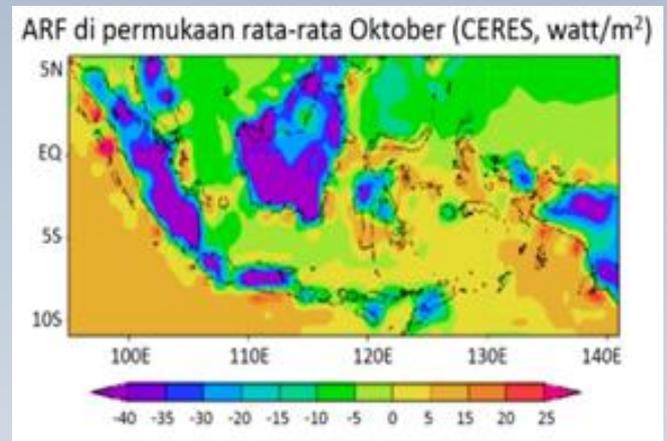
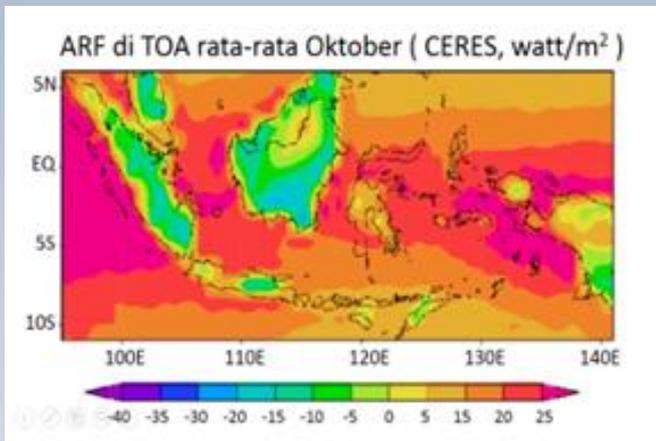
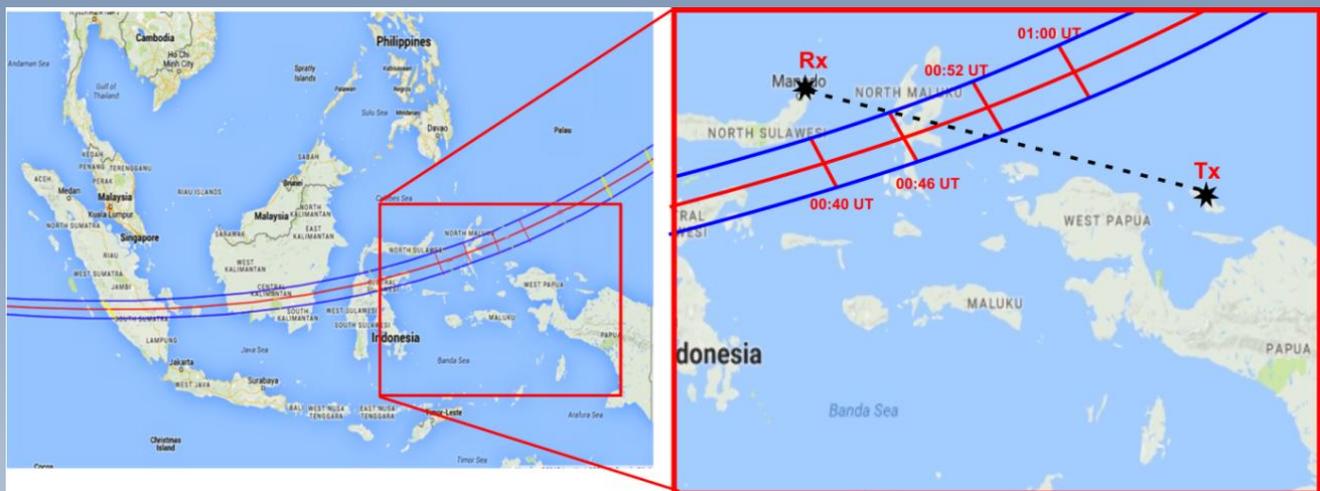


Jurnal SAINS DIRGANTARA Journal of Aerospace Sciences

Vol. 14 No. 1 Desember 2016

ISSN 1412- 808X

Nomor : 671/AU3/P2MI-LIPI/07/2015



Diterbitkan oleh Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)
Jakarta – Indonesia

J. Si. Dirgant

VOL. 14

NO. 1

HAL. 1 - 70

JAKARTA, JUNI 2017

ISSN 1412-808X

JURNAL

SAINS DIRGANTARA

Journal of Aerospace Sciences

Vol. 14 No. 1 Desember 2016

ISSN 1412-808X

Nomor : 671/AU3/P2MI-LIPI/07/2015

Jurnal Sains Dirgantara (JSD) berisi hasil penelitian, pengembangan, dan/atau pemikiran di bidang sains atmosfer dan antariksa. Jurnal ini terbit sejak tahun 2004 dan dipublikasikan dua kali dalam setahun (Juni dan Desember)

SUSUNAN DEWAN PENYUNTING JURNAL SAINS DIRGANTARA

- Ketua Editor

Drs. Sri Kaloka Prabotosari (Lingkungan Atmosfer dan Aplikasinya)/LAPAN

- Penyunting

Dr. Ina Juaeni (Meteorologi/Sains Kebumihan)/LAPAN

Dr. Buldan Muslim (Fisika Magnetosfer dan Ionosfer)/LAPAN

Drs. Jiyo, M.Si (Fisika Magnetosfer dan Ionosfer)/LAPAN

Dr. Dadang Subarna (Klimatologi dan Atmosfer Maritim)/LAPAN

- Mitra Bestari

Prof. Dr. Thomas Djamaluddin (Astronomi dan Astrofisik)/LAPAN

Dr. Dhani Herdhiewidjaja (Cuaca Antariksa)/ITB

Dr. Nurjanna Joko Trilaksono (Meteorologi Skala Meso)/ITB

- Korektor Naskah

Dr. Wiwiek Setyawati (Lingkungan Atmosfer dan Aplikasinya)/LAPAN

SUSUNAN SEKRETARIAT REDAKSI JURNAL SAINS DIRGANTARA

Pemimpin Umum

Ir. Christianus Ratrias Dewanto, M.Eng

Pemimpin Redaksi Pelaksana

Ir. Jasyanto, MM

Redaksi Pelaksana

Mega Mardita, S.Sos.,M.Si

Yudho Dewanto, ST

Irianto, S.Kom

Dwi Haryanto, S.kom

Aulia Pradipta, S.S

Tata Letak

M. Luthfi

Berdasarkan SK Kepala LIPI Nomor: 818/E/2015 ditetapkan
Jurnal Sains Dirgantara sebagai Majalah Berkala Ilmiah Terakreditasi

Gambar cover, atas Lintasan gerhana matahari total pada 9 Maret 2016 di ketinggian 300 km serta lokasi pemancar dan penerima yang digunakan dalam observasi; *bawah* Pola spasial *Aerosol Radiative Forcing* di puncak atmosfer (ARF_{ToA}) dan permukaan (ARF_{Surf}) pada bulan Oktober, dalam satuan $watt/m^2$

Alamat Penerbit

LAPAN Jl. Pemuda Persil No. 1, Rawamangun, Jakarta 13220

Telepon : (021) 4892802 Ext. 142/146 (Hunting), Fax. : (021) 47882726

Email : publikasi@lapan.go.id

Situs : <http://www.lapan.go.id>

<http://jurnal.lapan.go.id>

JURNAL

SAINS DIRGANTARA

Journal of Aerospace Sciences

Vol. 14 No. 1 Desember 2016

ISSN 1412-808X

Nomor : 671/AU3/P2MI-LIPI/07/2015

DAFTAR ISI

	Halaman
PERBANDINGAN KARAKTERISTIK AKTIVITAS SINTILASI IONOSFER DI ATAS MANADO, PONTIANAK DAN BANDUNG BERDASARKAN DATA GISTM (CHARACTERISTICS COMPARISON OF IONOSPHERIC SCINTILLATION ACTIVITIES OVER MANADO, PONTIANAK AND BANDUNG BASED ON GISTM DATA) Sri Ekawati, Sefria Anggarani, dan Dessi Marlia	1– 16
ESTIMASI BADAI GEOMAGNET BERDASARKAN KONDISI KOMPONEN ANGIN SURYA DAN MEDAN MAGNET ANTARPLANET (ESTIMATION OF GEOMAGNETIC STORM BASED ON SOLAR WIND COMPONENT'S AND INTERPLANETARY MAGNETIC FIELD CONDITION) Anwar Santoso, Mamat Ruhimat, Rasdewita Kesumaningrum, Siska Fillawati	17 - 26
PENGARUH AEROSOL TERHADAP FLUKS RADIASI NETO DAN RADIATIVE FORCING DI PUNCAK ATMOSFER DAN DI PERMUKAAN BERDASAR DATA SATELIT (THE INFLUENCE OF AEROSOL ON THE NET RADIATION FLUX AND RADIATIVE FORCING AT THE TOP OF ATMOSPHERE AND SURFACE BASED ON SATELLITE DATA) Rosida dan Indah Susanti	27 - 42
ANALISIS PROPAGASI GELOMBANG RADIO MODE ANGKASA SAAT PERISTIWA GERHANA MATAHARI 9 MARET 2016 (SKYWAVE PROPAGATION ANALYSIS DURING SOLAR ECLIPSE ON 9 MARCH 2016) Varuliantor Dear dan Rohmat Yulianto	43 - 56
PREDIKTIBILITAS CURAH HUJAN DIURNAL DI PULAU JAWA MENGGUNAKAN MODEL WRF (PREDICTIBILITY OF DIURNAL RAINFALL OVER JAVA ISLAND BY USING WRF MODEL) Suaydhi	57 - 70

JURNAL

SAINS DIRGANTARA

Journal of Aerospace Sciences

Vol. 14 No. 1 Desember 2016

ISSN 1412-808X

Nomor : 671/AU3/P2MI-LIPI/07/2015

Dari Redaksi

Sidang Pembaca yang kami hormati,

Puji syukur, kita panjatkan ke hadirat Allah SWT, atas rahmat dan karunia-Nya, sehingga Jurnal Sains Dirgantara Vol. 14, No. 1, Desember 2016, hadir ke hadapan sidang pembaca dengan menyetengahkan 5 (lima) artikel sebagai berikut:

*“Perbandingan Karakteristik Aktivitas Sintilasi Ionosfer di atas Manado, Pontianak dan Bandung Berdasarkan Data GISTM (Characteristics Comparison of Ionospheric Scintillation Activities over Manado, Pontianak and Bandung based on GISTM Data)” ditulis oleh: **Sri Ekawati, Sefria Anggarani, dan Dessi Marlia**; “Estimasi Badai Geomagnet Berdasarkan Kondisi Komponen Angin Surya dan Medan Magnet Antarplanet (Estimation of Geomagnetic Storm based on Solar Wind Component’s and Interplanetary Magnetic Field Condition)” ditulis oleh: **Anwar Santoso, Mamat Ruhimat, Rasdewita Kesumaningrum, dan Siska Fillawati**; “Pengaruh Aerosol Terhadap Fluks Radiasi Neto dan Radiative Forcing di Puncak Atmosfer dan di Permukaan Berdasar Data Satelit (the Influence of Aerosol on the Net Radiation Flux and Radiative Forcing at the Top of Atmosphere and Surface based on Satellite Data)” ditulis oleh: **Rosida dan Indah Susanti**; “Analisis Propagasi Gelombang Radio Mode Angkasa Saat Peristiwa Gerhana Matahari 9 Maret 2016 (Skywave Propagation Analysis During Solar Eclipse on 9 March 2016)” ditulis oleh: **Varuliantor Dear dan Rohmat Yulianto**; Artikel terakhir “Prediktibilitas Curah Hujan Diurnal di Pulau Jawa Menggunakan Model WRF (Predictability of Diurnal Rainfall over Java Island by Using WRF Model)” ditulis oleh: **Suaydhi**.*

Kami mengundang sidang pembaca yang budiman untuk berpartisipasi aktif dengan mengirimkan karya tulis ilmiah yang sesuai dengan lingkup jurnal ini.

Demikian kami sampaikan, semoga sidang pembaca dapat mengambil manfaatnya.

Jakarta, Juni 2017

**PERBANDINGAN KARAKTERISTIK AKTIVITAS SINTILASI IONOSFER
DI ATAS MANADO, PONTIANAK DAN BANDUNG BERDASARKAN
DATA GISTM
(CHARACTERISTICS COMPARISON OF IONOSPHERIC
SCINTILLATION ACTIVITIES OVER MANADO, PONTIANAK AND
BANDUNG BASED ON GISTM DATA)**

Sri Ekawati¹⁾, Sefria Anggarani, dan Dessi Marlia

Pusat Sains Antariksa, LAPAN

¹⁾e-mail : sri.ekawati@lapan.go.id

Diterima 9 Mei 2016; Disetujui 17 Januari 2017; Diterbitkan 30 Mei 2017

ABSTRACT

The characteristics of ionospheric scintillation activity in certain region need to be known since its occurrence can degrade satellite signal quality of global satellite navigation system (GNSS) and also satellite communication especially works at L-band frequency. The occurrence of ionospheric scintillation varies with location. Therefore, this paper aims to determine comparative characteristics of ionospheric scintillation activity over Manado, Pontianak and Bandung from amplitude scintillation index S4 data derived from GPS receiver. The data were obtained from the GPS Ionospheric Scintillation and TEC Monitor (GISTM) at Manado station (1.48 N; 124.85 E, geomagnetic latitude 7.7 S), at Pontianak station (0.03 S; 109.33 E, geomagnetic latitude 9.7 S) and at Bandung (-6.90 S; 107.6 E, geomagnetic latitude 16.54 S) on July 2014 to June 2015. The data were classified into three categories: quiet, moderate and strong, based on s4 index. Then we calculated number of monthly scintillation occurrence from each observation station and mapping of S4 index over Manado, Pontianak and Bandung. The results showed that the percentage of strong scintillation ($S4 > 0.5$) above Manado was always lower than the other stations. Strong scintillation detected at one stations might not be detected at other stations. For very intense scintillation event, its occurrence could be detected by all observation stations but vary in duration. Duration of strong scintillation over Bandung was the longest (up to 4 hours) compared to Pontianak (less than 2 hours) and Manado (less than 1 hour). Based on map of strong scintillation, it occurred more intensively over Java Sea.

Keywords: *Ionospheric scintillation, S4 index, GNSS*

ABSTRAK

Karakteristik aktivitas sintilasi ionosfer di atas suatu wilayah perlu diketahui karena kemunculannya dapat menurunkan kualitas sinyal dari sistem navigasi global berbasis satelit (GNSS) dan juga komunikasi satelit khususnya yang bekerja pada frekuensi Pita-L. Kemunculan sintilasi ionosfer bervariasi terhadap lokasi. Tujuan dari penelitian ini adalah mengetahui perbandingan karakteristik aktivitas sintilasi ionosfer di atas Manado, Pontianak dan Bandung berdasarkan data indeks amplitudo sintilasi S4. Data diperoleh dari pengamatan menggunakan GPS *Ionospheric Scintillation and TEC Monitor* (GISTM) di Manado (1,48°LU;124,85°BT, lintang geomagnet 7,7° LS), Pontianak (0,03°LS;109,33°BT, lintang geomagnet 9,7° LS) dan Bandung (-6,90° LS; 107,60° BT, lintang geomagnet 16,54° LS). Pengamatan dilakukan dari bulan Juli 2014 hingga Juni 2015. Data harian diklasifikasikan menjadi tiga kategori yaitu kondisi tenang, menengah dan kuat. Kemudian dihitung berapa persen kemunculan sintilasi kuat dari masing-masing stasiun pengamatan selama periode tersebut dan dilakukan pemetaan indeks S4 di atas Manado, Pontianak dan Bandung. Hasilnya menunjukkan jumlah kemunculan sintilasi kategori kuat ($S4 > 0,5$) bulanan di atas Manado selalu lebih rendah dibandingkan dengan stasiun lainnya. Sintilasi kuat yang terdeteksi di suatu stasiun belum tentu terdeteksi di stasiun lainnya. Untuk peristiwa sintilasi yang sangat intensif, kemunculan sintilasi dapat terdeteksi oleh semua stasiun pengamatan tetapi durasinya berbeda-beda. Durasi sintilasi kuat di atas Bandung merupakan yang paling lama (mencapai 4 jam) dibandingkan dengan Pontianak (kurang dari 2 jam) dan Manado (kurang dari 1 jam). Berdasarkan peta kemunculan sintilasi kuat, gangguan lebih intensif terjadi di daerah di atas laut Jawa.

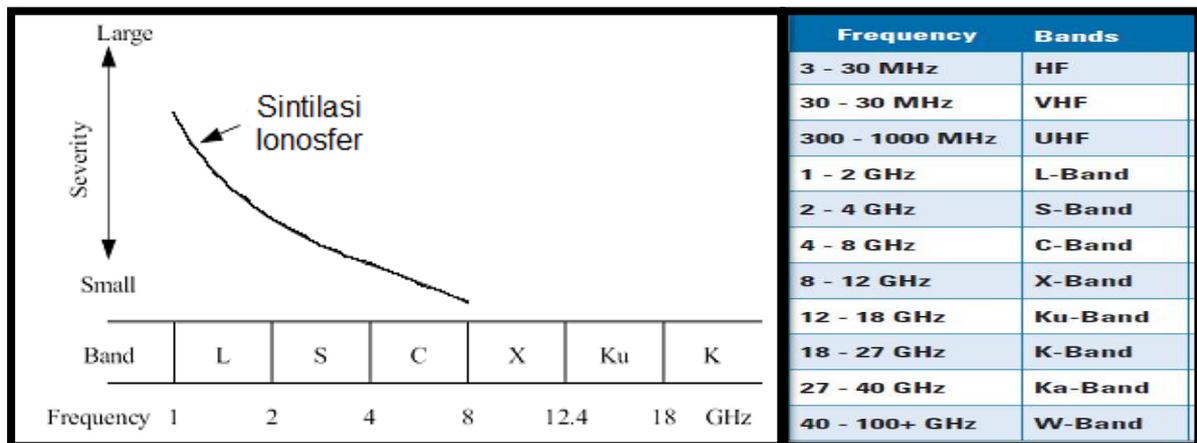
Kata kunci: *sintilasi ionosfer, indeks S4, GNSS*

1 PENDAHULUAN

Sintilasi ionosfer merupakan fenomena alam yang dapat menjadi bencana (*navigation/communication hazard*) bagi sistem navigasi berbasis satelit global (GNSS) dan komunikasi satelit khususnya yang bekerja pada daerah frekuensi L-band (Banerjee dkk., 1992). Gambar 1-1 menunjukkan pengaruh aktivitas sintilasi ionosfer terhadap gelombang radio pada beberapa pita frekuensi. Sumbu-x adalah frekuensi dari L-band (1 – 2 GHz), S-band (2 – 4 GHz), C-band (4 – 8 GHz), dan seterusnya. Sumbu-y adalah dampak yang ditimbulkan oleh fenomena sintilasi (*severity*). Sintilasi ionosfer akan berdampak lebih besar pada sistem *trans-ionosphere* yang menggunakan frekuensi pada daerah L-band dibandingkan dengan C-band (Theerapatpaiboon dkk., 2004).

Sistem navigasi berbasis satelit (*Global Navigation Satellite System/GNSS*) pada umumnya bekerja pada frekuensi L-band seperti yang

ditunjukkan Tabel 1-1 (Hlubek dkk.,2014). Agar bisa menembus ionosfer, maka sinyal-sinyal GNSS dimodulasikan ke gelombang pembawa pada frekuensi L-Band. Tabel 1-1 menunjukkan frekuensi gelombang pembawa yang digunakan oleh satelit GPS (**G**lobal **P**ositioning **S**ystem), satelit GLONASS (**G**lobal'naya **N**avigatsionnaya **S**putnikovaya **S**istema dalam bahasa Rusia) dan satelit Galileo (Nama fisikawan dan ilmuwan terkemuka dari Italia) yang merupakan bagian dari GNSS (**G**lobal **N**avigation **S**atellite **S**ystem). Satelit GPS yg merupakan GNSS milik Amerika Serikat menggunakan sinyal L1, L2 dan L5 pada rentang frekuensi L-band (1 – 2 GHz). Begitu juga dengan GLONASS dan Galileo menggunakan frekuensi di rentang L-band. Oleh karena itu GNSS dapat dipengaruhi oleh fenomena sintilasi ionosfer yang merupakan gangguan di medium plasma ionosfer (Beniguel dkk., 2009).



Gambar 1-1 : Pengaruh sintilasi ionosfer terhadap frekuensi (Theerapatpaiboon dkk., 2004)

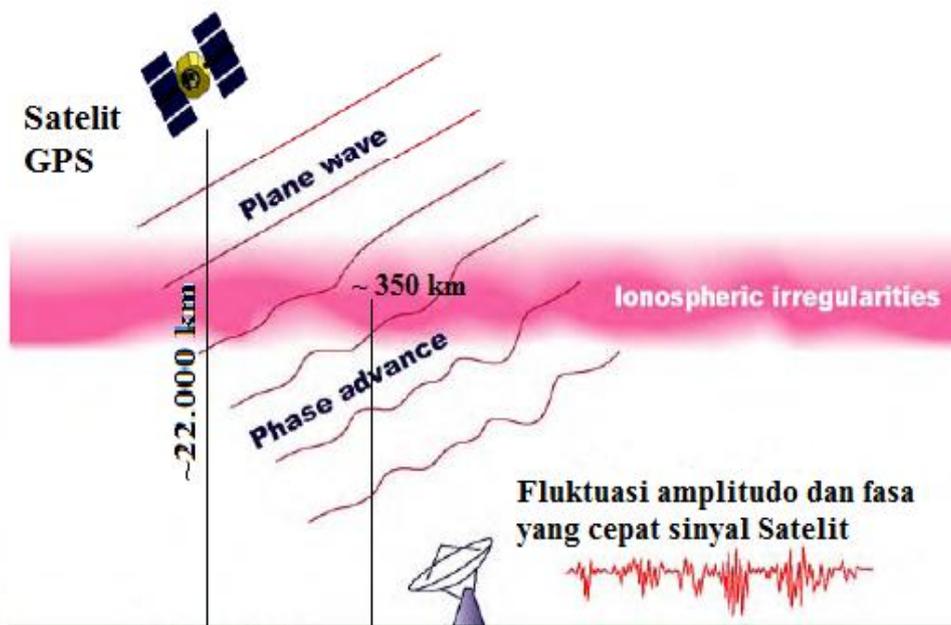
Tabel 1-1: FREKUENSI YANG DIGUNAKAN GPS, GLONASS DAN GALILEO SEBAGAI BAGIAN DARI GNSS (Hlubek dkk.,2014)

GNSS	Negara	Frekuensi (MHz)		
GPS	USA	L1 : 1575,42	L2:1227,60	L5 (I + Q): 1176,45
GLONASS	Rusia	L1:1602 + FCN 0.5625	L2:1246+FCN 0.4375	
Galileo	Eropa	E1 (B + C):1575,42		E5a(I +Q): 1176,45

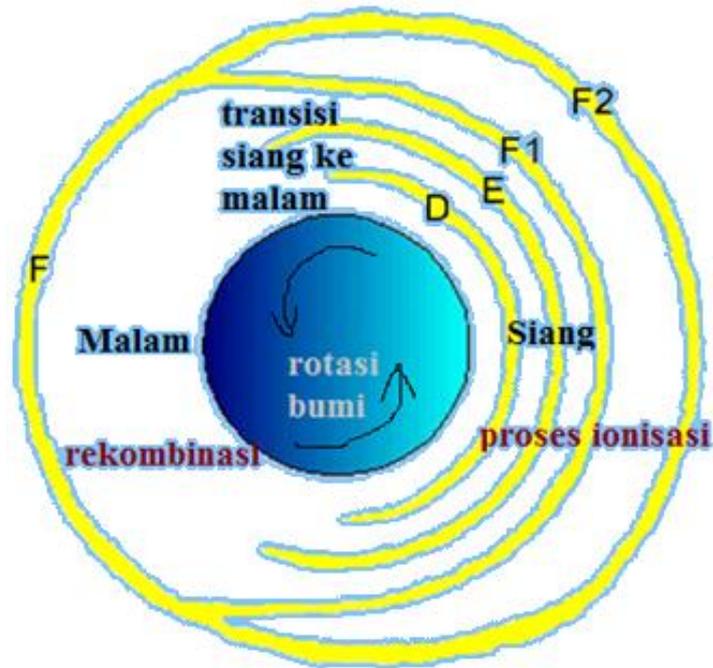
Sintilasi ionosfer merupakan gangguan sinyal satelit saat melalui medium plasma ionosfer berupa turbulensi plasma atau ketidakaturan densitas elektron sehingga mengakibatkan fluktuasi amplitudo dan fasa yang sangat cepat atau *fading amplitudo* yang sangat cepat (Jacowski dkk., 2012). Adapun ilustrasi sintilasi ionosfer ditunjukkan pada Gambar 1-2. Khusus di daerah ekuator dan lintang rendah geomagnet, kemunculan sintilasi terjadi pada saat transisi siang menuju malam atau beberapa saat setelah matahari terbenam. Pada fase tersebut terjadi perubahan proses ionisasi pada siang hari dan proses rekombinasi pada malam hari seperti yang kami ilustrasikan pada Gambar 1-3.

Kemunculan sintilasi ionosfer ini erat kaitannya dengan kemunculan *plasma bubble* di lapisan F ionosfer akibat terjadinya ketidakstabilan Rayleigh-Taylor (Ossakow, 1981; Mendillo dan Baumgardner, 1982; Ogawa dkk., 2005). Adapun mekanisme terjadinya *plasma bubble* terkait dengan

ketidakstabilan Rayleigh-Taylor. Pergerakan arus ionosfer pada umumnya ke arah atas pada siang hari dan ke arah bawah pada malam hari. Setelah matahari terbenam, medan magnet horizontal ke arah utara, arus ion-ion muatan (+) bergerak ke arah timur. Akibatnya, menghasilkan gaya ke arah atas, sehingga terjadi peningkatan *pre-reversal* (PRE) yaitu perubahan ketinggian lapisan F ionosfer secara cepat (Ossakow, 1981). Akibat terjadi pemisahan muatan (+) dan (-), maka menghasilkan gaya ke arah bawah. Ketidakstabilan plasma tersebut akan semakin berkembang sehingga menimbulkan gelembung dengan gerak ke atas yang dinamakan *plasma bubbles*. Pergerakan *plasma bubble* tersebut dapat mencapai ketinggian lebih dari 1500 km di atas ekuator geomagnet kemudian bergerak ke arah lintang rendah geomagnet bagian utara dan selatan dengan durasi kemunculannya dari beberapa menit sampai dengan beberapa jam. (Abdu dkk.,1983).



Gambar 1-2: Ilustrasi sinyal satelit GPS yang terganggu oleh fenomena sintilasi ionosfer sehingga terjadi fluktuasi amplitudo dan fasa yang cepat setelah melalui medium plasma ionosfer. (sumber: Maruyama, NICT, Japan)



Gambar 1-3: Ilustrasi lapisan Ionosfer pada siang dan malam

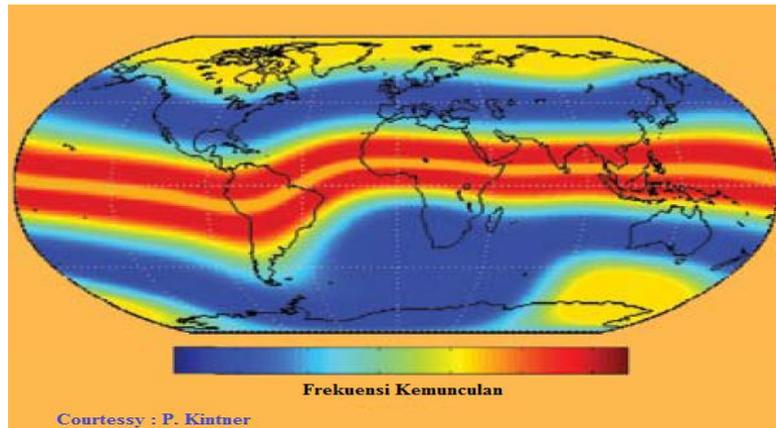
Adapun daerah kemunculan sintilasi ionosfer yang paling sering terjadi adalah di daerah sekitar $\pm 20^\circ$ lintang geomagnet belahan bumi utara maupun selatan (Kintner dkk., 2009) seperti yang ditunjukkan peta kemunculan sintilasi ionosfer secara global (Gambar 1-4). Semakin merah warnanya menunjukkan frekuensi kemunculannya semakin tinggi dan semakin biru warnanya kemunculannya semakin rendah. Gambar 1-4 juga menunjukkan bahwa ionosfer di atas wilayah Indonesia merupakan wilayah dengan frekuensi kemunculan sintilasi ionosfer paling tinggi.

Studi tentang sintilasi ionosfer di atas Indonesia secara klimatologi dan arah pergerakannya telah dilakukan dari data indeks S4 stasiun Pontianak dan Bandung tahun 2009 - 2011 (Abadi dkk., 2014). Evolusi kemunculan sintilasi ionosfer di atas wilayah Indonesia secara spasial dan secara temporal pun telah dilakukan dari data indeks S4 Kototabang, Pontianak dan Manado tahun 2013 (Asnawi dkk., 2015). Kedua makalah tersebut melaporkan

kemunculan sintilasi terjadi pada dua puncak selama setahun.

Masalah yang dikaji pada makalah ini: pertama, seberapa besar kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat (dengan indeks S4 lebih besar dari 0,5) di atas Manado, Pontianak dan Bandung setiap bulannya dan seberapa besar perbedaan kemunculan sintilasi kategori kuat tersebut di Manado, Pontianak dan Bandung? Kedua, apakah kemunculan sintilasi ionosfer kuat dapat terdeteksi oleh semua stasiun pengamatan atau hanya terdeteksi oleh suatu stasiun pengamatan saja. Ketiga, dari segi waktu, bagaimana perbedaan kemunculan sintilasi kategori kuat dari ketiga stasiun tersebut? Dan terakhir, dimanakah kemunculan gangguan sintilasi ionosfer kuat paling sering terjadi diantara ketiga stasiun pengamatan tersebut?

Sehingga tujuan penelitian ini adalah mengetahui perbandingan karakteristik aktivitas sintilasi ionosfer di atas Manado, Pontianak dan Bandung dari data indeks amplitudo sintilasi S4 yang diperoleh dari penerima GPS.



Gambar 1-4: Peta global kemunculan sintilasi ionosfer (Kintner dkk., 2009)

2 DATA DAN METODOLOGI

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data indeks sintilasi amplitudo (S_4) yang diperoleh dari GPS *Ionospheric Scintillation and TEC Monitor* (GISTM) yang dioperasikan di Bandung, Pontianak dan Manado. Tabel 2-1 menunjukkan posisi stasiun berdasarkan koordinat geografis (lintang dan bujur) serta lintang geomagnet.

Data yang diolah adalah Indeks S_4 yang merupakan akar varian normalisasi dari intensitas sinyal satelit. Indeks S_4 tidak memiliki satuan dan memiliki nilai dari 0 sampai dengan 1. GISTM mengeluarkan data indeks S_4 total dan indeks S_4 correction. Sehingga untuk memperoleh indeks S_4 yang terkoreksi digunakan perhitungan seperti pada Persamaan 2-1 (Dubey dkk, 2006):

$$S_4 = \sqrt{S_{4total}^2 + S_{4correction}^2} \quad (2-1)$$

Berdasarkan GISM Chart (*Global Ionosphere Scintillation Model*), aktivitas sintilasi yang diindikasikan oleh indeks S_4 , mempunyai kategori sebagai berikut (Butcher, 2005):

- 1) ($S_4 \leq 0,25$) : *quiet*/tenang,
- 2) ($0,25 < S_4 \leq 0,5$) : *moderate*/sedang,
- 3) ($0,5 < S_4 \leq 1$) : *strong*/ kuat

Data indeks S_4 selama satu tahun yaitu dari bulan Juli 2014 sampai dengan Juni 2015 diidentifikasi dan

diklasifikasikan menjadi tiga kategori yaitu kondisi tenang, menengah, dan kuat. Untuk memudahkan dalam menganalisis, maka klasifikasi tersebut dilakukan dengan perbedaan warna. Aktivitas sintilasi tenang/*quiet* dengan indeks $S_4 \leq 0,25$ diidentifikasi dengan warna hijau. Aktivitas sintilasi sedang/*moderate* dengan indeks $0,25 < S_4 \leq 0,5$ dan durasinya lebih besar dari 10 menit diidentifikasi dengan warna kuning. Aktivitas sintilasi kuat/*strong* dengan indeks $0,5 < S_4 \leq 1$ dan durasinya lebih dari 10 menit diidentifikasi dengan warna merah. Sedangkan warna biru artinya tidak ada data tersedia atau data tidak lengkap. Kemudian dilakukan pemilihan data sintilasi hanya kategori kuat/*strong*. Sehingga diperoleh jumlah kemunculan sintilasi kategori kuat dalam satu bulan. Dari jumlah kemunculan sintilasi kuat bulanan ini dapat diketahui aktivitas dan karakteristik sintilasi ionosfer di atas setiap stasiun secara umum.

Karena data posisi titik lintasan sinyal satelit GPS di ionosfer (berupa koordinat lintang dan bujur) tidak tersedia, maka *Ionospheric Pierce Point* (IPP) dari data sudut elevasi dan azimuth dihitung di ketinggian 350 km di atas permukaan bumi (Asnawi, 2015). Metode tersebut dilakukan untuk mengetahui posisi sintilasi ionosfer dan melakukan pemetaan sintilasi ionosfer di atas wilayah Indonesia.

Tabel 2-1: POSISI STASIUN PENERIMA GISTM

Nama Stasiun	Lintang (°)	Bujur (°)	Lintang Geomagnet (°)
Bandung	-6,90° LS	107,60° BT	16,54° LS
Pontianak	0,03° LS	109,33° BT	9,7° LS
Manado	1,48° LU	124,85° BT	7,7° LS

Tabel 2-2: KLASIFIKASI AKTIVITAS SINTILASI IONOSFER

Kategori	Warna	Indikasi	Durasi
Tenang	Hijau	$S4 \leq 0,25$	
Menengah	Kuning	$0,25 < S4 \leq 0,5$	> 10 menit
Kuat	Merah	$0,5 < S4 \leq 1$	> 10 menit
Tidak ada data	Biru	Data tidak lengkap/tidak ada data	

3 HASIL DAN PEMBAHASAN

Tabel 3-1 menunjukkan hasil identifikasi dan klasifikasi harian kemunculan sintilasi ionosfer di atas Manado, Pontianak dan Bandung dari bulan Juli 2014 sampai dengan Juni 2015. Klasifikasi dilakukan berdasarkan indikasi indeks S4 yang ditunjukkan Tabel 2-2.

3.1 Perbandingan Berdasarkan Jumlah Kemunculan Sintilasi Kuat Bulanan

Untuk mengetahui seberapa besar kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado, Pontianak dan Bandung dan seberapa besar perbedaannya, maka perhitungan jumlah banyaknya hari kemunculan sintilasi kategori kuat dalam satu bulan telah dilakukan. Hasil perhitungan jumlah kemunculan sintilasi kategori kuat di atas Manado, Pontianak dan Bandung bulanan dari bulan Juli 2014 sampai dengan Juni 2015 ditunjukkan pada Gambar 3-1. Warna biru menunjukkan data diperoleh dari stasiun Manado, warna hijau menunjukkan data diperoleh dari Pontianak dan warna merah menunjukkan data diperoleh dari stasiun Bandung. Sumbu-x menunjukkan bulan dan sumbu-y menunjukkan jumlah kemunculan sintilasi kategori kuat selama satu bulan. Selanjutnya

akan dipaparkan pembahasan berdasarkan Tabel 3-1 dan Gambar 3-1.

Pada bulan Juli 2014, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat baik di atas Manado, Pontianak maupun Bandung adalah 0. Selain itu, pada bulan Juli juga hanya terjadi kemunculan aktivitas sintilasi kategori menengah, yaitu tanggal 10 Juli 2014 dari data Manado dan Pontianak, tanggal 16 Juli 2014 dari data Pontianak namun data Manado kategori tenang, dan tanggal 28 Juli 2014 dari data Bandung namun data Pontianak kategori tenang.

Pada bulan Agustus 2014, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 4, di atas Pontianak sebesar 1, dan di atas Bandung sebesar 6. Pada periode ini, kemunculan sintilasi ionosfer di atas Bandung lebih sering terjadi dibandingkan ionosfer di atas Pontianak dan Manado. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 7, 10, 18 dan 27 Agustus 2014. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 7 Agustus 2014. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 2, 3, 6, 7, 9 dan 17 Agustus 2014.

Pada bulan September 2014, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 3,

di atas Pontianak sebesar 12 dan di atas Bandung sebesar 12. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 9, 17 dan 18 September 2014. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 3, 9, 10, 13, 15, 16, 18, 21, 22, 23, 28, dan 29 September 2014. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 8, 9, 10, 13, 15, 16, 17, 18, 22, 23, 27, dan 29 September 2014.

Pada bulan Oktober 2014, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 7, di atas Pontianak sebesar 6, dan di atas Bandung sebesar 6. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 1,4,8,10,12,14, dan 17 Oktober 2014. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 1, 3, 6, 8, 12, 13, dan 14 Oktober 2014. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 8,12,14,17,21 dan 31 Oktober 2014.

Pada bulan Nopember 2014, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 4, di atas Pontianak sebesar 5, dan di atas Bandung sebesar 6. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 10, 17, 18, 20 Nopember 2014. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 10, 11, 17, dan 19 Nopember 2014. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 1, 2, 6, 9, 10, dan 19 Nopember 2014.

Sedangkan pada bulan Desember 2014 dan Januari 2015, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat baik di atas Manado, Pontianak maupun Bandung adalah 0.

Pada bulan Februari 2015, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 1, di atas Pontianak sebesar 4, dan di atas Bandung sebesar 6. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 19 Februari 2015. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 15, 19, 25 dan 27 Februari 2015. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi

kuat terjadi pada tanggal 15, 16, 25, 26, 27, dan 28 Februari 2015.

Pada bulan Maret 2015, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 7, di atas Pontianak sebesar 11, dan di atas Bandung sebesar 10. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 4, 5, 11, 14, 16, 25, dan 31 Maret 2015. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 3, 4, 5, 6, 9, 11, 12, 13, 14, 16 dan 24 Maret 2015. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 3, 5, 6, 9, 12, 13, 14, 24, 25, dan 26 Maret 2015. Pada bulan April 2015, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 8, di atas Pontianak sebesar 14, dan di atas Bandung sebesar 12. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 1, 2, 3, 6, 7, 8, 14 dan 15 April 2015. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 1 – 9, 22, 25, 26, 27 dan 29 April 2015. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 1 – 9, 22, 23, dan 25 April 2015.

Pada bulan Mei 2015, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado sebesar 1, di atas Pontianak sebesar 3, dan di atas Bandung sebesar 5. Dari data Manado, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 8 Mei 2015. Dari data Pontianak, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 4, 7, dan 16 Mei 2015. Sedangkan dari data Bandung, sintilasi kuat terjadi pada tanggal 2, 4, 5, 7 dan 16 Mei 2015.

Pada bulan Juni 2015, jumlah kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat di atas Manado, Pontianak adalah 0, dan di atas Bandung sebesar 2 yang terjadi pada tanggal 2 dan 4 Juni 2015.

Berdasarkan Tabel 3-1, secara umum sintilasi kuat yang terdeteksi di Manado akan terdeteksi di Pontianak, dan di Bandung. Namun ada juga beberapa kasus sintilasi kuat terdeteksi di Manado namun tidak terdeteksi di Pontianak dan Bandung seperti pada tanggal 14 dan 15 April 2015. Sebaliknya banyak kejadian sintilasi

kuat terdeteksi di Bandung namun tidak terdeteksi baik di Pontianak dan Manado seperti pada tanggal 17 Agustus 2014, 16 Februari, 23 April, 2 Mei, 2 Juni dan 4 Juni 2015.

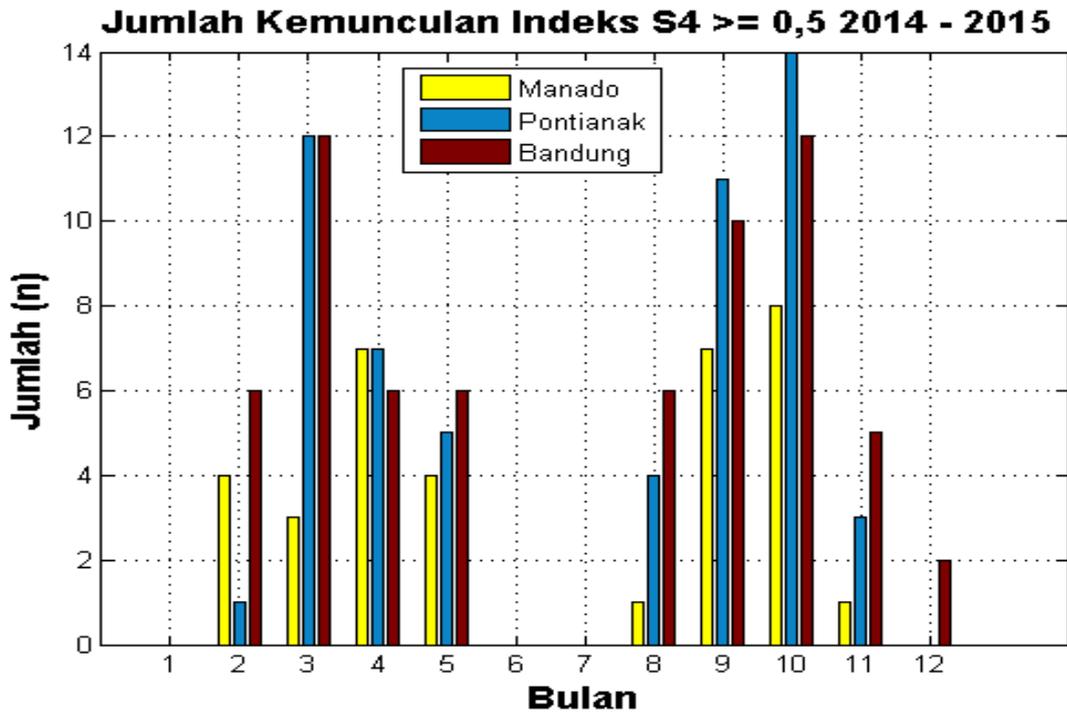
Berdasarkan Gambar 3-1, secara umum sintilasi banyak muncul di bulan Maret-April dan September-Oktober yang ditunjukkan ketiga stasiun yaitu saat matahari berada di sekitar ekuinoks. Dan kemunculan sintilasi kuat jarang muncul di bulan Juni-Juli dan Desember-Januari. Berdasarkan Gambar 3-1 juga, sintilasi kuat lebih banyak dideteksi oleh alat di Bandung dan Pontianak dibandingkan dengan alat yang ditempatkan di Manado. Hal tersebut ditunjukkan dengan jumlah kemunculan sintilasi kuat bulanan yang

selalu lebih rendah dibandingkan dengan di Pontianak dan Bandung. Walaupun pada bulan Agustus jumlah kemunculan sintilasi kuat di Manado lebih tinggi dibandingkan dengan di Pontianak, bukan berarti di Pontianak tidak ada sintilasi kuat. Tetapi, data di Pontianak lebih banyak tidak lengkap atau data *error* yang dapat dilihat lebih terperinci di Tabel 3-1. Hasil lainnya adalah selama periode Juni 2014 – Juli 2015 kemunculan sintilasi tertinggi terjadi pada bulan September dan April yang ditunjukkan oleh stasiun pengamatan di Pontianak dan Bandung. Sedangkan berdasarkan stasiun Manado kemunculan sintilasi tertinggi terjadi pada bulan Oktober dan April.

Tabel 3-1: HASIL IDENTIFIKASI DAN KLASIFIKASI KEMUNCULAN SINTILASI IONOSFER DARI TIGA STASIUN PENGAMATAN YAITU DI MANADO, PONTIANAK DAN BANDUNG DARI BULAN JULI 2014 – JUNI 2015

Aktivitas Sintilasi		Tanggal																																				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31						
2014	Jul	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
	Ags	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
	Sep	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
	Okt	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
Nov	Manado																																					
	Pontianak																																					
	Bandung																																					
Des	Manado																																					
	Pontianak																																					
	Bandung																																					
2015	Jan	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
	Feb	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
	Mar	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
	Apr	Manado																																				
		Pontianak																																				
		Bandung																																				
Mei	Manado																																					
	Pontianak																																					
	Bandung																																					
Jun	Manado																																					
	Pontianak																																					
	Bandung																																					

Keterangan :	■ : $0 < S_4 \leq 0,25$ tenang	■ : $0,25 < S_4 \leq 0,5$ menengah	■ : $0,5 < S_4 \leq 1$ kuat	■ : data tidak lengkap/no data
--------------	--	---	---	--



Gambar 3-1: Jumlah kemunculan sintilasi bulanan untuk sintilasi kategori kuat (indeks S4 ≥ 0,5) di atas Manado, Pontianak dan Bandung

3.2 Perbandingan Berdasarkan Waktu dan Durasi Gangguan Sintilasi

Walaupun sintilasi kategori kuat terdeteksi di ketiga tempat pengamatan, tetap memiliki perbedaan dari waktu kemunculannya dan juga durasinya. Dari Tabel 3-1, diambil contoh untuk sintilasi kategori kuat yang terdeteksi di semua stasiun pengamatan yaitu tanggal 5, 14 Maret dan 8 April 2015. Gambar 3-2, 3-3, dan 3-4 berturut-turut adalah perubahan Indeks S4 terhadap waktu (UT) dari stasiun Manado, Pontianak dan Bandung pada tanggal 5, 14 Maret, dan 8 April 2015.

Pada tanggal 5 Maret 2015, sintilasi ionosfer kategori kuat (S4>0,5) mulai muncul di atas Manado pada pukul 13:06 UT (21:00 WITA di Manado) dengan durasi 10 menit. Sintilasi kuat di atas Pontianak mulai muncul pukul 14:10 UT (21:10 WIB di Pontianak) dengan durasi 26 menit. Sedangkan sintilasi kuat di atas Bandung mulai muncul pukul 13:40 UT (20:40 WIB di Bandung) dengan durasi 4 jam.

Pada tanggal 14 Maret 2015, sintilasi ionosfer kategori kuat (S4>0,5)

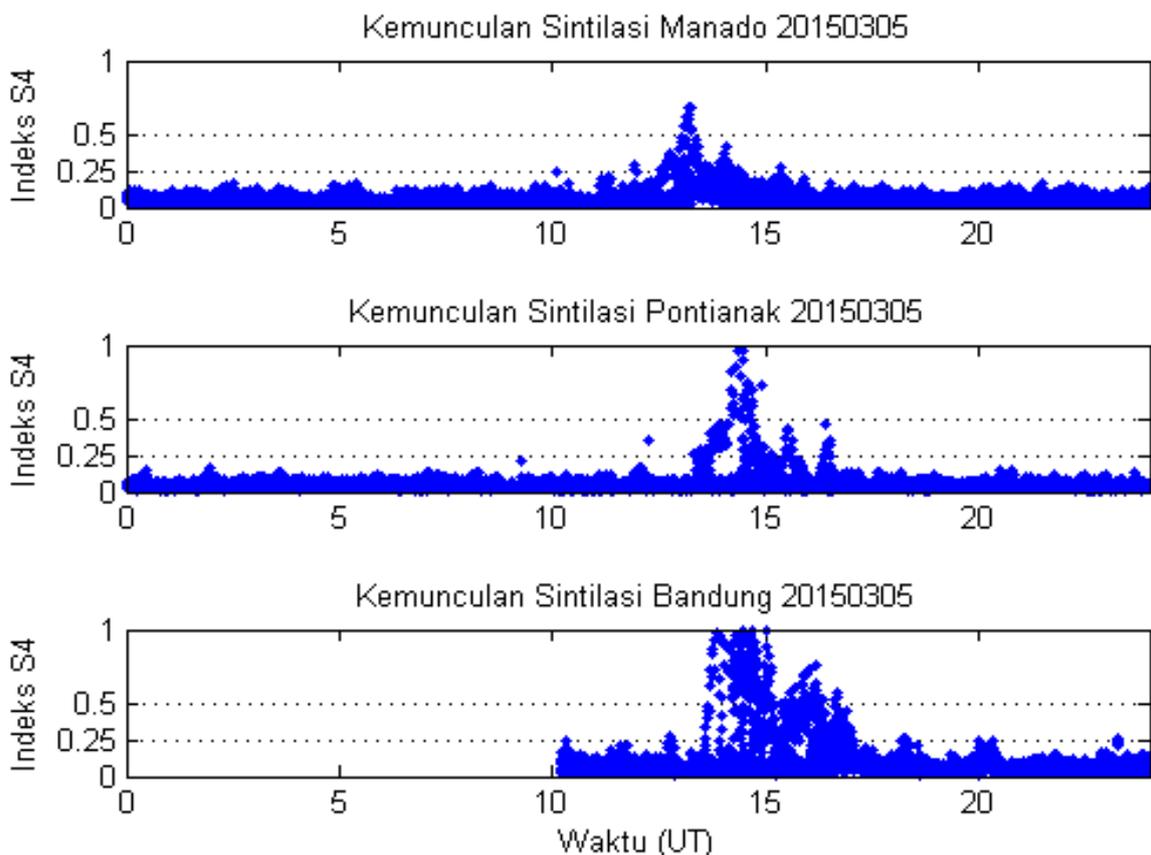
mulai muncul di atas Manado pada pukul 11:42 UT (19:42 WITA di Manado) dengan durasi total 30 menit. Sintilasi kuat di atas Pontianak mulai muncul pukul 13:22UT (20:22 WIB di Pontianak) dengan durasi 1 jam 5 menit. Sedangkan sintilasi kuat di atas Bandung mulai muncul pukul 12:02 UT (19:02 WIB di Bandung) dengan durasi total 4 jam 30 menit.

Pada tanggal 8 April 2015, sintilasi ionosfer kategori kuat (S4>0,5) mulai muncul di atas Manado pada pukul 11:24 UT (19:24 WITA di Manado) dengan durasi total 50 menit. Sintilasi kuat di atas Pontianak mulai muncul pukul 12:10 UT (19:10 WIB di Pontianak) dengan durasi 47 menit kemudian muncul kembali pada pukul 14:25 UT (21:25 WIB di Pontianak) dengan durasi 47 menit. Sedangkan sintilasi kuat di atas Bandung mulai muncul pukul 12:07 UT (19:07 WIB di Bandung) dengan durasi total 2 jam 52 menit dan muncul kembali pada pukul 15:28 UT (22:28 WIB di Bandung) dengan durasi 37 menit. Pada Gambar 3-2, 3-3 dan 3-4, kemunculan sintilasi

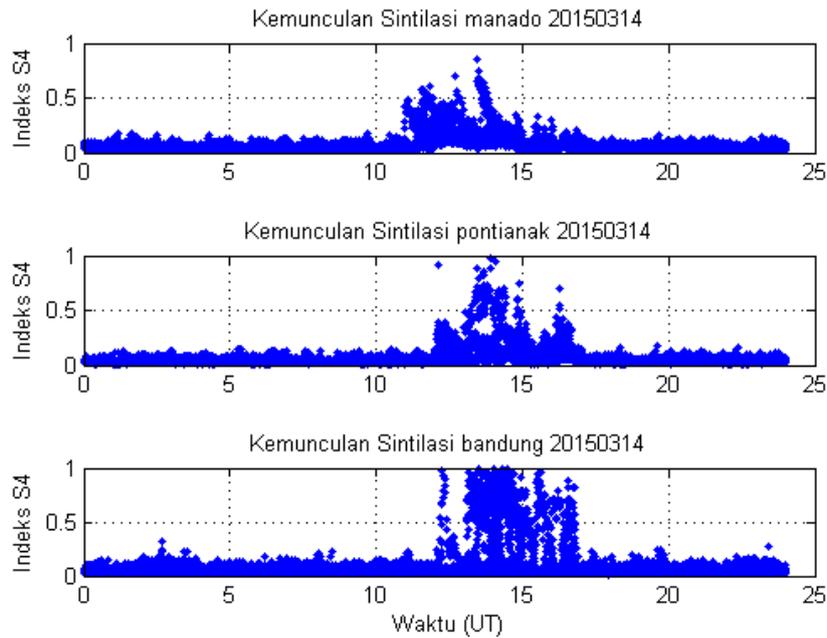
lebih dahulu terdeteksi oleh alat di Manado, kemudian Pontianak selanjutnya Bandung. Hal tersebut karena ionosfer di Manado lebih dahulu mengalami pergantian siang ke malam dan gangguan ketidakstabilan ionosfer mulai terjadi di Manado. Sedangkan kemunculan sintilasi di Pontianak dan Bandung hampir sama karena memiliki waktu pergantian siang ke malam yang hampir sama. Hal tersebut menunjukkan waktu kemunculan sintilasi ionosfer di atas wilayah Indonesia adalah beberapa saat setelah matahari terbenam.

Selain itu, durasi gangguan kemunculan sintilasi di atas Bandung

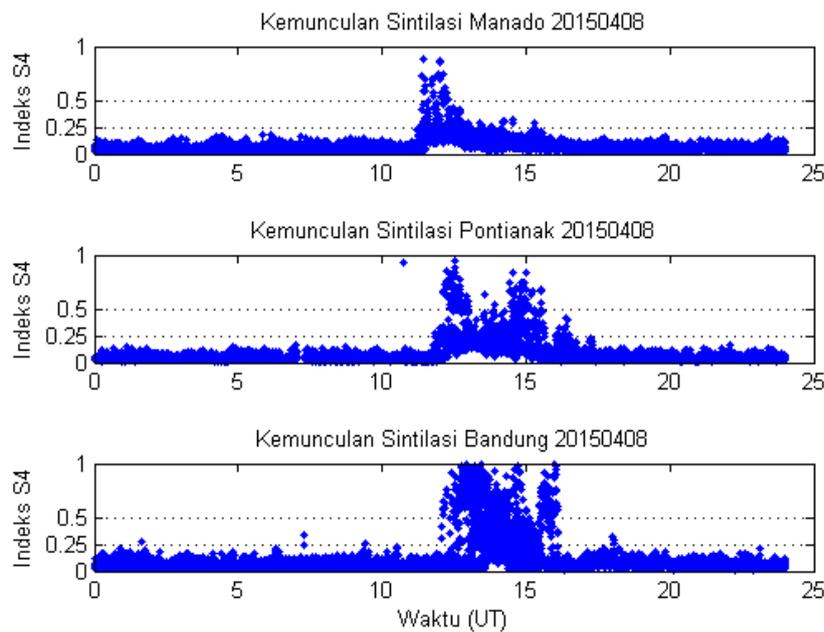
lebih lama dibandingkan dengan durasi gangguan di Pontianak ataupun Manado. Durasi gangguan di atas Bandung dapat mencapai 4 jam namun di atas Manado hanya puluhan menit saja. Hal tersebut karena gangguan ketidakaturan ionosfer atau turbulensi ionosfer lebih besar berada di atas Bandung dibandingkan Pontianak dan Manado. Ini menunjukkan kemunculan sintilasi ionosfer memiliki variasi lintang. Disebabkan gangguan *plasma bubbles* yang mulai terbentuk di ekuator geomagnet bergerak dan tumbuh ke arah lintang rendah geomagnet (Ogawa dkk., 2005).



Gambar 3-2: Aktivitas sintilasi ionosfer di atas Manado, Pontianak dan Bandung pada tanggal 5 Maret 2015



Gambar 3-3: Aktivitas sintilasi ionosfer di atas Manado, Pontianak dan Bandung pada tanggal 14 Maret 2015.



Gambar 3-4: Aktivitas sintilasi ionosfer di atas Manado, Pontianak dan Bandung pada tanggal 8 April 2015

3.3 Perbandingan Berdasarkan Daerah Gangguan Sintilasi

Untuk mengetahui daerah gangguan sintilasi, maka dilakukan pemetaan indeks S4 di atas daerah Manado yang ditunjukkan Gambar 3-5, daerah Pontianak yang ditunjukkan Gambar 3-6 dan daerah Bandung yang ditunjukkan Gambar 3-7. Dari peta

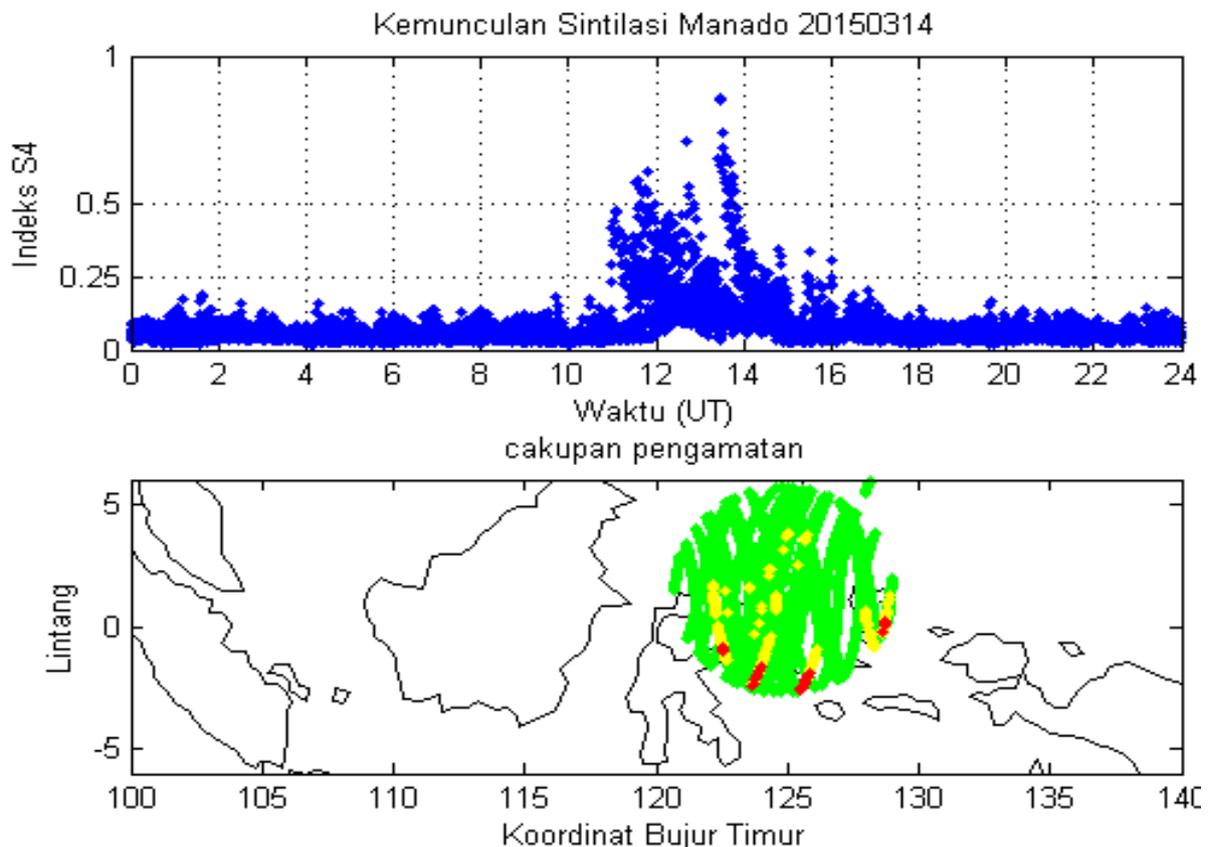
tersebut dapat diperoleh informasi daerah gangguan sintilasi ionosfer.

Gambar 3-5 menunjukkan aktivitas sintilasi ionosfer pada tanggal 14 Maret 2015 yang diperoleh dari GISTM Manado. Panel bawah menunjukkan daerah cakupan pengamatan ionosfer dan peta sintilasi ionosfer selama 24 jam. Dari peta

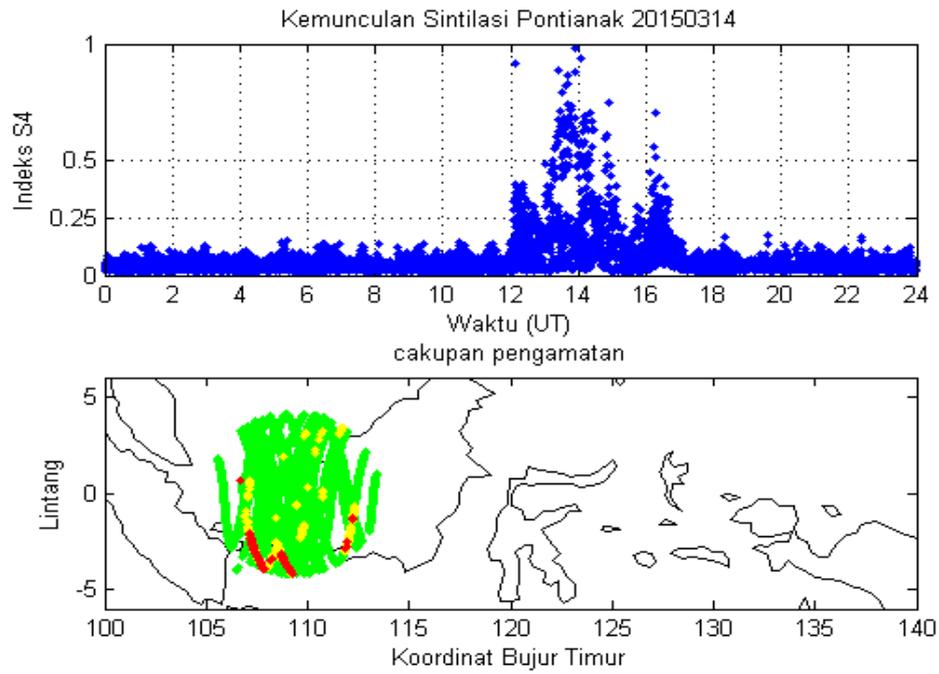
tersebut terlihat daerah gangguan sintilasi yang berwarna merah yaitu di daerah selatan cakupan pengamatan Manado. Gambar 3-6 menunjukkan aktivitas sintilasi ionosfer pada tanggal 14 Maret 2015 yang diperoleh dari GISTM Pontianak. Panel bawah menunjukkan daerah cakupan pengamatan ionosfer dan peta sintilasi ionosfer selama 24 jam. Dari peta tersebut terlihat daerah gangguan sintilasi yang berwarna merah yaitu di daerah selatan cakupan pengamatan Pontianak. Sedangkan Gambar 3-7 menunjukkan aktivitas sintilasi ionosfer pada tanggal 14 Maret 2015 yang diperoleh dari GISTM Bandung. Panel bawah menunjukkan daerah cakupan pengamatan ionosfer dan peta sintilasi

ionosfer selama 24 jam. Dari peta tersebut terlihat daerah gangguan sintilasi yang berwarna merah yaitu hampir melingkupi semua daerah cakupan pengamatan lebih intensif ke arah Utara cakupan pengamatan di atas Bandung.

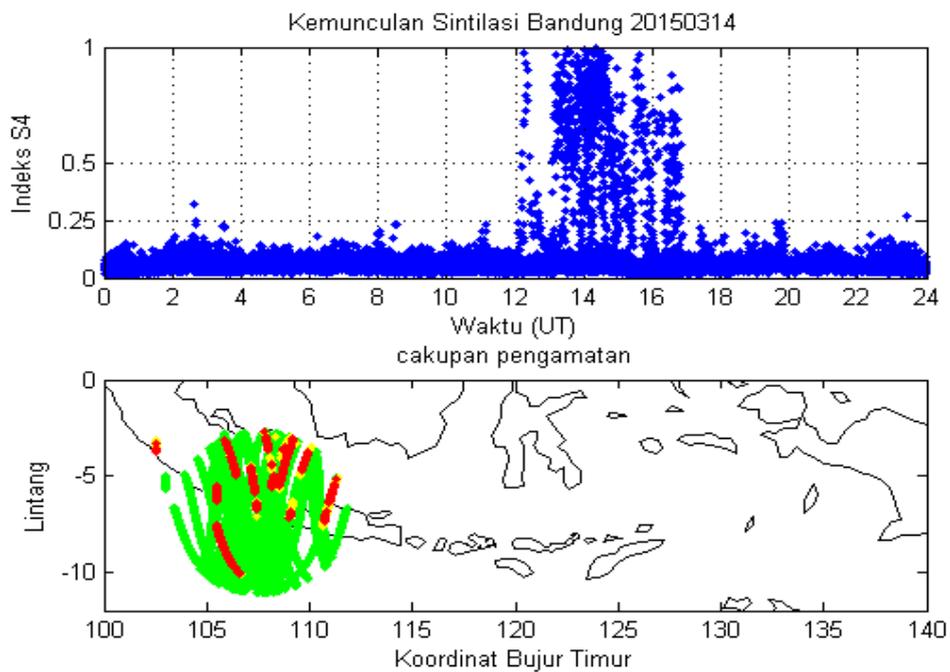
Bila peta sintilasi dari Manado, Pontianak dan Bandung digabungkan maka diperoleh peta distribusi daerah aktivitas sintilasi ionosfer. Gambar 3-8 menunjukkan peta sintilasi ionosfer pada tanggal 14 Maret 2015 pada pukul 10:00 - 18:00 UT. Sumbu-x menunjukkan koordinat bujur, sumbu-y menunjukkan koordinat lintang dan warna menunjukkan indeks S4 dari 0 sampai dengan 1. Semakin berwarna merah, nilai indeks S4 semakin kuat.



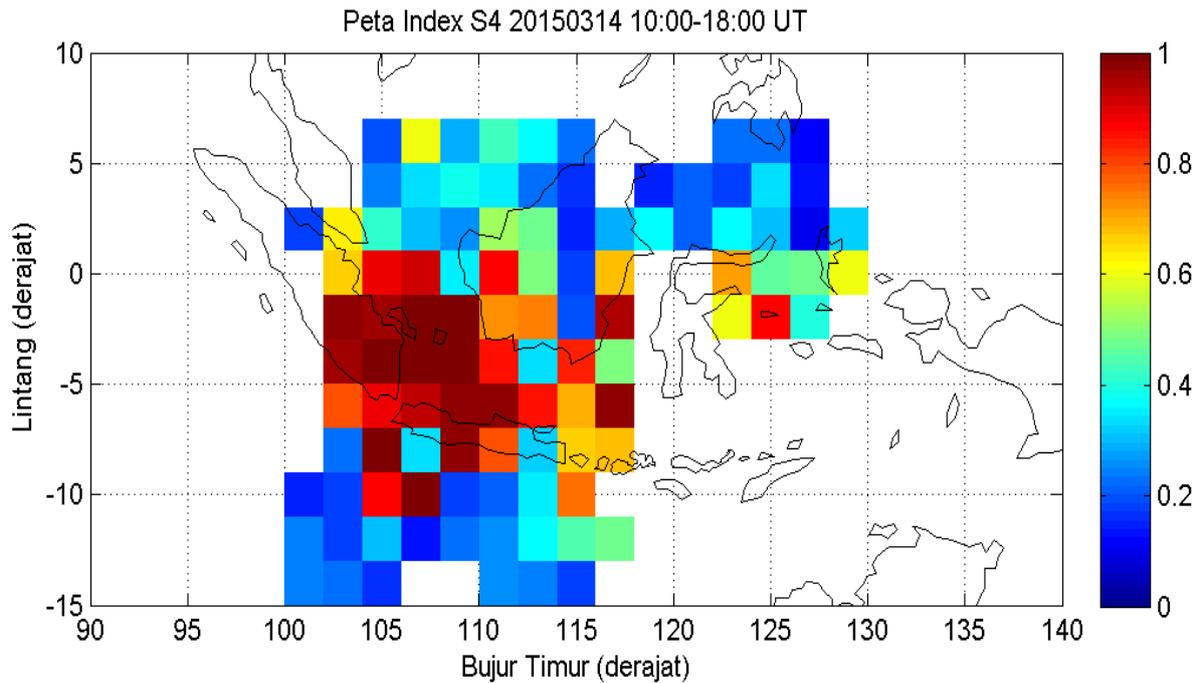
Gambar 3-5: Aktivitas sintilasi ionosfer di atas Manado pada tanggal 14 Maret 2015 selama 24 jam. Panel atas menunjukkan indeks S4 dan panel bawah menunjukkan daerah kemunculan aktivitas sintilasi dengan warna hijau, kuning dan merah berturut-turut untuk kategori tenang, menengah dan kuat



Gambar 3-6: Aktivitas sintilasi ionosfer di atas Pontianak pada tanggal 14 Maret 2015 selama 24 jam. Panel atas menunjukkan indeks S4 dan panel bawah menunjukkan daerah kemunculan aktivitas sintilasi dengan warna hijau, kuning dan merah berturut-turut untuk kategori tenang, menengah dan kuat



Gambar 3-7: Aktivitas sintilasi ionosfer di atas Bandung pada tanggal 14 Maret 2015 selama 24 jam. Panel atas menunjukkan indeks S4 dan panel bawah menunjukkan daerah kemunculan aktivitas sintilasi dengan warna hijau, kuning dan merah berturut-turut untuk kategori tenang, menengah dan kuat



Gambar 3-8: Peta aktivitas sintilasi ionosfer di atas wilayah Indonesia pada tanggal 14 Maret 2015 dengan resolusi $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ dari data indeks S4 yang diperoleh dari tiga stasiun yaitu Manado, Pontianak dan Bandung

Gambar 3-8 merupakan peta distribusi aktivitas sintilasi ionosfer yang diperoleh dari data indeks S4 yang mewakili daerah dengan kotak $2^{\circ} \times 2^{\circ}$. Artinya, setiap kotak mewakili daerah 2° bujur dan 2° lintang. Dari peta tersebut terlihat distribusi gangguan sintilasi ionosfer lebih intensif di atas daerah laut Jawa. Artinya sinyal satelit yang melalui ionosfer di daerah sekitar laut Jawa akan lebih mengalami gangguan dibandingkan ketika sinyal satelit melalui daerah di atas Kalimantan Timur atau di Utara Manado. Dengan diperoleh peta distribusi kemunculan sintilasi ionosfer, diperoleh juga informasi kemunculan sintilasi ionosfer mempunyai variasi lintang dengan intensitas gangguan sintilasi kategori kuat berada di daerah sepanjang garis -4° LS (sekitar -15° LS, lintang geomagnet) hingga -7° LS (sekitar -17° LS lintang geomagnet). Daerah tersebut merupakan daerah dengan konsentrasi plasma yang tinggi (*crest*) of *Equatorial Ionization Anomaly (EIA)*.

4 KESIMPULAN

Berdasarkan jumlah kemunculan bulanan, kemunculan sintilasi ionosfer kategori kuat lebih intensif terjadi di atas Bandung dan Pontianak dibandingkan dengan Manado. Umumnya, sintilasi kuat terdeteksi di atas Bandung, namun di Pontianak dan Manado tidak terdeteksi adanya sintilasi kuat. Sebaliknya ada beberapa kasus sintilasi kuat terdeteksi di atas Manado, namun tidak ditunjukkan oleh alat di Pontianak dan Bandung.

Sintilasi kuat akan terdeteksi lebih dahulu di atas Manado dibandingkan dengan Pontianak dan Bandung. Hal tersebut karena Manado merupakan daerah yang lebih Timur sehingga lebih dahulu mengalami fase perubahan siang ke malam.

Dari segi durasinya, sintilasi kuat di atas Bandung menunjukkan gangguan lebih lama (mencapai 4 jam) dibandingkan dengan durasi kemunculan sintilasi kuat di atas

Pontianak dan Manado. Bahkan pada beberapa kasus durasi kemunculan sintilasi di atas Manado beberapa puluh menit sementara di Pontianak mencapai lebih dari satu jam dan di Bandung mencapai lebih dari 4 jam.

Berdasarkan peta distribusi indeks S4 di atas wilayah Indonesia, kemunculan sintilasi ionosfer memiliki variasi lintang dan akan intensif di sekitar daerah sepanjang garis lintang -15° LS hingga -17° LS lintang geomagnet.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada tim jaringan LAPAN, serta tim BPD Pontianak dan Manado atas ketersediaan data ionosfer. Penulis juga mengucapkan terima kasih kepada Pak Asnawi Husin, sebagai Kepala Bidang Ionosfer dan Telekomunikasi tahun 2015, yang telah memberikan ide dan akses memperoleh data, kepada Annis S. Mardiani dan C.P. Gustiniawati atas bantuannya mengolah data indeks S4, kepada Noersomadi atas bantuannya dalam pembuatan program peta.

DAFTAR RUJUKAN

- Abadi, P., S., Saito, and W., Srigutomo, 2014. *Low-latitude scintillation occurrences around the equatorial anomaly crest over Indonesia*. Ann. Geophys, 32, 7–17, doi:10.5194/angeo-32-7-2014.
- Abdu, M. A., R. T., de Medeiros, J. H. A., Sobral, and J. A., Bittencourt, 1983. *Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from spaced ionosonde observations*. J. Geophys. Res., 88, 9197–9204, doi:10.1029/JA088iA11 p09197, 1983.
- Asnawi, P., Abadi, S., Ekawati, dan D., Marlia, 2015. *Analisis Spasial Kemunculan Sintilasi Ionosfer Kuat Bulan Ekuinoks Periode 2013 di Indonesia*. Jurnal Sains Dirgantara Vol.12 No.2 Juni 2015:77-86.
- Banerjee, P. K., R. S., Dabas, and B. M. C., Reddy, 1992. *C and L Band Transionospheric Scintillation Experiment: Some Results for Applications to Satellite Radio Systems*, Radio Sci., 27, 955–969, doi: 10.1029/ 92RS01307, 1992.
- Beniguel, Y., V., Romano, L., Alfonsi, M., Aquino, A., Bourdillon, P., Cannon, G., De Franceschi, S., Dubey, B., Forte, V., Gherm, N., Jakowski, M., Materassi, T., oackPozoga, M., Rogers, N., Spalla, P., Strangeways, H. J. E., Warrington., M., Wernik, A., Wilken, V., and N., Zernov, 2009. *Ionospheric Scintillation Monitoring and Modelling*. Annals of Geophysics, vol. 52, N.3/4, June/August 2009.
- Butcher, N., 2005. *Daily Ionospheric Forecasting Service (DIFS) III*, Annales of Geophysicae, 23:3591-3598. 2005.
- Dubey, S., R. Wahi, and A. K. Gwal, 2006. *Ionospheric Effects on GPS Positioning*. Adv. Space Res., 38(11), 2478–2484, doi: 10.1016/j.asr.2005.07.030, 2006.
- Hlubek, Nikolai, J., Berdermann, V., Wilken, N., Jakowski, M., Wassae, and B., Damtie, 2014. *Scintillations of GPS, GLONASS, and Galileo signals at equatorial latitude*. Journal of Space Weather Space Clim. 4 (2014) A22, DOI: 10.1051/swsc/2014020.
- Jacowski, Norbert, Y., Béniguel, G., D., Franceschi, M., H., Pajares, K., S., Jacobsen, I., Stanislawska, L., Tomasik, R., Wamant, and G., Wautelet, 2012. *Monitoring, Tracking and Forecasting Ionospheric Perturbations Using GNSS Techniques*. Journal of Space Weather Space Clim. 2 (2012) A22, DOI: 10.1051/swsc/2012022.
- Kintner, P., M., JR., T., Humphreys, J., Hinks, 2009. *GNSS and Ionospheric Scintillation: How to Survive the Next Solar Maximum*. Inside GNSS July/August 2009.
- Mendillo, M., and J., Baumgardner, 1982. *Airglow characteristics of equatorial plasma depletions*. J. Geophys. Res., 87, 7641–7652, 1982.
- Ogawa, T., E., Sagawa, Y., Otsuka, K., Shiokawa, T. I., Immel, S. B., Mende, and P., Wilkinson, 2005. *Simultaneous Ground- and Satellite-Based Airglow Observations of Geomagnetic Conjugate Plasma Bubbles in the Equatorial Anomaly*. Earth Planet Space, 57, 385–392, 2005.
- Ossakow, S. L., 1981. *Spread-F Theories: A Review*. J. Atmos. Terr. Phys., 43, 437–452, doi:10.1016/0021-9169(81)90107-0, 1981.
- Theerapatpaiboon, P., S. Sukkaewthanom, N., Leelarui and N. Hemmakorn, 2004. *The study of Scintillation on C-band Low Elevation Angle at Sri-Racha Satellite Earth Station*. ICCAS 2004.

ESTIMASI BADAI GEOMAGNET BERDASARKAN KONDISI KOMPONEN ANGIN SURYA DAN MEDAN MAGNET ANTARPLANET (ESTIMATION OF GEOMAGNETIC STORM BASED ON SOLAR WIND COMPONENT'S AND INTERPLANETARY MAGNETIC FIELD CONDITION)

Anwar Santoso, Mamat Ruhimat, Rasdewita Kesumaningrum, Siska Fillawati

Pusat Sains Antariksa

Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional

Jl. Dr. Djundjuna 133 Bandung 40173 Indonesia

e-mail: anwar.santoso@lapan.go.id

Diterima 8 Mei 2016; Direvisi 18 April 2017; Disetujui 19 Juli 2017

ABSTRACT

One of the space weather phenomena is geomagnetic storms. Geomagnetic storms were caused by the entry of fast solar wind due to Coronal Mass Ejection in conjunction with the Interplanetary Magnetic Field (IMF) B_z that leads to the south. Conditions of solar wind component along southward of IMF B_z before geomagnetic storms can determine the formation of geomagnetic storms. In addition, through the solar wind conditions and B_z component of the IMF before the geomagnetic storm intensity of geomagnetic storms can be estimated through the model of geomagnetic storms as a function of the density of solar wind and geomagnetic storms models as a combined function of the density and speed of the solar wind. This case study used geomagnetic storm events data occurred in March 17, 2013; February 19, 2014; March 17, 2015; and June 23, 2015. The results of the study showed that the estimates of the geomagnetic storms (Dst index) based on the condition of the solar wind components before geomagnetic storms and geomagnetic storm models as a combined function of the density and velocity components of the solar wind were still quite good. However, the estimates of the geomagnetic storms using the model as a combined function of the density and velocity components of the solar wind with the average deviation of 17,6 nT (12.8%) were better than using the model of geomagnetic storms as a function of the solar wind density with the average deviation of 37.3 nT (27.6%).

Keywords: *solar wind parameters, Interplanetary Magnetic Field, geomagnetic storm*

ABSTRAK

Salah satu fenomena cuaca antariksa adalah badai geomagnet. Badai geomagnet terjadi akibat masuknya angin surya cepat karena lontaran massa korona bersamaan dengan Bz *Interplanetary Magnetic Field* (IMF) yang mengarah ke selatan. Kondisi komponen angin surya bersama arah selatan Bz IMF sebelum badai geomagnet dapat menentukan pembentukan badai geomagnet. Selain itu, melalui kondisi komponen angin surya dan Bz IMF sebelum badai geomagnet maka intensitas badai geomagnet dapat diestimasi melalui model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan kerapatan dan kecepatan angin surya. Untuk studi kasus digunakan data kejadian badai geomagnet pada 17 Maret 2013, 19 Februari 2014, 17 Maret 2015 dan 23 Juni 2015. Hasil studi diperoleh bahwa estimasi badai geomagnet (indeks Dst) berdasarkan kondisi komponen angin surya sebelum badai geomagnet dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya masih cukup baik. Namun demikian, estimasi badai geomagnet menggunakan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya dengan deviasi rata-rata 17,6 nT (12,8%) lebih baik daripada model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dengan deviasi rata-rata 37,3 nT (27,6%).

Kata kunci: *parameter angin surya, medan magnet antarplanet, badai geomagnet*

1 PENDAHULUAN

Riset cuaca antariksa merupakan kegiatan penting di Pusat Sains Antariksa LAPAN untuk mempelajari karakteristik dan sumber pembangkitnya sehingga dapat dimanfaatkan untuk mitigasi terhadap dampak yang ditimbulkannya di lingkungan Bumi seperti diamankan dalam Undang-undang No. 21 Tahun 2013. Matahari merupakan sumber utama penggerak cuaca antariksa. Salah satu fenomena di Matahari yang menjadi sumber penggerak cuaca antariksa adalah *Coronal Mass Ejection* (CME) atau lontaran massa korona. Ketika terjadi lontaran massa korona, partikel-partikel dan medan magnet dilontarkan ke antariksa. Partikel-partikel tersebut terbawa serta oleh angin surya (*Solar Wind*, SW). Angin surya yang menuju Bumi akan bertumbukan dengan magnetosfer. Dalam tumbukan ini akan terjadi injeksi energi medan listrik melalui mekanisme rekoneksi (Burton dkk., 1975; O'Brien dan McPherron, 2000; Ballatore dan Gonzalez, 2003, Russell, 2006). Selanjut-

nya dari energi yang dihasilkan tersebut akan menyebabkan pertumbuhan arus cincin di sekitar Bumi. Pertumbuhan arus cincin akibat masuknya energi medan listrik akan memicu gangguan medan magnet Bumi dengan skala global (Gonzales dkk., 1994; Nagatsuma, 2002; Kivelson dan Russell, 1995; Gopalswamy, 2009; Russel, 2006; Khabarova, 2007; Santoso, 2010). Peristiwa ini dinamakan badai geomagnet (*magnetic storm*). Ketika rekoneksi berlangsung, injeksi partikel-partikel yang berasal dari lontaran masa korona tersebut di atas akan semakin intens bersamaan dengan medan magnet antarplanet mengarah ke selatan (*Interplanetary Magnetic Field* arah Bz(-)). Angin surya yang terlibat rekoneksi terproyeksi dalam komponen densitas (N_{sw} dalam $1/\text{cm}^3$), kecepatan (V_{sw} dalam km/detik) dan tekanan (P_{sw} dalam nPa). Perpaduan antara aktivitas di permukaan Matahari dan komponen-komponen angin surya dengan *Interplanetary Magnetic Field* (IMF) atau medan magnet antarplanet arah selatan

(Bz dalam nT) menentukan kuat atau lemahnya pertumbuhan arus cincin di magnetosfer. Bahkan bisa menentukan intensitas badai geomagnet yang dibentuknya (Yermolaev dkk., 2005; Khabarova, 2007; Futaana dkk., 2007; Jadeja dkk., 2008; Gopalswamy, 2009). Intensitas badai geomagnet di ekuator, lintang rendah dan menengah dinyatakan dengan indeks Dst (dalam nT). Tingkatan kuat badai geomagnet (melalui indeks Dst) dapat dikelompokkan menjadi lemah ($Dst > -50\text{nT}$); sedang ($-50\text{nT} > Dst > -100\text{nT}$); kuat ($-100\text{nT} > Dst > -200\text{nT}$); sangat kuat ($-200\text{nT} > Dst > -300\text{nT}$) dan super badai ($Dst < -300\text{nT}$) (Loewe dan Prolls, 1997).

Umumnya, pertumbuhan arus cincin yang menimbulkan badai geomagnet dipengaruhi oleh tekanan dinamik angin surya. Vsw merupakan salah satu komponen tekanan dinamik tersebut. Namun, beberapa fenomena pertumbuhan arus cincin terjadi bersamaan kuatnya komponen densitas dan tekanan angin surya tanpa kenaikan komponen kecepatan angin surya. Berdasarkan kondisi tersebut, Khabarova (2007) memperkenalkan formulasi kaitan antara Bz dan Nsw yakni :

$$P = B_{z_{min}} - \sqrt{N dT} \quad (1-1)$$

Dengan P adalah fungsi linier antara $B_{z_{min}}$ dengan densitas angin surya (N) dan dT adalah durasi waktu antara N mencapai maksimum dan Bz mencapai minimum (jam).

Dari studi kasus terhadap 30 kejadian badai geomagnet sepanjang 1995-2001, Khabarova (2007) telah memperoleh kaitan antara Dst dengan P yakni:

$$Dst = -4,5 + 6,5 P \quad (1-2)$$

Dalam makalah ini persamaan (1-2) disebut dengan model badai geomagnet sebagai fungsi komponen kerapatan angin surya. Dst sebenarnya merepresentasikan ukuran arus gabungan antara arus cincin dan arus *magnetopause*. Oleh karenanya, Dst ini harus dikoreksi dari pengaruh arus magnetopause. Dst yang terkoreksi arus magnetopause dinotasikan dengan Dst*. Dst* dirumuskan sebagai:

$$Dst^* = Dst - bP^{\frac{1}{2}} + c \quad (1-3)$$

Dengan Dst* menyatakan indeks Dst yang dibangkitkan hanya oleh arus cincin, Konstanta $b = 4,68\text{ nT}/(\text{nPa})^{1/2}$ dan $c = 7,26\text{ nT}/(\text{nPa})^{1/2}$ (Burton dkk., 1975; O'Brien dan McPherron, 2000; Ballatore and Gonzalez, 2003).

Oleh karena kenyataannya, banyak kejadian badai geomagnet dibangkitkan oleh komponen kecepatan (Vsw) angin surya, maka dalam makalah ini penulis memperkenalkan juga variabel P (*fitting factor*) sebagai fungsi Vsw dengan mengadopsi dan memodifikasi variabel P sebagai fungsi kerapatan (Nsw) angin surya yang diperkenalkan oleh Khabarova (2007) seperti ditunjukkan pada persamaan (1-1) sehingga diperoleh P sebagai fungsi Vsw dengan formulasinya sebagai,

$$P_{Bz-Vsw} = B_{z_{min}} - \sqrt{V dT} \quad (1-4)$$

Dengan dT adalah waktu antara Bz minimum dan puncak Vsw.

Banyak juga kejadian badai geomagnet dibangkitkan oleh perpaduan perilaku komponen Nsw dan Vsw sehingga P yang mewakili kombinasi pengaruh komponen Vsw dan Nsw (gabungan Persamaan (1-1) dan (1-4)) diformulasikan sebagai,

$$\begin{aligned} P_{tot} &= P + P_{Bz-Vsw} \\ P_{tot} &= P_{Bz-Nsw} + P_{Bz-Vsw} \end{aligned} \quad (1-5)$$

Dengan P sebagai fungsi N_{sw} dari Persamaan (1-1). $P_{Bz-V_{sw}}$ adalah variabel P sebagai fungsi kecepatan angin surya (V_{sw}) yang diadopsi dari Khabarova (2007).

Dengan menggunakan 64 kejadian badai geomagnet sepanjang tahun 1996-2006 maka penulis telah memperoleh kaitan antara P_{tot} dengan Dst^* minimum yakni,

$$Dst^* = 1,599(P_{total}) - 34,48 \quad (1-6)$$

Persamaan (1-6) ini disebut dengan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya.

Dalam makalah ini dilakukan estimasi badai geomagnet menggunakan model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya. Dengan membandingkan kedua hasil ini diharapkan kejadian badai geomagnet terutama yang ekstrim dapat diperkirakan. Selanjutnya, dimanfaatkan untuk mitigasi terhadap dampak yang merugikannya.

2 DATA DAN METODE

Data yang digunakan adalah indeks Dst dari universitas Kyoto, Jepang (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/index.html) tahun 2013-2015, komponen angin surya (densitas, N_{sw} ; kecepatan, V_{sw} ; tekanan, P_{sw}) dan komponen Bz IMF dari NASA/Goddard Space Flight Center, Amerika Serikat (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>) tahun 2013-2015.

Dari identifikasi indeks Dst tahun 2013-2015 maka diperoleh 8 kejadian badai geomagnet kuat ($Dst < -100$ nT), seperti ditunjukkan pada Tabel 2-1.

Tabel 2-1: DAFTAR KEJADIAN BADAI GEOMAGNET KUAT (Dst , -100 nT) TAHUN 2013-2015

No.	Tanggal Kejadian	$Dst_{Minimum}$
1	17 Maret 2013	-132 nT
2	1 Juni 2013	-119 nT
3	19 Februari 2014	-116 nT
4	17 Maret 2015	-132 nT
5	23 Juni 2015	-204 nT
6	7 Oktober 2015	-124 nT
7	20 Desember 2015	-170 nT
8	31 Desember 2015	-109 nT

Sebagai studi kasus dipilih kejadian badai geomagnet tanggal 17 Maret 2013, 19 Februari 2014, 17 Maret 2015 dan 23 Juni 2015. Berikutnya dilakukan penentuan penentuan $P_{Bz-N_{sw}}$ dari Persamaan (1-1) dengan input Bz , N_{sw} dan dT pada empat kejadian badai geomagnet kuat pada tanggal tersebut di atas. $P_{Bz-N_{sw}}$ yang diperoleh selanjutnya diinputkan ke model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya untuk mengestimasi Dst . Dengan input Bz , N_{sw} dan dT pada kejadian badai geomagnet tanggal 17 Maret 2013, 19 Februari 2014, 17 Maret 2015 dan 23 Juni 2015 yang sama maka dilakukan penentuan P_{Tot} dari Persamaan (1-5) yang hasilnya diinputkan ke model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya untuk estimasi Dst^* . Hasil keluaran model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya kemudian dianalisis dengan membandingkan hasil keluaran antar keduanya dan juga dengan Dst data. Dalam makalah ini penulis mengasumsikan bahwa baik model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya maupun model badai geomagnet sebagai

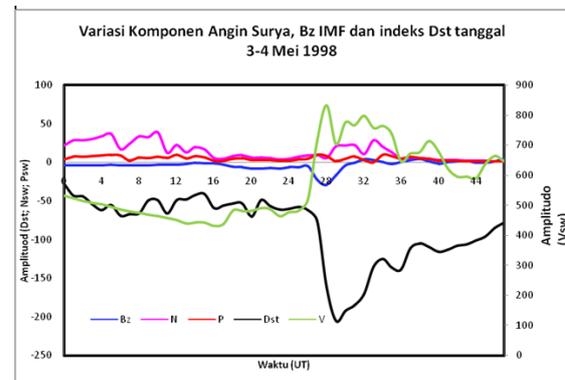
fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya akan memiliki efisiensi dan daya guna yang tinggi untuk kegiatan estimasi badai geomagnet apabila selisih waktu antara Bz mencapai minimum dan Dst mencapai minimum adalah minimal 3 jam. Hal ini karena kedua model mempunyai masukan Bz minimum sebagai salah satu faktor penentunya yakni dalam formulasi P_{Bz-Nsw} dan P_{total} . Sehingga apabila selisih waktu antara Bz mencapai minimum dan Dst mencapai minimum adalah 0 atau hanya 1 jam maka ketika Bz mencapai minimum, Dst juga sudah mencapai minimum. Estimasi badai geomagnet menggunakan kedua model tersebut dengan masukan Bz minimum menjadi tidak efisien dan tidak berdaya guna.

3 HASIL PEMBAHASAN

Dengan model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya (Persamaan 1-1) dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya (Persamaan 1-6) maka estimasi kejadian badai geomagnet dan sekaligus besar intensitasnya dapat dilakukan. Sayangnya, rumus ini masih memiliki kelemahan atau kurang bermanfaat jika dT yakni durasi waktu antara N_{sw} atau N_{sw} mencapai maksimum dengan Bz minimum terjadi di sekitar Dst minimum atau puncak intensitas badai geomagnet. Hal ini dikarenakan parameter P_{total} mengandung variabel dT tersebut. Contohnya fenomena ini dijumpai pada kegiatan pengolahan data sebelumnya yakni pada kejadian badai geomagnet yang ilustrasinya seperti ditunjukkan pada Gambar 3-1.

Gambar 3-1, menunjukkan perilaku komponen angin surya (N_{sw} , V_{sw} , dan P_{sw}) dan Bz IMF sebelum

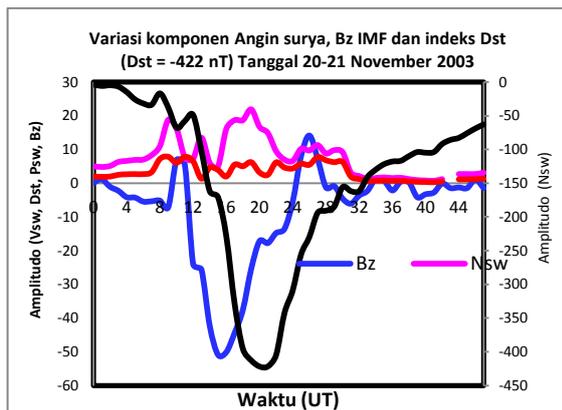
badai geomagnet 4 Mei 1998. Dari Gambar 3-1 diketahui bahwa intensitas badai geomagnet maksimum terjadi pukul 05.00 UT pada 4 Mei 1998 ($Dst = -205$ nT). Bz IMF mencapai nilai minimum pukul 04.00 UT pada 4 Mei 1998. Demikian pula komponen N_{sw} dan V_{sw} angin surya mencapai puncak pada pukul 04.00 UT, 4 Mei 1998. Selisih waktu antara Bz IMF mencapai minimum dengan Dst mencapai minimum hanya sebesar 1 jam. Dengan kondisi ini maka penerapan model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya untuk estimasi Dst minimum kurang efisien.



Gambar 3-1: Perilaku parameter angin surya, Bz IMF dan indeks Dst pada saat badai geomagnet tanggal 4 Mei 1998

Sementara itu, untuk kondisi lainnya yaitu jika maksimum V_{sw} atau N_{sw} dan Bz minimum terjadi tidak di sekitar Dst minimum atau puncak intensitas badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya untuk estimasi Dst minimum akan berdayaguna tinggi. Contohnya fenomena ini dijumpai pada kegiatan pengolahan data sebelumnya yakni pada kejadian badai geomagnet yang

ilustrasinya seperti ditunjukkan pada Gambar 3-2.



Gambar 3-2: Perilaku parameter angin surya, Bz IMF dan indeks Dst pada saat badai geomagnet 20 November 2003

Gambar 3-2, menunjukkan perilaku komponen angin surya (Nsw, Vsw, dan Psw) dan Bz IMF sebelum badai geomagnet tanggal 20 November 2003. Dari Gambar 3-2, diketahui bahwa intensitas badai geomagnet maksimum terjadi pukul 20.00 UT pada 20 November 2003 (Dst = -422 nT). Bz IMF mencapai nilai minimum pukul 15.00 UT, 20 November 2003. Sedangkan komponen Nsw dan Vsw angin surya mencapai puncak pada pukul 09.00 UT, 20 November 2003. Selisih waktu antara Bz IMF mencapai minimum dengan Dst mencapai minimum sebesar 5 jam. Kondisi ini relatif masih cukup efisien untuk menerapkan model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya untuk estimasi Dst minimum. Kondisi yang paling ideal untuk menerapkan model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya yaitu jika jeda waktu Bz mencapai minimum dengan Dst mencapai minimum lebih lama lagi dan jeda waktu Bz mencapai minimum tidak terlalu besar dengan puncak nilai Nsw dan Vsw.

Dengan demikian untuk jeda waktu ketika Bz mencapai minimum sampai Dst minimum berkisar antara 2-3 jam, maka estimasi kejadian badai geomagnet dan sekaligus besar intensitasnya masih logis untuk dapat dilakukan menggunakan model badai geomagnet sebagai fungsi komponen kerapatan angin surya yakni $Dst = 6,5 (P_{Bz-Nsw}) - 4,5$ dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya yakni $Dst^* = 1,599 (P_{Total}) - 34,48$.

Sebagai studi kasus, dalam makalah ini dianalisis 4 kejadian badai geomagnet dengan $Dst < -100$ nT sepanjang 2013-2015.

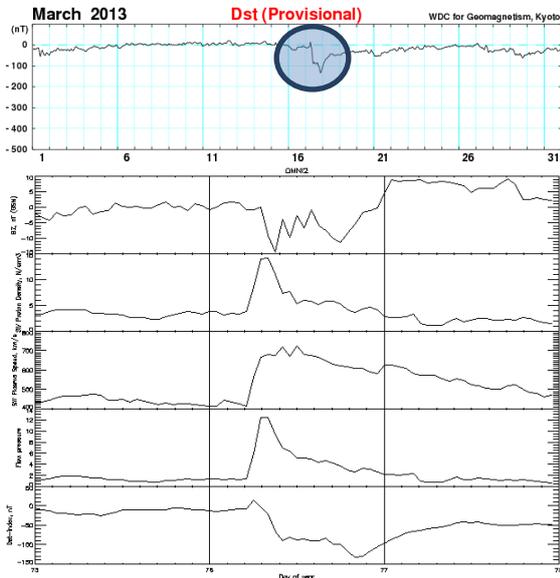
Studi Kasus I: Estimasi Badai Geomagnet (Dst = -132 nT) tanggal 17 Maret 2013

Badai geomagnet 17 Maret 2013 diduga terjadi karena dipicu oleh kejadian *flare* yang diikuti oleh lontaran massa korona pada 15 Maret 2013 pukul 17.20 UT (http://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/UNIVERSAL/). Akibat lontaran massa korona ini maka parameter angin surya mengalami kenaikan mendadak ketika rekoneksi. Bersamaan dengan itu, medan magnet antar planet (IMF) sedang mengarah ke selatan sehingga menyebabkan badai geomagnet yang ditandai dengan terdepresinya indeks Dst sampai nilai -132 nT pada 17 Maret 2013 pukul 20.00 UT, seperti ditunjukkan pada Gambar 3-3.

Identifikasi terhadap parameter angin surya, IMF Bz dan indeks Dst diperoleh $Bz = -14,4$; $Nsw = 14,2$; $Vsw = 721$ km/s; $dT (Bz-N) = 1$; $dT (Bz-V) = 1$ dan $Pa = 6,25$.

Berdasarkan data tersebut, kita hitung P_{Bz-Nsw} menggunakan Persamaan (1-1), P_{Bz-Vsw} menggunakan Persamaan (1-4) dan P_{total} menggunakan Persamaan (1-5), sehingga diperoleh $P_{Bz-Nsw} = -18,22$; $P_{Bz-Vsw} = -41,25$ dan $P_{Total} = -59,42$. Kemudian, dilakukan estimasi Dst dan Dst^* minimum untuk kejadian badai geomagnet tanggal 17 Maret 2013

menggunakan model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya, maka diperoleh $Dst = 6,5 (-18,22) - 4,5 = -122,93$ dan $Dst^* = 1,599 (-59,4197) - 34,48 = -129,49$ nT.

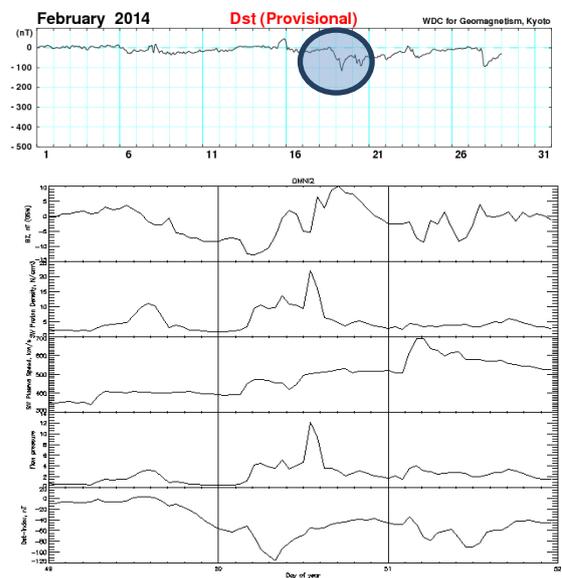


Gambar 3-3:(atas) Variasi indeks Dst Bulan Maret 2013 (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_provisional/201303/index.html), (bawah) Perilaku parameter angin surya, Bz IMF dan indeks Dst (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>) pada saat badai geomagnet 17 Maret 2013

Dibandingkan dengan *raw* data Dst minimum (-132 nT), diperoleh deviasi antara Dst minimum *raw* data dengan hasil model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya sebesar -9,07 nT (6,87%) dan terhadap Dst^* sebesar -2,51 nT (1,90%). Yang menarik dalam kasus ini, jeda waktu antara Bz mencapai minimum sampai Dst mencapai minimum adalah 11 jam. Hal ini berarti sudah dapat diestimasi nilai Dst minimum 11 jam sebelum Dst tersebut benar-benar mencapai titik minimumnya.

Studi Kasus II:Estimasi Badai Geomagnet (Dst = -112 nT) 19 Februari 2014

Peristiwa badai geomagnet pada kejadian ini diduga terjadi karena dipicu oleh dua kejadian flare yang diikuti oleh lontaran massa korona yaitu flare tanggal 16 Februari 2014 pukul 10.00 UT dan tanggal 18 Februari 2014 pukul 01.36 UT. Kedua lontaran massa korona ini mengakibatkan parameter angin surya mengalami kenaikan mendadak ketika rekoneksi. Bersamaan dengan itu, medan magnet antar planet (IMF) sedang mengarah ke selatan cukup kuat sehingga indeks Dst mencapai nilai -112 nT pada tanggal 19 Februari 2014 pukul 08.00 UT, seperti ditunjukkan pada Gambar 3-4.



Gambar 3-4:(atas) Variasi indeks Dst Bulan Februari 2014 (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/201402/index.html), (bawah) Perilaku parameter angin surya, Bz IMF dan indeks Dst (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>) pada saat badai geomagnet tanggal 19 Februari 2014

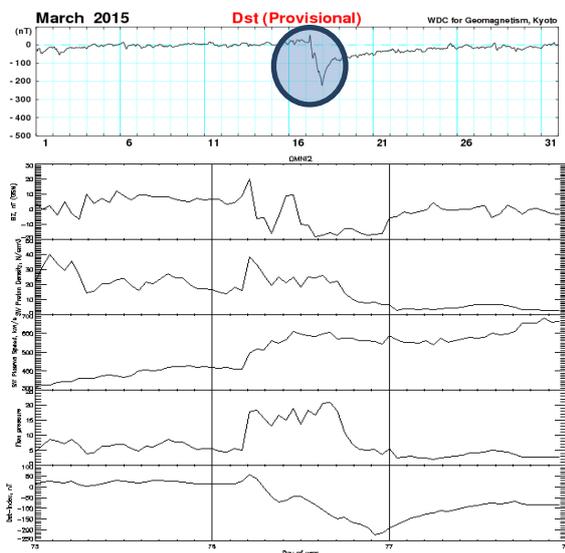
Sesudah dilakukan identifikasi terhadap parameter angin surya-diperoleh $Bz = -12,6$; $Nsw = 10,5$; $Vsw = 474$ km/s; $dT (Bz-N) = 1$; $dT (Bz-V) = 1$ dan $Pa = 4,27$.

Berdasarkan perhitungan seperti yang dilakukan pada kasus I diperoleh $P_{Bz-Nsw} = -15,84$; $P_{Bz-Vsw} = -34,37$ dan $P_{Total} = -50,21$.

Hasil estimasi terhadap Dst dan Dst* minimum didapat Dst = -107,46 dan Dst* = -114,77 nT. Deviasi antara Dst minimum *raw* data dengan Dst hasil keluaran model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya sebesar 4,54 nT (-4,05%). Sedangkan terhadap Dst* hasil keluaran model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya sebesar -2,77 nT (2,47%). Jeda waktu antara Bz mencapai minimum sampai Dst mencapai minimum adalah 4 jam.

Studi Kasus III: Estimasi Badai Geomagnet (Dst = -223 nT) 17 Maret 2015

Gambar 3-5 memperlihatkan parameter angin surya yang mengalami kenaikan mendadak ketika rekoneksi dikarenakan adanya flare yang diikuti oleh lontaran massa korona pada 15 Maret 2015. Bersamaan dengan itu, medan magnet antar planet (IMF) sedang mengarah ke selatan cukup kuat sehingga menyebabkan badai geomagnet yang ditandai dengan terdepresinya indeks Dst sampai nilai -223 nT, 17 Maret 2015 pukul 22.00 UT.



Gambar 3-5:(atas) Variasi indeks Dst, Maret 2015 (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/201503/index.html), (bawah) Kondisi komponen angin surya, Bz IMF dan indeks Dst (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>) pada saat badai geomagnet tanggal 17 Maret 2015

Hasil identifikasi terhadap parameter angin surya, IMF Bz dan indeks Dst diperoleh Bz = -16,3; Nsw = 26,2; Vsw = 609 km/s; dT (Bz-N) = 7; dT (Bz-V) = 8 dan Pa = 20,76. Berdasarkan Persamaan (1-1), (1-4) dan (1-5) diperoleh $P_{Bz-Nsw} = -29,84$; $P_{Bz-Vsw} = -86,10$ dan $P_{Total} = -115,94$. Selanjutnya dilakukan estimasi terhadap Dst dan Dst* minimum untuk kejadian badai geomagnet 17 Maret 2015 menggunakan model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya, maka diperoleh Dst = -198,48 dan Dst* = -219,87 nT.

Deviasi antara Dst minimum *raw* data dengan Dst hasil keluaran model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya sebesar 24,52 nT (-11%). Sedangkan deviasi antara Dst minimum *raw* data dengan Dst* hasil keluaran model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya sebesar 3,13 nT (-1,40%). Adapun jeda waktu antara Bz mencapai minimum sampai Dst mencapai minimum adalah 14 jam.

Studi Kasus IV:Estimasi Badai Geomagnet (Dst = -204 nT) 23 Juni 2015

Kejadian badai geomagnet, 23 Juni 2015 diduga karena ditimbulkan oleh dua kejadian flare yang diikuti oleh lontaran massa korona. Akibatnya parameter angin surya mengalami kenaikan mendadak ketika rekoneksi. Pada saat itu, medan magnet antar planet (IMF) sedang mengarah ke selatan cukup kuat sehingga menyebabkan indeks Dst terdepresi mencapai nilai -204 nT pada tanggal 23 Juni 2015 pukul 05.00 UT, seperti ditunjukkan pada Gambar 3-6.

surya ke magnetosfer Bumi bersamaan dengan Bz IMF yang mengarah ke selatan. Perilaku komponen angin surya bersama Bz IMF sebelum badai geomagnet dapat menentukan terbentuknya badai geomagnet yang ditimbulkannya. Dari analisis dapat disimpulkan bahwa estimasi badai geomagnet (indeks Dst) berdasarkan kondisi komponen angin surya sebelum badai geomagnet dan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya masih cukup baik. Namun demikian, estimasi badai geomagnet menggunakan model badai geomagnet sebagai fungsi gabungan komponen kerapatan dan kecepatan angin surya dengan deviasi rata-rata 17,6 nT (12,8%) lebih baik daripada model badai geomagnet sebagai fungsi kerapatan angin surya dengan deviasi rata-rata 37,3 nT (27,6%).

UCAPAN TERIMA KASIH

Terima kasih disampaikan kepada Universitas Kyoto, Jepang dan NASA-Goddard Space Flight Center, Amerika Serikat atas penggunaan data indeks Dst dan angin surya serta IMF. Terima kasih juga disampaikan kepada Kepala Pusat Sains Antariksa dan tim penelaah serta dewan penyunting JSD LAPAN atas saran dan masukannya untuk penyempurnaan makalah ini.

DAFTAR RUJUKAN

Ballatore P., and W. D., Gonzalez, 2003. *On the Estimates of Ring Current Injection and Decay*, Earth Planets Space, 55, 427-435.

Burton, R., K., R. L., McPherron, and C. T., Russell, 1975. *an Empirical Relationship Between Interplanetary Conditions and Dst*, J. Geophys. Res., 80, 4204–4214.

Futaana, Y., S., Barabash, M., Yamauchi, R., Lundin, and S. McKenna-Lawlor, 2007. *Geo-effective Solar Flare Events in December 2006: Space Weather Effect on Mars and Venus Oxygen Loss to Space*, EosTrans. AGU.88, Fall Meet. Suppl., Abstract P23A-1087.

Gonzales, W.D., J.A., Joselyn, Y., Kamide, H.W., Kroehl, G., Rostoker, B.T., Tsurutani, and V.M., Vasyliunas, 1994. *What is a Geomagnetic Storm?*, Journal of Geophysical Research, 99, 5771-5792.

Gopalswamy N., 2009. *Halo Coronal Mass Ejections and Geomagnetic Storm*, Earth Planet Space, 61, 1-3.

Jadeja A. K., K.N., Iyer, Hari Om Vats and P. K., Manoharan, 2008. *Geo-effectiveness of CMEs*, J. Astrophys. Astr., 29, 287-291.

Khabarova O. V., 2007. *Current Problems of Magnetic Storm Prediction and Possible ways of their solving*, Sun and Geosphere, 32-37, 2(1).

Kivelson M. G., and C. T., Russell 1995. *Introduce of Plasma Physics*, Prentice-Hall, 1.

Loewe, C. A., and G. W., Prolls, 1997. *Classification and Mean Behavior of Magnetic Storms*, J. Geophys. Res. Vol. 102, 14209-14213.

Nagatsuma T., 2002. *Geomagnetic Storm*, Journal of the communications research laboratory, 49, No. 3.

O'Brien, T. P., and R. L., McPherron, 2000. *An Empirical Phase Space Analysis of Ring Current Dynamics: Solar Wind Control of Injection and Decay*, J. Geophys. Res., 105, 7707-7720.

Russell C.T., 2006. *The Solar Wind Interaction with the Earth's Magnetosphere: Tutorial*, Department of Earth and space sciences and Institute of Geophysics and Space Physics of University of California, Los Angeles.

Santoso A., 2010. *Identifikasi Kondisi Angin Surya (Solar Wind) Untuk Prediksi Badai Geomagnet*, Prosiding Pertemuan Ilmiah XXIV HFI Jateng & DIY, Semarang, 275-283.

Yermolaev, Y. I., M. Y., Yermolaev, G. N., Zastenker, L. M., Zelenyi, A. A., Petrukovich, and J. A., Sauvaud, 2005. *Statistical Studies of Geomagnetic Storm Dependencies on Solar and Interplanetary Events: A review*, Planet Space Sci., 53, 189-196.

**PENGARUH AEROSOL TERHADAP FLUKS RADIASI NETO DAN
RADIATIVE FORCING DI PUNCAK ATMOSFER DAN DI PERMUKAAN
BERDASAR DATA SATELIT
(THE INFLUENCE OF AEROSOL ON THE NET RADIATION FLUX AND
RADIATIVE FORCING AT THE TOP OF ATMOSPHERE AND SURFACE
BASED ON SATELLITE DATA)**

Rosida dan Indah Susanti

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer

Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)

Jln. Dr. Djundjunaan No. 133 Bandung 40173 Indonesia

e-mail: rosida2009@gmail.com

Diterima 12 Oktober 2016; Direvisi 8 Mei 2017; Disetujui 19 Juli 2017

ABSTRACT

The direct effects of aerosols on radiation budget in Indonesia have been analyzed based on radiation flux data from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) instrument and aerosol optical depth (AOD) from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) – Terra. Radiation budget calculated included the short wave and long-wave radiation. Data from time period of March 2000 until February 2010 were processed in order to analyze the influence of aerosols on the net radiation and to obtain the value of aerosol radiative forcing. Net radiation in clear sky was estimated by using the slope method. The analysis showed the high temporal variation of aerosols density in the atmosphere with AOD_{max} value >2.5 , which generally caused the decreases of net radiation flux, and led to a cooling effect. The influence of aerosols on the net radiation flux could be very clearly seen during the forest fires. Forest fires that occurred in 2002, 2004 and 2006 had increased the AOD values greater than three. These increases showed a strong link to the decline in net radiation flux. The average decrease of net radiation flux at the event for Indonesia region ranged from -11.7 watt/m^2 to -13.6 watt/m^2 , with the largest decrease occurred in the surface. Average aerosol radiative forcing (ARF) for the top of atmosphere (ARF_{TOA}) was -0.5 watts/m^2 and for the surface (ARF_{surf}) was -17.7 watts/m^2 . The ARF represents the value that can be used as an indication of the potential climatic conditions in Indonesia in the future.

Keyword: AOD, aerosol radiative forcing, net radiation, the top of atmosphere, CERES, MODIS

ABSTRAK

Efek langsung aerosol terhadap *budget* radiasi di Indonesia telah dianalisis berdasarkan data fluks radiasi yang diperoleh dari instrumen *the Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) dan data ketebalan optik aerosol (AOD) dari *the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) - Terra. Neraca radiasi yang diperhitungkan termasuk radiasi gelombang pendek dan radiasi gelombang panjang. Data dengan periode waktu dari Maret 2000 sampai Februari 2010, diolah untuk dapat menganalisis pengaruh aerosol terhadap radiasi neto dan untuk memperoleh nilai *aerosol radiative forcing*. Nilai radiasi neto pada saat atmosfer tanpa aerosol, diestimasi dengan menggunakan metode *slope*. Hasil analisis menunjukkan adanya variasi temporal densitas aerosol yang tinggi di atmosfer dengan nilai $AOD_{maks} > 2,5$, yang pada umumnya menyebabkan penurunan fluks radiasi neto sehingga memberikan efek pendinginan. Pengaruh aerosol terhadap fluks radiasi neto dapat sangat jelas terlihat pada kasus kebakaran hutan. Kebakaran hutan yang terjadi pada 2002, 2004 dan 2006 telah meningkatkan nilai AOD lebih besar dari tiga. Peningkatan tersebut menunjukkan keterkaitan yang kuat terhadap penurunan fluks radiasi neto. Untuk rata-rata wilayah Indonesia penurunan fluks radiasi neto pada peristiwa tersebut adalah pada rentang $-11,7 \text{ watt/m}^2$ sampai $-13,6 \text{ watt/m}^2$, dengan penurunan terbesar terjadi di permukaan. Dari hasil perhitungan *Aerosol Radiative Forcing (ARF)* untuk rata-rata wilayah Indonesia diperoleh nilai *ARF* untuk level puncak atmosfer sebesar $-0,5 \text{ watt/m}^2$ (ARF_{TOA}) dan untuk level permukaan sebesar $-17,7 \text{ watt/m}^2$ (ARF_{surf}). *ARF* tersebut merupakan nilai yang dapat dijadikan sebagai indikasi dari potensi kondisi iklim di Indonesia pada masa mendatang.

Kata kunci: AOD, *aerosol radiative forcing*, radiasi neto, puncak atmosfer, CERES, MODIS,

1 PENDAHULUAN

Sumber utama energi untuk kehidupan di bumi berasal dari matahari yang masuk ke dalam sistem bumi yang didistribusikan ke semua lapisan atmosfer hingga sampai ke permukaan bumi (Kiehl dan Trenberth, 1997). Energi yang sampai bumi ini kemudian diemisikan kembali ke angkasa dengan panjang gelombang yang berbeda. Hasil dari proses tersebut dikenal sebagai *budget* radiasi bumi (*Earth's Radiation Budget*), yang berperan untuk mengatur dan mengendalikan kondisi keseimbangan iklim yang terjadi di bumi (Ramanathan, 1987; NASA, 2011).

Terkait dengan hal tersebut, Stanhill dan Cohen (2001) dan Ramanathan dkk (2005) melakukan penelitian terhadap radiasi matahari dari beberapa stasiun, dan menemukan pengurangan *budget* radiasi matahari yang cukup besar terjadi di permukaan dalam rentang waktu beberapa dekade. Pengurangan *budget* radiasi matahari

yang ditemukan adalah dalam rentang antara -2 watt/m^2 sampai -5 watt/m^2 untuk setiap dekadanya. Hal yang sama juga ditemukan oleh Wild dkk (2005) dari data satelit yang menunjukkan penurunan *budget* radiasi matahari di permukaan selama periode tahun 1960-1990, yang kemudian meningkat setelah periode tersebut. Kim dan Ramanathan (2008) menduga perubahan tersebut disebabkan oleh perubahan jumlah aerosol dan/atau awan.

Aerosol mempengaruhi *budget* radiasi matahari dan sistem iklim secara langsung dengan menghamburkan dan menyerap radiasi matahari yang masuk ke dalam sistem atmosfer bumi, dan secara tidak langsung aerosol mempengaruhi sistem iklim dengan memodifikasi distribusi ukuran tetes awan dan umur hidup awan (Penner, dkk, 2001), sehingga dapat menekan pemanasan yang diakibatkan oleh emisi gas-gas rumah kaca antropogenik (Boucher dan Haywood, 2001). Parameter AOD adalah parameter yang mengindikasikan

peredaman (*attenuation*) seberkas cahaya radiasi pada saat berkas cahaya radiasi tersebut melewati satu lapisan di atmosfer yang mengandung partikel aerosol (NASA, 2014; Huang, 2009). Peranan aerosol dalam sistem iklim dan neraca radiasi telah banyak dibahas oleh para peneliti, diantaranya Crutzen dan Andreae (1990), Ichoku dkk (2003), Keil dan Haywood (2003), Kaufman, dkk (2002) dan Breon, dkk (2002). Mereka mengungkapkan bahwa selama periode pada saat muatan aerosol sangat tinggi, maka keseimbangan *budget* radiasi matahari akan terganggu. Kaufman, dkk (2002) menegaskan bahwa akumulasi partikel aerosol yang terjadi di Samudera Hindia pada 1998-1999 berasal dari transportasi partikulat polutan yang diemisikan dari sub-benua India. Akumulasi partikel aerosol tersebut telah menyebabkan terjadinya pengurangan jumlah radiasi matahari yang sampai ke permukaan sebesar 15%.

Kondisi keseimbangan iklim dapat terganggu dengan adanya bahan *radiative forcing* (*radiative forcing agent*), yang berpotensi mengubah kondisi iklim. Partikel atau gas yang turut mempengaruhi perubahan iklim tersebut adalah aerosol, gas rumah kaca dan gas telusur (IPCC, 2007). Menurut Penner, dkk (2001), *radiative forcing* dari pengaruh langsung aerosol jauh lebih kompleks dibandingkan dengan *radiative forcing* yang disebabkan oleh gas rumah kaca. Benas dkk. (2011) telah mengamati dan menghitung *forcing* untuk wilayah Mediterranean, dengan menggunakan data klimatologi dari *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) dan model transfer radiasi. Hasil yang diperolehnya menunjukkan rata-rata bulanan aerosol *forcing* dari sumber antropogenik di permukaan mencapai nilai $ARF_{Surf} = -24 \text{ watt/m}^2$, di atmosfer $ARF_{Atm} = 19 \text{ watt/m}^2$, dan di level puncak atmosfer sebesar $ARF_{TOA} = -4 \text{ watt/m}^2$.

Pentingnya pengaruh aerosol pada sistem iklim dan neraca radiasi, menjadikan hal tersebut perlu dilakukan pendalaman. Namun, penelitian mengenai hal tersebut masih jarang untuk wilayah Indonesia.

Penelitian yang dilakukan penulis kali ini merupakan kelanjutan dari penelitian-penelitian yang telah dilakukan sebelumnya. Pada 2011, penulis telah menganalisis secara spasial dampak aerosol terhadap radiasi gelombang pendek (SW) yang dikaitkan dengan kebakaran hutan yang terjadi di Kalimantan dan Sumatera. Hasil analisisnya menunjukkan bahwa kebakaran hutan yang terjadi 2002 dan 2006 di Kalimantan dan Sumatera, telah menyebabkan peningkatan nilai ketebalan optik aerosol (AOD) yang mencapai lebih dari 300% dari nilai rata-ratanya, dan menunjukkan keterkaitan yang kuat terhadap perubahan fluks radiasi gelombang pendek yang sampai di permukaan ($r > 0,8$) (Rosida dan Susanti, 2011). Penelitian berikutnya adalah tentang analisis pengaruh musiman secara spasial untuk fluks radiasi neto, fluks radiasi gelombang pendek (SW) dan fluks radiasi gelombang panjang (LW) di permukaan yang dikaitkan dengan perubahan secara spasial sebaran polutan karbon monoksida (CO) dan partikel aerosol yang diemisikan dari kebakaran hutan (Rosida dkk., 2014). Hasil analisisnya menunjukkan bahwa ada keterkaitan yang kuat antara tingginya nilai AOD yang rata-rata terjadi pada musim peralihan September-Oktober-November dengan pengurangan jumlah fluks radiasi neto baik di permukaan maupun di puncak atmosfer. Namun, dalam penelitian tersebut, digunakan perata-rataan nilai AOD yang 'meredam' adanya nilai-nilai ekstrem sebagai implikasi dari adanya kejadian-kejadian penting seperti kebakaran hutan, sehingga hasilnya kurang begitu dapat menunjukkan efek-

efek tertentu dari perubahan konsentrasi aerosol pada perubahan fluks radiasinya. Pada tahun yang sama Rosida dan Susanti (2014) juga menganalisis tren fluks radiasi neto, fluks radiasi SW dan fluks radiasi LW secara spasial di level puncak atmosfer pada kondisi cerah dan tidak cerah. Dari hasil analisisnya menunjukkan bahwa faktor antropogenik diperkirakan memberikan peranan yang cukup penting dalam mempengaruhi kesetimbangan budget radiasi. Peningkatan fluks radiasi neto SW yang terjadi di puncak atmosfer TOA, diikuti oleh penurunan fluks radiasi LW nya.

Tujuan dari penelitian ini adalah untuk menganalisis pengaruh aerosol terhadap fluks radiasi neto di Indonesia pada level permukaan bumi yaitu pada level troposphere bawah pada ketinggian kira-kira di bawah 1 km dan pada level puncak atmosfer (*top of atmosphere* (TOA)) yaitu pada ketinggian sekitar 100 km dari atas permukaan Bumi (NASA, 2007; NOAA, 2016). Data fluks radiasi neto yang digunakan dalam penelitian ini adalah data anomalnya untuk memperoleh besarnya jumlah fluks radiasi akibat akumulasi partikel aerosol di atmosfer. Selain itu penelitian ini juga bertujuan untuk menentukan *aerosol radiative forcing* untuk wilayah Indonesia. Seperti yang dijelaskan dalam laporan yang dirilis IPCC (2001) bahwa nilai positif *radiative forcing* digunakan untuk menyatakan kecenderungan yang menghangatkan permukaan Bumi dan nilai negatif digunakan untuk menunjukkan kecenderungan yang mendinginkan permukaan Bumi. Dengan diketahuinya besaran aerosol (dalam nilai AOD) dan *aerosol radiative forcing* diharapkan dapat dijadikan sebagai salah satu indikasi awal untuk mengetahui potensi perubahan kondisi iklim di wilayah Indonesia akibat emisi partikel aerosol yang terakumulasi dari kebakaran hutan.

2 METODOLOGI

2.1 Data

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data ketebalan optik aerosol (AOD) dan data radiasi matahari. Terbatasnya data in situ terkait parameter AOD dan radiasi matahari tersebut menjadi alasan penggunaan data satelit dalam penelitian ini. Data yang digunakan berasal dari *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) level 3 (MOD08) untuk parameter AOD yang dapat diunduh dari ftp://ladsftp.nascom.nasa.gov/allData/6/MOD08_M3/. Untuk parameter radiasi matahari baik radiasi gelombang pendek maupun radiasi gelombang panjang diperoleh dari instrumen *The Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) yang dapat diunduh dari https://ceres.larc.nasa.gov/compare_products-ed2.php.

Penggunaan data MOD08 di dalam penelitian ini didasarkan pada pertimbangan bahwa data AOD MOD08 menunjukkan validitas yang cukup baik apabila dibandingkan dengan data observasi AERONET (Chu dkk., 2002). MOD08 diturunkan dari statistik level 2 dan disimpan dalam ukuran grid yang sama. Ketidakpastian di atas daratan adalah $\Delta\tau = \pm 0,05 \pm 0,151 * AOD$ (Remer dkk., 2008; Levy dkk., 2010 dalam de Meij dkk., 2010).

Kedua data tersebut memiliki resolusi spasial 1 derajat dan resolusi temporal bulanan dari Maret 2000 sampai dengan Februari 2010. Lingkup wilayah yang dianalisis dalam penelitian ini dibatasi pada 6°LU-11°LS; 95°BT-141°BT.

Data fluks radiasi gelombang panjang dan gelombang pendek digunakan untuk menghitung fluks radiasi neto di permukaan dan di puncak atmosfer.

2.2 Metode Penelitian

Dalam penelitian ini, dianalisis efek radiatif aerosol dengan menggunakan 2 teknik analisis, yaitu pertama dengan menggunakan teknik deret waktu antara nilai maksimum AOD dengan nilai anomali fluks radiasi neto di puncak atmosfer dan di permukaan. Nilai AOD maksimum dipilih untuk mengidentifikasi nilai ekstrem nyata (tanpa proses perata-rataan karena menyebabkan nilai ekstrem tidak terlihat) yang berpengaruh pada perubahan fluks radiasi neto yang juga tinggi.

Analisis efek aerosol terhadap perubahan fluks radiasi dilakukan untuk wilayah Indonesia (6°LU-11°LS; 95°BT-141°BT) guna melihat tren yang terjadi secara keseluruhan di wilayah Indonesia. Untuk menganalisis secara lokal, dilakukan *cropping* data dan dipilih zona Kalimantan (dalam batas 2°LU-3°LS dan 110°-116°BT), dan zona Sumatera (dalam batas 0,5° LU-6° LS dan 100°-106° BT), sebagai daerah yang sering menjadi sumber asap kebakaran yang berkontribusi pada peningkatan nilai AOD.

Korelasi yang digunakan dalam analisis untuk ketiga lokasi wilayah tersebut adalah korelasi spasial yang menjelaskan bahwa lokasi yang memiliki nilai AOD tinggi, akan memiliki nilai fluks radiasi neto yang rendah. Korelasi spasial dalam penelitian ini dihitung untuk setiap periode (tahunan dan bulanan). Hal tersebut dilakukan dengan maksud memperoleh keterkaitan antara nilai AOD dan fluks radiasi neto sebagai implikasi dari aerosol dalam mempengaruhi fluks radiasi neto terutama pada periode saat peristiwa terjadinya kebakaran hutan.

Kedua dengan menghitung nilai *aerosol radiative forcing* (ARF) di permukaan dan di puncak atmosfer. *Aerosol radiative forcing* yang akan dihitung adalah aerosol yang berpengaruh langsung pada fluks radiasi neto di

puncak atmosfer dan di permukaan. Untuk menghitung ARF dalam penelitian ini digunakan rumusan berdasarkan IPCC (2007), yang menyatakan bahwa ARF diperoleh berdasarkan perbedaan antara fluks radiasi neto pada kondisi bersih tanpa aerosol (F_{clean}) dengan fluks radiasi neto pada kondisi terpolusi oleh aerosol (F_{aer}), dengan rumusan sebagai berikut;

Untuk *aerosol radiative forcing* di puncak atmosfer (TOA):

$$ARF_{TOA} = F_{aer}(TOA) - F_{clean}(TOA) \quad (2-1)$$

$$ARF_{Surf} = F_{aer}(Surf) - F_{clean}(Surf) \quad (2-2)$$

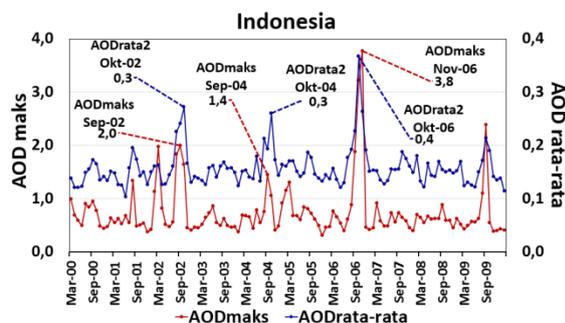
Untuk *aerosol radiative forcing* di permukaan:

ARF adalah *aerosol radiative forcing*, subskrip “*aer*” dan “*clean*” masing-masing menyatakan kondisi atmosfer yang terpolusi oleh adanya aerosol dan kondisi atmosfer yang tidak terpolusi aerosol. Jadi $F_{aer}(TOA)$ dan $F_{aer}(Surf)$ masing-masing adalah fluks radiasi neto di puncak atmosfer dan di permukaan pada kondisi terpolusi oleh aerosol. Berdasarkan persamaan (1) dan (2) diperlukan data fluks radiasi neto di puncak atmosfer dan di permukaan pada kondisi *clean* yang diasumsikan sebagai kondisi bersih dari aerosol (F_{clean}). Namun data F_{clean} ini tidak tersedia pada sensor CERES, dan untuk menentukannya digunakan nilai *intercept* yang ada dalam metode *slope* seperti yang digunakan oleh Rajeev dan Ramanathan (2001), Li dkk. (2004) dan Zengzhou dkk. (2011) yang menggunakan pendekatan metode *slope* untuk memperoleh nilai *intercept* yang digunakan untuk mengetahui kondisi radiasi pada kondisi cerah tanpa aerosol.

3 HASIL PEMBAHASAN

3.1 Analisis Deret Waktu Aerosol Optical Depth dan Anomali Fluks Radiasi Neto

Berdasarkan hasil pengolahan data diketahui bahwa nilai AOD sebagai indikasi konsentrasi aerosol di atmosfer, menunjukkan adanya variasi yang cukup tinggi, terutama untuk nilai maksimalnya. Pada periode yang sama terdapat grid yang menunjukkan nilai AOD yang jauh lebih tinggi dibandingkan nilai AOD rata-rata bulannya, nilai tersebut adalah nilai AOD maksimum bulanan (AOD_{maks}). Pada Gambar 3-1 diperlihatkan perbedaan antara nilai AOD rata-rata bulanan dengan nilai AOD maksimum bulannya untuk seluruh grid Indonesia. Sebagai contoh data tahun 2006, nilai maksimum AOD dari rata-rata bulanan untuk seluruh grid wilayah Indonesia menunjukkan nilai 0,37. Sedangkan untuk AOD maksimum bulanan dari data riil nilainya mencapai 3,77.



Gambar 3-1: AOD rata-rata bulanan dari seluruh grid wilayah Indonesia dalam batas (6°LU-11°LS; 95°BT-141°BT) dan AOD_{maks} bulanan dari data riil untuk batas wilayah Indonesia yang sama (6°LU-11°LS; 95°BT-141°BT) dengan periode data dari Maret 2000 sampai Februari 2010

Perbedaan nilai tersebut terlalu besar. Hal tersebut terjadi karena nilai maksimum dari rata-rata spasial seluruh grid wilayah Indonesia adalah nilai perata-rataan dari banyak titik, sehingga nilai-nilai yang tinggi akan tersebar atau terbagi kenilai-nilai yang lainnya. Oleh sebab itu, nilai maksimum

dari rata-rata spasial seluruh grid wilayah Indonesia akan menyebabkan nilai ekstrem tidak terlihat. Selain itu nilai maksimum yang diperoleh dari perata-rataan seluruh grid wilayah Indonesia nilainya akan sangat kecil bila dibandingkan dengan nilai maksimum dari data riil tanpa proses perata-rataan.

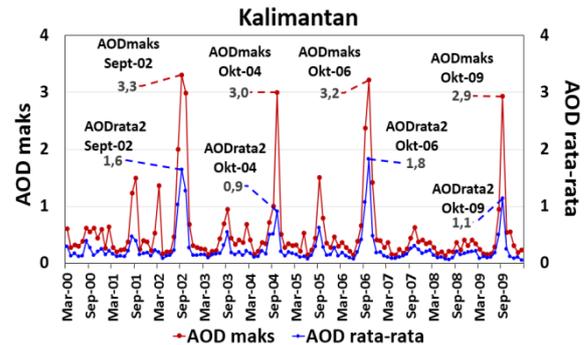
Selanjutnya penulis mencoba membandingkannya dalam lingkup yang lebih kecil. Perbedaan tersebut masih terlihat tetapi tidak sebesar seperti perbedaan yang dihasilkan dari perata-rataan spasial untuk seluruh grid wilayah Indonesia. Sebagai contoh digunakan data tahun yang sama 2006, dan dilakukan *cropping* pada zona Kalimantan (2°LU-3°LS dan 110°-116°BT). Hasilnya pada Gambar 3-2 menunjukkan nilai AOD maksimum bulannya sebesar 3,22 yang nilainya 2 kali lebih besar dari nilai AOD rata-rata bulannya sebesar 1,82. Adanya perbedaan tersebut, menunjukkan bahwa nilai rata-rata bulanan baik untuk rata-rata seluruh grid wilayah Indonesia maupun untuk lingkup yang lebih kecil, kurang dapat merefleksikan nilai ekstrem yang riil. Untuk itu dalam penelitian ini, penulis menggunakan nilai AOD maksimum bulanan untuk mendapatkan nilai AOD yang memberikan keterkaitan tertinggi terhadap perubahan fluks radiasi neto baik di permukaan maupun di puncak atmosfer.

Pada Gambar 3-3, ditunjukkan korelasi antara aerosol dalam nilai AOD_{maks} terhadap nilai anomali fluks radiasi neto di permukaan dan di puncak atmosfer untuk rata-rata spasial seluruh grid wilayah Indonesia. Dari grafik tersebut digambarkan bagaimana aerosol memberikan pengaruh pelemahan terhadap fluks radiasi neto di kedua tempat tersebut. Untuk nilai AOD_{maks} yang berfluktuasi pada rentang 0,3 sampai kira-kira 1,5, pada umumnya belum menunjukkan pengaruh yang signifikan terhadap perubahan fluks radiasi neto. Rentang perubahan fluks radiasi neto yang terjadi pada kondisi

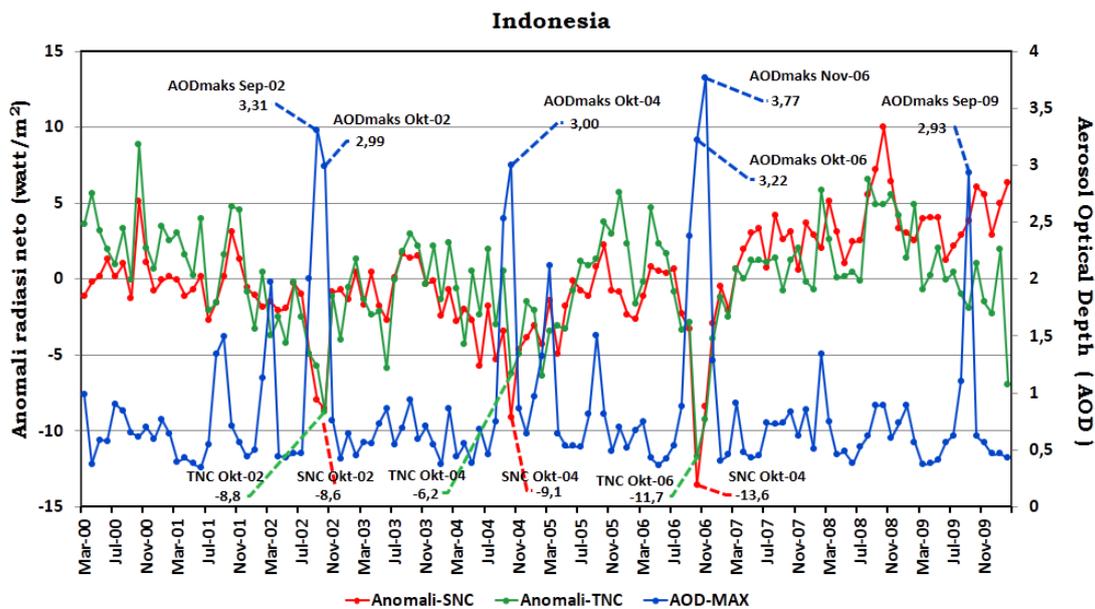
tersebut rata-rata berfluktuasi pada -5 watt/m^2 sampai 5 watt/m^2 .

Pengaruh aerosol terhadap fluks radiasi neto yang cukup kuat terlihat pada kasus kebakaran hutan yang terjadi pada tahun 2002. Konsentrasi aerosol meningkat secara drastis dan dan mencapai puncaknya pada bulan September dengan nilai AOD_{maks} yang mencapai nilai tertinggi sebesar 3,31, nilai tersebut kemudian turun menjadi 2,99 pada Oktober. Kenaikan AOD_{maks} pada bulan September tersebut belum menunjukkan pengaruh yang optimum terhadap fluks radiasi neto, karena penurunan fluks radiasi neto masih terus berlangsung sampai bulan Oktober. Penurunan fluks radiasi neto terjadi saat itu sampai dengan $-8,6 \text{ watt/m}^2$ di permukaan dan di puncak atmosfer sebesar $-8,8 \text{ watt/m}^2$. Kasus yang terjadi pada peristiwa kebakaran hutan bulan Oktober 2004, cukup mempengaruhi pada peningkatan konsentrasi aerosol. Nilai AOD_{maks} yang tercatat saat itu mencapai nilai 3,0 yang cukup menunjukkan keterkaitannya terhadap penurunan fluks radiasi neto sebesar $9,11 \text{ watt/m}^2$ di level

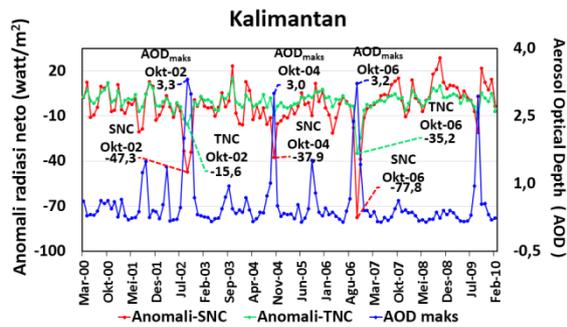
permukaan. Peningkatan konsentrasi aerosol pada peristiwa kebakaran hutan yang terjadi pada bulan Oktober tahun 2006 telah meningkatkan nilai AOD_{maks} sampai dengan 3,22. Tingginya nilai AOD_{maks} yang terjadi menunjukkan korelasi spasial yang sangat tinggi ($r > 0,88$) terhadap penurunan fluks radiasi netonya baik di level permukaan maupun di level puncak atmosfer.



Gambar 3-2: AOD rata-rata bulanan dari seluruh grid wilayah Kalimantan dalam batas ($2^{\circ}LU-3^{\circ}LS$; $110^{\circ}-116^{\circ}BT$) dan AOD_{maks} bulanan dari data riil untuk batas wilayah Kalimantan yang sama ($2^{\circ}LU-3^{\circ}LS$; $110^{\circ}-116^{\circ}BT$) dengan periode data dari Maret 2000 sampai Februari 2010



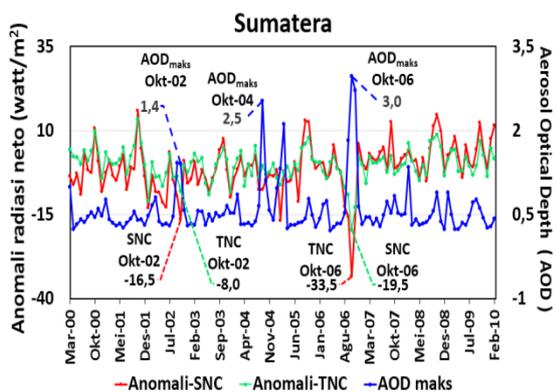
Gambar 3-3: Deret waktu nilai AOD_{maks} dengan anomali radiasi neto di puncak atmosfer (TNC) dan di permukaan (SNC) dalam watt/m^2 pada kondisi clear dari Maret 2000 sampai dengan Februari 2010 untuk wilayah Indonesia



Gambar 3-4: Deret waktu AOD_{maks} dan anomali radiasi neto di puncak atmosfer (TNC) dan di permukaan (SNC) dalam watt/m² dari Maret 2000 sampai dengan Februari 2010 untuk Kalimantan (2°LU–3°LS; 110°–116°BT)

Besarnya penurunan fluks radiasi yang terjadi di level permukaan adalah sebesar -13,6 watt/m² dan di level puncak atmosfer mencapai nilai -11,7 watt/m² (Gambar 3-3).

Sebagai perbandingan, penulis juga melakukan analisis dalam lingkup yang lebih kecil (zonasi) dalam area yang diperkirakan sering menjadi pusat terjadinya kebakaran hutan. Untuk Kalimantan analisis dilakukan pada batas area 2°LU–3°LS dan 110°–116°BT dan untuk Sumatera ditentukan batas area pada 0,5° LU–6° LS dan 100°–106° BT. Hasil menunjukkan hal yang hampir sama dengan yang diperoleh dari hasil analisis dalam skala Indonesia (Gambar 3-4 dan Gambar 3-5).



Gambar 3-5: Deret waktu AOD_{maks} dan anomali radiasi neto di puncak atmosfer (TNC) dan di permukaan (SNC) dalam watt/m² dari Maret 2000 sampai dengan Februari 2010 untuk Sumatera (0,5°LU–6°LS; 100°–106°BT)

Variasi temporal rata-rata bulanan dari nilai AOD_{maks} di kedua zonasi tersebut (Kalimantan dan Sumatera) juga menunjukkan variasi yang cukup tinggi. Peningkatan AOD_{maks} yang cukup signifikan, diduga berasal dari emisi kebakaran hutan yang terjadi di kedua zonasi tersebut. Seperti hasil analisis yang diperoleh dari seluruh grid rata-rata wilayah Indonesia, maka nilai AOD_{maks} yang berfluktuasi pada rentang antara 0,3 sampai kira-kira 1,5 pada umumnya dalam kedua zonasi tersebut juga belum menunjukkan pengaruh yang signifikan terhadap fluks radiasi netonya. Akan tetapi rentang dari perubahan anomali fluks radiasi neto pada ke 2 level ketinggian permukaan dan puncak atmosfer, rata-rata fluktuasinya menunjukkan nilai yang lebih besar dibandingkan dengan yang terjadi untuk rata-rata wilayah Indonesia yaitu terjadi pada rentang antara -15 watt/m² dan 15 watt/m². Pada rentang tersebut rata-rata penurunan fluks radiasi neto belum menunjukkan pengaruh yang kuat terhadap peningkatan konsentrasi aerosolnya.

Korelasi yang cukup kuat ditemukan pada peristiwa kebakaran yang terjadi pada tahun 2009 di Kalimantan. Peningkatan konsentrasi aerosol bulan September 2009 dengan nilai AOD_{maks} 2,9, menunjukkan korelasi spasial yang cukup tinggi ($r = 0,74$) terhadap penurunan radiasi netonya (Gambar 3-4). Di Sumatera hal yang sama terjadi pada bulan September 2004, peningkatan konsentrasi aerosol yang ditunjukkan oleh nilai AOD_{maks}nya sebesar 2,5 juga menunjukkan keterkaitan yang cukup kuat terhadap penurunan fluks radiasi netonya (Gambar 3-5). Korelasi tertinggi yang merefleksikan kondisi optimum, ditemukan pada zona Kalimantan dan Sumatera, yang pada umumnya terjadi di level permukaan, serta diperkirakan ada kaitannya dengan peristiwa

kebakaran hutan yang sangat besar yang terjadi saat itu.

Peristiwa kebakaran hutan pada bulan September 2002, telah menyebabkan tingginya akumulasi muatan aerosol di level permukaan pada zona Kalimantan yang diindikasikan oleh tingginya nilai AOD_{maks} yang mencapai nilai 3,3 (Gambar 3-4). Peningkatan muatan aerosol tersebut secara spasial berkorelasi sangat tinggi ($r=0,86$) terhadap pengurangan fluks radiasi neto sebesar $-47,3 \text{ watt/m}^2$.

Kondisi ekstrem ditemukan pada Oktober 2006 yaitu pada peristiwa kebakaran hutan yang lebih besar dibandingkan dengan yang terjadi pada 2002. Bahkan untuk zona Kalimantan, pengaruh dari kebakaran hutan pada Oktober 2006 tersebut, tidak hanya di level permukaan tapi juga pengaruhnya sampai pada level puncak atmosfer. Akumulasi muatan aerosol pada saat itu yang tercatat sebagai nilai AOD_{maks} adalah sebesar 3,2, yang telah menyebabkan penurunan fluks radiasi neto di permukaan sebesar $77,8 \text{ watt/m}^2$, dan di puncak atmosfer sebesar $35,2 \text{ watt/m}^2$. Korelasi dari pengaruh peningkatan muatan aerosol terhadap penurunan fluks radiasi netonya tersebut, baik untuk level permukaan maupun untuk level puncak atmosfer, masing-masing menunjukkan korelasi yang sangat tinggi yaitu $r = 0,99$ untuk level permukaan dan $0,98$ untuk level puncak atmosfer. Kondisi ekstrem di zona Sumatera, pada peristiwa kebakaran hutan Oktober 2006 tersebut, hanya mempengaruhi pada level permukaan. Akumulasi aerosol yang terjadi saat itu meningkatkan nilai AOD_{maks} menjadi 2,9 dan berpengaruh terhadap penurunan fluks radiasi neto sampai dengan $-33,5 \text{ watt/m}^2$ dengan nilai korelasi $r = 0,85$.

Berdasarkan penjelasan beberapa peneliti seperti Li dkk. (2007), Korhonen dkk. (2008) dan Boucher dkk. (2013) bahwa respon radiasi yang berbeda-beda

terhadap besaran AOD sangat tergantung pada komposisi kimia aerosol, jenis, distribusi ukuran setiap partikel yang menyebabkan daya refleksi dan daya absorpsi yang berbeda-beda. Menurut Keil dan Haywood (2003) perbedaan-perbedaan tersebut sangat menentukan sifat refraktif aerosol terhadap fluks radiasi yang secara keseluruhan karakteristik aerosol tersebut biasanya berkorelasi sangat tinggi dengan sumbernya (Keil dan Haywood, 2003). Selain itu perbedaan besaran nilai anomali di permukaan dan di puncak atmosfer, menurut Penner dkk. (2001) dimungkinkan karena pengaruh gas rumah kaca yang menjadi 'amplifier' bagi gelombang panjang, dan karena hanya sebagian kecil dari gelombang panjang yang berhasil mencapai puncak atmosfer. Sebagai akibatnya, akumulasi radiasi di permukaan menjadi lebih tinggi dibandingkan dengan di puncak atmosfer (Penner dkk., 2001). Selain itu, dalam rata-rata Indonesia karakter lautan cukup mendominasi, dan mempengaruhi nilai rata-rata radiasi maupun AODnya. Sementara dalam zonasi Kalimantan dan Sumatera lebih didominasi oleh daratan. Dengan adanya perbedaan karakteristik tersebut penulis menduga bahwa respon lautan dan daratan terhadap radiasi, serta variasi sumber-sumber aerosol, antara rata-rata Indonesia dan rata-rata zonasi akan menunjukkan perbedaan yang cukup besar. Hal tersebut sangat menarik yang perlu dilakukan penelitian lebih mendalam untuk dapat mem-buktikannya.

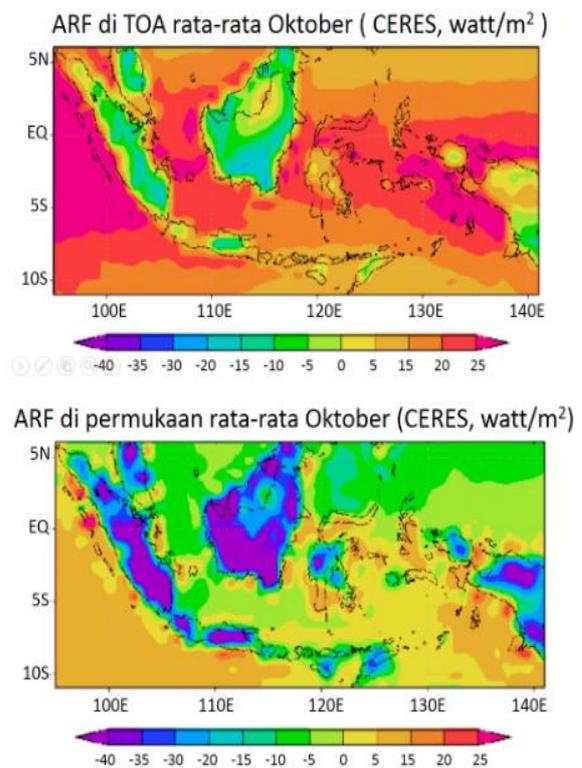
Kebakaran hutan di Kalimantan dan Sumatera hampir terjadi di setiap tahun. Menurut laporan pengendalian kebakaran hutan dan lahan tercatat bahwa sejak 2000 sampai 2008 telah terjadi kebakaran hutan yang banyak menimbulkan dampak seperti asap yang selain mencemari lingkungan juga sangat mengganggu kesehatan (KLH, 2006; BPDLD, 2009; Susanto, 2015). Terkait dengan hal tersebut, penulis

menduga bahwa akumulasi partikel aerosol adalah berasal dari emisi kebakaran hutan gambut di Sumatera dan Kalimantan. Rosida dan Susanti (2014) juga menemukan bahwa densitas akumulasi aerosol dengan nilai $AOD_{maks} > 3$ mempengaruhi fluks radiasi neto sampai ke level puncak atmosfer. Dari analisis secara spasial pengurangan jumlah fluks radiasi neto yang terjadi di permukaan mencapai nilai sampai dengan 100 watt/m^2 . Di level puncak atmosfer besarnya pengurangan fluks radiasi neto adalah sebesar $\sim 15 \text{ watt/m}^2$. Sangat berbeda dengan hasil penelitian Benas dkk. (2011) di wilayah Mediterranean yang kondisi lingkungannya sangat terpolusi. Akumulasi partikel aerosol yang menutupi wilayah Mediterranean ini adalah berasal dari polutan debu. Sementara dalam penelitian ini, partikel aerosol yang diamati adalah berasal dari kebakaran hutan gambut di Kalimantan dan Sumatera. Benas dkk. (2011) menjelaskan bahwa akumulasi partikel debu aerosol telah menyebabkan pendinginan di permukaan akibat pengurangan radiasi yang mencapai nilai 215 watt/m^2 , dan pengurangan radiasi yang terjadi di level atmosfer atas yang mencapai 46 watt/m^2 . Perbedaan tersebut memperkuat penjelasan Keil dan Haywood (2003) dan Penner dkk. (2001) bahwa dalam hal ini karakteristik partikel aerosol sangat berperan. Kaufman dkk. (2002) juga menjelaskan bahwa massa aerosol, komposisi kimia aerosol dan jumlah partikel aerosol yang sangat bervariasi terhadap ruang dan waktu, juga sangat berperan dalam mempengaruhi fluks radiasi yang sampai di puncak atmosfer maupun dipermukaan.

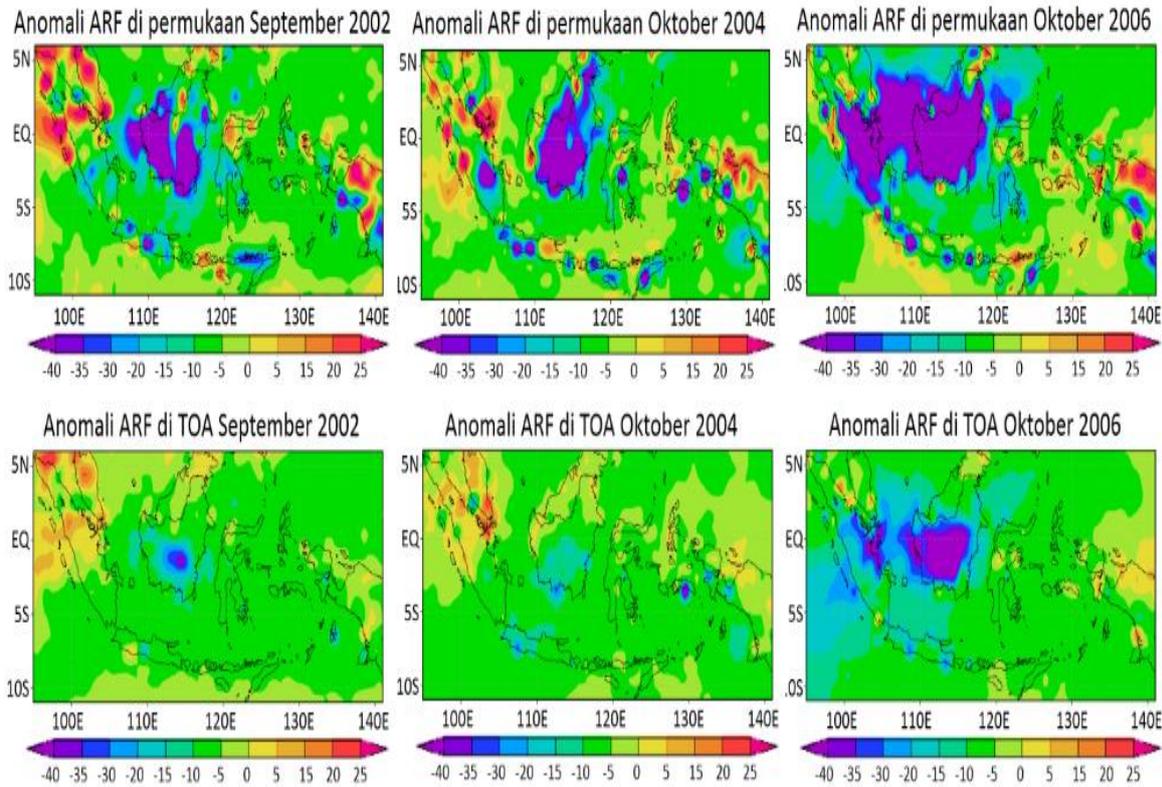
3.2 Analisis direct radiative forcing aerosol (ARF)

Determinasi forcing untuk pengaruh langsung aerosol dihitung berdasarkan perbedaan radiasi neto pada kondisi terpolusi oleh aerosol dan radiasi neto pada kondisi tanpa adanya

aerosol (kondisi bersih). Dengan menggunakan persamaan (2-1) dan (2-2), dihitung ARF nya untuk level puncak atmosfer dan permukaan. Data fluks radiasi neto pada kondisi terpolusi (F_{aer}) diperoleh dari satelit Aqua-CERES, dan untuk nilai fluks radiasi neto pada kondisi bersih (F_{clean}) diestimasi dari nilai *intercept*-nya dengan metode *slope*. Fluks radiasi neto pada kondisi terpolusi (F_{aer}) merupakan rata-rata dari total data di level puncak atmosfer, dan dari hasil perhitungan nilainya sama dengan 91,35. Untuk F_{aer} di permukaan adalah juga dihitung dari rata-rata total data fluks radiasi neto di permukaan dan diperoleh nilai 207,89. Dari hasil perhitungan dengan persamaan regresi linear, diasumsikan aerosol (yang dalam hal ini adalah nilai AOD) adalah = nol, maka *intercept* yang diperoleh adalah fluks radiasi neto pada kondisi bersih (F_{clean}). Nilai *intercept* F_{clean} yang diperoleh untuk level puncak atmosfer adalah 91,83, dan F_{clean} untuk level permukaan diperoleh nilai 225,6.



Gambar 3-6: Pola spasial Aerosol Radiative Forcing di puncak atmosfer (ARF_{TOA}) dan permukaan (ARF_{Surf}) pada bulan Oktober, dalam satuan watt/m^2



Gambar 3-7: Anomali ARF di level permukaan dan di TOA pada bulan Oktober 2002, 2004 dan 2006

Dengan menggunakan persamaan (2-1) dan (2-2) diperoleh ARF , untuk rata-rata di level puncak atmosfer ARF_{TOA} adalah $-0,5 \text{ watt/m}^2$ dan untuk level permukaan ARF_{Surf} adalah $-17,7 \text{ watt/m}^2$. Hasil ini sedikit berbeda dengan hasil yang diperoleh Abel dkk. (2005) yang menghitung *aerosol radiative forcing* (ARF) dari partikel aerosol yang berasal dari emisi pembakaran biomassa di Afrika bagian Selatan. Abel dkk. (2005) menggunakan model transfer radiasi untuk menghitung ARF nya dan diperoleh hasilnya untuk level puncak atmosfer dengan rentang ARF_{TOA} pada $-7,6 \text{ watt/m}^2$ sampai $-9,1 \text{ watt/m}^2$, dan untuk ARF_{Surf} pada rentang $-18,1 \text{ watt/m}^2$ sampai $-21,4 \text{ watt/m}^2$. Selain itu dari perhitungan Benas dkk. (2011), ARF di wilayah Mediterranean, suatu wilayah

dengan kondisi yang sangat terpolusi oleh partikel debu, menunjukkan ARF di level puncak atmosfer ARF_{TOA} sebesar -4 watt/m^2 dan di level permukaan ARF_{Surf} adalah sebesar -24 watt/m^2 . Abel, dkk. (2005) menjelaskan bahwa selain karakteristik partikel aerosol yang sangat kompleks dan rumit, termasuk albedo permukaan yang mempengaruhi efek radiasi langsung aerosol, maka perbedaan karakteristik permukaan tanah juga merupakan hal yang sangat penting untuk dipertimbangkan.

Estimasi ARF dari hasil perhitungan memperlihatkan bahwa perubahan-perubahan yang terjadi baik di level puncak atmosfer maupun di permukaan diduga banyak dipengaruhi oleh pergerakan semua sumber energi radiasi matahari. Tapi untuk level permukaan, selain pengaruh tersebut,

diperkirakan aktivitas manusia menunjukkan peran yang lebih mendominasi. Akumulasi partikel aerosol dari emisi kebakaran hutan gambut di Sumatera dan Kalimantan sama-sama menunjukkan ARF dengan nilai negatif baik untuk permukaan maupun untuk level puncak atmosfer. Pada kedua level terjadi pendinginan dengan perbedaan nilai yang cukup signifikan. Di level puncak atmosfer akumulasi yang terjadi menyebabkan pendinginan dengan pengurangan fluks radiasi antara 5 watt/m^2 sampai 20 watt/m^2 , seperti ditunjukkan pada Gambar 3-6 dengan perubahan luasan spasial berwarna hijau sampai warna biru muda. Sementara di level permukaan pendinginan terjadi dengan berkurangnya fluks radiasi neto yang sangat signifikan yaitu $>40 \text{ watt/m}^2$, pada gambar indikasi perubahannya diperlihatkan oleh perubahan luasan warna biru tua sampai ungu tua.

Dalam beberapa kasus pengaruh antropogenik juga dapat mencapai level puncak atmosfer dan mempengaruhi level puncak atmosfer itu sendiri. Seperti peristiwa kebakaran hutan gambut yang terjadi pada 2002 dan 2006 (Gambar 3-7). Dari hasil analisis musiman maka peristiwa kebakaran hutan yang terjadi pada musim SON tahun 2002, 2004 dan 2006, maka kontribusi kebakaran hutan yang terjadi pada periode SON tahun 2006 merupakan peristiwa terbesar yang pernah terjadi. Dispersi partikel aerosolnya sampai mencapai ketinggian level puncak atmosfer. Gambar 3-7 memperlihatkan perbandingan ARF dalam nilai anomalnya yang terjadi di permukaan dan di level puncak atmosfer. Secara spasial dipresentasikan bahwa pada umumnya pengaruh distribusi aerosol lebih mendominasi pada level permukaan. Hal ini menunjukkan bahwa aktifitas antropogenik yang terjadi dipermukaan

memberikan peranan yang sangat besar dalam mempengaruhi fluks radiasi neto.

4 KESIMPULAN

Dari analisis variasi temporal untuk rata-rata wilayah Indonesia, pengaruh aerosol terhadap fluks radiasi neto dapat sangat jelas terlihat pada kasus kebakaran hutan. Pada umumnya konsentrasi dari akumulasi muatan aerosol yang tinggi di atmosfer yang diindikasikan oleh tingginya nilai $AOD_{maks} > 2,5$ memberikan efek pendinginan yang dipresentasikan oleh penurunan fluks radiasi netonya.

Pada peristiwa kebakaran hutan yang sangat besar pada 2006, konsentrasi dari akumulasi aerosol untuk rata-rata wilayah Indonesia meningkat dan terjadi pada Oktober 2006. Peningkatan nilai AOD_{maks} saat itu mencapai 3,2 dan berkorelasi tinggi ($r \geq 0,88$) terhadap penurunan fluks radiasi neto di permukaan sebesar $13,6 \text{ watt/m}^2$, dan di puncak atmosfer sebesar $11,7 \text{ watt/m}^2$.

Kondisi ekstrem lebih terlihat jelas dalam lingkup skala yang lebih kecil yaitu pada zona Kalimantan dan Sumatera. Sebagai sumber kebakaran hutan yang terbesar, akumulasi muatan aerosol yang terjadi di zona Kalimantan 2006, telah menyebabkan penurunan fluks radiasi neto yang terbesar di zona tersebut. Peningkatan AOD_{maks} yang terjadi saat itu mencapai lebih besar dari 3,2 dan menunjukkan korelasi yang lebih tinggi dengan $r \geq 0,98$ terhadap penurunan fluks radiasi neto di level permukaan sampai sebesar $77,8 \text{ watt/m}^2$, dan di puncak atmosfer sebesar $35,2 \text{ watt/m}^2$. Akumulasi muatan aerosol tersebut di zona Sumatera hanya berpengaruh pada level permukaan dengan penurunan fluks radiasi neto yang mencapai sebesar $33,5 \text{ watt/m}^2$.

Dari penentuan *forcing* aerosol, efek langsung aerosol terhadap fluks

radiasi neto menunjukkan perbedaan yang cukup signifikan antara *aerosol radiative forcing (ARF)* di permukaan dan di puncak atmosfer. Dari perhitungan rata-rata total data yaitu dari Maret 2000 sampai Februari 2010, untuk rata-rata wilayah Indonesia, diperoleh *aerosol radiative forcing* di permukaan (ARF_{Surf}) adalah $-17,7 \text{ watt/m}^2$, dan di puncak atmosfer (ARF_{TOA}) adalah $-0,5 \text{ watt/m}^2$.

UCAPAN TERIMAKASIH

Penelitian ini merupakan bagian dari kegiatan penelitian yang dilaksanakan dan didanai oleh Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN Bandung. Untuk itu penulis mengucapkan terimakasih Kepada Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN Bandung yang telah memberikan dukungannya. Penulis mengucapkan terimakasih kepada pihak NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), yang telah menyediakan data yang sangat bermanfaat. Ucapan terimakasih juga penulis sampaikan kepada rekan-rekan terutama kepada bapak Drs. Sri Kaloka Prabotosari yang telah banyak sekali memberikan masukan-masukan yang sangat berharga.

DAFTAR RUJUKAN

Abel, S.J., E. J. Highwood, J. M. Haywood, and M. A. Stringer, 2005. *The Direct Radiative Effect of Biomass Burning Aerosols Over Southern Africa*. Atmos. Chem. Phys., 5, 1999–2018.

Benas, N., N. Hatzianastassiou, C. Matsoukas, A. Fotiadi, N. Mihalopoulos, and I. Vardavas, 2011. *Aerosol Shortwave Direct Radiative Effect and Forcing Based on MODIS Level 2 Data in the Eastern Mediterranean (Crete)*. Atmos. Chem. Phys., 11, 12647–12662, doi: 10.5194/acp-11-12647- 2011.

Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, et al., 2013. *Clouds and Aerosols*. In: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauelss, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781107415324.016.

Boucher, O., and J., Haywood, 2001. *On Summing the Components of Radiative Forcing of Climate Change*. Clim. Dyn., 18, 297–302.

BPDDL, 2009. *Badan Pengendalian Dampak Lingkungan Daerah-Kota Palangkaraya*. UPT Laboratorium Lingkungan, 2009.

Breon, F. M., D., Tanre, and S., Generoso, 2002. *Aerosols Effect on the Cloud Droplet Size Monitored from Satellite*. Science, 295, 834–838.

Chu, D.A., Y.J. Kaufman, C., Ichoku, L.A. Remer, D., Tanre, B.N. Holben, 2002. *Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land*. Geophysical Research Letter, Vol. 29, No.12, doi:10.1029/2001GL 013205.

Crutzen, P. J., and M.O., Andreae, 1990. *Biomass Burning in the Tropics: Impact on Atmospheric Chemistry and Biogeochemical Cycles*. Science, 250, 1669–1678.

de Meij, A., A., Pozzer, J., Lelieveld, 2010. *Global and Regional Trends in Aerosol Optical Depth Based on Remote Sensing Products and Pollutant Emission Estimates Between 2000 And 2009*, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 10, 30731–30776, doi:10.5194/acpd-10-30731- 2010.

Huang, H., 2009. *Aerosol Remote Sensing Using AATSR*, Postdoctoral Dissertation, Atmospheric, Oceanic and Planetary

- Physics, Department of Physics, University of Oxford, 64.
- Ichoku, C., L.A. Remer, Y.J. Kaufman, R. Levy, D.A. Chu, D. Tanré, and B.N. Holben, 2003. *MODIS Observations of Aerosols and Estimation of Aerosol Radiative Forcing Over Southern Africa During SAFARI 2000*. J. Geophys. Res., 108, 8499, doi:10.1029/2002JD002366.
- IPCC, 2007. *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.M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001. The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881.
- Kaufman, Y.J., D. Tanré and O. Boucher, 2002. *A Satellite View of Aerosols in the Climate System*. Nature, 419, 215–223.
- Keil, A., and J.M. Haywood, 2003. *Solar Radiative Forcing by Biomass Burning Aerosol Particles During SAFARI 2000: A Case Study Based on Measured Aerosol and Cloud Properties*. J. Geophys. Res., 108, 8467, doi:10.1029/2002JD 002315.
- Kiehl, J.T., and K.E., Trenberth, 1997. *Earth Annual Global Mean Energy Budget*, Bulletin of the American Meteorological Association, 78, 197-208.
- Kim, D.Y., and V. Ramanathan, 2008: *Solar Radiation Budget and Radiative Forcing Due to Aerosols and Clouds*. Journal of Geophysical Research-Atmospheres. 113.
- KLH, 2006. *Press Release Pengendalian Kebakaran Hutan Dan Lahan*, Kementerian Lingkungan Hidup, Republik Indonesia, 1 September 2006, diunduh pada 30 November 2006 dari <http://www.menlh.go.id/press-release-pengendalian-kebakaran-an-hutan-dan-lahan-kementerian-lingkungan-hidup/>.
- Korhonen, H., K. S., Carslaw, D. V., Spracklen, D. A., Ridley, and J., Ström, 2008. *A Global Model Study of Processes Controlling Aerosol Size Distributions in the Arctic Spring and Summer*, J. Geophys. Res., 113, D08211, doi:10.1029/2007JD009114.
- Levy, R. C., Remer, L. A., Kleidman, R. G., Mattoo, S., Ichoku, C., Kahn, R., and Eck, T.F., 2010. *Global Evaluation of the Collection 5 MODIS Dark-Target Aerosol Products Over Land*, Atmos. Chem. Phys., 10, 10399–10420, doi:10.5194/acp-10-10399-2010.
- Li, Z., X. Xia, M. Cribb, W. Mi, B. Holben, P. Wang, H. Chen, S.C. Tsay, T. F. Eck, F. Zhao, E. G. Dutton, R. E. Dickerson, 2007. *Aerosol Optical Properties and their Radiative Effects in Northern China*, J. Geophys. Res.112, D22S01, doi:10.1029/2006JD007382.
- Li, F., A. M., Vogelmann, V., Ramanathan, 2004. *Saharan Dust Aerosol Radiative Forcing Measured from Space*. Journal Of Climate, Vol. 17, 2558-2571.
- NASA, 2014. *Aerosol Optical Thickness*, GES – DISC (Goddard Earth Sciences Data and Informations Services Center), Programme Informations Pages, diunduh pada 12 September 2014 dari http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data-holdings/PIP/aerosol_optical_thickness_or_depth.shtml.
- NASA, 2011. *What is the Earth's Radiation Budget?*. Science Education Resources, diunduh pada tanggal 28 Juni 2011 dari <https://science-edu.larc.nasa.gov/EDDOCS/whatis.html>.

- NASA, 2007. *The Top of Atmosphere, Earth Observatory*, diunduh pada tanggal 3 Februari 2007 dari [http:// earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=7373](http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=7373).
- NOAA, 2016. *Layers of the Atmosphere, National Weather Service*, diunduh pada tanggal 6 Mei 2016 dari <http://www.srh.noaa.gov/srh/jetstream/atmos/layers.html>.
- Penner, J., M. Andreae, H. Annegarn, L. Barrie, J. Feichter, D. Hegg, A. Jayaraman, R. Leaitch, D. Murphy, J. Nganga, and G. Pitari., 2001. *Aerosols, their Direct and Indirect Effects*. In *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contributing of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 289-348.
- Rajeev, K., and V. Ramanathan, 2001. *Direct Observations of Clear-Sky Aerosol Radiative Forcing from Space During the Indian Ocean Experiment*. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 106 , NO. D15, 17221–17235.
- Ramanathan, V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, L., Buja, J. T., Kiehl, W. M., Washington, Q., Fu, D. R., Sikka, and M., Wild, 2005. *Atmospheric Brown Clouds: Impacts on South Asian Climate and Hydrological Cycle*, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 102, 5326–5333.
- Ramanathan, V., 1987. *The Role of Earth radiation Budget in Climate and General Circulation Research*, *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 92, No. D4, 4075-4095.
- Remer, L. A., Kleidman, R. G., Levy, R. C., Kaufman, Y. J., Tanre, D., Mattoo, S., Martins, J.V., Ichoku, C., Koren, I., Yu, H., and Holben, B. N., 2008. *Global Aerosol Climatology from the MODIS Satellite Sensors*, *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JD009661, 2008.
- Rosida, I., Susanti, dan W.E., Cahyono, 2014. *Analisis Dampak Kebakaran Hutan Terhadap Kesetimbangan Radiasi di Permukaan Menggunakan Data CERES*, *Prosiding Seminar Sains Atmosfer 2014*, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, LAPAN, ISBN: 978-979-1458-84-9, 418-431.
- Rosida, dan I., Susanti, 2014. *Analisis Spasial Perubahan Radiasi di Top of Atmosphere (TOA), Kualitas Udara dan Komposisi Atmosfer Indonesia*, *Buku2 – PSTA 2014*, Penerbit Adira, ISBN: 978-979-1458-82-5, 89-99.
- Rosida dan I. Susanti, 2011. *Spatial Analysis of Atmospheric Aerosol Impact on Shortwave Radiation over Indonesia*, *International Symposium on the 10th Anniversary of the Equatorial Atmospheric Radar (EAR)*, ISBN: 978-979-1458-52-8, 231-239.
- Stanhill, G., and S. Cohen, 2001. *Global Dimming: a Review of the Evidence for a Widespread and Significant Reduction in Global Radiation with Discussion of its Probable Causes and Possible Agricultural Consequences*, *Agric. For. Meteorology*, 107, 255– 278.
- Susanto A., 2015. *Apa yang Paling Banyak Menyebabkan Kebakaran Hutan di Indonesia?*, diunduh pada tanggal 11 Oktober 2015 dari [http:// www.rappler.com/indonesia/104764-kebakaran-hutan-indonesia-cifor](http://www.rappler.com/indonesia/104764-kebakaran-hutan-indonesia-cifor).
- Wild, M., H. Gilgen, A., Roesch, A., Ohmura, C., Long, E., Dutton, B., Forgan, A., Kallis, V., Russak, and A., Tsvetkov, 2005. *From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at the Earth's Surface*, *Science*, 308, 847– 850.
- Zengzhou, H., P., Delu, and G., Fang, 2011. *Aerosol Direct Radiative Forcing at the Top of Atmosphere Based on Satellite*

Remote Sensing Over China Seas: A Preliminary Study, Remote Sensing of the Environment: The 17th China

Conference on Remote Sensing, Proceedings of SPIE Vol. 8203, doi: 10.1117/12.910433.

ANALISIS PROPAGASI GELOMBANG RADIO MODE ANGKASA SAAT PERISTIWA GERHANA MATAHARI 9 MARET 2016 (SKYWAVE PROPAGATION ANALYSIS DURING SOLAR ECLIPSE ON 9 MARCH 2016)

VaruliantorDear^{1*)} dan Rohmat Yulianto^{)}**

***) Pusat Sains Antariksa, LAPAN**

Jl. Dr. Djunjunan 133 Bandung

****) Balai Penjejakan dan Kendali Wahana Antariksa**

Jl. Angkasa Trikora, Biak Papua

¹ e-mail : varuliantor.dear@lapan.go.id

Diterima 06 Desember 2016; Direvisi 6 April 2017; Disetujui 19 Juli 2017

ABSTRACT

This paper discusses the analysis of radio wave propagation using Skywave mode during solar eclipse events on March 9, 2016. The analysis was based on the observation results using Automatic Link Establishment (ALE) waveform. The carrier frequency is 10.1455 MHz with Biak (1.16 N; 136.047E) and Manado (1.52N; 124.856E) as radio communication circuits. The working frequency was determined from the model of the ionosphere Biak-Manado circuit during a solar eclipse event and based on the frequency allocation for ALE system in Indonesia. The results showed that the SN index values were different between the day during solar eclipse event compared to the previous day and after. The differences of the SN index value were included the time variations and its distribution, which can be explained as the changes in the absorption levels of the ionosphere D layer. The change of the absorption levels during the solar eclipse event caused the SN index values had a constant tendency with the gradient value of linear equations was 0.0004/seconds. The constant changes of the absorption levels were also shown in the distribution of the SN index with a mean value (μ) was 5.2384 and standard deviation (σ) was 0.74894. Differences with the previous day and the day after the solar eclipse events, the SN index values had a descending trend with a gradient of the linear equations was -0.002/seconds. The differences also shown in the distribution of the SN index with μ values were 4.8316 and 4.6164 and σ were 0.92123 and 0.9096. These results indicated the change of radio wave propagation in the ionosphere during solar eclipse event in March 9, 2016.

Keywords: *skywave propagation, solar eclipse, absorption*

ABSTRAK

Makalah ini membahas tentang analisis propagasi gelombang radio mode angkasa saat terjadi peristiwa gerhana matahari pada 9 Maret 2016. Analisis dilakukan berdasarkan hasil pengamatan menggunakan *waveform* sistem *Automatic Link Establishment (ALE)*. Frekuensi yang digunakan adalah 10,145 MHz dengan Biak dan Manado sebagai sirkuit radio komunikasi yang digunakan. Nilai frekuensi kerja ditentukan dari hasil perhitungan model kondisi ionosfer untuk sirkuit komunikasi Biak (01,16 °LU; 136,047 °BT) dan Manado (1,52 °LU; 124,856 °BT) pada saat gerhana matahari berlangsung serta berdasarkan alokasi frekuensi sistem ALE di Indonesia. Hasil pengamatan yang diperoleh menunjukkan terdapat perbedaan nilai indeks SN antara saat kejadian gerhana matahari dengan hari sebelum dan sesudahnya di waktu yang sama. Perbedaan tersebut meliputi variasi nilai indeks SN terhadap waktu dan distribusinya yang dapat dijelaskan sebagai akibat perubahan tingkat absorpsi lapisan D ionosfer yang berbeda. Perubahan tingkat absorpsi pada lapisan D saat peristiwa gerhana matahari cenderung konstan, sehingga menyebabkan nilai indeks SN memiliki tren yang juga konstan dengan nilai gradien persamaan linear sebesar 0,0004/detik. Tingkat absorpsi yang konstan tersebut juga terlihat dari distribusi nilai indeks SN yang memiliki nilai mean (μ) sebesar 5,2384 dengan standar deviasi (σ) 0,74894. Sedangkan pada hari sebelum dan sesudahnya, yakni tanggal 8 dan 10 Maret 2016, nilai indeks SN memiliki tren menurun dengan nilai gradien persamaan linear sebesar -0,002/detik. Perbedaan tersebut juga terlihat dari distribusi indeks SN yang memiliki nilai μ sebesar 4,8316 dan 4,6164 dengan σ sebesar 0,92123 dan 0,9096. Hasil ini menunjukkan bahwa terjadi perubahan pada perambatan gelombang radio di lapisan ionosfer saat peristiwa gerhana matahari total 9 Maret 2016.

Kata Kunci: *propagasi angkasa, gerhana matahari, absorpsi*

1 PENDAHULUAN

Peristiwa gerhana matahari dapat menyebabkan terjadinya perubahan pada lapisan ionosfer (Evans, 1965; Salah dkk., 1986; Jakowski dkk., 2008, Le dkk., 2010, Kumar dkk., 2013). Perubahan yang terjadi meliputi besaran densitas elektron serta ketinggian lapisan ionosfer akibat terhalangnya radiasi matahari oleh bulan. Pada lapisan D Ionosfer, terhalangnya radiasi matahari dapat direspon secara seketika sehingga densitas elektron mengalami penurunan bersamaan dengan waktu terjadinya gerhana matahari (Singh dkk., 2011; Kumar dkk., 2012).

Perubahan yang terjadi pada lapisan ionosfer sangat mempengaruhi perambatan gelombang radio yang menggunakan mode propagasi angkasa (*skywave*) (McNamara, 1991a). Pengaruh dari kondisi tersebut dapat terlihat dari parameter penerimaan sinyal pada

perangkat penerima. Sinyal yang diterima dapat mengalami perubahan pada besaran amplitudo maupun fasa seiring dengan perubahan fisis yang terjadi di lapisan ionosfer (Davies dkk., 1966). Kondisi serupa dapat juga terjadi pada saat peristiwa gerhana matahari sebagai akibat dari terhalangnya proses radiasi matahari di lapisan ionosfer oleh bayangan bulan.

Penelitian mengenai dampak gerhana matahari terhadap perambatan gelombang radio dengan mode propagasi angkasa masih menjadi hal yang sangat menarik. Hal ini disebabkan oleh langka dan uniknya peristiwa gerhana matahari serta masih digunakannya teknologi komunikasi yang memanfaatkan perambatan gelombang radio mode propagasi angkasa hingga saat ini (Bergada dkk., 2014). Penelitian tersebut dapat melengkapi pemahaman tentang mekanisme yang terjadi pada lapisan

ionosfer yang mempengaruhi perambatan gelombang radio. Di Indonesia penelitian ini belum pernah dilakukan sehingga penelitian tentang pengaruh gerhana matahari terhadap perambatan gelombang radio masih menjadi topik yang perlu untuk dilakukan. Pada penelitian ini dilakukan analisis hasil observasi perambatan gelombang radio moda angkasa pada saat peristiwa gerhana matahari. Observasi difokuskan pada kualitas penerimaan sinyal dengan menganalisis perubahan yang terjadi pada saat gerhana matahari. Perbandingan hasil pengamatan saat terjadinya peristiwa gerhana matahari dengan waktu yang sama pada hari sebelum dan sesudahnya dilakukan untuk mendapatkan penjelasan tentang perubahan yang terjadi. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui perubahan yang terjadi pada perambatan gelombang radio di ionosfer akibat dari peristiwa gerhana matahari total pada 9 Maret 2016.

2 PROPAGASI GELOMBANG RADIO MODE ANGKASA DAN PERISTIWA GERHANA MATAHARI

Perambatan gelombang radio dengan mode angkasa merupakan mode propagasi yang memanfaatkan lapisan ionosfer sebagai media perambatan. Sifat dinamis dari lapisan ionosfer yang dipengaruhi oleh radiasi dari matahari dapat menyebabkan perubahan yang terjadi pada gelombang radio yang merambat pada lapisan ionosfer. Goldsmith (2005) dan Wagner dkk. (1989) mengemukakan bahwa perubahan yang terjadi terkait dengan aspek kualitas penerimaan sinyal. Perubahan tersebut dapat terlihat dari peningkatan atau penurunan perbandingan besaran sinyal terhadap *noise* yang dikenal sebagai *Signal to Noise Ratio* (SNR). SNR dapat mengalami perubahan seiring

dengan perubahan yang terjadi pada media lintasan gelombang radio.

Faktor utama terjadinya proses ionisasi pada lapisan ionosfer adalah radiasi matahari. Radiasi matahari menyebabkan terjadinya proses pembentukan lapisan ionosfer dari atom netral yang berada di atmosfer pada ketinggian yang berbeda-beda. Pada lapisan D ionosfer, proses ionisasi terjadi secara instan sebagai reaksi dari radiasi matahari (Mukhtarov dkk., 1995). Kondisi tersebut menyebabkan lapisan D dikenal hanya muncul pada siang hari dan juga sangat terpengaruh dengan fenomena X-Ray *flare* matahari. Pada malam hari lapisan D menghilang akibat tidak adanya radiasi matahari yang merupakan sumber utama terjadinya proses ionisasi. Pada propagasi gelombang radio mode angkasa dengan spektrum radio *High Frequency* (HF; 3 - 30 MHz) lapisan D bersifat menyerap energi gelombang radio (Brown, 1964). Oleh karena itu kehadiran lapisan D dapat dianggap sebagai sebuah kerugian bagi sistem komunikasi mode propagasi angkasa yang menyebabkan besaran nilai SNR mengalami penurunan.

Peristiwa gerhana matahari merupakan peristiwa yang terjadi akibat posisi bulan yang berada sejajar diantara bumi dan matahari. Peristiwa gerhana matahari tersebut menyebabkan suatu daerah di bumi mengalami penghalangan sinar matahari yang tertutup bayangan bulan. Pada lapisan D ionosfer, kondisi tersebut dapat menyebabkan proses ionisasi menjadi terhambat atau tertunda (Narcisi dkk., 1972). Terhambat atau tertundanya proses ionisasi pada lapisan D ionosfer dapat mempengaruhi besaran absorpsi energi gelombang radio pada mode propagasi angkasa. Sehingga untuk mendapatkan informasi tentang dampak peristiwa gerhana matahari yang mempengaruhi perambatan gelombang radio tersebut, maka dapat dilakukan

pengamatan dengan menggunakan metode yang mampu mengukur besaran penerimaan sinyal. Hasil penerimaan sinyal yang diperoleh dapat menjadi informasi yang dapat digunakan untuk menganalisa perubahan yang terjadi saat gerhana matahari.

3 METODE OBSERVASI

Metoda penentuan lokasi stasiun pemancar dan penerima untuk pengamatan propagasi gelombang radio dipilih berdasarkan hasil kajian oleh Jiyo dkk. (2016) yang disajikan pada Gambar 3-1. Hasil perhitungan lintasan gerhana matahari total pada ketinggian 300 km menunjukkan bahwa stasiun komunikasi radio yang berlokasi di Biak (01,16 °LU; 136,047 °BT) dan Manado (1,52 °LU; 124,856 °BT) dapat digunakan. Wilayah yang terdampak oleh gerhana matahari total berada diantara kedua lokasi tersebut pada pukul 00:26 UT hingga 01:34 UT pada 9 Maret 2016.

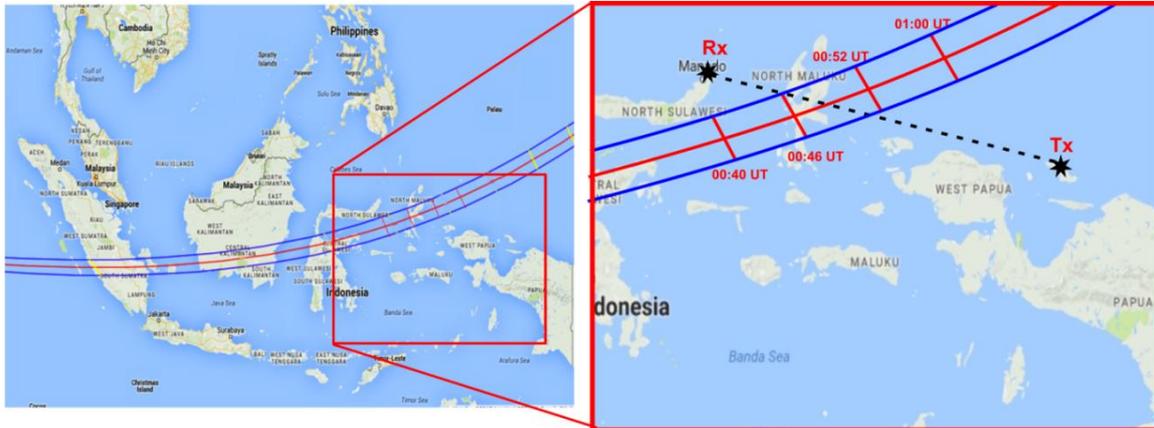
Dikarenakan lapisan ionosfer memiliki variasi temporal dan spasial, metode pemilihan frekuensi dilakukan berdasarkan nilai frekuensi kerja yang memiliki peluang tertinggi untuk dapat dipantulkan oleh lapisan ionosfer pada saat peristiwa gerhana matahari berlangsung. Nilai frekuensi kerja tersebut ditentukan berdasarkan perhitungan dari model ionosfer saat kondisi normal beserta aspek legalitas penggunaan frekuensi. Penentuan nilai frekuensi kerja dapat diperoleh dari penggunaan software prediksi frekuensi ASAPS (*Advanced Stand Alone Prediction System*) yang dikeluarkan oleh *Ionospheric Prediction service* (IPS) Australia untuk periode waktu saat terjadinya gerhana matahari. Sedangkan legalitas frekuensi yang dapat digunakan, harus merujuk pada nomenklatur alokasi frekuensi untuk komunitas radio amatir di wilayah Indonesia agar tidak mengganggu

pengguna frekuensi lainnya. Berdasarkan perhitungan menggunakan model ionosfer saat kondisi normal beserta tabel alokasi frekuensi untuk radio amatir di wilayah Indonesia, diperoleh nilai frekuensi 10,1455 MHz sebagai frekuensi tunggal yang dapat digunakan sesuai metode pengamatan yang dirancang (Gambar 3-2). Nilai frekuensi 10,1455 MHz merupakan alokasi frekuensi yang dapat digunakan dan sesuai dengan sistem yang dirancang serta memiliki peluang keberhasilan komunikasi yang tinggi untuk moda satu kali pantul menggunakan lapisan *F*. Frekuensi 10,1455 MHz dapat digunakan antara pukul 00:00 UT hingga 17:00 UT dan antara pukul 22:00 hingga 23:00 UT untuk sirkuit komunikasi Biak-Manado pada bulan Maret 2016. Pemilihan frekuensi yang merujuk pada moda satu kali pantul tersebut dimaksudkan agar analisis yang dilakukan hanya fokus pada propagasi gelombang radio di lapisan ionosfer yang merupakan tujuan dari penelitian ini. Redaman oleh permukaan bumi yang terjadi pada moda dua kali pantul dapat dihilangkan dalam analisis tersebut. Selain itu, peluang terjadinya perambatan gelombang radio dengan moda dua kali pantul bernilai lebih kecil dibandingkan dengan moda satu kali pantul berdasarkan besaran sudut elevasi antena yang digunakan dalam penelitian ini.

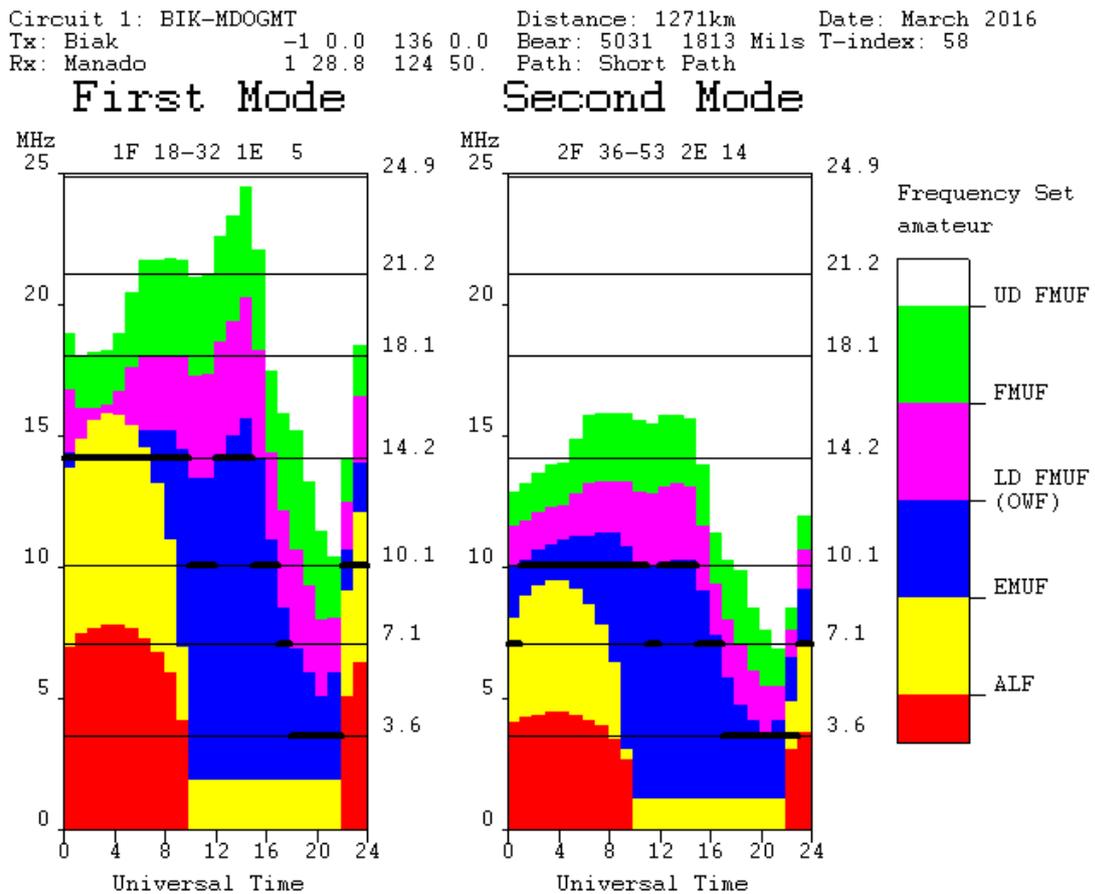
Transmisi sinyal berbasis sistem *Automatic Link Establishment* (ALE) digunakan sebagai sistem pengamatan propagasi gelombang radio yang dilakukan. Pengamatan dilakukan pada 8 Maret 2016 hingga 10 Maret 2016 yang mencakup pengamatan pada satu hari sebelum dan sesudah peristiwa gerhana matahari. Blok diagram perangkat pemancar dan penerima disajikan pada Gambar 3-3. Perangkat radio komunikasi ICOM tipe IC-718 beserta komputer yang

dilengkapi software MARS-ALE (*Military Auxiliary Radio System- Automatic Link Establishment*) digunakan pada stasiun pemancar maupun penerima. Untuk memperoleh resolusi data observasi yang tinggi, transmisi gelombang radio diatur

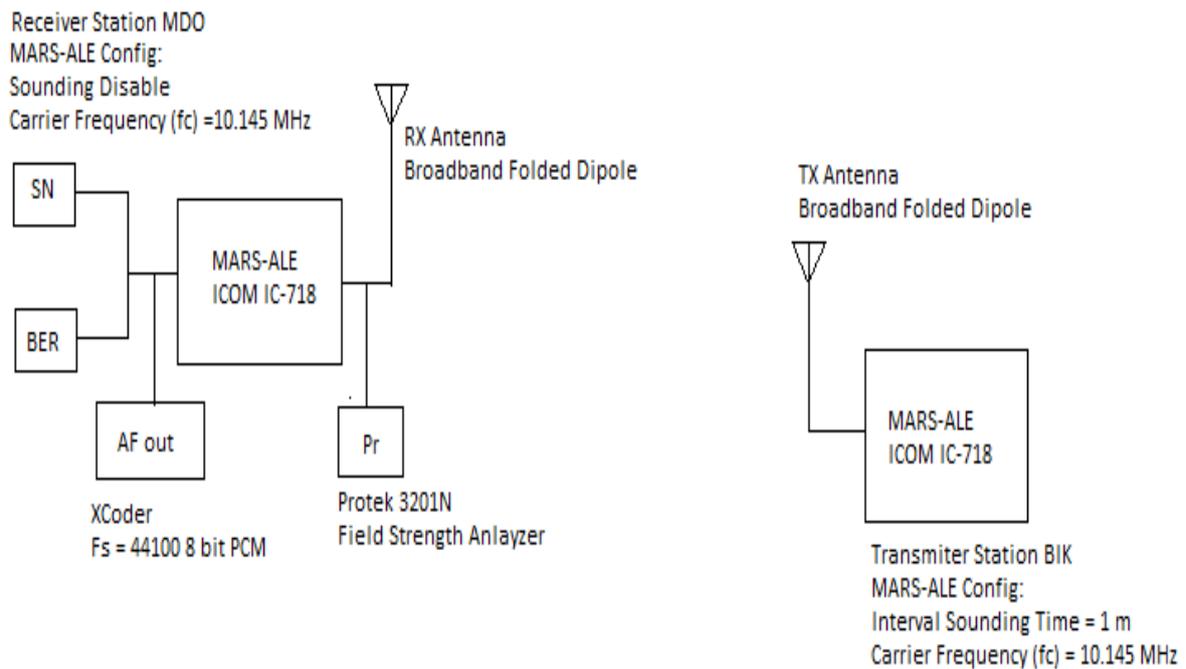
sebagai transmisi satu arah dengan Biak sebagai lokasi stasiun pemancar. Daya pancar yang digunakan sebesar 40 Watt dengan gain antenna pemancar 2,15 dBi.



Gambar 3-1: Lintasan gerhana matahari total pada 9 Maret 2016 di ketinggian 300 km serta lokasi pemancar dan penerima yang digunakan dalam observasi



Gambar 3-2: Hasil perhitungan kondisi ionosfer untuk moda satu kali pantul (*First mode*) dan dua kali pantul (*Second Mode*) menggunakan ASAPS untuk sirkuit Biak-Manado pada saat Gerhana Matahari 9 Maret 2016

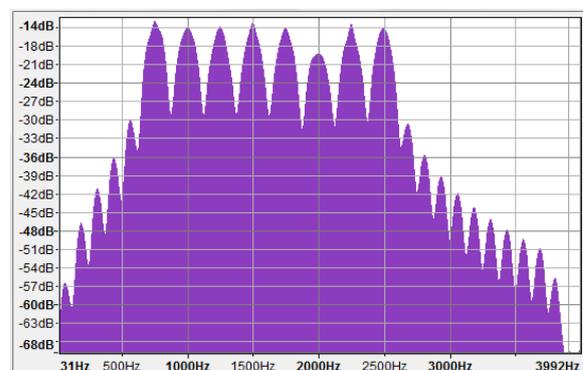


Gambar 3-3: Blok diagram sistem ALE yang digunakan dalam proses pengamatan

Sinyal yang dipancarkan berupa sinyal *Single Side Band-Upper Side Band* (SSB-USB) dengan informasi sinyal *baseband* berbentuk *waveform* ALE generasi ke dua (2G) (Gambar 3-4). *Waveform* ALE 2G dengan modulasi 8-CPFSK (*Continue Phase Frequency Shift Keying*) tersebut dipancarkan secara periodik dengan interval waktu *sounding* 1 menit setelah waktu awal transmisi sebelumnya. Durasi waktu untuk satu kali pengiriman sinyal mencapai 27,4 detik dengan jumlah bit *frame* informasi yang diulang (*redundancy*) dalam satu kali *sounding* sebanyak 5 kali. Pengaturan tersebut menyebabkan resolusi transmisi *sounding* sinyal menjadi 30 detik/*sounding*.

Stasiun penerima memperoleh data berupa *Link Quality Analysis* (LQA) yang merupakan data keluaran sistem ALE (Hess, 2000). Data tersebut berupa indeks nilai SN dan indeks BER dari setiap penerimaan sinyal yang berhasil diterjemahkan. Indeks nilai SN merepresentasikan nilai kualitatif perbandingan antara sinyal dengan derau (*noise*).

Sedangkan indeks BER merepresentasikan keberhasilan proses penguraian kode (*decoding*) dari sinyal *waveform* ALE yang diterima. Dalam penelitian ini, hasil observasi ditinjau berdasarkan perubahan yang terjadi pada nilai indeks SN dalam domain waktu sebagai representasi kualitas dari propagasi gelombang radio yang diterima akibat terjadinya perubahan pada media propagasi. Perubahan nilai indeks SN dalam domain waktu tersebut dianalisis dengan menggunakan proses *fitting* berdasarkan persamaan linear yang disajikan pada Persamaan (3-1).



Gambar 3-4: *Waveform* ALE-2G dalam domain frekuensi

$$y = mx + b \quad (3-1)$$

dengan nilai y adalah besaran indeks SN, x adalah waktu, m adalah gradien atau tingkat kemiringan dan b adalah konstanta nilai y yang memotong sumbu x . Nilai gradien yang diperoleh akan menjelaskan kecenderungan tren perubahan data secara kuantitatif.

Selain dianalisis dalam domain waktu, distribusi nilai indeks SN ($P_{sn}[SN]$) saat peristiwa gerhana matahari juga dihitung dengan menggunakan Persamaan (3-2)

$$P_{sn}[SN] = P[SN = sn] \quad (3-2)$$

dengan

$$sn = \frac{\sum n(SN = sn)}{nSN} \quad (3-3)$$

Hasil perhitungan dari Persamaan (3-2) dan (3-3) digunakan kembali untuk mendapatkan nilai kuantitatif parameter distribusi nilai indeks SN yakni berupa nilai *mean* (μ) dan standar deviasi (σ).

4 HASIL DAN PEMBAHASAN

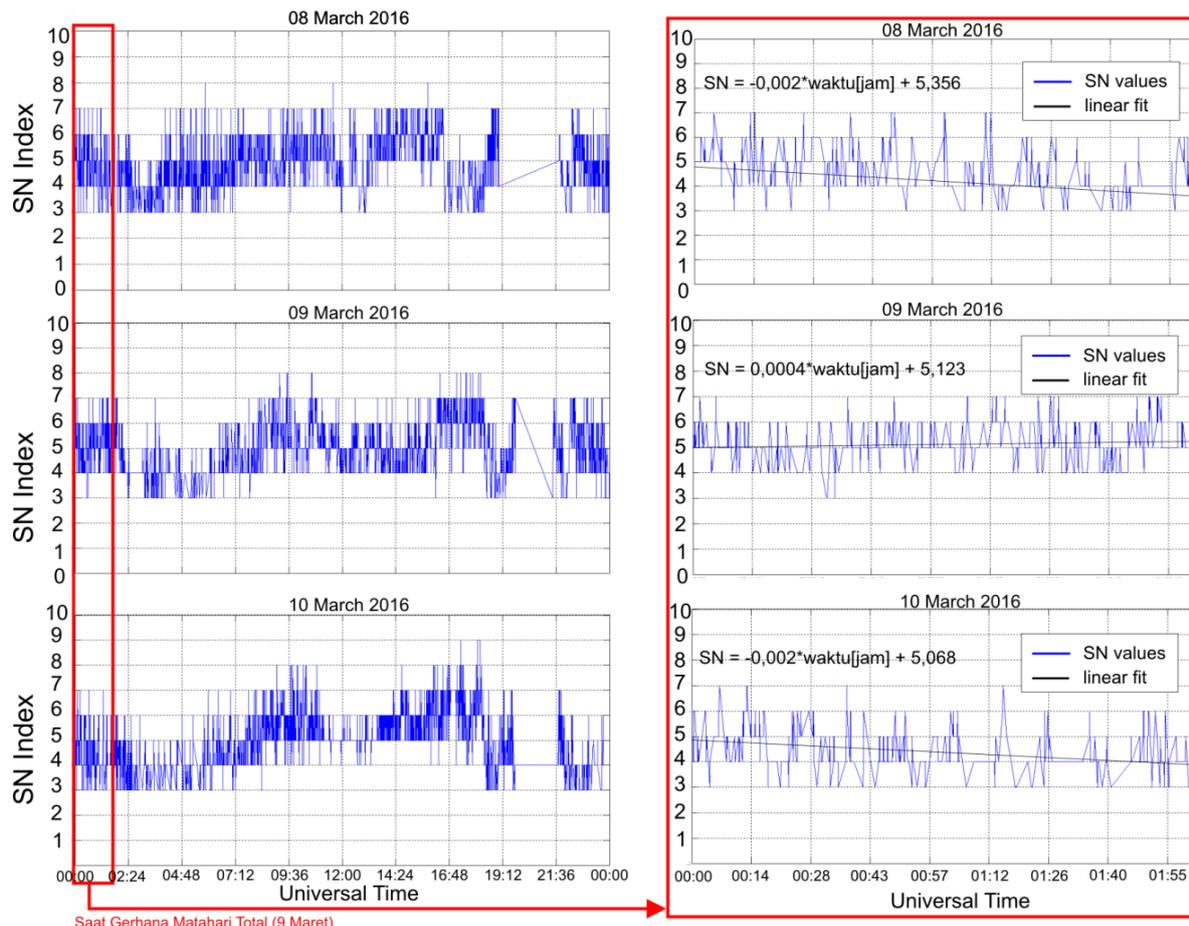
Pada Gambar 4-1 disajikan grafik variasi nilai indeks SN pada 8 hingga 10 Maret 2016 pada rentang waktu di saat terjadinya gerhana matahari. Sumbu vertikal merupakan nilai indeks SN yang berada pada rentang 0 hingga 10. Sedangkan sumbu horizontal merupakan waktu. Garis biru merepresentasikan data nilai indeks SN sedangkan garis hitam merupakan plot persamaan linear untuk proses *fitting* yang menunjukkan tren dari nilai indeks SN.

Gambar 4-1 menunjukkan bahwa nilai indeks SN dari hasil pengamatan pada tanggal 8 Maret 2016 memiliki tren menurun dengan besaran nilai gradien -0,002/detik. Tren dan variabel gradien persamaan linear nilai indeks SN yang bernilai negatif tersebut juga terjadi pada tanggal 10 Maret 2016 dan bernilai sama. Tren dan nilai gradien yang diperoleh pada 8 dan 10 Maret memiliki

hasil yang berbeda dengan data hasil pengamatan indeks SN pada saat terjadi gerhana matahari total, yakni pada 9 Maret 2016. Nilai gradien persamaan linear yang diperoleh bernilai positif, yakni 0,0004/detik dan memiliki tren yang cenderung konstan. Perbedaan tren dan nilai gradien hasil pengamatan indeks SN mengindikasikan terjadinya perbedaan kondisi dari media perambatan gelombang radio yang dilalui.

Perbedaan tersebut dapat merujuk pada perubahan tingkat absorpsi lapisan D ionosfer sebagai dampak dari terjadinya gerhana matahari total. Pada saat gerhana matahari total, proses ionisasi pada lapisan D ionosfer mengalami penundaan sementara sehingga tingkat absorpsi tidak mengalami peningkatan dan nilai indeks SN menjadi relatif konstan. Sedangkan pada saat tidak terjadi gerhana matahari total, proses ionisasi pada lapisan D ionosfer berjalan normal dan meningkat seiring perubahan sudut zenith posisi matahari yang mempengaruhi proses ionisasi (Reid, 1964).

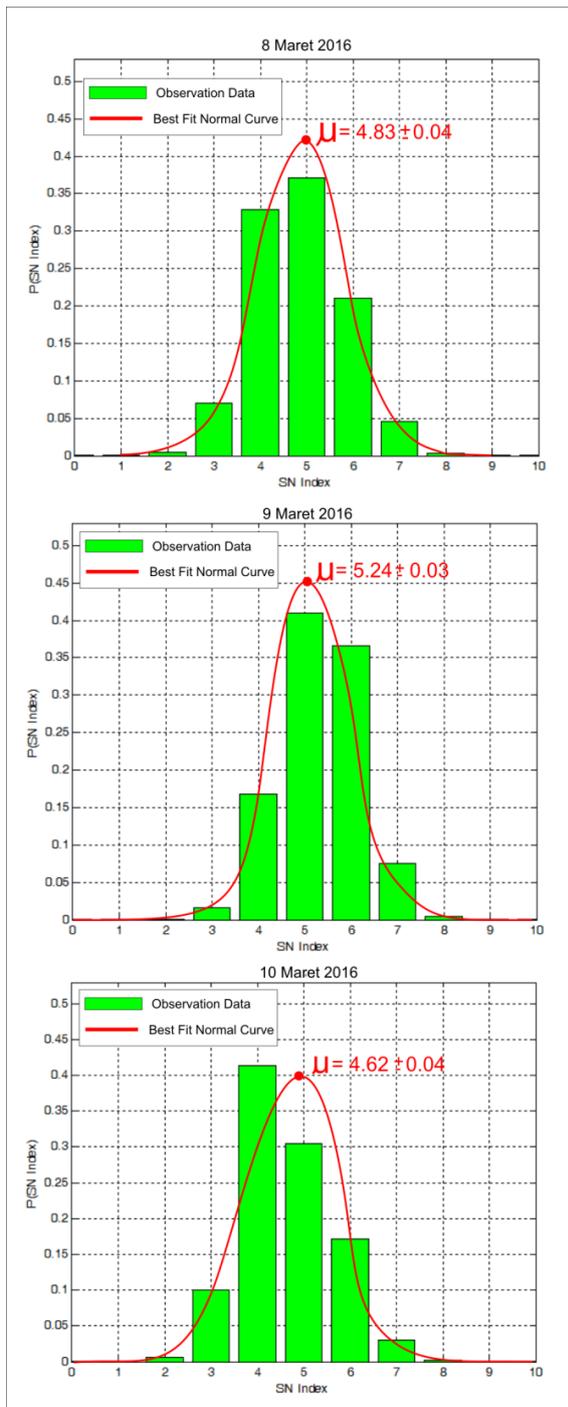
Untuk dapat melihat secara rinci perbedaan nilai indeks SN pada 8 hingga 10 Maret 2016, pada Gambar 4-2 disajikan distribusi nilai indeks SN dengan besaran nilai mean (μ) dan standar deviasi (σ) disajikan pada Tabel 4-1. Diagram batang berwarna hijau merupakan distribusi dari data nilai indeks SN yang diperoleh pada periode waktu saat terjadi gerhana matahari. Garis berwarna merah merupakan kurva *fitting* menggunakan perhitungan distribusi normal berdasarkan nilai μ dan σ dari perhitungan distribusi data nilai indeks SN. Perbandingan kurva distribusi normal dengan data yang diperoleh dimaksudkan untuk dapat melihat perubahan nilai parameter statistik antara saat kejadian gerhana matahari dengan saat tidak terjadinya gerhana matahari pada hari sebelum dan sesudahnya.



Gambar 4-1: Variasi dan distribusi nilai indeks SN pada 8 Maret 2016, 9 Maret 2016, dan 10 Maret 2016

Tabel 4-1: NILAI *MEAN* (μ) DAN *STANDARD DEVIASI* (σ) INDEKS SN

Tanggal	Mean (μ)	Standard deviasi (σ)
08 Maret 2016	4,8316	0,92123
09 Maret 2016	5,2384	0,74894
10 Maret 2016	4,6164	0,9096



Gambar 4-2: Distribusi nilai indeks SN saat peristiwa gerhana matahari pada tanggal 8 Maret 2016 hingga 10 Maret 2016

Pada Gambar 4-2 dan Tabel 4-1 terlihat perbedaan nilai parameter dari distribusi nilai Indeks SN antara hari disaat peristiwa gerhana matahari total dengan hari sebelum dan sesudahnya. Pada 9 Maret 2016 saat terjadi gerhana matahari total, nilai μ indeks SN mencapai

5,2364 dengan σ bernilai 0,7489. Nilai tersebut lebih besar dari nilai μ dan σ yang diperoleh pada 8 dan 10 Maret 2016 saat tidak terjadi gerhana matahari total di waktu yang sama. Nilai μ indeks SN pada hari sebelum gerhana matahari dan sesudah gerhana matahari sebesar 4,6164 dan 4,8316 dengan σ berada pada rentang 0,909 hingga 0,921. Nilai μ yang lebih besar dengan simpangan yang lebih kecil menunjukkan bahwa distribusi nilai indeks SN relatif konstan pada saat terjadi peristiwa gerhana matahari total. Sedangkan pada saat kondisi normal di waktu yang sama, distribusi nilai indeks SN mengalami perubahan dan menurun sehingga nilai μ yang teramati lebih kecil serta memiliki simpangan yang lebih besar.

Analisis perbedaan tren dan distribusi data pengamatan nilai indeks SN saat peristiwa gerhana matahari total dapat dikaitkan dengan perbedaan nilai rugi-rugi (*Loss*) dari perambatan gelombang radio yang terjadi. Hal ini dapat ditinjau berdasarkan perhitungan nilai indeks SN yang dinyatakan sebagai sebuah perbandingan antara kuat sinyal yang diinginkan (*S*) terhadap kuat sinyal derau atau *noise* (*N*). Besaran nilai *noise* dapat dinyatakan bernilai konstan (ITU, 2015) karena sesuai dengan durasi peristiwa gerhana matahari yang berlangsung singkat. Sedangkan untuk nilai *S* dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan (4-1).

$$S = P_r = P_{tx} - Loss \tag{4-1}$$

Nilai *S* ekuivalen dengan nilai P_r yang merupakan besaran daya yang diterima oleh antenna penerima. P_{tx} merupakan besaran daya pancar, dan *Loss* merupakan rugi-rugi energi gelombang radio yang terjadi pada lintasan. Nilai P_{tx} bernilai konstan karena telah diatur dengan

sebuah nilai tetap pada peralatan yang digunakan. Sedangkan nilai *Loss* dapat bervariasi terhadap waktu yang bergantung pada kondisi lintasan gelombang radio yang dilalui. Dengan metode observasi yang digunakan dalam penelitian ini, maka terjadinya perubahan pada nilai *Loss* dapat dinyatakan sebagai dampak dari perubahan pada lapisan ionosfer yang merupakan media perambatan gelombang radio yang dilalui. Hal ini juga merujuk pada hasil yang diperoleh oleh Ma dkk. (2013) yang menyatakan bahwa ionosfer merupakan sebuah kanal *time variant channel*.

Persamaan (4-1) menunjukkan bahwa perubahan yang terjadi pada nilai *Loss* akan menyebabkan perubahan pada nilai *S*. Perubahan besaran nilai *Loss* yang terjadi tersebut dapat dihitung dengan Persamaan (4-2).

$$\Delta Loss = Loss_o - Loss_t \quad (4-2)$$

dengan $\Delta Loss$ sebagai besarnya perubahan nilai *Loss*, $Loss_o$ merupakan nilai *Loss* awal dan $Loss_t$ merupakan nilai *Loss* pada waktu berikutnya. Besaran nilai $\Delta Loss$ akan menentukan perubahan yang terjadi pada nilai *S*. Apabila $\Delta Loss$ bernilai positif maka nilai *S* akan mengalami penurunan dari nilai sebelumnya. Sedangkan apabila $\Delta Loss$ bernilai negatif, maka nilai *S* akan mengalami peningkatan. Untuk $\Delta Loss$ yang bernilai 0, nilai *S* akan memiliki besaran yang sama dengan nilai sebelumnya.

Dikarenakan perubahan nilai *Loss* dominan sebagai representasi dari perubahan kondisi media perambatan gelombang radio yang dilalui, maka perubahan nilai *Loss* sangat terkait dengan perubahan yang terjadi pada lapisan D ionosfer. Sifat lapisan D ionosfer yang mampu menyerap energi

gelombang radio merupakan kandidat utama dari terjadinya perubahan nilai *Loss* (Hargreaves dkk., 2010). Jika tingkat absorpsi lapisan D ionosfer meningkat, maka nilai $\Delta Loss$ bernilai positif sehingga nilai *S* mengalami penurunan. Namun, jika absorpsi lapisan D ionosfer cenderung konstan, maka $\Delta Loss$ akan bernilai 0 sehingga nilai *S* akan bernilai konstan. Perubahan pada nilai *S* tersebut juga akan terlihat dari hasil pengukuran nilai indeks SN. Berdasarkan data yang diperoleh terlihat bahwa pada 8 dan 10 Maret 2016 nilai indeks SN mengalami penurunan yang menunjukkan bahwa terjadi peningkatan *Loss*. Sedangkan pada 9 Maret 2016, nilai indeks SN relatif konstan yang menunjukkan bahwa *Loss* yang terjadi juga bernilai konstan.

Analisis nilai indeks SN yang bernilai konstan akibat nilai *Loss* yang konstan disaat terjadinya peristiwa gerhana matahari pada 9 Maret 2016 memiliki kesesuaian dengan hasil penelitian perubahan tingkat absorpsi yang telah dilakukan oleh Lurfald dkk. (1965). Besaran tingkat absorpsi tersebut berkorelasi dengan terjadinya *Losses* dari perambatan gelombang radio yang menggunakan mode propagasi angkasa (*skywave propagation*). Besaran nilai *Loss* untuk perambatan gelombang radio moda angkasa dinyatakan dengan Persamaan (4-3) (McNamara, 1991b).

$$L = L_a + L_b + L_g + L_p + L_q \quad (4-3)$$

dengan L_a merupakan *absorption loss*, L_b merupakan *free space loss*, L_g merupakan *Multihop ground reflection loss*, L_p merupakan *Polarization coupling loss*, dan L_q merupakan *Sporadic E Obscuration loss*. Besaran nilai L_a direpresentasikan sebagai besaran absorpsi pada lapisan D

ionosfer yang dapat dihitung dengan Persamaan (4-4) (Lerfald dkk. ,1965).

$$A(\omega_c) = \int_0^\infty k(\omega_c, h) N(h) dh \quad (4-4)$$

dengan $A(\omega_c)$ merupakan besaran absorpsi, $k(\omega_c, h)$ merupakan tingkat absorpsi pada lapisan ionosfer sebagai fungsi ketinggian h dan nilai *angular* frekuensi ω_c . Sedangkan $N(h)$ merupakan besaran kerapatan elektron sebagai fungsi ketinggian.

Lerfald dkk. (1965) menyatakan bahwa perubahan kerapatan elektron pada saat peristiwa gerhana matahari dipengaruhi oleh 3 proses, yakni (i) produksi elektron, (ii) pembentukan ion negatif, dan (iii) proses rekombinasi. Ketiga proses tersebut dinyatakan dalam Persamaan (4-5).

$$\frac{dN}{dt} = \frac{q}{(1 + \lambda)} - \alpha N^2 - \frac{N}{(1 + \lambda)} \frac{d\lambda}{dt} \quad (4-5)$$

dengan q merupakan laju produksi, α merupakan laju tingkat rekombinasi, N adalah densitas elektron dan λ merupakan perbandingan antara ion negatif dengan elektron. Komponen q dan λ dipengaruhi oleh parameter ekspos matahari (F) yang merepresentasikan kondisi sinar matahari relatif terhadap ionosfer saat gerhana matahari terjadi. Pengaruh ekspos matahari terhadap nilai q dan λ dinyatakan dengan Persamaan (4-6) dan (4-7).

$$q = Fq_o + q_c \quad (4-6)$$

$$\lambda = \frac{\alpha n^2}{F\rho_o + \kappa n} \quad (4-7)$$

dengan q_o adalah komponen pembentukan elektron yang dipengaruhi oleh fungsi ekspos matahari (F), dan q_c adalah komponen pembentukan elektron yang

tidak dipengaruhi oleh fungsi F . Saat gerhana matahari total terjadi, nilai F adalah 0. Sedangkan saat tidak terjadi gerhana matahari nilai F adalah 1. Parameter ρ_o merupakan koefisien *photodetachment* yang dipengaruhi oleh F . Sedangkan κ adalah koefisien tumbukan, dan n adalah kerapatan dari molekul netral. Berdasarkan Persamaan (4-6) dan (4-7) yang menentukan Persamaan (4-5) terlihat cukup jelas bahwa kerapatan elektron saat peristiwa gerhana matahari total akan cenderung bernilai konstan karena proses laju produksi ionisasi hanya bersumber dari q_c . Kendatipun parameter λ juga dipengaruhi oleh F , namun menurut Nicolet dkk. (1960) nilai λ tersebut dapat diabaikan karena memiliki nilai yang sangat kecil. Pada lapisan D, nilai kerapatan elektron yang cenderung konstan tersebut akan menyebabkan tingkat absorpsi juga cenderung konstan. Absorpsi yang konstan akan menyebabkan besaran L_a pada Persamaan (4-3) bernilai konstan, sehingga nilai S juga bernilai konstan. Hal ini sesuai dengan hasil pengamatan saat peristiwa gerhana matahari total yang menunjukkan bahwa trend nilai indeks SN cenderung konstan dan dengan nilai μ yang lebih besar serta σ yang lebih kecil. Sedangkan saat kondisi normal, yakni pada hari sebelum dan sesudahnya tren nilai indeks SN cenderung menurun dengan nilai μ yang lebih kecil dan dengan nilai σ yang lebih besar.

5 KESIMPULAN

Peristiwa gerhana matahari total pada 9 Maret 2016 menyebabkan terjadinya perubahan pada perambatan gelombang radio di lapisan ionosfer. Analisis hasil pengamatan menunjukkan terjadinya perbedaan tren dan distribusi nilai indeks SN antara saat peristiwa

gerhana matahari pada 9 Maret 2016 dengan hari sebelum dan sesudahnya di waktu yang sama. Nilai indeks SN pada saat peristiwa gerhana matahari memiliki tren yang konstan dengan koefisien gradien persamaan linear bernilai 0,0004/detik. Sedangkan pada hari sebelum dan sesudahnya, nilai indeks SN memiliki tren yang menurun dengan koefisien gradien persamaan linear bernilai -0,002/detik. Perbedaan tersebut juga terlihat dari distribusi nilai indeks SN pada saat peristiwa gerhana matahari dengan nilai *mean* (μ) sebesar 5,2384 dan standar deviasi (σ) 0,74894. Nilai μ tersebut lebih besar dari hari sebelum dan sesudahnya yang bernilai 4,8316 dan 4,6164 dengan nilai σ 0,92123 dan 0,9096. Perbedaan tren dan distribusi tersebut dapat dijelaskan sebagai dampak dari perubahan besaran absorpsi pada lapisan D ionosfer yang mempengaruhi perambatan gelombang radio saat peristiwa gerhana matahari. Pada saat peristiwa gerhana matahari total, tingkat absorpsi lapisan D cenderung konstan sehingga nilai indeks SN juga cenderung bernilai konstan. Sedangkan pada hari sebelum dan sesudahnya, tingkat absorpsi lapisan D ionosfer meningkat secara normal karena perubahan sudut zenith matahari, sehingga nilai indeks SN mengalami penurunan.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Bapak Rezy Pradipta dari *Institute for Scientific Research-Boston College* dan Bapak Asnawi yang memberikan arahan dan masukan dalam penulisan yang dilakukan. Penulis juga mengucapkan terima kasih kepada Kapussainsa yang memberikan dukungan dalam melaksanakan kegiatan penelitian ini.

DAFTAR RUJUKAN

- Bergadà, P., R. M. Alsina-Pagès, J. L. Pijoan, M. Salvador, J.R. Regue, D. Badia, S. Graells, 2014. *Digital Transmission Techniques for a Long Haul HF link: DSSS versus OFDM*. Radio Science, 2014.
- Brown R. R., 1964. *Day-night Ratio of Auroral Absorption for Breakup Events*, Journal of Geophysical Research, 69, 7, 1429, DOI: 10.1029/JZ069i007p01429.
- Kenneth, D., and D. M. Baker, 1966. *On Frequency Variations of Ionospherically Propagated HF Radio Signals*. Radio Science, Vol. 1, No. 5, 545-556., DOI: 10.1002/rds196615545.
- Evans, J. V., 1965. *An F Region Eclipse*. J. Geophys. Res., 70, 131-142, DOI: 10.1029/JZ070i001p00131.
- Goldsmith A., 2005. *Wireless Communications. Chapter 3 : Statistical Multipath Channel Models*. Cambridge University Press 2005. 64-98, ISBN : 978-0-521-83716-3.
- Hargreaves, J., K., M., J. Birch, , and D. Evans, 2010. *On the Fine Structure of Medium Energy Electron Fluxes in the Auroral Zone and Related Effects in the Ionospheric D-region*. Ann. Geophys., 28, 1107-1120, 2010, DOI:10.5194/angeo-28-1107-2010.
- Hess A.,M., 2000. *Advanced use of LQA Data in Improving the Quality and the Speed of ALE Link Establishment While Reducing Sounding Requirements in HF Networks*. HF Radio Systems and Techniques, Eighth International Conference on (IEE Conf. Publ. No. 474), Guildford, 91-94. DOI: 10.1049/cp: 20000155.
- ITU, 2015. *RECOMMENDATION ITU-R P.372-8 "Radio noise"*. diakses https://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r-rec/p/R-REC-P.372-8-200304-S1!!PDF-E.pdf (tanggal mengakses website.ini).
- Jakowski, N., S. M., Stankov, V., Wilken, C., Borries, D., Atadill, J., Chum, D., Buresova, J., Boska, P., Sauli, F.,

- Hruska, and L. R., Cander, 2008. *Ionospheric Behaviour Over Europe During the Solar Eclipse of 3 October 2005*, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 70 (2008-04), 836–853.
- Jiyo, dan G., A., Admiranto, 2016. *Penentuan Zona Totalitas Gerhana Matahari Total 9 Maret 2016 pada Ketinggian Lapisan Ionosfer*. Prosiding Workshop Cuaca Antariksa dan Peluang Pemanfaatannya-III^o Pusat Sains Antariksa, ISSN: 2355-388X.
- Kumar, S., and A. K., Singh, 2012. *Changes in Total Electron Content (TEC) During the Annular Solar Eclipse of 15 January 2010*, Adv. Space. Res., 49, 75–82.
- Kumar, S, A.,K., Singh, dan R.,P., Singh 2013. *Ionospheric Response to Total Solar Eclipse of 22 July 2009 in Different Indian Regions*. Ann. Geophys., 31, 1549–1558, 2013. DOI:10.5194/angeo-31-1549-2013.
- Le, H., L., Liu, F., Ding, Z., Ren, Y., Chen, W., Wan, B., Ning, G., Xu, M., Wang, G., Li, B., Xiong, and L., Hu, 2010. *Observations and Modeling of the Ionospheric Behaviors Over the East Asia Zone During the 22 July 2009 Solar Eclipse*. J. Geophys. Res., 115, A10313, DOI:10.1029/2010JA015609, 2010.
- Lerfald M. G., K. J., Hargreaves and M. J., Watts, 1965. *D-Region a Absorption at 10 and 15 Mc/s During Total Solar Eclipse of July 20, 1963*. Radio SCIENCE Journal of Research NBS/USNC-URSI, Vol. 69D, No. 7, 939–946.
- Ma B., L., Guo dan H., Su, 2013. *Statistical Characteristics of the Multipath Time Delay and Doppler Shift of a Radar Wave Propagating Through the Ionosphere*. Progress In Electromagnetics Research, Vol. 138, 479–497, ISSN: 1070-4698, E-ISSN: 1559-8985.
- McNamara, L.,F., 1991a. *The Ionosphere: Communications, Surveillance, and Direction Finding, Chapter 4. HF Radio Propagation*. Krieger Publishing Company. hal. 39-50. ISBN 0-89464-040-2.
- McNamara, L.,F., 1991b. *The Ionosphere: Communications, Surveillance, and Direction Finding, Chapter 6. Prediction for HF Communications*. Krieger Publishing Company. hal. 75-92. ISBN 0-89464-040-2.
- Mukhtarov P., D., Pancheva 1995. *Model of the Electron Density Height Profile in the Lowest D-Region (50 to 75 km)*. Advances in Space Research, 15, 2, 179. ISSN 0273-1177, DOI: 10.1016/50273-1177 (99) 80045-3.
- Narcisi, R.S., A.D., Bailey, L.E., Wlodyka, dan C.R., Philbrick, 1972. *Ion Composition Measurements in the Lower Ionosphere During the November 1966 and March 1970 Solar Eclipses*. Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics Volume 34, Issue 4, 647-658, DOI: 10.1016/0021-9169(72) 90152-3.
- Nicolet, M., dan A. C., Aikin, 1960. *The Formation of the D Region of the Ionosphere*, J. Geophys. Res. 65, 1469, DOI: 10.1029/JZ065005p01469.
- Reid, G. C., 1964. *Physical Processes in the D Region of the Ionosphere*, Rev. Geophys., 2(2), 311–333, doi: 10.1029/RG002i002p00311.
- Salah, J. E., W. L., Oliver, J. C., Foster, dan J. M., Holt, 1986. *Observations of the May 30, 1984, Annular Solar Eclipse at Millstone Hill*, J. Geophys. Res., 91, 1651–1660, DOI: 10.1029/JA091iA02 p01651.
- Singh, R., B. Veenadhari, A. K. Maurya, M. B. Cohen, S. Kumar, R. Selvakumaran, P. Pant, A. K. Singh, and U. S. Inan 2011. *D-region Ionosphere Response to the Total Solar Eclipse of 22 July 2009 Deduced from ELF-VLF Tweek Observations in the Indian Sector*, J. Geophys. Res., 116, A10301, doi:10.1029/2011JA016641.

Wagner, L. S., J. A., Goldstein, W. D., Meyers dan P. A., Bello, 1989. *The HF Skywave Channel: Measured Scattering Functions for Midlatitude and Auroral Channels and Estimates for Short-term Wideband HF Rake Modem Performance*. Military

Communications Conference, MILCOM '89. Conference Record. Bridging the Gap. Interoperability, Survivability, Security., 1989 IEEE, Boston, MA, 1989, 830-839 vol. 3. DOI: 10.1109/MILCOM.1989.104038.

KEMAMPUAN MODEL WRF DALAM MEMPREDIKSI CURAH HUJAN DIURNAL DI PULAU JAWA (PREDICTABILITY OF DIURNAL RAINFALL OVER JAVA ISLAND USING WRF)

Suaydhi

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer

Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)

Jln. Dr. Djundjunan No. 133 Bandung 40173 Indonesia

e-mail: suaydhi@lapan.go.id

Diterima 11 Juli 2016; Direvisi 12 Juni 2017; Disetujui 20 Juli 2017

ABSTRACT

Indonesian region often experiences hydrometeorological disasters such as floods and landslides. To mitigate the losses from such disasters, an early warning system is needed. PSTA LAPAN is developing an early warning system called SADEWA (Satellite-based Disaster Early Warning System). The performance of this early warning system needs to be evaluated in order to increase the confidence level. One way to evaluate the WRF performance in producing the prediction was carried out by analyzing the diurnal cycles of rainfall over Java and its surroundings using the results of WRF predictions implemented in SADEWA and GSMaP data for one year period (Maret 2014 – Februari 2015). Equitable Threat Score (ETS) and Bias Score were used to evaluate the results of WRF prediction. The contrasting diurnal cycles between Java island and its surrounding seas could be well simulated by the WRF model, both the amount and the frequency of the rainfall. However, the phase of diurnal cycle from the WRF prediction was two hour ahead and the amplitude of the simulated diurnal cycle was higher than the observation. The low ETS score indicated that the WRF prediction was not satisfactory and the high bias score meant that the WRF results were often overpredicted. The results also showed that the WRF predictions could not simulate the effects of MJO (Madden-Julian Oscillation) on the diurnal cycles of rainfall over Java.

Keywords: rainfall, diurnal cycle, WRF, Java, MJO

ABSTRAK

Wilayah Indonesia sering mengalami bencana hidrometeorologis seperti banjir dan tanah longsor. Untuk mengurangi kerugian yang diakibatkan oleh kejadian bencana meteorologi diperlukan suatu sistem peringatan dini. PSTA LAPAN sedang mengembangkan sebuah sistem peringatan dini yang diberi nama *Satellite-based Disaster Early Warning System* (SADEWA). Kinerja sistem peringatan dini seperti ini perlu dievaluasi agar tingkat kepercayaannya meningkat. Salah satu evaluasi kinerja hasil prediksi ini dilakukan dengan menganalisis siklus diurnal curah hujan di pulau Jawa dan sekitarnya pada data hasil prediksi WRF yang digunakan dalam SADEWA dan data GSMaP selama satu tahun (Maret 2014 – Februari 2015). *Equitable Threat Score* (ETS) dan *Bias Score* digunakan dalam evaluasi hasil prediksi WRF. Hasil analisis menunjukkan simulasi WRF untuk prediksi cuaca ini mempunyai waktu *spin-off* sekitar 5 jam. Siklus diurnal curah hujan yang kontras antara pulau Jawa dengan lautan sekitarnya mampu disimulasikan dengan baik oleh model WRF, baik dari jumlah maupun frekuensi curah hujannya. Namun fase diurnal dari hasil prediksi WRF mendahului fase data pengamatan sekitar dua jam dan mempunyai amplitudo lebih besar. Nilai ETS yang rendah mengindikasikan hasil prediksi WRF masih kurang memuaskan dan nilai bias yang tinggi berarti bahwa WRF sering *overpredict*. Hasil analisis juga menunjukkan hasil prediksi WRF belum mampu menyimulasikan pengaruh MJO (*Madden-Julian Oscillation*) pada siklus diurnal curah hujan di Jawa.

Kata Kunci: *curah hujan, siklus diurnal, WRF, Jawa, MJO*

1 PENDAHULUAN

Bencana hidrometeorologis seperti banjir dan longsor sering menimpa berbagai wilayah di Indonesia di musim hujan (Bappenas dan BNPB 2010). Kerugian yang diakibatkan oleh bencana tersebut tidak hanya berupa fisik dan materi, namun juga mengakibatkan kehilangan jiwa dan prospek kehidupan yang lebih baik. Kerugian atau kehilangan semacam ini bisa diminimalkan jika ada sistem prediksi cuaca dan sistem peringatan dini yang terbangun dengan baik. Membangun sistem yang demikian memerlukan waktu yang lama, tidak hanya infrastruktur namun juga penelitian yang berkesinambungan.

Sistem pemantauan berbasis satelit di Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer (PSTA) yang diberi nama SADEWA telah dikembangkan sejak 2010. Perkembangan yang signifikan terjadi, pertama pada cakupan domain dari hanya Jawa Barat diperluas menjadi seluruh wilayah Indonesia pada tahun 2012, dan kedua pada peningkatan resolusi dari resolusi horizontal 50 km menjadi 5 km pada

tahun 2013. Namun sampai saat ini prediksi baru dilakukan untuk 24 jam ke depan. Semakin panjang waktu peringatan dini yang diberikan, pengambilan keputusan dan persiapan yang dilakukan akan semakin baik. Rencananya kemampuan SADEWA akan ditingkatkan menuju sistem peringatan dini yang memberikan prediksi cuaca 72 jam kedepan. Pengembangan prediksi yang lebih jauh ini bergantung pada pengembangan elemen masing-masing sistem.

Galat dalam prediksi cuaca dinamis umumnya berasal dari kondisi awal ataupun ketidakpastian model (Slingo dan Palmer, 2011). Kondisi awal akan menghasilkan galat yang semakin besar untuk jangka prediksi yang lama (72 jam atau lebih), sedangkan ketidakpastian model mempunyai peran penting pada setiap skala waktu. Slingo dan Palmer (2011) mengatakan bahwa ketidakpastian model dapat berasal dari kurangnya pemahaman sistem iklim secara menyeluruh (sebagai contoh pemahaman tentang siklus karbon) maupun dari ketidakpastian yang

berasal dari fenomena skala sub-*grid*. Proses sub-*grid* sebenarnya telah cukup dipahami dengan baik, namun belum dapat direpresentasikan dalam model numerik secara penuh.

Sistem peringatan dini tentunya memerlukan tingkat keakuratan yang baik dalam prediksi curah hujannya. Oleh karena itu verifikasi perlu dilakukan untuk memberikan gambaran seberapa akurat hasil prediksi curah hujan dari SADEWA. Verifikasi prediksi curah hujan merupakan masalah yang sangat menantang, karena curah hujan bersifat tidak kontinu dalam ruang dan waktu, distribusinya tidak normal (Gaussian) dan banyak dipenuhi oleh nilai nol, peta spasialnya sangat tak beraturan dan sering berisi *outlier* bernilai besar (Casati dkk., 2004). Apalagi curah hujan di Indonesia dipengaruhi oleh banyak faktor, seperti *monsoon*, *El Nino/Southern Oscillation* (ENSO), *Indian Ocean Dipole* (IOD), *Madden-Julian Oscillation* (MJO), dan kondisi topografi yang sangat kompleks (Lee, 2015; Chang dkk., 2004; Hidayat dan Kizu, 2010; Rauniyar dan Walsh, 2011; Qian dan Robertson, 2010).

Curah hujan di Indonesia mempunyai siklus diurnal yang sangat kuat (Ichikawa dan Yasunari, 2006, 2008; Hidayat dan Kizu, 2010; Qian dan Robertson, 2010; Rauniyar dan Walsh, 2011). Mekanisme siklus diurnal curah hujan di Indonesia juga telah banyak dipelajari melalui simulasi berbagai model numerik (Saito dkk., 2001; Qian dan Robertson, 2010; Teo dkk., 2011; Bhatt dkk., 2016), termasuk pengaruh MJO pada siklus diurnal (Slingo dkk., 2003; Sakurai dkk., 2005; Tian dkk., 2006; Rauniyar dan Walsh, 2011). Namun banyak *Numerical Weather Prediction* (NWP) dan model-model iklim belum mampu menyimulasikan fase dan amplitudo siklus diurnal curah hujan secara benar (Shin dkk., 2007)

Evaluasi dan verifikasi hasil prediksi cuaca dalam sistem peringatan dini seperti SADEWA sangat penting dilakukan agar dapat mengetahui kinerja model yang digunakan dalam hal ini adalah model *Weather Research and Forecasting* (WRF) versi 3.4. Hasil verifikasi ini dapat menunjukkan kelemahan-kelemahan model tersebut dalam menyimulasikan siklus diurnal curah hujan di Pulau Jawa, sehingga perbaikan dapat dilakukan untuk meningkatkan akurasi hasil prediksi. Pengaruh MJO terhadap siklus diurnal curah hujan sangat penting, sehingga analisis juga dilakukan terhadap bagaimana model WRF menyimulasikan pengaruh ini. Analisis dilakukan pada hasil prediksi pada pukul 00.00 *Universal Time* (UT).

2 DATA DAN METODE

2.1 Data

Data prediksi curah hujan diperoleh dari SADEWA yang merupakan hasil simulasi menggunakan model WRF. Model ini dijalankan dengan domain wilayah Indonesia (90° – 140° BT dan 10° LS – 10° LU), resolusi horizontal 5 km x 5 km, dan 27 level lapisan atmosfer. Pemarameteran yang digunakan dalam simulasi ini adalah skema konveksi Kain-Fritsch, skema mikrofisika WRF *single-moment 3-class scheme*, skema *boundary layer* dari Yonsei University, parameterisasi radiasi gelombang panjang RRTM (*rapid radiative transfer model*), radiasi gelombang pendek dengan *Dudhia scheme*, dan Noah *land surface model*. Data kondisi awal untuk prediksi cuaca ini diperoleh dari *Global Forecasting System* (GFS) dengan resolusi 1° x 1° . Luaran prediksi WRF ini mempunyai resolusi waktu satu jam. Rentang waktu hasil prediksi yang digunakan dalam penelitian ini adalah dari Maret 2014 sampai dengan Februari 2015. Hanya data prediksi pada hari-hari yang menghasilkan prediksi 24 jam penuh yang digunakan

dalam penelitian ini. Jumlah hari yang mempunyai hasil prediksi 24 jam penuh adalah 270 hari dari total 365 hari dalam satu tahun. Prediksi cuaca yang digunakan dalam penelitian ini adalah yang dimulai pada pukul 00:00 *Universal Time* (UT) atau pukul 07:00 *Local Standard Time* (LST).

Data curah hujan *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP) digunakan sebagai data verifikasi dalam penelitian ini (Ushio dkk., 2009), karena keterbatasan data pengamatan hujan di permukaan yang kontinyu dan handal serta mempunyai resolusi tinggi dalam skala ruang dan waktu. Data GSMaP mempunyai resolusi waktu 1 jam dan resolusi ruang 0,1 derajat. Meski data GSMaP masih memerlukan koreksi (Ghaju dan Alfredsen, 2012), namun data ini telah digunakan dalam asimilasi data untuk meningkatkan akurasi prediksi cuaca di India (Kumar dkk., 2014) dan digunakan untuk verifikasi hasil prediksi curah hujan di pulau Jawa (Sagita dkk., 2017).

Untuk mengidentifikasi MJO aktif di wilayah Indonesia, indeks RMM fase 4 dan 5 (*real-time multivariate MJO*) yang dikembangkan oleh Wheeler dan Hendon (2004) digunakan dalam penelitian ini. Hanya indeks RMM yang mempunyai amplitudo lebih besar dari 1 yang digunakan, karena batas tersebut mengindikasikan MJO kuat (Wheeler dan Hendon, 2004). Data angin di ketinggian 850 mb dari *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) *Reanalysis* (ERA) *Interim* (Dee dkk., 2011) digunakan untuk membandingkan kondisi angin pada saat ada MJO dan pada saat tidak ada MJO.

2.2 Metode

Curah hujan konvektif dan non-konvektif diolah secara terpisah untuk melihat komponen mana yang lebih menyerupai curah hujan

pengamatan. Curah hujan total adalah jumlah dari keduanya. Analisis dilakukan untuk rata-rata waktu satu tahun, musim kemarau (Juni – Agustus 2014) dan musim hujan (Desember 2014 – Februari 2015). Data GSMaP yang diolah disesuaikan dengan jumlah hari hasil prediksi WRF yang mempunyai data 24 jam penuh. Untuk analisis frekuensi hujan, curah hujan dibagi menjadi hujan ringan (antara 1 dan 10 mm/hari) dan hujan lebat (di atas 10 mm/hari), seperti kriteria curah hujan yang digunakan oleh Sun dkk. (2006).

Untuk perbandingan antara data hasil model (WRF) dan pengamatan (GSMaP), maka kedua data tersebut disamakan ukuran *grid*-nya melalui proses *regridding* menjadi resolusi 0,1° x 0,1°. Ada beberapa macam indeks yang bisa digunakan untuk mengevaluasi hasil prediksi numerik dari model iklim regional. Dalam penelitian ini, metode *Equitable Threat Score* (ETS) dan *Bias Score* (Chou dan Justo da Silva, 1999; Hogan, dkk. 2010) digunakan untuk mengevaluasi hujan hasil prediksi WRF. Misalkan, F adalah jumlah *grid* hasil prediksi dari total N *grid* yang menghasilkan hujan dalam rentang intensitas tertentu, O adalah jumlah *grid* dari total N *grid* yang mempunyai hujan dengan rentang intensitas yang sama, dan H adalah jumlah *grid* yang mempunyai hujan dari ke dua set data tersebut (*hit rate*), maka ETS didefinisikan sebagai:

$$ETS = \frac{H - CH}{F + O - H - CH} \quad (2-1)$$

di mana

$$CH = \frac{F \times O}{N} \quad (2-2)$$

CH adalah jumlah *grid* dengan kesesuaian acak (*random hits*). Nilai rentang ETS antara -1/3 dan 1.

Sedangkan *Bias Score* (BIAS) didefinisikan sebagai:

$$BIAS = \frac{F}{O} \quad (2-3)$$

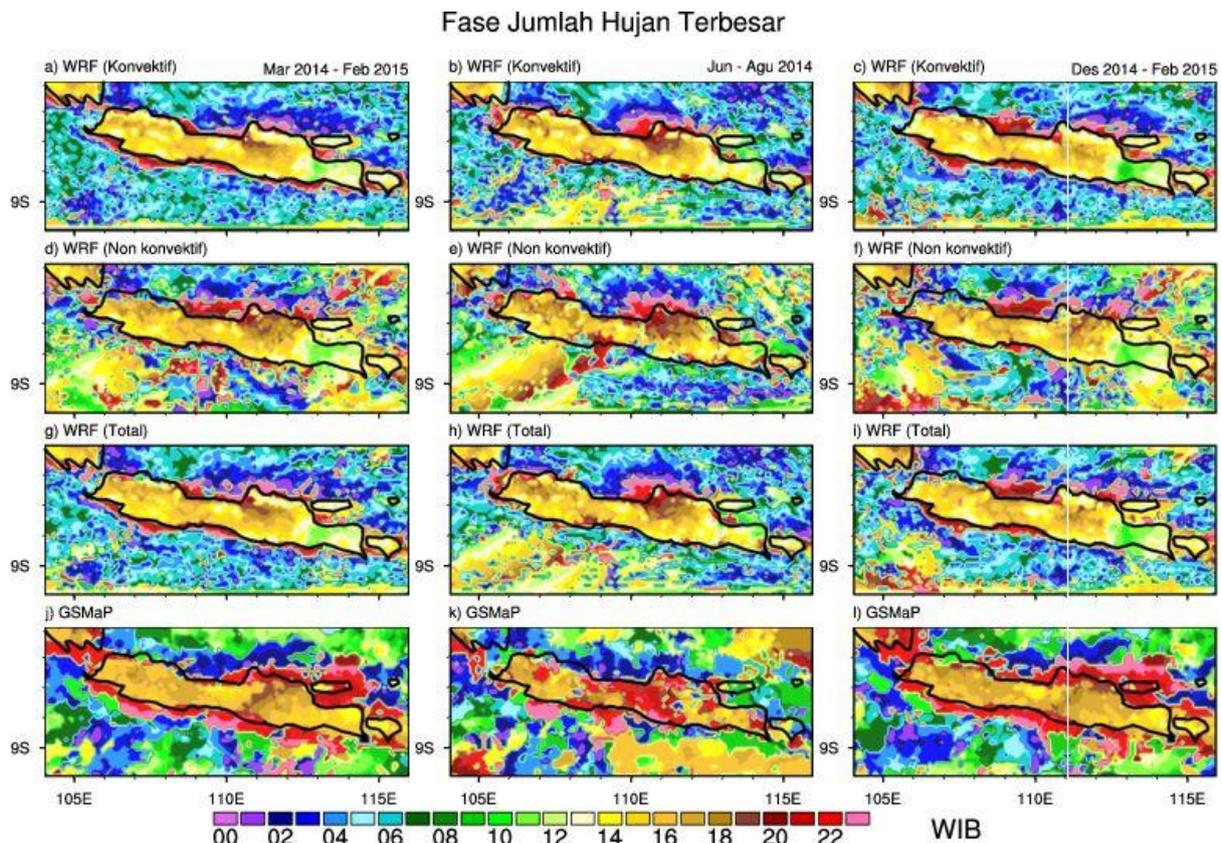
Jika jumlah *grid* hasil prediksi yang mempunyai hujan lebih banyak (sedikit) daripada jumlah *grid* hasil pengamatan yang mempunyai hujan dalam rentang intensitas tertentu, maka nilai BIAS adalah di atas (di bawah) 1. Prediksi yang sempurna akan menghasilkan nilai ETS = 1 dan BIAS = 1.

3 HASIL PEMBAHASAN

Gambar 3-1 menunjukkan fase diurnal jumlah hujan di atas pulau Jawa dan sekitarnya untuk hasil prediksi dari model WRF dan pengamatan (GSMaP), untuk rata-rata satu tahun (Maret 2014 - Februari 2015), selama musim kemarau (Juni - Agustus 2014), dan selama musim hujan (Desember 2014 - Februari 2015). Hasil prediksi dibagi menjadi tiga: hujan konvektif, hujan non-konvektif, dan hujan total. Fase diurnal jumlah curah hujan menunjukkan pada pukul berapa suatu tempat mendapatkan curah hujan terbanyak. Secara umum, daratan mengalami jumlah curah hujan terbanyak pada sore hari (antara pukul 13:00 dan 17:00 WIB). Puncak jumlah curah hujan di atas daratan dari data pengamatan GSMaP terjadi lebih lambat daripada data hasil prediksi WRF, baik untuk rata-rata satu tahun (Gambar 3-1. panel kiri), musim kemarau (panel tengah), maupun musim hujan (panel kanan). Bahkan selama musim kemarau, data GSMaP menunjukkan bahwa puncak jumlah hujan bisa terjadi sekitar pukul 10:00 malam di sebagian wilayah pulau Jawa (Gambar 3-1k). Di

sekitar pantai pulau Jawa, puncak jumlah curah hujan terjadi sekitar tengah malam (pukul 10:00 malam - pukul 02:00 pagi). Sedangkan di atas lautan sekitar pulau Jawa, puncak jumlah curah hujan umumnya terjadi pada dini hari sampai pagi hari. Hasil prediksi WRF juga menunjukkan waktu puncak jumlah hujan yang diterima wilayah lautan lebih cepat daripada data pengamatan (GSMaP). Fase diurnal puncak jumlah hujan konvektif dan non-konvektif (data prediksi WRF) yang diterima suatu wilayah menunjukkan sedikit perbedaan. Fase diurnal puncak hujan total WRF memiliki pola yang lebih mirip dengan pola fase diurnal hujan konvektif. Hal ini menunjukkan jumlah curah hujan lebih didominasi oleh hujan konvektif daripada hujan non-konvektif.

Frekuensi terjadinya hujan diurnal di pulau Jawa dan sekitarnya ditunjukkan pada Gambar 3-2. Sama seperti jumlah curah hujan, frekuensi curah hujan tertinggi di daratan juga terjadi pada sore hari untuk ketiga rentang waktu analisis (rata-rata satu tahun, musim kemarau dan musim hujan). Di sekitar pantai, data pengamatan GSMaP menunjukkan bahwa hujan paling sering terjadi sebelum tengah malam (Gambar 3-2 j - l). Sedangkan data hasil prediksi WRF hujan di sekitar pantai lebih sering terjadi setelah lewat tengah malam. Di atas lautan, hujan GSMaP paling sering terjadi pada pagi hari (sekitar pukul 10:00 pagi) dan hujan prediksi WRF paling sering terjadi pada awal pagi hari (sekitar pukul 06:00 pagi).



Gambar 3-1: Fase diurnal puncak jumlah hujan dari hasil simulasi model WRF, baris pertama untuk hujan konvektif, baris kedua untuk hujan non-konvektif, dan baris ketiga untuk hujan total hasil prediksi, sedangkan baris keempat untuk hujan pengamatan dari data GSMaP. Kolom kiri menunjukkan rata-rata satu tahun (Maret 2014 - Februari 2015), kolom tengah untuk musim kemarau (Juni - Agustus 2014) dan kolom kanan untuk musim hujan (Desember 2014 - Februari 2015). Kontur warna menunjukkan waktu lokal (*Local Standard Time -LST*)

Hujan konvektif hasil prediksi WRF di daratan umumnya paling sering terjadi antara pukul 14:00 – 17:00 WIB (Gambar 3-2 a-c). Hujan non-konvektif WRF di daratan paling sering terjadi antara pukul 15:00 – 22:00 WIB untuk rata-rata satu tahun dan waktu musim kemarau (Gambar 3-2 d dan e), sedangkan waktu musim hujan antara pukul 14:00 – 18:00 WIB (Gambar 3-2f).. Hasil prediksi WRF, frekuensi hujan tertinggi lebih didominasi oleh hujan non-konvektif untuk rata-rata satu tahun dan waktu musim kemarau dan didominasi oleh hujan konvektif waktu musim hujan.

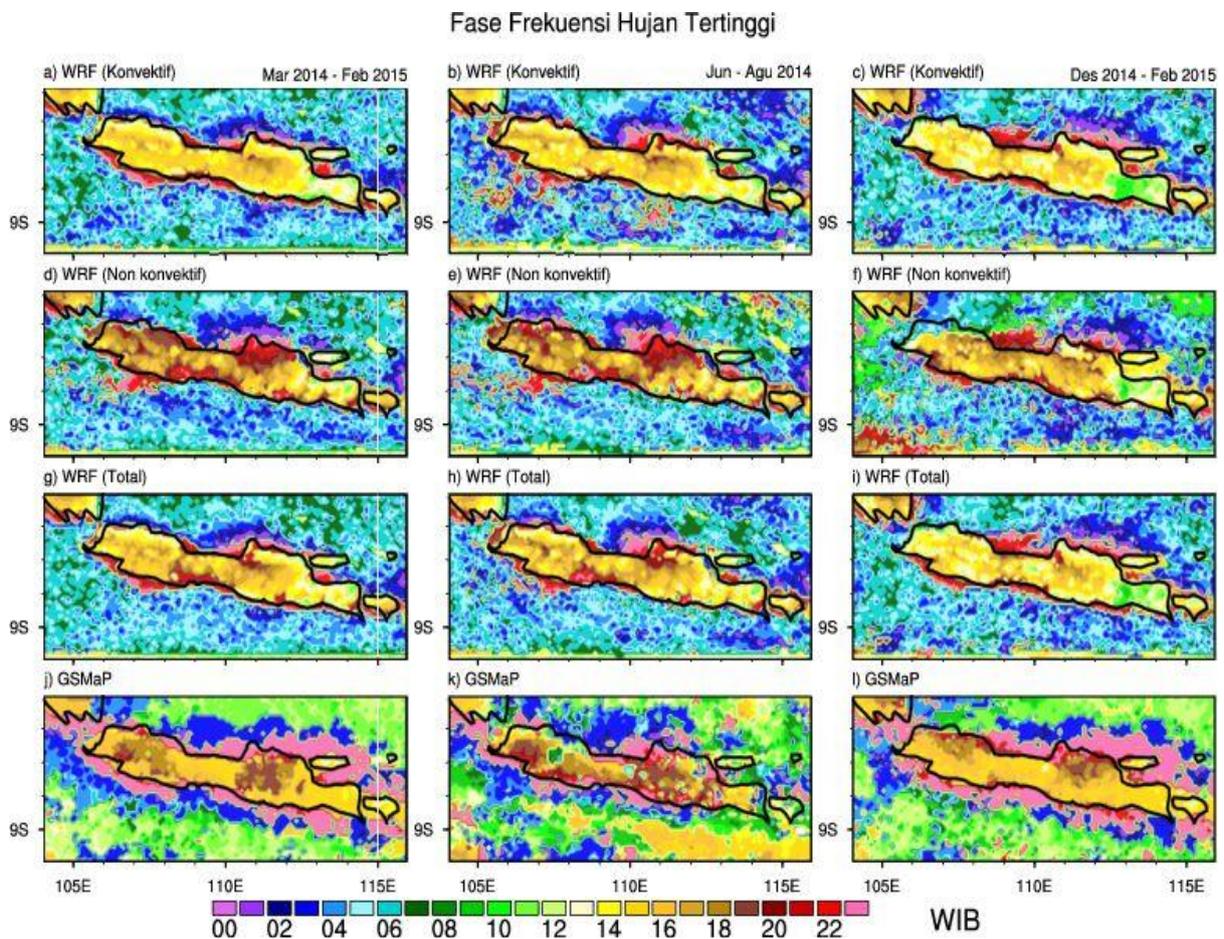
Deret waktu siklus diurnal curah hujan rata-rata di atas daratan dan di atas lautan ditunjukkan pada Gambar 3-3. Pada gambar deret waktu ini

terlihat adanya *model spin-up*, yaitu waktu yang diperlukan oleh model untuk mendapatkan kesetimbangan antara besaran-besaran masa dan kecepatan pada periode awal integrasi (Yang dkk., 2011; Warner, 2011). Menurut Warner (2011) waktu *spin-up* yang diperlukan oleh model prediksi cuaca adalah 3 – 6 jam. Dalam hal ini model WRF diintegrasikan setiap hari pada pukul 00:00 UT (07:00 WIB), maka model perlu menyesuaikan diri dengan masukan (*input*) dari kondisi awal dari data GFS sampai sekitar pukul 06:00 UT (13:00 WIB). Pada Gambar 3-3f, proses *spin-up* terlihat jelas berlangsung dari pukul 07:00 WIB sampai pukul 12:00 WIB. Setelah pukul 12:00 WIB model mampu menunjukkan siklus diurnal yang realistis dan mendekati siklus

diurnal hasil pengamatan. Hal ini yang mendasari data pada pukul 07:00 WIB dari prediksi WRF sengaja dihilangkan untuk menghindari kurva yang tiba-tiba berubah drastis, terutama pada plot siklus curah hujan di atas lautan.

Puncak curah hujan di atas daratan (Gambar 3-3 panel kiri) dari data GSMaP terjadi pada sekitar pukul 16:00 WIB, sedangkan dari data WRF terjadi lebih awal, yaitu sekitar pukul 14:00 WIB. Rata-rata curah hujan total dari prediksi WRF di atas daratan lebih tinggi dari data pengamatan GSMaP.

Hasil simulasi WRF menunjukkan bahwa hujan konvektif selalu lebih tinggi daripada hujan non-konvektif. Siklus diurnal curah hujan di atas lautan (Gambar 3-3 panel kanan) menunjukkan bahwa puncak hujan terjadi pada malam sampai dini hari dan mengalami titik minimum pada sore hari sekitar pukul 18:00 WIB untuk data GSMaP. Sedangkan titik minimum pada data prediksi WRF di atas lautan terjadi sekitar pukul 16:00 WIB.

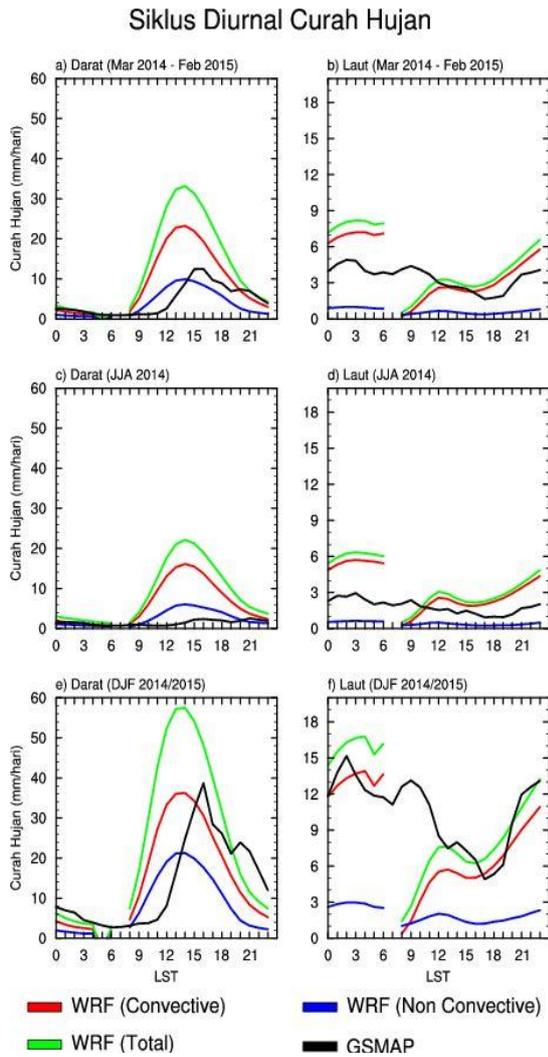


Gambar 3-2: Fase diurnal frekuensi hujan tertinggi dari hasil simulasi model WRF, baris pertama untuk hujan konvektif, baris kedua untuk hujan non-konvektif, dan baris ketiga untuk hujan total hasil prediksi, sedangkan baris keempat untuk hujan pengamatan dari data GSMaP. Kolom kiri menunjukkan rata-rata satu tahun (Maret 2014 - Februari 2015), kolom tengah untuk musim kemarau (Juni - Agustus 2014) dan kolom kanan untuk musim hujan (Desember 2014 - Februari 2015). Kontur warna menunjukkan waktu lokal (*Local Standard Time -LST*)

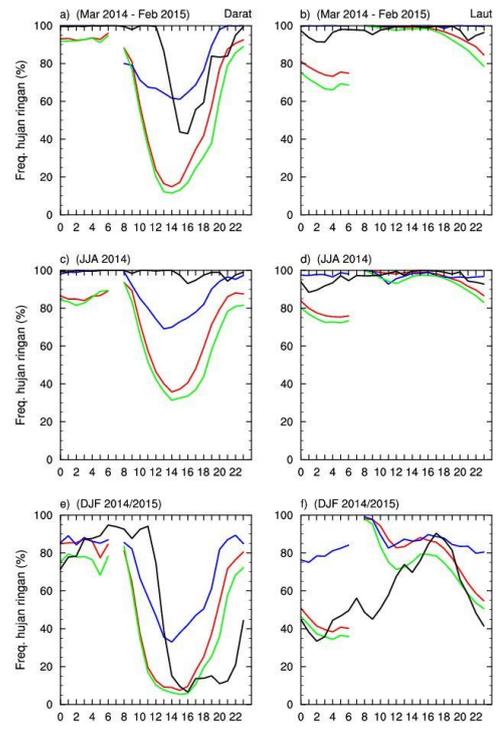
Deret waktu untuk siklus diurnal frekuensi hujan dibagi menjadi dua, yaitu frekuensi hujan ringan (antara 1 dan 10 mm/hari) dan hujan lebat (di atas 10 mm/hari). Deret waktu untuk frekuensi hujan ringan di pulau Jawa dan sekitarnya ditunjukkan pada Gambar 3-4 dan untuk hujan lebat pada Gambar 3-5. Persentase (frekuensi) kejadian dihitung dari jumlah total kejadian hujan (ringan dan lebat) masing-masing untuk hujan di atas daratan dan di atas laut. Di atas daratan (Gambar 3-4 kolom kiri) data pengamatan GSMaP menunjukkan bahwa hujan ringan terlihat lebih dominan daripada hujan lebat. (lebih dari 50 % frekuensi kejadiannya), kecuali pada sore sampai malam hari waktu musim hujan (Gambar 3-4e). Demikian pula frekuensi hujan ringan terlihat sangat dominan di atas laut, kecuali pada malam sampai pagi hari di musim hujan (Gambar 3-4 kolom kanan). Frekuensi hujan ringan hasil prediksi WRF lebih rendah daripada GSMaP untuk tipe hujan konvektif dan hujan totalnya untuk deret waktu rata-rata satu tahun dan musim kemarau. Waktu musim hujan, frekuensi hujan konvektif hasil prediksi WRF menyerupai frekuensi hujan dari data GSMaP. Secara umum hasil prediksi WRF menunjukkan siklus diurnal frekuensi hujan ringan yang mirip dengan hasil data dari GSMaP, kecuali titik frekuensi minimum untuk hujan ringan dari prediksi WRF terjadi lebih cepat sekitar dua jam daripada data GSMaP. Persentase kejadian hujan lebat di wilayah Indonesia ditunjukkan pada Gambar 3-5. Siklus diurnal hujan lebat ini kebalikan dari siklus hujan ringan. Jika siklus hujan ringan mempunyai titik minimum pada pukul 16:00, maka siklus hujan lebat akan

mencapai maksimum pada waktu tersebut. Jika hasil prediksi WRF mempunyai persentase hujan ringan lebih rendah daripada GSMaP, maka hasil prediksi WRF mempunyai persentase hujan lebat lebih tinggi daripada GSMaP.

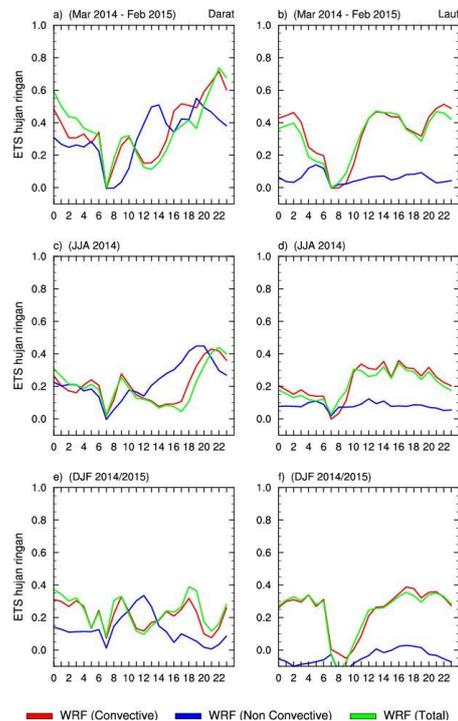
Gambar 3-6 dan 3-7 menunjukkan *Equitable Threat Score* (ETS) dan *Bias Score* (BIAS) untuk kategori hujan ringan. ETS hujan total dan hujan konvektif untuk hujan ringan baik di darat dan di laut untuk semua musim terlihat mempunyai siklus yang sangat mirip, sedangkan siklus ETS hujan non-konvektif berbeda dari ETS kedua tipe hujan yang lain (Gambar 3-6). Hal ini menunjukkan bahwa hujan konvektif lebih dominan daripada hujan non-konvektif. Pada umumnya ETS untuk kategori hujan ringan ini mempunyai nilai di bawah 0,5, sehingga dapat dikatakan hasil prediksi WRF belum memuaskan. Gambar 3-6 menunjukkan bahwa antara pukul 07:00 dan 12:00 WIB nilai ETS sangat rendah. Nilai ETS yang jauh lebih rendah daripada waktu-waktu lainnya membuktikan bahwa 5 jam pertama dari hasil prediksi merupakan waktu *spin-off* model. *Bias Score* untuk kategori hujan ringan pada umumnya mendekati nilai 1 (Gambar 3-7.), yang berarti bahwa jumlah *grid* dengan intensitas hujan ringan secara umum sesuai dengan hasil pengamatan. Pada waktu *spin-off* model (antara pukul 07:00 dan 12:00 WIB), nilai biasanya 0 atau sangat kecil. Pada malam hari waktu musim hujan (DJF) terjadi *overpredict* (Gambar 3-7e.) yang ditunjukkan dengan nilai bias jauh lebih besar dari 1. Ini berarti bahwa jumlah *grid* hasil prediksi WRF dengan intensitas hujan ringan lebih banyak daripada pengamatan.



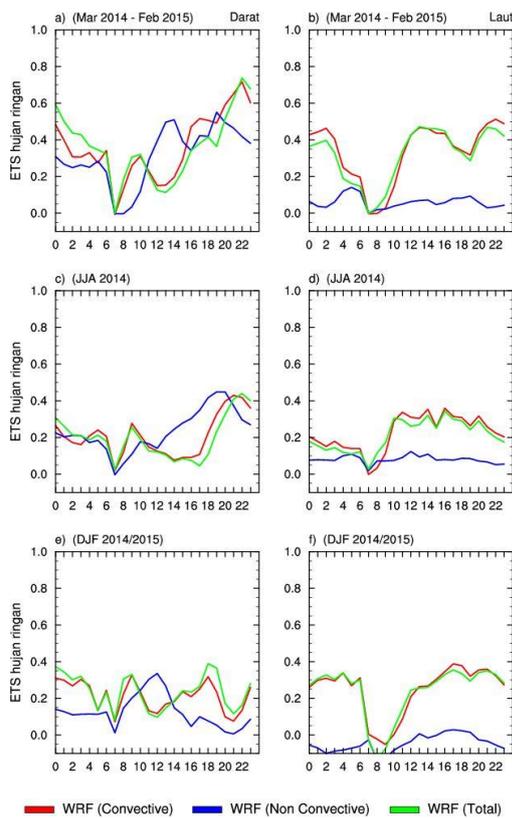
Gambar 3-3: Siklus diurnal curah hujan rata-rata (dalam mm/hari) di pulau Jawa dan sekitarnya, untuk hujan di daratan (panel kiri) dan hujan di lautan (panel kanan) untuk rata rata satu tahun (panel atas), waktu musim kemarau (panel tengah) dan waktu musim hujan (panel bawah). Warna menunjukkan sumber datanya. Data pada pukul 07:00 WIB dari prediksi WRF sengaja dihilangkan untuk menghindari kurva yang tiba-tiba turun drastis (penjelasan ada di teks)



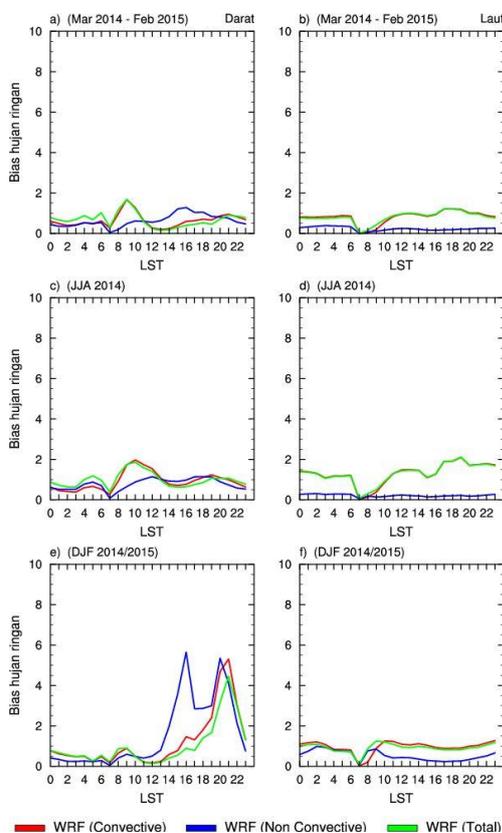
Gambar 3-4: Siklus diurnal persentase hujan rata-rata di pulau Jawa dan sekitarnya untuk hujan ringan antara 1 dan 10 mm/hari, baik di darat (lajur kiri) maupun di laut (lajur kanan)



Gambar 3-5: Siklus diurnal persentase hujan rata-rata di pulau Jawa dan sekitarnya untuk hujan lebat (intensitas > 10 mm/hari), baik di darat (lajur kiri) maupun di laut (lajur kanan)

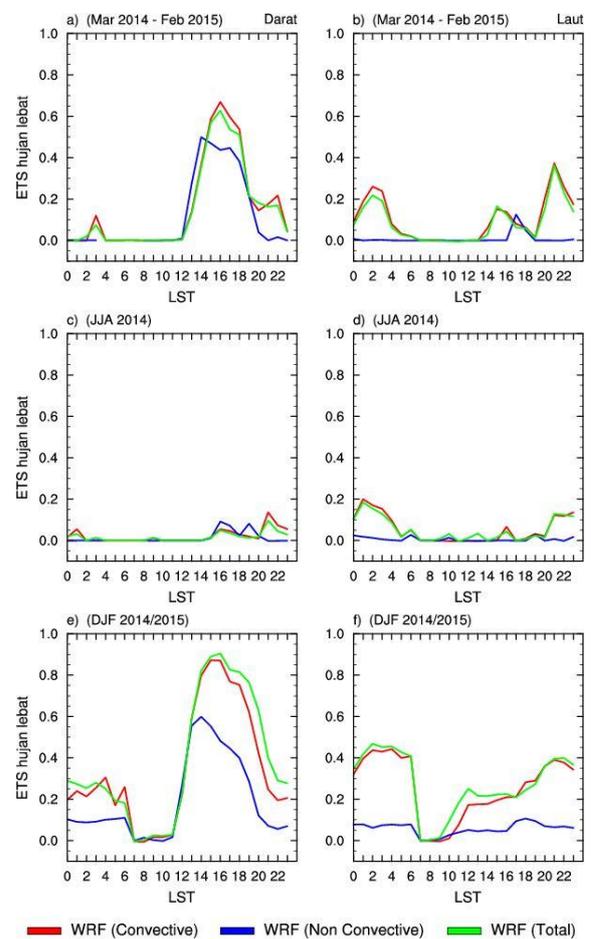


Gambar 3-6: Nilai ETS untuk kategori hujan ringan, baik di darat (lajur kiri) maupun di laut (lajur kanan)



Gambar 3-7: Bias score untuk kategori hujan ringan, baik di darat (lajur kiri) maupun di laut (lajur kanan)

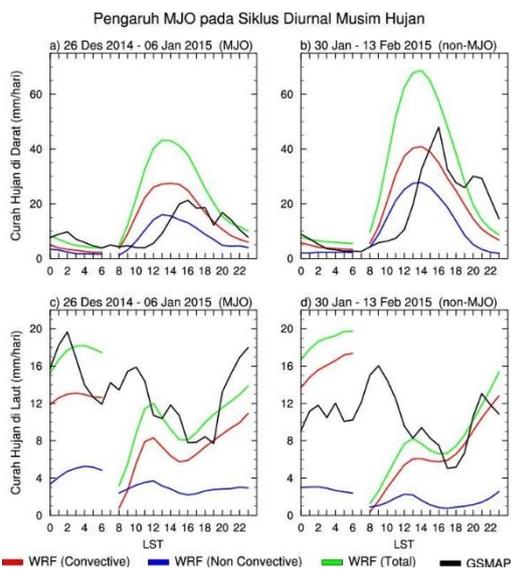
ETS untuk kategori hujan lebat (> 10 mm/hari) ditunjukkan pada Gambar 3-8. Di darat (Gambar 3-8 lajur kiri), nilai ETS cukup tinggi pada sore hari kecuali pada musim kemarau. Nilai ETS yang sangat rendah waktu musim kemarau mengindikasikan bahwa WRF sering meleset dalam prediksi hujan, baik meleset dalam prediksi waktunya ataupun lokasinya. Nilai ETS untuk hujan lebat di atas laut cukup rendah, yaitu di bawah 0.4 (Gambar 3-8 lajur kanan). Bias Score untuk kategori hujan lebat umumnya mempunyai nilai yang sangat tinggi.



Gambar 3-8: Nilai ETS untuk kategori hujan lebat, baik di darat (lajur kiri) maupun di laut (lajur kanan)

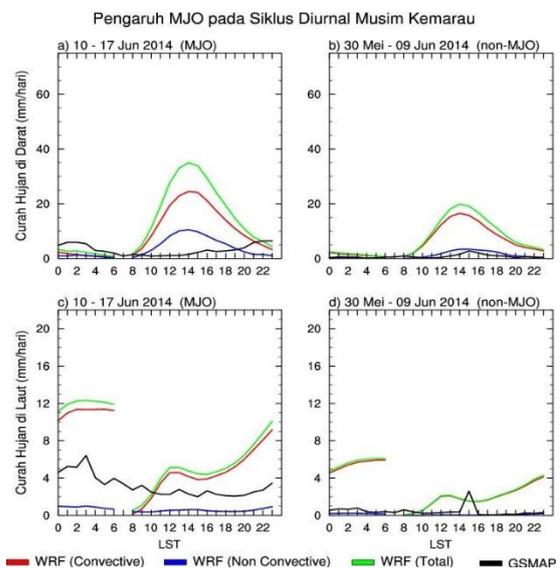
Untuk mengetahui pengaruh MJO pada siklus diurnal curah hujan di pulau Jawa, siklus diurnal curah hujan pada saat ada MJO dibandingkan dengan pada saat tidak ada MJO

(Gambar 3-9 dan 3-10). Pada Gambar 3-3c telah ditunjukkan bahwa sore hari merupakan puncak siklus diurnal curah hujan sebagai akibat dari proses konveksi. Curah hujan pada sore hari waktu musim hujan saat MJO dan saat tanpa MJO di darat ditunjukkan pada Gambar 3-9a dan b. Gambar tersebut menunjukkan adanya penurunan curah hujan pada sore hari ketika terjadi MJO dibandingkan ketika tidak ada MJO. Penurunan ini disebabkan oleh proses konveksi yang tertekan (*suppressed convection*) oleh MJO. Hasil prediksi WRF mampu mereproduksi penurunan curah hujan di darat pada saat ada MJO seperti yang ditunjukkan oleh data GSMaP (Gambar 3-9a). Sebaliknya curah hujan di laut meningkat sewaktu ada MJO dibandingkan tanpa ada MJO (Gambar 3-9c dan d). Tingginya curah hujan pada pagi hari di laut waktu ada MJO dapat disimulasikan oleh WRF dengan baik (Gambar 3-9c). Namun waktu tidak ada MJO, hasil prediksi WRF lebih tinggi daripada pengamatan (Gambar 3-9d).



Gambar 3-9: Siklus diurnal curah hujan rata-rata (mm/hari) di pulau Jawa dan sekitarnya, di darat (panel atas) dan di laut (panel bawah), waktu musim hujan ketika ada MJO (panel kiri) dan tidak ada MJO di Benua Maritim Indonesia (panel kanan)

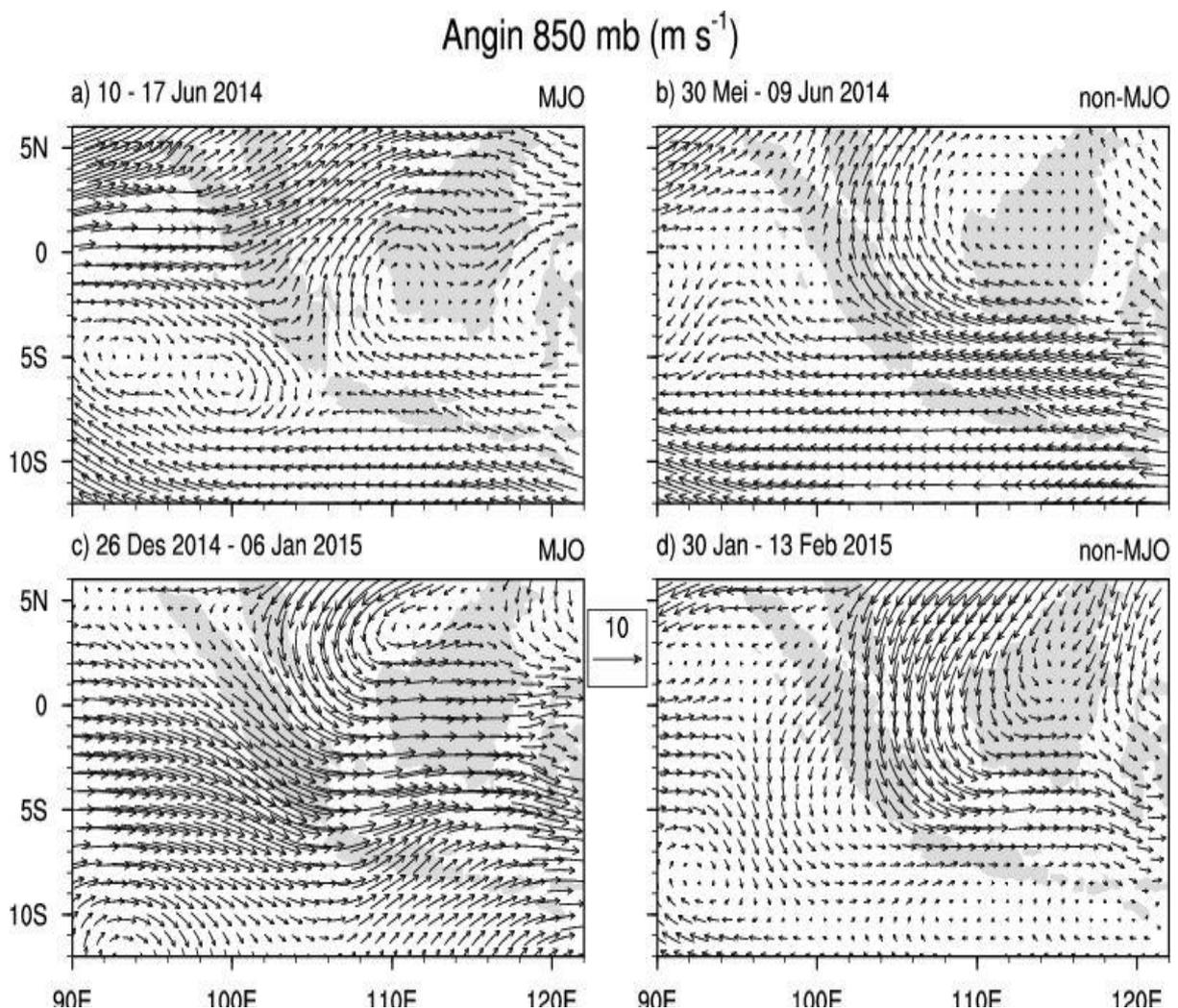
Pengaruh MJO pada siklus diurnal curah hujan pada musim kemarau sedikit berbeda dari musim hujan. Jika pada musim hujan kehadiran MJO menurunkan curah hujan di daratan, namun meningkatkan curah hujan di lautan pulau Jawa dan data pengamatan dari GSMaP menunjukkan bahwa kejadian MJO meningkatkan curah hujan pada musim kemarau baik di darat maupun di laut (Gambar 3-10). Hasil prediksi WRF menunjukkan bahwa peningkatan curah hujan di darat pada saat MJO terjadi pada sore hari yang sangat berbeda dengan hasil pengamatan yang terjadi pada malam sampai pagi hari (Gambar 3-10a). Siklus diurnal di darat pada musim kemarau saat tidak ada MJO mampu disimulasikan oleh WRF (Gambar 3-10b), dengan intensitas curah hujan yang jauh lebih tinggi daripada hasil pengamatan. Penurunan curah hujan di laut waktu musim kemarau juga mampu disimulasikan oleh WRF dengan intensitas yang lebih tinggi (Gambar 3-10c dan d).



Gambar 3-10: Siklus diurnal curah hujan rata-rata (mm/hari) di pulau Jawa dan sekitarnya, di darat (panel atas) dan di laut (panel bawah), waktu musim kemarau, ketika ada MJO (panel kiri) dan tidak ada MJO di Benua Maritim Indonesia (panel kanan)

Gambar 3-11 menunjukkan pola angin horizontal pada ketinggian 850 mb pada musim kemarau (panel atas) dan musim hujan (panel bawah), pada saat ada MJO (panel kiri) dan tidak ada MJO (panel kanan). Pada musim kemarau saat MJO berada di kawasan Indonesia angin 850 mb dari Lautan India mengarah ke wilayah Indonesia (Gambar 3-11a), sehingga menekan proses konveksi dan puncak curah hujan pada sore hari tidak muncul (Gambar 3-10a). Namun angin dari Lautan India ini

banyak membawa uap air yang menyebabkan peningkatan curah hujan di malam dan dini hari di atas pulau Jawa. Pada musim hujan, angin 850 mb dari Lautan India juga menekan proses konveksi pada saat ada MJO (Gambar 3-9a) yang berakibat pada berkurangnya jumlah curah hujan pada sore hari. Oleh karena itu curah hujan pada musim hujan justru berkurang pada saat ada MJO dibandingkan dengan pada waktu tidak ada MJO di Benua Maritim Indonesia.



Gambar 3-11: Pola angin horizontal di ketinggian 850 mb, waktu musim kemarau (panel atas) dan musim hujan (panel bawah), ketika ada MJO (panel kiri) dan ketika tidak ada MJO (panel kanan)

4 KESIMPULAN

Penelitian ini telah menunjukkan bahwa hasil prediksi model WRF belum mampu menyimulasikan siklus diurnal curah hujan di pulau Jawa dan sekitarnya. Puncak siklus diurnal curah hujan pada sore hari di darat hasil prediksi WRF terjadi sekitar dua jam lebih awal dibandingkan dengan hasil pengamatan. Hasil evaluasi dengan teknik *Equitable Threat Score* (ETS) yang dikombinasikan dengan *Bias Score* menunjukkan nilai ETS yang rendah (kurang dari 0,5) dan nilai bias yang banyak di atas 1. Nilai ETS rendah merupakan indikasi bahwa hasil prediksi sering meleset (baik waktu atau lokasi) dan bias yang tinggi mengindikasikan hasil prediksi yang sering *overpredicted*.

Hasil prediksi WRF juga belum mampu menyimulasikan pengaruh MJO pada siklus diurnal curah hujan di pulau Jawa dan sekitarnya, kecuali pada musim hujan di darat. Kekurangan ini perlu mendapat perhatian serius dalam upaya mengantisipasi bencana hidrometeorologis di musim kemarau, di mana WRF memprediksi puncak curah hujan terjadi pada sore hari sedangkan hasil pengamatan terjadi pada malam sampai dini hari.

Model area terbatas yang menggunakan masukan (*input*) dari kondisi batas seperti hasil prediksi WRF yang digunakan dalam penelitian ini memerlukan penyesuaian sebelum berjalan sesuai yang diharapkan. Hasil penelitian ini menunjukkan model memerlukan sekitar lima jam untuk menyesuaikan diri. Keterbatasan ini dapat diatasi dengan membuat prediksi lebih dari sekali dalam satu hari dengan awal simulasi pada waktu yang berbeda. Hal ini telah dilakukan oleh PSTA LAPAN dengan melakukan awal prediksi pada dua waktu yang berbeda (00:00 dan 12:00 UT) dan bahkan sekarang awal prediksi dilakukan pada empat waktu berbeda (00:00, 06:00, 12:00, dan 18:00 UT).

UCAPAN TERIMAKASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Dr. Didi Satiadi yang telah memberikan masukan tentang bagaimana model WRF dijalankan untuk menghasilkan prediksi cuaca dan tentang pengembangan SADEWA dan Sdr. Ibnu Fathrio yang telah memberi penjelasan tentang konfigurasi WRF.

DAFTAR RUJUKAN

- Bappenas, dan BNPB, 2010. *Rencana Aksi Nasional Pengurangan Risiko Bencana 2010 - 2012*. 363.
- Bhatt, B. C., S., Sobolowski, and H., Atsushi, 2016. *Simulation of Diurnal Rainfall Variability over the Maritime Continent with a High-Resolution Regional Climate Model*. J. Meteorol. Soc. Japan, 94A, 89–103, doi:10.2151/jmsj.2015-052.
- Casati, B., G., Ross, and D., B., Stephenson, 2004. *A New Intensity-Scale Approach for the Verification of Spatial Precipitation Forecasts*. Meteorol. Appl., 11, 141–154, doi:10.1017/S1350482704001239.
- Chang, C.-P., Z., Wang, J., Ju, and T., Li, 2004. *On the Relationship between Western Maritime Continent Monsoon Rainfall and ENSO during Northern Winter*. J. Clim., 17, 665–672.
- Chou, S. C., and M. G. A., Justo da Silva, 1999. *Objective Evaluation of Eta Model Precipitation Forecasts*. Climanalise, 14, 1–17.
- Dee, D., P., and Coauthors, 2011. *The ERA-Interim Reanalysis: Configuration and Performance of the Data Assimilation System*. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Ghaju, S., and K., Alfredsen, 2012. *Evaluation of Satellite Based Precipitations and their Applicability for Rainfall Runoff Modelling in Narayani Basin of Nepal*. J. Hydrol. Meteorol., 8, 22–31.
- Hidayat, R., and S., Kizu, 2010. *Influence of the Madden-Julian Oscillation on Indonesian Rainfall Variability in Austral Summer*. Int. J. Climatol., 30, 1816–1825.
- Hogan, R. J., C. A. T. Ferro, I. T., Joliffe, and D. B., Stephenson, 2010. *Equitability*

- Revisited: Why the “Equitable Threat Score” is Not Equitable. *Weather Forecast.*, 25, 710–726, doi:10.1175/2009WAF2222350.1.
- Ichikawa, H., and T., Yasunari, 2006. *Time – Space Characteristics of Diurnal Rainfall over Borneo and Surrounding Oceans as Observed by TRMM-PR.* *J. Clim.*, 19, 1238–1260.
- Ichikawa, H., and T., Yasunari, 2008. *Intraseasonal Variability in Diurnal Rainfall over New Guinea and the Surrounding Oceans during Austral Summer.* *J. Clim.*, 21, 2852–2868, doi: 10.1175/2007JCLI1784.1.
- Kumar, P., C. M., Kishtawal, and P., K., Pal, 2014. *Impact of Satellite Rainfall Assimilation on Weather Research and Forecasting Model Predictions Over the Indian Region.* *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 2017–2031, doi:10.1002/2013JD020005.
- Lee, H. S., 2015. *General Rainfall Patterns in Indonesia and the Potential Impacts of Local Seas on Rainfall Intensity.* *Water*, 7, 1751–1768, doi:10.3390/w7041751.
- Qian, J.-H., and A. W., Robertson, 2010. *Interactions Among ENSO, the Monsoon, and Diurnal Cycle in Rainfall Variability Over Java, Indonesia.* *J. Atmos. Sci.*, 67, 3509–3524, doi:10.1175/2010JAS3348.1.
- Rauniyar, S. P., and K. J. E. Walsh, 2011. *Scale Interaction of the Diurnal Cycle of Rainfall over the Maritime Continent and Australia: Influence of the MJO.* *J. Clim.*, 24, 325–348, doi:10.1175/2010JCLI3673.1.
- Sagita, N., R., Hidayati, R., Hidayat, and I., Gustari, 2017. *Satellite Radiance Data Assimilation for Rainfall Prediction in Java Region.* IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 54, IOP Publishing, doi:10.1088/1755-1315/54/1/012037.
- Saito, K., T., Keenan, G., Holland, and K., Puri, 2001. *Numerical Simulation of the Diurnal Evolution of Tropical Island Convection over the Maritime Continent.* *Mon. Weather Rev.*, 129, 378–400.
- Sakurai, N., F., Murata, and M. D., Yamanaka, 2005. *Diurnal Cycle of Cloud System Migration over Sumatera Island.* *J. Meteorol. Soc. Japan*, 83, 835–850.
- Shin, D., W., S., Cocke, and T., E., Larow, 2007. *Diurnal Cycle of Precipitation in a Climate Model.* *J. Geophys. Res.*, 112, 1–11, doi:10.1029/2006JD008333.
- Slingo, J., and T. Palmer, 2011. *Uncertainty in Weather and Climate Prediction.* *Philos. Trans. A. Math. Phys. Eng. Sci.*, 369, 4751–4767, doi:10.1098/rsta.2011.0161.
- , P., Inness, R., Neale, S., Woolnough, and G., Yang, 2003. *Scale Interactions on Diurnal to Seasonal Timescales and their Relevance to Model Systematic Errors.* *Annu. Geophys.*, 46, 139–155.
- Sun, Y., S., Solomon, and A., Dai, 2006. *How Often Does It Rain?* *J. Clim.*, 19, 916–934.
- Teo, C.-K., T.-Y., Koh, J. C.-F., Lo, and B., C., Bhatt, 2011. *Principal Component Analysis of Observed and Modeled Diurnal Rainfall in the Maritime Continent.* *J. Clim.*, 24, 4662–4675, doi:10.1175/2011JCLI4047.1.
- Tian, B., D., E., Waliser, and E., J., Fetzer, 2006. *Modulation of the Diurnal Cycle of Tropical Deep Convective Clouds by the MJO.* *Geophys. Res. Lett.*, 33, 1–6, doi: 10.1029/2006GL027752.
- Ushio, T., and Coauthors, 2009. *A Kalman Filter Approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from Combined Passive Microwave and Infrared Radiometric Data.* *J. Meteorol. Soc. Japan*, 87A, 137–151, doi:10.2151/jmsj.87A.137.
- Warner, T. T., 2011. *Numerical Weather and Climate Prediction.* Cambridge University Press, 550.
- Wheeler, M. C., and H. H., Hendon, 2004. *An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction.* *Mon. Weather Rev.*, 132, 1917–1932.
- Yang, Y., M., Uddstrom, and M., Duncan, 2011. *Effects of Short Spin Up Periods on Soil Moisture Simulation and the Causes Over New Zealand.* *J. Geophys. Res.*, 116, 1–12, doi:10.1029/2011JD016121.

Pedoman Penulisan Jurnal Sains Dirgantara)
JUDUL MAKALAH DITULIS DENGAN HURUF KAPITAL TEBAL
SECARA SINGKAT DAN JELAS, (Studi Kasus : apabila ada)
(16 pt, Britannic Bold)
Judul dibuat dalam 2 bahasa (Indonesia dan Inggris), apabila
tulisan dalam bahasa Indonesia, maka judul dalam bahasa
Inggris ditulis dalam tanda kurung
(16 pt, Britannic Bold)

Penulis Pertama¹, Penulis Kedua², dstⁿ ← (Nama Penulis Tanpa gelar)
(10,5 pt, Franklin Gothic Medium, bold)

¹Instansi Penulis Pertama
²Instansi Penulis Kedua
dstⁿ....
(10,5 pt, Franklin Gothic Medium)

e-mail: e-mail penulis pertama ← (berwarna hitam)
(10,5 pt, Franklin Gothic Medium)

Diterima : (tanggal bulan tahun); Disetujui : (tanggal bulan tahun); Diterbitkan : (tanggal bulan tahun)
(9 pt, Franklin Gothic Medium)

ABSTRACT
(10,5 pt, Bookman Old Style, bold)

Abstract is a summary of the most important elements of the paper, written in one paragraph in the one column of a maximum of 200 words. Abstract made in two languages written with the Bookman Old Style 9 pt. If the paper written in Indonesian, the Indonesian abstract written first then followed by English abstract and vice versa. The title "ABSTRAK" or "ABSTRACT" made with uppercase letters, and bold.

Keywords: *guidence, author, journal* ← (minimal 3 keywords)
(9pt, Bookman Old Style, italic)

ABSTRAK
(10,5 pt, Bookman Old Style, bold)

Abstrak merupakan ringkasan elemen-elemen terpenting dari naskah, ditulis dalam satu paragraf dalam 1 kolom maksimal 200 kata. Abstrak dibuat dalam 2 bahasa ditulis dengan huruf 9 pt, Bookman Old Style. Apabila naskah dalam Bahasa Indonesia, maka abstrak dengan Bahasa Indonesia ditulis terlebih dahulu dilanjutkan abstrak Bahasa Inggris dan sebaliknya. Judul "ABSTRAK" atau "ABSTRACT" dibuat dengan huruf besar, *bold*.

Kata kunci: *panduan, penulis, jurnal* ← (minimal 3 kata kunci)
(9pt, Bookman Old Style, italic)

1 PENDAHULUAN
(10,5pt, Bookman Old Style, bold)

Naskah dapat ditulis dalam Bahasa Indonesia maupun Bahasa Inggris. Naskah diketik dalam Microsoft Word dengan 1 kolom untuk abstrak dan 2 kolom untuk isi. Ukuran kertas

A4 dengan ukuran panjang (*height*) 29,7 cm, lebar (*width*) 21 cm dengan dimensi *Top* 3 cm, *Bottom* 2,5 cm, *Inside* 2,5 cm, *Outside* 2 cm, *Gutter* 1 cm, *Header* 1 cm dan *Footer* 1 cm. Jenis Huruf Bookman Old Style 10,5 pt, dan spasi (*line spacing*) 1. Panjang naskah tidak

melebihi 10 halaman termasuk tabel dan gambar.

Kerangka Tulisan disusun dengan urutan : Judul, Identitas Penulis, Abstrak, Kata Kunci, Pendahuluan, Metode, Hasil Pembahasan, Kesimpulan, Ucapan Terimakasih, dan Daftar Pustaka.

2 METODOLOGI

(10,5pt, Bookman Old Style, bold)

Menguraikan tentang metode yang digunakan dalam penelitian termasuk data, peralatan, teori, diagram alir, beserta lokasi penelitian.

2.1 Lokasi dan Data

(10,5pt, Bookman Old Style, bold)

2.2 Standarisasi data

(10,5pt, Bookman Old Style, bold)

2.3 Metode Penelitian

(10,5pt, Bookman Old Style, bold)

Persamaan matematis atau formula diberi nomor secara berurutan yang diletakkan di ujung kanan dalam tanda kurung. Apabila penulisan persamaan lebih dari satu baris maka penulisan nomor diletakkan pada baris terakhir. Penggunaan huruf sebagai simbol matematis dalam naskah ditulis dengan huruf miring (*Italic*) seperti x . Penjelasan persamaan diulas dalam naskah. Penurunan persamaan matematis atau formula tidak perlu dituliskan secara detil, cukup diberikan bagian yang terpenting, metode yang digunakan dan hasilnya.

$$D(t) = \Delta H(t) - Sq(t, m) \quad (1-1)$$

dengan $D(t)$ tingkat gangguan geomagnet, $\Delta H(t)$ variasi medan magnet komponen horizontal, $Sq(t, m)$ variasi hari tenang pada waktu t dan bulan m .

3 HASIL PEMBAHASAN

(10,5pt, Bookman Old Style, bold)

Tabel dibuat ringkas dan diberi judul yang singkat tetapi jelas hanya menyajikan data yang esensial dan mudah di-

pahami. Tabel diberi catatan secukupnya, termasuk sumbernya, sehingga tabel mampu menjelaskan informasi yang disajikan secara mandiri. Setiap tabel diberi nomor secara berurutan dan diulas di dalam naskah. Judul tabel diketik dengan jenis huruf Bookman Old Style 10,5 pt dan pada tulisan "Tabel 1:" "Tabel 2:" dan seterusnya diketik tebal.

Tabel yang ukurannya melebihi satu kolom, maka dapat menempati area dua kolom. Tabel tidak boleh dalam bentuk "picture", harus dalam bentuk tabel. Judul tabel dituliskan pada bagian atas tabel, rata tengah dan diberi tanda titik (.) pada akhir judul tabel.

Gambar, Grafik dan Foto harus tajam dan jelas agar cetakan berkualitas baik. Semua simbol di dalamnya harus dijelaskan. Seperti halnya tabel, keterangan pada gambar, grafik atau foto harus mencukupi agar tersaji secara mandiri. Gambar, grafik dan foto harus diulas di dalam naskah. Seperti halnya tabel, gambar, grafik dan foto yang ukurannya melebihi satu kolom, maka dapat menempati area dua kolom. Gambar, grafik dan foto memiliki kedalaman minimal 300 dpi.



Gambar 3-1: Domain model yang digunakan dalam simulasi
(9pt, Bookman Old Style)

Tabel 3-1: ANALISIS ENERGI GANGGUAN GEOMAGNET
(9pt, Bookman Old Style)

Tanggal	Bz (nT)	v (km/s)	N (/cm ³)	LO (RE)	(x10 ε11J)	Em (mV/m)	Dst* (nT)	Q (nT/jam)
1	-4,3	670	3,2	9,4	3,1	2,4	-37	14,8
2	-13,8	352	4,6	8,9	21,2	4,8	-73	21,4
3	-0,5	349	2,7	12,3	0,42	0,49	-2	2,9

4 KESIMPULAN

Hal-hal penting dalam naskah yang merupakan kesimpulan dari hasil penelitian atau kajian.

UCAPAN TERIMAKASIH

Wajib dituliskan penulis, ditujukan kepada pihak-pihak yang membantu penulis baik penyediaan data, pengerjaan data, serta Tim Redaksi Jurnal Geomatika dan Mitra Bestari.

DAFTAR RUJUKAN

Referensi hendaknya dari sumber yang jelas dan terpercaya. Setiap referensi yang tercantum dalam daftar pustaka harus dikutip (disitir) pada naskah dan sebaliknya setiap kutipan harus tercantum dalam daftar pustaka. Penulisan acuan dalam pembahasan sebaiknya menggunakan “sistem penulis-tahun” yang mengacu pada karya pada daftar pustaka. Kutipan buku dalam bentuk saduran untuk satu sampai dua penulis ditulis nama akhir penulis dan tahun. Contoh: Muhammad Nasir dituliskan (Nasir, 2009).

Referensi primer lebih dari 80 % dan diterbitkan dalam 5-10 tahun terakhir. Referensi yang dicantumkan dalam naskah mengikuti pola baku dengan disusun menurut abjad berdasarkan nama (keluarga) penulis pertama dan tahun publikasi, dengan sistim sitasi *American Physiological Association 6th Edition*. Contoh penulisan di dalam Daftar Pustaka adalah sebagai berikut :

Artikel dalam Jurnal (Jurnal Primer)

Burton R. K., R. I. McPherron, C. T. Russell, 1975.
An Empirical Relationship Between

Interplanetary Conditions and Dst, J. Geophys. Res., 80(31), 4204-4214.

Buku

Ross, S. M., 2004. *Introduction to Probability and Statistics for Engineers and Scientists*, Burlington, Elsevier.

Artikel bagian dari Buku

Maris, G.; M.D. Popescu dan M. Mierla, 2004. *Soft X-Ray Solar Flarecycles*, dalam A.V. Stepanov; E.E. Benevolenskaya dan A.G.Kosovichev (editor), *Proceedings IAU Symposium*, no. 223, 73.

Skripsi/Tesis/Disertasi

Ameldam, P., 2012. *Pengujian Data NCEP-FNL Dan CCMP Untuk Potensi Energi Angin (Studi Kasus Di Jawa Barat)*, Skripsi ITB.

Naskah Prosiding

Avia, L. Q., A. Haryanto, N. Cholianawati dan B. Siswanto, 2010. *Identifikasi Awal Musim Kemarau dan Musim Hujan Berdasarkan Data Satelit TRMM*, Prosiding Seminar Penerbangan dan Antariksa 2010: Sub Seminar Sains Atmosfer dan Iklim. Serpong, 15 Nopember 2010.

Naskah Konferensi

Pontes, M-T, Sempreviva, AM, Barthelmie, R., Giebel, G., Costa, P., 2007. *Integrating Offshore Wind And Wave Resource Assessment*, Proc. 7th European Wave and Tidal Energy Conference, Porto, Portugal.

Naskah Laporan Hasil Penelitian

P3TKEBTKE-Kementerian ESDM, 2008. *Laporan Penelitian Kajian PLT Angin di Indonesia Bagian Timur*.

Naskah Online

Habby, J., 2011. *Applying Tropospheric Moisture to Forecasting*, *Meteorology Education*, diakses [http:// weatherprediction.com](http://weatherprediction.com), 23 Desember 2014.

PEDOMAN BAGI PENULIS
JURNAL SAINS DIRGANTARA
(Journal of Aerospace Sciences)

Jurnal Sains Dirgantara (*Journal of Aerospace Sciences*) adalah jurnal ilmiah untuk publikasi penelitian dan pengembangan di bidang sains atmosfer dan sains antariksa.

Penulis diundang untuk mengirimkan naskah atau karya asli hasil penelitian, pengembangan, dan atau pemikiran yang belum dipublikasikan atau dikirimkan ke media publikasi manapun. Penulis boleh mengusulkan penelaah ahli di luar Dewan Penyunting, yang dianggap memahami betul substansi naskah yang dikirim. Naskah yang dikirim akan dievaluasi secara anonim oleh dua atau tiga penelaah ahli dan/atau Dewan Penyunting dari segi keaslian (orisinalitas), kesahihan (validitas) ilmiah, dan kejelasan pemaparan. Penulis berhak menanggapi hasil evaluasi, sedangkan Dewan Penyunting berhak menerima atau menolak serta menyempurnakan naskah tanpa mengurangi isi/maknanya. Naskah yang tidak dimuat, dikembalikan kepada penulis dengan alasan penolakannya. Penulis yang naskahnya dimuat mendapat 3 (tiga) eksemplar dari nomor yang diterbitkan, dan naskah yang ditulis kolektif, hanya diberikan 2 (dua) eksemplar untuk masing-masing penulis. Ketentuan bagi penulis pada jurnal ini adalah sebagai berikut.

a. Pengiriman naskah

Naskah dikirim dan ditujukan ke Sekretariat Dewan Penyunting Jurnal dengan alamat, Bagian Publikasi dan Promosi LAPAN Jalan Pemuda Persil No. 1, Rawamangun Jakarta 13220. Naskah diketik dengan MS Word dengan Bookman Old Style font 10.5pt pada kertas A4 dengan spasi ganda. Khusus untuk judul naskah ditulis huruf besar dengan font 16 pt. Penulis yang naskahnya diterima untuk dipublikasikan, diminta menyerahkan file dalam cd, atau dikirim melalui e-mail ke Sekretariat Dewan Penyunting (pukasi.lapan@gmail.com; publikasi.lapan@gmail.com)

b. Sistematika penulisan

Judul harus ringkas tanpa singkatan dalam bahasa Indonesia dan bahasa Inggris. Informasi penulis terdiri dari nama (para) penulis tanpa gelar, instansi/peguruan tinggi, dan e-mail penulis utama. Isi makalah terdiri dari: (a) abstrak dalam bahasa Indonesia dan bahasa Inggris maksimum 200 kata yang tersusun dalam satu alinea, (b) kata kunci, (c) batang tubuh naskah terdiri dari Pendahuluan, Data/Metode/Teori, Hasil dan Pembahasan, Implementasi (jika ada), serta Kesimpulan, (d) Ucapan terimakasih (bila perlu) yang lazim, dan (e) Daftar rujukan.

c. Gambar dan Tabel

Gambar atau foto harus dapat direproduksi dengan tajam dan jelas. Gambar atau foto warna hanya diterima dengan pertimbangan khusus. Gambar dan tabel dapat dimasukkan ke dalam batang tubuh atau dalam lampiran tersendiri. Untuk kejelasan penempatan dalam jurnal, gambar dan tabel harus diberi nomor sesuai nomor bab dan nomor urut pada bab tersebut, misalnya Gambar 2-2 atau Tabel 2-1 yang disertai keterangan singkat gambar dan judul dari tabel yang bersangkutan.

d. Persamaan, Satuan, dan Data Numerik

Persamaan diketik atau ditulis tangan (untuk simbol khusus) dan diberi nomor di sebelah kanannya sesuai nomor bab dan nomor urutnya, misalnya persamaan (1-2). Satuan yang digunakan adalah satuan internasional (CGS atau MKS) atau yang lazim pada cabang ilmunya. Karena terbit dengan dua bahasa, angka desimal data numerik pada tabel dan gambar harus mengacu pada sistem internasional dengan menggunakan titik, sedangkan pada naskah tetap menggunakan ketentuan menurut bahasanya.

e. Rujukan

PP No. 74, 2001. Peraturan Pemerintah Republik Indonesia Nomor 18 Tahun 1999 Tentang: *Pengelolaan Limbah Bahan Berbahaya dan Beracun*. Kementerian Lingkungan Hidup. Jakarta.

Haryani, N. S., Hidayat, Sulma, S., dan Pasaribu, J. M., 2014. *Deteksi Limbah Acid Sludge Menggunakan Metode Red Edge Berbasis Data Penginderaan Jauh*, Jurnal Penginderaan Jauh dan Pengolahan data Citra Digital, Vol 11 No.2 Desember 2014.

Center for International Forestry Research [CIFOR], 2012. *Forests and Climate Change Mitigation : What Policymakers Should Know*, Fact Sheet. No. 5, November 2012, MITIGATION, Key of Research Findings. CGIAR Research Programme.

The National Geophysical Data Center (NOAA)-NASA. Sumber data VNF, 2014. Sumber: http://ngdc.noaa.gov/eog/viirs/download_2014_indonesia.html atau (Sumber LAPAN: <http://modis-catalog.lapan.go.id/monitoring/katalognpp#>).

http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/data_prod/prog_sect11_3.html