



ISSN 1411 - 3082
eISSN 2527- 5372

JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 17, Nomor 3 - 2016

Terakreditasi LIPI, Nomor: 603/AU2/P2MI-LIPI/03/2015

PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA

Jur. Met. & Geo.

Vol. 17

No. 3

Hal. 139 - 214

Jakarta, 2016

ISSN 1411 - 3082
eISSN 2527- 5372

JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

**Volume 17, Nomor 3 - Tahun 2016
ISSN 1411 - 3082**

Jurnal Meteorologi dan Geofisika merupakan jurnal riset yang diterbitkan oleh Pusat Penelitian dan Pengembangan Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) sebagai sarana untuk mempublikasikan hasil pencapaian penelitian dan pengembangan di bidang Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara, dan Geofisika. Terbit 3 kali dalam setahun dan terbit pertama kali tahun 2000. Memperoleh akreditasi dari LIPI sebagai jurnal ilmiah dengan nomor akreditasi: 603/AU2/P2MI/03/2015 yang berlaku 3 tahun (15 April 2015 – 15 April 2018).

TIM REDAKSI

PENASEHAT

Kepala Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika

KETUA DEWAN REDAKSI

Prof. Dr. Edvin Aldrian, M.Sc

DEWAN REDAKSI

Prof. Edy Prasetyo Utomo	(Geofisika)	Dr. Suriyamto Rohadi	(Geofisika)
Prof. Dr. Madlazim	(Geofisika)	Dr. Poempida Hidayatullah	(Geofisika)
Dr. Tri Handoko Seto	(Meteorologi)	Drs. Suratno, M.Si	(Meteorologi)
Dr. Erwin Eka S. Makmur	(Meteorologi)	Roni Kurniawan, M.Si	(Meteorologi)
Dr. Ardhasena Sopaheluwakan	(Meteorologi)	Donaldi S. Permana, M.S	(Klimatologi & Kualitas Udara)

SEKRETARIAT

Thomas Hardy, S.T., M.Kom	Danang Eko Nuryanto, M.Si
Rian Anggraeni, S.T	Shelly Dharma Putri, A.Md
Suliyanti Pakpahan, S.Si	Jimmi Nugraha, ST
Sri Noviati, S.Si	Wahyu Widiyanto, S.Sos
Rahayu Sapta S. Sudewi, S.Kel	Utoyo Ajie Linarka, S.T
Asteria Satyaning H., S.Si	

ALAMAT REDAKSI:

Pusat Penelitian dan Pengembangan, Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika
Jl. Angkasa I No.2, Kemayoran, Jakarta 10720, Telp : (021) 4246321 ext. 1900 Fax : (021) 65866238
E-mail : jurnal.mg@bmkg.go.id, Website: <http://puslitbang.bmkg.go.id/jmg>

Redaksi menerima naskah hasil penelitian dan pengembangan di bidang Meteorologi, Klimatologi, Kualitas udara dan Geofisika yang belum pernah diterbitkan dalam jurnal ilmiah yang lain, dengan format dan sistematika seperti tercantum pada petunjuk penulisan naskah di halaman belakang.

PENGANTAR

Puji syukur kami panjatkan kehadiran Tuhan Yang Maha Esa, atas izin dan kehendak-Nya, Jurnal Meteorologi dan Geofisika Volume 17 Nomor 3 Tahun 2015 ini dapat diterbitkan dan hadir ke hadapan pembaca. Edisi ini menampilkan 8 (delapan) karya tulis ilmiah yang terdiri dari 3 (tiga) karya tulis ilmiah di bidang Meteorologi, yaitu; Pengolahan Multi Data Format Radar Cuaca Menggunakan Wradlib Berbasis Python, Kajian Pemanfaatan Model WRF untuk Prediksi Awal Musim Hujan 2014/2015 di Indonesia, Verifikasi Tinggi Gelombang Model Wavewatch-Iii Menggunakan Data Satelit Altimetri Dan Observasi, 1 (satu) di bidang Klimatologi dan Kualitas Udara yaitu; Analisa Tren SPM di Kota Medan, dan 4 (empat) naskah di bidang Geofisika yaitu; Validasi Perangkat Lunak Gravity Tide Correction Persamaan Longman (1959) Berdasarkan Gravity Tide Observed, Instrument Based dan Software Based Test, Penentuan Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) dengan Metode Euclidean dan Likelihood Untuk Wilayah Jawa Timur, Respon Ionosfer Terhadap Gerhana Matahari 9 Maret 2016 dari Data GPS Palu, Relokasi Dan Distribusi b-Value Gempabumi Swarm Jailolo, Halmahera Barat

Kritik dan saran kami harapkan dari pembaca untuk kemajuan dan penyempurnaan penerbitan Jurnal Meteorologi dan Geofisika. Dalam kesempatan ini Dewan Redaksi mengucapkan terimakasih kepada semua pihak, baik penulis, dewan editor, mitra bestari, maupun redaksi pelaksana yang telah banyak membantu dalam proses penerbitan jurnal ilmiah ini.

Sebagai penutup, semoga sajian ini dapat bermanfaat dan menambah wawasan bagi kita semua.
Selamat membaca!

Jakarta, Desember 2016
Dewan Redaksi

JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 17, Nomor 3 - Tahun 2016
ISSN 1411 – 3082 ; eISSN 2527 - 5372

DAFTAR ISI

Validasi Perangkat Lunak <i>Gravity Tide Correction</i> Persamaan Longman (1959) Berdasarkan <i>Gravity Tide Observed, Instrument Based dan Software Based Test</i> Accep Handyarso	139-148
Assessment of Air Pollution Trend in Medan City Arief Wibowo Suryo, Hendri Irwandi	149-156
Pengolahan Multi Data Format Radar Cuaca Menggunakan Wradlib Berbasis Python Donaldi S Permana, Thahir D F Hutapea, Alfian S Praja, Fatkhuroyan, Linda F Muzayanah	157-164
Kajian Pemanfaatan Model WRF Untuk Prediksi Awal Musim Hujan 2014/2015 di Indonesia Robi Muharsyah	165-175
Penentuan <i>Ground Motion Prediction Equations (GMPEs)</i> Dengan Metode <i>Euclidean</i> dan <i>Likelihood</i> Untuk Wilayah Jawa Timur Rian Mahendra Taruna, Supriyanto Rohadi, Ariska Rudyanto, Damianus Tri Heryanto	177-189
Respon Ionosfer Terhadap Gerhana Matahari 9 Maret 2016 dari Data GPS Palu Buldan Muslim, Bambang Sunardi, Untung Merdijanto, Damianus Tri Heryanto, Joni Efendi, Yoga Andrian	191-198
Relokasi dan Distribusi B-Value Gempabumi Swarm Jailolo, Halmahera Barat Yanuarsi Tunggal Putri, Nova Heryandoko, Wandono, Rivai Marulak, Suwardi, Zulfikar, Barkah Yuniarto, Lutfi Pary, Basri Kamaruddin	199-206
Verifikasi Tinggi Gelombang Model Wavewatch-III Menggunakan Data Satelit Altimetri dan Observasi Muhammad Najib Habibie, Wido Hanggoro, Donaldi S. Permana, Roni Kurniawan	207-214

JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 17, Nomor 3 - Tahun 2016
ISSN 1411 - 3082; eISSN 2527 - 5372

Kata kunci bersumber dari artikel. Lembar abstrak ini boleh diperbanyak tanpa ijin dan biaya

UDC. 550.3

Accep Handyarso (Pusat Survei Geologi, Badan Geologi, Kementerian ESDM)

Validasi Perangkat Lunak Gravity Tide Correction Persamaan Longman (1959) Berdasarkan Gravity Tide Observed, Instrument Based dan Software Based Test

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 139-148.

Telah dibuat perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat berdasarkan persamaan Longman. Perangkat lunak tersebut dikembangkan dengan menggunakan sistem operasi berbasis windows. Dalam paper ini dibahas mengenai algoritma perangkat lunak dan metode validasinya. Validasi yang dilakukan meliputi validasi fasa dan validasi amplitudo sinyal pasang surut. Mekanisme validasi menggunakan perbandingan antara data hasil pengamatan gaya berat secara langsung dengan data keluaran perangkat lunak yang dikembangkan. Validasi fasa memberikan hasil berupa nilai pergeseran statik (static shift) yang berasosiasi dengan nilai gaya berat di lokasi pengukuran, sedangkan validasi amplitudo dilakukan dengan melibatkan tiga metode yaitu: (1) Menggunakan data hasil pengamatan gaya berat secara langsung di antara dua titik pangkal gaya berat yang sudah diketahui nilainya (gravity tide observed), (2) Validasi amplitudo berdasarkan alat ukur CG-5 (instrument based test), dan (3) Menggunakan perangkat lunak lain berbasis komputer seperti QuickTidePro sebagai pembanding (software based test). Hasil pengujian menunjukkan akurasi perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan mencapai $< 50 \mu\text{Gal}$.

Kata kunci: Koreksi pasang surut gaya berat, Persamaan Longman, Pengamatan gaya berat langsung, QuickTide Pro, Instrument ukur scintrexCG-5.

UDC. 551.58

Arief Wibowo Suryo (Balai Besar MKG Wilayah I Medan, BMKG)

Hendri Irwandi (Stasiun Klimatologi Sampali Medan, BMKG)

Analisa Tren SPM di Kota Medan

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 149-156.

Kota Medan merupakan kota terbesar ketiga di Indonesia dimana dengan tingginya laju peningkatan populasi penduduk, pengembangan daerah industri serta kebutuhan sarana transportasi dan kendaraan yang menimbulkan meningkatnya tingkat polutan. Kota Medan dibagi atas dua kriteria wilayah antara lain: wilayah urban dan suburban. Data polusi udara yang digunakan antara lain data SPM periode tahun 1983-2014. Metodologi yang digunakan dalam tulisan ini adalah Regresi Tren. Metode ini digunakan untuk mengukur seberapa signifikansinya dari kecenderungan suatu data time series. Berdasarkan analisis tren SPM di Kota Medan menunjukkan tren meningkat dengan peningkatan 6.3% diwilayah urban dan 66% diwilayah suburban. Umumnya peningkatan SPM diatas ambang batas terjadi pada periode Musim Kemarau yang terjadi pada periode Januari-Juni. Hasil analisis menunjukkan telah terjadi penurunan kualitas udara diwilayah Kota Medan perlu peran serta pemerintah dalam upaya mengantisipasi dampak meningkatnya tingkat polutan di Kota Medan.

Kata kunci: Kota Medan, SPM

UDC. 551.5

Donaldi S Permana (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Thahir D. F. Hutapea (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Alfan S. Praja (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Fatkhuroyan (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Linda F Muzayanah (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Pengolahan Multi Data Format Radar Cuaca Menggunakan Wradlib Berbasis Python

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 157-164.

Informasi prakiraan cuaca berdasarkan data radar sangat penting bagi BMKG dalam memberikan peringatan dini cuaca ekstrim. Saat ini, BMKG memiliki setidaknya ada tiga format data radar cuaca yang berasal dari tiga produsen radar yakni Gematronik, Enterprise Electronics Corporation (EEC) dan Baron yang hanya dapat diolah menggunakan perangkat lunak dari masing-masing produsen radar. Perangkat lunak wradlib berbasis python dapat mengolah ketiga format data radar tersebut dan menyimpannya dalam format data yang sama. Kelebihan wradlib-python lainnya adalah berlisensi sumber terbuka (open-source) sehingga dapat di-install di berbagai sistem operasi secara gratis, mengurangi ketergantungan terhadap perangkat lunak dari produsen radar, dapat mengolah dan menampilkan multi format data radar cuaca secara masif, menyimpan data radar dalam format NetCDF koordinat kartesian sehingga memudahkan pengolahan data radar lebih lanjut seperti input untuk asimilasi data. Studi ini memfokuskan pengolahan data radar volumetric (.vol) luaran produk Gematronik dan Baron serta data radar NetCDF (.nc) luaran produk EEC. Wradlibpython dapat mengekstrak secara otomatis data Plan Position Indicator (PPI) dan menghitung nilai Constant Altitude PPI (CAPPI) dari data reflektifitas radar. Walaupun intensitas reflektifitas citra radar luaran wradlib-python relatif lebih tinggi dari luaran perangkat lunak dari produsen radar, luaran tersebut memiliki pola spasial yang relatif sama. Oleh karena itu, wradlib-python dapat menjadi salah satu solusi alternatif untuk pengolahan, penyimpanan dan visualisasi data radar cuaca di BMKG.

Kata kunci: multi data format, wradlib, radar cuaca, reflektifitas, koordinat kartesian

UDC. 551.58

Robi Muharsyah (Pusat Informasi Perubahan Iklim, BMKG)

Kajian Pemanfaatan Model WRF untuk Prediksi Awal Musim Hujan 2014/2015 di Indonesia

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 165-175.

Pemanfaatan model WRF dengan menggunakan data prediksi keluaran model CFSv2 sebagai syarat awal dan syarat batas memungkinkan model WRF untuk menghasilkan prediksi hujan harian dalam skala jangka panjang (1-6 bulan ke depan). Pada penelitian ini dipilih enam inisial prediksi keluaran model CFSv2 selama enam bulan berturut-turut dari Mei hingga Oktober 2014 untuk menghasilkan prediksi hujan harian hingga tiga bulan kedepan yaitu: Juni-JuliAgustus, Juli-Agustus-September, Agustus-September-Oktober, September-Oktober-November, Oktober-NovemberDesember dan November-Desember-Januari. Selanjutnya diperoleh prediksi hujan 24 dasarian (Jun I 2014 s.d Jan III 2015). Keluaran WRF diatur pada resolusi ~20 Km. Berdasarkan hal tersebut sebanyak 300 dari 342 ZOM dapat dibuat prediksi awal musim hujan 2014/2015. Hasil verifikasi keluaran WRF terhadap data observasi menunjukkan 148 ZOM (49.33%) SESUAI, 74 ZOM (24.67%) MAJU dan 78 ZOM (26%) MUNDUR. Persentase keluaran WRF untuk kategori SESUAI masih lebih rendah dari prediksi AMH 14/15 yang dibuat oleh BMKG yaitu sebesar 54%.

KataKunci: Model WRF, CFSv2, ZOM, AMH 14/15

UDC. 550.3

Rian Mahendra Taruna (Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, BMKG)

Supriyanto Rohadi (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Ariska Rudyanto (Pusat Seismologi Teknik Geofisika Potensial dan Tanda Waktu, BMKG)

Damianus Tri Heryanto (Pusat Instrumentasi, Rekayasa, dan Kalibrasi, BMKG)

Penentuan Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) dengan Metode Euclidean dan Likelihood Untuk Wilayah Jawa Timur

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 177-189.

Pemilihan dan penentuan Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) sangat penting untuk perkiraan kerusakan akibat gempa bumi pada wilayah yang memiliki zona seismik aktif di Indonesia. Wilayah Jawa Timur merupakan zona seismik aktif yang sering mengalami kerusakan akibat gempa bumi namun belum memiliki GMPEs yang memadai. Tujuan dari penelitian ini adalah memperoleh GMPEs yang mampu memprediksi nilai Peak Ground Acceleration (PGA) di wilayah Jawa Timur dengan akurat. Pada penelitian ini 10 model GMPEs diterapkan pada database strong ground motion di Jawa Timur. Penelitian diawali dengan pembuatan database strong ground motion yang terbagi atas tiga tahap, yaitu relokasi dengan Double Difference, penentuan tipe gempa bumi, dan penentuan kondisi situs. Data yang digunakan adalah gempa bumi dengan magnitudo $5 \leq M_w \leq 9$ dan jarak kurang dari 500 km yang terjadi di sekitar Jawa Timur dari 2009 hingga 2016. Penentuan tipe gempa bumi dilakukan melalui analisa posisi hiposenter terhadap model slab dengan mempertimbangkan mekanisme gempa bumi. Kondisi situs dari sensor accelerograph ditentukan berdasarkan nilai Vs30 dan periode dominan. Tingkat keakuratan GMPEs yang tersedia diuji menggunakan histogram distribusi residual, metode Likelihood, dan Euclidean Distance Ranking. Hasil dari metode ini adalah model awal GMPEs yang selanjutnya diregresi dengan data observasi accelerograph untuk menghasilkan persamaan baru yang bisa digunakan sebagai seismik hazard assessment di Jawa Timur. Hasil pemetaan nilai observasi PGA periode 2015- 2016 ke dalam kurva atenuasi GMPEs menunjukkan bahwa estimasi nilai PGAmelalui GMPEs baru relatif akurat.

Kata Kunci: ground motion prediction equations, Metode Likelihood, Metode Euclidean Distance

Buldan Muslim (Pusat Sains dan Antariksa, LAPAN)
 Bambang Sunardi (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)
 Untung Merdijanto (Kedeputan Bidang Inskalrekjarkom BMKG)
 Damianus Tri Heryanto (Pusat Instrumentasi, Rekayasa, dan Kalibrasi BMKG)
 Joni Efendi (Badan Informasi Geospasial)
Respon Ionosfer Terhadap Gerhana Matahari 9 Maret 2016 dari Data GPS Palu
 J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 191-198.

Respon ionosfer terhadap gerhana matahari total 9 Maret 2016 telah diteliti menggunakan data Global Positioning System (GPS) stasiun PALPd di Palu. Slant Total Electron Content (STEC) diturunkan dari data jarak kode yang diukur dari satelit GPS dengan PRN 24 pada dua frekuensi yang berbeda. STEC pada tanggal 8 Maret 2016 digunakan sebagai nilai referensi STEC pada kondisi normal atau tidak terpengaruh oleh gerhana matahari. Pengurangan STEC tanggal 9 Maret 2016 saat gerhana terhadap STEC 8 Maret 2016 menunjukkan respon ionosfer terhadap gerhana matahari berupa penurunan STEC sekitar 12 TECU. Laju penurunan STEC saat radiasi matahari berkurang sebelum mencapai gerhana matahari total lebih lambat jika dibandingkan dengan laju kenaikan STEC selama proses kenaikan radiasi matahari dari gerhana matahari total mulai berakhir hingga selesainya gerhana matahari. Setelah gerhana matahari selesai, nilai STEC tidak kembali ke keadaan awal sebelum gerhana matahari terjadi yang disebut dengan histeresis. Hasil penelitian ini tidak hanya mengkonfirmasi hasil penelitian sebelumnya tetapi juga melengkapi dengan tambahan adanya histeresis respon ionosfer terhadap gerhana matahari total 9 Maret 2016 dan dua bentuk penurunan TEC segera dan tertunda.

Kata kunci: gerhana matahari, ionosfer, respon, STEC, hysteresis

Yanuarsih Tunggal Putri (Pusat Gempabumi dan Tsunami, BMKG)
 Nova Heryandoko (Pusat Gempabumi dan Tsunami, BMKG)
 Wandono (Pusat Gempabumi dan Tsunami, BMKG)
 Rivai Marulak (Balai Besar Wilayah IV Makasar, BMKG)
 Suwardi (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)
 Zulfikar (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)
 Barkah Yuniarto (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)
 Lutfi Pary (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)
 Basri Kamaruddin (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)
Relokasi Dan Distribusi b-Value Gempabumi Swarm Jailolo, Halmahera Barat
 J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 199-206.

Aktivitas kegempaan di daerah Jailolo meningkat tajam pada bulan November sampai Desember 2015, dimana terjadi fenomena gempabumi swarm pada rentang waktu tersebut. BMKG pusat Jakarta mencatat 96 gempabumi dengan magnitude antara 2,5 sampai 4,8. Sedangkan stasiun geofisika BMKG wilayah Ternate mencatat 1185 gempabumi dengan magnitude 1,1 sampai 5,1 menggunakan single station. Sejumlah 33 gempabumi dirasakan dengan intensitas antara dua sampai dengan empat MMI dengan beberapa kerusakan pada rumah warga dan sarana umum. Relokasi gempabumi dilakukan menggunakan data BMKG pusat dengan metode MJHD. Relokasi gempabumi bertujuan untuk meningkatkan akurasi gempabumi yang terjadi dengan lebih baik. Penghitungan b-value di daerah Jailolo menggunakan data gempabumi single station dari stasiun geofisika Ternate dilakukan untuk mengetahui distribusi dan karakteristik b-value di daerah tersebut. Hasil relokasi gempabumi menunjukkan gempabumi swarm yang terjadi terkonsentrasi pada $127,4^{\circ}$ - $127,6^{\circ}$ BT dengan perbaikan pada distribusi kedalaman dimana sebagian besar gempabumi terjadi pada kedalaman kurang dari 20 km. Sedangkan hasil penghitungan nilai b-value menunjukkan daerah dengan konsentrasi gempa memiliki nilai b-value cukup tinggi (± 1). Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa gempabumi swarm yang terjadi kemungkinan dipengaruhi oleh aktivitas vulkanik. Namun penelitian lebih lanjut diharapkan dapat dilakukan untuk lebih memahami penyebab dan karakteristik gempabumi swarm tersebut.

Kata kunci: Swarm, Relokasi, MJHD, b-value, ZMAP, Jailolo

Muhammad Najib Habibie (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)
 Wido Hanggoro (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)
 Donald S. Permana (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)
 Roni Kurniawan (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)
Verifikasi Tinggi Gelombang Model Wavewatch-III Menggunakan Data Satelit Altimetri Dan Observasi
 J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, hal. 207-214.

Model gelombang menjadi komponen utama dalam memberikan informasi prediksi gelombang dewasa ini. Hal ini terjadi akibat terbatasnya pengamatan in-situ yang dilakukan untuk mengamati lautan secara umum. Model prakiraan gelombang yang mulai diaplikasikan adalah WAVEWATCH-III yaitu sebuah model spektral lengkap dengan representasi eksplisit pada proses fisik yang relevan terhadap evolusi gelombang dan yang memberikan gambaran dua

dimensi dari laut secara lengkap. Penerapan di Indonesia model ini masih terbilang baru, untuk itu perlu diadakan verifikasi hasil model dengan observasi di lapangan. Pada penelitian ini dilakukan evaluasi model WAVEWATCH-III di Manokwari, Saumlaki, Selat Bangka dan Surabaya untuk mengetahui performanya. Model diseting pada dua domain, domain global dan wilayah Indonesia dengan resolusi $0,5^\circ$ dan $0,125^\circ$ dan dirunning selama setahun (2012). Luaran model kemudian dibandingkan dengan data AVISO serta data observasi insitu. Hasil penelitian menunjukkan korelasi antara luaran model dengan data AVISO di 4 titik yang dianalisa umumnya nilainya dibawah 0,5. Hanya di beberapa tempat yang menunjukkan korelasi yang besar diantaranya adalah Saumlaki dan Manokwari. Kedua lokasi ini terletak pada laut yang relatif terbuka, hal ini menunjukkan bahwa pada lokasi yang relatif terbuka AVISO dapat digunakan untuk verifikasi model, akan tetapi pada perairan yang sempit (Surabaya dan Bangka) AVISO kurang baik untuk verifikasi model. Terdapat bias antara luaran model dengan observasi insitu yang berada di pantai yang dangkal sehingga model tidak dapat merepresentasikan kondisi faktual dengan sempurna. Hal ini menunjukkan bahwa dengan resolusi $0,5^\circ$ dan $0,125^\circ$ model belum dapat digunakan untuk verifikasi tinggi gelombang di daerah pantai. Dari perbandingan antara observasi insitu dengan luaran model pada dua resolusi yang berbeda menunjukkan bahwa pada resolusi yang lebih tinggi, luaran model menunjukkan hasil yang lebih mendekati observasinya.

Kata kunci: WAVEWATCH-III, AVISO, tinggi gelombang

JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 17, Nomor 3 - Tahun 2016
ISSN 1411 - 3082; eISSN 2527 - 5372

The keywords noted here are the words which represent the concept applied in an article. These abstract sheets may be reproduced without permission or charge

UDC. 550.3

Accep Handyarso (Pusat Survei Geologi, Badan Geologi, Kementerian ESDM)

Longman Gravity Tide Correction Software Validation Based On Gravity Tide Observed, Instrument Based and Software Based Test

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 139-148.

Gravity Tide Correction software has been made based on Longman equations. This software is developed for the windows operating system. This paper explains about the software algorithm and its validation methods. The validation methods invoked in this paper consist of phase validation and amplitude validation from gravity tide correction signal. The validation conducted based on the comparison between gravity tide observed data from the direct measurement and the data output from the developed gravity tide correction software. Phase validation gives static shift result which is associated with the gravity value at the measured place. While the amplitude validation involved three methods i.e. (1) Amplitude validation using gravity tide observed data between 2 point which the gravity value is already known, (2) Amplitude validation based on the gravimeter instrument like CG-5, and (3) Amplitude validation using another well-known software based on the computer like a QuickTidePro as a comparison. The test result shown that the accuracy of developed gravity tide correction software is up to less than 50 μ Gal.

Keywords: Gravity Tide Correction, Longman Equation, Gravity Tide Observed, QuickTide Pro, Scintrex CG-5 Instrument.

UDC. 551.58

Arief Wibowo Suryo (Balai Besar MKG Wilayah I Medan-BMKG)

Hendri Irwandi (Stasiun Klimatologi Sampali Medan, BMKG)

Assessment of Air Pollution Trend in Medan City

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 149-156.

Medan, as the capital city of the North Sumatra province as well as one of largest metropolitan areas in Indonesia, has suffered from increasing air pollution in the city. The tremendous population growth has created a wide range of urban problems such as the increase of industrial areas and the number of transportation means that lead to the diminished air quality in the area. This study divided Medan into two distinctive areas, namely urban area and suburban area. Air pollution data used for this analysis was taken from Suspended Particulate Matter (SPM) collected by BMKG observation stations in Medan from year 1983 to 2014. Methodology used in this paper is Trend regression analysis. This method is used to estimate the significance of a certain time series that tend to decrease or increase. According to the trend Analysis of SPM, the area showed an increasing trend of 6.3% in urban area, and of 66% in suburban area. Generally, the increase of SPM that passed the threshold happened in the dry season, which occurs from January until June. The result has displayed there are decreasing of air quality in Medan city, in hope for the policy makers to react accordingly and to plan ways to prevent negative effects of air pollution.

Keywords: Medan, SPM, Urban, Suburban, Increasing

UDC. 551.5

Donaldi S Permana (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Thahir D. F. Hutapea (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Alfan S Praja (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Fatkhuroyan (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Linda F Muzayanah (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Multi Weather Radar Format Data Processing Using Python-Based Wradlib

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 157-164.

Weather forecast information based on weather radar is very important for BMKG in providing early warning services for extreme weather. Currently, BMKG has at least three weather radar data format from three radar companies i.e. Gematronik, Enterprise Electronics Corporation (EEC) and Baron which can only be extracted and processed using their original software from each company. The python-based library wradlib can extract and process these three data format and save them into the same data format. Advantages of wradlib-python include having an open-source license so it can be freely installed in multi operating system, reducing dependency on original weather radar software, be able to process and visualize massive multi weather radar data format and be able to save radar data in cartesian coordinate and NetCDF format which make it easier for further data processing such as input for data assimilation. This study only focuses on processing weather radar volumetric data (.vol) from Gematronik and Baron, and NetCDF data (.nc) from EEC. Wradlib-python can automatically extract Plan Position Indicator (PPI) data and calculate Constant Altitude PPI (CAPPI) values from reflectivity data. Although radar images generated by wradlib-python relatively have a greater reflectivity intensity than ones from the original softwares, they have a relatively similar spatial pattern. Therefore, wradlib-python can be one of alternative solutions for extracting, processing and visualization of weather radar data in BMKG.

Keywords: multi format data, wradlib, weather radar, reflectivity, cartesian coordinate

UDC. 551.5

Robi Muharsyah (Pusat Informasi Perubahan Iklim, BMKG)

Study Utilization WRF Model for Prediction of Rainy Season Onset 2014/2015 in Indonesia

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 165-175.

Utilization WRF model using CFSv2 model output as initial and boundary condition, leads WRF model to possibly produce the prediction of daily rainfall in the longer period (from 1 month to 6 months). In this study, six initial CFSv2 model output for six consecutive months (May to Oct 2014) are chosen to produce daily rainfall forecasts for three months ahead which are June- July-August, July-August-September, August-September-October, September-October-November, October-November-December and November-December-January. After that, 24 rainfall prediction in 10-days scale (Jun I 2014 to Jan III 2015) are obtained. WRF output is set on ~20 Km resolution. Therefore, 300 out of 342 ZOM can be used as a prediction of onset of rainy season in 2014/15. Verification WRF output shows that 148 ZOM (49.33%) ACCURATE, 74 ZOM (24.67%) deviate ON WARD and 78 ZOM (26%) deviate RETREAT. The percentage of ACCUARATE is lower than BMKG's forecast of rainy season onset which has accuracy 54%.

Keywords: WRF model, CFSv2, ZOM, AMH 14/15

UDC. 550.3

Rian Mahendra Taruna (Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, BMKG)

Supriyanto Rohadi (Pusat Penelitian dan Pengembangan, BMKG)

Ariska Rudyanto (Pusat Seismologi Teknik Geofisika Potensial dan Tanda Waktu, BMKG)

Damianus Tri Heryanto (Pusat Instrumentasi, Rekayasa, dan Kalibrasi, BMKG)

Determining Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) Using Euclidean and Likelihood Method for East Java

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 177-189.

Selection and determination of Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) has become important for seismic hazard assessment in active seismic region. East Java is one of active seismic region with frequently damages due to earthquakes. The purpose of this paper is to present GMPEs which can predict Peak Ground Acceleration (PGA) in East Java accurately. In this research, we applied 10 GMPEs models to strong ground motion database of East Java. This research initially constructs strong ground motion database which is divided into three stages, those are relocation using Double Difference, determination of type of earthquake, and determination of site condition. Data set consisted of earthquakes of $5 \leq M_w \leq 9$ and distance less than 500 km that occurred around Java from 2009 until 2016. Determination of type of earthquake is conducted by analysing hypocenter position to slab model considering mechanism of the earthquake. Site condition of accelerograph is determined using Vs30 and dominant period. Performance of GMPEs is tested using histogram of residual distribution, Likelihood, and Euclidean Distance Ranking methods. Then regression with observation data applied to GMPEs model from testing methods that can present new equation for seismic hazard in East Java. Plotting observed PGA in period 2015 up to 2016 into the attenuation curve of the obtained GMPEs showed that new GMPEs can accurately estimate PGA value.

Keywords: ground motion prediction equations, Likelihood method, Euclidean Distance method

UDC. 550.3

Buldan Muslim (Pusat Sains dan Antariksa, LAPAN)

Bambang Sunardi (Pusat Penelitian dan Pengembangan, BMKG)

Untung Merdijanto (Kedeputan Bidang Inskalrekjarkom BMKG)

Damianus Tri Heryanto (Pusat Instrumentasi, Rekayasa, dan Kalibrasi BMKG)

Joni Efendi (Badan Informasi Geospasial)

Ionospheric Response To March 9th 2016 Solar Eclipse From Palu GPS Data

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 191-198.

An ionospheric response to the total solar eclipse on March 9th, 2016 had been investigated using the Global Positioning System (GPS) data of PALPStation in Palu. ASlant Total Electron Content (STEC) is derived from the code distance data measured from PRN 24 GPS satellite on two different frequencies. The STEC of March 8th, 2016 was used as the STEC reference value in normal condition or not affected by the solar eclipse. The differentiation of STEC on March 9th, 2016 when the eclipse to STEC on March 8th, 2016 showed an ionospheric response to the solar eclipse in a decrease of STEC to about -12 TECU. Decrease rate of STEC when solar radiation reduced before reaching a total solar eclipse was slower if compared to an increased rate of STEC during the rise of solar radiation from the ending of total solar eclipse to the completion of the total solar eclipse. After the solar eclipse completed, the STEC value did not return to their initial state before the solar eclipse occurred which is called hysteresis. The results of this study not only confirmed the previous results but also complemented by the addition of an ionospheric response hysteresis to March 9th, 2016 total solar eclipse and two categories ionospheric decreasing; soon and delayed.

Keywords: solar eclipse, ionosphere, response, STEC, hysteresis

UDC. 550.3

Yanuarsih Tunggal Putri (Pusat Gempabumi dan Tsunami, BMKG)

Nova Heryandoko (Pusat Gempabumi dan Tsunami, BMKG)

Wandono (Pusat Gempabumi dan Tsunami, BMKG)

Rivai Marulak (Balai Besar Wilayah IV Makasar, BMKG)

Suwardi (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)

Zulfikar (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)

Barkah Yuniarto (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)

Lutfi Pary (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)

Basri Kamaruddin (Stasiun Geofisika Ternate, BMKG)

Earthquake Relocation and Distribution of b-Value of the Jailolo Swarm Earthquake, West Halmahera

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 199-206.

Seismic activity in the area of Jailolo increased sharply in November to December 2015, where the phenomenon of swarm earthquake occurred at that time. BMKG headquarter in Jakarta recorded 96 earthquakes with magnitude of M 2,5 to M 4,8. While the geophysical stations of BMKG in Ternate region, using a single station, recorded 1185 earthquakes with magnitude of M 1,1 to M 5,1. It reported that 33 earthquakes were felt with an intensity between two to four MMI with some damage to homes and public facilities. Earthquake relocation was done using data from BMKG Jakarta with MJHD method. Earthquake relocation was intended to improve the distribution of the earthquakes. The calculation of the b-value in the area of earthquakes was done using single station data from BMKG station in Ternate, which was conducted to improving acuration and characteristics of the b-value in the area. The results of the earthquake relocation showed that the swarm earthquakes concentrated on 127,4 °E – 127,6 °E, with improvements in the distribution of the depth where most earthquakes occurred at depths of less than 20 km. While the results of the calculation of the b-value showed an area with a concentration of earthquakes has quite high b-value (± 1). The results of this study indicate that the swarm earthquakes that occurred in Jailolo probably were caused by volcanic activity. However, further research is expected to be carried out to get better understanding about the causes and characteristics of the swarm earthquake.

Keywords: Swarm, Relocation, MJHD, b-value, ZMAP, Jailolo

UDC. 551.5

Muhammad Najib Habibie (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Wido Hanggoro (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Donaldi S. Permana (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Roni Kurniawan (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta)

Verification of Wavewatch-III with Altimetry Satellite and Observation Data

J. Met & Geo. 2016, Vol. 17 No. 3, pp. 207-214.

Wave forecasting model becomes a major component in the wave prediction information today. This happens due to lack of in-situ observations. WAVEWATCH-III is the third generation model which is a refinement of the previous wave model, a complete spectral models with an explicit representation of the physical processes that are relevant to the evolution of the wave and gives full of two-dimensional description of the ocean. It was beginning applicated in Indonesia and need to verify with in situ observation. In this research, WAVEWATCH-III performance has been evaluated in Manokwari, Saumlaki, Bangka Strait and Surabaya. Model setup on two domains, global domains and Indonesia regions with 0.5° and 0.125° resolution and running for a year (2012). The model were compared with the AVISO and in-situ observation data. The results showed a correlation between the model and AVISO generally below 0.5. Only in Saumlaki and Manokwari showed correlation more than 0,5. Both locations lies in the open sea, this suggests that the AVISO can be

used to verify the model in open sea, but the close sea (Surabaya and Bangka) AVISO unfavorable for verification of the model. There is a bias between the models with in situ observations that are in shallow coastal so the model cannot represent the conditions perfectly factual. This suggests that with a resolution of 0.5° and 0.125° models cannot be used to verify the wave in coastal areas. From the comparison between in situ observations with the model outputs at two different resolutions shows that the higher the resolution resulted better performance.

Keywords: *WAVEWATCH-III, AVISO, waveheight*

VALIDASI PERANGKAT LUNAK *GRAVITY TIDE CORRECTION* PERSAMAAN LONGMAN (1959) BERDASARKAN *GRAVITY TIDE OBSERVED, INSTRUMENT BASED* DAN *SOFTWARE BASED TEST*

LONGMAN GRAVITY TIDE CORRECTION SOFTWARE VALIDATION BASED ON GRAVITY TIDE OBSERVED, INSTRUMENT BASED AND SOFTWARE BASED TEST

Accep Handyarso

Pusat Survei Geologi, Badan Geologi, Kementerian ESDM

Jl. Diponegoro No.57, Gedung C, Bandung - 40144

E-mail : acceph@yahoo.com

Naskah masuk: 20 April 2016; Naskah diperbaiki: 31 Oktober 2016; Naskah diterima: 22 Desember 2016

ABSTRAK

Telah dibuat perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat berdasarkan persamaan Longman. Perangkat lunak tersebut dikembangkan dengan menggunakan sistem operasi berbasis windows. Dalam paper ini dibahas mengenai algoritma perangkat lunak dan metode validasinya. Validasi yang dilakukan meliputi validasi fasa dan validasi amplitudo sinyal pasang surut. Mekanisme validasi menggunakan perbandingan antara data hasil pengamatan gaya berat secara langsung dengan data keluaran perangkat lunak yang dikembangkan. Validasi fasa memberikan hasil berupa nilai pergeseran statik (*static shift*) yang berasosiasi dengan nilai gaya berat di lokasi pengukuran, sedangkan validasi amplitudo dilakukan dengan melibatkan tiga metode yaitu: (1) Menggunakan data hasil pengamatan gaya berat secara langsung di antara dua titik pangkal gaya berat yang sudah diketahui nilainya (*gravity tide observed*), (2) Validasi amplitudo berdasarkan alat ukur CG-5 (*instrument based test*), dan (3) Menggunakan perangkat lunak lain berbasis komputer seperti *QuickTidePro* sebagai pembanding (*software based test*). Hasil pengujian menunjukkan akurasi perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan mencapai $< 50 \mu\text{Gal}$.

Kata kunci: Koreksi pasang surut gaya berat, Persamaan Longman, Pengamatan gaya berat langsung, *QuickTide Pro*, Instrument ukur *scintrex* CG-5.

ABSTRACT

Gravity Tide Correction software has been made based on Longman equations. This software is developed for the windows operating system. This paper explains about the software algorithm and its validation methods. The validation methods invoked in this paper consist of phase validation and amplitude validation from gravity tide correction signal. The validation conducted based on the comparison between gravity tide observed data from the direct measurement and the data output from the developed gravity tide correction software. Phase validation gives static shift result which is associated with the gravity value at the measured place. While the amplitude validation involved three methods i.e. (1) Amplitude validation using gravity tide observed data between 2 point which the gravity value is already known, (2) Amplitude validation based on the gravimeter instrument like CG-5, and (3) Amplitude validation using another well-known software based on the computer like a QuickTidePro as a comparison. The test result shown that the accuracy of developed gravity tide correction software is up to less than $50 \mu\text{Gal}$.

Keywords: Gravity Tide Correction, Longman Equation, Gravity Tide Observed, *QuickTide Pro*, *Scintrex* CG-5 Instrument.

1. Pendahuluan

Anomali Bouguer pada dasarnya adalah perbedaan antara nilai gaya berat hasil pengukuran (g_{obs}) dengan nilai gaya berat teoritis (g_{theory}). g_{theory} ini dapat dihitung berdasarkan nilai g_{normal} yang kemudian dikoreksi dengan koreksi udara bebas (*free air*

correction), koreksi Bouguer (*bouguer correction*), dan koreksi medan (*terrain correction*). g_{normal} pada dasarnya merupakan aproksimasi nilai gaya berat teoritis berdasarkan fungsi lintang (*latitude*) yang beracuan kepada bidang referensi perhitungan geodesi tertentu. Persamaan gaya berat Internasional dikenal sebagai Reference Gravity Formula 1967[1]. Kemudian persamaan tersebut berkembang dengan

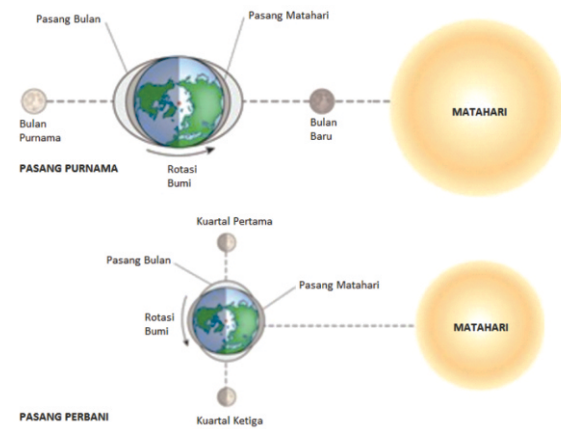
menggunakan acuan geodesi 1984 sebagai *Normal Gravity*[2]. Sedangkan g_{obs} merupakan nilai hasil pembacaan gaya berat di lapangan yang telah dikoreksi dengan koreksi pasang surut (*tide correction*) dan koreksi apungan (*drift correction*).

Koreksi pasang surut merupakan koreksi yang diterapkan pertama kali pada data hasil pengukuran lapangan sebelum koreksi *drift* dilakukan. Koreksi pasang surut ini memiliki kisaran nilai ± 0.3 mGal[3]. Nilai ini dapat dikatakan cukup signifikan di dalam proses interpretasi, terlebih apabila target anomali yang dicari berada pada kisaran nilai tersebut. Seperti aplikasi metode gaya berat untuk kegunung-apian yang diuji cobakan di gunung Etna, Belgia atau survei gaya berat mikro untuk monitoring dinamika fluida bawah permukaan[4,5].

Saat ini ketersediaan perangkat lunak yang mampu menghitung koreksi pasang surut gaya berat masih sulit dijumpai. Walaupun sebenarnya sudah terdapat aplikasi perangkat lunak berbayar yang dapat diperoleh seperti *QuickTidePro (microglacoste)*, atau perangkat lunak berbasis instrument ukur seperti CG-5 (*scintrex*), akan tetapi harga perangkat tersebut masih tergolong mahal untuk bisa diperoleh. Selain itu untuk kepentingan edukasi perlu kiranya apabila kita mengembangkan perangkat lunak yang dapat melakukan perhitungan koreksi pasang surut gaya berat. Paper ini tidak membahas teori pasang surut gaya berat secara mendalam, namun paper ini hanya akan menjelaskan penerapan persamaan matematis yang telah dijabarkan oleh Longman terkait dengan koreksi pasang surut gaya berat dan mekanisme pengujiannya[6]. Validasi perangkat lunak dilakukan dengan melalui validasi amplitudo maupun validasi fasa dari sinyal pasang surut gaya berat yang dihasilkan.

Tide atau pasang surut adalah deformasi daratan dan lautan dari bumi karena gaya gravitasi bulan dan matahari yang bekerja pada setiap bagian dari bumi. Efek pasang surut ini merupakan fungsi waktu dan posisi di permukaan Bumi[2]. Pada dasarnya setiap benda angkasa di luar bumi akan mempengaruhi pasang surut gaya berat, hal ini disebabkan karena hukum gravitasi Newton berlaku secara universal. Namun terdapat dua benda angkasa besar yang memberikan pengaruh yang cukup signifikan terhadap pasang surut gaya berat yaitu bulan dan matahari (Gambar 1).

Perhitungan pasang surut dapat dilakukan dengan menghitung gaya tarik komponen vertikal dan komponen horizontal dari bulan dan matahari. Kemudian besar nilai koreksi pasang surut gaya berat adalah jumlah komponen vertikal dari gaya tarik matahari dan bulan[6].



Gambar 1. Ilustrasi konfigurasi Matahari, Bumi dan Bulan serta ilustrasi efek pasang surut yang dihasilkan. Pada saat Matahari, Bumi, dan Bulan berada pada satu garis lurus maka efek pasang surut akan maksimum, sedangkan pada saat posisi Matahari, Bumi, dan Bulan membentuk sudut 90° efek pasang surut berada pada level terendah[7].

$$g_m = \frac{\mu M r}{d^3} (3 \cos^2 \theta - 1) + \frac{3 \mu M r^2}{2 d^4} (5 \cos^3 \theta - 3 \cos \theta) \quad (1)$$

$$g_s = \frac{\mu S r}{D^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) \quad (2)$$

$$h_m = \frac{3 \mu M r}{2 d^3} \sin 2\theta + \frac{3 \mu M r^2}{2 d^4} (5 \cos^2 \theta - 1) \sin \theta \quad (3)$$

$$h_s = \frac{3 \mu S r}{2 D^3} \sin 2\varphi \quad (4)$$

$$g_0 = g_m + g_s \quad (5)$$

$$h_0 = h_m + h_s \quad (6)$$

Dimana :

μ : konstanta gravitasi Newton (6.67×10^{-8}) dalam cgs)

M : massa Bulan (7.3537×10^{25} grams)

S : massa Matahari (1.993×10^{33} grams)

r : jarak titik amat P ke pusat Bumi

d : jarak dari pusat Bumi ke Bulan

D : jarak dari pusat Bumi ke Matahari

θ : sudut zenith Bulan

φ : sudut zenith Matahari

g_m : gaya tarik komponen vertikal akibat pengaruh Bulan

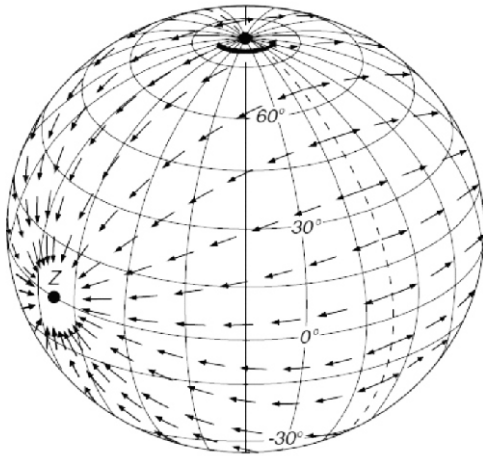
g_s : gaya tarik komponen vertikal akibat pengaruh Matahari

h_m : gaya tarik komponen horizontal akibat pengaruh Bulan

h_s : gaya tarik komponen horizontal akibat pengaruh Matahari

g_0 : gaya tarik (tidal) komponen vertikal total

h_0 : gaya tarik (tidal) komponen horizontal total



Gambar 2. Komponen vektor horizontal dari gaya tarik (tidal) di permukaan Bumi akibat pengaruh Bulan atau Matahari dilukiskan dengan tanda panah pada saat gaya tarik (tidal) vertikal berada pada posisi Z di ekuator Bumi[8].

Besarnya koreksi pasang surut (tidal) yang bekerja adalah superposisi dari gaya tarik komponen vertikal akibat pengaruh Bulan dan Matahari seperti ditunjukkan pada persamaan (5) dan mengabaikan persamaan (6). Visualisasi vektor gaya tarik vertikal dan horizontal ditunjukkan pada gambar 2.

Sedangkan parameter d , D , θ , dan φ adalah parameter yang berubah terhadap waktu. Perhitungan sudut zenith Bulan (θ) dan sudut zenith Matahari (φ) dapat dituliskan sebagai berikut[9].

$$\cos \theta = \sin \lambda \sin l \sin l + \cos \lambda \left(\cos^2 \frac{1}{2} l \cos(l - \chi) + \sin^2 \frac{1}{2} l \cos(l + \chi) \right) \quad (7)$$

$$\cos \varphi = \sin \lambda \sin \omega \sin l_1 + \cos \lambda \left(\cos^2 \frac{1}{2} \omega \cos(l_1 - \chi_1) + \sin^2 \frac{1}{2} \omega \cos(l_1 + \chi_1) \right) \quad (8)$$

Dimana :

- λ : lintang terestrial dari titik umum di permukaan Bumi
- I : kemiringan orbit Bulan terhadap katulistiwa
- l : bujur dari Bulan dalam orbitnya dihitung dari persimpangan naik dengan katulistiwa
- ω : kemiringan ekuator Bumi terhadap ekliptika (23.452°)
- l_1 : bujur Matahari di ekliptika diperhitungkan dari vernal equinox
- $\cos \theta$: nilai cosines dari sudut zenith Bulan
- $\cos \varphi$: nilai cosines dari sudut zenith Matahari

Bujur dari Bulan dalam orbitnya yang dihitung dari persimpangan naik dengan katulistiwa (l) dapat

dihitung dengan menggunakan persamaan berikut[9].

$$l = \sigma + 2e \sin(s - p) + \frac{5}{4} e^2 \sin 2(s - p) + \frac{15}{4} m e \sin(s - 2h + p) + \frac{11}{8} m^2 \sin 2(s - h) \quad (9)$$

Sedangkan untuk bujur dari Matahari di ekliptika terhadap vernal equinox dapat dihitung dengan menggunakan persamaan berikut.

$$l_1 = h + 2e_1 \sin(s - p_1) \quad (10)$$

Dimana :

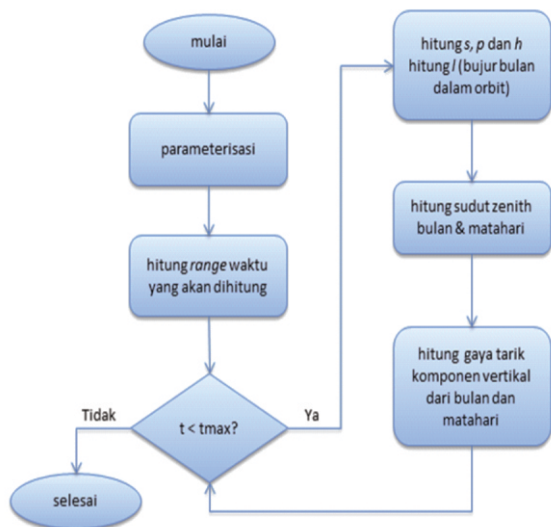
- σ : longitude rata-rata dari Bulan terhadap titik amat (dalam radian)
- e : *eccentricity* dari orbit Bulan, menurut Schureman (1941) besarnya 0.054899720
- e_1 : *eccentricity* dari orbit Bumi (0.0168 - 0.000042 t - 0.000000 t²)

Dengan parameter s , p , p_1 , dan h adalah sebuah fungsi posisi yang berubah terhadap waktu (t). Keempat parameter tersebut dapat mengacu kepada hasil penelitian Schureman[9] atau Bartels[10].

2. Metode Penelitian

Proses perhitungan dengan menggunakan perangkat lunak dimulai dengan memberikan informasi berupa: posisi bujur (*longitude*), posisi lintang (*latitude*), elevasi, hari, bulan, tahun, dan waktu (UTC) serta jumlah hari yang akan dihitung. Tahapan ini disebut sebagai parameterisasi. Tahap berikutnya adalah menghitung rentang waktu (*range*) perhitungan pasang-surut gaya berat yang akan dilakukan, dimana perubahan waktu (*increment*) ditetapkan setiap 0.1 jam. Interval waktu 0.1 jam dipilih karena variasi Tidal berupa 2 bukit dan 2 lembah dalam sehari, sehingga selang interval tersebut dipandang sudah cukup memadai. Setiap nilai waktu akan dihitung besar koreksi pasang surut gaya berat yang terjadi. Diagram alir (*flowchart*) dari perangkat lunak yang dikembangkan ditunjukkan pada gambar 3. Parameter jumlah hari yang akan dihitung dikonversi kedalam parameter waktu dalam skala desimal jam yang dinotasikan ke dalam t dengan batas maksimum (akhir) t_{max} .

Di dalam perangkat lunak ini, parameter s , p , dan h ditentukan berdasarkan hasil penelitian Schureman yang besarnya merupakan fungsi dari waktu (t). Sudut zenith Bulan ($\cos \theta$) dan sudut zenith Matahari ($\cos \varphi$) pada setiap interval waktu dihitung dengan menggunakan persamaan 7 dan persamaan 8.



Gambar 3. Diagram alir perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan. Perhitungan koreksi pasang surut dimulai dari parameterisasi sampai dengan perhitungan besarnya koreksi pasang surut berdasarkan basis waktu tertentu.

Dengan demikian gaya tarik komponen vertikal akibat pengaruh Bulan (g_s) dan akibat pengaruh Matahari (g_{\odot}) dapat dihitung dengan menggunakan persamaan 1 dan persamaan 2. Besar koreksi pasang-surut gaya berat adalah superposisi dari gaya tarik komponen vertikal dari Bulan dan Matahari seperti dituliskan dalam persamaan 5 di atas.

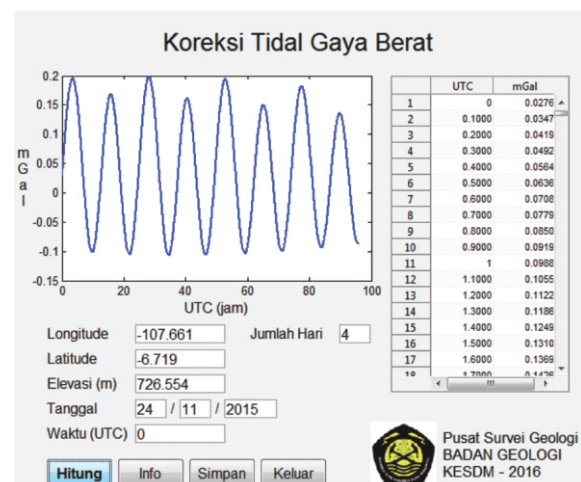
Gambar 4 adalah hasil simulasi perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat di lokasi titik pangkal gaya berat DG1A dengan koordinat 107.661° E dan 6.719° S yang memiliki ketinggian 726.554 m di atas MSL (mean sea level) pada tanggal 24 November 2015 sampai dengan 28 November 2015 (4 hari) dan basis waktu mengikuti *Universal Time Coordinat* (UTC).

Pengujian Perangkat Lunak. Karakteristik sinyal yang dihasilkan dari persamaan Longman memiliki bentuk sinyal sinusoidal dengan amplitudo dan fasa tertentu seperti diperlihatkan pada gambar 4, sehingga proses validasi perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat harus ditinjau dari dua sisi yaitu amplitudo dan fasa dari sinyal pasang surut. Mekanisme validasi fasa memerlukan data pengukuran *diurnal* gaya berat dalam periode waktu tertentu, sedangkan mekanisme validasi terhadap amplitudo memerlukan pengukuran pada dua atau lebih titik pangkal gaya berat yang telah diketahui nilai percepatan gravitasinya. Selain kedua metode validasi tersebut, mekanisme validasi perangkat lunak dapat pula dilakukan dengan membandingkan hasil keluaran perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat dengan perangkat

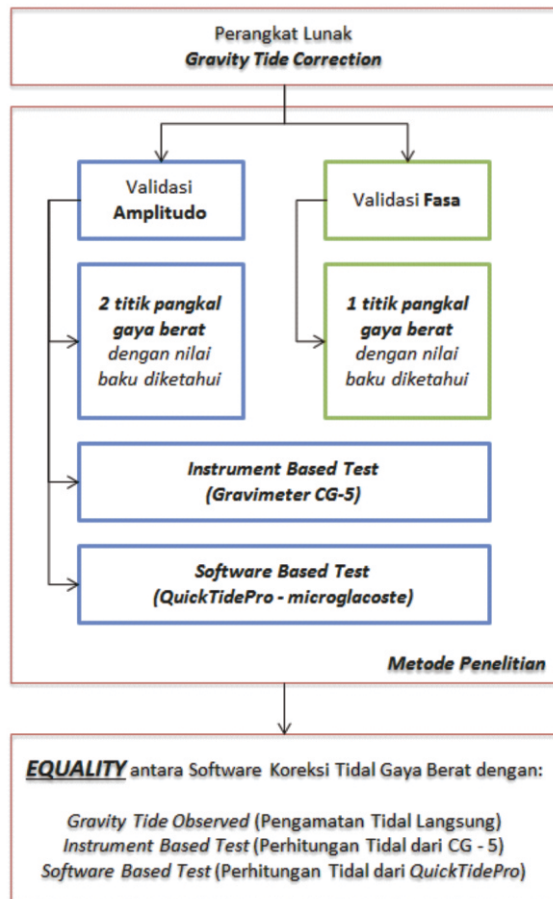
lunak lain yang sudah dikenal (software based test) atau dengan sebuah sistem instrumen ukur yang juga memberikan nilai koreksi pasang surut (instrument based test). Diagram penelitian ditunjukkan pada gambar 5.

Pengujian akan lebih mudah apabila dilakukan dengan menggunakan peralatan gravimeter absolute superconducting, sehingga tidak memerlukan titik-titik pangkal gaya berat dalam jaring-jaring gaya berat[11]. Namun paper ini akan menjelaskan mekanisme validasi perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat dengan menggunakan gravimeter diferensial dan bantuan dua buah titik pangkal gaya berat yang sudah diketahui nilai percepatan gravitasinya.

Titik pangkal gaya berat yang digunakan di dalam penelitian ini adalah titik pangkal DG1A yang berlokasi di depan Museum Geologi Bandung dengan koordinat 107.661° E dan 6.719° S dan titik pangkal GF VIII yang berlokasi di Burgundy Café dengan koordinat 107.647° E dan 6.829° S. Titik pangkal DG1A memiliki nilai gobs 977976.621 mGal dengan evelasi sebesar 726.554 m, sedangkan titik pangkal GF VIII memiliki nilai gobs 977877.7490 mGal dengan elevasi 1216.059 m[12].



Gambar 4. Hasil simulasi perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan pada titik DG1A.



Gambar 5. Skema metode penelitian yang dilakukan. Tujuan dari penelitian ini adalah melakukan validasi terhadap perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang telah dikembangkan.

3. Hasil dan Pembahasan

Validasi Fasa Sinyal. Pengujian fasa dari sinyal pasang surut gaya berat dilakukan dengan mensimulasikan perangkat lunak pada titik pangkal gaya berat yang telah diketahui nilai percepatan gravitasinya. Kemudian data hasil simulasi ini disebut sebagai data teoritis *Longman* atau data model (y_1), selain itu dilakukan pula pengukuran langsung (*Gravity Tide Observed*) pada titik pangkal gaya berat tersebut yang kemudian data hasil pengamatan ini disebut sebagai data observasi (y_2).

$$y_1 = g_{obs}(tugu) + ETCL \quad (11)$$

$$y_2 = g_{obs}(tugu) + (g_{meas} - s_{shift}) \quad (12)$$

Dimana :

- y_1 : Data diurnal gaya berat teoritis (*Longman*)
 y_2 : Data diurnal gaya berat hasil pengukuran langsung (*Gravity Tide Observed*)

$g_{obs}(tugu)$: Nilai percepatan gravitasi dari tugu (titik amat)

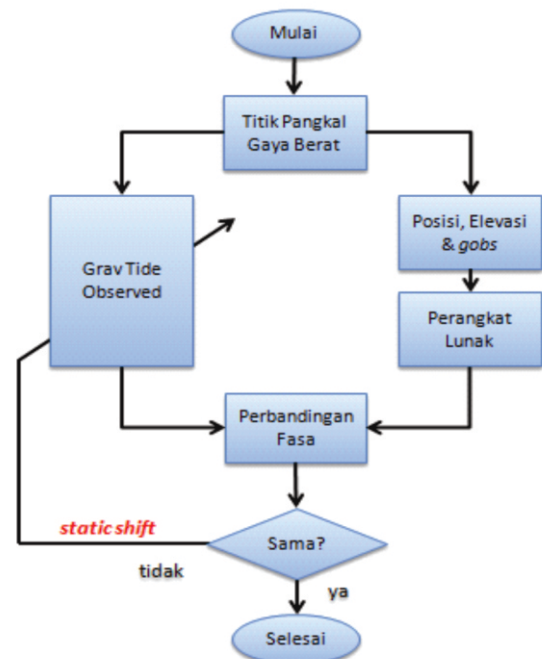
$ETCL$: *Earth Tide Correction Longman*

s_{shift} : Konstanta pergeseran statik

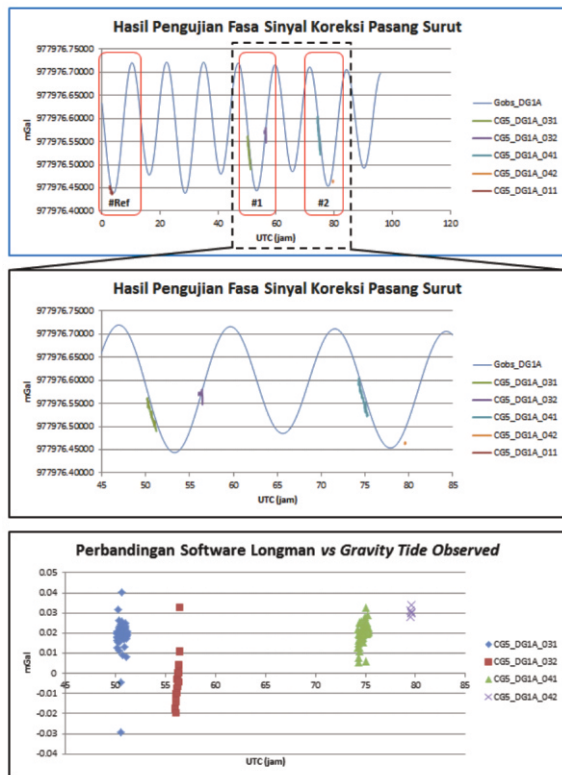
g_{meas} : Nilai percepatan gravitasi hasil pengukuran langsung (masih memiliki faktor tide atau faktor pasang surut).

Langkah berikutnya adalah mem-fit-kan data y_1 dan y_2 dengan memodifikasi konstanta pergeseran statik (*static shift*). Nilai konstanta pergeseran statik ini akan bersifat umum untuk semua waktu pengukuran selama berada pada lokasi yang sama. Besaran konstanta pergeseran statik ini akan berbeda dari satu tempat dengan tempat yang lain.

Hasil pada gambar 7 berikut diperoleh dengan menggunakan peralatan gravimeter CG-5 (*Scintrex*). Dari hasil pengolahan data diperoleh konstanta pergeseran statik sebesar 2093.04 mGal pada titik tugu DG1A yang memiliki nilai g_{obs} 977976.621 mGal. Nilai konstanta pergeseran statik ini kemudian digunakan untuk mengkoreksi data hasil pembacaan *Gravity Tide Observed* pada hari berikutnya, atau dengan kata lain hasil pembacaan hari pertama digunakan sebagai referensi / acuan.



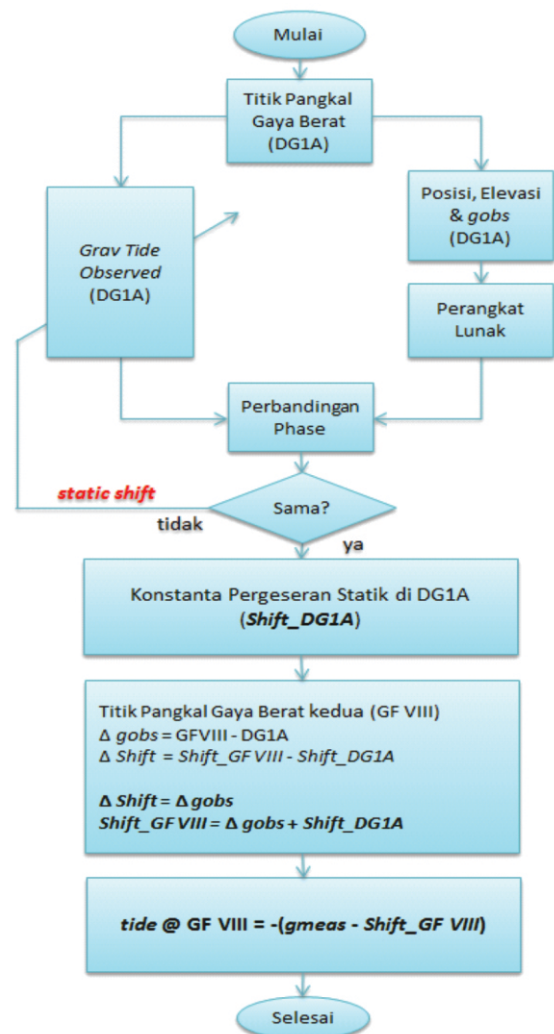
Gambar 6. Diagram alir (*flowchart*) pengujian fasa sinyal pasang surut gaya berat hasil keluaran dari perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat (*Gravity Tide Correction*) yang dikembangkan oleh Pusat Survei Geologi (PSG) dengan hasil pengukuran secara langsung atau *Gravity Tide Observed*.



Gambar 7. Hasil pengujian fasa sinyal koreksi pasang surut pada titik DG1A dengan posisi koordinat pada 107.661° E dan 6.719° S dengan ketinggian (elevasi) sebesar 726.554 m di atas MSL. Data model (y_1) ditunjukkan dengan garis Gobs_DG1A sedangkan data observasi (y_2) ditunjukkan dengan garis berwarna dan tebal.

Dengan menerapkan pergeseran statik ini maka hanya terjadi perubahan amplitudo dari sinyal pasang surut, sedangkan fasa sinyal akan tetap. Berdasarkan gambar 7 terlihat adanya kesamaan fasa sinyal hasil pengukuran *Gravity Tide Observed* dengan sinyal dari data teoritis persamaan Longman. Pengukuran #1 dan pengukuran #2 terlihat cukup berhimpit dengan arah *trend* yang sama dengan data teoritis dari persamaan *Longman*. Dimana perbedaan diantara keduanya tidak lebih dari ± 0.04 mGal atau ± 40 μ Gal.

Validasi Amplitudo Sinyal. Pengujian amplitudo sinyal koreksi pasang surut menggunakan metode yang sama dengan pengujian fasa seperti pada bagian sebelumnya, namun dengan adanya penambahan berupa titik pangkal gaya berat lain yang sudah diketahui nilai percepatan gravitasinya.



Gambar 8. Diagram alir (flowchart) pengujian amplitudo sinyal koreksi pasang surut gaya berat. Validasi amplitudo ini melibatkan diagram alir validasi fasa yang telah dilakukan sebelumnya dengan penambahan data dari titik pangkal gaya berat kedua sebagai pembanding.

Diagram alir pengujian amplitudo di dalam penelitian ini ditunjukkan pada gambar 8. Setelah melakukan pengujian fasa terhadap sinyal koreksi pasang surut gaya berat, maka akan diperoleh konstanta pergeseran statik pada titik DG1A. Berdasarkan informasi dari titik pangkal gaya berat kedua maka akan diperoleh perbedaan nilai percepatan gravitasi (Δg_{ob}) dari kedua titik pangkal gaya berat tersebut. Kemudian setelah diperoleh nilai Δg_{obs} , maka nilai pergeseran statik pada titik pangkal gaya berat kedua (GF VIII) dapat dihitung berdasarkan persamaan 14.

$$\Delta g_{obs} = g_{obs,02} - g_{obs,01} \quad (13)$$

$$Shift_{GFVIII} = \Delta g_{obs} + Shift_{DG1A} \quad (14)$$

Persamaan tersebut tidak mengandung koreksi pasang surut. Nilai yang diperoleh adalah nilai pergeseran statik pada titik pangkal gaya berat GF VIII (*Shift_GFVIII*). Dengan kata lain hasil pembacaan peralatan gravimeter secara langsung (*Gravity Tide Observed*) akan berada pada kisaran nilai *Shift_GFVIII* tersebut.

Dengan demikian maka besarnya koreksi pasang surut yang terjadi pada titik pangkal gaya berat GF VIII berdasarkan pengukuran langsung (*Observed*) dapat diperoleh dengan menggunakan persamaan berikut.

$$tide = -(g_{meas} - Shift_GFVIII) \quad (15)$$

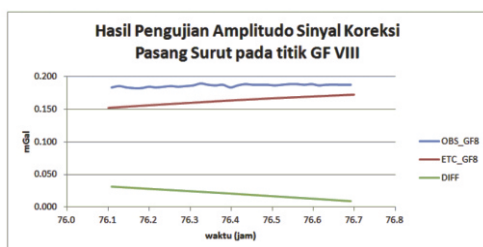
Dimana :

- Δg_{obs} : Perbedaan nilai percepatan gravitasi dari dua titik pangkal gaya berat (nilai tugu)
- g_{obs_01} : Nilai percepatan gravitasi pada titik pangkal gaya berat pertama (nilai tugu)
- g_{obs_02} : Nilai percepatan gravitasi pada titik pangkal gaya berat kedua (nilai tugu)
- g_{meas} : Nilai hasil pembacaan gravimeter pada titik pangkal gaya berat kedua
- $tide$: Amplitudo koreksi pasang surut (tide correction)

Berdasarkan persamaan 15 tersebut diatas dan data-data nilai tugu (g_{obs}) dari setiap titik pangkal gaya berat yang ada serta data-data hasil pembacaan langsung (*Observed*) atau g_{meas} dapat dirangkum ke dalam tabel berikut ini.

	gobs (mGal)	gmeas (mGal)	
DG1A	977976.6210	2093.04	
GF VIII	977877.7490	1994.17	(*)
Delta (Δ)	-98.872		

Tanda bintang pada tabel menunjukkan nilai 1994.17 yang merupakan nilai pergeseran statik pada titik pangkal gaya berat GF VIII (*Shift_GFVIII*) berdasarkan nilai Δg_{obs} yang diperoleh dari data baku tugu DG1A dan tugu GF VIII.



Gambar 9. Hasil validasi amplitudo sinyal koreksi pasang surut dengan menggunakan 2 titik pangkal gaya berat yang telah diketahui nilai percepatan gravitasi bakunya.

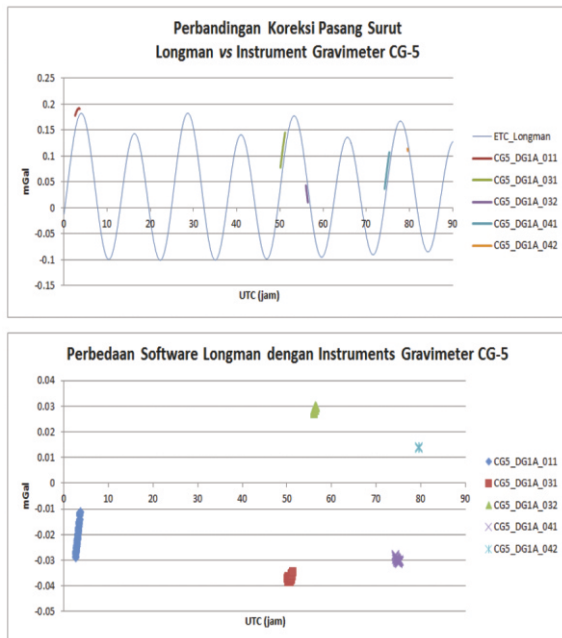
Berdasarkan hasil pengujian lapangan diperoleh besaran amplitudo koreksi pasang surut seperti diperlihatkan pada gambar 9.

Berdasarkan gambar 9 terlihat adanya perbedaan (DIFF) antara hasil pengukuran *Gravity Tide Observed* secara langsung dengan hasil perhitungan koreksi pasang surut dengan menggunakan persamaan *Longman* yang besarnya kurang dari $\pm 50 \mu\text{Gal}$. Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa perangkat lunak *Gravity Tide Correction* yang dikembangkan oleh Pusat Survei Geologi (PSG) berdasarkan persamaan *Longman* dapat memprediksi koreksi pasang surut gaya berat dengan tingkat kesalahan kurang dari $\pm 50 \mu\text{Gal}$.

Pengujian dengan Instrumen Ukur. Selain melakukan validasi amplitudo dengan bantuan 2 titik pangkal gaya berat yang diketahui nilai percepatan gravitasi bakunya, pengujian juga dapat dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang sudah ada lebih dahulu. Perangkat lunak dimaksud dapat berupa perangkat lunak berbasis instrumen maupun perangkat lunak berbasis PC (*Personal Computer*). Perangkat lunak berbasis instrumen yang digunakan dalam penelitian ini adalah *tide correction built-in* pada instrumen gravimeter CG-5 (*Scintrex*).

Gambar 10 memperlihatkan perbandingan *tide correction* berdasarkan persamaan *Longman* dengan *tide correction* dari instrument ukur CG-5 tanpa dilakukan proses apapun. Data keluaran dari perangkat lunak langsung dibandingkan dengan data keluaran dari instrumen ukur scintrex CG-5.

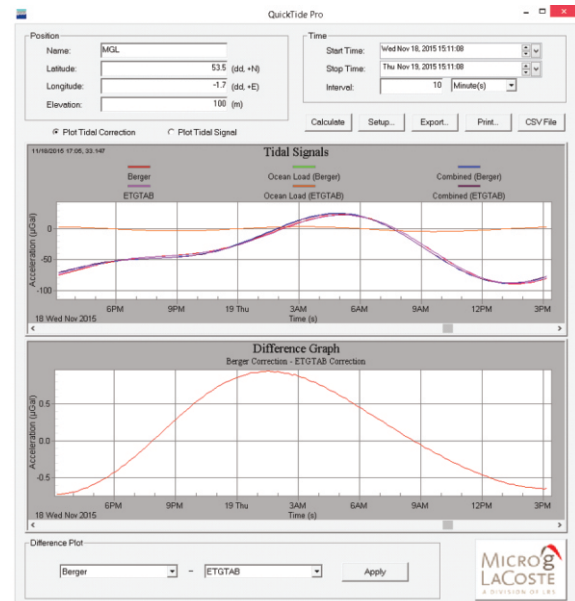
Berdasarkan Gambar 10 terlihat bahwa prediksi koreksi pasang surut dari perangkat lunak yang dikembangkan berdasarkan persamaan *Longman* memberikan hasil yang berhimpit dengan nilai koreksi pasang surut yang diberikan oleh instrumen gravimeter CG-5 (*Scintrex*). Secara umum perbedaan dari kedua data tersebut tidak lebih dari $\pm 0.04 \text{ mGal}$ atau $\pm 40 \mu\text{Gal}$. Koreksi pasang surut berdasarkan persamaan *Longman* ditunjukkan dengan garis tipis berwarna biru (*ETC_Longman*), sedangkan nilai koreksi pasang surut berdasarkan instrumen gravimeter CG-5 ditunjukkan dengan menggunakan garis berwarna dan tebal.



Gambar 10. Hasil pengujian perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat berdasarkan persamaan *Longman* yang dibandingkan dengan hasil perhitungan koreksi pasang surut dari instrumen ukur gravimeter CG-5 (*Scintrex*).



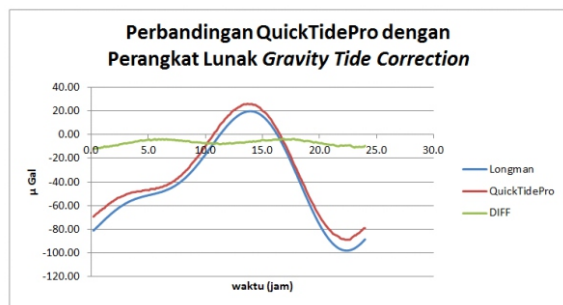
Gambar 11. Kegiatan pengukuran di lapangan dalam rangka validasi perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat di titik pangkal gaya berat DG1A (halaman Museum Geologi). Validasi yang dilakukan meliputi 2 hal yaitu validasi fasa dan validasi amplitudo berdasarkan *Gravity Tide Observed, Instrument Based Test*, dan *Software Based Test*.



Gambar 12. Hasil perhitungan koreksi pasang surut dengan menggunakan perangkat lunak *QuickTidePro* dari *microglacoste* pada koordinat 53.5° N dan 1.7° E, pada tanggal 18 November 2015 sampai dengan 19 November 2015 mulai pukul 15:11:08 selama 24 jam. (sumber: Cheryl Hancock-microglacoste).

Pengujian dengan Perangkat Lunak lain. Alternatif pengujian berikutnya adalah dengan membandingkan keluaran perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan dengan perangkat lunak yang sudah ada sebelumnya. Dalam penelitian ini digunakan perangkat lunak *QuickTidePro* dari *microglacoste*. Gambar 12 menunjukkan keluaran koreksi pasang surut gaya berat dengan menggunakan perangkat lunak *QuickTidePro* pada lokasi koordinat 53.5° N dan 1.7° E dengan ketinggian 100 m pada tanggal 18 November 2015 sampai dengan 19 November 2015, mulai pukul 15:11:08 selama 24 jam, interval perhitungan adalah 10 menit (sumber data: Cheryl Hancock-microglacoste).

Dengan menggunakan data pada gambar 12 maka dapat dibandingkan data hasil keluaran perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan oleh Pusat Survei Geologi (PSG) dengan data keluaran dari *QuickTidePro* milik *microglacoste*. Dengan demikian kita dapat dengan mudah melihat kesamaan pola koreksi pasang surut dari kedua perangkat lunak tersebut, selain itu kita dapat pula menghitung perbedaan dari kedua data tersebut. Gambar 13 menunjukkan perbandingan data koreksi pasang surut berdasarkan perangkat lunak *QuickTidePro* (*microglacoste*) dengan perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat (PSG).



Gambar 13. Perbandingan QuickTidePro buatan microglacoste dengan perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan pada posisi koordinat 53.5° N dan 1.7° E, pada tanggal 18 November 2015 sampai dengan 19 November 2015 mulai pukul 15:11:08 selama 24 jam.

Dari hasil uji banding perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat (PSG) yang dikembangkan ini dengan perangkat lunak lain, dalam hal ini menggunakan perangkat lunak *QuickTidePro* (sumber: *microglacoste*, Cheryl Hancock) diperoleh perbedaan nilai (DIFF) kurang dari $\pm 20 \mu\text{Gal}$ antara kedua data dari perangkat lunak tersebut. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat yang dikembangkan oleh Pusat Survei Geologi (PSG) memiliki akurasi yang cukup baik.

4. Kesimpulan

Perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat formula Longman memberikan fasa yang sama dengan hasil pengukuran *Gravity Tide Observed* seperti diperlihatkan pada Gambar 7 dengan memberikan konstanta pergeseran statik yang berasosiasi dengan nilai gravitasi di lokasi titik pengamatan.

Besar konstanta pergeseran statik akan berbeda antara satu titik amat dengan titik amat yang lain, atau dengan kata lain nilai konstanta pergeseran statik berkaitan erat dengan nilai gravitasi di suatu tempat.

Berdasarkan pengamatan gaya berat secara langsung (*Gravity Tide Observed*) pada dua titik pangkal gaya berat, diperoleh perbedaan $< \pm 50 \mu\text{Gal}$ terhadap keluaran perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat persamaan Longman (Gambar 9).

Pengujian perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat dengan menggunakan perangkat lunak lain berbasis instrumen ukur (gravimeter CG-5) memberikan hasil yang sama (Gambar 10) dengan perbedaan $\pm 40 \mu\text{Gal}$.

Pengujian perangkat lunak koreksi pasang surut gaya berat dengan menggunakan perangkat lunak lain berbasis computer (dalam hal ini menggunakan *QuickTide Pro* dari *microglacoste*) memberikan hasil yang cukup baik dengan akurasi $< \pm 20 \mu\text{Gal}$ (Gambar 13).

Saran. Mekanisme validasi dapat dilakukan dengan menggunakan peralatan absolute superconducting gravimeter. Karena peralatan tipe ini memberikan nilai gravitasi absolut di titik pengamatan. Pembacaan secara kontinyu pada titik pangkal gaya berat dengan menggunakan perangkat ini akan memberikan nilai pembacaan gravitasi absolut dari waktu ke waktu sehingga besar nilai koreksi pasang surut yang timbul akibat pengaruh Bulan dan Matahari dapat dengan mudah dihitung. Mekanisme yang demikian akan mengurangi tingkat kesalahan yang mungkin terjadi.

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada Pusat Survei Geologi yang telah memfasilitasi penulis dalam melakukan penelitian ini. Penulis juga mengucapkan terima kasih kepada guru-guru dan teman penulis yaitu Prof. Dr. Wawan Gunawan A. Kadir, Dr. Hendra Grandis, Dr. Darharta Dahrin, Dr. Hermes Panggabean, Imam Setiadi, Subagio yang telah banyak memberikan bantuan, inspirasi dan diskusi yang menarik, *and the last but not least I would like to thanks to Cheryl Hancock from microglacoste for her kindly cooperations.*

Daftar Pustaka

- [1] Lilie, R.J., 1999. Whole Earth Geophysics : An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists. Prentice-Hall.
- [2] Blakely, R.J., 1995. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press., New York.
- [3] Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. 2004. Applied Geophysics 2nd edition. Cambridge University Press. Cambridge.
- [4] Panepinto, S., Greco, F., Luzio, D., Ducarme, B. 2008. Tidal Gravity Observations at Mt. Etna and Stromboli : Result Concerning the Modeled and Observed Tidal Factors. Annal Geophysics Vol. 51.
- [5] Sarkowi, M. 2005. Survei Gaya Berat Mikro 4D untuk Monitoring Dinamika Air Tanah. Fisika MIPA Universitas Lampung.
- [6] Longman, I.M., 1959. Formula for computing the tidal acceleration due to the moon and the sun. J. Geophysics, Res. 64. 2351 - 2355.
- [7] Garrison, T. 2016. Chapter 11 Tides Oceanography an Invitation to Marine Sciences 7th. www.slideplayer.com.

- [8] Stewart, Robert H. 2008. Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography Texas A& M University.
- [9] Schureman, P., 1941. Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides. U.S. Coast and Geodetic Survey, Special Publication No. 98.
- [10] Bartels, J. 1957. Handbuch der Physik. Vol XLVIII. Geophysik II. Springer-Verlag, Berlin.
- [11] Jiangcun, Z., Heping, S., Bernard, D. 2015. Validating the synthetic tidal gravity parameters with superconducting gravimeter observations.
- [12] Setiadi, I., Subagio. 2012. Laporan Kegiatan *In House Research: Pembuatan Benchmark* dan Jalur Kalibrasi Gaya Berat. PSG.

ASSESSMENT OF AIR POLLUTION TREND IN MEDAN CITY

ANALISA TREN SPM DI KOTA MEDAN

Arief Wibowo Suryo^{1*}, Hendri Irwandi²

¹ BBMKG Wilayah I Medan, Jl. Ngumban Surbakti no. 15, Medan.20131

² Stasiun Klimatologi Sampali, Jl. Meteorologi Raya 17, Medan. 20371

*E-mail : arief.wibowo@bmkgo.id

Naskah masuk: 02 Juni 2016; Naskah diperbaiki: 11 Oktober 2016; Naskah diterima: 22 Desember 2016

ABSTRACT

Medan, as the capital city of the North Sumatra province as well as one of largest metropolitan areas in Indonesia, has suffered from increasing air pollution in the city. The tremendous population growth has created a wide range of urban problems such as the increase of industrial areas and the number of transportation means that lead to the diminished air quality in the area. This study divided Medan into two distinctive areas, namely urban area and suburban area. Air pollution data used for this analysis was taken from Suspended Particulate Matter (SPM) collected by BMKG observation stations in Medan from year 1983 to 2014. Methodology used in this paper is Trend regression analysis. This method is used to estimate the significance of a certain time series, that tend to decrease or increase. According to the trend Analysis of SPM, the area showed an increasing trend of 6.3% in urban area, and of 66% in suburban area. Generally, the increase of SPM that passed the threshold happened in the dry season, which occurs from January until June. The result has displayed there are decreasing of air quality in Medan city, in hope for the policy makers to react accordingly and to plan ways to prevent negative effects of air pollution.

Keywords: Medan, SPM, Urban, Suburban, Increasing

ABSTRAK

Kota Medan merupakan kota terbesar ketiga di Indonesia dimana dengan tingginya laju peningkatan populasi penduduk, pengembangan daerah industri serta kebutuhan sarana transportasi dan kendaraan yang menimbulkan meningkatnya tingkat polutan. Kota Medan dibagi atas dua kriteria wilayah antara lain: wilayah urban dan suburban. Data polusi udara yang digunakan antara lain data SPM periode tahun 1983-2014. Metodologi yang digunakan dalam tulisan ini adalah Regresi Tren. Metode ini digunakan untuk mengukur seberapa signifikansinya dari kecenderungan suatu data time series. Berdasarkan analisis tren SPM di Kota Medan menunjukkan tren meningkat dengan peningkatan 6.3% diwilayah urban dan 66% diwilayah suburban. Umumnya peningkatan SPM diatas ambang batas terjadi pada periode Musim Kemarau yang terjadi pada periode Januari-Juni. Hasil analisis menunjukkan telah terjadi penurunan kualitas udara diwilayah Kota Medan perlu peran serta pemerintah dalam upaya mengantisipasi dampak meningkatnya tingkat polutan di Kota Medan.

Kata kunci: Kota Medan, SPM, Meningkatkan.

1. Background

Air pollution is a major environmental health problem in Indonesia. Although the effects of air pollution on health are very complex because there are many different sources, many have studied that the aerosol inside ambient air quality in our atmosphere contributes greatly. Urban areas in particular, are affected by air pollution, which mainly comes from industry and transportation activities. A number of previous studies have concluded that previous activities mentioned are the biggest

contributor and factor to the outdoor air pollution. Although several natural sources also contribute to some degree, such as volcano activities and forest fire, but still the anthropogenic sources that are counted as the biggest percentage to air pollution. The main concern especially for outdoor air pollution is its negative effects to human health [1,2,3,4](Barman et al., 2010; Shah et al., 2013; Sofianopoulou, Rushton, Diggle, & Pless-Mulloli, 2013; Stafoggia et al., 2013). Air pollutants that are inhaled could affect lungs and human respiratory systems, also taken up by the blood and pumped all-round the body (Meng,

Wang, Cao, Wong, & Kan, 2013; Murakami & Ono, 2006; Qiu et al., 2013). Therefore, air pollution should be given due attention by the concerned authority.

In 2012, a report from WHO confirmed that around 7 million people worldwide have become casualties due to their interaction with outdoor and indoor air pollution. This report suggested that the number of deaths are doubled from previous year report. It also have been reported in previous studies that the risk of outdoor pollution has increased the admitted patients suffered from heart disease and stroke. Regionally, low income countries, especially in South East Asia and West Pacific have 2.6 million death connected with outdoor air pollution(). Indonesia has suffered from increasing air pollution matter. The swift population growth has created increase demand of more transportation and industrial needs. The growth of industrial areas and vehicular transportation as reported by Indonesian Agency of Statistics from year to year shows a 1.58% increase of middle and high industrial area () and a 14.74% increase from vehicular transportation from the last 10 years().

Medan, as one of metropolitan cities in Indonesia, also suffered from the problems caused by air pollution. The population growth has been increased year to year. This also created problem in transportation and industry as Central Bureau of Statistics pointed out in Medan, North Sumatera province, the increase has reached to 0.98 % for middle and high industrial area () and 12.99% for annual vehicular transportation (). This leads to current problems of higher sources of pollutant in the air that have surpassed the threshold concentrations allowed by regulation.

Medan is located in North Sumatra province in Sumatera Island. Geographically, Medan lies between $2^{\circ}27'00'' - 2^{\circ}47'00''$ latitude and $98^{\circ}35'00'' - 98^{\circ}44'00''$ longitude with elevation high range from 2.5 to 37.5m above sea level surface. The area consists of 265,10 km² area and has 21 subdistricts, with 2.13 million of population from 2013 survey (see figure 1). Climate condition in Medan is called equatorial climate. This implies Medan has two peaks of rain season in a year, which usually happened in May and October. The monthly average of precipitation is 167 mm. For temperature, Medan is recorded as a tropical area, with minimum average temperature is from 210 to 240 C and maximum average temperature is from 310 to 330 C.

The average of humidity in Medan is ranging from 79 to 80% and average wind speed is between 1 to 2 m/s. Medan lies near Melaka strait in the east side, and mountains area in the west side. The city was built along two rivers, namely Deli and Babura. Medan was assessed as number six in top 10 polluted cities in Indonesia according to the Environmental Ministry Report in 2012()

This study focused on analyzing the two sources of air pollution, which are Suspended Particulate Matter (SPM) and acidity of rainfall in Medan for the last 30 years. In this paper, we systematically investigated the trend of SPM on the atmosphere through a long-term time series and statistical analysis using data from monitoring stations and observations over the past three decades.

The result would provide useful information for the decision makers to understand the sources of air pollution and to reconsider the policy for the environment protection.

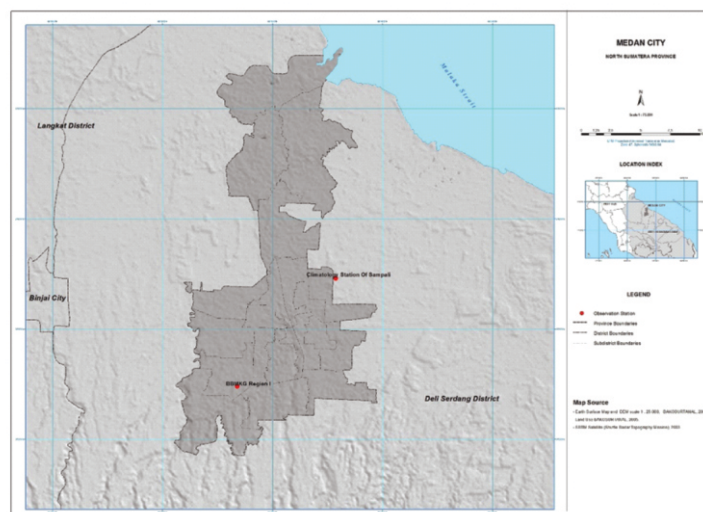


Figure 1. Administration Map of Medan, North Sumatra

Air pollution in general. One of big sources of atmospheric air pollution is coming from aerosol emissions. Aerosol is a suspension of tiny airborne solid or liquid particles, sometimes visible, with a typical size between a few nanometers up to 100 micrometers that resided or suspended in the atmospheric for at least several hours until considerable periods of time (). Atmospheric aerosol comes from either natural or anthropogenic sources. Several main sources of atmospheric aerosol are anthropogenic NMVOCs (Non-Methane Volatile Organic Compounds), black carbon, POA (Primary Organic Aerosol), SO₂, NH₃ and biomass burning aerosols (). From global and regional anthropogenic emissions report of aerosol, all Asian countries, including China and India, have contributed to the yearly anthropogenic emissions as high as 94.8 Tgyr⁻¹ in average. This is counted almost 35% of global aerosol emissions worldwide.()

Aerosol has been classified by their size of condensation of gases created by the action of the wind on the boundary layer of the earth's surface (). Ultrafine aerosols (<0,01 µm), fine accumulation aerosols (0,01 – 1 µm), and coarse aerosol (>1 µm) are physical categories of the size distribution of particulates. Suspended Particle Matter (SPM) falls into the later category because its size is ranging from below 0,01 µm to 100 µm. SPM is considered all airborne sold and low vapor pressure liquid particles in the ambient atmosphere.

2.Methodology

Measuring SPM. We collected SPM samples using a high volume air sampler instrument (HVA ; Model TFIA 110-125v, Staplex). This instrument is specialized in sampling for all types of airborne particulates including enviromental pollutants (see figure 2) . The basic principle of operation is by drawn through a large volumes of air into a filter by a high-speed rotary motor. Then particulate matters in the air were collected by using specific type and size of filter paper, in this instance we use a glass fiber filter media. The size separated SPM samples were collected using above standard HVA. First the filter paper was weighed before putting it inside the motor. Then proper filter was inserted into appropriate filter holder of air sampler. Initial flow rate and sampling time were recorded. As we used TE-G653, 8" x 10" Glass Fiber Filters, then we applied the flow rate approximately between 15 to 20 cfm (cubic feet per minute). The sampling was conducted for the next 24 hours, usually from 08.00 a.m. to 08.00 a.m. the next day. After the sampling, loaded filters were stored for 24h in laboratory in an apparatus that has stabile specific temperature and relative humidity. Inside the

laboratory, the samples were then weighed for the amount of SPM collected.

Data Acquired (sampling location). The SPM data were collected from two monitoring stations in Medan city. First monitoring station is located in BBMKG region 1 that is geographically located in 3.540 N and longitude 98.640 E, with the elevation of 98.4 m. This monitoring station area was categorized as suburban area because it is a metropolitan area but outside central city of Medan. The population density in this area is 2210 people for every km² according to 2013 population survey, as shown in figure 3.



Figure 2. HV Sampler

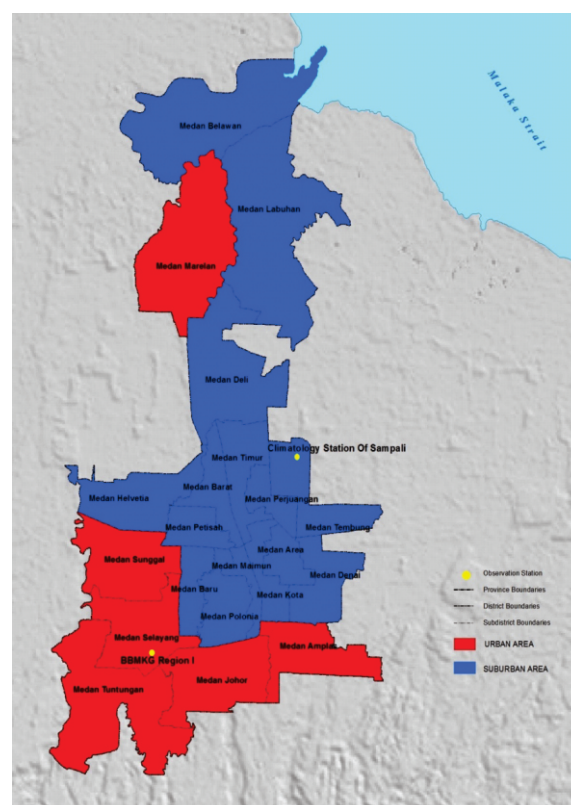


Figure 3. Distribution of population map in Medan City

The instrument is located 100 meters from highroad, where nearby is mostly some housing and paddy field. Meanwhile the other instrument located in Sampali climate station (3.6217 N, 98.7146 E, 25 m a.s.l.). Sampali climate station is considered as an urban area of Medan because the population density is very high at 14661 people for every km² according to 2013 survey conducted by statistic agency of Medan City. This station is located only 25 meters from middle road connected with high road. The traffic usually heavy during the day, while nearby area populated with small industries and mixture fields of corn, bean and vegetables. In both locations, the measurement of SPM conducted once every six days for every 24h. This has been regulated by the main office of BMKG in Jakarta. The recorded data from Sampali station has been the longest from both monitoring stations. There have been monitoring in Sampali from 1983, while in BBMKG region I is only from 2011.

Trend Analysis. For this study we used trend analysis to learn about the progression of SPM over the years. Trend analysis is a method of looking at a certain time series data that provided in sequence over time, then analysis using assessment of the same variable over a significantly long period. The objective of this method is to detect some general pattern of a relationship between variables, and predict the future direction of this pattern. If the trend gives a straight line to the chart, it is called as a linier linear. Meanwhile if the trend gives a curved line, it is as called nonlinear trend(). (See figure 4).

Equation :

$$Y_t = \alpha + \beta t_i + \varepsilon_i \quad (1)$$

Where:

Y_t = variable data Y for certain t period,

α = constant value that was estimated by a trend

β = coefficients of slope rend model, which is estimated by b.

ε = deviation or residual, or error

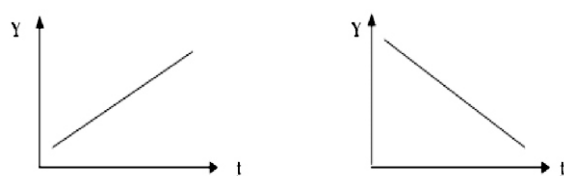


Figure 4. Type of Trend Analysis

3.Result

Temporal Variations of TSP Parameter in two distinct regions. From 1983 to 2013, the actual monitoring of SPM was higher in the urban area than in the suburban area, though the actual monitoring for suburban area only started from 2011. The data was measured by the yearly average. From 1983, the trend of urban area was increasing, but reached its peak in 1989 before gradually decreased until 1994 where afterwards increased again. The second peak was reached in 1997, and afterwards decreased again to a lower value in 1999. From this year, SPM were increasing gradually, with a drop in value in 2006, before it went up again to its highest value in 2012. For suburban area mostly below the urban area. Mainly both suburban and urban areas were below the threshold allowed by regulation of Indonesia for SPM value, which is 230 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. However, in 2012 the SPM value was over the threshold with the value of 236.02 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. In overall from the trendline equation, we get the value of 0.631 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ increase for SPM yearly. Thus SPM in urban and suburban area was better in yearly average in term of threshold determined by the Indonesia regulation. To see if the share of average annual SPM pollution added value into the air quality in general, we made the share of average annual SPM pollution days analysis as presented in the following figures (see figure 5).

In the urban area, from 1983 to 1991 SPM pollution days were only averaged below 10%. While in 1992, the SPM pollution days reached the highest value at 41.7%. The following years, especially in 1997 and 1998 only reached 33-34% while decreased in 2000 and 2001 with the value of 8-9%. The share of annual average SPM pollution days showed an incremental rise from the last 8 years until 2013. These values reached its highest in 2011 and 2012, with values were ranging from 33% to 34%. In the suburban area, the average annual SPM pollution days only happened in 2011. This showed the suburban area was not contributed to pollution of air quality in Medan, especially for the last two years of monitoring.

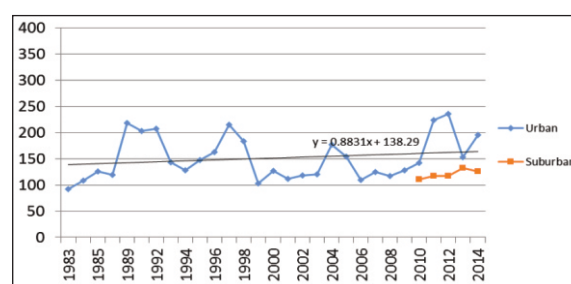


Figure 5. Yearly Trend of SPM in Urban and Suburban area

Factors that are influencing SPM in ambient air in the atmosphere were also depicted. In this paper, we only look at how influenced precipitation was to SPM distribution. The seasonal change of monthly average SPM was measured and compared.

In the urban area, it showed that monthly SPM concentrations were changed along with the seasons. SPM concentrations were generally lower in rain seasons than in dry seasons. Even though in February showed the lowest averaged monthly precipitation at value of 61mm/month were not meant that the SPM value should be the highest. In fact, the value of SPM in February was $184.57 \mu\text{g}/\text{m}^3$, the third highest below April and March average monthly of SPM. In the rainy season, precipitation plays a big role for removing dust particles, therefore the SPM values in this season were lower. The suburban area showed almost the same characteristic with urban. While in dry season, SPM values were the highest, and opposite of that rain season SPM values were lower. From figure above, the highest SPM value recorded in February with value of $153.75 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and the average monthly precipitation was at 132 mm/month. (See figure 6). Next we analyzed the monthly trend of SPM. Recorded from 1983 for the urban area, and 2011 for the suburban area, the trend of each month should mirrored the yearly trend as depicted in figure 7 Although there is temporal variation, but in general SPM values were trending upward for both urban and suburban area.

In December from 1983 to 2013, the urban area showed trend increase of 12% event of SPM above allowed threshold of $230 \mu\text{g}/\text{m}^3$. In contrast, the suburban area showed 33% increase of SPM event above the threshold, although the measurements were only conducted from 2011 until 2013. For January and February, there is not a single event of SPM above the threshold for the suburban area. While in the urban area, in January there is 16% chance of SPM to increase above threshold, and 24% chance increase in February for SPM event above $230 \mu\text{g}/\text{m}^3$. (see figure 8).

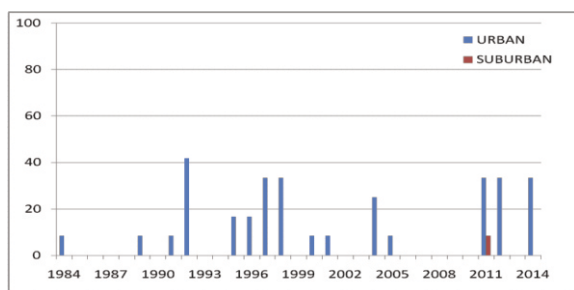


Figure 6. Yearly trend in suburban and urban area



Figure 7. Average monthly relation between SPM and rainfall in urban-suburban area

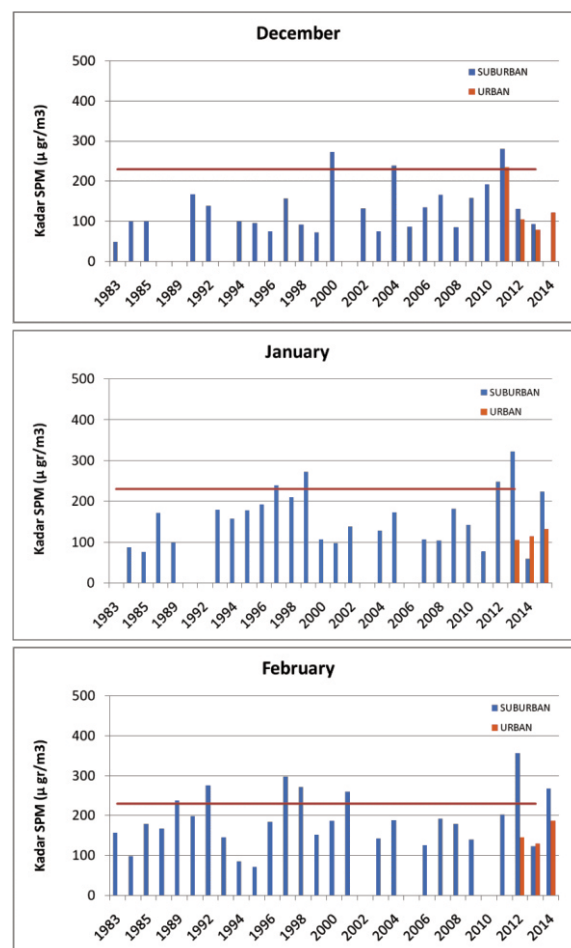


Figure 8. Trend of SPM in December-January-February for both urban and suburban area.

In MAM months, suburban have a 0% chance of SPM over the allowed threshold in all three months – March, April, May. While in the urban area, there is 23% increase of SPM chance to be over the $230 \mu\text{g}/\text{m}^3$ threshold in March. For April, there is 26% chance for SPM to exceed the allowed threshold. But in May there is a decrease of SPM chance to exceed $230 \mu\text{g}/\text{m}^3$. These data are relevant to the rainfall condition in Medan. As Equatorial climate, in May Medan reached its peak for precipitation. With high precipitation, then the polluted air would be washed away. (See figure 9).

SPM in the urban area have a stable chance of 8% to exceed the allowed threshold of $230 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in all three months of June, July, and August. While in the suburban area, SPM concentrations have low chance of exceeding the threshold during these three months. (see figure 10).

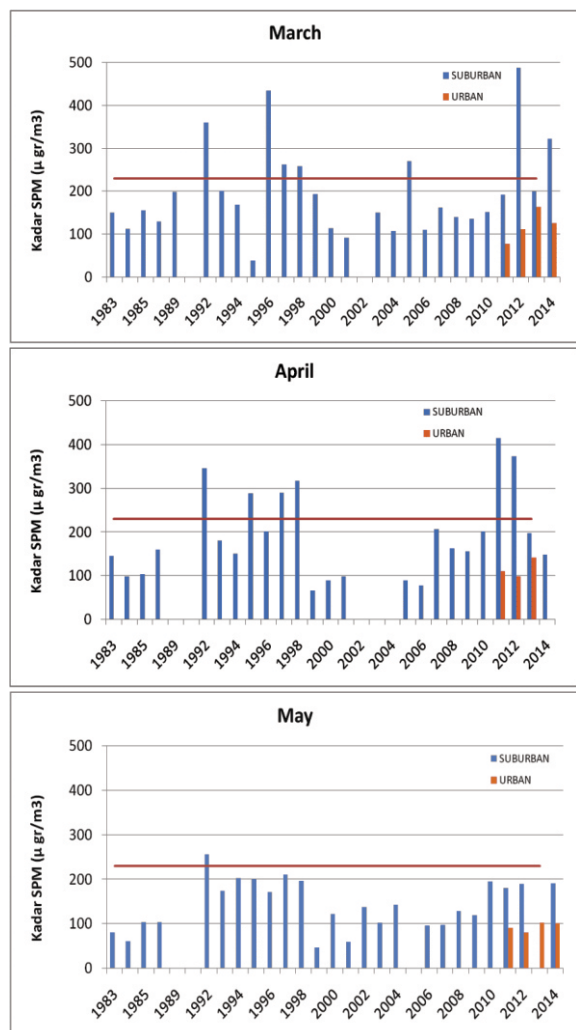


Figure 9. Trend of SPM in March-April-May for both urban and suburban area

In September there is a small chance, only up to 1% of SPM in the urban area to surpass the allowed threshold of $230 \mu\text{g}/\text{m}^3$. While there is zero chance of SPM in the urban area to exceed the threshold in October. But then in November, the value was increase to 4% chance of SPM to exceed the threshold. While for suburban area, there is zero chance for SPM to exceed the threshold for all three months, September, October and November. (see figure 11).

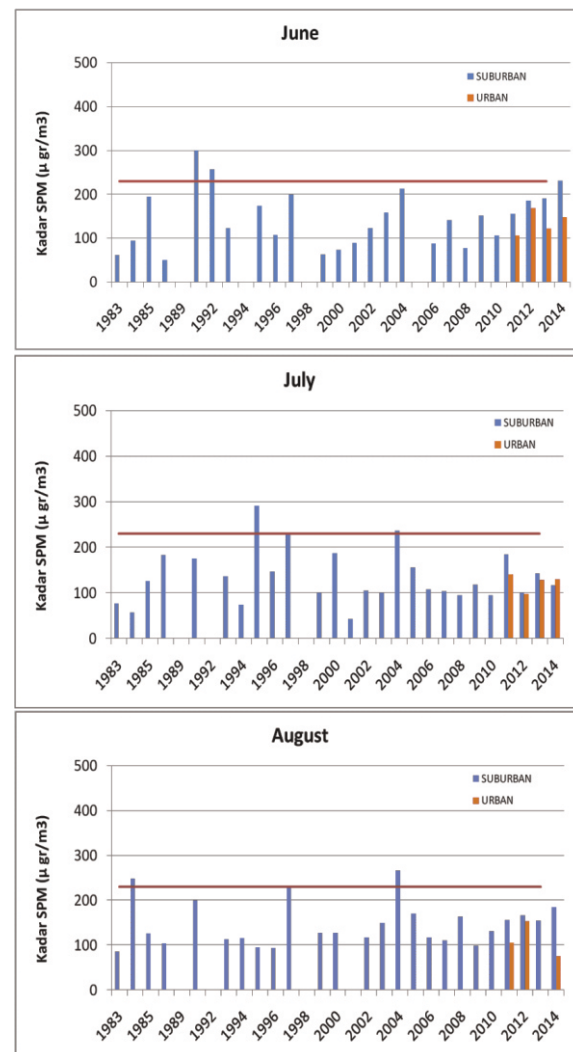


Figure 10. Trend of SPM in June – July - August for both urban and suburban area

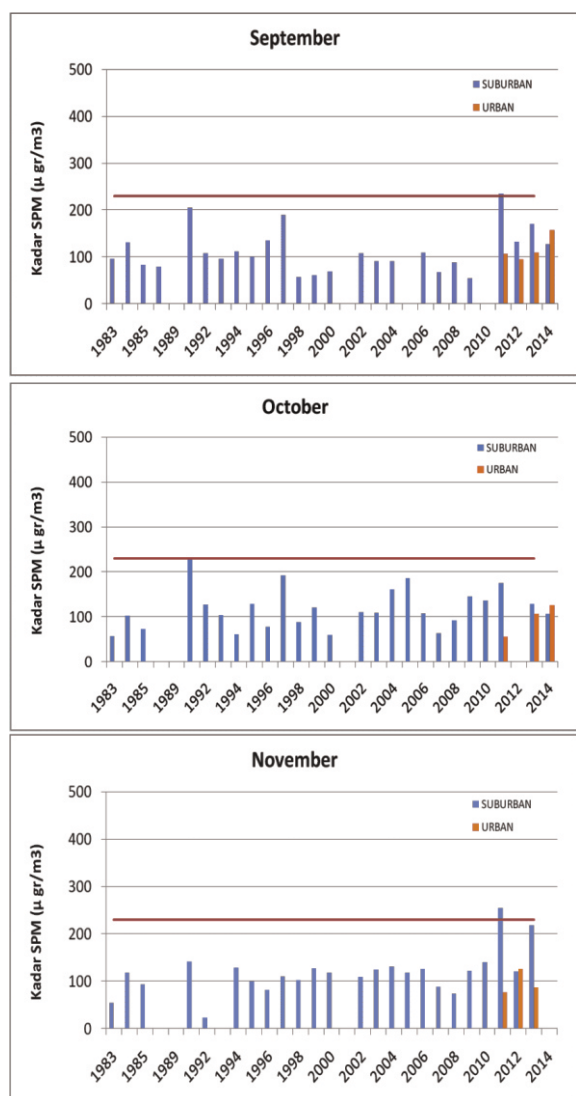


Figure 11. Trend of SPM in September – October - November for both urban and suburban area

4. Discussion and Conclusion

In this study, there were robust findings of the increasing trend of SPM concentration over the years in city of Medan. From 1983 to 2013, average annual SPM concentration intensity in Urban area has increased by 6,3% and in suburban increased 66%, lthough there is temporal variation in urban area. The variation may be affected by seasonal and RH level () that could affect the air pollution. Air quality seems to deteriote, it means that atmospheric environment still affected by airborne particulate.

From a statistical study for yearly SPM concentration in urban area, there were increase average SPM concentration in each month. Although mostly still below allowed threshold, except in 2012. In the monthly analysis, All months except June and july which seem stable, show increase trend in SPM concentration. This related to the Dry season that

happened in Medan City in those months. Overall from January until June, usually a dry season, there were higher percentage of SPM event exceeding allowed threshold compared with other months. In conclusion, SPM concentration still below allowed threshold for most months. But with increasing trend over 3 decades, the general air pollution in Medan could not be avoided in the future. More negative effects to the citizen of medan and its environment could be abundant. Therefore there is an urgent need to mitigate the negative effect of air pollution.

This study provides evidence that monthly SPM concentration has been increasing in term of exceeding allowed threshold. But our analysis has several limitations. First, average of time series as a proxy for the population to expose air pollution was raised number of issues because pollutant measurements can differ between monitoring stations (). As previous study has concluded, SPM source in different location lead to uncertainties(). In this study, the urban area show much variation than suburban area. This uncertainty is probably associated with estimation of source of pollutants difference in urban compare with suburban area. Another following limitations of the current study is the population way of life especially in using transportation within urban and suburban area has not been considered. The data acquired from Indonesian Statistic Bureau could not separate the specific use of transportation in urban and suburban area. The data only show the number of transportation means in Medan city as a whole. Therefore, the source of pollutant could not be concluded. The last one is Multi year data was not collected in suburban area. Because the monitoring in suburban area only happened in the last 3 years. So temporal variation in suburban area can not be deduced.

These limitations has to be addressed and hopefully the finding in this study may help policy makers to to determine the impact of air pollution and to plan and design ways to prevent negative effect of air pollutant in urban environment.

References

- Barman, S., Kumar, N., Singh, R., Kisku, G., Khan, A., Kidwai, M., . . . Verma, A. (2010). Assessment of urban air pollution and it's probable health impact. *Journal of Environmental Biology*, 31(6).
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., . . . Lohmann, U. (2013). *Clouds and aerosols Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the*

- Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 571-657): Cambridge University Press.
- BPS. (2014a). Jumlah Industri Pengolahan Besar dan Sedang, Jawa dan Luar Jawa, 2001-2013. Retrieved 10-11-2014, from http://www.bps.go.id/tab_sub/view.php?kat=2&tabel=1&daftar=1&id_subyek=09¬ab=1
- BPS. (2014b). Perkembangan Jumlah Kendaraan Bermotor Menurut Jenis tahun 1987-2013. Retrieved 10-11-2014, from http://www.bps.go.id/tab_sub/view.php?tabel=1&id_subyek=17¬ab=12
- BPS.Sumut. (2013a). Jumlah Kendaraan Bermotor Yang Terdaftar Tahun 2012. Retrieved 10-11-2014, from <http://sumut.bps.go.id/index.php?r=html/view&id=2486>
- BPS.Sumut. (2013b). Jumlah Perusahaan Industri Besar dan Sedang menurut Kabupaten / Kota Tahun 2012. Retrieved 10-11-2014, from <http://sumut.bps.go.id/index.php?r=html/view&id=2451>
- Jacob, D. (1999). *Introduction to atmospheric chemistry*: Princeton University Press.
- Jasarevic, T., Thomas, G., & Osseiran, N. 7 million premature deaths annually linked to air pollution. Retrieved 3-10-2014, from <http://www.who.int/mediacentre/news/releases/2014/air-pollution/en/>
- KLH. (2013). Status Lingkungan Hidup Indonesia 2012.
- Lutgens, F. K., & Tarbuck, E. J. (2014). *Foundations of Earth Science* (1st ed.). Boston: Pearson.
- Meng, X., Wang, C., Cao, D., Wong, C.-M., & Kan, H. (2013). Short-term effect of ambient air pollution on COPD mortality in four Chinese cities. *Atmospheric Environment*, 77, 149-154.
- Murakami, Y., & Ono, M. (2006). Myocardial infarction deaths after high level exposure to particulate matter. *Journal of Epidemiology and Community Health*, 60(3), 262-266. doi: 10.1136/jech.2005.038315
- Qiu, H., Yu, I. T. S., Wang, X., Tian, L., Tse, L. A., & Wong, T. W. (2013). Season and humidity dependence of the effects of air pollution on COPD hospitalizations in Hong Kong. *Atmospheric Environment*, 76, 74-80.
- Shah, A. S., Langrish, J. P., Nair, H., McAllister, D. A., Hunter, A. L., Donaldson, K., . . . Mills, N. L. (2013). Global association of air pollution and heart failure: a systematic review and meta-analysis. *The Lancet*, 382(9897), 1039-1048.
- Shandilya, K. K., Khare, M., & Gupta, A. B. (2007). Suspended particulate matter distribution in rural-industrial Satna and in urban-industrial South Delhi. *Environmental monitoring and assessment*, 128(1-3), 431-445.
- Sofianopoulou, E., Rushton, S. P., Diggle, P. J., & Pless-Mulloli, T. (2013). Association between respiratory prescribing, air pollution and deprivation, in primary health care. *Journal of Public Health*, 35(4), 502-509.
- Stafoggia, M., Samoli, E., Alessandrini, E., Cadum, E., Ostro, B., Berti, G., . . . Grp, M.-P. S. (2013). Short-term Associations between Fine and Coarse Particulate Matter and Hospitalizations in Southern Europe: Results from the MED-PARTICLES Project. *Environmental Health Perspectives*, 121(9), 1026-1033. doi: 10.1289/ehp.1206151
- Sudjana, N. (2005). *Metode statistika*. Bandung: Tarsito.

PENGOLAHAN MULTI DATA FORMAT RADAR CUACA MENGUNAKAN WRADLIB BERBASIS PYTHON

MULTI WEATHER RADAR FORMAT DATA PROCESSING USING PYTHON-BASED WRADLIB

Donaldi S Permana^{1*}, Thahir D F Hutapea¹, Alfian S Praja¹, Fatkhuroyan¹, Linda F Muzayannah¹

¹Puslitbang BMKG, Jl. Angkasa I No. 2 Jakarta Pusat 10720 Kemayoran, Jakarta Pusat

*E-mail: donaldi.permana@bmkgo.id

Naskah masuk:06 September 2016; Naskah diperbaiki:4 Nopember 2016; Naskah diterima:22 Desember 2016

ABSTRAK

Informasi prakiraan cuaca berdasarkan data radar sangat penting bagi BMKG dalam memberikan peringatan dini cuaca ekstrim. Saat ini, BMKG memiliki setidaknya ada tiga format data radar cuaca yang berasal dari tiga produsen radar yakni Gematronik, *Enterprise Electronics Corporation* (EEC) dan Baron yang hanya dapat diolah menggunakan perangkat lunak dari masing-masing produsen radar. Perangkat lunak *wradlib* berbasis *python* dapat mengolah ketiga format data radar tersebut dan menyimpannya dalam format data yang sama. Kelebihan *wradlib-python* lainnya adalah berlisensi sumber terbuka (*open-source*) sehingga dapat di-install di berbagai sistem operasi secara gratis, mengurangi ketergantungan terhadap perangkat lunak dari produsen radar, dapat mengolah dan menampilkan multi format data radar cuaca secara masif, menyimpan data radar dalam format NetCDF koordinat kartesian sehingga memudahkan pengolahan data radar lebih lanjut seperti input untuk asimilasi data. Studi ini memfokuskan pengolahan data radar *volumetric* (.vol) luaran produk Gematronik dan Baron serta data radar NetCDF (.nc) luaran produk EEC. *Wradlib-python* dapat mengekstrak secara otomatis data *Plan Position Indicator* (PPI) dan menghitung nilai *Constant Altitude PPI* (CAPPI) dari data reflektifitas radar. Walaupun intensitas reflektifitas citra radar luaran *wradlib-python* relatif lebih tinggi dari luaran perangkat lunak dari produsen radar, luaran tersebut memiliki pola spasial yang relatif sama. Oleh karena itu, *wradlib-python* dapat menjadi salah satu solusi alternatif untuk pengolahan, penyimpanan dan visualisasi data radar cuaca di BMKG.

Kata kunci: multi data format, wradlib, radar cuaca, reflektifitas, koordinat kartesian

ABSTRACT

Weather forecast information based on weather radar is very important for BMKG in providing early warning services for extreme weather. Currently, BMKG has at least three weather radar data format from three radar companies i.e. Gematronik, *Enterprise Electronics Corporation* (EEC) and Baron which can only be extracted and processed using their original software from each company. The python-based library *wradlib* can extract and process these three data format and save them into the same data format. Advantages of *wradlib-python* include having an open-source license so it can be freely installed in multi operating system, reducing dependency on original weather radar software, be able to process and visualize massive multi weather radar data format and be able to save radar data in cartesian coordinate and NetCDF format which make it easier for further data processing such as input for data assimilation. This study only focuses on processing weather radar *volumetric* data (.vol) from Gematronik and Baron, and NetCDF data (.nc) from EEC. *Wradlib-python* can automatically extract *Plan Position Indicator* (PPI) data and calculate *Constant Altitude PPI* (CAPPI) values from reflectivity data. Although radar images generated by *wradlib-python* relatively have a greater reflectivity intensity than ones from the original softwares, they have a relatively similar spatial pattern. Therefore, *wradlib-python* can be one of alternative solutions for extracting, processing and visualization of weather radar data in BMKG.

Keywords: multi format data, wradlib, weather radar, reflectivity, cartesian coordinate

1. Pendahuluan

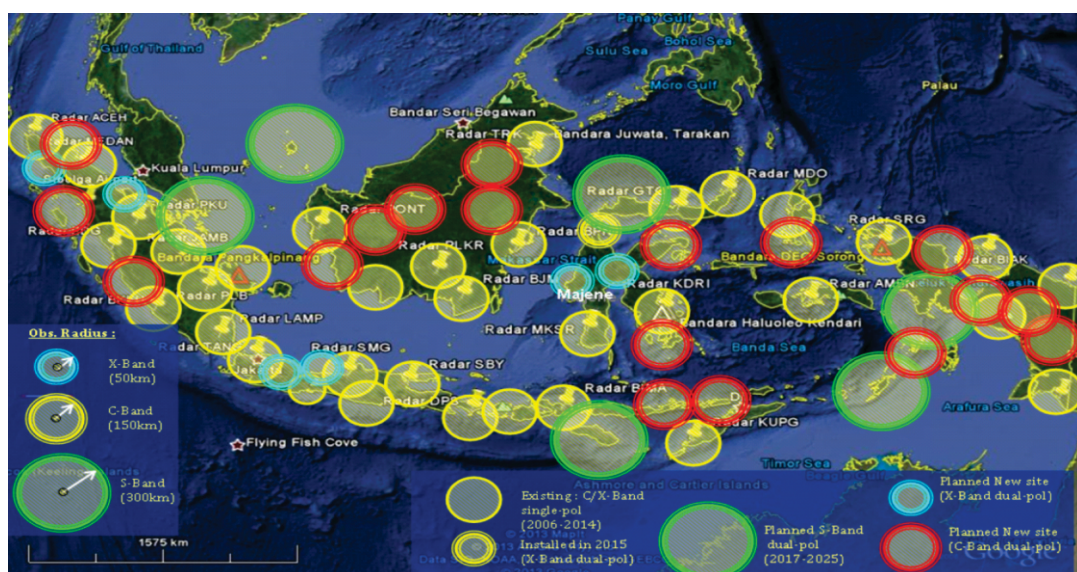
Pada tahun 2016 BMKG telah memiliki 40 perangkat radar cuaca yang tersebar di seluruh wilayah Indonesia dengan komposisi sebagai berikut 20 unit produk EEC, 15 unit produk Gematronik, 4 unit produk Baron dan 1 unit produk Vaisala (sumber : Pusat Meteorologi Publik BMKG). Sedangkan berdasarkan radius jangkauan, radar cuaca BMKG terdiri dari 39 unit tipe *C-band single polarization* dengan maksimum radius jangkauan 150 - 240 km dan 1 unit tipe *X-band dual polarization* dengan maksimum radius jangkauan 50 km. Peta lokasi radar cuaca BMKG ditunjukkan pada Gambar 1. Adapun jumlah unit radar yang sudah terintegrasi sebanyak 37 unit dan hasilnya dapat dilihat pada tautan <http://radar.bmkg.go.id>. Informasi dari radar cuaca sangatlah penting bagi BMKG dalam memberikan pelayanan terkait prakiraan cuaca, khususnya cuaca jangka pendek (*near real time*) terutama untuk pelayanan penerbangan saat *take-off* dan *landing* pesawat di bandara, disamping itu dapat digunakan untuk memberikan pelayanan informasi peringatan dini (*early warning*) cuaca ekstrim seperti akan terjadinya hujan yang sangat lebat, angin puting beliung, angin kencang (*gusty*) dan adanya angin geser (*windshear*) maupun untuk analisa kejadian cuaca ekstrim lainnya.

BMKG memiliki setidaknya tiga produsen radar cuaca yang memiliki perbedaan format data. Tiap format data radar hanya dapat diolah menggunakan perangkat lunak yang berasal dari produsen radar tersebut. Selain itu, data dari beberapa produk radar hanya dapat diolah oleh perangkat lunak yang ter-*install* di lokasi radar

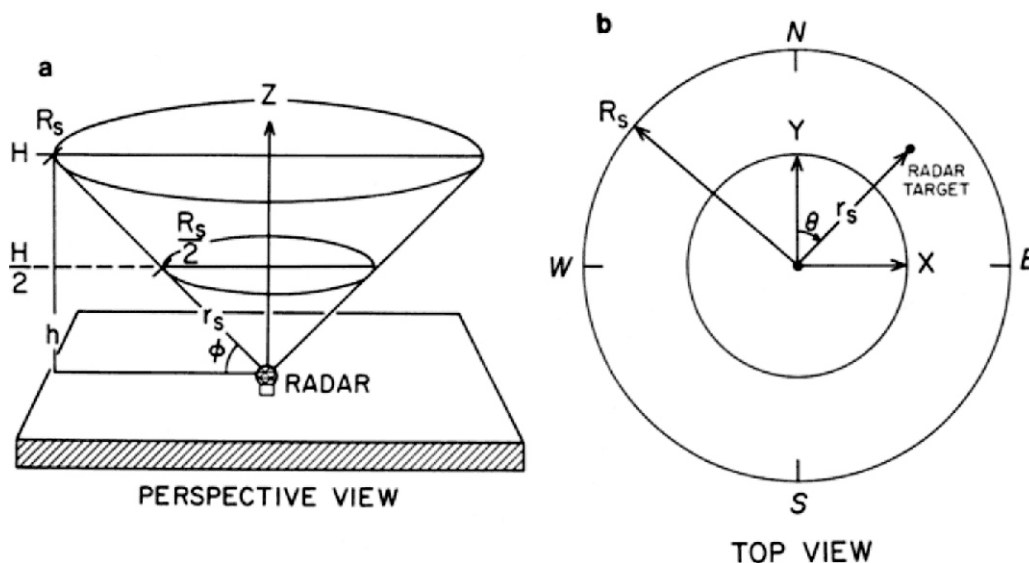
dan stasiun BMKG setempat dikarenakan kendala lisensi. Hal ini menyebabkan kendala pengolahan data radar secara terpusat.

Radar cuaca menghasilkan data secara kontinu setiap ~10 menit dan menyimpan data tersebut pada tempat penyimpanan data lokal di lokasi radar. Tingginya frekuensi pengamatan oleh radar menyebabkan data radar cuaca yang disimpan berukuran cukup besar dan bervariasi tergantung pada jenis produk radar. Kemudian, data tersebut akan ditransfer dan di-*backup* ke stasiun BMKG daerah atau BMKG pusat. Bila proses transfer tidak terjadi dan atau tempat penyimpanan data di lokasi radar sudah penuh, maka data radar yang baru akan menggantikan data yang lama.

Secara umum, data radar cuaca disimpan dalam struktur koordinat polar untuk tiap kemiringan vertikal dari sapuan radar (Gambar 2). Dalam koordinat polar, ada empat komponen utama yang perlu diperhatikan yakni: (1) titik referensi yang merupakan koordinat lokasi radar, (2) sumbu polar, (3) radius yang merupakan jarak antara suatu titik terhadap titik referensi, dan (4) sudut polar (*azimuth*) yang merupakan besar sudut terhadap sumbu polar. Sedangkan, pengolahan data spasial meteorologi biasanya dilakukan dalam struktur koordinat kartesian yang menggunakan koordinat bujur dan lintang. Pengolahan ini biasanya dilakukan dalam proses analisis dan visualisasi data menggunakan perangkat lunak standar yang gratis seperti GrADS, Ferret, NCL, R, Python dan lainnya atau yang berbayar seperti MATLAB dan IDL.



Gambar 1. Peta lokasi radar cuaca BMKG pada tahun 2006-2015 dan rencana instalasi tahun 2015-2024



Gambar 2. (a) Skema observasi data radar dan (b) struktur data radar dalam koordinat polar [1]. h adalah ketinggian di atas permukaan tanah, ϕ adalah sudut kemiringan vertikal sapuan radar, r_s adalah radius target radar dan θ adalah sudut polar (azimuth). Sumber: : <https://www.nssl.noaa.gov/publications/dopplerguide/images/2-1-1.gif>

Oleh karena itu, perlu adanya upaya pengolahan data radar cuaca secara terpusat dengan menggunakan perangkat lunak yang dapat mengolah beberapa format data radar cuaca dan bersifat *open-source*. Selain itu, perangkat lunak juga dapat mengubah data radar dari struktur koordinat polar ke koordinat kartesian dan disimpan dalam format standar, seperti NetCDF. Hal ini nantinya dapat mempermudah proses verifikasi data radar dengan data curah hujan stasiun dan juga proses asimilasi data radar ke dalam model prediksi cuaca numerik.

Jaringan radar terintegrasi yang dikembangkan Pusat Meteorologi Publik BMKG telah menghasilkan produk luaran data radar dengan format yang sama dari beberapa jenis produk data radar cuaca, yaitu format NetCDF. Akan tetapi, struktur data radar yang tersimpan masih dalam koordinat polar sehingga masih terkendala untuk pengolahan lebih lanjut menggunakan perangkat lunak seperti disebutkan diatas. Studi ini bertujuan untuk memberikan alternatif solusi atas kendala yang dihadapi dalam pengolahan dan penyimpanan data radar cuaca di BMKG agar dapat memaksimalkan manfaat data radar cuaca. Kami menggunakan perangkat lunak *open-source wradlib* berbasis *Python* untuk mengolah dan menyimpan data radar cuaca [2-3]. Perangkat lunak ini sudah banyak digunakan dalam pengolahan data radar cuaca dan aplikasinya [4-6]. Sebagai contoh, *wradlib-python* telah digunakan untuk estimasi curah hujan dari data radar dan menunjukkan hasil yang cukup baik dalam estimasi debit aliran sungai dan simulasi kejadian banjir di Filipina [5-6]. Beberapa keuntungan dari penggunaan perangkat lunak ini diantaranya: (1) mengatasi kendala lisensi dan ketergantungan terhadap perangkat lunak yang berasal dari produsen

radar tertentu, (2) mengolah dan mengekstraksi data radar secara masif dengan visualisasi yang dapat disesuaikan, (3) melakukan pemulihan struktur data radar cuaca dari koordinat polar ke dalam koordinat kartesian dan (4) menyimpan luaran data dalam format NetCDF sehingga memudahkan pengolahan data lebih lanjut.

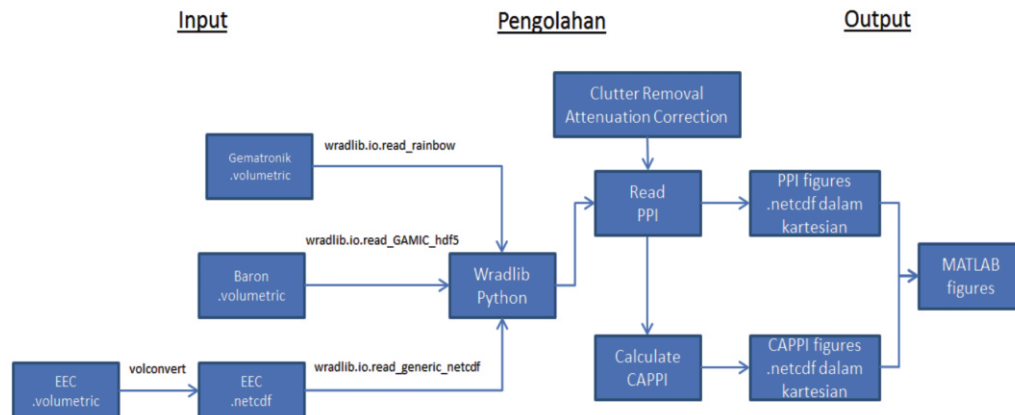
Pada studi ini, tiga format data radar cuaca yang diolah menggunakan *wradlib-python* adalah data *volumetric* (.vol) luaran produk Gematronik dan Baron yang masing-masing biasanya diolah menggunakan perangkat lunak Rainbow® dan FROG-MURAN®, dan data NetCDF (.nc) luaran produk EEC yang biasanya diolah menggunakan perangkat lunak EDGE®. Adapun penyajian studi ini menampilkan proses pengolahan data radar mulai dari ekstraksi data radar sampai dengan penyimpanan dan visualisasi data radar dengan struktur koordinat kartesian dalam format NetCDF. Hasil citra radar luaran *wradlib-python* juga dibandingkan dengan luaran perangkat lunak dari masing-masing produsen radar di beberapa lokasi.

2. Metode Penelitian

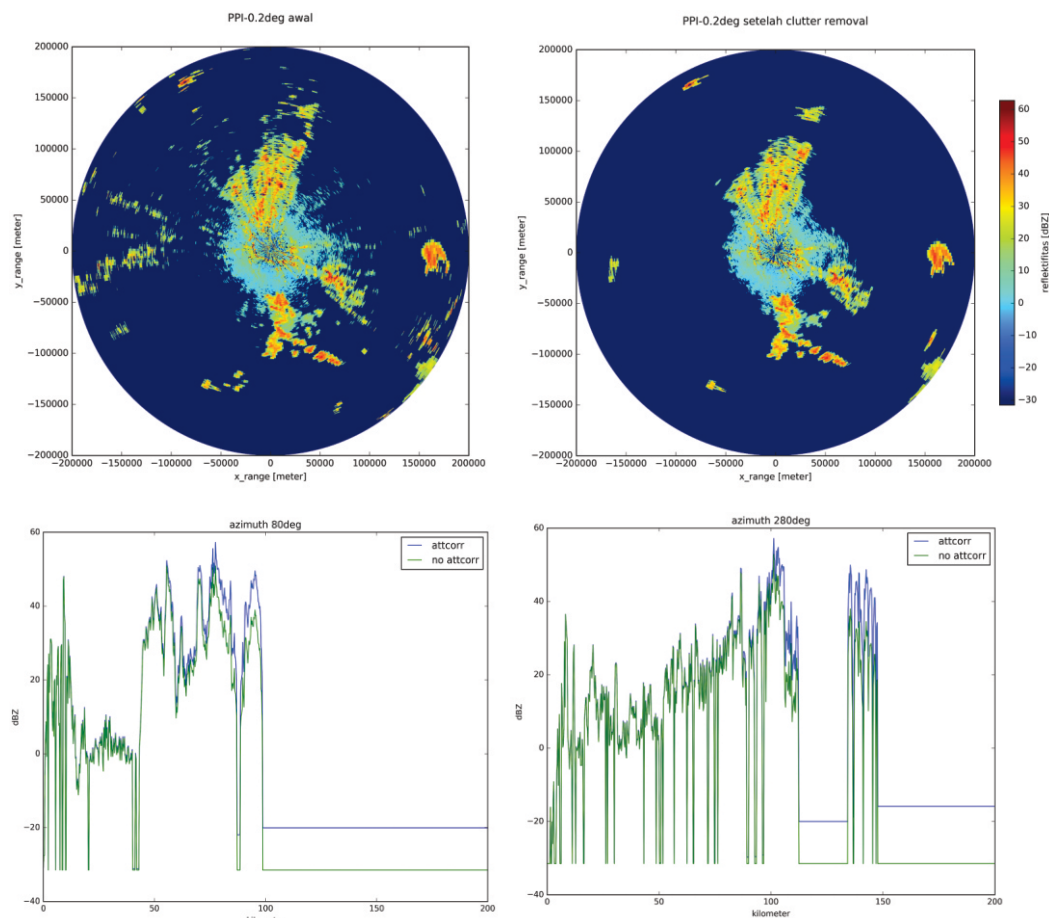
Perangkat lunak *wradlib* adalah salah satu paket (*library*) dari bahasa pemrograman Python yang dikembangkan oleh Universitas Postdam dan Universitas Stuttgart, Jerman [2]. *Wradlib* memiliki fungsi yang penting dalam proses pengolahan data radar cuaca, seperti membaca format data, mendefinisikan koordinat pada peta, mengkonversi reflektivitas ke dalam intensitas curah hujan, mengidentifikasi dan menghapus sinyal kesalahan (*clutter*) dan visualisasi data. *Wradlib* dapat digunakan

untuk mengolah data radar cuaca dari beberapa produk radar dengan format DX dan RADOLAN dari DWD (*German Weather Service*), format *volumetric* dari Gematronik Rainbow, format NetCDF (termasuk luaran dari EEC EDGE), OPERA BUFR, OPERA HDF5/ODIM_H5 dan GAMIC HDF5 [2]. Diagram alur pengolahan data *volumetric* dari tiap format data radar menjadi luaran format NetCDF dalam koordinat kartesian diberikan pada Gambar 3. Tiap data

volumetric radar dapat diekstrak secara langsung oleh *wradlib-python*, kecuali untuk format data radar dari EEC. Data *volumetric* radar EEC harus dikonversi lebih dulu menjadi format NetCDF (.nc) menggunakan paket *volconvert* yang hanya terdapat pada komputer klien yang ter-*install* perangkat lunak EDGE®. Setelah itu, data NetCDF radar EEC baru dapat diekstrak oleh *wradlib-python*.



Gambar 3. Diagram alur pengolahan data *volumetric* dari tiga format data radar.



Gambar 4. Proses *clutter removal* (panel atas) dan *attenuation correction* (panel bawah) pada contoh data radar Palangkaraya tanggal 6 Mei 2016 pukul 15:36 UTC.

Dalam pengolahan data radar, penghapusan sinyal kesalahan (*clutter removal*) yang disebabkan oleh faktor-faktor non-meteorologis seperti adanya objek di permukaan bumi (pegunungan, bukit, gedung tinggi) atau objek di udara (pesawat udara, burung, dan sebagainya) telah dilakukan oleh *clutter filter* yang dikembangkan oleh Gabella dan Notarpietro (2002) [7]. Sedangkan, kesalahan atenuasi (*attenuation correction*) yang biasa disebabkan oleh *radome* (penutup radar) yang basah dan kondisi hujan lebat juga telah dikoreksi menggunakan metode yang dikembangkan oleh Kraemer dan Verworn (2009) [8]. Contoh proses *clutter removal* dan *attenuation correction* diberikan pada Gambar 4. Pada Gambar 4 (panel atas) ditunjukkan bahwa *clutter removal* dapat menghapus *noise* yang terekam dalam radar sedangkan penguatan sinyal radar yang berjarak jauh dari pusat radar dilakukan pada tahap *attenuation correction* (panel bawah).

Beberapa skrip pemrograman *python* telah dibuat menggunakan aplikasi gratis *Scientific PYTHON Development Environment* (Spyder) untuk mengekstrak, mengolah input data *volumetric* (.vol) dari radar Gematronik dan Baron maupun data NetCDF (.nc) dari radar EEC dan menyimpan luaran data radar dalam koordinat kartesian dengan format NetCDF. Tiap skrip dirancang untuk mengekstrak dan menampilkan data reflektifitas tiap sudut kemiringan vertikal radar (PPI, Gambar 2) secara otomatis dan untuk menghitung nilai CAPPI, yaitu tampilan data reflektifitas radar secara horisontal pada ketinggian tetap tertentu, dan juga nilai maksimal CAPPI (CAPPI-CMAX) pada kolom ketinggian. Adapun spesifikasi perhitungan CAPPI yang telah dirancang adalah (1) memiliki resolusi horisontal 0.5 km/pixel, (2) luaran nilai CAPPI untuk ketinggian 0.5 sampai dengan 5 km dengan resolusi vertikal 0.5 km, dan (3) luaran nilai CAPPI-CMAX pada kolom ketinggian 0.5 - 5 km.

Pengolahan data radar menggunakan komputer dengan spesifikasi processor Intel(R) Core(TM) i7, dibutuhkan waktu rata-rata sekitar 1 - 3 menit untuk mengekstrak PPI/CAPPI dari data reflektifitas radar dan menyimpannya kedalam format NetCDF4 untuk data radar tiap 10 menit. Luaran file NetCDF PPI/CAPPI data reflektifitas yang terbentuk berukuran sekitar 4 - 7 MB untuk data radar per 10 menit tergantung kepada radius jangkauan radar, jumlah PPI dan jumlah ketinggian CAPPI yang disimpan.

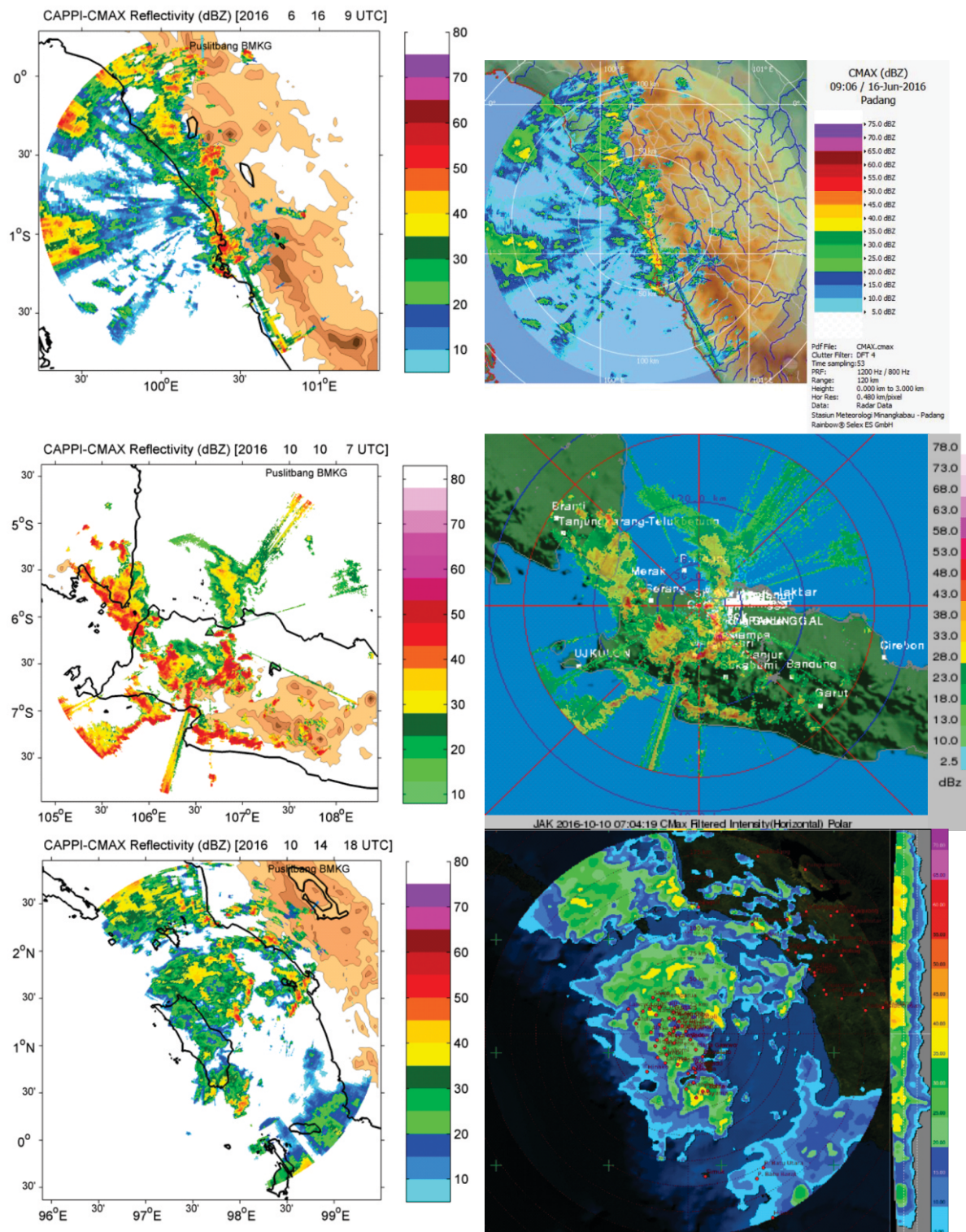
3. Hasil dan Pembahasan

Bagian ini membandingkan dan membahas contoh luaran CAPPI-CMAX data reflektifitas radar antara perangkat lunak *wradlib-python* dan perangkat lunak

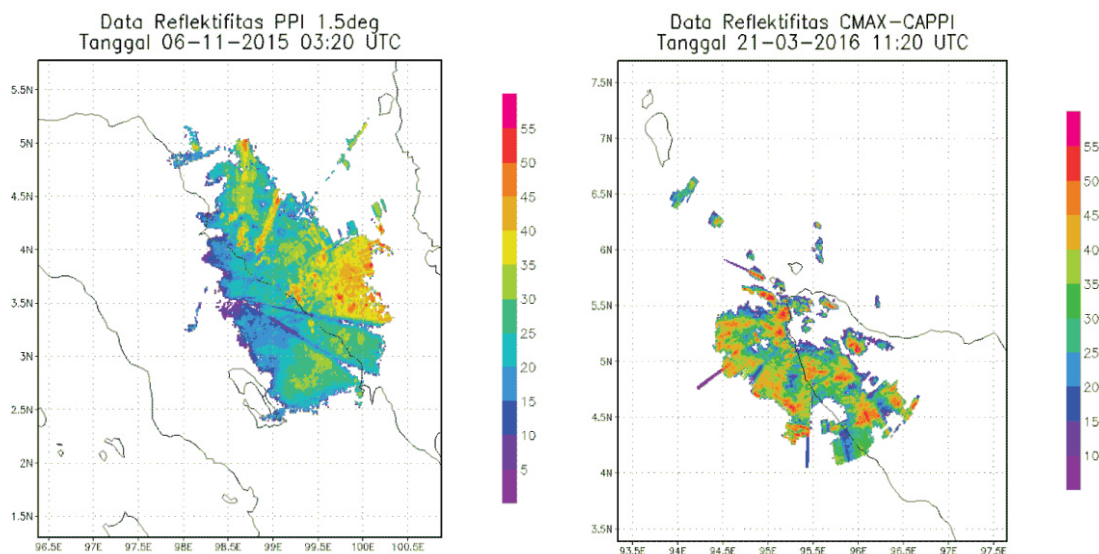
dari produsen radar. Pada studi ini, perbandingan citra radar antara luaran *wradlib-python* dengan luaran perangkat lunak Rainbow® dari Gematronik, EDGE® dari EEC dan FROG-MURAN® dari Baron hanya dilakukan secara spasial dan intensitas, dan belum secara temporal. Perbedaan yang tampak antara luaran tersebut dijelaskan dengan memberikan kemungkinan faktor-faktor yang mempengaruhi luaran citra radar. Selain itu, hasil penyimpanan data reflektifitas radar dalam koordinat kartesian dan format NetCDF divisualisasikan menggunakan perangkat lunak GrADS.

Pada studi ini, analisa temporal (*time series*) perbandingan citra radar luaran *wradlib-python* dan luaran perangkat lunak dari produsen radar belum dapat dilakukan karena kendala akses data digital dari luaran perangkat lunak produsen radar yang hanya ter-*install* pada lokasi radar. Gambar 5 membandingkan luaran tersebut dan menunjukkan hasil dengan pola spasial yang relatif sama. Akan tetapi, secara umum intensitas reflektifitas radar luaran *wradlib-python* lebih tinggi (*overestimate*) dari luaran perangkat lunak dari produsen radar. Adapun perbedaan pola spasial dan intensitas reflektifitas yang tampak dapat disebabkan oleh beberapa faktor diantaranya perbedaan resolusi horisontal antara luaran kedua perangkat lunak, perbedaan metode interpolasi data spasial, perbedaan metode *clutter removal* dan *attenuation correction*, dan lain sebagainya.

Sebagai contoh, Gambar 5 (panel atas kanan) menunjukkan luaran CMAX Rainbow® dari Gematronik untuk kasus kejadian hujan ekstrim yang menyebabkan banjir di kota Padang tanggal 16 Juni 2016 [9-10]. Secara spasial, luaran CAPPI-CMAX *wradlib-python* (panel atas kiri) menyerupai luaran Rainbow® yang menggambarkan adanya *squall line* pada arah utara-selatan yang melintasi kota Padang (pusat radar) dan menyebabkan hujan ekstrim dan kejadian banjir. Namun, pada intensitas reflektifitas dari luaran *wradlib-python* lebih tinggi dibandingkan dengan luaran Rainbow®, terutama pada area dengan nilai reflektifitas tinggi. Untuk area dengan nilai reflektifitas rendah, kedua luaran tersebut mempunyai intensitas yang relatif sama. Perbedaan tersebut dapat disebabkan oleh perhitungan CAPPI-CMAX pada *wradlib-python* menggunakan ketinggian 0 - 5 km sedangkan pada Rainbow® menggunakan ketinggian 0 - 3 km. Selain itu, perbedaan metode *clutter removal* antara *wradlib-python* (Gabella dan Notarpietro (2002) [7]) dan Rainbow® (DFT 4) juga memungkinkan terjadinya perbedaan pola spasial dan intensitas reflektifitas.



Gambar 5. (Panel atas) perbandingan citra data reflektifitas antara luaran *wradlib-python* (kiri) dan luaran Rainbow® (kanan) [9-10] untuk kasus data radar Padang tanggal 16 Juni 2016 pukul 09:06 UTC. Luarannya Rainbow® dipersiapkan oleh Stasiun Meteorologi Minangkabau, Padang. (Panel tengah) perbandingan citra data reflektifitas antara luaran *wradlib-python* (kiri) dan luaran EDGE® (kanan) untuk kasus data radar Cengkareng tanggal 10 Oktober 2016 pukul 00:00 UTC. Luarannya EDGE® dipersiapkan oleh Stasiun Meteorologi Soekarno-Hatta, Jakarta. (Panel bawah) perbandingan citra data reflektifitas antara luaran *wradlib-python* (kiri) dan luaran FROG-MURAN® (kanan) untuk kasus data radar Nias tanggal 14 Oktober 2016 pukul 18:00 UTC. Luarannya FROG-MURAN® dipersiapkan oleh Stasiun Meteorologi Binaka, Gunungsitoli, Nias.



Gambar 6. Plot data reflektifitas radar PPI (Medan, kiri) dan CMAX-CAPPI (Banda Aceh, kanan) dengan format NetCDF4 menggunakan GrADS.

Metode interpolasi data *nearest-grid* yang digunakan *wradlib-python* pada studi ini juga dapat menyebabkan perbedaan pola spasial dan intensitas reflektifitas. Adanya perbedaan metode *attenuation correction* antara kedua perangkat lunak tersebut juga memberikan pengaruh terhadap intensitas reflektifitas, terutama pada area yang berlokasi jauh dari pusat radar.

Perbandingan luaran *wradlib-python* dengan luaran EDGE® dan luaran FROG-MURAN® juga ditunjukkan masing-masing pada Gambar 5 panel tengah untuk radar Jakarta dan panel bawah untuk radar Nias. Secara spasial, luaran radar tersebut menunjukkan pola yang relatif sama. Akan tetapi, secara umum intensitas reflektifitas luaran *wradlib-python* lebih tinggi dari luaran EDGE® dan FROG-MURAN®. Khusus untuk data radar EEC (panel tengah), selisih nilai reflektifitas radar antara luaran *wradlib-python* dan luaran EDGE® dapat mencapai 10 dBZ. Hal ini perlu dikaji lagi untuk menentukan penyebab terjadinya perbedaan signifikan tersebut. Faktor yang paling memungkinkan adalah perbedaan metode *clutter removal* dan *attenuation correction* antara kedua perangkat lunak tersebut. Selanjutnya, perbedaan luaran *wradlib-python* untuk data radar BARON dengan luaran FROG-MURAN® secara umum hampir sama dengan perbedaan luaran Rainbow® untuk data Gematronik, yakni memiliki pola spasial yang relatif sama dan intensitas yang relatif lebih tinggi. Hal ini juga mungkin disebabkan oleh faktor-faktor yang telah dijelaskan sebelumnya.

Pada Gambar 5 masih terlihat adanya *noise* yang terekam pada luaran *wradlib-python* setelah proses

clutter removal. Hal ini mungkin disebabkan karena adanya interferensi frekuensi radar dengan frekuensi jaringan komunikasi di sekitar lokasi radar yang muncul dan menguat pada waktu-waktu tertentu sehingga *clutter removal* belum dapat menghilangkannya. Kemungkinan lainnya disebabkan oleh penggunaan metode *clutter removal* yang belum optimal. Hal ini mungkin dapat diatasi dengan melakukan pemilihan metode *clutter removal* yang paling tepat dan optimal. Di samping itu, *noise* juga masih terekam pada luaran Rainbow® dan EDGE® menunjukkan bahwa interferensi frekuensi jaringan komunikasi disekitar lokasi radar cukup kuat sehingga tidak terhapus oleh proses *clutter filter* pada perangkat lunak dari produsen radar.

Seperti ditunjukkan pada diagram alur (Gambar 3), *wradlib-python* menghasilkan luaran data radar dengan format NetCDF dalam koordinat kartesian untuk PPI dan CAPPI. Hal ini juga merupakan kelebihan *wradlib-python* dibandingkan dengan Rainbow®, EDGE® dan FROG-MURAN®. Penyimpanan data dalam koordinat kartesian memudahkan pengguna dalam pengolahan data radar lebih lanjut seperti proses validasi dengan data observasi curah hujan, proses asimilasi data dengan model prakiraan cuaca numerik dan pembentukan mosaik integrasi radar. Salah satu contoh penggunaan data radar dengan format NetCDF dalam koordinat kartesian adalah dapat divisualisasi menggunakan perangkat lunak *Grid Analysis and Data System* (GrADS). Sebagai contoh, Gambar 6 menunjukkan tampilan luaran data reflektifitas radar menggunakan GrADS untuk data radar kota Medan (EEC) dan Banda Aceh (Gematronik).

4. Kesimpulan

Secara umum, *wradlib-python* dapat mengatasi permasalahan BMKG yang memiliki multi format data radar cuaca, kendala lisensi, pengolahan data radar terpusat dan ketergantungan terhadap perangkat lunak yang berasal dari produsen radar tertentu. *Wradlib-python* dapat mengekstrak tiap sudut kemiringan vertikal radar (PPI) secara otomatis, mengolah, dan menampilkan data radar secara masif, dan menyimpan luaran data radar dalam koordinat kartesian dan format NetCDF sehingga memudahkan untuk pengolahan data radar lebih lanjut.

Perbandingan citra radar antara *wradlib-python* dan perangkat lunak dari produsen radar menunjukkan luaran citra reflektifitas radar dengan pola spasial yang relatif sama. Akan tetapi, intensitas reflektifitas luaran *wradlib-python* relatif lebih tinggi (*overestimate*) dibandingkan dengan luaran perangkat lunak dari produsen radar. Hal ini dapat disebabkan oleh beberapa faktor diantaranya perbedaan resolusi horisontal citra luaran, metode interpolasi data spasial, metode *clutter removal* dan *attenuation correction*. Oleh karena itu, *wradlib-python* dapat dijadikan sebagai salah satu solusi alternatif untuk pengolahan, penyimpanan dan visualisasi data radar cuaca di BMKG.

Saran. Penulis merekomendasikan penggunaan *wradlib-python* sebagai solusi alternatif untuk pengolahan dan visualisasi data radar cuaca di Pusat Meteorologi Publik dan untuk penyimpanan data radar cuaca di Pusat Database BMKG.

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Kepala Pusat Penelitian dan Pengembangan dan Kepala Bidang Penelitian dan Pengembangan Meteorologi serta rekan-rekan staf Bidang Penelitian dan Pengembangan Meteorologi BMKG atas dukungan, saran, dana dan sarana prasarana dalam pelaksanaan penelitian dan publikasi artikel ini.

Daftar Pustaka

[1] Brown, R. A., and Wood, V. T.: A guide for interpreting Doppler velocity pattern: Northern Hemisphere Edition, NOAA/National Severe Storms Laboratory Norman, Oklahoma, Second Edition, <https://www.nssl.noaa.gov/publications/dopplerguide/chapter2.php>, 2007

[2] Pfaff, T., Heistermann, M., and Jacobi, S.: wradlib - An open source library for weather radar data processing, In Proceedings of ERAD - The Seventh European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, 2012

[3] Heistermann, M., Jacobi, S., and Pfaff, T.: Technical Note: An open source library for processing weather radar data (wradlib), Hydrol. Earth Syst. Sci., 17, 863-871, doi:10.5194/hess-17-863-2013, 2013.

[4] Heistermann, M., Crisologo, I., Abon, C. C., Racoma, B. A., Jacobi, S., Servando, N. T., David, C. P. C., and Bronstert, A.: Brief communication" Using the new Philippine radar network to reconstruct the Habagat of August 2012 monsoon event around Metropolitan Manila". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(3), 653-657, 2013

[5] Abon, C., Crisologo, I., Kneis, D., Bronstert, A., and Heistermann, M.: Comparison between C-band and S-band radar rainfall for hydrological simulations in Marikina River Basin, Philippines, In Proceedings of ERAD - The Eight European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, 2014

[6] Abon, C. C., Kneis, D., Crisologo, I., Bronstert, A., David, C. P. C., & Heistermann, M.: Evaluating the potential of radar-based rainfall estimates for streamflow and flood simulations in the Philippines. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7(4), 1390-1405, 2016

[7] Gabella, M. and Notarpietro, R.: Ground clutter characterization and elimination in mountainous terrain. In Proceedings of ERAD 2002, Delft, The Netherlands, 305-311, available at: <http://www.copernicus.org/erad/online/erad-305.pdf>, 2002

[8] Kraemer, S. and Verworn, H. R.: Improved radar data processing algorithms for quantitative rainfall estimation in real time, *Water Sci. Technol.*, 60, 175-184, 2009

[9] Wulandari, E, S, P., and Nugraha, Y.: "Analisis cuaca terkait kejadian hujan ekstrim di Sumatera Barat mengakibatkan banjir dan genangan air di kota Padang tanggal 16 Juni 2016." *I n t e r n e t*: http://eoffice.bmkg.go.id/Dokumen/Artikel/Artikel_20160628154826_eavde8_Analisis-Cuaca-Terkait-Kejadian-Hujan-Ekstrim-di-Sumatera-Barat-16-Juni-2016.pdf, diakses 24 Juli 2016

[10] Muzayanah, L. F., Permana, D. S., Praja, A. S., and Wulandari, E, S, P.: Extreme rainfall analysis using radar-based rainfall estimates, ground observation and model simulation in West Sumatra (case study: Padang floods on June 16, 2016), In Proceedings of International Symposium on the 15th Anniversary of the Equatorial Atmosphere Radar (EAR), Jakarta, 4 August 2016.

RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI MENGGUNAKAN METODE TELESEISMIC DOUBLE DIFFERENCE UNTUK ANALISIS POLA TEKTONIK DI WILAYAH LAUT MALUKU

TECTONIC SETTING ANALYSIS IN MOLLUCAS SEA USING TELESEISMIC DOUBLE DIFFERENCE METHOD

Tio Azhar Prakoso Setiadi^{1*}, Supriyanto Rohadi¹, Untung Merdijanto², Nova Heryandoko³

¹Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

²Kedeputan Bidang Inskalkrekjarkom BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

³Pusat Gempa Bumi dan Tsunami BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta Jakarta

*E-mail: tio.prakoso08@gmail.com

Naskah masuk: 29 September 2016; Naskah diperbaiki: 8 Desember 2016; Naskah diterima: 20 Desember 2016

ABSTRAK

Relokasi hiposenter gempabumi penting dilakukan untuk mendapatkan lokasi gempabumi dengan ketelitian yang tinggi, analisa pola tektonik, studi model struktur kecepatan, dan analisis seismisitas untuk studi global maupun studi lokal. Metode relokasi yang digunakan adalah metode *teleseismic Double-Difference* yang menggunakan model kecepatan seismik 3D. Penelitian ini dilakukan dengan merelokasi gempabumi yang terjadi di sekitar wilayah Laut Maluku. Jumlah gempabumi yang direlokasi adalah sebanyak 7042 dari 8845 gempabumi. Hasil dari relokasi hiposenter menggunakan *teleseismic Double-Difference* menunjukkan hiposenter yang lebih baik, yaitu gempabumi dengan kedalaman tertentu (*fixed depth* = 10 km) telah terelokasi dan distribusi hiposenter yang didapat menunjukkan pola penunjaman yang berasosiasi dengan zona subduksi di wilayah Laut Maluku.

Kata Kunci: *teleseismic Double-Difference*, relokasi, Laut Maluku

ABSTRACT

Earthquake relocation is important to be applied for obtaining high resolution of earthquake location, analyzing tectonic setting, studying velocity structure model, and analyzing global and local studies of seismicity. One of the relocation methods was teleseismic Double-Difference method which use 3D seismic velocity model. This research has been conducted by relocating the earthquake that occurred in the Mollucas Sea. We relocated 7042 of the 8845 earthquakes. Results of the hypocenter relocation using teleseismic Double-Difference show a better hypocenter, so earthquakes with a certain depth (fixed depth = 10km) has been relocated and the distribution of hypocenter relocation may indicate the tectonic phenomenon such as subduction in Mollucas Sea.

Keywords: *teleseismic Double Difference, relocation, Moluccas Sea*

1. Pendahuluan

Wilayah perairan Laut Maluku termasuk salah satu wilayah aktif gempabumi di Indonesia [1]. Disekitar perairan Laut Maluku memiliki interaksi tektonik yang cukup kompleks, terdapat 3 lempeng makro yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng Pasifik, Lempeng Filipina, dan lempeng mikro Laut Maluku yang merupakan bagian yang terpisah dari lempeng makro. Lempeng inilah yang secara aktif berkontribusi pada keaktifan seismik di wilayah Laut Maluku. Lempeng Laut Maluku mensubduksi ke kedua arah, Lempeng Eurasia di arah barat dan lempeng Filipina di arah timur. Subduksi ganda ini menghasilkan busur kepulauan Halmahera di sebelah Timur Laut Maluku, dan busur kepulauan Sangihe di sebelah Barat. [2]

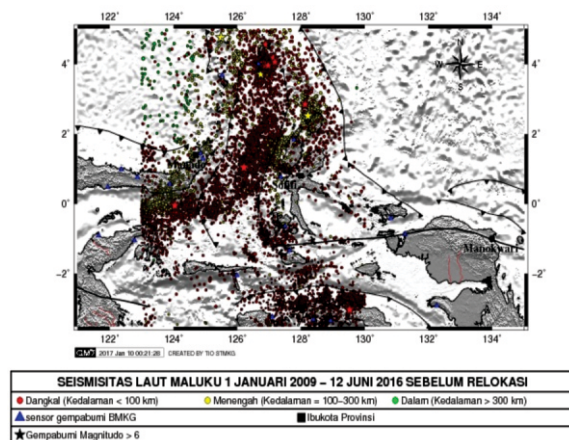
Dalam mempelajari aktifitas seismik dan pola tektonik di suatu wilayah, keakuratan dalam penentuan hiposenter gempabumi sangatlah penting. Penentuan hiposenter yang akurat dan konsisten merupakan kebutuhan mutlak untuk analisis kegempaan lebih lanjut [3]. Oleh karena itu dibutuhkan teknik relokasi gempabumi yang mampu menghasilkan lokasi hiposenter gempabumi yang akurat. Penulis memilih metode *Teleseismic Double-Difference (TeletomoDD)* karena metode ini dapat menghitung banyak data gempabumi secara simultan dengan akurasi tinggi secara akurat walaupun struktur dalam bumi yang sangat heterogen dan distribusi stasiun yang tidak merata [4].

Penelitian ini bertujuan untuk melakukan relokasi hiposenter gempabumi dari data BMKG pada wilayah Laut Maluku menggunakan teknik *Teleseismic Double-Difference*. Hasil relokasi diharapkan mampu meningkatkan keakuratan posisi sumber gempabumi sehingga diperoleh posisi sumber gempabumi yang dapat dijadikan sebagai acuan dalam studi analisa tektonik.

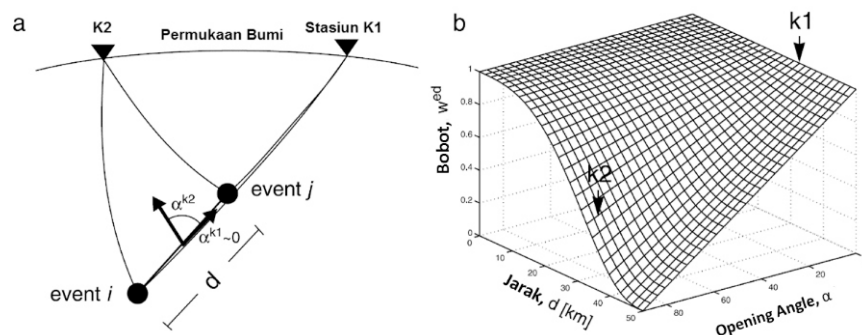
2. Metode Penelitian

2.1 Data Penelitian

Daerah yang menjadi fokus pada penelitian ini adalah wilayah Laut Maluku dan sekitarnya dengan koordinat 5° LU - 5° LS dan 123° BT - 130° BT. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data gempabumi yang bersumber dari katalog gempabumi BMKG [5] dimulai dari 1 Januari 2009 - 12 Juni 2016, dengan batasan kedalaman 1-700 km dan magnitudo 1,0 - 9,0. Jumlah data yang diperoleh adalah 9006 event yang tercatat di beberapa stasiun pencatat BMKG di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya dapat dilihat pada Gambar 1.



Gambar 1. Peta seismisitas wilayah Laut Maluku.



Gambar 2. (a). Skema dari metode DD pada dua gempabumi i dan j yang berjarak d dan direkam oleh stasiun k1 dan k2 serta a merupakan opening angle, (b). Permukaan 3D yang menyatakan hubungan antara d, a, dan bobot (w).

2.2 Teleseismic Double Difference

Metode *Double-Difference* (DD) merupakan pengembangan dari metode Geiger dengan menggunakan waktu tempuh absolut dan/atau pengukuran *cross-correlation* waktu tempuh differensial gelombang P dan S [6]. Residual antara waktu tempuh observasi dan kalkulasi diminimalisasi untuk setiap pasangan gempa pada setiap stasiun. Prinsip metode DD menganggap bahwa setiap gempa yang berpasangan, yaitu dua gempa yang memiliki jarak hiposenter yang sangat kecil dibandingkan jarak terhadap stasiun, maka *raypath* kedua gempa dapat dianggap mendekati sama. Sehingga selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dianggap hanya sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. Residual waktu tempuh antara dua gempa, i dan j, terhadap stasiun k adalah;

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j = d\mathbf{r}_k^{ij} \quad (1)$$

t_k^i waktu tempuh dari hiposenter gempa i ke stasiun k, dan t_k^j waktu tempuh dari hiposenter gempabumi j ke stasiun k, serta $\Delta \mathbf{m}^i$ dan $\Delta \mathbf{m}^j$ adalah selisih model awal dengan model hasil inversi untuk event i dan j. Pada awalnya metode DD digunakan dalam koordinat kartesian [7], kemudian dikembangkan untuk koordinat spherical,[8]. Ilustrasi metode DD untuk jarak teleseismik dapat dilihat pada Gambar 2.

Metode DD dikembangkan untuk kasus teleseismik dengan mengadaptasi metode penjejak sinar gelombang PB untuk kasus spherical earth [8]. Metode DD untuk jarak teleseismik ini (*teletomoDD*) menggunakan model kecepatan 3D nested regional-global [9]. Untuk model regional digunakan model kecepatan 3D dan untuk model global digunakan model kecepatan ak135 [10]

3. Hasil dan Pembahasan

3.1 Validasi Hasil Pengolahan *teletomoDD*

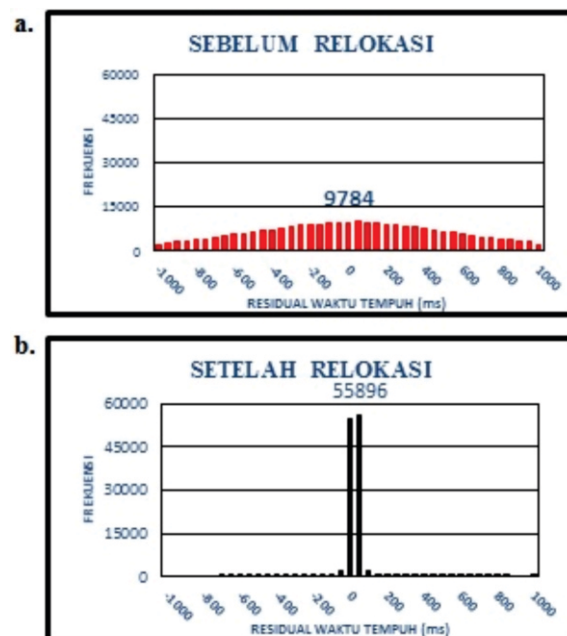
Untuk menguji hasil relokasi *teletomoDD*, pada penelitian ini dilakukan pengujian distribusi frekuensi residual waktu tempuh untuk sebelum relokasi dan sesudah relokasi menggunakan grafik histogram. Hasil relokasi yang baik dapat dilihat pada histogram yang menunjukkan frekuensi yang tinggi mendekati angka nol (0).

Distribusi frekuensi residual waktu tempuh pada saat sebelum dan setelah relokasi, hiposenter menunjukkan perbedaan sangat signifikan (Gambar 3). Hal ini mengindikasikan setelah dilakukan relokasi menghasilkan perubahan posisi hiposenter yang lebih baik.

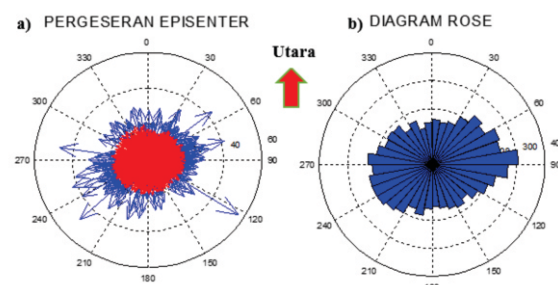
Perubahan posisi hiposenter gempabumi setelah direlokasi dapat digambarkan dengan plot diagram kompas dan diagram *rose*. Kedua diagram tersebut menunjukkan arah pergeseran dan interval sudut perubahan arah setelah direlokasi (Gambar 4).

Berdasarkan analisis diagram kompas (Gambar 4.a), didapatkan adanya 27 event gempabumi yang mengalami pergeseran episenter lebih dari 20 km (panah warna biru). Pergeseran episenter yang besar ini kemungkinan disebabkan oleh kurang akuratnya pada saat *picking* waktu tiba gempabumi, dengan demikian metode ini cukup baik digunakan untuk relokasi gempabumi.

Dari analisis diagram *rose* (Gambar 4.b), menunjukkan arah dominan pergeseran episenter sebagian besar sejajar dengan arah subduksi Lempeng Laut Maluku (Barat-Timur). Pada diagram ini skala 0 hingga 330 menunjukkan interval sudut pergeseran episenter gempabumi setelah dilakukan relokasi. Skala 0 menunjukan arah utara, sedangkan lingkaran dengan skala 100 hingga 400 menunjukkan jumlah event gempabumi.



Gambar 3. Distribusi frekuensi residual waktu tempuh (a) sebelum relokasi, dan (b) setelah relokasi.



Gambar 4. Diagram kompas untuk menunjukkan arah dan jarak pergeseran episenter gempabumi. (a), dan Diagram *rose* untuk menunjukkan frekuensi arah dominan pergeseran episenter gempabumi (b).

3.2 Hasil Relokasi *teletomoDD*

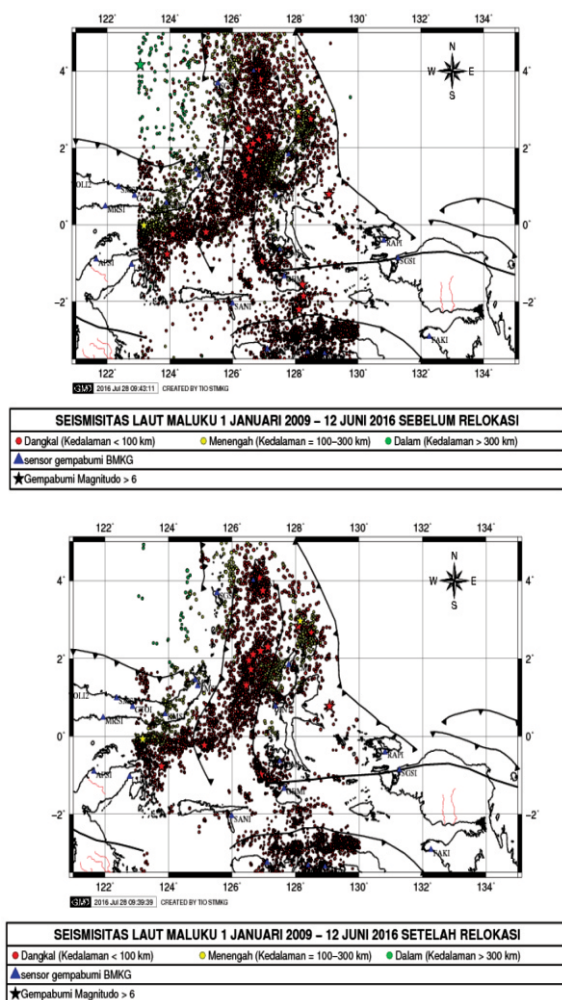
Data awal yang digunakan pada pengolahan relokasi *teletomoDD* terdiri dari 9006 events yang diperoleh dari katalog gempabumi BMKG. Dari hasil pengolahan data awal pada proses clustering yang diolah dengan *ph2dt* didapatkan 8845 events, dan dilanjutkan dengan pengolahan relokasi *teletomoDD*, hingga mendapatkan hasil relokasi gempabumi sebanyak 7042 events.

Gempabumi yang tidak terelokasi disebabkan pada saat proses relokasi terdapat event yang tidak memenuhi kriteria yang sesuai dengan input yang diberikan dan terdapat beberapa gempabumi menjadi *airquake*. *Airquake* adalah gempabumi yang berlokasi diatas permukaan setelah direlokasi.

Gambar 5.a dan gambar 5.b adalah hasil sebaran episenter gempabumi di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya sebelum dan setelah relokasi. Jika dilihat

secara horizontal seismisitas sebelum dan sesudah relokasi hiposenter tidak menunjukkan perubahan posisi episenter yang signifikan.

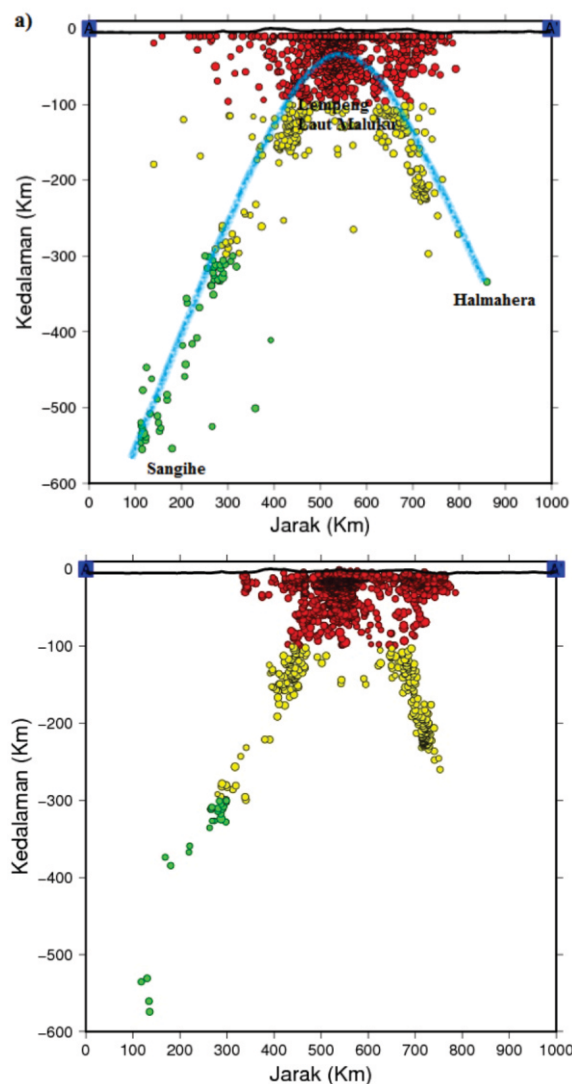
Untuk mengetahui pola penunjaman Subduksi Ganda Laut Maluku akibat menunjamnya lempeng Laut Maluku ke bawah Busur Sangihe di arah barat dan Busur Halmahera di arah timur, maka dilakukan analisis irisan penampang vertikal untuk sebaran posisi gempabumi dari A-A' hingga C-C'. Panjang masing-masing segmen 800 km dengan lebar 100 km (Gambar 5).



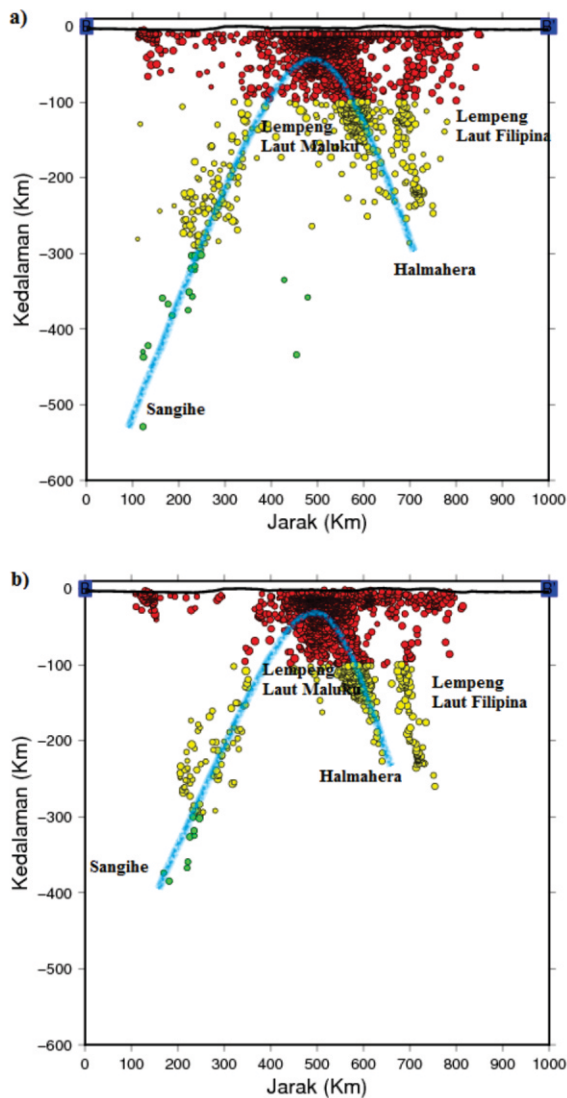
Gambar 5. Peta seismisitas sebelum relokasi *teletomoDD* (a), dan setelah relokasi (b) dan Irisan penampang untuk sebaran posisi gempabumi dari A-A', B-B', C-C'.

3.2.1 Segment Irisan Vertikal A–A'

Pada irisan penampang vertikal segment A – A' (gambar 6), terlihat banyak gempabumi dangkal yang berada di tengah pemantang Lempeng Laut Maluku. Setelah dilakukan relokasi lebih menggambarkan Subduksi Ganda dengan menyusupnya Lempeng Laut Maluku ke bawah Busur Sangihe yang berada di sebelah barat Laut Maluku hingga kedalaman ± 580 km, dan menyusupnya Lempeng Laut Maluku ke bawah Busur Halmahera disebelah timur hingga kedalaman ± 240 km. Pada kedalaman 400-500 km, tidak terlihat adanya aktifitas gempabumi (*free zone earthquake*) dikarenakan adanya kemungkinan bahwa lempeng tektonik di kedalaman 350 km mengalami gaya gaya tarik lempeng ke bawah (*slab pull*), sedangkan pada bagian di sekitar kedalaman lebih dari 500 km terjadi gaya apung lempeng yang menahan ke atas (*slab buoyancy*) [11].



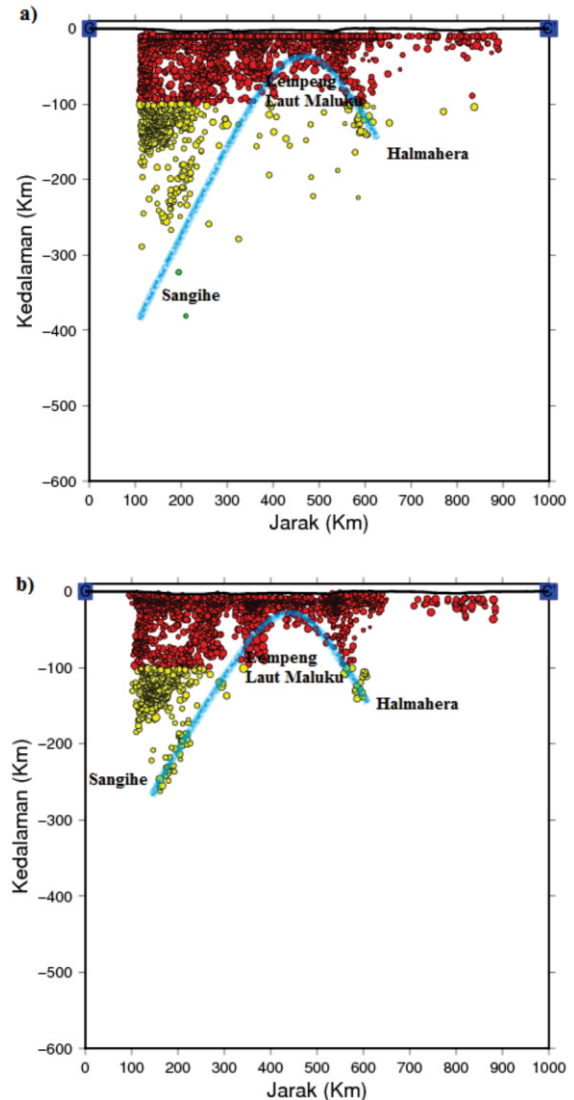
Gambar 6. Irisan penampang vertikal segment A - A' sebelum relokasi (a) dan setelah relokasi (b).



Gambar 7. Irisan penampang vertikal segment B - B' sebelum relokasi (a) dan setelah relokasi (b).

3.2.2 Segment Irisan Vertikal B – B'

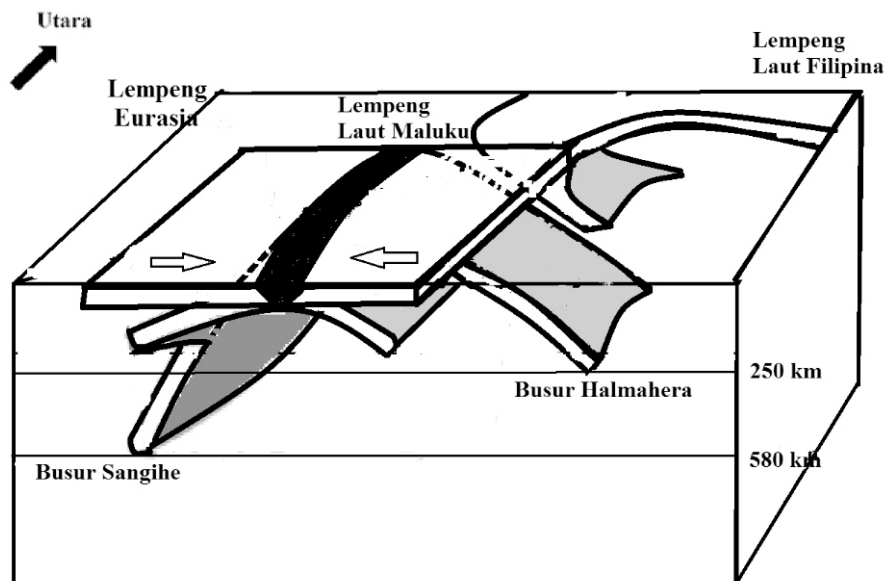
Pada irisan penampang vertikal segment B-B' (gambar 7) sebelum relokasi terdapat banyak sekali gempabumi dengan kedalaman *fix depth* (10 km). Setelah dilakukan relokasi, kedalaman dengan *fix depth* tersebut telah berkurang dan lebih bervariasi kedalamannya. Hasil relokasi menggambarkan Lempeng Laut Maluku menujam ke bawah Busur Sangihe yang berada di sebelah barat hingga kedalaman ± 400 km, Lempeng Laut Maluku menujam ke bawah Busur Halmahera disebelah timur hingga kedalaman ± 250 km dan terlihat adanya pembalikan/*rollback* pada Lempeng Laut Filipina yang sejajar dengan penujaman Lempeng Laut Maluku ke arah Busur Halmahera hingga kedalaman ± 290 km. Hasil ini bersesuaian dengan penelitian sebelumnya [12].



Gambar 8. Irisan penampang vertikal segmen C - C' sebelum relokasi (a) dan setelah relokasi (b).

3.2.3 Segment Irisan Vertikal C – C'

Pada segment irisan vertikal C – C' (gambar 8) ini aktifitas gempabumi sebagian besar di wilayah perairan Sulawesi atau arah barat dari Lempeng Laut Maluku dan di segment ini banyak terdapat gempabumi dangkal, dan jalur tunjamannya paling landai dari pada segment sebelumnya dimana tunjaman bisa mencapai ± 380 km, namun pada segment ini hanya pada kisaran ± 280 km dan tunjaman Lempeng Laut Maluku ke arah Busur Halmahera hanya pada kisaran ± 170 km. Namun melihat dari zona subduksinya, subduksi Lempeng Laut Maluku yang menujam kebawah Busur Halmahera cukup tajam, sangat bertolak belakang dengan penujaman di Busur Sangihe.



Gambar 9. Kartun struktur Lempeng Laut Maluku dari hasil relokasi *teletomoDD*.

3.2.4 Pembahasan

Pada penelitian *teletomoDD* didapatkan bentuk kartun gambar 3 dimensi (Gambar 9). Penujaman Lempeng Laut Maluku pada arah timur di wilayah Busur Halmahera memiliki kedalaman yang lebih dangkal dengan kedalaman ± 250 km dan Lempeng Laut Maluku yang menujam di wilayah Busur Sangihe lebih dalam dengan kedalaman ± 580 km. Hasil dari ketiga penampang vertikal menggambarkan Lempeng Laut Maluku tidak memiliki kedalaman yang sama ke arah Busur Sangihe dan Busur Halmahera. Penujaman Lempeng Laut Maluku kearah Busur Sangihe dan Busur Halmahera semakin ke selatan menunjukan sudut tunjaman akan semakin landai. Didapatkan adanya *rollback* pada Lempeng Laut Filipina hingga kedalaman ± 300 km yang sejajar dengan penujaman Lempeng Laut Maluku ke arah Busur Halmahera. Hasil penelitian ini bersesuaian dengan yang didapatkan peneliti sebelumnya, menggunakan metode gaya berat [13]. Terlihat ada beberapa kesamaan dimana tunjaman Busur Sangihe lebih dalam hingga 600 Km, dari tunjaman ke arah Busur Halmahera yang hanya berkisar 250 Km.

2. Kesimpulan

Hasil relokasi menunjukan perubahan lokasi hiposenter yang lebih akurat, hal ini seperti dibuktikan dengan banyaknya residual waktu tempuh setelah relokasi yang mendekati nilai nol. Kedalaman gempa dengan *fix depth* (10 km) berubah sehingga distribusi kedalamannya lebih bervariasi. Relokasi hiposenter dengan model kecepatan 3D dapat menggambarkan distribusi kegempaan dan pola penunjaman di wilayah Laut Maluku lebih jelas.

Struktur subduksi ganda (*Double Subduction*) di wilayah Laut Maluku menggambarkan adanya penujaman Lempeng Laut Maluku ke arah Busur Sangihe di sebelah barat dan Busur Halmahera di sebelah timur. Penujaman Lempeng Laut Maluku kearah Busur Sangihe semakin ke utara maka arah tunjaman semakin dalam (± 580 km), dan penujaman ke arah selatan akan semakin landai (± 280 km). Sedangkan subduksi Lempeng Laut Maluku yang menujam dibawah Busur Halmahera didapatkan rata-rata kedalaman tunjaman ± 250 km. Pada penelitian ini juga didapatkan gambaran pembelokan (*rollback*) pada Lempeng Laut Filipina yang bergerak sejajar dengan penujaman Lempeng Laut Maluku ke arah Busur Halmahera.

Ucapan Terimakasih

Penulis menyampaikan terima kasih kepada BMKG untuk katalog data gempabumi yang digunakan.

Daftar Pustaka

- [1] Hutagalung, R., 2010, Pemetaan Gempa-Tsunami di Wilayah Tektonik Maluku dan Upaya Mengurangi Dampak Resiko, Seminar Nasional Basic Science II, Ambon
- [2] Hamilton, W., 1979, *Tectonics of Indonesian Region*: Geological Survey Profesional Paper 1078, Washington.
- [3] Rohadi, S., Widiyantor, S., Nugraha, A.D., dan Masturyono, 2012, Relokasi Hiposenter Gempabumi di Jawa Tengah menggunakan Inversi Tomografi Double-Difference Simultan dan Data dari Katalog Meramex, JTM Vol. XVIII No. 2/2012, ITB, Bandung.

- [4] Pesicek, J.D., Thurber, C.H., Zhang, H., DeShon, H.R., Engdahl, E.R., and Widiyantoro, S., 2010, Teleseismic Double-Difference relocation of earthquakes along the Sumatra-Andaman subduction zone using a 3-D model, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, B10303, doi:10.1029/2010JB007443, American Geophysical Union.
- [5] <http://repogempabumi.bmkg.go.id>, diakses pada 13 Juni 2016.
- [6] Waldhauser, F., dan Ellsworth, W.L., 2000, A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-13.
- [7] Um, J., and Thurber, C. H., 1987, A fast algorithm for two Point seismic ray tracing, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 972–986.
- [8] Koketsu, K., and Sekine, S., 1998, Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities, *Journal of Geophysical Research*, 132, 339–346, Jepang.
- [9] Widiyantoro, S., and R. van der Hilst., 1997, Mantle structure beneath Indonesia inferred from high-resolution tomographic imaging, *Geophys. J. Int.*, 130 (1), pp. 167-182
- [10] Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995, Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophys. J. Int.*, 122, 108–124.
- [11] Shiddiqi, H. A., Widiyantoro, S. Nugraha, A. D., Ramdhan, M., Wandono, Sutyono, Handayani, T., 2015, Spatiotemporal variation of b-value in Molucca Collision Zone using high precision relocated hypocenters, presentasi poster pada 9th International Statistical Seismology (StatSei) workshop, Potsdam, Germany.
- [12] McCaffrey, R., Eli Asilver and Rursell W. Raitt, 1980, Crustal Structure Of The Molucas Sea Collision Zone, Indonesia, University of California Santa Cruz, Institute Of Oceanografi A-005 La Jolla California.

KAJIAN PEMANFAATAN MODEL WRF UNTUK PREDIKSI AWAL MUSIM HUJAN 2014/2015 DI INDONESIA

STUDY UTILIZATION WRF MODEL FOR PREDICTION OF RAINY SEASON ONSET 2014/2015 IN INDONESIA

Robi Muharsyah

Bidang Analisis Variabilitas Iklim Pusat Informasi Perubahan Iklim

*E-mail: robi.muhsaryah@gmail.com

Naskah masuk: 24 Juni 2016; Naskah diperbaiki: 24 Nopember 2016; Naskah diterima: 22 Desember 2016

ABSTRAK

Pemanfaatan model WRF dengan menggunakan data prediksi keluaran model CFSv2 sebagai syarat awal dan syarat batas memungkinkan model WRF untuk menghasilkan prediksi hujan harian dalam skala jangka panjang (1-6 bulan ke depan). Pada penelitian ini dipilih enam inisial prediksi keluaran model CFSv2 selama enam bulan berturut-turut dari Mei hingga Oktober 2014 untuk menghasilkan prediksi hujan harian hingga tiga bulan kedepan yaitu: Juni-Juli-Agustus, Juli-Agustus-September, Agustus-September-Oktober, September-Oktober-November, Oktober-November-Desember dan November-Desember-Januari. Selanjutnya diperoleh prediksi hujan 24 dasarian (Jun I 2014 s.d Jan III 2015). Keluaran WRF diatur pada resolusi ~20 Km. Berdasarkan hal tersebut sebanyak 300 dari 342 ZOM dapat dibuat prediksi awal musim hujan 2014/2015. Hasil verifikasi keluaran WRF terhadap data observasi menunjukkan 148 ZOM (49.33%) SESUAI, 74 ZOM (24.67%) MAJU dan 78 ZOM (26%) MUNDUR. Persentase keluaran WRF untuk kategori SESUAI masih lebih rendah dari prediksi AMH 14/15 yang dibuat oleh BMKG yaitu sebesar 54%.

Kata Kunci: Model WRF, CFSv2, ZOM, AMH 14/15

ABSTRACT

Utilization WRF model using CFSv2 model output as initial and boundary condition, leads WRF model to possibly produce the prediction of daily rainfall in the longer period (from 1 month to 6 months). In this study, six initial CFSv2 model output for six consecutive months (May to Oct 2014) are chosen to produce daily rainfall forecasts for three months ahead which are June- July-August, July-August-September, August-September-October, September-October-November, October-November-December and November-December-January. After that, 24 rainfall prediction in 10-days scale (Jun I 2014 to Jan III 2015) are obtained. WRF output is set on ~20 Km resolution. Therefore, 300 out of 342 ZOM can be used as a prediction of onset of rainy season in 2014/15. Verification WRF output shows that 148 ZOM (49.33%) ACCURATE, 74 ZOM (24.67%) deviate ON WARD and 78 ZOM (26%) deviate RETREAT. The percentage of ACCUARATE is lower than BMKG's forecast of rainy season onset which has accuracy 54%.

Keywords: WRF model, CFSv2, ZOM, AMH 14/15

1. Pendahuluan

Memprediksi awal musim hujan/kemarau merupakan salah satu tugas pokok BMKG selaku lembaga yang menyediakan layanan informasi iklim. Selama ini tugas tersebut telah berjalan dengan baik dimana prakiraan musim hujan/kemarau (selanjutnya disebut PMH/PMK) dibuat setiap tahun [1]. PMK dibuat biasanya pada bulan Februari sedangkan PMH dibuat pada bulan Juli [1].

Metode yang digunakan selama ini untuk menghasilkan PMH/PMK di BMKG pada umumnya masih berdasarkan metode statistik seperti *analysis time series* (ARIMA, WAVELET, ANFIS, Kalman Filter) dan *Statistical Downscaling* seperti *Canonical Correlation*, *Principal Component Regression*. Pada prinsipnya metode statistik bekerja dengan menggunakan data masa lalu untuk memprediksi kejadian beberapa periode waktu ke depan atau mencari hubungan beberapa parameter iklim global seperti suhu muka laut, angin, dll untuk memprediksi curah hujan di suatu wilayah. Rata-rata

tingkat ketepatan penentuan awal musim hujan/kemarau (AMH/AMK) dengan metode statistik tersebut berkisar 50 – 70% [2]. Adapun model dinamik belum digunakan secara operasional di BMKG untuk prediksi iklim seperti menentukan awal musim hujan atau kemarau.

Metode lain yang dapat dilakukan untuk prediksi dan simulasi parameter iklim adalah dengan model *Dynamical Downscaling*. Di Indonesia kajian iklim menggunakan model-model dinamik telah banyak dilakukan [3-6]. Pada prinsipnya model dinamik lebih kompleks (rumit) dan membutuhkan komputasi serta sumber daya yang lebih besar dibandingkan model-model statistik [7]. Salah satu model dinamik yang banyak digunakan adalah model *Weather Research Forecast* (WRF).

WRF merupakan sistem pemodelan atmosfer yang aplikatif untuk penelitian meteorologi, prediksi cuaca dan prediksi iklim. WRF menawarkan sejumlah pilihan untuk proses fisis atmosfer dan dapat berjalan di berbagai platform komputasi. WRF cocok untuk berbagai aplikasi pemodelan atmosfer skala regional dengan resolusi sampai puluhan meter [8].

Skamarock [9] telah menjelaskan secara detail mengenai isi dari model WRF. Singkatnya model WRF berisi kode program inisialisasi (baik untuk real-data, *real.exe* dan *ideal.exe*), program integrasi numerik (*wrf.exe*), program untuk melakukan satu arah bersarang atau *one way nesting* (*ndown.exe*) dan program untuk melakukan simulasi dan prediksi badai tropis (*tc.exe*). Model WRF mendukung berbagai kemampuan diantaranya: simulasi data real, pilihan *lateral boundary condition* untuk simulasi data real, pilihan skema fisis lengkap, skema adveksi, non-hidrostatik dan hidrostatik, satu arah dan dua arah bersarang (*one way and two way nesting*), analisis *nudging* tiga dimensi serta aplikasi global dan regional.

Alasan penggunaan WRF antara lain adalah pertama, *source code* pada model tersebut dapat diunduh secara gratis. Kedua, adanya pengembangan skema fisis dan *coding* program pada model tersebut dengan cepat sehingga dapat memperbaiki hasil simulasi, proyeksi dan prediksi. Ketiga, tersedianya keluaran model prediksi iklim sebagai input model WRF yang dapat diunduh secara gratis. Keempat, adanya komunitas *mailing list* untuk memecahkan masalah pada model dan tersedianya panduan lengkap yang mudah didapatkan serta adanya workshop yang komperensif secara berkala [10].

BMKG melalui kedeputian meteorologi telah menggunakan WRF untuk memprediksi kejadian

cuaca jangka pendek (prediksi hujan 1 – 7 hari ke depan). Menurut Gustari dkk [11], model WRF cukup baik dalam memprediksi kejadian dikotomi (hujan/tidak hujan), namun tidak begitu bagus dalam memprediksi kejadian hujan lebat dan sangat lebat.

Pemanfaatan model WRF selama ini baru sebatas prediksi-prediksi jangka pendek. Hal ini disebabkan karena pengguna data input sebagai syarat awal dan syarat batas yang memang hanya diperuntukan untuk prediksi-prediksi jangka pendek seperti halnya keluaran model *Global Forecast System* (GFS) dari *National Ocean and Atmospheric Administrations* (NOAA) yang digunakan oleh Gustari dkk [11]. Model GFS dapat digunakan untuk prediksi maksimal hingga 16 hari ke depan [12].

Sejak tahun 2011, NOAA juga telah mengembangkan model *Climate Forecast System versi 2* (CFSv2) [13]. Model CFSv2 dapat digunakan sebagai syarat awal dan syarat batas pada model WRF untuk menghasilkan prediksi jangka menengah hingga panjang (1 hingga 6 bulan kedepan).

Penggunaan keluaran model CFSv2 sebagai syarat awal dan syarat batas model WRF telah pernah dikaji oleh Pusat Litbang BMKG dan dimuat pada Laporan Tahunan Hasil Penelitian Puslitbang 2014. Salah satu kajian pada laporan tersebut bertujuan untuk mengetahui pengaruh dari skema mikrofisis WSM5 dan empat skema konveksi Kain-Fritsch (KF), Betts-Miller-Janjic (BMJ), Grell 3D ensemble (G3D), Grell-Devenyi ensemble (GD) yang ada pada model WRF terhadap prediksi keluaran model CFSv2. Diketahui bahwa tiap-tiap skema konveksi memberikan bias curah hujan yang bervariasi mulai dari *underestimate* hingga *overestimate* di beberapa wilayah Indonesia. Selain itu, pada laporan tersebut juga telah dikaji pemanfaatan keluaran model CFSv2 pada model WRF sehingga hasil *downscaling*nya ditampilkan dalam sebuah portal web site sebagai *Decision Support System* (DSS) yang dapat dimanfaatkan di BMKG.

Namun demikian, kajian-kajian yang telah dilakukan tersebut tidak sampai pada prediksi awal musim di Indonesia. Oleh karena itu penelitian ini bertujuan untuk mengkaji kemampuan keluaran model CFSv2 sebagai syarat awal dan syarat batas model WRF dalam memprediksi AMH di 342 Zona Musim (selanjutnya disebut ZOM) di Indonesia pada periode Musim Hujan (MH) 2014/2015. ZOM adalah wilayah yang pola hujan rata-ratanya memiliki perbedaan yang jelas antara periode musim kemarau dan musim hujan [14]. Periode musim kemarau ditandai dengan jumlah curah hujan kumulatif yang kurang dari 50 mm/dasarian untuk tiga dasarian berturut-turut atau jumlah curah hujan kurang dari

150 mm/bulan, sebaliknya untuk musim hujan ditandai dengan jumlah curah hujan kumulatif yang lebih atau sama dengan 50 mm/dasarian untuk tiga dasarian berturut-turut atau jumlah curah hujan lebih atau sama dengan 150 mm/bulan [14].

Tulisan ini terdiri dari empat bagian. Pertama, pendahuluan tentang metode prediksi musim yang sudah ada di BMKG dan alasan penggunaan model WRF. Bagian kedua, penggunaan keluaran model CFSv2 sebagai syarat awal dan syarat batas model WRF dan langkah-langkahnya, sehingga menjadi prediksi awal musim. Bagian ketiga membahas akurasi keluaran WRF dalam memprediksi awal musim hujan 2014/2015 (AMH 14/15) serta membandingkannya produk PMH yang dibuat oleh BMKG. Bagian keempat berupa kesimpulan dan saran.

2. Data dan Metode

Pada penelitian ini digunakan data curah hujan dasarian dari 159 stasiun pengamatan BMKG pada periode Juni 2014 s.d. Januari 2015 atau sebanyak 24 dasarian. Data tersebut dicampur (*blending*) dengan data TRMM 3B42RTv7 pada periode yang sama. Secara umum proses *blending* bertujuan untuk mendapatkan curah hujan diseluruh permukaan daratan Indonesia dalam bentuk grid (resolusi ~ 5 Km) agar bersesuaian dengan keluaran model WRF yang juga dalam bentuk grid. Beberapa hasil penelitian telah menunjukkan bahwa data hujan TRMM mampu mengikuti tren data pengamatan permukaan dengan koefisien korelasi antara data hujan TRMM dan data hujan pengamatan mencapai 0.9 dengan selang kepercayaan 99% [15-17]. Dengan kata lain kualitas antara data TRMM dan data stasiun pengamatan BMKG hampir sama. Selanjutnya dari data hasil *blending* dalam bentuk grid ~5 Km dihitung nilai-rata-rata grid yang masuk dalam setiap *polygon* ZOM sehingga diperoleh sebanyak 342 data observasi curah hujan dasarian dari Juni I 2014 s.d Januari III 2015.

Sedangkan untuk syarat awal dan syarat batas untuk model WRF dipergunakan data keluaran model CFSv2 yang terdiri dari dua paket data yaitu FLX (*Surface and Radiative Fluxes*) dengan resolusi Gaussian T126 setiap enam jam dan PGB (*Pressure Level Data*) dengan resolusi 0.5 x 0.5 setiap enam jam. Kedua paket data tersebut merupakan satu model *couple* penuh yang mewakili interaksi antara atmosfer, lautan, daratan dan es bumi [13]. Model CFSv2 mulai dioperasikan di NCEP pada Maret 2011. Ada empat inisial data per hari dari 0000, 0600, 1200 dan 1800 siklus UTC dari sistem asimilasi keluaran model CFSv2 real time, untuk 9 bulan ke depan [13]. Ketersediaan secara online serta

kemudahan aksesnya menjadi alasan penggunaan data ini untuk syarat awal dan syarat batas data model WRF [12].

Pada penelitian ini data keluaran model CFSv2 diunduh untuk prediksi hingga 96-100 hari kedepan sebagai target periode prediksi. Dipilih inisial prediksi pada jam 00.00 dan data yang diunduh dipilih satu hari diantara tanggal 21 sampai dengan akhir bulan selama enam bulan berturut-turut dari Mei s.d Oktober 2014. Misalnya diunduh data pada tanggal 25 Mei 2014 untuk periode prediksi Juni-Juli-Agustus (JJA), tanggal 23 Juni 2014 untuk periode prediksi Juli-Agustus-September (JAS) dan 24 Juli untuk periode prediksi Agustus-September-Oktober (ASO) dan seterusnya hingga November-Desember-Januari (NDJ). Semua data tersebut diakses melalui alamat nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/cfs/prod/cfs/.

Data-data keluaran model CFSv2 tersebut kemudian didownscaling menggunakan WRF versi 3.6 (WRF3.6). Fokus keluaran model yang dianalisis adalah curah hujan. Hujan atau presipitasi dalam WRFv3.6 merupakan penjumlahan curah hujan konvektif (RAINNC) dan curah hujan non konvektif (RAINNC). Pada Gambar 2 terlihat tahapan prediksi yang dimulai saat mengunduh data keluaran model CFSv2, kemudian dilanjutkan pada proses WPS. Proses WPS diawali dengan mendesain model yang tercantum dalam file *namelist.wps*. Pada file tersebut ditentukan domain atau luasan wilayah yang akan digunakan pada proses downscaling. Penelitian ini menggunakan domain 82E - 158E dan 21S - 21N dengan resolusi spasial ~20 Km.

Pada proses WPS terjadi tiga tahapan utama yaitu *ungrib.exe* dengan menggunakan file *Vtable.CFSR2* dan *Vtable.SST*. Proses *ungrib.exe* merupakan proses penyesuaian input data agar dapat digunakan untuk proses selanjutnya. Perintah ini untuk merubah file format GRIB ke netcdf. Tahap kedua, *geogrid.exe* adalah menyiapkan data topografi untuk input model. Pada penelitian ini digunakan data topografi dari USGS (*United States Geological Survey*) dengan resolusi 30s. Selanjutnya, tahap ketiga yaitu *metgrid.exe*, menyiapkan data meteorologi yang merupakan gabungan antara hasil proses *ungrib.exe* dan *geogrid.exe* sehingga diperoleh data yang sesuai untuk input proses selanjutnya. Sampai pada langkah ini tahapan WPS selesai dilakukan.

Hasil dari *metgrid.exe* selanjutnya dijadikan input untuk proses WRF yaitu *real.exe*. Pada tahap ini dilakukan pengaturan skema fisis yang terdiri dari

pemilihan skema-skema mikrofisis dan konveksi yang semuanya diatur didalam file *namelist.input*. Pada Gambar1 diberikan daftar pengaturan skema fisis yang digunakan sebagai *namelist.input* model WRF yang dipakai pada penelitian ini.

Secara singkat keterangan dari Gambar 1 yaitu untuk pengaturan skema mikro fisis (*mp_physics*) digunakan skema WRF *Single-Moment 3-class*. Sedangkan pengaturan skema konveksi (*cu_physics*) digunakan skema Grell-Freitas (GF) dan pengaturan skema PBL atau *Planetary Boundary Layer* (*bl_pbl_physics*) digunakan skema Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) [9]. Terdapat dua alasan penggunaan skema GF dan MYJ ini. Pertama, ingin mencoba skema fisis selain yang sudah digunakan oleh Puslitbang BMKG, dimana pada Laporan Tahunan Puslitbang 2014 telah digunakan skema KF, BMJ, G3D dan GD. Kedua, pemilihan skema GF dan MYJ berdasarkan hasil laporan kegiatan *Training For Vulnerability GCM Downscaling* (J14-92002) yang diselenggarakan oleh JICA Japan di *University of Tsukuba* pada April s.d. Juni 2014. Pada laporan tersebut telah dilakukan 11 kali eksperimen untuk pemilihan skema fisis model WRF. Sebelas eksperimen tersebut dilakukan dengan mengonkombinasikan skema konveksi, vertikal level, PBL dan mikro fisis seperti pada Tabel 1. Pada eksperimen ke-11 diperoleh hasil keluaran model WRF untuk simulasi selama tahun 2013 di wilayah Indonesia menunjukkan bahwan rata-rata bias perbulan antara observasi dan keluaran model sebesar 10%. Sedangkan eksperimen ke-1 s.d. 10 rata-rata bias mencapai lebih dari 10%.

Selanjutnya, karena prediksi yang dilakukan pada penelitian ini berupa prediksi jangka panjang maka model WRF membutuhkan suhu muka laut dalam proses penghitungannya sehingga pada *namelist.input*, pengaturan *sst_update* harus diaktifkan (bernilai satu) [9]. Suhu muka laut yang gunakan berasal dari skin temperature yang terdapat pada data FLX.

```
&physics
mp_physics           = 3,
ra_lw_physics        = 4,
ra_sw_physics        = 4,
radt                 = 20,
sf_sfclay_physics    = 2,
sf_surface_physics    = 2,
bl_pbl_physics       = 3,
bldt                 = 30,
cu_physics           = 3,
cudt                 = 5,
isfflx               = 1,
ifsnow               = 1,
icloud               = 1,
surface_input_source = 1,
num_soil_layers       = 4,
sf_urban_physics     = 0,
sst_update           = 1,
```

Gambar1. Pengaturan skema fisis yang digunakan pada model WRF

Tabel 1. Eksperimen pemilihan skema fisis WRF

Skema Fisis		Eksperimen										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
cu	1											
	2											
	3(GF)											
	4											
evert	30											
	50											
pbl	1											
	2(MYJ)											
mp	3											
	6											

Pada akhirnya keluaran dari proses *real.exe* terdiri dari *wrfbdy*, *wrfinput* dan *wrflowinp*. Ketiga data tersebut digunakan untuk *wrf.exe* dan hasil akhirnya berupa *wrfout* (keluaran WRF). Pada penelitian ini keluaran WRF diatur per 24 jam atau perhari dan selanjutnya siap diolah menggunakan berbagai software seperti MATLAB, NCL, GrADS, ferret, IDL dan lainnya.

3. Hasil dan Pembahasan

Masing-masing inisial prediksi keluaran model CFSv2 yang telah diunduh selanjutnya didownscaling mengikuti proses seperti pada Gambar 2 yang pada akhirnya diperoleh keluaran WRF untuk enam inisial prediksi. Setiap inisial prediksi keluaran model CFSv2 menghasilkan prediksi hujan hujan harian sepanjang 96-100 hari kedepan. Berdasarkan hal tersebut dapat dihitung prediksi hujan per dasarian untuk tiap-tiap inisial data seperti yang terlihat pada Tabel 2.

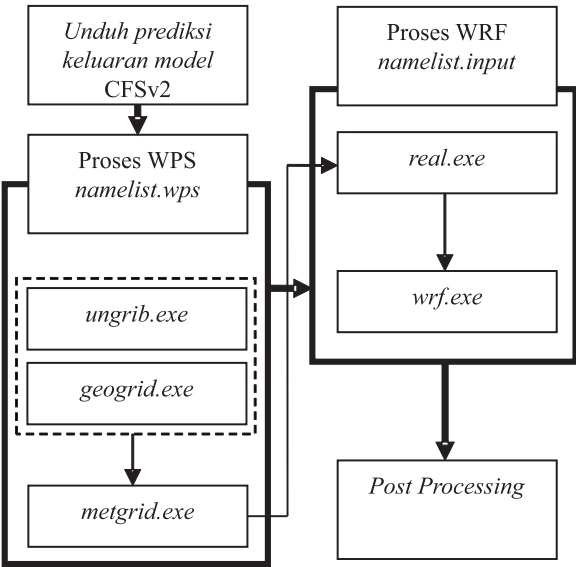
Berdasarkan Tabel 2, diketahui bahwa terdapat enam kali periode prediksi tiga bulanan sehingga diantara masing-masing periode terdapat bulan-bulan yang sama namun berbeda *lead* prediksi. Misalkan pada inisial 25 Mei 2014, prediksi bulan Juli merupakan *lead* prediksi ke-1 (J^1), sedangkan pada inisial 23 Juni

2014, prediksi Juli merupakan lead prediksi ke-0 (J^0). Oleh karena itu untuk mendapatkan satu nilai yang mewakili dari setiap lead prediksi yang ada maka setiap nilai hujan di masing-masing lead prediksi dirata-ratakan. Pada Gambar 3 dijelaskan proses penggabungan masing-masing periode prediksi. Panah merah menunjukkan keluaran WRF dari masing-masing periode prediksi (bulan Juli 2014 s.d Desember 2014) yang nilainya dirata-ratakan untuk menghasilkan satu nilai pada periode prediksi tersebut.

Pada akhirnya, diperoleh delapan bulan periode prediksi JJASONDJ (Juni 2014 s.d Januari 2015) atau sepanjang 24 dasarian (Jun I 2014 s.d. Jan III 2015). Berdasarkan data 24 dasarian ini kemudian dihitung nilai prediksi untuk tiap-tiap ZOM. Sebagai contoh pada Gambar 4, diberikan prediksi hujan dasarian pada ZOM 153 (Pulau Jawa) dan ZOM32 (Pulau Sumatera). Pada ZOM153 terdapat lima grid hasil keluaran WRF (titik-titik hijau). Masing-masing grid mempunyai nilai prediksi sebanyak 24 dasarian maka untuk mendapatkan satu nilai yang mewakili ZOM153 kelima grid tersebut dirata-ratakan nilainya. Begitu juga untuk ZOM32 yang terdapat 98 grid didalamnya.

Masih pada Gambar 4, jika diperhatikan pada ZOM153, AMH dapat diidentifikasi dengan mudah. Hal ini terlihat dari nilai hujan per dasarian yang semakin meningkat disekitar Des III. Menurut definisi awal musim BMKG [1,18] bahwa kriteria utama awal musim hujan ditandai dengan jumlah curah hujan tiga

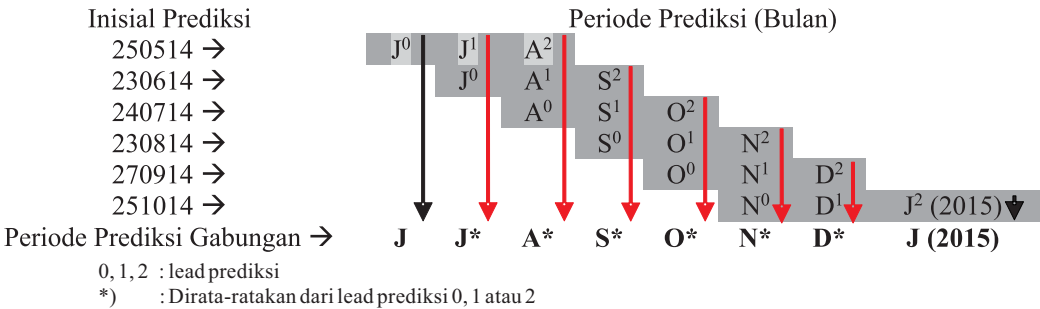
dasarian beraturan lebih atau sama dengan 50 mm (garis merah pada Gambar 4) atau jumlah pada tiga dasarian yang berturut-turut tersebut lebih atau sama dengan 150 mm. Hal yang berbeda terlihat pada ZOM32. Pada ZOM ini AMH tidak mudah diidentifikasi karena sepanjang 24 dasarian, dari Jun I 2014 hingga Jan III 2015, curah hujan di ZOM32 cenderung selalu besar dari 50 mm per dasarian. Sehingga untuk kasus seperti ZOM32 pada penelitian ini disebut tidak ada AMH atau dinyatakan sebagai NA (*Not Available*). Selanjutnya hasil penentuan AMH 14/15 untuk 342 ZOM ditampilkan pada Gambar 5.



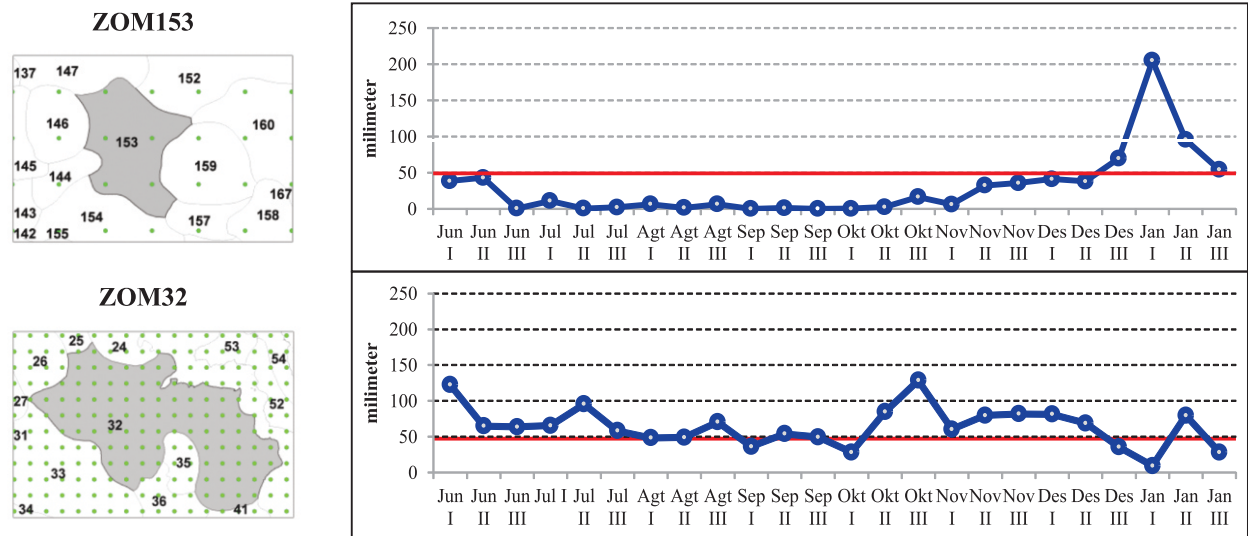
Gambar 2. Proses downscaling WRF dengan data inputan CFSv2

Tabel 2. Enam inisial prediksi keluaran model CFSv2 yang dipakai untuk prediksi AMH 14/15

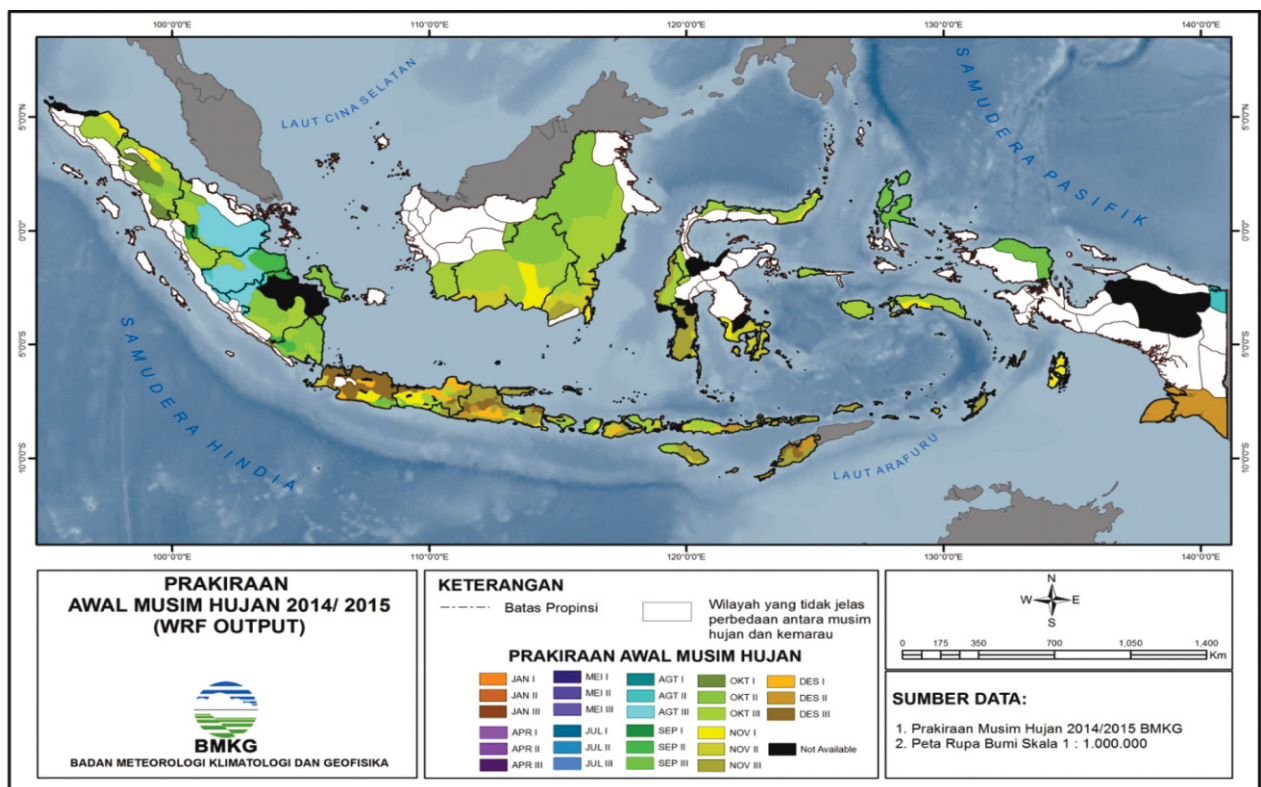
Inisial Prediksi	Panjang Prediksi (hari)	Periode Prediksi (Bulan)	Periode Prediksi (Dasarian)
25-05-2014	98	JJA	Jun I, Jun II, Jun III, Jul I, Jul II, Jul III, Agt I, Agt II, Agt III
23-06-2014	100	JAS	Jul I, Jul II, Jul III, Agt I, Agt II, Agt III, Sep I, Sep II, Sep III
24-07-2014	99	ASO	Agt I, Agt II, Agt III, Sep I, Sep II, Sep III, Okt I, Okt II, Okt III
23-08-2014	99	SON	Sep I, Sep II, Sep III, Okt I, Okt II, Okt III, Nov I, Nov II, Nov III
27-09-2014	96	OND	Okt I, Okt II, Okt III, Nov I, Nov II, Nov III, Des I, Des II, Des III
25-10-2014	98	NDJ	Nov I, Nov II, Nov III, Des I, Des II, Des III, Jan I, Jan II, Jan III



Gambar 3. Skema pengolahan keluaran WRF per inisial prediksi untuk menghasilkan 24 dasarian



Gambar 4. Prediksi Hujan dasarian dari keluaran WRF pada dua wilayah ZOM ; ZOM 153 (atas) dan ZOM 32 (bawah). Titik-titik hijau adalah grid keluaran WRF dengan resolusi ~20 Km.



Gambar 5. Prediksi AMH 2014/2015 di 342 ZOM Indonesia menggunakan keluaran WRF

Rekapitulasi penentuan AMH 14/15 pada 342 ZOM diberikan pada Tabel 2. Pada Tabel 2 terlihat bahwa terdapat 42 ZOM yang tidak dapat ditentukan awal musimnya (warna hitam pada legend peta). Hal ini disebabkan oleh : pertama sebanyak 28 ZOM tidak dapat ditentukan awal musimnya dikarenakan resolusi grid keluaran WRF masih kasar (~20 km) sehingga tidak ada satupun grid yang masuk pada 28 ZOM tersebut. Pada umumnya ZOM-ZOM di pulau Jawa yang luasan ZOM-nya kecil-kecil. Sedangkan kedua, sisanya sebanyak 14 ZOM disebabkan karena

sulit untuk mengidentifikasi awal musimnya karena tidak ditemukannya kriteria AMH sesuai definisi BMKG seperti halnya ZOM 32 pada Gambar 4.

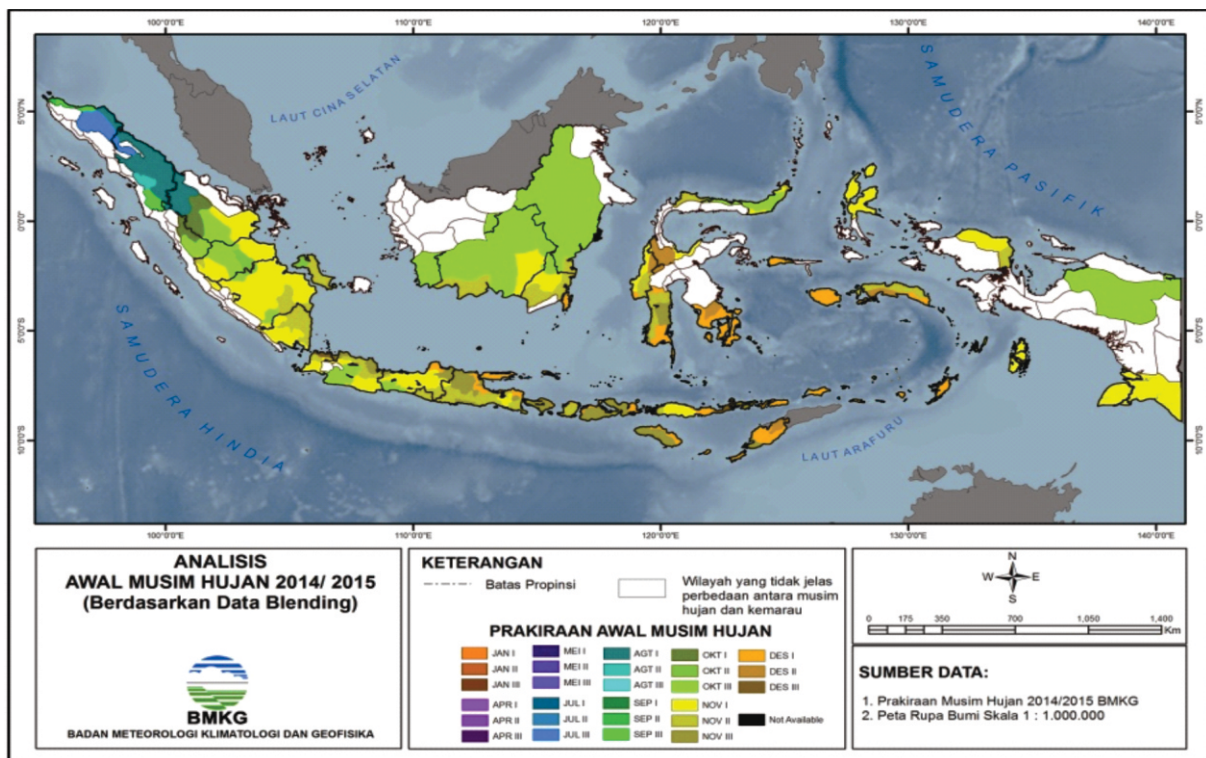
Berdasarkan uraian diatas disimpulkan bahwa prediksi AMH 14/15 dari keluaran WRF hanya dibuat pada 300 dari 342 ZOM yang ada. Sebanyak 300 ZOM tersebut AMH paling banyak dimulai pada bulan Nov (36%) sedangkan paling sedikit pada bulan Agt dan Sep sebesar 2.9%. Sebarannya secara spasial diberikan pada Gambar 5.

Sampai pada bagian ini telah berhasil diperoleh prediksi AMH berdasarkan keluaran WRF. Langkah selanjutnya adalah mengetahui tingkat akurasi dari keluaran ini dengan cara membandingkannya dengan data observasi. Telah dijelaskan sebelumnya bahwa data observasi yang dipakai berasal dari pencampuran data observasi hujan di stasiun synop BMKG dan data TRMM 3B42RTv7 dalam skala waktu dasarian. Hasil pencampuran tersebut menghasilkan data observasi dalam bentuk grid berukuran ~5 Km. Dengan kata lain ukuran grid data observasi lebih kecil dari grid keluaran WRF. Hal ini menyebabkan semua ZOM dapat dianalisis berdasarkan data observasi tersebut. Hasilnya secara spasial diberikan pada Gambar 6. Namun demikian, dikarenakan keluaran WRF hanya memberikan prediksi AMH 14/15 pada 300 ZOM maka verifikasi hanya dilakukan pada 300 ZOM tersebut.

Secara visual antara Gambar 5 dan 6, beberapa ZOM terdapat warna yang sama (ada kesesuaian

antara keluaran WRF dan observasi) sementara di ZOM yang lain menunjukkan hal yang sebaliknya. Sebagai contoh pada ZOM 153 (Gambar 7). Pada ZOM ini keluaran WRF menunjukan AMH dimulai pada Des III sedangkan observasinya pada Nov II dengan kata lain terdapat selisih empat dasarian antara keluaran WRF dengan observasinya.

Selanjutnya dilakukan verifikasi dengan menghitung tingkat kesesuaian antara keluaran WRF terhadap data observasi dalam menentukan AMH. Metode verifikasi yang digunakan merujuk pada Buku Verifikasi Prakiraan Iklim Indonesia Tahun 2012 [2]. Caranya dengan menghitung selisih indeks dasarian antara kedua data tersebut. Jika selisih -1, 0 atau 1 dasarian maka dianggap SESUAI dalam memprediksi AMH sedangkan jika selisihnya <-1 maka dikatakan menyimpang (MAJU) dan jika selisihnya >1 maka dikatakan menyimpang (MUNDUR). Hasilnya diperoleh seperti pada Gambar 8 (pie diagram kiri).



Gambar 6. Analisis Awal Musim Hujan 2014/2015 di 342 ZOM Indonesia berdasarkan *blending* antara hujan dasarian di 159 stasiun BMKG dan TRMM 3B42RTv7

Tabel2. Rekapitulasi AMH 14/15 berdasarkan keluaran WRF3.6

WILAYAH PULAU	AGT	SEP	OKT	NOV	DES	NA	TOTAL
SUMATERA	9	4	36	2		3	54
JAWA		2	12	60	61	15	150
BALINUSTRA		1	15	29	6	8	59
KALIMANTAN			13	9			22
SULAWESI			8	20		14	42
MALUKU PAPUA	1	3	5	3	1	2	15
TOTAL	10	10	89	123	68	42	342
PERSEN	2.9%	2.9%	26.0%	36.0%	19.9%	12.3%	100.0%

NA (Not Available): Tidak Ada AMH 14/15

Berdasarkan 300 ZOM diperoleh sebanyak 148 ZOM (49.33%) SESUAI, 74 ZOM (24.67%) MAJU dan 78 ZOM (26%) MUNDUR dari data observasi. Dengan kata lain, hampir 50% dapat diprediksi awal musim hujannya dengan tepat. Sebaran dari 148 ZOM cukup bervariasi beberapa ZOM di Jawa bagian timur, Bali, NTB dan NTT, Sulawesi bagian selatan dan semua ZOM yang ada di Kalimantan. Sedangkan 74 ZOM yang prediksi awal musimnya menyimpang MAJU dari observasi terletak di Sumatera bagian selatan, Sulawesi bagian tenggara serta semua wilayah di Maluku. Selanjutnya 78 ZOM yang awal musimnya menyimpang MUNDUR dari observasinya terletak di Sumatera bagian utara, Jawa bagian Barat, Sulawesi bagian barat serta Papua bagian selatan. Sebaran spasial hasil verifikasi keluaran WRF diberikan pada Gambar 9 (kiri).

Dijelaskan pada bagian Pendahuluan bahwa rata-rata ketepatan prediksi awal musim selama ini berkisar 50-70% [2]. Oleh karena itu, untuk mengetahui apakah terdapat peningkatan akurasi prediksi awal musim hujan dengan menggunakan keluaran WRF ini, maka perlu dibandingkan antara sebaran prediksi awal musim keluaran WRF dengan prediksi awal musim yang dibuat oleh BMKG serta membandingkan hasil verifikasi keduanya terhadap data observasi.

Dirangkum dari Buku Prakiraan Musim Hujan 2014/15 yang diterbitkan oleh BMKG pada Agustus 2014, diprediksikan bahwa lebih dari 80% AMH masuk pada bulan OND 2014. Sebarannya diberikan pada Tabel 3. Selanjutnya pada Gambar 10 dapat dilihat perbandingan sebaran prediksi AMH 14/15 antara keluaran WRF dengan yang dibuat BMKG.

Secara proporsi keduanya menunjukkan hal yang sama yaitu proporsi terbanyak AMH 14/15

diprediksi masuk pada bulan November 2014 dengan perbandingan 36% (WRF) dan 38% (BMKG). Begitu juga untuk proporsi kedua dan ketiga terbanyak, keduanya juga menunjukkan pola yang sama yaitu sama-sama menunjukkan bahwa AMH 14/15 diprediksi masuk pada bulan Oktober 2014 dan Desember 2014. Hanya saja untuk proporsi kedua dan ketiga ini selisihnya cukup besar antara keluaran WRF dan BMKG. Jika dijumlahkan tiga bulan tersebut keduanya memberikan proporsi sebesar 81,9 % (WRF) berbanding 86.6 % (BMKG). Hal ini memperlihatkan bahwa prediksi AMH 14/15 oleh WRF mampu mendekati produk BMKG dalam hal proporsi bulan awal masuknya musim hujan.

Selanjutnya untuk mengetahui kemampuan keluaran WRF terhadap produk BMKG maka keduanya dibandingkan ketepatannya dalam menentukan AMH 14/15 berdasarkan data observasi. Walaupun produk BMKG memprediksi AMH 14/15 pada 342 ZOM namun untuk verifikasi hanya dilakukan pada 300 ZOM seperti halnya yang dilakukan pada keluaran WRF. Hasilnya diberikan oleh Gambar 8 (*pie diagram* kanan). Sebanyak 162 ZOM (54%) SESUAI, 121 ZOM (40.33%) MAJU dan 17 ZOM (5.67%) MUNDUR. Sebaran spasial hasil verifikasi produk BMKG diberikan pada Gambar 9 (kanan).

Berdasarkan dua *pie diagram* pada Gambar 8, tingkat ketepatan keluaran WRF lebih rendah dari produk BMKG untuk memprediksi AMH 14/15. Namun demikian sebaran wilayah ZOM yang SESUAI antara kedua prediksi tersebut sebagian besar hampir sama. Seperti yang diperlihatkan pada Gambar 9, bahwa beberapa wilayah ZOM di Kalimantan bagian timur, Jawa bagian tengah hingga timur, Bali, NTB, NTT, Sulawesi bagian selatan dan utara menunjukkan hasil yang sama.

Persentase MAJU ataupun MUNDUR antara keluaran WRF dan produk BMKG juga cukup berbeda jauh. Hal ini berarti terdapat wilayah ZOM dimana keluaran WRF dan produk BMKG memberikan hasil yang saling berlawanan. Sebagai contoh beberapa ZOM di sekitar Jawa Barat dan Maluku. Pada wilayah tersebut hasil verifikasi keluaran WRF menyimpang MUNDUR dari observasi sedangkan produk BMKG menyimpang MAJU dari observasi.

4. Kesimpulan

Pada penelitian ini telah ditunjukkan langkah-langkah penggunaan model WRF untuk menghasilkan prediksi jangka panjang. Hal tersebut dapat dilakukan dengan adanya data CFSv2 sebagai *boundary condition* atau inputan pada model WRF.

Keragaman prediksi curah hujan yang diperoleh sebagai keluaran WRF sangat bergantung pada pengaturan skema fisis pada *namelist.input* yang didalamnya terdapat banyak pilihan skema mikrofisis dan skema konveksi yang dapat dipakai. Pada penelitian ini dianggap pemilihan skema mikrofisis *WRF Single-Moment 3-class* dan skema konveksi *Grell-Freitas (GF)* serta *PBL MYJ* adalah yang paling baik berdasarkan hasil eksperimen pemilihan skema fisis model WRF. Selain itu, hasil prediksi yang diperoleh juga bergantung pada pengaturan *namelist.wps* yang didalamnya dapat disesuaikan resolusi grid keluaran WRF dan luasan domain yang di-*downscaling*.

Prediksi hujan sebagai keluaran WRF dihasilkan dalam bentuk grid dan skala temporal harian. Hal ini menyebabkan keluaran WRF dapat digunakan dalam menentukan prediksi awal musim disetiap wilayah di Indonesia. Seperti halnya pada penelitian ini telah dihasilkan prediksi hingga 24 dasarian pada periode Jun I 2014 s.d. Jan III 2015 untuk 300 ZOM Indonesia.

Hasil pada penelitian ini menunjukkan bahwa penggunaan keluaran WRF sama sekali tidak memberikan peningkatan akurasi dalam menentukan AMH 14/15 dibandingkan prediksi AMH 14/15 yang

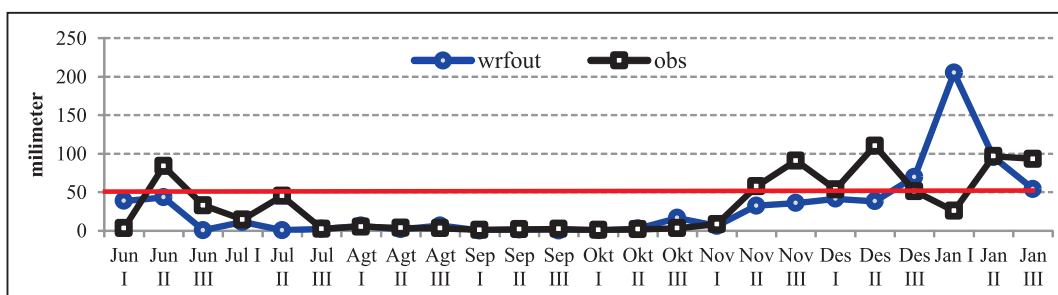
dibuat BMKG.

Hanya saja penelitian ini baru membahas satu periode awal musim hujan di tahun 2014/2015. Oleh karena itu, agar mendapatkan hasil yang lebih dapat diandalkan (*reliable*), tepat (*accurate*) dan punya keunggulan (*skillfull*) maka rencana penelitian selanjutnya adalah perlu dilakukan kajian menggunakan data prediksi masa lalu *-hindcast (reforecast)*- dari produk CFSv2 dan kemudian didownscaling menggunakan model WRF. Kajian terkait pemilihan skema mikrofisis dan konveksi juga dapat dikembangkan sehingga ditemukan hasil dengan tingkat kesalahan terkecil.

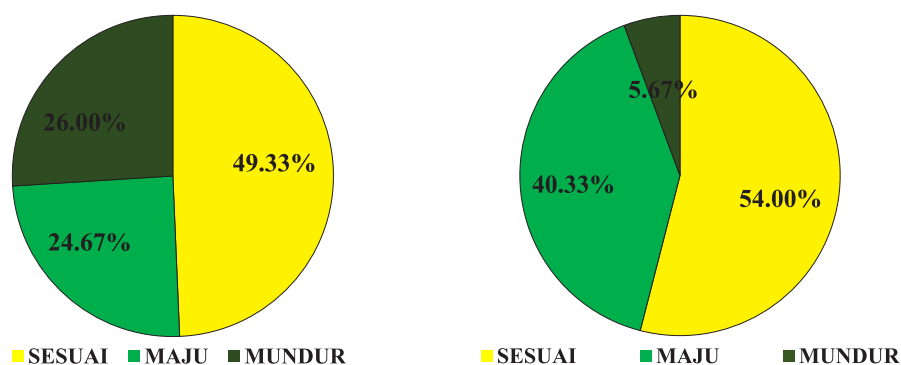
Pada rencana penelitian selanjutnya juga perlu diperbaiki resolusi keluaran WRF menjadi resolusi yang lebih tinggi misal ~ 10 Km dibandingkan yang sudah digunakan saat ini (~20 Km) agar keluaran WRF dapat dimanfaatkan untuk semua ZOM dalam menentukan awal musim. Sehingga tidak ada lagi ZOM yang tidak dapat ditentukan awal musimnya seperti pada 28 ZOM pada penelitian ini. Hal ini menjadi kendala sekaligus tantangan pada *dynamical downscaling* seperti halnya model WRF karena lamanya proses *running* model WRF berbanding lurus dengan luasan domain dan resolusi spasial yang digunakan.

Tabel 3. Rekapitulasi prediksi AMH 14/15 berdasarkan produk BMKG

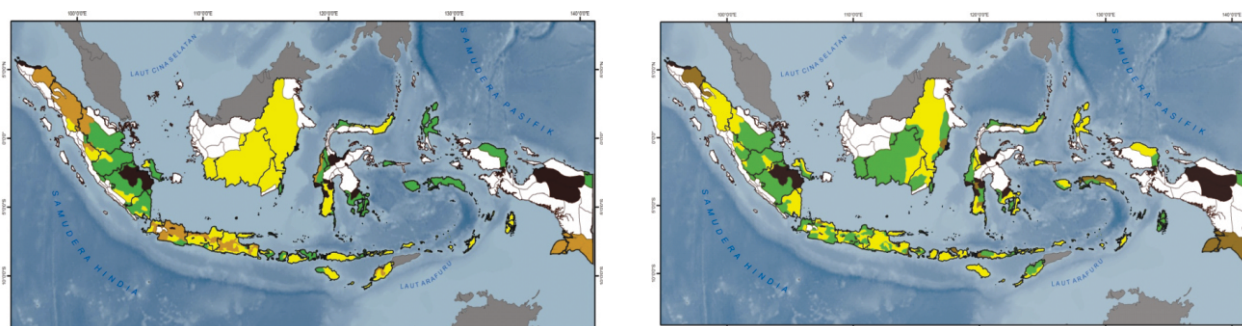
WILAYAH	JUL	AGT	SEP	OKT	NOV	DES	JAN	APR	MEI	TOTAL
SUMATERA	3	10	9	19	13					54
JAWA			6	69	65	10				150
BALINUSTRA				6	37	16				59
KALIMANTAN			1	15	6					22
SULAWESI			2	8	9	12	3	8		42
MALPAP	1			4		7	1	1	1	15
TOTAL	4	10	18	121	130	45	4	9	1	342
PERSEN	1.2%	2.9%	5.3%	35.4%	38.0%	13.2%	1.2%	2.6%	0.3%	100.0%



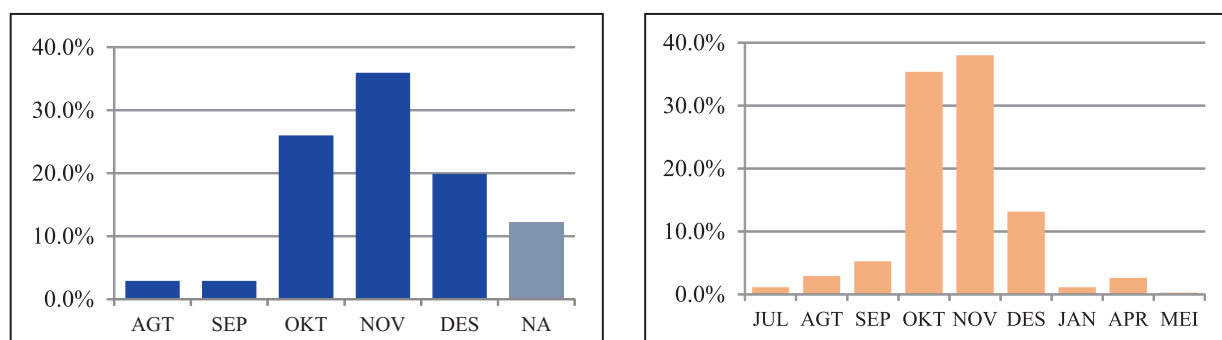
Gambar 7. Perbandingan AMH 14/15 antara keluaran WRF (Des III ; panah biru) dan observasi (Nov II; panah hitam)



Gambar 8. Hasil verifikasi keluaran WRF (kiri) dan produk BMKG (kanan) terhadap data observasi dalam menentukan AMH 14/15 di 300 ZOM Indonesia



Gambar 9. Peta sebaran hasil verifikasi keluaran WRF (kiri) dan produk BMKG (kanan) terhadap data observasi pada 300 ZOM Indonesia; SESUAI (kuning), MAJU (hijau) dan MUNDUR (coklat)



Gambar 10. Proporsi AMH 14/15 antara keluaran WRF (kiri) dan produk BMKG (kanan)

Ucapan Terimakasih

Penulis mengucapkan terimakasih kepada semua rekan kerja di Bidang Informasi Iklim Kedeputian Klimatologi BMKG yang telah membantu dalam persiapan data-data terkait PMH 2014/15 yang dipakai pada penelitian ini.

Daftar Pustaka

- [1] Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika. Dokumen Teknis SOP (Standart Operating Procedure) Sub Bidang Analisa dan Informasi Iklim BMKG. BMKG, 2011.
- [2] Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika. Buku Verifikasi Prakiraan Iklim Indonesia. Perpustakaan BMKG Jakarta, 2012.
- [3] Aldrian, E., L. D. Gates, D. Jacob, and R. Podzun. *Long-term simulation of Indonesian rainfall with the MPI regional model*. Clim. Dyn., DOI 10.1007/s00382-004-0418-9, nn, 2004.
- [4] Aldrian, E., D. Sein, D. Jacob, L. D. Gates, and R. Podzun. *Modelling Indonesian rainfall with a coupled regional model*. Clim. Dyn., 25, 1–17, 2005.
- [5] Aldrian, E., and R. D. Susanto. *Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperatur*. Int. J. Climatol., 23, 1435–1452, 2003.
- [6] Kadarsah. *Simulasi Iklim Indonesia Menggunakan RegCM3*, Buletin Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika, Vol.6. No.2 Juni 2010, ISSN: 0215-1952, 2010.

- [7] Murphy, J. *An Evaluation of Statistical and Dynamical Techniques for Downscaling Local Climate*. Journal of Climate Vol. 12, p2256-2284, 1997.
- [8] *The Weather Reasearch and Forecasting Model*. <http://www.wrf-model.org/index.php>. Tanggal Akses : 15 Juni 2016.
- [9] Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 113 pp. doi:10.5065/D68S4MVH, 2008.
- [10] *WRF Model User's Page*. <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>. Tanggal Akses : 15 Juni 2016.
- [11] Gustari, I., Hadi, T. W., Hadi, S. Akurasi Prediksi Curah Hujan Harian Operasional di Jabodetabek: Perbandingan dengan Model WRF. Jurnal Meteorologi dan Geofisika. Volume 13 No.2, September 2012.
- [12] *Global Forecast System (GFS)*. <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forecast-system-gfs>. Tanggal Akses : 15 November 2016.
- [13] Saha, Suranjana and Coauthors. *The NCEP Climate Forecast System Version 2*. Journal of Climate J. Climate, 27, 2185–2208. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>, 2014.
- [14] Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika. Prakiraan Musim Hujan 2016/17. <http://www.bmkg.go.id/iklim/prakiraan-musim.bmkg>. Tanggal Akses : 15 November 2016.
- [15] Su F, Hong Y, Lettenmaier DP. *Evaluation of Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) and Its Utility in Hydrologic Prediction in the La Plata Basin*. Journal of Hydrometeorology 9; 622-640, 2008.
- [16] Hughes DA. *Comparison of Satellite Rainfall Data with Observations from Gauging Station Networks*. Journal of Hydrology 327: 399-410, 2006.
- [17] Li M, Shao Q. *An Improved Statistical Approach to Merge Satellite Rainfall Estimates and Raingauge Data*. Journal of Hydrology 385: 51-64, 2010.
- [18] Ulfah A., Sulistya, W. Penentuan Kriteria Awal Musim Alternatif di Wilayah Jawa Timur. Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol.116. No.3 2015, ISSN. 1411-3082, E- ISSN. 1411-3082.

RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI WILAYAH SUMATRA BARAT MENGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION*

THE RELOCATION OF EARTHQUAKE HYPOCENTER OF WEST SUMATRA REGION USING MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION METHOD

Andy Rachmadan^{1*}, Supriyanto Rohadi², Untung Merdijanto³, Damianus Tri Heryanto⁴

¹Stasiun Geofisika Klas 1 Silaing Bawah-Padang Panjang, Jl. Meteorologi, Padang Panjang, Sumatra Barat

²Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

³Kedeputan Bidang Inskalrekjarkom BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

⁴Pusat Instrumentasi, Rekayasa, dan Kalibrasi BMKG

*E-mail: andynstn@gmail.com

Naskah masuk: 3 Oktober 2016; Naskah diperbaiki: 31 Oktober 2016; Naskah diterima: 20 Desember 2016

ABSTRAK

Lokasi hiposenter yang akurat diperlukan untuk analisis struktur tektonik secara detail, seperti identifikasi pola bidang patahan, pola zona subduksi, identifikasi batas lempeng, dan lain-lain. Sementara dalam sistem peringatan dini yang berkembang saat ini, yang membutuhkan waktu cepat untuk menghasilkan parameter, masih menggunakan model kecepatan satu dimensi yang bersifat global, sehingga parameter yang dihasilkan kurang akurat. Pada penelitian ini digunakan metode MJHD untuk merelokasi wilayah Sumatra Barat dalam rentang tahun 2009-2016. Metode ini menambahkan koreksi stasiun berupa batasan pada kedalaman dan episenter sehingga tetap mampu merelokasi posisi secara akurat walaupun struktur dalam bumi sangat heterogen. Data yang digunakan adalah data arrival time dari katalog BMKG dengan rentang tahun 2009-2016. Hasil relokasi menunjukkan adanya perubahan lokasi hiposenter yang lebih akurat. Hal ini dapat dibuktikan dengan nilai *Root Mean Square* (RMS) yang kecil dan adanya keterkaitan hasil relokasi dengan kondisi tektonik di wilayah penelitian seperti pola penunjaman, dan aktivitas di wilayah sesar Sumatera.

Kata kunci : , relokasi, hiposenter, MJHD, Sumatra Barat

ABSTRACT

An accurate hypocenter location is required for the analysis of tectonic structure in detail, such as the identification of the fault plane pattern, the pattern of subduction zones, identification plate boundaries, and etc. While the earthquake early warning system that is developing at this time, which requires a quick time to release the parameters of the earthquake, is still using a global one-dimensional velocity model which makes the result is less accurate. The method used in this study is MJHD to relocate all the earthquake appeared on Sumatra Barat in 2009-2016. This method adds a correction station in the form of limitation on the depth and the epicenter so that it remains capable to relocate earthquakes position accurately even if the structure of the earth is very heterogeneous. The data used is the arrival time data from the BMKG catalog (2009-2016). The result indicates a more accurate change on the hypocenter location. This can be proven by small RMS value and the association between the relocation results and the tectonic conditions in the study areas such as the patterns of subduction, and the activity in the area of the Sumatran fault.

Keywords : *Earthquake, relocation, hypocenter, MJHD, West Sumatra*

1. Pendahuluan

Penentuan parameter hiposenter secara akurat sangatlah penting dalam studi kegempaan, terutama dalam analisis tingkat lanjut yang berkaitan dengan tektonismenya. Penentuan lokasi hiposenter yang akurat diperlukan untuk analisis struktur tektonik secara detail, seperti identifikasi pola bidang patahan, pola zona subduksi, identifikasi batas lempeng, dan lain-lain.

Perkembangan teknologi dapat memudahkan dalam penentuan parameter hiposenter. Bahkan sistem Inatews dapat menentukan parameter-parameter termasuk hiposenter kurang dari lima menit. Namun, parameter hiposenter yang dihasilkan dianggap masih belum akurat akibat model kecepatan yang digunakan adalah model kecepatan satu dimensi yang bersifat global. Di sisi lain penentuan parameter hiposenter belum akurat karena semata-mata ditujukan untuk memberikan informasi sesegera mungkin bagi

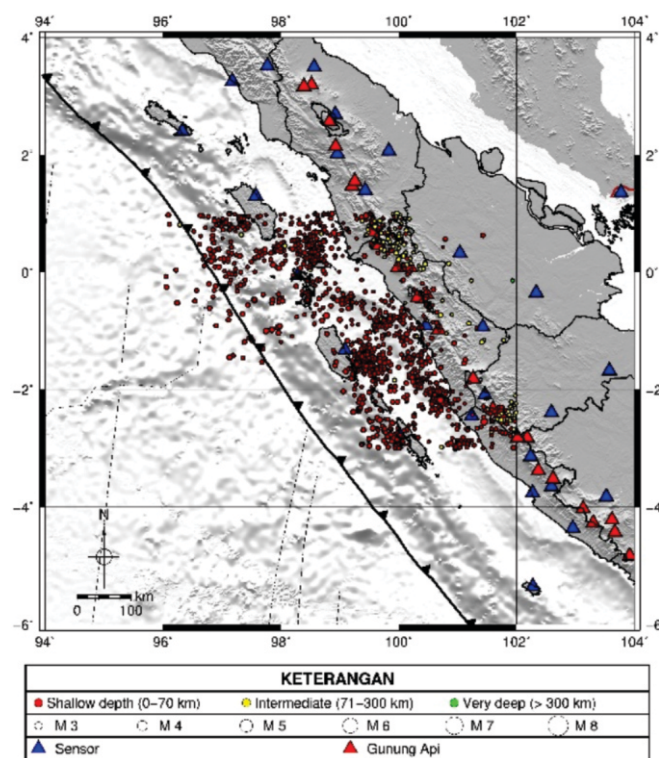
masyarakat. Oleh karena itu diperlukan studi lebih lanjut untuk memperbaiki atau meningkatkan keakuratan hasil penentuan hiposenter gempa bumi.

Wilayah Sumatera Barat memiliki tingkat ancaman yang cukup tinggi. Hal ini disebabkan adanya tiga sumber yang berada di wilayah Sumatera Barat, yaitu zona subduksi pertemuan antara lempeng tektonik India-Australia dengan lempeng Eurasia, *Mentawai Fault System* (MFS), dan *Sumatera Fault System* (SFS). Hal ini dibuktikan oleh beberapa kejadian merusak yang pernah terjadi pada wilayah tersebut, diantaranya Gempa Padang (2007, 2009), Gempa Mentawai (2010), dan yang terakhir Gempa Painan (2016). tersebut menyebabkan korban jiwa dan juga kerugian materi yang sangat besar. Disamping merusak, wilayah Sumatera Barat juga berpotensi untuk terjadinya tsunami, seperti Mentawai (2010).

Penulis memilih metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) karena metode ini menambahkan batasan pada kedalaman dan episenter.

Sehingga tetap mampu merelokasi posisi secara akurat walaupun struktur dalam bumi yang sangat heterogen dan distribusi stasiun yang tidak merata [1]. Metode ini juga dapat menghitung banyak data secara simultan beserta koreksi stasiunnya [2], sehingga pencitraan pola tektonik, pola subduksi dapat digambarkan dengan baik.

Penerapan metode MJHD sudah banyak dilakukan. Putri [3] dalam tesisnya melakukan penelitian pada segmen aceh berdasarkan hasil relokasi dengan MJHD. Pada penelitian ini waktu tiba gelombang S dimasukkan dalam pengolahan, dimana pada program MJHD sebelumnya hanya menggunakan data waktu tiba gelombang P saja. Data waktu tiba gelombang S sangat berguna untuk mendapatkan hasil yang lebih akurat apabila jaringan stasiun pada wilayah penelitian tidak baik.. Wulandari [4] menggunakan metode MJHD untuk merelokasi - besar sepanjang patahan Sumatra. Berdasarkan hasil relokasinya, bidang patahan - tersebut benar terjadi di sepanjang patahan Sumatra.



Gambar 1. Peta sebaran episenter wilayah Sumatra Barat dalam rentang waktu 2009-2016

2. Metode Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data waktu tiba yang diunduh dari katalog BMKG untuk wilayah Sumatra Barat dengan batasan wilayah penelitian $1^{\circ}\text{LU}-3^{\circ}\text{LS}$ dan $96^{\circ}\text{BT}-102^{\circ}\text{BT}$. Rentang magnitudo 3-9.5 dan dengan kedalaman 0-500 km.

Jumlah data yang diperoleh adalah 1336 *gempabumi* yang sebaran episenternya dapat dilihat pada Gambar 1. Rentang waktu yang digunakan dari bulan April 2009 sampai dengan Juni 2016. Penelitian ini menggunakan metode relokasi MJHD. Metode ini merupakan pengembangan dari metode JHD yang digagas oleh Douglas [5]. Hurokawa dan Imoto [6-9] memodifikasi JHD dengan menambahkan koreksi stasiun untuk mendapatkan lokasi hiposenter yang lebih akurat. Koreksi stasiun berfungsi untuk memperhitungkan heterogenitas lateral dalam bumi.

Prinsip metode ini adalah menginversikan waktu tempuh dari sekelompok data secara simultan untuk mendapatkan hasil yang lebih baik dibandingkan metode *Single Event Determination* (SED) yang digunakan oleh sistem SeiscompP3.

Formulasi selisih waktu tempuh hasil pengamatan tiap stasiun dengan waktu tempuh hasil perhitungan dapat dinyatakan dalam persamaan berikut :

$$r_{ij} = T_{ij}^{obs} - (T_{ij}^{cal} + s_i) \quad (1)$$

r_{ij} adalah residu dari data waktu tempuh hasil pengamatan terhadap perhitungan. T_{ij}^{obs} adalah waktu tempuh gelombang seismik dari sumber ke stasiun pencatat. T_{ij}^{cal} adalah waktu tempuh kalkulasi dan s_i adalah koreksi stasiun.

Menggunakan Deret Taylor, persamaan (1) dapat diuraikan menjadi :

$$dr_{ij} = \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j} dx_j + \frac{\partial T_{ij}}{\partial y_j} dy_j + \frac{\partial T_{ij}}{\partial z_j} dz_j + dT_{oj} + dS_i \quad (2)$$

dimana dx_j , dy_j , dz_j , dan dT_{oj} adalah koreksi untuk perkiraan awal hiposenter dan origin time untuk gempa ke-j, sementara dS_i adalah koreksi untuk stasiun ke-i. Koefisien $\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j}$, $\frac{\partial T_{ij}}{\partial y_j}$, $\frac{\partial T_{ij}}{\partial z_j}$ dihitung berdasarkan model kecepatan yang digunakan.

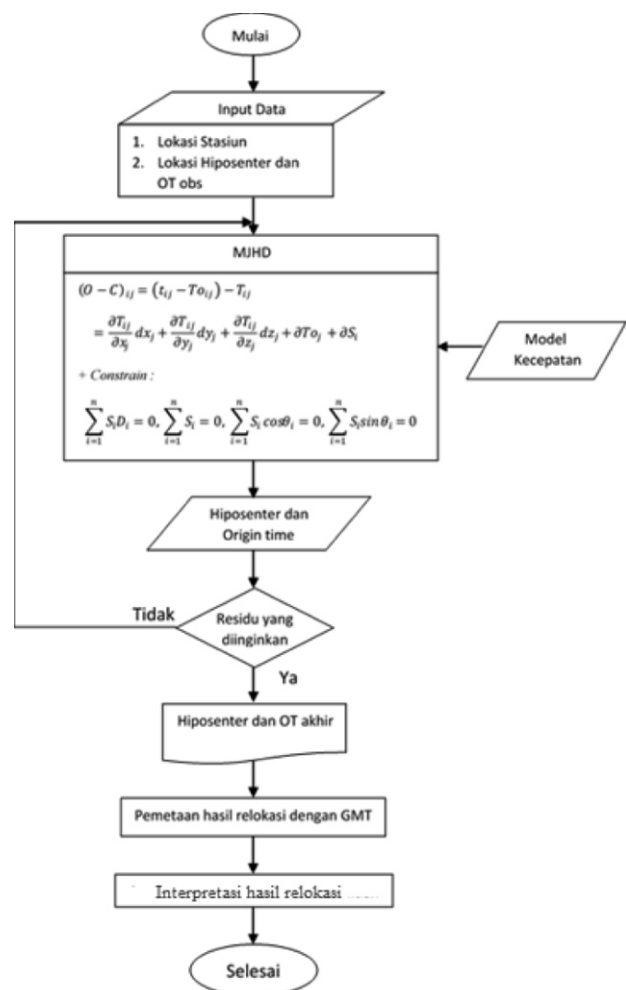
Nilai dx , dy , dz , dT_o , dan dS merupakan perturbasi parameter-parameter model yang ingin ditentukan, dalam hal ini dihimpun dalam suatu vektor m . Vektor m diperoleh menggunakan metode optimasi kuadrat terkecil (least square atau disingkat LSQ) dengan meminimalkan suatu fungsi objektif berupa nilai

kuadrat dari residual :

$$f(m) = \sum (O - C)^2 \rightarrow \text{minimum} \quad (3)$$

Dalam metoda Least Square (LSQ) dibutuhkan model inisial sebagai perkiraan awal, dalam hal ini digunakan hasil dari metoda SED. Setelah diperoleh nilai dx , dy , dz , dan dT_o , nilai model inisial diperbarui menjadi parameter model yang baru : $x1 = x0 + dx$, $y1 = y0 + dy$, $z1 = z0 + dz$, dan $t1 = t0 + dT_o$.

Penyelesaian ini dilakukan secara iteratif dengan mengasumsikan model baru yang diperoleh sebagai model inisial. Proses iteratif ini dilakukan hingga perubahan yang diperoleh sudah tidak signifikan lagi atau dibatasi oleh jumlah iterasi maksimum.



Gambar 2. Diagram alir penelitian

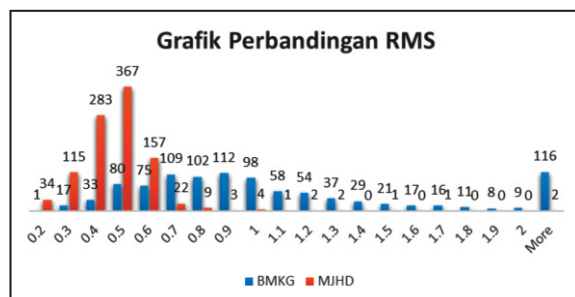
3. Hasil dan pembahasan

Penelitian ini menggunakan model kecepatan IASP91. Data yang diperoleh dari katalog BMKG dijadikan input awal dalam proses relokasi dengan MJHD. penelitian ini menggunakan jumlah minimum gempa (MEQ) dan minimum stasiun (MNST) = 8. Jumlah stasiun (NST) yang digunakan dalam pengolahan tergantung pada nilai MEQ dan MNST. Pada penelitian ini dengan menggunakan nilai MEQ dan MNST delapan, nilai jumlah stasiun (NST) yang diperoleh adalah 182 stasiun.

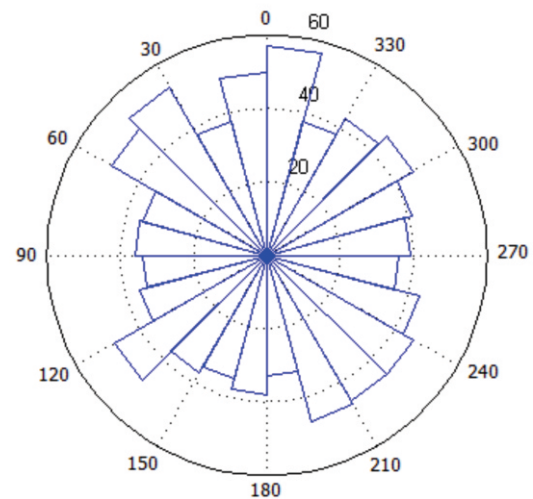
Persyaratan lain yang digunakan dalam pengolahan adalah nilai residual $(O-C) < 1$, dan rentang kedalaman yang digunakan adalah antara 0 – 250 km. Nilai rentang kedalaman ini ditentukan berdasarkan distribusi data kedalaman yang diunggah dari katalog BMKG. Setelah dilakukan pengolahan, jumlah data yang terelokasi sebanyak 999 dari 1336. Data yang tidak terelokasi dikarenakan besarnya residual waktu tiba melebihi residual yang ditentukan atau jumlah stasiun yang mencatat kejadian tersebut kurang dari batas minimal yang ditentukan.

Salah satu indikator yang menunjukkan hasil relokasi menggunakan MJHD baik adalah nilai RMS (*Root Mean Square*). Gambar 3 menunjukkan nilai RMS MJHD terkonsentrasi pada nilai antara 0.2-0.6, sementara nilai RMS BMKG tersebar pada setiap nilai, bahkan sebanyak 116 gempabumi mempunyai RMS diatas dua. Hal ini membuktikan bahwa hasil relokasi dengan MJHD menghasilkan hasil yang lebih baik.

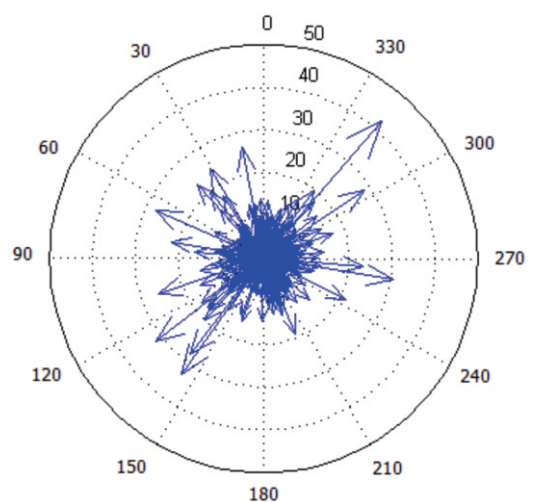
Gambar 4 merupakan diagram rose yang menunjukkan jumlah dengan interval sudut perubahan arah episenter setelah direlokasi. Skala 0 hingga 330 menunjukkan interval sudut perubahan setelah dilakukan proses relokasi, sementara lingkaran yang ditunjukkan dengan garis putus-putus menunjukkan jumlah *gempabumi*. Diagram tersebut menunjukkan interval sudut perubahan setelah direlokasi menyebar ke segala arah. Perubahan posisi yang terbesar pada arah utara dengan besar sudut perubahan sebesar 85 derajat sebanyak 58 *gempabumi*.



Gambar 3. Grafik perbandingan nilai RMS sebelum dan setelah relokasi

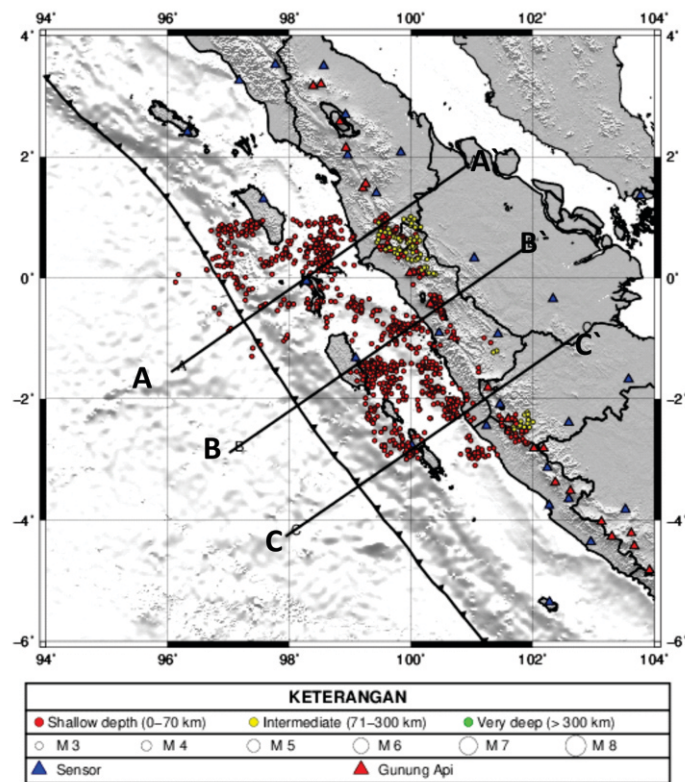


Gambar 4. Diagram rose hasil relokasi MJHD

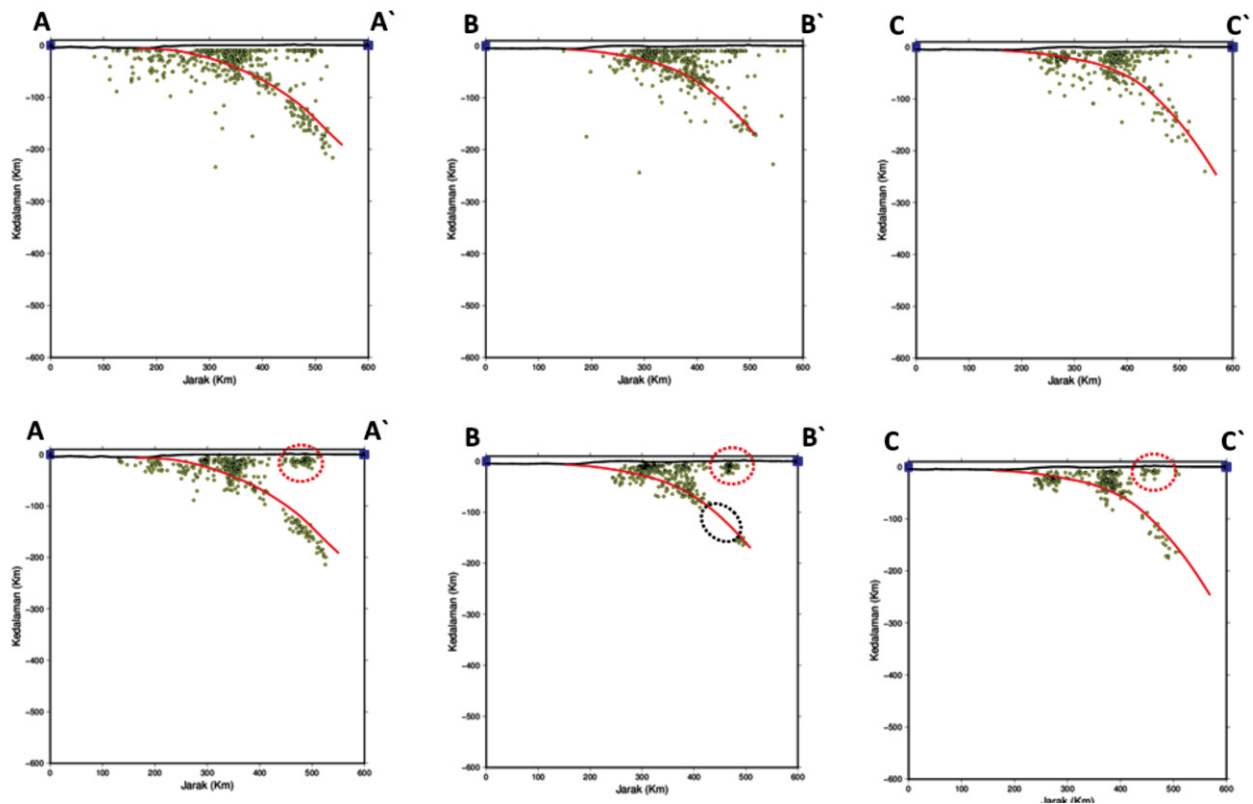


Gambar 5. Diagram kompas hasil relokasi MJHD

Gambar 5 adalah diagram kompas hasil relokasi hiposenter dengan MJHD. Tanda panah menunjukkan arah perubahan posisi, sedangkan lingkaran dengan garis putus-putus yang ditunjukkan dengan skala 10-50 menunjukkan besar perubahan masing-masing dalam satuan kilometer (km). Diagram di atas menunjukkan nilai maksimum perubahan posisi setelah direlokasi adalah 42 km. Jumlah yang mengalami pergeseran yang besar ini apabila dibandingkan dengan jumlah semua gempabumi yang berhasil direlokasi yaitu sebanyak 999 *gempabumi* relatif kecil. Hal ini menunjukkan bahwa hasil relokasi dengan MJHD cukup baik karena hanya sedikit yang mengalami perubahan posisi yang besar.



Gambar 6. Distribusi episenter di wilayah Sumatra Barat setelah relokasi



Gambar 7. (atas) Distribusi hiposenter

Hasil dari relokasi menggunakan metode MJHD untuk wilayah Sumatra Barat tahun 2009-2016 terlihat pada gambar 6. Berdasarkan hasil relokasi, terlihat di wilayah Sumatra Barat berasal dari tiga sumber, yaitu zona subduksi, zona *Mentawai Fault* dan zona sesar Sumatra. Hal ini sesuai dengan penelitian Sieh dan Natawidjaya [10] yang menyatakan bahwa kegempaan di wilayah Sumatra bersumber dari tiga zona tersebut. Pada wilayah kepulauan mentawai distribusi didominasi oleh dangkal (<70 km). Semakin ke arah timur distribusinya semakin dalam, hal ini membuktikan tersebut bersumber dari zona subduksi akibat pertemuan lempeng Indo-Australia dan lempeng Eurasia.

Gambar 7 menunjukkan distribusi terhadap kedalaman sebelum dan setelah relokasi. Terlihat bahwa distribusi sebelum dan setelah relokasi memiliki pola yang hampir sama, namun terlihat bahwa hasil setelah relokasi lebih mengumpul dan mengikuti pola subduksi. Hasil yang signifikan terlihat pada kumpulan yang sebelum direlokasi memiliki kedalaman 10 km (kedalaman tertentu), dimana setelah relokasi posisinya berubah mengikuti pola tektonik yang ada di wilayah Sumatra Barat.

Hasil relokasi dengan MJHD memperlihatkan adanya kesesuaian pola subduksi terhadap model *United States Geological Survey* atau USGS (garis merah). Hal ini membuktikan metode MJHD mampu menghasilkan posisi hiposenter yang lebih akurat. Kedalaman maksimum di wilayah Sumatra Barat sekitar 225 km. Selain pada irisan B-B' setelah relokasi terlihat ada sesuatu yang menarik, yaitu adanya gap pada zona subduksi pada rentang kedalaman 100-175km. Gap ini diperkirakan merupakan suatu zona seismic gap.

Selain bersumber dari zona subduksi, di wilayah Sumatra Barat juga berasal dari sesar Sumatra. Adapun segmen sesar Sumatra yang melewati Sumatra Barat diantaranya adalah Segmen Sumpur, Sianok, Sumani dan Suliti. Pada hasil relokasi yang ditunjukkan oleh lingkaran merah merupakan kumpulan yang berasal dari sesar Sumatra. Hal ini dibuktikan dengan - tersebut berkumpul pada satu cluster, dan juga ditinjau dari kedalamannya yang dangkal menunjukkan tersebut bersumber dari sesar Sumatra.

4. Kesimpulan dan Saran

Relokasi menggunakan metode MJHD pada wilayah Sumatra Barat tahun 2009-2016 bisa ditarik kesimpulan sebagai berikut:

1. Hiposenter hasil relokasi menggunakan metode MJHD menunjukkan hasil yang lebih baik ditinjau dari nilai residual dan RMS yang dibandingkan dengan nilai sebelum relokasi.
2. Perubahan signifikan terlihat pada yang mempunyai kedalaman tertentu (fix depth) 10 km.
3. Hiposenter setelah relokasi berasosiasi dengan kondisi tektonik di wilayah penelitian seperti zona subduksi dan segmen-segmen sesar Sumatra.

Daftar Pustaka

- [1] Budiati, M.R., 2013. Relokasi Gempa di Sepanjang Sesar Palu Koro Menggunakan Metode MJHD dan Double Difference, *Skripsi*, Fakultas MIPA, Universitas Hasanuddin, Makassar.
- [2] Maung, P.M., 2009, Relocation of Earthquake in Myanmar by MJHD Method : Aftershock of Large Earthquake and Seismicity Along the Sagaing Fault, *IJSEE*, Tsukuba, Ibaraki, Japan.
- [3] Putri, Y.T., 2015, Quick Determination of Fault Planes of Large Earthquake in Indonesia and Study of Recent Seismicity in The Aceh Segment of The Sumatran Fault, *Thesis*, National Graduate Institute for Policy Studies, Tokyo, Japan.
- [4] Wulandari, Biana Rahayu. 2013. Relocation of Large Earthquake Along The Sumatran Fault and Their Fault Planes. *Bulletin of IJSEE*, 47, 25-30
- [5] Douglas, A. (1967) : Joint Epicenter Determination. *Nature*, 215 : 47–48.
- [6] HURUKAWA, N. and IMOTO, M., 1990, Fine structure of an underground boundary between the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto district, Japan, *Zisin (J. Seismol. Soc. Jpn.)*, 43, 413-429 (in Japanese with English abstract).
- [7] HURUKAWA, N. and IMOTO, M., 1992, Subducting oceanic crusts of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone normal compression in the Kanto district Japan, *Geophys. J. Int.*, 109, 639-652.
- [8] HURUKAWA, N., 1995, Quick aftershock relocation of the 1994 Shikotan earthquake and its fault plane, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3159-3162.

[9] Hurokawa N., 2011, Relocation of the 2011 of the Pacific coast of Tohoku earthquake sequence and fault planes of $M \geq 7$ earthquakes, Earth Planet Space, 63, 659-662.

[10] Sieh, K. and Natawidjaja, D. H., 2000, Neotectonics of the Sumatran Fault, Indonesia Journal of Geophysical Research, 105(B12) 28,295–28,326.

PENENTUAN *GROUND MOTION PREDICTION EQUATIONS (GMPEs)* DENGAN METODE *EUCLIDEAN* DAN *LIKELIHOOD* UNTUK WILAYAH JAWA TIMUR

DETERMINING GROUND MOTION PREDICTION EQUATIONS (GMPEs) USING EUCLIDEAN AND LIKELIHOOD METHOD FOR EAST JAVA

Rian Mahendra Taruna^{1*}, Supriyanto Rohadi², Ariska Rudyanto³, Damianus Tri Heryanto⁴

¹Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jl. Perhubungan I no 5 Tangerang Selatan Banten

²Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

³Bidang Seismologi Teknik BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta Jakarta

⁴Pusat Instrumentasi, Rekayasa, dan Kalibrasi BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

*E-mail: reemyan@gmail.com

Naskah masuk: 3 Oktober 2016; Naskah diperbaiki: 14 Oktober 2016; Naskah diterima: 22 Desember 2016

ABSTRAK

Pemilihan dan penentuan *Ground Motion Prediction Equations (GMPEs)* sangat penting untuk perkiraan kerusakan akibat gempabumi pada wilayah yang memiliki zona seismik aktif di Indonesia. Wilayah Jawa Timur merupakan zona seismik aktif yang sering mengalami kerusakan akibat gempabumi namun belum memiliki *GMPEs* yang memadai. Tujuan dari penelitian ini adalah memperoleh *GMPEs* yang mampu memprediksi nilai *Peak Ground Acceleration (PGA)* di wilayah Jawa Timur dengan akurat. Pada penelitian ini 10 model *GMPEs* diterapkan pada database *strong ground motion* di Jawa Timur. Penelitian diawali dengan pembuatan database *strong ground motion* yang terbagi atas tiga tahap, yaitu relokasi dengan *Double Difference*, penentuan tipe gempabumi, dan penentuan kondisi situs. Data yang digunakan adalah gempabumi dengan magnitudo $5 \leq Mw \leq 9$ dan jarak kurang dari 500 km yang terjadi di sekitar Jawa Timur dari 2009 hingga 2016. Penentuan tipe gempabumi dilakukan melalui analisa posisi hiposenter terhadap model *slab* dengan mempertimbangkan mekanisme gempabumi. Kondisi situs dari sensor *accelerograph* ditentukan berdasarkan nilai *Vs30* dan periode dominan. Tingkat keakuratan *GMPEs* yang tersedia diuji menggunakan histogram distribusi residual, metode *Likelihood*, dan *Euclidean Distance Ranking*. Hasil dari metode ini adalah model awal *GMPEs* yang selanjutnya diregresi dengan data observasi *accelerograph* untuk menghasilkan persamaan baru yang bisa digunakan sebagai *seismic hazard assessment* di Jawa Timur. Hasil pemetaan nilai observasi *PGA* periode 2015- 2016 ke dalam kurva atenuasi *GMPEs* menunjukkan bahwa estimasi nilai *PGA* melalui *GMPEs* baru relatif akurat.

Kata Kunci: *ground motion prediction equations, Metode Likelihood, Metode Euclidean Distance*

ABSTRACT

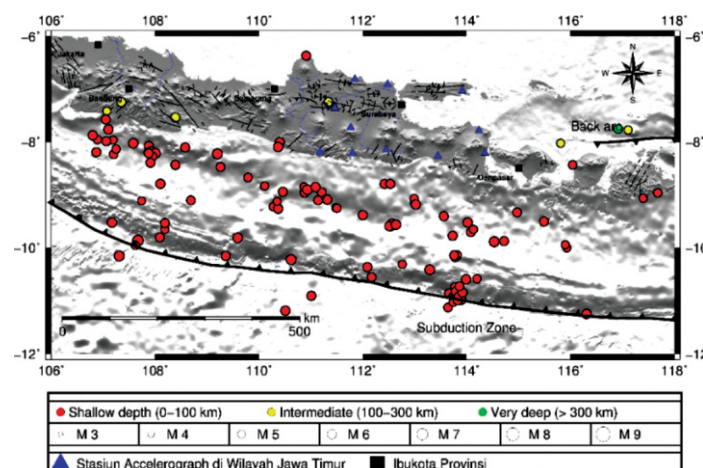
Selection and determination of Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) has become important for seismic hazard assessment in active seismic region. East Java is one of active seismic region with frequently damages due to earthquakes. The purpose of this paper is to present GMPEs which can predict Peak Ground Acceleration (PGA) in East Java accurately. In this research, we applied 10 GMPEs models to strong ground motion database of East Java. This research initially constructs strong ground motion database which is divided into three stages, those are relocation using Double Difference, determination of type of earthquake, and determination of site condition. Data set consisted of earthquakes of $5 \leq Mw \leq 9$ and distance less than 500 km that occurred around Java from 2009 until 2016. Determination of type of earthquake is conducted by analysing hypocenter position to slab model considering mechanism of the earthquake. Site condition of accelerograph is determined using Vs30 and dominant period. Performance of GMPEs is tested using histogram of residual distribution, Likelihood, and Euclidean Distance Ranking methods. Then regression with observation data applied to GMPEs model from testing methods that can present new equation for seismic hazard in East Java. Plotting observed PGA in period 2015 up to 2016 into the attenuation curve of the obtained GMPEs showed that new GMPEs can accurately estimate PGA value.

Keywords: *ground motion prediction equations, Likelihood method, Euclidean Distance method*

1. Pendahuluan

Indonesia menempati zona tektonik yang sangat aktif karena tiga lempeng besar saling bertemu di wilayah Indonesia serta membentuk jalur-jalur pertemuan

lempeng yang kompleks [1]. Keberadaan pertemuan lempeng-lempeng ini menempatkan Indonesia sebagai wilayah yang sangat rawan terhadap gempabumi.



Gambar 1. Peta persebaran gempa bumi yang telah direlokasi di wilayah penelitian

Jawa Timur merupakan salah satu daerah di Indonesia yang sering mengalami kerusakan akibat gempa bumi. Seismotektonik Pulau Jawa dapat dibagi menjadi dua lajur, yakni lajur seismotektonik subduksi selatan Jawa dan lajur seismotektonik sesar aktif daratan Jawa [2]. Karakteristik lajur seismotektonik subduksi selatan Jawa ini merupakan bagian dari Lempeng tektonik Indo- Australia yang menunjam di bawah bagian Lempeng tektonik Eurasia. Lajur subduksi ini memanjang dari selat Sunda hingga ujung timur Pulau Sumbawa.

Kondisi tektonik tersebut menunjukkan pentingnya penelitian tentang *Ground Motion Prediction Equations (GMPEs)* di daerah Jawa Timur guna memperkirakan kerusakan akibat gempa bumi di masa yang akan datang. *GMPEs* sangat berguna dalam *seismic hazard analysis* karena mampu memperkirakan parameter *ground motion* dengan akurat pada periode yang cukup lama serta berguna bagi insinyur dalam rekayasa bangunan.

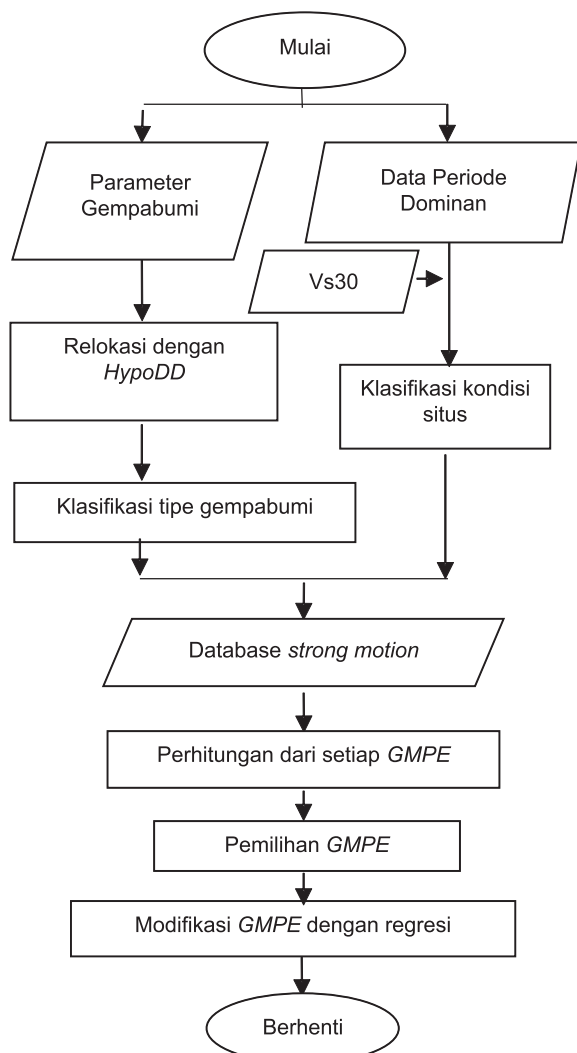
GMPEs diperoleh dari analisa empiris dengan mempertimbangkan parameter sumber gempa bumi dan kondisi situs. Tipe gempa bumi dan kondisi situs yang berbeda akan menghasilkan *ground motion* yang berbeda meskipun memiliki magnitudo dan jarak yang sama [3]. Namun studi *GMPEs* di Indonesia sebelumnya belum mempertimbangkan faktor mekanisme gempa bumi dan kondisi situs, Prosedur dalam pemilihan dan perbandingan *GMPEs* juga terus dikembangkan oleh para peneliti. Terdapat beberapa metode kuantitatif yang mampu menggambarkan dengan baik kesesuaian dari *GMPE* [4]. Perkembangan metode perbandingan mendorong perlunya penelitian *GMPEs* terbaru sehingga hasil yang didapat lebih dipercaya. Beberapa alasan di atas menjadi latar belakang dalam penelitian ini guna mendapatkan model *GMPEs* yang lebih akurat dengan menggunakan database yang lengkap termasuk tipe gempa bumi dan kondisi situs serta menggunakan

metode pemilihan *GMPEs* yang terbaru. *GMPEs* yang lebih akurat akan menghasilkan perkiraan kerusakan akibat gempa bumi yang lebih baik. Data pengukuran *accelerograph* pada tahun 2009- 2016 dalam analisis diperoleh dari Bidang Seismologi Teknik BMKG.

2. Metode Penelitian

Penelitian ini diawali dengan pembuatan database *strong motion* yang terdiri dari tipe dan parameter gempa bumi, kondisi situs, dan nilai observasi *Peak Ground Acceleration (PGA)*. Gempa bumi dalam penelitian merupakan gempa bumi dengan $M \geq 5$ dan jarak episenter ≤ 500 km yang terekam oleh 12 *accelerograph* di Jawa Timur pada periode 2009-2016. Data parameter gempa bumi diperoleh dari katalog gempa bumi BMKG [5], ISC [6], *Global CMT* [7], dan *USGS* [8]. Data gempa bumi direlokasi terlebih dahulu menggunakan metode *Double Difference* [9] sehingga mendapatkan kualitas data yang lebih baik. Data gempa bumi yang telah direlokasi ditunjukkan pada Gambar 1. Dalam penelitian ini juga digunakan data periode dominan dari rekaman *accelerograph* BMKG dan nilai $Vs30$ daerah sensor *accelerograph* dari Rudyanto (2013) [10] untuk mengetahui kondisi situs di daerah sensor.

Database yang telah lengkap selanjutnya digunakan sebagai masukan dari 10 *GMPEs* yang diteliti. Nilai *PGA* dari 10 *GMPEs* kemudian dibandingkan dengan *PGA* observasi menggunakan grafik distribusi residual, metode *Likelihood*, dan metode *Euclidean Distance Ranking*. Metode tersebut akan menghasilkan sebuah model awal untuk digunakan dalam proses regresi dengan observasi *PGA* sehingga diperoleh *GMPEs* baru untuk wilayah Jawa Timur. Alir kerja penelitian ditunjukkan pada Gambar 2.



Gambar 2. Alur kerja penelitian dalam penentuan *GMPEs*

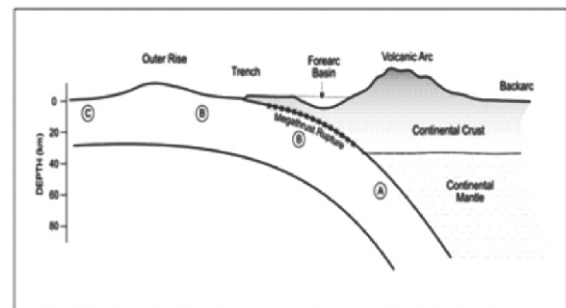
Tipe gempabumi. Klasifikasi tipe gempabumi dilakukan dengan cara melihat posisi hiposenter terhadap model *slab*. Menurut Astiz (1988) gempabumi *intraslab* dapat terjadi pada 3 lokasi seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3, sedangkan gempabumi interface berada pada zona *megathrust* dengan mekanisme *thrusting* [11].

Gempabumi pada zona *crustal* memiliki kedalaman yang sangat dangkal dan berada jauh dari zona subduksi.

Kondisi situs. Kondisi situs dapat diketahui melalui nilai *Vs30* dan periode dominan berdasarkan BSSC (2000) [12]. Secara umum kondisi situs terbagi atas *soil* dan *rock*. Klasifikasi kondisi situs menurut BSSC (2000) dapat dilihat pada Tabel 1.

GMPEs. Sejauh ini catatan *strong ground motion* di dunia lebih banyak didominasi oleh gempabumi di

shallow crustal sehingga sebagian besar persamaan atenuasi yang ada dikembangkan untuk daerah *crustal* [13]. Dalam penelitian ini digunakan 10 *GMPEs* berbeda yang diambil dari Douglas (2011) [14] dengan mempertimbangkan kesesuaian kondisi tektonik dengan daerah Jawa Timur. Karakteristik *GMPEs* yang digunakan terangkum pada Tabel 2. Pemilihan *GMPEs* yang digunakan juga didasarkan pada penelitian Rudyanto (2013) tentang persamaan atenuasi di wilayah Sumatra dan Jawa [10].



Gambar 3. Klasifikasi tipe gempabumi (Astiz, 1988)

Tabel 1. Klasifikasi tanah *NEHRP* (BSSC, 2000)

Kategori		Profil Tanah	Vs30 (m/sec)	T dom (s)
Vs30	T dom			
A	SC I	Hard Rock	$V_s > 1524$	$T < 0,2$
B	SC II	Rock	$762 < V_s \leq 1524$	$0,2 = T < 0,4$
C		Hard soil	$366 < V_s \leq 762$	
D		Stiff soil	$183 < V_s \leq 366$	
E	SC IV	Soft soil	$V_s < 183$	$T = 0,6$

Tabel 2. Karakteristik model *GMPEs* (Douglas, 2011)

Model	Area	Magnitudo	Tipe Gempabumi
Tong dan Katayama (1988) [15]	Japan	$4,5 \leq M \leq 7,9$	Semua tipe gempabumi
Boore (1993) [16]	NW America	$5,1 \leq M_w \leq 7,7$	Semua tipe gempabumi
Youngs dkk. (1997) [17]	World Subduct. Zone	$5 \leq M_w \leq 8,2$	Interface, Intraslab
Midorikawa dan Ohtake (2004) [18]	Japan	$5,5 \leq M_w \leq 8,3$	Semua tipe gempabumi
Kanno dkk. (2006) [19]	Japan	$5 \leq M_w \leq 8,2$	Semua tipe gempabumi
Lin dan Lee (2008) [20]	NE Taiwan	$4,1 \leq M_w \leq 7,3$	Semua tipe gempabumi
Bindi dkk. (2009) [21]	Italia	$4,6 \leq M_w \leq 6,9$	Semua tipe gempabumi
Hong dkk. (2009) [22]	Mexico	$5 \leq M_w \leq 8$	Interface, Strike slip
Mandal dkk. (2009) [23]	India	$3,1 \leq M_w \leq 7,7$	Semua tipe gempabumi
Akkar dan Bommer (2010) [24]	Europe	$5 \leq M_w \leq 7,6$	Semua tipe gempabumi

Metode Likelihood (LH). Metode *Likelihood* dikembangkan oleh Scherbaum dkk. (2004) [25]. Tes *LH* dilakukan untuk mengetahui ketepatan prediksi dari *GMPEs*. Tes *LH* adalah perhitungan parameter likelihood dari suatu data dengan rumus berikut:

$$LH(|Res|) = Erfc\left(\frac{|Res|}{\sqrt{2}}, \infty\right) \quad (1)$$

$$Erfc = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_{|Res|}^{\infty} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx \quad (2)$$

Erfc adalah fungsi error dan Res adalah residual ternormalisasi.

$$Res = \frac{\log(\text{nilai observasi}) - \log(\text{nilai prediksi})}{\text{standard deviasi nilai prediksi}} \quad (3)$$

Pemilihan *GMPEs* dapat dilakukan dengan menggunakan nilai mean, median, standar deviasi residual normal, dan median LH. Kecocokan dari *GMPEs* dapat dilihat dari nilai median LH. *GMPEs* dengan kecocokan optimal akan terdistribusi normal antara 0 dan 1 dan nilai median LH sekitar 0,5.

Metode Euclidean Distance Based Ranking (EDR). Metode *EDR* merupakan metode baru yang dikembangkan oleh Kale dan Akkar (2013) dalam membandingkan *GMPEs* yang paling sesuai dengan data observasi [4]. Metode ini dikembangkan dari konsep jarak *Euclidean* (DE) yang merupakan modifikasi dari konsep analisis residual. Perumusan DE adalah:

$$DE = \sum_{i=1}^N (p_i - q_i)^2 \quad (4)$$

dengan N adalah jumlah pasangan data (p_i, q_i). Metode *EDR* mengasumsikan bahwa logaritma natural dari model prediksi, khususnya DE terdistribusi normal. D dinotasikan sebagai selisih antara logaritma natural dari data observasi (a) dan data prediksi (Y) seperti rumus (5).

$$D = a - Y \quad (5)$$

Nilai diskrit dari D dinotasikan sebagai d_j . Jumlah kemungkinan terjadinya d_j disebut *Modified Euclidean Distance* (MDE). MDE pada data diskrit dirumuskan pada persamaan (6).

$$MDE_d = \sum_{j=1}^n |d_j| \Pr(|D| < |d_j|) \quad (6)$$

Dalam metode ini juga dikenalkan parameter k untuk mengukur tingkat penyimpangan antara data observasi dengan data prediksi. Parameter k adalah perbandingan antara $DE_{original}$ dan $DE_{corrected}$ yang dirumuskan pada persamaan (7).

$$k = \frac{DE_{original}}{DE_{corrected}} \quad (7)$$

$$DE_{original}^2 = \sum_{i=1}^N (a_i - Y_i)^2 \quad (8)$$

$$DE_{corrected}^2 = \sum_{i=1}^N (a_i - Y_{c,i})^2 \quad (9)$$

Dengan a_i dan Y_i adalah logaritma natural dari data observasi dan prediksi ke- i . N adalah jumlah data pada database ground motion yang digunakan. Parameter $Y_{c,i}$ adalah data estimasi ke- i yang telah dikoreksi dengan garis regresi antara logaritma data prediksi dan observasi seperti yang ditunjukkan pada persamaan (10).

$$Y_{c,i} = Y_i - (Y_{fit,i} - a_i) \quad (10)$$

nilai optimum dari *EDR* adalah 1.0 yang terjadi ketika nilai estimasi sama dengan nilai observasi yang bersesuaian.

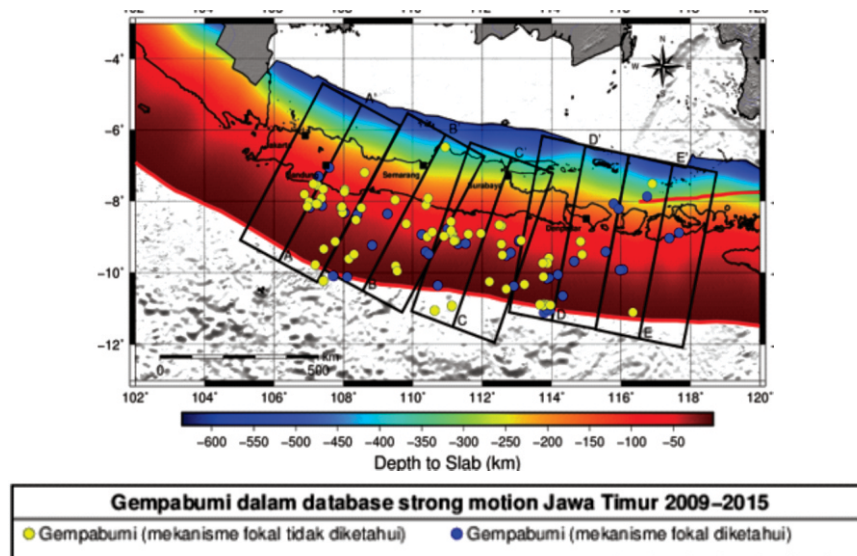
Untuk menghilangkan ketergantungan hasil *EDR* terhadap ukuran data maka parameter k dan MDE harus dinormalisasikan dengan jumlah data N . Perhitungan *EDR* secara matematis disajikan dalam persamaan (11). Semakin kecil nilai *EDR* maka data prediksi merepresentasikan dengan baik data observasi.

$$EDR^2 = k \times \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N MDE_i^2 \quad (11)$$

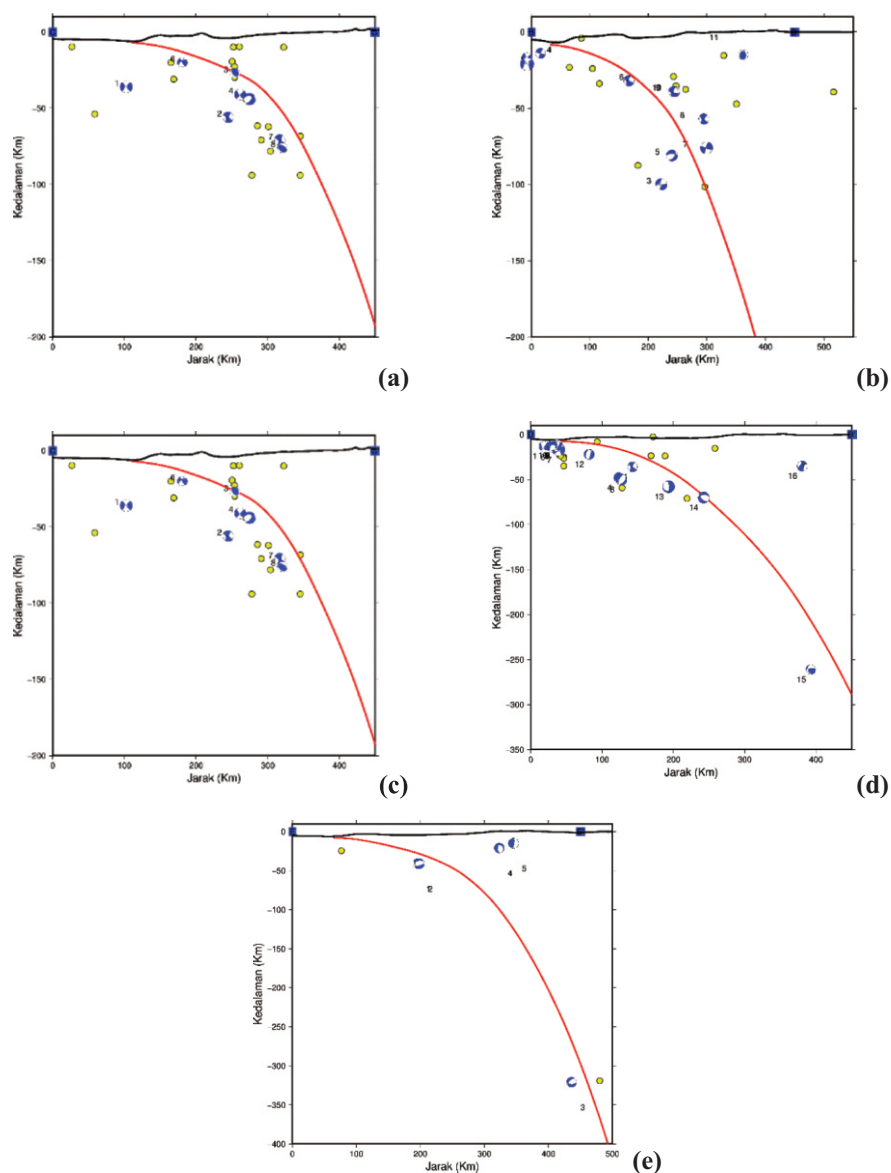
Penentuan model *GMPEs*. Hasil dari metode *LH* dan *EDR* akan menunjukkan tingkat kesesuaian dari semua model persamaan yang dianalisa. Model dengan kesesuaian tertinggi akan digunakan sebagai bentuk awal regresi linear berganda dari data observasi *accelerograph*. Model dengan koefisien baru ini yang kemudian digunakan sebagai persamaan baru untuk wilayah Jawa Timur.

3. Hasil dan Pembahasan

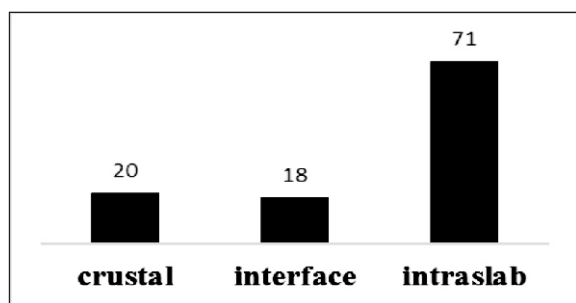
Klasifikasi tipe gempabumi. Tipe gempabumi dapat diketahui secara visual dengan melihat lokasi gempabumi terhadap slab. Persebaran gempabumi dan *cross section* dapat dilihat di Gambar 4 dan 5. Gambar 4 menunjukkan bahwa sebagian gempabumi tidak memiliki data mekanisme fokal. Mekanisme fokal dari gempabumi tersebut dapat diketahui dengan asumsi bahwa mekanisme fokal yang berada pada satu lokasi yang berdekatan adalah sama. Data mekanisme fokal digunakan untuk membedakan gempabumi *interface* dan *intraslab*. *Cross section* yang dibuat pada penelitian ini berjumlah 5 lintasan yang dianggap mampu menggambarkan posisi hiposenter terhadap *slab* dengan lebih akurat. *Model slab* yang digunakan adalah model *slab* dari USGS [26].



Gambar 4. Persebaran gempabumi dan lintasan *cross section*



Gambar 5. *Cross section* dan persebaran gempabumi lintasan a) A- A', b) B- B', c) C- C', d) D- D', dan e) E- E'



Gambar6. Grafik jumlah gempabumi per tipe gempabumi

Gambar 5 menunjukkan bahwa mekanisme *normal fault* lebih dominan dibandingkan *thrust fault* khususnya untuk kedalaman lebih dari 40 km. *Normal fault* pada slab merupakan ciri- ciri utama dari gempabumi *intraslab* [11]. Kondisi ini sesuai dengan klasifikasi gempabumi dari Rudyanto (2013) yang menyatakan bahwa gempabumi *intraslab* di wilayah Jawa berada pada kedalaman lebih dari 40 km [10]. Gambar 5 juga menunjukkan bahwa gempabumi *crustal* untuk wilayah Jawa berada pada kedalaman kurang dari 40 km dan berjumlah sedikit dibandingkan gempabumi akibat subduksi.

Hasil klasifikasi secara manual ditampilkan pada Gambar 6 yang menunjukkan bahwa sebagian besar gempabumi dalam database merupakan gempabumi *intraslab*, yaitu sebanyak 71 event. Gempabumi *crustal* dan *interface* memiliki jumlah yang hampir sama, yaitu 20 dan 18. Dominasi gempabumi *intraslab* bersesuaian dengan kondisi tektonik wilayah Jawa Timur yang dekat dengan zona subduksi. Gempabumi *crustal* yang terjadi relatif sedikit karena sesar lokal di Jawa Timur cenderung menghasilkan gempabumi dengan magnitudo kecil kurang dari 5 Mw.

Klasifikasi kondisi situs. Penentuan kondisi situs dilakukan dengan melihat nilai Vs30 dan periode dominan seperti pada Tabel 3. Berdasarkan nilai Vs30 diperoleh hasil bahwa semua sensor *accelerograph* di Jawa Timur berada di tipe situs *soil*. Nilai Vs30 dari semua sensor kurang dari 366 m/s yang merupakan batas atas kategori kelas D atau *stiff soil* menurut klasifikasi NEHRP [12]. Kondisi situs berdasarkan periode dominan juga menunjukkan hasil yang relatif sama dengan Vs30. Hasil yang berbeda hanya terdapat di sensor Banyuwangi, namun pada penelitian ini hasil Vs30 diasumsikan lebih baik karena diperoleh dari survei langsung di lapangan.

Database Ground motion. Analisa tentang database sangat penting untuk mengetahui karakter dari persamaan atenuasi yang diperoleh. Analisa database dilakukan dengan melihat persebaran data

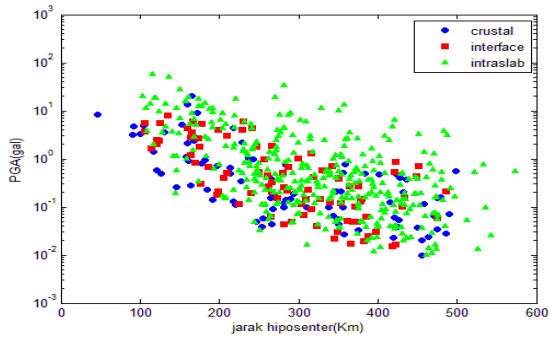
berdasarkan magnitudo momen, tipe gempabumi, dan jarak hiposenter. Persebaran data terhadap jarak hiposenter dan magnitudo pada setiap tipe gempabumi ditunjukkan pada Gambar 7 dan 8. Berdasarkan Gambar tersebut sebagian besar gempabumi yang terjadi memiliki magnitudo momen 5 hingga 6 dan jarak hiposenter antara 100- 500 km. Nilai PGA bervariasi dari 0,009 gals hingga 57,137 gal. Sebagian besar rekaman strong motion bernilai $PGA < 10$ gals yang berhubungan dengan dominasi gempabumi kecil pada database.

Karakter database *ground motion* dalam penelitian ini menunjukkan bahwa model yang diasumsikan sesuai dengan wilayah Jawa Timur adalah model yang dibuat di wilayah dengan zona subduksi dan didominasi oleh gempabumi 5-6 Mw. Jika melihat karakteristik tersebut maka 10 model atenuasi yang akan diteliti mampu memenuhi kriteria yang diinginkan karena dibuat berdasarkan database *strong ground motion* di zona subduksi dengan dominasi gempabumi 5 hingga 8 Mw.

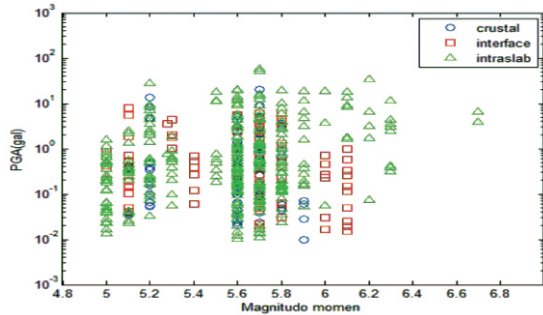
Pemilihan dan pengujian *GMPEs*. Database *strong motion* pada tahun 2010-2015 digunakan sebagai input pada 10 rumus *GMPEs* yang berbeda untuk memprediksi nilai *PGA* dari suatu gempabumi. Pada tahap awal tingkat kesesuaian *GMPEs* dilihat melalui distribusi residual pada histogram (Gambar 9). Kesesuaian dari *GMPEs* yang baik ditandai dengan distribusi residual yang mengikuti pola distribusi normal (Gaussian). Distribusi normal pada histogram digambarkan oleh kurva *bell shaped* yang memiliki nilai rata-rata 0 dan standar deviasi 0,5.

Tabel3. Klasifikasi kondisi situs di sensor *accelerograph*

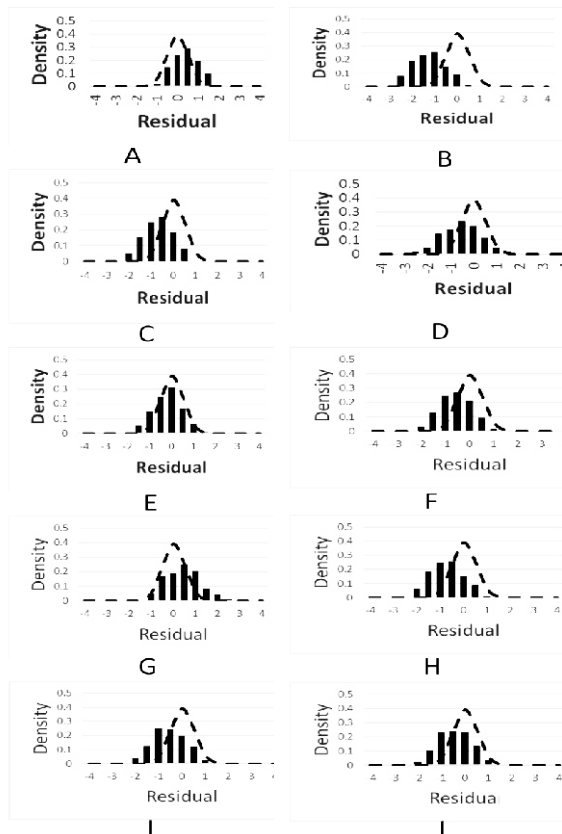
STASIUN	T (s)	Vs30 (m/s)	Kondisi Situs	
			Vs30	T
ASEMBAGUS	0.698	196.5	soft soil	soft soil
BANYUGLUGUR	0.942	218	medium soil	soft soil
BANYUWANGI	0.148	202	medium soil	rock
GUMUKMAS	0.274	290	medium soil	hard soil
GRESIK	0.201	223	medium soil	hard soil
KALIANGET	0.470	248	medium soil	medium soil
KARANGKATES	0.503	189.5	soft soil	medium soil
NGANJUK	0.390	168.5	soft soil	hard soil
PACITAN	0.233	186	soft soil	hard soil
PAGERWOJO	0.599	203	medium soil	medium soil
SAWAHAN	0.445	295	medium soil	medium soil
TAMBAKBOYO	0.231	221.6	medium soil	hard soil



Gambar 7. Persebaran database terhadap *PGA* dan jarak hiposenter pada tiap tipe gempa



Gambar 8. Persebaran database terhadap *PGA* dan magnitudo momen pada tiap tipe gempa



Gambar 9. Distribusi residual ternormalisasi dari model *GMPEs* a) Tong 88, b) Boore 93, c) Youngs 97, d) Mido 04, e) Kanno 06, f) Lin 08, g) Hong 09, h) Bindi 09, i) Mand 09, dan j) Akkar 10.

Berdasarkan distribusi residual yang disajikan pada Gambar 9 dapat dilihat bahwa hanya 2 persamaan yang menunjukkan hasil yang baik. Hanya persamaan Tong 88 dan Kanno 06 yang hampir sesuai dengan kurva distribusi normal. Persamaan lain umumnya memiliki kesesuaian yang kurang baik dengan nilai rata-rata kurang dari 0, khususnya Boore 93 dan Bindi 09.

Analisa dari kesesuaian *GMPEs* secara kuantitatif menggunakan metode *LH* dan *EDR* disajikan pada Tabel 4. Metode *LH* menggunakan beberapa parameter dalam perhitungannya, yaitu nilai median *LH*, mean, dan standar deviasi dari residual ternormalisasi. Berdasarkan nilai-nilai tersebut dapat disimpulkan bahwa persamaan Kanno 06 memiliki mean dan standar deviasi residual relatif lebih baik dibandingkan persamaan lain. Hasil perbandingan yang berbeda terjadi jika melihat nilai dari median *LH*, yaitu nilai median *LH* terbaik dimiliki oleh Tong 88, Bindi 09, dan Mand 09. Kondisi ini merupakan salah satu kelemahan dari metode *LH*, yaitu adanya ketidaksamaan hasil analisa dari setiap parameter [25]. Oleh Karena itu, dalam metode *LH* diperlukan metode penunjang atau pembuatan skema penilaian tertentu.

Berdasarkan metode *EDR* dapat diketahui bahwa persamaan Mido 04, Kanno 06, dan 08 menunjukkan kesesuaian terbaik. Nilai *EDR* yang semakin kecil, menunjukkan kesesuaian lebih baik dengan nilai maksimal 1. Nilai *MDE* dalam metode *EDR* digunakan untuk analisa lanjutan tentang *aleatory ability* dan bias dari [4], sehingga pada penelitian ini cukup menggunakan perbandingan nilai *EDR*.

Tabel 4. Hasil analisa *EDR* dan *LH* dari setiap *GMPEs* (nilai yang menunjukkan kesesuaian terbaik dicetak tebal)

Model <i>GMPE</i>	<i>EUCLIDEAN</i>		<i>LIKELIHOOD</i>		
	<i>MDE</i>	<i>EDR</i>	median <i>LH</i>	mean Res	σ <i>Res</i>
Tong 88	5.13	12.83	0.6	0.18	0.69
Boore 93	13.88	22.44	0.81	0.25	0.12
Young 97	6.69	7.46	0.88	0.15	0.09
Mido 04	5.72	6.67	0.86	0.16	0.17
Kanno 06	4.99	5.58	0.9	0.09	0.14
Lin 08	4.87	6.02	0.82	0.22	0.17
Hong 09	5.08	8.98	0.74	0.12	0.47
Bindi 09	5.19	7.46	0.73	0.34	0.23
Mand 09	4.83	7.92	0.68	0.41	0.35
Akkar 10	4.81	7.29	0.75	0.3	0.29

Hasil analisa histogram, *LH*, dan *EDR* menunjukkan hasil yang hampir sama dalam menentukan ranking *GMPEs* terbaik. Perbedaan signifikan hanya terlihat antara hasil dari *LH* dan *EDR*, hal ini dikarenakan klasifikasi ranking dari *LH* membutuhkan prosedur yang lebih kompleks [25] dibandingkan dengan *EDR* yang hanya menggunakan nilai tunggal dari *EDR*. Namun secara umum semua metode tersebut memiliki kesimpulan yang sama dalam menentukan persamaan dengan kesesuaian terbaik, yaitu persamaan dari Kanno 06. Selain itu dapat diketahui bahwa persamaan Tong 88 dan Mido 04 yang dibuat di wilayah Jepang memiliki kesesuaian lebih baik dibandingkan persamaan lainnya. Hasil tersebut membuktikan teori dari Cotton dkk. (2006) bahwa salah satu faktor terpenting dalam pemilihan *GMPEs* adalah kesamaan kondisi tektonik dan tipe gempabumi yang dominan [27]. Hasil penelitian ini juga relatif sama dengan Rudyanto (2013) yang menyatakan bahwa persamaan Youngs 97, Kanno 06, dan Lin 08 sebagai model *GMPEs* terbaik untuk wilayah Sumatra dan Jawa [10].

Analisa dari ketiga metode tersebut juga menggambarkan bahwa sebagian *GMPEs* yang diteliti masih memiliki tingkat kesalahan yang cukup tinggi. Bahkan persamaan dari Kanno 06 yang merupakan model terbaik masih memiliki nilai *EDR* yang tinggi. Lemahnya *GMPEs* dalam memprediksi strong motion di wilayah Jawa Timur mungkin disebabkan oleh dominasi gempabumi kecil dibandingkan gempabumi menengah dan kuat [28] serta jumlah data yang diperlukan belum mencukupi [29].

Pada studi persamaan Kanno 06 dipilih sebagai model awal *GMPEs* di Jawa Timur karena dianggap paling mampu dalam mengestimasi nilai *PGA* dengan akurat. Model *GMPEs* Kanno 06 untuk kedalaman ≤ 30 km adalah sebagai berikut:

$$\log Y = a_1 M_w + b_1 R - \log(R + c_1^{d_1 M_w}) + e_1 \quad (12)$$

dan untuk kedalaman > 30 km adalah:

$$\log Y = a_2 M_w + b_2 R - \log(R) + c_2 \quad (13)$$

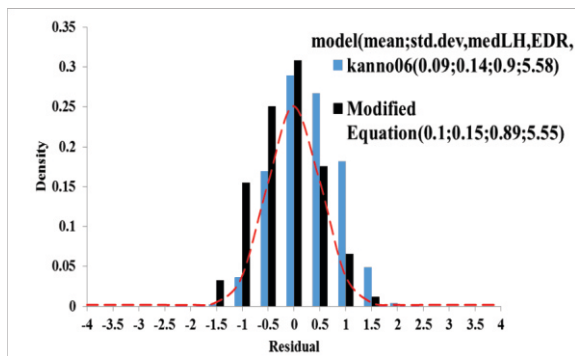
dengan *Y* adalah *PGA* dalam gals, *M_w* adalah magnitudo momen, dan *R* adalah jarak hiposenter. Menurut Kanno 06 pengelompokan persamaan berdasarkan kedalaman dikarenakan gempabumi *crustal* dan *interface* memiliki ground motion yang hampir sama. Hal ini mungkin terjadi akibat adanya kesamaan lintasan perambatan gelombang antara dua jenis gempabumi tersebut, dimana kedalaman fokal dari dua tipe ini lebih kecil dari kedalaman

gempabumi *intraslab*. Si dan Midorikawa (1999) juga menyatakan teori yang sama, yaitu gempabumi *crustal* dan *interface* pada umumnya menghasilkan nilai *PGA* yang hampir sama [30]. *Ground motion* dari kedalaman dangkal dan dalam memiliki karakteristik atenuasi yang berbeda karena adanya refleksi dan refraksi gelombang seismik di lapisan moho [18]. Persamaan Kanno 06 juga memiliki koreksi *site condition* dalam perhitungannya [19]. Namun karena semua stasiun di Jawa Timur merupakan soil site maka perhitungan koreksi *site condition* dianggap tidak diperlukan.

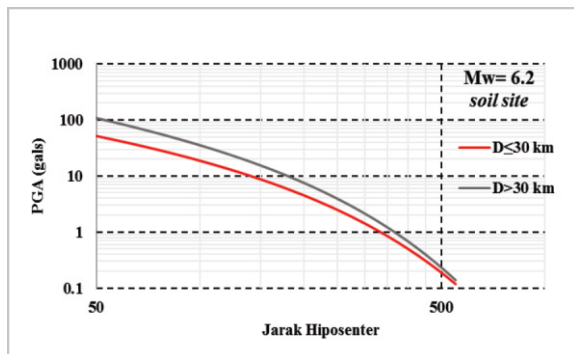
GMPEs untuk wilayah Jawa Timur diturunkan dari persamaan Kanno 06 dengan terlebih dahulu melakukan regresi berganda untuk mendapatkan koefisien baru. Nilai koefisien dari persamaan Kanno 06 sebelum dan sesudah regresi disajikan pada Tabel 5. Perubahan nilai koefisien yang relatif kecil menunjukkan bahwa *ground motion* dari penelitian Kanno dkk. (2006) di wilayah Jepang tidak jauh berbeda dengan *ground motion* di wilayah Jawa Timur [19]. Histogram residual pada Gambar 10 digunakan untuk melihat perbandingan kesesuaian antara *GMPEs* sebelum dan sesudah regresi. Secara kualitatif Gambar 10 menunjukkan bahwa residual dari persamaan baru yang telah dimodifikasi memiliki residual lebih kecil dan mendekati kurva distribusi normal. Perbandingan antara dua persamaan tersebut juga dilakukan secara kuantitatif melalui nilai mean, standar deviasi, median *LH*, dan *EDR* yang ditampilkan pada Gambar 10. Jika melihat nilai mean dan standar deviasi residual maka perubahan tidak terlalu signifikan. Namun analisa dengan nilai median *LH* dan *EDR* menunjukkan bahwa persamaan baru yang diperoleh memiliki tingkat kesesuaian yang lebih baik.

Tabel 5. Koefisien persamaan atenuasi dalam perhitungan *PGA*

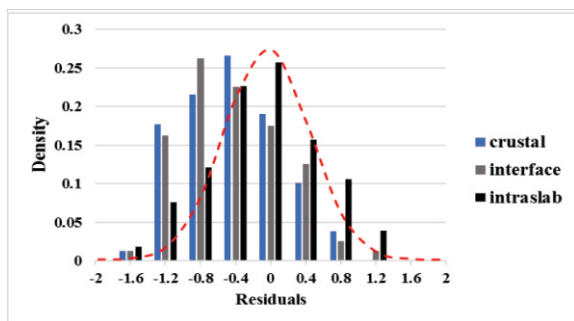
Model Koefisien	Kanno dkk. (2006)	Hasil modifikasi
a₁	0.56	0.51
b₁	-0.0031	-0.003
c₁	0.0055	0.0055
d₁	0.5	0.5
e₁	0.26	0.57
a₂	0.41	0.4
b₂	-0.0039	-0.004
c₂	1.56	1.52



Gambar 10. Plot distribusi residual dari *GMPEs* Kanno 06 dan persamaan baru yang telah dimodifikasi



Gambar 11. Perbandingan kurva atenuasi dari persamaan baru untuk *shallow earthquakes* dan *deep earthquakes*



Gambar 12. Plot distribusi residual dari *GMPEs* baru pada setiap tipe gempabumi

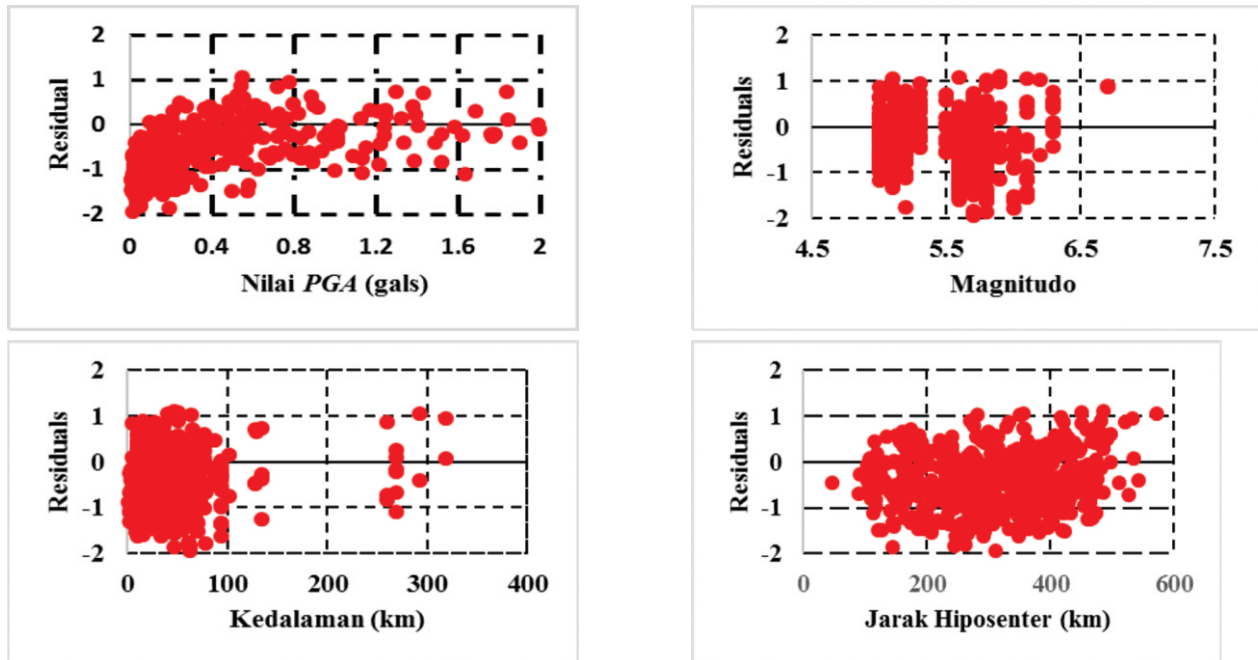
Kurva atenuasi gempabumi dangkal dan dalam dari persamaan baru untuk magnitudo momen 6,0 ditampilkan pada Gambar 10. Kurva atenuasi tersebut menunjukkan bahwa nilai *PGA* dari gempabumi dalam lebih besar dibandingkan gempabumi dangkal. Hal ini dapat dijelaskan melalui penelitian Si dan Midorikawa (1999) yang menemukan bahwa *ground motion* dari gempabumi intraslab lebih besar dari gempabumi *crustal* dan *interface* [30]. Gempabumi *slab* diidentikkan dengan gempabumi dalam sedangkan gempabumi *crustal* dan *interface* merupakan bagian dari gempabumi dangkal. Hasil tersebut juga didukung oleh hasil penelitian Zhao dkk. (2006) yang menemukan bahwa gempabumi di kedalaman 80 km 2,5 kali lebih besar

dibandingkan gempabumi pada kedalaman 15 km [3]. Laju atenuasi dari gempabumi dalam dan dangkal cenderung sama pada jarak kurang dari 400 km. Laju atenuasi dari *PGA* meningkat seiring dengan bertambahnya jarak serta terlihat adanya saturasi *PGA* pada jarak pendek di sekitar 50 km. Karakteristik tersebut biasanya terjadi akibat gempabumi *crustal* [19].

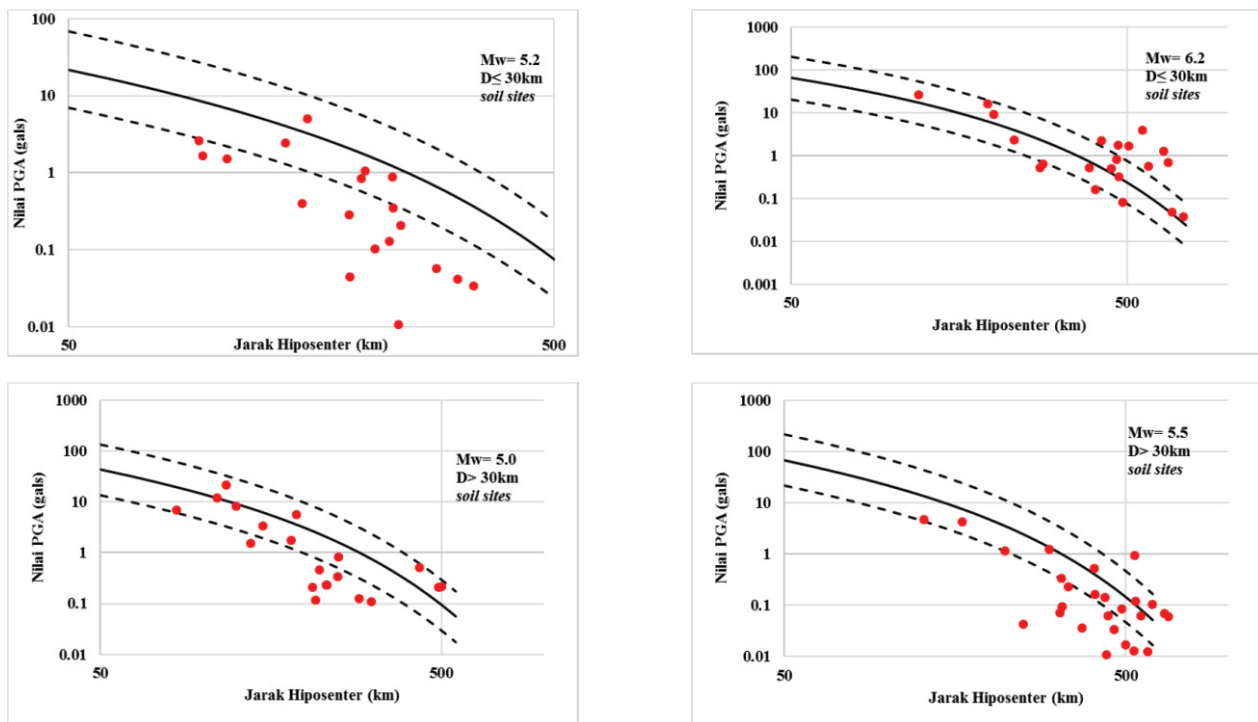
Prosedur penting dalam penelitian *GMPEs* adalah mengetahui kapabilitas dan ketergantungan persamaan terhadap parameter di dalamnya. Analisa pertama adalah untuk mengetahui hubungan antara tipe gempabumi dengan residual *GMPEs*. Gambar 11 menunjukkan bahwa gempabumi *intraslab* memiliki distribusi residual paling baik dibandingkan tipe gempabumi *crustal* dan *interface*. Keadaan ini berhubungan dengan dominasi gempabumi intraslab dalam database *ground motion* yang diteliti. Selain itu model *GMPEs* yang digunakan umumnya *overestimated* dalam mengestimasi *ground motion* gempabumi *crustal* yang memiliki nilai lebih kecil dibandingkan gempabumi *slab* pada jarak yang sama. Oleh karena itu dalam perhitungan efek sumber pada *GMPEs* diperlukan analisa parameter sumber yang lebih mendalam seperti faktor *stress drop*.

Distribusi residual antara *PGA* hasil observasi dan perhitungan ($\log(\text{obs/pre})$) terhadap magnitudo, jarak, kedalaman, dan nilai *PGA* observasi ditampilkan pada Gambar 12. Gambar 12a menunjukkan bahwa residual pada nilai *PGA* <0,4 gals relatif besar sekitar -2 dan semakin mengecil seiring bertambahnya nilai *PGA*. Berdasarkan kondisi tersebut dapat diketahui bahwa persamaan baru yang diperoleh lebih efektif digunakan untuk menghitung *PGA* lebih dari 0,4 gals. Penentuan batas ini hampir sama dengan Rudyanto (2013) yang membuat ambang batas pada nilai 0,0005 m/s^2 [10]. Namun Rudyanto (2013) menentukan ambang batas tersebut secara acak sehingga tidak menggambarkan efektifitas sebenarnya dari *GMPEs*.

Gambar 12b menunjukkan bahwa ketergantungan persamaan terhadap magnitudo tidak terlalu tinggi. Residual yang cukup besar hanya terjadi pada magnitudo 5,6-5,8. Residual terlihat menurun sebanding dengan kenaikan magnitudo. Hal yang berbeda terlihat pada hubungan residual dengan kedalaman. Gambar 12c menggambarkan bahwa tidak ada ketergantungan antara *GMPEs* dengan kedalaman focal. Pada kedalaman lebih dari 250 km terjadi penurunan residual secara signifikan, namun *sample* data dengan kedalaman lebih dari 250 km belum mencukupi untuk digunakan sebagai acuan.



Gambar 12. Hubungan residual dari *GMPEs* baru terhadap a) Nilai *PGA* observasi, b) Magnitudo, c) Kedalaman, dan d) Jarak Hiposenter



Gambar 13. Perbandingan kurva atenuasi *GMPEs* baru dengan data observasi *PGA* yang telah dinormalisasi

Gambar 12d menunjukkan tidak adanya pengaruh jarak terhadap residual *PGA*. Ketergantungan *GMPEs* terhadap jarak hiposenter lebih kecil dibandingkan ketergantungannya terhadap magnitudo.

Secara umum, semua karakteristik residual *PGA* di atas menggambarkan bahwa semakin besar nilai *PGA* maka residual akan menurun. Hal ini bisa dilihat dari kenaikan magnitudo, kedalaman, dan nilai *PGA*

observasi atau perhitungan yang berbanding lurus dengan penurunan nilai residual *PGA*. Karakter ini juga ditemui pada penelitian *GMPEs* sebelumnya, salah satunya yaitu penelitian Midorikawa dan Ohtake (2003) [31]. Oleh karena itu model *GMPEs* lebih efektif digunakan untuk menghitung *PGA* yang relatif tinggi.

Kelebihan ini sangat berguna dalam penerapannya pada bidang seismologi teknik atau teknik sipil.

Karakteristik ini biasanya bukan akibat dari model yang digunakan namun akibat kurangnya data pada rentang nilai *PGA* dan jarak tertentu. Gambar 13 menggambarkan kurva atenuasi dari persamaan baru yang diperoleh dan nilai *PGA* observasi pada tahun 2015-2016. Gambar 13 menunjukkan kemampuan *GMPEs* dalam memprediksi nilai *PGA* dari gempabumi yang terjadi pada periode baru-baru ini. Data observasi terlebih dahulu dinormalisasi pada parameter tertentu dengan menggunakan persamaan Fukushima dkk., 2003 sebagai berikut:

$$\log \text{obs}' = \log \text{obs} - \log \text{pre} + \log \text{pre}' \quad (14)$$

dengan *obs'* adalah nilai *PGA* observasi ternormalisasi, *obs* adalah nilai observasi *PGA*, *pre* adalah nilai prediksi dengan parameter yang sama dengan *PGA* observasi, dan *pre'* adalah nilai prediksi dengan parameter yang dinormalisasi [32]. Nilai *PGA* pada jarak 50 km untuk gempabumi dangkal adalah 21,8gals dan 64,8gals dengan magnitudo 5,2 dan 6,2. Garis putus-putus menggambarkan ambang batas nilai yang masih diasumsikan baik. Ambang batas dihitung berdasarkan standar deviasi $\pm 0,5$ pada persamaan. Gambar 13a menunjukkan bahwa persamaan atenuasi mampu memprediksi *ground motion* dengan cukup akurat, namun penyimpangan semakin besar pada jarak lebih dari 250 km. Kondisi yang berbeda terlihat pada Gambar 13b. Secara umum persamaan atenuasi untuk magnitudo 6,2 mampu memprediksi *PGA* lebih baik dibandingkan atenuasi untuk magnitudo 5,4. Nilai yang melewati ambang batas baru terjadi pada jarak lebih dari 500 km. Kurva atenuasi dari *deep earthquake* yang ditampilkan pada Gambar 13c dan 13d memiliki atenuasi yang hampir sama dengan *shallow earthquake*. Perbedaan yang signifikan terdapat pada nilai *PGA* untuk gempabumi dalam dengan jarak 50 km dan magnitudo 5,0 yaitu 43,3 gals. Nilai ini hampir 2 kali lipat dari nilai *PGA* untuk gempabumi dangkal pada jarak yang sama. Jika dibandingkan dengan kurva atenuasi gempabumi dangkal, Gambar 13c dan 13d menunjukkan tingkat penyimpangan yang lebih kecil. Hanya sebagian kecil data yang berada di luar ambang batas. Penyimpangan yang relatif besar berada pada jarak lebih dari 300 km.

Karakteristik utama yang bisa dilihat dari kurva atenuasi *deep earthquake* dan *shallow earthquake* dalam memprediksi *PGA*, yaitu persamaan atenuasi sangat efektif dalam memprediksi *PGA* dari gempabumi dengan kekuatan besar atau jarak yang dekat. Semakin jauh jarak maka residual semakin tinggi. Pada beberapa titik terlihat adanya penyimpangan nilai *PGA* observasi yang cukup besar. Hal ini mungkin saja disebabkan adanya struktur *Q* yang unik di dalam wilayah pulau Jawa.

Nilai *Q* merupakan salah satu faktor yang mempengaruhi penjalaran gelombang seismik, sehingga dibutuhkan koreksi tambahan untuk mengurangi efek dari struktur *Q* [19]. Namun diperlukan penelitian tentang struktur *Q* di wilayah Jawa terlebih dahulu untuk dapat melakukan perumusan koreksi tambahan.

4. Kesimpulan

Sebuah persamaan atenuasi dikembangkan untuk wilayah Jawa Timur dengan menggunakan database strong ground motion yang lengkap dan metode perbandingan *GMPEs* yang dapat dipercaya. Model awal yang digunakan diperoleh melalui analisa kesesuaian dengan *PGA* observasi di wilayah Jawa Timur dengan menggunakan metode kualitatif (histogram residual ternormalisasi) dan metode kuantitatif (*LH* dan *EDR*).

Model Kanno dkk. (2006) yang terpilih melalui metode tersebut sudah mempertimbangkan faktor dari sumber gempabumi (magnitudo, kedalaman fokal, tipe dan mekanisme gempabumi), lintasan penjalaran gelombang (jarak hiposenter), dan kondisi situs. *GMPEs* untuk wilayah Jawa Timur diperoleh melalui regresi model Kanno dkk. (2006) dengan data *PGA* observasi. Persamaan baru yang diperoleh memiliki tingkat kesesuaian yang cukup baik sehingga mampu memprediksi nilai *PGA* dengan lebih akurat. Residual dari persamaan atenuasi menurun seiring dengan meningkatnya nilai magnitudo dan jarak. Persamaan atenuasi baru yang diperoleh semakin baik jika digunakan untuk memprediksi nilai *PGA* yang relatif besar.

Daftar Pustaka

- [1] Bird, P., "An updated digital model of plate boundaries", *Geochimistry Geophysics Geosystems*, Vol. 4, No. 3, 2003.
- [2] Soehaimi, "Seismotektonik dan Potensi Kegempaan di Wilayah Jawa", *Jurnal Geologi Indonesia*, Vol. 3 No. 4, 2008.
- [3] Zhao, J.X., Takahashi, T., Asano, A., Okada, H., Saiki, T., Irikura, K., Zhang, J., Thio, Hong. K., Somerville, P.G., dan Fukushima, Y., "Attenuation Relations of Strong Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period", *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3, pp.898-913, 2006.
- [4] Kale, O., dan Akkar, S., "A New Procedure for Selecting and Ranking Ground- Motion Prediction Equations (*GMPEs*): The Euclidean Distance- Based Ranking (*EDR*) Method", *Bulletin of Seismological Society of*

- America*, Vol. 103, No. 2A, pp.1069-1084, 2013.
- [5]Repository Gempa BMKG. "BMKG Data Repository" Internet: <http://repogempa.bmkg.go.id/query.php>, diakses 11 Februari 2016.
- [6]ISC Bulletin. "Event Catalogue Search" Internet: [search/catalogue](http://www.isc.ethz.ch/), diakses 23 Februari 2016.
- [7]Global CMT Catalog. "Catalog search" Internet: [CMTsearch](http://www.globalcmt.org/), diakses 21 Februari 2016.
- [8]USGS Earthquake Archives. "Search earthquake Archives" Internet: [quakes/search](http://earthquake.usgs.gov/search/), diakses 23 Februari 2016.
- [9]Waldhauser, F., dan Ellsworth, W. L., "A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-13, 2000.
- [10]Rudyanto, A., "Development of Strong Motion Database for the Sumatra-Java Region", Program Master Filosofi, The Australian National University, Australia, 2013.
- [11]Astiz, L., Lay, T., dan Kanamori, H., "Large Intermediate-Depth Earthquakes and the Subduction Process", *Phys. Earth Planet. Interiors* 53, 80-166, 1988.
- [12]BSSC, "The 2000 NEHRP Recommended Provisions for New Building and Other Structures", Washington, DC, 2000.
- [13]Villaverde, R., "Fundamental Concepts of Earthquake Engineering", *Textbook*, CRC Press, London, 2009.
- [14]Douglas, J., "Ground-motion Prediction Equations 1964-2010 PEER Report 2011/102", Pacific Earthquake Engineering Research Center College of Engineering University of California, Berkeley, 2011.
- [15]Tong, H. dan Katayama, T., "Peak Acceleration Attenuation by Eliminating The Ill-Effect of The Correlation Between Magnitude and Epicentral Distance", *Proceeding Of Ninth World Conference on Earthquake Engineering*, Japan, 1988.
- [16]Boore, D. M., Joyner, W. B., & Fumal, T. E., "Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An interim report", *Open-File Report 93-509. U.S. Geological Survey*, 1993.
- [17]Youngs, R.R., Chiou, S.J., Silva, W.J., dan Humphrey, J.R., "Strong Ground Motion Attenuation Relationship for Subduction Zone Earthquakes", *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, 1997.
- [18]Midorikawa, S., dan Ohtake, Y., "Variance of peak ground acceleration and velocity in attenuation relationships", *Proceedings of Thirteenth World Conference on Earthquake Engineering*, Paper no. 0325, 2004.
- [19]Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., dan Fukushima, Y., "A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data", *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3, pp.879-897, 2006.
- [20]Lin, P., dan Lee, C., "Ground-motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes in northeastern Taiwan", *Bulletin of Seismological Society of America*, 98(1):220-240, 2008.
- [21]Hong, H. P., Pozos-Estrada, A., & Gomez, R., "Orientation effect on ground motion measurements for Mexican subduction earthquakes", *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 8(1), 1-16, 2009.
- [22]Bindi, D., Luzi, L., Pacor, F., Sabetta, F., & Massa, M., "Towards a new reference ground motion prediction equation for Italy: Update of the Sabetta-Pugliese (1996)", *Bulletin of Earthquake Engineering*, 7(3), 591-608, 2009.
- [23]Mandal, P., Kumar, N., Satyamurthy, C., & Raju, I. P., "Ground-motion attenuation relation from strong-motion records of the 2001 Mw 7.7 Bhuj earthquake sequence (2001-2006)", *Gujarat, India. Pure and Applied Geophysics*, 166(3), 451-469, 2009.
- [24]Akkar, S., & Bommer, J. J., "Empirical equations for the prediction of PGA, PGV and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region and the Middle East", *Seismological Research Letters*, 81(2), 195-206, 2010.
- [25]Scherbaum, F., Cotton, F., dan Smit, P., "On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity: The case of rock motion", *Bulletin of Seismological Society of America* 94(6):2164-2185, 2004.
- [26]USGS Earthquake Hazard Program. "Slab Model" Internet: [data/slab/models](http://data.slab/models), diakses 20 Februari 2016.
- [27]Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer, J.J. dan Bungum, H., "Criteria for Selecting and Adjusting Ground-Motion Models for Specific Target Regions: Application to Central Europe and Rock Sites", *Journal of Seismology*, 10, 137-156, 2006.
- [28]Bommer, J. J., P. Stafford, J. E. Alarcón, dan S. Akkar, "The influence of magnitude range on empirical ground-motion prediction", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 2152-2170, 2007.
- [29]Bommer, J. J., J. Douglas, F. Scherbaum, F. Cotton, H. Bungum dan D. Fah, "On the selection of ground-motion prediction

- equations for seismic hazard analysis", *Seismol Res Lett*, 81, 783-793, 2010.
- [30] Si, H., dan Midorikawa, S., "New attenuation relationships for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site condition", *J. Struct. Construct. Eng. AIJ*, 523, 63-70, 1999.
- [31] Midorikawa, S., dan Ohtake, Y., "Empirical analysis of variance of ground motion intensity in attenuation relationships", *J. Japan Assoc. Earthquake Eng.*, 3-1, 59-70, 2003.
- [32] Fukushima, Y., C. Berge-Thierry, P. Volant, D. A. Griot-Pommerehne, dan F. Cotton, "Attenuation relation for West Eurasia determined with recent near-fault records from California, Japan dan Turkey", *J. Earthquake Eng.* 7, no. 3, 1-26, 2003.

RESPON IONOSFER TERHADAP GERHANA MATAHARI 9 MARET 2016 DARI DATA GPS PALU

IONOSPHERIC RESPONSE TO MARCH 9TH 2016 SOLAR ECLIPSE FROM PALU GPS DATA

Buldan Muslim^{1*}, Bambang Sunardi², Untung Merdijanto³, Damianus Tri Heryanto⁴, Joni Efendi⁵,
Yoga Andrian⁵

¹Pusat Sains dan Antariksa, LAPAN, Jl. Dr. Djunjunan No. 133, Bandung, 40173

²Pusat Penelitian dan Pengembangan, BMKG, Jl. Angkasa 1 No. 2, Kemayoran, Jakarta, 10720

³Kedeputan Bidang Inskalrekjarkom BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

⁴Pusat Instrumentasi, Rekayasa, dan Kalibrasi BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta 10720

⁵Badan Informasi Geospasial, Jl. Raya Jakarta - Bogor KM. 46 Cibinong, 16911

*E-mail: mbuldan@gmail.com

Naskah masuk: 23 Juni 2016; Naskah diperbaiki: 16 Desember 2016; Naskah diterima: 22 Desember 2016

ABSTRAK

Respon ionosfer terhadap gerhana matahari total 9 Maret 2016 telah diteliti menggunakan data *Global Positioning System* (GPS) stasiun PALP di Palu. *Slant Total Electron Content* (STEC) diturunkan dari data jarak kode yang diukur dari satelit GPS dengan PRN 24 pada dua frekuensi yang berbeda. STEC pada tanggal 8 Maret 2016 digunakan sebagai nilai referensi STEC pada kondisi normal atau tidak terpengaruh oleh gerhana matahari. Pengurangan STEC tanggal 9 Maret 2016 saat gerhana terhadap STEC 8 Maret 2016 menunjukkan respon ionosfer terhadap gerhana matahari berupa penurunan STEC sekitar 12 TECU. Laju penurunan STEC saat radiasi matahari berkurang sebelum mencapai gerhana matahari total lebih lambat jika dibandingkan dengan laju kenaikan STEC selama proses kenaikan radiasi matahari dari gerhana matahari total mulai berakhir hingga selesainya gerhana matahari. Setelah gerhana matahari selesai, nilai STEC tidak kembali ke keadaan awal sebelum gerhana matahari terjadi yang disebut dengan histeresis. Hasil penelitian ini tidak hanya mengkonfirmasi hasil penelitian sebelumnya tetapi juga melengkapi dengan tambahan adanya histeresis respon ionosfer terhadap gerhana matahari total 9 Maret 2016 dan dua bentuk penurunan TEC segera dan tertunda.

Kata kunci: gerhana matahari, ionosfer, respon, STEC, histeresis

ABSTRACT

An ionospheric response to the total solar eclipse on March 9th, 2016 had been investigated using the Global Positioning System (GPS) data of PALP Station in Palu. A Slant Total Electron Content (STEC) is derived from the code distance data measured from PRN 24 GPS satellite on two different frequencies. The STEC of March 8th, 2016 was used as the STEC reference value in normal condition or not affected by the solar eclipse. The differentiation of STEC on March 9th, 2016 when the eclipse to STEC on March 8th, 2016 showed an ionospheric response to the solar eclipse in a decrease of STEC to about -12 TECU. Decrease rate of STEC when solar radiation reduced before reaching a total solar eclipse was slower if compared to an increased rate of STEC during the rise of solar radiation from the ending of total solar eclipse to the completion of the total solar eclipse. After the solar eclipse completed, the STEC value did not return to their initial state before the solar eclipse occurred which is called hysteresis. The results of this study not only confirmed the previous results but also complemented by the addition of an ionospheric response hysteresis to March 9th, 2016 total solar eclipse and two categories ionospheric decreasing; soon and delayed.

Keywords: solar eclipse, ionosphere, response, STEC, hysteresis

1. Pendahuluan

Gerhana matahari total terjadi pada 9 Maret 2016 dan dapat diamati di berbagai daerah di Indonesia antara lain Muko-Muko, Palembang, Tanjung Pandan, Palangkaraya, Balikpapan, Palu dan Ternate [1]. Gerhana matahari total yang terjadi di Indonesia

tersebut memberikan kesempatan langka kepada kita untuk mempelajari respon ionosfer terhadap perubahan variasi radiasi matahari yang cepat pada waktu gerhana. Peristiwa ini tidak seperti transisi radiasi matahari sehari-hari yang lambat dengan sudut elevasi rendah pada saat matahari terbit atau terbenam.

Ionosfer merupakan bagian dari atmosfer bumi yang terdiri dari ion-ion dan elektron yang cukup untuk mempengaruhi propagasi gelombang radio[2]. Beberapa penelitian tentang respon ionosfer terhadap gerhana matahari telah dilakukan dengan menggunakan peralatan yang berbeda. Misalnya dari pengamatan radar Millston Hill didapatkan bahwa gerhana matahari 26 Februari 1979, menyebabkan penurunan kerapatan elektron pada ketinggian 300 km sampai 50 % tetapi variasi kerapatan elektron sangat kecil pada ketinggian 450 km [3]. Pada kasus gerhana matahari 4 Januari 2011, respon frekuensi kritis lapisan E (foE) turun mencapai minimum bersamaan dengan fase maksimum gerhana matahari berdasarkan dari pengamatan ionosonde di Kaliningrad, Rusia yang terletak pada lintang menengah. Adapun respon frekuensi kritis lapisan F2 (foF2) mencapai penurunan sampai nilai minimum yang tertunda sekitar 10 menit lebih dari fase maksimum gerhana matahari, penurunannya mencapai lebih dari setengah nilai foF2 kondisi normal satu hari sebelum gerhana. Nilai foF2 kembali ke keadaan normal setelah sekitar 20-25 menit dari akhir gerhana matahari [4]. Dari pengamatan TEC GPS, didapatkan adanya penundaan waktu antara puncak gerhana matahari 27 Juli 2009 di India (lintang rendah bagian utara) dengan puncak penurunan TEC antara 2 - 15 menit. Adanya waktu tunda tersebut kemungkinan disebabkan oleh adanya skala waktu ionisasi dan transport di ionosfer. Selain itu juga ditemukan adanya gelombang di ionosfer yang disebabkan oleh pendinginan stratosfer dan mesosfer saat gerhana matahari [5].

Dari data ionosonde di daerah Australia dan Antartica (lintang tengah dan tinggi) diketahui bahwa ada penurunan foF2 dan foE sementara ketinggian lapisan F2 dan E naik pada saat gerhana matahari 29 April 2014 [6]. Dari data ionosonde di daerah anomali ionisasi ekuator, diketahui ada waktu tunda antara fase maksimum gerhana matahari 24 Oktober 1995 dengan nilai maksimum penurunan foF2 sekitar 1,5 jam dan ada penurunan kedua setelah sekitar 6 jam kemudian [7]. Adanya fluktuasi TEC dengan periode 1-1,5 jam sebagai akibat gerhana matahari 3 Nopember 2013 di daerah ekuator geografi pada meridian sekitar 30 derajat, dengan amplitudo fluktuasi mencapai lebih dari 20 TECU. Setelah dibandingkan dengan kondisi ionosfer sebelumnya penurunan TEC hanya sekitar 3-5 TECU [8]. Penurunan TEC sekitar 5 TECU bergerak searah lintasan gerhana matahari dan dengan waktu tunda sekitar 10 menit [9]. Respon maksimum ionosfer ada tidak ada *delay* dengan gerhana matahari, tetapi terjadi sebelum atau sesudah gerhana matahari mencapai fase maksimum berdasarkan data ionosonde selama siklus 23 [10].

Dari data ionosonde tiga hari sebelum dan tiga hari setelah gerhana matahari 20 Maret 2015 dijumpai adanya lapisan E sporadis. Namun apabila data yang diambil sebelum dan setelah gerhana matahari semakin banyak, lapisan E sporadis terlihat tidak jelas [11]. Dari data ionosonde disimpulkan bahwa ada gradien termal kuat yang bersamaan dengan gerhana matahari yang telah mempengaruhi lapisan E sporadis. Gerhana matahari tidak mempengaruhi intensitas maksimum lapisan E sporadis namun mempengaruhi keberadaannya. Kemungkinan besar keberadaan lapisan E sporadis disebabkan oleh gangguan ionosfer berjalan seperti halnya yang disebabkan oleh propagasi gelombang gravitasi (*gravity wave*) [12].

Dari sekian banyak penelitian respon ionosfer, belum ada yang mempelajari histeresis ionosfer dan laju perubahan ionosfer selama gerhana matahari. Oleh karena itu, tujuan penelitian ini untuk mengemukakan respon ionosfer terhadap gerhana matahari total 9 Maret 2016 yang mencakup penurunan *Total Electron Content* (TEC), waktu tunda respon maksimum ionosfer terhadap fase maksimum gerhana matahari total dan perbedaan laju perubahan TEC selama fase sebelum dan sesudah fase maksimum gerhana matahari total yang terjadi 9 Maret 2016 menggunakan data GPS stasiun PALP di Palu, Sulawesi Tengah.

2. Metode Penelitian

Data waktu kejadian gerhana berdasarkan simulasi gerhana matahari yang dikeluarkan oleh NASA [13]. Data utama yang digunakan adalah data GPS dari stasiun Palu yang dioperasikan oleh Badan Informasi Geospasial (BIG) selama dua hari yaitu pada hari terjadinya gerhana matahari dan satu hari sebelum gerhana matahari.

Gerhana matahari total 9 Maret 2016 terjadi di beberapa daerah di Indonesia antara lain Muko-Muko, Palembang, Tanjung Pandan, Palangkaraya, Balikpapan, Palu dan Ternate seperti ditunjukkan pada Gambar 1 dengan warna merah. Bentuk elips di atas Kota Palu dan sekitarnya menunjukkan daerah yang terkena gerhana matahari total pada waktu 00:39 UT atau 08:39 *Local Time* (LT).

Daerah di luar elips yang gelap pada Gambar 1 menunjukkan wilayah dengan gerhana matahari 90 %. Lingkaran ketiga yang lebih cerah menunjukkan daerah dengan gerhana matahari 75 % dan lingkaran ke empat yang lebih cerah dari lingkaran ke tiga merupakan wilayah dengan tingkat gerhana matahari 50 %. Lingkaran terakhir adalah daerah dengan tingkat gerhana 25 %.

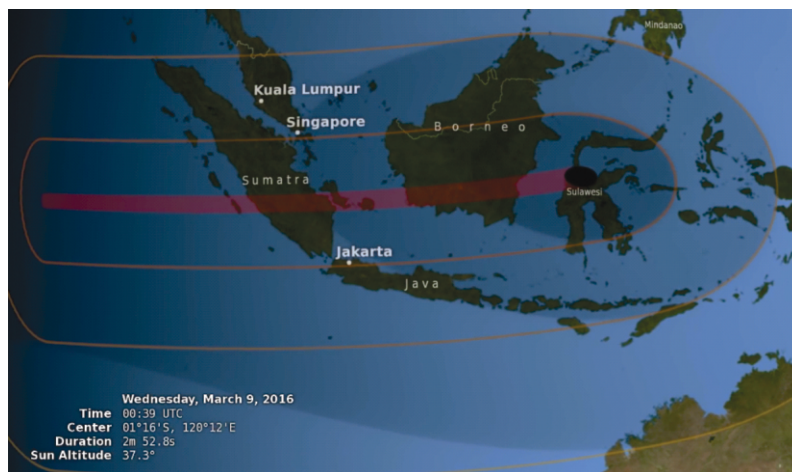
Di Palu terdapat stasiun GPS dengan kode stasiun PALP yang dioperasikan oleh BIG. Dengan menggunakan data pengamatan jarak satelit GPS yang teramati dari stasiun PALP dengan dua frekuensi yang berbeda yaitu pada frekuensi L_1 1,575 MHz dan L_2 1,270 Mhz, dapat diturunkan TEC sepanjang lintasan dari satelit GPS sampai stasiun PALP yang disingkat dengan STEC menggunakan persamaan 1 [14].

$$STEC_f = \frac{f_1^2 [(\lambda_1 \Phi_1 - \lambda_2 \Phi_2) - (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) - b_f - B_f]}{40.3(1 - \gamma)} \quad (1)$$

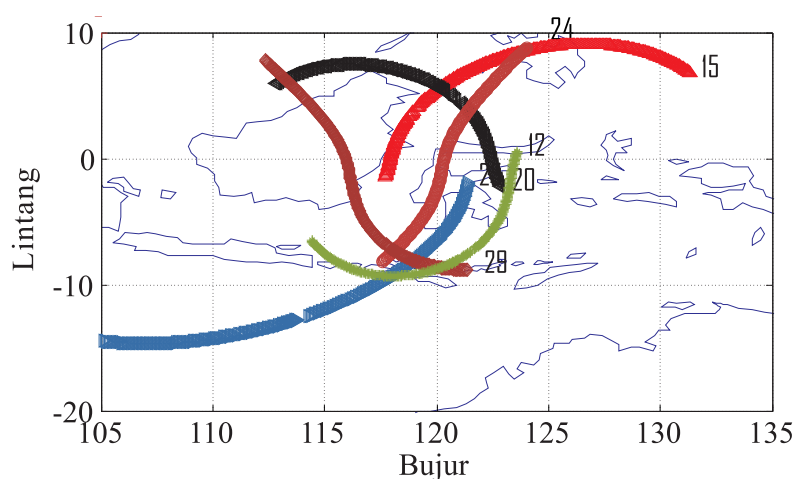
Pengukuran STEC dari data GPS sangat mudah dilakukan karena nilai STEC sebanding dengan perbedaan jarak satelit GPS yang diamati pada dua frekuensi yang berbeda. Data koordinat PALP telah ditentukan oleh BIG dan koordinat satelit GPS dapat didownload dari ftp://cddis.gov.nasa/ [15]. Dengan demikian dapat dihitung titik pertemuan antara lintasan sinyal GPS dengan lapisan ionosfer pada ketinggian sekitar 350 km yang dikenal dengan IPP

(*Ionospheric Pierce Point*) seperti ditunjukkan pada Gambar 2. Koordinat IPP pada Gambar 2 tersebut adalah selama pengamatan sinyal GPS mulai pukul 06:00:00 sampai 10:59:59 LT. Palu termasuk wilayah Indonesia bagian tengah, maka pukul 00:39 UT sama dengan pukul 08:39 LT.

Dengan menggunakan data STEC satu hari sebelum gerhana matahari sebagai referensi dapat diketahui respon ionosfer saat gerhana matahari total 9 Maret 2016 dengan cara pengurangan. STEC pada tanggal 9 Maret 2016 mulai pukul 06:00:00 - 10:59:59 LT dikurangi STEC 8 Maret 2016 pada waktu lokal yang sama. Jika hasil pengurangan TEC bernilai negatif berarti ada tingkat penurunan STEC sebagai akibat gerhana matahari total. Fokus pengamatan STEC dilakukan pada satelit no 24, mengingat IPP dari satelit 24 memiliki lintasan melalui daerah gerhana matahari total yang paling dekat dengan koordinat stasiun PALP di Palu (Gambar 2).



Gambar 1. Gerhana matahari total di Palu terjadi pada pukul 08:39 LT [13]



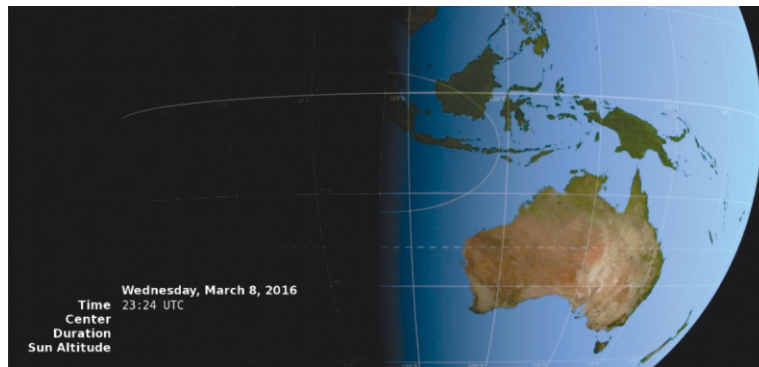
Gambar 2. Lintasan titik pengamatan ionosfer dari beberapa satelit GPS dengan PRN yang berbeda pada 9 Maret 2016, 6:00 – 11:00 LT

3. Hasil dan Pembahasan

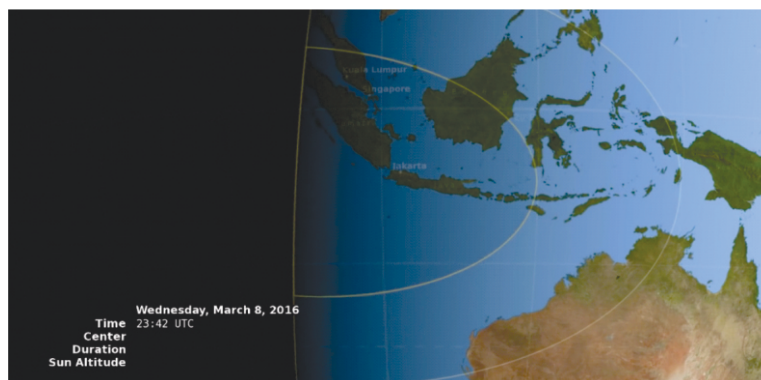
Gerhana matahari secara fisis sebagai sumber ionisasi ionosfer yang pada pagi hari merupakan kontrol yang paling besar pada saat matahari sedang naik. Oleh karena itu, dengan dua hari data cukup untuk menunjukkan adanya respon ionosfer yang disebabkan oleh gerhana matahari, dimana satu hari sebelum gerhana digunakan sebagai referensi kondisi ionosfer yang normal.

Untuk IPP dari PRN 24 diperkirakan mengalami gerhana matahari mulai pukul 23:24 UT (07:24 LT)

seperti ditunjukkan pada Gambar 3. Gerhana matahari mencapai 25 % terjadi sekitar pukul 07:42 LT (Gambar 4), mencapai 50 % sekitar pukul 07:58 LT (Gambar 5), mencapai 75 % sekitar pukul 08:17 LT (Gambar 6), mencapai 90 % sekitar pukul 08:30 (Gambar 7) dan mencapai puncaknya sekitar pukul 08:38 LT (Gambar 8) serta berakhir sekitar pukul 10:00 LT (Gambar 9). Gambar 10 menunjukkan STEC dari pengamatan satelit GPS dengan PRN 24 menggunakan stasiun PALP. Garis berwarna biru adalah STEC tanggal 8 Maret 2016 dan garis berwarna merah STEC tanggal 9 Maret 2016 mulai pukul 06:00:00 sampai 10:59:59 LT.



Gambar 3. Awal gerhana matahari terjadi sekitar pukul 07:24 LT



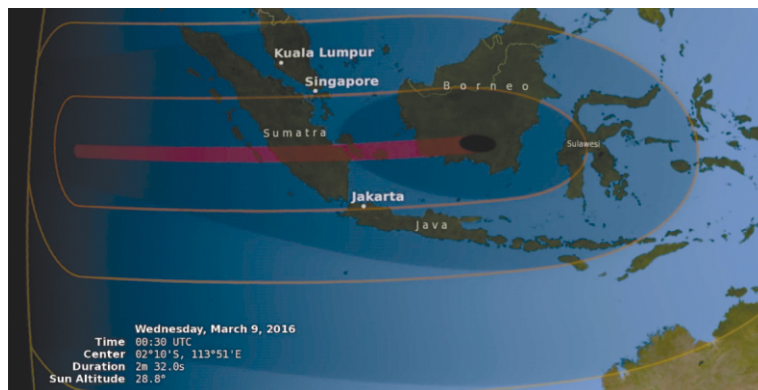
Gambar 4. Gerhana matahari mencapai 25 % sekitar pukul 07:42 LT



Gambar 5. Gerhana matahari mencapai 50 % sekitar pukul 07:58 LT



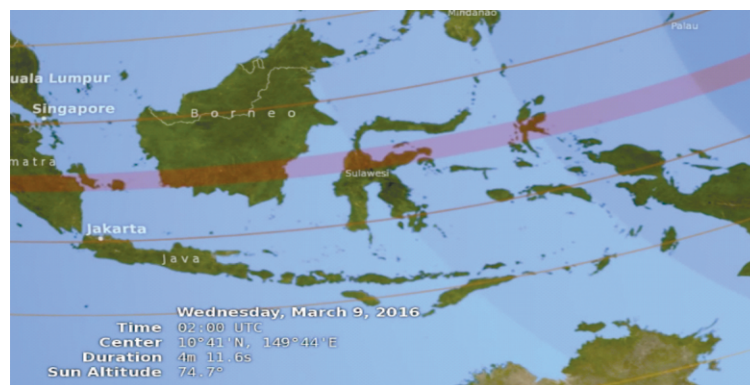
Gambar 6. Gerhana matahari mencapai 75 % sekitar pukul 08:17 LT



Gambar 7. Gerhana matahari mencapai 90% sekitar pukul 08:30 LT



Gambar 8. Gerhana matahari mencapai 100 % sekitar pukul 08:38 LT



Gambar 9. Gerhana matahari berakhir sekitar pukul 10:00 LT

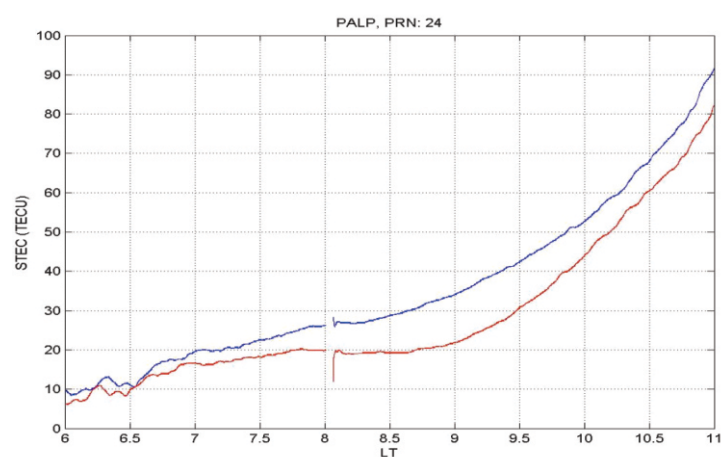
Dapat dilihat ada perbedaan STEC antara kedua hari tersebut dan lebih jelas dengan menghitung nilai perbedaan STEC tanggal 9 dengan tanggal 8 Maret 2016 seperti ditunjukkan pada Gambar 11. Respon ionosfer mulai nampak ketika mulai terjadi gerhana matahari sekitar pukul 07:24 LT. Ini bisa disebabkan oleh respon ionosfer lapisan F1 bagian bawah dan lapisan ionosfer di bawahnya seperti lapisan D dan E yang memiliki sifat rekombinasi yang cepat sehingga setelah radiasi mulai berkurang, rekombinasi yang terjadi segera menyebabkan berkurangnya STEC. Hal ini sejalan dengan hasil penelitian respon ionosfer terhadap gerhana matahari 4 Januari 2011 dengan data foE ionosonde [4]. Penurunan STEC pada awal gerhana sekitar 2 TECU/30 menit atau 4 TECU/jam. Selanjutnya penurunan STEC lebih tajam mulai sekitar pukul 8:18 LT dengan laju 2 TECU/18 menit atau 6,7 TECU/jam. Ini disebabkan oleh rekombinasi daerah F2 mulai berkontribusi pada penurunan STEC. Tertundanya penurunan kerapatan lapisan F2 dari awal gerhana matahari sekitar 54 menit. Setelah tercapai gerhana matahari total pada pukul 08:38 LT masih terjadi penurunan STEC sehingga mencapai nilai minimum sekitar pukul 09:18 LT dengan waktu tunda sekitar 40 menit.

Penundaan waktu TEC mencapai minimum dari waktu gerhana matahari mencapai puncak dalam waktu 40 menit pada kasus gerhana matahari ini lebih lama dari waktu tunda pada penelitian sebelumnya pada kasus gerhana matahari yang berbeda dan ditempat yang berbeda. Misalnya pada kasus gerhana matahari 4 Januari 2011 ditemukan waktu tunda respon foF2 ionosfer hanya 10 menit [4]. Perbedaan waktu tunda respon tersebut bisa disebabkan oleh persentasi gerhana matahari, dimana gerhana matahari 9 Maret 2016 adalah total (100%) sementara

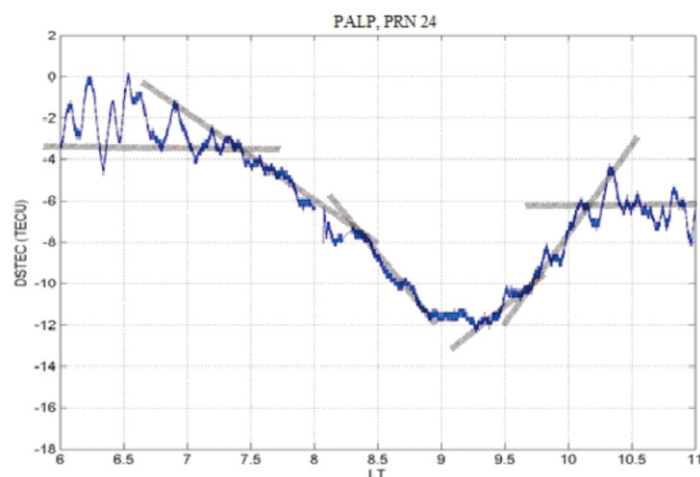
gerhana matahari 4 Januari hanya 75 %. Sehingga gerhana matahari 9 Maret 2016 menimbulkan efek penurunan TEC lebih dalam dan membutuhkan waktu respon mencapai maksimum yang lebih lama. Selain itu data TEC dan foF2 memiliki perbedaan dalam merespon radiasi matahari. TEC meliputi ionosfer dari bawah sampai paling atas sedangkan foF2 hanya merepresentasikan kerapatan ionosfer pada ketinggian sekitar 300 - 350 km. Jika dibandingkan dengan kejadian gerhana matahari 27 Juli 2009, yang diamati dengan TEC GPS dengan waktu tunda maksimum hanya 15 menit [5], waktu tunda respon ionosfer 9 Maret 2016 juga lebih lama hampir 3 kalinya. Ini bisa disebabkan oleh adanya kombinasi antara penurunan TEC ionosfer dan fase minimum fluktuasi TEC ionosfer sebagaimana dapat dilihat pada Gambar 11. Fluktuasi TEC ionosfer dengan periode sekitar 20 menit mulai muncul setelah penurunan TEC secara tajam 08:18 LT.

Setelah mencapai nilai minimum STEC kembali naik dengan kenaikan sekitar 2 TECU/24 menit atau 5 TECU/menit sampai sekitar pukul 09:42 LT atau dalam waktu 24 menit. Kenaikan tajam terjadi mulai pukul 09:42 LT dengan laju sekitar 4,5 TECU/30 menit atau sekitar 9 TECU/menit. Setelah gerhana matahari berakhir pukul 10:00 LT, kenaikan TEC masih terjadi sampai pukul 10:09 LT yang menunjukkan ada waktu tunda sekitar 9 menit.

Berdasarkan analisis tersebut selanjutnya dibuat tabel 1 yang menunjukkan proses penurunan nilai STEC dan kenaikan STEC mengalami saturasi atau proses turun dan naik tidak mencapai kondisi awal dan terjadi dengan perbedaan waktu. Proses penurunan STEC lebih lama dibandingkan proses kenaikan STEC selama gerhana matahari terjadi.



Gambar 10. STEC dari data kode sinyal GPS tanggal 8 (garis biru) dan 9 (garis merah) Maret 2016



Gambar 11. Respon ionosfer TEC segera turun bersamaan dengan awal gerhana matahari, mencapai minimum dengan *delay* sekitar 40 menit dan berakhir tertunda sekitar 18 menit

Tabel 1. Waktu tunda respon ionosfer terhadap gerhana matahari 9 Maret 2016

	Fase Turun (awal gerhana sampai total)	Fase Naik (gerhana total sampai berakhir)	Minimum (Nilai STEC terendah yang dicapai)	Berakhir (akhir respon ionosfer)
Waktu tunda D, E dan F1 bagian bawah ionosfer	0 menit	0 menit		
Waktu tunda F2 ionosfer	54 menit	24 menit	40 menit	9 menit
Laju F1, D, E	-4 TECU/jam	5 TECU/jam		
Laju F1+F2, D, E	-6,7 TECU/jam	9 TECU/jam		

Adanya histeresis ini sejalan dengan adanya histeresis ionosfer jangka panjang di mana saat aktivitas matahari turun tidak terjadi penurunan setajam penurunan aktivitas matahari dan pada saat aktivitas matahari mulai naik, terjadi peningkatan kerapatan ionosfer yang lebih cepat dibandingkan penurunan TEC saat aktivitas matahari mengalami fase turun.

Penurunan STEC segera setelah mulai gerhana matahari terlihat masih kecil karena hanya bersumber dari lapisan F1 sementara lapisan F2 belum mengalami penurunan kerapatan karena proses rekombinasi yang lebih lambat, walaupun sudah mulai terjadi penurunan radiasi matahari, kerapatan lapisan F2 masih tetap tinggi. Penurunan STEC lebih tajam terjadi pada pukul 07:48 LT bisa disebabkan oleh pengaruh penurunan kerapatan lapisan F1 dan F2. Tertundanya penurunan kerapatan F2 sekitar 24 menit.

Tertundanya puncak respon ionosfer yaitu saat mencapai minimum dari waktu puncak gerhana matahari disebabkan oleh proses rekombinasi daerah F2 yang lebih lambat dari lapisan F1. Proses ionisasi yang terjadi ketika matahari mulai menyinari ionosfer belum mampu menaikkan kerapatan elektron daerah

F2 yang dominan pada TEC. Berakhirnya respon ionosfer juga mengalami *delay* dari berakhirnya gerhana matahari, sebab tertundanya respon ionosfer saat gerhana berakhir sama dengan penjelasan tertundanya respon ionosfer terhadap puncak gerhana matahari.

4. Kesimpulan

Respon ionosfer terhadap gerhana matahari total 9 Maret 2016 dari pengamatan STEC terhadap satelit GPS dengan PRN 24 yang diamati dari stasiun PALP di PALU adalah berupa penurunan STEC sekitar 12 TECU. Penurunan STEC terbagi dua yaitu penurunan segera bersamaan dengan awal gerhana matahari yang agak lambat dan penurunan tertunda. Dua penurunan yang berbeda tersebut menunjukkan ionosfer terbagi dua lapisan bawah dan atas. Ionosfer bagian bawah yang memiliki sifat rekombinasi segera setelah radiasi matahari mulai berkurang pada fase awal gerhana matahari. Ionosfer bagian bagian atas yang memiliki respon tertunda terhadap gerhana matahari karena memiliki waktu hidup yang lebih lama sehingga penurunan STEC juga tertunda menunggu proses rekombinasi.

Dengan adanya penundaan terhadap waktu gerhana yang tidak sama antara fase penurunan STEC dari mulai terjadi gerhana matahari dan fase naik saat gerhana matahari mulai menghilang. Ditemukan juga adanya histerisis proses kenaikan dan penurunan STEC selama gerhana matahari dengan laju penurunan STEC lebih lambat dari pada laju kenaikan STEC.

Penundaan penurunan maksimum STEC sekitar 40 menit dari puncak gerhana matahari. Dari penelitian sebelumnya waktu tunda 40 menit merupakan yang paling lama. Hal ini disebabkan adanya kombinasi respon ionosfer berupa penurunan dengan fluktuasi ionosfer sehingga mencapai minimum bersamaan dengan fase minimum fluktuasi TEC selama gerhana matahari berlangsung. Waktu penundaan kembalinya kondisi STEC normal dari berakhirnya gerhana matahari sekitar 9 menit.

Hasil penelitian ini tidak hanya mengkonfirmasi hasil penelitian respon ionosfer terhadap gerhana matahari tetapi juga melengkapi hasil penelitian yang belum terungkap sebelumnya dengan ditemukannya respon ionosfer yang bersifat histeresis dan dua penurunan yang berbeda yaitu langsung dan tertunda dengan laju penurunan yang berbeda.

Daftar Pustaka

- [1] BMKG. "Gerhana Matahari Total 9 Maret 2016." Internet: , diakses 20 Juni 2016.
- [2] B. Zolesi, dan L. R. Cander. *Ionospheric Prediction and Forecasting*. Springer Heidelberg New York Dordrecht London, 2014, pp. 11.
- [3] S. Holt, J. M., R.H. Wand, dan J.V. Evans, "Millstone Hill measurements on 26 February 1979 during the solar eclipse and formation of a midday F-region through," *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, vol. 46, Issue 3, pp. 251–264, 1984.
- [4] Iu. V. Cherniak, I. Shagimuratov, A. Krankowski, I.E. Zakharenkova, dan G.A. Yakimova, "The Ionosphere Response to Solar Eclipse on January 4, 2011 by Multiinstrumental Radiophysical Observations." *Proceeding of General Assembly and Scientific Symposium, 2011 XXXth URSI*, 2011, pp. 978-981.
- [5] S. Kumar, A. K. Singh, dan R. P. Singh, "Ionospheric response to total solar eclipse of 22 July 2009 in different Indian regions," *Ann. Geophys.*, 31, 1549-1558, 2013.
- [6] R. Atulkar, P. A. Khan, H. Jeevakhan, dan P. K. Purohit, "Ionospheric response to annular and partial solar eclipse of 29 April 2014, in Antarctica and Australian Regions," *Russian Journal Of Earth Sciences*, vol. 15, 2, doi: 10.2205/2015ES000548, 2015.
- [7] K. C., Yeh, D. C. Yu, K.H. Lin, C. H. Liu, C. R. Huang, W. H. Tsai, J. Y. Liu, J. S. Xu. K. Igarashi, C. Xu, W. X. Wang, "Ionospheric response to a solar eclipse in the equatorial anomaly region," *TAO*, vol. 8, 2, pp. 165-178, 1997.
- [8] E. B., Amabayo, S. K. Anguma, dan E. Jurua, "Tracking the Ionospheric Response to the Solar Eclipse of November 03, 2013," *International Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 2014, Article ID 127859, 2014.
- [9] F. Ding, W. Wan, B. Ning, L. Liu, H. Le, G. Xu, M. Wang, G. Li, Y. Chen, Z. Ren, B. Xiong, L. Hu, X. Yue, B. Zhao, F. Li, dan M. Yang, "GPS TEC response to the 22 July 2009 total solar eclipse in East Asia," *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 115, A07308, doi:10.1029/2009JA015113, 2010.
- [10] B. Adekoya, dan V. U. Chukwuma, "Response of the mid-latitude ionospheric F2 to the solar eclipses of solar cycle 23," *Indian Journal of Radio dan Space Physics*, vol. 41, pp. 594-605, 2012.
- [11] A. Ippolito, A. Settini, D. Sabbagh, C. Scotto, dan V. Sgrigna, "Effect of Solar Eclipse of March 20, 2015 on the Ionosphere," *Geophysical Research Abstracts*, vol. 18, EGU2016-6307, 2016.
- [12] M. Pezzopane, M. Pietrella, A. Pignalberi, dan R. Tozzi, "20 March 2015 solar eclipse influence on sporadic E Layer," *Advances in Space Research*, 56, pp. 2064–2072, 2015.
- [13] NASA, Movement of March 2016 Total Solar Eclipse Shadow (Animation), diakses 12 Februari, 2016.
- [14] Liu, Z., *Ionospheric Tomographic Modeling dan Application Using Global Positioning System (GPS) Measurements*, Doctoral Thesis, (2004) University of Calgary, Canada.
- [15] NASA. "NASA's Archive of Space Geodesy Data." Internet: <ftp://cddis.gov.nasa>, diakses 2 Juni 2016.

RELOKASI DAN DISTRIBUSI b-VALUE GEMPABUMI SWARM JAILOLO, HALMAHERA BARAT

EARTHQUAKE RELOCATION AND DISTRIBUTION OF b-VALUE OF THE JAILOLO SWARM EARTHQUAKE, WEST HALMAHERA

Yanuarsih Tunggal Putri¹, Nova Heryandoko¹, Wandono¹, Rivai Marulak², Suwardi³, Zulfikar³, Barkah
Yuniarto³, Lutfi Pary³, Basri Kamaruddin³

¹Pusat Gempabumi dan Tsunami, BMKG, Jl. Angkasa 1, No. 2, Kemayoran, Jakarta, 10720

²Balai Besar Wilayah IV Makasar, BMKG, Jl. Racing Center, No. 4, Panaikang KP, Makasar, 1351

³Stasiun Geofisika Ternate, BMKG, Jl. Bali Bunga Ternate Selatan, Maluku Utara, 97717

*E-mail: yanuarsih.tunggalputri@bmkg.go.id

Naskah masuk: 22 Juli 2016; Naskah diperbaiki: 28 Oktober 2016; Naskah diterima: 22 Desember 2016

ABSTRAK

Aktivitas kegempaan di daerah Jailolo meningkat tajam pada bulan November sampai Desember 2015, dimana terjadi fenomena gempabumi swarm pada rentang waktu tersebut. BMKG pusat Jakarta mencatat 96 gempabumi dengan magnitudo antara 2,5 sampai 4,8. Sedangkan stasiun geofisika BMKG wilayah Ternate mencatat 1185 gempabumi dengan magnitudo 1,1 sampai 5,1 menggunakan *single station*. Sejumlah 33 gempabumi dirasakan dengan intensitas antara dua sampai dengan empat MMI dengan beberapa kerusakan pada rumah warga dan sarana umum. Relokasi gempabumi dilakukan menggunakan data BMKG pusat dengan metode MJHD. Relokasi gempabumi bertujuan untuk meningkatkan akurasi gempabumi yang terjadi dengan lebih baik. Penghitungan b-value di daerah Jailolo menggunakan data gempabumi *single station* dari stasiun geofisika Ternate dilakukan untuk mengetahui distribusi dan karakteristik b-value di daerah tersebut. Hasil relokasi gempabumi menunjukkan gempabumi swarm yang terjadi terkonsentrasi pada 127,4° - 127,6° BT dengan perbaikan pada distribusi kedalaman dimana sebagian besar gempabumi terjadi pada kedalaman kurang dari 20 km. Sedangkan hasil penghitungan nilai b-value menunjukkan daerah dengan konsentrasi gempa memiliki nilai b-value cukup tinggi (± 1). Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa gempabumi swarm yang terjadi kemungkinan dipengaruhi oleh aktivitas vulkanik. Namun penelitian lebih lanjut diharapkan dapat dilakukan untuk lebih memahami penyebab dan karakteristik gempabumi swarm tersebut.

Kata kunci: Swarm, Relokasi, MJHD, b-value, ZMAP, Jailolo.

ABSTRACT

Seismic activity in the area of Jailolo increased sharply in November to December 2015, where the phenomenon of swarm earthquake occurred at that time. BMKG headquarter in Jakarta recorded 96 earthquakes with magnitude of M 2,5 to M 4,8. While the geophysical stations of BMKG in Ternate region, using a single station, recorded 1185 earthquakes with magnitude of M 1,1 to M 5,1. It reported that 33 earthquakes were felt with an intensity between two to four MMI with some damage to homes and public facilities. Earthquake relocation was done using data from BMKG Jakarta with MJHD method. Earthquake relocation was intended to improve the distribution of the earthquakes. The calculation of the b-value in the area of earthquakes was done using single station data from BMKG station in Ternate, which was conducted to improving acuration and characteristics of the b-value in the area. The results of the earthquake relocation showed that the swarm earthquakes concentrated on 127,4 °E – 127,6 °E, with improvements in the distribution of the depth where most earthquakes occurred at depths of less than 20 km. While the results of the calculation of the b-value showed an area with a concentration of earthquakes has quite high b-value (± 1). The results of this study indicate that the swarm earthquakes that occurred in Jailolo probably were caused by volcanic activity. However, further research is expected to be carried out to get better understanding about the causes and characteristics of the swarm earthquake.

Keywords: Swarm, Relocation, MJHD, b-value, ZMAP, Jailolo.

1. Pendahuluan

Fenomena terjadinya rangkaian gempabumi kecil meningkat di daerah Jailolo, Halmahera Barat mulai November 2015. Karakteristik gempabumi tersebut sama dengan karakteristik gempabumi swarm yang didefinisikan sebagai kenaikan jumlah gempabumi pada rentang waktu tertentu tanpa ada sebuah gempabumi yang besar dimana pada umumnya terjadi di daerah vulkanik atau di daerah patahan atau di daerah dimana terjadi konsentrasi stress (Mogi, 1963). Aktivitas terjadinya gempabumi swarm dapat mengalami peningkatan dan penurunan secara temporal dan belum ada model teoritis yang dapat menjelaskannya (Pasarelli dkk, 2015). Studi tentang gempabumi swarm sangat menarik karena karakteristik dan sumber penyebabnya yang seringkali tidak diketahui. Adanya tekanan yang bersifat sesaat diperkirakan menyebabkan terjadinya pelepasan energi secara spasial dan temporal selama terjadinya swarm (Pasarelli dkk, 2015).

Beberapa hal diajukan sebagai penyebab terjadinya gempabumi swarm, salah satunya adalah pelepasan energi regangan tektonik menengah yang terjadi diantara pelepasan energi regangan tektonik secara seketika pada saat gempabumi besar, *slow earthquake* dan *silent earthquake* (Peng & Gomberg, 2010). Sedangkan pada daerah subduksi *megathrust*, swarm cenderung terjadi secara berulang dan terjadi diantara area patahan gempabumi-gempabumi besar dan terjadi di area dengan akumulasi regangan interseismik yang rendah (Holtkamp & Brudzinski, 2014). Sementara, Waite dan Smith (2002) yang meneliti terjadinya gempabumi swarm di daerah Yellowstone pada tahun 1985 menyatakan bahwa gempabumi swarm di Yellowstone terjadi karena migrasi dari magma atau cairan *hydrothermal*.

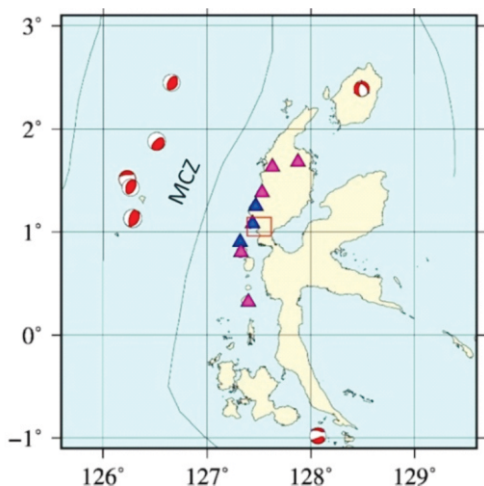
Hingga Desember 2015, sistem analisa gempabumi BMKG Pusat, Jakarta, telah mencatat terjadinya 96 gempabumi dengan magnitude terbesar 4,8 M. Dilaporkan ada 33 gempabumi yang dirasakan. Sementara BNPB pada tanggal 5 Desember 2015 memberikan pernyataan bahwa gempabumi swarm tersebut telah menyebabkan 1593 rumah rusak, dimana 145 rumah rusak berat, 273 rumah rusak sedang dan 1175 rumah rusak ringan. Kerusakan juga terjadi pada sarana umum seperti sekolah, tempat ibadah dan gedung pemerintahan. Intensitas terjadinya gempabumi swarm ini tercatat menurun pada bulan Desember 2015.

Berbeda dengan BMKG Pusat, Stasiun Geofisika BMKG di Ternate yang terletak di dekat pusat gempabumi, mencatat lebih banyak gempabumi

dengan menggunakan *single station*. Dilaporkan tercatat 1185 gempabumi dalam rentang waktu yang sama.

Pada penelitian ini penulis meneliti tentang distribusi terjadinya gempabumi swarm Jailolo dengan melakukan relokasi *hypocenter* gempabumi menggunakan data dari BMKG Pusat dengan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD). Penulis juga melakukan penghitungan variasi spasial *b-value* menggunakan data *single station* dari stasiun geofisika BMKG Ternate. Relokasi *hypocenter* dilakukan untuk meningkatkan akurasi *hypocenter* gempabumi, sedangkan penghitungan *b-value* dilakukan untuk mengetahui variasi spasial *b-value* di daerah penelitian. Penentuan *hypocenter* yang akurat dan penghitungan *b-value* akan bermanfaat untuk menganalisa fenomena gempabumi swarm dengan lebih baik.

Jailolo merupakan kecamatan yang terdapat di Kabupaten Halmahera Barat, propinsi Maluku Utara, kepulauan Halmahera (Gambar 1). Ditinjau dari kondisi tektonik, Kepulauan Halmahera terletak di Indonesia bagian timur dimana terdapat triple junction atau pertemuan antara tiga lempeng tektonik besar yaitu lempeng Eurasia, lempeng Philippine Sea dan lempeng Pasifik. Di sebelah barat kepulauan Halmahera juga terdapat tumbukan antar busur yang disebut dengan *Molucca Collision Zone* (MCZ). Kondisi tektonik yang kompleks ini menyebabkan wilayah ini sering mengalami gempabumi. Data dari ISC-GEM (Storchak dkk., 2013) mencatat tujuh gempabumi dengan magnitude > 6 pernah terjadi sejak tahun 1963 sampai tahun 2007 (Gambar 1). Sebagai akibat dari letaknya yang terdapat pada jalur tumbukan lempeng, wilayah ini memiliki rangkaian gunung api yang membujur dari utara ke selatan (Gambar 1). Banyaknya gunung api mempengaruhi kondisi geologi, dimana sebagian besar tersusun oleh endapan Aluvium, endapan sedimen Kuartar dan endapan gunung api Kuartar. Batuan-batuan tersebut sebagian terdiri dari lava dan sebagian telah mengalami pelapukan, bersifat urai, lepas, belum kompak (*unconsolidated*) dan bersifat memperkuat efek guncangan sehingga rawan terhadap guncangan gempabumi.



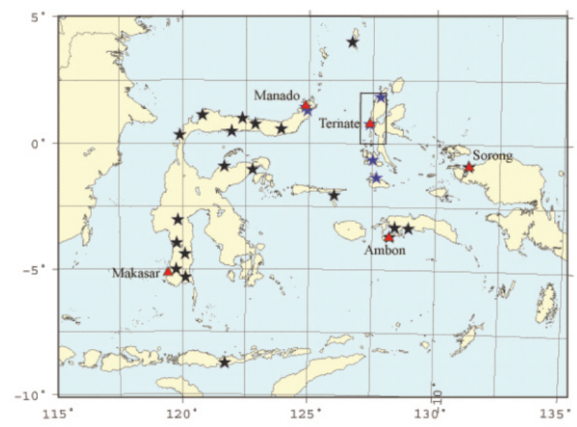
Gambar 1. Peta kepulauan Halmahera. Kotak merah menunjukkan wilayah Jailolo, kabupaten Halmahera Barat. Segitiga biru menunjukkan gunung api tipe B. Segitiga merah menunjukkan gunung api tipe A. Mekanisme fokal menunjukkan gempa bumi dengan $M > 6$ dari tahun 1963 sampai 2007. MCZ adalah *Molucca Collision Zone*. Koordinat gunung api diambil dari *Global Volcanism Program Smithsonian Institution* (lihat Daftar Pustaka).

Gunung api yang terdapat di kepulauan Halmahera ini memiliki dua tipe, yaitu tipe A dimana gunung api tersebut masih aktif dan tipe B dimana tidak ada catatan bahwa gunung api tersebut pernah mengalami erupsi sejak tahun 1600. Terdapat lima gunung api dengan tipe A, yaitu gunung Dukono, Ibu, Gamkonora, Gamalama dan Kie Besi (Gambar 1, dengan urutan utara ke selatan). Sedangkan gunung api dengan tipe B yang terletak paling dekat dengan wilayah Jailolo berjumlah tiga buah, yaitu gunung Todoko-Ranu, Jailolo dan Hiri (Gambar 1, dengan urutan utara ke selatan). Gunung Jailolo adalah gunung api yang terletak paling dekat dengan pusat gempa bumi swarm yang terjadi.

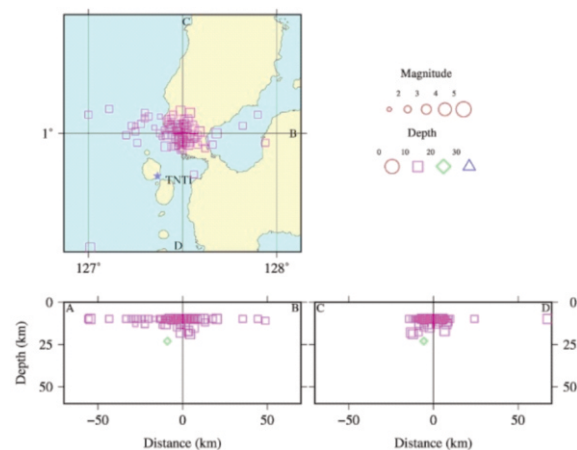
2. Metodologi Penelitian

2.1. Relokasi Gempabumi

Data. Pada penelitian ini penulis menggunakan data waktu tiba gelombang P dan S gempa bumi swam Jailolo yang diambil dari BMKG Pusat (Gambar 3). Penulis menggunakan data gempa bumi mulai tanggal satu November 2015 sampai dengan tanggal 31 Desember 2015 dengan jumlah 96 gempa bumi (Gambar 3). Penulis hanya menggunakan gempa bumi dangkal, yaitu dengan kedalaman ≤ 60 km, serta terjadi pada batasan area $0^\circ - 2^\circ$ LU dan $127^\circ - 128^\circ$ BT.



Gambar 2. Distribusi stasiun seismik yang digunakan dalam relokasi *hypocenter* gempa bumi. Simbol bintang menandakan stasiun seismik yang digunakan dalam relokasi. Simbol bintang berwarna hitam menunjukkan stasiun hanya dengan catatan gelombang P. Simbol bintang berwarna biru menunjukkan stasiun dengan catatan gelombang P dan S. Persegi empat menunjukkan daerah penelitian. Simbol segitiga merah menunjukkan kota besar.



Gambar 3. Lokasi gempa bumi swarm hasil analisa BMKG Pusat dan penampang melintang A-B dan C-D.

Gambar 3 menunjukkan 78 gempa bumi dari 96 gempa bumi susulan yang dicatat BMKG memiliki kedalaman 10 km, dimana kedalaman ini merupakan *fixed depth* yang didapat karena sistem yang digunakan untuk menganalisa gempa bumi tidak dapat menghitung kedalaman gempa bumi tersebut dikarenakan beberapa faktor seperti jaringan stasiun pencatat yang kurang baik.

Metode. Penulis melakukan relokasi *hypocenter* gempa bumi dengan menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD). Metode MJHD dikembangkan oleh Hurukawa dan Imoto (1990, 1992) untuk gempa bumi lokal dan Hurukawa (1995) untuk gempa bumi global. Metode MJHD

merupakan pengembangan dari metode *Joint Hypocenter Determination* (JHD) yang ditemukan oleh Douglas (1967) dan Freedman (1967).

Metode JHD merupakan metode yang digunakan untuk merelokasi satu grup gempabumi secara simultan dan menghasilkan koreksi stasiun. Koreksi stasiun digunakan untuk memperbaiki lokasi *hypocenter* dengan menghilangkan efek heterogenitas lateral dan menunjukkan perbedaan antara asumsi model kecepatan 1D yang digunakan dengan struktur bawah permukaan yang sesungguhnya (Hurukawa dkk, 2014). Akan tetapi pada beberapa kasus, misalnya ketika lingkup stasiun pencatat tidak baik, ditemukan bahwa metode JHD tidak mendapatkan hasil yang dapat diandalkan sehingga dikembangkan MJHD untuk mengatasi permasalahan ini dan mendapatkan hasil yang lebih baik.

Persamaan yang digunakan dalam metode MJHD adalah:

$$\begin{aligned}(O - C)_{ij} &= (t_{ij} - T_{0j}) - T_{ij} \\ &= \frac{\partial t_{ij}}{\partial \lambda_j} d\lambda_j + \frac{\partial t_{ij}}{\partial \varphi_j} d\varphi_j \\ &\quad + \frac{\partial t_{ij}}{\partial Z_j} dZ_j + dT_{0j} + dS_i\end{aligned}$$

dimana, O adalah waktu tempuh yang diamati (*observed travel time*), C adalah waktu tempuh yang diperhitungkan (*calculated travel time*), adalah residu waktu tempuh dari kejadian gempabumi ke- j di stasiun i , adalah waktu tiba dari kejadian gempabumi ke- j di stasiun i , adalah waktu tempuh yang dihitung dari kejadian gempabumi ke- j di stasiun i , adalah waktu terjadinya gempabumi ke- j , adalah koreksi stasiun di stasiun i , , , dan adalah koreksi untuk percobaan *hypocenter* dari kejadian gempabumi ke- j .

Pada MJHD ditambahkan empat konstrain untuk mengatasi masalah *trade-off* antara lokasi *hypocenter* dengan koreksi stasiun yang menyebabkan hasil relokasi JHD tidak *reliable*.

Konstrain terhadap kedalaman membuat koreksi stasiun tidak bergantung pada jarak antara pusat studi dengan stasiun yang digunakan.

$$\sum_{i=1}^n S_i D_i = 0$$

Konstrain terhadap *epicenter* membuat koreksi stasiun tidak bergantung pada azimuth antara pusat studi dengan stasiun yang digunakan.

$$\begin{aligned}\sum_{i=1}^n S_i \cos \theta_i &= 0 \\ \sum_{i=1}^n S_i \sin \theta_i &= 0\end{aligned}$$

dan penjumlahan semua koreksi stasiun harus sama dengan nol.

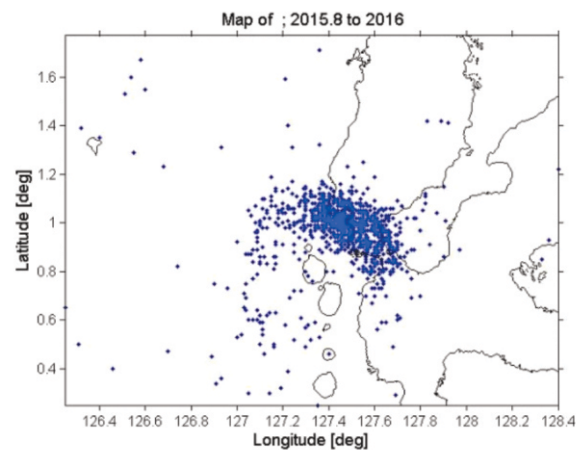
$$\sum_{i=1}^n S_i = 0$$

dimana adalah koreksi stasiun di stasiun i , adalah jarak antara stasiun i dan pusat daerah studi, adalah azimuth stasiun i dari pusat daerah studi dan n adalah jumlah stasiun.

2.2. Penghitungan Nilai b (b -value)

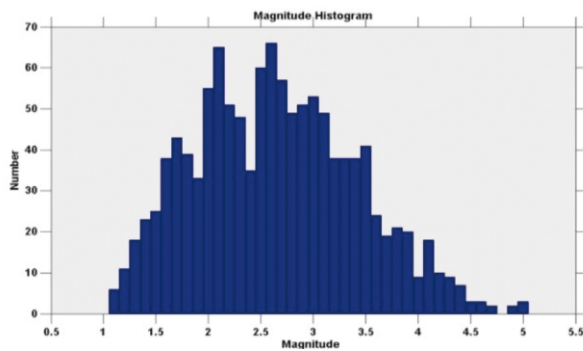
Data. Data yang digunakan pada penghitungan nilai b -value berbeda dengan data yang digunakan pada relokasi gempabumi. Data yang digunakan adalah data mikroseismik dari stasiun geofisika Ternate dengan penentuan gempabumi menggunakan *single stasiun* sehingga data ini tidak dapat digunakan untuk relokasi gempabumi.

Stasiun geofisika Ternate mencatat 1185 gempabumi mikro mulai tanggal 1 November 2015 sampai 31 Desember 2015 (Gambar 4). Batasan area pada studi ini adalah $126^\circ \text{ BT} - 128,5^\circ \text{ BT}$ dan $0^\circ \text{ LU} - 2^\circ \text{ LU}$. Gempabumi tersebut memiliki magnitudo terkecil $M 1,1$ dan magnitudo terbesar $M 5,1$ (Gambar 5).



ZMAP 10-Mar-2016

Gambar 4. Gempabumi swarm yang tercatat di Stasiun Geofisika BMKG wilayah Ternate.



Gambar 5. Histogram magnitudo gempa bumi dengan jumlah kejadian gempa bumi.

Distribusi kedalaman yang terjadi pun tercatat sangat dangkal dimana sebagian besar gempa bumi terjadi pada kedalaman 10 km.

Metode. Nilai b (b -value) merupakan hubungan antara frekuensi dan magnitudo gempa bumi. Ditunjukkan dengan persamaan, dimana N adalah frekuensi gempa bumi, adalah konstanta yang menunjukkan produktivitas gempa bumi dan adalah konstanta yang menunjukkan distribusi kekuatan gempa bumi. Pada kurva frekuensi dan distribusi magnitudo, b -value ditunjukkan oleh kemiringan kurva.

Banyak penelitian sudah dilakukan untuk mengetahui faktor-faktor yang mempengaruhi nilai b -value. Daerah vulkanik memiliki nilai b -value yang tinggi (1,0 sampai 3,0), dimana nilai b tinggi pada kedalaman 7-10 km dimana gempa bumi dihasilkan karena aktivitas magma (Farrel, dkk.,2009). Pada daerah tektonik, nilai b berkisar 1,0 (Frolich dan Davis, 1993). Farrel, dkk (2009) mengatakan bahwa nilai b kemudian dapat dijadikan “stressmeter”, dimana nilai b yang kecil menunjukkan tekanan stress yang tinggi dan gempa bumi yang terjadi pada daerah tersebut pun akan memiliki kekuatan yang besar, seperti pada gempa bumi Parkfield, California tahun 2004 dengan magnitudo 6,0 (Wiemer dan Wyss, 1997; Schorlemmer dan Wiemer, 2005). Nilai b yang tinggi menunjukkan stress yang terjadi di suatu daerah tidak terlalu besar, dicirikan dengan seringnya terjadi gempa bumi namun dengan kekuatan kecil-kecil seperti pada daerah vulkanik atau lapangan geothermal.

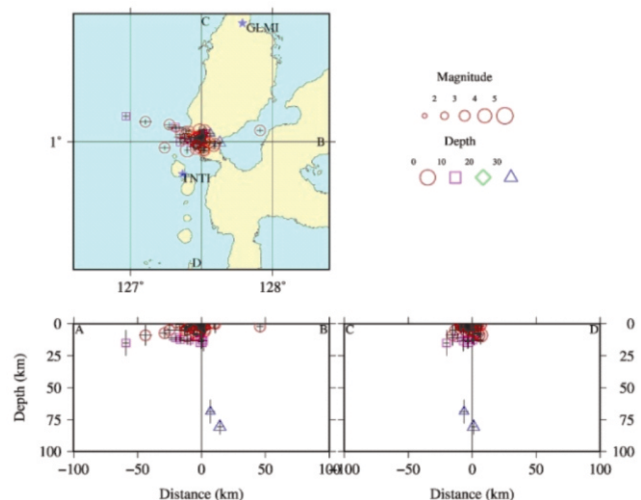
Program ZMAP (Wiemer, 2001) digunakan untuk menghitung variasi spasial nilai b dengan metode *maximum-likelihood* dan menghitung *magnitude of completeness* (M_c). Parameter yang digunakan dalam menjalankan program ZMAP adalah jumlah data gempa bumi 1185, *sampling* $0,02^\circ \times 0,02^\circ$ grid, kejadian gempa bumi minimum (N_{min}) dengan $M \geq M_c$ adalah 10 gempa bumi.

3. Hasil Dan Pembahasan

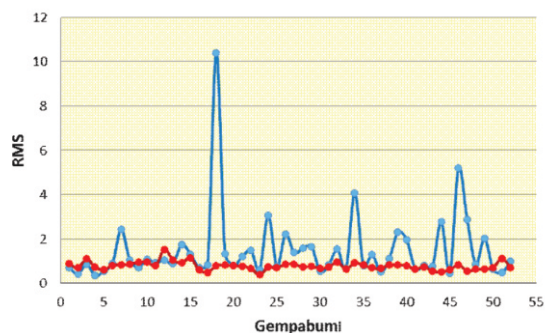
Relokasi Gempabumi. Penulis melakukan relokasi *hypocenter* gempa bumi menggunakan gelombang P dan gelombang S dengan metode MJHD. Parameter yang digunakan sebagai input dalam proses relokasi adalah *Minimum Number of Earthquake* (MEQ), yaitu jumlah minimal gempa bumi yang tercatat pada satu stasiun dan *Minimum Number of Station* (MNST), yaitu jumlah minimal stasiun yang mencatat satu gempa bumi. Dengan menentukan batas terkecil pada residu *travel time*, $(O-C)_{max}$, data yang memiliki $(O-C)$ lebih besar atau sama dengan $(O-C)_{max}$ tidak akan digunakan pada proses relokasi.

Pada proses relokasi, kami menentukan nilai MEQ, MNST dan $(O-C)_{max}$ adalah 7, 7 dan 2 detik. Kami menggunakan 28 stasiun dimana enam stasiun diantaranya mencatat gelombang P dan S (Gambar 2). Sebaran stasiun pencatat yang melingkupi episenter gempa bumi yang terjadi berpengaruh besar pada hasil relokasi yang akurat.

Penulis berhasil merelokasi 52 gempa bumi (Gambar 6). Sejumlah 44 gempa bumi dikeluarkan pada saat proses relokasi, dimana hal ini terjadi karena gempa-gempa tersebut tidak memenuhi batasan MEQ, MNST dan $(O-C)_{max}$ yang ditentukan.



Gambar 6. Lokasi gempa bumi hasil relokasi menggunakan metode MJHD. Simbol-simbol yang ada sama dengan gambar 3. Tanda plus menunjukkan standar error untuk hypocenter.



Gambar 7. Perbandingan *Root Mean Square (RMS)* data gempabumi sebelum dan sesudah proses relokasi. Garis biru menunjukkan RMS data gempabumi BMKG. Garis merah menunjukkan RMS data gempabumi hasil relokasi MJHD.

Setelah proses relokasi, terjadi perbaikan yang signifikan pada parameter gempabumi terutama pada distribusi kedalaman. Parameter gempabumi setelah relokasi menunjukkan bahwa sebagian besar memiliki kedalaman yang sangat dangkal, yaitu kurang dari 20 km (Gambar 6). Hal ini menjelaskan tentang banyaknya gempabumi yang dirasakan dan merusak walaupun magnitudenya kecil.

Perbaikan yang dihasilkan setelah proses relokasi juga ditunjukkan pada grafik perbandingan RMS (Gambar 7). Data gempabumi sebelum direlokasi memiliki nilai RMS yang kurang baik, dimana banyak data memiliki nilai RMS lebih dari dua. Sedangkan data gempabumi setelah proses relokasi mengalami perbaikan dengan sebagian besar data memiliki nilai RMS kurang dari satu. Perbaikan yang signifikan terjadi pada data dengan RMS sebelum relokasi sebesar 10,4 dan RMS setelah relokasi menjadi 0,8.

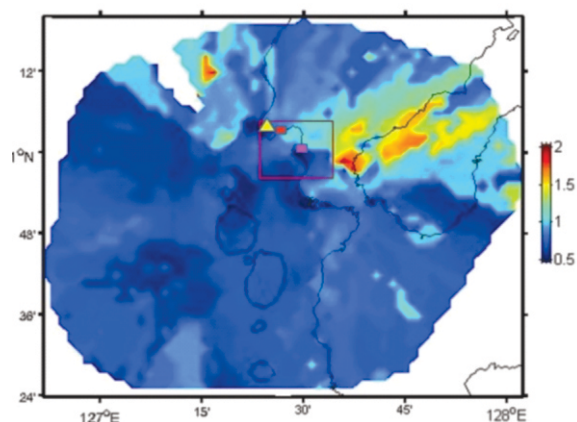
Data hasil relokasi menunjukkan adanya pengelompokan gempabumi yang terjadi pada area antara 127,4° - 127,6° BT (Gambar 6). Dimana area tersebut secara geografis merupakan kecamatan Jailolo. Hasil dari relokasi gempabumi ini dapat dijadikan bahan acuan untuk menyelidiki lebih lanjut penyebab terjadinya gempabumi swarn terutama pada daerah dimana terjadi pengelompokan gempabumi.

Variasi Spasial *b-value*. Daerah Jailolo, Halmahera Barat terletak di sebelah timur *Molucca Sea Collision Complex*. Pada daerah dengan tingkat stress yang tinggi seperti yang terjadi pada pertemuan lempeng, nilai *b*-nya akan cenderung rendah (<1) karena adanya stress yang tinggi. Namun aktivitas vulkanik ditandai dengan adanya beberapa gunung yang terletak di sekitar wilayah Jailolo dapat mempengaruhi *b-value* di wilayah ini menjadi lebih tinggi (>1).

Hubungan antara gempabumi dan aktivitas vulkanik telah dijelaskan pada beberapa penelitian sebelumnya. Mogi (1963) menjelaskan bahwa konsentrasi gempabumi swarm sering dihubungkan dengan aktivitas vulkanik atau daerah rekahan dimana terdapat konsentrasi stress, seperti adanya intrusi magma. Waite dan Smith (2002) yang meneliti terjadinya gempabumi swarm di daerah Yellowstone pada tahun 1985 juga menyatakan bahwa gempabumi swarm di Yellowstone terjadi karena migrasi dari magma atau cairan *hydrothermal*. Cairan *hydrothermal* bermigrasi melalui rekahan yang sudah ada sebelumnya di daerah tersebut. Garcia, dkk (2016) juga menyebutkan bahwa intrusi magma dapat menghasilkan kumpulan stress yang meningkat dalam waktu yang relative singkat.

Pada gambar 8, kotak merah menunjukkan daerah dimana gempabumi menjadi lebih terkonsentrasi setelah dilakukan relokasi *hypocenter*. Nilai *b-value* pada daerah ini memiliki nilai yang berbeda di bagian utara dan selatan. Di bagian selatan, *b-value* cenderung rendah dengan nilai < 1 ditunjukkan dengan warna biru tua.

Sedangkan di bagian utara dimana hasil relokasi gempabumi sedikit lebih terkonsentrasi daripada di bagian selatan, memiliki *b-value* yang cenderung lebih tinggi yaitu dengan nilai ± 1 yang ditunjukkan dengan warna biru muda. Nilai *b* yang tinggi di sebelah utara, dapat diasosiasikan dengan adanya gunung api Jailolo karena letak gunung api tersebut yang paling dekat dengan pusat gempabumi.



Gambar 8. Variasi spasial *b-value* pada daerah Halmahera Barat. Kotak merah menunjukkan daerah dimana gempabumi menjadi lebih terkonsentrasi setelah relokasi *hypocenter*. Simbol kotak warna merah solid menunjukkan daerah Galala. Simbol kotak warna merah muda solid menunjukkan daerah Guaeria. Simbol segitiga warna kuning solid menunjukkan gunung Jailolo.

Hasil pada penelitian ini juga sesuai dengan pengamatan di lapangan yang dilakukan oleh staf stasiun geofisika BMKG Ternate dimana mereka menemukan adanya beberapa rekahan di daerah Galala dan Guaeria. Daerah Galala dan Guaeria terletak di daerah dengan nilai b tinggi (Gambar 8).

4. Kesimpulan

Hasil relokasi pada grup gempabumi swarm ini menghasilkan perbedaan yang jelas antara distribusi gempabumi sebelum dan setelah relokasi. Perbaikan yang signifikan terjadi pada kedalaman gempabumi dimana sebagian mengalami perbaikan kedalaman menjadi sangat dangkal dengan kedalaman kurang dari 20 km. Distribusi episenter gempabumi juga menunjukkan terjadinya konsentrasi gempabumi pada area $127,4^{\circ}$ - $127,6^{\circ}$ BT.

Hasil penghitungan b -value menunjukkan bahwa di daerah Jailolo, terutama daerah dimana gempabumi swarm lebih terkonsentrasi setelah dilakukan relokasi *hypocenter*, memiliki nilai b -value yang cenderung tinggi (± 1). Berdasarkan penelitian-penelitian tentang b -value, nilai b -value yang tinggi ini menunjukkan adanya aktifitas vulkanik di daerah tersebut. Hasil ini sesuai dengan pengamatan yang dilakukan di lapangan yang menemukan adanya beberapa rekahan di daerah Galala dan Guaeria yang terletak di daerah dengan nilai b tinggi.

Dari penelitian ini, penulis menarik kesimpulan bahwa gempabumi swarm yang terjadi di daerah Jailolo, Halmahera Barat, dipengaruhi oleh adanya aktifitas vulkanik. Namun, diharapkan akan adanya penelitian-penelitian lebih lanjut menggunakan data dengan kuantitas dan kualitas yang lebih baik untuk lebih mengetahui penyebab dan karakteristik gempabumi swarm tersebut. Penentuan mekanisme fokal untuk gempabumi swarm ini juga akan sangat membantu dalam memahami mekanisme gempabumi yang terjadi.

Ucapan Terimakasih

Ucapan terimakasih penulis sampaikan kepada Stasiun Geofisika BMKG Ternate atas data gempabumi yang penulis gunakan dalam penelitian ini dan kepada tim survei gempabumi swarm Jailolo dari Balai Besar BMKG Makasar dan Stasiun Geofisika BMKG Ternate.

Daftar Pustaka

- [1] Douglas, A., "Joint Hypocenter Determination," *Nature*, 215, 47-48, 1967.
- [2] Farrell, J., Stephan Husen dan Robert B. Smith, "Earthquake swarm and b -value Characterization of the Yellowstone Volcano-Tectonic System", *Jurnal of Volcanologi and Geothermal Research* 188 (2009) 260-276, 2009.
- [3] Freedman, H. W., "A Statistical Discussion of P Residuals from Explosions Part II", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 545-561, 1967.
- [4] Frolich, C. dan Davis, S., "Teleseismic b -values: or much ado about 1.0". *J. Geophys. Res.* 98, 631-644, 1993.
- [5] Garcia, A., S. D. L. Cruz-Reyna, J. M. Marrero, dan R. Ortiz, "Short-Term Volcano-Tectonic Earthquake Forecasts Based on a Moving Recurrence Time Algorithm: the El Hierro Seimo-Volcanic Crisis Experience", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 1135-1144, 2016. doi:10.5194/nhess-16-1135-2016.
- [6] Holtkamp, S., dan Brudzinski, M.R., "Megathrust Earthquake Swarms Indicate Frictional Changes Which Delimitate Large Earthquake Ruptures", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 390, 234-243, 2014.
- [7] Hurukawa, N., "Quick Aftershock Relocation of the 1994 Shikotan Earthquake and its fault plane", *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3159-3162, 1995.
- [8] Hurukawa, N., dan M. Imoto, "Fine Structure of an Underground Boundary between the Philippine Sea and Pacific Plates beneath the Kanto District", Japan, *Zisin*, 43, 413-429, 1990 (In Japanese with English abstract).
- [9] Hurukawa, N., dan M. Imoto, "Subducting Oceanic Crust of the Philippine Sea and Pacific Plates and weak-zone-normal compression in the Kanto District, Japan", *Geophys. J. Int.*, 109, 639-652, 1992.
- [10] Hurukawa, N., B. R. Wulandari, M. Kasahara, "Earthquake History of the Sumatran Fault, Indonesia, since 1982 Derived from Relocation of Large Earthquake", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 104, 1750-1762, 2014, doi:10.1785/0120130201.
- [11] Mogi, K., "Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms — the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena", 3. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* 41, 615-658, 1963.
- [12] Pasarelli, L., Hainzi, S., Cesca, S., Maccaferri, F., Mucciarelli, M., Roessler, D., Corbi, F., Dahm, T., Rivalta, E., "Aseismic Transient Driving the Swarm-Like Seismic Sequence in

- the Pollino Range, Southern Italy”, *Geophys. J. Int.*, 201, 3, p. 1553-1567, 2015.
- [13] Peng, Z., dan Gomberg, J., “An Integrated Perspective of the Continuum Between Earthquakes and Slow-Slip Phenomena”, *Nat. Geosci.*, 3(9), 599-607, 2010.
- [14] Schorlemmer, D. dan Wiemer, S., “Microseismicity Data Forecast Rupture Area”, *Nature*, 434, 1086, 2005.
- [15] Storchak, D. A., D. Di Giacomo, I. Bondar, E. R. Engdahl, J. Harris, W. H. K. Lee, A. Villasenor, dan P. Bormann, “Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009)”, *Seismo. Res. Lett.*, 84, 810-815, 2013, doi:10.1785/0220130034.
- [16] Waite, Gregory P. dan Smith, Robert B., “Seismic evidence for fluid migration accompanying subsidence of the Yellowstone caldera”, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. B9, 2177, doi:10.1029/2001JB000586, 2002.
- [17] Wiemer, S., “A software package to analyze seismicity: ZMAP”, *Seismol. Res. Lett.* 72, 373–382, 2001.
- [18] Wiemer, S. dan Wyss, M., “Mapping the frequency–magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times?”, *J. Geophys. Res.* 102, 15115–15128, 1997.
- [19] Badan Nasional Penanggulangan Bencana. “1.593 Rumah Rusak Akibat Gempa 833 Kali di Halmahera Barat.”, internet: <http://www.bnpb.go.id/berita/2744/1593-rumah-rusak-akibat-gempa-833-kali-di-halmahera-barat>, diakses 7 April 2016.
- [20] Smithsonian Institution, National Museum of Natural History, Global Volcanism Program, “Database Search”, internet: http://volcano.si.edu/search_volcano.cfm, diakses 28 Mei 2016.

VERIFIKASI TINGGI GELOMBANG MODEL WAVEWATCH-III MENGUNAKAN DATA SATELIT ALTIMETRI DAN OBSERVASI

VERIFICATION OF WAVEWATCH-III WITH ALTIMETRY SATELLITE AND OBSERVATION DATA

Muhammad Najib Habibie*, Wido Hanggoro, Donald S. Permana, Roni Kurniawan

Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG

*E-mail: najib.habibie@bmkg.go.id

Naskah masuk: 21 Juni 2016; Naskah diperbaiki: 17 Nopember 2016; Naskah diterima: 22 Desember 2016

ABSTRAK

Model gelombang menjadi komponen utama dalam memberikan informasi prediksi gelombang dewasa ini. Hal ini terjadi akibat terbatasnya pengamatan in-situ yang dilakukan untuk mengamati lautan secara umum. Model prakiraan gelombang yang mulai diaplikasikan adalah WAVEWATCH-III yaitu sebuah model spektral lengkap dengan representasi eksplisit pada proses fisik yang relevan terhadap evolusi gelombang dan yang memberikan gambaran dua dimensi dari laut secara lengkap. Penerapan di Indonesia model ini masih terbilang baru, untuk itu perlu diadakan verifikasi hasil model dengan observasi di lapangan. Pada penelitian ini dilakukan evaluasi model WAVEWATCH-III di Manokwari, Saumlaki, Selat Bangka dan Surabaya untuk mengetahui performanya. Model diseting pada dua domain, domain global dan wilayah Indonesia dengan resolusi $0,5^\circ$ dan $0,125^\circ$ dan dirunning selama setahun (2012). Luaran model kemudian dibandingkan dengan data AVISO serta data observasi insitu. Hasil penelitian menunjukkan korelasi antara luaran model dengan data AVISO di 4 titik yang dianalisa umumnya nilainya dibawah 0,5. Hanya di beberapa tempat yang menunjukkan korelasi yang besar diantaranya adalah Saumlaki dan Manokwari. Kedua lokasi ini terletak pada laut yang relatif terbuka, hal ini menunjukkan bahwa pada lokasi yang relatif terbuka AVISO dapat digunakan untuk verifikasi model, akan tetapi pada perairan yang sempit (Surabaya dan Bangka) AVISO kurang baik untuk verifikasi model. Terdapat bias antara luaran model dengan observasi insitu yang berada di pantai yang dangkal sehingga model tidak dapat merepresentasikan kondisi faktual dengan sempurna. Hal ini menunjukkan bahwa dengan resolusi $0,5^\circ$ dan $0,125^\circ$ model belum dapat digunakan untuk verifikasi tinggi gelombang di daerah pantai. Dari perbandingan antara observasi insitu dengan luaran model pada dua resolusi yang berbeda menunjukkan bahwa pada resolusi yang lebih tinggi, luaran model menunjukkan hasil yang lebih mendekati observasinya.

Kata kunci: WAVEWATCH-III, AVISO, tinggi gelombang

ABSTRACT

Wave forecasting model becomes a major component in the wave prediction information today. This happens due to lack of in-situ observations. WAVEWATCH-III is the third generation model which is a refinement of the previous wave model, a complete spectral models with an explicit representation of the physical processes that are relevant to the evolution of the wave and gives full of two-dimensional description of the ocean. It was beginning applicated in Indonesia and need to verify with in situ observation. In this research, WAVEWATCH-III performance has been evaluated in Manokwari, Saumlaki, Bangka Strait and Surabaya. Model setup on two domains, global domains and Indonesia regions with 0.5° and 0.125° resolution and running for a year (2012). The model were compared with the AVISO and in-situ observation data. The results showed a correlation between the model and AVISO generally below 0.5. Only in Saumlaki and Manokwari showed correlation more than 0,5. Both locations lies in the open sea, this suggests that the AVISO can be used to verify the model in open sea, but the close sea (Surabaya and Bangka) AVISO unfavorable for verification of the model. There is a bias between the model with in situ observations that are in shallow coastal so the model can not represent the conditions perfectly factual. This suggests that with a resolution of 0.5° and 0.125° models can not be used to verify the wave in coastal areas. From the comparison between in situ observations with the model outputs at two different resolutions shows that the higher the resolution resulted better performance.

Keywords: WAVEWATCH-III, AVISO, waveheight

1. Pendahuluan

Indonesia merupakan negara kepulauan dengan 70% wilayah teritorialnya berupa lautan. Posisinya berada diantara benua Asia dan Australia serta diapit oleh Samudera Hindia dan Pasifik, hal ini merupakan posisi yang sangat strategis dalam rute pelayaran internasional [1]. Informasi mengenai dinamika perubahan cuaca dan keadaan permukaan laut menjadi sangat penting untuk menunjang kegiatan-kegiatan kelautan seperti penelitian, operasi pelayaran untuk transportasi laut, penangkapan ikan, eksplorasi sumber daya laut serta pembangunan di sektor kelautan lainnya.

Gelombang merupakan salah satu dinamika permukaan laut yang dapat mempengaruhi kegiatan kelautan, oleh sebab itu dalam pelayanan informasi meteorologi kelautan (*marine meteorological services*) informasi ini merupakan bagian terpenting yang harus ada di dalamnya (WMO-No. 4, 2001) [2]. Angin juga merupakan bagian yang penting untuk ditampilkan pada informasi meteorologi maritim. Observasi *in situ* gelombang sangatlah terbatas jumlahnya dibandingkan dengan luasan laut yang ada. Tingkat kerapatannya juga lebih rendah dibandingkan dengan stasiun pengamatan cuaca. Pemodelan menjadi solusi dari permasalahan ini [2]. Dewasa ini sebagian besar pelayanan informasi meteorologi maritim dipenuhi menggunakan data model.

Model prakiraan gelombang telah mengalami evolusi dan penyempurnaan dari waktu ke waktu. Model generasi pertama dikembangkan berdasarkan perhitungan input linear dan peluruhanannya sebagai komponen utama pembentukan gelombang. Model generasi ke dua berkembang lebih jauh dengan memperhitungkan gelombang non linear, akan tetapi masih terbatas pada parameterisasi secara sederhana. Peluruhan gelombang pada model ini telah dikembangkan lebih lanjut yaitu dengan diperhitungkannya *white capping* dan interaksi dengan dasar laut[3]. Model generasi ke tiga merupakan penyempurnaan dari model gelombang sebelumnya dimana model ini merupakan sebuah model spektral lengkap dengan representasi eksplisit pada proses fisik yang relevan terhadap evolusi gelombang dan yang memberikan gambaran dua dimensi dari laut secara lengkap. Model generasi ini merupakan pembaruan dari model sebelumnya yaitu dengan adanya kalkulasi gelombang nonlinear secara langsung tidak hanya sebatas parameterisasi. Salah satu model generasi ketiga ini adalah WAVEWATCH-III. Model ini dikembangkan oleh Marine Modelling and Analysis Branch (MMAB) pada Environmental Modelling Center (EMC) National Centers for Environmental Prediction (NCEP) dan

didistribusikan secara online melalui <http://polar.ncep.noaa.gov/waves>[4].

Penerapan model WAVEWATCH-III di wilayah lain menunjukkan hasil yang bagus dibandingkan dengan dengan model generasi ke tiga yang lain. Penelitian yang dilakukan oleh Hanson, *et al.* (2008) dalam Ramdhani (2015) [5], menunjukkan performa WAVEWATCH-III di S. Pasifik ketika dibandingkan dengan model WAM dan WAVAD memiliki korelasi tertinggi. Komponen yang dibandingkan adalah *wind sea*, *young swell* dan *mature swell*.

Model generasi ke tiga merupakan model gelombang yang relatif baru bagi Indonesia. Selama ini informasi meteorologi maritim dipenuhi oleh penerapan model generasi ke dua. Upaya penyempurnaan sistem prakiraan gelombang perlu dilakukan, salah satunya dengan penerapan model gelombang generasi ke tiga. Sebelum dioperasikan menjadi sistem prakiraan perlu dilakukan evaluasi dan monitoring kualitas hasil luaran model[6]. Kajian ini merupakan salah satu tahapan evaluasi untuk mengetahui karakteristik model ketika diaplikasikan di wilayah Indonesia. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui performa model dalam mensimulasikan tinggi gelombang dibandingkan dengan data lapangan yang berupa data satelit altimeter dan pengukuran langsung.

2. Metode Penelitian

Dalam penelitian dan pengembangan model WAVEWATCH-III ini digunakan beberapa data yaitu data input model dan data observasi untuk pembandingan. Data input model yang digunakan adalah *Final reanalysis* per 6 jam (00, 06, 12, 18 UTC) dan prediksi angin pada ketinggian 10 meter, per 6 jam dengan jangka prakiraan hingga 192 jam dari GFS (*Global Forecasting System*), *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) – NOAA. Resolusi spasial kedua jenis data adalah 0.5° ($\approx 55,5$ km). Data di *download* melalui Website: <http://www.mmm.ucar.edu/>. [7] Bathymetri etopo resolusi 2' ($\approx 3 \times 3$ km) dari *US Geological Survey* (USGS), website: <http://www.usgs.gov/>. [8]

Data obeservasi yang digunakan adalah data tinggi gelombang signifikan (SWH) oleh pengukuran satelit altimeter Archiving, Validating and Interpretation of Satellite Oceanographic (AVISO) dengan resolusi 1° yang dapat di *download* di <ftp://ftp.aviso.oceanobs.com/pub/oceano/AVISO/wind-wave/nrt/mswh/merged/>[9] dan data pengukuran gelombang menggunakan wave recorder dari Dinas Hidro Oseanografi TNIAL (DISHIDROS).

Model gelombang yang diadopsi adalah WAVEWATCH-III, Versi 3.14 yang dikembangkan oleh EMC-NOAA-NCEP, USA. *Software* model gelombang ini merupakan *open sources software* yang dapat diperoleh dari website dengan mendaftar ke NOAA. Model dijalankan pada dua domain yaitu global (180° BB – 180° BT; 70° LS – 70° LU) dengan resolusi spasial 0.5° (~55 km) dan regional Indonesia (90° BT – 150° BT; 15° LS – 15° LU) dengan resolusi spasial 0.125° (~14 km). Model dijalankan dengan metode *two way nesting* dimana pada daerah *boundary* kedua domain baik global maupun regional dapat saling mempengaruhi. *Spin-up* model dilakukan selama dua minggu dari kondisi *calm*, jadi pada 2 minggu pertama hasil perhitungan numerik yang dilakukan belum dianalisa dan hanya sebagai input energi sampai model dianggap stabil.

Seting model yang diaplikasikan pada simulasi ini adalah sebagai berikut, pada komponen diskret spektrum, arah yang digunakan meliputi 24 arah dengan penambahan arah sebesar 15° dan diawali dari arah 0°. Jumlah frekuensi yang diperhitungkan adalah 25 dan rentang yang diperhitungkan antara 0,0412-0,4056 Hz. [10]

Perhitungan linear input menggunakan perhitungan berdasarkan penelitian Cavaleri dan Malanotte-Rizzoli 1981 [11] input angin berdasar Tolman dan Chalikov 1996[12], interaksi gelombang nonlinear dihitung dengan *Discrete Interaction Approximation* (DIA), sedangkan untuk memperhitungkan peluruhan energi (*dissipation*) berdasarkan ketentuan Tolman dan Chalikov, (1996). Perhitungan gesekan dasar laut

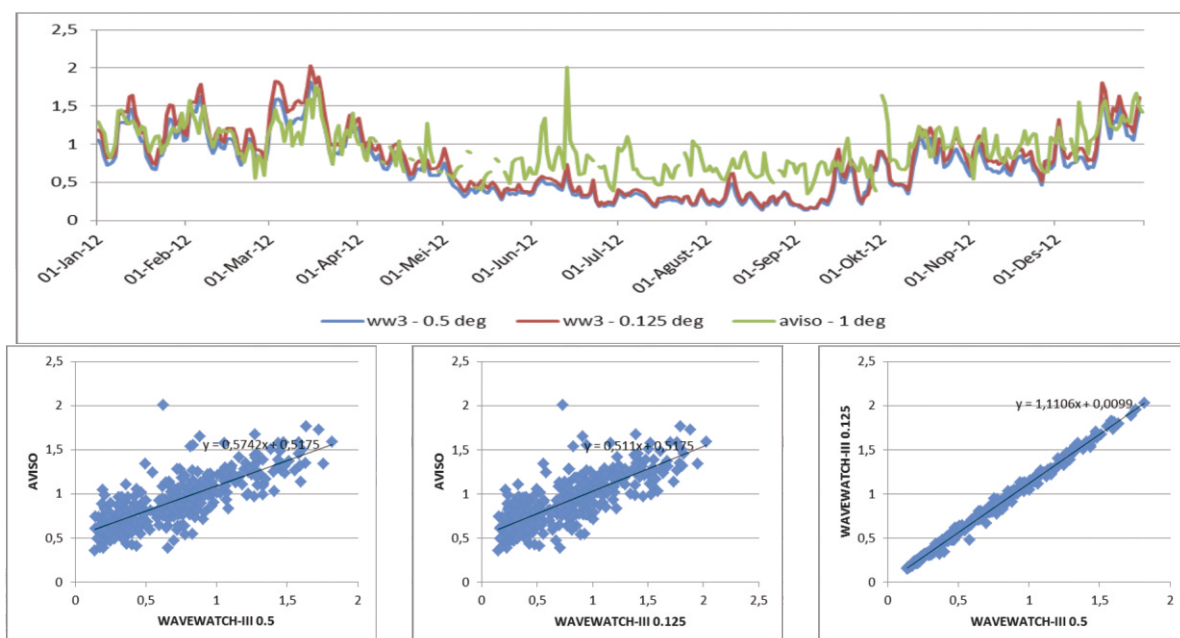
(*bottom friction*) berdasarkan *Joint North Sea Wave Project* (JONSWAP), 1973, sedangkan untuk gelombang pecah (*surf breaking*) diperhitungkan berdasar penelitian Betjess dan Jennsen, (1978)[13].

3.Hasil Dan Pembahasan

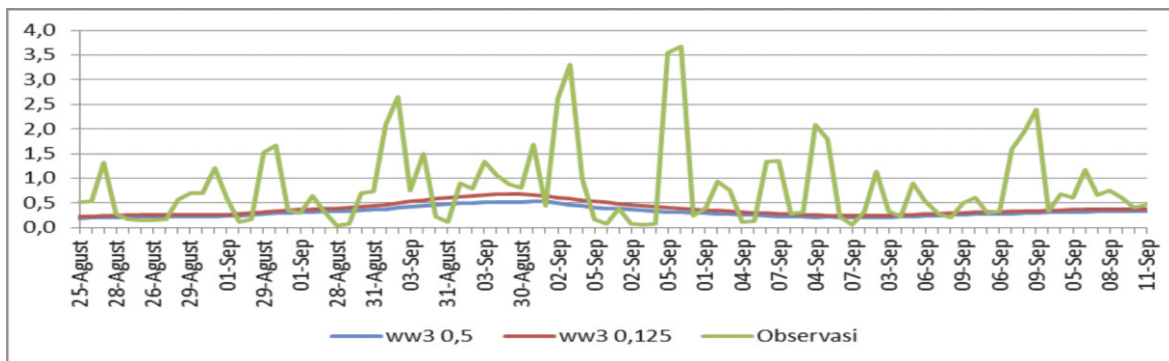
Hasil simulasi model gelombang WAVEWATCH-III dengan resolusi 1° dan 0,125° pada empat lokasi yaitu Manokwari, Saumlaki, Bangka dan Surabaya diverifikasi menggunakan data satelit AVISO dan observasi insitu yang diukur oleh *wave recorder* (gambar 1 – 8).

Perairan Manokwari. Terdapat kesamaan nilai dan pola antara AVISO dan model perairan Manokwari. Korelasi antara AVISO dan model sebesar 0,78, hal ini menunjukkan adanya kemiripan pola diantara keduanya. Dari *scatter plot* dapat dilihat bahwa kedua data menyebar dengan merata. Hanya terdapat sedikit sekali data pencilan dimana AVISO memiliki nilai yang lebih tinggi dari pada model. Bias yang relatif besar terdapat pada bulan Juni-Agustus yaitu 0,2-1,3 meter (gambar 1).

Posisi Manokwari yang berbatasan dengan laut terbuka Pasifik sebelah barat dimungkinkan menyebabkan hasil kedua data tersebut memiliki kesamaan nilai dan polanya. Berbeda dengan daerah *inner sea* yang cenderung *under estimate* dan kebanyakan memiliki ketidaksamaan pola dengan AVISO karena adanya pengaruh daratan yang tidak terhitung pada AVISO, di Manokwari faktor ini tereduksi.



Gambar 1. Perbandingan tinggi gelombang signifikan antara model dengan AVISO di Manokwari

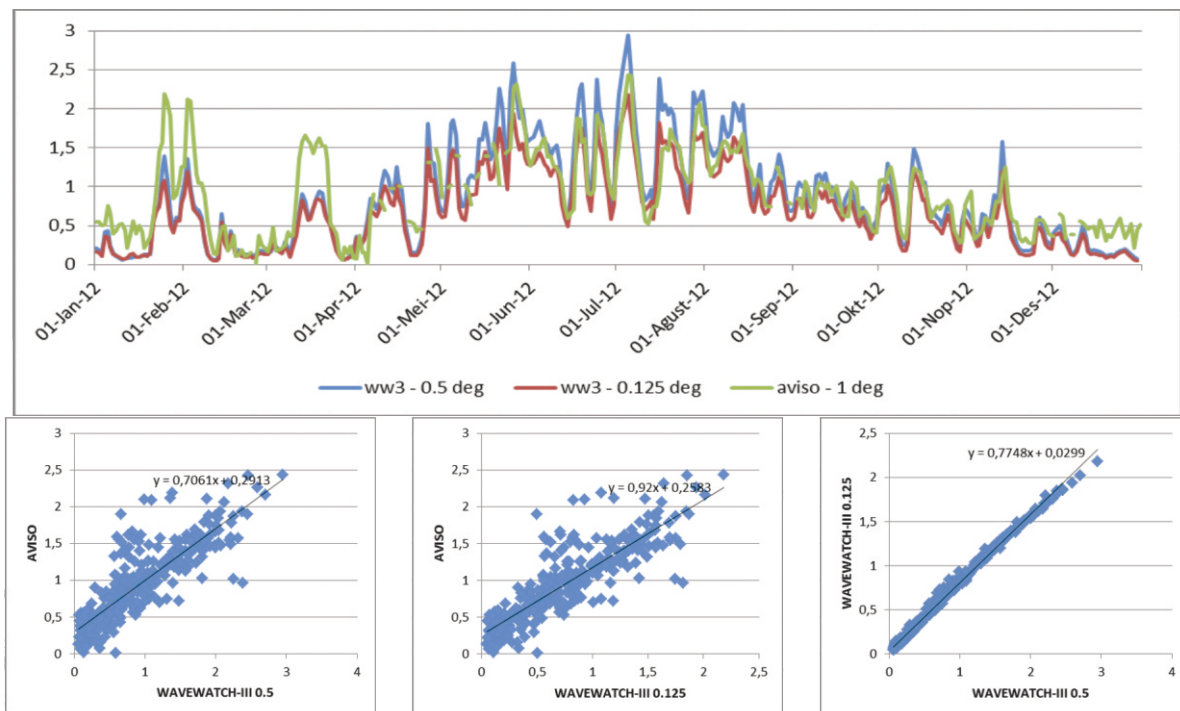


Gambar 2. Perbandingan data model WAVEWATCH-III dengan data observasi di Manokwari tanggal 15 Agustus – 11 September 2012.

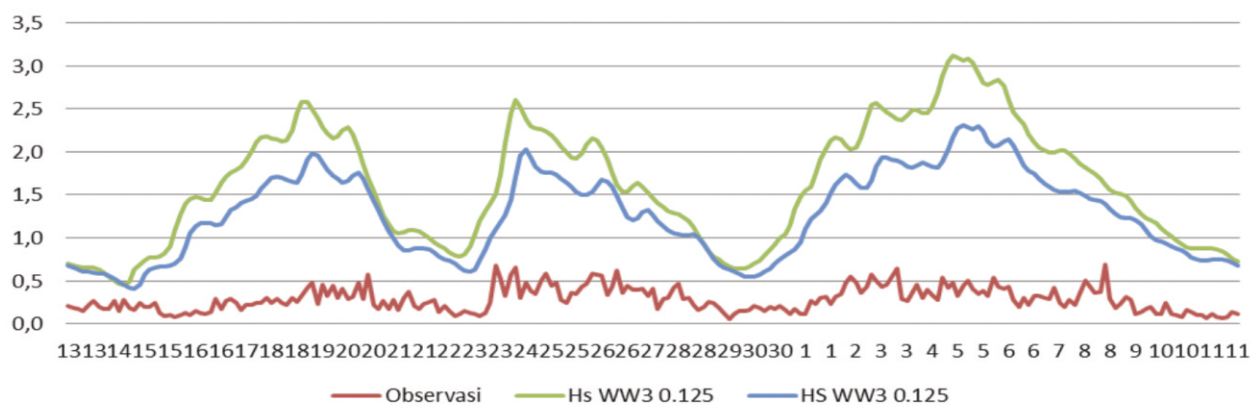
Perbandingan antara tinggi gelombang observasi insitu di Monokwari dengan hasil simulasi model menunjukkan bias yang besar berkisar antara 0,5-3 m. Kondisi gelombang yang fluktuatif dilapangan seperti yang terukur pada observasi insitu tidak diikuti dengan baik polanya oleh model. Hal ini berbeda ketika dibandingkan dengan data AVISO yang mempunyai tinggi gelombang hampir sama dengan luaran modelnya. Tetapi pada resolusi yang tinggi ($0,125^\circ$), luaran model menunjukkan nilai yang lebih tinggi dibandingkan dengan resolusi $0,5^\circ$ dan lebih mendekati nilai observasi insitunya (gambar 2).

Perairan Saumlaki. Korelasi antara data AVISO dengan model di perairan Saumlaki sebesar 0,86

untuk resolusi $0,5^\circ$ sedangkan pada resolusi $0,125^\circ$ korelasinya 0,87. Pola data AVISO dan model sangat mirip hanya ada sedikit perbedaan nilainya saja. Pada bulan Desember-Januari dan Maret model mengalami *under estimate* walaupun polanya sama dengan AVISO. Dari diagram *scatter plot* menunjukkan adanya sebaran data yang merata antara hasil model dan AVISO (gambar 3). Hanya sedikit data yang memiliki perbedaan nilai, dan biasanya pun termasuk kecil yaitu kurang dari 0,5 meter. Bias model seperti ini masih dapat ditoleransi untuk memberikan informasi prakiraan karena perbedaannya tidak signifikan. Hal ini menunjukkan performa model yang baik untuk mensimulasikan kondisi harian perairan di Saumlaki.



Gambar 3. Perbandingan tinggi gelombang signifikan antara model dengan AVISO di Saumlaki



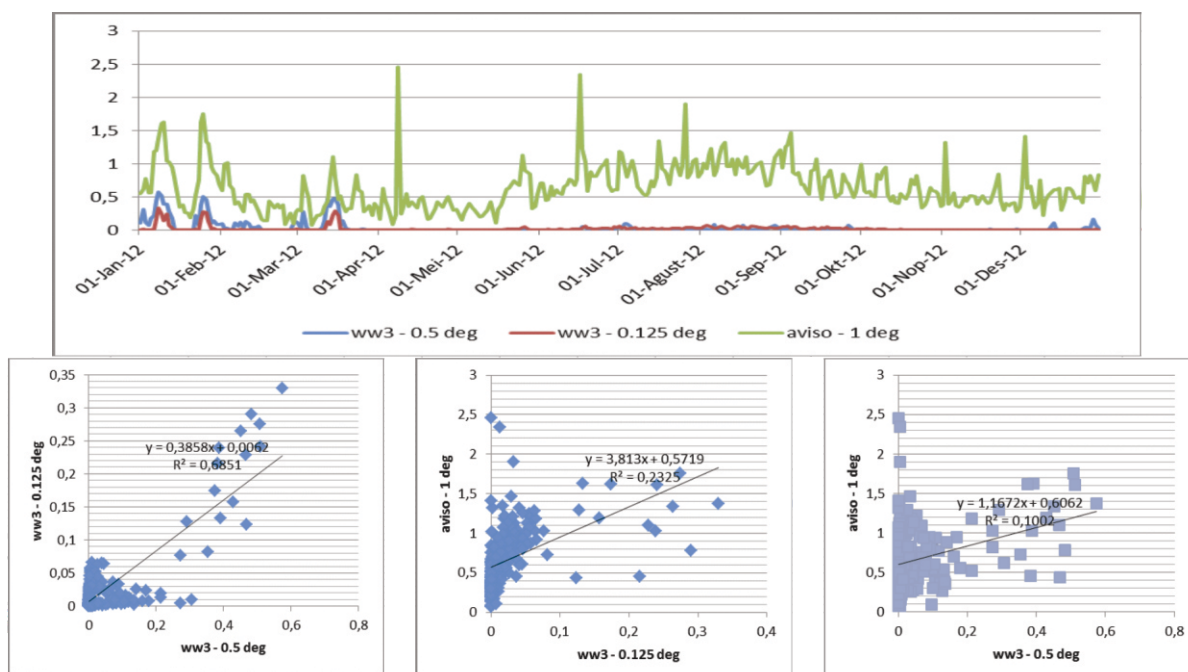
Gambar 4. Perbandingan data model WAVEWATCH-III dengan data observasi di Saumlaki tanggal 13 Juni - 12 Juli 2012

Data model ketika dibandingkan dengan data observasi lapangan (13 juni -12 Juli 2012) terlihat selisih yang sangat besar mencapai 2,5 meter, seperti pada Gambar 4. Hasil pengukuran observasi sangat bergantung kepada penempatan alatnya. Jika penempatan alatnya terlalu ke tepi atau terhalang oleh pulau, maka tinggi gelombangnya akan kecil. Data seperti ini tentunya tidak akan bisa mewakili data simulasi yang mempunyai resolusi lebih rendah. Korelasi antara data model dan observasi pada periode ini mencapai 0,65. Hal ini menunjukkan pola kedua data mempunyai kemiripan, hanya saja nilainya yang berbeda sangat jauh.

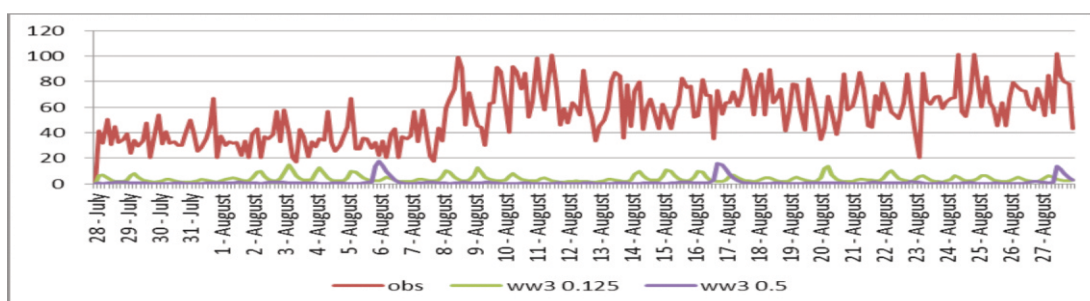
Perairan Selat Bangka. Perbandingan antara AVISO dan simulasi model di Selat Bangka menunjukkan adanya bias yang besar yaitu sampai 2,5 meter dimana model mempunyai nilai yang lebih rendah seperti terlihat pada Gambar 5. Pada bulan Januari-Maret model masih mempunyai pola yang hampir sama dengan AVISO, tetapi pada bulan yang lain pola keduanya tidak sama. Tidak terdapat perbedaan yang nyata antara hasil model dengan resolusi 0,5° dan 0,125° ketika dibandingkan dengan AVISO, karena

hasil model memiliki pola dan nilai yang hampir sama. Begitu juga ketika model dibandingkan dengan data observasi insitu dari dua periode pengamatan bulan Agustus dan Desember, model menunjukkan hasil *under estimate* dan polanya tidak mengikuti observasinya.

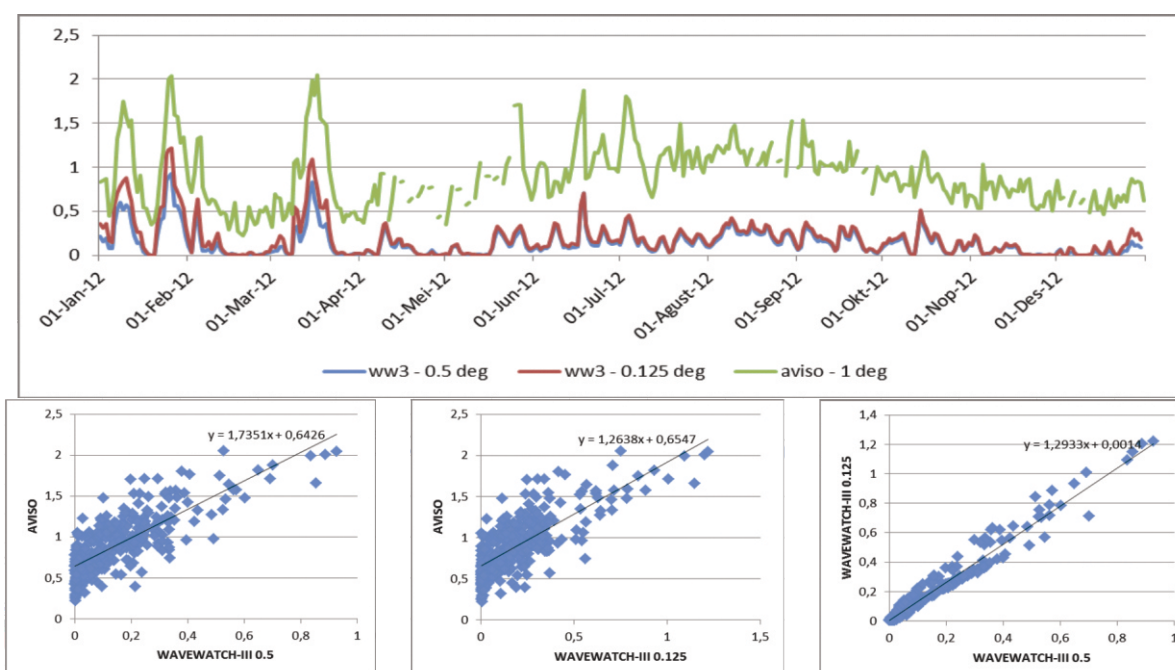
Perbandingan antara observasi insitu dan luaran model WAVEWATCH-III di perairan Bangka menunjukkan hasil yang sangat berbeda. Luaran model umumnya menunjukkan hasil yang lebih rendah dibandingkan dengan observasinya. Lokasi pengambilan data gelombang terletak di teluk menyebabkan adanya perbedaan antara model dengan observasi insitu. Hal ini menunjukkan bahwa gelombang di Teluk Inggris (Bangka) belum disimulasikan oleh model dengan baik pada resolusi 0,5° dan 0,125° sehingga nilainya berbeda jauh dengan kondisi lapangan. Perbedaan antara simulasi model dengan observasi insitu antara 0,2-0,8 m pada bulan Agustus sedangkan pada bulan Desember biasanya lebih besar mencapai lebih dari 2 meter (gambar 6).



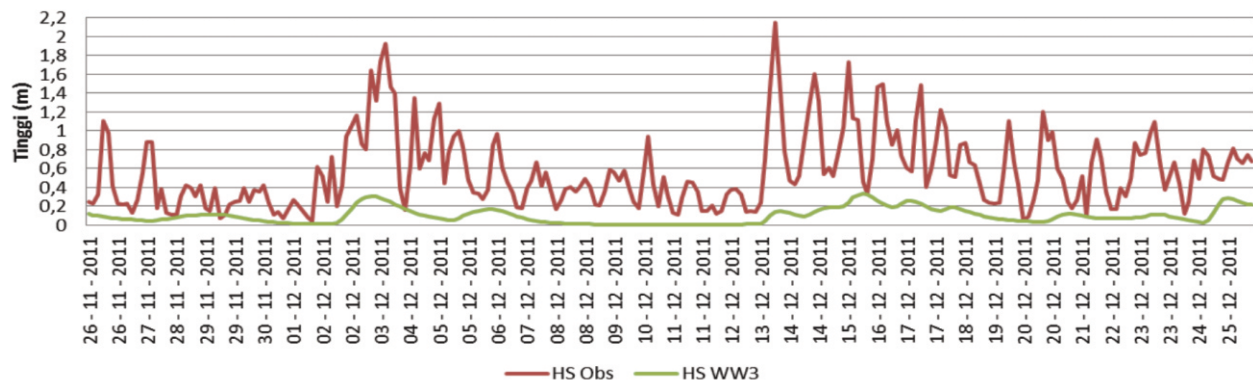
Gambar 5. Perbandingan tinggi gelombang signifikan antara model dengan AVISO di Bangka



Gambar 6. Perbandingan data model WAVEWATCH-III dengan data observasi di Bangka tanggal 28 Juli – 27 Agustus 2012.



Gambar 7. Perbandingan tinggi gelombang signifikan antara model dengan AVISO di Surabaya



Gambar 8. Perbandingan tinggi gelombang signifikan antara model dengan obserasi di Surabaya

Perairan Surabaya. Data rata-rata harian AVISO di sekitar Surabaya menunjukkan adanya variasi yang tinggi. Pada bulan Januari dan Maret terjadi fluktuasi tinggi signifikan yang sangat tinggi dibandingkan bulan-bulan lainnya. Perbandingan antara AVISO dan simulasi model di Surabaya menunjukkan adanya bias yang besar yaitu berkisar 1 meter dimana model mempunyai nilai yang lebih rendah. Tidak terdapat perbedaan yang nyata antara hasil model dengan resolusi $0,5^\circ$ dan $0,125^\circ$ ketika dibandingkan dengan AVISO, karena hasil model memiliki pola dan nilai yang hampir sama (gambar 7). Begitu juga ketika model dibandingkan dengan data observasi, model menunjukkan hasil *under estimate* dan polanya tidak mengikuti observasinya seperti pada gambar 8.

Korelasi antara model dan observasinya mencapai 0,6, tetapi keduanya memiliki bias yang besar mencapai 2 meter. Dari data tersebut model juga tidak bisa mengikuti fluktuasi yang terjadi pada observasi. Hal ini menunjukkan bahwa resolusi model tidak bisa mewakili kondisi titik oservasi yang sangat spesifik. Banyak kondisi-kondisi di lapangan yang berpengaruh terhadap gelombang di suatu tempat, disederhanakan sehingga model menghasilkan simulasi yang berbeda dibandingkan observasinya.

Korelasi antara luaran model dengan data AVISO di 10 titik yang dianalisa menunjukkan bahwa pada umumnya nilainya rendah dibawah 0,5. Hanya di beberapa tempat yang menunjukkan korelasi yang besar diantaranya adalah Simeule, Saumlaki, Manokwari dan Pulau Komodo. Dilihat dari lokasinya keempat titik pengamatan ini terletak pada laut yang relatif terbuka, hal ini menunjukkan bahwa pada lokasi yang relatif terbuka AVISO dapat digunakan untuk verifikasi model, akan tetapi pada perairan yang sempit AVISO kurang baik untuk verifikasi model yang ditunjukkan dengan korelasi yang rendah antara luaran model dengan AVISO.

Dari perbandingan data observasi insitu dengan luaran model menunjukkan bahwa umumnya luaran

model cenderung *under estimate*. Dari empat titik observasi insitu hanya dua titik yang menunjukkan nilai observasi lebih tinggi dibandingkan dengan luaran model yaitu di Surabaya dan Bangka. Adanya perbedaan nilai antara luaran model dengan observasi insitu ini dimungkinkan karena penentuan lokasi observasi yang berada di pantai dangkal sehingga model tidak dapat merepresentasikan kondisi faktual dengan sempurna. Hal ini menunjukkan bahwa dengan resolusi $0,5^\circ$ dan $0,125^\circ$ model belum dapat digunakan untuk verifikasi gelombang di daerah pantai. Dari perbandingan antara observasi insitu dengan luaran model pada dua resolusi yang berbeda menunjukkan bahwa pada resolusi yang lebih tinggi luaran model menunjukkan hasil yang mendekati observasinya. Hal ini menunjukkan bahwa semakin tinggi resolusi model yang dijalankan akan lebih dapat menggambarkan kondisi faktual di lapangan. Korelasi antara laut terbuka seperti Manokwari dan Saumlaki menunjukkan hasil yang lebih baik dibandingkan dengan perairan tertutup, hal ini sejalan dengan penelitian Ardhuin, et al. 2007 yang menyebutkan di Mediterania hasil model menunjukkan hasil yang tidak akurat dan cenderung lebih rendah.

Disamping itu keterlambatan pengukuran oleh satelit pada saat gelombang sedang tinggi juga menyebabkan perbedaan antara model dengan pengukurannya. Perbedaan bisa berkisar 0,5 m [14]. Perbandingan data model dengan satelit altimeter juga menunjukkan hasil yang kurang baik terutama gelombang yang rendah, karena data satelit tidak bisa mengukur gelombang dengan ketinggian 0,5 m sedangkan gelombang dengan tinggi sampai 1 m secara sistematis akan lebih tinggi dibanding model. Hal ini sejalan dengan penelitian ini yang menunjukkan bahwa pada perairan tertutup yang tinggi gelombangnya kurang dari 0,5 m, satelit altimetri menunjukkan hasil yang kurang bagus dibandingkan dengan perairan terbuka yang tinggi gelombangnya lebih dari 1,5 meter. Dalam penelitiannya Ardhuin et al. (2007) hanya

menggunakan data satelit dengan tinggi gelombang minimal 1,5 meter untuk verifikasi model.

Model gelombang akan menunjukkan akurasi yang menurun ketika mendekati pantai untuk mengatasinya diperlukan model dengan resolusi tinggi[14]. Dalam penelitian ini data observasi diperoleh dari lokasi perairan yang dekat dengan pantai, oleh sebab itu hasil model juga tidak begitu bagus dibandingkan dengan observasinya. Performa model juga akan lebih menurun ketika arah gelombang tidak mengarah ke pantai[14].

4. Kesimpulan

Dari penelitian ini dapat disimpulkan bahwa model gelombang WAVEWATCH-III memiliki kesamaan pola dengan data satelit altimetri AVISO pada daerah laut terbuka yang tinggi gelombangnya relatif tinggi dibanding di sekitar pantai, sedangkan di laut sempit, korelasinya lebih rendah karena satelit altimeter mempunyai keterbatasan ketika mengukur tinggi gelombang yang rendah. Model umumnya mengalami under estimate terhadap data observasi in situ dan tidak mengikuti fluktuasi faktualnya akibat penempatan alat yang terlalu dangkal. Resolusi model berpengaruh terhadap kualitas data yang dihasilkan dimana pada resolusi yang lebih tinggi model mempunyai nilai yang lebih mendekati observasinya.

Daftar Pustaka

- [1] Kurniawan, R., Habibie, M. N. & Permana, D. S. (2012). Kajian daerah rawan gelombang tinggi di Perairan Indonesia. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*. 13(3), 201-212.
- [2] World Meteorological Organization (WMO). (1998). Guide to Wave Forecasting and Analysis, WMO-No. 702, Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva-Switzerland: Author.
- [3] Komen, G.L., Cavaleri, L., Domelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E. 1994. *Dynamic and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, Cambridge (p.532).
- [4] <http://polar.ncep.noaa.gov/waves> diakses Maret 2011
- [5] Ramdhani, A. (2015). Pengaruh Siklon Tropis dan Madden-Julian Oscillation (MJO) Terhadap Kejadian Gelombang Tinggi di Perairan Indonesia bagain Dalam. Program Studi Sains Kebumihan Institut Teknik Bandung. *Disertasi*.
- [6] Bidlot, J-R., Holmes, J. D., Wittmann, P. A, Lalbeharry, R., Chen, H. S. (2002). Intercomparison of the Performance of Operational Ocean Wave Forecasting System with Buoy Data. *J. Weather and Forecasting*. 17, 287-310
- [7] National Center for Environmental Prediction (NCEP)–NOAA. <http://www.mmm.ucar.edu/>, diakses Maret 2012.
- [8] U S Geological Survey (USGS). (<http://www.usgs.gov/>), diakses Maret 2012.
- [9] AVISO (Archiving, Validating and Interpretation of Satellite Oceanographic data) <ftp://ftp.aviso.oceanobs.com/pub/oceano/AVISO/wind-wave/nrt/mswh/merged/> diakses Maret 2013
- [10] Tolman, H. L. (2009). *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 3.14*. Environmental Modeling Center. Marine Modeling and Analysis Branch. NCEP.
- [11] Cavaleri, L. & Malanotte-Rizzoli, P. (1981). Wind-wave prediction in shallow water: Theory and applications. *J. Geophys. Res.*, 86, 10.961-10.973.
- [12] Tolman, H. L. & Chalikov, D. (1996). Source term in a third-generation wind wave model. *J. of Physical Oceanography*. 26, 2497-2518.
- [13] Battjes, J. A. & Janssen, J. P . F. M., (1978). *Energy loss and set-up due to breaking of random waves*. Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng., pp. 569-587. ASCE.
- [14] Ardhuin, F., Bertotti, L., Bidlot, J-R., Cavaleri, L., Filipetto, V., Levefre, J-M., & Wittmann, P. A. (2007). Comparison of wind and wave measurements and *models* in the Western Mediterranean Sea. *J. Ocean Engineering*. 34, 526–541

INDEKS PENULIS (AUTHORS INDEX)

Abdurrokhim	(1) 61-68	Muharsyah, R.	(3) 165-175
Agustya	(1) 61-68	Muslim B.	(3) 191-198
Aldrian, E.	(1) 53-60	Muzli, M.	(1) 25-32, (2) 89-100
Anggraeni R.	(1) 47-52	Negara, P.K.G.A.	(2) 117-122, (2) 123-127
Aprilina, K.	(1) 53-60	Nurdiyanto, B.	(1) 15-23
Arifin, J.	(1) 61-68	Nugraha, J.	(1) 33-46, (2) 77-88
Badriyah, I.U.	(1) 53-60	Nuraini, T.A.	(1) 47-52
Budiarta	(1) 25-32	Oktavia, N.	(1) 25-32
Damianus, T.H.	(2) 109-115	Pramono S.	(1) 25-32
Dewi, K.R.	(1) 25-32	Pratama, B.E.	(2) 69-76
Efendi J.	(3) 191-198	Permana D.S.	(3) 157-164, (3) 207-214
Efendi N.T.A.	(1) 25-32	Praja, A.S.	(3) 157-164
Estiningtyas W.	(2) 129-137	Pratama, I.P.D.	(2) 117-122, (2) 123-127
Fajariana, Y.	(1) 47-52	Pary L.	(3) 199-206
Farida, M.	(2) 77-88	Pramono, S.	(1) 25-32
Fitriana, T.	(2) 77-88	Putri Y.T.	(3) 199-206
Fatkhuroyan	(2) 129-137, (3) 157-164	Riyadi, M.	(2) 89-100
Habibie, M.N.	(3) 207-214	Rudyanto A.	(3) 177-189
Hadi, S.	(1) 61-68	Ramdahani, R.	(2) 69-76
Hartanto, D.	(1) 9-13	Rachmadan, A.	(2) 109-115
Handyarso A.	(3) 139-148	Rohadi, S.	(1) 61-68, (2) 101-107, (2) 109-115, (3) 177-189
Heryandoko, M.	(2) 101-107, (3) 199-206	Sativa O.	(1) 25-32
Heryanto D.T.	(3) 177-189, (3) 191-198	Sakya, A.E.	(2) 69-76
Hanggoro, W.	(1) 1-7, (3) 207-214	Sudrajat, A.	(1) 61-68
Hidayat R.	(1) 1-7	Setiadi, T.A.P.	(2) 101-107
Hutapea T.D.F.	(3) 157-164	Siswoyo	(1) 25-32
Irwandi H.	(3) 149-156	Suyanto, I.	(1) 15-23
Kamaruddin B.	(3) 199-206	Sunardi, B.	(1) 15-23, (1) 33-46, (3) 191-198
Karyono	(1) 61-68	Susilanto P.	(1) 15-23
Kurniawan, R.	(2) 69-76, (3) 207-214	Sulistyo B.	(1) 25-32
Komalasari, K.E.	(1) 47-52	Subadyo, B.	(1) 25-32
Masturyono	(1) 61-68, (2) 89-100	Suwarto	(1) 25-32
Madijono R.	(1) 25-32	Suryo A.W.	(3) 149-156
Marulak R.	(3) 199-206	Suwardi	(3) 199-206
Mahesworo, R.P.	(1) 25-32	Swastikarani, R.	(1) 25-32
Mazzini, A.	(1) 61-68	Syafri, I.	(1) 61-68
Merdijanto, U.	(2) 101-107, (2) 109-115, (3) 191-198	Taruna R.M.	(3) 177-189
Moehajirin	(1) 25-32	Wandono	(3) 199-206
Muslimah, S.	(1) 1-7	Wati, T.	(2) 129-137
Mujianto	(1) 25-32	Yuniarto B.	(3) 199-206
Murjaya J.	(2) 89-100	Zulfikar	(3) 199-206
Muzayanah L.F.	(3) 157-164		

INDEKS SUBYEK (SUBJECT INDEX)

akuifer	(1) 15-23	metode Likelihood	(3) 177-189
AMH 14/15	(3) 165-175	metode euclidean distance	(3) 177-189
amplifikasi tanah	(1) 61-68	Model WRF	(3) 165-175
asuransi pertanian	(2) 129-137	MJHD	(3) 199-206
AVISO	(3) 207-214	over estimate	(1) 1-7
back propagation	(1) 9-13	paleobathimetry	(2) 77-88
tsunami travel time			
bali	(2) 123-127	pasang surut	(2) 69-76
Banjir rob	(2) 69-76	peak ground acceleration at surface	(1) 33-46
		Perbandingan	(2) 117-122
bendungan	(1) 15-23	Pararel	(2) 117-122
bradband	(2) 117-122	Petir	(2) 123-127
b-value	(3) 199-206	pasang surut gaya berat	(3) 139-148
CFSv2	(3) 165-175	Persamaan longman	(3) 139-148
CG	(2) 123-127	Pengamatan gaya berat	(3) 139-148
curah hujan	(1) 47-52	PGA	(2) 89-100
cirebon	(2) 129-137	PSHA	(1) 33-46
earthquake	(1) 9-13, (2) 89-100	prediksi	(1) 47-52
ensemble Mean	(1) 47-52	quick tide pro	(3) 139-148
gelombang tinggi	(2) 69-76	radar cuaca	(3) 157-164
foraminifera	(2) 77-88	reflektifitas	(3) 157-164
frekuensi natural	(1) 61-68	ralla	(2) 77-88
faktor anthropogenic	(1) 53-60	relokasi	(2) 101-107, (2) 109-115
ground motion	(3) 177-189		
prediction equations		shakemap	(2) 89-100
hari raya nyepi	(1) 53-60	spectral acceleration	(1) 33-46
hiposenter	(2) 109-115	sumatera Barat	(2) 109-115
HVSR	(1) 61-68	short period	(2) 117-122
indeks iklim	(2) 129-137	suhu	(1) 53-60
intensity	(2) 89-100	skema cumulus BMJ	(1) 1-7
iklim hangat	(2) 77-88	scintrexCG-5	(3) 139-148
iklim purba	(2) 77-88	suburban	(3) 149-156
index kerentanan	(1) 61-68	swarm	(3) 199-206
Increasing	(3) 149-156	SPM	(3) 149-156
jailolo	(3) 199-206	tinggi gelombang	(3) 207-214
karbon monoksida	(1) 53-60	teleismic double difference	(2) 101-107
koordinat cartesian	(3) 157-164	tanaman padi	(2) 129-137
klasifikasi site	(1) 25-32	terowongan	(1) 15-23
laut maluku	(2) 101-107	threat score	(1) 1-7
lightening detector	(2) 123-127	tomografi resistivitas	(1) 15-23
litologi	(1) 15-23	tsunami early warning	(1) 9-13
lusi	(1) 61-68	TRMM	(1) 47-52
MASW	(1) 25-32	urban	(3) 149-156
mascarene high	(2) 69-76	Vs30	(1) 25-32, (1) 33-46
medan	(3) 149-156	Wavewatch	(2) 69-76, (3) 207-214
MJHD	(2) 109-115	Wradlib	(3) 157-164
model WRF-EMS	(1) 1-7	ZOM	(3) 165-175
mikrozonasi	(1) 25-32	ZMAP	(3) 199-206
multi data format	(3) 157-164		

UCAPAN TERIMAKASIH

Ucapan terimakasih dan penghargaan diberikan kepada Mitra Bestari/Penyunting Ahli yang telah menelaah substansi naskah-naskah yang masuk ke redaksi Jurnal Meteorologi dan Geofisika.

Berikut adalah Mitra Bestari/Penyunting Ahli yang berpartisipasi dalam Jurnal Meteorologi dan Klimatologi Volume 17 No. 3 tahun 2016:

- **Dr. Sugeng Pribadi**
Sekolah Tinggi Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (STMKG)
- **Dr. Supriyanto Rohadi**
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG)
- **Dr. Dodo Gunawan**
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG)
- **Prof. Dr. Edvin Aldrian**
Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT)
- **Dr. Indra Gustari**
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG)
- **Dr. Findy Renggono**
Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT)
- **ddy Hartantyo, M.Sc**
Universitas Gadjah Mada (UGM)
- **Dr. Deni Septiadi**
Sekolah Tinggi Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (STMKG)
- **Dr. Ina Juaeni**
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, LAPAN
- **Dr. Gentio Harsono**
Pusat Hidrooseanografi TNI AL

JUDUL NASKAH

TITLE OF MANUSCRIPT

Penulis Pertama^{1*}, Penulis Kedua², Penulis Ketiga³

¹Nama Lembaga, Alamat, Kota, Kode Pos

²Nama Jurusan, Nama Fakultas, Nama Universitas, Alamat, Kota, Kode Pos

*E-mail: kontak_penulis@domain.com

Naskah masuk: Naskah diperbaiki: Naskah diterima: (diisi oleh redaksi)

ABSTRAK

Abstrak dalam bahasa Indonesia ditulis dengan jenis huruf Times New Roman, ukuran 10 pt, spasi tunggal. Abstrak bukanlah penggabungan beberapa paragraf, tetapi merupakan ringkasan yang utuh dan lengkap yang menggambarkan isi tulisan. Abstrak harus mencakup latar belakang dan atau tujuan, metode, hasil, serta kesimpulan utama dari penelitian. Abstrak tidak berisi acuan dan tidak menampilkan persamaan matematika. Abstrak dalam bahasa Indonesia terdiri dari satu paragraf dengan jumlah kata paling banyak 250 kata.

Kata kunci: kata, kunci, naskah (3 – 5 kata kunci)

ABSTRACT

Abstract in English using Times New Roman font, size 10 pt, italic, single spacing. Abstract is not a merger of several paragraphs, but it is a full and complete summary that describe content of the paper. It should contain background and or objective, methods, results, and main conclusion from the research. It should not contain any references or displayed mathematical equations. It consists of one paragraph and should be no more than 200 words in English.

Keywords: key, words, manuscript (3 – 5 keywords)

1. Pendahuluan/Introduction

Naskah disusun dalam 4 subjudul yaitu: Pendahuluan, Metode Penelitian, Hasil dan Pembahasan, dan Kesimpulan. Pendahuluan mencakup hal – hal berikut ini: latar belakang penelitian, perumusan masalah, tujuan penelitian, teori pendukung, dan hipotesis (jika ada).

Naskah ditulis dalam format kertas berukuran A4 (210 mm x 297 mm) dengan margin atas, bawah, kiri, dan kanan 2.5 cm. Bentuk naskah berupa 2 kolom dengan jarak antar kolom 1 cm. Naskah ditulis dengan tipe huruf *Times New Roman* ukuran 10 pt. Panjang naskah hendaknya maksimal 12 halaman, termasuk lampiran. Jarak antara paragraf adalah 1 spasi tunggal.

Pengutipan pustaka di dalam naskah dituliskan dengan menggunakan angka Arab dan diurutkan sesuai urutan pengutipan dalam naskah. Angka ditulis dalam kurung persegi/square bracket, contohnya [1], atau [1,3], atau [1-3]

Subsubjudul. Subsubjudul ditulis tanpa angka dan dicetak tebal (bold). Subsubjudul adalah bagian naskah yang perlu dijelaskan lebih detail. Kata-kata umum seperti: Latar Belakang, Tujuan, Rumusan masalah, Data, dan lain-lain tidak perlu dijadikan subsubjudul, cukup langsung penjelasan substansinya saja. Naskah langsung ditulis setelah kata subsubjudul.

Apabila terdapat persamaan reaksi atau matematis, diletakkan simetris pada kolom. Nomor persamaan diletakkan di ujung kanan dalam tanda kurung, dan penomoran dilakukan secara berurutan. Apabila terdapat rangkaian persamaan yang lebih dari satu baris, maka penulisan nomor diletakkan pada baris terakhir. Penunjukkan persamaan dalam naskah dalam bentuk singkatan, seperti Pers. (1).

$$ka = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (1)$$

2. Metode Penelitian/Methods

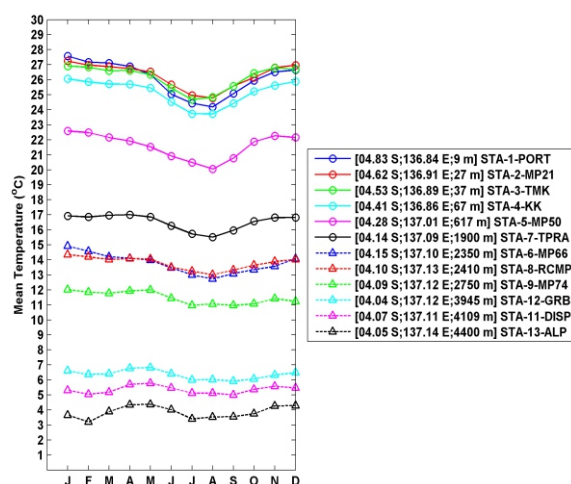
Metode penelitian yang digunakan harus ditulis sesuai dengan cara ilmiah, yaitu rasional, empiris dan sistematis. Metode penelitian berisi deksripsi mengenai prosedur penelitian, waktu dan tempat, bahan dan peralatan, serta metode yang digunakan. Metode penelitian harus diuraikan dengan jelas dan sesuai dengan tujuan penelitian.

3. Hasil dan Pembahasan/Result and Discussion

Bagian ini menjelaskan hasil penelitian dan sekaligus memberikan pembahasan hasil penelitian secara komprehensif. Hasil penelitian bisa ditampilkan dalam bentuk gambar atau tabel sehingga pembaca lebih mudah memahaminya. Tabel dan gambar diletakkan segera setelah disebutkan dalam naskah dan diletakkan pada posisi paling atas atau paling bawah dari setiap halaman dan tidak diapit oleh kalimat. Jika tabel dan gambar terlalu kecil untuk format 2 kolom naskah, maka bisa menggunakan ukuran 1 kolom. Format tabel mengikuti contoh seperti Tabel 1. Gambar harus disediakan dalam ukuran yang proporsional dan beresolusi tinggi untuk penampilan yang terbaik, sehingga semua informasi dalam gambar terbaca.

Tabel 1. Tabel prosesi gerhana untuk daerah Lampung.

No	Prosesi Gerhana	Waktu (WIB)	Waktu (UTC)
1	Gerhana Matahari mulai (I)	15:19	08:19
2	Fase Gerhana Cincin mulai (II)	16:38	09:38
3	Puncak Gerhana Matahari Cincin	16:42	09:42
4	Fase Gerhana Cincin selesai (III)	16:45	09:45
5	Gerhana Matahari selesai (IV)	17:52	10:52



Gambar 1. Temperatur rata-rata bulanan AWS PTFI per ketinggian, dibuat dengan Matlab 7.

4. Kesimpulan/Conclusion

Kesimpulan bisa berupa kesimpulan khusus dan kesimpulan umum. Kesimpulan khusus merupakan hasil analisa data atau hasil uji hipotesa tentang fenomena yang diteliti. Kesimpulan umum sebagai hasil generalisasi atau keterkaitan dengan fenomena serupa di wilayah lain dari publikasi terdahulu. Kesimpulan harus bisa menjawab pertanyaan dan permasalahan penelitian. Hal yang perlu diperhatikan adalah segitiga konsistensi (masalah-tujuan-kesimpulan harus konsisten).

Saran/Suggestion (jika ada)

Apabila diperlukan saran dapat berisi rekomendasi, tindak lanjut nyata, atau implikasi kebijakan atas kesimpulan yang diperoleh

Ucapan Terima Kasih/Acknowledgement (jika ada)

Ucapan terima kasih diberikan sebagai penghargaan terhadap pihak-pihak yang terlibat dalam penyusunan naskah atau dalam penelitian. Pada bagian ini disebutkan siapa yang patut diberikan ucapan terima kasih, baik secara organisasi/intitusi, pemberi donor ataupun individu

Daftar Pustaka/References

Pustaka atau acuan yang digunakan dalam naskah minimal 10 pustaka, dengan komposisi minimal 80% berupa acuan primer (artikel jurnal, prosiding, skripsi, tesis) dan minimal 80% merupakan acuan mutakhir (terbitan 5 tahun terakhir).

- [1] S. Steinke, M. Mohtadi, M. Prange, V. Varma, D. Pittauerova, and H. W. Fischer, "Mid- to Late-Holocene Australian-Indonesian summer monsoon variability," *Quat. Sci. Rev.*, vol. 93, pp. 142–154, 2014.
- [2] R. Stefansson. *Advances in Earthquake Prediction, Research and Risk Mitigation*. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2011.
- [3] I. Meilano, H.Z. Abidin, and D.H. Natawidjaya, "Using 1-Hz GPS data to measure deformation caused by Bengkulu earthquake." *Proceeding of International Symposium on Earthquake and Precursor*, 2009, pp. 153-158.
- [4] M. Riyadi, "Pemodelan gaya berat tiga dinensi untuk melokalisir jebakan timah di daerah Pemali-Bangka." Tesis, Fakultas MIPA: Universitas Indonesia, 1996.
- [5] BMKG. "Monitoring SO₂ Bulan Desember 2014." Internet: http://www.bmkg.go.id/Kualitas_Udara/Informasi_SO2.bmkg, diakses 3 Januari 2015.



LEMBAGA
ILMU PENGETAHUAN
INDONESIA



Panitia
Penilai
Majalah
Ilmiah

SERTIFIKAT

Nomor: 603/AU2/P2MI-LIPI/03/2015

Akreditasi Majalah Ilmiah

Kutipan Keputusan Kepala Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia

Nomor 335/E/2015 Tanggal 15 April 2015

Nama Majalah : Jurnal Meteorologi dan Geofisika
ISSN : 1411-3082
Redaksi : Pusat Penelitian dan Pengembangan, Badan Meteorologi,
Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Jl. Angkasa I No. 2,
Kemayoran, Jakarta 10270.

Ditetapkan sebagai Majalah Ilmiah

TERAKREDITASI

Akreditasi sebagaimana tersebut di atas berlaku selama 3 (tiga) tahun

Cibinong, 15 April 2015

Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia
Ketua Panitia Penilai Majalah Ilmiah-LIPI

Prof. Dr. Rochadi,
NIP 195007281978031001,



KEMENDIKBUD
Kantor Pusat Akreditasi Nasional
Jalan Kuningan 1, Jakarta Selatan
Telp. (021) 571-1111



**PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA**

Jl. Angkasa I No.2 Kemayoran Jakarta Pusat - 10720