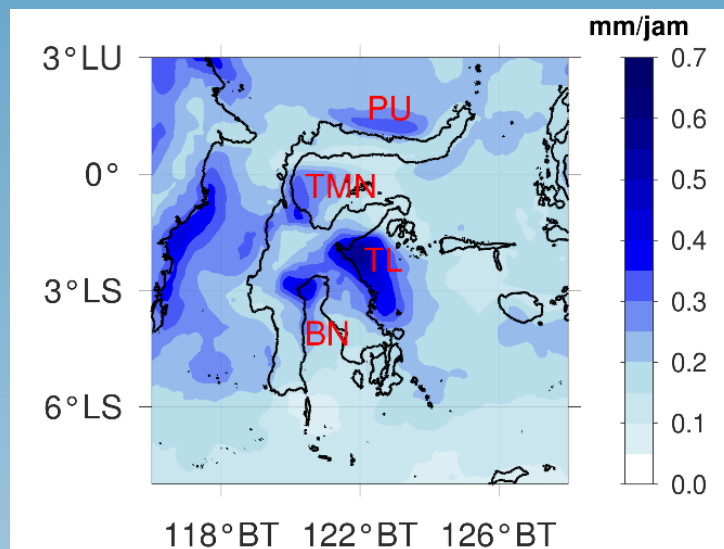


# JURNAL SAINS DIRGANTARA Journal of Aerospace Sciences

Vol. 17 No. 2 Juni 2020

P-ISSN 1412-808X; E-ISSN 2597-7873

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



Diterbitkan oleh Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional  
Jakarta – Indonesia

J. Si. Dirgant.

Vol. 17

No. 2

Hal. 60-120

Bandung, Juni 2020

ISSN 2597-7873

# **JURNAL** **SAINS DIRGANTARA** **Journal of Aerospace Sciences**

**Vol. 17 No. 2 Juni 2020**

**P-ISSN 1412-808X; E-ISSN 2597-7873**

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

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

## **SUSUNAN DEWAN PENYUNTING JURNAL SAINS DIRGANTARA**

### **Ketua Editor**

Dr. Rhorom Priyatikanto

### **Editor**

Dr. Trismidianto (Lingkungan Atmosfer dan Aplikasinya)

Dr. Noersomadi (Lingkungan Atmosfer dan Aplikasinya)

Fitri Nuraeni, M.Si. (Fisika Magnetosferik dan Ionosferik)

Dr. Johan Muhamad (Astronomi dan Astrofisika)

Tiin Sinatra, M.Si. (Lingkungan Atmosfer dan Aplikasinya)

### **Korektor Naskah**

Dr. Wiwiek Setyawati

Visca Wellyanita, M.Si.

Risyanto, M.Sc.

Emmanuel Adetya, S.Kom.

Santi Sulistiani, M.Si.

Ferdhiansyah Noor, S.Kom.

## **SUSUNAN SEKRETARIAT REDAKSI JURNAL SAINS DIRGANTARA**

### **Pemimpin Umum**

Ir. Halimurrahman, M.T.

### **Pemimpin Redaksi Pelaksana**

Dra. Clara Yono Yatini, M.Sc.

Dr. Didi Satiadi

### **Redaksi Pelaksana**

Amalia Nurlatifah, M.T.

M. Faizal Eko Saputro, S.Kom.

Devi Rafsanjani, S.Kom.

### **Penata Letak**

Anton Winarko, S.Si.

Gammameridianti, S.Si.

Siti Maryam, S.T.

Indah Susanti, S.Si.

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

Berdasarkan Keputusan Direktur Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan, Kemenristekdikti RI Jurnal Sains Dirgantara ditetapkan sebagai Jurnal Ilmiah Terakreditasi Peringkat 2.

Gambar sampul: Rata-rata curah hujan di Pulau Sulawesi tahun 2004-2018 (lihat Andarini & Purwaningsih, halaman 98)

### **Alamat Penerbit**

LAPAN Jl. Dr. Djundjuran No. 133 Bandung

Telepon: (022) 6012602

E-mail: [jsd@lapan.go.id](mailto:jsd@lapan.go.id)

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

[http://jurnal.lapan.go.id/index.php/jurnal\\_sains](http://jurnal.lapan.go.id/index.php/jurnal_sains)

# **JURNAL** **SAINS DIRGANTARA** **Journal of Aerospace Sciences**

Vol. 17 No. 2 Juni 2020

P-ISSN 1412-808X; E-ISSN 2597-7873

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

## **DAFTAR ISI**

	Halaman
<b>ESTIMASI KELIMPAHAN KEADAAN TUNAK POPULASI ASTEROID DEKAT-MATAHARI</b> <i>(ESTIMATED STEADY STATE ABUNDANCE OF NEAR-SUN ASTEROIDS POPULATION)</i> Utama, J., Simatupang, F. M., Riza, L. S., Hidayat, T.	61 – 68
<b>ESTIMASI TINGKAT KEASAMAN AIR HUJAN (PH) AKIBAT ABSORPSI GAS NO<sub>2</sub> DAN SO<sub>2</sub></b> <i>(ESTIMATION OF RAINWATER ACIDITY (PH) DUE TO ABSORPTION OF NO<sub>2</sub> AND SO<sub>2</sub> GASES)</i> Kurniawan, A.	69 – 80
<b>POLA LAMA PENYINARAN MATAHARI DALAM 20 TAHUN PENGAMATAN DI SUMEDANG</b> <i>(SUNSHINE DURATION PATTERN DURING 20 YEARS OBSERVATION AT SUMEDANG)</i> Hamdi, S. & Sumaryati	81 – 94
<b>SIKLUS DIURNAL CURAH HUJAN DI PULAU SULAWESI: DISTRIBUSI SPASIAL DAN MUSIMAN</b> <i>(DIURNAL CYCLE OF RAINFALL IN SULAWESI: SPATIAL AND SEASONAL DISTRIBUTION)</i> Andarini, D. F. & Purwaningsih, A.	95 – 108
<b>KARAKTERISTIK KETEBALAN LAPISAN BRIGHT BAND HASIL MODEL PROFIL REFLEKTIVITAS DAN GRADIEN REFLEKTIVITAS</b> <i>(CHARACTERISTIC OF BRIGHT BAND THICKNESS BASED ON THE VERTICAL PROFILE OF REFLECTIVITY AND THE GRADIENT OF REFLECTIVITY)</i> Sinatra, T., Noersomadi, Nugroho, G. A., Rahayu, S. A.	109 – 120

# **JURNAL** **SAINS DIRGANTARA** **Journal of Aerospace Sciences**

Vol. 17 No. 2 Juni 2020

P-ISSN 1412-808X; E-ISSN 2597-7873

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

## **DARI REDAKSI**

Sidang Pembaca yang kami hormati,

Puji syukur kita panjatkan ke hadirat Allah SWT, atas rahmat dan karunia-Nya, sehingga Jurnal Sains Dirgantara Vol. 17, No. 2, Juni 2020, hadir ke hadapan sidang pembaca dengan mengetengahkan 5 (lima) artikel dengan beragam bidang fokus. Dalam kondisi pandemi COVID-19 serta pembatasan sosial selama ini, editorial Jurnal Sains Dirgantara telah berusaha sekuat tenaga untuk terus menjaring dan memroses makalah yang ada.

Pada terbitan kali ini, Utama *et al.* (halaman 61) melaporkan hasil simulasi dan analisisnya terhadap populasi Asteroid Dekat Bumi yang bermigrasi mendekati Matahari dan menjadi Asteroid Dekat Matahari. Kurniawan (halaman 69) membahas hasil estimasi keasaman air hujan di Bukit Kototabang, Sumatera Barat tahun 2011-2012 berdasarkan skema absorpsi gas NO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub> serta menggunakan Hukum Henry. Kemudian, Hamdi & Sumaryati (halaman 81) melaporkan hasil pengukuran dan analisis lama penyinaran Matahari di Sumedang selama 20 tahun. Distribusi spasial dan musiman dari pola curah hujan harian di Sulawesi dibahas oleh Andarini & Purwaningsih (halaman 95). Terakhir, karakteristik lapisan *bright band* menjadi fokus dari artikel dari Sinatra *et al.* (halaman 109).

Kami berterima kasih kepada sejumlah kolega yang berkenan menjadi mitra bestari yang berkenan melakukan telaah serta memberikan komentar/saran konstruktif terhadap makalah yang dikirimkan ke Jurnal Sains Dirgantara. Di antara mitra bestari tersebut adalah:

- Dr. Aries Kristianto (STMKG, BMKG)
- Dr. Endang Soegiartini (ITB)
- Dr. Asif Awaludin (LAPAN)
- Dr. Muhammad Rais Abdillah (ITB)
- Prof. Dr. Eddy Hermawan (LAPAN)
- Prof. Dr. Muhayatun Santoso (BATAN)
- Dr. Edi Riawan (ITB)
- Tiar Dani, M.Si (LAPAN)

Terakhir, kami senantiasa mengundang sidang pembaca yang budiman untuk berpartisipasi aktif dengan mengirimkan karya tulis ilmiah yang sesuai dengan lingkup jurnal ini.

Demikian kami sampaikan, semoga sidang pembaca dapat mengambil manfaatnya.

Bandung, Desember 2020

# ESTIMASI KELIMPAHAN KEADAAN TUNAK POPULASI ASTEROID DEKAT-MATAHARI (ESTIMATED STEADY STATE ABUNDANCE OF NEAR-SUN ASTEROIDS POPULATION)

Judhistira Aria Utama<sup>1\*</sup>, Ferry Mukharradi Simatupang<sup>2</sup>, Lala Septem Riza<sup>3</sup>, Taufiq Hidayat<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departemen Pendidikan Fisika, Fakultas Pendidikan Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Pendidikan Indonesia

<sup>2</sup>KK Astronomi, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Bandung

<sup>3</sup>Departemen Pendidikan Ilmu Komputer, Fakultas Pendidikan Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Pendidikan Indonesia

\*e-mail: j.aria.utama@upi.edu

Diterima 5 Desember 2019; Direvisi 4 September 2020; Disetujui 5 September 2020

## ABSTRACT

We carried out a numerical simulation of thousands of real near-Earth asteroids (NEAs of class Amor, Apollo, Aten and Atira) with well-known orbits ( $U = 0$ ). We traced the evolution of our sample population by utilizing SWIFT-RMVS4 (*Regularized Mixed-Variable Symplectic*) integrator for the next 5 Megayears (Myr) and then calculated the  $q'$  parameter (the smallest value of  $q$ ) which define the orbit of near-Sun asteroids (NSAs). Based on available steady state model of NEAs population, the entrance flux to the near-Sun from near-Earth region is estimated to be  $19 \pm 0.21$  bodies per Myr (for Solar System under gravity and Yarkovsky effect) and  $13 \pm 0.14$  bodies per Myr (for Solar System under gravity influence only), both for asteroids with absolute magnitude of  $H < 17.75$ . These values correspond to equal predicted steady state population of near-Sun asteroids (NSAs) of  $\sim 3$  objects of  $H < 17.75$  at anytime for both Solar System models.

Keywords: *near-Earth asteroids, near-Sun asteroids, the smallest perihelion distances*

## ABSTRAK

Kami telah melakukan simulasi numerik terhadap ribuan sampel asteroid dekat-Bumi nyata (ADB kelas Amor, Apollo, Aten, dan Atira) yang orbitnya telah dikenal dengan sangat baik ( $U = 0$ ). Kami menjejak evolusi orbit dari sampel tersebut selama 5 juta tahun (Megayears, Myr) menggunakan integrator SWIFT-RMVS (*Regularized Mixed-Variable Symplectic*) dan menghitung parameter  $q'$  (nilai terkecil  $q$ ) yang mendefinisikan orbit populasi asteroid dekat-Matahari (ADM). Berdasarkan model populasi keadaan tunak ADB, diperoleh fluks-masuk asteroid menuju kawasan dekat-Matahari dari kawasan dekat-Bumi sebesar  $19 \pm 0,21$  objek per juta tahun (untuk model Tata Surya di bawah pengaruh gravitasi dan efek Yarkovsky) dan  $13 \pm 0,14$  objek per juta tahun (untuk model Tata Surya di bawah pengaruh gravitasi), keduanya untuk asteroid dengan magnitudo mutlak  $H < 17,75$ . Kedua nilai memberikan estimasi keadaan tunak populasi ADM yang setara, yaitu  $\sim 3$  objek untuk  $H < 17,75$  pada setiap saat bagi kedua model Tata Surya yang digunakan.

Kata kunci: *asteroid dekat-Bumi, asteroid dekat-Matahari, jarak perihelion terkecil*

## 1 PENDAHULUAN

Populasi asteroid Sabuk Utama merupakan sumber utama populasi asteroid dekat-Bumi (ADB; Bottke *et al.*,

2000; Bottke *et al.*, 2002; Greenstreet *et al.*, 2012), yakni asteroid dengan perihelion  $q < 1,3$  satuan astronomi (sa) dan aphelion  $Q > 0,983$  sa.

Sumber ADB terpenting adalah kawasan resonansi 3:1 dengan planet Jupiter, kawasan resonansi  $\nu_6$  dengan planet Saturnus, dan kawasan asteroid pelintas orbit Mars dengan  $q > 1,3$  sa. Selain akibat tumbukan dahsyat antar-asteroid yang terjadi dengan kecepatan dan arah lontaran yang tepat (Farinella *et al.*, 1993), mekanisme lain yang mengirimkan asteroid Sabuk Utama ke kawasan dekat-Bumi adalah insutuan setengah sumbu panjang orbit ( $a$ ) di bawah pengaruh gaya non-gravitasi yang dikenal sebagai efek Yarkovsky (Farinella & Vokrouhlicky, 1999). Kawasan dekat-Bumi didefinisikan dengan parameter  $q < 1,3$  sa dan  $Q > 0,983$  sa (Rabinowitz *et al.*, 1994). Insutuan  $a$  yang dipicu oleh efek Yarkovsky membuat objek-objek Sabuk Utama dengan diameter  $D < 40$  km dan nilai eksentrisitas  $e$  yang kecil masuk ke daerah resonansi dan berevolusi menjadi objek pelintas orbit planet Mars sebelum akhirnya menghuni ruang dekat-Bumi (Greenstreet *et al.*, 2012). Ulasan lengkap mengenai efek Yarkovsky ini dapat dijumpai dalam Bottke *et al.* (2006).

Orbit ADB diketahui mudah berubah, terutama karena peristiwa papasan dekat (*close encounter*) yang kerap terjadi dengan planet-planet kebumihan dan resonansi dengan planet-planet raksasa. Karena hal inilah, keanggotaan suatu asteroid dalam kelas tertentu hanya bersifat sementara (Milani *et al.*, 1989). Dari berbagai simulasi orbit telah diketahui pula bahwa ADB sering berada dalam orbit dengan nilai  $q$  yang kecil sepanjang evolusinya (Farinella *et al.*, 1994; Gladman *et al.*, 2000; Foschini *et al.*, 2000; Marchi *et al.*, 2009). Dengan demikian, riwayat akhir evolusi asteroid sebagai penumbuk Matahari menjadi hal yang lazim terjadi. Persentase dari kasus tersebut mencapai lebih dari 70% kasus (Marchi *et al.*, 2009). Melalui simulasi yang dilakukan terhadap 117 ADB nyata yang diseleksi berdasarkan kualitas orbitnya, Gladman *et al.* (2000) berhasil menemukan rute baru yang mampu

mengirim ADB sebagai objek penumbuk Matahari, yaitu melalui resonansi secular  $\nu_5$  dan  $\nu_2$  untuk nilai  $e > 0,5$  dan  $a$  di antara 1,3 sa – 1,9 sa.

Fakta menarik terkait distribusi albedo asteroid dekat-Matahari (ADM) adalah bahwa sekalipun kelompok ini berasal dari populasi ADB, pada kenyataannya tipikal populasi ADM adalah objek dengan albedo yang tinggi (lebih dari 10% radiasi yang tiba di permukaan objek dipantulkan kembali ke angkasa). Hal ini berbeda dengan karakteristik ADB yang secara umum memiliki persentase yang berimbang antara asteroid beralbedo rendah dan yang beralbedo tinggi. Granvik *et al.* (2016) menyimpulkan bahwa peristiwa hancurnya asteroid beralbedo rendah diakibatkan pemanasan ekstrem pada jarak beberapa puluh kali radius Matahari, menyebabkan minimnya jumlah subpopulasi ADM. Asteroid beralbedo rendah lazimnya memiliki komposisi material berupa karbon, yang relatif lebih rapuh daripada material logam yang menjadi komposisi objek beralbedo tinggi.

Selain dapat membuat objek kecil mengalami disintegrasi akibat pasang-surut yang kuat dan berdampak terhadap distribusi ADB, papasan dekat dengan Matahari memicu pemanasan hingga ribuan Kelvin (Marchi *et al.*, 2009) serta mempengaruhi sifat fisik permukaan ADB (Emel'yanenko, 2017). Akibat interaksinya dengan atmosfer Matahari, reflektansi spektral objek dapat saja mengalami perubahan (Hiroi *et al.*, 1996; Cloutis *et al.*, 2012) dan memicu rekahan termal yang turut menghamburkan debu (Jewitt dan Li, 2010; Jewitt, 2012). Observasi atas asteroid (3200) Phaethon mendapati bahwa objek ini mengalami anomali peningkatan kecerahan saat orbitnya mencapai nilai  $q = 0,14$  sa, yang hanya dapat dijelaskan bila terjadi kehilangan massa dalam bentuk debu yang berperan dalam meningkatkan hamburan cahaya

Matahari (Jewitt dan Li, 2010; Jewitt, 2012).

Meskipun populasi ADM ini sangat menarik perhatian karena menyediakan laboratorium astrofisika terkait proses pemanasan yang dialami benda kecil, di dalam literatur belum dijumpai informasi terkait fluks-masuk dari kawasan dekat-Bumi ke ruang dekat-Matahari. Sejauh pengetahuan Penulis, belum terdapat publikasi berupa estimasi populasi keadaan tunak kelompok asteroid ini. Oleh sebab itu, tujuan dari penelitian ini adalah memperoleh prediksi fluks-masuk menuju ruang dekat-Matahari sekaligus mengestimasi kelimpahan keadaan tunak populasi ADM berdasarkan hasil simulasi numerik terhadap sampel ADB nyata yang telah dilakukan.

## 2 METODOLOGI

Sebanyak 3372 ADB nyata terseleksi dari pangkalan data *JPL-NASA Small Body Database Search Engine* ([https://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb\\_query.cg](https://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb_query.cg)) dengan *epoch* MJD57400 telah digunakan dalam komputasi numerik problem  $N$ -benda. Kami membatasi hanya objek dengan orbit yang dikenal sangat baik yang akan disimulasikan orbitnya. Syarat ini bersesuaian dengan batas galat orbit kurang dari 1 detikbusur/dekade.

Evolusi orbit ADB diikuti menggunakan paket *integrator* SWIFT-RMVS4 (*Regularized Mixed-Variable Symplectic*) (Levison & Duncan, 1994) versi terakhir yang tersedia di laman <https://www.boulder.swri.edu/~hal/swift.html> hingga kurun waktu  $5 \times 10^6$  tahun ke depan dengan dua model Tata Surya. Pembatasan durasi hingga  $5 \times 10^6$  tahun semata-mata karena komputasi yang dijalankan di dalam empat *batch* yang mengakomodasi seluruh sampel ADB telah berjalan hingga  $5 \times 10^6$  tahun. Di dalam kedua model Tata Surya, sebagai objek masifnya adalah Matahari beserta kedelapan planet (Merkurius hingga Neptunus) dan Bulan sebagai objek

terpisah. Model I memperhitungkan gravitasi dan efek Yarkovsky sementara simulasi evolusi orbit sampel ADB pada Model II hanya memperhitungkan gravitasi dari objek masif. Asteroid diperlakukan sebagai objek tak-bermassa sehingga tidak ada interaksi antar-asteroid.

Komputasi orbit dilakukan memanfaatkan fasilitas yang tersedia di Program Studi Astronomi FMIPA ITB dan Departemen Pendidikan Fisika FPMIPA UPI. Langkah waktu perhitungan ditetapkan senilai  $1/1000$  tahun ( $\sim 9$  jam) dan dicuplik setiap 1000 tahun. Evolusi orbit asteroid diikuti hingga terdapat asteroid yang menumbuk Matahari, terlempar keluar Tata Surya (asteroid dengan  $a > 100$  sa), atau menumbuk planet-planet. Asteroid yang telah berevolusi mencapai nilai  $a > 100$  sa akan memerlukan waktu yang sangat panjang untuk dapat menghuni kembali kawasan bagian dalam Tata Surya (kawasan dekat-Bumi), sehingga dieliminasi dari proses komputasi lebih lanjut.

Kami mengadopsi metode di dalam Emel'yanenko (2017) untuk menentukan apakah suatu asteroid dari populasi ADB telah menjadi anggota populasi ADM sepanjang waktu integrasi yang dilakukan. Kami menghitung nilai parameter  $q'$ , yakni nilai  $q$  terkecil yang mungkin dimiliki oleh asteroid yang dicapai pada saat  $\cos(i) = 1$  (dengan  $i$  menyatakan sudut inklinasi orbit asteroid), menggunakan hubungan:

$$q' = a(1 - \sqrt{1 - c^2}) \dots \dots \dots (2-1)$$

dengan  $c$  berbentuk:

$$c = \sqrt{1 - e^2} \cos i \dots \dots \dots (2-2)$$

Dalam persamaan (2-1),  $a$  menyatakan setengah sumbu panjang orbit, sementara dalam persamaan (2-2)  $e$  dan  $i$  masing-masing adalah eksentrisitas dan inklinasi. Parameter  $c$  merupakan integral gerak di dalam

model sekular gerak asteroid yang diidealkan, yang diperkenalkan oleh Kozai (1962). Objek-objek yang menjadi penumbuk Matahari harus berada dalam orbit yang sangat eksentrik dan sebagai konsekuensinya memiliki nilai parameter  $c$  yang sangat kecil. Di dalam penelitian ini kami menggunakan nilai batas  $q' < 0,1$  sa untuk menyatakan suatu asteroid telah menjadi anggota populasi ADM, meskipun nilai batas di atas tidak menjamin secara faktual bahwa asteroid memiliki nilai  $q$  sekecil itu.

Karena keanggotaan asteroid individual dalam suatu kelas hanya bersifat sementara, kami mengikuti skenario berikut untuk mencapai tujuan penelitian ini. Dari total sebanyak 3372 sampel ADB yang mewakili semua kelas (Amor, Apollo, Aten, dan Atira), evolusi orbitnya diikuti hingga  $5 \times 10^6$  tahun ke depan sebagai Model I dan Model II. Tanpa memberikan suplai terhadap sampel awal, populasi sampel akan berkurang karena peralihan menjadi populasi ADM. Dengan bantuan program yang kami bangun, dapat diketahui kapan kali pertama sampel ADB berubah menjadi populasi ADM. Sekali dideteksi bahwa terdapat ADB yang sempat menjadi ADM, asteroid yang bersangkutan langsung menjadi pengurang jumlah sampel awal ADB. Dengan kata lain asteroid yang bersangkutan langsung dieliminasi meskipun masih eksis di dalam proses komputasi. Yang dimaksud dengan “dieliminasi” adalah keberadaan asteroid tersebut di dalam populasi ADB tidak lagi diperhitungkan. Berkurangnya populasi sampel ADB juga tidak menyertakan peluruhan akibat tumbukan dengan objek masif atau karena terlempar keluar dari Tata Surya. Dengan skenario di atas, berkurangnya anggota populasi ADB semata-mata karena anggota populasinya berevolusi menjadi ADM. Skenario yang sama telah diterapkan dalam mengestimasi fluks perpindahan antarkelas ADB; Apollo menjadi Aten dan

sebaliknya Aten menjadi Apollo (Utama *et al.*, 2016).

Dari populasi sampel ADB yang tersisa di kedua model Tata Surya pada akhir integrasi, dapat dibangun kurva peluruhan. Dengan menganggap proses peluruhan yang terjadi berlangsung secara eksponensial (Gladman *et al.*, 2000; Bottke *et al.*, 2002; Morais dan Morbidelli, 2002; Dobrovolskis *et al.*, 2007) dengan bentuk fungsi:

$$y = Ae^{-Bx} \dots\dots\dots(2-3)$$

dapat diperoleh laju peluruhan fraksional yang merupakan nilai mutlak gradien garis hasil pencocokan terhadap kurva peluruhan (Bottke *et al.*, 2002). Dalam persamaan (3),  $y$  menyatakan jumlah sampel tersisa,  $A$  jumlah awal sampel populasi,  $B$  laju peluruhan fraksional, dan  $x$  adalah waktu.

Memanfaatkan model populasi keadaan tunak ADB, dapat diestimasi besarnya fluks-masuk menjadi ADM dari populasi ADB melalui:

$$F_{ADB \rightarrow ADM} = |B|N_S \dots\dots\dots(2-4)$$

dengan  $F_{ADB \rightarrow ADM}$  adalah fluks masuk menuju ADM dari populasi ADB dan  $N_S$  untuk jumlah keadaan tunak populasi ADB menurut model yang dirujuk. Jumlah keadaan tunak populasi ADM dapat diestimasi melalui informasi kala hidup sebagai ADM yang diperoleh dari simulasi dengan persamaan:

$$N_{ADM} = F_{ADB \rightarrow ADM} \times \langle L \rangle \dots\dots\dots(2-5)$$

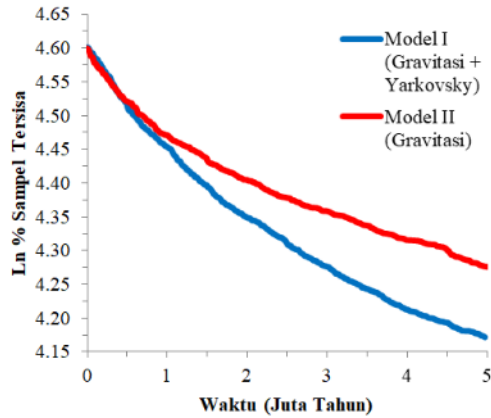
Dalam persamaan (5),  $N_{ADM}$  dan  $\langle L \rangle$  masing-masing menyatakan jumlah keadaan tunak populasi ADM dan rata-rata kala hidup sebagai ADM.

### 3 HASIL DAN PEMBAHASAN

Dari simulasi orbit sampel populasi ADB yang telah dijalankan selama  $5 \times 10^6$  tahun ke depan untuk kedua model Tata Surya, dijumpai terdapat peralihan ADB menjadi ADM.



Selama rentang waktu integrasi, terekam sebanyak 1186 ADB yang sempat beralih menjadi ADM di dalam Model I dan 946 kasus serupa di dalam Model II. Grafik peluruhan dari kedua model ditunjukkan dalam Gambar 3-1.



Gambar 3-1: Peluruhan ADB menjadi ADM untuk kedua model Tata Surya.

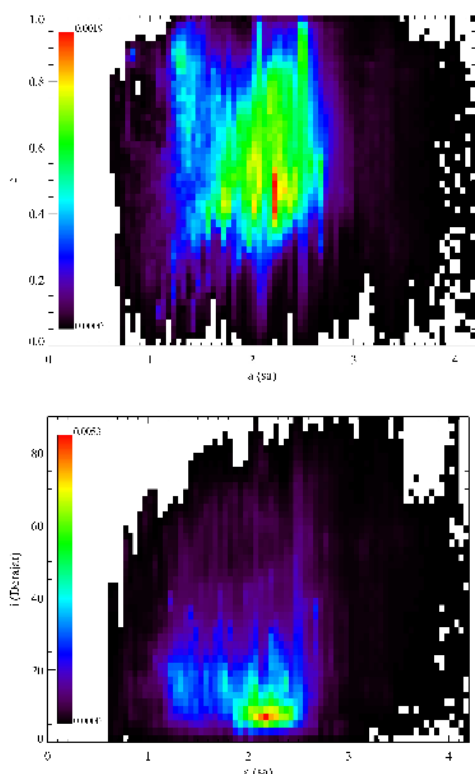
Dari Gambar 3-1 terlihat bahwa hingga tahun  $\sim 500.000$  sejak *epoch* MJD57400, peluruhan yang terjadi di kedua model relatif sama. Setelah itu, Model I meluruh dengan lebih cepat daripada Model II. Model I memiliki gradien (nilai B dalam Persamaan 3) 0,02, sedangkan untuk Model II sebesar 0,01. Nilai mutlak gradien yang diperoleh dengan metode kuadrat terkecil regresi linier menyatakan pula laju peluruhan fraksional dari kedua model. Dengan demikian, nilai laju peluruhan fraksional untuk Model I dan Model II, masing-masing bernilai 0,02 per juta tahun dan 0,01 per juta tahun.

Memanfaatkan hasil observasi 9 program survei populasi ADB terdepan selama kurun waktu dua dekade terakhir, Tricarico (2017) memprediksi terdapat  $920 \pm 10$  populasi ADB dalam keadaan tunak dengan diameter lebih besar dari 1 km (bersesuaian dengan magnitudo mutlak  $H < 17,75$ ). Nilai estimasi beserta ketidakpastian yang diperoleh di atas lebih kecil daripada prediksi yang diberikan Bottke *et al.* (2002), Harris & D'Abramo (2015),

maupun Granvik *et al.* (2018). Kecuali Bottke *et al.* (2002) yang menggunakan  $H < 18$  sebagai proksi untuk diameter rata-rata asteroid yang lebih besar dari 1 km, di dalam semua referensi yang disebutkan di atas digunakan nilai  $H < 17,75$ . Dengan mengadopsi nilai populasi ADB dalam keadaan tunak yang diberikan Tricarico (2017), menggunakan persamaan (2-4) dapat dihitung fluks-masuk menuju kawasan dekat-Matahari dari daerah dekat-Bumi untuk Model I dan Model II, yaitu masing-masing sebesar  $19 \pm 0,21$  objek per juta tahun dan  $13 \pm 0,14$  objek per juta tahun (semua untuk  $H < 17,75$ ).

Simulasi dengan dua model Tata Surya yang telah dijalankan menghasilkan rata-rata kala hidup yang relatif berbeda (meskipun masih dalam orde yang sama) selama menjalani episode sebagai ADM, yaitu masing-masing sebesar  $1,67 \times 10^5$  tahun (Model I) dan  $2,05 \times 10^5$  tahun (Model II). Dalam Model I diperoleh nilai kala hidup dalam rentang  $1 \times 10^3$  tahun– $5 \times 10^6$  tahun, sementara dalam Model II  $1 \times 10^3$  tahun– $4,967 \times 10^6$  tahun. Menurut Marchi *et al.* (2009), sebanyak  $\sim 1\%$  populasi ADB menghabiskan waktu selama  $1 \times 10^3$  tahun– $1 \times 10^6$  tahun di dalam orbit dengan  $q < 0,1$  sa.

Dalam skenario populasi keadaan tunak, waktu total yang dihabiskan suatu asteroid untuk berada di orbit tertentu (*residence times*—waktu tinggal) merupakan representasi kebolehjadian untuk menjumpai asteroid yang bersangkutan berada di orbit tersebut. Gambar 3-2 (panel atas dan bawah) dan Gambar 3-3 (panel atas dan bawah) memperlihatkan waktu tinggal sebagai ADM di orbit yang berbeda-beda, yang berarti pula sebagai distribusi orbital ADM. Kedua gambar dibangun dengan menggunakan sel-sel berukuran  $a = 0,05$  sa,  $e = 0,02$ , dan  $i = 2^\circ$  yang mencakup kawasan bagian-dalam Tata Surya dengan batasan  $a < 4,2$  sa,  $e < 1,0$  dan  $i < 90^\circ$  (Greenstreet *et al.*, 2012).

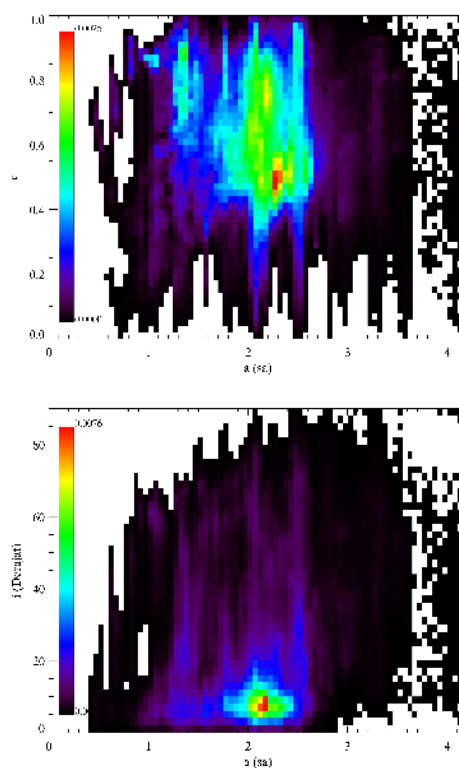


Gambar 3-2: Waktu tinggal ADM dalam Model I di pasangan sel  $(a, e)$  [panel atas] dan pasangan sel  $(a, i)$  [panel bawah].

Setiap ADM dicatat durasinya ketika menempati sel  $(a, e)$  dan  $(a, i)$ . Untuk suatu pasangan sel  $(a, e)$  dan  $(a, i)$  dimungkinkan untuk dihuni oleh sejumlah ADM dengan durasi waktu yang berbeda-beda. Untuk setiap pasang sel  $(a, e)$  dan  $(a, i)$  selanjutnya dihitung rasio durasi waktu total dari seluruh ADM yang sempat berdiam di sel tersebut terhadap waktu total yang dihabiskan semua ADM di seluruh sel. Warna merah menunjukkan sel yang ditempati ADM dalam waktu yang relatif panjang, warna hitam mengindikasikan selang waktu yang relatif singkat, dan warna putih adalah sel-sel yang tidak pernah dikunjungi oleh ADM selama waktu integrasi.

Menggunakan nilai rata-rata kala hidup yang diperoleh dari simulasi dengan kedua model Tata Surya, jumlah keadaan tunak populasi ADM diestimasi masing-masing sebesar  $3,2 \pm 0,03$  objek (Model I) dan  $2,6 \pm 0,03$  objek (Model II), semuanya untuk  $H < 17,75$ . Kedua model

Tata Surya konvergen dalam memberikan nilai estimasi jumlah keadaan tunak populasi ADM sebesar  $\sim 3$  objek.



Gambar 3-3: Waktu tinggal ADM dalam Model II di pasangan sel  $(a, e)$  [panel atas] dan pasangan sel  $(a, i)$  [panel bawah].

Menurut informasi yang tersedia di laman [https://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb\\_query.cgi](https://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb_query.cgi) hingga saat ini (per tanggal 3 Desember 2019) hanya terdapat 2 ADM yang memiliki  $q < 0,1$  sa dengan  $H < 17,75$ , yaitu objek dengan nama 137924 (2000 BD19) dan 394130 (2006 HY51). Fakta observasi ini  $\sim 0,6$  kali lebih rendah daripada nilai estimasi yang diperoleh dari Model I dan  $\sim 0,8$  kali lebih rendah dari nilai yang diberikan Model II. Dengan mengingat bahwa ketuntasan observasi untuk asteroid dengan  $H < 17,75$  baru mencapai  $\sim 90\%$  (Harris dan D’Abramo, 2015), fluktuasi kecil antara estimasi yang kami hasilkan dengan fakta observasi menjadi sangat mungkin dapat dieliminasi dalam beberapa waktu ke depan.

#### 4. KESIMPULAN

Telah berhasil diperoleh fluks-masuk menuju kawasan dekat-Matahari dari daerah dekat-Bumi menggunakan dua model Tata Surya dari komputasi numerik problem N-benda. Nilai fluks-masuk dari kedua model adalah  $19 \pm 0,21$  objek per juta tahun (Model I) dan  $13 \pm 0,14$  objek per juta tahun (Model II), semua untuk  $H < 17,75$ .

Estimasi nilai jumlah keadaan tunak populasi ADM yang bersesuaian dengan fluks-masuk di atas, masing-masing adalah  $3,2 \pm 0,03$  objek dan  $2,6 \pm 0,03$  objek. Hadirnya perbedaan antara nilai estimasi yang diperoleh dalam penelitian ini terhadap jumlah populasi ADM nyata yang telah berhasil diamati, diharapkan dapat dieliminasi dalam beberapa waktu ke depan saat ketuntasan survei populasi asteroid dengan  $H < 17,75$  berhasil dicapai.

#### UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis berterima kasih kepada *Jet Propulsion Laboratory* NASA yang telah menyediakan akses data publik bagi keperluan penelitian ini. Ucapan terima kasih disampaikan pula kepada Mitra Bestari. Penelitian ini didanai oleh Kementerian Riset, Teknologi, dan Pendidikan Tinggi Republik Indonesia dengan surat kontrak No. 171A/UN40.D/PP/2019.

#### DAFTAR RUJUKAN

- Bottke, W.F., R. Jedicke, A. Morbidelli, J.M. Petit, dan B. Gladman, 2000. *Understanding the Distribution of Near-Earth Asteroids*, Science 288(5474), 2190-2194.
- Bottke, W.F., A. Morbidelli, R. Jedicke, J.M. Petit, H.F. Levison, P. Michel, dan T.S. Metcalfe, 2002. *Debiased Orbital and Absolute Magnitude Distribution of the Near-Earth Objects*. Icarus 156(2), 399-433.
- Bottke, W.F., D. Vokrouhlický, D.P. Rubincam, dan D. Nesvorný, 2006. *The Yarkovsky and YORP Effects: Implications for Asteroid Dynamics*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 34, 157-191.
- Cloutis, E.A., P. Hudon, T. Hiroi, dan M.J. Gaffey, 2012. *Spectral Reflectance Properties of Carbonaceous Chondrites 4: Aqueously Altered and Thermally Metamorphosed Meteorites*. Icarus 220(2), 586-617.
- Dobrovolskis, A.R., J.L. Alvarillos, dan J.J. Lissauer, 2007. *Lifetimes of Small Bodies in Planetocentric (or Heliocentric) Orbits*. Icarus 188(2), 481-505.
- Emel'yanenko, V.V., 2017. *Near-sun asteroids*, Solar System Research 51(1), 59-63.
- Farinella P., dan D. Vokrouhlický, 1999. *Semimajor Axis Mobility of Asteroidal Fragments*. Science 283(5407), 1507-1510.
- Farinella, P., R. Gonczi, Ch. Froeschlé, dan C. Froeschlé, 1993. *The Injection of Asteroid Fragments into Resonances*. Icarus 101(2), 174-187.
- Farinella, P., Ch. Froeschlé, C. Froeschlé, R. Gonczi, G. Hahn, A. Morbidelli, dan G.B. Valsecchi, 1994. *Asteroids Falling into the Sun*. Nature 371, 314-317.
- Foschini, L., P. Farinella, Ch. Froeschlé, R. Gonczi, T.J. Jopek, dan P. Michel, 2000. *Long-Term Dynamics of Bright Bolides*, Astron. Astrophys. 353, 797-812.
- Gladman, B., P. Michel, dan Ch. Froeschlé, 2000. *The Near-Earth Object Population*. Icarus 146, 176-189.
- Granvik, M., A. Morbidelli, R. Jedicke, B. Bolin, W.F. Bottke, E. Beshore, D. Vokrouhlický, M. Delbò, P. Michel, 2016. *Super-Catastrophic Disruption of Asteroids at Small Perihelion Distances*. Nature 530, 303-306.
- Granvik, M., A. Morbidelli, R. Jedicke, B. Bolin, W.F. Bottke, E. Beshore, D. Vokrouhlický, D. Nesvorný, dan P. Michel, 2018. *Debiased Orbit and Absolute-Magnitude Distributions for Near-Earth Objects*. Icarus, 181-207.
- Greenstreet, S., H. Ngo, dan B. Gladman, 2012. *The Orbital Distribution of Near-Earth Objects inside Earth's Orbit*. Icarus 217, 355-366.

- Harris, A.W., dan G. D'Abramo, 2015. *The Population of Near-Earth Asteroids*. Icarus 257, 302-312.
- Hiroi, T., M.E. Zolensky, C.M. Pieters, dan M.E. Lipschutz, 1996. *Thermal Metamorphism of the C, G, B, and F Asteroids Seen from the 0.7  $\mu$ m, 3  $\mu$ m, and UV Absorption Strengths in Comparison with Carbonaceous Chondrites*. M&PS 31(3), 321-327.
- Jewitt, D., 2012. *The Active Asteroids*. The Astronomical Journal 143(3), 143-166.
- Jewitt, D., dan J. Li, 2010. *Activity in Geminid Parent (3200) Phaethon*. The Astronomical Journal 140(5), 1519-1527.
- Kozai, Y., 1962. *Secular Perturbations of Asteroids with High Inclination and Eccentricity*. The Astronomical Journal 67(9), 591-598.
- Levison, H.F., dan M.J. Duncan, 1994. *The Long-Term Dynamical Behavior of Short-Period Comets*. Icarus 108(1), 18-36.
- Marchi, S., M. Delbò, A. Morbidelli, P. Paolicchi, dan M. Lazzarin, 2009. *Heating of Near-Earth Objects and Meteoroids due to Close Approaches to the Sun*. Mon. Not. R. Astron. Soc. 400, 147-153.
- Milani, A., M. Charpino, G. Hahn, dan A.M. Nobili, 1989. *Dynamics of Planet-Crossing Asteroids: Classes of Orbital Behavior: Project SPACEGUARD*. Icarus 78(2), 212-269.
- Morais, M.H.M., dan A. Morbidelli, 2002. *The Population of Near-Earth Asteroids in Coorbital Motion with the Earth*. Icarus 160(1), 1-9.
- Rabinowitz, D.; E. Bowell, E. Shoemaker, dan K. Muinonen, 1994. *The Population of Earth Crossing Asteroids*, dalam T. Gehrel; M.S. Matthews dan A.M. Schumann (editor). Hazards due to Comets and Asteroids.
- Tricarico, P., 2017. *The Near-Earth Asteroid Population from Two Decades of Observations*. Icarus 284, 416-423.
- Utama, J.A., T. Hidayat, U. Fauzi, dan F.M. Simatupang, 2016. *Estimasi Rasio Populasi Asteroid Pelintas Orbit Bumi dari Simulasi Orbital yang Menyertakan Efek Termal*. Prosiding Seminar Sains Antariksa 2016: Bandung, 22 November 2016.

# **ESTIMASI TINGKAT KEASAMAN AIR HUJAN (pH) AKIBAT ABSORPSI GAS NO<sub>2</sub> DAN SO<sub>2</sub> (ESTIMATION OF RAINWATER ACIDITY (pH) DUE TO ABSORPTION OF NO<sub>2</sub> AND SO<sub>2</sub> GASSES)**

**Agusta Kurniawan**

Stasiun Klimatologi Mlati, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG)

e-mail: [Agusta6872@gmail.com](mailto:Agusta6872@gmail.com)

Diterima 5 April 2018; Direvisi 2 Juni 2019; Disetujui 22 Agustus 2019

## **ABSTRACT**

An estimation of the acidity (pH) of rainwater caused by the effect of NO<sub>2</sub> and SO<sub>2</sub> gases absorption has been conducted. The amount of gas dissolved in rainwater was calculated based on Henry's law. Pearson correlation coefficient (*R*) was used to compare the estimated values of acidity with the observed values. The result of the analysis shows that the estimated values of rainwater acidity (pH) due to the absorption of NO<sub>2</sub> and SO<sub>2</sub> gases was not consistent with the rainwater acidity which was directly measured. During the 24-month period of data acquisition, strong Pearson correlation values was found only in July 2011, where  $R_{[SO_2]} = 0.85$  and  $R_{[SO_2+NO_2]} = -0.85$ .

Keywords: *SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, absorption, acidity (pH), rain water, Henry's Law*

## **ABSTRAK**

Telah dilakukan perkiraan tingkat keasaman (pH) air hujan akibat pengaruh absorpsi gas [NO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub>]. Hukum Henry digunakan untuk menghitung besarnya gas yang terlarut dalam air hujan. Nilai koefisien korelasi Pearson (*R*) digunakan untuk membandingkan nilai estimasi tingkat keasaman dengan hasil observasi. Hasil analisis menunjukkan bahwa nilai estimasi tingkat keasaman (pH) air hujan akibat pengaruh absorpsi gas NO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub> tidak sesuai dengan nilai tingkat keasaman (pH) air hujan hasil pengukuran langsung. Selama 24 bulan periode akusisi data, nilai korelasi Pearson yang kuat hanya ditemukan pada bulan Juli 2011, dimana  $R_{[SO_2]} = 0,85$  dan  $R_{[SO_2+NO_2]} = -0,85$ .

Kata kunci: *SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, absorpsi, tingkat keasaman (pH), air hujan, Hukum Henry*

## **1 PENDAHULUAN**

Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang merupakan salah satu stasiun pengamatan referensi udara bersih. Secara geografis, SPAG Bukit Kototabang terletak pada 100,32 bujur timur dan 0,20 lintang selatan, dengan ketinggian 864,5 meter di atas permukaan laut. Stasiun ini terletak pada lokasi yang jauh dari pemukiman dan aktivitas manusia agar udara yang diukur benar-benar alami sehingga dapat dijadikan referensi udara bersih (Kurniawan, 2010).

Air hujan menjadi komponen pokok pada siklus hidrologi dan

memegang peranan penting dalam siklus pelarutan bahan-bahan kimia di alam. Air hujan juga berperan sebagai pencuci berbagai polutan yang ada di atmosfer, dengan cara membawa polutan tersebut dari udara ke permukaan tanah dan ke permukaan air (Kurniawan, 2010).

Penelitian mengenai emisi gas SO<sub>2</sub> dan gas NO<sub>2</sub> telah banyak dilakukan di berbagai tempat di dunia, termasuk di Indonesia.

Penelitian mengenai hubungan trilateral antara emisi SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> dengan ketidaksamaan intensitas energi, dan pertumbuhan ekonomi menggunakan persamaan data model

simultan di 139 kota di India pada periode 2001-2013 dilakukan oleh Sinha (2016). Williston *et al.* (2016) melakukan penelitian menilai resiko secara langsung dan tidak langsung pengaruh emisi SO<sub>2</sub> dan NO<sub>x</sub> terhadap ekosistem daratan dan ekosistem perairan di daerah tampungan air di Kitimat dan di Prince Rupert, British Columbia, Kanada akibat kenaikan kapasitas produksi industri gas alam cair (*liquified natural gas*, LNG). Gersen *et al.* (2014) melakukan pengukuran campuran gas H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> dalam pelarut gas CO<sub>2</sub> pada tekanan 1 – 40 bar menggunakan spektroskopi serapan pita lebar pada kisaran panjang gelombang ultraviolet-visual. Kwak *et al.* (2017) menyelidiki pengaruh intensitas hujan secara langsung dan tidak langsung terhadap konsentrasi polusi udara (PM<sub>10</sub>, SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, dan CO) berdasarkan perubahan volume kepadatan lalu lintas dan kecepatan kendaraan di Seoul menggunakan model *path analysis*. Mallik & Lal (2014) melakukan pemantauan lingkungan tentang karakteristik musiman (temporal dan spasial) dari emisi SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub> dan CO di enam kota di Dataran *Indo-Gangetic*, India (Delhi, Jodhpur, Kolkata, Durgapur, Guwahati, dan Nagpur).

Rosario & Francesco (2016) melakukan pemantauan kualitas udara di empat lokasi di kota Catania (Parco Gioeni, Piazza A. Moro, Viale Veneto, Librino) Italia berdasarkan parameter CO, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, PM<sub>10</sub> dan SO<sub>2</sub>, serta membagi data menjadi beberapa kelas interval sesuai dengan aturan Struge. Mohamad *et al.* (2015) melakukan penilaian awal identifikasi sumber-sumber polusi udara (CO, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, PM<sub>10</sub> dan SO<sub>2</sub>) di beberapa lokasi (Port Klang, Petaling Jaya, Shah Alam dan Kuala Lumpur) di Klang Valley, Malaysia, menggunakan dua metode statistik yaitu analisis variansi (ANOVA) dan *Principal Component Analysis* (PCA). Rivera *et al.* (2015) meneliti distribusi spasial dan transpor polutan NO<sub>2</sub> di dua lokasi di Tijuana

(area San Diego) menggunakan data pengamatan permukaan (*Differential Optical Absorption Spectroscopy* dan NO-NO<sub>x</sub>-NO<sub>2</sub> *TS42C Analyzer*) dan pengamatan dari citra satelit Aura (data OMI). Xiao *et al.* (2018) melakukan pemantauan polusi udara (PM<sub>10</sub>, PM<sub>2.5</sub>, SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> dan CO) untuk mengetahui karakteristik spasial dan temporalnya di Kota Chengdu, Barat daya Cina, serta untuk mengetahui hubungan polusi udara tersebut dengan parameter meteorologi (temperatur udara, tekanan udara, kelembaban udara, arah dan kecepatan angin).

Di Indonesia, Sudalma *et al.* (2015) meneliti efek emisi SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> yang berasal dari kendaraan bermotor (sumber bergerak) dan cerobong pabrik (sumber tidak bergerak) terhadap konsentrasi ion SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> dan ion NO<sub>3</sub><sup>-</sup> dalam air hujan di daerah Semarang. Syafei *et al.* (2015) melakukan penelitian analisis temporal dan spasial waktu puncak konsentrasi NO dan NO<sub>2</sub> pada pagi dan siang hari di lima lokasi di kota Surabaya (Ketabang Kali, Perak, Sukomanunggal, Gayungsari, dan Sukolilo). Noftri *et al.* (2017) meneliti kualitas udara di lima lokasi di kota Palembang (Persimpangan Charitas, Persimpangan Patal, Bundaran Mesjid Agung, Persimpangan Lemabang, dan Persimpangan Plaju) berdasarkan tiga parameter gas CO, NO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub>.

Melihat terbatasnya penelitian yang membahas mengenai pengaruh polusi udara khususnya gas SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> terhadap tingkat keasaman air hujan, maka penelitian ini lebih difokuskan pada pengukuran besarnya tingkat keasaman air hujan akibat absorpsi gas SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> serta perbandingannya dengan tingkat keasaman air hujan hasil pengukuran.

## 2 LANDASAN TEORI

### 2.1 Tingkat Keasaman (pH)

Salah satu parameter air hujan yang diukur adalah pH, yang

didenifikasikan sebagai logaritma negatif aktivitas ion hidrogen (Andrews *et al.*, 1996):

$$\text{pH} = -\log_{10} a\text{H}^+. \quad (2-1)$$

Untuk larutan encer, aktivitas ion  $\text{H}^+$  sama dengan konsentrasi ion  $\text{H}^+$ , sehingga pH air hujan dikatakan sebagai logaritma negatif konsentrasi  $\text{H}^+$  (Andrews *et al.*, 1996):

$$\text{pH} = -\log_{10} \text{H}^+. \quad (2-2)$$

## 2.2 Kelarutan Gas dalam Air

Kelarutan gas dalam larutan berair dinyatakan dengan konstanta Hukum Henry atau biasa dikenal dengan konstanta Henry. Besarnya konstanta Henry dirumuskan sebagai berikut (Miroslav & Vladimír, 1999):

$$K_H = \frac{[\text{Gas}](\text{aq})}{P_{\text{Gas}}}, \quad (2-3)$$

$$P_{\text{Gas}} = X P_{\text{tot}}, \quad (2-4)$$

dengan  $K_H$  menyatakan konstanta Henry pada keadaan standar (suhu  $25^\circ\text{C} = 293,15\text{ K}$ ),  $[\text{Gas}](\text{aq})$  menyatakan konsentrasi gas dalam Molar,  $P_{\text{Gas}}$  menyatakan tekanan parsial gas dalam atm,  $X$  menyatakan fraksi mol gas dalam %, sedangkan  $P_{\text{tot}}$  menyatakan tekanan total gas atau tekanan udara sekitar.

Hasil percobaan menunjukkan bahwa temperatur berpengaruh terhadap besarnya kelarutan suatu gas, sesuai dengan formula berikut (Sander, 1999):

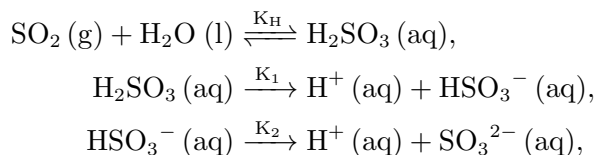
$$K_{H,1} = K_H \exp \left[ -\frac{\Delta H_{\text{pelarutan}}}{R} \times \left( \frac{1}{T_1} - \frac{1}{T} \right) \right], \quad (2-5)$$

dengan  $K_{H,1}$  menyatakan konstanta Henry pada temperatur  $T_1$  (dalam Kelvin),  $\Delta H_{\text{pelarutan}}$  menyatakan entalpi pelarutan,  $T$  menyatakan temperatur standar (293,15 K).

## 2.3 Pengaruh Absorpsi Gas SO<sub>2</sub>

Terdapat sulfurdioksida ( $\text{SO}_2$ ) dalam kadar kecil di atmosfer, tetapi

memiliki konstanta disosiasi dan kelarutan dalam air yang besar (Miroslav & Vladimír, 1999) mengikuti persamaan kesetimbangan berikut:



dengan konstanta Henry:

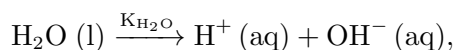
$$K_H = \frac{[\text{H}_2\text{SO}_3]}{P_{\text{SO}_2}}, \quad (2-6)$$

dan konstanta disosiasi

$$K_1 = \frac{[\text{H}^+] \times [\text{HSO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{SO}_3]}, \quad (2-7)$$

$$K_2 = \frac{[\text{H}^+] \times [\text{SO}_3^{2-}]}{[\text{HSO}_3^-]}. \quad (2-8)$$

Selain itu, air sendiri mengalami reaksi disosiasi:



dengan konstanta disosiasi

$$K_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{[\text{H}^+] \times [\text{OH}^-]}{[\text{H}_2\text{O}]}. \quad (2-9)$$

Dari semua reaksi tersebut terjadi keseimbangan muatan karena larutan bersifat netral dan berlaku hubungan

$$[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] + [\text{HSO}_3^-] + [\text{SO}_3^{2-}]. \quad (2-10)$$

Karena larutan bersifat asam, maka konsentrasi ion hidroksi  $[\text{OH}^-]$  dapat dieliminasi mengingat  $[\text{H}^+] \ll [\text{OH}^-]$ . Kemudian, dapat dipertimbangkan bahwa konsentrasi ion sulfat  $[\text{SO}_3^{2-}]$  jauh lebih kecil dibandingkan dengan ion bisulfat  $[\text{HSO}_3^-]$ , karena nilai  $K_2 \ll K_1$ , maka konsentrasi ion sulfat dapat dihilangkan. Dengan menghilangkan komponen ion hidroksi  $[\text{OH}^-]$  dan ion sulfat  $[\text{SO}_3^{2-}]$ , maka diperoleh:

$$[\text{H}^+] = [\text{HSO}_3^-]. \quad (2-11)$$

Oleh karena itu,  $K_1$  pada Persamaan 2-7 dapat dinyatakan

sebagai:

$$K_1 = \frac{[H^+]^2}{[H_2SO_3]},$$

$$[H^+] = \sqrt{K_1 \times [H_2SO_3]}. \quad (2-12)$$

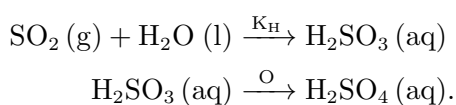
Besarnya konsentrasi  $[H_2SO_3]$  dapat dicari berdasarkan nilai konstanta Henry dengan persamaan:

$$[H_2SO_3] = K_H \times P_{SO_2}. \quad (2-13)$$

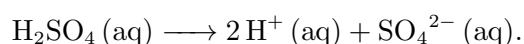
Kemudian, konsentrasi  $[H^+]$  dapat dicari dengan memasukkan Persamaan 2-13 ke dalam Persamaan 2-12 sehingga didapatkan:

$$[H^+] = \sqrt{K_1 \times K_H \times P_{SO_2}}. \quad (2-14)$$

Apabila gas  $SO_2$  mengalami oksidasi sempurna maka seluruh asam sulfit ( $H_2SO_3$ ) yang tergolong sebagai asam lemah akan berubah menjadi asam sulfat ( $H_2SO_4$ ) yang merupakan asam kuat.



Asam sulfat di dalam air akan terdisosiasi membentuk dua proton  $H^+$  sesuai dengan reaksi berikut (Miroslav & Vladimir, 1999):



sehingga konsentrasi proton sama dengan dua kali konsentrasi asam sulfat.

$$[H^+]^1 = 2 \times [H_2SO_4] = 2[H_2SO_3],$$

$$= 2[H^+]. \quad (2-15)$$

Konsentrasi  $H^+$  akibat gas  $SO_2$  yang larut menjadi asam sulfat, dihitung dengan persamaan:

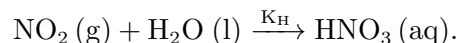
$$[H^+]_1 = \sqrt{K_1 \times K_H \times P_{SO_2}}. \quad (2-16)$$

Terakhir, tingkat keasaman (pH) air hujan akibat gas  $SO_2$  yang larut menjadi asam sulfat adalah:

$$pH = -0,5 \log_{10} (K_1 \times K_H \times P_{SO_2}). \quad (2-17)$$

## 2.4 Pengaruh Absorpsi Gas $NO_2$

Pengaruh absorpsi gas  $NO_2$  di atmosfer terhadap pH air hujan secara kimia adalah sebagai berikut:

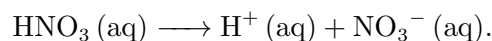


$NO_2$  sedikit larut dalam air. Konstanta Henry untuk pelarutan gas  $NO_2$  dalam air adalah  $1,0 \times 10^{-2}$  mol/atm (Miroslav & Vladimir, 1999).

$$K_H = \frac{[HNO_3]}{P_{NO_2}},$$

$$[HNO_3] = K_H \times P_{NO_2}. \quad (2-18)$$

Asam nitrat ( $HNO_3$ ) tergolong asam kuat dan di dalam air akan terdisosiasi membentuk satu proton  $H^+$ , sesuai dengan reaksi:



Sehingga konsentrasi proton sama dengan konsentrasi asam nitrat. Konsentrasi proton dapat dicari dengan persamaan:

$$[H^+] = [HNO_3] = K_H \times P_{NO_2} \quad (2-19)$$

Tingkat keasaman (pH) air hujan akibat gas  $NO_2$  yang larut menjadi asam nitrat diperoleh dengan persamaan:

$$pH = -\log_{10} (K_H \times P_{NO_2}). \quad (2-20)$$

## 3 METODOLOGI

### 3.1 Lokasi dan Data

Lokasi penelitian dilakukan di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang, Sumatera Barat. Periode data yang digunakan dalam penelitian ini adalah 24 bulan, mulai Januari 2011 sampai Desember 2012.

Data jumlah hari hujan bulanan dan curah hujan bulanan didapatkan dari penakar hujan observasi (OBS), sementara data tekanan dan temperatur dari MAWS Vaisala. Selama 24 bulan, hari hujan bervariasi dari 7 hari (Juli 2011) sampai 25 hari (September 2011, November 2011 dan November 2012).





Gambar 3-1: pH meter INOLAB pH Level 1 (atas) dan *Ultrapure Water System* (bawah).

### 3.2 Pengukuran Curah Hujan dan Tingkat Keasaman Air Hujan

Sampel air hujan diambil satu hari sekali menggunakan penakar hujan Observasi (Obs). Pengukuran pH dilakukan dengan menggunakan alat pH meter INOLAB pH Level 1 (Gambar 3-1). Pengukuran pH air hujan dilakukan dengan cara mencelupkan elektroda pH meter ke dalam sampel, nilai pH akan terbaca pada display alat. Pengukuran curah hujan menggunakan gelas ukur 25 mm sesuai standar Badan Meteorologi Klimatologi Geofisika (untuk corong 100 cm<sup>2</sup>).

Untuk menjaga kualitas data hasil pengukuran, minimal seminggu sekali sebelum pengukuran pH instrumen dikalibrasi dengan larutan *buffer* pH 4,0 dan pH 7,0, tanpa ada pengaturan suhu larutan. Kalibrasi instrumen pH meter INOLAB pH Level 1 dilakukan secara otomatis. Larutan *buffer* pH

7,0 dimasukkan ke dalam gelas piala, lalu dicatat pH dan tegangannya (mV), kemudian hal yang sama juga dilakukan untuk larutan *buffer* pH 4,0.

Penggunaan akuades sebagai bahan pelarut dan pencuci alat-alat gelas dikontrol secara ketat. Untuk menjaga kebersihan dan menghindari kontaminasi dari alat-alat, akuades yang digunakan merupakan hasil pemrosesan *Ultrapure Water System* dengan konduktivitas yang dijaga maksimum sampai 0,055 S/cm, sehingga kontaminasi menjadi sangat minimal (SG Wasseraufbereitung und Regenerierstation GmbH, 2005).

### 3.3 Pengukuran Konsentrasi Gas

Ada dua jenis gas yang diukur konsentrasinya dalam keadaan kering, yaitu gas NO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub>. *Mixing ratio* dinyatakan dalam *part permillion volume* (ppmv) atau *part perbillion volume* (ppbv).

Data gas SO<sub>2</sub> merupakan data rata-rata 5 menitan yang kemudian diolah menjadi agregat harian. Data mentah diambil dari instrumen *TS43i-Trace Level Enhance* menggunakan *software* IPORT dengan kabel RS232. Metode pengukuran yang digunakan instrumen ini adalah *UV Fluorescence*. Instrumen ini juga sudah dilengkapi dengan sistem kalibrasi *Dynamic Gas Calibrator TS146i* dan *Zero Air Supply TS111*



Gambar 3-2: NO-NO<sub>2</sub>-NO<sub>x</sub> Analyzer TS42iTL (kiri atas), SO<sub>2</sub> Analyzer TS43i-TLE (kanan atas), *Dynamic Gas Calibrator TS146i* (kiri bawah), dan *Zero Air Supply TS111* (kanan bawah).



Gambar 3-3: *Meteorological Automatic Weather Station (MAWS) Vaisala* di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

TS111 serta gas standar  $\text{SO}_2$  (Gambar 3-2).

Data gas  $\text{NO}_2$  juga merupakan data rata-rata 5 menit yang kemudian diolah menjadi agregat harian. Data mentah dari instrumen *TS42i-Trace Level* diperoleh dengan cara yang sama dengan sebelumnya. Metode pengukuran yang digunakan adalah *Chemiluminescence*. Instrumen ini juga sudah dilengkapi dengan sistem kalibrasi serta gas standar  $\text{NO}_2$  (Gambar 3-2).

### 3.4 Kondisi Udara Ambien

Kondisi udara ambien berupa tekanan dan temperatur diperoleh dari data MAWS Vaisala (Gambar 3-3) dengan resolusi 1 menit yang kemudian diolah menjadi agregat data harian.

### 3.5 Skema Penelitian

Pada penelitian ini diasumsikan semua gas ( $\text{NO}_2$  dan  $\text{SO}_2$ ) larut sempurna dalam air hujan menjadi asam sulfat ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) dan asam nitrat ( $\text{HNO}_3$ ).

Besarnya pH air hujan hasil perhitungan (estimasi) akan dibandingkan dengan pH air hujan hasil pengukuran langsung. Korelasi Pearson digunakan untuk menilai kesesuaian besarnya pH air hujan hasil estimasi terhadap hasil pengukuran.

## 4 HASIL DAN PEMBAHASAN

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data rata-rata/agregat harian. Pengolahan data dilakukan dengan mengasumsikan bahwa semua gas terlarut ke dalam air hujan sesuai dengan Hukum Henry dan menjadi tekanan parsial gas. Data *mixing ratio* gas dalam ppb/ppm harus diubah terlebih dahulu menjadi fraksi mol dalam persen. Nilai tekanan parsial masing-masing gas diperoleh dengan mengalikan fraksi mol gas dengan tekanan udara saat itu.

Data tekanan udara diperoleh dari MAWS Vaisala dan dibuat menjadi data agregat harian. Fase gas diubah menjadi fase larutan dengan menggunakan Hukum Henry, sehingga diperoleh konsentrasi ion hidrogen dalam larutan.

Data pengukuran pH air hujan diperoleh dari INOLAB pH level 1 dengan sampel air hujan yang berasal dari penakar hujan observasi. Instrumen pH meter INOLAB pH Level 1 masih berfungsi dengan baik jika gradien mV/pH berada dalam kisaran  $-60,5$  sampai  $-58,0$ . Selama proses kalibrasi gradien mV/pH selalu terbaca dalam kisaran tersebut, dan dari kalibrasi terakhir nilai gradien mV/pH diperoleh sebesar  $-59,0$ .

Jumlah hari pengukuran pH selama periode penelitian tidak selalu sama dengan jumlah hari hujan. Seperti misalnya pada bulan Januari 2011, terdapat 17 hari hujan, namun hanya 11 hari yang dapat diukur tingkat keasamannya (pH). Hal ini karena adakalanya curah hujan yang terjadi sangat sedikit (tidak terukur) sehingga tidak cukup membuat elektroda pH

TABEL 4-1: KETERSEDIAAN DATA HARIAN SELAMA 24 BULAN, DARI JANUARI 2011 HINGGA DESEMBER 2012. KOLOM PALING KANAN BERISIKAN RATA-RATA CURAH HUJAN DALAM MM.

Bulan	P	T	Hari Hujan	pH	[SO <sub>2</sub> ]	[NO <sub>2</sub> ]	Curah Hujan
Jan 11	31	31	17	11	31	13	138,4
Feb 11	28	28	13	12	28	18	136,5
Mar 11	31	31	21	20	31	13	199,9
Apr 11	30	30	16	15	30	16	326,3
Mei 11	31	31	12	12	31	29	238,8
Jun 11	30	30	11	8	30	28	71,0
Jul 11	31	31	7	5	31	31	64,5
Ags 11	31	31	15	10	31	31	271,4
Sep 11	30	30	25	19	30	30	361,0
Okt 11	30	30	16	15	31	31	256,0
Nov 11	30	30	25	23	30	30	578,8
Des 11	31	30	16	10	28	31	358,2
Jan 12	31	28	9	9	31	31	85,1
Feb 12	29	28	19	20	29	29	344,6
Mar 12	31	29	19	12	31	31	180,1
Apr 12	30	30	19	18	30	30	252,6
Mei 12	31	31	10	9	31	31	108,9
Jun 12	30	30	14	14	30	30	241,3
Jul 12	31	31	12	12	31	30	177,4
Ags 12	29	29	15	13	31	30	318,4
Sep 12	30	21	11	11	30	30	92,3
Okt 12	31	29	15	15	31	31	601,5
Nov 12	30	20	25	25	30	29	480,1
Des 12	31	31	21	21	31	31	336,4

tercelup.

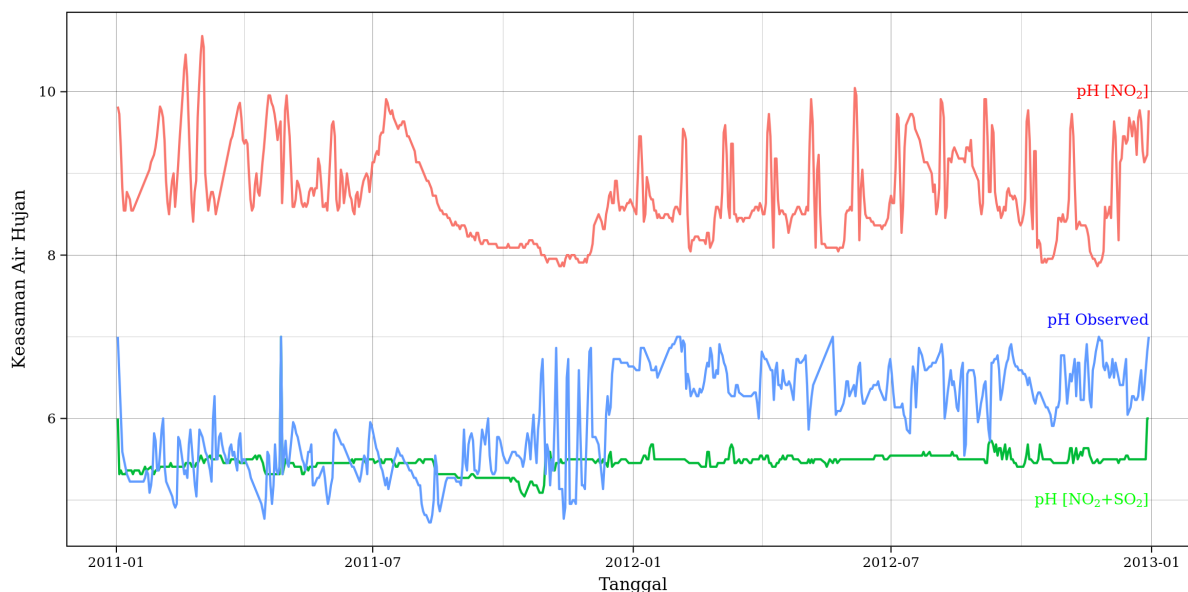
Ketersediaan data temperatur dan data tekanan, yang berasal dari MAWS Vaisala, hampir mendekati 100%, yang berarti jumlah hari pada bulan itu sama dengan dengan jumlah hari banyaknya data. Kehilangan data selama 1 hari biasanya disebabkan kesalahan teknis, misalnya data logger penuh, listrik mati, atau baterai kehabisan tegangan.

Gambar 4-1 menyajikan plot deret waktu dari tingkat keasaman yang terukur serta tingkat keasaman yang diestimasi berdasarkan skema absorpsi NO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> + SO<sub>2</sub>.

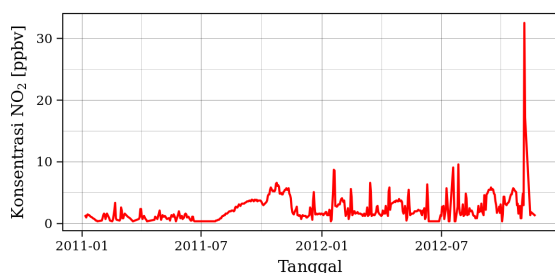
#### 4.1 Perbandingan pH Air Hujan Hasil Pengukuran dan Estimasi Berdasarkan Skema Absorpsi NO<sub>2</sub>

Selama periode pengukuran data dari 1 Januari 2011 sampai 31 Desember 2012, konsentrasi gas NO<sub>2</sub> harian di Bukit Kototabang sangat kecil dengan rata-rata harian 1,30 ppbv, minimum 0,01 ppbv dan maksimum 22,72 ppbv (lihat Gambar 4-2).

Konsentrasi gas NO<sub>2</sub> yang sangat rendah didukung dengan konstanta pelarutan gas NO<sub>2</sub> yang sangat kecil menghasilkan konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] yang juga sangat kecil atau di bawah konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] akibat disosiasi

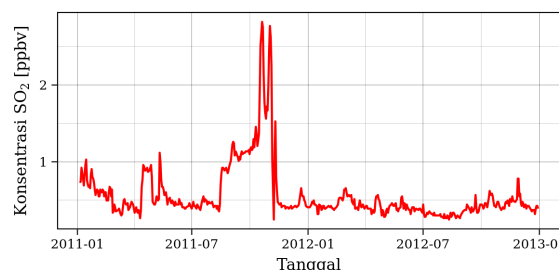


Gambar 4-1: Tingkat keasaman (pH) air hujan harian hasil pengukuran langsung (*Observed*) dan hasil estimasi berdasarkan skema absorpsi gas NO<sub>2</sub>, skema absorpsi campuran gas NO<sub>2</sub> dengan SO<sub>2</sub> di Stasiun Pemantau Atmosfer Global periode dari 1 Januari 2011 sampai 31 Desember 2012.



Gambar 4-2: Konsentrasi harian gas NO<sub>2</sub> (dinyatakan dalam ppbv) di Stasiun Pemantau Atmosfer Global periode dari 1 Januari 2011 sampai 31 Desember 2012.

di Bukit Kototabang rendah dengan rata-rata harian 0,57 ppbv, minimum 0,28 ppbv dan maksimum 2,82 ppbv (lihat Gambar 4-3).



Gambar 4-3: Konsentrasi harian gas SO<sub>2</sub> (dinyatakan dalam ppbv) di Stasiun Pemantau Atmosfer Global periode dari 1 Januari 2011 sampai 31 Desember 2012.

air (peruraian H<sub>2</sub>O menjadi H<sup>+</sup> dan OH<sup>-</sup>).

Karena [H<sup>+</sup>]<sub>NO<sub>2</sub></sub> jauh lebih kecil daripada [H<sup>+</sup>]<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, maka tingkat keasaman (pH) air hujan akibat absorpsi gas NO<sub>2</sub> dari hasil perhitungan selalu berada di atas 7, lebih besar daripada pH air hujan hasil pengukuran.

#### 4.2 Perbandingan pH Air Hujan Hasil Pengukuran dan Estimasi Berdasarkan Skema Absorpsi SO<sub>2</sub>

Selama periode pengukuran data dari 1 Januari 2011 sampai 31 Desember 2012, konsentrasi gas SO<sub>2</sub> harian

Berbeda dengan gas NO<sub>2</sub>, gas SO<sub>2</sub> memiliki konstanta pelarutan dalam air yang besar, sehingga menghasilkan konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] lebih besar daripada konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] akibat disosiasi air.

Karena [H<sup>+</sup>]<sub>SO<sub>2</sub></sub> lebih besar dibandingkan [H<sup>+</sup>]<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, tingkat keasaman air hujan akibat absorpsi gas SO<sub>2</sub> hasil perhitungan selalu berada di bawah 7 (pH akibat disosiasi air). Tingkat

keasaman (pH) air hujan akibat absorpsi gas SO<sub>2</sub> hasil perhitungan ini bervariasi lebih besar atau lebih kecil dibandingkan tingkat keasaman (pH) hasil pengukuran air hujan, tergantung konsentrasi gas SO<sub>2</sub> hariannya.

#### 4.3 Perbandingan pH Air Hujan Hasil Pengukuran dan Estimasi Berdasarkan Skema Absorpsi NO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub>

Karena gas SO<sub>2</sub> memiliki konstanta pelarutan gas dalam air yang jauh lebih besar daripada gas NO<sub>2</sub>, konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] yang dihasilkan campuran gas NO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub> dapat dikatakan sama dengan konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] yang dihasilkan oleh gas SO<sub>2</sub> saja. Konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] campuran ini masih lebih besar daripada konsentrasi proton [H<sup>+</sup>] akibat disosiasi air.

$$[H^+]_{NO_2+SO_2} \simeq [H^+]_{SO_2} > [H^+]_{H_2O} > [H^+]_{NO_2}$$

Tingkat keasaman air hujan dari hasil perhitungan akibat absorpsi campuran kedua gas tidak jauh berbeda dengan nilai pH akibat absorpsi campuran gas SO<sub>2</sub> saja, namun lebih besar dari 7 (pH akibat disosiasi air). Nilai ini juga lebih besar daripada tingkat keasaman air hujan akibat absorpsi gas NO<sub>2</sub>. Tingkat keasaman air hujan akibat absorpsi campuran gas SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> bervariasi lebih besar atau lebih kecil dibandingkan tingkat keasaman (pH) hasil pengukuran, yang dipengaruhi oleh konsentrasi gas hariannya.

#### 4.4 Evaluasi Hasil Estimasi

Untuk melihat pengaruh gas SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> terhadap tingkat keasaman air hujan pengukuran digunakan nilai korelasi Pearson (*R*) antara nilai pH perhitungan dengan pH pengukuran. Penilaian kesesuaian didasarkan pada nilai *R* tersebut, semakin linier ( $|R| \simeq 1$ ), berarti nilai pH perhitungan mendekati pH pengukuran.

Hasil perhitungan nilai korelasi antara tingkat keasaman air hujan

TABEL 4-2: NILAI KOEFISIEN KORELASI PEARSON (*R*) ANTARA PH AIR HUJAN HASIL PENGUKURAN LANGSUNG DAN HASIL ESTIMASI BERDASARKAN TIGA SKEMA ABSORPSI BERBEDA.

Bulan	Koefisien Korelasi ( <i>R</i> )		
	[NO <sub>2</sub> ]	[SO <sub>2</sub> ]	[SO <sub>2</sub> + NO <sub>2</sub> ]
Jan 11	-0,22	0,58	-0,58
Feb 11	-0,30	0,17	0,17
Mar 11	-0,16	0,00	0,00
Apr 11	-0,06	0,16	-0,16
Mei 11	0,08	0,14	0,14
Jun 11	-0,55	0,11	0,11
Jul 11	-0,64	0,85	-0,85
Ags 11	-0,38	0,52	-0,52
Sep 11	-0,19	0,38	0,38
Okt 11	-0,35	0,45	-0,45
Nov 11	0,24	0,07	-0,07
Des 11	0,03	0,30	-0,30
Jan 12	0,08	0,42	-0,42
Feb 12	0,36	0,40	0,40
Mar 12	0,31	0,20	-0,20
Apr 12	0,47	0,29	0,29
Mei 12	0,00	0,27	-0,27
Jun 12	-0,38	0,08	0,08
Jul 12	0,18	0,63	0,63
Ags 12	-0,29	0,06	0,06
Sep 12	-0,11	0,44	-0,44
Okt 12	0,48	0,17	-0,17
Nov 12	-0,15	0,08	-0,08
Des 12	-0,03	0,33	-0,33

hasil perhitungan yang dibandingkan dengan tingkat keasaman hasil pengukuran ditunjukkan pada Tabel 4-2. Berdasarkan tabel tersebut, diperoleh bahwa secara umum nilai korelasi pH air hujan selama periode pengukuran adalah rendah. Korelasi yang kuat hanya diperoleh satu kali, yaitu pada bulan Juli 2011, di mana  $R = 0.85$  atau  $R = -0.85$ . Nilai korelasi Pearson yang tinggi ini kemungkinan disebabkan oleh rendahnya curah hujan bulanan pada bulan Juli 2011 dibandingkan dengan bulan lain selama periode penelitian.

Selain itu, jumlah hari hujan pada bulan tersebut juga merupakan yang paling sedikit selama Januari 2011 sampai Desember 2012.

Bukit Kototabang yang menjadi lokasi penelitian merupakan daerah yang masih bersih dari polusi, ditunjukkan dengan konsentrasi gas SO<sub>2</sub> dan konsentrasi NO<sub>2</sub> harian yang kecil, yang berada dalam orde ppbv. Hal ini membuat proton [H<sup>+</sup>] terlarut dalam air yang dihasilkan oleh absorpsi gas SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> juga sangat kecil, sehingga pH yang dihasilkan tidak sesuai dengan pH air hujan pengukuran. Ini menunjukkan tingkat keasaman air hujan di Bukit Kototabang tidak hanya dipengaruhi oleh konsentrasi gas SO<sub>2</sub> atau NO<sub>2</sub> saja, yang membentuk asam-asam kuat seperti asam sulfat (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) dan asam nitrat (HNO<sub>3</sub>), namun masih ada komponen lain seperti gas karbondioksida (CO<sub>2</sub>), garam asam dan garam basa, serta asam-asam lemah dan basa-basa lemah yang perlu diperhitungkan untuk menentukan konsentrasi proton [H<sup>+</sup>].

## 5 KESIMPULAN

Tingkat keasaman (pH) air hujan dari hasil perhitungan akibat absorpsi gas SO<sub>2</sub> dan NO<sub>2</sub> tidak sesuai dengan tingkat keasaman (pH) air hujan hasil pengukuran. Hal ini ditunjukkan oleh nilai korelasi yang rendah antara hasil perhitungan dengan hasil pengukuran selama periode penelitian. Korelasi yang tinggi hanya tercatat pada bulan Juli 2011, yakni dengan koefisien korelasi  $R_{[SO_2]} = 0,85$  dan  $R_{[SO_2+NO_2]} = -0,85$ .

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis berterima kasih atas masukan konstruktif dari mitra bestari.

## DAFTAR RUJUKAN

Andrews, J. E., Brimblecombe, P., Jickells, T. D., & Liss, P. S. (1996). *An Introduction to Environmental Chemistry*. London: Blackwell Sciences.

Gersen, S., Essen, M. V., Visser, P., Ahmad,

M., Mokhov, A., Sepman, A., Alberts, R., Douma, A., & Levinsky, H. (2014). Detection of H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub> and NO<sub>2</sub> in CO at pressures ranging from 1-40 bar by using broadband absorption spectroscopy in the uv/vis range. *Energy Procedia*, 63, 2570.

Kurniawan, A. (2010). Verifikasi data hasil pengukuran dari rain water sampler (rws) dengan penakar hujan observasi (obs), di SPAG Bukit Kototabang bulan maret 2010. *Buletin Megasains*.

Kwak, H. Y., Ko, J., Lee, S., & Joh, C. H. (2017). Identifying the correlation between rainfall, traffic flow performance and air pollution concentration in Seoul using a path analysis. *Transportation Research Procedia*, 25, 3552.

Mallik, C. & Lal, S. (2014). Seasonal characteristics of SO<sub>2</sub>, NO, and CO emissions in and around the Indo-Gangetic plain. *Environmental Monitoring and Assessment*, 186, 1295.

Miroslav, R. & Vladimir, B. N. (1999). *Practical Environmental Analysis*. Cambridge: The Royal Society of Chemistry.

Mohamad, N. D., Ash'aari, Z. H., & Othman, M. (2015). Preliminary assessment of air pollutant sources identification at selected monitoring stations in Klang Valley, Malaysia. *Procedia Environmental Sciences*, 30, 121.

Nofri, S., Faizal, M., & Mohadi, R. (2017). Air quality analysis of SO<sub>2</sub>, NO and CO in Palembang City. *Indonesian Journal of Fundamental and Applied Chemistry*, 2, 58.

Rivera, C., Stremme, W., Barrera, H., Fliedrich, M. M., Grutter, M., Yee, J. G., Jardon, R. T., & Suarez, L. G. R. (2015). Spatial distribution and transport patterns of no<sub>2</sub> in the Tijuana San Diego area. *Atmospheric Pollution Research*, 6, 230-238.

Rosario, L. & Francesco, S. P. (2016). Analysis and characterization of the predominant pollutants in the Catania's air quality monitoring stations. *Energy Procedia*, 101, 337.

Sander, R. (1999). Compilation of henry's law constants for inorganic and organic species of potential importance in environmental chemistry. Technical report, Air Chemistry Department, Max-Planck Institute of Chemistry, Germany.

SG Wasseraufbereitung und Regenerierstation GmbH (2005). Operator's manual ultra-pure water system ultra clear. Technical report, SG Wasseraufbereitung und Regenerierstation GmbH.

Sinha, A. (2016). Trilateral association between SO<sub>2</sub>/NO<sub>2</sub> emission, inequality in energy intensity, and economic growth: A case

- of Indian cities. *Atmospheric Pollution Research*, 7, 647.
- Sudalma, S., Purwanto, P., & Santoso, L. W. (2015). The effect of SO<sub>2</sub> and NO from transportation and stationary emissions sources to SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and NO<sub>3</sub><sup>-</sup> in rain water in Semarang. *Procedia Environmental Sciences*, 23, 247.
- Syafei, A. D., Fujiwara, A., & Zhang, J. (2015). Temporal and spatial analysis of peak-concentration time for NO and NO<sub>2</sub> in morning and evening events: a case study of Surabaya City. *Procedia Environmental Sciences*, 28, 509.
- Williston, P., Aherne, J., Watmough, S., Marmorek, D., Hall, A., Bueno, P. C., Murray, C., Henolson, A., & Laurence, J. A. (2016). Critical levels and loads and the regulation of industrial emissions in northwest British Columbia, Canada. *Atmospheric Environment*, 146, 311.
- Xiao, K., Wang, Y., Wu, G., Fu, B., & Zhu, Y. (2018). Spatiotemporal characteristics of air pollutants (*pm*<sub>10</sub>, *pm*<sub>2.5</sub>, SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, and CO) in the inland basin city of Chengdu, Southwest China. *Atmosphere*, 9, 74.





# **POLA LAMA PENYINARAN MATAHARI DALAM 20 TAHUN PENGAMATAN DI SUMEDANG (SUNSHINE DURATION PATTERN DURING 20 YEARS OBSERVATION AT SUMEDANG)**

**Salpul Hamdi\*, Sumaryati**  
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer  
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional  
\*e-mail: saipulh@yahoo.com

Diterima 22 Februari 2019; Direvisi 20 Mei 2020; Disetujui 2 Juni 2020

## **ABSTRACT**

Sunshine duration pattern in 20 years long term observation at BPAA (Station for Space and Atmosphere Observation) LAPAN Sumedang (6.91° S and 107.84° E, 864 m asl) has been analyzed. Measurement of sunshine duration using Campbell Stokes has been done since 1997, which recorded 5,899 days-data. These data were analysed by statistics method. Duration of sunshine data were classified into four groups based on the season, while their distribution of frequency were also calculated. In general, sunshine duration increased mainly in dry season (JJA) during this 20 years observation. The *El Nino* phenomenon has an impact on increasing the sunshine duration in DJF months, while *La Nina* effect is on reduction of the sunshine duration in SON months. On the other hand, increasing of solar activity has contributed to reduction of sunshine duration in DJF months. In wet season (DJF), the most frequent sunshine duration was 0-1 hours/day, while in dry season (JJA) it could reach 9 hours/day.

Keywords: *sunshine duration, classification, statistics*

## **ABSTRAK**

Pola lama penyinaran matahari (LPM) dalam kurun waktu pengamatan 20 tahun di BPAA (Balai Pengamatan Antariksa dan Atmosfer) LAPAN Sumedang (6,91° LS dan 107, 84° BT, 864 m dpl) telah dianalisis. Pengukuran LPM menggunakan *Campbell Stokes* dilakukan sejak tahun 1997. Dari pengukuran ini diperoleh jumlah hari data sebanyak 5.899. Pengolahan data dilakukan dengan menggunakan metode statistika. LPM dikelompokkan menjadi 4 kelompok berdasarkan musim dan dihitung frekuensi distribusinya. Secara umum, terjadi peningkatan LPM terutama pada musim JJA dalam 20 tahun pengamatan. Fenomena *El Nino* berdampak pada peningkatan lama penyinaran pada bulan DJF, sedangkan *La Nina* berdampak pada penurunan lama penyinaran pada bulan SON. Di sisi lain, kenaikan aktivitas matahari justru berpengaruh pada penurunan lama penyinaran pada bulan DJF. Pada musim basah (DJF) LPM paling sering adalah 0-1 jam/hari, sedangkan pada musim kering (JJA) LPM mencapai 9 jam/hari.

Kata kunci: *lama penyinaran matahari, klasifikasi, statistika*

## **1 PENDAHULUAN**

Ketika memasuki atmosfer bumi, sinar matahari mengalami interaksi dengan senyawa-senyawa penyusun atmosfer bumi misalnya ozon, uap air, karbondioksida, dan debu, sehingga insolasinya berkurang. Interaksi tersebut meliputi penyerapan dan

hamburan. Beberapa penelitian telah menyatakan bahwa sinar matahari yang memasuki atmosfer bumi akan mengalami penyerapan hingga 30 W/m<sup>2</sup> (Cess *et al.*, 1995, 1996; Arking *et al.*, 1996; Barker dan Li, 1997). Penyerapan paling kuat oleh atmosfer bumi adalah pada panjang gelombang mendekati 940

nm dan dapat dikaitkan dengan konstanta keseimbangan atau energi ikatan H<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O dan fungsi partisi molekul H<sub>2</sub>O dan (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub> (Hill & Jones, 2000). Seiring dengan berubahnya komposisi senyawa-senyawa penyusun atmosfer maka penyerapan total radiasi matahari juga akan berubah. Perubahan tersebut cenderung menyebabkan penyerapan radiasi matahari semakin banyak, selain itu radiasi matahari yang dihamburkan oleh debu juga semakin banyak.

Insolasi adalah radiasi matahari yang tiba di permukaan bumi tiap satuan waktu dan luas, atau dikenal juga sebagai radiasi global (Tjasyono, 2004). Lama penyinaran matahari (LPM) didefinisikan sebagai waktu ketika kekuatan insolasi melebihi 120 W/m<sup>2</sup> (WMO, 2008). LPM dihitung dalam satuan jam/hari. Durasi LPM dipengaruhi oleh lamanya matahari menyinari bumi dalam periode satu hari yang disebut juga sebagai panjang siang, atau lamanya matahari berada pada horizon. Semakin jauh letak tempat dari garis ekuator maka variasi LPM akan semakin besar (Lakitan, 1994). Hal ini berkaitan dengan gerak semu matahari ketika mengelilingi bumi dan berpengaruh pada variasi panjang siang dan malam. Pada umumnya semakin panjang siang hari, durasi LPM juga akan semakin tinggi. Faktor penting yang mempengaruhi LPM adalah awan yang berperan menghalangi radiasi matahari sampai ke permukaan bumi. Hal lain yang mempengaruhi LPM adalah faktor topografi dan meteorologi.

LPM pada suatu tempat bergantung pada topografi dan keadaan meteorologi misalnya kebeningan atmosfer, kandungan uap air di atmosfer, suhu udara, tekanan, kelembapan, arah angin, dan lain-lain (Khalil & Fathy, 2008). Selain dipengaruhi oleh keadaan atmosfer, radiasi matahari yang tiba di permukaan bumi juga dipengaruhi oleh

aktivitas matahari yang dinyatakan dengan bintik matahari. Semakin tinggi aktivitas matahari, yang ditunjukkan dengan semakin banyaknya bintik, maka semakin besar pula iradiasi matahari dan sebaliknya (Yatini, 2004).

LPM termasuk ke dalam salah satu faktor yang berhubungan erat dengan iklim. Meskipun perubahan iklim pada umumnya memiliki pengaruh negatif terhadap energi bersih terbarukan namun suhu yang tinggi akan mendukung akumulasi biomassa (Shi *et al.*, 2008). Penelitian LPM di China tahun 1961-2010 menunjukkan bahwa telah terjadi tren pengurangan LPM yang cukup berarti dalam 50 tahun terakhir yaitu sebesar -43,3 jam per dekade (Ren *et al.*, 2005; Zhao *et al.*, 2013). Pada empat musim yang diamati, musim semi merupakan musim dengan pengurangan terbesar yaitu -16,1 jam per dekade. Di China bagian Barat Daya juga dilaporkan pengurangan sebesar -33,3 jam per dekade dan menjadi sangat penting sejak pertengahan tahun 80-an (Ma *et al.*, 2013)

Perbedaan topografi (misalnya letak/posisi terhadap garis lintang, ketinggian, dan jenis permukaan tanah) dapat berpengaruh terhadap jumlah energi radiasi matahari yang mencapai permukaan bumi, demikian juga dengan komposisi atmosfer. Hal ini berkaitan dengan jumlah uap air yang tersedia di atmosfer yang berpotensi menahan laju sinar matahari, terlebih jika disertai dengan turunnya hujan. Salah satu parameter yang digunakan untuk menyatakan kondisi atmosfer adalah bilangan kebeningan atmosfer (Hoesin, 1983; Hamdi & Sumaryati, 2014), yaitu perbandingan antara insolasi di permukaan bumi terhadap radiasi matahari di puncak atmosfer. Kebeningan atmosfer berkaitan erat dengan pelemahan (*extinction*) sinar matahari ataupun kekeruhan atmosfer yang banyak dipengaruhi oleh senyawa kimia, debu, uap air, dan lain-lain, dan nilainya memiliki rentang yang cukup

lebar. Rentang bilangan kebeningan atmosfer yang lebar disebabkan oleh besarnya perubahan kerapatan atmosfer dari waktu ke waktu, terutama debu, aerosol, dan uap air.

Pada penelitian sebelumnya telah dianalisis LPM di Sumedang menggunakan data pengamatan tahun 1999-2013, dan diperoleh hasil bahwa pada musim kering JJA dan musim peralihan SON ditemukan pola yang menunjukkan bahwa LPM dari tahun ke tahun semakin meningkat (Hamdi & Sumaryati, 2014). Tulisan ini merupakan analisis lebih lanjut dari hasil-hasil tersebut dengan menambahkan data pengamatan sampai tahun 2017, serta analisis data yang lebih mendalam. Analisis lanjutan dilakukan dengan mempertimbangkan aktivitas matahari, fenomena *El Nino* dan *La Nina* dalam analisis *time series* selama 20 tahun dan variasi musiman serta variasi durasi siang dan malam dalam siklus satu tahun.

## **2 METODOLOGI**

### **2.1 Lokasi dan Periode**

Penelitian ini menggunakan data LPM yang diukur di BPAA (Balai Pengamatan Antariksa dan Atmosfer) LAPAN Sumedang, Jawa Barat, sejak tahun 1997 hingga 2017. BPAA Sumedang terletak pada koordinat geografis  $6,91^{\circ}$  LS dan  $107,84^{\circ}$  BT pada ketinggian 864 meter dari permukaan laut. Tidak ada industri berat di sekitar tempat pengukuran ini yang akan mengubah kebeningan atmosfer secara kuat, demikian juga aktivitas transportasi di sekitarnya. Lingkungan di sekitar tempat pengukuran ini masih berupa persawahan dan banyak pepohonan sehingga kualitas udaranya relatif baik.

### **2.2 Standarisasi data**

LPM diukur menggunakan *Campbell Stokes*. Bagian utama alat ini adalah sebuah bola kaca yang berfungsi sebagai lensa cembung, dan sinar

matahari akan terfokuskan pada titik fokusnya. Lembaran kertas pias diletakkan pada titik fokusnya. Jika energi radiasi matahari melebihi  $120 \text{ W/m}^2$  maka kertas *recorder* tersebut terbakar. Panjang kertas yang terbakar dikonversi menjadi data durasi LPM. Pengukuran dilakukan setiap hari sejak pukul 6 pagi hingga 18 sore atau dengan perkiraan panjang hari sebesar 12 jam/hari.

Sebelum digunakan, data terlebih dahulu dilakukan pemeriksaan awal untuk menghilangkan data-data yang tidak layak pakai, yaitu kesalahan dalam proses perekaman data secara manual. Hasilnya adalah data tahun 2005 tidak digunakan di dalam kajian tulisan, demikian juga dengan data tahun 2009 yang merupakan tahun kejadian *El Nino*. Pada periode tertentu, adakalanya data tidak diukur pada hari minggu dan hari libur, yang menyebabkan jumlah hari data dalam tahun tersebut menjadi lebih sedikit dan persentase jumlah hari data pun menjadi lebih kecil. Selain itu, tidak adanya data salah satunya juga diakibatkan oleh habisnya persediaan kertas *recorder* sehingga semakin mengurangi jumlah hari data.

### **2.3 Metode Penelitian**

Analisis data LPM dilakukan secara kuantitatif dan kualitatif. Analisis yang pertama dilakukan secara jangka panjang (*long-term*) dan yang kedua secara musiman.

Analisis secara *time series* dikaitkan dengan beberapa faktor yang diduga berpotensi mempengaruhi LPM, yaitu aktivitas matahari serta fenomena *El Nino* dan *La Nina*. Aktivitas matahari diindikasikan dengan bilangan bintik matahari atau *sunspot number*. Data ini tersedia dan dapat diunduh pada situs <http://sidc.be/silso/datafiles-old>.

Analisis kualitatif dilakukan untuk melihat dampak fenomena *El Nino* dan *La Nina* karena fenomena tersebut berpengaruh pada penutupan

TABEL 2-1: INTERPRETASI NILAI ONI TERHADAP INTENSITAS KEJADIAN *EL NINO* DAN *LA NINA*

Nilai ONI	Fenomena
> 2,0	<i>El Nino</i> sangat kuat
1,5 sampai 2,0	<i>El Nino</i> kuat
1,0 sampai 1,5	<i>El Nino</i> moderat
0,5 sampai -1,0	<i>El Nino</i> lemah
-0,5 sampai 0,5	Normal
-0,5 sampai -1,0	<i>La Nina</i> lemah
-1,0 sampai -1,5	<i>La Nina</i> moderat
-1,5 sampai -2,0	<i>La Nina</i> kuat
< -2,0	<i>La Nina</i> sangat kuat

TABEL 2-2: INTERVAL DATA YANG DIGUNAKAN DI DALAM KLASIFIKASI

Label	Lama Penyinaran (jam)	Label	Lama Penyinaran (jam)
1	0,0 – 1,0	7	6,1 – 7,0
2	1,1 – 2,0	8	7,1 – 8,0
3	2,1 – 3,0	9	8,1 – 9,0
4	3,1 – 4,0	10	9,1 – 10,0
5	4,1 – 5,0	11	10,1 – 11,0
6	5,1 – 6,0	12	11,1 – 12,0

awan. Pada penelitian ini fenomena *El Nino* dan *La Nina* direpresentasikan dengan nilai ONI (*Ocean Nino Index*). Interpretasi nilai ONI terhadap intensitas (kuat-lemahnya) kejadian *El Nino* dan *La Nina* ditunjukkan pada Tabel 2-1. Data ONI dapat diunduh pada <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/oni.data>.

Hasil pengukuran LPM diklasifikasikan berdasarkan pola umum musonal yaitu curah hujan maksimum terjadi pada bulan Desember, Januari, Februari (DJF) dan curah hujan minimum terjadi pada bulan Juni, Juli, Agustus (JJA). Di antara kedua musim itu ada dua musim

peralihan, yaitu Maret, April, Mei (MAM), dan September, Oktober, November (SON). LPM dikelompokkan juga berdasarkan lama penyinarannya tiap-tiap jam, sebagaimana tercantum pada Tabel 2-2. Pengelompokan ini dilakukan untuk mengetahui pola distribusi LPM yang tidak berhubungan dengan kejadian-kejadian *El Nino* dan *La Nina*.

Analisis tahunan yang kedua dilakukan dengan cara membandingkan LPM dengan durasi siang hari. Durasi siang hari dimulai dari matahari terbit sampai terbenam atau selama matahari berada di atas horizon. Lama siang hari (S) dalam satuan jam dihitung berdasarkan persamaan sudut zenith matahari ( $\theta$ ) pada persamaan berikut (Kandirmaz & Kaba, 2014):

$$S = \left(\frac{2}{15}\right) \arccos(-\tan \delta \tan \phi) \dots\dots\dots(2-1)$$

dengan  $\phi$  adalah garis lintang dan  $\delta$  adalah sudut deklinasi matahari yang besarnya dirumuskan pada persamaan:

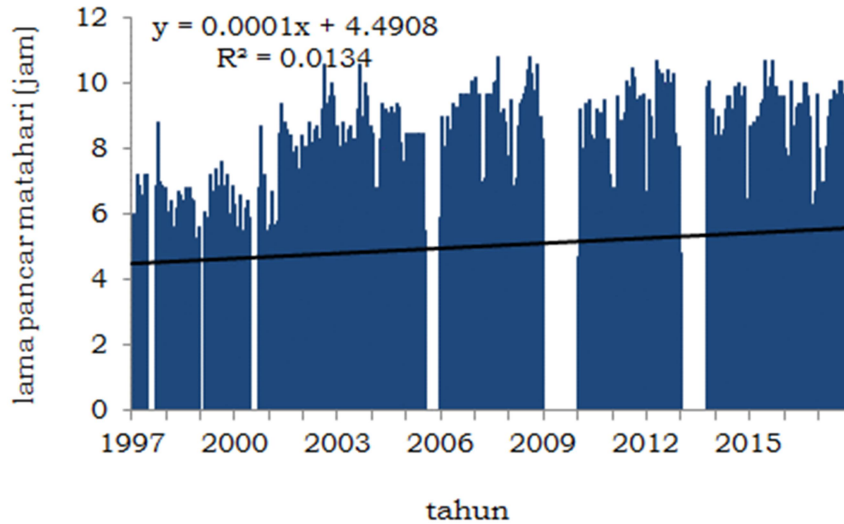
$$\delta = 23,45 \sin\left(\frac{360}{365} (284 + n)\right) \dots\dots\dots(2-2)$$

dimana n adalah *julian day* atau nomor urut hari dalam satu tahun dimulai dari 1 Januari. Persamaan (2-2) berlaku untuk tahun non-kabisat, jika tahun kabisat, maka pembagiannya menjadi 366.

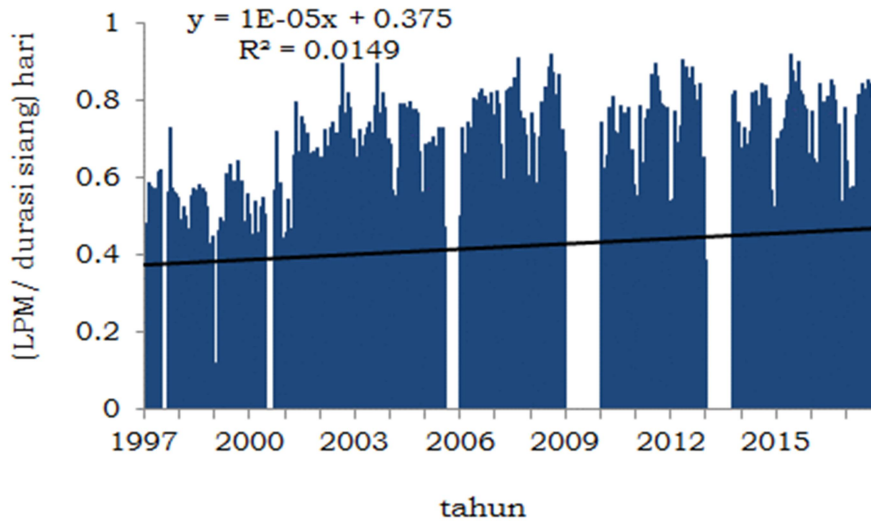
### 3. HASIL PEMBAHASAN

#### 3.1 Analisis Lama Penyinaran Matahari Jangka Panjang (20 tahun)

LPM dipengaruhi oleh durasi siang pada lokasi tersebut dan kondisi atmosfer terutama awan. Durasi siang pada suatu tempat diperhitungkan dengan persamaan (2-1) dan (2-2), yang nilainya bervariasi tergantung posisi lintang dan *julian day*. Matuszko (2011) telah menganalisis hubungan antara LPM dengan penutupan awan dan jenis awan, yang menyatakan bahwa keberadaan awan sirus tidak mengurangi LPM, sedangkan penutupan awan rendah memiliki korelasi linier kuat terhadap lama penyinaran.



Gambar 3-1: Lama penyinaran matahari di Sumedang selama 20 tahun



Gambar 3-2: Perbandingan lama penyinaran matahari terhadap lama siang hari

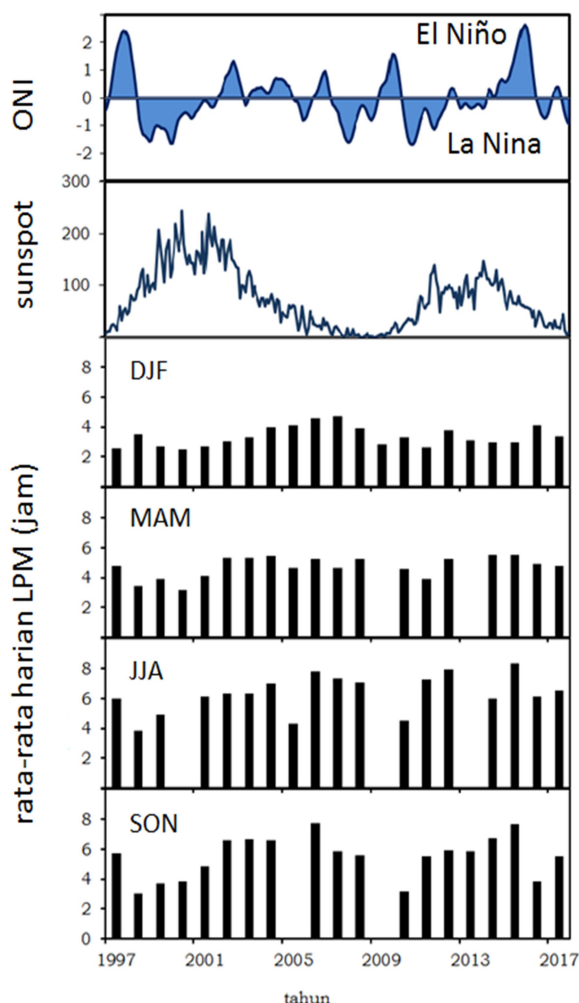
Pengamatan LPM dilakukan selama 20 tahun disajikan secara deret waktu dapat dilihat pada Gambar 3-1. Rata-rata LPM sepanjang waktu pengamatan sebesar 5,1 jam. Hari dengan lama penyinaran 5,7 jam adalah yang paling banyak ditemukan. Penelitian yang dilakukan Goni *et al.* (2019) di Chad, Afrika Tengah dengan menempatkan alat ukurnya pada lintang 8–18° LU diperoleh LPM rata-rata sebesar 7–10 jam tergantung lokasinya. Sumedang terletak pada lintang 6,9° LS, yang berarti lebih dekat ke khatulistiwa dibandingkan Chad, tetapi memiliki LPM yang lebih pendek.

Faktor awan menjadi penyebab pendeknya LPM di Sumedang.

Variasi durasi siang hari di Sumedang sepanjang tahun tidak berubah secara signifikan, selisih durasi siang terpanjang dan terpendek hanya 48 menit. Perbandingan antara lama penyinaran dan durasi siang hari di Sumedang ditunjukkan pada Gambar 3-2. Ada sedikit kenaikan nilai koefisien korelasi antara Gambar 3-1 dan Gambar 3-2, setelah dimasukkan faktor durasi siang hari. Terlihat ada kecenderungan kenaikan LPM selama waktu pengamatan.

Hubungan antara rata-rata harian LPM dalam setiap musim (DJF, MAM, JJA, dan SON) dengan bilangan *sunspot* dan nilai ONI dapat dilihat pada Gambar 3-3. Dalam rentang waktu 1997-2017 terdapat dua kejadian fenomena *El Nino* sangat kuat pada tahun 1997/1998 dan 2015, sedangkan fenomena *La Nina* hanya mencapai level kuat, yang terjadi pada tahun 1999/2000, 2008, dan 2011. Dampak *El Nino* di Indonesia adalah kemarau panjang dari kondisi normal terlihat pada bertambahnya nilai rata-rata harian LPM pada musim hujan (DJF) yaitu pada tahun 1997/1998 dan tahun 2015/2016. Sementara itu, dampak *La Nina* dengan peningkatan intensitas curah hujan terlihat dengan berkurangnya LPM pada musim peralihan kemarau ke musim hujan (SON).

Siklus matahari maksimum yang menunjukkan matahari menjadi lebih aktif terjadi sebanyak dua kali dan siklus matahari minimum yang menunjukkan matahari menjadi kurang aktif terjadi tiga kali selama tahun pengamatan. Pada Gambar 3-3 terlihat adanya hubungan terbalik antara bilangan matahari dengan LPM yang terjadi pada musim hujan (DJF). Ketika matahari aktif yang ditandai dengan bilangan *sunspot* yang tinggi, matahari mengemisikan energinya lebih tinggi dibandingkan ketika matahari memiliki bilangan *sunspot* yang rendah. Semakin tinggi energi yang dipancarkan oleh matahari maka semakin tinggi pula energi penguapan, sehingga penutupan awan semakin besar dan mengurangi LPM.



Gambar 3-3: Rata-rata harian LPM pada setiap musim dan kaitannya dengan nilai ONI dan bilangan *sunspot*

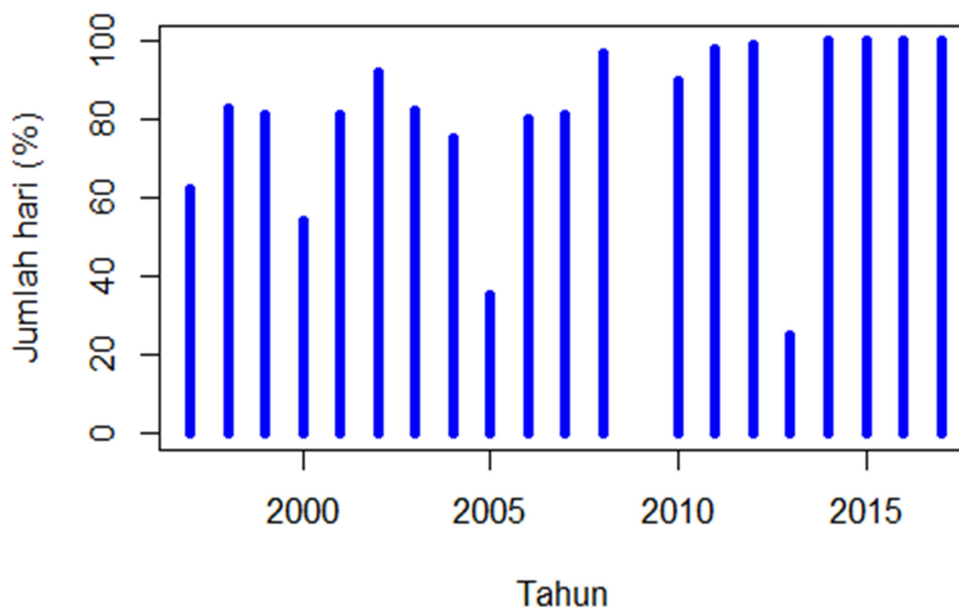
### 3.2 Analisis Musiman

Gambar 3-4 adalah persentase jumlah hari ketersediaan data per tahun yang digunakan di dalam kajian ini. Pengukuran LPM sebelum tahun 2011 umumnya tidak dilakukan pada hari Minggu dan hari libur, namun sejak tahun 2012 telah dilakukan pengukuran secara terus-menerus. Secara umum jumlah data pengukuran LPM hingga tahun 2011 adalah 35% sampai 98% dan sejak tahun 2012 adalah 100% per tahunnya, kecuali tahun 2013 sebesar 35%.

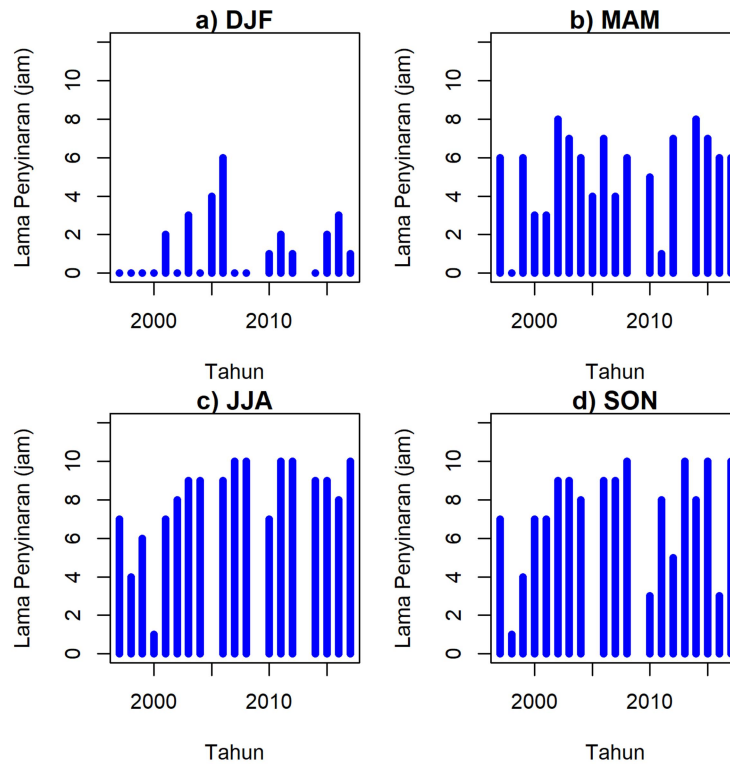
Gambar 3-5 adalah frekuensi tertinggi kejadian LPM untuk tiap-tiap musim pada periode pengamatan 1997-2017. Tidak ditemukan pola penyinaran matahari yang spesifik pada musim hujan DJF maupun musim peralihan MAM. Pada bulan DJF umumnya penyinaran terjadi dalam waktu yang singkat bahkan tidak ada penyinaran sama sekali, namun tidak demikian halnya dengan musim kemarau JJA dan musim peralihan SON. Pada kedua musim ini (JJA dan SON) ditemukan pola yang menunjukkan pertambahan LPM dari tahun ke tahun, terutama dari

tahun 1997 hingga 2008. Meskipun pada musim hujan DJF tidak terlihat adanya pola spesifik namun LPM untuk tahun 2001-2006 seolah-olah terjadi peningkatan meskipun pada tahun 2002 dan 2004 tidak ditemukan penyinaran maksimum pada musim hujan DJF.

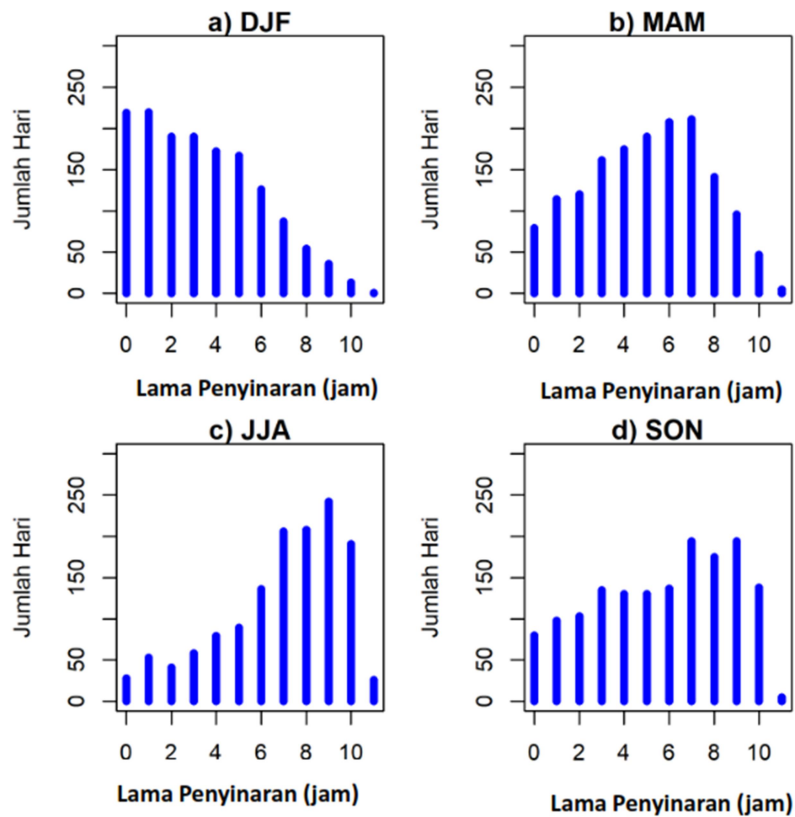
Kambezhidis *et al.* (2012) menyatakan bahwa telah terjadi peredupan sinar matahari (*solar dimming*) secara berkelanjutan yang terjadi di daerah Asia Selatan dengan koefisien peredupan sebesar  $-0,54 \text{ Wm}^{-2}\text{tahun}^{-1}$  berdasarkan data tahun 1979-2004. Meskipun makna *solar dimming* tidak dapat diaplikasikan secara penuh pada LPM, namun *solar dimming* menunjukkan fenomena yang bertolak belakang dengan peningkatan LPM seperti ditunjukkan pada Gambar 3-5 bagian c dan d. Hal sebaliknya yang dapat dikaitkan secara langsung terhadap peningkatan LPM adalah *solar brightening* yang disebabkan oleh perubahan komposisi aerosol dan penutupan awan, dan dapat dihubungkan juga dengan *global warming*.



Gambar 3-4; Persentase jumlah hari ketersediaan data per-tahun (data tahun 2009 diabaikan).



Gambar 3-5: Frekuensi tertinggi kejadian lama penyinaran matahari pada empat musim: a) DJF, b) MAM, c) JJA, dan d) SON



Gambar 3-6: Jumlah hari berdasarkan lama penyinaran matahari tahun 1997-2017 di BPAA Sumedang dikelompokkan berdasarkan musim (DJF=1.534 hari, MAM=1.640 hari, JJA=1.449 hari, SON=1.549 hari).



Gambar 3-6 merupakan jumlah hari berdasarkan LPM dalam empat musim yang berbeda. Pada musim hujan DJF (Gambar 3-6a), sebanyak 30% jumlah hari data memiliki lama penyinaran yang sangat dominan sebesar 0-1 jam/hari. Hal ini diartikan sebagai sangat singkatnya LPM meskipun panjang siang pada musim DJF adalah relatif lebih panjang dibandingkan musim yang lain (Gambar 3-9). Lama penyinaran yang singkat umumnya terjadi pada cuaca yang sangat mendung, lembap, atau bahkan hujan sepanjang hari, dan merupakan salah satu ciri daerah hujan tropis. Sebaliknya, LPM sebesar  $\geq 8$  jam/hari hanya berjumlah 7% dari keseluruhan jumlah hari data di dalam periode pengukuran ini.

Pada gambar 3-6b yaitu musim peralihan MAM, pola penyinaran matahari menyerupai distribusi normal, dan memiliki frekuensi terbesar pada lama penyinaran 7 jam/hari yaitu sebesar 14% dari jumlah seluruh hari. Pada musim ini, hari-hari yang tidak memiliki penyinaran sama sekali hanya berjumlah 5%, dan hari-hari yang memiliki lama penyinaran sepanjang 11 jam adalah sebanyak 1% yang terjadi pada tahun 2012. Sementara itu, LPM pada rentang 4-7 jam adalah sebesar 51%.

Pada musim kemarau JJA yang memiliki panjang siang lebih singkat dibandingkan dengan musim DJF dan SON, lama penyinaran nol jam tercatat sebanyak 28 hari (2%) dan terjadi penambahan jumlah hari mengikuti pertambahan lama penyinaran hingga mencapai jumlah terbanyak sebanyak 242 hari (18%) pada lama penyinaran 9 jam. Pada Gambar 3-9 terlihat bahwa panjang siang pada musim JJA memiliki rentang antara 11,6 jam hingga 11,9 jam per hari sehingga dapat diduga kuat bahwa penyinaran matahari pada pagi dan sore hari memiliki insolasi yang sangat kuat ( $>120 \text{ W/m}^2$ ) dan dapat dikaitkan dengan *optical path* sinar

matahari yang relatif lebih kecil/pendek. Hal ini berakibat pada berkurangnya kemampuan atmosfer bumi dalam melemahkan sinar matahari terutama pada pagi dan sore hari.

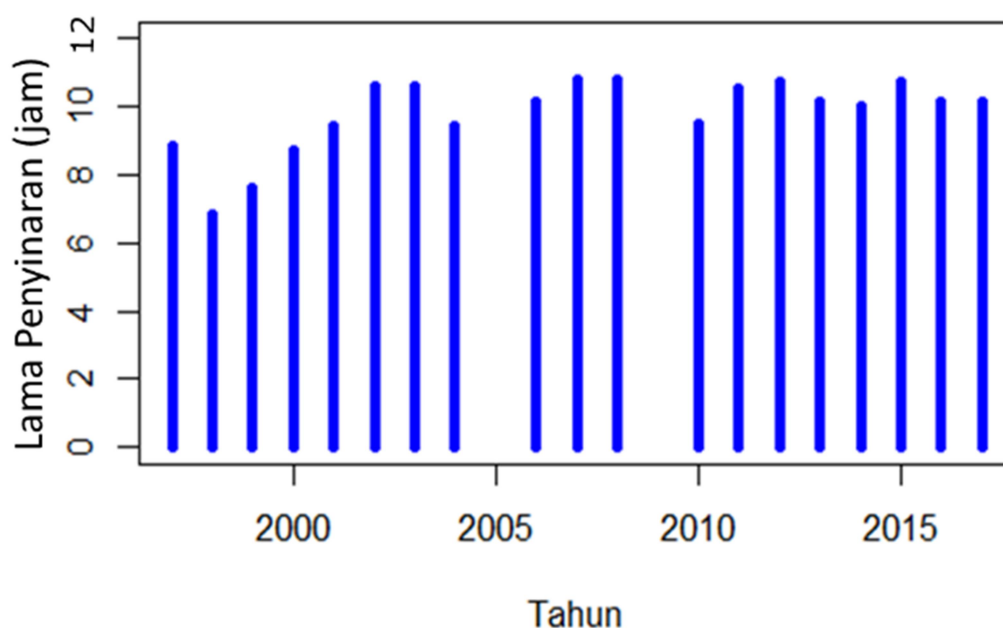
Pada musim peralihan dari kemarau ke hujan (SON), lama panjang siang perlahan-lahan bertambah dari 11,9 menjadi 12,4 jam/hari, dan bumi dalam pergerakan semu menuju titik balik selatan (menjauhi matahari). Pada musim peralihan dari musim kemarau ke musim hujan mulai terbentuk awan-awan yang berpotensi menghalangi sinar matahari, bahkan seringkali ditandai dengan dimulainya turun hujan meskipun dengan intensitas yang rendah. LPM pada musim ini tidak memiliki pola yang spesifik bahkan memiliki rentang yang lebar dari tidak ada penyinaran matahari hingga 10 jam dengan jumlah hari kejadian yang tidak jauh berbeda, yaitu antara 100 hingga 200 hari. Jumlah hari kejadian untuk LPM 11 jam adalah 5 hari, dan ini dapat diabaikan karena persentasenya sangat kecil (0,3%).

LPM terpanjang tahunan ditunjukkan pada Gambar 3-7. Dari Gambar 3-7 terlihat bahwa pada 6 tahun pertama lama penyinaran maksimum secara umum bertambah dari tahun ke tahun, dan menjadi lebih dari 10 jam/hari pada tahun-tahun berikutnya. Dari pengolahan yang dilakukan, diperoleh bahwa lama penyinaran terpanjang tiap tahun pada umumnya terjadi pada bulan Agustus–September, dan tidak ditemukan lama penyinaran terpanjang pada bulan DJF. Sementara itu, bulan Agustus–September mengalami siang yang lebih singkat dibandingkan dengan bulan-bulan lainnya. Bulan Agustus dikenal sebagai bulan kering dan bulan September merupakan musim pergantian dari kering ke basah. Pada musim kemarau kandungan uap air di atmosfer menjadi sedikit sehingga kemampuan pelemahan sinar matahari oleh atmosfer menjadi berkurang. Ketika

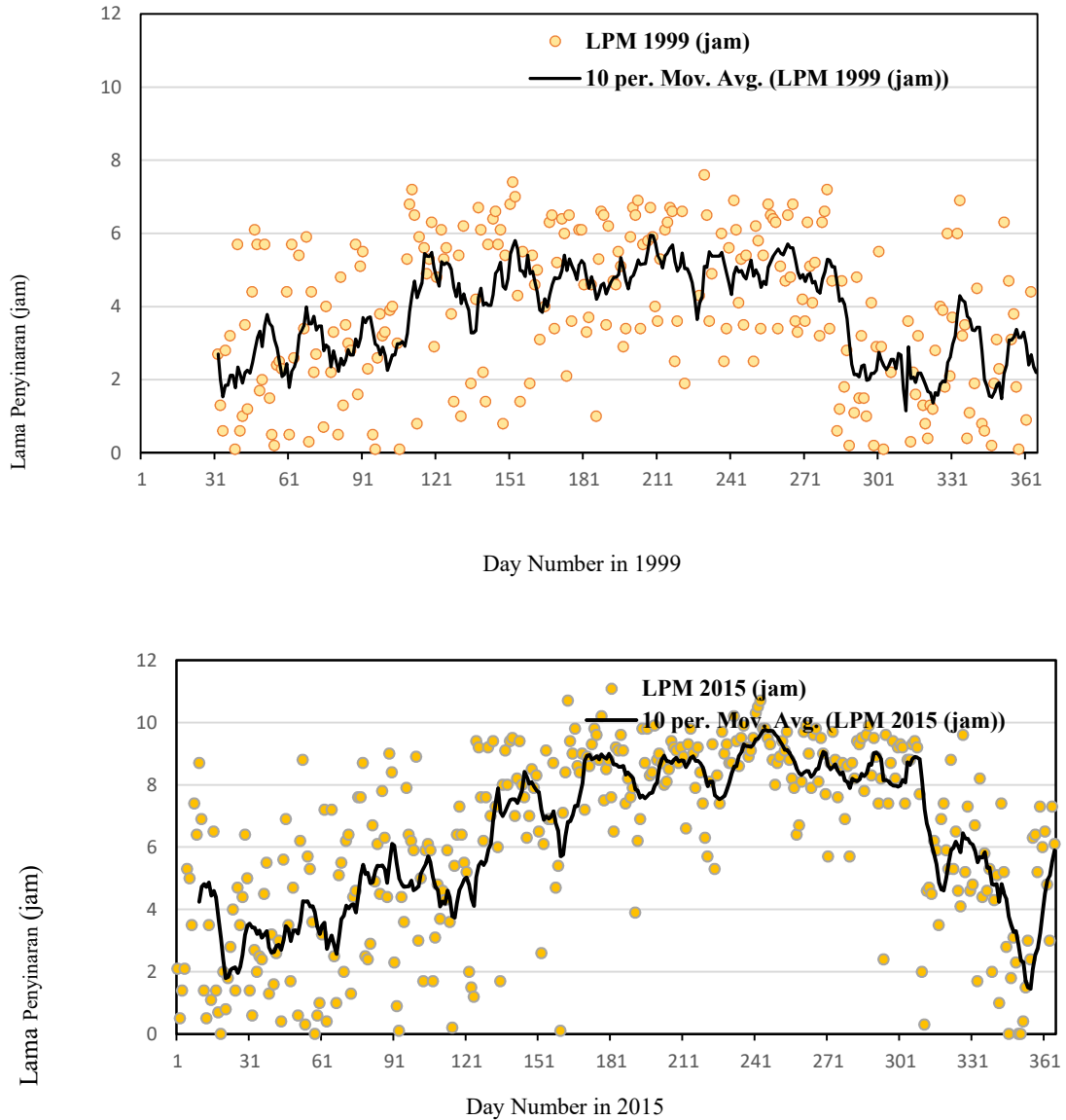
pagi/sore hari, saat sudut ketinggian (*altitude*) matahari sangat kecil maka atenuasi sinar matahari menjadi lebih besar dibandingkan saat sudut ketinggian matahari bernilai besar, yang disebabkan oleh pembiasan oleh komponen-komponen penyusun atmosfer terutama uap air. Ketika jumlah uap air di atmosfer berkurang (yaitu saat musim kemarau) maka faktor pelemahan matahari saat sudut ketinggian matahari kecil juga berkurang, sehingga sangat mudah mendapatkan intensitas matahari melebihi  $120 \text{ W/m}^2$ . Hal ini berpotensi menambah durasi LPM.

Pada Gambar 3-8 ditunjukkan hasil pengukuran LPM pada dua tahun yang berbeda yaitu tahun 1999 (gambar atas) dan tahun 2015 (gambar bawah). Tahun 1999 merupakan tahun *La Nina* yang ditandai dengan tingginya curah hujan, sedangkan tahun 2015 merupakan tahun *El Nino* yang ditandai dengan kekeringan akibat berkurangnya intensitas curah hujan. Jumlah data tahun 1999 adalah sebanyak 81% (294 hari) dan tahun 2015 sebanyak 100%. Jarak waktu yang cukup panjang antara

kedua tahun tersebut (16 tahun) dapat menggambarkan pola jangka panjang LPM. Data LPM pada kedua tahun tersebut (1999 dan 2015) diolah dengan cara yang sama untuk setiap tahunnya, dan menunjukkan pola yang sama juga, yaitu memiliki rentang variasi yang lebar pada awal dan akhir tahun, dan cenderung menyempit pada nilai maksimum di tengah-tengah tahun. Rentang variasi yang lebar dapat dihubungkan dengan pertumbuhan ataupun pergerakan awan yang terlihat lebih aktif sehingga terjadi fluktuasi dan frekuensi yang tinggi dan menyebabkan intensitas radiasi matahari juga berubah-ubah. *Threshold* untuk LPM adalah  $120 \text{ W/m}^2$  sehingga pendeknya LPM pada suatu waktu berkaitan dengan lamanya intensitas matahari yang melebihi kekuatan  $120 \text{ W/m}^2$ . Di tahun 2015 pada *day number* 200-300 terlihat LPM mencapai durasi yang relatif lebih tinggi dalam tahun tersebut, bahkan juga lebih tinggi dibandingkan dengan tahun 1999. Ini berarti bahwa penyinaran matahari pada tahun 2015 lebih lama dibandingkan dengan tahun 1999.



Gambar 3-7: Lama penyinaran terpanjang tahunan, kecuali tahun 2005 dan 2009.



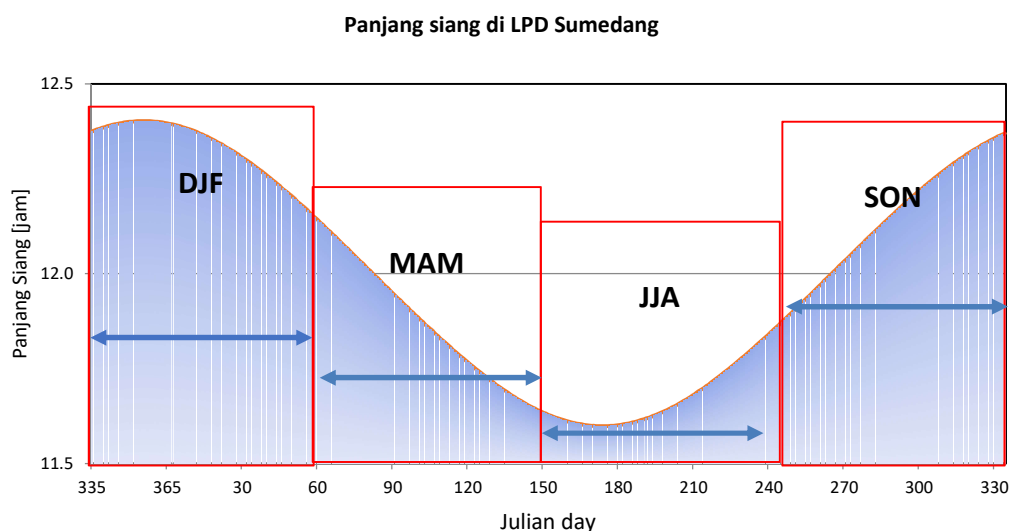
Gambar 3-8: Hasil pengukuran lama penyinaran matahari pada tahun 1999 (atas) dan tahun 2015 (bawah). Tidak ada data yang direkam pada bulan Januari 1999.

Perbedaan LPM pada tahun 1999 dan 2015 tidak bersesuaian dengan aktivitas matahari pada kedua tahun tersebut tetapi dipengaruhi oleh fenomena *El Nino* dan *La Nina*, hal ini ditunjukkan pada Gambar 3-3. Aktivitas matahari yang lebih tinggi pada tahun 1999 tidak menyebabkan LPM juga menjadi lebih tinggi, karena aktivitas matahari berkaitan dengan jumlah energi matahari yang sampai di permukaan bumi. Aktivitas matahari ditandai dengan *solar flare* yang terjadi dalam bentuk pulsa-pulsa dan bersifat tidak kontinu terhadap rentang waktu

tertentu khususnya pada siang hari. Adanya *solar flare* tidak secara langsung memperpanjang LPM karena lama penyinaran berkaitan dengan intensitas minimal sebesar  $120 \text{ W/m}^2$ , sedangkan intensitas radiasi matahari tingkat permukaan pada siang hari pada umumnya melebihi nilai tersebut. Kejadian *La Nina* tahun 1999 menyebabkan penutupan awan relatif lebih tinggi dari tahun 2015 yang merupakan tahun kejadian *El Nino*. Ini menyebabkan perbedaan lama penyinaran yang relatif besar.

Gambar 3-9 adalah panjang siang di BPAA Sumedang dalam periode satu tahun yang diperhitungkan dengan persamaan (2-1) dan (2-2). Grafik dimulai pada tanggal 1 Desember yaitu *Julian Number* 335 dan diakhiri pada tanggal 30 November, hal ini untuk memudahkan pengelompokan berdasarkan musim. Dari perhitungan diperoleh panjang siang tersingkat selama 11,6 jam dan terpanjang selama 12,4 jam. Perbedaan panjang siang hari disebabkan karena poros bumi dan bidang ekliptika ketika mengelilingi matahari membentuk sudut 23,45°. Di daerah khatulistiwa perbedaan durasi siang hari sepanjang tahun sama yaitu 12 jam. Semakin ke arah kutub perbedaan siang hari sepanjang tahun semakin besar. Bahkan daerah kutub pada periode tertentu mengalami siang hari terus-menerus sepanjang hari selama enam bulan, dan enam bulan berikutnya mengalami malam sepanjang hari.

Di Sumedang dengan perbedaan durasi siang terpanjang dan terpendek hanya sekitar 48 menit, durasi siang tidak memberikan pengaruh yang signifikan terhadap LPM, namun berhubungan dengan koefisien pelemahan (*extinction*) atmosfer, khususnya pada pagi dan sore hari ketika sudut ketinggian matahari bernilai kecil. Pada siang hari di daerah ekuator umumnya memiliki intensitas insolasi yang jauh lebih besar di atas nilai 120 W/m<sup>2</sup> sebagai syarat minimum terjadinya penyinaran. Namun demikian, aktivitas yang tinggi dalam pembentukan awan menyebabkan insolasi melemah secara tajam jika wilayah pengukuran tertutupi oleh awan. Jika penutupan awan menyebabkan penurunan insolasi hingga di bawah 120 W/m<sup>2</sup> maka pada saat itu tidak terjadi penyinaran.



Gambar 3-9: Panjang siang di Balai Pengamatan Atmosfer Sumedang (Julian day 1 = 1 januari dan 365 = 31 Desember)

#### 4 KESIMPULAN

Kesimpulan umum yang dapat diambil dari analisis data LPM di BPAA Sumedang periode tahun 1999-2017 adalah ditemukannya tren kenaikan

LPM baik secara deret waktu maupun secara musiman. Variasi nilai LPM pada musim peralihan terdistribusi secara lebih lebar hingga 9 jam/hari dibandingkan pada musim kemarau dan

hujan. Pada musim hujan (DJF) persentase lama penyinaran terbanyak (23% jumlah hari data) adalah 0-1 jam/hari dan terdistribusi mengikuti distribusi normal. Sebaliknya, musim kemarau (JJA) persentase LPM terbanyak (18% hari data) adalah 8-9 jam/hari namun tidak ditemukan penyinaran matahari yang melebihi 11 jam/hari. Sementara itu pada musim peralihan (MAM), LPM terdistribusi secara merata dengan nilai tidak melebihi 8 jam/hari, meskipun masih ditemukan LPM lebih dari 8 jam dengan jumlah persentase hari data yang kecil (sedikit). Pada musim peralihan SON, LPM rata-rata mencapai hingga 9 jam/hari dan hanya beberapa hari saja yang mencapai 10-11 jam/hari. Selain itu, *sunspot number* terlihat berpengaruh terhadap LPM pada musim bulan DJF dengan efek berkebalikan. Sementara pengaruh El-Nino menyebabkan peningkatan lama penyinaran pada bulan DJF, sedangkan La-Nina menurunkan lama penyinaran pada bulan SON.

#### UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih disampaikan kepada BPAA Sumedang yang telah menyediakan data primer, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer yang telah memfasilitasi penelitian ini, serta kawan-kawan di Kelompok Penelitian Lingkungan Atmosfer atas diskusi-diskusinya.

#### DAFTAR RUJUKAN

Arking, A., M.-D. Chou, and W. L. Ridgway, 1996. *On estimating the effect of clouds on atmospheric absorption based on flux observations above and below cloud level*, Geophysical Research Letter 23, 829-832.

Barker, H. W., and Z. Li, 1997. *Interpreting shortwave albedo-transmittance plots: True or apparent anomalous absorptions*, Geophysical Research Letter 24, 2023-2026.

Cess, R. D., et al., 1995. *Absorption of solar radiation by clouds: Observations versus models*, Science 267, 496-499.

Cess, R. D., M. H. Zhang, Y. Zhou, X. Jing, and V. Dvortsov, 1996: *Absorption of solar radiation by clouds: Interpretations of satellite, surface, and aircraft measurements*, Journal of Geophysical Research 101, 299-309.

Goni S. H.A. Adannou, D. Diop. M.S. Drame, B. Tikri, M. Barka, dan A.C. Beye. 2019. *Long-Term Variation of Sunshine Duration and Their Inter-Action with Meteorological Parameters over Chad, Centrak Africa*. Natural Resources 10, 47-58

Hamdi dan Sumaryati, 2014. *Distribusi lama penyinaran matahari di LPD Sumedang (6,91° LS dan 107,84° BT) LAPAN*, Prosiding pertemuan ilmiah XXVIII HFI Jateng & DIY, Yogyakarta.153-157.

Hill, C. and R.L. Jones, 2000. *Absorption of solar radiation by water vapour in clear and cloudy skies: Implications for anomalous absorption*. Journal of Geophysical Research 105(D7), 9421-9428.

Hoesin, H., 1983. *Penelitian Ketersediaan Tenaga Radiasi Matahari di Indonesia*, Laporan Teknis Lembaga Fisika Nasional – LIPI, Bandung.

Kaba K., H.M Kardimaz, dan M. Avi, 2017. *Estimation of Daily Sunshine Duration Using Support Vector Machine*. International Journal of Green Energy 14 (4), 340-441.

Kambezidis, H.D., D.G. Kaskoutis, S.K. Kharol, K.K. Morthy, S.K. Satheesh, M.C.R. Kalapureddy, K.V.S. Badarinath, A.R. Sharma and M. Wild, 2012. *Multi-decadal variation of the net downward shortwave radiation over south Asia : The dimming effect*, Atmospheric Environment 50, 360-372.

Kandirmaz H.M. dan K. Kaba, 2014. *Estimation of Daily Sunshine Duration from Terra and Aqua MODIS Data*. Advances in Meteorology 2014, ID613267.

Khalil, S.A. and A.M. Fathy, 2008. *An Empirical Method for Estimating Global Solar*

- Radiation Over Egypt*, Acta Polytechnica 48(5), 48-53.
- Lakitan, Benyamin, 1994. *Dasar-dasar Klimatologi*. Jakarta: PT Rajawali Grafindo.
- Ma, Z.-F., J. Liu, S.-Q. and Zhang, 2013. *Observed climate changes in Southwest China during 1961-2010: impacts and adaptation*. Advances in Climate Change Research 4(1), 30-40.
- Matuszko D. 2011. *Influence of Cloudiness on Sunshine Duration*. International Journal of Climatology 32, 1527-1536.
- Ren, G.Y., J. Guo, M.Z. Xuo, et.al., 2005. *Climate changes of China's mainland over the past half century*. Acta Meteorologica Sinica, 63(6), 942-956.
- Shi, F.S., N. Wu, and P. Luo, 2008. *Effect of temperature enhancement on community structure and biomass of subalpine meadow in northwestern Sichuan*. Acta Ecologica Sinica, 28(11), 5287-5288.
- Tjasyono, B., 2004. *Klimatologi*. Bandung: Penerbit ITB.
- Wisnubroto, 2006. *Meteorologi Pertanian Indonesia*. Jakarta: Mitra Gama Widya.
- WMO, 2008. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No.8 seventh edition.
- Yatini, C.Y., 2004. *Variasi Konstanta Matahari dan Kaitannya dengan Aktivitas Matahari*, Jurnal Fisika Himpunan Fisika Indonesia, 420, A4.
- Zhao C.Y, Y. Wang, X.Y. Zhou, Y. Cui, Y.L. Liu, D.M. Shi, H.M. Yu, and Y.Y. Liu, 2013: *Changes in climatic factors and extreme climate events in Northeast China during 1961-2010*, Advances in Climate Change Research, 4(2), 92-102.

# **SIKLUS DIURNAL CURAH HUJAN DI PULAU SULAWESI: DISTRIBUSI SPASIAL DAN MUSIMAN (DIURNAL CYCLE OF RAINFALL IN SULAWESI: SPATIAL AND SEASONAL DISTRIBUTION)**

**Dita Fatria Andarini\*, Anis Purwaningsih**  
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer  
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional  
\*e-mail: dita.fatria@lapan.go.id

Diterima : 22 November 2019; Direvisi : 14 Oktober 2020; Disetujui : 20 Oktober 2020

## **ABSTRACT**

Indonesian Maritime Continent has a complex diurnal cycle of rainfall influenced by local conditions such as topography and coastline type, as well as its interaction with seasonal, inter-seasonal, annual, and inter-annual phenomena. Sulawesi Island is one of the major islands in Indonesia which has unique shape and size of island. Its annual rainfall pattern comprises of monsoonal, equatorial, and local patterns. The composite of hourly precipitation data from the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) throughout 2004–2018 in the period of December-January-February (DJF), March-April-May (MAM), June-July-August (JJA), and September-October-November (SON) were analyzed to understand the seasonal and spatial variability of the diurnal rainfall in Sulawesi. Based on the climatological analysis, each period shows the spatial variation of diurnal rainfall. The inland rainfall is characterized by afternoon to late evening rain (14:00–21:00 Central Indonesia Time/CIT) with the maximum intensity of approximately 1 mm/hour in the MAM period. Meanwhile the rainfall over the coastal area occurred at 22:00–06:00 CIT and reached a peak of 1.7 mm/hour in Tolo Bay at 03:00 CIT in MAM. The composite analysis reveals that the coastline and topography type affect the diurnal cycle of rainfall in Sulawesi with the varied rainfall propagation in each period. In the period of DJF, rainfall around center of Sulawesi Island (mountainous area) propagates to Tolo and Bone Bay. However, the rainfall moves to Tolo, Bone and Tomini Bay during MAM. Propagation of rainfall occurred in the center of island, then migrate to Tolo and Tomini Bay during JJA, while in the SON rainfall is persistent in the mountainous area near Gorontalo and propagates to ocean in the north of the island.

Keywords: *diurnal cycle, rainfall, composite, Sulawesi*

## **ABSTRAK**

Benua Maritim Indonesia memiliki siklus diurnal curah hujan yang kompleks, baik dipengaruhi oleh kondisi lokal seperti topografi dan bentuk garis pantai, maupun interaksinya dengan fenomena baik musiman, antar-musiman, tahunan dan antar-tahunan. Pulau Sulawesi merupakan salah satu pulau besar di Indonesia yang mempunyai bentuk dan ukuran pulau yang unik serta pola curah hujannya yang terdiri dari pola monsun, equatorial, dan lokal. Untuk mengetahui variabilitas musiman dan spasial siklus diurnal curah hujan di Pulau Sulawesi, dilakukan analisis komposit data curah hujan perjam dari *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP) sepanjang tahun 2004–2018 pada bulan Desember–Januari–Februari (DJF), Maret–April–Mei (MAM), Juni–Juli–Agustus (JJA) dan September–Oktober–November (SON). Hasil analisis klimatologi menunjukkan adanya variasi spasial curah hujan diurnal setiap musimnya. Curah hujan di darat diidentifikasi sebagai hujan sore hingga malam hari (pukul 14:00–21:00 WITA) dengan intensitas paling tinggi sebesar 1 mm/jam pada bulan MAM, sedangkan curah hujan di sekitar pantai terjadi pada pukul 22:00–06:00 WITA dengan intensitas paling tinggi mencapai 1,7 mm/jam pada pukul 03:00 WITA di Teluk Tolo pada bulan MAM. Hasil analisis komposit rata-rata curah hujan perjam menunjukkan bahwa bentuk garis pantai dan kondisi topografi berpengaruh terhadap siklus diurnal curah hujan di Pulau Sulawesi dengan arah propagasi

curah hujan dari darat menuju laut yang berbeda di setiap musimnya. Pada bulan DJF, curah hujan di daratan bagian tengah pulau bergerak menuju Teluk Tolo dan Bone, pada bulan MAM hujan bergerak menuju Teluk Tolo, Tomini dan Bone. Adapun pada periode musim JJA, hujan dari pegunungan bagian tengah pulau bergerak menuju Teluk Tolo dan Tomini, sedangkan pada bulan SON curah hujan terkonsentrasi di daratan bagian utara pulau dan bergerak menuju perairan bagian utara.

Kata kunci: siklus diurnal, curah hujan, komposit, Sulawesi

## 1. PENDAHULUAN

Siklus diurnal curah hujan merupakan salah satu bentuk konveksi yang mempunyai pengaruh signifikan terhadap pola dan distribusi curah hujan di Benua Maritim Indonesia (BMI) (Yamanaka, 2016). Di wilayah tropis, curah hujan diurnal cenderung didorong oleh sirkulasi lokal seperti angin darat dan laut maupun angin gunung dan lembah (Qian *et al.*, 2008; Cosman & Horel, 2010). Adapun Yang & Slingo (2001) menyatakan bahwa sinyal diurnal curah hujan dipengaruhi oleh perbedaan yang jelas antara darat dan laut yang dicirikan oleh konveksi di darat pada siang atau sore hari dan konveksi di sekitar laut pada malam atau pagi hari.

Keunikan BMI menyebabkan siklus diurnal curah hujan tidak homogen untuk semua wilayah, tetapi dipengaruhi oleh kompleksitas kondisi lokal seperti ukuran dan bentuk pulau, kondisi topografi dan bentuk garis pantai (Ohsama *et al.*, 2001; Alfahmi *et al.*, 2019). Karakteristik siklus diurnal curah hujan di wilayah yang terdiri dari pegunungan akan berbeda dengan wilayah yang merupakan dataran rendah. Begitupun dengan bentuk garis pantai cekung akan memiliki karakteristik siklus diurnal curah hujan yang berbeda dengan pantai yang berbentuk garis lurus. Seperti di Selat Malaka, Pulau Sumatera, memiliki curah hujan yang lebih tinggi daripada di pulau kecil yang terletak di bagian utara selat, karena adanya pengaruh gabungan dari pegunungan dan lebar laut (Fujita *et al.*, 2010). Bentuk garis pantai cekung juga berpengaruh terhadap peningkatan curah hujan di lautan pada malam hari dan menghasilkan konvergensi angin darat yang lebih besar dibandingkan dengan garis pantai berbentuk lurus (Alfahmi *et al.*, 2019).

Adanya interaksi antara fenomena *seasonal*, *intra-seasonal* dan *inter-seasonal* terhadap kondisi lokal menyebabkan karakteristik siklus diurnal curah hujan semakin kompleks. Kajian mengenai karakteristik dan mekanisme siklus diurnal curah hujan dilakukan terutama di pulau-pulau besar di Indonesia seperti Pulau Sumatera (Mori *et al.*, 2004), Kalimantan (Ichikawa & Yasunari, 2005; Qian *et al.*, 2012), Jawa (Qian *et al.*, 2010) dan Papua (Ichikawa & Yasunari, 2007). Propagasi curah hujan di Pulau Kalimantan bergerak menuju *leeward side* pulau dengan dipengaruhi oleh angin monsun (Ichikawa & Yasunari, 2005). Adanya Pegunungan Jayawijaya yang membentang sepanjang Pulau Papua menyebabkan mekanisme siklus diurnal yang unik dan juga dipengaruhi angin baratan dan timuran (Ichikawa & Yasunari, 2007).

Pulau Sulawesi merupakan salah satu pulau besar di Indonesia yang memiliki keunikan berupa ukuran lebar pulau yang kecil, bentuk pulau menyerupai huruf K, topografi yang terdiri dari pegunungan di bagian tengah dan utara pulau serta adanya tiga teluk di bagian tengah dan selatan. Topografi yang kompleks terutama di bagian tengah pulau ini menyebabkan variasi kondisi atmosfer yang tinggi dalam jarak yang pendek (Von & Gunawan, 2006). Secara umum, pola curah hujan di Pulau Sulawesi terdiri dari pola monsun, equatorial dan anti monsun (Aldrian & Susanto, 2003). Curah hujan di Pulau Sulawesi juga dipengaruhi oleh fenomena *inter-seasonal* seperti *El Niño Southern Oscillation* (ENSO). ENSO berpengaruh terhadap variasi total curah hujan dan jumlah hari hujan di Sulawesi dan Maluku



baik secara spasial maupun musiman (Lestari *et al.*, 2016).

Secara umum, curah hujan diurnal di Pulau Sulawesi berupa hujan di darat yang terpusat di beberapa wilayah seperti daratan bagian tengah pulau, bagian selatan pulau dan sekitar Gorontalo yang terjadi pada sore hari. Adapun hujan di sekitar laut terjadi di Teluk Tolo, Bone, Tomini, dan Manado yang didominasi oleh hujan tengah malam (Alfahmi *et al.*, 2019). Kajian lainnya menunjukkan bahwa konveksi di Pulau Sulawesi bagian barat berpengaruh terhadap sistem curah hujan pagi hari di pantai timur Kalimantan (Ichikawa & Yasunari, 2005).

Keunikan Pulau Sulawesi baik kondisi lokalnya maupun interaksi fenomena *seasonal* dan *inter-seasonal* dengan kondisi lokal dapat memberikan respon tersendiri terhadap karakteristik dan mekanisme curah hujan diurnal. Dalam kajian ini akan dilakukan analisis pola distribusi spasial dan musiman siklus diurnal curah hujan di Pulau Sulawesi melalui analisis komposit dan *time slice* data curah hujan pada bulan Desember-Januari-Februari (DJF), Maret-April-Mei (MAM), Juni-Juli-Agustus (JJA) dan September-Oktober-November (SON), sehingga dapat diperoleh karakteristik siklus diurnal curah hujan baik spasial maupun temporalnya dan propagasi curah hujan diurnal pada setiap musimnya.

## 2 DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data curah hujan per jam dari *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP) tahun 2004-2018. GSMaP pada awalnya merupakan sebuah proyek penelitian yang diinisiasi oleh *Japan Science Technology Agency* (JST) pada tahun 2002 dengan tujuan untuk mengembangkan algoritma dalam menentukan curah hujan menggunakan

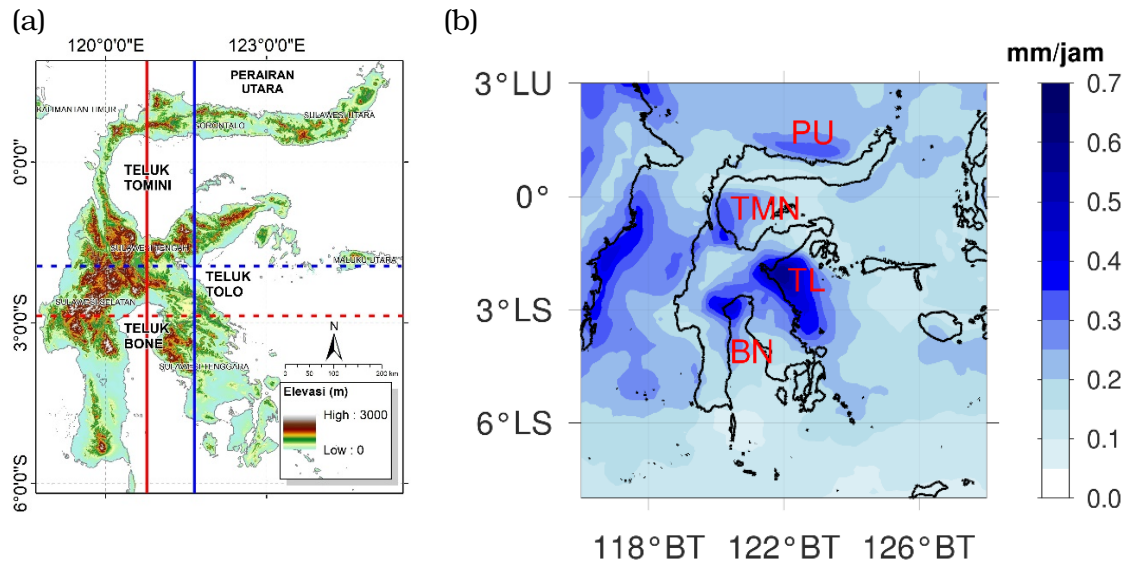
model fisis yang lebih akurat dan menghasilkan peta curah hujan global beresolusi tinggi dari data satelit (Ken'ichi *et al.*, 2005). Data GSMaP yang digunakan yaitu *near-real-time algorithm* (GSMaP NRT) dengan resolusi spasial  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ .

Untuk mengetahui sebaran temporal curah hujan di Pulau Sulawesi, kejadian curah hujan dibagi menjadi beberapa waktu yaitu hujan dini hari (02-05 Waktu Indonesia Tengah/WITA), pagi hari (06-09 WITA), siang hari (10-13 WITA), sore hari (14-17 WITA), malam hari (18-21 WITA) dan tengah malam (22-01 WITA). Selanjutnya analisis variabilitas spasial dan musiman siklus diurnal curah hujan dilakukan menggunakan metode komposit rata-rata curah hujan perjam dan menghitung curah hujan rata-rata wilayah di darat dan pantai. Komposit curah hujan dibagi menjadi empat periode musim, yaitu DJF, MAM, JJA dan SON. Selain itu, untuk melihat skema propagasi curah hujan diurnal dilakukan analisis menggunakan metode *zonal* dan *meridional slice time* atau diagram Hovm'oller untuk wilayah dan periode musim yang memiliki curah hujan paling tinggi.

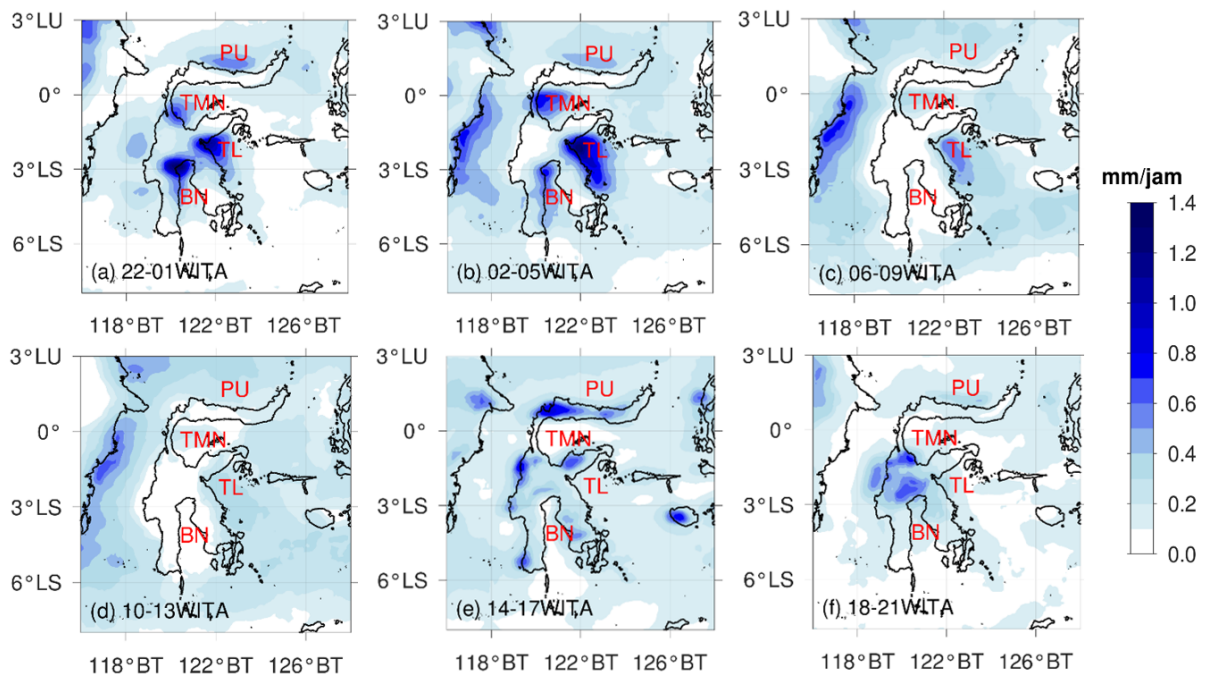
## 3 HASIL DAN PEMBAHASAN

### 3.1 Total Rata-Rata Curah Hujan

Kompleksitas topografi mempunyai pengaruh yang cukup signifikan terhadap formasi dan distribusi curah hujan (Qian *et al.*, 2011). Pulau Sulawesi memiliki pegunungan di bagian tengah dan utara pulau dengan ketinggian rata-rata sekitar 2000-2500 m dan tiga perairan dengan bentuk garis pantai cekung yaitu Teluk Tomini, Tolo dan Bone, serta perairan di bagian utara dan barat pulau (Gambar 3-1a). Gambar 3-1b merupakan rata-rata curah hujan perjam GSMaP dari tahun 2004-2018. Intensitas curah hujan tinggi banyak terdapat di wilayah pantai dan laut. Secara umum terdapat empat sistem utama curah hujan yang



Gambar 3-1: (a) Peta topografi Pulau Sulawesi menggunakan data *Digital Elevation Model* (DEM) SRTM 30 m, dengan *meridional slice* di Teluk Tolo (garis tegas biru), *zonal slice* di Teluk Tolo (garis putus-putus biru), *meridional slice* di Teluk Bone (garis tegas merah), dan *zonal slice* di Teluk Bone (garis putus-putus merah). (b) Rata-rata curah hujan perjam selama tahun 2004-2018.



Gambar 3-2: Variasi rata-rata curah hujan perjam GSMaP pada (a) hujan tengah malam (22-01 WITA), (b) dini hari (02-05 WITA), (c) pagi hari (06-09 WITA), (d) siang (10-13 WITA), (e) sore hari (14-17 WITA), dan (f) malam hari (18-21 WITA).

memiliki karakteristik unik di Pulau Sulawesi, yaitu sistem curah hujan di Teluk Tomini (TMN), Teluk Tolo (TL), Teluk Bone (BN) dan perairan bagian utara Pulau Sulawesi (PU). Adapun Teluk Tolo memiliki curah hujan dengan intensitas paling tinggi dibandingkan dengan perairan lainnya.

Gambar 3-2 menunjukkan lokasi curah hujan pada enam waktu yaitu tengah malam (22-01 WITA), dini hari (02-05 WITA), pagi hari (06-09 WITA), siang hari (10-13 WITA), sore hari (14-17 WITA), dan malam hari (18-21 WITA). Pada umumnya, puncak curah hujan di darat terjadi pada sore hari dan di laut terjadi pada dini hari (Mori *et al.*, 2004; Qian *et al.*, 2010), tetapi di Pulau Sulawesi, curah hujan sore hari banyak terdapat di daratan Sulawesi Utara, Selatan dan Tenggara (Gambar 3-2e), sedangkan pada malam hari curah hujan terkonsentrasi di wilayah daratan bagian tengah (Gambar 3-2f). Bentuk garis pantai cekung yang mendominasi pantai di Sulawesi memengaruhi variasi siklus diurnal curah hujan. Garis pantai cekung menyebabkan konvergensi angin darat yang memicu aktivitas konveksi kuat sepanjang lautan dan merupakan komponen penting untuk menghasilkan hujan nokturnal (Alfahmi *et al.*, 2019). Seperti pada Gambar 3-2, curah hujan di pantai paling banyak terjadi pada tengah malam yaitu di Teluk Tomini, Tolo dan Bone, sedangkan di laut ketiga wilayah tersebut didominasi oleh hujan dini hari.

## 3.2 Analisis Komposit Curah Hujan

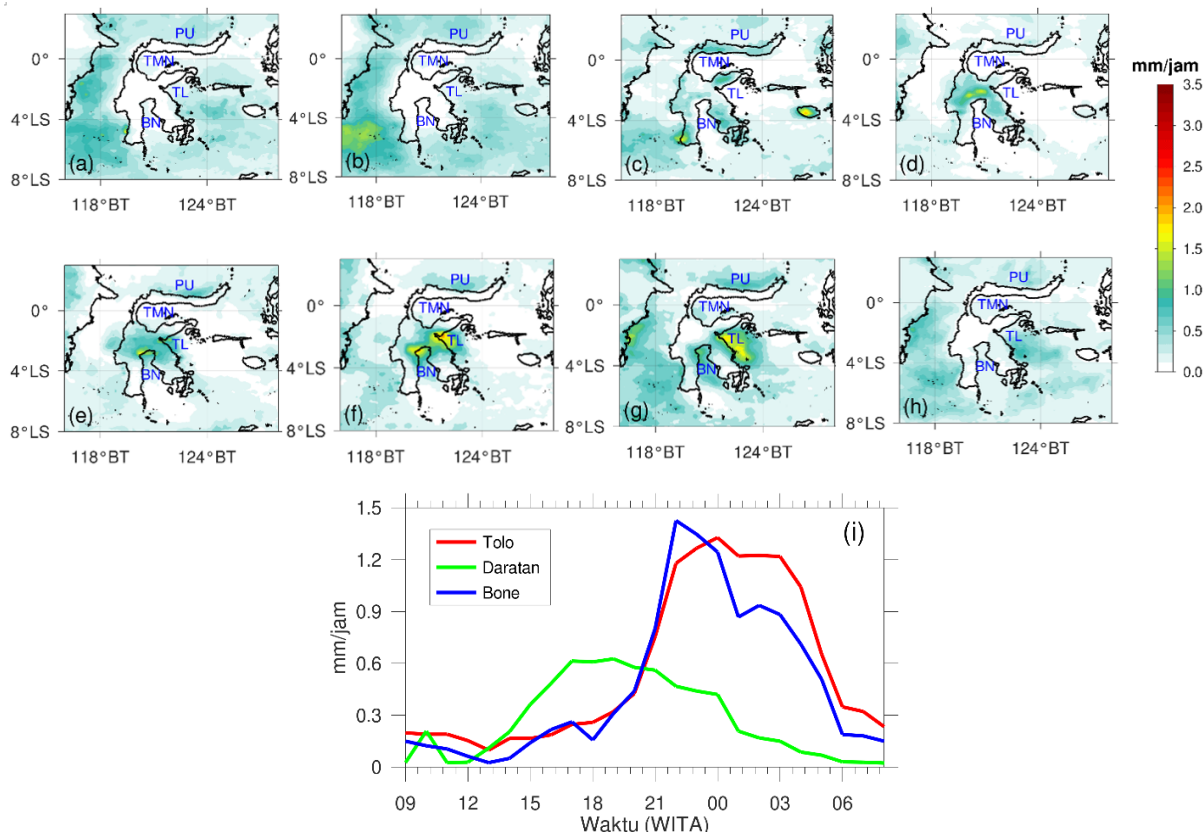
### 3.2.1 Desember-Januari-Februari (DJF)

Gambar 3-3 menunjukkan variasi siklus diurnal curah hujan pada bulan Desember-Januari-Februari (DJF) yang merupakan komposit rata-rata curah hujan perjam dari GSMaP selama tahun 2004-2018, dan Gambar 3-3i merupakan time series curah hujan rata-rata di daratan bagian tengah Sulawesi ( $2,3^{\circ}$  –  $1,2^{\circ}$  LS dan  $119,3$  –  $120,4^{\circ}$  BT), sekitar

pantai Teluk Tolo ( $3$  –  $1,7^{\circ}$ LS dan  $121,5$  –  $122,4^{\circ}$ BT) dan Bone ( $3,6$  –  $2,7^{\circ}$ LS dan  $120,4$  –  $120,8^{\circ}$ BT). Curah hujan sepanjang daratan Sulawesi merupakan curah hujan sore hari yang mulai terjadi sekitar pukul 15:00 WITA. Pada bulan DJF, puncak curah hujan di darat terjadi pada pukul 18:00 WITA di daratan bagian tengah Pulau Sulawesi atau pegunungan bagian selatan dekat pantai Teluk Bone (Gambar 3-3d), kemudian hujan bergerak ke arah timur dan selatan menuju Teluk Tolo dan Bone.

Sejak pukul 00:00 WITA, hujan terus bergerak menuju perairan di Teluk Tolo dan Bone. Di Teluk Tolo, hujan berpropagasi secara meluas menuju perairan lepas, sedangkan pergerakan hujan di Teluk Bone tidak seluas di Teluk Tolo. Teluk Bone diapit oleh daratan (Provinsi Sulawesi Selatan dan Sulawesi Tenggara) memiliki perairan yang lebih sempit dan pegunungan yang lebih tinggi di bagian utara teluk dengan jarak yang lebih dekat dengan pantai dibandingkan dengan Teluk Tolo. Perbedaan lebar laut antara Teluk Tolo dan Bone serta topografi pegunungan di kedua sisi teluk yang berbeda ini merupakan faktor lokal yang memengaruhi perbedaan propagasi curah hujan di laut. Beberapa kajian sebelumnya menyatakan bahwa intensitas curah hujan di laut dipengaruhi oleh lebar laut (Fujita *et al.*, 2010) dan keberadaan pegunungan di sekitar lautan (Qian *et al.*, 2010). Selain itu, berdasarkan kajian Alfahmi *et al.*(2019), angin dominan juga berpengaruh terhadap propagasi dan intensitas curah hujan diurnal. Seperti skema hujan di Sumatera dan Kalimantan, konvergensi sepanjang lautan dibentuk oleh angin darat dan angin dominan (Mori *et al.*, 2004; Qian *et al.*, 2012).

Berdasarkan Gambar 3-3i, hujan di daratan bagian tengah terjadi pada pukul 15:00-00:00 WITA yang mencapai puncaknya pada pukul 18:00 WITA dengan intensitas sebesar 0,63 mm/jam.



Gambar 3-3: Variasi curah hujan diurnal di Pulau Sulawesi bulan DJF berdasarkan komposit rata-rata curah hujan perjam GSMaP selama tahun 2004-2018 pada pukul: (a) 09:00 WITA, (b) 12:00 WITA, (c) 15:00 WITA, (d) 18:00 WITA, (e) 21:00 WITA, (f) 00:00 WITA, (g) 03:00 WITA, (h) 06:00 WITA, dan (i) time series curah hujan rata-rata di daratan bagian tengah Pulau Sulawesi (garis berwarna hijau), pantai Teluk Bone (garis berwarna biru) dan pantai Teluk Tolo (garis berwarna merah).

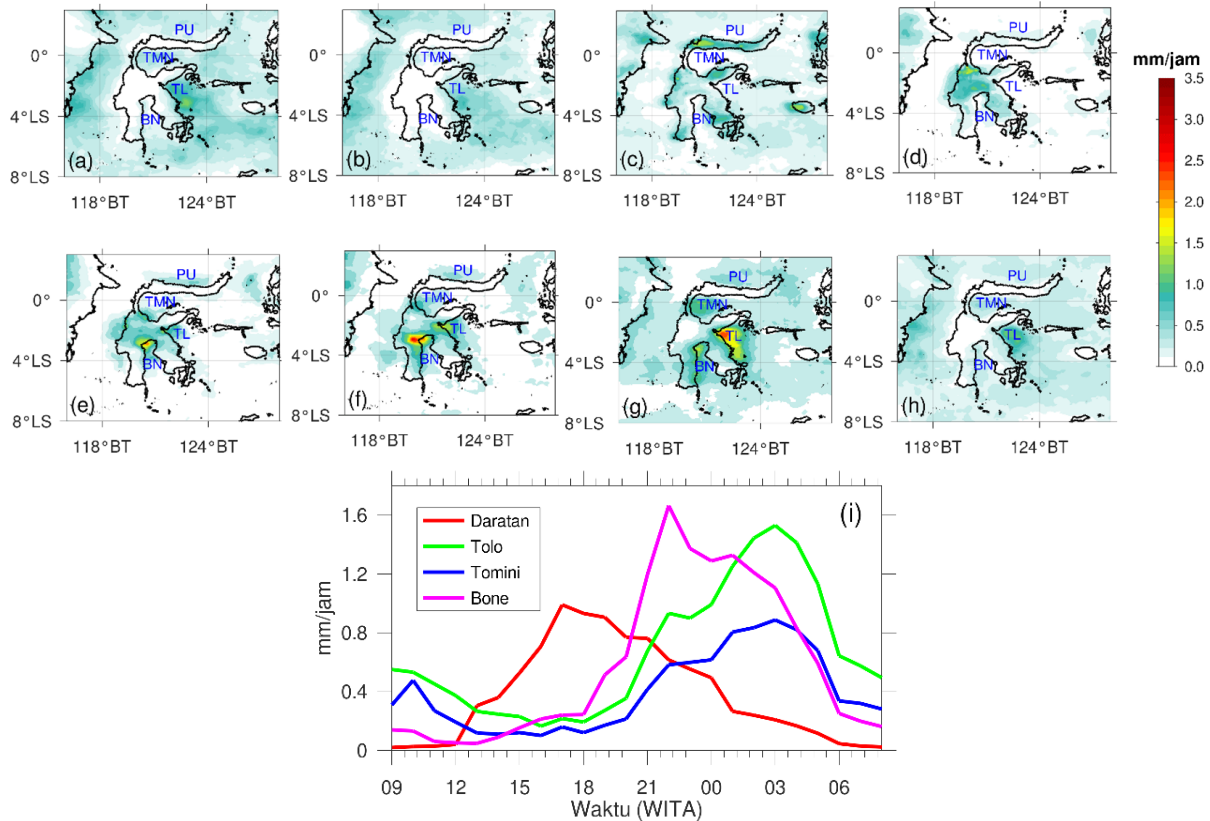
Adapun hujan di pantai Teluk Tolo dan Bone terjadi pada jam 21:00-06:00 WITA. Rata-rata curah hujan di sekitar pantai Teluk Tolo menunjukkan puncak curah hujan terjadi pada 00:00 WITA dengan intensitas mencapai 1,23 mm/jam, sedangkan hujan di pantai Teluk Bone mencapai puncaknya pada pukul 22:00 WITA dengan intensitas yang lebih tinggi yaitu 1,4 mm/jam.

### 3.2.2 Maret-April-Mei (MAM)

Pada bulan MAM pukul 15:00 WITA terdapat curah hujan yang tersebar di daratan bagian utara, barat dan selatan Pulau Sulawesi (Gambar 3-4c). Pola curah hujan di darat pada bulan MAM sama dengan pola yang ditunjukkan pada periode musim DJF (Gambar 3-3c), hujan terjadi mulai pukul 15:00 WITA hingga 00:00 WITA. Kondisi ini berkaitan

dengan pemanasan gunung dan lembah serta aktivitas angin laut yang aktif terjadi pada siang hari (Fujita *et al.*, 2010). Pegunungan sekitar garis pantai mengangkat masa udara laut untuk membentuk awan sepanjang wilayah pegunungan (Alfahmi *et al.*, 2019). Namun berbeda dengan bulan DJF, curah hujan di sekitar pegunungan bagian tengah Pulau Sulawesi pada jam 18:00 WITA lebih tinggi di bagian utara, sedangkan pada bulan DJF lebih tinggi di bagian selatan daratan seperti terlihat pada Gambar 3-4d.

Gambar 3-4 menunjukkan bahwa pada periode musim MAM, hujan dari daratan bagian tengah Pulau Sulawesi bergerak menuju tiga perairan yaitu Teluk Tomini, Tolo dan Bone. Puncak curah hujan di pantai dan laut di ketiga wilayah tersebut memiliki intensitas dan



Gambar 3-4: Variasi curah hujan diurnal di Pulau Sulawesi bulan MAM berdasarkan komposit rata-rata curah hujan perjam GSMaP selama tahun 2004-2018 pada pukul: (a) 09:00 WITA, (b) 12:00 WITA, (c) 15:00 WITA, (d) 18:00 WITA, (e) 21:00 WITA, (f) 00:00 WITA, (g) 03:00 WITA, (h) 06:00 WITA, dan (i) time series curah hujan rata-rata di daratan bagian tengah Pulau Sulawesi (garis berwarna merah), pantai Teluk Tolo (garis berwarna hijau), Teluk Tomini (garis berwarna biru) dan pantai Teluk Bone (garis berwarna magenta).

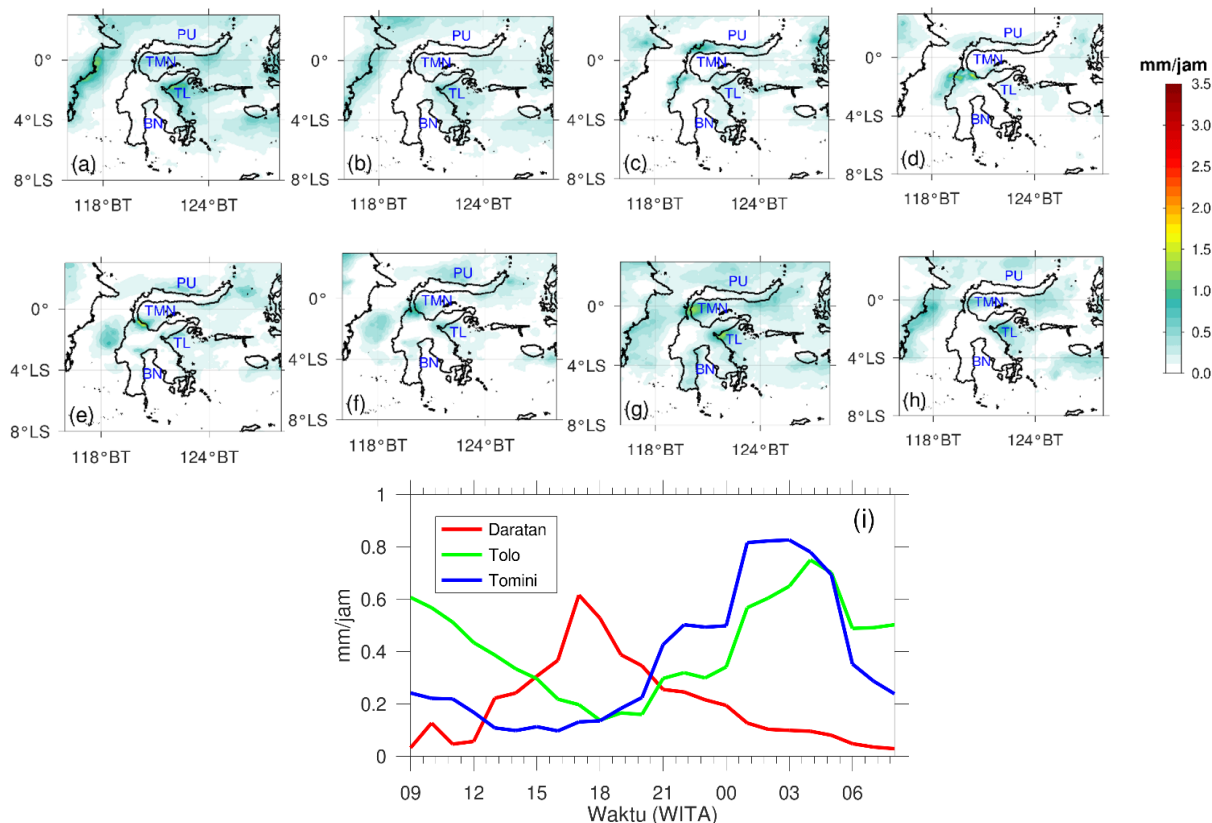
waktu yang berbeda-beda. Qian *et al.*(2012) menyatakan bahwa kondisi ini berkaitan dengan onsets angin darat yang bergantung pada ketinggian daratan dan aliran monsun. Curah hujan di pantai Teluk Tomini ( $0,9 - 0,4^{\circ}$  LS dan  $120 - 120,5^{\circ}$  BT) dan Tolo mencapai puncaknya pada pukul 03:00 WITA dengan intensitas curah hujan 0,8 mm/jam dan 1,53 mm/jam secara berturut-turut. Adapun puncak curah hujan di Teluk Bone terjadi lebih awal yaitu sekitar pukul 23:00 WITA dengan intensitas 1,7 mm/jam (Gambar 3-4i). Selain di daratan bagian tengah, terdapat pola curah hujan diurnal di Sulawesi bagian utara, dimana hujan di daratan bergerak menuju perairan utara walaupun dengan intensitas yang lebih rendah.

Diantara keempat wilayah (Teluk Tolo, Tomini, Bone dan perairan utara),

intensitas curah hujan paling tinggi terjadi di Teluk Tolo dan Bone. Propagasi curah hujan yang ditunjukkan di Teluk Tolo dan Bone hampir sama dengan bulan DJF, yaitu sebaran curah hujan di Teluk Tolo lebih meluas ke arah laut. Menariknya, hujan di sekitar Teluk Bone selain terpusat di bagian cekungan tetapi juga terjadi di sepanjang pantai di Provinsi Sulawesi Selatan (Gambar 3-4g).

### 3.2.3 Juni-Juli-Agustus (JJA)

Intensitas curah hujan pada bulan JJA lebih rendah dibandingkan curah hujan pada bulan DJF dan MAM seperti pada Gambar 3-5. Hujan di darat mulai terlihat pada pukul 15:00 WITA di sekitar daratan bagian utara, sedangkan di daratan bagian tengah pulau, hujan terjadi mulai pukul 18:00 WITA. Curah hujan di daratan bagian



Gambar 3-5: Variasi curah hujan diurnal di Pulau Sulawesi bulan Juni-Juli-Agustus (JJA) berdasarkan komposit rata-rata curah hujan perjam GSMaP selama tahun 2004-2018 pada pukul: (a) 09:00 WITA, (b) 12:00 WITA, (c) 15:00 WITA, (d) 18:00 WITA, (e) 21:00 WITA, (f) 00:00 WITA, (g) 03:00 WITA, (h) 06:00 WITA, dan (i) time series curah hujan rata-rata di daratan bagian tengah Pulau Sulawesi (garis berwarna merah), pantai Teluk Tolo (garis berwarna hijau) dan pantai Teluk Tomini (garis berwarna biru).

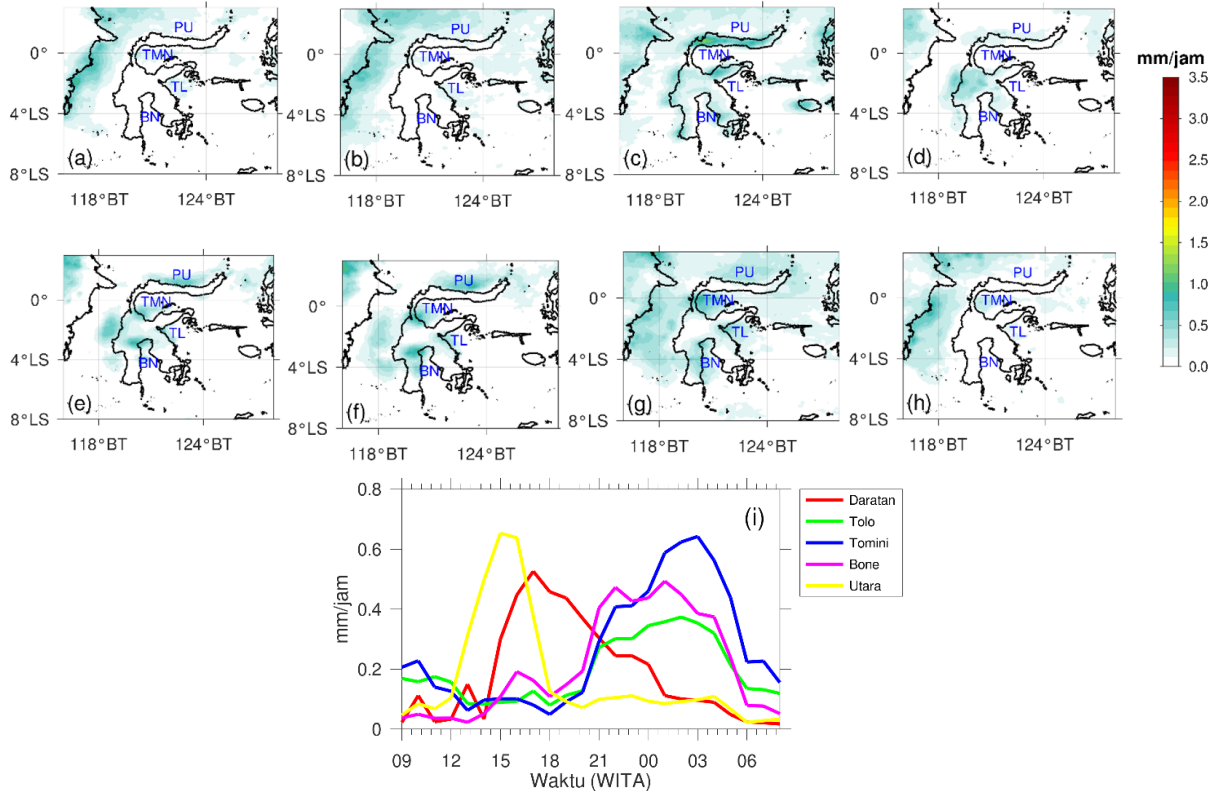
tengah ini lebih tersebar ke arah utara pegunungan. Terdapat pola pergerakan curah hujan dari darat ke laut yang berbeda dibandingkan dengan bulan DJF dan MAM, dimana hujan dari daratan bagian tengah pulau bergerak ke Teluk Tomini dan Tolo. Begitupun dengan propagasinya ke arah laut yang tidak sejauh dan seluas pada bulan DJF dan MAM di kedua teluk tersebut.

Grafik intensitas curah hujan terhadap waktu menegaskan pola diurnal yang terjadi (Gambar 3-5i). Hujan di daratan bagian tengah terjadi pukul 15:00-00:00 WITA. Adapun di sekitar pantai Teluk Tolo tidak terlihat adanya puncak curah hujan yang jelas, hujan terjadi 00:00-04:00 WITA dengan intensitas sekitar 0,6-0,8 mm/jam kemudian diikuti oleh kejadian hujan pada pukul 09:00-12:00 WITA dengan

intensitas yang lebih rendah. Secara umum, kondisi ini dapat terjadi di sekitar pantai seperti hasil kajian dari Mori *et al.*(2018) yang melakukan penelitian mengenai curah hujan diurnal di Jakarta, menunjukkan bahwa di bagian hilir (sekitar pantai) terdapat kombinasi pengaruh antara daratan dengan pola hujan di sore hari dan hujan di laut yang merupakan hujan nokturnal. Dua kejadian hujan di sekitar pantai Teluk Tolo ini menjadi karakteristik di bulan JJA yang tidak terlihat pada pola curah hujan di bulan DJF dan MAM yang memiliki satu puncak.

### 3.2.4 September-Oktober-November (SON)

Periode musim SON memiliki intensitas curah hujan paling rendah dibandingkan bulan DJF, MAM dan



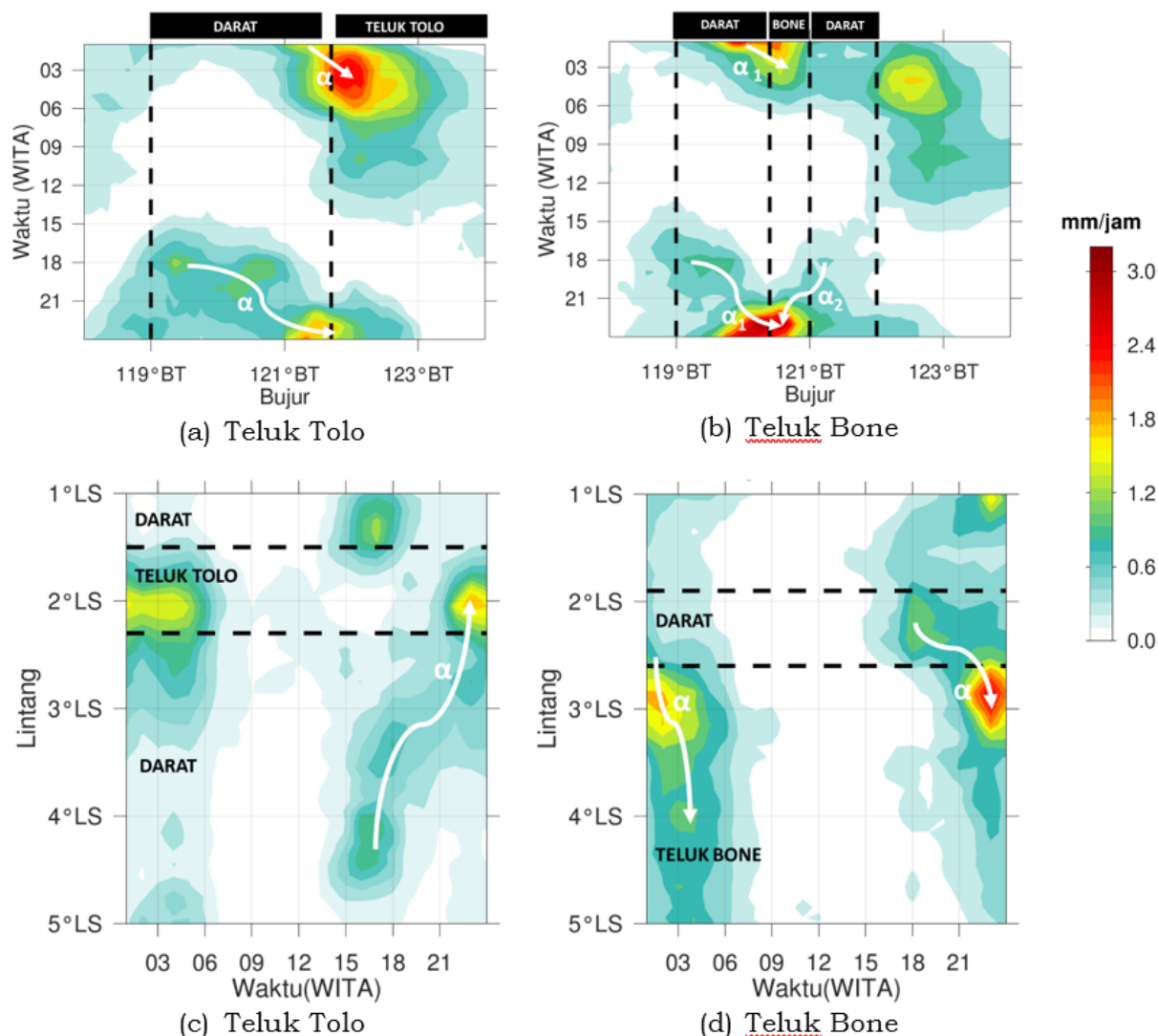
Gambar 3-6: Variasi curah hujan diurnal di Pulau Sulawesi bulan September-Oktober-November (SON) berdasarkan komposit rata-rata curah hujan perjam GSMaP selama tahun 2004-2018 pada pukul: (a) 09:00 WITA, (b) 12:00 WITA, (c) 15:00 WITA, (d) 18:00 WITA, (e) 21:00 WITA, (f) 00:00 WITA, (g) 03:00 WITA, (h) 06:00 WITA, dan (i) time series curah hujan rata-rata di daratan bagian utara pulau (garis berwarna kuning), daratan bagian tengah pulau (garis berwarna merah), pantai Teluk Tolo (garis berwarna hijau), pantai Teluk Bone (garis berwarna magenta), dan pantai Teluk Tomini (garis berwarna biru).

JJA (Gambar 3-6). Pada Gambar 3-6e terlihat bahwa hujan terjadi di pantai Tolo, Tomini, Bone, dan perairan utara. Berbeda dengan pola diurnal di periode musim lainnya, curah hujan diurnal di bulan SON yang terlihat paling signifikan adalah di bagian utara Pulau Sulawesi. Hujan di daratan bagian utara yang meliputi Provinsi Gorontalo dan Sulawesi Utara mulai terjadi pada pukul 13:00 WITA, kemudian bergerak ke utara menuju perairan utara sekitar pukul 21:00 WITA dan mencapai puncaknya pada pukul 00:00 WITA. Bentuk garis pantai yang lurus di perairan utara menyebabkan hujan tersebar di sepanjang pantai. Pada Gambar 3-6i terlihat adanya perbedaan puncak curah hujan di darat. Di darat bagian tengah pulau, hujan mencapai puncaknya pada pukul 17:00 WITA, sedangkan puncak

hujan di daratan utara terjadi lebih awal yaitu sekitar pukul 15:00 WITA. Intensitas curah hujan rata-rata wilayah di daratan bagian utara ( $0,5 - 0,8^{\circ}$  LU dan  $120,5 - 124,5^{\circ}$  BT) lebih tinggi dari hujan di daratan bagian tengah pulau yang mencapai  $0,7$  mm/jam.

### 3.3 Propagasi Curah Hujan Diurnal

Berdasarkan analisis curah hujan diurnal pada setiap periode musim, Teluk Tolo dan Bone memiliki nilai puncak curah hujan paling tinggi dibandingkan perairan lainnya di Pulau Sulawesi pada bulan MAM. Untuk melihat propagasi hujan di kedua teluk tersebut dilakukan *meridional-time slice* pada  $121,4^{\circ}$  BT dan *zonal-time slice* pada  $2^{\circ}$  LS di Teluk Tolo (garis tegas dan putus-putus berwarna biru pada Gambar 3-1a) serta *zonal-time slice* pada  $2,8^{\circ}$  LS dan *meridional-slice*



Gambar 3-7: (a) Zonal-time slice pada bulan MAM di Teluk Tolo, (b) zonal-time slice pada bulan MAM di Teluk Bone, (c) meridional-time slice bulan MAM di Teluk Tolo, dan (d) meridional-time slice pada bulan MAM di Teluk Bone.

time pada 120,8° BT di Teluk Bone yang terlihat sebagai garis putus-putus dan tegas berwarna merah pada Gambar 3-1a.

Gambar 3-7a dan 3-7c merupakan zonal dan meridional-time slice di Teluk Tolo. Propagasi curah hujan dimulai sekitar pukul 16:00 WITA di daratan bagian tengah menuju pantai ( $\alpha$ ) pada pukul 22:00 WITA. Kemudian hujan bergerak menuju laut lepas hingga pukul 09:00 WITA dengan puncak curah hujan mencapai 3 mm/jam yang terjadi sekitar pukul 03:00 WITA (Gambar 3-7a). Puncak curah hujan di Teluk Tolo bergerak dari daerah

pantai menuju lautan yang mencapai jarak sekitar 75 km atau dari sekitar 121,5° BT hingga 122,2° BT. Hal ini sejalan dengan hasil penelitian Alfahmi *et al.*(2019) yang menyatakan bahwa puncak curah hujan di Teluk Tolo, Bone dan Cendrawasih lebih dekat dengan garis pantai dibandingkan dengan Teluk Manado yang bisa mencapai 100-200 km dari pantai. Penelitian-penelitian sebelumnya pun menyatakan bahwa curah hujan dapat berpropagasi dari pantai hingga laut dengan jarak yang berbeda-beda, seperti di Sumatera bisa mencapai 400 km dari pantai (Mori *et al.*, 2004), 200 km di Pulau Kalimantan



(Ichikawa & Yasunari, 2007) atau hanya mencapai beberapa kilometer di pantai yang datar di utara Jawa Barat (Hadi *et al.*, 2002).

Berdasarkan hasil meridional-time slice pada Gambar 3-7c, curah hujan terjadi di darat baik di sebelah selatan maupun utara Teluk Tolo. Hujan di darat mulai terjadi sekitar pukul 15:00 WITA bergerak menuju laut dan mencapai puncaknya sekitar pukul 00:00 WITA. Hujan di sekitar pantai dan perairan Teluk Tolo ini bertahan hingga sekitar pukul 06:00 WITA. Berdasarkan hasil penelitian Alfahmi *et al.*(2019) yang melakukan simulasi propagasi curah hujan diurnal di Teluk Tolo dan Cendrawasih menggunakan model *Weather Research Forecasting* (WRF) menunjukkan bahwa curah hujan dari darat bergerak menuju pantai karena adanya perpindahan zona konvergensi yang dipengaruhi oleh angin gunung disertai pelemahan angin laut. Pada Gambar 3-5c juga terlihat hujan bergerak dari daratan bagian selatan menuju lautan dengan kecepatan  $\approx 6,2$  m/s. Kondisi ini bersesuaian dengan hasil Alfahmi *et al.*(2019) yang menyatakan bahwa rata-rata kecepatan propagasi hujan di Teluk Tolo adalah sekitar 4,1 m/s, dengan kecepatan dari arah selatan sebesar 6,1 m/s dan dari utara sekitar 2,7 m/s.

Teluk Bone berada di antara Provinsi Sulawesi Selatan (di bagian barat dan utara) dan Provinsi Sulawesi Tenggara (di bagian timur). Hasil *zonal-time slice* menunjukkan bahwa propagasi curah hujan di Teluk Bone diawali baik di darat bagian timur ( $\alpha_2$ ) maupun bagian barat ( $\alpha_1$ ) seperti pada Gambar 3-7b. Kemudian curah hujan  $\alpha_1$  bergerak ke arah timur menuju Teluk Bone, sedangkan curah hujan  $\alpha_2$  bergerak ke arah barat menuju Teluk Bone pada malam hari. Propagasi hujan di darat terjadi pada pukul 16:00 WITA sampai 00:00 WITA dan propagasi hujan di laut terjadi mulai pukul 22:00

hingga 06:00 WITA. Propagasi hujan ( $\geq 1$  mm/jam) dari darat menuju laut di Teluk Bone ini sekitar 4,4 m/s. Adapun curah hujan mencapai puncaknya di laut pada pukul 00:00 WITA dengan intensitas mencapai 3 mm/jam. Aktivitas angin darat yang tinggi pada malam hari, menyebabkan puncak curah hujan di laut terjadi pada malam hingga dini hari (Alfahmi *et al.*, 2019).

Gambar 3-7d merupakan diagram *meridional-time slice* yang menunjukkan hujan dari darat bagian tengah Pulau Sulawesi bergerak menuju laut hingga  $4^\circ$  LS. Walaupun demikian, puncak curah hujan hanya mencapai sekitar 50 km dari garis pantai atau dari sekitar  $2,7^\circ$  LS hingga  $3,1^\circ$  LS. Sejak pukul 00:00 WITA, hujan di laut bergerak semakin ke selatan dengan intensitas yang semakin rendah hingga pukul 06:00 WITA. Adapun kecepatan pergerakan hujan ( $\geq 1$  mm/jam) dari darat ke laut di Teluk Bone mencapai 6,1 m/s.

Teluk Tolo dan Bone yang memiliki bentuk garis pantai cekung berpengaruh signifikan terhadap skema propagasi curah hujan diurnalnya. Berdasarkan analisis *zonal* dan *meridional slice time*, curah hujan di sepanjang daratan yang mengelilingi Teluk Tolo dan Bone bergerak menuju laut. Konvergensi angin darat yang tinggi menyebabkan intensitas curah hujan tinggi yang terkumpul di laut sekitar pantai pada tengah malam (pukul 21:00-01:00 WITA) dan dini hari (02:00-05:00 WITA). Bentuk garis pantai cekung dapat meningkatkan intensitas curah hujan di laut, angin darat dengan intensitas tinggi dari semua sisi pantai bergerak menuju tengah laut melalui konvergensi lapisan rendah (Alfahmi *et al.*, 2019). Selain itu, garis pantai yang cekung juga berpengaruh terhadap kecepatan propagasi hujan. Alfahmi *et al.*(2019) menyatakan bahwa kecepatan pergerakan curah hujan sepanjang garis pantai cekung mempunyai kecepatan yang lebih lambat dibandingkan propagasi hujan dari

puncak gunung menuju lautan terbuka. Seperti di Sumatera, hujan bergerak dari darat ke laut dengan kecepatan rata-rata mencapai 10 m/s (Mori *et al.*, 2004).

#### 4 KESIMPULAN

Berdasarkan total curah hujan rata-rata di Pulau Sulawesi menunjukkan bahwa curah hujan di daratan terjadi pada sore hingga malam hari (14:00-21:00 WITA) dan hujan di laut terjadi mulai tengah malam hari hingga dini hari (22:00-06:00 WITA). Secara umum, pola diurnal curah hujan di Pulau Sulawesi memiliki karakteristik unik yang terdiri dari curah hujan diurnal di Teluk Tolo, Tomini, Bone dan perairan bagian utara.

Hasil analisis komposit curah hujan menunjukkan bahwa perbedaan periode musim menyebabkan adanya perbedaan arah propagasi curah hujan dari darat menuju laut. Pada bulan DJF, curah hujan bergerak dari daratan bagian tengah pulau menuju Teluk Tolo dan Bone. Pada bulan MAM, curah hujan bergerak dari darat menuju Teluk Tolo, Bone dan Tomini, sedangkan sistem curah hujan bulan JJA merupakan curah hujan yang bergerak dari darat menuju Teluk Tolo dan Tomini. Adapun pada periode musim SON, pola diurnal curah hujan di daratan bagian utara pulau paling menonjol dibandingkan di wilayah lain. Nilai rata-rata curah hujan wilayah pada setiap periode musimnya menunjukkan bahwa intensitas curah hujan paling tinggi baik di darat maupun di laut terjadi pada bulan MAM yaitu mencapai 1 mm/jam di daratan bagian tengah, 1,53 mm/jam di sekitar pantai Teluk Tolo dan mencapai 1,7 mm/jam di sekitar pantai Teluk Bone.

Curah hujan di sepanjang daratan yang mengelilingi Teluk Tolo dan Bone bergerak menuju teluk dan banyak terkonsentrasi di bagian tengah laut pada malam hingga dini hari. Berdasarkan diagram *zonal* dan *meridional-time*

*slice* pada bulan MAM, hujan tersebut bergerak dari darat menuju laut dengan kecepatan sekitar 6,2 m/s di Teluk Tolo dan sekitar 6,1 m/s di Teluk Bone. Adapun propagasi puncak hujannya mencapai lebih dari 75 km dan 50 km dari garis pantai di Teluk Tolo dan Bone secara berturut-turut.

#### UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional yang telah memberikan dukungan dalam proses penelitian ini.

#### DAFTAR RUJUKAN

- Aldrian, E. & Susanto, R. D. (2003). Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *International Journal of Climatology*, 23, 1435.
- Alfahmi, F., Boer, R., Hidayat, R., Perdinan, & Sopaheluwakan, A. (2019). The impact of concave coastline on rainfall offshore distribution over Indonesian maritime continent. *The Scientific World Journal*, 2019, ID6839012.
- Crosman, E. T. & Horel, J. D. (2010). Sea and lake breezes: a review of numerical studies. *Boundary-Layer Meteorology*, 137, 1.
- Fujita, M., Kimura, F., & Yoshizaki, M. (2010). Morning precipitation peak over the strait of Malacca under a calm condition. *Monthly Weather Review*, 138, 1474.
- Hadi, T. W., Horinouchi, T., Tsuda, T., Hashiguchi, H., & Fukao, S. (2002). Sea-breeze circulation over Jakarta, Indonesia: a climatology. *Monthly Weather Review*, 130, 2153.
- Ichikawa, H. & Yasunari, T. (2005). Time-space characteristics of diurnal rainfall over Borneo and surrounding oceans as observed by TRMM-PR. *Journal of Climate*, 19, 1238.
- Ichikawa, H. & Yasunari, T. (2007). Intraseasonal variability in diurnal rainfall over New Guinea and the surrounding oceans during Austral summer. *Journal of Climate*, 21, 2852.
- Ken'ichi, O., Tomoo, T., T., Nabuhiro, & Koyuru, I. (2005). The global satellite mapping of precipitation project. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Seoul*.
- Lestari, S., Hamada, J., Syamsudin, F., Sunaryo,

- Matsumoto, J., & D., Y. M. (2016). ENSO influences on rainfall extremes around Sulawesi and Maluku Islands in the Eastern Indonesia Maritime Continent. *SOLA*, 12, 37.
- Mori, S., Jun-Ichi, H., Tauhid, Y. I., Yamanaka, M. D., Okamoto, N., Murata, F., Sakurai, N., Hasiguchi, H., & Sribimawati, T. (2004). Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *American Model Society*, 132, 2021.
- Ohsawa, T., Ueda, H., Hayashi, T., Watanabe, A., & J., M. (2001). Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 79, 333.
- Qian, J., Robertson, A. W., & Moron, V. (2010). Interactions among ENSO, the monsoon, and diurnal cycle in rainfall variability over Java, Indonesia. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 3509.
- Qian, J., Robertson, A. W., & Moron, V. (2012). Diurnal cycle in different weather regimes and rainfall variability over Borneo associated with ENSO. *Journal of Climate*, 26, 1772.
- Qian, T., C., E. C., & Zhang, F. (2011). Topographic effects on the tropical land and sea breeze. *Journal of The Atmospheric Science*, 69, 130.
- Von, V. & D., G. (2006). Atmospheric variability in Sulawesi, Indonesia-regional atmospheric model results and observations. Technical report, .
- Yamanaka, M. D. (2016). Physical climatology of Indonesian maritime continent : an outline to comprehend observational studies. *Atmospheric Research*, 178, 231.



# KARAKTERISTIK KETEBALAN LAPISAN *BRIGHT BAND* HASIL MODEL PROFIL REFLEKTIVITAS DAN GRADIEN REFLEKTIVITAS (CHARACTERISTIC OF BRIGHT BAND THICKNESS BASED ON VERTICAL PROFILE OF REFLECTIVITY AND GRADIENT REFLECTIVITY MODELS)

Tiin Sinatra\*, Noersomadi, Ginaldi Ari Nugroho, Soni Aulia Rahayu

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer

Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional

Jl. Dr. Djundjunan No. 133 Bandung

\*e-mail: tiin.sinatra@lapan.go.id

Diterima : 25 November 2019; Direvisi : 31 Oktober 2020; Disetujui : 3 November 2020

## ABSTRACT

Bright band is an indicator of a layer within stratiform cloud characterized by enhanced radar reflectivity due to the melting ice process. It may cause bias when estimating precipitation with radar observation. Therefore, bright band detection is important to correct weather radar data for the reference when developing precipitation model estimation. This research investigated two models for identifying bright band from the transportable radar observation data with range height indicator scanning. The first model used functional fit called vertical profile of reflectivity (VPR) and the second one called gradient reflectivity (GR). The results showed the difference of error estimation of upper (lower) boundary by VPR is 4.51% (3.1%), respectively, while GR is 9.02% (3.9%). The results indicated that VPR model is better than GR model for identifying the upper and lower boundary of bright band. Knowledge of BB thickness characteristics can be used for further analysis regarding estimation of quantitative precipitation based on radar observations.

Keywords: *bright band*, *RHI*, *VPR model*, *GR model*, *transportable X-Band radar*

## ABSTRAK

*Bright band* merupakan indikator suatu lapisan pada awan stratus yang ditandai oleh peningkatan reflektivitas radar akibat kristal es yang meleleh. Hal tersebut dapat menyebabkan galat dalam menghitung estimasi presipitasi berdasarkan data radar. Oleh karena itu, deteksi *bright band* merupakan langkah yang penting untuk dilakukan guna mengoreksi data radar cuaca sebagai acuan dalam pengembangan model estimasi presipitasi. Penelitian ini bertujuan menginvestigasi dua model untuk identifikasi *bright band* hasil observasi *transportable X-band radar* dari data *range-height indicator* (RHI). Model pertama dengan menggunakan *function fit*, yaitu profil vertikal reflektivitas (VPR; *vertical profile of reflectivity*) dan model kedua dengan menggunakan gradien reflektivitas (GR). Hasil analisis menunjukkan perbedaan galat dalam menentukan batas atas (batas bawah) untuk VPR adalah 4,51% (3,1%), sedangkan model GR 9,02% (3,9%). Identifikasi *bright band* dengan menggunakan model VPR lebih baik dibandingkan dengan model GR untuk penentuan batas atas dan batas bawah dari *bright band*. Pengetahuan mengenai karakteristik ketebalan BB dapat dimanfaatkan untuk analisis lebih lanjut terkait estimasi presipitasi kuantitatif berdasarkan observasi radar.

Kata kunci: *bright band*, *RHI*, *model VPR*, *model GR*, *transportable X-Band radar*

## 1. PENDAHULUAN

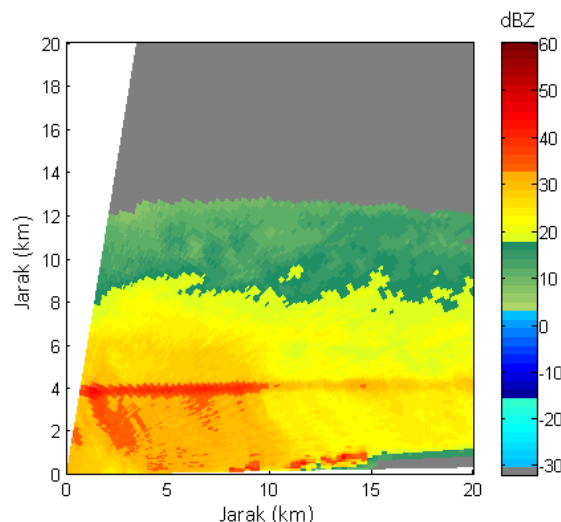
Variabilitas atmosfer dapat diklasifikasikan berdasarkan skala waktu jangka pendek (harian) sampai jangka panjang (tahunan). Variasi skala

waktu harian sendiri dapat diklasifikasi kembali menjadi satuan menit (turbulensi atmosfer) sampai setengah harian (~12 jam), seperti perubahan temperatur udara permukaan (Holton,

2004). Proses fisika awan hujan memiliki orde 30 menit sampai beberapa jam. Untuk mengetahui variasi atmosfer dalam skala waktu harian, LAPAN melakukan observasi bersama *Kyoto University* untuk menginvestigasi dinamika cuaca lokal di wilayah Jawa Barat, Indonesia (Noersomadi *et al.*, 2013; Oigawa *et al.*, 2017). LAPAN dan *Kyoto University* melakukan pengamatan atmosfer menggunakan radar hujan dengan frekuensi *X-band* (9,4 GHz) dan meluncurkan balon radiosonde secara bersamaan pada pertengahan bulan Maret 2013.

Salah satu pemanfaatan data pengamatan radar hujan adalah untuk estimasi kuantitas presipitasi (*quantitative precipitation estimation*; QPE). Nilai galat pada estimasi presipitasi dapat disebabkan oleh faktor meteorologi, salah satunya adalah distribusi jenis atau ukuran partikel pada awan hujan. Kristal es dalam awan hujan dapat terdeteksi oleh radar cuaca yang dicirikan oleh nilai reflektivitas tinggi. Hasil pengamatan radar awan hujan memperlihatkan bahwa nilai reflektivitas yang tinggi tidak selalu menunjukkan presipitasi yang tinggi yang secara umum terlihat pada awan tipe stratus (Morin *et al.*, 2003). Dalam awan hujan stratus, perubahan es menjadi tetes hujan yang terjadi pada ketinggian 4-5 km (paras isothermal  $\sim 0^{\circ}\text{C}$ ) akan meningkatkan pantulan gelombang elektromagnetik radar yang dipancarkan (Battan, 1973). Setelah terjadi perubahan butiran es menjadi hujan, ukuran es berkurang. Pada saat fase hujan tersebut, ukuran es yang menyusut mengakibatkan gelombang elektromagnetik radar yang dipantulkan menjadi berkurang (Austin & Bemis, 1950; Rinehart, 1978).

Peningkatan pantulan gelombang radar akibat adanya es akan menaikkan nilai reflektivitas yang diterima oleh radar berupa pita terang atau *bright band* (untuk selanjutnya disingkat BB). BB dapat terlihat sebagai lapisan dengan



Gambar 1-1: Hasil pemindaian RHI di Gedebage pada 17 Maret 2013.

nilai reflektivitas paling tinggi dalam satu kolom atmosfer dari pengamatan radar hasil pemindaian *range height indicator* (RHI) dan berupa lengkungan atau lingkaran dari hasil pemindaian *plan position indicator* (PPI) pada elevasi di sekitar  $10^{\circ}$  (Das *et al.*, 2011). Gambar 1-1 menunjukkan adanya BB yang terdeteksi saat kegiatan observasi dilaksanakan. Dalam pemindaian RHI dalam awan stratus (*stratiform*), BB terlihat seperti lapisan horizontal tipis dengan ketebalan sekitar 200-400 m (Steward *et al.*, 1984; Girolamo *et al.*, 2012). Noersomadi & Sinatra (2015) menunjukkan bahwa BB terjadi pada ketinggian 3,5-4,3 km dengan ketebalan 740-780 m yang diperoleh dari hasil pengamatan PPI dan RHI. Fenomena BB dapat terdeteksi pada ketinggian yang berbeda, bergantung pada panjang gelombang dan energi dari instrumen yang digunakan yang teratenuasi oleh kristal es (Girolamo *et al.*, 2012).

Estimasi ketebalan BB dalam pengamatan radar hujan penting dilakukan untuk meningkatkan tingkat akurasi penghitungan QPE (Zhang & Qi, 2010). Oleh karena itu, diperlukan suatu metode yang mampu mendeteksi BB dengan akurat. Noersomadi & Sinatra (2015) mengaplikasikan analisis *slant*

*range* untuk mendeteksi ketebalan BB. Metode tersebut dapat diterapkan untuk hasil pemindaian PPI. Penelitian ini fokus pada analisis data hasil pemindaian RHI dengan menerapkan model *vertical profile of radar* (VPR; Matrosov et al., 2007) dan *gradient reflectivity* (GR; Cha et al., 2009) yang digunakan untuk mendeteksi dan menghitung ketebalan BB dari hasil pengamatan radar *X-band* di wilayah Jawa Barat, Indonesia terutama pada saat kejadian hujan stratiform pada waktu petang hari.

Uraian dalam karya tulis ini dimulai dengan penjabaran latar belakang dan tujuan penelitian. Bagian kedua akan mendeskripsikan data yang digunakan dalam penelitian ini, serta penjelasan model VPR dan GR. Makalah ini akan mendiskusikan hasil model VPR dan GR dari data pengamatan *X-band* dengan mempertimbangkan data lain dari satelit *Multifunctional Transport Satellite 2* (MTSAT-2) dan radiosonde.

## 2 METODOLOGI

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah hasil observasi radar *X-band* pada periode 15-18 Maret 2013 di Gedebage, Bandung, Jawa Barat (Gambar 2-1). Radar *X-band* beroperasi secara kontinu sehingga resolusi waktu pengamatan adalah tiap 40-50 menit. Tujuan utama observasi ini dilakukan adalah untuk mengamati aktivitas konvektif di kawasan Bandung, yakni wilayah cekungan luas yang dikelilingi oleh pegunungan (Noersomadi et al., 2013).

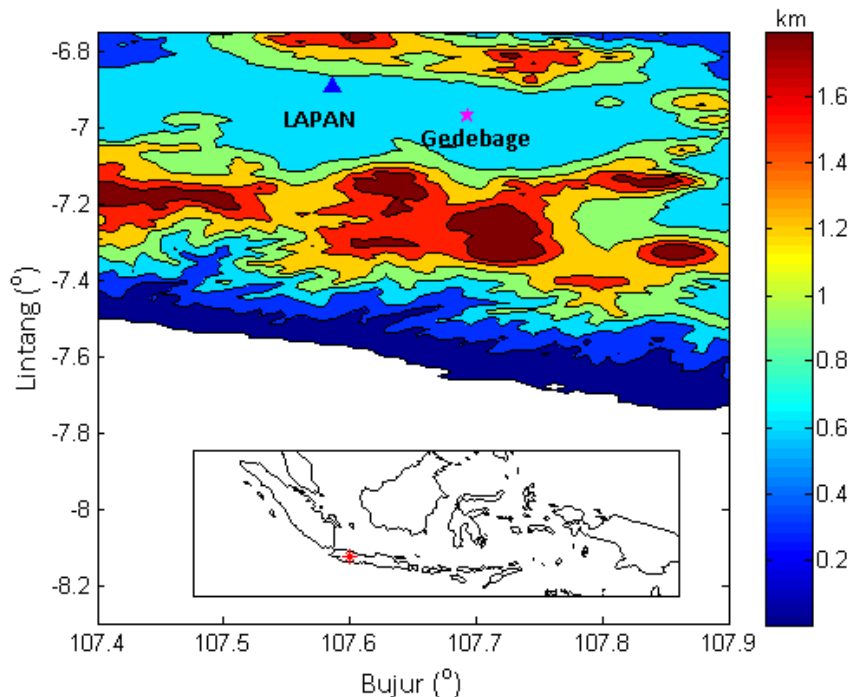
Radar *X-band* diatur untuk melakukan pemindaian volume maupun pemindaian RHI. Pemindaian volume dikerjakan dari azimut  $0^\circ - 360^\circ$ ; elevasi  $0^\circ - 50^\circ$  dengan resolusi horizontal dan vertikal tiap  $1^\circ$ . Setelah melakukan pemindaian volume, radar beroperasi pada pemindaian RHI di tiap azimut  $30^\circ$  dengan rentang elevasi  $0^\circ - 80^\circ$  dan resolusi vertikal  $0,5^\circ$ . Skema Cressman

digunakan pada hasil pemindaian RHI untuk mengubah data polar menjadi data grid (Noersomadi & Sinatra, 2015).

Selama pengamatan radar cuaca berlangsung di Gedebage, observasi rutin dengan radiosonde dilakukan di LAPAN Bandung (Gambar 2-1). Koordinat LAPAN Bandung adalah  $107,59^\circ$  BT;  $6,89^\circ$  LS. Adapun titik penempatan radar cuaca berada pada posisi  $107,69^\circ$  BT;  $6,97^\circ$  LS. Jarak horizontal antara titik LAPAN Bandung (peluncuran radiosonde) dan titik lokasi radar cuaca adalah 14,5 km.

Radiosonde diluncurkan setiap 6 jam, yaitu 00, 06, 12, 18 *Universal Time Coordinated-UTC* (pukul 07, 13, 19, 01 waktu lokal setempat). Data radiosonde ini digunakan sebagai pembandingan profil BB dari pengamatan radar. Profil BB dipilih yang memiliki waktu bersamaan dengan peluncuran radiosonde. Data radiosonde diunduh dari situs *Inter-university for Upper atmosphere Global Observation NETWORK* (IUGONET); [www.iugonet.org](http://www.iugonet.org). Selain data radiosonde, digunakan juga data satelit untuk mengetahui kondisi atmosfer pada skala yang lebih besar. *Multi-Functional Transport Satellite* (MTSAT) adalah satelit citra geostasioner yang memantau terus atmosfer Indonesia. Data MTSAT-2 kanal *infrared-1* (IR1) digunakan untuk mengetahui liputan awan pada saat observasi dengan radar berlangsung. Data curah hujan diperoleh dari *automatic weather station* (AWS yang ditempatkan di kantor LAPAN juga digunakan untuk memperlihatkan kondisi cuaca saat peluncuran radiosonde dan observasi radar.

Ketebalan lapisan BB ( $\Delta h$ ) dihitung menggunakan 2 model, yaitu model VPR yang telah digunakan untuk analisis data radar *X-band*, dan model GR yang dimanfaatkan untuk analisis data radar *Ku-band* dan *Micro Rain Radar*. Gambar 2-1 menjelaskan profil ideal reflektivitas hasil pemindaian RHI. Bentuk ideal BB adalah seperti segitiga. Untuk menurunkan VPR, digunakan



Gambar 2-1: Kondisi topografi dan lokasi penempatan radar X-band di Gedebage (tanda bintang) dan peluncuran radiosonde di LAPAN Bandung (tanda segitiga) selama observasi berlangsung 15-18 Maret 2013.

pendekatan simetri, yaitu ketinggian puncak BB-bawah BB sama dengan ketinggian puncak BB-atas BB (Zhang & Qi, 2010; Matrosov *et al.*, 2007; Pfaff *et al.*, 2014). Maka, ketebalan lapisan BB dapat dihitung dengan Persamaan 2-1.

$$\Delta h = h_1 - h_0. \tag{2-1}$$

Akibat dari adanya efek penghalusan *smoothing*, pola BB dengan model VPR memiliki bentuk yang berbeda relatif terhadap jarak dari radar. Semakin jauh dari radar, maka efek dari lebar sinyal radar akan semakin terlihat. Profil reflektivitas pada jarak yang lebih dekat dengan radar memperlihatkan kurva BB yang lebih runcing dibandingkan pada jarak yang lebih jauh dari radar (Noersomadi & Sinatra, 2015). Oleh karena itu, nilai  $\Delta Z$  terhadap jarak objek dari radar mengikuti persamaan berikut:

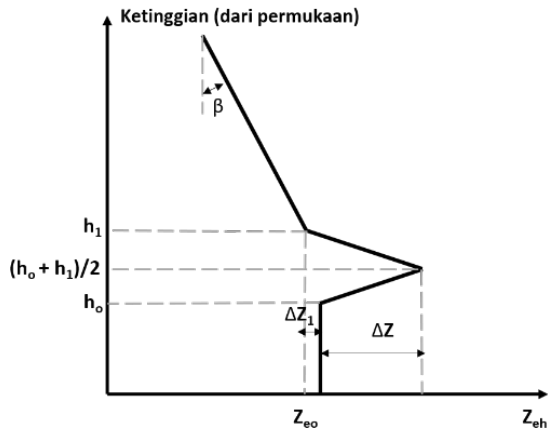
$$\Delta Z \approx -0,05r + 6,8, \tag{2-2}$$

dengan  $r$  adalah jarak profil reflektivitas dari radar (dalam km) dan

$\Delta Z$  dalam desibel (dB). Hasil studi Fabry & Zawadzki (1995),  $\Delta Z_1$  berada pada rentang 1-2 dB untuk radar X-band. Pada kajian kali ini digunakan  $\Delta Z_1 = 1 - 1,5$  dBZ. Dengan menggunakan Persamaan 2-2 dan nilai dari  $\Delta Z_1$  ditentukan, maka akan diperoleh nilai reflektivitas pada ketinggian  $h_0$  dan  $h_1$ .

Metode kedua yang digunakan adalah metode GR yang diaplikasikan Cha *et al.* (2009) pada K-Band Micro Rain Radar (MRR). Kali ini metode tersebut akan diterapkan pada data X-band radar untuk mencari puncak maupun ketebalan BB. Ketinggian bagian bawah BB ( $H_{bawah}$ ) dan bagian atas BB ( $H_{atas}$ ) didefinisikan masing-masing berdasarkan nilai gradien reflektivitas yang terbesar (positif) dan terkecil (negatif). Ketinggian dari nilai maksimum reflektivitas pada seluruh profil ditentukan sebagai puncak BB dan ketinggian tersebut harus berada diantara Hbawah dan Hatas. Ketebalan BB adalah selisih antara bagian puncak dan dasar BB.





Gambar 2-2: Model ideal profil vertikal rata-rata reflektivitas.  $\Delta Z, Z_{eo}, \tan(\beta), h_0,$  dan  $h_1$  masing-masing adalah peningkatan reflektivitas BB, reflektivitas profil hujan rata-rata, gradien reflektivitas rata-rata salju, serta ketinggian terendah dan tertinggi dari lapisan peleburan (Matrosov et al., 2007).

Untuk menentukan metode mana yang paling tepat, maka digunakan beberapa parameter, yaitu *false alarm ratio* (FAR), *success ratio* (SR), dan persentase galat (%galat) dengan Persamaan 2-3 hingga 2-5. Adapun ketebalan BB yang dijadikan acuan ditentukan relatif terhadap hasil observasi.

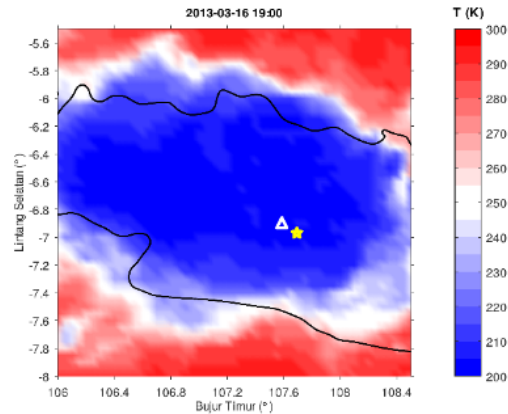
$$FAR = \frac{\text{jumlah estimasi salah}}{\text{jumlah total estimasi}}, \quad (2-3)$$

$$SR = 1 - FAR, \quad (2-4)$$

$$\%galat = \frac{|\text{nilai benar} - \text{nilai estimasi}|}{\text{nilai benar}} \times 100\%. \quad (2-5)$$

### 3 HASIL PEMBAHASAN

Dari keseluruhan hari observasi Gedebage, terdapat 4 hari hasil pengukuran yang terdeteksi adanya BB, yakni pada tanggal 15-18 Maret 2013. Makalah ini memfokuskan pada hasil pengukuran pada tanggal 16 dan 17 Maret 2013 pada rentang pukul 17.00-20.00 waktu setempat karena BB pada waktu tersebut lebih jelas terdeteksi dibandingkan pada



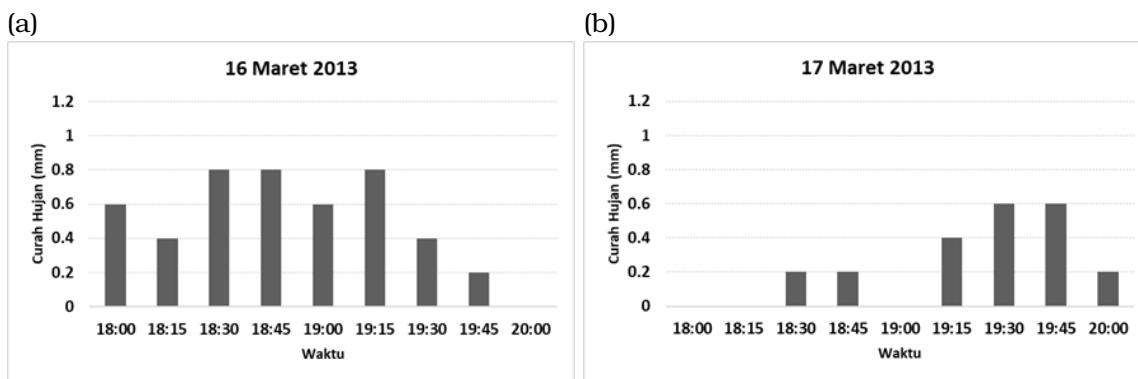
Gambar 3-1: Kondisi suhu puncak awan TBB pada (a) tanggal 16 Maret 2013 dan (b) tanggal 17 Maret pada pukul 19.00 waktu setempat. Lokasi peluncuran radiosonde digambarkan oleh segitiga putih dan lokasi radar ditandai oleh bintang kuning.

hari lainnya. Data reflektivitas dipilih pada selang waktu yang terdekat dari peluncuran radiosonde pada pukul 19.00 waktu setempat ( $\pm 2$  jam).

Kondisi perawanan saat peluncuran radiosonda digambarkan dengan hasil pantauan MTSAT-2 (Gambar 3-1). Jenis awan dapat diidentifikasi dari keragaman permukaan puncak awan dan luasannya yang dapat diamati melalui temperatur kecerahan (*brightness temperature/TBB*). Pada pukul 19.00 terlihat adanya awan stratiform yang cukup luas pada tanggal 16 dan 17 Maret 2013 dengan TBB 200-220 K di lokasi observasi radar, peluncuran radiosonde, dan sekitarnya.

Kondisi cuaca pada tanggal 16 dan 17 Maret dari pukul 18.00-20.00 (Gambar 3-2) menunjukkan adanya hujan ringan di sekitar lokasi peluncuran radiosonde dengan intensitas hujan pada tanggal 16 lebih tinggi dibandingkan pada tanggal 17 Maret. Data MTSAT dan AWS menunjukkan bahwa awan yang terdeteksi pada waktu tersebut menghasilkan hujan (awan hujan).

Gambar 3-3 dan 3-4 menunjukkan profil temperatur dan kelembapan relatif yang diperoleh dari radiosonde dan



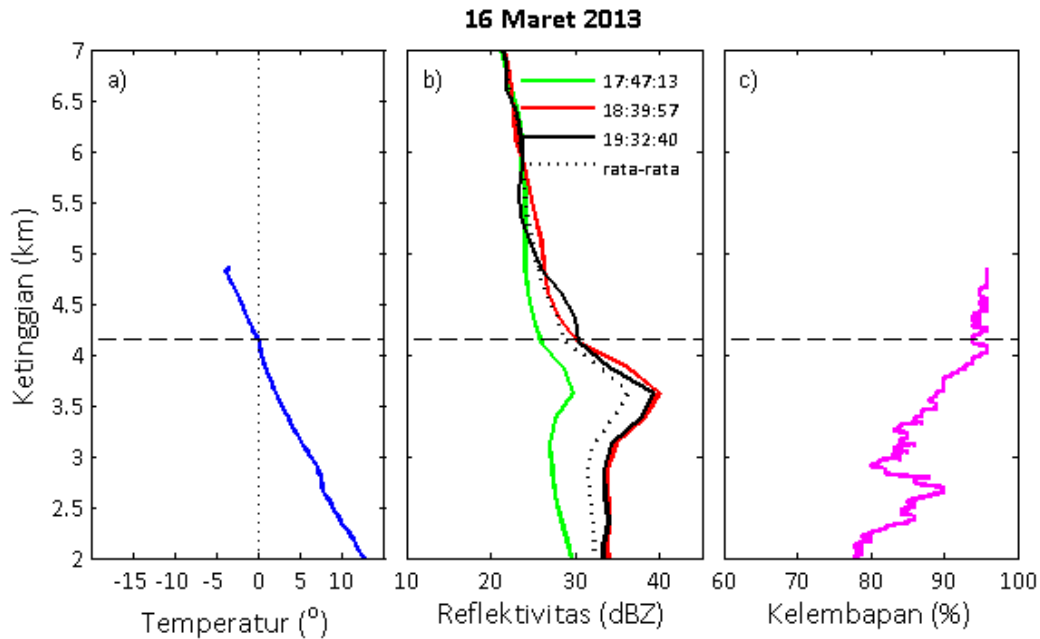
Gambar 3-2: Hasil pengukuran hujan (dalam mm) pada tanggal 16 Maret 2013 (a) dan tanggal 17 Maret 2013 (b) dari data AWS yang berlokasi di kantor LAPAN, Pasteur, Bandung.

reflektivitas radar. Gambar-gambar tersebut memperlihatkan profil reflektivitas radar pada lokasi yang terdekat dengan peluncuran radiosonde. Pada tanggal 16 Maret 2013 terdapat 3 profil reflektivitas dengan BB yang terdeteksi, yaitu pada pukul 17.47, 18.39, dan 19.32 waktu setempat. Ketiga profil ini ditunjukkan pada Gambar 3-3b). Profil nilai reflektivitas yang terdeteksi pada pukul 17.47 lebih rendah dibandingkan dengan 2 profil lainnya, tetapi puncak BB berada pada ketinggian yang sama. Terlihat bahwa puncak BB terdeteksi rata-rata pada ketinggian 600-700 meter di bawah 0°C. Reflektivitas mencapai maksimum pada saat kondisi temperatur berada di sekitar 3° – 4°C dan kelembapan mencapai 90%. Kelembapan relatif pada 0°C adalah sekitar 93-94%, yaitu termasuk daerah yang paling lembap dibandingkan daerah lainnya dalam 1 profil tersebut.

Hasil pengukuran pada kolokasi tanggal 17 Maret 2013 ditunjukkan pada Gambar 3-4. Terdapat dua waktu yang berdekatan dengan waktu peluncuran radiosonde. Sama seperti pada yang ditemukan pada tanggal 16 Maret 2013, yaitu puncak BB terdeteksi pada 600-700 meter di bawah daerah 0°C. Kondisi temperatur lingkungan sekitar 3° – 4°C pada saat mencapai nilai reflektivitas maksimum. Kondisi kelembapan mencapai 88% pada saat reflektivitas maksimum, dan 95-96%

pada saat temperatur 0°C.

Secara umum, reflektivitas daerah BB lebih tinggi dari reflektivitas pada ketinggian di bawahnya. Hal ini terjadi karena tetes hujan jatuh dengan kecepatan yang lebih cepat dibandingkan kepingan es sehingga konsentrasi dalam skala volume berkurang (Girolamo *et al.*, 2012). Dari kedua tanggal tersebut terdapat kesamaan baik dari posisi ketinggian dan temperatur sekitar saat reflektivitas mencapai nilai maksimum, yaitu 600-700 meter di bawah temperatur 0°C. Hasil studi Girolamo *et al.* (2012) di Achern, Lembah Rhine, Jerman menunjukkan bahwa reflektivitas maksimum tercapai pada ketinggian 350-450 meter di bawah 0°C yang bersesuaian dengan temperatur sekitar 3,4° – 4,4°C. Hasil studi Krishna *et al.* (2014) di Pulau Palau, Pasifik Barat, lokasi BB berada pada ketinggian 300-600 meter di bawah 0°C. Terdapat perbedaan ketinggian pada dua studi di Achern dan di Bandung, meskipun kondisi temperatur saat radar mencapai nilai reflektivitas maksimum adalah sama, yaitu di sekitar 4°C. Namun, jika dibandingkan dengan daerah tropis (Pulau Palau), ketinggian BB berada pada ketinggian yang hampir sama. Hal ini menunjukkan bahwa perbedaan ketinggian BB hasil penelitian di Archen dengan di Pulau Palau dan Bandung ini terjadi mungkin karena profil atmosfer antara cuaca tropis dan daerah lintang

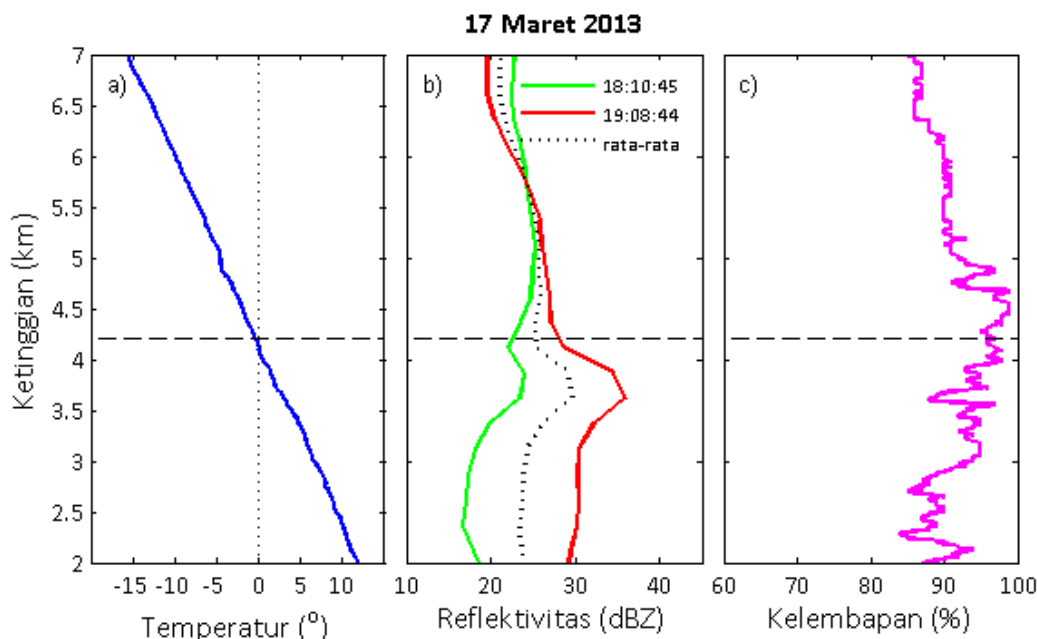


Gambar 3-3: (a) Profil vertikal temperatur hasil pengukuran radiosonde yang diluncurkan pada pukul 19.00, (b) profil vertikal reflektivitas radar *X-band* dalam selang waktu  $\pm 2$  jam dari peluncuran radiosonde, dan (c) profil vertikal kelembapan relatif hasil pengukuran radiosonde pada tanggal 16 Maret 2013.

tinggi berbeda. Kondisi kelembapan pun hampir sama, yaitu nilai reflektivitas mencapai maksimum terlebih dahulu diikuti dengan nilai kelembapan yang mencapai maksimum.

Kondisi TBB pada pukul 18.00 tanggal 16 Maret (Gambar 3-3) adalah nilai terdingin dibandingkan 2 waktu lainnya. Profil reflektivitas pada pukul 17.47 memiliki puncak BB terendah dan tidak terlalu tajam pola segitiga yang terbentuk dibanding 2 profil lainnya. Puncak BB meningkat pada pukul 18.39 dan 19.32 seiring dengan terjadinya hujan dan mulai menghangatnya TBB (gambar tidak ditampilkan). Nilai puncak BB pada tanggal 17 Maret pukul 18.10 lebih rendah dibandingkan dengan pukul 19.08. Hal ini selaras dari hasil pantauan AWS, yakni tidak adanya hujan yang terdeteksi pada sekitar pukul 18.00-18.15 dan adanya hujan ringan pada pukul 19.15. Saat ada titik hujan, puncak BB yang terdeteksi lebih tinggi dan lebih tebal dibandingkan sesaat sebelum ada hujan.

Setelah mengidentifikasi profil BB dari data asal, selanjutnya adalah menerapkan kedua metode untuk identifikasi BB. Gambar 3-5 menunjukkan identifikasi ketebalan BB dari hasil pemindaian RHI dengan metode model VPR dan GR. Pada tanggal 16 Maret 2013, rata-rata dari ke 8 profil pada berbagai jarak diperoleh ketebalan BB adalah 1,5625 km dari hasil model VPR (batas bawah = 2,5938 km; batas atas = 4,1563 km) dan 0,9375 km dari hasil metode GR (batas bawah = 2,9375 km; batas atas = 3,875 km). Sedangkan hasil pendeteksian untuk tanggal 17 Maret 2013, diperoleh ketebalan BB sebesar 1,67 km dari model VPR (batas bawah = 2,667 km; batas atas = 4,333 km) dan 0,9583 km dengan metode GR (batas bawah = 3,0417 km; batas atas = 4 km). Secara umum, diperoleh ketebalan BB yang dideteksi dengan menggunakan metode gradien reflektivitas lebih kecil dibandingkan dengan metode model VPR. Hasil ketebalan BB yang diperoleh dengan



Gambar 3-4: (a) Profil vertikal temperatur hasil pengukuran radiosonde yang diluncurkan pada pukul 19.00, (b) profil vertikal reflektivitas radar X-band dalam selang waktu  $\pm 2$  jam dari peluncuran radiosonde, dan (c) profil vertikal kelembapan relatif hasil pengukuran radiosonde pada tanggal 17 Maret 2013.

kedua metode ini juga berbeda jika dibandingkan dengan metode slant-range yang telah diterapkan. Hasil identifikasi oleh Noersomadi & Sinatra (2015) dengan metode *slant range* lebih tipis, yaitu 780 m (16 Maret) dan 740 (17 Maret). Perbedaan ini dapat terjadi kemungkinan karena perbedaan metode pemindaian radar (PPI-RHI) yang berpengaruh terhadap perata-rataan horizontal dari variasi spasial akibat pelebaran sinar (*beam broadening*) dan profil *slant* (?) dalam makalah Kalogiros *et al.* (2013).

Untuk mengetahui bagaimana performa kedua metode, maka dilakukan perhitungan parameter FAR, SR, dan %galat. Tabel 3-1 memperlihatkan performa untuk kedua metode yang digunakan untuk menentukan ketebalan BB. Model VPR cukup baik saat menentukan ketinggian batas atas dan batas bawah. Hal ini terlihat dari nilai FAR antara keduanya yang hampir sama besarnya. Penentuan batas bawah sedikit lebih baik dibandingkan

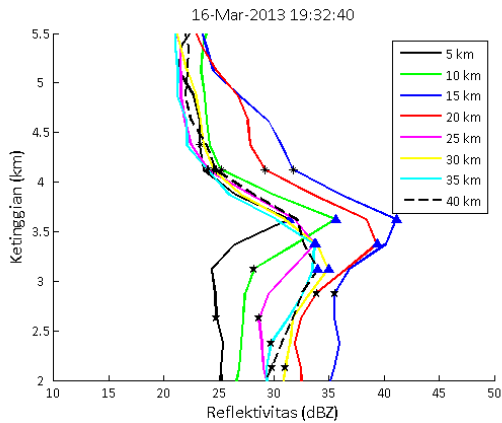
saat menentukan batas atas dari BB. Hal sebaliknya terjadi, metode gradien reflektivitas sedikit lebih baik saat digunakan untuk menentukan batas atas dibandingkan batas bawah.

#### 4 DISKUSI

Dari hasil yang diperoleh (Gambar 3-3 dan 3-4), dilihat dari parameter temperatur, *slope* temperatur hampir sama pada dua hari tersebut, tetapi tidak demikian dengan keadaan kelembapan relatifnya. Atmosfer pada tanggal 17 Maret 2013 lebih lembap dibandingkan dengan tanggal 16 Maret 2013. Rata-rata profil reflektivitas pada tanggal 17 Maret 2013 lebih kecil dibandingkan dengan reflektivitas pada tanggal 16 Maret. Hal ini menunjukkan bahwa besar kecilnya reflektivitas tidak bisa ditentukan hanya dengan melihat parameter temperatur dan kelembapan. Karena radar ini memanfaatkan sifat hamburan gelombang, maka untuk menganalisis lebih jauh mengenai besar

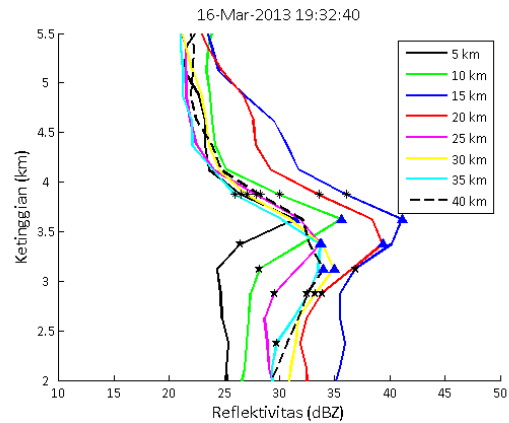
Model VPR-Matrosov

(a)

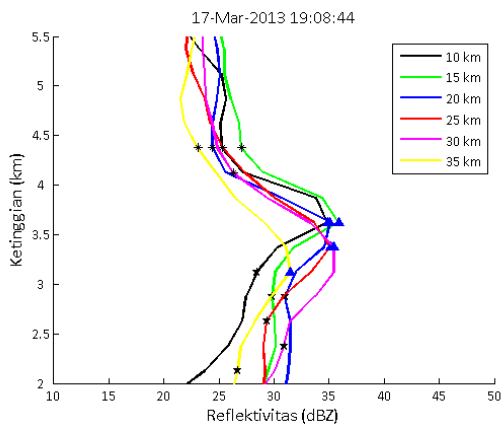


Model GR

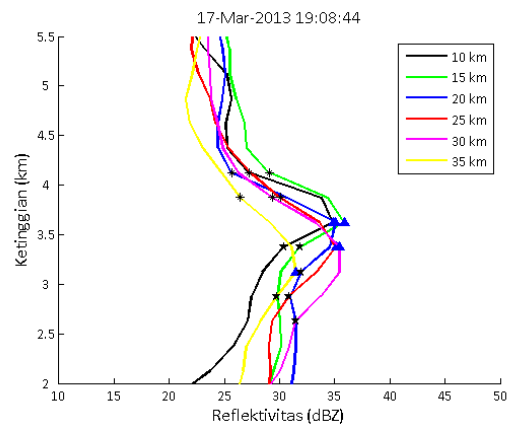
(b)



(c)



(d)



Gambar 3-5: Pengukuran ketebalan bright band berdasarkan metode model VPR (kolom sebelah kiri) dan gradien reflektivitas (kolom sebelah kanan) pada jarak-jarak tertentu dari lokasi radar. Simbol segitiga biru menunjukkan hasil identifikasi puncak BB, sedangkan tanda bintang menunjukkan batas atas-bawah BB.

kecilnya reflektivitas adalah dilihat dari sifat material yang dikenai gelombang tersebut (terkait dengan mikrofisika awan). Perlu kajian lebih mendalam lagi untuk mengetahui parameter apa saja yang mempengaruhi besar kecilnya nilai reflektivitas pada puncak BB.

Terdapat perbedaan ketebalan BB yang terdeteksi antara pemindaian PPI dengan RHI. Adanya pelebaran sinar (beam broadening) yang semakin besar seiring dengan bertambah jauhnya jarak objek dari lokasi radar pun berpengaruh terhadap hasil deteksi BB. Hal ini tentu akan berpengaruh terhadap koreksi perhitungan QPE. Perlu penelitian lebih lanjut lagi untuk mengetahui jarak optimal dalam mendeteksi BB ataupun terkait koreksi yang perlu dilakukan pada

objek yang jaraknya cukup jauh dari radar.

## 5 KESIMPULAN

Penelitian ini menyuguhkan komparasi antara 2 metode yang berbeda untuk menentukan ketebalan *bright band* dari hasil observasi *X-band radar*. Terlihat bahwa metode model ideal VPR yang digunakan Matrosov *et al.* (2007) memberikan hasil yang lebih baik dibandingkan dengan metode gradien reflektivitas, baik untuk data profil yang dekat dengan posisi radar maupun yang relatif jauh dari posisi radar. Meskipun model VPR ini sudah cukup baik, namun perlu dilakukan beberapa penyesuaian lagi, terutama untuk menentukan batas

TABEL 3-1: PARAMETER FAR, SR, DAN %GALAT UNTUK METODE MODEL VPR DAN GRADIEN REFLEKTIVITAS UNTUK KESELURUHAN PROFIL PADA TANGGAL 16 - 17 MARET 2013.

	FAR		SR		%GALAT	
	VPR	GR	VPR	GR	VPR	GR
<b>Batas bawah</b>	0,357	0,714	0,643	0,286	4,510	9,022
<b>Batas bawah</b>	0,430	0,643	0,570	0,357	3,114	3,900

atas dari BB untuk meningkatkan keakurasiannya. Adapun dibandingkan dengan profil radiosonde menunjukkan bahwa reflektivitas maksimum berada pada ketinggian 600-700 meter di bawah isoterm 0°C. Pengetahuan karakteristik ketebalan BB dapat dimanfaatkan untuk analisis lebih lanjut terkait estimasi presipitasi kuantitatif berdasarkan observasi radar.

**UCAPAN TERIMA KASIH**

Penulis mengucapkan terima kasih kepada seluruh anggota tim kampanye observasi radar PSTA LAPAN Bandung atas kerja samanya selama observasi berlangsung. Terima kasih kami sampaikan kepada RISH Kyoto University atas kerja samanya dengan LAPAN sehingga data profil meteorologi dari radiosonde Bandung dapat diperoleh. Penulis juga mengucapkan terima kasih kepada tim redaksi Jurnal Sains Dirgantara dan Mitra Bestari atas saran yang diberikan untuk makalah ini.

**DAFTAR RUJUKAN**

Austin, P. M. & Bemis, A. C. (1950). A quantitative study of the "bright band" in radar precipitation echoes. *Journal of Meteorology*, 7, 145.

Battan, L. J. (1973). *Radar observation of the atmosphere*. The University of Chicago Press.

Cha, J.-W., Chang, K. H., Yum, S. S., & Choi, Y. J. (2009). Comparison of the bright band characteristics measured by Micro Rain Radar (MRR) at a mountain and a coastal site in South Korea. *Advances in Atmospheric Science*, 26, 211.

Das, S., Maitra, A., & Shukla, A. K. (2011). Melting layer characteristics at different climatic conditions in the Indian region: Ground based measurements and satellite observations. *Atmospheric Research*, 101,

78.

Fabry, F. & Zawadzki, I. (1995). Long-term observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *Journal of Atmospheric Science*, 52, 838.

Girolamo, P., Summa, D., Cacciani, M., Norton, E. G., Peter, G., & Dufournet, Y. (2012). Lidar and radar measurements of melting layer: Observations of dark and bright band phenomena. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 4143.

Holton, J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology, 4th Edition*. Academic Press.

Kalogiros, J., Anagnostou, M. N., Anagnostou, E. N., Montopoli, M., Picciotti, E., & Marzano, F. S. (2013). Correction of polarimetric radar reflectivity measurements and rainfall estimates for apparent vertical profile in stratiform rain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, 1170.

Krishna, U. V. M., Reddy, K. K., Mastanaiah, R., Shirooka, R., & Pan, C. J. (2014). Observational study on melting layer characteristics over palau in pacific ocean. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 121, 132.

Matrosov, S. Y., Clark, K. A., & Kingsmill, D. E. (2007). A polarimetric radar approach to identify rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 154.

Morin, E., Krajewski, W. F., Goodrich, D. C., Gao, X., & Sorooshian, S. (2003). Estimating rainfall intensities from weather radar data: The scale dependency problem. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 782.

Noersomadi & Sinatra, T. (2015). *Buku Pengembangan Teknologi Atmosfer dan Pemanfaatannya*, chapter Metode Deteksi Ketinggian dan Ketebalan Lapisan Peleburan dari Data Reflektivitas X-band Radar, pages 29–42. ISBN: 978-979-1458-92-4.

Noersomadi, Sipayung, S., Krismianto, Rahayu, S. A., Nugroho, G. A., Sunarya, R., Safrudin, Maryadi, E., & Halimurrahman (2013). Pengamatan awan dan variasi cuaca harian menggunakan transportable x-band radar. In *Prosiding Seminar Sains Atmosfer 2013*, ISBN: 978-979-1458-73-3.

- Oigawa, M., Matsuda, T., Tsuda, T., & Noersomadi (2017). Coordinated observation and numerical study on a diurnal cycle of tropical convection over a complex topography in West Java, Indonesia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 95, 261.
- Pfaff, T., Engelbrecht, A., & Seidel, J. (2014). Detection of bright band with a vertically pointing k-band radar. *Meteorologische Zeitschrift*, 23, 527.
- Rinehart, R. (1978). On the use of ground return targets for radar reflectivity factor calibration checks. *Journal of Applied Meteorology*, 17, 1342.
- Steward, R., Marwitz, J. D., Pace, J. C., & Carbone, R. E. (1984). Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *Journal of Atmospheric Science*, 41, 3227.
- Zhang, J. & Qi, Y. (2010). A real-time algorithm for the correction of bright band effects in radar-derived QPE. *Journal of Hydrometeorology*, 11, 1157.

