

PERBANDINGAN KARAKTERISTIK DISTRIBUSI UKURAN BUTIRAN HUJAN DI PADANG DAN DI KOTOTABANG

Rio Chandra¹, Marzuki¹, Hiroyuki Hashiguchi²

¹Jurusan Fisika Universitas Andalas, ²RISH Universitas Kyoto, Jepang

E-mail: marzuki@fmipa.unand.ac.id

ABSTRAK

Distribusi ukuran butiran hujan atau *raindrop size distribution* (RSD) di Padang dan di Kototabang, Sumatera Barat, telah dibandingkan. Perbandingan dilakukan melalui pengamatan *particle size velocity* (Parsivel) selama Maret 2014 – Mei 2015 untuk Padang dan Januari 2014 – Januari 2015 untuk Kototabang. RSD dimodelkan dengan distribusi gamma dan parameternya didapatkan menggunakan metode momen. Terlihat bahwa intensitas curah hujan yang tinggi lebih banyak di Padang daripada di Kototabang. Selain itu, butiran hujan yang berukuran besar di Padang lebih banyak daripada di Kototabang. Banyaknya butiran hujan yang berukuran besar ini berdampak pada nilai *radar reflectivity* (Z) di Padang yang sedikit lebih besar dari Kototabang untuk intensitas curah hujan yang sama. Karena itu nilai koefisien A yang ada dalam persamaan $Z-R$ di Padang juga sedikit lebih besar dari Kototabang. Sedikitnya perbedaan karakteristik RSD antara Padang dan Kototabang, disebabkan oleh hujan yang terjadi di Padang dan di Kototabang kemungkinan berasal dari awan konvektif yang sama, yaitu awan dari Samudra Hindia. Awan tersebut mengalami proses yang berbeda di Kototabang disebabkan oleh adanya pegunungan di sekitar daerah ini sehingga menimbulkan hujan dengan RSD yang agak berbeda dengan di Padang.

Kata kunci: *raindrop size distribution*, metode momen, Parsivel, Padang, Kototabang

ABSTRACT

Characteristics of raindrop size distribution (RSD) in Padang and Kototabang have been compared through particle size distribution (Parsivel) observation during March 2014 – May 2015 for Padang and January 2014 – January 2015 for Kototabang. The RSD was parameterized by the modified gamma distribution and its parameter was calculated by the moment method. It was found that the occurrence frequency of heavy rain in Padang is higher than Kototabang. Moreover, rains in Padang have more large-sized drop than Kototabang. As consequence, the radar reflectivity factor (Z) in Padang was slightly larger than Kototabang for the same rainfall rate. A small difference in the RSD between Padang and Kototabang may indicate that the precipitating cloud of the two regions is the same, i.e., same origin (Indian Ocean). However, the cloud will undergo different process when it reaches Sumatera. At Kototabang, it will be influenced by the mountain around this region which can cause orographic precipitation. The orographic precipitation is characterized by the large concentration of small size drops as found at Kototabang in this study.

Keywords: raindrop size distribution, moment method, Parsivel, Padang, Kototabang

I. PENDAHULUAN

Distribusi ukuran butiran hujan atau lebih dikenal dengan *raindrop size distribution* (RSD) adalah distribusi butiran hujan pada ukuran tertentu per satuan volume sampel selama interval waktu pengamatan tertentu (Jameson dan Kostinski, 2001). RSD sangat besar manfaatnya dalam berbagai aplikasi seperti untuk mengetahui proses fisika dalam pembentukan hujan (Tokay dan Short, 1996), perancangan teknik remote sensing untuk pemantauan atmosfer (Coppens dan Haddad, 2000), dan pengamatan hujan menggunakan radar (Uijlenhoet, 2010).

RSD bervariasi terhadap lokasi, waktu, dan tipe hujan (Ulbrich, 1983; Rosenfeld dan Ulbrich, 2003). Hal ini disebabkan oleh proses fisika dan faktor yang mempengaruhi pembentukan butiran hujan juga bervariasi terhadap lokasi, waktu dan tipe hujan. Misalnya, RSD di Pontianak memiliki ukuran butiran lebih besar daripada di Kototabang, Manado, dan Biak yang disebabkan oleh perbedaan intensitas konvektif di daerah ini akibat perbedaan luas daratan yang menerima sinar matahari (Marzuki dkk., 2013a). Contoh lain, Kozu dkk. (2006) menyatakan bahwa nilai RSD di India memiliki variasi musiman yang lebih besar daripada di

Kototabang, Indonesia, dan Singapura. Hal ini disebabkan oleh aktivitas monsun yang lebih kuat di India dibandingkan dengan di Indonesia dan Singapura.

Ulasan di atas memperlihatkan bahwa RDS D bervariasi terhadap lokasi. Selama ini, lokasi penelitian tentang RDS D di Sumatra hanya terfokus pada daerah Kototabang (Kozu dkk., 2005; Kozu dkk., 2006; Marzuki dkk., 2010, 2013a, 2013b). Oleh karena itu, penelitian ini dikembangkan dengan menambah satu lokasi baru yaitu di Kota Padang. Padang terletak di dekat laut dimana topografinya berbeda dengan daerah Kototabang yang terdiri atas perbukitan dan pegunungan. Perbedaan lokasi dan topografi kemungkinan akan menghasilkan RDS D yang berbeda pula (Bringi dkk., 2003).

Perbandingan antara RDS D di Padang dengan Kototabang dilakukan melalui data yang direkam oleh *particle size velocity* (Parsivel). Alat ini merupakan disdrometer optik-laser yang dapat mengukur ukuran dan kecepatan dari partikel hujan (Loffler-Mang dan Joss, 2000). Data Parsivel yang digunakan adalah data dari bulan Maret 2014 – Mei 2015 untuk Padang dan dari bulan Januari 2014 – Januari 2015 untuk Kototabang.

II. METODE

Particle Size Velocity (Parsivel) adalah *disdrometer* sensor optik-laser yang dapat mengukur ukuran dan kecepatan jatuh dari partikel hujan (butiran hujan, salju, dan sebagainya). Parsivel terdiri dari lembaran laser dioda dengan lebar 30 mm, panjang 180 mm, dan tinggi 1 mm. Luas daerah pengamatan Parsivel adalah 5400 mm². Parsivel sesungguhnya tidak secara langsung menghasilkan RDS D, tetapi hanya memberikan “*count* atau jumlah” daripada butiran hujan per ukuran tertentu per waktu pengamatan (Δn). Ukuran butiran hujan dan kecepatan jatuhnya dikelompokkan ke dalam 32 kelas sehingga spektrum terdiri dari 1024 kelas (32 x 32). Dari jumlah butiran (Δn) kita bisa menghitung RDS D [$N(D)$], intensitas curah hujan (R), *radar reflectivity* (Z), dengan persamaan berikut:

$$N(D_i) = \frac{1}{F \cdot t} \cdot \frac{\Delta n_i}{v(D_i) \cdot \Delta D_i} \tag{1}$$

$$R = 3,6 \times 10^{-3} \cdot \frac{\pi}{6} \cdot \frac{1}{F \cdot t} \cdot \sum_{i=1}^{nkl} \Delta n_i \cdot D_i^3 \tag{2}$$

$$Z = \frac{1}{F \cdot t} \cdot \sum_{i=1}^{nkl} \frac{\Delta n_i D_i^6}{v(D_i)} \tag{3}$$

dimana F adalah luas pengamatan Parsivel (5400 mm²), t adalah waktu pengamatan (1 menit), D adalah diameter butiran, $v(D)$ adalah kecepatan butiran, dan ΔD adalah lebar kelas.

Parsivel di Padang terpasang di atap Jurusan Fisika Universitas Andalas. Parsivel yang di Kototabang terpasang pada pusat pengamatan atmosfer Lembaga Penerbangan Antariksa Nasional (LAPAN). Sekitar dua meter dari Parsivel terdapat *optical rain gauge* (ORG) yang datanya bisa digunakan untuk menguji data curah hujan dari Parsivel. Pada penelitian ini hanya akan digunakan butiran dengan ukuran minimal 0.3 mm dan ukuran maksimal 10 mm. Butiran besar dari 10 mm kemungkinan tidak butiran ril karena tidak pernah ada hasil penelitian yang menemukan butiran besar dari 10 mm. Butiran hujan biasanya sudah pecah menjadi ukuran yang lebih kecil sebelum mencapai ukuran ini (Marzuki, 2013b). RDS D pertama kali dikelompokkan dan dirata-ratakan berdasarkan beberapa kelas intensitas curah hujan. RDS D dengan intensitas hujan yang sama di Kota Padang dibandingkan dengan RDS D di Kototabang. Hal ini akan memberikan informasi awal dan umum tentang perbedaan RDS D di Padang dan di Kototabang. Untuk melihat karakteristik RDS D lebih detail, RDS D dimodelkan dengan distribusi gamma sebagai berikut:

$$N(D) = N_T \frac{\Lambda^{\mu+1} D^{\mu}}{\Gamma(\mu+1)} \exp(-\Lambda D) \tag{4}$$

dimana $N(D)$ adalah fungsi RDS D (mm⁻¹ m⁻³), N_T adalah parameter *intercept* dengan satuan m⁻³, μ adalah parameter bentuk (*shape*) dan Λ merupakan parameter *slope* dari distribusi dalam satuan mm⁻¹.

Parameter gamma RSDS (μ , N_T , dan A) dihitung menggunakan metode momen. Metode momen dikembangkan berdasarkan prinsip bahwa semua parameter hujan merupakan fungsi RSDS yang secara umum dapat ditulis sebagai berikut:

$$M_x = \int_0^{\infty} N(D) D^x dD \tag{5}$$

$$M_x = N_T \frac{\Gamma(\mu+x+1)}{A^x \Gamma(\mu+1)} \tag{6}$$

dimana M adalah momen dan x adalah pangkat diameter butiran. Nilai M_3 , M_4 , dan M_6 didapat dari Persamaan (6) dengan menggunakan dan $x = 3, 4$, dan 6 didapat:

$$M_3 = N_T \frac{\Gamma(\mu+4)}{A^3 \Gamma(\mu+1)} \tag{7}$$

$$M_4 = N_T \frac{\Gamma(\mu+5)}{A^4 \Gamma(\mu+1)} \tag{8}$$

$$M_6 = N_T \frac{\Gamma(\mu+7)}{A^6 \Gamma(\mu+1)} \tag{9}$$

M_3 menunjukkan *liquid water content* (LWC), M_4 menunjukkan intensitas curah hujan (R), M_6 menunjukkan *radar reflectivity* (Z). Parameter gamma RSDS dalam Persamaan (4) dapat dihitung sebagai berikut (Kozu dan Nakamura, 1991):

$$\mu = \frac{11G-8+[G(G+8)]^{\frac{1}{2}}}{2(1-G)} \tag{10}$$

dengan $G = \frac{M_4^2}{M_3^2 M_6}$ tag{11}

$$N_T = \frac{A^3 M_3 \Gamma(\mu+1)}{\Gamma(\mu+4)} \tag{12}$$

$$A = \frac{(\mu+4)M_3}{M_4} = \frac{(\mu+4)}{D_m} \tag{13}$$

dimana $D_m (= M_4/M_3)$ adalah massa-berat diameter rata-rata, dan G adalah momen ke tiga dari normalisasi spektrum massa oleh D_m^3 . Tahap terakhir yang dilakukan adalah menghitung persamaan $Z-R$. Persamaan $Z-R$ dihitung dengan menggunakan regresi linear dalam skala logaritmik.

III. HASIL DAN DISKUSI

3.1 Kinerja Pemodelan RSDS

Sebelum membahas perbedaan parameter-parameter gamma RSDS di Padang dan di Kototabang perlu dilakukan pengujian kinerja *fitting* (pemodelan RSDS) untuk melihat apakah metode yang digunakan sudah baik atau belum. Gambar 1 menunjukkan hasil *fitting* untuk beberapa data Parsivel yang ada di Padang dengan membandingkan antara RSDS hasil pengamatan dengan RSDS hasil *fitting*. Secara umum dapat dilihat bahwa hasil *fitting* menunjukkan kesesuaian dengan hasil pengukuran. Perbedaan yang agak signifikan terlihat pada Gambar 1b hal ini mengindikasikan bahwa RSDS-nya sedikit menyimpang dari distribusi gamma.

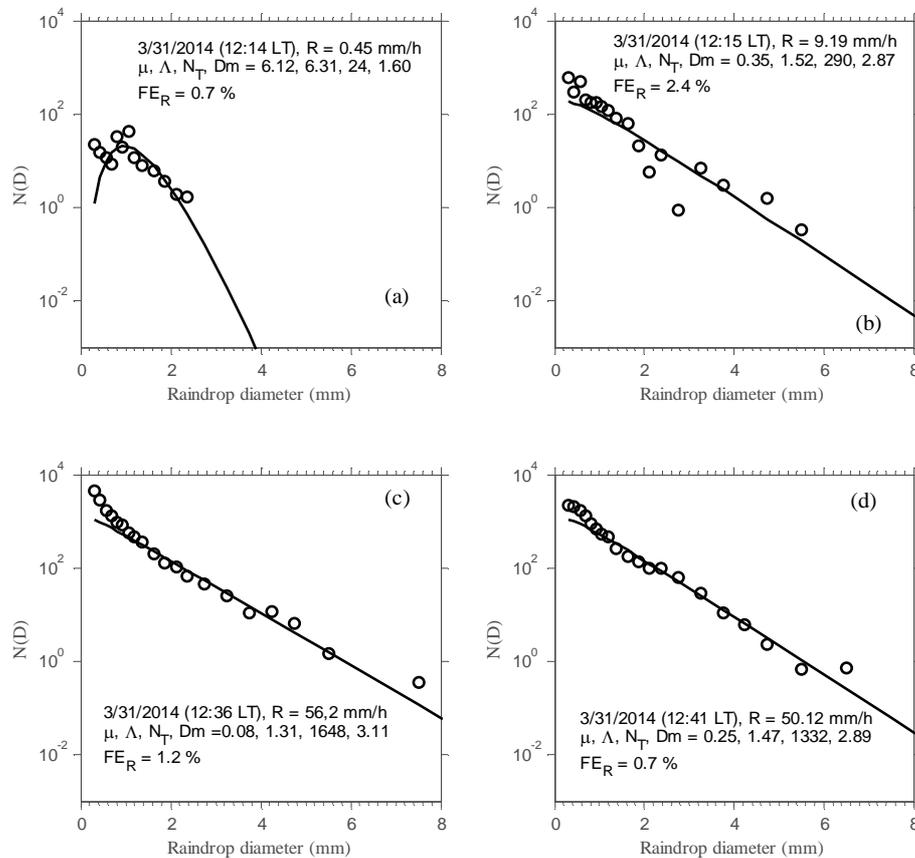
Untuk memberikan penilaian kualitas *fitting* secara kuantitatif dilakukan perhitungan *fraction error rainfall rate* (FE_R) untuk setiap data menggunakan persamaan berikut:

$$FE_R = \frac{R_{pengukuran} - R_{model}}{R_{pengukuran}} \tag{14}$$

dimana $R_{pengukuran}$ adalah intensitas curah hujan yang dihitung dari RSDS yang terukur oleh Parsivel dan R_{model} adalah intensitas curah hujan yang diturunkan dari hasil *fitting* RSDS. Dari Gambar 1 terlihat FE_R dari ke empat kasus yang ditampilkan masih cukup kecil ($\leq 5\%$) termasuk untuk Gambar 1b. Dengan demikian kinerja *fitting* pada data Gambar 1 sudah sangat bagus.

Dari pengamatan selama 15 bulan (Maret 2014 – Mei 2015) untuk Padang dan 12 bulan (Januari 2014 – Januari 2015) untuk Kototabang diperoleh data dengan $R \geq 0,1$ mm/h sebanyak 30425 dan 36587 data secara berturut-turut. Dari jumlah data ini hanya akan dilakukan *fitting*

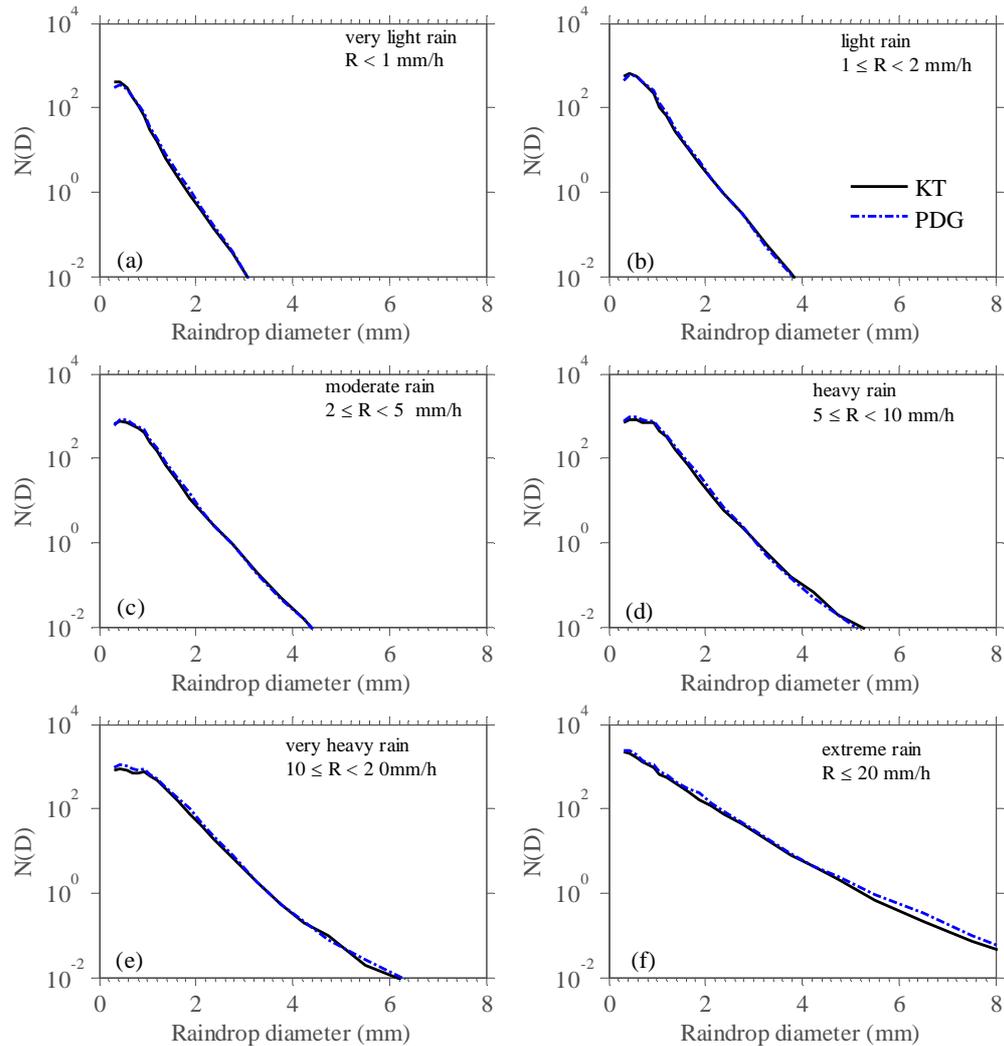
untuk data yang memiliki RDSB di 4 bin berturut-turut (Bringi dkk., 2003). Hasilnya diperoleh data yang akan *difitting* sebanyak 29976 untuk Padang dan 32754 untuk Kototabang. Dalam penelitian ini hanya akan diambil parameter RDSB yang hasil *fitting*nya memiliki $FE_R \leq 5\%$ dan diperoleh data sebanyak 29894 untuk Padang dan 32627 untuk Kototabang.



Gambar 1 Perbandingan RDSB hasil *fitting* dan pengukuran untuk data pengamatan tanggal 31 Maret 2014 pada waktu lokal pukul (a) 12:14 (b) 12:15 (c) 12:36 (d) 12:41

3.2 Rata-rata RDSB

Gambar 2 memperlihatkan perbandingan rata-rata RDSB antara Padang dengan Kototabang untuk berbagai kategori hujan, dimulai dari hujan sangat ringan atau *very light rain* ($R \leq 1$ mm/h) sampai hujan ekstrem atau *extreme* ($R \geq 20$ mm/h). Pengelompokan ini mengacu kepada Tokay dan Short (1996). Pada gambar terlihat bahwa untuk hujan yang sangat ringan (Gambar 2a) konsentrasi butiran hujan yang kecil (< 1 mm) di Kototabang sedikit lebih tinggi dibandingkan dengan di Padang sedangkan untuk ukuran hujan yang menengah dan besar (> 2 mm) konsentrasi di Padang lebih tinggi dari Kototabang. Hal ini juga berlaku untuk Gambar 2b dan 2c dimana konsentrasi butiran berukuran kecil di Kototabang lebih banyak dibandingkan dengan di Padang. Pada Gambar 2d untuk hujan lebat (*heavy rain*) terlihat konsentrasi butiran berukuran kecil di Padang lebih banyak dibandingkan dengan yang ada di Kototabang, berbeda dengan tiga gambar sebelumnya. Sama halnya dengan Gambar 2d, Gambar 2e dan 2f juga menunjukkan konsentrasi butiran hujan berukuran kecil di Padang lebih banyak dari yang ada di Kototabang. Pada Gambar 2f terlihat rata-rata RDSB di Padang lebih besar dari yang ada di Kototabang untuk semua ukuran butiran hujan.



Gambar 2 RDSD rata-rata pada berbagai kategori hujan. (a) Sangat ringan (*very light*) (b) Ringan (*light*) (c) Sedang (*moderate*) (d) Deras (*heavy*) (e) Sangat Deras (*very heavy*) (f) Ekstrem (*extreme*)

Saat intensitas curah hujan sangat ringan, sebaran distribusi butiran hujan berada pada ukuran butiran hujan yang bernilai kecil (Gambar 2). Semakin besar intensitas curah hujan maka sebaran distribusi butiran hujan bergeser ke ukuran butiran hujan yang bernilai lebih besar. Hal ini menunjukkan hujan yang memiliki intensitas kecil juga memiliki ukuran butiran yang kecil dan hujan yang memiliki intensitas curah hujan besar maka ukuran butiran hujannya akan semakin besar pula.

Tabel 1 memperlihatkan rekapitulasi data dan hasil *fitting* dari Gambar 2. Jumlah data bervariasi dalam setiap kategori hujan dimana hujan dengan kategori sangat ringan memiliki jumlah data paling banyak. Hal ini menunjukkan bahwa kebanyakan hujan yang terjadi memiliki intensitas curah hujan yang relatif kecil. Dari Tabel 1 terlihat bahwa parameter λ , N_T , dan D_m meningkat dengan meningkatnya intensitas curah hujan. Hal ini menandakan bahwa semakin tinggi intensitas curah hujan semakin banyak jumlah total butiran dan semakin banyak pula butiran yang berukuran besar. Seperti pada Gambar 2, Tabel 1 juga menunjukkan bahwa pada intensitas curah hujan ringan jumlah total butiran (N_T) di Kototabang lebih banyak dari yang ada di Padang. Untuk intensitas curah hujan yang besar nilai N_T dan D_m di Padang lebih besar dibandingkan di Kototabang yang menandakan bahwa jumlah total butiran dan butiran yang berukuran besar di Padang lebih banyak dari yang ada di Kototabang.

Tabel 1 Parameter gamma RDS D untuk RDS D rata-rata (Gambar 2)

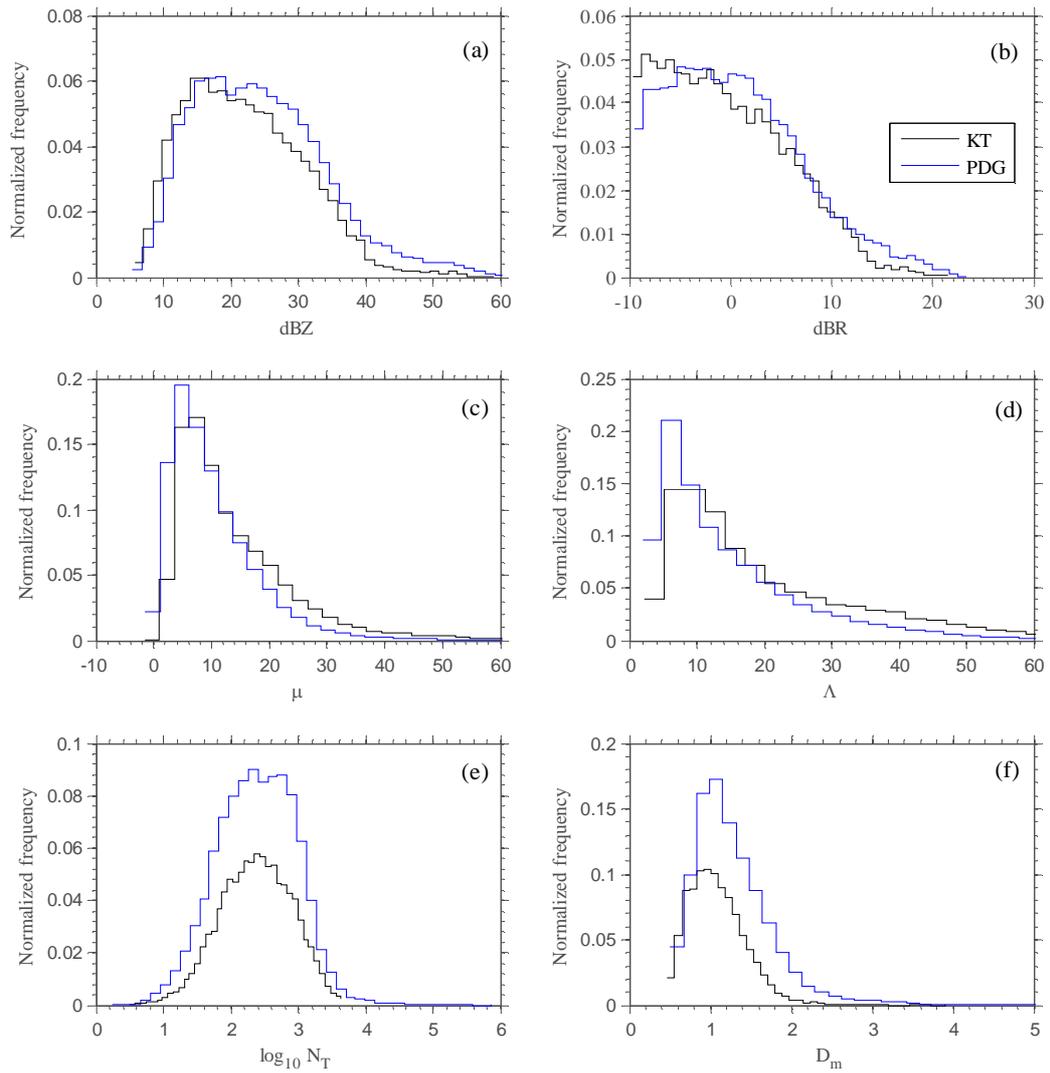
Kategori Hujan	Jumlah Data		μ		λ (mm ⁻¹)		N_T (m ⁻³)		D_m (mm)	
	KT	PDG	KT	PDG	KT	PDG	KT	PDG	KT	PDG
Sangat ringan	19512	14545	0,1	0,59	4,29	4,61	167	155	0,96	1
Ringan	5599	4247	-0,51	-0,06	3,04	3,43	339	336	1,15	1,15
Sedang	5704	4663	-0,04	-0,39	3,12	2,83	492	531	1,27	1,28
Deras	2496	2582	-0,33	0,02	2,57	2,84	681	778	1,43	1,42
Sangat deras	1520	1965	-0,11	-0,23	2,32	2,25	820	958	1,68	1,68
Ekstrem	1756	2423	-0,92	-1,02	1,18	1,13	1472	1677	2,62	2,64

3.3 Parameter RDS D per menit

Rata-rata RDS D telah memperlihatkan adanya sedikit perbedaan antara di Padang dan Kototabang. Untuk melihat karakteristik RDS D pada kedua lokasi lebih dalam, maka pada bagian ini akan dibahas parameter gamma dari data yang terekam setiap menit. Gambar 3 memperlihatkan histogram *radar reflectivity* (dBZ) dan intensitas curah hujan (dBR) dalam skala logaritmik serta parameter-parameter gamma. Frekuensi untuk setiap bin histogram dinormalisasi dengan jumlah total data. Dari Gambar 3.b dapat dilihat bahwa untuk dBZ > 20, frekuensinya lebih tinggi di Padang dari pada di Kototabang. Oleh karena itu, proses konvektif kuat lebih banyak terjadi di Padang dari pada di Kototabang yang juga terlihat dengan jelas dari intensitas curah hujan.

Bentuk distribusi dari pada parameter gamma secara umum hampir sama. Untuk μ dan λ (Gambar 3c-d), pada nilai-nilai yang besar frekuensi di Kototabang lebih tinggi dibandingkan dengan di Padang. Nilai μ dan λ yang besar biasanya dimiliki oleh RDS D dengan intensitas curah hujan yang kecil (Tabel 1). Oleh karena itu, karakteristik μ dan λ (Gambar 3c-d) konsisten dengan karakteristik distribusi intensitas curah hujan (Gambar 3b) dimana frekuensi hujan berintensitas rendah lebih tinggi di Kototabang dibandingkan dengan di Padang. Perbedaan yang paling signifikan teramati untuk nilai D_m . Frekuensi $D_m > 1$ mm di Padang jauh lebih besar dibandingkan dengan di Kototabang. Hal ini menandakan butiran hujan berukuran besar lebih banyak terjadi di Padang daripada di Kototabang, konsisten dengan Gambar 1 dan Gambar 3a-b.

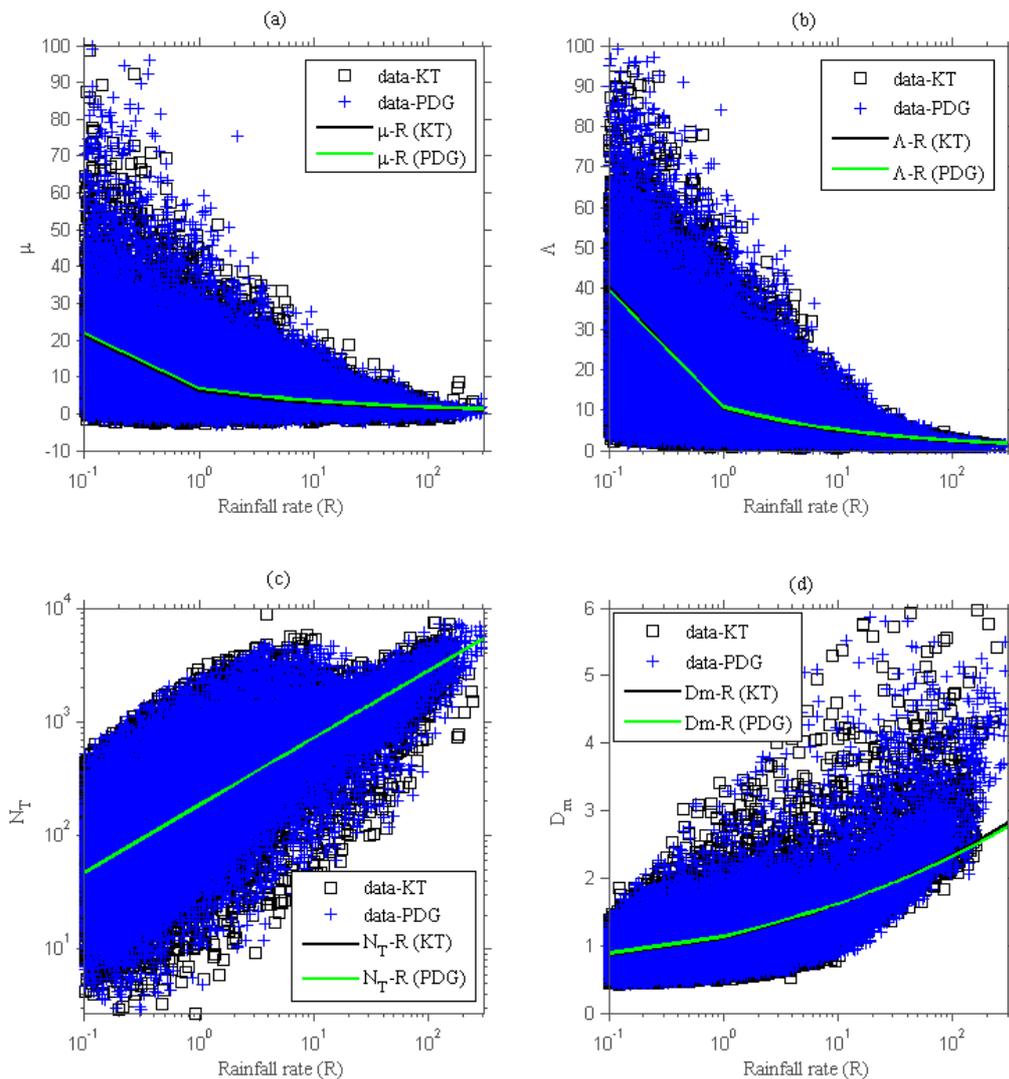
Untuk memudahkan pemanfaatan RDS D, seringkali parameter gamma dibuat dalam bentuk persamaan sebagai fungsi R . Oleh karena itu, parameter gamma dalam Gambar 3 juga diplot terhadap R dan dilakukan proses *fitting* atau regresi. Gambar 4 menunjukkan parameter-parameter gamma RDS D yang diplot terhadap R dan garis hasil regresi untuk Padang dan Kototabang juga ditampilkan. Persamaan yang didapatkan dari hasil regresi ditampilkan dalam Tabel 2. Gambar 4a memperlihatkan bahwa nilai μ untuk Padang lebih besar dari Kototabang untuk semua intensitas curah hujan sama halnya dengan Gambar 4c. Pada Gambar 4b terlihat nilai parameter λ lebih besar untuk Kototabang pada intensitas curah hujan ≤ 10 mm/h sedangkan untuk intensitas curah hujan yang lebih besar, nilai λ lebih besar yang di Padang dibandingkan dengan di Kototabang hampir sama dengan Gambar 4d.



Gambar 3 Histogram antara frekuensi normalisasi dengan (a) dBz (b) dBr (c) μ (d) Λ (e) $\log_{10} N_T$ (f) D_m

Tabel 2 Persamaan parameter-parameter gamma dengan R

Parameter	KT	PDG
μ	$\mu = 6,08 R^{-0,31}$	$\mu = 6,88 R^{-0,29}$
Λ	$\Lambda = 10,24 R^{-0,33}$	$\Lambda = 10,72 R^{-0,32}$
N_T	$N_T = 201 R^{0,56}$	$N_T = 184 R^{0,59}$
D_m	$D_m = 1,11 R^{0,16}$	$D_m = 1,13 R^{0,16}$



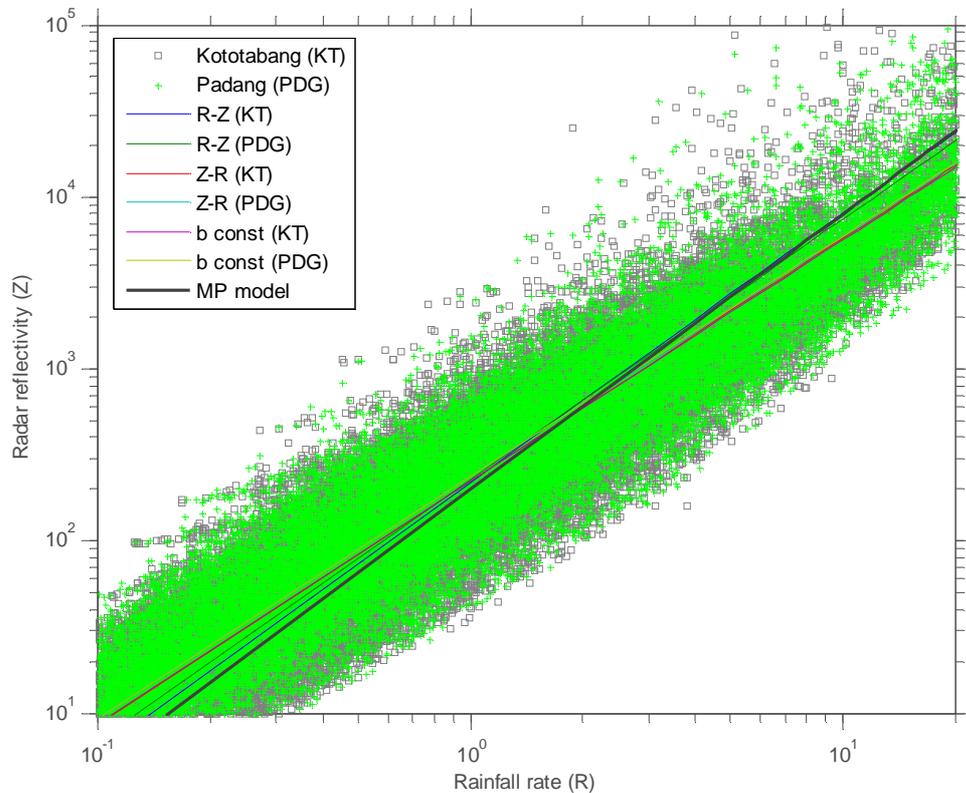
Gambar 4 (a) *shape* (b) *slope* (c) *intercept* dan (d) D_m parameter dari RDSG gamma sebagai fungsi intensitas curah hujan

3.4 Persamaan Z-R

Salah satu aplikasi terpenting dari data RDSG adalah untuk membentuk persamaan Z-R ($Z = AR^b$) yang dipakai untuk mengkonversi nilai Z dari radar meteorologi menjadi intensitas curah hujan (R). Dalam penelitian ini persamaan Z-R dihitung melalui tiga cara dan semuanya melalui regresi linear dalam skala logaritmik. Pertama, sumbu-y digunakan R dan sumbu-x digunakan Z. Hal ini digunakan karena parameter yang diketahui oleh radar adalah Z dan yang ingin kita dapatkan adalah R. Kedua, persamaan Z-R seperti biasa, dengan sumbu-y adalah Z dan sumbu-x adalah R. Cara ini adalah yang paling banyak digunakan. Ketiga, persamaan Z-R dihitung dengan menetapkan nilai $b = 1,4$. Penetapan nilai $b = 1,4$ digunakan pada beberapa radar meteorologi (Marzuki dkk., 2015).

Gambar 6 memperlihatkan plot Z terhadap R bersamaan dengan hasil regresi menggunakan tiga metode yang disebutkan di atas. Persamaan Z-R dari hasil regresi dapat dilihat pada Tabel 3. Dapat terlihat bahwa persamaan Z-R yang dihitung melalui metode pertama (R-Z) di Padang lebih kecil dari Kototabang untuk intensitas curah hujan yang kecil dari 10 mm/h. Saat intensitas curah hujan lebih besar daripada 10 mm/h persamaan Z-R di Padang lebih besar dari Kototabang. Hal yang sama berlaku juga untuk persamaan Z-R yang dihitung dengan menggunakan metode kedua (Z-R) dimana persamaan Z-R di Padang kecil dari Kototabang untuk intensitas curah hujan kecil dari 10 mm/h dan lebih besar jika intensitas curah

hujannya besar dari 10 mm/h. Karakteristik persamaan Z-R ini konsisten dengan Subbab 3.3 dan 3.4 dimana pada intensitas curah hujan yang tinggi konsentrasi butiran yang besar lebih banyak di Padang dibandingkan di Kototabang. Hal inilah yang menyebabkan Z di Padang lebih tinggi dibandingkan di Kototabang untuk intensitas hujan yang sama, karena Z itu sangat kuat dipengaruhi oleh butiran hujan yang berukuran besar ($Z \cong D^6$).



Gambar 6 Plot Z terhadap R bersama dengan hasil regresi persamaan Z-R menggunakan tiga metode di Padang dan di Kototabang.

Hasil regresi untuk semua metode persamaan Z-R sedikit berbeda dengan nilai persamaan Z-R pada umumnya, yang ditemukan oleh Marshall-Palmer (MP) yaitu $Z = 200 R^{1.6}$. Hal ini tidaklah mengejutkan karena persamaan MP diturunkan dari RDS di Hawaii sedangkan data dalam penelitian ini berasal dari kawasan tropis. Hasil yang didapatkan untuk Kototabang di dalam penelitian ini mendekati persamaan yang didapatkan oleh Marzuki dkk. (2013b) yaitu $Z = 210 R^{1.39}$. Sedikit perbedaan kemungkinan disebabkan oleh perbedaan instrumen dan jumlah data yang digunakan.

Tabel 3 Persamaan Z-R dari RDS di Padang dan Kototabang

Metode	Padang	Kototabang
R - Z	$Z = 227R^{1.51}$	$Z = 221R^{1.56}$
Z - R	$Z = 237R^{1.39}$	$Z = 223R^{1.41}$
b konstan	$Z = 236R^{1.40}$	$Z = 223R^{1.40}$

IV. KESIMPULAN

Hasil penelitian ini memperlihatkan bahwa RDS di Padang sedikit berbeda dengan RDS di Kototabang. Terlihat bahwa intensitas curah hujan yang tinggi lebih banyak di Padang daripada di Kototabang. Selain itu, butiran hujan yang berukuran besar di Padang lebih

banyak daripada di Kototabang. Banyaknya ukuran butiran hujan yang berukuran besar ini berdampak pada nilai *radar reflectivity* (Z) di Padang yang sedikit lebih besar dari Kototabang untuk intensitas curah hujan yang sama. Karena itu nilai koefisien A yang ada dalam persamaan $Z-R$ di Padang juga sedikit lebih besar dari Kototabang. Karakteristik RSDS antara Padang dan Kototabang tidak terlalu jauh berbeda, disebabkan oleh hujan yang ada di Padang dan di Kototabang kemungkinan berasal dari awan konvektif yang sama, yaitu awan dari Samudra Hindia. Saat tiba di daratan Sumatra awan di Kototabang kemungkinan mengalami proses yang berbeda karena melalui daerah pegunungan. Hal ini menyebabkan terjadinya hujan pegunungan (orografi) yang salah satu cirinya memiliki butiran hujan berukuran kecil yang agak banyak. Karena itu jumlah butiran hujan berukuran kecil di Kototabang lebih banyak dari yang ada di Padang terutama pada intensitas hujan yang rendah.

DAFTAR PUSTAKA

- Bringi, V. N. dan Chandrasekar, V., 2003, Comments on “The Need to Represent Raindrop Size Spectra as Normalized Gamma Distribution for the Interpretation of Polarization Radar Observations”, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 42, hal. 1184 – 1189.
- Coppens, D. dan Haddad, Z. S., 2000, Effect of Raindrop Size Distribution Variations on Microwave Brightness Temperature Calculation, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, Vol. 105, No. 19, hal. 483 – 489.
- Jameson, A. R. dan Kostinski, A. B., 2001, What is a Raindrop Size Distribution, *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 82, No. 6, hal. 1169 – 1177.
- Kozu, T. dan Nakamura, K., 1991, Rainfall Parameter Estimation from Dual-Radar Measurements Combining Reflectivity Profile and Path-Integrated Attenuation, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 8, hal. 259 – 271.
- Kozu, T., Reddy, K. K., Mori, S., Thurai, M., Ong, J. T., Rao, D. N., dan Shimomai, T., 2006, Seasonal and Diurnal Variations of Raindrop Size Distribution in Asian Monsoon Region, *Journal of the Meteorology Society Of Japan*, Vol. 84A, hal. 195 – 209.
- Marzuki, Kozu, T., Shimomai, T., Hashiguchi, H., Randeu, W. L., dan Vonnisa, M., 2010, Raindrop Size Distribution of Convective Rain over Equatorial Indonesia During the First CPEA Campaign, *Atmospheric Research*, Vol. 96, hal. 645 – 655.
- Marzuki, M., Hashiguchi, H., Yamamoto, M. K., Mori, S., dan Yamanaka, M. D., 2013a, Regional Variability of Raindrop Size Distribution over Indonesia, *Annales Geophysicae*, Vol. 31, hal. 1941 – 1948.
- Marzuki, Randeu, W. L., Kozu, T., Hashiguchi, H., dan Schonhuber M, 2013b, Raindrop Axis Ratio, Fall Velocities and Size Distribution over Sumatra from 2D – Video Disdrometer Measurement, *Atmospheric Research*, Vol. 119, hal. 23 – 37.
- Marzuki, Hashiguchi, H., Kozu, T., Shibagaki, Y., dan Takahashi, Y., 2015, Precipitation Microstructure ini Different Madden-Julian Oscillation Phases over Sumatra, *Atmospheric Research (submitted)*.
- Rosenfeld, D. dan Ulbrich, C.W., 2003, Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities, *Meteorological Monographs*, Vol. 52, hal. 237 – 258.
- Tokay, A. dan Short, D. A., 1996, Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform Versus Convective Clouds, *Journal Applied Meteorology*, Vol. 35, hal 355 – 371.
- Uijlenhoet, R., 2001, Raindrop Size Distributions and Radar Reflectivity-Rain Rate Relationships for Radar Hydrology, *Hydrology and Earth System Sciences*, hal. 615 – 627.
- Ulbrich, C. W., 1983, Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 22, hal. 1764 – 1775.