

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

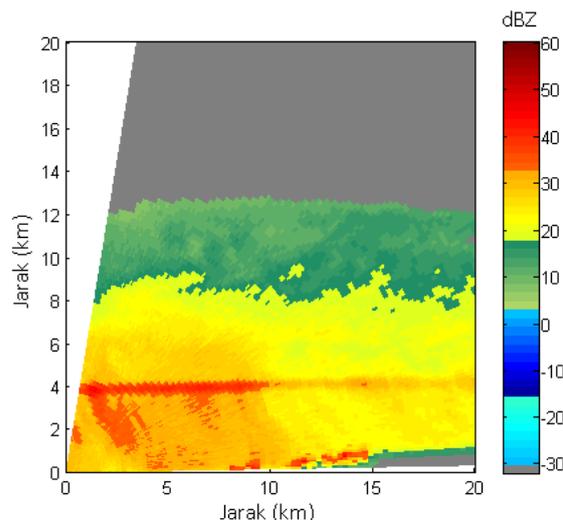
Variabilitas atmosfer dapat diklasifikasikan berdasarkan skala waktu jangka pendek (harian) sampai jangka panjang (tahunan). Variasi skala

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° (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).

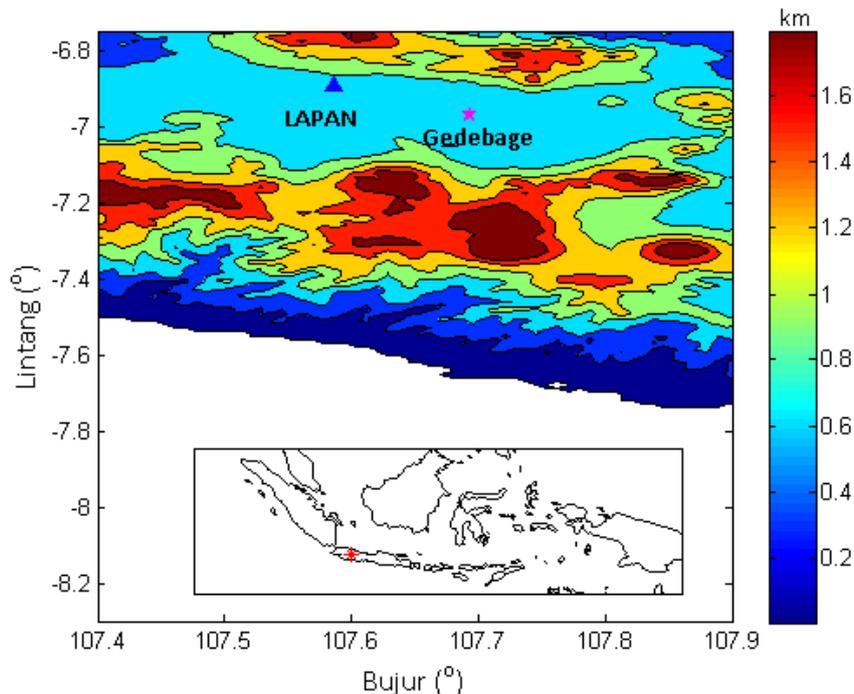
Radar *X-band* diatur untuk melakukan pemindaian volume maupun pemindaian RHI. Pemindaian volume dikerjakan dari azimut $0^\circ - 360^\circ$; elevasi $0^\circ - 50^\circ$ dengan resolusi horizontal dan vertikal tiap 1° . Setelah melakukan pemindaian volume, radar beroperasi pada pemindaian RHI di tiap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

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

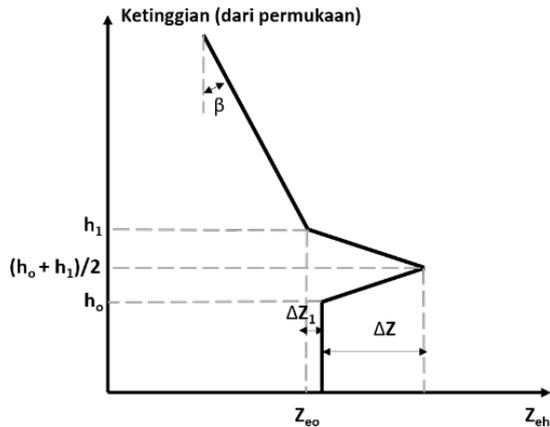
Akibat dari adanya efek penghalusan *smoothing*, pola BB dengan model VPR memiliki bentuk yang berbeda relatif terhadap jarak dari radar. Semakin jauh dari radar, maka efek dari lebar sinyal radar akan semakin terlihat. Profil reflektivitas pada jarak yang lebih dekat dengan radar memperlihatkan kurva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

ΔZ dalam desibel (dB). Hasil studi Fabry & Zawadzki (1995), ΔZ_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 ΔZ_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 H_{bawah} dan H_{atas} . 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.

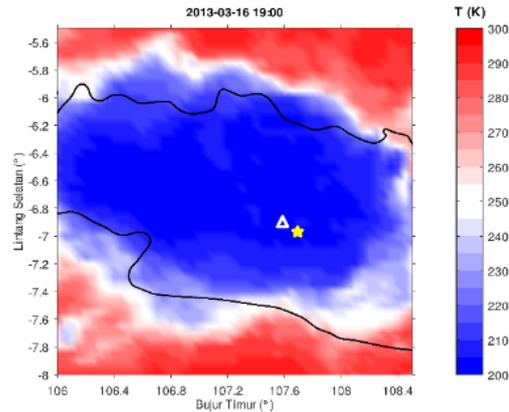
$$FAR = \frac{\text{jumlah estimasi salah}}{\text{jumlah total estimasi}}, \quad (2-3)$$

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

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

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



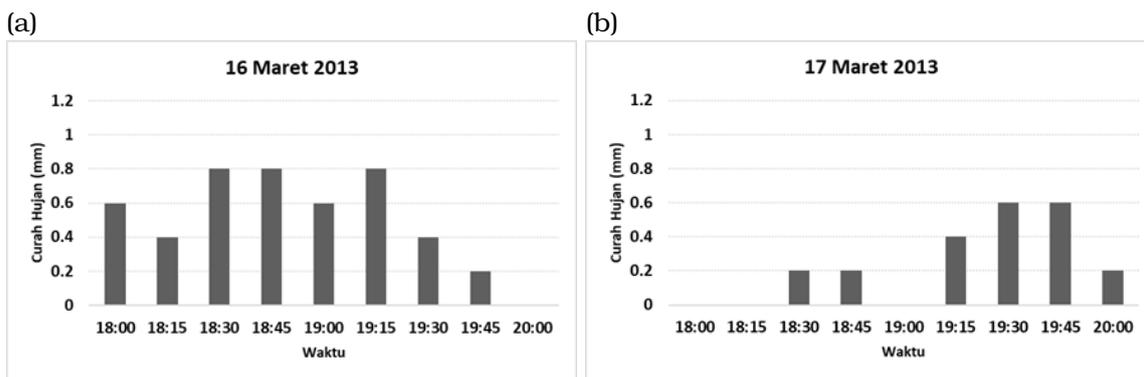
Gambar 3-1: Kondisi suhu puncak awan TBB pada (a) tanggal 16 Maret 2013 dan (b) tanggal 17 Maret pada pukul 19.00 waktu setempat. Lokasi peluncuran radiosonde digambarkan oleh segitiga putih dan lokasi radar ditandai oleh bintang kuning.

hari lainnya. Data reflektivitas dipilih pada selang waktu yang terdekat dari peluncuran radiosonde pada pukul 19.00 waktu setempat (± 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



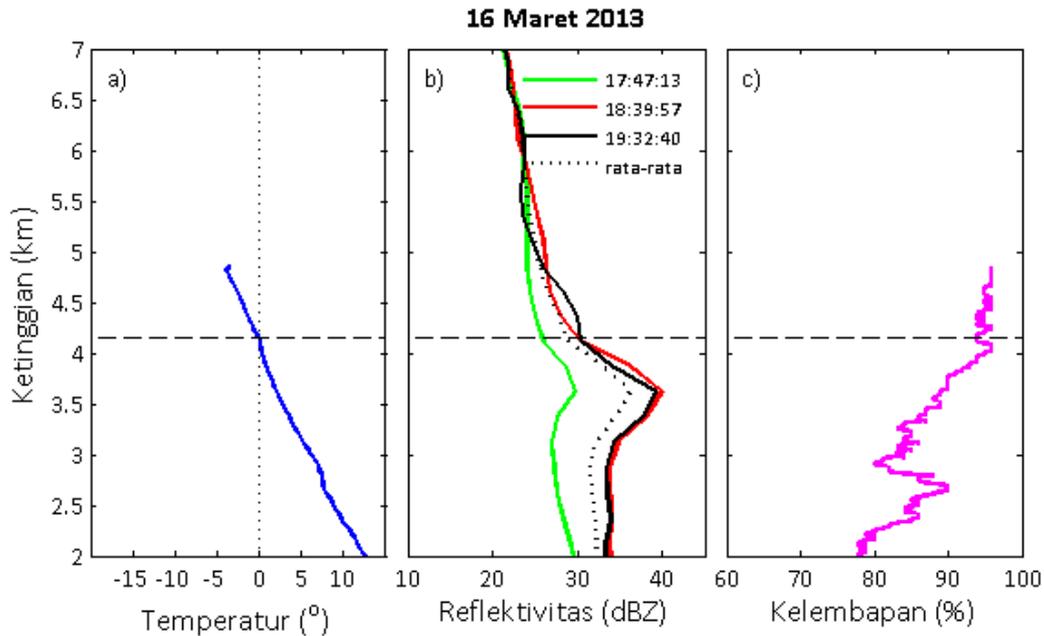
Gambar 3-2: Hasil pengukuran hujan (dalam mm) pada tanggal 16 Maret 2013 (a) dan tanggal 17 Maret 2013 (b) dari data AWS yang berlokasi di kantor LAPAN, Pasteur, Bandung.

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

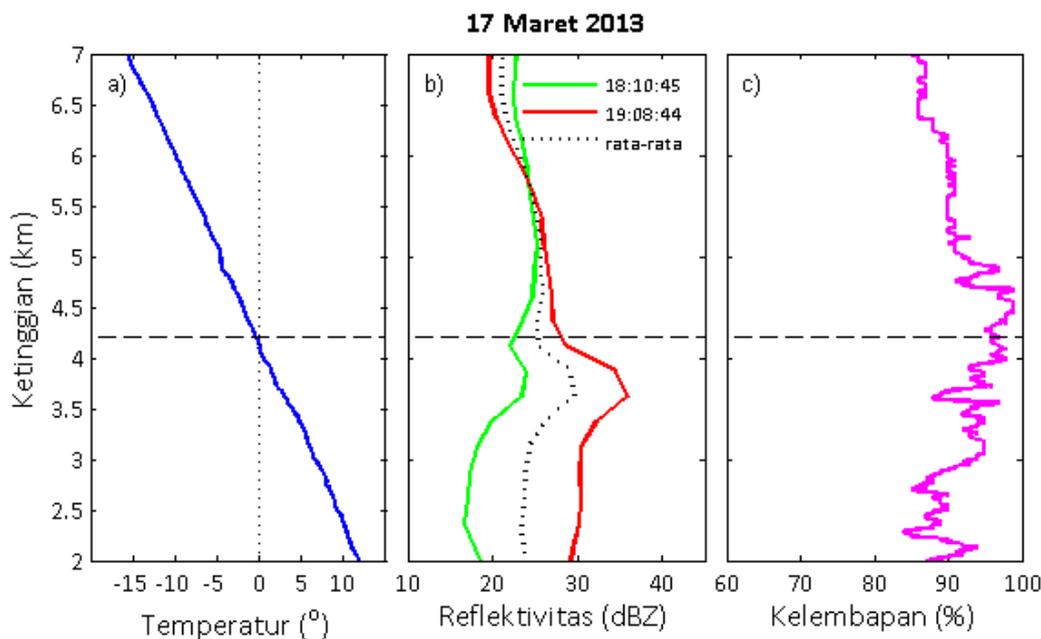


Gambar 3-3: (a) Profil vertikal temperatur hasil pengukuran radiosonde yang diluncurkan pada pukul 19.00, (b) profil vertikal reflektivitas radar *X-band* dalam selang waktu ± 2 jam dari peluncuran radiosonde, dan (c) profil vertikal kelembapan relatif hasil pengukuran radiosonde pada tanggal 16 Maret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

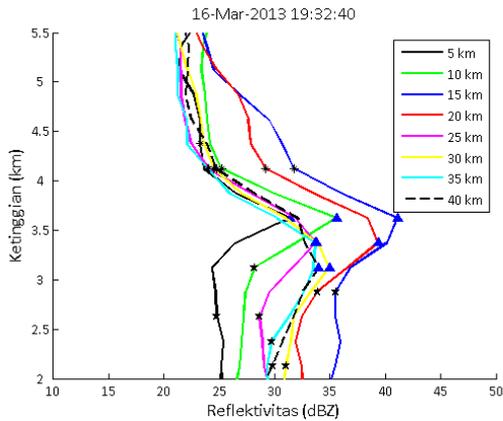
saat menentukan batas atas dari BB. Hal sebaliknya terjadi, metode gradien reflektivitas sedikit lebih baik saat digunakan untuk menentukan batas atas dibandingkan batas bawah.

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

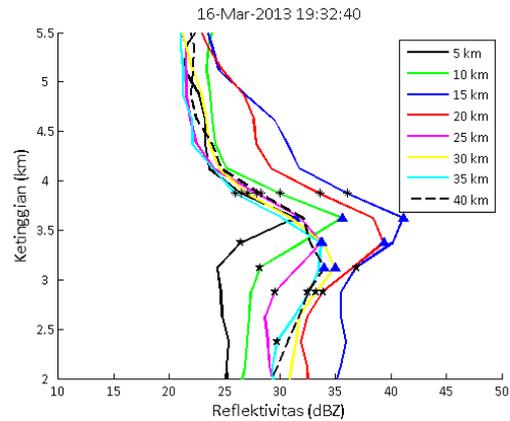
Model VPR-Matrosov

(a)

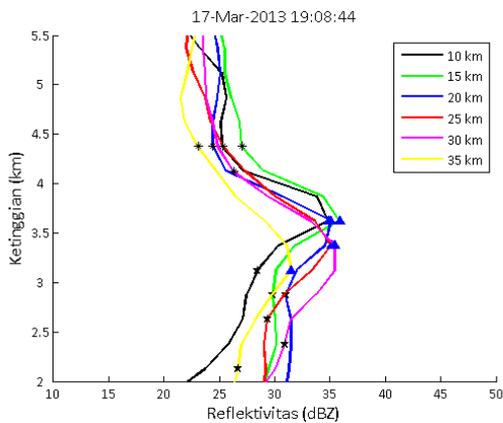


Model GR

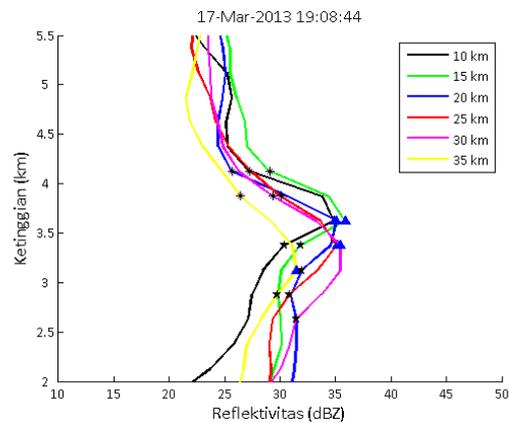
(b)



(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
Batas bawah	0,357	0,714	0,643	0,286	4,510	9,022
Batas bawah	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.

