

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Raindrop size distribution (DSD) adalah distribusi butiran hujan pada ukuran tertentu per satuan volume sampel selama interval waktu pengamatan tertentu (Jameson dan Konstinski, 2001). DSD sangat penting dalam berbagai aplikasi seperti, merancang teknik *remote sensing* untuk pemantauan atmosfer (Coppens dan Haddad, 2000), memprediksi atenuasi gelombang elektromagnetik yang disebabkan oleh hujan (Owolawi, 2011) dan mengamati hujan menggunakan radar cuaca (Uijlenhoet, 2001; Kozu dkk., 2006).

Secara umum radar cuaca memberikan nilai *radar reflectivity* (Z) pada ketinggian di atas 2 km. Namun, parameter yang diperlukan oleh masyarakat bukanlah Z tetapi intensitas curah hujan (R) di permukaan tanah. Oleh karena itu, untuk mengkonversi nilai Z ini ke intensitas curah hujan di permukaan tanah diperlukan pengetahuan mengenai distribusi vertikal Z dan hubungan antara Z dengan R (Coppens dan Haddad, 2000; Liu dan Fu, 2001). Nilai Z merupakan fungsi DSD sehingga dengan mengetahui distribusi vertikal DSD kita bisa pula mendapatkan distribusi vertikal Z .

Selain mengkonversi data radar cuaca ke intensitas curah hujan, (Das dan Maitra, 2016) distribusi vertikal DSD juga dapat dimanfaatkan untuk memahami proses pembentukan hujan dari awal terbentuknya hingga jatuh ke permukaan tanah (Tokay dan Short, 1996). Dari mulai terbentuk hingga mencapai permukaan

tanah, butiran hujan mengalami berbagai proses fisika yang hanya bisa diketahui jika kita mengamati parameter distribusi DSD arah vertikal.

Distribusi vertikal DSD bisa didapatkan secara langsung dengan beberapa instrumen seperti POSS (*precipitation occurrence sensor system*) (Sheppard and Joe, 2008) dan *videosonde* (Takahashi dkk., 2001) atau secara tidak langsung dengan menggunakan radar atmosfer. Diantaranya radar UHF (*ultra-high frequency*) dan VHF (*very-high frequency*). Radar UHF lebih sensitif terhadap *echo* hujan dan bisa mendeteksi secara akurat butiran hujan yang lebih kecil dari 0,5 mm namun kurang sensitif terhadap *echo* turbulen (Rajopadhyaya dkk., 1999). Di sisi lain, radar VHF sangat sensitif terhadap *echo* turbulen namun tidak bisa mendapatkan ukuran butiran hujan yang lebih kecil dari 1 mm tetapi pada saat intensitas hujan tinggi spektrum turbulen hampir tidak ada (Schafer dkk., 2002). Dengan demikian, supaya diperoleh distribusi vertikal butiran hujan yang lebih akurat maka dapat digunakan kombinasi radar UHF dengan VHF atau dikenal dengan metode *dual-frequency radar*.

Pada tugas akhir ini akan diamati parameter distribusi butiran hujan arah vertikal di Kototabang menggunakan metode *dual-frequency*. Radar VHF yang digunakan adalah EAR dengan frekuensi 47 MHz dan radar UHF yang digunakan adalah BLR dengan frekuensi 1,3 GHz. Metode *dual-frequency* untuk kedua radar ini telah dikembangkan oleh Vonnisa dkk., (2014). Mereka menemukan bahwa metode *dual-frequency* lebih baik dibandingkan dengan metode *single-frequency* untuk mendapatkan struktur vertikal DSD di Kototabang. Hal itu diperlihatkan oleh spektrum hujan pada *dual-frequency* terlihat lebih tinggi dan

lebih jelas dibandingkan dengan *single-frequency*. Oleh karena itu, pada penelitian ini digunakan metode yang sama dengan Vonnisa, dkk. (2014).

DSD dipengaruhi oleh berbagai faktor seperti lokasi, waktu dan tipe hujan (Ulbrich, 1983), variasi diurnal (Marzuki dkk., 2009), monsun (Kozu dkk., 2006) serta MJO (Marzuki dkk., 2010;2016). MJO merupakan gangguan atmosfer berskala global di atas ekuator yang bergerak dari Barat ke Timur dengan durasi 30-60 hari sehingga digolongkan variasi intra-musiman (*intraseasonal variation*) (Madden dan Julian, 1971). Penelitian mengenai dampak MJO terhadap DSD masih sangat sedikit, karena itu penelitian DSD berdasarkan fase MJO perlu dilakukan. Pada penelitian ini akan dibandingkan parameter DSD selama fase aktif dan tidak aktif Madden Julian *Oscillation* (MJO).

Dampak MJO terhadap DSD akan diteliti menggunakan data pengamatan selama proyek *Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere* (CPEA)-I (10 April – 9 Mei 2004) di Kototabang, Sumatera Barat. Data ini dipilih karena fase aktif dan tidak aktif MJO terlihat sangat jelas selama CPEA-I (Shibagaki, dkk., 2006). Vonnisa dkk. (2014) telah menganalisa distribusi parameter DSD arah vertikal selama CPEA-I tetapi hanya untuk pengamatan satu hari saja. Oleh karena itu, di dalam tugas akhir ini akan dianalisa dampak MJO terhadap parameter DSD dengan mengolah semua data selama CPEA-I.

1.2 Tujuan Penelitian

Penelitian ini bertujuan untuk membandingkan parameter distribusi butiran hujan arah vertikal antara fase aktif dan tidak aktif MJO dengan metode *dual-frequency radar* melalui data pengamatan EAR dan BLR.

1.3 Manfaat Penelitian

Hasil penelitian ini akan bermanfaat untuk memahami distribusi vertikal butiran hujan di Kototabang terutama mengenai proses-proses yang terlibat seperti penggabungan butiran akibat tumbukan, penguapan dan *updraft* di dalam pembentukan butiran hujan pada fase-fase MJO. Selain itu, penelitian ini diharapkan juga dapat meningkatkan akurasi perhitungan curah hujan menggunakan radar cuaca.

1.4 Batasan Masalah

Hal-hal yang menjadi batasan masalah dalam rencana penelitian ini adalah:

1. Data yang digunakan adalah data EAR dan BLR di Kototabang selama *Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA)-I*.
2. DSD dimodelkan dengan distribusi gamma karena sekitar 91% nilai DSD di alam mengikuti distribusi gamma (Mallet dan Barthes, 2009).

1.5 Hipotesis

Perbedaan karakteristik awan dan atmosfer antara fase aktif dan tidak aktif MJO kemungkinan akan mempengaruhi parameter-parameter hujan dan DSD arah vertikal. Selama fase tidak aktif MJO permukaan bumi biasanya menerima intensitas sinar matahari lebih tinggi sehingga proses konveksi yang terjadi lebih kuat dibandingkan fase aktif. Kuatnya proses konveksi menyebabkan awan yang terbentuk pada fase tidak aktif lebih tinggi daripada fase aktif MJO (Marzuki dkk., 2016) sehingga konsentrasi butiran hujan yang berukuran besar lebih tinggi daripada fase tidak aktif.