

Studi Awan Konvektif Penyebab Hujan Es Menggunakan Radar Cuaca Doppler *Single Polarization* di Bogor (23 September 2020)

Suwignyo Prasetyo, Syaidi Abdilah, Imma Redha Nugraheni, Novvria Sagita
Program Studi Meteorologi, Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika

ABSTRACT

Fenomena hujan es yang disertai dengan intensitas curah hujan tinggi dan angin kencang terjadi di Bogor pada tanggal 23 September 2020. Penelitian ini mencoba mengkaji mekanisme terjadinya hujan es tersebut dengan memanfaatkan radar cuaca *doppler (doppler weather radar, DWR)* Cengkareng. Terdapat empat poin yang menjadi fokus utama penelitian yaitu meninjau kondisi atmosfer, menganalisis proses fisis dan dinamis awan, menganalisis mekanisme inisiasi konvektif, dan mengestimasi peluang terjadinya hujan es. Hasilnya analisis menunjukkan bahwa hujan es terjadi disebabkan oleh ketidakstabilan atmosfer yang mendukung proses konveksi skala lokal serta didukung dengan kandungan uap air yang cukup tinggi di atmosfer. Awan yang menjadi penyebab hujan es merupakan jenis awan multisel dengan total terdapat tiga sel. Mekanisme *updraft* dan *downdraft* cukup baik ditangkap oleh DWR, beserta dengan pola reflektivitas yang menyertainya. mekanisme terjadinya inisiasi konvektif tidak dapat disimpulkan secara langsung hanya menggunakan radar cuaca, dibutuhkan simulasi model numerik untuk mengetahui penyebab pastinya. Peluang terjadinya hujan es dapat dianalisis dengan cukup baik menggunakan metode VIL, VIL Density, dan metode Waldvogel dengan peluang terjadinya hujan es untuk metode Waldvogel lebih dari 80%.

Kata Kunci : awan konvektif, hujan es, radar cuaca *doppler*

Penulis Koresponden:

Suwignyo Prasetyo,
Program Studi Meteorologi,
Sekolah Tinggi Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika, Indonesia,
Jl. Perhubungan I No.5 Pondok Betung, Bintaro, Kec. Pd. Aren, Kota Tangerang Selatan, Banten 15221.
Email: prasetyosuwignyo8@gmail.com

1. PENDAHULUAN

Sebagai salah satu faktor utama dalam dinamika atmosfer, awan menjadi penting untuk dipelajari khususnya jenis awan konvektif. Indonesia yang berada di wilayah tropis mendapatkan surplus energi panas radiasi matahari sehingga meningkatkan potensi pertumbuhan awan konvektif. Indonesia merupakan salah satu wilayah dengan distribusi awan konvektif jenis Cumulonimbus (Cb) yang cukup signifikan [1]. Awan Cb merupakan awan konvektif tebal (*deep convective*) yang dapat tumbuh hingga lapisan *tropopause* dan sangat potensial menimbulkan bencana sehingga dapat menyebabkan kerugian ekonomi dan kerusakan lingkungan. Istilah Cb selanjutnya digunakan untuk menunjukkan awan yang tumbuh akibat konveksi kuat, *deep convective*, *thunderstorm*, ataupun sejenisnya.

Fenomena cuaca ekstrem yang berkaitan dengan keberadaan awan Cb memiliki potensi yang cukup tinggi pada periode peralihan dari musim kemarau ke musim hujan atau sebaliknya (September-Oktober-November dan Maret-April-Mei). Hal ini disebabkan oleh posisi matahari yang tepat di atas daerah ekuatorial memperkuat potensi aktivitas pembentukan awan Cb akibat proses konveksi ketika suatu wilayah cukup memiliki pasokan uap air dan ketidakstabilan atmosfer. Fenomena cuaca ekstrem yang erat kaitannya dengan hal tersebut antara lain hujan lebat, hujan es, dan angin kencang.

Hujan es dihasilkan dari gerakan massa udara (*updraft*) kuat dari awan Cb bersel tunggal (*single cell*) maupun ganda (*multicell*) yang terletak dekat permukaan bumi. Sistem konvektif kuat disertai ketinggian *freezing level* (ketinggian saat suhu bernilai 0°C) yang rendah menyebabkan butiran es berukuran besar tidak memiliki waktu yang cukup untuk menjadi tetes hujan ketika jatuh mencapai permukaan tanah [2]. Meskipun ketinggian *freezing level* di wilayah tropis lebih tinggi dari wilayah lintang tinggi. Namun, hujan es tetap dapat terjadi di wilayah tropis jika partikel es yang jatuh dari awan Cb berukuran sangat besar dan tetap berbentuk partikel es meskipun mengalami gesekan di dalam awan [3].

Oleh karena keterbatasan pengamatan secara spasial, hujan es tidak dapat diamati secara komprehensif oleh stasiun cuaca. Khususnya di Indonesia, hal ini yang menjadi permasalahan utama. Satu-satunya sistem pengamatan yang memiliki area luas di bawah pengawasan *realtime* dan mencapai resolusi spasial dan temporal yang tinggi adalah radar cuaca. Pengukuran sinyal (reflektivitas radar) pada radar *single polarization* diperoleh dari hamburan balik partikel yang terintegrasi dengan dalam satu sampel volume [4]. Dengan demikian, reflektivitas yang diperoleh dari radar *single polarization* sebagai parameter integral tidak memungkinkan pembedaan antara dua fase hidrometeor yang berbeda - cair atau padat - dan ukuran partikel. Meskipun demikian, nilai reflektivitas tinggi dari radar cuaca *single polarization* pada tingkat tertentu dapat mewakili proses fisik yang terkait dengan pertumbuhan hujan es [5].

Penelitian mengenai hujan es di Indonesia telah banyak dilakukan. Karmini (2000) [6] menyatakan bahwa hujan es di daerah tropis terjadi pada kondisi atmosfer tidak stabil bersyarat disertai masuknya massa udara hangat dan mengandung cukup uap air (basah) di lapisan bawah. Potensi kejadian hujan es yang bisa sangat merusak kemudian dicoba oleh Ali & Hidayati (2015) [7] untuk melakukan peringatan dini dengan mengimplementasikan metode *Severe Hail Index* [8]. Hasil dari penelitian tersebut menunjukkan bahwa metode SHI cukup baik dalam mendeteksi potensi terjadinya hujan es. Namun, metode tersebut masih perlu dilakukan pengkajian kembali berdasarkan studi kasus yang lebih banyak sehingga bisa benar-benar diketahui performanya. Penelitian-penelitian lain mengenai hujan es hanya sebatas menganalisis kondisi atmosfer dengan pembahasan yang tidak cukup mendalam pada proses fisis dan dinamis beserta dengan evolusi dan masa hidupnya [3], [9]–[13]. Sementara itu, studi yang dilakukan oleh Anggoro & Pramujito (2018) [14] difokuskan pada analisis masa hidup dan evolusinya. Oleh karena itu, penelitian mengenai hujan es penting untuk terus dilakukan dalam upaya pemahaman yang lebih baik terhadap proses terjadinya hujan es dari proses fisis dan dinamisnya hingga mekanisme terjadinya hujan es tersebut.

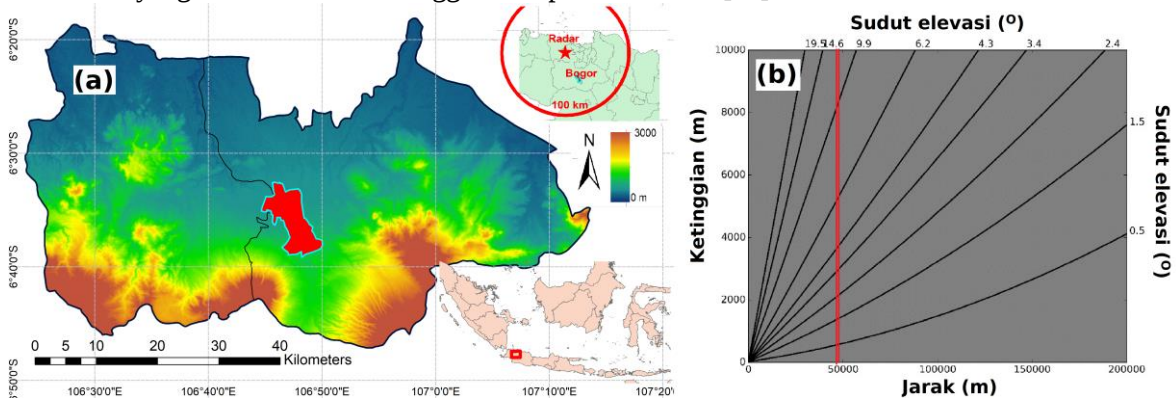
Hujan es disertai petir dan angin kencang pada tanggal 23 September 2020 di sebagian wilayah kota Bogor, Jawa Barat. Fenomena tersebut terjadi sekitar pukul 17.00–17.45 WIB (10.00–10.45 UTC) dengan intensitas curah hujan tinggi bernilai 51 mm terjadi dalam periode 2 jam (16.00–17.30 WIB) dan kecepatan angin maksimum tercatat 85 km/jam [15]. Penelitian ini bertujuan untuk mengkaji awan konvektif penyebab fenomena hujan es tersebut dengan memanfaatkan data DWR Cengkareng. Fokus analisis dan pembahasan terdiri dari empat poin yaitu 1) analisis atmosfer skala global dan regional untuk melihat kemungkinan pengaruh dari kondisi atmosfer skala yang lebih luas dalam pembentukan awan penyebab hujan es; 2) proses fisis dan dinamis awan; 3) inisiasi konvektif untuk mengidentifikasi proses yang paling berpengaruh dalam pembentukan awan penyebab hujan es; dan 4) peluang terjadinya hujan es.

2. METODE PENELITIAN

Penelitian ini menggunakan data radar cuaca *doppler* (*doppler weather radar*, DWR) Cengkareng yang diperoleh langsung dari Pusat Citra Radar, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika dengan format *.vol. Data tersebut kemudian diolah menggunakan software RainDART yang merupakan software terintegrasi dengan radar cuaca Gematronik©. RainDART memiliki berbagai macam *tools* yang bisa langsung digunakan oleh pengguna dalam menginterpretasikan data radar untuk keperluan analisis kondisi meteorologi tertentu.

Secara umum, metode yang berkaitan dengan pembahasan pada penelitian ini ada empat. Pertama, menganalisis terlebih dahulu kondisi skala global dan sinoptik untuk melihat faktor sirkulasi atmosfer pada skala yang lebih luas terhadap pembentukan awan penyebab hujan es. Kedua, menganalisis proses fisis dan dinamis awan menggunakan reflektivitas maksimum (horizontal maupun

vertikal). Ketiga, menganalisis kemungkinan penyebab terjadinya inisiasi konvektif (pertama kali awan penyebab *hail* tumbuh ditandai dengan reflektivitas sebesar 30 dBZ). Keempat, menganalisis peluang terjadinya hujan es berdasarkan metode VIL [16] dan VIL Density [17] serta metode Waldvogel modifikasi yang divisualisasikan menggunakan produk ZHAIL [18].

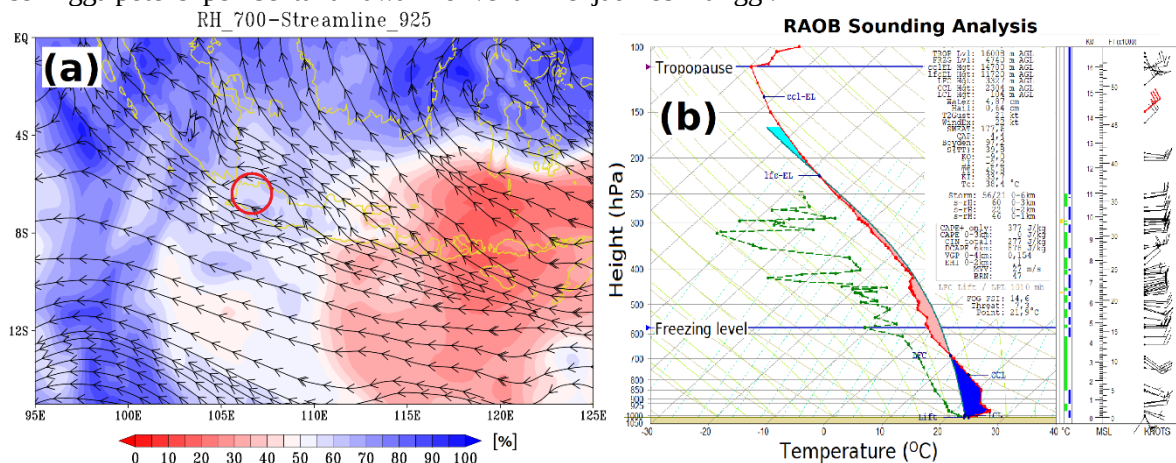


Gambar 1. (a) Lokasi penelitian dengan area berwarna merah merupakan Kota Bogor dan (b) merupakan grafik diagram Scan Strategy height – range pada EEC C-Band DWR Cengkareng (Paski et al., 2017). Garis lurus berwarna merah pada Gambar (b) merupakan perkiraan jarak terjadinya hujan es dari pusat DWR Cengkareng.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Tinjauan kondisi atmosfer

Peninjauan kondisi atmosfer skala global dan regional atau sinoptik dilakukan untuk melihat apakah pertumbuhan awan dipengaruhi oleh adanya sistem skala yang lebih luas. Berdasarkan data Nino 3.4 yang diambil dari *Beureau of Meteorologi Australia* (www.bom.gov.au) menunjukkan nilai anomali negatif bernilai -0.80 pada bulan September 2020 dasarian ketiga. Nilai anomali negatif ini mulai terjadi pada pertengahan bulan Agustus dengan nilai sebesar -0.52. La Nina berada pada fase aktif diidentifikasi apabila terdapat anomali negatif pada indeks Nino 3.4 selama tiga bulan berturut-turut. Dalam hal ini, kasus hujan es yang terjadi pada bulan September baru memasuki bulan pertama indikasi La Nina aktif. Meskipun demikian, suhu permukaan laut yang mengalami anomali positif ($> 1^{\circ}\text{C}$, gambar tidak ditampilkan) mendukung terhadap kandungan uap air yang cukup melimpah di atmosfer, sehingga potensi pembentukan awan konvektif menjadi lebih tinggi.



Gambar 2. (a) komposit peta cuaca sinoptik, dimana *shaded* merupakan *relative humidity* (RH) pada lapisan 700 mb dan *stream* merupakan pola arah angin (*streamline*) lapisan 925 mb untuk rata-rata dari pukul 00.00 hingga 09.00 UTC. (b) diagram *Skew-t* untuk observasi di Stasiun Meteorologi Soekarno- Hatta pukul 00.00 UTC, 23 September 2020.

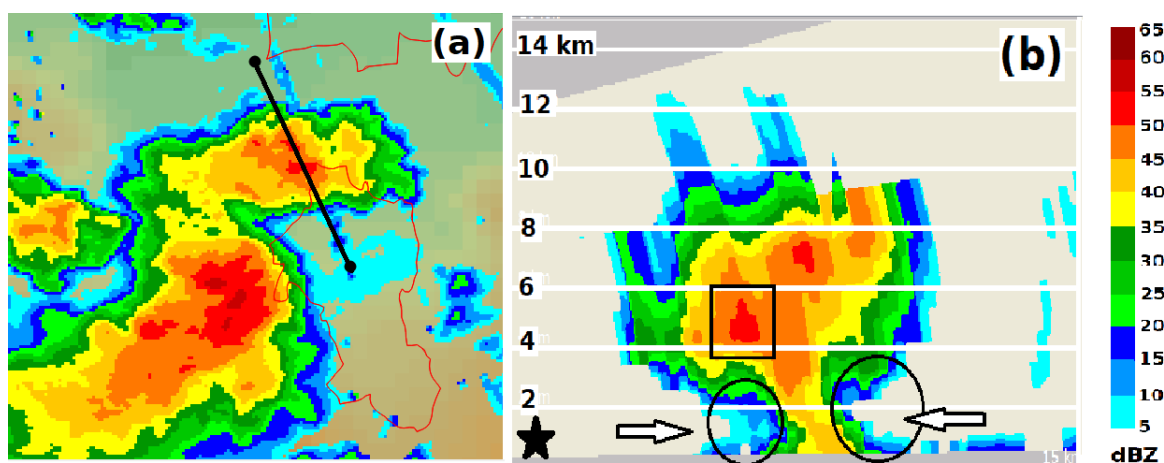
Kandungan uap air yang cukup tinggi di atmosfer dibuktikan dengan peta RH lapisan 700 mb secara spasial pada Gambar 2.a yang bernilai antara 60 hingga 70 %. Lapisan 700 mb dipilih karena merepresentasikan lapisan terakhir dari troposfer bagian bawah. Sementara itu, *streamline* angin dipilih

pada lapisan 925 mb karena merepresentasikan lapisan permukaan yang tidak sudah dipengaruhi oleh topografi permukaan. *Streamline* yang di *overlay* beserta dengan RH pada Gambar 2.a menunjukkan bahwa pergerakan aliran udara berasal dari arah timur-tenggara tanpa adanya pola streamline tertentu (hanya garis lurus). Dengan demikian, pembentukan awan konvektif penyebab hujan es tidak dipengaruhi oleh adanya sistem cuaca skala sinoptik.

Analisis data dari observasi radiosonde ditampilkan pada Gambar 2.b. Data tersebut diambil berdasarkan observasi terdekat sebelum terjadinya hujan es yaitu pada pukul 00.00 UTC. Kondisi atmosfer berdasarkan indeks stabilitas udara yang diturunkan dari observasi radiosonde bersifat tidak stabil sehingga mendukung adanya pertumbuhan awan konvektif. Meskipun demikian, data observasi radiosonde tidak cukup representatif karena memiliki rentang waktu yang cukup lama (lebih dari 6 jam). Selain itu, kondisi atmosfer di wilayah tropis khususnya Indonesia sangat dinamis oleh karena faktor penyinaran radiasi matahari yang dapat menambah ketidakstabilan atmosfer. Oleh karena itu, penelitian ini hanya memanfaatkan data ketinggian lapisan beku (*freezing level*) yang digunakan untuk mengkalkulasi peluang terjadinya hujan es berdasarkan metode Waldvogel.

3.2. Proses Fisis dan Dinamis Awan

Proses fisis dan dinamis awan Cb erat kaitannya dengan mekanisme *updraft* (gerakan massa udara keatas) dan *downdraft* (gerakan massa udara kebawah) serta *vertical velocity* (kecepatan vertikal) yang terjadi didalam awan [19]. Instrumen yang paling memungkinkan untuk menganalisis hal ini secara langsung adalah menggunakan DWR yang dioperasikan secara realtime. Profil nilai reflektivitas DWR dapat memberikan gambaran secara langsung mengenai partikel hidrometeor yang berada didalam awan serta secara tidak langsung memberikan informasi mengenai mekanisme *updraft* dan *downdraft* berdasarkan penampang vertikal.

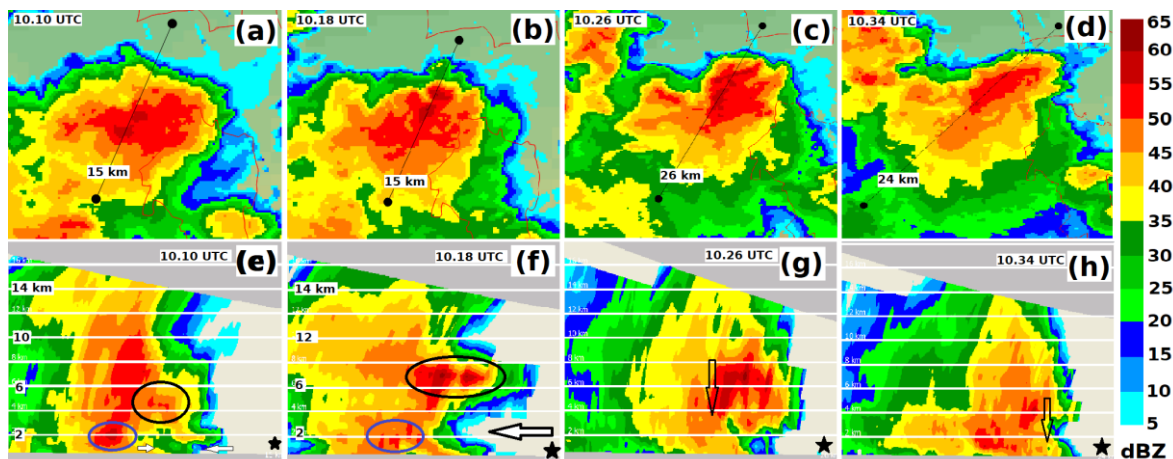


Gambar 3. Reflektivitas maksimum untuk fase *cumulus* pada pukul 0954, (a) penampang horizontal dan (b) penampang vertikal awan. Garis hitam pada gambar a merupakan penanda melintang yang ditampilkan secara vertikal pada gambar b. Lingkaran hitam merupakan penanda *weak echo region* dan arah panah merupakan aliran udara yang masuk kedalam awan (*inflow*). Kotak hitam merupakan area *overhang echo*. Tanda bintang berwarna hitam merupakan arah datangny *beam* DWR.

Pertumbuhan awan terdeteksi oleh DWR pada pukul 0922 (semua waktu dalam UTC, untuk selanjutnya UTC tidak ditampilkan) yang ditunjukkan dengan nilai reflektivitas rendah sekitar 10-15 dBz (gambar tidak ditampilkan). Meskipun demikian, nilai reflektivitas sebesar itu belum bisa dijadikan acuan bahwa awan akan tumbuh berkembang menjadi awan Cb. Delapan menit kemudian, pukul 0930, nilai reflektivitas yang terindera oleh DWR meningkat cukup signifikan hingga 40 dBz. Hal ini menunjukkan bahwa terjadi pertumbuhan awan yang cukup pesat hanya dalam rentang waktu yang cukup singkat (Gambar 3.a). Pada waktu ini, awan telah memasuki fase inisiasi konvektif (dibahas lebih lanjut pada pembahasan bagian Inisiasi Konvektif). Fase awal pertumbuhan awan (*cumulus stage*) berlangsung selama tiga puluh menit hingga pukul 0954.

Fase pertumbuhan awan dicirikan dengan proses *updraft* yang terjadi didalam awan. Area dengan nilai reflektivitas maksimum yang terdapat didalam awan dinamakan sel (*cell*), di area inilah proses *updraft* terjadi [20]. Mekanisme *updraft* dengan intensitas kuat dapat dideteksi oleh DWR

berdasarkan pola *weak echo region* (WER) dan *overhang echo* (OE). Kedua pola tersebut terlihat dengan jelas pada Gambar 3. WER merupakan area dengan nilai reflektivitas rendah yang terdapat pada sisi bagian bawah aliran udara masuk (*inflow*) serta pada bagian atasnya memiliki nilai reflektivitas tinggi [21, 22]. WER disebabkan oleh *updraft* kuat yang membawa partikel presipitasi ke tingkat menengah sebelum mereka tumbuh ke ukuran yang terdeteksi oleh DWR [23]. Sementara itu, OE merupakan area dengan nilai reflektivitas tinggi yang berada diatas WER [24].



Gambar 4. Reflektivitas maksimum pada pukul 10.10 (a, e), 10.18 (b, f), 10.26 (c, e), dan 10.34 (d, f). Garis hitam lurus pada gambar bagian atas merupakan penanda melintang yang ditampilkan secara vertikal pada gambar bagian bawah. Lingkaran biru merupakan sel lama yang telah luruh, sedangkan lingkaran hitam merupakan penanda munculnya sel baru. Anak panah horizontal menandakan aliran masuk (*inflow*), sedangkan arah panah vertikal kebawah menandakan aliran kebawah (*downdraft*).

Pembentukan dan pertumbuhan partikel es didalam awan erat kaitannya dengan mekanisme *updraft* [25]. Ketika aliran udara ke atas membawa hidrometeor ke atas lapisan yang mencair (*melting layer*), partikel es kecil menjadi embrio *hail* dan tumbuh saat air cair superdingin (*supercooled water*) membeku di permukaannya. Ketika kekuatan *updraft* cukup kuat, maka *hail* yang terdapat didalam awan tidak cukup waktu untuk berubah fase menjadi presipitasi dalam bentuk air. *Hail* akan berada didalam area *updraft* cukup lama, sehingga menyebabkan ukurannya menjadi lebih besar. Saat awan sudah tidak mampu menahan partikel *hail* tersebut, *hail* akan turun menghasilkan hujan es [21], [26], [27]. Dalam hal ini, partikel es yang cukup besar juga tertangkap dengan baik oleh citra DWR yang akan dijelaskan pada paragraf berikut.

Fase matang awan terjadi mulai pukul 10.02 UTC yang ditunjukkan dengan nilai reflektivitas maksimum tertinggi daripada nilai sebelumnya. Penampang horizontal ditampilkan pada Gambar 5.b, sedangkan penampang vertikal ditampilkan pada Gambar 5.d. Ambang batas sederhana yang dibuat oleh Mason (1971) [28] menyatakan bahwa hujan es dapat terjadi ketika nilai reflektifitas ≥ 55 dBz. Hal tersebut sesuai dengan nilai reflektivitas radar pada pukul 1002. Adanya tanda *hail spike* atau *three body scatter spike* (TBSS) yang terlihat pada tampilan area kotak merah penampang vertikal pada Gambar 5.d menunjukkan bahwa terdapat partikel *hail* cukup besar yang berada didalam awan. Sel awan yang terbentuk hingga mengalami fase matang pada pukul 1002 merupakan sel pertama dari sistem awan Cb penyebab hujan es. Proses peluruhan sel pertama kemudian memicu bertumbuhnya sel baru yang intensitasnya hampir sama dengan sel pertama. Pada fase matang, awan mulai mengalami proses *downdraft*. Proses ini tertangkap dengan baik yang ditampilkan pada Gambar 4.

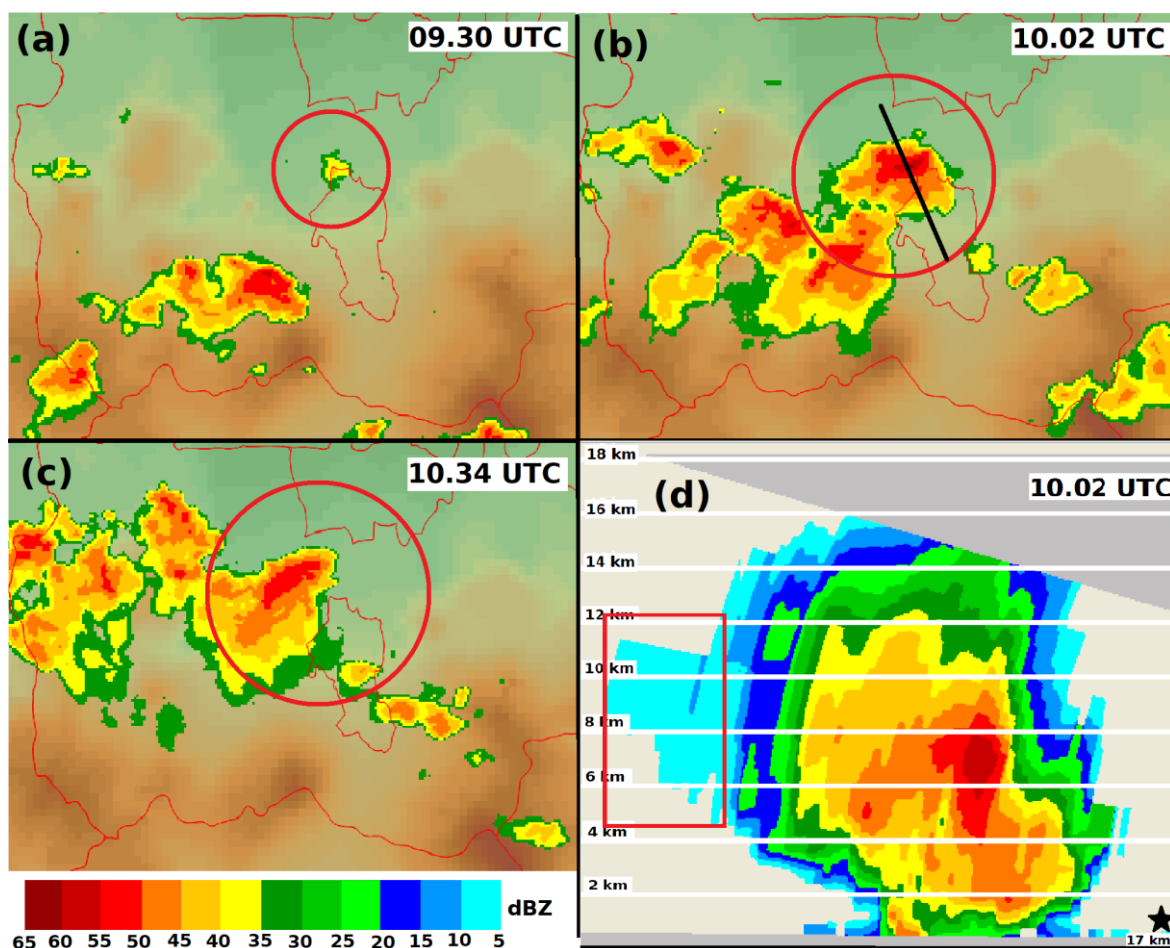
Hail yang cukup besar terkandung di dalam awan kemudian turun sebagai presipitasi dalam bentuk es karena awan sudah tidak mampu lagi menahannya. Proses peluruhan pada sel pertama terjadi secara keseluruhan pada pukul 1010, dimana nilai reflektivitas tinggi lebih dari 55 dBz pada ketinggian cukup rendah yaitu sekitar 2 km (Gambar 4.e). Pada waktu tersebut, terlihat adanya dua sel yang ditampilkan pada Gambar 4.a. Peluruhan sel lama menghasilkan sel baru yang terlihat pada Gambar 4.b.d. Pembentukan dua sel baru ini memiliki nilai reflektivitas yang hampir sama dengan sel pertama yaitu lebih dari 60 dBz. Penelitian menggunakan simulasi numerik menghasilkan rentang waktu bertumbuhnya sel awan baru dari peluruhan sel sebelumnya sekitar 5 sampai 15 menit [29, 30]. Hal ini

sesuai dengan citra radar yang ditampilkan pada Gambar 4 bahwa sel baru mulai terbentuk dalam rentang waktu propagasi beam DWR yaitu sekitar delapan menit.

Evolusi sel awan dari sel pertama menuju sel kedua termasuk kedalam jenis evolusi lemah (*weak evolution*). Istilah ini digunakan untuk menunjukkan bahwa sel-sel yang berada didalam awan tidak lagi bersifat independen, namun berhubungan satu sama lain [20]. Sebagian dari sel awan pertama tidak meluruh seluruhnya, namun sebagian yang lain mengalami propagasi diskrit ke arah kanan atau menuju bagian depan awan Cb.

Aliran masuk yang terjadi pada proses pertumbuhan sel kedua tidak hanya berasal dari kondisi lingkungan diluar sistem awan Cb yang memang sangat mendukung, namun juga dipengaruhi oleh proses *downdraft* dari sel awan yang pertama. Dengan demikian, mekanisme *updraft* yang terjadi pada pertumbuhan sel awan kedua cukup kuat intensitasnya. Hal ini dibuktikan dengan adanya pola WER dan OE yang tertera pada Gambar 4.f. Pertumbuhan sel awan yang kedua ini menghasilkan dua sel dengan nilai reflektivitas lebih dari 60 dBz. Sehingga, total terdapat tiga sel awan yang terdeteksi oleh DWR Cengkareng pada awan Cb penyebab hujan es.

Fase peluruhan untuk sel kedua awan mulai terjadi pada pukul 1026. Proses *downdraft* pertama terjadi untuk sel awan yang dihasilkan oleh propagasi diskrit dari sel pertama. Sel ini berada lebih didalam sistem awan Cb (Gambar 4.g). Fase peluruhan secara keseluruhan terjadi pada pukul 1034, dimana setelah waktu tersebut tidak terjadi adanya pertumbuhan sel awan baru.



Gambar 5. Nilai reflektivitas maksimum untuk waktu terpilih sesuai dengan fase hidup dari awan penyebab hujan es. (a) fase inisiasi konvektif, (b) fase matang yang ditampilkan secara penampang horizontal, (c) fase peluruhan, dan (d) fase matang yang ditampilkan secara penampang vertikal. Gambar a, b, dan c ditampilkan dengan filterisasi nilai reflektivitas terendah 30 dBz. Lingkaran berwarna merah pada Gambar a, b, dan c merupakan penanda awan penyebab hujan es. Kotak berwarna merah untuk Gambar d merupakan area *three body scatter spike* (TBSS) yang menandakan adanya partikel es yang cukup besar didalam awan.

DWR single polarization memiliki tiga produk utama, yaitu reflektivitas, *radial velocity*, dan *spectral width*. Selain reflektivitas, *radial velocity* juga sangat berguna dalam mendeteksi evolusi awan pada fase pertumbuhan ataupun pada fase peluruhan. Meskipun demikian, *radial velocity* yang terindera oleh DWR Cengkareng kualitasnya tidak cukup baik. Sebagian besar citra *radial velocity* berupa titik-titik sporadis. Kondisi tersebut menyebabkan DWR Cengkareng tidak dapat menangkap pola-pola yang seharusnya dapat terindera oleh DWR ketika awan mengalami proses pertumbuhan ataupun peluruhan. Dengan demikian potensi *false alarm* menjadi tinggi apabila tetap dicantumkan kedalam analisis [31].

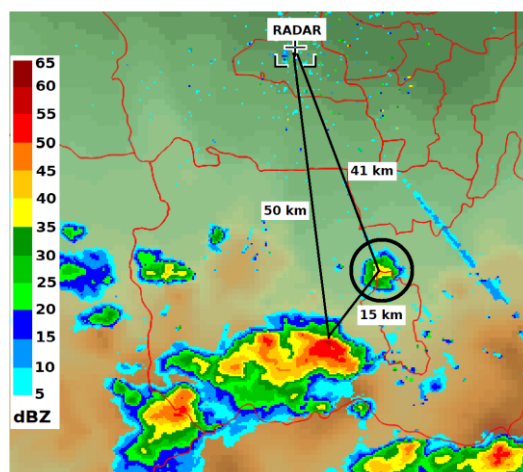
Seperti yang telah disebutkan di awal bagian ini, bahwa evolusi awan juga erat kaitannya dengan *vertical velocity*. DWR mentransmisikan GEM pada kebanyakan kasus hampir tegak lurus terhadap arah vertikal, khususnya untuk beam dengan elevasi rendah (dapat diamati pada Gambar 1.b). Oleh karena itu, estimasi nilai *vertical velocity* diperoleh secara kinematik dari divergensi angin horizontal [20]. Selain itu, tidak mungkin *ground based* DWR mengambil sampel volume yang sama pada satu waktu karena pola pemindaianya bertahap berdasarkan ketinggian sudut elevasinya. Dengan pertimbangan ini, maka *vertical velocity* tidak disertakan dalam analisis dan pembahasan.

Limitasi lain yang menjadi permasalahan adalah awan merupakan objek meteorologi yang sangat dinamis. DWR yang mentransmisikan GEM setiap sekitar sepuluh menit sangat memungkinkan tidak dapat menangkap proses perubahan yang terjadi didalam awan dalam rentang waktu tersebut. Selain itu, penampang vertikal yang ditampilkan dalam dua dimensi juga tidak dapat merepresentasikan struktur awan secara holistik dalam satu display. Oleh karena itu, diperlukan percobaan berulang untuk mendapatkan gambaran terbaik dari struktur awan sesuai dengan dinamika pergerakan awan.

3.3. Inisiasi Konvektif (*Convective Initiation*)

Inisiasi konvektif (CI) merupakan proses di mana parcel udara melewati *level of free convection* (LFC), kemudian mencapai dan mempertahankan daya apung (*buoyancy*) positif selama gerakan vertikal ke atas yang signifikan, dan akhirnya mengarah pada pengembangan awan deep convective atau dalam hal ini Cb yang tumbuh hingga lapisan troposfer [32]. Dengan kata lain, inisiasi konvektif merujuk pada tumbuhnya sebuah shallow cumulus yang kemudian berkembang menjadi sebuah awan Cb akibat kondisi lingkungan yang lembap dan tidak stabil [33]. Secara teknis, inisiasi konvektif terjadi ketika nilai reflektivitas bernilai 30 dBZ pertama kali terindera oleh DWR [34].

Mekanisme terjadinya CI secara komprehensif telah direview oleh Trier (2003) [35]. Secara teoritis, mekanisme CI dapat terjadi berdasarkan gaya pemaksaan dari permukaan (*surface based CI*) ataupun pada ketinggian lebih diatas permukaan (*elevated CI*). Pembahasan pada penelitian ini hanya dilakukan untuk melihat kemungkinan CI yang dipicu oleh mekanisme permukaan, sama halnya pada penelitian Wilson & Roberts (2006) [36] yang mengobservasi CI berdasarkan penginderaan *ground based* radar.



Gambar 6. Reflektivitas maksimum pada pukul 0930. Awan yang dilingkari warna hitam merupakan inisiasi konvektif awan penyebab hujan es.

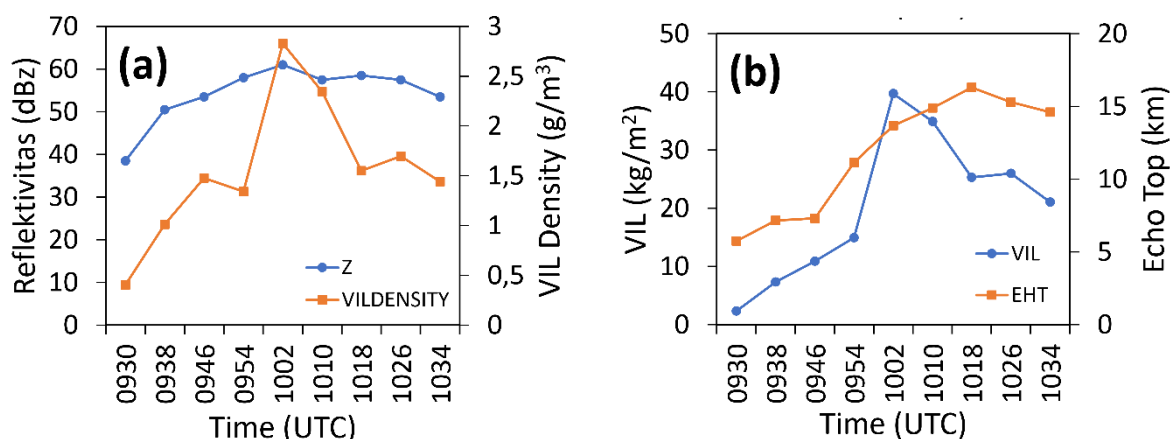
Keberadaan awan Cb yang telah ada sebelum awan penyebab hujan es tumbuh menjadi kemungkinan pertama penyebab terjadinya CI. Namun, argumen tersebut tidak cukup kuat karena beberapa hal. Pertama, CI terjadi ketika awan Cb yang ada masih berada pada fase matang. Hal ini

terlihat pada nilai reflektivitas lebih dari 55 dBz. CI yang dipicu oleh sistem awan lain terjadi ketika awan lama telah mengalami fase peluruhan. Dimana pada fase peluruhan akan menghasilkan gust front yang nantinya akan memicu tumbuhnya awan konvektif baru. Kedua, jarak antara dua sistem awan cukup jauh, yaitu 15 km (Gambar 6). Kondisi ini semakin memperkuat bahwa terjadinya CI pada awan penyebab hujan es tidak dipengaruhi oleh adanya sistem awan Cb yang telah ada sebelumnya karena *gust front* yang ditimbulkan dari peluruhan awan biasanya hanya mencapai jarak ratusan atau beberapa kilometer. Pengaruh yang mungkin menjadi penyebab utama adalah turbulensi skala lokal yang diakibatkan oleh gradien termal antara suhu parsel udara dengan lingkungannya sehingga mengakibatkan kondisi lingkungan yang tidak stabil [35]. Meskipun demikian, DWR tidak mampu mendeteksinya karena keterbatasan yang dimiliki. Sehingga, diperlukan simulasi secara numerik untuk mengetahui secara pasti pemicu utama terjadinya CI pada awan penyebab hujan es.

3.4. Peluang Terjadinya Hujan Es (Probability of Hail)

Metode paling sederhana dalam menganalisis kemungkinan terjadinya hujan es adalah ketika nilai reflektivitas DWR bernilai lebih dari 55 dBz [28]. Menggunakan metode sederhana ini, maka potensi hujan es memang tertangkap dengan baik seperti yang telah dijelaskan pada bagian sebelumnya. Namun, metode ini terkesan sangat simplifikatif karena hanya melihat profil dari partikel hidrometeor tanpa mempertimbangkan faktor lain yang kemungkinan besar juga berpengaruh dalam peningkatan potensi terjadinya hujan es. Metode lain yang akan dibahas pada bagian berikut adalah VIL (*vertical integrated liquid*), VIL Density, dan metode Waldvogel.

Nilai VIL ditampilkan bersamaan dengan *echo top* pada Gambar 7.b. Perubahan nilai yang cukup signifikan terjadi pada pukul 1002 dengan nilai 39.68 kg.m⁻². Perubahan yang cukup signifikan ini terjadi bersamaan dengan fase pertumbuhan awan yang memasuki fase matang. Tidak ada kriteria yang pasti terkait dengan berapa nilai minimal VIL terhadap peluang terjadinya hujan es. Kitzmiller et al. (1995) [37] menemukan bahwa nilai VIL lebih dari 20 kg.m⁻² sudah cukup berpotensi menghasilkan hujan es. Dengan demikian, sangat memungkinkan memang kejadian hujan es dimulai dari pukul 1002, yang kemudian berfluktuasi sesuai dengan tumbuh kembang evolusi awan multisel hingga peluruhan secara keseluruhan pada pukul 1034.

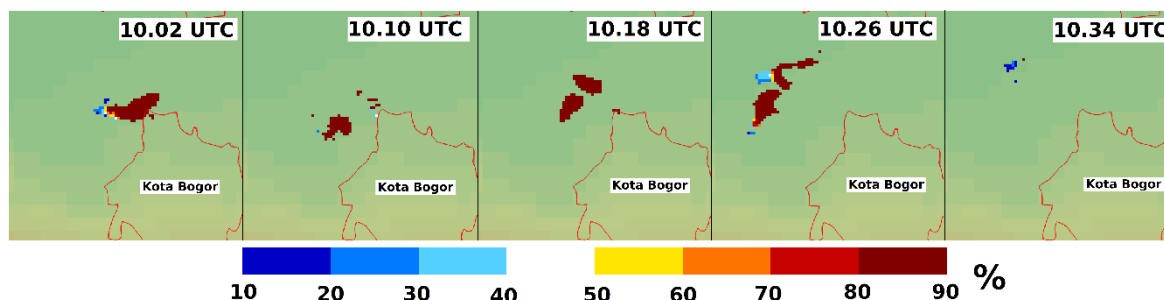


Gambar 7. Profil dari (a) nilai reflektivitas maksimum, VIL Density, (b) VIL, dan *echo top*. Nilai yang ditampilkan dalam gambar merupakan nilai maksimum yang mewakili keseluruhan sistem awan Cb.

Pola yang hampir sama ditunjukkan oleh nilai VIL dan VIL Density (Gambar 7.a). Perubahan nilai yang signifikan terjadi pada pukul 1002 dengan nilai VIL Density sebesar 2.82 g.m⁻³. Namun, nilai VIL Density kemudian menurun dengan signifikan pada pukul 1010 hingga 1018, yang kemudian berfluktuasi tidak terlalu signifikan. Hal ini terjadi seiring dengan bertambahnya ketinggian *echo top*. Dimana nilai VIL Density diperoleh berdasarkan pembagian nilai VIL dengan ketinggian *echo top*. Oleh karena itu, semakin tinggi *echo top* maka nilai VIL Density juga semakin kecil apabila didukung juga dengan nilai VIL yang tidak terlalu tinggi. Amburn & Wolf (1997) [17] menyarankan bahwa ambang batas minimum terjadi hujan es adalah 3.5 g.m⁻³ untuk wilayah sub tropis. Namun, hal ini tidak sesuai dengan studi kasus kejadian hujan es pada penelitian ini yang ditunjukkan dengan nilai VIL Density maksimum hanya mencapai 2.82 g.m⁻³. Hal ini tentu tidak mengherankan karena wilayah

terjadinya hujan es terjadi di kondisi lingkungan dan geografis yang berbeda, sehingga cukup wajar apabila nilai VIL Density yang bernilai kurang dari 3.5 g.m^{-3} dapat menimbulkan hujan es.

Metode Waldvogel yang divisualisasikan menggunakan produk ZHAIL ditampilkan pada Gambar 8 untuk waktu terpilih mulai dari fase matang awan pukul 1002. Terlihat dengan jelas bahwa peluang terjadinya hujan es pada pukul 1002 cukup tinggi hingga lebih dari 80 %. Hal ini berlangsung hingga pukul 1026 yang kemudian mulai melemah dengan cukup signifikan pada pukul 1034. Metode Waldvogel modifikasi yang dilakukan oleh Muaya et al. (2019) [18] tidak cukup baik untuk mendeteksi peluang terjadinya hujan es karena cenderung overestimate. Oleh karena itu, kami mencoba percobaan berulang untuk mendapatkan hasil yang terbaik seperti yang tertera pada Gambar 8.



Gambar 8. Peluang terjadinya hujan es berdasarkan metode Waldvogel yang divisualisasikan menggunakan produk ZHAIL.

4. KESIMPULAN

Peneitian ini mencoba mengkaji awan konvektif secara komprehensif dengan memanfaatkan radar cuaca *doppler* Cengkareng pada kasus hujan es di Bogor, 23 September 2020. Hujan es yang terjadi di Bogor disebabkan oleh ketidakstabilan atmosfer yang mendukung proses konveksi skala lokal serta didukung dengan kandungan uap air yang cukup melimpah di atmosfer. Awan yang menjadi penyebab hujan es merupakan jenis awan multisel dengan total terdapat tiga sel. Peluruhan sel pertama memicu tumbuhnya dua sel baru dengan intensitas yang hampir sama dengan sel pertama. Mekanisme *updraft* ditangkap dengan baik oleh radar yang dibuktikan dengan adanya pola *weak echo region* dan *overhang echo*. Partikel es yang terdapat didalam awan cukup besar hingga memberikan tanda khusus pada reflektivitas radar, yaitu adanya *three body scatter spike*. Inisiasi konvektif (reflektivitas bernilai 30 dBz pertama kali tertangkap oleh radar) terjadi pada pukul 0930 UTC. Meskipun demikian, mekanisme terjadinya inisiasi konvektif tidak dapat disimpulkan secara pragmatis hanya menggunakan radar cuaca, dibutuhkan simulasi model numerik untuk mengetahui penyebab pastinya. Peluang terjadinya hujan es dapat dianalisis dengan cukup baik menggunakan metode VIL, VIL Density, dan metode Waldvogel dengan peluang terjadinya hujan es untuk metode Waldvogel lebih dari 80%.

REFERENSI

- [1] R. Eastman dan S. G. Warren, "Diurnal Cycles of Cumulus, Cumulonimbus, Stratus, Stratocumulus, and Fog from Surface Observations over Land and Ocean.," *J. Clim.*, vol. 27, no. 6, hal. 2386–2404, 2014, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00352.1.
- [2] F. K. Lutgens dan E. J. Tarbuck, *The Atmosphere: an Introduction to Meteorology*. New York: Pearson Education Inc, 2013.
- [3] J. Paski, D. Permana, A. Sepriando, dan D. Pertiwi, "Analisis Dinamika Atmosfer Kejadian Hujan Es Memanfaatkan Citra Radar dan Satelit Himawari-8 (Studi Kasus: Tanggal 3 Mei 2017 di Kota Bandung)," Okt 2017.
- [4] H. Sauvageot, *Radar Meteorology*. Norwood: Artech House, 1992.
- [5] K. Skripniková dan D. Řezáčová, "Radar-based hail detection," *Atmos. Res.*, vol. 144, hal. 175–185, 2014, doi: 10.1016/j.atmosres.2013.06.002.
- [6] M. Karmini, "Hujan Es (Hail) Di Jakarta, 20 April 2000," *J. Sains Teknol. Modif. Cuaca*, vol. 1, no. APRIL, hal. 27–32, 2000.
- [7] A. Ali dan S. Hidayati, "Peringatan Dini Potensi Hujan Es Menggunakan Metode Severe Hail Index Berdasarkan Pengamatan Radar Cuaca Doppler," *Pros. Semin. Nas. Fis. SNF 2015*, vol. IV, hal. 25–30, 2015.
- [8] A. Witt, M. D. Eilts, G. J. Stumpf, J. T. Johnson, E. D. Mitchell, dan K. W. Thomas, "An enhanced

- hail detection algorithm for the WSR-88D,” *Weather Forecast.*, vol. 13, no. 2, hal. 286–303, 1998, doi: 10.1175/1520-0434(1998)013<0286:AEHDAF>2.0.CO;2.
- [9] A. Kristianto, I. J. A. Saragih, G. Larasati, dan K. Akib, “Identifikasi Kejadian Hujan Es Menggunakan Citra Radar Dan Satelit Cuaca,” *Pros. Pit Ke-5 Ris. Kebencanaan Iabi Univ. Andalas, Padang 2-4 Mei 2018*, no. May, hal. 349–362, 2018.
- [10] A. Nugroho dan A. Fadlan, “Analisis Kejadian Hujan Es Berdasarkan Kondisi Atmosfer Dan Citra Satelit Himawari-8 (Studi Kasus: Magelang, 24 Januari 2018),” *J. Ilmu dan Inov. Fis.*, vol. 2, no. 2, hal. 80–87, 2018, doi: 10.24198/jiif.v2i2.19711.
- [11] H. Wicaksono, F. R. Sadarang, dan A. Fadlan, “Analisis Hujan Es Di Kota Lubuklinggau Dengan Memanfaatkan Data Citra Satelit Himawari-8 Dan Radiosonde,” *Pros. SNFA (Seminar Nas. Fis. dan Apl.)*, vol. 3, hal. 130, 2019, doi: 10.20961/prosidingsnfa.v3i0.28526.
- [12] A. Fadholi, “Analisa Kondisi Atmosfer pada Kejadian Cuaca Ekstrem Hujan Es (Hail),” *SIMETRI J. Ilmu Fis. Indones.*, vol. 1, no. September, hal. 74–80, 2012.
- [13] A. M. Hidayat, U. Efendi, dan H. N. Rahmadini, “Identifikasi Kejadian Hujan Es Berbasis Analisis Faktor Cuaca , Citra Satelit dan Model Numerik dengan Aplikasi GrADS (Studi Kasus : Kejadian Hujan Es Tanggal 19 dan 23 April 2017 di Bandung) Hail Phenomena Identification Based on Wheater Factor Analysi,” *Pros. Semin. Nas. Penginderaan Jauh ke-4 Tahun 2017*, vol. 2050, no. April, hal. 429–440, 2017.
- [14] M. D. Anggoro dan B. Pramujo, “Study of convective cloud lifetime and movement using radar image and ECMWF model,” *Int. J. Adv. Sci. Eng. Inf. Technol.*, vol. 8, no. 3, hal. 988–997, 2018, doi: 10.18517/ijaseit.8.2.4212.
- [15] L. Nurhadi, “Hujan Es Terjang Kota-Kabupaten Bogor, Ini Penjelasan BMKG,” 2020. <https://news.detik.com/berita/d-5185585/hujan-es-terjang-kota-kabupaten-bogor-ini-penjelasan-bmkg>.
- [16] D. Greene dan R. Clark, “Vertically Integrated Liquid Water—A New Analysis Tool,” *Mon. Weather Rev.*, vol. 100, no. 7, hal. 548–552, 1972, doi: 10.1175/1520-0493(1972)100<0548:vilwna>2.3.co;2.
- [17] S. A. Amburn dan P. L. Wolf, “VIL density as a hail indicator,” *Weather Forecast.*, vol. 12, no. 3, hal. 473–501, 1997, doi: 10.1175/1520-0434(1997)012<0473:vdaahi>2.0.co;2.
- [18] M. Muaya, A. Khoirunnisa, R. U. N. Fadillah, E. Wardoyo, dan F. P. Sari, “Modifikasi Metode Waldvogel Berdasarkan Identifikasi Karakteristik Hujan Es Yang Dikelompokkan Berdasarkan Jarak Cakupan Radar Cuaca Pada Radar Cuaca Jakarta Tahun 2010-2019,” *Pros. SNFA (Seminar Nas. Fis. dan Apl.)*, vol. 4, hal. 69, 2019, doi: 10.20961/prosidingsnfa.v4i0.35914.
- [19] D. W. Burgess, “High Resolution Analyses Of The 8 May 2003 Oklahoma City Storm, Part I: Storm Structure And Evolution From Radar Data,” *AMS Confex*, no. May, 2003.
- [20] H. B. Bluestein, “Ordinary-cell convective storms,” in *Severe Convective Storms and Tornadoes: Observations and Dynamics*, 2013, hal. 95–164.
- [21] K. A. Browning, “Some Inferences About the Updraft Within a Severe Local Storm,” *J. Atmos. Sci.*, vol. 22, no. 6, hal. 669–677, 1965, doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1965\)022%3C0669:SIATUW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022%3C0669:SIATUW%3E2.0.CO;2).
- [22] J. D. Marwitz, “The Structure and Motion of Severe Hailstorms. Part I: Supercell Storms,” *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 11, no. 1, hal. 166–179, 1972, doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1972\)011%3C0166:TSAMOS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1972)011%3C0166:TSAMOS%3E2.0.CO;2).
- [23] K. A. Browning, “The Structure and Mechanisms of Hailstorms BT - Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression,” in *Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression*, S. W. Borland, K. A. Browning, S. A. Changnon, W. A. Cooper, E. F. Danielsen, A. S. Dennis, B. Federer, J. A. Flueck, G. B. Foote, G. G. Goyer, W. F. Hitschfeld, A. R. Jameson, R. List, W. C. Macklin, J. D. Marwitz, J. B. Maxwell, J. A. McGinley, P. W. Mielke, R. C. Miller, G. M. Morgan, T. R. Nicholas, H. D. Orville, J. H. Renick, R. C. Srivastava, G. Vali, D. L. Veal, K. C. Young, G. B. Foote, dan C. A. Knight, Ed. Boston, MA: American Meteorological Society, 1977, hal. 1–47.
- [24] J. Shi, P. Wang, D. Wang, dan H. Jia, “Radar-based automatic identification and quantification of weak echo regions for hail nowcasting,” *Atmosphere (Basel)*, vol. 10, no. 6, 2019, doi: 10.3390/atmos10060325.
- [25] J. W. Conway dan D. S. Zrnić, “A Study of Embryo Production and Hail Growth Using Dual-Doppler and Multiparameter Radars,” *Mon. Weather Rev.*, vol. 121, no. 9, hal. 2511–2528, 1993, doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121%3C2511:ASOEP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121%3C2511:ASOEP%3E2.0.CO;2).
- [26] L. D. Grant dan S. C. van den Heever, “Microphysical and Dynamical Characteristics of Low-Precipitation and Classic Supercells,” *J. Atmos. Sci.*, vol. 71, no. 7, hal. 2604–2624, 2014, doi: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0261.1>.
- [27] S. P. Nelson, “The Influence of Storm Flow Structure on Hail Growth,” *J. Atmos. Sci.*, vol. 40, no. 8, hal. 1965–1983, 1983, doi: <https://doi.org/10.1175/1520->

- 0469(1983)040%3C1965:TIOSFS%3E2.0.CO;2.
- [28] B. Mason, *The Physics of Clouds*. Oxford University Press, 1971.
 - [29] R. G. Fovell dan P. Tan, "The Temporal Behavior of Numerically Simulated Multicell-Type Storms. Part II: The Convective Cell Life Cycle and Cell Regeneration," *Mon. Weather Rev.*, vol. 126, no. 3, hal. 551–577, 1998, doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126%3C0551:TTBONS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126%3C0551:TTBONS%3E2.0.CO;2).
 - [30] R. B. Wilhelmson dan C. Chen, "A Simulation of the Development of Successive Cells Along a Cold Outflow Boundary," *J. Atmos. Sci.*, vol. 39, no. 7, hal. 1466–1483, 1982, doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039%3C1466:ASOTDO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039%3C1466:ASOTDO%3E2.0.CO;2).
 - [31] G. Leonardo, *Instruction Manual Rainbow® 5 – Products & Algorithms*. 2018.
 - [32] P. Markowski, "Convective Storm Initiation and Organization," in *Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects*, D. B. Giajotti, R. Steinacker, dan F. Stel, Ed. Vienna: Springer Vienna, 2007, hal. 23–28.
 - [33] X. Zhuge dan X. Zou, "Summertime Convective Initiation Nowcasting over Southeastern China Based on Advanced Himawari Imager Observations," *气象集誌. 第2輯*, vol. advpub, 2018, doi: 10.2151/jmsj.2018-041.
 - [34] R. D. Roberts dan S. Rutledge, "Nowcasting Storm Initiation and Growth Using GOES-8 and WSR-88D Data," *Weather Forecast.*, vol. 18, no. 4, hal. 562–584, 2003, doi: 10.1175/1520-0434(2003)018<0562:NSIAGU>2.0.CO;2.
 - [35] S. B. Trier, "Convective Storm : Convective Initiation," *Encyclopedia of Atmospheric Sciences 1st Edition*. Elsevier Science Ltd, hal. 560–570, 2003.
 - [36] J. W. Wilson dan R. D. Roberts, "Summary of convective storm initiaiton and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective," *Mon. Weather Rev.*, vol. 134, no. 1, hal. 23–47, 2006, doi: 10.1175/MWR3069.1.
 - [37] D. H. Kitzmiller, W. E. McGovern, dan R. E. Saffle, "The WSR-88D severe weather potential algorithm," *Weather Forecast.*, vol. 10, no. 1, hal. 141–159, 1995, doi: 10.1175/1520-0434(1995)010<0141:TWSWPA>2.0.CO;2.