



Komparasi Mikrofisis Atmosfer pada Hujan Es Menggunakan Data Observasi, Model, dan Satelit (Studi Kasus: Hujan Es Sidoarjo 4 November 2024)

Daniar Ihza Carundyatama¹, Yahya Darmawan^{2*}, Nuzula Elfa Rahma³, Rizky Franchintika⁴, Maman Sudarisman²

¹Program Studi Meteorologi, Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Tangerang, Indonesia

²Program Studi Klimatologi, Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Tangerang, Indonesia

³Program Studi Pengelolaan Lingkungan, Jurusan Lingkungan dan Kehutanan, Politeknik Pertanian Negeri Samarinda, Samarinda, Indonesia

⁴Program Studi Diploma 3 Teknik Sipil, Jurusan Teknik Sipil, Politeknik Negeri Medan, Medan, Indonesia

Abstrak

Kondisi hujan ekstrem di wilayah Indonesia merupakan fenomena akibat pengaruh kondisi labilitas atmosfer. Penelitian ini menggambarkan dinamika parameter mikrofisis yang berpengaruh dalam labilitas atmosfer ketika hujan es terjadi. Data yang digunakan yaitu data observasi radiosonde, reanalisis ERA5 ECMWF, dan Satelit Himawari-9. Kondisi hujan es di wilayah Kabupaten Sidoarjo, Jawa Timur pada tanggal 4 November 2024 disebabkan oleh pertumbuhan awal Cumulonimbus (CB). Fase pembentukan, matang dan luruh berturut turut yaitu pukul 05.00 UTC, 06.10 UTC, dan 07.30 UTC. Citra kanal visibel menggambarkan bentuk awan, metode RGB menggambarkan kondisi lapisan dingin, dan citra IR menggambarkan suhu terendah yang diamati pada hujan es ini yaitu -80°C . Parameter mikrofisis vortisitas, *vertical velocity*, dan divergensi menunjukkan pola labil pada pukul 05.00 UTC. Nilai labilitas atmosfer pada wilayah Sidoarjo ketika pukul 00.00 UTC menunjukkan potensi adanya konveksi dengan didukung oleh kondisi yang ideal. Beberapa indeks menyatakan potensi terjadinya konveksi dan beberapa menunjukkan bahwa konveksi yang terjadi perlu dipicu oleh variabel atmosfer yang menguatkan.

Masuk:

13 Januari 2025

Diterima:

17 Mei 2025

Diterbitkan:

30 Juni 2025

Kata kunci:

Himawari-9, Hujan Es, Labilitas, Mikrofisis.

PENDAHULUAN

Curah hujan di Indonesia sebagian besar dipengaruhi oleh beberapa skala cuaca, mulai dari skala lokal, regional, dan global. Sirkulasi monsun yang melintasi Indonesia merupakan salah satu parameter penting yang memengaruhi dinamika atmosfer di Indonesia, khususnya di wilayah Indonesia bagian barat (Satiadi & Fathrio, 2011). Sirkulasi

monsun Asia dan Australia ini menyebabkan Indonesia memiliki dua musim yaitu musim penghujan dan musim kemarau. Di antara dua musim tersebut terdapat masa transisi yang umum terjadi pada bulan Maret, April, Mei (MAM) dan September, Oktober, November (SON). Periode peralihan membuat intensitas cuaca ekstrem yang meliputi hujan lebat, angin kencang, puting beliung meningkat

*Korespondensi: Yahya Darmawan  yahya.darmawan@bmgk.go.id

 Sekolah Tinggi

Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Tangerang, Indonesia

karena kondisi atmosfer yang labil dan kondisi angin yang belum dominan sehingga menyebabkan konvergensi. Kondisi kejadian ekstrem tersebut dapat diperparah dengan seiring peningkatan suhu global akibat perubahan iklim (Zittis et al., 2022). Sistem konvektif merupakan sistem cuaca yang menyebabkan pertumbuhan awan-awan cumuloniform atau menjulang tinggi. Pembentukan awan cumuloniform terjadi ketika adanya proses pemanasan yang kuat didukung dengan ketersediaan kelembaban dan atmosfer yang labil (Tjasyono, 2016).

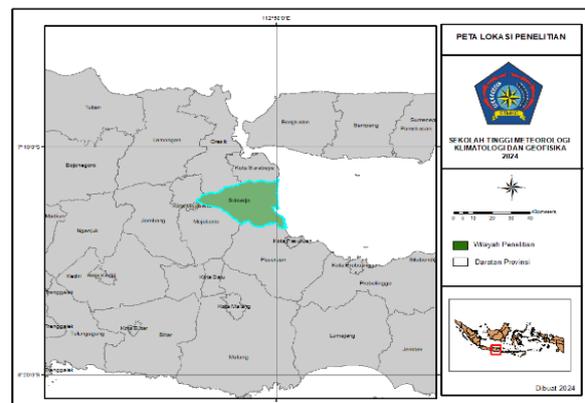
Kondisi hujan es terjadi salah satunya dipengaruhi oleh rendahnya *freezing level* di suatu wilayah sehingga parcel udara akan membeku menjadi inti kondensasi lebih cepat dan rendah. Kuatnya aliran *downdraft* yang turun karena rendahnya *freezing level* membuat droplet yang masih membeku sampai ke permukaan dalam bentuk padatan (Roy et al., 2023). Pada wilayah tropis memiliki ketinggian *freezing level* yang lebih tinggi dibandingkan dengan wilayah lintang tinggi. Hal tersebut dikarenakan wilayah tropis memiliki suhu permukaan yang lebih tinggi dibandingkan wilayah lintang tinggi (Wicaksono et al., 2019). Selain faktor *freezing level*, pengaruh dinamika atmosfer juga memberikan kontribusi dalam pembentukan awan konvektif di wilayah Indonesia. Kondisi dinamika atmosfer dan parameter mikrofisis. Beberapa parameter mikrofisis yang bisa diamati yaitu labilitas atmosfer, divergensi, vortisitas, dan pola tekanan udara (Paski, 2017). Dalam skala regional dapat dianalisis berdasarkan kondisi *streamline* angin tiap lapisan dan konvergensi. Dalam skala lokal analisis dapat dilakukan dengan mengidentifikasi kondisi labilitas atmosfer yang dapat memicu terbentuknya kondisi cuaca konvektif (Arrashid et al., 2023).

Pada tahun 2016 diluncurkannya satelit Himawari-9 yang kemudian mampu sepenuhnya beroperasi pada tahun 2022 memberikan banyak kontribusi dalam pemantauan atmosfer khususnya di wilayah Indonesia. Himawari

menyediakan 16 kanal atau *Advanced Himawari Imager* (AHI) untuk memberikan informasi berkaitan dengan kondisi meteorologi (Bessho et al., 2016). Penelitian ini dilakukan guna memberikan analisis dinamika atmosfer ketika terjadi kondisi hujan es di wilayah Sidoarjo pada 4 November 2024. Data yang dihasilkan oleh satelit Himawari akan dikombinasikan dengan data reanalisis model ERA5 untuk mendapatkan gambaran yang lebih komprehensif berkaitan dengan faktor-faktor yang memicu terjadinya kondisi cuaca di wilayah penelitian.

METODE PENELITIAN

Penelitian ini menggunakan metode survei lokasi penelitian hujan es di wilayah Kabupaten Sidoarjo, Jawa Timur. Lokasi ini diambil berdasarkan informasi dari pada data bencana Badan Nasional Penanggulangan Bencana yang didapatkan dari <https://dibi.bnpb.go.id/>. Kondisi hujan es terjadi pada tanggal 4 November 2024 pada siang hari. Secara geografis Sidoarjo terletak pada wilayah yang berdekatan langsung dengan selat yang memisahkan Pulau Madura dan Pulau Jawa. Secara astronomis Kabupaten Sidoarjo terletak antara 112°5' dan 112°9' Bujur Timur dan antara 7°3' dan 7°5' Lintang Selatan. Secara topografi Sidoarjo berada pada wilayah dataran rendah dengan ketinggian 0 – 25 meter dengan mayoritas dataran berupa Delta.



Gambar 1. Lokasi Penelitian Parameter Mikrofisis Hujan Es 4 November

Data-data yang digunakan dalam penelitian ini yaitu Data satelit, observasi

udara atas, dan model reanalisis. Data satelit yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data satelit Himawari-9 dengan menggunakan kanal *visible* dan inframerah (IR) untuk menampilkan hasil interpretasi suhu puncak awan dan gambaran mikrofisis kondisi awan. Data radiosonde sebagai analisis udara atas menggunakan data Stasiun Meteorologi Kelas I Juanda Surabaya yang diambil pada websit Wyoming di pukul 00.00 UTC pada tanggal kejadian hujan es.

Data reanalisis pada penelitian ini diambil dari reanalisis ERA5 *hourly pressure level* untuk parameter mikrofisis tiap lapisan secara vertikal dan ERA5 *hourly data on single level* untuk parameter mikrofisis pada lokasi kejadian secara temporal. Data reanalisis tiap lapisan juga digunakan untuk menampilkan diagram Skew-T pada lokasi dan rentang waktu kejadian dengan parameter kelembapan relatif, kelembapan spesifik, suhu, angin komponen u, dan angin komponen v tiap lapisan dari 1000 hPa- 50 hPa.

Data luaran dari FTP Himawari-9 dengan ekstensi (.z) diolah menggunakan program *Satellite Animation and Interactive Diagnosis* (SATAID). Program ini merupakan perangkat lunak untuk menampilkan data dalam bentuk biner menjadi sebuah analisis citra. Metode yang digunakan dalam proses interpretasi citra Himawari-9 yaitu metode *Red-Green-Blue* (RGB) yang memodifikasi rumusan komposisi warna RGB dengan panjang gelombang yang diterima. Salah satunya yaitu identifikasi *24 hour-microphysics* yang dirumuskan oleh *Meteorological Satellite Center* (MSC) of *Japan Meteorological Agency* (JMA, 2024).

Tabel 1. Komposisi RGB 24-Hour Microphysics Himawari-9 (JMA, 2024)

Color	AHI-bands	Central wavelength (um)	Gamma	Physical Relation
Red	B13-B15	10.4-12.4	1	Cloud Optical thickness

Color	AHI-bands	Central wavelength (um)	Gamma	Physical Relation
				/ Thin ice Clouds
Green	B11-B13/ B11-B14	8.6-10.4/	1.3/ 1.1	Cloud phase/ Ice clouds
Blue	B13 (Inverse)	10.4	1	Cold cloud top temperature/ surface temperature

Berdasarkan rumusan komposit RGB sesuai dengan kanal yang digunakan. Maka, didapatkan hasil citra satelit dengan interpretasi warna yang menunjukkan klasifikasi mikrofisis awan sesuai dengan rumusan yang digunakan. Hubungan warna dengan interpretasi analisis mikrofisis awan seperti pada Tabel 2.

Tabel 2. Interpretasi Citra RGB 24-Hour Microphysics

Warna	Interpretasi
	Awan tebal dengan puncak tinggi (CB)
	Awan tebal pada ketinggian menengah
	Awan tebal pada lapisan tinggi
	Debu atau pasir
	Laut
	Awan rendah

Data reanalisis ERA5 dalam ekstensi net CDF diinterpretasikan secara vertical dan temporal menggunakan perangkat lunak *Grid Analysis and Display System* (Grads). Sedangkan, dalam pengolahan data diagram Skew-T menggunakan pemrograman python pada *environment* Google Colab seperti yang ditunjukkan pada Tabel 3.

Tabel 3. Parameterisasi variabel mikrofisis awan (Hersbach et.al., 2023)

Parameter	Satuan	Keterangan
Divergensi	s ⁻¹	Parameter ini menggambarkan tingkat laju penyebaran suatu parsel udara secara mendatar per meter persegi. Positif menunjukkan penyebaran udara, negative menunjukkan konvergensi udara.
Vortisitas	s ⁻¹	Menunjukkan skala rotasi secara mendatar pada bidang vertikal terhadap suatu acuan tetap di permukaan bumi. Pada BBU kondisi clockwise diidentifikasi tenang, anti clockwise sebagai kondisi labil.
Vertical velocity	Pa/s	Menunjukkan kecepatan gerak suatu massa udara ke atas dan ke bawah. Gerakan ke atas bernilai negatif dan sebaliknya.
Total column cloud ice water	Kgm ²	Mengukur kuantitas jumlah es yang terkandung dalam kolom udara dengan penyederhanaan pembentukan tetesan.
Total totals index	K	Menunjukkan probabilitas kondisi badai dan kekuatan berdasarkan gradien vertical suhu dan kelembaban. Nilai >50 menunjukkan indikasi probailitas badai petir.
Trapping layer base	m	Mengindikasikan ketinggian perangkap,

Parameter	Satuan	Keterangan
height (TPLB)		berdasarkan gradien vertikal dan refraktifitas.

Dalam proses pengamatan labilitas atmosfer juga mempertimbangkan kondisi fisis dari kestabilan atmosfer yang diukur melalui pengamatan udara atas. Pengamatan udara atas dilakukan dengan penggunaan data observasi radiosonde. Ada beberapa parameter yang dianalisis dari hasil data radiosonde yaitu *Lifting Condensation Level (LCL)*, *Convective Condensation Level (CCL)*, *Level of Free Convection (LFC)*, dan energi pengangkatan (CAPE dan CIN) (Zhang et al., 2022)

LCL menyatakan kondisi parsel udara yang telah mencapai titik jenuh apabila naik dari permukaan. LCL diidentifikasi sebagai perpotongan suhu potensial, tekanan p dari suatu paket dan rasion pencampuran. CCL merupakan ketinggian yang diharapkan terjadinya kondensasi yang terbentuk dari perpotongan garis adiabatik dan garis uap. CCL dapat menunjukkan dasar awan cumulus. LFC merupakan ketinggian dimana parsel udara bergerak naik secara bebas disebabkan oleh suhu parsel yang lebih rendah. Ketinggian pada titik tertinggi LFC diinterpretasikan sebagai ketinggian dari puncak awan (Chen & Dai, 2023). Syarat kestabilan pada udara kering dan lembab dirumuskan dengan persamaan (1).

$$\begin{aligned} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} &= \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{k}{p} \frac{\partial p}{\partial z} \\ &= \frac{1}{T} (\Gamma - \gamma) \end{aligned} \quad (1)$$

CAPE merupakan energi yang dibutuhkan oleh suatu parsel untuk bergerak dari LFC ke *Level of Neutral Buoyancy (LNB)*. CAPE dihitung dengan menggunakan persamaan (2).

$$CAPE = -R \int_{LFC}^{LNB} (T_p - T_e) \frac{dp}{p} \quad (2)$$

Keterangan

- R = Konstanta gas ideal
- Tp = Suhu parsel udara
- Te = Suhu lingkungan
- dp = Beda tekanan

Ambang batas kriteria CAPE menurut Grieser & Haines (2020) yaitu :

- <1000 = Konvektif lemah
- 1000-2500 = Konvektif sedang
- >2500 = Konvektif sedang

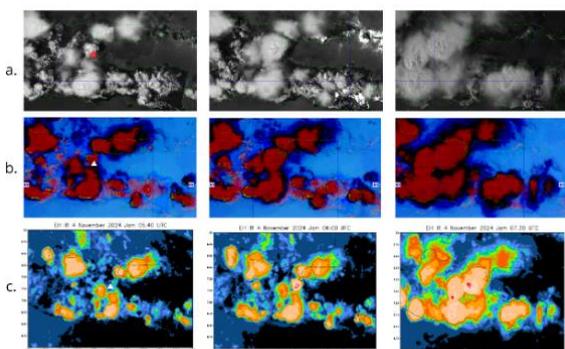
Parameter yang berperan dalam pengangkatan lainnya yaitu CIN. CIN merupakan energi yang dibutuhkan dari proses pengangkatan awal hingga mencapai LFC. CIN dihitung dengan menggunakan persamaan (3).

$$CIN = -R \int_{pstart}^{LFC} (Tp - Te) \frac{dp}{p} \quad (3)$$

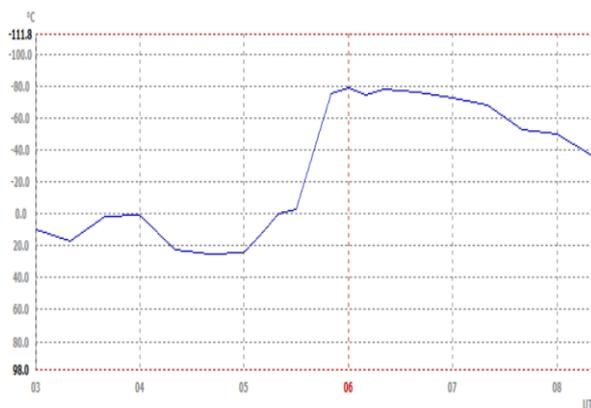
CIN dan CAPE berperan dalam proses pengangkatan parsel udara.

HASIL DAN PEMBAHASAN

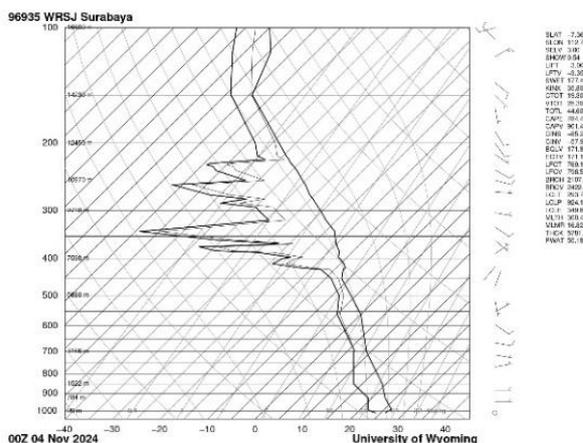
Analisis time series suhu puncak awan menggambarkan fase proses pembentukan awan cumulonimbus (CB). Berdasarkan Gambar 2, 3, dan 4. Fase pertumbuhan terjadi pada pukul 05.00 UTC ketika terjadi kenaikan suhu hingga mencapai titik puncak. Fase puncak pertumbuhan atau matang terjadi pada pukul 06.00 UTC dengan suhu puncak awan -80°C.



Gambar 2. Citra Satelit pukul 05.40 UTC, 06.00 UTC, dan 07.30 UTC a) Kanal visible b) Metode RGB Day-24hour microphysics c) Kanal IR Enhanced



Gambar 3. Deret Waktu Suhu Puncak Awan pukul 03.00-08.00 UTC

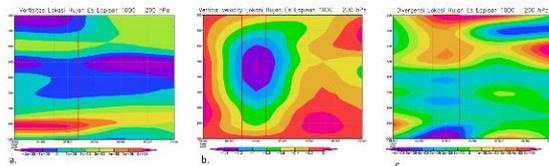


Gambar 4. Data Pengamatan Udara Atas Stasiun Meteorologi Kelas I Juanda Surabaya pukul 00.00 UTC

Awan cukup stabil dan tebal sehingga berada di fase matang hingga pukul 07.00. Pada pukul 07.00 UTC awan mulai memasuki fase disipasi atau peluruhan seperti Gambar 2a). Citra kanal visibel menunjukkan kondisi awan secara visual pada suatu kondisi. Berdasarkan *timeseries brightness temperature* menunjukkan bahwa fase pembentukan terjadi pada pukul 05.00 UTC. Pada citra satelit kanal visibel. RGB hour-microphysics dan IR Enhanced, menunjukkan kondisi yang berbeda-beda. Pada kanal visibel ketika pukul 05.40 telah menunjukkan adanya konveksi dengan identifikasi berupa pola gumpalan awan yang ada di lokasi kejadian serta menunjukkan awan berwarna merah pada citra RGB. Sedangkan pada citra IR *enhanced* (Gambar 2c) belum

menunjukkan identifikasi suhu awan yang cukup dingin.

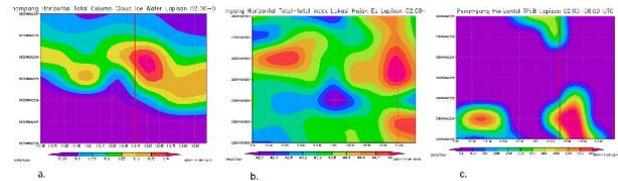
Pada fase matang pukul 06.00 menunjukkan gumpalan yang cukup tebal di wilayah lokasi kejadian terlihat dalam kanal citra visible. Pada kanal IR juga menunjukkan nilai yang cukup dingin hingga mencapai suhu -80°C di wilayah penelitian. Pada fase ini terjadi hujan es kondisi awan yang tebal dan tinggi memungkinkan proses kondensasi yang kuat. Pada pukul 07.30 menunjukkan fase peluruhan awan yang ditandai dengan pola awan yang menyebar dan bergabung dengan konveksi yang ada di sekitarnya membentuk sekumpulan awan yang bergerak ke arah barat.



Gambar 5. Labilitas Atmosfer Vertikal Lokasi Hujan Es pada Lapisan 1000-200 hPa a.) Vortisitas b.) Vertical Velocity c.) Divergensi

Pada Gambar 5 parameter vortisitas nilai positif menunjukkan kondisi labil di wilayah hujan es. Kondisi nilai vortisitas yang bernilai positif teridentifikasi pada sekitar lapisan 950-850 hPa pada h-2 jam sebelum hujan menunjukkan pola divergensi (Gambar 5a). Pada parameter *vertical velocity* pukul 05.00 juga menunjukkan konsentrasi tinggi di lapisan 700-400 hPa dengan nilai $-1,4 \text{ Pa/s}$. Hal tersebut menunjukkan daerah kenaikan massa udara yang tinggi pada lapisan tersebut dibandingkan sekitarnya (Gambar 5b). Kondisi ini yang memungkinkan terbentuknya awan cumulonimbus yang tebal dan tinggi. Pada parameter divergensi juga menunjukkan nilai negatif yang terkonsentrasi di lapisan bawah hingga mencapai $-6 \times 10^{-5} / \text{s}$. Hal ini menggambarkan kondisi konvergensi yang kuat pada fase pembentukan awan. Konvergensi kuat terjadi hingga lapisan 900 hPa dan berkurang pada lapisan di atasnya (Gambar 5c). Ketika fase matang

terlihat kenaikan nilai divergensi ditunjukkan pukul 06.00 pada lapisan permukaan dengan nilai $2 \times 10^{-5} / \text{s}$.



Gambar 6. Labilitas Atmosfer Horizontal Lokasi Hujan Es pada Lapisan 1000-200 hPa a.) Total column cloud ice water b.) Total-total index c.) Trapping

Lokasi penelitian kejadian hujan es ini yaitu pada 112.4-112.6 BT dan 7.35-7.36 LS. Penampang horizontal menunjukkan pola pembentukan parameter mikrofisis secara temporal pada wilayah hujan es. Pada (Gambar 6a) nilai *total column cloud ice water* menunjukkan nilai yang kuat pada wilayah penelitian pada pukul 05.00-06.30 UTC. Pada jam tersebut konsentrasi es di atmosfer menunjukkan nilai yang tinggi hingga mencapai 0.4 kg/m^2 . Gambar 6b) menyatakan kondisi *total-total index* dengan nilai di atas 45K yang mengindikasikan adanya badai yang kuat pada rentang pukul 05.20 – 06.30 UTC pada wilayah hujan es. Parameter *Trapping layer base height* (TPLB) menunjukkan ketinggian lapisan pembatas pada *mixing layer*.

Pada fase awal sebelum terjadi konveksi pada lokasi penelitian nilai TPLB mencapai ketinggian 600 m. Namun, ketika terjadi konveksi dan hujan di wilayah hujan es, TPLB menurun hingga di bawah 50m.

Analisis kondisi atmosfer pada saat pengamatan mengindikasikan adanya potensi yang signifikan untuk terjadinya badai petir dan proses konveksi. Berdasarkan informasi pada Tabel 4, indeks SWEAT dan K-Index menunjukkan kemungkinan cuaca ekstrem serta badai petir. Meskipun nilai CAPE tergolong moderat, penerapan temperatur virtual pada CAPE menunjukkan adanya potensi energi konvektif yang lebih tinggi.

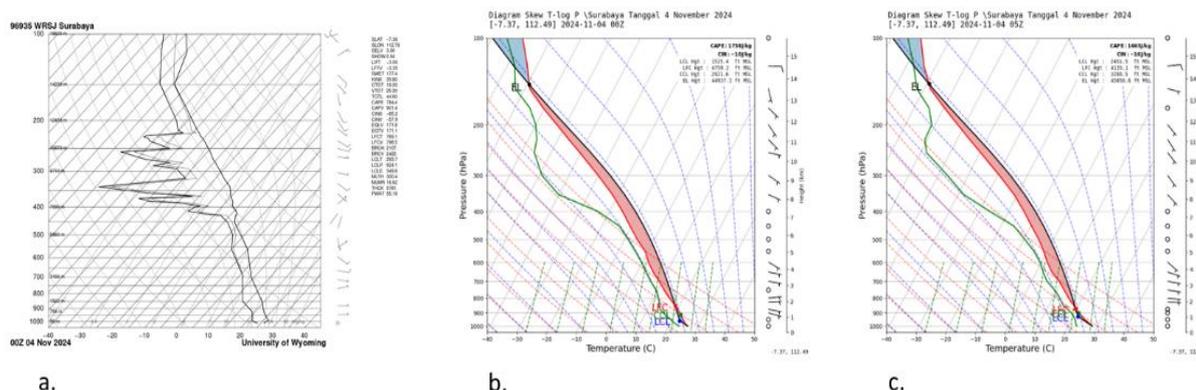
Namun, nilai CIN yang cukup besar (-85,23 J/kg) mengindikasikan bahwa konveksi mungkin terhambat kecuali didorong oleh suatu pemicu yang kuat. Ketinggian LCL yang cukup rendah (sekitar 924,13 hPa) menunjukkan bahwa pembentukan awan dapat terjadi di ketinggian rendah, yang berpotensi memfasilitasi terjadinya konveksi lokal.

Pada fase awal pengamatan pukul 00.00 UTC data observasi radiosonde (Gambar 7a) menunjukkan nilai CAPE 784.45. Sedangkan, data hasil reanalisis (Gambar 7b) menunjukkan nilai CAPE 1758 J/kg. Data observasi diambil pada Stasiun Meteorologi Kelas I Juanda dan data reanalisis diambil pada lokasi penelitian hujan es. Kedua nilai tersebut menunjukkan nilai konveksi lemah dan

rendah di sekitar wilayah penelitian pada pukul 00.00 UTC.

Tabel 4. Nilai Parameter Pengamatan Udara Atas Radisonde Stasiun Meteorologi Kelas I Juanda pukul 00.00 UTC

No.	Variabel Labilitas Atmosfer	Nilai
1	<i>SWEAT</i>	177.40
2	<i>K index</i>	35.80
3	<i>Total-totals index</i>	44.60
4	<i>CAPE</i>	784.45 J/kg
5	<i>CAPE using virtual temperature</i>	901.49 J/kg
6	<i>CIN</i>	-85.23 J/kg
7	<i>Temp. LCL</i>	293.71°K
8	<i>Pres. LCL</i>	924.13 hPa



Gambar 7. Diagram Skew-t Parameter Udara Atas a) Skew-t Observasi pukul 00.00 b) Skew-t Reanalisis Lokasi Penelitian pukul 00.00 UTC c) Skew-t Reanalisis Lokasi Penelitian pukul 05.00 UTC

Pada fase awal pengamatan pukul 00.00 UTC data observasi radiosonde (Gambar 7a) menunjukkan nilai CAPE 784.45. Sedangkan, data hasil reanalisis (Gambar 7b) menunjukkan nilai CAPE 1758 J/kg. Data observasi diambil pada Stasiun Meteorologi Kelas I Juanda dan data reanalisis diambil pada lokasi penelitian hujan es. Kedua nilai tersebut menunjukkan nilai konveksi lemah dan

rendah di sekitar wilayah penelitian pada pukul 00.00 UTC. Pada fase pertumbuhan awan CAPE juga masih menunjukkan nilai estimasi yang lemah yaitu 1665 J/kg (Gambar 7c). Rendahnya nilai CAPE ini dapat dijadikan evaluasi hasil reanalisis terhadap kondisi sebenarnya. Parameter observasi radiosonde hanya memiliki keterbatasan hanya mengamati pada pukul 00.00 UTC dan 12.00 UTC serta dalam jangkauan titik yang terbatas. Sehingga, ketika waktu kejadian tidak teramati kondisi labilitas yang ada.

SIMPULAN

Kondisi hujan es di wilayah Kabupaten Sidoarjo, Jawa Timur pada tanggal 4 November 2024 disebabkan oleh pertumbuhan awal Cumulonimbus (CB). Fase pembentukan, matang dan luruh berturut turut yaitu pukul 05.00 UTC, 06.10 UTC, dan 07.30 UTC. Citra kanal visibel menggambarkan bentuk awan, metode RGB menggambarkan kondisi lapisan dingin, dan citra IR menggambarkan suhu terendah yang diamati pada hujan es ini yaitu -80°C .

Parameter mikrofisis vortisitas, *vertical velocity*, dan divergensi menunjukkan pola labil pada pukul 05.00 UTC. Nilai labilitas atmosfer pada wilayah Sidoarjo ketika pukul 00.00 UTC menunjukkan potensi adanya konveksi dengan didukung oleh kondisi yang ideal. Beberapa indeks menyatakan potensi terjadinya konveksi dan beberapa menunjukkan bahwa konveksi yang terjadi perlu dipicu oleh variabel atmosfer yang menguatkan.

REFERENSI

- Arrashid, H., Sucahyono, D., Haryanto, Y. D., & Qomariyatuzzamzami, L. N. (2023). Kondisi Dinamika Atmosfer saat Hujan Lebat di Kalimantan Selatan (Periode 12 – 17 Januari 2021). *Buletin Meteorologi, Klimatologi Dan Geofisika*, 3(4), 32–44. https://Balai2bmkg.Id/Index.Php/Buletin_Mkg/Article/View/63
- Bessho, K., Date, K., Hayashi, M., Ikeda, A., Imai, T., Inoue, H., Kumagai, Y., Miyakawa, T., Murata, H., Ohno, T., Okuyama, A., Oyama, R., Sasaki, Y., Shimazu, Y., Shimoji, K., Sumida, Y., Suzuki, M., Taniguchi, H., Tsuchiyama, H., ... Yoshida, R. (2016). An Introduction To Himawari-8/9 - Japan's New-Generation Geostationary Meteorological Satellites. *Journal Of The Meteorological Society Of Japan*. Ser. II, 94(2), 151–183. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2016-009>.
- BMKG. (2010). Press Release kondisi cuaca ekstrem dan iklim tahun 2010-2011. Jakarta. BMKG.
- Chen, J., & Dai, A. (2023). The Atmosphere Has Become Increasingly Unstable During 1979–2020 Over The Northern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 50(20). <https://doi.org/10.1029/2023GL106125>.
- Grieser, J., & Haines, P. (2020). Tornado risk climatology in Europe. *Atmosphere*, 11(7), 768.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J.-N. (2023). *ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*, DOI: 10.24381/cds.adbb2d47 (Diakses pada 27 November 2024)
- JMA. (2024). *Himawari RGB Quick Guide*. https://www.jma.go.jp/jma/eng/satellite/VLab/QG/RGB_QG_24hourMicrophysics_en.pdf . (Diakses pada 27 November 2024).
- Paski, J. A. I., Sepriando, A., & Pertiwi, D. A. S. (2017). Pemanfaatan Teknik RGB Pada Citra Satelit Himawari-8 Untuk Analisis Dinamika Atmosfer Kejadian Banjir Lampung 20-21 Februari 2017. *J. Meteorologi Klimatologi dan Geofisika* Vol, 4.
- Roy, P., Rao, T. N., Biswasharma, R., Sharma, S., & Das, S. (2023). Space–Time Variation Of Large Hail-Producing Mesoscale Convective Systems Over A Complex Terrain Of The Indian Subcontinent As Revealed By The Integrated Tropical Rainfall Measuring Mission And Global Precipitation Measurement Observations. *International Journal Of Climatology*, 43(6), 3023–3039. <https://doi.org/10.1002/Joc.8015>.
- Satiadi, D., & Fathrio, I. (2011). Penentuan onset Monsun Di Wilayah indo-

- Australia Berdasarkan Lompatan ITCZ. *Jurnal Sains Dirgantara*. 9(1).
- Wicaksono, H., Sadarang, F. R., & Fadlan, A. (2019). Analisis Hujan Es Di Kota Lubuklinggau Dengan Memanfaatkan Data Citra Satelit Himawari-8 Dan Radiosonde. *Prosiding SNFA (Seminar Nasional Fisika Dan Aplikasinya)*, 3, 130. <https://doi.org/10.20961/Prosidingsnfa.V3i0.28526>
- Zhang, J., Guo, J., Li, J., Shao, J., Tong, B., & Zhang, S. (2022). The Prestorm Environment And Prediction For Local- And Nonlocal-Scale Precipitation: Insights Gained From High-Resolution Radiosonde Measurements Across China. *Journal Of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(18). <https://doi.org/10.1029/2021JD036395>
- Zittis, G., Almazroui, M., Alpert, P., Ciais, P., Cramer, W., Dahdal, Y., ... & Lelieveld, J. (2022). Climate change and weather extremes in the Eastern Mediterranean and Middle East. *Reviews of geophysics*, 60(3), e2021RG000762. <https://doi.org/10.1029/2021RG000762>