



Vol. 8, TAHUN 2017

Diterbitkan Oleh
Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang
Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika

Jl. Raya Bukittinggi-Medan Km. 17 Palupuh, Sumatera Barat

SUSUNAN REDAKSI

PENANGGUNG JAWAB
HARTANTO, MM

MITRABESTARI
Dra. Noerhayati, M.Sc
Dr. Dodo Gunawan, DEA
Dr. Erwin Makmur, M.Si
Dr. Hamdi Rivai
Sugeng Nugroho, M.Si

REDAKTUR
Budi Satria, S.Si
Ir. Manat Panggabean
Rudi Anuar Yudha Trisaputra, SP

EDITOR
Andi Sulistiyono, S.Si
Mareta Asnia, S.Tr

DESAINS GRAFIS DAN FOTOGRAFER
Darmadi
Harika Utri, S.Kom
Reza Mahdi, ST
Rinaldi

SEKRETARIAT REDAKSI
Diko Revano Umbara, SE
Yasri
Ibrahim

MEGASAINS

MEGASAINS merupakan buletin yang diterbitkan oleh Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang sebagai media penerangan Karya Tulis Ilmiah (KTI) yang bersumber dari kegiatan penelitian berbasis ilmu-ilmu Meteorologi, Klimatologi, Kualitas udara, dan Geofisika (MKKG), serta lingkungan.

Dewan Redaksi membuka kesempatan bagi para pakar ataupun praktisi untuk dapat mengirimkan naskah KTI, terutama yang berkaitan dengan fokus utama dari Buletin MEGASAINS.

Naskah KTI yang dikirimkan hendaknya asli dan belum pernah dipublikasikan. Naskah diketik dengan menggunakan aplikasi *Microsoft Word* dengan ketentuan panjang naskah maksimal 20 halaman pada kertas ukuran A4; batas kiri 3 cm, kanan 3 cm, atas dan bawah 2,54 cm; dua kolom; font Arial; judul ditulis menggunakan font 12 pts, rata tengah, spasi tunggal, huruf kapital, dan cetak tebal; isi ditulis menggunakan font 10 pts, rata kiri-kanan, dan spasi tunggal; tulisan disertai dengan abstrak sepanjang satu alinea, dicetak dengan font 10, spasi tunggal, dan disertai dengan 2-5 kata kunci.

Dewan Redaksi berhak mengubah isi naskah sepanjang tidak mengubah substansinya. Isi naskah adalah sepenuhnya tanggungjawab penulis. Pemilihan naskah yang layak cetak adalah sepenuhnya hak Dewan Redaksi.

Informasi lebih lanjut dapat mengunjungi laman: www.megasains.gaw-kototabang.com atau mengirimkan email ke alamat: stagaw.kototabang@bmk.go.id

-halaman ini sengaja dikosongkan-

Dari Redaksi

Pembaca yang kami banggakan,

Puji dan syukur kami panjatkan kehadiran Tuhan Yang Maha Esa karena berkat rahmat dan hidayah-Nya, Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang data kembali menerbitkan Buletin MEGASAINS.

Pada terbitannya yang sudah memasuki Volume ke-8 di tahun 2017, Buletin MEGASAINS tampil dengan wajah dan desain tata saji baru. Dengan melakukan perubahan perubahan pada desain tata saji diharapkan membawa warna yang berbeda dari edisi edisi sebelumnya. Perubahan tata saji juga diperkenalkan dengan memanfaatkan tampilan dua-kolom pada setiap halamannya.

Dengan ditunjang oleh semangat dari seluruh staf Stasiun GAW Bukit Kototabang di dalam dukungannya terhadap kesinambungan penerbitan Buletin MEGASAINS, Dewan Redaksi tentunya sangat berharap KTI ini dapat mendorong terciptanya peningkatan pelayanan MKKuG di masa yang akan datang. Disamping itu, munculnya kesadaran dalam melakukan kaidah penelitian juga diharapkan akan menunjang bagi peningkatan pengetahuan serta kinerja didalam melaksanakan tugas sehari-hari.

Tak ada gading yang tak retak, demikian pula kiranya terbitan Buletin MEGASAINS ini yang masih jauh dari sempurna. Oleh karena itu, Dewan Redaksi sangat mengharapkan saran dan masukan yang membangun demi perbaikan terbitannya di kemudian hari.

Akhirnya, kami mengucapkan selamat membaca dan semoga bermanfaat.

Bukit Kototabang, Agustus 2017

Daftar KTI

	halaman
PERBANDINGAN PANJANG PERIODE MINIMUM DATA KLIMATOLOGI UNTUK ANALISIS IKLIM DENGAN METODE <i>MACKUS'S</i> , <i>N-HAT</i> DAN <i>MULTISTAGE NONFINITE POPULATION</i> (MNP) Novvria Sagita	1 - 6
KONDISI SINOPTIK <i>MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM</i> JENIS <i>SQUALL LINE</i> DI KEPULAUAN BANGKA BELITUNG Akhmad Fadholi	7 - 17
UJI SKEMA DEBU VULKANIS BMKG DAN SKEMA <i>ASH RGB</i> (STUDI KASUS: ERUPSI GUNUNG BARUJARI 04 NOVEMBER 2015) Kadek Setiya Wati, Pande Putu Hadi Wiguna	18 - 27
PEMODELAN STATISTIK DAN SIMPLE RADIATIVE MODEL UNTUK MENDUGA RADIASI MATAHARI GLOBAL HARIAN Asep Firman Ilahi, Tania June, Ardhasena Sopahulewakan dan Yosfi Andri	28 - 36
ANALISA POLA CURAH HUJAN DIURNAL DI WILAYAH PROVINSI BENGKULU MENGGUNAKAN DATA MODEL ECMWF (2012 – 2016) Jaka Anugrah Ivanda Paski, M. Fajar Handoyo, Dyah Ajeng Sekar Pertiwi, Gita Ivana S. L. Faski	37 - 42
ANALISIS KETERKAITAN HARI HUJAN DAN HUJAN LEBAT BERDASARKAN ANGIN ZONAL LAPISAN 850 hPa Riska Fadila, Soetamto	43 - 49

Perbandingan Panjang Periode Minimum Data Klimatologi Untuk Analisis Iklim Dengan Metode Mackus's, n -hat Dan Multistage Nonfinite Population (MNP)

Novvria Sagita

Stasiun Meteorologi Sam Ratulangi Manado

Abstrak. Fenomena iklim tidak bisa dipungkiri menjadi salah satu faktor yang mempengaruhi kondisi pertanian di Indonesia. Analisis variabilitas iklim diperlukan untuk mengantisipasi adanya fenomena iklim ekstrim yang nantinya berdampak pada produksi pangan. Analisis variabilitas iklim memerlukan data yang cukup agar memperoleh analisis yang akurat. Data yang cukup merupakan data yang memiliki panjang periode mencukupi panjang data minimum. Beberapa metode untuk menghitung panjang data minimum telah diperkenalkan diantaranya Mackus, n -hat dan Multistage Nonfinite Population (MNP). Hasil pengolahan data stasiun meteorologi Lhoksumawe dari tahun 1992 hingga 2011 menggunakan ketiga metode tersebut menunjukkan hasil yang berbeda. Pengolahan data dengan metode Mackus memperoleh hasil yang berbeda dan tidak stabil untuk panjang data minimum antar data bulanan, 3 bulanan, musiman dan tahunan, sedangkan metode n -hat dan MNP memperoleh hasil yang cenderung stabil karena tidak terpengaruh dengan jumlah populasi data.

Kata kunci: Panjang periode minimum, Mackus, n -hat, dan MNP.

Abstract. Climatic phenomenon is one of factors that affects to condition of agriculture in Indonesia. Analysis of the climate variability is necessary to anticipate the extreme climate phenomenon that will have an impact on food production. Analysis of climate variability requires sufficient data in order to obtain an accurate analysis. Sufficient data is data that has a length period of sufficient length minimum data. Many method for calculating the minimum length of the data have been introduced including Mackus, n -hat and Multistage Nonfinite Population (MNP). The data processing Lhoksumawe meteorological stations from 1992 to 2011 using three methods showed different results. Data processing with methods Mackus obtain

different results and unstable for the minimum length of the data between the data monthly, 3 monthly, seasonal and yearly, while the n -hat method and MNP get the results tend to be stable because it is not affected by the amount of population data.

Keywords: Minimum Length period, Mackhus, n -hat, and MNP.

Pendahuluan

Data iklim merupakan salah satu komponen utama untuk memperoleh suatu prakiraan dan analisis iklim yang akurat dan tepat. Penggunaan data iklim dengan jumlah yang cukup dan teknik pengolahan yang tepat akan menghasilkan analisis iklim yang baik pula. Penggunaan data iklim yang cukup merupakan penggunaan data yang memiliki panjang periode data minimum. Panjang periode data minimum merupakan suatu permasalahan yang perlu diperhatikan para peneliti dalam melakukan analisis data.

Beberapa metode telah diperkenalkan untuk menghitung panjang periode minimum data. Metode tersebut sebagian besar metode perhitungan panjang data periode minimum data bergantung dengan proporsi populasi dari data, padahal karakteristik data iklim berfluktuatif dan dipengaruhi oleh berbagai fenomena atmosfer yang tidak bisa dikontrol. Hal itu menyebabkan keberagaman data iklim antar satu wilayah dengan wilayah yang lain sehingga proporsi populasi data tidak bisa diketahui secara keseluruhan dan tidak terbatas. Alasan ini digunakan para peneliti menggunakan metode yang tidak bergantung dengan populasi data.

Metode perhitungan panjang periode minimum data yang bergantung pada populasi data telah dilakukan penelitian sebelumnya untuk beberapa wilayah di Indonesia yang menghasilkan panjang periode minimum data

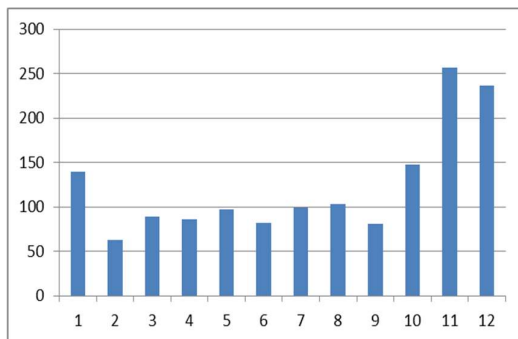
yang berbeda. Pada musim kemarau memerlukan panjang data yang relatif panjang dibandingkan bulan-bulan basah (Rejekiningrum, 2010). Perhitungan panjang periode data minimum untuk Kalimantan Selatan kisaran 20 hingga 76 tahun (Rusmayadi, 2013).

Tujuan penelitian ini ada melakukan perbandingan hasil perhitungan panjang data minimum dengan metode yang bergantung dengan populasi data dan metode yang tidak bergantung dengan populasi data agar mengetahui perhitungan yang menghasilkan panjang data yang stabil untuk analisis data iklim.

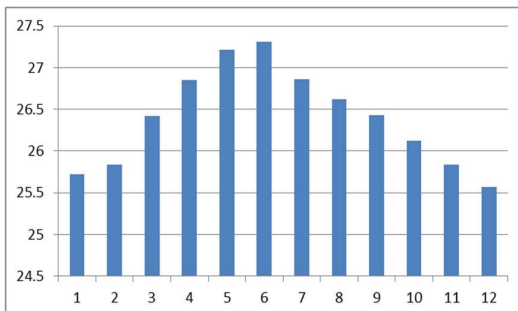
Metodologi

Data

Data yang digunakan data curah hujan bulanan dan suhu rata-rata bulanan stasiun meteorologi Lhoksumawe selama 20 tahun dari tahun 1992 hingga 2011.



Gambar 1. Curah hujan rata-rata bulanan 20 tahun di stasiun meteorologi Lhoksumawe



Gambar 2. Suhu rata-rata bulanan 20 tahun di stasiun meteorologi Lhoksumawe

Metode Penelitian

Metode Mackus's

$$Y = (4.3t \cdot \log R)^2 + 6$$

Dimana t adalah nilai uji t student pada taraf kepercayaan yang diinginkan tingkat (di sini 90 %) dan $(Y - 6)$ derajat kebebasan dan R adalah rasio nilai Y berdasarkan periode ulang 100 tahun dengan nilai Y berdasarkan periode ulang 2 tahun.

Langkah – langkah yang dilakukan :

1. Mengurutkan data dari nilai yang terbesar hingga terkecil
2. Menetapkan galat 10 %
3. Menghitung $P(X=x) = \text{nomor urut data} / (\text{banyak data} + 1)$.
4. Menghitung periode ulang $= 1/P$
5. Menghitung nilai logaritmik periode ulang.
6. Membuat grafik antara curah hujan dengan nilai logaritmik periode ulang.
7. Membuat garis trend dan persamaan regresi serta korelasi.
8. Mencari nilai t tabel (galat, banyak data – 6)
9. Menghitung nilai $R = X_{c2}/X_{c100}$
10. Menghitung nilai panjang periode data minimum Y .

Metode n-hat

Metode n -hat merupakan metode ini diperkenalkan oleh Louangrath & Rewtrakunphaiboon, W. (2013).

$$n_{min} = \sqrt{n^*/2}$$

Dimana n_{min} adalah panjang periode data minimum. Sebelumnya Menetapkan galat 10 %. Langkah – langkah yang dilakukan sebagai berikut:

1. Mengestimasi rata-rata populasi data dengan menggunakan persamaan t -student

$$t = \frac{\bar{x} - \mu}{s/\sqrt{n}}$$

2. Mengestimasi standar deviasi populasi data dengan menggunakan persamaan z .

$$Z = \frac{\bar{x} - \mu}{\sigma/\sqrt{n}}$$

3. Menghitung galat yang diekspektasi $\hat{E} = df(\alpha)$

4. Mengestimasi n -hat

$$\tilde{n} = \frac{((\sigma/s) \cdot n)}{\hat{E}}$$

5. Menghitung jangkauan data sampel.

$$\tilde{n}^{0.99} = \frac{\tilde{n}}{0.99}$$

$$\tilde{n}^{0.01} = \frac{\tilde{n}}{0.01}$$

$$n^* = \frac{\tilde{n}^{0.99}}{\tilde{n}^{0.01}}$$

6. Menghitung panjang data minimum

$$n_{min} = \sqrt{n^*/2}$$

Metode *Multistage Nonfinite Population (MNP)*

Metode MNP dikenal dengan metode n-omega. Sebelumnya Menetapkan galat 10 % Langkah-langkah yang dilakukan sebagai berikut :

1. Mengestimasi ukuran sampel data

$$n_1 = \frac{Z\sigma}{E}$$

2. Mengestimasi ukuran sampel data kedua

$$n_2 = \frac{Z^2 \sigma^2}{E^2}$$

3. Menghitung jangkauan ukuran sampel

$$n_3 = \frac{n_1 - n_2}{2}$$

4. Menghitung panjang data minimum

$$n_{minimum} = \sqrt{\frac{n_3/0.01 - n_3/0.99}{2}}$$

Hasil dan Pembahasan

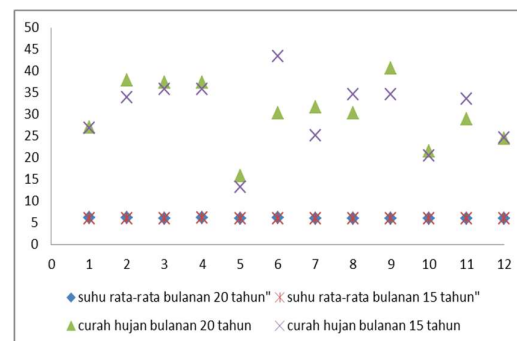
1. Perhitungan panjang periode data minimum dengan metode Mackus's

No	Periode	Panjang data curah hujan		Panjang data curah hujan	
		Data Asal	Periode data minimum	Data Asal	Periode data minimum
1	Januari	20	26.99	15	26.74658309
2	Februari	20	37.92	15	33.84567826
3	Maret	20	37.39	15	35.83511449
4	April	20	37.39	15	35.83692321
5	Mei	20	15.71	15	13.21350164
6	Juni	20	30.33	15	43.38803965
7	Juli	20	31.58	15	25.11112827
8	Agustus	20	30.35	15	34.60441237
9	September	20	40.581	15	34.5621214
10	Oktober	20	21.52	15	20.51983059
11	November	20	28.87	15	33.56723399
12	Desember	20	24.46	15	24.52295489

Tabel 1. Tabel Perbandingan panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan data awal 20 dan 15 tahun dengan metode Mackus's.

No	Periode	Panjang data suhu rata-rata		Panjang data suhu rata-rata	
		Data Asal	Periode data minimum	Data Asal	Periode data minimum
1	Januari	20	6.158480148	15	6.041475631
2	Februari	20	6.054253989	15	6.047347196
3	Maret	20	6.041537084	15	6.040905555
4	April	20	6.096362162	15	6.101371566
5	Mei	20	6.03980025	15	6.045918634
6	Juni	20	6.064048772	15	6.023927023
7	Juli	20	6.023583457	15	6.021987757
8	Agustus	20	6.031667637	15	6.029410424
9	September	20	6.020140008	15	6.020048521
10	Oktober	20	6.017064212	15	6.012981393
11	November	20	6.010911653	15	6.008256439
12	Desember	20	6.03147849	15	6.027791791

Tabel 2. Tabel Perbandingan panjang periode data minimum suhu rata-rata bulanan dengan panjang periode data awal 20 dan 15 tahun dengan metode Mackus's.



Gambar 3. Perbandingan panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan suhu rata-rata bulanan dengan data awal 20 tahun dan data awal 15 tahun.

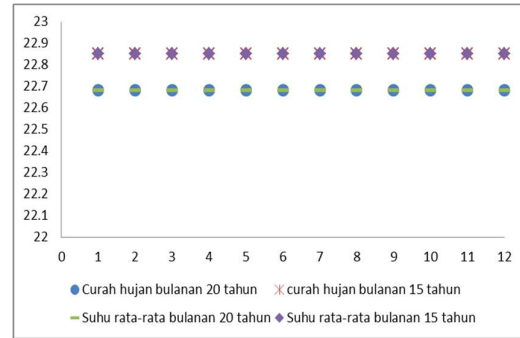
2. Perhitungan panjang periode data minimum dengan metode n-hat.

No	Periode	Panjang data curah hujan		Panjang data curah hujan	
		Data Asal	Periode data minimum	Data Asal	Periode data minimum
1	Januari	20	22.68	15	22.85
2	Februari	20	22.68	15	22.85
3	Maret	20	22.68	15	22.85
4	April	20	22.68	15	22.85
5	Mei	20	22.68	15	22.85
6	Juni	20	22.68	15	22.85
7	Juli	20	22.68	15	22.85
8	Agustus	20	22.68	15	22.85
9	September	20	22.68	15	22.85
10	Oktober	20	22.68	15	22.85
11	November	20	22.68	15	22.85
12	Desember	20	22.68	15	22.85

Tabel 3. Tabel Perbandingan panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan panjang periode data awal 20 dan 15 tahun dengan metode n-hat

No	Periode	Panjang data suhu rata-rata		Panjang data suhu rata-rata	
		Data Asal	Periode data minimum	Data Asal	Periode data minimum
1	Januari	20	22.68	15	22.85
2	Februari	20	22.68	15	22.85
3	Maret	20	22.68	15	22.85
4	April	20	22.68	15	22.85
5	Mei	20	22.68	15	22.85
6	Juni	20	22.68	15	22.85
7	Juli	20	22.68	15	22.85
8	Agustus	20	22.68	15	22.85
9	September	20	22.68	15	22.85
10	Oktober	20	22.68	15	22.85
11	November	20	22.68	15	22.85
12	Desember	20	22.68	15	22.85

Tabel 4. Tabel Perbandingan panjang periode data minimum suhu rata-rata bulanan dengan panjang periode data awal 20 dan 15 tahun dengan metode n-hat



Gambar 4. Perbandingan panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan suhu rata-rata bulanan data awal 20 tahun dan data awal 15 tahun dengan metode n-hat

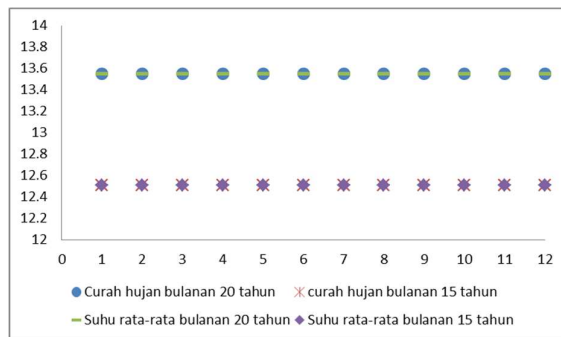
3. Perhitungan panjang periode data minimum dengan metode Metode Multistage Nonfinite Population (MNP)

No	Periode	Panjang data curah hujan		Panjang data curah hujan	
		Data Asal	Periode data minimum	Data Asal	Periode data minimum
1	Januari	20	13.55	15	12.51
2	Februari	20	13.55	15	12.51
3	Maret	20	13.55	15	12.51
4	April	20	13.55	15	12.51
5	Mei	20	13.55	15	12.51
6	Juni	20	13.55	15	12.51
7	Juli	20	13.55	15	12.51
8	Agustus	20	13.55	15	12.51
9	September	20	13.55	15	12.51
10	Oktober	20	13.55	15	12.51
11	November	20	13.55	15	12.51
12	Desember	20	13.55	15	12.51

Tabel 5. Tabel Perbandingan panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan panjang periode data awal 20 dan 15 tahun dengan metode MNP.

No	Periode	Panjang data suhu rata-rata		Panjang data suhu rata-rata	
		Data Asal	Periode data minimum	Data Asal	Periode data minimum
1	Januari	20	13.55	15	12.51
2	Februari	20	13.55	15	12.51
3	Maret	20	13.55	15	12.51
4	April	20	13.55	15	12.51
5	Mei	20	13.55	15	12.51
6	Juni	20	13.55	15	12.51
7	Juli	20	13.55	15	12.51
8	Agustus	20	13.55	15	12.51
9	September	20	13.55	15	12.51
10	Oktober	20	13.55	15	12.51
11	November	20	13.55	15	12.51
12	Desember	20	13.55	15	12.51

Tabel 6. Tabel Perbandingan panjang periode data minimum suhu rata-rata bulanan dengan panjang periode data awal 20 dan 15 tahun dengan metode MNP.



Gambar 5. Perbandingan panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan suhu rata-rata bulanan data awal 20 tahun dan data awal 15 tahun dengan metode MNP

Pembahasan

Pada penelitian ini telah dilakukan perhitungan panjang periode data minimum dengan menggunakan 3 metode yaitu Mackus's, n-hat dan MNP dengan 2 data awal 20 dan 15 tahun. Hasil perhitungan panjang periode data minimum dengan menggunakan metode Mackus's terlihat pada tabel 1 dan 2 memperoleh hasil panjang periode data minimum untuk data awal 20 tahun 21 hingga 40 tahun untuk data curah hujan bulanan dan 6.02 hingga 6.15 tahun untuk data suhu rata-rata bulanan, sedangkan untuk data awal 15 tahun memperoleh nilai 20 hingga 43 tahun untuk data curah hujan bulanan dan 6.02 hingga 6.1 untuk suhu rata-rata bulanan. Pada

gambar 3 ditampilkan grafik perbandingan panjang periode data minimum dengan metode Mackus's untuk data curah hujan bulanan dan suhu rata-rata bulanan dengan data awal 20 dan 15 tahun. Pada gambar 3 diperlihatkan untuk data curah hujan sesuai dengan penelitian sebelumnya yang menyatakan panjang periode data minimum untuk bulan-bulan kering lebih panjang dari panjang periode data bulan-bulan basah. Saat menggunakan data awal 15 tahun ternyata menghasilkan panjang periode data yang berbeda dengan data awal 20 tahun yang memiliki selisih kisaran 0.2 hingga 14 tahun. Permasalahan muncul karena perbedaan nilai tersebut, saat panjang data awal digunakan berbeda maka akan menghasilkan periode panjang data awal yang berbeda pula. Hal ini tentu akan membingungkan para peneliti, panjang data minimum mana yang akan digunakan. Hasil penelitian panjang periode data minimum untuk suhu rata-rata bulanan pada grafik nilainya hampir tidak berbeda antara panjang data awal 20 tahun dengan 15 tahun, sehingga para peneliti dapat menentukan panjang periode data minimum untuk suhu rata-rata bulanan 6 tahun. Perbedaan hasil antara data curah hujan dan suhu rata-rata bulanan disebabkan karena keragaman data curah hujan bulanan yang besar, sehingga hal ini menjelaskan rumus Mackus's dipengaruhi secara signifikan oleh keragaman data.

Hasil perhitungan panjang periode data minimum pada tabel 3 dan 4 dengan metode n-hat menghasilkan panjang data minimum yang cukup stabil karena nilai yang sama antara panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan suhu rata-rata bulanan yaitu 22.68 tahun, sedangkan panjang periode data minimum untuk panjang periode awal 15 tahun menghasilkan nilai 22.85. Selisih antara panjang periode data minimum dengan periode data awal 20 tahun dengan 15 tahun hanya 0.17. Hal ini nantinya akan memudahkan para peneliti menentukan panjang periode data minimum yang digunakan yaitu 22 tahun. Selisih menunjukkan metode n-hat tidak terpengaruh secara signifikan terhadap keragaman data.

Hasil perhitungan panjang periode data minimum pada tabel 4 dan 5 dengan metode Multistage Nonfinite Population (MNP) menghasilkan panjang data minimum yang cukup stabil seperti n-hat karena nilai yang sama antara panjang periode data minimum curah hujan bulanan dengan suhu rata-rata bulanan yaitu 13.5 tahun, sedangkan panjang periode

data minimum untuk panjang periode awal 15 tahun menghasilkan nilai 12.5. Selisih antara panjang periode data minimum dengan periode data awal 20 tahun dengan 15 tahun adalah 1. Metode ini mempunyai nilai kestabilan seperti $n\text{-hat}$ tapi masih memiliki selisih lebih besar dari $n\text{-hat}$.

Kesimpulan

Pembahasan diatas dihasilkan kesimpulan bahwa metode Mackus's dipengaruhi oleh keragaman populasi data. Hal ini terlihat pada hasil panjang periode data minimum antara curah hujan bulanan dan suhu rata-rata bulanan, 21 hingga 40 tahun untuk data curah hujan bulanan dan 6.02 hingga 6.15 tahun untuk data suhu rata-rata bulanan. Curah hujan bulanan memiliki keragaman data lebih besar dari suhu rata-rata bulanan. Metode $n\text{-hat}$ dan MNP tidak dipengaruhi signifikan oleh keragaman data, hal ini terlihat kesamaan nilai panjang periode data minimum antara curah hujan dengan suhu rata-rata bulanan. Ketiga metode menghasilkan nilai panjang periode data minimum yang berbeda-beda sehingga untuk penelitian selanjutnya diperlukan penelitian metode mana yang reliabel untuk panjang periode data minimum

Daftar Pustaka

- Rejekiningrum, P. (2010). Penentuan Panjang Pengamatan Data Curah Hujan Untuk Menggambarkan Kondisi Iklim Di Lima Wilayah Indonesia. diakses pada 02 Mei 2015. Tersedia pada http://balitklimat.litbang.pertanian.go.id/http://balitklimat.litbang.pertanian.go.id/index.php?option=com_content&view=article&id=175:penentuan-panjang-pengamatan-data-curah-hujan-untuk-menggambarkan-kondisi-iklim-di-lima-wilayah-indonesia&catid=68:info-teknologi&Itemid=140
- Rusmayadi, G. (2013). Panjang Periode Minimum Dalam Analisis Data Iklim. *Agroscientiae*, 91-97.
- Louangrath, Paul & Rewtrakunphaiboon, W. (2013). Determination of a Sample Size for Film-Induced Tourism Research. Silapakorn 70th Anniversary International Conference 2013. December 1 - 3, 2013; Conference Proceedings: pp. 127-139. Bangkok, Thailand

KONDISI SINOPTIK MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM JENIS SQUALL LINE DI KEPULAUAN BANGKA BELITUNG

Akhmad Fadholi

Stasiun Meteorologi Klas I Pangkalpinang

Abstrak. Pada tanggal 28 hingga 29 Desember 2013 terjadi gangguan cuaca dalam skala meso (*Mesoscale Convective System*) dalam bentuk *Squall Line* yang memanjang di atas wilayah Kepulauan Bangka Belitung. Fenomena yang terantau oleh *Multifunctional Transport Satellite* pada citra kanal infra merah ini berdampak pada hujan lebat dengan durasi cukup lama hingga teridentifikasi sebagai *nocturnal heavy rain* yang dibuktikan menggunakan data satelit *Tropical Rainfall Measuring Mission*. Informasi media menyatakan hujan lebat terjadi selama berjam-jam mengguyur Pulau Bangka dan Belitung menyebabkan banjir dan kerusakan lainnya. Analisis kondisi sinoptik menggunakan data *reanalysis National Center of Environmental Prediction* dan *Global Spectral Model*, serta data *sounding* menunjukkan adanya peran *wind shear*, *low level jet*, *moisture transport*, *moisture convergence*, serta indeks stabilitas yang mengindikasikan potensi pertumbuhan awan konvektif dalam skala luas dan massa hidup yang cukup lama.

Kata kunci: *Mesoscale Convective System*, *Squall Line*, Gangguan cuaca, Kondisi sinoptik.

Abstract. On 28-29 December, 2013 was occurred a meso-scale weather disturbance (*Mesoscale Convective System*) in form of *Squall Line* which covers the region of Bangka Belitung archipelago. Phenomenon which caught by *Multifunctional Transport Satellite* with infrared imagery produce heavy rain with a long duration and identified as *nocturnal heavy rain* which proved by *Tropical Rainfall Measuring Mission* data. Pers information claims that heavy rain occurs in hours causing flood and other damage. Analysis of synoptic conditions using *reanalysis data from the National Center for Environmental Prediction* and the *Global Spectral Model* of the Japan Meteorological Agency shows significant role of weather disturbances in synoptic scale. They are wind shear, low level jet, moisture convergences, and moisture transport, and

also the stability indices that cause convective growth in large scale with long life span.

Keywords: *Mesoscale Convective System*, *Squall Line*, Weather disturbances, Synoptic conditions.

Pendahuluan

Pada tanggal 28-29 Desember 2013 terjadi fenomena gangguan cuaca skala meso (*Mesoscale Convective System*) dalam bentuk *Squall Line* di Kepulauan Bangka Belitung yang menghasilkan hujan lebat yang mengguyur sebagian besar Pulau Bangka dan Belitung. Selain cakupan hujan lebat yang luas, durasi waktu yang cukup lama menyebabkan dampak banjir yang terjadi di beberapa Kabupaten yang ada di Pulau Bangka dan Belitung. Media massa dan elektronik lokal melaporkan akibat hujan lebat dalam durasi yang lama tersebut terjadi banjir paling sedikit di tiga Kabupaten di wilayah Kepulauan Bangka Belitung dan menyebabkan ratusan rumah tergenang, korban meninggal dunia, serta beberapa infrastruktur publik mengalami kerusakan parah.

Kemunculan *Squall Line* yang teridentifikasi melalui citra satelit (Follett & Roca, 2013) dengan dampak yang ditimbulkan berupa curah hujan berintensitas tinggi (Choi et al, 2011), bisa jadi berhubungan dengan peningkatan konvergensi kelembaban di atmosfer yang berdampak pada peningkatan kecepatan intensitas curah hujan dibanding rata-ratanya (Kharin et al., 2007; O'Gorman & Schneider, 2009; Lau & Wu, 2011). Selain itu, intensitas hujan ekstrim biasanya merupakan resultan dari beberapa parameter meteorologi yang saling menunjang dalam pembentukan labilitas atmosfer dalam skala yang lebih luas dari skala lokal serta *moisture transport* dan *moisture convergence* dalam skala luas (Reale et al, 2011). Oleh sebab itu, dalam penelitian ini dilakukan analisis kondisi parameter cuaca dalam skala sinoptik terkait pembentukan *Squall Line*.

Mesoscale Convective System (MCS)

Houze (1993) memaparkan MCS merupakan sebuah system awan Cumulonimbus yang dapat memproduksi hujan secara continue pada area dengan panjang lebih dari 100 km. Namun lebih dari itu lebih dari itu, Houze (1993) menambahkan jika MCS lebih kompleks dibandingkan individual Cumulonimbus. Khususnya di wilayah tropis, pertumbuhan awan konvektif yang kuat mencakup berbagai skala luas (Redelsperger, 1997). Jika individual dan atau barisan Cumulonimbus berkumpul menjadi MCS maka fenomena tambahan akan muncul antara lain hujan dari awan *stratiform* pada area yang luas (Houze, 1993) karena pada MCS juga terdapat awan dan struktur hujan yang bervariasi (Houze et al., 1990). Selain badai guntur dan banjir yang disebabkan intensitas hujan tinggi akibat MCS (Houze, 2004), Dampak yang umum lainnya yang diakibatkan oleh MCS diantaranya badai guntur, *tayphoon*, serta konvektivitas yang intensif (Jiang & Fan, 2002). Lin (2007) membagi jenis-jenis MCS diantaranya *Squall Lines* dan *rain bands* (Mathon & Laurent, 2001), *mesoscale convective complexes* (Maddox, 1980), hingga *tropical cyclones* (Smith & Mehta, 1990).

Squall Line

Squall Line merupakan system badai (Cumulonimbus) aktif yang sempit dengan perubahan parameter cuaca secara tiba-tiba yang dapat mengakibatkan kerusakan serius dan bencana alam dalam waktu yang singkat (Zhang et al., 2001; Shou, 2002). Kajian terkait *Squall Line* di wilayah Indonesia telah dilakukan oleh Berdasarkan analisis peta cuaca konvensional dan citra satelit, Qi and Chen (2004) meneliti *Squall Line* yang terbentuk dari MCS. *Squall Line* menghasilkan hujan lebat hingga menyebabkan banjir (Mohd Nor and Rakhecha, 2008) dan angin kencang (Yi and Lim, 2006).

Secara umum fase hidup MCS adalah fase awal, dewasa, kepunahan (Houze, 1982). Namun, Fujita (1955) memaparkan fase hidup dari *Squall Line* yaitu fase awal (*initial*), fase pertumbuhan (*development*), fase dewasa (*mature*), dan fase punah (*dissipation*) dengan memperhatikan beberapa parameter pada skala sinoptik. Kondisi parameter dalam skala sinoptik yang berpengaruh pada pembentukan *Squall Lines* kelembaban udara yang berperan pada *moisture transport* (Bentley, 1997) dan *moisture convergence* (Alfonso & Naranjo, 1996). Kondisi medan angin pada lapisan bawah (*low level*), tengah (*middle level*), dan atas (*upper level*) pada kasus *Squall Line* (Houze & Biggerstaff, 1991; Remedio, 2013)

juga perlu diperhatikan khususnya dalam mengetahui kondisi *low level jet* (Bian et al., 1992) dimana ketebalan lapisan *low level jet* sangat penting untuk proses perambatan *Squall Line* di daratan (Silva Dias and Ferreira, 1992) dan *low level convergence* (Ross, 1987) yang merupakan salah satu penyebab utama pertumbuhan MCS di sekitar Kalimantan (Houze et al., 1981), serta perambatan *Squall Line* (Doswell, 1996). Selain memperhatikan parameter kondisi sinoptik, dalam analisis *Squall Line* atau MCS pada umumnya juga digunakan hasil pengamatan sounding untuk mengetahui nilai-nilai indeks stabilitas (Jorgensen et al, 1997., Kessinger et al, 1986., Bryan et al, 2010) pada sekitar waktu kejadian (fase inisial hingga kepunahan). Pada beberapa penelitian terkait MCS khususnya *Squall Line* diperlukan juga data sounding Pada kasus *Squall Line* di wilayah tropis juga identik dengan karakter nilai CAPE yang cenderung moderat dan terbentuk dari *shear* yang luas, konvergensi ITCZ, palung equatorial, dan monsoon trough (Mohr and Thorncroft, 2006).

Metodologi

Pada penelitian ini digunakan beberapa data diantaranya, Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (Druyen and Fulakeza, 2012) yang diunduh melalui <http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/realtime.3B42RT.2.shtml>, Multifunctional Transport Satellite (MTSAT) (Centrone & Houze, 2009) dan data Global Spectral Model (GSM) dari Japan Meteorological Agency (JMA) (Akter & Ishikawa, 2013) yang diperoleh dari Subbidang Pengelolaan Citra Satelit BMKG, dan data reanalysis dari National Center of Environmental Prediction (NCEP) (Berkes et al, 2012) yang diunduh melalui www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html. Serta hasil pengamatan udara atas menggunakan radiosonde Stasiun Meteorologi Pangkalpinang.

Citra satelit kanal Infra Merah MTSAT dari JMA digunakan untuk melihat fenomena konvektif pada skala yang luas. MTSAT menyediakan citra dengan resolusi spasial 0.05° yang dihasilkan tiap 1 jam khususnya dalam memonitor awan dan distribusi uap air. Dalam penelitian ini juga digunakan data TRMM yang tersedia dengan resolusi spasial 0.25° dan temporal tiap 3 jam untuk mengetahui akumulasi curah hujan sebagai dampak dari *Squall Line* pada kasus ini. Data

model GSM dengan resolusi 1.125° dari JMA tiap 6 jam untuk menganalisis kelembaban dalam skala sinoptik menggunakan komponen angin, suhu, dan depresi titik embun untuk menghitung kelembaban. NCEP reanalysis data dengan resolusi spasial 2.5° dan temporal tiap 6 jam digunakan untuk melihat precipitable water dan profil vertikal kelembaban udara di wilayah tropis di sekitar wilayah kejadian. Baik citra MTSAT, TRMM, maupun data NCEP merupakan data NetCDF (nc) yang kemudian diolah menggunakan aplikasi Grads.

Pada penelitian ini, untuk mengetahui labilitas atmosfer saat kejadian *Squall Line*, digunakan data *sounding* yang diolah menggunakan aplikasi Raob. Beberapa indeks stabilitas dihipunkan antara lain Lifted Index (LI), K Index (KI), Showalter Index (SI), Total Total (TT), dan Convective Available Potential Energy (CAPE), dan secara detil indeks stabilitas yang digunakan telah dijelaskan oleh Pettegrew et al (2009).

Hasil dan Pembahasan

Kejadian *Squall Line*

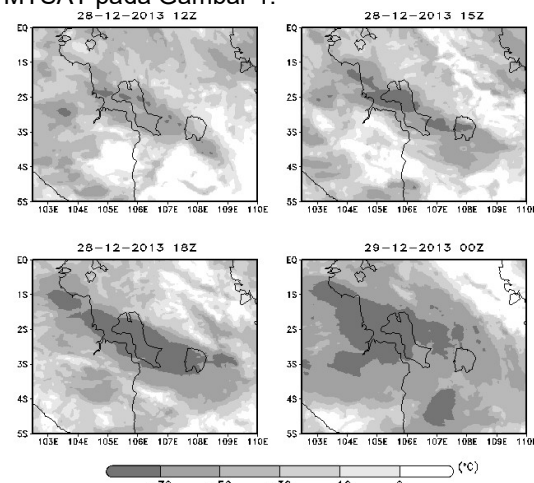
Indikasi dan identifikasi awal pembentukan *Squall Line* di atas Pulau Bangka dan Belitung melalui citra satelit (Fioleau & Roca, 2013) sekitar pukul 12.00 UTC tanggal 28 Desember 2013. Eksistensi dari adanya kumpulan awan Cumulonimbus semakin nyata yang terindikasi melalui citra satelit MTSAT pada pukul 15.00 UTC tanggal 28 Desember 2013. Indikasi kumpulan awan Cumulonimbus menjadi tiga bagian besar dan menutupi seluruh wilayah Selat Bangka dan Pulau Bangka, Selat Gelasa, dan Pulau Belitung dengan indikasi suhu puncak awan mencapai kurang dari -50°C . Keberadaan kumpulan awan Cumulonimbus pada pukul 15.00 UTC juga disertai curah hujan yang mulai terakumulasi.

Fenomena *Squall Line* terindikasi sangat jelas melalui citra satelit pada pukul 18.00 UTC. Identifikasi suhu puncak awan secara jelas memanjang dengan rapat mulai dari daratan Sumatera melintang hingga Pulau Bangka dan Belitung dengan suhu puncak awan mencapai -70°C . Dampak dari kondisi tersebut adalah mulainya terjadi hujan lebat di Pulau Bangka dan Belitung. Berdasarkan data TRMM, intensitas curah hujan pada kejadian tersebut mencapai puncaknya pada pukul 18.00 UTC dengan kondisi yang merata yaitu di area yang tertutup oleh *Squall Line* tersebut.

Kondisi *Squall Line* yang matang hingga mencapai durasi tiga jam terindikasi mengalami fase kepunahan pada pukul 00.00 UTC tanggal 29 Desember 2014 seiring

terbitnya matahari di wilayah Indonesia bagian barat. Identifikasi suhu puncak awan dari satelit MTSAT memperlihatkan adanya perubahan komposisi dan posisi awan Cumulonimbus (Wang et al, 2013). Awan konvektif mulai terbentuk secara meluas di perairan utara Bangka dan daratan Sumatera, sedangkan peluruhan mulai terjadi di Pulau Belitung dan Sebagian Pulau Bangka.

Squall Line merupakan salah satu gangguan cuaca dalam skala meso yang dapat dianalisis dengan memperhatikan gejala gangguan skala sinoptik yang terjadi. Sebagai bentuk respon dari gangguan cuaca yang terjadi, identifikasi *Squall Line* umumnya diketahui melalui citra satelit dengan dengan mengadopsi hasil penelitian Maddox (1980) dengan ketentuan suhu puncak awan lebih dingin dari -52°C . Pada kasus ini dapat diketahui melalui pengolahan citra satelit MTSAT pada Gambar 1.

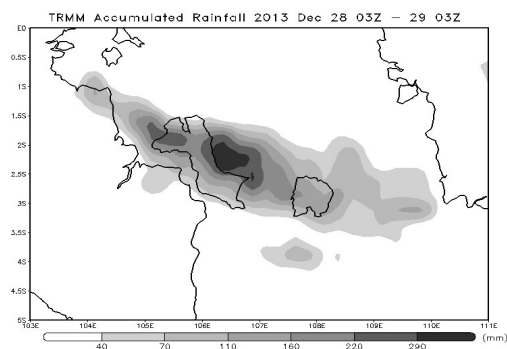


Gambar 1. Citra kanal Infra Merah MTSAT mulai tanggal 28 Desember 2013 jam 12Z hingga 29 Desember 2013 jam 00Z untuk mengetahui indikasi pertumbuhan dan perkembangan *Squall Line*.

Citra satelit kanal infra merah MTSAT pada Gambar 1 memberikan penjelasan tentang identifikasi mulai terbentuknya (inisiasi) *Squall Line* hingga masa purnah. Pada pukul 12 UTC tanggal 28 Desember 2013, identifikasi suhu puncak awan di atas Kepulauan Bangka Belitung memberikan informasi adanya pola suhu puncak awan dengan suhu lebih rendah dari -50°C yang memanjang dari ujung utara Pulau Bangka hingga Pulau Belitung. Jika dilihat lebih teliti, ada pola seperti lingkaran kecil (lonjong) dengan suhu mencapai -70°C (Houze, 2004). hal tersebut diindikasikan sebagai puncak beberapa sel awan Cumulonimbus. Dalam hal ini, dapat dikatakan bahwa beberapa sel awan Cumulonimbus telah terbentuk pada pukul 12 UTC. Kondisi ini berkaitan dengan inisiasi

Squall Line dimana pada awal pembentukan *Squall Line* terdiri dari beberapa sel awan Cumulonimbus. Pada pukul 15 UTC, identifikasi suhu puncak awan di bawah -70°C semakin menunjukkan pola yang meluas hingga puncaknya pada pukul 18 UTC. Hampir seluruh wilayah Kepulauan Bangka Belitung baik wilayah daratan maupun perairan (Selat Gelasa dan Selat Bangka) bahkan hingga daratan Sumatera Selatan tertutupi oleh pola suhu puncak awan di bawah -70°C . Pola suhu kecerahan citra satelit MTSAT ini memberikan gambaran active precipitating area dengan threshold untuk lintang tengah dan tropis sebesar 208°K atau sekitar -65°C (Maddox, 1980; Mapes & Houze, 1992; Chen, et al, 1996).

Perkembangan *Squall Line* pada pukul 00 UTC tanggal 29 Desember 2013 menunjukkan adanya perambatan (propagasi) dimana konsentrasi suhu puncak awan mulai menghangat di wilayah Bangka bagian selatan dan Pulau Belitung. Namun, pola suhu puncak awan di bawah -70°C meluas di wilayah Pulau Bangka bagian utara, Selat Gelasa, daratan Sumatera selatan hingga Jambi. Selain diartikan sebagai propagasi/perambatan *Squall Line*, kondisi tersebut juga diindikasikan sebagai masa kepunahan *Squall Line* yang dapat dibuktikan dengan melihat penurunan intensitas curah hujan yang terjadi.



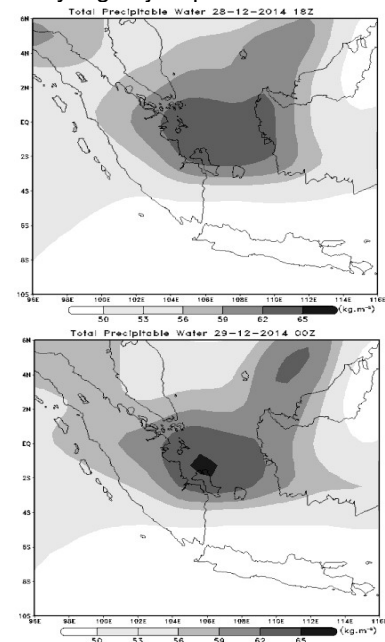
Gambar 2. Akumulasi curah hujan mulai 28 Desember 2013 jam 03Z hingga 29 Desember 2013 jam 03Z menunjukkan pola memanjang cuah hujan tinggi dari Pulau Bangka hingga Belitung.

Akumulasi curah hujan tanggal 28 Februari 2013 dengan menggunakan data TRMM (Berkes et al, 2012; Cetrone & Houze, 2009) memberikan gambaran tentang salah satu efek dari MCS khususnya *Squall Line* yaitu curah hujan yang lebat yang terjadi pada area yang luas (Knippertz et al, 2003). Pada Gambar 2 di atas dapat dijelaskan bahwa pola yang terjadi pada citra satelit mempunyai kemiripan dengan pola curah hujan

yang terjadi. Pola curah hujan lebat (>50 mm/hari) (BMKG, 2010) terjadi hampir di seluruh wilayah Kepulauan Bangka Belitung.

Konsentrasi curah hujan dengan intensitas tertinggi diketahui terjadi pada dua wilayah yaitu Bangka Barat dengan curah hujan lebih dari 220 mm dan pesisir timur Pulau Bangka dengan curah hujan mencapai 290 mm dalam sehari pada tanggal 28 Februari 2013. Namun, meskipun pola dengan curah hujan tertinggi terjadi di wilayah Bangka, dampak dari curah hujan lebat yang terjadi dari aktivitas *Squall Line* ini terjadi di Pulau Bangka dan Belitung. Banjir yang terjadi akibat hujan berintensitas tinggi terjadi di beberapa Kabupaten termasuk di Pulau Belitung.

Analisis lebih lanjut pada intensitas hujan tiap tiga jam dibandingkan dengan hasil penelitian Churchill dan Houze (1984) terkait intensitas hujan kejadian MCS di sekitar Pulau Kalimantan maka terdapat pola yang hampir sama. Hampir semua intensitas hujan pada tiap grid memiliki pola dengan puncak (intensitas tertinggi) terjadi pada pukul 18 hingga 21 UTC. Kondisi tersebut juga bersesuaian dengan penelitian Oshawa et al., (2001) terkait puncak curah hujan di sekitar Sumatera yang terjadi pada waktu ini hari.



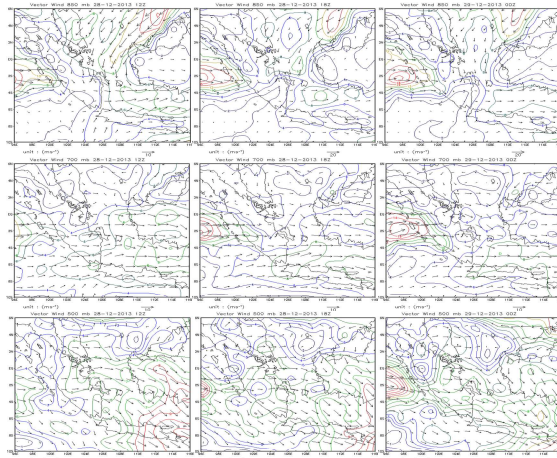
Gambar 3. Pola total precipitable water dari NCEP pada puncak aktifitas *Squall Line* (28 Desember jam 18Z dan 29 Desember jam 00Z) dengan konsentrasi nilai tertinggi di sekitar Pulau Bangka.

Curah hujan dengan intensitas tinggi sebagai dampak yang ditimbulkan *Squall Line* ditelusuri melalui kondisi precipitable water (Vazquez & Schumacher, 2013) yang tersedia di atmosfer sekitar waktu kejadian *Squall Line*. Dari

Gambar ... di atas, maka dapat diketahui bahwa konsentrasi total precipitable water tertinggi berada di sekitar Kepulauan Bangka Belitung. Hal tersebut sesuai dengan hasil analisis *moisture transport* (Ding et al, 2007) yang memberikan informasi potensi curah hujan dengan intensitas tinggi di sekitar wilayah Bangka Belitung.

Analisis

Analisis medan angin di beberapa lapisan (850, 700, 500 mb) dilakukan mulai tanggal 28 jam 12 UTC (fase inisiasi), 28 jam 18 UTC (fase matang), dan 29 jam 00 UTC (fase punah). Peta yang berisi vektor angin dan *isotac* pada Gambar 4 memberikan gambaran terkait gangguan massa udara di sekitar waktu kejadian *Squall Line*.

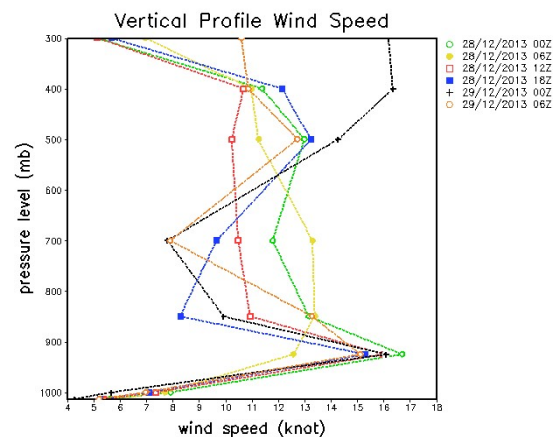


Gambar 4. Vektor angin dan isotac menggunakan data model GSM di lapisan 850, 700, dan 500 mb pada fase awal (28 Desember jam 12Z), fase matang (28 Desember jam 18Z), dan fase punah (29 Desember 00Z).

Pada lapisan 850 mb, dapat diketahui sumber massa udara yang melewati wilayah Kepulauan Bangka Belitung. Vector angin yang berasal dari arah utara dan barat, menunjukkan sumber massa udara yang menuju wilayah Sumatera umumnya berasal dari Laut Cina Selatan dan Samudera Hindia yang merupakan sumber uap air yang besar. Interaksi antara dua arus massa udara tersebut memberikan respon yang sangat jelas pada vector angin dan isotac antara fase inisiasi hingga punah. Hal yang paling signifikan adalah pada fase matang dimana vector angin memberikan pola shear (belokan) yang sangat jelas di atas Pulau Bangka hingga Belitung. Selain itu, kontur isotac yang sangat rapat pada kisaran 4 - 8 ms^{-1} membuktikan adanya

pemampatan massa udara yang maksimal pada tanggal 28 Desember jam 18 UTC sehingga kuat adanya indikasi terjadinya *low level convergence*.

Pola konvergen pada lapisan 700 mb juga terlihat jelas pada tanggal 28 Desember 2013 jam 18 UTC. Kondisi tersebut secara sekilas tidak berbeda dengan fase sebelum atau sesudahnya pada kisaran 5 ms^{-1} . Namun, angin di atas Pulau Bangka dan Belitung berhimpit dengan arah angin yang lurus menuju timur di Perairan Selatan Bangka hanya terjadi pada fase matang. Kondisi tersebut berarti potensi terjadinya pemampatan massa udara juga terfokus pada waktu itu. Sedangkan pada lapisan 500 mb, pola angin di atas Pulau Bangka dan Belitung cenderung kepada pola divergensi sejak tanggal 28 Desember jam 12 UTC hingga tanggal 29 Desember jam 00 UTC dengan kecepatan 7 ms^{-1} . Pola konvergensi di bawah dan divergensi pada lapisan memperkuat pengangkatan massa udara dalam proses awal pembentukan Cumulonimbus dan *Squall Line* (Bentley, 1997). Analisis yang dilakukan dengan melihat medan angin pada skala sinoptik memperlihatkan pola gangguan secara horizontal. Pola gangguan yang sudah diketahui diperjelas dengan menampilkan profil vertikal kecepatan angin untuk melihat pola kecepatan angin secara umum di lapisan bawah (*low level*), tengah (*mid level*), dan atas (*upper level*).

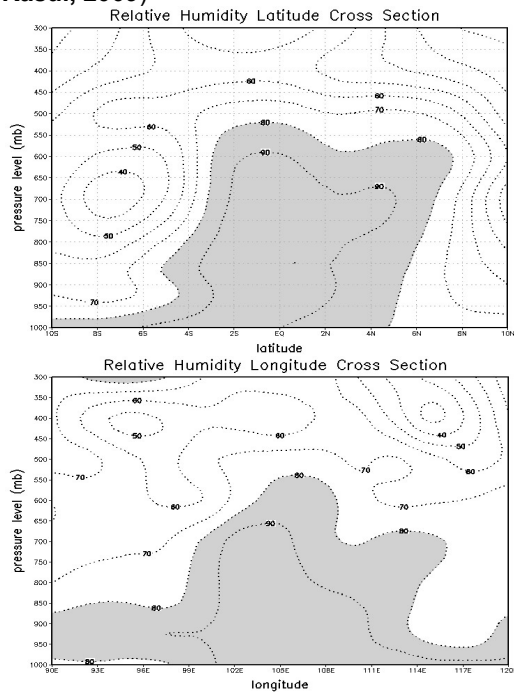


Gambar 5. Profil vertikal kecepatan angin sebelum, saat, dan setelah kejadian *Squall Line*.

Pada Gambar 5 jelas terlihat pola angin kencang di lapisan bawah (925 mb) yang terjadi sejak tanggal 28 hingga 29 Desember 2013 yang mempunyai pola sama dengan kondisi *low level jet*. Dalam pembentukan MCS *low level jet* berperan dalam transport kelembaban pada lapisan bawah (Remedio, 2013). Namun, yang perlu

dicermati adalah pada fase inisiasi (warna merah), matang (warna biru), dan punah (warna hitam). Kondisi kondisi kecepatan angin di lapisan bawah pada fase matang cenderung lebih rendah dibandingkan fase sebelum dan sesudahnya (Cohen et al, 1995).

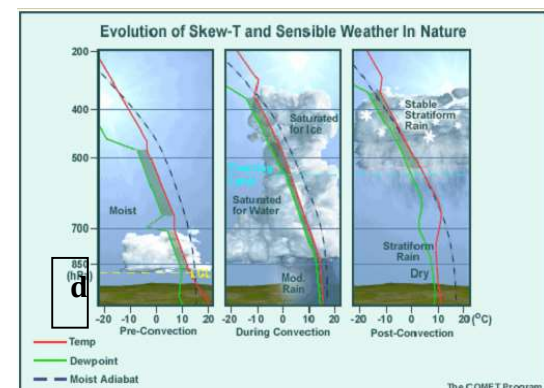
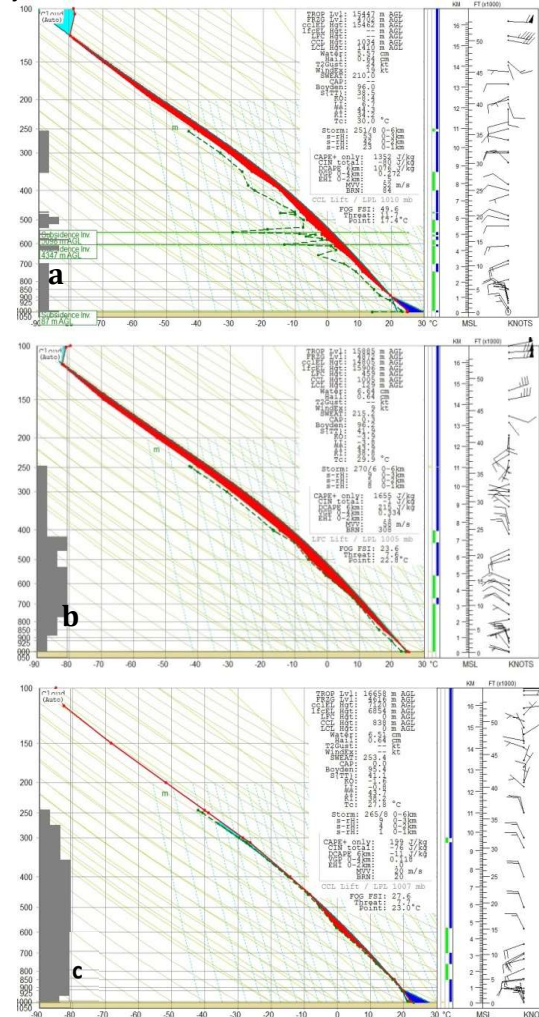
Kondisi kelembaban pada saat kejadian *Squall Line* juga memberikan informasi secara umum tentang kondisi atmosfer yang basah hingga lapisan 500 mb. Kelembaban yang tinggi terkonsentrasi antara lintang 4S – 4°N dan 102 – 111°E. Massa udara basah yang terkumpul di sekitar equator merupakan salah satu kondisi lingkungan yang mendukung dalam pertumbuhan awan. Kondisi tersebut berlaku pada fenomena *Squall Line* di Kepulauan Bangka Belitung dengan rentang lintang antara 1 - 4°S dan rentang bujur antara 105 - 109°E. Lapisan basah yang dilihat secara vertikal pada Gambar 6 menunjukkan kondisi yang mendukung untuk pertumbuhan awan secara massif yang dapat menghasilkan hujan lebat dalam durasi yang cukup lama (Zafar & Rasul, 2009)



Gambar 6. Profil vertikal kelembaban dari NCEP di wilayah tropis saat kejadian *Squall Line*.

Data sounding hasil pengamatan Stasiun Meteorologi Pangkalpinang berperan dalam menunjang hasil analisis khususnya terkait labilitas atmosfer yang terjadi di sekitar waktu kejadian. Gambar 7.a merupakan pengamatan sounding sebelum terjadinya *Squall Line* (28 Desember 2013 jam 00 UTC), Gambar 7.b merupakan hasil pengamatan sounding menjelang kejadian *Squall Line* (28 Desember 2013 jam 12 UTC), sedangkan

Gambar 7.c merupakan hasil pengamatan sounding setelah kejadian *Squall Line* atau fase punah *Squall Line* (29 Desember 2013 jam 00 UTC).



Gambar 7. Diagram sounding Stasiun Meteorologi Pangkalpinang pada fase awal (a), pertumbuhan (b), dan punah (c), serta fase-fase pertumbuhan awan berdasarkan profil diagram sounding (d) sebagai perbandingannya.

Hasil pengamatan radiosonde tanggal 28 Desember 2013 jam 00 UTC pada grafik Skew-T memberikan gambaran di sekitar waktu *pre-convection* dimana proses konveksi belum maksimal ditandai dengan adanya lapisan inversi (**Weaver & Ramanathan, 1997**) di antara lapisan 600 - 500 mb. Beberapa nilai indeks stabilitas di antaranya CAPE (Convective Available Potential Energy) 1352 Joule/kg, Lifted Index 6.7, K Index 34.2, Total Total 44.3, dan Shoawalter Index 0.1. Namun, nilai CAPE dan shear ($16 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) menunjukkan potensi pertumbuhan supersel yang kuat (**Johns et al, 1990**).

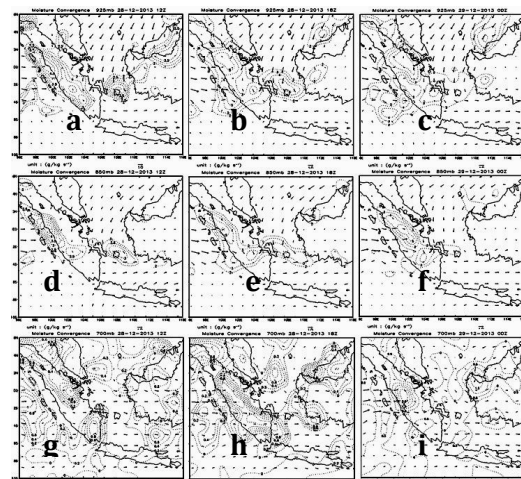
Hasil pengamatan radiosonde tanggal 28 Desember 2013 jam 12 UTC pada grafik Skew-T menunjukkan adanya puncak pembentukan awan (*during convection*). Berapa nilai indeks stabilitas di antaranya CAPE 1655 Joule/kg, Lifted Index -3.8, K Index 38.8, Total Total 43.93, dan Shoawalter Index -0.4 memberikan indikasi adanya penguatan proses konveksi dan pembentukan awan. Pertumbuhan awan juga semakin maksimal dengan potensi ketebalan awan sangat tinggi dan indikasi *anvil outflow* mulai pada lapisan 300 mb ke atas (**Bryan, 2012**). Asumsi ini dapat dilihat dengan memperhatikan juga adanya *Low Level Wind Shear* (LLWS) dan shear yang terjadi antara lapisan 500 - 400 mb (*mid level*) yang terkait dengan *Nocturnal Low-Level Jet* (**NOAA, 2010**). Hasil pengamatan sounding sebelum (*pre-convection*) dan menjelang terjadinya *Squall Line* pada kasus ini terjadi pada kondisi LLJ dengan moderate CAPE (**Roux et al. 1984; Roux 1985; Chong et al. 1987**).

Meskipun pada jam 00 UTC tanggal 29 Desember 2013 berdasarkan data citra satelit MTSAT dan satelit TRMM menunjukkan adanya proses kepunahan awan *Squall Line* dan penurunan intensitas curah hujan, namun hasil pengamatan sounding menunjukkan beberapa nilai indeks stabilitas di antaranya CAPE 199 Joule/kg, Lifted Index -0.8, K Index 38.2, Total Total 43.7, dan Shoawalter Index -0.7 mengindikasikan masih ada potensi pertumbuhan awan. Namun, arah angin yang konstan dari lapisan tengah hingga atas dan nilai CAPE yang jauh lebih kecil dibandingkan sebelumnya memberikan informasi bahwa pertumbuhan awan menurun dan proses yang tersisa adalah peluruhan atau hujan.

Salah satu parameter yang khusus digunakan dalam analisis kejadian MCS pada kasus ini adalah dengan analisis *moisture transport* dan *moisture convergence*. Vektor *moisture transport* dihitung dengan mengalikan vektor angin dengan mixing ratio (skalar). Besarnya vektor dapat +diplot untuk

menunjukkan tinggi rendahnya moisture inflow di suatu wilayah. Selain berfungsi untuk melacak sumber massa udara yang berperan dalam pertumbuhan awan (**Knippertz et al, 2003**), besarnya vektor *moisture transport* dapat digunakan untuk mengetahui wilayah yang terdapat *low level jet* dan kelembaban yang tinggi (**Bentley, 1997**).

Moisture convergence mempunyai kaitan erat dengan kejadian hujan konvektif (**Geleyn & Piriou, 2005**). Nilai *moisture convergence* dipengaruhi oleh nilai *convergence* dari komponen angin sendiri. Analisis *moisture convergence* dimulai pada lapisan 925 mb (Gambar 8 a,b,c) terlihat konsentrasi *moisture convergence* tinggi tepat di atas Pulau Belitung dan perairan sekitarnya pada awal pertumbuhan *Squall Line* (28 Desember 2013 12UTC). Nilai *moisture convergence* pada puncak pertumbuhan *Squall Line* (28 Desember 2013 18UTC) semakin tinggi (mencapai $5 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$) dengan luasan hingga seluruh Kepulauan Bangka Belitung. Selain karena kelembaban atmosfer yang tinggi, nilai konvergensi juga paling besar pada waktu tersebut karena shear yang maksimal. Sedangkan pada akhir pertumbuhan (masa punah) *Squall Line*, konvergensi kelembaban di atas Kepulauan Bangka Belitung turun hingga $2 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ dengan pola yang semakin luas.

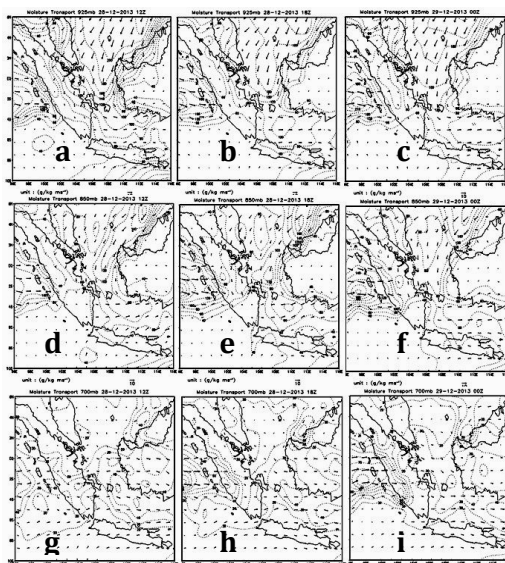


Gambar 8. Peta *moisture convergence* pada lapisan 925 mb (a,b,c), 850 mb (d,e,f), dan 700 mb (g,h,i). Fase awal kejadian *Squall Line* (a,d,g), fase matang (b,e,h), dan punah (c,f,i).

Pola perkembangan *moisture convergence* yang terjadi pada lapisan 850 mb (Gambar 8 d,e,f) hampir sama dengan lapisan 925 mb. Pola pada lapisan ini sedikit berbeda dengan lapisan di bawahnya. Pola konsentrasi dengan nilai tinggi terbentuk secara memanjang dari barat laut hingga tenggara

tepat menutupi seluruh Bangka Belitung (mencapai $4 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$). Pada fase penuh, konvergensi kelembaban mulai turun meskipun shear masih terjadi. Hal tersebut sangat mungkin terjadi jika nilai kelembaban turun ataupun nilai konvergensi yang turun. Perkembangan *moisture convergence* pada lapisan 700 mb (Gambar 8 g,h,i) dimulai pada fase pembentukan *Squall Line* dimana konsentrasi nilai positif terdapat di atas Pulau Bangka (mencapai $0.4 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$). Pada puncak pertumbuhan, konsentrasi *moisture convergence* hanya terdapat pada Pulau Bangka bagian selatan dan Belitung. Sedangkan pada fase penuh, hampir tidak terjadi *moisture convergence* di atas Kepulauan Bangka Belitung.

Adanya konvergensi pada level bawah disertai dengan suplai kelembaban yang tinggi merupakan dua faktor utama pemicu kejadian cuaca buruk (Doswell, 1982). Pola *moisture convergence* yang ada di atas Kepulauan Bangka Belitung sangat rapat menjelang dan saat terjadinya *Squall Line*. Pola kerapatan tersebut sama seperti analisis kejadian *Squall Line* yang pernah dilakukan oleh Alfonso dan Naranjo (1995).



Gambar 9. Peta *moisture transport* pada lapisan 925 mb (a,b,c), 850 mb (d,e,f), dan 700 mb (g,h,i). Fase awal kejadian *Squall Line* (a,d,g), fase matang (b,e,h), dan penuh (c,f,i).

Pada lapisan 925 mb (Gambar 9 a,b,c) tanggal 28 Desember jam 12 UTC, teridentifikasi sumber massa di Kepulauan Bangka Belitung berasal dari Laut Cina Selatan. Pada fase awal pertumbuhan *Squall Line* ini, kecepatan angin yang tinggi berasal dari utara yang merupakan LLJ. Kelembaban

yang cukup tinggi di wilayah Laut Cina Selatan hingga perairan utara Pulau Bangka dan adanya shear yang tepat di atas Kepulauan Bangka Belitung membentuk gradien *moisture transport* yang rapat dengan konsentrasi nilai yang lebih tinggi dibandingkan daratan Sumatera. Kondisi ini sangat membantu untuk pertumbuhan MCS (Junker & Schneider, 1997). Pada fase puncak hingga fase penuh (28 Desember jam 18 UTC - 29 Desember jam 00 UTC), massa udara di sekitar Bangka Belitung masih didominasi dari arah utara dengan *moisture transport* mencapai 120 g/kg ms^{-1} . Pada lapisan 850 mb (Gambar 9 d,e,f) terlihat jelas perambatan kelembaban melalui pola *moisture transport* dari arah utara. Hal tersebut dapat dilihat mulai dari fase pembentukan hingga puncak dimana pola gradien yang semakin rapat dengan konsentrasi nilai *moisture transport* yang tinggi bergerak ke selatan. Meskipun nilai *moisture transport* pada fase penuh tidak jauh berbeda dengan fase sebelumnya, namun pola di perairan sekitar Kepulauan Bangka Belitung menurun secara signifikan. Hal tersebut menunjukkan suplai uap air yang semakin berkurang juga. Pada lapisan 700 mb (Gambar 9 g,h,i), sumber massa udara teridentifikasi berasal dari SAMudera Hindia. Meskipun kisaran nilai di atas Kepulauan Bangka Belitung pada fase tumbuh hingga penuh hampir sama (30 g/kg ms^{-1}), namun pola transport pada fase puncak pertumbuhan *Squall Line* sangat terlihat. Pola

Kesimpulan

Pada kasus kejadian *Mesoscale Convective System* dalam bentuk *Squall Line* di Kepulauan Bangka Belitung dianalisis sejak fase awal pembentukan hingga fase penuh. Pembentukan awan konvektif dan stratiform dalam skala yang luas dan massa hidup yang lama teridentifikasi dari beberapa parameter khususnya kondisi angin, kelembaban, dan labilitas udara. Pada peta medan angin yang menunjukkan adanya *windshear*, *Low level jet*, serta konvergensi khususnya pada lapisan bawah. Lapisan basah dengan ketebalan yang tinggi hingga lapisan tengah di sekitar Kepulauan Bangka Belitung juga menjadikan *moisture transport* dan *moisture convergence* terkonsentrasi di wilayah tersebut sehingga berdampak pada pertumbuhan awan yang kontinu. Indeks stabilitas khususnya nilai CAPE sebelum dan menjelang terjadinya *Squall Line* menunjukkan nilai yang lazim pada proses kejadian MCS khususnya di wilayah tropis.

Daftar Pustaka

- Akter, F., & Ishikawa, H. 2013. Influence of Dry-line on the Formation of Severe Local Convective Storms of Bangladesh: A Case Study. *Annals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, No. 56 B.
- Alfonso, A. P., & Naranjo, A.R. 1996. The 13 March 1993 Severe *Squall Line* over Western Cuba. *American Meteorological Society*. March. Vol 11. 89-102
- BMKG. 2010. Peraturan Kepala Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Nomor: KEP.009 Tahun 2010 tentang Prosedur Standar Operasional Pelaksanaan Peringatan Dini, Pelaporan, dan desiminasi Informasi Cuaca Ekstrem. BMKG. Jakarta.
- Bentley, M. L. 1997. Synoptic Conditions Favorable For The Formation Of The 15 July 1995 Southeastern Canada/Northeastern U.S. Derecho event. *National Weather Digest*. Vol. 21. No. 2. 31-39.
- Berkes, F., Knippertz, P., Parker, D. J., Jeans, G., & Quiniou-Ramus, V. 2012. Convective Squalls Over The Eastern Equatorial Atlantic. *Weather and Forecasting*, 27 (3). 770 - 783. ISSN 0882-8156
- Bian, X., Zhong, S., Whiteman, C.D., & Stage, S.A. 1992. Analytical Study of the Effects of the Low-Level Jet on *Moisture convergence* and Vertical Motion Fields at the Southern Great Plains Cloud and Radiation Testbed Pacific Northwest National Laboratory Richland, Washington.
- Bryan, G. H., & Parker, M. D. 2010. Observations of a *Squall Line* and Its Near Environment Using High-Frequency Rawinsonde Launches during VORTEX2. *Monthly Weather Review*. Vol. 138. 4076-4097.
- Centrone, J., & Houze, R. A. 2009. Anvil Clouds Of Tropical *Mesoscale Convective Systems* In Monsoon Regions. *Q. J. R. Meteorology Society*. Vol. 135. 305 – 317.
- Chen, S. S., R. A. Houze Jr., & B. E. Mapes. 1996. Multiscale Variability Of Deep Convection In Relation To Large-Scale Circulation in TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, 53, 1380–1409, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<1380:MVODCI>2.0.CO; 2.
- Choi, H. Y., Ha, J. H., Lee, D. K., & Kuo, Y. H. 2011. Analysis and Simulation of *Mesoscale Convective Systems* Accompanying Heavy Rainfall: The Goyang Case Asia-Pacific. *Journal of Atmospheric Science*. Vol. 47. No. 3. 265-279.
- Chong, M., Amayenc, P., Scialom, G., & Testud, J. 1987. A Tropical *Squall Line* Observed During The COPT 81 Experiment in West Africa. Part 1: Kinematic Structure Inferred From Dual-Doppler Radar Data. *Monthly Weather Review*. Vol. 115. 670–694
- Churchill, D. D., & R. A. Houze Jr. 1984. Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. *Journal of Atmospheric Science*. Vol. 41. 933 – 960.
- Cohen, J. C., Silva Dias, M. A. F., & Nobre, C. A. 1995. Environmental Conditions Associated with Amazonian *Squall Lines*: A Case Study. *Monthly Weather Review*. Vol. 123. 3163-3174.
- Ding, J., Yang, Y., Ye, Q., & Huang, Y. 2007. Moisture Analysis of a *Squall Line* Case Based on Precipitable Water Vapor Data from a Ground-Based GPS Network in the Yangtze River Delta. *Advances In Atmospheric Sciences*. Vol. 24. No. 3. 409 – 420.
- Doswell, C. A., Brooks, H. E., & Maddox, R. A. 1996. Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather and Forecasting*. Vol. 11. 560-581.
- Doswell, C. A., III, 1982: The operational meteorology of convective weather. Volume I: Operational mesoanalysis. NOAA Tech.Memo. NWS NSSFC-5, 159 pp.
- Druyan, L. M., & Matthew, F. 2012. The Open Atmospheric Science Journal. Vol. 6. 1-8
- Fiolleau, T., & Roca, R. 2013. An Algorithm for the Detection and Tracking of Tropical *Mesoscale Convective Systems* Using Infrared Images From Geostationary Satellite. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*.
- Fujita, T. T. 1955. Result of Detailed Synoptic Studies of *Squall Line*. *Tellus*, 7, 405-436.

- Geleyn, J.F., & Piriou, J.M. Why Do *Moisture convergence* Deep Convection Schemes Work For More Scales Than Those They Were In Principle Designed For? http://www.rclace.eu/File/ALARO/workshop/HIRLAM_ALADIN/jfg_ea.pdf. Proceedings of HIRLAM/NetFAM Workshop on Convection and Clouds. Tartu, Estonia, 24-26.1.2005
- Houze, R. A., Jr. 2004. *Mesoscale Convective System*. Reviews Of Geophysics. Vol. 42.
- Houze, R. A., Jr. 1993. Cloud Dynamics, 573 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Houze, R. A. Jr., & Biggerstaff, M. I. 1991. Kinematic and Precipitation Structure of The 10-11 June 1985 *Squall Line*. Monthly weather Review. December. Vol. 119.3034-3065.
- Houze, R. A., Jr., Smull, B. F., & Dodge, P. 1990. Mesoscale Organization Of Springtime Rainstorms In Oklahoma. Monthly Weather Review. Vol. 118. 613 – 654.
- Houze, R. A. 1982. Cloud Clusters And Large-Scale Vertical Motions In The Tropics. Journal of Meteorology Society. Japan. Vol. 60. No. 1. 396–410.
- Houze, R. A. Jr., Geotis, S. G., Marks, F. D. Jr., & West, A. K. 1981. Winter Monsoon Convection In The Vicinity Of North Borneo. Part I: Structure And Time Variation Of The Clouds And Precipitation. Monthly Weather Review. Vol. 109. 1595-1614.
- Jiang, J. X., & Fan, M., 2002. Convective Clouds and Mesoscale System Over The Tibetan Plateau in Summer. Journal of Atmospheric Sciencis (in Chinese). Vol. 26. No.2. Pp 263-270.
- Johns, R. H., Howard, K.W., & Maddox, R. A. 1990. Conditions Associated With Long-Lived Derechos-An Examination Of The Large-Scale Environment. Preprints: 16th Con! Severe Local Storms, Kananaskis Park, Alberta, Amer. Meteor. Soc., 408-412.
- Jorgensen, D. P., Lemone, M. A., & Trier, S. B. Structure and Evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE *Squall Line*: Aircraft Observations of Precipitation, Circulation, and Surface Energy Fluxes August 1997. Journal of The Atmospheric Sciences. Vol. 54. 1961-1985
- Junker, N. W., & Schneider, R. S., 1997. Two Case Of Quasi-Stationary Convection During The 1993 Great Midwest Flood. National Weather Digest. Vol. 21. No. 2 .March, 1997. 5-17.
- Kessinger, C. J., Ray, P. S., & Hane, C. E. 1986. The Oklahoma *Squall Line* of 19 May 1977. Part I: A Multiple Doppler Analysis of Convective and Stratiform Structure. Journal of The Atmospheric Sciences. October. Vol 44. No. 19. 2840-2864.
- Kharin, V. V., & Zwiers, F. W. 2005. Estimating Extremes In Transient Climate Change Simulations. Journal of Climatology. Vol 18. 1156–1173.
- Knippertz, P., Fink, A.H, Reiner, A., & Speth, P. 2003. Three Late Summer/Early Autumn Cases of Tropical–Extratropical Interactions Causing Precipitation in Northwest Africa. Monthly Weather Review. January. Vol. 131. 116-135.
- Lau, K. M., & Wu, H. T. 2011. Climatology And Changes In Tropical Oceanic Rainfall Characteristics Inferred From Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data (1998–2009). Journal of Geophysics. Res., 116, D17111, 10pp., doi:10.1029/2011JD015827.
- Lin, Y. L. 2007. Mesoscale Dynamics, Cambridge Univ. Press, New York. ISBN 9780521808750.
- Maddox, R. A. 1980. Mesoscale convective complexes, Bull. Am. Meteorol. Soc., 61, 1374 – 1387
- Mapes, B.E., & R.A. Houze, Jr. 1992. An Integrated View Of The 1987 Australian Monsoon And Its *Mesoscale Convective Systems*. Part I: Horizontal structure. Q. J. Roy. Meteor. Soc., **118**, 927-963.
- Mathon, V., & Laurent, H. 2001. Life Cycle Of Sahelian Mesoscale Convective Cloud Systems. Q. J. R. Meteorology Society. Vol. 127. No. 572. 377–406.
- Mohd Nor, M. D., & Rakhecha, P.R. 2008. Analysis of Severe Tropical Urban Storm in Kuala Lumpur, Malaysia. 11th International Conference on Urban Drainage. Edinburgh. Scotland. UK.
- Mohr, K., & Thorncroft, C. 2006. Intense Convective Systems In West Africa and Their Relationship With The African Easterly Jet. Q.J.R. Meteorology Society. Vol. 132. Page. 163-176.
- Oshawa, T., Ueda, H., Hayashi, T., Watanabe, A., & Matsumoto, J. 2001. Diurnal Variations Of Convective Activity and Rainfall In Tropical Asia. J. Meteorology Society Japan. Vol 79. Pp 333-352.

- O'Gorman, P.A., & Schneider, T. 2009. The Physical Basis For Increases In Precipitation Extremes In Simulations Of 21st-Century Climate Change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS)*. Vol. 106. No. 35.
- Pettegrew, B.P., Market, P.S., Wolf, R.A., Holle, R.L., & Demetriades, N.W.S. 2009. A Case Study of Severe Winter Convection in the Midwest. *Weather and Forecasting*. Amreican Meteorological Society. Vol. 124. 121-139
- Qi, L., & Chen, Y. 2004. An Analysis Of A *Squall Line* In The Yangtze River Area. *Journal of Applied Meteorological Science*. Vol. 15. No. 2. 162-173.
- Reale, O., Lau, K. M., Susskind, J., & Rosenberg, R. 2012. AIRS Impact On Analysis And Forecast Of An Extreme Rainfall Event (Indus River Valley, Pakistan, 2010) With A Global Data Assimilation And Forecast System. *Journal of Geophysics. Res.*, 117, D08103, doi:10.1029/2011JD017093.
- Redelsperger, J. L. 1997. The Mesoscale Organization Of Deep Convection. The Physics And Parameterization Of Moist Atmospheric Convection. R. K. Smith, Ed., NATO ASI Series Volume, Vol. 505, Springer, 59–98.
- Remedio, A. R. C. 2013. Connections Of *Low level jets* And *Mesoscale Convective Systems* In South America. Reports on Earth System Science, International Max Plank Research School On Earth System Modelling, Hamburg, 2013, No. 141 ISSN 1614-1199
- Ross, B. B., Monthly Weather Review. Vol. 115. October 1987. 2298-2321
- Roux, F. 1985. Retrieval Of Thermodynamic Fields From Multipledoppler Radar Data Using The Equations Of Motion And The Thermodynamic Equation. *Monthly Weather Review*. 113, 2142–2157.
- Roux, F., Testud, J., Payen, M., & Pinty, B. 1984. West African Squallline Thermodynamic Structure Retrieved From Dual-Doppler Radar Observations. *Journal of Atmos. Sci.* Vol. 41. 3104–3121
- Shou, S. 2002. Synoptic Meteorological Analysis 1. China Meteorological Press, Beijing, 168-169.
- Silva Dias, M. A. F., & Ferreira, R. N. 1992. Application Of A Linear Spectral Model To The Study Of Amazonian *Squall Lines* During GTE/ABLE 2B. *Journal of Geophysics. Res.* 97, 405 – 419.
- Smith, E. A., & Mehta, A. V. 1990. The Role Of Organized Tropical Storms And Cyclones On Intraseasonal Oscillations In The Asian Monsoon Domain Based On INSAT Satellite Measurements. *Meteorol. Atmos. Phys.* Vol. 44. No. 1–4. 195–218.
- Vazquez, H., & Schumacher, R.S. 2013. Variability of Heavy Precipitation by Long-Lived Mesoscale Convective Vortices Found in the Southern Plains.. January 05 - 10, 2013, Austin, TX, AMS meeting .
- Wang, J., Pan, Y., & Wang, S. 2013. A Numerical Study of the Evolution of a Mesoscale Convective Vortex on the Meiyu Front. *Acta Meteorologica Sinica*. Vol. 27. No. 6. 889-909.
- Weaver CP, Ramanathan V. 1997. Relationship Between Large-Scale Vertical Velocity, Static Stability, And Cloud Radiative Forcing Over Northern Hemisphere Extratropical Oceans. *Journal of Climate* 10:2871-2887.
- Yi, L., & Lim, H. 2006. Advance In Vol 9. Solid Earth (SE), Ocean Science (OS), and Atmospheric Science (AS). World Scientific Co. Pte, Ltd, Singapore.
- Zafar, Q., & Rasul, G. 2009. Diagnosis and Numerical Simulation of a Heavy Rainfall Event in Winter over Upper Parts of Pakistan. *Pakistan Journal of Meteorology*. Vol 5. Issue. 10. 81-96.
- Zhang, P., Du, B., & Dai, T. 2001. Radar Meteorology. China Meteorological Press, Beijing, 234-238.
- http://www.crh.noaa.gov/Image/Imk/Brian%20S/Wind_shear_final.pdf29-Jul-2010 21:32

Uji Skema Debu Vulkanis BMKG dan Skema Ash RGB (Studi Kasus: Erupsi Gunung Barujari 04 November 2015)

Kadek Setiya Wati¹, Pande Putu Hadi Wiguna²

¹BMKG Selaparang-Bandara Internasional Lombok

²Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Jakarta

Abstrak. Sejak pertama kali ditemukan, satelit telah menjadi solusi untuk pengamatan wilayah jarak jauh ke tempat yang sulit untuk dijangkau oleh manusia. Dalam perkembangannya satelit digunakan untuk pengamatan cuaca. Sejak pertengahan 2015, Satelit Himawari 8 diluncurkan sebagai pengganti satelit MTSAT-2 yang berakhir masa orbitnya. Penambahan kanal pada Himawari 8 memungkinkan melakukan pengamatan atmosfer yang lebih luas tidak hanya terbatas pada awan meteorologis tapi juga dapat digunakan untuk pengamatan debu vulkanis. BMKG telah mengembangkan sebuah skema untuk mendeteksi debu vulkanis yang menggunakan kanal I4, IR, dan I2 pada satelit Himawari 8. Prinsip utama dari penggunaan kanal ini adalah adanya *Brightness Temperature Different* (BTD) dari kanal IR dan I2 yang berbeda ketika melewati awan meteorologis dan debu vulkanis. Prinsip ini juga digunakan oleh JMA dalam menentukan skema deteksi debu vulkanis yang bernama skema ash RGB. Perbedaannya adalah pada penggunaan kanal MI pada skema ash RGB. Menurut JMA, kanal MI dapat mendeteksi SO₂ yang pada umumnya terkandung dalam debu vulkanis. Dari hasil pengolahan data, baik skema debu vulkanis BMKG maupun ash RGB JMA, keduanya sama-sama dapat menggambarkan sebaran debu vulkanis dengan baik. Akan tetapi, ketika menggunakan skema BMKG, ada kesulitan ketika debu vulkanis berdekatan dengan awan-awan menengah. Hal ini dikarenakan warna merah dari debu vulkanis skema BMKG berwarna hampir sama dengan warna dari awan meteorologis tersebut. Pada jam yang sama skema ash RGB berhasil mengeliminasi awan-awan tersebut sehingga sebaran debu vulkanis dapat diamati dengan lebih baik.

Kata kunci: Himawari 8, debu vulkanis, skema debu vulkanis BMKG, skema ash RGB

Abstract. Since it was first deployed, the satellite has to be a solution for long-distance observation, to unreached area by humans. Today, satellites development to improve weather observation. Since mid-2015, Himawari 8 satellite was launched as a replacement for MTSAT-2 which retired. Every additional channel at Himawari 8 allows observations atmosphere. Not only for observation the meteorological cloud but also can be used for observation volcanic ash. BMKG has developed a scheme to detect volcanic ash that using I4, IR and I2 channel on the satellite Himawari 8. The main principle of this channel is the *Brightness Temperature Different* (BTD) from the IR and I2 channel different when passing meteorological cloud and volcanic ash. This principle is also used by the JMA in determining volcanic ash detection scheme. It named Ash RGB scheme. The difference is in the MI channels which used in Ash RGB scheme. According to JMA, MI channel can detect SO₂ which are contained in volcanic ash. In this paper, both schemes Dust Volcanic Ash BMKG nor RGB JMA can equally describe the spread of volcanic ash properly. However, when using BMKG scheme, there are difficulties when volcanic ash appears near the medium level meteorological clouds. This is because the red color of the volcanic ash BMKG scheme is similar to the color of the meteorological clouds. While on Ash RGB scheme, at the same time, succeed to eliminate the meteorological clouds so that the volcanic ash be seen clearly. **Keywords:** Himawari 8, volcanic ash, BMKGs volcanic ash scheme, ash RGB scheme.

Pendahuluan

Uni Soviet mengejutkan dunia dengan program Sputnik, satelit pertama yang diluncurkan pada 4 Oktober 1957. Sejak itu manusia berlomba-lomba untuk meluncurkan setelitnya ke orbit bumi. TIROS (*Television and Infrared Satellite*) diluncurkan pada 1 April 1960 menandai hari pertama pengamatan cuaca bumi dari orbitnya. Sensor utama dari TIROS saat itu adalah kamera televisi yang digunakan untuk menangkap citra awan dari luar angkasa. Perkembangan satelit terus meningkat hingga saat ini. JMA berhasil meluncurkan satelit generasi terbaru dari Himawari pada 7 Oktober 2014. Satelit yang diberi kode Himawari 8 ini akan mengorbit pada 140° BT untuk mengamati wilayah Asia Timur dan Pasifik Barat selama 15 tahun. Himawari 8 memiliki 16 kanal (3 kanal *visible*, 3 kanal *near-infrared*, 10 kanal *infrared*) dengan kemampuan menangkap citra beresolusi spasial 0.5 untuk kanal *visible* dan 2 km untuk kanal *near* inframerah dan inframerah. Selain itu kemampuan melakukan pengamatan dalam setiap 10 menit menjadi peningkatan yang sangat berarti bagi perkembangan teknologi pengamatan cuaca. Peningkatan kemampuan ini diharapkan mampu memberikan informasi yang lebih detail dalam mengamati pergerakan siklon tropis maupun awan-awan konvektif yang dapat menyebabkan hujan dengan intensitas lebat. Selain siklon tropis dan awan konvektif, satelit ini diharapkan juga mampu mengamati dan mendeteksi pergerakan dari debu vulkanis maupun aerosol lainnya di atmosfer.

Dalam sebuah citra satelit terkandung banyak informasi fisis yang sangat berguna untuk melakukan *nephanalysis*. Namun setiap analisis dibutuhkan ketrampilan dan pengalaman untuk dapat menginterpretasi dan mengekstraksi informasi yang dibutuhkan dari citra satelit. Teknik RGB (*red-blue-green*) *composite imagery* merupakan teknik menampilkan citra satelit dengan melakukan *overlay* dari beberapa kanal sekaligus. Teknik RGB menggabungkan informasi dari beberapa kanal berbeda ke dalam satu produk sehingga menghasilkan lebih banyak informasi daripada produk yang hanya dihasilkan dari satu kanal. Umumnya, teknik RGB lebih mudah digunakan dan lebih efektif dalam menggambarkan suatu fenomena meteorologi.

Tabel 1. Kanal dalam Himawari 8

Kanal	Panjang Gelombang	Resolusi (km)	Keterangan
1	0.47	1	VIS 1
2	0.51	1	VIS 2
3	0.64	0.5	VIS 3
4	0.86	1	NIR 1 (I4)
5	1.6	2	NIR 2
6	2.3	2	NIR 3
7	3.9	2	SWIR
8	6.2	2	WV 1
9	6.9	2	WV 2
10	7.3	2	WV 3
11	8.6	2	SO2 (MI)
12	9.6	2	O3
13	10.4	2	LWIR 1 (IR)
14	11.2	2	LWIR 2
15	12.4	2	LWIR 3 (I2)
16	13.3	2	CO2

BMKG telah mengembangkan sebuah skema untuk mendeteksi debu vulkanis yang menggunakan kanal I4, IR, dan I2 pada satelit Himawari 8. Prinsip utama dari penggunaan kanal ini adalah adanya *Brightness Temperature Different* (BTD) dari kanal IR dan I2 yang berbeda ketika melewati awan meteorologis dan debu vulkanis. Penggunaan kanal I4 adalah untuk membantu kinerja IR, dimana I4 memiliki *response function* lebih besar yaitu 300K berbanding 360K. Hal ini menyebabkan I4 menjadi lebih peka terhadap deteksi adanya titik panas.

JMA sebagai pemilik Himawari 8 juga membuat skema tersendiri untuk mendeteksi debu vulkanis yaitu skema *ash*. Skema *ash* RGB dapat ditampilkan dari penggabungan 3 citra berbeda yaitu BTD (*brightness temperature difference*) di kanal I2 dengan IR, BTD kanal IR dengan MI, dan kanal IR.

Letusan gunung berapi menghasilkan debu vulkanis dengan konsentrasi sulfur dioksida (SO₂) yang tinggi. Kadar SO₂ dapat terdeteksi oleh kanal MI. Debu vulkanis yang mengandung SO₂ lebih transparan di IR 10.4 µm dibanding IR 8.6 µm sehingga apabila perbedaan *brightness temperature* positif berarti itu adalah debu vulkanis. Awan

meteorologis lebih transparan pada IR 8.6 μm dari pada 10.4 μm sehingga apabila BTDR (*brightness temperature difference*) negatif maka itu adalah awan meteorologis.

Penelitian ini menggunakan contoh studi kasus saat kejadian letusan Gunung Barujari pada tanggal 4 November 2015 di Pulau Lombok, Nusa Tenggara Barat. Gunung Barujari merupakan anak dari Gunung Rinjani. Pada saat letusan di tanggal 4 November 2015, arah sebaran debu vulkanisnya mengarah ke arah barat hingga mencapai wilayah Bali dan Jawa Timur.

Metodologi

Data

Adapun data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data *raw* dari citra satelit Himawari 8 yang didapat di sub bagian citra satelit BMKG Jakarta. Data yang digunakan adalah data pada kanal I4 (3.9 μm), MI (8.6 μm), IR (10.4 μm), dan I2 (12.4 μm).

Alat Penelitian

Penelitian ini menggunakan peralatan sebagai berikut:

1. Perangkat Keras

Perangkat keras yang digunakan dalam penelitian ini yaitu laptop dengan merek Asus seri N46vm dengan spesifikasi sebagai berikut:

- Operating System : Windows 7 Ultimate 64 bit
- Processor : Intel® Core™ i5-3210M CPU @ 2.50 GHz 2.50 GHz
- Memory : 8 Gigabyte RAM

2. Perangkat Lunak

Pengolahan data menggunakan perangkat lunak GMSLDP 64-bit yang dapat dijalankan pada platform Windows 64-bit.

Teknik Pengolahan Data

Untuk mengamati sebaran debu vulkanis digunakan teknik RGB dengan 2 skema berbeda, yaitu skema debu vulkanis BMKG dan skema ash RGB. Teknik RGB berarti menggabungkan 3 citra yang berbeda untuk ditampilkan hanya dalam 1 citra yang lebih informatif.

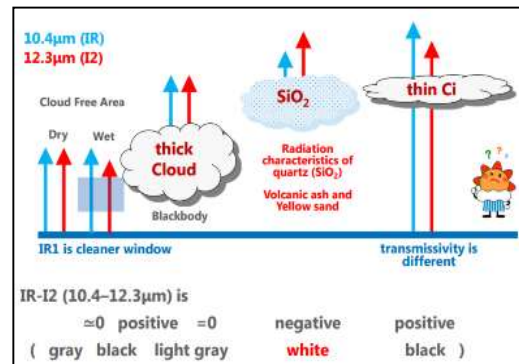
Adapun proses yang dilakukan adalah sebagai berikut:

1. Split Window BTDR (*Brightness Temperature Difference*)

Skema debu vulkanis BMKG dan skema ash RGB menggunakan perbedaan dari 2 kanal dimana nilai kecerahan suhu pada satu citra dikurangi dengan nilai kecerahan suhu pada citra lainnya. Hal ini bertujuan untuk

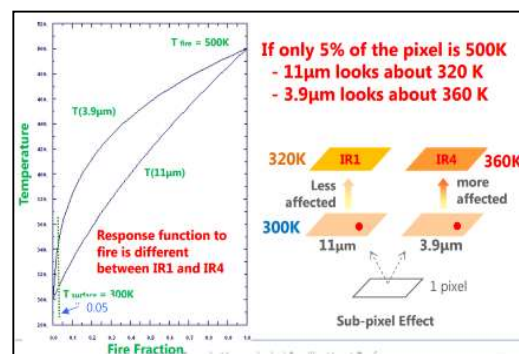
mempermudah dalam mendeteksi keberadaan debu vulkanis dibanding dengan menggunakan citra kanal tunggal.

Dalam skema debu vulkanis BMKG digunakan nilai BTDR (*brightness temperature difference*) antara kanal IR (10.4 μm) dengan kanal IR2 (12.4 μm). Energi inframerah yang melewati lapisan debu vulkanis memiliki suhu kecerahan lebih dingin di kanal 10.4 μm daripada kanal 12.4 μm . Hal ini dikarenakan debu vulkanis lebih sensitif dan menyerap lebih banyak energi dari kanal 10.4 μm . Sifat debu vulkanis ini menyebabkan nilai BTDR menjadi negatif cerah. Sebaliknya energi inframerah yang melewati lapisan awan dimana awan kurang peka terhadap gelombang pada kanal 10.4 μm . Hal ini menyebabkan nilai suhu kecerahan pada kanal 10.4 μm lebih besar daripada kanal 12.4 μm sehingga menghasilkan BTDR dengan nilai positif dan berwarna gelap.



Gambar 1. BTDR IR-I2 dari skema debu vulkanis BMKG

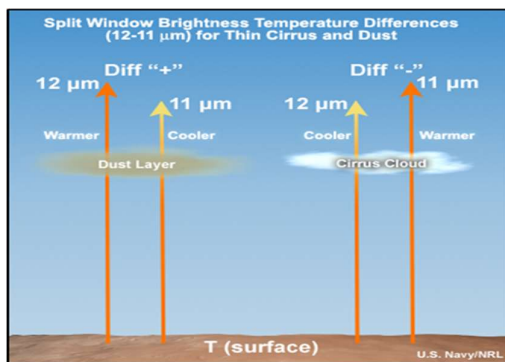
Skema debu vulkanis BMKG juga menggunakan nilai BTDR antara kanal I4 (3.9 μm) dan IR (10.4 μm) untuk menguatkan *response function* dari kedua kanal tersebut terhadap titik panas dalam citra.



Gambar 2. Prinsip penggunaan BTDR antara kanal I4 (3.9 μm) dan IR (10.4 μm)

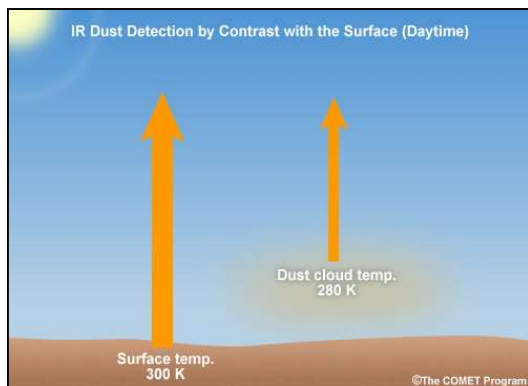
Berbeda dengan skema debu vulkanik BMKG, skema *ash* menggunakan nilai BTD (*brightness temperature difference*) antara kanal I2 ($12.4\ \mu\text{m}$) dengan kanal IR ($10.4\ \mu\text{m}$). Prinsip kerja BTD ini hampir sama dengan dengan BTD di skema BMKG, akan tetapi nilai BTD menjadi positif cerah ketika melalui debu vulkanik dan bernilai negatif serta berwarna gelap ketika melalui awan meteorologis.

Selain menggunakan nilai BTD kanal I2 ($12.4\ \mu\text{m}$) dan IR ($10.4\ \mu\text{m}$), pada skema *ash* juga menggunakan nilai BTD dari kanal IR ($10.4\ \mu\text{m}$) dengan kanal MI ($8.6\ \mu\text{m}$). Akan tetapi baik pada lapisan debu vulkanik maupun awan meteorologis, nilai BTD dari keduanya selalu negatif. Hal ini tentunya dapat menyulitkan dalam membedakan keduanya. Menanggulangi hal tersebut dilakukan pengaturan pada range suhu radiasi pada kanal ini, dimana suhu dibatasi pada $-4\ \text{K}$ sampai $5\ \text{K}$ sehingga didapatkan tampilan citra yang cukup baik dalam membedakan debu vulkanik dengan awan meteorologis.

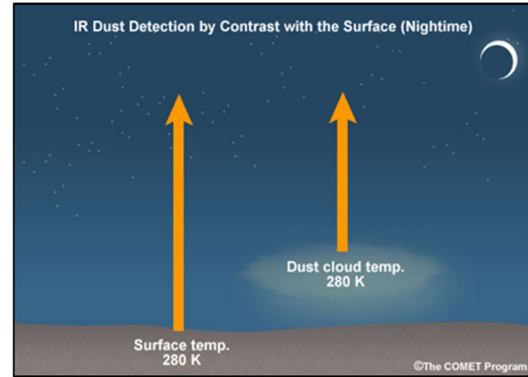


Gambar 3. Perbedaan absorbs dari lapisan debu vulkanik dengan lapisan awan meteorologis. Nilai $12.0\ \mu\text{m}$ dan $11.0\ \mu\text{m}$ pada gambar dianggap mendekati kanal Himawari 8 yaitu kanal $12.4\ \mu\text{m}$ dan kanal $10.4\ \mu\text{m}$.

2. Contrast Stretching



(a)



(b)

Gambar 4. Perbandingan suhu radiasi yang dipancarkan permukaan dengan debu-debu pada suatu lapisan. (a) Kondisi di siang hari dan (b) Kondisi di malam hari

Contrast stretching dilakukan dengan memperhatikan bagaimana kanal dapat mendeteksi adanya partikel debu pada suatu lapisan. Suhu radiasi yang dipancarkan oleh permukaan lebih besar daripada suhu radiasi yang dipancarkan oleh debu-debu disuatu lapisan. Akan tetapi dalam melakukan *contrast stretching* terdapat keterbatasan yaitu ketika malam hari, suhu radiasi dari debu akan sama dengan suhu radiasi dari permukaan. Untuk membatasi tingkat kontras pada citra dan untuk menguatkan tampilan dari debu, digunakan range suhu radiasi $208\ \text{K} - 243\ \text{K}$ pada skema *ash*. Perbedaan ini bertujuan untuk lebih fokus kepada karakteristik dari debu vulkanik. Baik pada skema BMKG maupun skema *ash* hasil dari *contrast stretching* akan meningkatkan ciri-ciri dari debu vulkanik. Hal ini akan memberikan informasi yang lebih bermanfaat ketika digabungkan dengan citra lainnya dalam citra RGB.

Pada skema debu vulkanik BMKG, tidak dilakukan *contrast stretching* pada kanal manapun. Khusus pada kanal tunggal yang digunakan dalam skema BMKG hanya menggunakan pengaturan secara default.

3. Teknik RGB (Red-Green-Blue)

Selanjutnya adalah menggabungkan ketiga citra yang telah dihasilkan dari proses *contrast stretching* dan BTD dengan menggunakan teknik RGB. Pada skema debu vulkanik BMKG pembagian warna terbaik dari setiap citra adalah sebagai berikut:

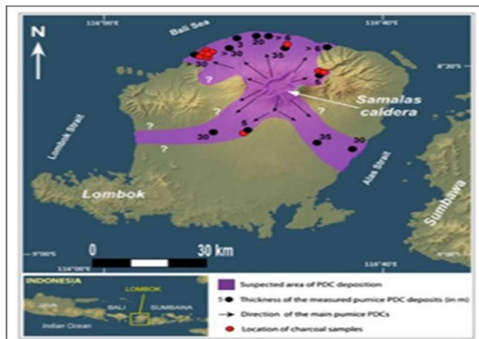
- Merah untuk citra hasil BTD dari kanal $10.4\ \mu\text{m}$ dikurangi kanal $12.4\ \mu\text{m}$.
- Hijau untuk citra hasil BTD dari kanal I4 ($3.9\ \mu\text{m}$) dikurangi kanal IR ($10.4\ \mu\text{m}$)
- Biru untuk citra kanal I4 ($3.9\ \mu\text{m}$).

Sedangkan pada skema *ash* RGB digunakan pengaturan warna sebagai berikut:

- Merah untuk citra hasil BTD dari kanal 12.4 μm dikurangi kanal 10.4 μm
- Hijau untuk citra hasil BTD dari kanal 10.4 μm dikurangi kanal 8.6 μm
- Hijau untuk citra *contrast stretching* kanal 10.4 μm

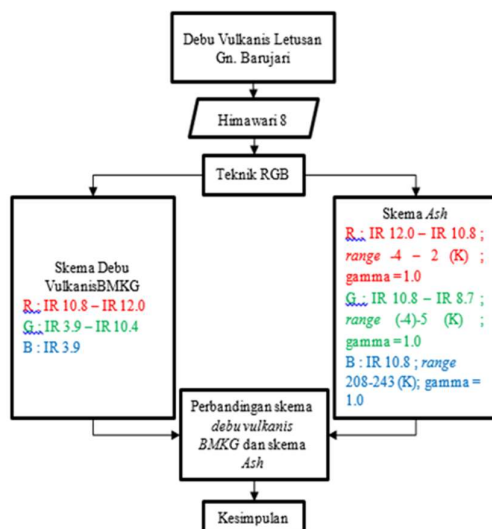
Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian adalah Gunung Barujari yang merupakan anak Gunung Rinjani yang terletak di Pulau Lombok, Nusa Tenggara Barat. Gunung ini memiliki kawah berukuran 170x20 m dengan ketinggian 2.296-2.376 m di atas permukaan laut (m dpl). Gunung Barujari berada di sisi timur kaldera Danau Segara Anak. Gunung Barujari terakhir meletus pada 25 Oktober 2015 dan 3 November 2015. Letusan terakhir bahkan berlangsung hingga bulan Desember 2015 (*Volcanodiscovery*, 2015). Sebelumnya, Gunung Barujari tercatat meletus pada 1944, 1966, 1994, 2009 dan 2004.



Gambar 5. Lokasi penelitian Gunung Barujari, Lombok, Nusa Tenggara Barat (Lavigne dkk, 2013)

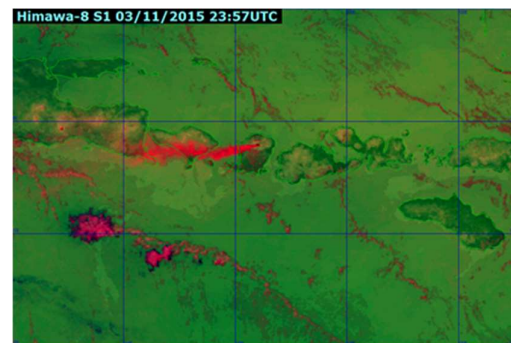
Diagram Alir Penelitian



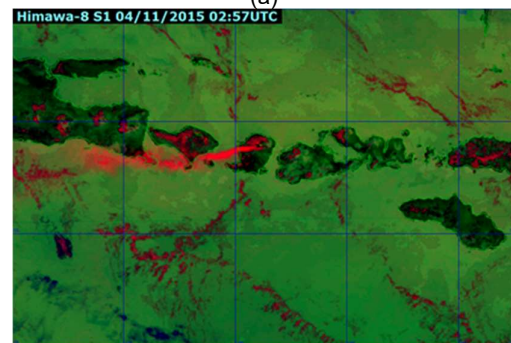
Hasil dan Pembahasan / Results and Discussion

Skema Debu Vulkanis BMKG

Hasil pengolahan citra satelit dengan menggunakan Skema debu vulkanis BMKG menampilkan sebaran debu vulkanis dengan warna merah merah terang dengan *background* warna hijau yang mewakili lautan dan daratan. Pada pukul 00.00 UTC hingga 03.00 UTC, sebaran debu vulkanis Gunung Barujari mengarah ke arah barat hingga menutupi Jawa Timur bagian tengah hingga selatan dan hampir seluruh Pulau Bali. Kondisi inilah yang mengakibatkan bandar udara Blimbing Sari yang terletak di daerah Banyuwangi, bandara Ngurah Rai di Bali, bandara Selaparang Mataram dan bandara Internasional Lombok di Lombok ditutup sejak pagi hari sekitar pukul 08.45 WITA pada tanggal 4 November 2015.



(a)

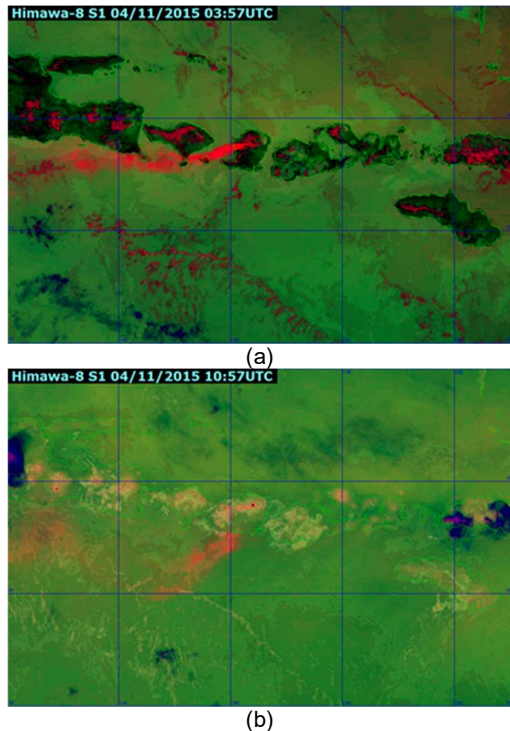


(b)

Gambar 6. Citra yang ditampilkan dengan skema debu vulkanis BMKG. (a) Skema BMKG pukul 00.00 UTC. (b) Skema BMKG pukul 03.00 UTC.

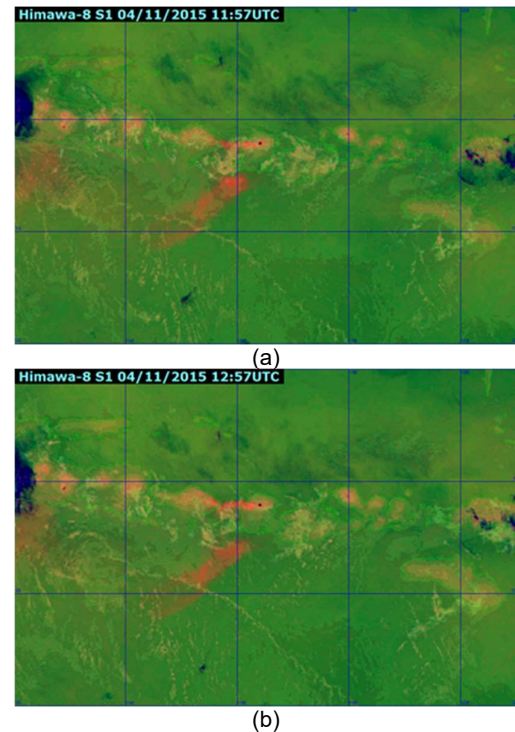
Memasuki pukul 04.00 UTC, sebaran debu vulkanis Gunung Barujari bergeser ke arah barat daya sehingga hanya menutupi daerah Jawa Timur dan Pulau Bali bagian tengah hingga selatan. Semakin sore sebaran debu vulkanis semakin mengarah ke arah barat daya sehingga hanya tinggal menutupi wilayah Jawa Timur dan Bali bagian selatan.

Sekitar pukul 11.00 UTC, debu vulkanis terpantau sudah tidak menutupi wilayah Jawa Timur. hanya sebarannya masih terpantau di sekitar perairan selatan Jawa Timur. untuk wilayah Pulau Bali, liputan debu vulkanis yang cukup pekat masih nampak di perairan Pulau Bali bagian timur.



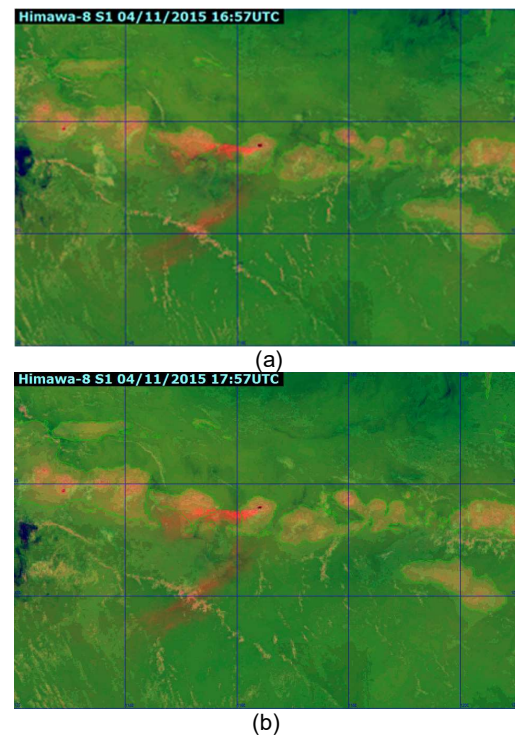
Gambar 7. Citra yang ditampilkan dengan skema debu vulkanis BMKG. (a) Skema BMKG pukul 04.00 UTC. (b) Skema BMKG pukul 11.00 UTC.

Satu jam kemudian yaitu pukul 12.00 UTC, sebaran debu vulkanis ini kembali menutupi Pulau Bali bagian tengah hingga timur. Mulai pukul 13.00 UTC, sebaran debu vulkanis Gunung Barujari tampak menyebar. Sebarannya mencapai sebagian besar wilayah Pulau Bali mulai dari Pulau Bali bagian barat hingga timur serta menyebar ke perairan selatan Pulau Lombok. Arah sebarannya semakin mengarah ke barat daya hingga selatan Kondisi ini terus bertahan hingga pukul 17.00 UTC.

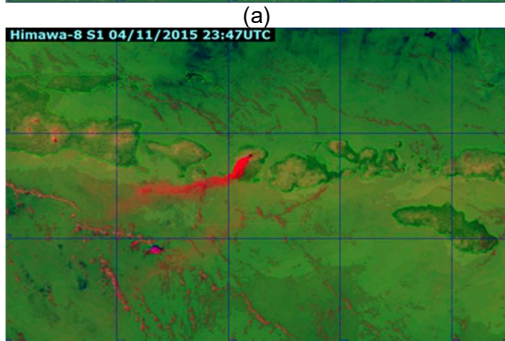
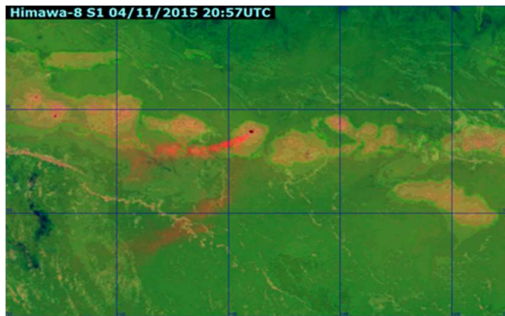


Gambar 8. Citra yang ditampilkan dengan skema debu vulkanis BMKG. (atas) Skema BMKG pukul 12.00 UTC. (b) Skema BMKG pukul 13.00 UTC.

Selanjutnya pukul 18.00 UTC sebaran debu vulkanis di atas wilayah Bali menutupi Pulau Bali bagian tengah sampai selatan.



Gambar 9. Citra yang ditampilkan dengan skema debu vulkanik BMKG. (atas) Skema BMKG pukul 17.00 UTC. (b) Skema BMKG pukul 18.00 UTC.

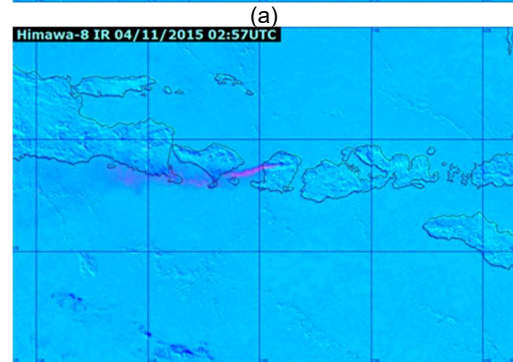
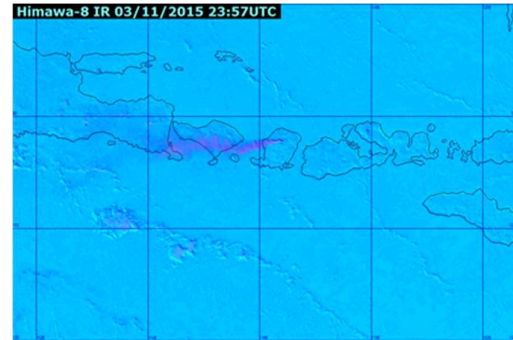


Gambar 10. Citra yang ditampilkan dengan skema debu vulkanik BMKG. (atas) Skema BMKG pukul 21.00 UTC. (b) Skema BMKG pukul 23.47 UTC.

Mulai pukul 23.00 UTC sebaran debu vulkanik mulai mengarah ke barat daya semakin menjauhi Pulau Bali dan hanya menutupi wilayah barat Pulau Lombok hingga ke perairan selatan Pulau Bali.

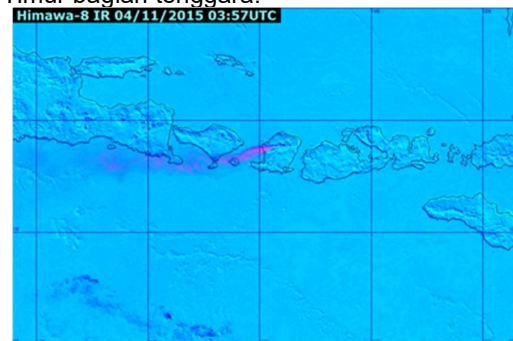
Teknik RGB Skema Ash

Hasil pengolahan citra satelit dengan teknik RGB skema ash memiliki tampilan yang tidak jauh berbeda dengan hasil dari skema BMKG. Warna debu vulkanik adalah merah muda tetapi sedikit lebih transparan. Begitu juga warna *background* dari skema ash. Terlihat daratan dan perairan diwakili dengan warna biru muda yang lebih muda daripada warna yang ditampilkan oleh skema BMKG. Arah sebaran debu vulkanik pada pukul 00.00 UTC dapat dilihat dari citra adalah menuju arah barat menutupi sebagian Pulau Bali hingga sebagian Jawa Timur.

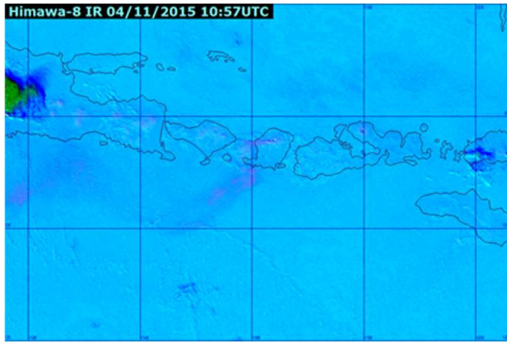


Gambar 11. Citra yang ditampilkan dengan skema ash. (a) Skema ash pukul 00.00 UTC. (b) Skema ash pukul 03.00 UTC

Pukul 04.00 UTC, terlihat pergerakan debu vulkanik Gunung Barujari bergerak ke arah barat daya. Sebaran debu masih menutupi Pulau Bali bagian selatan dan sebagian perairan tenggara Jawa Timur. Semakin sore, pergerakan debu vulkanik makin mengarah ke arah barat daya hingga selatan sehingga hanya menutupi Pulau Bali bagian selatan dan sebagian perairan Jawa Timur bagian tenggara.



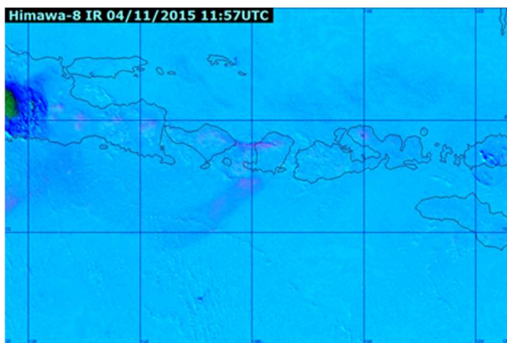
(a)



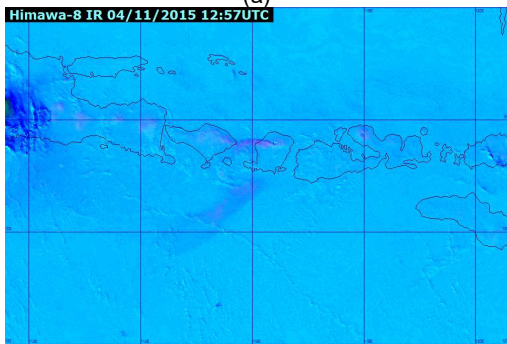
(b)

Gambar 12. Citra yang ditampilkan dengan skema ash. (a) Skema ash pukul 04.00 UTC. (b) Skema ash pukul 11.00 UTC

Pada pukul 11.00 UTC, debu vulkanis terlihat mulai menjauhi wilayah Jawa Timur. Sebarannya masih terpantau di sekitar perairan selatan Jawa Timur dan perairan timur Pulau Bali. Satu jam kemudian yaitu pukul 12.00 UTC, sebaran debu vulkanis hanya berada di sekitar perairan Pulau Bali bagian timur.



(a)

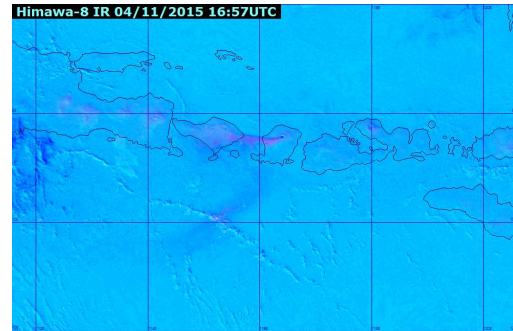


(b)

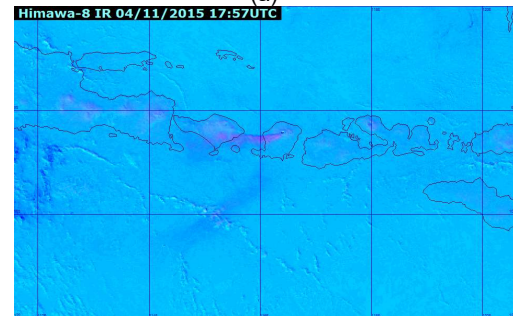
Gambar 13. Citra yang ditampilkan dengan skema ash. (a) Skema ash pukul 12.00 UTC. (b) Skema ash pukul 13.00 UTC

Mulai pukul 13.00 UTC, sebaran debu vulkanis Gunung Barujari tampak menyebar. Sebarannya mencapai sebagian besar wilayah Pulau Bali mulai dari Pulau Bali bagian barat hingga timur serta menyebar ke perairan

selatan Pulau Lombok. Kondisi ini terus bertahan hingga pukul 17.00 UTC.



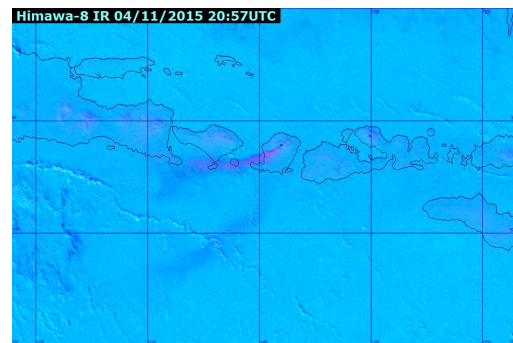
(a)



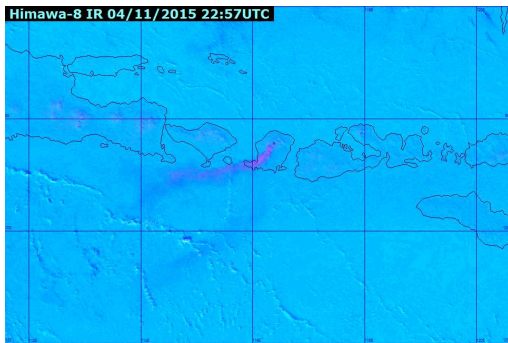
(b)

Gambar 14. Citra yang ditampilkan dengan skema ash. (a) Skema ash pukul 17.00 UTC. (b) Skema ash pukul 18.00 UTC

Selanjutnya pukul 18.00 UTC sebaran debu vulkanis cukup pekat di atas wilayah Bali menutupi Pulau Bali bagian tengah sampai selatan. Sebaran debu vulkanis di atas Pulau Bali semakin terbuka. Sebagian besar menyebar di atas wilayah perairan selatan Pulau Bali dan menutupi wilayah barat Pulau Lombok.



(a)



(b)

Gambar 15. Citra yang ditampilkan dengan skema ash. (a) Skema ash pukul 21.00 UTC. (b) Skema ash pukul 23.00 UTC

Pada pukul 21.00 UTC debu vulkanis masih menutupi sebagian Pulau Lombok bagian barat serta sebagian kecil Pulau Bali bagian selatan. Pada pukul 23.00 UTC debu vulkanis semakin bergerak ke arah barat daya menjauhi Pulau Bali dan hanya menutupi bagian barat Pulau Lombok dan perairan bagian selatan dari Pulau Bali dan Lombok.

Kesimpulan

Dari citra satelit Himawari-8 tanggal 4 November 2015 diketahui bahwa arah sebaran debu vulkanis pada pukul 00.00 UTC mengarah ke arah barat Pulau Lombok terdispersi hingga menutupi sebagian Pulau Bali dan sebagian Jawa Timur. Pukul 06.00 UTC, pola dispersi debu vulkanis mulai sporadis ke arah barat dan barat daya dari sumber letusan. Pada pukul 12.00 UTC, sebaran debu vulkanis secara sporadis mencapai Pulau Bali, Lombok, dan Sumbawa. Setelah pukul 21.00 UTC, sebaran debu vulkanis semakin mengarah ke arah barat daya hingga selatan sehingga Pulau Bali tidak tertutupi lagi dan hanya menyisakan bagian barat Pulau Lombok hingga perairan selatan Pulau Bali yang tertutupi oleh debu vulkanis.

Penggunaan kedua skema dalam penelitian ini, baik skema debu vulkanis BMKG maupun skema ash, sama-sama dapat menggambarkan pergerakan debu vulkanis dengan baik namun warna debu vulkanis yang ditampilkan oleh skema BMKG cenderung lebih terang dan menyala jika dibandingkan dengan warna yang ditampilkan oleh skema ash. Warna background yang ditampilkan skema ash memang lebih menyala, akan tetapi tidak mampu menampilkan warna debu vulkanis yang terang dan menyala seperti pada skema BMKG. Pada beberapa citra skema BMKG ditemukan kelemahan yaitu ketika debu vulkanis berdekatan atau bahkan

sedikit bercampur dengan awan meteorologis, warna debu vulkanis yang berwarna merah hampir sama dengan warna awan-awan meteorologis level menengah. Tentunya apabila tanpa pengalaman dan pelatihan akan riskan untuk terjadi kesalahan dalam interpretasi. Sedangkan pada skema ash RGB, pada jam yang sama, berhasil mengeliminasi awan-awan tersebut sehingga sebaran debu vulkanis dapat dilihat dengan lebih baik.

Daftar Pustaka

- EUMETRAIN, 2010, Volcanic Ash Training Module, [daring] (<http://www.eumetrain.org/data/1/144/navmenu.php?page=3.3.0>, diakses 12 Juni 2016)
- Molthan, A.L., Fuell, K.K., Oswald, H.K., dan Knaff, J.A., 2012, Developing of RGB Composite Imagery for Operational Weather Forecasting Applications, [daring] (www.goes-r.gov/downloads/2012-AMS/poster01/301-Molthan.pdf, diakses 18 Februari 2016).
- Granyia, Baru Jari, 2015, Son of Rinjani and Samalas – A Time Line [daring] (<https://volcanohotspot.wordpress.com/2015/11/06/baru-jari-son-of-rinjani-and-samalas-a-time-line/>, diakses 11 Juni 2016)
- Kurino, T., 2015, Introduction to Himawari- 8/9 Operation, Data Dissemination and Products [daring] (www.goes-r.gov/downloads/.../09-2015_JMA%20presentation_Kurino.pdf, diakses 10 Juni 2016)
- Meteorological Satellite Center, 2015, Dust RGB Detection of Yellow Sand (Asian Dust) [daring] (http://www.data.jma.go.jp/mscweb/en/VRL/VLab_RGB/RGBImage.html, diakses 10 Juni 2016).
- Shimizu, A., 2015, Outline of RGB Composite Imagery [daring] (www.data.jma.go.jp/mscweb/en/.../RGB/.../Outline_RGB_composite.pdf, diakses 10 Juni 2016)
- The COMET® Program, 2015, Multispectral Satellite Application: RGB Products Explained [daring] (http://www.meted.ucar.edu/satmet/multispectral_topics/rgb/navmenu.php?tab=1&page=3-2-4&type=text#, diakses 12 Juni 2016)

- Volcano Discovery, 2015, Rinjani Volcani [daring](<https://www.volcanodiscovery.com/rinjani.html>, diakses 10 Juni 2016)
- Wiguna, P.P.H., Wati, K.S., 2016, Uji Skema Dust RGB dan Ash RGB Untuk Informasi Sebaran Debu Vulkanis Menggunakan Satelit Himawari 8 (Studi Kasus: Erupsi Gunung Barujari 04 November 2015), Prosiding Seminar Nasional Penginderaan Jarak Jauh-2016, Jakarta.
- Setiawati, A.O., Analisa dan Pengolahan Citra Satelit Cuaca, Sub bidang pengelolaan citra Satelit, Bidang pengelolaan citra Inderaja BMKG, Jakarta.

PEMODELAN STATISTIK DAN SIMPLE RADIATIVE MODEL UNTUK MENDUGA RADIASI MATAHARI GLOBAL HARIAN

(Statistical Modelling and Simple Radiatif Model to estimate Global Solar Radiation)

Asep Firman Ilahi^{1,3}, Tania June², Ardhasena Sopahulewakan³ dan Yosfi Andri³

Abstract. *This paper evaluated accuracy and applicability of seven of global solar radiation estimation that use daily ambient temperature, total precipitation and relative humidity at the tropical area of Indoneisan maritime continent. Two models of these evaluated are new proposed model (PM) to estimate solar radiation at the horizontal surface. The first model PM1 used temperature-precipitation as the input (TP-based) while the second PM2 model used temperature-precipitation-relative humidity combination as the input (TPRH-based). All the models are evaluated by error statistics e.g. Fraction of Prediction in one or two factor (FAC2), Mean Bias (MB), Mean Gross Error (MGE), Normalised Mean Bias (NMB), Normalised Mean Gross Error (NMGE), Root Mean Square Error (RMSE), Coefficient Determination (r) and Coefficient of Efficiency (COE). The result shows that TPRH-based model have a good accuracy than TP-based or TP-based. PM2 model showed the best performance among all models while Quej et.al 2016 model has good accuracy but less precision. Tropical climate characteristic where high humidity have significantly affected incoming solar radiation at the surface temporarily or spatially.*

Keywords : *empyirical model, statistical model, global solar radiation*

PENDAHULUAN

Radasi matahari di permukaan bumi (R_s , $MJ/m^2/hari$) merupakan variabel penting yang digunakan dalam ilmu pertanian, terutama untuk pemodelan tanaman dan estimasi evapotranspirasi tanaman, juga untuk hidrologi, meteorologi, dan fisika tanah (Ball et.al 2004). Pengetahuan tentang radasi matahari penting untuk desain pembangunan sistem energi, rancang bangun sistem solarenergi (Wong, 2001) dan hubungan matematis antara radasi matahari dan sudut

penerimaan bidang horizontal (Jastrzębska, 2015) serta evaluasi yang baik bagi lingkungan termal bangunan (Ahmad, 2011; Yao, 2015). Model radasi matahari juga menawarkan sumber energi bersih, terbarukan dan domestik, dan merupakan komponen penting dari energi masa depan yang berkelanjutan (Jastrzębska, 2015). Selain itu pemodelan energi radasi bermanfaat dalam bidang pertanian, silvikultur dan riset ekologi (Hunt et.al 1998), dan sebagai faktor utama yang mempengaruhi pertumbuhan tanaman (Piri et.al 2015).

Jaringan pengamatan radasi matahari saat ini dirasa masih kurang dan datanya masih banyak yang kurang akurat. Pencatatan suhu maksimum dan minimum serta presipitasi tersedia di banyak stasiun meteorologi, tetapi pengamatan radasi matahari yang akurat hanya tersedia di beberapa lokasi saja (Nonhebel, 1994) dan belum banyak tersedia di semua stasiun meteorologi (Piri et.al 2015). Kondisi ini merefleksikan keadaan bukan hanya biaya pengadaan peralatannya yang mahal, namun juga permasalahan perawatan dan kalibrasi sensor-sensornya, sehingga hasil pengukuran yang didapat menjadi bias karena kurangnya kalibrasi dan/atau masalah penempatan peralatannya (Hunt et.al 1998).

Sebuah model numerik berbasis data meteorologi standar dapat digunakan sebagai pembangkit data untuk memperluas basis variabel data lain (Atwater, 1978). Beberapa studi telah menunjukkan bahwa model radasi matahari global dengan metode regresi linear menggunakan parameter prediktor radasi matahari ekstraterrestrial (Hunt et.al 1998; Ball et.al 2004), tekanan uap air saturasi, transformasi curah hujan telah menunjukkan akurasi yang baik (Almorox, 2011), dan juga model berbasis temperatur (Hassan et.al 2016; daSilva et.al 2016) dan curah hujan memberikan hasil yang memuaskan (Muzhatik et.al 2010; Woli, 2012; Mesri et.al 2015) serta memiliki akurasi lebih baik lagi dengan

memodifikasinya dengan kelembaban udara (Quej et.al 2016).

Tulisan ini mengevaluasi model penduga radiasi matahari global berbasis suhu udara, curah hujan dan kelembaban serta modifikasi koefisien kalibrasi beberapa model yang berasal dari masukan parameter meteorologi serta model spesifik usulan sesuai dengan karakteristik topografi dan wilayah lintang rendah. Tujuan utama dari tulisan ini adalah mengevaluasi model penduga radiasi matahari global sebagai informasi pendekatan kondisi radiasi matahari pada wilayah yang belum ada pengamatan pada daerah lintang rendah dengan kondisi geografis seperti Indonesia.

METODE PENELITIAN

Area Studi

Lokasi yang dijadikan referensi adalah Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW)

Bukit Kototabang, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) yang berlokasi di Jalan Raya Bukittinggi – Medan km. 17, desa Muaro, kanagarian Palupuh, kecamatan Koto Rantang, kabupaten Agam, Sumatera Barat. Stasiun berada pada posisi $0^{\circ}12'07''$ LS, $100^{\circ}19'05''$ BT (-0.202 S, 100.3180 E) dengan ketinggian 864 meter di atas permukaan laut. Bahan yang digunakan adalah data pengamatan suhu udara maksimum harian (T_{max}), suhu udara minimum harian (T_{min}), Presipitasi harian dan

kelembaban udara (RH) sebagai variabel input untuk model. Data radiasi matahari global harian digunakan sebagai pembanding keterkaitan model dengan observasi dalam periode waktu tahun 2005 hingga 2012.

Beberapa model penduga radiasi matahari juga diaplikasikan di beberapa stasiun terpilih (Tabel 1) untuk melihat bagaimana respon model lokal terhadap radiasi matahari global Bukit Kototabang sebagai referensi

Tabel 1. Informasi geografis lokasi aplikasi model radiasi matahari

Stasiun	Longitude	Latitude
Bukit Kototabang (BKT)*	100.318	-0.202
Padang Panjang (PPI)	100.397	-0.4553
Sicincin (SCC)	100.71222	-0.55753
Tabing (TBG)	100.28917	-0.79361
Teluk Bayur (TLB)	100.37222	-0.99639
Siantan (SIA)	109.1908	0.0753
Tuntungan (TTG)	98.58126	3.50083
Japura Rengat (JPR)	102.33389	0.35194
Sultan Syarif Kasim II (SSK)	101.44778	0.46833
Binaka (BNK)	97.575	1.304

*Stasiun referensi

Model Penduga Radiasi Matahari

Model berbasis suhu permukaan (*T-based*) menduga radiasi matahari global yang didasari oleh fakta bahwa amplitudo termal mempengaruhi langsung emisifitas atmosfer. Model-model ini mengasumsikan bahwa tinggi rendahnya emisifitas atmosfer disebabkan oleh naik atau turunnya suhu permukaan. Suhu permukaan naik disebabkan oleh cuaca cerah dan tingginya radiasi gelombang pendek dan turunnya suhu permukaan disebabkan oleh naiknya kemampuan transmisi atmosfer (Quej et.al 2016). Sementara model berbasis parameter meteorologi yang lain berasumsi akurasi model dapat bertambah dengan memasukan parameter cuaca yang lain seperti kombinasi temperatur-presipitasi (*TP-based*) atau temperatur-presipitasi-kelembaban (*TPRH-based*). Terdapat banyak model -

persamaan dalam menduga radiasi matahari. Model Angstrom (Angstrom, 1924) memberikan variansi lebih kecil dibanding model yang lain (Namrata et.al 2013) dan dapat diaplikasikan di lokasi dengan kriteria iklim yang sama dengan model pembangun (Ghobadi et.al 2015; Innocent et.al 2015). Model-model Bristow-Champbell (Bristow, 1984), Donatelli-Campbell (Donatelli, 1998), De Jong-Stewart (De Jong, 1993) dan Chen (Chen et.al 2006), memiliki akurasi lebih baik dan dapat diterapkan dalam pemodelan pertumbuhan palawija di Brazil (Da Silva et.al 2016). Model Hargreaves-Samani (Hargreaves, 1982) yang menggunakan suhu udara ekstrim sebagai indikator keawanan dan transmitan atmosfer menunjukkan RMSE paling kecil diantara model lain, serta model Ball (Ball

et.al 2004) yang mengkonstruksi parameter meteorologi dengan metode *7-dayquadratic-response* lebih simpel digunakan dalam menduga radiasi matahari global.

Metode Lain, model Mavromatis memisahkan hubungan tingkatan radiasi tinggi dan rendah (Woli, 2012), sementara model penduga dengan metode *Artificial Neural Network (ANN)* dapat memprediksi baik radiasi harian dengan akurasi memuaskan di hampir banyak lokasi dengan zona iklim berbeda (Bocco et.al 2009; Benghanem et.al 2009; Kumar et.al 2013; Gorjian et.al 2015; Ruiz et.al 2015; Wang et.al 2015; Panthee, 2016).

Model Radiasi Matahari Ekstraterestrial

Total radiasi ekstraterestrial (R_0) harian dilibatkan karena erat hubungannya dengan radiasi diterima di permukaan bumi. R_0 dihitung dari konstanta matahari, dan trasmisivitas atmosfer (τ_a) yang tergantung dari besaran keawanan menggunakan prosedur geometris standar (Goudriaan, 1994; Almorox et. al 2011). Karena R_0 proporsional terhadap sinus ketinggian matahari (β) dan konstanta matahari (1367 Wm^{-2}) sebagaimana diterangkan dalam persamaan :

$$R_0 = 1367 \times \tau_a \times \sin \beta \quad (\text{dalam } \text{Wm}^{-2}) \quad (1)$$

Model T-based

Model Hargreaves-Samani (HRS)

Hargreaves-Samani (1982) menduga radiasi matahari R_s dengan menggunakan temperatur udara harian sebagai indikator dari keawanan dan transmittan atmosfer

$$R_s = R_0 [a(T_{max} - T_{min})^{0.5}] \quad (2)$$

Model Bristow-Campbell (BRC)

Bristow-Campbell (1984) menggunakan metode penduga radiasi matahari dari pengukuran temperatur udara. Mereka membangun hubungan empiris dalam mengungkapkan transmittan atmosfer total harian sebagai fungsi rentang harian suhu udara:

$$R_s = R_0 a [1 - \exp(-b\Delta T^c)] \quad (3)$$

$$\Delta T(^{\circ}\text{C}) = T_{\max(j)} - [(T_{\min(j)} - T_{\min(j+1)})/2] \quad (4)$$

Model TP-based

Model Hunt (HNT)

Hunt et.al (1998) mengembangkan model radiasi matahari Hargreaves dengan

menambahkan variabel presipitasi dan bentuk kuadratnya dalam bentuk persamaan :

$$R_s = a_0 R_0 (T_{max} - T_{min})^{0.5} + a_1 T_{max} + a_2 P + a_3 P^2 + a_4 \quad (5)$$

Model Ball (BAL)

Ball et.al (2004) memprediksi radiasi matahari di daerah Keiser, Arizona, Amerika Serikat menggunakan persamaan regresi multivariat dengan variabel suhu maksimum (T_{max}), suhu minimum (T_{min}) dan presipitasi untuk tahun 1997 dan 1998. Model dibangun menggunakan respon perkalian silang dengan prosedur *General Linear Model*. Model final didapatkan ($\text{MJ/m}^2/\text{hari}$) :

$$R_s = a_0 + a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_3 X_3 + a_4 X_4 + \dots + a_{12} X_{12} \quad (6)$$

Proposed Model 1 (PM1)

Proposed Model (PM) menggunakan asumsi bahwa parameter-parameter meteorologi saling berhubungan antara satu dengan yang lain. Variabel-variabel tersebut dimodifikasi berupa linear, kuadrat, eksponensial dan perkalian silang antar variabel (Ball et.al 2004; Ogolo, 2014). Dengan prosedur stepwise regresi ganda, signifikansi variabel didapatkan dengan kriteria parameter p-value < 0.05. PM1 menggunakan masukan temperatur maksimum, minimum dan presipitasi (TP-based model), dan didapatkan :

$$R_s = aR_0 + bT_{max} - c(T_{min})^{0.5} - dS_0(T_{max} - T_{min})^{0.5} - eP(T_{max} - T_{min}) \quad (7)$$

Model TPRH-based

Model Quej (QUE)

Quej et.al (2016) menyertakan suhu maksimum dan minimum, kelembaban udara dan transformasi presipitasi dalam persamaannya, dengan asumsi bahwa radiasi matahari rendah berkaitan dengan kejadian hujan dan tingginya kelembaban udara:

$$R_s = R_0 ((T_{max} - T_{min})^a + b)(1 + cRH) + dRT_j \quad (8)$$

Proposed Model2 (PM2)

Dengan prosedur yang sama dengan PM1, model usulan kedua (PM2) memasukkan variabel kelembaban udara kedalam proses stepwise dan didapatkan persamaan :

$$R_s = a + bT_{max}cP - d(T_{max})^{0.5} - e(T_{min})^{0.5} - fP^{0.5} + gRH^{0.5} + h(S_0 \times T_{max})$$

$$-i(T_{min} \times RH) \quad (9)$$

Kalibrasi dan Evaluasi Model

Terdapat banyak metode statistik dalam literatur solar energi yang memenuhi penilaian kelayakan model estimasi. Bagaimanapun tidak ada metode statistik yang meringkas semua aspek ketertarikan dalam suatu penelitian (Carslaw, 2015). Indikator statistik yang digunakan ukuran statistik untuk evaluasi model adalah :

- Fraction of Prediction in one or two factor,

$$FAC2 = 0.5 \leq \frac{M_i}{O_i} \leq 2.0 \quad (10)$$

- Mean Bias,

$$MB = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N M_i - O_i \quad (11)$$

- Mean Gross Error,

$$MGE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i| \quad (12)$$

- Normalised Mean Bias,

$$NMB = \frac{\sum_{i=1}^N M_i - O_i}{\sum_{i=1}^N O_i} \quad (13)$$

- Normalised Mean Gross Error,

$$NMGE = \frac{\sum_{i=1}^N |M_i - O_i|}{\sum_{i=1}^N O_i} \quad (14)$$

- Root Mean Square Error, $RMSE =$

$$\sqrt{\frac{1}{n} \sum (M_i - O_i)^2} \quad (15)$$

- Koefisien Determinasi

$$r^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{M_i - \bar{M}}{\sigma_M} \right) \left(\frac{O_i - \bar{O}}{\sigma_O} \right) \quad (16)$$

- Coefficient OF Efficiency,

$$COE = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^n |M_i - O_i|}{\sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|} \quad (17)$$

Arti dari simbol-simbol persamaan 1-10 adalah a_0 intersep, $a_1 - a_{12}$ koefisien regresi, R_s radiasi matahari harian ($MJ/m^2/hari$), P presipitasi total harian (mm), R_0 radiasi ekstraterrestrial ($MJ/m^2/hari$), T_{max} suhu maksimum ($^{\circ}C$), T_{min} suhu minimum ($^{\circ}C$), X_1 presipitasi, X_2 Tmax, X_3 Tmin, X_4 DOY, X_5 presipitasi², X_6 Tmax², X_7 Tmin², X_8 DOY², X_9 Presipitasi $\times$ Tmin, X_{10} Tmax $\times$ Tmin, X_{11} Presipitasi $\times$ Tmax, X_{12} Tmax $\times$ DOY, DOY day of year, 1 = 1 Januari, n jumlah data, M_i nilai prediksi model ke-i, O_i nilai observasi ke-i, RT_j transformasi curah hujan ke-j, β sinus ketinggian matahari dan τ_a trasmisivitas atmosfer.

Skenario koefisien kalibrasi model memberikan variasi deviasi nilai penduga (Mousavi, et.al 2014). Semua model dites perhitungan pendugaan radiasi matahari di Kototabang dengan menggunakan koefisien kalibrasi. Persamaan HNT, BAL, HAS, PM1 dan PM2 didapatkan koefisien persamaan regresi llinear semua variabel dalam persamaan. Sementara model BRC dan QUE menggunakan koefisien yang sesuai dengan kondisi topografi dengan model pembangun.

Tabel 2. Koefisien kalibrasi untuk masing-masing model

Coeff.	HNT	BAL	HAS	BRC	QUE	PM1	PM2
a	-25.062	-1.324	0.14	0.74	0.184	-16.301	42.68
b	0.071	-2.632		0.077	-0.936	0.879	8.859
c	1.236	4.082		1.2	-0.003	0.034	0.026
d	-0.071	-0.155			-1.354	0	-81.403
e	0	-0.026				-0.015	26.842
f		0					-0.436
g		0.106					11.09
h		-0.074					0.01
i		0					-0.045
j		-0.003					
k		-0.078					
l		0.005					
m		0.001					

ANALISIS DAN PEMBAHASAN

Ringkasan statistik data meteorologi suhu maksimum (Tmax), suhu minimum (Tmin) dalam derajat Celcius ($^{\circ}\text{C}$) dan presipitasi dalam millimeter serta radiasi matahari global (SR.obs) disajikan dalam Beberapa model penduga radiasi matahari juga diaplikasikan di

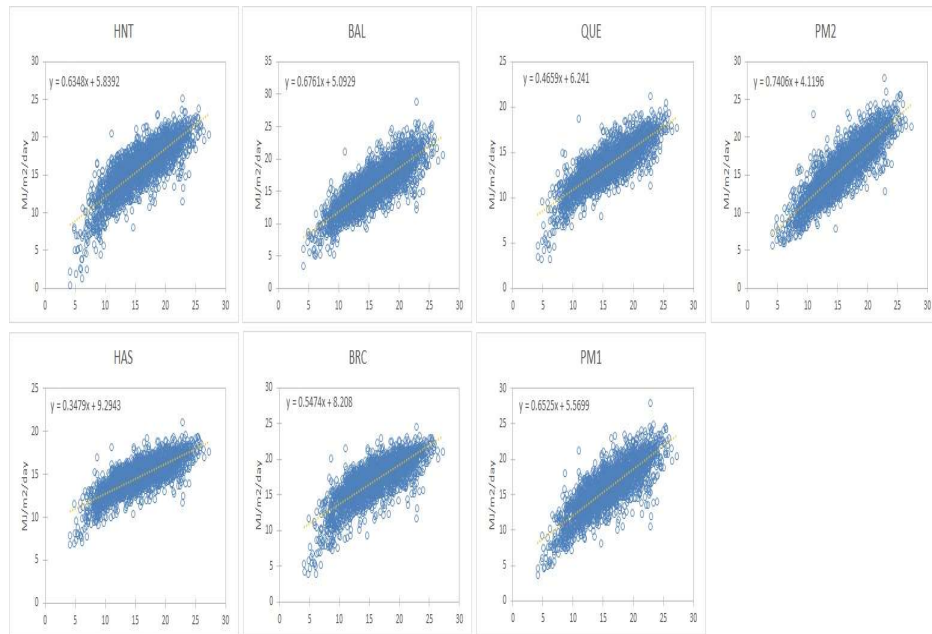
Tabel 3. Ringkasan statistik data meteorologi dan radiasi matahari global SPAG Bukit Kototabang pada tahun 2005-2011

	Tmax ($^{\circ}\text{C}$)	Tmin ($^{\circ}\text{C}$)	Presipitasi (mm/hari)	Rs.obs (MJ/m ² /hari)
Min.	19.7	15.4	0	4.1
1st Qu.	26.5	18.2	0	12.8
Median	27.6	18.8	1.4	15.7
Mean	27.4	18.7	8.5	15.8
3rd Qu.	28.6	19.3	10.2	18.9
Max.	31.9	21.5	303.5	27.3

beberapa stasiun terpilih (Tabel 1) untuk melihat bagaimana respon model lokal terhadap radiasi matahari global Bukit Kototabang sebagai referensi. Tabel 3 di bawah. Jumlah data sebanyak 2922 hari, eliminasi data dilakukan terhadap 704 pasangan data tidak valid.

Performa Model

Dalam studi ini dilakukan uji kemampuan 7 model penduga radiasi matahari global harian di daerah lintang rendah (ekuator). Formulasi empiris didapatkan cocok dengan data meteorologi biasa tersedia di stasiun pengamatan cuaca. Koefisien persamaan model dapat digunakan dan menunjukkan hasil yang baik dalam pendugaan radiasi matahari global (Gambar 1).



Gambar 1. Plot acak model-model penduga radiasi matahari terhadap observasi di Kototabang

Semua model menunjukkan hasil yang baik sebagaimana ditunjukkan oleh galat statistik (Tabel 4) yang telah diurutkan berdasarkan kriteria galat paling kecil. Model usulan PM2 dengan basis temperatur, hujan dan kelembaban udara menunjukkan hasil paling baik dari semua model. Model ini didapatkan $r = 0.865$, dengan parameter galat MGE dan

RMSE 1.649 dan 0.001 MJ/m²/hari terkecil dari model yang lain sebagaimana didapatkan MB dan MGE dan NMGE sebesar 0.015, 1.649 dan 0.104 MJ/m²/hari. Gambaran performa model yang dijelaskan oleh 3 statistik yaitu koefisien korelasi, RMSE dan deviasi standar (Gambar 2).

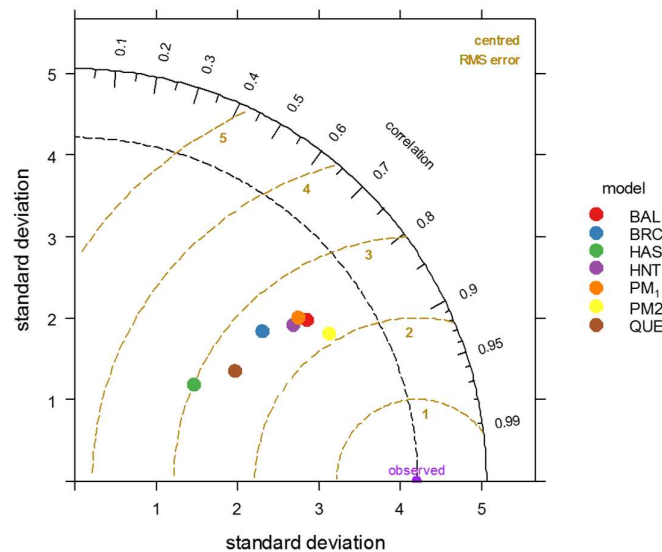
Tabel 4. Galat statistik untuk tujuh model penduga radiasi matahari global

Rank	model	FAC2	MB	MGE	NMB	NMGE	RMSE	r	COE	IOA
1	PM2	1	0.015	1.649	0.001	0.104	2.113	0.865	0.522	0.761
2	BAL	1	-0.032	1.898	-0.002	0.12	2.403	0.821	0.45	0.725
3	PM1	1	0.071	1.951	0.004	0.123	2.484	0.808	0.435	0.717
4	HNT	1	0.06	1.956	0.004	0.124	2.455	0.814	0.433	0.717
5	BRC	1	1.046	2.305	0.066	0.146	2.851	0.781	0.332	0.666
6	HAS	1	-1.026	2.554	-0.065	0.161	3.165	0.777	0.26	0.63
7	QUE	1	-2.212	2.756	-0.14	0.174	3.436	0.822	0.201	0.601

Model-model *TP-based* yaitu model BAL, PM1 dan HNT menunjukkan performa lebih baik daripada model-model *T-based* (model BRC dan HAS). Sementara model QUE dengan *TPRH-based* menunjukkan presisi yang kurang yang ditunjukkan oleh galat besar daripada model yang lain tetapi didapatkan akurasi (koefisien korelasi) yang lebih baik, hal ini dikarenakan masih menggunakan koefisien pembangun model

Secara umum, model berbasis hanya dengan parameter temperatur

saja kurang akurat dalam memprediksi radiasi matahari global dibandingkan dengan model yang ditambahkan beberapa parameter cuaca yang lain. Model *T-based* Bristow-Campbell (BRC) lebih baik galatnya daripada model Hasrgreaves-Samani (HAS). Namun model dengan basis masukan temperatur dapat digunakan sebagai pendekatan pendugaan radiasi matahari global apabila didapatkan terbatasnya data cuaca. Model dengan masukan kombinasi temperatur dengan curah hujan dan kelembaban akan lebih memberikan akurasi lebih baik.



Gambar 2. Diagram Taylor yang menerangkan statistik koefisien korelasi (r), RMSE dan deviasi standar model-model penduga radiasi matahari

Lokasi Bukit Kototabang dan kebanyakan wilayah lain di Indonesia mempunyai iklim tropis yang sama dimana kelembaban tinggi terukur sepanjang tahun. Kelembaban udara memberikan pengaruh signifikan dalam penerimaan radiasi matahari global oleh permukaan (Li, et.al 2015, Quej, et.al 2016). Kandungan uap air dalam kelembaban udara telah menyerap panas dan memancarkan kembali ke permukaan bumi

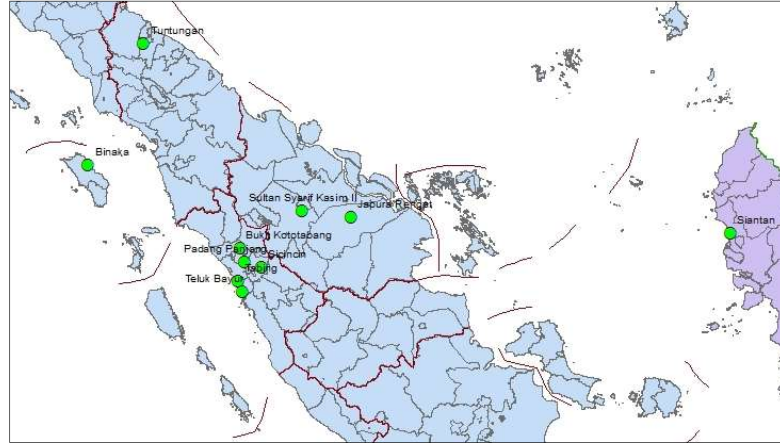
dan berpengaruh terhadap radiasi global yang diterima permukaan.

Aplikasi Beberapa Model di Lokasi Terdekat

Allen (1997) telah mengevaluasi data dari lokasi yang luas dan berkesimpulan bahwa model dapat menduga radiasi matahari global dari stasiun cuaca untuk lokasi-lokasi dalam radius 400 km seperti halnya persamaan yang dihasilkan stasiun terdekat.

Model-model HNT, BAL, PM1 dan PM4 diujicobakan di beberapa lokasi terdekat; yaitu 4 lokasi di propinsi Sumatera Barat, 2 lokasi di propinsi Riau, 2 lokasi di propinsi Sumatera Utara dan 1 lokasi di Kalimantan Barat dengan asumsi kesamaan lintang dengan model

pembangun (Gambar 3). Koefisien yang sama digunakan pada model untuk menduga radiasi matahari global di lokasi-lokasi tersebut. Hasil kemudian dibandingkan dengan pengukuran radiasi matahari global di Bukit Kototabang dan dilihat penurunan koefisien korelasinya.



Gambar 3. Lokasi penerapan model-model penduga radiasi matahari global di Sumatera dan Kalimantan dengan referensi data observasi Bukit Kototabang

Model PM2 mempunyai akurasi lebih baik yang diikuti oleh model HNT, PM1 dan BAL berturut-turut. Lokasi SCC menunjukkan koefisien korelasi tertinggi untuk model PM2 dengan koefisien determinasi 0.612 (Tabel 5). Koefisien terkecil didapatkan untuk lokasi Siantan (SIA), Kalimantan Barat.

Tabel 5. Koefisien determinasi(r) model-model penduga radiasi terhadap model referensi Bukit Kototabang.

Location	Model			
	BAL	HNT	PM1	PM2
SCC1	0.52	0.555	0.53	0.612
TLB1	0.45	0.523	0.482	0.634
PPI1	0.38	0.358	0.362	0.425
TBG1	0.375	0.393	0.398	0.585
BNK3	0.356	0.354	0.365	0.356
JPR2	0.336	0.35	0.368	0.393
SSK2	0.283	0.342	0.322	0.387
TTG2	0.17	0.17	0.175	0.175
SIA4	0.083	0.05	0.05	0.061

1 = Propinsi Sumatera Barat, 2 = Riau, 3 = Sumatera Utara, 4 = Kalimantan Barat
Secara umum model PM2 lebih baik dalam aplikasinya daripada model-model lain untuk menduga radiasi matahari global di lintang rendah. Untuk lokasi-lokasi di Sumatera Barat jarak terdekat dengan lokasi adalah PPI tetapi koefisien terbesar justru ditunjukkan oleh lokasi

SCC, hal ini disebabkan karena topografi PPI berada pada lereng pegunungan dimana bukan radiasi matahari yang diterima tidak maksimal dalam bidang horizontal (Park, et.al 2015). Lokasi Siantan (SIA) Kalimantan Barat walaupun berada pada lintang yang sama dengan model pembangun tetapi didapatkan koefisien korelasi terkecil karena perbedaan bujur dan altitude berbeda (Mgouchi, et.al 2014). Karena karakteristik iklim lokal (Kim, 2013) menentukan komposisi variabel-variabel atmosfer di masing-masing lokasi, maka didapatkan koefisien korelasi dengan model pembangun makin kecil.

KESIMPULAN

Dalam studi ini dilakukan uji kemampuan 7 model empirik penduga radiasi matahari global harian di daerah lintang rendah (ekuator). Model-model dengan basis data menggunakan data masukan kombinasi temperatur-presipitasi-kelembaban udara (TPRH-based) menunjukkan hasil yang sangat memuaskan ketimbang kombinasi temperatur dan Presipitasi (TP-based) atau hanya satu variabel temperatur saja (T-based). Namun untuk lokasi dengan data cuaca terbatas model dengan basis temperatur saja atau kombinasi dengan presipitasi dapat digunakan sebagai penduga radiasi matahari global harian.

Karakteristik iklim tropis dengan kelembaban tinggi mempengaruhi radiasi matahari secara signifikan yang diterima oleh permukaan bumi baik secara temporal maupun spasial. Model usulan TPRH-based (PM2) menunjukkan performa lebih baik daripada model usulan TP-based (PM1) baik dari galat statistik yang ditunjukkan maupun koefisiensi modelnya.

Model penduga radiasi matahari global harian dapat digunakan di lokasi yang tidak ada pengukuran radiasi matahari. Model secara konsisten menduga radiasi matahari namun akurasi makin berkurang apabila jarak makin jauh dengan model pembangun yang dijadikan referensi. Kondisi cuaca lokal menentukan karakteristik radiasi matahari global harian yang diterima oleh permukaan bumi.

DAFTAR PUSTAKA

- Ahmad MJ and Tiwari GN. 2011. Solar radiation model – A review. *IntJEnergy Res* 35:271–290 DOI: 10.1002/er.1690.
- Allen R. 1997. Self-calibrating method for estimating solar radiation from air temperature. *J Hydrol Eng*, 2:56–67.
- Almorox J. 2011. Estimating global solar radiation from common meteorological data in Aranjuez, Spain. *Turk J Phys*, 35:53–64. DOI:10.3906/fiz-0912-20.
- Angström A. 1924. Solar and terrestrial radiation. *QJR Meteorol Soc*, 50:121–5.
- Atwater MA and Ball, JT. 1978. Review paper; A numerical solar radiation model based on standard meteorological observations. *Sol Ener*;21:163-170.
- Ball RA, Purcel LC and Carey SK. 2004. Evaluation of solar radiation prediction models in North America. *Agr J*;96:391-397.
- Benghanem M, Mellit A and Alamri SN. 2009. ANN-based modelling and estimation of daily global solar radiation data: A case study. *Ener Conv Manage*;50:1644–1655.
- Bocco M, Willington E and Arias M. 2009. Comparison of regression and neural networks models to estimate solar radiation. *ChilJ AgrRes*;70(3):428–435.
- Bristow K, Campbell G. 1984. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agri Forest Meteorol* 31:159–66.
- Carslaw, D. 2015. The openair manual open-source tools for analysing air pollution data. *King's Coll Lon*, version: 28th January 2015.
- Chen R, Kang E, Lu S, Yang J, Ji X, Zhang Z. 2006. New methods to estimate global radiation based on meteorological data in China. *Energy Convers Manage*;47:2991–2998.
- DaSilva VJ, Da Silva CR, Almorox J, Júnior JA. 2016. Temperature-based solar radiation models for use in simulated soybean potential yield. *Aus. JCrop Sci*, 10(7):926-932 DOI: 10.21475/ajcs.2016.10.07.p7301.
- DeJong R, Stewart DW. 1993. Estimating global solar radiation from common meteorological observations in Western Canada. *Can J Plant Sci*. 73:509–518.
- Donatelli M, Campbell G. 1998. A simple model to estimate global solar radiation. 2:133–4.
- Ghobadi G, Gholizadeh B and Motavalli S. 2015. Estimating global solar radiation from common meteorological data in Sari station, Iran. *Inter J Agric Crop Sci*, 5(21):2650-2654.
- Goudriaan J and Laar HH-van. 1994. Modelling potential crop growth processes. *Kluwer Academic Publisher*. ISBN 0-7923-3219-9 (HB) ISBN 0-7923-3220-2 (PB).
- Gorjian S, Ghobadian B and Hashjin TT. 2015. Modeling of Solar Radiation Potential in Iran Using Artificial Neural Networks. *J Agr Sci Tech*;17:1707–1723.
- Hassan GE, Youssef ME, Mohamed ZE, Ali MA, Hanafy AA. 2016. New Temperature-based models for predicting global solar radiation. *Appl Ener*, 179:437–450.
- Hargreaves GH, Samani ZA. 1982. Estimating potential evapotranspiration. *Jlrrig Drain Div*;108:225–30.
- Hunt LA, Kuchar L and Swanton CJ. 1998. Estimation of solar radiation for use in crop modelling. *Agri and Forest Meteorol*, 91:293–300
- Innocent AJ, Jacob OE, Chibuzo GC, James I and Odeh DO. 2015. Estimation of global solar radiation in Gusau, Nigeria. *Int J of Res in Eng & Tech*, 3:27-32.
- Jastrzębska GF and Bugala A, 2015. Modeling the distribution of solar radiation on a two-axis tracking plane for photovoltaic conversion. *Energies*, 8:1025-1041; doi:10.3390/en8021025.
- Kim KH, Baltazar JC and Haberl JS. 2013. Evaluation of Meteorological Base Models for Estimating Hourly Global Solar Radiation in Texas. 2013 ISES Solar World Congress, *Energy Procedia* ESL-PA-13-11-01.
- Kumar R, Anggarwal RK and Sharma JD. 2013. New Regression Model to Estimate Global Solar Radiation Using Artificial Neural Network. *AdvEner Eng*, 3:66–73.

- Li H, Cao F, Bu X, Zhao L. 2015. Models for Calculating Daily Global Solar Radiation from Air Temperature in Humid Regions—A case study. *EnvProg& SustainEnerg*, DOI 10.1002/ep.
- Mesri M, Choucha A. Chaib L. 2015. Evaluation of global solar radiation models for inclined surfaces. *IntConf of ElectAutomatand MechEng* (EAME 2015).
- Mghouchi YE, Bounardi AE, Choulli Z and Ajzoul T. 2014. New model to estimate the solar radiation. *IntJ SustainBuilt Env*, 3:225–234.
- Muzathik AM, Nik WMNW, Samo K and Ibrahim MZ. 2010. Hourly global solar radiation estimates on a horizontal plane. *Jof PhySci*, 21(2):51–66.
- Namrata K, Sharma SP and Saksena SBL. 2013. Comparison of Different Models for Estimation of Global Solar Radiation in Jharkhand (India) Region. *Smart Grid and RenewEnerg*, 4:348-352.
- Nonhebel S. 1994. The effects of use of average instead of daily weather data in Crop Growth Simulation Models. *Agric Sys*, 44:377–396.
- Ogolo EO. 2014. Estimation of global solar radiation in Nigeria using a modified Angstrom model and the trend analysis of the allied meteorological components. *Indi JRadio & Space Phy*, 43:213-224.
- Panthee K and Jha AK. 2016. Estimation of Global Solar Radiation using Artificial Neural Network in Kathmandu, Nepal. *IntJEngRes& Sci*, 2:62–70.
- Park JK, Das A and Park JH. 2015. A new approach to estimate the spatial distribution of solar radiation using topographic factor and sunshine duration in South Korea. *EnerConversManage*, 101:30–39.
- Piri J, Shamshirband S, Petkovic´ D, Tong CW, Rehman MH. 2015. Prediction of the solar radiation on the Earth using support vector regression technique. *Infrared Phy& Tech*, 68:179–185.
- Quej VH, Almorox J, Ibrakhimov M, Saito L. 2016. Empirical models for estimating daily global solar radiation in Yucatán Peninsula, Mexico. *Energ Convand Manage*, 110:448–456.
- Reddy SJ, 1987. The estimation of global solar radiation and evaporation through precipitation - a note. *Solar Energy* 38:97-104.
- Ruiz SQ, Rodriguez AL, Arias JAR, Vasquez DP and Pescador JT. 2015. An advanced ANN-based method to estimate hourly solar radiation from multi-spectral MSG imagery. *Sol Energy*, 115:494–504.
- Wang L, Gong W, Hu B, Lin A, Li H and Zou L. 2015. Modeling and analysis of the spatiotemporal variations of photosynthetically active radiation in China during 1961–2012. *Renewand SustainEnergRev*, 49:1019–1032.
- Wong LT, Chow WK. 2001. Solar radiation model. *ApplEnergy*, 69:191–224.
- Woli P and Paz JO. 2012. Evaluation of various methods for estimating global solar radiation in the Southeastern United States. *JApplMeteorolClimat*, 51:972-985, DOI: 10.1175/JAMC-D-11-0141.1.
- Yao W, Li Z, Xiu T, Lu Y and Li X. 2015. New decomposition models to estimate hourly global solar radiation from the daily value. *Sol Energy*, 120:87–99

ANALISA POLA CURAH HUJAN DIURNAL DI WILAYAH PROVINSI BENGKULU MENGUNAKAN DATA MODEL ECMWF (2012 – 2016)

Jaka Anugrah Ivanda Paski¹, M. Fajar Handoyo², Dyah Ajeng Sekar Pertiwi³,
Gita Ivana S. L. Faski⁴

¹Bidang Litbang Meteorologi Puslitbang BMKG

²Stasiun Meteorologi Fatmawati Bengkulu

³Stasiun Meteorologi Raden Inten II Lampung

⁴Stasiun Klimatologi Pualu Baai Bengkulu

Abstrak. Curah hujan di suatu wilayah memiliki pola yang berbeda-beda, baik secara tahunan, bulanan dan harian (diurnal). Hal ini disebabkan adanya perbedaan lintang, gerak semu matahari, topografi, letak geografis serta interaksi berbagai macam sirkulasi udara baik itu lokal, regional maupun global. Provinsi Bengkulu yang terletak di pesisir barat Sumatra merupakan wilayah Non-ZOM (Zona Musim) sesuai kriteria Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) dimana pola curah hujan bersifat equatorial (memiliki dua puncak hujan dalam setahun). Untuk mengetahui pola curah hujan di wilayah Provinsi Bengkulu dalam periode harian dilakukan analisa secara spektral menggunakan data model reanalysis dari European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) dengan data curah hujan dan angin permukaan. Hasil menunjukkan distribusi curah hujan secara spasial terjadi merata pada siang-sore hari (13.00 - 19.00 WIB) dan distribusi rata-rata curah hujan tertinggi terjadi pada rentan waktu malam hari (19.00 WIB – 01.00 WIB) dengan arah angin dominan dari barat daya hingga barat. Interaksi angin darat dan angin laut di pesisir barat Sumatra memberikan pengaruh yang sangat kuat terhadap sirkulasi hujan di wilayah Provinsi Bengkulu. **Kata kunci :** Curah hujan, hujan diurnal, ECMWF.

Abstract. Rainfall in the region has a different pattern, either yearly, monthly and daily (diurnal). This is due to the difference in latitude, the apparent motion of the sun, topography, geography as well as the interaction of a wide range of air circulation either locally, regionally and globally. Bengkulu Province is located on the west coast of

Sumatra is an area of non-ZOM (Zone Season) according to criteria of Meteorology and Geophysics (BMKG) where the rainfall pattern is equatorial (two peak rainfall in a year). To determine the pattern of rainfall in the province of Bengkulu in a daily period spectrally analyzed using a model reanalysis of data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) data of rainfall and surface winds. The results showed the distribution of rainfall is spatially occur evenly in the afternoon-afternoon (13:00 to 7:00 p.m. WIB) and the distribution of average rainfall is highest in the vulnerable period of the evening (19:00 WIB - 01:00 WIB) with the direction of the dominant wind from southwest to west, Interaction onshore wind and the sea breeze on the west coast of Sumatra give it a very strong influence on rain circulation in the province of Bengkulu. **Keywords:** Rainfall, diurnal rainfall, ECMWF.

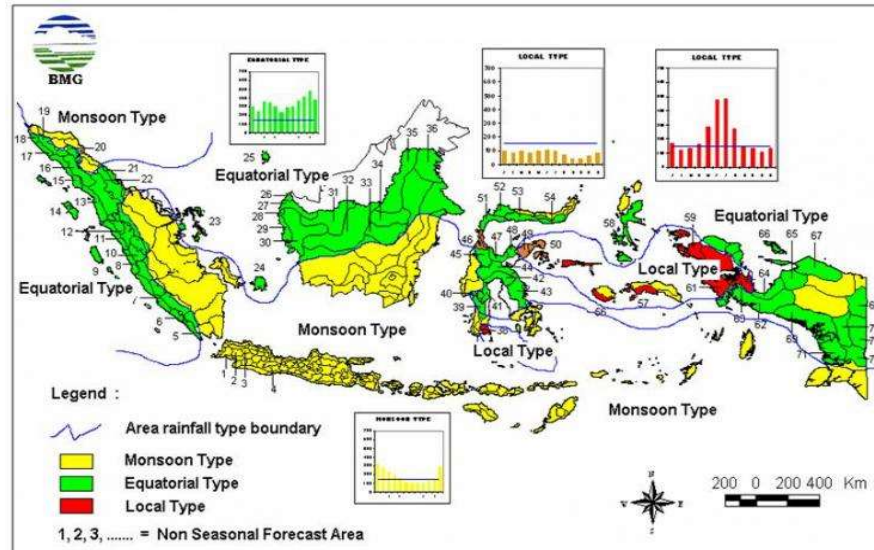
Pendahuluan

Pola curah hujan di wilayah Indonesia didominasi oleh adanya pengaruh beberapa fenomena, antara lain sistem Monsun Asia-Australia, El-Nino, sirkulasi Timur-Barat (Walker Circulation) dan Utara-Selatan (Hadley Circulation) serta beberapa sirkulasi karena pengaruh lokal seperti yang telah dijelaskan Bannu (2003). Selain itu, faktor topografi memiliki pengaruh yang sangat besar terhadap variasi hujan secara spasial, dengan adanya gunung yang berhadapan dengan sumber uap air seperti lautan juga akan meningkatkan curah hujan di wilayah pegunungan tersebut terutama pada bagian depan yang menghadap arah angin, karena pada wilayah tersebut uap air akan terangkat

naik karena adanya gunung dan membentuk awan.

Sirkulasi angin lokal juga turut mempengaruhi kondisi iklim terutama proses sirkulasi angin darat dan angin laut. Periode angin monsun adalah musiman, sedangkan angin darat dan laut adalah harian (Bayong, 2006). Angin laut menurut Simpson (1994) adalah aliran angin yang mengalir ke arah daratan pada siang hari, yang merupakan sirkulasi konvektif lokal yang terjadi akibat dari perbedaan temperatur antara daratan dan

lautan. Intensitas dan pembentukan angin laut bergantung pada faktor musiman, posisi lintang serta matahari di siang hari (Cangialosi, 2003). Angin laut dan angin darat juga memiliki pengaruh yang cukup besar dalam variasi hujan secara spasial, khususnya di wilayah kepulauan dan semenanjung pada lintang rendah, terpumpunnya angin laut akan memperbesar kecenderungan terjadinya gejala cumulus dan guyrur hujan pada siang hari di wilayah daratan (Neiburger, Edinger&Bonner 1995).



Gambar 1. Peta pola curah hujan di Indonesia
(Sumber : BMKG dalam Kadarsah, 2007)

Provinsi Bengkulu merupakan wilayah pesisir yang terletak di pantai barat Sumatera berbatasan langsung dengan samudera Hindia dan disebalah timur dikelilingi oleh barisan pegunungan bukit barisan, hal ini menyebabkan provinsi Bengkulu memiliki kondisi cuaca yang sangat khas. Aliran massa udara yang berasal dari penguapan tinggi di Samudra Hindia yang bergerak menuju provinsi Bengkulu terangkat naik setelah terhalang oleh pegunungan Bukit Barisan sehingga pertumbuhan awan-awan konvektif sangat intensif. Wilayah Bengkulu umumnya memiliki tipe hujan equatorial dengan puncak hujan maksimum pada bulan Maret dan Desember. (Paski, 2015).

Tujuan dari penelitian ini adalah menganalisa pola hujan harian (diurnal) di wilayah Provinsi Bengkulu menggunakan data model ECMWF dan data observasi Stasiun Meteorologi Fatmawati Bengkulu untuk mengetahui gambaran pola curah hujan di wilayah Bengkulu dalam rentan waktu 2012 – 2016.

Metodologi

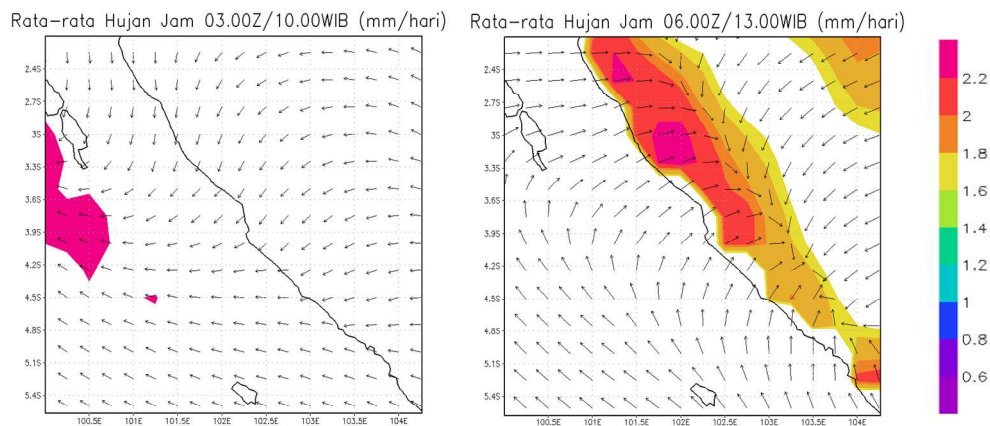
Daerah kajian yang dipergunakan dalam penelitian ini merupakan wilayah Provinsi Bengkulu. Data kajian berasal dari data model reanalysis ECMWF curah hujan per 3 jam dan arah angin permukaan tiap jam dengan resolusi 0,25 x 0,25 yang diunduh pada <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/in-terim-full-daily/levtype=sfc/>. Data acuan curah hujan berasal dari data stasiun BMKG yang berada di kota Bengkulu yaitu Stasiun Meteorologi Fatmawati terutama dalam pengolahan data periodik. Data meliputi curah hujan dan angin selama 5 tahun (2012-2016).



Gambar 2. Peta Provinsi Bengkulu
(Sumber : <http://bappeda.bengkuluprov.go.id/>)

Pengolahan data model reanalysis ECMWF curah hujan per 3 jam dan arah angin permukaan tiap jam dilakukan dengan membagi waktu 24 jam dalam sehari kedalam 4 waktu utama, yaitu: Pagi (07.00-13.00 WIB), Siang/Sore (13.00 -19.00 WIB), Malam (19.00 - 01.00 WIB) dan Dini Hari (01.00-07.00 WIB). Data model ditampilkan melalui aplikasi *grads* dengan *overlay* data curah hujan dan arah angin permukaan. Data curah hujan dari Stasiun Meteorologi Fatmawati digunakan sebagai data acuan pola curah hujan diurnal di Provinsi Bengkulu.

Hasil dan Pembahasan



Gambar 3. Distribusi spasial rata-rata curah hujan per tiga jam dan angin permukaan Provinsi Bengkulu pada pagi hari (07.00-13.00 WIB) selama 2012-2016

B. Siang hari (13.00-19.00 WIB)

Distribusi spasial curah hujan di Provinsi Bengkulu pada siang hari dari 2012-2016 dapat dilihat pada gambar 4. Hujan mulai menutupi keseluruhan Provinsi Bengkulu

Distribusi Spasial Curah Hujan dan Arah Angin

Dengan meng-*overlay* data curah hujan dan arah angin permukaan per 3 jam dari data yang dihasilkan oleh model ECMWF didapatkan hasil yang menggambarkan pola distribusi curah hujan diurnal secara spasial dan interaksinya dengan pola arah angin permukaan. Spasial curah dibagi kedalam beberapa waktu sesuai yang sudah dijelaskan dalam metodologi.

A. Pagi hari (07.00-13.00 WIB)

Distribusi spasial curah hujan di Provinsi Bengkulu pada pagi hari dari 2012-2016 dapat dilihat pada gambar 3. Dimana pada rentang waktu dari pukul 07.00 WIB, curah hujan turun di daerah laut barat Provinsi Bengkulu, kemudian memasuki tiga jam berikutnya curah hujan sudah mulai merata terjadi di provinsi Bengkulu namun tidak menutupi keseluruhan dari wilayah Bengkulu.

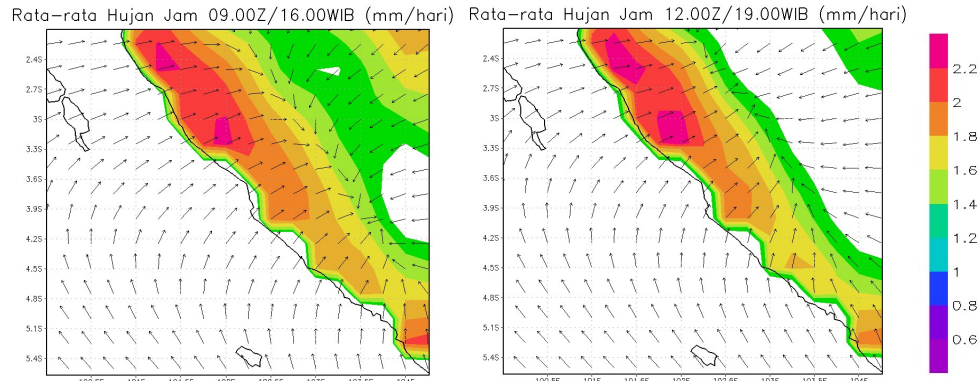
Dari pergerakan arah angin terlihat pada pagi hari angin masih dominan dari daratan, namun saat menuju siang hari terdapat angin dominan yang masuk dari laut yang membawa banyak uap air menuju daratan dan angin yang berasal dari daratan masih dominan disisi timur provinsi Bengkulu sehingga terdapat daerah konvergensi di wilayah provinsi Bengkulu sehingga menyebabkan adanya pertumbuhan awan hujan.

hingga wilayah-wilayah provinsi lain disekitarnya dengan intensita tertinggi di wilayah pesisir barat terutama bagian utara wilayah Bengkulu. Curah hujan yang merata dengan intensitas yang tidak terlalu tinggi

menggambarkan bahwa hujan yang terjadi bukan berasal dari hujan lokal.

Dari pergerakan arah angin terlihat pada siang hari angin dominan dari wilayah laut (selatan-barat) menuju wilayah provinsi Bengkulu. Di timur wilayah provinsi Bengkulu didominasi oleh angin dari arah utara-timur, sehingga terdapat wilayah pertemuan (konvergensi) di timur Provinsi Bengkulu tepatnya di daerah pegunungan Bukit Barisan.

Kondisi ini bertahan hingga sore menjelang malam hari. Pertumbuhan awan hujan pada sore hari akibat adanya interaksi dari sirkulasi massa udara dari wilayah lautan yang masuk dan terangkat karena topografi dan wilayah konvergensi menyebabkan terjadinya distribusi spasial curah hujan yang merata di Provinsi Bengkulu.

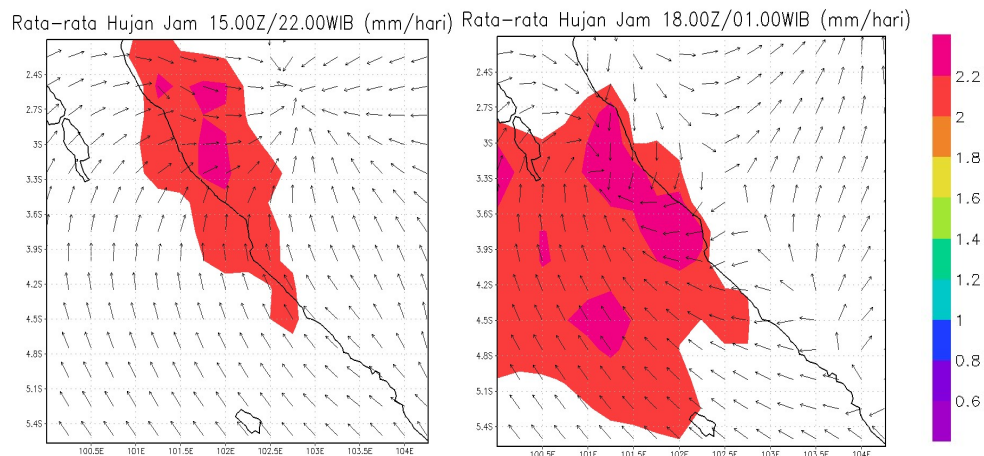


Gambar 4. Distribusi spasial rata-rata curah hujan per tiga jam dan angin permukaan Provinsi Bengkulu pada siang hari (13.00-19.00 WIB) selama 2012-2016

C. Malam hari (19.00-01.00 WIB)

Distribusi spasial curah hujan di Provinsi Bengkulu pada malam hari dari 2012-2016 dapat dilihat pada gambar 5. Dimana pada rentang waktu dari pukul 19.00 WIB, curah hujan turun dengan intensitas tinggi namun tidak merata di Provinsi Bengkulu. Hujan terjadi di wilayah pesisir terutama bagian utara dan bergeser menuju lautan di barat Provinsi Bengkulu. Distribusi hujan mulai meluas di wilayah Samudra Hindia.

Curah hujan yang bergeser dari wilayah Provinsi Bengkulu menuju lautan dipengaruhi oleh perubahan arah angin dominan. Dari pergerakan arah angin terlihat pada awalnya angin masih didominasi dari lautan, namun semakin malam arah angin dominan berubah, dimana angin dominan berasal dari darat menuju lautan, terdapat wilayah divergensi di timur Provinsi Bengkulu (wilayah pegunungan Bukit Barisan). Daerah divergensi sangat mempengaruhi distribusi spasial curah hujan.

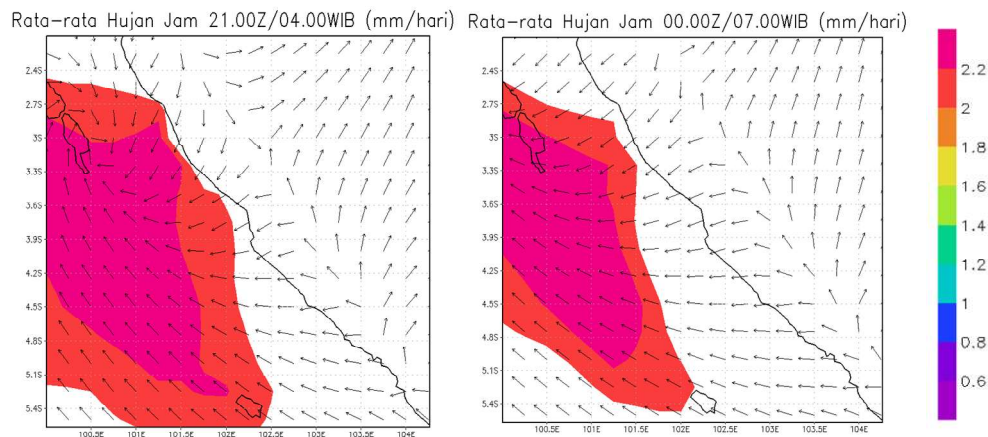


Gambar 5. Distribusi spasial rata-rata curah hujan per tiga jam dan angin permukaan Provinsi Bengkulu pada malam hari (19.00-01.00 WIB) selama 2012-2016

D. Dini hari (01.00-13.00 WIB)

Distribusi spasial curah hujan di Provinsi Bengkulu pada dini hari dari 2012-2016 dapat dilihat pada gambar 6. Rata-rata curah hujan turun di pesisir barat dan bergerak menuju Samudra Hindia di barat Provinsi Bengkulu dengan intensitas yang tinggi.

Distribusi spasial curah hujan dipengaruhi oleh pergerakan angin darat, dimana angin dominan berasal dari daratan (utara-timur). Masih terdapat daerah divergensi diatas pegunungan Bukit Barisan. Terlihat pada malam hingga dini hari angin daratan mendominasi di wilayah Bengkulu.



Gambar 6. Distribusi spasial rata-rata curah hujan per tiga jam dan angin permukaan Provinsi Bengkulu pada dini hari (01.00-07.00 WIB) selama 2012-2016

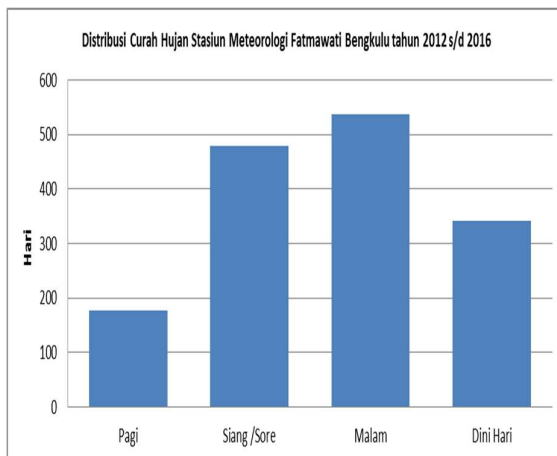
Data Distribusi Curah Hujan Diurnal di Stasiun Meteorologi fatmawati Bengkulu

Dari distribusi curah hujan diurnal data observasi Stasiun Meteorologi Fatmawati Bengkulu sejak tahun 2012 hingga 2016. Dengan membagi waktu 24 jam dalam sehari ke dalam 4 waktu utama, yaitu: Pagi (07.00-13.00 WIB), Siang/Sore (13.00 -19.00 WIB), Malam (19.00 - 01.00 WIB) dan Dini Hari (01.00-07.00 WIB). Didapatkan grafik seperti terlihat pada gambar 7.

Intensitas tertinggi curah hujan diurnal di kota Bengkulu terdapat pada malam hari, total curah hujan yang turun pada malam hari mencapai >500 mm, kemudian intensitas terendah terdapat pada pagi hari dengan total curah hujan mencapai <200 mm dalam rentan periode 2012-2016.

Kesimpulan

Model ECMWF mampu menggambarkan distribusi curah hujan diurnal secara spasial dan angin permukaan. Hasil menggambarkan distribusi spasial terjadi merata pada siang-sore hari (13.00 - 19.00 WIB) dan intensitas curah hujan tertinggi terjadi pada rentan waktu malam hari (19.00 WIB – 01.00 WIB) dengan arah angin dominan dari barat daya hingga barat. Interaksi angin darat dan angin laut di pesisir barat Sumatra memberikan pengaruh yang sangat kuat terhadap sirkulasi hujan di wilayah Provinsi Bengkulu.



Gambar 7. Distribusi curah hujan diurnal 2012-2016 di Stamet Fatmawati Bengkulu.

Daftar Pustaka

- Bannu, 2003, Analisis Interaksi Monsun, Enso, dan Dipole Mode serta Kaitannya dengan Variabilitas Curah Hujan dan Angin Permukaan di Benua Maritim Indonesia Tesis, ITB, Bandung.
- Bayong, T.H.K., 2006, Meteorologi Indonesia 1 Karakteristik dan Sirkulasi Atmosfer. Jakarta, Penerbit BMG, Jakarta.
- Cangialosi, W. R., 2003, An Observational Study of Sea Breeze, *Journal of Meteorology*, 17.
- Simpson, J. E., 1994, *Sea Breeze and Local Wind*, Cambridge University Press, London.
- Paski, J. A. I dan Anjasman. (2015). *Penggolongan Sel Awan Konvektif Penyebab Angin Kencang di Pesisir Barat Bengkulu Berdasarkan Gema Citra Radar (Studi Kasus 22 Februari 2014)*. Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (STMKG Jakarta).
- <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>
- <http://bappeda.bengkuluprov.go.id>

ANALISIS KETERKAITAN HARI HUJAN DAN HUJAN LEBAT BERDASARKAN ANGIN ZONAL LAPISAN 850 hPa

Riska Fadila¹, Soetanto²

¹Stasiun Klimatologi Padang Pariaman

²Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jakarta

Abstrak. Sumatera Barat memiliki bentangan alam dari pesisir pantai hingga wilayah perbukitan yang dikenal dengan Bukit Barisan. Bentuk topografi ini sangat berpengaruh terhadap pola hujan di wilayah tersebut. Bentuk wilayah yang berbatasan dengan lautan menyebabkan adanya pengaruh angin darat-laut serta adanya hambatan pegunungan menyebabkan hujan di wilayah ini bertipe orografi. Pada penelitian ini akan dilakukan identifikasi pola angin yang mendukung terbentuknya awan hujan. Identifikasi yang dilakukan berdasarkan pengaruh angin zonal lapisan 850 hPa. Hasil penelitian menunjukkan bahwa wilayah Teluk Bayur memiliki frekuensi hujan lebat tertinggi dan wilayah Padang Panjang memiliki jumlah Hari Hujan terbanyak. Adapun pola angin zonal lapisan 850 mb yang sangat berpengaruh terhadap hujan lebat adalah pola perlambatan angin dari barat. Hal ini dikarenakan angin dari barat membawa udara yang mengandung banyak uap air yang berasal dari laut. **Kata kunci :** hari hujan, hujan lebat, angin zonal

Abstract. West Sumatra has a natural stretch of coast to the hilly region known as the Bukit Barisan. Topography is very influential on rainfall patterns in the region. Because bordering the sea, influence sea breeze are very strong and barrier mountains causing orography rain pattern. In this research will be to identify the upper region or regions with high rainfall due to removal of air masses on the mountain slopes and the area under the wind or the rain shadow region. Identification is performed based on the effect layer 850 hPa zonal wind. The results showed that the region Teluk Bayur is a region with high frequency of heavy rain and Padang Panjang is a region with many rainy day. Zonal wind pattern which greatly affect the rain is slowing the pattern of winds from the west. This is because the winds from the west bring air that containing water

vapor that comes from the sea. Keywords : rainy day, heavy rain, zonal wind

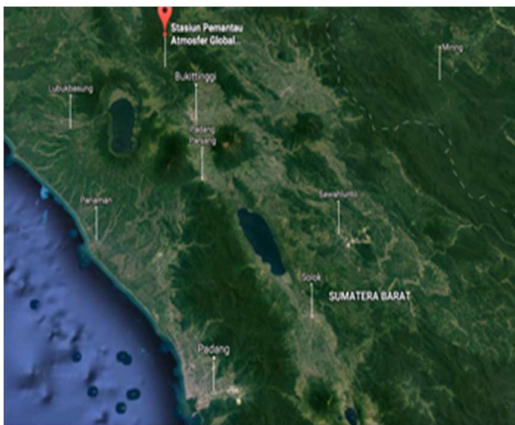
Pendahuluan

Bentangan alam Sumatera Barat merupakan hamparan wilayah dari pesisir pantai hingga rangkaian pegunungan Bukit Barisan. Bentuk topografi tersebut menyebabkan hujan di wilayah perbukitan bersifat orografi. Pada siang hari saat terjadi angin laut, massa udara akan dibawa memasuki daratan hingga menjadi jenuh di paras kondensasi. Paras kondensasi merupakan ketinggian yang memungkinkan terjadinya kondensasi uap air yang ada. Ada dua paras kondensasi yang dikenal yaitu Paras Kondensasi Golakan dan Paras Kondensasi Angkat. Pada tipe hujan orografi yang terjadi adalah Paras Kondensasi Angkat, yaitu paras tempat terjadinya kondensasi apabila udara terangkat dengan paksa secara adiabatik dan bukan karena pemanasan.

Angin merupakan parameter iklim yang sangat penting. Angin adalah udara yang bergerak dari tekanan tinggi ke tekanan rendah yang disebabkan oleh perbedaan suhu pada suatu wilayah. Pergerakan angin membawa massa udara dari satu tempat ke tempat yang lain. Pergerakan massa udara tersebut memberi pengaruh terhadap potensi hujan di suatu wilayah. Kondisi dinamis pergerakan massa udara di Samudera Hindia sangat berpengaruh terhadap cuaca di wilayah Sumatera Barat karena posisinya yang saling berhadapan. Hal ini terkait dengan pertemuan dua komponen angin yang akan menyebabkan adanya gerakan vertikal sehingga menghasilkan pembentukan awan dan beraian angin yang akan menyebabkan cuaca cerah. Angin lapisan 850 mb merupakan angin geostropik yang dapat mewakili keadaan cuaca dalam skala sinoptik sehingga dapat digunakan sebagai kajian untuk mengetahui keadaan

cuaca lokal. Berdasarkan penelitian Kaparang, N. E dan Eddy Hermawan (2010) bahwa wilayah yang dekat dengan garis ekuator relatif kuat dipengaruhi angin zonal (Barat-Timur) sedangkan wilayah yang jauh dari garis ekuator relatif kuat dipengaruhi angin meridional (Utara-Selatan), hal ini diduga karena adanya pengaruh gaya Coriolis. Hasil penelitian tersebut juga membuktikan bahwa angin zonal lebih kuat pengaruhnya terhadap data AUSMI (*Australian Monsoon Index*) sedangkan angin meridional lebih kuat pengaruhnya terhadap data WNPMI (*Western North Pacific Monsoon Index*).

Wang *et al.* (2004) meneliti hubungan komponen angin zonal dan meridional lapisan 850 mb di Laut Cina Selatan terhadap kejadian hujan saat awal *East Asia Summer Monsoon*. Wang dan Ding (2009) dalam penelitian lain tentang pembuatan definisi objektif dari awal musim hujan di India, mencari komponen angin zonal pada lapisan 850 milibar (850 mb) pada satu wilayah yang signifikan untuk dijadikan data dukung dalam penentuan definisi awal musim hujan di India. Junmei *et al.* (2006) menghubungkan kecepatan rata-rata angin zonal lapisan 850 mb dengan curah hujan saat terjadinya *Asian Summer Monsoon* di wilayah Cina dan Semenanjung Indocina. Zhao *et al.* (2007) menggunakan komponen angin zonal dan meridional lapisan 850 mb untuk mendeteksi angin barat daya di timur Cina yang menjadi penanda munculnya awal musim hujan di tenggara Cina. Beberapa penelitian yang telah disebutkan menunjukkan adanya keterkaitan antara komponen angin zonal dan meridional pada lapisan 850 mb terhadap curah hujan di suatu wilayah.



Gambar 1. Peta topografi Sumatera Barat

Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui pengaruh angin zonal lapisan 850 hPa terhadap hujan orografi di Sumatera Barat dan mengidentifikasi wilayah yang menjadi

paras kondensasi serta daerah bayangan hujannya. Penelitian ini diharapkan mampu mengembangkan teknik prakiraan menggunakan data skala sinoptik. Adapun manfaat dari penelitian ini adalah *forecaster* mampu memprakirakan hujan orografi dengan memanfaatkan data angin zonal lapisan 850 hPa.

Metodologi

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data hari hujan dan curah hujan tahun 2000-2010 pada stasiun BMKG di Sumatera Barat serta angin zonal Samudera Hindia dengan koordinat 2,5 LU - 2,5 LS da 90 BT – 95 BT. Penelitian mengambil sampel data 5 stasiun BMKG Sumatera Barat yang membentang dari pantai hingga bukit barisan, yaitu :

- Stasiun Meteorologi Maritim terletak pada koordinat 0.98 LS dan 100.36 BT dengan elevasi 2 mdpl.
- Stasiun Meteorologi Penerbangan Bandara Minangkabau terletak pada koordinat 0.8 LS dan 100.29 BT dengan elevasi 5,9 mdpl.
- Stasiun Klimatologi Sicincin terletak pada koordinat 0.55 LS dan 100.37 BT dengan elevasi 137 mdpl.
- Stasiun Geofisika Padang Panjang terletak pada koordinat 0.47 LS dan 100.41 BT dengan elevasi 650 mdpl.
- Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) terletak pada koordinat 0.18 LS dan 100.34 BT dengan elevasi 864,5 mdpl.



Gambar 2. Peta Sumatera Barat

Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah analisis perbandingan hari hujan (HH) dan curah hujan (CH) lima stasiun BMKG tahun 2000-2010 terhadap pola angina zonal lapisan 850 mb. Adapun alat yang digunakan dalam pengolahan data adalah operasi hitung (Microsoft Excel). Penentuan klasifikasi pola angin zonal berdasarkan table berikut :

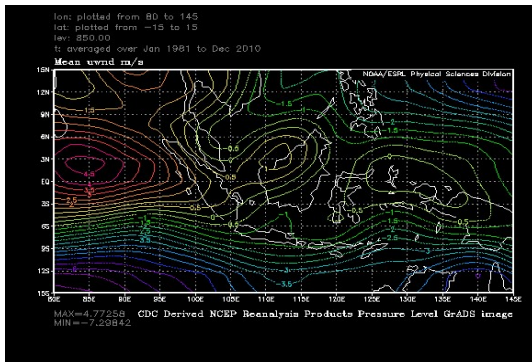
Tabel 1. Karakteristik Angin Zonal

Karakteristik angin	S. Hindia (A)	Sumatera Barat (B)	Syarat	INDEKS ANGIN	Keterangan	Arah Angin
1	+	+	A>B	(+)	perlambatan dari barat	→ →
2	+	+	A<B	(-)	percepatan dari barat	→ →
3	+	-	A>B	(+) konvergen		→ →
			A<B			← ←
4	-	+	A>B	(-) divergen		← ←
			A<B			→ →
5	-	-	A>B	(-)	percepatan dari timur	← ←
6	-	-	A<B	(+)	perlambatan dari timur	← ←

Hasil dari output akan bernilai positif (+) artinya terjadi pengumpulan massa udara sedangkan negatif (-) artinya beraian dalam aliran udara. Suatu wilayah jika terjadi pengumpulan massa akan ditandai dengan terbentuknya awan yang dapat berpotensi hujan sedangkan jika terjadi beraian angin akan ditandai dengan cuaca cerah.

Adapun langkah-langkah penelitian ini adalah sebagai berikut :

1. Perata-rataan klimatologi angin zonal bulanan dan pengeplotan spasial angin zonal sesuai wilayah penelitian yang dibatasi oleh Samudera Hindia 2,5 LU - 2,5 LS dan 90 BT – 95 BT dan Sumatera Barat 2.5 LU – 5 LS dan 97.5 BT dan 102.5 BT. Tahap ini digunakan untuk mengetahui secara umum angin yang berpengaruh terhadap wilayah Sumatera Barat.

**Gambar 3.** Sirkulasi Komponen Angin Zonal Lapisan 850 mb tahun 1981-2010

2. Penghitungan indeks pola sirkulasi komponen angin zonal dilakukan dengan asumsi sebagai berikut :

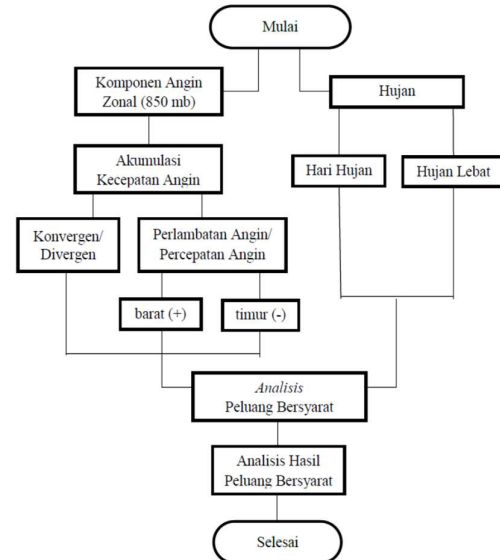
$$\boxed{A} - \boxed{B}$$

- Kotak A : angin zonal di Samudera Hindia dengan koordinat 2.5 LU – 2.5 LS dan 90 BT – 95 BT

- Kotak B : angin zonal di Sumatera Barat dengan koordinat 2.5 LU – 5 LS dan 97.5 BT - 102.5 BT.

Hasil dari selisih kecepatan angin kedua wilayah akan menghasilkan nilai positif dan negatif (**Tabel 1**).

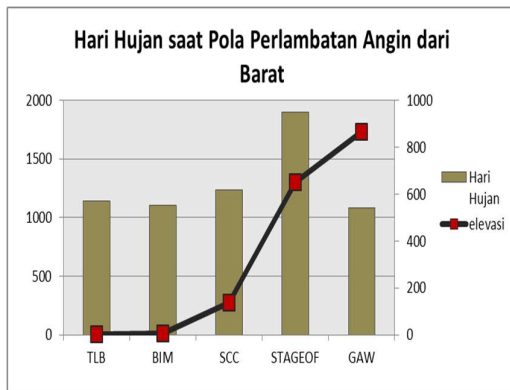
3. Mengidentifikasi pola angin yang menghasilkan hujan dan hujan lebat dengan menggunakan fungsi logika IF

**Gambar 4.** Diagram alir

Hasil dan Pembahasan

3.1 Pola Hujan Berdasarkan Karakteristik Komponen Angin Zonal

Pada grafik berikut akan ditunjukkan jumlah Hari Hujan (HH) dan Hari Tanpa Hujan (HTH) stasiun BMKG Sumatera Barat berdasarkan pola angin zonal pada setiap stasiun yaitu Stasiun Meteorologi Teluk Bayur (TLB), Stasiun Meteorologi Minangkabau (BIM), Stasiun Klimatologi Sicincin (SCC), Stasiun Geofisika Padang Panjang (Stageof) dan Stasiun GAW. Analisis yang dilakukan yaitu hari hujan (HH) dan elevasi serta kaitannya dengan pola angin zonal pada lapisan 850 mb.



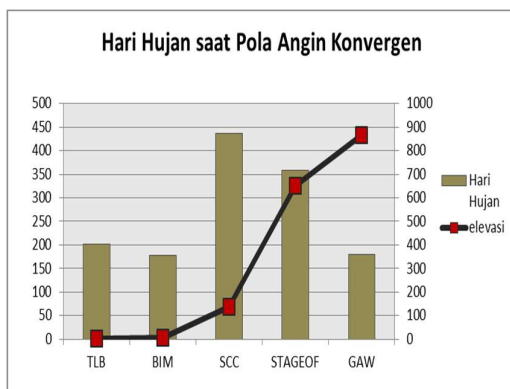
Gambar 5. Hari Hujan Pada Pola Perlambatan Angin dari Barat

Jumlah hari hujan saat pola perlambatan angin dari barat tertinggi terjadi pada Stasiun Geofisika Padang Panjang yakni 1800 hari hujan sedangkan pada stasiun lainnya hari hujan merata sekitar 1000 hari hujan.



Gambar 6. Hari Hujan Pada Pola Perlambatan Angin dari Timur

Sama halnya dengan jumlah hujan saat pola perlambatan angin dari barat, jumlah tertinggi hari hujan terjadi pada Stasiun Geofisika Padang Panjang namun dengan frekuensi yang jauh lebih kecil yaitu 390 hari hujan.



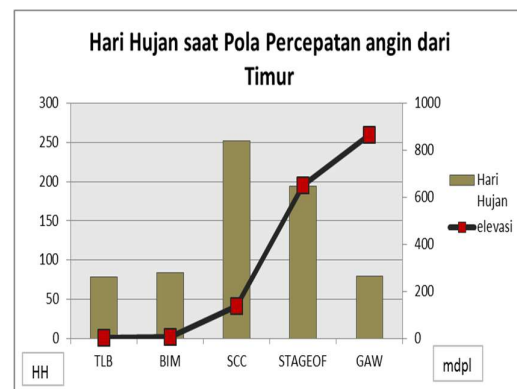
Gambar 7. Hari Hujan Pada Pola Angin Konvergen

Pada pola angin konvergen jumlah hari hujan terbanyak terdapat pada Stasiun Klimatologi Sicincin. Pada pola angin konvergen ini jumlah hari hujan Stageof Padang Panjang menjadi urutan kedua. Jumlah hari hujan tertinggi yaitu 440 hari.



Gambar 8. Hari Hujan Pada Pola Percepatan Angin dari Barat

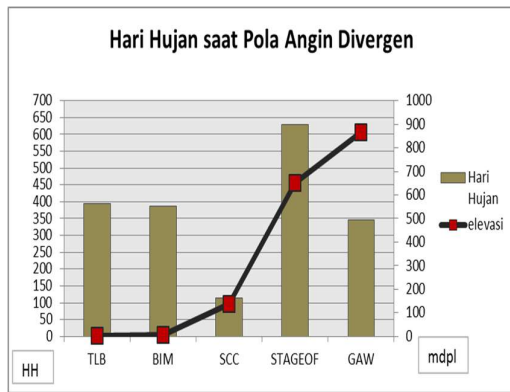
Jumlah hari hujan saat pola percepatan angin dari barat memiliki kemiripan pola dengan kejadian saat pola perlambatan angin dari timur. Jumlah hari hujan terbanyak terjadi pada Stasiun Geofisika Padang Panjang diikuti oleh Staklim Sicincin. Namun jika dibandingkan dengan pola perlambatan angin yang juga dari barat jumlah hari hujan pada kondisi ini jauh lebih kecil sekitar 425 hari.



Gambar 9. Hari Hujan Pada Pola Percepatan Angin dari Timur

Jumlah hari hujan saat pola percepatan angin dari timur terbanyak terjadi pada Stasiun Klimatologi Sicincin kemudian diikuti oleh Stasiun Geofisika Padang Panjang. Pola ini menyerupai pola hari hujan saat angin konvergen. Jumlah hari hujan saat pola

percepatan angin dari timur memiliki jumlah terendah dibandingkan pola angin lainnya.



Gambar 10. Hari Hujan Pada Pola Angin Divergen

Jumlah hari hujan saat pola angin divergen terbanyak terjadi pada Stasiun Geofisika Padang Panjang sedangkan pada Stasiun Klimatologi Sicincin jumlah hari hujan mengalami penurunan yang sangat tajam. Berdasarkan enam pola angin secara umum Stasiun Klimatologi Sicincin dan Stageof Padang Pariaman memiliki Hari Hujan terbanyak.

3.2 Peluang bersyarat Hari Hujan dan Hujan Lebat Berdasarkan Karakteristik Komponen Angin Zonal

Pada pembahasan ini akan diuraikan tentang peluang terjadinya hari hujan dan hujan lebat dengan syarat karakteristik komponen angin zonal. Nilai peluang yang muncul merupakan kemungkinan terjadinya hari hujan dan hujan lebat saat pola angin tertentu. Berikut tabel peluang pada masing-masing stasiun :

Tabel 3.1 Tabel Peluang bersyarat Hari Hujan dan Hujan Lebat Stasiun Meteorologi Teluk Bayur

Karakteristik Komponen Angin Zonal	Frekuensi					Peluang Bersyarat			
	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat	Pola angin	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat
Perlambatan Angin dari Barat	1144	807	173	1778	1951	0.586	0.414	0.089	0.911
Perlambatan Angin dari Timur	201	163	23	341	364	0.552	0.448	0.063	0.937
Percepatan Angin dari Barat	207	201	27	381	408	0.507	0.493	0.066	0.934
Percepatan Angin dari Timur	183	252	19	416	435	0.421	0.579	0.044	0.956
Konvergen	394	262	58	598	656	0.601	0.399	0.088	0.912
Divergen	78	126	10	194	204	0.382	0.618	0.049	0.951
Total	2207	1811	310	3708	4018				

Berdasarkan tabel 3.1 hari hujan tertinggi dengan syarat karakteristik komponen angin zonal adalah saat pola angin konvergen dengan peluang 0,60 sedangkan peluang hujan lebat tertinggi terjadi saat pola perlambatan angin dari barat dengan peluang

0,08. Hari hujan mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola angin divergen sedangkan hujan lebat mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola percepatan angin dari timur. Ditinjau dari keseluruhan data persentase hari hujan di Stamar Teluk Bayur sebesar 54,9 % dan persentase hujan lebat sebesar 7,7 %.

Tabel 3.2 Tabel Peluang bersyarat Hari Hujan dan Hujan Lebat Stasiun Meteorologi Minangkabau

Karakteristik Komponen Angin Zonal	Frekuensi					Peluang Bersyarat			
	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat	Pola angin	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat
Perlambatan Angin dari Barat	1104	847	152	1799	1951	0.566	0.434	0.078	0.922
Perlambatan Angin dari Timur	178	186	23	341	364	0.489	0.511	0.063	0.937
Percepatan Angin dari Barat	217	191	34	374	408	0.532	0.468	0.083	0.917
Percepatan Angin dari Timur	195	240	20	415	435	0.448	0.552	0.046	0.954
Konvergen	386	270	33	623	656	0.588	0.412	0.050	0.950
Divergen	84	120	11	193	204	0.412	0.588	0.054	0.946
Total	2164	1854	273	3745	4018				

Berdasarkan tabel 3.2 peluang hari hujan tertinggi dengan syarat karakteristik komponen angin zonal adalah saat pola angin konvergen dengan peluang 0,58 sedangkan peluang hujan lebat tertinggi terjadi saat pola percepatan angin dari barat dengan peluang 0,08. Hari hujan mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola angin divergen sedangkan hujan lebat mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola percepatan angin dari timur. Ditinjau dari keseluruhan data persentase hari hujan di Stamet Minangkabau sebesar 53,8 % dan persentase hujan lebat sebesar 6,7 %.

Tabel 3.3 Tabel Peluang bersyarat Hari Hujan dan Hujan Lebat Stasiun Klimatologi Sicincin

Karakteristik Komponen Angin Zonal	Frekuensi					Peluang Bersyarat			
	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat	Pola angin	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat
Perlambatan Angin dari Barat	1233	718	159	1792	1951	0.632	0.368	0.081	0.9185
Perlambatan Angin dari Timur	215	149	26	338	364	0.591	0.409	0.071	0.9286
Percepatan Angin dari Barat	227	181	28	380	408	0.556	0.444	0.069	0.9314
Percepatan Angin dari Timur	252	183	27	408	435	0.579	0.421	0.062	0.9379
Konvergen	436	220	51	605	656	0.665	0.335	0.078	0.9223
Divergen	113	91	11	193	204	0.554	0.446	0.054	0.9461
Total	2476	1542	302	3716	4018				

Berdasarkan tabel 3.3 peluang hari hujan tertinggi dengan syarat karakteristik komponen angin zonal adalah saat pola angin konvergen dengan peluang 0,66 sedangkan peluang hujan lebat tertinggi terjadi saat pola perlambatan angin dari barat dengan peluang 0,08. Hari hujan dan hujan lebat mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola angin

divergen. Ditinjau dari keseluruhan data persentase hari hujan di Staklim Sicincin sebesar 61,6 % dan persentase hujan lebat sebesar 7,5 %.

Tabel 3.4 Tabel Peluang bersyarat Hari Hujan dan Hujan Lebat Stasiun Geofisika Padang Panjang

Karakteristik Komponen Angin Zonal	Frekuensi				Peluang Bersyarat			
	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat	Pola angin	HH	HTH	Hujan lebat
Perambatan Angin dari Barat	1897	54	103	1848	1951	0,972	0,028	0,053
Perambatan Angin dari Timur	359	5	8	356	364	0,986	0,014	0,022
Percepatan Angin dari Barat	390	18	16	392	408	0,956	0,044	0,039
Percepatan Angin dari Timur	421	14	14	421	435	0,968	0,032	0,032
Konvergen	630	26	17	639	656	0,960	0,040	0,026
Divergen	194	10	4	200	204	0,951	0,049	0,050
Total	3891	127	162	3856	4018			

Berdasarkan tabel 3.4 peluang hari hujan tertinggi dengan syarat karakteristik komponen angin zonal adalah saat perlambatan angin dari timur dengan peluang 0,98 sedangkan peluang hujan lebat tertinggi terjadi saat pola perlambatan angin dari barat dengan peluang 0,05. Hari hujan dan hujan lebat mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola angin divergen. Ditinjau dari keseluruhan data persentase hari hujan di Stageof Padang Panjang sebesar 96,8 % dan persentase hujan lebat sebesar 4,0 %.

Tabel 3.5 Tabel Peluang bersyarat Hari Hujan dan Hujan Lebat Stasiun Pemantau Udara GAW

Karakteristik Komponen Angin Zonal	Frekuensi				Peluang Bersyarat			
	HH	HTH	Hujan lebat	Hujan tidak lebat	Pola angin	HH	HTH	Hujan lebat
Perambatan Angin dari Barat	1081	870	9	1942	1951	0,554	0,446	0,005
Perambatan Angin dari Timur	180	184	7	357	364	0,495	0,505	0,019
Percepatan Angin dari Barat	194	214	4	404	408	0,475	0,525	0,010
Percepatan Angin dari Timur	184	251	9	426	435	0,423	0,577	0,021
Konvergen	345	311	12	644	656	0,526	0,474	0,018
Divergen	80	124	3	201	204	0,392	0,608	0,015
Total	2064	1954	44	3974	4018			

Berdasarkan tabel 3.5 peluang hari hujan tertinggi dengan syarat karakteristik komponen angin zonal adalah saat perlambatan angin dari barat dengan peluang 0,55 sedangkan peluang hujan lebat tertinggi terjadi saat pola percepatan angin dari timur dengan peluang 0,02. Hari hujan mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola angin divergen sedangkan hujan lebat mempunyai kemungkinan terjadi yang kecil saat pola perlambatan angin dari barat. Ditinjau dari keseluruhan data persentase hari hujan di

Stasiun GAW sebesar 51,3 % dan persentase hujan lebat sebesar 1,0 %.

3.3 Peluang bersyarat Pola Angin Berdasarkan Kejadian Hujan Lebat

Pada pembahasan ini akan ditinjau pola angin yang menghasilkan hujan lebat pada wilayah penelitian. Namun sebelum langkah tersebut dilakukan akan dihitung persentase hujan lebat dari keseluruhan data. Berikut adalah persentase kejadian hujan lebat di wilayah penelitian :

Tabel 3.6 Peluang bersyarat Pola Angin dengan Syarat Hujan Lebat

Karakteristik Komponen Angin Zonal	Stasiun T. Bayur		Stasiun Muangkabau		Staklim Sicincin		Stageof Padang Panjang		Stasiun GAW		Total Hujan Lebat
	Frekuensi Hujan lebat	Conditional probability	Frekuensi Hujan lebat	Conditional probability	Frekuensi Hujan lebat	Conditional probability	Frekuensi Hujan lebat	Conditional probability	Frekuensi Hujan lebat	Conditional probability	
Perambatan Angin dari Barat	173	0,558	152	0,557	159	0,526	103	0,636	9	0,205	1091
Perambatan Angin dari Timur	23	0,074	23	0,084	26	0,086	8	0,049	7	0,159	
Percepatan Angin dari Barat	27	0,087	34	0,125	28	0,093	16	0,099	4	0,091	
Percepatan Angin dari Timur	19	0,061	20	0,073	27	0,089	14	0,086	9	0,205	
Konvergen	58	0,187	33	0,121	51	0,169	17	0,105	12	0,273	
Divergen	10	0,032	11	0,040	11	0,036	4	0,025	3	0,068	
Total	310	1	273	1	302	1	162	1	44	1	
Persentase	28,41429881		25,02291476		27,68102658		14,8487626		1,095072175		

Berdasarkan tabel 3.6 pada kelima lokasi penelitian secara umum hujan lebat terjadi saat pola perlambatan angin dari barat, kecuali pada Stasiun GAW Kototabang. Conditional probability kejadian hujan lebat tertinggi terjadi di Stageof Padang Padang dengan nilai persentase sebesar 0,636 % saat perlambatan angin dari barat sedangkan frekuensi hujan lebat terbanyak terjadi di Stamar Teluk Bayur sejumlah 310 kali.

Kesimpulan

Secara umum pola hujan normal wilayah Sumatera Barat adalah tipe ekuatorial. Namun bentuk topografi yang berbeda-beda menyebabkan tipe hujan orografi pada wilayah yang berada di lereng pegunungan tetapi tidak mengubah pola hujan normalnya. Pola angin merupakan salah satu faktor penting pada tahap terbentuknya hujan, dari hasil penelitian diketahui saat pola perlambatan angin dari barat jumlah hari hujan memiliki nilai tertinggi dari keseluruhan stasiun sedangkan jumlah hari hujan terendah terdapat saat pola percepatan angin dari timur. Jumlah hari hujan terbanyak terjadi

Stasiun Geofisika Padang Panjang yang memiliki ketinggian 650 mdpl. Selain itu pada saat pola angin ini frekuensi hujan lebat juga tinggi. Frekuensi hujan lebat tertinggi terjadi di Stamar Teluk Bayur yang lokasinya berada pada bibir pantai.

Daftar Pustaka

- Hartoko, Agus dan Widada Sulistya. 2010. *Meteorologi dan Sifat Kelautan Indonesia*. Badan Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.
- Kaparang, N.E., dan Eddy Hermawan, 2010. *Analisis Perilaku Angin di Lapisan 850 hPa Hasil Observasi Data WPR Dikaitkan dengan Perilaku data Indeks Monsun di Indonesia*. J. Sains Dirgantara Vol. 8 No. 1 Desember : 1-24.
- Tjasyono, Bayong. 2004. *Klimatologi*. Institut Teknologi Bandung. Bandung.
- Tjasyono, Bayong. 2007. *Mikrofisika Awan dan Hujan*. Badan Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.
- Triatmodjo, Bambang. 2008. *Hidrologi Terapan*. Beta Offset Yogyakarta. Yogyakarta.
- Junmei, L., Zhang, Q., Tao, S., dan Ju, J. 2006. *The Onset and Advance of the Asian Summer Monsoon*. Chinese Science Bulletin. 51(1):80-88.
- Wang, B., Ho, L., Zhang, Y., dan Lu, M.M. 2004. *Definition of South China Sea Monsoon Onset and Commencement of the East Asia Summer Monsoon*. American Meteorological Society. Journal of Climate Academic. 17: 699-710
- Wirjohamidjojo, Soerjadi dan Yunus S. 2013. Badan Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.
- Zakir, Achmad dan Sulistya, Widada. 2010. *Perspektif Operasional Cuaca Tropis*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika. Jakarta.
- Zhao, P., Zhang, R., Liu, J., Zhou, X., dan He, J. 2007. *Onset of South westerly Wind over Eastern China and Associated Atmospheric Circulation and Rainfall*. Climate Dynamics. 28(7-8):797-811.