

Diagnosa Perilaku MJO Aktif pada saat La Nina Kuat (2011/2012) di Perairan Tropis

Mahardiani Putri Naulia Batubara^{1,3*}, Muhammad Zainuri², Kunarso Kunarso²,
Ardiansyah Desmont Puryajati²

¹Departemen Ilmu Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Diponegoro

²Departemen Oseanografi, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Diponegoro
Jl. Prof. H. Soedarto S.H, Tembalang, Semarang, Jawa Tengah 50275 Indonesia

³Pusat Meteorologi Maritim, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika
Jl. Angkasa I No. 2 Kemayoran, Jakarta Pusat, DKI Jakarta, 10610

Email: mahardianiputri@gmail.com

Abstrak

Variabilitas cuaca dan iklim di Indonesia disebabkan oleh berbagai macam faktor skala ruang dan waktu, baik yang bersifat lokal, regional, maupun global dengan variasi waktu harian, bulanan, musiman, hingga tahunan. Pada skala waktu harian hingga intramusiman, MJO menjadi faktor utama variabilitas di wilayah tropis, sedangkan pada skala global yang bersifat tahunan, El Nino dan La Nina memberikan kontribusi terbesar. Penelitian ini bertujuan untuk mengkaji karakteristik MJO yang aktif bersamaan dengan La Nina kuat pada tahun 2011/2012. Metode pengolahan data menggunakan bahasa pemrograman untuk mengolah data RMM1 dan 2, suhu permukaan laut, *outgoing longwave radiation*, angin zonal 850 hPa dan 200 hPa, fluks panas laten, kelembapan udara relatif (Rh), dan curah hujan. Hasil menunjukkan saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat, SPL di wilayah tropis berada dalam kondisi hangat berkisar antara 29–30.5°C yang terpusat di perairan Indonesia bagian timur dan Samudera Pasifik. Beberapa kondisi angin zonal lapisan 850 hPa menunjukkan intrusi angin timuran dengan kecepatan yang signifikan sebagai dampak dari pengaruh La Nina terhadap propagasi MJO. Gangguan angin timuran tidak terlalu mempengaruhi pertukaran panas laut-atmosfer dalam bentuk fluks panas laten, sehingga tetap bernilai positif. Kondisi basah La Nina dan MJO menyebabkan peningkatan Rh pada lapisan 1000–500 hPa sebesar 80-90% dan pada lapisan 200 hPa sebesar 70-80%. Hal ini mendukung propagasi dan memperpanjang durasi MJO yang aktif di perairan tropis. Pengaruh La Nina yang cukup kuat saat MJO aktif mendukung pertumbuhan awan konvektif sehingga terjadi peningkatan curah hujan sebesar 10–200 mm perhari.

Kata kunci : MJO, La Nina kuat, suhu permukaan laut, angin 850 mb, curah hujan

Abstract

Diagnosing the Characteristics of Active MJO During Strong La Nina (2011/2012) in Tropical Waters

Weather and climate variability in Indonesia is caused by various factors of space and time scale, both local, regional, and global with daily, monthly, seasonal, and yearly variations in time. On a daily to the intra-seasonal time scale, the MJO is the main factor of variability in the tropics, while on an annual global scale, El Nino and La Nina make the largest contribution. This study aims to examine the characteristics of the MJO that was active at the same time as strong La Nina in 2011/2012. The data processing method uses a programming language to process data RMM1 and 2, sea surface temperature, outgoing longwave radiation, 850 hPa and 200 hPa zonal winds, latent heat flux, relative humidity (Rh), and rainfall. The results show that when the MJO is active along with strong La Nina, SST in the tropics is in warm conditions ranging from 29 - 30.5°C which is concentrated in the waters of eastern Indonesia and the Pacific Ocean. Several zonal wind conditions of the 850 hPa layer showed easterly wind intrusion with significant speed as the impact of La Nina influence on MJO propagation. The east wind disturbance does not significantly affect the ocean-atmosphere heat exchange in the form of latent heat flux, so it remains positive. Wet conditions of La Nina and MJO caused

*Corresponding author

DOI:10.14710/buloma.v11i2.45619

<http://ejournal.undip.ac.id/index.php/buloma>

Diterima/Received : 06-04-2022

Disetujui/Accepted : 19-05-2022

an increase of Rh in the 1000–500 hPa layer by 80-90% and in the 200 hPa layer by 70-80%. This supports propagation and extends the duration of active MJOs in tropical waters.

Keywords: MJO, strong El Nino, sea surface temperature, zonal wind, rainfall intensity

PENDAHULUAN

Indonesia yang berada di wilayah perairan tropis dan termasuk dalam Benua Maritim Indonesia dipengaruhi oleh interaksi atmosfer dan laut dalam skala yang cukup tinggi (Balbeid *et al.*, 2015). Interaksi laut dan atmosfer dapat dilihat dari munculnya berbagai variabilitas fenomena yang mempengaruhi pembentukan cuaca di wilayah tropis seperti ENSO (*El Nino dan La Nina*) (Rakhman *et al.*, 2017), monsun (Moron *et al.*, 2010), MJO (*Madden-Julian Oscillation*) (Ren dan Ren, 2017; Muhammad *et al.*, 2021), CS (*cold surge*) (Chang *et al.*, 2005) mempengaruhi keragaman pembentukan cuaca di wilayah tropis (Rajagopalan dan Zagona, 2016). *Madden Julian Oscillation* atau yang lebih sering dikenal dengan sebutan MJO merupakan mode variabilitas intramusiman yang paling dominan di wilayah tropis (Madden dan Julian, 1971; 1994). MJO memiliki propagasi yang khas ke arah timur dari Samudera Hindia menuju Samudera Pasifik dengan periode osilasi 30 – 60 hari (Madden dan Julian, 1971) dengan cepat rambat sebesar 5 m/s (Zhang, 2005). Pada saat MJO berada di fase aktif, proses konvektif mampu meningkatkan probabilitas curah hujan ekstrem hingga lebih dari 50% di sebagian besar wilayah Indonesia, terutama pada saat aktif di Benua Maritim, yaitu pada fase 3 dan 4. Dalam skala harian hingga intramusiman, MJO bahkan mampu meningkatkan kejadian curah hujan ekstrem di pantai Barat Sumatera sebesar 100% dan 70% - 80% di Pulau Jawa (Waliser *et al.*, 2009; Muhammad *et al.*, 2021). Tidak hanya di wilayah Indonesia bagian Barat, Muhammad *et al.* (2021) juga mengidentifikasi pengaruh MJO terhadap kenaikan curah hujan ekstrem di wilayah Kalimantan, Sulawesi dan Papua sebesar 60%.

Pada penelitian ini identifikasi MJO dilakukan pada saat MJO aktif di perairan tropis, yaitu pada fase 3, 4, 5, dan 6. Proses identifikasi MJO aktif pada fase-fase tersebut dilakukan dengan melihat besar resultan indeks intensitas harian MJO. Dikatakan resultan karena intensitas MJO diperoleh dari penjumlahan akar kuadrat nilai RMM1 dan RMM2 (*Realtime Mutivariate MJO phase 1 dan phase 2*). Indeks RMM1 dan

RMM2 ini dirumuskan pertama kali oleh Wheeler dan Hendon (2004) dengan menggabungkan analisis *Empirical Orthogonal Function* (EOF) menggunakan data rata-rata angin zonal lapisan 850 hPa, 200 hPa, dan OLR (Wheeler dan Hendon, 2004).

Selain MJO, fenomena dalam skala global yang sering menimbulkan dampak peningkatan curah hujan bahkan banjir di sebagian besar wilayah Indonesia dikenal dengan La Nina. Pada saat La Nina, terjadi perbedaan SPL yang sangat kontras di Samudera Pasifik bagian tengah dan timur (Sulistya, 2001). Kondisi ini akan mengakibatkan *upwelling* yang kuat di pantai Amerika dengan SPL yang lebih dingin di Samudera Pasifik bagian timur dan SPL yang lebih hangat di wilayah Samudera Pasifik bagian barat (Wang *et al.*, 2012). SPL yang hangat di Samudera Pasifik bagian barat memicu terjadinya proses konveksi dan mengumpulnya massa udara di wilayah perairan Indonesia. Akibatnya, terbentuk awan – awan konvektif penghasil hujan, sehingga pada saat La Nina sering terjadi peningkatan curah hujan yang melebihi batas normalnya (Hamada *et al.*, 2012).

Kondisi yang sangat unik terjadi pada akhir tahun 2011 dan awal tahun 2012, dimana pada periode waktu tersebut MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat, meskipun terjadi dalam skala ruang dan waktu yang berbeda. Berdasarkan data yang diperoleh dari *Bureau of Meteorology* (BoM) Australia, La Nina kuat tersebut terjadi dalam durasi waktu yang cukup panjang, yaitu selama 6 bulan. La Nina kuat teridentifikasi hadir pada bulan September tahun 2011 dan berakhir pada bulan Februari tahun 2012. Sementara itu, MJO yang aktif pada fase 3,4,5,6 tidak berlangsung secara terus menerus dengan total kejadian sebanyak tiga kali. Adapun durasi MJO aktif pada saat La Nina kuat juga menunjukkan durasi yang cukup panjang dengan minimal masa aktif MJO terjadi dalam dua *pentad* (sepuluh hari). Kondisi ini menunjukkan keterkaitan, interaksi, dan pengaruh yang sangat erat antara MJO dengan fenomena La Nina kuat, seperti yang dikemukakan oleh Gottschalck dan Higgins pada tahun 2008. Kedua fenomena ini diketahui sama-sama

berdampak pada peningkatan curah hujan di wilayah Indonesia, namun terdapat pula beberapa parameter pendukung yang memberi pengaruh bertolak belakang, serta berada pada skala ruang dan waktu yang berbeda. Faktor musim yang menjadi salah satu faktor pembentukan cuaca terbesar di wilayah Indonesia juga turut berdampak pada kedua fenomena cuaca ini saat terjadi secara bersamaan. Untuk itu, penelitian ini bertujuan untuk mengkaji karakteristik MJO sebagai fenomena cuaca skala regional yang aktif bersamaan dengan La Nina kuat yang berskala global. Materi dan metode pada penelitian ini akan dibahas pada bagian kedua. Sedangkan hasil pembahasan dan kesimpulan akan dibahas pada bagian 3 dan 4.

MATERI DAN METODE

Pergerakan MJO ke arah timur dalam bentuk gugusan awan konvektif dalam skala besar (*super cloud cluster*) (Geerts dan Wheeler, 1998). Akibatnya, pergerakan MJO ke arah timur dengan angin baratan (*westerly winds*) diikuti dengan pembentukan awan-awan konvektif. Oleh karena itu, aktivitas konvektif MJO dapat diamati menggunakan sinyal radiasi balik yang dipantulkan atmosfer ke bumi dalam bentuk OLR (Madani *et al.*, 2012). Penelitian terkait MJO yang aktif bersamaan dengan La Nina kuat dilakukan pada bulan September tahun 2011 sampai bulan Februari tahun 2012. Seperti yang telah dijelaskan pada bab sebelumnya, tidak semua fase MJO dianalisis pada penelitian ini dan hanya berfokus pada wilayah perairan yang tropis sekitar Indonesia. Oleh karena itu, fase MJO yang akan dianalisis pada penelitian ini ialah MJO fase 3, 4, 5, dan juga 6, seperti yang ditampilkan pada gambar 1. Kriteria MJO aktif dilakukan dengan menganalisis intensitas MJO menggunakan RMM1 dan RMM2 (Wheeler dan Hendon) yang dirumuskan dengan persamaan:

$$\text{Indeks MJO} = \sqrt{\text{RMM1}^2} + \sqrt{\text{RMM2}^2}$$

Keterangan: RMM1 = indeks RMM fase 1; RMM2 = indeks RMM fase 2; MJO aktif = jika nilai indeks MJO ≥ 1 .

Evana *et al.* (2008) menyebutkan bahwa RMM1 dan RMM2 sangat efektif digunakan dalam menganalisis maupun memprediksi aktivitas MJO. Penyaringan atau *filtering* MJO aktif menggunakan kriteria yang dikemukakan oleh L'Heureux dan

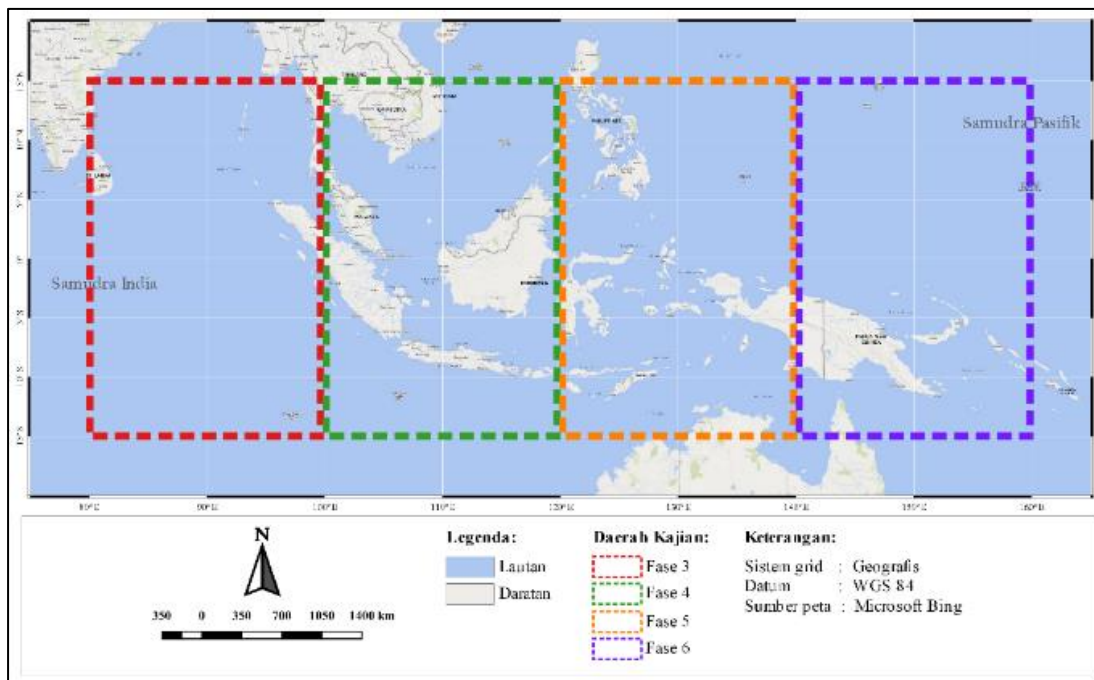
Higgins (2018) dan disempurnakan oleh Becker *et al.* (2011), yaitu: (a) Indeks RMM memiliki intensitas lebih dari 1 dalam lebih dari satu *pentad*; (b) Fase yang dilewati harus berturut-turut; (c) MJO harus memenuhi persyaratan (a) dan (b) dalam lebih dari enam *pentad* dan tidak tetap pada satu fase lebih dari empat *pentad*.

Setelah melakukan pengumpulan data RMM1 dan RMM2 yang dapat diakses pada halaman BoM Australia, dilakukan pengumpulan data lain yang digunakan, seperti data SPL OISST (*Optimum Interpolation Sea Surface Temperature*). Data SPL ini merupakan kombinasi data *microwave* dan inframerah menggunakan penginderaan jauh dan diasimilasi dengan data observasi di lapangan menggunakan kapal, *buoys*, argo float, dan drifter. Data SPL ini memiliki resolusi spasial yang cukup rapat sebesar 0.08° . Selain itu, data penginderaan jauh lainnya yang digunakan ialah data satelit fluks panas laten yang diperoleh dari OAFLEX (*Objectively Analyzed Air-sea Fluxes*). Namun, data OAFLEX ini memiliki resolusi spasial yang cukup besar, yaitu 1° . Tidak hanya itu, data curah hujan harian yang digunakan pada penelitian ini merupakan gabungan analisis berbagai satelit penginderaan jauh yang dikenal dengan TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*). Resolusi spasial data TRMM ini lebih kecil daripada data OAFLEX, yaitu sebesar 0.25° .

Analisis data lainnya akan menggunakan data reanalisis ERA5. ERA 5 merupakan generasi kelima dari *European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) dengan resolusi 0.25° . Data reanalisis yang digunakan ialah angin zonal lapisan 850 hPa, angin zonal lapisan 200 hPa, dan kelembapan udara relatif pada lapisan 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, dan 200 hPa. Untuk data OLR diakses melalui NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) – NOAA dengan resolusi 0.25° . Untuk data RMM1 dan RMM2 akan dioleh menggunakan aplikasi pengolah data dan angka, sedangkan data lainnya seperti SPL, fluks panas laten, curah hujan, angin zonal lapisan 850 hPa dan 200 hPa, kelembapan udara relatif, dan OLR diolah menggunakan aplikasi pengolah data dan visualisasi gambar.

Pemetaan Spasial Parameter Uji

Pemetaan spasial parameter-parameter tersebut disesuaikan berdasarkan lokasi penelitian yaitu pada $15^\circ \text{LS} - 15^\circ \text{LU}$ dan $60^\circ \text{BT} - 170^\circ \text{BT}$.



Gambar 1. Lokasi penelitian berdasarkan fase MJO; Fase 3 : 15⁰ LU – 15⁰ LS dan 80⁰ BT – 100⁰ BT; fase 4 : 15⁰ LU – 15⁰ LS dan 100⁰ BT – 120⁰ BT; fase 5 : 15⁰ LU – 15⁰ LS dan 120⁰ BT – 140⁰ BT; dan fase 6 : 15⁰ LU – 15⁰ LS dan 140⁰ BT – 160⁰ BT

Selain peta spasial, data angin 850 hPa, angin 200 hPa, dan kelembapan udara relatif akan diplot dalam bentuk diagram Hovmoller. Untuk data angin zonal lapisan 850 hPa dan 200 hPa diplot dalam bentuk hovmuller berdasarkan waktu dan bujur, sedangkan untuk kelembapan udara relative akan diplot berdasarkan level ketinggian.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Kondisi SPL saat MJO dan La Nina Kuat Aktif Bersamaan

Hasil identifikasi menunjukkan terdapat dua kejadian pada tahun 2011, yang terjadi pada 24 September – 04 Oktober 2011 dan 26 November – 10 Desember 2011. Sedangkan untuk tahun 2012, hanya terdapat satu kejadian MJO aktif yang bersamaan dengan La Nina kuat, yaitu pada 22 Januari – 03 Februari 2012. Pada 24 September – 04 Oktober 2011, MJO aktif di dua fase, yaitu fase 5 dan 6 dengan durasi masing-masing kejadian selama 5 hari dan 6 hari. MJO yang aktif pada 26 November 2011 – 10 Desember 2011 menunjukkan durasi yang lebih panjang yang aktif dalam tiga fase, yaitu fase 3, 4, dan 5. Masa aktif MJO pada tiga fase ini masing-masing selama 1 pentad (5 hari). Kejadian MJO aktif yang

bersamaan dengan La Nina kuat selanjutnya terjadi pada 22 Januari – 03 Februari dengan total hari aktif selama 13 hari dalam dua fase, yaitu fase 5 dan fase 6 dengan durasi aktif pada masing-masing fase selama 5 hari dan 8 hari. Dari tiga kejadian, terdapat dua kejadian dimana MJO yang aktif pada saat La Nina kuat hanya terjadi di fase 5 dan 6. Besarnya intensitas MJO yang aktif di fase 5 dan 6 merupakan bukti keterkaitan dan pengaruh La Nina kuat terhadap aktivitas MJO (Gottschalck dan Higgins, 2008).

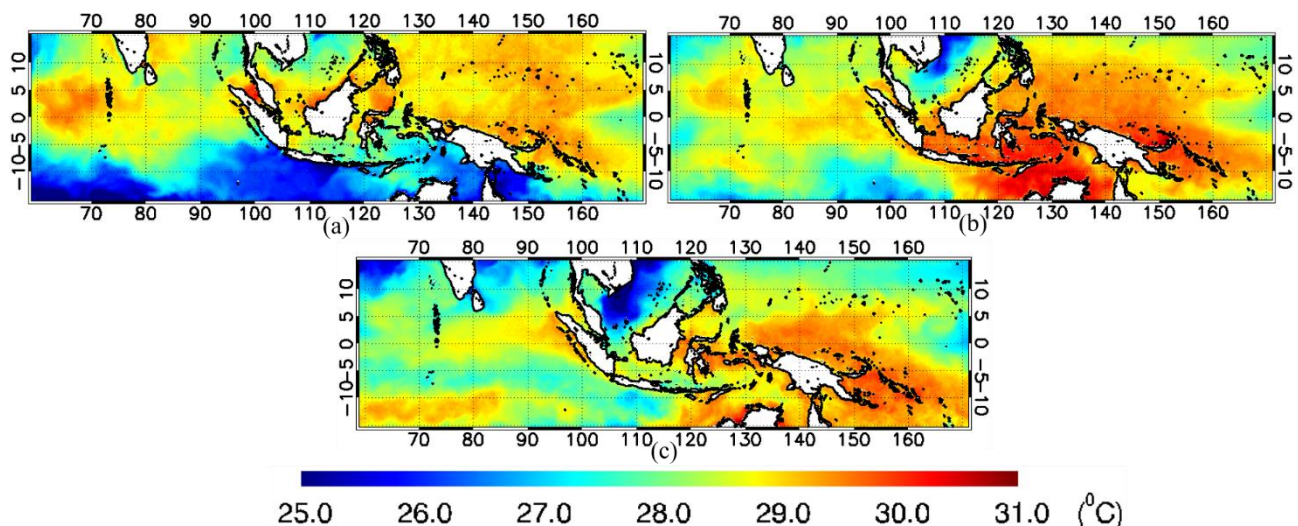
Sebagai bentuk interaksi laut dan atmosfer (Zhang, 2005; Jin *et al.*, 2013), SPL menjadi salah satu parameter terpenting dalam kehadiran dan propagasi MJO ke timur (Achmad *et al.*, 2018). Perubahan tren SPL yang sangat variatif di wilayah perairan Indonesia dipengaruhi oleh sistem masuk dan keluarnya panas dari dan ke darat-laut-atmosfer dalam bentuk fluks panas laten (Balbeid *et al.*, 2015). Kondisi SPL pada saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat ditampilkan pada gambar 2 (a-c). Gambar 2 (a) menunjukkan nilai SPL yang berkisar antara 25⁰C – 29.5⁰C. Wilayah dengan nilai SPL yang dingin terkonsentrasi di wilayah BBS (5⁰ LS – 15⁰ LS), sedangkan wilayah dengan kondisi SPL yang lebih hangat terkonsentrasi di BBU, terutama di perairan

Indonesia bagian timur dan Samudera Pasifik Barat. Kondisi ini menunjukkan keterkaitan erat antara MJO dengan La Nina kuat yang terindikasi dari hangatnya SPL di wilayah perairan timur Indonesia dan Samudera Pasifik Barat. Aktivitas konvektif La Nina kuat dan MJO menjadi pasokan energi yang sangat kuat bagi MJO untuk berpropagasi ke timur menuju Samudera Pasifik Barat. Penurunan nilai SPL di BBS mulai dari Samudera Hindia hingga Samudera Pasifik disebabkan oleh proses fisis berupa *upwelling* yang intens terjadi pada September – Oktober, serta penurunan kecepatan arus lintas Indonesia (Arlindo) (Saraswata *et al.*, 2013).

Sementara itu, gambar 2 (b) menunjukkan kondisi yang sangat kontras dengan peningkatan SPL yang signifikan di perairan Indonesia timur. Rata-rata SPL pada gambar 2(b) menunjukkan nilai yang berkisar antara 26°C – 30.5°C. Nilai SPL yang rendah pada gambar 2(b) terdapat di sebagian kecil wilayah perairan Laut Cina Selatan utara Kalimantan. Aktivitas MJO pada gambar 2 (b) dipengaruhi oleh dua fenomena, yaitu La Nina kuat dan monsun Asia yang juga aktif pada periode ini. Peningkatan SPL sebesar 1°C – 1.5°C di perairan Indonesia bagian timur semakin menunjukkan besarnya kontribusi La Nina kuat terhadap MJO. La Nina kuat yang terjadi menyebabkan pendangkalan lapisan campur dan lapisan termoklin di Samudera Pasifik Barat (McPhaden, 2002). Akibatnya, akan terjadi peningkatan intensitas radiasi matahari (Duvel *et al.*, 2004) dan

meningkatkan SPL di wilayah tersebut. Analisis lebih lanjut terkait MJO dan monsun Asia dapat dilihat dari angin zonal pada lapisan 850 hPa (1.5 km) akan dibahas selanjutnya.

Kondisi SPL pada gambar 2 (a), (b), dan juga (c) menunjukkan perbedaan yang cukup signifikan. Pada gambar 2 (a), SPL dengan nilai yang hangat berada di wilayah utara dan berkisar antara 29°C – 30°C. Selain di wilayah Indonesia bagian timur dan Samudera Pasifik, SPL yang hangat pada gambar 2 (a) terlihat pada wilayah Samudera Hindia, utara perairan Kalimantan, utara perairan Sulawesi, dan Selat Malaka. Sedangkan SPL yang dingin tersebar dari Samudera Hindia menuju Laut Arafura dengan kisaran nilai yang 25°C – 26°C. Kondisi ini dipengaruhi oleh proses fisis yang terjadi pada musim peralihan seperti *upwelling* (Saraswata *et al.*, 2013). Kondisi yang berbeda terjadi pada November – Desember 2011, dimana SPL di wilayah perairan Indonesia bagian barat hingga Samudera Pasifik Barat mengalami peningkatan yang cukup signifikan dengan nilai 29.5°C – 30.5°C. Tidak hanya itu, wilayah BBS juga mulai menghangat, meskipun masih terdapat SPL yang dingin di wilayah 90°BT - 110°BT. Peningkatan yang terjadi menyebabkan SPL di wilayah tersebut memiliki nilai yang berkisar antara 26.5°C – 28.5°C. SPL dengan nilai 25°C – 26°C terkonsentrasi di sebagian kecil Laut Cina Selatan di utara Kalimantan. Kondisi ini terjadi akibat pengaruh posisi matahari yang berada di wilayah selatan.



Gambar 2. Kondisi SPL saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat (a) 24 September – 04 Oktober 2011 (b) 26 November – 10 Desember 2011 (c) 22 Januari – 03 Februari 2012 pada 15°LU - 15°LS dan 80°BT – 160°BT

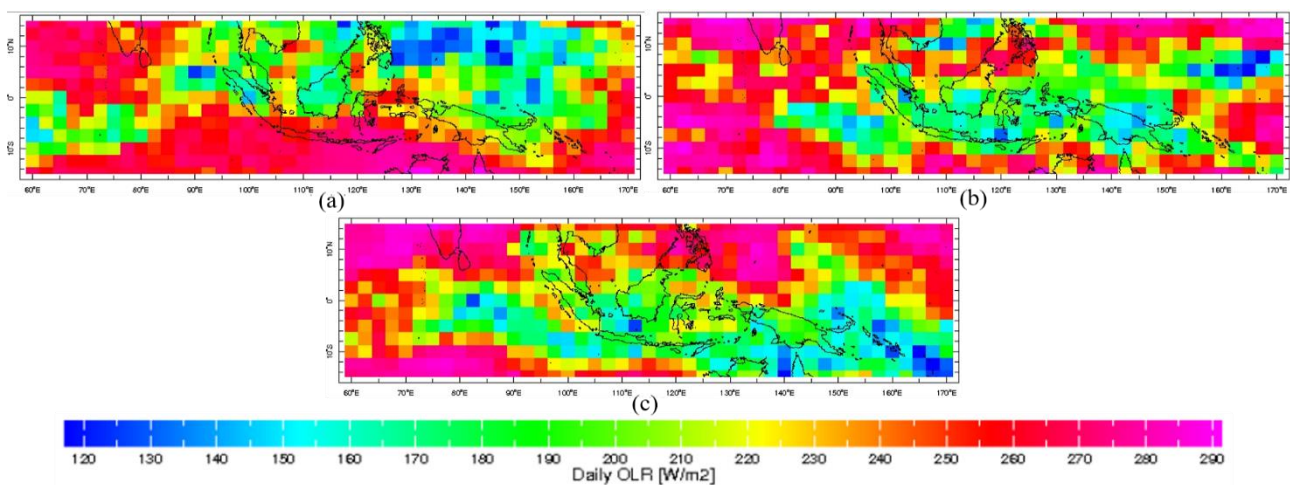
Bersamaan dengan aktifnya monsun dingin Asia pada bulan Desember – Februari 2012, terlihat SPL dengan nilai yang dingin di Laut Cina Selatan perairan utara Kalimantan semakin meluas. Tidak hanya itu, SPL di Samudera Hindis bagian utara juga mengalami penurunan sekitar 0.5°C - 1°C . Sementara itu, SPL di Samudera Hindia bagian selatan mengalami peningkatan dengan nilai yang hampir sama dengan penurunan SPL yang terjadi. SPL dengan kondisi terhangat masih terkonsentrasi di wilayah perairan Indonesia bagian timur dan Samudera Pasifik Barat sebesar 29°C – 30.5°C . Kondisi ini semakin memperkuat pengaruh La Nina kuat terhadap MJO dan propagasinya. Penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Balbeid *et al.* (2015) dan DeMott *et al.* (2015) menyatakan bahwa indikasi propagasi MJO di perairan Indonesia terlihat dari peningkatan SPL di wilayah fase aktif dan fase aktif tujuan MJO, serta penurunan SPL di wilayah fase yang telah dilalui. Kondisi dingin dan hangatnya SPL akan berpengaruh terhadap besar kecilnya fluks panas yang keluar atau masuk dari dan ke laut-atmosfer (Jones *et al.*, 2004).

Kondisi OLR saat MJO dan La Nina Kuat Aktif Bersamaan

Selain hangat dan dinginnya SPL, secara tidak langsung propagasi MJO dapat diamati melalui proses konvektif yang diindikasikan dengan melemahnya nilai OLR akibat tutupan awan-awan konvektif. OLR diartikan sebagai radiasi gelombang panjang dipancarkan bumi ke bagian atas atmosfer dan ditangkap oleh satelit-

satelit cuaca (Salby, 1996). Penurunan nilai OLR di wilayah tropis saat MJO aktif merupakan akibat aktivitas konvektif yang berasosiasi dengan pergerakan sirkulasi divergen pada lapisan atas (Balbeid *et al.*, 2015). La Nina kuat dan MJO yang aktif secara bersamaan secara teori akan menghasilkan pembentukan awan-awan konvektif yang sangat tinggi pada cakupan daerah yang cukup luas pula, terutama di wilayah Indonesia bagian timur dan Samudera Pasifik yang menjadi pusat konvektif pada saat kedua fenomena tersebut berlangsung secara bersamaan. Untuk membuktikan hal tersebut, kondisi OLR saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat ditampilkan pada gambar 3 (a-c).

Kondisi OLR yang ditampilkan pada gambar 3(a) menunjukkan nilai OLR yang berkisar antara $120\text{-}280\text{ W/m}^2$. Pola rata-rata OLR pada gambar tersebut juga menunjukkan pola yang bersesuaian dengan SPL, sehingga wilayah dengan SPL yang hangat di wilayah perairan Indonesia bagian timur dan Samudera Pasifik Barat memiliki nilai OLR yang lebih rendah, berkisar antara $120\text{-}220\text{ W/m}^2$ yang menandakan kuatnya pertumbuhan awan konvektif di kedua wilayah tersebut. Begitu juga sebaliknya, wilayah dengan SPL yang lebih dingin di wilayah BBS (5°LS – 15°LS) menunjukkan nilai OLR yang lebih besar berkisar antara 200 – 280 W/m^2 , yang menandakan rendahnya pertumbuhan awan konvektif di wilayah tersebut. Semakin rendah radiasi gelombang panjang yang dipancarkan, menandakan adanya tutupan puncak awan konvektif yang lebih tebal (Handayani *et al.*, 2016). Hal ini membuktikan



Gambar 3. Kondisi OLR saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat (a) 24 September – 04 Oktober 2011 (b) 26 November – 10 Desember 2011 (c) 22 Januari – 03 Februari 2012 pada 15°LU - 15°LS dan 80°BT – 160°BT

tingginya aktivitas konvektif di wilayah MJO aktif dan La Nina kuat. Selain itu, kondisi ini juga menunjukkan keterkaitan yang sangat erat antara SPL terhadap proses evaporasi yang merupakan tahapan awal dalam pembentukan awan konvektif (Aldrian *et al.*, 2000).

Sama halnya dengan gambar 3 (a), kondisi OLR pada gambar 3 (b) menunjukkan pola yang sama dengan pola SPL, dengan wilayah fase 5 dan 6 MJO sebagai wilayah dengan aktivitas konvektif terbesar. Nilai OLR di wilayah fase 5 dan 6 sebesar 120-220 W/m². SPL yang juga menghangat di BBS pada periode kedua MJO dan La Nina kuat secara bersamaan diikuti dengan peningkatan aktivitas konvektif. Hal ini terbukti dengan berkurangnya nilai OLR di wilayah tersebut, yang berkisar antara 150 - 220 W/m². Selain SPL yang menghangat, aktivitas MJO yang berpropagasi dari fase 3 hingga fase 5 pada periode ini juga mendorong pertumbuhan gugusan awan konvektif dalam skala besar, sehingga menurunkan nilai OLR. Wilayah dengan aktivitas pertumbuhan awan konvektif yang besar dengan nilai OLR yang rendah semakin meluas saat MJO dan La Nina kuat aktif secara bersamaan pada periode terakhir (Gambar 3 (c)).

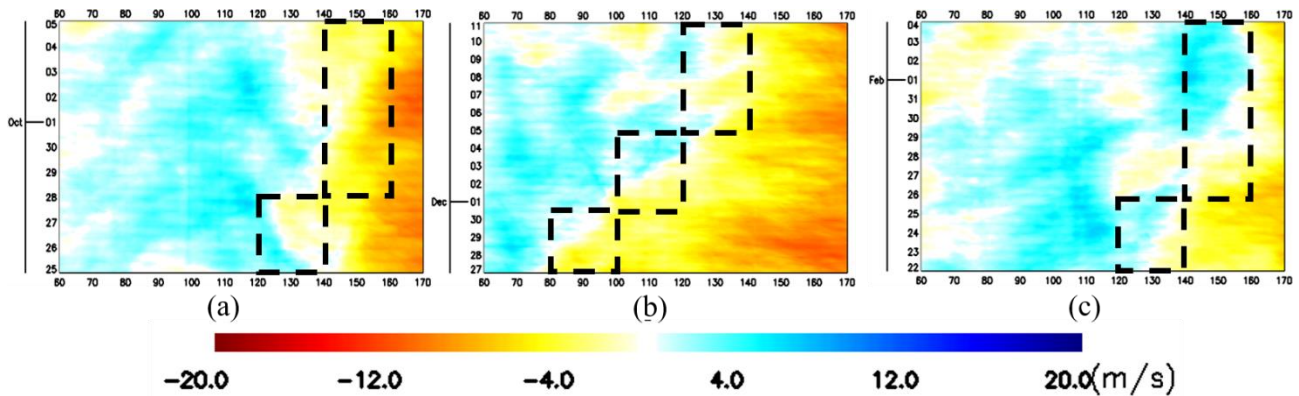
Nilai OLR yang rendah pada gambar 3 (c) memanjang di selatan Samudera Hindia Timur hingga Samudera Pasifik Barat dengan rentangan nilai 120 – 230 W/m². MJO yang aktif bersamaan dengan La Nina kuat pada periode ini bersamaan dengan aktifnya monsun Asia. Kehadiran monsun Asia cukup memberi pengaruh yang sangat signifikan terhadap pola propagasi MJO dan aktivitas konvektif. Monsun Asia menyebabkan propagasi dan aktivitas MJO terpusat di BBS, akibatnya proses pertumbuhan awan konvektif pun terkonsentrasi di BBS (Pramuwardani *et al.*, 2018) seperti yang ditunjukkan pada gambar 3 (c). Hal ini terjadi akibat pengaruh monsun Asia yang sedang aktif terhadap pergerakan gelombang Kelvin yang juga terpusat di BBS (Zhang dan Ling, 2017). Dibandingkan dengan aktivitas konvektif pada dua periode sebelumnya, aktivitas konvektif pada periode ketiga ini menunjukkan aktivitas konvektif yang terbesar berdasarkan nilai OLR nya.

Diagram Hovmoller Angin Zonal Lapisan 850 hPa dan 200 hPa saat MJO dan La Nina Kuat Aktif Bersamaan

Selain SPL dan OLR, parameter lain yang tidak kalah penting untuk dianalisis pada penelitian ini ialah angin zonal lapisan 850 hPa dan 200 hPa.

Kondisi angin zonal pada kedua lapisan ini mampu menunjukkan propagasi MJO (Madden dan Julian, 1971; Jones *et al.*, 2004; Balbeid *et al.*, 2015) serta kekuatan La Nina (Mulyana, 2002; Athoillah *et al.*, 2017). Pada kondisi normal, propagasi MJO ke arah timur dari Samudera Hindia menuju Samudera Pasifik memiliki cepat rambat sebesar 5 m/s (Zhang, 2005). Aktivitas MJO terbukti mampu meningkatkan kecepatan angin zonal di berbagai lapisan, terutama lapisan troposfer (Balbeid *et al.*, 2015). Variabilitas dan fluktuasi angin zonal lapisan 850 hPa akan mempengaruhi kecepatan angin permukaan (Jin *et al.*, 2013) yang akan berkaitan erat terhadap hangat dinginnya SPL. Angin zonal lapisan 850 hPa saat MJO dan La Nina kuat aktif secara bersamaan ditampilkan pada gambar 4 (a-c), sedangkan angin lapisan 200 hPa ditampilkan pada gambar 5 (a-c). Nilai positif (warna biru) pada diagram hovmoller angin zonal lapisan 850 hPa dan 200 hPa menunjukkan angin baratan yang bergerak dari barat ke timur. Sedangkan nilai negatif (warna merah) menunjukkan angin timuran yang bergerak dari timur ke barat (PSL-NOAA, 2016).

Baik MJO maupun La Nina berdampak pada peningkatan angin baratan (Matthews, 2000; Athoillah *et al.*, 2017). Namun, penelitian yang dilakukan oleh Wei dan Ren (2019) menyatakan bahwa MJO yang terjadi bersamaan dengan La Nina memiliki propagasi yang lebih lambat dibandingkan saat El Nino, yaitu sebesar 4 m/s. Kondisi angin zonal pada gambar 4 (a) dan (b) menunjukkan hal yang sangat kontras, dimana pada kedua kondisi tersebut angin timuran mendominasi setiap fase aktif MJO, terutama saat berada di fase 6. Kecepatan angin timuran yang berhembus di fase aktif MJO pada gambar 4 (a) berkisar antara 4–10 m/s, sedangkan pada gambar 4 (b) berkisar antara 4 m/s – 6 m/s. Meskipun angin timuran yang berhembus pada gambar 4 (a) cukup dominan, namun tidak menghambat aktivitas dan keaktifan MJO. Hal ini terjadi akibat hangatnya SPL di wilayah tersebut saat La Nina aktif yang menjadi bahan bakar bagi MJO serta fluks panas (DeMott *et al.*, 2015) yang dikeluarkan oleh laut untuk membantu proses penguapan dalam pembentukan awan konvektif. Selain proses konvektif, daerah pertemuan angin baratan dan angin timuran pada gambar 4 (b) menyebabkan massa udara berkumpul dan naik membentuk awan-awan tinggi penghasil hujan (Tjasyono dan Harijono, 2012). MJO yang aktif pada kondisi ini pun mampu bertahan dalam waktu yang cukup panjang pula dengan total durasi 3 *pentad* (15 hari).



Gambar 4. Angin zonal lapisan 850 hPa saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat (a) 24 September – 04 Oktober 2011 (b) 26 November – 10 Desember 2011 (c) 22 Januari – 03 Februari 2012 pada 15°LU -15°LS dan 80°BT – 160°BT

Angin zonal lapisan 200 hPa berpengaruh terhadap pembentukan puncak awan konvektif (*over shooting top*) (Ardiyanto, 2010) dan proses divergensi (Sucahyono dan Rubiyantoro, 2013). Kondisi angin lapisan 200 hPa pada gambar 5 (a) menunjukkan angin timuran yang sangat kuat saat MJO aktif di fase 5 sebesar 5–12 m/s. Namun, pada saat MJO berada di fase 6 terdapat gangguan angin baratan dengan kecepatan yang juga cukup kuat senilai 4–10 m/s. Zona konvergensi angin baratan dan timuran yang terbentuk pada saat MJO aktif di fase 6 secara teori akan menghambat pembentukan landasan awan konvektif. Namun, kondisi ini pun tidak menghambat aktivitas dan durasi MJO yang sedang aktif di fase 6 tempat dimana pusat tekanan rendah akibat La Nina kuat terbentuk. Gambar 5 (b) menunjukkan gangguan angin baratan di fase 4 dan 5 MJO aktif tidak sekuat pada gambar 5 (a). Terjadi penurunan kecepatan angin baratan pada fase tersebut sebesar 4 m/s. Angin baratan dengan kecepatan angin yang besar teramati terjadi pada wilayah fase MJO yang tidak aktif. Besar kecepatan angin baratan di wilayah tersebut berkisar antara 4–12 m/s. Sementara itu, kecepatan angin timuran meningkat secara signifikan sebesar 5–20 m/s. Hal ini akan mendukung proses divergensi sehingga mampu membentuk landasan bagi awan konvektif seperti awan *Cumulonimbus* dan *towering Cumulus*.

Angin timuran yang terbentuk pada lapisan 200 hPa pada gambar 5 (c) memiliki nilai kecepatan angin yang lebih rendah jika dibandingkan pada gambar 5 (b). Besar kecepatan angin timuran pada kondisi ini berkisar antara 4 – 12 m/s. Angin timuran dengan kecepatan yang lebih besar (> 20 m/s) terjadi di wilayah fase MJO

yang tidak aktif. Namun pengaruh dari angin timuran tersebut menyebabkan angin timuran mendominasi seluruh wilayah fase aktif MJO, sehingga MJO dapat aktif dalam durasi waktu yang cukup panjang. Jika dibandingkan dengan angin zonal lapisan 850 hPa, angin zonal lapisan 200 hPa memiliki kecepatan angin yang lebih besar. Hal ini disebabkan karena pada lapisan 850 hPa masih dipengaruhi berbagai hambatan seperti topografi (Soerjadi dan Suwarinoto, 2013).

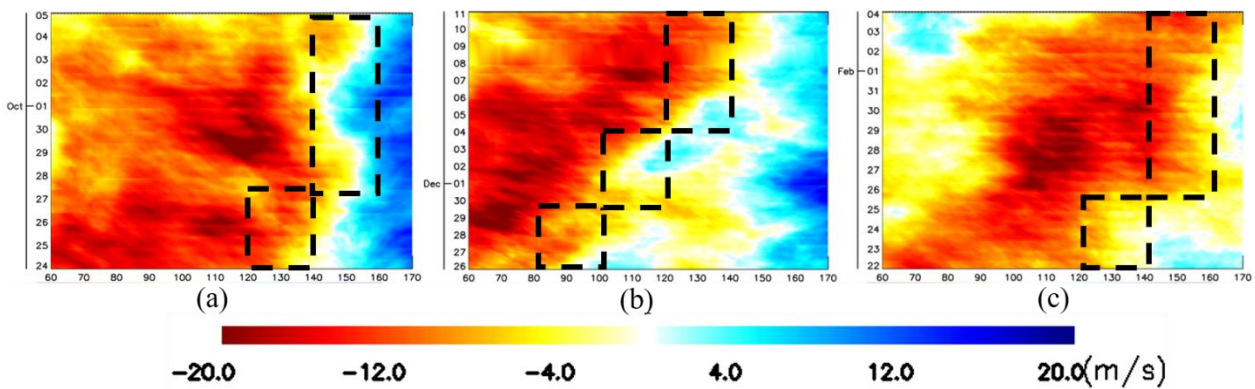
Kondisi Fluks Panas Laten Saat MJO dan La Nina Kuat Aktif Bersamaan

Salah satu bentuk interaksi antara laut dan atmosfer dapat diamati dengan melihat nilai fluks panas laten dan fluks panas *sensible*. Penelitian ini akan berfokus pada analisis fluks panas laten. Hal ini dilakukan karena fluks panas laten memiliki keterkaitan yang sangat erat dengan SPL maupun kecepatan angin (Wirasatriya *et al.*, 2018). Nilai fluks panas yang ditampilkan pada gambar 6 (a-c) menunjukkan kondisi yang tidak terlalu berbeda. Teramati bahwa ketiga kondisi fluks panas tersebut menunjukkan nilai positif yang artinya panas dilepaskan oleh laut ke atmosfer (Fairall *et al.*, 2003). Nilai fluks panas laten pada gambar 6 (a) berkisar antara 50–225 W/m². Wilayah dengan nilai fluks panas terbesar terjadi di wilayah Samudera Hindia bagian selatan. Sedangkan wilayah dengan nilai SPL yang hangat memiliki nilai fluks panas yang lebih rendah, hal ini diduga terjadi akibat lemahnya angin permukaan dan pengaruh batimetri (Swandiko *et al.*, 2021) yang terjadi akibat propagasi MJO aktif. Begitu juga sebaliknya, pelepasan fluks panas yang besar di wilayah SPL yang dingin terjadi akibat cepat

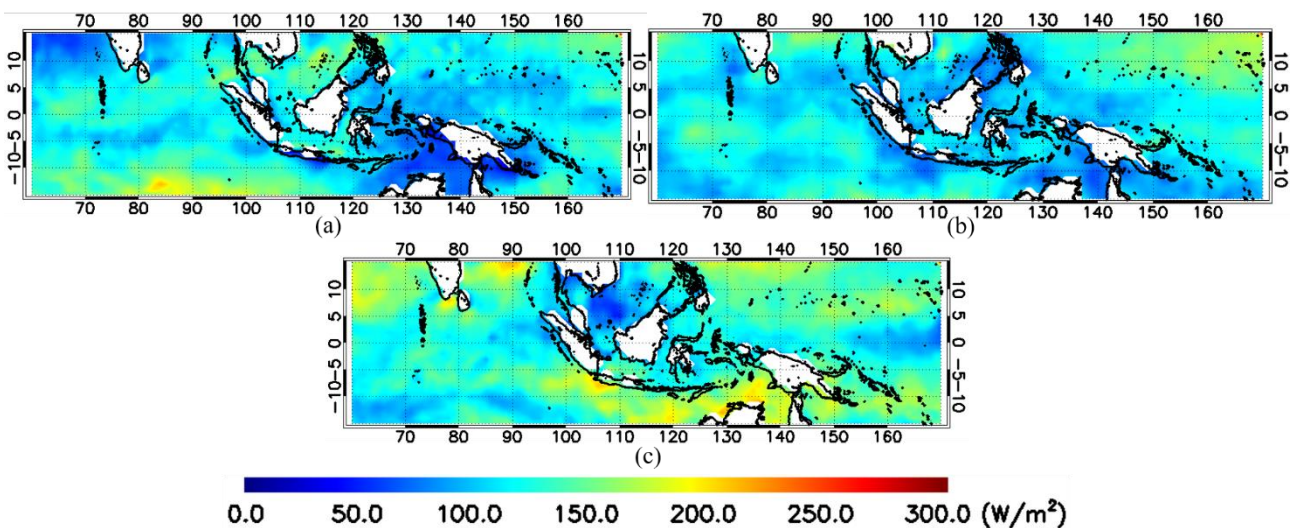
rambat angin yang lemah.

Gambar 6 (b) menunjukkan nilai fluks panas laten yang lebih rendah jika dibandingkan dengan kondisi fluks panas laten pada gambar 6 (a). Nilai fluks panas laten pada gambar 6 (b) berkisar antara 75–175 W/m². Secara keseluruhan, wilayah perairan Indonesia memiliki nilai fluks panas laten yang lebih rendah dibanding wilayah lainnya. Hal ini diduga juga disebabkan oleh besar dan kecilnya kecepatan angin sebagai pengendali utama pelepasan fluks panas laten (Wirasatriya *et al.*, 2018). Kembali terjadi peningkatan nilai fluks panas laten saat MJO dan La Nina kuat terjadi pada saat monsun Asia di bulan Januari – Februari yang diplot pada gambar 6 (c). Nilai fluks panas laten yang berkisar antara 200–225 W/m² terjadi di sepanjang selatan pantai barat Sumatera hingga

Samudera Pasifik Barat. Sementara itu, nilai fluks panas terendah terjadi di wilayah Laut Cina selatan perairan utara Kalimantan, yang merupakan jalur masuknya massa udara dingin dari Asia ke Indonesia pada fenomena seruakan dingin (*cold surge*) yang juga sering terjadi pada bulan Desember – Februari (Wang *et al.*, 2012). Nilai fluks panas laten di wilayah tersebut teramati bernilai 50–100 W/m². Sedangkan wilayah perairan lainnya memiliki kisaran nilai fluks panas yang lebih tinggi, yaitu sebesar 100–200 W/m². Proses penguapan yang mendorong pembentukan awan-awan konvektif maksimum terjadi pada kondisi gambar 6 (c) akibat pengaruh monsun Asia. Menurut Wirasatriya *et al.* (2014), kondisi ini juga didukung oleh kondisi *Hot event* yang terjadi di Samudera Pasifik saat La Nina kuat.



Gambar 5. Angin zonal lapisan 200 hPa saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat (a) 24 September – 04 Oktober 2011 (b) 26 November – 10 Desember 2011 (c) 22 Januari – 03 Februari 2012 pada 15^oLU -15^oLS dan 80^oBT – 160^oBT



Gambar 6. Fluks panas laten saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat (a) 24 September – 04 Oktober 2011 (b) 26 November – 10 Desember 2011 (c) 22 Januari – 03 Februari 2012

Diagram Hovmoller Kelembapan Udara Relatif (Rh) Saat MJO dan La Nina Kuat Aktif Bersamaan

Diagram Hovmuller kelembapan udara relatif (rh) menunjukkan tanggal kejadian MJO dan La Nina kuat pada sumbu x, sedangkan level ketinggian pada sumbu y. Diagram Hovmuller pada gambar 7 (a-c) memiliki pola yang homogen pada ketiga kejadian. Rh pada lapisan 1000 hPa hingga 700 hPa menunjukkan kondisi yang cukup basah dengan nilai rh 80-90%. Sementara itu pada lapisan yang lebih tinggi yaitu lapisan 500 hPa – 300 hPa, rh menunjukkan kondisi rh yang semakin kering. Hal ini terjadi karena pada lapisan tersebut pengaruh proses penguapan semakin berkurang, sehingga menurunkan kadar uap air. Kadar uap air pada lapisan tersebut berkisar antara 40% - 70% dan masih tergolong potensial untuk mendukung pembentukan presipitasi. Pengaruh MJO aktif terlihat pada peningkatan nilai rh di lapisan yang lebih tinggi. Rh yang terbentuk pada lapisan 200 hPa Kembali basah akibat pengaruh angin zonal yang meningkatkan sirkulasi divergensi pada lapisan tersebut (Madden dan Julian, 1971; Zhang, 2005).

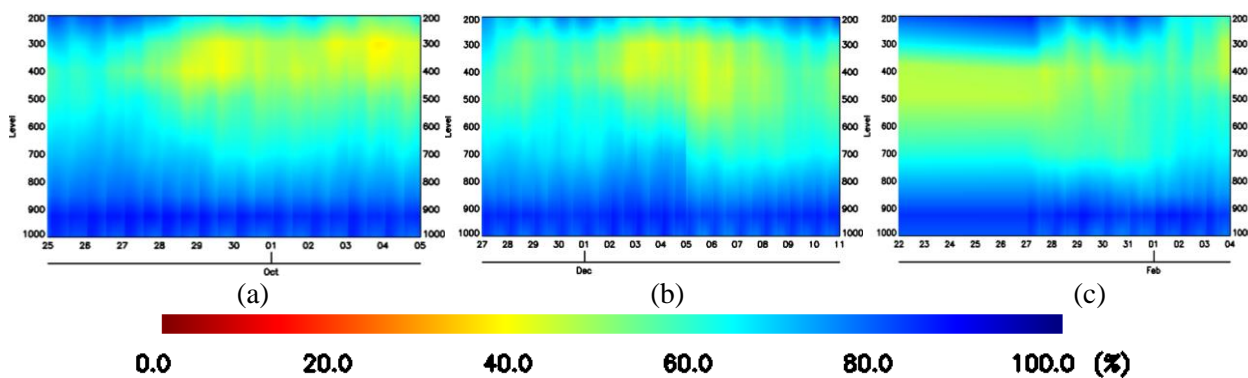
Secara keseluruhan rh yang terbentuk pada lapisan 1000–200 hPa di tiga kejadian MJO dan La Nina kuat yang bersamaan menunjukkan kondisi atmosfer yang sangat basah. Atmosfer yang basah menunjukkan nilai kadar uap air yang tinggi, sehingga memudahkan proses pembentukan awan-awan hujan (Athoillah *et al.*, 2017). Uap air merupakan parameter penting dalam pembentukan cuaca sebab berkaitan erat dengan penerimaan dan pelepasan panas laten serta proses pemanasan di atmosfer (Trenberth *et al.*, 2005; Susanti, 2015). Oleh karena itu, nilai rh pada lapisan bawah,

sedang, dan atas sangat efektif digunakan prakirawan cuaca dalam membuat prakiraan cuaca (Djakiman, 2014).

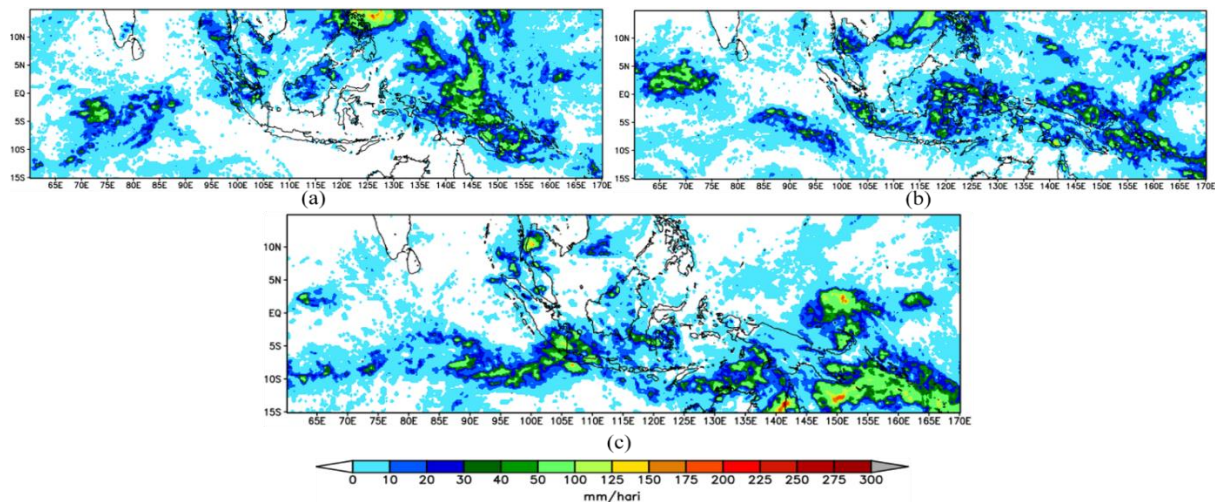
Sebaran Curah Hujan Saat MJO dan La Nina Kuat Aktif Bersamaan

Pola curah hujan yang terbentuk saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat menunjukkan pola yang sama dengan distribusi SPL hangat. Gambar 8 (a) menunjukkan daerah dengan kondisi SPL yang hangat menunjukkan intensitas curah hujan yang tinggi berkisar antara 30-225 mm/hari. Sedangkan daerah dengan SPL yang lebih dingin menunjukkan intensitas curah hujan yang rendah berkisar antara 0–10 mm. Wilayah dengan intensitas curah hujan yang tinggi terdapat di wilayah Samudera Pasifik Barat, perairan Indonesia bagian timur, dan Laut Cina Selatan perairan utara Kalimantan. Hal yang sama juga diperlihatkan pada gambar 8 (b) dan (c) meskipun dengan nilai intensitas yang berbeda. Meskipun memiliki nilai SPL yang lebih hangat dibandingkan dua kejadian lainnya, namun intensitas curah hujan pada gambar 8 (b) memiliki yang lebih rendah, yaitu berkisar antara 10–100 mm/hari. Luas wilayah dengan curah hujan yang tinggi pada kondisi ini terjadi di wilayah Samudera Hindia, perairan Sulawesi, perairan Indonesia bagian timur, Samudera Pasifik Barat, dan perairan utara Kalimantan.

Intensitas curah hujan kembali meningkat saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat pada saat monsun Asia pada bulan Januari–Februari 2012. Akibat pergerakan MJO di BBS, curah hujan maksimum juga terbentuk di wilayah selatan dengan besar intensitas 30–225 mm/hari. Selain Samudera Pasifik Barat, wilayah dengan



Gambar 7. Kelembapan udara relatif (rh) saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat (a) 24 September – 04 Oktober 2011 (b) 26 November – 10 Desember 2011 (c) 22 Januari – 03 Februari 2012 pada 15^oLU -15^oLS dan 80^oBT – 160^oBT



Gambar 8. Rata-rata curah hujan saat MJO aktif bersamaan dengan La Nina kuat (a) 24 September – 04 Oktober 2011 (b) 26 November – 10 Desember 2011 (c) 22 Januari – 03 Februari 2012

intensitas curah hujan yang tinggi terdapat di wilayah Samudera Hindia Timur, Samudera bagian selatan, perairan selatan Indonesia bagian timur. Di sisi lain, kondisi di BBU tampak lebih kering dengan rentangan curah hujan yang hanya berkisar antara 0 – 30 mm/hari. Curah hujan yang sering dijadikan indikator dalam analisis hubungan interaksi laut dan atmosfer menunjukkan peran SPL dan angin yang sangat dominan terhadap MJO maupun La Nina. Oleh karena itu, saat kedua fenomena ini terjadi secara bersamaan, perubahan yang paling signifikan pun dapat dilihat dari kondisi angin dan SPLnya. Angin dan SPL sebagai parameter utama pembentuk cuaca akan berpengaruh terhadap parameter lainnya seperti kelembapan udara relatif dan proses konveksi yang terjadi ditinjau dari besar nilai OLR nya.

KESIMPULAN

MJO yang aktif bersamaan dengan La Nina kuat 2011/2012 memiliki frekuensi hari aktif pada fase 3,4,5, dan 6 yang berkisar antara 10 – 15 hari. Sebagai bentuk interaksi antara MJO dan La Nina kuat yang aktif secara bersamaan, aktivitas MJO dan proses konveksi terkonsentrasi di wilayah fase 5 dan 6, yaitu perairan Indonesia timur dan Samudera Pasifik Barat. Hasil penelitian menunjukkan SPL memegang peranan penting bagi aktivitas MJO, La Nina kuat, maupun proses konvektif yang ada di dalamnya. Fluktuasi SPL mempengaruhi pergerakan fluks panas laten yang digerakkan oleh angin. Nilai fluks panas yang positif selama kejadian MJO dan La Nina

menunjukkan tingginya proses penguapan yang terjadi akibat pelepasan panas dari laut ke atmosfer. Efek umpan balik MJO terhadap SPL berdampak pada peningkatan kecepatan angin pada lapisan 850 hPa dan 200 hPa. Peningkatan kecepatan angin di lapisan bawah maupun proses konvergensi antara angin baratan dan timuran mendorong aktivitas MJO dan proses pembentukan awan. Pergerakan vertikal uap air pada lapisan bawah menuju lapisan 200 hPa akan membentuk awan-awan konvektif yang menjulang tinggi yang dapat dijadikan sebagai indikator propagasi MJO. Tutupan awan konvektif yang besar dalam cakupan yang luas menyebabkan penurunan nilai OLR yang sangat signifikan di wilayah fase MJO aktif, terutama saat berada di wilayah Indonesia bagian timur dan Samudera Pasifik Barat.

DAFTAR PUSTAKA

- Aldrian, E. 2000. Pola hujan rata-rata bulanan wilayah Indonesia, tinjauan hasil kontur data penakar dengan resolusi ECHAM T-42. *Jurnal Sains & Teknologi Modifikasi Cuaca*, 1(2):113-123.
- Ardiyanto, R. 2010. Dasar-Dasar Pemanfaatan dan Interpretasi Citra Satelit Cuaca. Jakarta: Pusat Pendidikan dan Pelatihan BMKG.
- Athoillah, I., Sibarani R.M. & Doloksaribu, D.E. 2017. Analisis Spasial Pengaruh Kejadian El Nino Kuat Tahun 2015 dan La Nina Lemah Tahun 2016 Terhadap Kelembaban, Angin, dan Curah Hujan di Indonesia. *Jurnal Sains dan Teknologi Modifikasi Cuaca*, 18(1):33-41

- Balbeid, N., Atmadipoera, A.S. & Koropitan, A.F. 2015. Respon suhu permukaan laut (SST) dan klorofil-a terhadap Madden-Julian Oscillation (MJO) di laut Indonesia. *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*, 7(2):553-572.
- Becker, E.J., Berbery, E.H. & Higgins, R.W. 2011. Modulation of cold season U.S. daily precipitation by the Madden-Julian Oscillation. *Journals Ametsoc*, 24(19):5157-5166
- Djakiman. 2014. Pengamatan Observasi Meteorologi Permukaan. Jakarta: AMG.
- DeMott, C.A., Klingaman, N.P. & Woolnough, S.J. 2015. Atmosphere–ocean coupled processes in the Madden–Julian oscillation. *Reviews of Geophysics*, 53(4):1099–1154, doi: 10.1002/2014RG000478
- Duvel, J.P., Roca, R. & Vialard, J. 2004. Ocean mixed layer temperature variations induced by intraseasonal convective perturbations over the Indian Ocean, *Journal of Atmospheric Science*, 61:1004–1022.
- Evana, L., Effendy, S. & Hermawan, E. 2008. Pengembangan model prediksi Madden-Julian Oscillation (MJO) berbasis pada hasil analisis data RealTime Multivariate MJO (RMM1 dan RMM2). *Jurnal Agromet*, 22(2): 144-159.
- Fairall, C.W., Bradley, E.F., Hare, J.E., Grachev, A.A. & Edson, J.B. 2003. Bulk parameterization of air-sea fluxes : updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate*, 16:571-591
- Geerts, B. & Wheeler, M. 1998: The Madden Julian Oscillation [online], <http://www.das.uwo.edu/~geerts/cwx/notes/chap12/mjo.htm> l, diakses tanggal 21 Maret 2022
- Gottschalck, J. & Higgins, W. 2008. Madden-Julian Oscillation impact. NOAA/NWS/NCEP Climate Prediction Center. USA: 1.
- Hamada, J.I., Mori, S., Kubota, H., Yamanaka, M.D., Haryoko, U., Lestari, S., Sulistyowati, R. & Syamsudin, F. 2012. Interannual rainfall variability over northwestern Jawa and its relation to the Indian Ocean Dipole and El Niño-Southern Oscillation events. *Sola*, 8: 69–72. doi:10.2151/sola.2012-01
- Jin, D., Waliser, D.E., Jones, C. & Murtugudde, R. 2013. Modulation of tropical ocean surface chlorophyll by the Madden-Julian Oscillation. *Climatology Dynamics*, 40(1): 39-58.
- Jones, C., Waliser, D.E., Lau, K.M. & Stern, W. 2004. Global occurrences of extreme precipitation and the Madden-Julian oscillation: Observations and predictability. *Journal of Climate*, 17:4575–4589. doi: 10.1175/3238.1
- L’Heureux, M.L. & Higgins, R.W. 2011. Boreal winter links between the Madden-Julian Oscillation and the Arctic Oscillation. *Journal of Climate*, 21:3040–3050
- Madani, N., Hermawan, E. & Faqih, A. 2012. Pengembangan Model Prediksi Madden-Julian Oscillation (MJO) Berbasis Hasil Analisa Data Wind Profil Radar (WPR). *Jurnal Departemen Geofisika dan Meteorologi*, 13(1):41-51. doi: 10.31172/jmg.v13i1.117
- Madden, R.A. & Julian, P.R. 1971. Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences* 28:702–708. doi: 10.1175/1520-0469(1971)0282.0.CO;2
- Madden, R.A. & Julian, P.R., 1994. Observation of the 40-50 days tropical oscillation-a review. *Monthly Weather Review*, 125(5):814-837. doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<0814:OOTD<2.0.CO;2.
- Matthews, A.J. 2000. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(569): 2637–2651. doi: 10.1002/qj.49712656902
- McPhaden, M.J. 2002. Mixed layer temperature balance on intraseasonal timescales in the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Climatology*, 15:2632–2647.
- Moron, V., Robertson, A.W. & Qian, J.H., 2010. Local versus regional-scale characteristics of monsoon onset and post-onset rainfall over Indonesia. *Climate dynamics*, 34:281–299. doi: 10.1007/s00382-009-0547-2
- Muhammad, F.R., Lubis, S.W. & Setiawan, S., 2021. Impacts of the Madden-Julian Oscillation on precipitation extremes in Indonesia. *International Journal of Climatology*, 41:1970–1984
- Mulyana, E. 2002. Hubungan antara ENSO dengan Curah Hujan di Indonesia. *Jurnal Sains dan Teknologi Modifikasi Cuaca*, 3:1-4.
- Pramuwardani, I., Hartono, Sunarto, & Sopaheluwakan, A. 2018. The influence of Madden-Julian Oscillation on local scale phenomena over Indonesia during The Western North Pacific and Australian monsoon phase. *Forum Geografi*, 31:156-169. doi: 10.23917/forgeo.v31i2.6226
- PSL-NOAA. 2016. NOAA FAQ On Reading PSL netCDF files. Diakses pada 12 April 2022, dari <https://psl.noaa.gov/data/gridded/faq.html>
- Rajagopalan, B. & Zagona, E. 2016. Space-time

- variability of Indonesian rainfall at inter-annual and multi-decadal time scales. *Climate dynamics* 47:2975–2989. doi: 10.1007/s00382-016-3008-8
- Rakhman, S., Lubis, S.W. & Setiawan, S. 2017. Impact of ENSO on seasonal variations of Kelvin Waves and mixed Rossby-Gravity Waves. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 54(1): p.012035. doi: 10.1088/1742-6596/755/1/011001
- Ren, H.L. & Ren, P. 2017. Impact of Madden-Julian Oscillation upon winter extreme rainfall in Southern China: Observations and predictability in CFSv2. *Atmosphere*, 8(10):p.192. doi: 10.3390/atmos8100192
- Salby, L.M. 1996. *Physics Of The Atmosphere and Climate*. Cambridge University Press. Macquarie University: 266 -325p
- Saraswata, A.G., Subardjo, P. & Muslim. 2013. Pengaruh Monsun Terhadap Distribusi Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a di Perairan Selatan Bali. *Jurnal Oseanografi*, 2(1):79-87
- Soerjadi, W. & Swarinoto, Y.S. 2013. *Meteorologi Sinoptik Analisis & Penaksiran Hasil Analisis Cuaca Sinoptik*. Jakarta: Pusat Penelitian dan Pengembangan Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika: 21- 27
- Sucahyono, S.D. & Rubiyantoro, K. 2013. *Cuaca dan Iklim Ekstrim di Indonesia*. Jakarta: Pusat Penelitian dan Pengembangan Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika.
- Sulistya, W. 2001. Dampak El Nino dan La Nina Terhadap Musim di Jawa Tengah. Semarang, *Prosiding Seminar El Nino dan La Nina*. 196–199p
- Susanti, I. 2015. Pola Kelembapan di Benua Maritim Indonesia dan Sekitarnya. *Jurnal Sains & Teknologi Modifikasi Cuaca*, 10(1): 1-11
- Swandiko, M., Wirasatriya, A., Marwoto, J., Muslim, Indrayanti, E., Subardjo, P. & Ismunarti, D.H. 2021. Studi Persistensi Suhu Permukaan Laut Tinggi (>30°C) di Perairan Selat Malaka. *Buletin Oseanografi Marina*, 10 (2):162–170. doi: 10.14710/buloma.v10i2.31554
- Tjasyono, H.K.B. & Harijono, S.W.B. 2012. *Meteorologi Indonesia Volume II Awan dan Hujan Monsun*. Jakarta: Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika.
- Trenberth, K.E., Fasullo, J. & Smith, L. 2005. Trend and Variability in Column Integrated Atmospheric Water Vapour. *Climate Dynamics*, 24:741-758, doi: 10.1007/s00382-005-0017
- Waliser, D., Sperber, K., Hendon, H., Kim, D., Maloney, E., Wheeler, M., Weickmann, K., Zhang, C., Donner, L. & Gottschalck, J. 2009. MJO simulation diagnostics. *Journal of Climate* 22: 3006–3030. doi: 10.1175/2008JCLI2731.1
- Wang, C., Deser, C., Yu, J.Y., DiNezio, P. & Clement, A. 2012. El Nino and Southern Oscillation (ENSO): a review. *Coral Reefs of the Eastern Pacific*, 8:85-106
- Wheeler, M.C. & Hendon, H.H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review* 132: 1917–1932. doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<0.CO;2
- Wei, Y., & Ren, H.L. 2019. Modulation of ENSO on fast and slow MJO modes during boreal winter. *Journal of Climate*, 32(21):7483–7506. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0013.1
- Wirasatriya, A., Kawamura, H., Shimada, T. & Hosoda, K. 2014. Climatology of hot events in the western equatorial Pacific. *Journal of Oceanography*, 71(1):77–90. doi: 10.1007/s10872-014-0263-3
- Wirasatriya, A., Maslukah, L., Satriadi, A. & Armanto, R.D. 2018. Heat flux aspects on the seasonal variability of sea surface temperature in the Java Sea. *Ecology, Environment and Conservation*, 25(1):434-442
- Zhang, C. 2005. *Madden-Julian Oscillation, resientiel school of marine and atmospheric*. Science University of Miami, Miami, Florida, USA.
- Zhang, C. & Ling, J. 2017. Barrier effect of the Indo-Pacific Maritime Continent on the MJO: Perspectives from tracking MJO precipitation. *Journal of Climatology*, 30(9): 3439-3459. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0614.1