

**RESPON SUHU PERMUKAAN LAUT (SPL) DAN KLOOROFIL-A TERHADAP  
MADDEN JULIAN OSCILLATION (MJO) DI LAUT INDONESIA**

**RESPONSE OF SEA SURFACE TEMPERATURE (SST) AND CHLOROPHYLL-A ON  
MADDEN JULIAN OSCILLATION (MJO) IN INDONESIAN SEAS**

**Nabil Balbeid<sup>1\*</sup>, Agus Saleh Atmadipoera<sup>1</sup>, dan Alan Frendy Koropitan<sup>1</sup>**

Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kelautan,  
Institut Pertanian Bogor, Bogor  
Email: nabil\_prime@hotmail.com

**ABSTRACT**

*Madden-Julian Oscillation (MJO) is a large-scale phenomenon that occurs in equatorial area, particularly Indonesia. This research aimed to investigate the MJO propagation process and studied the correlation between MJO and sea surface temperature (SST) and chlorophyll-a. Sea variables (SST and chlorophyll-a) and atmosphere variables (outgoing longwave radiation/OLR, 1,5 km wind, and surface wind) were band-pass filtered for 20-100 days period. Spectral density from OLR and 1,5 km wind (2003-2012) shows that the MJO period was dominantly occurred for 40–50 days. Average propagation of MJO velocity resulted from the atmospheric variable analysis by Hovmöller diagram was 4,7 m/s. Cross correlation between SST and OLR in South Java and Banda Sea results a strong correlation during MJO active phase, where MJO took place first and was then followed by the decreasing SST along the equatorial region. Increasing chlorophyll-a concentration occurred at some areas during MJO active phase with relatively short phase delay. During the MJO active phase, fluctuation of wind velocity generates variation over mixed layer depth and triggers upwelling /entrainment. Nutrient was upwelled to the water surface and hence increase phytoplankton production and chlorophyll-a concentration.*

**Keywords:** *Madden Julian Oscillation, OLR, sea surface temperature, surface chlorophyll-a*

**ABSTRAK**

*Madden-Julian Oscillation (MJO) merupakan fenomena skala besar yang terjadi di wilayah ekuator khususnya di Indonesia. Tujuan penelitian ini adalah mengkaji proses perambatan MJO dan hubungannya dengan suhu permukaan laut (SPL) dan klorofil-a. Variabel laut (SPL dan klorofil-a) dan variabel atmosfer (outgoing longwave radiation/OLR, angin 1,5 km, dan angin permukaan) ditapis dengan periode 20-100 hari. Densitas spektral dari OLR dan angin 1,5 km (2003-2012) menunjukkan periode dominan MJO selama 40-50 hari. Rata-rata kecepatan penjaralan MJO berdasarkan analisis diagram Hovmöller adalah 4,7 m/s. Korelasi silang antara variabel SPL dan OLR di Selatan Jawa dan Laut Banda menghasilkan korelasi kuat saat fase aktif MJO, dimana MJO terjadi lebih dulu kemudian diikuti respon penurunan nilai SPL di sepanjang wilayah ekuator. Terdapat respon peningkatan klorofil-a di beberapa area saat fase aktif MJO dengan beda fase yang singkat. Pada saat fase aktif MJO, fluktuasi kecepatan angin mengakibatkan perubahan pada kedalaman lapisan tercampur dan menyebabkan terjadinya upwelling/entrainment. Upwelling membawa nutrisi naik ke permukaan dan memicu pertumbuhan fitoplankton, sehingga konsentrasi klorofil-a meningkat.*

**Kata kunci:** *Madden-Julian Oscillation, OLR, suhu permukaan laut, klorofil-a permukaan*

**I. PENDAHULUAN**

Wilayah Indonesia yang termasuk dalam Benua Maritim memiliki respon aktivitas konvektif yang berpengaruh terhadap

kesetimbangan iklim global dalam skala ruang maupun waktu (Ramage 1968, Neale and Slingo, 2002). Benua Maritim meliputi wilayah kepulauan dengan cakupan bujur 90°BT –150 °BT dan lintang 10°LS – 20°LU.

Daerah ekuator, khususnya Indonesia, dipengaruhi oleh berbagai fenomena atmosfer dan oseanografi yang sangat kompleks. Fenomena ini memiliki variasi ruang dan waktu beragam, salah satunya adalah siklus intramusiman (*intraseasonal*). Ditinjau dari posisi geografisnya, Indonesia diapit oleh dua benua luas (Asia dan Australia) dan dua samudra luas (Pasifik dan Hindia), serta menjadi pusat perpindahan massa air pada berbagai tingkat kedalaman. Wilayah Indonesia memiliki topografi yang kompleks sehingga menambah variabilitas laut-atmosfer di Laut Indonesia (Wu and Hsu, 2009).

Terdapat hubungan timbal balik yang erat antara atmosfer dan lautan sehingga keduanya saling dipengaruhi dan memengaruhi. Beberapa contoh fenomena laut-atmosfer global yang memengaruhi daerah Indonesia antara lain, Muson, *Dipole Mode* (DM), *Madden-Julian Oscillation* (MJO) dan *El Niño Southern Oscillation* (ENSO), dengan beragam siklus intra-musiman, musiman, hingga antar tahunan. Salah satu fenomena laut-atmosfer yang terdapat di wilayah ekuator adalah *Madden-Julian Oscillation* (MJO). MJO merupakan fenomena skala besar yang terjadi akibat adanya pola sirkulasi atmosfer dan konveksi yang kuat. MJO berpropagasi dari bagian barat Indonesia (Samudra Hindia) ke arah timur (Samudra Pasifik) dengan kecepatan rata-rata 5 m/s (Zhang, 2005). Sirkulasi ini ditandai dengan tumbuhnya awan skala besar yang dikenal dengan *Super Cloud Clusters* (SCCs) di Samudra Hindia bagian timur. MJO merupakan mode dominan dari variabilitas intra-musiman yang memengaruhi iklim dan cuaca (Madden and Julian, 1971; 1972; 1994). Laut memiliki respon tersendiri terhadap MJO. Saat MJO aktif, terjadi kenaikan kecepatan angin secara signifikan pada ketinggian 1,5 km. Hal ini berpengaruh terhadap pola angin permukaan (angin 10 meter di atas permukaan laut), yang nantinya memodulasi beberapa parameter di laut (Jones *et al.*, 1998; Jin *et al.*, 2013). Dinamika yang terjadi di permukaan laut erat kaitannya dengan perubahan anomali

suhu permukaan laut (SPL), sebaran klorofil-a, tinggi gelombang, dan pola arus permukaan laut. Kajian penelitian ini menitikberatkan pada dampak dan interaksi laut-atmosfer yang ditimbulkan MJO terhadap perubahan beberapa parameter di laut, khususnya SPL dan klorofil-a. Analisis terhadap fenomena MJO yang terjadi di Benua Maritim Indonesia (BMI) sangat bermanfaat untuk memprediksi dampak yang mengakibatkan perubahan struktur fisik dan biologi di lautan (Waliser *et al.*, 2005). Penelitian mengenai fenomena MJO penting dilakukan, khususnya terkait dampak fenomena tersebut bagi Laut Indonesia pada periode intramusiman. Salah satu alasan pemilihan lokasi penelitian di Laut Indonesia adalah karena letaknya di wilayah ekuator. Pencampuran massa air yang kompleks dari Samudra Hindia, Samudera Pasifik, dan Laut Cina Selatan dengan beragam kondisi batimetri di banyak pulau menjadi topik kajian yang perlu ditelaah lebih mendalam. Beberapa kajian mengenai MJO di wilayah ekuator hanya menekankan pada karakteristik atmosfer dan beberapa parameter fisik yang berperan dalam membangkitkan gelombang MJO. Selain itu, area kajian pada penelitian-penelitian sebelumnya mencakup sebagian besar keseluruhan wilayah ekuator, sehingga variabilitas laut dan atmosfer di laut Indonesia kurang terlihat jelas. Oleh karena itu, fenomena MJO dan kaitan terhadap variabel laut di Laut Indonesia perlu dipahami lebih mendalam.

Penelitian mengenai respon SPL dan klorofil-a terhadap *Madden-Julian Oscillation* (MJO) ini bertujuan untuk memahami dinamika laut-atmosfer dan dampaknya terhadap kondisi laut di wilayah ekuator, khususnya di Indonesia. Tujuan spesifik dari penelitian ini antara lain mengkaji proses perambatan MJO, mengkaji hubungan antara variabel atmosfer, khususnya radiasi gelombang panjang (OLR) dan angin, dengan variabel lautan, seperti SPL dan klorofil-a saat fase aktif MJO, serta mengkaji pengaruh MJO dalam memodulasi variabilitas SPL dan klorofil-a.

## II. METODE PENELITIAN

### 2.1. Lokasi Penelitian

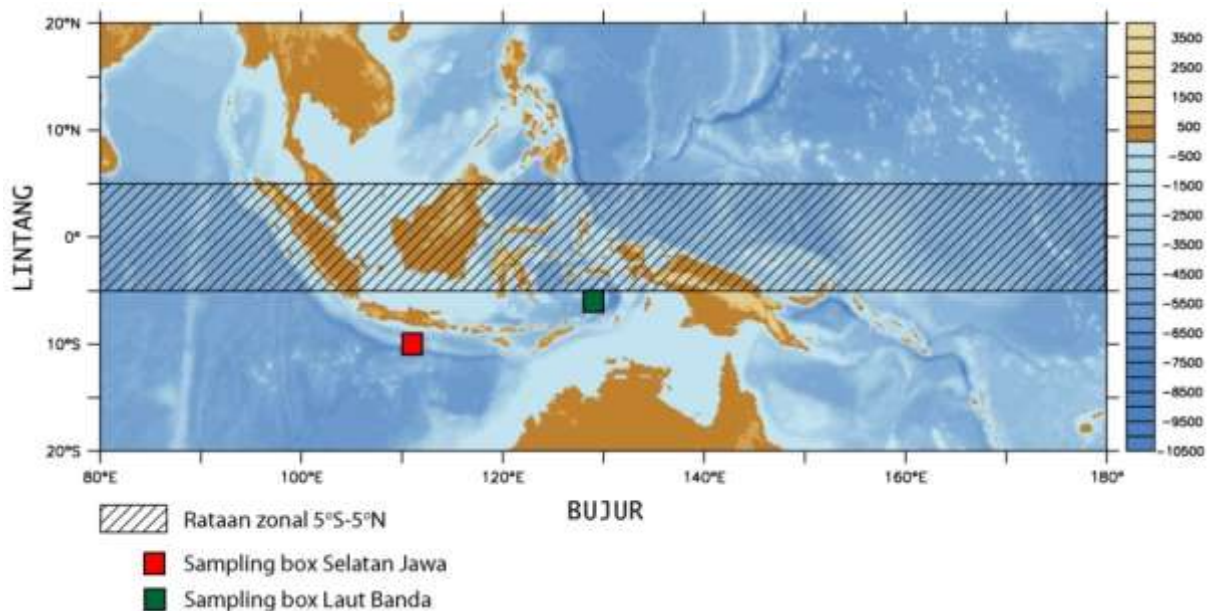
Cakupan area kajian meliputi koordinat lintang  $20^{\circ}\text{LS} - 20^{\circ}\text{LU}$ , merujuk pada Zhang and Dong (2004) yang menyatakan bahwa MJO umumnya bergerak di sepanjang lintasan lintang tropis, yaitu  $20^{\circ}\text{LS} - 20^{\circ}\text{LU}$ , sementara koordinat menggunakan symbol derajat (superscript) dipilih agar seluruh wilayah Kepulauan Indonesia dapat tercakup dalam proses analisis dan agar evolusi MJO sejak awal terbentuk di Samudera Hindia hingga melemah di Samudra Pasifik dapat terlihat jelas. Meski keseluruhan area kajian berada di rentang  $20^{\circ}\text{LS} - 20^{\circ}\text{LU}$  dan  $80^{\circ}\text{BT} - 180^{\circ}\text{BT}$ , analisis Hov-möller dilakukan pada rentang yang lebih sempit yaitu  $5^{\circ}\text{LU} - 5^{\circ}\text{LS}$  sebagaimana ditunjukkan pada petak yang diarsir (Gambar 1). Hal ini dilakukan untuk mendapatkan sinyal MJO yang tajam, seperti yang telah dilakukan pada penelitian Jones *et al.* (1998) dan Hendon *et al.* (2007).

Pendalaman mengenai perubahan parameter laut – atmosfer yang dibentuk saat

fase aktif MJO diwakili oleh titik Selatan Jawa ( $110^{\circ}\text{BT} - 112^{\circ}\text{BT}$ ;  $9^{\circ}\text{LS} - 11^{\circ}\text{LS}$ ) dan Laut Banda ( $128^{\circ}\text{BT} - 130^{\circ}\text{BT}$ ;  $5^{\circ}\text{LS} - 7^{\circ}\text{LS}$ ). Titik Selatan Jawa mewakili area di bagian luar Indonesia dan Laut Banda mewakili laut dalam Indonesia. Pemilihan kedua titik tersebut didasarkan pada pola evolusi MJO dari Samudra Hindia ke Samudra Pasifik, dimana hasil penelitian Wu dan Hsu (2009) menunjukkan pergerakan MJO yang lebih kuat di area laut lepas atau bagian Selatan Indonesia dibandingkan dengan bagian laut interior atau utara Indonesia dikarenakan adanya efek *blocking* dari variasi topografi daratan sebelum memasuki Laut Indonesia.

### 2.2. Data

Data yang digunakan pada penelitian ini diunduh dari *Earth System Research Laboratory National Oceanic and Atmospheric Administration* (ESRL NOAA), yang meliputi data angin zonal dan meridional pada level 1,5 km (Kalnay *et al.*, 1996), *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) (Liebather Forecasts (ECMWF) (Dee *et al.*, 2011)



Gambar 1. Lokasi penelitian.

mann and Smith, 1996), dan suhu permukaan laut (Reynolds *et al.*, 2007). Data angin per-

mukaan diperoleh dari reanalisis interim *European Centre for Medium-Range We-*

Data klorofil-a harian Aqua Modis di-peroleh dari *Ocean Watch* (Shettleand Fenn, 1979, Gordon and Wang, 1994, dan Fu *et al.*, 1998), sementara data pemantauan badan meteorologi Australia (*Bureau of Meteorology/BOM*) yaitu *Real-time Multivariate Madden-Julian Oscillation* (RMM) digunakan untuk memantau aktivitas MJO (Wheeler and Hendon, 2004). Informasi spesifik variabel di atas disajikan pada Tabel 1.

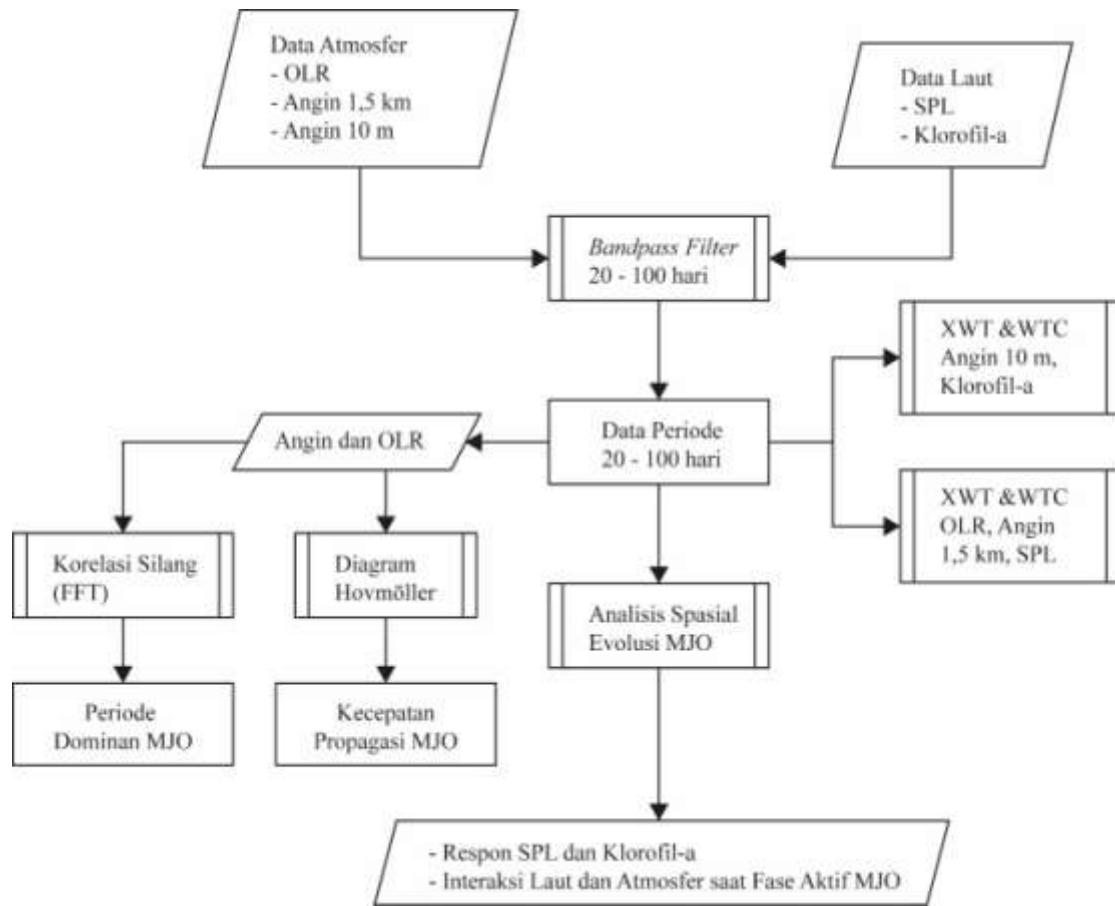
### 2.3. Analisis Data

Teknik analisis data yang digunakan untuk mendefinisikan fenomena MJO dan kaitannya dengan variabel di laut meliputi penapisan data (*filtering*), korelasi silang (*fast Fourier transform/FFT*), dan korelasi silang transformasi *Wavelet* (Gambar 2). MJO dapat diidentifikasi dari fluktuasi angin permukaan, presipitasi, radiasi gelombang pendek, dan lain sebagainya. Data parameter laut-atmosfer selama 10 tahun akan ditapis menggunakan metode *bandpass filter* dengan periode 20 hingga 100 hari (Duchon, 1979). *Real - Time Multivariate MJO (RMM) Index* merupakan indeks prediksi MJO hasil reanalisis BOM, yang didalamnya berisi informasi awal terjadinya fase aktif MJO (Wheeler and

Hendon, 2004). Analisis diagram Hovmöller digunakan sebagai pendekatan untuk mengetahui propagasi MJO ke arah timur Indonesia (Hovmöller, 1949). Analisis *wavelet coherence* (WTC) dan *cross wavelet transform* (XWT) digunakan untuk mengetahui hubungan antar variabel laut-atmosfer serta mengetahui perubahan frekuensi terhadap dimensi waktu (Grinsted *et al.*, 2004; Torrence and Compo, 1998). Indeks RMM dibangun pertama kali oleh Wheeler and Hendon (2004) menggunakan teknik *Empirical Orthogonal Function* (EOF) untuk memisahkan periode data OLR, angin zonal 11,8 km, dan angin zonal 1,5 km. Uji EOF dilakukan pada lintang yang bervariasi di wilayah ekuator. Hasil dari uji EOF ini nantinya digunakan untuk membangun nilai RMM1 dan RMM2 yang dapat mendeskripsikan dengan baik propagasi MJO di sepanjang ekuator. Sebelum masuk ke analisis EOF, teknik penapisan data konvensional tidak dilakukan, sehingga indeks RMM cukup baik digunakan dalam memantau MJO secara *real time*. Indeks tersebut dibagi menjadi delapan kuadran berbeda. Area yang dilewati MJO meliputi kuadran 1 dan 8 di bagian barat BMI dan Afrika, kuadran 2 dan 3 di samu-

Tabel 1. Spesifikasi data yang digunakan.

| Variabel Data                            | Resolusi Spasial | Resolusi Temporal | Rentang Data            | Sumber      |
|--|------------------|-------------------|-------------------------|-------------|
| <i>Outgoing Longwave Radiation (OLR)</i> | 2,5°x2,5°        | Harian            | 01/01/2003 - 31/12/2012 | ESRL NOAA   |
| Angin level 1,5 km                       | 2,5°x2,5°        | Harian            | 01/01/2003 - 31/12/2012 | ESRL NOAA   |
| Indeks RMM                               | -                | Harian            | 01/01/2003 - 31/12/2012 | BOM         |
| Angin Permukaan                          | 1,5°x1,5°        | Harian            | 01/01/2003 - 31/12/2012 | ECMWF       |
| Klorofil-a                               | 0,125°x0,125°    | Harian            | 01/01/2011 - 31/12/2012 | Ocean Watch |
| Suhu Permukaan Laut (SPL)                | 0,25°x0,25°      | Harian            | 01/01/2011 - 31/12/2012 | ESRL NOAA   |



Gambar 2. Sistematika dan diagram alir penelitian.

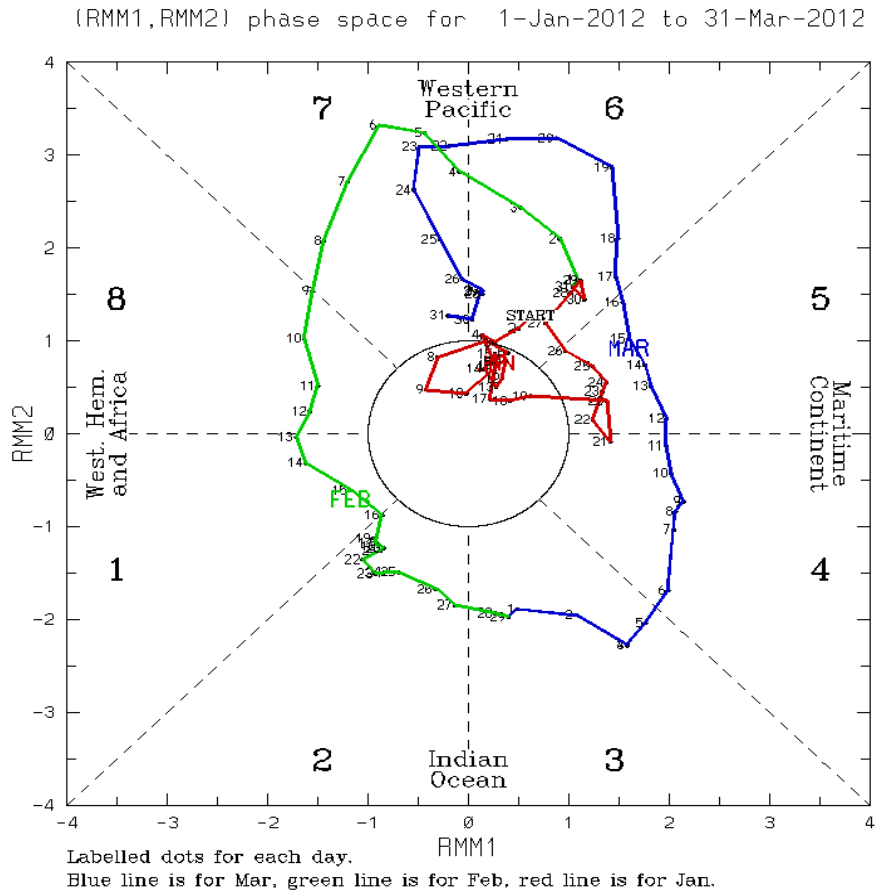
dra Hindia, kuadran 4 dan 5 di Benua serta kuadran 6 dan 7 di Pasifik Barat (Wheeler and Hendon 2004). Salah satu gambar indeks RMM disajikan pada Gambar 3, dimana warna garis merah, biru, dan hijau menunjukkan bulan berbeda. Titik yang berpotensi terjadi MJO ditunjukkan oleh titik yang berada di luar lingkaran. Sedangkan MJO melemah apabila titik berada di dalam lingkaran.

### 2.3.1. Penapisan Data (*Lanczos Filter*)

Fenomena MJO memiliki periode dominan berkisar antara 40 hingga 60 hari atau masuk dalam periode intra-musiman, sehingga untuk mempertegas osilasi data pada periode tersebut diperlukan penapisan dengan kisaran frekuensi intra-musiman (Zhang and Dong, 2004; Wu and Hsu, 2009; Arguez *et al.*, 2005). Penapisan data diharap-

kan dapat membatasi dampak dari fenomena osilasi musiman, tahunan, ataupun antar-tahunan. Penapisan data yang diterapkan untuk penelitian ini adalah *bandpass filter* dengan periode 20-100 hari. Nilai *cut off* frekuensi yang digunakan sebagai input fungsi *bandpass filter* adalah 0,01 dan 0,05. Nilai frekuensi rendah (100 hari) diwakili oleh 0,01 dan nilai frekuensi tinggi diwakili oleh 0,05 (20 hari). *Bandpass filter* tersebut membuang osilasi sinyal dengan periode dibawah 20 hari dan diatas 100 hari. Data input variabel  $X_t$  ditapis dengan persamaan Lanczos dan menghasilkan data deret waktu  $Y_t$ . Persamaan deret waktu yang digunakan sebagai berikut (Duchon, 1979):

$$Y_t = \sum_{k=-\infty}^{k=\infty} w_k X_{t-k}$$



(C) Copyright Commonwealth of Australia 2013. Bureau of Meteorology

Gambar 3. Indeks RMM bulan Januari – Maret 2012.

$$\overline{w}_k = \left( \frac{\sin 2\pi f c_1 k}{\pi k} - \frac{\sin 2\pi f c_2 k}{\pi k} \right) \sigma, k = -n, \dots, 0, \dots, n$$

keterangan:  $\overline{w}_k$ : Bobot sinyal pada selang kepercayaan 95%,  $f c_1$ : cut off frekuensi pertama,  $f c_2$ : cut off frekuensi kedua yang memberikan respon “0” terhadap frekuensi Nyquist,  $\sigma$ : faktor sigma.

### 2.3.2. Diagram Hovmöller

Propagasi MJO dapat dideteksi melalui beberapa variabel atmosfer seperti OLR dan angin, dimana variabel tersebut memiliki osilasi yang kuat saat fase aktif MJO (Arguez *et al.*, 2005; Zhang, 2005). Perhitungan kecepatan fase pergerakan MJO dapat diketahui dengan cara merata-ratakan nilai bujur atau lintang, sehingga diperoleh pola pen-

jalaran berdasarkan perubahan jarak ( $dx$ ) terhadap perubahan waktu ( $dt$ ) (Gambar 4).

Selain kecepatan fase, pola yang dibentuk dari hasil analisis diagram Hovmöller digunakan untuk mengidentifikasi penguatan dan pelemahan variabel di titik dan waktu tertentu pada saat penjalaran MJO berlangsung.

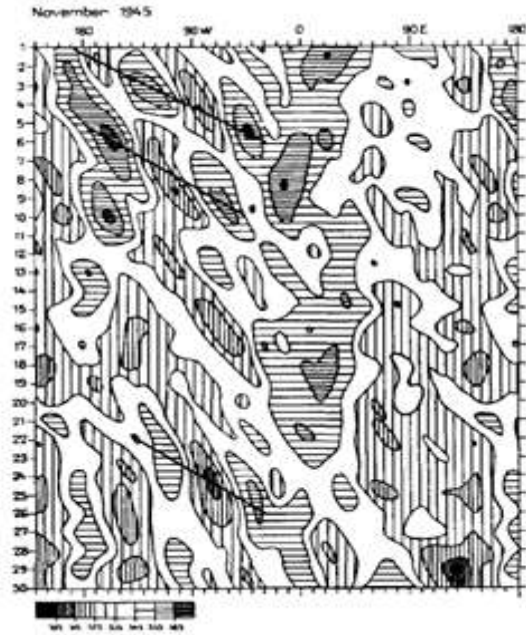
Nilai kecepatan (*phase speed*) dari variabel OLR dan angin dapat dihitung dengan persamaan berikut (Hovmöller, 1949):

$$Phase\ speed = \frac{dx}{dt}$$

### 2.3.3. Densitas Spektral

Data hasil penapisan *bandpass* Lanczos memiliki variasi sinyal dengan periode 20





Gambar 4. Ilustrasi diagram Hovmöller berdasarkan anomali OLR (Hovmöller, 1949).

hingga 100 hari. Oleh karena itu, untuk mengetahui periode dominan dari masing-masing variabel laut atmosfer diperlukan analisis densitas spektral menggunakan perhitungan FFT. Persamaan yang digunakan untuk perhitungan densitas spektral adalah sebagai berikut (Bendat and Piersol, 1971):

$$X(f_k) = h \sum_{t=0}^{N-1} \exp \left[ -i \frac{2\pi k t}{N} \right]$$

keterangan:

- $X(f_k)$  : data deret waktu variabel pertama hasil penapisan bandpass *Lanczos*
- $Y(f_k)$  : data deret waktu variabel kedua hasil penapisan bandpass *Lanczos*
- $S_x$  : nilai densitas spektral variabel pertama
- $S_{xy}$  : nilai densitas spektral kedua variabel
- $h$  : interval data selama satu hari
- $N$  : data harian selama 3.653 hari
- $f_k$  : frekuensi ke- $k$
- $i$  : bilangan imajiner

Nilai energi densitas *spektral* ( $S_x$ ) hasil analisis FFT, dihitung dengan persamaan berikut:

$$S_x = \frac{2h}{N} |X(f_k)|^2$$

Melalui metode yang sama, korelasi silang antar variabel dapat ditentukan dengan persamaan berikut:

$$S_{xy} = \frac{2h}{N} |X(f_k) * Y(f_k)|$$

### 2.3.3.1. Korelasi Silang dan Koherensi Transformasi Wavelet

Korelasi silang transformasi wavelet dari dua sinyal deret waktu  $X_t$  dan  $Y_t$  dinyatakan dengan  $W^{xy} = W^{x*} W^y$ , dimana \* merupakan kompleks konjugasi (*complex conjugation*). Kekuatan korelasi silang wavelet didefinisikan dengan  $|W^{xy}|$  pada selang kepercayaan 95%. Kompleks argumen arg ( $W^{xy}$ ) mengintrepetasikan fase relatif wavelet antara  $x_n$  dan  $y_n$  di keseluruhan domain frekuensi. Selang kepercayaan dinyatakan sebagai  $Z_v(p)$  dengan probabilitas  $p$ . Secara teori, distribusi kekuatan korelasi silang wavelet dari dua data deret waktu dengan *power spectral*  $P_k^X$  dan  $P_k^Y$  dinyatakan sebagai berikut (Torrence and Compo, 1998):

$$\frac{|W_n^X(s) W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X \sigma_Y} < p = \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y}$$

- $W_n^X(s)$ : transformasi wavelet variabel X
- $W_n^{Y*}(s)$ : kompleks konjugasi dari transformasi wavelet variabel Y
- $\sigma_X$ : simpangan baku variabel X
- $\sigma_Y$ : simpangan baku variabel Y
- $p$ : nilai probabilitas
- $Z_v$ : selang kepercayaan
- $v$ : derajat bebas
- $P_k^X$ : *power spectral* variabel X

$P_k^Y$ : *power spectral* variabel Y

Rata-rata sudut beda fase antar dua variabel data  $a_m$  dimana  $a_i, i, \dots, n$ , dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut:

$$a_m = \arg (X, Y)$$

dengan X dan Y adalah variabel pertama dan kedua,

$$X = \sum_{i=1}^n \cos(\alpha_i) Y = \sum_{i=1}^n \sin(\alpha_i)$$

Sudut beda fase ini menunjukkan sinyal mana yang mendahului, berlawanan, atau bersamaan antara variabel OLR, angin, SPL, dan klorofil-a.

Koherensi antar kedua data diperlukan untuk melihat tingkat keamatan antara variabel laut dan atmosfer saat fase aktif MJO.  $R_n^2(s)$  merupakan hasil perhitungan koherensi antar kedua data (tanpa satuan) dengan skala 0 sampai 1 dan  $S$  adalah *operator filter*.

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2).S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)}$$

Jika hasil perhitungan koherensi mendekati 1, artinya kedua data memiliki koherensi yang kuat. Apabila mendekati 0, artinya kedua data memiliki koherensi yang lemah (Torrence and Webster, 1998).

$$S_{xy} = \frac{2h}{N} |X(f_k) * Y(f_k)|$$

### III. HASIL DAN PEMBAHASAN

#### 3.1. Propagasi MJO di Atas Laut Indonesia

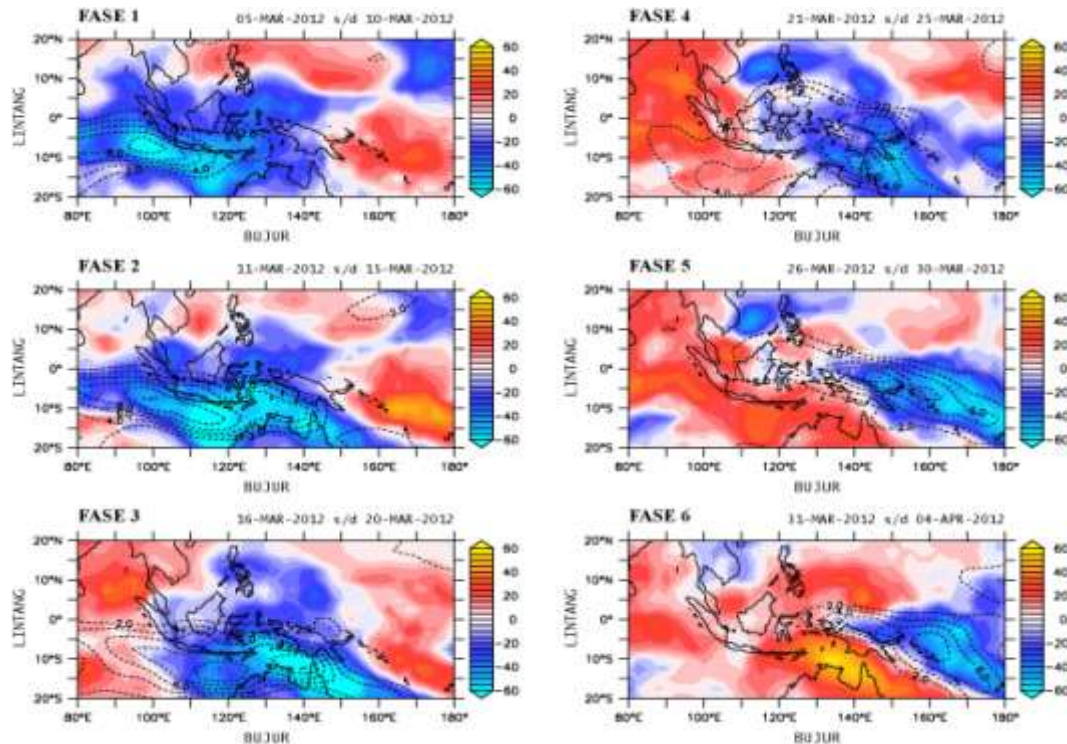
Perambatan atau propagasi MJO di Laut Indonesia diindikasikan oleh adanya penurunan drastis nilai radiasi gelombang panjang (OLR) yang dilepaskan oleh per-

mukaan bumi dan peningkatan kecepatan angin zonal pada berbagai ketinggian dari permukaan laut hingga batas *tropopause* di sepanjang wilayah ekuator. Berdasarkan penelitian Lau and Chan (1986) mengenai MJO menggunakan data OLR, penurunan nilai OLR di daerah tropis diduga kuat karena adanya fluktuasi di dalam konveksi awan kumulus yang berasosiasi dengan pergerakan sirkulasi divergen. Cakupan global area MJO saat berpropagasi ke arah timur BMI mencapai panjang 12.000 hingga 20.000 km (Rui and Wang, 1990). Evolusi MJO secara spasial disajikan pada Gambar 5, dimana proses pembentukan, penjalaran, hingga melemahnya MJO di Samudra Pasifik dibagi menjadi enam fase berbeda.

Pada fase pertama, MJO mulai memasuki wilayah BMI dengan pusat anomali negatif OLR berada di Barat Sumatra dan diikuti peningkatan angin zonal 1,5 km sekitar 810 m/s. Selanjutnya pada Fase 2, evolusi MJO bergerak ke bagian tengah wilayah BMI dengan dominasi area anomali negatif OLR berada di sisi selatan ekuator. Penjalaran MJO selaras dengan anomali negatif OLR dan anomali positif angin zonal 1,5 km yang selalu bergerak beriringan dari bagian barat menuju bagian timur Indonesia. Pada fase berikutnya, penguatan MJO berada di bagian timur Indonesia dan terus bergerak ke Samudra Pasifik.

Pada fase terakhir, terlihat berkurangnya area dengan anomali negatif OLR dan sekaligus diikuti dengan pelemahan kecepatan angin zonal 1,5 km. MJO kemudian semakin melemah dan nantinya akan hilang di Samudra Pasifik dan akan tumbuh kembali di Samudra Hindia. Berdasarkan hasil penelitian Madden dan Julian di wilayah ekuator (Madden and Julian, 1994), faktor utama pergerakan MJO dari barat ke arah timur bagian Indonesia adalah adanya perbedaan tekanan udara antara bagian barat dan timur Indonesia. Hal tersebut mengakibatkan pergerakan awan kumulus dari wilayah bertekanan tinggi (Samudra Hindia) ke wilayah bertekanan rendah (samudra pasifik) dengan





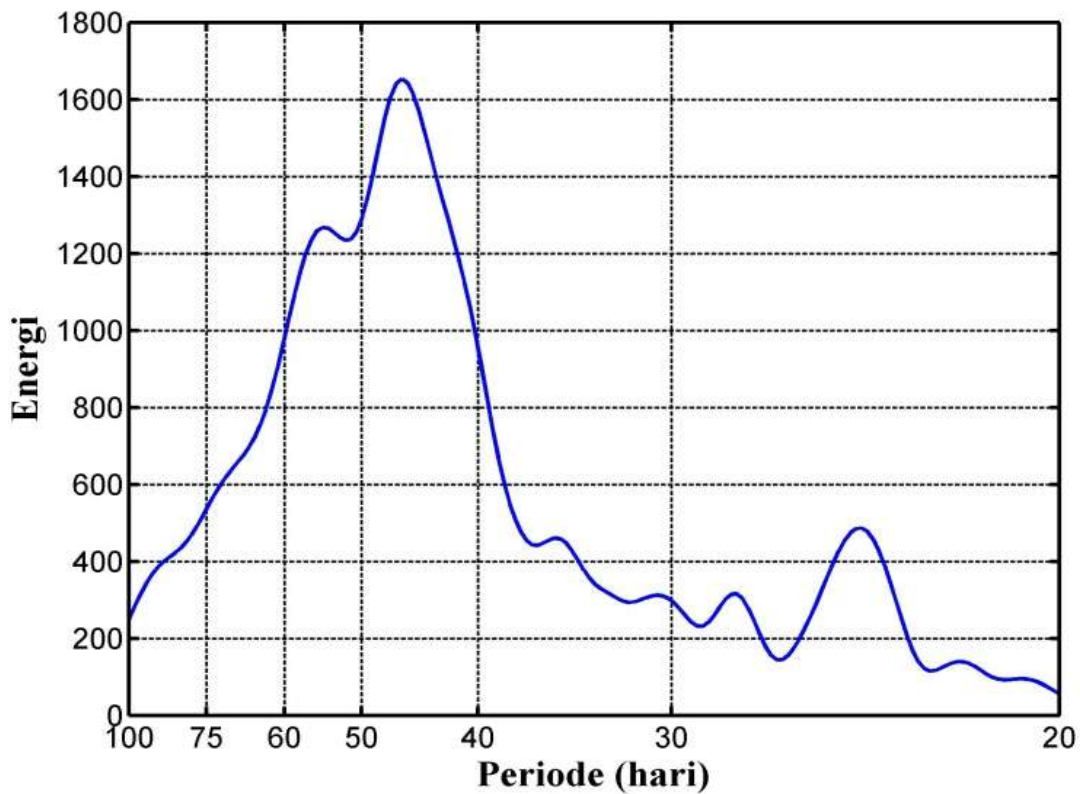
Gambar 5. Pergerakan MJO ditunjukkan oleh warna biru (data OLR) dan garis kontur putus-putus (angin zonal level 1,5 km).

periode dominan penjalaran MJO selama 46 hari dengan energi sebesar 1.650 (Gambar 6). Hasil analisis propagasi OLR, angin zonal 1,5 km, dan angin zonal permukaan pada diagram Hovmöller (Gambar 7) menunjukkan kecepatan rata-rata pergerakan MJO sekitar 4,6 m/s. Kecepatan tersebut mendekati teori MJO, yaitu sekitar 5 m/s. Hasil di atas menunjukkan propagasi MJO dari Samudra Hindia menuju Samudra Pasifik membutuhkan waktu sekitar 30 hari dan melewati Indonesia sekitar 20 hari, dengan kecepatan penjalaran MJO sebesar 4,5 m/s. Pada bujur 100°, terlihat pelemahan kecepatan angin level 1,5 km dan permukaan. Hal tersebut sesuai dengan kajian Wu and Hsu (2009) mengenai pengaruh topografi terhadap propagasi MJO, dimana bukit dan pegunungan di BMI memiliki fungsi sebagai penghalang (*blocking*) serta memengaruhi proses konvektif penjalaran MJO di area yang dilewatinya. Hasil tabulasi MJO selama 10 tahun (Gambar 8) menunjukkan fluktuasi yang tidak jauh berbeda antar tahunnya, dimana

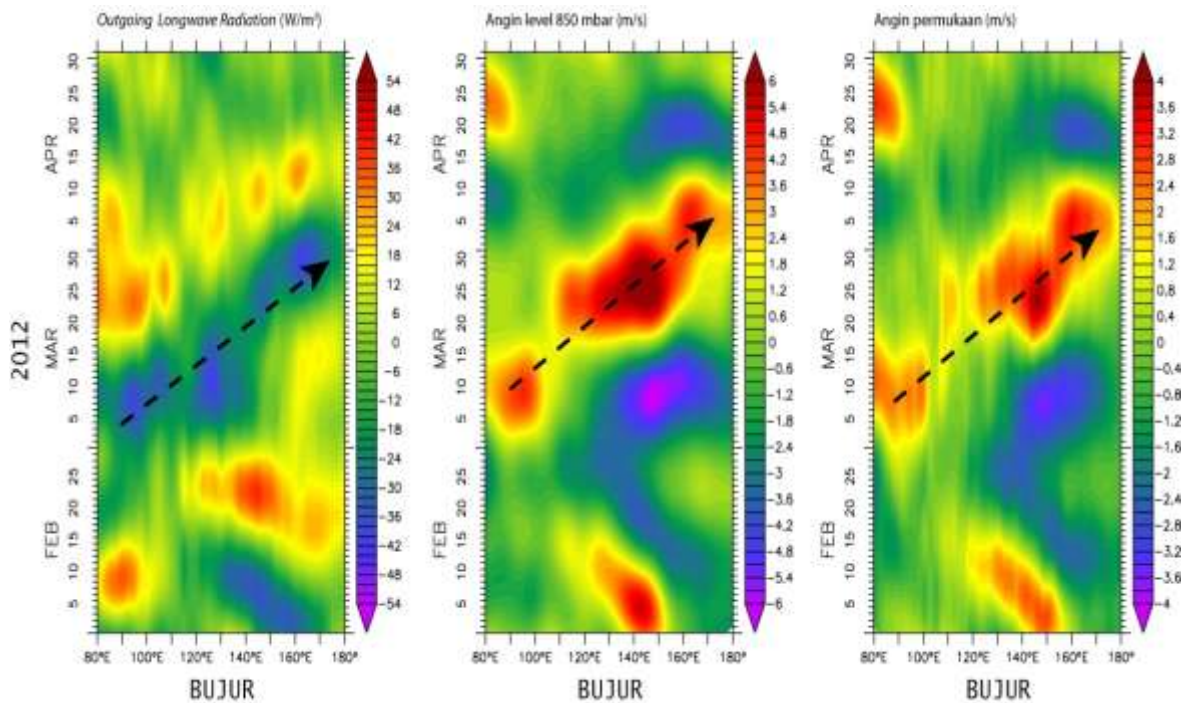
rata-rata kejadian tiap tahun sekitar 54 hari. Jumlah hari MJO terendah pada tahun 2004 (40 kejadian), sedangkan jumlah hari MJO tertinggi pada tahun 2008 (68 kejadian). Perhitungan hari MJO didasarkan atas titik diluar lingkaran pada kuadran Benua Maritim (Kuadran 4 dan 5).

### 3.2. Hubungan Angin Level 1,5 km dan Angin Permukaan

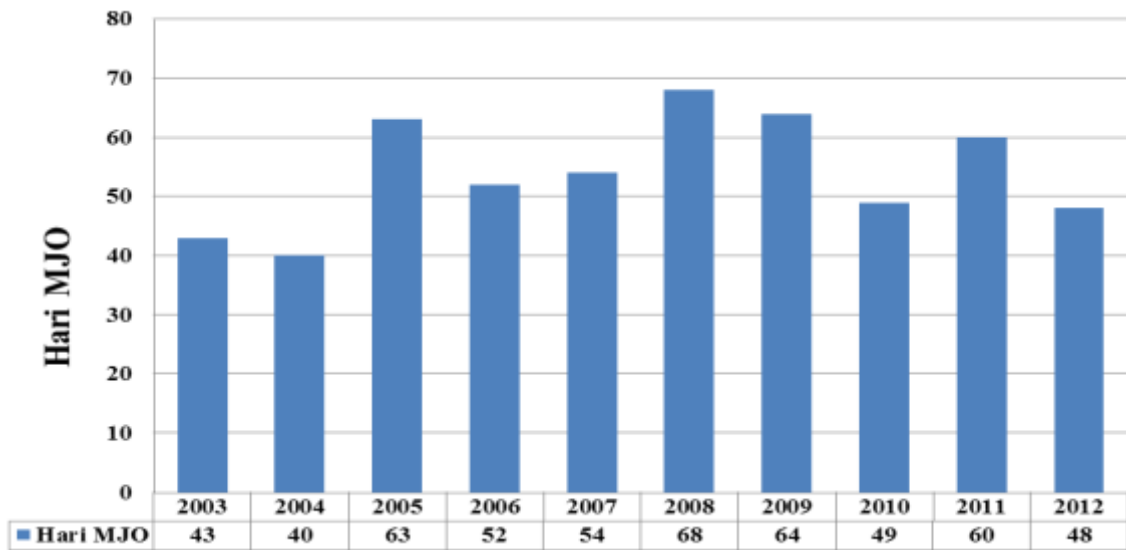
Saat fase aktif MJO, terjadi peningkatan kecepatan angin zonal pada berbagai level ketinggian khususnya pada lapisan troposfer. Hasil korelasi silang transformasi wavelet antara angin zonal 1,5 km dengan angin zonal permukaan memperlihatkan penguatan sinyal yang terjadi bersamaan pada awal bulan Maret hingga awal April 2012 (Gambar 9). Panah ke arah kanan menunjukkan angin zonal 1,5 km dan angin zonal permukaan memiliki fase yang sama dengan periode dominan antara 40 hingga 50 hari. Perbandingan vektor antara angin 1,5 km (Gambar 10) dan angin permukaan (gambar 11) Di BMI saat



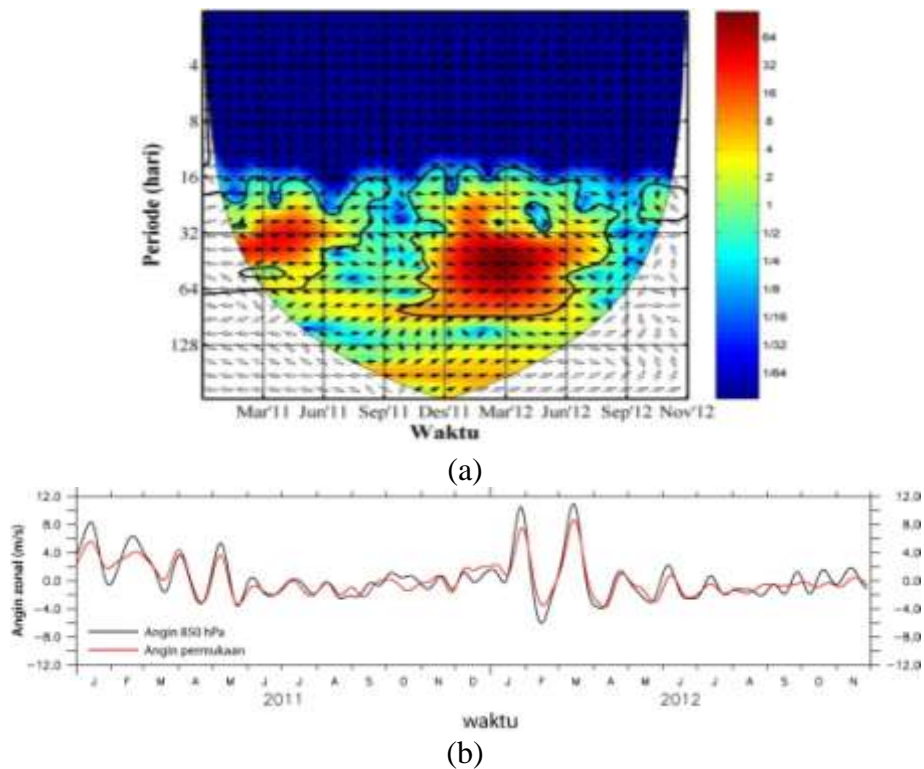
Gambar 6. Densitas spektral silang antara anomali OLR dan anomali angin zonal level 1,5 km.



Gambar 7. Diagram Hovmöller rata-rata OLR, angin zonal 1,5 km, dan angin permukaan (dari kiri ke kanan) pada Februari hingga April 2012 pada lintang 5°LS – 5°LU.

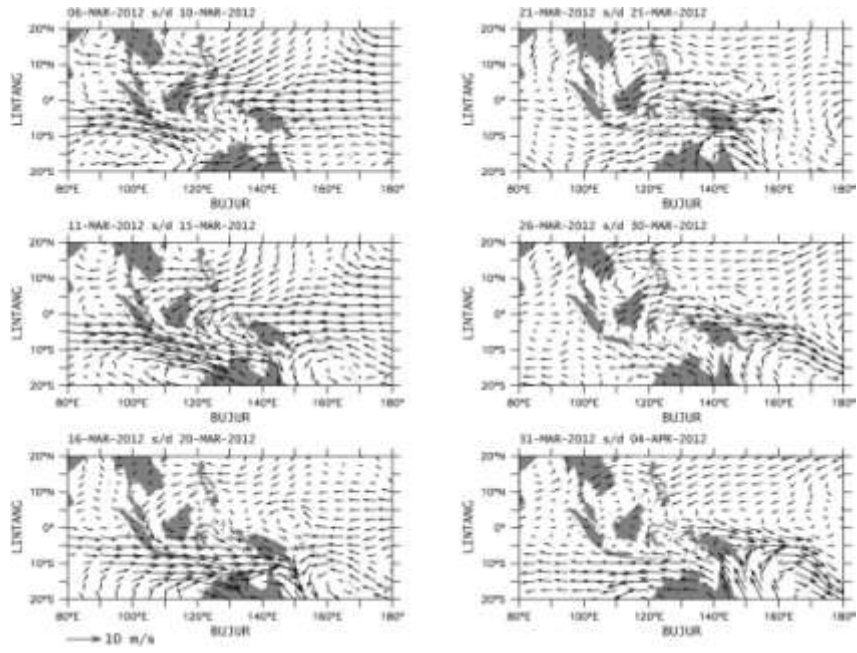


Gambar 8. Frekuensi kejadian MJO tiap tahun berdasarkan indeks RMM.

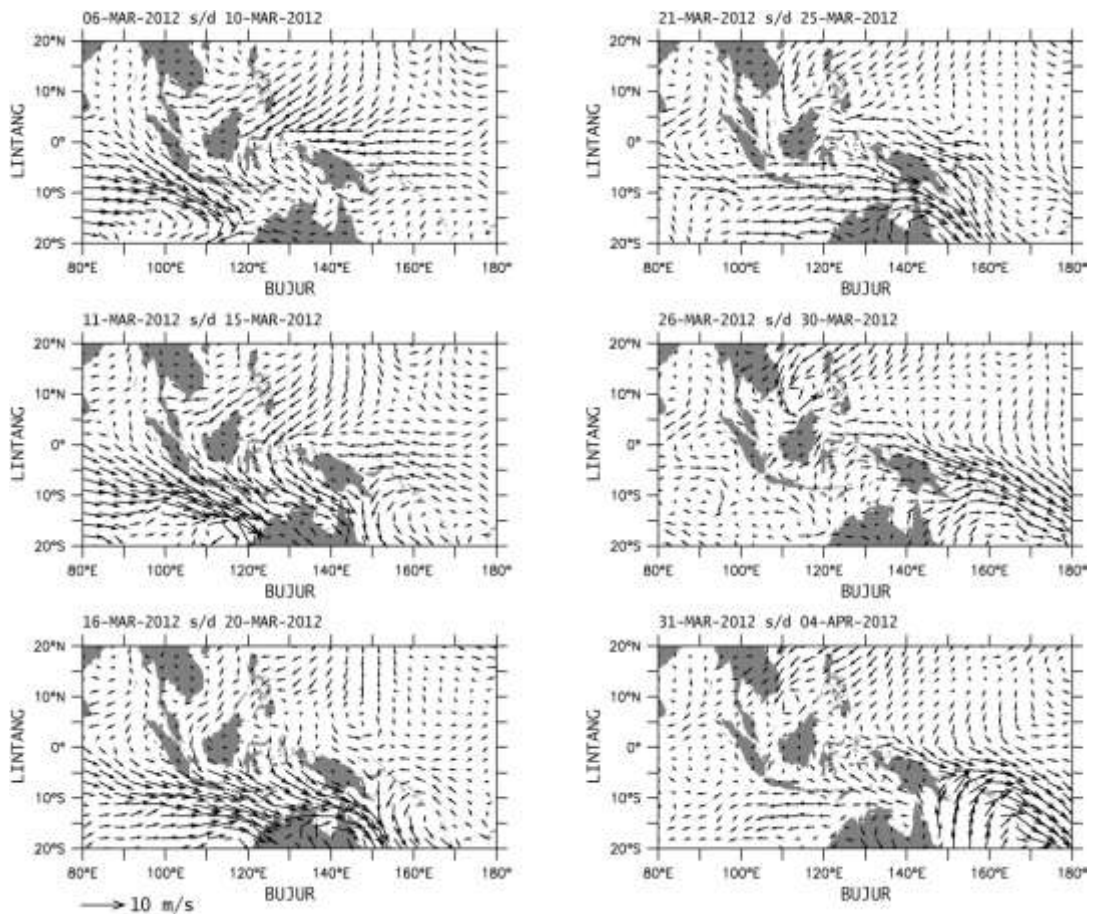


Gambar 9. (a) Korelasi silang transformasi wavelet (garis kontur hitam menunjukkan selang kepercayaan 95%, daerah yang dihilangkan adalah batas *cone of influence* (COI), tanda panah menunjukkan beda fase dengan arah panah ke kanan menunjukkan fase searah, arah ke kiri menunjukkan fase berlawanan dan (b) plot data deret waktu angin zonal permukaan dan angin zonal 1,5 km.





Gambar 10. Evolusi vektor angin 1,5 km saat fase aktif MJO.



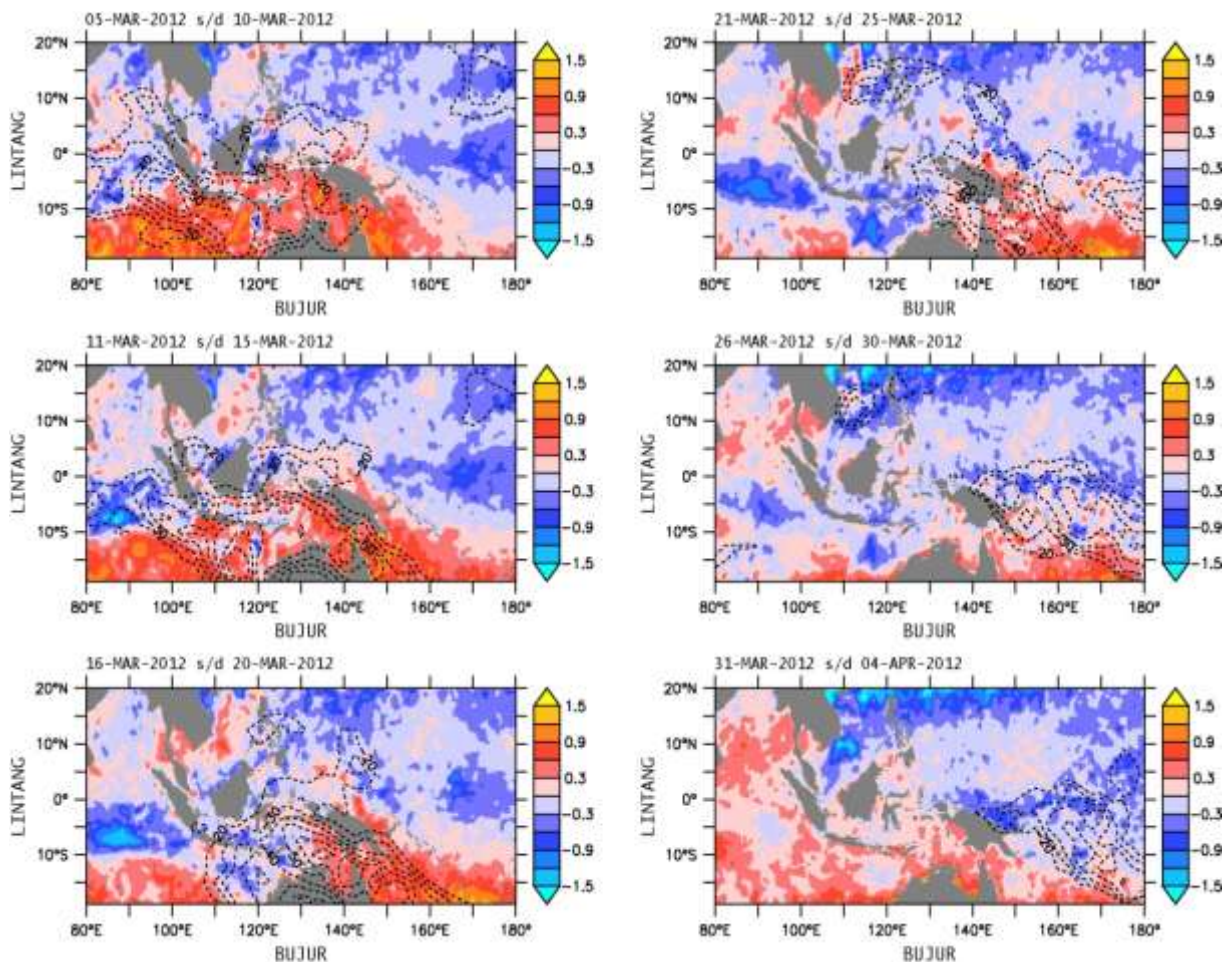
Gambar 11. Evolusi vektor angin permukaan saat fase aktif MJO.

fase aktif MJO memiliki pola evolusi yang hampir sama, dimana terjadi peningkatan kecepatan angin pada area yang dilewati MJO. Pelemahan sinyal angin pada lapisan permukaan dikarenakan gesekan (*shear*) yang lebih besar dibandingkan dengan lapisan atas. Kondisi angin permukaan saat MJO berlangsung sangat berkaitan erat dengan dinamika perubahan kondisi di lapisan permukaan laut.

### 3.3. Respon SPL Terhadap MJO

Dinamika dan variabilitas SPL di sekitar ekuator, khususnya di BMI saat fase aktif MJO salah satunya dipengaruhi oleh sistem masuk dan lepasnya bahang darat-laut-atmosfer. Hasil analisis evolusi SPL saat fase aktif MJO dengan nilai batas anomali  $-1,5^{\circ}\text{C}$  s/d  $1,5^{\circ}\text{C}$  dan interval  $0,3^{\circ}\text{C}$  (Gambar

12) Indikasi perambatan MJO di atas BMI adalah adanya penurunan nilai SPL saat fase aktif MJO. Pada fase pertama (5-10 Maret), penurunan nilai SPL belum terlihat jelas di Samudra Hindia, namun pada fase berikutnya, penguatan anomali negatif nilai SPL di sekitar Samudra Hindia mulai terlihat, yaitu pada bujur  $80^{\circ}\text{BT}$ - $90^{\circ}\text{BT}$ . Nilai anomali negatif SPL pada fase ketiga (16-20 Maret) semakin mencolok dan meluas hingga barat Sumatra dan mulai memasuki Laut Jawa dan Selatan Jawa. Penyebaran anomali negatif SPL pada fase keempat terlihat tidak merata dan semakin meluas hingga ke sekitar Laut Flores dengan fluktuasi nilai anomali negatif yang berbeda-beda. Pada fase kelima, terlihat penurunan nilai SPL semakin ke bagian Timur BMI, tetapi penurunan nilai SPL di bagian barat maupun tengah masih terlihat

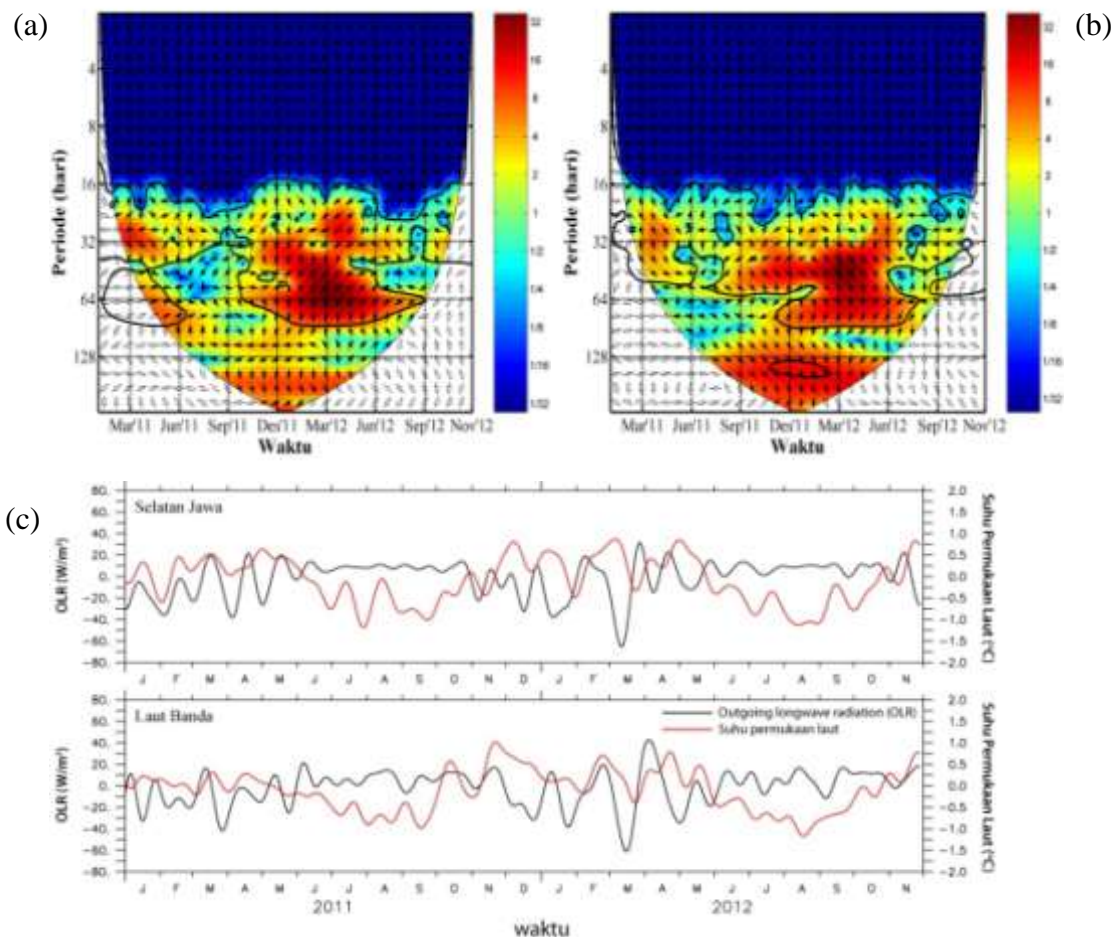


Gambar 12. Evolusi SPL saat fase aktif MJO.

dengan intensitas yang semakin melemah. Perbedaan mencolok terlihat pada fase terakhir 31 Maret-4 April, dimana hampir keseluruhan nilai anomali negatif SPL berada di bagian timur BMI sedangkan anomaly positif terlihat di bagian barat hingga ke Laut Banda. Hasil analisis mengenai perambatan anomaly SPL di BMI sesuai dengan hasil penelitian MJO terhadap perubahan fluks bahang dan SPL oleh Jones *et al.*, 1998. Hasil penelitian Jones yang dilakukan di Samudra Hindia dan Pasifik menunjukkan adanya respon SPL, melalui rambatan anomaly negatif SPL dari barat menuju timur.

Korelasi silang transformasi wavelet antara SPL dan OLR memperlihatkan bahwa penurunan nilai OLR diikuti dengan penu-

runan SPL baik di Selatan Jawa maupun di Laut Banda (Gambar 13). Hal tersebut ditunjukkan dengan penguatan spektrum wavelet dari awal Maret hingga pertengahan April 2012 pada periode 50 harian. Terjadi beda fase OLR dan SPL di Selatan Jawa selama 9,5 hari, dimana penjaralan MJO terjadi lebih dulu kemudian diikuti dengan penurunan nilai SPL dengan keterlambatan selama 9,5 hari. Hal berbeda terjadi di Laut Banda, dimana beda fase OLR dan SPL sekitar 6,7 hari. Beda fase yang lebih cepat ini disebabkan oleh awal penurunan nilai SPL di Laut Banda telah dimulai saat MJO mulai terbentuk di Samudra Hindia. Perhitungan koherensi antara variabel OLR dan SPL menunjukkan nilai 0,9 yang berarti hubungan antar kedua variabel tersebut sangat erat.



Gambar 13. Transformasi silang wavelet OLR dan SPL di (a) Selatan Jawa (arah panah ke bawah menunjukkan variabel OLR mendahului SPL sebesar  $90^\circ$ ) dan (b) Laut Banda; (c) Plot variabel OLR dan SPL tahun 2011 – 2012.



### 3.4. Respon Klorofil-a Terhadap MJO

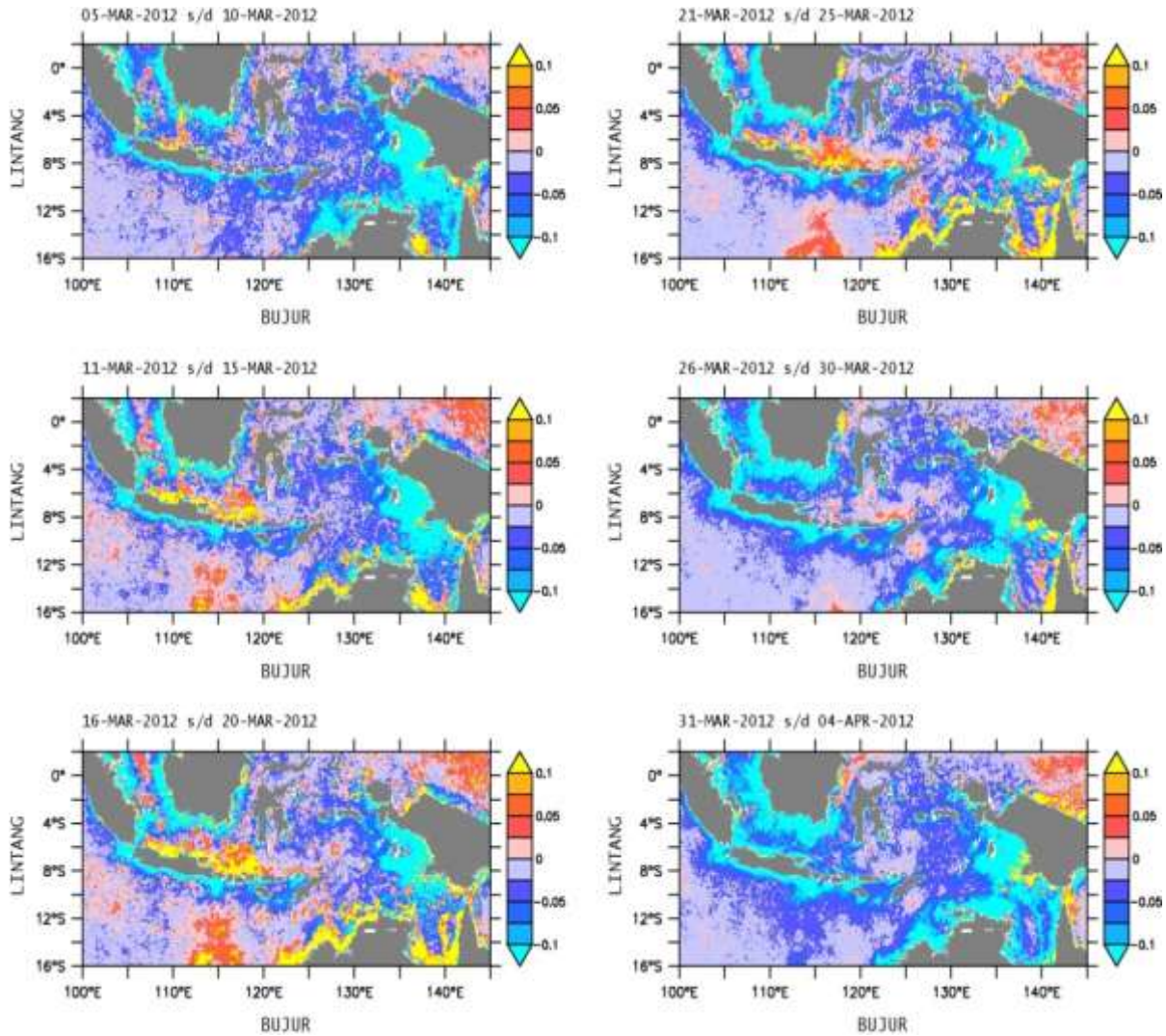
Secara umum, terjadi peningkatan konsentrasi klorofil-a saat MJO aktif. Penguatan klorofil-a tidak terjadi secara langsung, tetapi melewati beberapa tahapan dan mekanisme tertentu sesuai dengan penelitian Jin *et al.* (2012). Salah satu penyebab utama kenaikan klorofil-a permukaan adalah adanya kenaikan unsur hara melalui proses *upwelling/entrainment* dari lapisan dalam ke lapisan permukaan (Siegel *et al.*, 1995; Waliser *et al.*, 2005). Kajian yang telah dilakukan Jin *et al.* (2012) mengenai respon klorofil-a terhadap MJO menggunakan model OGCM (*Ocean General Circulation Model*) pada lapisan tercampur menyimpulkan bahwa proses *upwelling* dipicu oleh adanya fluktuasi kecepatan angin yang mengakibatkan perubahan kedalaman lapisan tercampur. Ketika terjadi variasi kedalaman lapisan tercampur terdapat respon dari distribusi vertikal  $\text{NO}_3$ . Misalnya, saat kedalaman lapisan tercampur mendangkal, massa air yang kaya nutrisi cenderung bergerak ke atas. Oleh sebab itu, semakin dalam lapisan tercampur yang terbentuk, maka massa air kaya nutrisi akan terangkat ke lapisan tercampur semakin besar yang nantinya meningkatkan konsentrasi klorofil-a di lapisan tercampur.

Hasil analisis spasial evolusi klorofil-a dengan batas nilai anomali  $-0,1$  s/d  $0,1$   $\text{mg}/\text{m}^3$  dan interval  $0,025$   $\text{mg}/\text{m}^3$  menunjukkan peningkatan konsentrasi klorofil-a saat fase aktif MJO di beberapa wilayah BMI (Gambar 14). Pada tanggal 5-10 Maret, yaitu saat awal kedatangan MJO di Samudra Hindia, konsentrasi klorofil-a di sebagian besar wilayah Indonesia memiliki nilai dibawah rata-rata (anomali negatif). Pada fase kedua, peningkatan konsentrasi klorofil-a mulai terlihat, khususnya di area laut lepas Selatan Jawa, Laut Jawa, dan menyebar hingga di sekitar perairan Laut Flores. Seiring dengan penjarangan MJO di atas BMI ke arah timur, terjadi peningkatan konsentrasi sekitar  $0,01 - 0,1$   $\text{mg}/\text{m}^3$  dan menyebar pada fase ketiga. Pada fase keempat, penyebaran klorofil-a semakin terlihat di wilayah timur dimana ter-

lihat peningkatan konsentrasi klorofil-a sebesar  $0,02$   $\text{mg}/\text{m}^3$  di sekitar Laut Banda.

Setelah MJO menuju ke Samudra Pasifik, terlihat pelemahan konsentrasi klorofil-a yang cukup signifikan pada fase kelima. Pelemahan ini diduga kuat karena area yang telah dilewati MJO diindikasikan dengan adanya pelemahan kecepatan angin pada level  $1,5$  km dan angin permukaan sehingga gesekan yang terjadi antara udara dan permukaan laut semakin melemah. Pelemahan kecepatan angin mengakibatkan lemahnya pengadukan pada lapisan permukaan, sehingga konsentrasi klorofil-a sangat lemah. Pada fase terakhir (31 Maret-4 April), terlihat perbedaan yang sangat mencolok dengan area saat fase aktif MJO dimana fase terakhir hampir keseluruhan wilayah BMI memiliki nilai konsentrasi klorofil-a dibawah rata-rata. Penguatan terbesar terjadi di Laut Jawa hingga bagian selatan Sulawesi, sedangkan di Selatan Jawa memiliki respon sangat lemah terhadap peningkatan konsentrasi klorofil-a. Peningkatan klorofil-a di Laut Banda hanya sekitar  $0,05$   $\text{mg}/\text{m}^3$ .

Penguatan terbesar terjadi di Laut Jawa hingga bagian selatan Sulawesi, sedangkan di Selatan Jawa memiliki respon sangat lemah terhadap peningkatan konsentrasi klorofil-a. Peningkatan klorofil-a di Laut Banda hanya sekitar  $0,05$   $\text{mg}/\text{m}^3$ . Hasil korelasi silang transformasi wavelet antara angin permukaan dan klorofil-a di Selatan Jawa (Gambar 15a) memperlihatkan respon yang kuat terhadap kedatangan MJO. Respon ini ditunjukkan oleh penguatan spektrum wavelet pada awal Maret hingga awal April 2012 dengan periode 40-50 hari. Beda fase antara peningkatan kecepatan angin permukaan dan peningkatan konsentrasi klorofil-a sekitar 4,5 hari. Nilai koherensi saat fase aktif MJO sebesar  $0,85$  yang menunjukkan hubungan yang erat antar kedua variabel. Sifat sefase antar variabel pada korelasi wavelet ditunjukkan dari arah panah ke kanan. Hasil korelasi wavelet di Laut Banda menunjukkan pola yang hampir sama, dimana terdapat respon kedatangan MJO pada bu-

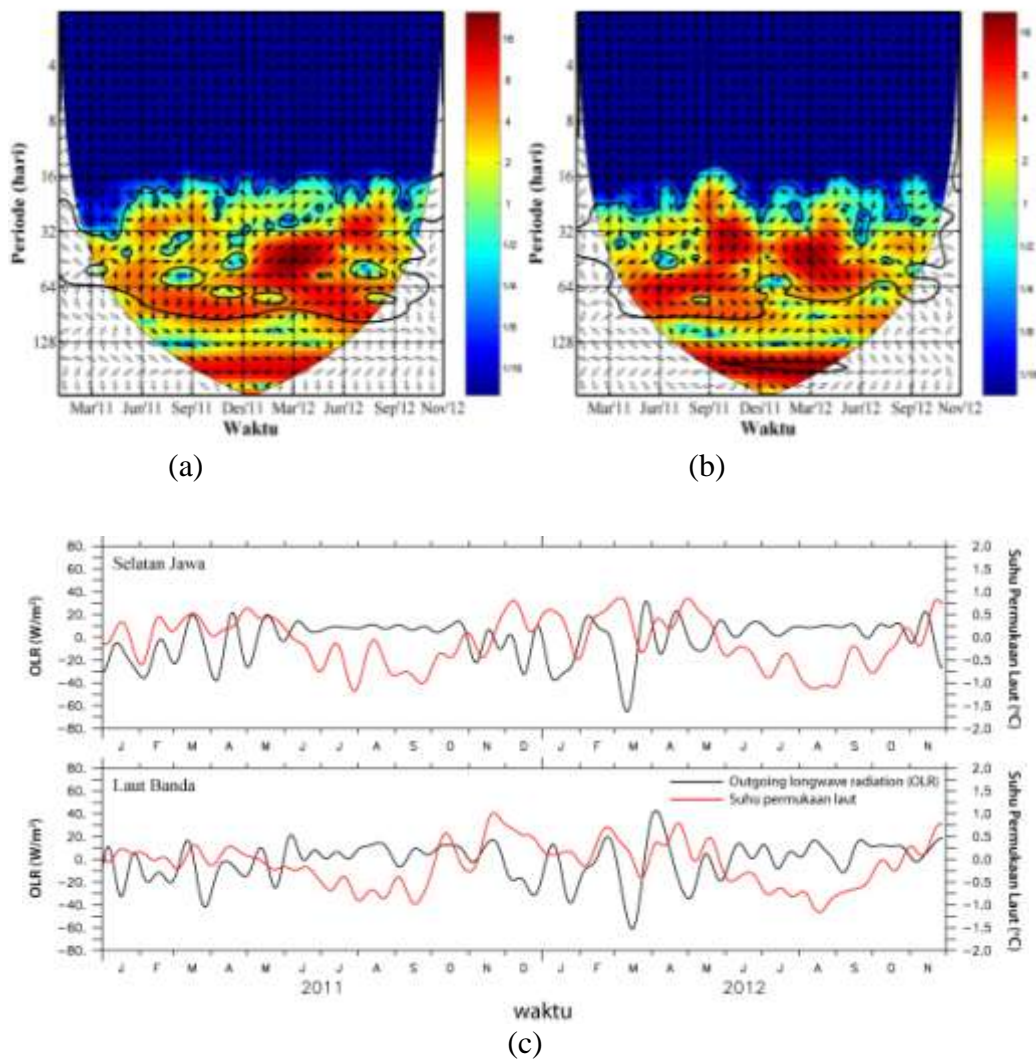


Gambar 14. Evolusi klorofil-a saat fase aktif MJO.

lan Maret hingga April 2012 (Gambar 15b). Akan tetapi, respon di Laut Banda menunjukkan penguatan di waktu lainnya, seperti pada bulan Juni hingga September 2011. Penguatan ini dimungkinkan karena masih terdapat efek musiman pada periode intramusiman. Beda fase kedatangan MJO dan peningkatan klorofil-a di Laut Banda sekitar 7,4 hari dengan periode dominan selama 45 hari. Koherensi angin permukaan dan klorofil-a di Laut Banda sekitar 0,85. Anomali angin permukaan dan klorofil-a baik di Selatan Jawa ataupun di Laut Banda memiliki pola yang sama (Gambar 15c), dimana keduanya sama-sama menguat saat periode musim timur dan melemah saat musim barat.

### 3.4.1. Skematika Laut-Atmosfer Saat Fase Aktif MJO

Skema hubungan antara laut dan atmosfer saat fase aktif MJO disajikan pada Gambar 16 yang merujuk pada hasil penelitian dan beberapa literatur mengenai evolusi MJO dan interaksi laut-atmosfer (Hendon and Salby, 1993; Jin *et al.*, 2012, Jones *et al.*, 1998, Madden and Julian, 1994, Rui and Wang, 1990, and Zhang, 2005). Fase aktif MJO ditandai dengan kenaikan kecepatan angin pada ketinggian 1,5 km hingga 11,7 km dan perambatan awan kumulus atau super cloud clusters (SCCs). Perambatan ini juga dipicu oleh adanya perbedaan tekanan antara Samudra Hindia dan Samudra Pasifik. Tek-

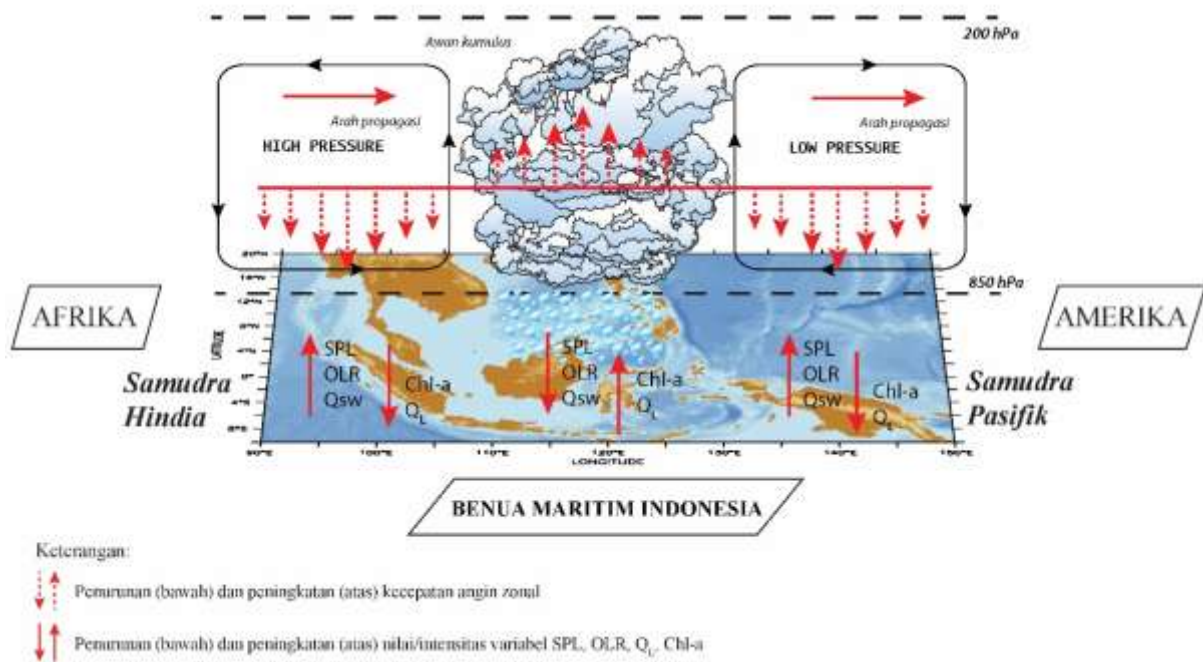


Gambar 15. Transformasi silang wavelet angin permukaan dan klorofil-a di (a) Selatan Jawa dan (b) Laut Banda; (c) Plot variabel angin permukaan dan klorofil-a tahun 2011 – 2012.

nan yang lebih tinggi di bagian barat BMI dibandingkan dengan bagian timur mengakibatkan angin berhembus ke tekanan lebih rendah untuk memperoleh kesetimbangan. Siklus pergerakan partikel udara ditunjukkan oleh panah hitam, dimana partikel udara terangkat ke atas pada area di sekitar awan kumulus. Awan kumulus yang dibentuk saat proses konveksi pada umumnya akan meningkatkan curah hujan di area yang dilewati MJO (Benedict and Randal, 2007). Hubungan yang erat ditunjukkan dari respon variabel atmosfer dan lautan saat fase aktif MJO. Penurunan nilai variabel OLR dan kenaikan

angin zonal di berbagai level merupakan indikasi utama dari perambatan MJO. Menurut Jones *et al.* (1998), perairan yang dilewati oleh MJO memiliki respon tersendiri, dimana terjadi penurunan radiasi gelombang pendek ( $Q_{sw}$ ) dan kenaikan fluks laten (QL) yang mengakibatkan laut kehilangan bahang (*heat loss*). Sinyal MJO yang melewati daerah tropis merupakan peristiwa laut-atmosfer yang merubah properti fisik laut dan atmosfer, salah satu contohnya adalah naiknya tekanan udara di Samudra Hindia akibat perubahan fluks bahang dan SPL, dimana bahang yang lepas lebih banyak dibanding





Gambar 16. Skematika interaksi laut-atmosfer di BMI.

bahang yang masuk, sehingga menyebabkan nilai anomali negatif pada SPL. Perbedaan tekanan antara Samudera Hindia dan Samudra Pasifik kemudian memicu pergerakan angin di lapisan troposfer dari Barat ke Timur dan menyebabkan perubahan kedalaman lapisan tercampur di perairan. Perubahan kedalaman lapisan tercampur menyebabkan terjadinya proses *upwelling* atau *entrainment* sehingga membuat nutrisi naik ke permukaan dan memicu pertumbuhan fitoplankton serta meningkatkan konsentrasi klorofil-a (Jin *et al.*, 2012).

#### IV. KESIMPULAN

Salah satu faktor penting awal kedatangan MJO adalah penurunan nilai radiasi gelombang panjang yang dilepaskan oleh bumi ke angkasa, yang kemudian diikuti dengan peningkatan bahang laten yang dilepaskan melalui proses evaporasi dan penurunan radiasi gelombang pendek yang diterima permukaan bumi. Lepasnya bahang di atas rata-rata mengakibatkan penurunan suhu di hampir seluruh wilayah Indonesia. Berdasarkan hasil analisis terhadap respon SPL dan

klorofil-a saat periode aktif MJO di Laut Indonesia, dapat ditarik kesimpulan bahwa terdapat respon SPL dan klorofil-a saat fase aktif MJO. Respon SPL ditunjukkan oleh penurunan nilai suhu mengikuti pergerakan MJO ke arah timur. Sistem masuk dan lepasnya bahang antara darat-laut-atmosfer yang mengakibatkan turunnya nilai suhu di sebagian besar wilayah BMI. Peningkatan konsentrasi klorofil-a di beberapa area sebagai respon MJO dipicu oleh pergerakan unsur hara dari lapisan dalam ke permukaan melalui mekanisme *upwelling/entrainment*.

#### DAFTAR PUSTAKA

- Arguez, A., M.A. Bourassa, and J.J. O'Brien. 2005. Detection of the MJO signal from Quik SCAT. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22:1885-1894.
- Bendat, J.S. and A.G. Piersol. 1971. Random data: analysis and measurement procedures. Wiley-Interscience Publication, John Wiley and Sons. New York. 640p.
- Benedict, J.J. and D.A. Randall. 2007. Observed characteristics of the MJO rela-

- tive to maximum rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 64:2332-2354.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, *et al.* 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. So.*, 137:553-597.
- Duchon, C.E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, 18:1016-1022.
- Fu, G., K.S. Baith, and C.R. McClain. 1998. SeaDAS: The SeaWiFS data analysis system. In: He, M.X. and G. Chen, editor. Proceedings of the fourth pacific ocean remote sensing conference. 28-31 July 1998. Qingdao, China. Hangzhou. Fortune Printing Co. Ltd. 73-79p.
- Gordon, H.R. and M. Wang. 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Appl. Opt.*, 33:443-452.
- Grinsted, A.M., J.C. Moore, and S. Jevrejeva. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlin. Processes Geophys.*, 11:561-566.
- Hankin, S., J. Callahan, A. Manke, K. O'Brien, and L. Jing. 2007. Ferret user's guide: an analysis tool for gridded data. Washington: NOAA/ PMEL /TMAP. 609p.
- Hendon, H.H., C.W. Matthew, and C. Zhang. 2007. Seasonal dependence of the MJO-ENSO relationship. *J. Climate*, 20:531-543.
- Hendon, H. H. and M. L. Salby. 1994. The life cycle of the Madden-Julian Oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 51:2225-2237.
- Hovmöller, E. 1949. The trough-and-ridge diagram. *Tellus*, 1:62-66.
- Rui, H. and B. Wang. 1990. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos., Sci.* 47:357-379.
- Jin, D., R. Murtugudde, and D.E. Waliser. 2012. Tropical IndoPacific ocean chlorophyll response to MJO forcing. *J. Geophys. Res.*, 117: C11008.
- Jin, D., D.E. Waliser, C. Jones, and R. Murtugudde. 2013. Modulation of tropical ocean surface chlorophyll by the Madden-Julian Oscillation. *Clim. Dyn.*, 40(1):39-58.
- Jones, C., D.E. Waliser, and C. Gautier. 1998. The influence of the madden julian oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. *J. Climate*, 11:1057-1072.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, *et al.* 1996. The NCEP/ NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77:437-470.
- Lau, K.M. and P.H. Chan. 1986. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114:1354-1367.
- Liebmann, B. and C.A. Smith. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77:1275-1277.
- Madden, R.A. and P.R. Julian. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28:702-708.
- Madden, R.A. and P.R. Julian. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29:1109-1123.
- Madden, R.A. and P.R. Julian. 1994. Observations of the 40-50-day tropical oscillation-a review. *Mon. Wea. Rev.*, 122:814-837
- Neale, R. and J. Slingo. 2002. The maritime continent and its role in the global climate: a GCM study. *J. Climate*, 16: 834-848.

- Ramage, C.S. 1968. Role of a tropical “maritime continent” in the atmospheric circulation. *Mon. Wea. Rev.* 96:365-370.
- Reynolds, R.W., T.M. Smith, C. Liu, D.B. Chelton, K.S. Casey, and M.G. Schlax. 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, 20:5473-5496.
- Siegel, D.A., J.C. Ohlmann, L. Washburn, R. R. Bidigare, C.T. Nosse, E. Fields, and Y. Zhou. 1995. Solar radiation, phytoplankton pigments and the radiant heating of the equatorial Pacific warm pool. *J. Geophys. Res.*, 100(C3):4885-4891.
- Shettle, E.P. and R.W. Fenn. 1979. Models for the aerosols for the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. *Environmental Research*. 676p.
- Torrence, C. and G.P. Compo. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79:61-78.
- Torrence, C. and P.J. Webster. 1999. Interdecadal changes in the ENSO monsoon system. *J. Climate*, 12:2679 - 2690.
- Waliser, D.E., R. Murtugudde, P. Strutton, and J.L. Li. 2005. Subseasonal organization of ocean chlorophyll: prospects for prediction based on the Madden-Julian Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L23602.
- Wheeler, M.C. and H.H. Hendon. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 132:1917-1932.
- Wu, C.H. and H.H. Hsu. 2009. Topographic influence on the MJO in the maritime continent. *J. Climate*, 22:5433-5448.
- Zhang, C. and M. Dong. 2004. Seasonality in the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, 17:3169-3180.
- Zhang, C. 2005. Madden-Julian oscillation. *Rev. Geophys.*, 43:1-36.

*Diterima* : 5 Februari 2015  
*Direview* : 27 Februari 2015  
*Disetujui* : 24 Desember 2015