

RESPONS SUHU PERMUKAAN LAUT DAN KLOROFIL-A TERHADAP KEJADIAN ENSO DAN IODM DI WILAYAH INDO-PASIFIK TROPIS

RESPONSE OF SEA SURFACE TEMPERATURE AND CHLOROPHYLL-A ON ENSO AND IODM EVENTS IN THE TROPICAL INDO-PACIFIC REGION

Andry Purnama Putra¹, Agus S. Atmadipoera^{2*} dan John I. Pariwono²

¹Program Studi Magister Teknologi Kelautan, IPB, 16680, Bogor, Indonesia

²Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan, FPIK-IPB, 16680, Bogor, Indonesia

*E-mail: atmadipoera_itk@ipb.ac.id

ABSTRACT

The interannual ocean-atmosphere anomaly of the El Nino Southern Oscillation (ENSO) and Indian Ocean Dipole Mode (IODM) events that prevail in the tropical Indo-Pacific region impacts significantly on regional marine ecosystem, hydrology and climate variabilities. This study aims to investigate spatial pattern and temporal variability of sea surface temperature (SST) and surface chlorophyll-a (Chl-a), related to ENSO and IODM in the region. The monthly data time-series (1980-2017) were obtained from global data center, and were analyzed by applying the empirical orthogonal function (EOF) methods. The results show that the first three eigen values of SST (Chl-a) explained for 81.7% (76%) of total variance. Spatial pattern of SST EOF mode-1 (56%) formed an asymmetric dipole-like shape between eastern and western tropical Pacific with a distinct pattern in upwelling region off Peru waters. This pattern may be associated with 'normal' or La Nina events. Furthermore, El Nino and IODM condition may be depicted from SST mode-2 (19%), in which negative phase contours were predominant over equatorial Pacific and disappearing 'upwelling region' off Peru waters.

Keywords: Chl-a, ENSO, EOF-analysis, IODM, SST, Tropical Indo-Pacific

ABSTRAK

Fenomena anomali laut-atmosfer antar-tahunan dari *El Nino Southern Oscillation* (ENSO) dan *Indian Ocean Dipole Mode* (IODM) di wilayah Indo-Pasifik Tropis memberikan dampak pada ekosistem laut, hidrologi dan variabilitas iklim. Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis pola spasial dan variabilitas temporal suhu permukaan laut (SPL) dan klorofil-a permukaan (Chl-a) terkait dengan ENSO dan IODM di Indo-Pasifik Tropis. Data deret waktu bulanan dari tahun 1980-2017 (37 tahun) diperoleh dari pusat data global, dan dianalisis menggunakan metode *empirical orthogonal function* (EOF). Hasil penelitian menunjukkan nilai tiga terbesar pertama dari SPL (Chl-a) menjelaskan 81,7% (76%) dari total *explained variance*. Struktur spasial SPL mode-1 (56%) membentuk seperti dua kutub asimetris antara timur dan barat Pasifik Tropis dengan pola yang berbeda di lepas Pantai Peru. Pola ini diduga berhubungan dengan tahun normal atau La Nina. Selanjutnya, kondisi EL Nino dan IODM diduga tergambarkan oleh SPL mode-2 (19%), dengan fase negatif dominan di atas ekuator Pasifik dan menghilangnya area *upwelling* di lepas Pantai Peru.

Kata kunci: analisis-EOF, klorofil-a, ENSO, Indo-Pacific Tropis, IODM, SPL

I. PENDAHULUAN

Wilayah Indo-Pasifik Tropis terdiri dari Samudera Hindia, Benua Maritim Indonesia, dan Samudera Pasifik pada pita lintang 20°LS-20°LU. Proses interaksi laut-atmosfer antara timur dan barat di setiap samudera dikenal sebagai siklus Walker

(Bjerknes, 1969). Siklus Walker memiliki skala waktu variasi antar-tahunan. Pada Siklus Walker, terjadi beberapa anomali seperti *El Nino Southern Oscillation* (ENSO) dan *Indian Ocean Dipole Mode* (IODM). Variasi iklim antar-tahunan yang terjadi akibat anomali dalam Siklus Walker merupakan respons langsung dari anomali

suhu permukaan laut (SPL) dari fenomena ENSO di Samudera Pasifik (McBride *et al.*, 2003), sedangkan di Samudera Hindia variasi antar-tahunan diakibatkan anomali IODM (Yamagata *et al.*, 2002).

Pemicu terjadinya ENSO karena adanya interaksi laut-atmosfer yang dimodulasi dari proses dinamika ENSO itu sendiri (Eisenman *et al.*, 2005). Beberapa pemahaman yang lebih lama menganggap proses ENSO merupakan gangguan faktor eksternal berupa hembusan kuat angin baratan (*westerly wind bursts*) yang menekan lautan dan memperkuat rambatan gelombang Kelvin ke arah timur di sepanjang ekuatorial Samudera Pasifik. Namun Eisenman *et al.* (2005) menyimpulkan bahwa angin baratan merupakan bagian dari proses ENSO itu sendiri yang lama kelamaan memperkuat proses awal ENSO. Kejadian yang serupa juga terjadi di Samudera Hindia. IODM atau juga dapat disebut *Dipole Mode* (DM) merupakan anomali SPL di timur dan barat Samudera Hindia yang dicirikan oleh pola zonal (Saji *et al.*, 1999). Pemicu terjadinya DM diakibatkan adanya angin yang bergerak dari tenggara menuju ke ekuator barat Laut Samudera Hindia. Sesampainya di daerah ekuator angin tersebut kemudian berbelok dan ikut mendorong massa air ke arah barat Samudera Hindia hingga ke perairan pantai timur Benua Afrika. Berbeloknya angin dari tenggara menuju ke barat mengakibatkan massa air hangat ke arah barat Samudera Hindia dan menyebabkan terjadinya konveksi hingga menyebabkan peningkatan curah hujan pada barat Samudera Hindia (Saji *et al.*, 1999).

Secara umum di wilayah Indo-Pasifik Tropis dampak fenomena ENSO dan IODM berupa berkurangnya atau bertambahnya curah hujan, naik turunnya SPL maupun udara. Pengaruh kedua fenomena tersebut di wilayah Indo-Pasifik Tropis sangat tergantung pada intensitas, waktu dan kondisi perairan (Tjasyono, 1997). Telah banyak yang melakukan penelitian mengenai ENSO dan IODM, seperti Ashok, (2004); Behera,

(2006); Bracco *et al.*, (2007); Kug *et al.*, (2005); dan Yuan *et al.*, (2011). Namun hanya sedikit penelitian mengenai dampak yang ditimbulkan kedua fenomena tersebut secara bersamaan dan global. Oleh karena itu diharapkan melalui penelitian ini dapat diketahui pengaruh dari aktivitas ENSO dan IODM terhadap wilayah Indo-Pasifik Tropis. Pengaruh kedua fenomena tersebut dapat diketahui dengan melihat variabilitas yang terjadi pada SPL dan klorofil-a. Penelitian serupa sebelumnya pernah dilakukan Purwandani (2012), yang mengkaji variabilitas SPL dan interelasinya dengan Muson, DM dan ENSO di perairan Asia Tenggara dan sekitarnya. Purwandani (2012) menggunakan data GFDL sejak tahun 1979-2007 yang kemudian divalidasi menggunakan data TRITON dan data ARGO. Berdasarkan hasil penelitian tersebut, Purwandani (2012) hanya menggunakan 5 mode dari 50 mode yang didapat berdasarkan hasil analisis EOF. Kelima mode tersebut kemudian ditapis hingga pada frekuensi di bawah siklus *Monsoon Intraseasonal Oscillation* (MISO) dan *Madden-Julian Oscillation* (MJO). Data yang telah ditapis kemudian dianalisis menggunakan FFT dan CWT untuk mengetahui keberadaan siklus Muson, DM dan ENSO. Selanjutnya digunakan analisis XWT untuk mengetahui korelasi antara ketiga fenomena tersebut. Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis variabilitas interannual dari SPL dan klorofil-a; dan hubungannya dengan ENSO dan IODM, serta menganalisis interaksi ENSO dan IODM di wilayah Indo-Pasifik Tropis dengan menggunakan data deret waktu bulanan SPL (1980-2017) dan klorofil-a (2002-2016).

II. METODE PENELITIAN

2.1. Waktu dan Tempat Penelitian

Fokus lokasi penelitian berada di wilayah Samudera Pasifik-Benua Maritim Indonesia-Samudera Hindia Tropis, yang selanjutnya akan disebut sebagai wilayah

Indo-Pasifik Tropis. Lebih detailnya, lokasi penelitian meliputi sekitar wilayah ekuator dari pantai timur Afrika, Samudera Hindia, Indonesia, Samudera Pasifik sampai pantai barat Amerika, dengan batas utara lintang 20°LU dan batas selatan di lintang 15°LS (Figure 1).

Data yang digunakan merupakan data deret-waktu historis laut berupa SPL, dan klorofil-a, sedangkan data untuk memantau ENSO dan IODM digunakan data indikator antara laut dan atmosfer dari *Southern Oscillation Index* (SOI) dan *Dipole Mode Index* (DMI). Data SOI diperoleh dari *Climate Prediction Center* (CPC) dan dapat diakses di www.cpc.ncep.noaa.gov/data. Data DMI dikeluarkan oleh *Ocean Observations Panel for Climate* (OOPC) dan dapat diakses di www.jamstec.go.jp/frcgc/research. Data klorofil-a dari *Globcolour*, dan SPL *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Setiap variabel data merupakan data rata-rata bulanan dengan rata-rata spasial 1°x1° (Table 1).

2.2. Analisis Data

Analisis data pada penelitian ini menggunakan beberapa pendekatan untuk mencari siklus dominan pada skala ruang dan waktu dari variabilitas parameter laut dan atmosfer hasil interaksi antara Muson, DM dan ENSO. Analisis data deret waktu mendekomposisi sinyal tersebut baik pada skala ruang maupun waktu dari hasil interaksi antara DM dan ENSO. Analisis data deret-waktu meliputi *Empirical Orthogonal Function* (EOF), penapisan lolos rendah (*low-pass filter*), *Power Spectral Density* (PSD), dan analisis *Cross Wavelet Transform* (XWT).

2.1.1. Analisis Empirical Orthogonal Function (EOF)

Metode EOF ini bertujuan mendekomposisi sinyal deret waktu dalam bentuk fungsi spasial dan fungsi waktu, sehingga menghasilkan ragam (*variance*) yang diurutkan dari mulai terbesar sampai terkecil.

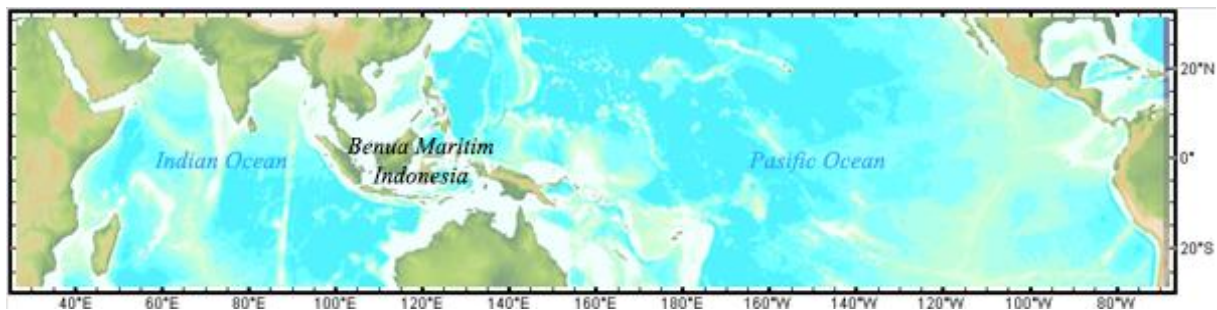


Figure 1. Study area in the tropical Indo-Pacific region along the latitude band of 20°S-20°N in the Pacific Ocean, Indonesian Maritime Continent, and the Indian Ocean.

Table 1. Specification of time-series data of chlorophyll-a and sea surface temperature used in this study.

Variable	Time span	Spatial resolution	Temporal resolution	Data source
Chlorophyll-a	7/2002 - 7/2016	1°	Monthly	Globcolor
Sea surface temperature	1/1980 - 5/2017	1°	Monthly	ECMWF

Analisis EOF dapat didefinisikan setelah anomali data matriks telah ditentukan, kovarians dari matriks kemudian ditentukan dengan persamaan (Hannachi, 2004) berikut:

$$X(t, s) = \sum_{k=1}^M c_k(t) u_k(s) \dots\dots\dots (1)$$

Keterangan: $X(t, s)$ = fungsi waktu (t) dan ruang (s); M = banyaknya Mode; $u_k(s)$ = fungsi ruang; dan $c_k(t)$ = fungsi waktu (*principal component*).

Data fungsi ruang dan waktu dalam bentuk matriks dijabarkan sebagai berikut:

$$X = (x_1, x_2, \dots, x_n)^T = \begin{pmatrix} x_{11} & \dots & x_{1p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n1} & \dots & x_{np} \end{pmatrix} \dots\dots\dots (2)$$

Keterangan: $X = X_i$ merupakan fungsi dari matriks x , sedangkan fungsi ruang $t = 1, \dots, n$ dan fungsi waktu $i = 1, \dots, p$. Sehingga rata-rata waktu pada ruang dihitung dengan persamaan berikut:

$$\bar{x} = (\bar{x}_1, \dots, \bar{x}_p) = \frac{1}{n} 1_n^T X \dots\dots\dots (3)$$

Keterangan: 1_n adalah matriks identitas bernilai satu. Anomali data rata-rata klimatologi pada (t, sk) dengan $t = 1, \dots, n$ dan $k = 1, \dots, p$ dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$X' = X - 1_n \bar{x} = \left(I_n - \frac{1}{n} 1_n 1_n^T \right) X = HX \dots\dots\dots (4)$$

Keterangan: I_n merupakan matriks identitas dari $n \times n$ dan H adalah pusat matriks pada ordo ke n . Setelah mengetahui anomali data matriks telah ditentukan, kovarians dari matriks kemudian ditentukan dengan persamaan,

$$\xi = \frac{1}{n-1} X' X \dots\dots\dots (5)$$

Selanjutnya digunakan *Eigen Value Problem* (EPV) untuk menentukan *eigen value* dan *eigen vector* dengan persamaan berikut:

$$\xi a = \lambda a \dots\dots\dots (6)$$

Keterangan: a = *eigen vector* dari matriks ξ dan λ , sedangkan *eigen value* umumnya digunakan untuk membedakan dalam persamaan persen dimana k adalah mode dalam EOF.

$$\frac{100 \lambda_k}{\sum_{k=1}^p \lambda_k} \% \dots\dots\dots (7)$$

2.1.2. Penapisan Data Deret-waktu

Data hasil analisis EOF kemudian diekspansi ditapis untuk menghilangkan sinyal frekuensi rendah yang masih memiliki kemungkinan mengganggu sinyal dari siklus antar-tahunan IODM dan ENSO (Meehl dan Arblaster, 2011) dan PDO (Yoon dan Yeh, 2010). Penapisan ini digunakan untuk menghilangkan sinyal data deret waktu dengan frekuensi rendah di bawah 12 bulan yaitu dengan pemotongan frekuensi (f_c) data koefisien ekspansi EOF, sehingga dapat mempertegas sinyal data yang berasal dari pengaruh ENSO dan IODM. Data koefisien ekspansi X_t ditapis dengan data deret waktu koefisien ekspansi yang baru Y_t , dengan menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$Y_t = \sum_{k=-n}^{+m} W_k X_{t+k} \dots\dots\dots (8)$$

Persamaan fungsi pembobotan yang digunakan, yaitu:

$$W_k = \frac{f_c}{f_N} \frac{\sin\left(\frac{\pi k f_c}{f_N}\right) \sin\left(\frac{\pi k}{m}\right)}{\frac{\pi k f_c \pi k}{f_N m}} \dots\dots\dots (9)$$

Keterangan:

$k = n, -n + 1, \dots, \dots, -1, 0, 1, \dots, m - 1, m$
 n, m = jumlah cakupan data sebelum dan sesudah X_t , f_c = pemotongan frekuensi penapisan, dan f_N = frekuensi Nyquist.

2.1.3. Analisis Spektral (*Power Spectral Density, PSD*)

Data deret waktu koefisien ekspansi EOF ini dihitung densitas spektral energinya dengan menggunakan metode *Power Spectral Density* (PSD) untuk mengetahui siklus dominan dari data deret waktu koefisien ekspansi EOF yang mencerminkan pola osilasi spasial pada lokasi penelitian. PSD dapat dijabarkan melalui penjabaran spektrum daya sinyal *random* dan *noise*. PSD secara definitif merupakan variasi data (energi) sebagai fungsi frekuensi dalam bentuk kerapatan spektrum yang destinasi menggunakan FFT. Proses perubahan dari domain waktu ke domain frekuensi dengan menggunakan FFT tidak memberikan frekuensi yang baik. Untuk mengatasi batasan dari performansi terhadap resolusi frekuensi yang dilakukan melalui pendekatan FFT, satu tekniknya yaitu kerapatan spektrum daya. Analisis densitas spektral akan memperlihatkan osilasi pola spasial parameter pada lokasi penelitian dari mode dominan EOF tertentu, memiliki variabilitas yang dominan dipengaruhi oleh IODM atau ENSO. Data bulanan tidak ditapis sebelum melakukan analisis EOF karena diharapkan sinyal, IODM dan ENSO serta sinyal siklus fenomena lainnya ikut terbawa dalam koefisien ekspansi EOF, sehingga tidak mengubah pola spasial SPL hasil dekomposisi spasial EOF. Energi densitas spektral melalui FFT (Bendat dan Piersol, 1971). Secara umum deret Fourier dapat dinyatakan dalam bentuk berikut ini:

$$X(f_k) = h \sum_{t=0}^{N-1} \exp \left[-1 \frac{2\pi k t}{N} \right] \dots \dots \dots (10)$$

Nilai energi densitas spektral (S_x) dari data deret-waktu koefisien ekspansi EOF hasil analisis FFT, dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$S_x = \frac{2h}{N} |X(f_k)|^2 \dots \dots \dots (11)$$

Keterangan : $X(f_k)$ = data deret waktu koefisien ekspansi, h = interval data bulanan N = panjang data, dan f_k = frekuensi ke- k .

2.1.4. Analisis *Cross Wavelet Transform* (XWT)

Data deret waktu koefisien ekspansi (X_n) hasil analisis EOF data SPL dikorelasikan dengan DMI dan SOI (Y_n) dengan metode korelasi silang transformasi wavelet (*cross wavelet transform* atau XWT)

yang didefinisikan sebagai $W^{XY} = W^X W^{Y*}$

dimana tanda $*$ adalah konjugasi kompleks (*complex conjugation*) dengan energi korelasi silang transformasi wavelet sebesar $|W^{xy}|$ pada selang kepercayaan 95%. Kompleks argument dari $\arg(W^{xy})$ dapat menginterpretasikan fase relatif lokal antara X_n dan Y_n didalam domain frekuensi waktu. Distribusi energi korelasi silang transformasi wavelet dengan *background power* spektral

P_k^X dan P_k^{XY} selang kepercayaan $Z_{\text{lokal}}(p)$

pada probabilitas p , dihitung dengan persamaan sebagai berikut (Torrence dan Compo, 1998):

$$\left(\frac{|W_n^X(s) W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X \sigma_Y \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y}} < p \right) = \dots \dots \dots (12)$$

dengan rata-rata sudut beda a_m dari $a_i = 1, \dots, n$ dengan persamaan sebagai berikut:

$$X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i) \dots \dots \dots (13a)$$

$$Y = \sum_{i=1}^n \sin(a_i) \dots \dots \dots (13b)$$

Beda fase antara siklus koefisien ekspansi EOF data SPL dan klorofil-a dengan, DMI dan SOI menunjukkan siklus sinyal mana yang mendahului, bersamaan atau tertinggal.

III. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Kejadian ENSO dan IODM (1980-2017)

Deret waktu SOI sepanjang periode Januari 1980-Mei 2017 telah terjadi fase El Nino (biru) dan La Nina (merah) secara silih berganti seperti yang terlihat pada (*Figure 2a*). Fase El Nino terjadi pada tahun 1982, 1987, 1991, 1992, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009, dan 2014. Fase terkuat El Nino yang terdeteksi di tahun 1982 dengan indeks anomali mencapai -7.5. Fase La Nina terjadi di tahun 1988, 1996, 1999, 2000, 2006, 2008, 2010 dan 2016. Kejadian El Nino/La Nina terkadang langsung diikuti dengan kejadian El Nino/La Nina selanjutnya, seperti La Nina pada periode 1987-1988, 1998-2001, 2006-2016. Hal ini selaras seperti pernyataan Eisenman *et al.* (2005) bahwa awal kejadian El Nino/La Nina dapat dipicu oleh dinamika El Nino/La Nina itu sendiri.

Pola anomali dari DMI sepanjang periode Januari 1980-Mei 2017 terjadi 8 fase DM(+) di tahun 1982, 1983, 1994, 1997, 2006, 2012, 2015, dan 2017, dengan nilai anomali terkuat di tahun 1997 mencapai

anomali sebesar 1.5, sedangkan fase DM(-) hanya 3 kejadian di tahun 1989, 1992, 1996. Anomali tertinggi fase DM(-) di tahun 1996 dengan nilai -0,72 (*Figure 2b*).

Beberapa kejadian El Nino dan DM(+) terjadi di tahun yang sama seperti di tahun 1982, 1987, 1994, 1997, 2002, 2006, 2012, dan 2015. Begitu pula beberapa kejadian La Nina terjadi bersamaan dengan DM(-) di tahun 1989 dan 1996. Namun banyak juga kejadian El Nino/La Nina yang tidak bersamaan dengan DM(+)/DM(-).

Hal ini sesuai dengan pernyataan Saji *et al.* (1999) dan Webster *et al.* (1999) bahwa DM merupakan fenomena yang berdiri sendiri tanpa melibatkan ENSO di Samudera Pasifik. Hasil dari korelasi antara DMI dengan Nino3 sangat lemah, sebesar 0,35 menunjukkan bahwa DM dengan ENSO merupakan fenomena yang berbeda. DMI juga berkorelasi kuat dengan angin zonal di tengah dan sebelah timur ekuatorial Samudera Hindia, sehingga DM merupakan fenomena yang berkaitan dengan interaksi laut-atmosfer dengan dinamika proses tersendiri.

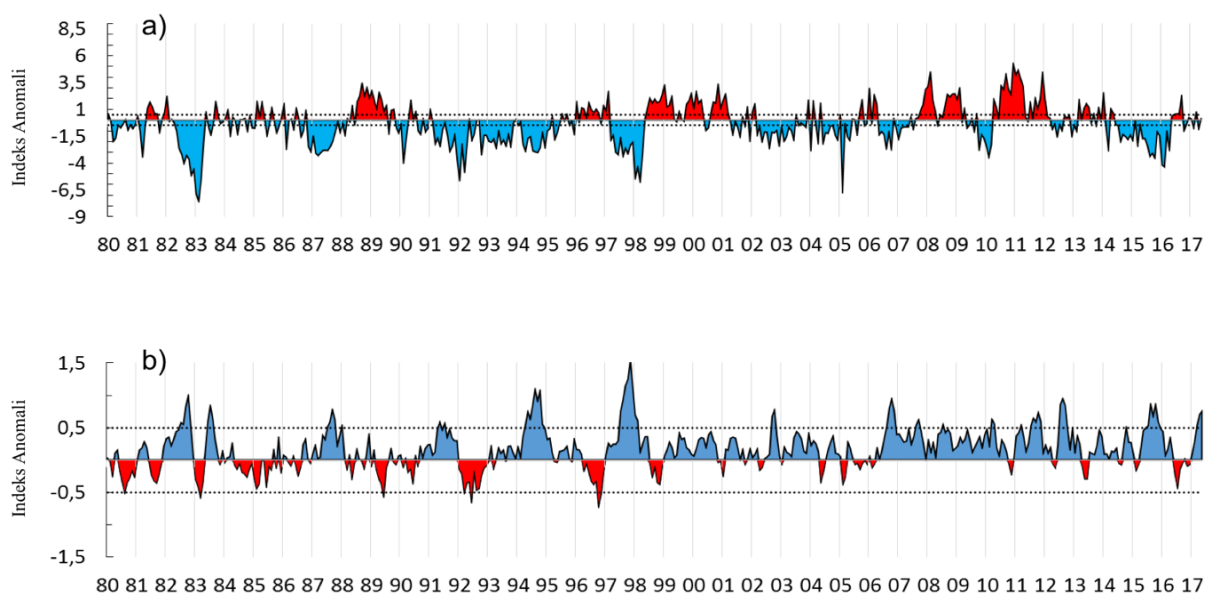


Figure 2. (a) time-series of El Nino index (blue) and La Nina (red) based on SOI anomaly; Time-series of positive Dipole Mode (DM+) index (blue) and negative Dipole Mode (DM-) based on DMI anomaly from 1980 to 2017.

3.2. Keragaman Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a

Persentase yang didapatkan dari analisis EOF atau disebut sebagai nilai *eigen* yang menunjukkan ukuran nilai ragam di tiap mode dari masing-masing parameter. Semakin besar nilai *eigen* dari mode EOF, semakin besar pula kontribusi dari komponen tersebut data sepanjang waktu pengamatan.

Banyaknya mode yang didapatkan setiap parameter hanya diambil beberapa yang dianggap dapat mewakili persentase ragam kumulatif. Nilai ragam yang diamati dari keseluruhan mode adalah 10 mode terbesar. Nilai keragaman yang besar menunjukkan fenomena pada mode tertentu memberikan kontribusi variabilitas besar di area pengamatan. Begitupun sebaliknya, semakin kecil nilai *eigen* pada suatu mode maka semakin kecil pula fenomena yang mempengaruhi variabilitas yang terjadi. Pada mode-1 dan kedua nilai ragam tertinggi berturut-turut adalah SPL, sedangkan klorofil-a lebih dominan di mode-3 sampai ke-10. Nilai keragaman kumulatif dari masing-masing parameter, diputuskan hanya digunakan tiga mode-1 dengan total nilai keragaman kumulatif 81% untuk SPL, sedangkan pada tiga mode-1 klorofil-a nilai keragaman kumulatif telah mencapai 76%. Mode selanjutnya memiliki nilai keragaman yang cukup kecil jika dibandingkan ketiga mode. Sehingga dianggap tiga mode-1

dianggap dapat mewakili variabilitas yang terjadi sepanjang waktu pengamatan.

3.2.1. Pola Spasial Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a dari EOF mode-1

Nilai ragam EOF mode-1 SPL sebesar 55,9%. Pola spasial hasil EOF mode-1 pada SPL terjadi osilasi dengan nilai positif di timur Samudera Pasifik, Utara Papua, Laut Maluku, Laut Sulawesi dan Laut Natuna. Nilai negatif di Samudera Hindia, Selatan Jawa, Laut Aru, Laut Flores dan Laut Banda, dan Samudera Pasifik bagian Selatan (*Figure 5a*).

Struktur spasial hasil EOF mode-1 SPL terdapat dua kolam yang ada di Samudera Pasifik. Kolam nilai positif (warna merah) berada di barat Samudera Pasifik, sedangkan kolam nilai negatif (warna ungu) berada di depan Pantai Peru. Kedua kolam ini menunjukkan fase yang berbeda satu sama lainnya. Struktur spasial tersebut menyerupai fase normal atau awal fase La Nina, berupa menguatnya angin pasat, hingga menyebabkan terjadinya perpindahan massa air hangat ke arah barat, sehingga terjadi *upwelling* dan mendinginnya perairan di depan Pantai Peru. Kondisi tersebut diperkuat dengan hasil XWT antara SPL dan SOI, memperlihatkan kuatnya energi pada periode antar-tahunan dengan rentang kejadian 1983-1999 (a), yang mana pada rentang tahun tersebut kejadian La Nina terjadi secara beruntun.

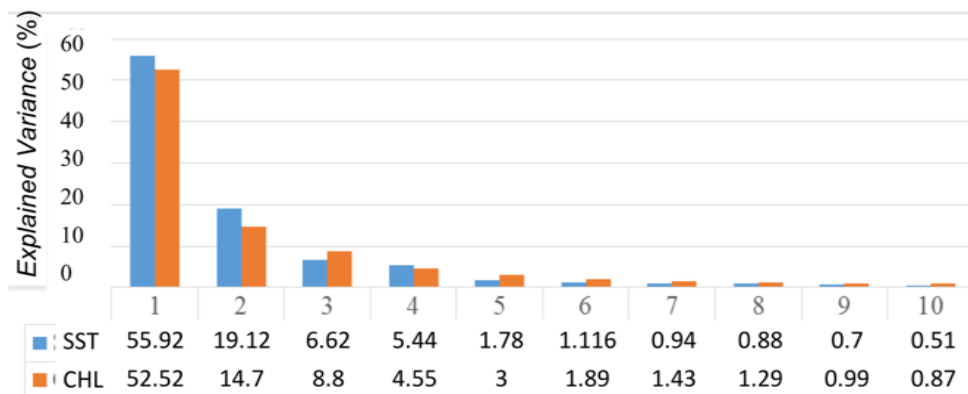


Figure 3. Percentage of explained variance from SST and Chl-a of the highest 10-mode eigen values.

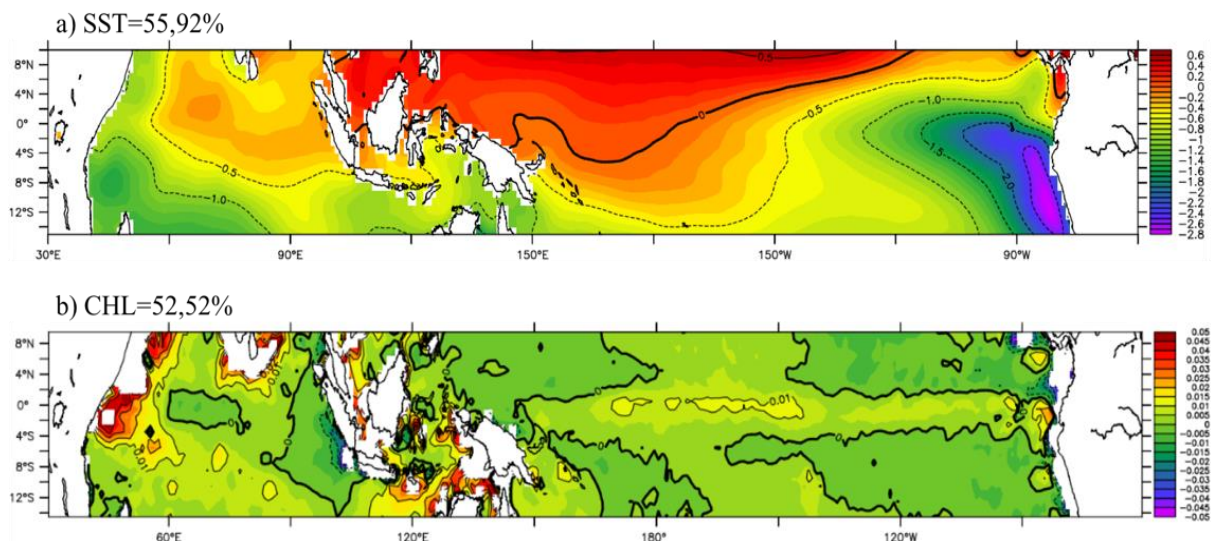


Figure 4. Spatial pattern of SST (a) and Chl-a (b) from EOF analysis of Mode-1.

Nilai ragam EOF mode-1 klorofil-a sebesar 52.5% (Figure 5b). Pola EOF mode-1 klorofil-a menunjukkan nilai positif berada di tengah Samudera Pasifik dari utara ke selatan, Laut Sawu, Arafuru, Aru, Banda, dan hampir di semua Samudera Hindia, sedangkan nilai negatif berada di tenggara, timur laut, barat laut, dan barat daya Samudera Pasifik, serta ditemukan di pantai barat Sumatra dan tengah Samudera Hindia. Pola positif di ekuator Pasifik memiliki pola yang sama seperti ENSO fase La Nina, sedangkan di Samudera Hindia ditemukan dua kolam yang berbeda fase yang menunjukkan fase berlawanan. Anomali positif pada timur Afrika dan anomali negatif pada barat Sumatra, kondisi tersebut menyerupai pola DM.

Pola temporal EOF pertama SPL dan klorofil-a, menunjukkan pola osilasi tahunan (tidak disajikan), namun karena penelitian ini fokus kepada variabilitas antar-tahunan, maka hasil temporal EOF pertama ditapis 12 bulan. Hasil *filter* temporal EOF pertama SPL menunjukkan pola yang selaras dengan hasil *filter* EOF pertama klorofil-a. Jika dibandingkan dengan deret waktu SOI dan DMI, hasil filter EOF pertama kedua parameter terlihat sangat selaras dengan SOI

dan DMI (Figure 5a).

Hasil analisis PSD menunjukkan puncak energi SPL terbesar dan terbesar kedua masing-masing memiliki periode antar-tahunan. Secara seksama puncak energi pada SPL termasuk dalam variabilitas antar-tahunan, diduga berinteraksi dengan kejadian ENSO dan DM. Pada klorofil-a memiliki energi PSD kecil, energi terbesar pertama sampai ketiga berkisar di periode antar-tahunan, menunjukkan bahwa variabilitas klorofil-a berinteraksi dengan ENSO dan DM. Pola temporal EOF mode-1 SPL dan klorofil-a memiliki fase selaras.

Hasil analisis XWT EOF mode-1 SPL dan SOI pada Figure 6a memperlihatkan korelasi yang kuat searah dengan variabilitas antar-tahunan sesuai yang didapatkan dari hasil PSD, dengan interaksi yang terjadi antara awal 1980 hingga akhir 2002. Hasil koherensi EOF mode-1 SPL dan SOI menunjukkan korelasi kuat dengan indeks 0,97. Diketahui kejadian ENSO pada tahun-tahun tersebut sangat rutin terjadi dengan tingkat anomali yang cukup tinggi.

Hasil XWT EOF mode-1 SPL dan DMI memperlihatkan anti fase pada periode antar-tahunan, terlihat di akhir 1994 hingga awal 1998 (Figure 6b).

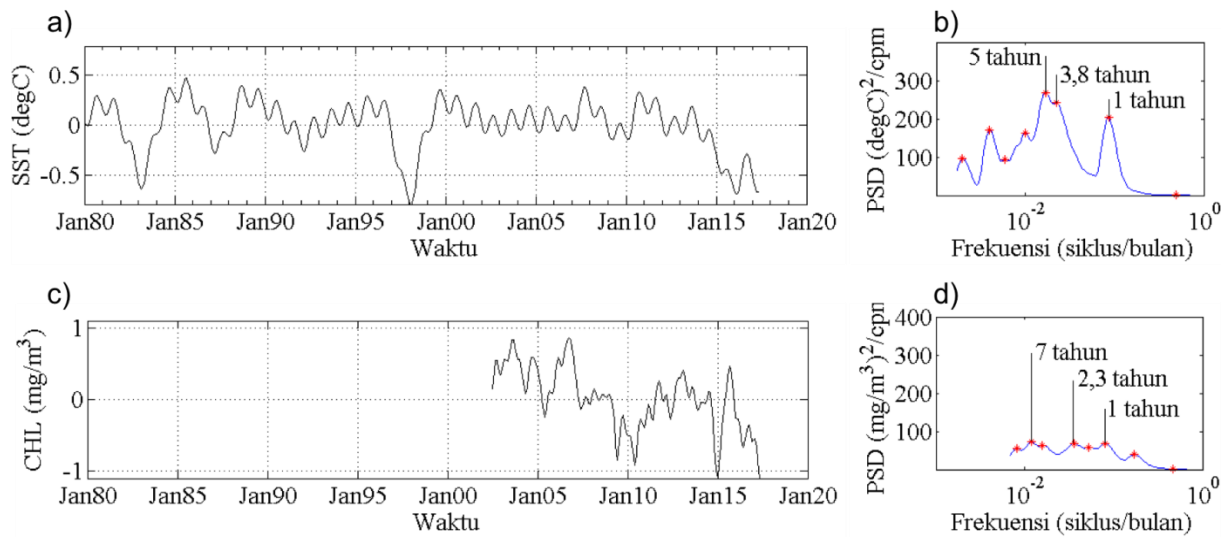


Figure 5. Temporal variation of SST (a) and Chl-a (b) from principal component of EOF mode-1, and their corresponding power spectral density (PSD) (b,d).

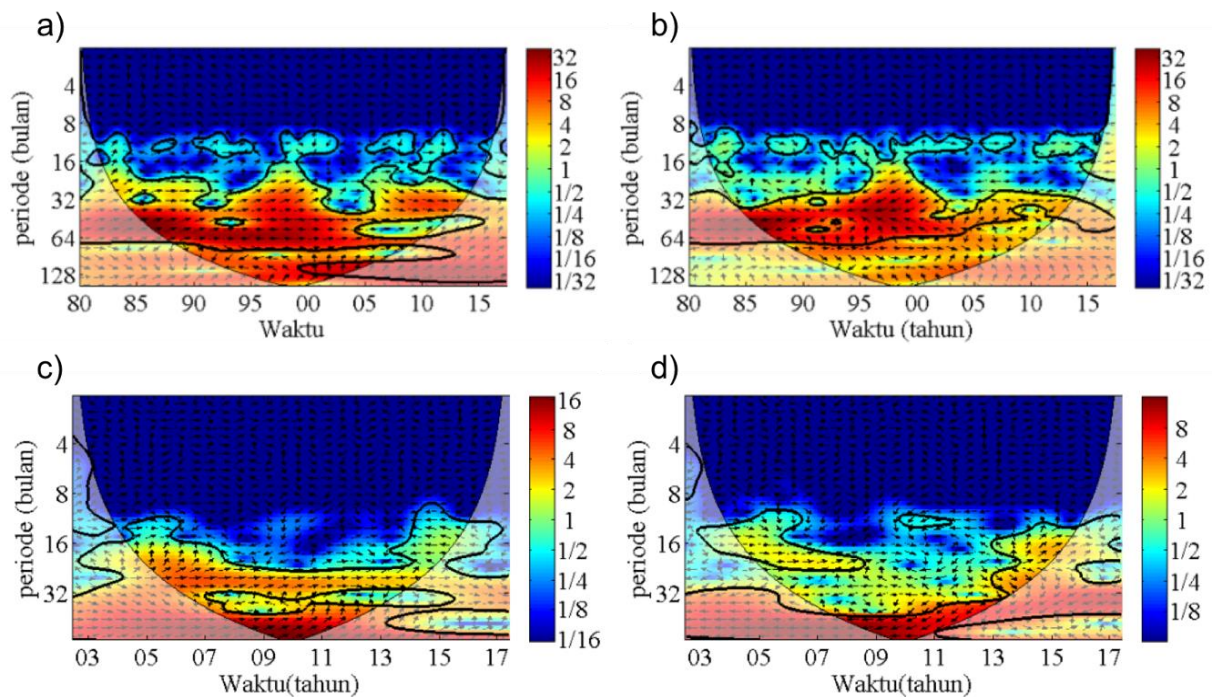


Figure 6. Cross wavelet transformasi (XWT) between principal component of SST mode-1 and SOI (a); SST mode-1 and DMI (b); Chl-a mode-1 and SOI (c); and Chl-a and DMI (d).

Seperti yang diketahui kejadian DM fase positif pada tahun 1994 dan tahun 1998 hingga awal 1999. Hasil koherensi EOF mode-1 SPL menunjukkan korelasi kuat 0,95 dengan DMI. Berdasarkan hasil tersebut

berarti variabilitas yang terjadi pada SPL EOF mode-1 menunjukkan anti fase dengan ENSO dan anti fase dengan DM. Hasil analisis XWT EOF mode-1 klorofil-a dengan SOI menunjukkan fase klorofil-a mendahului

SOI sekitar 3.5 bulan dengan energi sekitar 7 pada periode 32 bulan dengan rentang waktu antara akhir 2005 dan pertengahan 2010 (*Figure 6c*). Hasil koherensi EOF mode-1 klorofil-a dengan SOI menunjukkan korelasi yang lemah dengan indeks 0.5. Hasil analisis XWT EOF mode-1 menunjukkan fase DMI mendahului klorofil-a pada periode 32 bulan dengan beda fase berkisar 4 bulan (*Figure 6d*). Hasil koherensi EOF mode-1 klorofil-a dengan DMI menunjukkan korelasi cukup kuat dengan nilai indeks 0.8.

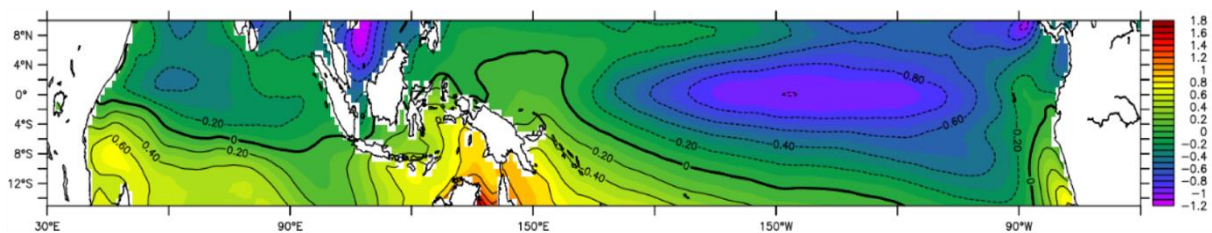
3.2.2. Pola Spasial Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a dari EOF mode-2

Nilai keragaman EOF mode-2 SPL sebesar 19,12%. Pola spasial mode-2 SPL menunjukkan fase positif berada di perairan baratdaya Samudera Pasifik, selatan Samudera Hindia, hingga masuk ke Indonesia, yaitu Laut Aru, Laut Maluku, Laut Banda, Selat Makassar dan Laut Jawa. Fase negatif mendominasi utara dan sekitar ekuator Samudera Pasifik, fase yang sama ditemukan di Laut Natuna, Laut Cina Selatan, Samudera Hindia dekat mulut Laut Arab (*Figure 7a*). Pola tersebut terlihat

berkebalikan dari pola osilasi pada mode-1, sehingga mode-2 ini diduga merupakan efek dari pelepasan bahang yang sebelumnya berkumpul di utara Pasifik, dan setelah dilepaskan, mengalami penurunan SPL. Sehingga diperkirakan pola osilasi mode-2 masih rangkaian dari ENSO fase La Nina.

Nilai keragaman EOF mode-2 klorofil-a sebesar 14,7%. Pola spasial EOF mode-2 klorofil-a menunjukkan pola osilasi nilai positif berada di utara perairan Pasifik hingga ke Laut Sulawesi dan Laut Cina Selatan, serta di sekitar mulut Laut Arab, sedangkan pola osilasi nilai negatif ditemukan pada selatan India dan selatan Samudera Hindia, dengan konsentrasi di selatan Jawa, utara Madagaskar, dan di depan Pantai Peru ke tengah Pasifik. Pola ini menunjukkan terjadi peningkatan klorofil-a di tengah Samudera Hindia, diduga disebabkan *upwelling* di lokasi tersebut. Fenomena *upwelling* di tengah Samudera Pasifik ini merupakan kejadian yang cukup jarang ditemukan, diperkirakan fase ini merupakan fase sesaat atau fase peralihan dari siklus tahunan ke siklus antar-tahunan DM (*Figure 7b*).

(a) SST = 19,12%



(b) CHL = 14,70%

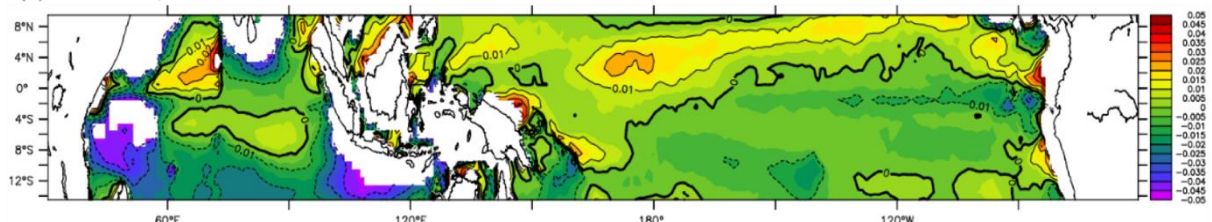


Figure 7. Spatial pattern of SST (a) and Chl-a (b) from EOF analysis mode-2.

Hasil analisis PSD terlihat tiga puncak tertinggi energi dari EOF temporal mode-2 SPL memiliki periode antar-tahunan (*Figure 8b*). Hal ini menunjukkan bahwa variabilitas SPL diduga berinteraksi dengan kejadian ENSO dan DM. Puncak energi EOF temporal mode-2 pada klorofil-a dengan energi terbesar 187,66 memiliki periode tahunan, namun pada puncak kedua hingga ke empat memiliki periode antar-tahunan. Kemungkinan menunjukkan bahwa variabilitas klorofil-a masih dipengaruhi oleh variabilitas tahunan yang terjadi (*Figure 8d*).

Hasil analisis XWT EOF mode-2 SPL dengan SOI memiliki korelasi kuat dari koherensi 0,99 dan sefase, dengan energi terbesar di periode 126 bulan, kejadian awal 1994 hingga akhir 2002 (*Figure 9a*). Sedangkan hasil XWT EOF mode-2 SPL memperlihatkan nilai koherensi 0,83 berkorelasi anti-fase pada periode antar-tahunan dengan DMI, dapat dilihat pada akhir 1985 hingga awal 1998 (*Figure 9b*). Berdasarkan hasil tersebut berarti variabilitas

yang terjadi pada SPL hasil EOF mode-2 sefase dengan ENSO dan anti-fase yang kuat dengan DM.

Hasil analisis XWT EOF mode-2 klorofil-a mendahului SOI sekitar 12 bulan dengan energi sekitar 7 pada periode 40 bulan dengan rentang waktu antara awal 2008 dan pertengahan 2014 (*Figure 9c*). Hasil koherensi EOF mode-2 klorofil-a dengan SOI menunjukkan korelasi lemah dengan nilai indeks 0.3. Diduga di mode ini terjadi pergeseran dari antar-tahunan ke siklus tahunan, hal tersebut didukung dengan ditemukannya sinyal tahunan yang cukup kuat. Sedangkan hasil analisis XWT EOF mode-2 klorofil-a dengan DMI juga menunjukkan energi yang kecil hanya berkisar 7, dengan periode 12 bulan dan arah panah yang tidak beraturan (*Figure 9d*). Kondisi tersebut menunjukkan hubungan di antara keduanya hanya berupa pergeseran fase sesaat dari siklus DMI ke variasi tahunan.

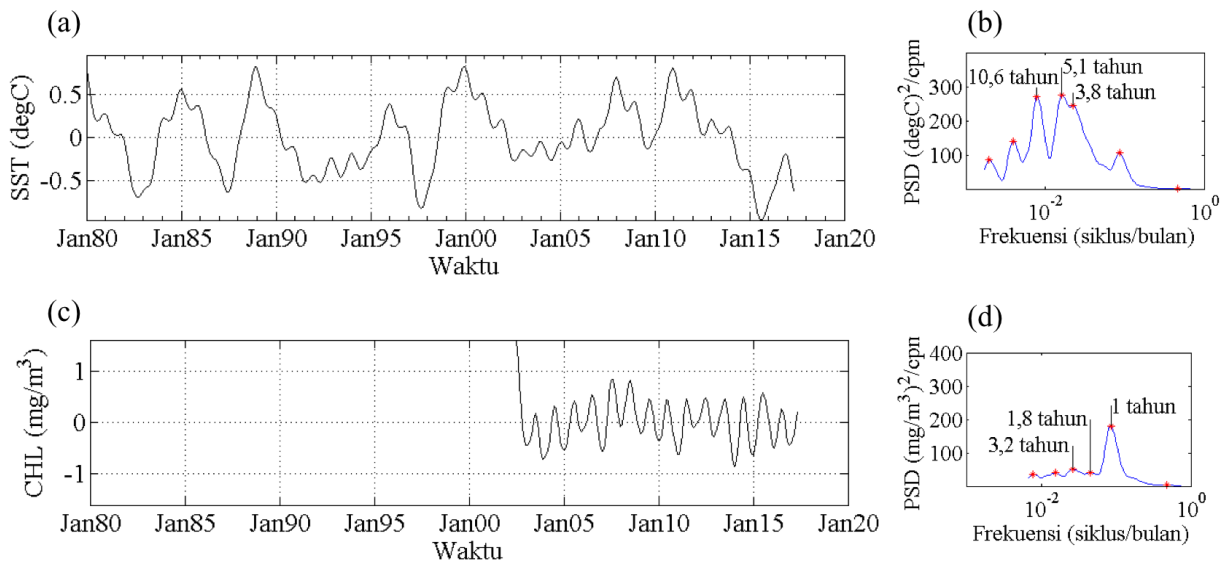


Figure 8. Temporal variation of SST (a) and Chl-a (b) from principal component of EOF mode-2, and their corresponding power spectral density (PSD) (b,d).

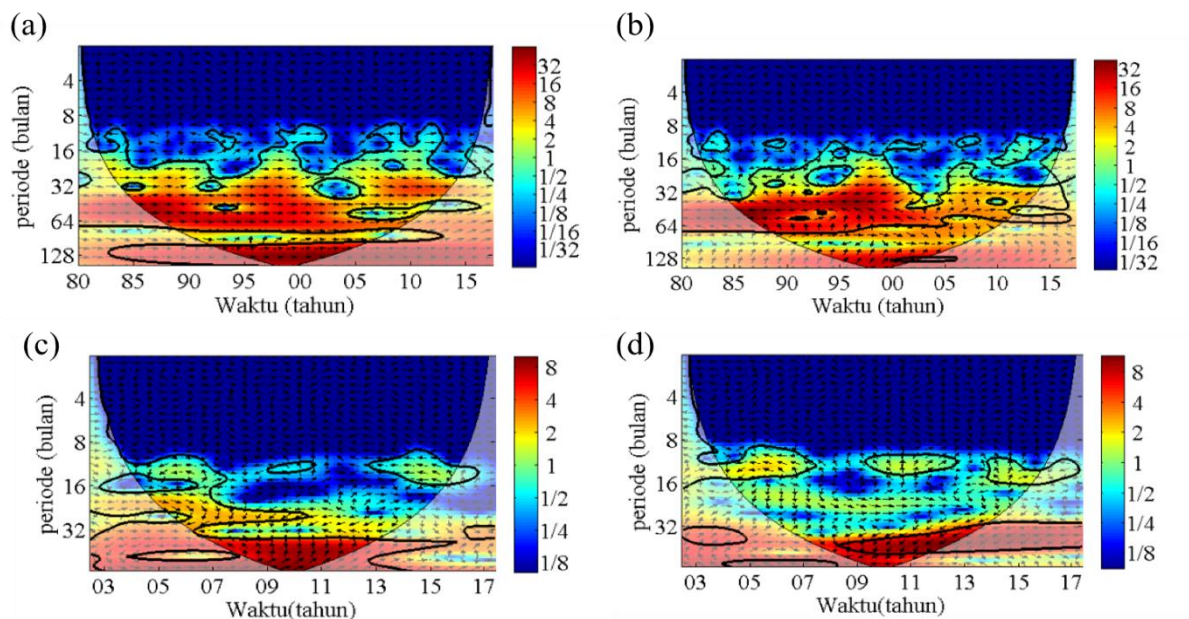


Figure 9. Cross-continoues wavelet transformasi (cross-CWT) between principal component of SST mode-2 and SOI (a); SST mode-2 and DMI (b); Chl-a mode-2 and SOI (c); and Chl-a and DMI (d).

3.2.3. Struktur spasial Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a dari EOF mode-3

Nilai ragam EOF mode-3 SPL sebesar 6,6%. Pola EOF mode-3 SPL menunjukkan terjadi pola osilasi dengan nilai positif pada hampir semua wilayah penelitian dengan konsentrasi anomali terbesar ditemukan pada barat Pasifik dari sekitar ekuator ke Laut Arab, dan di perairan selatan Indonesia yaitu Laut Aru, Laut Arafuru hingga ke Laut Banda, sedangkan nilai negatif terpusat di Pasifik timur (*Figure 10a*). Pola tersebut menyerupai pembangkitan ENSO fase La Nina. Nilai ragam EOF mode-3 klorofil-a sebesar 8,8%. Pola spasial EOF mode-3 klorofil-a menunjukkan osilasi nilai negatif di sepanjang pantai Afrika timur, perairan selatan Jawa, Laut Arafuru, Laut Aru, Laut Banda dan Maluku memiliki nilai yang anomali yang cukup tinggi. Sedangkan di Samudera Pasifik konsentrasi nilai negatif berada di sepanjang pantai barat Amerika dan tersebar menuju ke arah tengah Samudera Pasifik (*Figure 10b*). Kondisi ini kemungkinan besar merupakan akibat dari

variabilitas SPL mode ketiga yang dipicu oleh variabilitas ENSO.

Puncak energi EOF temporal mode-3 SPL secara seksama termasuk dalam variabilitas antar-tahunan, diduga berinteraksi dengan kejadian ENSO dan DM. Periode energi puncak EOF temporal mode-3 klorofil-a memiliki periode tahunan, kecuali pada puncak energi ketiga dan kelima menunjukkan periode antar-tahunan. Kemungkinan menunjukkan bahwa variabilitas klorofil-a tidak secara signifikan dipengaruhi oleh variabilitas DM.

Hasil analisis XWT EOF mode-3 SPL dengan SOI (*Figure 12a*) memperlihatkan energi berkisar 48, dengan sifat anti-fase dengan variabilitas SOI, pada periode 126 bulan, yang terjadi antara awal 1994 hingga akhir 2002. Hasil koherensi EOF mode-3 SPL dengan SOI menunjukkan korelasi sangat kuat 0,99. XWT antara EOF mode-3 SPL memperlihatkan pada periode 48 bulan beda fase yang mana variabilitas klorofil-a mendahului DMI sekitar 6 bulan (*Figure 12b*).

Hasil XWT EOF mode-3 klorofil-a menunjukkan mendahului sekitar 10 bulan fase SOI dengan energi sekitar 15 pada periode 32 bulan dengan rentang waktu antara awal 2008 dan pertengahan 2013 lebih jelasnya dapat dilihat pada (Figure 12c). Hasil koherensi EOF mode-1 klorofil-a

dengan SOI menunjukkan korelasi yang lemah dengan nilai indeks 0,6. Hasil analisis XWT EOF mode-3 klorofil-a menunjukkan anti fase dengan DMI di periode 50 bulan seperti yang terlihat pada (Figure 12d), dengan hasil koherensi kuat bernilai 0,9.

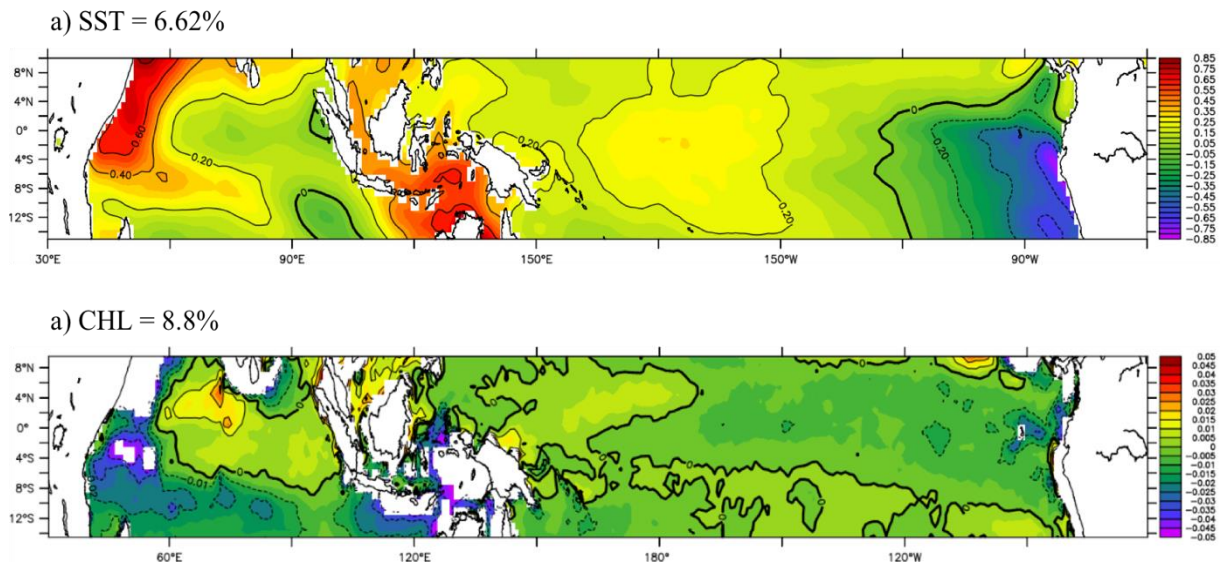


Figure 10. Spatial pattern of SST (a) and Chl-a (b) from EOF analysis mode-3.

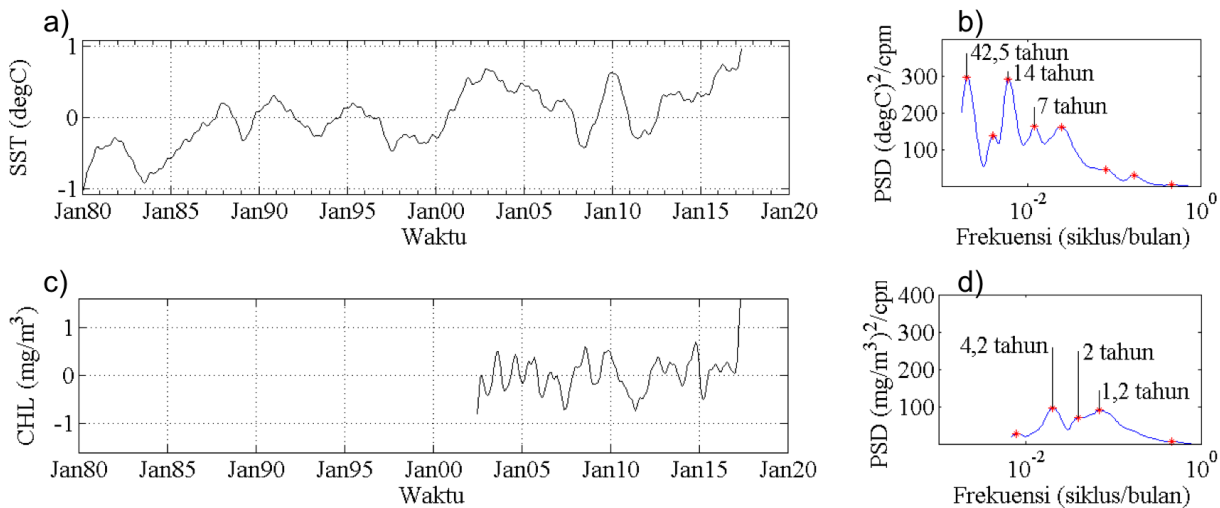


Figure 11. Temporal variation of SST (a) and Chl-a (b) from principal component of EOF mode-3, and their corresponding power spectral density (PSD) (b,d).

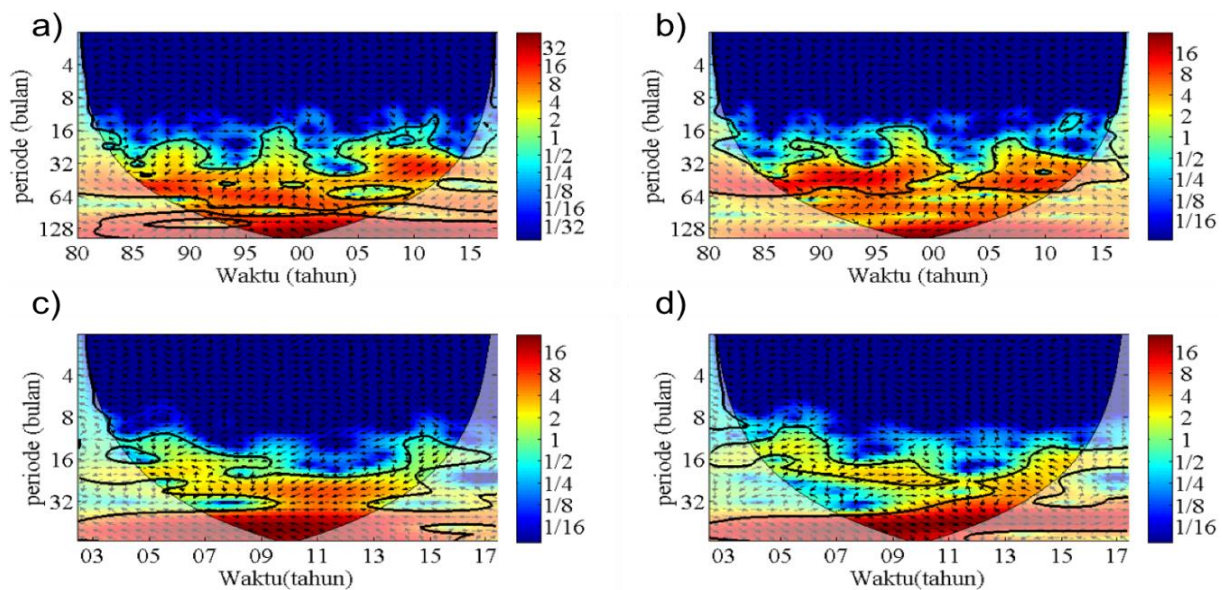


Figure 12. Cross - continuous wavelet transformasi (cross-CWT) between principal component of SST mode-3 and SOI (a); SST mode-3 and DMI (b); Chl-a mode-3 and SOI (c); and Chl-a and DMI (d).

IV. KESIMPULAN

Rentang waktu dari Januari 1980-Mei 2017 (37 tahun) indeks kejadian ENSO dan DM tercatat 19 kejadian ENSO dan 11 kejadian DM. Kejadian variabilitas anomali iklim-laut antar-tahunan tersebut dapat direpresentasikan secara tegas dari hasil analisis EOF, yang mana tiga nilai *eigen* terbesar pertama dari SPL dapat menerangkan ragam data sebesar 82% dari ragam total. Pola spasial SPL dari EOF mode-1 berkaitan erat dengan pola distribusi SPL dalam kondisi tahun 'Normal' atau La Nina, yang mana fase negatif yang kuat di wilayah *upwelling* Peru berkebalikan dengan fase positif di tepi barat Pasifik. Dugaan tersebut diperkuat dengan hasil energi PSD tertinggi pada EOF mode-1 SPL berada pada periode antar-tahunan, dan hasil XWT mode-1 SPL dengan ENSO memperlihatkan korelasi yang kuat searah dengan variabilitas antar-tahunan, sedangkan dengan hasil XWT EOF mode-1 SPL dan IODM memperlihatkan anti-fase pada periode antar-tahunan.

Pola spasial mode-2 dari SST dapat diinterpretasikan sebagai pola SST dalam

tahun El Nino dengan fase negatif yang kuat mendominasi wilayah Pasifik ekuator dan hilangnya pola *upwelling* Peru. Pola SST mode-2 di wilayah Samudera Hindia Tropis dicirikan dengan fase positif kuat di tepi barat dan fase negatif di tepi timur Hindia. Kejadian ENSO dan IODM terlihat jelas dari amplitudo komponen utama untuk mode-2 ini. Kondisi tersebut diperkuat dengan ditemukannya energi terkuat pada periode antar-tahunan dari hasil PSD EOF mode-2 SST, dan hasil XWT mode-2 dan ENSO sefase dengan korelasi yang kuat, dan anti fase dengan IODM. Pola spasial SST EOF mode-3 (7%) menunjukkan dua kutub yang lemah antara timur dan tengah Pasifik, begitu pun antara timur dan barat Hindia, sesuai dengan energi terkuat hasil PSD ditemukan pada periode dekadal.

Pola spasial klorofil-a EOF mode-1 menyerupai fase La Nina dan DM(+), mode-2 fase positif mengalami pergeseran ke tengah Hindia disertai menyebarnya fase negatif di Pasifik, sedangkan mode-3 merupakan penguatan dari mode-2 yang merupakan fase peralihan. Sinyal ENSO dan DM terkuat berada di mode-1, ke-2,

sedangkan mode-3 sinyal ENSO dan DM lemah. Fase klorofil-a mode-1 mendahului ENSO 3,5 bulan, sedangkan DMI mendahului fase mode-1 klorofil-a 4 bulan, mode-2 klorofil-a mendahului SOI sekitar 12 bulan, dan mode-3 klorofil-a mendahului ENSO 10 bulan dan anti-fase dengan DM.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis menghaturkan terima kasih kepada berbagai pihak yang telah membantu dalam penyelesaian makalah ilmiah ini. Data deret-waktu SPL dan klorofil-a diperoleh dari *the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (www.ecmwf.eu). Ucapan terima kasih disampaikan juga kepada para Penelaah (*Reviewers*) yang telah memberikan kritik dan saran dalam penyempurnaan makalah ini.

DAFTAR PUSTAKA

- Ashok, K., Z. Guan, N.H. Saji dan T. Yamagata. 2004. Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian Summer Monsoon. *J. Clim.*, 17:3141-3155. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3141:IACIOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3141:IACIOE>2.0.CO;2)
- Behera, S.K., J.J. Luo, S. Masson, S.A. Rao dan H. Sakuma. 2006. A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO. *J. of Climate*, 19:1688–1705. <https://doi.org/10.1175/JCLI3797.1>
- Bendat, J.S. dan A.G. Piersol. 1971. Random data analysis and measurement procedure. John Wiley and Sons Inc. New York. 366p.
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.*, 97, 163–172pp.
- Bracco, A., F. Kucharski, F. Molteni W. Hazeleger dan C. Severijns. 2007. Atmospheric for simulating the interannual variability of the Asian summer monsoon and its relation with ENSO. *Clim. Dyn.*, 28(5):441–460. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0190-0>
- Eisenman, I., L. Yu dan E. Tziperman. 2005. Westerly Wind Burst: ENSO's Tail Rather than the Dog?. *J. Climate*, 10:5224-5238. <http://doi.org/10.1175/JCLI3588.1>
- Hannachi, A. 2004. A primer for eof analysis of climate data. Department of Meteorology, University of Reading Reading RG6 6BB, U.K. 33p. <https://pdfs.semanticscholar.org/f492/b48483c83f70b8e6774d3cc88bec918ab630.pdf>
- Kug, J.S., S.I. An, F.F. Jin dan I.S. Kang. 2005. Preconditions for El Niño and La Niña onsets and their relation to the Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 32(L05706):1-5. <https://doi.org/10.1029/2004GL021674>
- McBride, J.L., M.R. Haylock dan N. Nicholls. 2003. Relationship between the Maritime Continent Heat Source and the El Nino-Southern Oscillation Phenomenon. *J. of Climate*, 16:2905-2914. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2905:RBTMCH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2905:RBTMCH>2.0.CO;2)
- Meehl, G.A. dan J.M. Arblaster. 2011. Decadal variability of Asian-Australian Monsoon-ENSO-TBO Relationships. *J. Climate*, 24:4925-4940. <http://doi.org/10.1175/2011JCLI4015.1>
- Purwandani, A. 2012. Variability of sea surface temperature and its inter-relationships with the monsoon, Dipole Mode (DM) and El Nino Southern Oscillation (ENSO) in the Southeast Asia and its surrounding water. Bogor Agricultural University. Indonesia. 425p.

- Saji, N.H., B.N. Goswani, P.N. Vinayachandran dan T. Yamagata. 1999. A Dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401:360-363. <https://doi.org/10.1038/43854>
- Tjasyono, B. 1997. Mekanisme fisis pra, selama, dan pasca El Niño. Paper disajikan pada Workshop kelompok peneliti dinamika atmosfer, 13-14 Maret 1997. 15p.
- Torrence, C. dan G.P. Compo. 1998. A practical guide to wavelet analysis. User guide. Colorado University. 18p.
- Walker, G.T. 1923. Correlation in seasonal variations of weather, VIII: A preliminary study of world weather. memoirs of Indian Meteorological Department, 24:75-131pp.
- Webster, P.J., A.M. Moore, J.P. Loschnigg dan R.R. Leben. 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, 401:356-360. <https://doi.org/10.1038/43848>
- Yamagata, T., S.K. Behera, S.A. Rao, Z. Guan, K. Ashok dan H.N. Saji. 2002. The Indian Ocean Dipole: A physical entity. *CLIVAR Exch.*, 24:15-18.
- Yoon, J. dan S.W. Yeh. 2010. Influence of the Pacific Decadal Oscillation on the Relationship between El Nino and the Northeast Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, 23:4525-4537. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3352.1>
- Yuan, D.L., J. Wang, T.F. Xu, P. Xu, Z. Hui, X. Zhao, Y.H. Luan, W.P. Zheng dan Y.Q. Yu. 2011. Forcing of the Indian Ocean dipole on the interannual variations of the tropical Pacific Ocean: roles of the Indonesian Throughflow. *J. Climate*, 24(14):3593-3608. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3649.1>
- Received* : 14 May 2019
Reviewed : 30 November 2019
Accepted : 24 March 2020