

VARIABILITAS SUHU PERMUKAAN LAUT DAN KONSENTRASI KLOOROFIL-A DI SAMUDERA HINDIA BAGIAN TIMUR LAUT, BARAT SUMATERA

VARIABILITY OF SEA SURFACE TEMPERATURE AND CHLOROPHYLL-A CONCENTRATION IN THE NORTHEAST INDIAN OCEAN, WEST OF SUMATRA

Bisman Nababan*, Evelyn Grace Br Sihombing, James P. Panjaitan

Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Institut Pertanian Bogor,
Jalan Agatis, Kampus IPB Dramaga, Bogor 16680, Indonesia

*Korespondensi: bisman@apps.ipb.ac.id

ABSTRACT

The variability of sea surface temperature (SST) and concentration of chlorophyll-a (Chl-a) in the Northeastern Indian Ocean west off Sumatra was studied using satellite data over a period of 22 years. The study used a combination of NOAA-AVHRR and MODIS data for SST, SeaWiFS and MODIS data for Chl-a, and monthly surface wind data from the European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF). Supporting data such as the monthly El Nino Southern Oscillation (ENSO) index and the Dipole Mode Index (DMI) were obtained from the web page of <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/> and <https://www.jamstec.go.jp/virtualearth/general/en/index.html>, respectively. The results showed that the range of SST during 22 years (1997-2019) was 27,57°C-34,41°C where the higher SST occurred during the West Season and Transition Season-1, while the lower values were found during the East Season and Transition Season-2. The negative IOD caused higher SST and lower Chl-a concentration than normal. Chl-a for 22 years ranged from 0,0757 mg/m³-1,3006 mg/m³ where higher Chl-a occurred start from the end of East Season (August) to early West Season (December), while lower values were found during Transition Season 1. The evidence of higher SST around Transition Season 1 (March-May) coincided with the evidence of lower Chl-a in the same seasons was due to negative IOD phenomenon. The variability of SST and Chl-a was influenced by the patterns of the seasonal wind, the water mass circulation, and IODM.

Keywords: chlorophyll-a, ENSO, IODM, sea surface temperature

ABSTRAK

Variabilitas suhu permukaan laut (SPL) dan konsentrasi klorofil-a (Chl-a) di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah barat Sumatera diteliti menggunakan data satelit selama kurun waktu 22 tahun. Penelitian ini menggunakan gabungan data citra NOAA-AVHRR dan MODIS untuk SPL, data citra SeaWiFS dan MODIS untuk Chl-a, data angin permukaan bulanan diperoleh dari European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Data pendukung berupa indeks El Nino Southern Oscillation (ENSO) bulanan diperoleh dari laman <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/> dan Dipole Mode Index (DMI) bulanan diperoleh dari laman <https://www.jamstec.go.jp/virtualearth/general/en/index.html>. Hasil penelitian menunjukkan bahwa SPL di daerah penelitian selama 22 tahun (1997-2019) berada pada kisaran 27,57°C-34,41°C. Nilai SPL yang lebih tinggi terjadi saat Musim Barat sampai Musim Peralihan-1, sementara nilai yang lebih rendah pada Musim Timur sampai Musim Peralihan-2. Variabilitas nilai SPL dipengaruhi oleh pola angin musiman, intensitas radiasi matahari, dan Indian Ocean Dipole Mode (IODM). Saat IOD Negatif menyebabkan nilai SPL yang lebih tinggi dan konsentrasi Chl-a lebih rendah dari biasanya. Konsentrasi klorofil-a selama 22 tahun berkisar antara 0,0757 mg/m³-1,3006 mg/m³, konsentrasi klorofil-a yang lebih tinggi terjadi saat akhir Musim Timur (Agustus) dan awal Musim Barat (Desember), sementara nilai yang lebih rendah saat Musim Peralihan-1. Tingginya SPL pada Musim Peralihan-1 (Maret-Mei) bersamaan dengan rendahnya Chl-a pada musim yang sama diduga akibat terjadinya fenomena IOD negatif. Variabilitas Chl-a dipengaruhi oleh pola angin musiman, pergerakan massa air, dan IOD.

Kata kunci: ENSO, IODM, klorofil-a, suhu permukaan laut

PENDAHULUAN

Perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera mempunyai sifat yang unik dan kompleks karena dinamika perairan ini sangat dipengaruhi oleh sistem angin Muson, sistem angin Pasat, dan arus geostropik (Martono *et al.* 2008). Osilasi klimatologi akibat interaksi antara atmosfer dan laut di Samudera Hindia yang dikenal dengan *Indian Ocean Dipole* (IOD) juga mempengaruhi dinamika perairan ini (Saji *et al.* 1999; Fadholi 2013).

Angin Muson terjadi akibat adanya perbedaan tekanan udara antara benua Asia dan Australia. Angin Muson secara bergantian bergerak melintasi Samudera Hindia bagian Timur Laut sepanjang tahun dengan periode Musim Barat (Desember-Februari) dan Musim Peralihan-1 yaitu angin Muson Barat Laut (Maret-Mei), Muson Timur (Juni-Agustus), dan Muson Peralihan-2 yaitu angin Muson Tenggara (September-November) (Dida *et al.* 2016, Safitri *et al.* 2012).

Selain angin Muson dan angin Pasat, variabilitas suhu permukaan laut (SPL) dan konsentrasi klorofil-a di perairan barat Sumatera juga dipengaruhi oleh fenomena IOD (Dipo *et al.* 2011; Damanik *et al.* 2017). Menurut Dipo *et al.* (2011), fenomena IOD ditunjukkan dengan adanya anomali SPL yang bernilai negatif atau lebih dingin dari normalnya di pantai barat Sumatera atau Samudera Hindia bagian timur dan anomali positif di Samudera Hindia bagian barat. Untuk fenomena IOD negatif, SPL di perairan Samudera Hindia Timur bersuhu lebih hangat di atas normal. *Dipole Mode Index* (DMI) digunakan untuk mengidentifikasi fenomena IOD positif atau negatif. Anomali SPL negatif yang terjadi di perairan selatan Jawa hingga perairan barat Sumatera merupakan salah satu tanda terjadinya *upwelling* pada daerah tersebut. Indikasi terjadinya fenomena *upwelling* ditandai dengan penurunan nilai SPL dan peningkatan kesuburan perairan berdasarkan konsentrasi klorofil-a (Natalia *et al.* 2015). Siklus fenomena IOD diawali dengan munculnya anomali SPL negatif di sekitar Selat Lombok hingga perairan selatan Jawa pada sekitar bulan Mei-Juni dan semakin menguat serta meluas hingga perairan pantai barat Sumatera pada bulan Juli-Agustus (Dipo *et al.* 2011). Menurut Susanto *et al.* (2001), dari data SPL dan anomali Tinggi Paras Laut (TPL) sepanjang pantai selatan Jawa hingga barat Sumatera,

terungkap bahwa *upwelling* terjadi pada bulan Juni-Oktober dengan SPL yang dingin dan tinggi paras laut yang lebih rendah. Perairan di daerah tropis umumnya memiliki konsentrasi klorofil-a yang rendah karena keterbatasan nutrisi dan kuatnya stratifikasi kolom perairan akibat pemanasan permukaan perairan yang terjadi hampir sepanjang tahun (Tubalawony 2007).

Indian Ocean Dipole (IOD) dikenal sebagai mode dominan antar tahun variabilitas iklim yang berkembang dari interaksi udara-laut di Samudera Hindia. Dengan anomali SPL yang rendah terkait dengan *upwelling* yang kuat di Samudera Hindia bagian timur di lepas Jawa-Sumatera dan SPL tinggi di bagian barat Samudera Hindia, hal tersebut dikenal sebagai fase positif IOD (pIOD). Kejadian sebaliknya merupakan fase negatif IOD (nIOD). Proses IOD juga memiliki kaitan dengan tingkat konsentrasi Chl-a. Ketika peristiwa pIOD terjadi peningkatan konsentrasi Chl-a yang merupakan indikator biomassa fitoplankton, diikuti dengan peningkatan dalam produksi khususnya ikan pelagis kecil. Sebaliknya selama fase nIOD terjadi penurunan konsentrasi Chl-a (Gaol *et al.* 2020). Beberapa faktor yang memiliki kaitan dengan peristiwa IOD seperti gelombang Kelvin yang didorong oleh angin dan gelombang Rossby yang dipantulkan batas timur. Hasil dari model gelombang linier kuasi-analitik menunjukkan bahwa selama pengembangan dan pematangan peristiwa IOD, gelombang Kelvin yang digerakkan oleh angin memiliki peran dominan dalam menghasilkan anomali arus zonal di sepanjang Samudra Hindia khatulistiwa, sedangkan gelombang Rossby yang dipantulkan batas timur cenderung melemahkan sinyal gelombang Kelvin oleh gaya angin (Iskandar *et al.* 2014)

Penelitian terkait variabilitas SPL dan konsentrasi klorofil-a di Samudera Hindia Barat Sumatera telah dilakukan oleh beberapa peneliti sebelumnya namun dalam jangka waktu yang singkat. Adiwira *et al.* (2018) melakukan penelitian di perairan barat Sumatera tahun 2009-2011 dan menunjukkan proses pembentukan IOD terjadi pada Juni-Agustus kemudian mencapai puncak pada September-November dan proses peluruhannya pada Desember. Rata-rata SPL pada fase puncak tahun 2009 (IOD netral) yaitu 29,06°C; pada 2010 (IOD negatif) yaitu 28,69°C; dan pada 2011 (IOD positif) yaitu 28,79°C. Penelitian lain terkait variabilitas SPL dan

Chl-a dilakukan oleh Silubun *et al.* (2015) yang menyebutkan bahwa pada kondisi normal kisaran SPL di perairan barat Sumatera berkisar antara 25,68°C-31,44°C dan konsentrasi klorofil-a berkisar antara 0,09mg/m³-0,33mg/m³. Menurut Amri (2012), sebaran SPL yang tinggi pada bulan Maret 2005 di barat Sumatera terjadi karena pengaruh massa air dari Samudera Hindia bagian barat dan Teluk Bengal yang mengisi perairan timur laut Samudera Hindia, posisinya melebar dari utara dan barat perairan barat Sumatera pada kondisi IODM negatif.

Penelitian terhadap variabilitas SPL dan klorofil-a di Samudera Hindia barat Sumatera telah dilakukan oleh beberapa peneliti terdahulu seperti Adiwira *et al.* (2018) dan Silubun *et al.* (2015), namun penelitian tersebut dalam jangka waktu yang relatif singkat dan cakupan wilayah perairan yang terbatas hanya sekitar perairan pesisir Sumatera. Dengan menganalisis data dalam rentang waktu yang lebih lama dan luasan yang lebih besar, diharapkan akan terlihat lebih jelas variabilitas spasial maupun variabilitas interannualnya serta faktor yang mempengaruhi variabilitas tersebut. Dengan demikian, penelitian variabilitas SPL dan konsentrasi klorofil-a sangat perlu dilakukan pada perairan yang lebih luas dan kurun waktu yang lebih lama khususnya di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah barat Sumatera.

Penelitian ini bertujuan untuk menentukan variabilitas SPL dan Chl-a di sekitar Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah barat Sumatera serta menentukan faktor-faktor yang mempengaruhi variabilitas SPL dan Chl-a tersebut.

METODE PENELITIAN

Waktu dan lokasi penelitian

Penelitian ini dimulai pada bulan Maret 2020 hingga bulan Desember 2021 dengan lokasi penelitian di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah barat Sumatera dengan koordinat 0°LU-12°LU dan 80°BT-100°BT (Gambar 1). Untuk mengkuantifikasi variabilitas SPL dan konsentrasi klorofil-a secara temporal dan spasial, ditentukan 4 kotak *sampling area* yang memiliki ukuran masing-masing kotak 1,5°x1,5°. *Sampling area* tersebut mewakili lokasi penelitian dengan titik koordinat yaitu 0,885°LS-

2,385°LS dan 94,095°BT-95,595°BT untuk kotak 1, kotak 2 yaitu 1,087°LS-2,587°LS dan 83,541°BT-85,041°BT, kotak 3 yaitu 4,698°LS-6,198°LS dan 91,021°BT-92,521°BT, dan kotak 4 yaitu 8,489°LS-9,989°LS dan 86,061°BT-87,561°BT. Masing-masing kotak *sampling area* memiliki luas sekitar 27883,32 km².

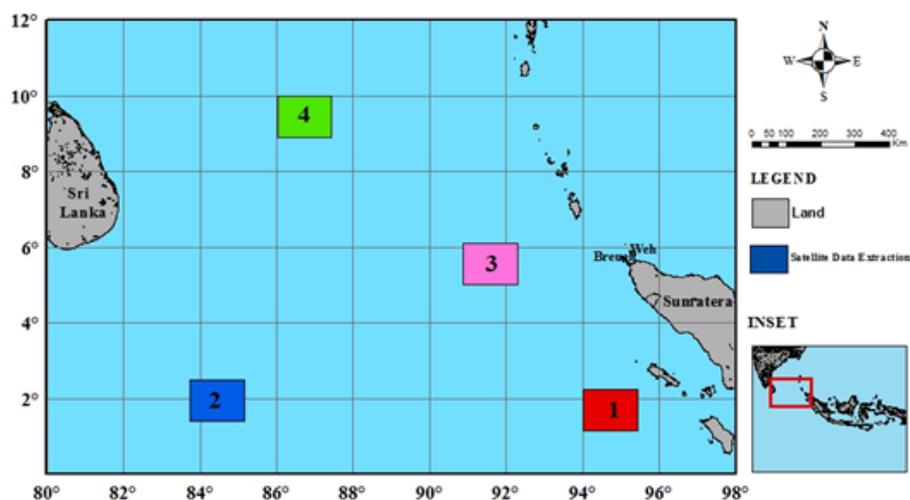
Keempat *sampling area* disebutkan diatas diperlukan untuk bisa menghasilkan data *time series* selama 22 tahun mewakili lokasi study dan meningkatkan kualitas data mengingat data satelit pada daerah pesisir sering *overestimate* dari nilai nyatanya.

Bahan

Bahan yang digunakan adalah data SPL citra satelit NOAA-AVHRR level 3 yang diunduh dari situs <https://podaac.jpl.nasa.gov> dan MODIS level 3 yang diunduh dari situs <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>, data konsentrasi klorofil-a citra SeaWiFS yang dapat dari situs <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov> dan MODIS level 3 diunduh dari situs <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>, serta data angin diunduh dari situs <https://www.ecmwf.int>, dan <https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis> untuk daerah perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera selama 22 tahun (September 1997-Desember 2019), data *Southern Oscillation Index* (SOI) diunduh dari situs <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/> dan IOD diperoleh dari situs <https://www.jamstec.go.jp/virtualearth/general/en/index.html>. Deskripsi data-data di atas disajikan pada Tabel 1.

Pengolahan dan analisis data Chl-a dan SPL

Data rata-rata bulanan Chl-a diekstrak pada koordinat masing-masing sesuai posisi titik *sampling area* yaitu satelit SeaWiFS pada periode September 1997-Desember 2010 dan satelit MODIS level 3 pada periode Januari 2011-Desember 2019 menggunakan *software* SeaDAS. Data Chl-a SeaWiFS diestimasi dengan algoritma OC4V4 (Ocean Chlorophyll 4-band algorithm Version 4) (O'Reilly *et al.* 2000), sedangkan data Chl-a MODIS diestimasi dengan algoritma OC3M (*Ocean Chlorophyll 3-band algorithm MODIS*).



Gambar 1. Peta lokasi penelitian. Kotak 1, 2, 3 dan 4 merupakan tempat ekstraksi data SPL dan klorofil-a dari data satelit terkait

Tabel 1. Data penelitian, sumber data, resolusi spasial dan periode waktu

Data	Sumber Data	Resolusi Spasial	Periode
Citra Klorofil-a	https://oceancolor.gsfc.nasa.gov https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/	9 dan 4 km ²	Sept 1997–Des 2019
Citra SPL	https://podaac.jpl.nasa.gov https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/	4 km ²	Sept 1997–Des 2019
Angin	https://www.ecmwf.int https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis	0,75×0,75°	Sept 1997–Des 2019
DMI	https://www.jamstec.go.jp/virtualearth/general/en/index.html	-	Sept 1997–Des 2019
Indeks ENSO	https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/	-	Sept 1997–Des 2019

Untuk mengurangi kesalahan (*overestimate* atau *underestimate*) dalam mengestimasi data Chl-a dari Satelit MODIS dan SeaWiFS, penetapan batas nilai valid konsentrasi klorofil-a dilakukan pada selang nilai $0 < \text{Chl-a} \leq 25 \text{ mg/m}^3$. Pada periode Juli 2002-Desember 2010, saat data yang tumpang tindih (*overlap*) antara data Chl-a SeaWiFS dan MODIS, data SeaWiFS dan data MODIS dipilih berturut-turut adalah data pada periode September 1997-Desember 2010 dan MODIS pada periode Januari 2011-Desember 2019. Analisis variabilitas anomali konsentrasi Chl-a dilakukan dengan menggunakan formula berikut:

$$\text{Anomali Chl-a (Sep 1997–Des 2010) = SeaWiFS } (X_i - X_1) \quad (1)$$

$$\text{Anomali Chl-a (Jan 2011–Des 2019) = MODIS } (X_i - X_2) \quad (2)$$

dimana X_i adalah rata-rata Chl-a bulanan dari SeaWiFS ataupun MODIS pada bulan- i , X_1 adalah rata-rata bulanan dari data SeaWiFS untuk periode September 1997 sampai Desember 2010, dan X_2 adalah rata-rata bulanan dari data MODIS untuk periode Juli 2002 sampai Desember 2019.

Data rata-rata bulanan SPL diekstrak untuk masing-masing titik sampling area yang telah ditentukan pada periode September 1997-Desember 2009 menggunakan data satelit NOAA-AVHRR dan periode Januari 2010-Desember 2019 menggunakan data MODIS dengan menggunakan *software* SeaDAS.

Selanjutnya data SPL siang dan malam hari dari kedua citra satelit tersebut dirata-ratakan untuk menghasilkan data rata-rata bulanan SPL. Nilai SPL dari NOAA-AVHRR diestimasi dengan menggunakan algoritma Pathfinder v5, sedangkan data SPL MODIS diestimasi dengan algoritma Infra Merah *Thermal*.

Data SPL yang ekstrim seperti data SPL yang jauh dari nilai "normal" dihilangkan untuk mengurangi kesalahan (error). Secara umum, data SPL yang dianggap normal pada lokasi penelitian dari satelit NOAA-AVHRR dan MODIS berada pada kisaran $25 < \text{SPL} < 35^\circ\text{C}$. Selama periode Juli 2002-Desember 2009 dimana data SPL NOAA-AVHRR dan MODIS terjadi *overlap*, data NOAA-AVHRR dan data MODIS yang dipakai berturut-turut adalah periode September 1997-Desember 2009 dan periode Januari 2010-Desember 2019. Analisis variabilitas anomali konsentrasi SPL dilakukan dengan menggunakan formula berikut:

$$\text{Anomali SPL (Sep 1997-Des 2009)} = \text{NOAA-AVHRR } (Y_i - Y_1) \quad (3)$$

$$\text{Anomali SPL (Jan 2010-Des 2019)} = \text{MODIS } (Y_i - Y_2) \quad (4)$$

dimana Y_i adalah rata-rata SPL bulanan dari NOAA-AVHRR ataupun MODIS pada bulan- i , Y_1 adalah rata-rata bulanan SPL dari data NOAA-AVHRR untuk periode September 1997-Desember 2009, dan Y_2 adalah rata-rata bulanan dari data MODIS untuk periode Juli 2002-Desember 2019.

Pengolahan dan analisis data angin

Data rata-rata bulanan angin permukaan laut (10 m di atas permukaan laut) yang diperoleh dari ECMWF merupakan data angin bulanan selama kurun waktu 22 tahun (September 1997-Desember 2019). Data angin tersebut diolah dengan perangkat lunak MATLAB untuk analisis temporal dan perangkat lunak ArcGIS untuk analisis spasial.

Analisis interannual

Indikator yang digunakan untuk analisis interannual adalah SOI dan DMI. SOI adalah indeks yang didasarkan pada perbedaan tekanan udara pada permukaan laut di Tahiti dan Darwin, Australia. Bila tekanan udara di Tahiti lebih tinggi dari tekanan udara di Darwin yang menunjukkan

nilai SOI positif dengan nilai SOI index ≥ 10 maka kondisi tersebut berkaitan dengan kondisi La Nina, sedangkan jika tekanan udara di Tahiti lebih rendah dari tekanan udara di Darwin menunjukkan nilai SOI negatif dengan nilai SOI index ≤ -10 maka kondisi itu menunjukkan kondisi El Nino (Tritel 2010). DMI adalah indeks yang menunjukkan perbedaan anomali SPL antara perairan Barat Samudera Hindia ($50^\circ\text{BT}-70^\circ\text{BT}$, $10^\circ\text{LS}-10^\circ\text{LU}$) dan perairan Timur Samudera Hindia ($90^\circ\text{BT}-110^\circ\text{BT}$, $10^\circ\text{LS}-0^\circ\text{LU}$). IOD positif memiliki nilai DMI $> 0,4$, sedangkan IOD negatif memiliki nilai DMI $< -0,4$ (<http://www.bom.gov.au>). Daftar periode bulan IOD positif, normal, dan IOD negatif berdasarkan nilai DMI disajikan pada Tabel 2.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Variabilitas SPL temporal dan spasial

Variabilitas SPL secara temporal berdasarkan data rata-rata bulanan satelit AVHRR dan MODIS di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat pulau Sumatera selama periode 22 tahun (September 1997-Desember 2019) secara umum SPL meningkat pada periode Maret-Mei (musim peralihan 1) dan menurun pada periode Agustus-September (musim Timur) (Gambar 2). Pada lokasi perairan paling utara (kotak 4), nilai rata-rata bulanan maksimum pada bulan April sebesar $31,60^\circ\text{C}$ dan minimum terjadi pada bulan Januari sebesar $29,30^\circ\text{C}$. Pada lokasi paling dekat dekat perairan pesisir pantai Barat Sumatra (kotak 1 dan 3), nilai rata-rata bulanan maksimum (kotak 1) terjadi pada bulan Mei sebesar $31,53^\circ\text{C}$ dan minimum terjadi pada bulan November $29,82^\circ\text{C}$, nilai rata-rata bulanan maksimum (kotak 3) terjadi pada bulan Mei sebesar $31,20^\circ\text{C}$ dan minimum terjadi pada bulan Desember $29,70^\circ\text{C}$. Untuk lokasi yang paling jauh ke laut lepas (kotak 2), nilai rata-rata bulanan maksimum terjadi pada bulan Maret $31,47^\circ\text{C}$ dan minimum pada bulan September $30,01^\circ\text{C}$ (Gambar 2).

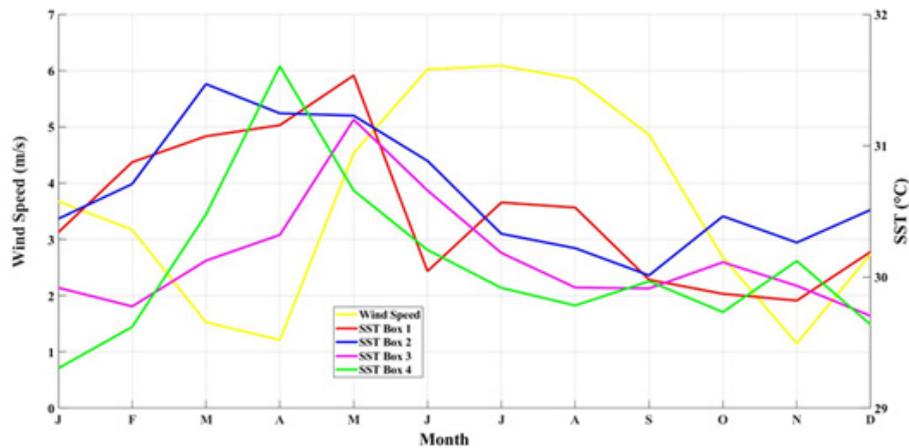
Secara umum berdasarkan rata-rata SPL selama periode penelitian, peningkatan nilai SPL rata-rata bulanan (anomali positif) ditemukan selama Musim Peralihan 1 (Maret-Mei). Penurunan nilai SPL rata-rata bulanan (anomali negatif) ditemukan selama Musim Barat (Desember-Februari), Musim Timur (Juni-Agustus), dan Musim Peralihan

2 (September-November) (Gambar 2 dan 3). Hasil angin rata-rata bulanan (Gambar 3) menunjukkan umumnya anomali SPL

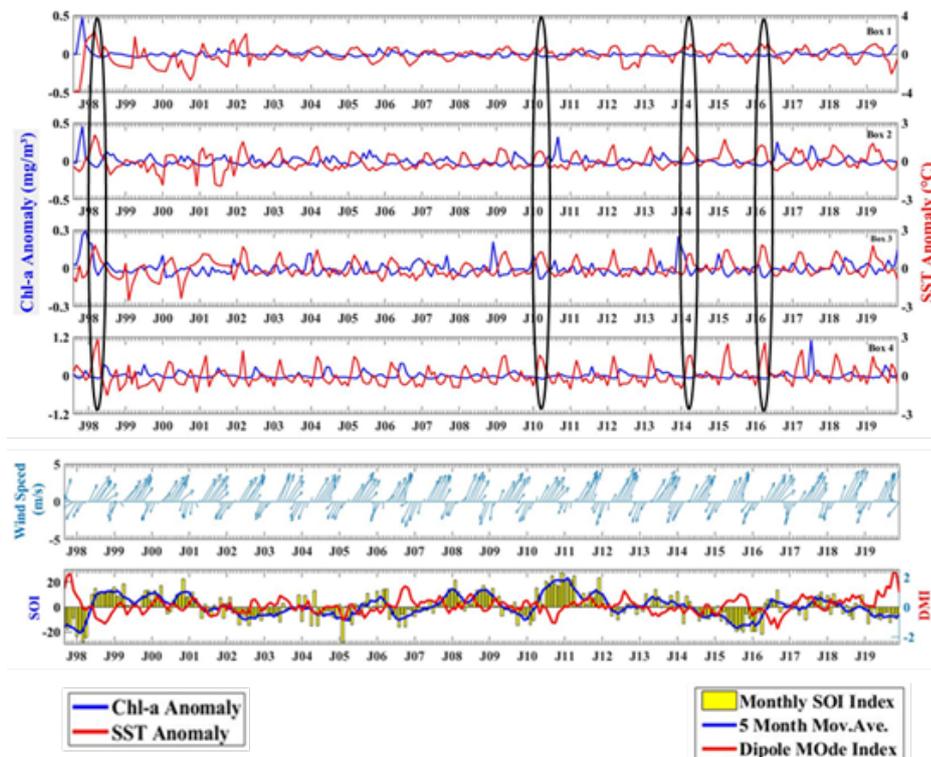
memiliki hubungan dengan arah dan kecepatan angin yang berhembus.

Tabel 2. Daftar bulan dengan IOD positif, normal, dan negatif berdasarkan DMI. Data diolah dari sumber <https://www.jamstec.go.jp/virtualearth/general/en/index.html>

Tahun	Bulan Positif	Bulan Normal	Bulan Negatif
1997	Sep, Okt, Nov, Des	-	-
1998	Jan, Feb	Mar, Apr, Mei, Jun	Jul, Agu, Sep, Okt, Nov, Des
1999	-	Jan, Feb, Mar, Apr, Jun, Jul, Agu, Sep, Nov, Des	Mei, Okt
2000	Feb, Mar, Apr	Jan, Mei, Jun, Jul, Agu, Sep, Okt, Nov, Des	-
2001	Feb, Mar	Jan, Apr, Mei, Jun, Nov, Des	Jul, Agu, Sep, Okt
2002	Sep, Okt	Jan, Feb, Mar, Jun, Nov, Des	Apr, Mei, Jul, Agu
2003	Jun, Jul, Agu	Jan, Feb, Mar, Apr, Mei, Sep, Okt, Nov, Des	-
2004	Mar	Jan, Feb, Apr, Agu, Sep, Okt, Nov, Des	Mei, Jun, Jul
2005	-	Jan, Apr, Mei, Jun, Agu, Nov, Des	Feb, Mar, Jul, Sept, Okt
2006	Agu, Sep, Okt, Nov, Des	Jan, Mar, Apr, Mei, Jun, Jul	Feb
2007	Mei, Jun, Sep, Okt,	Jan, Feb, Mar, Apr, Jul, Agu, Nov	Des
2008	Jun, Jul, Agu	Jan, Feb, Mar, Apr, Mei, Sep, Okt, Nov, Des	-
2009	Feb, Mar	Jan, Apr, Mei, Jun, Jul, Agu, Sep, Okt, Nov, Des	-
2010	Jan	Feb, Mar, Apr, Jun, Jul, Des	Mei, Agu, Sep, Nov, Okt
2011	Jul, Agu, Sep, Okt	Jan, Feb, Mar, Apr, Mei, Jun, Nov, Des	-
2012	Agu, Sep, Okt	Jan, Feb, Mar, Apr, Mei, Jun, Jul, Nov, Des	-
2013	-	Jan, Feb, Mar, Apr, Okt, Nov, Des	Mei, Jun, Jul, Agu, Sept
2014	-	Jan, Feb, Apr, Mei, Jun, Okt, Nov	Mar, Jul, Agu, Sept, Des
2015	Mei, Jun, Agu, Sep, Okt, Nov	Mar, Apr, Jul, Des	Jan, Feb
2016	-	Feb, Mar, Apr, Mei, Des	Jan, Jun, Jul, Agu, Sep, Okt, Nov
2017	Apr, Mei, Jun, Jul, Agu	Jan, Feb, Mar, Sep, Okt, Nov, Des	-
2018	Feb, Mei, Jul, Sep, Okt, Nov	Jan, Mar, Apr, Jun, Agu, Des	-
2019	Mei, Jun, Jul, Agu, Sep, Okt, Nov, Des	Jan, Feb, Mar, Apr	-



Gambar 2. Siklus musiman rata-rata bulanan SPL dan rata-rata bulanan kecepatan angin periode 1997-2019 (selama 22 tahun)



Gambar 3. Anomali rata-rata bulanan SPL dan Chl-a, kecepatan angin, SOI, dan DMI (J98 pada sumbu-X menandakan bulan Januari tahun 1998)

Pola Musim Barat (Desember-Februari) dan Musim Peralihan 1 (Maret-Mei) umumnya angin yang berhembus dari arah timur laut ke arah barat daya dan mempengaruhi arus laut (arah dan kecepatan) sehingga terjadi peningkatan nilai SPL rata-rata bulanan (anomali positif). Pola Musim Timur (Juni-Agustus) dan Musim Peralihan 2 (September-November) umumnya angin yang berhembus dari arah barat daya ke arah timur laut dan mempengaruhi arus laut (arah dan kecepatan) sehingga terjadi penurunan nilai SPL rata-rata bulanan

(anomali negatif). Angin yang berhembus ke arah timur laut mencapai puncaknya terjadi saat bulan Juni-Juli yang merupakan faktor penyebab mendinginnya SPL (anomali negatif) (Gambar 2 dan 3).

Variabilitas SPL selama IOD negatif terjadi terkait dengan perubahan medan angin di tengah Samudera Hindia ekuator sehingga variabilitas nilai serta distribusi suhu permukaan laut relatif hangat daripada bagian barat (Martono *et al.* 2008). Saat fenomena IOD negatif umumnya menyebabkan anomali positif SPL dan

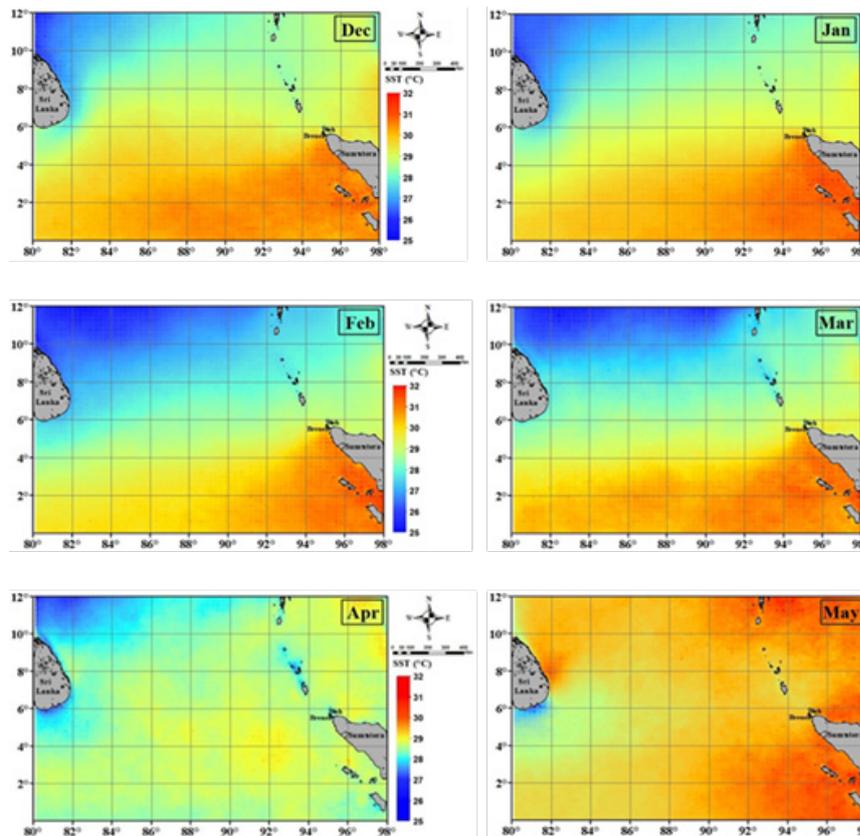
anomali negatif Chl-a yang cukup drastis seperti pada tahun 1998, 2010, 2014, dan 2016 (Gambar 3). Seluruh peristiwa ini umumnya terjadi pada saat Musim Timur dan Musim Peralihan 2. Pembentukan fenomena IOD dapat diidentifikasi dengan melihat perubahan SPL dan angin pada daerah tersebut (Dipo *et al.* 2011). Musim Timur dan Musim Peralihan 2 memiliki pola angin yang mendukung dalam peristiwa IOD negatif yaitu angin berhembus dari timur ke barat sehingga SPL Samudera Hindia bagian Timur lebih hangat daripada Samudera Hindia bagian Barat.

Secara spasial SPL selama Musim Barat (Desember-Februari) dan Musim Peralihan 1 (Maret-Mei), rata-rata bulanan di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera cenderung tinggi dengan rentang 27,97°C-30,51°C dengan rata-rata 29,55°C (Gambar 4). SPL paling rendah terdapat pada bulan Januari yaitu 27,97°C, sedangkan SPL paling tinggi terdapat pada bulan Maret yaitu 30,51°C. Kisaran SPL yang cenderung hangat mengindikasikan bahwa tidak terjadinya fenomena *upwelling*. Menurut Amri *et al.* (2013) indikator *upwelling* dilihat dari sebaran SPL citra satelit yaitu massa air dengan nilai sebaran SPL $\leq 26^\circ\text{C}$ (22°C-26°C). Pada musim ini juga (Musim Barat dan Musim Peralihan 1) terlihat sebaran konsentrasi Chl-a yang relatif lebih rendah dibandingkan Musim Timur dan Musim Peralihan 2 di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera.

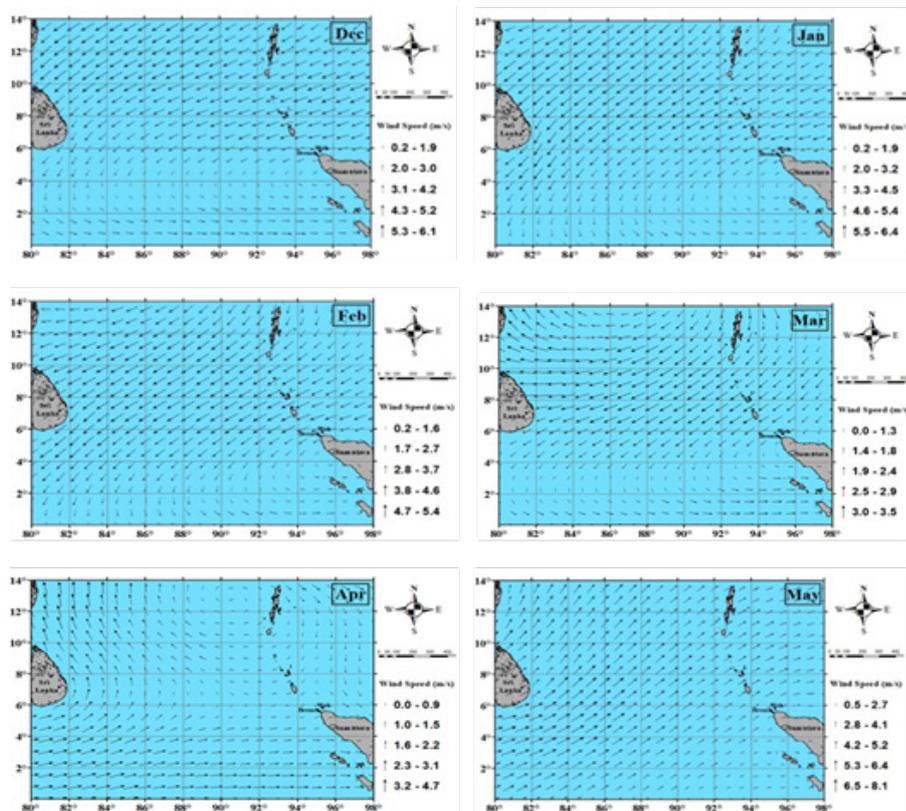
Sebaran spasial SPL selama bulan Desember-April terjadi peristiwa pergerakan massa air hangat dari bagian *offshore* dan arah utara mengarah ke bagian pesisir atau arah selatan, pada bulan April pergeseran massa air hangat ini sudah memudar (Gambar 4). Peristiwa ini terjadi karena dipengaruhi oleh arus geostropik yang dapat dilihat melalui arah angin. Massa air hangat selama Desember-Maret dibawa oleh arus geostropik permukaan yang mengarah ke tenggara, pada bulan April massa air hangat dibawa ke arah timur atau dibelokkan ke kiri oleh gaya *coriolis* di BBS (Belahan Bumi Selatan) sehingga massa air hangat memudar. Pada bulan Mei yang merupakan akhir dari Musim Peralihan 1 arah arus geostropik berubah yaitu membawa massa air hangat mengarah ke barat atau dibelokkan oleh gaya *coriolis* ke kanan di BBU (Belahan Bumi Utara).

Pola angin permukaan pada Musim Barat (Desember, Januari, dan Februari) di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera secara umum berhembus dari arah Timur Laut dan berbelok ke arah Tenggara dibagian selatan khususnya di bagian lintang selatan (dibawah equator) dengan kecepatan rata-rata 3,7, 4,1, dan 3,5 m/det secara berturut-turut (Gambar 5). Pada Musim Peralihan 1 (Maret, April, Mei), aliran angin mulai berbeda sedikit khususnya di bulan Maret yang secara umum masih berasal dari Timur Laut dengan sedikit berbelok di bagian utara ke arah Barat Laut dengan kecepatan rata-rata 1,8 m/det (Gambar 5). Aliran angin pada bulan April dan Mei berasal dari Barat Daya yang kecepatan rata-rata melemah pada bulan April dan meningkat kembali pada bulan Mei dengan kecepatan rata-rata 4,6 m/det (Gambar 5). Pada musim Barat ini juga terjadi fenomena IOD negatif di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera sehingga pola angin yang terbentuk memiliki arah dari barat ke timur (Amri *et al.* 2013).

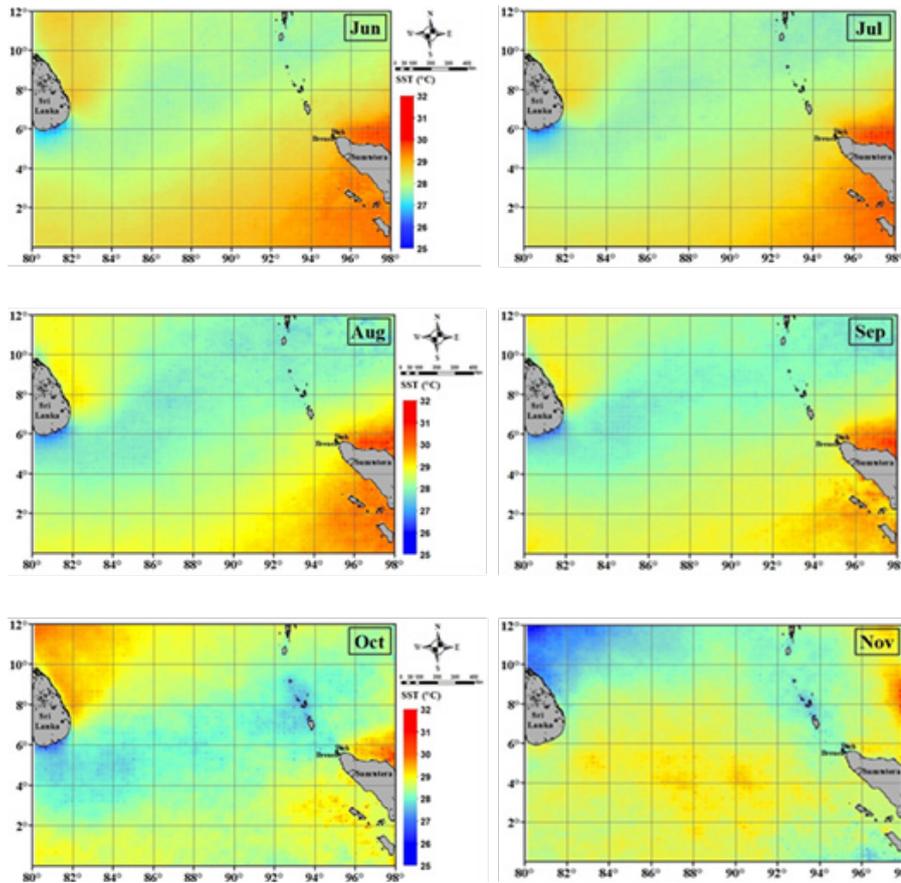
Selama Musim Timur (Juni-Agustus) dan Musim Peralihan 2 (September-November), rata-rata bulanan SPL di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera cenderung lebih rendah dibandingkan saat Musim Barat dan Musim Peralihan 1 dengan rentang 28,48°C-30,45°C dengan rata-rata 29,15°C (Gambar 6). SPL paling rendah terdapat pada bulan Agustus yaitu 28,48°C, sedangkan SPL paling tinggi terdapat pada bulan Juni yaitu 30,45°C (Gambar 6). Selama Musim Timur (Juni-Agustus) dan sebagian besar Musim Peralihan 2 (September, Oktober), SPL yang relatif rendah terlihat membentang dari arah perairan ujung pulau Sri Lanka menuju arah Timur Laut (Gambar 6). Sebaran SPL yang relatif rendah yang berasal dari perairan ujung pulau Sri Lanka menuju arah Timur Laut ini kemungkinan terjadi akibat adanya proses *upwelling* yang terjadi di perairan bagian selatan pulau Sri Lanka. Posisi matahari pada saat Musim Timur terletak di belahan bumi utara (Asia) sehingga menyebabkan tingkat SPL cenderung hangat di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera khususnya juga saat siang hari (Setiawan *et al.* 2013; Hamuna *et al.* 2015). Hal tersebut ditunjukkan oleh tingginya SPL pada bulan Juni saat awal Musim Timur yang dipengaruhi pancaran sinar matahari.



Gambar 4. Gambaran umum sebaran spasial SPL pada Musim Barat (Desember-Februari) dan Musim Peralihan 1 (Maret-Mei) di lokasi penelitian (Sebaran SPL spasial diambil dari tahun yang paling bersih dari tutupan awan)



Gambar 5. Sebaran spasial angin Musim Barat (Desember-Februari) dan Musim Peralihan 1 (Maret-Mei)



Gambar 6. Gambaran umum sebaran spasial SPL Musim Timur (Juni-Agustus) dan Musim Peralihan 2 (September-November) di lokasi penelitian (Sebaran SPL spasial diambil dari tahun yang paling bersih dari tutupan awan)

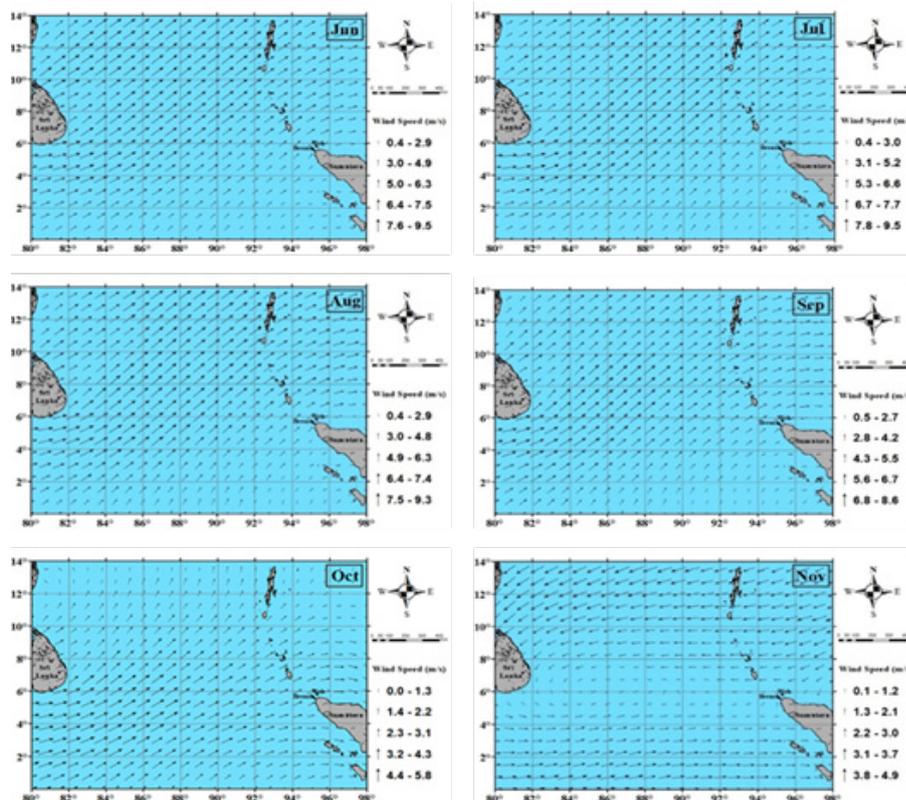
Pola angin permukaan pada Musim Timur (Juni, Juli, Agustus) dan Musim Peralihan 2 (September, Oktober, November) di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera secara umum bergerak dari arah Barat Daya pada bulan Juni, Juli, Agustus, dan September dengan kecepatan rata-rata masing-masing adalah 6,1 m/det, 6,1 m/det, 6,0 m/det, dan 5,0 m/det. Pada bulan Oktober arah angin masih berasal dari Barat Daya dan sedikit berbelok ke arah Utara dan Timur Laut di bagian Utara dengan kecepatan yang semakin melemah yaitu rata-rata 2,6 m/det. Pada bulan November, arah angin tidak teratur dengan kecepatan relatif lemah yaitu rata-rata 2,6 m/det (Gambar 7).

Variabilitas temporal dan spasial Chl-a

Berdasarkan rata-rata bulanan Chl-a satelit SeaWiFS dan MODIS di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah barat Sumatera selama periode 22 tahun (September 1997-Desember 2019), konsentrasi Chl-a berkisar antara 0,0757

mg/m³ (April 2016, Kotak 2) sampai 1,3006 mg/m³ (Agustus 2017, Kotak 4) dengan kisaran rata-rata 0,2705 mg/m³-0,6966 mg/m³ (Tabel 3). Nilai Chl-a minimum secara umum terjadi pada saat Musim Peralihan 1 (April dan Mei). Rata-rata maksimum Chl-a terjadi pada saat akhir Musim Timur (Agustus) dan awal Musim Barat (Desember). Konsentrasi Chl-a minimum pada bulan April 2016 diduga terkait dengan fenomena IOD negatif. Hal ini karena saat terjadi IOD negatif, anomali tiupan angin Muson barat memiliki intensitas yang menurun (Hafizhurrahman *et al.* 2015).

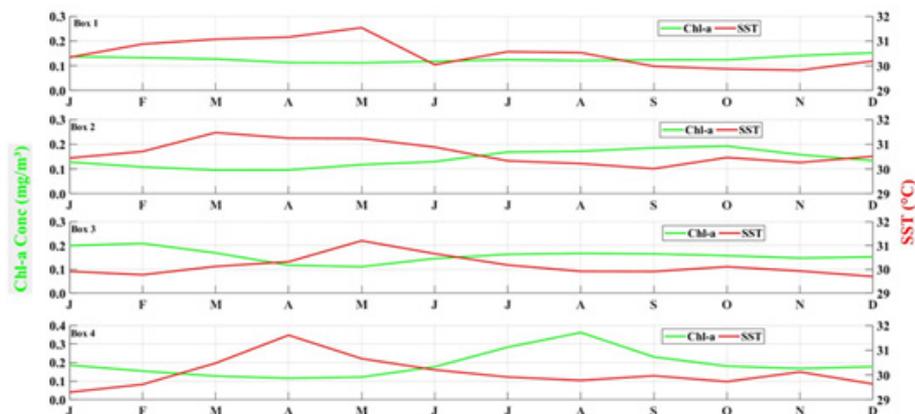
Berdasarkan rata-rata tahunan, siklus musiman keempat area studi memiliki pola yang sama yaitu SPL meningkat saat mulai memasuki Musim Barat dan Musim peralihan 1 dan menurun saat memasuki Musim Timur sampai Musim Peralihan 2 (Gambar 8). Pola sebaliknya dimiliki oleh konsentrasi Chl-a menurun saat mulai memasuki Musim Barat dan Musim Peralihan 1 dan meningkat saat memasuki Musim Timur sampai Musim Peralihan 2 (Gambar 8).



Gambar 7. Sebaran spasial angin Musim Timur (Juni-Agustus) dan Musim Peralihan 2 (September-November)

Tabel 3. Nilai minimum, maksimum dan rata-rata bulanan Chl-a (mg/m^3)

	Kotak 1	Kotak 2	Kotak 3	Kotak 4
Minimum	0,08 (Agu-16)	0,08 (Apr-16)	0,08 (Mei-16)	0,09 (Mei-15)
Maksimum	0,61 (Des-97)	0,47 (Okt-10)	0,46 (Jan-98)	1,30 (Agu-17)
Rata-rata	0,34	0,27	0,27	0,70

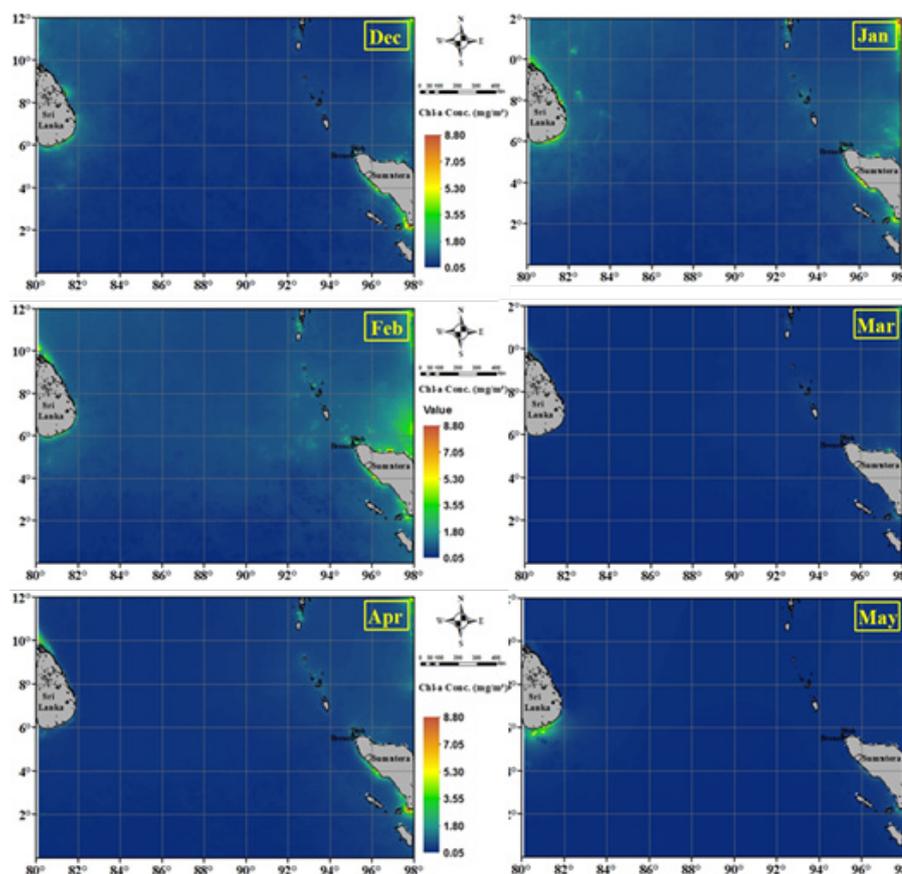


Gambar 8. Siklus musiman rata-rata bulanan Chl-a dan SPL (1997-2019)

Kotak 1, 2, 3, dan 4 memiliki posisi yang berbeda-beda dan memiliki tingkat SPL yang cukup tinggi saat memasuki Musim Peralihan 1. Kotak 4 yang berhadapan dengan Teluk Benggala memiliki tingkat SPL yang lebih tinggi dibandingkan dengan ketiga lokasi lainnya. Kotak 1 yang tidak terlalu jauh dari pulau Sumatera memiliki tingkat SPL yang cukup tinggi. Kotak 2 yang berada di laut lepas memiliki tingkat SPL lebih rendah.

Kotak 3 yang tidak terlalu jauh dari beberapa pulau kecil (pulau Weh dan Breueh) memiliki tingkat SPL yang paling rendah diantara lokasi lain. Pada Musim Barat di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah barat Sumatera terjadi fenomena IOD negatif dan memiliki tekanan udara tinggi. Fenomena IOD tersebut berkaitan dengan peningkatan intensitas SPL dan pengaruh sirkulasi walker saat memasuki awal Musim Barat (Hermawan *et al.* 2008).

Sebaran spasial Chl-a pada Musim Barat (Desember-Februari) dan Musim Peralihan 1 (Maret-Mei) menunjukkan rata-rata konsentrasi Chl-a bulanan di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera berkisar antara 0,10 mg/m³-0,21 mg/m³ dengan rata-rata sebesar 0,14 mg/m³ (Gambar 9). Konsentrasi Chl-a tertinggi terjadi pada bulan Februari yaitu sebesar 0,21 mg/m³, sedangkan konsentrasi Chl-a terendah pada bulan Maret yaitu sebesar 0,10 mg/m³. Konsentrasi Chl-a pada Musim Barat dan Musim Peralihan 1 cenderung lebih rendah dibandingkan Musim Timur dan Musim Peralihan 2. Hal ini dikarenakan oleh angin Muson barat dan fenomena IOD negatif yang memicu terjadinya curah hujan (tutupan awan) yang tinggi (Hermawan *et al.* 2008). Curah hujan yang tinggi pada Musim Barat ini diduga dapat mengurangi potensi maksimal fotosintesis fitoplankton yang mengakibatkan konsentrasi klorofil-a relatif rendah (Wyrтки 1961; Fitriah 2008; Damanik *et al.* 2017).



Gambar 9. Sebaran spasial Chl-a Musim Barat (Desember-Februari) dan Musim Peralihan 1 (Maret-Mei)

Sebaran spasial Chl-a pada Musim Timur (Juni-Agustus) dan Musim Peralihan 2 (September-November) menunjukkan rata-rata konsentrasi Chl-a bulanan di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera berkisar antara 0,12 mg/m³-0,36 mg/m³ dengan rata-rata 0,17 mg/m³ (Gambar 10). Konsentrasi Chl-a tertinggi terjadi pada bulan Agustus yaitu 0,36 mg/m³, sedangkan konsentrasi Chl-a terendah terjadi pada bulan Juni yaitu 0,12 mg/m³. Konsentrasi Chl-a pada Musim Timur dan Musim Peralihan 2 cenderung lebih tinggi dibandingkan pada Musim Barat dan Musim Peralihan 1. Hal ini dikarenakan saat Musim Timur adanya angin Tenggara yang kuat berhembus sepanjang pantai Jawa dan Sumatera yang dapat mengakibatkan proses *upwelling* di perairan ini (Iskandar *et al.* 2010). Hal lain yang mengakibatkan peningkatan nilai Chl-a ini adalah bahwa pada Musim Timur posisi matahari berada di belahan bumi utara (Asia) yang memiliki tingkat penyinaran matahari lebih tinggi sehingga mendukung terjadinya fotosintesis di perairan ini (Mann *et al.* 1991; Graham 1993; Amri *et al.* 2014).

Pada musim Timur dan Musim Peralihan 2 juga terlihat peningkatan konsentrasi Chl-a di bagian Selatan perairan pulau Sri Lanka yang mungkin terjadi akibat proses *upwelling* di perairan ini (Gambar 10).

Variabilitas *interannual* SPL dan Chl-a

Secara umum, variabilitas sebaran SPL disebabkan oleh variabilitas angin Musim Barat, Musim Timur, dan Musim Peralihan. Variabilitas SPL juga dipengaruhi oleh kondisi meteorologi seperti evaporasi, presipitasi, suhu udara, kelembaban udara, kecepatan angin, dan intensitas radiasi matahari. Selain kondisi meteorologi, SPL juga dapat dipengaruhi oleh proses-proses oseanografi seperti arus, *front*, dan *upwelling*. Variabilitas SPL dapat mempengaruhi variabilitas konsentrasi Chl-a. Selain itu variabilitas Chl-a dapat dipengaruhi oleh curah hujan, nutrien, arus, dan intensitas radiasi matahari (Nababan *et al.* 2016). Faktor lain yang dapat mempengaruhi variasi *interannual* SPL dan konsentrasi Chl-a secara spesifik adalah ENSO dan IOD (Seprianto *et al.* 2016).

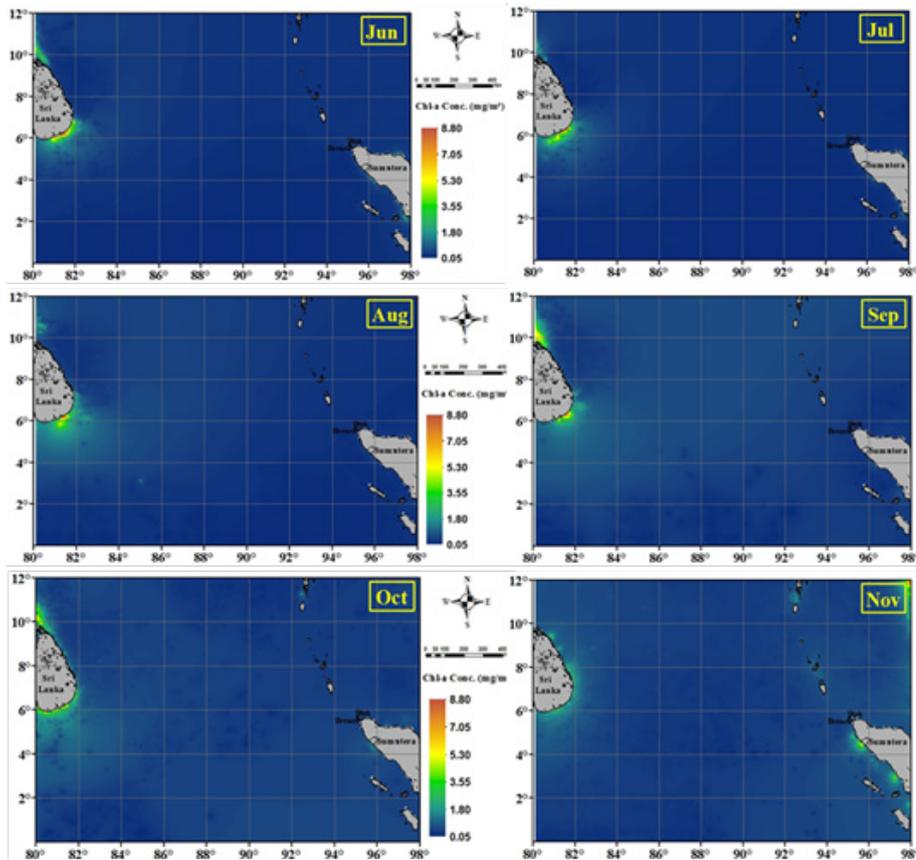
Variabilitas SPL dan Chl-a *interannual* dianalisis dengan membandingkan data rata-rata bulanan SPL dan Chl-a pada

bulan IOD positif, bulan IOD normal, dan bulan IOD negatif. Berdasarkan analisis ini terdapat perbedaan variabilitas *interannual* SPL dan Chl-a bulanan antara bulan IOD positif, bulan IOD normal, dan bulan IOD negatif. Secara umum, rata-rata bulanan SPL dari keempat *sampling area* relatif lebih tinggi saat IOD negatif pada bulan April dan Oktober dibandingkan saat IOD normal dan IOD positif (Gambar 11). IOD negatif mempengaruhi pergerakan angin Muson yaitu semakin kecil kekuatan angin yang berhembus ke arah barat yang mengakibatkan menurunnya intensitas *upwelling* (Hafizhurrahman *et al.* 2015). Sebaliknya, pada saat IOD positif, SPL relatif lebih tinggi pada bulan Januari, Februari, dan Maret (Gambar 11).

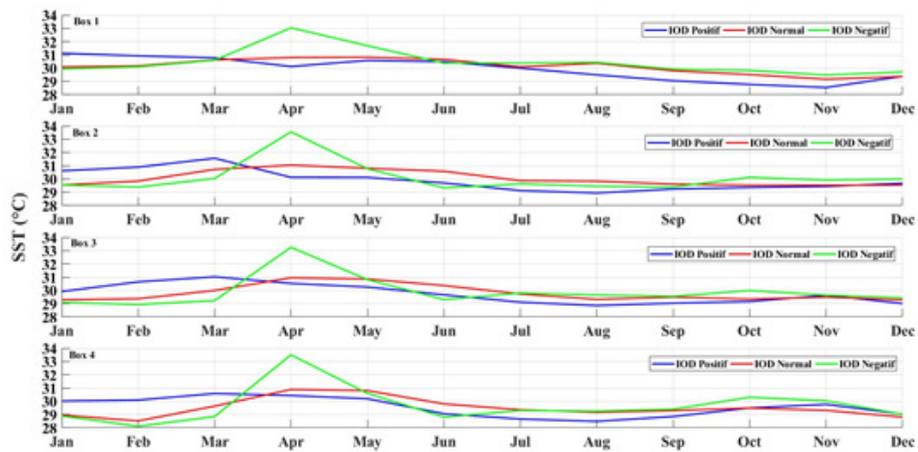
Rata-rata bulanan Chl-a umumnya relatif lebih rendah pada IOD negatif yaitu pada Musim Barat hingga Musim Peralihan 1 dibandingkan pada bulan IOD positif dan IOD normal (Gambar 12). Kejadian ini merupakan pengaruh dari fenomena IOD negatif yang menyebabkan menurunnya intensitas kecepatan angin Muson barat yang mencapai puncak minimum pada bulan April (Gambar 13). Menurunnya kecepatan angin tersebut juga dikarenakan pembentukan awan-awan konvektif sehingga memicu peningkatan curah hujan yang terjadi pada bulan IOD negatif yaitu Maret sampai Mei (Hermawan *et al.* 2008).

Fenomena ENSO tidak terlihat mempengaruhi pola variasi *interannual* SPL dan Chl-a di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah barat pulau Sumatera. Hal ini dapat dilihat dari nilai korelasi SPL dan Chl-a terhadap fenomena ENSO yang sangat kecil. Misalnya nilai korelasi antara SPL dengan ENSO di *sampling area* kotak 1 sebesar 0,03, dibandingkan dengan nilai korelasi SPL dengan IODM yang relatif lebih tinggi yaitu -0,38. Nilai korelasi SPL dengan IODM tersebut menunjukkan adanya pengaruh fenomena IODM terhadap variabilitas SPL pada perairan tersebut.

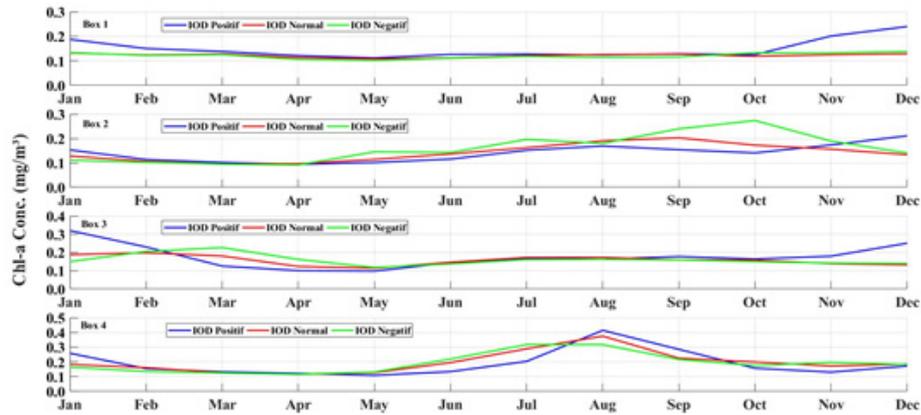
Peningkatan nilai rata-rata bulanan Chl-a semakin nyata pada saat bulan-bulan IOD positif pada Musim Timur. Hal ini disebabkan pada saat bulan-bulan IOD positif, kecepatan angin relatif tinggi dari bulan-bulan IOD normal dan negatif (Gambar 13) yang dapat mengakibatkan peningkatan intensitas *upwelling* di daerah studi dan mengakibatkan peningkatan nilai Chl-a (Iskandar *et al.* 2010).



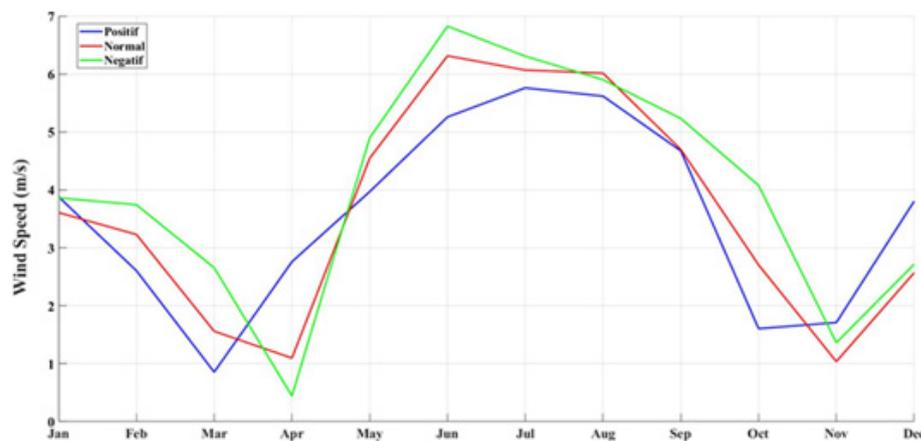
Gambar 10. Sebaran spasial Chl-a Musim Timur (Juni-Agustus) dan Musim Peralihan 2 (September-November)



Gambar 11. Rata-rata bulanan SPL pada bulan IOD positif (biru), normal (merah), dan negatif (hijau)



Gambar 12. Rata-rata bulanan Chl-a pada bulan IOD positif (biru), bulan normal (merah) dan bulan negatif (hijau)



Gambar 13. Rata-rata bulanan kecepatan angin pada bulan IOD Positif (biru), bulan normal (merah) dan bulan Negatif (hijau)

KESIMPULAN DAN SARAN

Kesimpulan

Suhu Permukaan Laut rata-rata bulanan di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera dari data citra NOAA-AVHRR dan MODIS tahun 1997-2019 berkisar antara 27,57°C-34,41°C. SPL pada Musim Barat dan Musim Peralihan 1 memiliki nilai yang lebih tinggi dibandingkan Musim Timur dan Musim Peralihan 2. Secara umum ketika IOD negatif terjadi maka nilai SPL cenderung lebih tinggi, sedangkan saat IOD positif cenderung lebih rendah. Variabilitas SPL dipengaruhi oleh pola angin musiman dan fenomena anomali iklim IOD.

Selama Musim Timur (Juni-Agustus) dan sebagian besar Musim Peralihan 2 (September, Oktober), SPL yang relatif rendah terlihat membentang dari arah perairan ujung pulau Sri Lanka menuju arah Timur Laut yang kemungkinan terjadi

akibat adanya proses *upwelling* di perairan bagian selatan pulau Sri Lanka.

Konsentrasi Chl-a rata-rata bulanan di Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera dari data citra SeaWiFS dan MODIS tahun 1997-2019 berkisar antara 0,0757 mg/m³-1,3006 mg/m³. Konsentrasi Chl-a pada Musim Timur dan Musim Peralihan 2 lebih tinggi dibandingkan Musim Barat dan Musim Peralihan 1. Secara umum ketika IOD negatif terjadi maka nilai Chl-a cenderung lebih rendah, sedangkan saat IOD positif cenderung lebih tinggi. Variabilitas Chl-a dipengaruhi oleh pola angin musiman dan fenomena anomali iklim IOD. Secara spasial konsentrasi Chl-a lebih tinggi di daerah teluk dan pesisir dibandingkan di lepas pantai. Fenomena IODM selama rentang waktu 1997-2019 khususnya saat IOD bernilai negatif mempengaruhi pola variasi *interannual* SPL dan konsentrasi Chl-a di perairan Samudera Hindia bagian Timur Laut sebelah Barat Sumatera.

Saran

Penelitian selanjutnya disarankan menggunakan data satelit resolusi tinggi baik untuk SPL, Chl-a, dan angin serta mengikutkan data-data arus di lapangan.

DAFTAR PUSTAKA

- Adiwira H, Purba NP, Harahap SA, Syamsuddin ML. 2018. Variabilitas Suhu Laut pada Kejadian IOD (*Indian Ocean Dipole*) di Perairan Barat Sumatera Menggunakan data Argo Float. *J Ilmu-Ilmu Perairan, Pesisir, dan Perikanan*. 7(1): 28-41.
- Amri K. 2012. Kajian Kesuburan Perairan pada Tiga Kondisi Moda Dwikutub Samudera Hindia (*Indian Ocean Dipole Mode*) Hubungannya dengan Hasil Tangkapan Ikan Pelagis di Perairan Barat Sumatera [Disertasi]. Bogor (ID): Institut Pertanian Bogor.
- Amri K, Djisman M, Jonson LG, Mulyono SB. 2013. Karakteristik Suhu Permukaan Laut dan Kejadian *Upwelling* Fase *Indian Ocean Dipole Mode* Positif di Barat Sumatera dan Selatan Jawa Barat. *J Segara*. 9(1): 23-35.
- Amri K, Priatma A, Suprpto. 2014. Karakteristik Oseanografi Kelimpahan Fitoplankton di Perairan Selatan Sunda pada Musim Timur. *J Bawal*. 6(1): 11-20.
- Damanik RA, Tinambunan Jenni MR, Permata Clara AD. 2017. Respon Salinitas dan Klorofil-a di Perairan Barat Sumatra terhadap Fenomena *Indian Ocean Dipole* Tahun 2010-2016. Seminar Nasional Penginderaan Jauh ke-4.
- Dida HP, Suparman S, Widhiyanuriyawan D, Sucipto A, Haryono MT. 2016. Pemetaan Potensi Energi Angin di Perairan Indonesia Berdasarkan Data Satelit Quikscat dan Windsat. *J Rekayasa Mesin*. 7(2): 95-101.
- Dipo P, Nurjaya IW, Syamsudin S. 2011. Karakteristik Oseanografi Fisik di Perairan Samudera Hindia Timur pada saat Fenomena *Indian Ocean Dipole* (IOD) Fase Positif Tahun 1994/1995, 1997/1998, dan 2006/2007. *J Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*. 3(2): 71-84.
- Fadholi A. 2013. Studi Dampak *El Nino* dan *Indian Ocean Dipole* (IOD) terhadap Curah Hujan di Pangkalpinang. *J Ilmu Lingkungan*. 11(1): 43-50.
- Fitriah N. 2008. Aplikasi Data Inderaan Multi Spektral untuk Estimasi Kondisi Perairan dan Hubungannya dengan Hasil Tangkapan Ikan Pelagis di Selatan Jawa Barat [Skripsi]. Bogor (ID): Institut Pertanian Bogor.
- Gaol J, Siswanto E, Mahapatra K, Natih MN, Nurjaya IW, Hartanto MT, Maulana E, Adrianto L, Rachman HA, Osawa T, Rahman BMK, Permana A. 2020. Impact of the Strong Downwelling (*Upwelling*) on Small Pelagic Fish Production during the 2016 (2019) Negative (Positive) Indian Ocean Dipole Events in the Eastern Indian Ocean off Java. *J Climate*. 2(6): 1-11.
- Graham WM. 1993. Spatio-temporal Scale Assessment of an "Upwelling Shadow" in Northern Monterey Bay California. *Journal Estuaries*. 16: 83-91.
- Hafizhurrahman I, Kunarso, Suryoputro Dwi AA. 2015. Pengaruh IOD (*Indian Ocean Dipole*) terhadap Variabilitas Nilai serta Distribusi Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a pada Periode *Upwelling* di Perairan Sekitar Bukit Badung Bali. *J Oseanografi*. 4(2): 423-433.
- Hamuna B, Paulangan Yunus P, Dimara L. 2015. Kajian Suhu Permukaan Laut Menggunakan Data Satelit AQUA-MODIS di Perairan Jayapura, Papua. *J Depik*. 4(3): 160-167.
- Hermawan E, Komalaningsih K. 2008. Karakteristik *Indian Ocean Dipole Mode* di Samudera Hindia Hubungannya dengan Perilaku Curah Hujan di Kawasan Sumatera Barat Berbasis Analisis *Mother Wavelet*. *J Sains Dirgantara*. 5(2): 109-129.
- Iskandar I, Sasaki H, Sasai Y, Masumoto Y, Mizun K. 2010. A Numerical Investigation of Eddy-induced Chlorophyll Bloom in the Southeastern Tropical Indian Ocean during Indian Ocean Dipole-2006. *Ocean Dynamics*. 60: 731-742. DOI: 10.1007/s10236-010-0290-6.
- Iskandar I, Mardiansyah W, Setiabudidaya D, Poerwono P, Kurniawati N, Saymsuddin Fadli, Nagura M. 2014. Equatorial Oceanic Waves and the Evolution of 2007 Positive Indian Ocean Dipole. *J Terr. Atmos. Ocean. Sci*. 25(6): 847-856.

- Mann KH, Lazier JRN. 1991. *Dynamics of marine Ecosystems. Biological-physical Interactions in the Oceans*. Blackwell Scientific Publishers. Boston. 394 p.
- Martono, Halimurrahman, Komarudin R, Syarief, Priyanto S, Nugraha D. 2008. Studi Variabilitas Lapisan Atas Perairan Samudera Hindia Berbasis Model Laut.
- Nababan B, Rosyadi N, Manurung D, Natih NM, Hakim R. 2016. The Seasonal Variability of Sea Surface Temperature and Chlorophyll-a Concentration in the South of Makasar Strait. *Procedia Environmental Sciences*. 33: 583-599.
- Natalia EH, Kunarso, Rifai A. 2015. Variabilitas Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a Kaitannya dengan *El Nino Southern Oscillation* (ENSO) dan *Indian Ocean Dipole* (IOD) pada Periode *Upwelling* 2010-2014 di Lautan Hindia (Perairan Cilacap). *J Oseanografi*. 4(4): 661-669.
- O'Reilly JE, S Maritonema, DA Siegel, MC O'Brien, D Toole, BG Mitchell, M Kahru, FP Chavez, P Strutton, GF Cota, SB Hooker, CR McClain, KL Carder, F Muller-Karger, LH Harding, A Magnuson, D Phinney, GF Moore, J Aiken, KR Arrigo, R Letelier, and M Culver. 2000. Ocean Color Chlorophyll-a Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. In Hooker, S.B & E. R. Firestone (eds.), *SeaWiFS Postlaunch Tech. Report Series, Volume 11, SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analysis, Part 3*. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. NASA/TM-2000-206892, 11: 9-23.
- Safitri M, Cahyarini SY, Putri MR. 2012. Variasi Arus ARLINDO dan Parameter Oseanografi di Laut Timor sebagai Indikasi Kejadian ENSO. *J Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*. 4(2): 369-377.
- Saji NH, Goswami BN, Vinayachandran PN, Yamagata T. 1999. A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean. *Nature*. 401: 360-363.
- Seprianto A, Kunarso, Wirasatriya. 2016. Studi Pengaruh *El Nino Southern Oscillation* (ENSO) dan *Indian Ocean Dipole* (IOD) terhadap Variabilitas Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-a di Perairan Karimunjawa. *J Oseanografi*. 5(4): 452-461.
- Setiawan AN, Dhahiyat Y, Purba NP. 2013. Variasi Sebaran Suhu dan Klorofil-a Akibat Pengaruh Arlindo terhadap Distribusi Ikan Cakalang di Selat Lombok. *J Depik*. 2(2): 58-69.
- Silubun DT, Lumban JL, Naulita Y. 2015. Estimasi Intensitas *Upwelling* Pantai dari Satelit Aquamodis di Perairan Selatan Jawa dan Barat Sumatera. *J Teknologi Perikanan dan Kelautan*. 6(1): 21-29.
- Susanto RD, Gordon AL, Zheng Q. 2001. *Upwelling along The Coasts of Java and Sumatra and Its Relation to ENSO*. *Geophysical Research Letter*. 28(8): 1599-1602.
- Tritel H. 2010. *Understanding and Forecasting ENSO*.
- Tubalawony S. 2007. Kajian Klorofil-a dan Nutrien serta Interelasinya dengan Dinamika Massa Air di Perairan Barat Sumatera dan Selatan Jawa-Sumbawa [Skripsi]. Bogor (ID): Institut Pertanian Bogor.
- Wyrtki K. 1961. *Physical Oceanography of Southeast Asian Waters*. Naga Report. Vol.2. Scripps Institution of Oceanography. The University of California.