

# RESPON SINGKAT KONSENTRASI KLOOROFIL-A TERHADAP PERUBAHAN ARUS EDDY PERMUKAAN DI WILAYAH PERAIRAN TELUK TOLO DAN SEKITARNYA

## *SHORT TERM RESPONSE OF CHLOROPHYLL-A CONCENTRATION TO CHANGES IN THE SURFACE EDDY CURRENT AROUND TOLO BAY*

Gandhi Napitupulu<sup>1,2\*</sup>, Annisa Aulia Lukman<sup>1,2</sup>, Rahaden Bagas Hatmaja<sup>3</sup>, Aditya Rakhmat Kartadikaria<sup>1,2,4</sup>, Ivonne Milichrisiti Radjawane<sup>2</sup>, Ananda Vista Millina<sup>4</sup>, M Apdillah Akbar<sup>5</sup>, Moses Napitupulu<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Program Studi Oseanografi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung, Cirebon, Jawa Barat, Indonesia

<sup>2</sup> Kelompok Keahlian Oseanografi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung, Bandung, Jawa Barat, Indonesia

<sup>3</sup> Pusat Penelitian Iklim dan Atmosfer, Badan Riset dan Inovasi Nasional, Bandung, Indonesia

<sup>4</sup> Program Studi Oseanografi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung, Bandung, Jawa Barat, Indonesia

<sup>5</sup> Program Studi Ilmu Kebumian, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung, Bandung, Jawa Barat, Indonesia

<sup>6</sup> Teknik Perkapalan, Departemen Teknik Mesin, Fakultas Teknik, Universitas Indonesia, Depok, Jawa Barat, Indonesia

\*Email: gandhinapitupulu88@gmail.com

Diterima : 17-02-2024 , Disetujui : 22-05-2024

### ABSTRAK

*Upwelling*, sebuah proses oseanografi yang sangat penting, memperkaya air permukaan dengan massa air yang kaya nutrisi dari lapisan yang lebih dalam. *Upwelling* dapat terjadi sebagai respon dari dinamika arus eddy, dan ini kami temukan salah satunya di perairan Teluk Tolo dan sekitarnya. Penelitian ini menganalisis pengaruh arus eddy terhadap *upwelling* di wilayah tersebut dengan menggunakan data citra satelit dari *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS), *Copernicus Climate Change Service* (C3S) dan model iklim dari ECMWF Reanalysis v5 (ERA 5). Data suhu permukaan laut (SST), klorofil-a permukaan laut (SSC), tinggi permukaan laut (SSH), dan angin permukaan laut (SSW) digunakan untuk memahami bagaimana arus eddy memengaruhi *upwelling* di wilayah kajian selama periode 15 tahun pengamatan (tahun 2006 hingga 2020). Hasil

penelitian menunjukkan jumlah arus eddy yang terbentuk adalah 341 buah (195 buah untuk eddy siklonik (CE) dan 146 buah untuk eddy antisiklonik (AE)). Jumlah maksimum CE (AE) ditemukan pada bulan Januari dan Juni (bulan Juli dan Oktober) serta minimum pada bulan September (bulan Mei). CE menyebabkan anomali negatif SST serta anomali positif SSC dengan perubahan signifikan setelah dua hari CE terbentuk. Karakteristik anomali SST dan SSC pada CE didukung melalui nilai EPV (*Ekman pumping velocity*) positif (maksimum  $3,5 \times 10^{-6}$  m/s) yang mengindikasikan adanya *upwelling*. Sedangkan AE menyebabkan anomali positif SST serta anomali negatif SSC, dan mulai berubah tiga hari setelah AE terbentuk dengan nilai EPV negatif (minimum  $-1,1 \times 10^{-6}$  m/s) yang menandakan adanya *downwelling*. Pengaruh eddy pada perairan Teluk Tolo dan sekitarnya terhadap *upwelling* lebih dominan dibandingkan dengan pengaruh angin pada bulan Juni, Juli, dan Agustus.

**Kata kunci:** Arus eddy, *Ekman Pumping Velocity*, *Sea Surface Chlorophyll*, *Sea Surface Height*, *Sea Surface Temperature*

## ABSTRACT

*Upwelling, a critical oceanographic process, enriches surface waters with nutrients by bringing cold, nutrient-rich water masses from deeper layers. Upwelling can occur in response to eddy current dynamics, such as in the waters of Tolo Bay and its vicinity. This study analyzes the influence of eddy currents on upwelling in this region using satellite image data from Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) and Copernicus Climate Change Service (C3S) and oceanographic models from ECMWF Reanalysis v5 (ERA 5). Sea surface temperature (SST), sea surface chlorophyll-a (SSC), sea surface height (SSH) and sea surface wind (SSW) data were used to capture how eddy currents affect upwelling in the study area for 15 years of observation (2006 to 2020). The results showed that the number of eddy currents formed was 341 events (195 events for cyclonic eddy (CE) and 146 events for anticyclonic eddy (AE)). The maximum number of CE (AE) was found in January and June (July and October) and the minimum in September (May). CE causes the negative SST anomalies and positive SSC anomalies with significant changes after two days of CE formation. The characteristics of SST and SSC anomalies in CE are supported by positive EPV (Ekman pumping velocity) values (maximum  $3.5 \times 10^{-6}$  m/s) indicating upwelling. While the AE causes positive SST anomalies and negative SSC anomalies, and begins to change three days after the AE is formed with a negative EPV value (minimum  $-1.1 \times 10^{-6}$  m/s) indicating downwelling. Eddy influence in the Tolo Bay and its surrounding waters on upwelling is more dominant than the influence of wind in June, July, and August.*

**Keyword:** *Eddy Current, Ekman Pumping Velocity, Sea Surface Chlorophyll, Sea Surface Height, Sea Surface Temperature*

## PENDAHULUAN

Eddy adalah arus melingkar yang terpisah dari arus utama, arus ini dapat terbentuk di lautan dengan skala spasial mulai dari puluhan hingga ratusan kilometer dan skala temporal mulai dari berminggu-minggu hingga berbulan-bulan (Robinson, 1983; Zatsepin et al., 2011; Qiu et al., 2014). Eddy dapat terbentuk karena adanya dua kekuatan utama, yaitu gradien tekanan horizontal dan gaya Coriolis. Selain kedua gaya ini, eddy juga dapat dipengaruhi oleh interaksi dengan topografi (Robinson, 2012), angin permukaan (Mann & Lazier, 2006; Kartadikaria et al., 2012) dan sistem arus (Bakun et al., 2006; Zhan et al., 2016). Pusaran air eddy dapat diamati

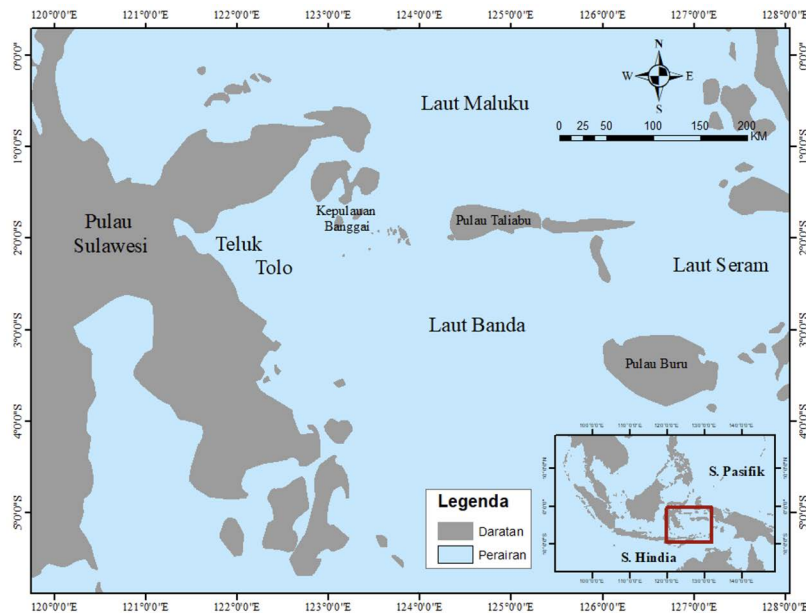
berdasarkan tingginya intensitas energi kinetik eddy (EKE) (Li et al., 2021) dan anomali muka air laut (Kartadikaria et al., 2024). EKE pada sistem sirkulasi didominasi oleh gerakan geostrofik yang terbentuk karena adanya ketidakseimbangan dari gaya gradien tekanan dan gaya Coriolis (Ferrari & Wunsch, 2010). Di lautan, EKE dapat terbentuk karena gaya angin atau ketidakstabilan baroklinik (Chen et al., 2012). Eddy memiliki pengaruh dalam pengangkutan dan pencampuran massa air yang memiliki peran penting karena mengangkut unsur-unsur kimia, zat terlarut, zat-zat hara, organisme kecil, dan panas.

Pada perairan Indonesia, *upwelling* pada musim tenggara (Juni, Juli, Agustus) dapat ditemukan pada

perairan barat Pulau Sumatra, perairan selatan Pulau Jawa hingga kepulauan Nusa Tenggara, Selat Makassar bagian selatan, Laut Banda, Laut Maluku, Laut Halmahera, serta Laut Arafura. Sedangkan *upwelling* pada musim barat laut (Desember, Januari, Februari) ditemukan pada perairan Selat Malaka bagian utara, perairan utara kepulauan Nusa Tenggara, serta perairan utara Pulau Papua, perairan Busur Banda, Laut Maluku, Laut Seram, Selat Ujung Pandang, Teluk Tomini, Teluk Tolo, Teluk Bone (Mustikasari et al., 2015; Wirasatriya et al., 2021). Arus eddy di Indonesia dapat ditemukan pada perairan barat Pulau Sumatra hingga perairan selatan Pulau Jawa, perairan utara Pulau Papua (Kartadikaria et al., 2024; Ferdyan et al., 2022; Pranowo et al., 2016), Laut Banda (Darmawan et al., 2020), Laut Maluku, Laut Seram, Teluk Tomini, Laut Arafura, Laut Timor, Laut Sawu, Selat Karimata, Laut Andaman (Ferdyan et al., 2022), Selat Makassar dan Laut Flores (Ferdyan et al., 2022; Kartadikaria et al., 2012; Nuzula et al., 2016), Selat Lombok dan perairan barat Nusa Tenggara (Kartadikaria et al., 2012), perairan Mindanao dan Halmahera (Ferdyan et al., 2022; Ramadhan et al., 2020; Simanungkalit et al.,

2018), dan Selat Malaka (Ferdyan et al., 2022). Arus eddy siklonik juga ditemukan pada wilayah laut Natuna. Arus eddy ini intens terjadi pada bulan November hingga Februari dan dikenal dengan Natuna *off-shelf current* atau NOC (Li et al., 2003; Hariyadi et al., 2021).

Apabila dilakukan komparasi lokasi kejadian *upwelling* dan arus eddy di perairan Indonesia berdasarkan hasil-hasil penelitian yang telah dipaparkan di atas, maka diduga terdapat asosiasi antara *upwelling* dan arus eddy di perairan Laut Banda, Laut Sulawesi, Laut Flores, perairan Kepulauan Nusa Tenggara, Laut Maluku, dan Laut Halmahera. Perairan-perairan di atas termasuk dalam wilayah Indonesia Timur, yang pada penelitian ini, wilayah Indonesia Timur yang dimaksud dibatasi pada perairan Teluk Tolo dan sekitarnya. Fokus utama penelitian ini adalah pada fenomena arus eddy dan interaksinya dengan *upwelling* di sepanjang periode 2006-2020. Arus eddy, sebagai pola pergerakan air laut yang bersifat rotasional, memiliki peran kunci dalam membentuk kondisi lingkungan laut, dan dampaknya terhadap *upwelling* (Pranowo et al., 2005), dapat memiliki



Gambar 1. Peta lokasi penelitian

Tabel 1. Data yang digunakan dalam penelitian

No.	Data	Sumber Data	Resolusi Data
1	SST	DOI: <a href="https://doi.org/10.48670/moi-00021">https://doi.org/10.48670/moi-00021</a>	Harian; 9 x 9 km
2	SSC	DOI: <a href="https://doi.org/10.48670/moi-00021">https://doi.org/10.48670/moi-00021</a>	Harian; 9 x 9 km
3	SSH	DOI: <a href="https://doi.org/10.48670/moi-00148">https://doi.org/10.48670/moi-00148</a>	Harian; 0,25° x 0,25°
4	SLA	DOI: <a href="https://doi.org/10.24381/cds.4c328c78">https://doi.org/10.24381/cds.4c328c78</a>	Harian; 0,25° x 0,25°
5	SSW	DOI: <a href="https://doi.org/10.24381/cds.4c328c78">https://doi.org/10.24381/cds.4c328c78</a>	Harian; 0,25° x 0,25°
6	$u_{geos}$ dan $v_{geos}$	DOI: <a href="https://doi.org/10.48670/moi-00021">https://doi.org/10.48670/moi-00021</a>	Harian; 0,25° x 0,25°

implikasi signifikan terhadap produktivitas biologis dan distribusi nutrisi di perairan Teluk Tolo dan sekitarnya.

Arus eddy pada perairan sekitar Teluk Tolo menjadi fokus penelitian utama karena perannya dalam menciptakan variasi spasial dan temporal dalam suhu dan salinitas (Wardani et al., 2013; 2014), struktur perairan, dan distribusi nutrisi. *Upwelling*, sebagai respons langsung terhadap dinamika arus eddy dan topografi dasar laut, menjadi titik sentral dalam pemahaman perubahan lingkungan laut. Analisis spasial dan temporal arus eddy menjadi landasan untuk memahami bagaimana fenomena ini berinteraksi dengan *upwelling*, membuka jendela wawasan terhadap mekanisme dan pola perubahan lingkungan laut yang berkaitan.

Tujuan utama penelitian ini adalah untuk menyelidiki evolusi arus eddy dan dampaknya terhadap pola *upwelling* perairan sekitar Teluk Tolo dari tahun 2006 hingga 2020. Metode yang digunakan mencakup analisis data satelit dan hasil pemodelan numerik. Integrasi pendekatan ini diharapkan dapat memberikan pemahaman yang komprehensif tentang dinamika perairan di wilayah kajian dalam hal mendukung produktivitas biologis dan perikanan yang tinggi di Teluk Tolo serta perairan lain di sekitarnya.

## DATA DAN METODE

Data untuk penelitian ini diperoleh dari data citra satelit dan *Reanalysis* ECMWF generasi lima selama periode 2006-2020. Analisis statistik, termasuk analisis regresi dan analisis spasial, digunakan untuk mengidentifikasi hubungan antara arus eddy dan *upwelling*.

### Data

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data suhu permukaan laut/ *sea surface temperature* (SST), klorofil-a permukaan laut/ *sea surface chlorophyll-a* (SSC), anomali tinggi muka laut/ *sea level anomaly* (SLA), kecepatan arus geostropik ( $U_{geos}$  dan  $V_{geos}$ ) dari citra satelit. Data tinggi muka air/ *sea surface height* (SSH) dan kecepatan angin permukaan laut pada ketinggian 10 m/ *sea surface wind* (SSW) dari CDS *catalogue* ERA 5. Keterangan dan uraian lengkap dari data yang digunakan disajikan pada Tabel 1. Semua data yang digunakan dari tanggal 1 Januari 2006 hingga 31 Desember 2020.

### Deteksi Arus Eddy

Pada penelitian ini menggunakan metode hibrida dengan menggabungkan antara parameter Okubo-Weiss dan kriteria geometrik, yang dalam hal ini merupakan SLA. Keberadaan eddy dalam metode ini didefinisikan sebagai wilayah koheren yang terdeteksi dalam kontur SLA tertutup dan parameter Okubo-Weiss memiliki nilai yang negatif. Kontur SLA tertutup diperoleh dengan cara: 1. Dilakukan perhitungan jarak antar grid bujur ( $dx$ ) dan lintang ( $dy$ ); 2. Dibuat kontur berdasarkan data SLA dari

interval terkecil hingga terbesar; 3. Dilakukan pengecekan setiap kontur yang terbentuk, untuk memastikan apakah terdapat kontur tertutup yang terbentuk; dan 4. Kontur tertutup dicirikan sebagai kontur yang terbentuk dari titik yang lebih dari dua titik, dengan komponen pembentuk terdapat dua titik dengan bujur dan lintang yang identik.

Perhitungan Okubo-Weiss dilakukan dengan menggunakan data  $U_{geos}$  dan  $V_{geos}$  untuk menghitung nilai regangan normal ( $S_n$ ), regangan geser ( $S_s$ ), dan vortisitas relatif ( $\xi$ ). Hasil perhitungan  $S_n$ ,  $S_s$ , dan  $\xi$  digunakan dalam rumus Okubo (1970) dan Weiss (1991) sebagai berikut:

$$W = S_n^2 + S_s^2 - \xi^2 \quad (1)$$

dengan  $S_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ ;  $S_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ ; dan  $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ .

Sebuah vorteks didefinisikan sebagai sebuah wilayah yang mempunyai nilai vortisitas yang sama dan dengan nilai parameter Okubo-Weiss ( $W$ ) yang lebih kecil dari nilai ambang batas:

$$W_0 = 0.2\sigma_w \quad (2)$$

Nilai  $\sigma_w$  merupakan standar deviasi spasial dari  $W$  yang diperoleh dari perhitungan nilai kecepatan geostropik. Eddy dicirikan dengan kontur tertutup dari nilai  $W = -W_0$ . Melalui parameter  $W$  pada Persamaan 2, topologi dari kecepatan permukaan laut dapat dibagi menjadi tiga, yaitu: 1.  $W < -W_0$  merupakan wilayah eliptik, yang didominasi oleh vortisitas; 2.  $W > -W_0$  merupakan wilayah hiperbolik, yang didominasi oleh tegangan/deformasi; 3.  $|W| \leq -W_0$  merupakan wilayah bidang dasar.

Nilai radius ( $R$ ) eddy diestimasi dari kontur tertutup terbesar dari luas permukaan ( $A$ ), sehingga:

$$R = \sqrt{\frac{A}{\pi}} \quad (3)$$

Transformasi Green digunakan untuk memperoleh amplitudo eddy dari kontur SLA tertutup. Fungsi transformasi Green ( $g(t)$ ) diberikan oleh:

$$G(t) = \frac{1}{2\pi} \oint_C \log |z(t) - z(\tau)| \frac{\partial z(\tau)}{\partial \tau} d\tau \quad (4)$$

dengan  $g(t)$  adalah fungsi transformasi Green, dan  $C$  adalah lintasan kontur tertutup. Integral ini dihitung sepanjang lintasan kontur. Untuk menghitung  $g(t)$ , kita harus menemukan turunan dari  $z(\tau)$ , yaitu:

$$\frac{\partial z(\tau)}{\partial \tau} = \frac{dx}{d\tau} + i \frac{dy}{d\tau} \quad (5)$$

Amplitudo eddy dapat dihitung menggunakan transformasi Green, yaitu:

$$A = -\frac{1}{\pi} \frac{d}{dt} [Re(g(t))] \quad (6)$$

dengan  $Re(g(t))$  adalah bagian riil dari fungsi transformasi Green  $g(t)$ .

Dalam melacak lintasan (trajektori) eddy digunakan asumsi bahwa pusat arus eddy hari berikutnya merupakan eddy yang sama jika berada pada radius kontur tertutup pada hari sebelumnya. Persamaan yang dapat digunakan untuk melacak trajektori eddy (Vortmeyer-Kley et al., 2016), yaitu:

$$X_{e1,e2} = \sqrt{\left(\frac{\Delta X}{X_0}\right)^2 + \left(\frac{\Delta R}{R_0}\right)^2 + \left(\frac{\Delta \xi}{\xi_0}\right)^2} \quad (7)$$

dengan  $\Delta X$  merupakan jarak spasial antara inti eddy ( $X_{e1}$  dan  $X_{e2}$ ),  $\Delta R$  merupakan variasi diameter,  $\Delta \xi$  merupakan variasi vortisitas,  $X_0$  merupakan skala panjang karakteristik,  $R_0$  merupakan tipe radius eddy, dan  $\xi_0$  merupakan karakteristik vortisitas.

Berdasarkan pengamatan satelit altimetri, eddy skala meso menangkap hampir 80% total energi kinetik, sehingga energi kinetik eddy (EKE) umumnya digunakan untuk menganalisis eddy dan variabilitasnya (Liu & Tang, 2022), EKE diperoleh dari nilai kecepatan arus geostropik zonal ( $U_{geos}$ ) dan meridional ( $V_{geos}$ ) dengan melakukan perhitungan sebagai berikut:

$$E_{KE} = \frac{1}{2} (u_{geos} + v_{geos}) \quad (8)$$

### Ekman Pumping

*Wind stress* dihitung dengan Persamaan 9 untuk *wind stress* arah timur-barat dan Persamaan 10 untuk *wind stress* arah utara-selatan (Small et al., 2008).

$$\tau_x = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (9)$$

$$\tau_y = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (10)$$

dengan  $\tau_x$ ,  $\tau_y$  adalah masing-masing *wind stress* arah timur-barat dan utara-selatan ( $\text{kg/ms}^2$ ),  $\rho_a$  adalah densitas udara ( $1,3 \text{ kg/m}^3$ ),  $C_D$  adalah koefisien *drag*,  $|W_x|$ ,  $|W_y|$  adalah masing-masing kecepatan angin arah timur-barat dan utara-selatan (m/s).

Perhitungan ini digunakan untuk mengetahui transfer energi dari angin yang secara fisik mendorong air saat berhembus di atas permukaan laut (Small et al., 2008). Selanjutnya, *wind stress curl* dapat dihitung dengan Persamaan 11 menggunakan hasil yang sudah diperoleh dari perhitungan *wind stress* (Park et al., 2006). *Wind stress curl* dilakukan untuk menghitung transportasi massa yang digerakkan oleh angin (Stern, 1965).

$$W_p = \frac{1}{\rho f} \Delta \times \tau = \frac{1}{\rho f} \left( \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (11)$$

dengan  $\rho$  adalah densitas air ( $\text{kg/ms}^2$ ) dan  $f$  adalah parameter Coriolis. Parameter Coriolis dapat dihitung sebagai berikut:

$$f = 2\omega \sin \psi \quad (12)$$

dengan  $\omega$  adalah kecepatan sudut rotasi bumi ( $7,292 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ ) dan  $\psi$  adalah lintang posisi pengamatan ( $^\circ$ ).

Nilai *Ekman Pumping Velocity* (EPV) dihitung menggunakan Persamaan 13 dengan memanfaatkan hasil perhitungan *wind stress curl* (Park et al., 2020).

$$W_p = \frac{1}{\rho f} \nabla \times \tau = \frac{1}{\rho f} \left( \frac{\partial \tau_x}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (13)$$

Transpor massa Ekman ( $M_E$ ) didefinisikan sebagai kecepatan Ekman dari permukaan ke kedalaman di bawah lapisan Ekman (Zhao et al., 2021), dengan komponen transpor  $M_{Ex}$ ,  $M_{Ey}$  sebagai berikut:

$$M_{Ex} = \int_{-d}^0 \rho U_E dz \quad (14)$$

$$M_{Ey} = \int_{-d}^0 \rho V_E dz \quad (15)$$

dengan  $M_{Ex}$ ,  $M_{Ey}$  adalah masing-masing arah timur-barat dan utara-selatan;  $|U_E|$ ,  $|V_E|$  masing-masing arah timur-barat dan utara-selatan (m/s); dan  $\rho$  adalah densitas air laut ( $\text{kg/m}^3$ ).

Nilai dari EPV dan transpor Ekman dapat digunakan untuk menggambarkan fenomena *upwelling*. Nilai EPV akan bertanda negatif apabila terjadi *downwelling*, yaitu adanya konvergensi transpor Ekman pada permukaan yang menggerakkan massa air bergerak menuju dasar laut (Vinayachandran et al., 2021). Sebaliknya, apabila EPV bertanda positif, maka terjadi *upwelling*, yaitu adanya divergensi transpor Ekman yang menggerakkan massa air bergerak naik ke permukaan laut.

## HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil penelitian menunjukkan bahwa arus eddy memiliki pengaruh signifikan terhadap dinamika *upwelling* di Teluk Tolo dan sekitarnya seperti Laut Banda bagian utara serta Laut Seram, pada musim Tenggara (Juni, Juli, Agustus). Pada umumnya, arus eddy yang kuat akan lebih berkorelasi dengan peningkatan *upwelling*, yang mengakibatkan peningkatan produktivitas primer di wilayah ini. Selain itu, arus eddy juga memengaruhi pola spasial dan temporal dari

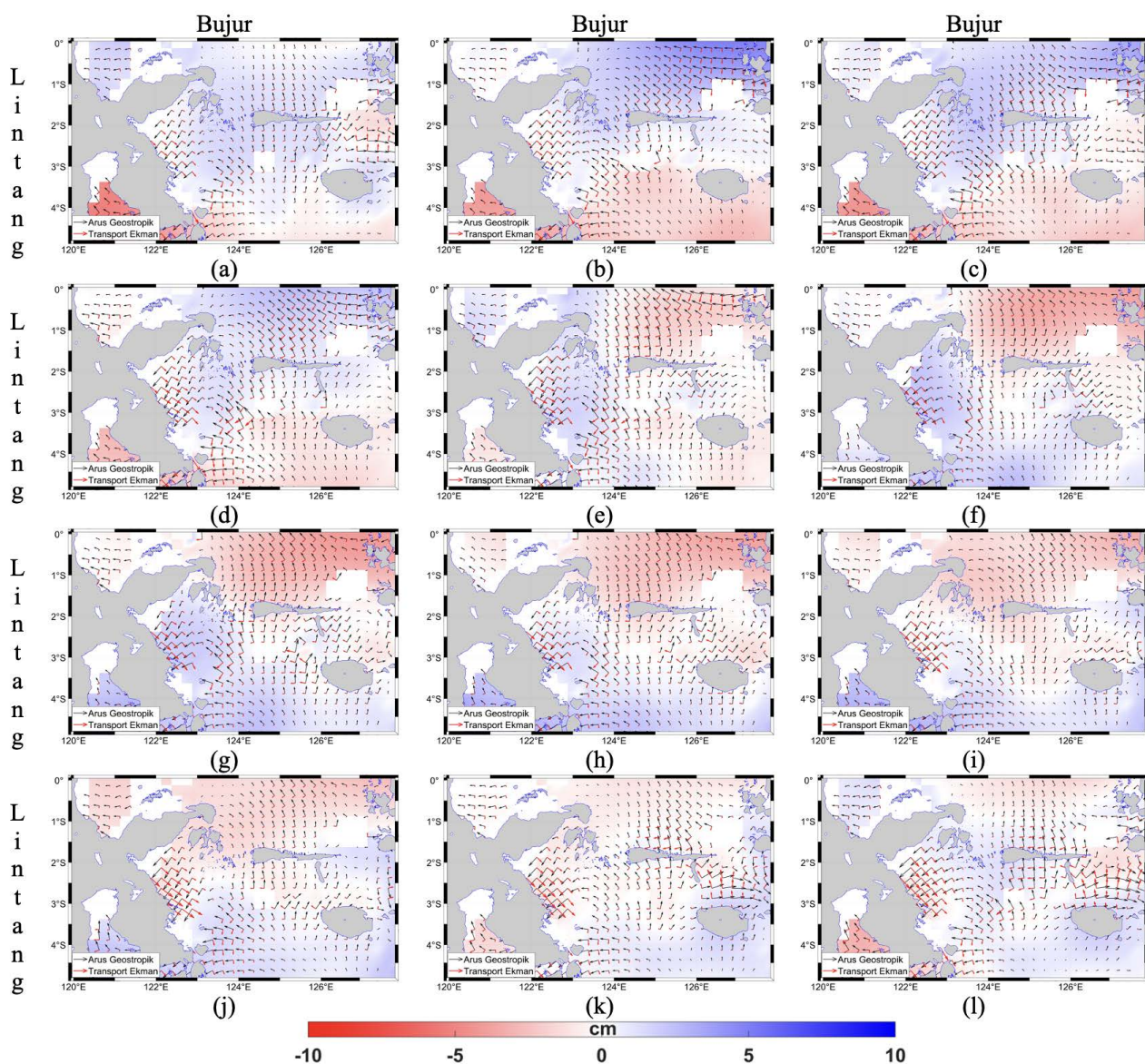
*upwelling* pada wilayah kajian, yang dapat berdampak pada ekosistem laut.

### Klimatologi SLA dan Kecepatan Arus

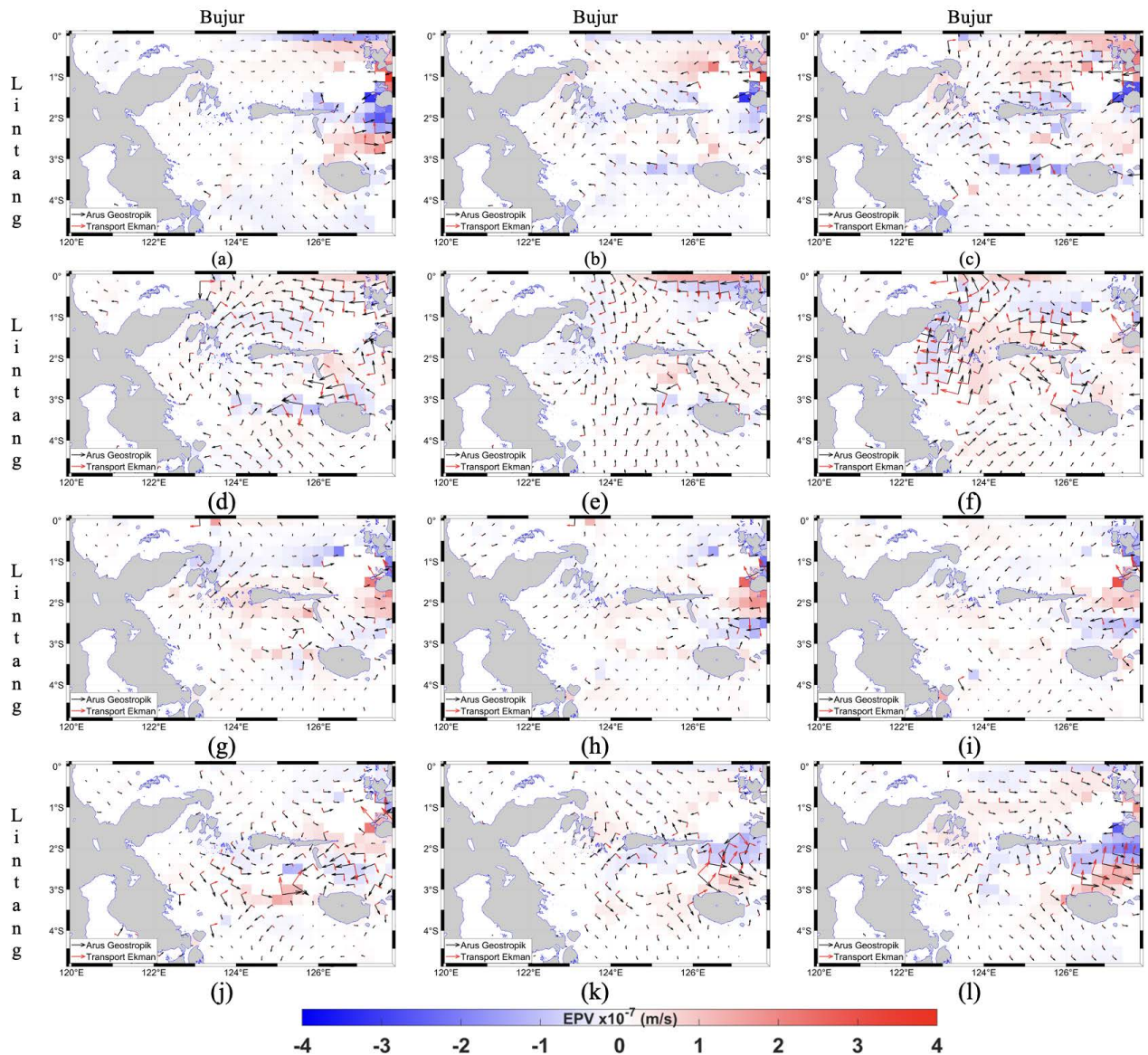
Data distribusi nilai klimatologi SLA bulanan yang tertera pada Gambar 2 menunjukkan anomali positif maksimum ditemukan pada bulan Februari (5,92 cm) sedangkan nilai anomali negatif terendah ditemukan pada bulan Agustus (-6,97 cm). Nilai positif dan negatif SLA dapat digunakan sebagai indikasi potensi terjadinya kejadian *upwelling* dan *downwelling* (Umaroh et al., 2017). Berdasarkan nilai klimatologi SLA, potensial *upwelling* pada wilayah kajian terjadi pada bulan Juni hingga bulan November dengan potensi paling tinggi terjadi pada bulan Agustus hingga bulan Oktober atau

pada muson tenggara hingga muson peralihan II. Selain berdasarkan nilai SLA, potensi kejadian *upwelling* pada muson tenggara – muson peralihan ini juga dibuktikan dengan transpor Ekman serta kecepatan pompa Ekman atau *ekman pumping velocity* (EPV) akibat arus geostropik yang tinggi pada bulan April hingga bulan Juli. Berdasarkan Gambar 3, nilai EPV maksimum ditemukan pada bulan Mei ( $1,10 \times 10^{-7}$  m/s) serta minimum pada bulan Januari ( $-1,16 \times 10^{-8}$  m/s).

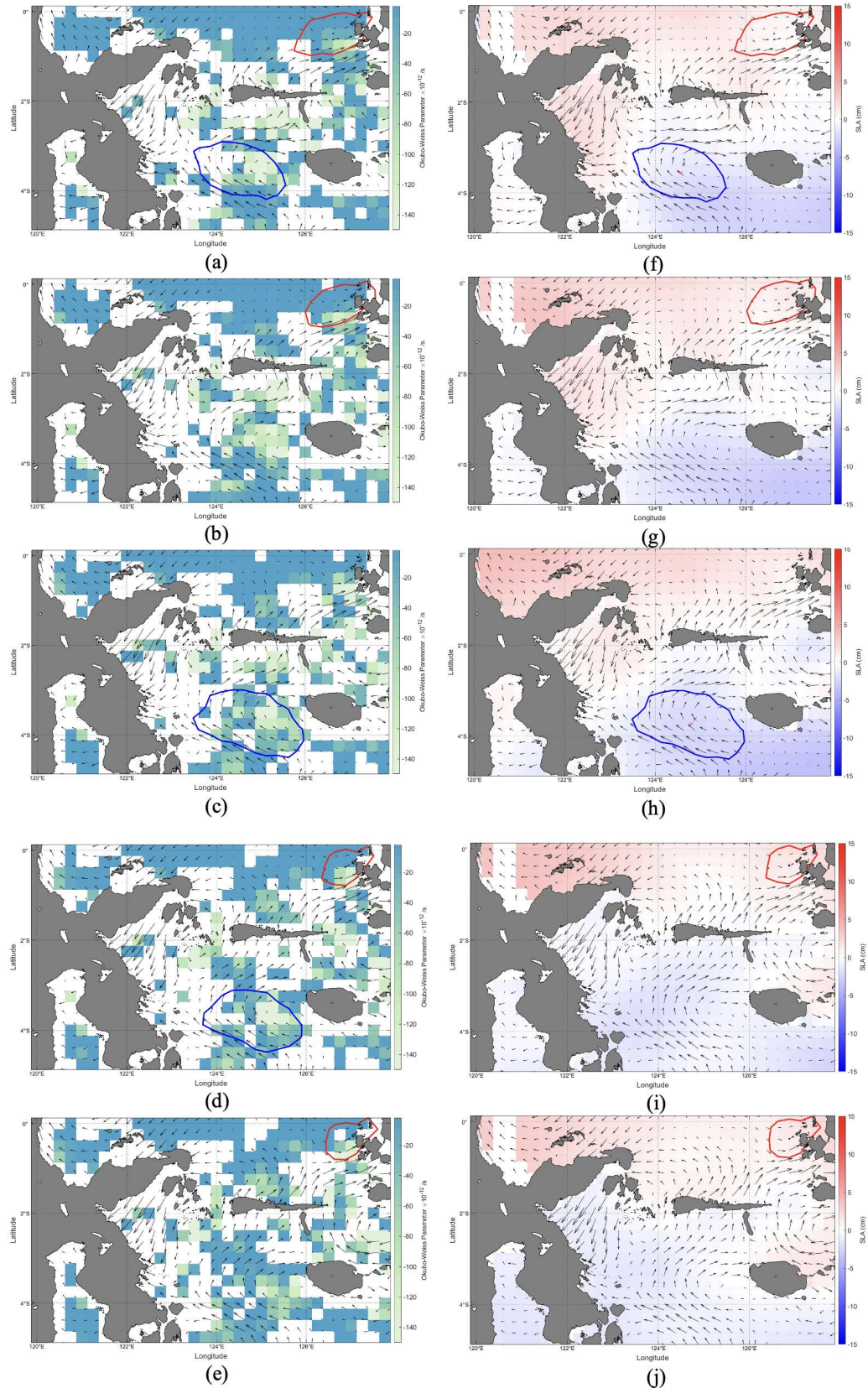
Kecepatan arus pada wilayah kajian mencapai nilai maksimum pada bulan Maret (0,114 m/s) dan mencapai nilai minimum pada bulan November (0,069 m/s) (Gambar 3). Pada Gambar 4 untuk bulan Juni, nilai klimatologi kecepatan dan arah arus menunjukkan keberadaan dua eddy, yaitu eddy siklonik (CE) di bagian pusat Teluk Tolo (ditandai dengan gradien warna biru) dan eddy antisislonik (AE) di Laut Seram yang



**Gambar 2.** SLA dan kecepatan arus geostropik pada bulan (a) Januari, (b) Februari, (c) Maret, (d) April, (e) Mei, (f) Juni, (g) Juli, (h) Agustus, (i) September, (j) Oktober, (k) November, dan (l) Desember. Tanda panah hitam menunjukkan arah angin permukaan dan panah merah menunjukkan arah transpor Ekman.



Gambar 3. Kecepatan arus geostropik dan Ekman pumping velocity (EPV) pada bulan (a) Januari, (b) Februari, (c) Maret, (d) April, (e) Mei, (f) Juni, (g) Juli, (h) Agustus, (i) September, (j) Oktober, (k) November, dan (l) Desember. Tanda panah hitam menunjukkan arah angin permukaan dan panah merah menunjukkan arah transpor Ekman. Gradien warna biru mengindikasikan kejadian upwelling sedangkan gradien warna merah menunjukkan kejadian downwelling.



**Gambar 4.** Eddy siklonik ditandai dengan kontur biru dan antisiklonik ditandai dengan kontur merah. Eddy ditampilkan dengan vektor arus serta parameter Okubo-Weiss untuk bulan (a) Juni; (b) Juli, (c) Agustus; (d) September; dan (e) Oktober . Eddy ditampilkan dengan vektor arus serta parameter SLA untuk bulan (f) Juni; (g) Juli, (h) Agustus; (i) September; dan (j) Oktober.



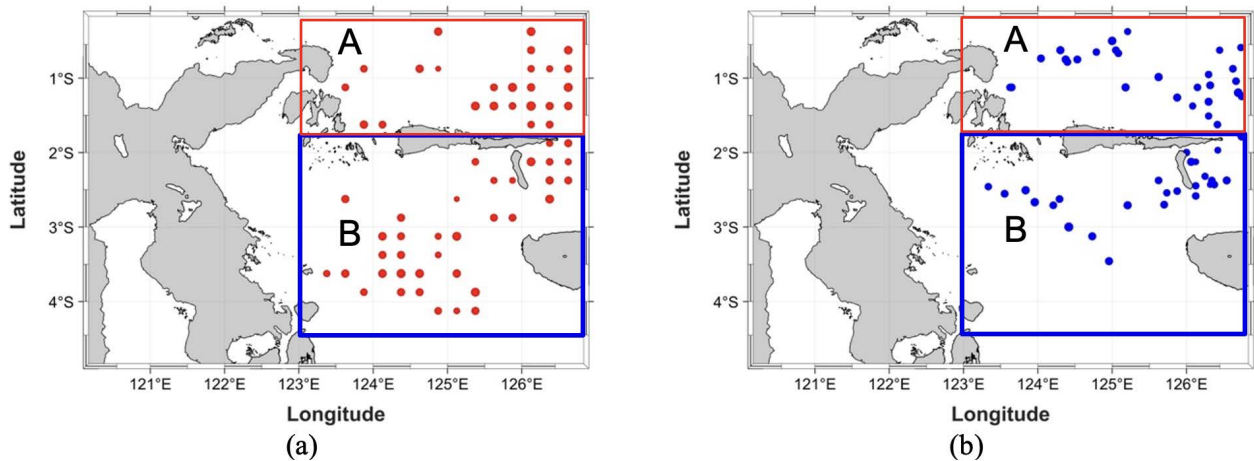
sebagai penyebab munculnya *upwelling*, sementara eddy AE menyebabkan peristiwa *downwelling*. Dua eddy yang ditemukan pada wilayah kajian ini serupa dan diperkuat

oleh penelitian yang dilakukan Suharyo et al. (2020). Pada wilayah timur laut Seram, AE teridentifikasi persisten hingga bulan September dengan karakteristik jari-jari yang terus mengecil. Sedangkan CE pada pusat Teluk Tolo tidak lagi teridentifikasi setelah bulan Juni.

CE klimatologi yang ditemukan pada bulan Juni dibuktikan dengan grafik yang terdapat pada Gambar 7d.

Maluku. Pada pertemuan dua arus ini diduga menyebabkan terbentuknya AE.

Arlindo juga diduga menjadi penyebab lain mengecilnya diameter AE dari bulan Juni hingga bulan September. Menurut Shinoda et al. (2012), Arlindo memiliki kecepatan maksimum pada bulan Agustus hingga September. Kecepatan maksimum dari Arlindo pada bulan Agustus - September yang masuk ke Indonesia melalui Laut Maluku ini diduga meningkatkan kekuatan arus dengan arah yang searah pada Teluk Tolo sehingga meningkatkan intensitas arus eddy yang terbentuk.



**Gambar 5. Sebaran pusat (a) AE dan (b) CE dengan skala meso (50 - 120 km). Kotak merah menunjukkan daerah A dan kotak biru menunjukkan daerah B.**

Grafik ini menunjukkan bahwa jumlah CE banyak ditemukan pada bulan Desember, Januari, dan Juni. Karakteristik AE (Gambar 4) yang ditemukan pada bulan Juni dan persisten hingga bulan September dengan jari-jari yang semakin kecil ini sesuai dengan Gambar 7c.

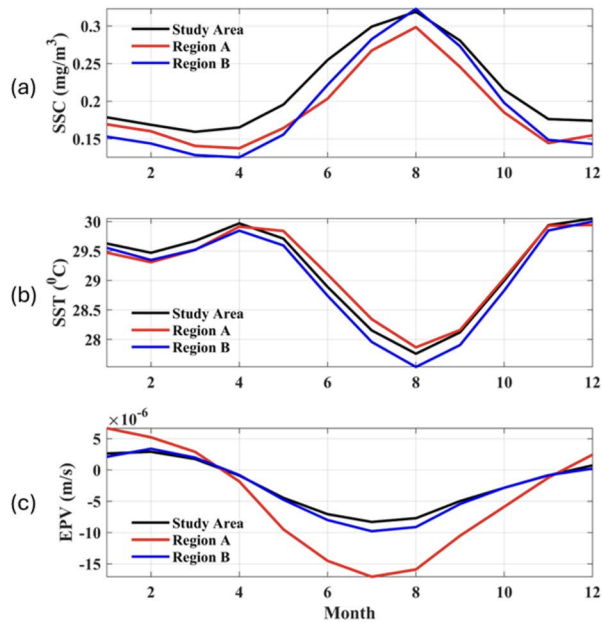
Gambar 5a dan 5b menunjukkan bahwa distribusi jumlah AE lebih besar dibandingkan dengan CE. Distribusi spasial menunjukkan bahwa AE tersebar merata pada seluruh wilayah kajian sedangkan pembentukan CE terlihat lebih terkonsentrasi pada wilayah Laut Maluku.

Kondisi arah arus pada wilayah kajian terlihat cukup kompleks dan mendapat pengaruh dari sistem angin muson serta arus lintas Indonesia (Arlindo) yang bergerak dari Samudra Pasifik di wilayah utara menuju Samudra Hindia di wilayah selatan melalui perairan Indonesia. Pada muson tenggara arus bergerak dari perairan wilayah timur Indonesia, dalam kasus ini bergerak dari wilayah Laut Banda menuju ke Laut Maluku melalui Teluk Tolo. Pergerakan arus dari Laut Banda menuju Laut Maluku ini terbentur dengan adanya topografi daratan pulau Sulawesi (Sulawesi Tengah dan Sulawesi Tenggara) sehingga terbentuk CE di wilayah pusat Teluk Tolo. Sedangkan Arlindo yang mengalir menuju Samudera Hindia, masuk melalui celah Laut Maluku memengaruhi sistem arus akibat muson tenggara yang juga bergerak menuju Laut

#### Klimatologi SSC, SST, dan EPV

Berdasarkan grafik pada Gambar 6 menunjukkan SSC, SST, dan EPV di wilayah utara (daerah A) dan selatan (daerah B) pulau Taliabu memiliki pola yang serupa, sehingga analisis pada subbab ini tidak dipisah. Nilai SSC di wilayah kajian berkisar antara 0,13-0,30 mg/m<sup>3</sup>, nilai SSC tinggi mengindikasikan adanya kejadian *upwelling*, sedangkan nilai SSC rendah mengindikasikan adanya kejadian *downwelling* pada daerah tersebut. Nilai SST berkisar antara 27,5-30,0 °C, nilai SST rendah mengindikasikan adanya kejadian *upwelling*, sebaliknya SST tinggi mengindikasikan adanya kejadian *downwelling*. Nilai SSC dan SST memiliki pola yang berbanding terbalik. Nilai EPV berkisar antara  $-1,5 \times 10^{-5}$  hingga  $5,0 \times 10^{-6}$  m/s, nilai positif menunjukkan terjadinya fenomena *upwelling* yang dibangkitkan oleh angin dan nilai negatif menunjukkan fenomena *downwelling*.

Hasil klimatologi EPV daerah A dan B pada Gambar 6 menunjukkan bahwa puncak *upwelling* yang disebabkan oleh angin terjadi pada bulan Januari dengan EPV mencapai  $5,0 \times 10^{-6}$  m/s dan puncak *downwelling* terjadi pada bulan Juli dan Agustus dengan EPV mencapai kurang dari  $-1,5 \times 10^{-5}$  m/s. Namun, rata-rata klimatologi

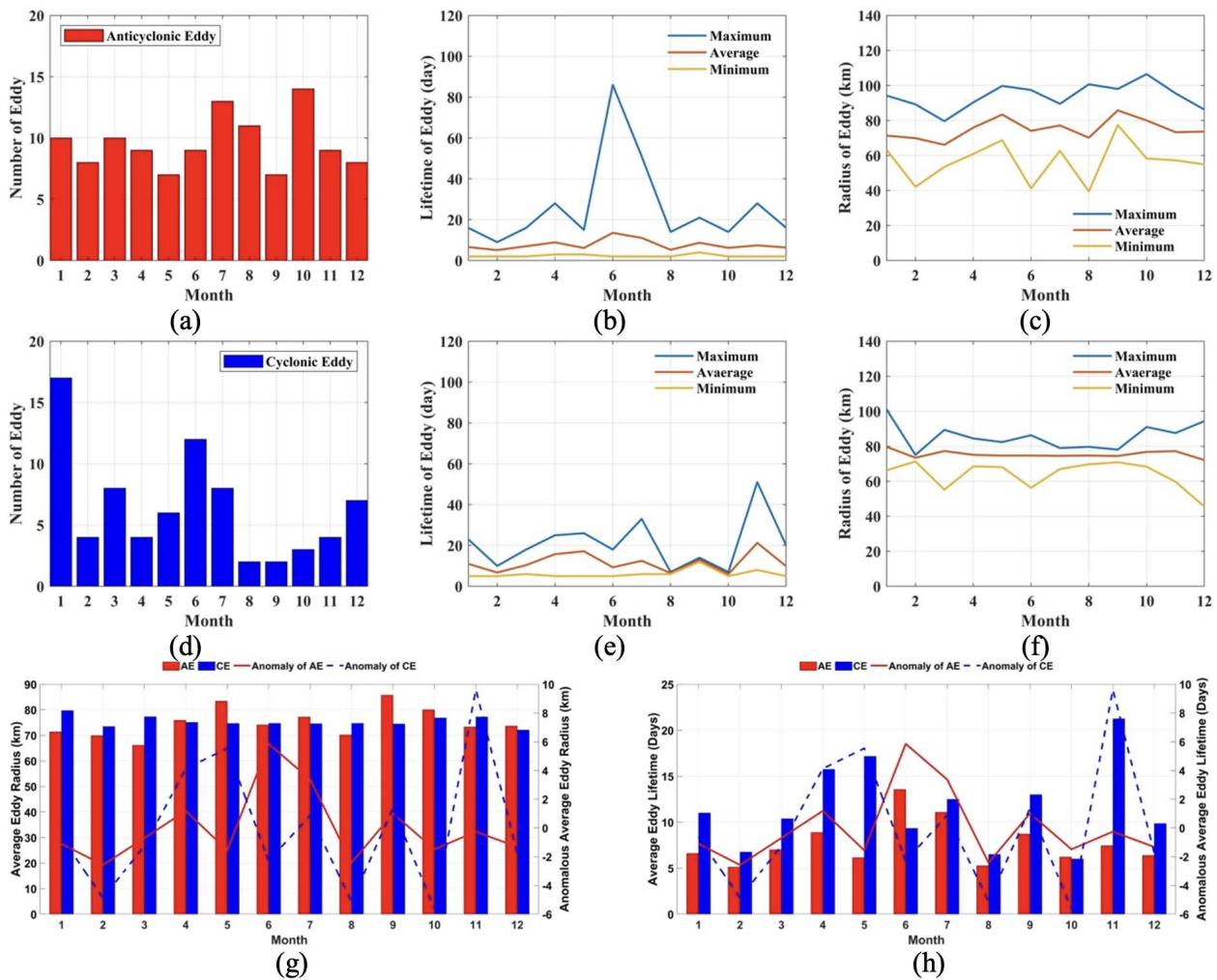


Gambar 6. (a) Nilai klimatologi dari klorofil-a permukaan laut (SSC); (b) suhu permukaan laut (SST); dan (c) EPV yang dibangkitkan oleh angin.

konsentrasi SSC yang tinggi tidak ditemukan pada wilayah kajian di bulan Januari, yang hanya berkisar antara 0,15-0,18 mg/m<sup>3</sup> dengan SST yang tinggi sekitar 29,5 °C. Konsentrasi klorofil-a tinggi ditemukan pada bulan Agustus yang mencapai 0,3 mg/m<sup>3</sup> dan didukung oleh SST yang rendah sekitar 28 °C. Menurut Shafeeque et al. (2021), terdapat 2 faktor utama peningkatan produktivitas perairan yaitu oleh pengaruh angin dan eddy. Nilai konsentrasi SSC yang tinggi, SST yang rendah, nilai EPV serta SLA yang negatif, pada bulan Agustus, menguatkan bahwa pengaruh eddy terhadap *upwelling* di daerah kajian lebih dominan dibandingkan oleh pengaruh angin (Singh et al., 2015).

### Karakteristik Eddy Siklon dan Eddy Antisiklonik

Berdasarkan grafik yang ditunjukkan pada Gambar 7a, total seluruh AE yang



Gambar 7. (a) Jumlah eddy siklonik (CE) setiap bulan. Nilai maksimum, minimum, dan rerata bulanan (b) umur CE (hari) dan (c) jari-jari CE (km). (d) Distribusi sebaran eddy antisiklonik (AE) setiap bulan. Nilai maksimum, minimum, dan rerata bulanan (e) umur AE (hari) dan (f) jari-jari AE (km). Rerata dan rerata anomali bulanan dari (g) jari-jari dan (h) umur CE dan AE.

terbentuk yaitu 146 buah sedangkan berdasarkan Gambar 7d total CE adalah 195 buah. CE terlihat memiliki nilai yang tinggi pada bulan Desember, Januari, dan Juni serta minimum pada bulan September. Jumlah dan variasi harian (lama waktu terbentuk) CE yang terbentuk setiap bulan memiliki perbedaan yang cukup signifikan (Gambar 7b). Berdasarkan nilai maksimumnya, CE paling lama terbentuk pada bulan November (50 hari) sedangkan paling singkat terbentuk pada bulan sebelumnya yaitu bulan Oktober (kurang dari 10 hari). Sedangkan berdasarkan nilai rata-ratanya, CE terbentuk maksimum pada bulan Mei dan paling minimum pada bulan Februari, Agustus, dan Oktober. Jari-jari CE memiliki nilai maksimum tertinggi 109 km (bulan Desember), jari-jari rata-rata maksimum adalah 82 km (bulan Februari), dan jari-jari minimum tertinggi adalah 70 km (bulan Februari). Terdapat perbedaan bulan antara variasi jumlah, lama waktu, serta radius CE yang terbentuk (Gambar 7c). Hal ini diduga disebabkan oleh proses dinamis perairan serta pesisir wilayah kajian yang merupakan teluk yang cukup luas, namun dikelilingi oleh daratan.

Jumlah AE terbentuk di Teluk Tolo dan sekitarnya lebih banyak dibandingkan dengan jumlah CE. Jumlah AE maksimum terjadi pada bulan Juli dan Oktober serta memiliki jumlah yang paling rendah pada bulan Mei. Berbeda dengan CE, variasi jumlah AE yang terbentuk setiap bulan relatif sama atau tidak berbeda secara signifikan. Durasi AE terlama (Gambar 7e) ditemukan pada bulan Juni berdasarkan nilai maksimum (85 hari) dan reratanya (10 hari), sedangkan durasi minimumnya ditemukan pada bulan Februari untuk nilai maksimum dan bulan Oktober untuk nilai reratanya. Radius AE teridentifikasi lebih kecil jika dibandingkan CE, dengan nilai maksimum radius AE adalah 109 km dan terjadi pada bulan Oktober. Sedangkan radius CE berdasarkan nilai minimum ditemukan pada bulan Agustus.

Berdasarkan Gambar 7e rata-rata CE yang terbentuk dari bulan Januari hingga bulan Mei serta dari bulan Juli hingga bulan Desember memiliki umur yang lebih lama jika dibandingkan dengan AE. Umur CE yang terbentuk lebih lama jika dibandingkan dengan umur AE yang lebih tinggi hanya ditemukan pada bulan Juni. Meskipun memiliki frekuensi jari-jari lebih rendah (70-75 km) umur CE akan lebih lama dibandingkan dengan AE yang memiliki umur yang lebih singkat namun memiliki jari-jari yang lebih tinggi (70-80 km) (Gambar 7f).

Gambar 7g serta 7h menunjukkan jari-jari rata-rata dan anomali jari-jari rata-rata dari CE dan AE. Berdasarkan gambar tersebut pada bulan Januari hingga Maret, bulan Agustus, serta bulan November, jari-jari CE lebih besar dibandingkan dengan AE. Sedangkan pada bulan April hingga Juli, bulan September hingga bulan Oktober, serta bulan Desember kondisi sebaliknya terjadi. Anomali rerata jari-jari CE paling tinggi ditemukan pada bulan November dan minimum pada bulan Oktober

sedangkan anomali rerata jari-jari AE maksimum ditemukan pada bulan Juni dan minimum pada bulan Agustus.

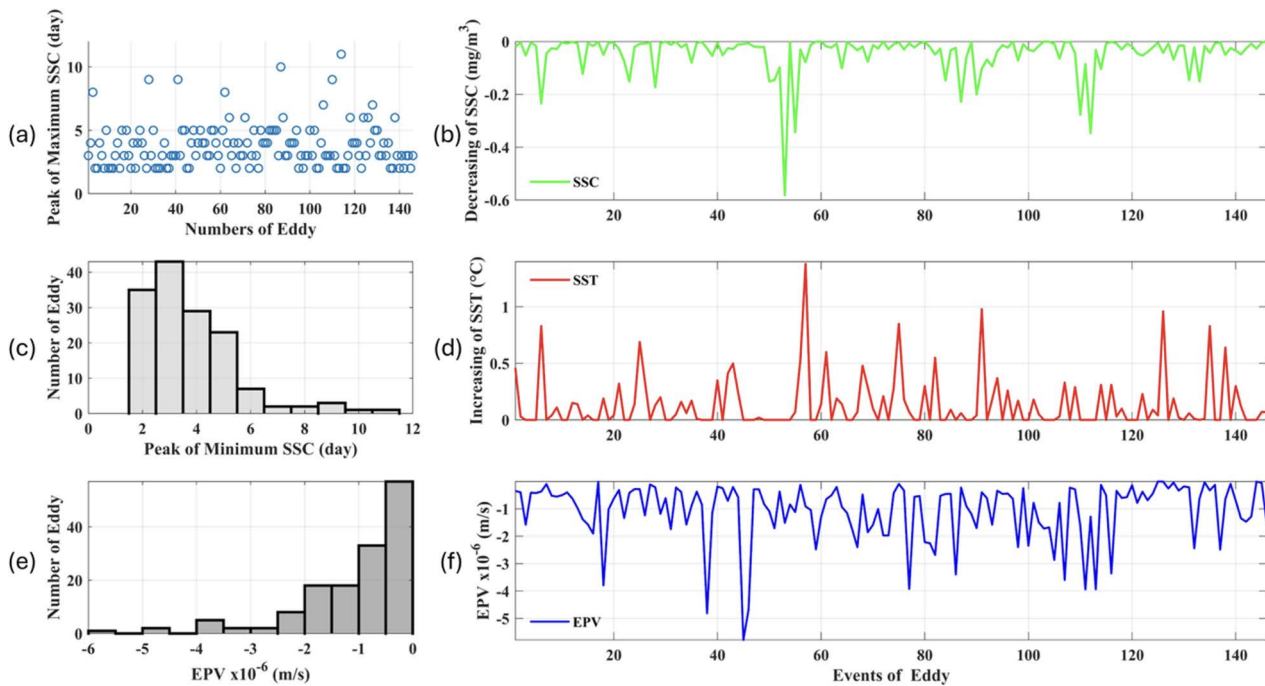
### Variasi Anomali Suhu Permukaan Laut dan Konsentrasi Klorofil-a Akibat Eddy Siklonik

Variasi SST dan SSC dipengaruhi oleh arah gerak eddy, CE menyebabkan perairan bergerak secara divergen dan menyebabkan terjadinya *upwelling* di perairan tersebut (Suharyo et al., 2020). Saat perairan bergerak secara divergen akan menyebabkan massa air pada titik pusat *upwelling* menjauh/menyebar sehingga terjadi kekosongan, massa air yang berada di kolom perairan dengan suhu yang lebih dingin akan naik ke permukaan untuk mengisi kekosongan, sehingga anomali SST bernilai negatif. Sebaliknya, AE menyebabkan perairan bergerak secara konvergen sehingga menyebabkan terjadinya *downwelling* dan anomali SST bernilai positif.

Nilai SSC maksimum adalah 0,35 mg/m<sup>3</sup> saat CE yang terbentuk sebanyak 130 buah. Nilai SSC yang tinggi juga ditemukan pada saat terbentuk CE sebanyak 85 buah dan 160 buah. Berdasarkan distribusi hubungan jumlah CE dengan puncak SSC maksimum pada Gambar 8a diketahui bahwa berapapun jumlah CE yang terbentuk maka pada hari kedua hingga hari kelima terjadi puncak SSC maksimum. Namun puncak SSC maksimum ini baru dimulai pada hari kedua CE terbentuk. Jumlah SSC yang maksimum ditemukan mulai 2 hari setelah CE terbentuk ini menunjukkan bahwa kemungkinan proses *upwelling* akibat CE baru berdampak pada permukaan perairan Teluk Tolo dan sekitarnya setelah 2 hari sejak CE terbentuk. Puncak SSC maksimum ini terlihat bertahan hingga hari ke 5 dan 6. Setelah hari ke 5 dan 6, terlihat SSC yang terbentuk tidak lagi tinggi. Sedangkan berdasarkan Gambar 8b juga menunjukkan bahwa jumlah CE maksimum terbentuk pada hari kedua puncak konsentrasi SSC. Setelah hari kedua, jumlah CE yang terbentuk akan semakin berkurang.

Berdasarkan grafik tertera pada Gambar 8c dan 8d diduga terdapat hubungan antara peningkatan konsentrasi SSC (grafik hijau) dengan penurunan nilai SST (grafik merah). Hampir setiap kejadian CE yang mengalami peningkatan konsentrasi SSC juga mengalami penurunan nilai SST. Kondisi ini dapat terlihat jelas atau signifikan pada saat jumlah CE 85 buah dan 180 buah.

Berdasarkan hasil pengolahan yang dilakukan, terdapat tiga kemungkinan hubungan antara CE, *upwelling*, EPV, dan jumlah konsentrasi klorofil-a yang terbentuk. Kemungkinan pertama yaitu apabila nilai EPV cukup besar, kedalaman perairan kecil, serta berasal dari dasar, maka kemungkinan konsentrasi klorofil-a di permukaan akan besar (Chen et al., 2022). Kemungkinan kedua yaitu apabila EPV kecil serta wilayah perairan yang dangkal maupun massa air berasal dari perairan dengan konsentrasi klorofil-a yang kecil, maka kemungkinan tidak terjadi perubahan yang signifikan pada konsentrasi



**Gambar 8.** (a) Distribusi lag time (hari) antara kejadian CE yang terbentuk dengan peningkatan nilai SSC ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ); (b) Hubungan kejadian CE dengan peningkatan SSC ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ); (c) Histogram antara kejadian CE yang terbentuk dengan lag time (hari) puncak maksimum SSC ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ); (d) Hubungan kejadian AE dengan penurunan SST ( $^{\circ}\text{C}$ ); (e) Distribusi nilai EPV positif (upwelling) dengan kejadian CE; dan (f) Hubungan kejadian CE dengan nilai EPV positif (m/s).

klorofil-a di permukaan (Wu et al., 2022). Kemungkinan terakhir yaitu EPV besar namun massa air yang terangkat ke permukaan berasal dari wilayah dengan konsentrasi klorofil-a yang kecil maka diduga tidak terjadi perubahan konsentrasi klorofil-a di permukaan (McGillicuddy, 2016).

Amplitudo CE diperoleh berdasarkan besarnya perubahan elevasi muka laut di pusat CE (Gambar 9a). Semakin besar amplitudo CE maka akan semakin besar perubahan muka laut akibat adanya CE yang terbentuk. Amplitudo maksimum ditemukan pada bulan Juni dibandingkan bulan-bulan lainnya. Amplitudo pada bulan Juni ini juga linier dengan peningkatan SSC dan EPV (Gambar 9b dan 9d) dan penurunan SST (Gambar 9c) yang signifikan. Hal ini menunjukkan bahwa pada bulan Juni, Juli, dan Agustus diduga terjadi proses *upwelling* akibat adanya eddy siklonik (CE).

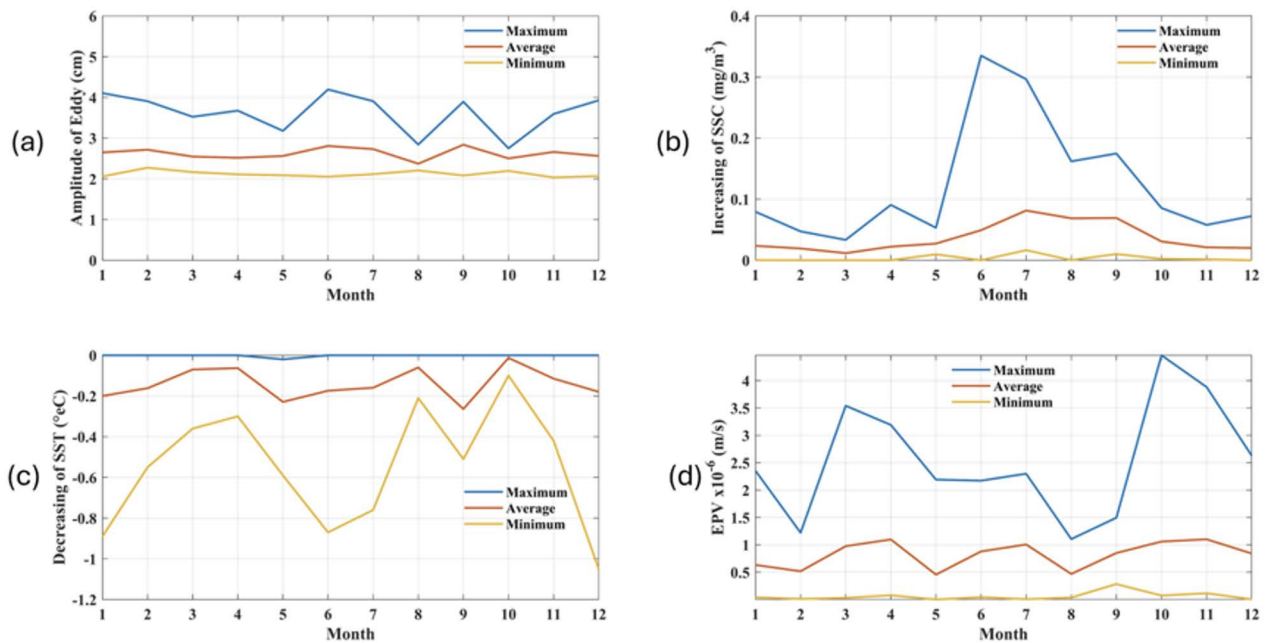
Berdasarkan Gambar 10 terlihat bahwa ditemukan satu CE pada wilayah kajian. Kondisi awal CE yang terbentuk ini memiliki konsentrasi SSC pada rentang  $0,5 \text{ mg}/\text{m}^3 - 0,8 \text{ mg}/\text{m}^3$  dengan SST berkisar  $29^{\circ}\text{C} - 30^{\circ}\text{C}$ . Pada pengamatan selama 2 hari (12 Mei hingga 14 Mei 2013) terlihat bahwa terjadi tren penurunan nilai SSH sebesar  $-0,01 \text{ m}$  serta penurunan SST sebesar  $-0,5^{\circ}\text{C}$  dan peningkatan SSC sebesar  $0,1 \text{ mg}/\text{m}^3$ . Berdasarkan kondisi SSH, SST, serta SSC pada kedua wilayah ditemukannya CE menunjukkan bahwa dalam kurun waktu 2 hari setelah CE terbentuk, diduga terjadi fenomena *upwelling*. Kondisi ini sesuai dengan Gambar 8a serta Gambar 8c

bahwa *upwelling* akibat CE baru terjadi setelah minimal 2 hari terbentuk.

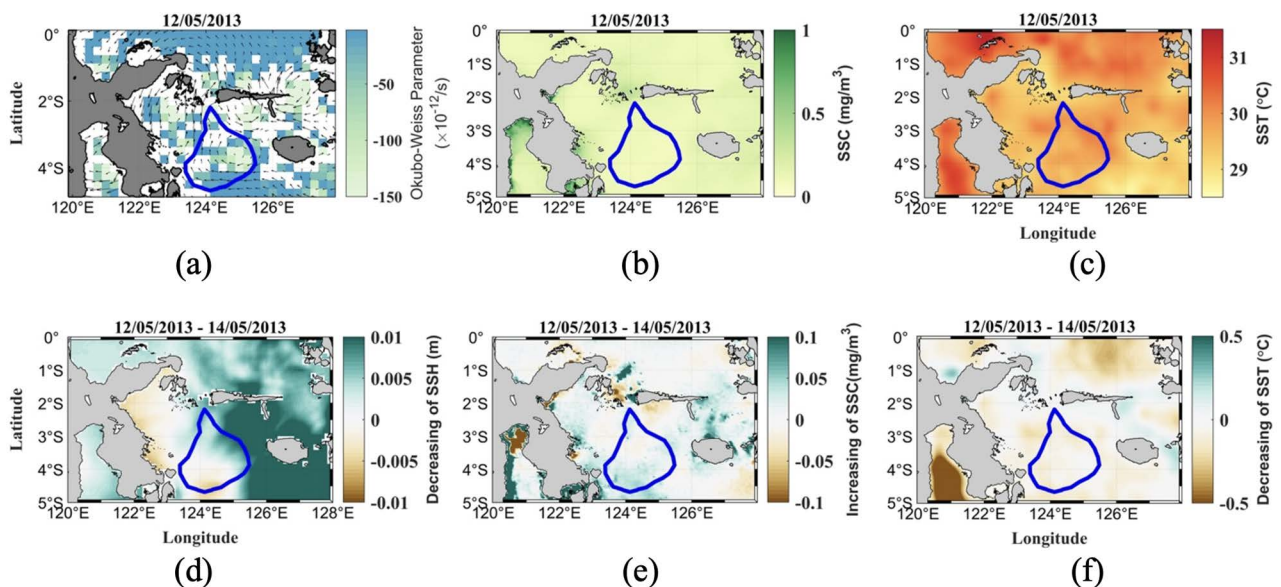
#### Variasi Anomali Suhu Permukaan Laut dan Konsentrasi Klorofil-a Akibat Eddy Antisiklonik

Pada 18 Agustus 2006 ditemukan 1 AE yang terletak pada wilayah Teluk Tolo. AE pada wilayah ini memiliki konsentrasi SSC pada kisaran  $0,5 - 0,9 \text{ mg}/\text{m}^3$  yang menunjukkan konsentrasi SSC cukup tinggi untuk wilayah perairan laut lepas. Sedangkan nilai SST pada lokasi ditemukannya AE terlihat seragam (berkisar pada nilai  $29^{\circ}\text{C}$ ). Setelah 2 hari pengamatan sejak AE pertama kali terbentuk, terlihat bahwa tidak terdapat perubahan nilai SSH, namun kondisi yang berbeda ditemukan untuk SSC dan SST. Kondisi SSC pada lokasi ditemukannya AE terlihat mengalami penurunan sebesar  $-0,5 \text{ mg}/\text{m}^3$  sedangkan kondisi SST pada lokasi dan rentang waktu yang sama mengalami peningkatan konsentrasi sebesar  $0,2^{\circ}\text{C}$ . Berdasarkan identifikasi terhadap nilai SSH, SST, serta SSC yang diperoleh ini, diketahui bahwa AE pada wilayah kajian akan berdampak pada kondisi *downwelling* setelah 2 hari terbentuk. Kondisi ini juga sesuai dengan Gambar 11b di mana puncak SSC minimum diperoleh mulai hari kedua setelah AE terbentuk.

Kondisi SSC maksimum mulai pada hari kedua setelah AE terbentuk. Puncak SSC maksimum terjadi hingga hari 5, setelah hari ke 5 jumlah AE tidak memengaruhi kondisi SSC. Sedangkan berdasarkan Gambar 11a jumlah AE paling tinggi ditemukan pada hari



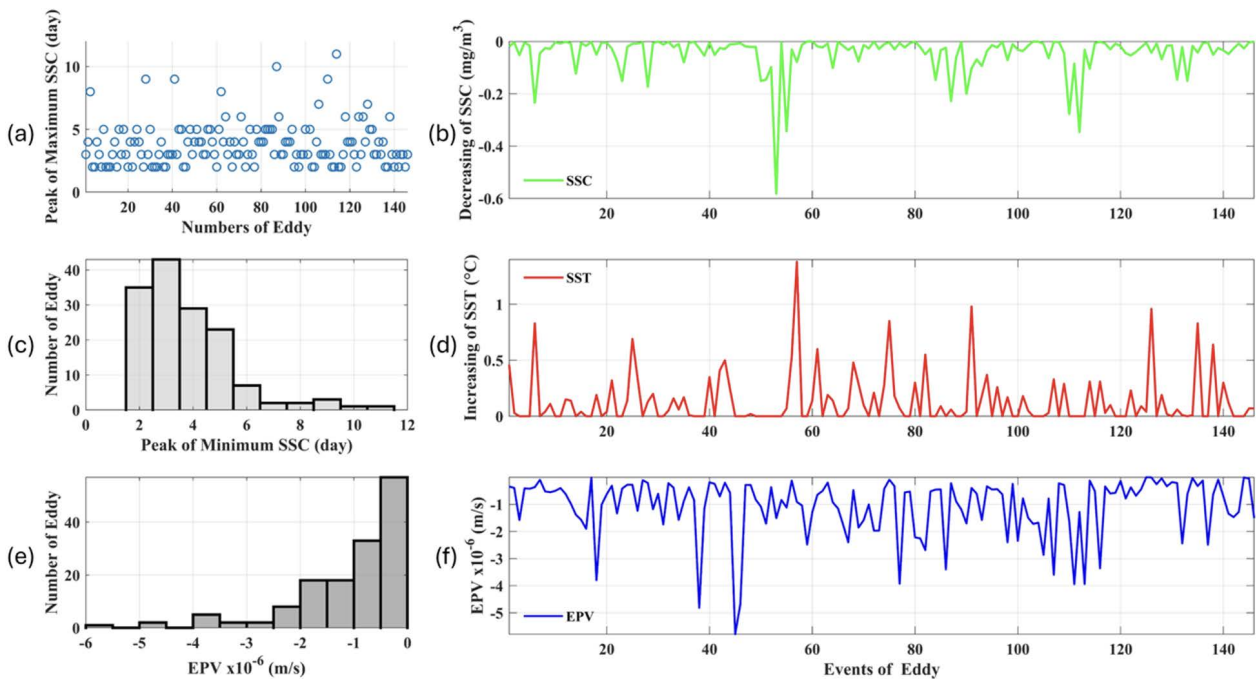
Gambar 9. Variasi bulanan dari nilai (a) amplitudo CE (cm); (b) peningkatan SSC (mg/m<sup>3</sup>); (c) penurunan SST (°C); dan (d) EPV (m/s).



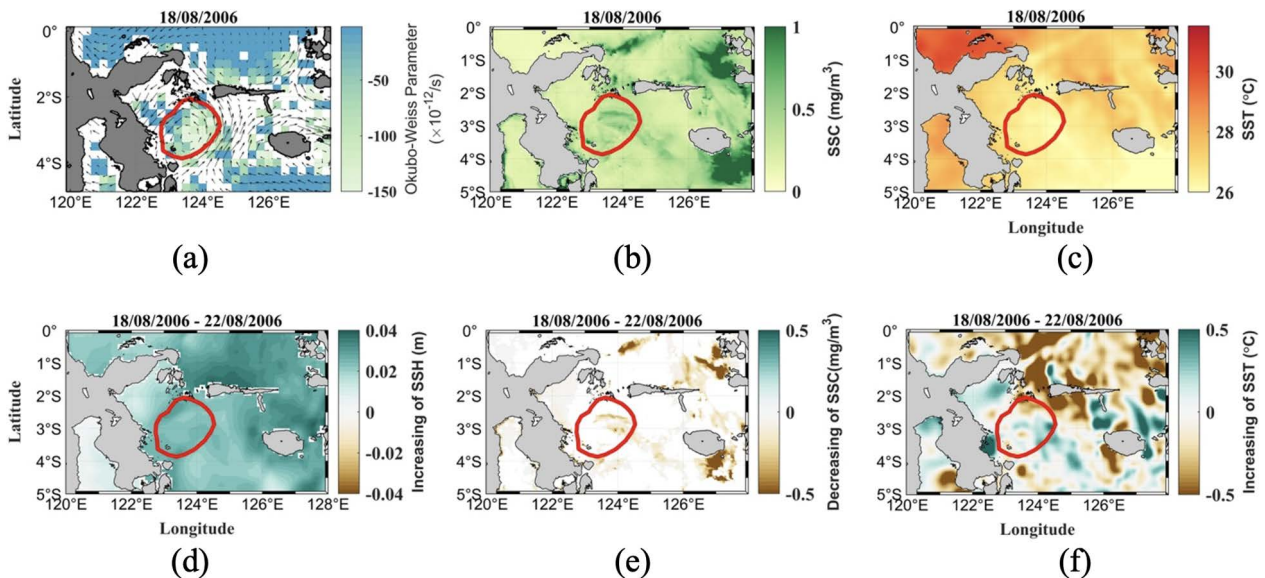
Gambar 10. Sebaran spasial dari nilai parameter (a) Okubo-Weiss (x10<sup>-12</sup>/s); (b) SSC (mg/m<sup>3</sup>); (c) SST (°C) pada tanggal 12 Mei 2013; perubahan kondisi perairan (ditandai dengan gradien warna coklat-hijau) tanggal 12 – 14 Mei 2008 untuk (d) penurunan SSH (m); (e) peningkatan SSC (mg/m<sup>3</sup>); (f) penurunan SST (°C). Garis lingkaran biru merupakan siklonik eddy (CE).

ketiga puncak SSC maksimum, setelah hari ketiga dari jumlah SSC maksimum, maka jumlah AE yang terbentuk terus berkurang. Hubungan antara SST dan SSC pada saat AE terbentuk adalah berbanding terbalik. Peningkatan SST selalu bernilai positif untuk berapapun jumlah AE di saat yang bersamaan juga terjadi penurunan konsentrasi SSC. Hal ini diduga merupakan dampak dari AE di Teluk Tolo terhadap kondisi perairan, yaitu AE menyebabkan *downwelling* di Teluk Tolo.

Amplitudo AE merupakan nilai absolut terhadap perubahan tinggi muka laut, dihitung sebagai perbedaan antara magnitudo tinggi muka laut ekstrim dan tinggi muka laut rata-rata (Gaube et al., 2019). Berdasarkan plot grafik terlihat bahwa hampir pada setiap bulan, hubungan antara amplitudo AE (Gambar 13a), penurunan konsentrasi SSC (Gambar 13b), peningkatan nilai SST (Gambar 13c), serta EPV (Gambar 13d) tidak berhubungan. Dengan kata lain bahwa pada kondisi ideal,

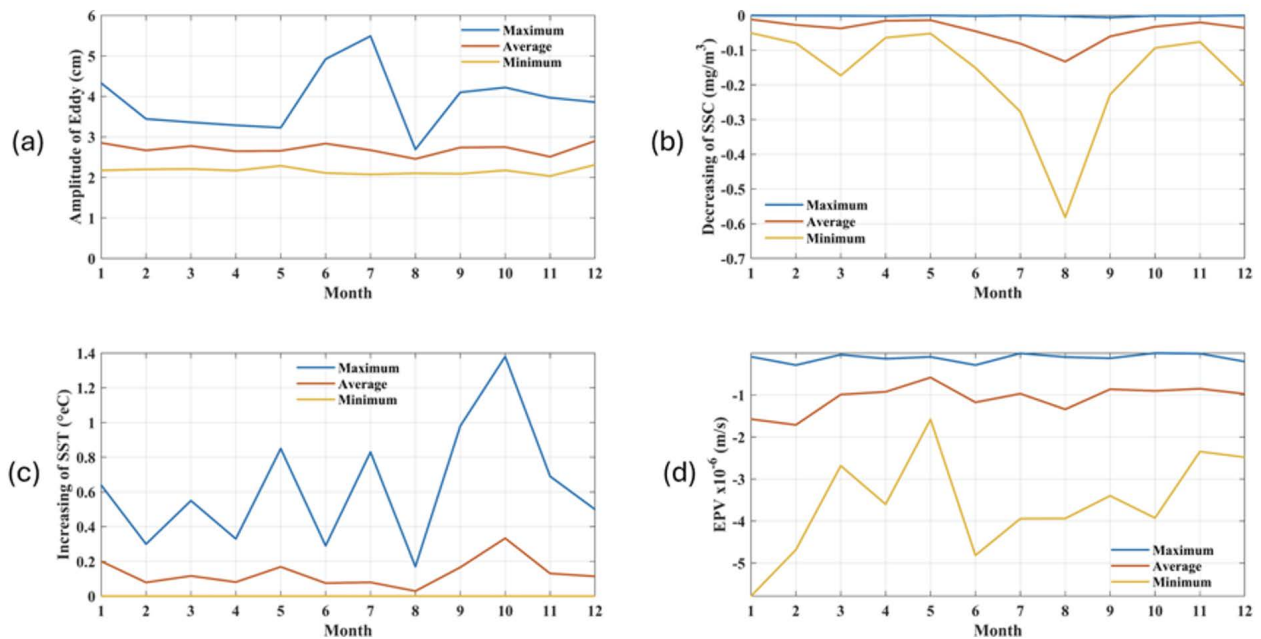


**Gambar 11.** (a) Distribusi lag time (hari) antara kejadian AE yang terbentuk dengan puncak nilai SSC ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ); (b) Hubungan kejadian AE dengan penurunan SSC ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ); (c) Histogram antara kejadian AE yang terbentuk dengan lag time (hari) puncak minimum SSC; (d) Hubungan kejadian AE dengan peningkatan SST; (e) Distribusi nilai EPV negatif (downwelling) dengan kejadian AE; dan (f) Hubungan kejadian AE dengan nilai EPV negatif ( $\text{m}/\text{s}$ ).



**Gambar 12.** Sebaran spasial dari nilai parameter (a) Okubo-Weiss ( $\times 10^{-12}/\text{s}$ ); (b) SSC ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ); (c) SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) pada tanggal 18 Agustus 2006; perubahan kondisi perairan (ditandai dengan gradien warna coklat-hijau) tanggal 18 – 22 Agustus 2006 untuk nilai (d) peningkatan SSH (m); (e) penurunan SSC ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ); (f) peningkatan SST ( $^{\circ}\text{C}$ ). Garis lingkaran merah merupakan antisiklonik eddy (AE).

apabila terjadi AE di wilayah bumi bagian selatan maka



Gambar 13. Variasi bulanan dari nilai (a) amplitudo AE (cm); (b) penurunan SSC (mg/m<sup>3</sup>); (c) peningkatan SST (°C); dan (d) EPV (m/s).

terjadi peristiwa *downwelling* (Brown et al., 1989). Perairan yang mengalami kejadian *downwelling* akan memiliki kondisi penurunan nilai SSC, peningkatan nilai SST, serta nilai EPV negatif (Vinayachandran et al., 2021; Simanjuntak dan Lin, 2022). Kondisi ini menunjukkan, jika dibandingkan dengan CE, AE memiliki hubungan

yang cukup kecil terhadap dinamika SSC dan SST di daerah kajian.

## KESIMPULAN

Penelitian ini mengungkapkan bahwa arus eddy memiliki peran penting dalam mengatur *upwelling* pada perairan Teluk Tolo dan sekitarnya selama periode 2006-2020 pada bulan Juni, Juli, Agustus. Selama tahun 2006-2020 ditemukan total 341 eddy, yaitu 195 buah CE dan 146 buah AE. SSC maksimum pada wilayah penelitian sebesar 0,35 mg/m<sup>3</sup> terjadi saat adanya CE dapat menyebabkan *upwelling* di wilayah kajian. Peningkatan dan penurunan SSC terdapat *lag time* dua dan tiga hari setelah CE dan AE terbentuk, dengan perubahan sebesar 0,1 – 0,5 mg/m<sup>3</sup>. Pengaruh eddy terhadap *upwelling* lebih dominan dibandingkan pengaruh angin, ini dibuktikan dengan nilai rata-rata EPV mencapai kurang dari  $-1,5 \times 10^{-5}$  pada bulan Juni, Juli, dan Agustus, namun nilai rata-rata SSC mencapai maksimumnya yaitu 0,35 mg/m<sup>2</sup> dan SST mencapai minimumnya yaitu 27,5 °C di bulan Agustus. Pemahaman lebih dalam tentang interaksi antara arus eddy dan *upwelling* dapat membantu dalam manajemen sumber daya laut dan konservasi ekosistem di wilayah ini.

## DAFTAR ACUAN

- Bakun, A., Olivar, M.P., & Govoni, J.J., 2006. Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Scientia Marina*, 70(S2), 105–122. <https://doi.org/10.3989/SCIMAR.2006.70S2105>
- Brown, J, Colling, A., Park, D., Philips, J., Rothery, D., & Wright, J., 1989. Ocean Circulation. *The Open University*.
- Chen, G., Wang, D., & Hou, Y., 2012. The features and interannual variability mechanism of mesoscale eddies in the Bay of Bengal. *Continental Shelf Research*, 47, 178–185. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2012.07.011>
- Chen, Y., Qiu, D., Cornillon, P., & Wu, M., 2022. Chlorophyll bloom enhanced by a mesoscale eddy in the western South China Sea. *Frontiers of Earth Science*, 1–8. <https://doi.org/10.1007/S11707-022-0984-3/METRICS>
- Darmawan, L.K., Pranowo, W.S., Harsono, G., Sukoco, N. B., & Putra, I., 2020. Purwarupa Informasi untuk Keselamatan Pelayaran Berdasarkan Karakteristik Eddy di Laut Banda: Information Prototype for Sailing Safety Based on Eddy Characteristics in the Banda Sea. *Jurnal Chart Datum*, 6(2), 33-39.
- Ferdyan, A., Syamsuddin, M. L., S Yuliadi, L. P., & Pranowo, W.S., 2022. Distribution and Characteristics of Eddies in Indonesian Seas. *Global Scientific Journals*. [www.globalscientificjournal.com](http://www.globalscientificjournal.com)

- Ferrari, R., & Wunsch, C., 2010. The distribution of eddy kinetic and potential energies in the global ocean. *Tellus A*. <https://doi.org/10.3402/TELLUSA.V62I2.15680>
- Gaube, P., J. McGillicuddy Jr, D., & Moulin, A. J., 2019. Mesoscale eddies modulate mixed layer depth globally. *Geophysical Research Letters*, 46(3), 1505-1512.
- Kartadikaria, A.R., Miyazawa, Y., Nadaoka, K., & Watanabe, A., 2012. Existence of eddies at crossroad of the Indonesian seas. *Ocean Dynamics*, 62(1), 31–44. <https://doi.org/10.1007/S10236-011-0489-1>
- Kartadikaria, A.R., Napitupulu, G., Rangga, K., Radjawane, I. M., & Abdullah, F. A. R., 2024. Ketidakseragaman Sebaran Spasial Variabilitas Musiman Eddy di Perairan Barat Laut Indonesia. *Jurnal Kelautan Tropis*, 27(1), 1-16.
- Li, J., Roughan, M., & Kerry, C., 2021. Dynamics of Interannual Eddy Kinetic Energy Modulations in a Western Boundary Current. *Geophysical Research Letters*, 48(19), e2021GL094115. <https://doi.org/10.1029/2021GL094115>
- Liu, F., & Tang, S., 2022. A Double-Peak Intraseasonal Pattern in the Chlorophyll Concentration Associated With Summer Upwelling and Mesoscale Eddies in the Western South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(1), e2021JC017402. <https://doi.org/10.1029/2021JC017402>
- Mann, K. H., & Lazier, J.R.N., 2006. Biological-Physical Interactions in the Oceans. *Dynamics of Marine Ecosystems*.
- McGillicuddy, D. J., 2016. Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale. *Annurev-Marine*, 8, 125–159. <https://doi.org/10.1146/ANNUREV-MARINE-010814-015606>
- Mustikasari, E., Dewi, L.C., Heriati, A., & Pranowo, W.S., 2015. Pemodelan pola arus barotropik musiman 3 dimensi (3D) untuk mensimulasikan fenomena upwelling di Perairan Indonesia. *Jurnal Segara*, 11(1).
- Nuzula, F., Permata Sari, L.Y., Laksmi, M., & Purba, N.P., 2016. Variabilitas Temporal Eddy di Perairan Makassar – Laut Flores. *Jurnal Perikanan Dan Kelautan Unpad*, 7(1), 484116.
- Okubo, A., 1970. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 17(3), 445–454. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90059-8](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90059-8)
- Park, J.E., Park, K.A., Kang, C.K., & Park, Y.J., 2020. Short-Term Response of Chlorophyll-a Concentration to Change in Sea Surface Wind Field over Mesoscale Eddy. *Estuaries and Coasts*, 43(3), 646–660. <https://doi.org/10.1007/S12237-019-00643-W/FIGURES/10>
- Park, K.A., Cornillon, P., & Codiga, D.L., 2006. Modification of surface winds near ocean fronts: Effects of Gulf Stream rings on scatterometer (QuikSCAT, NSCAT) wind observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C3), 3021. <https://doi.org/10.1029/2005JC003016>
- Pranowo, W.S., Phillips, H., & Wijffels, S., 2005. Upwelling event 2003 along south Java Sea and lesser Sunda Islands. *J. Segara*, 1(2), 63-67.
- Pranowo, W.S., Tussadiah, A., Syamsuddin, M. L., Purba, N. P., & Riyantini, I., 2016. Karakteristik dan Variabilitas Eddy di Samudera Hindia Selatan Jawa. *Jurnal Segara*, 12(3), 159–165.
- Qiu, B., Chen, S., Klein, P., Sasaki, H., & Sasai, Y., 2014. Seasonal mesoscale and submesoscale eddy variability along the North Pacific Subtropical Countercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 44(12), 3079-3098.
- Ramadhan, M., Sugianto, D., Wirasatriya, A., Setiyono, H., Kunarso, & Maslukah, L., 2020. Characteristics of Halmahera Eddy and its relation to sea surface temperature, chlorophyll-a, and thermocline layer. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 530(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/530/1/012039>
- Robinson, A.R., 1983. Overview and summary of eddy science. In *Eddies in marine science* (pp. 3-15). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Robinson, A.R., 2012. *Eddies in marine science*. Springer Science & Business Media.
- Shafeeque, M., Balchand, A.N., Shah, P., George, G., S., Varghese, E., Joseph, A.K., Sathyendranath, S., & Platt, T., 2021. Spatio-temporal variability of chlorophyll-a in response to coastal upwelling and mesoscale eddies in the South Eastern Arabian Sea. *International Journal of Remote Sensing*, 42(13), 4840–4867. <https://doi.org/10.1080/01431161.2021.1899329>
- Shinoda, T., Han, W., Metzger, E.J., & Hurlburt, H.E., 2012. Seasonal variation of the Indonesian throughflow in Makassar Strait. *Journal of Physical Oceanography*, 42(7), 1099–1123.
- Simanjuntak, F., & Lin, T. H., 2022. Monsoon effects on chlorophyll-a, sea surface temperature, and ekman dynamics variability along the southern coast of lesser Sunda islands and its relation to ENSO and IOD based on satellite observations. *Remote Sensing*, 14(7), 1682.
- Simanungkalit, Y.A., Pranowo, W.S., Purba, N.P., Riyantini, I., & Nurrahman, Y., 2018. Influence of El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomena on Eddies Variability in the Western Pacific Ocean. *IOP Conference Series: Earth and Environmental*



- Science*, 176(1), 012002. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/176/1/012002>
- Singh, A., Gandhi, N., Ramesh, R., & Prakash, S., 2015. Role of cyclonic eddy in enhancing primary and new production in the Bay of Bengal. *Journal of Sea Research*, 97, 5–13. <https://doi.org/10.1016/J.SEARES.2014.12.002>
- Small, R. J., deSzoeki, S. P., Xie, S. P., O'Neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., & Minobe, S., 2008. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45(3–4), 274–319. <https://doi.org/10.1016/J.DYNATMOCE.2008.01.001>
- Stern, M.E., 1965. Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 12(3), 355–367. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(65\)90007-0](https://doi.org/10.1016/0011-7471(65)90007-0)
- Suharyo, G.B.T., Purba, N. P., Yuliandi, L.P.S., & Syamsuddin, M.L., 2020. Kondisi suhu dan salinitas serta korelasinya dengan variabilitas eddy di Perairan Halmahera dan Mindanao. *Depik*, 9(3), 421–427.
- Umaroh, A.S., & Muslim., 2017. The Dynamics of Sea Surface Height and Geostrophic Current in the Arafura Sea. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 55(1), 012046. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/55/1/012046>
- Vinayachandran, P.N.M., Masumoto, Y., Roberts, M.J., Huggett, J.A., Halo, I., Chatterjee, A., Amol, P., Gupta, G.V.M., Singh, A., Mukherjee, A., Prakash, S., Beckley, L.E., Raes, E.J., & Hood, R., 2021. Reviews and syntheses: Physical and biogeochemical processes associated with upwelling in the Indian Ocean. *Biogeosciences*, 18(22), 5967–6029. <https://doi.org/10.5194/BG-18-5967-2021>
- Vortmeyer-Kley, R., Gräwe, U., & Feudel, U., 2016. Detecting and tracking eddies in oceanic flow fields: a Lagrangian descriptor based on the modulus of vorticity. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 23(4), 159–173.
- Wardani, R., Pranowo, W. S., & Indrayanti, E., 2013. Struktur vertikal upwelling–downwelling di Samudera Hindia Selatan Jawa hingga Selatan Bali berdasarkan salinitas musiman periode 2004–2010. *Depik*, 2(3).
- Wardani, R., Pranowo, W. S., & Indrayanti, E., 2014. Variabilitas salinitas berkaitan dengan ENSO dan IOD di Samudera Hindia (selatan Jawa hingga selatan Nusa Tenggara) periode tahun 2004–2010. *Jurnal Harpodon Borneo*, 7(1).
- Weiss, J., 1991. The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 48(2–3), 273–294. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(91\)90088-Q](https://doi.org/10.1016/0167-2789(91)90088-Q)
- Wirasatriya, A., Susanto, R.D., Kunarso, K., Jalil, A.R., Ramdani, F., & Puryajati, A.D., 2021. Northwest monsoon upwelling within the Indonesian seas. *International Journal of Remote Sensing*, 42(14), 5437–5458. <https://doi.org/10.1080/01431161.2021.1918790>
- Wu, M.L., Wang, Y.S., Wang, Y.T., Sun, F.L., Li, X., Gu, F.F., & Xiang, J.C., 2022. Vertical patterns of chlorophyll a in the euphotic layer are related to mesoscale eddies in the South China Sea. *Frontiers in Marine Science*, 9, 948665. <https://doi.org/10.3389/FMARS.2022.948665/BIBTEX>
- Zatsepin, A.G., Baranov, V.I., Kondrashov, A.A., Korzh, A.O., Kremenetskiy, V.V., Ostrovskii, A.G., & Soloviev, D.M., 2011. Submesoscale eddies at the Caucasus Black Sea shelf and the mechanisms of their generation. *Oceanology*, 51, 554–567.
- Zhan, P., Subramanian, A.C., Yao, F., Kartadikaria, A.R., Guo, D., & Hoteit, I., 2016. The eddy kinetic energy budget in the Red Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(7), 4732–4747.
- Zhao, D., Xu, Y., Zhang, X., & Huang, C., 2021. Global chlorophyll distribution induced by mesoscale eddies. *Remote Sensing of Environment*, 254, 112245. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2020.112245>