

Pengaruh Sirkulasi Arus Geostropik dan Ageostropik Terhadap Upwelling di Perairan Selatan Jawa

Ivonne Milichristi Radjawane^{1,2,3*}, Alvi Yusarita², Anastasia Rita Tisiana Dwi Kuswardani⁴,
Gandhi Napitupulu^{1,5}

¹Kelompok Keahlian Oseanografi Lingkungan dan Terapan, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung, Indonesia

²Program Studi Oseanografi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung
Jl. Ganesa 10, Bandung, Jawa Barat, 40132 Indonesia

³Korea-Indonesia Marine Technology Cooperation Research Center, Institut Teknologi Bandung
Jl. Fatahillah No.24, 45611, Cirebon, Indonesia

⁴Balai Besar Riset Sosial Ekonomi Kelautan dan Perikanan, Kementerian Kelautan dan Perikanan
Jl. Pasir Putih I, 14430, Jakarta Utara, Indonesia

⁵Program Studi Oseanografi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung
Jl. Kebonturi, Arjawinangun, Cirebon, Jawa Barat 45162 Indonesia

Email: ivonnemr@itb.ac.id

Abstrak

Perairan selatan Jawa merupakan lokasi dengan fenomena *upwelling* yang signifikan. Penelitian bertujuan untuk memahami kecepatan dan pola arus geostropik serta ageostropik orde dua musiman dari permukaan hingga kedalaman 600 m. Nilai *Ekman pumping velocity* (EPV) yang dibangkitkan oleh angin menunjukkan *upwelling* mulai bulan Juni, mencapai puncaknya dari Juli hingga September, dan menurun mulai Oktober, hampir menghilang pada November. Nilai EPV antara perairan Jawa Barat dan Timur menunjukkan tingkat *upwelling* yang lebih tinggi di sebelah barat. Data CTD menegaskan bahwa *upwelling* terjadi selama musim Timur (Juni-Agustus), ditandai dengan penurunan suhu air, dangkalnya termoklin, dan peningkatan salinitas terhadap kedalaman. Pada musim barat (Desember-Februari), arus geostropik cenderung ke timur di sepanjang pantai Jawa Barat karena arus selatan Jawa (ASJ), sementara di selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur, arah arus ke barat disebabkan oleh arus lintas Indonesia (Arlindo) dan arus ekuator selatan (AES). Pada musim timur, ASJ melemah, dan arah arus geostropik berubah ke barat, memperkuat ASJ dan Arlindo. Sirkulasi Sekunder Ageostropik, diperkirakan melalui metode C-Vektor, memainkan peran dalam pergerakan massa air vertikal, meningkatkan intensitas *upwelling* di perairan selatan Jawa. Wilayah sekitar Jawa Timur memiliki komponen C-Vektor positif yang berdampak pada peningkatan intensitas *upwelling* di daerah tersebut.

Kata kunci : Arus Ageostropik, Arus Geostropik, C-Vektor, Perairan selatan Jawa, *Upwelling*

Abstract

Effect of Geostrophic and Ageostrophic Current Circulation on Upwelling in Southern Java Waters

The southern waters of Java are a location with significant upwelling phenomena. The study aimed to understand the velocity and pattern of seasonal second-order geostrophic and ageostrophic currents from the surface to 600 m depth. Wind-generated Ekman pumping velocity (EPV) values show upwelling starting in June, peaking from July to September, and decreasing from October, almost disappearing in November. The EPV values between western and eastern Java waters show higher levels of upwelling in the west. CTD data confirms that upwelling occurs during the East season (June-August), characterized by decreasing water temperature, shallow thermocline, and increasing salinity with depth. In the West season (December-February), geostrophic currents tend to be eastward along the West Java coast due to the South Java Current (SJC), while south of Central Java and East Java, the current direction is westward due to the Indonesian Throughflow (ITF) and the South Equatorial Current (SEC). In the eastern season, the SJC weakens, and the direction of the geostrophic current changes to the west, strengthening the SJC and ITF. The Ageostrophic Secondary Circulation, estimated through the C-Vector method, plays a role in the vertical movement of water masses, increasing the intensity of upwelling in the waters south of Java. The region around East Java has a positive C-Vector component which has an impact on increasing the intensity of upwelling in that area.

Keywords : Ageostrophic Current, C-Vector, Geostrophic Current, Southern Java Waters, *Upwelling*

PENDAHULUAN

Dinamika atau sirkulasi pada air laut dapat terjadi di permukaan atau di kedalaman secara kontinu, di mana salah satu bentuk dari sirkulasi ini adalah arus laut (Marpaung dan Prayogo 2014). Arus laut merupakan pergerakan massa air baik secara horizontal maupun vertikal yang terjadi secara kontinu dan untuk mencapai keseimbangan. Arus laut terdiri dari arus geostropik, arus densitas, arus pasang surut, arus akibat gesekan angin, arus termohalin, dan sebagainya (Du *et al.* 2021). Arus laut ini dapat terjadi karena adanya gaya-gaya pembangkit dan faktor-faktor yang mempengaruhinya. Arus geostropik merupakan arus akibat adanya pengaruh gaya gradien tekanan mendatar dan diseimbangi oleh gaya *coriolis* akibat rotasi bumi (Zamanian 2023). Arus geostropik digolongkan sebagai arus tanpa gesekan (Pond dan Pickard 1983). Hal ini karena arus geostropik tidak dipengaruhi oleh angin (gesekan antara angin dan udara) (Jamet *et al.* 2021).

Dinamika atau sirkulasi dalam skala *mesoscale* dapat dipahami dengan mempelajari *Ageostrophic Secondary Circulation*. *Ageostrophic Secondary Circulation* dapat menyebabkan gerakan vertikal ke atas dan ke bawah pada daerah tersebut, di mana aliran vertikal ini dikontribusi oleh adveksi buoyansi dan vortisitas (Gil dan Gomis 2008). Sirkulasi horizontal dari ageostropik dapat menyebabkan pola divergensi dan konvergensi dalam suatu daerah (Jamet *et al.* 2021). Ageostropik mempunyai hubungan dengan geostropik, sehingga besarnya ageostropik pada suatu daerah sangat dipengaruhi oleh komponen dari kecepatan geostropik (Sato dan Kusaka 2022).

Perairan Selatan Jawa merupakan perairan yang berada di bagian timur Samudra Hindia (Wijaya *et al.* 2023). Karena masih termasuk bagian dari Samudra Hindia, dinamika arus perairan terdiri dari arus yang terjadi akibat angin monsun, arus lintas Indonesia (Arlindo), arus selatan Jawa (ASJ), dan arus ekuator selatan (AES) (Ningsih *et al.* 2021). Perairan selatan Jawa dikenal juga sebagai perairan yang subur karena fenomena *upwelling* yang terjadi. Penelitian mengenai *upwelling* pun banyak dilakukan. Studi terdahulu memperlihatkan bahwa intensitas *upwelling* yang kuat berada di perairan selatan Jawa Timur, sedangkan angin sebagai pembangkit *upwelling* lebih kuat di perairan selatan Jawa Barat (Purba 2007; Lidiawati *et al.* 2013; Kuswardani dan Qiao 2014). Penyebab *upwelling* di perairan selatan

Jawa Timur akibat adanya arus ekuator selatan (AES) dimana total massa transpornya lebih tinggi di perairan selatan Jawa Timur dibandingkan perairan selatan Jawa Barat (Purba 2007). Tetapi pendapat lain mengenai hal ini dikemukakan oleh Kuswardani & Qiao (2014), yang menyatakan bahwa arus lintas Indonesia (Arlindo) memiliki pengaruh sebesar 55-65% dalam pembentukan *upwelling* di perairan selatan Jawa Timur. Dinamika dan variabilitas *upwelling* di perairan selatan Jawa Timur juga sudah dilakukan oleh (Lidiawati *et al.* 2013). Hasil penelitiannya menunjukkan Arlindo memperkuat kecepatan geser (*shear velocity*), menimbulkan gerak rotasional (vortisitas), dan divergensi yang menguatkan *upwelling* di daerah tersebut. Dari penjelasan ini dapat disimpulkan bahwa dinamika arus yang terjadi pada suatu perairan dapat mempengaruhi besarnya *upwelling* di suatu area.

Oleh karena itu, penelitian ini akan mengkaji tentang arus geostropik di perairan selatan Jawa. Penelitian sebelumnya mengenai arus geostropik telah dilakukan baik dengan data satelit altimetri maupun data CTD. Syamsudin dan Kaneko (2013) mendekati dinamika arus Arlindo, ASJ, dan AES di perairan selatan Jawa dengan perhitungan geostropik menggunakan data CTD. Hal ini karena arus tersebut merupakan arus regional sehingga dapat diprediksi kecepatannya menggunakan pendekatan perhitungan geostropik. Penelitian ini terbagi pada musim Barat, musim Timur, dan musim Peralihan II dan menggambarkan pola dan profil vertikal dari arus geostropik di perairan selatan Jawa pada setiap kedalaman. Selain itu penelitian ini juga akan dilanjutkan dengan menghitung *Ageostrophic Secondary Circulation* yang belum pernah dikaji di perairan ini. *Ageostrophic Secondary Circulation* merupakan sirkulasi sekunder yang dapat menyebabkan adanya gerakan vertikal massa air sehingga mempengaruhi sirkulasi umum di suatu perairan (Xu 1992). Adanya gerakan vertikal akibat sirkulasi sekunder ini, diduga mempunyai hubungan dengan intensitas *upwelling* di perairan selatan Jawa. *Ageostrophic Secondary Circulation* digerakkan oleh *front* atau *eddy* dan dapat diidentifikasi menggunakan metode C-Vektor dengan perhitungan geostropik (Chu 2002). Perhitungan *Ageostrophic Secondary Circulation* dan geostropik ini diharapkan dapat menjelaskan fenomena *upwelling* di perairan selatan Jawa. Sehingga studi ini dapat memberikan manfaat untuk informasi oseanografi dalam menentukan

potensi sumber daya dan pemanfaatannya secara optimal, misalnya untuk bidang perikanan, dan biologi laut.

MATERI DAN METODE

Lokasi penelitian arus geostropik terletak di perairan Selatan Jawa pada koordinat 13° LS - 5° LS dan 104° BT - 120° BT seperti yang disajikan pada Gambar 1. Data yang digunakan untuk penelitian ini diperoleh dari data pengukuran lapangan dan hasil model numerik. Data kecepatan angin permukaan laut pada ketinggian 10 m/ *sea surface wind* (SSW) dari CDS *catalogue* ERA 5 (DOI: <https://doi.org/10.24381/cds.4c328c78>). Data SSW bulanan yang digunakan dari Januari 1980 hingga Desember 2000.

Data pengukuran lapangan berupa data *Conductivity-Temperature-Depth* (CTD) yang meliputi temperatur, salinitas, tekanan, dan densitas di sepanjang perairan selatan Jawa hingga Sumbawa. Data dari penelitian ini adalah data pelayaran yang diperoleh dari instansi Balai Penelitian dan Pengembangan Kelautan dan Perikanan (BALITBANG KKP). Keterangan mengenai data yang digunakan, dijelaskan dalam Tabel 1.

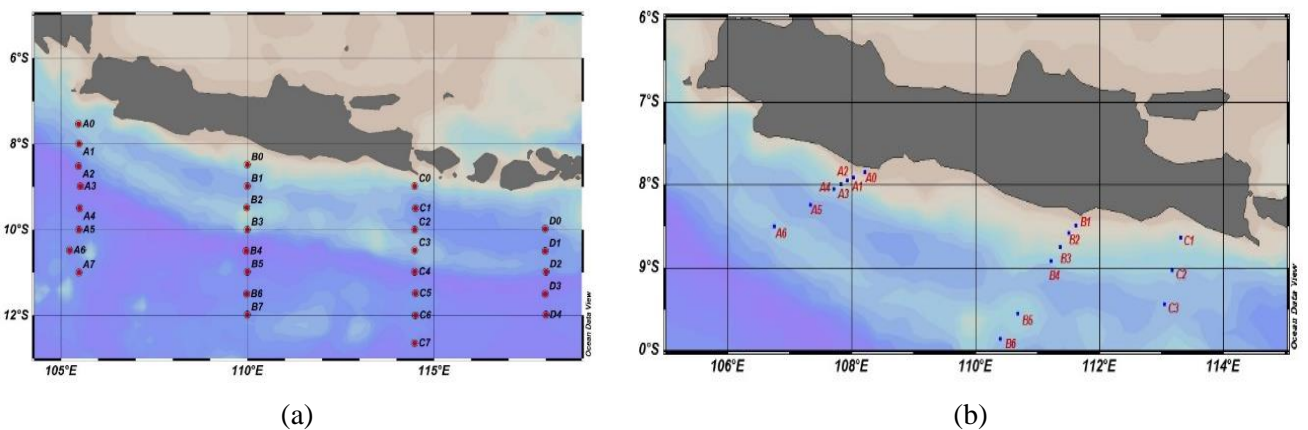
Masing-masing data dibagi menjadi beberapa transek, yaitu transek A di perairan

selatan Jawa Barat, transek B di perairan selatan Jawa Tengah, dan transek C di perairan selatan Jawa Timur, serta transek D di Laut Sumbawa (Gambar 1).

Dalam penelitian ini, kedalaman perairan yang menjadi batas pengukuran dan pengambilan data oseanografi adalah 600 m. Profil vertikal data oseanografi seperti temperatur dan salinitas menunjukkan bahwa pada kedalaman 600 m, nilai-nilai tersebut cukup konstan, sehingga kedalaman ini dijadikan sebagai referensi level (Gambar 4). Referensi level diambil pada kedalaman sebanyak mungkin untuk menunjukkan kondisi di mana tidak ada pergerakan arus (Syamsudin dan Kaneko 2013). Pemilihan referensi level ini sangat penting dalam perhitungan arus geostropik di setiap stasiun. Dalam perhitungan geostropik, enam kedalaman dipilih untuk mengamati pola arus geostropik di perairan selatan Jawa: kedalaman 5 m untuk melihat pola arus geostropik di permukaan, kedalaman 75 dan 100 m untuk mengamati pola arus geostropik di daerah *upwelling*, kedalaman 200 dan 300 m untuk melihat pola arus geostropik di batas termoklin, dan kedalaman 500 m untuk mengamati pola arus geostropik di lapisan dalam.

Tabel 1. Keterangan data pengukuran (a) Baruna Jaya dan (b) Momsei

Pelayaran	Kedalaman (m)	Waktu
Baruna Jaya 1	5 - 600	7 – 29 Maret 1990 (Musim Barat)
Baruna Jaya I	5 - 600	24 Agustus – 15 September 1990 (Musim Timur)
Momsei	5 - 700	22 September – 1 Oktober 1990 (Musim Peralihan 2)



Gambar 1. Lokasi stasiun pengukuran CTD pada pelayaran (a) Baruna Jaya dan (b) Momsei

Perhitungan Ekman Pumping Velocity (EPV)

Nilai EPV dihitung menggunakan Persamaan di bawah dengan memanfaatkan hasil perhitungan *wind stress curl* (Simanjuntak dan Lin 2022).

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

dengan τ_x dan τ_y adalah *wind stress* arah timur-barat dan utara-selatan ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^2$); ρ adalah densitas air laut (kgm^{-3}). Transpor massa Ekman (M_E) merupakan kecepatan Ekman dari permukaan ke kedalaman di bawah lapisan Ekman dengan komponen transpor M_{Ex} , M_{Ey} (Dubravko *et al.* 2022), yaitu:

$$M_{Ex} = \int_{-d}^0 \rho U_E dz$$

$$M_{Ey} = \int_{-d}^0 \rho V_E dz$$

dengan M_{Ex} dan M_{Ey} adalah transpor massa Ekman arah timur-barat dan utara-selatan (kg/ms); U_E dan V_E adalah kecepatan Ekman arah timur-barat dan utara-selatan (m/s). Nilai dari EPV dan transpor Ekman dapat digunakan untuk menggambarkan fenomena *upwelling*. Nilai EPV akan bertanda positif/negatif apabila terjadi *upwelling/downwelling* (Hu *et al.* 2022).

Kecepatan Arus Geostropik

Perhitungan arus geostropik membutuhkan perhitungan dari gaya gradien tekanan horizontal, gaya *coriolis*, dan jarak antara stasiun. Gaya gradien tekanan terbentuk karena adanya *slope* air, di mana terbentuknya *slope* ini membutuhkan suatu energi potensial persatuan massa atau usaha persatuan massa dalam mengangkat muka air ke arah vertikal melawan efek gravitasi, yang dinamakan dengan geopotensial (Φ). Geopotensial dihitung di setiap stasiun dengan menggunakan perumusan berikut (Pond dan Pickard 1983):

$$\Delta \Phi = \sum(\bar{\delta} x \Delta p)$$

dengan $\Delta \Phi$ merupakan geopotensial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$); Δp merupakan delta tekanan (Pa); dan $\bar{\delta}$ merupakan rata-rata anomali volume spesifik ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$). Anomali volume spesifik dihitung dengan menggunakan rumus berikut (Pond dan Pickard 1983):

$$\delta = \alpha_{(s,t,p)} - \alpha_{(35,0,p)}$$

dengan δ merupakan anomali volume spesifik ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$); $\alpha_{(s,t,p)}$ merupakan volume spesifik insitu yang dihitung dari $\alpha_{(s,t,p)} = \frac{1}{\rho_{(s,t,p)}} = \frac{1}{1+10^{-3}\sigma_t}$, dimana σ_t adalah densitas atau sigma insitu. Sedangkan $\alpha_{(35,0,p)}$ merupakan volume spesifik standar dengan nilai 0,97264 (Pond dan Pickard, 1983). Sehingga perhitungan anomali volume spesifik menjadi (Pond dan Pickard 1983):

$$\delta = \frac{1}{1+10^{-3}\sigma_t} - 0,9724$$

Perhitungan kecepatan pada arus geostropik dapat menggunakan persamaan kecepatan relatif arus geostropik yang ditinjau dari dua stasiun yang berbeda tekanan, yaitu dengan rumus berikut (Pond dan Pickard 1983):

$$\overline{(V_1 - V_2)} = \frac{1}{L\bar{f}} [\Delta \Phi_B - \Delta \Phi_A]$$

dengan $\overline{(V_1 - V_2)}$ merupakan kecepatan relatif arus geostropik antara dua stasiun (m s^{-1}). L merupakan jarak antara kedua stasiun (m), dimana syarat jarak terjadinya arus geostropik antara dua stasiun harus melebihi 10 km. \bar{f} merupakan rata-rata gaya *coriolis* antara stasiun A dan B (s^{-1}) yang dihitung dengan rumus $f = 2 \sin \theta w$, dengan $2 \sin \theta$ merupakan rata-rata lintang antara dua stasiun dan w merupakan kecepatan sudut rotasi bumi yang mempunyai nilai $7,29 \times 10^{-5}$ (rad s^{-1}). Φ merupakan geopotensial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) yang telah dijelaskan sebelumnya.

Metode C-Vector

Perhitungan *Ageostrophic Secondary Circulation*, digunakan metode C-vektor. C-vektor merupakan formulasi dalam bentuk sederhana dari persamaan quasi-geostropik (QG) yang biasanya diaplikasikan dalam bidang meteorologi (Xu 1992). Dalam teori quasi-geostropik, konsep Q-vektor yaitu divergensi dari quasi-horizontal untuk vektor dua dimensi yang diperkenalkan oleh (Hoskins *et al.* 1978), memiliki hubungan metode analisis dengan teori tersebut untuk memahami dan mendiagnosis *secondary circulation* (Chu 2002). Namun konsep Q-vektor hanya berlaku pada kondisi baroklinik dari rotasi *Ageostrophic Secondary Circulation*, dan tidak berlaku untuk kondisi barotropik. Untuk dapat menghitung *ageostrophic secondary circulation* pada kedua kondisi, diperkenalkan metode C-vektor oleh Xu (1992) yang diekspresikan dalam bentuk

komponen vertikal dari *curl* vektor tiga dimensi, di mana metode ini merupakan perluasan dari konsep Q-vektor (Giordani dan Peyrillé 2022).

Persamaan C-vektor dihasilkan dari $\nabla \times$ [persamaan quasi – geostropik], atau dinamakan dengan *ageostrophic pseudovorticity* (Xu 1992; Shou *et al.* 2023). *Pseudovorticity* ini diartikan sebagai bentuk non-dimensional, sehingga dalam bentuk ini vortisitas *Ageostrophic Secondary Circulation* akan sebanding dengan C-vektor. Metode C-vektor dapat ditentukan dari tiga faktor pembangkitnya, diantaranya arus geostropik $\left(-\frac{1}{f^2} \frac{\partial(u,v)}{\partial(y,z)}, -\frac{1}{f^2} \frac{\partial(u,v)}{\partial(z,x)}, -\frac{1}{f^2} \frac{\partial(u,v)}{\partial(x,y)}\right)$, fluks momentum turbulen (X, Y) , dan fluks buoyansi (β) , dapat dinyatakan dalam persamaan berikut (Chu 2002):

$$\begin{aligned} C_x &= -\frac{1}{f^2} \frac{\partial(u,v)}{\partial(y,z)} + \frac{1}{2f^3} \frac{\partial}{\partial z} \left(f \frac{\partial X}{\partial z} + \frac{\partial B}{\partial y} \right) \\ C_y &= -\frac{1}{f^2} \frac{\partial(u,v)}{\partial(z,x)} + \frac{1}{2f^3} \frac{\partial}{\partial z} \left(f \frac{\partial Y}{\partial z} - \frac{\partial B}{\partial x} \right) \\ C_z &= -\frac{1}{f^2} \frac{\partial(u,v)}{\partial(x,y)} + \frac{1}{2f^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(f \frac{\partial X}{\partial x} + \frac{\partial Y}{\partial y} \right) - \frac{\beta}{2f^3} \frac{\partial Y}{\partial z} \end{aligned}$$

C-vektor merupakan *ageostrophic vortex line*, yang komponen horizontalnya yaitu C_x dan C_y dapat merepresentasikan *secondary circulation* dalam penampang vertikal (Chu 2002). Menurut Chu (2002), untuk menghitung komponen horizontal C-vektor (C_x, C_y), fluks momentum turbulen dan fluks buoyansi turbulen dapat dihilangkan untuk kolom air di bawah permukaan *mixed layer*, karena *mixed layer* pada kedalaman h didefinisikan sebagai kedalaman dengan temperatur, salinitas, atau kecepatan (geostropik+ageostropik) memiliki keseragaman vertikal. Oleh sebab itu, persamaan fluks momentum turbulen dan fluks buoyansi menjadi :

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 X}{\partial z^2} &= 0, \quad \frac{\partial^2 Y}{\partial z^2} = 0 \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial B}{\partial y} \right) &= 0, \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial B}{\partial x} \right) = 0 \end{aligned}$$

Sehingga perhitungan komponen horizontal dari C-vektor hanya dihitung dengan menggunakan komponen geostropik saja.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Variasi musiman dinamika Ekman di sepanjang pantai selatan Jawa diwakili oleh EPV (*Ekman pumping velocity*) seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2. EPV terlemah terjadi selama musim Peralihan I (Maret, April, dan Mei)

yang ditunjukkan dengan EPV yang hampir nol, yaitu berkisar antara $-1 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ hingga $1 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$. Selama musim timur (Juni-Agustus), amplitudo EPV meningkat berkisar antara $4 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ hingga $8 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ di sepanjang pantai selatan Jawa dan mencapai puncaknya pada bulan Agustus. Selain itu, kita juga dapat melihat perbedaan antara EPV di bagian barat dan timur pantai selatan Jawa. Di bagian barat, EPV positif yang kuat mengindikasikan adanya proses *downwelling* yang kuat. Sebaliknya, proses *upwelling* yang kuat teridentifikasi di bagian timur pesisir selatan Jawa. Posisi peralihan antara EPV *downwelling* dan EPV *upwelling* di sepanjang pesisir selatan Jawa terletak di 108.5° BT (Wirasatriya *et al.* 2020).

Variasi nilai EPV mengindikasikan bahwa *upwelling* mulai meningkat sekitar bulan Juni, dengan Juli-September sebagai periode terkuat untuk *upwelling*, dan setelah Oktober *upwelling* mulai berkurang, dengan *upwelling* sebagian besar menghilang pada bulan November (Gambar 3). Setelah bulan November, perairan selatan Jawa didominasi oleh *downwelling* (Kunarso *et al.* 2020; Wen *et al.* 2023). Nilai EPV pada bulan Juni hingga Oktober lebih tinggi di perairan Jawa bagian barat dibandingkan dengan perairan Jawa bagian timur. Nilai rata-rata EPV di perairan Jawa bagian barat $4,6 \times 10^{-6}$ hingga $5,2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ dan 1×10^{-6} hingga $1,4 \times 10^{-6} \text{ m/s}$.

Karakteristik Perairan Selatan Jawa

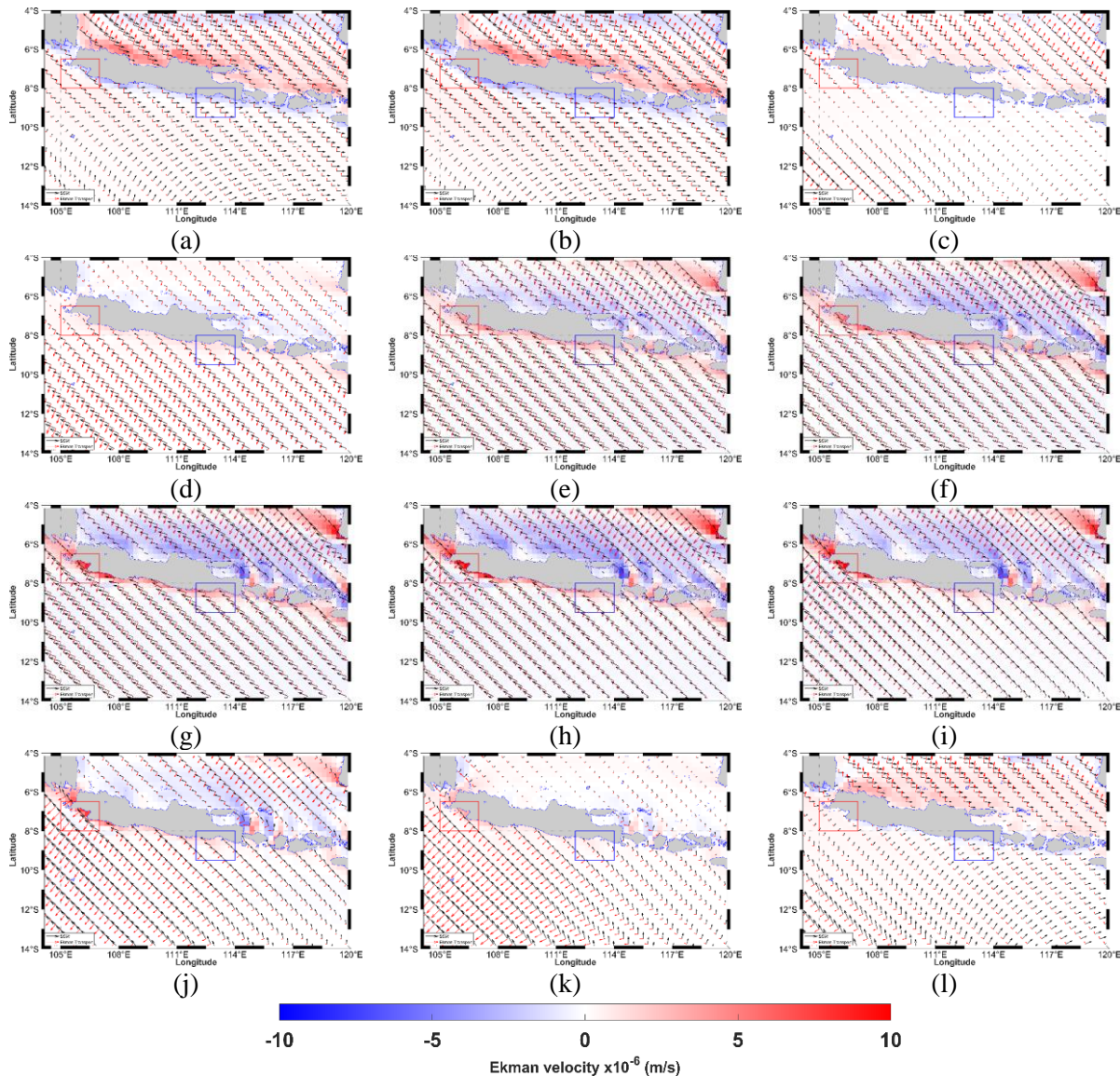
Pengukuran temperatur di perairan selatan Jawa Barat (transek A), Jawa Tengah (transek B), Jawa Timur (transek C), dan Laut Sumbawa (transek D) selama musim barat (7-29 Maret 1990), musim timur (24 Agustus - 15 September 1990), dan musim peralihan 2 (22 September - 1 Oktober 2013) pada Gambar 4a-c. Pengukuran temperatur permukaan pada ketiga musim sesuai dengan penelitian Nontji (1987) dan Syamsudin dan Kaneko (2013) yang menyatakan bahwa temperatur permukaan laut di perairan Indonesia umumnya berada dalam kisaran $28^\circ \text{C} - 31^\circ \text{C}$.

Analisis distribusi temperatur pada kedalaman 5 m selama musim barat menunjukkan bahwa semakin ke arah timur, massa air permukaan memiliki temperatur yang lebih tinggi, khususnya pada transek C, yaitu perairan selatan Jawa Timur, dan transek D, yaitu Laut Sumbawa. Namun, saat memasuki musim timur, distribusi temperatur permukaan mengalami penurunan rata-rata sebesar $1-2^\circ \text{C}$. Distribusi temperatur permukaan perairan selatan Jawa selama musim

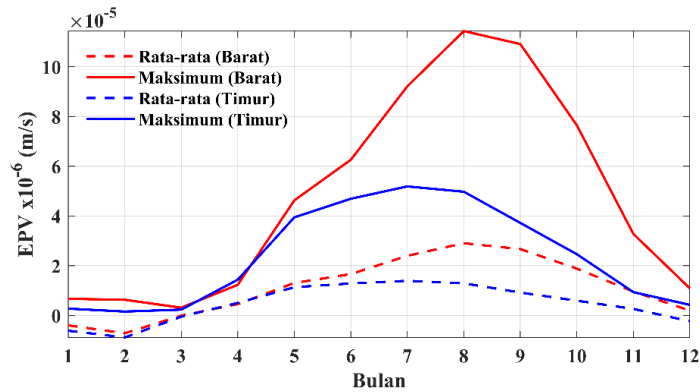
timur menunjukkan tren yang menurun dengan arah ke timur, meskipun temperatur kembali meningkat di Laut Sumbawa. Pusat konsentrasi massa air pada suhu rendah terlihat pada transek C. Dinginnya massa air di transek ini mengindikasikan kemungkinan terjadi pengangkatan massa air dalam atau fenomena *upwelling*. Saat memasuki awal musim peralihan 2, temperatur di perairan selatan Jawa semakin

menurun, terutama di transek C, menunjukkan bahwa pengaruh transpor Ekman masih signifikan pada musim ini.

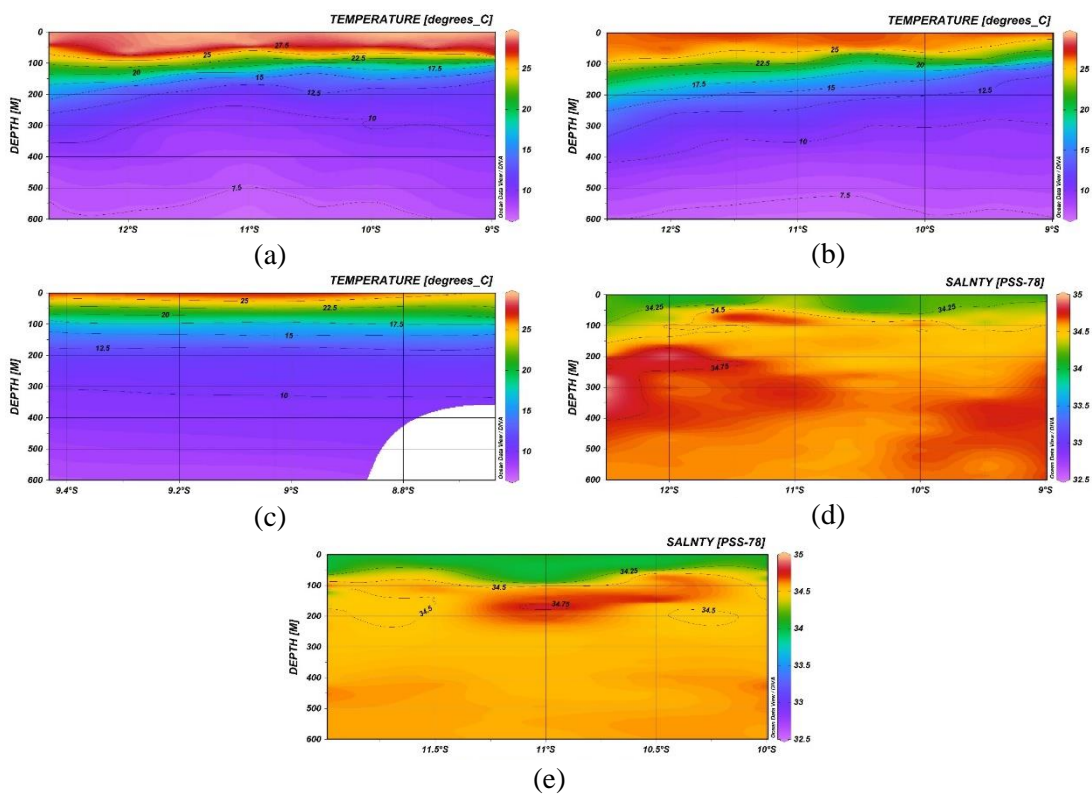
Distribusi temperatur menunjukkan bahwa temperatur selama musim barat lebih tinggi dibandingkan dengan musim timur dan musim peralihan 2. Faktor ini dipengaruhi oleh posisi matahari, di mana saat musim timur matahari berada di BBU, sedangkan pada musim barat matahari



Gambar 2. Pola kecepatan angin, transpor Ekman, dan Ekman *pumping velocity* (EPV) pada bulan (a) Desember, (b) Januari, (c) Februari, (d) Maret, (e) April, (f) Mei, (g) Juni, (h) Juli, (i) Agustus, (j) September, (k) Oktober, dan (l) November. Tanda panah hitam menunjukkan arah angin permukaan/ *sea surface wind* (SSW) dan panah merah menunjukkan arah transpor Ekman. Kontur warna biru mengindikasikan kejadian *upwelling* sedangkan kontur warna merah menunjukkan kejadian *downwelling*. Kotak merah dan biru menunjukkan perairan selatan Jawa bagian barat dan timur.



Gambar 3. Nilai klimatologi EPV di perairan Jawa bagian barat (merah) dan timur (biru)



Gambar 4. Profil Vertikal temperatur di perairan selatan Jawa Timur (Transek C) selama (a) musim barat, (b) musim timur, dan (c) musim peralihan 2. Profil vertikal salinitas di transek C (e) dan transek D (f) selama musim timur.

berada di BBS. Lokasi perairan selatan Jawa berada di sekitar lintang 7-11 °LS, sehingga intensitas panas yang diserap oleh permukaan laut lebih besar saat matahari berada di BBS, yaitu pada musim barat (Nurlatifah *et al.* 2021). Tabel 2 memperlihatkan distribusi vertikal temperatur mengikuti pola yang serupa, dengan ketebalan lapisan termoklin paling besar terjadi selama

musim peralihan 2, terutama pada transek A. Namun, pada musim timur, lapisan termoklin cenderung lebih dangkal, terutama di transek C dan D, menunjukkan adanya pengangkatan massa air dalam yang menyebabkan massa air permukaan menjadi lebih dingin dibandingkan sekitarnya. Distribusi temperatur yang lebih tinggi di permukaan laut selama musim barat dan penurunan

selama musim timur mencerminkan pengaruh langsung dari perubahan musiman dalam pola angin permukaan dan transpor Ekman. Fenomena seperti *upwelling* yang diamati di transek C selama musim timur menunjukkan ada faktor lain yang mempengaruhi di wilayah tersebut, dimana interaksi antara arus geostropik dan ageostropik dapat memainkan peran penting dalam distribusi temperatur dan sirkulasi massa air.

Distribusi salinitas secara vertikal terhadap kedalaman ditunjukkan pada Gambar 4d dan Gambar 4e, menunjukkan bahwa rata-rata salinitas dari permukaan sampai kedalaman 600 m selama musim timur lebih besar dibandingkan dengan musim barat. Perbedaan salinitas di suatu perairan dapat disebabkan oleh presipitasi, evaporasi, pembentukan, dan pencairan es (Syamsudin dan Kaneko 2013). Pada musim timur, Indonesia mengalami musim kemarau akibat posisi matahari yang berada di Benua Bagian Utara (BBU), menyebabkan perbedaan tekanan yang mendorong angin dari benua Australia ke benua Asia (Ferijal *et al.* 2021). Angin yang berasal dari benua Australia mengandung sedikit uap air atau kering karena melintasi gurun di Australia, sehingga Indonesia mengalami curah hujan yang minim. Akibat kondisi cuaca yang kering dan panas,

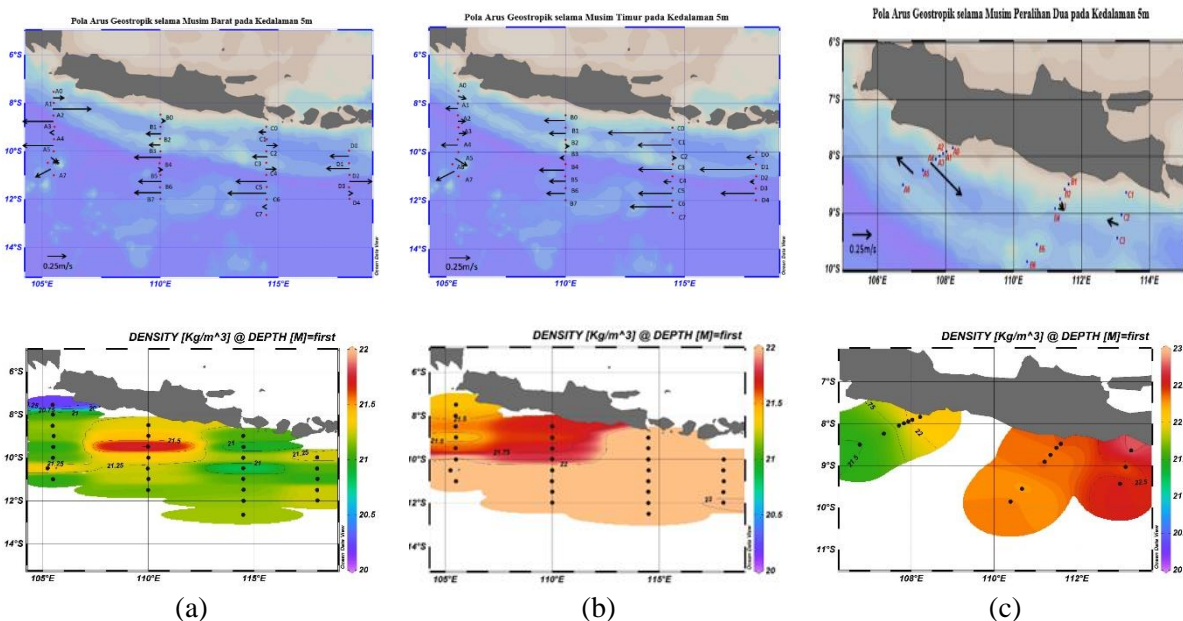
tingkat evaporasi di perairan selatan Jawa meningkat, yang menyebabkan kadar salinitas selama musim timur lebih tinggi dibandingkan musim barat. Sementara itu, selama musim barat, angin yang bertiup dari Asia ke Australia membawa banyak uap air atau lembab, sehingga intensitas hujan meningkat di perairan selatan Jawa.

Arus Geostropik Permukaan di Selatan Jawa

Profil kecepatan arus geostropik di permukaan perairan selatan Jawa pada kedalaman 5 m selama musim barat menunjukkan arus dominan bergerak ke arah barat (Gambar 5a). Pola arus geostropik ke barat umumnya memiliki kecepatan yang lebih tinggi di lepas pantai daripada di sekitar pantai. Pada transek A (Stasiun A1-A2), arus ke arah timur memiliki kecepatan yang tinggi di sekitar pantai, kemudian melambat seiring berjalannya waktu menuju transek B (Stasiun B0-B1) dengan kecepatan rata-rata 0,2299 m/s. Pola arus ke timur juga ditemukan di beberapa stasiun di sekitar lintang 9 dan 10 derajat LS, meskipun kecepatannya sangat rendah. Namun, pola arus yang berbeda terlihat di stasiun A5-A6 yang mengarah ke tenggara, dan stasiun A6-A7

Tabel 2. Ketebalan lapisan laut di perairan selatan Jawa selama musim barat, musim timur, dan musim peralihan 2.

Musim Barat				
Transek	Lapisan <i>mixed layer</i> (m)	Lapisan termoklin (m)		
		Batas atas	Batas bawah	ketebalan
A	45	45	355	310
B	55	55	380	325
C	45	45	330	285
D	50	50	315	265
Musim Timur				
Transek	Lapisan <i>mixed layer</i> (m)	Lapisan termoklin (m)		
		Batas atas	Batas bawah	ketebalan
A	70	70	320	250
B	60	60	300	240
C	35	35	260	225
D	40	40	295	255
Musim Peralihan 2				
Transek	Lapisan <i>mixed layer</i> (m)	Lapisan termoklin		
		Batas atas	Batas bawah	ketebalan
A	70	30	380	350
B	60	40	370	330
C	35	20	325	305



Gambar 5. Pola arus geostropik dan distribusi spasial densitas selama (a) musim barat, (b) musim Timur, dan musim Peralihan II pada kedalaman 5m.

yang mengarah ke barat daya, karena perbedaan bujur yang signifikan. Di perairan Sumbawa, arus ke barat memiliki kecepatan rata-rata 0,2937 m/s di dekat pantai dan arah ke timur di lepas pantai dengan kecepatan rata-rata 0,1942 m/s.

Hasil perhitungan geostropik oleh Syamsudin dan Kaneko (2013) memperoleh arus ke arah timur dan barat memiliki kecepatan sekitar 0,025 hingga 0,5 m/s dan 0,025 hingga 0,625 m/s, secara berurutan. Hasil ini penting untuk memahami dinamika arus di perairan tersebut. Selanjutnya, arus ke arah timur di pantai selatan Jawa diidentifikasi sebagai arus selatan Jawa (ASJ), sementara arus ke arah barat di lepas pantai disebut sebagai Arlindo dan AES. Secara umum, pola arus pada kedalaman 75 dan 100 m serupa, meskipun dengan kecepatan yang berbeda. Arus ke timur di sekitar pantai selatan Jawa pada kedalaman 75 dan 100 m memiliki kecepatan rata-rata yang lebih tinggi daripada di permukaan, yaitu 0,3464 m/s dan 0,3438 m/s, secara berturut-turut. Namun, arus ke timur di lepas pantai tidak mengalami peningkatan kecepatan pada kedalaman ini. Pada kedalaman 200, 300, dan 500 m, arus ke timur ini melambat, mencapai kecepatan sekitar 0,001 m/s. Sedangkan arus ke barat umumnya mengalami penurunan kecepatan seiring dengan kedalaman. Di atas kedalaman 200 m, kecuali di stasiun A0-A1, arah arus geostropik

berubah. Namun, hal ini tidak terjadi di stasiun lepas pantai.

Profil kecepatan arus geostropik pada permukaan perairan selatan Jawa pada kedalaman 5 m selama musim timur menunjukkan arus dominan ke arah barat, dengan kecepatan antara 0,0274 hingga 0,7107 m/s (Gambar 5b). Arus ke barat ini memiliki kecepatan tertinggi di dekat pantai Jawa Timur dan di lepas pantai Sumbawa. Sementara itu, arus ke timur dominan terjadi di transek A di sekitar lintang 7 hingga 9 derajat LS, dengan kecepatan rata-rata 0,1116 m/s. Arus ke timur juga terdeteksi di sekitar lepas pantai Jawa dan Sumbawa, meskipun dengan kecepatan yang lebih rendah sekitar 0,03 m/s. Pola arus pada stasiun A5-A6 dan A6-A7 serupa dengan musim barat, namun dengan kecepatan yang lebih tinggi. Hasil perhitungan geostropik oleh Syamsudin dan Kaneko (2013) menunjukkan pola yang serupa dengan penelitian ini, meskipun terdapat galat sebesar 0,01 hingga 0,1 m/s. Kecepatan arus ke arah barat dan timur sekitar 0,025 hingga 0,625 m/s dan 0,125 m/s, secara berturut-turut. AES dan Arlindo memiliki kecepatan yang tinggi pada musim timur, yang melemahkan arus ASJ di pantai selatan Jawa (Syamsudin dan Kaneko, 2013). Secara umum, arus geostropik selama musim timur memiliki kecepatan yang melambat seiring dengan kedalaman, mencapai 0,001 m/s. Di atas

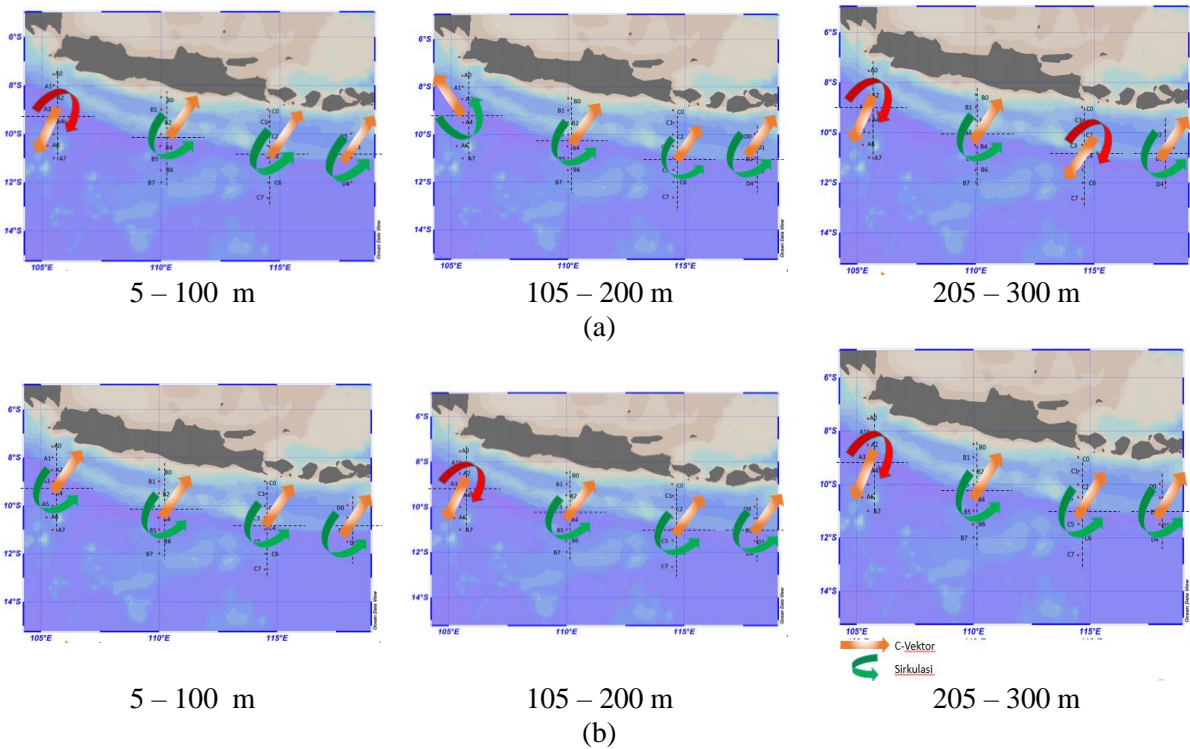
kedalaman 200 m, beberapa stasiun mulai mengalami perubahan arah arus geostropik.

Profil kecepatan arus geostropik selama musim peralihan 2 pada kedalaman 5 m menunjukkan pola arus ke arah timur (Gambar 5c). Arus ini ditemukan di pantai selatan Jawa Barat dan Tengah. Sementara itu, arus ke arah barat memiliki kecepatan rata-rata 0,191 m/s, teramati di lepas pantai perairan selatan Jawa dan Timur. Dalam perhitungan geostropik untuk musim ini, data yang digunakan tidak mencakup daerah di sekitar pantai selatan Jawa. Pada transek A, hal ini disebabkan oleh jarak stasiun yang terlalu dekat, sementara untuk data di sekitar pantai selatan Jawa, kedalaman data di bawah 100 m, sementara referensi level yang digunakan adalah pada kedalaman 600 m. Pada musim peralihan 2 ini, terdapat peningkatan kecepatan di kedalaman 75 hingga 200 m.

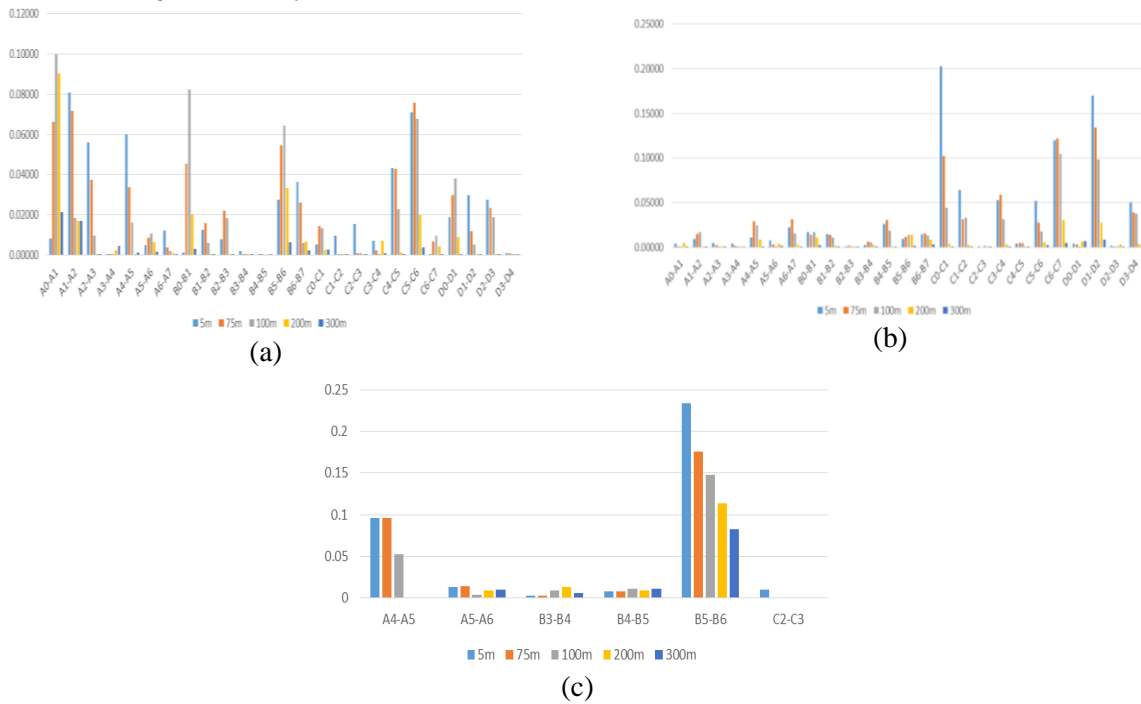
Arus Ageostropik di Perairan Selatan Jawa

Analisis mengenai Sirkulasi Arus Geostropik dan Arus Ageostropik di Perairan Selatan Jawa melibatkan pendekatan metode C-Vektor (Gambar 6). Komponen horizontal dari C-

Vektor mewakili sirkulasi dari *Ageostrophic Secondary Circulation*. Pada musim barat, komponen x dan y C-Vektor di transek A dan B cenderung negatif, sementara di transek C komponennya positif hingga kedalaman 150 m (Gambar 6a), dan kemudian negatif, dengan transek D menunjukkan komponen positif. Di musim timur (Gambar 6b), transek A menunjukkan komponen positif hingga kedalaman 100 m, sementara transek B dan C memiliki komponen positif, dan transek D menunjukkan komponen positif hingga kedalaman 120 m. Selama musim peralihan, semua transek menunjukkan komponen x dan y yang positif. Resultan dari komponen x dan y ini kemudian dihitung, dengan arah C-Vektor positif (ke utara) mengindikasikan sirkulasi *Ageostrophic Secondary Circulation* berlawanan arah jarum jam, dan arah C-Vektor negatif (ke selatan) menunjukkan sirkulasi searah jarum jam. Perbedaan arah ini mencerminkan pergerakan vertikal massa air, dengan arah positif menunjukkan pergerakan ke atas (permukaan) dan arah negatif menunjukkan pergerakan ke bawah (dasar laut).



Gambar 6. Kecepatan arus ageostropik pada musim (a) Barat dan (b) Timur di kedalaman 5 - 100 m, 105 - 200 m, dan 205 - 300 m.



Gambar 7. Diagram resultan C-Vektor pada musim (a) Barat, (b) Timur, dan (c) Peralihan 2.

Pada musim barat (7-29 Maret 1990) di perairan selatan Jawa, setiap transek pada kedalaman tertentu menunjukkan variasi arah C-Vektor. Misalnya, pada kedalaman 5 m di transek A dan B mempunyai arah C-Vektor yang negatif, namun resultan C-Vektor di transek A lebih besar dibandingkan transek B. Besarnya resultan C-Vektor pada setiap stasiun dapat dilihat pada Gambar 7a. Besarnya resultan C-Vektor dipengaruhi oleh besarnya kecepatan geostropik di stasiun tersebut, di mana semakin besar kecepatan geostropik, memungkinkan semakin besar juga resultan C-Vektor yang dihasilkan.

Pada musim timur (24 Agustus – 15 September 1990) di perairan selatan Jawa, hanya transek A yang menunjukkan arah C-Vektor negatif pada kedalaman 5–75 m, dengan perubahan menjadi positif di atas 100 m (Gambar 7b). Pada musim peralihan (22 September – 1 Oktober 2013) di perairan selatan Jawa, arah C-Vektor umumnya positif, dengan nilai resultan tertinggi tercatat pada kedalaman 5 m (Gambar 7c), yang kemudian menurun seiring dengan kedalaman.

Dinamika Arus Geostropik dan Ageostropik di Selatan Jawa

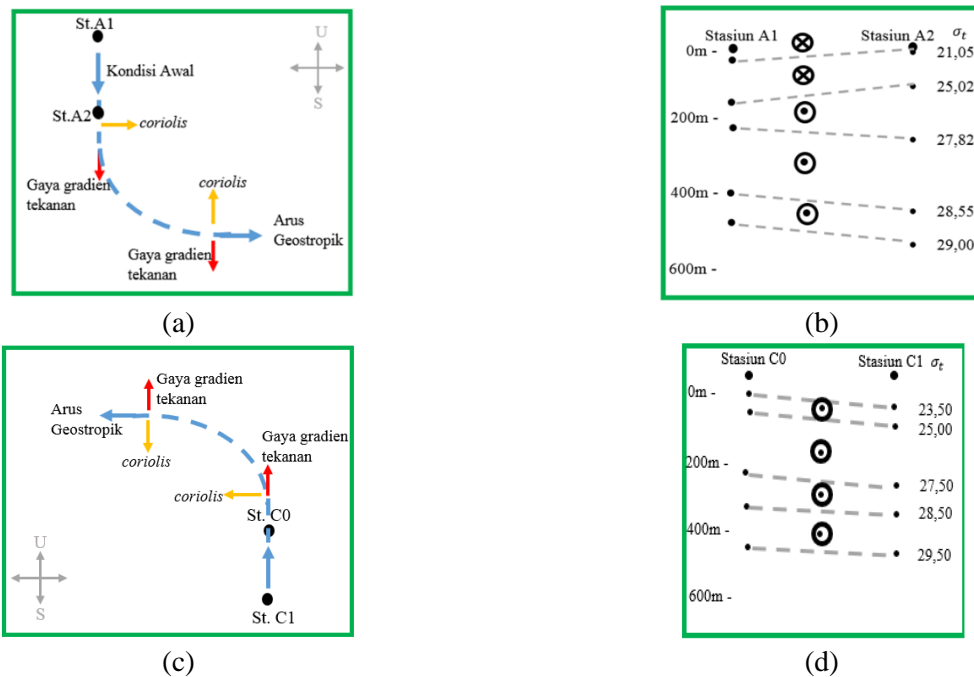
Ageostrophic Secondary Circulation mempunyai manfaat yang berkaitan dengan

pergerakan vertikal massa air ke atas. Berdasarkan hasil dari C-Vektor bahwa nilai yang positif menunjukkan adanya sirkulasi yang berlawanan arah jarum jam, dan mengakibatkan adanya gerakan vertikal massa air ke atas. Gerakan vertikal massa air ke atas ini sangat mempengaruhi intensitas *upwelling*. Adanya *secondary circulation* ini mempengaruhi intensitas *upwelling*, di mana jika sirkulasi bergerak berlawanan arah jarum jam dan arah C-Vektor positif maka intensitas *upwelling* bertambah, begitu juga sebaliknya jika sirkulasi bergerak searah jarum jam dan C-Vektor negatif.

Upwelling yang terdapat di perairan selatan Jawa mempunyai intensitas kuat yang berada di Jawa Timur namun angin yang merupakan pembangkit *upwelling* kuat berada di Jawa Barat (Gambar 2). Hal ini dikarenakan adanya aliran Arlindo yang keluar dari Selat Lombok menuju Samudra Hindia (Kuswardani dan Qiao 2014; Wen *et al.* 2023). Namun dalam penelitian ini, jika dilihat dari hasil perhitungan C-Vektor menunjukkan bahwa *upwelling* di perairan selatan Jawa Timur mempunyai kecepatan vertikal yang kuat khususnya di musim timur. Dari perhitungan C-Vektor, perairan selatan Jawa Timur mempunyai *secondary circulation* yang arahnya berlawanan jarum jam, sehingga menyebabkan adanya divergensi

Tabel 3. Data hasil perhitungan geostropik di stasiun A1 – A2

Kedalaman (m)	Parameter	Stasiun A1	Stasiun A2	Kecepatan Geostropik (m/s)
5	σ (kg/m^3)	21,05	21,15	0,29
	δ (kg/m^3)	$6,74 \times 10^{-06}$	$6,63 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	13,81	13,21	
75	σ (kg/m^3)	22,29	23,15	0,32
	δ (kg/m^3)	$5,57 \times 10^{-06}$	$5,05 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	9,38	8,92	
100	σ (kg/m^3)	23,61	25,02	0,39
	δ (kg/m^3)	$4,71 \times 10^{-06}$	$3,37 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	8,13	7,89	
200	σ (kg/m^3)	27,09	26,99	-0,18
	δ (kg/m^3)	$1,94 \times 10^{-06}$	$1,84 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	5,35	5,58	
300	σ (kg/m^3)	27,91	27,82	-0,18
	δ (kg/m^3)	$1,51 \times 10^{-06}$	$1,59 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	3,67	3,89	
500	σ (kg/m^3)	29,17	29,12	-0,059
	δ (kg/m^3)	$1,18 \times 10^{-06}$	$1,28 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	1,09	1,15	



Gambar 8. Ilustrasi arus geostropik di stasiun A1 – A2 (a) berdasarkan lokasi stasiun di permukaan dan (b) berdasarkan slope isopiknal terhadap kedalaman. Ilustrasi arus geostropik di stasiun C0 – C1 (c) berdasarkan lokasi stasiun di permukaan dan (d) berdasarkan *slope* isopiknal terhadap kedalaman. (Keterangan: Tanda silang (*cross*) mengarah ke timur dan titik (*dot*) mengarah ke barat).

di sekitarnya (Xu 1992), dan mengakibatkan pergerakan air ke atas. Hal ini memungkinkan menambah intensitas *upwelling* kuat di perairan

selatan Jawa Timur. Sementara itu di perairan selatan Jawa Barat, C-Vektor bernilai negatif di musim timur dan barat, namun bernilai positif di

musim peralihan 2. Sirkulasi yang terjadi pada daerah arahnya searah jarum jam dan mengakibatkan daerah konvergensi di sekitarnya, sehingga kecepatan vertikal ke atasnya menurun. Hal ini mengakibatkan berkurangnya intensitas *upwelling* di perairan selatan Jawa Barat.

Stasiun A1 – A2 merupakan stasiun yang berada di perairan selatan Jawa Barat tepatnya di koordinat antara 7,995 °LS 105,484 °BT – 8,517 °LS 105,471 °BT. Stasiun ini memiliki jarak 58076 m, dimana jarak ini memungkinkan adanya arus geostropik (jarak minimum antar stasiun untuk pembentukan geostropik adalah 10000 m). Pada kedalaman 5 m di stasiun A1 – A2, densitas permukaan di stasiun A1 lebih kecil dibandingkan A2. Jika dilihat dari perhitungan anomali volume spesifik, densitas mempunyai hubungan berbanding terbalik dengan anomali volume spesifik, di mana perhitungan anomali spesifik ini sangat mempengaruhi besarnya geopotensial suatu stasiun. Sehingga dapat disimpulkan bahwa geopotensial di A1 lebih besar dibandingkan geopotensial di A2. Hal ini menyebabkan muka air di stasiun A1 lebih tinggi daripada muka air di A2, sehingga terjadi pergerakan massa air dari muka air tinggi ke muka air rendah atau dari A1 menuju A2 atau dari utara ke selatan, yang sering dinamakan juga dengan *slope* atau gaya gradien tekanan. Pergerakan massa air ini merupakan arus densitas.

Pada stasiun A1 dan A2 mempunyai rata-rata *coriolis* sebesar $2,09 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$. Arus densitas akibat gaya gradien tekanan di stasiun A1 dan A2 akan mengalami pembelokan arah ke kiri arus akibat *coriolis*. *Coriolis* ini akan terus mempengaruhi pergerakan arus, sehingga ketika *coriolis* dalam keadaan seimbang dengan gaya gradien tekanan, maka terbentuklah arus geostropik yang arahnya ke timur. Ilustrasi arus geostropik di stasiun A1 – A2 dijelaskan pada Gambar 8a.

Arah ke timur pada stasiun A1 – A2 tidak terjadi di semua kedalaman, melainkan hanya berada di permukaan sampai kedalaman 100 m. Sedangkan arah arus kedalaman 100 – 600 m yaitu ke barat. Hal ini dapat dijelaskan dengan hubungan antara isobar dan isopiknal, di mana menurut teori di BBS jika *slope* isopiknal turun ke arah kanan maka arus bergerak mendekati pengamat atau dalam kasus ini ke arah barat (Hadi dan Radjawane 2009). Gambar 8b menunjukkan bahwa garis isopiknal naik ke arah kanan pada kedalaman 0 – 100 m, sehingga arus ke timur. Variasi kecepatan geostropik di kedalaman 0-100 m berkurang

terhadap kedalaman. Untuk melihat apakah kenyataan di lapangan tersebut sama dengan teori, maka digunakanlah penerapan persamaan *thermal wind*. Dari permukaan sampai kedalaman 100 m densitas di Stasiun A2 lebih besar daripada stasiun A1.

Densitas dari permukaan (5 m) hingga 100 m menunjukkan bahwa densitas berkurang ke arah utara atau ke stasiun A1, sehingga $\frac{\partial \rho}{\partial y} < 0$. Sehingga dengan persamaan *thermal wind*, $(f\rho = \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right) = g \frac{\partial \rho}{\partial y})$, jika densitas yang berkurang ke arah utara maka gradien horisontalnya lebih besar dari 0 $\left(\frac{\partial \rho}{\partial y} < 0\right)$, sehingga $\left(\frac{\partial u}{\partial z} < 0\right)$, karena z (kedalaman) di laut mempunyai nilai negatif, maka kecepatan bertambah terhadap kedalaman.

Ageostrophic Secondary Circulation sangat dipengaruhi dari hasil kecepatan geostropik (Tabel 4). Komponen C-Vektor dapat mempresentasikan hasil nilai positif (adanya kecepatan vertikal ke atas) dan negatif (adanya kecepatan vertikal ke bawah). Komponen C-Vektor pada setiap kedalaman mempunyai nilai yang negatif, hal ini menandakan bahwa adanya pergerakan vertikal ke bawah akibat sirkulasi yang searah jarum jam. Pada kedalaman 5 – 100 m resultan C-Vektor bertambah, namun di kedalaman diatas 100m, resultannya berkurang.

Stasiun C0 – C1 merupakan stasiun yang terletak pada koordinat 9 °LS 114,483 °BT – 9,4833 °LS 114,483 °BT, yang berada di perairan selatan Jawa Timur. Jarak antar stasiun C0 – C1 adalah 53801 m, di mana jarak ini memungkinkan terjadi arus geostropik. Data-data hasil perhitungan arus geostropik pada kedalaman tertentu di stasiun C0 – C1 ditunjukkan pada Tabel 5.

Pada kedalaman 5 m di stasiun C0 – C1, densitas permukaan di stasiun C1 cenderung lebih kecil dibandingkan stasiun C0. Pergerakan massa air ini dinamakan dengan arus densitas yang terjadi akibat adanya gaya gradien tekanan. Gaya *coriolis* rata-rata antara stasiun ini sebesar $2,34 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$. Ketika terjadi keseimbangan antara gaya *coriolis* dan gaya gradien tekanan maka terbentuklah arus geostropik, yang dalam kasus ini akan mempunyai arah arus ke barat. Arah arus geostropik di stasiun C0 – C1 menurut hasil perhitungan Tabel 3 mempunyai arah yang sama yaitu ke barat atau bernilai negatif pada setiap kedalamannya. Variasi kecepatan arus geostropik di stasiun C0 – C1 menunjukkan bahwa kecepatan arus berkurang

terhadap kedalaman. Penambahan densitas ini menyebabkan adanya penurunan nilai anomali volume spesifik, sehingga mempengaruhi juga pada nilai geopotensial yang lebih kecil daripada

permukaan laut. Hasil perhitungan dari *Ageostrophic Secondary Circulation* dapat dilihat pada Tabel 6, di mana perhitungan ini sangat dipengaruhi dari hasil kecepatan geostropik.

Tabel 4. Data hasil perhitungan *Ageostrophic Secondary Circulation* di stasiun A1-A2

Kedalaman (m)	Kecepatan Geostropik (m/s)			Komponen C-Vektor		Resultan C-Vektor
	V	u_g	v_g	C_{yy}	C_{xx}	
5	0,29	0,29	-0,01203	-0,0019	-0,0808	0,0662
75	0,32	0,32	-0,00953	-0,0012	-0,0507	0,0717
100	0,39	0,39	-0,0048	-0,0003	-0,0128	0,0809
200	-0,18	-0,18	0,00461	-0,0002	-0,0119	0,0168
300	-0,18	-0,18	0,00461	-0,0002	-0,0118	0,0168

Tabel 5. Data hasil perhitungan geostropik di stasiun C0 – C1

Kedalaman (m)	Parameter yang dihitung	Stasiun C0	Stasiun C1	Kecepatan Geostropik (m/s)
5	σ (kg/m^3)	22,32	22,21	-0,78
	δ (kg/m^3)	$5,53 \times 10^{-06}$	$5,63 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	10,68	11,67	
75	σ (kg/m^3)	24,72	23,89	-0,56
	δ (kg/m^3)	$3,55 \times 10^{-06}$	$4,34 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	7,52	8,26	
100	σ (kg/m^3)	26,01	24,77	-0,37
	δ (kg/m^3)	$2,43 \times 10^{-06}$	$3,61 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	6,74	7,21	
200	σ (kg/m^3)	27,36	27,16	-0,11
	δ (kg/m^3)	$1,60 \times 10^{-06}$	$1,79 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	4,92	5,06	
300	σ (kg/m^3)	28,08	28,06	-0,03
	δ (kg/m^3)	$1,37 \times 10^{-06}$	$1,39 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	3,48	3,52	
500	σ (kg/m^3)	29,26	29,25	-0,001
	δ (kg/m^3)	$1,14 \times 10^{-06}$	$1,15 \times 10^{-06}$	
	Φ (m^2/s^2)	1,05	1,07	

Tabel 5. Arus *Ageostrophic Secondary Circulation* distasiun C0 – C1

Kedalaman (m)	Kecepatan Geostropik (m/s)			Komponen C-Vektor		Resultan C-Vektor
	V	u_g	v_g	C_{yy}	C_{xx}	
5	0,78	-0,7893	0,0147	0,00377	0,20241	0,2024
75	0,56	-0,5606	0,0104	0,00190	0,10210	0,1021
100	0,36	-0,3691	0,0068	0,00082	0,04426	0,0044
200	0,11	-0,1146	0,0021	0,00008	0,00427	0,0044
300	0,03	-0,0289	0,0005	0,00001	0,00027	0,0002

KESIMPULAN

Hasil perhitungan nilai *Ekman pumping velocity* (EPV) menunjukkan peningkatan *upwelling* mulai bulan Juni, mencapai puncaknya dari Juli hingga September, dan menurun mulai Oktober, hampir menghilang pada November. Perbedaan EPV antara perairan Jawa barat dan timur menunjukkan tingkat *upwelling* yang lebih tinggi di sebelah barat. Hasil pengukuran oseanografi di perairan selatan Jawa, terlihat bahwa selama musim timur pada transek C terjadi fenomena *upwelling* karena temperatur yang lebih rendah dan lapisan termoklin yang dangkal. Arus geostropik di daerah ini mengalir dominan ke arah barat pada musim barat, musim timur, dan musim peralihan, dengan kecepatan berkisar antara 0,0255 – 0,5439 m/s; 0,0274 – 0,7107 m/s; dan 0,164 – 0,805 m/s. Arus ini mencapai kecepatan maksimum di lepas pantai selatan Jawa. Pada musim barat dan musim peralihan, arus geostropik ke arah timur memiliki kecepatan signifikan, terutama di sekitar pantai selatan Jawa Barat dan lintang 8°LS perairan selatan Jawa Barat. Analisis menggunakan metode C-Vektor menunjukkan bahwa pada musim timur di transek C, terdapat *Ageostrophic Secondary Circulation* dengan nilai resultan yang positif dan signifikan di sekitar pantai selatan Jawa Tengah, serta pada musim peralihan 2 di lepas pantai Jawa Tengah. Besarnya sirkulasi sekunder ageostropik ini dipengaruhi oleh kecepatan arus geostropik di setiap stasiun. Hasil ini menunjukkan kemungkinan adanya gerakan vertikal ke atas dan sirkulasi berlawanan arah jarum jam, yang dapat meningkatkan fenomena *upwelling* di perairan Jawa bagian timur.

DAFTAR PUSTAKA

- Chu, P.C. 2002. C-vector for identification of oceanic secondary circulations across Arctic Fronts in Fram Strait. *Geophysical research letters*, 29(24): 10–11.
- Du, Y., Dong, X., Jiang, X., Zhang, Y., Zhu, D., Sun, Q., Wang, Z., Niu, X., Chen, W., Zhu, C. & Jing, Z., 2021. Ocean surface current multiscale observation mission (OSCOM): Simultaneous measurement of ocean surface current, vector wind, and temperature. *Progress in Oceanography* 193: 102531. doi: 10.1016/J.POCEAN.2021.102531.
- Dubravko, J., Villy, K., Giulio, M., Songjie, H., Weisberg, R., Yannis, A., Barker, C., Annalisa, B., Brian, D., Chuanmin, H. & Haosheng, H., 2022. Transport Processes in the Gulf of Mexico Along the River-Estuary-Shelf-Ocean Continuum: a Review of Research from the Gulf of Mexico Research Initiative. *Estuaries and Coasts*, 45(3): 621–657.
- Ferijal, T., Batelaan, O. & Shanafield, M., 2021. Spatial and temporal variation in rainy season droughts in the Indonesian Maritime Continent. *Journal of Hydrology*, 603: p.126999. doi: 10.1016/J.JHYDROL.2021.126999.
- Gil, J. & Gomis, D., 2008. The secondary ageostrophic circulation in the Iberian Poleward Current along the Cantabrian Sea (Bay of Biscay). *Journal of Marine Systems*, 74(1–2): 60–73.
- Giordani, H. & Peyrillé, P., 2022. Dynamics of the Atlantic Marine Intertropical Convergence Zone. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(16): p. e2021JD036392.
- Hadi, S. & Radjawane, I.M., 2009. Arus laut. Institut Teknologi Bandung, Bandung 88.
- Hoskins, B.J., Draghici, I. & Davies, H.C. 1978. A new look at the ω -equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104(439): 31–38.
- Hu, Q., Chen, X., He, X., Bai, Y., Zhong, Q., Gong, F., Zhu, Q. & Pan, D., 2022. Seasonal variability of phytoplankton biomass revealed by satellite and BGC-Argo data in the central tropical Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(10): p. e2021JC018227.
- Jamet, Q., Deremble, B., Wienders, N., Uchida, T. & Dewar, W.K., 2021. On wind-driven energetics of subtropical gyres. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(4): p. e2020MS002329.
- Kunarso, Hadi, S., Sari Ningsih, N., Baskoro, M.S., Wirasatriya, A. & Kuswardani, A.R.T.D., 2020. The classification of upwelling indicators base on sea surface temperature, chlorophyll-a and upwelling index, the case study in Southern Java to Timor Waters. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 530(1): p.012020.
- Kuswardani, R.T.D. & Qiao, F., 2014. Influence of the Indonesian Throughflow on the upwelling off the east coast of South Java. *Chinese Science Bulletin*, 59: 4516–4523.
- Wirasatriya, A., Setiawan, J.D., Sugianto, D.N., Rosyadi, I.A., Haryadi, H., Winarso, G., Setiawan, R.Y. & Susanto, R.D., 2013.

- Identifikasi Upwelling Berdasarkan Distribusi Vertikal Suhu, Sigma-t, dan Arus di selatan Jawa hingga Nusa Tenggara Barat. *PROSIDING*, p. 128.
- Marpaung, S. & Prayogo, T., 2014. Analisis arus geostropik permukaan laut berdasarkan data satelit altimetri. *Prosiding Seminar Nasional Penginderaan Jauh 2014*, pp. 561–567.
- Ningsih, N.S., Sakina, S.L., Susanto, R.D. & Hanifah, F., 2021. Simulated zonal current characteristics in the southeastern tropical Indian Ocean (SETIO). *Ocean Science*, 17(4): 1115–1140.
- Nontji, A. 1987. Archipelago sea. *Penerbit Jambatan, Jakarta*. [Indonesia].
- Nurlatifah, A., Martono, Susanti, I. & Suhermat, M., 2021. Variability and trend of sea level in southern waters of Java, Indonesia. *Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science*, 71(3): 272–283.
- Pond, S. & Pickard, G.L., 1983. Introductory dynamical oceanography. Gulf Professional Publishing.
- Purba, M. 2007. Dinamika perairan selatan Pulau Jawa-Pulau Sumbawa saat muson tenggara. *Torani*, 17(2): 140–150.
- Sato, R. & Kusaka, H., 2022. Climatological study of airflow channelling in relation to surface geostrophic wind. *Meteorological Applications*, 29(4): p. e2082.
- Shou, S., Li, S., Shou, Y. & Yao, X., 2023. Mesoscale Weather Diagnosis Analysis. *An Introduction to Mesoscale Meteorology*, pp. 253–306.
- 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): p. 1682.
- Syamsudin, F. & Kaneko, A., 2013. Ocean variability along the southern coast of Java and Lesser Sunda Islands. *Journal of Oceanography*, 69(5): 557–570.
- Wen, C., Wang, Z., Wang, J., Li, H., Shi, X., Gao, W. & Huang, H., 2023. Variation of the coastal upwelling off South Java and their impact on local fishery resources. *Journal of Oceanology and Limnology*, 41(4): 1389–1404.
- Wijaya, Y.J., Wisna, U.J., Rejeki, H.A. & Ismunarti, D.H., 2023. Variability of the South Java Current from 1993 to 2021, and its relationship to ENSO and IOD events. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, pp. 1–15.
- Wirasatriya, A., Setiawan, J.D., Sugianto, D.N., Rosyadi, I.A., Haryadi, H., Winarso, G., Setiawan, R.Y. & Susanto, R.D., 2020. Ekman dynamics variability along the southern coast of Java revealed by satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 41(21): 8475–8496.
- Xu, Q. 1992. Ageostrophic pseudovorticity and geostrophic C-vector forcing—A new look at the Q vector in three dimensions. *Journal of Atmospheric Sciences* 49(12): 981–990.
- Zamanian, M.T. 2023. A New Look at the Vertical Shear of the Geostrophic Current. Part I: Dense Current. *International Journal Of Coastal, Offshore And Environmental Engineering*, 8(3): 49–62.