

ALTERNATIF PENGUKURAN KONSENTRASI OKSIGEN TERLARUT DI LAUT INDONESIA BAGIAN BARAT PADA MUSON TENGGARA

ALTERNATIVE MEASURING OF DISSOLVED OXYGEN IN THE WESTERN INDONESIAN SEAS DURING SOUTHEAST MONSOON

Faisal Hamzah^{1*}, Teguh Agustiadi¹, Mukti Trenggono², Eko Susilo³, & Iis Triyulianti⁴

¹Pusat Riset Oseanografi, Badan Riset Inovasi Nasional, Jakarta, 14430, Indonesia

²Program Studi Ilmu Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Jenderal Soedirman, Purwokerto, 53122, Indonesia

³Balai Pengelolaan Informasi Sumber Daya Kelautan dan Perikanan, Kementerian Kelautan dan Perikanan, Negara, 82251, Indonesia

⁴Pusat Riset Laut Dalam, Badan Riset Inovasi Nasional, Jakarta, 14430, Indonesia

*E-mail: faisal.hamzah@brin.go.id

ABSTRACT

The measurement of dissolved oxygen (DO) using the Winkler method has weaknesses, but can be solved by the spectrophotometric method. The purpose of this study was to measure the concentration of dissolved oxygen based on the spectrophotometric method in the western Indonesian Seas during the southeast monsoon of June 2015. The concentration of DO was measured according to the Lambert-Beer law using a wavelength of 466 nm. The results show that the oxygen concentration is high in the western of the Karimata Strait and low in the middle of the strait due to respiration and oxidation of organic matter. The oxygen concentration tends to be homogenous the entire of water column of western part of the Java Sea which indicates water well mixed and their concentration in the surface layer of the Sunda Strait was similar and gradually decreased with depth. The western Indonesian Seas is generally oversaturated corresponding to a quick oxygen air-sea water exchange. The results of the correlation of oxygen measurements between the spectrophotometric method and the sensor show a good performance, so that it can be used as an alternative in measuring dissolved oxygen concentrations and can be used over a wide range of oxygen concentrations in oceanic, fresh water and coastal areas.

Keywords: *dissolved oxygen, spectrophotometry, water mass mixing*

ABSTRAK

Pengukuran oksigen terlarut dengan metode Winkler memiliki kelemahan, namun bisa diatasi dengan metode spektrofotometri. Tujuan dari penelitian ini adalah mengukur konsentrasi oksigen terlarut berdasarkan metode spektrofotometri di bagian barat laut Indonesia pada muson tenggara Juni 2015. Konsentrasi oksigen diukur berdasarkan hukum Lambert-Beer dengan panjang gelombang 466 nm. Hasil pengukuran menunjukkan bahwa konsentrasi oksigen tinggi di bagian barat Selat Karimata dan rendah pada bagian tengah selat yang dimungkinkan karena tingginya proses oksidasi bahan organik dan respirasi. Konsentrasi oksigen cenderung seragam di seluruh kolom air Laut Jawa bagian barat, hal tersebut mencerminkan proses pencampuran sempurna. Konsentrasi yang sama juga terlihat jelas pada lapisan permukaan di Selat Sunda dan berkurang dengan bertambahnya kedalaman. Laut Indonesia bagian barat cenderung supersaturasi pada lapisan permukaan dan mengindikasikan adanya pertukaran yang cepat antara oksigen pada lapisan permukaan air laut dengan atmosfer. Hasil korelasi pengukuran oksigen antara metode spektrofotometri dan sensor menunjukkan hubungan yang baik sehingga dapat dijadikan alternatif dalam mengukur konsentrasi oksigen terlarut dan dapat digunakan pada berbagai rentang konsentrasi oksigen yang luas di wilayah laut, air tawar, dan pesisir.

Kata kunci: oksigen terlarut, pencampuran massa air, spektrofotometri

I. PENDAHULUAN

Oksigen terlarut (*dissolved oxygen* atau DO) merupakan konsentrasi atau kandungan gas oksigen ekosistem perairan yang dibutuhkan oleh seluruh biota perairan serta proses biogeokimia (North *et al.*, 2014; Schindler, 2017). Oksigen terlarut menjadi salah satu parameter kimia perairan penting yang diukur untuk mengetahui daya dukung ekosistem perairan melalui produktivitas primer ataupun status suatu perairan (Jalukse *et al.*, 2008; Triyulianti *et al.*, 2017; Espinosa-Diaz *et al.*, 2021; Zhu *et al.*, 2021). Informasi konsentrasi DO perairan diperlukan bagi kepentingan pengelolaan, ekstensifikasi lahan budidaya terutama pengembangan usaha budidaya perikanan dan mitigasi bencana ekosistem pesisir (hipoksia). Konsentrasi oksigen perairan global mengalami penurunan sebagai dampak dari peningkatan polusi perairan, masukan nutrien yang berlebih serta pemanasan global (Stramma *et al.*, 2008; Breitburg *et al.*, 2009; 2018). Rendahnya konsentrasi oksigen perairan membahayakan kelangsungan hidup biota perairan serta aktivitas masyarakat yang memiliki ketergantungan pada sumberdaya hayati perairan dan jasa kelautan, oleh karena itu penting untuk melakukan monitoring dan mengukur DO secara berkala agar dapat segera diketahui kualitas dan status perairan tersebut (Breitburg *et al.*, 2018; Sanchez-Perez *et al.*, 2021).

Pengukuran DO juga dilakukan untuk mengetahui jejak asal usul massa air pada bidang oseanografi fisika (Ramesh *et al.*, 2013; Hamzah & Trenggono, 2014). Dinamika konsentrasi oksigen terlarut suatu perairan dipengaruhi oleh proses fisika seperti difusi dan aerasi serta proses biokimia (Espinosa-Díaz *et al.*, 2021). Difusi dan aerasi (proses fisika) terkait dengan dinamika konsentrasi oksigen terlarut dipengaruhi oleh suhu, tekanan atmosfer dan proses hidrodinamika, sedangkan masukan nutrien, polusi dan aktivitas biologi terlibat pada

proses biokimia (Nakova *et al.*, 2009; Banerjee *et al.*, 2019).

Berbagai metode telah diterapkan untuk mengukur nilai DO, antara lain mikrogasometrik, spektrometrik massa, kromatografi gas dan modifikasi Winkler. Metode umum yang digunakan untuk kepentingan studi oksigen adalah modifikasi Winkler. Metode ini banyak digunakan dikarenakan tidak memerlukan kalibrasi serta dapat dipercaya hasilnya (*reliable*) (Jalukse *et al.*, 2008; Carvalho *et al.*, 2021). Selain itu, metode ini juga sering digunakan sebagai kalibrasi pada pengukuran oksigen dengan menggunakan elektrode (*probe*)-DO meter (Labasque *et al.*, 2004; Carvalho *et al.*, 2021), sehingga didapatkan keakuratan serta optimasi ketidakpastian (*uncertainty*) terhadap hasil pengukuran (Jalukse *et al.*, 2008; Carvalho *et al.*, 2021). Metode modifikasi Winkler memiliki kelemahan diantaranya menggunakan larutan bersifat tidak stabil (*unstable solution*) seperti $Mn(OH)_2$ sesaat pemberian H_2SO_4 serta tidak adanya kalibrasi hasil pengukuran (Pai *et al.*, 1993; Helm *et al.*, 2012), dan hasil titrasi sampel dengan volume 1 mL memiliki nilai bias (Shriwastav *et al.*, 2017). Hasil observasi oleh Riley *et al.* (1975) menunjukkan bahwa penggunaan tiosulfat teridentifikasi sebagai sumber ketidakakuratan. Terjadinya kontaminasi atau interaksi sampel dengan udara/atmosfer, penggunaan reagen yang kurang dari standar, serta volatilisasi iodine juga kelemahan dari metode ini (Pai *et al.*, 1993; Labasque *et al.*, 2004; Helm *et al.*, 2012). Carpenter (1965) dan Wong & Li (2009) lebih lanjut menjelaskan kelemahan metode modifikasi Winkler diantaranya adalah oksidasi udara terhadap iodide, volatilisasi iodine, adanya oksigen dalam reagen, kontaminasi iodate terhadap larutan iodide, konsumsi atau produksi iodine oleh reagen yang telah terkontaminasi, dan terdapat perbedaan titik akhir (*end point*) dan titik kesamaan (*the equivalence point*). Semua kelemahan yang telah disebutkan bisa diminimalisir dengan

menggunakan metode spektrofotometri yang menggunakan *pump* dan *flow cell* dan sampel dialirkan ke dalam spektrofotometer tanpa adanya kontak langsung dengan udara (Pai *et al.*, 1993; Labasque *et al.*, 2004). Prinsip kerja pengukuran oksigen dengan menggunakan spektrofotometri berdasarkan hukum Lambert-Beer dengan menggunakan panjang gelombang 466 nm (Labasque *et al.*, 2004; Horskotte *et al.*, 2010). Selain itu, prinsip kerja metode ini adalah dengan mendeteksi titik akhir (*end-point*) (Bryan *et al.*, 1976; Jalukse *et al.*, 2008; Horskotte *et al.*, 2010).

Pengukuran DO di laut Indonesia umumnya dilakukan dengan metode modifikasi Winkler serta DO meter, sedangkan pengukuran dengan menggunakan metode spektrofotometri belum banyak dilakukan. Tujuan dari penelitian ini adalah mengukur konsentrasi DO berdasarkan metode spektrofotometri di Laut Indonesia bagian barat pada muson tenggara Juni 2015. Ruang lingkup penelitian ini akan mengulas pengukuran DO dengan metode spektrofotometri termasuk didalamnya membahas mengenai pembuatan larutan, kurva standar, serta pengendalian mutu (*quality control*) dan penjaminan kualitas (*quality assurance*) hasil pengukuran. Penerapan metode ini dilakukan pada pengukuran konsentrasi DO di Laut Indonesia bagian barat yang meliputi Selat Karimata, Selat Sunda dan Laut Jawa bagian barat. Daerah penelitian di atas merupakan bagian dari ekosistem besar perairan Laut Indonesia (*Indonesian Sea Large Marine Ecosystem*) dengan karakteristik topografi serta oseanografi yang khas.

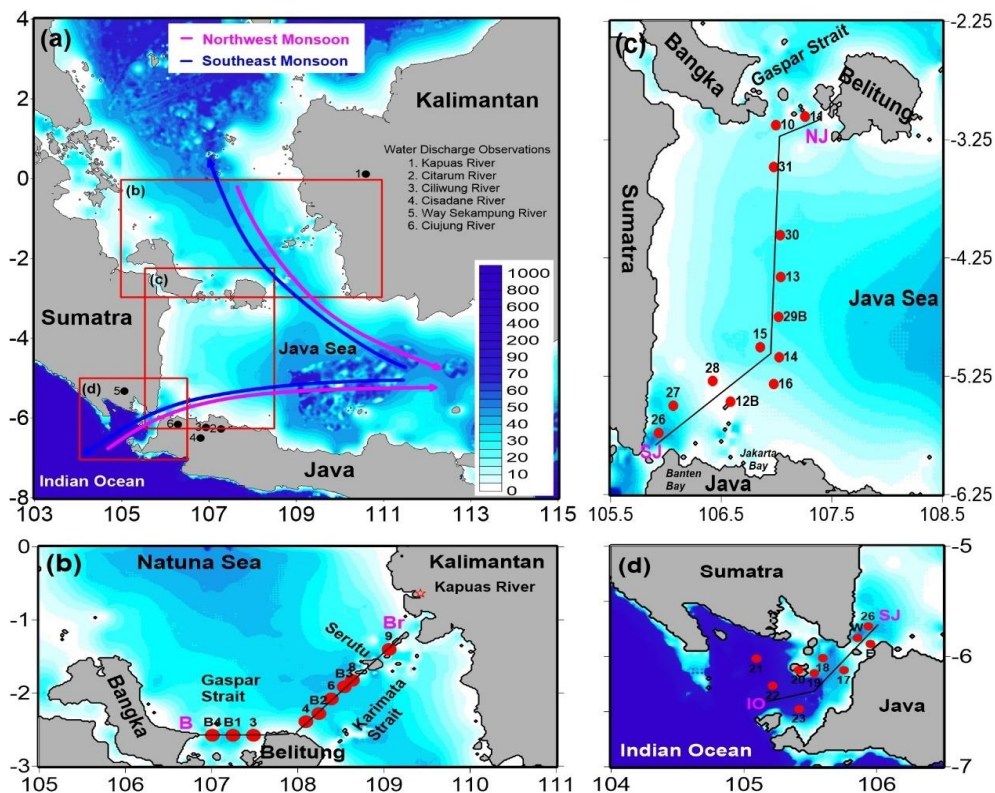
II. METODE PENELITIAN

2.1. Waktu dan Lokasi Penelitian

Kegiatan penelitian dilaksanakan pada tanggal 7-17 Juni 2015 menggunakan wahana kapal riset Baruna Jaya VIII yang dikelola oleh Pusat Penelitian Oseanografi - Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia.

Pengukuran DO dilakukan pada 31 stasiun pengamatan yang tersebar di Selat Karimata, Selat Sunda dan Laut Jawa bagian barat (Gambar 1b-1d). Sampel diambil mulai kedalaman 5 m hingga 40-50 m di Selat Karimata dan Laut Jawa bagian barat dan kedalaman 5-900 m di Selat Sunda. Penelitian ini merupakan bagian kegiatan “*South China Sea-Indonesian Seas Transport/Exchange (SITE) and Dynamics of Sunda and Karimata Straits*” program yang merupakan penelitian bersama antara Balai Penelitian dan Observasi Laut (BPOL), BRSDM KP-KKP, Indonesia dengan *the First Institute of Oceanography (FIO)*, SOA-Tiongkok.

Selat Karimata, Selat Sunda dan Laut Jawa bagian barat merupakan perairan penting di bagian barat Indonesia menghubungkan Laut Tiongkok Selatan dan Samudra Hindia. Selat Karimata dilintasi massa air $3,6 \pm 0,8$ Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) dari Laut Tiongkok Selatan menuju Laut Jawa pada musim muson barat dan $1,2 \pm 0,6$ Sv pada muson tenggara (Fang *et al.*, 2010; Susanto *et al.*, 2013), sedangkan Selat Sunda dilintasi oleh massa air $0,7 \pm 0,83$ Sv dan $0,24 \pm 0,1$ Sv dari Laut Jawa menuju Samudra Hindia pada muson tenggara dan muson barat (Putri, 2005; Susanto *et al.*, 2016). Beberapa sungai besar bermuara di barat Indonesia berasal dari pulau Jawa, Kalimantan dan Sumatra antara lain: Sungai Kapuas, Sungai Cijung, Sungai Cisadane, Sungai Ciliwung, Sungai Citarum, dan Sungai Way Sekampung (Gambar 1a). Suplai air sungai beserta bahan organik tersebut tinggi pada musim muson barat bertepatan dengan musim penghujan. Pada musim muson timur, angin zonal (timur-barat) berhembus dari timur menuju barat Laut Jawa, mencampur seluruh kolom air dikarenakan batimetri yang dangkal dan sebagian menuju Samudra Hindia dan Laut Tiongkok Selatan (tanda panah biru pada Gambar 1a) dan menuju Laut Jawa pada musim muson barat (tanda panah magenta pada Gambar 1a).



Gambar 1. Lokasi pengambilan sampel ditandai oleh persegi panjang merah yang dilalui oleh pertukaran massa air dari Laut Jawa ke Laut Tiongkok Selatan dan Samudra Hindia dan sebaliknya pada musim muson timur (biru) dan barat (magenta). Stasiun pengambilan sampel di Selat Karimata (b), Laut Jawa bagian barat (c) dan Selat Sunda (d). *Isodepth* dalam satuan meter.

2.2. Pembuatan Larutan dan Kurva Standar

Secara umum, larutan yang digunakan untuk analisis oksigen terlarut dengan metode spektrofotometri sama dengan yang digunakan dengan menggunakan metode modifikasi Winkler, namun hanya berbeda konsentrasi dan adanya larutan KIO_3 (Tabel 1). KIO_3 digunakan untuk proses standardisasi. Perbandingan konsentrasi larutan antara metode modifikasi Winkler dengan metode spektrofotometri disajikan pada Tabel 1.

Kurva standar dibuat sebelum analisis sampel dilakukan. Kurva standar penting dibuat dalam perhitungan nilai akhir konsentrasi oksigen yang membutuhkan nilai *slope* hasil regresi antara volume konsentrasi I_2 dengan nilai koreksi absorbansi. Pembuatan kurva standar dengan metode

spektrofotometri difokuskan pada pengukuran konsentrasi I_2 dan triiodide (I_3^-) dan didapat melalui proses oksidasi *iodide* dengan iodate (Pai *et al.*, 1993; Labasque *et al.*, 2004). Berbeda dengan metode modifikasi Winkler, perhitungan konsentrasi oksigen hanya berdasarkan konsentrasi I_2 (Labasque *et al.*, 2004). Reagen yang dijadikan sebagai larutan standar adalah KIO_3 dengan konsentrasi 0,005 mol/L dengan volume 0 ml, 1 ml, 2 ml dan 3 ml. Tiap volume larutan standar dibuat dalam 3 rangkap botol. Botol *Biological Oxygen Demand* (BOD) berukuran 60 ml diisi dengan akuades/milliQ dan ditambahkan 0,5 ml H_2SO_4 dan 0,5 ml NaOH-KI. Sampel dikocok dengan sempurna dan dimasukkan ke dalam *thermostatic bath* (suhu kamar 25 °C) selama 30 menit. Dalam menghindari terjadinya interaksi sampel dengan udara,

Tabel 1. Perbandingan konsentrasi larutan pada metode modifikasi Winkler dan spektrofotometri.

No.	Nama Larutan	Metode	
		Modifikasi Winkler ^a	Spektrofotometri ^b
1.	MnSO ₄ .4H ₂ O ^a ; MnCl ₂ ^b	2,15 mol/L	3 mol/L
2.	NaOH	12,5 mol/L	8 mol/L
3.	KI	0,9 mol/L	4 mol/L
4.	H ₂ SO ₄	98%	28%
5.	Na ₂ S ₂ O ₃	0,04 mol/L	0,2 mol/L
6.	KIO ₃	-	0,005 mol/L

^aKonsentrasi larutan berdasarkan standar nasional Indonesia (SNI):06-6989.14-2004 (Badan Standar Nasional, 2004).

^bKonsentrasi larutan berdasarkan metode spektrofotometri (Labasque *et al.*, 2004).

aquades/milliQ ditambahkan pada tutup botol BOD. Setelah waktu tunggu selesai, larutan KIO₃ sesuai dengan volume kurva standar (0 ml, 1 ml, 2 ml, dan 3 ml) ditambahkan menggunakan pipet volumetrik yang sebelumnya telah dibersihkan dengan aquades/milliQ dan sampel berubah warna menjadi kuning. Sampel kemudian diaduk sempurna menggunakan *stirer* dan selanjutnya ditambahkan 0,5 ml MnCl₂. Nilai absorbansi sampel diukur dengan menggunakan spektrofotometer pada panjang gelombang 466 nm (Labasque *et al.*, 2004). Setelah seluruh pengukuran dilakukan, tahap selanjutnya adalah koreksi absorbansi. Koreksi absorbansi merupakan selisih absorbansi setiap pengukuran volume standar dengan nilai rata-rata absorbansi volume larutan standar (KIO₃) 0 ml (Pai *et al.*, 1993; Labasque *et al.*, 2004).

$$Abs_{ni} = Abs_i - Abs_0 \dots \dots \dots (1)$$

Keterangan: Abs_{ni} = koreksi absorbansi ke-i; Abs_i = nilai absorbansi ke-i; Abs_0 = rata-rata absorbansi vol. KIO₃ 0 ml.

Konsentrasi I₂ didapatkan melalui persamaan (2) (Pai *et al.*, 1993; Labasque *et al.*, 2004):

$$I_2 = \frac{\left[\frac{(s \times C_{KIO_3} \times Vol_{KIO_3})}{Vol_{akhir}} \right]}{1000} \dots \dots \dots (2)$$

Keterangan: I_2 = konsentrasi I₂ (mol/L), C_{KIO_3} = konsentrasi KIO₃ (mmol/L), V_{KIO_3} = volume KIO₃ (mmol/L), Vol_{akhir} = Volume akhir KIO₃ (ml).

Nilai DO merupakan konversi nilai absorbansi hasil perekaman spektrofotometri dan nilai pendukung lainnya berdasarkan persamaan dibawah (Labasque *et al.*, 2004):

$$DO = \left[\frac{(A_s - A_b)}{a} \right] * \left[\frac{V_f}{(V_f - V_r)} \right] * \frac{1}{\rho - O_{2reagen}} \dots (3)$$

Keterangan: DO = oksigen terlarut ($\mu\text{mol kg}^{-1}$); A_s = nilai absorbansi sampel; A_b = nilai absorbansi *blank*; a = slope hasil pengukuran kurva standar ($\text{AU } \mu\text{mol}^{-1}$), V_f = volume sampel (ml), V_r = volume reagen, $R_1 + R_2$ (ml), ρ = densitas air laut (kg dm^{-3}) dan $O_{2reagen}$ = penambahan reagen DO ($0,5 \mu\text{mol l}^{-1}$).

2.3. Pengambilan dan Analisis Sampel

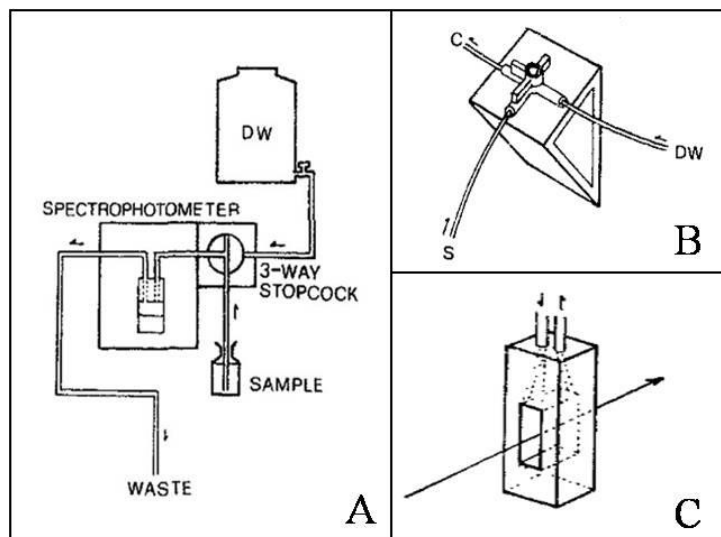
Sampel DO diambil menggunakan *Rossette Niskin* botol volume 10-liter yang terangkai pada alat pengukur dan perekam konduktivitas, suhu dan kedalaman (*Conductivity, Temperature-Depth* atau CTD)-Seabird 911 plus. Sampel diambil dari kedalaman 5 m hingga 40-50 m di Selat Karimata dan Laut Jawa bagian barat dan kedalaman 5-900 m di Selat Sunda. Pengambilan sampel mewakili permukaan,

tengah dan dasar kolom perairan. Setelah CTD sampai di permukaan, pengambilan sampel DO siap dilakukan. Sampel air laut dialirkan dari *Niskin* botol ke botol BOD dengan menggunakan selang silikon dan setiap kedalaman dibuat menjadi 2 botol (Hamzah *et al.*, 2020). Selama pemindahan sampel pastikan tidak ada gelembung air baik pada selang maupun pada botol BOD. Sampel kemudian ditambahkan 0,5 ml $MnCl_2$ dan 0,5 ml $NaOH-KI$ dan kocok dengan sempurna hingga berubah warna menjadi coklat. Sampel kemudian dimasukan ke dalam *thermostatic bath* pada suhu kamar ($25\text{ }^{\circ}C$). Untuk menghindari terjadinya interaksi sampel dengan udara, aquades/milliQ ditambahkan pada tutup botol BOD. Sampel didiamkan selama ± 30 menit dan setelah itu dikocok kembali untuk menghindari interaksi oksigen didalam sampel dengan udara. Simpan kembali sampel dalam *thermostatic bath* minimal 2 jam sejak dimasukkan atau maksimal 24 jam sejak pengambilan sampel. Setelah masa penyimpanan selesai, 0,5 ml H_2SO_4 ditambahkan kedalam sampel, kocok, dan nilai absorbansi siap diukur. *Turbidity blank* dilakukan jika sampel mengandung bahan

tersuspensi dengan cara menambahkan $Na_2S_2O_3$. Absorbansi sampel diukur pada panjang gelombang 466 nm.

2.4. Skema Pengukuran Konsentrasi Oksigen

Skema pengukuran oksigen dengan menggunakan metode spektrofotometer dapat dilihat pada Gambar 2. Peralatan ini memiliki tiga saluran terhubung (*3-way stopcock*) yaitu katup *S-Sample*, *C-Cuvette*, dan katup *DW-Destillation Water/milliQ* (Gambar 2A). Sampel (60 ml) yang telah siap dianalisis dihubungkan pada katup S. Pada kondisi katup S dan C terbuka/terhubung, sampel dalam kondisi di *stirer* mengalir menuju kuvet. Selama pengaliran sampel, nilai absorbansi sampel (A_s) akan terbaca oleh spektrofotometer dan sampel akan keluar kuvet menuju pembuangan (*waste*). Setelah absorbansi sampel didapat, dilanjutkan pengukuran nilai absorbansi *blank* sampel (A_b). Sampel yang digunakan adalah DW. Pengukuran dilakukan dengan cara mengatur posisi katup DW dan C terbuka/terhubung dan DW akan mengalir menuju kuvet. Spektrofotometer akan membaca nilai absorbansi (A_b), selanjutnya DW keluar



Gambar 2. Skema pengukuran DO dengan menggunakan metode spektrofotometer (A), katup penutup yang terhubung 3 selang (sampel (*S-Sample*), kuvet (*C-Cuvette*) dan DW (*DW-Destillation Water/milliQ*)) (B) dan kuvet yang terhubung dua selang (input dan output) (C) (Pai *et al.*, 1993).

kuvet menuju pembuangan (*waste*). Durasi pengaliran sampel dan DW dihentikan apabila nilai absorbansi yang terbaca konstan.

2.5. Pengendalian Mutu (*Quality Control*) dan Penjaminan Kualitas (*Quality Assurance*)

Pengendalian mutu (*quality control*) dan penjaminan kualitas (*quality assurance*) dilakukan selama pengukuran. Dalam hal ini, pengendalian mutu dilakukan pada hasil kurva standar, sedangkan penjaminan kualitas dilakukan pada hasil pengukuran sampel. Kurva standar yang didapatkan dari hubungan linear antara nilai absorbansi dengan konsentrasi I_2 akan menghasilkan koefisien determinasi yang akan menentukan baik buruknya kurva standar yang dibuat. Nilai *slope* dari persamaan kurva standar dapat digunakan sebagai bahan inputan perhitungan nilai akhir DO. Penjaminan kualitas pengukuran (*quality control*) mensyaratkan nilai koefisien korelasi (r) harus lebih besar dari 0,9999 ($r > 0,9999$). Apabila nilai r di bawah nilai tersebut, maka pembuatan kurva standar harus diulang sesuai dengan prosedur di atas. Pembuatan kurva standar dilakukan setiap hari selama pengambilan sampel dilakukan. Penjaminan mutu hasil pengukuran sampel dilakukan jika nilai eror setiap sampel (tiap stasiun tiap kedalaman dua botol sample) kurang dari 1,25%. Apabila nilai eror setiap sampel lebih besar, maka data hasil pengukuran tidak bisa digunakan.

III. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Kurva Standar, Pengendalian Mutu dan Penjaminan Kualitas Hasil Pengukuran

Hasil pengukuran larutan standar didapatkan nilai absorbansi, absorbansi terkoreksi dan konsentrasi I_2 yang disajikan pada Tabel 2. Terlihat bahwa semakin tinggi volume KIO_3 , maka nilai *raw* absorbansi dan konsentrasi I_2 juga akan tinggi. Konsentrasi

I_2 pada penelitian ini berkisar antara 0-720 $\mu\text{mol/L}$ oksigen dan lebih rendah dibandingkan dengan hasil pengukuran Labasque *et al.* (2004) yaitu 0-892 $\mu\text{mol/L}$. Rendahnya proporsi iodine dan iodate sangat tergantung pada konsentrasi awal iodide (I^-), konsentrasi oksigen terlarut dan suhu. Nilai iodide sendiri sangat tergantung pada pH dan suhu (Nowaczyk Jr. *et al.*, 1993). Suhu yang digunakan dalam pengukuran adalah suhu kamar (25 °C). Telah diketahui bahwa iodide bersifat volatil, sehingga dalam hal ini proporsi keduanya sangat tergantung pada konsentrasi oksigen. Proses standardisasi maupun pengukuran sampel dilakukan pada panjang gelombang yang sama yaitu 466 nm. Hal ini terkait dengan sensitivitas pengukuran oksigen (Labasque *et al.*, 2004). Apabila dilakukan pada panjang gelombang dibawah itu, maka akan terjadi peningkatan penyerapan I_3^- dan berkurangnya penyerapan I_2 (Labasque *et al.*, 2004). Pai *et al.* (1993) mengukur konsentrasi I_3^- pada panjang gelombang 353-356 nm, dan hasilnya adalah terjadi absorpsi maksimum I_3^- pada kisaran panjang gelombang tersebut. Namun, untuk mengukur konsentrasi iodine, Pai *et al.* (1993) menggunakan panjang gelombang 456 nm dan mendekati panjang gelombang dalam penelitian ini.

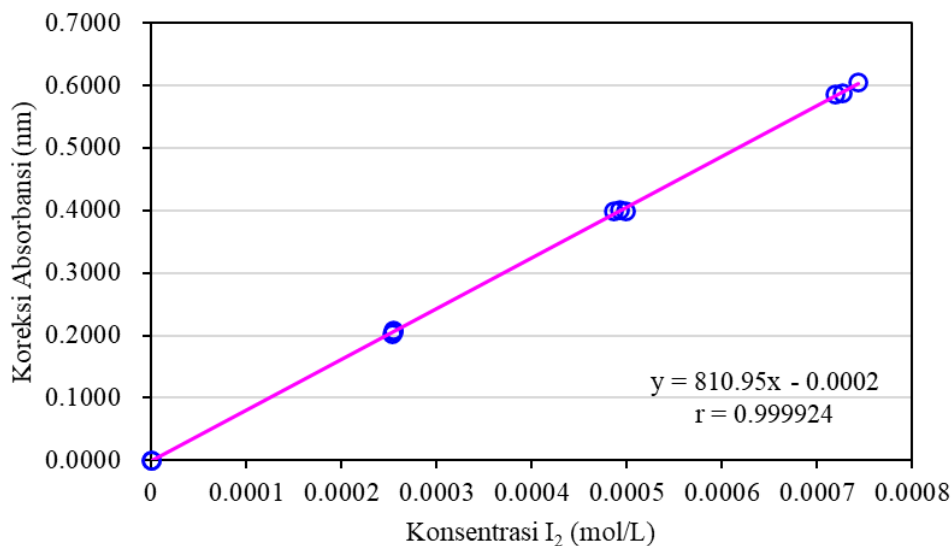
Persamaan kurva standar $y=810,95x - 0,0002$ dengan nilai koefisien korelasi (r) adalah 0,999924 dan koefisien determinasi (r^2) sebesar 0,999848 diperoleh dari hubungan regresi antara koreksi absorbansi dengan konsentrasi I_2 (Tabel 2, Gambar 3). Nilai koefisien korelasi tersebut telah memenuhi kriteria sehingga nilai *slope* kurva standar (810,95) dapat digunakan dalam perhitungan konsentrasi DO.

3.2. Hidrologi Perairan

Karakteristik hidrologi perairan Selat Karimata, Selat Sunda, dan Laut Jawa bagian barat divisualisasikan dari hasil pengukuran salinitas dan suhu. Hasil pengukuran salinitas dan suhu di Selat Karimata disajikan dalam profil *cross section* (Gambar 4a dan 4c).

Tabel 2. Nomor dan volume botol BOD, konsentrasi KIO₃ dan nilai absorbansi hasil pengukuran larutan standar.

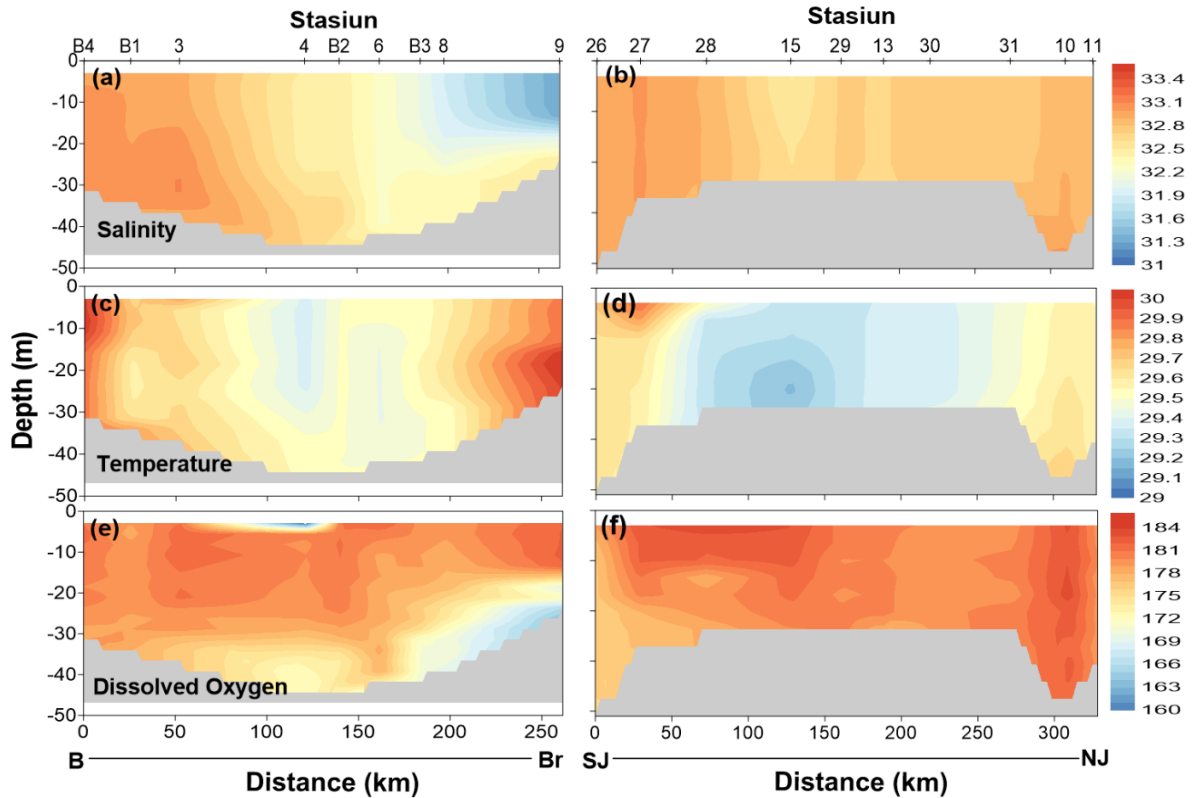
No. Botol BOD	Volume Botol (mL)	Konsentrasi KIO ₃ (mmol/L)	Vol. KIO ₃ (mL)	Vol. akhir (mL)	Raw Absorbansi	Absorbansi terkoreksi	Konsentrasi I ₂ (mol/L)
261	57,48	5,0047	0,00	57,98	0,002	0,000	0,000000
226	57,26	5,0047	0,00	57,76	0,002	0,000	0,000000
276	58,53	5,0047	0,00	59,03	0,001	0,000	0,000000
222	57,46	5,0047	1,00	58,96	0,210	0,209	0,000255
203	57,44	5,0047	1,00	58,94	0,208	0,207	0,000255
210	57,74	5,0047	1,00	59,24	0,204	0,203	0,000253
208	59,18	5,0047	2,00	61,68	0,400	0,399	0,000487
205	57,60	5,0047	2,00	60,10	0,400	0,399	0,000500
255	58,43	5,0047	2,00	60,93	0,401	0,400	0,000493
255	58,43	5,0047	3,00	61,93	0,588	0,587	0,000727
241	57,10	5,0047	3,00	60,60	0,606	0,605	0,000743
238	59,10	5,0047	3,00	62,60	0,587	0,586	0,000720



Gambar 3. Hubungan antara konsentrasi I₂ (mol/L) dengan koreksi absorbansi (nm).

Salinitas rendah 31,3 – 31,9 PSU ditemukan di bagian timur Selat Karimata mulai dari stasiun 09 hingga stasiun 08 dari lapisan permukaan hingga kedalaman 18-20 m. Rendahnya nilai salinitas tersebut dipengaruhi oleh Sungai Kapuas terlihat *plume* Sungai Kapuas bisa mencapai ±70 km atau stasiun B3 (Gambar 4a). Salinitas meningkat menuju tengah Selat Karimata dan Selat Gaspar terutama pada kedalaman 8 m hingga 38 m antara stasiun B4 hingga stasiun 03. Nilai suhu tinggi pada stasiun yang berdekatan dengan daerah pesisir terutama

stasiun B4 dan 09. Nilai suhu pada stasiun B4 tinggi dari kedalaman 3 m hingga ~14 m yang mencapai 30 °C. Berbeda dengan stasiun 09, nilai suhu tinggi terlihat kedalaman 18 m hingga dasar perairan (~26 m). Di bagian tengah Selat Karimata, terlihat bahwa nilai suhu cenderung seragam dari permukaan hingga kedalaman dasar dengan kisaran 29,35–29,55 °C. Secara umum, hasil pengukuran suhu di Selat Karimata sama dengan penelitian Xu *et al.* (2021) (~29.5 °C).

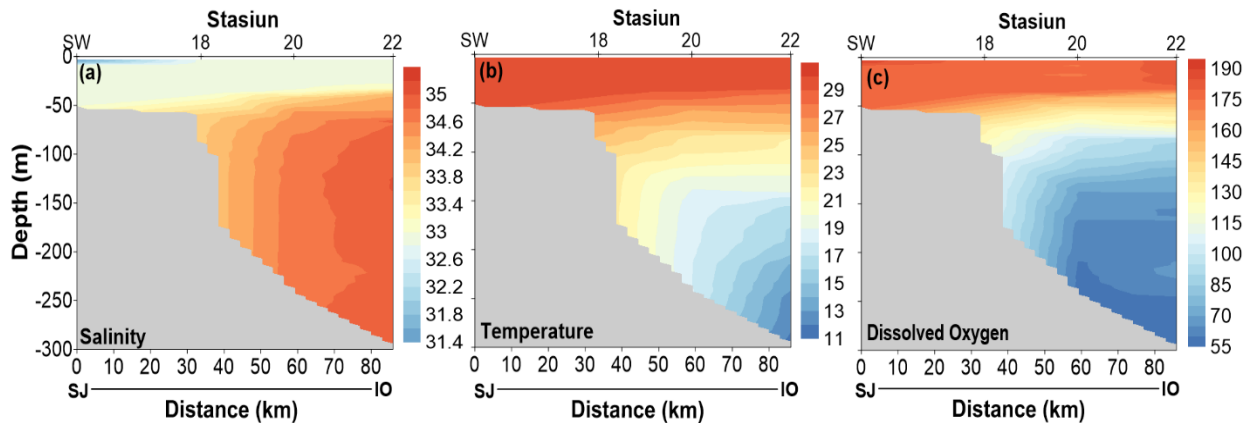


Gambar 4. Penampang melintang (*cross section*) vertikal suhu ($^{\circ}\text{C}$), salinitas (PSU), dan oksigen terlarut ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) di Selat Karimata (kiri panel) dan Laut Jawa bagian barat (kanan panel). B (Belitung), Br (Borneo), SJ (Selatan Jawa) dan NJ (Utara Jawa) menunjukkan lokasi *cross section* pada kedua lokasi penelitian (lihat Gambar 1b-1d).

Pola *cross section* salinitas di Laut Jawa bagian barat menunjukkan nilai yang seragam (Gambar 4b). Salinitas mulai dari permukaan hingga kedalaman dasar cenderung memiliki konsentrasi yang sama. Hal ini dikarenakan angin mengaduk secara sempurna bagian barat Laut Jawa sehingga massa air pada daerah tersebut tercampur sempurna (Susanto *et al.*, 2016). Nilai salinitas pada lokasi ini berkisar antara 32,5–32,8 PSU. Pengaruh Samudra Hindia yang masuk melalui Selat Sunda tampak terlihat pada stasiun 26, 27, dan 28. Nilai salinitas pada ketiga stasiun tersebut di kolom perairan cenderung seragam yang berkisar antara 32,8–33 PSU. Nilai suhu pada utara Laut Jawa bagian barat (stasiun 10 dan 11) cenderung lebih rendah di bagian permukaan dibandingkan dengan bagian dasar (Gambar 4d). Nilai suhu pada kedua stasiun tersebut

berkisar antara 29,5–29,8 $^{\circ}\text{C}$. Nilai suhu pada bagian tengah (stasiun 28–31) cenderung seragam di seluruh lapisan permukaan. Pengaruh sinar matahari diduga mampu menembus sampai kedalaman dasar dikarenakan kedalaman cukup dangkal (25 m). Suhu cenderung tinggi mendekati Selat Sunda dan pada permukaan hingga kedalaman 10 m lebih tinggi (29,8–30 $^{\circ}\text{C}$) dibandingkan dengan kedalaman dasar. Nilai suhu cenderung seragam pada kedalaman dasar dengan kisaran rata-rata adalah 29,7 $^{\circ}\text{C}$.

Profil salinitas dan suhu di Selat Sunda ditampilkan penampang melintang (*cross section*) pada 4 stasiun yaitu SW, 18, 20, dan 22 (Gambar 5a dan 5b). Salinitas rendah $\sim 31,5$ PSU ditemukan pada stasiun SW dipengaruhi oleh intrusi Laut Jawa pada kedalaman ~ 10 –20 m. Intrusi massa air Laut



Gambar 5. Penampang melintang (*cross section*) (a) vertikal suhu ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinitas (PSU), dan (c) oksigen terlarut ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) di Selat Sunda. SJ (Selatan Jawa) dan IO (Indian Ocean) menunjukkan lokasi *cross section* pada lokasi penelitian. Data ditampilkan sampai kedalaman 300 m.

Jawa di Selat Sunda dapat mencapai 30 km mendekati stasiun 20 (Gambar 5a) dan bahkan bisa lebih jauh terutama pada puncak musim muson timur. Nilai salinitas pada lapisan permukaan cenderung seragam ~ 33 PSU kedalaman 5 m hingga 50 m. Kondisi sebaliknya, pada stasiun dekat dengan laut lepas (St. 22), salinitas rendah ini hanya ditemukan hingga kedalaman ~ 35 m. Nilai salinitas meningkat pada lapisan yang lebih dalam terutama kedalaman 50 m hingga 150 m (33,5–34,5 PSU). Massa air dengan kisaran nilai salinitas tersebut ditemukan pada stasiun 18 dan jauh lebih dalam dibandingkan di stasiun 20 dan 22. Pengaruh massa air dari Samudra Hindia terlihat pada stasiun 22 dengan nilai salinitas tinggi terukur mulai kedalaman 60 m hingga 300 m. Nilai suhu cenderung seragam pada lapisan permukaan (kedalaman 3-50 m), kemudian mengalami perubahan yang dimulai kedalaman 75 hingga 300 m. Nilai suhu mengalami perubahan yang kecil dimulai kedalaman 300 m. Suhu pada permukaan sekitar 30°C , kemudian pada kedalaman 75-300 m berkisar antara $10\text{--}27,5^{\circ}\text{C}$.

Hasil pengukuran salinitas dan suhu memperlihatkan proses yang berbeda pada lokasi studi dan dipengaruhi oleh sistem monsun (Susanto *et al.*, 2016; Xu *et al.*, 2021). Perairan Selat Karimata, dipengaruhi

massa air dari laut Tiongkok Selatan dan Laut Jawa (Susanto *et al.*, 2013; Xu *et al.*, 2021) serta Sungai Kapuas dengan dinamika proses fisik yang unik setiap musimnya. Hal tersebut diperlihatkan pada hasil perekaman data *acoustic doppler current profiler* (ADCP) di Selat Karimata rentang waktu Desember 2007 - November 2008 oleh Fang *et al.* (2010) dan Susanto *et al.* (2013). Awal Oktober hingga akhir Maret (*boreal winter*), massa air dari Laut Tiongkok Selatan bergerak menuju Perairan Indonesia (Laut Jawa) melalui Selat Karimata. Massa air ini mengisi seluruh kolom perairan Selat Karimata sehingga profil suhu dan salinitas seragam. Sebaliknya, pada Mei hingga September (*boreal summer*), massa air dari Perairan Indonesia khususnya Laut Jawa bergerak menuju Laut Tiongkok Selatan dikarenakan angin zonal, namun hanya di bagian permukaan hingga kedalaman 30 m. Walaupun massa air dominan bergerak menuju Laut China Selatan, pada lapisan yang lebih dalam ($\sim 40\text{--}45$ m), kolom perairan Selat Karimata diisi oleh massa air Laut China Selatan yang mengalir menuju ke Laut Jawa (Fang *et al.*, 2010; Susanto *et al.*, 2013; Xu *et al.*, 2021). Proses ini mengakibatkan parameter biogeokimia di Selat Karimata seperti karbon juga memiliki dinamika yang unik (Hamzah *et al.*, 2020).

Proses pengadukan massa air oleh angin zonal di Laut Jawa bagian barat lebih dominan dibandingkan dengan proses lainnya dikarenakan perairan dangkal (Anwar *et al.*, 2018). Pada bulan Juni, angin sudah mulai bergerak dari Australia menuju daratan Asia (Hamzah *et al.*, 2020). Proses terjadinya pencampuran tersebut dimulai dari arus yang dibangkitkan oleh angin (*wind stress*) kemudian secara tidak langsung menengaruhi kolom perairan dan parameter didalamnya, kemudian massa air tersebut bergerak sesuai dengan arah angin (Gambar 1a). Karakteristik massa air pada lapisan permukaan di Selat Sunda lebih dominan dipengaruhi massa air Laut Jawa (Hamzah *et al.*, 2020; Susanto *et al.*, 2016). Massa air Samudra Hindia masuk ke perairan Selat Sunda dibangkitkan oleh gelombang Kelvin yang berasal dari bagian tengah ekuator Samudra Hindia terutama pada musim barat. Massa air di sekitar barat Sumatera termasuk didalamnya di sekitar Selat Sunda, didominasi oleh massa air *North Indian Central Water* (NICW) dan *Australasian Mediterranean Water* (AAWM) (Putri, 2005).

3.3. Konsentrasi Oksigen Terlarut

3.3.1. Distribusi Horisontal

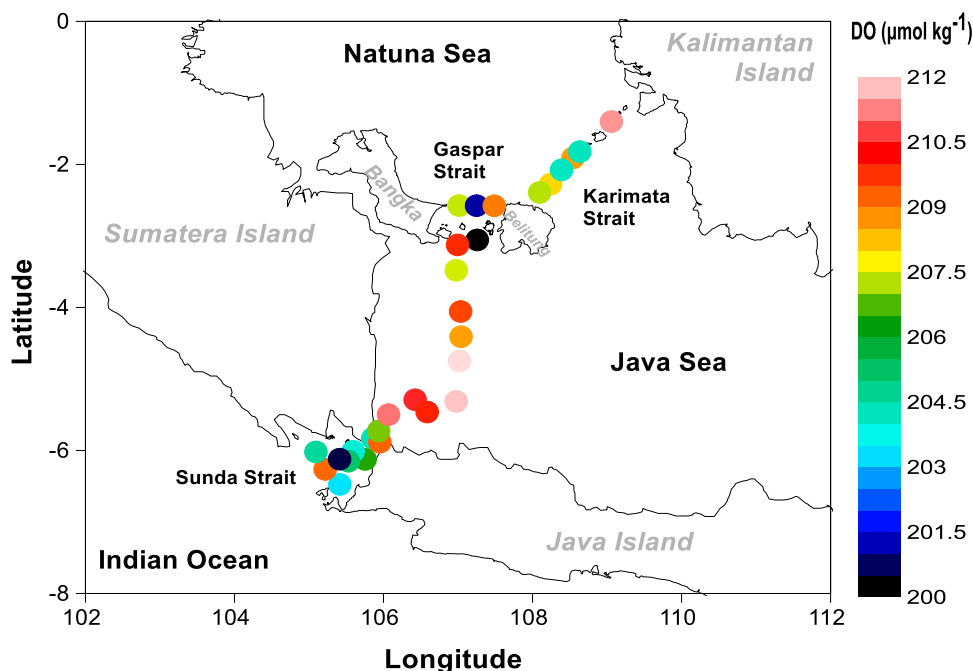
Distribusi horisontal DO memperlihatkan variasinya di lokasi studi (Gambar 4e-f dan Gambar 6). Di Selat Karimata, konsentrasi DO tinggi ditemukan pada daerah pesisir khususnya pada St.09 yang mendapat pengaruh masukan dari Sungai Kapuas. Sungai Kapuas tersebut membawa massa air tawar (*plume*) yang mengandung bahan-bahan organik dan nutrien, terdistribusi hingga ~70 km ke tengah Selat Karimata (St. B3) yang dicirikan oleh nilai salinitas kurang dari 32 PSU (lihat cross section salinitas pada Gambar 4a). *Plume* tersebut akan menstimulasi pertumbuhan fitoplankton yang memproduksi oksigen melalui proses fotosintesis sebagai salah satu produk akhir (Dai *et al.*, 2008) sehingga nilai DO pada

daerah tersebut menjadi tinggi. Nilai oksigen pada stasiun 09 kedalaman 5 m adalah 210,6 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Konsentrasi oksigen terlihat rendah pada bagian tengah Selat Karimata terutama pada stasiun B3 dan stasiun 8 (204 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). Hal ini diduga karena oksigen yang ada digunakan untuk proses dekomposisi bahan organik dan respirasi.

Di Laut Jawa bagian barat, nilai DO mempunyai variasi rendah antara bagian utara, tengah dan selatan yang mendekati Selat Sunda (Gambar 6). Nilai DO tampak rendah pada stasiun 11 (199,8 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), meningkat pada bagian tengah hingga ke stasiun 26 dengan kisaran adalah 207–211,9 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Jika dilihat penampang vertikal kedalaman 5 m (Gambar 4f), DO tinggi ($>207 \mu\text{mol kg}^{-1}$) antara stasiun 15 hingga stasiun 27. Proses ini diduga sebagai hasil pengadukan massa air pada stasiun ini, sehingga massa air tercampur dan oksigen cenderung seragam. Selain itu, dikarenakan perairan yang dangkal, penetrasi sinar matahari mampu mencapai dasar perairan, sehingga proses fotosintesis berlangsung sempurna di seluruh kolom perairan. Hal yang sama juga dengan konsentrasi DO di Selat Sunda, namun konsentrasinya lebih rendah dibandingkan dengan Laut Jawa bagian barat. Nilai DO di Selat Sunda pada kedalaman 5 m berkisar antara 205–112,5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Secara umum, konsentrasi oksigen pada kedalaman 5 m tidak menunjukkan perbedaan yang signifikan dan konsentrasi cenderung seragam berkisar antara 199,8–211,9 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

3.3.2. Distribusi Vertikal

Distribusi vertikal DO di Selat Karimata, Laut Jawa bagian barat, dan Selat Sunda disajikan pada Gambar 4e, 4f dan 5c. Nilai *cross section* DO di Selat Karimata menunjukkan bahwa pada lapisan permukaan, terdapat massa air yang memiliki nilai DO rendah dengan kisaran konsentrasi adalah 159–169 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (Gambar 4e). Jika dilihat lebih lanjut, antara stasiun 09 sampai dengan B3, nilai oksigen pada lapisan dasar



Gambar 6. Distribusi horisontal kandungan oksigen terlarut ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) di Laut Indonesia bagian barat. Sampel diambil pada kedalaman 5 m.

tampak lebih rendah dibandingkan dengan di permukaan. Rendahnya konsentrasi pada interior laut lapisan dasar diduga adanya pemanfaatan oksigen untuk menguraikan bahan organik dan pemanfaatan oksigen oleh komunitas bakteri (peningkatan respirasi) di sedimen dan lapisan air di atasnya (Hamzah *et al.*, 2020; Lachkar *et al.*, 2022; Lévy *et al.*, 2022). Stasiun 09 dekat dengan Sungai Kapuas, sehingga suplai bahan organik dengan cepat akan terdeposisi kelapisan di atas sedimen. Pada stasiun lainnya, nilai oksigen cenderung sama, hal ini bisa dilihat pada kedalaman 3-18 m antara stasiun B3 dan 09. Pada kedalaman 5-30 m stasiun 6 hingga stasiun B4, konsentrasi DO cenderung seragam.

Konsentrasi DO di Laut Jawa bagian barat cenderung seragam di seluruh kolom perairan (Gambar 4f). Pada bagian utara, nilai oksigen cenderung lebih tinggi dan seragam dengan konsentrasi berkisar antara $180\text{-}184 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Pada bagian tengah, konsentrasi oksigen juga memperlihatkan nilai yang cenderung seragam yaitu $175\text{-}179 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Nilai tersebut terlihat mulai dari

permukaan hingga dasar perairan, mengindikasikan bahwa proses fisik memainkan peranan penting dalam mendistribusikan oksigen (Hamzah *et al.*, 2020; Lévy *et al.*, 2022; Lachkar *et al.*, 2022). Pada stasiun yang berdekatan dengan Selat Sunda, nilai oksigen juga memperlihatkan konsentrasi tinggi, namun pada kedalaman 20-40 m, nilai oksigen terlihat cenderung rendah ($170\text{-}173 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Hal ini diduga oksigen digunakan untuk oksidasi bahan organik yang berasal dari Laut Jawa ataupun bahan organik yang berasal dari daerah *subsurface* akibat pengangkatan massa air (Hendiarti *et al.*, 2004).

Proses pengadukan oleh angin di lokasi penelitian menyebabkan massa air dan konsentrasi DO seragam. Perairan yang mendapat pasokan nutrisi tinggi seperti di sekitar muara sungai atau daerah pesisir lainnya, proses pengadukan oleh angin bisa menyebabkan terjadinya hipoksia terutama pada lapisan dasar, namun proses terjadinya tidak secara langsung (seketika) dan terdapat jeda waktu dan perairan terstratifikasi (Ni *et*

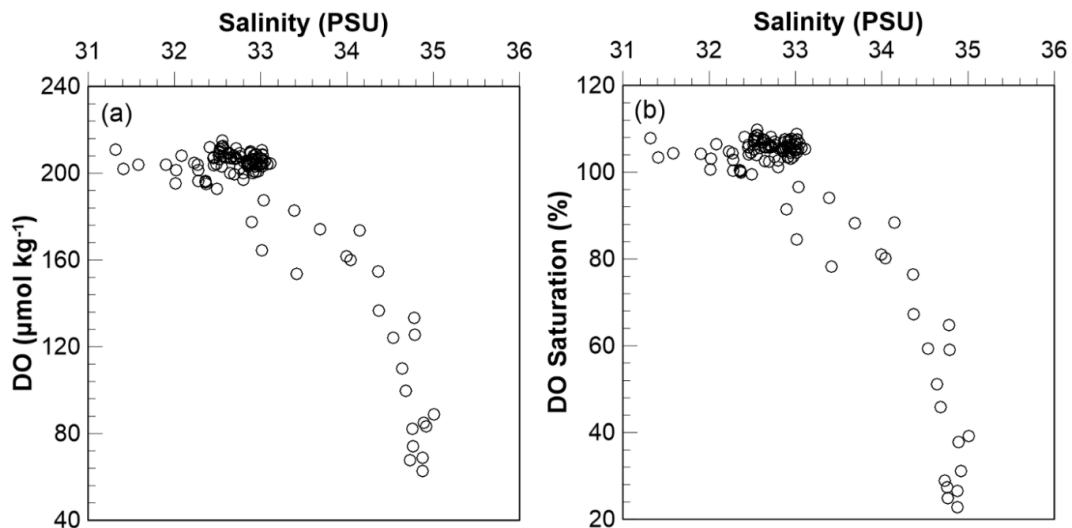
al., 2016). Sebagai contoh pada pengamatan pengadukan oleh angin terhadap konsentrasi oksigen di Estuari Changjiang, Tiongkok. Terdapat dua kemungkinan terhadap stratifikasi massa air yaitu kolom perairan terstratifikasi sempurna dan hanya sebagian. Dampak lainnya akibat pengadukan oleh angin dan diikuti terjadinya hipoksia (Ni *et al.*, 2016; Lincoln, *et al.*, 2021).

Distribusi vertikal DO di Selat Sunda menunjukkan nilai tinggi di daerah selat (stasiun SW) dan rendah konsentrasinya menuju Samudra Hindia (stasiun 22) (Gambar 5c dan 7a). Pada lapisan permukaan kedalaman 5 m, antara stasiun SW hingga stasiun 18 dan mendekati stasiun 22, konsentrasi oksigen cenderung tinggi dan seragam ($>180 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Namun seiring dengan bertambahnya kedalaman, nilai oksigen cenderung berkurang. Hal ini terlihat mulai kedalaman 40 m. Bahkan, pada stasiun yang dekat dengan Samudra Hindia, konsentrasi oksigen tertinggi hanya terdapat pada kedalaman 5 m hingga kedalaman ~ 25 m ($>175 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Pada lapisan yang lebih dalam (>100 m), nilai oksigen cenderung menurun konsentrasinya, namun perubahan yang terjadi cenderung kecil ($\sim 80\text{-}105 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

Oksigen saturasi diukur untuk mengukur seberapa besar interaksi antara oksigen di laut dengan atmosfer. Oksigen saturasi didapatkan dengan cara membagi konsentrasi oksigen terlarut dengan tingkat kelarutan oksigen (*oxygen solubility*) dan tingkat kelarutan oksigen sendiri sangat dipengaruhi oleh suhu (Benson & Krause, 1984; Murray *et al.*, 1968; de Verneil *et al.*, 2021). Selain suhu, keberadaan *sea surface microlayer* atau surfaktan juga menghambat pertukaran gas dari permukaan perairan ke atmosfer. Hasil perhitungan oksigen saturasi (DO saturation) memperlihatkan sebagian besar lapisan permukaan pada Laut Indonesia bagian barat cenderung oversaturasi yang artinya terdapat pertukaran yang cepat antara konsentrasi oksigen pada lapisan permukaan air laut dengan atmosfer. Kondisi ini

didukung oleh nilai suhu dan salinitas pada lokasi penelitian cenderung seragam pada kedalaman tersebut (Gambar 4a-d; 5a-b). Hasil pengukuran oksigen saturasi terhadap salinitas menunjukkan pola yang sama dengan konsentrasi DO (Gambar 7b). Pada lapisan permukaan khususnya di Selat Karimata dan Laut Jawa bagian barat, nilai oksigen saturasi berkisar antara 100 – 109,78 % (oversaturasi). Nilai oksigen saturasi di Selat Sunda bisa mencapai 22% pada kedalaman 900 m. Rendahnya nilai saturasi tersebut juga sangat dipengaruhi oleh suhu yang mencapai 5°C (data tidak ditampilkan). DO saturasi persentasenya semakin kecil dengan bertambahnya kedalaman (suhu rendah dan salinitas tinggi) dan terlihat mulai salinitas 33 PSU. Nilai salinitas 33 PSU merupakan ciri khas massa air Selat Karimata dan Laut Jawa bagian barat dan intrusi massa air Laut Jawa kedalaman di atas 40 m di Selat Sunda (Gambar 7a, DO $>200 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Konsentrasi oksigen terlarut pada interior laut (lapisan bawah permukaan) merupakan hasil dari keseimbangan proses respirasi dan ventilasi advectif dari proses pencampuran atau *mixing process* (Lachkar *et al.*, 2022; Levy *et al.*, 2022).

Secara umum, nilai saturasi memperlihatkan dalam kondisi normal dan hanya sebagian melebihi 100%. Nilai DO saturasi yang melebihi nilai tersebut diduga terjadi proses transfer oksigen dari laut ke atmosfer yang jauh lebih cepat dibandingkan dengan karbondioksida (CO_2) (Zhai *et al.*, 2009). Millero & Sohn (1992) mengungkapkan bahwa pada daerah eufotik, kondisi oversaturasi terjadi karena adanya produksi biologi bersih (*net biological production*) oleh fitoplankton. Jika di laut lepas, terdapat perbedaan densitas yang kuat, maka akan menghambat pengadukan vertikal (*vertical mixing*) sehingga akan mengisolasi lapisan permukaan dan atmosfer dan kondisi menjadi saturasi (100%) (Millero & Sohn, 1992; Hamzah & Trenggono, 2014). Hal yang berbeda ditemukan di lokasi penelitian,



Gambar 7. Distribusi vertikal oksigen terlarut (a) dan oksigen saturasi (b) di Selat Karimata, Laut Jawa bagian barat, dan Selat Sunda, Juni 2015. Pengukuran kedua parameter dilakukan hingga kedalaman 900 m.

perairan cenderung dangkal dan terjadi pengadukan secara total (lihat distribusi vertikal salinitas pada Gambar 4a dan 4b), sehingga menyebabkan kelebihan (*excess*) oksigen dan terlihat pada nilai oksigen saturasi.

Secara umum, perubahan konsentrasi oksigen kolom perairan selain dipengaruhi oleh suhu, juga dipengaruhi oleh tekanan atmosfer, kelimpahan fitoplankton, proses pengadukan massa air oleh angin (Simanjuntak, 2009; Hamzah *et al.*, 2020; Buchanan & Tagliabue, 2021; de Verneil *et al.*, 2022), proses pencampuran massa air (*mixing process*), serta proses biogeokimia perairan yang akan berdampak pada peningkatan kebutuhan oksigen terlarut akibat tingginya proses respirasi oleh organisme (Buchanan & Tagliabue, 2021; Levy *et al.*, 2022; Lachkar *et al.*, 2022; Melet *et al.*, 2022). Pada lapisan permukaan (5 m) di Selat Karimata, nilai oksigen terlarut hasil pengukuran menunjukkan konsentrasi lebih besar dibandingkan dengan hasil pengukuran Simanjuntak (2009) di Perairan Timur Belitung baik pada lapisan permukaan ($186,89 \mu\text{mol kg}^{-1}$; $S = 32,84 \text{ PSU}$; $T = 29,19 \text{ }^\circ\text{C}$) maupun kedalaman 10 m ($174,58 \mu\text{mol kg}^{-1}$; $S = 33,15 \text{ PSU}$; $T = 28,82 \text{ }^\circ\text{C}$).

Konsentrasi oksigen menunjukkan nilai yang tidak jauh berbeda di Selat Sunda. Hasil pengukuran oksigen pada kegiatan JUVO 2012 cruise mulai Selat Sunda hingga Samudra Hindia (data tidak dipublikasikan) menunjukkan bahwa pada lapisan permukaan kedalaman 0-25 m, konsentrasi oksigen berkisar 3-4 ml/l ($\pm 130-175 \mu\text{mol kg}^{-1}$) dan 4-4,5 ml/l ($\pm 175-195 \mu\text{mol kg}^{-1}$) pada kedalaman 25-60 m.

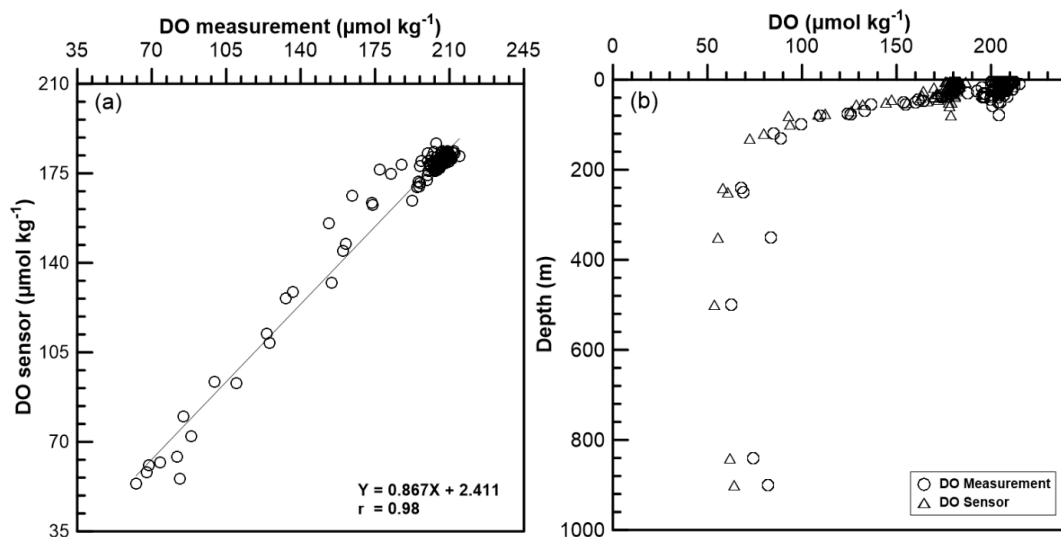
Selain itu, perairan Laut Indonesia sangat dipengaruhi oleh sistem muson atau yang dikenal dengan istilah sistem iklim lokal (Gordon, 2005). Pengaruh tersebut ditunjukkan melalui sistem angin dan pergerakan massa air (permukaan) yang ditandai oleh pergerakan massa air dari Laut Tiongkok Selatan dan Samudra Hindia ke perairan Indonesia melalui Selat Karimata dan Selat Sunda dan sebaliknya (Wyrcki, 1961; Putri, 2005; Fang *et al.*, 2010; Susanto *et al.*, 2013). Pengaruh dari daratan yang ditunjukkan oleh banyaknya sungai yang bermuara di bagian barat Laut Indonesia dari ketiga pulau (Jawa, Kalimantan dan Sumatera) secara langsung akan memengaruhi nilai salinitas dan DO. Hasil penelitian Falcón *et al.*, (2020) menunjukkan adanya aliran karbon organik dari pantai ke

laut lepas (*offshore*) yang mengakibatkan peningkatan respirasi mikroba (Barthelmeß *et al.*, 2021). Perairan Selat Karimata dan Laut Jawa bagian barat memiliki nilai salinitas yang cenderung homogen di seluruh kolom perairan (Gambar 7a). Hal ini terlihat jelas di Selat Karimata yang memiliki massa air (*plume*) Sungai Kapuas bisa mencapai ± 70 km walaupun hanya berada lapisan permukaan (kedalaman 0 - 18m). Dikarenakan suplai bahan organik dan nutrisi yang tinggi dari sungai, sesaat sampai di pesisir akan menstimulasi pengkayaan fitoplankton sehingga akan berpengaruh pada tingginya (oversaturasi) konsentrasi oksigen dan berkurangnya tekanan parsial karbon dioksida ($p\text{CO}_2$) (Dai *et al.*, 2008; Zhai *et al.*, 2009). Namun, pada perairan yang subur terutama dipengaruhi oleh sungai, proses metabolisme seperti produktivitas primer dan respirasi umumnya mempunyai korelasi yang negatif dengan konsentrasi oksigen dan $p\text{CO}_2$ (Dai *et al.*, 2008; Zhai *et al.*, 2009). Di daerah tersebut, nilai oksigen akan tinggi, tetapi nilai $p\text{CO}_2$ akan rendah (proses respirasi-fotosintesis). Hal ini juga ditunjukkan oleh Zhai *et al.* (2009) di hulu Zhujiang River (Pearl River), nilai $p\text{CO}_2$

tinggi dan konsentrasi DO rendah. Hal yang berbeda di daerah bagian hilir (estuari) memiliki $p\text{CO}_2$ rendah dan konsentrasi DO tinggi. Hal yang sama juga terlihat pada lokasi penelitian di Selat Karimata terutama stasiun 08 dan stasiun 09 yang mendapat pengaruh *plume* Sungai Kapuas. Walaupun $p\text{CO}_2$ tidak diukur, namun konsentrasi DO pada kedua stasiun tersebut menunjukkan nilai yang lebih tinggi ($>210 \mu\text{mol kg}^{-1}$) dibandingkan dengan stasiun lainnya. Selain pengaruh dari sungai, tinggi rendahnya konsentrasi oksigen terlarut juga ditentukan oleh proses fotosintesis, respirasi, proses pencampuran (*mixing*) dan proses fisis lainnya.

3.4. Perbandingan Hasil Pengukuran

Korelasi data antara hasil pengukuran DO dengan metode spektrofotometri dan sensor oksigen (sensor elektroda yang terangkai pada CTD) dilakukan untuk mengetahui seberapa akurat hasil pengukuran. Hasil analisis menunjukkan bahwa nilai korelasi antara keduanya adalah tinggi ($r = 0.98$ dan $r^2 = 0.97$) dengan persamaan linear $y = 0,866x + 2,377$ (Gambar 8a). Korelasi tersebut menunjukkan bahwa



Gambar 8. Hubungan antara konsentrasi oksigen terlarut hasil pengukuran dengan sensor (a) dan profil vertikal konsentrasi oksigen terlarut hasil pengukuran dengan sensor (b).

nilai DO cenderung sama atau mempunyai keakuratan dengan hasil pengukuran DO menggunakan sensor. Jika kedua metode ditampilkan dalam bentuk sebaran vertikal, hasil pengukuran keduanya menunjukkan pola yang sama (Gambar 8b).

Hasil perbandingan juga menunjukkan bahwa metode spektrofotometri bisa digunakan sebagai metode alternatif untuk mengukur DO. Jika dilakukan pengukuran dengan menggunakan metode lainnya, perlu diperhatikan kekurangan ataupun kelemahan dari metode tersebut sehingga dapat dimaksimalkan tingkat keakuratan dan ketelitian hasil pengukuran. Hal yang sama juga dengan hasil pengukuran dengan sensor pada CTD, nilai yang didapat perlu dibandingkan atau distandardisasi dengan nilai hasil metode Winkler ataupun spektrofotometri. Sensor oksigen yang terangkai pada CTD umumnya dilakukan kalibrasi 1 tahun sekali bahkan lebih, sehingga perlu adanya validasi terhadap hasil pengukuran tersebut.

IV. KESIMPULAN

Pengukuran oksigen terlarut dengan menggunakan metode spektrofotometri telah dilakukan di Laut Indonesia bagian barat. Konsentrasi oksigen bervariasi di setiap lokasi penelitian. Adanya *plume* Sungai Kapuas di bagian barat Selat Karimata membuat konsentrasi DO tinggi yang distimulasi oleh proses fotosintesis. Kondisi berbeda dijumpai di Laut Jawa bagian barat dengan konsentrasi DO yang homogen di seluruh kolom perairan yang disebabkan oleh pengadukan yang sempurna. Adanya intrusi massa air Laut Jawa tampak terlihat di Selat Sunda yang dicirikan oleh nilai DO lebih tinggi, namun pada stasiun yang berhadapan dengan Samudra Hindia, konsentrasi DO semakin berkurang dan hanya tinggi pada lapisan permukaan hingga kedalaman 25 m. Terdapat korelasi yang baik antara hasil pengukuran dengan menggunakan metode spektrofotometri dan sensor, sehingga

memungkinkan metode ini bisa dijadikan sebagai metode alternatif yang sangat disarankan dalam pengukuran DO, terutama bagi keperluan penelitian yang memerlukan akurasi yang tinggi hasil. Metode spektrofotometri ini sangat efisien waktu dan mudah dilakukan di pesisir maupun di laut lepas dalam jumlah sampel yang banyak. Selain itu, metode ini bisa digunakan pada berbagai rentang konsentrasi oksigen yang luas baik sampel yang berasal dari laut, air tawar, maupun pesisir.

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih kami sampaikan kepada Balai Riset dan Observasi Laut (Balai Pengelolaan Informasi Sumberdaya Kelautan dan Perikanan, Kementerian Kelautan dan Perikanan) dan *Ocean Carbon Group* (Prof. Minhan Dai), State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen University, Tiongkok yang telah menyediakan fasilitas dan peralatan penelitian pada kegiatan pelayaran SITE 2015. Kami juga mengucapkan terima kasih kepada Ligu Guo dan Yan Li yang telah mengajarkan metode spektrofotometri dan membantu persiapan cruise serta *crew* Kapal Riset Baruna Jaya VIII yang membantu selama di lapang.

DAFTAR PUSTAKA

- Anwar, I.P., M.R. Putri, & A. Setiawan. 2018. Ocean numerical model experiment on estimating volume and heat transport in Karimata Strait. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 162: 012001. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/162/1/012001>
- Benson, B.B. & D. Krause. 1984. The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in fresh water and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnol. Oceanogr.*, 29: 620-632.

- <https://doi.org/10.4319/lo.1984.29.3.0620>
- Badan Standar Nasional. 2004. Air dan air limbah. Bagian 14: Cara uji oksigen terlarut secara yodometri (modifikasi azida). 10p.
- Banerjee, A., M. Chakrabarty, N. Rakshit, A.R. Bhowmick, & S. Ray. 2019. Environmental factors as indicators of dissolved oxygen concentration and zooplankton abundance: deep learning versus traditional regression approach. *Ecol. Indic.*, 100: 99-117. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.09.051>
- Barthelmeß, T., F. Schütte, & A. Engel. 2021. Variability of the sea surface microlayer across a filament's edge and potential influences on gas exchange. *Front. Mar. Sci.*, 8: 718384. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.718384>
- Breitburg, D.L., D.W. Hondorp, L.A. Davias, & R.J. Diaz. 2009. Hypoxia, nitrogen, and fisheries: integrating effects across local and global landscapes. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1: 329–349. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163754>
- Breitburg, D.L., L.A. Levin, A. Oschlies, M. Grégoire, F.P. Chavez, D.J. Conley, V. Garçon, D. Gilbert, D. Gutiérrez, K. Isensee, G.S. Jacinto, K.E. Limburg, I. Montes, S.W.A. Naqvi, G.C. Pitcher, N.N. Rabalais, M.R. Roman, K.A. Rose, B.A. Seibel, M. Telszewski, M. Yasuhara, & J. Zhang. 2018. Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371): eaam7240. <https://doi.org/10.1126/science.aam7240>
- Bryan, J.R., J.P. Riley, B. Le, & P.J. Williams. 1976. A Winkler procedure for making precise measurements of oxygen concentration for productivity and related studies. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 21: 191-197. [https://doi.org/10.1016/0022-0981\(76\)90114-3](https://doi.org/10.1016/0022-0981(76)90114-3)
- Buchanan, P.J. & A. Tagliabue. 2021. The regional importance of oxygen demand and supply for historical ocean oxygen trends. *Geophysical Research Letters*, 48: e2021GL094797. <https://doi.org/10.1029/2021GL094797>
- Carpenter, J.H. 1965. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method. *Limnol. Oceanogr.*, 10(1): 141-143. <https://doi.org/10.4319/lo.1965.10.1.0141>
- Carvalho, A., R. Costa, S. Neves., C.M Oliveira, R.J.N Buttencourt, & Silva. 2021. Determination of Dissolved Oxygen in Water by The Winkler Method: Performance modelling and optimisation for environmental analysis. *Microchemical Journal*, 165: 106109. <https://doi.org/10.1016/j.microc.2021.106129>
- de Verneil, A., J.A. Burt, M. Mitchell, & F. Paparella. 2021 Summer Oxygen Dynamics on a Southern Arabian Gulf Coral Reef. *Front. Mar. Sci.* 8: 781428. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.781428>
- Dai, M., W. Zhai, W.-J. Cai, J. Callahan, B. Huang, S. Shang, T. Huang, X. Li, Z. Lu, W. Chen, & Z. Chen. 2008. Effects of an estuarine plume-associated bloom on carbonate system in the lower reaches of the Pearl River estuary and the coastal zone of the northern South China Sea. *Continental Shelf Research*, 28(12): 1416-1423. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.04.018>
- Espinosa-Díaz, L.F., Y-T. Zapata-Rey, K. Ibarra-Gutierrez, & C.A. Bernal. 2021. Spatial and temporal changes of dissolved oxygen in waters of the Pajarales complex, Ciénaga Grande de Santa Marta: Two decades of monitoring. *Sci. Total Environ.*, 785: 147203. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147203>
- Falcón, Y.S., E. Mason, & J. Arístegui. 2020. Offshore transport of organic carbon by upwelling filaments in the Canary

- Current System. *Progress in Oceanography*, 186: 102322. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102322>
- Fang, G., R.D. Susanto, S. Wirasantosa, F. Qiao, A. Supangat, B. Fan, Z. Wei, B. Sulistiyo, & S. Li. 2010. Volume, heat, and freshwater transports from the South China Sea to Indonesian Seas in the boreal winter of 2007-2008. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-11. <https://doi.org/10.1029/2010JC006225>
- Gordon, A.L. 2005. Oceanography of the Indonesian seas and their throughflow. *Oceanography*, 18(4): 14-27. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.01>
- Grasshoff, K. 1976. Determination of oxygen (chapter 4). In: Grasshoff, K., Ehrhardt, M., Kremling, K. (eds.). *Methods of seawater analysis*. Second, revised and extended edition. Verlag Chemie, New York. 75-89 pp.
- Hamzah, F. & M. Trenggono. 2014. Oksigen terlarut di Selat Lombok. *Jurnal Kelautan Nasional*, 9(1): 21-35. <https://doi.org/10.15578/jkn.v9i1.6199>
- Hamzah, F., T. Agustiadi, R.D. Susanto, Z. Wei, L. Guo, Z. Cao, & M. Dai. 2020. Dynamics of the carbonate system in the western Indonesian Seas during the southeast monsoon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125: e2018JC014912. <https://doi.org/10.1029/2018JC014912>
- Hendiarti, N., H. Siegel, & T. Ohde. 2004. Investigation of different coastal processes in Indonesian waters using SeaWiFS data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51: 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.10.003>
- Helm, I., L. Jalukse, & I. Leito. 2012. A highly accurate method for determination of dissolved oxygen: Gravimetric Winkler method. *Analytica Chimica Acta*, 741: 21-23. <https://doi.org/10.1016/j.aca.2012.06.049>
- Horskotte, B., J.C. Alonso, M. Miro, & V. Cerda. 2010. A Multisyringe flow injection Winkler-based spectrophotometric analyzer for in-line monitoring of dissolved oxygen in seawater. *Talanta*, 80(3): 1341-1346. <https://doi.org/10.1016/j.talanta.2009.09.034>
- Jalukse, L., I. Helm, O. Saks, & I. Leito. 2008. On the accuracy of micro Winkler titration procedures: a case study. *Accred. Qual. Assur.*, 13: 575-579. <https://doi.org/10.1007/s00769-008-0419-1>
- Labasque, T., C. Chaumery, A. Aminot, & G. Kergoat. 2004. Spectrophotometric Winkler determination of dissolved oxygen: re-examination of critical factors and reability. *Marine Chemistry*, 88(1): 53-60. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.03.004>
- Lachkar, Z., M. Mehari, M. Lévy, F. Paparella, & J.A. Burt. 2022. Recent expansion and intensification of hypoxia in the Arabian Gulf and its drivers. *Front. Mar. Sci.* 9: 891378. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.891378>
- Lévy, M., L. Resplandy, J.B. Palter, D. Couespel, & Z. Lachkar. 2022. The Chapter 13 – The crucial contribution of mixing to present and future ocean oxygen distribution. *Ocean Mixing: Drivers, Mechanism and Impact*, 329-344. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821512-8.00020-7>
- Lincoln, S., P. Buckley, E.L. Howes, K.M. Maltby, J.K. Pinnegar, T.S. Ali, Y. Alosairi, A. Al-Ragum, A. Baglee, C.O. Balmes, et al. 2021. A Regional Review of Marine and Coastal

- Impacts of Climate Change on the ROPME Sea Area. *Sustainability*, 13: 13810.
<https://doi.org/10.3390/su132413810>
- Melet, A.V., R. Hallberg, & D.P. Marshall. 2022. Chapter 2 – The role of ocean mixing in the climate system. *Ocean Mixing: Drivers, Mechanism and Impacts*, 5: 24.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821512-8.00009-8>
- Millero, F.J. & M.L. Sohn. 1992. Chemical oceanography. CRC Press Inc. Boca Raton. Ann Arbor USA. 571 p.
- Murray, C.M., J.P. Riley, & T.R.S. Wilson. 1968. The solubility of oxygen in Winkler reagents used for the determination of dissolved oxygen. *Deep-Sea Res.*, 15: 237–238.
[https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90046-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90046-6)
- Nakova, E., F.E. Linnebank, B. Bredeweg, P. Salles, & Y. Uzunov. 2009. The river Mesta case study: a qualitative model of dissolved oxygen in aquatic ecosystems. *Eco. Inform.*, 4(5): 339-357.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2009.09.015>
- Ni, X., D. Huang, D. Zeng, T. Zhang, H. Li, & J. Chen. 2016. The impact of wind mixing on the variation of bottom dissolved oxygen off the Chanjiang Estuary during Summer. *Journal of Marine System*, 154: 122-130.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.11.010>
- Nowaczyk Jr, F.J., R.L. Schnaare, C.M. Ofner III, & R.J. Wigent. 1993. A spectrophotometric modification the Winkler method for measurement of dissolved oxygen. *Pharm. Res.*, 10(2): 305-308.
<https://doi.org/10.1023/A:1018911600034>
- North, R.P., R.L. North, D.M. Livingstone, O. Köster, & R. Kipfer. 2014. Long-term changes in hypoxia and soluble reactive phosphorus in the hypolimnion of a large temperate lake: consequences of a climate regime shift. *Glob. Change Biol.*, 20: 811-823.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12371>
- Pai, S-C., G-C. Gong, & K.K. Liu. 1993. Determination of dissolved oxygen in seawater by direct spectrophotometry of total iodine. *Marine Chemistry*, 41: 343-351.
[https://doi.org/10.1016/0304-4203\(93\)90266-Q](https://doi.org/10.1016/0304-4203(93)90266-Q)
- Parsons, T.R., M. Yoshiaki, & C.M. Lalli. 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press, New York. 188 p.
- Putri, M.R. 2005. Study of ocean climate variability (1959-2002) in the eastern Indian Ocean, Java Sea and Sunda Strait using the HAMburg Shelf Ocean Model. Dissertation. Hamburg Univ. 117 p.
- Ramesh, S., G.A. Ramadass, M. Ravichandran, & M.A. Atmanand. 2013. Dissolved oxygen as a tracer for intermediate water mixing characteristics in the Indian Ocean. *Current Science*, 105(12): 1724-1729.
<https://www.jstor.org/stable/24099754>
- Riley, J.P., D.E. Robertson, J.W.R. Dutton, N.T. Mithcell, P.J. Williams, & B. Le. 1975. Analytical chemistry of seawater. In: J.P. Riley. & G. Skirrow (Eds.) (2nd ed.). Chemical oceanography, Vol. 3. Academic Press. London.193-514p.
- Sanchez-Perez, ED. L. Sanchez-Velasco, E.D. Ruvalcaba-Aroche, A. Ornelas-Vargas, E. Beier, E.D. Barton, M.A. Pen a, V.M. Godínez, & F. Contreras-Catala. 2021. Temperature and dissolved oxygen concentration in the Pacific Ocean at the northern region of the oxygen minimum zone off Mexico between the last two PDO

- cool phases. *Journal of Marine System*, 222: 103607. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103607>
- Schindler, D. 2017. Warmer climate squeezes aquatic predators out of their preferred habitat. *Proc. Natl Acad. Sci. USA*. 114: 9764-9765. <https://doi.org/10.1073/pnas.1712818114>
- Shriwastav, A., G. Sudarsan, P. Bose, & V. Tare. 2017. A modified Winkler's method for determination of dissolved oxygen concentration in water: Dependence of method accuracy on sample volume. *Measurement*, 106: 190-195. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2017.05.004>
- Simanjuntak, M. 2009. Hubungan faktor lingkungan kimia, fisika terhadap distribusi plankton di Perairan Belitung Timur, Bangka Belitung. *Jurnal Perikanan*, 11(1): 31-45. <https://doi.org/10.22146/jfs.2970>
- Susanto, R.D., Z. Wei, R.T. Adi, B. Fan, S. Li, & G. Fang. 2013. Observation of Karimata Strait throughflow from December 2007 to November 2009. *Acta oceanol. Sin.*, 32(5): 1-6. <https://doi.org/10.1007/s13131-013-0307-3>
- Susanto, R. D., Z. Wei, R. T. Adi, Q. Zheng, G. Fang, F. Bin, A. Supangat, T. Agustiadi, S. Li, M. Trenggono, & A. Setiawan. 2016. Oceanography surrounding Krakatau volcano in the Sunda Strait, Indonesia. *Oceanography*, 29(2): 228-237. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.31>
- Stramma, L., G.C. Johnson, J. Sprintall, & V. Mohrholz. 2008. Expanding Oxygen Minimum Zones in the Tropical Ocean. *Science*, 320: 655-658. <https://doi.org/10.1126/science.115384>
- Triyulianti, I., I. Hermawan, A. Yunanto, N. A. Pradisty, A.C. Raymonza, F. Islamy, & N.C Magdalena. 2017. Profil Vertikal Kandungan Oksigen Terlarut dan Fluoresen in vivo Sebagai Indikator Keberlangsungan Kehidupan di Perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi. *Jurnal Kelautan Nasional*, 12(2): 59-71. <https://doi.org/10.15578/jkn.v12i2.6222>
- Wyrтки, K. 1961. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand 1959-1961. *Naga Report*, 2. University of California, Scripps Institute of Oceanography, La Jolla, California. 195 pp.
- Wong G.T.F. & K.-Y. Li. 2009. Winkler's method overestimates dissolved oxygen in seawater: Iodate interference and its oceanographic implications. *Marine Chemistry*, 115(1): 86-91. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2009.06.008>
- Xu, T.F., Z.X. Wei, R. D. Susanto, S.J. Li, Y. G. Wang, Y. Wang, X.Q. Xu, T. Agustiadi, M. Trenggono, B. Sulisty, A. Setiawan, A. Kuswardani, & G.H. Fang. 2021. Observed water exchange between the South China Sea and Java Sea through Karimata Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126: e2020JC016608. <https://doi.org/10.1029/2020JC016608>
- Zhai. W.D., M. Dai, & W.-J. Cai. 2009. Coupling of surfaces $p\text{CO}_2$ and dissolved oxygen in the northern South China Sea: impacts of contrasting coastal processes. *Biogeosciences*, 6: 2589-2598. <https://doi.org/10.5194/bg-6-2589-2009>
- Zhu, N., Ji, X., Tan, J., Jiang, Y., Guo, Y., 2021. Prediction of dissolved oxygen concentration in aquatic systems based on transfer learning. *Comput.*

Electron. Agric. 180: 105888. Submitted : 19 May 2022
<https://doi.org/10.1016/j.compag.2020.105888> Reviewed : 04 September 2022
Accepted : 17 December 2022

FIGURE AND TABLE TITLES

- Figure 1. The study area of a cruise denoted by red rectangles which passed the throughflow from the Java Sea to the South China Sea and the Indian Ocean and its reversal during the southeast monsoon (blue) and northwest monsoon (magenta) (a). Stations where samples were obtained in the Karimata Strait (b), western Java Sea (c) and the Sunda Strait (d). Isodepth are in meters.
- Figure 2. Dissolved oxygen measurement scheme using spectrophotometric method (a), shut-off valve connected three hoses (sample, cuvette, and DW/milliQ) and cuvette connected by two hoses (input and output) (Source: Pai *et al.*, 1993).
- Figure 3. The relationship between the concentration of I_2 (mol/L) vs. the correction absorbance (nm).
- Figure 4. Cross section of vertical profile of temperature ($^{\circ}C$), salinity (PSU), dan dissolved oxygen ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) in the Karimata Strait (left panel) and the western Java Sea (right panel). B (Belitung), Br (Borneo), SJ (Selatan Jawa) dan NJ (Utara Jawa) denote cruise transects (see Figure 1b-1d).
- Figure 5. Cross section of vertical profiles of (a) temperature ($^{\circ}C$), (b) salinity (PSU), and (c) dissolved oxygen ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) in the Sunda Strait. SJ (Selatan Jawa) and IO (Indian Ocean) denote cruise transect in this study. Data are shown to a maximum 300 m depth.
- Figure 6. Horizontal distribution of dissolved oxygen in the western Indonesian Seas. Samples were obtained at depth of 5 m.
- Figure 7. Vertical distributions of dissolved oxygen (a) and oxygen saturation (b) in the Karimata Strait, western Java Sea, and the Sunda Strait in June 2015. The measured both parameters are carried out to a maximum 900 m depth.
- Figure 8. The relationship between the measured dissolved oxygen between the spectrophotometric method vs. sensor (a) and their vertical profiles (b).
- Table 1. Comparison of solution concentration used in the modified Winkler and spectrophotometric methods.
- Table 2. Number and volume of BOD bottles, KIO_3 concentration, and absorbance value of standard solution measurement.

