OSEANOLOGI DAN LIMNOLOGI DI INDONESIA
Online ISSN: 2477-328X
Akreditasi RISTEKDIKTI No. 21/E/KPT/2018
http://oldi.lipi.go.id

Variasi Fluks CO_2 Udara-Laut di Perairan Pesisir Pulau Bintan

Afdal[1)], Hanif Budi Prayitno[1)], Aán Johan Wahyudi[1)] dan Suci Lastrini[1)]

Pusat Penelitian Oseanografi-LIPI, Jl. Pasir Putih 1 Ancol Timur Jakarta Utara

Email: afdaldjalius28@gmail.com

Submitted 24 April 2019. Reviewed 23 April 2020. Accepted 21 September 2020.
DOI: 10.14203/oldi.2020.v5i3.266

Abstrak

Perairan pesisir timur Pulau Bintan terindikasi sebagai *sink* CO_2. Meskipun demikian, dinamika fluks dan tekanan parsial CO_2 (pCO_2) berpotensi mengikuti variasi spasial dan temporal. Variabilitas temporal maupun spasial fluks CO_2 dapat menggambarkan peran perairan Bintan dalam kaitannya dengan produktivitas primer perairan. Kajian sistematis untuk mengetahui variabilitas fluks CO_2 dari dan ke kolom air penting dilakukan untuk mengetahui kondisi perairan Pulau Bintan secara utuh. Penelitian ini bertujuan mengetahui variasi spasial maupun temporal fluks CO_2 di perairan Bintan dan mengetahui faktor-faktor yang mempengaruhinya. Penelitian dilaksanakan di perairan pesisir timur Pulau Bintan pada bulan April (musim peralihan I) dan Agustus (musim selatan) 2014, serta di pesisir utara dan selatan Pulau Bintan pada bulan April 2016. Dinamika fluks CO_2 dikalkulasi dari pCO_2 (permukaan air dan atmosfer), suhu, salinitas, dan kecepatan angin. Hasilnya, secara spasial hampir semua perairan pesisir Bintan berperan sebagai *source* CO_2 pada musim peralihan I. Emisi paling besar berasal dari perairan utara Bintan (rata-rata 4,02±1,92 mmol/m^2/hari) diikuti oleh perairan selatan Bintan (rata-rata 2,28±0,80 mmol/m^2/hari), dan paling rendah dari perairan timur Bintan (rata-rata 0,46±0,28 mmol/m^2/hari). Secara temporal, perairan timur Bintan berperan sebagai *source* CO_2 pada musim peralihan I (rata-rata 0,46±0,28 mmol/m^2/hari) dan sebagai *sink* CO_2 pada musim selatan (rata-rata -0,27±0,10 mmol/m^2/hari). Suhu merupakan faktor utama yang menyebabkan bervariasinya fluks CO_2 di perairan Bintan, baik secara spasial maupun temporal. Secara spasial, keberadaan ekosistem lamun dan terumbu karang menyebabkan pCO_2 permukaan air perairan timur Bintan jauh lebih rendah dibanding perairan utara dan selatan Bintan, sehingga mengemisikan CO_2 lebih sedikit.

Kata kunci: *Fluks CO_2, DIC, pCO_2, sink, source, Pulau Bintan*

Abstract

Variation of Air-Sea CO_2 Fluxes in Bintan Island Coastal Water. Eastern part of Bintan coastal water plays a major role as CO_2 sink. However, flux and partial pressure of CO_2 (pCO_2) dynamically follows spatio-temporal variability. Spatio-temporal variability of CO_2 flux may shows the whole condition of Bintan Island coastal water, especially in correlation with the primary production. Systematic study on variability of CO_2 flux from or to the watern column is essential to understand the whole conditions of Bintan Island coastal water. This study aims to understand the spatio-temporal variation of CO_2 fluxes in Bintan Island coastal water, and the factors influencing it. This study was conducted in the eastern part of Bintan coastal water in April and August 2014. In addition, this study was also conducted in the southern and northern parts in April 2016. CO_2 fluxes dynamics were calculated from pCO_2 (surface water and atmosphere), temperature, salinity, and wind speed. The result showed that almost all parts of the Bintan coastal water were carbon sources during first transition season. The largest CO_2 emission was observed in the northern

part (4.02 ± 1.92 mmol/m^2/d) followed by the southern part (2.28 ± 0.80 mmol/m^2/d) and then the eastern part (0.46 ± 0.28 mmol/m^2/d). The eastern part temporally turned into CO_2 sink in the southwest monsoon season (-0.27 ± 0.10 mmol/m^2/d). Temperature was the main factor causing spatial and temporal variability of air-sea CO_2 fluxes in the Bintan coastal water. Spatially, the presence of seagrass and coral reef ecosystems causes the partial pressure of surface water CO_2 in the eastern part of waters of Bintan is much lower compared to the waters of north and south Bintan, thus emitting less CO_2 to the atmosphere.

Keywords: CO_2 fluxes, DIC, pCO_2, sink, source, Bintan Island

Pendahuluan

Karbon dioksida (CO_2) merupakan salah satu gas rumah kaca yang sangat penting dan memainkan peranan utama dalam pemanasan global dan pengasaman air laut. Interaksi antara atmosfer dan laut mempunyai implikasi utama dalam mengontrol tingkat CO_2 atmosfer. Perairan laut global berperan sebagai *net sink* CO_2 dari atmosfer, yang mana penyerapan CO_2 oleh laut diperkirakan 30% dari CO_2 yang dilepaskan ke atmosfer dari pembakaran bahan bakar fosil dan produksi semen (Le Quere et al., 2003). Setiap tahun, lautan global menyerap karbon sekitar 1,4-2,5 PgC/tahun (Takahashi et al., 2002; Takahashi et al., 2009; McKinley et al., 2011). Wilayah kutub dan lintang tinggi mempunyai peran utama dalam penyerapan CO_2, yang mana 41% penyerapan CO_2 terjadi di Samudera Atlantik, 27% di Laut Selatan dan Samudera Hindia serta 32% di sebagian Samudera Pasifik (Takahashi et al., 2009). Samudera Pasifik khatulistiwa dan perairan Indonesia terindikasi sebagai pelepas CO_2 ke atmosfer karena memiliki suhu yang lebih tinggi (Kartadikarya et al., 2015).

Meskipun terindikasi sebagai pelepas CO_2 ke atmosfer, penelitian tentang pertukaran CO_2 udara-laut di perairan Indonesia masih jarang dilakukan terutama di perairan pesisir. Sistem perairan pesisir merupakan suatu sistem yang kompleks dalam pertukaran CO_2 udara-laut. Sistem pesisir bisa bersifat heterotrofik yang berperan sebagai *source* CO_2 ataupun autotrofik yang berperan sebagai *sink* CO_2. Perairan pesisir bersifat heterotrofik karena menerima pasokan material organik dari daratan sekaligus bersifat autotrofik karena banyaknya pasokan nutrien yang menyebabkan tingginya laju produksi primer perairan. Selanjutnya wilayah pesisir mempunyai variabilitas yang lebih besar secara spasial dan temporal dibandingkan dengan laut terbuka karena lebih banyak dipengaruhi oleh aktivitas manusia (Doney et al., 2007; Jiang et al., 2013; Peng et al., 2008; Seitzinger et al., 2010). Selain itu, perairan pesisir merupakan daerah yang mempunyai siklus biogeokimia paling aktif di biosfer karena adanya pertukaran materi dan energi dalam jumlah yang besar dengan laut terbuka (Chen & Borges, 2009; Gattuso et al., 1998). Berdasarkan hasil ekstrapolasi dari data yang terbatas, perairan pesisir secara umum berperan sebagai *sink* CO_2 dengan budget berkisar antara 0,18-0,45 PgC/tahun (Arnone et al., 2017; Borges et al., 2005; Chen et al., 2013; Laruelle et al., 2014; Wanninkhof et al., 2013). Namun, besarnya kontribusi perairan pesisir dalam pertukaran CO_2 udara laut masih menjadi penelitian yang intensif karena membutuhkan data variabilitas spasial dan temporal yang tinggi (Borges et al., 2005; Cai et al., 2006). Berbagai proses yang terjadi di perairan pesisir seperti produktivitas primer (fotosintesis), respirasi, kalsifikasi, pengendapan karbon, dan pertukaran CO_2 antara kolom air dan atmosfir merupakan proses-proses yang sangat mempengaruhi sistem CO_2 kolom air pada ekosistem pesisir (estuari, lamun, mangrove, terumbu karang, dan *continental shelf*) (Gattuso et al., 1998). Tinggi rendahnya tekanan parsial CO_2 kolom air pada perairan ekosisitem pesisir akan menentukan peranan ekosistem pesisir tersebut sebagai *sink* atau *source* CO_2 ke atmosfir.

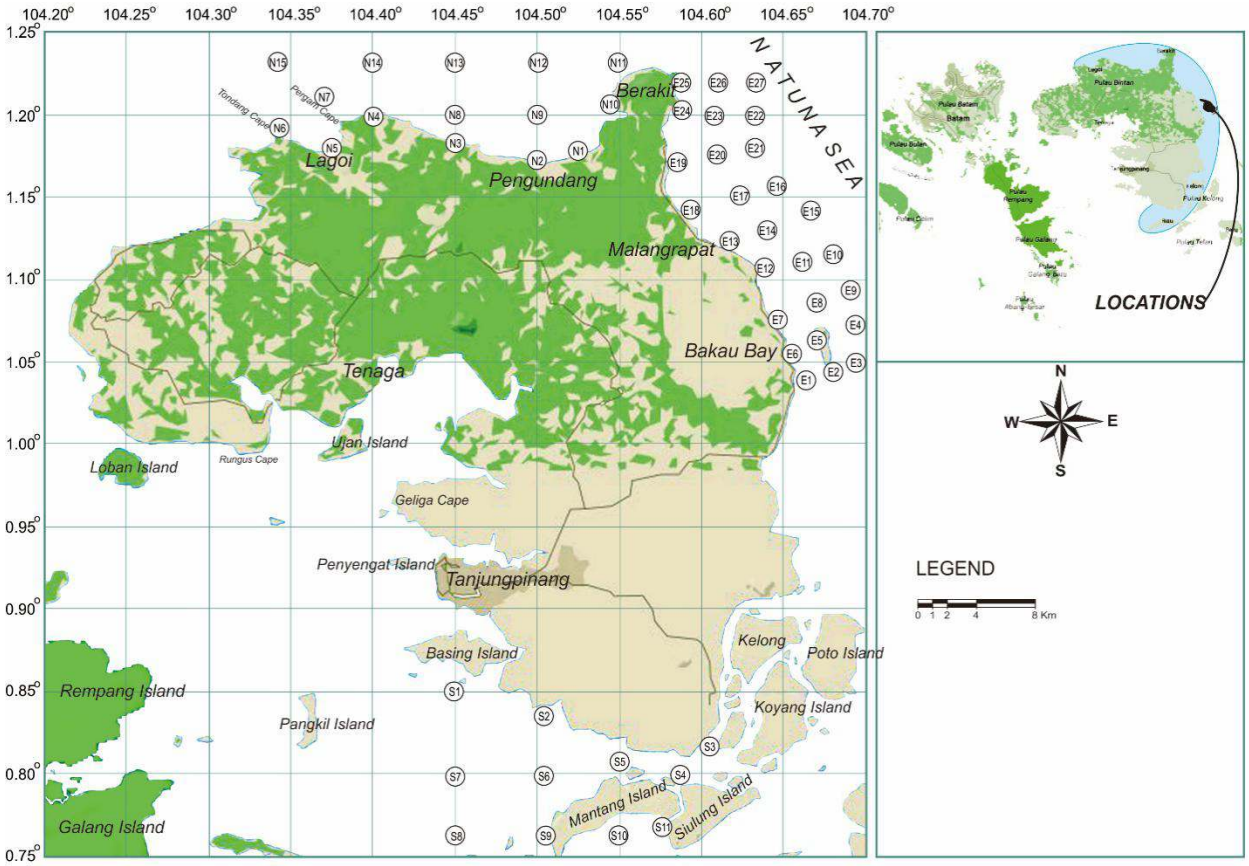
Hasil penelitian sebelumnya oleh Fachri et al. (2015) di perairan timur Bintan, menunjukkan bahwa perairan pesisir timur Pulau Bintan berperan sebagai *sink* CO_2, yang ditunjukkan dari nilai ΔpCO_2 yang negatif berkisar antara -13,62 µatm sampai dengan -143,33 µatm dengan fluks berkisar antara 0,22-1,82 mmolC/m^2/hari. Namun hasil tersebut belum bisa menggambarkan peran perairan Bintan secara keseluruhan baik secara spasial maupun temporal, karena penelitian hanya dilakukan di sisi timur perairan Bintan dan hanya mewakili satu musim. Adanya perbedaan ekosistem antara bagian utara, timur, dan selatan Bintan diduga menyebabkan peranan perairan pesisir dalam pertukaran CO_2 udara-laut di tiga lokasi tersebut juga berbeda. Selain itu, adanya perbedaan musim yang terjadi di perairan Bintan juga akan mempengaruhi peran perairan pesisir Bintan dalam pertukaran CO_2 udara-laut. Pemahaman yang rinci mengenai proses-proses secara spasial dan musiman sangat penting dalam menentukan kontribusi perairan

pesisir Bintan dalam pertukaran CO_2 udara-laut terutama di daerah tropis terhadap rata-rata global. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui variasi fluks CO_2 di perairan Bintan, baik secara spasial maupun temporal, dan mengetahui faktor-faktor yang mempengaruhinya.Variabilitas temporal maupun spasial fluks CO_2 dapat menggambarkan peran perairan Bintan secara menyeluruh dalam kaitannya dengan produktivitas primer perairan. Kajian sistematis untuk mengetahui variabilitas spasial dan temporal fluks CO_2 dari dan ke kolom air penting dilakukan untuk mengetahui kondisi perairan Pulau Bintan secara utuh.

Metodologi

Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian dilakukan dalam dua tahapan, yang pertama dilaksanakan di perairan pesisir timur Pulau Bintan pada bulan April dan Agustus 2014 untuk melihat variasi temporal dan yang kedua pada bulan April 2016 di perairan utara dan selatan untuk melihat variasi spasial. Dasar penentuan tiga lokasi (utara, timur, dan selatan) adalah adanya perbedaan karakteristik perairan dan ekosistem pendukungnya. Perairan utara Bintan berhadapan dengan Selat Malaka dan didukung oleh ekosistem estuari dan mangrove yang mana terdapat dua sungai yang bermuara ke perairan tersebut yaitu Sungai Pengudang dan Sungai Sumpat. Perairan timur Bintan dipengaruhi oleh massa air dari laut Cina Selatan dan Selat Karimata, serta didukung oleh ekosistem lamun dan terumbu karang. Perairan timur Bintan juga relatif tidak dipengaruhi oleh daratan karena tidak ada sungai yang bermuara ke perairan tersebut. Perairan selatan Bintan dipengaruhi oleh massa air dari Selat Karimata dan didukung oleh ekosistem estuari dan mangrove, sehingga agak mirip dengan kondisi perairan utara Bintan.



Gambar 1. Lokasi dan titik sampling penelitian di perairan Bintan.
Figure 1. Sampling locations in Bintan coastal water.

Prosedur Pengambilan Sampel

Proses pengambilan sampel air laut dilakukan pada 15 titik sampling di utara (N1-N15), 27 titik sampling di timur (E1-E27), dan 11 titik sampling di selatan (S1-11) Pulau Bintan (Gambar 1). Sampel air laut diambil dengan menggunakan *Van Dorn water sampler* pada kedalaman kurang lebih 0-1 meter dari permukaan air laut. Sampel air kemudian dimasukkan ke dalam botol sampel dan ditetesi larutan $HgCl_2$

untuk menghentikan aktivitas biologi. Botol yang berisi sampel air kemudian dimasukkan ke dalam *cool box* yang menjaga agar suhu tetap rendah untuk mencegah terlepasnya CO_2 ke atmosfer. Analisis lebih lanjut dilakukan di Laboratorium Biogeokimia, Pusat Penelitian Oseanografi, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia.

Pengukuran Parameter Fisika-Kimia Perairan

Parameter fisika-kimia perairan yang diukur dalam penelitian ini meliputi suhu permukaan air laut, salinitas, konsentrasi nutrien perairan (fosfat, nitrat,dan silikat), dan konsentrasi klorofil-a fitoplankton. Nilai suhu permukaan dan salinitas didapatkan dengan menggunakan alat CTD tipe SBE 19+. Sedangkan konsentrasi nutrien perairan diukur dengan menggunakan spektrofotometer merek Shimadzu tipe UV-1201V mengikuti metode Strickland & Parson (1968). Konsentrasi klorofil-a diukur dengan metode fluorometri menggunakan fluorometer *Trilogy* (Cochlan & Hendorn, 2012).

Perhitungan CO_2

Sistem CO_2 di perairan laut menurut Lewis & Wallace (1997) terdiri dari empat parameter, yaitu *Dissolved Inorganic Carbon* (DIC), alkalinitas total, pH, dan tekanan parsial CO_2 (pCO_2).

- *Dissolved Inorganic Carbon (DIC)*

Analisis DIC atau karbon anorganik terlarut menggunakan metode titrimetri (Giggenbach & Goguel, 1989). Metode titrimetri ini berprinsip pada perubahan nilai pH setelah ditambahkan HCl dan NaOH. Nilai DIC didapatkan dari penjumlahan konsentrasi HCO_3^- dan CO_3^{2-} yang terdapat pada air sampel.

$$[CO_3^{2-}] = \frac{60092\ (A\ x\ NHCl - D\ x\ NNaoH)}{Vs}$$

$$[HCO_3^-] = \frac{61061\ (B\ x\ NHCl - C\ x\ NNaOH)}{Vs}$$

Keterangan:

A dan B = Volume HCl yang digunakan untuk menurunkan pH

C dan D = Volume NaOH yang digunakan untuk menaikkan pH

Vs = Volume sampel air laut yang dianalisis

- Total Alkalinitas (TA)

Nilai dari total alkalinitas dihitung dengan menggunakan metode titrasi (Grasshof, 1976). Prinsip metode ini mendasarkan pada perubahan pH awal dan akhir pada 200 ml sampel (hasil saringan), sebelum, dan setelah ditambahkan HCl 0,01 N sebanyak 25 ml. Nilai akhir alkalinitas kemudian didapatkan dari suatu perhitungan rumus di bawah ini:

$$TA = \frac{1000\ x\ VHCl\ x\ t\ HCl}{Vb} - \frac{1000\ x\ VNaOH\ x\ t\ NaOH}{Vb}$$

Keterangan:

V = Volume HCl dan NaOH

T = Molaritas HCl dan NaOH

Vb = Volume sampel

- Tekanan Parsial CO_2 (pCO_2) Atmosfer dan Air Laut

Nilai tekanan parsial CO_2 atmosfer ($pCO_{2\ atmosfer}$) didapatkan dari nilai konsentrasi gas CO_2 di atmosfer yang telah terekam dalam alat CO_2 meter. Sedangkan penentuan nilai tekanan parsial CO_2 air laut didapatkan dari hasil perhitungan dengan menggunakan model OCMIP (*Ocean Carbon Cycle Intercomparison Project*) yang dikembangkan oleh Orr et al. (1999).

Perhitungan Fluks CO_2

Penentuan nilai fluks CO_2 membutuhkan beberapa data untuk menentukan nilai kecepatan transfer gas CO_2 sesuai yang dikembangkan oleh Wanninkhof (1992), seperti data kecepatan angin 10 meter di atas permukaan air laut dan suhu permukaan laut. Data angin didapatkan dari ERA-interim *daily* dataset (http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/). Besaran nilai fluks CO_2 atmosfer-laut dapat diketahui dengan memasukkan nilai ΔpCO_2 (selisih nilai antara $pCO_{2air\ laut}$ dan $pCO_{2atmosfer}$) ke dalam persamaan (1) sesuai penelitian yang dilakukan oleh Takahashi et al. (2008).

$$\text{Fluks } CO_2 = K.\ \alpha.\ \Delta pCO_2 \quad (1)$$

$$\Delta pCO_2 = pCO_{2(air\ laut)} - pCO_{2(atmosfer)} \quad (2)$$

$$K = 0{,}31 \times U_{10}^2 \times (Sc/660)^{-0{,}5} \quad (3)$$

$$U_{10}^2 Sc = 2073{,}1 - (125{,}62 \times t) + (3{,}63 \times t^2) - (0{,}043 \times t^3) \quad (4)$$

Keterangan:

K = Kecepatan transfer gas CO_2 (Wanninkhof, 1992)

U_{10} = Kecepatan angin 10 meter di atas permukaan air laut

Sc = *Schmidt number* CO_2 di air laut

t = suhu permukaan laut (SST)

α = Koefisien daya larut CO_2 (fungsi dari temperatur dan salinitas) (Weiss,1974)

Nilai ΔpCO_2 dapat digunakan untuk mengetahui *sink-source* CO_2 yang terjadi di wilayah penelitian tersebut. Jika nilai ΔpCO_2 adalah positif (+), maka CO_2 akan diemisikan dari permukaan air laut menuju atmosfer sehingga perairan tersebut berperan sebagai *source* CO_2,

dan jika nilainya negatif (-), maka yang terjadi adalah sebaliknya.

Data-data tersebut di atas kemudian dianalisis dengan menggunakan perangkat lunak Microsoft Excel, kemudian digambarkan dalam bentuk pola sebaran dengan menggunakan ODV. Variasi/perbedaan antar lokasi dan musim dihitung dengan menggunakan uji parametrik dan non parametrik. Apabila datanya terdistribusi normal maka dilakukan uji parametrik (uji t/one way anova), sedangkan jika datanya tidak terdistribusi normal meskipun sudah dilakukan transformasi, maka dilakukan uji non parametrik (Wilcoxon Rank/Kolmogorov Sminov Test).

Hasil

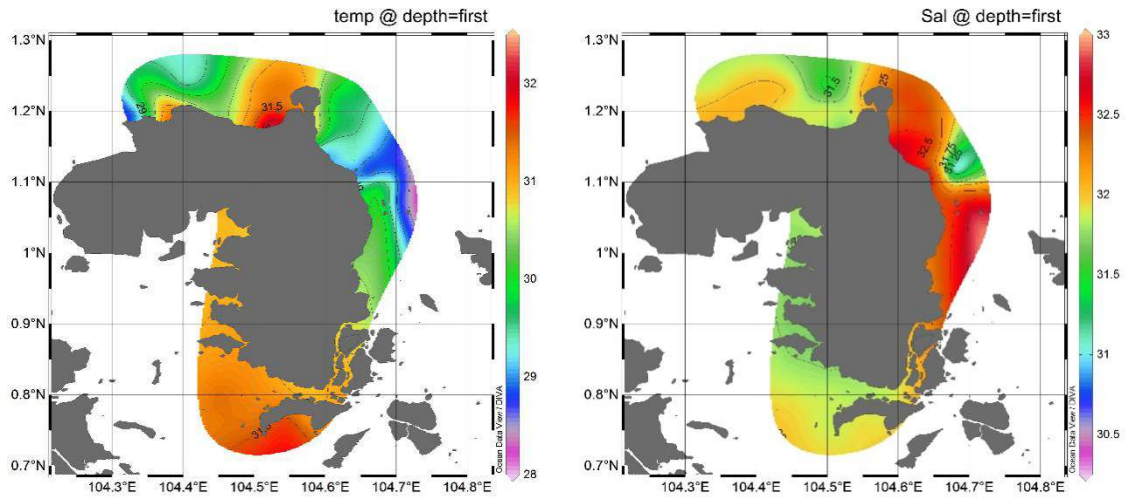
Sebaran Suhu dan Salinitas

Sebaran suhu dan salinitas perairan Bintan cukup bervariasi baik secara spasial maupun temporal. Secara spasial perairan utara dan selatan Bintan mempunyai suhu yang lebih tinggi dan salinitas yang lebih rendah dibandingkan perairan timur Bintan pada musim peralihan I. Secara temporal perairan timur Bintan lebih hangat dan mempunyai salinitas yang lebih tinggi pada musim peralihan I (April) dibanding musim selatan (Agustus). Suhu perairan utara dan selatan Bintan pada musim peralihan I masing-masing berkisar antara 29,02 – 32,37^{o}C dan 30,86 – 31,66^{o}C, sedangkan suhu permukaan perairan timur Bintan berkisar antara 28,49 – 30,99^{o}C (Gambar 2). Pada musim selatan suhu perairan timur Bintan relatif lebih rendah yaitu berkisar antara 28,08 – 29,32^{o}C. Salinitas perairan Bintan masing-masing berkisar antara 31,37 – 32,09 psu (utara), 31,72 – 31,96 psu (selatan) dan 32,19 – 32,88 psu (timur). Pada musim selatan salinitas perairan timur Bintan relatif lebih rendah yaitu berkisar antara 30,18 – 32,06 psu.

Sebaran Tekanan Parsial dan Fluks CO_2

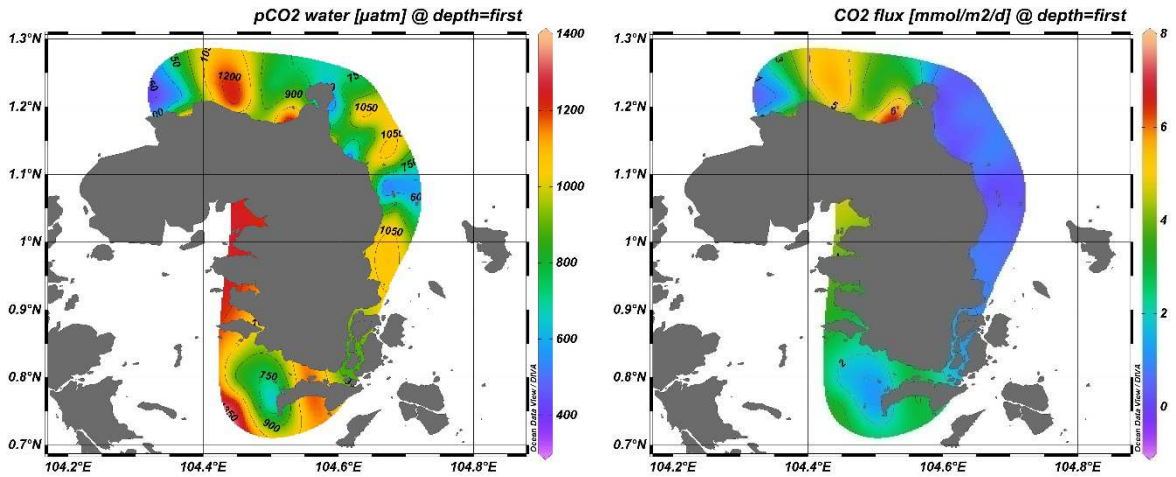
Secara spasial pCO_2 permukaan air di perairan utara dan selatan Bintan lebih tinggi dibanding perairan timur Bintan (Gambar 3). Di perairan utara, selatan, dan timur Bintan, pCO_2 permukaan air masing-masing lokasi berkisar antara 537,25 – 1307,22; 596,13 – 1280,09 dan 344,56 – 1142,03 µatm. Secara umum pCO_2 permukaan air di perairan Bintan lebih tinggi dibanding pCO_2 atmosfer yang berkisar antara 244 – 435 µatm (Utara), 340 – 433 µatm (selatan), dan 308 – 406 µatm (timur) sehingga perairan Bintan pada musim peralihan I berperan sebagai *source* CO_2 ke atmosfer. Fluks CO_2 ke atmosfer yang paling besar berasal dari perairan utara Bintan yaitu sebesar 4,02 mmolC/m^2/hari, diikuti perairan selatan Bintan (2,28 mmolC/m^2/hari) dan yang paling kecil dari perairan timur Bintan sebesar 0,46 mmolC/m^2/hari.

Secara temporal, pCO_2 permukaan air di perairan timur Bintan lebih tinggi pada musim peralihan I dibanding musim selatan (Gambar 4). Pada musim peralihan I pCO_2 permukaan air di perairan timur Bintan berkisar antara 344,56 – 1142,03 µatm sedangkan pada musim selatan jauh lebih rendah yaitu berkisar antara 145,68 - 213,98 µatm. Pada musim peralihan I perairan timur Bintan berperan sebagai *source* CO_2 ke atmosfer karena pCO_2 permukaan air lebih tinggi dibanding pCO_2 atmosfer (308 – 406 µatm), sedangkan pada musim selatan perairan timur Bintan berperan sebagai *sink* CO_2 dari atmosfer karena pCO_2 permukaan air lebih rendah dibanding pCO_2 atmosfer (367 – 405 µatm). Pada musim peralihan I, perairan timur Bintan mengemisikan rata-rata 0,46 mmolC/m^2/hari, sedangkan pada musim selatan perairan timur Bintan menyerap rata-rata 0,27 mmolC/m^2/hari.



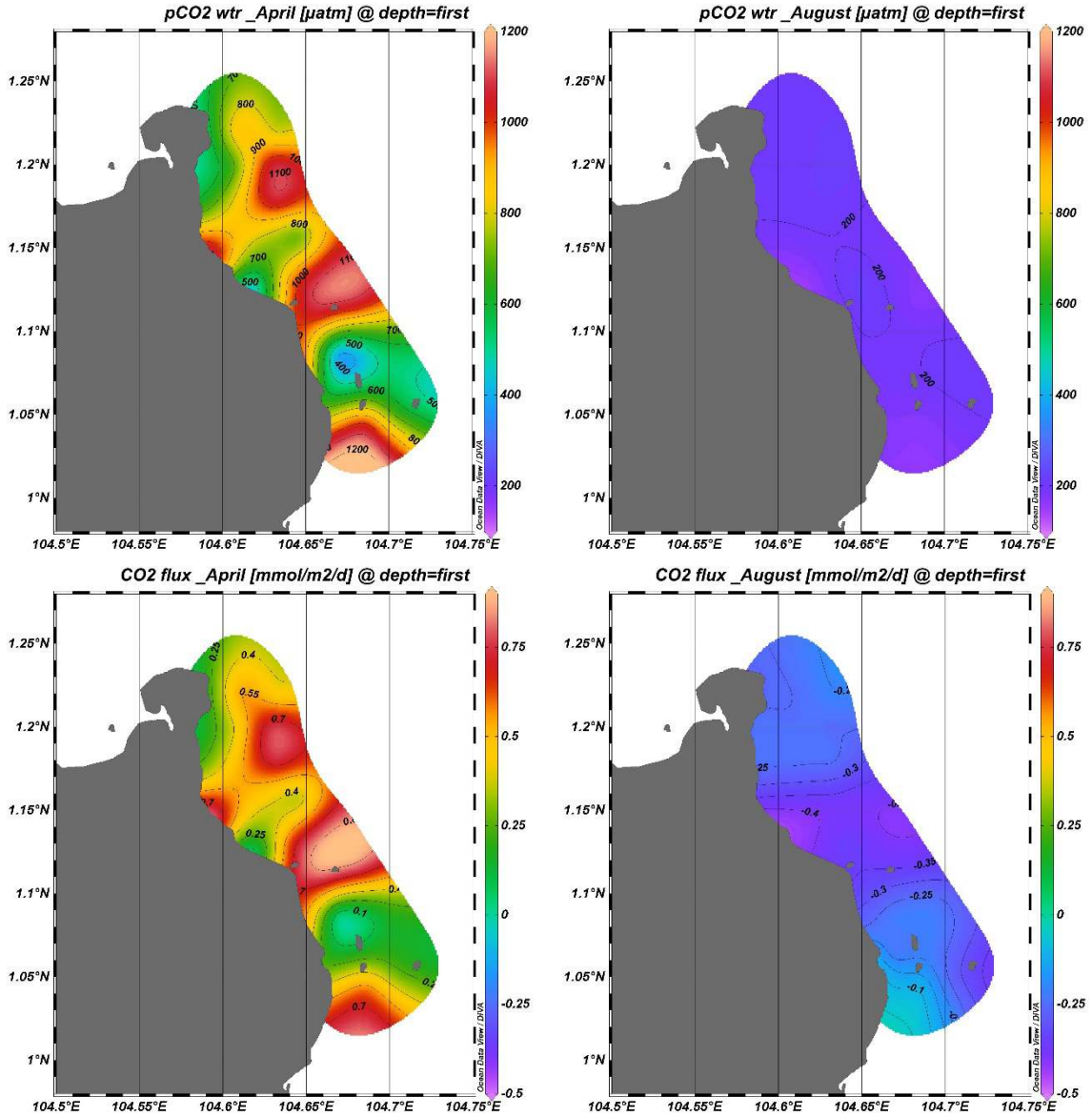
Gambar 2. Distribusi spasial suhu dan salinitas di perairan pesisir Bintan pada musim peralihan I, April 2014 (perairan timur Bintan), April 2016 (perairan utara dan selatan Bintan).

Figure 2. Temperature and salinity spatial distribution in Bintan coastal water during the transition season I, April 2014 (Eastern part of Bintan coastal water), April 2016 (northern and southern parts of Bintan coastal water).



Gambar 3. Distribusi spasial pCO_2 dan fluks CO_2 di perairan Bintan pada musim peralihan I, April 2014 (perairan timur Bintan), April 2016 (perairan utara dan selatan Bintan).

Figure 3. pCO_2 and CO_2 flux spatial distribution in Bintan coastal water during the transition season I, April 2014 (eastern part of Bintan coastal water), April 2016 (northern and southern parts of Bintan coastal water).



Gambar 4. Perbandingan distribusi pCO_2 permukaan air dan fluks CO_2 di perairan timur Bintan antara musim peralihan I (April 2014) dan musim Selatan (Agustus 2014).

Figure 4. pCO_2 and CO_2 flux distributions comparison in the eastern part of Bintan coastal water water between the transition season I (April 2020) and the south season (August 2014).

Pembahasan

Kondisi Hidrologi

Kondisi hidrologi perairan Bintan sangat dipengaruhi oleh musim dan dinamika laut perairan sekitarnya. Di kawasan Bintan, perubahan angin musim dibagi menjadi empat yaitu musim utara, musim peralihan I, musim selatan, dan musim peralihan II (Afdal et al., 2017). Dalam penelitian ini, pengambilan sampel hanya dilakukan pada musim peralihan I dan musim selatan. Musim peralihan I terjadi sekitar bulan Maret–Mei yang merupakan masa pancaroba yang dicirikan oleh kekuatan angin yang tidak begitu kuat dengan arah yang berubah-ubah sehingga laut relatif tenang. Sedangkan musim selatan terjadi sekitar bulan Juni hingga Agustus, yang dicirikan oleh angin yang berhembus intensif dari selatan. Pada musim ini laut berombak, meskipun tak sebesar pada musim utara. Perubahan angin musim tersebut kemudian berpengaruh terhadap pola arus yang berkembang di perairan Bintan, yang mana pada musim utara arus datang dari arah Laut Cina Selatan, sedangkan pada musim selatan arus utama datang dari arah Selat Karimata, yang terletak di antara Pulau Sumatra dan Pulau Kalimantan.

Selama musim utara, salinitas rendah dan aliran air yang hangat mengalir dari Laut Cina Selatan menuju Laut Jawa dengan transport massa air sebesar 2,7±1,1 Sv (Susanto et al., 2013). Sebaliknya, selama musim selatan, massa air Laut Jawa dengan salinitas dan densitas yang rendah mengalir menuju Laut Cina Selatan (Susanto et

al., 2016) dengan kecepatan transpor massa air yang lebih rendah yaitu sekitar 1,2±0,6 Sv (Susanto et al., 2013). Musim peralihan I dengan kondisi laut yang relatif tenang menyebabkan pemanasan permukaan pun berlangsung dengan lebih intens sehingga suhu dan salinitas air laut meningkat. Hal tersebut berdampak terhadap tingginya pCO_2 permukaan air sehingga menyebabkan daya larut CO_2 menjadi rendah.

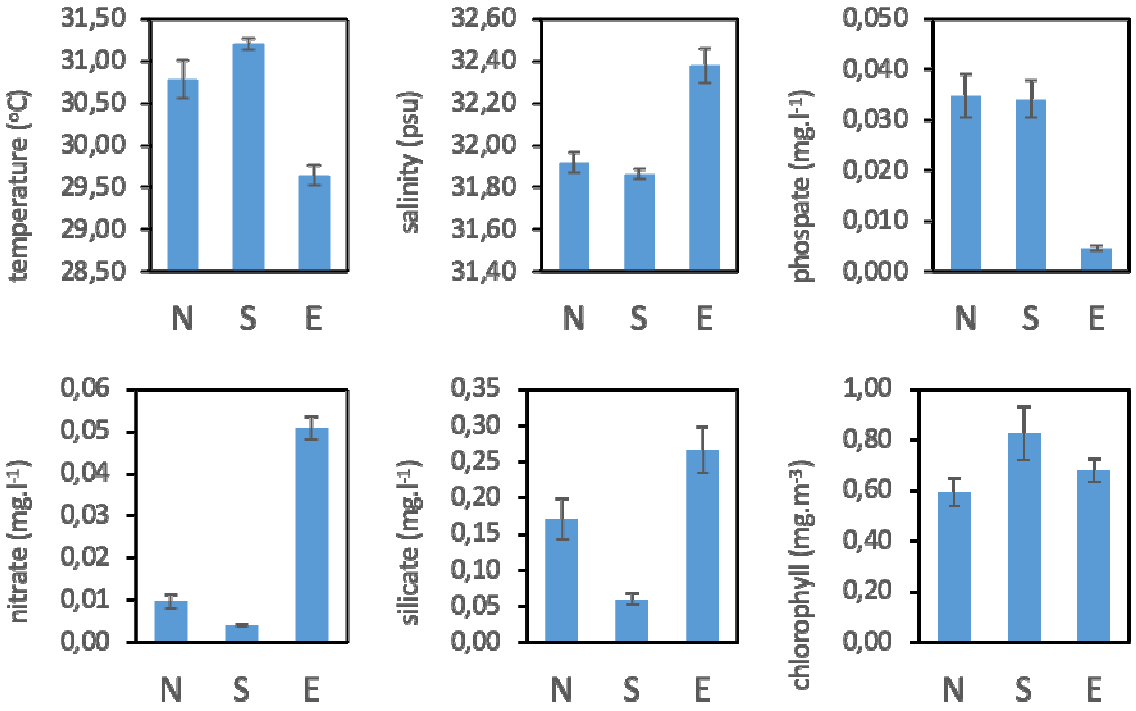
Variasi spasial fluks CO_2

Secara spasial, hampir semua perairan Bintan berperan sebagai *source* CO_2 pada musim peralihan I yang ditunjukkan oleh fluks CO_2 yang bernilai positif. Hal yang sama juga terjadi di perairan pesisir lainnya di Indonesia di antaranya di perairan pesisir Bontang (Ritonga, 2012), perairan Selat Nasik (Afdal et al., 2012), estuari Cilacap (Afdal et al., 2011), dan perairan Teluk Sekotong Lombok (Afdal, 2016). Perairan Indonesia yang berada pada lintang tropis yang mempunyai suhu yang tinggi menyebabkan kelarutan CO_2 di perairan Indonesia rendah, sehingga sebagian besar perairan Indonesia berperan sebagai pelepas CO_2 ke atmosfer. Hal ini juga menegaskan penelitian sebelumnya yang menyatakan bahwa perairan laut dan pesisir di daerah tropis adalah *source* CO_2 ke atmosfer (Borges, 2005; Caiet al., 2003; Chen & Borges, 2009; Fagan & Mackenzie, 2007; Wang & Cai, 2004).

Perairan utara dan selatan Bintan melepaskan emisi CO_2 yang lebih besar dibandingkan dengan perairan timur Bintan karena tingginya pCO_2 permukaan air di kedua lokasi. Adanya variasi pCO_2 di perairan utara, selatan, dan timur Bintan disebabkan oleh adanya variasi spasial faktor fisika kimia perairan dan sistem karbonat laut di perairan Bintan. Selain itu keberadaan ekosistem pesisir seperti estuari dan ekosistem mangrove di utara dan selatan Bintan, serta ekosistem lamun dan terumbu karang di perairan timur Bintan juga diduga berpengaruh terhadap variasi fluks CO_2 di ketiga lokasi. Hampir semua faktor fisika kimia perairan menunjukkan perbedaan yang signifikan ($p<0,05$) antar lokasi penelitian (perairan utara, timur dan selatan Bintan) (Gambar 5). Begitu juga dengan sistem karbonat laut, yang mana secara spasial sistem karbonat laut perairan utara dan selatan Bintan cenderung mirip dan tidak berbeda secara signifikan; sedangkan apabila dibandingkan dengan perairan timur Bintan, hampir semua parameter pada sistem karbonat perairan menunjukkan perbedaan yang signifikan (Gambar 6).

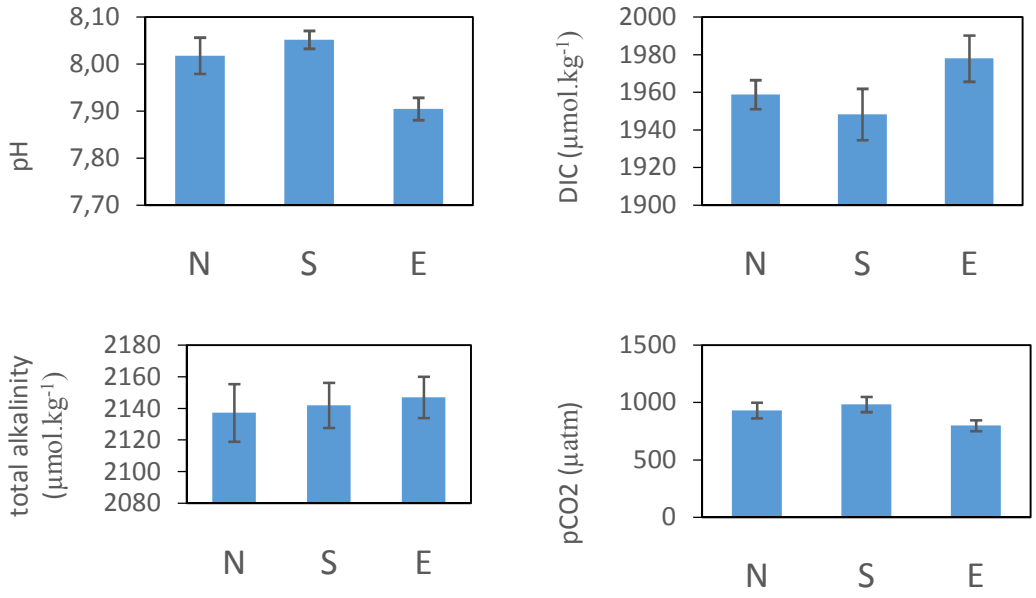
Kondisi perairan utara dan selatan Bintan pada musim peralihan I ditandai oleh suhu permukaan laut yang lebih tinggi dan salinitas yang lebih rendah yang mengindikasikan adanya pengaruh daratan terhadap perairan tersebut. Hal tersebut juga tampak dari pola sebaran konsentrasi nutrien (terutama fosfat) dan klorofil-a di perairan utara dan selatan Bintan jauh lebih tinggi dibanding perairan timur Bintan (Gambar 7). Tingginya suhu dan rendahnya salinitas di perairan utara Bintan disebabkan oleh adanya masukan air tawar dari darat melalui muara Sungai Pengudang dan Sungai Sumpat, sedangkan di perairan selatan Bintan bermuara Sungai Enam dan Sungai Pulai yang menyuplai air dengan salinitas rendah. Selain itu, tingginya suhu di perairan utara dan selatan Bintan disebabkan oleh kondisi perairan yang relatif dangkal.

Tingginya suhu dan rendahnya salinitas perairan utara dan selatan Bintan menyebabkan pCO_2 permukaan air meningkat dan kelarutan CO_2 di perairan menjadi rendah, sehingga perairan utara dan selatan Bintan menjadi pelepas CO_2 yang lebih besar ke atmosfer dibandingkan dengan perairan timur Bintan. Tekanan parsial CO_2 kolom air yang tinggi di perairan pesisir utara dan selatan Bintan (537,25 – 1307,22 µatm) umumnya ditemukan di perairan estuari dan perairan sekitar ekosistem mangrove, seperti yang ditemukan juga di perairan estuari Donan, Cilacap (Afdal et al., 2012); Changjiang, China (Chen et al., 2008); Godavari, India (Bouillon et al., 2003); dan Chilka, India (Gupta et al., 2008). Adanya gabungan antara ekosistem estuari dan mangrove di perairan utara dan selatan memberikan kontribusi yang besar terhadap emisi CO_2 di perairan tersebut, karena hampir semua perairan estuari adalah ekosistem heterotrofik yang berperan sebagai *source* CO_2 dan CH_4 ke atmosfer (Gattuso et al., 1998; Borges et al., 2018). Produksi CO_2 dan CH_4 dimodulasi oleh berbagai faktor fisik yang dihasilkan oleh geomorfologi estuari antara lain waktu tinggal massa air (Borges et al., 2006; Joesoef et al., 2017), amplitudo pasang surut dan stratifikasi vertikal (Borges, 2005; Koné et al., 2009; Crosswell et al., 2012; Joesoef et al., 2015). Demikian juga dengan perairan di sekitar ekosistem mangrove merupakan *source* CO_2 ke atmosfer karena tingginya dekomposisi material organik (Kone & Borges, 2008; Afdal et al., 2012).



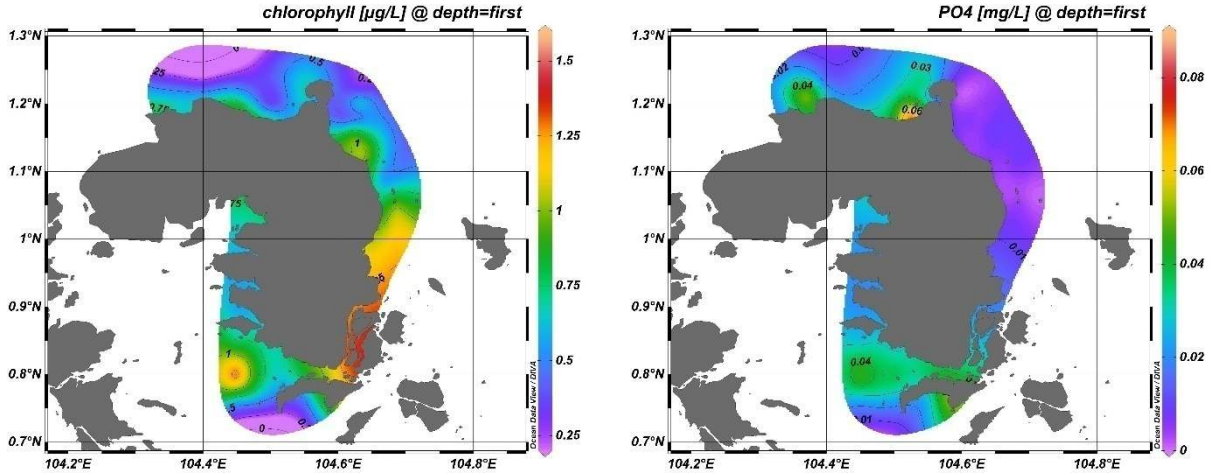
Gambar 5. Perbandingan nilai rata-rata faktor fisika-kimia-biologi perairan antar lokasi di perairan Bintan (N = perairan utara Bintan, S = perairan selatan Bintan, E = perairan timur Bintan) pada musim peralihan I.

Figure 5. Average physical-chemical-biological factors comparison among locations in Bintan coastal water (N = northern part, S = southern part, E = eastern part) during transition season I.



Gambar 6. Perbandingan nilai rata-rata sistem karbonat laut antar lokasi di perairan Bintan (N = perairan utara Bintan, S = perairan selatan Bintan, E = perairan timur Bintan) pada musim peralihan I.

Figure 6. Average marine carbonate systems comparison among locations in Bintan coastal water (N = northern part, S = southern part, E = eastern part) during transition season I.



Gambar 7. Pola sebaran klorofil-*a* dan fosfat di perairan Bintan pada musim peralihan I pada bulan April 2014 (perairan timur Bintan) dan April 2016 (perairan utara dan selatan Bintan).

Figure 7. Chlorophyll-*a* and phosphate distribution patterns in Bintan coastal water during transition season I (April 2014 (eastern part) and April 2016 (northern and southern part)).

Kondisi yang berbeda terjadi di perairan timur Pulau Bintan yang mempunyai emisi CO_2 yang jauh lebih rendah dibanding perairan utara dan selatan Bintan pada musim peralihan I. Emisi CO_2 di perairan timur Bintan juga lebih rendah dibanding emisi CO_2 di perairan Laut Jawa pada musim yang sama yang mencapai 10 mmol/m^2/hari (Wirasatriya et al., 2020). Rendahnya emisi CO_2 di perairan timur Bintan diduga disebabkan oleh adanya dominasi ekosistem lamun di perairan tersebut. Ekosistem padang lamun berperan menyerap CO_2 dalam proses fotosintesis dan mampu menyimpan karbon dalam jumlah yang besar dalam waktu yang lama, baik pada organ tumbuhan maupun dalam sedimen (Duarte et al., 2005; Fourqurean et al., 2012), sehingga perairan yang didukung oleh ekosistem lamun cenderung berperan sebagai penyerap CO_2. Kondisi yang sama juga terjadi di perairan pesisir Pulau Pari, peranan sebagai penyerap CO_2 dari atmosfer terjadi pada musim barat dengan suhu sebagai faktor yang sangat berpengaruh dari empat musim yang terukur (Rustam et al., 2014). Meskipun di perairan timur Bintan juga ditemukan ekosistem terumbu karang yang cukup luas yang berperan sebagai pelepas CO_2, penyerapan CO_2 oleh komunitas lamun diduga lebih tinggi. Perairan sekitar ekosistem terumbu pada kondisi normal adalah sedikit melepas CO_2 ke atmosfer, dikarenakan proses kalsifikasi (pembentukan kalsium karbonat) (Ware et al., 1992). Di perairan terumbu karang, produktivitas primer kotor dan respirasi oleh zooxanthella hampir seimbang dan produktivitas bersih mendekati nol, sehingga kalsifikasi bersih merupakan proses utama yang mempengaruhi sistem CO_2 air laut di ekosistem terumbu karang (Gattuso et al., 1996). Adanya kombinasi dari dua ekosistem yang saling bertentangan peranannya dalam pertukaran CO_2 udara laut menyebabkan perairan timur Bintan sangat dinamis, karena *sink* dan *source* CO_2 di perairan tersebut tidak hanya ditentukan oleh keberadaan kedua ekosistem tersebut tapi juga oleh dinamika massa air di sekitarnya.

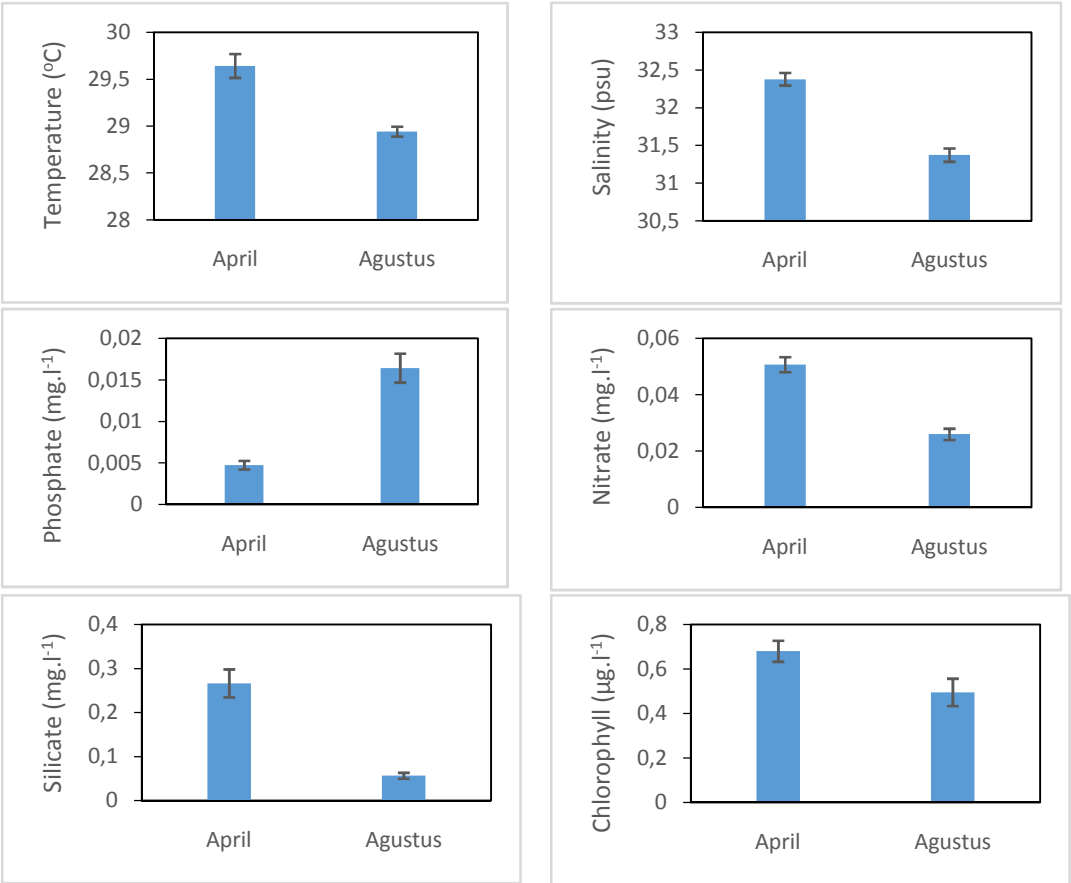
Variasi temporal fluks CO_2

Secara temporal perairan pesisir timur Pulau Bintan berperan sebagai *sink* atau penyerap CO_2 dari atmosfer pada bulan Agustus (musim Selatan) sebesar -0,27 mmolC/m^2/hari dan sebagai source atau pelepas CO_2 ke atmosfer pada bulan April (musim peralihan 1) sebesar 0,46 mmolC/m^2/hari. Adanya variasi temporal tersebut disebabkan oleh adanya variasi kondisi hidrologi perairan antara bulan April (musim peralihan I) dan bulan Agustus (musim Selatan) yang mempengaruhi kecepatan dan daya larut gas CO_2 di perairan tersebut. Hampir semua parameter hidrologi (fisika-kimia-biologi) dan sistem karbonat laut menunjukkan perbedaan yang signifikan (p<0,05) (Gambar 8 dan 9). Kondisi pada perairan Bintan cukup berbeda dengan perairan Laut China Selatan, di mana pada periode Januari-Juni berfungsi sebagai *sink* CO_2 dan pada periode Juli-Desember berperan sebagai *source* CO_2 (Song et al., 2018). Meskipun demikian, kedua hasil penelitian (perairan Pulau Bintan dan Laut China Selatan) menunjukkan variabilitas temporal yang ditentukan oleh musim belahan bumi utara (Andersson et al., 2006). Perbedaan antara perairan Pulau Bintan dan Laut China Selatan (Song et al., 2018) kemungkinan disebabkan oleh variabilitas spasial, dimana fluks CO_2 di perairan Pulau Bintan dapat dipengaruhi

oleh dominansi vegetasi akuatik. Keberadaan vegetasi akuatik (i.e., lamun, makroalga) diketahui mampu mempengaruhi *sink* CO_2 (Tokoro et al., 2014).

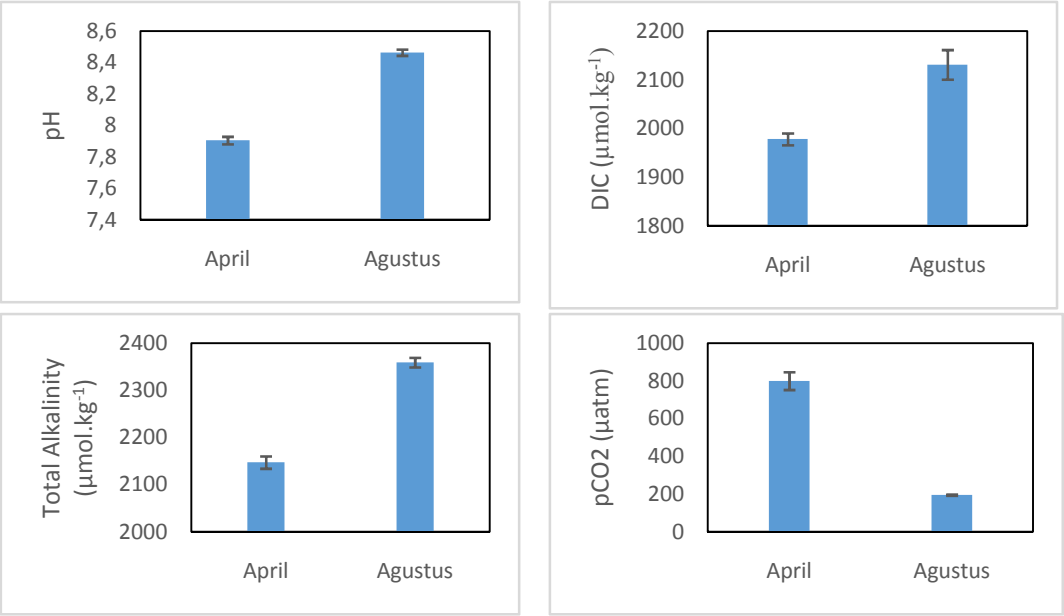
Kondisi hidrologi perairan timur Bintan pada musim peralihan I ditandai oleh tingginya suhu, salinitas, konsentrasi nitrat, silikat, dan klorofil, sedangkan pada musim selatan perairan timur Bintan mempunyai suhu yang rendah, salinitas rendah serta konsentrasi fosfat, nitrat, silikat, dan klorofil yang rendah. Pada musim peralihan I, nilai pH, konsentrasi *DIC*, dan total alkalinitas rendah, sedangkan pCO_2 permukaan air tinggi, kondisi sebaliknya terjadi pada musim selatan. Berdasarkan pola sebaran sistem karbonat laut pada kedua musim menunjukkan bahwa pada musim peralihan I, sebaran konsentrasi *DIC*, TA, dan pCO_2 permukaan air cenderung ditemukan lebih tinggi di perairan yang dekat dengan daratan, sedangkan pada musim selatan konsentrasi yang tinggi berasal dari perairan utara dan selatan lokasi penelitian.

Karena kecilnya pengaruh daratan terhadap perairan timur Bintan, dinamika perairan timur Bintan. diduga juga dipengaruhi oleh musim dan dinamika massa air di sekitarnya. Hasil tersebut tampak dari hasil penelitian sebelumnya di perairan timur Bintan yang menunjukkan bahwa perairan tersebut berperan sebagai penyerap CO_2 dengan rata-rata nilai transfer gas CO_2 dari atmosfer ke permukaan laut pada awal bulan Maret sebesar -0,43 mmolC/m^2/hari (Fachri et al., 2015). Meskipun penelitian dilakukan di awal musim peralihan (bulan Maret) namun pengaruh musim utara masih sangat kuat. Dinamika yang sama terjadi di perairan Laut Cina Selatan yang berperan sebagai penyerap CO_2 pada bulan Maret dan sebagai pelepas CO_2 pada bulan April dan Mei pada musim peralihan 1 (Li et al., 2020). Hal ini menguatkan dugaan bahwa fluks CO_2 pada musim utara dipengaruhi oleh dinamika massa air dari Laut Cina Selatan.



Gambar 8. Perbandingan faktor hidrologi antara musim peralihan (April) dan musim selatan (Agustus) di perairan timur Bintan.

Figure 8. Hydrological factors comparison during transition season I (April) and southern season (August) in eastern part of Bintan coastal water.



Gambar 9. Perbandingan sistem karbonat laut antara musim peralihan I (April) dan musim selatan (Agustus) di perairan timur Bintan.

Figure 9. Marine carbonate systems comparison during transition season I (April) and southern season (August) in eastern part of Bintan water.

Pada musim selatan, pola fluks CO_2 di perairan pesisir timur Bintan mirip dengan pola fluks CO_2 di perairan Laut Jawa meskipun besarannya berbeda secara signifikan. Hasil penelitian Wirasatriya et al. (2020) menunjukkan bahwa fluktuasi fluks CO_2 di perairan Laut Jawa sangat dipengaruhi oleh musim, yang mana emisi CO_2 paling tinggi terjadi pada musim peralihan 1 dan paling rendah pada musim timur (musim selatan di perairan Bintan). Fluks CO_2 pada pada musim peralihan 1 di Laut Jawa bagian timur mencapai 10 mmol/m^2/hari, jauh lebih tinggi dibanding fluks CO_2 di perairan timur Bintan (0,46 mmolC/m^2/hari). Demikian juga dengan musim selatan, nilai rata-rata fluks CO_2 di laut Indonesia bagian barat (Selat Karimata dan Laut Jawa bagian barat) sebesar 2,89 mmolC/m^2/hari (Hamzah et al., 2020), jauh lebih besar dibanding fluks CO_2 di perairan timur Bintan (-0,27 mmolC/m^2/hari). Secara umum perairan sekitar Bintan timur terutama perairan Selat Karimata dan Laut Jawa berperan sebagai pelepas CO_2 ke atmosfer hampir sepanjang tahun, namun emisi yang dilepaskan cukup berfluktuasi berdasarkan musim (Kartadikarya et al., 2015; Wirasatriya et al., 2020), sedangkan Laut Cina Selatan berperan sebagai penyerap CO_2 pada musim dingin dan sebagai pelepas CO_2 pada musim panas (Zhu et al., 2009; Xuanliang et al., 2017).

Penjelasan di atas menunjukkan bahwa musim utara mempunyai pengaruh yang lebih kuat terhadap fluks CO_2 di perairan pesisir Bintan dibanding musim selatan. Hal tersebut disebabkan oleh transportasi massa air pada musim utara dari Laut Cina Selatan lebih tinggi (2,7±1,1 Sv) dibanding transportasi massa air dari Laut Jawa dan Selat Karimata pada musim Selatan (1,2±0,6 Sv) (Susanto et al., 2013). Pada musim tenggara/musim selatan (Juni sampai Agustus) angin bertiup ke arah barat laut, menarik air dari Selat Makassar dan Laut Flores ke Laut Jawa; massa air Laut Jawa yang bersalinitas rendah dan berdensitas rendah mengalir ke Samudra Hindia dan Laut Cina Selatan (Hendiarti et al., 2005; Susanto et al., 2016; Xu et al., 2018). Meskipun demikian, di Selat Karimata, lapisan air bagian atas mengalir ke arah Laut Cina Selatan sedangkan lapisan air bagian bawah tetap mengalir ke selatan menuju Selat Sunda. Akibatnya, arus pertukaran transportasi Laut Cina Selatan dengan Laut Jawa dan Selat Karimata lebih rendah selama musim tenggara/selatan dibandingkan dengan musim barat laut/utara (Susanto et al., 2013; Wang et al., 2019). Pada musim peralihan, angin zona intensif menuju Laut Indonesia bagian barat pada bulan Maret hingga Mei ketika angin timur laut masih ada, mengakibatkan pola angin dan arus yang tidak konsisten di Perairan Bintan Timur.

Pada musim selatan, meskipun perairan di sekitarnya berperan sebagai pelepas CO_2 ke atmosfer, perairan pesisir timur Bintan berperan sebagai penyerap CO_2. Hal tersebut menguatkan dugaan bahwa ekosistem padang lamun di perairan pesisir Bintan bagian timur berperan penting dan mempunyai kapasitas yang besar

dalam penyerapan CO_2, sehingga menyebabkan kolom airnya berperan sebagai penyerap CO_2 pada musim selatan dan mempunyai emisi yang kecil pada musim peralihan 1.

Kesimpulan

Pertukaran CO_2 udara-laut di perairan Bintan sangat bervariasi baik secara spasial maupun temporal. Perairan Bintan secara umum adalah *source* CO_2 ke atmosfer pada musim peralihan I dan perairan timur Bintan berperan sebagai *sink* CO_2 pada musim selatan. Secara spasial, fluks CO_2 di perairan Bintan dipengaruhi oleh suhu dan keberadaan ekosistem pesisir (estuari, mangrove, lamun, dan terumbu karang). Secara temporal, fluks CO_2 di perairan pesisir timur Bintan dipengaruhi oleh dinamika massa air dari Laut Cina Selatan pada musim utara dan Selat Karimata pada musim selatan. Keberadaan ekosistem padang lamun menyebabkan emisi CO_2 di perairan pesisir timur Bintan lebih rendah dibanding perairan di sekitarnya.

Persantunan

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Bapak Sumijo Hadi Riyono yang telah membantu penulis melakukan sampling di lapangan dan analisis sampel di laboratorium serta Saudara Tri Aryono Hadi yang telah membantu analisis statistik. Ucapan terima kasih juga penulis sampaikan kepada pemberi dana untuk kegiatan ini, dimana anggaran kegiatan penelitian ini berasal dari DIPA Pusat Penelitian Oseanografi LIPI tahun 2014 melalu riset tematik dan DIPA Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI tahun 2016 melalui riset unggulan LIPI. Dalam makalah ini, Afdal dan Hanif Budi Prayitno sebagai kontributor utama menyusun manuscript awal dan analisis data, sedangkan A'an Johan Wahyudi dan Suci Lastrini sebagai kontributor anggota membantu dalam revisi naskah dan analisis sampel.

Daftar Pustaka

Afdal, Panggabean, L. M., & Noerdjito, D. R. (2011). Fluks karbon dioksida, hubungannya dengan produktifitas primer fitoplankton di perairan Estuari Donan, Cilacap. *Jurnal Oseanologi dan Limnologi di Indonesia*, *37*(2), 323-337.

Afdal, Kaswadji, R. F., & Koropitan, A. F. (2012). Pertukaran gas CO_2 udara-laut di perairan Selat Nasik, Belitung. *Jurnal Segara*, *18*(1), 9-17.

Afdal, & Luthan, R. (2012). Sistem CO_2 di perairan ekosistem pesisir, studi kasus di perairan selat Nasik, Belitung dan Pulau Pari, Kepulauan Seribu. *Kondisi Lingkungan Pesisir Perairan Pulau Bangka Belitung* (pp. 73-86). Jakarta: P2O-LIPI.

Afdal (2016). Fluks CO_2 di perairan pesisir Pulau Lombok, Nusa Tenggara Barat. *Jurnal Oseanologi dan Limnologi di Indonesia*, *1*(2), 91-103.

Afdal, Surinati, D., Meirinawati, H., & Suratno. (2017). Kondisi oseanografi dan pertukaran CO_2 udara laut di perairan pesisir Pulau Bintan. *Menyerap Karbon. Layanan Ekosistem Pesisir untuk Mitigasi Perubahan Iklim* (pp. 52-71). Yogyakarta: UGM Press.

Andersson, A. J., Mackenzie, F. T., & Lerman, A. (2006). Coastal ocean CO_2-carbonic acid-carbonate sediment system of the Anthropocene. *Global Biogeochemical Cycles*, *20*(1). doi:10.1029/2005GB002506

Arnone, V., Gonzales-Davila, M., & Santana-Casiano, J. M. (2017). CO2 fluxes in the South African coastal region. *Marine Chemistry*, *19*, 41-49.

Borges, A. V., Delille, B., & Frankignoulle, M. (2005). Budgeting sinks and sources of CO_2 in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letter*, *32*, L14601. doi:10.1029/2005GL023053

Borges, A. V., Schiettecatte, L. -S., Abril, G., Delile, B., & Gazeau, F. (2006). Carbon dioxide in European coastal waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *70*, 375-387.

Borges, A.V., Abril, G., & Bouillon, S. (2018). Carbon dynamic and CO_2 and CH4 outgassing in the Mekong Delta. *Biogeoscience*, *15*, 1093-1114.

Bouillon, S., Frankignoulle, M., Dehairs, F., Velimirov, B., Eiler, A., Abril, G., Etcheber, H., & Borges, A. V. (2003). Inorganic and organic carbon biogeochemistry in the Gautami Godavari estuary (Andhra Pradesh, India) during pre-monsoon: The local impact of extensive mangrove forests. *Global Biogeochemical Cycle*, *17*(4), 1114. doi: 10.1029/2002gb002026

Cai, W. -J., Wang, Z. A., & Wang, Y. (2003). The role of marsh-dominated heterotrophic continental margins in transport of CO_2 between the atmosphere, the land–sea interface and the ocean. *Geophysical Research Letter*, *30*(16), 1849.

doi: 10.1029/2003GL017633

Cai, W. -J., Dai, M., & Wang, Y. (2006). Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: a province-based synthesis. *Geophysical Research Letter*, *33*, L12603, doi: 10.1029/ 2006GL026219

Chen, C.T.A., Zai, W., & Dai, M. (2008). Riverine input and air-sea CO2 exchanges near the Changjiang (Yangtze River) Estuary: Status quo and implication on possible future changes in metabolic status. *Continental Shelf Research*, *28*, 1476-1482. doi: 10.1016/j.csr.2007.10.013

Chen, C.T.A., & Borges, A. V. (2009). Reconciling views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shleves as sinks and near-shore ecosystem as sources of atmospheric CO_2. *Deep-Sea Research II, 56*, 578-590.

Chen, G. T., Huang, T.-H., Chen, Y.-C. Bai, Y., & Kang, Y. (2013). Air-sea exchanges of CO_2 in the world's coastal seas. *Biogeoscineces*, *10*(101), 6509-6544.

Cochlan, W. P., & Hendorn, J. (2012). *Water Quality Methods*. Tiburon, CSA, USA: Cochlan Phytoplankton Ecophysiology Laboratory. Romberg Tiburon Center for Environmental Studies San Fransisco State University.

Crosswell, J. R., Wetz, M. S., Hales, B., & Paerl, H. W. (2012). Air-water CO_2 fluxes in the microtidal Neuse River Estuary, North Carolina. *Journal Geophysical Research*, *117*(C8), C08017. doi: 10.1029/2012JC007925.

Doney, S. C., Mahowald, N., Lima, I., Feely, R. A., Mackenzie, F. T., Lamarque, J. F., & Rasch, P. J. (2007). Impact of anthtropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system. *PNAS*,*104*(37), 14580-14585. doi: 10.1073/pnas.0702218104

Duarte, C. M., Middleburg, J. J., & Caraco, N. (2005). Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeoscience*, *2*, 1-8.

Fagan, K. E., & Mackenzie, F. T. (2007). Air-sea CO_2 exchange in a subtropical estuarine-coral reef system, Kaneohe Bay, Oahu, Hawaii. *Marine Chemistry*, *106*(1-2), 174-191. doi: 10.1016/j.marchem.20017.01.016.

Fachri, F. R., Afdal, Sartimbul, A., & Hidayati, N. (2015). Fluks CO_2 di perairan pesisir Timur pulau Bintan. *Jurnal Segara*, *11*(1), 57-66.

Fourqurean, J. W., Duarte, C. M., Kennedy, H., Marba, N., Holmer, M., Mateo, M. A., Apostolaki, E. T., Kemdrick, G. A., Krause-Jemsen, D., McGlathery, K. J., & Serrano, O. (2012). Seagrass ecosystem as a globally significant carbon stock. *Nature geosciences*, 1-5.

Gattuso, J. P., Pichon, M., Delesalle, B., Canon, C., & Frankignoulle, M. (1996). Carbon fluxes in coral reefs. I. Lagrangian measurement of community metabolism and resulting air-sea CO_2 disequilibrium. *Marine Ecology Progress Series, 145*, 109–121.

Gattuso, J. P., Frankignoulle, M., &Wollast, R. (1998). Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics, 29*, 405-434.

Giggenbach, W. F.,& Goguel, R. L.(1989). *Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and Gas Discharges*. Petone, New Zeland: Chemistry Division, Department of Scientific and Industrial Research.

Grasshoff, K. (1976). Methods of Seawater Analysis. Weinheim and New York: Verlag Chemie.

Gupta, G. V. M., Sarma, V., Robin, R. S., Raman, A. V., Rakesh, M., & Subramanian, B. R. (2008). Influence of net ecosystem metabolism in transferring riverine organic carbon to atmospheric CO_2 in a tropical coastal lagoon (Chilka Lake, India). *Biogeochemistry*, *87*, 265-285. doi: 10.1007/s10533-008-9183-x

Hamzah, F., Agustiadi, T., Susanto, R. D., Wei, Z., Guo, L., Cao, Z., & Dai, M. (2020). Dynamics of the Carbonate System in the Western Indonmesian Seas During the Southeast Monsoon. *Journal of Geophysical Research*: *Oceans*, *125*, e2018JC014912. doi: 10.1029/2018JC014912.

Hendiarti, N., Eldrian, E., Amri, K., Andiastuti, R., Sachoemar, S. I., & Wahyono, I. B. (2005). Seasonal variation of pelagic fish catch around Java. *Oceanography*, *18*(4), 112-123. doi: 10.5670/oceanog.2005.12.

Jiang, L.-Q., Cai, W.-J., Wang, Y., & Bauer, J.E. (2013). Influence of terresterial inputs on continental shelf carbon dioxide. *Biogeosciences*, *10*, 839-849. doi: 10.5194/bg-10-839.

Joesoef, A., Kirchman, D. L., Sommerfield, C. K., &Cai, W. -J. (2017). Seasonal variability of the inorganic carbon system in a large

coastal plain estuary. *Biogeosciences*, *14*(21), 49-49-4963. doi: 10.5194/bg-14-4949-2017.

Joesoef, A., Huang, W. J., Gao, Y., & Cai, W. -J. (2015). Air-water fluxes and sources of carbon dioxide in the Delaware Estuary: spatial and seasonal variability. *Biogeosciences*, *12*, 6085-6101. doi: 10.5194/bg-12-6085-2015

Kartadikaria, A.R., Watanabe, A., Nadaoka, K., Adi., N. S., Prayitno, H. B., Suharsono, S., Muchtar, M., Triyulianti, I., Setiawan, A., Suratno, S.,&Khasanah, E. N. (2015). CO_2 sink/source characteristics in the tropical Indonesian seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *120* (12). doi: 10.1002/2015JC010925.

Kone, Y. J. -M., & Borges, A. V. (2008). Dissolved inorganic carbon dynamics in the waters surrounding forested mangroves of the Ca Mau Province (Vietnam). *Estuarine Coastal Shelf Science*, *77*(3), 409–421.

Kone, Y. J. -M., Abril, G., Kouadio, K. N., Delile, B., & Borges, A.V. (2009). Seasonal variability of carbon dioxide in the rivers and lagoons of Ivory Coast (West Africa). *Estuaries and Coasts*, *32*, 246-260. doi: 10.1007/s1237-008-9121-0

Laruelle, G. G., Lauerwald, R., Pfeil, B., & Regnier, P. (2014). Regionalized global budget of the CO_2 exchange at the air-water interface in continental shells seas. *Global Biogeochemical Cycles*, *28*, 1199-1214.

Le Quéré, C., Aumont, O., Bopp, L., Bousquet, P., Ciais, P., Francey, R., Heimann, M., Keeling, C. D., Keeling, R. F., Kheshgi, H., Peylin, P., Piper, S. C., Prentice, I. C., & Rayner, P. J. (2003). Two decades of ocean CO_2 sink and variability. *Tellus*,*55*(2), 649-656.doi:10.1034/j.1600-0889.2003.00043.x.

Lewis, E.,& Wallace, D.(1997). *CO_2 SYS. Program Developed for CO_2 System Calculations*. Upton, New York: Department of Applied Science, Brookhaven National Laboratory.

Li, Q., Guo, X., Zhai, W., Xu, Y., & Dai, M. (2020). Partial pressure of CO_2 and air-sea CO_2 fluxes in the South China Sea: Synthesis of an 18-year dataset. *Progress in Oceanography*, *182*, 102272. doi: 10.1016/j.pocean.2020.102272.

Liu, K., Atkinsion, L., Chen, C. T. A., Gao, S., Hall, J., MacDonald, R. W., Talaue-McManus, L., & Quinones, R. A. (2000). Exploring Continental Margin Carbon Fluxes on a Global Scale. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, *81*(52), 641–644.

McKinley, G. A., Fay, A. R., Takahashi, T., & Metzl, N. (2011). Convergence of atmospheric and North Atlantic carbon dioxide trends on multidecadal timescales. *National Geoscience*, *4*(9), 606–610. doi: 10.1038/ngeo1193.

Orr, J.C., Najjar, R., Sabine, C. L.,& Joos, F.(1999). *Internal OCMIP report*. Gif-Sur-Yvette, France: Lab des Sci du Clim et de l'Environ/Commiss á l'Energie Atomique.

Peng, T. R., Chen, C. T. A., Wang, C. H., Zhanc, J., & Lin, Y. J. (2008). Assessment of terrestrial factors controlling the submarine groundwater discharge in water shortage and highly deformed island of Taiwan, western Pasific Ocean. *Journal of Oceanography*, *64*, 323-337. doi: 10.1007/s10872-008-0026-0.

Ritonga, I. R. (2012). Distribusi karbon anorganik dan fluks CO_2 di perairan Beras Basah kota Bontang. *Jurnal Lingkungan Tropis*, *6*(2), 149-158.

Rustam, A., Bengen, D. G., Arifin, Z., & Gaol, J. L. (2014). Dinamika Dissolved Inorganic Carbon (DIC) di Ekosistem Lamun Pulau Pari. *Jurnal Segara*, *10*(1), 31-41.

Seitzinger, S. P., Mayorga, E., Bouwman, A. F., Kroeze, C., Beusen, A. H. W., Billen, G., Van Drecht, G., Dumont, E., Fekete, B. M., Garnier, J., & Horrison, J. A. (2010). Global river nutrient export: A scenario analysis of past and future trends. *Global Biogeochemical Cycle*, *24*, Gb0a08. doi: 10.1029/2009gb003587.

Strickland, J. D. H., &Parsons, T. R. (1968). *A Practical Handbook of Seawater Analysis, Bulletin 167*. Ottawa: Fisheries Research Board of Canada.

Song, J., Qu, B., Li, X., Yuan, H., Li, N., & Duan, L. (2018). Carbon sinks/sources in the Yellow and East China Seas—Air-sea interface exchange, dissolution in seawater, and burial in sediments. *Science China Earth Sciences*, *61*(11), 1583-1593. doi: 10.1007/s11430-017-9213-6.

Susanto, R. D., Wei, Z., Adi, R. T., Fan, B., Li, S., & Fang, G. (2013). Observation of the Karimata Strait throughflow from Desember 2007 to November 2008. *Acta Oceanologica Sinica*, *32*(5), 1-6. doi: 10.1007/s13131-013-0307-3.

Susanto, R. D., Wei, Z., Adi, R. T., Zheng, Q., Fang, G., Fan, B., Supangat, A., Agustiadi, T., Li, S., Trenggono, M., & Setiawan, A. (2016). Oceanography surrounding

Karakatau Volcano in the Sunda Strait, Indonesia. *Oceanography*, *29*(2), 264-272. doi: 10.4670/oceanog.2016.31

Takahashi, T., Sutherland, S. G., Sweeney, C., Poisson, A. P., Metzl, N., Tilbrook, B., Bates, N. R., Wanninkhof, R. H., Feely, R. A., Sabine, C. L., & Olafsson, J. (2002). Biological and temperature effects on seasonal changes of pCO_2 in global ocean surface waters. *Deep-Sea Res*earch *Part. II*, *49*, 1601–1622.

Takahashi, T., Shuterland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, D., Chavez, F., Sabine, C. L., Watson, A., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Metzi, N., Inoue, H. Y., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Kortzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T. S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C. S., Delille, B., Bates, N. R., and De Baar, H. J. W. (2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO_2, and net sea-air CO_2 flux over the global ocean. *Deep Sea Research, 56,* 554-577.

Tokoro, T., Hosokawa, S., Miyoshi, E., Tada, K., Watanabe, K., Montani, S., Kayanne, H., & Kuwae, T. (2014). Net uptake of atmospheric CO2 by coastal submerged aquatic vegetation. *Global Change Biology*, *20*(6), 1873-1884. doi: 10.1111/gcb.12543.

Wang, Z. H. A., &Cai, W. J. (2004). Carbon dioxide degassing and inorganic carbon export from a marsh dominated estuary (the Duplin River): A marsh CO_2 pump. *Limnology and Ocenaography*, *49,* 341-354.

Wang, Y., Xu, T., Li, S., Susanto, R. D., Agustiadi, T., Trenggono, M., Tan, W., & Wei, Z. (2019). Seasonal variation of the water transport through the Karimata Strait. *Acta Oceanologica sinica*, *38*(4), 47-57. doi: 10.1007/s13131-018-1224-2.

Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 97*(C5), 7373-7382.

Wanninkhof, R., Park, G. -H., Takahashi, T., Sweeney, C., Feely, R., Nojiri, Y., Gruber, N., Doney, S. C., McKinley, G. A., Lenton, A., Le Quéré, C., Heinze, C., Schwinger, J., Graven, H., & Khatiwala, S. (2013). Global ocean carbon uptake: magnitude, variability and trends. *Biogeosciences*, *10*, 1983-2000.

Ware, J. R., Smith, S. V., & Reaka-Kudla, M. L. (1992). Coral reefs: Sources or sinks of atmospheric CO_2?. *Coral Reefs*, *11*(3), 127–130.

Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non ideal gas. Marine Chemistry, *2*(3), 203-215.

Wirasatriya, A., Sugianto, D. N., Maslukah, L., Ahkam, M. F., Wulandari, S. Y., & Helmi, M. (2020). Carbon dioxide flux in the Java Sea estimated from satellite measurements. *Remote Sensing Applications:Society and Environment*, *20*, 1-13.

Xuanliang, J. I., Guimei, L., Shan, G., Hui, W., & Miaoyin, Z. (2017). Comparison of air-sea CO_2 flux and biological productivity in the South China Sea, East China Sea, and Yellow Sea: a three-dimensional physical-biogeochemical modeling study. *Acta Oceanolica Sinica*, *36*(12), 1-10. doi: 10.1007/s13131-017-1098-8.

Xu, T., Li, S., Hamzah, F., Setiawan, A., Susanto, R. D., Cao, G., & Wei, Z. (2018). Intraseasonal flow and its impact on the chlorophyll-a concentration in the Sunda Strait and its vicinity. *Deep Sea Research Part I*, *136*, 84-96. doi: 10.1016/ j.dsr.2018.04.003.

Zhu, Y., Shang, S., Zhai, W., & Dai, M. (2009). Satellite-derived surface water pCO_2 and air–sea CO_2 fluxes in the northern South China Sea in summer. *Progress National Science*, *19*, 775-779. doi: 10.1016/ h.pnsc.2008.09.004.