

DISTRIBUSI SPASIAL FLUKS KARBON DIOKSIDA DI PERAIRAN KARIMUNJAWA, INDONESIA

SPATIAL DISTRIBUTION OF CARBON DIOXIDE FLUXES IN KARIMUNJAWA WATERS, INDONESIA

Nurul Latifah^{1*}, Hadi Endrawati², dan Sigit Febrianto¹

¹Departemen Sumberdaya Akuatik, FPIK, Universitas Diponegoro

²Departemen Ilmu Kelautan, FPIK, Universitas Diponegoro

*E-mail: nurullatifah271@gmail.com

ABSTRACT

Global warming phenomena occurs as result of the increase of the amount of greenhouse gases in the atmosphere which is dominated by anthropogenic CO₂ (carbon dioxide). These conditions cause climate change on the earth. Therefore, the absorption of carbon dioxide gas in the atmosphere is needed, one of which is through an ocean processes called blue carbon. The purpose of this study was to determine the potential of blue carbon absorption (fluxes CO₂) in Karimunjawa waters. This research was conducted in the waters around Karimunjawa Island in May 2018. The research method used a survey method with a quantitative approach. Samples were taken at 15 observation stations of Karimunjawa Island using purposive sampling method. Analysis of carbonate system data by titrimetric method. The results showed that most of Karimunjawa waters (13 stations) functioned as source of CO₂ with a range of CO₂ flux values between 1.79 to 21.64 mmolCO₂/m²/day where the flow of CO₂ moved from the ocean to the atmosphere. While the other 2 stations function as sink of CO₂ where the flow of CO₂ moved from the atmosphere to the ocean with a range of CO₂ fluxes of -3.69 to -4.41 mmolCO₂/m²/day. The pattern of CO₂ fluxes followed a pattern of ΔpCO₂, DIC, total alkalinity, salinity, pH. The CO₂ flux pattern follows the pattern of changes in ΔpCO₂, DIC, total alkalinity, salinity and pH. The spatial distribution of potential blue carbon uptake (fluxes CO₂) in Karimunjawa waters as a release of CO₂ from the oceans into the atmosphere with a positive flux CO₂ value.

Keyword: CO₂ fluxes, pCO₂, Karimunjawa

ABSTRAK

Pemanasan global terjadi akibat komposisi gas rumah kaca di atmosfer berubah dimana komposisi terbesar didominasi oleh gas karbon dioksida antropogenik. Keadaan tersebut menimbulkan perubahan iklim di bumi. Oleh karena itu diperlukan serapan gas karbon dioksida yang ada di atmosfer salah satunya melalui lautan yang disebut *blue carbon*. Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui potensi serapan *blue carbon* (Fluks CO₂) di perairan Karimunjawa. Penelitian ini dilakukan di perairan sekeliling Pulau Karimunjawa pada bulan Mei 2018. Metode penelitian yang digunakan yaitu metode survei dengan pendekatan kuantitatif. Sampel diambil di 15 stasiun pengamatan perairan Pulau Karimunjawa menggunakan metode *purposive sampling method*. Variabel yang digunakan yaitu sistem karbonat terdiri dari alkalinitas total, pH, DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*), tekanan parsial CO₂ serta kualitas perairan terdiri dari salinitas dan suhu perairan. Analisis data sistem karbonat dengan metode titrimetri. Hasil penelitian menunjukkan bahwa perairan Karimunjawa sebagian besar (13 stasiun) berfungsi sebagai pelepas CO₂ dengan kisaran nilai fluks CO₂ antara 1,79 sampai 21,64 mmolCO₂/m²/hari dimana aliran CO₂ bergerak dari lautan ke atmosfer. Sedangkan 2 stasiun lainnya berfungsi sebagai penyerap CO₂ dimana aliran CO₂ bergerak dari atmosfer ke lautan dengan kisaran nilai fluks CO₂ -3,69 sampai -4,41 mmolCO₂/m²/hari. Pola fluks CO₂ mengikuti pola perubahan ΔpCO₂, DIC, total alkalinitas, salinitas dan pH. Secara umum distribusi spasial potensi serapan *blue carbon* (fluks CO₂) di perairan Karimunjawa sebagai pelepas CO₂ dari lautan ke atmosfer dengan nilai fluks CO₂ positif.

Kata kunci: fluks CO₂, pCO₂, Karimunjawa

I. PENDAHULUAN

Aktivitas manusia yang tidak ramah lingkungan seperti penggunaan bahan bakar fosil (transportasi, industri), AC, freon, kebakaran hutan dan sebagainya mengakibatkan komposisi gas yang ada di atmosfer mengalami perubahan, khususnya gas-gas rumah kaca. Bertambahnya gas-gas rumah kaca yaitu gas karbon dioksida (CO_2), metana (CH_4), dinitroksida (N_2O), metana (CH_4), sulfurheksafluorida (SF_6), perfluorokarbon (PFCs) dan hidrofluorokarbon (HFCs) dengan komposisi gas terbesar di atmosfer yaitu gas karbon dioksida (CO_2) terjadi sebesar 75% dari total gas yang ada di atmosfer (Darussalam, 2011). Hal tersebut didukung oleh penelitian IPCC (2013), bahwa dari tahun 1880 sampai 2010 terdapat peningkatan CO_2 atmosfer sebesar 98,5 ppm dari 289,8 ppm ke 388,4 ppm. Dampak yang ditimbulkan oleh banyaknya komposisi CO_2 di atmosfer yaitu sinar matahari tidak dapat melewati atmosfer untuk diteruskan ke luar angkasa sehingga sinar matahari akan memantul kembali ke bumi dan terperangkap di dalam bumi. Hal tersebut mengakibatkan suhu bumi semakin panas tiap tahunnya. Penelitian Ehlert and Zickfeld (2018), menyatakan bahwa peningkatan CO_2 di atmosfer mengakibatkan peningkatan suhu permukaan laut dan mengakibatkan sea level rise. Akibat dari pemanasan global yang terus meningkat setiap tahunnya akan mengakibatkan perubahan iklim. Hal tersebut telah terbukti bahwa musim-musim pada iklim tropis maupun sub tropis telah mengalami perubahan waktu, dan gejala El Nino dan La Nina sering terjadi (Sprintall *et al.*, 2014).

Terdapat beberapa cara dalam mengurangi gas karbon dioksida yang ada di atmosfer yaitu dengan penggunaan bahan bakar yang ramah lingkungan, tidak melakukan alih fungsi hutan, melakukan penyerapan CO_2 melalui tumbuhan yang ada di darat (*green carbon*) dan di laut (*blue carbon*). Serapan CO_2 yang paling optimal dan efektif dilakukan oleh lautan. Hal

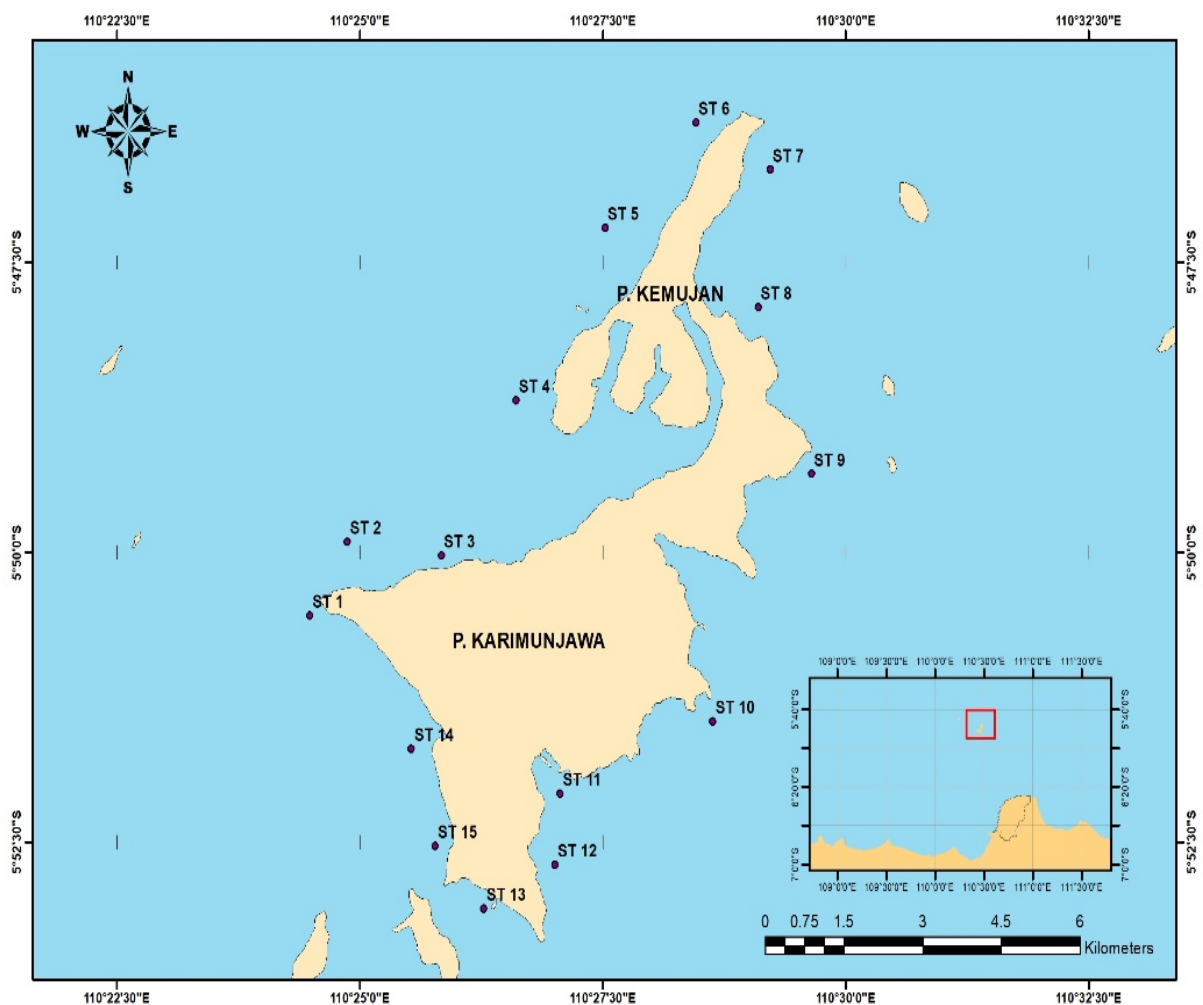
tersebut dikarenakan lautan dapat menyerap dan menyimpan karbon lebih besar dan lama dibandingkan dengan daratan (Raven and Falkowski, 1999); Sabine *et al.*, 2004; Cai *et al.*, 2006). Ditambahkan oleh penelitian Fourqurean *et al.* (2012) bahwa ekosistem padang lamun salah satu bagian dari *blue carbon* mampu menyerap karbon dua kali lipat dari ekosistem yang ada di darat. Lautan dapat menyerap karbon dioksida dari atmosfer melalui tahap pompa biologi (biological pumps) dan pompa fisika (solubility pump) (IPCC, 2013). Karbon dioksida yang sudah terlarut dalam air akan berubah bentuk menjadi karbon dioksida bebas ($\text{CO}_2 \text{ aq}$), ion asam karbonat (H_2CO_3), ion bikarbonat (HCO_3^{2-}) dan ion karbonat (CO_3^{2-}), dan penjumlahan keempatnya disebut dengan DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*) (Afdal, 2016). Menurut Ittekkot *et al.* (2000), DIC selain berasal dari atmosfer juga berasal dari daratan yang akan menambah nutrien di lautan sehingga akan memicu pertumbuhan fitoplankton dan terjadi peningkatan konsumsi CO_2 yang selanjutnya akan merubah tekanan parsial CO_2 (pCO_2) di permukaan perairan. pCO_2 tersebut akan menentukan nilai fluks CO_2 dan fungsi dari perairan apakah sebagai pelepas CO_2 (*source*) atau penyerap CO_2 (*sink*). Penelitian-penelitian fungsi perairan dalam menyerap dan melepaskan CO_2 telah dilakukan di dunia sebelumnya diantaranya adalah di Laut Selatan (Moore *et al.*, 2000); laut Atlantik (Chierri *et al.*, 2009), Laut Cina Selatan, Laut Bohai dan Laut Kuning (Du *et al.*, 2015), Laut Cina bagian Timur (Li *et al.*, 2018), Laut Cina Selatan (Yan *et al.*, 2018) dimana laut berperan sebagai *oceanic sink*. Penelitian untuk melihat potensi perairan di Indonesia sebagai *source* atau *sink* masih jarang dilakukan, dimungkinkan karena perairan Indonesia yang merupakan perairan tropis. Chen and Borges (2009) menyatakan bahwa perairan tropis hanya berfungsi sebagai penyerap karbon saja sedangkan perairan subtropis berfungsi sebagai penyerap dan penyimpan karbon. Suatu

perairan/lautan berfungsi sebagai penyerap karbon saja jika tekanan parsial CO₂ air/laut lebih kecil daripada tekanan parsial CO₂ atmosfer, sebaliknya laut berperan sebagai penyimpan karbon jika tekanan parsial CO₂ air/laut lebih besar daripada tekanan parsial CO₂ atmosfer (Afdal, 2016). Walaupun terdapat pernyataan demikian, ternyata tidak semua perairan dan laut di Indonesia hanya berpotensi sebagai penyerap karbon saja terdapat beberapa perairan/lautan yang juga berfungsi sebagai penyimpan karbon. Perairan-perairan yang dapat menyerap karbon yaitu perairan Ternate dan sekitarnya (Afdal, 2016). Ditambahkan menurut (Behrenfeld *et al.*, 2005) menyatakan bahwa perairan Indonesia juga berpotensi menyerap

CO₂ dikarenakan produktivitas primernya yang tinggi. Oleh karena itu, karena belum adanya penelitian di Perairan Karimunjawa maka peneliti tertarik untuk melakukan penelitian mengenai fungsi perairan Karimunjawa apakah sebagai *source* atau *sink*. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui distribusi spasial serapan karbon perairan atau fungsi perairan Karimunjawa.

II. METODE PENELITIAN

Penelitian ini dilakukan pada bulan Mei 2018 di Perairan Pulau Karimunjawa dengan 15 stasiun pengamatan (tersaji pada Gambar 1).



Gambar 1. Peta penelitian.

Metode penelitian yang digunakan adalah metode survei dengan pendekatan kuantitatif, sedangkan metode yang digunakan untuk pengambilan sampel yaitu metode *purposive sampling method*. Sampel diambil di 15 stasiun pengamatan perairan Pulau Karimunjawa. Tujuan dari pengamatan 15 stasiun yaitu untuk mewakili data di perairan Karimunjawa dan ke-15 stasiun tersebut merupakan perairan yang terdapat ekosistem padang lamun dan terumbu karang. Ekosistem padang lamun dan terumbu karang dapat menyerap karbon dan menyimpannya di dalam sedimen. Alasan lain penentuan stasiun-stasiun pengamatan tersebut adalah perairan dari stasiun 1–15 merupakan perairan yang dangkal dengan kedalaman ± 3 m, dimana suhu permukaan dengan suhu dasar perairan memiliki nilai yang relatif sama. Menurut (Stone and Steinberg, 2016), suhu homogen, distribusi zooplankton maka menyebabkan terjadinya distribusi vertikal fluks karbon sehingga CO₂ yang ada di permukaan dapat tertransfer dan tersimpan di dasar laut.

Variabel yang digunakan dalam penelitian ini sistem karbonat yang terdiri dari DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*), pH, alkalinitas total, tekanan parsial CO₂ (pCO₂). Variabel lainnya yang diukur adalah suhu, dan salinitas. Pengambilan sampel air laut di perairan Pulau Karimunjawa menggunakan *Nansen Water Sampler* pada kolom permukaan air ± 1 m. Pindahkan sampel air laut dari botol Nansen ke botol sampel sebanyak 250 mL untuk analisis sistem karbonat dilakukan sedemikian rupa dengan kehati-hatian agar tidak terdapat gelombang yang tertinggal pada botol sampel. Sampel air untuk analisis sistem karbonat diawetkan menggunakan HgCl₂ sebanyak 100 mg/L atau 0,02 mL setelah itu botol dilapisi dengan parafilm untuk menghindari terjadinya kebocoran, kemudian disimpan ke dalam *cool box* yang sudah terdapat es (Susana, 1988;). Selanjutnya sampel air tersebut di analisis di Laboratorium Pengelolaan Sumberdaya Ikan dan Lingkungan,

Departemen Sumberdaya Akuatik, FPIK, Universitas Diponegoro.

2.1. Sistem Karbonat

2.1.1. DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*)

Menggunakan metode titrasi dengan prinsip perubahan pH setelah penambahan NaOH dan HCl pada sampel air yang telah disaring dan didapatkan dari penjumlahan bikarbonat (HCO₃⁻) dan karbonat (CO₃²⁻) dengan satuan μmol/kg (Afdal, 2016). DIC didapatkan dari penjumlahan HCO₃⁻ (ion bikarbonat) dan CO₃²⁻ (ion karbonat) yang terdeteksi setelah ditambahkan NaOH dan HCl.

2.1.2. Alkalinitas Total

Menggunakan metode titrimetri (Afdal, 2016) dengan prinsip pada perubahan pH awal dan akhir pada 200 mL sampel (hasil saringan) sebelum dan setelah ditambahkan HCl 0,01 N sebanyak 25 mL:

$$\text{Alkalinitas Total} = \frac{1000 \times V_{\text{HCl}} \times N_{\text{HCl}}}{V_b} - \frac{1000 \times V_{\text{NaOH}} \times N_{\text{NaOH}}}{V_b} \dots \dots \dots (1)$$

Keterangan: V = Volume HCl dan NaOH; t = molaritas HCl dan NaOH; V_b = volume sampel

2.1.3. Tekanan parsial CO₂

Tekanan parsial CO₂ di air didapatkan dari perhitungan DIC dan pH menggunakan prinsip dasar Cai and Wang (1998):

$$p\text{CO}_2 = \frac{K_h \cdot \text{DIC} \cdot \{H\}^2}{(\{H\}^2 + (H)K_1 + K_1K_2)K_h} \dots \dots \dots (2)$$

Keterangan: DIC = dissolved inorganic carbon, {H}=10-pH, K_h adalah konstanta solubilitas gas dalam air menurut (Weiss, 1974) dan K₁ dan K₂ adalah konstanta diisolasi dari asam karbonat. Sedangkan tekanan parsial CO₂ di atmosfer menggunakan CO₂ meter (Afdal, 2016).

2.2. Fluks CO₂

Perhitungan fluks CO₂ atau pertukaran aliran gas CO₂ dihitung menggunakan rumus (Afdal, 2016). Jika fluks CO₂ bernilai positif maka suatu perairan berperan sebagai pelepas (*source*) CO₂, akan terjadi aliran CO₂ dari air ke atmosfer, sebaliknya jika bernilai negatif maka perairan berperan sebagai penyerap (*sink*) CO₂ (Afdal, 2016).

Fluks CO₂ = K · α · ΔpCO₂ air+atm

$$\Delta pCO_2 = pCO_2 \text{ air} - pCO_2 \text{ atm} \dots\dots\dots (3)$$

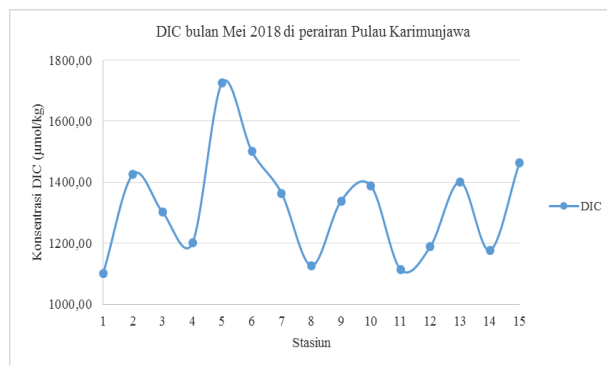
Keterangan: K = kecepatan transfer gas (fungsi dari kecepatan angin data BMKG); A= koefisien daya larut (fungsi dari suhu dan salinitas); ΔpCO₂ air+atm = selisih antara tekanan parsial CO₂ permukaan air dan atmosfer.

III. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Sistem Karbonat

Hasil penelitian di perairan Karimunjawa pada 15 stasiun ditemukan bahwa konsentrasi DIC (Gambar 2a) berkisar antara 1.113,83 - 1.726,65 μmol/kg. Kandungan DIC tertinggi ditemukan pada sampel di stasiun 5 dengan ekosistem terumbu karang yang luas dan kondisi bagus, selain itu terdapat pula ekosistem lamun yang menandakan bahwa perairan berfungsi sebagai *source* atau pelepas CO₂. Begitu pula dengan hasil konsentrasi total alkalinitas yang memiliki nilai beragam dari stasiun 1 – 15 berkisar antara 5,79 - 10,55 mEq/L. Perbedaan konsentrasi DIC dan total alkalinitas tersebut dikarenakan lokasi ke-15 stasiun pengamatan memiliki morfologi yang berbeda-beda dan tingkat faktor antropogenik yang berbeda dan perbedaan aktivitas biologi (Daulat *et al.*, 2014).

Hasil DIC di perairan Karimunjawa yang diperoleh memiliki kisaran yang hampir sama dengan penelitian lainnya DIC di perairan Pesisir Timur Pulau Bintan memiliki rerata 1.984,4 μmol/kg (Fachri *et al.*, 2015).



(a)



(b)

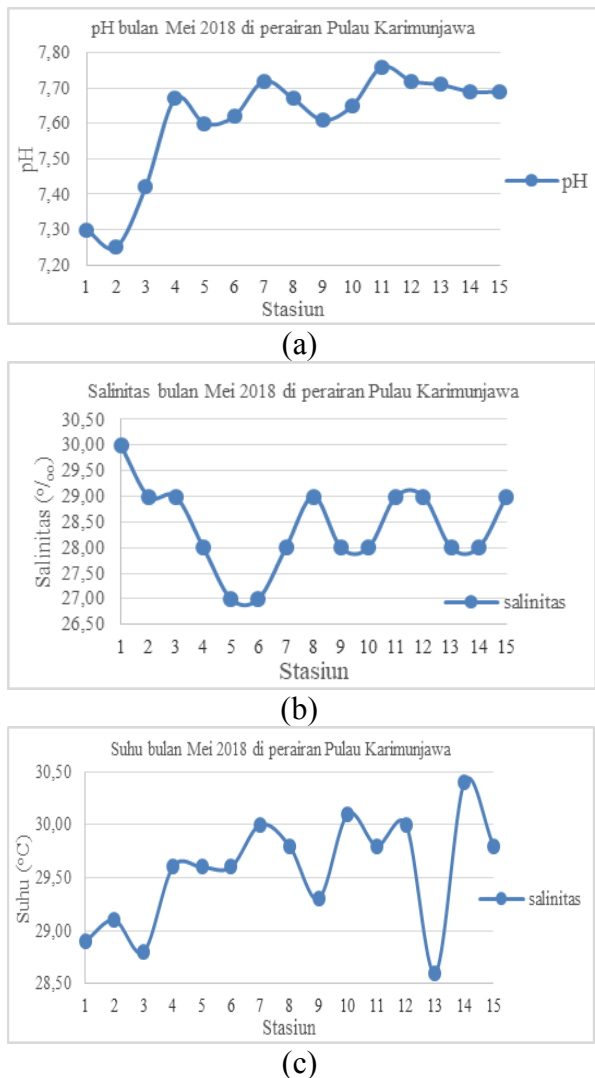
Gambar 2. Konsentrasi DIC (a) dan Total Alkalinitas (b) Bulan Mei 2018 di Perairan Pulau Karimunjawa.

Konsentrasi DIC di perairan Karimunjawa termasuk memiliki nilai tinggi dikarenakan pada perairan Pulau Karimunjawa yang diteliti termasuk perairan yang dekat dengan daerah pesisir yang merupakan zona eufotik. Menurut Marañón *et al.* (2005) bahwa perairan pada zona eufotik memiliki nilai DIC yang tinggi dikarenakan masih mendapat pengaruh dari daratan yang menyebabkan produktivitas perairannya tinggi serta pengaruh dari sebaran terumbu karang yang masih sangat luas. Ekosistem terumbu karang merupakan ekosistem dengan tingkat produktivitas primer yang tinggi. Produktivitas primer yang tinggi masukan dari daratan berupa nutrien organik akan memicu pertumbuhan fitoplankton terutama di daerah pesisir, sehingga akan meningkatkan konsumsi karbon anorganik terlarut yang selanjutnya akan merubah kesetimbangan tekanan parsial karbon dioksida (pCO₂) permukaan air

(Ittekkot *et al.*, 2000). Hasil penelitian Sarma *et al.* (2000) di Teluk Bengal menghasilkan bahwa perairan tersebut cenderung berfungsi sebagai *source*/pelepas CO₂ pada saat terjadi upwelling dengan produktivitas primer yang tinggi di wilayah pesisir sehingga meningkatkan nilai CO₂ permukaan air. Menurut Fachri *et al.* (2015), tingginya konsentrasi DIC di perairan akan seiring dengan tingginya gradien tekanan parsial CO₂ sebagai fungsi dari tekanan parsial di perairan dan atmosfer yang merupakan turunan dari parameter DIC, total alkalinitas dan pH.

Tingginya gradien tekanan parsial berpengaruh terhadap peningkatan nilai fluks CO₂ sehingga perairan berfungsi sebagai pelepas karbon dioksida ke atmosfer.

Hasil alkalinitas pada 15 stasiun pengamatan di perairan Karimunjawa (Gambar 2b) berkisar antara 61,59 - 66,35 mEq/L, dengan konsentrasi Total Alkalinitas tertinggi pada sampel di stasiun 5 dan terendah di stasiun 6 dan 7. Hasil DIC dan alkalinitas menunjukkan pola yang berbeda, hal ini diduga karena terdapat perbedaan salinitas pada ke-15 stasiun (Gambar 3b). Gambar 3a menunjukkan terdapat perbedaan pH antar stasiun dengan nilai pH berkisar antara 7,3-7,78. Perubahan nilai pH dapat mempengaruhi sistem karbonat di laut dan merubah komposisi CO₂ bebas, asam karbonat (H₂CO₃), bikarbonat (HCO₃⁻) dan karbonat (CO₃²⁻) (Afdal, 2016). Menurut (Hieronymus and Walin, 2013), pH rendah akan cenderung membentuk asam karbonat (H₂CO₃) dan bikarbonat (HCO₃⁻), sedangkan pH tinggi akan membentuk karbonat (CO₃²⁻). Afdal (2016) menyatakan bahwa peningkatan pH seiring dengan peningkatan total alkalinitas dan diikuti pola salinitas. Hal tersebut sesuai dengan Gambar 3a, Gambar 2b dan Gambar 3b. Menurut (Afdal, 2016), total alkalinitas berubah dengan perubahan muatan antara anion-anion dan kation-kation konservatif dalam air laut yang bervariasi terhadap salinitas. Fachri *et al.* (2015) mengemukakan bahwa dari hasil penelitiannya terdapat perbedaan konsentrasi antara DIC dan total alkalinitas, karena perbedaan salinitas yang berhubungan dengan konsentrasi ion Na⁺, Cl⁻ dan ion-ion lainnya yang turut mempengaruhi perubahan nilai pH.

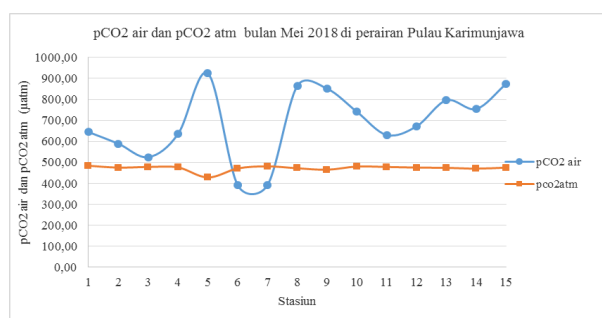


Gambar 3. Konsentrasi pH (a), Salinitas (b), Suhu (c) Bulan Mei 2018 di Perairan Pulau Karimunjawa.

3.2. Fluks CO₂

Terdapat perbedaan gradien tekanan parsial pada setiap stasiun di perairan Karimunjawa di masing-masing stasiun (tersaji pada Gambar 4) dengan kisaran nilai sebesar -89,49 sampai 496,91 μatm. Hal tersebut dikarenakan pada 15 stasiun

memiliki ekosistem yang berbeda-beda yaitu ekosistem terumbu karang dan ekosistem lamun. Gradien tekanan parsial CO₂ ini akan mempengaruhi pola fluks CO₂. Gradien tekanan parsial CO₂ tertinggi pada stasiun 5 dengan nilai fluks yang tinggi pula menyebabkan perairan berfungsi sebagai pelepas karbon (*carbon source*). Fluks CO₂ memiliki nilai tertinggi pada stasiun 5 sebesar 21,64 mmol/m²/hari begitu pula perbedaan tekanan parsial CO₂ tertinggi pada stasiun 5 sebesar 496,61 µatm. Pola fluks CO₂ mengikuti pola perbedaan tekanan parsial antara CO₂ air dan atmosfer. Kandungan terendah terletak pada stasiun 7, fluks CO₂ sebesar -4,41 mmol/m²/hari dengan tekanan parsial CO₂ sebesar -89,49 µatm. Menurut (Afdal, 2016), perbedaan tekanan parsial CO₂ tersebut yang menentukan peran dari suatu perairan apakah berfungsi sebagai pelepas atau penyimpan CO₂.



(a)



(b)

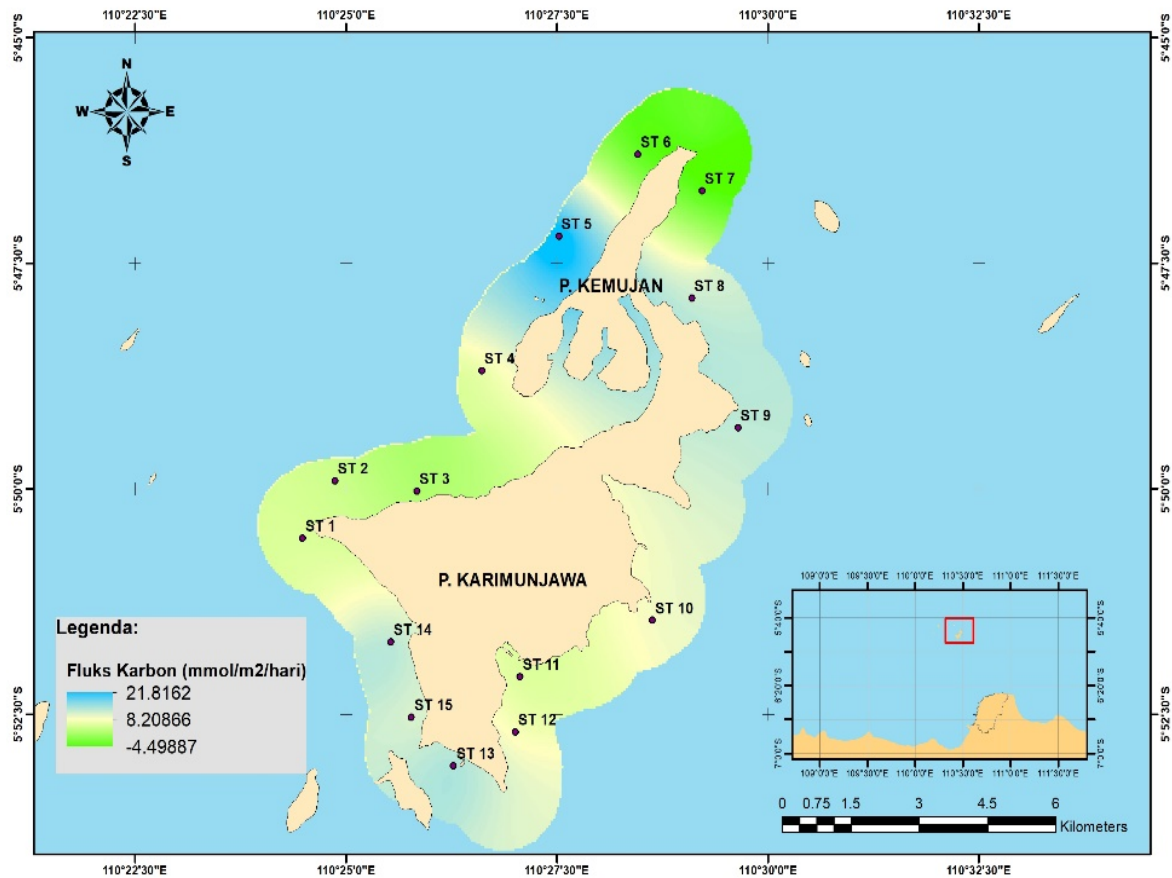
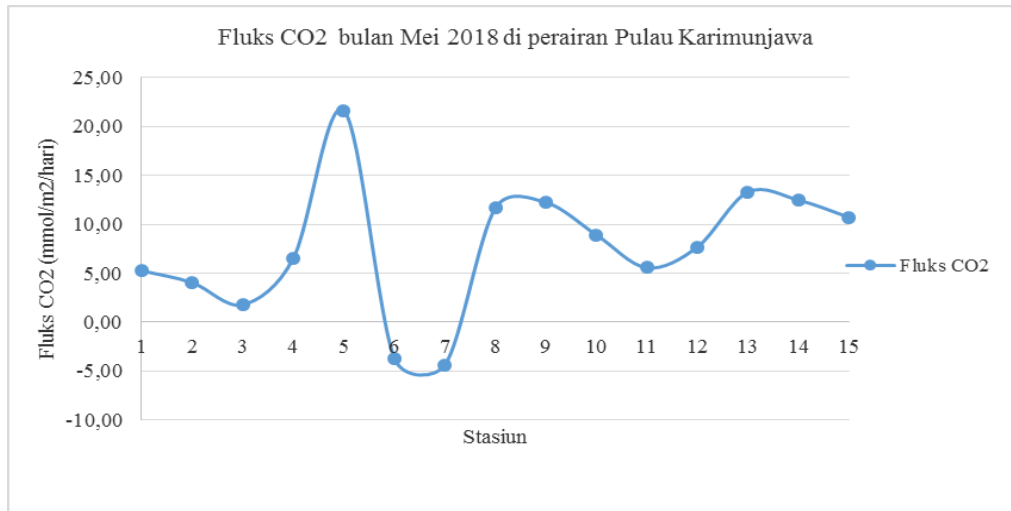
Gambar 4. Konsentrasi pCO₂ air dan pCO₂ atm (a) Gradien Tekanan Parsial CO₂ (b) Bulan Mei 2018 di Perairan Pulau Karimunjawa.

Pola gradien tekanan parsial CO₂ diikuti dengan pola fluks CO₂ perairan. Tingginya gradien tekanan parsial CO₂ akan

meningkatkan nilai fluks CO₂ yang menyebabkan fungsi perairan sebagai pelepas CO₂ (*source* CO₂) sebaliknya. Tingginya tekanan parsial permukaan air dipengaruhi oleh konsentrasi DIC, total alkalinitas yang tinggi dan salinitas serta pH yang rendah (Afdal, 2016). Menurut Hutchins *et al.* (2009), peningkatan CO₂ menandakan terjadi peningkatan karbon dioksida yang dapat meningkatkan laju fotosintesis dan pertumbuhan fitoplankton. Yan *et al.* (2018), Perubahan tekanan parsial CO₂ dikarenakan terdapat perubahan temperatur (suhu permukaan air laut), metabolisme biologi (konsumsi CO₂). Hasil penelitian (Afdal, 2016) menyatakan pula bahwa kenaikan gradien tekanan parsial CO₂ dipengaruhi oleh tingginya konsentrasi DIC. Fachri *et al.* (2015), tingginya gradien tekanan parsial karbon dioksida dikarenakan tingginya konsentrasi DIC di perairan Hasil dari penelitian ini pula menunjukkan hal serupa tingginya gradien tekanan parsial CO₂ pada stasiun 5 sebesar 496,61 µatm dipengaruhi oleh tingginya DIC sebesar 1.726,65 µmol/kg dan menyebabkan pada stasiun 5 memiliki nilai fluks CO₂ yang paling tinggi 21,64 mmolCO₂/m²/hari sebagai pelepas CO₂.

Pada hasil Fluks CO₂ terlihat bahwa perairan Pulau Karimunjawa berpotensi sebagai pelepas CO₂ ditunjukkan dengan nilai fluks CO₂ yang positif (Gambar 5) berarti tekanan parsial CO₂ air lebih besar dari pada tekanan parsial CO₂ udara (Gambar 4) yang menyebabkan terjadinya aliran dari laut ke atmosfer sehingga CO₂ terlepas kembali. Terkecuali untuk stasiun 6 dan 7 yang nilai fluks CO₂ negatif yang menandakan tekanan parsial CO₂ atmosfer lebih besar dari pada tekanan parsial CO₂ air, yang menyebabkan terjadinya aliran dari atmosfer ke laut. Hal tersebut didukung oleh pernyataan (Afdal, 2016) bahwa pertukaran gas CO₂ atmosfer laut tidak terdistribusi merata di perairan, hal tersebut dikarenakan pada perairan memiliki karakteristik masing-masing yang menyebabkan faktor pengontrol fluks CO₂.

Distribusi Spasial Fluks Karbon Dioksida di Perairan . . .



Gambar 5. Fluks CO₂ bulan Mei 2018 di Perairan Pulau Karimunjawa.

Secara umum fluks CO₂ di perairan Pulau Karimunjawa berfungsi sebagai pelepas CO₂ dengan nilai tekanan parsial CO₂ air lebih tinggi daripada tekanan parsial CO₂ atmosfer dengan nilai fluks CO₂

berkisar 1,79 s.d 21,64 mmolCO₂/m²/hari. Hal tersebut dinyatakan pula oleh penelitian (Susandi *et al.*, 2006) bahwa aliran fluks CO₂ di perairan Indonesia dan sekitarnya pada bulan Juli 1999 berfungsi sebagai pelepas

CO₂ dengan nilai fluks CO₂ berkisar antara -8 sampai 10,96 mmolCO₂/m²/hari. Terjadi peningkatan fluks CO₂ dari bulan Juli 1999 (Susandi *et al.*, 2006) sampai bulan Mei 2018, meningkat berkisar antara -4 sampai 21,64 mmolCO₂/m²/hari. Lebih lanjut ditambahkan bahwa fluks rata-rata CO₂ pada bulan Januari 2002 di perairan Laut Jawa termasuk di perairan Karimunjawa berkisar -8 sampai 8 molCO₂/m²/tahun) dan sebagian besar berperan sebagai pelepas CO₂. Jika dibandingkan dengan hasil penelitian ini, terjadi peningkatan fluks CO₂ di perairan Karimunjawa dari tahun 2002 sampai tahun 2018. Hal tersebut dikarenakan seiring dengan bertambahnya tahun, terjadi peningkatan CO₂ di atmosfer yang akan berakibat pula terjadi peningkatan CO₂ di perairan karena lautan secara fiksasi menyerap CO₂ yang ada di atmosfer untuk kebutuhan proses fotosintesis. Menurut Houghton *et al.* (2001) dan IPCC (2013), terjadi peningkatan CO₂ atmosfer 1% tiap tahunnya jika tidak ada usaha untuk mengurangi karbon dioksida. Terjadi peningkatan karbon dioksida pada atmosfer sebesar 43,8 (±1,3) ppm dari tahun 1980 – 2010 (Ekwurzel *et al.*, 2017). Hasil Penelitian Fitranti *et al.* (2013) di perairan Teluk Banten menunjukkan hal serupa bahwa sebagian besar perairan tersebut berfungsi sebagai *carbon source*. Penelitian lainnya menunjukkan hal serupa bahwa perairan di Indonesia perairan Belitung, Selat Nasik (Afdal *et al.*, 2012), perairan Cilacap (Afdal *et al.*, 2011), dan perairan Teluk Banten pada musim timur (Rustam *et al.*, 2013) berperan sebagai pelepas CO₂. Perairan Indonesia yang termasuk perairan tropis sebagian besar berfungsi sebagai pelepas CO₂ atau *source carbon* (Chen and Borges, 2009). Hal tersebut dikarenakan perairan Indonesia selalu mendapatkan sinar matahari yang menyebabkan suhu permukaan laut cenderung tinggi yang akan menurunkan kelarutan CO₂ dan menaikkan tekanan parsial karbon dioksida perairan sehingga terjadi aliran pelepasan CO₂ dari

lautan ke atmosfer, begitu pula sebaliknya (Chierici *et al.*, 2009; Adi dan Rustam, 2010). Hasil penelitian Yan *et al.* (2018) menunjukkan bahwa pada saat musim panas perairan Yongle Atoll memiliki nilai fluks CO₂ 5,2 mmolCO₂/m²/hari dan perairan Lingyang Reef Lagoon sebesar 2,3 mmolCO₂/m²/hari berfungsi sebagai *source carbon*. Perairan tropis terutama wilayah *interface* darat-laut, termasuk mangrove dan estuari berperan sebagai *source carbon* (pelepas CO₂), dikarenakan masukan karbon organik dari daratan yang memicu kondisi heterotropik (Borges *et al.*, 2005 dan Cai *et al.*, 2006). Stasiun 6-7 berfungsi sebagai penyerap CO₂ (*sink*) dengan nilai -4,41 s.d -3,69 mmolCO₂/m²/hari. Hal tersebut dikarenakan tekanan parsial CO₂ atmosfer lebih besar daripada lautan sehingga terdapat aliran CO₂ dari atmosfer ke lautan. Hal tersebut didukung dengan kecepatan angin 10 m di atas permukaan laut yang lebih tinggi dari pada stasiun lainnya sebesar 1,64 dan 1,74 m/s, sehingga terjadi kecepatan transfer gas yang cukup besar. Hasil penelitian (Susandi *et al.*, 2006) menunjukkan hal yang sama pula yaitu perairan sekitar Laut Cina Selatan berfungsi sebagai penyerap CO₂ yang menggerakkan CO₂ dari atmosfer menuju laut yang besar dengan kecepatan angin yang besar pula sehingga terjadi peningkatan transfer gas CO₂.

IV. KESIMPULAN

Secara umum fungsi perairan Karimunjawa sebagai pelepas CO₂ (*source carbon*) dengan kisaran nilai fluks CO₂ positif (warna biru dan kuning) antara 1,79 sampai 21,64 mmolCO₂/m²/hari, dimana aliran CO₂ bergerak dari lautan ke atmosfer. Terkecuali stasiun 6 dan 7 memiliki nilai fluks CO₂ negatif (warna hijau) berkisar -3,69 sampai -4,41 mmolCO₂/m²/hari dimana perairan berperan sebagai penyerap CO₂ (*sink carbon*) dari atmosfer ke laut.

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih penulis tujukan kepada Lembaga Penelitian dan Pengabdian Masyarakat, Universitas Diponegoro, Indonesia yang telah membiayai penelitian ini. Nomor SPK: 385-31.UN7. 385-31/UN7.P4.3/PP/2018 skim penelitian adalah RPP (Riset Pengembangan dan Penerapan).

DAFTAR PUSTAKA

- Afdal, L.M. Panggabean, dan D.R. Noerjito. 2011. Fluks karbondioksida, hubungannya dengan produktivitas primer fitoplankton di perairan Estuari Donan, Cilacap. *J. Oseanologi dan Limnologi di Indonesia*, 37(2): 323–337.
- Afdal, R.F. Kaswadji, dan A.F. Koropitan. 2012. Pertukaran gas CO₂ udara–laut di perairan Selat Nasik, Belitung. *J. Segara*, 8(1): 9–17.
- Afdal. 2016. Fluks CO₂ di perairan pesisir pulau Lombok, Nusa Tenggara Barat. *J. Oseanologi dan Limnologi di Indonesia*, 1(2):91-103. DOI: 10.14203/oldi.2016.v1i2.14 .
- Adi, N.S. dan A. Rustam. 2009. Studi awal pengukuran sistem CO₂ di Teluk Banten. Prosiding Pertemuan Ilmiah Tahunan VI ISOI 2009, International Convention Center, Botani Square, Bogor, 16-17 November 2009. 17 Hlm.
- Behrenfeld, M.J., E. Boss, D.A. Siegel, and D.M. Shea. 2005. Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space from space. *Global Biogeochemical Cycles*, 19:1–14. DOI:10.1029/2004GB002299.
- Borges, A.V., B. Delille, and M. Frankignoulle. 2005. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letters*, 32, L14601. DOI:10.1029/2005GL023053.
- Cai, W.J., M. Dai, and Y. Wang. 2006. Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: a province based synthesis. *Geophysical Research Letters*, 33:L12603. DOI:10.1029/2006GL026219.
- Chen, T.A.C. and A.V. Borges. 2009. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂. *Elsevier*, 56: 578-590. DOI:10.1016/j.dsr2.2009.01.001.
- Chierici, M., A. Olsen, T. Johannessen, J. Trinanes, and R. Wanninkhof. 2009. Algorithms to estimate the carbon dioxide uptake in the Northern North Atlantic using shipboard observations, satellite and ocean analysis data. *Elsevier*, 56: 630–639. DOI:10.1016/j.dsr2.2008.12.014.
- Daulat, A., M.A. Kusumaningtyas, M.A. Adi, dan W.S. Pranowo. 2014. Sebaran kandungan CO₂ terlarut di perairan pesisir selatan Kepulauan Natuna. *DEPIK*, 3(2): 166–177. DOI: <https://doi.org/10.13170/depik.3.2.1538>.
- Du, Z., L. Fang, Y. Bai, F. Zhang, and R. Liu. 2015. Spatio-temporal visualization of air – sea CO₂ flux and carbon budget using volume rendering. *Computers and Geosciences*, 77:77–86. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2015.01.004>.
- Ehlert D. and K. Zickfeld. 2018. Irreversible ocean thermal expansion under carbon dioxide removal. *Earth Syst. Dynam*, 9:197-210. <https://doi.org/10.5194/esd-9-197-2018>.
- Ekurzel, B., J. Boneham, M.W. Dalton, R. Heede, R.J. Mera, M.R. Allen, and P.C. Frumhoff. The rise in global atmospheric CO₂, surface temperature, and sea level from emissions traced to major carbon producers.

- Climate Change. 25 p. 10.1007/s10584-017-1978-0.
- Fachri, R.F., Afdal, A. Sartimbul, dan N. Hidayati. 2015. Fluks CO₂ di perairan pesisir timur Pulau Bintan, Propinsi Kepulauan Riau. *J. Segara*, 11(1):57-66.
- Fitranti, B.A., Sunarto, D. J. Prihadi, dan B. Herunadi. 2013. Potensi pelepasan dan penyerapan CO₂ kaitannya dengan suhu dan salinitas di Perairan Teluk Banten. *J. Akuatika*, 4(2):174-182.
- Hieronymus, J. and G. Walin. 2013. Unravelling the land source: an investigation of the processes contributing to the oceanic input of DIC and alkalinity. *Tellus*, 65:19683. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusb.v65i0.19683>.
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The physical science basis. contributor of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change 2013. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York.
- Ittekkot, V., C. Humborg, and P. Schafer. 2000. Hydrological alterations and marine biogeochemistry: A silicate issue. *Bio. Sciences*, 50(9):777-782. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2000\)050\[0776:HAAMBA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2000)050[0776:HAAMBA]2.0.CO;2).
- Marañón, E., P. Cermeño, and V. Pérez. (2005). Continuity in the photosynthetic production of dissolved organic carbon from eutrophic to oligotrophic waters. *Marine Ecology Progress Series*, 299:7-17. <https://www.jstor.org/stable/24869698>.
- Moore, J.K., M.R. Abbott, J.G. Richman, and D.M. Nelson. 2000. The Southern Ocean at the last glacial maximum: A strong sink for atmospheric carbon dioxide. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(1):455-475. 10.1029/1999GB900051.
- Raven, J.A., and P.G. Falkowski. 1999. Oceanic sinks for atmospheric CO₂. *Plant, Cell and Environment*, 22(6): 741-755. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3040.1999.00419>.
- Rustam, A., W.S. Pranowo, T.L. Kepel, N.S. Adi, dan B. Hendrajana. 2013. Peran Laut Jawa dan Teluk Banten sebagai pelepas dan/atau penyerap CO₂. *J Segara*, 9(1): 75-84.
- Sabine, C.L., R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key., K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof, C.S. Wong, D.W.R. Walles, B. Tilbrook, F.J. Millero, T.H. Peng, A. Kozyr, T. Ono, and A.F. Rios. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305(5682): 367-371. DOI: 10.1126/science.1097403.
- Sarma, V.V.S.S., M.D. Kumar, M. Gauns., and M. Madhupratap. 2000. Seasonal controls on surface pCO₂ in the central and eastern Arabian Sea. *J Earth Syst Sci*, 109(4):471-479. <https://doi.org/10.1007/BF02708334>.
- Sprintall, J., A.L. Gordon., A. Koch-Larrouy., T. Lee., J.T. Potemra., K.Pujiana., and S.E. Wijffels. 2014. The Indonesian Seas and their role in the coupled ocean-climate system. *Nature Geoscience*, 7:487-492. <https://www.nature.com/articles/ngeo2188>.
- Stone, J.P. and D.K. Steinberg. 2016. Salp contributions to vertical carbon flux in the Sargasso Sea. *Elsevier*, 113. 90-100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2016.04.007>.
- Susandi, A., A. Subki, and I.M. Radjawane. 2006. Kajian pertukaran gas karbon dioksida (CO₂) antara Laut dan udara di Perairan Indonesia dan sekitarnya. Proceedings Convention Annual Scientific Meeting HAGI. 45 p.
- Weiss, R.F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater, the solubility of a Non-

Ideal Gas. *Marine Chemistry*, 2: 203-215. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(74\)90015-2](https://doi.org/10.1016/0304-4203(74)90015-2).

China Sea. *Continental Shelf Research*, 165:71–77. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.06.008>.

Yan, H., K. Yu, Q. Shi, Z. Lin., M. Zhao, S. Tao, G. Liu, and H. Zhang. 2018. Air-sea CO₂ fluxes and spatial distribution of seawater pCO₂ in Yongle Atoll, Northern-Central South

Received : 16 January 2019

Reviewed : 12 March 2019

Accepted : 04 July 2019