

SISTEM KARBON LAUT DI PERAIRAN LAUT MALUKU DAN LAUT SULAWESI

Iis Triyulianti^{a,*}, I Nyoman Radiarta^a, Agung Yunanto^a, Novia Arinda Pradisty^a
Fikrul Islamy^a, Mutiara R. Putri^b

^aBalai Riset dan Observasi Laut, Perancak, Bali, Indonesia

^bDepartemen Oseanografi, Institut Teknologi Bandung, Indonesia

*Corresponding author: iisyulianti19@gmail.com

Abstrak

Laut Maluku dan Laut Sulawesi merupakan bagian dari wilayah ekosistem lautan Indonesia yang memiliki peran penting dalam kegiatan perikanan. Kedua wilayah laut tersebut menghadapi fenomena perubahan iklim yang berdampak pada kualitas ekosistemnya. Sistem karbonat laut berperan penting dalam pertukaran gas CO₂ antara udara dan laut serta meregulasi pH perairan. Pengukuran parameter sistem karbon laut (pH, Total Alkalinitas (TA), Total Karbondioksida (TCO₂) dan tekanan parsial permukaan karbondioksida (pCO₂) selama kegiatan pelayaran ilmiah (cruise) *Indeso Joint Experts* (IJE) pada bulan September 2016 ditujukan untuk menganalisis secara spasial variasi nilai parameter sistem karbonat pada periode musim timur. Hasil analisis dari sistem karbonat laut menunjukkan bahwa secara umum Laut Sulawesi berada dalam keadaan supersaturasi CO₂ atau berperan sebagai *source* (pelepas) CO₂ ke atmosfer dengan nilai konsentrasi tekanan parsial CO₂ permukaan perairan berkisar antara 280 – 500 μ atm. Distribusi spasial nilai pH lapisan permukaan yang diukur dengan sensor optik bervariasi pada kisaran nilai 8,03 – 8,15. Hasil pengukuran TA lapisan permukaan perairan dengan menggunakan metoda titrasi diperoleh kisaran nilai antara 2300 – 2400 μ mol/Kg sedangkan kisaran nilai TCO₂ secara vertikal meningkat dengan nilai berkisar antara 2300 – 2500 μ mol/Kg di permukaan dan 2500 – 2800 μ mol/Kg di lapisan yang lebih dalam. Karakteristik sistem karbonat laut pada periode musim timur di kedua lokasi penelitian berbeda sehingga dapat dijadikan indikasi kompleksnya proses biogeokimia yang mempengaruhi sistem karbonat perairannya.

Kata Kunci: Karbon laut, Laut Maluku, Laut Sulawesi, Musim Timur, Karbondioksida (CO₂)

Abstract

Maluku and Sulawesi Seas are parts of Indonesian Large Marine Ecosystem in the east area which has an important role for Indonesian fisheries activities. Those areas are facing the climate change phenomena that could change their marine ecosystem quality. Marine carbonate system is very important for controlling the circulation of CO₂ between the atmosphere and the ocean as well as regulating the pH value of waters. We conducted in situ measurement of marine carbonate system parameters (pH, Total Alkalinity, Total CO₂ (TCO₂) and pCO₂) during IJE cruise on September 2016 to analyses spatial variations of the marine carbonate system in the Southeast Monsoon period. The results of marine carbonate system showed that in general Maluku and Sulawesi Seas are under super saturation of CO₂ or acts as source of CO₂ which have range value of sea surface partial of CO₂ (pCO₂) between 280 – 500 μ atm. Spatial distribution of sea surface pH values measured with optical sensor at study sites showed varied between 8,03 – 8,15. Measurement results of Total alkalinity (TA) by using titration method varied between 2300 – 2400 μ mol/Kg meanwhile range value of TCO₂ was 2300 – 2500 μ mol/Kg at surface water and it's increased through the deep water with the range value of TCO₂ was 2500 – 2800 μ mol/Kg at deeper layer of water. Characteristic of marine carbonate system between Maluku and Sulawesi Seas was different in the Southeast monsoon period indicates complex marine biogeochemistry processes influences those system.

Keywords: Marine carbonate, Maluku Sea, Sulawesi Sea, Southeast Monsoon, Carbon Dioxide (CO₂)

PENDAHULUAN

Laut Maluku dan Laut Sulawesi sebagai bagian dari ekosistem besar laut Indonesia

(*Indonesian Large Marine Ecosystems*) di wilayah Timur memiliki peranan yang strategis bagi aktivitas perikanan, pelayaran serta ekologis. Kedua perairan tersebut

Article history:

Diterima / Received 10-10-2018

Disetujui / Accepted 30-10-2018

Diterbitkan / Published 31-10-2018

©2018 at <http://jfm.ub.ac.id>

merupakan perairan laut dalam dengan potensi kekayaan hayati laut yang tinggi. Potensi perikanan yang berasal dari kawasan perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku memiliki nilai ekonomi cukup tinggi [1]. Potensi yang dimiliki oleh kawasan ini tidak hanya berupa keanekaragaman hayati dengan nilai ekonomi yang tinggi tetapi juga peranannya pada ekoklimatologi. Laut Maluku dan laut Sulawesi serta wilayah perairan laut tropis lainnya, berada di pusat konveksi dalam atmosferik yang berasosiasi dengan peningkatan percabangan sirkulasi Walker sehingga memiliki peranan dalam pembentukan kopel iklim laut – atmosfer [2].

Perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku menjadi bagian dari perlintasan massa air laut global yang berasal dari Samudera Pasifik menuju Samudera Hindia atau yang dikenal dengan Arus Lintas Indonesia (ARLINDO atau *Indonesian Throughflow*) seperti yang disampaikan oleh [3,4,5]. Perairan Laut Sulawesi sebagai pintu massa air global yang berasal dari Samudera Pasifik [6] menuju Selat Makasar dan Laut Flores melalui Laut Banda dan keluar melalui Laut Timor. Wilayah perairan ini berbatasan di sebelah utaranya dengan Laut Sulu dan Kepulauan Mindanao, Philipina. Perairan Laut Maluku, Laut Seram dan Laut Banda merupakan lintasan bagian barat (*western section*) dari massa air global di kelilingi oleh Kepulauan Aru dan Kepulauan Seram.

Wilayah perairan ini terindikasi memperoleh ancaman dan gangguan perubahan yang dibangkitkan oleh adanya perubahan lingkungan dan iklim. Perubahan iklim global yang terjadi saat ini diindikasikan dengan kecenderungan suhu atmosfer serta emisi gas rumah kaca meningkat seperti yang disebutkan oleh [7] dan berdampak pada ekosistem darat dan perairan termasuk ekosistem laut [8]. Emisi rumah kaca (*green gas house effect*) sebagai hasil samping aktivitas manusia seperti penggunaan bahan bakar fosil, penggantian lahan hijau menjadi lahan industri (konversi lahan) serta kejadian kebakaran hutan yang terjadi di wilayah Indonesia, diduga tidak hanya melepaskan gas CO₂ ke atmosfer namun juga dapat menjadi

sumber senyawa karbon dan nutrient lainnya ke ekosistem perairan melalui sungai.

Peningkatan konsentrasi senyawa karbon dan nutrien dari limpasan daratan dan atmosfer berpengaruh pada siklus biogeokimia dan fungsi ekosistem laut [9,10,11]. Konsentrasi karbon dioksida (CO₂) permukaan laut terukur di wilayah perairan Indonesia berada dalam kondisi supersaturasi terhadap atmosfer dimana beberapa kawasan perairan Barat Indonesia berperan sebagai pelepas senyawa CO₂ dan untuk perairan bagian Timur Indonesia bervariasi sebagai pelepas dan penyerap senyawa CO₂ [12]. Wilayah perairan estuari dan pesisir terindikasi memiliki nilai tekanan parsial CO₂ permukaan lebih besar (supersaturasi) dibanding atmosfer sehingga berpotensi sebagai pelepas CO₂ [12]-[14].

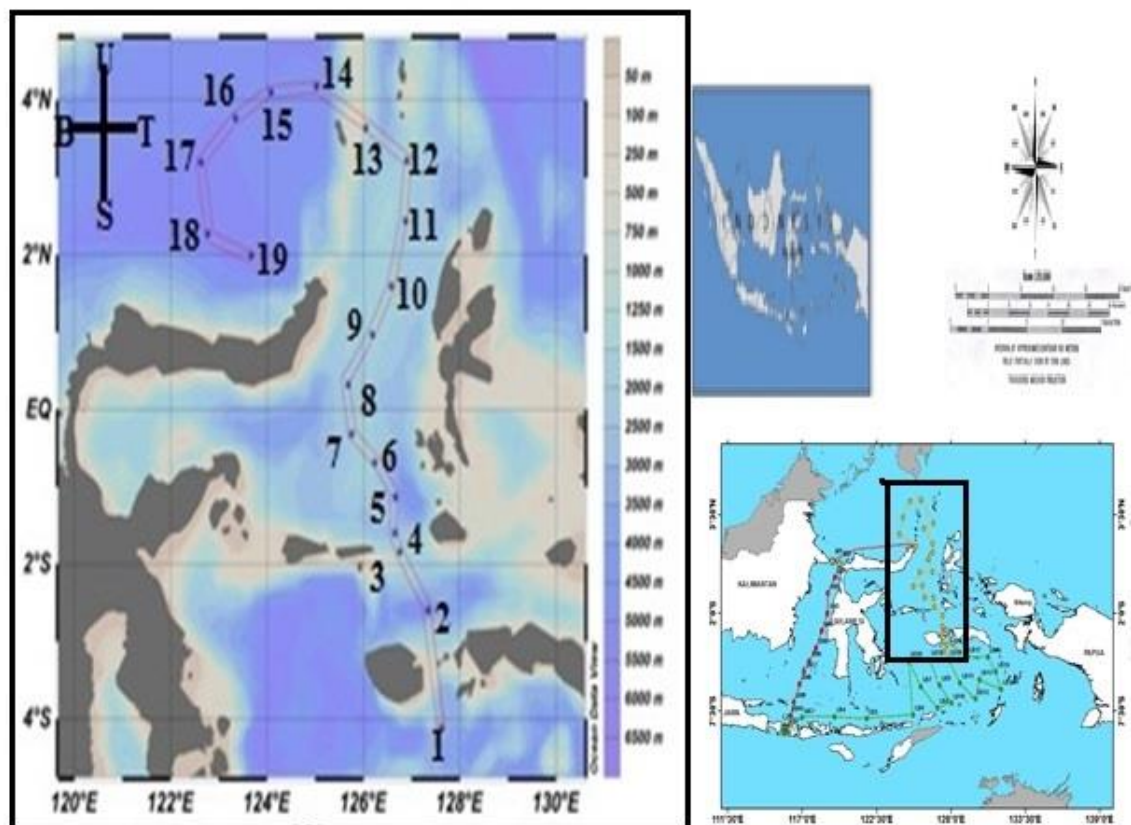
Kajian mengenai sistem karbon laut diperlukan untuk mengetahui seberapa besar kemampuan laut dalam menyerap senyawa CO₂ serta mekanismenya pada penyimpanan karbon global dengan konsentrasi CO₂ di atmosfer saat ini [15],[16]. Pemahaman serta informasi ekosistem laut dengan kondisi perubahan global pada iklim sangat diperlukan karena terdapat beberapa indikasi peningkatan suhu permukaan air laut [9], perubahan tinggi muka air laut, peningkatan stratifikasi vertikal lapisan kolom air laut, penurunan konsentrasi oksigen (deoksigenasi) serta dari hasil pemodelan diketahui adanya peningkatan konsentrasi CO₂ di atmosfer dapat menurunkan pH perairan atau terjadi pengasaman air laut [9],[17]. Pengaruh perubahan iklim pada ekosistem laut membutuhkan studi komparatif dan kontinyu untuk mempelajari karakteristiknya di wilayah perairan laut Indonesia, karena secara geografis dan bathymetri sangat kompleks. Perubahan karakteristik ekosistem laut dibawah pengaruh perubahan iklim diduga akan mempengaruhi produktivitas lingkungan termasuk potensi perikananannya. Informasi dan pengetahuan mengenai senyawa CO₂ pada sistem karbonat laut serta siklus biogeokimia di perairan Indonesia masih sangat terbatas, begitu juga untuk kawasan perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku.

Fakta tersebut menjadi latar belakang dilakukan studi ini dengan melakukan pengukuran parameter sistem karbon laut yang terdiri dari pH, tekanan parsial karbon dioksida ($p\text{CO}_2$), Total Alkalinitas (TA) dan Total Karbon dioksida (TCO_2) pada pelaksanaan IJEP cruise (*Indeso Joint Expedition Cruise*) tahun 2016. Pengukuran parameter sistem karbon di perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi dilakukan untuk menganalisis dan memberikan informasi terbaru terkait hasil pengukuran parameter sistem karbon di wilayah perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi pada periode musim kering (*southeast monsoon*) di bulan September 2016. Penelitian ini juga mengukur parameter fisika oseanografi untuk mempelajari karakteristik massa air lokal dari TS diagram di Laut Sulawesi dan Laut Maluku.

BAHAN DAN METODE

Lokasi dan Waktu Penelitian

Penelitian dilaksanakan di perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi pada lintang $4^\circ\text{LU} - 4^\circ\text{LS}$ dan $120^\circ\text{BT} - 128^\circ\text{BT}$ (Gambar 1.). Kapal Penelitian (*Research Vessel*) Baruna Jaya VIII milik Pusat Penelitian Oseanografi (P2O) LIPI digunakan selama pelayaran ilmiah ini pada tanggal 5 – 15 September 2016. Pelayaran diawali dari dermaga Pusat Penelitian Laut Dalam (P2LD) LIPI, Ambon kemudian berakhir di Pelabuhan Bitung, Sulawesi Utara. Pelayaran ilmiah (*cruise*) ini mengukur secara in situ parameter sistem karbonat laut dan fisika oseanografi laut. Pengukuran in-situ dilakukan untuk mendapatkan data primer terukur pada suhu dan tekanan tertentu pada kolom perairan.



Gambar 1. Lokasi penelitian dengan titik stasiun pengukuran parameter hidrologi dan sistem karbon laut.

Stasiun pengukuran in-situ berjumlah 19 stasiun (Gambar 1.) yang ditentukan dengan memperhatikan keterwakilan dari kedua perairan. Stasiun yang berada di wilayah perairan Laut Maluku berjumlah 9 stasiun, 1 stasiun di Laut Banda dan 9 stasiun Laut Sulawesi.

Metode Pengukuran, Pengambilan dan Analisa Sampel

Pengukuran parameter fisika oseanografi menggunakan CTD (CTD *casting*) pada setiap stasiun. Pengambilan air sampel pada setiap stasiun pengukuran di Laut Sulawesi dan Laut Maluku menggunakan *Rosette Bottles* bervolume 10 liter dan terintegrasi atau berada satu rangkaian dengan alat CTD (*Conductivity, Temperature, Depth*) SEA BIRD ELECTRONIC SBE-911 (CTD911). Keakuratan hasil pengukuran suhu, konduktivitas dan tekanan dengan menggunakan sensor pada CTD SBE-911 adalah sebesar $0,001 \pm 0,0002^\circ\text{C}$, $0,0003 \pm 0,00004$ S/m dan tekanan adalah $0,015 \pm 0,001\%$.

Setiap stasiun diambil sampel air pada tujuh stratifikasi kedalaman, yaitu 3 kedalaman yang merepresentasikan lapisan eufotik (berbeda-beda setiap stasiun), kedalaman 300 m, 500 m, 750 m dan 1000 m. Lapisan atau stratifikasi kedalaman pengambilan sampel air merupakan perwakilan dari lapisan atas (*upper layer*), lapisan pertengahan (*intermediate layer*) dan lapisan dalam (*deeper layer*). Penentuan lapisan kedalaman pengambilan air sampel tersebut dilakukan dengan memperhatikan profil suhu, salinitas dan klorofil serta kedalaman maksimum klorofil. Profil tersebut dapat diketahui saat CTD diturunkan lalu perekaman data dan pengambilan air sampel dilakukan pada saat CTD naik.

Pengukuran parameter sistem karbonat (pH, Total Alkalinitas, Total Karbon Dioksida (TCO_2) dan tekanan parsial karbon dioksida (pCO_2) dan parameter kualitas perairan lainnya seperti suhu, salinitas, densitas, oksigen terlarut, fosfat dan silikat dilakukan di 19 stasiun lokasi penelitian. Penentuan alkalinitas dengan metode titrasi asam kuat HCl [18], sedangkan untuk parameter karbonat lainnya seperti total

karbondioksida terlarut (TCO_2) dan tekanan parsial karbon dioksida (pCO_2) dihitung dengan metode konversi dari nilai total alkalinitas (TA) [18].

Air sampel yang terkoleksi pada botol Niskin rosette dialirkan 100 ml ke Erlenmeyer 250 ml (telah disterilisasasi) dengan menggunakan selang thygon untuk mencegah terjadinya bubbling (kontaminasi) dengan oksigen dari atmosfer, selanjutnya air sample di titrasi dengan menambahkan HCl 0.01 N sebanyak 25 ml kemudian dihomogenisasi dan nilai pH titran berkisar antara 2,8 – 4,0, maka alkalinitas total akan diperoleh dengan persamaan sebagai berikut :

$$\text{Total alkalinitas (TA)} = 2,500 - (1250 \text{ aH/f}) \dots \dots \dots (1)$$

aH dan f adalah koefisien koreksi dari alkalinitas total yang diberikan oleh Giggenbach and Goguel (1989), apabila pH setelah di titrasi HCl lebih dari 4,0 maka tambahkan 5 ml 0,01n HCl lagi dan alkalinitas ditentukan dengan rumus :

$$\text{Alkalinitas total (Alk tot)} = 3,00 - (1300 \text{ aH/f}) \dots \dots \dots (2)$$

Nilai Alkalinitas total (TA) selanjutnya dikonversi untuk menentukan nilai alkalinitas karbonat (Carbonate Alkalinity/CA) dengan persamaan sebagai berikut :

$$\text{Alkalinitas karbonat (m equiv/L)} = \text{Alk tot} - A \dots \dots \dots (3)$$

nilai A merupakan faktor koreksi yang diberikan oleh Giggenbach and Goguel (1989), selanjutnya nilai alkalinitas karbonat dapat dilanjutkan untuk menentukan nilai total karbon dioksida dengan menggunakan persamaan sebagai berikut :

$$\text{Total karbon dioksida (TCO}_2\text{)} = \text{Alkalinitas karbonat (m equiv/L)} \times F_t \dots \dots \dots (4)$$

Nilai F_t merupakan faktor koreksi yang diberikan oleh [18], nilai TCO_2 hasil penghitungan dengan mengkonversi nilai alkalinitas karbonat dapat digunakan untuk menghitung nilai tekanan parsial karbon

dioksida ($p\text{CO}_2$) dengan menggunakan persamaan sebagai berikut :

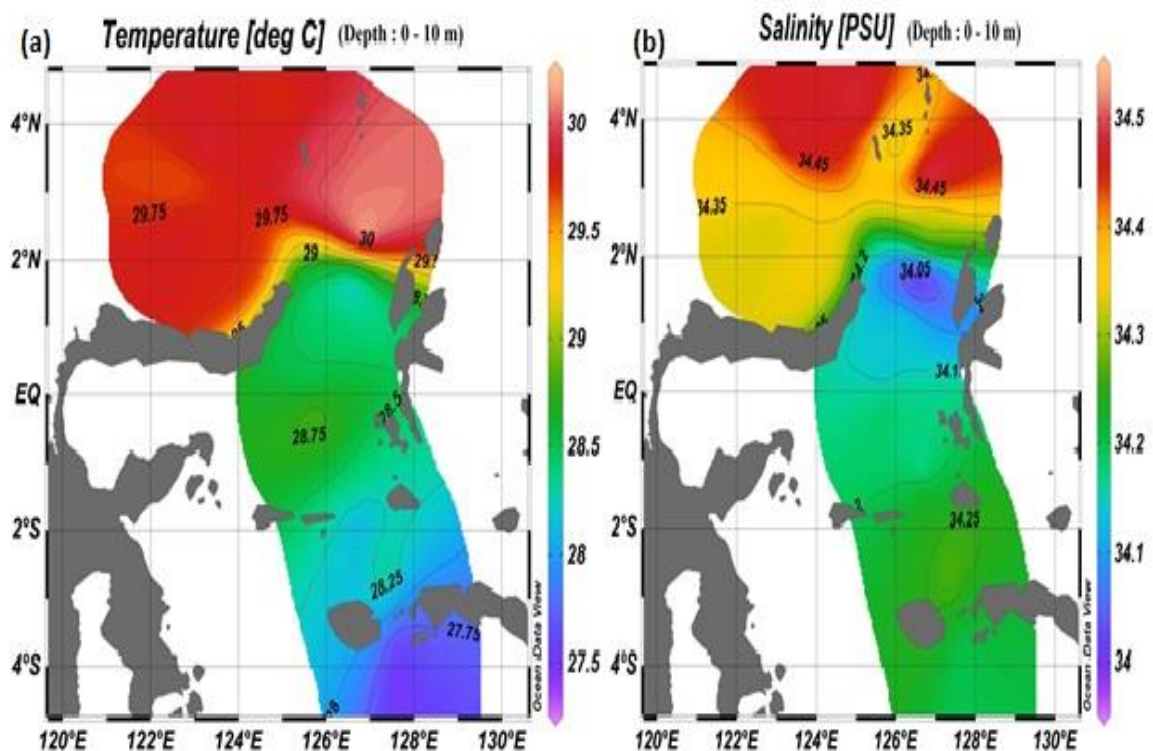
Tekanan parsial CO_2 ($p\text{CO}_2$) = Alkalinitas karbonat (m equiv/L) x F_p (5)

F_p merupakan faktor koreksi yang diberikan oleh Giggensbach and Goguel (1989). Hasil pengukuran CTD berupa suhu (T), salinitas (S) dan densitas (D) dianalisis untuk memberikan informasi terkait pergerakan massa air yang melintasi wilayah studi serta karakteristik hidro oseanografinya. Massa air yang melintasi wilayah studi dapat diketahui dari informasi yang digambarkan oleh diagram suhu potensial dan salinitas (T-S diagram). Informasi ini sangat penting dilakukan karena lokasi penelitian merupakan salah satu bagian perlintasan ARLINDO (*Indonesian Throughflow*) dari Samudera Pasifik. Pola sebaran horizontal dan vertikal parameter terukur dibuat untuk menunjukkan profilnya. Pembuatan grafik dan gambar diagram, dibantu dengan menggunakan software Ocean Data View versi 4.5.6 [19].

HASIL DAN PEMBAHASAN

Profil Hidrologi

Stasiun pengukuran (Gambar 1) di perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi merupakan kawasan perairan laut dalam dengan kontur berbeda-beda. Kedalaman maksimum pengukuran parameter fisika dan kimia perairan dengan sensor yang terintegrasi pada CTD hanya mencapai kedalaman 1000 m karena panjang maksimum sensor pH hanya mencapai 1100 m. Hasil pengukuran parameter fisika oseanografi yang terdiri dari suhu (Gambar 2a) dan salinitas (Gambar 2b) permukaan perairan (kedalaman 1-10 meter) sebagai gambaran profil hidrologi perairan lokasi penelitian di musim timu. Hasil pengukuran suhu dan salinitas permukaan terukur pada bulan September 2016 terlihat perairan Laut Sulawesi memiliki suhu lebih hangat dan salinitas yang lebih tinggi dibanding perairan Laut Maluku dan Laut Banda (Gambar 2.).



Gambar 2. Profil sebaran suhu (*temperature*) (a) dan salinitas lapisan permukaan perairan (0-10 m)

Suhu permukaan tertinggi terukur pada stasiun pengukuran yang berada di kawasan perairan Laut Sulawesi (stasiun 11 & 12) dengan suhu terukur 30,21 & 30,08 °C dan salinitas terukur 34,31 & 34,5 psu. Suhu terendah terukur pada stasiun 1 (27,42 °C) yang masih berada pada wilayah perairan laut Banda dan salinitas permukaan terendah (34 psu) berada dalam kawasan Laut Maluku. Sebaran suhu permukaan di lokasi penelitian berkisar antara ~27,75 – 30 °C dan salinitas berkisar antara 34,25 – 34,45 psu.

Hasil pengukuran suhu dan salinitas permukaan di bulan September 2016 tersebut mengindikasikan adanya pengaruh aliran arus permukaan dari Laut Banda dengan karakteristik suhu permukaan terukur lebih dingin di kawasan perairan Laut Maluku dan Laut Banda (St.1-10), sedangkan pengaruh arus permukaan dari Samudera Pasifik Ekuatorial dan Laut Sulu yang lebih hangat dengan salinitas tinggi terlihat pada stasiun yang termasuk dalam wilayah perairan Laut Sulawesi (St.11-19). Salinitas terendah yang dijumpai pada stasiun 10, merupakan lokasi pertemuan arus permukaan yang berasal dari Laut Banda dan arus permukaan yang berasal dari wilayah sekitar Kepulauan Aru seperti yang dinyatakan oleh [20].

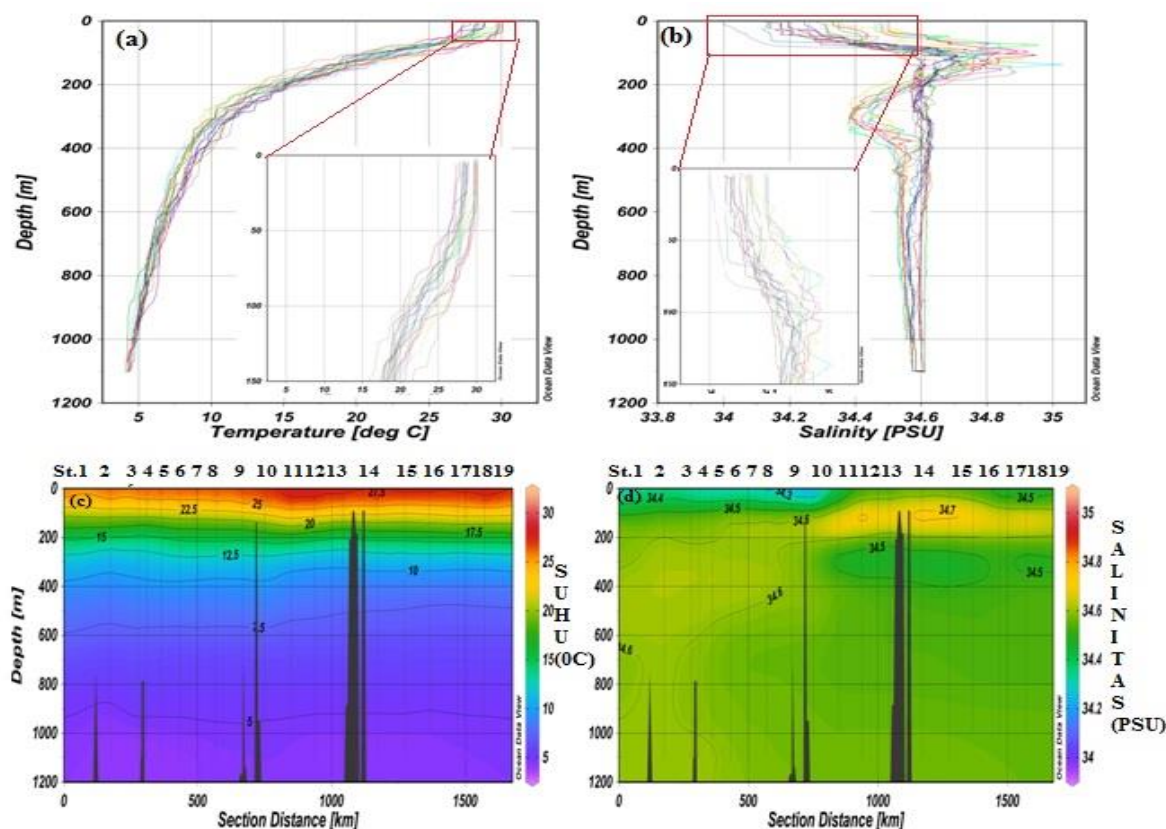
Penelitian ini dilakukan pada bulan September 2016 yang masih termasuk awal musim timur dengan indikasi kawasan perairan Indonesia Timur memiliki pola arus permukaan yang kompleks akibat pertemuan dan percabangan arus yang menghasilkan arus eddy di sekitar wilayah perairan Laut Maluku [20]. Proses mekanik dan fisika seperti transformasi dua massa air permukaan yang berbeda pada lokasi tersebut diduga menghasilkan nilai salinitas yang lebih rendah di banding lokasi disekitarnya. Laut Sulawesi selain sebagai pintu masuk dan pertemuan beberapa massa air yang berasal dari Samudera Pasifik juga merupakan kawasan perairan yang dilalui oleh arus permukaan Laut Halmahera [5], [21].

Sebaran vertikal suhu dan salinitas dengan batimetri terukur pada bulan September 2016 dtunjukkan pada Gambar 3. Nilai sebaran suhu dan salinitas secara vertikal hingga

kedalaman 1000 m terlihat indikasi terbentuknya stratifikasi massa air yang terdiri dari 3 lapisan massa air yaitu massa air permukaan atau lapisan tercampur sempurna (*mixed layer*), lapisan termoklin dan lapisan dengan suhu dingin (*deep layer*). Lapisan tercampur sempurna terbentuk pada kolom air dengan perbedaan nilai suhu dan salinitas hampir seragam (Gambar 3). Suhu pada lapisan tercampur (*mixed layer*) berkisar antara (27 – 30 °C) (Gambar 3a.) dan salinitas berkisar antara 34 – 34,5 psu (Gambar 3c).

Hasil penelitian terkait suhu dan salinitas di perairan Indonesia Timur telah dipublikasikan oleh [22], [23], namun terdapat perbedaan terkait ketebalan lapisan tercampur (*mixing layer depth*). Penelitian ini menemukan ketebalan lapisan tercampur lebih tipis yaitu 50 meter sedangkan penelitian sebelumnya 75 meter [23]. Penipisan lapisan tercampur jika dibandingkan oleh penelitian sebelumnya, diduga karena waktu pengukuran yang masih termasuk awal musim timur sehingga karakteristik lapisan tercampur mencerminkan karakteristik lapisan tercampur (*mixed layer*) musim timur untuk perairan Indonesia [24]. Penipisan ketebalan lapisan tercampur yang dijumpai pada penelitian ini jika dibandingkan dengan penelitian sebelumnya diduga terkait dengan fenomena peningkatan suhu perairan laut akibat pemanasan suhu bumi (*global warming*) [25].

Lapisan tercampur (*mixed layer*) terbentuk dari permukaan hingga kedalaman ~ 50 m memiliki kisaran nilai salinitas 34 – 34,5 psu (Gambar 3c), kemudian terjadi peningkatan nilai salinitas terukur dengan bertambahnya kedalaman. Peningkatan salinitas dengan bertambahnya kedalaman terjadi hingga kedalaman 200 meter (Gambar 3c&d) atau berada pada lapisan termoklin. Salinitas tertinggi berkisar antara 34,7-34,8 psu dijumpai pada lapisan termoklin ditemukan pada stasiun pengukuran di kawasan perairan Laut Sulawesi (Gambar 3c&d). Profil vertikal salinitas pada lokasi penelitian setelah kedalaman 200 meter terlihat perbedaan dimana massa air yang terukur di wilayah perairan Laut Maluku (St.1-10) memiliki nilai salinitas massa air yang menurun (34,6 psu).

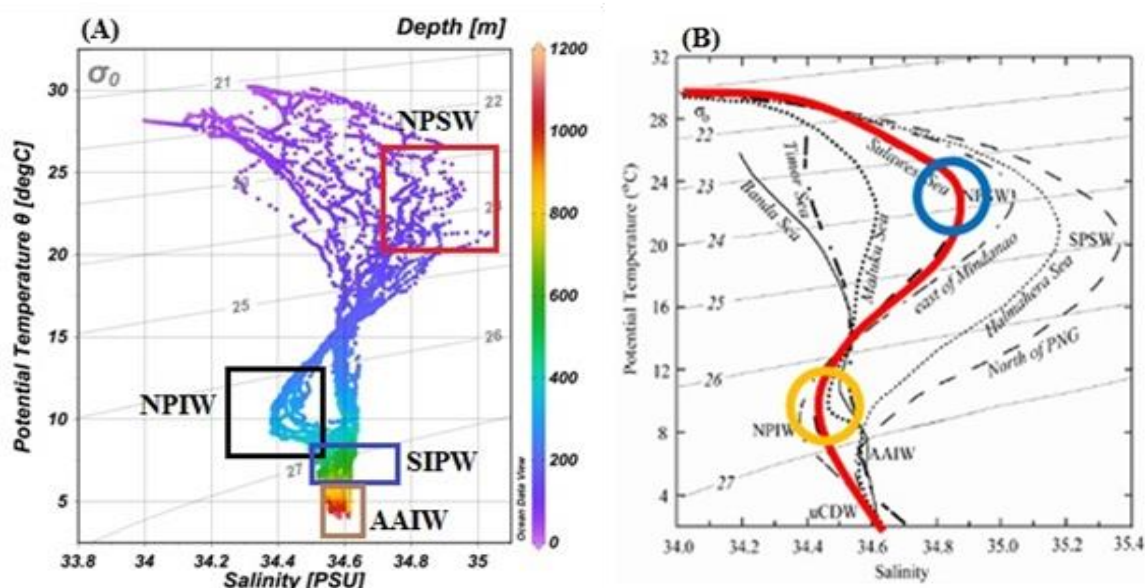


Gambar 3. Profil sebaran vertikal suhu (a), salinitas (b), suhu dengan batimetri (c) dan salinitas dengan batimetri (d). Batimetri menggunakan data set GEBCO grid 6 x 6 meter.

Penurunan nilai salinitas dengan bertambahnya kedalaman membentuk profil nilai yang hampir homogen di kedalaman ~ 300 m, sedangkan massa air yang terletak di Laut Sulawesi terlihat terjadi penurunan nilai salinitas (34,4 psu) hingga kedalaman 300 meter dan selanjutnya meningkat kembali dan membentuk nilai yang homogen di kedalaman 400 meter (Gambar 3c&d). Perbedaan ini diduga terkait dengan adanya massa air global yang berasal dari Samudera Pasifik (*North Pacific Intermediate Water*) melintasi perairan Indonesia (*Indonesian Throughflow*) melalui perairan Laut Sulawesi di lapisan termoklin. [21] menjelaskan bahwa pola arus di lapisan pertengahan merupakan arus *intermediate* bergerak dari Samudera Pasifik masuk ke wilayah perairan Indonesia melintasi Laut Sulawesi menuju ke Laut Maluku dan Laut Banda. Pola arus yang ditunjukkan oleh [21] tersebut memperkuat dugaan akan hasil

sebaran nilai suhu dan salinitas secara vertikal yang diperoleh pada penelitian ini di lokasi perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku. Karakteristik massa air yang melintasi perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku pada penelitian ini terlihat dari plot diagram suhu potensial dan salinitas (TS diagram) yang disajikan pada Gambar 4a.

Diagram suhu potensial dan salinitas pada lokasi penelitian (TS diagram) menunjukkan kesesuaian dengan hasil penelitian yang dilakukan oleh Morey (1999) di Gambar 4b untuk Laut Sulawesi dan Laut Maluku. Hasil pengukuran suhu dan salinitas pada penelitian ini menunjukkan adanya 4 tipe massa air utama yang melintasi perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi yaitu *North Pacific Subtropical Water* (NPSW) di kedalaman 100-150 meter yang dicirikan oleh suhu perairan 20°C-24°C serta salinitas berkisar antara 34,8-35,2 psu.



Gambar 4. TS diagram hasil pengukuran cruise IJEP 2016(A) dan TS diagram hasil pengukuran Morey (1999) (B).

North Pacific Intermediate Water (NPIW) di kedalaman 300-600 m yang dicirikan oleh nilai suhu perairan antara 7 – 11°C dan salinitas 34.1 - 34.5 psu. Massa air global berupa *South Pacific Intermediate Water* (SPIW) ditemukan pada kedalaman 500-800 m dengan nilai suhu antara 5°C-8°C dan salinitas 34.45 - 34.65 psu, serta *Antarctic Intermediate Water* (AAIW) yang ditemukan pada kedalaman > 750 m dengan nilai temperatur sekitar 4 – 7°C dan salinitas 34.4 - 34.7 psu. Massa air NPSW, NPIW, SPIW, dan AAIW ditunjukkan oleh kotak berwarna merah, hitam, biru dan coklat (Gambar 4a.). Massa air global yang melintasi suatu perairan dapat mempengaruhi sifat kimiawi air seperti konsentrasi oksigen terlarut, kandungan nutrient serta membentuk karakteristik suhu dan salinitas yang khas [26].

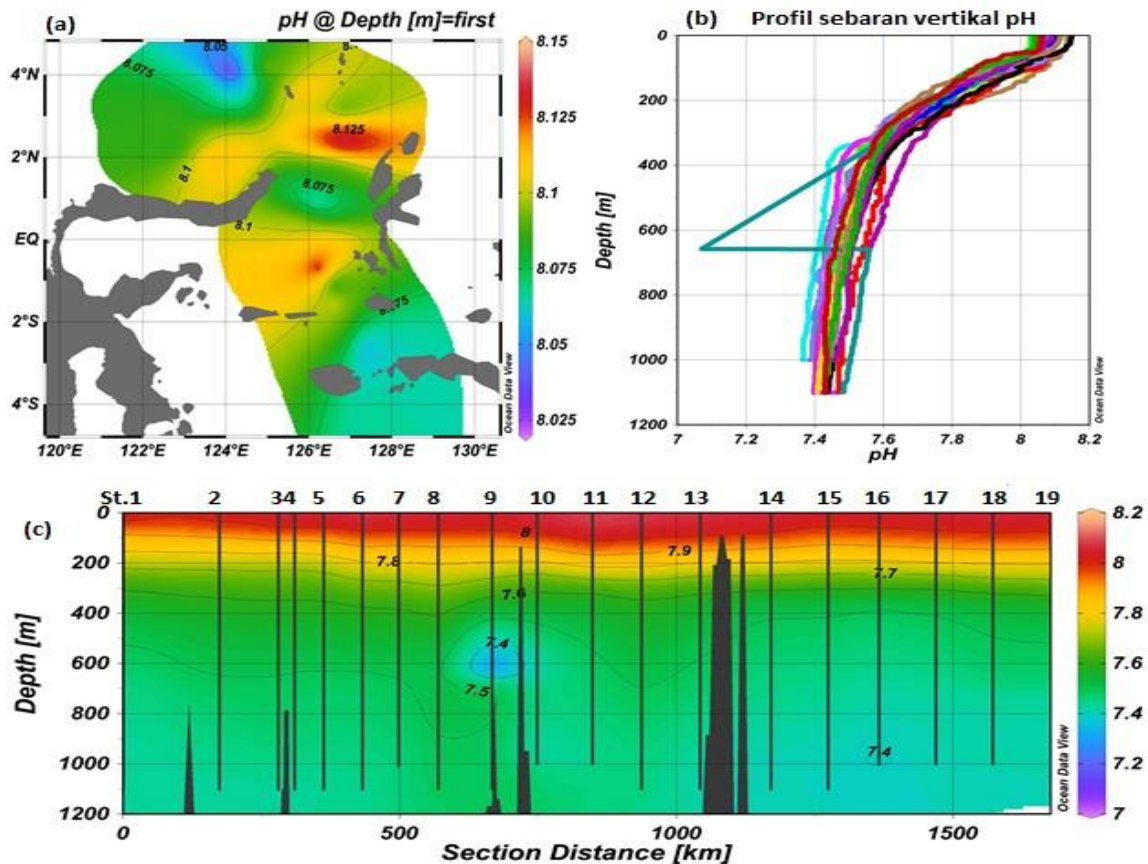
Sistem Karbon Laut Sulawesi dan Laut Maluku

pH Perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku

pH sebagai bagian dari sistem karbon laut merupakan jumlah konsentrasi ion hidrogen terlarut pada kolom perairan. Parameter ini

penting diukur agar diperoleh informasi asam-basanya perairan laut yang berperan sebagai reservoir terbesar senyawa karbon dioksida.

Hasil pengukuran pH dengan menggunakan sensor optik yang terintegrasi dengan CTD di 19 stasiun pada pelayaran IJEP 2016 pada bulan September 2016 disajikan berupa sebaran horisontal dan distribusi vertikal nilai pH perairan dengan batimetri (Gambar 5.). Nilai pH permukaan tertinggi terlihat pada stasiun 5 yang berada di kawasan perairan Laut Maluku dan stasiun 11 (Laut Sulawesi) yaitu 8,1 dan 8,125. Stasiun 11 berada di kawasan perairan Laut Sulawesi dan menjadi pintu masuk dari perairan massa air global (ITF) dari Samudera Pasifik dimana lokasi tersebut juga terukur suhu dan salinitas tertinggi. Hasil pengukuran suhu, salinitas dan pH permukaan perairan pada penelitian ini memberikan indikasi adanya keterkaitan antara parameter tersebut. Peningkatan suhu perairan laut akan meningkatkan tekanan parsial karbon dioksida ($p\text{CO}_2$) dan mengurangi kelarutan CO_2 [27]. Profil sebaran nilai pH secara vertikal menunjukkan adanya variasi pH terhadap kedalaman. pH permukaan berkisar antara 8,03 – 8,15 (Gambar 5a&5b).



Gambar 5. Profil sebaran horisontal pH lapisan permukaan (a), sebaran vertikal (b) dan sebaran vertikal dengan batimetri (c). Batimetri menggunakan data set GEBCO grid 6 x 6 meter.

Nilai pH berkurang dengan bertambahnya kedalaman dimana pada lapisan dalam nilainya berkisar antara 7,35 – 7,5 (Gambar 5). Kisaran nilai pH permukaan perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi terukur bulan September 2016 ini masih berada pada selang kisaran pH permukaan perairan laut [28,29]. Nilai pH lapisan permukaan lebih tinggi dibandingkan nilai pH pada lapisan dibawahnya karena keberadaan organisme fitoplankton. Proses fotosintesis oleh fitoplankton memanfaatkan CO_2 dalam bentuk HCO_3^- yang diikuti oleh adanya peningkatan konsentrasi CO_3^{2-} dari proses disosiasi CaCO_3 dan respirasi sehingga meningkatkan pH [28,29]. Penurunan nilai pH dengan bertambahnya kedalaman hingga kedalaman 1000 m (perairan dalam) mengindikasikan adanya peningkatan konsentrasi tekanan parsial karbon dioksida (pCO_2) dan penurunan konsentrasi oksigen seperti yang diungkapkan

oleh [27]. Proses kompleks biologi, kimia dan fisika perairan seperti proses oksidasi biologi, disolusi CaCO_3 serta adanya proses *upwelling* dan *internal mixing* [28,29] mempengaruhi nilai pH perairan.

Produksi CO_2 secara alamiah dari hasil respirasi serta biota yang mati menjadi serasah yang tenggelam ke kolom perairan dibawahnya meningkatkan karbon dioksida terlarut [27,29,30] dan menurunkan pH perairan. Peningkatan konsentrasi CO_2 terlarut dalam kolom perairan diikuti oleh peningkatan nilai alkanitas perairan [27,29,30].

Kisaran nilai pH tertinggi ditemukan pada lapisan tercampur (0-50 m) atau lapisan permukaan yaitu 8,03 – 8,125 (Gambar 5.). Stasiun 11 dan 12 yang terletak di kawasan perairan Laut Sulawesi memiliki ketebalan lapisan tercampur dengan pH tertinggi. Hasil pengukuran pH pada lokasi tersebut

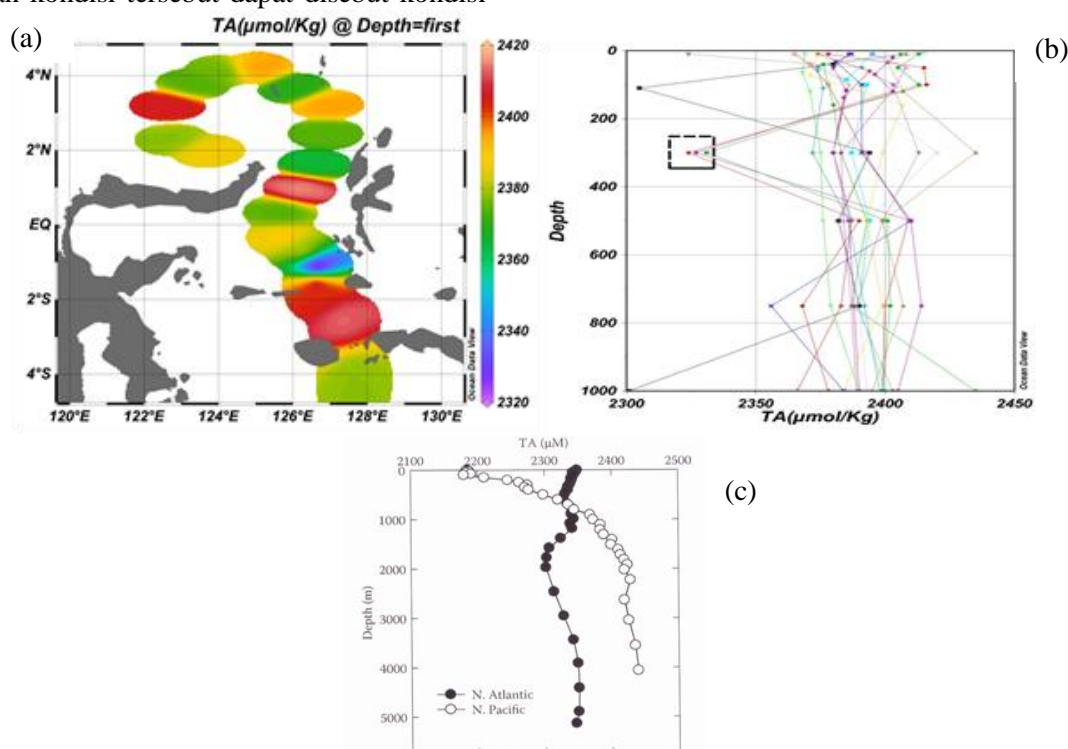
menguatkan dugaan adanya pengaruh masuknya massa air global (ITF) di bawah lapisan tercampur terhadap penebalan lapisan tercampur di lokasi tersebut melalui proses transformasi massa air. Nilai pH tertinggi ditemukan pada kolom permukaan atau lapisan permukaan karena pada lapisan tersebut penambahan CO_2 bukan hanya dari hasil respirasi organisme tetapi juga terlarutnya CO_2 atmosfer akibat adanya perbedaan tekanan parsial antara kedua lapisan untuk mencapai suatu kondisi keseimbangan (equilibrium) seperti yang diungkapkan oleh [27,29,30].

Nilai pH dapat menunjukkan kualitas perairan sebagai lingkungan hidup karena air yang agak basa dapat mendorong proses pembongkaran bahan organik menjadi mineral yang dapat diasimilasi oleh tumbuhan dan fitoplankton. Peningkatan buangan yang berasal dari rumah tangga dan industri kimia tertentu (masukan antropogenik) ke dalam suatu perairan dapat mempengaruhi nilai pH perairan [31]. Suhu perairan 25°C dan tekanan 1 atm memiliki $\text{pH} < 7$, maka yang terjadi adalah reaksi dimana ion $\text{H}^+_{(\text{aq})} > \text{ion H}_{(\text{aq})}$ dan kondisi tersebut dapat disebut kondisi

yang asam begitu sebaliknya. Lebih lanjut [32] menjelaskan bahwa keberadaan reaksi buffer di perairan laut akan menjaga pH laut tetap bernilai 8.

Total Alkalinitas (TA) Perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku

Hasil pengukuran Total Alkalinitas (TA) pada tujuh lapisan kolom perairan (vertikal) di 19 stasiun pengukuran (horisontal) menunjukkan nilai berada pada kisaran $2300 - 2400 \mu\text{mol/Kg}$ (Gambar 6). Pengukuran Total Alkalinitas (TA) menggunakan metode potentiometrik [18] pada seluruh stasiun pengukuran *in situ*. Nilai total alkalinitas tersebut menggambarkan sejumlah asam yang dibutuhkan untuk menurunkan pH air sampel hingga ke suatu titik dimana seluruh bikarbonat $[\text{HCO}_3^-]$ and karbonat $[\text{CO}_3^{2-}]$ dapat diubah menjadi asam karbonat $[\text{H}_2\text{CO}_3]$. Kisaran nilai TA yang diperoleh menunjukkan kisaran yang masih berada pada selang nilai alkalinitas total di permukaan, intermediate dan lapisan dalam yaitu $2100 - 2500 \mu\text{mol/Kg}$ [27,29,30]



Gambar 6. Sebaran horisontal (a), vertikal (b) nilai Total Alkalinitas (TA) di perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi dan di perairan Samudera Atlantik dan Pasifik (c) [29]

Sebaran nilai TA lapisan permukaan (profil horisontal) tertinggi berada di lokasi pengukuran di wilayah perairan Laut Maluku yaitu berkisar antara 2410 - 2420 $\mu\text{mol/Kg}$ (Gambar 6a). Variasi konsentrasi alkalinitas pada lapisan permukaan perairan laut dikontrol (diregulasi) umumnya oleh peningkatan dan pengurangan massa air tawar yang dapat terjadi melalui proses presipitasi dan evaporasi dimana kedua proses tersebut mempengaruhi nilai salinitas [27,29,33]. Korelasi positif antara konsentrasi alkalinitas dan salinitas diungkapkan oleh [27] dan negatif dengan suhu perairan [34].

Profil sebaran nilai Total Alkalinitas (TA) secara vertikal menunjukkan kecenderungan peningkatan nilai dengan bertambahnya kedalaman hingga kedalaman tertentu kemudian beberapa lokasi pengukuran menunjukkan nilai konsentrasi yang cenderung menurun di kedalaman 300 m (Gambar 6b.). Peningkatan nilai TA dengan bertambahnya kedalaman diduga sebagai salah satu dampak dari adanya peningkatan percampuran konveksi (*convective mixing*) di kolom perairan yang lebih dalam [34].

Tingginya nilai total alkalinitas di perairan Pasifik dibanding Atlantik pada lapisan permukaan, intermediate dan dalam (Gambar 6c) menurut [27,29,30] adalah karena umur massa air di perairan Pasifik lebih tua dan juga karena adanya proses oksidasi bahan organik dan kalsifikasi atau dissosiasi senyawa kalsium karbonat. Faktor lain yang mempengaruhi nilai total alkalinitas di permukaan adalah evaporasi dan presipitasi seperti yang diungkapkan oleh [29,34]. Distribusi internal parameter sistem karbon laut diregulasi umumnya oleh proses biologi [28].

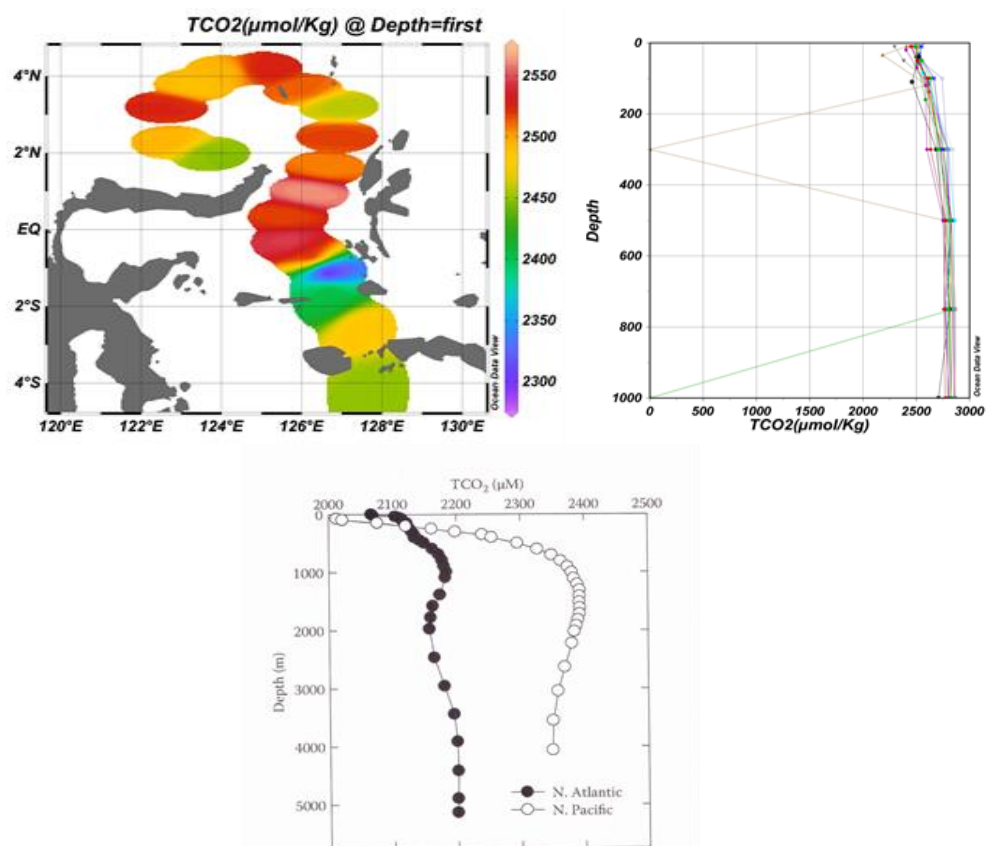
Total Karbon Dioksida (TCO_2) dan Tekanan Parsial Karbon Dioksida (pCO_2) Perairan Laut Sulawesi dan Laut Maluku

Hasil penghitungan nilai total karbondioksida (TCO_2) pada lokasi penelitian cruise IJEP 2016 untuk lapisan permukaan perairan diperlihatkan pada Gambar 7a. Sebaran vertikal konsentrasi total karbon

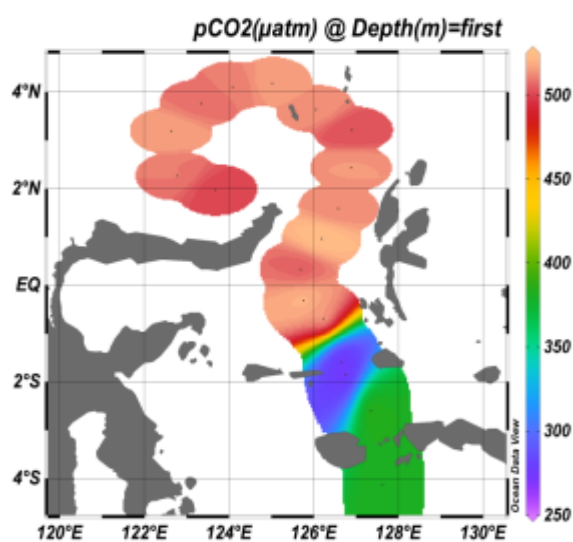
dioksida terlarut (TCO_2) dari permukaan hingga kedalaman tertentu ditampilkan pada Gambar 7b. Kisaran nilai TCO_2 secara vertikal meningkat dengan nilai berkisar antara 2300 – 2500 $\mu\text{mol/Kg}$ di permukaan dan 2500 – 2800 $\mu\text{mol/Kg}$ di lapisan yang lebih dalam. Peningkatan konsentrasi TCO_2 dengan bertambahnya kedalaman diduga karena adanya peningkatan proses degradasi bahan organik serta proses dissosiasi CaCO_3 [27,28,29].

Distribusi nilai TCO_2 permukaan menunjukkan peningkatan konsentrasi dan nilai tertinggi didapati di kawasan perairan Laut Sulawesi. Peningkatan nilai ini berbanding lurus dengan peningkatan nilai tekanan parsial CO_2 (pCO_2) di lokasi WPP 716 seperti yang terlihat pada Gambar 8. Tingginya nilai (pCO_2) dan TCO_2 di lokasi tersebut diduga sebagai salah satu dampak tingginya aktivitas perikanan tangkap maupun rumpon di wilayah sekitar perairan Laut Sulawesi tersebut. Selain aktivitas perikanan, pengaruh massa air global (ITF) yang berasal dari Samudera Pasifik juga diduga memberikan dampak terhadap peningkatan konsentrasi karbon dioksida di wilayah tersebut. Fenomena ini memperkuat dugaan adanya pengaruh antropogenik CO_2 terhadap sistem karbon laut perairan Laut Sulawesi.

Variasi dan dinamika perubahan konsentrasi nilai TCO_2 dan TA di perairan laut dalam dipengaruhi oleh proses oksidasi bahan organik [35]. Proses kalsifikasi (pembentukan CaCO_3) terjadi pada saat fitoplankton kelompok coccolithophorids memproduksi kalsium karbonat pada lapisan lunak tubuhnya dengan memanfaatkan atau mengonsumsi CO_2 terlarut (TCO_2), kalsium sekaligus alkalinitas yang akan meningkatkan pCO_2 [36]. Pembentukan bahan organik akan menurunkan atau mengonsumsi TCO_2 terlarut (DIC), nitrat, menurunkan tekanan parsial CO_2 dan meningkatkan alkalinitas dengan nilai rasio konsumsi karbon dan nitrogen adalah 106:16 (*Redfield ratio*). Peningkatan konsentrasi total karbon dioksida (TCO_2) dengan bertambahnya kedalaman menunjukkan peningkatan solubilitas CO_2 dengan menurunnya suhu perairan [35].



Gambar 7. Sebaran horisontal (a), vertikal (b) nilai Total KarbonDioksida (TCO_2) di perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi dan di perairan Samudera Atlantik dan Pasifik (c) (Millero, 2013)



Gambar 8. Sebaran horisontal nilai tekanan parsial karbon dioksida (pCO_2) lapisan permukaan perairan

Daya larut CO_2 di laut juga dipengaruhi oleh temperatur, dimana CO_2 lebih mudah larut pada temperatur yang rendah. Di laut CO_2 terdapat dalam 3 bentuk utama yaitu CO_2 yang tak terurai, $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ dan dua jenis ionnya, $[\text{HCO}_3^-]$ dan $[\text{CO}_3^{2-}]$. Konsentrasi $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ bergantung pada temperatur dan komposisi kimia dari air laut. Jumlah $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ sebanding dengan tekanan parsial CO_2 air laut ($p\text{CO}_2$). Perbedaan $p\text{CO}_2$ antara laut-udara yang akan menggerakkan perpindahan CO_2 yang melewati permukaan air. Jumlah CO_2 yang larut di air laut ini ($\text{CO}_2, \text{CO}_3^{2-}, \text{HCO}_3^-$) merupakan total karbon dioksida (TCO_2) atau *Dissolved Inorganic Carbon* (DIC). TCO_2 dipindahkan di dalam laut oleh proses fisis dan biologis yaitu digunakan untuk proses fotosintesis dan respirasi yang menghasilkan *Dissolved Organic Carbon* (DOC) [29]. Zat organik ini kemudian tenggelam dari proses biologi dan kemudian dipindahkan dan direspirasikan kembali oleh organisme non fotosintesis dan terakhir terbawa arus *upwelling* ke permukaan dan kembali ke atmosfer. Hanya sebagian kecil yang tenggelam dan terkubur di sedimen laut dalam

KESIMPULAN

Profil hidro oseanografi perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi teridentifikasi pada pelayaran ilmiah (cruise) Indeso Joint Expeditions (IJE) September 2016 yaitu adanya aliran massa air *North Pacific Subtropical Water* (NPSW) di kedalaman 100-150 m, *North Pacific Intermediate Water* (NPIW) di kedalaman 300-600 m, *South Pacific Intermediate Water* (SPIW) ditemukan pada kedalaman 500-800 m, *Antartic Intermediate Water* (AAIW) yang ditemukan pada kedalaman > 750 m

Profil Supersaturasi konsentrasi $p\text{CO}_2$ ($\sim > 400 \mu\text{atm}$) permukaan terjadi di Laut Sulawesi dengan kisaran nilai pH yang masih berada pada selang kisaran nilai pH laut (8,03 – 8,125). Sebaran vertikal nilai Total karbon dioksida (TCO_2) dan Total Alkalinitas (TA) terukur di perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi memiliki pola yang sama dengan yang ditemui di Samudera Pasifik. Indikasi adanya pengaruh aktivitas perikanan dan intasan massa air global dari Samudera Pasifik

Utara terhadap konsentrasi parameter sistem karbon perairan Laut Maluku dan Laut Sulawesi sebagai bagian dari antropogenik CO_2 .

Karakteristik sistem karbonat laut pada periode musim barat di Laut Maluku dan Laut Sulawesi berbeda sehingga dapat dijadikan indikasi kompleksnya proses biogeokimia yang mempengaruhi sistem karbonat perairannya

UCAPAN TERIMA KASIH

Penelitian ini dibiayai dari DIPA BPOL tahun 2016 melalui kegiatan pelayaran ilmiah (IJE cruise 2016) yang terselenggara berkat dukungan Balai Riset dan Observasi Laut, Pusat Riset Kelautan, BRSDM-Kementerian Kelautan dan Perikanan. Ucapan terima kasih juga, kami ucapkan untuk para peneliti P2O-LIPI dan seluruh kru Baruna Jaya VIII Research Vessel serta peserta pelayaran ilmiah IJE cruise 2016. Terakhir, penulis mengucapkan terimakasih kepada reviewer anonim yang telah memberikan saran berarti bagi perbaikan tulisan ini.

DAFTAR PUSTAKA

- [1] Kahn, B dan Fauzi, A. 2001. Fisheries in The Sulu Sulawesi Seas – Indonesia Country Report. Assessment of The State of Biophysical, Socio-economic and Institutional Aspect of Coastal and Pelagic Fisheries in The Indonesian Part of The Sulu-Sulawesi Seas. WWF Sulu – Sulawesi.
- [2] Sprintall, J., A. L. Gordon., A. Koch-Larrouy., T. Lee., J. T. Potemra., K. Pujiana., S. E. Wijffels. The Indonesian Seas and Their Role in The Coupled Ocean–Climate System. *Nature Geoscience* 7 : 481-492.
- [3] Gordon, A. L., dan R.D. Susanto. (2001). Banda Sea Sea surface Layer Divergence. *Ocean Dynamics* : 52, 2-10.
- [4] Ilahude, A.G., and A.L. Gordon. 1996. Thermocline stratification within the

- Indonesian Seas. Journal of Geophysical Research, 101 :12,401–12,409.
- [5] Gordon, A. L., 2005, The Indonesian Seas and Their Throughflow, *Oceanography*, 18(4):14-27.
- [6] Gordon, A.L., R.D. Susanto, and K. Vranes. 2003b. Cool Indonesian throughflow as a consequence of restricted surface layer flow. *Nature*, 425:824–828.
- [7] Karl, T.R., A. Arguez, B. Huang, J. H. Lawrimore, J. R. McMahon, M. J. Menne, ThPeterson, R. S. Vose, Huai-Min Zhang. 2015. Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. *Scienceexpress*, 10.1126, science.aaa5632 : 1-3
- [8] Doney, S. C., M. Ruckelshaus, J. E. Duffy, J. P. Barry, F. Chan, C. A. English, H. M. Galindo, J. M. Grebmeier, A. B. Hollowed, N. Knowlton, J. Polovina, N. N. Rabalais, W. J. Sydeman, and L. D. Talley. 2012. Climate Change Impacts on Marine Ecosystems. *Annu. Rev. Mar. Sci* 4:11-37.
- [9] Bindoff, N. L, J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J.M. Gregory. 2007. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level in Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group into The Fourth Assessment Report of The Intergovernmental Panel on Climate Change, ed. S Solomon, D Qin, M Manning, Z Chen, M Marquis. Cambridge: Cambridge Univ. Press . USA. pp. 385–432.
- [10] Doney S.C., V.J Fabry., R.A Feely and J.A Kleypas. 2008. Ocean Acidification : The Other CO₂ Problem. *The Annual Review of Marine Science*.
- [11] Keeling, R.F., Kortzinger, A., Gruber, N., 2010. Ocean deoxygenation in a warming world. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 199–229 (Palo Alto
- [12]Kartadikaria, A.R., A. Watanabe., K. Nadaoka., N. S. Adi., H. B. Prayitno., S. Suharsono., M. Muchtar., I. Triyulianti., A. Setiawan., . Suratno., E. N. Khasanah. *Journal of Geophysical Researc*, 120 (12).
- [13] Triyulianti, I., M.R Putri and C.K Tito. 2012. Analysis of Salinity and pH and Their Relationship to Partial Pressure of Carbondioxide in the Estuary of Kapuas River. *Prosiding Seminar Hasil Penelitian Terbaik*, Badan Penelitian dan Pengembangan.
- [14]Afdhal., R.F Kaswadi and A.F Koropitan. 2012. CO₂ Gas Exchange between Sea – Atmosphere at Nasik Strait, Belitung. *J. Segara* 8: 9-17.
- [15] Falkowsky, P., R. J. Scholes., E. Boyle., J. Canadell., D. CanPeld., J. Elser., N. Gruber., K. Hibbard., P. Hogberg., S. Linder., F. T. Mackenzie., B. Moore III., T. Pedersen., Y. Rosenthal., S. Seitzinger., V. Smetacek., W. Steffen. 2007. The Global Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth as a System. *An Review : Climate Change. Science* 290: 291-295.
- [16] Sabine, C. L., R. M. Key, C. S. Wong, K. Lee, F. J. Millero,R.A. Feely, J. L. Bullister, D.W.R. Wallace, Peng T, T. Ono,N. Gruber, R. Wanninkhof, B. Tilbrook, A. Kozyr, A. F. Rios. 2004. The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂. *Science*, 305 : 367-371.
- [17] Boyer, E. W., R. W. Howarth, J. N. Galloway, F. J. Dentener, P. A. Green,and C. J. Vo"ro" smarty (2006), Riverine nitrogen export from the continents to the coasts, *Global Biogeochem. Cycles*, doi:10.1029/2005GB002537, in press.

- [18] Giggenbach W.F. and Goguel R.L. (1989). *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges*. Report No. CD 2401. Department of Scientific and Industrial Research. Chemistry Division. Petone, New Zealand.
- [19] Schlitzer, R. 2014. Ocean Data View. Alfred Wegener Institute, Am Alten Hafen 26, 27568 Bremerhaven, Germany.
- [20] Pranowo, W. S. 2012. Dinamika Upwelling dan Downwelling di Laut Arafuru dan Timor. Widyariset, 15(2): 415 – 423
- [21] Tomzchak, M. and J. S Godfrey. (2003). *Regional Oceanography*. : an Introduction (2nd edition). Daya Publishing House, New Delhi.
- [22] Morey, S.L., J.F. Shriver, and J.J. O'brien. (1999). Effects of Halmahera on The Indonesian Throughflow. J. Geophys. Res., 104(C10):23281-23296
- [23] Radjawane, I.M. dan P.P. Hadipoetranto. (2014). Karakteristik massa air di percabangan arus lintas Indonesia perairan Sangihe Talaud menggunakan data index satal 2010. J. Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis, 6(2):525-536
- [24] Wyrski, K., 1961, *Physical Oceanography of Southeast Asian Waters*, NAGA Report, vol. 2. The University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California.
- [25] Belkin, I.M. 2009. Rapid Warming of Large marine Ecosystem. Progress in Oceanography, in press.
- [26] Ayers, J. M., P. G. Strutton., V. J. Coles., R. R. Hood., R. J. Matear. 2014. Indonesian throughflow nutrient fluxes and their potential impact on Indian Ocean productivity. Geophys. Res. Lett., 41, 5060–5067, doi:10.1002/2014GL060593
- [27] Williams, R.G., dan M.J Follows. 2011. *Ocean Dynamics and The Carbon Cycle*. Cambridge University Press. 399pp.
- [28] Emerson, S. R. & J. I. Hedges. 2006. *Chemical Oceanography and The Marine Carbon Cycle*. School of Oceanography, University of Washington, Cambridge University Press, USA.449p.
- [29] Millero, F. J. 2013. *Chemical Oceanography*. Taylor & Francis Group. CRC Press. 571p
- [30] Sarmiento JL, R. Slater, R. Barber, L. Bopp. 1998. Response of Ocean Ecosystems to Climate Warming. Global Biogeochem Cycles 18(GB3003)
- [31] Susana, T., Suyarso., S. Lastrini., & Djawadi. 2001. Distribusi Oksigen Terlarut dan Derajat keasaman (pH) di Perairan Selat Sunda. Prosiding Bidang Dinamika laut. Pusat Penelitian Oseanografi. Lembaga Ilmu & Pengetahuan Indonesia
- [32] Libes, S. 2009. *Introduction to Marine Biogeochemistry (Second Edition)*. Academic Press. United States. 550p
- [33] Brewer, P. G., A. L. Bradshaw, and R. T. Williams. 1986. Measurements of Total Carbon Dioxide and Alkalinity in The North Atlantic Ocean in 1981, in *The Changing Carbon Cycle: A Global Analysis*, edited by J. R. Trabalka and D. E. Reichle, pp. 348– 370, Springer, New York
- [34] Lee, K., L.T. Tong., A. G. Dickson., R. A. Feely, F. J. Millero., C. Goyet., R. M. Key., C. L. Sabine. 2006. Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. Geophysical Research Letters, 33, L19605, doi:10.1029/2006GL027207

- [35] Goyet, F., C., A. L Bradshaw and P. G. Brewer. 1991. The Carbonate System in The Black Sea. Deep-Sea Research, 38. Suppl 2. pp S1049-1061l .
- [36] Brown, E., J. Bearman. A. Colling, R. James, D. Park, J. Phillip, J. Wright. 2005. Marine Biogeochemicals Cycles. The Open University. UK. 130p