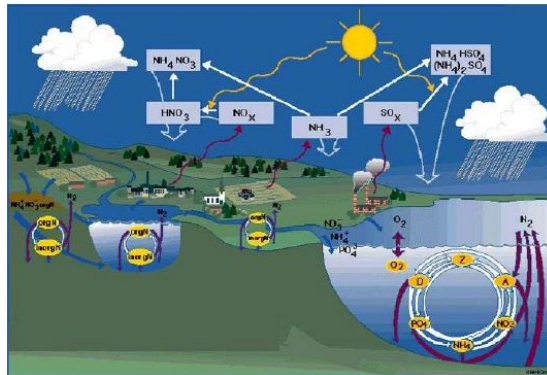


Bab II Tinjauan Pustaka

Air laut terdiri dari suatu komposisi kimia dimana komposisi kimia ini dapat mempengaruhi produktivitas biologi. Sebaliknya, biota laut juga akan mempengaruhi properti kimia dan fisis air laut. Proses timbal balik ini diatur oleh suatu siklus yang disebut siklus biogeokimia.

II.1 Siklus Biogeokimia

Siklus biogeokimia terdiri atas proses biologis, proses remineralisasi, dan proses kimia. Dalam proses biologi, meliputi ekosistem laut dan proses pertukaran energi antar organisme, sedangkan pada proses remineralisasi terjadi proses perubahan materi nutrisi serta sedimentasi. Siklus biogeokimia ini juga dipengaruhi oleh dinamika ekosistem yang memungkinkan terjadinya pertukaran-pertukaran energi melalui proses makan.

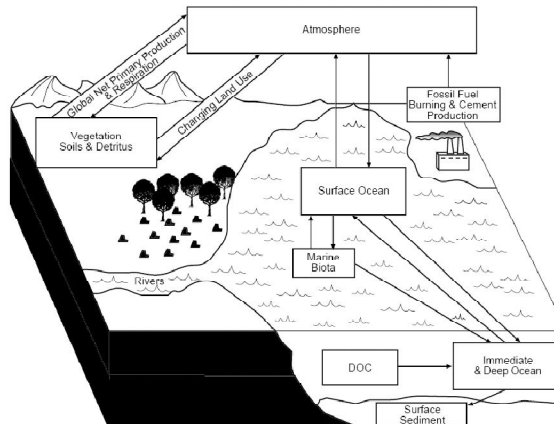


Gambar II.1 Siklus Biogeokimia (sumber : www.chemgapedia.de)

Sebagian besar elemen yang berada di atmosfer akan masuk ke lautan, di antaranya adalah elemen utama yang membentuk organisme hidup, salah satunya adalah karbon.

Siklus karbon merupakan pertukaran karbon di antara 3 reservoir tempat karbon tersebut di simpan yaitu antara darat, laut dan atmosfer. Jumlah karbon tersebut sangat besar sehingga dinyatakan dalam gigaton (Gt) : 109 metrik ton (1 metrik ton =

1000 kg). Atmosfer merupakan reservoir karbon terkecil dalam siklus karbon, dan hal tersebut membuat karbon bertahan di dalamnya pada periode yang kurang dari 1000 tahun. Daratan serta tumbuhan dan hewan yang ada di dalamnya atau yang dikenal dengan terrestrial biosfer merupakan reservoir yang ukurannya lebih besar daripada atmosfer dan lautan merupakan reservoir terbesar dibandingkan ketiga reservoir tersebut.



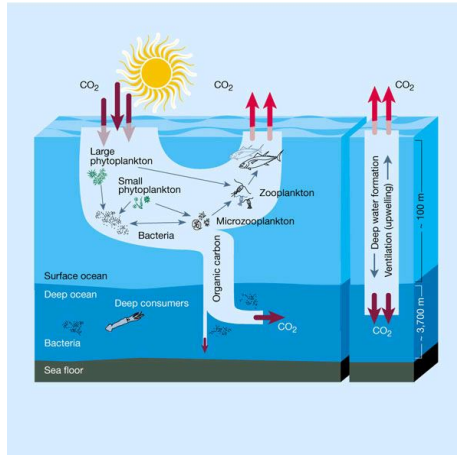
Gambar II.2 Siklus Karbon Global (Sumber : Sulzman, 1995)

Lautan menyerap dan menyimpan 39,000 Gt karbon (60 kali lebih banyak daripada udara)(Sulzman, 1995). Lebih dari 95 % karbon di laut terbentuk dari karbon anorganik terlarut (CO_2 , bikarbonat dan ion karbonat); dan sisanya terbentuk dari karbon organik (makhluk hidup dan serta karbon organik terlarut). Sirkulasi lautan sangat penting dalam siklus karbon karena hal ini dapat mengakibatkan karbon tersimpan di lautan.

Peredaran karbon dalam berbagai bentuk organik dan anorganiknya, dan transpor karbon dari permukaan ke laut dalam dibangun oleh proses-proses fisis dan biologis. Proses-proses ini biasa disebut sebagai pompa fisis (*physical pump*) atau pompa daya larut dan pompa biologis (*biological pump*).

Pada pompa fisis terjadi pertukaran gas laut-udara serta proses fisis yang membawa CO_2 ke laut dalam. Proses ini dipengaruhi oleh kecepatan angin dan perbedaan

tekanan parsial laut-udara.. Daya larut CO_2 di laut juga dipengaruhi oleh temperatur, dimana CO_2 lebih mudah larut pada temperatur yang rendah.



Gambar II.3 Pompa Fisis dan Pompa Biologis (Sumber: Chisholm,2000)



Gambar II.4 Global Conveyor Belt (sumber : ldeo.columbia.edu)

Bagian yang berwarna merah dari siklus di atas menunjukkan bagian yang hangat, arus dangkal dan bagian yang berwarna biru menunjukkan bagian yang dingin, salinitas lebih besar serta mempunyai arus dalam. Air hangat pada arus permukaan laut yang dibawa dari lintang rendah ke lintang tinggi mengalami pendinginan sehingga cukup berat untuk tenggelam ke bawah lapisan permukaan. Pada saat air laut ini didinginkan maka akan mengikat lebih banyak karbon yang kemudian dibawa

ke laut dalam, begitu juga ketika air menghangat lagi maka akan melepas karbon dioksida ke atmosfer. Hanya pergerakan karbon dari laut dangkal ke laut dalam pada sirkulasi *conveyor belt* yang memungkinkan besarnya jumlah CO₂ yang di simpan di laut (Gambar II.4).

Pada pompa biologi, karbon dibawa ke interior laut dimulai dengan proses fotosintesis yang dilakukan oleh fitoplankton (Gambar II.3) dan juga proses memakan dalam rantai makanan. Laju fotosintesis ini disebut sebagai produktivitas primer.

Proses kimia di laut juga mempengaruhi penyimpanan karbon. Ketika CO₂ memasuki laut, maka akan ada reaksi yang terjadi antara laut dan karbon tersebut untuk membentuk ion karbonat dan bikarbonat. Semakin banyak ion yang terbentuk, maka semakin banyak pula CO₂ yang masuk ke lautan. Reaksi ini bergantung pada temperatur, jumlah karbon anorganik terlarut yang sudah ada di permukaan laut dan bergantung pula terhadap salinitas dan alkalinitas meskipun pengaruhnya sangat lebih kecil.

II.1.1 Dampak siklus karbon yang berhubungan dengan proses kimia dan biologi

Karena CO₂ lebih mudah larut di air dingin daripada di air hangat, maka permukaan laut yang lebih hangat akan mempengaruhi kemampuan laut untuk melarutkan CO₂ dan karbon kimiawinya. Laut yang lebih hangat akan lebih cepat mengubah karbon anorganik terlarut menjadi CO₂ dan mengurangi jumlah CO₂ di atmosfer yang bisa di serap oleh laut (dampak positif). Namun para peneliti tidak menganggap bahwa percepatan dekomposisi tersebut akan mengubah CO₂ di atmosfer menjadi lebih cepat karena jumlah karbon anorganik terlarut di permukaan laut kurang dari 700 Gt; atmosfer biasanya menyimpan jumlah yang lebih (773 Gt). Pemanasan juga akan mengakibatkan pengurangan jumlah es di laut sehingga meningkatkan jumlah plankton dan organisme laut lainnya di daerah lintang tinggi. Hal ini akan

mengakibatkan terjadinya penyerapan CO₂ yang lebih besar di atmosfer yang akan memberikan dampak negatif.

II.1.2 Dampak siklus karbon terhadap sirkulasi laut

Perubahan siklus laut dan efeknya terhadap siklus karbon di laut sulit untuk ditentukan. Pemanasan pada permukaan laut diprediksi akan berkurang dengan cepat terhadap kedalaman, arus air asin (Gambar II.4) dibawa oleh proses pendinginan dan mengalami *sinking* di lintang yang lebih tinggi. Ini menunjukkan bahwa kemampuan lautan untuk menyimpan CO₂ berkurang dengan adanya pemanasan.

Pengurangan dari proses ini karena pertukaran air dari perairan dangkal dan dalam akan mempengaruhi siklus karbon dalam beberapa hal :

- Pergerakan air permukaan ke arah bawah yang tadinya mengalami kontak dengan atmosfer yang kaya akan CO₂ akan berkurang sehingga akan mengurangi kapasitas lautan untuk mengambil kelebihan CO₂
- Pengurangan jumlah air yang bergerak ke atas akan mempengaruhi *biological pump* dengan pengurangan aliran nutrisi menuju permukaan laut. Di daerah dimana nutrisi merupakan faktor yang terbatas, akan terjadi pengurangan plankton serta pertumbuhan biota laut lainnya
- Lebih sedikit jumlah biota laut yang berkembang di permukaan laut, maka akan semakin sedikit jumlah karbon yang tenggelam ke perairan yang lebih dalam dan mengalami dekomposisi yang akan meningkatkan konsentrasi CO₂ pada permukaan laut.

II. 2 Fluks CO₂ laut-udara

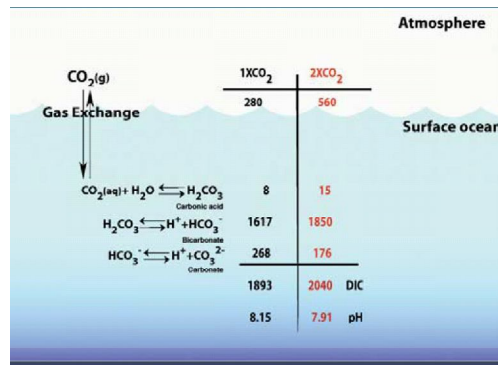
Fluks CO₂ laut-udara ditentukan oleh kelarutan CO₂ di air laut, kegiatan biologis, pengaruh angin, dan juga temperatur. Pertukaran gas CO₂ laut-udara dikendalikan oleh beda tekanan parsial CO₂ (pCO₂) antara permukaan laut dan atmosfer. Tekanan parsial CO₂ ini sendiri dipengaruhi oleh temperatur, dimana semakin rendah temperaturnya maka semakin kecil tekanan parsial CO₂ di laut. Selain itu tekanan

parsial CO_2 di laut juga dipengaruhi oleh jumlah karbon anorganik terlarut (*dissolved inorganic carbon*, DIC), dimana semakin besar jumlah DIC maka tekanan parsialnya akan semakin bertambah. Selain temperatur dan jumlah DIC, tekanan parsial juga dipengaruhi oleh alkalinitas. Tekanan parsial CO_2 di laut akan bertambah dengan berkurangnya alkalinitas.

Temperatur air laut dikontrol oleh proses fisis termasuk input energi matahari, pertukaran energi panas laut-udara dan ketebalan *mixed layer*. Sementara itu, DIC dan Alkalinitas dikontrol terutama oleh proses-proses biologis, fotosintesis dan respirasi serta naiknya massa air bawah permukaan (*upwelling*) yang kaya akan CO_2 dan nutrisi.

Saat pCO_2 di permukaan laut lebih rendah dibandingkan pCO_2 di atmosfer, maka CO_2 akan mengalami penyerapan oleh laut, sebaliknya saat pCO_2 laut lebih tinggi dibandingkan di atmosfer, maka CO_2 akan mengalami pelepasan (*outgasing*).

II.3 CO_2 di laut

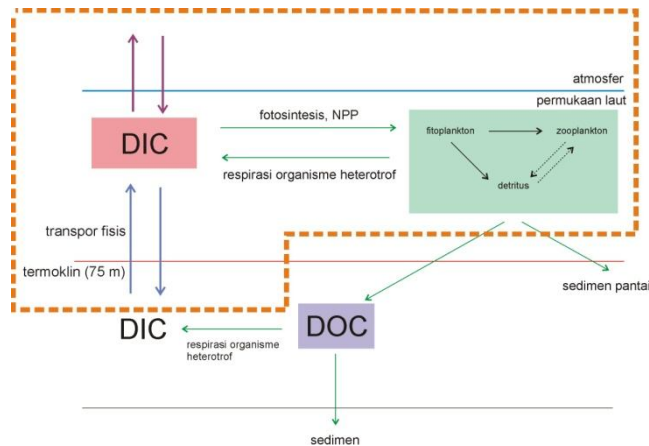


Gambar II.5 Sistem Karbon Dioksida dalam air laut (Sumber : www.pmel.noaa.gov)

Di laut CO_2 terdapat dalam 3 bentuk utama yaitu CO_2 yang tak terurai, $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ dan dua jenis ionnya, $[\text{HCO}_3^{-1}]$ dan $[\text{CO}_3^{2-}]$. proses pemutusan CO_2 di dalam air laut diperoleh melalui reaksi yang ditunjukkan gambar II.5.

Kelimpahan relatif dari $\text{CO}_{2(aq)}$, CO_3^{2-} , dan HCO_3^- ditentukan dari konsentrasi ion hidrogen (pH) di air dan konstanta kesetimbangan dari persamaan di atas, yang akan berubah terhadap suhu, salinitas air, dan tekanan. Konsentrasi $[\text{CO}_2]_{aq}$ bergantung pada temperatur dan komposisi kimia dari air laut. Jumlah $[\text{CO}_2]_{aq}$ sebanding dengan tekanan parsial CO_2 air laut. 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 ($\text{CO}_2, \text{CO}_3^{2-}, \text{HCO}_3^-$) disebut *dissolved inorganic carbon* (DIC). DIC dipindahkan di dalam laut oleh proses fisis dan biologis (Gambar II.6). DIC ini digunakan untuk proses fotosintesis dan respirasi yang *menghasilkan dissolved organic carbon* (DOC). 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.



Gambar II.6 Siklus Karbon di Laut

Sekitar 90% CO_2 di simpan dalam bentuk bikarbonat (CO_3^{2-}) di lautan. Sedangkan ion karbonat terbentuk sebagai reaksi antara karbon dioksida dengan bikarbonat. Jika konsentrasi CO_2 di atmosfer meningkat, dan persediaan ion karbonat di laut terbatas, maka kemampuan lautan untuk menyerap CO_2 dari atmosfer akan semakin berkurang.

II.4 Studi Terdahulu

Saat ini banyak metode yang telah dikembangkan oleh para peneliti di dunia untuk menganalisis peran laut dalam menyerap CO₂ atmosferik baik dengan pengukuran langsung di laut, pendekatan numerik (menggunakan model biogeokimia laut) maupun pendekatan empirik. Dengan metode-metode tersebut para peneliti mencoba untuk mengetahui dan memahami mekanisme yang terjadi dan keterkaitan antar parameter di laut dalam siklus karbon dan interaksinya dengan biosfer daratan dan atmosfer.

Untuk perairan Indonesia, Susandi, dkk (2006), melakukan perhitungan kemampuan laut khususnya perairan Indonesia dalam menyerap gas CO₂. Metoda yang digunakan yaitu perhitungan aliran gas CO₂ dengan menggunakan persamaan flux $F=ks(p\text{CO}_2^{\text{sea}}-p\text{CO}_2^{\text{air}})$, dimana tekanan parsial CO₂ di permukaan laut ($p\text{CO}_2$)_{laut} ditentukan oleh distribusi suhu permukaannya berdasarkan studi yang dilakukan oleh Weidong et.al (2003).

Susandi, dkk (2006), menyatakan bahwa pada tahun 1995 rata-rata perairan Indonesia melepaskan gas CO₂ hingga 2 mol CO₂ m⁻² per tahun, dan selanjutnya terjadi trend peningkatan daya serap oleh laut pada tahun 2004 mencapai 0,5 mol CO₂ m⁻² per tahun.

Susandi, dkk (2006), juga memprediksi pada tahun 2050 perairan Indonesia mampu menyerap secara optimum hingga 15 mol CO₂ per tahun. Namun pernyataan ini tidak didukung oleh proses biologi yang terjadi, sementara diketahui bahwa peredaran gas CO₂ di laut selain dipengaruhi oleh proses fisis juga dipengaruhi oleh proses biologinya. Dalam perhitungan fluks yang dilakukan faktor dari proses biologi laut tidak dikutsertakan. Selain itu perairan Indonesia juga merupakan perairan yang sangat dinamis. Pada penelitian tersebut tidak dikaji bagaimana peranan dari dinamika lautnya terhadap peredaran gas CO₂ laut atmosfer.

Setiawan, dkk (2010) menghitung fluks CO₂ di perairan Indonesia dengan menggunakan penginderaan jarak jauh dan metode empirik berdasarkan pada data klimatologis bulanan suhu permukaan laut, salinitas permukaan laut, klorofil-a, dan kecepatan angin pada ketinggian 10 m. Kemudian dianalisa potensi perairan Indonesia dalam menyerap atau mengemisikan karbon. Selain itu dihitung pula produktivitas primer dengan menggunakan metode CbPM (*carbon-based productivity model*). Hasil ini selanjutnya digunakan untuk memperkirakan biomassa karbon fitoplankton di perairan Indonesia. Studi ini hanya menganalisis kondisi klimatologis untuk mendapatkan gambaran umum siklus karbon dan variasinya terhadap musim.

Setiawan, dkk (2010) menyatakan perairan Indonesia secara umum dapat menyerap CO₂ atmosferik sebesar 0,3 Pg/tahun, atau setara dengan yang mampu diserap oleh Samudera Atlantik pada 14° - 50° N or 14° - 50° S (Takahashi *et al.*, 2002). Produksi primer yang tinggi dan variasi monsun sepertinya memiliki peran yang penting dalam fluks bersih CO₂ laut-atmosfer tersebut. Pada penelitian ini proses biologi dilibatkan dalam perhitungan fluks CO₂ yaitu dengan menggunakan algoritma yang menggunakan data klorofil-a. Variasi fluks CO₂ terhadap musim juga telah dikaji pada penelitian ini. Namun proses fisis dan biologis dan faktor-faktor yang mempengaruhinya belum dikaji lebih lanjut.

Perhitungan fluks CO₂ untuk perairan Indonesia juga telah dilakukan oleh Suciati (2011) dengan menggunakan algoritma yang sama dengan yang digunakan oleh Setiawan, dkk (2010). Perhitungan dilakukan untuk rata-rata bulanan selama 7 tahun (2000-2007) dengan menggunakan data penginderaan jarak jauh. Dalam penelitian ini dinyatakan bahwa perairan Indonesia merupakan CO₂ *source*, dan fluks CO₂ maksimum terdapat di Laut Jawa dengan rata-rata sebesar 0,0223 gC/m²/bulan sedangkan nilai minimumnya terdapat di Laut Celebes dengan rata-rata 0.0029 gC/m²/bulan. Sama seperti penelitian sebelumnya, proses fisis dan biologis serta

faktor-faktor yang terlibat dan mempengaruhi siklus karbon di perairan Indonesia belum dapat dianalisis dengan lebih terperinci.

Berikut ini merupakan perbandingan dari studi-studi terdahulu yang juga menghitung fluks CO₂ laut-udara di perairan Indonesia :

Tabel II.1 Studi Terdahulu

Peneliti	Data	Metode	Asumsi
Susandi,dkk (2006)	SST,SSS,Kecepatan Angin pada bulan Januari, April, Juli, Oktober tahun 1995-2004 dari model global NOAA,NODC, dan NCEP	Perhitungan empirik : - Kecepatan transfer gas dihitung menggunakan algoritma Wanninkhof (1992) berdasarkan data kecepatan angin - pCO ₂ laut dihitung menggunakan algoritma Weidong <i>et.al</i> (2003) yang merupakan fungsi dari SST - Solubilitas berdasarkan pada Murray and Riley (1971)	- Perairan Indonesia memiliki salinitas permukaan rata-rata sebesar 32,493 psu. - Solubilitas hanya dipengaruhi oleh SST - Algoritma Weidong <i>et.al</i> yang berlaku di Laut Cina Selatan dianggap berlaku pula untuk semua perairan tropis
Setiawan,dkk (2010)	- SST,SSS,Kecepatan angin rata-rata bulanan klimatologi	- Fluks CO ₂ dihitung dengan menggunakan perhitungan empirik, dimana pCO ₂ dihitung berdasarkan algoritma	- Algoritma Zhu <i>et.al</i> dapat digunakan di perairan Indonesia karena

	<p>dari model global NODC dan NCEP</p> <ul style="list-style-type: none"> - Klorofil dari citra satelit MODIS rata-rata bulanan klimatologi tahun 2002-2009 	<p>Zhu <i>et.al</i> (2009) yang merupakan fungsi dari klorofil</p> <ul style="list-style-type: none"> - Biomassa Karbon dihitung dengan menggunakan metode CbPM (<i>Carbon Based Productivity Model</i>) berdasarkan data satelit. 	<p>faktor kedekatan geografis perairan Laut Cina Selatan dengan perairan Indonesia.</p>
Suciati (2011)	<ul style="list-style-type: none"> - SST dari citra satelit MODIS rata-rata bulanan tahun 2000-2007 - SSS, Kecepatan angin rata-rata bulanan tahun 2000-2007 dari model global NODC dan NCEP - Klorofil dari citra satelit Seawifs rata-rata bulanan tahun 2000-2007 	<ul style="list-style-type: none"> - Fluks CO₂ dihitung dengan menggunakan perhitungan empirik, dimana pCO₂ dihitung berdasarkan algoritma Zhu <i>et.al</i> (2009) yang merupakan fungsi dari klorofil - Perhitungan dilakukan untuk rata-rata bulanan selama tahun 2000-2007 	<ul style="list-style-type: none"> - Algoritma Zhu <i>et.al</i> dapat digunakan di perairan Indonesia karena faktor kedekatan geografis perairan Laut Cina Selatan dengan perairan Indonesia.

Dari studi yang pernah dilakukan sebelumnya terlihat bahwa pompa biologis serta faktor-faktor yang terlibat dan mempengaruhi siklus karbon di perairan Indonesia belum dimasukkan. Selain itu proses fisis yang dilihat dari studi sebelumnya baru berdasarkan pengaruh kecepatan angin. Data-data yang digunakan pun masih menggunakan data satelit yang belum melibatkan proses dinamika regional perairan Indonesia.

II.5 Model Karbon Laut

OCMIP (*Ocean-Carbon Model Intercomparison Project*) (Doney et.al., 2004) merupakan model karbon laut yang membantu memahami tentang distribusi karbon di laut dan efek yang dihasilkan pada siklus karbon global. Yang menjadi perhatian dalam model karbon laut OCMIP ini yaitu siklus karbon, terutama distribusi CO₂ laut dan fluks CO₂ udara-laut. OCMIP dapat melakukan simulasi untuk melihat gambaran dari siklus karbon. Juga dapat mensimulasikan *spatiotemporal interpolation* dan melakukan prediksi. Kemajuan dalam pemodelan karbon laut mengalami keterbatasan dalam ke-tidakkonsisten-an simulasi dan bahkan ke-tidakkonsisten-an perbandingan model dengan data.

Saat ini OCMIP merupakan model karbon laut yang banyak digunakan oleh peneliti-peneliti dunia seperti AWI (Jerman), CSIRO (Australia), MIT dan Princeton (Amerika), dan lain-lain. Model ini dapat dipasangkan dengan model hidrodinamika ataupun model ekosistem apa saja, atau dapat juga berdiri sendiri.

Pada fase pertama (OCMIP-1) disimulasikan CO₂ alami dan CO₂ antropogenik dan juga C-14. Pada fase kedua OCMIP-2 (1998-2002), disimulasikan CO₂ dan C-14, dan implementasinya pada model biologi, yang mengikutsertakan O₂ sebagai *tracer*. Simulasi untuk CFC-11, CFC-12 dan He-3 dilakukan secara terpisah.

Untuk menghitung fluks CO₂ laut-udara dalam OCMIP-2 ini perlu dihitung konsentrasi CO₂ di lapisan permukaan [CO₂*], yang merupakan konsentrasi dari CO₂

+H₂CO₃ (sulit dibedakan secara analitik). [CO₂*] akan dihitung dengan menggunakan variable temperatur, salinitas *dissolved inorganic carbon* (DIC) dan alkalinity (Alk) dan beberapa konstanta yang dihitung berdasarkan temperatur dan salinitas.

Perhitungan [CO₂*] dari [DIC] dan [Alk] membutuhkan :

- (1) Ekspresi kesetimbangan dari penguraian *carbonic acid, boric acid, phosphoric acid, silicic acid, air, sulfate* dan *fluoride*.
- (2) Hubungan antara salinitas dan konsentrasi *total dissolved inorganic boron* (B_T), *sulfate* (S_T) dan *fluoride* (F_T).
- (3) Konsentrasi yang lebih spesifik dari *total dissolved inorganic phosphate* (P_T) dan *silicate* (Si_T).

Formulasi konstanta kesetimbangan reaksi yaitu sebagai berikut :

$$K_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[HCO_2^*]}, K_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]}, \quad (2.1)$$

$$K_B = \frac{[H^+][B(OH)_4^-]}{[B(OH)_3]}, \quad (2.2)$$

$$K_{1P} = \frac{[H^+][H_2PO_4^-]}{[H_3PO_4]}, K_{2P} = \frac{[H^+][HPO_4^{2-}]}{[H_2PO_4^-]}, K_{3P} = \frac{[H^+][PO_4^{3-}]}{[HPO_4^{2-}]}, \quad (2.3)$$

$$K_{Si} = \frac{[H^+][SiO(OH)_3^-]}{[Si(OH)_4]}, \quad (2.4)$$

$$K_W = [H^+][OH^-], \quad (2.5)$$

$$K_S = \frac{[H^+]_F [SO_4^{2-}]}{[HSO_4^-]}, \quad (2.6)$$

$$K_F = \frac{[H^+][F^-]}{[HF]}. \quad (2.7)$$

dimana,

K₁ dan K₂ : konstanta kesetimbangan reaksi karbon

K_B	: konstanta kesetimbangan reaksi borat
K_{1P}, K_{2P}, K_{3P}	: konstanta kesetimbangan reaksi fosfor 1, 2 dan 3
K_{Si}	: konstanta kesetimbangan reaksi asam silikat
K_w	: konstanta kesetimbangan reaksi air
K_S	: konsentrasi kesetimbangan reaksi ion bisulfat
K_F	: konstanta kesetimbangan reaksi <i>hydrogen fluoride</i>

$[H^+]$ merupakan konsentrasi total ion hidrogen di air laut dan $[H^+]_F$ merupakan konsentrasi ion hidrogen bebas, keduanya dihubungkan dalam :

$$[H^+] = [H^+]_F \left(1 + \frac{S_T}{K_S} \right). \quad (2.8)$$

Konstanta-konstanta disosiasi berdasarkan pada hasil penelitian-penelitian sebelumnya, yaitu: K_1 dan K_2 , Dickson dan Millero (1987) menggunakan data Mehrbach et al. (1973) pada skala pH air lautnya; K_B , Millero (1995) dengan menggunakan data dari Dickson (1990a); K_{1P}, K_{2P}, K_{3P} dan K_{si} , Millero (1995) dengan menggunakan data dari Yao dan Millero (1995); K_w , Millero (1995) menggunakan data gabungan; K_a , Dickson (1990b); dan K_F , Dickson dan Riley (1979).

Pada penelitian kali ini digunakan OCMIP fase kedua, namun simulasi yang dilakukan yaitu simulasi abiotik di lapisan permukaan, yaitu simulasi tanpa melibatkan proses biologi, dimana yang dikaji hanya faktor *solubility* saja. Model karbon laut ini menghitung perubahan konsentrasi CO_2 di laut sebagai akibat adanya pertukaran gas laut-udara.

Kekurangan dari OCMIP-2 ini adalah konstanta disosiasi yang tidak konsisten. Konstanta karbonat K_1 dan K_2 diberikan pada skala air laut H , sedangkan semua konstanta lainnya diberikan pada skala H_{total} . Karenanya pada penelitian ini digunakan perhitungan pH dengan menggunakan algoritma yang berbeda yaitu algoritma yang dikembangkan oleh Zeebe dan Wolf-Gladrow (2000), dimana hanya

melibatkan konstanta $K_1, K_2, K_w, K_H,$ dan K_B yang keseluruhannya menggunakan skala air laut H .

Tabel II-2. Konstanta termodinamika dan kinetik
(<http://www.chooseclimate.org/benphd/tabs/tab6-2.html>)

Quantity	Units	Name	Formula	Constants	Reference	
Solubilities	CO ₂	k_0	$\exp [A / t_k + B + C \ln (t_k / 100) + s (D + E t_k + F t_k^2)]$	A 9345.17, B -60.2409, C 23.3585, D 0.023517, E -2.3656e-4, F 4.7036e-7	Weiss 1974	
	O ₂		$\exp [A + B / t_k + C \ln (t_k / 100) + s (D + E t_k + F t_k^2)] * p / (R * 273 * 1035)$	A -58.3877, B 85.8079, C 23.8439, D -0.034892, E 1.5568e-4, F -1.9387e-7	Weiss 1970	
	SF ₆	dimensionless	$\exp [A + B / t_k + C \ln (t_k) + D s] * p / (R * 273 * 1035)$	A -520.606, B 25060, C 75.701, D -0.0117	Wanninkhof 1991	
	CO ₂		$k_0 R t_k (1 / 103.5)$ (see Section 4.3)	R 8.3145		
Acid Dissociation Constants	carbonic 1 st	k_a	$\exp [A / t_k + B + C \ln (t_k) + (D / t_k + E) s^{0.5} + F s + G s^{1.5} + \ln (1 - 0.001005 s)]$	4.0484, E -0.20760841, F 0.08468345, G -0.00654208	Roy 1993	
	carbonic 2 nd		$\exp [A / t_k + B + C \ln (t_k) + (D / t_k + E) s^{0.5} + F s + G s^{1.5} + \ln (1 - 0.001005 s)]$	A -3351.6106, B -9.226508, C -0.2005743, D -23.9722, E -0.106901773, F 0.1130822, G -0.00846934		
	water		$\exp [A / t_k + B + C \ln (t_k) + (D / t_k + E + F \ln (t_k)) s^{0.5} + G s]$	A -13847.26, B 148.96502, C -23.6521, D 118.67, E -5.977, F 1.0495, G -0.01615	Millero 1995	
	boric		$\exp [(A + B s^{0.5} + C s + D s^{1.5} + E s^2) / t_k + F + G s^{0.5} + H s + (I + J s^{0.5} + K s) \ln (t_k) + L s^{0.5} t_k]$	A -8966.9, B -2890.53, C -77.942, D 1.728, E -0.0996, F 148.0248, G 137.1942, H 1.62142, I -24.4344, J -25.085, K -0.2474, L 0.053105	Dickson 1990	
	phosphoric 1 st		k_{p1}	$\exp [A / t_k + B + C \ln (t_k) + (D / t_k + E) s^{0.5} + (F / t_k + G) s]$	A -4576.752, B 115.525, C -18.453, D -106.736, E 0.69171, F -0.65643, G -0.01844	Millero 1995
	phosphoric 2 nd		k_{p2}	$\exp [A / t_k + B + C \ln (t_k) + (D / t_k + E) s^{0.5} + (F / t_k + G) s]$	A -8814.715, B 172.0883, C -27.927, D -160.340, E 1.3566, F 0.37335, G -0.05778	
	phosphoric 3 rd		k_{p3}	$\exp [A / t_k + B + (C / t_k + D) s^{0.5} + (E / t_k + F) s]$	A -3070.75, B -18.141, C 17.27039, D 2.81197, E -44.99486, F -0.09984	
CO ₂ + H ₂ O	k_{CO_2}	$\exp [A + B / t_k + C \ln (t_k)]$	A 1246.98, B -61900, C -183			
Reaction rates	CO ₂ + OH ⁻ (* K _w)	$k_{OH} K_w$	$\exp [A + B s^{0.5} + C / t_k + D \ln (t_k)]$	A -930.13, B 1.1e-7, C 3.1e4, D 140.9	Johns on 1982	
Schmidt numbers	CO ₂	sc	$A + B t + C t^2 + D t^3$	A 2073.1, B -125.62, C 3.6276, D 0.043219 (for S=35 only)	Wanninkhof 1992	
	O ₂		$A + B t + C t^2 + D t^3$	A 1953.4, B -128.00, C 3.9918, D -0.050091 (for S=35 only)		
	SF ₆		$A + B t + C t^2 + D t^3$	A 3531.6, B -231.4, C 7.2168, D -0.090558 (for S=35 only)		
diffusivity of CO ₂	m ² s ⁻²	D	$1e-4 A \exp (Ea / RT)$	A 0.05019, Ea 19510, R 8.3145 (for S=35 only)	Jahne 1987b	

Saat ini sedang dikembangkan OCMIP fase yang ketiga. Simulasi yang dilakukan untuk CO₂ hampir sama dengan OCMIP-2 hanya saja berbeda untuk perhitungan pH air lautnya. Semua konstanta diberikan pada skala pH air laut (kecuali untuk K_s dan K_f yang berada di skala bebas).