

บทที่ 2

เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 วัฏจักรคาร์บอน (Carbon Cycle) (Houghton, 2004)

ธาตุคาร์บอนเป็นองค์ประกอบที่สำคัญของสิ่งมีชีวิต เนื่องจากเป็นองค์ประกอบหลักของ โปรตีน ไขมัน คาร์โบไฮเดรต และสารพันธุกรรมในสิ่งมีชีวิต สามารถจำแนกแหล่งเก็บกักได้เป็น 4 แหล่งใหญ่ ดังนี้

1. บรรยากาศ (Atmosphere) โดยคาร์บอนจะอยู่ในรูปของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ประมาณ 760 พันล้านตัน

2. พื้นดิน (Geosphere) และชีวมวล (Biosphere) ประมาณ 2,000 พันล้านตัน

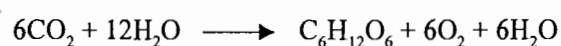
3. มหาสมุทร (Hydrosphere) โดยคาร์บอนจะอยู่ในรูปของคาร์บอนไดออกไซด์ที่ละลาย น้ำมี 3 รูป คือ CO_2 อิสระ คาร์บอเนต และไบคาร์บอเนต ประมาณ 39,000 พันล้านตัน

4. เชื้อเพลิงฟอสซิล (Fossil Fuel) ที่มนุษย์สามารถนำมาใช้ประโยชน์ได้ ประมาณ 10,000 พันล้านตัน

การเคลื่อนย้ายของคาร์บอนในธรรมชาติจะมีกระบวนการต่าง ๆ เข้ามาเกี่ยวข้อง เช่น การสังเคราะห์ด้วยแสง การหายใจ การย่อยสลายสารอินทรีย์ การเผาไหม้ และการระเบิดของภูเขาไฟ กระบวนการต่าง ๆ เหล่านี้ช่วยให้เกิดการหมุนเวียนของคาร์บอน ดังนี้

คาร์บอนถูกพืชใช้ในกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสง ดังสมการ

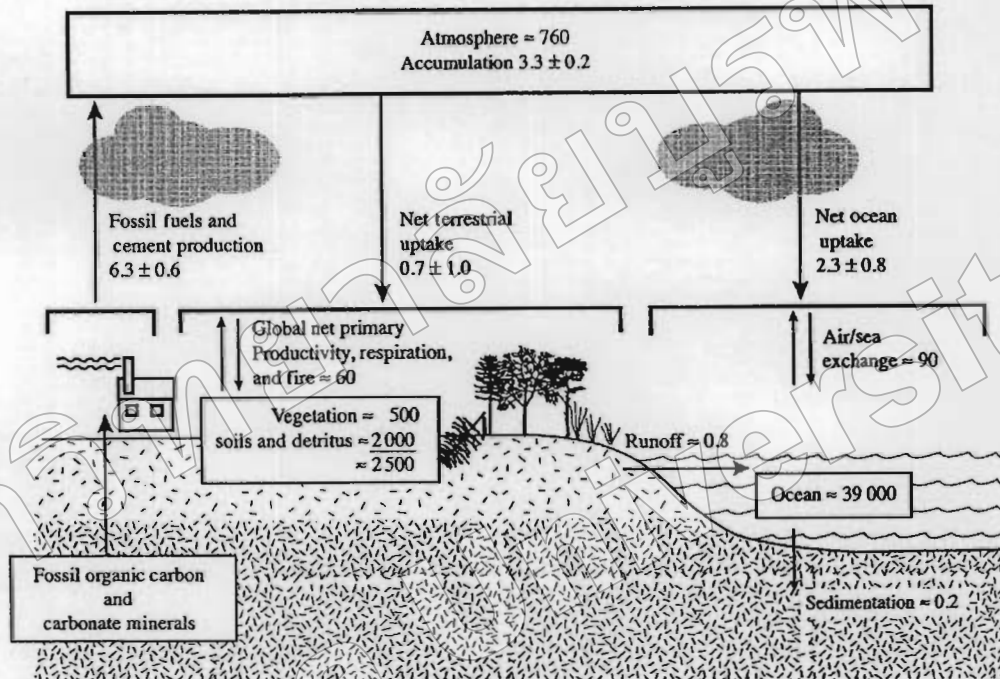
พลังงานแสง



คลอโรฟิลล์

โดยทำปฏิกิริยากับน้ำเปลี่ยนเป็นแป้งและน้ำตาล ส่งผ่านสารอาหารเข้าสู่ระบบนิเวศตามห่วงโซ่อาหาร เมื่อผู้บริโภค เช่น สัตว์ และมนุษย์ ได้รับสารอาหารจะเผาผลาญอาหารและปล่อย CO_2 ออกสู่บรรยากาศในกระบวนการหายใจ ส่วนคาร์บอนที่อยู่ในรูปการทับถมของเศษซากอินทรีย์ จะถูกจุลินทรีย์บางชนิดย่อยสลายเป็น CO_2 คืนสู่บรรยากาศเช่นกัน แต่มีบางส่วนซึ่งถูกทับถมเป็นเวลานานหลายล้านปี เมื่อได้รับความร้อน และแรงกดดันสูง ๆ จะแปรสภาพไปเป็นเชื้อเพลิงฟอสซิล เช่น ซากพืชที่ทับถมในแอ่งน้ำเป็นเวลานาน ๆ จะทำให้เกิดแอ่งพีท (Peat Swamp)

ลำดับของดินไม้อาจแปรสภาพเป็นถ่านหิน การทับถมของใบไม้อาจทำให้เกิดแก๊สธรรมชาติหรือน้ำมัน การตกตะกอนทับถมของเศษซากแพลงก์ตอนในท้องทะเลเป็นที่มาของแหล่งน้ำมันและแก๊สธรรมชาติ เมื่อเกิดปรากฏการณ์ธรรมชาติต่าง ๆ เช่น แผ่นดินไหว ภูเขาไฟระเบิด หรือมนุษย์นำเชื้อเพลิงเหล่านั้นมาใช้จะทำให้เกิดการหมุนเวียนของคาร์บอนอีกครั้ง (ภาพที่ 2-1)



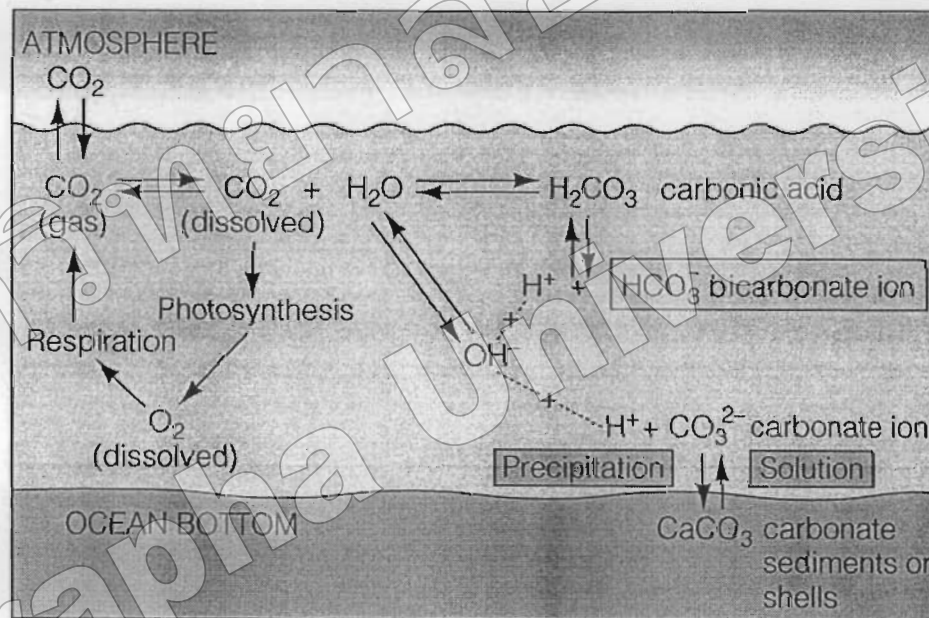
ภาพที่ 2-1 วัฏจักรคาร์บอนและปริมาณการเคลื่อนย้ายคาร์บอนในธรรมชาติ (หน่วยพันล้านตัน)
(Houghton, 2004)

2.2 คาร์บอนไดออกไซด์ที่ละลายน้ำ (Dissolved CO_2)

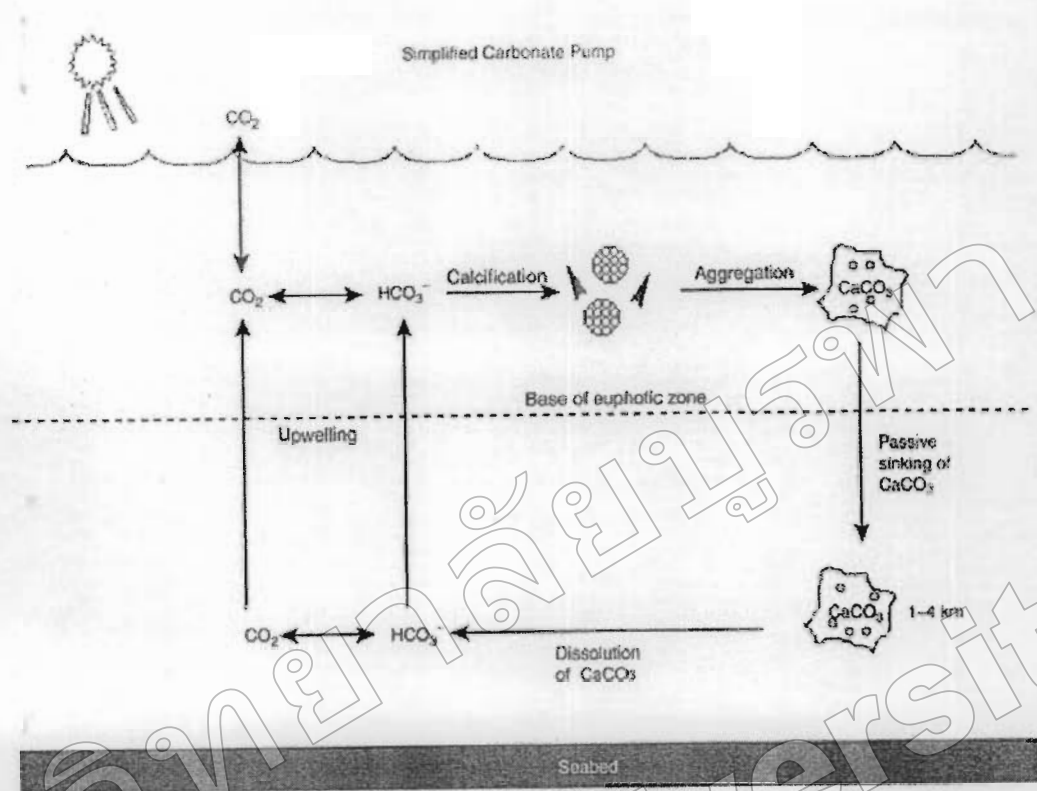
คาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) เป็นก๊าซที่มีความสามารถในการละลายน้ำสูงมากเมื่อเทียบกับก๊าซชนิดอื่นที่มีอยู่ในบรรยากาศ เช่น ออกซิเจน (เปี่ยมศักดิ์ เมนะเสวต, 2543) เมื่อก๊าซ CO_2 แพร่ลงสู่ผิวน้ำทะเลจะอยู่ในรูปที่ละลายน้ำ (Dissolved CO_2) CO_2 ส่วนหนึ่งจะถูกพืชนำไปใช้ในกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสง เพื่อสร้างสารอินทรีย์และออกซิเจน เมื่อเกิดการหายใจของสิ่งมีชีวิตจะปลดปล่อย CO_2 ออกมาอยู่ในรูปของก๊าซ CO_2 และหมุนเวียนสู่บรรยากาศ CO_2 ที่ละลายน้ำจึงมีปริมาณลดลง ซึ่ง CO_2 ส่วนที่เหลือนี้จะทำปฏิกิริยากับน้ำ เกิดเป็นกรดคาร์บอนิก (H_2CO_3) ซึ่งเป็นกรดอ่อน (Gledhill, Wanninkhof, Millero, & Eakin, 2008) และแตกตัวได้ไบคาร์บอเนต (HCO_3^-) และคาร์บอเนต (CO_3^{2-}) ตามลำดับ ทั้งนี้ CO_3^{2-} สามารถรวมตัวกับ H^+ แล้วอยู่ในรูปของ

HCO_3^- ซึ่งละลายน้ำ หรือรวมตัวกับแคลเซียม (Ca^{2+}) แล้วตกตะกอนอยู่ในรูปของ CaCO_3 สะสมอยู่ในบริเวณพื้นท้องทะเล หรือสะสมอยู่ในเปลือกของสิ่งมีชีวิตที่มีโครงสร้างเป็นคาร์บอเนต

(ภาพที่ 2-2) (Garrison, 2007) อย่างไรก็ตามตะกอนของ CaCO_3 หรือ โครงสร้างคาร์บอเนตของสิ่งมีชีวิตนั้นสามารถแตกตัวกลับมาอยู่ในรูปที่ละลายน้ำ แล้วหมุนเวียนกลับคืนสู่บรรยากาศได้อีกครั้ง (ภาพที่ 2-3) กระบวนการดังกล่าว เรียกว่า ระบบคาร์บอนิก (Carbonic System) ซึ่งเป็นระบบรักษาสมดุลของน้ำทะเลที่สำคัญ ที่ทำให้น้ำทะเลมีค่าความเป็นกรด-ด่างไม่เปลี่ยนแปลงมากนัก น้ำทะเลโดยทั่วไปมีฤทธิ์เป็นด่างเล็กน้อย มีค่าอยู่ในช่วง 7.8-8.2 (Carlson, Bates, Hansell, & Steinberg, 2001)



ภาพที่ 2-2 คาร์บอนไดออกไซด์ที่ละลายน้ำ ในรูปของกรดคาร์บอนิก (H_2CO_3) ไบคาร์บอเนต (HCO_3^-) และคาร์บอเนต (CO_3^{2-}) (Garrison, 2007)

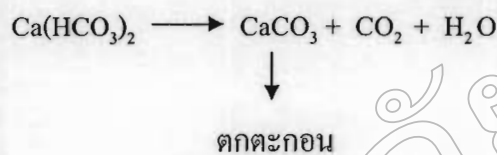


ภาพที่ 2-3 การหมุนเวียนของคาร์บอนเนต (CO_3^{2-}) ในน้ำทะเล โดย CO_3^{2-} จะตกตะกอนอยู่ในรูปของ แคลเซียมคาร์บอนเนต (CaCO_3) ในน้ำตื้น และจะละลายได้ดีในน้ำลึก โดยอยู่ในรูปของ ไบคาร์บอนเนต (HCO_3^-) ซึ่งสามารถหมุนเวียนสู่ผิวน้ำทะเลได้ด้วยการเกิดน้ำพุค (Upwelling) (Carlson et al., 2001)

นอกจากนี้ยังมีกระบวนการ Chemical Buffering ซึ่งเป็นการเปลี่ยนแปลงทางเคมีของ แหล่งน้ำเพื่อปรับค่าความเป็นกรด-ด่างให้อยู่ในสภาวะที่เป็นกลางอยู่เสมอ โดยจะเกิดขึ้นในขณะที่มี H_2CO_3 อยู่ในแหล่งน้ำ โดย H_2CO_3 จะทำปฏิกิริยากับ CaCO_3 กลายเป็น $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ซึ่งละลายน้ำ และต้องมี CO_2 จำนวนหนึ่งรวมอยู่ด้วยเสมอ กระบวนการดังกล่าวจะทำให้แหล่งน้ำมีความเป็น กรด-ด่างใกล้เคียง 7 หรือมากกว่า 7 เล็กน้อย ซึ่งเป็นสภาวะที่เป็นกลาง CO_2 ที่รวมอยู่ด้วยนี้เรียกว่าสมดุล ของคาร์บอนไดออกไซด์ (Equilibrium CO_2) (เปี่ยมศักดิ์ เมณะเสวต, 2543) ทั้งนี้ปริมาณ CO_2 ในน้ำ จะมีการเปลี่ยนแปลงเล็กน้อย เนื่องจากมีกิจกรรมของสิ่งมีชีวิต เช่น การสังเคราะห์ด้วยแสง การหายใจ และการย่อยสลาย (Borges, Schiettecatte, Abril, Delille, & Gazeau, 2006) เช่น ในตอน กลางวันจะมีการสังเคราะห์ด้วยแสงของพืช ดังนั้น CO_2 จึงถูกใช้ไปและลดลงอย่างมาก ในตอนบ่าย ความเป็นกรด-ด่างของน้ำจึงเพิ่มสูงขึ้น จากนั้น $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ จะเกิดการแตกตัว (Dissociation) ได้ CaCO_3 ซึ่งจะตกตะกอน และปลดปล่อย CO_2 ออกมา (สมการที่ 2-1) ซึ่งเป็นการควบคุมให้ความ

เป็นกรด-ด่างคงที่หรือเปลี่ยนแปลงมากนัก ส่วนในเวลากลางคืนซึ่งไม่เกิดการสังเคราะห์ด้วยแสง นั้น CO_2 ในน้ำจะเพิ่มขึ้นเนื่องจากการหายใจของสิ่งมีชีวิต จนเกินค่า Equilibrium CO_2 ทำให้เกิด Aggressive CO_2 ส่งผลให้ความเป็นกรด-ด่างมีค่าน้อยลง จากนั้น CO_2 จะทำปฏิกิริยากับ CaCO_3 ที่ตกตะกอนหรือแขวนลอยอยู่ในน้ำแล้วเกิดเป็น $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (สมการที่ 2-2) มีผลทำให้ความเป็นกรด-ด่างไม่ลดต่ำลงมากนัก (เปี่ยมศักดิ์ เมณะเสวต, 2543)

สมการที่ 2-1

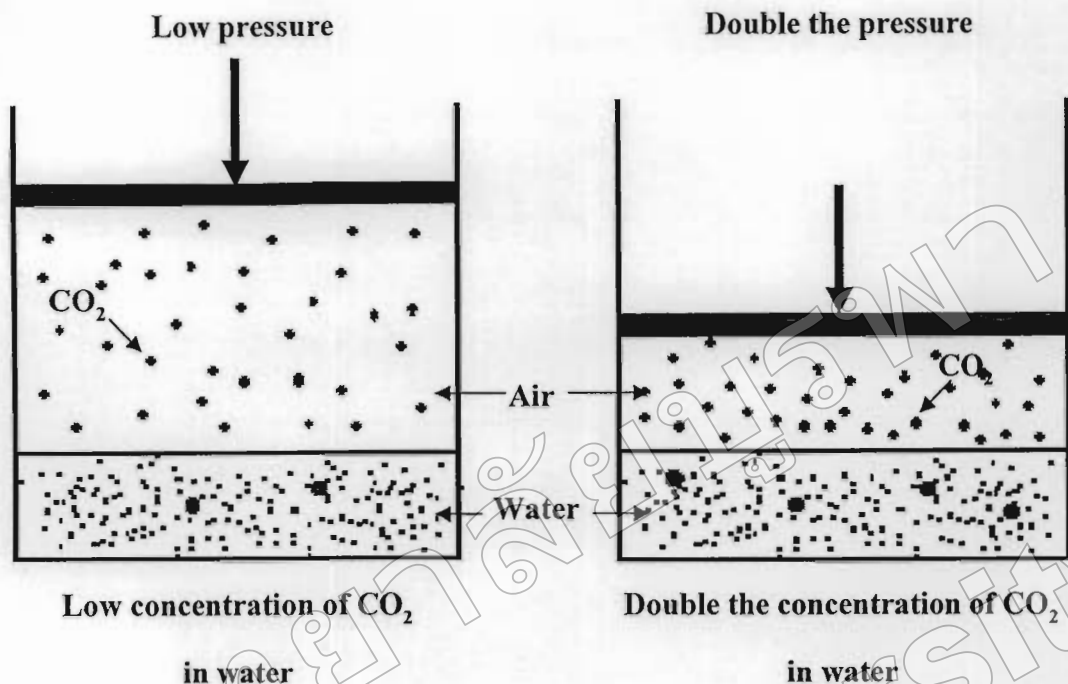


สมการที่ 2-2



2.3 ความดันย่อยของคาร์บอนไดออกไซด์ (Partial Pressure of CO_2 ; $p\text{CO}_2$)

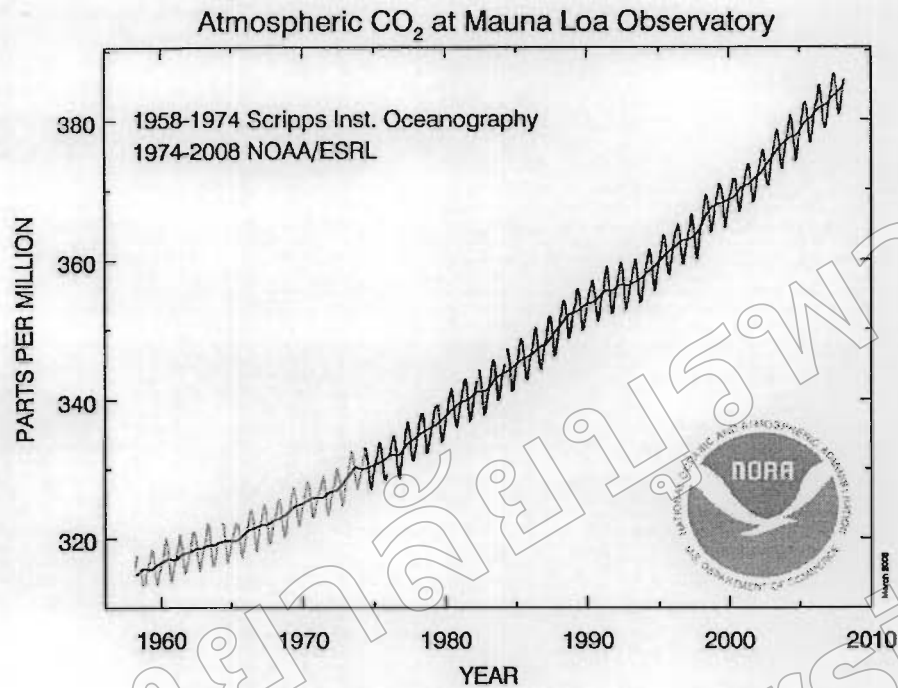
ความดันย่อยของ CO_2 หรือ $p\text{CO}_2$ คือความดันของแก๊ส CO_2 รูปใดรูปหนึ่ง เช่น ความดันของแก๊ส CO_2 ในบรรยากาศที่บริเวณเหนือผิวน้ำ ซึ่งจะต้องมีความสมดุลกับ CO_2 ที่ละลายน้ำ และเช่นเดียวกันความดันของแก๊ส CO_2 ที่ละลายน้ำ ก็จะต้องมีความสมดุลกับ CO_2 ในบรรยากาศ ด้วย ภาพที่ 2-4 แสดงให้เห็นถึงการแพร่ของ CO_2 จากบรรยากาศสู่น้ำในขณะที่ได้รับแรงกดดันจากบรรยากาศในระดับต่ำหรือระดับปกติ ซึ่งปริมาณหรือความเข้มข้นของ CO_2 ในน้ำจะมีค่าอยู่ที่ระดับหนึ่งและจะเพิ่มสัดส่วนความเข้มข้นมากขึ้นจากเดิมเป็นสองเท่า หากมีการเพิ่มแรงดันที่บรรยากาศเป็นสองเท่าด้วยเช่นกัน (Volland, 2011)



ภาพที่ 2-4 การแพร่ของคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศสู่น้ำ ภายใต้ภาวะที่ได้รับแรงกดดันต่างกัน (Volland, 2011)

2.4 การแลกเปลี่ยนคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) ระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศ

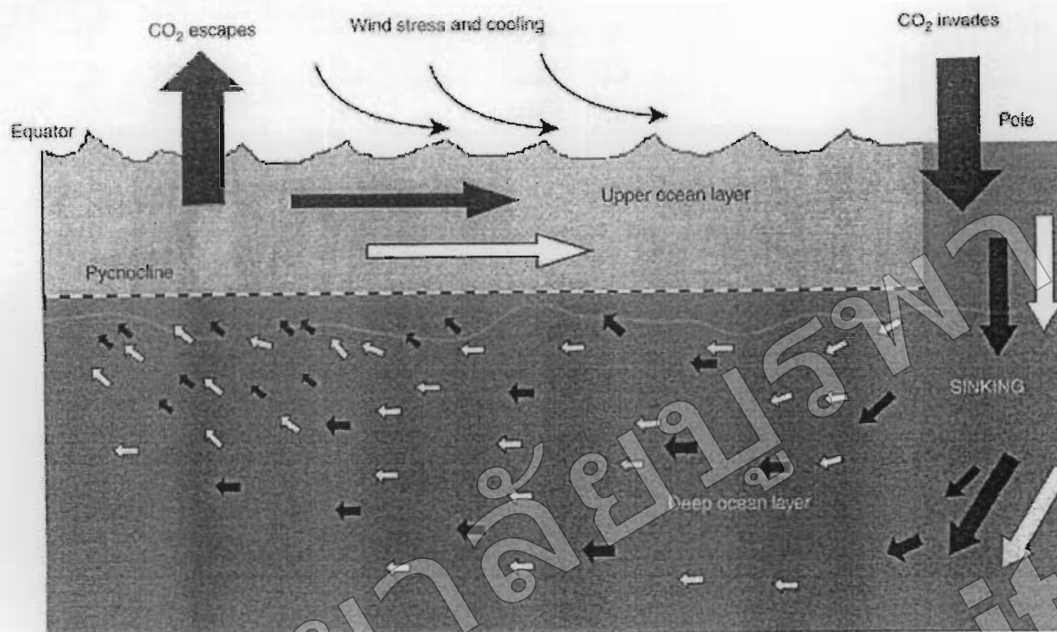
มหาสมุทรเป็นแหล่งกักเก็บ CO_2 ที่มีขนาดใหญ่ที่สุด สามารถดูดซับ CO_2 จากบรรยากาศได้ประมาณ 2.2 ± 0.5 พันล้านตันต่อปี (Hardman-Mountford et al., 2009) มีส่วนช่วยในการดูดซับ CO_2 ประมาณร้อยละ 48 ของปริมาณ CO_2 ในบรรยากาศที่ถูกปลดปล่อยโดยกิจกรรมของมนุษย์ เช่น การเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิล (Sabine et al., 2004; Turley et al., 2009) ซึ่งในปัจจุบันพบว่า CO_2 ในบรรยากาศมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นอย่างต่อเนื่อง (ภาพที่ 2-5) ส่งผลต่อการละลายของ CO_2 ในน้ำ เพื่อเป็นการรักษาสมดุลตามกฎของ Henry จะเกิดการแพร่ของก๊าซ CO_2 ในบรรยากาศลงสู่ผิวน้ำ (Reimer, Mikolajewicz, & Winguth, 1996) โดยมีปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับปริมาณ CO_2 ในน้ำทะเลคือ ความเป็นกรด-ด่าง ความเค็ม อุณหภูมิ และสภาพต่างของน้ำ (Strickland & Parsons, 1977)



ภาพที่ 2-5 การเพิ่มขึ้นของปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศตั้งแต่ปี ค.ศ.1958-2008
(Betts, 2010)

ปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อการแลกเปลี่ยน CO₂ ระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศ ได้แก่ ปริมาณ $p\text{CO}_2$ ในน้ำและในบรรยากาศ ซึ่งมีค่าโดยประมาณเท่ากับ 360 μatm (Zhai, Dai, Cai, Wang, & Hong, 2005) พลั๊กซ์หรือการแลกเปลี่ยน $p\text{CO}_2$ ระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศนั้น จะเกิดขึ้นก็ต่อเมื่อทั้งสองบริเวณมีปริมาณ $p\text{CO}_2$ ที่แตกต่างกัน โดยจะเกิดการแพร่ของ CO₂ ที่บริเวณผิวน้ำน้ำทะเลออกสู่บรรยากาศขณะที่น้ำทะเลมี $p\text{CO}_2$ สูงกว่าในบรรยากาศ และ จะเกิดการแพร่ของ CO₂ จากบรรยากาศลงสู่ผิวน้ำน้ำทะเลในขณะที่มี $p\text{CO}_2$ ต่ำกว่าในบรรยากาศ เพื่อเป็นการรักษาสมดุลของ CO₂ (Nomura, Eicken, Gradinger, & Kunio, 2010)

บริเวณขั้วโลกหรือบริเวณที่อยู่ในเขตละติจูดสูงจะเป็นแหล่งดูดซับ CO₂ จากบรรยากาศ เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากกระแสลมที่พัดมาจากบริเวณเส้นศูนย์สูตร ทำให้มวลน้ำที่ผิวเกิดการ เคลื่อนตัวจากบริเวณเส้นศูนย์สูตรมายังขั้วโลก ประกอบกับการที่บริเวณขั้วโลกมีอุณหภูมิของน้ำ ทะเลที่ค่อนข้างต่ำ จึงส่งผลให้บริเวณดังกล่าวนี้มีการดูดซับ CO₂ จากบรรยากาศได้ดี และเกิดการ แพร่ของ CO₂ ลงสู่มวลน้ำที่ลึก แล้วหมุนเวียนมายังบริเวณเส้นศูนย์สูตร ทำให้บริเวณดังกล่าวมี ปริมาณ $p\text{CO}_2$ เพิ่มขึ้น จึงเกิดการแพร่ของ CO₂ ออกสู่บรรยากาศที่บริเวณผิวน้ำทะเล (ภาพที่ 2-6)
(Carlson et al., 2001)



ภาพที่ 2-6 การแลกเปลี่ยนคาร์บอนไดออกไซด์ระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศในบริเวณขั้วโลก และเส้นศูนย์สูตร (Carlson et al., 2001)

2.5 ความเป็นด่าง (Alkalinity)

ความเป็นด่างของน้ำ หมายถึงความสามารถหรือคุณสมบัติของน้ำที่จะรับโปรตอน (Proton) หรือไฮโดรเจนไอออน (H^+) ช่วยในการควบคุมไม่ให้แหล่งน้ำมีการเปลี่ยนแปลงของค่า pH เร็วเกินไป น้ำที่มีค่า pH สูงกว่า 7 จะมีความเป็นด่าง ซึ่งประกอบด้วยไฮดรอกไซด์ (OH^-) คาร์บอเนต (CO_3^{2-}) และไบคาร์บอเนต (HCO_3^-) เป็นส่วนใหญ่ (Langmuir, 1997)

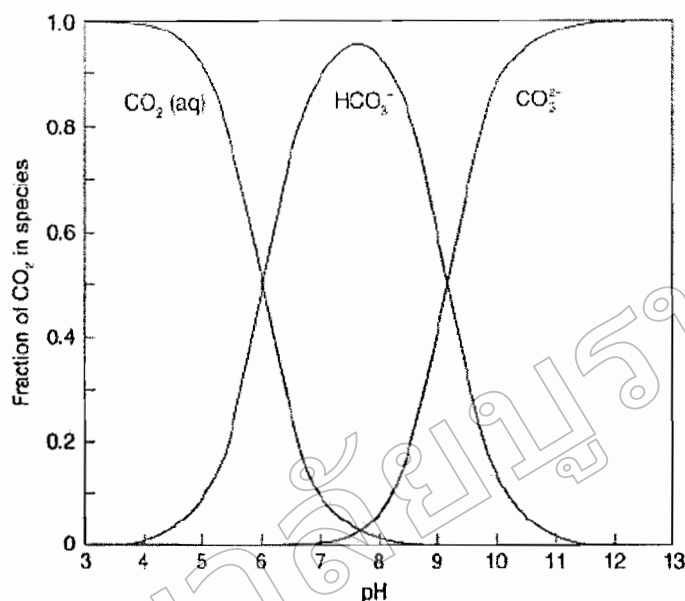
ความสัมพันธ์ของการเปลี่ยนแปลงค่า pH กับสัดส่วนของ CO_2 ในรูปต่าง ๆ ได้แก่ CO_2 ที่ละลายในน้ำ คาร์บอเนต (CO_3^{2-}) และไบคาร์บอเนต (HCO_3^-) แสดงดังภาพที่ 2-7 โดยสัดส่วนของ CO_2 ทั้งสามรูปนี้ขึ้นอยู่กับ pH

ที่ pH = 4 : CO_2 ทั้งหมดจะอยู่ในรูป CO_2 ที่ละลายในน้ำ

ที่ pH = 7.6 : CO_2 ส่วนใหญ่จะอยู่ในรูป HCO_3^-

ที่ pH = 12 : CO_2 ทั้งหมดจะอยู่ในรูป CO_3^{2-}

(Bashkin & Pripulina, 2008)



ภาพที่ 2-7 ความสัมพันธ์ระหว่าง pH, Dissolved CO₂, CO₃²⁻ (คาร์บอเนต) และ HCO₃⁻ (ไบคาร์บอเนต) ในน้ำทะเล ที่อุณหภูมิ 15 °C และความเค็มเท่ากับ 35 (Bashkin & Pripulina, 2008)

2.6 อ่าวไทยตอนใน

อ่าวไทยตอนใน (ภาพที่ 2-8) ตั้งอยู่ในพื้นที่เขตร้อนระหว่างละติจูด 12°40' N ถึง 13°30' N และลองจิจูด 100°00' E ถึง 101°00' E มีลักษณะเป็นอ่าวกึ่งปิด (Semi Enclosed Sea) คล้ายรูปตัว ก โดยมีแผ่นดินล้อมรอบ 3 ด้าน คือ ทางด้านทิศตะวันตก ทิศเหนือ และทิศตะวันออกครอบคลุมพื้นที่ 8,966 ตารางกิโลเมตร มีความลึกเฉลี่ย 15 เมตร มีความลึกสูงสุดประมาณ 40 เมตร ในบริเวณทิศตะวันตกของเกาะคราม (กรมอุทกศาสตร์, 2547) และมีความยาวแนวชายฝั่งประมาณ 270 กิโลเมตร เริ่มจากทางด้านทิศตะวันตก ได้แก่ จังหวัดเพชรบุรี สมุทรสงคราม สมุทรสาครสมุทรปราการ ฉะเชิงเทรา และชลบุรี ส่วนทางทิศใต้เป็นพื้นที่เปิดออกสู่อ่าวไทยตอนล่าง อ่าวไทยตอนในเป็นพื้นที่รับน้ำจากแม่น้ำสายหลัก 4 สายจากแผ่นดิน คือ แม่น้ำเจ้าพระยา แม่น้ำแม่กลอง แม่น้ำท่าจีน และแม่น้ำบางปะกง อ่าวไทยตอนในจึงเป็นพื้นที่รองรับของเสียจากแผ่นดินที่มีแหล่งเกษตรกรรม อุตสาหกรรม ชุมชนเมือง และยังเป็นแหล่งท่องเที่ยว ตลอดจนมีการเพาะเลี้ยงสัตว์น้ำบริเวณชายฝั่ง อ่าวไทยตอนในได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนมกราคม และเดือนพฤษภาคมถึงเดือนสิงหาคม ตามลำดับ



ภาพที่ 2-8 แผนที่อ่าวไทยตอนใน
หมายเหตุ ม. หมายถึง แม่น้ำ

2.7 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ในปัจจุบันยังไม่มีการศึกษาเกี่ยวกับปริมาณ CO_2 ที่ละลายน้ำในทะเลเขตร้อน (Tropical Seas) งานวิจัยส่วนใหญ่จะศึกษาในพื้นที่เขตอบอุ่น (Temperate Zone) เช่น บริเวณชายฝั่งทะเลของทวีปยุโรป (Borges et al., 2006) โดยพิจารณาความสัมพันธ์ของการแลกเปลี่ยน CO_2 ระหว่างน้ำทะเลและบรรยากาศบริเวณเหนือผิวน้ำ พบว่าในบริเวณดังกล่าวสามารถดูดซับ CO_2 จากบรรยากาศได้ในอัตรา -1.9 โมล/ตารางเมตร/ปี ซึ่งปริมาณ CO_2 ที่ละลายน้ำขึ้นอยู่กับสิ่งมีชีวิตที่สามารถสร้างสารอินทรีย์ได้ (Autotroph) เช่น ถ้าแพลงก์ตอนพืชเจริญเติบโตในปริมาณมาก (Bloom) จะส่งผลให้ CO_2 ที่ละลายน้ำลดลง เนื่องจากถูกใช้ไปในกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสง ซึ่งการที่ CO_2 ในน้ำมีปริมาณลดลงนั้นจะทำให้ CO_2 ในบรรยากาศแพร่ลงสู่บริเวณผิวน้ำได้เพิ่มขึ้น เพื่อเป็นการรักษาสมดุลของ CO_2 ส่วนในทางตรงกันข้ามถ้ามีสิ่งมีชีวิตที่ไม่สามารถสร้างสารอินทรีย์เองได้ (Heterotroph) จำนวนมากอาศัยอยู่ในน้ำจะทำให้มีปริมาณ CO_2 ละลายน้ำเพิ่มมากขึ้น เนื่องจากถูกปลดปล่อยจากกระบวนการหายใจ และจะเกิดการแพร่ออกสู่บรรยากาศ (Houghton, 2004) ในทำนองเดียวกันมีการศึกษาเกี่ยวกับการกักเก็บ CO_2 บริเวณชายฝั่งทะเลภายใน (Seto Inland Sea) ประเทศญี่ปุ่น พบว่าในมวลน้ำที่มีออกซิเจนละลายอยู่น้อย (Hypoxia) มีความสัมพันธ์อย่างยิ่งต่อระบบการเปลี่ยนแปลงของ CO_2 ที่บริเวณพื้นทะเล เนื่องจากแบคทีเรียจะใช้

ออกซิเจนที่ละลายน้ำ (Dissolved Oxygen) ในการย่อยสลายสารอินทรีย์ แล้วปลดปล่อย CO_2 ออกมาอยู่ในรูปที่ละลายน้ำ ส่งผลให้ CO_2 ทำปฏิกิริยากับน้ำได้เป็นกรดคาร์บอนิก (Taguchi & Fujiwara, 2010) เช่นเดียวกันกับการศึกษาของ Mcneil and Matear (2006) ที่ทำการศึกษาสภาวะความเป็นกรดของน้ำทะเลอันเป็นผลสืบเนื่องมาจาก CO_2 ในอากาศละลายลงสู่น้ำทะเลมากขึ้น โดยการสร้างแบบจำลองขึ้นมาเพื่อใช้อธิบายลักษณะความสัมพันธ์ดังกล่าว และมีการศึกษาผลกระทบของน้ำทะเลที่มีสภาพเป็นกรดต่อสิ่งมีชีวิตในกลุ่มที่มีโครงสร้างของคาร์บอนเนต หรือกลุ่มที่สร้างคาร์บอนเนตเพื่อการดำรงชีวิต ดังเช่นการศึกษาของ Blank (2007) ที่พบว่าขณะที่น้ำทะเลมี pH ต่ำ หรือมีสภาพเป็นกรดนั้นจะส่งผลให้แพลงก์ตอนสัตว์ชนิด Pteropods ซึ่งจัดอยู่ในกลุ่มของหอยฝาเดียว มีการสะสมคาร์บอนเนตเป็น โครงสร้างเปลือกได้น้อยลง

บริเวณชายฝั่งมักจะเป็นแหล่งปลดปล่อย CO_2 ออกสู่บรรยากาศ เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากแผ่นดิน (Zhang et al., 2010) ดังเช่น การศึกษาฟลักซ์ของ CO_2 ระหว่างบรรยากาศและน้ำทะเลในบริเวณชายฝั่งทะเลตะวันออกเฉียงใต้ของมหาสมุทรแปซิฟิก พบว่าในบริเวณดังกล่าวเป็นแหล่งปลดปล่อยของ CO_2 ที่มีอัตราการปลดปล่อย CO_2 สู่บรรยากาศในปริมาณ 5.7 โมล/ตารางเมตร/ปี โดยพบว่าฟลักซ์ของ CO_2 ในฤดูหนาวและฤดูใบไม้ผลิมีค่าประมาณ 8 โมล/ตารางเมตร/ปี ซึ่งมากกว่าในฤดูร้อนที่มีค่าประมาณ 4 โมล/ตารางเมตร/ปี เนื่องจากในฤดูร้อนมีอัตราผลผลิตขั้นต้นที่ค่อนข้างสูงกว่าในฤดูหนาวและฤดูใบไม้ผลิ CO_2 ที่ละลายในน้ำบางส่วนได้ถูกใช้ไปในกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสงของผู้ผลิตขั้นต้นจึงมีการปลดปล่อยออกสู่บรรยากาศในอัตราที่ต่ำกว่าในฤดูหนาวและฤดูใบไม้ผลิ ประกอบกับในฤดูหนาวและฤดูใบไม้ผลิมีกระแสลมแรงทำให้เกิดความปั่นป่วนของมวลน้ำที่บริเวณผิวน้ำจึงทำให้เกิดการแพร่ของ CO_2 ออกสู่บรรยากาศได้มากยิ่งขึ้น (Frédérich, Ledesma, Ulloa, & Chavez, 2008) ซึ่งในปัจจุบันพบว่าการดูดซับ CO_2 ในบรรยากาศโดยมหาสมุทรมีแนวโน้มลดลง เช่น การดูดซับ CO_2 ในมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ ได้ลดลงครึ่งหนึ่งจากในอดีต (Gruber, Keeling, & Bates, 2002) และคาดว่าในอนาคตประสิทธิภาพในการดูดซับ CO_2 ในมหาสมุทรใต้ (Southern Ocean) นั้นมีแนวโน้มที่จะลดลงด้วยเช่นกัน (Le Quere et al., 2007) ทำนองเดียวกันกับในบริเวณมหาสมุทรแอตแลนติกใต้ (South Atlantic) ที่พบว่าแนวโน้มจะแพร่ CO_2 ออกสู่บรรยากาศ โดยมีค่าเฉลี่ยของ $p\text{CO}_2$ เท่ากับ $346 \pm 13 \mu\text{atm}$ (Chierici, Fransson, Turner, Pakhomov, & Froneman, 2004) ทั้งนี้เป็นผลเนื่องมาจากการเพิ่มขึ้นของ CO_2 ในบรรยากาศ

บริเวณปากแม่น้ำมีความสำคัญไม่น้อยไปกว่าบริเวณชายฝั่งทะเล เนื่องจากเป็นพื้นที่ที่อยู่ระหว่างทะเลกับแผ่นดิน มักได้รับปริมาณสารอาหารที่อยู่ในรูปของสารอนินทรีย์และคาร์บอนอินทรีย์ทั้งจากแหล่งที่มาตามธรรมชาติ และมนุษย์ เช่น โรงงานอุตสาหกรรม เกษตรกรรม และการเพาะเลี้ยง ด้วยเหตุนี้ Xuelu, Jinming, Xuegang, Ning, and Huamao (2008) ได้ทำการศึกษาการแพร่กระจายของ $p\text{CO}_2$ ที่ผิวน้ำทะเลในบริเวณปากแม่น้ำ Changjiang และอำเภอ Hangzhou ของประเทศจีน พบว่า $p\text{CO}_2$ ที่ผิวน้ำทะเลในบริเวณดังกล่าวมีค่าอยู่ในช่วง 168-2264 μatm ซึ่งส่วนใหญ่มีปริมาณสูงกว่า $p\text{CO}_2$ ที่มีอยู่ในบรรยากาศ จึงทำให้เกิดฟลักซ์ของ CO_2 จากน้ำสู่บรรยากาศมากขึ้น ซึ่งฟลักซ์ของ CO_2 ที่คำนวณได้มีค่าอยู่ในช่วง 10.0-88.1 มิลลิโมล/ตารางเมตร/วัน (ค่าเฉลี่ย 24.4 ± 16.5 มิลลิโมล/ตารางเมตร/วัน) และพบว่าบริเวณที่ใกล้กับชายฝั่งนี้เป็นแหล่งของคาร์บอนประมาณ $(5.9 \pm 4.0) \times 10^3$ ตัน ที่ปล่อยออกสู่บรรยากาศ ส่วนการศึกษาของ Zhai et al. (2005) เกี่ยวกับ $p\text{CO}_2$ และฟลักซ์ของ CO_2 ระหว่างบรรยากาศและผิวน้ำทะเลบริเวณทางตอนเหนือของทะเลจีนใต้ ในช่วงฤดูใบไม้ผลิ ฤดูร้อน และฤดูใบไม้ร่วง พบว่า $p\text{CO}_2$ บริเวณผิวน้ำทะเลมีค่าอยู่ในช่วง 360-450 μatm เมื่อพิจารณาตามฤดูกาลพบว่าในฤดูร้อนฟลักซ์ของ CO_2 มีค่า 7 มิลลิโมล/ตารางเมตร/วัน ส่วนในฤดูใบไม้ผลิและฤดูใบไม้ร่วง มีค่า 1-3 มิลลิโมล/ตารางเมตร/วัน สรุปได้ว่าอุณหภูมิบริเวณผิวน้ำทะเลมีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงของ $p\text{CO}_2$ ดังที่ Borges and Frankignoulle (2002) ได้กล่าวไว้ว่าเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นทุก 1°C $p\text{CO}_2$ ในน้ำทะเลจะมีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 4% ในทำนองเดียวกันเมื่ออุณหภูมิที่ผิวน้ำทะเลสูงขึ้นจะส่งผลให้ CO_2 ในบรรยากาศละลายน้ำได้น้อยลง และเป็นการเพิ่มโอกาสให้ CO_2 ที่ละลายในน้ำแพร่ออกสู่บรรยากาศมากขึ้น (Hardman-Mountford et al., 2009) เช่นเดียวกับ Murata and Takizawa (2003) ที่ทำการศึกษาอัตราการดูดซับ CO_2 บริเวณชายฝั่งทะเลตะวันตกของมหาสมุทรอาร์กติก พบว่า CO_2 สามารถละลายได้ดีในน้ำมีอุณหภูมิต่ำ ส่งผลให้บริเวณนั้นเป็นแหล่งดูดซับ CO_2 จากบรรยากาศ ซึ่งผลการศึกษาของ Liqi, Zhongyong, Weiqiang, and Xulin (2004) ได้แสดงให้เห็นถึงปัจจัยที่มีความสัมพันธ์กับ $p\text{CO}_2$ ของน้ำทะเลในมหาสมุทรอาร์กติก โดยพบว่าขณะที่น้ำทะเลมีค่า $p\text{CO}_2$ ต่ำจะมีปริมาณคลอโรฟิลล์เอ และ pH สูง แต่จะมีปริมาณสารอาหารน้อย ในทางตรงข้ามหากน้ำทะเลมีค่า $p\text{CO}_2$ สูงจะมีปริมาณคลอโรฟิลล์เอ และ pH ต่ำ แต่จะมีปริมาณสารอาหารมาก สอดคล้องกับการศึกษาของ Torres and Ampuero (2009) ซึ่งพบว่าขณะที่มีการปลดปล่อย CO_2 จากน้ำทะเลออกสู่บรรยากาศนั้น สารอาหารในน้ำมักจะมีปริมาณสูง และมีปริมาณคลอโรฟิลล์ที่ค่อนข้างต่ำ นอกจากนี้ยังพบว่าบริเวณตะวันตกเฉียงเหนือของทะเลเมดิเตอร์เรเนียนเป็นแหล่งดูดซับ CO_2 ในบรรยากาศที่สำคัญอีกแห่งหนึ่ง โดย $p\text{CO}_2$ ในน้ำทะเลมีความสัมพันธ์กับอุณหภูมิ ความเค็ม และกระแสน้ำ (Copin-Montegut, Begovic, & Merlivat, 2004)

ความแตกต่างของฤดูกาลก็สามารถทำให้ $p\text{CO}_2$ ในน้ำมีการกระจายที่แตกต่างกันระหว่าง ฤดูกาลได้ เช่น Zhang, Xue, and Liu (2012) ได้ทำการศึกษาการกระจายของ $p\text{CO}_2$ ในระหว่าง ฤดูใบไม้ร่วง และฤดูหนาว ในอ่าว Jiaozhou ที่ตั้งอยู่ทางชายฝั่งทะเลด้านทิศตะวันออกของประเทศ จีน ซึ่งมีลักษณะเป็นอ่าวกึ่งปิด พบว่า $p\text{CO}_2$ ที่ผิวน้ำทะเลมีค่าอยู่ในช่วง 315-720 μatm (ค่าเฉลี่ย 418 μatm) และ 145-315 μatm (ค่าเฉลี่ย 249 μatm) ในฤดูใบไม้ร่วงและในฤดูหนาว ตามลำดับ สรุปได้ว่าบริเวณดังกล่าวเป็นแหล่งปลดปล่อย CO_2 ออกสู่บรรยากาศในช่วงฤดูใบไม้ร่วง ในอัตรา 2.87 มิลลิโมล/ตารางเมตร/วัน และเป็นแหล่งดูดซับ CO_2 จากบรรยากาศในช่วงฤดูหนาว ในอัตรา -16.22 มิลลิโมล/ตารางเมตร/วัน ผลการศึกษาแสดงให้เห็นว่าการแพร่กระจายของ $p\text{CO}_2$ ในอ่าว Jiaozhou มีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล ทั้งนี้เนื่องจากอุณหภูมิที่ผิวน้ำทะเลในแต่ละฤดูกาลมีความแตกต่างกัน โดยในฤดูใบไม้ร่วงมีอุณหภูมิ 10.7 °C ซึ่งมีค่าสูงกว่าในฤดูหนาวที่มีอุณหภูมิของน้ำทะเล 4.14 °C นอกจากนี้อาจมีกระบวนการทางชีววิทยา (Biological Process) ของสิ่งมีชีวิตมาเกี่ยวข้อง ด้วย ได้แก่ กระบวนการหายใจ (Respiration) ของสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่ในน้ำ ทำให้ในน้ำมีปริมาณ CO_2 เพิ่มขึ้น และกระบวนการผลิต (Production) ของผู้ผลิตในห่วงโซ่อาหาร ที่ใช้ CO_2 เป็นสารตั้งต้นในการสร้างสารอินทรีย์ ส่งผลให้ CO_2 ในน้ำลดลง ดังเช่น ผลการศึกษาฟลักซ์ของ CO_2 ระหว่างผิวน้ำทะเลกับบรรยากาศของ Hilligsoe et al. (2011) ที่พบว่าอัตราการแพร่ของ CO_2 จากน้ำออกสู่บรรยากาศที่ลดลงนั้นมีความสัมพันธ์อย่างยิ่งกับอัตราการสังเคราะห์ด้วยแสงของ แพลงก์ตอนพืชที่เพิ่มสูงขึ้น