ลำดับที่ 15

วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น

Introduction to Marine Science

โดย

รองศาสตราจารย์ ดร.สุวัจน์ ธัญรส

สาขาวิทยาศาสตร์ทางทะเล

คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

2557

คำนำ

วิทยาศาสตร์ทางทะเลนับเป็นศาสตร์ที่อาศัยความรู้พื้นฐานทางด้านวิทยาศาสตร์หลายสาขาด้วยกัน การศึกษาทางด้านวิทยาศาสตร์ทางทะเลนับวันจะมีความสำคัญมากขึ้นทั้งนี้เนื่องจากมหาสมุทรเป็นแหล่งทรัพยากรที่ใหญ่ที่สุดที่มนุษย์สามารถเข้าไปตักตวงเอาผลประโยชน์ได้ แม้ว่ามหาสมุทรจะกว้างใหญ่และมีสิ่งลี้ลับอีกมากมายที่ยังไม่รู้ แต่ความพยายามที่จะให้ได้มาซึ่งคำตอบของมนุษย์ถึงความรู้ที่เกี่ยวข้องกับศาสตร์แขนงนี้ได้มีการศึกษาอย่างต่อเนื่อง ภายหลังสงครามโลกครั้งที่ 2 การศึกษาทางด้านวิทยาศาสตร์ทางทะเลได้มีความสนใจเป็นอย่างมากและมนุษย์เองก็ได้พบกับคำตอบมากมาย หนังสือเล่มวิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้นนี้ประกอบไปด้วยเนื้อหาที่เกี่ยวข้องกับความรู้เบื้องต้นเกี่ยวกับวิทยาศาสตร์ทางทะเล การกำเนิดจักรวาล โลก และมหาสมุทร คุณสมบัติของน้ำและเคมีของน้ำทะเล คุณสมบัติทางฟิสิกส์ของน้ำทะเล ตะกอนพื้นท้องทะเล คลื่น น้ำขึ้น-น้ำลง กระแสน้ำและการหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร ภูมิอากาศเหนือมหาสมุทร สภาแวดล้อมในทะเลและบริเวณชายฝั่ง กำลังผลิตทางชีวภาพและการเคลื่อนย้ายพลังงานในมหาสมุทร สิ่งมีชีวิตในทะเล ทรัพยากรทางทะเลและการใช้ประโยชน์ รวมไปถึงปัญหามลพิษทางทะเล ด้วยหวังว่าจะเป็นเครื่องมือประกอบการศึกษา รวมทั้งเป็นวิทยาทานแก่ผู้สนใจด้วยทั้งหลาย ผลแห่งความดีที่เกิดขึ้นจากหนังสือเล่มนี้ ขอมอบให้กับบิดา มารดา ครู อาจารย์ และเด็กชายสุวพัศ ธัญรส บุตรอันเป็นสุดที่รักของผู้เขียนซึ่งได้ล่วงลับไปแล้ว อนึ่ง หากหนังสือเล่มนี้มีข้อบกพร่องเกิดขึ้นประการใด ผู้เขียนขอน้อมรับไว้แต่เพียงผู้เดียว

รองศาสตราจารย์ ดร.สุวัจน์ ธัญรส
ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล
คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

สารบัญ

บทที่ 1. ความรู้เบื้องต้นเกี่ยวกับวิทยาศาสตร์ทางทะเล **1**

1. 1. ความหมายและสาขาวิทยาศาสตร์ทางทะเล 1

1.2. ภูมิศาสตร์ของมหาสมุทร 4

1.3. ประวัติการศึกษาทางด้านวิทยาศาสตร์ทางทะเล 9

1.3.1. การเดินทางในมหาสมุทรในยุคเริ่มต้น 9

1.3.2. การศึกษามหาสมุทรในยุคกลางและช่วงราชวงศ์หมิง 13

1.3.3. ยุกต์โจรสลัด (The Vikings) 14

1.3.4. การสำรวจมหาสมุทรของชาวจีน 15

1.3.5. การสำรวจมหาสมุทรของชาวยุโรป 15

1.3.6. จุดเริ่มต้นของการศึกษาวิทยาศาสตร์ทางทะเล 16

1.3.7. การเริ่มต้นการศึกษาทางสมุทรศาสตร์ของมหาสมุทรแถบขั้วโลก 21

1.3.8. การสำรวจสมุทรศาสตร์ในศตวรรษที่ 20 22

1.3.9. กำเนิดสถาบันศึกษาทางด้านสมุทรศาสตร์ 22

1.3.10. ความก้าวหน้าทางด้านสมุทรศาสตร์ในช่วงสงครามโลกครั้งที่ 1 และครั้งที่ 2 22

1.3.11 การศึกษาทางด้านสมุทรศาสตร์ก่อนกำเนิดทฤษฎีเพลทเทคโทนิค (Plate Tectonic) 23

1.3.12. การศึกษาทะเลในระดับลึก 25

1.3.13. การสำรวจระยะไกล (Remote Sensing) 26

บทที่ 2. กำเนิดจักรวาล โลก และมหาสมุทร **27**

2.1. กำเนิดจักรวาล (Original of the univers) 27

2.2. กำเนิดระบบสุริยะและโลก (Origin of the solar system and earth) 30

2.3. โลก (Earth) 33

2.3.1. ชั้นเปลือกโลก (Crust) หรือชั้น Lithosphere 33

2.3.2. ชั้นเนื้อโลก (Mantle) 33

2.3.3. แกนโลก (Core) 34

บทที่ 3. เพลทเทคโทนิค (Plate Tectonics) **39**

3.1. ทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป (Continental drift) 39

3.1.1. หลักฐานจากซากดึกดำบรรพ์ 39

3.1.2. หลักฐานจากชุดของชั้นหินลักษณะเดียวกัน 41

3.1.3. หลักฐานจากร่องรอยการกระทำของธารน้ำแข็ง 42

3.2. ทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล (Sea-Floor spreading) 46

3.3. ทฤษฎีเพลทเทคโทนิค (Plate Tectonic) 49

3.4. ประเภทการเคลื่อนที่ของเพลท (Type of Plate Motion) 51

3.5. ลักษณะพื้นท้องทะเล 59

3.5.1. เขตไหล่ทวีป (Continental margin) 61

3.5.2. พื้นมหาสมุทร (Ocean basin floor) 62

บทที่ 4. น้ำและเคมีของน้ำทะเล **66**

4.1. คุณสมบัติของน้ำ 66

4.2. คุณสมบัติของน้ำเกี่ยวกับการรับและถ่ายเทความร้อน 67

4.3. จุดหลอมเหลว จุดเยือกแข็ง และจุดเดือดของน้ำ 68

4.4. ความจุความร้อนของน้ำ (Water's heat capacity) 69

4.5. ความร้อนแฝงของน้ำ (Water's latent heats) 69

4.6. ความสำคัญของการแลกเปลี่ยนความร้อนแฝงบนโลก 71

4.7. น้ำทะเลและความเค็ม 76

4.8. ผลของน้ำที่มีเกลือเป็นองค์ประกอบ 79

4.9. กำเนิดน้ำทะเล (Origin of sea water) 80

4.10. แหล่งของเกลือในมหาสมุทร 81

4.11. ความผันแปรของความเค็มในมหาสมุทร 85

4.12. ก๊าซและการกระจายของก๊าซในทะเล 87

4.13. ระบบบัพเฟอร์ในมหาสมุทร 88

บทที่ 5. คุณสมบัติทางฟิสิกส์ของน้ำทะเล **90**

5.1. อุณหภูมิและการกระจายของอุณหภูมิในทะเล (Temperature and distribution in the sea) 90

5.2. ความหนาแน่น (Density) 93

5.3. ความกดดัน (Pressure) 95
5.4. แสงในทะเล (Light in the sea) 96
5.5. เสียงในทะเล (Sound in the sea) 98

บทที่ 6. ตะกอนพื้นท้องทะเล 100
6.1. การสำรวจพื้นท้องทะเล 100
6.2. ตะกอนในมหาสมุทรและวัฏจักรชีวธรณีเคมี 101
6.3. การจำแนกตะกอนโดยการใช้ขนาดของอนุภาค (Classification by grain size) 102
6.4. การจำแนกตะกอนตามแหล่งกำเนิด (Classification by origin) 102
6.4.1. Lithogenous sediments 102
6.4.2. Biogenous sediments 105
6.4.3. 6.4.3.Hydrogenous sediments 109
6.4.4. Cosmogenous sediments 112
6.5. การเคลื่อนย้ายตะกอนในมหาสมุทร 112
6.6. อัตราการตกตะกอน (Sedimentation rates) 114
6.7. การกระจายของตะกอนในมหาสมุทร (Distribution of Oceanic Sediments) 115

บทที่ 7. คลื่น 119
7.1. แรงที่ทำให้เกิดคลื่น 119
7.2. ส่วนประกอบของคลื่น 120
7.3. คลื่นที่กำเนิดโดยลม (Wind-Generated Waves) 121
7.3.1. Sea 121
7.3.2. Swell 123
7.3.3. Surf 125
7.4. คลื่นน้ำลึก (Deep-water wave) 127
7.5. Episodic wave 128
7.6. การเบนของคลื่น (Refraction) การสะท้อนกลับ (Reflection) และการเลี้ยวเบน (Diffraction) 128
7.7. การแตกตัวของคลื่น 128
7.8. Rip current 133
7.9. คลื่นระหว่างชั้นน้ำ (Internal wave) 133

7.10. คลื่นอยู่กับที่ (Standing wave) 134
7.11. คลื่นสึนามิ หรือ คลื่นยักษ์ (Tsunami) 135
7.12. ระบบเตือนภัยคลื่นสึนามิ (Tsunami Warning System) 138

บทที่ 8. น้ำขึ้น-น้ำลง **140**
8.1. แรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้น-น้ำลง (Tide-Generating forces) 140
8.2. อิทธิพลของดวงจันทร์ต่อการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง 142
8.3. อิทธิพลของดวงอาทิตย์ต่อการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง 143
8.4. การหมุนรอบตัวเองของโลก และการโคจรรอบโลกของดวงจันทร์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำขึ้น-น้ำลง 143
8.5. ปัจจัยอย่างอื่นที่มีอิทธิพลต่อการขึ้นลงของน้ำ 145
8.6. รูปแบบการขึ้นลงของน้ำ (Tidal patterns) 146
8.7. คลื่นน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal wave) 148

บทที่ 9. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร **151**
9.1. กระแสน้ำในมหาสมุทร 151
9.2. กระแสน้ำศูนย์สูตร (Equatorial currents) กระแสน้ำแนวฝั่ง (Boundary currents) และ Gyres 153
9.3. Ekman spiral และ Ekman Transport 157
9.4. Geostrophic Current 158
9.5. Western Intensification 159
9.6. Equatorial Countercurrents 160
9.7. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอนตาร์กติก 161
9.8. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติก 162
9.9. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแปซิฟิก 166
9.9.1. สภาพปกติ (Normal condition) 166
9.9.2. El Nino-Southern Oscillation (ENSO) 168
9.10. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรอินเดีย 171
9.11. กระแสน้ำลึก (Deep Current) 172
9.11.1. จุดกำเนิดของ Thermohaline circulation 172
9.11.2. แหล่งของมวลน้ำลึก (Source of Deep Water) 173

9.11.3. การหมุนเวียนของการแสน้ำลึกทั่วโลก (Worldwide Deep-Water Circulation) 175
9.11.4. การละลายของออกซิเจนในน้ำลึก (Dissolve Oxygen in Deep Water) 176
9.11.5. Thermohaline Circulation และการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ 177

บทที่ 10. ภูมิอากาศเหนือมหาสมุทร 178
10.1. กำเนิดของบรรยากาศ 178
10.2. องค์ประกอบของบรรยากาศ 180
10.3. ชั้นบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลก 181
10.4. ระบบการหมุนเวียนของบรรยากาศโลก 183
10.5. การเปลี่ยนแปลงทิศทางของกระแสลมเหนือมหาสมุทร 186
10.6. ก๊าซที่มีผลต่อชั้นบรรยากาศของโลก 189
10.7. ปรากฏการณ์เอลนีโน(El Niñ o) และ ลานิญา (La Niñ a) 194

บทที่ 11. สภาพแวดล้อมในทะเลและบริเวณชายฝั่ง 196
11.1. การแบ่งสภาพแวดล้อมในทะเล 196
11.2. ชายฝั่งทะเล (Coast) 199
11.3. ชายหาด (Beach) 205
11.4. เอสทูรี่ (Estuary) 207

บทที่ 12. กำลังผลิตทางชีวภาพและการเคลื่อนย้ายพลังงานในมหาสมุทร 210
12.1. กำลังผลิตในมหาสมุทร (Ocean productivity) 210
12.1.1. กำลังผลิตเบื้องต้น (Primary productivity 210
12.1.2. ปัจจัยจำกัดที่ควบคุมขบวนการสร้างกำลังผลิตเบื้องต้นในมหาสมุทร 212
12.1.3. กำลังผลิตเบื้องต้นในเขตมหาสมุทรต่างๆ 213
12.2. การไหลเวียนของพลังงานและธาตุอาหาร (Energy and nutrients flow) 220
12.2.1. การไหลเวียนของพลังงานในระบบนิเวศทางทะเล 220
12.2.2. การไหลเวียนของธาตุอาหารในระบบนิเวศทางทะเล 221
12.3. ระดับวงจรอาหารและพีระมิดมวลชีวภาพ 223
12.3.1. ระดับของวงจรอาหาร 223
12.3.2. ประสิทธิภาพในการเคลื่อนย้ายพลังงาน 223

12.3.3. พีระมิดมวลชีวภาพ (Biomass of pyramids) 225
12.4. ระบบนิเวศและการประมง (Ecosystems and Fisheries) 226

บทที่ 13. สิ่งมีชีวิตในทะเล **228**
13.1. กำเนิดสิ่งมีชีวิต 228
13.2. พัฒนาการของสิ่งมีชีวิตในทะเล 229
13.3. การจำแนกสิ่งมีชีวิตในทะเล 231
13.3.1. แพลงก์ตอน (Plankton) 231
13.3.2. เน็กตอน (Nekton หรือ Swimmer) 232
13.3.3. สัตว์หน้าดิน (Benthos หรือ Bottom dweller) 232
13.4. การกระจายของสิ่งมีชีวิตในมหาสมุทร 232
13.5. การปรับตัวของสิ่งมีชีวิตในทะเลเพื่อการดำรงชีพ 233
13.6. การแบ่งกลุ่มสิ่งมีชีวิตในทะเล 236

บทที่ 14. ทรัพยากรทางทะเลและการใช้ประโยชน์ **243**
14.1. ทรัพยากรแร่ธาตุ (Mineral resources) 243
14.2. พลังงานจากทะเล (Energy from the sea) 244
14.2.1 พลังงานจากลม (Wind energy) 244
14.2.2 พลังงานจากน้ำขึ้น-น้ำลง (Ocean Tidal Energy) 245
14.2.3 พลังงานจากคลื่น (Wave energy) 247
14.3. ทรัพยากรสิ่งมีชีวิตในจากทะเล (The living resources from the sea) 250
14.4. การขนส่งทางทะเล (Shipping) 252
14.5. เขตเศรษฐกิจจำเพาะ (Exclusive Economic Zone, EEZ) 252

บทที่ 15. มลพิษทางทะเล **256**
15.1. แหล่งกำเนิดมลพิษในทะเล 256
15.2. ประเภทของสารมลพิษที่ปล่อยลงสู่ทะเล 260
15.3. ประเภทของการปล่อยสารมลพิษลงสู่ทะเล 262
เอกสารอ้างอิง 264
เอกสารอ้างอิงทางอินเตอร์เน็ต (Internet References) 266

บทที่ 1
ความรู้เบื้องต้นเกี่ยวกับวิทยาศาสตร์ทางทะเล

1. 1. ความหมายและสาขาวิทยาศาสตร์ทางทะเล

วิทยาศาสตร์ทางทะเล หรือ Marine Science คำว่า Marine มาจากรากศัพท์ภาษาลาติน ว่า Marinus ซึ่งหมายถึง สิ่งที่อยู่ในทะเลหรือสิ่งที่ถูกสร้างขึ้นในทะเล ดังนั้น Marine Science จึงหมายถึง ศาสตร์ที่ว่าด้วยสรรพสิ่งทั้งหลายที่อยู่ในทะเลและถือกำเนิดมาจากทะเลหรือเกี่ยวข้องกับทะเล วิชาการศึกษาทางด้านวิทยาศาสตร์ทางทะเล สามารถเรียกได้อีกอย่างหนึ่ง คือ วิชาสมุทรศาสตร์ หรือ Oceanography ซึ่งคำว่า Ocean มาจากรากอยู่ศัพท์ภาษากรีซว่า Okeanos ซึ่งหมายถึง กระแสน้ำที่ไหลเวียนอยู่บนผิวโลก วิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล หรือ สมุทรศาสตร์ จึงเป็นวิชาว่าด้วยศาสตร์แขนงต่างๆ ที่เกี่ยวข้องและสัมพันธ์กับห้วงมหาสมุทร สามารถแบ่งออกได้เป็นกลุ่มใหญ่ ๆ คือ

สมุทรศาสตร์สกายะ (Physical Oceanography) เป็นสาขาที่ศึกษาเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงทางกายภาพของน้ำทะเลและพื้นท้องทะเล ซึ่งการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวมีความยุ่งยากและซับซ้อน ตลอดจนศึกษาเกี่ยวกับขบวนการทางกายภาพต่างๆ ที่เกิดขึ้นในทะเล ได้แก่ กระแสน้ำ (Current) น้ำขึ้นน้ำลง (Tides) คลื่น (Wave) อุณหภูมิของน้ำ (Water temperature) ความหนาแน่นของน้ำ (Density) ความถ่วงจำเพาะ (Specific gravity) ความโปร่งใสของน้ำ (Transparency) และ สีของน้ำทะเล (Colour) เป็นต้น

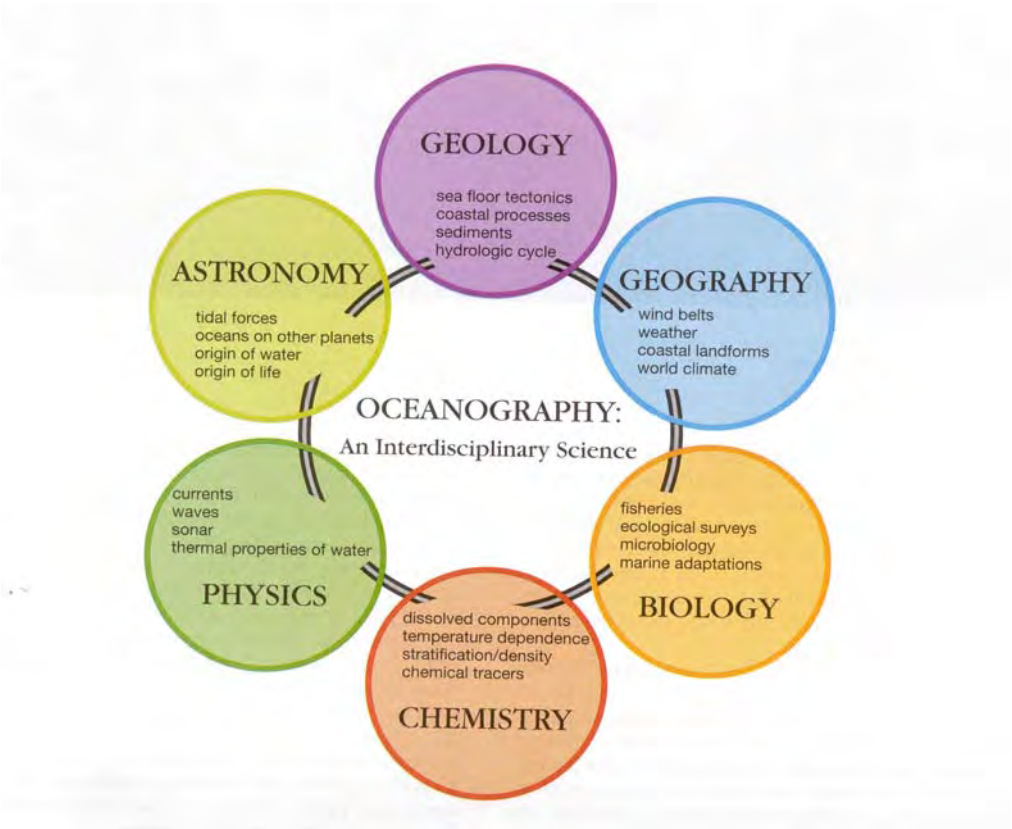
สมุทรศาสตร์เคมี (Chemical Oceanography) เป็นการศึกษาคุณสมบัติทางเคมีของน้ำทะเลและพื้นท้องทะเล รวมถึงการเปลี่ยนแปลงองค์ประกอบทางเคมี ขบวนการและปฏิกิริยาทางเคมีต่างๆ ที่เกิดขึ้นในทะเล ข้อมูลที่เกี่ยวข้อง ได้แก่ ความเค็มของน้ำ (Salinity) ความเป็นกรด-ด่าง (pH) ปริมาณแร่ธาตุต่างๆ ในน้ำทะล (Elements) การละลายของก๊าซ (Dissolved gases) และปฏิกิริยาของสารในน้ำทะเล (Reaction in sea water) เป็นต้น

สมุทรศาสตร์ชีวภาพ (Biological Oceanography) เป็นการศึกษาเกี่ยวกับสิ่งมีชีวิตในทะเลทั้งพืชและสัตว์ ความสัมพันธ์ระหว่างสิ่งมีชีวิตชนิดต่างๆ และสิ่งมีชีวิตกับสภาพแวดล้อมในทะเล ข้อมูลที่เกี่ยวข้อง ได้แก่ การจำแนกชนิด (Taxonomy) พฤติกรรม (Behavior) นิเวศวิทยา (Ecology) สรีรวิทยา (Physiology) ชีววิทยา (Biology) และภูมิศาสตร์ของสิ่งมีชีวิต (Biogeography) เป็นต้น

สมุทรศาสตร์ธรณี (Geological Oceanography) เป็นสาขาที่ศึกษาเกี่ยวกับสภาพพื้นท้องทะเล โครงสร้างและชั้นดินของพื้นทะเล การเคลื่อนตัวของทวีป วิธีการและการใช้เครื่องมือที่เกี่ยวข้อง ได้แก่ การหยั่งความลึก (Sounding) การศึกษาด้านไซสมิก (Seismic exploration) การถ่ายภาพใต้น้ำ (Underwater picture) การเก็บตัวอย่างดินพื้นท้องทะเล (Bottom samplers) และการศึกษาประเภทของดินพื้นทะเล (Type of bottom)

สมุทรศาสตร์อุตุนิยมวิทยา (Meteorological Oceanography) เป็นการศึกษาการเปลี่ยนแปลงสภาพของภูมิอากาศที่อยู่เหนือผิวน้ำทะเล ปฏิกิริยาระหว่างผิวทะเลและบรรยากาศ (Air-sea interaction) ข้อมูลที่เกี่ยวข้อง ได้แก่ อุณหภูมิอากาศ (Air Temperature) ความชื้น (Humidity) ความกดอากาศ (Air pressure) ทิศทางและความเร็วลม (Wind direction and speed) เมฆ (Cloud) และทัศนวิสัย (Visibility) เป็นต้น

การศึกษาทางด้านวิทยาศาสตร์ทางทะเล หรือ สมุทรศาสตร์ ถือเป็นการศึกษาโดยรวมเอาศาสตร์หลายๆ แขนง หรือที่เรียกว่า Interdisciplinary Science มารวมไว้ด้วยกัน **ดังแสดงในภาพที่ 1.1**



ภาพที่ 1.1. ศาสตร์แขนงต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับการศึกษาวิชาสมุทรศาสตร์

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

ในปัจจุบันได้มีการใช้ประโยชน์จากทะเลมากขึ้น จึงได้มีการเพิ่มสาขาต่างๆ ได้แก่ สาขาวิศวกรรมทางทะเล (Marine engineering) ศึกษาเกี่ยวกับการออกแบบและสร้างแท่นขุดเจาะน้ำมัน การสร้างท่าเรือและการต่อเรือ เป็นต้น สาขานโยบายว่าด้วยทะเล (Marine policy) ศึกษาเกี่ยวกับการวางนโยบายการใช้ประโยชน์จากทะเล การออกกฎและระเบียบต่างๆ เพื่อความยั่งยืนในการใช้ประโยชน์จากทะเล สาขากิจการทางทะเล (Marine affairs) เป็นสาขาที่นำเอาเทคโนโลยีต่างๆ ที่ทันสมัยมาประยุกต์ใช้กับทะเล ซึ่งกิจกรรมดังกล่าวมีความสำคัญต่อการดำรงชีพและการประกอบกิจการต่างๆ ของมนุษย์ เช่น การเพาะเลี้ยงสัตว์น้ำ (Aquaculture) การทำปะการังเทียม (Artificial reef) การทำน้ำจืดจากน้ำทะเล (Desalination) และวิศวกรรมชายฝั่ง (Coastal engineering) เป็นต้น

มหาสมุทรเป็นแอ่งน้ำขนาดใหญ่ที่มีความสำคัญบนโลก หากมองจากอวกาศแล้วจะเห็นได้ว่าโลกมีสีน้ำเงินที่สวย หรือเรียกว่า The Blue Planet นอกจากนี้ยังมองเห็นสีขาว และสีน้ำตาลในบางส่วน **ดังแสดงในภาพที่ 1.2** มหาสมุทรเป็นส่วนของโลกที่ปกคลุมด้วยของเหลว คือ น้ำ ซึ่งปัจจุบันพบว่าเป็นดาวเพียงดวงเดียวในระบบสุริยะจักรวาลที่มีพื้นน้ำปกคลุม ความรู้ในเรื่องของการศึกษาเกี่ยวกับพื้นมหาสมุทรยังมีน้อยกว่าความรู้ของพื้นผิวดวงจันทร์ที่อยู่ห่างออกไปจากโลก แต่ในช่วง 30 ปีที่ผ่านความรู้ที่เกี่ยวข้องกับมหาสมุทรได้มีการศึกษาและถูกเปิดเผยเรื่อยมา

มหาสมุทรมีอิทธิพลอย่างมากต่อภูมิอากาศเหนือพื้นโลก แม้ว่าพื้นโลกบางพื้นที่จะอยู่ห่างจากมหาสมุทรก็ตาม มหาสมุทรเปรียบเสมือนปอดของโลก มีการดึงเอาคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) ออกจากบรรยากาศแล้วแทนที่ด้วยออกซิเจน (O_2) นักวิทยาศาสตร์ประเมินว่ากว่า 70 เปอร์เซ็นต์ของออกซิเจนที่มนุษย์ใช้หายใจมาจากมหาสมุทร

มหาสมุทรเป็นแหล่งที่ตอบสนองต่อการพัฒนาของสิ่งมีชีวิตบนโลกที่ใหญ่ที่สุด เนื่องจากเป็นแหล่งที่สร้างความคงที่ของสภาพแวดล้อมอันมีความสำคัญต่อการดำรงชีพสำหรับสิ่งมีชีวิตมามากกว่า 1 ล้านปี ทุกวันนี้ มหาสมุทรก็ยังเป็นแหล่งที่มีจำนวนสิ่งมีชีวิตมากที่สุด จากสิ่งมีชีวิตที่ที่มองไม่เห็น เช่น แบคทีเรีย ไปจนถึงสิ่งมีชีวิตที่มีขนาดใหญ่สุด คือ ปลาวาฬสีน้ำเงิน ที่น่าสนใจก็คือ น้ำ ยังเป็นองค์ประกอบหลักของสิ่งมีชีวิตทุกชนิดบนโลก แม้กระทั้งคุณสมบัติทางเคมีของเหลวในร่างกายของเราเองก็ยังมีคุณสมบัติคล้ายกับน้ำทะเล มหาสมุทรเป็นแหล่งของอาหาร แร่ธาตุ และพลังงาน ประชากรโลกกว่าครึ่งหนึ่งอาศัยในบริเวณชายฝั่งทะเล มหาสมุทรถูกใช้เป็นเส้นทางการขนส่งที่ถูกที่สุด ชายฝั่งทะเลเป็นสถานที่นิยมใช้เป็นที่พักผ่อนหย่อนของประชากรโลกมากที่สุด ในทางตรงกันข้าม มหาสมุทรกลับเป็นแหล่งที่รองรับของเสียที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์มากที่สุดเช่นกัน

ภาพที่ 1.2. ภาพของโลกที่มองจากอวกาศ

(ที่มา : http://archives.theconnection.org/archive/category/science/star/apollo17_earth.shtml)

1.2. ภูมิศาสตร์ของมหาสมุทร

พื้นผิวโลกที่มนุษย์อาศัยอยู่ทุกวันนี้ถูกปกคลุมด้วยพื้นน้ำอยู่ถึงประมาณ 70.8 เปอร์เซ็นต์ ประกอบด้วยมหาสมุทรต่างๆ ได้แก่ มหาสมุทรแปซิฟิก มหาสมุทรอินเดีย มหาสมุทรแอตแลนติก มหาสมุทรอาร์กติก และมหาสมุทรแอนตาร์กติก โดยมีมหาสมุทรแปซิฟิกใหญ่ที่สุด มีพื้นกว่า 1 ใน 3 ของมหาสมุทรทั้งหมด โดยพื้นที่ของโลกทางด้านล่างเส้นศูนย์สูตร (Southern hemisphere) ถูกปกคลุมด้วยพื้นน้ำประมาณ 80.9 เปอร์เซ็นต์ ขณะที่ด้านบนเส้นศูนย์สูตร (Northern hemisphere) ปกคลุมด้วยพื้นน้ำประมาณ 60.7 เปอร์เซ็นต์ มีความลึกเฉลี่ย 3,800 เมตร ซึ่งมากกว่าความสูงเฉลี่ยบนพื้นดินที่มีเพียง 840 เมตร

ตารางที่ 1. พื้นที่และความลึกของมหาสมุทรต่าง ๆ

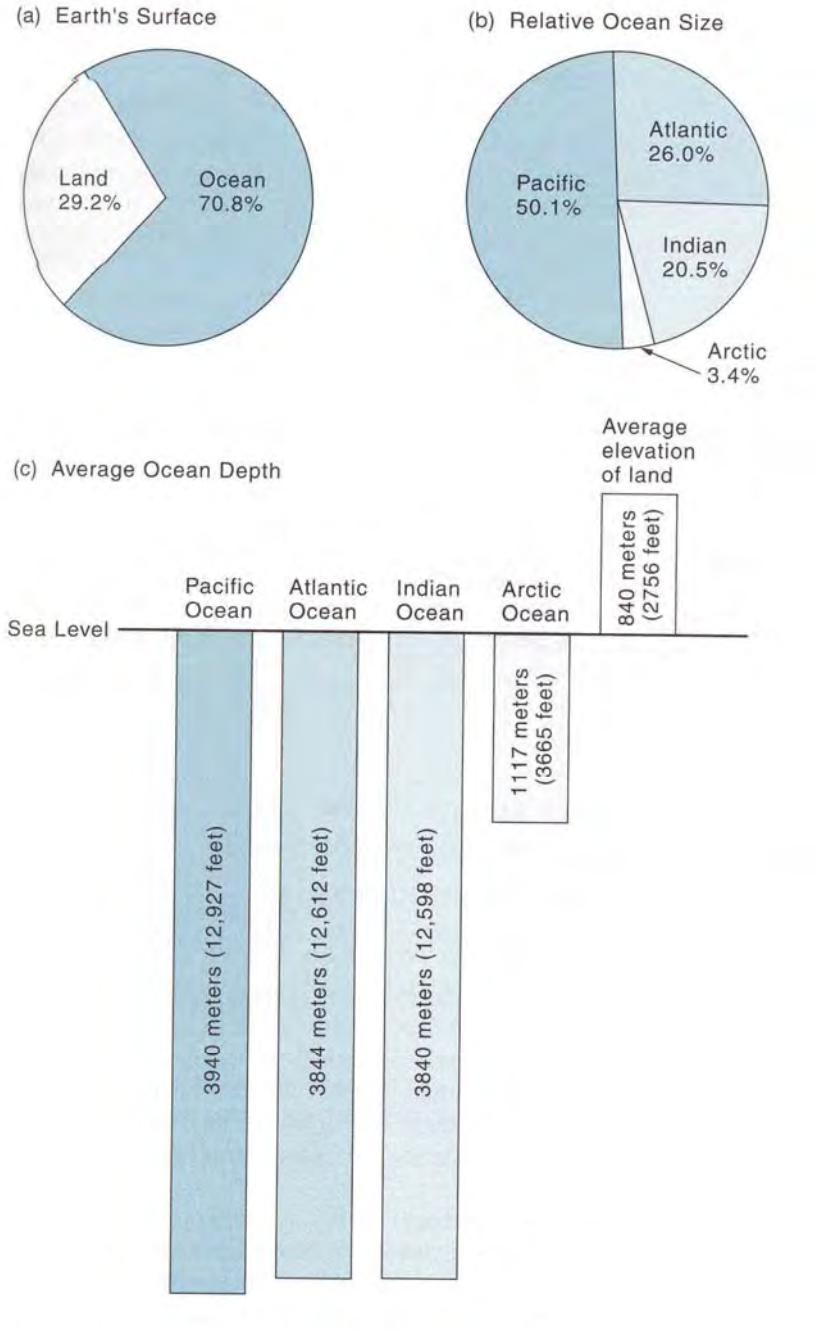
พื้นที่มหาสมุทรและพื้นดินบนผิวโลก

	มหาสมุทร	ด้านล่างเส้นศูนย์สูตร	ด้านบนเส้นศูนย์สูตร
% พื้นน้ำ	70	80.9	60.7
% พื้นดิน	30	19.1	39.3

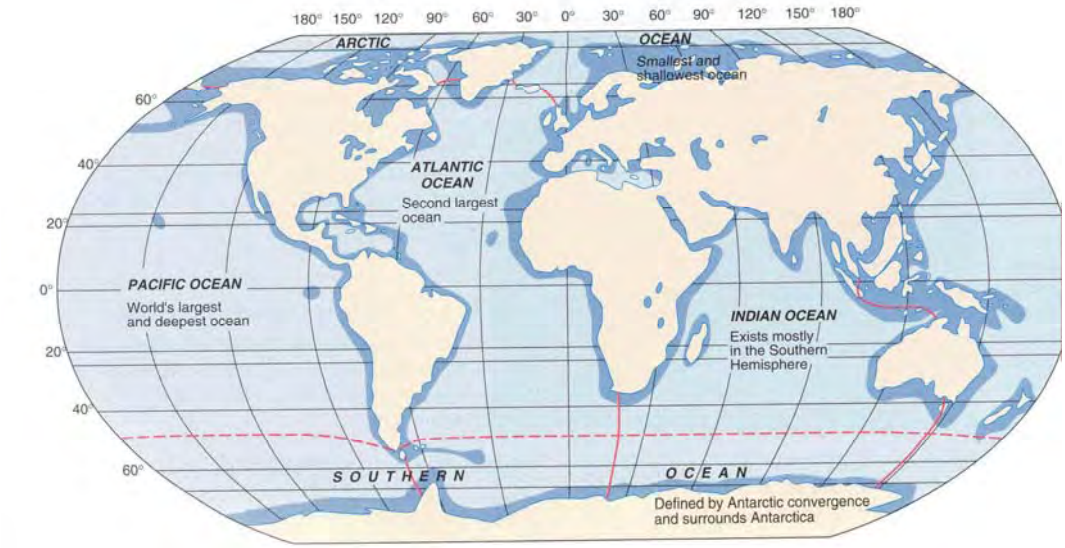
ความลึกเฉลี่ยของมหาสมุทร

	ความลึกเฉลี่ย	แอตแลนติก	อินเดีย	แปซิฟิก
ความลึก (ม.)	3,800	3,900	4,000	4,300

กว่า 97 เปอร์เซ็นต์ ของน้ำที่มีอยู่บนโลกเป็นองค์ประกอบอยู่ในมหาสมุทร ส่วนที่เหลืออีกประมาณ 3 เปอร์เซ็นต์ เป็นองค์ประกอบอยู่ในแม่น้ำ ทะเลสาบ น้ำใต้ดิน น้ำแข็งตามขั้วโลก เป็นต้น



ภาพที่ 1.3. สัดส่วนของพื้นดินต่อพื้นน้ำบนโลก และความลึกเฉลี่ยของมหาสมุทรต่างๆ (ที่มา : Garrison, 1998)



ภาพที่ 1.4. แสดงการแบ่งอาณาเขตพื้นที่ออกเป็นมหาสมุทรต่างๆ

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

จากภาพที่ 1.4 มีการลากเส้นแบ่งอาณาเขตพื้นที่ออกเป็นมหาสมุทรต่างๆ ได้แก่ การแบ่งอาณาเขตมหาสมุทรแปซิฟิก กับมหาสมุทรอินเดีย อาศัยการลากเส้นลงทางด้านใต้ตามแนวลองติจูดที่ 150 องศาตะวันออก จากทวีปออสเตรเลียไปยังแอนตาร์กติก ดังนั้นหมู่เกาะอินโดนีเซีย ออสเตรเลียทางตอนเหนือ ก็จะอยู่ระหว่างมหาสมุทรแปซิฟิก กับมหาสมุทรอินเดีย ช่องแคบแนวน้ำตื้นในทะเลแบริ่งที่อยู่ระหว่างอะลาสก้าและแคว้นไซบีเรีย ก็เป็นแนวแบ่งมหาสมุทรแปซิฟิก ออกจากกับมหาสมุทรอาร์กติก เส้นตรงทางด้านใต้ในแนวติจูดที่ 70 องศาตะวันตกจากแหลมเคปฮอร์น (Cape horn) ปลายสุดของทวีปอเมริกาใต้ไปยังแอนตาร์กติก เป็นแนวแบ่งมหาสมุทรแปซิฟิก กับมหาแอตแลนติก และแนวเส้นตรงทางด้านใต้ในแนวติจูดที่ 20 องศาตะวันออก ใต้จากแหลมกูดโฮป (Good hope) ปลายสุดของทวีแอฟริกาไปยังแอนตาร์กติก เป็นแนวแบ่งมหาสมุทรแอตแลนติก กับมหาสมุทรอินเดีย

มหาสมุทรแปซิฟิก (Pacific ocean) เป็นมหาสมุทรที่ใหญ่ที่สุดในโลกครอบคลุมพื้นที่กว่าครึ่งหนึ่งของพื้นที่มหาสมุทร และกว่าหนึ่งในสามของพื้นที่ผิวโลก เป็นมหาสมุทรที่ลึกมากที่สุด และมีความเค็มเฉลี่ยต่ำสุด ถูกตั้งชื่อขึ้นในปี ค.ศ. 1520 โดยนักสำรวจ ชื่อ Ferdinand Magellan's ชายฝั่งของมหาสมุทรแปซิฟิก มีเทือกเขาซึ่งส่วนใหญ่เป็นภูเขาไฟล้อมรอบจึงถูกขนานนามว่า "Ring of Fire" แนวภูเขาไฟดังกล่าวมีลักษณะคล้ายเขื่อนกั้นตะกอนที่ไหลลงสู่มหาสมุทรแปซิฟิก มีผลทำให้ไหล่ทวีปของมหาสมุทรแปซิฟิกมีลักษณะ

แคบและลึก ลักษณะเด่นอีกประการหนึ่งคือ มีเกาะและหมู่เกาะ มากกว่า 25,000 เกาะ เกิดขึ้นโดยทั่วไป มีทั้งโผล่เหนือน้ำและจมอยู่ใต้น้ำ เกาะที่มีขนาดใหญ่จะพบในแถบชายฝั่งด้านตะวันตก มีเกาะนิวกินี (New Guinea) เป็นเกาะใหญ่ที่สุด

มหาสมุทรแอตแลนติก (Atlantic ocean) มีขนาดใหญ่ประมาณครึ่งหนึ่งของมหาสมุทรแปซิฟิก ชื่อ Atlantic เป็นชื่อที่ตั้งให้สอดคล้องกับชื่อภูเขา Atlas ที่อยู่ทางตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปแอฟริกา มหาสมุทรนี้เป็นมหาสมุทรแรกที่ได้รับการสำรวจในเชิงสมุทรศาสตร์ และนักสมุทรศาสตร์มีความรู้ละเอียดกว่ามหาสมุทรอื่น เชื่อว่าเป็นมหาสมุทรที่มีอายุน้อยที่สุด มีความกว้างประมาณ 5,000 กิโลเมตร ชายฝั่งขนานกันเป็นรูป S-shape มหาสมุทรแอตแลนติกมีแม่น้ำต่างๆ ไหลลงมากมาย ด้วยเหตุนี้ทำให้ไหล่ทวีปกว้างและมีความลึกไม่มาก เนื่องจากการพัดพาตะกอนจากแม่น้ำสายต่างๆ มาทับถมบริเวณไหล่ทวีป มหาสมุทรแอตแลนติกมีความเค็มเฉลี่ยสูงสุดเนื่องจากได้รับน้ำที่มีความเค็มสูงจากขั้วโลกและจากทะเลเมดิเตอร์เรเนียน และน้ำทะเลมีอุณหภูมิเฉลี่ยสูงสุด มหาสมุทรแอตแลนติกมีเกาะน้อยมาก มีเกาะกรีนแลนด์ (Greenland) เป็นเกาะที่ใหญ่สุด

มหาสมุทรอินเดีย (Indian ocean) เป็นมหาสมุทรที่เล็กกว่ามหาสมุทรแอตแลนติก แต่มีระดับความลึกใกล้เคียงกัน ส่วนใหญ่จะอยู่ทางซีกโลกใต้ (Southern hemisphere) มหาสมุทรอินเดีย มีการตั้งชื่อให้สอดคล้องกับชายฝั่งที่ติดกับประเทศอินเดีย มีลักษณะคล้ายรูปสามเหลี่ยม ส่วนที่กว้างสุดมีระยะทางประมาณ 15,000 กิโลเมตร ไหล่ทวีปโดยทั่วไปจะแคบ มีเกาะมาดากาสก้า (Madagasga) เป็นเกาะใหญ่ที่สุด มหาสมุทรอินเดียเป็นมหาสมุทรที่ได้รับการสำรวจทางด้านสมุทรศาสตร์น้อยมาก

มหาสมุทรอาร์กติก (Arctic ocean) เป็นมหาสมุทรที่มีขนาดเพียง 7 เปอร์เซ็นต์ ของมหาสมุทรแปซิฟิก ผิวมหาสมุทรถูกปกคลุมด้วยน้ำแข็งเกือบตลอดปี มีพื้นที่ประมาณ 12×10^6 ตารางกิโลเมตร มีความลึกเฉลี่ย 1,117 เมตร คุณสมบัติเฉพาะตัว คือ เกือบล้อมรอบด้วยแผ่นดิน มีไหล่ทวีปกว้างมาก บริเวณไหล่ทวีปทั้งหมดมีพื้นที่ถึงหนึ่งในสามของพื้นที่มหาสมุทรทั้งหมด น้ำมีความเค็มเฉลี่ยที่ต่ำเพราะได้รับน้ำจืดมาก

มหาสมุทรแอนตาร์กติก (Antarctic ocean) เป็นมหาสมุทรที่ล้อมรอบทวีปแอนตาร์กติก หรืออาจเรียกว่า The Southern ocean อยู่ทางตอนล่างสุดของมหาสมุทรแปซิฟิก อินเดีย และแอตแลนติก นักสมุทรศาสตร์ใช้แนวที่เรียกว่า Subtropical convergence เป็นเส้นแบ่งมหาสมุทรแอนตาร์กติก ออกจากมหาสมุทรทั้งสาม ทั้งนี้เนื่องจากบริเวณใกล้ทวีปแอนตาร์กติกน้ำจะมีอุณหภูมิต่ำแต่ห่างฝั่งอุณหภูมิจะสูงขึ้นเรื่อยๆ จนถึงบริเวณหนึ่ง อุณหภูมิของน้ำสูงขึ้นอย่างรวดเร็ว 2-3 องศาเซลเซียส ในระยะทางอันสั้น ทำให้น้ำผิวน้ำบางส่วนมีการจมตัว เรียกว่า

Antarctic convergence มักจะพบอยู่ในแนวละติจูด 50-60 องศาใต้ เลยจากแนวนี้ออกไปทางเหนือ อุณหภูมิจะค่อยๆ สูงขึ้น และพอถึงบริเวณ Subtropical convergence อุณหภูมิเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วอีกครั้ง ทำให้เกิดการจมตัวของน้ำอีกครั้ง เช่นเดียวกับแนว Antarctic convergence โดยพื้นที่รอบๆ แนวที่มีการจมตัวของน้ำทั้ง 2 แนว เรียกว่า Subantarctic region ส่วนพื้นที่จากชายฝั่งทวีปจนถึงแนวที่มีการจมตัวของน้ำแนวแรก เรียกว่า Antarctic region มหาสมุทรแอนตาร์กติกมีพื้นที่ประมาณ 75 x 10^6 ตารางกิโลเมตร หรือประมาณ 22 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่มหาสมุทรทั้งหมด

1.2. ประวัติการศึกษาทางด้านวิทยาศาสตร์ทางทะเล

ช่วงเวลาที่ผ่านไปในแต่ละปี ความสัมพันธ์ระหว่างมนุษย์กับมหาสมุทรยิ่งมีเพิ่มมากขึ้นทั้งในด้านการทำการประมง การสำรวจเพื่อเสาะหาน้ำมันและแร่ธาตุ รวมถึงการทิ้งสารมลพิษต่างๆ ลงสู่ทะเลและมหาสมุทร มหาสมุทรอันกว้างใหญ่ไพศาลมีความสำคัญต่อเศรษฐกิจและมีผลกระทบต่อมนุษย์ที่มีกิจกรรมเกี่ยวข้องกับระบบนิเวศทางทะเลอย่างที่หลีกเลี่ยงมิได้ กว่า 70 เปอร์เซ็นต์ ของผิวโลกถูกปกคลุมโดยมหาสมุทร แต่มนุษย์มีความรู้เกี่ยวกับมหาสมุทรน้อยมากเมื่อเทียบกับบนพื้นดิน

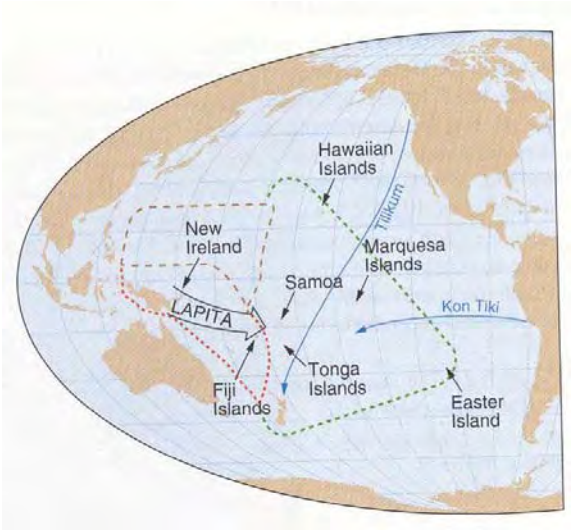
1.2.1. การเดินทางในมหาสมุทรในยุคเริ่มต้น

มนุษย์ในยุกต์แรกจะอาศัยอยู่บริเวณชายฝั่งทะเลเพื่อความสะดวกในการหาอาหารจากทะเล ผู้คนเหล่านี้จะมีการสร้างเรือหรือแพในรูปแบบง่ายๆ เพื่อเพิ่มขีดความสามารถในการทำการประมง แต่ไม่มีหลักฐานร่องรอยของเรือที่สร้างในยุกต์แรกหลงเหลืออยู่ให้เห็นในปัจจุบัน จากหลักฐานทางด้านโบราณคดีพบมีการใช้ทะเลเป็นเส้นทางสำหรับการเดินทางเพื่อการอพยพย้ายถิ่นฐานไปตามเกาะต่างๆ ที่กระจายอยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิกทางตอนใต้ในช่วงกว่าหนึ่งพันปีก่อน แต่อพยพมาจากไหนยังเป็นข้อโต้เถียงกันอยู่ในปัจจุบัน

หมู่เกาะแปซิฟิก

หมู่เกาะที่เป็นแหล่งอาศัยของมนุษย์ในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกทางด้านตะวันตกเฉียงใต้แบ่งออกได้เป็น 3 กลุ่มตามความแตกต่างของวัฒนธรรม คือ ไมโครนีเซีย (Micronesia) มีลานีเซีย (Melanesia) และ โพลีนีเซีย (Polynesia) นักโบราณคดีส่วนใหญ่เชื่อว่าผู้คนเหล่านี้น่าจะอพยพมาจากแถบเอเชีย แต่ก็มีหลายทฤษฎีที่เชื่อว่าต้นกำเนิดของชาวโพลีนีเซียน่าจะมาจากกลุ่มชนที่อาศัยในแถบอเมริกาเหนือและอเมริกาใต้ ความเหมือนกันทางด้านวัฒนธรรมและ

รูปร่างของชาวโพลีนีเซียกับผู้คนที่อาศัยในแนวชายฝั่งตะวันตกเฉียงใต้ของแคนาดา ทำให้นักวิจัยเข้าใจว่าชนกลุ่มนี้จะมีการอพยพผ่านหมู่เกาะฮาวายเข้าสู่โพลีนีเซียและนิวซีแลนด์ เพื่อสนับสนุนทฤษฎีนี้ ในปี 1928 กัปตัน J. C. Voss จึงได้แล่นเรือแคนนูขนาดความยาว 30 ฟุต เรียกว่า Tilikum จากเมืองแวนคูเวอร์ ประเทศแคนาดา ไปยังหมู่เกาะตองกา (Tonga Islands) ซึ่งเป็นศูนย์กลางของถิ่นที่อยู่อาศัยของชาวโพลีนีเซีย และเดินทางผ่านไปยังนิวซีแลนด์



ภาพที่ 1.5. การอพยพแหล่งอาศัยของมนุษย์ในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกโดยการใช้มหาสมุทรเป็นเส้นทาง

(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

แต่ในปี ค.ศ. 1940 Thor Heyerdahl ได้แสดงความคิดเห็นว่าชาวโพลีนีเซียน่าจะมาจากประเทศเปรู ตามวัฒนธรรมของเปรูในสมัยก่อนนั้นเชื้อสายกษัตริย์จะมีการบังคับให้ออกทะเล ซึ่งได้มีการบันทึกไว้โดยนักสำรวจชาวสเปนในประมาณศตวรรษที่ 16 จนกระทั้งในปี ค.ศ. 1947 Thor Heyerdahl ได้ประสบความสำเร็จในการใช้แพที่ทำจากต้นไม้พื้นเมือง เรียกว่า Kon Tiki เดินทางจากชายฝั่งของประเทศเปรู ไปยังเกาะ Raroia ซึ่งเป็นถิ่นที่อยู่ของชาวโพลีนีเซีย

จากข้อโต้เถียงที่เกิดขึ้นมากมายของนักโบราณคดีทำให้นำไปสู่การศึกษาเป็นจำนวนมากในบริเวณนี้ จากหลักฐานเครื่องปั้นดินเผาสามารถบ่งชี้ได้ว่าชนเผ่าลาปิต้า (Lapita) ที่อาศัยอยู่ในนิวไอซ์แลนด์ (New Ireland) มีการอพยพผ่านมีโลนีเซีย และ ฟิจิ แล้วไปตั้งบ้านเรือนในหมู่เกาะตองกา ทางด้านตะวันตกที่ซึ่งชาวโพลีนีเซียอาศัยอยู่ เมื่อประมาณ 1,140 ปีก่อน

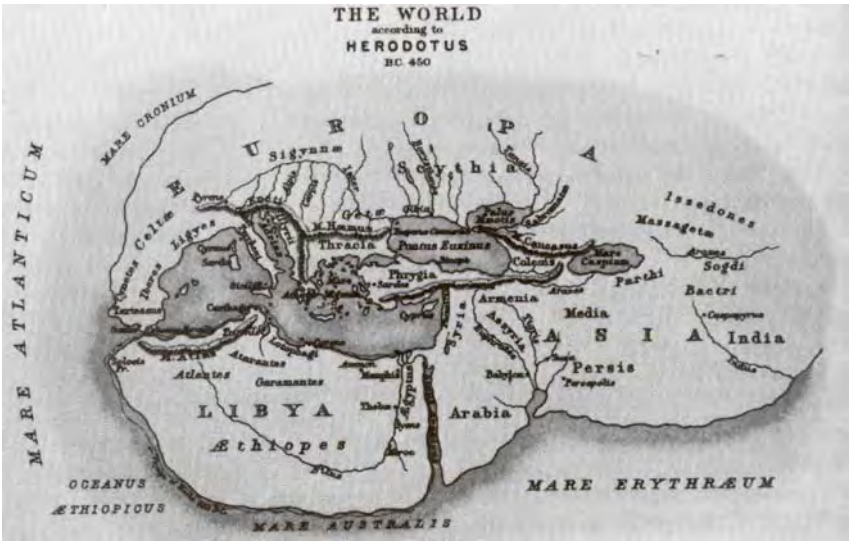
คริสต์กาล และอพยพไปยังหมู่เกาะมาเควสสา (Marquesa) เมื่อประมาณ 30 ปีก่อนคริสต์กาล จากนั้นก็อพยพไปยังหมู่เกาะอิสเทอร์ (Easter) เมื่อประมาณ ค.ศ. 400. ก่อนที่จะอพยพไปยังหมู่เกาะฮาวาย เมื่อประมาณ ค.ศ. 500 และอพยพไปยังนิวซีแลนด์ เมื่อประมาณ ค.ศ. 900 **ดังแสดงในภาพที่ 1.5.** จากการศึกษาเปรียบเทียบโครงสร้างทางพันธุกรรม (DNA) ของประชาชนที่อาศัยในหมู่เกาะ อิสเทอร์และชาวโพลีนีเซีย พบว่ามีโครงสร้างทางพันธุกรรมที่เหมือนกัน แต่เมื่อเปรียบเทียบโครงสร้างทางพันธุกรรมกับชนพื้นเมืองที่อาศัยตามชายฝั่งของอเมริกาเหนือ พบว่ามีความแตกต่างกัน

มหาสมุทรแอตแลนติกและทะเลเมดิเตอร์เรเนียน

อำนาจและการเคลื่อนย้ายของชาวฟีนีเซียน (Phoenicians) จากชายฝั่งทางตอนเหนือของแอฟริกาไปยังกรีซและโรมัน ในช่วง 2,000 ปีก่อนคริสต์กาล เป็นเรื่องที่กล่าวกันมากในแถบเมดิเตอร์เรเนียน ชาวฟีนีเซียนได้มีการสำรวจทะเลเมดิเตอร์เรเนียน ทะเลแดง รวมไปถึงมหาสมุทรอินเดีย มีการแล่นเรือไปโดยรอบของทวีปแอฟริกา ในช่วงประมาณ 590 ปีก่อนคริสต์กาล และมีการแล่นเรือขึ้นไปทางเหนือตามแนวชายฝั่งของทวีปยุโรปไปจนถึงเกาะอังกฤษ เมื่อประมาณ 250 ปีก่อนคริสต์กาล ชาวกรีซแผ่อำนาจครอบคลุมอังกฤษและไอซ์แลนด์ ในไม่กี่ศตวรรษต่อมา ชาวโรมันได้ชัยชนะต่อชนพื้นเมืองบนเกาะอังกฤษและมีการตั้งชุมชนและสร้างป้อมปราการขึ้นที่นี้

การค้นพบทางวิทยาศาสตร์ของชาวกรีซและโรมัน

แผนที่ของ Herodotus นับเป็นแผนที่โลกอันแรก (**ภาพที่ 1.6.**) แผนที่ของเขาแสดงให้เห็นถึงทะเลเมดิเตอร์เรเนียน ที่ล้อมรอบด้วย 3 ทวีปและมีมหาสมุทรล้อมรอบ อย่างไรก็ตาม ในช่วง 325 ปีก่อนคริสต์กาล นักดาราศาสตร์และธรณีวิทยาชาวกรีซ ชื่อ Pytheas ได้แล่นเรือขึ้นไปทางทิศเหนือยังไอซ์แลนด์และนอรเวย์ เขาได้ใช้วิธีการอย่างง่ายในการวัดหาละติจูดโดยการหามุมระหว่างเส้นที่มองเห็นในแนวราบกับเส้นแนวดิ่งเหนือศรีษะที่อยู่ตรงกับดาวเหนือ (North star) ต่อมาในระหว่าง 276-192 ปีก่อนคริสต์กาล Eratosthenes เป็นบุคคลแรกที่วัดเส้นรอบวงของโลกได้อย่างแม่นยำ โดยเส้นรอบวงตามแนวเส้นเมอริเดียน (Meridian) หรือแนวขั้วโลกเหนือ-ใต้-เหนือ มีค่าเท่ากับ 40,000 กิโลเมตร (24,840 ไมล์) ซึ่งเส้นรอบวงของโลกที่วัดได้ในปัจจุบัน คือ 40,032 กิโลเมตร (24,860 ไมล์)



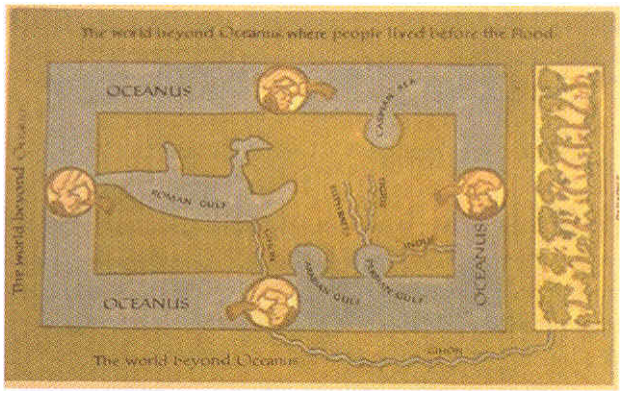
ภาพที่ 1.6. แผนที่โลกอันแรกที่เขียนโดย Herodotus
(ที่มา : http://www.meer.org/mbhist.htm)

ในช่วง 63 ปีก่อนคริสต์กาล ถึง 24 ปีหลังคริสต์กาล ชาวโรมัน ชื่อ Strabo ได้สรุปข้อสังเกตุของเขาที่ว่าพื้นดินมีการจมตัวและโผล่เป็นช่วงๆ เนื่องจากการบุกรุกและการถอยห่างของน้ำทะเลจากพื้นแผ่นดิน เขายังได้รู้จักถึงการชะล้างแผ่นดินโดยลำธารและพัดพาเอาตะกอนจากชะล้างไปตกในทะเล ต่อมาในช่วงประมาณ 150 ปีหลังคริสต์กาล Ptolemy ได้เขียนแผนที่โลกโดยมีเส้นลองติจูดและละติจูดปรากฏบนแผนที่ด้วย โดยในแผนที่ของเขาประกอบไปด้วยทวีปยุโรป เอเชีย และแอฟริกา **(ภาพที่ 1.7.)** ต่อมาภายหลังแผนที่นี้ได้กระตุ้นให้นักสำรวจออกค้นหาพื้นดินที่ยังไม่รู้จัก

ภาพที่ 1.7. แผนที่โลกที่เขียนขึ้นโดย Ptolemy
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

1.2.2. การศึกษามหาสมุทรในยุคกลางและช่วงราชวงศ์หมิง

ภายหลังจากการล่มสลายของอาณาจักรโรมัน และชาวคริสต์กลับขึ้นมาเรืองอำนาจ ในช่วงนี้ชาวฟีนีเซียน กรีซ และโรมัน ถูกปราบปรามและกำจัดโดยชาวคริสต์ที่อยู่ในยุโรป ชาวอาหรับที่ควบคุมพื้นที่ทางตอนเหนือของแอฟริกา ชาวสเปนซึ่งเรืองอำนาจในยุกต์นั้น เป็นกลุ่มชนที่มีความสามารถในการเดินเรือในแถบทะเลเมดิเตอร์เรเนียนและได้ขยายการทำการค้ามายังแถบมหาสมุทรอินเดีย ในช่วงประมาณศตวรรษที่ 6 มีนักเดินเรือชื่อ Cosmas ได้วาดแผนที่โลกมีลักษณะแบนเป็นรูปสี่เหลี่ยมพืนผ้าขนาดกว้าง 10,000 กิโลเมตรและยาว 20,000 กิโลเมตร **(ภาพที่ 1.8.)** ในช่วงนี้ความรู้ทางวิทยาศาสตร์กับคำสอนทางศาสนาเป็นไปในลักษณะที่สวนทางกัน



ภาพที่ 1.7. แผนที่โลกที่เขียนขึ้นโดย Cosmas

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

1.2.3. ยุกต์โจรสลัด (The Vikings)

กลุ่มโจรสลัดที่อยู่ในแถบสแกนดิเนเวียร์ถือเป็นกลุ่มนักสำรวจที่สำคัญ ในช่วงปลายศตวรรษที่ 9 ภูมิอากาศของโลกร้อนขึ้นทำให้น้ำแข็งในแถบมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือละลาย ส่งผลทำให้กลุ่มโจรสลัดต้องแล่นเรือไปทางตะวันตก เข้ายึดไอซ์แลนด์และขับไล่กลุ่มชนที่อาศัยอยู่เดิมออกไป ในปี ค.ศ. 981 Eric the Red เป็นผู้หนึ่งในจำนวนคนที่ถูกขับไล่ โดยโจรสลัดได้แล่นเรือออกไปทางตะวันตกและพบเกาะกรีนแลนด์ จากนั้นเขาก็กลับมาไอซ์แลนด์อีกครั้งเพื่อรวบรวมกลุ่มชนเดิมเพื่อนำกลับไปตั้งรกรากใหม่ที่กรีนแลนด์ซึ่งเป็นพื้นที่ที่เขาค้นพบ ในปี ค.ศ. 995 Leif Eriksson ซึ่งเป็นลูกชายของ Eric the Red ได้เดินทางเสาะหาอาณานิคมในแถบอเมริกาเหนือและได้พบดินแดนที่เรียกว่า Vinland ซึ่งปัจจุบันก็คือพื้นที่ Newfoundland ของแคนาดานั้นเอง ในช่วงต้นศตวรรษที่ 13 ภูมิอากาศเย็นได้เข้าครอบคลุมพื้นที่มหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนืออีกครั้งทำให้มีน้ำแข็งปกคลุมตลอดปีและเป็นช่วงที่การขยายอำนาจของกลุ่มโจรสลัดได้หยุดลง

1.2.4. การสำรวจมหาสมุทรของชาวจีน

ในช่วง ค.ศ. 1405-1433 เป็นช่วงที่ราชวงศ์หมิงเรืองอำนาจ ได้ส่งขบวนเรือสินค้าออกไปโดยมีเป้าหมายเพื่อแสวงหาสัมพันธ์ไมตรี โดยขบวนเรือเหล่านี้มีเทคโนโลยีที่ทันสมัยกว่าในแถบยุโรป มีการใช้เข็มทิศและแผนที่เดินเรือ โดยขบวนเรือนี้ได้เดินทางไปไกลถึงทวีปแอฟริกา

1.2.5. การสำรวจมหาสมุทรของชาวยุโรป

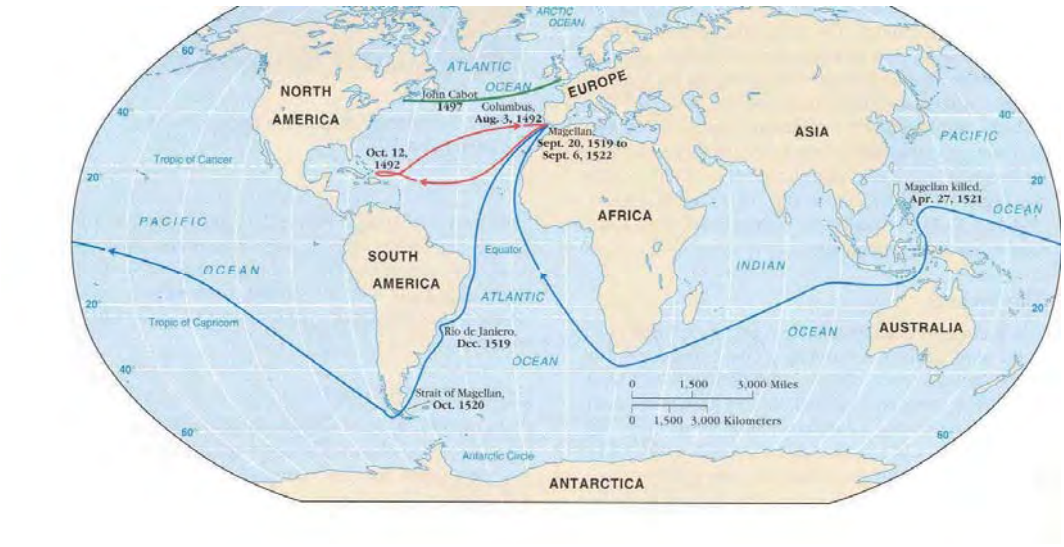
ในปี ค.ศ. 1410 แผนที่ของ Ptolemy ได้มีการพิมพ์เผยแพร่อีกครั้งในทวีปยุโรป ในยุคต์นี้ชาวคริสต์อยู่ภายใต้การปกครองของชาวสเปน ความรู้ต่างๆ ได้ถูกเก็บไว้ในห้องสมุดของสเปน ในช่วงปี ค.ศ. 1392-1460 ชาวโปรตุเกตุภายใต้การนำของ Prince Henry ได้เดินทางออกสำรวจพื้นที่นอกทวีปยุโรป โดยมี Bartholomew Diaz เป็นกัปตันได้เดินทางไปถึงตอนปลายสุดของทวีปแอฟริกาในปี ค.ศ. 1488 ต่อมา Vasco da Gama ได้แล่นเรือไปรอบทวีปแอฟริกาไปจนถึงอินเดียในปี ค.ศ. 1498 เป็นการเปิดเส้นทางการค้าสู่เอเซีย

จากความพยายามในการหาเส้นทางสู่อินเดียจากทางด้านตะวันตก ในปี ค.ศ. 1492 Christopher Columbus ได้แล่นเรือจากสเปน ไปถึงหมู่เกาะ Bahamas ต่อมามีนักสำรวจชาวสเปนนำโดยกัปตัน Ferdinand Magellan ได้เล่นเรือผ่านมหาสมุทรแอตแลนติก ผ่านทางตอนใต้ของทวีปอเมริกาใต้ข้ามมหาสมุทรแปซิฟิกไปสู่หมู่เกาะฟิลิปปินส์ นับเป็นสุดยอดของการผจญภัยในยุคต์นี้และเป็นบุคลลแรกที่เดินทางรอบโลก ภายหลังจาก Magellan โดนฆ่าโดยชาวพื้นเมืองในฟิลิปปินส์ คนรับใช้ของเขาที่มีชื่อว่า Sebastian del Cano ได้รวบรวมผู้ที่มีชีวิตรอดกลับสู่สเปน

ชาวอังกฤษภายใต้การนำของ John Cabot ได้ดำเนินการสำรวจซีกโลกตะวันตก (Western hemisphere) และได้ขึ้นฝั่งทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปอเมริกาเหนือในปี ค.ศ. 1497 **(ภาพที่ 1.8.)**

สเปนยังคงเป็นประเทศที่มีชื่อเสียงทางด้านทะเลจนกระทั้งปี ค.ศ. 1588 สเปนได้กองเรือเข้ารุกรานอังกฤษแต่แพ้สงครามต่ออังกฤษ กองเรือสเปนที่แพ้สงครามได้หลบหนีไปยังทะเลเหนือและมหาสมุทรแอตแลนติกก่อนที่จะอับปางลงในทะเลบริเวณชายฝั่งของสก็อตแลนด์และไอซ์แลนด์เนื่องผจญกับลมพายุ หลังจากนั้นเป็นต้นมาจนกระทั้งต้นศตวรรษที่ 20 อังกฤษเป็นชนชาติที่โดดเด่นมากในเรื่องของทะเล ความก้าวหน้าทางด้านเทคโนโลยีในช่วงดังกล่าวช่วยลดความเสี่ยงให้นักเดินทางในมหาสมุทร ช่วงประมาณศตวรรษที่ 13 ได้มีการนำเข้าเข็มทิศเรือนเอก (Magnetic compass)จากจีนมาใช้ในการเดินเรือในยุโรป มีการต่อเรือสามเสา (Three-masted ship) ซึ่งถือเป็นเรือที่ต่อขึ้นในยุโรปลำแรกที่มีขนาดใหญ่พอที่จะบรรทุกคนและเสบียงเพื่อให้สามารถเดินทางในทะเลได้ยาวนาน

ความเข้าใจทางด้านวิทยาศาสตร์ได้พัฒนาขึ้นตามลำดับ ในช่วงตอนปลายของศตวรรษที่ 15 Leonardo da Vinci ได้มีการบันทึกข้อมูลของกระแสน้ำและคลื่นในทะเลเมดิเตอร์เรเนียน



ภาพที่ 1.8. เส้นทางการสำรวจมหาสมุทรของชาวยุโรปในช่วงก่อนศตวรรษที่ 15
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

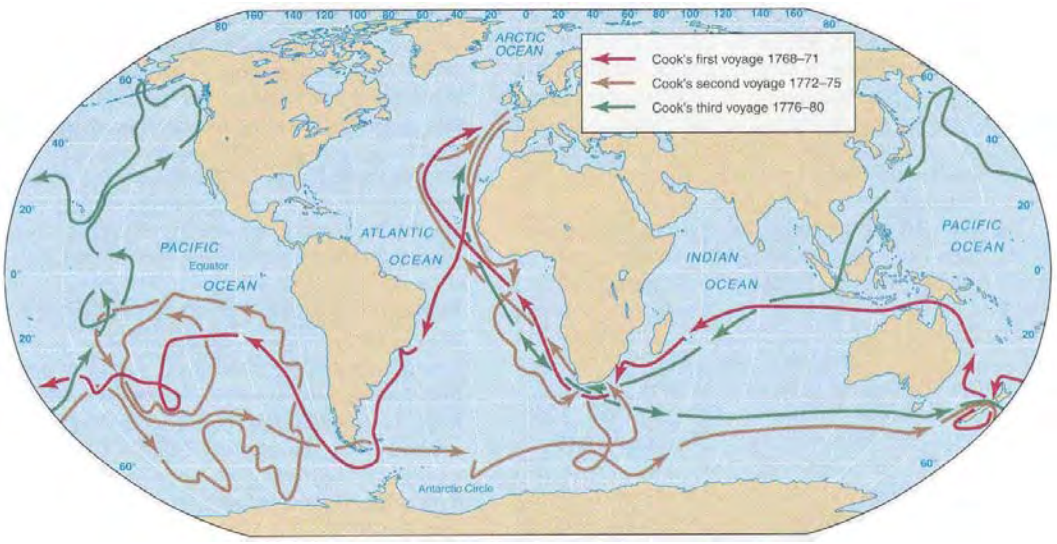
การสังเกตุและมีการบันทึกข้อมูลเรื่องเปลือกหอยที่พบในก้อนหินบนภูเขา ซึ่งแสดงให้เห็นว่าพื้นที่ดังกล่าวเคยจมอยู่ใต้ทะเล ในปี ค.ศ. 1674 Robert Boyle ได้ตีพิมพ์ผลการทดลองและการสังเกตุในเรื่องเคมีของน้ำทะเล Copernicus และ Galileo ได้ศึกษาการเคลื่อนที่ของดาวเคราะห์และโครงสร้างของระบบสุริยะจักรวาล ในปี ค.ศ. 1687 Isaac Newton ได้ตั้งกฎเบื้องต้นทางด้านฟิสิกส์และทฤษฎีว่าด้วยการขึ้นลงของน้ำ Coriolis ได้พัฒนาสมการที่ใช้อธิบายทิศทางการเคลื่อนที่ของวัสดุที่อยู่บนผิวของวัตถุทรงกลมเมื่อมีการหมุนเกิดขึ้น ซึ่งเกิดจากอิทธิพลของแรงเสมือน หรือ Cariolis effect นั้นเอง เป็นการเรียกชื่อเพื่อเป็นเกียรติกับเขาจนกระทั้งปัจจุบัน **(Thurman and Burton, 2001)**

1.2.6. จุดเริ่มต้นของการศึกษาวิทยาศาสตร์ทางทะเล

การเดินทางของกัปตัน James Cook

เพื่อรักษาไว้ซึ่งความเป็นผู้นำทางด้านทะเล กองทัพเรืออังกฤษจึงได้อาสาเพื่อการเดินทางค้นคว้าโดยมีวัตถุประสงค์ทางด้านวิทยาศาสตร์ ในช่วงปี ค.ศ. 1767-1779 กัปตัน James Cook ได้เดินทางสำรวจทะเลรวม 3 ครั้ง และได้สร้างแผนที่ของหลายมหาสมุทรที่เขาสำรวจและนับเป็นแผนที่อันแรกที่มีความถูกต้อง มีการประดิษฐ์เครื่องมือใหม่ๆ เพื่อใช้ในการเดินเรือ เช่น Marine chronometer ซึ่งประดิษฐ์ขึ้นโดย John Harrison นับเป็นเครื่องมืออันแรก

ที่สามารถเก็บเวลาในช่วงที่เรืออยู่ในทะเลได้อย่างถูกต้องซึ่งจะช่วยในการคำนวณหาลองติจูด James Cook นับเป็นบุคคลที่บุกเบิกในการเก็บข้อมูลตัวอย่างอุณหภูมิใต้ผิวน้ำ วัดความเร็วลมและกระแสน้ำ หยั่งความลึกของน้ำ และการรวบรวมข้อมูลใต้แนวปะการัง



ภาพที่ 1.9. เส้นทางการเดินทางของกัปตัน James Cook ในการสำรวจมหาสมุทร
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

Benjamin Franklin และกระแสน้ำอุ่นกัลป์สตรีม (Gulf Stream)

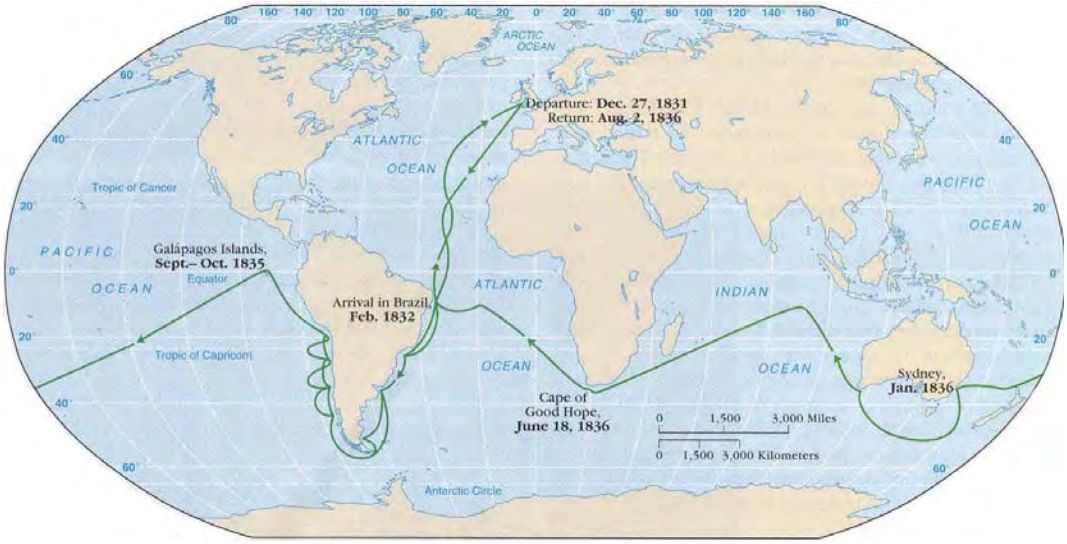
Benjamin Franklin มีตำแหน่งเป็นรองผู้อำนวยการไปรษณีย์ขนส่งในเขตอาณานิคมของสหรัฐอเมริกา ได้พบว่าเรือขนส่งไปรษณีย์ที่มาจากยุโรปโดยใช้เส้นทางทางทิศเหนือจะใช้ระยะเวลานานกว่าการใช้เส้นทางทางทิศใต้ ต่อมาหลายชายของเขามีชื่อว่า Timothy Folger ซึ่งมีความรู้ในเรื่องรูปแบบการเคลื่อนที่ของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือ และมีความคุ้นเคยกับกระแสน้ำอุ่นกัลป์สตรีม เนื่องจากเขามักจะพบฝูงปลาวาฬในบริเวณดังกล่าว ดังนั้นเขาจึงได้วาดภาพของกระแสน้ำอุ่นกัลป์สตรีมให้กับ Benjamin Franklin ซึ่งต่อมาภาพที่ก็ได้มีการจัดพิมพ์ในปี ค.ศ. 1777 เพื่อจากจ่ายให้กับกัปตันเรือขนส่งไปรษณีย์เพื่อช่วยลดระยะเวลาในการเดินทางโดยการหลีกเลี่ยงกระแสน้ำที่ไหลไปทางตะวันออก และใช้กระแสน้ำกัลป์สตรีม ช่วยในการเดินทางกลับสู่อังกฤษ

Matthew Fontaine Maury บิดาแห่งวิชาสมุทรศาสตร์

Matthew Fontaine Maury มีชีวิตอยู่ในช่วง ค.ศ. 1806-1873 มีอาชีพเป็นพนักงานในกองทัพเรือของสหรัฐอเมริกา ทำงานเกี่ยวข้องกับเครื่องมือและแผนที่ทางทะเล Maury ได้ใช้ประสบการณ์จากการทำงานสร้างโอกาสอันยิ่งใหญ่ในการมีส่วนช่วยสนับสนุนด้านความปลอดภัยในการเดินเรือและสร้างวิธีการที่มีมาตรฐานระดับนานาชาติในการเก็บข้อมูลและการรายงานผลการศึกษาเกี่ยวกับทะเล เขาได้จัดงานประชุมนานาชาติทางด้านอุตุนิยมวิทยาเป็นครั้งแรกที่กรุงบรัสเซลล์ ประเทศเบลเยี่ยม เมื่อปี ค.ศ. 1853 และได้ตีพิมพ์ข้อมูลที่ได้จากการประชุมนับเป็นหนังสือทางด้านสมุทรศาสตร์เล่มแรก มีชื่อว่า The Physical Geography of the Sea หลังจากนั้น Matthew Fontaine Maury จึงได้รับการกล่าวขานว่าเป็นบิดาแห่งวิชาสมุทรศาสตร์ (Father of Oceanography)

Charles Darwin กับแนวปะการังและทฤษฎีวิวัฒนาการสิ่งมีชีวิต

Charles Darwin มีชีวิตอยู่ในช่วง ค.ศ. 1809-1882 เป็นนักธรรมชาติวิทยาที่เดินทางไปกับเรือ H.M.S. Beagle ได้เดินทางรอบโลกจากปี ค.ศ. 1831-1836 มีการเก็บข้อมูลจำนวนมากในแถบมหาสมุทรทางตอนใต้และเกาะต่างๆ **(ภาพที่ 1.10)** จากการสังเกตุแนวปะการังหลายรูปแบบและเกาะที่เป็นภูเขาไฟในมหาสมุทรแปซิฟิก Darwin สามารถพิจารณาและอธิบายได้อย่างถูกต้องถึงขบวนการจมตัวของเกาะในมหาสมุทรทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปแบบของแนวปะการังจากลักษณะ Fringing reef เป็นลักษณะที่เรียกว่า Atoll นอกจากนี้เขาได้สังเกตุนกและสัตว์ชนิดอื่นๆ ที่อาศัยอยู่บนเกาะในมหาสมุทรที่อยู่ห่างไกลออกไปจากชายฝั่ง เช่น เกาะกาลาปากอส (Galapagos) ทางตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก จากข้อมูลดังกล่าวเขาจึงตั้งทฤษฎีว่าด้วยวิวัฒนาการ (Evolutionary Theory) และได้ตีพิมพ์หนังสือเรื่อง On the Origin of Species ในปี ค.ศ. 1859



ภาพที่ 1.10. การเดินทางสำรวจทางด้านสมุทรศาสตร์ของเรือ H.M.S. Beagle
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

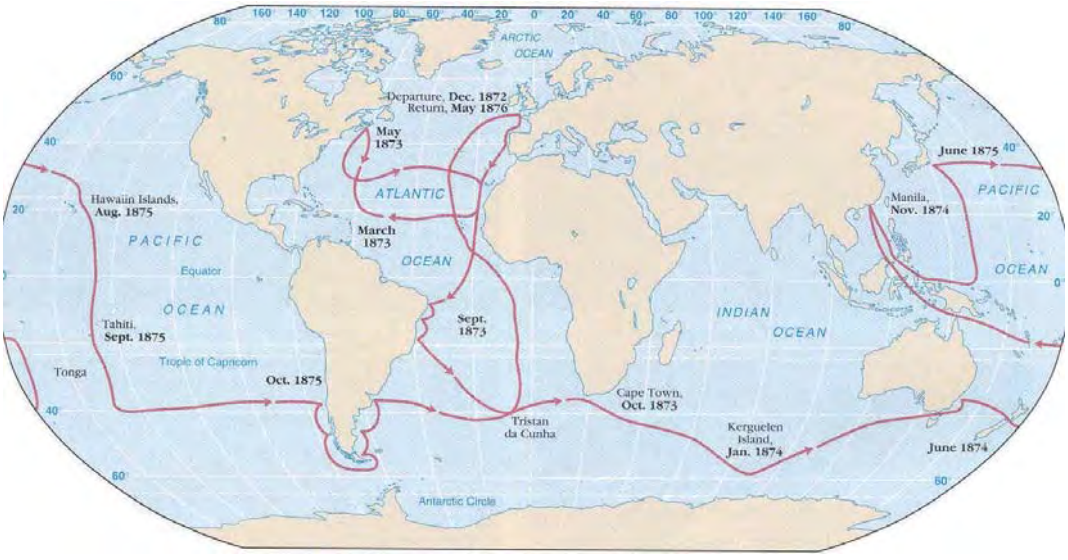
ตระกูล Rosses และ Edward Forbes กับการศึกษาสิ่งมีชีวิตในทะเลลึก

ข้อถกเถียงอันยิ่งใหญ่ครั้งแรกทางด้านวิทยาศาสตร์ทางทะเลที่เกี่ยวข้องกับการศึกษาของ Sir John Ross (1777-1856) Sir James Clark Ross (1800-1862) และ Edward Forbes (1815-1854) ซึ่งเป็นนักวิทยาศาสตร์ชาวอังกฤษที่มีชื่อเสียง โดย John Ross ได้ทำการวัดพื้นทะเลและเก็บตัวอย่างสัตว์จากพื้นทะเลที่ระดับความลึก 1.8 กิโลเมตร ในอ่าว Baffin ของแคนาดา ในช่วงปี ค.ศ. 1817-1818 ต่อมา James Clark Ross ได้เก็บตัวอย่างในมหาสมุทรแอตแลนติกและพบสัตว์ที่อาศัยอยู่ที่พื้นทะเล (Bottom dweller) ที่ระดับความลึก 7 กิโลเมตร นอกจากนี้ James Clark Ross พบว่าสัตว์ที่อาศัยในแถบแอตแลนติกเป็นสัตว์ชนิดเดียวกันกับสัตว์ที่ John Ross พบในมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือ เนื่องจากสัตว์เหล่านี้ไม่ทนต่อน้ำอุ่น เขาจึงสรุปว่าน้ำเย็นเป็นทางเชื่อมให้สัตว์เหล่านี้มีการติดต่อกันทางด้านพันธุ์กรรม จากการค้นพบทำให้เขาสรุปได้อย่างถูกต้องว่ามวลน้ำที่อยู่ในมหาสมุทรระดับลึกมีความเย็นเหมือนกัน ในช่วงระยะเวลาเดียวกัน Edward Forbes ได้มีการศึกษาการกระจายตามแนวดิ่งของสิ่งมีชีวิตในมหาสมุทร เขาสรุปว่าสิ่งมีชีวิตจำพวกพืชจะจำกัดอยู่เฉพาะในบริเวณผิวน้ำที่แสงจากดวงอาทิตย์สามารถส่องลงไปถึง ส่งผลให้สัตว์มีความหนาแน่นสูงในบริเวณผิวน้ำด้วย และจะลดลงตามความลึกที่เพิ่มขึ้น มีเพียงสิ่งมีชีวิตจำนวนน้อยที่สามารถอาศัยอยู่ในระดับที่ลึก

ที่สุด ซึ่งขัดแย้งกับกับการค้นพบของตระกูล Ross ดังที่ได้กล่าวมาข้างต้นส่งผลให้เกิดการแบ่งแยกกลุ่มในสมาคมวิทยาศาสตร์ของอังกฤษเกิดขึ้น

การออกสำรวจโดยเรือ Challenger

ข้อถกเถียงกันระหว่าง Ross และ Forbes ในเรื่องการกระจายของสิ่งมีชีวิตในมหาสมุทรมีส่วนกระตุ้นให้อังกฤษออกเดินทางศึกษาหาความรู้ทางด้านวิทยาศาสตร์ที่เกี่ยวข้องกับมหาสมุทรอีกครั้ง ในปี ค.ศ. 1871 รัฐบาลอังกฤษได้สนับสนุนในการศึกษาโดยการใช้เรือ H.M.S Challenger ที่มีความพร้อมทั้งห้องปฏิบัติการ เครื่องมือและนักวิจัยภายใต้การนำของ C. Wyville Thompson โดยเรือสำรวจดังกล่าวได้เดินทางออกจากอังกฤษในเดือนธันวาคม ค.ศ. 1872 และเดินทางกลับในเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 1876 ภายหลังจากเดินทางข้ามมหาสมุทรแอตแลนติกและมหาสมุทรแปซิฟิก **(ภาพที่ 1.11.)** จากการเดินทางสำรวจกว่า 127,500 กิโลเมตร สามารถเก็บตัวอย่างสิ่งมีชีวิตในทะเลจำแนกได้ 4,717 ชนิด มีการวัดความลึกบริเวณ Marianus Trench พบมีความลึกถึง 8,185 เมตร ในปี ค.ศ. 1884 William Dittmar ได้วิเคราะห์ตัวอย่างน้ำทะเลที่เก็บจากการสำรวจ ถือเป็นการวิเคราะห์หาองค์ประกอบของน้ำทะเลเป็นครั้งแรกที่ทำให้เข้าใจถึงองค์ประกอบและความคงที่ของความเค็มในมหาสมุทร



ภาพที่ 1.11. การเดินทางสำรวจทางด้านสมุทรศาสตร์ของเรือ H.M. Challenger

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

Alexander Agassiz

Alexander Agassiz (1835-1910) เป็นบุตรชายของนักวิทยาศาสตร์ที่มีชื่อเสียงชาวสวิสเซอร์แลนด์ เป็นนักวิทยาศาสตร์ที่สนับสนุนการศึกษาทางด้านสมุทรศาสตร์ Agassiz เป็นเพื่อนกับ C. Wyville Thompson และมีส่วนสำคัญในการสนับสนุนการสำรวจของเรือ Challenger และเป็นบุคคลแรกที่ใช้สายเคเบิ้ลที่ทำจากเหล็กกล้า (Steel cable) ในการคราดเก็บตัวอย่างพื้นท้องทะเล และได้พัฒนาเครื่องมือหลายชนิดสำหรับการเก็บตัวอย่างสิ่งมีชีวิตเพื่อการศึกษาข้อมูลเชิงปริมาณ (Quantitative)

Victor Hensen กับการศึกษานิเวศวิทยาทางทะเล

ในช่วงปลายศตวรรษที่ 19 เกิดภาวะความผันแปรในเรื่องความชุกชมของปลาทะเลครั้งใหญ่จนมีผลกระทบไปทั่วโลก มีการตั้งคณะกรรมการด้านวิทยาศาสตร์เพื่อค้นหาสาเหตุ Victor Hensen (1835-1910) เป็นผู้หนึ่งที่เข้ามาแก้ไขปัญหาดังกล่าวโดยเป็นผู้บุกเบิกการศึกษาทางด้านนิเวศวิทยาและการกระจายของปลาทะเล Hensen ให้ความสนใจในการศึกษาเรื่องแพลงก์ตอนซึ่งเป็นสิ่งมีชีวิตขนาดเล็กที่ล่องลอยในมหาสมุทรและมีการพัฒนาวิธีการศึกษาเชิงปริมาณในเรื่องนี้ ซึ่งในช่วงนี้นักชีววิทยาส่วนใหญ่คาดว่าในน้ำอุ่นน่าจะมีปริมาณแพลงก์ตอนมากกว่าในน้ำเย็น แต่ความคิดนี้กลับเป็นไปในทิศทางตรงกันข้ามเมื่อเทียบกับผลการออกสำรวจของ Hensen ในปี ค.ศ. 1889 ซึ่งจากการศึกษาภายหลังพบว่าน้ำทะเลในเขตร้อนมีข้อจำกัดในเรื่องของปริมาณธาตุอาหารเนื่องจากการแบ่งชั้นของน้ำตามระดับของอุณหภูมิ (Thermal stratification) น้ำเย็นในเขตละติจูดสูงมีธาตุอาหารอยู่ในระดับความเข้มข้นที่สูงเนื่องมีการผสมผสานของมวลน้ำเกิดขึ้น เมื่อธาตุอาหารมีมากส่งผลต่อปริมาณแพลงก์ตอนอันเป็นอาหารของปลาทะเล

1.2.7. การเริ่มต้นการศึกษาทางสมุทรศาสตร์ของมหาสมุทรแถบขั้วโลก

Fridtjof Nansen (1861-1930) เป็นผู้หนึ่งที่อาสาในการเดินทางสำรวจทางด้านสมุทรศาสตร์ในแถบขั้วโลก จากการเดินทางสำรวจของเขาทำให้ทราบว่าไม่มีแผ่นดินอยู่เลยในแถบทะเลอาร์กติก มีการวัดความลึกของน้ำที่ระดับความลึกมากกว่า 3,000 เมตร และมีการค้นพบว่าที่ความลึกระดับกลาง(150-900 เมตร) น้ำมีความเค็มและอุณหภูมิสูงกว่าระดับบน ซึ่ง Nansen สามารถอธิบายได้อย่างถูกต้องว่าเกิดจากการจมตัวของมวลน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติกซึ่งมีความเค็มสูงลงสู่ด้านล่างของมวลน้ำในมหาสมุทรอาร์กติกซึ่งมีความเค็มต่ำกว่า เขาได้พัฒนาขวดเก็บตัวอย่างน้ำ ที่เรียกว่า ขวด Nansen ใช้เก็บตัวอย่างน้ำในระดับลึกและมีการใช้กันยาวนานกว่า 70 ปี

V. Walfried Ekman (1874-1954) ได้สังเกตุทิศทางการเคลื่อนที่ของก้อนน้ำแข็งพบว่ามีความสัมพันธ์กับทิศทางลม จากปรากฏการณ์ที่พบเห็นเขาจึงได้พัฒนาวิธีการเชิงคณิตศาสตร์สำหรับอธิบายถึงทิศทางการเคลื่อนที่ของกระแสน้ำในมหาสมุทรที่มีอิสระจากทิศทางของกระแสลม ซึ่งความสัมพันธ์ดังกล่าวปัจจุบันเรียกว่า Ekman spiral นั่นเอง

1.2.8. การสำรวจสมุทรศาสตร์ในศตวรรษที่ 20

การเดินทางของเรือ Meteor

ในปี ค.ศ. 1925 เยอรมันได้ส่งเรือ Meteor ออกสำรวจมหาสมุทร ซึ่งเรือ Meteor นับเป็นเรือที่มีมาตรฐานในศตวรรษที่ 20 สำหรับการศึกษาในหลายสาขาที่เกี่ยวข้องกับสมุทรศาสตร์ การสำรวจใช้ระยะเวลากว่า 25 เดือน นักวิทยาศาสตร์มีการศึกษาเกี่ยวกับภูมิประเทศกระแสน้ำและคุณสมบัติทางเคมีในมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนใต้ มีการใช้เครื่องมือวัดความลึกโดยอาศัยหลักการสะท้อนของเสียง ทำให้ทราบรายละเอียดถึงรูปแบบของพื้นท้องทะเลและมีความเข้าใจรูปแบบการหมุนเวียนของกระแสน้ำมากยิ่งขึ้น George Wust ซึ่งเป็นหัวหน้าทีมของนักวิทยาศาสตร์ที่ออกสำรวจในครั้งนี้ได้พบว่า การหมุนเวียนของกระแสน้ำมีโครงสร้างแบ่งออกเป็น 4 ชั้น ซึ่งข้อมูลดังกล่าวเป็นที่ยอมรับว่าถูกต้องจนถึงปัจจุบัน

1.2.9. กำเนิดสถาบันศึกษาทางด้านสมุทรศาสตร์

ในต้นศตวรรษที่ 20 ได้มีมหาวิทยาลัยที่มีชื่อเสียงหลายแห่งได้มีการจัดตั้งหน่วยงานเพื่อศึกษาทางด้านสมุทรศาสตร์ ในยุโรป Prince Albert I แห่งโมนาโค ได้จัดตั้ง Musee Oceanographique ในปี ค.ศ. 1903 ในสหรัฐอเมริกาได้มีการจัดตั้งสถาบันทางสมุทรศาสตร์แห่งแรกในปี ค.ศ. 1912 ในรัฐแคลิฟอร์เนีย ปัจจุบันเรียกว่า Scripps Institute of Oceanography ในปี ค.ศ. 1930 ได้มีการจัดตั้ง Woods Hole Oceanographic Institute และในปีเดียวกันก็มีการจัดตั้ง The University of Miami's Rosentiel School of Marine and Atmospheric ในปี ค.ศ. 1984 Texas A&M University ได้รับเลือกให้เป็นผู้บริหารโครงการ Ocean Drilling Program (ODP)

1.2.10. ความก้าวหน้าทางด้านสมุทรศาสตร์ในช่วงสงครามโลกครั้งที่ 1 และครั้งที่ 2

ทั้งในช่วงสงครามโลกครั้งที่ 1 และครั้งที่ 2 ได้ก่อให้เกิดการพัฒนางานทางด้านสมุทรศาสตร์อย่างยิ่งใหญ่ โดยในช่วงสงครามโลกครั้งที่ 1 เยอรมันได้มีการประดิษฐ์เครื่อง Echo Sounder เพื่อตรวจจับเรือดำน้ำ ภายหลังสงครามยุติลงได้มีการประยุกต์เอาเทคโนโลยีทางด้านนี้มาใช้ในการสำรวจพื้นมหาสมุทรซึ่งเป็นวิธีการที่รวดเร็วและราคาถูกกว่าวิธีการที่ใช้กันใน

อดีต โดยเรือ Meteor เป็นเรือสำรวจสมุทรศาสตร์ลำแรกที่มีการใช้เครื่อง Echo Sounder ในการออกสำรวจมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนใต้

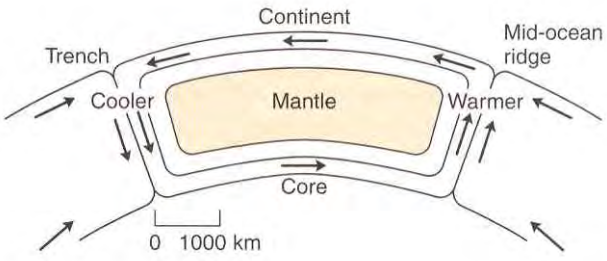
ในช่วงสงครามโลกครั้งที่ 2 ได้มีการสู้รบกันในทะเล กองทัพเรือได้นำความรู้ในเรื่องของกระแสน้ำ คุณสมบัติทางฟิสิกส์ของน้ำทะเลมาใช้เป็นข้อได้เปรียบในการต่อสู้ ทหารได้มีการปฏิบัติการในการศึกษาในเรื่องการเดินทางของเสียงในน้ำทะเล คลื่น กระแสน้ำ และภูมิศาสตร์ของท้องทะเล ภายหลังสงครามโลกครั้งที่ 2 รัฐบาลของสหรัฐอเมริกาได้เล็งเห็นความสำคัญของการวิจัยทางด้านสมุทรศาสตร์จึงได้สนับสนุนในด้านเงินทุนเพื่อการวิจัยทางด้านสมุทรศาสตร์ให้แก่มหาวิทยาลัยต่างๆ

1.2.11 การศึกษาทางด้านสมุทรศาสตร์ก่อนกำเนิดทฤษฎีเพลทเทคโทนิค (Plate Tectonic)

จากประวัติศาสตร์การศึกษาเกี่ยวกับกำเนิดมหาสมุทร จะเห็นว่ารูปร่างแนวชายฝั่งทางด้านตะวันตกของทวีปแอฟริกา มีรูปร่างที่สามารถเชื่อมต่อได้อย่างกระชับกับแนวชายฝั่งทางด้านตะวันออกของทวีปอเมริกา นั้นก็แสดงให้เห็นว่าพื้นที่ดังกล่าวเคยเชื่อมติดกัน ในปี ค.ศ. 1915 Alfred Wegener ได้เสนอทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป (Continental Drift) เขาพบหลักฐานเกี่ยวกับซากดึกดำบรรพ์ที่พบมีความคล้ายคลึงกันในบริเวณชายฝั่งทั้งสองพื้นที่ ซึ่งแสดงให้เห็นว่าพื้นที่ดังกล่าวในอดีตเป็นแผ่นเดียวกัน โดยเขาให้ชื่อว่า Pangaea ภายหลังก็ได้มีการแยกออกจากกันและมีการเคลื่อนตัวของพื้นดินลงสู่มหาสมุทรและดันเอาหินใต้มหาสมุทรให้ยกตัวสูงขึ้นกลายเป็นแนวภูเขาที่ปรากฏในแนวทางด้านตะวันตก กลไกของการเคลื่อนตัวดังกล่าวยังเกี่ยวข้องกับแรงดึงดูดของโลกและแรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง แต่นักธรณีฟิสิกส์ไม่เห็นด้วยกับความคิดดังกล่าวเนื่องจากขัดแย้งกับกฎทางฟิสิกส์ (Law of physics) กล่าวคือจากการคำนวณความแข็งแรงของวัสดุพบว่าหินที่พบใต้มหาสมุทรมีความแข็งมากกว่าหินที่พบบนพื้นดิน ดังนั้นหินใต้มหาสมุทรจึงไม่สามารถยกตัวสูงจนกลายเป็นภูเขาได้ นอกจากนี้แรงที่เกิดจากแรงดึงดูดและแรงจากน้ำขึ้นน้ำลงมีพลังที่น้อยเกินกว่าที่จะเคลื่อนพื้นทวีปที่มีขนาดใหญ่มหึมานี้ได้

Harry Hess (1906-1969) กับตันเรือของกองทัพเรือสหรัฐอเมริกาได้พัฒนาเครื่องบันทึกความลึก (Depth recorder) ภายหลังสงครามโลกครั้งที่ 2 ข้อมูลความลึกจากการบันทึกไว้แสดงให้เห็นถึงลักษณะต่างๆ ของพื้นมหาสมุทร มีแนวภูเขาใต้ทะเลที่สูงชันอยู่ใกล้กับจุดศูนย์กลางของพื้นท้องทะเล (Center of ocean basin) และพบส่วนที่เป็นหุบเหวลึกใต้ทะเลใน

แนวขอบของพื้นทะเล (Ocean basin edge) ในปี ค.ศ. 1960 เขาได้เสนอแนวความคิดเรื่องการขยายตัวของพื้นทะเล (Sea floor spreading) **(ภาพที่ 1.12.)**



ภาพที่ 1.12. แนวความคิดเรื่องการขยายตัวของพื้นทะเล
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

ต่อมาในปี ค.ศ. 1963 Frederick Vine และ Drummond Matthews นักวิทยาศาสตร์แห่งมหาวิทยาลัยเคมบริดจ์ ประเทศอังกฤษ ได้สรุปหลักฐานที่เกี่ยวข้องกับการขยายตัวของพื้นทะเล โดยการใช้เครื่องวัดแม่เหล็ก (Magnetic detector) ติดตั้งบนเรือดำน้ำในช่วงสงครามโลกครั้งที่ 2 และนำผลของค่าแม่เหล็กของพื้นท้องทะเลจากการวัดมาจัดทำแผนที่ ผลที่ได้แสดงให้เห็นถึงความเหมือนกันของค่าแม่เหล็กที่พบในหินตามแนวภูเขาใต้ทะเล แต่ก็ไม่สามารถอธิบายถึงสาเหตุได้ ต่อมา Vine และ Matthews ได้แสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงของสนามแม่เหล็กโลกที่เกิดขึ้นตลอดเวลา แสดงให้เห็นถึงการเคลื่อนตัวของพื้นมหาสมุทร จนกระทั่งในปี ค.ศ. 1965 Sir Edward Bullard ได้กลับมาทำการศึกษาการเชื่อมต่อกันได้ของแผ่นดินตามแนวชายฝั่งโดยไม่มีการทับซ้อนกันตามความคิดของ Alfred Wegener รวมทั้งพิจารณาถึงอายุของเปลือกโลกในแนวชายฝั่งทั้งสองด้านว่ามีอายุ 180 ล้านปีหรือมีอายุมากกว่านั้น และจากข้อมูลตัวอย่างของพื้นมหาสมุทรที่เก็บได้จากโครงการ Deep Sea Drilling Project (DSDP) พบว่าเปลือกโลกจะมีอายุเพิ่มขึ้นตามระยะทางจากแนวสันกลางทะเล (Ridge) จากหลักฐานอันนี้สามารถสรุปได้ว่า Pangaea มีอยู่จริงและทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป (Continental drift) ก็เป็นเรื่องจริง หลังจากนั้นทฤษฎีเพลทเทคโทนิค (Theory of Plate Tectonic) จึงได้กำเนิดขึ้น เป็นการรวมเอาทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป และทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล (Sea flooring spreading) เข้าด้วยกัน

1.2.12. การศึกษาทะเลในระดับลึก

มนุษย์มีความพยายามอย่างต่อเนื่องที่จะไปให้ถึงมหาสมุทรในระดับลึก ไม่ว่าจะเป็นการใช้เรือดำน้ำ การใช้อุปกรณ์ดำน้ำ อย่างไรก็ตาม วิธีการส่งมนุษย์ลงไปสังเกตุสภาพแวดล้อมใต้ท้องทะเลโดยตรงเป็นสิ่งที่อันตราย เนื่องจากความกดดันที่เพิ่มขึ้นตามระดับความลึกจะส่งผลต่อการละลายของก๊าซในเลือดและเนื้อเยื่อ ความกดดันจะมีค่าเพิ่มขึ้น 1 บรรยากาศ ที่ระดับความลึกเพิ่มขึ้นทุกๆ 10 เมตร การดำลงสู่ใต้น้ำหรือขึ้นสู่ผิวน้ำอย่างรวดเร็ว โดยปราศจากการปรับความกดดันจะทำให้เกิดฟองอากาศในกระแสเลือด ทำให้เกิดภาวะที่เรียกว่า Bends เป็นอันตรายถึงชีวิตได้

เรือดำน้ำนับเป็นอุปกรณ์ที่ประสบความสำเร็จอย่างยิ่งในการใช้สำรวจสภาพแวดล้อมในทะเลลึก มนุษย์สามารถเข้าไปอยู่ในห้องบนเรือที่สามารถปรับความกดดันให้เหมือนกับอยู่บนผิวน้ำ ในปี ค.ศ. 1934 นักสัตววิทยาชื่อ William Beebe ได้ลงไปสำรวจสิ่งมีชีวิตใต้ทะเลที่ความลึกประมาณ 923 เมตร บริเวณสามเหลี่ยมเบอร์มิวด้า (Bermuda) โดยใช้เครื่องมือคล้ายกับเรือดำน้ำที่เรียกว่า Bathysphere ผูกเชือกหย่อนลงไป ต่อมา Jacques Piccard ได้ออกแบบเรือดำน้ำที่สามารถดำลงสู่ท้องทะเลได้เองมีชื่อว่า Trieste และส่งไปสำรวจที่ความลึก 10,912 เมตร บริเวณ Marianas Trench เมื่อปี ค.ศ. 1960 ปัจจุบันมีเรือดำน้ำที่ใช้สำหรับการวิจัยในทะเลลึก คือ เรือ ALVIN สามารถลงไปได้ลึกถึง 4,000 เมตร และเรือ SEACLIFF II ที่สามารถลงไปได้ลึกถึง 6,000 เมตร นอกจากนี้ยังมีเรือ SHINKAI 6500 ของญี่ปุ่นที่ใช้ศึกษาสิ่งมีชีวิตขนาดเล็กในทะเลลึก อย่างไรก็ตาม การใช้เรือดำน้ำก็ยังมีความเสี่ยงต่อชีวิตและมีค่าใช้จ่ายสูง ทำให้มีการประดิษฐ์เรือสำรวจระยะไกล มีแขนติดตั้งกล้องถ่ายรูปและเครื่องมือหลายชนิดสำหรับงานสำรวจ เครื่องมือชนิดนี้ปัจจุบันได้รับความนิยมในการใช้สำหรับการวิจัยและสำรวจท้องทะเล

Remotely Operated Vehicles (ROVs) เป็นเรือสำรวจระยะไกล สามารถสำรวจพื้นท้องทะเลได้กว่า 100 ตารางกิโลเมตรต่อเดือน เครื่องมือนี้สามารถเก็บข้อมูลโดยการใช้วีดีโอ กล้องถ่ายภาพ และสามารถเก็บตัวอย่างโดยการใช้แขนหุ่นยนต์ สามารถทำงานที่พื้นทะเลได้ยาวนานและมีต้นทุนต่ำกว่าเรือดำน้ำที่มีคนลงไปด้วย มีการใช้เรือสำรวจระยะไกล ROV Argo-Jason และ ROV Alvin ในการถ่ายภาพซากเรือไททานิค ที่จมลงในมหาสมุทรแอตแลนติก

Autonomous Underwater Vehicles (AUVs) เป็นเครื่องมือสำรวจระยะไกลอีกชนิดหนึ่งที่ได้มีการพัฒนาขึ้นเพื่อการสำรวจใต้ทะเล เครื่องมือชนิดนี้สามารถนำมาใช้ในการเก็บข้อมูลโดยไม่ต้องมีมนุษย์ลงไปด้วย แต่เครื่องมือชนิดนี้ไม่ได้รับความนิยมเนื่องจากข้อจำกัดทางด้านเทคนิค

1.2.13. การสำรวจระยะไกล (Remote Sensing)

การสำรวจมหาสมุทรโดยการมองจากอวกาศนับเป็นเทคโนโลยีสมัยใหม่ โดยเครื่องมือที่ติดตั้งบนดาวเทียมสามารถวัดอุณหภูมิ การปกคลุมของน้ำแข็ง สีของน้ำ และข้อมูลทางภูมิศาสตร์ของผิวมหาสมุทร ในปี ค.ศ. 1978 ดาวเทียว Seasat A นับเป็นดาวเทียมดวงแรกได้ถูกปล่อยขึ้นสู่อวกาศเพื่องานทางด้านสมุทรศาสตร์ แม้มีระยะเวลาทำงานได้เพียง 3 เดือนแต่ก็สามารถเก็บข้อมูลระยะไกลได้มากมาย โดยเฉพาะข้อมูลการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของผิวน้ำทะเล ในปี ค.ศ. 1978-1981 มีการส่งดาวเทียม Nimbus 7 ไปเก็บข้อมูลคลอโรฟิลล์ในมหาสมุทร ในปี ค.ศ. 1993 สหรัฐอเมริกาและฝรั่งเศสได้ร่วมมือกันสร้างดาวเทียม TOPEX/Poseidon เพื่อเก็บข้อมูลระดับน้ำทะเลทั่วโลกและข้อมูลปฏิสัมพันธ์ที่เกิดขึ้นระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศ องค์การนาซ่า (NASA) ของสหรัฐอเมริกามีโครงการที่เรียกว่า Earth Observing System (EOS) เป็นโครงการใช้ดาวเทียมในการเก็บข้อมูลบนโลกเพื่อใช้ในเชิงบูรณาการ ในปัจจุบันมีการใช้โครงข่ายดาวเทียมช่วยในการเดินเรือหรือที่เรียกว่า Global Positioning System (GPS) ซึ่งระบบนี้สามารถหาพิกัดตำแหน่งของเรือในมหาสมุทรมีค่าผิดพลาดไม่เกิน 1 เมตร

ภาพที่ 1.13. ดาวเทียมที่มนุษย์ส่งขึ้นไปโคจรรอบโลกเพื่อศึกษาและเก็บของมูลทางด้านสมุทรศาสตร์
(ที่มา : http://www.soc.soton.ac.uk/CHD/education/posters/circulation.html)

บทที่ 2
กำเนิดจักรวาล โลก และมหาสมุทร

2.1. กำเนิดจักรวาล (Original of the univers)

จักรวาล (Univers) หมายถึง ระบบรวมของทุกสรรพสิ่งในธรรมชาติดังนั้น จึงเป็นการยากที่จะจิตนาการถึงความยิ่งใหญ่ของรูปร่าง โครงสร้าง ตลอดจนวิวัฒนาการของจักรวาล ได้มีผู้เสนอทฤษฎีการเกิดจักรวาล ที่มีคนเชื่อถือมากที่สุด 2 ทฤษฎีด้วยกัน คือ ทฤษฎีบิก-แบงก์ (**Big-Bang Theory**) และ ทฤษฎีว่าด้วยสถานะคงที่ (**Steady-State Theory**) อย่างไรก็ตามภายหลังที่มีการพิสูจน์ ปรากฏว่า ทฤษฎีว่าด้วยสถานะคงที่ ได้ถูกลบล้างไป เหลือเพียงทฤษฎีบิก-แบงก์ ที่มีความเป็นไปได้มากที่สุดตราบถึงปัจจุบัน จากทฤษฎีบิก-แบงก์ เป็นที่ทราบกันว่าจักรวาลกำลังเคลื่อนที่ออกจากกันตามลักษณะการขยายตัวของจักรวาลทำให้เกิดมีข้อสงสัยว่าในอดีตจักรวาลคงจะอยู่ใกล้กันหรือไม่ และเพราะเหตุใดจักรวาลจึงเคลื่อนที่ออกจากกัน และเมื่อใดจักรวาลจึงจะหยุดการขยายตัว เมื่อหยุดการขยายตัวแล้วจักรวาลจะมีสภาพเป็นอย่างไร

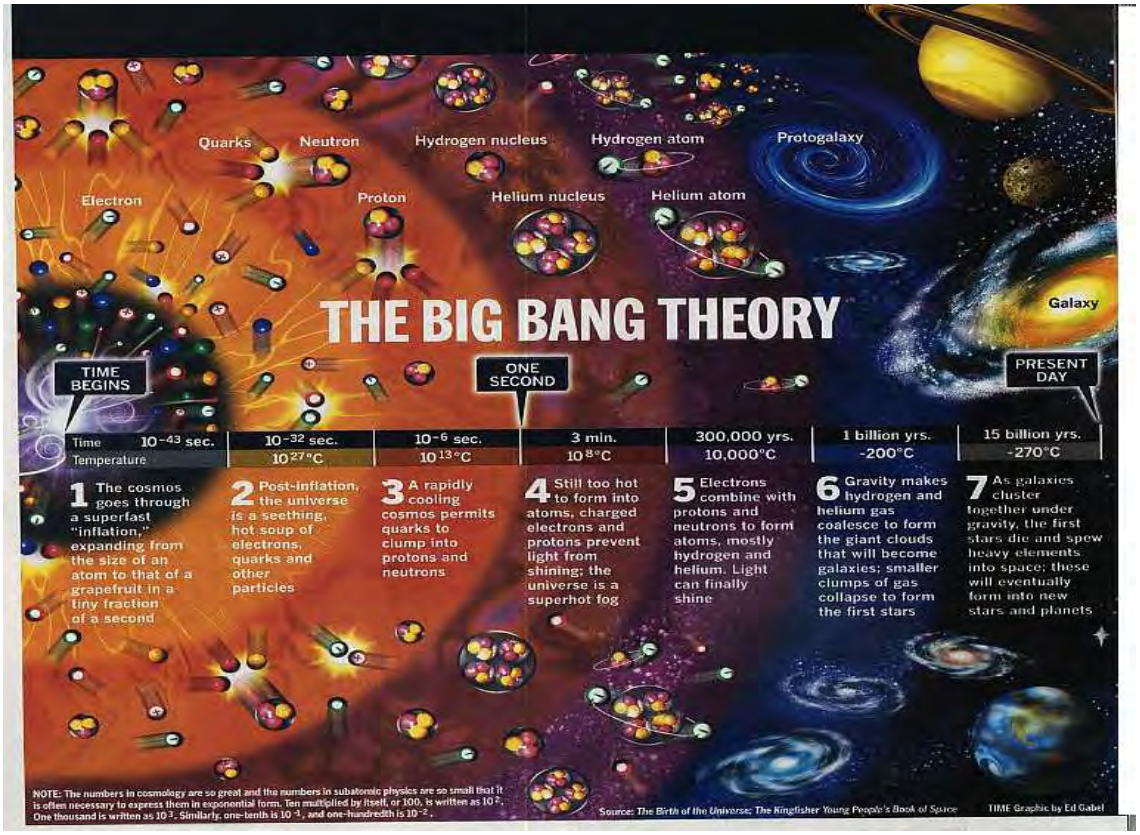
Georges Lemaitre เป็นนักดาราศาสตร์ได้ให้ความเห็นว่า ณ จุดหนึ่งในอดีตกาลทุกสรรพสิ่งแม้กระทั่งอากาศจะหดตัวอย่างแน่น บรรดาแกแลคซี่จะอยู่ในสภาวะที่รวมเป็นมวลเดียวกันและถือว่าจุด ๆ นี้เป็นวินาทีเริ่มต้นของจักรวาล Lemaitre ถือว่าจักรวาล จะต้องมีจุดเริ่มต้น และที่จุดๆ นี้สสารต่างๆ จะอัดกันแน่นเป็นทรงกลม ซึ่งเราเรียกว่า "อะตอมแรกเริ่ม" (Primeval atom) ต่อมาเขาสมมุติว่าอะตอมเริ่มแรกจะระเบิดออกทุกทิศทาง และถือว่าเป็นการเริ่มต้นการขยายตัวของจักรวาล ดังนั้นจึงเรียกแนวคิดของ Lemaitre ว่า "จักรวาลระเบิด" (Exploding Universe) หรือ ทฤษฎีบิก-แบง" (Big-Bang Theory)

นักดาราศาสตร์อีกท่านที่สนับสนุนแนวความคิดนี้คือ George Gamow ซึ่งจากการศึกษาของเขาพบว่า อะตอมเริ่มแรกที่กำลังระเบิดจะมีอุณหภูมิสูงมาก ต่อมาอุณหภูมิจะลดลงอย่างรวดเร็วในขณะที่มีการขยายตัว จนในที่สุดจักรวาล ทั้งหมดตกอยู่ในห้วงแห่งความมืดและเงียบสงัด จนกระทั่งเวลาผ่านไประยะหนึ่งจะมี "โปรโตแกแลคซี" (Protogalaxy) เกิดขึ้น และเวลาผ่านไปอีกช่วงหนึ่งจึงเกิดมีดาวฤกษ์ขึ้นในแกแลคซี่ แสงสว่างเริ่มมีขึ้นในจักรวาลนับแต่นี้ และดาวฤกษ์ดวงอื่นๆ ก็เริ่มเกิดและส่งแสงสว่างขึ้น มีผลทำให้จักรวาลมีความสว่างดังที่เป็นอยู่ในปัจจุบัน

ทฤษฎีนี้ สามารถอาศัยหลักฐาน ข้อมูลต่างๆ มาสนับสนุน เช่น กฎของฮับเบิล (Hubble's Law) ซึ่งกล่าวว่า "แกแลคซี่ที่ยิ่งอยู่ไกลจากโลกก็ยิ่งมีอัตราเร่งหนีจากโลกเรามากขึ้น และระยะห่างของแกแลคซี่ยังเป็นสัดส่วนโดยตรงกับอัตราเร่งที่แกแลคซี่วิ่งออกจากเราด้วย" กฎดังกล่าวสืบเนื่องมาจากความจริงที่ว่า แสงประกอบด้วยคลื่นเช่นเดียวกับคลื่นเสียง ซึ่งปรากฏการณ์หนึ่งของคลื่นเสียงคือ "Doppler effect" เป็นเหตุผลหนึ่งที่นำมาใช้อธิบายความหมายของสีดาวที่มองเห็น กล่าวคือ ความถี่ของแสงที่ส่งออกมาจากดาว ถ้าสังเกตุจากโลกจะพบว่า พวกที่มีความถี่สูงมากจะให้แสงสีม่วง แต่ถ้าเป็นพวกที่มีความถี่ต่ำจะให้แสงสีแดง เป็นที่น่าสังเกตุว่าดาวต่างๆ มักจะให้คลื่นแสงไปทางสีแดง และจำนวนคลื่นแสงสีแดงจะเพิ่มขึ้นเมื่อห่างไปจากโลก ดังนั้นกฎของฮับเบิลนี้จึงเป็นข้อสนับสนุน Big Bang Theory ได้ดี นักดาราศาสตร์ได้สรุปว่าการขยายตัวของจักรวาลคาดว่าเริ่มมาประมาณ 10 พันล้านปีมาแล้ว

ต่อมาในปี พ.ศ.2508 นักดาราศาสตร์ได้พยายามพิสูจน์หาส่วนของรังสีที่เหลือจากการระเบิดของอะตอมแรกเริ่มตามแนวคิดของ George Gamow ที่ว่าเมื่อส่วนที่เกิดจากการระเบิดแรกเริ่มเมื่อเริ่มเย็นตัวลงจะให้รังสีในจักรวาลที่อุณหภูมิราว 3 เคลวิน (1 Kelvin = -459 F)

เหตุผลอีกประการหนึ่งที่สนับสนุนทฤษฎีบิก-แบงก์ ก็คือ การค้นพบเควซาร์ (Quasar) ซึ่งมีทั้งขนาดใหญ่เท่าแกแลคซี่และขนาดที่เล็กกว่า แต่สิ่งที่สำคัญที่สุดคือ เควซาร์มีอัตราเร่งสูงถึงประมาณ 0.8 เท่าของอัตราเร็วของแสง เป็นความเร็วที่คำนวณได้จากการเคลื่อนที่ออกจากคลื่นแสงสีแดงของเส้นสเปกตรัม



ภาพที่ 2.1. ทฤษฎีบิก-แบงก์ (Big-Bang Theory)

(ที่มา : http://www.crystalinks.com/bigbang.html)

แกแลคซี่ (Galaxy) หมายถึง ส่วนของจักรวาลที่ประกอบด้วยกลุ่มดาวฤกษ์ กระจุกดาว เนบิวลา ฝุ่นธุลี คอสมิค และที่ว่าง ซึ่งประกอบด้วยสารต่างๆ พลังงานและการแผ่รังสีที่ปรากฏอยู่ในอวกาศ จักรวาลเป็นสิ่งที่วัดไม่ได้ และยังไม่มีใครรู้ขอบเขตที่แน่นอน ระบบสุริยะซึ่งรวมโลกเราอยู่ด้วยนี้เป็นเพียงธุลีหนึ่งในจักรวาล ดวงอาทิตย์ของระบบสุริยะเป็นเพียงดาวฤกษ์ดวงหนึ่งในจำนวนกว่าแสนล้านดวงที่ประกอบกันเป็นกาแลกซี่ใหญ่ ที่เรียกว่า "ทางช้างเผือก" ซึ่งมีเส้นผ่าศูนย์กลาง 100,000 ปีแสง (หนึ่งปีแสง คือ ระยะทางที่แสงเดินทางในหนึ่งปี คือ ประมาณ 9,460,530 ล้านกิโลเมตร) จักรวาลประกอบด้วยกาแลกซี่ เช่น กาแลกซี่ทางช้างเผือกจำนวนมากมายมหาศาล

โดยทั่วไปนักดาราศาสตร์เรียกแกแลคซี่ที่เราอาศัยอยู่นี้ว่า "แกแลคซี่ทางช้างเผือก (Milky Way Galaxy) หรือ แกแลคซี่ของเรา (Our galaxy) ส่วนแกแลคซี่อื่นๆ มักเรียกรวมกันว่า "แกแลคซี่ภายนอก (Exterior galaxy) หรือ เนบิวลานอกแกแลคซี่ (Extragalactic nebula) ดาวฤกษ์ในแกแลคซี่ทางช้างเผือกมีจำนวนมากมายถึงแสนล้านดวง ดวงอาทิตย์ของเราเป็นเพียงดวงหนึ่งในจำนวนนี้ ดาวฤกษ์ที่เห็นมีความสว่างมากไม่จำเป็นว่าจะอยู่ใกล้เราเสมอไป

ภาพที่ 2.2. แกแลคซี่ (Galaxy)

(ที่มา : http://www.windows.ucar.edu/. ../Milkyway.html)

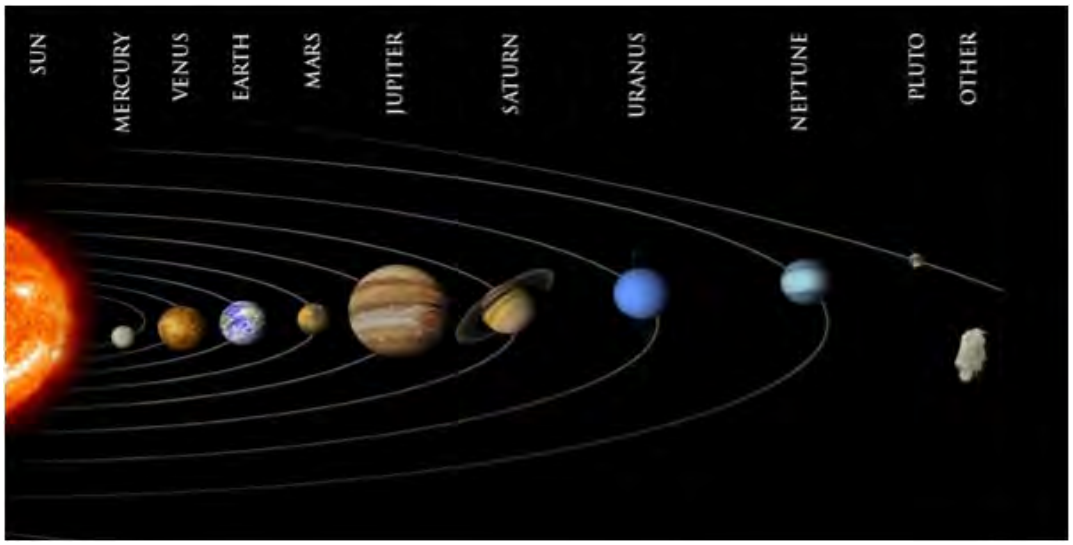
2.2. กำเนิดระบบสุริยะและโลก (Origin of the solar system and earth)

ระบบสุริยะเป็นระบบหนึ่งในแสนล้านระบบของแกแลคซี่ทางช้างเผือก ประกอบด้วยดวงอาทิตย์ เป็นศูนย์กลางของระบบ โดยมีหมู่ดาวเคราะห์ (Planet) ล้อมรอบอยู่เก้าดวง รวมทั้งเท่ห์วัตถุต่าง ๆ ที่โคจรอยู่โดยรอบ นับจากดวงอาทิตย์ออกมาจะเป็น ดาวพุธ (Mercury), ดาวศุกร์ (Venus), โลก (Earth), ดาวอังคาร (Mars), หมู่ดาวเคราะห์น้อย (Asteroids), ดาวพฤหัส (Jupiter), ดาวเสาร์ (Saturn), ดาวมฤตยูหรือยูเรนัส (Uranus), ดาวเกตุหรือเนปจูน (Neptune), และ ดาวยมหรือพลูโต (Pluto) นอกจากนี้ยังมีดาวบริวาร (Satellite) ของดาวเคราะห์, ดาวหาง (Comet), ดาวตกหรือผีพุ่งใต้ (Meteors), ก๊าซ, ฝุ่นธุลีคอสมิคและที่ว่าง

นักดาราศาสตร์เชื่อว่าดวงอาทิตย์และดาวเคราะห์ที่เป็นบริวารของดวงอาทิตย์ มีจุดกำเนิดที่เวลาเดียวกันและเกิดจากวัสดุชนิดเดียวกัน วัสดุนี้รวมตัวกันกลายเป็นเมฆฝุ่น (Dust cloud) และกลุ่มก๊าซที่เรียกรวมกันว่า เนบิวลา (Nebula) ตามสมมุติฐานของเนบิวลา ระบบสุริยะในระยะเริ่มแรกเกิดจากเมฆฝุ่นที่ประกอยด้วย ไฮโดรเจน 80 เปอร์เซ็นต์ ฮีเลียม 15 เปอร์เซ็นต์ และธาตุอื่นๆอีกเล็กน้อย เช่น ซิลิคอน อลูมิเนียม เหล็ก แคลเซียม ออกซิเจน คาร์บอน และ ไนโตรเจน ประมาณ 5 พันล้านปีที่ผ่านมา กลุ่มเมฆฝุ่นขนาดใหญ่ซึ่งประกอบด้วย เศษหินขนาดเล็กและก๊าซ เกิดการจับตัวกันภายใต้อิทธิพลของแรงดึงดูดระหว่างวัตถุ การจับตัวกันของวัตถุทำให้เกิดการหมุน ความเร็วของการหมุนของวัตถุเหล่านี้ค่อยๆ เร็วขึ้น จนกระทั่งเนบิวลามีรูปร่างเป็นแผ่นกลมๆ และวัตถุเหล่านี้เริ่มจับตัวกันกลายเป็นแกนกลางของต้นกำเนิดของดาว การยุบตัวของกลุ่มก๊าซทำให้อุณหภูมิที่จุดศูนย์กลางสูงขึ้นจนกระทั่งวัตถุมีสถานเป็นไอ เมื่อเวลาผ่านไปอุณหภูมิที่จุดศูนย์กลางมีค่าลดลง ทำให้วัตถุบางส่วนควบแน่นได้วัตถุขนาดเม็ดทราย ซึ่งวัตถุเหล่านี้ ได้แก่ พวกเหล็กและนิเกิล หลังจากนั้นก็เป็นการรวมตัวของธาตุซิลิคอน แคลเซียม และ เหล็ก จนกระทั่งมีขนาดใหญ่ขึ้นและกลายเป็นดาวเคราะห์ชั้นใน 4 ดวง คือ ดาวพุธ ดาวศุกร์ โลก และ ดาวอังคาร

เมื่อเกิดดาวเคราะห์ขึ้นแล้ว ส่วนในของระบบสุริยะก็เริ่มช่องว่างมากขึ้น ความร้อนที่ได้จากดวงอาทิตย์เริ่มส่องถึงพื้นผิวของดาวเคราะห์ การที่อุณหภูมิบนพื้นผิวของดาวเคราะห์สูงขึ้นแต่แรงดึงดูดยังน้อยอยู่นั้น ทำให้ดาวเคราะห์ไม่สามารถจับส่วนประกอบต่างๆ ที่มีน้ำหนักเบาเอาไว้ได้ และถูกพัดพาออกไปโดยลมสุริยะ ส่วนประกอบเหล่านี้ได้แก่ ไฮโดรเจน แอมโมเนีย มีเทน และ น้ำ หลังจากการเกิดดาวเคราะห์ไม่นาน การสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีภายในดวงดาวและความร้อนที่ได้จากการชนกันของวัตถุ ทำให้ภายในดาวเคราะห์เกิดการหลอม ส่วนประกอบที่มีน้ำหนักมาก เช่น เหล็ก นิเกิล เริ่มตกจมเข้าสู่จุดศูนย์กลางของดาว ส่วนประกอบที่มีน้ำหนักน้อยกว่า เช่น ซิลิคอน ก็เริ่มลอยตัวขึ้นมาสู่พื้นผิว ในขณะที่เกิดดาวเคราะห์ชั้นในนั้น ดาวเคราะห์ชั้นนอกก็เริ่มก่อกำเนิดขึ้นเช่นกัน แต่เนื่องจากระยะทางที่ไกลจากดวงอาทิตย์มาก ทำให้อุณหภูมิมีค่าน้อย ส่วนประกอบที่ก่อกำเนิดดาวเคราะห์จึงประกอบไปด้วย น้ำ คาร์บอนไดออกไซด์ แอมโมเนียและมีเทน ในสถานะที่เป็นของแข็ง เมื่อดาวเหล่านี้มีมวลมากขึ้นจนกระทั่งได้ขนาดที่พอเหมาะ ซึ่งแรงดึงดูดระหว่างมวลก็มีค่ามากพอที่จะเก็บรักษาส่วนประกอบที่มีน้ำหนักเบาไว้ได้ ส่วนประกอบเหล่านี้ได้แก่ ไฮโดรเจน ฮีเลียม ดาวเคราะห์กลุ่มก๊าซขนาดเล็ก คือ ดาวยูเรนัสและดาวเนปจูน ซึ่งการเคลื่อนที่เริ่มช้าลง ส่วนประกอบส่วนหนึ่งที่เป็น ไฮโดรเจนและฮีเลียม เริ่มหนีออกจากดวงดาว แต่อย่างไรก็ดี

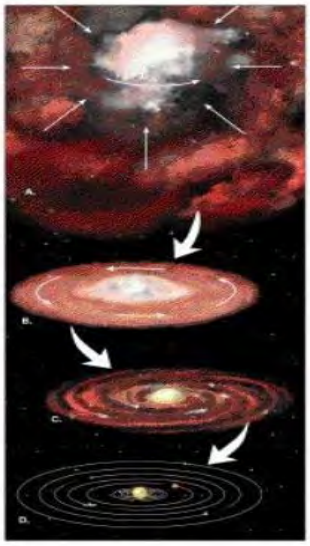
ธาตุเหล่านี้ได้กลายไปเป็นส่วนประกอบอันสำคัญของชั้นบรรยากาศ ดาวเคราะห์เหล่านี้จึงมีแกนกลางขนาดเล็กที่มีส่วนประกอบเป็นเหล็กและหิน และมีชั้นเนื้อที่เป็นของเหลว เช่น น้ำ แอมโมเนีย และ



มีเทน

ภาพที่ 2.3. แสดงระบบสุริยจักรวาล

(ที่มา : http://www.hikin.com/zine/2000/0528/)



ภาพที่ 2.4. สมมุติฐานของเนบิวลา (Nebular hypothesis)

(ที่มา : http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/geos103_outline.html)

2.3. โลก (Earth)

โลกประกอบด้วยแกนกลางเป็นรูปทรงกลมที่ถูกห่อหุ้มด้วยวัสดุแบ่งเป็นชั้นๆ แต่ละชั้นจะมีวัสดุห่อหุ้มที่แตกต่างกันออกไป ชั้นที่อยู่ตรงจุดศูนย์กลางโลก (Earth's center) จะมีความหนาแน่นสูงที่สุด ส่วนชั้นที่อยู่นอกสุด (Earth's crust) จะที่ความหนาแน่นต่ำสุด ในส่วนของจุดศูนย์กลางโลกเป็นบริเวณที่มีความร้อนสูงกว่าส่วนของเปลือกโลก ความร้อนภายในโลกยังเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องเนื่องจากการสลายตัวของไอโซโทปรังสี (Radioisotope) โครงสร้างของโลกประกอบด้วยส่วนที่สำคัญ 3 ส่วน คือ

2.3.1. ชั้นเปลือกโลก (Crust) หรือชั้น Lithosphere

2.3.1.1. ชั้นเปลือกโลกของทวีป (Continental crust)

ชั้นเปลือกโลกของทวีปโดยประกอบด้วยหินตะกอน หินอัคนีและหินแปรบางส่วน มีความหนาแน่นน้อย ความหนาแน่นจะเพิ่มขึ้นเมื่อความลึกเพิ่มขึ้น ความหนาของชั้นเปลือกโลกของทวีปโดยทั่วไปมีค่าประมาณ 30 ถึง 40 กิโลเมตร ชั้นเปลือกโลกของทวีปแบ่งออกได้เป็น 2 ชั้นย่อยๆ คือ

ก. ชั้นเปลือกโลกส่วนบน (Upper crustal layer หรือ Sialic layer) ความหนาประมาณ 16 กิโลเมตร ประกอบด้วยหิน Granite หิน Granodiorite และหิน Geiss

ข. ชั้นเปลือกโลกส่วนล่าง (Lower crustal layer หรือ Simatic layer) ความหนาประมาณ 20 กิโลเมตร ประกอบด้วยหิน Basalt

2.3.1.2. ชั้นเปลือกโลกใต้มหาสมุทร (Oceanic crust)

โครงสร้างชั้นเปลือกโลกใต้มหาสมุทร ได้จากการศึกษาหินภูเขาไฟตามเกาะต่างๆ พบว่าชั้นเปลือกโลกใต้มหาสมุทรแปซิฟิก มีอยู่เพียง 1 ชั้น เป็นชั้นไซมาติก (Simatic layer) และมีความหนาน้อยกว่าชั้นเปลือกโลกของทวีป นอกจากนี้ความหนาของชั้นเปลือกโลกใต้มหาสมุทรยังไม่แน่นอน โดยเฉลี่ยความหนาของชั้นเปลือกโลกใต้มหาสมุทรแปซิฟิกมีค่าประมาณ 5 กิโลเมตร

2.3.2. ชั้นเนื้อโลก (Mantle)

ชั้นเนื้อโลกเป็นชั้นที่อยู่ถัดจากชั้นเปลือกโลกลงไปจนถึงระดับความลึกประมาณ 2,900 กิโลเมตร ชั้นเนื้อโลกเป็นของแข็ง ส่วนประกอบของชั้นเนื้อโลกมีการเปลี่ยนแปลงบ้างทั้งในแนวดิ่ง

และในแนวราบ แต่อย่างไรก็ดีส่วนประกอบของชั้นเนื้อโลกยังมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกันมากกว่าชั้นเปลือกโลก มีความหนาแน่นเพียงครึ่งหนึ่งของชั้นแกนโลก ชั้นเนื้อโลกแบ่งออกได้เป็น 2 ส่วน

2.3.2.1. ชั้นเนื้อโลกส่วนบน (Upper mantle) หรือเรียกว่า Asthenosphere มีองค์ประกอบเป็นวัตถุที่มีลักษณะเป็นของเหลวคล้ายพลาสติก (Plastic) ประกอบด้วย Dunite, Echogite และ Peridotite

2.3.2.2. ชั้นเนื้อโลกส่วนล่าง (Lower mantle) ประกอบด้วยสารจำพวกออกไซด์ (Oxide) และซิลิเกต (Silicate)

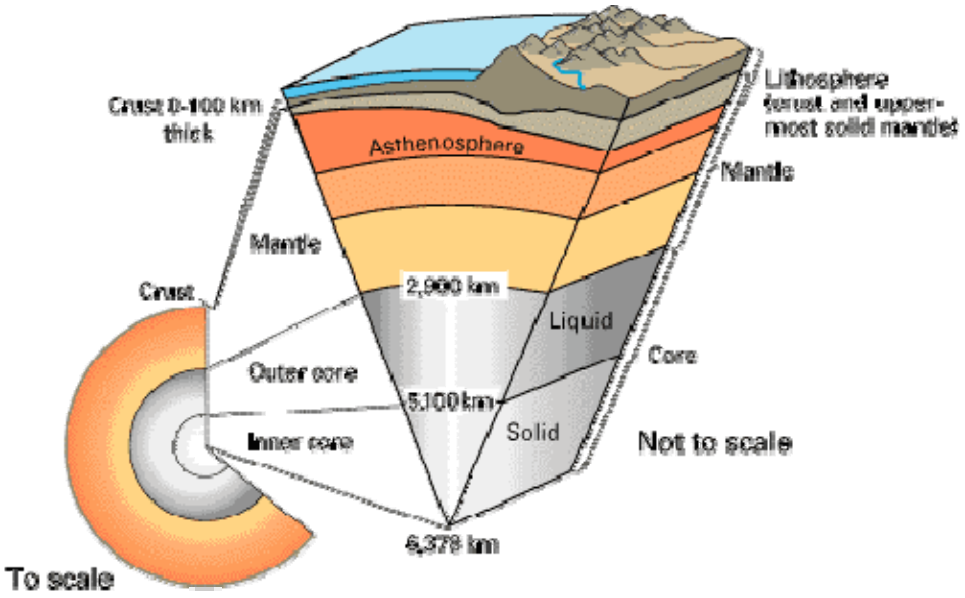
2.3.3. แกนโลก (Core)

เป็นชั้นถัดจากชั้นเนื้อโลกลงไปตั้งแต่ระดับความลึกประมาณ 2,900 กิโลเมตรจนถึงจุดศูนย์กลางของโลกที่ระดับความลึกประมาณ 6,370 กิโลเมตร การที่วัตถุมีสภาพเป็นของเหลวภายในโลกได้ เนื่องจากอุณหภูมิที่สูง ทำให้เกิดการหลอมเหลวของวัตถุ แต่เมื่อลึกลงไปจนถึงระดับหนึ่งที่ความกดดันเพิ่มขึ้น จนทำให้วัตถุกลายสภาพเป็นของแข็งได้อีกครั้ง ทำให้สามารถแบ่งแกนโลกออกได้เป็น 2 ส่วน คือ

2.3.3.1. แกนโลกส่วนนอก (Outer core) ซึ่งมีความหนาประมาณ 2,200 กิโลเมตร เป็นของเหลวหรือวัตถุที่มีลักษณะคล้ายของเหลวมีส่วนประกอบเป็นนิเกิลและเหล็กผสม และอาจมีธาตุที่เบากว่า เช่น ซิลิคอนหรือกำมะถัน ผสมอยู่ได้เล็กน้อย

2.3.3.2. แกนโลกส่วนใน (Inner core) ซึ่งมีรัศมี 1,270 กิโลเมตร เป็นวัตถุที่เป็นของแข็ง มีความหนแน่นประมาณ 13 กรัม/ลูกบาศก์เซนติเมตร ซึ่งน่าจะประกอบด้วยเหล็กเป็นส่วนใหญ่ อาจมีนิเกิลและโคบอลต์อยู่บ้าง

แกนโลกมีส่วนสำคัญไม่น้อยไปกว่าชั้นของเปลือกโลกหรือชั้นเนื้อโลก แกนโลกเป็นส่วนที่ทำให้เกิดสนามแม่เหล็กโลก และถูกนำมาใช้กำหนดทิศทางในการเดินทาง ถึงแม้ว่ายังไม่มีตัวอย่างของแกนโลกแต่หลักฐานหลายอย่างก็บ่งบอกว่าแกนกลางของโลกเป็นเหล็ก

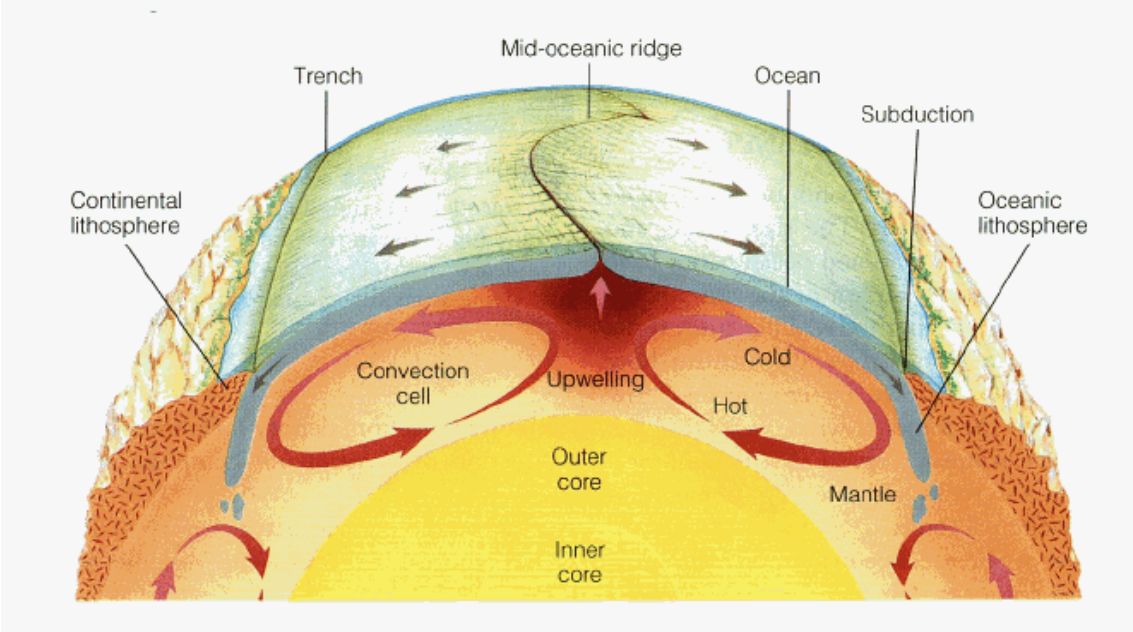


ภาพที่ 2.5. แสดงโครงสร้างของเปลือกโลก

(ที่มา : http://pubs.usgs.gov/publications/text/inside.html)

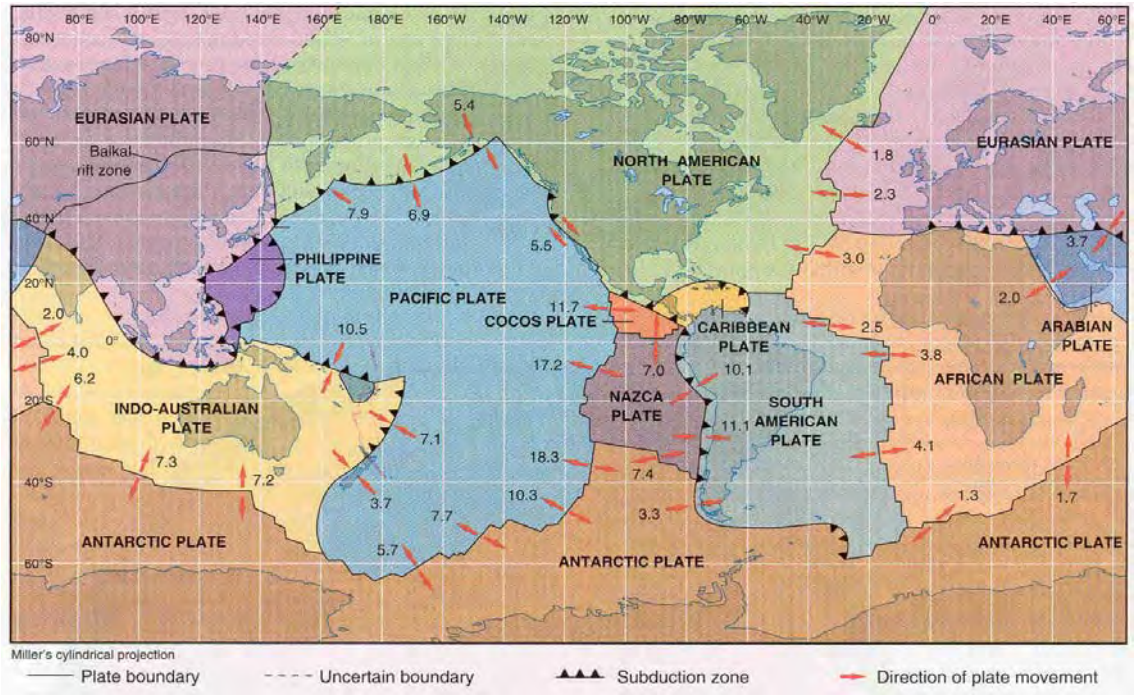
การเคลื่อนที่ของเปลือกโลกเกิดจากการขับเคลื่อนโดยการไหลเวียนของของเหลวในชั้นใต้เปลือกโลก หรือที่เรียกว่า Convection cell ในชั้นเนื้อโลกส่วนบน (Upper mantle or Asthenosphere) กล่าวคือของเหลวที่อยู่ในชั้นเนื้อโลกที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจะเคลื่อนที่ลงด้านล่าง (Downwelled) ส่วนที่มีอุณหภูมิสูงกว่าเนื่องจากได้รับความร้อนจากส่วนที่เป็นแกนโลกก็จะเคลื่อนสู่ด้านบน (Upwelled) ปัจจุบันยังไม่มีใครสามารถทราบถึงตำแหน่งและสถานที่เกิด Convection cell ใต้ชั้นเปลือกโลก จากสมมุติฐานเชื่อว่า Convection cell เกิดขึ้น 2 แนวด้วยกัน คือ แนวที่ระดับความลึกไม่เกิน 650 กิโลเมตร และแนวระดับความลึก 3,000 กิโลเมตรถึงแนวรอยต่อระหว่างชั้นเนื้อโลกกับแกนโลก เชื่อว่าการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกน่าจะเกิดจากการเลื่อนของผิวเปลือกโลก บริเวณขอบของเพลทจะมีการมุดตัว (Subduction) นอกจากนี้ยังเกิดจากแรงผลักดันให้เคลื่อนตัวที่เกิดจากของเหลวในชั้นเนื้อโลกมีการเคลื่อนสู่ด้านบน (Upwelling) บริเวณแนวสันเขากลางทะเล (Mid-ocean ridges) และบริเวณแนวภูเขาไฟใต้ทะเลที่ยังไม่ระเบิด (Volcanic hot spots) ส่วนบริเวณที่ของเหลวในชั้นเนื้อโลกมีการจมตัวลงสู่ด้านล่าง (Downwelling) น่าจะเกิดขึ้นในแนวที่เป็นหุบเหวในทะเลลึก (Deep ocean trenches) ซึ่งอยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิกเป็นส่วนใหญ่ **(ภาพที่ 2.6)**

เปลือกโลกที่แยกออกเป็นเพลท ประกอบด้วย 7 เพลทใหญ่ๆ ด้วยกัน คือ Pacific, Eurasian, African, North American, South American, Indo-Australian และ Antarctic นอกจากนี้ยังมีเพลทเล็กๆ อีกหลาย (**ภาพที่ 2.7**) ในแต่ละเพลทมีการเคลื่อนที่ตลอดเวลาในทิศทางและความเร็วที่แตกต่างกัน **ในภาพที่ 2.7** ยังแสดงให้เห็นถึงทิศทางการเคลื่อนที่ของเพลทต่างๆ ที่เกิดขึ้นในปัจจุบัน เมื่อเพลทมีการเคลื่อนที่ก็จะมีการชนกัน แยกออกจากกัน อาจทำให้เกิดเพลทขนาดเล็กเกิดขึ้นได้ เมื่อเพลทมีการเคลื่อนที่ บริเวณขอบของเพลทจะมีการปะทะกันสามารถรู้สึกได้จากการเกิดแผ่นดินไหว การเคลื่อนที่ของเพลทเป็นไปอย่างช้าๆ ไม่กี่เซ็นติเมตรต่อปี



ภาพที่ 2.6. การไหลเวียนของของเหลวในชั้นใต้เปลือกโลก ที่เรียกว่า Convection cell

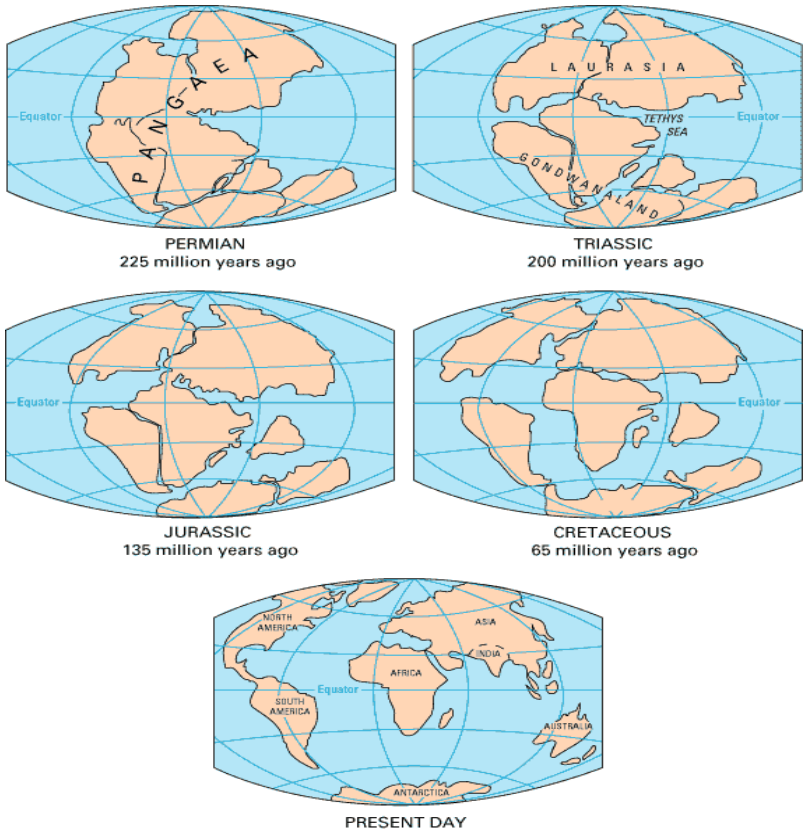
(ที่มา : http://www.dstu.univ-montp2.fr/PERSO/bokelmann/research.html)



ภาพที่ 2.7. เพลทและทิศทางการเคลื่อนที่ของเพลทต่างๆ

(ที่มา : Segar, 1998)

เมื่อประมาณ 225 ล้านปีก่อน ผิวโลกมีส่วนที่เป็นพื้นดินขนาดใหญ่เรียกว่า Pangaea โดยส่วนของ Pangeae ประกอบด้วยส่วนที่อยู่ทางทิศเหนือ เรียกว่า Laurasia และส่วนที่อยู่ด้านล่าง เรียกว่า Gondwanaland มีส่วนที่เป็นทะเลอยู่ระหว่างกลาง เรียกว่า Tethys sea เมื่อระยะเวลาผ่านไปหลายล้านปี ส่วนของ Laurasia มีการเคลื่อนตัวแยกออกเป็น Eurasia และ North America ส่วนของ Gondwanaland ก็มีการแยกออกเป็น South America, Africa, India, Antarctica และ Australia การเคลื่อนตัวเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง จนกระทั่งปัจจุบันจะเห็นได้ว่า ส่วนของ Africa และ India มีการเคลื่อนเข้าไปรวมกันกับส่วนของ Eurasia ส่วนของ South America มีการเคลื่อนเข้าเชื่อมกับ North America มีเพียงส่วนของ Antarctica และ Australia ที่ยังคงเป็นแผ่นดินอิสระไม่เชื่อมกันส่วนอื่นๆ (**ภาพที่ 2.8.**) การแยกออกและเคลื่อนตัวเข้าไปรวมกันในตำแหน่งต่างๆ ล้วนมีความสัมพันธ์กันดังจะเห็นได้จากหลักฐานต่างๆ ซึ่งจะได้กล่าวในบทต่อไป



ภาพที่ 2.8. แสดงการแยกออกและเคลื่อนตัวเข้าหากันของเปลือกโลกในอดีตจนถึงปัจจุบัน

(ที่มา : http://pubs.usgs.gov/publications/text/historical.html)

บทที่ 3
เพลทเทคโทนิค (Plate Tectonics)

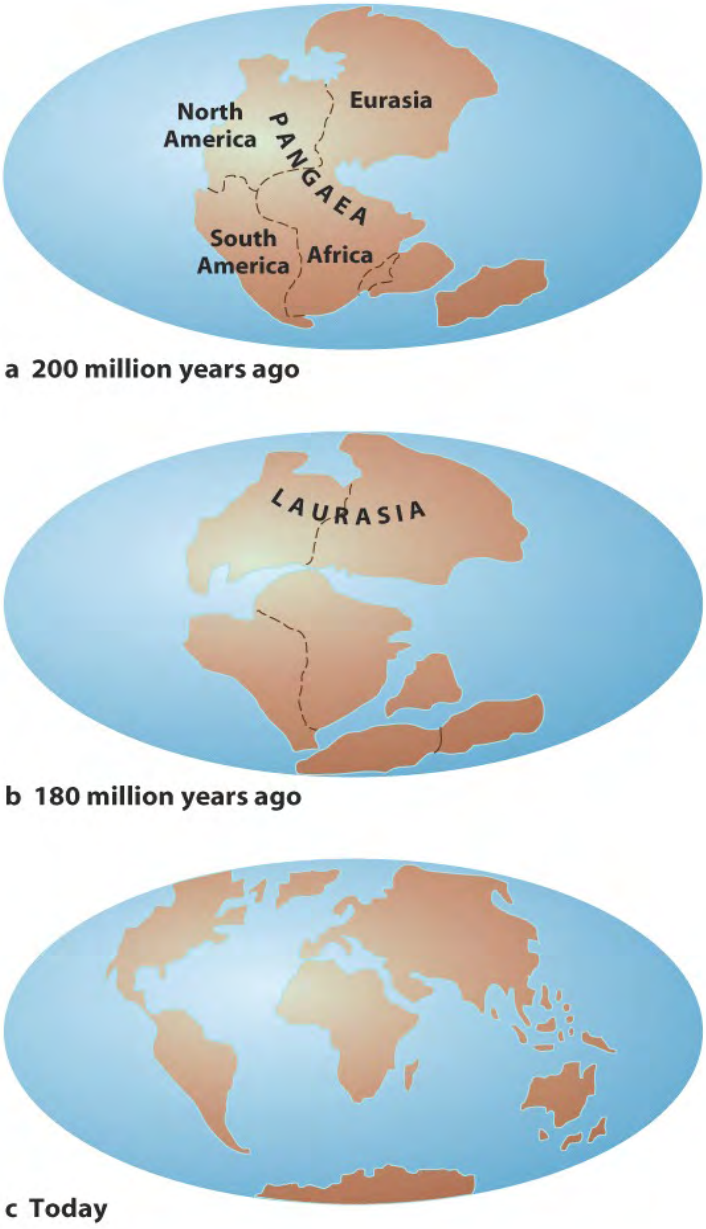
เพลทเทคโทนิคเป็นทฤษฎีเกิดขึ้นใหม่ที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทางความคิดครั้งใหญ่ของนักธรณีวิทยาที่ศึกษาเรื่องโลก ตามทฤษฎีนี้นั้นพื้นผิวของโลกมีการแยกออกเป็นเพลท (Plates) ขนาดและตำแหน่งของเพลทมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยขอบของเพลทจะมีการเคลื่อนที่โดยขบวนการทางด้านธรณีวิทยา เช่น แผ่นดินไหว และภูเขาไฟระเบิด เป็นต้น เพลทเทคโทนิคเป็นการรวมเอา 2 ทฤษฎีที่เกิดขึ้นในช่วงแรก คือ ทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป (Continental drift) และทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล (Sea-floor spreading) โดยทฤษฎี การเคลื่อนที่ของพื้นทวีป จะอธิบายการเคลื่อนที่และการเปลี่ยนตำแหน่งของพื้นทวีปต่างๆ ส่วนทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล จะอธิบายการเกิดขึ้นของเปลือกโลกใหม่ๆ บริเวณรอยแยกกลางมหาสมุทร (Mid-ocean ridges) และการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกออกจากตำแหน่งที่เกิดขึ้นใหม่ตามแนวรอยแยกกลางมหาสมุทร

3.1. ทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป (Continental drift)

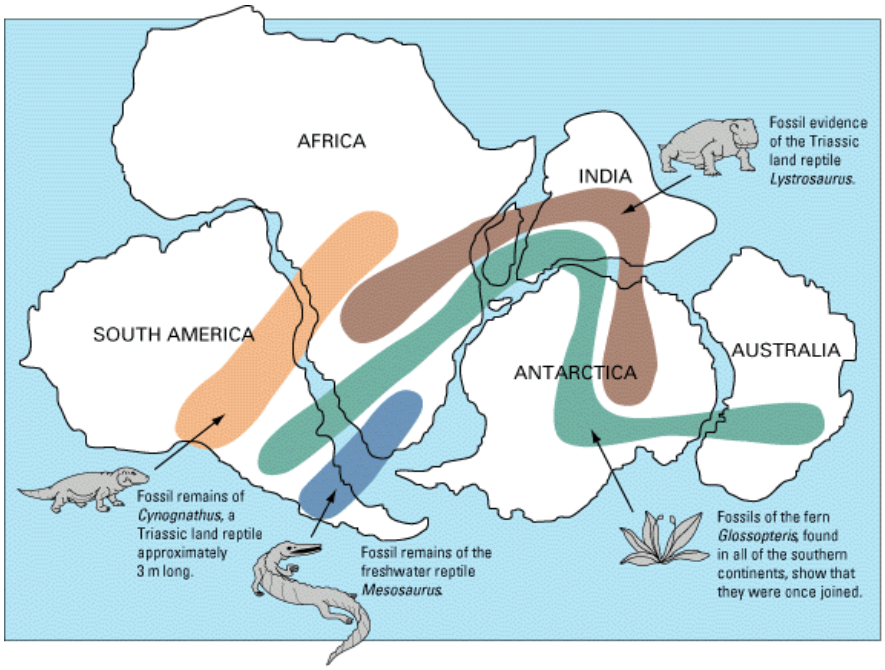
Alfred Wegener นักอุตุนิยมวิทยา ชาวเยอรมัน ได้นำเสนอความคิดเกี่ยวกับทฤษฎีการที่ของพื้นทวีปขึ้น เมื่อปี ค.ศ. 1912 โดยได้นำเสนอว่า ทวีปต่าง ๆ ที่เห็นอยู่บนโลกเราปัจจุบันนี้ ในอดีตได้เคยอยู่รวมกันเป็นทวีปเดียว เรียกว่า Pangaea Supercontinent **ดังแสดงในภาพที่ 3.1.** ต่อมาได้เกิดการแยกตัวและเคลื่อนที่ออกจากกันมาเมื่อกว่า 200 ล้านปีที่แล้ว โดยมีเหตุผลสนับสนุน คือ

3.1.1. หลักฐานจากซากดึกดำบรรพ์

จากการที่มีการพบซากดึกดำบรรพ์ชนิดเดียวกันในหลาย ๆ ทวีป Wegener ได้เสนอว่า ซากดึกดำบรรพ์ชนิดเดียวกันนี้ได้แพร่กระจาย ในขณะที่ทวีปต่าง ๆ ยังรวมติดกันอยู่ และเมื่อทวีปมีการแยกตัวและเคลื่อนที่ออกจากกันจนมาอยู่ในตำแหน่งปัจจุบันนี้ จึงทำให้พบซากซากดึกดำบรรพ์นี้กระจายอยู่ตามทวีปต่าง ๆ ตัวอย่างที่สำคัญคือ ซากดึกดำบรรพ์ของเฟิร์นชนิด Glossopteris ซึ่งพบในทวีปอเมริกาใต้ แอฟริกา อินเดีย และออสเตรเลีย นอกจากนั้น ก็มีซากดึกดำบรรพ์ชนิดเดียวกับตัวอื่น ๆ ที่มีการพบในหลาย ๆ ทวีป **(ภาพที่ 3.2)**



รูปที่ 3.1. การขยายตัว Pangaea Supercontinent เมื่อ 200 ล้านปี จนกระทั้งปัจจุบัน
(ที่มา : http://www.platetectonics.com/book/page_7.asp)

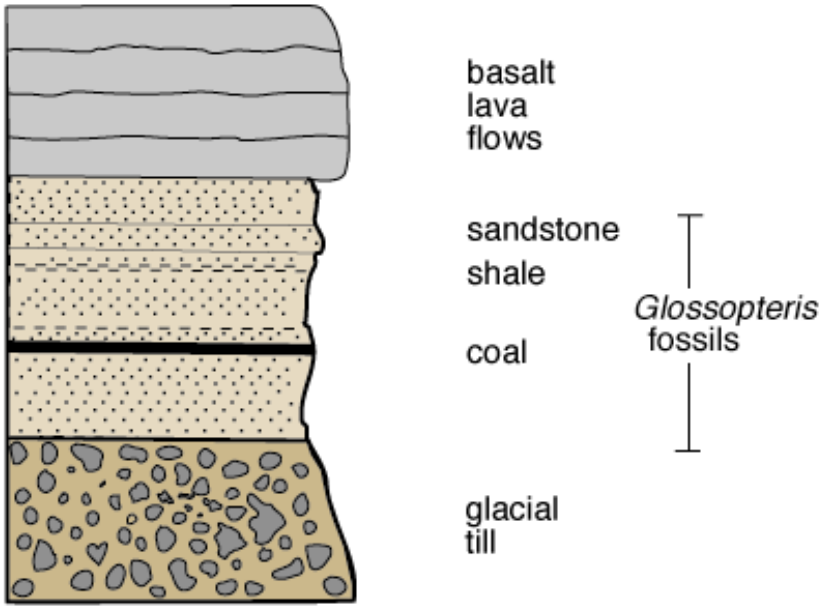


ภาพที่ 3.2. หลักฐานจากการกระจายตัวของซากดึกดำบรรพ์

(ที่มา : http://www.soc.soton.ac.uk/CHD/classroom@sea/carlsberg/science/cont_drift.html)

3.1.2. หลักฐานจากชุดของชั้นหินลักษณะเดียวกัน

จากการที่พบชุดของชั้นหิน (Rock sequences) ที่มีลักษณะใกล้เคียงกันในทวีปอเมริกาใต้ แอฟริกา อินเดีย แอนตาร์คติค และออสเตรเลีย **(ภาพที่ 3.3)** โดยจะประกอบด้วยชุดหิน 3 ชุด เรียงจากอายุแก่ไปหาอายุอ่อน ดังนี้ ชุดที่อยู่ล่างสุด (แก่สุด) จะประกอบด้วย Tillite ซึ่งเป็นตะกอนจากธารน้ำแข็ง ถัดขึ้นมาจะเป็นชุดกลาง ซึ่งประกอบด้วย หินทราย หินดินดาน และถ่านหิน ซึ่งในชุดนี้จะพบซากดึกดำบรรพ์ Glossopteris ส่วนชุดบนสุด จะเป็นชั้นของหินบะซอล์ท ชุดหินทั้งสามชุดนี้ จะมีความคล้ายคลึงกันมาก แต่ว่าปัจจุบัน พบในทวีปที่อยู่ห่างไกลกันมาก Wegener ได้เสนอว่าชุดหินนี้จะเกิดขึ้นในขณะที่ทวีปต่าง ๆ ยังไม่แยกตัวออกจากกัน มีสภาพแวดล้อม สภาพการเกิดเหมือน ๆ กัน และเมื่อทวีปมีการแยกและเคลื่อนตัวออกจากกัน ก็ได้นำพาให้ชุดหินเหล่านี้เคลื่อนที่ออกจากกัน



ภาพที่ 3.3. หลักฐานจากชุดของชั้นหินที่พบในทวีปต่างๆ

(ที่มา : http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part4.html)

3.1.3. หลักฐานจากร่องรอยการกระทำของธารน้ำแข็ง

Wegener ได้อธิบายว่า หลักฐานจากร่องรอยการกระทำของธารน้ำแข็ง (Glaciation) เช่น ร่องและรอยขูดขีดในหินตะกอนที่เกิดจากธารน้ำแข็งต่างๆ ที่ปัจจุบันพบในทวีปอเมริกาใต้ แอฟริกา อินเดีย และออสเตรเลีย สามารถอธิบายได้ดี ถ้าหากทวีปต่าง ๆ เหล่านี้ เคยรวมติดอยู่ด้วยกัน และมีสภาพภูมิอากาศที่หนาวเย็นในพื้นที่แคบ ๆ ต่อเนื่องกัน **(ภาพที่ 3.4)** ซึ่งอธิบายได้ดีกว่าว่ามีสภาพภูมิอากาศที่หนาวเย็นเกิดขึ้น แผ่กระจายเป็นบริเวณกว้างในหลาย ๆ ทวีป ถ้าหากทวีปต่าง ๆ เหล่านี้อยู่ในตำแหน่งปัจจุบัน และไม่มีการเคลื่อนตัวแยกออกจากกัน **(ภาพที่ 3.5)**

ภาพที่ 3.4. หลักฐานจากร่องรอยการกระทำของธารน้ำแข็งที่สามารถอธิบายได้ดีถ้ามีพื้นที่แคบๆ ต่อเนื่องกัน

(ที่มา : http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part5.html)

ภาพที่ 3.5. หลักฐานจากร่องรอยการกระทำของธารน้ำแข็งอธิบายได้ยากถ้าทวีปต่างๆ ไม่มีการเคลื่อนตัวออกจากกัน

(ที่มา : http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part5.html)

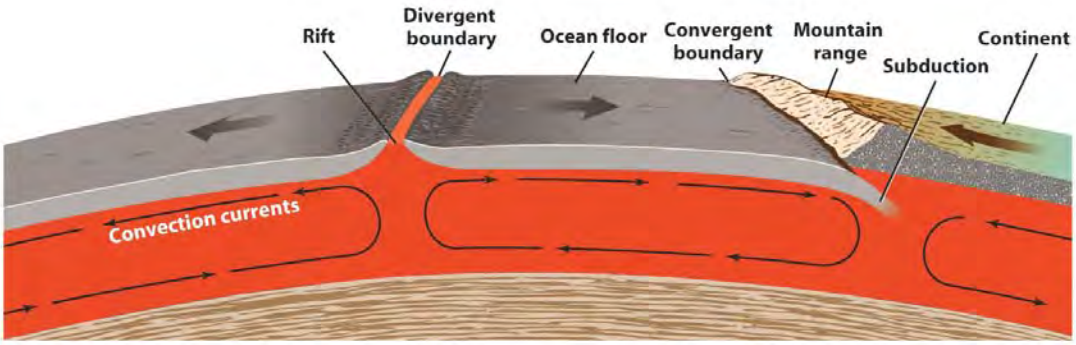
ทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีปของ Wegener มีทั้งที่ยอมรับและไม่ยอมรับในหมู่นักธรณีวิทยา มีข้อโต้แย้งที่ว่ากระแสลมและกระแสคลื่นในทะเล อาจจะช่วยเป็นตัวพัดพาให้ซากดึกดำบรรพ์แผ่กระจายไปในทวีปต่าง ๆ ได้ไม่ยาก ข้อด้อยที่สุดของแนวคิดโดยทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป ก็คือ ไม่สามารถให้คำอธิบายได้ชัดเจนว่า ทวีปต่าง ๆ มีการเคลื่อนไปได้อย่างไร

ในขณะที่ Wegener ได้อธิบายว่า การหมุนตัวของโลกเป็นสาเหตุที่ทำให้ทวีปเกิดการเคลื่อนตัว ซึ่งไม่ค่อยเป็นที่เชื่อถือของนักธรณีวิทยาที่คิดว่าน่าจะเป็นไปไม่ได้

ในปี ค.ศ.1928 นักธรณีวิทยาชาวสก๊อต Arthur Holmes ได้อธิบายว่า ทวีปสามารถเคลื่อนตัวได้ เนื่องจาก การนำพาคลื่นความร้อนภายในโลก (Heat convection current) (ภาพที่ 3.6) คลื่นความร้อนจะเคลื่อนตัวขึ้นมาจากใจกลางของโลก แล้วเคลื่อนตัวในแนวระนาบ และมุดตัวกลับลงไป การเคลื่อนตัวของกระแสคลื่นความร้อนนี้ จะเหนี่ยวนำให้ทวีปมีการเคลื่อนตัวได้ ซึ่งนักธรณีวิทยาปัจจุบันทราบดีว่า หินแข็งร้อนสามารถเคลื่อนตัวได้จริง แต่อยู่ในสภาพของแข็ง ไม่ใช่ของเหลว เป็นที่น่าเสียดายว่า Wegener ได้เสียชีวิตลงเมื่อปี ค.ศ.1930 จึงไม่มีโอกาสได้นำเอาแนวคิดของ Arthur Holmes มาช่วยใช้ในการอธิบายการเคลื่อนที่ของทวีป ตามทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป ที่เขานำเสนอ

ภาพที่ 3.6. การนำพาคลื่นความร้อนภายในโลก เป็นกลไกให้เพลทเคลื่อนที่

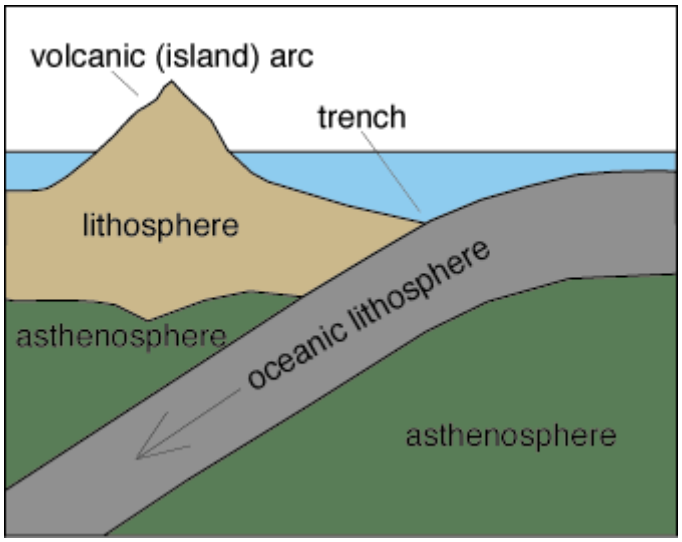
(ที่มา : http://www.physast.uga.edu/~jss/1010/ch14/ovhd.html)



ในช่วงปี ค.ศ.1940-1950 ได้มีการค้นพบความรู้ใหม่ ๆ หลายประการ โดยเฉพาะความรู้เกี่ยวกับหินบริเวณพื้นมหาสมุทร ตลอดจนความรู้เกี่ยวกับคุณสมบัติของแม่เหล็กในหิน ทำให้ได้หลักฐานหลาย ๆ ประการมาช่วยสนับสนุนทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป โดยเฉพาะอย่างยิ่ง นักธรณีวิทยาได้ศึกษาและทราบข้อมูลมาเป็นระยะเวลานานแล้ว ว่ามีเทือกเขาสูงอยู่พื้นมหาสมุทรบริเวณกึ่งกลางของมหาสมุทรแอตแลนติค (Mid-Atlantic Ridges) เทือกเขานี้มีความสูง 2,000 เมตร จากพื้นมหาสมุทร ที่ความลึกประมาณ 6,000 เมตร ต่ำลงไปจากระดับน้ำทะเล นอกจากนี้บริเวณนี้ยังเป็นบริเวณที่มีการเกิดแผ่นดินไหวอย่างต่อเนื่อง โดยพบว่า บริเวณที่เกิดแผ่นดินไหวอย่างต่อเนื่องนี้ จะกระจุกตัวอยู่ในบริเวณที่เป็น ร่องลึก (Trough) หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า หุบเขาทรุด (Rift trough) หุบเขาทรุดนี้กว้างประมาณ 30 กิโลเมตร ลึกประมาณ 2,000 เมตร ในภาพรวมบริเวณท้องมหาสมุทรจะมีลักษณะเป็นเทือกเขาสูง (Ridges) อยู่ติดกับหุบเขาทรุด (Rift trough)

เป็นบริเวณยาวต่อเนื่องมากกว่า 60,000 กิโลเมตร ตลอดพื้นมหาสมุทรของโลก

ในปี ค.ศ. 1962 Harry Hess นักธรณีวิทยาชาวอเมริกัน ได้อธิบายว่า จะมีพื้นมหาสมุทรใหม่ๆ เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องในบริเวณหุบเขาทรุด ตามแนวของ Mid-Atlantic ridges พื้นมหาสมุทร (Oceanic floor) ใหม่จะเกิดจาก Magma ที่ดันแทรกตัวขึ้นมา และเคลื่อนตัวในแนวระนาบออกจากบริเวณของ Mid-Atlantic ridges จากนั้น พื้นมหาสมุทรจะมุดตัวลงบริเวณร่องลึก (Trench) ตามขอบของพื้นทวีป **(ภาพที่ 3.7)** โดย Hess อธิบายว่า การเคลื่อนตัวของพื้นมหาสมุทรเป็นผลจากการนำพาของความร้อน (Convection) ซึ่งไหลหมุนเวียนขึ้นมาจากใจกลางของโลก **(ภาพที่ 3.6)** ผลักดันให้พื้นมหาสมุทรเคลื่อนตัวออกจาก Mid-Atlantic ridges ซึ่งเป็นบริเวณที่เกิดหินใหม่ และเมื่อเคลื่อนตัวไปถึงบริเวณร่องลึกใกล้ขอบของพื้นทวีป ก็จะเกิดการมุดตัวลงไปของพื้นมหาสมุทร ปัจจัยสำคัญและเป็นกลไกที่ทำให้พื้นมหาสมุทรเกิดการเคลื่อนที่ ก็คือ คลื่นความร้อน (Heat convection) นั้นเอง นอกจากจะส่งผลให้พื้นมหาสมุทรเกิดการเคลื่อนที่แล้ว ก็ส่งผลให้พื้นทวีปเกิดการเคลื่อนที่ได้เช่นกัน



ภาพที่ 3.7. การเคลื่อนตัวของพื้นทะเล

(ที่มา : http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part8.html)

3.2. ทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล (Sea-Floor spreading)

Robert Dietz นักวิทยาศาสตร์ชาวอเมริกัน ได้เสนอความคิดและอธิบายการเคลื่อนตัวของพื้นมหาสมุทรและพื้นทวีป โดยกลไกการนำพาของคลื่นความร้อน เช่นเดียวกับ Harry Hess และเรียกแนวความคิดนี้ว่า ทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล โดยเขาให้ความเห็นว่าจริง ๆ แล้ว ส่วนที่เคลื่อนตัวนั้น ไม่ใช่เป็นบริเวณฐานของเปลือกโลก (Crust) แต่เป็นฐานของชั้น Lithosphere มากกว่า ซึ่งวางและเคลื่อนตัวอยู่บนชั้น Asthenosphere

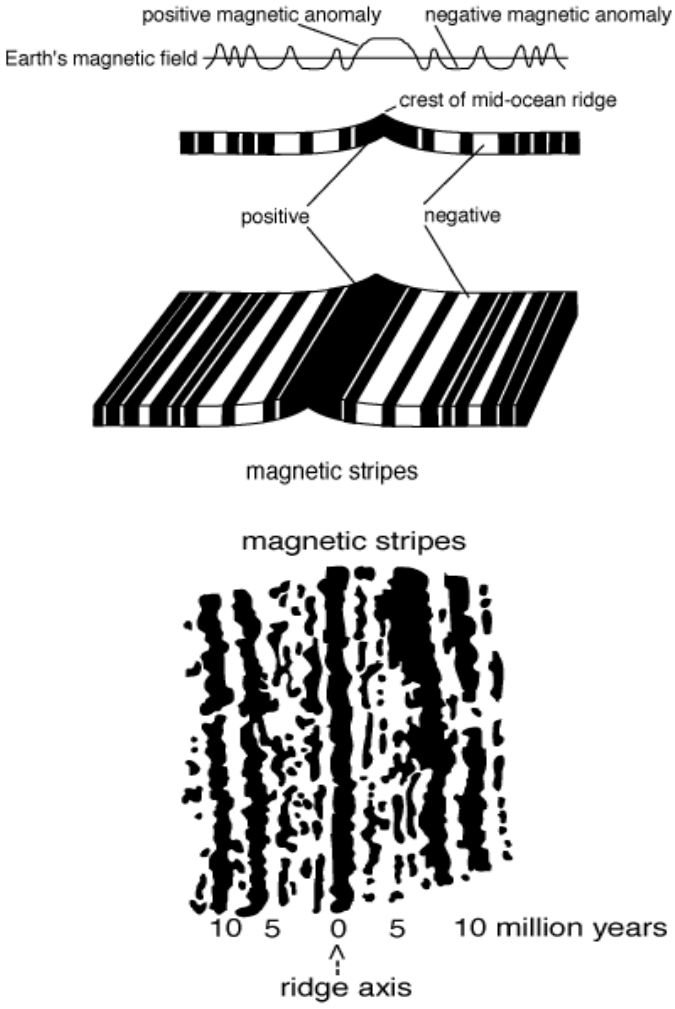
โดยข้อสรุปทั้ง Harry Hess และ Robert Dietz สามารถอธิบายการเคลื่อนตัวของทวีปต่าง ๆ ตามทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป ของ Wegener ในขณะที่ในช่วงก่อนหน้านี้ Wegener ไม่สามารถอธิบายได้ด้วยเหตุนี้ การเคลื่อนที่ของทวีปต่าง ๆ จึงไม่ได้เกิดขึ้นจากการหมุนตัวของโลก แต่เป็นผลจากกลไกการนำพาของคลื่นความร้อน โดยชั้น Lithosphere ซึ่งเป็นเพลทที่มีสถานะเป็นของแข็ง (Solid) เคลื่อนตัวผ่านชั้น Asthenosphere ซึ่งเป็นเพลทที่มีสถานะเป็นของเหลวคล้ายพลาสติก

หลักฐานสนับสนุนทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล

ปกติหินอัคนีจะมีส่วนประกอบของแร่ที่มีคุณสมบัติการเป็นแม่เหล็ก (Magnetic minerals) แร่เหล่านี้เมื่อถูกเหนี่ยวนำโดยสนามแม่เหล็กโลก (Earth's magnetic) จะทำให้แร่เหล่านี้วางตัวไปในทิศทางเดียวกับสนามแม่เหล็กโลก และมีคุณสมบัติเป็นแม่เหล็กให้สนามแม่เหล็กของตัวมันเอง (Rock's magnetic) จากการศึกษาความเข้มข้นของสนามแม่เหล็กในหินอัคนีบริเวณพื้นมหาสมุทรตามแนวของสันกลางมหาสมุทรแอตแลนติก (Mid-Atlantic ridges) พบว่า มีความเข้มข้นของสนามแม่เหล็กแตกต่างกันออกไปที่ตำแหน่งต่าง ๆ หรืออีกนัยหนึ่งมีค่าความผิดปกติของสนามแม่เหล็ก (Magnetic anomaly) เกิดขึ้นในหินบริเวณดังกล่าว โดยพบว่า อาจจะมีค่าเป็นบวก (Positive magnetic anomaly) หรืออาจจะมีค่าเป็นลบ (Negative magnetic anomaly) บริเวณที่มีค่าเป็นบวก จะเป็นบริเวณที่มีค่าความเข้มข้นของสนามแม่เหล็กสูงกว่าความเข้มข้นของสนามแม่เหล็กโลกปัจจุบัน บริเวณที่มีค่าเป็นลบจะเป็นบริเวณที่มีค่าความเข้มข้นของสนามแม่เหล็กต่ำกว่าความเข้มข้นของสนามแม่เหล็กโลกปัจจุบัน ซึ่งสามารถอธิบายได้ว่า บริเวณที่มีค่าเป็นบวก สนามแม่เหล็กโลกและสนามแม่เหล็กของหินจะวางตัวอยู่ในทิศทางเดียวกันส่งเสริมกัน ในขณะที่บริเวณที่มีค่าเป็นลบ สนามแม่เหล็กโลกและสนามแม่เหล็กของหินจะวางตัวอยู่ในทิศทางตรงกันข้ามกัน เกิดการหักล้างกัน ซึ่งสะท้อนให้เห็นว่า ในขณะที่หินนี้เย็นตัวลง ทิศทางของสนามแม่เหล็กโลกจะแตกต่างกัน ขึ้นอยู่กับว่า ขั้วเหนือของสนามแม่เหล็กโลกจะวางตัวอยู่ที่ขั้วเหนือโลกหรือขั้วใต้โลก โดยสรุป บริเวณที่มีค่าความผิดปกติของสนามแม่เหล็ก

โลกมีค่าเป็นบวก แสดงว่าหินนั้นจะเย็นตัวและแข็งตัวเป็นหิน เมื่อขั้วเหนือของแม่เหล็กโลกวางตัวอยู่ที่ขั้วเหนือโลก ในขณะที่บริเวณที่มีค่าความผิดปกติของสนามแม่เหล็กโลกมีค่าเป็นลบแสดงว่าหินนั้นจะเย็นตัวและแข็งตัวเป็นหิน เมื่อขั้วเหนือของแม่เหล็กโลกวางตัวอยู่ที่ขั้วใต้โลก ซึ่งปรากฏการณ์เคลื่อนย้ายของขั้วแม่เหล็กโลกนี้ได้เกิดขึ้นมาอย่างต่อเนื่องในช่วงอายุต่าง ๆ ของธรณีกาล

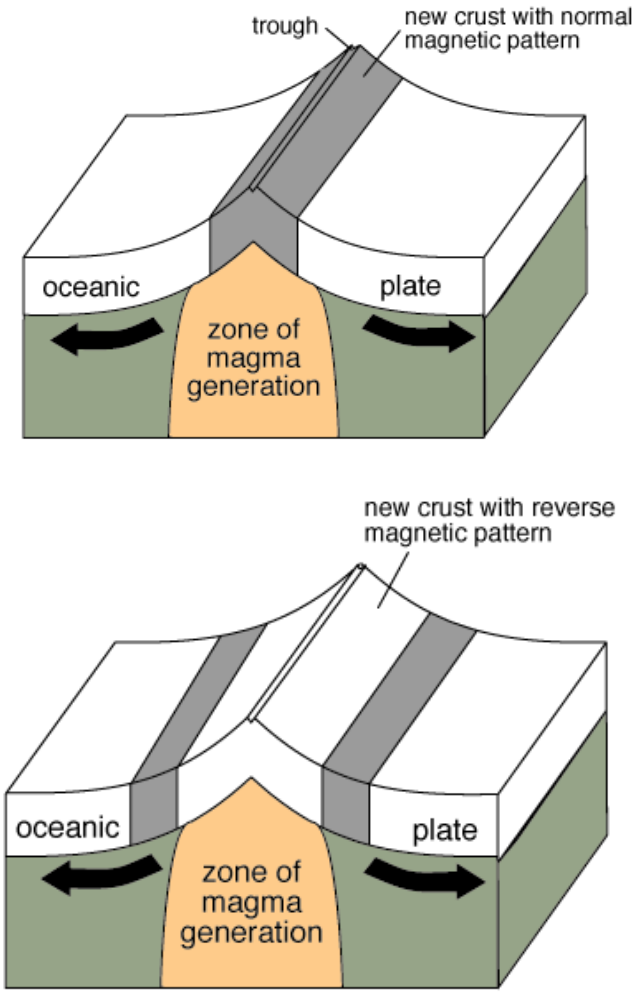
เมื่อนำค่าความผิดปกติของสนามแม่เหล็ก (ทั้งบวกและลบ) ในบริเวณท้องมหาสมุทรมาเขียนลงในแผนที่ ก็จะได้รูปแบบ **ดังแสดงในภาพที่ 3.8** โดยมีค่าเป็นบวกและลบสลับกัน และขนานกันออกไปจากแนวกึ่งกลางของมหาสมุทรแอตแลนติก เป็นหลักฐานว่าในอดีตกาล ขั้วเหนือสนามแม่เหล็กโลกมีการเคลื่อนย้ายสลับกันไปมาจากขั้วเหนือโลกไปสู่ขั้วใต้โลก

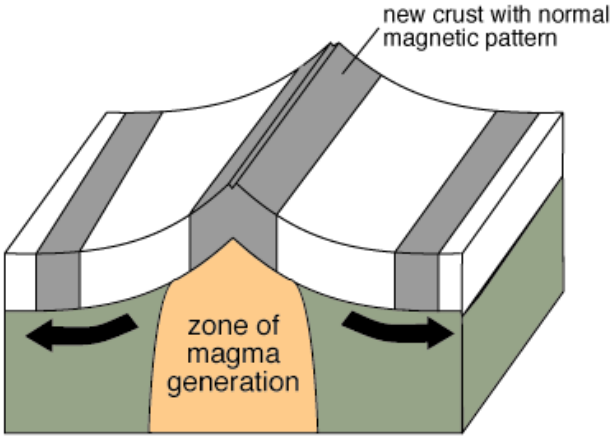


ภาพที่ 3.8. รูปแบบของค่าความผิดปกติของสนามแม่เหล็กในหิน

(ที่มา : http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part9.html)

จากหลักฐานของค่าความผิดปกติของสนามแม่เหล็กนี้ ในปี ค.ศ.1963 Fred Vine และ Drummond Matthews ได้อธิบายว่า เมื่อมีการดันแทรกตัวของลาวาขึ้นมาตามแนวสันกลางมหาสมุทรแอตแลนติก หินอัคนีเหล่านี้จะถูกเหนี่ยวนำโดยสนามแม่เหล็กโลก ณ ขณะนั้น ๆ ในทำนองเดียวกัน เมื่อลาวาชุดใหม่ดันแทรกตัวขึ้นมา ก็จะถูกเหนี่ยวนำโดยสนามแม่เหล็ก ณ ขณะนั้นเช่นกัน และถ้าสนามแม่เหล็กโลกมีทิศทางที่สลับกัน ขึ้นอยู่กับการวางตัวของขั้วเหนือแม่เหล็กโลก ก็จะทำให้ทิศทางของสนามแม่เหล็กในหินมีทิศทางที่สลับกันเช่นกัน **(ภาพที่ 3.9)** หินเก่าที่เกิดขึ้นก็จะถูกดันหรือเคลื่อนตัวออกจากบริเวณแนวสันกลางมหาสมุทรแอตแลนติก เมื่อลาวาชุดใหม่ดันแทรกตัวขึ้นมา ปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง ซึ่งสนับสนุนทฤษฎีการขยายตัวของพื้นมหาสมุทร (Sea-Floor spreading) นั่นเอง นอกจากนี้ ยังบ่งชี้ว่า บริเวณแนวสันกลางมหาสมุทรแอตแลนติกจะมีหินอัคนีใหม่ ๆ หรือเปลือกโลกบริเวณท้องมหาสมุทร (Oceanic crust) ใหม่ ๆ เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง



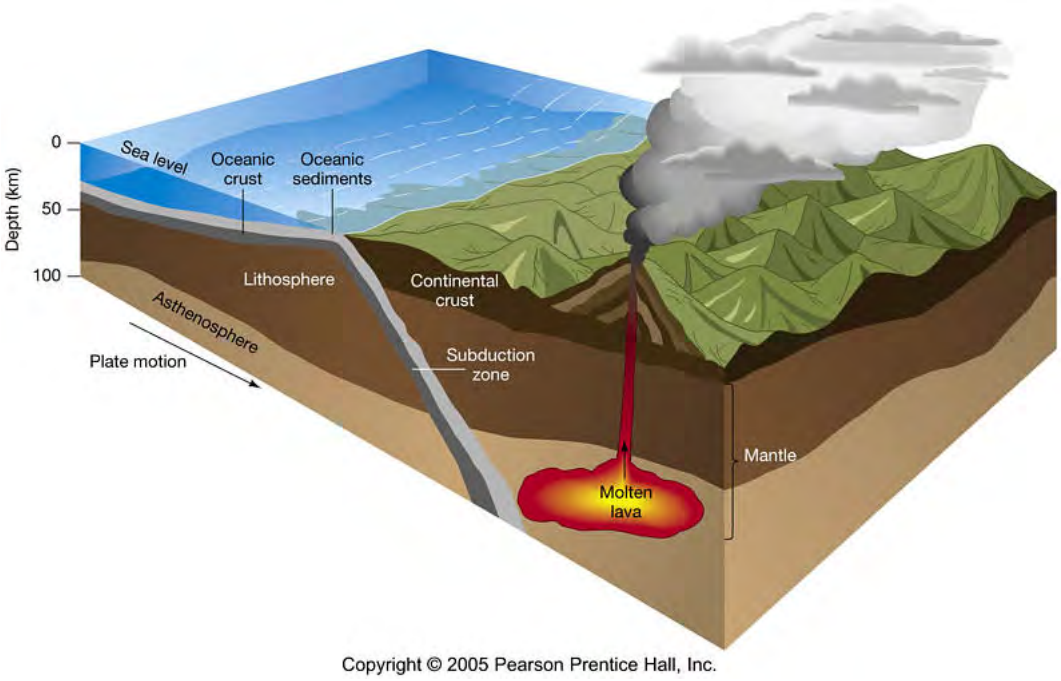


ภาพที่ 3.9. การเกิดใหม่ของแปลือโลกใต้มหาสมุทรและการเคลื่อนตัวออกจากจุดที่เกิด
ที่มา : http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part9.html)

3.3. ทฤษฎีเพลทเทคโทนิค (Plate Tectonic)

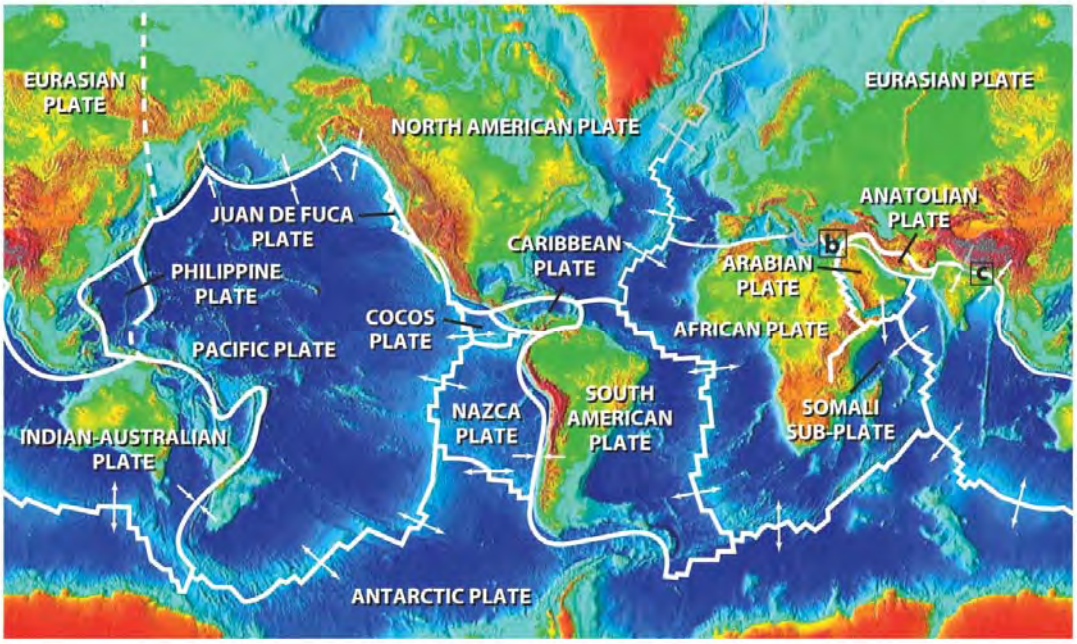
ปัจจุบันทฤษฎีเพลทเทคโทนิค ได้รับการยอมรับอย่างกว้างขวาง ซึ่งเป็นผลจากหลักฐานปรากฏการณ์ ข้อพิสูจน์ต่าง ๆ ที่พัฒนามาจากแนวความคิดของทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป และ ทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล ตามที่ได้กล่าวมาแล้ว ในปี ค.ศ.1965 Tuzo Wilson เป็นผู้เสนอนิยามว่า เพลท (Plate) ขึ้นมาใช้สำหรับเรียกพื้นผิวของโลกที่แตกหักออกจากกัน ในขณะที่ในปี ค.ศ.1967 Jason Morgan ได้เสนอว่า พื้นผิวของโลกประกอบด้วยเพลทที่สำคัญ รวม 12 เพลท ซึ่งมีการเคลื่อนตัวผ่านซึ่งกันและกัน

โดยสรุป พื้นผิวของโลกสามารถแบ่งเป็นเพลทได้ 2 ชนิด คือ (1) Lithosphere (หรือ Lithospheric Plate) ซึ่งเป็นส่วนที่มีสถานะเป็นของแข็ง ประกอบด้วย Crust และ Upper Mantle (ส่วนที่แข็งตัว) และ (2) Asthenosphere (หรือ Asthenospheric Plate) ซึ่งประกอบด้วย Lower Mantle มีสถานะเป็นของเหลวเคลื่อนที่แบบพลาสติก Lithosphere จะวางตัวอยู่และเคลื่อนที่บน Asthenosphere **(ภาพที่ 3.10)**



ภาพที่ 3.10. Asthenosphere plate และ Lithosphere plate (Oceanic และ Continental Crust)
(ที่มา : http://physics.uoregon.edu/~jimbrau/astr121/Notes/Chapter7.html)

นักธรณีวิทยาได้กำหนดตำแหน่งและขอบเขตของเพลทต่าง ๆ จากข้อมูลตำแหน่งที่มีการเกิดแผ่นดินไหวและภูเขาไฟที่เกิดขึ้นบนโลก ซึ่งพบว่า ตำแหน่งแผ่นดินไหวตลอดจนภูเขาไฟจะกระจุกตัวอยู่ตามแนวที่ชัดเจน แสดงว่า บริเวณแนวเหล่านี้ เป็นแนวที่เปลือกโลกมีการเคลื่อนไหวอย่างต่อเนื่อง นักธรณีวิทยาจึงได้กำหนดแนวเหล่านี้เป็นขอบเขตของเพลทต่าง ๆ ประกอบด้วยเพลทที่สำคัญขนาดใหญ่ 7 เพลท และเพลทเล็ก ๆ จำนวน 20 เพลท **(ภาพที่ 3.11)** เพลทขนาดใหญ่ ได้แก่ (1) Eurasian Plate (2) African Plate (3) Australian-Indian Plate (4) Antartica Plate (5) Pacific Plate (6) North-American Plate และ (7) South-American Plate



ภาพที่ 3.11. ตำแหน่งและขอบเขตของเพลทต่างๆ

(ที่มา : Garrison, 1999)

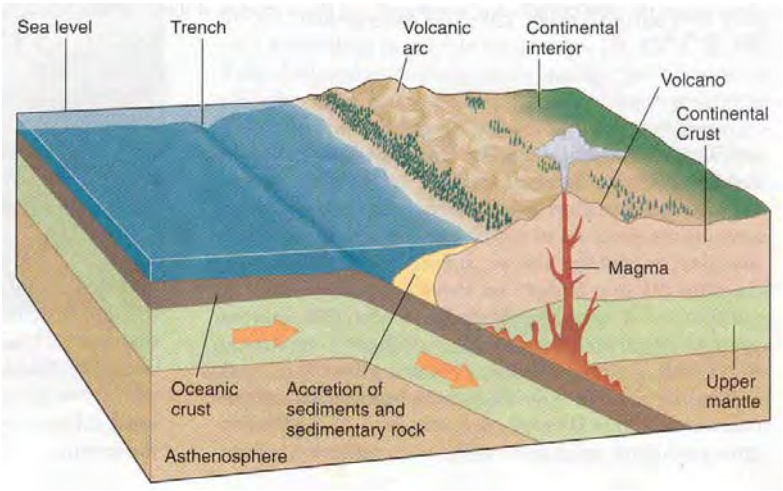
3.4. ประเภทการเคลื่อนที่ของเพลท (Type of Plate Motion)

บริเวณขอบของเพลทต่างๆ บนเปลือกโลกจะมีการเคลื่อนที่ทั้งที่มีการแยกออกจากกันและเคลื่อนเข้าหากัน โดยทั่วไปสามารถจำแนกออกได้เป็น 3 ประเภท

3.4.1. Convergent margin เป็นลักษณะที่ขอบของเพลทวิ่งเข้าหากัน ในบริเวณที่มี Convection cell เกิดขึ้น ทำให้ของเหลวที่อยู่ในชั้นเนื้อโลกซึ่งมีอุณหภูมิต่ำกว่า จะเคลื่อนที่ลงด้านล่าง (Downwelling) สามารถแบ่งออกได้เป็น 3 รูปแบบด้วยกัน

3.4.1.1. Continental convergent margin เป็นลักษณะขอบของเพลทที่วิ่งเข้าหากัน โดยด้านหนึ่งเป็นของเพลทอยู่ในมหาสมุทร (Oceanic plate) ส่วนอีกด้านหนึ่งเป็นขอบของเพลทที่เป็นพื้นดิน (Continental plate) (**ภาพที่ 3.12**) โดยขอบของเพลทที่อยู่ในมหาสมุทรซึ่งมีความหนาแน่นมากกว่าจะมุดลงด้านขอบของเพลทที่เป็นพื้นดินซึ่งมีความหนาแน่นน้อยกว่า ลักษณะเช่นนี้ทำให้เขตการมุดตัว (Subduction zone) มีหุบเหวลึก (Trench) เกิดขึ้นตลอดแนว บริเวณนี้ได้แก่ บริเวณทวีปอเมริกาใต้ตลอดแนวชายฝั่งมหาสมุทรแปซิฟิก

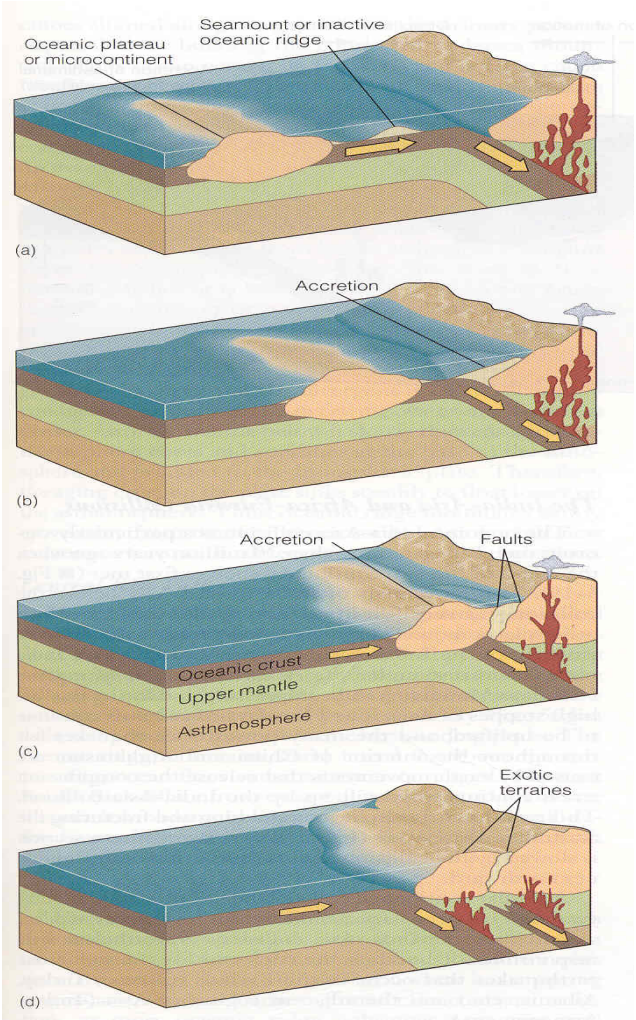
นอกจากนี้ยังมีขบวนอย่างอื่นที่ทำให้ขอบของเพลทมีลักษณะเป็น Continental convergent margin ได้แก่ การเกิดแนวภูเขาไฟซึ่งมักจะพบบริเวณขอบของเพลทที่เป็นดิน จะเกิดขึ้นเมื่อขอบของเพลทที่อยู่ในมหาสมุทรมุดตัวลงด้านล่างเพลทที่เป็นพื้นดิน ส่วนของเพลทที่อยู่ในมหาสมุทรจะมีลักษณะเป็นหินที่สามารถหลอมเหลวได้ เมื่อมุดลงสู่ด้านล่างไปปะทะกับความร้อนที่สะสมในชั้นเนื้อโลกทำให้เกิดการละลายและผสมกับเข้ากับหินหลอมเหลวที่มีอยู่เดิมกลายเป็น Magma ดันขึ้นสู่ด้านบนบริเวณขอบของเพลทที่เป็นพื้นดิน กลายเป็นแนวภูเขาไฟเกิดขึ้น **ดังแสดงในภาพที่ 3.12** พบโดยทั่วไปในมหาสมุทรแปซิฟิก



ภาพที่ 3.12. แสดงการเคลื่อนที่ของเพลทแบบ Continental convergent margin

(ที่มา : Segar, 1998)

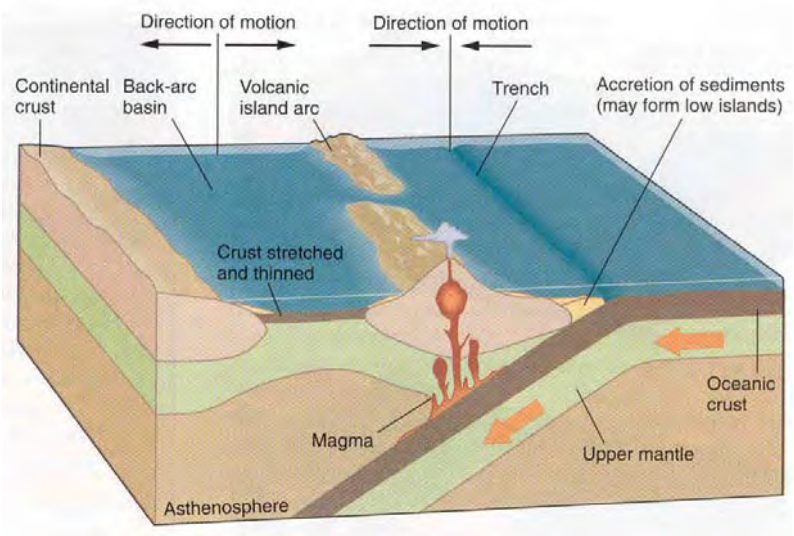
บริเวณพื้นมหาสมุทรมีการยกตัวสูงขึ้น หรือเรียกว่าที่ราบสูงใต้มหาสมุทร (Oceanic plateaus) ซึ่งคิดเป็นพื้นที่ประมาณ 3 เปอร์เซ็นต์ของพื้นทะเลทั้งหมด ส่วนของที่ราบสูงใต้มหาสมุทรสามารถแตกออกเป็นส่วนเล็กๆ ได้เรียกว่า Microcontinents ซึ่งสามารถเคลื่อนตัวได้โดยการเคลื่อนที่ของเพลทใต้มหาสมุทร หากส่วนของที่ราบสูงใต้มหาสมุทรมีความหนามากเกินไปจะทำให้ไม่สามารถมุดล่างสูงด้านล่างได้ก็จะทำให้เกิดการเชื่อมต่อกับขอบของเพลทที่เป็นพื้นดินทำให้เกิด Exotic terranes ขึ้น (**ภาพที่ 3.13**)



ภาพที่ 3.13. แสดงการเคลื่อนที่ของเพลททำให้เกิด Exotic terranes

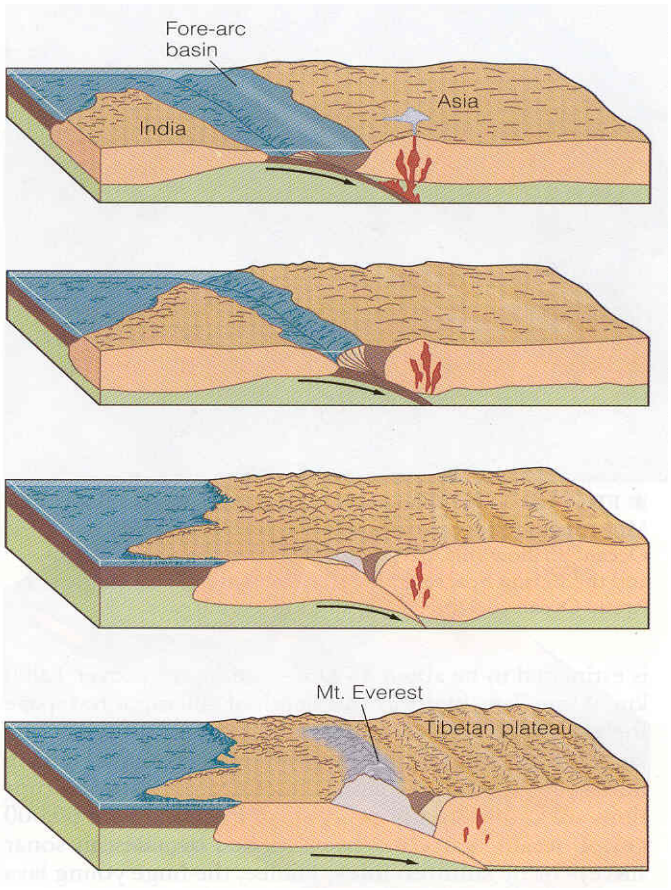
(ที่มา : Segar, 1998)

3.4.1.2. Oceanic convergent margin เป็นลักษณะขอบของเพลทวิ่งเข้าหากันโดยเป็นขอบของเพลทที่อยู่ในมหาสมุทร (Oceanic plate) ทั้ง 2 เพลท โดยมีขบวนการที่คล้ายคลึงกับ Continental convergent margin โดยเพลทที่มีอายุมากกว่า ความหนาแน่นมากกว่า และอุณหภูมิต่ำกว่าจะมุดลงสู่ด้านล่าง (**ภาพที่ 3.14**) เช่น Pacific plate ที่มีอายุมากจะมุดลงด้านล่าง North American plate ซึ่งมีอายุน้อยกว่า ขบวนการมุดตัวที่เกิดขึ้นจะทำให้เกิดหุบเหวเป็นแนวตามขอบของเพลท ส่วนเพลทที่อยู่ด้านบนและไม่มีการมุดตัวก็จะมีแนวภูเขาไฟเกิดขึ้น เรียกว่า Magmatic arc หรือ Volcanic island arc พบมากในมหาสมุทรแปซิฟิก



ภาพที่ 3.14. แสดงการเคลื่อนที่ของเพลทแบบ Oceanic convergent margin
(ที่มา : Segar, 1998)

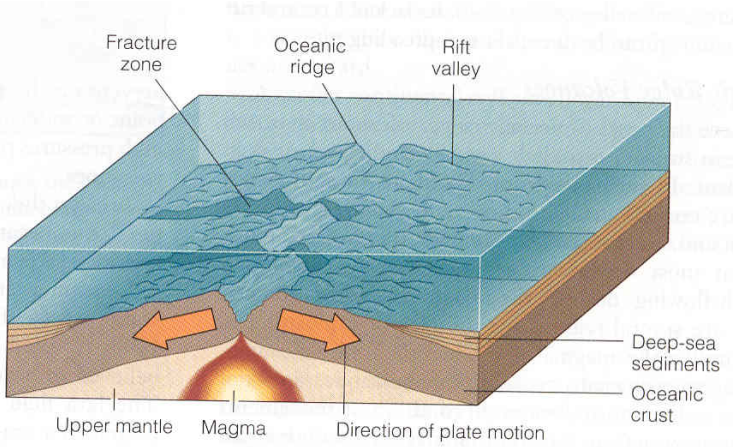
3.4.1.3. Continental collision margin เป็นลักษณะขอบของเพลทวิ่งเข้าหากันโดยเป็นขอบของเพลทที่เป็นพื้นดิน (Continental plate) ทั้ง 2 เพลท โดยเมื่อมีการเคลื่อนที่เข้าหากันขอบของเพลทแผ่นหนึ่งมีการมุดลงด้านล่างของอีกเพลทหนึ่ง แต่เพลทที่มีการมุดตัวลงไม่ได้ถูกลากจมลงสู่ชั้น Asthenosphere ทั้งหมด ส่วนที่อยู่ด้านบนยังคงมีการชนปะทะกันลงผลให้ขอบของเพลททั้ง 2 เพลทเกิดการอัดตัวทำให้ระดับของแผ่นดินเกิดการยกตัวกลายเป็นภูเขาสูงเกิดขึ้นในบริเวณขอบของเพลท (**ภาพที่ 3.15**) รูปแบบของ Continental collision margin ในปัจจุบันพบได้ในแนวของอินเดียกับเอเชีย (India-Asia collision) และแนวแอฟริกากับยูราเซีย (Africa-Eurasia collision)



ภาพที่ 3.15. แสดงการเคลื่อนที่ของเพลทแบบ Continental collision margin
(ที่มา : Segar, 1998)

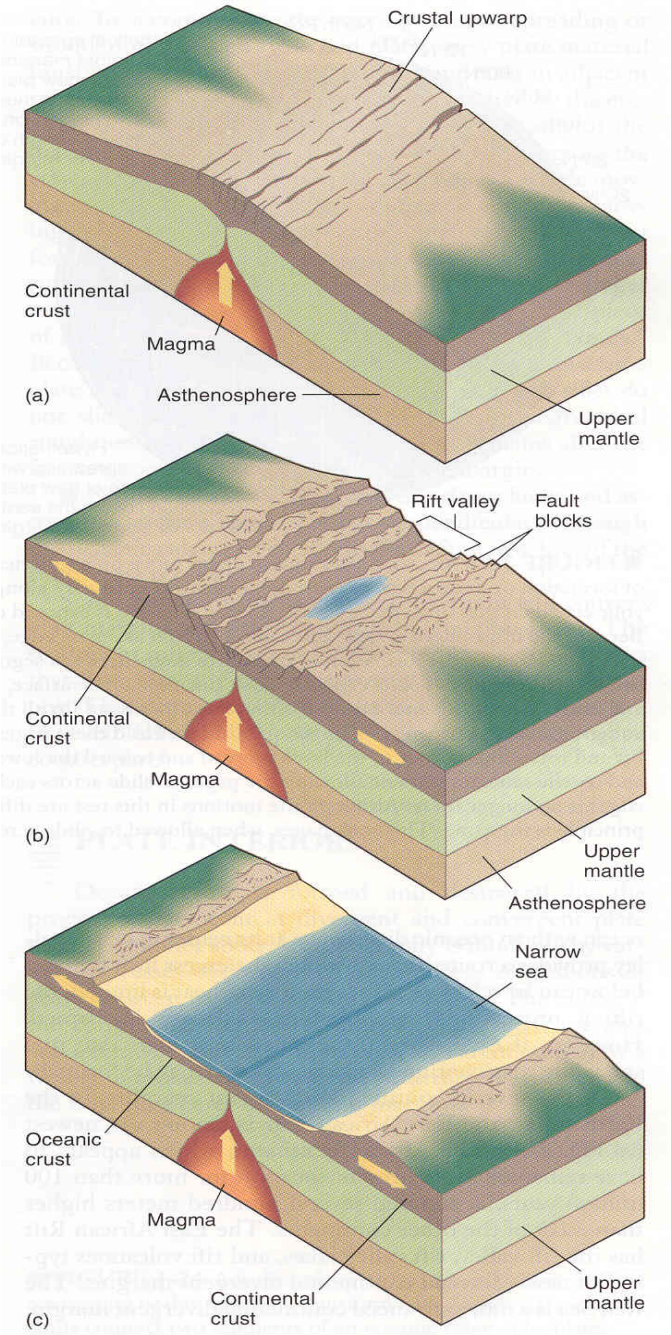
3.4.2. Divergent margin เป็นลักษณะที่ขอบของเพลทแยกออกจากกัน เกิดขึ้นในบริเวณที่มี Convection cell เช่นเดียวกัน แต่ของเหลวที่อยู่ในชั้นเนื้อโลกที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะเคลื่อนขึ้นสู่ด้านบน (Upwelling) สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 รูปแบบด้วยกัน

3.4.2.1. Oceanic divergent margin เป็นลักษณะขอบของเพลทวิ่งออกจากกันโดยเป็นขอบของเพลทที่อยู่ในมหาสมุทร (Oceanic plate) ทั้ง 2 เพลท เช่น Mid-Atlantic Ridge และ East Pacific Rise เป็นต้น โดยทั่วไปมักจะเรียกว่าการขยายตัวของพื้นทะเล (Seafloor spreading) (**ภาพที่ 3.16**) ในขณะที่แนวภูเขาใต้ทะเล (Oceanic ridge) มีการขยายตัวแยกออกจากกันอย่างช้าๆ ในบริเวณ Divergence zone และมีการจมตัวลง ก็จะมีภูเขาลูกใหม่เกิดขึ้นมาแทนที่เช่นเดียวกัน



ภาพที่ 3.16. แสดงการเคลื่อนที่ของเพลทแบบ Oceanic divergent margin
(ที่มา : Garrison, 1999)

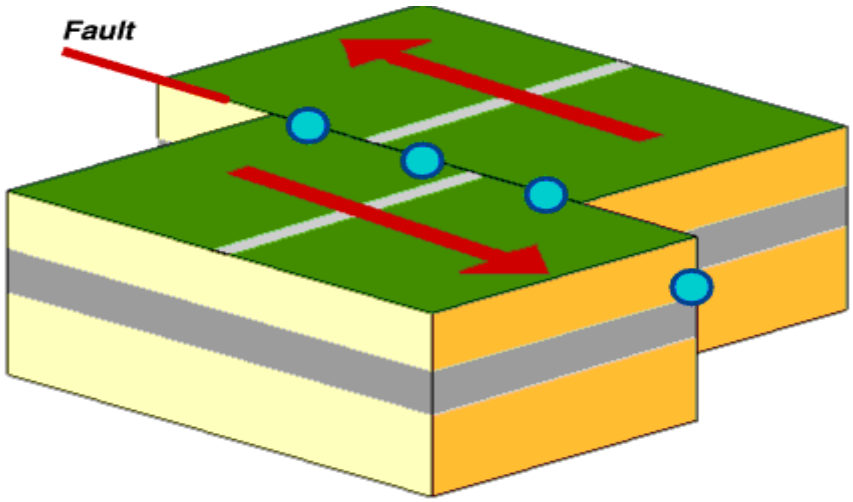
3.4.2.2. Continental divergent margin เป็นลักษณะของเพลทที่อยู่บนพื้นดิน (Continental plate) มีการแยกตัวออกจากกันกลายเพลทขนาดเล็ก 2 เพลท ในช่วงแรกจะเกิด Rift valley อยู่ระหว่างแนวที่มีการแยกตัว เมื่อระยะเวลาเปลี่ยนไปส่วนของ Rift valley จะกลายเป็นทะเลแคบๆ(Narrow sea) เกิดขึ้นและแยกแผ่นดินทั้ง 2 ส่วนเอาไว้ แผ่นดินที่มีการแยกออกจากกันก็จะมีการเคลื่อนที่จนไปปะทะกับแนวเพลทอื่นแต่จะไม่มุดลงด้านล่างของเพลทอื่นเนื่องจากมีความหนาแน่นต่ำ (**ภาพที่ 3.17.**) ส่วนที่เป็น Continental divergent margin ที่พบในปัจจุบันได้แก่ East African Rift และ The Red Sea เป็นต้น



ภาพที่ 3.17. แสดงการเคลื่อนที่ของเพลทแบบ Continental divergent margin

(ที่มา : Segar, 1998)

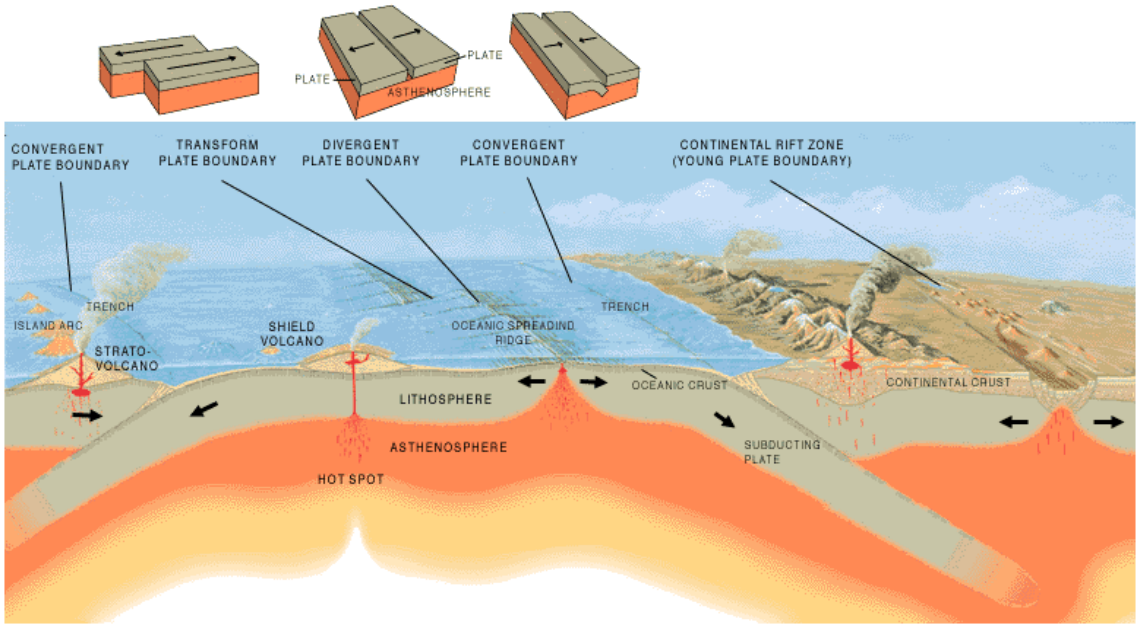
3.4.3. Transform faults เป็นการเคลื่อนที่ของเพลท 2 เพลทโดยที่ขอบของเพลทวิ่งสวนทางกัน ขอบของเพลทจะไม่มีการมุดตัว (Converging) หรือแยกออกจากกัน (Diverging) ลักษณะของ Transform faults ที่รู้จักกันดีได้แก่ San Andreas Fault ในรัฐแคลิฟอร์เนียของสหรัฐอเมริกา เป็นบริเวณที่ Pacific Plate วิ่งสวนทางกับ North American Plate การเคลื่อนที่ของเพลทในลักษณะนี้จะไม่ทำให้เกิดหุบเหว ภูเขา และภูเขาไฟ เหมือนกับการเคลื่อนที่ของเพลทประเภทอื่นๆ การเคลื่อนที่ของเพลททั้งในลักษณะมุดลงด้านล่างและแยกออกจากกันสามารถทำให้เกิด Transform faults ในระยะทางสั้นๆ ได้ (**ภาพที่ 3.18**) การเกิด Transform faults จะพบในส่วนของพื้นดินใต้มหาสมุทร (Oceanic crust) เป็นส่วนใหญ่



ภาพที่ 3.18. แสดงการเคลื่อนที่ของเพลทแบบ Transform faults

(ที่มา : http://www.riverdell.k12.nj.us/staff/molnar/onotesch4.htm)

เพลทส่วนใหญ่จะประกอบด้วยทั้งส่วนที่เป็น Continental Crust และ Oceanic Crust ส่วนประกอบนี้จะมีส่วนสำคัญต่อการเคลื่อนที่ของเพลท ในกรณีที่เพลทเคลื่อนที่ผ่านซึ่งกันและกัน ภาพรวมการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกตามทฤษฎีเพลทเทคโทนิค แสดงในภาพที่ 3.19



ภาพที่ 3.19. ภาพรวมการเคลื่อนตัวของเปลือกโลก

(ที่มา : http://www.washington.edu/burkemuseum/geo_history_wa/The%20Restless%20Earth%20v.2.0.htm)

3.5. ลักษณะพื้นท้องทะเล

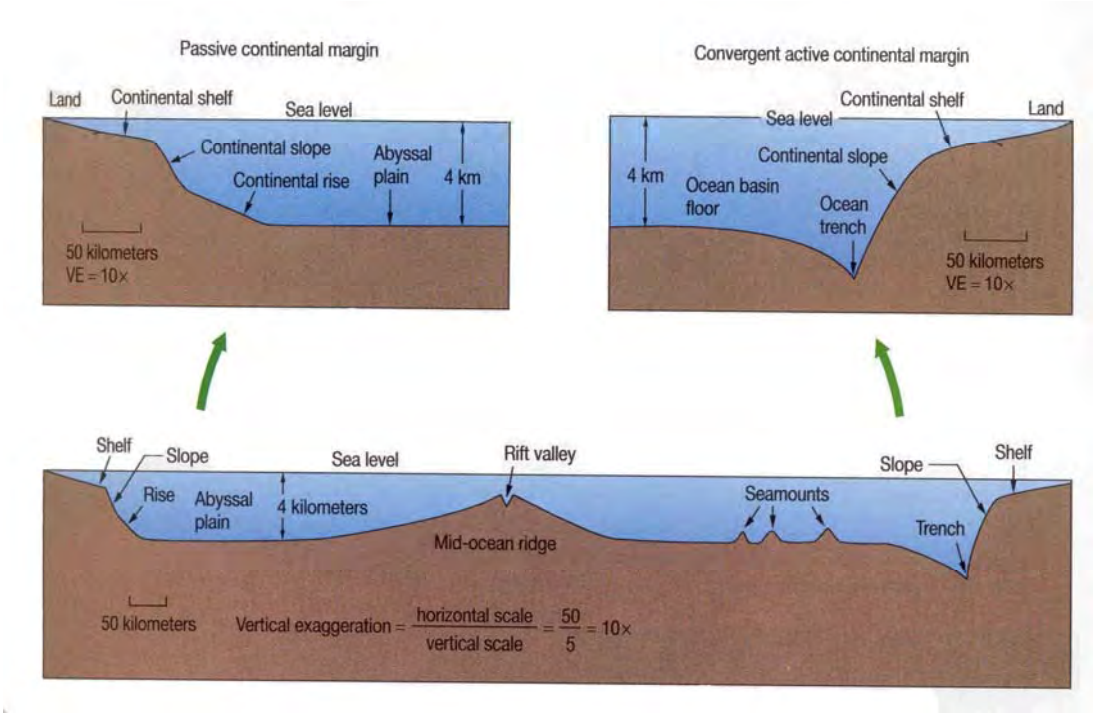
มหาสมุทรต่างๆ ที่ปกคลุมอยู่บนผิวโลก คือ บริเวณที่เป็นแอ่งลึกที่สุดบนผิวโลก น้ำทะเลที่กำเนิดขึ้น จะไหลลงสู่ที่ต่ำ กลายเป็นมหาสมุทรอันกว้างใหญ่ในที่สุด พื้นท้องทะเลก็มีรูปร่างลักษณะคล้ายกับสิ่งที่พบเห็นบนพื้นดิน กล่าวคือ มีเทือกเขา ภูเขา ที่ราบสูง ลำธาร เหว ฯลฯ เพียงแต่มองลักษณะเหล่านี้ไม่เห็น เพราะมีพื้นน้ำปกคลุมอยู่ ระดับน้ำทะเลไม่สามารถแบ่งเขตได้อย่างถาวรเนื่องจากระดับน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาที่เรียกว่า เวลาทางธรณีวิทยา (Geological time) กล่าวคือ เมื่อระยะเวลาผ่านไป พื้นผิวของโลกที่จมอยู่ใต้ทะเลอาจมีการยกตัวหรือจมตัว ตามหลักทฤษฎีการเคลื่อนที่ของพื้นทวีป แต่ในระยะเวลาอันสั้นถือว่าพื้นทะเลมีการเปลี่ยนแปลงน้อยมาก หากจะแบ่งพื้นที่ผิวโลกอย่างแท้จริงสามารถแบ่งออกได้เป็น 3 ส่วน คือ

1. ส่วนที่เป็นพื้นดินอย่างแท้จริง (Terrestrial region) เป็นส่วนของพื้นดินที่อยู่เหนือระดับน้ำทะเล
2. ส่วนที่เป็นพื้นมหาสมุทรอย่างแท้จริง (Ocean basin floor) เป็นส่วนพื้นราบใต้ทะเล
3. ส่วนที่ทับซ้อนกัน (A region of overlab) เป็นแนวรอยต่อระหว่างส่วนที่เป็นพื้นดินอย่างแท้จริงกับส่วนที่เป็นพื้นมหาสมุทรอย่างแท้จริง โดยทั่วไปนักสมุทรศาสตร์จะใช้เส้น

แสดงความลึกที่เท่ากัน คือ 2,000 เมตร เป็นเส้นเขตแดน ดังนั้นส่วนที่ทับซ้อนกันจึงเป็นส่วนที่มีความลึกตั้งแต่ 0 ถึง 2,000 เมตร โดยประมาณ หากคิดเป็นพื้นที่จะครอบคลุมถึง 44 เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ผิวโลก และหนึ่งในสามของพื้นที่จำนวนนี้เป็นส่วนที่จมอยู่ใต้น้ำทะเลที่เรียกว่า เขตไหล่ทวีป (Continental margin) แบ่งออกเป็น 2 ประเภท คือ

1. Passive continental margin หรือ Atlantic continental margin พบบริเวณไหล่ทวีปในเขตมหาสมุทรแอตแลนติก เกิดจากขอบไหลทวีปเคลื่อนตัวออกจากกลางมหาสมุทร ซึ่งเป็นจุดศูนย์กลางในการแพร่กระจาย โดยเมื่อ Continent rifts แยกออกจากกันทำให้เกิดพื้นทะเลใหม่ที่เกิดขึ้นระหว่าง Fragment ไม่ได้เกิดจากกิจกรรมของภูเขาไฟและแผ่นดินไหว ไม่มี Plate boundaries บริเวณขอบมีตะกอนหนากว่าจุดศูนย์กลาง

2. Active continental margins หรือ Pacific continental margin พบบริเวณไหล่ทวีปในแถบมหาสมุทรแปซิฟิก เกิดจากอิทธิพลของภูเขาไฟ แผ่นดินไหว พื้นที่ไหล่ทวีปมีความลาดชันและแคบ มี Plate boundaries



ภาพที่ 3.20. แสดงเขตไหล่ทวีป แบบ Passive continental margin และ Active continental margin
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

3.5.1. เขตไหล่ทวีป (Continental margin) ประกอบด้วย 3 ส่วน

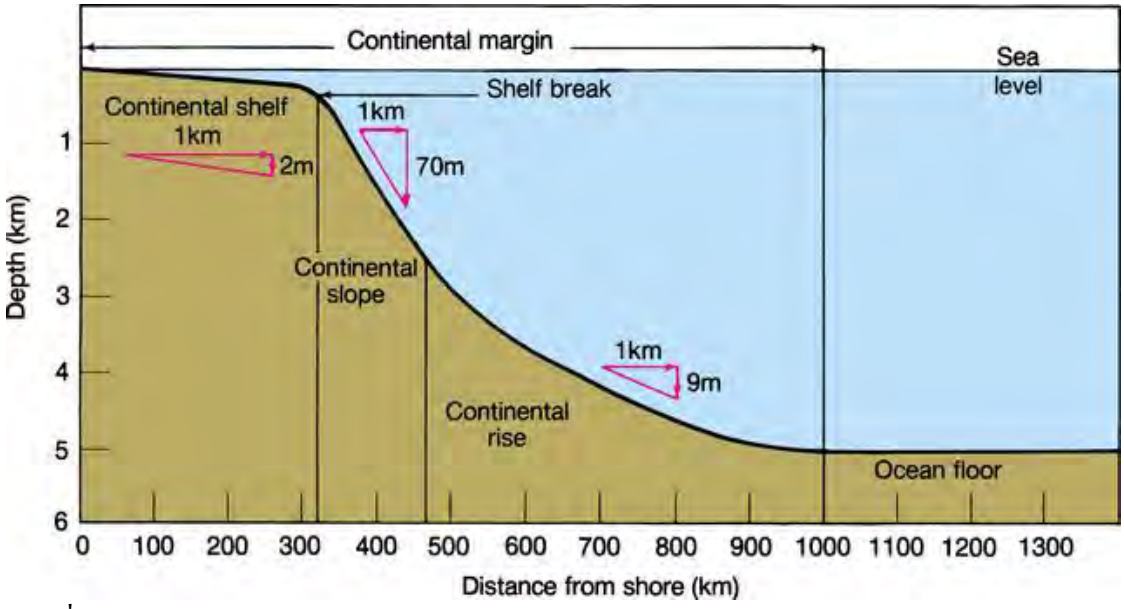
3.5.1.1. ไหล่ทวีป (Continental shelf) ไหล่ทวีปเป็นบริเวณพื้นที่ขอบของไหล่เปลือกโลกที่มีลักษณะ เรียบและปกคลุมโดยน้ำทะเล มีค่าความลึกเฉลี่ยสูงสุดของไหล่ทวีปประมาณ 130 เมตร (427 ฟุต) มีความกว้างเฉลี่ย 65 กิโลเมตร (40 ไมล์). ความกว้างอาจมีค่ามากถึง 1,500 กิโลเมตร (930 ไมล์) สำหรับไหล่ทวีปที่เป็นแบบ Passive margins และมีความลึกบริเวณขอบนอกของไหล่ทวีปตั้งแต่ 20 เมตร ถึง 500 เมตร (65–1,640 ฟุต) ความกว้างของไหล่ทวีปจะมีความสัมพันธ์กับความลาดชัน ไหล่ทวีปที่แคบจะมีความลาดชันสูง ไหล่ทวีปที่กว้างมักจะพบในบริเวณพื้นไหล่ทวีปที่ราบ พื้นที่และการกระจายของไหล่ทวีปมีการแปรปรวนค่อนข้างมากในอดีต เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลที่เกิดจากการละลายของน้ำแข็งบริเวณขั้วโลก ไหล่ทวีปมีเนื้อที่ประมาณ 29 x 10^6 ตารางกิโลเมตร หรือประมาณ 4.7 เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ผิวโลกทั้งหมด และ 8 เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ทะเลทั้งหมด มหาสมุทรแปซิฟิกมีไหล่ทวีปที่แคบที่สุดเพราะมีแม่น้ำไหลลงไปน้อยมาก เนื่องจากมีภูเขาและเทือกเขาล้อมรอบอยู่ใกล้ฝั่งเนื่องอิทธิพลของการเคลื่อนตัวของเปลือกโลก ทำให้ไหล่ทวีปถูกดันให้แคบและจมตัวลง ส่วนมหาสมุทรแอตแลนติกมีแม่น้ำหลายสายไหลลง มีผลทำให้มีการงอกของไหล่ทวีปออกไปทุกปี ในมหาสมุทรอาร์กติก กว้างมากที่สุดทางด้านฝั่งตะวันออก มีความกว้างถึง 1,700 กิโลเมตร เกิดจากอำนาจในการกัดเซาะของภูเขาน้ำแข็งที่รุนแรง

3.5.1.2. ลาดทวีป (Continental slope) เป็นส่วนของเขตไหล่ทวีปที่มีความลาดชันสูงขยายออกสู่พื้นมหาสมุทร ไหล่ทวีปมีเนื้อที่ประมาณ 26 x 10^6 ตารางกิโลเมตร หรือประมาณ 5 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ผิวโลกทั้งหมด และ 7.3 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ทะเลทั้งหมด โดยทั่วไปลาดทวีปจะมีความลาดชันอยู่ระหว่าง 1-10 องศา หากเป็นชายฝั่งที่เป็นภูเขาอาจมีความลาดชันสูงถึง 50 องศา ลักษณะเด่นอีกอย่างที่พบเสมอในเขตลาดทวีป คือ Submarine canyon เป็นร่องลึกเกิดจากการกัดเซาะของกระแสน้ำโคลน (Turbidity current) กรวด ทราย ที่ถูกพัดพามาจากแม่น้ำมาสะสมด้านบนของลาดทวีป เมื่อระยะเวลานานขึ้นก็จะไหลลงด้านล่างด้วยความเร็วสูง ทำให้เกิดการกัดเซาะรุนแรงจนกลายเป็นร่องลึกดังกล่าว

3.5.1.3. ฐานทวีป (Continental rise) เป็นเนินดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอน โดยทั่วไปมีความหนา 2-3 กิโลเมตร กว้างประมาณ 0-600 กิโลเมตร มีรูปร่างคล้ายพัด มีความลาดเอียงประมาณ 1-10 เมตร/กิโลเมตร ส่วนของฐานทวีป จะเก็บตะกอนไว้มากถึง 40 เปอร์เซ็นต์ของตะกอนทั้งหมด บนฐานทวีปจะพบร่องความลึกประมาณ 2-3 เมตร เป็นทางที่ตะกอนไหลผ่านเหมือนลำธาร ในมหาสมุทรแปซิฟิก นอกจากจะมีไหล่ทวีปและลาดทวีปน้อยแล้ว ยังมีฐานทวีปที่น้อยกว่ามหาสมุทรอื่นอีกด้วย ทั้งนี้นอกจากในเขตไหล่ทวีปมีเหวสมุทร

(Trench) มากถึง

2.9 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ทั้งหมด ทำให้กระแสน้ำโคลนถูกพัดลงลงสู่เหวเป็นส่วนใหญ่



ภาพที่ 3.21. เขตไหล่ทวีป (Continental margin)

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

3.5.2. พื้นมหาสมุทร (Ocean basin floor)

พื้นท้องทะเลครอบคลุม 40 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ผิวโลกทั้งหมด โดยทั่วไปจะเป็นพื้นที่เรียบ แต่อาจมีภูเขาไฟใต้ทะเล รอยแยกต่างๆ และสันเขากลางทะเล ที่เรียกว่า Mid ocean ridge โดยทั่วสามารถจำแนกองค์ประกอบต่างๆ ที่พบบนพื้นมหาสมุทร ตามลักษณะ ได้ดังนี้

3.5.2.1. Abyssal hills เป็นบริเวณพื้นที่สูงจากพื้นราบไม่เกิน 1,000 เมตร ในบริเวณนี้หินจะถูกปกคลุมด้วยตะกอนดินที่ไม่หนามากนัก เชื่อว่าเกิดจากกิจกรรมของภูเขาไฟ ส่วนใหญ่ดินตะกอนจะปกคลุมเนินเขาของภูเขาไฟที่ดับแล้ว หรือหินขนาดเล็กที่ถูกสร้างขึ้นจากการถูกผลักดันให้ยื่นออก Abyssal hills สามารถพบได้ในบริเวณใกล้ๆหรือขนานกับแนวสันกลางมหาสมุทร (Mid ocean ridge) อาจพบทั้งแบบเดี่ยวๆหรืออยู่เป็นกลุ่ม Abyssal hills ครอบคลุมพื้นที่กว่า 50 เปอร์เซ็นต์ ในบริเวณพื้นมหาสมุทรแอตแลนติก (Atlantic sea floor) และครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 80 เปอร์เซ็นต์ ในบริเวณพื้นมหาสมุทรแปซิฟิก (Pacific sea floor)

3.5.2.2. Abyssal plains เป็นส่วนหนึ่งของพื้นมหาสมุทร โดยเริ่มจากขอบของฐานทวีปต่อเนื่องไปจนถึงมหาสมุทรในระดับลึก บริเวณนี้อุณหภูมิของน้ำใกล้เคียงกับอุณหภูมิจุดเยือกแข็ง เป็นบริเวณที่ไม่มีฤดูกาลและแสงส่องลงไปไม่ถึง เนื่องจากอยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 3,000-6,000 เมตร จึงถือได้ว่า Abyssal plains เป็นพื้นมหาสมุทรอย่างแท้จริง สัตว์ทะเลที่อาศัยในบริเวณนี้จะต้องมีการปรับตัวให้สามารถดำรงชีวิตอยู่ได้ในสภาวะที่สภาพแวดล้อมที่หนาวเย็นและมีความกดดันสูง Abyssal plains เป็นพื้นที่ราบอาจมีส่วนที่เป็นเนิน แต่มีความสูงไม่เกิน 5 ฟุต เป็นพื้นราบที่ปกคลุมประมาณกว่าครึ่งหนึ่งของพื้นที่ทะเลลึก ส่วนที่เป็นที่ราบจะมีการสะสมของตะกอนหนามากกว่า 5 กิโลเมตร

3.5.2.3. Seamounts เป็นภูเขาที่แยกตัวออกจากกลุ่มมีความสูงมากกว่า 1,000 เมตร จากพื้นท้องทะเลโดยรอบ รูปร่างเป็นรูปกรวย มีลักษณะเฉพาะคือจุดสูงสุดบริเวณที่ที่เป็นรอยยุบ มีลักษณะคล้ายคลึงกับปากปล่องภูเขาไฟ Seamounts เกิดจากภูเขาไฟก่อตัวขึ้นในมหาสมุทร ในมหาสมุทรแปซิฟิกมีมากกว่า 2,000 ลูก

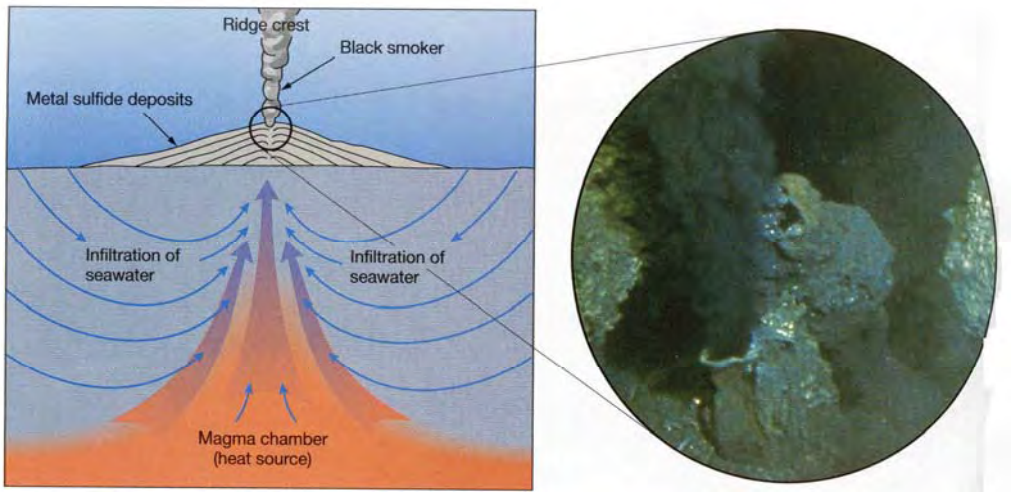
3.5.2.4. Guyots เป็น Seamount ที่ก่อตัวขึ้นเหนือระดับน้ำทะเล ขบวนการหรือสภาพของการกัดกร่อนโดยคลื่นจะทำลายยอดของ Seamount ทำให้เกิดลักษณะแบนเรียบ และเนื่องจากการเคลื่อนที่ของพื้นมหาสมุทรออกจากแนวสันกลางมหาสมุทร พื้นทะเลจึงทรุดตัวทีละน้อยทำให้ Guyots ที่แบนเรียบจมอยู่ใต้น้ำ การพบซากดึกดำบรรพ์ของแนวปะการังที่อาศัยเฉพาะน้ำตื้นเท่านั้นทำให้ทราบว่ายอดของ Guyots เคยอยู่บริเวณน้ำตื้นมาก่อน

3.5.2.5. Mid ocean ridge เป็นสันเขากลางทะเล มีลักษณะภูมิประเทศเป็นแนวเขายาวต่อกันบนเปลือกโลก ความยาวประมาณ 64,000 กิโลเมตร (4,000 ไมล์) กว้างประมาณ 483-4,830 กิโลเมตร (300-3,000 ไมล์) และสูงขึ้นจากพื้นประมาณ 3,050 เมตร (10,000 ฟุต) สันเขากลางทะเลที่รู้จักกันดี คือ Mid Atlantic Ridge และ East Pacific Rise

Mid Atlantic Ridge เป็นที่รู้จักกันมานานจากลักษณะที่เป็นเกาะ เช่น Iceland, The Azores, St. Paul Rocks, Ascension, St. Helena และ Tristan da Cunha ในปัจจุบันมีการศึกษาโดยการใช้คลื่นเสียง ทำให้ทราบว่าลักษณะธรรมชาติที่ ประกอบด้วยสันเขาต่อกันเป็นแนวและแผ่กว้างออกเป็นร้อยๆ ไมล์ มีหินบะซอลล์เป็นองค์ประกอบหลัก ส่วน The East Pacific Rise มีลักษณะภูมิประเทศคล้ายกับ Mid Atlantic Ridge ยกเว้นยอดของภูเขาที่จมน้ำมีความแตกต่างกันและมีการปล่อยความร้อนออกมา

3.5.2.6. Hydrothermal vent เป็นปล่องน้ำพุร้อนใต้ทะเล มีความร้อนสูง มีแร่ธาตุและก๊าซละลายปะปนออกมาเป็นจำนวนมาก พบตามแนวสันเขาใต้ทะเล (Mid ocean ridge) โดยเฉพาะบริเวณที่มีการเคลื่อนตัวของเปลือกโลก พบครั้งแรกในปี ค.ศ. 1997 โดย Ballard และ

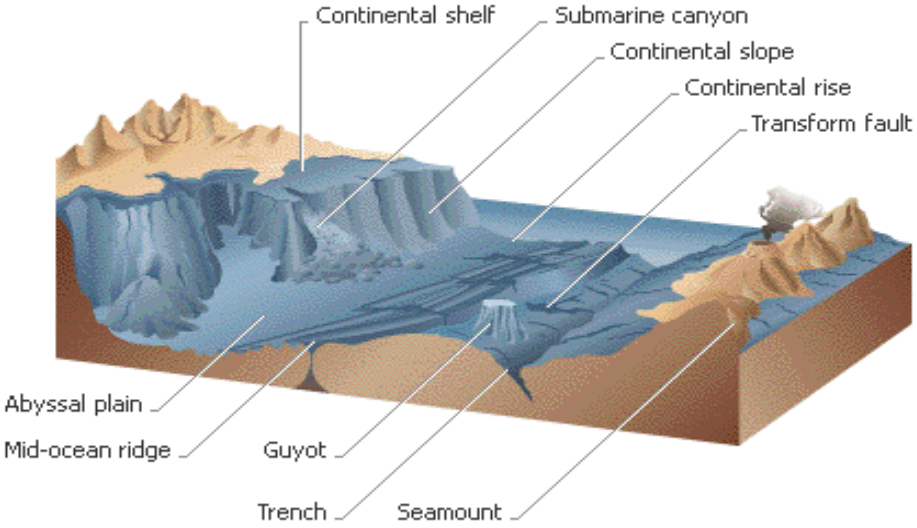
Grassle ในบริเวณระดับความลึก 3,000 เมตร ใกล้เกาะ Galapagos บริเวณปากปล่องมีการปล่อยน้ำแร่สีดำคล้ายควัน เรียกว่า Black smoker



ภาพที่ 3.22. Hydrothermal vent
(ที่มา : http://www.magazine.noaa.gov/stories/mag114.htm)

3.5.2.7. Trench เกิดจากแผ่นเปลือกโลก 2 แผ่น เคลื่อนตัวชนกัน แผ่นที่บางกว่าจะมุดลงไปอยู่ใต้แผ่นที่หนากว่า กลายเป็นรูป V-shape ทำให้เกิดหุบเหว (Trench) ขึ้น โดยทั่วไปมีความลึกเฉลี่ยประมาณ 2,000-4,000 เมตร จากพื้นทะเล Trench ที่มีความลึกมากที่สุด คือ Mariana Trench หรือเรียกว่า Challenger Deep มีความยาวประมาณ 2,500 กิโลเมตร ทอดตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือไปยังตะวันตกเฉียงใต้ มีความกว้างเฉลี่ยประมาณ 70 กิโลเมตร จุดที่ลึกที่สุดของ Mariana Trench เรียกว่า Vitjazdepth มีความลึกประมาณ 11,020 เมตร Trench พบมากในมหาสมุทรแปซิฟิก ส่วน Trench ที่ยาวที่สุดคือ Peru-Chile Trench มีความยาวประมาณ 5900 กิโลเมตร อยู่ทางตะวันตกของทวีปอเมริกาใต้ ในมหาสมุทรอินเดีย มี Trench ที่ใหญ่สุด คือ Sunda-Java Trench มีความยาวประมาณ 4,500 กิโลเมตร

3.5.2.8. Island arc เป็นเกาะที่เกิดกลางพื้นมหาสมุทร ใกล้กับร่องหุบเหว (Trench) เกิดจากขอบของเปลือกโลกในชั้น Lithospheric มีการโค้งนูนออกด้านนอก



ภาพที่ 3.23. จำแนกองค์ประกอบต่างๆ ที่พบบนพื้นมหาสมุทร

(ที่มา : http://uk.encarta.msn.com/media_461547745_761574766_-1_1/Ocean_Floor.html)

บทที่ 4
น้ำและเคมีของน้ำทะเล

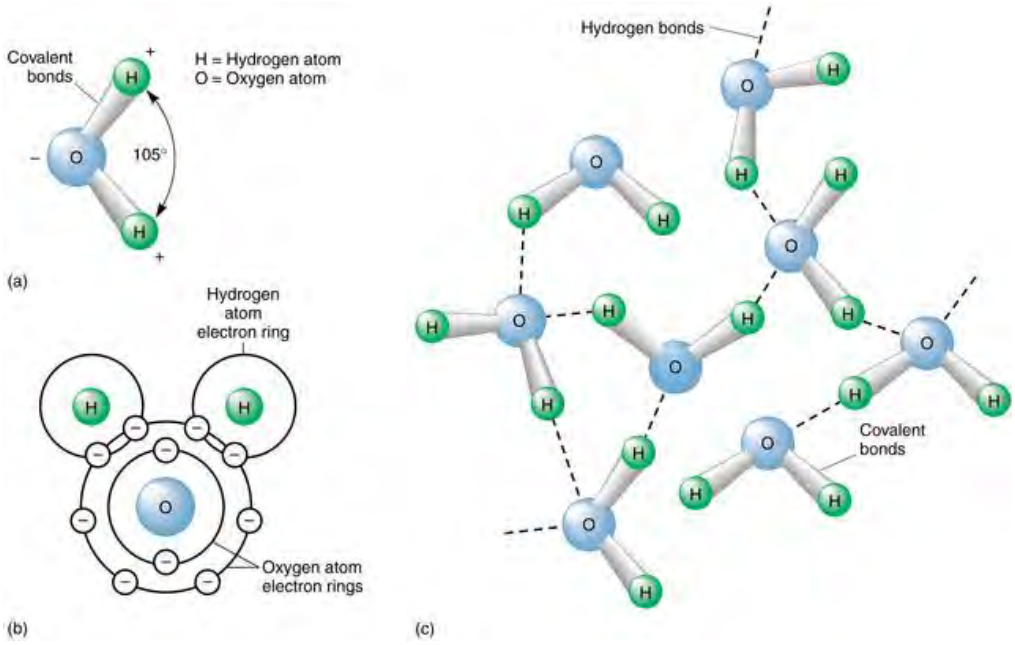
น้ำ (Water) ถือเป็นสารประกอบที่พบโดยทั่วไปบนโลกและมีคุณสมบัติที่แตกต่างจากสารประเภทอื่นๆ คุณสมบัติทางเคมีของน้ำมีความสำคัญต่อสิ่งมีชีวิตและเป็นองค์ประกอบเบื้องต้นในสิ่งมีชีวิต โดยในสัตว์มีน้ำเป็นองค์ประกอบอยู่กว่า 65 เปอร์เซ็นต์ ขณะที่พืชโดยทั่วไปมีน้ำเป็นองค์ประกอบกว่า 95 เปอร์เซ็นต์ (Thurman and Trujillo, 2002) กว่า 97.2 เปอร์เซ็นต์ ของน้ำทั้งหมดที่มีอยู่บนโลกจะเป็นน้ำทะเลที่เป็นองค์ประกอบอยู่ในมหาสมุทร นักวิทยาศาสตร์ได้มีการบันทึกถึงความเหมือนกันระหว่างพลาสม่า (Plasma) ในเลือดของมนุษย์กับน้ำทะเล โดยของเหลวดังกล่าวมีความเหมือนกันในเรื่องความหนาแน่น (Density) และองค์ประกอบของเกลือที่ละลายอยู่ ดังนั้นสัตว์ชนิดแรกที่ขึ้นมาอยู่บนพื้นดินจึงมีวิวัฒนาการมาจากสัตว์ที่อาศัยอยู่ในทะเล จากนั้นก็มีวิวัฒนาการเรื่อยมาจนเป็นสัตว์ชนิดต่างๆ ที่มีความหลากหลาย รวมถึงมนุษย์

4.1. คุณสมบัติของน้ำ

น้ำประกอบด้วยไฮโดรเจน 2 อะตอมและออกซิเจน 1 อะตอม มาอยู่รวมกันโดยมีการให้และรับอิเล็กตรอน (Electron) ร่วมกัน ซึ่งส่วนของอิเล็กตรอนเปรียบเสมือนกาวเชื่อมระหว่างอะตอม อะตอมของออกซิเจนมีจำนวนโปรตอน (Proton) มากกว่าไฮโดรเจนอะตอม จึงมีแรงดึงเอาอิเล็กตรอนมากกว่าไฮโดรเจนอะตอม ดังนั้นทำให้จึงทำให้น้ำมีโมเลกุลแบบมีขั้ว (Polar) โดยฝั่งไฮโดรเจนจะเป็นขั้วบวก (Positive charge) และฝั่งออกซิเจนเป็นขั้วลบ (Negative charge) โมเลกุลของน้ำจำนวนน้อยมากที่มีการแตกตัว เป็นไฮดร็อกซี่อิออน (OH^-) หรือเรียกว่า Negative charge ion และไฮโดรเจนอิออน (H^+) หรือเรียกว่า Positive charge ion คุณสมบัติเช่นนี้ ทำให้น้ำกลั่นมีความสามารถในการนำไฟฟ้าได้น้อย ปริมาณของไฮดร็อกซี่อิออน (OH^-) และไฮโดรเจนอิออน (H^+) ในน้ำจะสามารถอธิบาย pH ของน้ำ หากมีปริมาณเท่ากัน น้ำจะมีสภาพเป็นกลาง (Neutral) หากมีปริมาณของเป็นไฮดร็อกซี่อิออนมาก น้ำจะมีสภาพเป็นด่าง (Base) และหากมีปริมาณไฮโดรเจนอิออนมาก ก็จะมีสภาพเป็นกรด (Acid)

โมเลกุลของน้ำจะมีการเชื่อมโยงกันระหว่างโมเลกุล โดยไฮโดรเจนอะตอมของน้ำโมเลกุลหนึ่งจะเชื่อมกับออกซิเจนอะตอมของอีกโมเลกุลหนึ่ง ด้วยพันธะที่เรียกว่า Hydrogen bond ลักษณะเช่นนี้ทำให้จุดเดือดและจุดเยือกแข็งของน้ำมีค่าสูงกว่าสารอื่นๆ ที่มีขนาดโมเลกุล

ใกล้เคียงกัน นอกจากนี้ยังมีคุณสมบัติที่แตกต่างจากคุณสมบัติของของเหลวชนิดอื่นๆ ดังสรุปในในตารางที่ 4.1



ภาพที่ 4.1.โครงสร้างโมเลกุลของน้ำ

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

4.2. คุณสมบัติของน้ำเกี่ยวกับการรับและถ่ายเทความร้อน

น้ำที่มีอยู่บนโลกทั้งในสถานะของแข็ง ของเหลว และก๊าซ มีความสามารถในการเก็บและปลดปล่อยความร้อนได้ในปริมาณมาก คุณสมบัติของน้ำที่เกี่ยวข้องกับการรับและถ่ายเทความร้อนมีอิทธิพลอย่างมากต่อการรักษาระดับสมดุลย์ความร้อน (Heat budget) ของโลก และเกี่ยวข้องกับการเกิดลม พายุ และการเคลื่อนที่ของกระแสน้ำผิวน้ำมหาสมุทร

น้ำสามารถแบ่งออกได้เป็น 3 สถานะ คือ ของแข็ง ของเหลว และก๊าซ การเปลี่ยนแปลงสถานะจะทำให้แรงดึงดูดของพันธะไฮโดรเจนระหว่างโมเลกุลสูญเสียไปหากน้ำมีการเปลี่ยนสถานะจากของแข็งเป็นของเหลว หรือจากของเหลวกลายเป็นก๊าซ การเพิ่มหรือลดความร้อนส่งผลต่อสถานะของน้ำ เช่น การให้ความร้อนกับน้ำแข็ง ก็จะทำให้น้ำแข็งมีการละลาย ขณะเดียวกันการดึงเอาความร้อนออกจากน้ำก็จะทำให้น้ำกลายเป็นน้ำแข็ง ก่อนที่ศึกษาถึงคุณสมบัติของน้ำที่เกี่ยวข้องกับการรับและถ่ายเทความร้อน จำเป็นที่จะต้องศึกษาถึงความแตกต่างระหว่างความร้อน (Heat) กับอุณหภูมิ (Temperature)

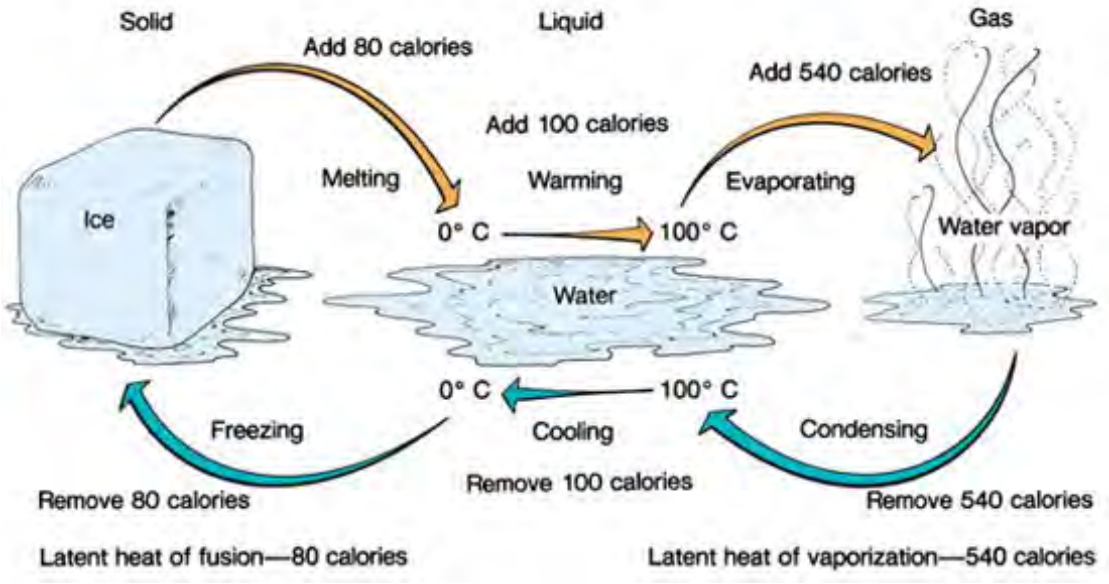
ความร้อน (Heat) คือพลังงานในการเคลื่อนที่ของโมเลกุล ซึ่งจะเป็นสัดส่วนกับระดับพลังงานของโมเลกุลและ Kinetic energy ทั้งหมดที่มีอยู่ในสารชนิดนั้น น้ำจะอยู่ในสภาพของแข็ง ของเหลว หรือก๊าซ ขึ้นอยู่กับพลังงานความร้อนที่ได้รับ ความร้อนอาจเกิดจากการเผาไหม้ ซึ่งการเผาไหม้นั้นเป็นรูปแบบของปฏิกิริยาทางเคมีที่พบโดยทั่วไป นอกจากนี้ความร้อนยังเกิดจากปฏิกิริยานิวเคลียร์ แคลอรี่ (Calories) เป็นหน่วยที่ใช้วัดปริมาณความร้อน โดยหากต้องการให้น้ำ 1 กรัม มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 1 องศาเซลเซียส ต้องใช้พลังงานความร้อน 1 แคลอรี่

อุณหภูมิ (Temperature) เป็นการวัดค่าเฉลี่ยของ Kinetic energy ในโมเลกุลที่ทำให้เกิดสารโดยตรง อุณหภูมิสูง แสดงว่า Kinetic energy ของสารมีมาก อุณหภูมิจะมีการเป็นแปลงหากมีการเพิ่มและลดความร้อนออกจากสาร โดยทั่วไปอุณหภูมิจะมีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส (Centigrade; ^{o}C) และองศาฟาเรนไฮต์ (Fahrenheit ; ^{o}F)

จากภาพที่ 4.2 แสดงให้เห็นถึงโมเลกุลของน้ำในสถานะของแข็ง ของเหลว และก๊าซ โดยในสภาวะของแข็ง น้ำจะอยู่ในรูปน้ำแข็ง (Ice) ไม่มีการไหล พันธะที่เชื่อมกันระหว่างโมเลกุลมีความคงที่ ในสภาวะของเหลว (Liquid) โมเลกุลยังคงมีปฏิสัมพันธ์กันเพียงแต่มี Kinetic energy มากพอที่จะทำให้เกิดการไหลเกิดขึ้นและมีรูปร่างเหมือนกับภาชนะที่ใส่ พันธะระหว่างโมเลกุลมีการสร้างและแตกหักมากกว่าน้ำในสถานะของแข็ง ส่วนในสภาวะที่เป็นก๊าซ โมเลกุลของไอน้ำ (Water vapor) จะมีอิสระในการไหล

4.3. จุดหลอมเหลว จุดเยือกแข็ง และจุดเดือดของน้ำ

หากมีการเพิ่มพลังงานความร้อนให้กับน้ำในสถานะที่เป็นของแข็ง ก็จะทำให้เกิดการละลาย จุดที่ทำให้น้ำเปลี่ยนสถานะจากของแข็งเป็นของเหลว เรียกว่า จุดหลอมเหลว (Melting point) หากมีการดึงเอาพลังงานความร้อนออกจากน้ำก็จะทำให้เกิดการแข็งตัว จุดที่ทำให้น้ำเปลี่ยนสถานะจากของเหลวเป็นของแข็ง เรียกว่า จุดเยือกแข็ง (Freezing point) โดยน้ำจะมีการละลายและการแข็งเกิดขึ้นที่อุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส หรือ 32 องศาฟาเรนไฮต์ หากมีการเพิ่มพลังงานความร้อนให้กับของเหลวจนกลายเป็นก๊าซ จุดที่อุณหภูมิของน้ำเพิ่มขึ้นจนน้ำเดือดกลายเป็นไอน้ำ เรียกว่า จุดเดือด (Boiling point) และหากพลังงานความร้อนถูกดึงออกจากก๊าซ จนถึงจุดที่เรียกว่า จุดควบแน่น (Condensation point) ก๊าซจะมีการควบแน่นกลายเป็นของเหลว โดยจุดที่น้ำเดือด และจุดที่มีการควบแน่นจะเกิดขึ้นที่อุณหภูมิ 100 องศาเซลเซียส หรือ 212 องศาฟาเรนไฮต์



ภาพที่ 4.2. สถานะและการเปลี่ยนสถานะของน้ำในรูปแบบของแข็ง ของเหลว และก๊าซ
(ที่มา : http://www.clas.ufl.edu/users/mrosenme/Oceanography/Lectures/seawater_physics.htm)

4.4. ความจุความร้อนของน้ำ (Water's heat capacity)

ความจุความร้อน คือ ปริมาณความร้อนที่ทำให้สสาร 1 กรัม มีอุณหภูมิเพิ่มสูงขึ้น 1 องศาเซลเซียส สสารที่มีความจุความร้อนมากจะสามารถดูดซับหรือสูญเสียความร้อนได้มากโดยที่มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเพียงเล็กน้อย สสารที่มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอย่างรวดเร็วแสดงว่ามีความจุความร้อนน้อย เช่น เหล็ก และน้ำมัน เป็นต้น น้ำมีความจุความร้อนที่สูงสุดเมื่อเปรียบเทียบกับสารชนิดอื่น โดยสามารถรับพลังงานความร้อนได้ 1 แคลอรี่/กรัม จากผลดังกล่าวทำให้น้ำทนต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ

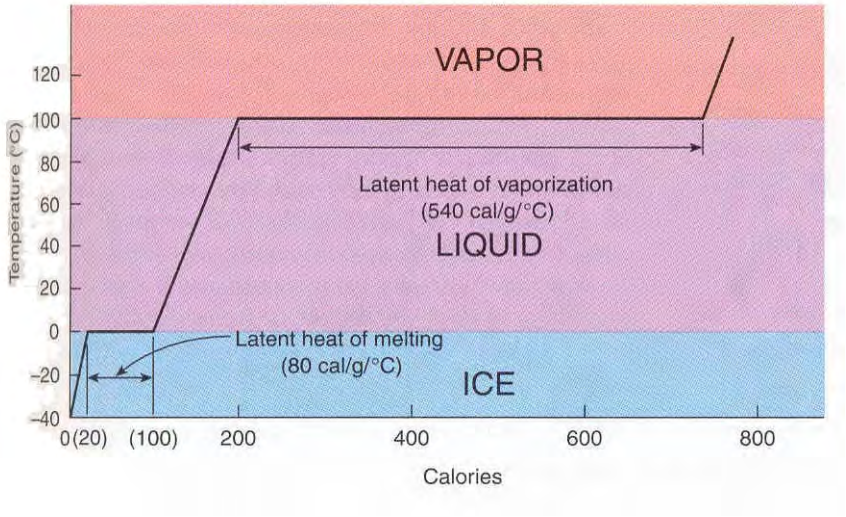
4.5. ความร้อนแฝงของน้ำ (Water's latent heats)

เมื่อน้ำมีการเปลี่ยนสถานะ จะมีพลังงานความร้อนจำนวนมากที่มีการดูดซับหรือมีการปลดปล่อย เนื่องจากน้ำมีค่าความร้อนแฝงที่มากจึงมีประค่าความจุความร้อนที่มาก ดังเช่น การระเหยของน้ำจากผิวหนัง เราจะมีความรู้สึกเย็น เนื่องจากมีการดูดซับความร้อน ดังนั้นการมีเหงื่อออกมาจากร่างกายทำให้มีความรู้สึกเย็นขึ้น

4.5.1. ความร้อนแฝงของการหลอมเหลว (Latent heat of melting) ความร้อนแฝงมีผลต่อพลังงานที่ต้องการในการเพิ่มอุณหภูมิและการเปลี่ยนสถานะของน้ำ การเพิ่มความร้อน 20 แคลอรี่ให้กับน้ำแข็ง 1 กรัม ทำให้อุณหภูมิเพิ่มขึ้น 40 องศาเซลเซียส โดยเป็นการเพิ่มอุณหภูมิจาก –40 องศาเซลเซียส เป็น 0 องศาเซลเซียส (**ภาพที่ 4.3)** อุณหภูมิยังคงอยู่ที่ 0 องศาเซลเซียส ระยะหนึ่ง แม้จะมีการเพิ่มความร้อนก็ตาม อุณหภูมิของน้ำจะยังไม่มีการเปลี่ยนแปลงจนกว่าจะมีการเพิ่มความร้อนถึง 80 แคลอรี่ ดังนั้นความร้อนแฝงของการหลอมเหลว ก็คือพลังงานความร้อนที่ต้องการในการทำลายพันธะระหว่างโมเลกุล (Intermolecular bond) ซึ่งเป็นพันธะที่ยังคงดึงให้โมเลกุลน้ำให้อยู่ในสถานะของแข็งในก้อนน้ำแข็ง โดยอุณหภูมิจะยังไม่มีการเปลี่ยนแปลงจนกว่าพันธะส่วนใหญ่จะถูกทำลายลงอย่างสมบูรณ์และของเหลวมีน้ำหนัก 1 กรัม ภายหลังจากน้ำเปลี่ยนสถานะจากของแข็งเป็นของเหลว แต่ยังคงอุณหภูมิอยู่ที่ 0 องศาเซลเซียส ภายหลังจากนี้พลังงานความร้อนที่เพิ่มขึ้น 1 แคลอรี่ จะทำให้น้ำมีอุณหภูมิสูงขึ้น 1 องศาเซลเซียส ดั้งนั้นจะต้องเพิ่มพลังงานความร้อนถึง 100 แคลอรี่ จึงจะทำให้น้ำ 1 กรัม มีอุณหภูมิสูงขึ้นถึงจุดเดือด คือ 100 องศาเซลเซียส

4.5.2. ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ (Latent heat of vaporization) จากภาพที่ 4.3 เมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นถึง 100 องศาเซลเซียส จะต้องใช้พลังงานถึง 540 แคลอรี่ ถึงจะทำให้น้ำ 1 กรัมเปลี่ยนสถานะจากของเหลวเป็นก๊าซ เรียกพลังงานที่ใช้นี้ว่า ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ

4.5.3. ความร้อนแฝงของการระเหย (Latent heat of evaporation) อุณหภูมิของผิวน้ำทะเลโดยทั่วไปจะมีค่าเฉลี่ยประมาณ 20 องศาเซลเซียสหรือต่ำกว่า แต่ทำไมน้ำทะเลสามารถเปลี่ยนจากของเหลวกลายเป็นไอน้ำได้ การเปลี่ยนจากของเหลวกลายเป็นก๊าซภายใต้อุณหภูมิที่ต่ำกว่าจุดเดือด เรียกว่า การระเหย (Evaporation) ที่อุณหภูมิผิวหน้ามหาสมุทร น้ำทะเล 1 กรัม สามารถเปลี่ยนจากของเหลวเป็นก๊าซ โดยการใช้พลังงานความร้อนที่มากกว่า 540 แคลอรี่ ซึ่งเป็นพลังงานความร้อนที่ทำให้น้ำโดยทั่วไปกลายเป็นไอที่อุณหภูมิ 100 องศาเซลเซียส ดังนั้นโมเลกุลของน้ำทะเลจะต้องมีการจับพลังงานความร้อนจากโมเลกุลใกล้เคียง โดยที่อุณหภูมิของน้ำทะเล 20 องศาเซลเซียส จะต้องใช้ความร้อนแฝงของการระเหย ถึง 585 แคลอรี่/กรัม



ภาพที่ 4.3. ความร้อนแฝงของน้ำในการเปลี่ยนสถานะ

(ที่มา : http://www.physchem.co.za/Heat/Latent.htm)

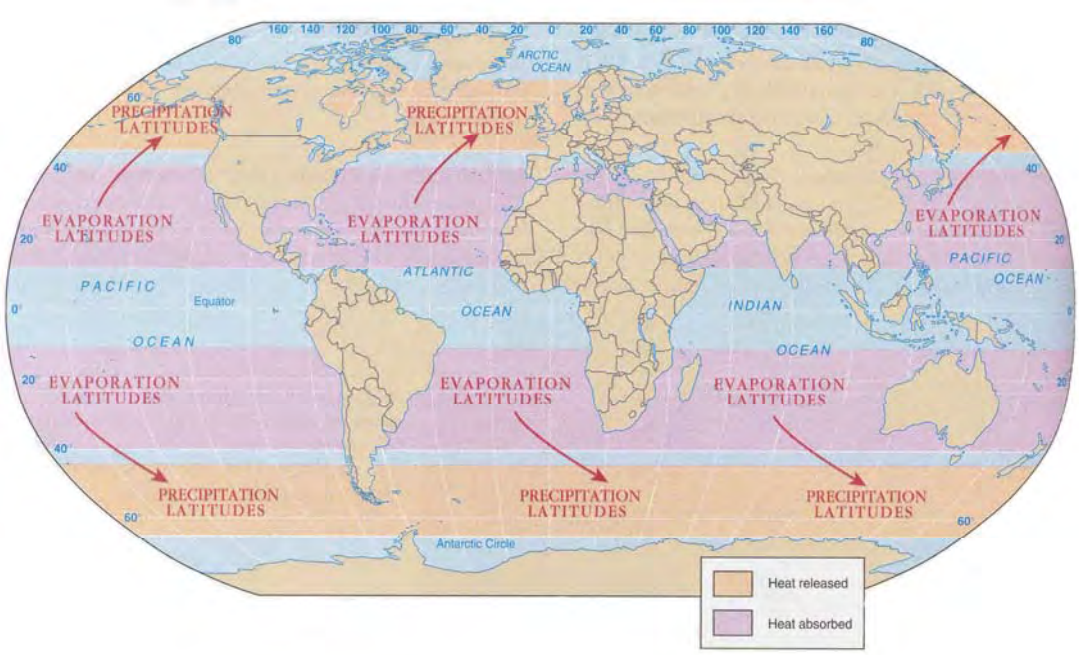
4.5.4. ความร้อนแฝงของการควบแน่น (Latent heat of condensation) เมื่อไอน้ำมีการเย็นตัวลงก็จะมีการควบแน่น กลายเป็นของเหลว และจะมีการปล่อยความร้อนออกสู่สภาพแวดล้อมโดยรอบ เรียกความร้อนที่มีการปล่อยออกมาว่า ความร้อนแฝงของการควบแน่น ในพื้นที่ขนาดเล็ก ความร้อนที่ปล่อยออกมาสามารถใช้ปรุงอาหารได้ เช่นเดียวกับหลักการทำงานของหม้อนึ่ง ขณะที่ในพื้นที่ขนาดใหญ่ ความร้อนที่ปล่อยออกมาสามารถทำให้เกิดลมพายุได้

4.5.5. ความร้อนแฝงของการแข็งตัว (Latent heat of freezing) ความร้อนที่ปลดปล่อยออกมาเมื่อน้ำมีการแข็งตัว เรียกว่า ความร้อนแฝงของการแข็งตัว ปริมาณความร้อนที่ปลดปล่อยเมื่อมีการแข็งตัวจะเท่ากับปริมาณความร้อนที่ดูดซับเมื่อมีการละลาย ดังนั้นความร้อนแฝงของการแข็งตัวจะมีค่าเท่ากับความร้อนแฝงของการละลาย และความร้อนแฝงของการระเหยก็จะมีค่าเท่ากับความร้อนแฝงของการควบแน่น

4.6. ความสำคัญของการแลกเปลี่ยนความร้อนแฝงบนโลก

พลังงานความร้อนมหาศาลมีการแลกเปลี่ยนในวัฏจักรของขบวนการระเหยและการควบแน่นบนโลก เมื่อดวงอาทิตย์แผ่พลังงานมายังโลกพลังงานบางส่วนก็จะสะสมในมหาสมุทร ขบวนการระเหย (Evaporation) เป็นขบวนการสูญเสียพลังงานความร้อนจากมหาสมุทรและเคลื่อนย้ายสู่บรรยากาศ การเย็นตัวลงของบรรยากาศชั้นบนทำให้ไอน้ำควบแน่นเป็นก้อนเมฆ (Cloud) จากนั้นก็จะมีการสูญเสียความร้อนแฝงของการควบแน่น เกิดเป็นหยดน้ำตกลงมาเป็นฝน

(Precipitation) **จากภาพที่ 4.4.** แสดงให้เห็นการถึงขบวนการระเหยและขบวนการตกเป็นฝน ซึ่งเป็นการเคลื่อนที่ของพลังงานความร้อนจากบริเวณละติจูดต่ำไปยังบริเวณที่มีละติจูดสูง เมื่อน้ำบริเวณขั้วโลกมีการแข็งตัว ก็จะมีการปลดปล่อยพลังงานความร้อน การแลกเปลี่ยนความร้อนแฝงระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศเป็นไปอย่างมีประสิทธิภาพ ความร้อนที่มีการปลดปล่อยสู่บรรยากาศในเขตร้อนจะมีค่าเท่ากับความร้อนที่ถูกดึงออกจากมหาสมุทรในเขตร้อนเมื่อน้ำมีการระเหย ลักษณะเช่นนี้เป็นการป้องกันการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของโลกในช่วงที่กว้างและไม่ทำให้เกิดผลกระทบต่อสิ่งมีชีวิต



ภาพที่ 4.4. การเคลื่อนที่ของความร้อนบนผิวโลกจากเขตอบอุ่นไปยังเขตหนาวบริเวณขั้วโลก
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

ตารางที่ 4.1. คุณสมบัติและความสำคัญของน้ำ

คุณสมบัติ	**เปรียบเทียบกับสารชนิดอื่น**	**ความสำคัญต่อสิ่งมีชีวิตและสิ่งแวดล้อม**
1. สถานะทางกายภาพ ที่มีทั้งในรูปของแข็ง (Ice) ของเหลว (Water) และก๊าซ (Water vapor)	น้ำเป็นสารชนิดเดียวที่เกิดขึ้นทั้งในรูปของแข็ง ของเหลว และก๊าซ ภายใต้สภาพอุณหภูมิบนผิวโลก	**ไอน้ำ (Water vapor)** เป็นองค์ประกอบสำคัญของบรรยากาศเพราะละอองไอน้ำเป็นตัวเคลื่อนย้ายพลังงานความร้อนในปริมาณมหาศาลจากเขตร้อนในเขตละติจูดต่ำไปยังเขตหนาวที่มีละติจูดสูง **ของเหลว (Liquid water)** ที่ไหลบนแผ่นดิน สามารถละลายแร่ธาตุและพัดพาลงสู่มหาสมุทร สิ่งมีชีวิตส่วนใหญ่มีน้ำเป็นองค์ประกอบ นอกจากนี้น้ำยังเป็นตัวกลางในการเคลื่อนย้ายและทำปฏิกิริยาเคมี **น้ำแข็ง (Ice)** เป็นตัวป้องกันน้ำและสิ่งมีชีวิตด้านล่าง ไม่ให้เกิดการแข็งตัว

2. คุณสมบัติในการเป็นตัวทำละลาย (Solvent property)	น้ำ มีความสามารถเป็นตัวทำละลายได้ดีกว่าของเหลวชนิดอื่นๆ อาจเรียกว่า Universal solvent	มีประโยชน์อย่างกว้างขวางทั้งทางด้านกายภาพและชีวภาพ ช่วยในการอธิบายว่าทำไม น้ำทะเลจึงเค็ม เป็นตัวทำละลายธาตุอาหารที่มีความจำเป็นต่อสาหร่ายทะเล และละลายออกซิเจนที่จำเป็นต่อสิ่งมีชีวิต
3. แรงตึงผิว (Surface tension) เนื่องจากโมเลกุลของน้ำมี Hydrogen bond	น้ำมีแรงตึงผิวมากที่สุดในบรรดาของเหลวทั้งหมด	คุณสมบัติดังกล่าวทำให้น้ำกลายเป็นหยดน้ำ และน้ำสามารถเคลื่อนที่ไปผ่านท่อน้ำในลำต้นพืชจากที่ต่ำไปยังที่สูงได้
4. ความจุความร้อน (Heat capacity) ปริมาณความร้อนที่ทำให้สาร 1 กรัม มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 1 องศาเซลเซียส หน่วยเป็น แคลอรี่ (Calorie)	น้ำมีความจุความร้อนมากที่สุดในบรรดาของเหลว การรับและสูญเสียความร้อนมีมากกว่าสารชนิดอื่น	คุณสมบัติในเรื่องความจุความร้อนของน้ำ ทำให้อุณหภูมิของโลกมีการเปลี่ยนแปลงในช่วงที่แคบบริเวณมหาสมุทร
5. ความร้อนแฝงของการหลอมเหลว (Latent heat of melting) เป็นพลังงานความร้อนที่ทำน้ำแข็งละลายเป็นของเหลว และจากของเหลวกลายเป็นน้ำแข็ง โดยที่อุณหภูมิไม่เปลี่ยนแปลง	มีค่าสูงสุดในบรรดาสสารชนิดต่างๆ ต้องใช้พลังงานความร้อน ถึง 80 แคลอรี่ ที่จะทำให้น้ำแข็งละลายเป็นของเหลวที่อุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส	พลังงานความร้อนมีการสูญเสียเมื่อน้ำทะเลมีการแข็งตัว และน้ำจะได้รับพลังงานความร้อนเมื่อน้ำแข็งมีการละลาย ลักษณะเช่นนี้จึงไม่ทำให้มหาสมุทรในเขตละติจูดสูงมีความอบอุ่นและความเย็นมากกว่าอุณหภูมิเยือกแข็งของน้ำทะเล

6. ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ (Latent heat of vaporization) เป็นพลังงานความร้อนที่ทำให้ของเหลวกลายเป็นก๊าซ และจากก๊าซกลายเป็นของเหลว โดยที่อุณหภูมิไม่เปลี่ยนแปลง	น้ำมีค่าความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอมากกว่าสารชนิดอื่นๆ ต้องใช้พลังงานความร้อนถึง 540 แคลอรี่ ที่จะทำให้น้ำที่อุณหภูมิ 100 องศาเซลเซียส กลายเป็นก๊าซ และต้องใช้พลังงานความร้อนถึง 585 แคลอรี่ ที่จะทำให้น้ำทะเลที่อุณหภูมิ 20 องศาเซลเซียส กลายเป็นก๊าซ	มีความสำคัญต่อความร้อนบนโลกและการเคลื่อนที่ของไอน้ำในบรรยากาศ ขบวนการระเหยของน้ำในมหาสมุทรจากบริเวณพื้นที่ละติจูดต่ำเป็นการลดพลังงานความร้อนส่วนเกิน และมีการปลดปล่อยโดยการตกมาเป็นฝนในแถบพื้นที่ละติจูดสูง
7. ความหนาแน่น (Density)	ความหนาแน่นของน้ำเพิ่มขึ้นเมื่อน้ำเย็นตัวลง ความหนาแน่นของน้ำมีค่ามากที่สุดที่อุณหภูมิ 4 องศาเซลเซียส ความหนาแน่นของจะน้ำเพิ่มขึ้นเมื่อความเค็มและความดันเพิ่มขึ้น	ทำให้แพลงก์ตอนสามารถลอยตัวอยู่บริเวณผิวน้ำทะเลได้ ในเขตอบอุ่น น้ำมีความหนาแน่นต่ำ แพลงก์ตอนจะมีขนาดเล็กเพื่อเพิ่มพื้นที่ผิวต่อน้ำหนัก ทำให้สามารถลอยตัวอยู่ได้ นอกจากนี้ความหนาแน่นยังสามารถแบ่งชั้นของน้ำในมหาสมุทรอีกด้วย
8. ความร้อนในการขยายตัว (Thermal expansion)	เมื่อน้ำเย็นตัวลงก็จะหดตัว แต่เมื่ออุณหภูมิต่ำกว่า 4 องศาเซลเซียส น้ำจะมีการขยายตัว	น้ำสามารถขยายตัวได้ 9 เปอร์เซ็นต์ เมื่อมีการแข็งตัว มหาสมุทรในเขตละติจูดสูงที่น้ำทะเลกลายเป็นน้ำแข็ง น้ำแข็งเหล่านี้เปรียบเสมือนชั้นที่ป้องกันไม่ให้น้ำด้านล่างแข็งตัว ป้องกันอัตรายที่จะเกิดขึ้นกับสิ่งมีชีวิต

ที่มา : ดัดแปลงจาก Thurman and Trujillo (2002)

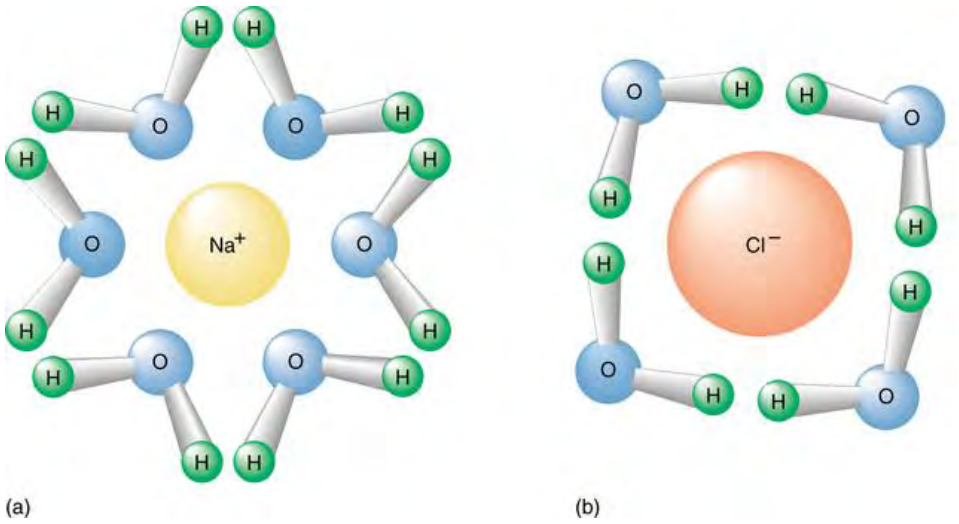
4.7. น้ำทะเลและความเค็ม

ปริมาณน้ำทั้งหมดบนโลก เป็นน้ำในมหาสมุทร 97.2 เปอร์เซ็นต์ มีเพียง 2.15 เปอร์เซ็นต์ เป็นองค์ประกอบในน้ำแข็งตามขั้วโลก และหิมะ มีเพียง 0.65 เปอร์เซ็นต์ ที่เป็นน้ำในแม่น้ำต่างๆ น้ำใต้ดิน และทะเลสาบ และเพียง 0.001 เปอร์เซ็นต์ ที่เป็นไอน้ำอยู่ในอากาศ

น้ำในมหาสมุทรประกอบด้วยเกลือ 3.5 เปอร์เซ็นต์ และน้ำ 96.5 เปอร์เซ็นต์ มวลของเกลือมีหน่วยเป็นกรัม ที่ละลายอยู่ในน้ำทะเล 1 กิโลกรัม เรียกว่า ความเค็ม (Salinity) โดยทั่วไปน้ำทะเลมีค่าความเค็มเฉลี่ย 35 กรัม/กิโลกรัม ค่าความเค็มของน้ำทะเลมีการรายงานออกเป็น 3 หน่วย แต่มีค่าที่เท่ากัน คือ

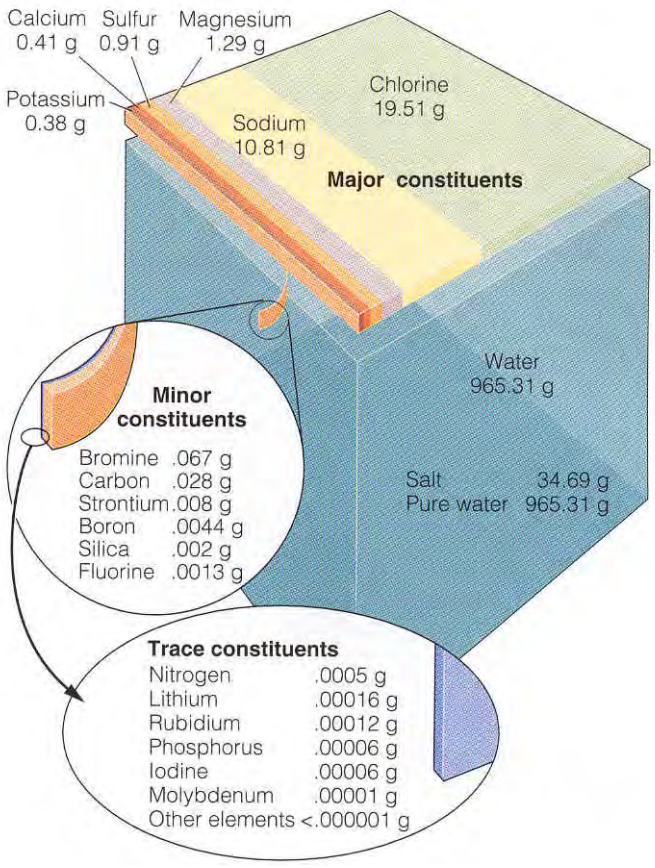
1) กรัมของเกลือต่อน้ำทะเล 1 กิโลกรัม (g/kg)
2) หนึ่งส่วนในพันส่วน (ppt หรือ °/oo) และ

3) หน่วยของความเค็ม หรือ Practical Salinity Units (PSU) หน่วย PSU เป็นอัตราส่วนของค่าความนำไฟฟ้า (Conductivity) ของตัวอย่างน้ำทะเลกับค่าสารละลายมาตรฐานโปแตสเซียมคลอไรด์ (Potassium chloride) หน่วย PSU และ ppt เป็นจำนวนที่เท่ากัน แต่ PSU ไม่มีหน่วย เพราะเป็นอัตราส่วน



ภาพที่ 4.5. โมเลกุลของน้ำที่มีเกลือเป็นองค์ประกอบ
(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

เกลือและแร่ธาตุต่างๆ เมื่อเติมลงในน้ำ เกลือและแร่ธาตุเหล่านี้ก็จะละลายน้ำ เมื่อเกลือละลายในน้ำจะมีปฏิกิริยาในน้ำและเปลี่ยนไปอยู่ในรูปอิออน ทั้งในรูปประจุบวกและประจุลบ อิออนประจุลบ เรียกว่า Anion ประจุบวก เรียกว่า Cation เกลือที่ละลายในน้ำทะเลมากกว่า 99 เปอร์เซ็นต์ ประกอบด้วยอิออน 6 ชนิด เป็นอิออนประจุบวก 4 ชนิด คือ โซเดียม (Sodium, Na^{+}) แมกนีเซียม (Magnesium, Mg^{2+}) แคลเซียม (Calcium, Ca^{2+}) และ โปแตสเซียม (Potassium, K^{+}) และอิออนประจุลบ 2 ชนิด คือ คลอไรด์ (Chloride, Cl^{-}) และ ซัลเฟต (Sulphate, SO_4^{2-}) โซเดียมและคลอไรด์ เป็นองค์ประกอบอยู่ในน้ำทะเลถึง 86 เปอร์เซ็นต์ แร่ธาตุหลายชนิดที่ละลายในน้ำทะเลมีความเข้มข้นต่ำกว่า 1 ppm เรียกว่า ธาตุปริมาณน้อย (Trace element)



ภาพที่ 4.6. องค์ประกอบของแร่ธาตุในน้ำทะเล
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

เนื่องจากน้ำในมหาสมุทรมีระบบบัพเฟอร์ มีการผสมผสานกันเป็นระยะเวลายาวนาน ดังนั้น ธาตุที่เป็นองค์ประกอบหลัก (Major constituents) ในน้ำทะเลมักจะมีสัดส่วนคงที่กับความเป็นคลอรีนจึงอาจเรียกธาตุประเภทนี้ว่า Conservative constituent ส่วนธาตุปริมาณน้อย แก๊สที่ละลายในน้ำ และธาตุอาหารที่มีการเปลี่ยนแปลงไปตามฤดูกาลสถานที่และกระบวนการทางชีววิทยา ธาตุเหล่านี้จึงมีสัดส่วนกับความเป็นคลอรีนไม่คงที่ หรือเรียกว่า Non conservative constituent

ตารางที่ 4.2 องค์ประกอบแร่ธาตุในน้ำทะเล

แร่ธาตุ	**สัญลักษณ์**	**ppt. ในน้ำทะเล**	**% น้ำหนักแร่ธาตุทั้งหมด**
คลอไรด์	Cl^-	18.980	55.04
โซเดียม	Na^+	10.556	30.61
ซัลเฟต	SO_4^{-2}	2.649	7.68
แมกนีเซียม	Mg^{+2}	1.272	3.69
แคลเซียม	Ca^{+2}	0.400	1.16
โปแตสเซียม	K^+	0.380	1.10
ไบคาร์บอเนต	HCO_3^-	0.140	0.41
โบรไมด์	Br^-	0.065	0.19
กรดบอริก	H_3BO_3	0.026	0.07
สตรอเทียม	Sr^{+2}	0.013	0.04
ฟลูออไรด์	F^-	0.001	0.00
รวม		**34.482 ppt.**	**99.99%**

ที่มา : Duxbury and Duxbury (1997)

ตารางที่ 4.3 องค์ประกอบแร่ธาตุในน้ำจืด

แร่ธาตุ	สัญลักษณ์	% น้ำหนักแร่ธาตุทั้งหมด
ไบคาร์บอเนต	HCO_3^-	35.15
แคลเซียม	Ca^{+2}	20.39
ซัลเฟต	SO_4^{-2}	12.14
ซิลิคอน ไดออกไซด์	SiO_2	11.67
โซเดียม	Na^+	5.79
คลอไรด์	Cl^-	5.68
แมกนีเซียม	Mg^{+2}	3.41
ออกไซด์	$(Fe,Al_2)_2O_3$	2.75
โปแตสเซียม	K^+	2.12
ไนเตรท	NO_3^-	0.90
รวม		**100%**

ที่มา : Duxbury and Duxbury (1997)

4.8. ผลของน้ำที่มีเกลือเป็นองค์ประกอบ

เมื่อมีเกลือละลายน้ำ จะทำให้คุณสมบัติของน้ำเปลี่ยนแปลงไป กล่าวคือ

4.8.1. ค่าความร้อนจำเพาะ (Specific heat) จะลดลงเมื่อความเค็มเพิ่มขึ้น อย่างไรก็ตาม ค่าความร้อนจำเพาะ จะเพิ่มขึ้น เมื่ออุณหภูมิเพิ่มสูงขึ้น หรือกล่าวอีกนัยหนึ่ง ก็คือ จุดเดือดของน้ำทะเลจะเพิ่มขึ้นเมื่อความเค็มเพิ่มขึ้น

4.8.2. ความหนาแน่น (Density) จะเพิ่มขึ้นเกือบเป็นเส้นตรงเมื่อความเค็มเพิ่มขึ้น

4.8.3. จุดเยือกแข็ง (Freezing point) จะลดต่ำลงเมื่อความเค็มเพิ่มขึ้น คุณสมบัติอันนี้หากรวมเข้ากับอุณหภูมิและความเค็มแล้วจะมีผลต่อเนื่องกับความหนาแน่นของน้ำทะเล ดังนั้น น้ำทะเลที่มีความหนาแน่นมากที่สุดจะเป็นน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำมากที่สุดและมีความเค็มมากที่สุด น้ำทะเลที่มีความเค็มปกติ (ประมาณ 35 ppt.) มักจะอยู่ในสภาพของเหลวได้ จนกระทั่งน้ำมีอุณหภูมิลดลงถึง –2 องศาเซลเซียส ทั้งนี้เพราะจุดเยือกแข็งของน้ำทะเลมีค่าประมาณ –1.85 องศาเซลเซียส

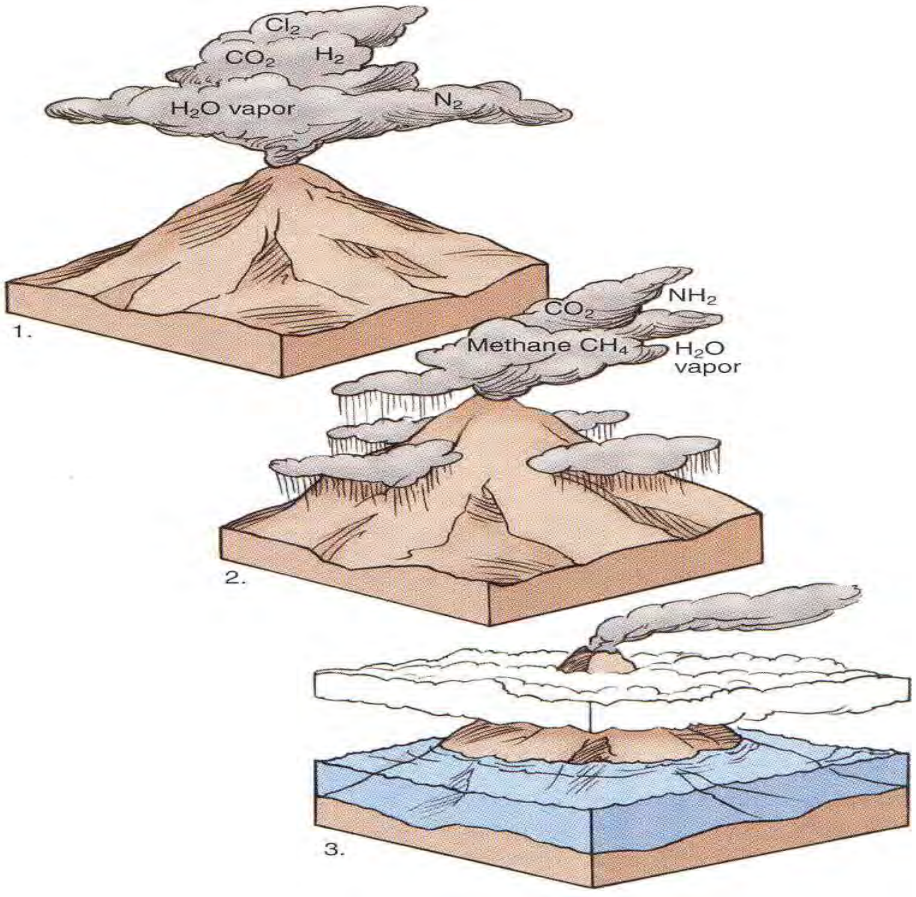
4.8.4. ความดันไอ (Vapor pressure) จะลดลง เมื่อความเค็มเพิ่มขึ้น ทั้งนี้เพราะเกลือไปดึงเอาโมเลกุลของน้ำไว้ทำให้ระเหยช้า ดังนั้นน้ำจืดจะระเหยได้ดีกว่าน้ำทะเล

4.8.5. แรงดันออสโมติก (Osmotic pressure) จะเพิ่มขึ้นเมื่อความเค็มเพิ่มขึ้น แรงดันออสโมติกจะเกี่ยวข้องกับการไหลของสารละลายผ่าน Semipermeable membrane คุณสมบัติอันนี้มีความสำคัญต่อสิ่งมีชีวิตมาก เพราะจะมีผลต่อขบวนการทางสรีระวิทยาของสิ่งมีชีวิต

4.9. กำเนิดน้ำทะเล (Origin of sea water)

ในช่วงแรกที่โลกถือกำเนิดขึ้น กลุ่มของแก๊สต่างๆ ภายใต้เปลือกโลกจะถูกขับออกมา โดยขบวนการเอาแก๊สออกมา หรือที่เรียกว่า Outgassing ในช่วงที่มีการแบ่งชั้นตามความหนาแน่น วัตถุที่มีความหนาแน่นต่ำสุดที่เป็นองค์ประกอบอยู่ในโลกคือ แก๊สชนิดต่างๆ เมื่อแก๊สเหล่านี้ลอยขึ้นสู่ผิวโลกในปริมาณที่มากและยาวนานขึ้น สุดท้ายก็กลายเป็นชั้นบรรยากาศที่ปกคลุมผิวโลก องค์ประกอบของแก๊สที่ปกคลุมผิวโลกในช่วงแรกเชื่อว่ามีองค์ประกอบคล้ายกับแก๊สที่เกิดจากภูเขาไฟระเบิดและน้ำพุร้อน เหมือนทุกวันนี้ โดยประกอบด้วยไอน้ำเป็นส่วนใหญ่ และมีก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ไฮโดรเจน และก๊าซอื่นๆ เป็นองค์ประกอบอยู่ด้วยแต่ในปริมาณน้อย องค์ประกอบของบรรยากาศมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาเนื่องจากอิทธิพลของสิ่งมีชีวิตและอาจเกิดจากการเปลี่ยนแปลงจากการผสมกับวัตถุอย่างอื่นที่อยู่ในชั้นเนื้อโลก (Mantle)

หากถามว่า มหาสมุทรมาจากไหน คำตอบสามารถอธิบายถึงจุดกำเนิดที่เชื่อมโยงกับการกำเนิดของบรรยากาศที่ปกคลุมผิวโลก **ดังแสดงในภาพที่ 4.7.** เมื่อโลกเย็นตัวลง น้ำที่ระเหยสู่บรรยากาศในช่วงที่มีขบวนการเอาแก๊สออกมาก็จะมีการควบแน่นตกลงสู่พื้นโลก ปรากฏการณ์นี้เกิดขึ้นมากว่า 4 พันล้านปี ทำให้เกิดมหาสมุทรอันกว้างใหญ่บนโลกใบนี้ น้ำทะเลที่อยู่ในมหาสมุทรทำไมถึงมีเกลือเป็นองค์ประกอบ สาเหตุก็เนื่องจากน้ำฝนที่ตกลงมาบนผิวโลกมีการชะล้างและละลายเอาแร่ธาตุและสารประกอบหลายชนิดลงสู่มหาสมุทร กลายเป็นองค์ประกอบทางเคมีของน้ำทะเล จนกระทั่งทุกวันนี้ จากการศึกษาสัดส่วนของน้ำที่ระเหยกับอิออนของคลอไรด์ เนื่องจากคลอไรด์เป็นอิออนสำคัญที่เป็นองค์ประกอบของเกลือชนิดต่างๆ ในมหาสมุทร และเป็นอิออนชนิดเดียวที่เกิดจากขบวนการเอาแก๊สออกมา (Outgassing) ปัจจุบันไม่มีข้อบ่งชี้ว่าสัดส่วนของน้ำที่ระเหยกับอิออนของคลอไรด์มีการเปลี่ยนแปลง จึงมีเหตุผลอันสมควรที่จะสรุปได้ว่าความเค็มในมหาสมุทรค่อนข้างมีความคงที่ตลอดระยะเวลาที่ผ่านมา



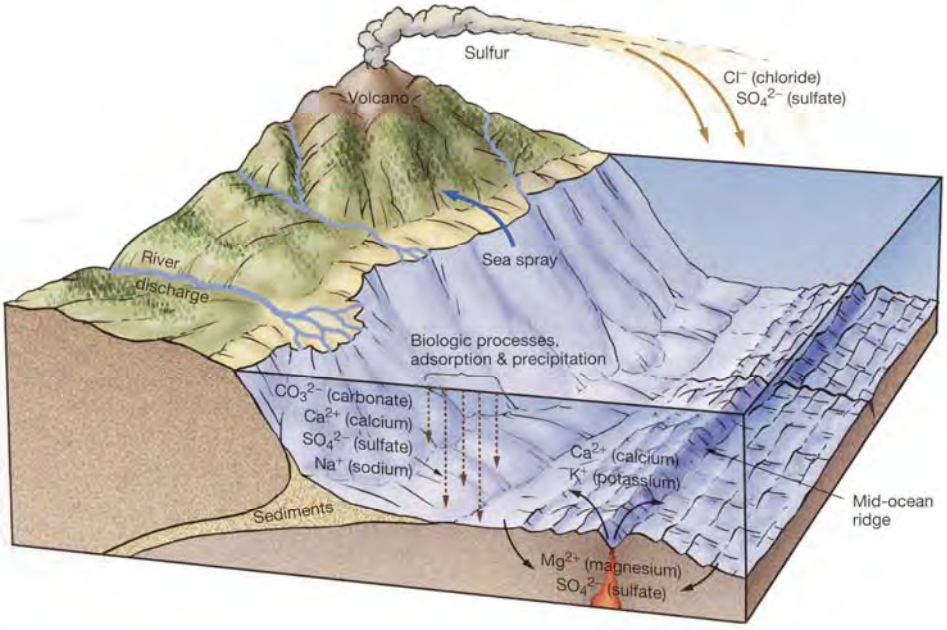
ภาพที่ 4.7. แสดงการกำเนิดของน้ำทะเล

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

4.10. แหล่งของเกลือในมหาสมุทร

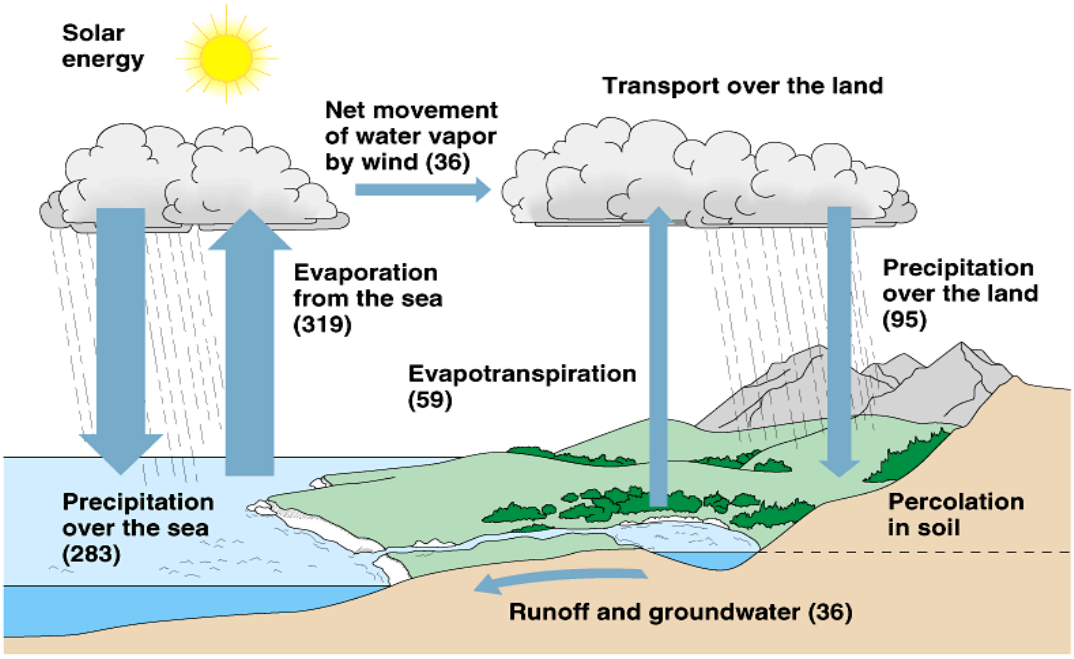
ถ้าหากเปรียบเทียบกันระหว่างตารางที่ 4.2 และตารางที่ 4.3 จะเห็นได้ว่ามีความแตกต่างกันในเรื่องขององค์ประกอบ ในน้ำทะเลจะมีคลอไรด์เป็นองค์ประกอบหลัก ในขณะที่น้ำในแม่น้ำมีไบคาร์บอเนต เป็นองค์ประกอบหลัก แหล่งของเกลือในทะเลมาจากขบวนการกัดกร่อน (Weathering) การชะล้าง (Erosion) และการละลาย (Dissolution) ของหินที่ประกอบเป็นเปลือกโลก ที่เกิดขึ้นตลอดเวลาโดยวัฏจักรของน้ำ (Hydrologic cycle) อิออนทั้งที่เป็นประจุบวกและประจุลบ ถูกนำลงสู่ทะเลโดยฝนและแม่น้ำต่างๆ มีกระบวนการหลายอย่างที่เกี่ยวข้อง เช่น การกัดกร่อนของหินอัคนี (Weathering of igneous) การเปลี่ยนแปลงรูป (Metamorphic) การกัดกร่อนพวกหินตะกอน (Sedimentary rock) การชะล้างตะกอนและดินโดยกรด รวมถึงภูเขาไฟระเบิด

แหล่งใหม่ที่เพิ่มอิออนสู่มหาสมุทรที่มีการค้นพบ คือ ปล่องน้ำพุร้อนใต้ทะเล (Hydrothermal vents) ที่อยู่ตามบริเวณรอยแยกกลางมหาสมุทร (Mid-ocean ridge)



ภาพที่ 4.8. วัฏจักรของสารที่เป็นองค์ประกอบในน้ำทะเล

(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)



ภาพที่ 4.9. วัฏจักรของน้ำ (Hydrologic cycle)

(ที่มา : http://www.anselm.edu/homepage/jpitocch/genbios/ecologybi04.html)

จากการประเมินในแต่ละปี เกลือประมาณ 2.5×10^{15} กรัมถูกเติมลงสู่มหาสมุทร อย่างไรก็ตาม จากการคำนวณในปัจจุบันพบว่าองค์ประกอบของเกลือมีความคงที่มากว่า 1,500 พันล้านปี มีระบบควบคุมการนำเข้าและนำออกของเกลือจากมหาสมุทรให้มีความสมดุลย์ เกลือสามารถนำออกไปจากมหาสมุทรได้หลายทาง เส้นทางหลักในเขตร้อน คือ การระเหยของน้ำทะเล และการตกตะกอนในรูปของเกลือ นอกจากนี้ยังมีขบวนการอื่นๆ ที่สามารถดึงเกลือออกจากน้ำทะเล เช่น การทำปฏิกิริยาเคมีเปลี่ยนไปอยู่ในรูปที่ไม่ละลายน้ำ ขบวนการทางชีววิทยาในการดึงเอาแร่ธาตุไปใช้เป็นองค์ประกอบของร่างกาย และการสะสมอยู่ในตะกอนพื้นทะเล เป็นต้น อนุภาคของแร่ดินเหนียว (Clay) สามารถควบคุมปริมาณเกลือโดยการดูกซับ (Adsorption) บริเวณพื้นผิวโดยการแลกเปลี่ยนอิออนใน Clay lattice ปัจจุบันมีการค้นพบ การแลกเปลี่ยนทางเคมีบริเวณ Hot spot จำนวนมากในทะเล โดยบริเวณนี้น้ำทะเลที่ร้อนสามารถทำปฏิกิริยากับเปลือกโลกที่เกิดใหม่

ถึงแม้ว่าธาตุที่เป็นองค์ประกอบหลัก (Major constituent) ในน้ำทะเลจะมีความคงที่มากว่า 1.5 พันล้านปี แต่มีการหมุนเวียนในอัตราที่ต่างกัน โดยมีค่า Residence times อยู่ในช่วงตั้งแต่ 100 ปี จนถึง 10 ล้านปี ค่าเฉลี่ยของระยะเวลาที่แร่ธาตุอยู่ในมหาสมุทร เรียกว่า Residence time อลูมินั่ม (Aluminum) และ เหล็ก (Iron) มีค่า Residence time ที่ต่ำมากเนื่องทำปฏิกิริยากับธาตุชนิดอื่น

กลายเป็นอนุภาคของสารประกอบที่ไม่ละลายน้ำและสะสมอยู่ในตะกอน โซเดียม (Sodium) คลอไรด์ (Chloride) โปแตสเซียม (Potassium) และแมกนีเซียม(Magnesium) มีค่า Residence time ที่ยาวนานเนื่องจากมีปฏิกิริยาทางเคมีน้อย และมีขบวนการทางชีววิทยานำไปใช้ประโยชน์น้อย

ตารางที่ 4.4. แสดงค่า Residence times ของแร่ธาตุชนิดต่างๆ

แร่ธาตุ	**สัญลักษณ์**	**Residence time (ปี)**
คลอไรด์	Cl^-	α
โซเดียม	Na^+	260,000,000
แมกนีเซียม	Mg^{+2}	45,000,000
โปแตสเซียม	K^+	11,000,000
ซัลเฟต	SO_4^{-2}	11,000,000
แคลเซียม	Ca^{+2}	8,000,000
ซิลิคอน	Si	8,000
เหล็ก	Fe	140
อลูมินั่ม	Al	100

ที่มา : Duxbury and Duxbury (1997)

ในทะเลเปิดที่มีการผสมผสานของมวลน้ำกันเป็นอย่างดี สัดส่วนอิออนของธาตุหลัก ต่อธาตุชนิดอื่นจะมีความคงที่และเกี่ยวข้องกับค่าความเค็มที่ได้จากการวัด เรียกว่า หลักสัดส่วนของความคงที่ (Principle of constant proportion) ถ้าหากทราบสัดส่วนของธาตุหลัก (Major constituent) ต่อธาตุชนิดอื่น และความเข้มข้นของธาตุที่เหลือ ก็จะสามารถประมาณค่าความเค็มได้ ดังนั้นหากสามารถวัดความเข้มข้นของคลอไรด์อิออน หรือค่า Chlorinity ได้ ก็สามารถที่จะคำนวณค่าความเค็มได้ ความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเค็มและค่า chlorinity คือ

$$\text{ความเค็ม (Salinity, } {}^{o}/oo) = 1.80655 \times \text{Chlorinity } ({}^{o}/oo)$$

$$\text{หรือ } S^{o}/oo = 1.80655 \times Cl^{o}/oo$$

ทุกวันนี้สามารถคำนวณค่าความเค็มได้ด้วยการใช้คุณสมบัติทางด้านการนำไฟฟ้าของน้ำทะเล โดยมีการปรับค่าผลที่เกิดจากคลอไรด์เป็นองค์ประกอบและปรับแก้ค่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ น้ำทะเลสามารถนำไฟฟ้าได้ดีเนื่องมีเกลือเป็นองค์ประกอบ ค่าความเค็มสูงยิ่งทำให้ค่า

การนำไฟฟ้าสูงขึ้นเช่นกัน การวัดค่าความเค็มของน้ำทะเลโดยการวัดค่าการนำไฟฟ้า สามารถวัดได้โดยการใช้เครื่องมือที่เรียกว่า Salinometer ค่าการนำไฟฟ้าขึ้นอยู่กับความเค็มและอุณหภูมิของน้ำ ดังนั้นการวัดค่าความเค็มโดยใช้เครื่อง Salinometer จำเป็นต้องมีการปรับแก้ค่าอุณหภูมิของน้ำด้วย

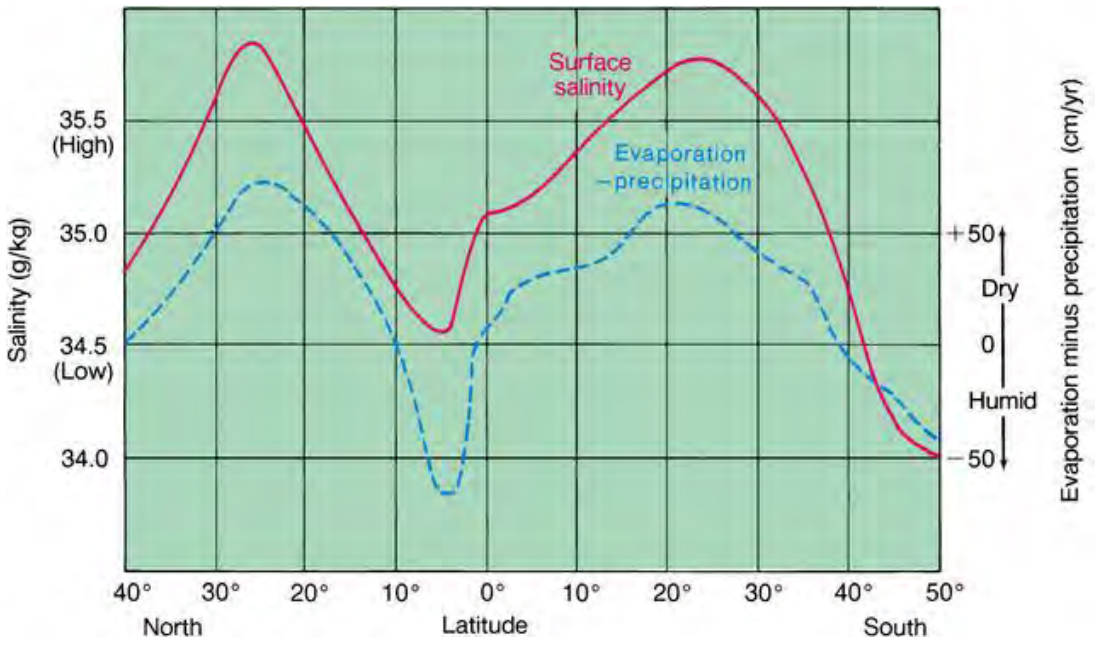
4.11. ความผันแปรของความเค็มในมหาสมุทร

น้ำทะเลโดยทั่วไปมีค่าเฉลี่ย 35 ppt แต่ก็มีความผันแปรไปตามสถานที่ทั้งในระดับผิวน้ำและระดับความลึก ความเค็มที่ระดับผิวน้ำทะเลถูกควบคุมด้วยความผันแปรของอัตราการตกของฝนและอัตราการระเหย โดยทั่วไปขึ้นอยู่กับแนวละติจูด ความเค็มยังได้รับอิทธิพลจากพื้นดินและความผันแปรของน้ำจืดที่ไหลลงสู่ชายฝั่ง การแข็งตัวและการละลายของน้ำแข็งในแถบละติจูดสูงๆ

ความเค็มระดับผิวน้ำ (Surface salinity) ในมหาสมุทรจะผันแปรไปตามละติจูด โดยค่าความเค็มจะมีค่าต่ำสุดในบริเวณเขตละติจูดสูง และมีค่าสูงสุดในบริเวณแนวละติจูดประมาณ 20-30 องศาเหนือ (Tropics of Cancer) และประมาณ 20- 30 องศาใต้ (Tropics of Capricon) ค่าความเค็มมีค่าต่ำลงในแถบศูนย์สูตร (Equator) ในแถบละติจูดสูงจะมีค่าความเค็มต่ำ เนื่องจากมีฝนตกมากและมีการละลายของก้อนน้ำแข็งที่เป็นน้ำจืด นอกจากนั้นในเขตนี้ยังมีอุณหภูมิต่ำจึงมีเนื่องจากอากาศแห้งอัตราการระเหยของน้ำทะเลน้อย ส่วนในแนวละติจูด 20-30 องศา เหนือและใต้มีค่าความเค็มสูง แล้งทำให้อัตราการระเหยของน้ำมีมาก ส่วนในแนวศูนย์สูตรมีอุณหภูมิอบอุ่นมีอัตราการระเหยมากพอที่จะทำให้ความเค็มเพิ่มสูงขึ้นในระดับหนึ่ง ขณะเดียวกันก็มีการฝนตกมากพอที่จะทำให้น้ำทะเลมีความเค็มที่ไม่สูงมาก **จากภาพที่ 4.10** จะเห็นได้ว่าความผันแปรของความเค็มผิวน้ำทะเลมี 2 รูปแบบ คือ

1. ความเค็มสูงสุด (Salinity maxima) จะเกิดขึ้นในเขตประมาณ 20-30 องศาเหนือและใต้เส้นศูนย์สูตร เนื่องจากภูมิอากาศแห้งแล้ง มีอัตราการระเหยมากกว่าการตกของฝน ทำให้มีเกลือเข้มข้นในทะเล

2. ความเค็มต่ำสุด (Salinity minima) เกิดขึ้นประมาณ 5 องศาเหนือเส้นศูนย์สูตร และประมาณ 45 องศาเหนือและใต้เส้นศูนย์สูตร เนื่องจากภูมิอากาศชื้น มีอัตราการตกของฝนมากกว่าการระเหย น้ำฝนที่ตกลงมาจะเจือจางเกลือในน้ำทะเล

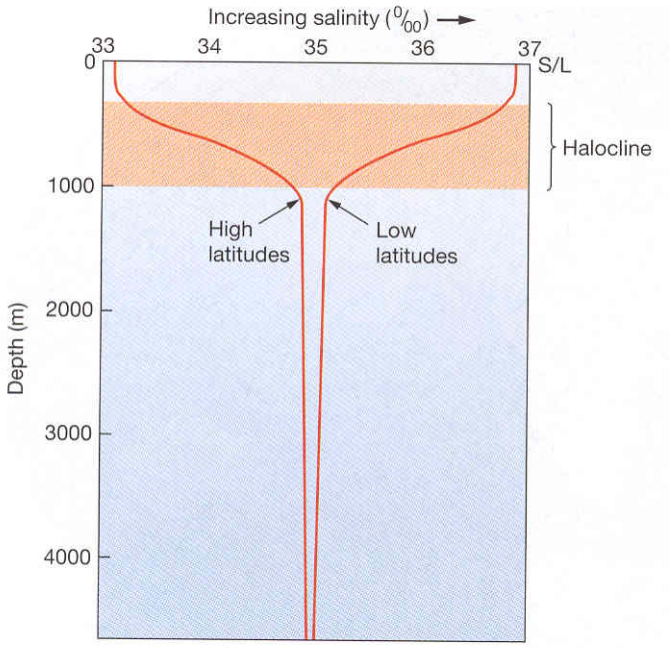


ภาพที่ 4.10. ความผันแปรของความเค็มของน้ำทะเลในมหาสมุทร

(ที่มา : Duxbury and Duxbury , 1997)

น้ำจืดที่ไหลมาจากแม่น้ำสามารถทำให้ความเค็มของน้ำทะเลลดลง ความเค็มในทะเลกึ่งปิด(Semi-enclosed sea) ที่อยู่ในเขตแห้งแล้งมักจะมีความเค็มมากกว่าในมหาสมุทร เช่น ความเค็มในทะเลแดง (Red Sea) และอ่าวเปอร์เซีย (Persian Gulf) มีความเค็มประมาณ 40–42 ppt ในทะเลเมดิเตอร์เรเนียน (Mediterranean) มีความเค็มประมาณ 38–39 ppt. เป็นต้น

ความผันแปรของความเค็มตามความลึก (Depth salinity variation) **จากภาพที่ 4.11** ในเขตละติจูดต่ำ ความเค็มในระดับผิวน้ำจะมีค่าที่ค่อนข้างสูง ขณะที่ในเขตละติจูดสูง ความเค็มในระดับผิวน้ำจะมีค่าที่ค่อนข้างต่ำ ระดับความเค็มของน้ำในระดับผิวน้ำมีความผันแปรมากกว่าความเค็มของน้ำในระดับลึก ทั้งนี้เนื่องอิทธิพลของการระเหย ปริมาณฝนตก การแข็งตัวและการละลายของน้ำแข็ง เป็นต้น ที่ระดับความลึกประมาณ 300-1,000 เมตร จะมีการเปลี่ยนแปลงค่าความเค็มอย่างรวดเร็ว โดยเส้นความเค็มของในเขตละติจูดต่ำมีค่าความเค็มลดลง ขณะที่ในเขตละติจูดสูงความเค็มกลับเพิ่มขึ้น บริเวณที่ค่าความเค็มมีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วนี้ว่า Halocline (Halo = Salt = เกลือ) + (Cline = Slope = ความลาดชัน) หรืออาจเรียกว่า การแบ่งชั้นของน้ำตามความเค็ม (Salinity stratification)



ภาพที่ 4.11. ความผันแปรของความเค็มตามระดับความลึก

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

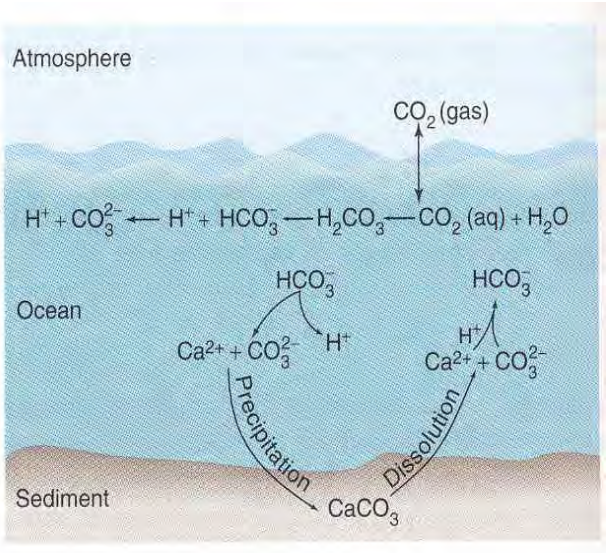
4.12. ก๊าซและการกระจายของก๊าซในทะเล

ก๊าซหลายชนิดสามารถแพร่กระจายลงสู่น้ำทะเล มีก๊าซ 3 ชนิดที่มีอิทธิพลต่อสิ่งมีชีวิตบนโลกและการรักษาสมดุลย์ของคุณสมบัติทางเคมีและฟิสิกส์ของน้ำทะเล คือ ไนโตรเจน (Nitrogen, N_2), ออกซิเจน (Oxygen, O_2 และคาร์บอนไดออกไซด์ (Carbon dioxide, CO_2) ซึ่งก๊าซเหล่านี้รวมแล้วมีองค์ประกอบมากกว่า 99 เปอร์เซ็นต์ ของก๊าซที่มีอยู่ในอากาศและมหาสมุทร ก๊าซละลายผสมกันอยู่ทุกระดับความลึกในมหาสมุทร ก๊าซสามารถละลายได้ดีในสภาพอุณหภูมิ ความเค็ม และความดันต่ำ ขณะที่การละลายได้ของก๊าซเกิดขึ้นได้น้อยหากมีสภาพอุณหภูมิ ความเค็ม และความดันสูง ในมหาสมุทรระดับลึก หากน้ำมีอุณหภูมิต่ำจะมีความเข้มข้นของก๊าซสูง หากเราเติมก๊าซอย่างช้าๆ ลงในน้ำเมื่อถึงจุดๆ หนึ่ง ไม่สามารถเติมก๊าซได้อีก แม้ว่าจะเติมเข้าไปก๊าซก็จะระเหยออกโดยทันที เรียกจุดนี้ว่า จุดอิ่มตัว (Saturation) ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับ ความเค็ม อุณหภูมิ และความดัน ในมหาสมุทร คาร์บอนไดออกไซด์ ถูกควบคุมโดยขบวนการทางเคมีหลายชนิด ความเข้มข้นของออกซิเจนจะถูกควบคุมโดย ขบวนการสังเคราะห์แสงของพืช ส่วนสัตว์ก็จะใช้ออกซิเจนแล้วปล่อยคาร์บอนไดออกไซด์ออกมาในช่วงการหายใจและการย่อยสลายสารอินทรีย์ต่างๆ โดยแบคทีเรีย ออกซิเจนที่เกิดจากขบวนการสังเคราะห์แสงมักจะเกิดขึ้นในระดับผิวน้ำ

ขณะที่คาร์บอนไดออกไซด์ที่ได้จากการหายใจจะเกิดขึ้นทุกระดับความลึก ความลึกที่พืชสามารถสังเคราะห์แสงและผลิตออกซิเจนสมดุลย์กับปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ที่ได้จากการหายใจเรียกว่า Compensation depth ความเข้มข้นของออกซิเจนสามารถลดลงจนอยู่ในสภาพไร้ออกซิเจน (Anoxic) ในบริเวณที่เป็นแอ่งน้ำ เนื่องจากมีการแบ่งชั้นของน้ำในเอสทูรี่ ประเภท Fjord ในบางพื้นที่ อาจมีความเข้มข้นของออกซิเจนสูงกว่าจุดอิ่มตัว (Supersaturate) เช่น บริเวณผิวน้ำที่มีกำลังผลิตสูง

4.13. ระบบบัฟเฟอร์ในมหาสมุทร

ในมหาสมุทร คาร์บอนไดออกไซด์และน้ำสามารถทำปฏิกิริยาสร้างระบบบัฟเฟอร์ ควบคุมการเปลี่ยนแปลง pH ของน้ำ เมื่อคาร์บอนไดออกไซด์ละลายลงสู่น้ำทะเล ก็จะทำปฏิกิริยาทางเคมีกลายเป็น กรดคาร์บอนิก (Carbonic acid, H_2CO_3) และมีการแตกตัวเป็นไบคาร์บอเนต (Bicarbonate, HCO^{3-}) และไฮโดรเจนอิออน (H^+) สุดท้ายก็จะมีการแตกตัวเป็นคาร์บอเนต (Carbonate, CO_3^{2-}) **ดังภาพที่ 4.12.**



ภาพที่ 4.12. ระบบคาร์บอเนตในมหาสมุทร

(ที่มา : http://web.uvic.ca/~rdewey/eos110/webimages.html)

คาร์บอนไดออกไซด์เป็นระบบบัฟเฟอร์ที่สำคัญในการควบคุมค่า pH ช่วยรักษาระดับ pH ในมหาสมุทรให้มีความเป็นด่างเล็กน้อย คืออยู่ในช่วง 7.5–8.5 ค่าเฉลี่ย pH ของน้ำในมหาสมุทรมีค่าประมาณ 7.8 ค่า pH ที่ผิวน้ำทะเลอาจมีค่าสูงกว่า 8.5 ถ้าหากน้ำทะเลมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นและมีอัตราการสังเคราะห์แสงมาก

ปริมาณของคาร์บอนไดออกไซด์และออกซิเจนมหาศาลที่หมุนเวียนผ่านมหาสมุทรทั่วโลกในแต่ละปี ปริมาณการใช้คาร์บอนในรูปคาร์บอนไดออกไซด์ มีประมาณ 2.5 พันล้านตันต่อปี อัตราที่มหาสมุทรดูดซับเอาคาร์บอนไดออกไซด์จะถูกควบคุมโดย อุณหภูมิของน้ำ pH ความเค็ม ขบวนการทางเคมี ธรณี และชีวภาพ คาร์บอนไดออกไซด์ที่แพร่ผ่านผิวน้ำทะเลลงสู่มหาสมุทรในระดับลึก สามารถตรึงอยู่กับตะกอนท้องน้ำ เช่นเดียวกับการที่สิ่งมีชีวิตดึงเอาแคลเซียมคาร์บอเนต($CaCO_3$) ไปเป็นองค์ประกอบโครงร่างของสิ่งมีชีวิต

มหาสมุทรมีบทบาทสำคัญในการควบคุมออกซิเจนในบรรยากาศของโลกมากว่า 3.5 พันล้านปี ขบวนการสังเคราะห์แสง (Photosynthesis) สามารถปลดปล่อยออกซิเจนสู่มหาสมุทรและบรรยากาศ นอกเหนือจากการใช้ในการหายใจกว่า 300 ล้านตันต่อปี มีสารประกอบ 2 ชนิดในมหาสมุทร คือ ธาตุอาหารที่มีความจำเป็นต่อการเจริญเติบโตของพืชและสัตว์ และธาตุปริมาณน้อยหลายชนิดรวมถึงสารประกอบอินทรีย์ ที่เป็นองค์ประกอบของโปรตีน ไขมัน และสารประกอบเชิงซ้อนอื่นๆ ธาตุอาหารที่จำเป็นสำหรับการเจริญเติบโตของพืชในมหาสมุทรประกอบด้วยไนเตรท (Nitrate, NO_3^-) ฟอสเฟต (Phosphate, PO_4^{3-}) และ ซิลิเกต (Silicate, SiO_4^- ซิลิเกต ในรูป ซิลิกา (Silica, SiO_2) เป็นธาตุที่ใช้เป็นองค์ประกอบของเซลล์แพลงก์ตอนในกลุ่มไดอะตอม (Diatom) และเป็นโครงสร้างบางส่วนของโปรโตซัว (Protozoans) สารอาหารเหล่านี้ถูกนำลงสู่มหาสมุทรโดยน้ำจืดจากแม่น้ำที่ไหลมาจากพื้นดิน สารอาหารเหล่านี้มีระดับความเข้มข้นน้อยมากในน้ำทะเล โดยความเข้มข้นจะลดลงหากขบวนการทางชีวภาพใช้ธาตุอาหารมาก และความเข้มข้นจะเพิ่มขึ้นหากจำนวนประชากรสิ่งมีชีวิตลดลงหรือตาย และมีการย่อยสลายกลับคืนสู่น้ำในมหาสมุทร

บทที่ 5
คุณสมบัติทางฟิสิกส์ของน้ำทะเล

5.1. อุณหภูมิและการกระจายของอุณหภูมิในทะเล (Temperature and distribution in the sea)

เนื่องจากน้ำมีค่าความจุความร้อนจำเพาะ (Specific heat) ที่สูงเมื่อเทียบกับสารอื่นๆ ดังนั้น การเพิ่มขึ้นหรือลดลงของอุณหภูมิในน้ำทะเลจะเป็นไปอย่างช้าๆ แม้ทะเลจะมีพื้นที่ผิวสำหรับรองรับแสงมากมายมหาศาลก็ตาม อุณหภูมิของน้ำทะเลในระดับผิวน้ำจะมีค่าสูงกว่าระดับที่ลึก ส่งผลให้มีการหมุนเวียนของน้ำในแนวดิ่งเกิดขึ้น พลังงานความร้อนจากแสงอาทิตย์ในส่งลงบนผิวน้ำทะเล จะผันแปรไปตามฤดูกาล ละติจูด และลักษณะภูมิประเทศ ทำให้การกระจายของอุณหภูมิบริเวณผิวน้ำทะเลทั่วโลกแตกต่างกัน ยกเว้นในแถบขั้วโลกและเขตร้อนความแตกต่างของอุณหภูมิมีไม่มาก ตามปกติแล้วอุณหภูมิของน้ำทะเลจะเพิ่มขึ้นเมื่อจำนวนองศาของละติจูดลดลง ทั้งนี้เพราะอิทธิพลของความร้อนที่ท้องทะเลได้รับจากดวงอาทิตย์ (ตารางที่ 5.1 และ 5.2) ส่วนอุณหภูมิของน้ำทะเลที่เย็นที่สุดจะปรากฏอยู่บริเวณขั้วโลก ซึ่งจะมีอุณหภูมิต่ำกว่า -1.8 องศาเซลเซียส แต่ในบริเวณแนวศูนย์สูตรจะมีค่าประมาณ 27 องศาเซลเซียส อย่างไรก็ตามในแนวเขตศูนย์สูตรบางแห่งอุณหภูมิของน้ำทะเลอาจจะสูงมากกว่าที่กล่าวมาแล้ว เช่น บริเวณอ่าวเปอร์เซียจะสูงถึง 32 องศาเซลเซียส เป็นต้น สำหรับบริเวณซีกโลกใต้อุณหภูมิของน้ำทะเลจะต่ำสุดในทุ่งน้ำแข็งที่อยู่ติดกับทวีปแอนตาร์กติกา

ตารางที่ 5.1. เปรียบเทียบอุณหภูมิบริเวณน้ำทะเลในละติจูดที่ต่างกันของมหาสมุทรแอตแลนติก อินเดียและแปซิฟิก ในซีกโลกเหนือ

ละติจูด (องศา)	แอตแลนติก (องศาเซลเซียส)	อินเดีย (องศาเซลเซียส)	แปซิฟิก (องศาเซลเซียส)
70-60	5.60	-	-
60-50	8.66	-	5.74
50-40	13.16	-	9.99
40-30	20.40	-	18.62
30-20	24.16	26.14	23.38
20-10	25.81	27.23	26.42
10-0	26.60	27.88	27.20

ตารางที่ 5.2. เปรียบเทียบอุณหภูมิบริเวณผิวน้ำทะเลในละติจูดต่างๆ ของมหาสมุทรแอตแลนติก อินเดีย และแปซิฟิก ในซีกโลกใต้

ละติจูด (องศา)	แอตแลนติก (องศาเซลเซียส)	อินเดีย (องศาเซลเซียส)	แปซิฟิก (องศาเซลเซียส)
70-60	-1.30	-1.53	-1.30
60-50	1.76	7.63	5.00
50-40	8.68	8.67	11.16
40-30	16.90	17.00	16.98
30-20	21.20	22.53	21.53
20-10	23.16	25.58	25.11
10-0	25.18	27.14	26.10

การลดลงหรือเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิน้ำทะเลในแต่ละวันจะดำเนินไปอย่างช้าๆ ในแต่ละฤดูกาล การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของน้ำทะเลจึงปรากฏขึ้นน้อยมาก คือ ประมาณ 0.5 องศาเซลเซียสหรืออาจจะน้อยกว่านั้น ในเขตละติจูดสูง ความผันแปรของอุณหภูมิผิวน้ำจะอยู่ระหว่าง 6-8 องศาเซลเซียส แต่ในเขตร้อน (ละติจูดต่ำ) จะผันแปรอยู่ระหว่าง 1-4 องศาเซลเซียส

กระแสน้ำจะเป็นตัวการที่ช่วยทำให้อุณหภูมิพื้นผิวน้ำเกิดการเปลี่ยนแปลงขึ้น การที่กระแสน้ำอุ่นไหลจากเขตละติจูดต่ำขึ้นไปยังเขตละติจูดสูง จะทำให้อุณหภูมิของน้ำที่ไหลผ่านสูงขึ้น ในทางตรงกันข้าม ในบริเวณที่มีกระแสน้ำเย็นไหลผ่านจะทำให้อุณหภูมิของน้ำพื้นผิวลดต่ำลง ดังนั้น ในเขตละติจูดสูงหรือละติจูดกลางที่มีกระแสน้ำอุ่นไหลผ่านจึงทำให้อุณหภูมิของน้ำอุ่นขึ้น แต่ในเขตละติจูดต่ำถ้าหากมีกระแสน้ำเย็นไหลผ่านทำให้อุณหภูมิของน้ำทะเลลดลง

สำหรับการกระจายอุณหภูมิของน้ำทะเลในแนวดิ่งนั้น ตามปกติแล้วอิทธิพลของความร้อนที่ได้รับจากดวงอาทิตย์จะทำให้น้ำทะเลร้อนเฉพาะบริเวณพื้นผิวเท่านั้น จึงมีผลทำให้น้ำทะเลที่อยู่ลึกลงไปมีอุณหภูมิลดต่ำลง ขบวนการนำพาความร้อนและการกระทำของคลื่นจะทำให้ความร้อนกระจายลงไปลึกราว 15-16 เมตร และจะปรากฏเด่นชัดมากในช่วงฤดูร้อน

อุณหภูมิ (Temperature) เป็นปัจจัยที่สำคัญต่อการดำรงชีวิต ขบวนการเมตาโบลิซึมและการแพร่กระจายของสิ่งมีชีวิตในทะเล ตลอดจนพฤติกรรมต่างๆ ในที่ลึกอุณหภูมิจะต่ำกว่าบริเวณผิวน้ำทะเล ในบริเวณที่น้ำมีอุณหภูมิสูงกว่า 10 องศาเซลเซียส หรือที่เรียกว่า เทอร์โมสเฟียร์ (Thermosphere) ได้แก่ เขตเอพิเพลาจิค (Epipelagic) และเมโซเพลาจิค (Mesopelagic) ถ้าระดับ

ความลึกของน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 10 องศาเซลเซียส เรียกว่า ไซโครสเฟียร์ (Psychrosphere) ได้แก่ เขตที่ต่ำกว่าเมโซเพลาจิค(Mesopelagic)

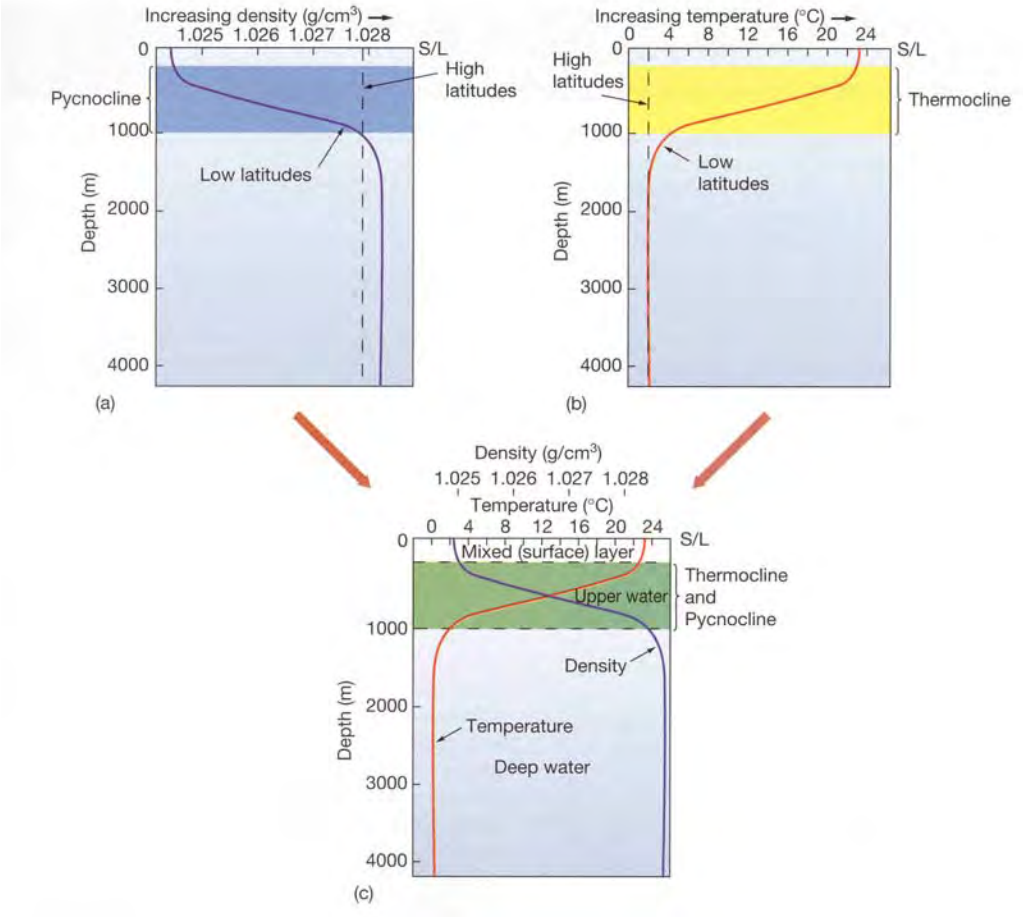
การแพร่กระจายของอุณหภูมิในแนวดิ่ง

น้ำทะเลสามารถแบ่งออกได้เป็นชั้นๆ เช่นเดียวกับบรรยากาศที่หุ้มห่อโลก โดยใช้อุณหภูมิและส่วนประกอบทางเคมีเป็นเกณฑ์ในการจำแนก ตามปกติแล้วอุณหภูมิบริเวณพื้นผิวของน้ำทะเลจะมีสูง และจะค่อยๆ ลดลงเมื่อความลึกเพิ่มขึ้น ความร้อนที่พื้นผิวน้ำทะเลได้รับมาจากดวงอาทิตย์และจากบรรยากาศ ในเขตละติจูดต่ำอุณหภูมิของน้ำจะสูงตลอดทั้งปี ส่วนในเขตละติจูดกลางจะมีค่าสูงในฤดูร้อน คลื่นในท้องทะเลจะเป็นตัวช่วยในการกระจายความร้อนที่ปรากฏอยู่ตามพื้นผิวให้แผ่กระจายลึกลงไป โดยทั่วไปสามารถจำแนกชั้นน้ำตามการกระจายของอุณหภูมิตามระดับความลึกในมหาสมุทรได้เป็น 3 ชั้นคือ

1. **น้ำชั้นบน** (Surface or Upper layer ; Epilimnion) มีความหนาประมาณ 50-280 เมตร จากผิวน้ำ อุณหภูมิของน้ำในชั้นนี้จะไวต่อการเปลี่ยนแปลง โดยเฉพาะแถวละติจูดกลางทั้งนี้เพราะมีการแลกเปลี่ยนพลังงานความร้อนระหว่างผิวน้ำและบรรยากาศเกิดขึ้น เช่น การระเหย ฝนตก โดยปกติแล้วชั้นนี้มีอุณหภูมิสูง เช่นเดียวกับอุณหภูมิที่ผิวน้ำทะเลเพราะว่าในชั้นนี้มีการผสมที่เกิดจากลมค่อนข้างสูง เราอาจเรียกน้ำชั้นนี้อีกอย่างหนึ่งว่า Mixed layer

2. **ชั้นเทอร์โมไคล์** (Thermocline) เป็นบริเวณถัดลงมาจากชั้นแรก เป็นชั้นที่อุณหภูมิของน้ำลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อความลึกเพิ่มขึ้นเพียงเล็กน้อย น้ำในชั้นนี้มีลักษณะคงตัว (Stability) สูงจึงมีสภาพคล้ายเป็นตัวกั้น (Barrier) ไม่ให้น้ำชั้นบนผสมกับน้ำชั้นล่างที่อยู่ลึก ๆ ได้สะดวก ในบริเวณละติจูดต่ำและละติจูดกลางจะมีชั้นเทอร์โมไคล์ (Thermocline) อยู่ตลอดปี ที่ระดับความลึกประมาณ 280-1,000 เมตร เรียกว่า Main หรือ Permanent thermocline

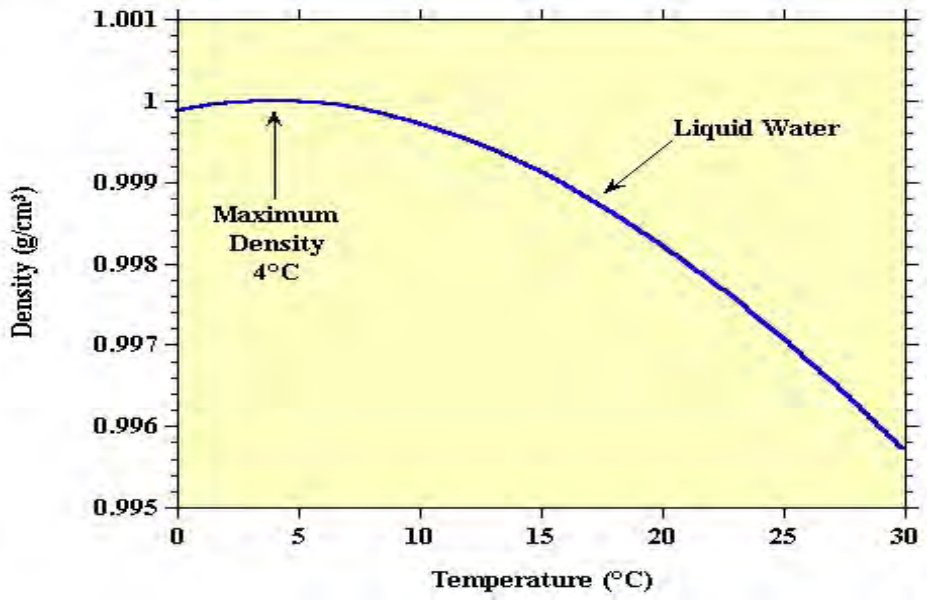
3. **ชั้น Deep Sea or Hypolimnion** เป็นบริเวณที่อยู่ใต้ชั้นเทอร์โมไคล์ลงไปจนถึงพื้นทะเล อุณหภูมิของน้ำจะค่อย ๆ ลดลงอย่างช้า ๆ หรือเกือบคงที่จนถึงพื้นทะเล ยกเว้นในบางบริเวณที่มีเหวทะเล (Trench) ซึ่งความร้อนจากภายในโลกสามารถแพร่กระจายออกมาได้ ทำให้อุณหภูมิของน้ำกลับสูงขึ้นอีก โดยจะมีพิสัยของอุณหภูมิเฉลี่ยราว 0-5 องศาเซลเซียส



ภาพที่ 5.1. แสดงการแพร่กระจายของอุณหภูมิและความหนาแน่นตามความลึกในมหาสมุทร (ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

5.2. ความหนาแน่น (Density)

ความหนาแน่นของน้ำทะเลเป็นคุณสมบัติทางกายภาพ ที่มีความสำคัญ เนื่องจากมีผลต่อขบวนการอื่นๆ ในทะเล โดยเฉพาะการหมุนเวียนของน้ำที่มิได้เกิดจากลม แต่เกิดจากการความแตกต่างของความหนาแน่นของมวลน้ำระหว่างด้านบนกับด้านล่างในมหาสมุทร น้ำทะเลทุกแห่งทั่วโลกมีความหนาแน่นอยู่ระหว่าง 1.020-1.030 กรัม/ลูกบาศก์เซนติเมตร (g/cm^3) ความหนาแน่นของน้ำทะเลจะผันแปรไปตามระดับความเค็ม ความกดดัน และอุณหภูมิ ดังนั้นการวัดค่าความหนาแน่นจะต้องหมายเหตุค่าเหล่านี้ด้วย



ภาพที่ 5.2. อิทธิพลของอุณหภูมิต่อความหนาแน่นของน้ำ

(ที่มา : http://www.clas.ufl.edu/users/mrosenme/Oceanography/Lectures/seawater_physics.htm)

ความผันแปรของความหนาแน่นในมหาสมุทร

ความหนาแน่นของน้ำบริสุทธิ์จะมีค่าสูงสุดที่อุณหภูมิ 4 องศาเซลเซียส แต่น้ำทะเลมีความหนาแน่นเพิ่มขึ้นเนื่องจากประกอบแร่ธาตุต่างๆ มากมาย ในทะเลเปิด ความหนาแน่นของน้ำทะเลจะมีค่าอยู่ระหว่าง 1.022- 1.030 กรัม/ลูกบาศก์เซนติเมตร ขึ้นอยู่กับความเค็ม ดังนั้น น้ำทะเลจะมีค่าความหนาแน่นมากกว่าน้ำบริสุทธิ์อยู่ 2-3 เปอร์เซ็นต์ โดยน้ำทะเลจะมีความหนาแน่นมากที่สุดที่อุณหภูมิ –1.3 องศาเซลเซียส ความหนาแน่นของมวลน้ำในมหาสมุทรมีความสำคัญในเรื่องการจมตัวและการหมุนเวียนของมวลน้ำ โดยจะมีความหนาแน่นต่ำบริเวณผิวน้ำและจะมีค่าเพิ่มมากขึ้นตามความลึก อุณหภูมิ ความเค็ม และความดันมีอิทธิพลต่อความหนาแน่นของน้ำ โดยอุณหภูมิสูงขึ้นความหนาแน่นจะลดลง ความเค็ม ความหนาแน่นและความดันเพิ่มขึ้นจะส่งผลให้ความหนาแน่นเพิ่มขึ้น จากปัจจัยที่ได้กล่าวมา มีเพียงอุณหภูมิและความเค็ม ที่มีอิทธิพลมากต่อความหนาแน่นบริเวณผิวน้ำทะเล โดยอุณหภูมิมีอิทธิพลมากที่สุดเนื่องจากช่วงอุณหภูมิบริเวณผิวน้ำทะเลมีค่ากว้างมากกว่าค่าความเค็ม ยกเว้นในแถบขั้วโลกที่ความเค็มมีอิทธิพลมากกว่า **ภาพที่ 5.1.** แสดงความหนาแน่นของน้ำตามความลึกในเขตละติจูดต่ำ โดยจะเห็นได้ว่าความหนาแน่นจะมีค่าต่ำที่ระดับผิวน้ำเนื่องจากอุณหภูมิของน้ำมีค่าสูง จากระดับผิวน้ำจนถึงระดับความลึกประมาณ 300 เมตร อุณหภูมิจะค่อนข้างคงที่เนื่องการผสมผสานของมวลน้ำที่

เกิดขึ้นอันเนื่องมาจากอิทธิพลของคลื่น ลม กระแสน้ำผิวน้ำ และน้ำขึ้นน้ำลง ที่ระดับความลึกมากกว่า 300 เมตร ความหนาแน่นจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว จนถึงระดับความลึกประมาณ 1,000 เมตร เรียกบริเวณนี้ว่า Pycnocline (Pycno = Density = ความหนาแน่น) + (Cline = Slope = ความลาดชัน) ที่ระดับความลึกมากกว่า 1,000 เมตร น้ำจะมีความหนาแน่นค่อนข้างคงที่และมีค่าต่ำ จนถึงพื้นทะเล ในเขตละติจูดสูงความหนาแน่นของน้ำมีความผันแปรน้อยมาก จึงมีลักษณะเป็นเส้นตรง เนื่องจากน้ำทะเลมีอุณหภูมิต่ำ

ความหนาแน่นของน้ำทะเลจะมีความผันแปรในทิศทางตรงกันข้ามกับอุณหภูมิ จุดที่ความหนาแน่นของน้ำเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว ขณะเดียวกันอุณหภูมิของน้ำก็ลดลงอย่างรวดเร็วเช่นกัน เรียกบริเวณนี้ว่า Thermocline (Thermo = heat = ความร้อน) + (Cline = Slope = ความลาดชัน) อาจสรุปได้ว่า Pycnocline เกิดขึ้นจากอิทธิพลร่วมกันของ Thermocline และ Halocline เนื่องจากอุณหภูมิและความเค็ม เป็นปัจจัยสำคัญที่มีอิทธิพลต่อความหนาแน่น

5.3. ความกดดัน (Pressure)

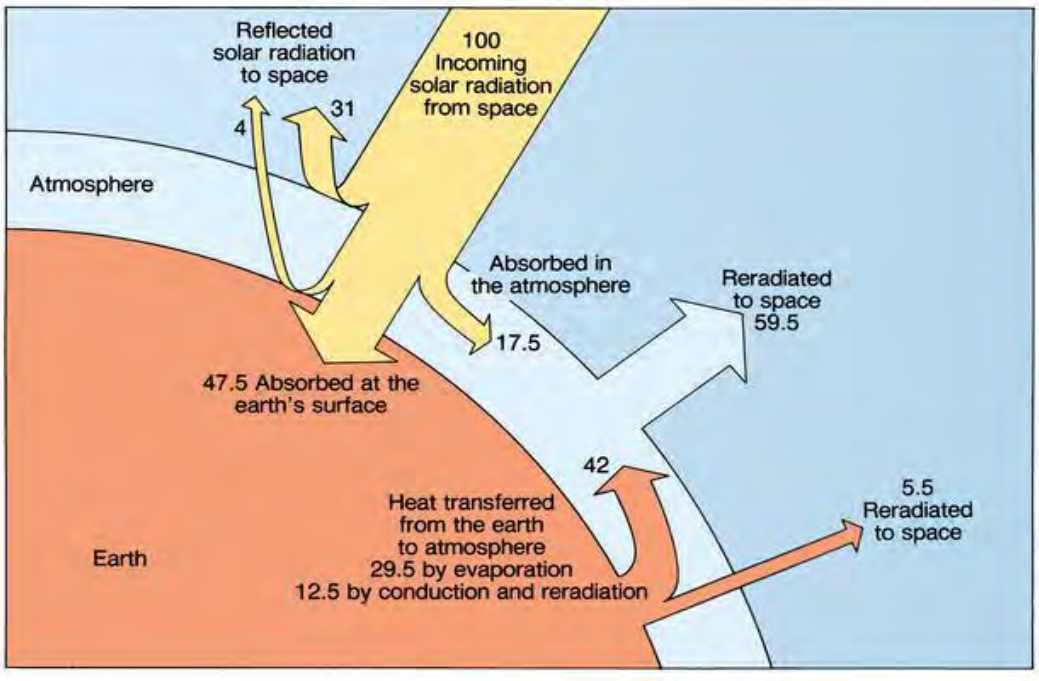
ความกดดัน ในน้ำทะเลจะมีค่าเพิ่มขึ้นตามระดับความลึก โดยความกดดันจะมีค่าเพิ่มขึ้น 1 บรรยากาศ (atm) ทุกๆ ระดับความลึก 10 เมตร ที่ระดับผิวน้ำทะเล แรงกดอากาศในพื้นที่หน้าตัดเพียง 6.45 ตารางเซนติเมตร (1 ตารางนิ้ว) มีค่าเท่ากับ 6.67 กิโลกรัม (14.7 ปอนด์) ซึ่งมีค่าเท่ากับแรงดันที่ทำให้สารปรอทที่บรรจุในคอลัมม์ (Column) สูงขึ้น 76 เซนติเมตร หรือทำให้น้ำที่บรรจุในคอลัมม์สูงขึ้น 10 เมตร ความกดดันของน้ำทะเลจะเปลี่ยนแปลงไปหากมีการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นของน้ำ ความกดดันของน้ำทะเลจากระดับผิวน้ำลงไปจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับน้ำหนักของมวลน้ำด้านบนจนถึงระดับความลึกนั้นๆ ในส่วนที่ลึกสุดของมหาสมุทร คือ ประมาณ 11 กิโลเมตร ความกดดันจะเพิ่มขึ้น 1,000 เท่า ดังนั้นระดับความลึกยิ่งมากความกดดันก็ยิ่งเพิ่มขึ้น เรือดำน้ำสมัยปัจจุบันสามารถลงไปได้ลึกมากกว่า 300 เมตร การประดาน้ำลึกแบบสคูบ้า (Scuba) สามารถลงไปลึกได้ไม่เกิน 180 เมตร แต่โดยทั่วไปจะดำลงไปปฏิบัติงานในระดับความลึกไม่เกิน 60 เมตร การประดาน้ำลึกจะต้องมีการปรับความกดดันทุกๆ 10 เมตร เพราะการขึ้นหรือลงอย่างรวดเร็วจะเป็นอันตรายถึงชีวิตได้ เนื่องจากความกดดันสามารถทำให้เกิดฟองไนโตรเจน (Nitrogen bubble) ในกระแสเลือดและเข้าสู่ระบบประสาทส่วนกลางและไขสันหลังในสัตว์ทะเลบางชนิด เช่น ปลาวาฬ และปลาโลมา สามารถดำน้ำลงไปได้ลึกอย่างรวดเร็วโดยไม่เป็นอันตราย ทั้งนี้เนื่องจากสัตว์เหล่านี้มีระบบพิเศษที่สามารถลดผลกระทบจากก๊าซต่างๆ ที่อยู่ภายในได้

5.4. แสงในทะเล (Light in the sea)

แสงเกิดจากปฏิกิริยาเคมีนิวเคลียร์บนดวงอาทิตย์ ความเข้นของแสงที่ตกลงบนผิวน้ำทะเลจะขึ้นอยู่กับละติจูด เวลา ฤดูกาล และเมฆ เป็นสำคัญ การผ่านทะลุของแสงในน้ำทะเลถูกจำกัดโดยการสะท้อนกลับ (Reflection) การหักเห (Refraction) การกระจาย (Scattering) และการดูดซับ (Absorption)

โลกได้รับแสงจากดวงอาทิตย์ในแต่ละพื้นที่ไม่เท่ากัน ความเข้มของแสงต่อหน่วยพื้นที่จะมีค่ามากที่สุดบริเวณแถบศูนย์สูตรและจะมีค่าลดลงเรื่อยๆ จนมีค่าต่ำสุดบริเวณขั้วโลก หากโลกไม่มีชั้นบรรยากาศปกคลุมและแสงจากดวงอาทิตย์ปะทะโดยตรงกับผิวโลกในลักษณะทำมุม 90 องศา ผิวโลกจะได้รับพลังงานความร้อนในอัตรา 2 แคลอรี่ /ตารางเซนติเมตร/นาที เรียกค่านี้ว่า Solar constant แต่ในความเป็นจริงบริเวณผิวโลกที่ทำมุมเช่นนี้กับดวงอาทิตย์จะมีเพียงในช่วงระหว่าง 23.5 องศาเหนือถึง 23.5 องศาใต้ ดังนั้นในบริเวณพื้นที่นอกเหนือจากนี้ก็จะได้รับพลังงานแสงน้อยลง เนื่องจากผิวโลกมีลักษณะโค้ง ดังนั้นพลังงานที่โลกได้รับจริงจะลดลงเหลือเพียงประมาณ 1.6 แคลอรี่ /ตารางเซนติเมตร/นาที เท่านั้น ทั้งนี้เนื่องจากมีบรรยากาศปกคลุมผิวโลกทำให้มีการดูดซับและสะท้อนของพลังงานแสงในบรรยากาศ ส่งผลให้พื้นโลกได้รับแสงไม่เท่ากัน

(ภาพที่ 5.3)



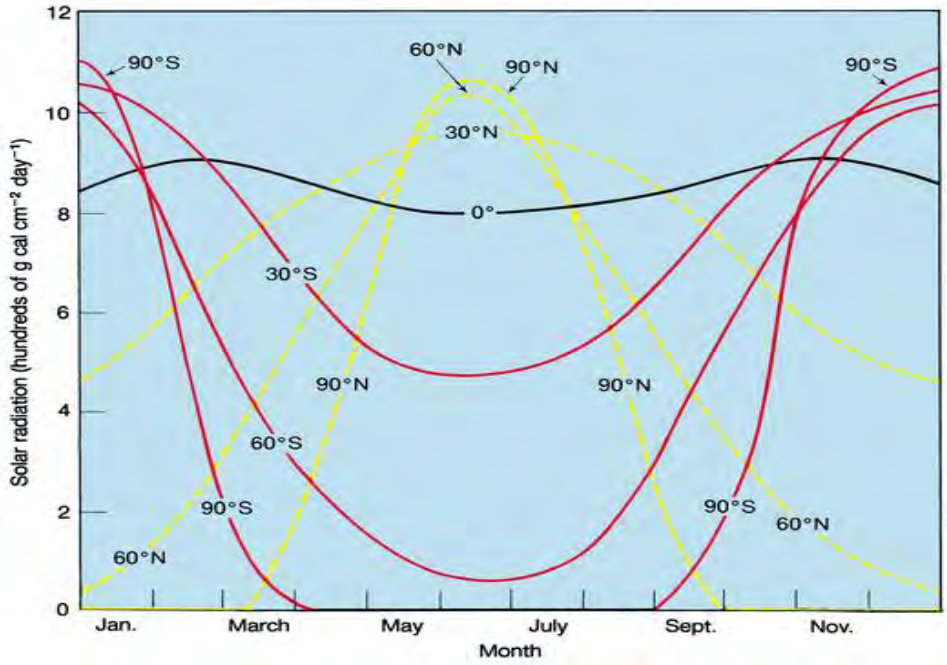
ภาพที่ 5.3. แสดงสมดุลย์ของพลังงานความร้อนที่ได้รับจากดวงอาทิตย์

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

หากประมาณว่าพลังงานแสงที่ส่องลงมาจากดวงอาทิตย์มีค่าเท่ากับ 100 หน่วย ประมาณ 35 หน่วยจะสะท้อนกลับสู่อวกาศเมื่อกระทบกับบรรยากาศชั้นนอกของโลก (ประกอบด้วยการสะท้อนจากบรรยากาศด้านนอกของโลก 31 หน่วย และสะท้อนจากผิวโลกอีก 4 หน่วย) ที่เหลืออีก 65 หน่วยถูกดูดซับโดยพื้นผิวโลกและบรรยากาศ โดยใน 65 หน่วยนี้ ประกอบด้วยการดูดซับที่ผิวโลกเท่ากับ 47.5 หน่วย ส่วนอีก 17.5 หน่วยถูกดูดซับโดยบรรยากาศ เพื่อรักษาสมดุลย์ของพลังงานความร้อนบนโลก ดังนั้นโลกต้องถ่ายเทโดยการสูญเสียความร้อนกลับสู่อวกาศ ในส่วนนี้ประกอบด้วยการสูญเสียจากบรรยากาศ 59.5 หน่วย และการสูญเสียจากผิวโลกอีก 5.5 หน่วย

จากการคำนวณพลังงานความร้อน ผิวโลกสามารถดูดซับได้ 47.5 หน่วย และมีการสูญเสียไป 5.5 หน่วย เหลือพลังงานความร้อนทั้งหมดที่บนผิวโลกเท่ากับ 42 หน่วย ในขณะเดียวกัน บรรยากาศดูดซับพลังงานความร้อน 17.5 หน่วย ขณะที่มีการสูญเสียไป 59.5 หน่วย ดังนั้นรวมพลังงานความร้อนที่สูญเสียไปจากบรรยากาศ 42 หน่วย จากการสูญเสียพลังงานความร้อน 42 หน่วยจากบรรยากาศ จะถูกชดเชยโดยการดูดซับอยู่บนผิวโลก 42 หน่วย ผ่านทางขบวนการระเหย การนำความร้อน และการแผ่กลับของรังสีจากผิวโลก **(ภาพที่ 5.3.)**

ความเข้มของแสงที่กระทบสู่ผิวโลกจะผันแปรไปตามละติจูด และเวลาในรอบปี **ดังแสดงในภาพที่ 5.4** แสงที่กระทบผิวโลกจะมีค่าสูงในละติจูดประมาณ 40° และ 60° เหนือและใต้ มีความผันแปรเพราะการทำมุมของแสงที่ส่องมากระทบผิวโลกแตกต่างกัน ในเขตศูนย์สูตรความเข้มของแสงค่อนข้างจะมีความคงที่ในรอบปี ในแถบขั้วโลกมีการเปลี่ยนแปลงมากตามช่วงความยาวในรอบวัน พื้นดินและมหาสมุทรมีการตอบสนองที่แตกต่างกันในเรื่องการได้รับแสง โดยพื้นดินมีความสามารถในด้านความจุความร้อนต่ำ (Low heat capacity) การได้รับและสูญเสียความร้อนเกิดในช่วงที่สั้น ขณะที่มหาสมุทรมีความจุความร้อนที่มาก การดูดซับและการปลดปล่อยความร้อนส่งผลให้มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิน้อย ค่าเฉลี่ยของช่วงอุณหภูมิของน้ำในมหาสมุทรในรอบปีมีค่อนข้างน้อย ทั้งนี้เนื่องจากมีความจุความร้อนที่มากและมีการถ่ายเทความร้อนผ่านทางการผสมผสานของมวลน้ำในมหาสมุทร อุณหภูมิผิวน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ในช่วง 0-2 องศาเซลเซียส ในแถบศูนย์สูตรอยู่ในช่วง 5-8 องศาเซลเซียส ในแถบตอนกลางละติจูด และอยู่ในช่วง 2-4 องศาเซลเซียส ในแถบขั้วโลก



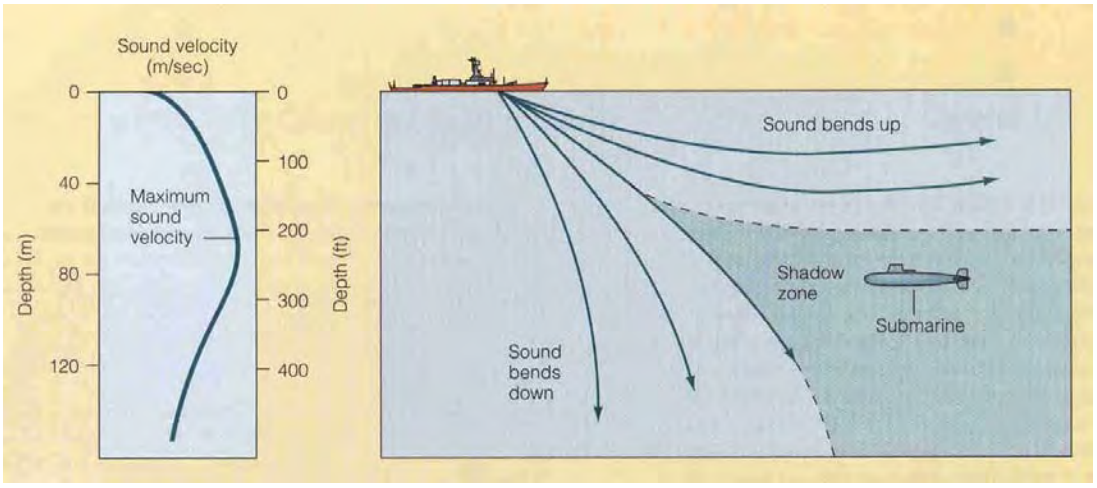
ภาพที่ 5.4. ความผันแปรความเข้มของแสงตามละติจูดและเวลาในรอบปี

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

5.5. เสียงในทะเล (Sound in the sea)

เสียงผ่านน้ำทะเลในรูปของ Longitudinal wave เนื่องจากน้ำทะเลเป็นของเหลวที่มีลักษณะคล้ายของที่ยืดหยุ่นได้ การเพิ่มหรือลดความกดดันทำให้น้ำทะเลหดและขยายตัว ดังนั้นเมื่อเสียงผ่านน้ำทะเล คลื่นเสียงก็จะมีจังหวะของการหดตัวและขยายตัว ความเร็วเสียงในน้ำทะเลจะผันแปรไปตามระดับความเค็ม ความกดดัน และอุณหภูมิ ในธรรมชาติ บริเวณผิวน้ำจะมีอุณหภูมิแตกต่างกันตามเวลา ฤดูกาล และสถานที่ ส่วนความกดดันจะเปลี่ยนแปลงน้อย ดังนั้นอุณหภูมิจึงเป็นตัวแปรสำคัญที่ควบคุมความเร็วเสียงในระดับผิวน้ำ ในระดับลึกๆ อุณหภูมิและความเค็มค่อนข้างคงที่ ขณะที่ความกดดันค่อยๆ เพิ่มขึ้น ดังนั้นความกดดันจึงเป็นตัวแปรสำคัญที่ควบคุมความเร็วเสียงระดับลึก และเป็นเหตุผลหนึ่งที่อธิบายว่า เสียงเดินทางได้เร็วกว่าในอากาศ

เมื่อเสียงผ่านตัวกลางที่มีความหนาแน่นต่างกัน เสียงก็จะเบนเข้าหาแนวที่ความเร็วต่ำกว่า ดังนั้น ถ้าต้นเสียงอยู่ในระดับผิวน้ำ เสียงก็จะเบนลงต่ำตามความลึก เนื่องจากอุณหภูมิลดลงตามความลึก ความเร็วเสียงก็จะช้าลง หรือเบนตามแนวเส้นเทอร์โมไคล์นั้นเอง ลักษณะเช่นนี้ก็จะเกิดมุมอับขึ้นเรียกว่า Shadow zone ซึ่งในเขตนี้เรือดำน้ำสามารถลบซ่อนได้



ภาพที่ 5.5. การเคลื่อนที่ของเสียงในทะเล

(ที่มา : Garrison, 1999)

บทที่ 6
ตะกอนพื้นท้องทะเล

6.1. การสำรวจพื้นท้องทะเล

การศึกษาลักษณะพื้นท้องทะเลได้มีการพัฒนาอย่างต่อเนื่อง มีการนำเอาเทคโนโลยีที่มีความก้าวหน้าต่างๆ มาศึกษาพื้นท้องทะเล ชาวเรือและนักวิทยาศาสตร์ในยุคแรกๆ ไม่มีการศึกษาถึงความลึกของมหาสมุทร ไม่ทราบลักษณะของพื้นท้องทะเล จนกระทั้งประมาณ 85 ปีก่อนคริสตกาล Posidonius นักธรณีวิทยาชาวกรีซ ได้ใช้หินขนาดใหญ่ผูกกับเชือกวัดความลึกในระดับ 2 กิโลเมตร (1.2 ไมล์) ในทะเลเมดิเตอร์เรเนียน การวัดความลึกในช่วงแรกจะใช้เชือกผูกกับตะกั่วและหย่อนลงไป จากนั้นทำการวัดความยาวของเชือกเอา จึงมีข้อจำกัดสำหรับการวัดในบริเวณที่มีความลึกมาก เนื่องจากใช้ระยะเวลามากและน้ำหนักเชือกก็มาก และการวัดโดยวิธีนี้ขาดความแม่นยำ เชือกที่ใช้วัดจะทำเครื่องหมายระดับความลึกเป็น Fathom โดย 1 Fathom มีค่าเท่ากัน 6 ฟุต ในช่วงหลังมีการใช้เปลือกกระสุนปืนใหญ่ผูกกับสายเปียโน พบว่ามีความแม่นยำมากขึ้นกว่าเดิม เนื่องจากสายเปียโนมีน้ำหนักเบาเมื่อเปรียบเทียบกับน้ำหนักเปลือกกระสุนปืนใหญ่

ปี ค.ศ. 1920 มีการพัฒนาเทคนิคการวัดความลึกของน้ำที่มีความถูกต้องและแม่นยำ โดยการใช้เครื่องมือติดตั้งบนเรือส่งคลื่นเสียงผ่านมวลน้ำไปกระทบกับพื้นท้องทะเลแล้วสะท้อนกลับมายังเครื่องรับที่อยู่บนเรือ แล้ววัดระยะเวลาที่ใช้ไปทั้งหมดคำนวณกลับเป็นความลึก เครื่องมือนี้เรียกว่า Echo sounders หรือ Precision depth recorders (PDR's) การสำรวจทะเลของนักวิจัยชาวเยอรมันโดยการใช้เรือ Meteor เป็นครั้งแรกที่มีการนำเอาเครื่อง Echo sounder ในการเดินทางสำรวจมหาสมุทรแอตแลนติก และมีการพบแนวสันกลางมหาสมุทร (Mid-Atlantic Ridge) เป็นครั้งแรก

ปี ค.ศ. 1960 มีการเริ่มต้นในการพัฒนาเรือขุดเจาะสำรวจพื้นมหาสมุทรในระดับลึก และในปี ค.ศ. 1968 เกิดความร่วมมือเพื่อสำรวจทางสมุทรศาสตร์ที่มีชื่อว่า Deep Sea Drilling Project (DSDP) โดยใช้เรือขุดเจาะ ชื่อ Glomar Challenger สามารถขุดเจาะลงไปได้ลึกมากกว่า 6,000 เมตร และเก็บตัวอย่างลงไปได้ลึกกว่า 750 เมตร

ปี ค.ศ. 1975 มีการสำรวจขุดเจาะทะเลโดยการร่วมมือของนานาชาติ ที่เรียกว่า International Phase of Ocean Drilling (IDOP) โดยจุดประสงค์หลักคือการสำรวจน้ำมันและก๊าซธรรมชาติบริเวณขอบทวีป

การสำรวจพื้นท้องทะเลเพื่อเก็บรายละเอียดสำหรับในพื้นที่ขนาดเล็กสามารถกระทำได้โดยเรือดำน้ำขนาดเล็ก หรือเครื่อง Remotely Operated Vehicles (ROVs) ปัจจุบันสามารถตรวจวัดการเปลี่ยนแปลงความสูงของระดับผิวน้ำทะเลทั่วโลกได้โดยการใช้ดาวเทียม (Satellite)

6.2. ตะกอนในมหาสมุทรและวัฏจักรชีวธรณีเคมี

ตะกอนในมหาสมุทรเป็นการสะสมอนุภาคของแข็งชนิดต่างๆ โดยขบวนการตกตะกอน (Sedimentation) ขนาดของอนุภาคมีเส้นผ่าศูนย์กลางตั้งแต่ขนาดเล็กกว่า 0.001 มิลลิเมตร ไปจนถึงขนาดโตกว่า 10 เซนติเมตร อย่างไรก็ตาม ตะกอนส่วนใหญ่จะมีขนาดเล็กและยากในการจำแนกด้วยสายตาของมนุษย์ ความหนาของตะกอนจะมีความแตกต่างกันไปในแต่ละพื้นที่ขึ้นอยู่กับอัตราการตกตะกอน ในบางพื้นที่อาจมีอัตราการตกตะกอนเพียง 1 มิลลิเมตร/1,000 ปี แต่ในบางพื้นที่อาจมีอัตราการตกตะกอนมากกว่า 1 เมตร/ปี ตะกอนพื้นมหาสมุทรเป็นเสมือนที่อยู่อาศัยของสิ่งมีชีวิตมากมายหลายชนิด ดังนั้นตะกอนตามพื้นมหาสมุทรอาจรวมถึงซากของสิ่งมีชีวิตเหล่านี้ด้วย ตะกอนในมหาสมุทรเป็นองค์ประกอบสำคัญของวัฏจักรชีวธรณีเคมีทำหน้าที่ทั้งการดึงออกและการเพิ่มแร่ธาตุที่ละลายในน้ำทะเล กิจกรรมของมนุษย์ในปัจจุบันทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงวัฏจักรชีวธรณีเคมีของธาตุหลายชนิด ไม่ว่าจะเป็นการทำเหมืองแร่ การเผาไหม้ของน้ำมันเชื้อเพลิง การเพิ่มการพังทลายของดินอันเกิดจากการทำลายป่า และการชะล้างอันเป็นสาเหตุจากฝนกรด กิจกรรมเหล่านี้ล้วนแต่เป็นการเพิ่มแร่ธาตุลงสู่มหาสมุทรและบรรยากาศ ความเข้มข้นของธาตุในน้ำทะเลที่เพิ่มขึ้นส่งผลให้อัตราการดูดซับของตะกอนเพิ่มขึ้นเพื่อรักษาสมดุลย์ แร่ธาตุหลายชนิดมีความผันแปรในเรื่องของอัตราการนำลงสู่มหาสมุทรในช่วงระยะเวลากว่าหนึ่งล้านปีที่ผ่านมา ทั้งนี้เนื่องจากมีกิจกรรมหลายชนิดที่เข้ามาเกี่ยวข้อง เช่น การเกิดภูเขาไฟระเบิด ขบวนการชะล้างบนผืนแผ่นดิน การละลายของภูเขาน้ำแข็ง เป็นต้น นอกจากนี้ยังมีขบวนการที่เกี่ยวข้องกับกิจกรรมของมนุษย์อีกจำนวนมากที่ส่งผลต่อสภาพแวดล้อมในทะเล การศึกษาเรื่องวัฏจักรชีวธรณีเคมีเป็นเรื่องที่ยากเนื่องจากมีความซับซ้อนในเรื่องของปฏิกิริยาและปฏิสัมพันธ์ที่เกิดขึ้นระหว่างกัน อย่างไรก็ตาม ตะกอนที่สะสมบนพื้นมหาสมุทรสามารถแสดงถึงประวัติทางด้านวัฏจักรชีวธรณีเคมีและความแปรปรวนที่เกิดขึ้นในช่วง 150 ล้านปีได้เป็นอย่างดี นอกจากนี้การศึกษาองค์ประกอบของตะกอนท้องทะเลจะเป็นข้อมูลที่สามารถเชื่อมโยงถึงกิจกรรมของมนุษย์ที่เกี่ยวข้องกับการก่อให้เกิดมลพิษในทะเล

6.3. การจำแนกตะกอนโดยการใช้ขนาดของอนุภาค (Classification by grain size)

อนุภาคของตะกอนสามารถแยกตามขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางได้ตั้งแต่ขนาด 10 เซนติเมตร ไปจนถึงขนาดเล็กว่า 0.001 มิลลิเมตร ตะกอนพื้นทะเลส่วนใหญ่จะมีความแตกต่างในเรื่องของขนาดไม่มากนัก การจำแนกโดยการใช้ขนาดโดยทั่วไปสามารถแบ่งออกเป็น Clay, Silt, Sand และ Gravel เป็นต้น อนุภาคละเอียดประเภท Silt และ Clay มักเรียกรวมกันว่า โคลน (Mud)

ตารางที่ 6.1. การจำแนกโดยการใช้ขนาดของอนุภาค

อนุภาค	ขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง (มิลลิเมตร)
Boulder	>256
Cobble	64-256
Pebble	4-64
Granule	2-4
Sand	0.062-2
Silt	0.004-0.062
Clay	<0.004

ที่มา : Ingmanson and Wallace (1995)

6.4. การจำแนกตะกอนตามแหล่งกำเนิด (Classification by origin)

การจำแนกตะกอนตามแหล่งกำเนิดสามารถแบ่งออกได้เป็น 4 ประเภทใหญ่ๆ คือ

6.4.1. **Lithogenous sediments** เป็นตะกอนที่เกิดขึ้นจากการขบวนการชะล้างและกัดกร่อนหินและดินบนพื้นโลกโดยน้ำและลม บางครั้งเรียกว่า Terrigenous sediments ประมาณ 75 เปอร์เซ็นต์ของตะกอนในทะเลเป็นประเภท Lithogenous sediments ที่มีต้นกำเนิดและเคลื่อนย้ายผ่านทางแม่น้ำลำธารลงสู่ชายฝั่งทะเล อนุภาคขนาดเล็กสามารถเคลื่อนย้ายได้เป็นระยะทางไกลและใช้พลังงานน้อยในขณะเดียวกัน อนุภาคขนาดใหญ่จะตกตะกอนได้เร็วเนื่องจากความเร็วในการเคลื่อนย้ายน้อยกว่าตะกอนขนาดเล็ก รูปแบบการกระจายของตะกอนประเภท Lithogenous sediment ในมหาสมุทรจะแตกต่างกันตามขนาด ตะกอนที่อยู่ใกล้ฝั่งจะมีอนุภาคขนาดใหญ่ เช่น กรวด และทราย เป็นต้น ขณะที่

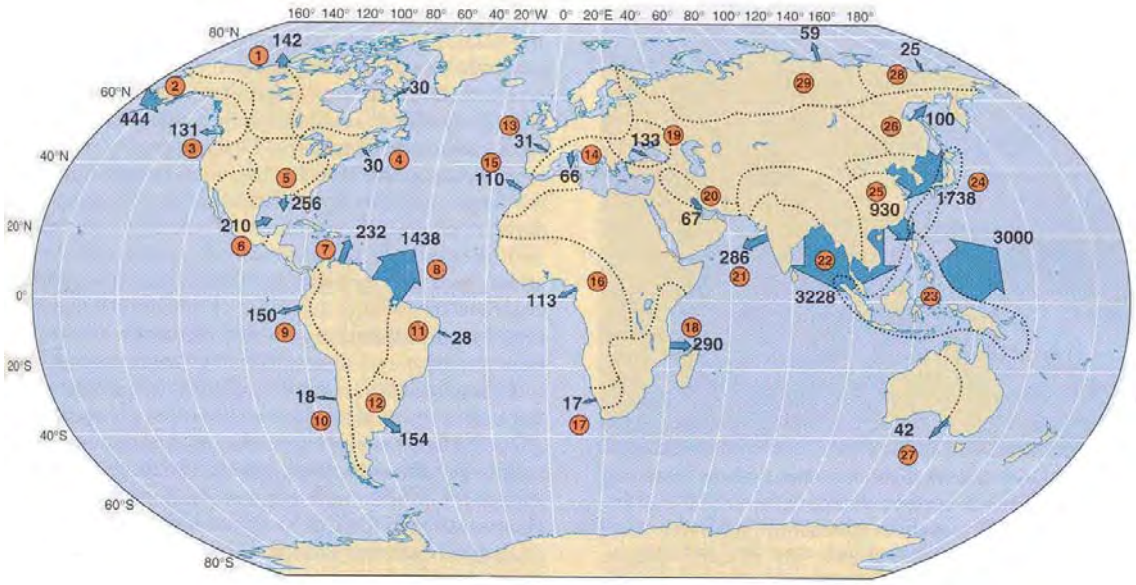
อนุภาคที่อยู่ห่างฝั่งออกไปจะมีขนาดเล็ก เช่น อนุภาคของ Clays ในทะเลลึกมี 4 ชนิดด้วยกัน คือ Chlorite, Illite, Kaolinite และ Montmorillonite อนุภาคของ Clays ทั้ง 4 ชนิด จะมีการสะสมภายใต้สภาพภูมิอากาศและลักษณะทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกัน โดย Chlorite จะพบมากในตะกอนทะเลลึกแถบละติจูดสูงๆ เพราะมีขบวนการกัดกร่อนทางเคมีต่ำเนื่องจากอุณหภูมิต่ำ Kaolinite เกิดจากดินที่มีขบวนการกัดกร่อนทางเคมีที่รุนแรง พบโดยทั่วไปในเขตร้อน Illite พบมีการกระจายอยู่โดยทั่วไปในแถบซีกโลกใต้ (Southern Hemisphere) ซึ่งพบมากกว่า 50 เปอร์เซ็นต์ ของอนุภาค Clay ทั้งหมด ขณะที่ในแถบซีกโลกเหนือ (Northern Hemisphere) พบประมาณ 20–50 เปอร์เซ็นต์ ของอนุภาค Clay ทั้งหมด ส่วน Montmorillonite เป็นผลิตผลจากการกัดกร่อนวัสดุที่เกิดจากภูเขาไฟ พบในเขตพื้นที่ที่มีการตกตะกอนต่ำและอยู่ใกล้แหล่งที่มีเถ้าจากภูเขาไฟระเบิด พบในมหาสมุทรแปซิฟิกและมหาสมุทรอินเดียมากกว่ามหาสมุทรแอตแลนติก ตะกอนที่มีองค์ประกอบของ Lithogenous sediment อยู่สูงมักจะอยู่สภาพออกซิไดซ์ ทำให้มีสีแดง มีขนาดเล็กพอที่จะถูกเคลื่อนย้ายโดยกระแสลมภายหลังจากตกลงสู่ผิวน้ำทะเลก็จะสะสมอย่างช้า ๆ หากไม่มีตะกอนจากบริเวณอื่นมาสะสม ก็จะมีลักษณะสีแดง เรียกว่า Red clay ในบางครั้ง อาจพบตะกอนที่มีอนุภาคขนาดใหญ่ปะปนอยู่กับตะกอนที่มีขนาดเล็กในบริเวณห่างจากเขตไหล่ทวีป เนื่องจากตะกอนขนาดใหญ่เหล่านี้ปะปนอยู่ในภูเขาน้ำแข็ง เมื่อภูเขาน้ำแข็งแตกออกเป็นก้อนน้ำแข็ง (Iceberg) และถูกพัดพาออกสู่ทะเล เมื่อก้อนน้ำแข็งละลาย ตะกอนที่มีอนุภาคขนาดใหญ่ก็ตกลงสู่พื้นทะเลปะปนกับตะกอนที่มีขนาดเล็ก Lithogenous sediment สามารถเคลื่อนย้ายลงสู่มหาสมุทรโดยขบวนการต่างๆ 4 รูปแบบด้วยกัน คือ

1. การพัดพาโดยแม่น้ำ (Rivers)

น้ำในแม่น้ำมีอัตราการไหลที่เร็วกว่าน้ำในมหาสมุทร กระแสน้ำในแม่น้ำที่ไหลเชี่ยวสามารถกัดเซาะเอาดินและหินกลายเป็นตะกอนที่มีอนุภาคขนาดต่างๆ ปะปนไปกับกระแสน้ำ ความเร็วของกระแสน้ำจะลดลงเมื่อไหลลงสู่บริเวณชายฝั่งและบริเวณเอสทูรี่ ทำให้ตะกอนที่มีขนาดใหญ่ตกลงในบริเวณนี้ ในสภาพปกติ แม่น้ำสามารถพัดพาเอาตะกอนที่มีขนาดละเอียดลงสู่มหาสมุทร แต่ในช่วงฝนตกและมีน้ำหลาก อัตราการไหลของน้ำเร็วขึ้นทำให้มีเกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนพื้นท้องน้ำ ปริมาณตะกอนจำนวนมากจึงถูกพัดพาลงสู่ทะเลในช่วงนี้ บริเวณแนวชายฝั่งแบบ Active continental margins เช่น ชายฝั่งของทวีปอเมริกาเหนือและใต้ทางด้านมหาสมุทรแปซิฟิก ซึ่งเป็นแนวชายฝั่งที่มีแนวรอยต่อของเพลทมีการมุดตัว (Subduction) บริเวณนี้จะมีอัตราการเคลื่อนย้ายตะกอนลงสู่มหาสมุทรน้อยมากเมื่อกับฝั่งมหาสมุทรแอตแลนติก ซึ่งเป็นแนวชายฝั่งแบบ Passive

continental margins

ประมาณ 90 เปอร์เซ็นต์ของ Lithogenous sediments ที่พบในมหาสมุทรมาจากการเคลื่อนย้ายผ่านทางแม่น้ำ และกว่า 80 เปอร์เซ็นต์ของตะกอนทั้งหมดมาจากแถบทวีปเอเชีย แหล่งใหญ่ที่สุดในการนำเอาตะกอนลงสู่มหาสมุทร คือ การพัดพาเอาตะกอนจากแม่น้ำ 4 สายหลักลงสู่มหาสมุทรอินเดีย (**ภาพที่ 6.1**) นอกจากนี้ยังแม่น้ำสายสำคัญหลายสายที่พัดพาเอาตะกอนลงสู่มหาสมุทร เช่น แม่น้ำแยงซี แม่น้ำหวงโห แม่น้ำโขง และแม่น้ำอเมซอน เป็นต้น



ภาพที่ 6.1. การพัดพาเอาตะกอนลงสู่มหาสมุทรโดยการชะล้างผ่านทางแม่น้ำ
(ที่มา : Segar, 1998)

2. การพัดพาโดยภูเขาน้ำแข็ง (Glaciers)

ในเขตละติจูดสูง เช่น แถบอลาสก้า แอนตาร์กติก และเกาะกรีนแลนด์ ภูเขาในแถบนี้จะมีน้ำแข็งปกคลุมและเชื่อมต่อกับบริเวณหุบเขาด้านล่างซึ่งมีลักษณะคล้ายธารน้ำแข็งปกคลุม ธารน้ำแข็งเหล่านี้จะไหลลงสู่พื้นที่ด้านล่างและลงสู่ทะเลในที่สุด เมื่อธารน้ำแข็งขนาดใหญ่คล้ายภูเขา (Glsciers) แตกตัวกลายเป็นก้อนน้ำแข็ง (Icebergs) กระแสน้ำก็จะพัดพาเอาก้อนน้ำแข็งออกสู่มหาสมุทร เมื่อก้อนน้ำแข็งละลาย ตะกอนที่เป็นองค์ประกอบอยู่ในก้อนน้ำแข็งก็ตกตะกอนลงสู่พื้น

ท้องทะเล ก้อนน้ำแข็งที่ถูกพัดพาลงสู่มหาสมุทรสามารถเคลื่อนย้ายได้ทั้งตะกอนที่มีขนาดเล็กและขนาดใหญ่ โดยตะกอนขนาดใหญ่จะตกตะกอนในบริเวณใกล้กับภูเขาน้ำแข็งแต่ตะกอนขนาดเล็กจะตกตะกอนในระยะที่ห่างไกลออกไปเนื่องจากการพัดพาโดยกระแสน้ำ ภูเขาน้ำแข็งในบางพื้นที่เมื่อไหลลงสู่ทะเลและละลายตัวลงก็ปล่อยวัสดุที่เรียกว่า Glacial flour ซึ่งสามารถคงสภาพอยู่ในทะเลได้ยาวนาน

3. การพัดพาโดยคลื่น (Waves)

คลื่นสามารถกัดเซาะแนวชายฝั่งได้อย่างต่อเนื่องหากมีกระแสลมเกิดขึ้นในทะเล อนุภาคของดินและหินที่ได้จากการกัดเซาะมีลักษณะคล้ายกับอนุภาคที่ได้จากการกัดเซาะโดยกระแสน้ำในแม่น้ำ การกัดเซาะแนวชายฝั่งโดยกระแสคลื่นทำให้เกิดตะกอนที่มีอนุภาคหลายขนาดด้วยกัน คลื่นสามารถพัดพาเอาตะกอนที่มีอนุภาคขนาดเล็กไปตกในบริเวณห่างฝั่งได้ในขณะที่ตะกอนขนาดใหญ่ยังตกอยู่ในบริเวณใกล้ฝั่ง

4. การพัดพาโดยกระแสลม (Winds)

ฝุ่นละอองสามารถเคลื่อนย้ายผ่านทางบรรยากาศได้เป็นระยะทางไกลโดยกระแสลมก่อนที่จะตกลงสู่ผิวมหาสมุทรและตกตะกอนลงสู่พื้นท้องทะเล แหล่งที่มาที่สำคัญของฝุ่นละอองขนาดเล็กในอากาศมาจากในแถบทะเลทราย อนุภาคใหญ่ในบรรยากาศที่เป็น Lithogenous sediment จะมาจากการระเบิดของภูเขาไฟ โดยเฉพาะในแนวเปลือกโลกที่มีวิ่งเข้าหากัน (Convergent margin) ฝุ่นละอองจากการระเบิดของภูเขาไฟสามารถปกคลุมชั้นบรรยากาศส่งผลกระทบต่อภูมิอากาศของโลกและลดปริมาณชั้นโอโซน (Ozone layer) ในบรรยากาศ การเกิดภูเขาไฟระเบิดและส่งผลกระทบต่อบรรยากาศของโลกที่สำคัญ เช่น การระเบิดของภูเขาไฟ Pinatubo ในประเทศฟิลิปปินส์ และการระเบิดของภูเขาไฟ St. Helens ในรัฐวอชิงตัน ของสหรัฐอเมริกา ฝุ่นละอองเหล่านี้สุดท้ายก็จะตกลงสู่พื้นโลกและมหาสมุทรแล้วจมลงสู่พื้นท้องทะเลในที่สุด

6.4.2. Biogenous sediments เป็นตะกอนที่เกิดจากสิ่งมีชีวิตในมหาสมุทรทั้งที่เป็นองค์ประกอบอยู่ในระบบห่วงโซ่อาหารและระบบสายใยอาหาร Biogenous sediments ในทะเลลึกส่วนใหญ่ประกอบด้วยซากของพืชและสัตว์เซลล์เดียว มีองค์ประกอบ 2 ชนิดหลัก คือ แคลเซียมคาร์บอเนต ($CaCO_3$) และซิลิคอนไดออกไซด์ (SiO_2) ตะกอนในทะเลที่ประกอบด้วยซากสิ่งมีชีวิตมากกว่า 30 เปอร์เซ็นต์ เรียกว่า Calcareous หรือ Siliceous ooze ขึ้นอยู่กับองค์ประกอบทางเคมี การกระจายของ Biogenous sediment จะเกี่ยวข้องกับการกระจายและความหนาแน่นของสิ่งมีชีวิต โดย

ขึ้นอยู่กับคุณสมบัติทางกายภาพและเคมีของน้ำทะเลโดยรอบ ที่สำคัญ ได้แก่ ความลึก อุณหภูมิ ความเข้มข้นของก๊าซ โดยเฉพาะคาร์บอนไดออกไซด์ และความเข้มข้นของแคลเซียมคาร์บอเนต และซิลิคอนที่ละลายในน้ำทะเล

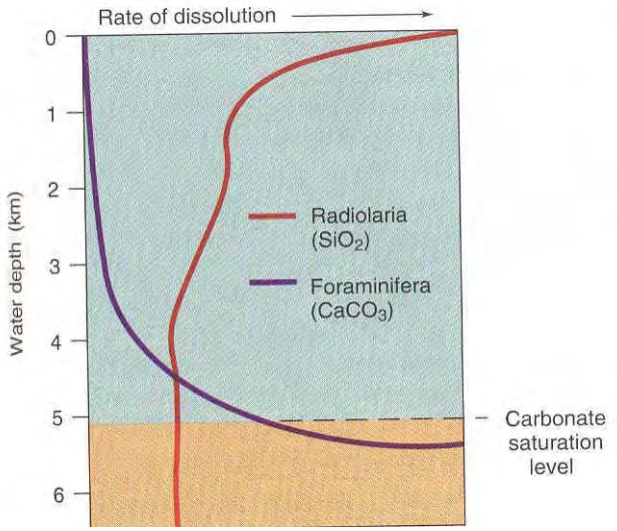
6.4.2.1. ความผันแปรของ Biogenous sediments

น้ำทะเลในเขตอบอุ่นมักจะมีความเข้มข้นของแคลเซียมคาร์บอเนตในสภาวะอิ่มตัว ซึ่งจะแตกต่างจากในเขตหนาวที่มีแคลเซียมคาร์บอเนตในสภาวะไม่อิ่มตัว แต่น้ำทะเลโดยทั่วไปจะมีความเข้มข้นของซิลิคอนอยู่ในสภาวะไม่อิ่มตัว ในมหาแอตแลนติก น้ำทะเลจะมีความอิ่มตัวด้วยแคลไซด์ (Calcite) ที่ระดับความลึกประมาณ 4,000 เมตร (13,000 ฟุต) ความลึกต่ำกว่านี้จะมีแคลไซด์อยู่ในสภาพไม่อิ่มตัว ตะกอนที่เป็นหินปูน (Calcareous sediments) จะสะสมที่ระดับความลึกไม่เกิน 4,000 เมตร และที่ระดับความลึกมากกว่านี้จะอยู่ในรูปที่ละลายน้ำ (Dissolved forms) ในมหาสมุทรแปซิฟิกทางตอนเหนือ (North Pacific Ocean) น้ำทะเลจะอิ่มตัวด้วยแคลไซด์เพียงที่ระดับความลึกจากผิวน้ำถึงระดับความลึกประมาณ 500 เมตร (1,600 ฟุต) แต่ในมหาสมุทรแปซิฟิกทางตอนใต้ (South Pacific Ocean) น้ำทะเลจะอิ่มตัวด้วยแคลไซด์จากผิวน้ำจนถึงระดับความลึกประมาณ 2,500 เมตร (8,000 ฟุต) ตะกอนที่เป็นหินปูนพบโดยทั่วไปในเขตร้อนและเขตอบอุ่นโดยเฉพาะในเขตน้ำตื้น ส่วนในแถบทะเลแคริบเบียน แนวรอยแยกกลางมหาสมุทร (Mid-ocean ridge) และเขตแนวชายฝั่ง Calcareous oozes พบเป็นซากโครงสร้างของสัตว์ เช่น Foraminifera และ Pteropods และซากของพืช เช่น Coccolithophores ส่วน Siliceous ooze เป็นซากสิ่งมีชีวิตที่พบทุกระดับความลึกเนื่องจากซากของสิ่งมีชีวิตเหล่านี้คงทนต่อการละลาย ในน้ำทะเลโดยทั่วไปจะมีความเข้มข้นของซิลิคอนอยู่ในสภาวะไม่อิ่มตัว แหล่งของ Siliceous ooze ที่พบโดยทั่วไปทั้งในเขตหนาวและเขตร้อน คือ แพลงก์ตอนพืชในกลุ่ม ไดอะตอม (Diatoms) ตะกอนที่มีซิลิคอนเป็นองค์ประกอบ (Siliceous sediments) ในเขตศูนย์สูตรจะเกิดจากซากของสัตว์เซลล์เดียว ที่เรียกว่า Radiolarian

6.4.2.2. การละลายของ Biogenous sediments

การละลายของซิลิคอนในน้ำทะเลอยู่ในสภาพไม่อิ่มตัว (Undersaturated) อัตราการละลายมีค่าที่ต่ำมากและมีอัตราการละลายลดลงตามระดับความลึก โดยเฉพาะที่ระดับความลึกไม่เกิน 2 กิโลเมตร (**ภาพที่ 6.2**) สิ่งมีชีวิตที่มีมีซิลิคอนเป็นองค์ประกอบในโครงสร้าง เช่น Radiolarians เมื่อตายลง โครงสร้างของมันสามารถละลายน้ำได้ ส่วนที่เหลือก็จะสะสมเป็นตะกอนพื้นท้องทะเล มูลของสิ่งมีชีวิต (Fecal pellet) จะช่วยในการสะสมตะกอนที่มีองค์ประกอบของซิลิคอนและหินปูนตาม

พื้นทะเล ไดอะตอม (Diatoms) หลายชนิดในทะเลที่มีเปลือกหุ้มภายนอกเป็นซิลิคอนเมื่อจมลงสู่พื้นทะเลก็จะค่อยๆ ละลายน้ำจนกว่าจะมีตะกอนชนิดอื่นตกลงมากลบทับ เปลือกของไดอะตอมมักจะพบมากในบริเวณที่มีอัตราการตกตะกอนสูง



ภาพที่ 6.2. การละลายของ Biogenous sediments

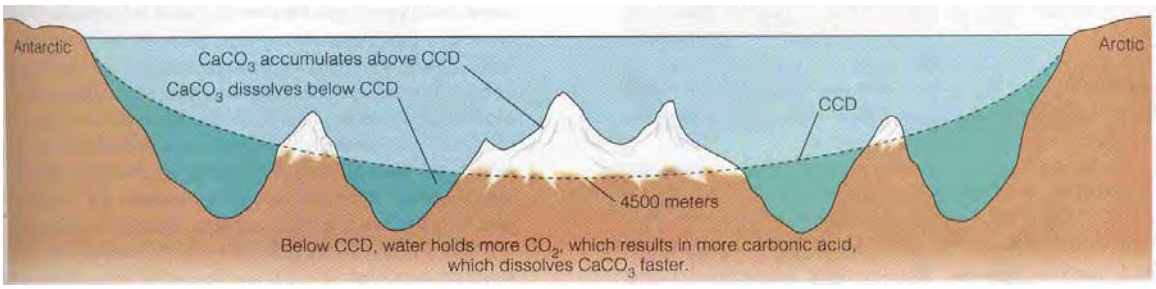
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

ตะกอนที่มีองค์ประกอบประเภทหินปูน (Calcareous particles) สามารถละลายในน้ำทะเลได้เช่นเดียวกัน เพียงแต่มีพฤติกรรมที่แตกต่างกันและมีความซับซ้อนมากกว่าตะกอนที่มีซิลิคอนเป็นองค์ประกอบ (Siliceous particles) ที่ระดับผิวน้ำโดยทั่วไปน้ำจะมีอุณหภูมิสูงและมีค่าความดันต่ำมักจะมีแคลเซียมคาร์บอเนต (Calcium carbonate) ละลายในระดับเหนือจุดอิ่มตัว (Supersaturated) ดังนั้นทำให้การละลายของตะกอนที่มีหินปูนเป็นองค์ประกอบบริเวณผิวน้ำมีน้อยมากจนถึงไม่มีเลย อย่างไรก็ตาม การละลายได้ของแคลเซียมคาร์บอเนตจะเพิ่มขึ้นเมื่อความดันและอุณหภูมิลดลง แคลเซียมคาร์บอเนตในน้ำทะเลจะมีอยู่ 2 รูปแบบด้วยกัน คือ Calcite และ Aragonite ในแพลงก์ตอนสัตว์บางชนิด เช่น Foraminifera มีโครงสร้างของเปลือกเป็น Calcite ส่วน Pteropods มีโครงสร้างของเปลือกเป็น Aragonite แคลเซียมคาร์บอเนตในรูปของ Aragonite จะละลายในน้ำทะเลได้ดีกว่า Calcite

6.4.2.3. Carbornate Compensation Depth (CCD)

มหาสมุทรในระดับลึก แคลเซียมคาร์บอเนตที่ละลายน้ำจะอยู่ในสภาวะไม่อิ่มตัว (Undersaturated)และตะกอนที่มีหินปูนเป็นองค์ประกอบจะมีการละลายมากขึ้น ความเข้มข้นของแคลเซียมคาร์บอเนตในระดับต่ำกว่าจุดอิ่มตัว (Undersaturation) จะเพิ่มขึ้นตามระดับความลึก จุดที่แคลเซียมคาร์บอเนตละลายอย่างรวดเร็วก่อนที่จะตกตะกอนลงสู่พื้นท้องทะเล เรียกว่า Carbonate Compensation Depth (CCD) จุด CCD ไม่เพียงแต่ขึ้นอยู่กับความดันและอุณหภูมิ แต่ยังขึ้นอยู่กับปัจจัยอื่นๆ ได้แก่ ความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์ที่ละลายน้ำ โดยเมื่อคาร์บอนไดออกไซด์ละลายน้ำมาก pH ของน้ำจะลดต่ำลง อัตราการละลายได้ของแคลเซียมคาร์บอเนตก็จะเพิ่มมากขึ้น

ในระดับลึกสุดของมหาสมุทรซึ่งเป็นบริเวณที่มีการจมตัวของมวลน้ำเย็นจากบริเวณเขตละติจูดสูง มวลน้ำเย็นดังกล่าวมีปริมาณของคาร์บอนไดออกไซด์สะสมอยู่สูงซึ่งเกิดจากขบวนการหายใจของสิ่งมีชีวิตและขบวนการย่อยสลายของแบคทีเรีย มวลของกระแสน้ำเย็นที่อยู่ในระดับล่างของมหาสมุทรยิ่งมีอายุมากปริมาณของคาร์บอนไดออกไซด์ที่ละลายอยู่ยิ่งมาก มวลกระแสน้ำเย็นในระดับล่างของมหาสมุทรแปซิฟิกจะมีปริมาณของคาร์บอนไดออกไซด์ละลายอยู่มากในมหาสมุทรแอตแลนติก ดังนั้นจุด CCD ในมหาสมุทรแปซิฟิกจะอยู่ในระดับที่ตื้นกว่ามหาสมุทรแอตแลนติก เนื่องมีปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ละลายอยู่ในปริมาณที่มากกว่า โดยจุด CCD ในมหาสมุทรแปซิฟิกทางตอนใต้อยู่ที่ความลึกประมาณ 2,500 เมตร ทางตอนเหนืออยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 1,000 เมตร ส่วนในมหาสมุทรแอตแลนติกอยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 4,000 เมตร



ภาพที่ 6.3. จุด Carbornate Compensation Depth (CCD) ในมหาสมุทร

(ที่มา : Garrison, 1999)

6.4.2.4. Carbornate Compensation Depth (CCD) กับการเกิดภาวะเรือนกระจก (Greenhouse effect)

จุด Carbonate Compensation Depth (CCD) มีการเปลี่ยนแปลงตามสภาพภูมิอากาศ โดยเฉพาะการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์ในมหาสมุทร ความเข้าใจถึงการเปลี่ยนแปลงในเรื่องเหล่านี้เป็นสิ่งจำเป็นสำหรับการทำนายความเป็นไปของคาร์บอนไดออกไซด์ส่วนเกินที่ปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศโดยขบวนการเผาไหม้ของเชื้อเพลิงต่างๆ คาร์บอนไดออกไซด์ที่อยู่ในบรรยากาศ ที่ละลายในน้ำทะเลและส่วนที่รวมอยู่กับตะกอนที่มีหินปูนเป็นองค์ประกอบ ล้วนแต่เกี่ยวข้องกับวัฏจักรชีวธรณีเคมี (Biogeochemical cycle) ทั้งสิ้น คาร์บอนไดออกไซด์ส่วนเกินที่ถูกปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศสามารถละลายลงสู่น้ำทะเลและดูดซับโดยตะกอนประเภทหินปูน ความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์มากทำให้ pH ลดลง ส่งผลให้จุด CCD ตื้นขึ้น ส่งผลให้ปริมาณของแคลเซียมคาร์บอเนตละลายได้มากขึ้น ในบริเวณที่มีคาร์บอเนตส่วนเกินมากจะส่งผลให้คาร์บอนไดออกไซด์ถูกปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศเมื่อมวลของกระแสน้ำด้านล่างหมุนเวียนขึ้นสู่ด้านบน (Upwelling) เมื่อคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมีมากก็จะส่งผลให้เกิดภาวะเรือนกระจก (Greenhouse effect)

6.4.3. **Hydrogenous sediments** เป็นรูปตะกอนประเภทสารอนินทรีย์ที่เกิดจากขบวนการทางเคมี (Chemical processes) ตะกอนประเภทนี้ถูกนำลงสู่มหาสมุทรในสัดส่วนที่น้อยเมื่อเปรียบเทียบกับตะกอนประเภท Lithogenous และ Biogenous sediments อย่างไรก็ตาม Hydrogenous sediments ถือเป็นองค์ประกอบที่สำคัญของตะกอนโดยเฉพาะในบางพื้นที่ซึ่งมีการสะสมของ Lithogenous และ Biogenous sediments ในอัตราที่ต่ำ น้ำทะเลโดยทั่วไปมีสารต่างๆ ละลายอยู่ในอัตราที่ต่ำกว่าจุดอิ่มตัว การเกิด Hydrogenous sediments มักจะพบในสภาพที่น้ำทะเลมีคุณสมบัติทางเคมีเปลี่ยนแปลง ตะกอนประเภทนี้มีหลายชนิด เกิดขึ้นในสภาพที่แตกต่างกัน ได้แก่

6.4.3.1. แร่ธาตุจากปล่องน้ำพุร้อนใต้ทะเล (Hydrothermal vent minerals)

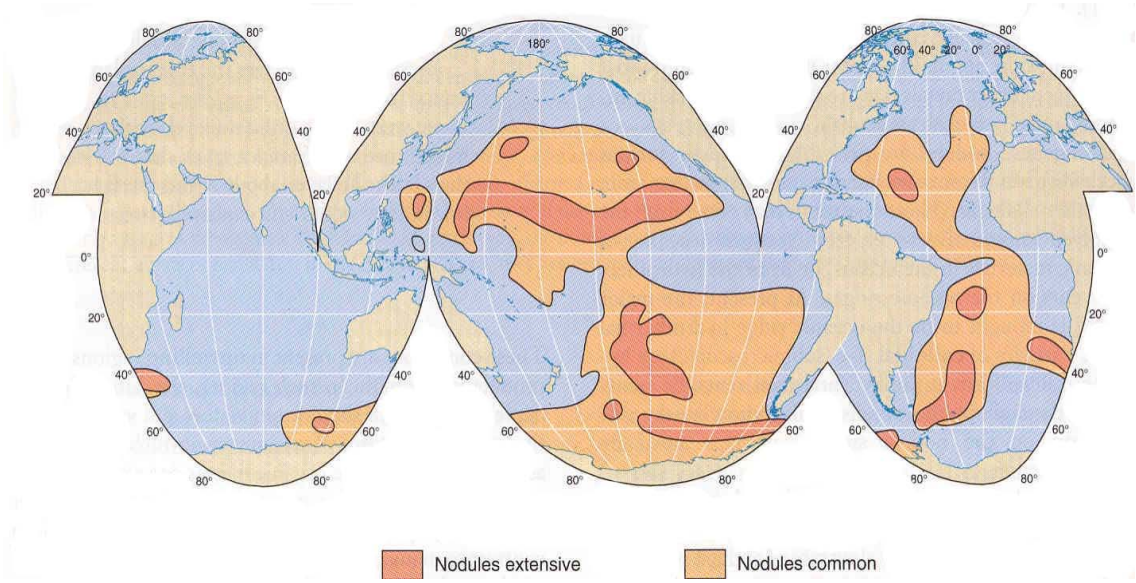
เนื่องจากเปลือกโลก (Crust) เป็นชั้นที่บางโดยเฉพาะแนวรอยแยกกลางมหาสมุทร (Oceanic ridges) ความร้อนใต้ผิวโลกจากชั้นเนื้อโลก (Mantle) สามารถไหลออกสู่พื้นท้องทะเลได้ตามแนวรอยแยกดังกล่าว ความร้อนส่วนเกินใต้พื้นโลกสามารถปล่อยออกสู่พื้นท้องทะเลทางปล่องน้ำพุร้อนใต้ทะเล (Hydrothermal vents) น้ำร้อนที่พ่นออกมาจะไม่มีออกซิเจนแต่มีองค์ประกอบของ

โลหะซัลไฟด์ เช่น เหล็กซัลไฟด์ และแมงกานีสซัลไฟด์ เป็นองค์ประกอบ เมื่อน้ำร้อนเหล่านี้ผสมกับน้ำที่มีออกซิเจนก็จะถูกออกซิไดซ์ไปอยู่ในรูป Hydrous oxide ซึ่งไม่ละลายน้ำและจะตกตะกอนปกคลุมอยู่บริเวณปากปล่องน้ำพุร้อนใต้ทะเล นอกจากเหล็กและแมงกานีสแล้ว บริเวณปล่องน้ำพุร้อนยังมีแร่ธาตุชนิดอื่นๆ เช่น ทองแดง โคบอลท์ ตะกั่ว นิเกิล เงิน และสังกะสี ตะกอนขนาดละเอียดที่เกิดขึ้นบริเวณปล่องน้ำพุร้อนสามารถเคลื่อนย้ายโดยกระแสน้ำไปตกในบริเวณห่างไกลได้ ส่วนใหญ่จะอยู่ในรูปของ Manganese nodules

6.4.3.2. Manganese Nodules

Manganese nodules มีลักษณะเป็นก้อนกลมสีดำหรือน้ำตาล พบกระจายอยู่ตามพื้นทะเลลึก มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 1–10 เซนติเมตร เป็นแหล่งแร่ธาตุที่มีค่า กล่าวคือประกอบด้วยแมงกานีสออกไซด์ 30 เปอร์เซ็นต์ เหล็กออกไซด์ 20 เปอร์เซ็นต์ และ 1-2 เปอร์เซ็นต์ เป็นโลหะชนิดอื่น เช่น ทองแดง นิเกิล และโคบอลท์ Manganese nodules มีอัตราการสะสมช้ามากกล่าวคือมีอัตราการสะสมเพียง 1-10 มิลลิเมตรต่อหนึ่งล้านปี มักจะพบในบริเวณที่มีอัตราการตกตะกอนต่ำ บริเวณที่มีอัตราการตกตะกอนสูงก้อนแร่เหล่ามากจะถูกกลบด้วยตะกอนที่เกิดขึ้นใหม่ ในระดับลึกสุดของมหาสมุทรแปซิฟิกจะพบการสะสมของ Manganese nodules มากที่สุด (**ภาพที่ 6.4**) ซึ่งเป็นบริเวณที่มีอัตราการตกตะกอนต่ำมาก

6.4.3.3. **Phosphorite Nodules** ก้อนแร่ Phosphorites ประกอบฟอสฟอรัสในรูปของฟอสเฟต พบสะสมอยู่มากในบริเวณไหล่ทวีป (Continental shelf) ส่วนบนของลาดทวีป (Upper continental slope) และบริเวณ Seamounts ที่พบในส่วนของพื้นมหาสมุทร Phosphorite nodules ประกอบด้วยฟอสฟอรัสประมาณ 30 เปอร์เซ็นต์ มักจะเกิดบริเวณพื้นทะเลที่มีปริมาณออกซิเจนต่ำและมีปริมาณธาตุฟอสฟอรัสอยู่สูง ซึ่งสภาพเช่นนี้มักจะพบในบริเวณที่เกิดน้ำผุด (Upwelling)และมีกำลังผลิตสูง ในเขตนี้มีการจมตัวลงสู่พื้นทะเลของซากอินทรีย์สารและมีการย่อยสลายเกิดขึ้นส่งผลให้ปริมาณออกซิเจนลดลงและมีการปลดปล่อยฟอสฟอรัสออกมา Phosphorite nodules มีอัตราการสะสมที่ช้ามาก ประมาณ 1-10 มิลลิเมตรต่อ 1,000 ปี กลไกการเกิดของ Phosphorite nodules ยังมีทราบแน่ชัด แต่มักจะพบการเกิดในบริเวณที่มีการย่อยสลายสารอินทรีย์และปลดปล่อยฟอสฟอรัสออกมา



ภาพที่ 6.4. การกระจายของ Manganese nodules ในมหาสมุทรทั่วโลก
(ที่มา : Segar, 1998)

6.4.3.4. **คาร์บอเนต (Carbonate)** เป็นหินปูน (Limestone) ที่ไม่เกี่ยวข้องกับการทับถมกับซากดึกดำบรรพ์ คาร์บอเนตบางชนิดอาจมีองค์ประกอบของ Biogenous sediment แต่ส่วนใหญ่จะประกอบด้วย Hydrogenous sediments ที่เกิดขึ้นจากขบวนการตกตะกอนของแคลเซียมคาร์บอเนต (Calcium carbonate) โดยตรง ซึ่งขบวนการนี้เกิดขึ้นโดยทั่วไปในอดีต แต่ปัจจุบันเกิดขึ้นเฉพาะในบางพื้นที่เท่านั้น แคลเซียมคาร์บอเนตสามารถตกตะกอนได้ในสภาพที่น้ำทะเลมีอุณหภูมิสูง เนื่องจากการละลายได้ของแคลเซียมคาร์บอเนตจะน้อยลงเมื่ออุณหภูมิสูงขึ้นและมีปริมาณความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์ต่ำ คาร์บอนไดออกไซด์สามารถลดลงอย่างรวดเร็วในบริเวณที่มีการสังเคราะห์แสงและการละลายได้ก็จะต่ำเมื่ออุณหภูมิสูงขึ้น ในสภาพของมหาสมุทรปัจจุบัน น้ำทะเลมีอุณหภูมิและกำลังผลิตสูง ส่งผลให้การละลายของแคลเซียมคาร์บอเนตลดลงทำให้มีการตกตะกอนเกิดขึ้น ในบางพื้นที่มีการตกตะกอนของแคลเซียมคาร์บอเนตเป็นเม็ดกลมสีขาว เรียกว่า Oolithe sand

6.4.3.5. **Evaporite** ในทะเลแถบที่มีภูมิอากาศแห้งแล้ง อัตราการระเหยของน้ำในทะเลมีมากกว่าอัตราการตกของฝน สภาพเช่นนี้ ทำให้ความเค็มเพิ่มสูงขึ้นส่งผลให้น้ำทะเลอยู่ในสภาพที่มีปริมาณเกลืออิ่มตัว การระเหยที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องทำให้เกลือแร่บางชนิดตกตะกอน โดยพวกที่ตกตะกอนอันดับแรก คือ แคลเซียมและแมกนีเซียมคาร์บอเนต หลังจากก็จะมีแคลเซียมซัลเฟตตกตะกอนตามมา โดยมีโซเดียมคลอไรด์ตกตะกอนหลังสุด ปัจจุบันพื้นที่ที่พบว่ามีการตกตะกอนของแร่ธาตุอยู่ เช่น ทะเลแดง (Red Sea) และอ่าวเปอร์เซีย (Persian gulf) เป็นต้น

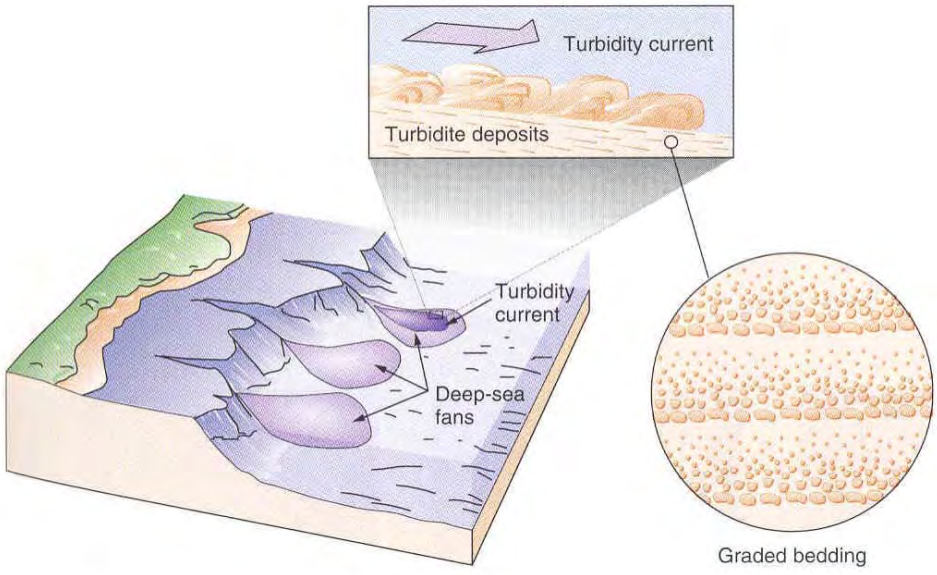
6.4.4. **Cosmogenous sediments** ตะกอนที่เป็นวัสดุมาจากนอกโลก เช่น ลูกอุกาบาทและสะเก็ตดาวที่ตกผ่านชั้นบรรยากาศของโลกลงมา ส่วนใหญ่จะถูกทำลายก่อนมาถึงพื้นโลก โดยจะถูกเผาไหม้กลายเป็นอนุภาคตะกอนในบรรยากาศก่อนที่จะตกลงสู่พื้นโลกและมหาสมุทร โดยน้ำฝนจากนั้นก็จะไปสะสมเป็นตะกอนตามพื้นท้องทะเล Cosmogenous sediments ถือเป็นองค์ประกอบที่มีปริมาณน้อยเมื่อเทียบกับตะกอน 3 ประเภทแรก ประมาณการว่าปริมาณของ Cosmogenous sediments ที่ตกลงสู่มหาสมุทรมีค่าประมาณ 10,000 ตันต่อปี ลูกอุกาบาทและสเก็ตดาวที่ตกลงมายังโลกมี 2 ประเภท คือ มีลักษณะเป็นก้อนหินที่มีเหล็กเป็นองค์ประกอบ กับกลุ่มที่มีลักษณะคล้ายก้อนหินเช่นกันแต่มีซิลิคอนเป็นองค์ประกอบ

6.5. การเคลื่อนย้ายตะกอนในมหาสมุทร

อนุภาคของตะกอนที่อยู่ในน้ำทะเลจะถูกเคลื่อนย้ายโดยกระแสน้ำและคลื่น ส่วนฝุ่นละอองและทรายที่อยู่บนพื้นดินจะถูกพัดโดยกระแสลมลงสู่มหาสมุทร ทั้งลมที่พัดแรงและกระแสน้ำที่ไหลเชี่ยวจะพัดพาเอาอนุภาคของตะกอนเคลื่อนที่ไปอย่างต่อเนื่อง จะหยุดก็ต่อเมื่อความเร็วของทั้งกระแสลมและกระแสน้ำหยุดการเคลื่อนที่ จากนั้นก็จะตกตะกอนลงสู่พื้นท้องทะเล โดยอัตราการตกตะกอนจะมีความสัมพันธ์กับขนาดของอนุภาค (Particle size) และความเร็วของกระแสน้ำ (Current speed) อนุภาคขนาดใหญ่จะตกตะกอนได้เร็วแต่หากมีกระแสน้ำที่ไหลเร็วและแรงก็จะทำให้การตกตะกอนเกิดขึ้นได้ยาก การฟุ้งกระจาย (Resuspension) ของตะกอนขนาดใหญ่เกิดขึ้นได้ยากหากมีกระแสน้ำไม่แรงพอ อนุภาคของตะกอนขนาดใหญ่ปริมาณมากที่ถูกเคลื่อนย้ายลงสู่มหาสมุทรผ่านทางแม่น้ำในช่วงที่เกิดน้ำท่วมและมีระดับน้ำสูง เมื่อออกสู่ทะเลความเร็วของกระแสน้ำชลอตัวลงเนื่องจากการปะทะกันระหว่างน้ำจืดกับน้ำทะเลส่งผลทำให้ตะกอนขนาดใหญ่จำนวนมากตกตะกอนลงบริเวณปากแม่น้ำกระแสคลื่นที่เกิดขึ้นในบริเวณชายฝั่ง การหมุนของเกลียวคลื่นลงสู่ระดับลึกสามารถทำให้เกิด

การฟุ้งกระจายของตะกอนได้เช่นเดียวกัน จะเห็นได้ว่าในเขตน้ำตื้น คลื่นสามารถเคลื่อนย้ายทรายไปได้เป็นระยะทางไกล อนุภาคของทรายที่มีขนาดละเอียดสามารถก่อให้เกิดการฟุ้งกระจายได้แม้ว่ากระแสน้ำมีความเร็วต่ำ อนุภาคของตะกอนที่มีขนาดเล็ก เช่น Silt และ Clay โดยทั่วไปจะยึดเกาะตัวกันแน่น แต่กระแสน้ำที่ไหลแรงสามารถทำให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนละเอียดเหล่านี้ได้ ตะกอนละเอียดเหล่านี้สามารถเคลื่อนย้ายโดยกระแสน้ำจนกว่าจะไปถึงบริเวณที่เป็นน้ำนิ่ง ไม่มีกระแสน้ำ จากนั้นก็จะตกตะกอนอย่างถาวร ตะกอนละเอียดเหล่านี้สามารถเคลื่อนย้ายโดยกระแสน้ำไปไกลกว่า 1,000 กิโลเมตรและใช้ระยะเวลาหลายปีก่อนที่จะตกตะกอนลงสู่ทะเลลึก ตะกอนละเอียดเหล่านี้สามารถเกาะติดกับมูลของสิ่งมีชีวิตด้วยพลังของไฟฟ้าสถิตย์กลายเป็นตะกอนที่มีอนุภาคขนาดใหญ่ ตกตะกอนได้เร็วขึ้น

ตะกอนในทะเลลึก โดยเฉพาะบริเวณ Abyssal plain ซึ่งอยู่ถัดจากลาดทวีป (Continental slope) ในเขตนี้จะพบตะกอนที่มีอนุภาคขนาดใหญ่สลับเป็นชั้นๆ ด้วยตะกอนละเอียด อนุภาคของตะกอนขนาดใหญ่เหล่านี้ถูกเคลื่อนย้ายมาจากเขตลาดทวีปลงสู่ Abyssal plain โดยกระแสน้ำที่เรียกว่า Turbidity currents ลักษณะของกระแสน้ำชนิดนี้คล้ายกับหิมะกลิ้งลงจากภูเขา กล่าวคือตะกอนที่มีการสะสมบริเวณเวณขอบไหล่ทวีปและลาดทวีปเมื่อมีปริมาณมากขึ้นก็จะไหลลงสูงด้านล่างกลายเป็น Turbidity currents นอกจากนี้การไหลลงสู่ด้านล่างสามารถเกิดขึ้นได้ในกรณีที่เกิดแผ่นดินไหว อัตราการไหลของ Turbidity currents มีความเร็วประมาณ 70 กิโลเมตรต่อชั่วโมงหรือมากกว่า โดยอัตราความเร็วจะลดลงเมื่อไหลลงสู่ Abyssal plain จากนั้นตะกอนขนาดใหญ่จะตกตะกอนตามด้วยตะกอนขนาดเล็ก เรียกว่า Graded bedding กล่าวคือตะกอนขนาดใหญ่สุดอยู่ด้านล่างขนาดเล็กสุดจะอยู่ด้านบนเรียงลำดับตามขนาด ส่วนของ Graded bedding บางชั้นมีความหนามากกว่าหนึ่งเมตร เรียกชั้นนี้ว่า Turbidite layer บริเวณที่เกิด Turbidity current แล้วมีการตกตะกอนหนาที่สุด คือบริเวณ Submarine cayon มีลักษณะการตกตะกอนกระจายเป็นรูปพัด เรียกว่า Abyssal fans หรือ Deep-sea fans



ภาพที่ 6.5. การเคลื่อนย้ายตะกอนในเขตลาดทวีปโดย Turbidity currents
(ที่มา : http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/geos103_outline.html)

ในเขตทะเลลึกที่มีหุบเหว (Trench) บริเวณฐานของลาดทวีป ส่วนของหุบเหวนี้จะเป็นส่วนที่ดัก Turbidity currents เอาไว้ ทำให้การเคลื่อนตัวไปไม่ถึงส่วนของ Abyssal plain ลักษณะเช่นนี้เป็นเหตุผลหนึ่งที่ทำให้ลักษณะทางภูมิศาสตร์ของพื้นมหาสมุทรแอตแลนติกมีลักษณะเป็นพื้นราบมากกว่าฝั่งมหาสมุทรแปซิฟิก ทั้งนี้เนื่องจากมหาสมุทรแอตแลนติกมีการทับถมของตะกอนที่เกิดจาก Turbidity currents ตั้งแต่แนวชายฝั่งไปจนถึงแนวสันกลางมหาสมุทร ขณะที่ทางฝั่งมหาสมุทรแปซิฟิกภายหลังจากเขตการมุดตัวของเปลือกโลก (Subduction zone) มีอัตราการตกตะกอนน้อยมาก ทำให้มีความลาดชันสูง การเกิด Turbidity currents เป็นเหตุการณ์ที่พบโดยทั่วไปในบริเวณไหล่ทวีปที่มีลักษณะแคบและมีปริมาณของ Terrigenous sediments พัดพาลงมามาก

6.6. อัตราการตกตะกอน (Sedimentation rates)

ตะกอนพื้นท้องทะเลประกอบด้วยอนุภาคที่มาจากแหล่งต่างๆ ดังที่ได้กล่าวมาข้างต้น ตะกอนท้องทะเลที่เรียกว่า Ooze เป็นตะกอนที่ประกอบไปด้วย Biogenous sediments มากกว่า 30 เปอร์เซ็นต์ต่อปริมาตร ซากของสิ่งมีชีวิตอันเป็นที่มาของ Ooze สามารถนำมาใช้เป็นชื่อเรียก เช่น Pteropod ooze,

Radiolarian ooze, Diatom ooze และ Foraminifora ooze เป็นต้น ตะกอนในมหาสมุทรจะพบ Lithogenous sediments เป็นองค์ประกอบหลัก โดยตะกอนเหล่านี้จะมาจากการชะล้างบนพื้นดินแล้วเคลื่อนย้ายลงสู่ทะเล แม้ว่าตะกอนขนาดใหญ่จำนวนมากจะตกตะกอนบริเวณปากแม่น้ำและบริเวณเอสทูรี่ โดยมีอัตราการตกตะกอนในบริเวณใกล้ฝั่งจะอยู่ในช่วงประมาณ 100 เซนติเมตร/1,000 ปี ตะกอนประเภท Lithogenous sediments จำนวนไม่น้อยที่ถูกเคลื่อนออกสู่ทะเลเปิด โดยมีการตกตะกอนสะสมในเขตไหลทวีปก่อนที่จะไหลลงสู่พื้นทะเลลึกในรูป Turbidity current ในบริเวณเขตไหล่ทวีปหลายพื้นที่มีกำลังผลิตทางชีวภาพสูง อัตราการตกตะกอนจะอยู่ในช่วง 10-100 เซนติเมตร/1,000 ปี

ในเขตทะเลลึกที่อยู่ห่างจากแผ่นดิน ปริมาณของ Lithogenous sediments จะพบน้อยลงขณะที่ Biogenous sediments กลับพบมากขึ้น อัตราการตกตะกอนในทะเลลึกจะมีค่าต่ำมาก คือประมาณ เซนติเมตร/1,000 ปี ในเขตที่ราบสูงใต้มหาสมุทร (Oceanic plateaus) และบริเวณ Seamounts ซึ่งเป็นบริเวณที่อยู่ห่างไกลจากพื้นดิน มีตะกอนประเภท Biogenous sediments เป็นส่วนใหญ่โดยมีอัตราการตกตะกอนประมาณ 1 เซนติเมตร/1,000 ปี เขตไหล่ทวีปบางพื้นที่มีการตกตะกอนสะสมของซากดึกดำบรรพ์และเปลือกของสิ่งมีชีวิต เช่น เปลือกหอย ตะกอนประเภทนี้เรียกว่า Relict sediments ตะกอนชนิดนี้เกิดจากการลดลงของระดับน้ำทะเล การกระจายและอายุของ Relict sediments สามารถใช้ในการศึกษาประวัติของระดับน้ำทะเลในอดีต ตะกอนท้องทะเลจะเป็นแหล่งข้อมูลที่สำคัญที่จะบอกถึงสภาพในอดีตและขบวนการที่เกิดขึ้นในมหาสมุทร การศึกษาประวัติของมหาสมุทรโดยการวิเคราะห์จากตะกอนพื้นท้องทะเล เรียกว่า Paleoceanography

6.7. การกระจายของตะกอนในมหาสมุทร (Distribution of Oceanic Sediments)

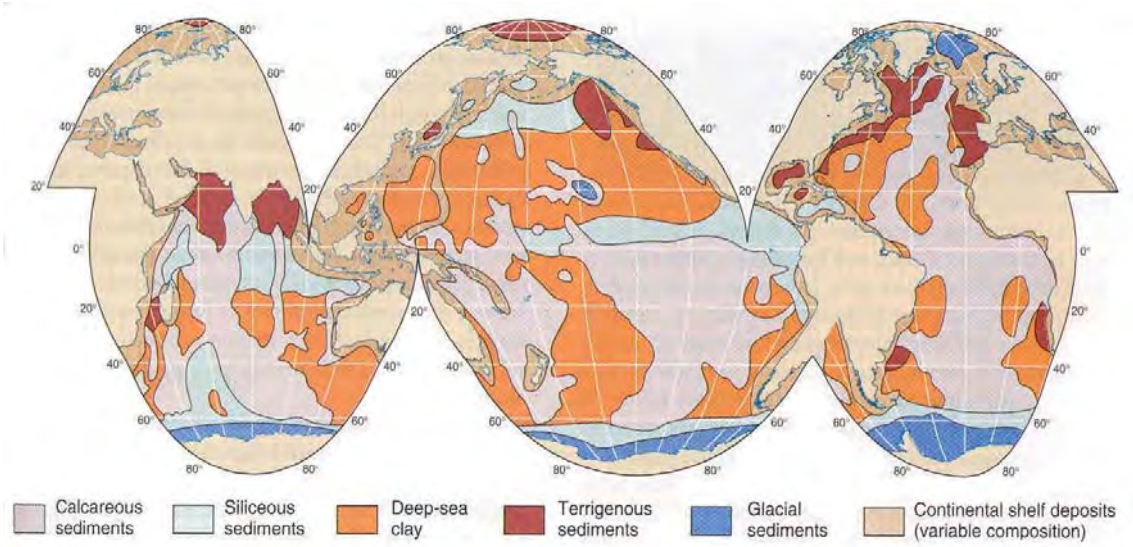
ตะกอนในมหาสมุทรปกคลุมพื้นที่ถึง 75 เปอร์เซ็นต์ของพื้นมหาสมุทรทั้งหมด **ในภาพที่ 6.6** แสดงให้เห็นถึงการกระจายของตะกอนพื้นมหาสมุทรชนิดต่างๆ ในเขตไหล่ทวีป ตะกอนที่พบเป็น Lithogenous sediments เป็นส่วนใหญ่ ส่วนที่เป็น Biogenous sediments ประเภท Calcareous จะพบในบางพื้นที่ที่เป็นแนวปะการัง (Coral reef) และบริเวณที่มีการตกตะกอนของแคลเซียมคาร์บอเนตเกิดขึ้น ส่วนตะกอนที่พบในทะเลเปิดสามารถจำแนกเป็นประเภทและปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับการกระจายได้ดังนี้

6.7.1. Deep sea clays

ตะกอนที่มีอนุภาคขนาดใหญ่ส่วนน้อยที่จะถูกเคลื่อนย้ายลงสู่ทะเลลึกที่อยู่ห่างไกลจากพื้นดิน เว้นแต่ในบริเวณที่ถูกพัดพาโดย Turbidity currents ซึ่งพบในมหาสมุทรแอตแลนติก ในเขตทะเลลึกที่อยู่ห่างไกลจากพื้นดินพบว่าบริเวณนี้ส่วนใหญ่มีกำลังผลิตที่เกิดจากสิ่งมีชีวิตมีค่าต่ำ แม้จะมีซากของสิ่งมีชีวิตแต่ก็จะมีการสลายตัวก่อนที่จะตกไปถึงพื้นทะเล โดยเฉพาะซากของสิ่งมีชีวิตที่มีหินปูนเป็นองค์ประกอบที่อยู่ในระดับพื้นทะเลต่ำกว่าจุด Carbonate Compensation Depth (CCD) ดังนั้นตะกอนที่พบในเขตทะเลลึกที่อยู่ห่างจากพื้นแผ่นดินจะเป็น Lithogenous sediments ที่มีขนาดละเอียดที่เรียกว่า Clays หรือ Deep sea clays ตะกอนละเอียดชนิดนี้มีสีแดงหรือน้ำตาล เนื่องทำปฏิกิริยาออกซิเดชั่นกับเหล็ก (Iron) กลายเป็นเหล็กออกไซด์ (Iron oxide) มีอัตราการตกตะกอนที่ต่ำมาก ดังแสดงใน**ภาพที่ 6.6**

6.7.2. Radiolarian oozes

ภายใต้เขตที่มีกำลังผลิตสูงขยายเป็นแนวข้ามมหาสมุทรในแถบเส้นศูนย์สูตร ตะกอนแถบนี้จะเป็นโคลนละเอียดประกอบไปด้วยเปลือกของแพลงก์ตอนที่มีชื่อว่า *Radiolaria* sp. เรียกตะกอนกลุ่มนี้ว่า Radiolarian oozes แม้ว่าสิ่งมีชีวิตทั้งที่มีองค์ประกอบของโครงร่างเป็น Calcareous และ Siliceous จะพบมากในแถบที่เกิดปรากฏการณ์น้ำผุด (Upwelling) แต่ซากโครงสร้างของสิ่งมีชีวิตที่เป็น Calcareous จะละลายและไม่มีการสะสมเกิดขึ้นในเขตที่อยู่ต่ำกว่าจุด CCD ตะกอนประเภท Radiolarian oozes ซึ่งจัดเป็น Siliceous sediments พบมากในทะเลเขตร้อนและมีอัตราการสะสมสูงกว่าในเขตอื่นๆ ตะกอนประเภทนี้มีการละลายที่น้อย ดังนั้นเมื่อตกลงสู่พื้นทะเลอาจถูกกลบเกลื่อนโดยตะกอนชนิดอื่นก่อนที่จะละลายต่อไปจนหมด ในแถบมหาสมุทรแอตแลนติกพบมีการสะสมของ Radiolarian oozes ในอัตราที่ต่ำมาก เนื่องจากมีอัตราการสะสมของ Lithogenous sediments เกิดขึ้นมากเมื่อเทียบกับในเขตร้อนของมหาสมุทรแปซิฟิกและมหาสมุทรอินเดีย



ภาพที่ 6.6. การกระจายของตะกอนชนิดต่างๆ ในมหาสมุทร

(ที่มา : Segar, 1997)

6.7.3. Diatom oozes

ไดอะตอม (Diatom) เป็นแพลงก์ตอนพืชที่มีซิลิคอนเป็นองค์ประกอบในโครงสร้างและพบมากในบริเวณเขตน้ำผุด (Upwelling) บริเวณโดยรอบของทวีปแอนตาร์กติก การตกตะกอนสะสมของซากไดอะตอม หรือ Diatom oozes มากในบริเวณนี้เนื่องจากการตกตะกอนของ Lithogenous sediments และ Calcareous sediments เกิดขึ้นต่ำ นอกจากนี้ Diatom oozes ยังพบมากในตะกอนแถบมหาสมุทรทางซีกโลกเหนือใกล้กับมหาสมุทรอาร์กติก แต่ในแถบซีกโลกเหนือมีตะกอนประเภท Lithogenous sediments ปะปนอยู่มากกว่าทางซีกโลกใต้

6.7.4. Siliceous Red Clay Sediments

ในทะเลลึกทางตอนเหนือและทางตอนใต้ของมหาสมุทรแปซิฟิก ทางตอนใต้ของมหาสมุทรแอตแลนติกและมหาสมุทรอินเดีย ตะกอนที่พบในบริเวณนี้มีการผสมกันระหว่างตะกอนในทะเลลึก (Deep sea clays) กับตะกอนชนิด Diatom oozes ในสัดส่วนที่แตกต่างกัน เรียกตะกอนนี้ว่า Siliceous red clay sediments

6.7.5. Ice-rafted Sediments

ในมหาสมุทรอาร์กติก และบริเวณโดยรอบของมหาสมุทรแอนตาร์กติก ตะกอนในแถบนี้มีองค์ประกอบส่วนใหญ่เป็น Lithogenous sediments ที่พัดพาลงสู่มหาสมุทรโดยการเคลื่อนตัวของภูเขาน้ำแข็ง โดยเมื่อภูเขาน้ำแข็งเคลื่อนลงบริเวณชายฝั่งและแตกตัวเป็นก้อนน้ำแข็ง ที่เรียกว่า Ice rafts ก้อนน้ำแข็งเหล่านี้จะมีตะกอนเป็นองค์ประกอบ เมื่อมีการละลายก็จะตกตะกอนลงสู่พื้นทะเล ทำให้เรียกตะกอนประเภทนี้ว่า Ice-rafted sediments

6.7.6. Terrigenous sediments

ตะกอนประเภทนี้พบมากในบริเวณใกล้ปากแม่น้ำใหญ่ๆ และขยายออกไปห่างจากชายฝั่งกินพื้นที่หลายร้อยกิโลเมตร เช่น บริเวณปากแม่น้ำอเมซอนในประเทศบราซิล อ่าวเบงกอล อ่าวเม็กซิโก นอกจากนี้ยังพบ Terrigenous sediments ที่เคลื่อนย้ายโดย Turbidity currents ในเขตไหล่ทวีปทางตอนเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติก ในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกทางตอนเหนือมี Terrigenous sediments ปริมาณมากถูกเคลื่อนย้ายโดยธารน้ำแข็งบนภูเขาก่อนที่จะถูกพัดพาออกสู่มหาสมุทรโดยแม่น้ำ

6.7.7. Calcareous sediments

บริเวณพื้นทะเลที่อยู่สูงกว่าจุด Carbonate Concentration Depth (CCD) จะมีการสะสมของ Calcareous sediments รวดเร็วกว่าตะกอนประเภท Deep sea clays ดังนั้นบริเวณพื้นทะเลที่อยู่สูงกว่าจุด CCD และมีปริมาณ Terrigenous sediments ต่ำ จะพบตะกอนประเภท Calcareous sediments เป็นชนิดหลัก โดยพบมากในบริเวณที่ราบสูงในมหาสมุทร บริเวณ Seamounts และ แนวสันกลางมหาสมุทร (Oceanic ridges)

บทที่ 7
คลื่น

มนุษย์ส่วนใหญ่อาศัยอยู่ใกล้ทะเลและนำเอาทรัพยากรทางทะเลมาใช้ประโยชน์ การนำเอาทรัพยายากรเหล่านี้มาใช้จะต้องรู้จักและคุ้นเคยในเรื่องของคลื่นที่เกิดขึ้นในทะเล แต่ความรู้เรื่องคลื่นจริงๆ ยังมีน้อยมาก คลื่นมีประโยชน์ในการเดินเรือ และใช้ในการเล่นกีฬาทางน้ำบางประเภท ขณะเดียวในแต่ละปีมีชีวิตของมนุษย์ และทรัพย์สินไม่น้อยที่สูญเสียอันมีสาเหตุมาจากคลื่น ในมหาสมุทร คลื่นมีอิทธิพลสำคัญต่อระบบนิเวศ และธรณีวิทยาของชายฝั่งทะเล คลื่นที่เกิดขึ้นในมหาสมุทรมีหลายประเภท ได้แก่

1. คลื่นที่เคลื่อนที่ไปข้างหน้า เรียกว่า Progressive wave และคลื่นที่อยู่กับที่ เรียกว่า Standing wave
2. คลื่นที่มองเห็นด้วยตา เรียกว่า Wind wave และคลื่นที่มองไม่เห็น เรียกว่า Internal wave
3. คลื่นสั้น เรียกว่า Short wave และคลื่นยาว เรียกว่า Long wave
4. คลื่นน้ำตื้น เรียกว่า Shallow-water wave และคลื่นน้ำลึก เรียกว่า Deep-water wave
5. คลื่นอิสระ เรียกว่า Free wave และคลื่นในควบคุม เรียกว่า Forced wave

7.1. แรงที่ทำให้เกิดคลื่น

คลื่นที่เกิดขึ้นบริเวณผิวน้ำ เกิดมาจากแรงที่เรียกว่า Generating force และแรงเสริมที่เรียกว่า Restoring force กระทำต่อผิวน้ำที่เดิมมีลักษณะเรียบ โดย Generating force จะทำให้เกิดคลื่นบนผิวน้ำจากนั้นก็มีการเคลื่อนที่ออกไปจากจุดเดิม Generating force ที่พบโดยทั่วไป คือ กระแสลมพัด นอกจากนี้ อาจเกิดจากวัตถุเคลื่อนลงในน้ำ การเคลื่อนที่ของดินลงสู่น้ำ ภูเขาไฟใต้น้ำระเบิด และแผ่นดินไหวใต้ทะเล เป็นต้น ส่วน Restoring forces ที่กระทำให้เกิดคลื่นในน้ำ เกิดจากความแตกต่างกันของแรงตึงผิว (Surface tension) และความถ่วงจำเพาะ (Gravity) คลื่นที่เกิดขึ้นในน้ำส่วนใหญ่เกิดจาก Generating force คือ ลมพัดเหนือผิวน้ำ เกิดการสัมผัสกันระหว่างกระแสลมพัดกับผิวน้ำ ทำให้เกิดคลื่นที่เรียกว่า Ripples หรือ Capillary wave และมี Restoring force เป็นตัวเสริม คือ แรงตึงผิว (Surface tension) พื้นที่ขนาดเล็กของ Capillary wave สามารถเคลื่อนจากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่งบนผิวน้ำได้อย่างรวดเร็ว เมื่อมีพลังงานถูกถ่ายทอดลงสู่มวลน้ำมาก คลื่นก็มีขนาดใหญ่ขึ้น ผิวน้ำก็มีความปั่นป่วนมากขึ้น

7.2. ส่วนประกอบของคลื่น

นักสมุทรศาสตร์ได้ให้คำจำกัดความในการอธิบายส่วนประกอบของคลื่น ดังนี้ (**ภาพที่ 7.1)**

1. จุดสูงสุดของคลื่น เรียกว่า ยอดคลื่น (Crest)
2. จุดต่ำสุดของคลื่น เรียกว่า ท้องคลื่น (Trough)
3. ระยะทางในแนวราบระหว่างยอดคลื่น 2 ลูก หรือท้องคลื่น 2 ลูก เรียกว่า ความยาวคลื่น (Wavelength ; L) หน่วยเป็น เมตร
4. ระยะทางในแนวดิ่งจากยอดคลื่นถึงท้องคลื่น เรียก ความสูงของคลื่น (Wave height; H)
5. ระยะเวลาที่ใช้ในการเคลื่อนที่ของคลื่น 1 ลูก หรือ 1 ความยาวคลื่น ผ่านจุดที่กำหนด เรียกว่า คาบคลื่น (Wave period ; T) มักจะวัดเป็น วินาที/รอบ (รอบ = 1 wavelength)
6. ความเร็วคลื่น (Wave speed ; C) หน่วยเป็น เมตร/วินาที สามารถหาได้จาก

$$C = L/T$$

7. ระยะทางในแนวดิ่งระหว่างยอดคลื่น หรือท้องคลื่น ถึงจุด Equilibrium surface เรียกว่า Wave amplitude (a) หรือมีค่าเท่ากับครึ่งหนึ่ง ของความสูงของคลื่น (Wave height)

$$a = H/2$$

8. จำนวนของความยาวคลื่น (Wavelength) ผ่านจุดที่กำหนดต่อหน่วยเวลา เรียกว่า ความถี่ของคลื่น(Wave frequency; W) ความถี่ของคลื่นจะวัดเป็น รอบ/วินาที

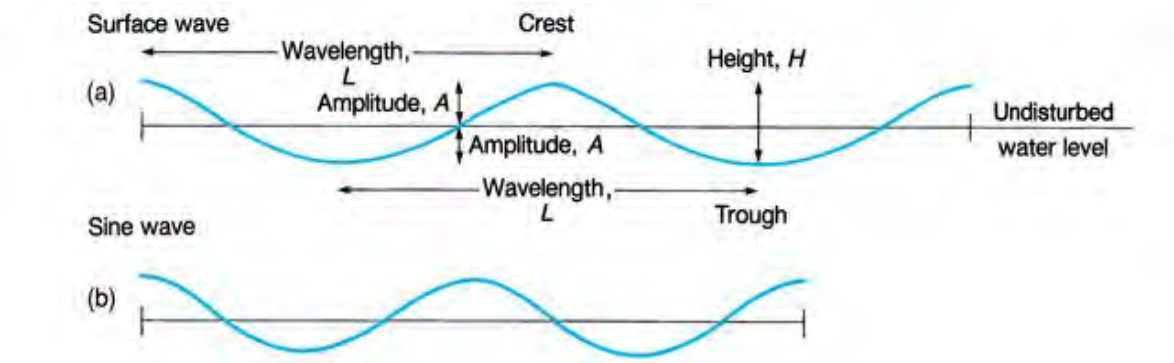
$$W = 2\pi/T$$

9. อนุภาคน้ำ (Particle) จะเคลื่อนที่หมุนเป็นวงกลมตามผิวน้ำ ด้วยความเร็ว (Velocity ; V)

$$V = 2\pi a/T = \pi H/T$$

10. ความชัน (Steepness; S) เป็นอัตราส่วนระหว่างความสูงของคลื่นกับความยาวคลื่น

$$S = H/L$$



ภาพที่ 6.1. แสดงองค์ประกอบของคลื่น

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

7.3. คลื่นที่กำเนิดโดยลม (Wind-Generated Waves)

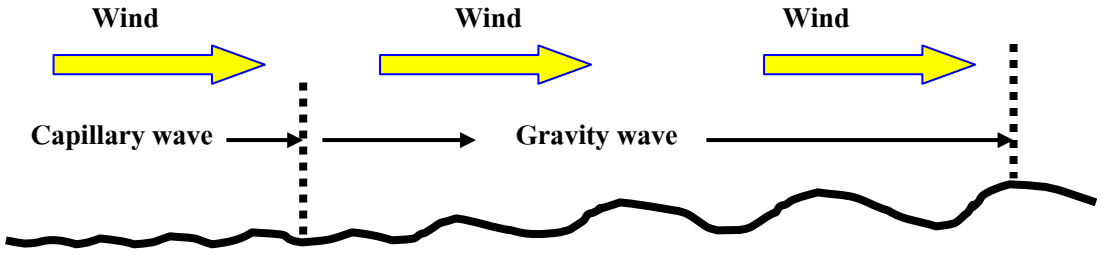
กลไกการกำเนิดคลื่นในมหาสมุทรที่เกิดจากการพัดของกระแสลมนั้นจะเริ่มต้นตั้งแต่จุดกำเนิดของกระแสลมในมหาสมุทร แล้วมีการเคลื่อนย้ายผ่านพื้นน้ำอันกว้างใหญ่ไพศาลพร้อมกับการยืดหดตัวของผิวน้ำก่อให้เกิดเป็นกระแสคลื่นใหญ่ขึ้นเรื่อยๆ สุดท้ายคลื่นก็จะมีการแตกตัวเพื่อปลดปล่อยพลังงาน ซึ่งการแตกตัวสามารถเกิดขึ้นได้ทั้งในทะเลเปิดและการเคลื่อนที่เข้าปะทะกับชายฝั่ง

7.3.1. Sea

เมื่อกระแสลมพัดไปบนผิวน้ำทะเลจะทำให้เกิดแรงกดดันขึ้น ส่งผลให้ผิวน้ำทะเลที่เดิมมีความราบเรียบกลายเป็นคลื่นขนาดเล็ก มีความยาวคลื่นน้อยกว่า 1.74 เซนติเมตร (0.7 นิ้ว) โดยทั่วไปเรียกว่า Ripples แต่นักสมุทรศาสตร์โดยทั่วไปจะเรียกว่า Capillary waves แรงตึงผิวของน้ำ (Surface tension) เป็นแรงที่สำคัญที่ก่อให้เกิด Ripples หรือ Capillary waves ดังนั้นคลื่นประเภทนี้จะเกิดจากแรงที่เรียกว่า Restoring forces ซึ่งแรงประเภทนี้นอกจากจะก่อให้เกิด Ripples แล้วยังเป็นแรงที่ทำให้ผิวน้ำทะเลเรียบเป็นปกติหากไม่มีลมพัดต่อเนื่อง ในกรณีที่มีกระแสลมพัดต่อเนื่อง Ripples หรือ Capillary waves จะมีการพัฒนาใหญ่ขึ้นทำให้ผิวน้ำทะเลเกิดความขรุขระมากขึ้น เป็นการเพิ่มพื้นที่ผิวน้ำในการรับกระแสลม เมื่อพลังงานมีการถ่ายทอดลงสู่มหาสมุทรทำให้ Ripples มีการพัฒนาเป็น Gravity wave มีความยาวคลื่นมากกว่า 1.74 เซนติเมตร (0.7 นิ้ว) (**ภาพที่ 7.2)** ความยาวคลื่นของ Gravity wave โดยทั่วไปจะมีค่าประมาณ 15 ถึง 35 เท่าของความสูง เมื่อ Gravity wave ได้รับพลังงานเพิ่มขึ้น คลื่นก็จะมีความสูงเพิ่มขึ้นมากกว่าความยาวคลื่น ยอดคลื่นก็จะมีลักษณะแหลม

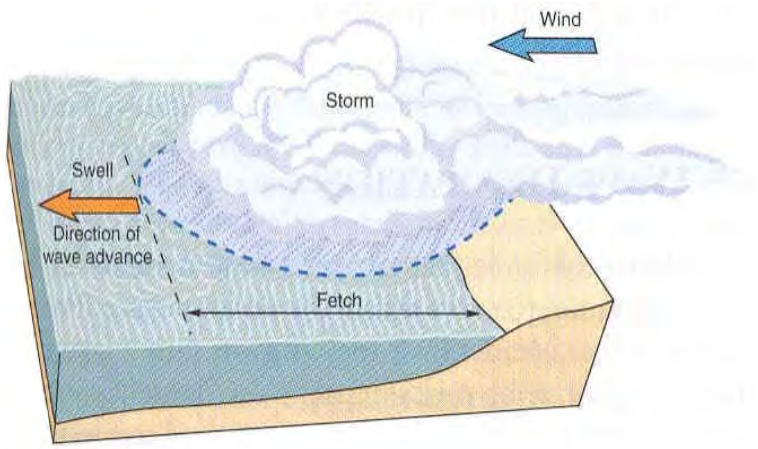
ขณะที่ท้องคลื่นมีลักษณะกลม ทำให้เกิดการม้วนตัวของคลื่นคล้ายวงล้อ เรียกว่า Trochoidal กระแสลมที่พัดต่อเนื่องเป็นการเพิ่มพลังงานลงสู่คลื่นส่งผลให้ความสูง ความยาวและความเร็วของคลื่นเพิ่มมากขึ้น เมื่อความเร็วของคลื่นเท่ากับความเร็วของลม ทั้งความสูงและความยาวของคลื่นจะไม่เปลี่ยนแปลงเพราะไม่มีการแลกเปลี่ยนพลังงานจนกว่าคลื่นจะมีขนาดใหญ่สุด (Maximum size) บริเวณผิวน้ำในมหาสมุทรที่มีการเกิดคลื่นเนื่องจากลมพัด เรียกว่า Sea หรือ Sea area คลื่นที่เกิดขึ้นมีลักษณะการเคลื่อนที่หลายทิศทาง มีคาบคลื่น (Periods) และ ความยาวคลื่น (Wavelengths) หลายขนาด ทั้งนี้เนื่องจากเปลี่ยนแปลงความเร็วและทิศทางของลม ปัจจัยที่กำหนดปริมาณพลังงานในคลื่นประกอบด้วย (1) ความเร็วลม (2) ระยะเวลาที่ลมพัดผ่านในทิศทางเดียว และ (3) และระยะทางที่ลมพัดผ่านในทิศทางเดียว (Fetch) คลื่นในทะเลเปิด (Open sea) จะมีขนาดใหญ่ เนื่องจากมีระยะทางที่ลมพัดผ่าน ที่ยาวเมื่อเทียบกับทะเลปิด ในทางซีกโลกใต้ (Southern hemisphere) ไม่ค่อยจะมีแผ่นดิน ดังนั้นคลื่นย่อมมีขนาดใหญ่กว่าทางซีกโลกเหนือ (Northern hemisphere)

ความสูงของคลื่น (Wave height) จะมีความสัมพันธ์โดยตรงกับพลังงานในคลื่น ความสูงของคลื่นในบริเวณ Sea area มักจะมีความสูงไม่เกิน 2 เมตร โดยทั่วไปแล้วคลื่นที่มีความสูงมากกว่า 10 เมตร มีคาบคลื่นมากกว่า 12 วินาที มักจะไม่พบในบริเวณ Sea area คลื่นในบริเวณนี้ที่ได้รับพลังงานมากขึ้นความชันของคลื่น (Steepness, H/L) ก็จะเพิ่มมากขึ้น เมื่อคลื่นได้รับพลังงานสูงสุด มีความชันสูงสุด ไม่สามารถโตได้อีก หากได้รับพลังงานเพิ่มขึ้นอีกก็จะทำให้ยอดคลื่นแตกกระจาย เรียกคลื่นในระยะนี้ว่า Fully developed sea เมื่อคลื่นมีความชันของคลื่นมากกว่า 1/7 ยอดคลื่นก็จะมีการแตกตัวเป็นฟองน้ำกระจายสีขาวไปด้านหน้า เรียกว่า Whitecaps



ภาพที่ 7.2. แสดงพัฒนาการของคลื่น

(ที่มา : ดัดแปลงจาก Thurman and Trujillo (2002)



ภาพที่ 7.3. แสดงการเกิดคลื่นเนื่องจากลมพัด

(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

7.3.2. Swell

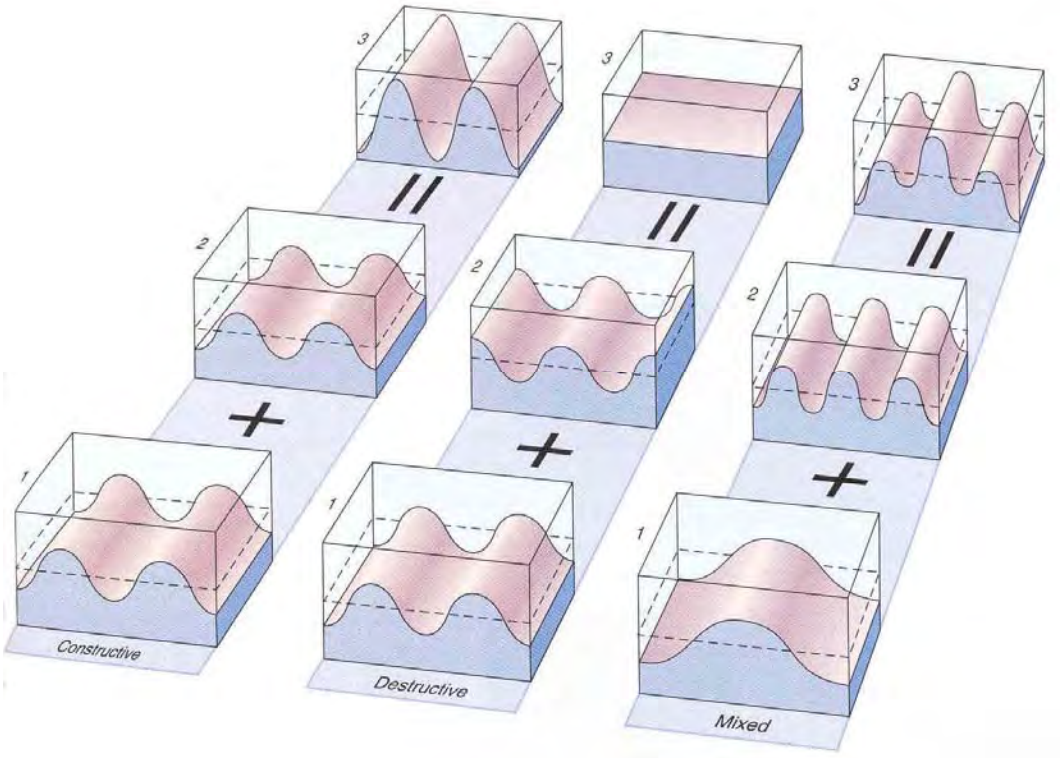
คลื่นที่เกิดขึ้นในบริเวณ Sea area จะเคลื่อนที่ออกด้านนอกทั้งนี้เนื่องจากความเร็วของคลื่นมากกว่าความเร็วของลม คลื่นจะมีความชันลดน้อยลงแต่ความกว้างของยอดคลื่นเพิ่มมากขึ้น เรียกว่า Swells คลื่นในรูปของ Swells เป็นคลื่นที่มีรูปทรงชัดเจนและได้สัดส่วน การเคลื่อนที่ของ Swells บนผิวน้ำในมหาสมุทรจะมีการสูญเสียพลังงานเพียงเล็กเท่านั้น เป็นการเคลื่อนย้ายพลังงานจากบริเวณ Sea area ออกไปยังบริเวณอื่น แม้กระทั้งชายฝั่งที่อยู่ห่างไกลออกไปและปราศจากลมพัด คลื่นที่มีความยาวคลื่นมากกว่าจะเคลื่อนที่เร็วและวิ่งออกจากบริเวณ Sea area ลูกแรก จากนั้นก็จะมีกลุ่มของคลื่นที่มีขนาดเล็กกว่าและช้ากว่าเคลื่อนตามมา หรือที่เรียกว่า ขบวนคลื่น (Wave trains) หากขบวนคลื่นมีการเปลี่ยนแปลงจากที่มีความยาวคลื่นมาก ความเร็วสูง กลายเป็นความยาวคลื่นที่สั้นและช้า แสดงให้เห็นว่ามีการกระจายของคลื่น (Wave dispersion) ระยะทางที่คลื่นเคลื่อนที่จากบริเวณ Sea area จนพัฒนากลายเป็นระยะ Swells เรียกว่า Decay distance อาจใช้ระยะทางหลายร้อยกิโลเมตร หากคลื่น Swells เกิดขึ้นจากลมหรือพายุในต่างพื้นที่กัน คลื่นที่เกิดขึ้นจะถูกรบกวนโดยคลื่นลูกอื่นวิ่งเข้ามาปะทะ เรียกว่า Interference patterns การที่คลื่นจากต่างพื้นที่วิ่งเข้ามาปะทะกันจะก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงขนาดของยอดคลื่นและท้องคลื่น (**ภาพที่ 8.4)** การเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นจะมีอยู่ 3 รูปแบบ คือ

1. Constructive interference เกิดขึ้นเมื่อขบวนคลื่น (Wave train) ที่มีขนาดความยาวคลื่นเท่ากัน

เคลื่อนที่มาด้วยกัน มียอดคลื่นและท้องคลื่นของขบวนคลื่น 2 ชุดเหมือนกัน (Wave in phase) เมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าหากัน ยอดคลื่นลูกหนึ่งจะทับซ้อนยอดคลื่นของอีกลูกหนึ่ง เช่นเดียวกับท้องคลื่นก็จะทับซ้อนกับท้องคลื่นของอีกลูกหนึ่ง ภายหลังจากการปะทะกัน คลื่นยังคงมีความยาวคลื่นเท่าเดิมแต่ความสูงของคลื่นจะมีค่าเท่ากับความสูงของคลื่นแต่ละลูกรวมกัน

2. Destructive interference เกิดขึ้นเมื่อขบวนคลื่นที่มีขนาดความยาวคลื่นเท่ากันเคลื่อนที่มาด้วยกันมียอดคลื่นและท้องคลื่นของขบวนคลื่น 2 ชุดไม่เหมือนกัน (Wave out of phase) เมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าหากัน โดยยอดคลื่นของคลื่นลูกหนึ่งจะตรงกันและทับซ้อนกับท้องคลื่นของคลื่นอีกลูกหนึ่ง ลักษณะเช่นจะทำให้พลังงานมีการหักล้างกัน ทำให้ความสูงของคลื่นมีค่าเป็นศูนย์ ผิวน้ำทะเลก็จะราบเรียบอีกครั้ง

3. Mixed interference เกิดขึ้นในกรณีที่ Swells 2 ลูกที่มีความสูงและความยาวคลื่นหลายขนาด ลักษณะเช่นนี้เมื่อคลื่นวิ่งเข้าหากันก็จะเกิดทั้ง Constructive interference และ Destructive interference ซึ่งรูปแบบของคลื่นที่มีความสูงของยอดคลื่นทั้งสูงและต่ำอยู่รวมกัน เรียกว่า Surf beat ภายหลังการวิ่งเข้าหากัน จะทำให้ความสูงของยอดคลื่นและความลึกของท้องคลื่นมีทั้งเพิ่มขึ้นและลดลงเกิดขึ้นผสมผสานกันไป

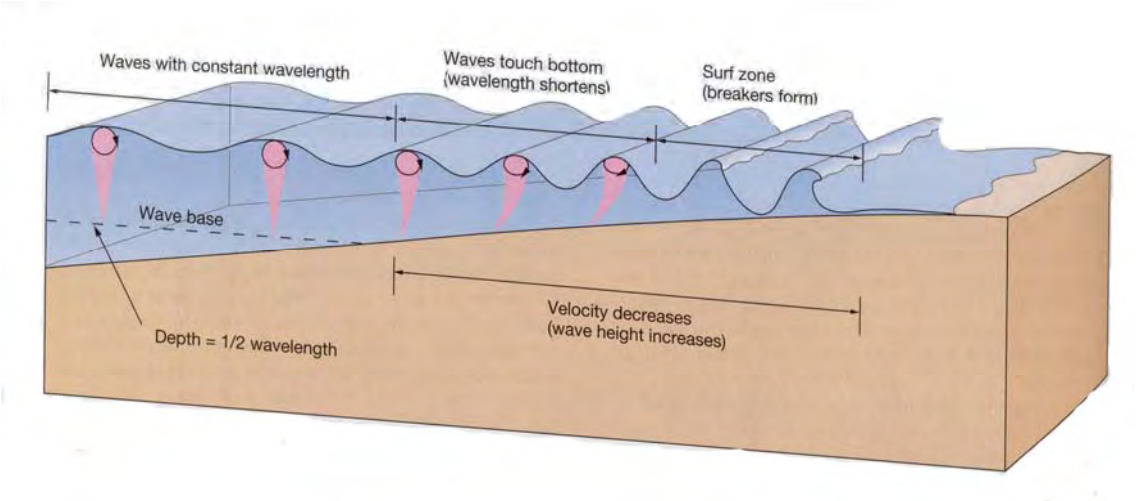


ภาพที่ 7.4. การรบกวนคลื่นโดยคลื่นลูกอื่นวิ่งเข้ามาปะทะ (Interference patterns)
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

7.3.3. Surf

คลื่นที่เกิดจากลมพายุพัดในบริเวณ Sea area และมีการเคลื่อนที่ไปตามผิวน้ำในมหาสมุทรในรูปของ Swells คลื่นเหล่านี้จะมีการปลดปล่อยพลังงานเกิดขึ้นในบริเวณที่มีการแตกตัวของคลื่น (Surf zone) คลื่นที่แตกตัว (Breaking wave) แสดงให้เห็นถึงการปลดปล่อยพลังงาน Swells ของคลื่นน้ำลึก (Deep-water wave) เมื่อเคลื่อนที่เข้าสู่บริเวณไหล่ทวีปซึ่งมีระดับความลึกลดลง ทำให้ความลึกของคลื่นน้อยกว่าครึ่งหนึ่งของความยาวคลื่น จนกลายเป็น Transitional waves วัตถุที่อยู่ใต้น้ำ ได้แก่ สันทราย ซากเรือที่จมอยู่ใต้น้ำ และแนวปะการัง สามารถทำให้คลื่นมีการปลดปล่อยพลังงานได้ การเปลี่ยนแปลงทางด้ายกายภาพของคลื่นจะเกิดขึ้นเมื่อเคลื่อนเข้าสู่น้ำตื้น ก่อนจะกลายเป็นคลื่นน้ำตื้น (Shallow-water wave) และแตกกระจาย (Breaking) ในที่สุด คลื่นที่เคลื่อนที่เข้าสู่น้ำตื้นความเร็วของคลื่น (Wave speed) จะลดลงเนื่องจากฐานของคลื่น (Wave base) ถูกรบกวนโดยพื้นทะเล เมื่อคลื่นลูกแรกมีความเร็วลดลง คลื่นลูกที่วิ่งตามก็จะช้าลง ทำให้ความยาวคลื่นลดลงด้วย

แต่พลังงานที่สะสมอยู่ในคลื่นยังคงเท่าเดิม ลักษณะเช่นนี้จะทำให้ความสูงของคลื่นเพิ่มมากขึ้น เมื่อความสูงของคลื่นเพิ่มขึ้นขณะที่ความยาวคลื่นลดลง ทำให้ความลดชันของคลื่น (Steepness, H/L)เพิ่มมากขึ้น เมื่อความลาดชันเพิ่มขึ้นถึง 1:7 ยอดคลื่นก็จะมีการแตกกระจาย เรียกว่า Surf (**ภาพที่ 7.5)**



ภาพที่ 7.5. การเปลี่ยนแปลงทางด้ายกายภาพของคลื่นเมื่อเคลื่อนเข้าสู่ฝั่ง

(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

หาก Swells เกิดขึ้นจากลมพายุในบริเวณที่ห่างไกลออกไป ก็จะเคลื่อนตัวเข้าหาฝั่งและจะเกิด Surf ในบริเวณใกล้ฝั่ง ลักษณะการเคลื่อนที่ในแนวราบของคลื่นน้ำตื้น (Shallow-water waves) จะเกิดขึ้นทั้งเคลื่อนเข้าหาฝั่งและเคลื่อนที่ออกจากฝั่ง ดังนั้นแนวของ Surf จะมีลักษณะเป็นเส้นขนานและมีรูปแบบที่ค่อนข้างเห็นได้ชัด คลื่นที่เกิดขึ้นจากการพัดของลมท้องถิ่น (Local winds) จะมีรูปแบบไม่คงที่ อาจเป็นคลื่นน้ำลึกที่มีพลังงานมากและมีความชันใกล้ 1/7 (H/L) ในกรณีนี้คลื่นจะแตกกระจายในระยะเวลาอันสั้นหากสัมผัสกับพื้นท้องทะเลแม้จะอยู่ห่างจากชายฝั่ง Surf ที่ปรากฏจะดูไม่สม่ำเสมอหากคลื่นที่เกิดขึ้นกินความลึกน้อยกว่า 1/20 ของความยาวคลื่น คลื่นในเขตที่มีการแตกตัว (Surf zone) จะเริ่มปรากฏเป็นคลื่นน้ำตื้น และเคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่ง

7.4. คลื่นน้ำลึก (Deep-water wave)

คลื่นน้ำลึก เป็นคลื่นสั้น (Short wave) มีความยาวคลื่นน้อยเมื่อเทียบกับความลึกของน้ำ เคลื่อนที่ได้อย่างอิสระ มีแต่แรงดึงดูดของโลกเท่านั้นที่มาเกี่ยวข้อง คลื่นน้ำลึกมีการถ่ายทอดพลังงานจากจุดที่ลมพัดไปยังจุดอื่นแล้วแต่ทิศทางลม มิใช่เป็นการเคลื่อนที่ของน้ำในแนวราบ มวลน้ำจะมีการเคลื่อนที่ไปข้างหน้าเป็นวงกลม มีเส้นผ่าศูนย์กลางลดลงตามความลึกของน้ำที่เพิ่มขึ้น (**ภาพที่ 7.6)** การเคลื่อนที่ของมวลน้ำที่เกิดจากคลื่นน้ำลึกจะหยุดก่อนที่จะมาถึงพื้นทะเล โดยที่คลื่นจึงไม่สัมผัสกับพื้นทะเล ความยาวคลื่นและความเร็วของคลื่นน้ำลึกสามารถหาได้จากคาบคลื่น โดยความยาวคลื่นจะเท่ากับค่าความถ่วงจำเพาะ (Gravity ; g) หารด้วย 2π แล้วคูณด้วยคาบคลื่นยกกำลังสอง (T^2)

$$L = (g / 2\pi) T^2$$

หรือ

$$L = (1.56 \text{ m/s}^2) T^2$$

หรือ

$$(L / T) = (1.56 \text{ m/s}^2) T$$

ความเร็วคลื่น (C) มีค่าเท่ากับ ความยาวคลื่น (Wavelength ; L) หารด้วย คาบคลื่น (Wave period ;T)

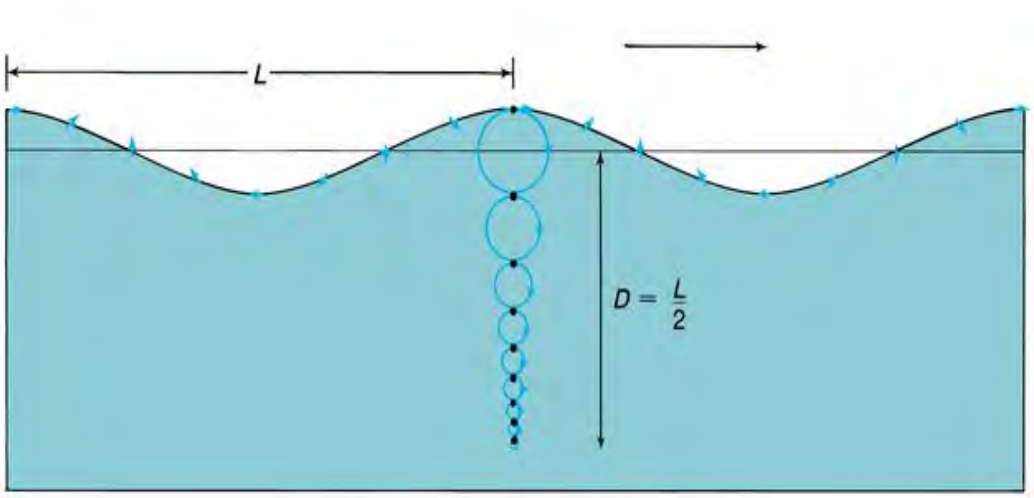
$$C = (L / T)$$

$$C = 1.56 T$$

โดย C มีหน่วยเป็น เมตร/วินาที และ T มีหน่วยเป็น วินาที

จากภาพที่ 7.6. จะเห็นได้ว่าการเคลื่อนที่ของคลื่นจะมีทั้งในลักษณะเดินหน้า ขึ้นลง และถอยหลังตลอดเวลา โดยกระแสน้ำบนยอดคลื่นจะเคลื่อนไปข้างหน้า ขณะที่กระแสน้ำที่ท้องคลื่นจะเคลื่อนถอยหลัง ขณะเดียวกันอนุภาคของน้ำที่ประกอบเป็นตัวคลื่น หมุนเวียนเป็นวงในทิศทางเดียวกับลมหรือทิศทางเดียวกับคลื่น ส่วนน้ำในแนวดิ่งใต้ท้องคลื่นจะหมุนเป็นวงลงด้านล่างขนาดของวงจะลดลงตามความลึกอย่างรวดเร็ว โดยวงแรกมีเส้นผ่าศูนย์กลางเท่ากับความสูงของคลื่น(H)ที่

ระดับความลึก L/2 (ความยาวคลื่น/2) ลงไป มวลน้ำจะไม่มีการหมุนเวียน



ภาพที่ 7.6. คลื่นน้ำลึก

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

7.5. Episodic wave

คลื่นขนาดใหญ่ที่อาจเกิดขึ้นได้ในบางครั้ง เนื่องจากการรบกวนขบวนคลื่นจากการเปลี่ยนแปลงความลึกและกระแสน้ำ คลื่นชนิดนี้เรียกว่า Episodic wave มักจะเกิดขึ้นในบริเวณขอบไหล่ทวีป เช่น ชายฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปแอฟริกา ซึ่งเป็นบริเวณที่ กระแสน้ำ Agulhas พบกับคลื่นที่เกิดจากพายุในมหาสมุทรแอตแลนติก Episodic waves มีความสูงเท่ากับตึก 7-8 ชั้น (20-30 เมตร หรือ 70-100 ฟุต) มีความเร็วสูงถึง 50 น๊อต และความยาวคลื่นประมาณครึ่งไมล์ นักวิจัยได้คำนวณความสูงของคลื่น Episodic waves มีค่าประมาณ 33.8 เมตร (111 ฟุต) ในทะเลเหนือ (North Sea) และ 57.9 เมตร (190 ฟุต) ในบริเวณกระแสน้ำ Agulhas

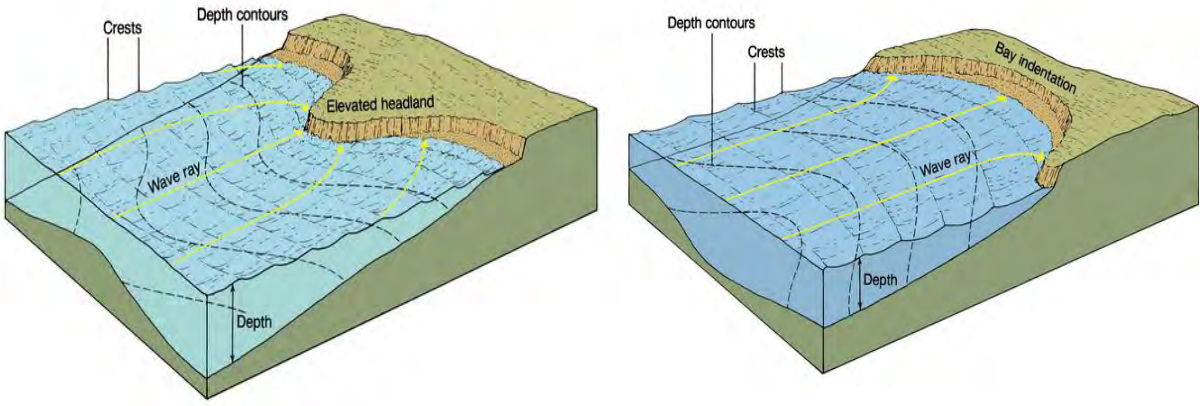
7.6. การเบนของคลื่น (Refraction) การสะท้อนกลับ (Reflection) และการเลี้ยวเบน (Diffraction)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่แหล่งน้ำตื้นก็จะปะทะกับแนวกีดขวางต่างๆ ทำให้มีการเบนของคลื่น การสะท้อนกลับ และการเลี้ยวเบน เกิดขึ้น

7.6.1. การเบนของคลื่น (Refraction)

การเบนของคลื่นเป็นไปตามระดับความลึก เมื่อคลื่นเคลื่อนที่ถึงเขตน้ำตื้น คลื่นก็จะแตกกระจาย ถ้าหากมองด้านหน้าคลื่น (Wave front) จะเห็นว่าคลื่นเคลื่อนที่เกือบขนานกับชายฝั่ง แต่ถ้ามองออกไปไกลๆ จะเห็นคลื่นเคลื่อนที่ทำมุมกับฝั่ง

บริเวณที่มเป็นแหลมยื่นออกไป บางส่วนของหน้าคลื่น ที่เดินทางถึงที่ตื้นก่อนจะเคลื่อนที่ช้าลง ในขณะที่หน้าคลื่นส่วนอื่นซึ่งเคลื่อนที่ในน้ำที่ลึกกว่า ยังคงเคลื่อนที่ได้เร็วกว่า ดังนั้นคลื่นจากด้านอื่นๆ ก็จะเบน (Refract) เข้าหาแหลม พลังงานจากคลื่นจะพุ่งเข้าหาแหลมมากที่สุด และจะมีคลื่นสูงตรงหัวแหลมที่ยื่นออกมา (**ภาพที่ 7.7a**) บริเวณชายทะเลที่เป็นอ่าว คลื่นจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วปกติและช้าลงเล็กน้อยขึ้นอยู่กับความลึกของอ่าว คลื่นในอ่าวจะมีความยาวคลื่นมากกว่าบริเวณที่เป็นแหลมยื่นออกมา แต่ความสูงของคลื่นต่ำกว่า **ดังภาพที่ 7.7b**



(a) (b)

ภาพที่ 7.7. การเบนของคลื่น (Refraction)

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

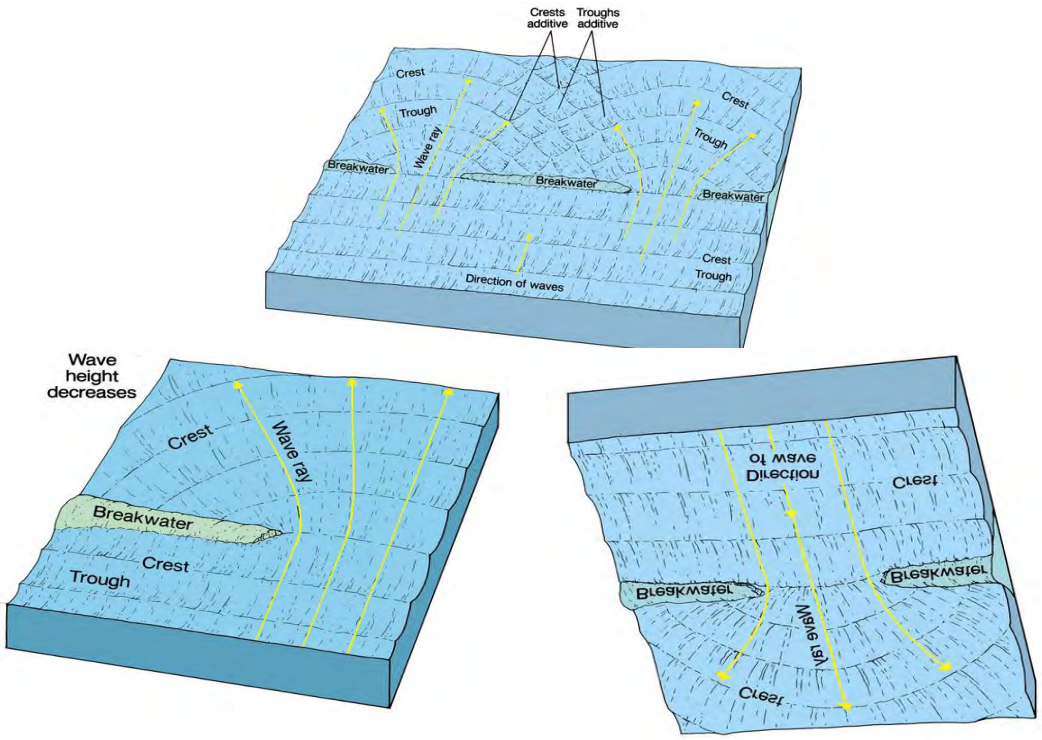
7.6.2. การสะท้อนกลับของคลื่น (Reflection)

การสะท้อนกลับของคลื่นจะเกิดขึ้นเมื่อคลื่นวิ่งเข้าหาฝั่งแล้วปะทะกับพื้นทะเลที่ชันมากจนเกือบตั้งตรง เช่น แนวกำแพงกันคลื่นตามชายฝั่งทะเล หน้าผาชัน เป็นต้น พลังงานของคลื่นจะถูกถ่ายเทให้กับคลื่นที่ตามหลังมา การสะท้อนกลับที่สมบูรณ์ของคลื่นในธรรมชาติคงจะเกิดขึ้นได้ยาก เพราะชายฝั่งที่ตั้งตรงและชันมีน้อย หากคลื่นปะทะแนวกั้นและสะท้อนกลับโดยตรง จะมีผลทำให้ระดับความสูงต่ำของคลื่นที่ปรากฏมีมาก ถ้าหากคลื่นเคลื่อนที่เข้าแนวกั้นที่มีลักษณะโค้งเข้าหา

ทะเล คลื่นและพลังงานที่เกิดขึ้นก็จะสะท้อนและเบนออก เป็นการสูญเสียพลังงาน แต่ถ้าหากแนวกั้นมีลักษณะโค้งเข้าหาแผ่นดิน คลื่นและพลังงานที่เกิดขึ้นจะสะท้อนและเบนเข้า เป็นการรวมพลังงานตรงกลางของแนวกั้น คล้ายกับการสะท้อนของแสงที่ส่องลงบนกระจกโค้ง ดังนั้นการอาศัยหลักการสะท้อนของคลื่นมาใช้ออกแบบการสร้างแนวกั้นคลื่นจะสามารถลดการทำลายโดยพลังงานที่เกิดจากคลื่นได้

7.7.3. การเลี้ยวเบน (Diffraction)

การเลี้ยวเบนของคลื่นจะเกิดขึ้นในบริเวณที่มีการสร้างสิ่งก่อสร้างแล้วเปิดเป็นช่องไว้ เช่น ท่าเรือที่เปิดช่องให้เรือเข้าออก ดังนั้นเมื่อคลื่นผ่านช่องเหล่านี้ ความสูงของยอดคลื่นจะลดลง และแนวคลื่นก็จะเบนออกด้านข้าง ถ้าหากมีช่องเปิดมากกว่าหนึ่งช่อง คลื่นที่ผ่านช่องแต่ละช่องก็จะเบนเข้าปะทะกัน ทำให้เกิดยอดคลื่นและท้องคลื่นในแนวสลับด้านหลังแนวปะทะ หากคลื่นมีการเคลื่อนที่ผ่านช่องเปิดที่มีแนวกำแพงด้านเดียว พลังงานของคลื่นจะเกิดการเลี้ยวเบนเกิดขึ้นในด้านที่คลื่นเข้าปะทะเพียงด้านเดียว **ดังภาพที่ 7.8.**



ภาพที่ 7.8. การเลี้ยวเบน (Diffraction)

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

7.7. การแตกตัวของคลื่น

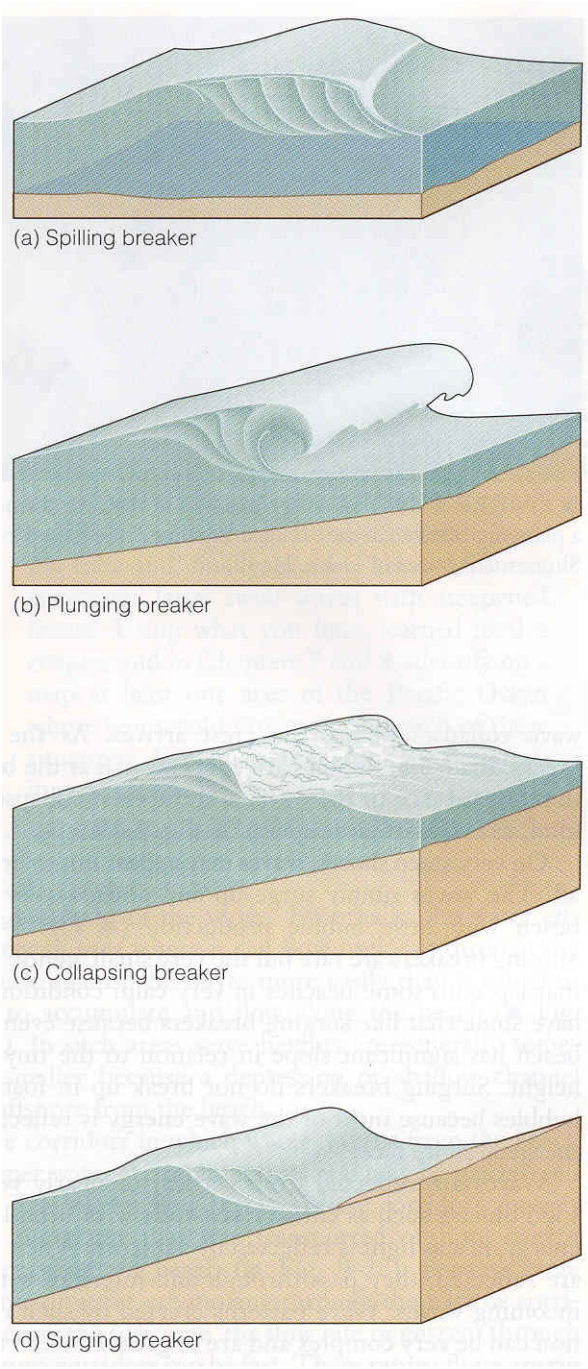
คลื่นเมื่อเคลื่อนที่เข้าสู่ในเขต Surf Zone ก็จะเกิดการเปลี่ยนแปลง เนื่องจากเป็นเขตน้ำตื้นและมีการสัมผัสกับพื้นทะเล Surf zone เป็นเขตที่อยู่ใกล้ฝั่งและเป็นบริเวณที่ความเร็วคลื่นเริ่มช้า ความกว้างของ Surf zone ขึ้นอยู่กับความลึกของน้ำและความยาวคลื่นที่เคลื่อนมาถึง คลื่นที่มีความยาวคลื่นมาก (Long wavelength wave) จะมีเขต Surf zone ขยายกว้างกว่าคลื่นที่มีความยาวคลื่นสั้น (Short wavelength wave) การแตกตัวของคลื่น (Breaker) ในเขต Surf zone มีหลายลักษณะขึ้นอยู่กับรูปร่างของพื้นท้องทะเล ได้แก่

1. Spilling breaker เป็นแบบที่พบเห็นโดยทั่วไป ด้านข้างทั้งสองข้างของคลื่นเว้า ทำให้ยอดคลื่นสูงและมีปลายแหลม เป็นเหตุให้ปลายยอดเสียการทรงตัวได้ง่าย เมื่อลมพัดน้ำจะแตกกระจายมองเห็นขาวเป็นแนวขนานกับฝั่ง ลักษณะยอดคลื่นจะค่อยต่ำลงจนสลายตัวไป มักจะเกิดในบริเวณชายฝั่งที่มีพื้นทะเลมีความลาดชันประมาณ 5 เปอร์เซ็นต์

2. Plunging breaker สังเกตุเห็นได้ชัดเจนกว่าแบบแรก ยอดคลื่นจะโค้งงอไปข้างหน้า ด้านหลังนูนในขณะที่ด้านหน้าเว้าและส่วนที่เว้ามักเป็นหลุมอากาศ เมื่อคลื่นแตก น้ำจะกระจายสู่อากาศพร้อมกับเห็นฟองอากาศขาวชัดเจน มักจะเกินในบริเวณชายฝั่งที่มีพื้นทะเลมีความลาดชันประมาณ 10 เปอร์เซ็นต์

3. Collapsing breaker เกิดขึ้นบนฝั่งที่ชันมากกว่า 10 เปอร์เซ็นต์ แตกต่างจากแบบอื่นๆ ชัดเจน กล่าวคือ ไม่มีการแตกกระจายของน้ำบนยอดคลื่น แต่จะมีการหักสะบั้นตรงกลางหรือส่วนบนของยอดคลื่น คล้ายกับการทรุดตัวของฐานคลื่น

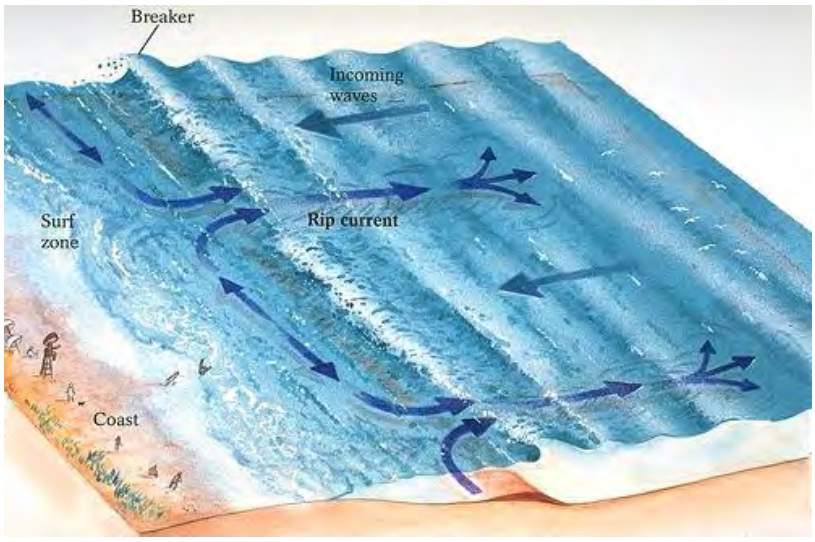
4. Surging breaker ยอดคลื่นอ้วนเตี้ยมีความชันน้อย เกิดจาก Swell ที่มีความยาวคลื่นมากวิ่งเข้าหาฝั่งที่มีความชันน้อยๆ แต่ไม่เรียบหรือมีก้อนหินกระจายอยู่ หรือเกิดขึ้นบนฝั่งที่มีพื้นท้องทะเลมีความลาดชันมากกว่า 20 เปอร์เซ็นต์ คลื่นก็จะชันขึ้น น้ำบนยอดคลื่นจะถูกผลักดันให้ไหลล้าหน้าแทนที่จะกระจายสู่อากาศ



ภาพที่ 7.9. การแตกตัวของคลื่นในรูปแบบต่างๆ
(ที่มา : Garrison, 1999)

7.8. Rip current

เมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าสู่ฝั่ง ส่วนหนึ่งจะไหลไปตามชายฝั่ง เกิดกระแสน้ำริมฝั่ง เรียกว่า Longshore current ในเขต Surf zone ขนาดของกระแสน้ำขึ้นอยู่กับขนาดของคลื่นและมุมที่เคลื่อนที่เข้าหาฝั่ง เมื่อกระแสน้ำริมฝั่งไหลไปได้ระยะหนึ่ง น้ำบางส่วนก็จะไหลลงสู่ทะเลตั้งแต่ผิวน้ำจนถึงพื้นทะเลในรูปของกระแสน้ำที่เรียกว่า Rip current เป็นแนวกระแสน้ำที่แคบแต่ลึกและไหลเร็ว การเกิด Rip current มักจะพบในบริเวณที่กระแสน้ำริมฝั่งเบนเข้าหากัน (Convergence) ดังนั้นในบริเวณชายฝั่งทะเลบางพื้นที่ เช่น อ่าวที่มีลักษณะลึกและแคบ ผู้ที่ลงไปเล่นน้ำอาจถูก Rip current พัดออกสู่ทะเล บริเวณที่เกิด Rip current สามารถสังเกตุได้จากน้ำทะเลที่มีความขุ่น มีเศษซากต่างๆ ปะปนอยู่ในน้ำ เป็นบริเวณ Surf zone ที่มีคลื่นขนาดเล็ก และมีการจมตัวของชายหาด เป็นต้น



ภาพที่ 7.9. แสดงการเกิด Rip current
(ที่มา : http://www.phuket-tourism.com/rip/)

7.9. คลื่นระหว่างชั้นน้ำ (Internal wave)

คลื่นระหว่างชั้นน้ำเกิดขึ้นเนื่องจากความแตกต่างในด้านความหนาแน่นระหว่างชั้นน้ำ คลื่นชนิดนี้สามารถเกิดขึ้นได้โดยอาศัยพลังงานเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ความสูงและความยาวของคลื่นมาก แต่เคลื่อนที่ด้วยความเร็วต่ำ ความสูงคลื่นระหว่างชั้นน้ำจะถูกจำกัดด้วยความหนาของชั้นน้ำที่อยู่

ด้านบนคลื่นระหว่างชั้นน้ำมีลักษณะคล้ายกับคลื่นน้ำตื้น (Shallow-water wave) ความลึกของคลื่นจะมีค่าเท่ากับความหนาของชั้นมวลน้ำที่อยู่ด้านบน หากความหนาของมวลน้ำด้านบนมีน้อย คลื่นระหว่างชั้นน้ำก็จะเคลื่อนสู่ผิวน้ำ เมื่อยอดคลื่นขึ้นสู่ผิวน้ำก็จะเกิดการกระเพื่อมของน้ำในลักษณะเป็นแถบบนผิวน้ำ ส่วนท้องคลื่นก็จะมีลักษณะเป็นแถบมวลน้ำเรียบๆ บนผิวน้ำ ปรากฏการณ์เช่นนี้มักจะเกิดในบริเวณใกล้ฝั่งที่มีน้ำจืดไหลเข้ามาผสมแล้วทำให้เกิดชั้นบางๆ บนผิวน้ำ Generating forces ที่ทำให้เกิดคลื่นระหว่างชั้นน้ำ ได้แก่ การเปลี่ยนแปลงความกดดันของอากาศที่ส่งผลต่อผิวน้ำทะเล แผ่นดินไหว และ น้ำขึ้น-น้ำลง เป็นต้น ความเร็วของคลื่นระหว่างชั้นน้ำ (C) มีความสัมพันธ์ความหนาแน่นของชั้นน้ำด้านบน (d') ความหนาแน่นของน้ำชั้นล่าง (d) ความยาวคลื่น (L) และอัตราเร่งจากแรงโน้มถ่วง (g) ดังสมการ $C^2 = (g / 2\pi) L [(d-d') / (d+d')]$

7.10. คลื่นอยู่กับที่ (Standing wave)

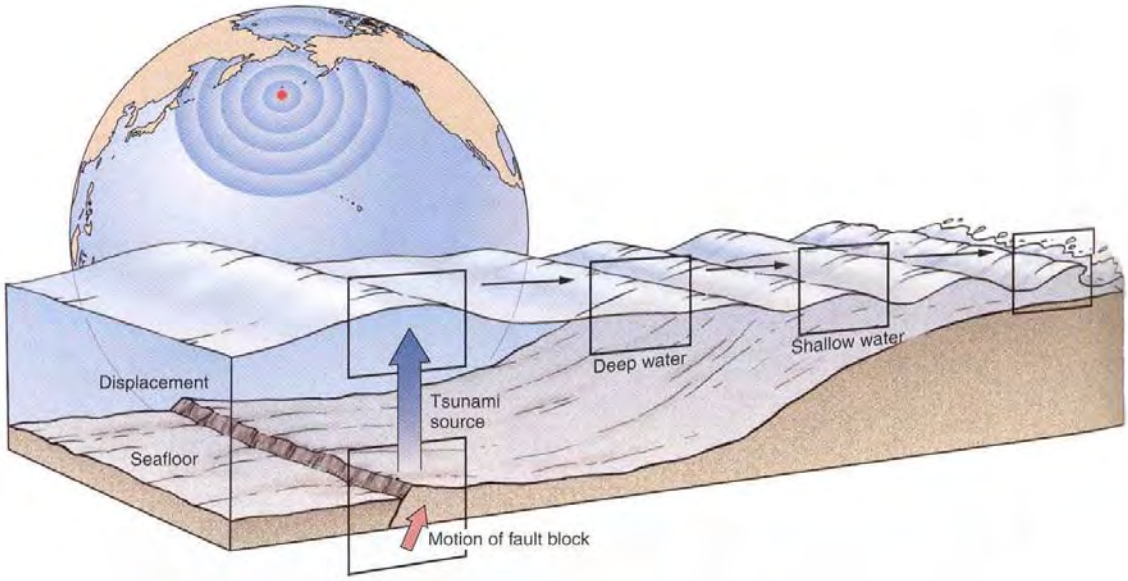
คลื่นที่เกิดขึ้นแล้วไม่ได้มีการแพร่จากพื้นที่หนึ่งไปยังอีกพื้นที่หนึ่ง ไม่มีความเร็ว เรียกว่าคลื่นอยู่กับที่ (Standing waves) เป็นคลื่นที่มียอดคลื่นและท้องคลื่นเกิดขึ้นสลับกันในพื้นที่เดียวกันแต่จุดต่างกัน โดยที่ระดับน้ำไม่มีการเปลี่ยนแปลง พื้นที่ระหว่างยอดคลื่นและท้องคลื่นเกิดขึ้นสลับกันเรียกว่า Antinode ส่วนจุดที่มีการรบกวนโดยคลื่นแต่ระดับน้ำไม่มีการเปลี่ยนแปลง เรียกว่า Node คลื่นอยู่กับที่จะมีการสะท้อนกลับเข้าหาตัวของมันเอง รอบการเกิดคลื่นที่อยู่กับที่จะเพิ่มขึ้นหากความลึกและความยาวของแหล่งน้ำมีค่ามาก ในแหล่งน้ำปิด คลื่นอยู่กับที่ 1 Node จะมีความยาวคลื่นเป็นสองเท่าของความยาวแหล่งน้ำ หากคลื่นมี 2 Nodes จะมีความยาวคลื่นเท่ากับความยาวของแหล่งน้ำ ในแหล่งน้ำเปิด เช่น อ่าว หรือ ทางน้ำเข้า Node จะมีตำแหน่งที่ช่องเปิดของอ่าวหรือทางน้ำเข้าลักษณะเช่นนี้ เพียง ¼ ของความยาวคลื่นจะอยู่ด้านในแหล่งน้ำ โดยที่ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงมากที่ด้านปลายสุดของแหล่งน้ำและระดับน้ำไม่มีการเปลี่ยนแปลงในตำแหน่งช่องเปิดของอ่าว

7.11. คลื่นสึนามิ หรือ คลื่นยักษ์ (Tsunami)

คลื่นสึนามิ (Tsunami) เป็นภาษาญี่ปุ่น โดยคำว่า “สึ” (Tsu) แปลว่า ท่าเรือ หรือที่จอดเรือ ส่วนคำว่า “นามิ” (Nami) แปลว่า คลื่น ดังนั้น สึนามิ ตามความหมายของภาษาญี่ปุ่น หมายถึงคลื่นขนาดใหญ่ที่เกิดขึ้นแล้วพัดม้วนเข้าสู่ท่าเรือ คลื่นสึนามิเกิดจากการเปลี่ยนแปลงทางด้านธรณีวิทยาของพื้นท้องทะเลทำให้เกิดพื้นดินไหวใต้ทะเล หรือเกิดจากภูเขาไฟใต้น้ำระเบิด หลายคนเข้าใจว่า

คลื่นสึนามิเป็นคลื่นที่เกิดจากน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal wave) แต่ความจริงแล้วคลื่นสึนามิไม่ได้เกี่ยวข้องกับน้ำขึ้นน้ำลง (Tide) เนื่องจากสึนามิเกี่ยวข้องกับการเกิดแผ่นดินไหว ทำให้บางครั้งมีการเรียกคลื่นสึนามิ หรือ คลื่นยักษ์ว่า คลื่นแผ่นดินไหวในทะเล (Seismic sea wave)

สึนามิ (Tsunami) ส่วนใหญ่เกิดจากการเคลื่อนตัวของเปลือกโลก (Fault movement) ใต้ทะเลแล้วทำให้เกิดแผ่นดินไหว การยุบตัวในแนวดิ่งของรอยแยกที่เกิดขึ้นบนพื้นทะเลทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำอย่างกระทันหัน ทำให้เกิดคลื่นขนาดใหญ่ขึ้น **(ภาพที่ 7.10)** นอกจากนี้ยังสามารถเกิดจากภูเขาไฟใต้น้ำระเบิด หรือการตกลงมหาสมุทรของลูกอุกาบาทขนาดใหญ่ แต่มีโอกาสเกิดขึ้นน้อย ความยาวคลื่น (Wavelength) ของสึนามิ มีความยาวมากกว่า 200 กิโลเมตร (125 ไมล์) เป็นคลื่นประเภทคลื่นน้ำตื้น (Shallow water wave) มีความเร็วในการเคลื่อนที่มากกว่า 700 กิโลเมตร (435 ไมล์) ต่อชั่วโมง ในมหาสมุทร สึนามิมีความสูงเพียง 0.5 เมตร (1.6 ฟุต) เท่านั้นแต่การเคลื่อนที่ที่มีความเร็วสูงทำให้คนที่นั่งเรืออยู่กลางทะเลจะไม่มีความรู้สึกว่าเกิดคลื่นขึ้น แต่เมื่อมีการเคลื่อนตัวเข้าแหล่งน้ำตื้น ความเร็วก็จะช้าลงแต่เพิ่มขนาดของคลื่นใหญ่ขึ้นโดยมีความสูงกว่า 40 เมตร ก่อนที่จะซัดเข้าสู่ชายฝั่ง



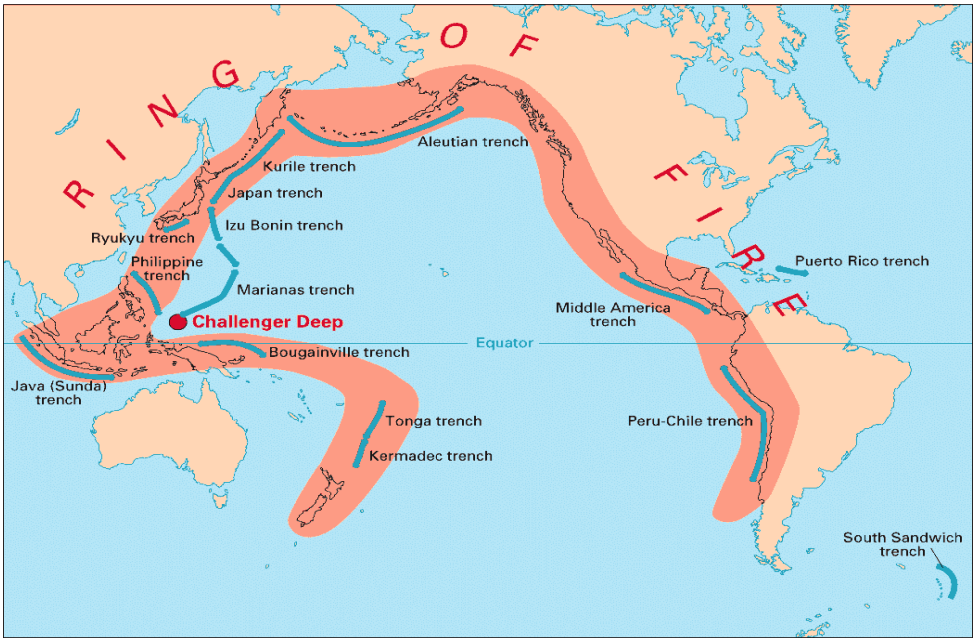
ภาพที่ 7.10. กลไกการเกิดสึนามิ

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

เนื่องจากคลื่นสึนามิจะมีท้องคลื่น (Trough) เคลื่อนมาถึงชายฝั่ง ลักษณะเช่นนี้จะทำให้ระดับน้ำในบริเวณชายฝั่งมีระดับลดลงอย่างรวดเร็วและมีระดับที่ต่ำกว่าน้ำลงต่ำสุด (Low tide) ของในช่วงปกติ รูปแบบของคลื่นสึนามิจะซัดเข้าสู่ชายฝั่งเป็นระลอกหรือเป็นชุดๆ โดยจะมีการซัดเข้าสู่ชายฝั่ง (Surges) สลับกับการถอยกลับ (Withdrawals) ลงสู่ทะเล โดยคลื่นลูกแรกที่ซัดเข้าสู่ชายฝั่งจะไม่ใช่คลื่นที่มีขนาดโตที่สุด คลื่นลูกที่มีขนาดโตที่สุดจะเป็นคลื่นลูกที่ 4 ถึง 7 กระแสน้ำจากทะเลที่พัดโดยคลื่นสึนามิจะหอบเอาตะกอนพื้นทะเลขึ้นมาด้วย ทั้งนี้เกิดจากการที่ท้องคลื่นของสึนามิเคลื่อนมาถึงชายฝั่งนั้นเอง ดังนั้นกระแสน้ำที่พัดเข้าสู่ชายฝั่งจะมีสีคล้ำของตะกอนพื้นทะเล ความแรงของคลื่นในช่วงที่ซัดเข้าสู่ชายฝั่งสามารถทำลายทุกสิ่งบนชายฝั่ง จากนั้นก็จะมีการหอบกลับลงสู่ทะเลในช่วงที่กระแสน้ำมีการถอยกลับ

ในแต่ละปีมีคลื่นสึนามิเกิดขึ้นจำนวนมากแต่มีขนาดเล็ก จากข้อมูลที่มีการบันทึกพบคลื่นสึนามิขนาดใหญ่ทั่วโลกเฉลี่ย 57 ครั้งเกิดขึ้นในช่วงทุกๆ 10 ปี คลื่นสึนามิที่มีขนาดใหญ่และทำความเสียหายรุนแรงจะเกิดขึ้นทุก 15-20 ปี กว่า 86 เปอร์เซ็นต์ ของคลื่นสึนามิที่เกิดขึ้นพบในมหาสมุทร

แปรซิฟิกเนื่องจากการเกิดแผ่นดินไหวใต้ทะเลตรงแนวรอยต่อของเพลท (Plate boundaries)ในมหาสมุทร นอกจากนี้ยังเกิดจากภูเขาไฟใต้ทะเลระเบิด เนื่องจากในแนวรอยแยกกลางมหาสมุทรแปซิฟิกมีแนวภูเขาไฟใต้น้ำจำนวนมาก จนบางครั้งเรียกพื้นที่นี้ว่า “Ring of Fire” ตามขอบแนวรอยแยกนี้มักจะเกิดแผ่นดินไหวบ่อยครั้งที่ทำให้เกิดคลื่นสึนามิ



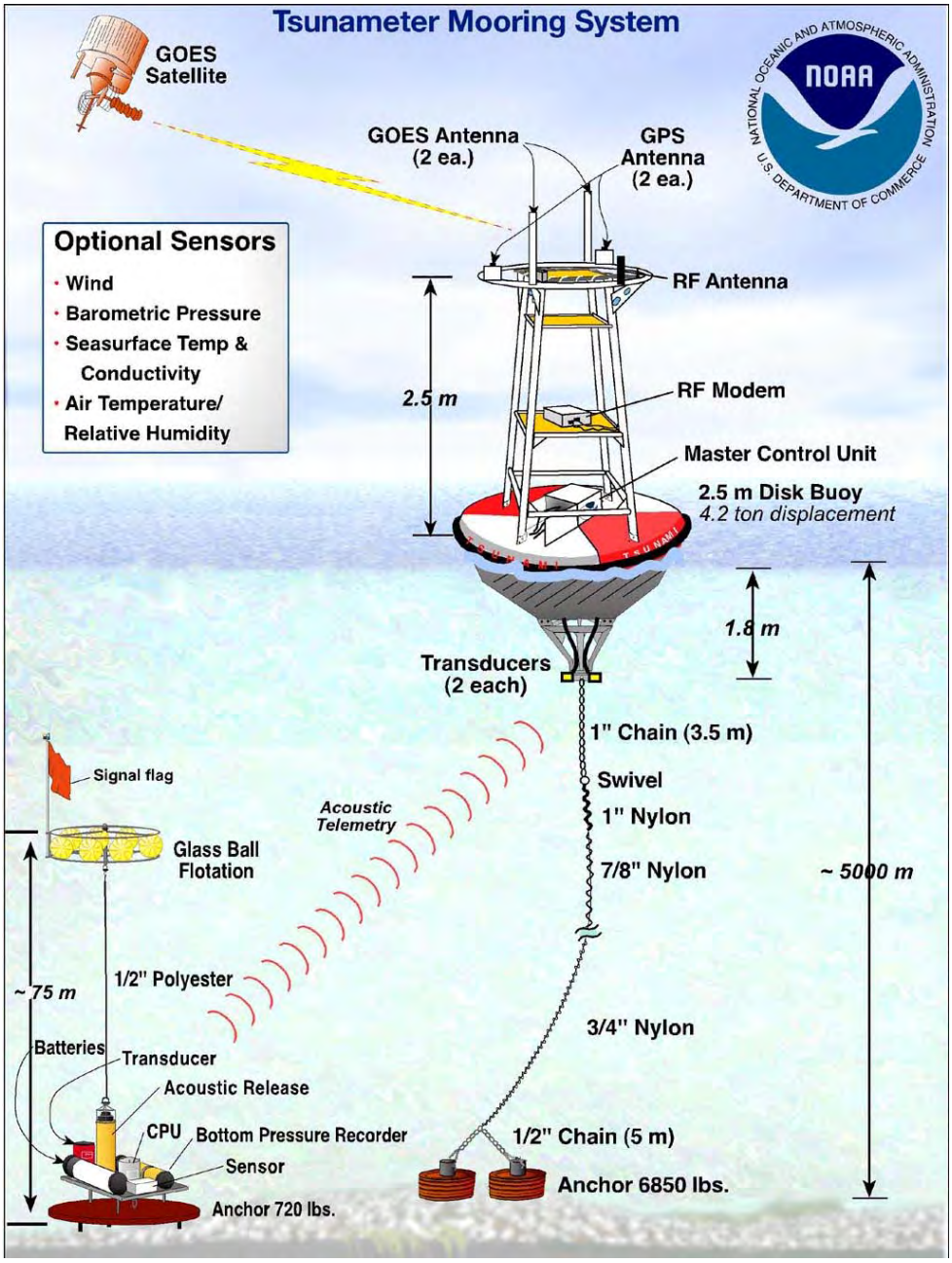
ภาพที่ 7.11. แนวรอยแยกกลางมหาสมุทรแปซิฟิก ที่เรียกว่า Ring of Fire
(ที่มา : http://www.crystalinks.com/rof.html)

คลื่นสึนามิที่ทำให้เกิดความเสียหายรุนแรงในอดีต ได้แก่ การระเบิดของภูเขาไฟตราคาตัว (Krakatau) ในประเทศอินโดนีเซีย เมื่อวันที่ 27 สิงหาคม ค.ศ. 1883 พลังงานจากแรงระเบิดก่อให้เกิดคลื่นสึนามิสูงถึง 35 เมตร (116 ฟุต) มีคนตายกว่า 36,000 คน แรงสั่นสะเทือนจากการระเบิดสามารถวัดได้จนถึงประเทศอังกฤษและสหรัฐอเมริกา การเกิดแผ่นดินไหวที่เกาะ Unimak ในรัฐอลาสก้าของสหรัฐอเมริกา เมื่อวันที่ 1 เมษายน ค.ศ. 1946 ก่อให้เกิดคลื่นสึนามิถล่มหมู่เกาะฮาวาย ด้วยความสูงประมาณ 17 เมตร มีคนตาย 159 คน การเกิดแผ่นดินไหวกลางมหาสมุทรแปซิฟิก ก่อให้เกิดคลื่นสึนามิสูงกว่า 15 เมตร ซัดเข้าหมู่เกาะปาปัวนิวกินี เมื่อเดือนกรกฎาคม ค.ศ. 1998 มีคนตายกว่า 2,200 คน และล่าสุดการเกิดแผ่นไหวบริเวณหมู่เกาะนิโคบา ทางตอนเหนือของเกาะสุมาตราของประเทศ

อินโดนีเซีย เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม ค.ศ. 2004 แรงสั่นสะเทือนก่อให้เกิดคลื่นสึนามิซัดเข้าถล่มชายฝั่งของประเทศในแถบเอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มีคนตายรวมกันกว่า 150,000 คน และสูญหายอีกหลายหมื่นคน ก่อให้เกิดความสูญเสียทางเศรษฐกิจอย่างมหาศาล

7.13. ระบบเตือนภัยคลื่นสึนามิ (Tsunami Warning System)

ภายหลังการเกิดคลื่นสึนามิซัดถล่มหมู่เกาะฮาวาย เมื่อปี ค.ศ. 1946 ศูนย์ระบบเตือนภัยคลื่นสึนามิจึงได้มีการจัดตั้งขึ้น หรือที่เรียกว่า Pacific Tsunami Warning Center (PTWC) ภายใต้ความร่วมมือของ 25 ประเทศที่ตั้งอยู่ในแนวชายฝั่งของมหาสมุทรแปรซิฟิก มีสำนักงานอยู่ที่หาดอีวา (Ewa beach) รัฐฮาวาย ของสหรัฐอเมริกา เนื่องจากคลื่นสึนามิในทะเลเปิดมีความสูงเพียงเล็กน้อย ยากในการตรวจจับ ดังนั้นในระบบเตือนภัยจะใช้คลื่นแผ่นดินไหว (Seismic wave) ซึ่งจะมีความเร็วมากกว่าคลื่นสึนามิประมาณ 15 เท่า เมื่อเกิดคลื่นแผ่นดินไหวก็จะมีการเตือนภัยเกิดขึ้น แม้ว่าการคลื่นแผ่นดินไหวที่ตรวจจับได้อาจจะไม่ก่อให้เกิดคลื่นสึนามิก็ตาม ถือเป็นการเตือนภัยล่วงหน้าเพื่อลดการสูญเสียที่อาจจะเกิดขึ้น ระบบเตือนภัยคลื่นสึนามิในมหาสมุทรแปรซิฟิกจะเชื่อมต่อกับสถานีวัดการขึ้นลงของน้ำกว่า 50 สถานีทั่วมหาสมุทร ข้อมูลที่บันทึกได้จากสถานีที่อยู่ใกล้การเกิดแผ่นไหวมากที่สุดจะใช้จะเป็นข้อมูลสำหรับระบบการเตือนภัย โดยทั่วไป การเกิดแผ่นดินไหวในระดับต่ำกว่า 6.5 ตามมาตราริกเตอร์ มักจะไม่ทำให้เกิดคลื่นสึนามิ เนื่องจากการสั่นสะเทือนของพื้นดินเกิดในระยะเวลาอันสั้น นอกจากนี้การเคลื่อนตัวของเปลือกโลกในแนวที่สวนทางกัน (Transfrom faults) แม้จะทำให้เกิดแผ่นดินไหวแต่ก็ไม่มีพลังงานมากพอที่จะทำให้เกิดคลื่นสึนามิ กรณีที่มีการตรวจพบคลื่นสึนามิ ระบบเตือนภัยก็จะส่งสัญญานไปยังบริเวณชายฝั่งที่อาจจะมีผลกระทบก่อนที่คลื่นจะมาถึง เพื่อให้ประชาชนได้มีการเคลื่อนย้ายไปอยู่ในที่สูง ระบบเตือนภัยอาจมีเวลาไม่พอหากเกิดแผ่นดินไหวและคลื่นสึนามิขึ้นในบริเวณใกล้ฝั่ง ช่วงที่มีการเตือนภัยว่าจะเกิดคลื่นสึนามิควรนำเรือออกไปอยู่ให้ห่างจากฝั่งเนื่องจากบริเวณที่อยู่ห่างจากฝั่งคลื่นจะมีความยาวคลื่นมากแต่มีความสูงน้อย ในประเทศญี่ปุ่นนอกจากจะมีระบบเตือนภัยแล้ว ยังมีการสร้างแนวกันคลื่น (Shoreline barrier) เพื่อป้องกันคลื่นสึนามิโดยเฉพาะ



ภาพที่ 7.12. ระบบเตือนภัยคลื่นสึนามิ (Tsunami Warning System)

(ที่มา : http://www.nectec.or.th/users/htk/20041226-quake/20050116-US-Tsunami-Warning-System.html)

บทที่ 8
น้ำขึ้น-น้ำลง

น้ำขึ้น-น้ำลง (Tides) เป็นปรากฏการณ์ที่ระดับน้ำในมหาสมุทรทั่วโลกมีการลดและเพิ่มระดับ นับเป็นปรากฏการณ์ตามธรรมชาติที่มีความสำคัญต่อระบบนิเวศชายฝั่งทะเล ในอดีดการเกิดน้ำขึ้นน้ำลงเป็นเพียงความเชื่อที่ไม่สามารถอธิบายได้ว่าเกิดจากอะไร จนกระทั้ง Sir Isaac Newton เป็นนักวิทยาศาสตร์คนแรกที่นำความรู้ทางวิทยาศาสตร์มาอธิบายปรากฏการณ์การเกิดน้ำขึ้น-น้ำลง ในหนังสือชื่อ Principia Mathematica of 1687 โดยเขาแสดงให้เห็นว่า น้ำขึ้น-น้ำลง เกิดจากแรงดึงดูดระหว่างโลกกับดวงดาวอื่นๆ โดยเฉพาะแรงดึงดูดที่เกิดขึ้นระหว่างดวงอาทิตย์ โลก และดวงจันทร์ ตามกฎว่าด้วยแรงดึงดูด(Law of Gravitational Attraction) การศึกษาเรื่องน้ำขึ้น-น้ำลง เป็นเรื่องที่มีความซับซ้อน ความจริงแล้วน้ำขึ้นน้ำลงจัดเป็นคลื่นน้ำตื้น (Shallow water wave) ที่มีความยาวมาก มีความยาวคลื่นนับพันกิโลเมตรและมีความสูงมากกว่า 15 เมตร

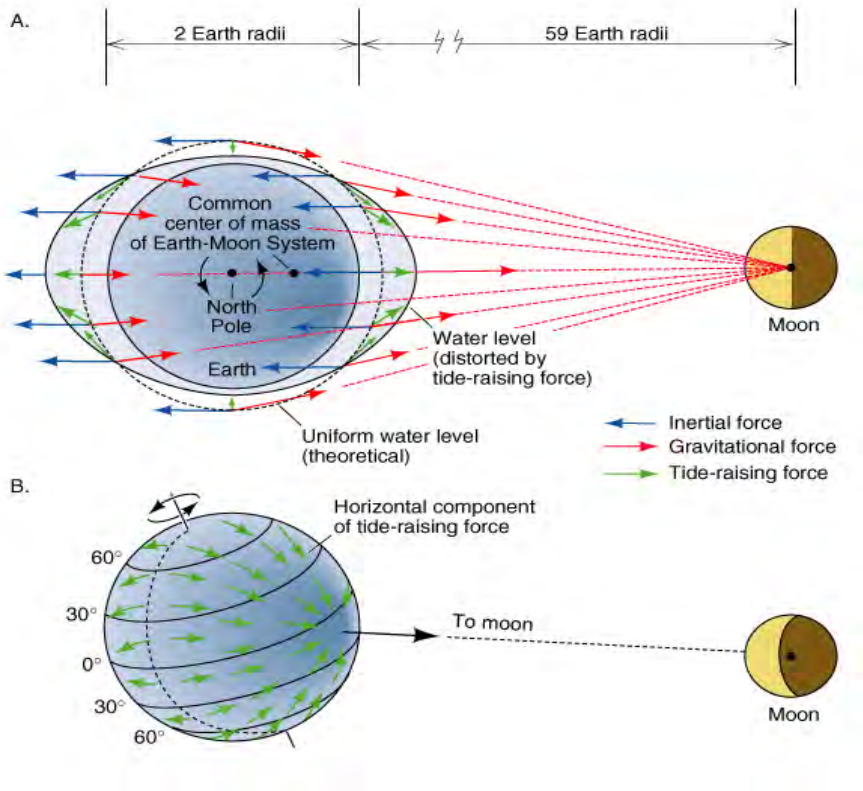
8.1. แรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้น-น้ำลง (Tide-Generating forces)

ดวงจันทร์ เป็นตัวการสำคัญที่ทำให้เกิดน้ำขึ้น-น้ำลง เนื่องจากโลกและดวงจันทร์มีการเคลื่อนที่อยู่ในอวกาศ และมีการโคจรรอบๆ มวลที่เป็นจุดศูนย์กลาง (Center of mass) โดยมวลที่เป็นจุดศูนย์กลางในระบบโลกและดวงจันทร์ จะอยู่ที่ประมาณ 4,640 กิโลเมตร (2,880 ไมล์) จากจุดศูนย์กลางของโลก ในแนวเส้นศูนย์กลางที่เชื่อมระหว่างศูนย์กลางของโลกและดวงจันทร์ มีแรง 2 แรงที่กระทำต่อโลกและดวงจันทร์ในระยะทางที่คงที่จากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่ง แรงอันแรกคือแรงเหวี่ยง (Centrifugal force ; F_C) อันเป็นผลมาจากการหมุนรอบมวลที่เป็นจุดศูนย์กลาง เพื่อผลักให้แยกออกจากกัน อีกแรงหนึ่งก็คือแรงดึงดูด (Gravitational force of attraction ;F_G) ระหว่างโลกและดวงจันทร์ที่กระทำต่อต้านกับแรงเหวี่ยง เพื่อรักษาระยะทางให้คงที่

แรงเหวี่ยง (Centrifugal force) เป็นแรงที่ปรากฏ (Apparent force) จะเกิดขึ้นเมื่อวัตถุมีการเคลื่อนที่หมุนไปในกรอบวงกลม แรงเหวี่ยงจะกระทำต่อทุกอนุภาคบนโลกและ มีการเปลี่ยนแปลงไปตามสถานที่ กล่าวคือ แรงเหวี่ยงจะมีค่ามากที่สุดบนพื้นโลกที่อยู่ใกล้กับดวงจันทร์ และมีค่าน้อยที่สุดบนพื้นโลกที่อยู่ด้านตรงกันข้าม ทั้งสองแรงจะมีจุดสมดุลย์อยู่ที่ศูนย์กลางของโลก แต่ในบางพื้นที่อาจมีความแตกต่างกันบ้างแต่ก็มีน้อย

แรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง หรือที่เรียกว่า Tide generating force หรือ Tide raising force (F_T) เกิดขึ้นเนื่องจากสัดส่วนความแตกต่างระหว่างแรงดึงดูด (Gravitational force) และแรงเหวี่ยง (Centrifugal force) ที่กระทำต่อวัตถุ หรือ $F_T = F_G - F_C$ บนพื้นโลกที่อยู่ใกล้กับดวงจันท์ แรงดึงดูด (F_G) มีค่ามากกว่าแรงเหวี่ยง (F_C) ผลจากการที่แรงดึงดูดของดวงจันทร์ที่มีมากกว่า ทำให้มวลของน้ำสูงขึ้น หรืออาจเรียกว่าเป็นยอดคลื่นของกระแสน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal crest) ขณะเดียวกัน บนพื้นโลกที่อยู่ฝั่งตรงกันข้ามกับดวงจันทร์ แรงเหวี่ยง (F_C) จะมีค่ามากกว่าแรงดึงดูด(F_G) ผลของแรงเหวี่ยงทำให้มวลของน้ำสูงขึ้น เช่นกัน

ในพื้นที่ในแนวครึ่งทางระหว่างมวลน้ำที่สูงขึ้น (Tidal crest) ที่ได้รับอิทธิพลน้อยทั้งแรงเหวี่ยงและ แรงดึงดูดจะทำให้เกิดมวลน้ำลง หรืออาจเรียกว่าเป็นส่วนท้องคลื่นของกระแสน้ำขึ้น-น้ำลง (Tidal trough)



ภาพที่ 8.1. แรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง

ที่มา : http://web.uvic.ca/~rdewey/eos110/webimages.html

8.2. อิทธิพลของดวงจันทร์ต่อการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง

เป็นเรื่องง่ายในการเข้าใจถึงการเกิดน้ำขึ้น-น้ำลงบนโลก หากมีการพิจารณาถึงรูปแบบของโลกที่กลมและมหาสมุทรที่มีความเสม่ำเสมอกัน หากเป็นเช่นนี้ บนโลกจะมีเนินน้ำขึ้น (Tidal bulges) อยู่ 2 พื้นที่ด้วยกัน คือ ด้านที่อยู่ใกล้กับดวงจันทร์ กับด้านที่อยู่ห่างจากดวงจันทร์ เนินน้ำขึ้นทั้ง 2 พื้นที่นี้เรียกว่า Lunar bulges กล่าวคือเป็นเนินน้ำขึ้นที่ได้รับอิทธิพลมาจากดวงจันทร์ (**ภาพที่ 8.2**) ในส่วนของมหาสมุทรหากมีความลึกที่เท่ากัน ไม่มีแรงเสียดทานระหว่างน้ำทะเลกับพื้นท้องทะเล ซึ่ง Newton ได้ใช้หลักการอย่างง่ายอันนี้ในการอธิบายการเกิดน้ำขึ้น-น้ำลงบนโลกเป็นครั้งแรก

ภาพที่ 8.2. อิทธิพลของดวงจันทร์ต่อการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง
(ที่มา : http://astronomy.nju.edu.cn/astron/AT3/AT30706.HTM)

หากดวงจันทร์ตั้งคงที่อยู่ในแนวศูนย์สูตร เนินน้ำขึ้นสูงสุดก็จะอยู่ในแนวศูนย์สูตร ดังนั้นหากเรายืนอยู่ในแนวศูนย์สูตรก็จะพบน้ำขึ้นสูงสุด 2 ครั้งต่อวัน มีระยะเวลาห่างกัน 12 ชั่วโมง หากเราเคลื่อนที่ไปอยู่ทางด้านบนหรือด้านล่างของเส้นศูนย์สูตร ก็จะพบว่าน้ำขึ้นสูงสุดมีช่วงระยะเวลาห่างที่เท่ากัน แต่ความสูงของน้ำจะน้อยกว่าในแนวศูนย์สูตร เนื่องจุดที่ยืนอยู่ต่ำกว่าจุดที่เป็นเนินน้ำขึ้นสูงสุด (Maximum bulge)

ความเป็นจริงแล้ว ทุกพื้นที่บนโลกจะมีช่วงน้ำขึ้นสูงสุด (High tide) ห่างกันทุกๆ 12 ชั่วโมง 25 นาที เนื่องจากการขึ้นลงของน้ำเกิดจากอิทธิพลของ Lunar day มิใช่ Solar day โดย Lunar day จะวัดจากเวลาที่ดวงจันทร์อยู่บนเส้นเมอริเดียน (Meridian) ซึ่งอยู่ตรงศรีษะ ดวงจันทร์จะหมุนกลับมาบนเส้นเมอริเดียน ตรงศรีษะอีกครั้งใช้ระยะเวลา 24 ชั่วโมง 50 นาที สำหรับ Solar day นั้นจะวัดจากเวลาที่ดวงอาทิตย์อยู่บนเส้นเมอริเดียน แล้ว หมุนกลับมาอยู่บนเส้นเมอริเดียนอีกครั้งใช้ระยะเวลา 24 ชั่วโมง ทำไม Lunar day มีระยะเวลานานกว่า Solar day ถึง 50 นาที ทั้งนี้เนื่องจากในช่วงที่โลกหมุนรอบตัวเอง 1 รอบใช้ระยะเวลา 24 ชั่วโมง ดวงจันทร์ก็มีการเคลื่อนที่อย่างต่อเนื่องเลยไปทางตะวันออก 12.2 องศาจากวงโคจรที่อยู่รอบโลก ดังนั้นโลกต้องใช้ระยะเวลาหมุนเพิ่มขึ้นอีก 50 นาที ความแตกต่างระหว่าง Lunar day และ Solar day สามารถเห็นได้จากปรากฏการธรรมชาติที่เกี่ยวข้องกันน้ำขึ้น-น้ำลง เช่น เวลาน้ำขึ้นสูงสุดในแต่ละวันจะเลื่อนไปทุกๆ 50 นาที เช่นเดียวกับดวงจันทร์ที่ขึ้นในช่วงกลางคืนจะเลื่อนไปทุกๆ 50 นาที เช่นกัน

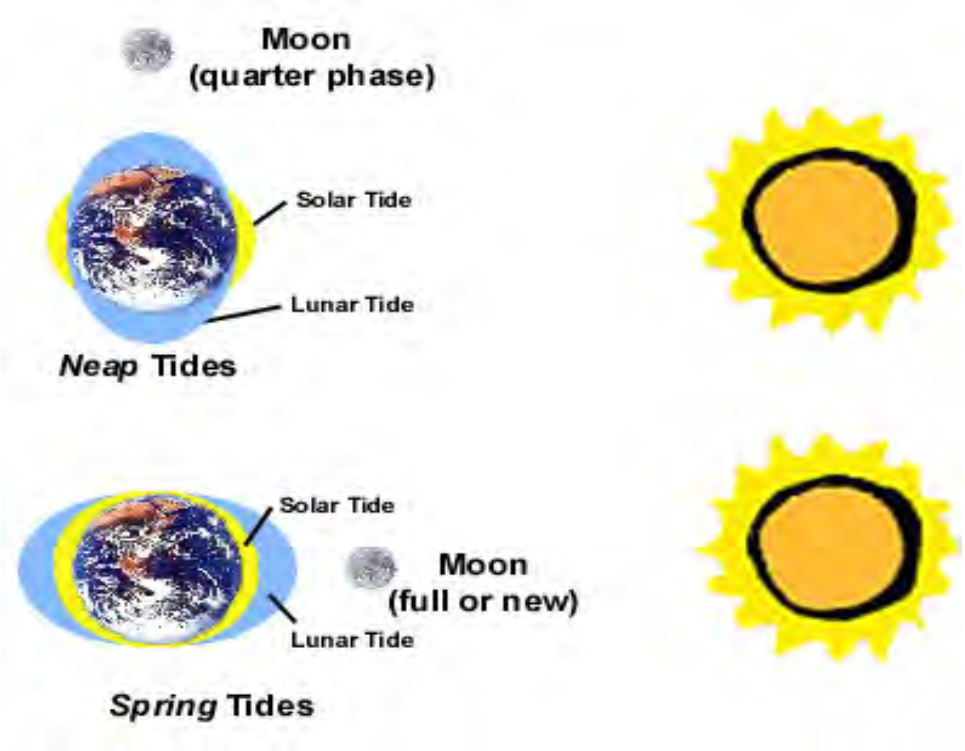
8.3. อิทธิพลของดวงอาทิตย์ต่อการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง

ดวงอาทิตย์มีอิทธิพลต่อการเกิดน้ำขึ้น-น้ำลงเช่นเดียวกับดวงจันทร์ โดยทำให้เกิดเนินน้ำขึ้น (Tidal bulges) อยู่ 2 พื้นที่เช่นกัน คือ ด้านที่อยู่ใกล้กับดวงอาทิตย์ กับด้านที่อยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ เนินน้ำขึ้นทั้ง 2 พื้นที่นี้เรียกว่า Solar bulges แม้ว่าดวงอาทิตย์จะมีมวลที่มีขนาดใหญ่กว่าดวงจันทร์ แต่เนื่องจากดวงอาทิตย์มีระยะทางอยู่ห่างจากโลกมากทำให้อิทธิพลของการเกิดน้ำขึ้น-น้ำลงที่มาจากดวงอาทิตย์ (Sun's tide generating force) มีเพียง 46 เปอร์เซ็นต์ของดวงจันทร์เท่านั้น ดังนั้น ดวงจันทร์จึงมีอิทธิพลต่อน้ำขึ้น-น้ำลงมากกว่าดวงอาทิตย์

8.4. การหมุนรอบตัวเองของโลก และการโคจรรอบโลกของดวงจันทร์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำขึ้น-น้ำลง

การหมุนรอบตัวเองของโลก (Earth's rotation) ทำให้เกิดเนินน้ำขึ้น (Tidal bulges) ผันแปรไปตามสถานที่บนโลกขึ้นอยู่กับตำแหน่งของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ ทำให้เกิดน้ำขึ้น (Flood tide or High tide) และน้ำลง (Ebb tide or Low tide) เกิดขึ้นสลับกันไปในรอบวัน เนื่องจากดวงจันทร์โคจรรอบโลกจึงทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของน้ำขึ้น-น้ำลงในรอบเดือนที่มีอิทธิพลมาจากดวงจันทร์ เรียกว่า Monthly tidal cycle หรือ Lunar cycle ซึ่งใช้ระยะเวลา 29 วันครึ่ง ถ้าลากเส้นเชื่อมศูนย์ของ

โลก-ดวงจันทร์ และโลก-ดวงอาทิตย์ เป็นเส้นเดียวกรณีข้างขึ้น 15 ค่ำ (Full moon) และข้างแรม 15 ค่ำ (New moon) จากผลบวกของแรงดึง (Attraction force) ทั้งจากดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ จะเกิดเนินน้ำขึ้น (Bulge) สูงสุด มีพิสัยระดับการขึ้นสูงสุดและลงต่ำสุดมีค่าสูงและขึ้นลงเร็ว เรียกว่า น้ำเกิด (Spring tide) ถ้าเชื่อมศูนย์กลางทั้งสองตั้งฉากกัน กรณีข้างขึ้น 8 ค่ำ และข้างแรม 8 ค่ำ (Quarter moon) แรงดึงทั้งสองจะแย่งน้ำกัน ทำให้พิสัยของระดับการขึ้นสูงสุดกับลงต่ำสุดมีน้อยและมีการขึ้นลงช้า เรียกว่า น้ำตาย (Neap tide) การเกิดน้ำเกิดและน้ำตายจะเกิดขึ้นสลับกันทุกๆ สัปดาห์ (**ภาพที่ 8.3**)



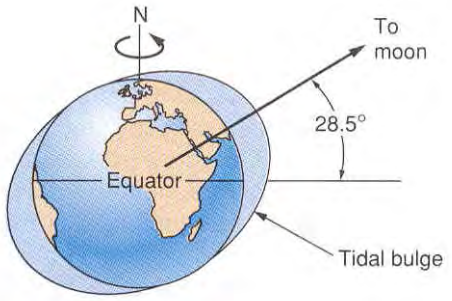
ภาพที่ 8.3. การหมุนรอบตัวเองของโลก และการโคจรรอบโลกของดวงจันทร์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำขึ้น-น้ำลง

(ที่มา : http://www.oc.nps.navy.mil/nom/day1/partc.html)

8.5. ปัจจัยอย่างอื่นที่มีอิทธิพลต่อการขึ้นลงของน้ำ

8.5.1. ระนาบการทำมุมของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ (Declination of the moon and sun)

ความเป็นจริงในขณะที่ดวงจันทร์โคจรรอบโลก ดวงจันทร์มิได้ถูกตรึงให้อยู่บนระนาบใดระนาบหนึ่ง แต่ดวงจันทร์เปลี่ยนระนาบอยู่ระหว่าง 28.5 องศาเหนือ และ 28.5 องศาใต้ของเส้นศูนย์สูตรทุกๆ เดือน และใช้ระยะเวลาถึง 18.6 ปีสำหรับการครบรอบ เมื่อเป็นเช่นนี้ ทิศทางและแรงดึงก็ต้องเปลี่ยนตาม ดังนั้นตำแหน่งน้ำขึ้น-น้ำลงก็ต้องเปลี่ยนไปด้วย ขณะเดียวกันตำแหน่งของดวงอาทิตย์ก็เปลี่ยนไปเช่นกัน โดยจะเปลี่ยนแปลงอยู่ระหว่าง 23.5 องศาเหนือและใต้ ใช้เวลา 1 ปีสำหรับรอบการเปลี่ยนแปลง การเปลี่ยนแปลงระนาบการทำมุมของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์กับแนวศูนย์สูตรของโลก เรียกว่า Declination เนื่องจากดวงจันทร์มีอิทธิพลต่อการเกิดน้ำขึ้นน้ำลงมากกว่าดวงอาทิตย์ ดังนั้นเนินน้ำขึ้นสูงสุดจะอยู่ในแนว 28.5 องศาเหนือ และ 28.5 องศาใต้ของเส้นศูนย์สูตร **(ภาพที่ 8.4)**



ภาพที่ 8.4. ระนาบการทำมุมของโลกและดวงจันทร์

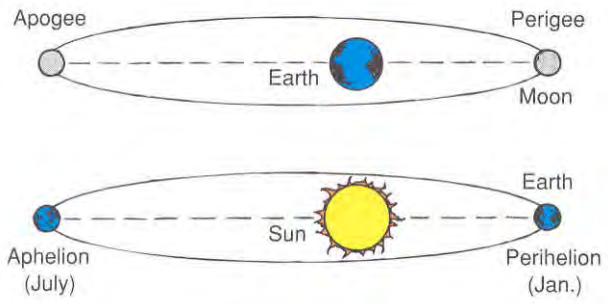
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

8.5.2. โลกและดวงจันทร์มีวงโคจรเป็นวงรี (Elliptical orbits)

โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นรูปวงรี **(ภาพที่ 8.5)** ในช่วงที่ซีกโลกเหนือเป็นฤดูร้อน โลกจะอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ 148.5 ล้านกิโลเมตร แต่ในช่วงฤดูหนาวโลกจะอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ 152.2 ล้านกิโลเมตร ระยะทางระหว่างโลกและดวงอาทิตย์จะมีความผันแปรในรอบปีประมาณ 2.5 เปอร์เซ็นต์ ดังนั้นระดับการขึ้นลงของน้ำจะมีมากที่สุดในจุดที่โลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด เรียกว่า

Perihelion ซึ่งจะอยู่ในช่วงเดือนมกราคมของทุกปี และระดับการขึ้นลงของน้ำจะมีต่ำสุดในจุดที่โลกอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์มากที่สุด เรียกว่า Aphelion จะพบในช่วงเดือนกรกฎาคมของทุกปี

ขณะเดียวกันดวงจันทร์หมุนรอบโลกในลักษณะเป็นรูปวงรีเช่นเดียวกัน กล่าวคือ ระยะทางระหว่างดวงจันทร์กับโลกจะผันแปรไปประมาณ 8 เปอร์เซ็นต์ในช่วงที่โคจรรอบโลก ดังนั้นระดับการขึ้นลงของน้ำจะมีมากที่สุดในจุดที่ดวงจันทร์อยู่ใกล้โลกมากที่สุด เรียกว่า Perigee และระดับการขึ้นลงของน้ำจะมีต่ำสุดในจุดที่ดวงจันทร์อยู่ห่างจากโลกมากที่สุด เรียกว่า Apogee (**ภาพที่ 8.5**) การโคจรของดวงจันทร์จากจุด Perigee ไปยังจุด Apogee และกลับมายัง Perigee อีกครั้ง หรือเท่ากับหนึ่งรอบ จะใช้ระยะเวลาเท่า 27 วันครึ่ง ในช่วงที่การขึ้นลงของน้ำเป็นช่วงน้ำเกิด (Spring tide) มาอยู่ในตำแหน่งตรงกับ Perigee พอดี เรียกว่า Proxigean ในช่วงนี้จะมีการขึ้นลงของน้ำสูงมาก อาจทำให้เกิดน้ำท่วมในที่ลุ่มชายฝั่งทะเลได้



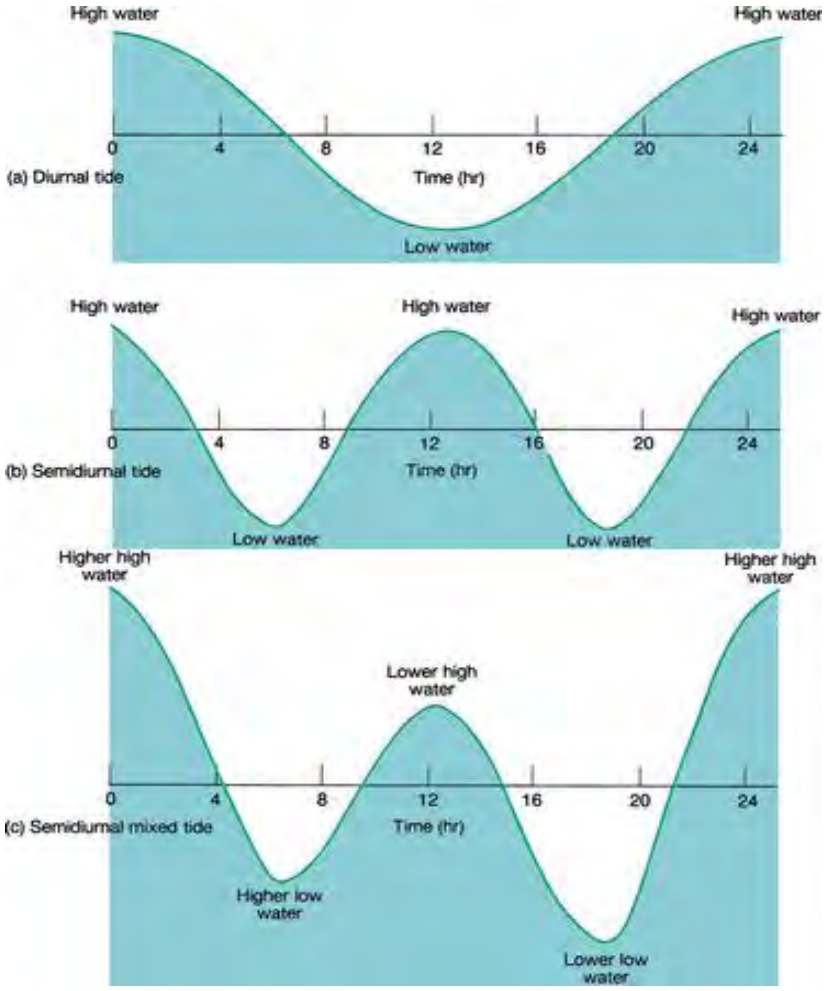
ภาพที่ 8.5. โลกและดวงจันทร์มีวงโคจรลักษณะเป็นวงรี
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

8.6. รูปแบบการขึ้นลงของน้ำ (Tidal patterns)

การเกิดน้ำขึ้น-น้ำลงบนโลกจะมีความแตกต่างกัน การขึ้นลงของน้ำจะปรากฏชัดเจนในเขตน้ำตื้นแนวชายฝั่ง ระยะความสูงระหว่างน้ำขึ้นสูงสุดและน้ำลงต่ำสุดจะแตกต่างกันในแต่ละสถานที่ทั่วโลก ซึ่งสามารถแบ่งออกได้เป็น 3 แบบ คือ

1. Diurnal tide pattern มีลักษณะการขึ้นลงของน้ำ 2 ครั้ง ต่อวัน โดยมีน้ำขึ้น 1 ครั้ง และน้ำลง 1 ครั้ง โดยรอบน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal period) จะใช้ระยะเวลา 24 ชั่วโมง 50 นาที
2. Semidiurnal tide pattern มีลักษณะการขึ้นลง 4 ครั้ง ต่อวัน โดยมีน้ำขึ้น 2 ครั้ง และลง 2 ครั้ง โดยรอบน้ำขึ้นน้ำลง จะใช้ระยะเวลา 12 ชั่วโมง 25 นาที

3. Mixed tide pattern บางพื้นที่มีลักษณะการขึ้นลง 4 ครั้ง ต่อวัน โดยมีน้ำขึ้น 2 ครั้ง และลง 2 ครั้ง แต่ระดับความสูงของน้ำระหว่างครั้งที่ 1 และครั้งที่ 2 ไม่เท่ากัน



ภาพที่ 8.6. รูปแบบการขึ้นลงของน้ำ (Tidal patterns)
(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

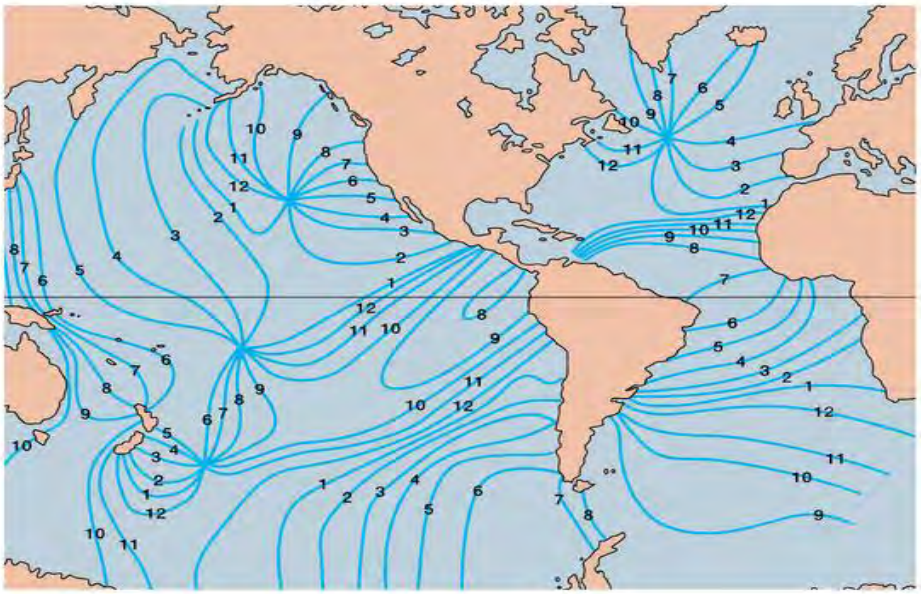
ระดับความลึกของน้ำที่แสดงบนแผนที่เดินเรือ โดยวัดจากระดับความลึกที่ระดับ 0 เป็นฐานอ้างอิง เรียกว่า Tidal datum บางพื้นที่ซึ่งมีการขึ้นลงของน้ำแบบ Diurnal หรือ Semidiurnal tide จะใช้ค่า Tidal datum มาจากค่าเฉลี่ยของระดับน้ำต่ำสุดที่มีการบันทึกเป็นระยะเวลานาน แต่ในบางพื้นที่ที่มีการขึ้นลงของน้ำแบบ Mixed tides ซึ่งมีระดับความสูงของ

น้ำขึ้นลงในหนึ่งวันไม่เท่ากัน ก็จะใช้ค่า Tidal datum จากค่าเฉลี่ยของระดับน้ำครั้งที่ลงต่ำสุดที่มีการบันทึกเป็นระยะเวลานาน ในบางครั้ง ระดับน้ำอยู่ในระดับที่ที่ต่ำกว่า Tidal datum เรียกว่า Minus tides.

8.7. คลื่นน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal wave)

การเคลื่อนที่ของน้ำในช่วงที่เกิดน้ำขึ้น-น้ำลง จะทำให้เกิดกระแสน้ำขึ้นน้ำลง เรียกว่า Tidal current ในทิศทางตรงกันข้ามกับระดับน้ำขึ้นและน้ำลง และจะหยุดชั่วคราวเมื่อระดับน้ำขึ้นสูงสุด (High tide) และระดับน้ำลงต่ำสุด (Low tide) น้ำขึ้นน้ำลงจะเป็นไปในทิศทางเดียวกับคลื่นที่เคลื่อนและจะมีค่าสูงสุดโดยเทียบได้กับยอดคลื่น (Crest) ขณะที่ในทะเลเปิด กระแสน้ำขึ้นน้ำลงจะเป็นแบบต่อเนื่อง (Progressive type) ในช่วงน้ำขึ้นสูงสุดและลงต่ำสุด กระแสน้ำขึ้นน้ำลงจะไหลไปในทิศทางตรงกันข้ามและจะมีค่าสูงสุดโดยเทียบได้กับท้องคลื่น (Trough)

วิธีการอย่างง่ายในการดูรูปแบบการเคลื่อนที่ของคลื่นน้ำขึ้นน้ำลงข้ามหรือผ่านมหาสมุทร โดยดูจากแผนที่ Cotidal lone ซึ่งระบุตำแหน่งของยอดคลื่น (Crest) ที่ระยะเวลาต่างๆ **(ภาพที่ 8.7)** ในบางพื้นที่คลื่นน้ำขึ้นน้ำลงจะเคลื่อนที่ข้ามมหาสมุทรในลักษณะคลื่นน้ำตื้น (Shallow-water wave) มักจะเกิดในมหาสมุทรแปซิฟิกทางตอนเหนือและทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ และมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนใต้ เนื่องจากคลื่นน้ำขึ้นน้ำลง ในลักษณะการเดินทางแบบคลื่นน้ำตื้น มีคาบคลื่น (Period) ที่ยาวมาก การเคลื่อนของมวลน้ำแผ่ขยายสู่พื้นทะเลเป็นวงรีและมีการเคลื่อนที่ในแนวราบมากกว่าแนวดิ่ง การเคลื่อนที่ใช้ระยะเวลายาวนานในทิศทางเดียว และสามารถมีการหักเหได้เนื่องจากอิทธิพลของแรงเสมือน (Coriolis effect)



ภาพที่ 8.7. แผนที่ Cotidal lone

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

การสะท้อนกลับของน้ำขึ้นน้ำลงในบริเวณไหล่ทวีปทำให้เกิดคลื่นหมุนอยู่กับที่ (Rotary standing wave) ในบางพื้นที่ของมหาสมุทร น้ำโดยธรรมชาติจะไหลจากที่สูงหรือยอดคลื่น (Tidal crest) ลงสู่ที่ต่ำหรือท้องคลื่น (Tidal trough) แต่เนื่องจากคลื่นน้ำขึ้นน้ำลงมีความยาวคลื่นที่มาก จึงต้องใช้ระยะเวลาในการไหลจากยอดคลื่นลงสู่ท้องคลื่น ผลที่ตามมาก็คือเกิดการเปลี่ยนแปลงขึ้นเนื่องจากแรงเสมือน การเคลื่อนที่ของมวลน้ำจะเคลื่อนไปทางขวา ส่งผลให้ยอดคลื่นหมุนในลักษณะทวนเข็มนาฬิกา (Counterclockwise) ในจุดที่มีระดับน้ำคงที่ตลอดรอบของการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal cycle) จุดนี้เป็นจุดที่ทางโคจรของดวงจันทร์ตัดกับทางโคจรของโลก เรียกว่า Amphidromic point ช่วงการขึ้นลงของน้ำ (Tidal range) จะผันแปรไปตามตำแหน่ง โดยจุดที่มีค่าต่ำสุด คือศูนย์ ที่ Amphidromic points และจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นจากจุดนี้ การทำนายช่วงการขึ้นลงของน้ำในพื้นที่ต่างในมหาสมุทรสามารถประมาณได้จากแผนที่ที่แสดงแนวเส้นการขึ้นลงของน้ำ การหมุนของกระแสน้ำ

ขึ้นน้ำลง เป็นผลมาจากแรงเสมือนที่กระทำต่อการเคลื่อนที่ของคลื่นทั้งแบบเคลื่อนที่ไปข้างหน้า (Progressive tide wave) และหมุนอยู่กับที่ (Rotary standing tide wave) กระแสน้ำขึ้นน้ำลงจะหมุนตามเข็มนาฬิกา (Clockwise) ในซีกโลกเหนือ (Northern hemisphere) และทวนเข็มนาฬิกา (Counterclockwise) ในซีกโลกใต้ (Southern hemisphere)

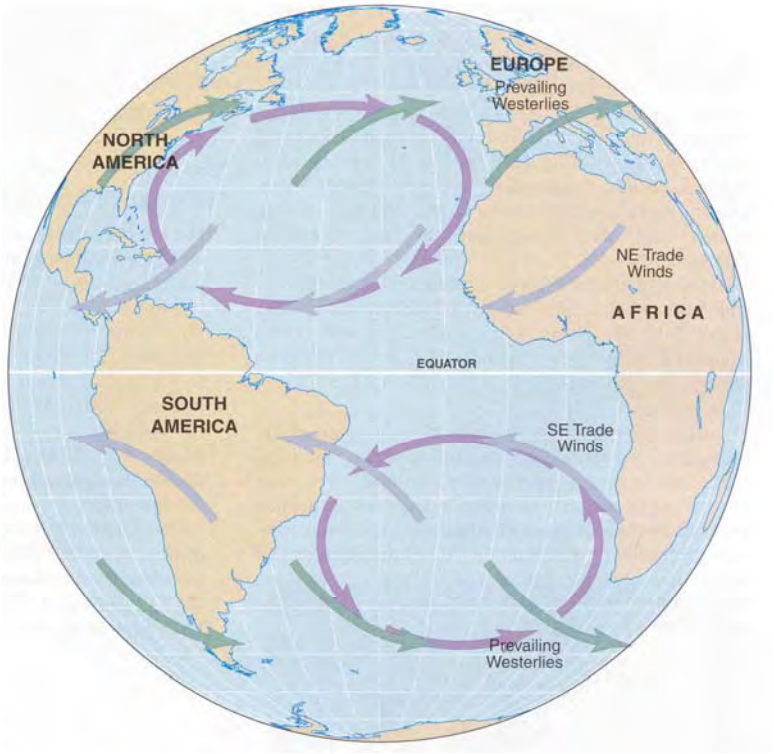
บทที่ 9
การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร

9.1. กระแสน้ำในมหาสมุทร

กระแสน้ำในมหาสมุทรคือมวลของน้ำในมหาสมุทรที่มีการไหลจากที่หนึ่งไปยังอีกที่หนึ่ง ปริมาตรของมวลน้ำอาจมีขนาดเล็กหรือขนาดใหญ่ กระแสน้ำอาจจะอยู่บริเวณผิวน้ำหรือระดับลึก มีทั้งรูปแบบอย่างง่ายและซับซ้อน กระแสน้ำที่มีขนาดใหญ่จะพบบริเวณผิวน้ำของมหาสมุทรขนาดใหญ่ กระแสน้ำเหล่านี้จะช่วยเคลื่อนย้ายความร้อนจากเขตร้อนไปยังเขตหนาว กระแสลมจะเป็นตัวเคลื่อนย้ายความร้อนจากเขตร้อนประมาณ 2 ใน 3 ของความร้อนทั้งหมดไปยังแถบขั้วโลก ที่เหลืออีกประมาณ 1 ใน 3 จะถูกเคลื่อนย้ายโดยกระแสน้ำในมหาสมุทร รูปแบบการเคลื่อนที่ของพลังงานความร้อนโดยกระแสน้ำในมหาสมุทรจะมีลักษณะคล้ายกับการเคลื่อนย้ายโดยกระแสลม กระแสน้ำผิวน้ำจะมีผลต่อภูมิอากาศในเขตชายฝั่ง กระแสน้ำเย็น (Cold current) จะไหลเข้าสู่แนวศูนย์สูตร (Equator) ทางไหล่ทวีปด้านทิศตะวันตกทำให้มีสภาพความแห้งแล้งเกิดขึ้น ในทางตรงกันข้าม กระแสน้ำอุ่น (Warm current) จะไหลเข้าสู่ขั้วโลกจากไหล่ทวีปทางด้านทิศตะวันออก ทำให้สภาพอากาศอบอุ่นและมีความชุ่มชื้น กระแสน้ำมีผลต่อการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่ในมหาสมุทร โดยเฉพาะพวกที่อาศัยอยู่ในทะเลลึก เนื่องจากกระแสน้ำเป็นตัวช่วยในการหมุนเวียนออกซิเจนจากระดับผิวน้ำลงสู่ระดับลึก โดยออกซิเจนที่ละลายอยู่ในกระแสน้ำเย็นซึ่งมีความหนาแน่นมากมีการจมตัวในเขตขั้วโลกและการกระจายลงสู่พื้นทะเลในระดับลึก กระแสน้ำในมหาสมุทรมีอิทธิพลต่อความชุกชุมของสิ่งมีชีวิตบริเวณผิวน้ำ โดยจะมีผลต่อการเจริญเติบโตของสาหร่ายขนาดเล็ก (Microscopic algae) ซึ่งเป็นจุดเริ่มต้นของระบบห่วงโซ่อาหาร กระแสน้ำในมหาสมุทร (Ocean current) สามารถแบ่งตามสาเหตุที่ทำให้เกิดกระแสน้ำออกได้เป็น 2 ประเภท

1. กระแสน้ำผิวน้ำ (Surface current) เป็นกระแสน้ำที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของมวลอากาศบนผิวโลก หรือกระแสน้ำที่เกิดจากการพัดของกระแสลม (Wind-driven current) นั้นเอง การเคลื่อนที่จะเกิดขึ้นในแนวราบบริเวณผิวน้ำในมหาสมุทรโดยทั่วไป ความเร็วของกระแสลมเพียง 50 น๊อต สามารถทำให้เกิดกระแสน้ำมีความเร็ว 1 น๊อต การกระจายของแผ่นดินบนผิวโลกมีอิทธิพลต่อธรรมชาติและทิศทางของกระแสน้ำผิวน้ำ **จากภาพที่ 9.1** แสดงให้เห็นว่าลมสินค้า (Trade winds) และลมที่พัดมาจากฝั่งตะวันตก (Prevailing westerlies) จะทำให้เกิดการหมุนเวียนของกระแสน้ำเป็นวงขนาดใหญ่ในมหาสมุทแอตแลนติก ในมหาสมุทรอื่นก็มีรูปแบบที่คล้ายคลึงกัน กระแสน้ำผิวน้ำ

จะเกิดขึ้นในบริเวณผิวน้ำที่อยู่เหนือ Pycnocline (ชั้นของน้ำที่มีการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นอย่างรวดเร็ว) หรือจากผิวน้ำจนถึงระดับความลึกประมาณ 1 กิโลเมตร หรือคิดเป็นพื้นที่ประมาณ 10 เปอร์เซ็นต์ของพื้นน้ำในมหาสมุทรทั้งหมด

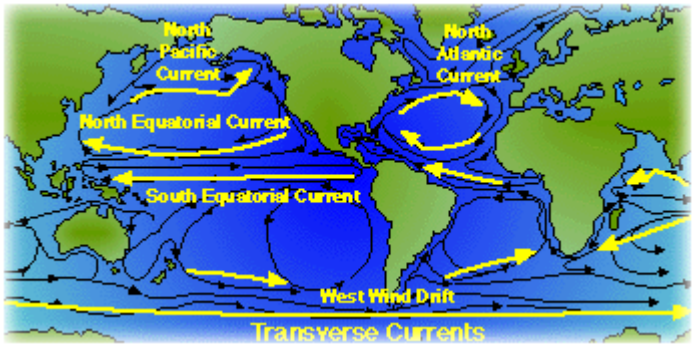


ภาพที่ 9.1. แสดงการหมุนเวียนของกระแสน้ำผิวน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติก
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

2. กระแสน้ำลึก(Deep current) เป็นกระแสน้ำที่เกิดจากการหมุนเวียนของน้ำอันเนื่องมาจากความหนาแน่นที่ต่างกัน (Density-driven current) เป็นการเคลื่อนที่ของกระแสน้ำตามแนวดิ่งสภาพอุณหภูมิและความเค็มบริเวณผิวน้ำทำให้น้ำมีความหนาแน่นเพิ่มขึ้น จากนั้นก็จะมีการจมตัวลงสู่มหาสมุทรในระดับลึกก่อให้เกิดเป็นกระแสน้ำทางแนวดิ่ง

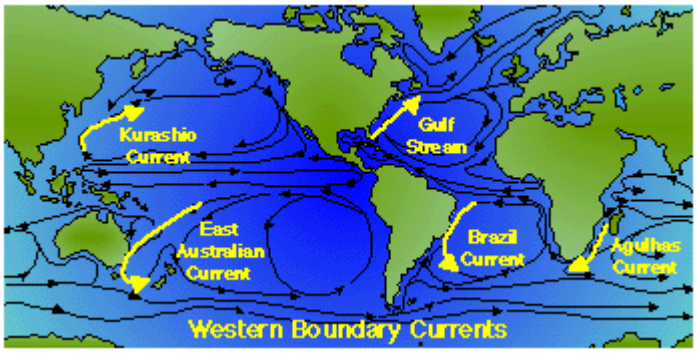
9.2. กระแสน้ำศูนย์สูตร (Equatorial currents) กระแสน้ำแนวฝั่ง (Boundary currents) และ Gyres

ลมสินค้าในเขตซีกโลกใต้ (Southern hemisphere) ที่พัดจากแนวตะวันออกเฉียงใต้ (Southeast) และพัดในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ (Northeast) ในเขตซีกโลกเหนือ (Northern hemisphere) ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของมวลน้ำในเขตศูนย์สูตร หรือเรียกว่า กระแสน้ำศูนย์สูตร (Equatorial current) โดยกระแสน้ำประเภทนี้จะเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันตกตามแนวเส้นศูนย์สูตร (Equator) (**ภาพที่ 9.2.**) อาจเรียกแยกเป็นกระแสน้ำศูนย์สูตรเหนือ (North equatorial current) หรือ กระแสน้ำศูนย์สูตรใต้ (South equatorial current) ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับตำแหน่งที่สัมพันธ์กับเส้นศูนย์สูตร



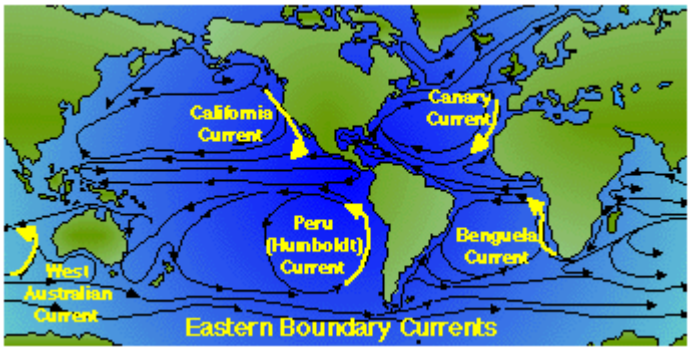
ภาพที่ 9.2. แสดงกระแสน้ำศูนย์สูตร (Equatorial currents)
(ที่มา : http://www.glacier.rice.edu/.../ 4_windcirculation.html)

เมื่อกระแสน้ำศูนย์สูตรเคลื่อนที่มาถึงแนวเขตมหาสมุทรทางด้านทิศตะวันตกและไม่สามารถพัดข้ามแนวพื้นแผ่นดินที่ขวางกั้นอยู่ได้ แรงเสมือน (Coriolis effect) จะทำให้มีการเบนของกระแสน้ำออกจากแนวเส้นศูนย์สูตร เรียกว่า กระแสน้ำแนวฝั่งตะวันตก (Western boundary currents) ซึ่งกระแสน้ำที่มีการเคลื่อนที่ตามแนวฝั่งตะวันตก มีชื่อเรียกต่างๆ กันไป ได้แก่ กัลป์สตรีม (Gulf stream) และ Brazil Current เป็นต้น (**ภาพที่ 9.3.**) กระแสน้ำเหล่านี้เกิดในแถบอบอุ่น ดังนั้นกระแสน้ำเหล่านี้จะเป็นกระแสน้ำอุ่นที่เคลื่อนที่ไปยังเขตละติจูดสูงหรือเขตหนาว



ภาพที่ 9.3. แสดงกระแสน้ำแนวฝั่งตะวันตก (Western boundary currents)
(ที่มา : http://www.glacier.rice.edu/.../ 4_windcirculation.html)

ในแนวละติจูดที่ 30-60 องศา กระแสลมฝ่ายตะวันตกจะพัดในแนวตะวันตกเฉียงเหนือ (Northwest) ในเขตซีกโลกใต้ (Southern hemisphere) และจะพัดจากแนวตะวันตกเฉียงใต้ (Southwest) ในเขตซีกโลกเหนือ (Northern hemisphere) กระแสลมเหล่านี้ทำให้จะทำให้เกิดกระแสน้ำเคลื่อนที่ข้ามมหาสมุทรจากฝั่งตะวันตกไปยังอีกฝั่งตะวันออก กระแสน้ำเหล่านี้ ได้แก่ North Atlantic Current และ West Wind Drift เป็นต้น เมื่อกระแสน้ำไหลข้ามมหาสมุทรกลับมาแรงเสมือน (Coriolis effect) จะทำให้มีการเบนของกระแสน้ำเข้าสู่แนวเส้นศูนย์สูตร เรียกว่ากระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก (Eastern boundary currents) ซึ่งกระแสน้ำที่เคลื่อนที่ตามแนวฝั่งตะวันออก มีชื่อเรียกต่างๆ กันไป ได้แก่ Canary Current และ Benguela Current เป็นต้น (**ภาพที่ 9.4.**) กระแสน้ำเหล่านี้มาจากเขตละติจูดสูงหรือเขตหนาว ดังนั้นกระแสน้ำจึงเป็นกระแสน้ำเย็นเคลื่อนที่ไปยังเขตละติจูดต่ำหรือเขตอบอุ่น



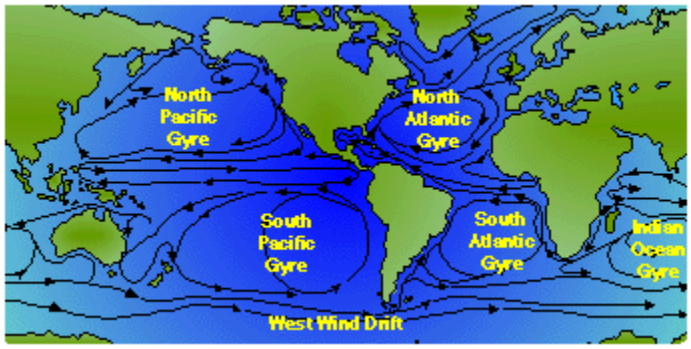
ภาพที่ 9.4. แสดงกระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก (Eastern boundary currents)
(ที่มา : http://www.glacier.rice.edu/.../ 4_windcirculation.html)

การกระทำร่วมกันของกระแสน้ำศูนย์สูตร กระแสน้ำแนวฝั่งตะวันตก กระแสลมฝ่ายตะวันตกและกระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก ทำให้เกิดการหมุนเวียนเป็นวงกลมของกระแสน้ำในมหาสมุทร เรียกว่า Gyres ซึ่งทั่วโลกประกอบด้วย 5 Subtropical Gyres คือ North Atlantic Gyres, South Atlantic Gyres, North Pacific Gyres, South Pacific Gyres และ Indian Ocean Gyres จุดศูนย์กลางของแต่ละ Gyres จะอยู่ในแนว 30 องศาเหนือและองศาใต้ โดย Subtropical gyres ในซีกโลกเหนือจะหมุนตามเข็มนาฬิกา (Clockwise) ส่วนในซีกโลกใต้จะหมุนทวนเข็มนาฬิกา (Counterclockwise) **(ภาพที่ 9.5.)**

โดยทั่วไป Subtropical gyres จะประกอบไปด้วยกระแสน้ำที่พัดต่อเนื่องกัน 4 กระแสน้ำด้วยกัน เช่น North Atlantic gyres จะประกอบไปด้วย North Equatorial Current, Gulf Stream, North Atlantic Current และ Canary Current **(ตารางที่ 9.1.)** กระแสน้ำผิวน้ำที่พัดไปทางตะวันออกเนื่องจากลมฝ่ายตะวันตก ในเขตขั้วโลกหรือละติจูดประมาณ 60 องศาเหนือและองศาใต้ จะทำให้เกิด Subpolar gyres โดยการหมุนเวียนของกระแสน้ำที่เกิดขึ้นจะเป็นไปในทิศทางที่ตรงกันข้ามกับ Subtropical gyres ที่อยู่ใกล้เคียง โดย Subpolar gyres จะมีขนาดเล็กกว่า Subtropical gyres

ตารางที่ 9.1. Subtropical gyres และกระแสน้ำต่างๆ

มหาสมุทรแปซิฟิก	มหาสมุทรแอตแลนติก	มหาสมุทรอินเดีย
North Pacific Gyres	**North Atlantic gyres**	**Indian Ocean Gyres**
- North Pacific Current	- North Equatorial Current	- South Equatorial Current
- California Current	- Gulf Stream	- Agulhas Current
- North Equatorial Current	- North Atlantic Current	- West Wind Drift
- Kuroshio Current	- Canary Current	West Australian Current
South Pacific Gyres	**South Atlantic Gyres**	
- South Equatorial Current	- South Equatorial Current	
- East Australian Current	- Brazil Current	
- West Wind Drift	- West Wind Drift	
- Peru Current	- Benguela Current	

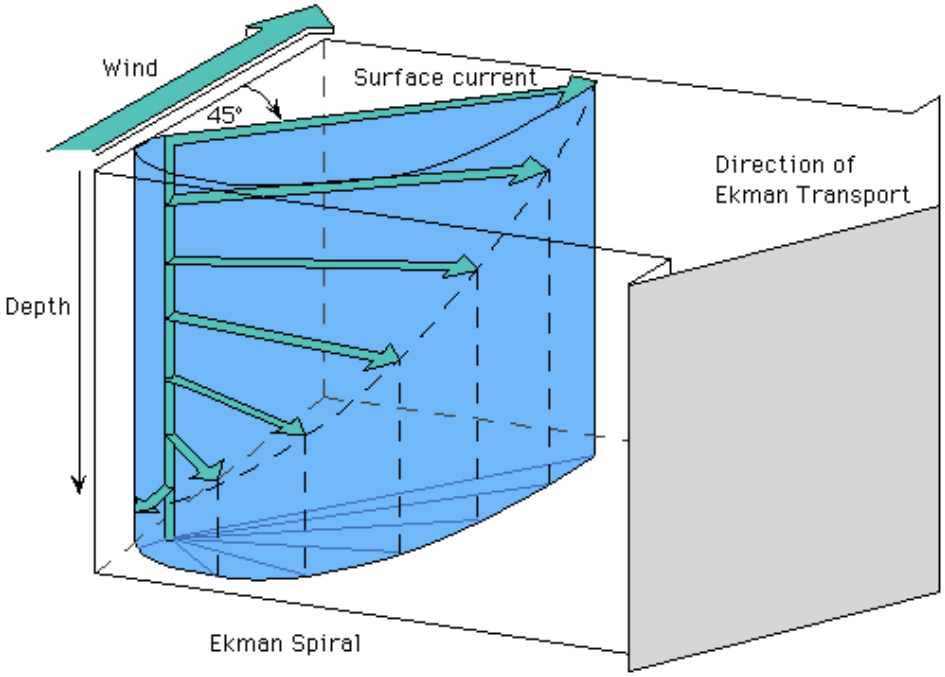


ภาพที่ 9.5. แสดง Subtropical gyres ในมหาสมุทรต่างๆ

(ที่มา : http://www.glacier.rice.edu/.../ 4_windcirculation.html)

9.3. Ekman spiral และ Ekman Transport

ในช่วงที่มีการสำรวจมหาสมุทรอาร์กติก ชาวนอรเวย์ ชื่อ Fridtjof Nansen ได้สังเกตเห็นการเคลื่อนที่ของก้อนน้ำแข็งในมหาสมุทรอาร์กติกที่เบนไปจากแนวกระแสลมพัดออกไปทางด้านขวาประมาณ 20-40 องศา โดยกระแสน้ำในแถบซีกโลกเหนือจะมีพฤติกรรมที่เหมือนกัน แต่ในแถบซีกโลกใต้กระแสน้ำจะเบนจากแนวทิศทางลมไปทางด้านซ้าย ต่อมา V. Walfrid Ekman นักฟิสิกส์ชาวสวีเดนได้พัฒนาได้พัฒนาแบบจำลองที่เรียกว่า Ekman spiral เพื่ออธิบายข้อสังเกตของ Nansen ที่มีการเบนของกระแสน้ำออกไปจากแนวของทิศทางลมอันเป็นผลมาจากแรงเสมือน (Coriolis effect) **(ภาพที่ 9.6.)**



ภาพที่ 9.6. แสดง Ekman spiral

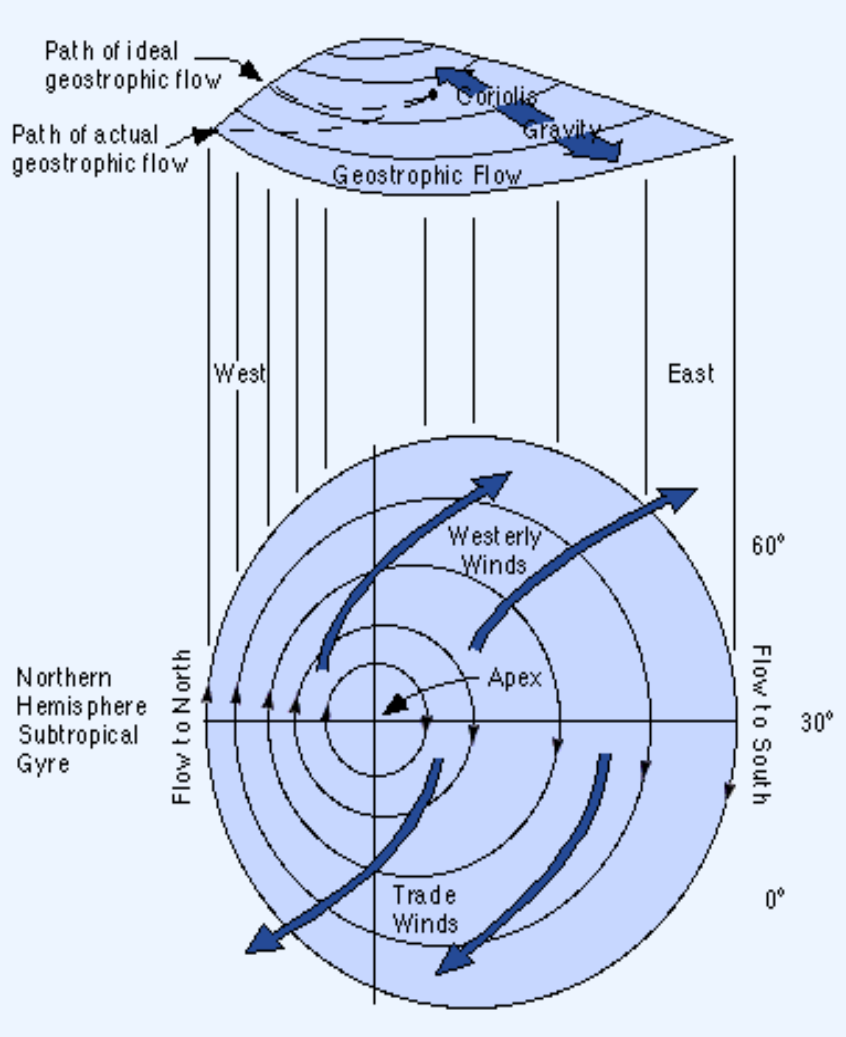
(ที่มา : http://www.oceansonline.com/ocean_currents.htm)

Ekman spiral สามารถอธิบายถึงความเร็วและทิศทางการไหลของกระแสน้ำผิวน้ำที่ระดับความลึกต่างกัน จากการที่กระแสลมพัดบนผิวน้ำในมหาสมุทรทำให้เกิดการเบนของกระแสน้ำออกไปทางด้านขวาของกระแสลมประมาณ 45 องศา (ในเขตซีกโลกเหนือ) เนื่องจากแรงเสมือน (Coriolis effect) จากการเบนของมวลน้ำบริเวณผิวน้ำ พลังงานจากกระแสลมที่ผิวน้ำได้รับก็จะถูกถ่ายทอดไปยังมวลน้ำด้านล่างด้วยเช่นกัน ทำให้มวลน้ำด้านล่างก็มีการเบนตามไปด้วย แม้ว่าความเร็วของกระแสน้ำจะลดลงตามระดับความลึกที่เพิ่มขึ้น แต่ก็ยังมีแรงเสมือน (Coriolis effect) ที่ช่วยให้การเบนของมวลน้ำให้หมุนเป็นวงไปทางด้านขวา เมื่อถึงความลึกในระดับหนึ่ง พลังงานจะมีการสูญเสียหมดไป การเคลื่อนที่ของมวลน้ำก็จะหยุด โดยทั่วไปการหมุนของมวลน้ำจะหมดไปที่ระดับความลึกประมาณ 100 เมตร (330 ฟุต)

จากภาพที่ 9.6. จะเห็นได้ว่ามีการเบนของมวลน้ำเป็นรูปวงในระดับความลึกที่เพิ่มขึ้นจากบริเวณผิวมหาสมุทร ความยาวของลูกศรแต่ละอันจะมีสัดส่วนโดยตรงกับความเร็วของแต่ละชั้น ทิศทางของลูกศรแต่ละอันจะเป็นตัวบ่งชี้ทิศทางการเคลื่อนที่ของมวลน้ำ ในบริเวณชั้นผิวน้ำ มวลของน้ำจะมีการเคลื่อนที่ทำมุม 45 องศาจากทิศทางของกระแสลม ดังนั้นเมื่อแต่ละชั้นทั้งหมดมารวมกันจะทำให้มีค่าเฉลี่ยของทิศทางการเคลื่อนที่ของกระแสน้ำทั้งหมดที่เบนออกไปเท่ากับ 90 องศาจากทิศทางของกระแสลม เรียกค่าเฉลี่ยของทิศทางการเคลื่อนที่นี้ว่า Ekman transport โดยค่าเฉลี่ยของทิศทางการเคลื่อนที่จะเบนออกไปทางขวา 90 องศา ในเขตซีกโลกเหนือ ส่วนในซีกโลกใต้จะมีการเบนออกทางซ้าย 90 องศา ค่า Ekman transport จะแตกต่างกันไป ในบางพื้นที่อาจจะมีไม่ถึง 90 องศา โดยเฉพาะในแนวน้ำตื้นแถบชายฝั่งทะเล

9.4. Geostrophic Current

Ekman transport มีผลทำให้กระแสน้ำผิวน้ำเบนไปทางขวา หรือมีลักษณะหมุนตามเข็มนาฬิกา (Clockwise) ในเขตซีกโลกเหนือ ทำให้เกิดแนว Subtropical convergence ในตอนกลางของ Gyres ทำให้เกิดการยกตัวสูงขึ้นเป็นเนินของมวลน้ำ (Hill) ในตอนกลางของ Subtropical gyres มีความสูงประมาณ 2 เมตร กระแสน้ำในแนว Subtropical convergence จะมีการไหลสู่ด้านล่างเนินของมวลน้ำที่ยกตัวสูงขึ้นเนื่องจากแรงดึงดูด ขณะที่แรงเสมือนเป็นตัวต่อต้านแรงดึงดูดไว้ เมื่อถึงจุดสมดุลย์กระแสน้ำก็จะเบนขึ้นไปทางด้านขวาอีกครั้งหนึ่ง โดยแนวการเคลื่อนที่ของกระแสน้ำจะวนไปรอบๆ เนินของมวลน้ำ เรียกกระแสน้ำนี้ว่า Geostrophic current (**ภาพที่ 9.7.)**



ภาพที่ 9.7. Geostrophic current

(ที่มา : http://www.oceansonline.com/ocean_currents.htm)

9.5. Western Intensification

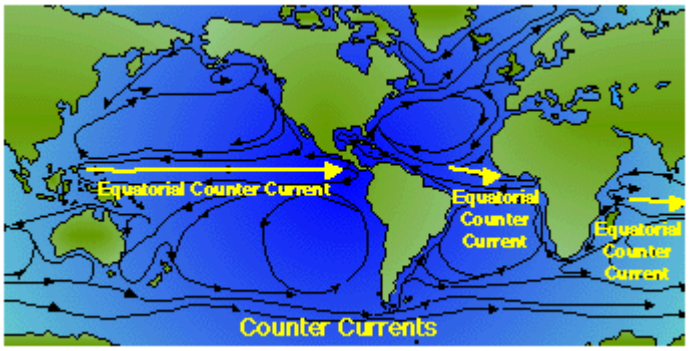
จากภาพที่ 9.7. แสดงให้เห็นถึงจุดสูงสุดของเนินน้ำ (Hill) ที่เกิดขึ้นจากการหมุนของ Gyres ซึ่งมักจะเกิดใกล้กับ Western Boundary Current มากกว่าจุดศูนย์กลางของ Gyres ทั้งนี้เนื่องจาก Western Boundary Current ที่ทำให้เกิด Subtropical gyres มีความเร็วกว่า แคบกว่าและลึกกว่ากระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก (Eastern Boundary Current) ตัวอย่างเช่น Kuroshio Current (เป็น

กระแสน้ำแนวฝั่งตะวันตก ของ North Pacific Subtropical Gyres จะมีความเร็วมากกว่า 15 เท่า แคบกว่า 20 เท่า และลึกกว่า 5 เท่า ของ California Current (เป็นกระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก) เรียกปรากฏการณ์นี้ว่า Western Intensification ปรากฏการณ์นี้จะเกิดขึ้นใน Subtropical gyres ทั้งในเขตซีกโลกเหนือและเขตซีกโลกใต้

ปัจจัยที่มีผลต่อ Western Intensification ยังรวมถึงแรงเสมือน (Coriolis effect) โดยแรงเสมือนจะมีผลเพิ่มขึ้นเมื่อเข้าสู่ขั้วโลก ดังนั้นการไหลของกระแสน้ำในแนวตะวันออกจากเขตหนาวหรือเขตละติจูดสูงเบนเข้าสู่แนวศูนย์สูตรจะมีความเร็วและรุนแรงน้อยกว่าการไหลของกระแสน้ำในแนวตะวันตกจากเขตอบอุ่นหรือเขตละติจูดต่ำเบนเข้าสู่เขตหนาวหรือเขตละติจูดสูง ลักษณะเช่นนี้ทำให้กระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก มีความเร็วต่ำ ความกว้างมาก และความลึกน้อย

9.6. Equatorial Countercurrents

มวลของน้ำมหาศาลที่ถูกพัดไปทางฝั่งตะวันตกโดยกระแสน้ำศูนย์สูตรเหนือ (North Equatorial Current) และกระแสน้ำศูนย์สูตรใต้ (South Equatorial Current) ขณะที่แรงเสมือน (Coriolis effect) มีอิทธิพลน้อยมากในแถบศูนย์สูตร มวลน้ำมหาศาลที่มิได้เคลื่อนที่ไปยังเขตละติจูดสูงแต่กลับยกตัวสูงขึ้น (Hill) ในแถบฝั่งตะวันตก (Western side) ส่งผลทำให้ค่าเฉลี่ยของระดับน้ำในแถบฝั่งตะวันตกมีความสูงมากกว่าฝั่งตะวันออกประมาณ 2 เมตร หลังจากนั้นมวลของน้ำในแถบฝั่งตะวันตกไหลกลับสู่ทะเลเปิดเนื่องจากอิทธิพลของแรงโน้มถ่วง กลายเป็นกระแสน้ำไหลย้อนกลับไปทางตะวันออกในแนวระหว่างกระแสน้ำกระแสน้ำศูนย์สูตรเหนือ และกระแสน้ำศูนย์สูตรใต้ เรียกกระแสน้ำนี้ว่า Equatorial Countercurrent **(ภาพที่ 9.8.)**

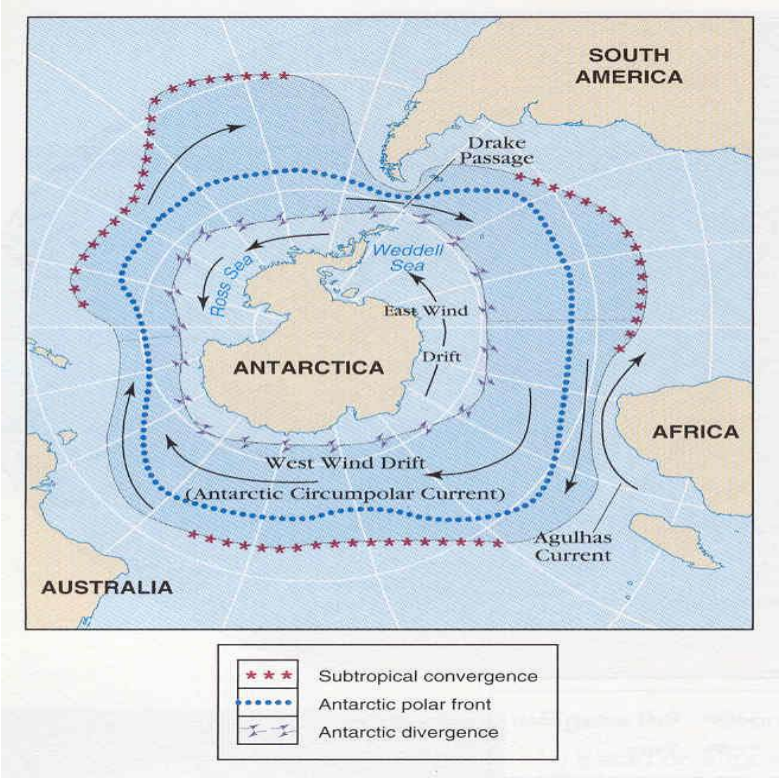


ภาพที่ 9.8. Equatorial Countercurrents

(ที่มา : http://www.glacier.rice.edu/.../ 4_windcirculation.html)

9.7. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอนตาร์กติก (Antarctic ocean circulation)

การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอนตาร์กติกจะขึ้นอยู่กับอิทธิพลการเคลื่อนที่ของมวลน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติก อินเดียและแปซิฟิก ที่อยู่ในระดับต่ำกว่า 50 องศาใต้ แนวของ Antarctic Convergence จะอยู่ใกล้กับแนวนี้และถือเป็นแนวเส้นแบ่งเขตทางตอนเหนือของมหาสมุทรแอนตาร์กติก (**ภาพที่ 9.9.**) กระแสน้ำผิวน้ำ East Wind Drift ซึ่งถูกพัดโดยกระแสลมขั้วโลกฝั่งตะวันออก (Polar easterlies) จะมีการเคลื่อนที่ไปทางด้านตะวันออกโดยรอบในแนวไหล่ทวีปแอนตาร์กติก กระแสน้ำ East Wind Drift ส่วนใหญ่มักจะเกิดในแนวคาบสมุทรแอนตาร์กติก (Antarctic peninsula) ในเขต Weddell sea และในทะเล Ross sea



ภาพที่ 9.9. แสดงการหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอนตาร์กติก

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

กระแสน้ำ West Wind Drift เป็นกระแสน้ำหลักในมหาสมุทรแอนตาร์กติก ไหลจากแนวตะวันตกไปทางแนวตะวันออกในแนวละติจูดประมาณ 50 องศาใต้ และจะผันแปรอยู่ระหว่างละติจูด 40-65 องศาใต้ ถูกพัดโดยกระแสลมฝ่ายตะวันออกที่มีกำลังแรง กระแสน้ำ West Wind Drift มีชื่อเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า Antarctic Circumpolar Current เป็นกระแสน้ำอันเดียวที่ไหลรอบโลกเนื่องจากไม่มีพื้นแผ่นดินมาขวางกั้น แต่ก็มีช่องแคบ Drake Passage ที่อยู่ระหว่างคาบสมุทรแอนตาร์กติกและเกาะทางด้านใต้ของทวีปอเมริกาใต้ ซึ่งมีความกว้างประมาณ 1,000 กิโลเมตรและที่เป็นบริเวณที่จำกัดการไหลเวียนของกระแสน้ำ West Wind Drift

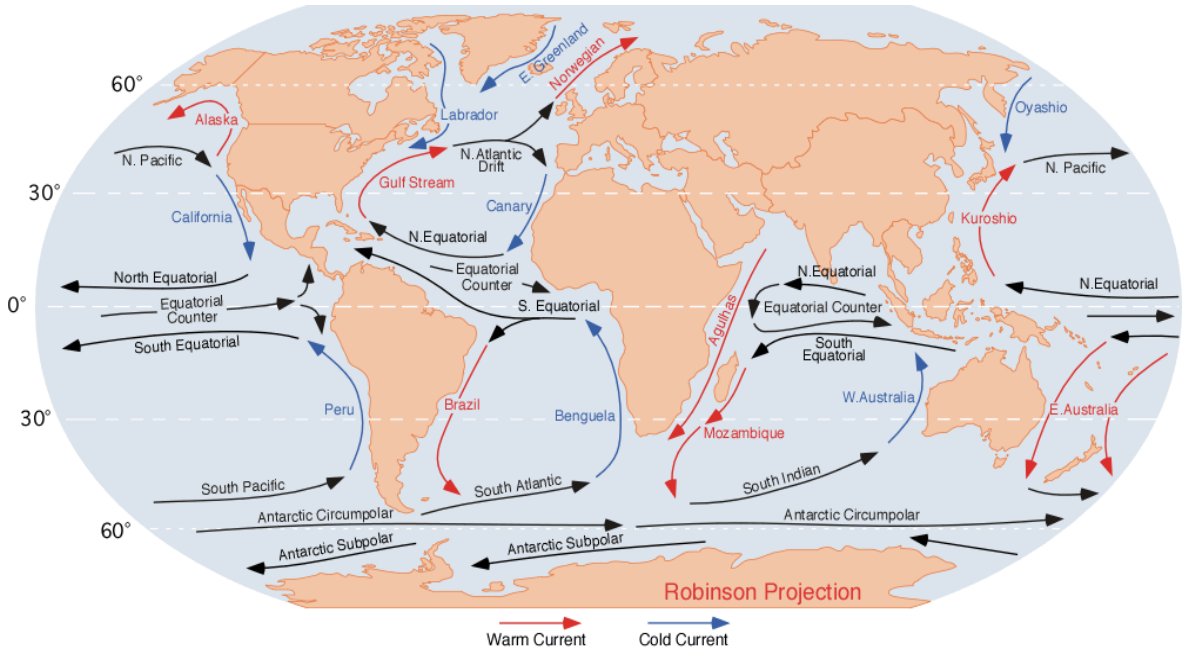
จากการที่กระแสน้ำหลักในบริเวณมหาสมุทรแอนตาร์กติก คือ กระแสน้ำ West Wind Drift และกระแสน้ำ East Wind Drift ไหลในทิศทางตรงกันข้ามกัน แรงเสมือนจะมีผลทำให้เกิดการเบนของกระแสน้ำ โดยที่กระแสน้ำ East Wind Drift มีการเบนเข้าไหล่ทวีปแอนตาร์กติก ขณะที่กระแสน้ำ West Wind Drift มีการเบนออกด้านนอก จึงทำให้เกิด Antarctic Divergence ขึ้นในแนวระหว่างกระแสน้ำ East Wind Drift และกระแสน้ำ West Wind Drift ซึ่งแนวของ Antarctic Divergence จะเป็นบริเวณที่มีความอุดมสมบูรณ์สูงในเขตซีกโลกใต้เนื่องจากมีการจมตัวของน้ำ (Upwelling) และการผสมกันของมวลน้ำจากกระแสน้ำทั้งสอง

9.8. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติก (Atlantic ocean circulation)

การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติก ประกอบด้วย 2 Subtropical gyres คือ North Atlantic Gyres และ South Atlantic Gyres โดย North Atlantic Gyres จะหมุนตามเข็มนาฬิกา (Clockwise) ส่วน South Atlantic Gyres จะหมุนทวนเข็มนาฬิกา (Counterclockwise) เนื่องจากการกระทำร่วมกันของลมสินค้า (Trade wind) ลมฝ่ายตะวันตก (Prevailing westerlies) และแรงเสมือน (Coriolis effect) จาก**ภาพที่ 9.10.** แสดงให้เห็นถึง Gyres แต่ละวงที่ประกอบด้วยกระแสน้ำอุ่นที่พัดเข้าสู่ขั้วโลก (Poleward-moving warm current) และกระแสน้ำเย็นที่พัดเข้าสู่แนวเส้นศูนย์สูตร (Equatorward-moving cold current) ทั้ง 2 Gyres จะแยกส่วนออกจากกันโดยรูปร่างของพื้นที่ที่อยู่โดยรอบและมีกระแสน้ำ Atlantic Equatorial Countercurrent เคลื่อนที่กันกลางระหว่าง 2 Gyres

ในส่วนของ South Atlantic Gyres กระแสน้ำ South Equatorial Current เคลื่อนที่มาตามแนวเส้นศูนย์สูตรและปะทะกับชายฝั่งของประเทศบราซิลทำให้กระแสน้ำแยกออกเป็น 2 ส่วน โดยส่วนแรกจะไหลขึ้นในแนวตะวันออกเฉียงเหนือของชายฝั่งทวีปอเมริกาใต้เข้าสู่ทะเลแคริบเบียน

(Caribbean sea) ส่วนที่เหลือไหลลงสู่ทางใต้ เป็น Brazil Current แล้วไหลเข้ามาผสมกับกระแสน้ำ West Wind Drift เคลื่อนเข้าสู่ฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนใต้ จากนั้นก็มีกระแสน้ำเย็น Benguela Current ซึ่งไหลกลับในแนวฝั่งตะวันออกของทวีปแอฟริกาเข้าสู่แนวศูนย์สูตรอีกครั้งทำให้เกิดการครบรอบของ South Atlantic Gyres



ภาพที่ 9.10. แสดงการหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรต่างๆ ทั่วโลก

(ที่มา : http://jove.geol.niu.edu/faculty/loubere/G3202F04.htm)

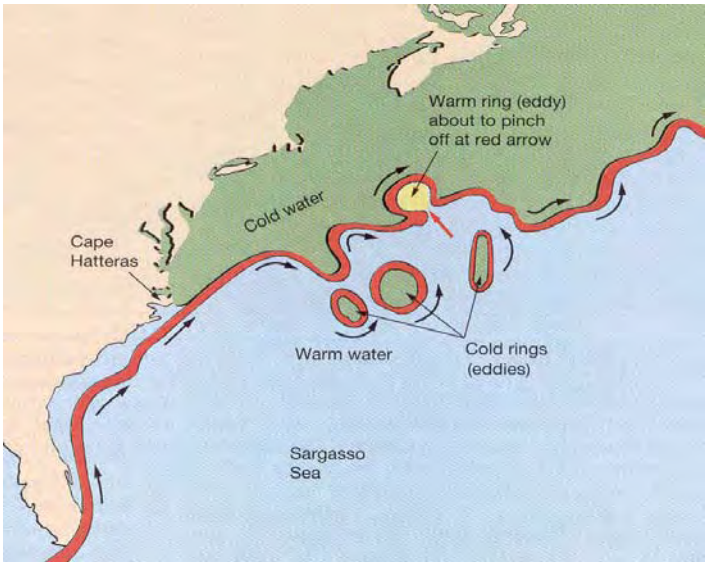
ด้านล่างของ South Atlantic Gyres จะมีกระแสน้ำ Falkland Current หรือมีชื่อเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า Malvinus current เคลื่อนที่นำเอากระแสน้ำเย็นจากชายฝั่งของประเทศอาร์เจนติน่าเคลื่อนไปในแนวทางทิศเหนือก่อนที่จะรวมตัวกับ Brazil Current

กัลป์สตรีม (Gulf Stream)

กระแสน้ำ Gulf Stream เป็นกระแสน้ำในมหาสมุทรที่มีการศึกษากันมาก กระแสน้ำนี้มีการเคลื่อนที่ไปทางทิศเหนือตามชายฝั่งตะวันออกของสหรัฐอเมริกา **ภาพที่ 9.10.** แสดงให้เห็นถึงการไหลเวียนของกระแสน้ำในเขตมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือ การไหลของกระแสน้ำกัลป์-สตรีม เกิดจากการที่กระแสน้ำ North Atlantic Current เคลื่อนที่ขนานกับแนวเส้นศูนย์สูตรในแถบ

ซีกโลกเหนือ และมีการรวมตัวกับบางส่วนของ South Atlantic Current จากนั้นก็มีการเคลื่อนตัวไปทางทิศเหนือตามแนวชายฝั่งของทวีปอเมริกาใต้ ก่อนที่จะมีการแยกออกเป็น Antilles Current ไหลในแนวชายฝั่งมหาสมุทรแอตแลนติกฝั่งตะวันตก และ Caribbean Current ไหลผ่าน Yucantan channel ลงสู่อ่าวเม็กซิโก ก่อนที่จะรวมตัวกันเป็น Florida Current

กระแสน้ำ Florida Current จะไหลใกล้แนวชายฝั่งไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ จากนั้นจะเรียกว่า กระแสน้ำกัลป์สตรีม ซึ่งถือเป็นกระแสน้ำแนวฝั่งตะวันตก และเป็นบริเวณที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์ Western Intensification มีความกว้างเพียง 50-70 กิโลเมตร แต่กินความลึกถึง 1.5 กิโลเมตร มีความเร็ว 3-10 กิโลเมตร/ชั่วโมง จัดเป็นกระแสน้ำที่เร็วที่สุดในโลก เนื่องจากกระแสน้ำกัลป์สตรีม มีการไหลทั้งในแนวใกล้ฝั่งและห่างจากแนวชายฝั่ง ทำให้มีการไหลวกเวียนตลอดเวลา กระแสน้ำ กัลป์สตรีม จะค่อยๆ รวมตัวกับน้ำใน Sargasso sea ซึ่งบริเวณนี้ถือเป็นศูนย์กลางของ North Atlantic Gyres บริเวณนี้จะมีสาหร่ายทะเลที่มีชื่อว่า *Sargassum* ขึ้นอยู่อย่างหนาแน่น การไหลของกระแสน้ำกัลป์สตรีม ทางตอนเหนือของ Sargasso sea จะมีลักษณะคดเคี้ยว มีการหมุนของมวลน้ำขนาดใหญ่ เรียกว่า Vortexes หรือมีชื่อเรียกโดยทั่วไปว่า Eddies หรือ Ring **(ภาพที่ 9.11.)** ในทางตอนเหนือของกระแสน้ำกัลป์สตรีม จะเกิดการหมุนของมวลน้ำที่เป็นกระแสน้ำเย็นล้อมรอบด้วยกระแสน้ำอุ่นที่มาจาก Sargasso sea ทำให้เกิด Eddy ที่มีมวลน้ำเย็นล้อมรอบน้ำอุ่นหมุนตามเข็มนาฬิกา เรียกว่า Warm Core Rings มวลของน้ำอุ่นมีรูปร่างคล้ายถ้วย (Bowl-shape) มวลของน้ำอุ่นลึกประมาณ 1 กิโลเมตร มีเส้นผ่าศูนย์กลางที่ผิวน้ำประมาณ 100 กิโลเมตร ส่วนทางตอนใต้ของกระแสน้ำกัลป์สตรีม จะเกิด Eddy หมุนทวนเข็มนาฬิกา เรียกว่า Cold Core Rings เป็นมวลของน้ำเย็นที่ล้อมรอบโดยมวลของน้ำอุ่น โดยมวลของน้ำเย็นมีรูปร่างรูปกรวย (Cone-shape) ลึกมากกว่า 3.5 กิโลเมตร มีเส้นผ่าศูนย์กลางที่ผิวน้ำมากกว่า 500 กิโลเมตร โดย Cold Core Rings จะเคลื่อนไปทางตะวันตกเฉียงใต้ด้วยความเร็วประมาณ 3-7 กิโลเมตร/วัน ก่อนที่จะรวมตัวกับกระแสน้ำกัลป์สตรีมอีกครั้ง



ภาพที่ 9.11. การหมุนของมวลน้ำขนาดใหญ่ ที่เรียกว่า Eddy
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

กระแสน้ำกัลป์สตรีม จะไหลไปทางตะวันออกอย่างต่อเนื่อง เมื่อมาถึงในแนวตะวันออกเฉียงใต้ของเกาะ Newfoundland ก็จะแตกออกเป็นหลายสาขา ในจำนวนนี้กลายเป็นกระแสน้ำเย็นและมีการจมตัวลงใต้ผิวน้ำ **(ภาพที่ 9.10.)** ในจำนวนนี้ก็มีกระแสน้ำเย็น Labrador Current ไหลเข้ามาร่วมกับกระแสน้ำกัลป์สตรีม ทำให้เกิดหมอก (Fog) ในมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือ กระแสน้ำ Labrador Current ยังแยกออกเป็น Irminger Current ไหลไปตามฝั่งตะวันออกของเกาะไอซ์แลนด์ และ Norwegian Current ไหลขึ้นไปทางทิศเหนือของชายฝั่งประเทศนอรเวย์ นอกจากนี้ยังมีสาขาที่ไหลข้ามมหาสมุทรแอตแลนติก เรียกว่า North Atlantic Current และเบนกลับมาทางทิศใต้กลายเป็น Canary Current กระแสน้ำนี้จะไหลมาทางทิศใต้แล้วบรรจบกับ North Equatorial Current เป็นการครบรอบของ North Atlantic Gyres

ผลของ North Atlantic Current ต่อสภาพภูมิอากาศ

อุณหภูมิของมหาสมุทรแอตแลนติกในเขตละติจูดที่แตกต่างกันนั้น แนวชายฝั่งของทวีปยุโรปทางตอนเหนือจะมีอุณหภูมิสูงกว่าทางชายฝั่งของทวีปอเมริกาเหนือเนื่องจากความอบอุ่นที่พัดพามาโดยกระแสอุ่นกัลป์สตรีม ตัวอย่างเช่น ในเขตประเทศสเปนและโปรตุเกตุ จะมีอุณหภูมิที่สูงกว่ารัฐนิวอิงแลนด์ ทั้งที่อยู่ในเขตละติจูดที่เหมือนกัน ความอบอุ่นที่เป็นผลมาจากกระแสน้ำแนวฝั่ง

ตะวันตก (Western Boundary Current) ในมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือแถบฝั่งตะวันตกส่งผลทำให้อุณหภูมิเฉลี่ยบริเวณผิวน้ำในช่วงเดือนกุมภาพันธ์แตกต่างกันถึง 20 องศาเซลเซียส ระหว่างแนวละติจูดที่ 20 กับ 40 องศาเหนือ ในขณะที่แนวฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือ มีอุณหภูมิเฉลี่ยบริเวณผิวน้ำแตกต่างกันเพียง 5 องศาเซลเซียส ระหว่างแนวละติจูดที่ 20 กับ 40 องศาเหนือเหมือนกัน ทั้งนี้เนื่องจากความอบอุ่นที่ถ่ายเทมาจากกระแสน้ำอุ่นกัลป์สตรีมในช่วงเดือนสิงหาคม North Atlantic Current และ Norwegian Current (สาขาของกระแสน้ำกัลป์สตรีม) ทำให้บริเวณตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปยุโรปมีความอบอุ่นกว่าในเขตละติจูดเดียวกันของชายฝั่งทวีปอเมริกาเหนือ ทางด้านฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปรซิฟิกทางตอนเหนือ การไหลลงทางทิศใต้ของ Labrador Current ซึ่งเป็นกระแสน้ำเย็นและมีก้อนน้ำแข็งขนาดใหญ่ (Iceberg) จากทางตะวันตกของเกาะกรีนแลนด์ กระแสน้ำนี้ทำให้ชายฝั่งของประเทศแคนาดาเย็นลงมากกว่าเดิมในช่วงฤดูหนาวในแถบซีกโลกเหนือ น้ำทะเลบริเวณชายฝั่งของแอฟริกาทางตอนเหนือจะมีอุณหภูมิต่ำลงเนื่องการไหลลงทางด้านใต้ของ Canary Current และมีอุณหภูมิต่ำกว่าน้ำทะเลบริเวณชายฝั่งของรัฐฟลอริด้าและอ่าวเม็กซิโก

9.9. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแปซิฟิก (Pacific ocean circulation)

รูปแบบการหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรแปรซิฟิกจะประกอบไปด้วย 2 Subtropical gyres การเคลื่อนที่ของกระแสน้ำมีผลต่อภูมิอากาศคล้ายคลึงกับในมหาสมุทรแอตแลนติก อย่างไรก็ตาม กระแสน้ำ Equatorial Countercurrent ในมหาสมุทรแปซิฟิกมีการพัฒนาชัดเจนกว่าในมหาสมุทรแอตแลนติก ทั้งนี้เนื่องจากความกว้างและไม่มีสิ่งกีดขวางของมหาสมุทรแปซิฟิกนั้นเอง

9.9.1. สภาพปกติ (Normal condition)

ภาพที่ 9.10. แสดงถึง North Pacific Gyres ประกอบไปด้วยกระแสน้ำต่างๆ ได้แก่ North Equatorial Current ไหลไปทางด้านตะวันออกเข้าสู่ Western Intensification ในแนว Kuroshio Current ใกล้ชายฝั่งประเทศญี่ปุ่นในทวีปเอเชีย ทำให้ Kuroshio Current ในบางครั้งเรียกว่า Japan Current เป็นกระแสอุ่นนี้ส่งผลให้ภูมิอากาศของประเทศญี่ปุ่นอบอุ่นขึ้น Kuroshio Current ไหลเข้าสู่ North Pacific Current ซึ่งอยู่เชื่อมต่อกับกระแสน้ำเย็น California Current กระแสน้ำนี้ไหลไปทางทิศใต้ตามชายฝั่งของรัฐแคลิฟอร์เนีย ของสหรัฐอเมริกา ถือว่าครบรอบของ North Pacific Gyres

กระแสน้ำ North Pacific Current บางส่วนไหลขึ้นทางทิศเหนือเข้าผสมกับ Alaskan Current ในอ่าวอลาสก้า

ในส่วนของ South Pacific Gyres ประกอบไปด้วย South Equatorial Current ไหลไปทางด้านตะวันออกเข้าสู่ Western Intensification ในแนว East Australian Current จากนั้นก็ไหลเข้าสู่ กระแสน้ำ West Wind Drift แล้วไหลไปเชื่อมต่อกับ Peru Current หรือบางครั้งเรียกว่า Humboldt Current เป็นอันครบรอบของ South Pacific Gyres กระแสเย็น Peru Current ถือเป็นกระแสน้ำที่มีทรัพยากรประมงอุดมสมบูรณ์ที่สุดในโลก **จากภาพที่ 9.12a** แสดงให้เห็นว่ากระแสลมที่พัดตามชายฝั่งทางด้านตะวันตกของทวีปอเมริกาใต้ ทำให้เกิด Ekman transport เคลื่อนออกจากแนวชายฝั่ง ทำให้เกิดการจมตัวของน้ำ (Upwelling) มีการหมุนเวียนของน้ำด้านบนที่จมตัวลงไปพร้อมนำเอาออกซิเจนลงสู่ด้านล่าง ขณะเดียวกันมวลของน้ำด้านล่างหมุนเวียนเอาธาตุอาหารขึ้นสู่ด้านบน เป็นการเพิ่มกำลังผลิตเบื้องต้นเกิดขึ้นส่งผลให้มีความชุกชุมของสิ่งมีชีวิต โดยเฉพาะปลาทะเล ทำให้ชายฝั่งของประเทศเปรูและประเทศเอกวาดอร์ เป็นแหล่งอาหารทะเลที่สำคัญของโลก

ภาพที่ 9.12a. แสดงให้เห็นถึงค่าความกดอากาศสูงที่เคลื่อนตัวต่ำลงในเขตชายฝั่งของทวีปอเมริกาใต้ เนื่องจากภูมิอากาศแห้งและโปร่ง ขณะที่อีกฝั่งของมหาสมุทรแปซิฟิกเป็นเขตมีค่าความเกิดอากาศต่ำ มวลอากาศลอยตัวสูงขึ้นทำให้เกิดเมฆและมีฝนตกปริมาณมากบริเวณเขตประเทศอินโดนีเซีย เกาะปาปัวนิวกินี และทางตอนเหนือของทวีปออสเตรเลีย ความกดอากาศที่แตกต่างกันเกิดจากลมสินค้าที่พัดในแนวตะวันออกเฉียงใต้ (Southeast Trade Wind) ข้ามมหาสมุทรแปซิฟิกทางด้านใต้เขตศูนย์สูตร ลักษณะเช่นนี้ทำให้เกิดการหมุนเวียนของมวลอากาศในมหาสมุทรแปซิฟิกทางด้านใต้เส้นศูนย์สูตร มีชื่อเรียกว่า Walker Circulation Cell

ลมสินค้าที่พัดในแนวตะวันออกเฉียงใต้ทำให้น้ำในมหาสมุทรมีการเคลื่อนที่ข้ามไปทางฝั่งตะวันตก มวลน้ำอุ่นที่ไหลในเขตศูนย์สูตรเกิดเป็นรูปลิ่มทางด้านฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกเรียกว่า Pacific Warm Pool เนื่องจากการเคลื่อนที่ของ Equatorial Current ไปทางด้านตะวันตก ทำให้ Pacific Warm Pool ทางด้านฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกมีความหนากว่าทางด้านฝั่งตะวันออก **(ภาพที่ 9.12a)**

9.9.2. El Nino-Southern Oscillation (ENSO)

กระแสน้ำอุ่นที่มักเกิดขึ้นในช่วงคริสต์มาสดังนั้นจึงมีการเรียกชื่อว่า El Nino เป็นภาษาสเปน ซึ่งแปลว่า เพื่อเด็กๆ เป็นการระลึกถึงพระเยซูในช่วงวัยเด็ก ขณะเดียวกันปรากฏการณ์ความผันแปรของความกดอากาศที่มาพร้อมกับกระแสน้ำอุ่น เรียกว่า Southern Oscillation ทำให้ปัจจุบันมีการรวมเอาผลที่เกิดขึ้นทั้งส่วนที่เกิดขึ้นมหาสมุทรและบรรยากาศเข้าด้วยกันเรียกว่า El Nino-Southern Oscillation (ENSO) ซึ่งมีการเกิดสลับกันระหว่าง ENSO warm phase กับ ENSO cold phase รวมถึงผลที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทางสภาพแวดล้อม

ENSO warm phase (El Nino)

ภาพที่ 9.12b แสดงถึงสภาพภูมิอากาศและมหาสมุทรในช่วง ENSO warm phase โดยทั่วไปเรียกว่า El Nino สภาพความกดอากาศสูงตามแนวชายฝั่งของทวีปอเมริกาใต้อ่อนกำลังลง เป็นการลดความแตกต่างระหว่างความกดอากาศสูงและความกดอากาศต่ำในเขต Walker Circulation Cell ส่งผลทำให้ลมสินค้าพัดที่พัดในแนวตะวันออกเฉียงใต้ (Southeast trade winds) สลายตัวหายไป ขณะเดียวกันก็มีลมสินค้าพัดไปในทิศทางตรงกันข้าม

เมื่อไม่มีลมสินค้าที่พัดในแนวตะวันออกเฉียงใต้ ทำให้ Pacific Warm Pool ที่เกิดขึ้นทางด้านฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกมีการไหลข้ามมหาสมุทรไปทางฝั่งของทวีปอเมริกาใต้ ส่งผลทำให้กระแสน้ำ Equatorial Countercurrent ไหลแรงขึ้นกว่าเดิม ส่งผลทำให้ Pacific Warm Pool เกิดแถบของมวลน้ำอุ่นเยียดยาวข้ามมหาสมุทรแปซิฟิกบริเวณศูนย์สูตร ในช่วงที่เกิด El Nino รุนแรง อุณหภูมิของน้ำทะเลบริเวณชายฝั่งของประเทศเปรูเพิ่มขึ้นสูงกว่าเดิมถึง 10 องศาเซลเซียส และมีระดับน้ำทะเลเฉลี่ยเพิ่มขึ้นสูงถึง 20 เซนติเมตร เนื่องจากการขยายตัวของน้ำทะเลที่มีอุณหภูมิสูงขึ้นตามแนวชายฝั่ง

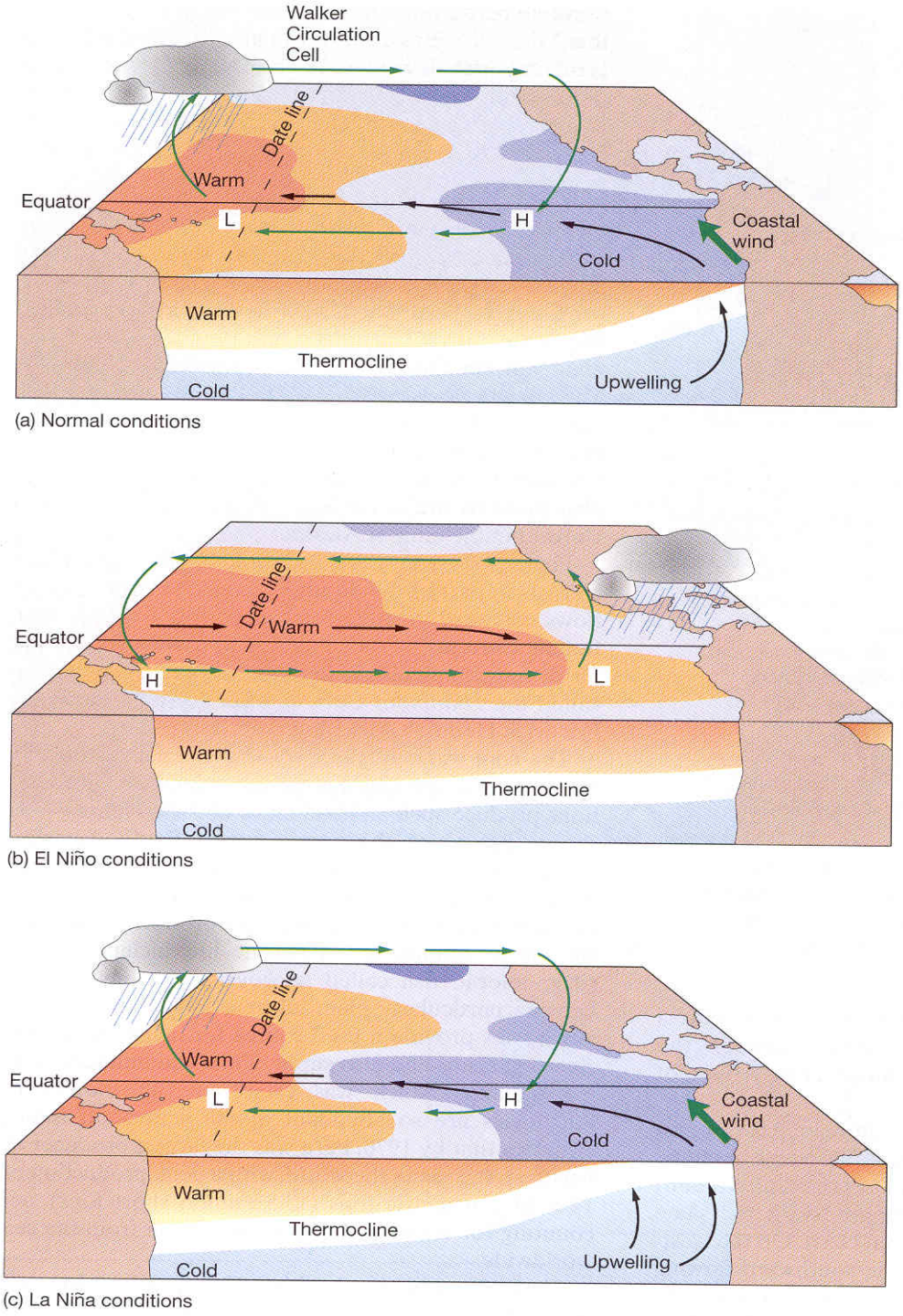
เนื่องจากมวลของน้ำอุ่นขึ้นส่งผลทำให้อุณหภูมิของผิวน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้นในแถบศูนย์สูตร ส่งผลกระทบต่อแนวปะการังและสิ่งมีชีวิตในทะเลแถบนี้ มวลของน้ำอุ่นนี้ยังแพร่กระจายไปถึงแถบชายฝั่งของทวีปอเมริกาใต้ และมีการเคลื่อนที่ไปทางเหนือและใต้ทางด้านฝั่งตะวันตกของทวีปอเมริกา ส่งผลให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้นและมีพายุเฮอร์ริเคน (Hurricane) เกิดขึ้นในบริเวณฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก

การไหลของมวลน้ำอุ่นข้ามมหาสมุทรแปซิฟิกส่งผลทำให้ความลาดชันของชั้นเทอร์โมไคล์ (Thermocline) ที่อยู่ระหว่างชั้นของมวลน้ำอุ่นและน้ำเย็นากลายเป็นอยู่ในแนวราบมีระดับความลึกของชั้นเทอร์โมไคล์ ที่ใกล้เคียงกัน (**ภาพที่ 9.12b**) ใกล้ชายฝั่งของประเทศเปรู การจมตัวของน้ำ (Upwelling) จะเกิดขึ้นเฉพาะมวลของน้ำอุ่นที่อยู่ด้านบนซึ่งมีธาตุอาหารอยู่ในประมาณต่ำ โอกาสที่มวลของน้ำเย็นด้านล่างที่มีธาตุอาหารอุดมสมบูรณ์จะไหลขึ้นมาสู่ด้านบนมีน้อยมาก ลักษณะเช่นนี้ทำให้กำลังผลิตเบื้องต้นในทะเลและความอุดมสมบูรณ์ของทรัพยากรทางทะเลลดน้อยลง

เนื่องจากมวลของกระแสน้ำอุ่นเคลื่อนที่ข้ามมหาสมุทรแปซิฟิกไปทางฝั่งตะวันออก เขตความกดอากาศต่ำก็เคลื่อนที่ตามมาด้วย ความกดอากาศต่ำดังกล่าวทำให้เกิดฝนตกมากตามแนวฝั่งตะวันตกของทวีปอเมริกาใต้ ในทางตรงกันข้าม ความกดอากาศสูงและอากาศที่แห้งแล้งกลับที่เข้ามาแทนในแถบประเทศอินโดนีเซียและทางตอนเหนือของทวีปออสเตรเลีย ส่งผลให้มีฝนตกน้อยเกิดความแห้งแล้งมาแทนที่

ENSO cold phase (La Nina)

ในสภาพที่เกิดขึ้นในทางตรงกันข้ามกับ El Nino ที่เรียกว่า ENSO cool phase หรือ La Nina **จากภาพที่ 9.12c** แสดงให้เห็นถึงสภาพการเกิด La Nina ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับสภาพปกติแต่มีความรุนแรงที่มากกว่าเนื่องจากความแตกต่างกันมากในเรื่องของความกดอากาศในแต่ละฝั่งของมหาสมุทร ฝั่งที่มีความกดอากาศสูงกว่าจะทำให้เกิด Walker Circulation Cell ที่รุนแรงกว่ารวมทั้งลมสินค้าก็มีการพัดที่รุนแรง ลักษณะเช่นนี้ทำให้เกิดการจมตัวของน้ำ (Upwelling) เกิดขึ้นบ่อยครั้ง ชั้นเทอร์โมไคล์ ที่เกิดขึ้นทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกตื้นกว่าสภาพปกติ สภาพที่เกิด La Nina ขึ้นโดยทั่วไปแล้วก็จะมี El Nino เกิดตามมา จากการบันทึกในช่วง 100 ปีที่ผ่านมาพบว่ามีการเกิด El Nino ทุก 2-10 ปี มีรูปแบบที่ไม่สม่ำเสมอ เชื่อว่าการเกิด El Nino อาจมีสาเหตุมาจากอุณหภูมิของโลกที่เพิ่มสูงขึ้น



ภาพที่ 9.12. แสดงสภาพปกติ การเกิดปรากฏการณ์ El Nino และ La Nina

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

9.10. การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรอินเดีย (Indian ocean circulation)

ในช่วงเดือนพฤศจิกายน ถึง เดือนมีนาคม การหมุนเวียนของกระแสน้ำในแถบศูนย์สูตรของมหาสมุทรอินเดียจะมีความคล้ายคลึงกับมหาสมุทรอื่นๆ เนื่องจากการไหลไปทางด้านตะวันตกของ North Equatorial Current และ South Equatorial Current ที่คั่นกลางโดย Equatorial Countercurrent ที่ไหลกลับไปทางฝั่งตะวันออก ที่แตกต่างไปจากมหาสมุทรแอตแลนติกและมหาสมุทรแปซิฟิก ก็คือการไหลของ Equatorial Countercurrent จะอยู่ระหว่าง 2-8 องศาใต้ของเส้นศูนย์สูตรแทนที่จะอยู่เหนือเส้นศูนย์สูตร การไหลในลักษณะนี้เนื่องจากมหาสมุทรอินเดียส่วนใหญ่อยู่ในแถบซีกโลกใต้ กระแสลมที่พัดทางตอนเหนือของในมหาสมุทรอินเดียจะมีรูปแบบที่ผันแปรไปตามฤดูกาล หรือที่เรียกว่า ลมมรสุม (Monsoon) โดยในช่วงฤดูหนาว กระแสลมที่อยู่เหนือพื้นดินในแถบทวีปเอเชียจะเย็นตัวอย่างรวดเร็ว เกิดความกดอากาศสูง ทำให้เกิดลมสินค้าที่พัดในแนวตะวันออกเฉียงเหนือจากพื้นดินลงสู่มหาสมุทร เรียกว่า ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (Northeast monsoon) ในช่วงฤดูร้อน กระแสลมจะพัดในทิศทางกลับกันเนื่องจากส่วนที่เป็นพื้นดินได้รับความร้อนเพิ่มขึ้นทำให้เกิดความกดอากาศสูงเกิดขึ้นในมหาสมุทร ทำให้กระแสลมพัดจากมหาสมุทรเข้าสู่พื้นดิน เรียกว่า ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (Southwest monsoon)

กระแสน้ำ North Equatorial Current จะไม่ปรากฏในช่วงฤดูแล้ง ในช่วงที่เกิดลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ กระแสน้ำจะไหลจากฝั่งตะวันตกข้ามมหาสมุทรอินเดียไปยังฝั่งตะวันออกกลายเป็น Somali Current ซึ่งไหลขึ้นไปทางทิศเหนือจากเขตศูนย์สูตร ตามแนวฝั่งของแอฟริกาด้วยความเร็วประมาณ 4 กิโลเมตร/ชั่วโมง ส่งต่อให้กับ Southwest Monsoon Current ในช่วงเดือนกันยายน หรือเดือนตุลาคม เกิดลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือขึ้น ทำให้มี North Equatorial Current ปรากฏขึ้นอีกครั้งหนึ่ง

การหมุนเวียนของกระแสน้ำผิวน้ำในเขตมหาสมุทรอินเดียทางตอนใต้ (Indian Ocean Gyres) ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับ Subtropical gyres ที่เกิดขึ้นทางตอนล่างของมหาสมุทรอื่นๆ โดยเมื่อเกิดลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือขึ้น กระแสน้ำ South Equatorial Current ก็จะพัดไปทางตะวันออกของแอฟริกาแล้วแบ่งมวลให้กับ Equatorial Countercurrent และ Agulhas Current โดย Agulhas Current จะไหลลงทางทิศใต้ทางฝั่งตะวันออกของแอฟริกา แล้วเข้ารวมตัวกับกระแสน้ำ

West Wind Drift ไหลมายังฝั่งตะวันออก จากนั้นก็ไหลกลับขึ้นทางทิศเหนือโดย West Australian Current ซึ่งถือเป็นกระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก จากนั้นก็ไหลเข้าสู่ South Equatorial Current เป็นการครบรอบของ Gyres

กระแสน้ำแนวฝั่งตะวันออก ที่เป็นองค์ประกอบของ Tropical gyres ในมหาสมุทรอื่นๆ จะพัดเอากระแสน้ำเย็นเข้าสู่บริเวณศูนย์สูตรทำให้เกิดความแห้งแล้งตามแนวชายฝั่ง แต่ในมหาสมุทรอินเดียทางตอนใต้ จะมี Leeuwin Current เกิดขึ้นมาแทนที่ West Australian Current โดย Leeuwin Current จะนำเอากระแสน้ำอุ่นไหลไปทางทิศใต้ตามชายฝั่งของทวีปออสเตรเลียทำให้มีฝนตกในช่วงดังกล่าวและมีการยกตัวสูงขึ้นทางชายฝั่งตะวันออกโดยกระแสน้ำ Pacific Equatorial Current อย่างไรก็ตาม Leeuwin Current จะอ่อนกำลังลงหากมีกระแสน้ำเย็น Western Australian Current นำเอาเอาความแห้งแล้งมาแทนในช่วงที่มีการเกิด El Nino

9.11. กระแสน้ำลึก (Deep Current)

กระแสน้ำลึกจะเกิดขึ้นในเขตความลึกที่ต่ำกว่าชั้น Pycnocline ดังนั้นจึงมีอิทธิพลอย่างมากต่อน้ำในมหาสมุทรที่มีเหลืออีกกว่า 90 เปอร์เซ็นต์ นอกเหนือจากที่ได้รับอิทธิพลจากกระแสน้ำผิวน้ำ (Surface current) ความแตกต่างในเรื่องความหนาแน่นของน้ำ (Density) เป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดกระแสน้ำลึก แม้ว่าความหนาแน่นจะมีความแตกต่างกันเพียงเล็กน้อยแต่ก็สามารถทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของมวลน้ำได้ ความผันแปรของความหนาแน่นของน้ำจนก่อให้เกิดการหมุนเวียนของน้ำในมหาสมุทรเกิดจากสาเหตุที่มีความแตกต่างในเรื่องของอุณหภูมิ (Temperature) และความเค็ม (Salinity) ดังนั้นการหมุนเวียนของน้ำในมหาสมุทรในระดับลึกจึงมักจะเรียกว่า Thermohaline circulation

9.11.1. จุดกำเนิดของ Thermohaline circulation

จากการที่ได้กล่าวในบทข้างต้นแล้วว่า ความหนาแน่นของน้ำจะเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิของน้ำลดลงและความเค็มของน้ำเพิ่มขึ้น โดนทั่วไปอุณหภูมิจะมีอิทธิพลมากต่อความหนาแน่นของน้ำในมหาสมุทร แต่ความเค็มจะมีบทบาทสำคัญต่อความหนาแน่นมากกว่าอุณหภูมิในเขตละติจูดสูงหรือเขตหนาวซึ่งเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำและค่อนข้างคงที่

น้ำในมหาสมุทรที่เกี่ยวข้องกับกระแสน้ำลึก (Deep-ocean current) จะเริ่มตั้งแต่บริเวณผิวน้ำในเขตละติจูดสูง เมื่อบริเวณผิวน้ำมีอุณหภูมิต่ำลงและความเค็มเพิ่มขึ้นเนื่องจากน้ำมีการแข็งตัว

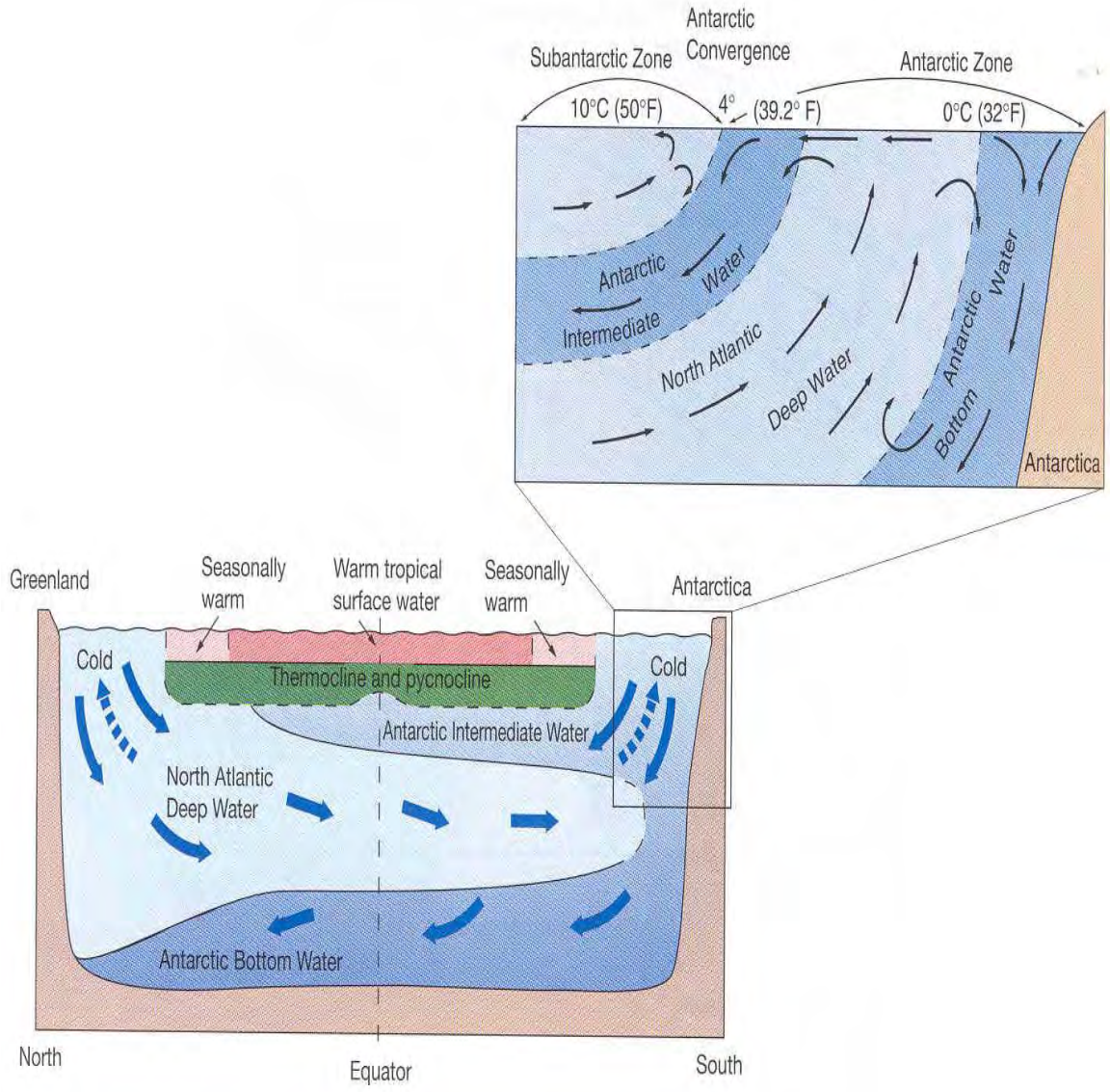
เมื่อน้ำบริเวณผิวน้ำมีความหนาแน่นถึงจุดสูงสุดก็จะมีการจมตัว (Downwelling) ทำให้เกิดกระแสน้ำลึกขึ้น ขณะเดียวกันน้ำที่อยู่ในระดับลึกก็เคลื่อนตัวขึ้นมาแทนที่บริเวณผิวน้ำ (Upwelling) ในเขตละติจูดสูงที่มีอุณหภูมิในระดับผิวน้ำและระดับล่างใกล้เคียงกัน (Isothermal) จะไม่มีเทอร์โมไคล์เกิดขึ้น ดังนั้นการจมตัวลงด้านล่างและการเคลื่อนตัวขึ้นสู่ด้านบนของมวลน้ำ (Downwelling and Upwelling) จะเกิดขึ้นได้ยาก กระแสน้ำลึก (Deep-water current) เป็นการเคลื่อนที่ของมวลน้ำมหาศาลแต่มีความเร็วต่ำกว่ากระแสน้ำผิวน้ำ โดยมีอัตราความเร็วเพียง 10-20 กิโลเมตร/ปี เท่านั้น หรือสามารถกล่าวได้ว่ากระแสน้ำลึกใช้ระยะเวลา 1 ปี ขณะที่กระแสน้ำผิวน้ำใช้ระยะเวลาเพียง 1 ชั่วโมงเท่านั้น

9.11.2. แหล่งของมวลน้ำลึก (Source of Deep Water)

ในแถบขั้วโลกใต้ มวลน้ำลึก (Deep water) จะอยู่บริเวณใต้แผ่นน้ำแข็งตามแนวไหล่ทวีปแอนตาร์กติก การเย็นตัวลงอย่างรวดเร็วจนถึงจุดเยือกแข็งในช่วงฤดูหนาวทำให้เกิดมวลน้ำเย็นที่มีความหนาแน่นสูงจมตัวลงสูงบริเวณไหล่ทวีปแอนตาร์กติกกลายเป็น Antarctic Bottom Water เป็นน้ำในทะเลเปิดที่มีความหนาแน่นสูงสุด (**ภาพที่ 9.13)** Antarctic Bottom Water จะจมตัวลงอย่างช้าๆ และกระจายครอบคลุมพื้นมหาสมุทรทั่วโลก การกลับขึ้นมาสู่ผิวน้ำของมวลน้ำลึกนี้อีกครั้งหนึ่งนั้นอาจใช้ระยะเวลาถึง 1,000 ปี

ในแถบขั้วโลกเหนือ มวลน้ำขนาดใหญ่ที่เป็นน้ำลึกจะเกิดขึ้นในทะเล Norwegian บริเวณทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของเกาะกรีนแลนด์ ทะเล Labrador และน้ำที่มีความเค็มสูงจากทะเลเมดิเตอร์เรเนียน จากนั้นก็ไหลลงสู่ด้านล่างของกระแสน้ำผิวน้ำในแถบมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือและแพร่กระจายครอบคลุมพื้นมหาสมุทรทั่วโลก กลายเป็น North Atlantic Deep Water อยู่ด้านบนของ Antarctic Bottom Water เนื่องจากมีความหนาแน่นน้อยกว่า (**ภาพที่ 9.13)**

การเกิด Subtropical convergence จะไม่ทำให้เกิดมวลน้ำลึกแม้ว่ามวลของน้ำอุ่นจะมีความหนาแน่นจนสามารถทำให้เกิดการจมตัวได้ก็ตาม แต่ในแนว Arctic convergence และ Antarctic convergence สามารถทำให้เกิดมวลน้ำลึกเกิดขึ้นได้ โดยมวลของน้ำลึกจะก่อตัวจากการจมตัวของ Antarctic convergence เรียกว่า Antarctic Intermediate Water (**ภาพที่ 9.13)** แต่นักวิทยาศาสตร์ยังมิได้มีการศึกษาถึงรายละเอียดของมวลน้ำนี้



ภาพที่ 9.13. แหล่งที่มาของมวลน้ำลึก

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

จากภาพที่ 9.13 จะเห็นได้ว่าในเขตละติจูดต่ำ แนวเขตแดนระหว่างมวลน้ำอุ่นที่อยู่ในระดับบนกับมวลของเย็นที่อยู่ในระดับลึกจะถูกคั่นไว้โดยชั้นเทอร์โมไคล์ และ Pycnocline ทำให้ไม่

เกิดการผสมผสานของมวลน้ำตามแนวดิ่ง (Vertical mixing) แต่ในเขตละติจูดสูงจะไม่มีชั้น Pycnocline เป็นตัวขวางกั้น ทำให้เกิดการผสมผสานของมวลน้ำตามแนวดิ่งเกิดขึ้น (Upwelling and Downwelling)

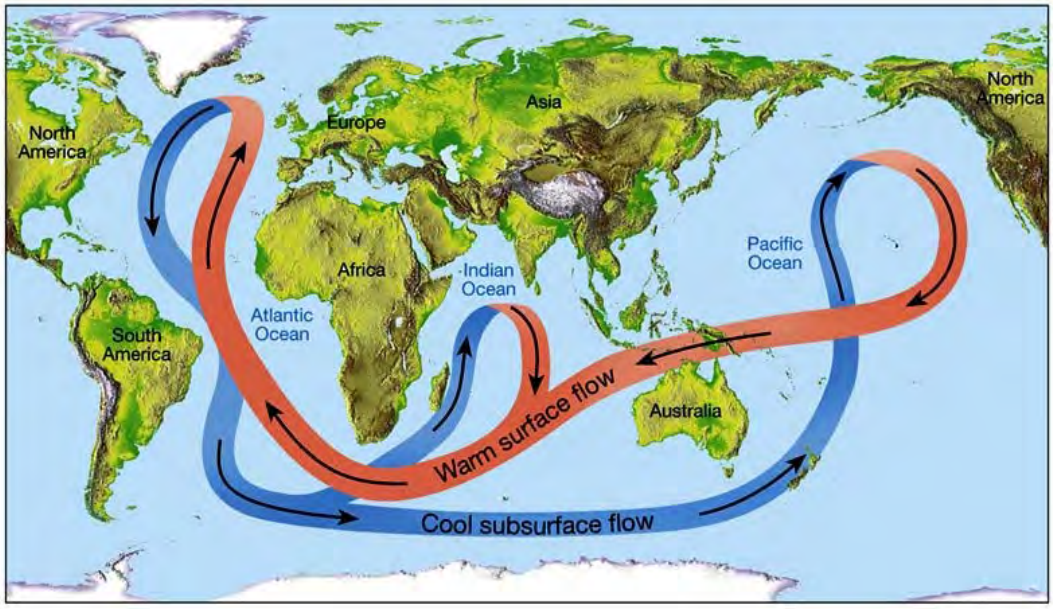
การแบ่งชั้นของน้ำตามความหนาแน่นที่เกิดขึ้นในมหาสมุทรแปซิฟิกและมหาสมุทรอินเดียมีรูปแบบที่คล้ายคลึงกันเนื่องจากได้รับมวลน้ำลึกจากแถบซีกโลกเหนือเหมือนกัน ในมหาสมุทรแปซิฟิกทางตอนเหนือ น้ำบริเวณผิวน้ำจะมีความเค็มต่ำทำให้ไม่มีการจมตัวไปผสมกับมวลน้ำลึก

9.11.3. การหมุนเวียนของการแสน้ำลึกทั่วโลก (Worldwide Deep-Water Circulation)

น้ำทะเลทุก 1 ลิตร ที่มีการจมตัวจากผิวน้ำลงสู่ทะเลลึก ก็จะมีน้ำจากระดับลึกขึ้นมาแทนที่ 1 ลิตร เช่นเดียวกัน แต่เป็นการยากในการที่จะจำแนกว่าน้ำในระดับลึกได้ไหลมาแทนที่ในบริเวณใด โดยทั่วไปเชื่อว่าจะค่อยๆ เกิดขึ้น การไหลของกระแสน้ำลึกส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นทางด้านฝั่งตะวันตก เนื่องจากอิทธิพลของแรงเสมือน (Coriolis effect) และลักษณะพื้นของมหาสมุทร

ภาพที่ 9.14 แสดงถึงแบบจำลองโดยการรวมเอา Thermohaline circulation กับกระแสน้ำผิวน้ำ (Surface current) ซึ่งรูปแบบการไหลเวียนจะมีลักษณะคล้ายสายพานขนาดใหญ่ เรียกว่า Conveyer-Belt Circulation เริ่มต้นจากมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือ โดยกระแสน้ำผิวน้ำกัลป์สตรีม จะนำเอากระแสอุ่นไปยังเขตละติจูดสูง ทำให้มีการถ่ายเทความร้อนสู่บรรยากาศด้านบน ก่อให้เกิดความอบอุ่นในแถบทวีปยุโรปทางตอนเหนือ

เมื่อความเย็นของน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนือเย็นตังลงจนทำให้น้ำบริเวณผิวน้ำมีความหนาแน่นสูงมีการจมตัวลงสู่พื้นมหาสมุทรและมีการไหลลงทางทิศใต้ ไปยังตอนใต้ของของทวีปแอฟริกา เข้ารวมตัวกันกระน้ำลึกที่อยู่รอบๆ ทวีปแอนตาร์กติกและไหล่ไปแนวไหลทวีป ก่อนที่จะไหลขึ้นไปทางทิศเหนือเข้าสู่พื้นทะเลระดับลึกของมหาสมุทรอินเดียและแปซิฟิก จากนั้นก็ไหลไปทางตะวันตกก่อนที่จะไหลขึ้นทางทิศเหนือเข้าสู่มหาสมุทรแอตแลนติกทางตอนเหนืออีกครั้ง



ภาพที่ 9.14. Conveyer-Belt Circulation

(ที่มา : http://web.uvic.ca/~rdewey/eos110/webimages.html)

9.11.4. การละลายของออกซิเจนในน้ำลึก (Dissolve Oxygen in Deep Water)

น้ำเย็นมีความสามารถในการละลายได้ของออกซิเจนมากกว่าในน้ำอุ่น ดังนั้น การหมุนเวียนของกระแสน้ำเย็นเป็นการนำเอาออกซิเจนจากบริเวณผิวน้ำลงไปสู่ระดับล่างของมหาสมุทร ขณะเดียวกันเมื่อมีออกซิเจนพอเพียงก็จะมีการย่อยสลายซากสิ่งมีชีวิต ปลดปล่อยเอาธาตุอาหารออกมา ในช่วงแรกที่มีการกำเนิดมหาสมุทร น้ำในทะเลลึกส่วนใหญ่ยังคงเป็นน้ำอุ่น ทำให้มหาสมุทรส่วนใหญ่มีออกซิเจนละลายอยู่น้อยกว่าทุกวันนี้ หากน้ำบริเวณผิวน้ำในแถบละติจูดสูงไม่มีการจมตัวและไหลลงสู่ทะเลลึกและน้ำในระดับลึกไม่เคลื่อนตัวขึ้นสู่ผิวน้ำ การกระจายของ

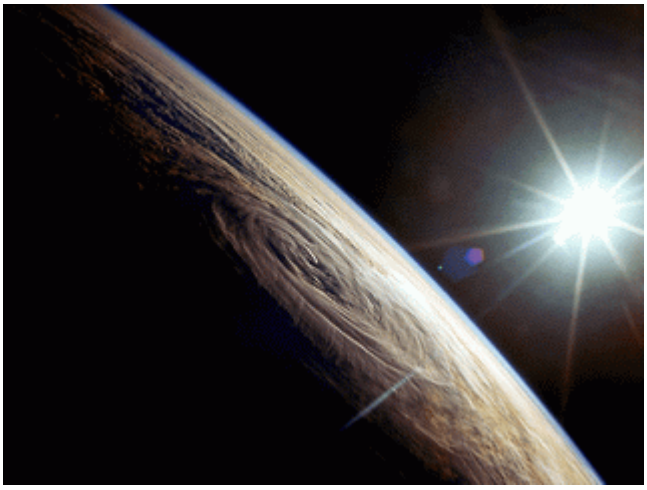
สิ่งมีชีวิตจะมีความแตกต่างกันมาก อาจไม่มีสิ่งมีชีวิตในระดับลึกเนื่องจากไม่มีออกซิเจนสำหรับการหายใจ สิ่งมีชีวิตที่อาศัยบริเวณผิวน้ำเองก็ต้องอาศัยหนาแน่นในบริเวณที่มีออกซิเจนสูงและมีสารอาหารอุดมสมบูรณ์ ซึ่งอาจจะเป็นบริเวณปากแม่น้ำ เป็นต้น

9.11.5. Thermohaline Circulation และการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ

การเปลี่ยนแปลงรูปแบบการหมุนเวียนของกระแสน้ำลึกจะส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาวะภูมิอากาศบนโลก หากน้ำทะเลไม่มีการจมตัว ผิวของมหาสมุทรที่รับและดูดซับเอาพลังงานความร้อนมหาศาลจากดวงอาทิตย์จะทำให้อุณหภูมิของน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้น ส่งผลให้อุณหภูมิของพื้นดินสูงขึ้นตามไปด้วย ในทางกลับกัน การเกิดสภาวะก๊าซเรือนกระจกทำให้ภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง ส่งผลให้เกิดการผันแปรในเรื่องการไหลเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร อุณหภูมิที่สูงขึ้นทำให้น้ำแข็งขั้วโลกละลาย ทำให้เกิดแอ่งน้ำจืดที่มีความหนาแน่นต่ำบริเวณผิวน้ำในมหาสมุทรแอตแลนติก น้ำจืดที่เกิดขึ้นจะยับยั้งการจมตัวของน้ำที่จะก่อให้เกิด North Atlantic Deep Water ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปแบบการไหลเวียนของกระแสน้ำลึกและส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนสภาพภูมิอากาศ อันจะส่งผลอย่างใหญ่หลวงต่อสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่บนโลกใบนี้

บทที่ 10
ภูมิอากาศเหนือมหาสมุทร

เมื่อมองดูจากอวกาศ จะเห็นว่าโลกของเรามีบรรยากาศชั้นบางๆ ห่อหุ้มอยู่ บรรยากาศส่วนใหญ่มีลักษณะโปร่งแสง มองเห็นเป็นฝ้าบางๆ ที่ขอบของโลก นอกจากนั้นยังมีกลุ่มเมฆสีขาวซึ่งเกิดจากน้ำในบรรยากาศ เมื่อเปรียบเทียบความหนาของบรรยากาศเพียงไม่กี่ร้อยกิโลเมตร กับรัศมีของโลกซึ่งยาวถึง 6,400 กิโลเมตร จะเห็นว่าบรรยากาศของโลกนั้นบางมาก ดังนั้นบรรยากาศของโลกจึงอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลง ยกตัวอย่าง เช่น เมื่อเกิดภูเขาไฟระเบิดขึ้น ณ ที่แห่งหนึ่ง กระแสลมก็สามารถหอบเอาเถ้าภูเขาไฟ ไปยังอีกซีกหนึ่งของโลก ซึ่งเ ส่งผลให้ภูมิอากาศของโลกเปลี่ยนแปลงไปด้วย



ภาพที่ 1 บรรยากาศของโลกเมื่อมองดูจากอวกาศ
ที่มา : http://www.lesaproject.com/lesa/atmosphere/atm_structure/atm_structure_index.htm

10.1. กำเนิดของบรรยากาศ

โลกของเราเกิดขึ้นพร้อมๆ กับดวงอาทิตย์ และดาวเคราะห์ดวงอื่นๆ ในระบบสุริยะเมื่อประมาณ 4,600 ล้านปีมาแล้ว ก๊าซและฝุ่นรวมตัวก่อกำเนิดเป็นดวงอาทิตย์และดาวเคราะห์ โลกในยุคแรกเป็นของเหลวหนืดร้อน ถูกกระหน่ำชนด้วยอุกกาบาตขนาดใหญ่ตลอดเวลา องค์ประกอบซึ่งเป็นธาตุหนัก เช่น โลหะ จมตัวลงสู่แกนกลางของโลก องค์ประกอบซึ่งเป็นธาตุเบา เช่น ซิลิคอน และก๊าซต่างๆ ลอยตัวขึ้นสู่พื้นผิว โลกถูกปกคลุมก๊าซไฮโดรเจน

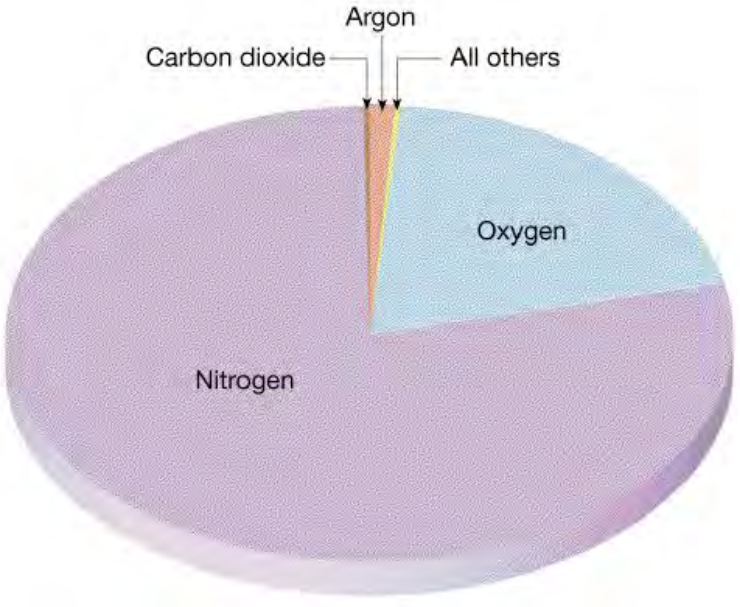
ไนโตรเจน และคาร์บอนไดออกไซด์ เนื่องจากพื้นผิวโลกร้อนมาก ประกอบกับอิทธิพลของลมสุริยะ จึงทำให้ก๊าซไฮโดรเจนแตกตัวเป็นประจุ (Ion) และหลุดหนีสู่อวกาศ ปริมาณก๊าซไฮโดรเจนในบรรยากาศจึงลดลง

ภาพที่ 10.1 พื้นโลกและบรรยากาศในช่วงแรกที่โลกกำเนิดขึ้น
(ที่มา : http://ircamera.as.arizona.edu/MIRI/life.htm)

ในเวลาต่อมาเปลือกโลกเริ่มเย็นตัวลงเป็นของแข็ง องค์ประกอบที่เบากว่าซึ่งถูกกักขังไว้ภายใน พยายามแทรกตัวออกตามรอยแตกของพื้นผิว เช่น ภูเขาไฟระเบิด องค์ประกอบหลักของบรรยากาศโลกเป็นก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ และไนโตรเจน ต่อมาเมื่อโลกเย็นตัวลงจนไอน้ำในอากาศสามารถควบแน่นทำให้เกิดฝน น้ำฝนได้ละลายคาร์บอนไดออกไซด์ลงมาบนพื้นผิวโลก ทำให้ปริมาณของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ลดลง น้ำฝนจำนวนมากสะสมและรวมตัวกัน ในบริเวณแอ่งที่ต่ำ กลายเป็นทะเลและมหาสมุทร ในช่วงเวลานั้นเริ่มเกิดวิวัฒนาการของสิ่งมีชีวิตกำเนิดขึ้น โดยสิ่งมีชีวิตในยุคแรกอาศัยอยู่ตามใต้มหาสมุทร ดำรงชีวิตโดยใช้พลังงานเคมีและความร้อนจากภูเขาไฟใต้ทะเล จนกระทั่ง 2,000 ล้านปีต่อมา สิ่งมีชีวิตได้วิวัฒนาการให้มีการสังเคราะห์แสง เช่น แพลงก์ตอน สาหร่าย และพืช ดึงคาร์บอนไดออกไซด์ในอากาศและน้ำทะเล มาสร้างน้ำตาล และให้ผลผลิตเป็นก๊าซออกซิเจนออกมา องค์ประกอบของบรรยากาศโลกจึงเปลี่ยนแปลงไป ก๊าซออกซิเจนกลายเป็นองค์ประกอบหลักแทนก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์

10.2. องค์ประกอบของบรรยากาศ

ในชั้นบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลกประกอบด้วยก๊าซชนิดต่าง ๆ ในปริมาณสัดส่วนที่แตกต่างกัน **ดังแสดงในภาพที่ 10.2** ประมาณ 99 เปอร์เซ็นต์ ประกอบไปด้วย ไนโตรเจน (78 เปอร์เซ็นต์) และ ออกซิเจน (21 เปอร์เซ็นต์) ที่น่าสนใจก็คือ มีปริมาณไฮโดรเจนน้อยมาก ส่วนใหญ่เป็นองค์ประกอบในรูปไอน้ำในชั้นบรรยากาศ อย่างไรก็ตามก๊าซต่าง ๆ ที่เป็นองค์ประกอบอยู่ในไอน้ำมีเพียง 1.5 เปอร์เซ็นต์ เท่านั้น การเคลื่อนที่ของมวลอากาศในชั้นบรรยากาศจากพื้นที่หนึ่งไปยังอีกพื้นที่หนึ่งเกิดขึ้นเนื่องจากความแตกต่างในเรื่องความหนาแน่น โดยความหนาแน่นของมวลอากาศจะเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิลดลง ความกดดันบรรยากาศเพิ่มขึ้น ระดับความสูงเพิ่มขึ้น และองค์ประกอบของไอน้ำในอากาศลดลง ขณะเดียวกัน ความหนาแน่นของมวลอากาศกลับลดลงเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น ความกดดันบรรยากาศลดลง ระดับความสูงต่ำลง และองค์ประกอบของไอน้ำในอากาศเพิ่มขึ้น แรงกดและน้ำหนักของมวลอากาศที่กระทำต่อพื้นผิวโลก เรียกว่า แรงกดดันบรรยากาศ (Atmospheric pressure) การวัดค่าแรงกดดันของชั้นบรรยากาศที่กระทำต่อผิวโลกจะมีหน่วยวัดหลายรูปแบบ โดยค่าแรงกดดันเหนือระดับน้ำทะเล จะมีค่าเท่ากับ 1,013.25 มิลลิบาร์ หรือเท่ากับ 14.7 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว หรือเท่ากับ 760 มิลลิเมตรปรอท ในบริเวณที่มีค่าความกดอากาศสูงก็จะมีแรงกดดันสูง



ภาพที่ 10.2. กราฟแสดงองค์ประกอบของก๊าซต่างๆ ในบรรยากาศ

(ที่มา : http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/geos103_outline.html)

10.3. ชั้นบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลก

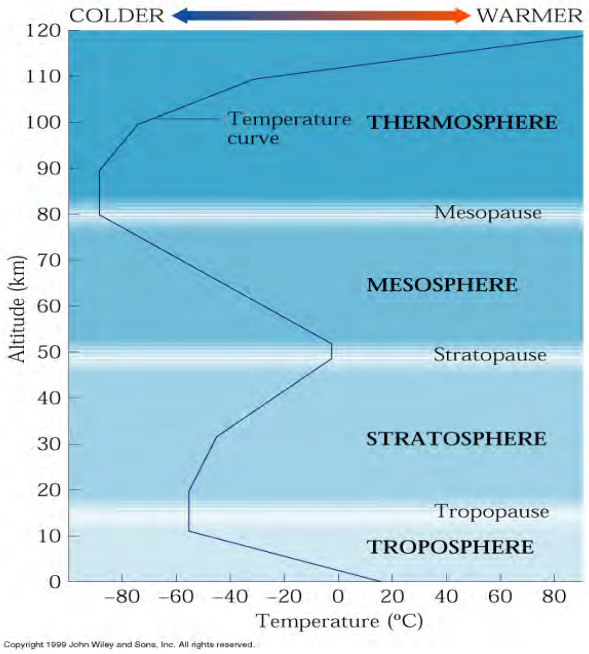
ส่วนที่เป็นของแข็งบนโลกที่เราอาศัยอยู่ถูกห่อหุ้มด้วยองค์ประกอบสองชั้นด้วยกัน คือ ส่วนของพื้นน้ำที่เป็นพื้นมหาสมุทร กับ ส่วนที่เป็นบรรยากาศเหนือพื้นโลก พื้นผิวโลกที่เป็นส่วนของมหาสมุทรกว่า 71 เปอร์เซ็นต์ที่สัมผัสกับบรรยากาศ ลักษณะเช่นนี้ทำให้เกิดปฏิสัมพันธ์ระหว่างผิวน้ำทะเลกับบรรยากาศ จากปฏิสัมพันธ์ที่เกิดขึ้นทำให้เกิดปรากฏการณ์ต่างๆ เช่น เมฆ ลม พายุ ฝน และ หมอก เป็นต้น ในชั้นบรรยากาศที่ปกคลุมผิวโลกและมีก๊าซต่างๆ เป็นองค์ประกอบอยู่นั้น จะมีความหนาประมาณ 90 กิโลเมตร ความหนาแน่นของชั้นบรรยากาศจะลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้น ประมาณ 90 เปอร์เซ็นต์ของมวลอากาศจะพบที่ระดับพื้นผิวโลกถึงระดับความสูงประมาณ 15 กิโลเมตร และประมาณ 99 เปอร์เซ็นต์ของมวลอากาศทั้งหมด จะพบอยู่ที่ระดับความสูงไม่เกิน 30 กิโลเมตรจากพื้นโลก สามารถแบ่งชั้นบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลกได้ 4 ชั้น ตามระดับความสูง คือ

1. ชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) ชั้นนี้มีความหนาจากระดับพื้นผิวโลกถึงระดับความสูงประมาณ 15 กิโลเมตร ร้อยละ 80 ของมวลอากาศทั้งหมดอยู่ในบรรยากาศชั้นนี้ แหล่งกำเนิดความร้อนของโทรโพสเฟียร์ คือ พื้นผิวโลกซึ่งดูดกลืนรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์แล้วแผ่รังสีอินฟราเรดออกมา อุณหภูมิลดลงอย่างรวดเร็วตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น อุณหภูมิที่ระดับล่างเฉลี่ยประมาณ 16 องศาเซลเซียส ส่วนที่ระดับบนมีอุณหภูมิเฉลี่ยประมาณ-60 องศาเซลเซียส ในบรรยากาศชั้นนี้จะพบมีการระเหยของน้ำจากผิวโลก เมฆ การเคลื่อนที่ของมวลอากาศ และมีฝนตก เป็นชั้นบรรยากาศที่มีความหนาแน่นมากที่สุด เหนือบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟียร์ ขึ้นไปประมาณ 10 กิโลเมตร จะมีอุณหภูมิคงที่ คือ –60 องศาเซลเซียส เรียกชั้นอากาศนี้ว่า โทรโพพอส (Tropopause) ในบริเวณนี้มีการเคลื่อนที่ของกระแสลมอย่างรวดเร็วที่เรียกว่า Jet stream

2. ชั้นสตราโตสเฟียร์ (Stratosphere) บรรยากาศชั้นนี้มีความหนาประมาณ 28 กิโลเมตร เหนือชั้นโทรโปสเฟียร์ มวลอากาศในชั้นนี้มีร้อยละ 19.9 ของมวลอากาศทั้งหมด มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามระดับความสูง คือจาก –60 องศาเซลเซียส เพิ่มเป็น 0 องศาเซลเซียส เป็นชั้นที่ประกอบไปด้วยโอโซน ซึ่งเป็นชั้นที่กรองรังสีอุลตร้าไวโอเล็ต จากดวงอาทิตย์ที่ส่องมายังโลก ด้านบนของบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ หรือที่ระดับความสูงประมาณ 50 กิโลเมตร มีชั้นที่มีระดับอุณหภูมิคงที่ คือ 0 องศาเซลเซียส เรียกชั้นนี้ว่า Stratopause เครื่องบินไอพ่นจึงนิยมบินในตอนล่างของบรรยากาศชั้นนี้ เพื่อหลีกเลี่ยงสภาพอากาศที่รุนแรงในชั้นโทรโพสเฟียร์

3. ชั้นมีโซสเฟียร์ (Mesosphere) มีความหนาประมาณ 20 กิโลเมตร เหนือชั้น สตราโตสเฟียร์ มวลอากาศในชั้นนี้มีไม่ถึงร้อยละ 0.1 ของมวลอากาศทั้งหมด อุณหภูมิในชั้นนี้ลดลงอย่างรวดเร็วตามระดับความสูง คือ จาก 0 องศาเซลเซียส เป็น –80 องศาเซลเซียส ทีค่าความกดดันเพียงหนึ่งส่วนพัน เมื่อเทียบกับความกดดันบนพื้นโลก ด้านบนของชั้นมีโซสเฟียร์มีชั้นอุณหภูมิคงที่เช่นเดียวกับชั้นอื่นๆ เรียกว่า Mesopause ซึ่งมีความหนาประมาณ 10 กิโลเมตร

4. เทอร์โมสเฟียร์ (Thermosphere) มวลอากาศในชั้นเทอร์โมสเฟียร์มิได้อยู่ในสถานะของก๊าซ หากแต่อยู่ในสถานะของประจุไฟฟ้า เนื่องจากอะตอมของก๊าซไนโตรเจนและออกซิเจนในบรรยากาศชั้นบน ได้รับรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ เช่น รังสีเอ็กซ์ และแตกตัวเป็นประจุ อย่างไรก็ตามแม้ว่าบรรยากาศชั้นนี้จะมีอุณหภูมิสูงมาก แต่ก็มิได้มีความร้อนมาก เนื่องจากมีอะตอมของก๊าซอยู่เบาบางมาก (อุณหภูมิเป็นเพียงค่าเฉลี่ยของพลังงานในแต่ละอะตอม ปริมาณความร้อนขึ้นอยู่กับมวลทั้งหมดของสสาร) เหนือชั้นเทอร์โมสเฟียร์ขึ้นไป ที่ระยะสูงประมาณ 500 กิโลเมตร โมเลกุลของอากาศอยู่ห่างไกลกันมาก จนมิอาจสามารถวิ่งชนกับโมเลกุลอื่นได้ ในบางครั้งโมเลกุลซึ่งเคลื่อนที่เป็นเส้นตรงเหล่านี้ อาจหลุดพ้นอิทธิพลของแรงโน้มถ่วงโลก เราเรียกบรรยากาศในชั้นที่อะตอมหรือโมเลกุลของอากาศมีแนวโน้มจะหลุด



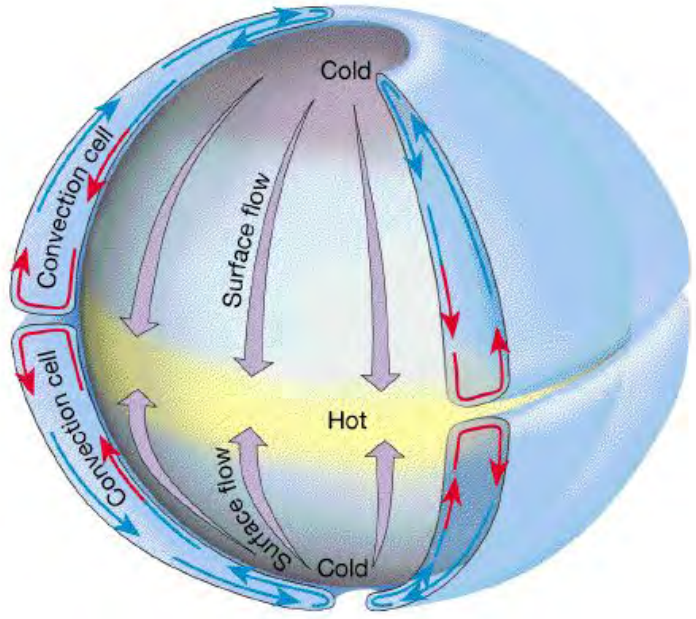
หนีไปสู่อวกาศนี้ว่า “เอ็กโซสเฟียร์” (Exosphere)

ภาพที่ 10.3. การแบ่งชั้นบรรยากาศ ตามการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ

(ที่มา: http://web.uvic.ca/~rdewey/eos110/webimages.html)

10.4. ระบบการหมุนเวียนของบรรยากาศโลก

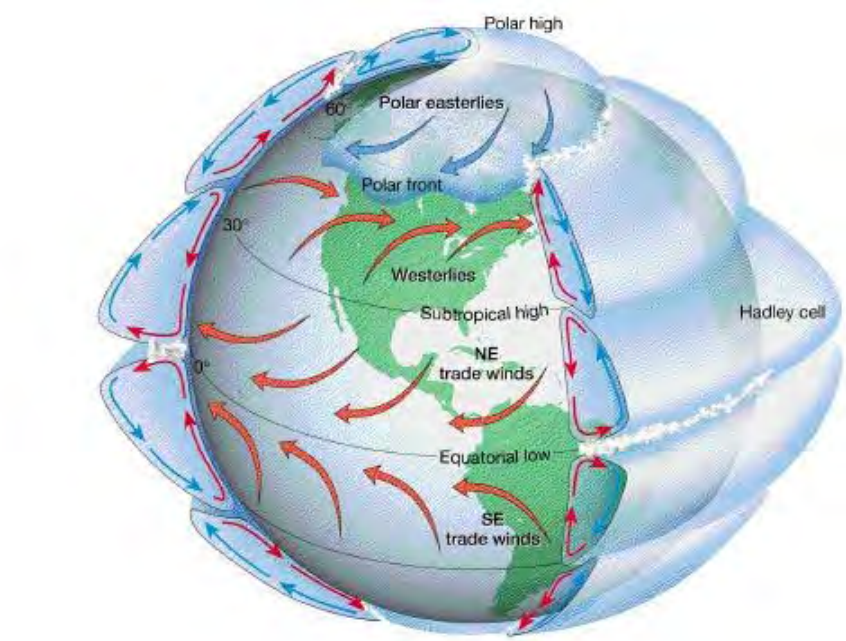
โลกมีสัณฐานเป็นทรงกลม โคจรรอบดวงอาทิตย์ 1 รอบ ใช้เวลา 1 ปี หากโลกหมุนไม่หมุนรอบตัวเอง บริเวณเส้นศูนย์สูตรของโลกจะเป็นแถบความกดอากาศต่ำ (อุณหภูมิสูง) เนื่องจากแสงอาทิตย์ตกกระทบเป็นมุมชัน ส่วนบริเวณขั้วโลกทั้งสองจะเป็นแถบความกดอากาศสูง (อุณหภูมิต่ำ) เนื่องจากแสงอาทิตย์ตกกระทบเป็นมุมลาด อากาศร้อนบริเวณศูนย์สูตรยกตัวขึ้น ทำให้อากาศเย็นบริเวณขั้วโลกเคลื่อนตัวเข้าแทนที่ เรียกการหมุนเวียนของอากาศทั้งสองซีกโลกว่า Hadley cell หรือ Convection cell ดังแสดงในภาพที่ 10.4.



ภาพที่ 10.5. การหมุนเวียนของบรรยากาศ หากโลกไม่หมุนรอบตัวเอง

(ที่มา : http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/GEOS113_outlines.html)

ในความเป็นจริง โลกหมุนรอบตัวเอง 1 รอบ ใช้เวลา 24 ชั่วโมง เซลล์การหมุนเวียนของบรรยากาศจึงแบ่งออกเป็น 3 เซลล์ด้วยกันทั้งในซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ แต่ละแถบมีระยะความกว้างประมาณ 30 องศา คือ Hadley cell อยู่ในช่วง 0-30 องศา Ferrel cell อยู่ในช่วง 30-60 และ Polar cell อยู่ในช่วง 60-90 องศาในแต่ละซีกโลก ดังแสดงในภาพที่ 10.6.



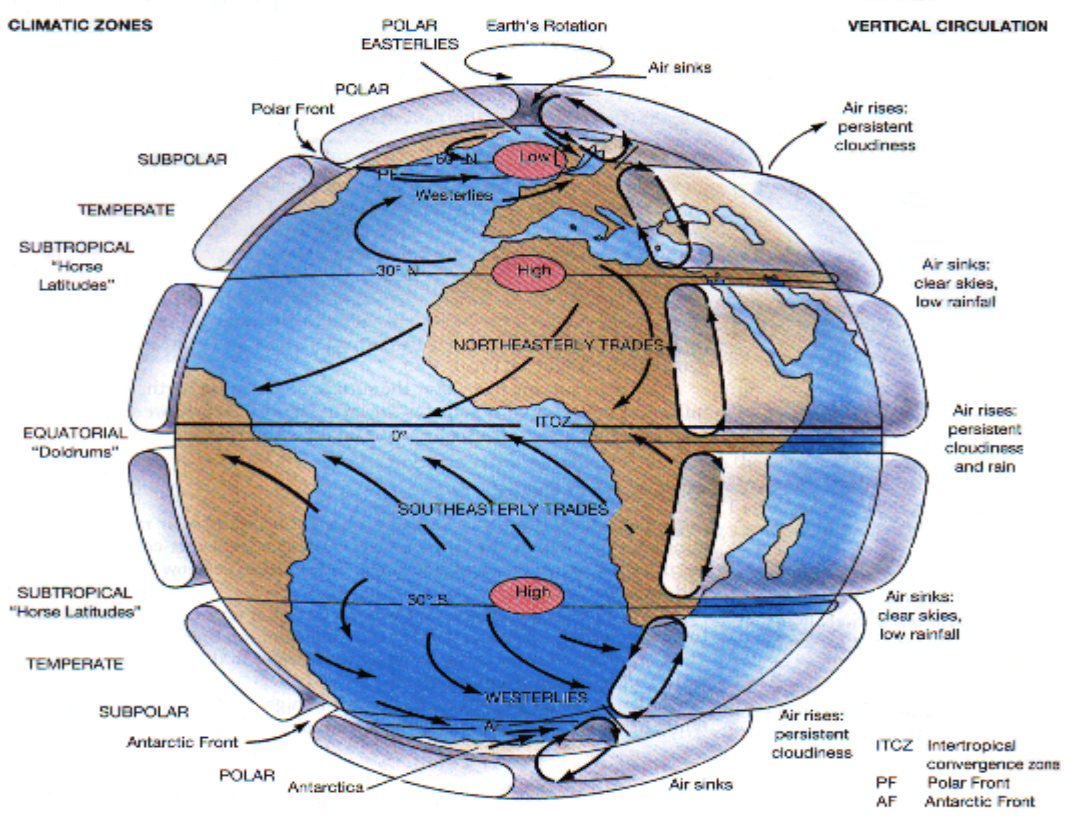
ภาพที่ 10.6. การหมุนเวียนของบรรยากาศ เนื่องจากโลกหมุนรอบตัวเอง
(ที่มา : http://earth.usc.edu/geol150/weather/circulation.html)

แถบความกดอากาศต่ำบริเวณเส้นศูนย์สูตร (Equator low) เป็นเขตที่ได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากที่สุด กระแสลมค่อนข้างสงบ เนื่องจากอากาศร้อนชื้นยกตัวขึ้น ควบแน่นเป็นเมฆคิวมูลัสขนาดใหญ่ และมีการคายความร้อนแฝงจำนวนมาก ทำให้เป็นเกิดพายุฝนฟ้าคะนอง อากาศชั้นบนซึ่งสูญเสียไอน้ำไปแล้ว เคลื่อนตัวไปทางขั้วโลก

แถบความกดอากาศสูงกึ่งศูนย์สูตร (Subtropical high) ที่บริเวณละติจูดที่ 30 องศาเหนือและใต้ เป็นเขตแห้งแล้ง เนื่องจากเป็นบริเวณที่อากาศแห้งจาก Hadley cell และ Ferrel cell ปะทะกันแล้วจมตัวลง ทำให้พื้นดินแห้งแล้งเป็นเขตทะเลทราย และพื้นน้ำมีกระแสลมอ่อนมาก ทำให้เรียกเส้นละติจูดที่ 30 องศา ว่า เส้นรุ้งม้า (Horse latitudes) เนื่องจากเป็นบริเวณที่กระแสลมสงบ อากาศเหนือผิวพื้นบริเวณเส้นรุ้งม้าเคลื่อนตัวไปยังแถบความกดอากาศต่ำบริเวณเส้นศูนย์สูตร ทำให้เกิดลมที่เรียกว่า ลมสินค้า (Trade winds) ในแถบซีกโลกเหนือเรียกว่า ลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือ (Northeast trade wind) ในแถบซีกโลกใต้เรียกว่า ลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ (Southeast trade wind) แรงเสมือน (Coriolis) ซึ่งเกิดจากการหมุนรอบตัวของโลกเข้ามาเสริม ทำให้ลมสินค้าทางซีกโลกเหนือเคลื่อนที่มาจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ และลมสินค้าทางซีกโลกใต้เคลื่อนที่มาจากทิศตะวันออกเฉียงใต้ ลมสินค้าทั้งสองปะทะกันและยกตัวขึ้นบริเวณเส้นศูนย์สูตร แถบความกดอากาศต่ำนี้เรียกว่าแนว

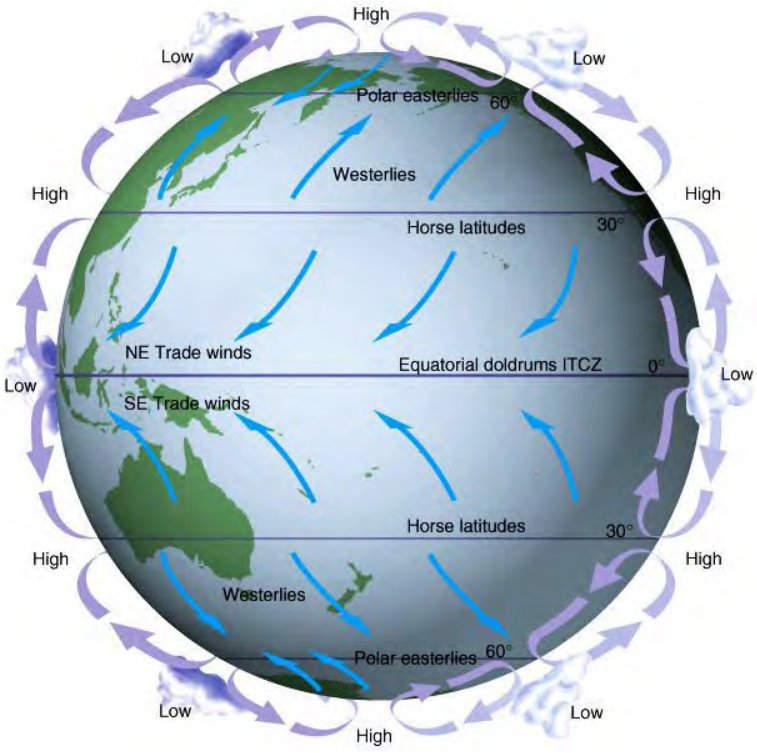
ปะทะอากาศยกตัวเขตร้อน (Intertropic Convection Zone ; ITCZ) แนวกระแสอากาศผิวหน้าทะเลทางด้านเหนือและใต้ที่มาปะทะกันจะทำให้ความเร็วของกระแสลมอ่อนลงและทิศทางก็เปลี่ยนแปลงไป แนวปะทะดังกล่าวที่เกิดในแถบศูนย์สูตร เรียกว่า Doldrums

แถบความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก (Subpolar low) ที่บริเวณละติจูดที่ 60 องศาเหนือใต้เป็นเขตอากาศยกตัว เนื่องจากอากาศแถบความกดอากาศสูงกึ่งศูนย์สูตร เคลื่อนตัวไปทางขั้วโลก ถูกแรงเสมือนเบี่ยงเบนให้เกิดลมพัดมาจากทิศตะวันตก เรียกว่า ลมตะวันตก (Westerlies) โดยในซีกโลกเหนือจะพัดในแนวตะวันตกเฉียงใต้ (Southwest) ขณะที่ในซีกโลกใต้ก็จะพัดในแนวตะวันตกเฉียงเหนือ(Northwest) ลมตะวันตกปะทะกับ ลมขั้วโลกตะวันออก (Polar easteries) ซึ่งพัดมาจากทิศตะวันออก ซึ่งถูกแรงเสมือนเบี่ยงเบนมาจากขั้วโลก มวลอากาศจากลมทั้งสองมีอุณหภูมิแตกต่างกันมากทำให้เกิดแนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar front) มีพายุฝนฟ้าคะนอง อากาศชั้นบนซึ่งสูญเสียไอน้ำไปแล้ว เคลื่อนตัวและจมตัวลงที่เส้นรุ้งม้า และบริเวณขั้วโลก ดังแสดงในภาพที่ 10.7.



ภาพที่ 1076. แถบความกดอากาศสูงและความกดอากาศต่ำที่เกิดขึ้นในเขตต่างๆ ของโลก

(ที่มา : http://maritime.haifa.ac.il/departm/lessons/ocean/lect15.htm)

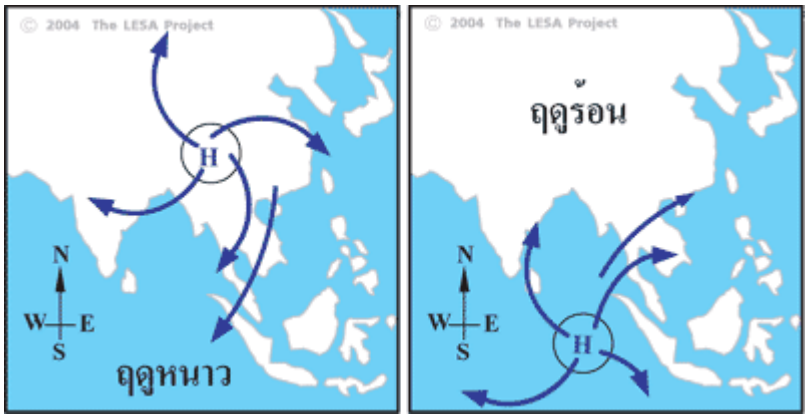


ภาพที่ 10.8. แสดงทิศทางการพัดของลมสินค้า (Trade winds) และลมตะวันตก (Westerlies)
(ที่มา : http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/GEOS113_outlines.html)

10.5. การเปลี่ยนแปลงทิศทางของกระแสลมเหนือมหาสมุทร

10.5.1. การเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศที่ปกคลุมผิวโลกมักจะเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล โดยเฉพาะภูมิอากาศเหนือพื้นดิน เนื่องจากพื้นดินมีความจุความร้อนจำเพาะต่ำเมื่อเทียบกับพื้นน้ำ ดังนั้นการรับและคายความร้อนของพื้นดินจะเกิดขึ้นรวดเร็ว ขณะที่พื้นน้ำในมหาสมุทรมีความจุความร้อนจำเพาะสูงและมีการผสมผสานกันเป็นอย่างดี ทำให้อุณหภูมิของน้ำทะเลมีความแปรปรวนค่อนข้างน้อย ในซีกโลกด้านเหนือเส้นศูนย์สูตรมีพื้นที่ผิวน้ำกับพื้นดินใกล้เคียงกัน รูปแบบความแปรปรวนของค่าความกดอากาศ (Atmospheric pressure) จะสูงหรือต่ำขึ้นอยู่กับฤดูกาล ในช่วงฤดูร้อน ภูมิอากาศในบริเวณแนวชายฝั่งมีอุณหภูมิสูง ความหนาแน่นต่ำและลอยตัวสูงขึ้น ทำให้เกิดความกดอากาศต่ำ อากาศเย็นจากทะเลซึ่งมีค่าความกดอากาศสูงก็จะเข้าไปแทนที่ ส่วนในฤดูหนาว พื้นดินจะสูญเสียความร้อนได้รวดเร็วกว่าพื้นน้ำทะเล ค่าความกดอากาศก็จะเป็นไปในทิศทางตรงกันข้ามกับช่วงฤดูร้อน การพัดหมุนเวียนของอากาศในซีกโลกเหนือจะพัดในลักษณะตามเข็มนาฬิการอบๆ บริเวณที่มีความกดอากาศสูง ขณะที่บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ จะพัดใน

ลักษณะทวนเข็มนาฬิกา ส่วนในซีกโลกใต้ก็จะเป็นไปในทิศทางที่ตรงกันข้ามกับทางซีกโลกเหนือ ในซีกโลกทางตอนใต้ของเส้นศูนย์สูตร อิทธิพลของฤดูกาลจะมีผลน้อยต่อการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ ทั้งนี้เนื่องจากความแตกต่างในเรื่องฤดูกาลมีน้อย เพราะมีพื้นดินเพียงเล็กน้อยเมื่อเทียบกับพื้นน้ำ การเปลี่ยนแปลงฤดูกาลมีผลต่อการหมุนเวียนของมวลอากาศเหนือพื้นทะเล ตัวอย่างเช่น การเกิดลมมรสุมในแถบทวีปเอเชีย ในช่วงฤดูร้อน อากาศเหนือผ่านดินจะร้อน และลอยตัวขึ้นเบื้องบน กลายเป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ อากาศเหนือมหาสมุทรอินเดียที่เย็นกว่า หนักกว่า และมีค่าความกดอากาศสูง จึงไหลเข้าไปแทนที่ เกิดเป็นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (Southwest monsoon) จะพัดในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ถึงเดือนกันยายน ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้จะพัดติดกับผิวโลกจึงมีไอน้ำอยู่มาก ทำให้เกิดฝนตกมากในช่วงมรสุมดังกล่าว ในทางกลับกัน ในช่วงฤดูหนาว แผ่นดินเย็นเร็วกว่า อากาศด้านบนเย็นตัวลง มีความหนาแน่นมาก จมลงสู่เบื้องล่าง เกิดหย่อมความดกอากาศสูง ขณะที่อากาศเหนือมหาสมุทรยังอุ่นอยู่ เบาและลอยตัวเพราะความหนาแน่นน้อย เกิดหย่อมความกดอากาศต่ำ กระแสลมจึงพัดจากแผ่นดินออกสู่มหาสมุทรอินเดีย เรียกว่าลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (Northeast monsoon) ดังแสดงในภาพที่ 10.9.



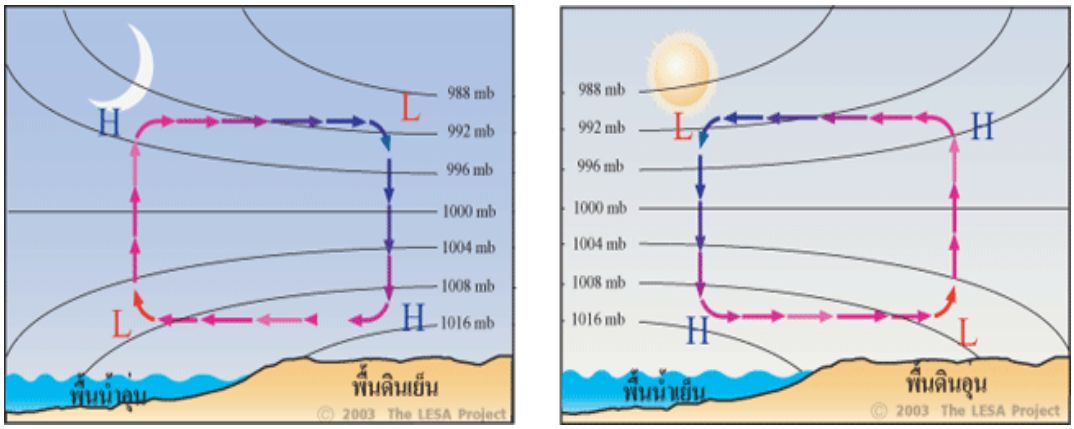
ภาพที่ 10.9. ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ และ ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

(ที่มา : http://www.lesaproject.com/lesa/atmosphere/atm_circulation/atm_circulation/atm_circulation.htm

10.5.2. การเปลี่ยนแปลงในรอบวัน อุณหภูมิที่เปลี่ยนแปลงในรอบวันมีผลต่อการเคลื่อนที่ของมวลอากาศในแนวชายฝั่งทะเล ลมท้องถิ่น (Local winds) เป็นลมซึ่งเกิดขึ้นในช่วงรอบวัน การหมุนเวียนของอากาศในอาณาเขตระดับกลางเช่นนี้ เกิดขึ้นเนื่องจากสภาพภูมิศาสตร์และความแตกต่างของอุณหภูมิภายในท้องถิ่น ได้แก่ ลมบก-ลมทะเล และลมภูเขา-ลมหุบเขา

ลมบก – ลมทะเล

เวลากลางวัน พื้นดินดูดกลืนความร้อนเร็วกว่าพื้นน้ำ อากาศเหนือพื้นดินร้อนและขยายตัวลอยสูงขึ้น (ความกดอากาศต่ำ) อากาศเหนือพื้นน้ำมีอุณหภูมิต่ำกว่า (ความกดอากาศสูง) จึงจมตัวและเคลื่อนเข้าแทนที่ ทำให้เกิดลมพัดจากทะเลเข้าสู่ชายฝั่ง เรียกว่า ลมทะเล (Sea breeze) เวลากลางคืน พื้นดินคลายความร้อนได้เร็วกว่าพื้นน้ำ อากาศเย็นเหนือพื้นดินจมตัวลง (ความกดอากาศสูง) และเคลื่อนตัวไปแทนที่อากาศอุ่นเหนือพื้นน้ำซึ่งยกตัวขึ้น (ความกดอากาศต่ำ) จึงเกิดลมพัดจากบกไปสู่ทะเล เรียกว่า ลมบก (Land breeze)



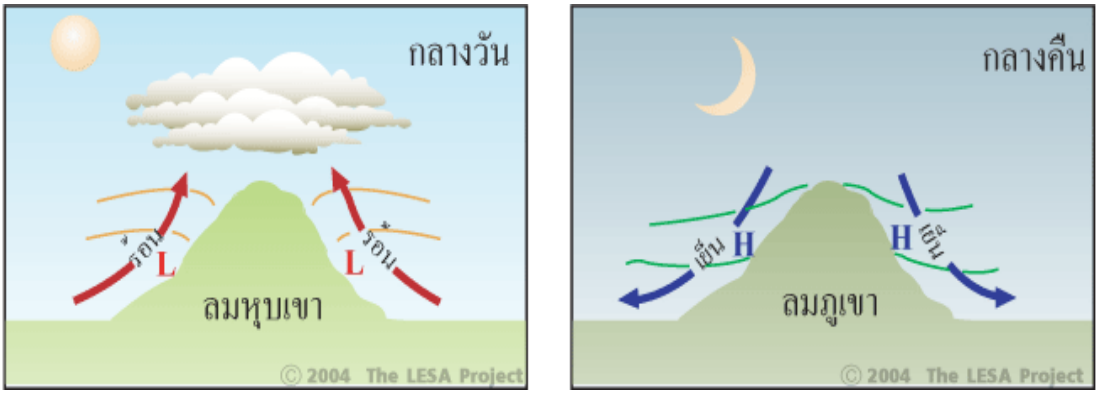
ภาพที่ 10.9. ลมบก ลมทะเล

(ที่มา : http://www.lesaproject.com/lesa/atmosphere/atm_circulation/atm_circulation/atm_circulation.htm

ลมหุบเขา – ลมภูเขา

เวลากลางวัน พื้นที่บริเวณไหล่เขาได้รับความร้อนมากกว่าบริเวณพื้นที่ราบหุบเขา ณ ระดับสูงเดียวกัน ทำให้อากาศร้อนบริเวณไหล่เขายกตัวลอยสูงขึ้น (ความกดอากาศต่ำ) เกิดเมฆคิวมูลัสลอยอยู่เหนือยอดเขา อากาศเย็นบริเวณหุบเขาเคลื่อนตัวเข้าแทนที่ จึงเกิดลมพัดจากเชิงเขาขึ้นสู่ลาดเขา เรียกว่า ลมหุบเขา (Valley breeze) หลังจากดวงอาทิตย์ตก พื้นที่ไหล่เขาสูญเสียความร้อน อากาศเย็นตัวอย่างรวดเร็ว จมตัวไหลลงตามลาดเขา เกิดลมพัดลงสู่หุบเขา

เรียกว่า ลมภูเขา (Mountain breeze) ในบางครั้งกลุ่มอากาศเย็นเหล่านี้ปะทะกับพื้นดินในหุบเขา ซึ่งยังมีอุณหภูมิสูงอยู่ จึงควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำ ทำให้เกิดหมอก (Radiation fog)



ภาพที่ 10.10. ลมหุบเขา ลมภูเขา

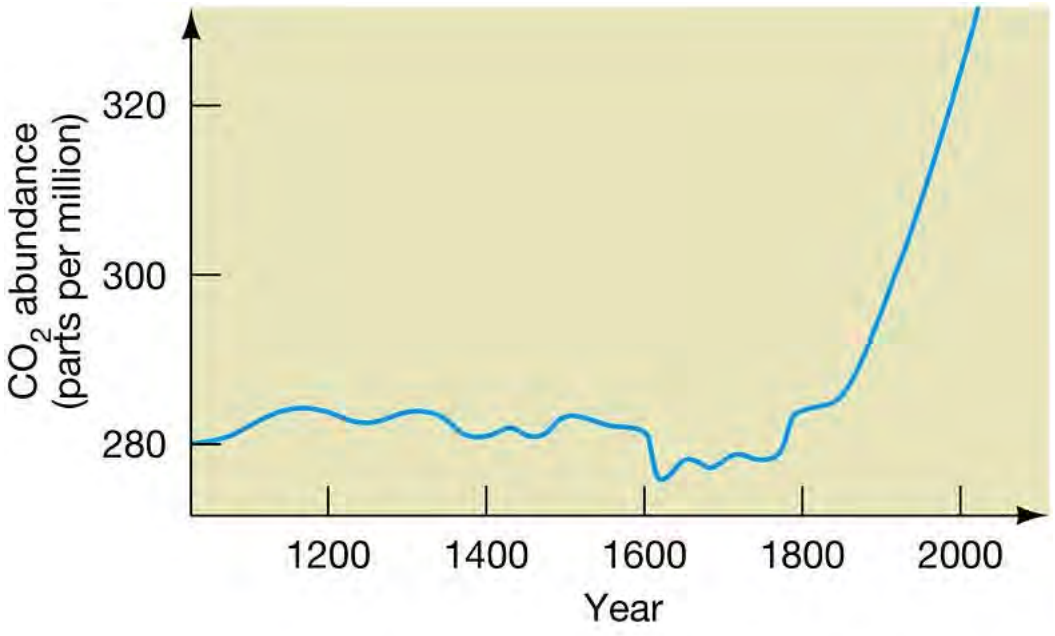
(ที่มา : http://www.lesaproject.com/lesa/atmosphere/atm_circulation/atm_circulation/atm_circulation.htm

10.6. ก๊าซที่มีผลต่อชั้นบรรยากาศของโลก

องค์ประกอบก๊าซในชั้นบรรยากาศมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยเฉพาะการเปลี่ยนแปลงด้านองค์ประกอบทางเคมี ที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ ก๊าซที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของชั้นบรรยากาศ ได้แก่

10.6.1. คาร์บอนไดออกไซด์ (Carbondioxide, CO_2) คาร์บอนไดออกไซด์ในโลกมี 4 แหล่งด้วยกัน คือ บรรยากาศ มหาสมุทร บนพื้นโลก และใต้เปลือกโลก โดยเฉพาะ 3 แหล่งแรกจะมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา แหล่งเก็บคาร์บอนไดออกไซด์แหล่งใหญ่ก็คือมหาสมุทร คาร์บอนไดออกไซด์ที่มีมากในบรรยากาศส่งผลทำให้รังสีที่มีช่วงคลื่นสั้นส่องลงมายังโลก ขณะที่รังสีที่มีช่วงคลื่นยาวก็ไม่สามารถสะท้อนกลับทะลุชั้นบรรยากาศที่มีคาร์บอนไดออกไซด์เป็นองค์ประกอบอยู่ ส่งผลทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศเพิ่มสูงขึ้น หรือที่เรียกว่า ภาวะเรือนกระจก (Greenhouse effect) ระดับความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์ในชั้นบรรยากาศมีค่าสูงขึ้นอย่างต่อเนื่องภายหลังมีการปฏิวัติอุตสาหกรรม (Industrial Revolution) จากการประเมินในปัจจุบันพบว่าระดับความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์มีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 1.4 ppm. ต่อปี นักวิทยาศาสตร์ประเมินว่าจากภาวะเรือนกระจกที่เกิดขึ้นจะส่งทำให้โลกมีอุณหภูมิสูงขึ้น 2-4 องศาเซลเซียสในอีก 100 ปีข้างหน้า และจะส่งผลให้น้ำแข็งในแถบขั้วโลกละลายทำให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้นประมาณ 1 เมตร ในประมาณปี ค.ศ. 2100 ประมาณการว่าการเผาไหม้ของน้ำมันเชื้อเพลิงและการเผาป่าในเขตร้อน ส่งผลให้เกิด

คาร์บอนไดออกไซด์กว่า 6 ล้านตันต่อปี ประมาณ 3 ล้านตันคงอยู่ในบรรยากาศ ประมาณ 2 ล้านตันลงไปสะสมในมหาสมุทรและตะกอนพื้นทะเล อีกประมาณ 1 ล้านตันถูกใช้ในการสังเคราะห์แสงของพืช ในปี ค.ศ. 1997 ได้มีการประชุมนานาชาติที่เมืองเกียวโต ประเทศญี่ปุ่น และมีการลงนามสนธิสัญญาเกียวโต โดยประเทศอุตสาหกรรม 38 ชาติ เพื่อลดการปล่อยคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศอันก่อให้เกิดภาวะเรือนกระจก อย่างไรก็ตาม ภายหลังการลงนามในสนธิสัญญาดังกล่าว ภาวะเรือนกระจกก็ยังมีแนวโน้วเพิ่มขึ้น เนื่องจากขาดความร่วมมือจากบางประเทศ เช่น จีน รัสเซีย และอินเดีย เชื่อว่าหากความร่วมมือเกิดขึ้นจากการลงนามในสนธิสัญญาเกียวโต ในปี ค.ศ. 2010 จะสามารถลดก๊าซที่เป็นสาเหตุของภาวะเรือนกระจกได้ประมาณ 66 เปอร์เซ็นต์



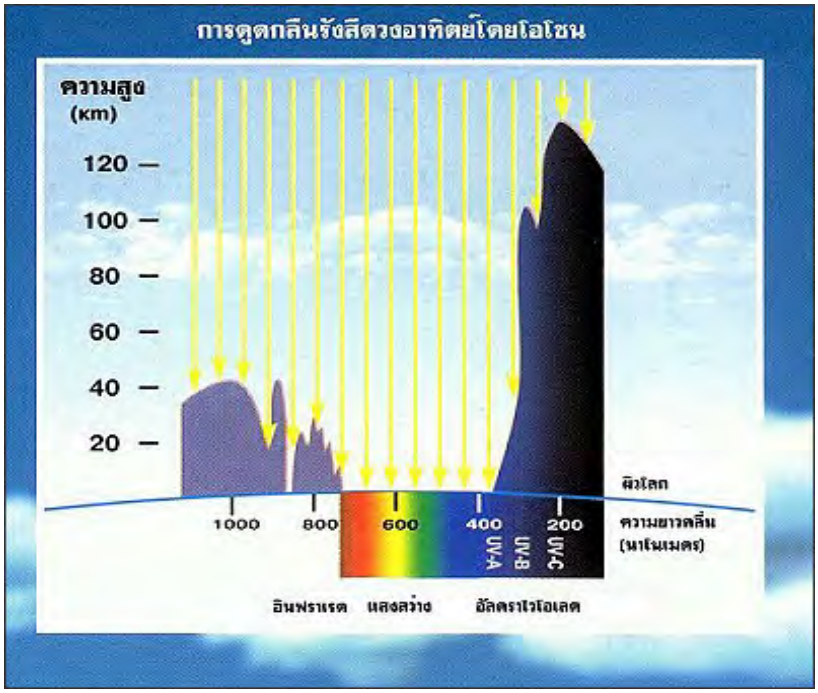
ภาพที่ 10.11. กราฟแสดงปริมาณคาร์บอนได้ออกไซด์ในอากาศของแต่ละปี

(ที่มา : http://physics.uoregon.edu/~jimbrau/astr121/Notes/Chapter7.html)

10.6.2. โอโซน (Ozone, O_3) โอโซนในบรรยากาศมีปริมาณน้อยมาก เฉลี่ยประมาณ 3 ใน 10 ล้านโมเลกุลอากาศ แม้ว่าจะมีปริมาณเล็กน้อย แต่มีบทบาทสำคัญในบรรยากาศมาก โดยปกติพบมากใน 2 บริเวณคือร้อยละ 90 พบในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ พบโอโซนหนาแน่นที่ประมาณ 15 - 35 กิโลเมตร เรียกว่า ชั้นโอโซน (Ozone layer) ส่วนที่เหลือร้อยละ 10 พบที่บริเวณชั้นล่างลงมาคือชั้นโทรโพสเฟียร์ โอโซนในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์มีบทบาทสำคัญในการดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเลตที่เป็นอันตราย ทางชีวภาพ ที่เรียกว่า UV-B

ซึ่งมีเพียงส่วนน้อยที่ส่องถึงพื้นโลก การดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเลต ทำให้เกิดความอบอุ่นในบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ซึ่งมีลักษณะอุณหภูมิสูงขึ้นตามความสูง โอโซนจึงมีความสำคัญต่อระบบอุณหภูมิในบรรยากาศโลก หากปราศจากการกรองรังสีอัลตราไวโอเลตแล้ว จะมีรังสีส่องถึงพื้นโลกมากขึ้น และส่งผลกระทบต่อมนุษย์ สัตว์ และพืช ส่วนที่ผิวพื้นโลก โอโซนกลับเป็นอันตราย เพราะว่าทำปฏิกิริยากับโมเลกุลอื่น และระดับโอโซนที่สูงจะเป็นพิษกับสิ่งมีชีวิต ซึ่งเป็นผลกระทบที่ตรงกันข้ามกับคุณประโยชน์ในการช่วยกรองรังสี UV-B

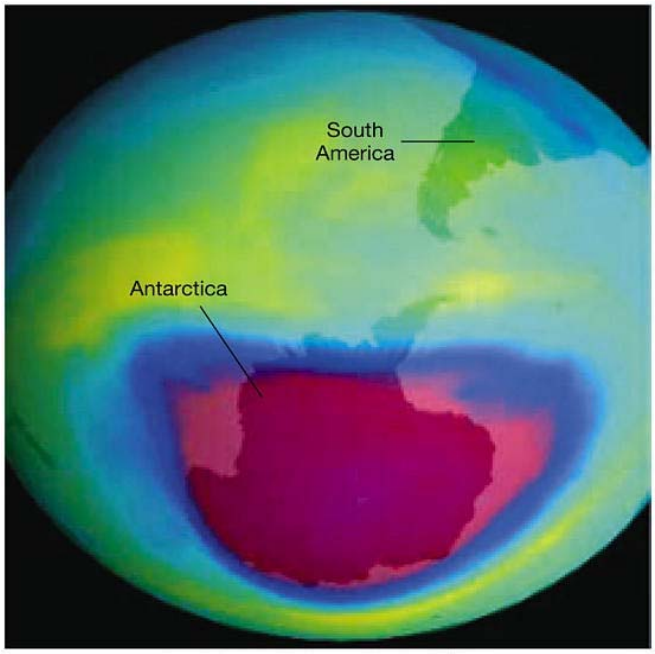
จากการสำรวจโดยดาวเทียม พบว่า มีโอโซนลดลงมาก เหนือทวีปแอนตาร์กติกถึงร้อยละ 60 ระหว่างเดือนกันยายน-พฤศจิกายนของทุกปีที่เรียกปรากฏการณ์ "รูรั่วโอโซนในทวีปแอนตาร์กติก" (Antarctic Ozone Hole) และเกิดการลดลงทำนองเดียวกัน ในขั้วโลกเหนือ คือ ทวีปอาร์กติก ในฤดูหนาวถึงฤดูใบไม้ผลิตามปกติคือ เดือนมกราคม-มีนาคม ในช่วงเวลากว่า 10 ปีที่ผ่านมา อัตราการลดลงของโอโซนเฉลี่ยถึงร้อยละ 20-25



ภาพที่ 10.12. การดูดกลืนรังสีจากดวงอาทิตย์โดยโอโซน
(ที่มา : http://www.lesaproject.com/lesa/atmosphere/atm_circulation/atm_circulation/atm_circulation.htm)

สารประกอบที่ทำลายโอโซนประกอบด้วยคลอรีน (Cl) ฟลูออรีน (F) โบรมีน (Br) คาร์บอน (C) และไฮโดรเจน (H) มักเรียกรวมกันว่า ฮาโลคาร์บอน (Halocarbon) ส่วนสารที่

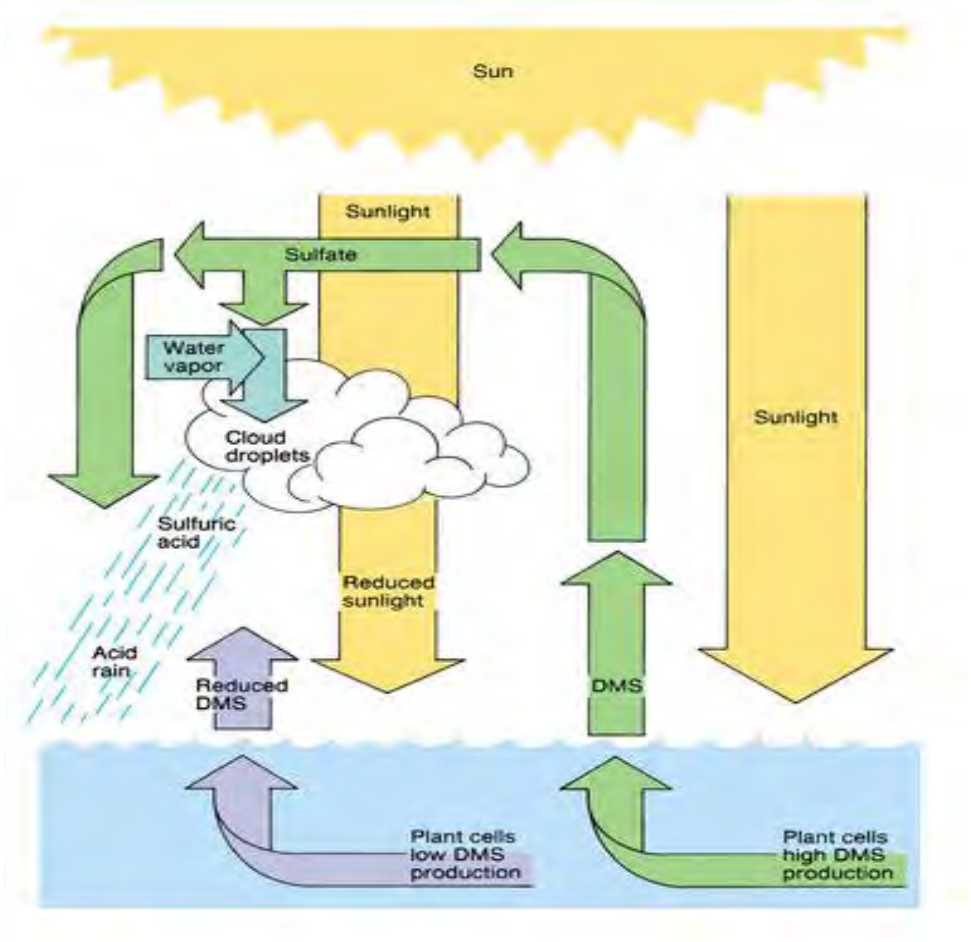
ประกอบด้วย คลอรีน ฟลูออรีนและคาร์บอน เรียกว่า คลอโรฟลูออโรคาร์บอน หรือ CFCs(Chlorofluorocarbon) สารประกอบ CFCs คาร์บอนเตตระคลอไรด์ (CCl_4) และเมธิลคลอโรฟอร์ม (Methyl chloroform or 1,1,1-Trichloroethane) เป็นก๊าซสังเคราะห์ที่ใช้ในอุตสาหกรรมเครื่องทำความเย็น เช่น ตู้เย็น เครื่องปรับอากาศ การเป่าโฟม การใช้ทำความสะอาดอุปกรณ์อิเล็กทรอนิกส์ และใช้เป็นสารชะล้างอื่นๆ สามารถทำลายโอโซนได้เป็นอย่างมาก อีกกลุ่มหนึ่งคือ ฮาลอน (Halon) ประกอบด้วย คาร์บอน (C) โปรมีน (Br) ฟลูออรีน (F) และคลอรีน (Cl) มักใช้เป็นสารดับเพลิง สารเหล่านี้มีความคงทนสูง (stable) ไม่ติดไฟ และราคาถูก แต่มีความเป็นพิษสูง ปัจจุบันจึงมีการรณรงค์ลดการใช้สารดังกล่าวและมีการวิจัยเพื่อนำสารอื่นมาใช้ทดแทนที่ไม่ทำลายโอโซน (Ozone-Friendly) โดยข้อตกลงระดับนานาชาติ ที่เรียกว่า Montreal Protocal ที่จะลดการใช้สาร CFCs ตั้งแต่ปี ค. ศ. 1996 และจะหยุดใช้ทั้งหมดในปี ค.ศ. 2000.



ภาพที่ 10.14. แสดงรูรั่วโอโซนในทวีปแอนตาร์กติก (Antarctic Ozone Hole)

(ที่มา : http://physics.uoregon.edu/~jimbrau/astr121/Notes/Chapter7.html)

10.6.3. ซัลเฟอร์ (Sulfur) ซัลเฟอร์เป็นก๊าซที่มีบทบาทสำคัญต่อคุณสมบัติทางเคมีของชั้นบรรยากาศเหนือมหาสมุทร และอาจเป็นก๊าซที่มีผลต่อการควบคุมอุณหภูมิเหนือผิวน้ำทะเล พืชบางชนิดที่อยู่ตามผิวน้ำในทะเลสามารถสร้างก๊าซไดเมทธิว ซัลไฟด์ (Dimethyl Sulfide, DMS) แล้วปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศประมาณปีละ 20-40 ล้านตัน ซึ่งสารไดเมทธิว ซัลไฟด์ ในบรรยากาศสามารถเปลี่ยนไปอยู่ในรูปของซัลเฟต (Sulfate) แล้วรวมตัวกับไอน้ำกลายเป็นกรดซัลฟูริค (Sulfuric acid) ดังแสดงในภาพที่ 10.14. แล้วตกลงสู่พื้นโลกที่เรียกว่า ฝนกรด (Acid rain) การเพิ่มสารไดเมทธิว ซัลไฟด์ ในชั้นบรรยากาศจะส่งผลกระทบได้แก่ การเพิ่มความหนาแน่นของก้อนเมฆ เพิ่มการสะท้อนของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมากระทบก้อนเมฆ ทำให้อุณหภูมิผิวหน้าทะเลลดลง รวมทั้งลดการสังเคราะห์แสงของพืชในทะเล



ภาพที่ 10.15. แสดงวัฏจักรของสารไดเมทธิว ซัลไฟด์ (Dimethyl Sulfide, DMS) ในบรรยากาศ (ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

10.6.4. ละอองอากาศ (Aerosols) หมายถึง อนุภาคขนาดเล็กที่ลอยค้างอยู่ในอากาศ ซึ่งอาจเกิดขึ้นโดยธรรมชาติหรือฝีมือมนุษย์ก็ได้ เช่น เกสรดอกไม้ ละอองเกลือ ขี้เถ้าภูเขาไฟ ฝุ่นผง หรือ เขม่าจากการเผาไหม้ ละอองอากาศทำหน้าที่เป็นแกนให้ละอองน้ำจับตัวกัน (ในอากาศบริสุทธิ์ ละอองน้ำไม่สามารถจับตัวได้ เนื่องจากไม่มีแกนนิวเคลียส) ละอองอากาศสามารถดูดกลืนและสะท้อนแสงอาทิตย์ จึงมีอิทธิพลในการควบคุมอุณหภูมิของพื้นผิวโลก เรามองเห็นดวงอาทิตย์ขึ้นและตกที่ขอบฟ้าเป็นแสงสีแดง ก็เพราะละอองอากาศกรองรังสีคลื่นสั้นเหลือแต่รังสีคลื่นยาวซึ่งเป็นแสงสีส้มและสีแดงทะลุผ่านมาได้เรียกว่า การกระเจิงของแสง (Light gathering)

10.7. ปรากฏการณ์เอลนีโน(El Niñ o) และ ลานิญา (La Niñ a)

เอลนีโน ความหมายในทางสมุทรศาสตร์ หมายถึง ภาวะการที่ผิวน้ำทะเลทางตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนอุ่นขึ้นและแผ่ขยายกว้างไกลออกไปเป็นเวลานานถึง3 ฤดูกาลหรือมากกว่า ในทางกลับกันถ้าผิวน้ำทะเลบริเวณนี้เย็นลง จะเรียกว่า ลานีญา (La Nina) ปรากฏการณ์เอลนีโญจะเชื่อมโยงกับระบบความกดอากาศที่เรียกว่า ความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (Southern Oscillation - SO) ดังที่ได้กล่าวมาแล้วในบทที่ 9

สาเหตุการเกิดเอลนีโน และ ลานีญา เนื่องจากพื้นโลกรับความร้อนจากดวงอาทิตย์ได้ไม่เท่ากัน บริเวณเส้นศูนย์สูตรจะรับความร้อนมากกว่าขั้วโลกเหนือและใต้ น้ำทะเลและอากาศจะเป็นตัวพาความร้อนออกจากเส้นศูนย์สูตรไปยังขั้วโลกทั้งสอง ในสภาพปกติน้ำทะเลที่ผิวมหาสมุทรจะร้อนขึ้นจนระเหยกลายเป็นไอขึ้นไป น้ำอุ่นข้างล่างผิวน้ำและใกล้เคียงจะเข้ามาและกลายเป็นไออีก เป็นเหตุให้มีการไหลทดแทนของน้ำและอากาศจากที่เย็นกว่าไปสู่ที่อุ่นกว่าเกิดเป็นวงจรระบายความร้อนและความชื้นออกไปจากแนวเส้นศูนย์สูตร ได้แก่บริเวณหมู่เกาะอินโดนีเซียและออสเตรเลีย ลักษณะนี้ทำให้มีลมพัดจากทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคตะวันออกเฉียงใต้ของมหาสมุทรแปซิฟิกมาหาแนวเส้นศูนย์สูตรทางแปซิฟิกตะวันตก เมื่อมีน้ำอุ่นที่ถูกลมพัดพามาสะสมไว้จนเป็นแอ่งใหญ่ จึงมีเมฆมากฝนตกชุก อากาศบริเวณนี้จึงร้อนชื้น การที่ตำแหน่งของแอ่งน้ำอุ่นขยับออกไปอยู่กลางมหาสมุทรเช่นนี้ทำให้เกิดการรวมตัวของเมฆไม่เหมือนเดิม ทิศทางลมและการไหลของกระแสน้ำอุ่นแตกต่างไปจากเดิมมีผลให้สภาพอากาศเปลี่ยนแปลงผิดไปจากปกติมาก และเนื่องจากการหมุนเวียนของอากาศในชั้นบรรยากาศเปลี่ยนแปลงไป

ในช่วงที่เกิดเอลนีโน แม้ว่าอุณหภูมิผิวน้ำทะเลจะร้อนขึ้นเพียงไม่กี่องศา แต่ด้วยบริเวณอันกว้างใหญ่ไพศาลที่มันปกคลุมมีผลทำให้มีปริมาณความร้อนส่วนเกินเกิดขึ้นจำนวนมากมาย ผลกระทบนี้ได้ถูกนำพาไปรอบโลก โดยการหมุนเวียนของบรรยากาศ ทำให้รูปแบบลมฟ้าอากาศที่เป็นปกติในหลายภูมิภาคเปลี่ยนแปลงไป อุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดียและแอตแลนติกก็เปลี่ยนแปลงไปด้วยเช่นเดียวกัน ซึ่งมีผลกระทบต่อลักษณะภูมิอากาศในมหาสมุทรอินเดีย แอตแลนติกและพื้นทวีปข้างเคียง บรรยากาศที่อยู่เหนือมหาสมุทรเหล่านี้สัมพันธ์กับพื้นน้ำที่อยู่เบื้องล่างจะช่วยขยายการแปรปรวนของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลออกไปอีก ผลก็คือมีผลกระทบต่อภูมิอากาศทั่วโลก ในเขตอบอุ่นและเขตหนาวผลกระทบจากเอลนีโนที่เกิดแต่ละครั้งจะผันแปรไปมากกว่าในเขตร้อน เชื่อว่าเอลนีโนเป็นตัวลดการก่อตัวของพายุเฮอร์ริเคนในมหาสมุทรแอตแลนติก ขณะที่ลานีญา (สภาวะที่ผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกแถบศูนย์สูตรเย็นลง) เอื้อต่อการก่อตัวของพายุเฮอร์ริเคน และเอลนีโนมีแนวโน้มที่จะทำให้จำนวนพายุหมุนเขตร้อนในบริเวณตอนกลางและทางตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเพิ่มจำนวนมากขึ้น

ภายในเขตร้อนช่วงที่เกิดเอลนีโน การขยับตัวไปของบริเวณที่มีพายุฝนฟ้าคะนองจากแถบประเทศอินโดนีเซียไปยังตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิก จะทำให้เกิดความแห้งแล้งผิดปกติบริเวณประเทศอินโดนีเซีย ฟิลิปปินส์และทางตอนเหนือของประเทศออสเตรเลียตลอดทุกฤดูกาล นอกจากนี้สภาวะความแห้งแล้งผิดปกติยังพบได้ในบริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปแอฟริกาและทางตอนเหนือของประเทศบราซิล ในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ บริเวณที่ชื้นกว่าปกติในระหว่างที่เกิดเอลนีโญคือบริเวณชายฝั่งตะวันตกของทวีปอเมริกาใต้ที่อยู่ในเขตร้อน ชายฝั่งตะวันตกบริเวณกึ่งเขตร้อนในทวีปอเมริกาเหนือและทวีปอเมริกาใต้ (ตั้งแต่ทางใต้ของประเทศบราซิลจนถึงตอนกลางของประเทศอาร์เจนตินา)

ในช่วงปี 2540-2541 นับว่าเป็นปรากฏการณ์เอลนีโนครั้งที่รุนแรงที่สุดที่เคยมีการตรวจวัดมา โดยมีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่สูงกว่าปกติทั่วทั้งตอนกลางและตะวันออกของแปซิฟิก 2-5 องศาเซลเซียส เชื่อว่าการเกิดไฟป่าที่เกิดในอินโดนีเซียซึ่งก่อให้เกิดหมอกควันไฟปกคลุมบางบริเวณของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้นับตั้งแต่เดือนสิงหาคม 2540 นั้น เป็นส่วนหนึ่งจากผลกระทบของเอลนีโนที่มีต่อบริเวณนี้ จากความสัมพันธ์ที่เกิดขึ้นระหว่างชั้นบรรยากาศ และทะเลภายใต้ระบบภูมิอากาศ ข้อมูลทางด้านอุตุนิยมวิทยาทางทะเล ได้ทำให้สามารถติดตามปรากฏการณ์การเกิดเอลนีโนและลานีญาได้เป็นอย่างดี

บทที่ 11
สภาแวดล้อมในทะเลและบริเวณชายฝั่ง

11.1. การแบ่งสภาพแวดล้อมในทะเล

สภาพแวดล้อมในทะเลสามารถแบ่งออกได้เป็น 2 เขตใหญ่ คือ

11.1.1 Pelagic environment หมายถึง สภาพแวดล้อมในทะเลเปิด (Open sea) แบ่งออกได้เป็น 2 เขต

11.1.1.1. Neritic province เป็นแนวเขตตั้งแต่บริเวณชายฝั่งไปจนถึงระดับความลึกไม่เกิน 200 เมตร

11.1.1.2. Oceanic province เป็นเขตที่อยู่ในระดับความลึกมากกว่า 200 เมตร แบ่งตามความลึกออกได้เป็น 4 เขต

ก. Epipelagic zone เป็นเขตระดับความลึกจากผิวน้ำไปจนถึงระดับความลึก 200 เมตร กว่าครึ่งหนึ่งของ Epipelagic zone จะมีปริมาณแสงเพียงพอต่อการสังเคราะห์แสง ในแนวระดับความลึกประมาณ 200 เมตร ระหว่าง Epipelagic zone และ Mesopelagic zone เป็นแนวเขตที่ปริมาณออกซิเจนเริ่มลดลง สาเหตุที่ออกซิเจนลดลงในแนวดังกล่าว เนื่องจากที่ระดับความลึกต่ำกว่า 150 เมตร ไม่มีการสังเคราะห์แสงและเริ่มมีการย่อยสลายซากสารอินทรีย์ ปริมาณธาตุอาหารมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วที่ระดับความลึกมากกว่า 200 เมตร

ข. Mesopelagic zone เป็นเขตระดับความลึกตั้งแต่ 200 เมตรไปจนถึงระดับความลึก 1,000 เมตร ที่ระดับความลึกประมาณ 700-1,000 เมตร เป็นระดับที่ปริมาณออกซิเจนมีค่าต่ำสุด (Oxygen Minimum Layer ; OML) และความลึกที่ระดับนี้เป็นบริเวณที่มีปริมาณของธาตุอาหารสูงสุด แสงส่องลงไปในเขตนี้ได้น้อยมาก ทำให้ปลาที่อาศัยในเขตนี้จะมีตาขนาดใหญ่ นอกจากนี้ยังมีสัตว์หลายชนิดสามารถเรืองแสงได้ (Bioluminescent organisms) โดยมีเซลล์ที่สามารถสร้างสารเรืองแสงได้ เรียกว่า Photophores

ค. Bathypelagic zone เป็นเขตระดับความลึกตั้งแต่ 1,000 เมตรไปจนถึงระดับความลึก 4,000 เมตร

ง. Abyssopelagic zone เป็นเขตที่มีระดับความลึกมากกว่า 4,000 เมตร

ทั้ง Bathypelagic zone และ Abyssopelagic zone รวมกันแล้วครอบคลุมพื้นที่ถึง 75 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ในส่วนของ Oceanic province สัตว์ที่อาศัยในบริเวณนี้จะมีตาที่บอดสนิท และอาศัยโดยการเป็นผู้ล่ามากกว่ากินซากอินทรีย์ มีฟันแหลมคม และมีปากขนาดใหญ่ ปริมาณออกซิเจนในเขตนี้จะค่อยๆ เพิ่มขึ้นตามระดับความลึกเนื่องจากมีกระแสน้ำเย็นจากบริเวณขั้วโลกซึ่งมีออกซิเจนละลายอยู่สูงไหลเข้ามาผสม มวลของน้ำในเขต Abyssopelagic zone มักจะไหลในทิศทางตรงกันข้ามกับมวลน้ำในเขต Bathypelagic zone

ในเขต Oceanic province ปริมาณแสงจะเป็นปัจจัยที่สำคัญต่อการแพร่กระจายของสิ่งมีชีวิต ปริมาณแสงสว่างที่ส่องผ่านลงไป สามารถแบ่งได้เป็น

1. Photic Zone เป็นบริเวณที่แสงส่องลงไปถึง แบ่งออกได้เป็น

1.1. Euphotic Zone เป็นบริเวณที่แสงส่องลงไปถึงและมีปริมาณแสงเพียงพอกับการสังเคราะห์แสง โดยจะอยู่ในช่วงความลึกไม่เกิน 100 เมตร

1.2. Dysphotic Zone เป็นบริเวณที่แสงส่องลงไปถึงแต่ปริมาณแสงมีไม่เพียงพอกับการสังเคราะห์แสง โดยอยู่ในช่วงความลึกไม่เกิน 1,000 เมตร

2. Aphotic Zone เป็นบริเวณที่แสงส่องลงไปไม่ถึง อยู่ในเขตความลึกมากกว่า 1,000 เมตร

11.1.2. Benthic Environment หมายถึงสภาพแวดล้อมบริเวณพื้นทะเล (Sea bottom) สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ส่วน

11.1.2.1. Subneristic province เป็นเขตตั้งแต่แนวระดับน้ำขึ้นสูงสุดในช่วงน้ำเกิด (Spring tide) ลงไปจนถึงระดับความลึก 200 เมตร ส่วนใหญ่จะครอบคลุมพื้นที่ในไหล่ทวีป (Continental shelf) ซึ่งแบ่งออกเป็นเขตต่างๆ ดังนี้

ก. Supralittoral zone หรือ Spray zone เป็นอาณาเขตจากพื้นดินไปจนถึงบริเวณชายหาดที่คลื่นสามารถสาดถึงในช่วงน้ำเกิด

ข. Littoral zone หรือ Intertidal zone เป็นบริเวณที่อยู่ระหว่างแนวน้ำขึ้นสูงสุดกับน้ำลงต่ำสุด อาจเป็นได้ทั้งหาดหินและหาดทราย

ค. Sublittoral zone บริเวณชายฝั่งที่อยู่ใต้ระดับน้ำลงต่ำสุด ไปจนถึงระดับความลึกประมาณ 200 เมตร เป็นบริเวณที่ถูกปกคลุมด้วยน้ำตลอดเวลา ประกอบด้วย 2 ส่วน

- Inner sublittoral zone เป็นบริเวณชายฝั่งที่อยู่ใต้ระดับน้ำลงต่ำสุด จนถึงระดับความลึกประมาณ 50 เมตร บริเวณนี้มีปริมาณแสงเพียงพอต่อแพลงก์ตอนที่ล่องลอยในน้ำ แต่ปริมาณแสงเป็นปัจจัยจำกัดต่อการเจริญเติบโตของสาหร่ายบริเวณพื้นท้องทะเล

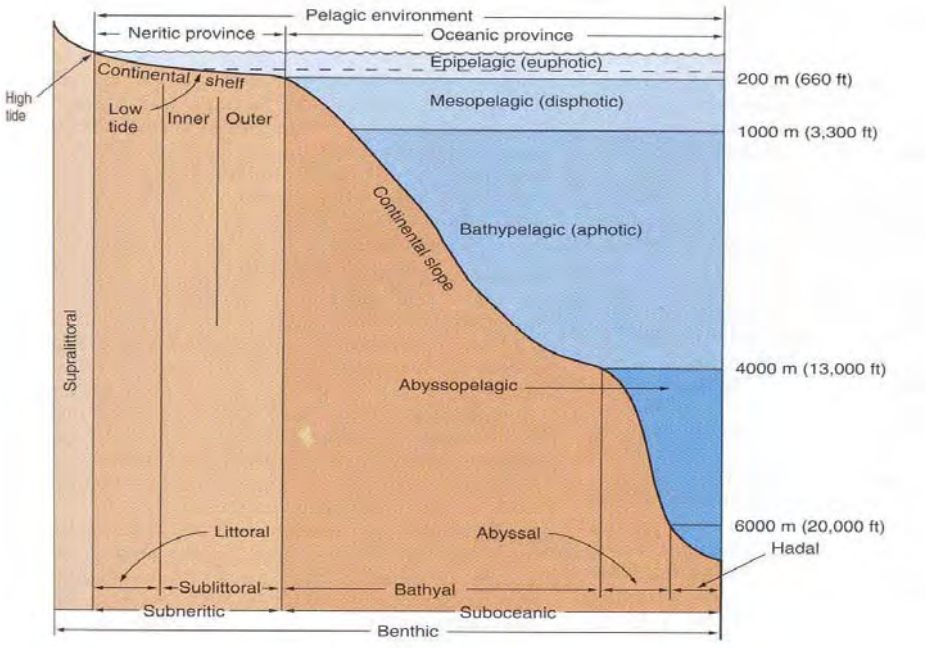
- Outer sublittoral zone เป็นบริเวณที่อยู่ถัดจาก Inner sublittoral zone ไปจนถึงระดับความลึกประมาณ 200 เมตร

11.1.2.2. Suboceanic province แบ่งออกได้เป็น 2 ส่วน

ก. Bathyal zone เป็นเขตแนวความลึกตั้งแต่ 200 เมตร ถึง 4,000 เมตร มักจะครอบคลุมอยู่ในเขตลาดทวีป (Continental slope)

ข. Abyssal zone เป็นเขตแนวความลึกตั้งแต่ 4,000 เมตร ถึง 6,000 เมตร ครอบคลุมพื้นที่กว่า 80 เปอร์เซ็นต์ ในส่วนของ Benthic environment ทั้งหมด เป็นบริเวณที่ปกคลุมด้วยตะกอนอ่อนนุ่ม (Soft sediment)

ค. Hadal เป็นเขตแนวความลึกที่ลึกกว่า 6,000 เมตร รวมถึงหุบเหว (Trench) บริเวณเขตไหล่ทวีป



ภาพที่ 11.1. การแบ่งสภาพแวดล้อมในทะเล

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

11.2. ชายฝั่งทะเล (Coast)

ชายฝั่งทะเล คือ แถบแผ่นดินนับจากแนวชายฝั่งทะเลขึ้นไปบนบกจนถึงบริเวณที่มีลักษณะภูมิประเทศเปลี่ยนแปลงอย่างเด่นชัด มีความกว้างกำหนดไม่ได้แน่นอน

ลักษณะภูมิประเทศของชายฝั่งทะเลแต่ละแห่งนั้น จะแตกต่างกันออกไปตามลักษณะทางธรณีวิทยาของหินเปลือกโลกที่ประกอบเป็นชายฝั่งและอิทธิพลจากการกระทำของคลื่นลมและกระแสน้ำในบริเวณนั้น ในทางภูมิศาสตร์สามารถจำแนกชายฝั่งตามลักษณะการกำเนิดและการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นเป็น 5 ประเภทใหญ่ ๆ คือ

11.2.1. ชายฝั่งทะเลยุบจม (Submerged shoreline) เป็นชายฝั่งทะเลที่เกิดขึ้นจากการที่เปลือกโลกในบริเวณริมฝั่งทะเลยุบจมลงหรือการที่น้ำทะเลยกระดับขึ้นทำให้บริเวณที่เคยโผล่พ้นระดับน้ำทะเลจมอยู่ใต้ผิวน้ำ ชายฝั่งทะเลประเภทนี้อาจจะมีทั้งที่เป็นที่ราบหรือมีความสูงต่ำของภูมิประเทศ ขึ้นอยู่กับลักษณะภูมิประเทศเดิมก่อนที่จะมีการยุบจม แต่ส่วนใหญ่มักจะเป็นหน้าฝาชันไม่ค่อยมีที่ราบชายฝั่ง และแนวชายฝั่งมีลักษณะเว้าแหว่งมาก หากลักษณะภูมิประเทศเดิมเป็นภูเขาเมื่อเกิดการยุบจมมักก่อให้เกิดเกาะต่างๆ ตามพื้นที่ใกล้ชายฝั่ง ชายฝั่งทะเลของไทยที่มีลักษณะการเกิดเช่นนี้คือบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก

11.2.2. ชายฝั่งทะเลยกตัว (Emerged shoreline) เป็นชายฝั่งทะเลที่เกิดขึ้นจากการที่เปลือกโลกยกตัวขึ้นหรือน้ำทะเลลดระดับลง ทำให้บริเวณที่เคยจมอยู่ใต้ระดับน้ำทะเลโผล่พ้นผิวน้ำขึ้นมา ถ้าหากแผ่นดินเดิมที่เคยจมอยู่ใต้ระดับน้ำทะเลเป็นบริเวณที่มีตะกอน กรวด ทราย ตกทับถมกันมาเป็นเวลานานจะทำให้เกิดที่ราบชายฝั่งบริเวณกว้างและมีแนวชายฝั่งเรียบตรงไม่ค่อยเว้าแหว่งมาก ชายฝั่งทะเลลักษณะนี้พบได้ทั่วไปในบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันออกของประเทศไทย

11.2.3. ชายฝั่งทะเลคงระดับ (Neutral shoreline) หมายถึง ชายฝั่งทะเลที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงใด ๆ ระหว่างระดับน้ำทะเลและบริเวณชายฝั่งของทวีป แต่ยังคงมีการทับถมของตะกอนต่าง ๆ เกิดขึ้น ลักษณะชายฝั่งทะเลประเภทนี้ ได้แก่

11.2.3.1. ชายฝั่งดินตะกอนรูปพัด (Alluvial fan shoreline) เป็นชายฝั่งที่มีขอบโค้ง เกิดจากลำน้ำเกลียวเชือกพัดพาตะกอนมาทับถมเกิดเป็นเนินดินตะกอนรูปพัดขึ้น

11.2.3.2 ชายฝั่งดินดอนสามเหลี่ยม (Delta shoreline) เป็นชายฝั่งที่เกิดจากการทับถมของตะกอนที่ลำน้ำพัดมาในขณะที่ไหลลงสู่ทะเลมี 2 รูปแบบคือ

ก. ดินดอนสามาเหลี่ยมรูปตีนกา (Bird's foot type of delta) เป็นที่ราบดินดอนสามเหลี่ยมปากน้ำที่ตะกอนถูกพัดพามาทับถมจนสูงขึ้น ทำให้ลำน้ำเปลี่ยนทางเดิน เกิดเป็นลำน้ำแยกย่อยหลายสายไหลลงบริเวณปากน้ำ

ข. ดินดอนสามเหลี่ยมรูปโค้ง (Arcute type of delta) เป็นที่ราบดินดอนสามเหลี่ยมปากน้ำรูปโค้งที่เกิดจากกระแสน้ำพัดพาโคลนตม และตะกอนมาทับถม กระแสน้ำจะปัดดินดอนสามเหลี่ยมเป็นรูปโค้ง

11.2.3.3. ชายฝั่งภูเขาไฟ (Volcano Shoreline) เกิดจากลาวาของภูเขาไฟที่ไหลมาตามความลาดชันของภูเขาไฟ

11.2.3.4. ชายฝั่งแนวหินปะการัง (Coral reef shoreline) เป็นชายฝั่งที่เกิดจากการทับถมของโครงหินปะการัง มักจะเกิดในเขตร้องระหว่างละติจูดที่ 30 องศาใต้ ซึ่งเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิเหมาะสมต่อการเจริญเติบโตของปะการัง ชายฝั่งแนวหินปะการังนี้มี 2 ลักษณะ คือ

ก. ชายฝั่งหินปะการังรูปโค้ง (Fringing reef) เป็นแนวหินปะการังที่เกิดขึ้นติดกับฝั่งทวีปเป็นแนวกว้าง แต่จะไม่อยู่ใกล้กับดินดอนสามเหลี่ยมปากแม่น้ำเพราะมีตะกอนขุ่นของโคลนตม

ข. ชายฝั่งหินปะการังแนวขวาง (Barrier reef) เป็นแนวหินปะการังที่อยู่ห่างจากชายฝั่ง แยกออกไปจากแผ่นดินใหญ่และล้อมแผ่นน้ำไว้ภายใน โดยอาจจะมีช่องทางผ่านได้เป็นระยะๆ

11.2.4. ชายฝั่งทะเลรอยเลื่อน (Fault shoreline) เป็นชายฝั่งทะเลที่เกิดจากการเลื่อนตัวของเปลือกโลก ถ้ารอยเลื่อนมีแนวเลื่อนลงไปทางทะเลจะทำให้ระดับของทะเลลึกลงไป หรือถ้ารอยเลื่อนมีแนวเลื่อนลึกลงไปทางพื้นดินจะทำให้น้ำทะเลไหลเข้ามาในบริเวณพื้นดิน

11.2.5. ชายฝั่งทะเลแบบผสม (Compound shoreline) เป็นชายฝั่งทะเลที่เกิดจากหลาย ๆ ลักษณะที่กล่าวมาข้างต้นเกิดปะปนกัน

แนวชายฝั่ง (Coastlines) เป็นเขตแดนระหว่างพื้นดินกับพื้นน้ำ มีกลไกต่างๆ เกิดขึ้นมากมายในบริเวณนี้ ได้แก่ คลื่น และน้ำขึ้นน้ำลง โดยเฉพาะพื้นที่ด้านนอกลงไปสู่ทะเลถึงจุดต่ำสุดที่น้ำทะเลท่วมถึง แนวชายฝั่งประกอบด้วยบริเวณที่ติดกับทะเลเปิด ชายหาด และ เอสทูรี่ ชายฝั่งทะเลประเภทต่างๆ เหล่านี้ จะมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยมีตัวการที่สำคัญคือ คลื่น ลม และกระแสน้ำ ทำให้เกิดเป็นลักษณะภูมิประเทศชายฝั่งที่แตกต่างกันออกไป สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ประเภท

1. แนวชายฝั่งที่เกิดจากการตกตะกอนทับถม (Depositional) มักจะเกิดขึ้นในบริเวณชายฝั่ง

ทะเลที่มีน้ำตื้น ลักษณะชายฝั่งราบเรียบและลาดเทลงไปสู่ก้นทะเล ทำให้ความเร็วของคลื่นและกระแสน้ำลดลงเมื่อเคลื่อนตัวเข้าสู่ฝั่ง ทำให้เกิดการตกตะกอนทับถมเกิดขึ้นเป็นภูมิประเทศลักษณะต่างๆ อันได้แก่

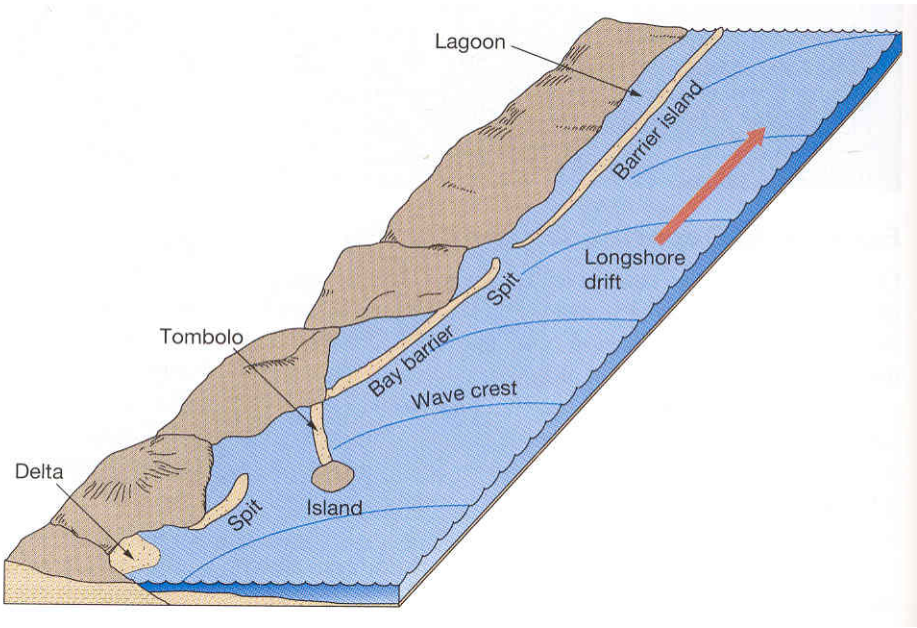
1.1. สันทรายหรือสันหาด (Berm) เป็นสันทรายขนาดเล็กมีลักษณะคล้ายที่ราบเป็นชั้นที่อยู่สูงกว่าระดับน้ำ เกิดจากดินหรือทรายที่พังลงจากขอบฝั่งหรือเป็นทรายที่ถูกคลื่นและลมนำพาไปกองรวมบนหาดเป็นแนวยาวขนานไปกับชายฝั่ง เมื่อเกิดขึ้นรวมกันหลายๆ แนวบนชายหาดจะทำให้บริเวณด้านในของหาดมีลักษณะเป็นสันสูงขึ้น พ้นจากระดับที่คลื่นซัดท่วมถึงในยามปกติ

1.2. สันดอน (Bar) หมายถึง แนวสันทรายหรือตะกอนที่กระแสน้ำพัดพามาตกทับถมสะสมไว้มากจนเกิดเป็นสัน อาจจะเป็นสิ่งกีดขวางต่อการเดินเรือได้ สันดอนอาจแบ่งออกเป็นประเภทต่างๆ ตามรูปร่างและสถานที่เกิดดังนี้คือ

- สันดอนก้นอ่าว (Bay-Head bar) เป็นสันดอนที่เกิดจากตะกอนทับถมอยู่ในบริเวณก้นอ่าว
- สันดอนปากอ่าว (Bay-Mouth spit) เป็นสันดอนที่เกิดจากตะกอนทับถมอยู่ในบริเวณปากอ่าว
- สันดอนจงอยปากอ่าง (Bay-Mouth spit) เป็นสันดอนที่เกิดจากตะกอนทับถมเป็นแนวยาว อยู่ใกล้ปากอ่าว ปลายด้านหนึ่งติดกับฝั่ง อีกด้านหนึ่งยื่นขวางปากอ่าว ตอนปลายจะงอโค้งเป็นจงอยตามอิทธิพลของกระแสน้ำและคลื่น เช่น แหลมตะลุมพุก
- สันดอนเชื่อมเกาะ (Tombolo) เป็นสันดอนที่เชื่อมเกาะขนาดเล็กเข้ากับชายฝั่ง

1.3. ทะเลสาบน้ำเค็ม (Lagoon) เกิดขึ้นทั้งในทะเลและบริเวณชายฝั่งทะเล.ทะเลสาบน้ำเค็มเกิดจากการปิดกั้นของแนวปะการัง โดยมากมักเป็นรูปวงกลม มีทางน้ำแคบ ๆ เข้าออกได้

ทะเลสาบน้ำเค็มชายฝั่งทะเล เกิดจากการปิดกั้นของสันดอนบริเวณปากอ่าว แต่ยังมีทางออกแคบ ๆ ให้น้ำไหลผ่านได้



ภาพที่ 11.2. แนวชายฝั่งที่เกิดจากการตกตะกอนทับถม

(ที่มา : Garrison, 1999)

2. แนวชายฝั่งที่เกิดจากการกัดเซาะ (Erosional) เกิดขึ้นในบริเวณชายฝั่งทะเลน้ำลึก ลักษณะชายฝั่งมีความลาดชันลงสู่ท้องทะเล ทำให้เกิดการกัดเซาะของคลื่นและกระแสน้ำเป็นไปอย่างรุนแรง เกิดเป็นภูมิประเทศต่างๆ ได้แก่

2.1. หน้าผาสูงชันริมทะเล (Sea cliff) หมายถึง หน้าผาสูงชันที่อยู่ริมฝั่งทะเลและหันออกไปทางทะเล มักเกิดขึ้นในบริเวณชายฝั่งทะเลยุบจมที่มีภูมิประเทศเป็นภูเขาอยู่ติดทะเล หรือเป็นชายฝั่งที่มีชั้นหินวางตัวในแนวตั้ง คลื่นจะกัดเซาะฝั่งทำให้เกิดเป็นหน้าผาริมทะเล

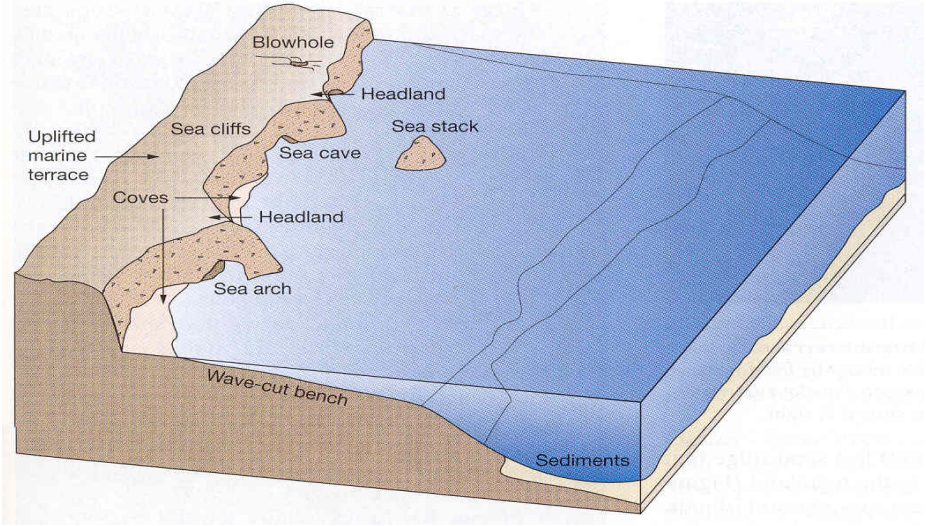
2.2. เว้าทะเล (Sea notch) หมายถึง รอยเว้าที่มีลักษณะเป็นแนวยาวเกิดขึ้นบริเวณฐานของหน้าผาชันริมทะเล เกิดจากการกัดเซาะของคลื่นและการชะละลายของหินปูน เป็นลักษณะแสดงถึงระดับน้ำทะเลในอดีต

2.3. ถ้ำทะเล (Sea cave) หมายถึง ถ้ำที่เกิดขึ้นตามบริเวณชายฝั่งทะเล หรือชายฝั่งของเกาะต่าง ๆ ถ้ำชนิดนี้เกิดจากการกัดเซาะของคลื่นที่หินผาชายฝั่งทำให้เป็นช่องหรือเป็นโพรงขนาดเล็ก (Grotto) แต่เมื่อเวลาผ่ายพ้นไปนานๆ ก็กลายเป็นช่องหรือโพรงขนาดใหญ่ได้ง่ายขึ้น เนื่องจากมีการกระทำของ

น้ำฝนและน้ำใต้ดินเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย ปากถ้ำทะเลมักอยู่ตรงบริเวณที่มีน้ำขึ้นน้ำลงสูงสุดและต่ำสุด เพราะเป็นช่วงที่คลื่นสามารถกัดเซาะหินชายฝั่งได้ แต่ในกรณีที่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลอันเนื่องมาจากการเคลื่อนไหวของเปลือกโลกหรือเหตุอื่นใดก็ตามอาจทำให้บริเวณปากถ้ำอยู่สูง หรือต่ำกว่าระดับน้ำทะเลในปัจจุบันได้

2.4. ถ้ำลอด (Sea arch) หมายถึง โพรงหรือถ้ำที่เปิดทะลุทะเลทั้งสองด้าน

2.5. สะพานหินธรรมชาติ (Natural bridge) เป็นโพรงหินชายฝั่งทะลุออกทะเลทั้งสองด้าน คล้ายคลึงกับถ้ำลอดที่เกิดขึ้นบนเกาะแต่สะพานหินธรรมชาติจะเกิดบริเวณหัวแหลม ซึ่งมีการกัดเซาะทั้งสองด้านพร้อมกันจนโพรงนั้นทะลุถึงกัน โดยหินส่วนใหญ่ที่เหลืออยู่เหนือโพรงจะมีลักษณะคล้ายสะพาน



ภาพที่ 11.3. แนวชายฝั่งที่เกิดจากการกัดเซาะ

(ที่มา : Garrison, 1999)

การเคลื่อนย้ายตะกอนเกิดขึ้นตลอดแนวชายฝั่ง ทั้งชายฝั่งที่มีการสูญเสียตะกอนโดยขบวนการชะล้าง และชายฝั่งที่ได้รับตะกอนจากขบวนการสะสม พื้นที่ชายฝั่งทะเลจึงสามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ประเภท

1. Primary coasts เกิดจากการกระทำจากกระบวนการบนพื้นดิน (Terrestrial or land-based processes) ได้แก่ การชะล้างบนพื้นแผ่นดิน การจมตัวของแผ่นดินหรือระดับน้ำทะเลสูงขึ้น การตกตะกอนในแนวชายฝั่ง โดยการพัดพาของแม่น้ำ ธารน้ำแข็ง และลม การเกิดภูเขาไฟระเบิด การ

เคลื่อนตัวในแนวดิ่งของแนวชายฝั่งโดยกระบวนการเทคโทนิค (Tectonic processes) เป็นต้น การเข้าใจถึง Primary coastlines จะต้องรู้กระบวนการทางธรณีวิทยา (Geological processes) ในยุคต์น้ำแข็ง (Glacial periods) น้ำทะเลตรึงอยู่กับน้ำแข็ง น้ำทะเลอยู่ในระดับต่ำ ลักษณะแนวชายฝั่งเกิดจากกิจกรรมของธารน้ำแข็ง รวมถึงการชะล้าง ทำให้เกิด fjords ผลของการพัดพาที่เกิดจากธารน้ำแข็งทำให้เกิดแนวกั้น (Barrier) และเกาะ (Island) ตะกอนเหล่านี้อาจไปขวางกั้นแนวของ fjords แนวชายฝั่งหลายแห่งถูกคลุมด้วยตะกอนที่พัดพาจากแผ่นดินโดยแม่น้ำ จากการประมาณปริมาณตะกอนที่พัดพามาโดยแม่น้ำลงสู่ชายฝั่งทะเลมีประมาณ 530 ตันต่อวินาที มีอัตราการชะล้างผิวหน้าดินประมาณ 10 เซนติเมตร/1,000 ปี ตะกอนที่พัดพาโดยแม่น้ำจะทับถมบริเวณชายหาด บางส่วนอาจถูกพัดพาออกสู่ทะเลลึก แนวชายฝั่งที่มีตะกอนทับถมมากและมีกระแสลมพัดรุนแรง เรียกว่า Dune coasts เนื่องจากมีเนินทราย (Sand dune) การระเบิดของภูเขาไฟมีการไหลของของลาวา ทำให้เกิดแนวชายฝั่งที่เกิดจากลาวา (Lava coaste) หากมีปากปล่องภูเขาไฟอยู่ใกล้ชายฝั่ง อาจเรียกชายฝั่งบริเวณนี้ว่า Crater coast

2. Secondary coasts เกิดจากกระบวนการที่เกิดขึ้นทางทะเล (Marine processes) ได้แก่ การชะล้างโดยคลื่นและกระแสน้ำ การละลายโดยน้ำทะเล การตกตะกอนที่เกิดจากการกระทำของคลื่น น้ำขึ้น-น้ำลง และกระแสน้ำ ขบวนการการชะล้าง การพัดพาและการรวมตัวกันของตะกอนและซากพืช ซากสัตว์ในทะเล เป็นต้น

Secondary coasts เป็น Primary coasts ในอดีตที่ถูกกระทำโดยขบวนการทางทะเลชนิดต่างๆ วัตถุจากการกัดเซาะมักจะถูกเคลื่อนย้ายจากชายหาดไปสู่บริเวณที่อยู่ห่างจากชายฝั่ง และมีการตกตะกอนสร้างเป็นรูปแบบต่างๆ โดยทั่วไปมี 3 ประเภท คือ

1. สันดอน (Bar) เป็นแนวสันทรายที่ขนานกับแนวชายฝั่งในเขตน้ำตื้น

2. แนวเกาะ (Barrier island) เป็นแนวสันทรายที่ถูกพัดพามาจากชายหาดและมีการสะสมเป็นระยะเวลานาน เมื่อระยะเวลานานขึ้นอาจมีพืชทะสามารถทนต่อสภาพแวดล้อมขึ้นปกคลุม สามารถป้องกันผลกระทบต่อแนวชายฝั่งกรณีเกิดพายุ

3. คุ้งแม่น้ำ (Spits and hooks) มีลักษณะเป็นแนวสันดอนเชื่อมกับแนวชายฝั่ง มักจากขยายออกไปจนถึงปากอ่าว หากแนวสันดอนเกิดขึ้นในบริเวณห่างฝั่งและเชื่อมกับเกาะที่อยู่ห่างจากชายฝั่ง เรียกว่า Tombolo แนวเขตน้ำขึ้นน้ำลงที่มีความผันแปรของระดับน้ำ มีการตกตะกอนและมีพืชขึ้นปกคลุม เรียกว่า Salt marshes ซึ่งเป็นบริเวณที่มีกำลังผลิตสูงและมีความสำคัญต่อการประมง

11.3. ชายหาด (Beach)

ชายหาด คือ พื้นที่ระหว่างขอบของชายฝั่งกับแนวน้ำลงเต็มที่ มีลักษณะเป็นแถบยาวไปตามริมฝั่ง เกิดขึ้นเนื่องจากการกระทำของคลื่น และกระแสน้ำในทะเลหรือกระแสน้ำจากแม่น้ำโดยทั่วไปจะประกอบด้วย 2 ส่วน ดัง**แสดงในภาพที่ 11.4** คือ

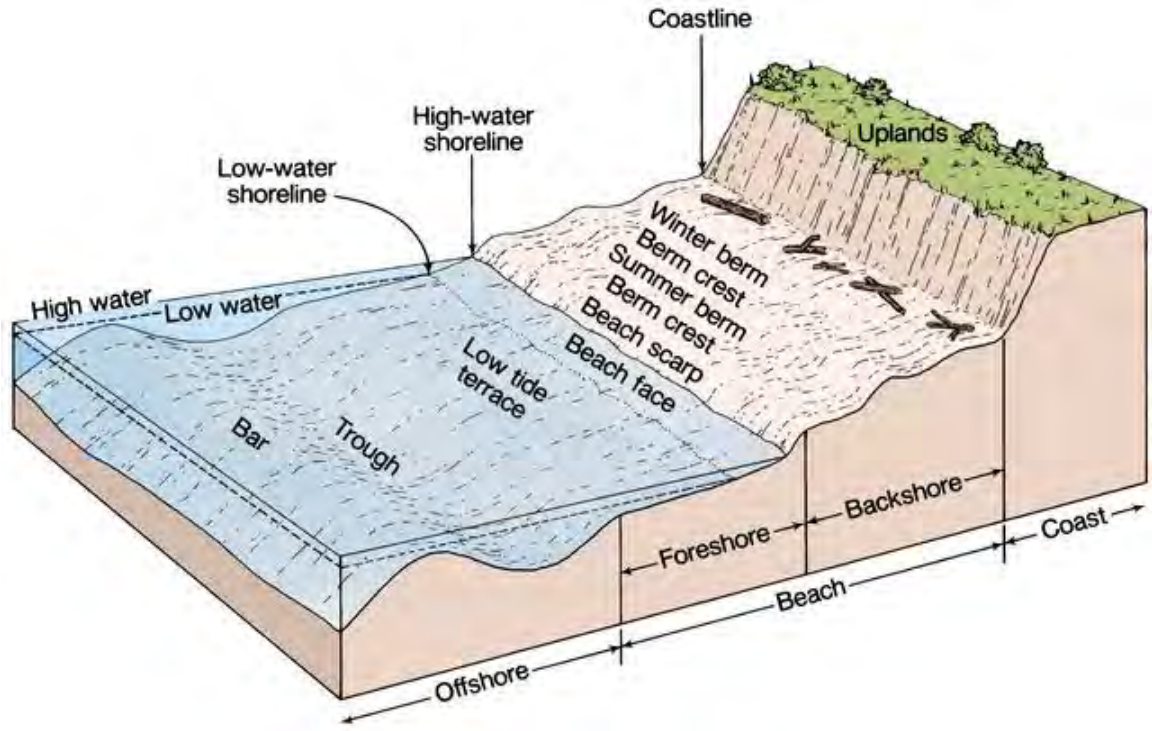
1. หาดส่วนหน้า (Fore shore) หมายถึง บริเวณหาดที่นับจากแนวน้ำลงต่ำสุดไปจนถึงยอดของสันทราย (Berm) ซึ่งเป็นแนวแบ่งเขตหาดส่วนหน้า และหาดส่วนหลัง หาดส่วนนี้จะเป็นบริเวณที่อยู่ใต้น้ำเกือบตลอดเวลา มักจะพบเห็นอยู่ 2 ลักษณะ คือ แนวชั้นในช่วงน้ำลง (Low tide terraces) ที่เกิดจากการกระทำของคลื่นในช่วงน้ำลง และ แนวลาดชัน (Steeper slope) ที่ขยายจากส่วนของชายหาดเรียกว่า Beach face

2. หาดส่วนหลัง (Back shore) หมายถึง บริเวณหาดที่นับจากยอดสันทรายไปจนถึงขอบฝั่ง พื้นที่ส่วนนี้ปกติจะแห้ง ยกเว้นในขณะที่มีมรสุม คลื่นจะสามารซัดขึ้นไปถึงได้ ลักษณะของหาดที่พบมีอยู่ 3 ประเภท คือ

2.1 หาดหน้ากว้าง เป็นหาดเรียบ มีทั้งหาดส่วนหลังและหาดส่งหน้าลักษณะหาดมีความชันน้อย คลื่นมักจะซัดขึ้นมาไม่ถึงหาดส่วนหลังหาดแบบนี้มีบริเวณกว้างขวาง เหมาะแก่การเป็นสถานที่พักตากอากาศ

2.2 หาดหน้าแคบ เป็นหาดเรียบตั้งแต่ขอบฝั่งลงไปจนถึงแนวน้ำลง มีแต่หาดส่วนหน้าโดยไม่มีหาดส่วนหลัง ลักษณะของหาดมีความชันไม่มากนัก

2.3. หาดสองชั้น เป็นหาดไม่เรียบนักมีทั้งหาดส่วนหลังและหาดส่วนหน้า และมีที่ราบเป็นชายยื่นออกไปเป็นชั้น บางชั้นก็จะอยู่เหนือแนวน้ำลงเต็มที่ ลักษณะหาดจะค่อนข้างชัน หาดแบบนี้เหมาะแก่การเป็นสถานที่พักตากอากาศ เช่นกัน



ภาพที่ 11.4. ส่วนประกอบของชายหาด

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

เนื่องจากหาดแต่ละแห่งจะมีวัตถุที่มาตกทับถมแตกต่างกันไปเราจึงเรียกชื่อหาดต่างประเภทของวัตถุที่พบบนหาดนั้น ๆ คือ

1. หาดหิน หรือหาดกรวด (Shingle beach) เป็นหาดที่ประกอบด้วยหินหรือกรวดขนาดใหญ่เกิดจากการทับถมของเศษหินซึ่งถูกคลื่นซัดขัดสีกันจนแบนเรียบและมน

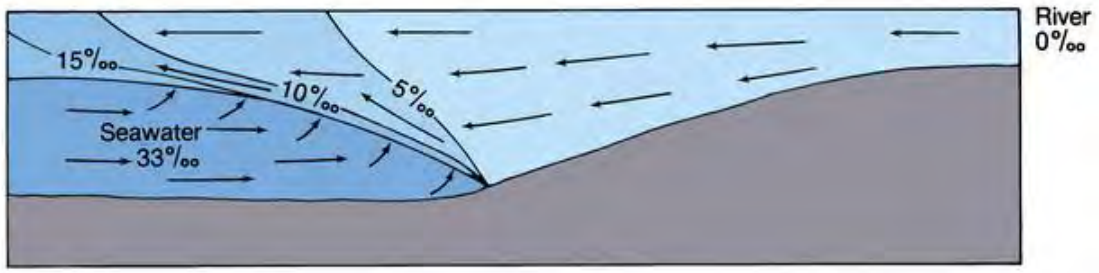
2. หาดทราย (Sand beach) มักพบอยู่ในพื้นที่ซึ่งมีหินเปลือกโลกเป็นหินทรายหรือหินแกรนิต โดยเฉพาะอย่างยิ่งหินแกรนิต เมื่อสลายตัวจะให้ทรายเม็ดกลมมน มีสีขาวทำให้เกิดหาดทรายที่สวยงาม

3. หาดโคลม (Mud flat) มักพบอยู่ตามบริเวณใกล้ปากแม่น้ำสายใหญ่ๆ ที่มีโคลนตะกอนจากแม่น้ำ พัดพามาเป็นจำนวนมาก

11.4. เอสทูรี่ (Estuary)

เอสทูรี่ คือ บริเวณส่วนล่างของปากแม่น้ำที่มีความกว้างมากกว่าปกติจนมีลักษณะคล้ายอ่าว เป็นบริเวณที่มีการผสมกันระหว่างน้ำจืดกับน้ำทะเล เอสทูรี่เป็นเขตน้ำขึ้นน้ำลงและเป็นบริเวณที่เกิดปฏิสัมพันธ์กันระหว่างน้ำในทะเลกับน้ำจืดที่มาจากแม่น้ำ เป็นส่วนหนึ่งที่แสดงให้เห็นว่าเป็นชายฝั่งทะเลยุบตัว เอสทูรี่สามารถจำแนกได้ตามกลไกและรูปแบบการหมุนเวียนของมวลน้ำ รวมถึงการกระจายของความเค็มตามแนวดิ่ง สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ประเภทใหญ่ๆ คือ

1. เอสทูรี่เป็นรูปลิ่ม (Salt wedge estuary) เป็นรูปแบบเอสทูรี่อย่างง่ายที่น้ำจืดไหลลงสู่ทะเลโดยตรง **ดังภาพที่ 11.5** ในระบบเอสทูรี่แบบนี้ การหมุนเวียนและการผสมผสานของมวลน้ำถูกควบคุมโดยอัตราการไหลของน้ำที่มาจากแม่น้ำ โดยน้ำจืดที่ไหลมาจะอยู่ด้านบนของน้ำเค็ม มีลักษณะเป็นรูปลิ่ม

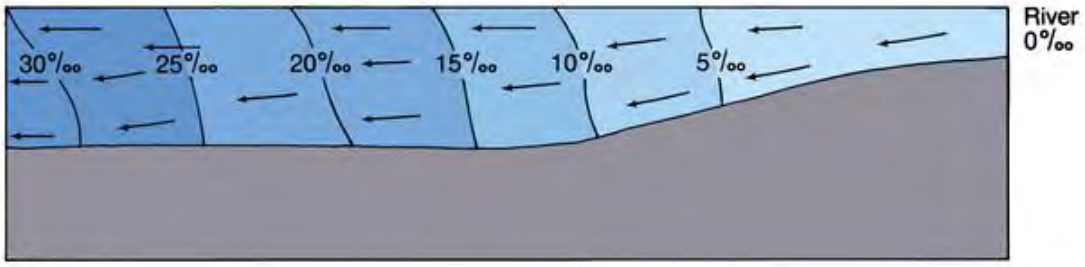


ภาพที่ 11.5. เอสทูรี่เป็นรูปลิ่ม (Salt wedge estuary)

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

2. เอสทูรี่มิใช่เป็นรูปลิ่ม (Non-salt wedge estuary) สามารถแบ่งออกได้ 3 แบบ ตามการหมุนเวียนของน้ำและการกระจายของความเค็มตามแนวดิ่ง

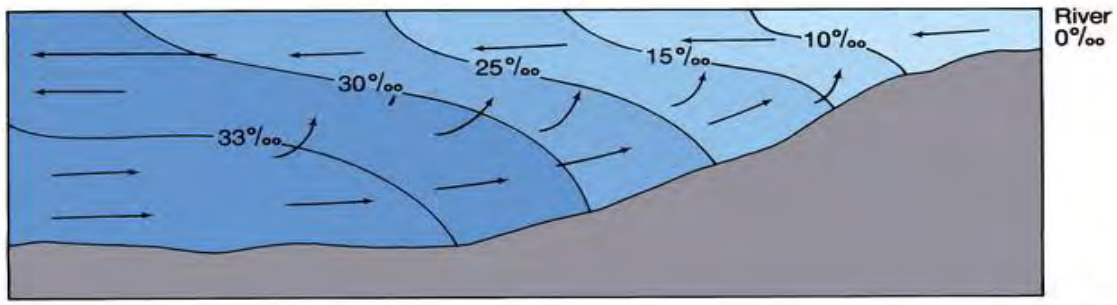
2.1. Well mixed estuaries เป็นรูปแบบของเอสทูรี่ที่มีการผสมผสานของมวลน้ำจากการขึ้นลงของน้ำกันเป็นอย่างดี มีการไหลของน้ำจืดมาผสมน้อย ระดับความเค็มตามแนวดิ่งมีจะเพิ่มขึ้นตามระยะทางจนออกทะเล **ดังภาพที่ 11.6**



ภาพที่ 11.6. Well mixed estuaries

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

2.2. Partially mixed estuaries เป็นเอสทูรี่ที่มีลักษณะการไหลของกระแสน้ำจากแม่น้ำที่มากและเร็วเข้ามาปะทะและผสมผสานกับกระแสน้ำจากทะเลที่ไหลเข้ามา โดยน้ำจืดจากแม่น้ำจะอยู่ด้านบนและน้ำทะเลอยู่ด้านล่าง **ดังภาพที่ 11.7** บริเวณที่น้ำทะเลและน้ำจืดสัมผัสกันจะมีการผสมของมวลน้ำที่มีอิทธิพลจากการขึ้นลงของน้ำทะเล

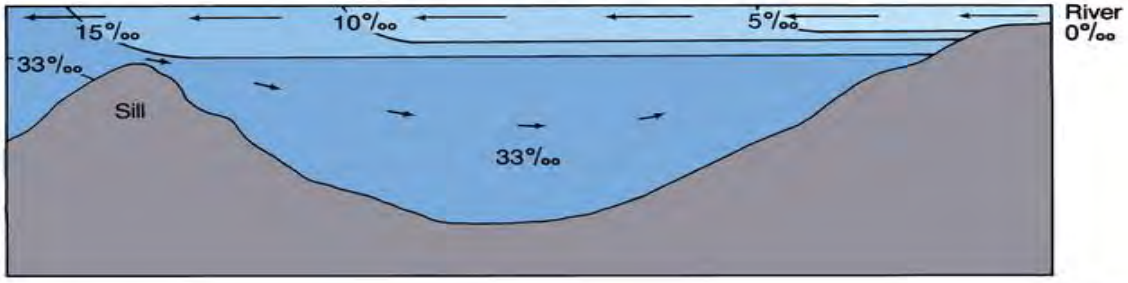


ภาพที่ 11.7. Partially mixed estuaries

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

2.3. Fjord-type estuary เป็นเอสทูรี่ที่มีการผสมผสานกันของมวลน้ำค่อนข้างน้อย เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากการขึ้นลงของน้ำน้อยมาก และมีการแบ่งชั้นของน้ำเกิดขึ้น **ดังภาพที่ 11.8** น้ำจืดด้านบนแทบไม่มีการผสมกัน ขณะที่น้ำทะเลก็ไหลเข้ามาอย่างช้า ทำให้ส่วนพื้นท้องน้ำของเอสทูรี่แบบนี้

มีการแบ่งชั้นของน้ำและอยู่ในสภาพไร้ออกซิเจน เนื่องจากมีแนวกั้นบริเวณปากของเอสทูรี่ เรียกว่า Sill ทำให้อัตราการแทนที่ของน้ำมีน้อย



ภาพที่ 11.8. Fjord-type estuary

(ที่มา : Duxbury and Duxbury, 1997)

กระบวนการที่ควบคุมการแบ่งชั้นของน้ำตามแนวดิ่ง (Vertical stratification) ได้แก่ ความแรงของกระแสน้ำขึ้นน้ำลง อัตราการไหลของน้ำจืดเข้ามาผสม สภาพทางภูมิศาสตร์ของพื้นท้องน้ำ และความลึกโดยเฉลี่ยของเอสทูรี่ ในการหา Water budget จำเป็นต้องทราบปริมาณของน้ำจืดและน้ำทะเลที่ไหลออก สามารถหาได้จากการคำนวณ Salt budget ซึ่งจำเป็นต้องทราบถึง ความเค็มของน้ำที่ไหลออกบริเวณผิวน้ำ (S_o) และความเค็มเฉลี่ยของน้ำที่ไหลเข้ามาจากทะเล (S_o) น้ำในแม่น้ำที่ไหลออกจะมีค่าเท่ากับ

$$(S_i - S_o) / S_i$$

ดังนั้นสามารถสร้างสมการอย่างง่ายสำหรับประมาณน้ำเข้า (Inflow) และน้ำออก (Outflow) ในเอสทูรี่แบบ Partially-mixed สามารถประเมินปริมาตรน้ำทั้งหมดที่เกิดจากการผสมของน้ำจืดและน้ำเค็มแล้วไหลออกสู่ทะเล (T_o) โดยสามารถหาได้จากน้ำในแม่น้ำที่ไหลเข้า (R) และน้ำทะเลที่ไหลเข้ามา (T_i) ได้สมการดังนี้

$$T_o = T_i + R$$

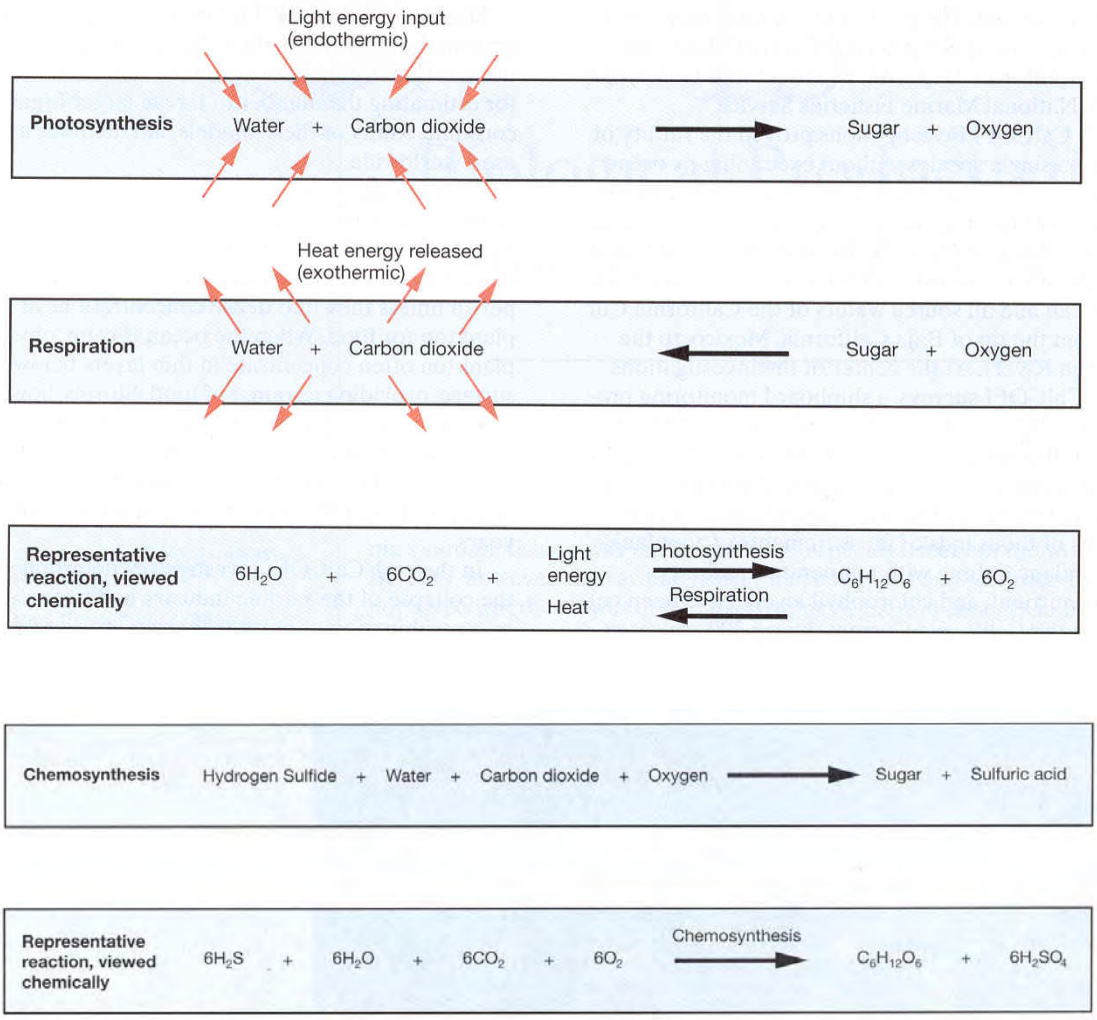
บทที่ 12
กำลังผลิตทางชีวภาพและการเคลื่อนย้ายพลังงานในมหาสมุทร

12.1. กำลังผลิตในมหาสมุทร (Ocean productivity)

ผู้ผลิต (Producer) หมายถึง พืชและสาหร่ายที่สามารถสังเคราะห์อาหารได้โดยการใช้คาร์บอนไดออกไซด์ น้ำและแสงจากดวงอาทิตย์ เป็นวัตถุดิบ แล้วเปลี่ยนไปอยู่ในรูปของน้ำตาล (Sugar) ซึ่งเป็นอาหารเบื้องต้นสาหรับสิ่งมีชีวิตโดยทั่วไปในมหาสมุทร ผู้ผลิตเบื้องต้นในมหาสมุทร (Primary producer) ที่สำคัญคือสาหร่ายขนาดเล็ก (Marine microscopic algae) ที่กระจายอยู่โดยทั่วไปในมหาสมุทรที่แสงสามารถส่องลงไปถึง และถือเป็นองค์ประกอบของมวลชีวภาพ (Biomass) ที่ใหญ่ที่สุดของมหาสมุทร ในมหาสมุทรระดับลึกที่แสงส่องลงไปไม่ถึงและบริเวณปล่องน้ำพุร้อนใต้ทะเล (Hydrothermal vents) จะมีสิ่งมีชีวิตรูปร่างคล้ายแบคทีเรีย เรียกว่า Archaeon สามารถออกซิไดซ์ไฮโดรเจรซัลไฟด์ (Hydrogen sulfide) หรือมีเทน (Methane) ในการสังเคราะห์อาหาร พลังงานเคมีที่ถูกเก็บไว้โดยสาหร่ายขนาดเล็กหรือแพลงก์ตอนพืช (Phytoplankton) และ Archaeon จะถูกเคลื่อนย้ายไปสู่สิ่งมีชีวิตในระดับที่สูงขึ้นผ่านทางระบบห่วงโซ่อาหาร (Food chains) และระบบสายใยอาหาร (Food webs)

12.1.1. กำลังผลิตเบื้องต้น (Primary productivity)

กำลังผลิตเบื้องต้น หมายถึง ปริมาณของคาร์บอนที่ถูกตรึงไว้โดยสิ่งมีชีวิตผ่านทางขบวนการสังเคราะห์สารอินทรีย์โดยอาศัยรังสีจากดวงอาทิตย์ หรือเรียกว่าขบวนการสังเคราะห์แสง (Photosynthesis) หรือจากขบวนการสังเคราะห์ทางเคมี (Chemosysthesis) (**ภาพที่ 12.1**) ปริมาณของสารอินทรีย์ทั้งหมดที่เกิดขึ้นจากขบวนการสังเคราะห์แสงต่อหน่วยเวลา เรียกว่า Gross primary production ปริมาณของสารอินทรีย์ทั้งหมดที่สังเคราะห์ขึ้นโดยแพลงก์ตอนพืชบางส่วนจะถูกใช้ไปโดยขบวนหายใจ ดังนั้นส่วนของปริมาณสารอินทรีย์ที่เหลือภายหลังจากถูกใช้ไปโดยขบวนการหายใจ เรียกว่า Net primary production ซึ่งจะเป็นส่วนที่จะถูกนำไปใช้ในการเจริญเติบและการสืบพันธุ์ต่อไป



ภาพที่ 12.1. ขบวนการสังเคราะห์แสง (Photosynthesis) และขบวนการสังเคราะห์ทางเคมี (Chemosysthesis)

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

ส่วนของ Gross primary production มีองค์ประกอบ 2 ส่วนด้วยกัน คือ New production และ Regenerated production โดยส่วนของ New production หมายถึง กำลังผลิตที่เกิดขึ้นโดยการรับเอาธาตุอาหารที่เกิดขึ้นภายนอกระบบนิเวศ เช่น การเกิดปรากฏการณ์น้ำผุด (Upwelling) ส่วน Regenerated production หมายถึง กำลังผลิตที่เกิดขึ้นจากการรับเอาธาตุอาหารจากการหมุนเวียนภายในของระบบนิเวศเอง อัตราส่วนของ New production ต่อ Gross primary production ที่เพิ่มขึ้น

แสดงให้เห็นถึงความสามารถของระบบนิเวศที่มีมากพอจะสนับสนุนการเจริญเติบโตของประชาคมสัตว์ที่อยู่ในระบบนิเวศเดียวกัน การวัดกำลังผลิตเบื้องต้นสามารถกระทำได้หลายวิธี ได้แก่ การนับปริมาณแพลงก์ตอนโดยตรง ด้วยการใช้ถุงลากแพลงก์ตอน (Plankton net) การวัดโดยวิธีการใช้ขวดขาว-ดำ (Dark-Light Bottles) การวัดในห้องปฏิบัติการโดยการใช้สารกัมมันตรังสีคาร์บอน-14 รวมถึงการใช้ดาวเทียม (Satellites) วัดระดับคลอโรฟิลล์โดยอาศัยสีของผิวน้ำทะเล เป็นต้น

12.1.2. ปัจจัยจำกัดที่ควบคุมขบวนการสร้างกำลังผลิตเบื้องต้นในมหาสมุทร

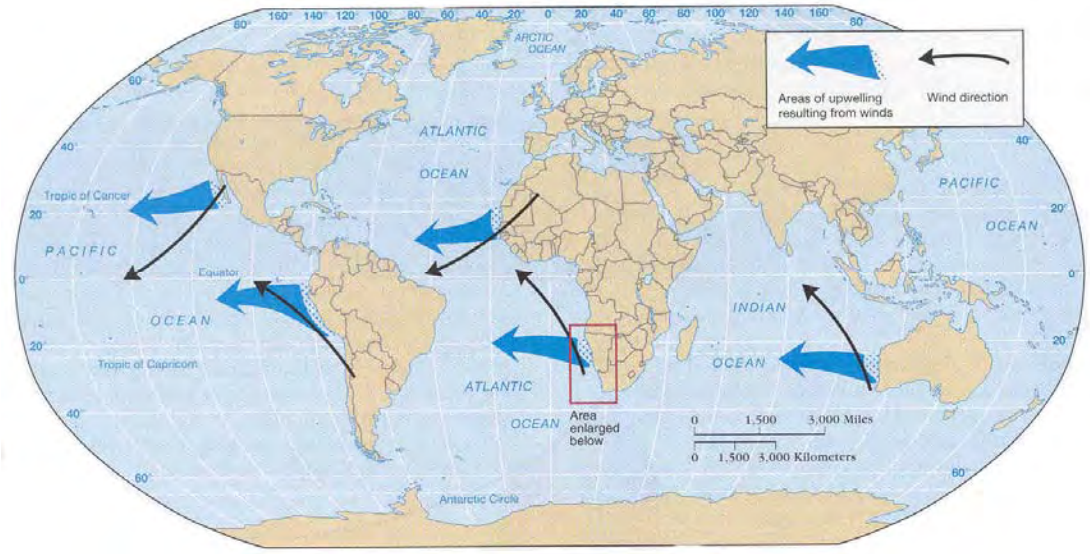
ก. ปริมาณธาตุอาหาร การกระจายของแพลงก์ตอนพืชทุกพื้นที่ในมหาสมุทรขึ้นอยู่กับปริมาณธาตุอาหาร เช่น ไนเตรท ฟอสฟอรัส เหล็ก และซิลิคอน ซึ่งเป็นธาตุอาหารที่จำเป็นต่อการเจริญเติบโตของแพลงก์ตอนพืชในมหาสมุทร บริเวณที่มีปัจจัยทางกายภาพเหมาะสมและมีปริมาณธาตุอาหารมากจะทำให้กำลังผลิตในทะเลมากขึ้นตามไปด้วย การชะล้างบนพื้นดินเป็นการนำเอาธาตุอาหารในรูปแบบต่างๆ ลงสู่ทะเล ความเข้มข้นของธาตุอาหารจะมีมากในบริเวณไหล่ทวีปและลดลงตามระยะทางเมื่อออกสู่ทะเลเปิด ส่วนการกระจายของสิ่งมีชีวิตก็มีรูปแบบเช่นเดียวกับธาตุอาหาร

ข. ปริมาณแสง การสังเคราะห์แสงของแพลงก์ตอนพืชไม่สามารถเกิดขึ้นได้หากปราศจากแสง โดยระดับความลึกที่มีปริมาณการสังเคราะห์แสงเท่ากับการหายใจ เรียกว่า Compensation depth เขต Euphotic zone ในทะเลเปิด จะมีจุด Compensation depth อยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 100 เมตร ส่วนในเขตชายฝั่งจะมีจุด Compensation depth อยู่ที่ระดับความลึกต่ำกว่า 20 เมตร ทั้งนี้เนื่องจากบริเวณชายฝั่งมีค่าความขุ่นสูงทำให้จำกัดปริมาณแสงที่ส่องลงไปในน้ำ

ในเขตทะเลเปิดและบริเวณชายฝั่ง ปัจจัยจำกัดที่เกิดจากปริมาณธาตุอาหารและปริมาณแสงมีความแตกต่างกัน กล่าวคือ ในทะเลเปิด แสงสามารถส่องลงไปได้ลึกแต่มีปริมาณธาตุอาหารน้อย ส่วนในบริเวณชายฝั่งมีปริมาณธาตุอาหารมากแต่ปริมาณแสงส่องลงไปได้น้อยกว่า

หากในทุกพื้นที่ของมหาสมุทรมีสภาพแวดล้อมคงที่ เชื่อว่าจะมีสิ่งมีชีวิตกระจายอยู่อย่างสม่ำเสมอในทุกพื้น สภาพแวดล้อมในทะเลโดยเฉพาะบริเวณชายฝั่งพบการกระจายของสิ่งมีชีวิตอยู่อย่างหนาแน่น แม้ว่าจะมีความผันแปรทางสภาพแวดล้อม เช่น ความลึกของน้ำ อุณหภูมิและความเค็ม ที่มีมากกว่าในทะเลเปิด ในทะเลที่มีค่ามวลชีวภาพสูงมักจะพบในบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำ ทั้งนี้ เนื่องจากมีอุณหภูมิต่ำ มีปริมาณของออกซิเจนและคาร์บอนไดออกไซด์ละลายได้ดีกว่าที่

อุณหภูมิสูง เมื่อคาร์บอนไดออกไซด์มีมากก็จะกระตุ้นการเจริญเติบโตของแพลงก์ตอนพืช ส่งผลให้สิ่งมีชีวิตชนิดอื่นๆ มีปริมาณเพิ่มขึ้นตามไปด้วย ในบางพื้นที่มีปรากฏการณ์น้ำผุด (Upwelling) เป็นการนำเอามวลน้ำที่อยู่ระดับลึกกว่าเขต Euphotic zone ซึ่งมีปริมาณธาตุอาหารอุดมสมบูรณ์ ขึ้นสู่ผิวน้ำ ทำให้ในบริเวณนี้มีกำลังผลิตเบื้องต้นเพิ่มสูงขึ้น มักจะพบในเขตไหล่ทวีปทางฝั่งตะวันตก ซึ่งเป็นบริเวณที่กระแสน้ำผิวน้ำไหลเข้าสู่แนวศูนย์สูตร (**ภาพที่ 13.2**) เกิดจาก Ekman transport พัดเอากระแสน้ำผิวน้ำเคลื่อนออกนอกชายฝั่ง ทำให้มวลของน้ำที่มีธาตุอาหารอุดมสมบูรณ์จาก



ระดับความลึก 200 ถึง 1,000 เมตร เคลื่อนขึ้นมาแทนที่

ภาพที่ 12.2. แสดงพื้นที่เกิดปรากฏการณ์น้ำผุด (Upwelling) ในแนวชายฝั่งทั่วโลก
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

12.1.3. กำลังผลิตเบื้องต้นในเขตมหาสมุทรต่างๆ

กำลังผลิตเบื้องต้นในมหาสมุทรจะมีความแตกต่างกันไปในแต่ละพื้นที่ โดยรูปแบบของสารอินทรีย์จากการสังเคราะห์จะคิดเป็นน้ำหนักของคาร์บอน (กรัม) ต่อหน่วยพื้นที่ (ตารางเมตร) ต่อหน่วยเวลา (ปี) หรือ กรัม/ตารางเมตร/ปี ($gC/m^2/yr$) กำลังผลิตเบื้องต้นในทะเลเปิดบางพื้นที่มีค่าต่ำกว่า 1 $gC/m^2/yr$ ไปจนถึงมากกว่า 4,000 $gC/m^2/yr$ ในเขตชายฝั่งและบริเวณเอสทูรี่บางพื้นที่

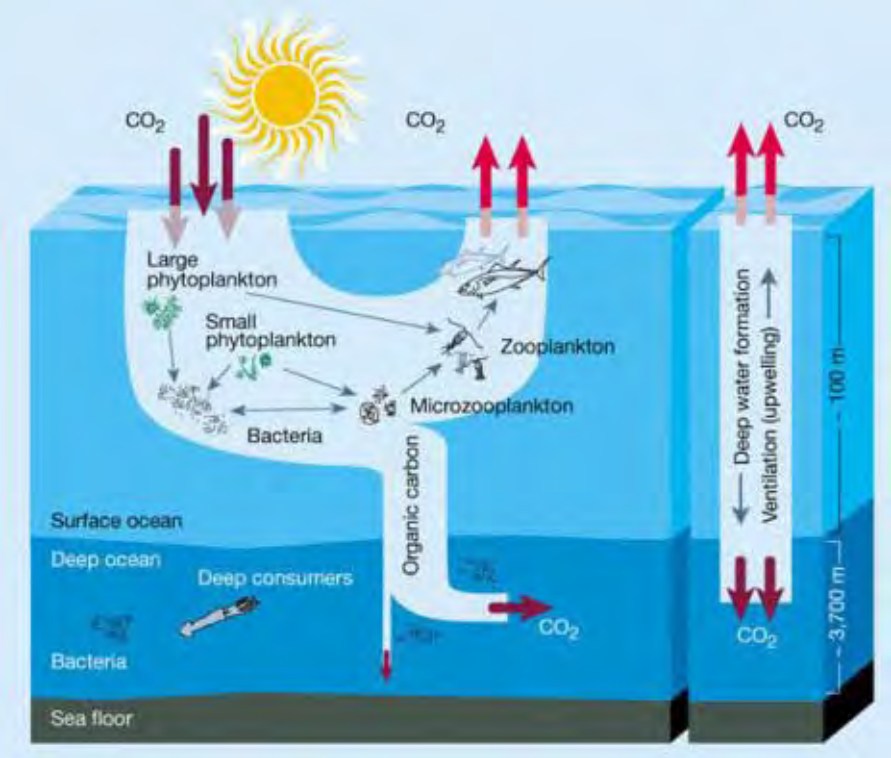
(**ตารางที่ 12.1**) ความแปรปรวนที่เกิดขึ้นมีสาเหตุมาจากการกระจายของธาตุอาหารและความผันแปรของพลังงานจากแสงแดดอันเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงฤดูกาล

ประมาณ 90 เปอร์เซ็นต์ของมวลชีวภาพที่สร้างขึ้นในเขต Euphotic zone ของทะเลเปิดจะถูกย่อยสลายกลายเป็นอนินทรีย์ธาตุอาหารก่อนที่จะตกลงสู่มวลน้ำชั้นล่างต่อไป ส่วนที่เหลือประมาณ 10% ก็จะจมตัวลงสู่ชั้นน้ำลึก ในจำนวนนี้ประมาณ 1 เปอร์เซ็นต์จะถูกย่อยสลายไป และมีประมาณเพียง 1 เปอร์เซ็นต์ ที่สามารถตกลงไปสะสมยังพื้นทะเล ซึ่งขบวนการเคลื่อนย้ายมวลของสารจากเขต Euphotic zone ไปยังพื้นทะเล เรียกว่า Biological pump เป็นกลไกการนำเอาคาร์บอนไดออกไซด์และธาตุอาหารจากชั้นน้ำระดับบนลงไปสู่ชั้นน้ำระดับล่างและตะกอนพื้นมหาสมุทร **(ภาพที่ 12.3.)** ในส่วนของ Subtropical gyres มักจะมีชั้นเทอร์โมไคล์ อย่างถาวรเกิดขึ้นเป็นกำแพงป้องกันการผสมผสานของมวลน้ำตามแนวดิ่งจึงไม่มีการนำเอาธาตุอาหารจากด้านล่างขึ้นสู่ด้านบน

ตารางที่ 12.1. แสดงถึงกำลังผลิตเบื้องต้นในระบบนิเวศต่างๆ ในทะเล

ระบบนิเวศ	กำลังผลิตเบื้องต้น ($gC/m^2/yr$)	ค่าเฉลี่ย ($gC/m^2/yr$)
แหล่งสาหร่ายทะเลและแนวปะการัง	1,000-3,000	2,000
เอสทูรี่ (Estuaries)	500-4,000	1,800
แนวเกิดน้ำผุด (Upwelling zone)	400-1,000	500
ไหล่ทวีป	300-600	360
ทะเลเปิด	1-400	125

ที่มา : Thurman and Trujillo (2002)

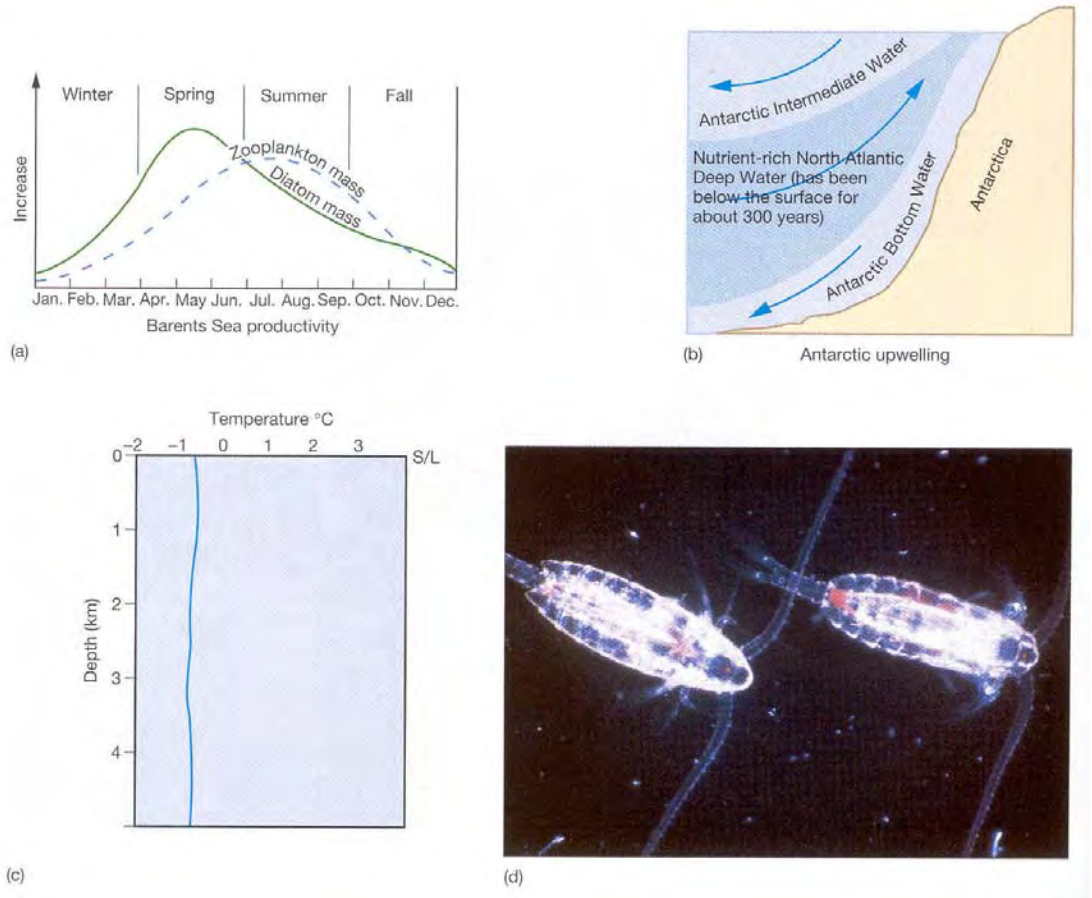


ภาพที่ 12.3. ขบวนการเคลื่อนย้ายมวลของสารจากชั้นน้ำระดับบนลงไปสู่ชั้นน้ำระดับล่างและตะกอนพื้นมหาสมุทร (Biological pump)
(ที่มา : 10.3. . http://web.uvic.ca/~rdewey/eos110/webimages.html)

กำลังผลิตในมหาสมุทรแถบขั้วโลก (Productivity in polar region) ในแถบขั้วโลก เช่น มหาสมุทรอาร์กติก ในช่วงฤดูหนาวประมาณ 3 เดือนจะไม่มีแสงแดด ส่วนในช่วงฤดูร้อนจะมีปริมาณแสงประมาณ 3 เดือน ช่วงนี้กำลังผลิตเบื้องสูงเนื่องจากแพลงก์ตอนในกลุ่มไดอะตอมได้รับปริมาณแสงที่พอเพียง (**ภาพที่ 12.4a**) หลังจากนั้นก็จะมีกลุ่มของแพลงก์ตอนสัตว์ (Zooplankton) และกลุ่มของกุ้งปูที่มีขนาดเล็ก จะเกิดขึ้นตามมา โดยจะมีมวลชีวภาพสูงจนกระทั่งเข้าสู่ฤดูหนาวอีกครั้ง ในมหาสมุทรแอนตาร์กติก โดยเฉพาะส่วนทางทิศใต้ของมหาสมุทรแอตแลนติก กำลังผลิตจะมีค่าสูงเนื่องจากปรากฏการณ์น้ำผุด (Upwelling) ของ North Atlantic Deep Water ซึ่งเป็นกระแสน้ำลึกที่ไหลจากซีกโลกเหนือลงสู่ทิศใต้ กระแสน้ำนี้จะมีธาตุอาหารอยู่สูง (**ภาพที่ 12.4b**) ดังนั้นในช่วงฤดูร้อน มหาสมุทรแอนตาร์กติก ทางด้านใต้ของมหาสมุทรแอตแลนติก จะมีกำลังผลิตเบื้องต้นสูง หลังจากนั้นก็จะมีกลุ่มของแพลงก์ตอนสัตว์ (Zooplankton)

เกิดขึ้นตามมา ในช่วงนี้กลุ่มปลาวาฬสีน้ำเงินและปลาวาฬขนาดใหญ่ชนิดต่างๆ มีการอพยพจากเขตอบอุ่นมายังเขตนี้เพื่อกินแพลงก์ตอนสัตว์ที่มีปริมาณมาก

ความหนาแน่นและอุณหภูมิของน้ำจะเปลี่ยนแปลงตามความลึกน้อยมากสำหรับในเขตขั้วโลก หรือเรียกว่าเป็น Isothermal (ภาพที่ 12.4c) จึงไม่มีกำแพงขวางกั้นการผสมผสานระหว่างมวลน้ำระดับบนกับมวลน้ำระดับล่างที่มีปริมาณธาตุอาหารสูง ในช่วงฤดูร้อน แม้ว่าจะมีการละลายของน้ำแข็งก่อให้เกิดชั้นน้ำบางๆ ที่มีความเค็มต่ำแต่ก็ไม่สามารถทำให้เกิดการจมตัวผสมกับมวลน้ำชั้นล่างได้ ในเขตขั้วโลกมีปริมาณธาตุอาหารอยู่อย่างพอเพียง แต่ปริมาณแสงจากดวงอาทิตย์จะเป็นปัจจัยจำกัดในการสร้างกำลังผลิตเบื้องต้น

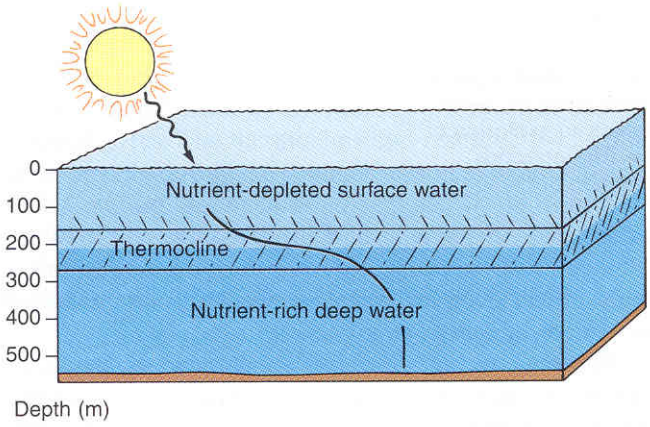


ภาพที่ 12.4. แสดงกำลังผลิตในมหาสมุทรแถบขั้วโลก

(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

กำลังผลิตในมหาสมุทรเขตร้อน (Productivity in Tropical Ocean)

บริเวณทะเลเปิดในเขตร้อน ดวงอาทิตย์ทำมุมตั้งฉากทำให้แสงส่งลงไปได้ลึกกว่าในเขตขั้วโลกและเขตอบอุ่น แม้จะได้รับแสงตลอดปีแต่กำลังผลิตในเขตนี้กลับมีค่าต่ำเนื่องจากมีชั้นเทอร์โมไคล์แบบถาวร (Permanent thermocline) เกิดขึ้นทำให้เกิดการแบ่งชั้นของน้ำ (Stratification) ทำให้มวลของน้ำชั้นล่างที่มีธาตุอาหารอุดมสมบูรณ์ไม่สามารถกลับขึ้นมาผสมกับน้ำในระดับผิวน้ำได้ (**ภาพ ที่ 12.5.**) ในแนวละติจูดประมาณ 20 องศาเหนือและองศาใต้ ช่วงฤดูหนาวมีระดับความเข้มข้นของฟอสเฟตและไนเตรท มีค่าต่ำกว่า 1/100 ของความเข้มข้นในเขตอบอุ่น ในเขตร้อนจะมีความเข้มข้นของธาตุอาหารมากในระดับความลึกต่ำกว่า 150 เมตร และมีความเข้มข้นสูงสุดในช่วงความลึก 500-1,000 เมตร ดังนั้นในเขตร้อนจะมีข้อจำกัดในเรื่องธาตุอาหาร ซึ่งแตกต่างจากเขตขั้วโลกที่มีข้อจำกัดในเรื่องของแสง



ภาพที่ 12.5. แสดงการแบ่งชั้นของน้ำ (Stratification) ในมหาสมุทรเขตร้อน

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

โดยทั่วไปกำลังผลิตเบื้องต้นในเขตร้อนจะมีความคงที่แต่อยู่ในระดับต่ำ กำลังผลิตต่อปีในมหาสมุทรเขตร้อนจะมีเพียงประมาณครึ่งหนึ่งของมหาสมุทรในแถบอบอุ่น ยกเว้นเพียงบางพื้นที่ที่มีกำลังผลิตสูง ได้แก่

1. เขตน้ำผุดแถบศูนย์สูตร (Equatorial upwelling) เมื่อลมสินค้า (Trade winds) พัดเอา Equatorial current ไปยังอีกฝั่งของแนวศูนย์สูตร Ekman transport จะมีผลทำให้กระแสน้ำผิวน้ำเบนเข้าสู่แนวละติจูดสูง กระแสน้ำผิวน้ำเหล่าก็จะถูกแทนที่ด้วยน้ำจากระดับความลึกมากกว่า

200 เมตร ซึ่งมีธาตุอาหารอุดมสมบูรณ์ ทำให้บริเวณนี้มีกำลังผลิตสูง พบทางด้านฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก

2. เขตน้ำผุดบริเวณชายฝั่ง (Coastal upwelling) กระแสลมที่พัดเข้าสู่แนวศูนย์สูตรตามแนวเขตไหล่ทวีปทางด้านตะวันตก ทำให้น้ำบริเวณผิวน้ำถูกพัดออกจากชายฝั่ง จากนั้นก็จะมีมวลของน้ำในระดับลึกประมาณ 200-900 เมตร ซึ่งมีธาตุอาหารอุดมสมบูรณ์ไหลขึ้นด้านบนเข้ามาแทนที่ ทำให้ชายฝั่งทางด้านตะวันตกมีกำลังผลิตสูง มีการทำการประมงเกิดขึ้นมากในบริเวณนี้

3. แนวปะการัง (Coral reefs) สิ่งมีชีวิตที่อาศัยในแนวปะการังสามารถปรับตัวให้อาศัยอยู่ในสภาพธาตุอาหารต่ำได้เช่นเดียวกับสิ่งมีชีวิตที่อาศัยในทะเลทราย การอยู่ร่วมกันแบบพึ่งพาอาศัย (Symbiosis) ของสาหร่ายที่อยู่ในเนื้อเยื่อของปะการัง ก่อให้เกิดระบบนิเวศแนวปะการังที่มีกำลังผลิตสูง

กำลังผลิตในมหาสมุทรเขตอบอุ่น (Productivity in Temperate Ocean)

ในเขตอบอุ่นจะมีปัจจัยจำกัด 2 อย่างเป็นตัวควบคุมกำลังผลิตในมหาสมุทร คือปริมาณแสงและธาตุอาหาร (**ภาพที่ 12.6.)** กล่าวคือ

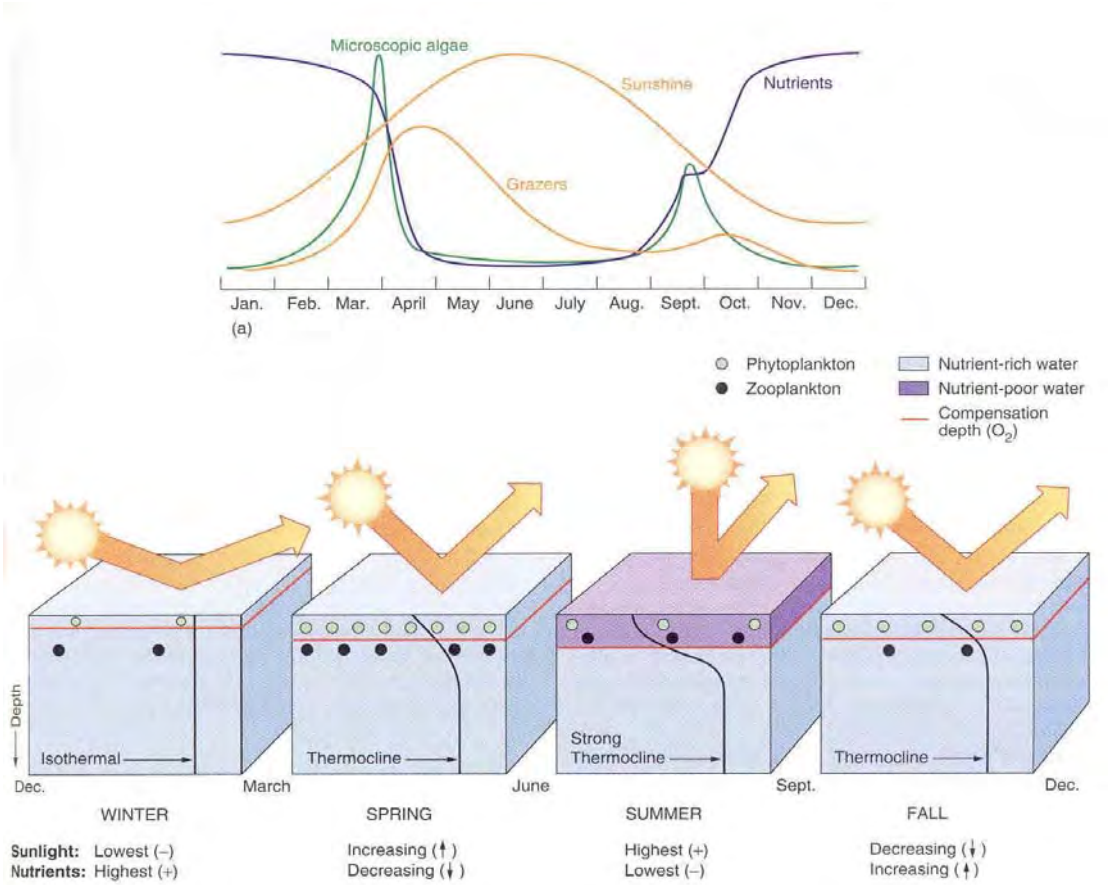
ในช่วงฤดูหนาว (Winter) กำลังผลิตในเขตอบอุ่นจะมีค่าต่ำมากแม้ว่าจะมีความเข้มข้นของธาตุอาหารสูงสุดในช่วงนี้ มวลของน้ำในช่วงนี้มีลักษณะเป็น Isothermal ทำให้ธาตุอาหารมีการกระจายอย่างเสม่ำเสมอทุกระดับ แต่ในช่วงนี้ดวงอาทิตย์ทำมุมในแนวเฉียงมากทำให้การสะท้อนของแสงจากดวงอาทิตย์มีมาก มีเพียงส่วนน้อยที่ผ่านลงด้านล่างผิวน้ำ ทำให้การเจริญเติบโตของแพลงก์ตอนมีน้อยเนื่องจากมีข้อจำกัดในเรื่องของปริมาณแสง จุด Compensation depth ในช่วงนี้จะอยู่ตื้นมาก

ในช่วงฤดูใบไม้ผลิ (Spring) ดวงอาทิตย์ทำมุมเฉียงน้อยลง จุด Compensation depth จะอยู่ลึกมากขึ้น ในช่วงนี้จะเกิดสภาวะการเพิ่มจำนวนอย่างรวดเร็วของแพลงก์ตอนพืชขึ้น เรียกว่า Spring bloom เนื่องจากมีธาตุอาหารมากและมีปริมาณแสงพอเพียง ในช่วงนี้มีการพัฒนาของชั้นเทอร์โมไคล์ขึ้น การเกิด Spring bloom จะถูกจำกัดด้วยปริมาณธาตุอาหาร ในช่วงปลายของฤดูใบไม้ผลิจะมีกำลังผลิตเบื้องต้นลดลงเนื่องจากปริมาณธาตุาอาหารไม่เพียงพอและมีการกินโดยกลุ่มประชากรแพลงก์ตอนสัตว์

ในช่วงฤดูร้อน (Summer) ดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับโลก อุณหภูมิของผิวน้ำทะเลอบอุ่นขึ้น มีการแบ่งชั้นของน้ำตามอุณหภูมิเห็นได้ชัดเจนที่ระดับความลึกประมาณ 15 เมตร ทำให้

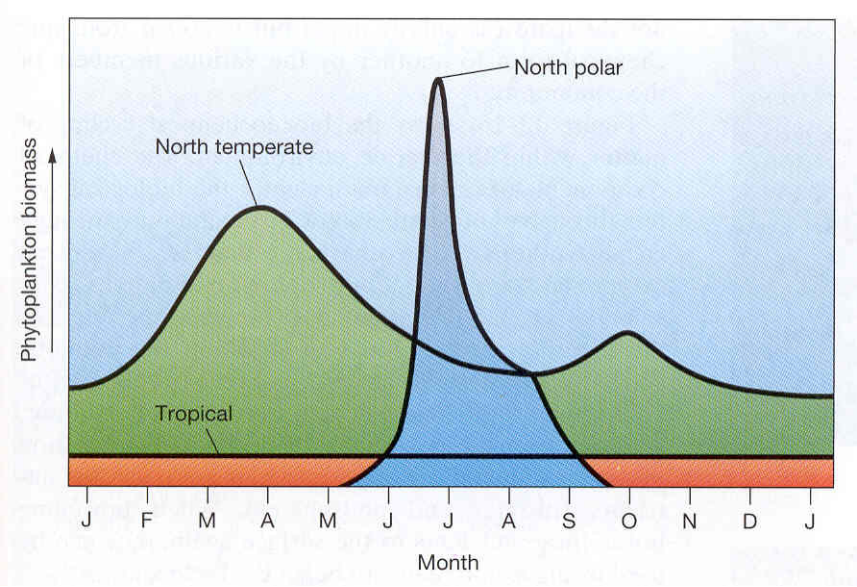
น้ำในระดับล่างที่มีธาตุอาหารอยู่สูงไม่สามารถเคลื่อนขึ้นไปผสมกับมวลน้ำในระดับผิวน้ำซึ่งมีปริมาณธาตุอาหารต่ำได้ ดังนั้นตลอดช่วงฤดูร้อนจะมีปริมาณแพลงก์ตอนพืชน้อยแม้ว่าจุด Compensation depth จะอยู่ในระดับลึกก็ตาม

ในช่วงฤดูใบไม้ร่วง (Fall) แสงจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมายังโลกทำมุมมากขึ้น อุณหภูมิของผิวน้ำทะเลลดต่ำลง ชั้นเทอร์โมไคล์ ที่เกิดขึ้นช่วงฤดูร้อนค่อยๆ มีการสลายตัว ทำให้มวลน้ำด้านล่างที่มีธาตุอาหารอยู่สูงค่อยๆ เคลื่อนมาผสมกับมวลน้ำด้านบนเนื่องจากอิทธิพลของลมที่พัดบริเวณผิวน้ำ ในช่วงนี้ทำให้เกิดสภาวะการเพิ่มจำนวนของแพลงก์ตอนพืชขึ้น เรียกว่า Fall bloom แต่น้อยกว่าในช่วง Spring bloom เนื่องจากมีข้อจำกัดในเรื่องของปริมาณแสงจากดวงอาทิตย์ แต่ในช่วงนี้มีธาตุอาหารมากพอ



ภาพที่ 12.6. แสดงกำลังผลิตที่เกิดขึ้นในมหาสมุทรเขตอบอุ่นในช่วงฤดูกาลต่างๆ

(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)



ภาพที่ 12.7. เปรียบเทียบการผันแปรของมวลชีวภาพที่เกิดจากแพลงก์ตอนพืชในเขตขั้วโลก เขตอบอุ่น และเขตร้อน
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

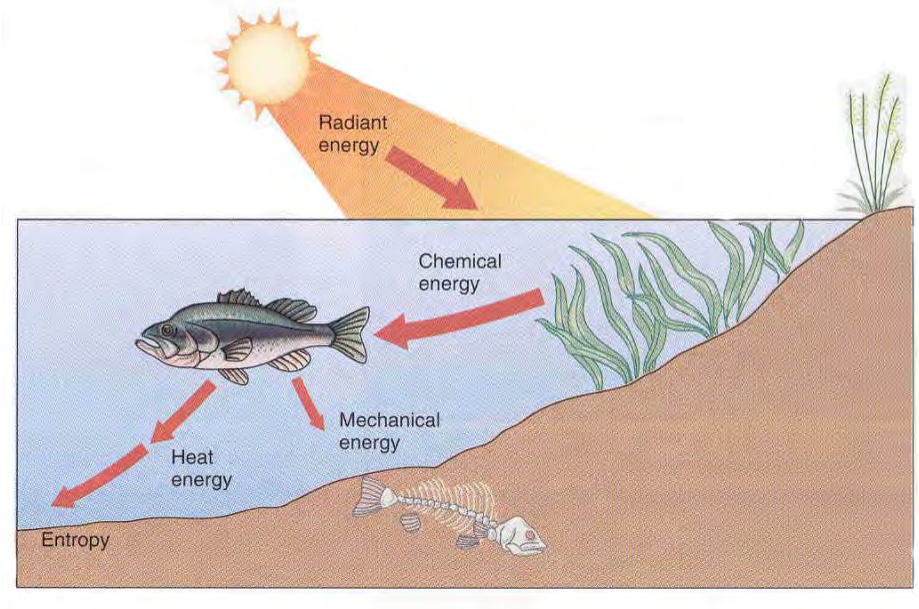
12.2. การไหลเวียนของพลังงานและธาตุอาหาร (Energy and nutrients flow)

12.2.1. การไหลเวียนของพลังงานในระบบนิเวศทางทะเล

การไหลเวียนของพลังงานมิได้เป็นวัฏจักร (Cycle) แต่เป็นการไหลไปในทิศทางเดียว (Unidirectional flow) เริ่มต้นจากการได้รับพลังงานแสงจากดวงอาทิตย์ จากนั้นก็เคลื่อนย้ายไปสู่ระดับที่สูงขึ้น (**ภาพที่ 12.8)**

ประชาคมสิ่งมีชีวิต (Biotic community) คือกลุ่มของสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่ด้วยกันในพื้นที่ที่กำหนด ในระบบนิเวศ (Ecosystem) จะประกอบไปด้วยประชาคมของสิ่งมีชีวิตและสภาพแวดล้อม รวมทั้งมีการแลกเปลี่ยนพลังงานและองค์ประกอบทางเคมีระหว่างกัน สาหร่ายขนาดเล็กเป็นกลุ่มสิ่งมีชีวิตกลุ่มแรกที่รับพลังงานแสงจากดวงอาทิตย์และเปลี่ยนพลังงานที่ได้รับไปอยู่ในรูปพลังงานทางเคมี (Chemical energy) โดยอาศัยขบวนการสังเคราะห์แสง (Photosynthesis) พลังงานเคมีส่วนหนึ่งจะถูกใช้ไปโดยขบวนการหายใจ (Respiration) ส่วนที่เหลือก็จะถูกเคลื่อนย้ายต่อไปยังสัตว์ที่บริโภคสาหร่ายขนาดเล็ก ส่วนของพลังงานที่เหลือจากการใช้จากสัตว์ก็จะถูกเคลื่อนย้ายต่อไปสู่สัตว์ในระดับที่สูงขึ้นต่อไปเรื่อยๆ

โดยทั่วไปในระบบนิเวศจะประกอบไปด้วย ผู้ผลิต (Producer) ผู้บริโภค (Consumer) และผู้ย่อยสลาย (Decomposer) สาหร่ายและ Archaeon รวมไปถึงแบคทีเรียบางชนิดจัดเป็นกลุ่มของสิ่งมีชีวิตที่สามารถสังเคราะห์อาหารเองได้ (Autotrophic) โดยอาศัยขบวนการสังเคราะห์แสง (Photosynthesis) และการสังเคราะห์ทางเคมี (Chemosynthesis) ส่วนผู้บริโภคและผู้ย่อยสลาย เป็นกลุ่มที่ไม่สามารถสังเคราะห์อาหารเองได้ (Heterotrophic) ผู้บริโภคสามารถแบ่งออกได้เป็น กลุ่มกินพืช (Herbivore) กลุ่มกินสัตว์ (Carnivore) กลุ่มที่กินทั้งพืชทั้งสัตว์ (Omnivore) และกลุ่มที่กินแบคทีเรีย (Bacteriovore) ผู้ย่อยสลาย ส่วนใหญ่จะเป็นแบคทีเรียที่ย่อยสลายซากสิ่งมีชีวิตและเศษซากอินทรีย์ (Detritus) แล้วปลดปล่อยธาตุอาหารที่จำเป็นสำหรับสาหร่ายและพืชที่เป็นองค์ประกอบอยู่ในระบบนิเวศ



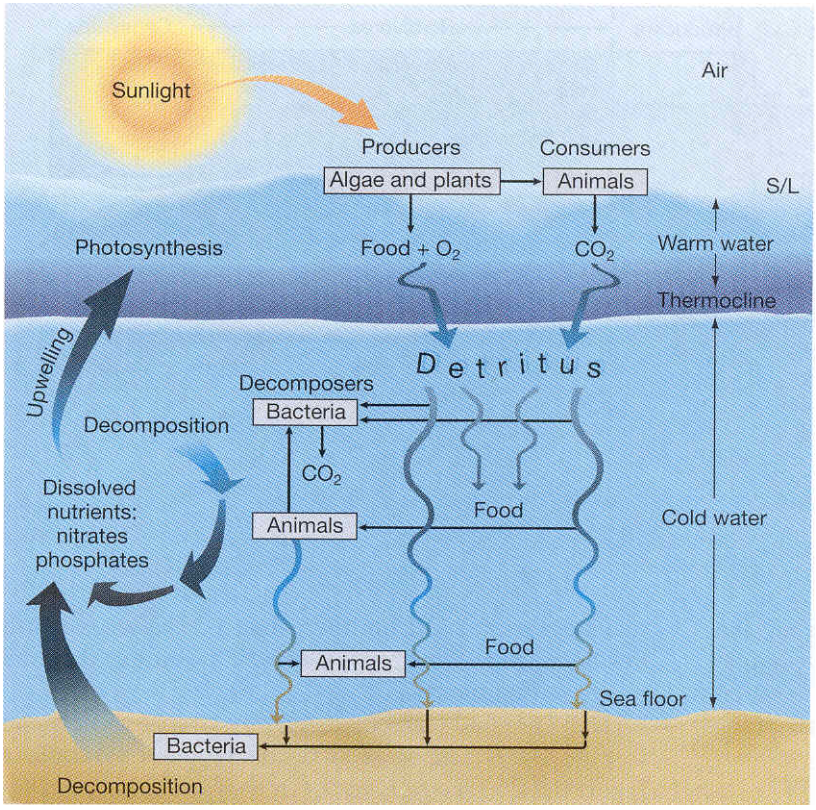
ภาพที่ 12.8. แสดงการไหลเวียนของพลังงานในระบบนิเวศ

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

12.2.2. การไหลเวียนของธาตุอาหารในระบบนิเวศทางทะเล

การไหลเวียนของธาตุอาหารในระบบนิเวศจะมีความแตกต่างจาก การไหลเวียนของพลังงาน เนื่องจากการไหลเวียนของธาตุอาหารจะเกี่ยวข้องกับวัฏจักรชีวธรณีเคมี (Biogeochemical cycle) โดยในวัฏจักรการเปลี่ยนรูปแบบทางเคมีจากรูปหนึ่งไปยังอีกรูปหนึ่งจะเกี่ยวข้องกับ

สิ่งมีชีวิตหลายชนิดที่เป็นองค์ประกอบในชุมชนนั้นๆ **จากภาพที่ 12.9.** แสดงให้เห็นถึงวัฏจักรชีวธรณีเคมีในสภาพแวดล้อมในทะเล โดยองค์ประกอบทางเคมีของสารอินทรีย์จะเข้าสู่ระบบสิ่งมีชีวิตผ่านทางขบวนการสังเคราะห์แสงและการสังเคราะห์ทางเคมี องค์ประกอบทางเคมีเหล่านี้จะผ่านไปสู่กลุ่มประชากรสัตว์โดยการกิน เมื่อสิ่งมีชีวิตตายลงองค์ประกอบบางส่วนจะถูกใช้ในเขต Euphotic zone บางส่วนก็จะจมลงสู่ด้านล่างในลักษณะซากเศษอินทรีย์ (Detritus) บางส่วนของซากเศษอินทรีย์จะถูกกินโดยสิ่งมีชีวิตที่อาศัยในระดับลึกหรือพื้นทะเล บางส่วนของซากเศษอินทรีย์จะถูกย่อยสลายโดยแบคทีเรียเปลี่ยนเอาธาตุอาหารในรูปสารอินทรีย์กลับไปอยู่ในรูปของสาร อนินทรีย์ เช่น ไนเตรทและฟอสเฟต เป็นต้น เมื่อเกิดปรากฏการณ์น้ำผุด (Upwelling) ธาตุอาหารเหล่านี้ก็จะถูกหมุนเวียนกลับขึ้นสู่ผิวน้ำอีกครั้งหนึ่ง กลุ่มของแพลงก์ตอนพืชและสาหร่ายสามารถนำกลับไปใช้ เป็นการเริ่มต้นวัฏจักรใหม่อีกครั้งหนึ่ง



ภาพที่ 12.9. แสดงการไหลเวียนของธาตุอาหารในระบบนิเวศ

(ที่มา : http://web.uvic.ca/~rdewey/eos110/webimages.html)

12.3. ระดับวงจรอาหารและพีระมิดมวลชีวภาพ (Trophic levels and biomass pyramids)

ผู้ผลิตเป็นผู้สร้างอาหาร (สารอินทรีย์) ให้กับผู้บริโภคในมหาสมุทร ผู้บริโภคเองก็จะมีการกินกันเป็นทอดๆ พร้อมกับมีการใช้และมีการส่งต่อพลังงานส่วนที่เหลือไปยังผู้บริโภคที่อยู่ในระดับถัดไป มวลชีวภาพที่เกิดจากผู้ผลิตในมหาสมุทรมีค่าที่มากกว่ามวลของผู้บริโภคที่อยู่ในระดับบนหลายเท่า

12.3.1. ระดับของวงจรอาหาร (Trophic levels)

พลังงานทางเคมีที่ถูกเก็บไว้ในมวลชีวภาพของมหาสมุทรจะถูกเคลื่อนย้ายไปสู่กลุ่มประชาคมของสัตว์ผ่านทางขบวนการกิน (Feeding) แพลงก์ตอนสัตว์เป็นกลุ่มสิ่งมีชีวิตที่กินแพลงก์ตอนพืชและสาหร่ายขนาดเล็กในทะเล นอกจากนี้ก็ยังมีสัตว์กินพืชขนาดใหญ่ที่สามารถกินสาหร่ายขนาดใหญ่และพืชน้ำที่ขึ้นอยู่ตามพื้นท้องทะเลในแนวใกล้กับชายฝั่ง

กลุ่มของสัตว์กินพืช (Herbivore) ก็จะถูกกินโดยสัตว์ที่กินสัตว์ (Carnivore) จากนั้นสัตว์ที่กินสัตว์ก็จะถูกกินโดยสัตว์กินสัตว์ที่มีขนาดใหญ่กว่า การกินต่อกันเป็นช่วงๆ นี้เรียกว่าระดับของวงจรอาหาร (Trophic levels) จำนวนของสิ่งมีชีวิตที่ถูกกินจะมีมวลที่มาก โดยไม่คำนึงถึงขนาด เช่น ปลาวาฬสีน้ำเงิน มีขนาดยาวกว่า 30 เมตร กินกุ้งขนาดเล็ก (Krill) ซึ่งมีความยาวเพียง 6 เซ็นติเมตรเท่านั้น

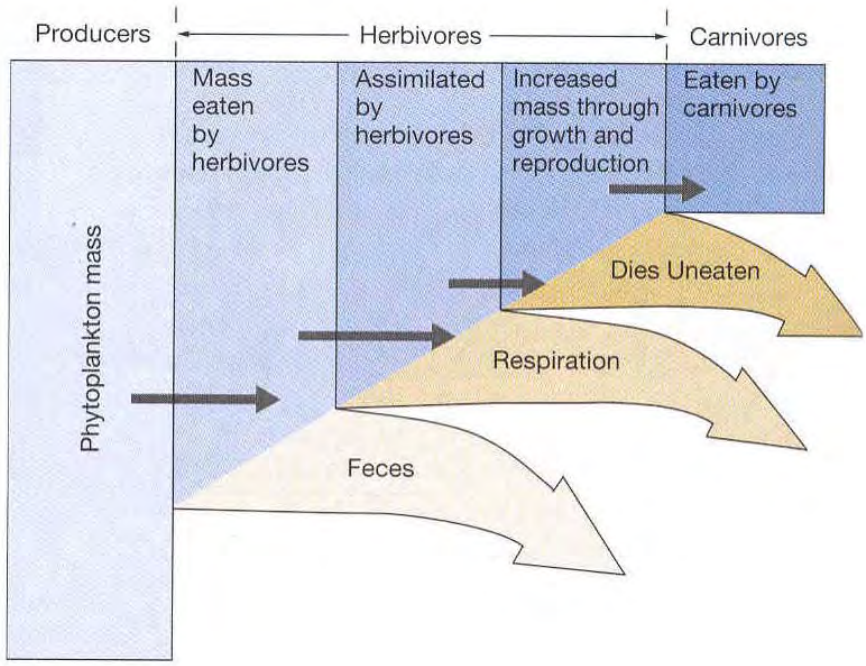
12.3.2. ประสิทธิภาพในการเคลื่อนย้ายพลังงาน (Energy transfer efficiency)

การเคลื่อนย้ายพลังงานในแต่ละระดับของวงจรอาหารจะมีประสิทธิภาพที่แตกต่างกัน สาหร่ายทะเลขนาดเล็กแต่ละชนิดมีประสิทธิภาพในการเคลื่อนย้ายพลังงานที่แตกต่างกัน แต่โดยเฉลี่ยจะมีค่าประมาณ 2 เปอร์เซ็นต์ นั้นหมายถึงสาหร่ายเหล่านี้สามารถดูดซับเอาพลังงานแสงแล้วสังเคราะห์ไปอยู่ในรูปของอาหารเพื่อเป็นประโยชน์แก่แพลงก์ตอนสัตว์ได้เพียง 2 เปอร์เซ็นต์เท่านั้น

ค่า Gross Ecological Efficiency (GEE) หมายถึง อัตราส่วนของพลังงานที่ถูกถ่ายทอดไปยังระดับที่สูงกว่าในวงจรอาหาร หารด้วยพลังงานที่ได้รับไว้ในระดับวงจรอาหารที่ต่ำกว่า เช่น ค่า GEE ของปลา Anchovy สามารถหาได้จากพลังงานที่ปลาทูน่าได้รับจากการกินปลา Anchovy หารด้วยพลังงานที่เป็นองค์ประกอบอยู่แพลงก์ตอนพืชซึ่งถูกกินโดยปลา Anchovy

จาก**ภาพที่ 12.10.** แสดงให้เห็นถึงพลังงานเคมีที่สัตว์กินพืชได้รับจากอาหารแล้วถูกขับถ่ายออกมาในรูปของสิ่งขับถ่าย (Feces) ส่วนที่เหลือร่างกายจะดูดซับเอาไว้ โดยส่วนของพลังงานที่ดูดซับเอาไว้ส่วนใหญ่จะใช้ในการสันดาปของร่างกายเพื่อการดำรงชีพ ส่วนที่เหลือจึง

จะนำไปใช้ในการเจริญเติบโตและการสืบพันธุ์ ดังนั้นในสัตว์กินพืช (Herbivore) จะเหลือพลังงานเพียง 10 เปอร์เซ็นต์ จากอาหารที่บริโภคและสามารถเคลื่อนย้ายไปสู่ระดับที่สูงขึ้น



ภาพที่ 12.10. แสดงให้เห็นถึงการใช้และการสูญเสียพลังงานในระดับวงจรอาหาร
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

การถ่ายทอดพลังงานที่เกิดขึ้นในแต่ละระดับของวงจรอาหารในระบบนิเวศทางทะเล เริ่มจากแพลงก์ตอนพืชได้รับพลังงานแสงจากดวงอาทิตย์ ก่อนที่จะถ่ายทอดไปยังสิ่งมีชีวิตในระดับสูงขึ้นและมนุษย์ เนื่องจากมีการสูญเสียพลังงานเกิดขึ้นในทุกระดับ ดังนั้นพลังงานที่สะสมในสิ่งมีชีวิตในทะเลขนาดเล็กประมาณ 1,000 หน่วยสามารถทำให้เกิดปลาขนาดเล็กขึ้นเพียงตัวเดียวเท่านั้น ประสิทธิภาพในการเคลื่อนย้ายพลังงานในระดับต่างๆ ขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายประการ เช่น สัตว์ที่อายุน้อยจะเจริญเติบโตและสะสมพลังงานได้ดีกว่าสัตว์ที่อายุมาก หรือในช่วงที่มีอาหารอุดมสมบูรณ์ สัตว์สามารถย่อยและดูดซับเอาพลังงานได้มากกว่าในช่วงขาดแคลนอาหาร เป็นต้น ประสิทธิภาพในการสะสมพลังงานของระบบนิเวศในธรรมชาติโดยทั่วไปจะอยู่ในช่วง 6-15 เปอร์เซ็นต์ และมีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 10 เปอร์เซ็นต์ ในพื้นที่ที่มีทรัพยากรประมงอุดมสมบูรณ์อาจมีค่าสูง

ถึง 20 เปอร์เซ็นต์ แต่ต้องมีการวิเคราะห์หาขนาดของทรัพยากรโดยเฉพาะปลาทะเลที่มีขนาดที่เหมาะสมสำหรับการจับด้วยเพื่อไม่ให้ทำลายระบบนิเวศ

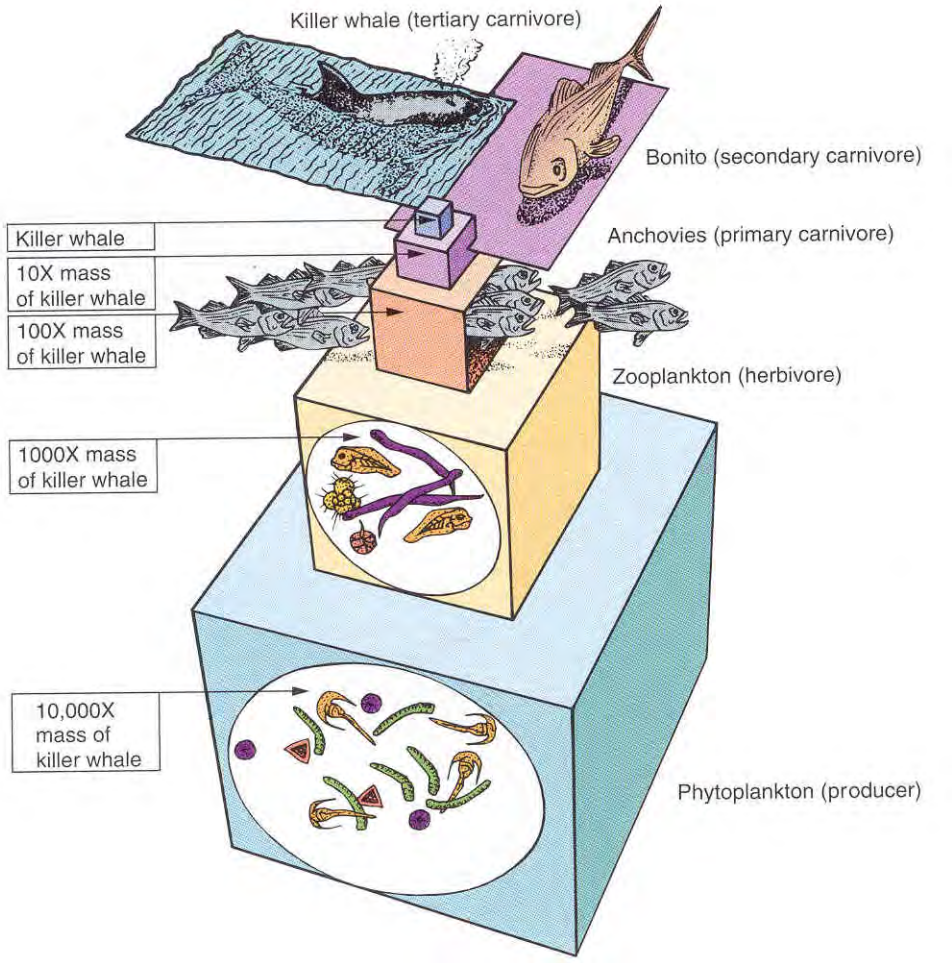
12.3.3. พีระมิดมวลชีวภาพ (Biomass of pyramids)

การสูญเสียพลังงานในแต่กลุ่มประชากรของวงจรอาหารนับเป็นข้อจำกัดของระบบนิเวศ หากมีสิ่งมีชีวิตหลายระดับเกินไปอาจไม่มีพลังงานเหลือพอที่จะใช้สำหรับสิ่งมีชีวิตที่อยู่ในระบบสูงของวงจรอาหาร

ห่วงโซ่อาหาร (Food chains) ห่วงโซ่อาหารเป็นการเคลื่อนย้ายพลังงานตามลำดับของสิ่งมีชีวิต เริ่มต้นจากผู้ผลิตขั้นต้น ส่งต่อไปยังผู้บริโภคที่กินพืช กินสัตว์ และสุดท้ายก็เป็นผู้บริโภคที่กินสัตว์และอยู่ในระดับสูงสุดของห่วงโซ่อาหาร เนื่องจากการเคลื่อนย้ายพลังงานในสิ่งมีชีวิตแต่ละระดับของวงจรอาหารมีประสิทธิภาพต่ำ ดังนั้นทางด้านการประมง การเลือกจับสัตว์น้ำที่มีอาหารเป็นพวกผู้ผลิตขั้นต้นหรืออยู่ใกล้กับผู้ผลิตขั้นต้นถือเป็นข้อได้เปรียบถ้าหากมองในแง่ของการเคลื่อนย้ายและการสูญเสียพลังงานในแต่ละระดับ

สายใยอาหาร (Food webs) สัตว์ที่กินอาหารในรูปแบบของสายใยอาหารจะมีข้อได้เปรียบกว่าสัตว์ที่กินอาหารในรูปของห่วงโซ่อาหาร ทั้งนี้เนื่องจากมีตัวเลือกในเรื่องของอาหาร หากอาหารชนิดใดชนิดหนึ่งขาดแคลนก็สามารถเลือกกินอาหารชนิดอื่นได้

การเคลื่อนย้ายพลังงานที่เหมาะสมในแต่ละระดับของวงจรอาหารสามารถดูได้จากพีระมิดมวลชีวภาพ (Biomass pyramids) (**ภาพที่ 12.11.**) โดยจำนวนแต่ละตัวและมวลชีวภาพทั้งหมดจะลดลงตามระดับของวงจรอาหารเนื่องจากจำนวนพลังงานที่สามารถใช้ประโยชน์ได้มีค่าลดลง สิ่งมีชีวิตในระดับบนจะมีขนาดโตขึ้นเมื่อเทียบกับสิ่งมีชีวิตในระดับล่าง



ภาพที่ 12.11. พีระมิดมวลชีวภาพ (Biomass pyramid) ในมหาสมุทร

(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

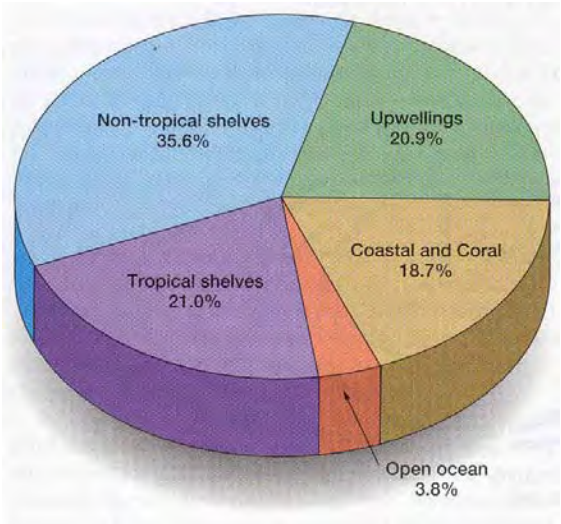
12.4. ระบบนิเวศและการประมง (Ecosystems and Fisheries)

มนุษย์อาศัยทะเลเป็นแหล่งหาอาหารมาตั้งแต่อดีตกาล ในช่วงหลายสิบปีที่ผ่านมา ปริมาณโปรตีนที่ประชากรโลกบริโภคกว่า 16 เปอร์เซ็นต์ มาจากการทำการประมงในมหาสมุทร (Ocean fisheries) **จากภาพที่ 12.12** แสดงให้เห็นแหล่งทำการประมงในทะเลของโลกมาจาก 5 แหล่งใหญ่ๆ คือ

1. ไหล่ทวีปนอกเขตร้อน (Non-tropical shelves)
2. ไหล่ทวีปในเขตร้อน (Tropical shelves)
3. เขตน้ำผุด (Upwelling)
4. เขตชายฝั่งและแนวปะการัง (Coastal and coral system)
5. ทะเลเปิด (Open ocean)

กำลังผลิตแหล่งใหญ่ที่สุดของทรัพยากรประมงทะเล คือ เขตน้ำตื้นในบริเวณไหล่ทวีปและบริเวณชายฝั่ง ขณะที่บริเวณที่มีกำลังผลิตต่ำสุด คือ ในทะเลเปิด คิดเป็นสัดส่วนเพียง 3.8 เปอร์เซ็นต์ ของผลผลิตทั้งหมด และประมาณ 21 เปอร์เซ็นต์ ของผลิตทั้งมาจากบริเวณเขตน้ำผุด (Upwelling zone) ซึ่งคิดเป็นพื้นที่เพียง 0.1 เปอร์เซ็นต์ของผิวมหาสมุทรทั้งหมด

การทำการประมงเป็นการเก็บเกี่ยวผลผลิตที่เรียกว่า Standing stock จากประชากรที่มีอยู่ในระบบนิเวศในช่วงเวลาที่กำหนด การทำการประมงที่ไม่ก่อให้เกิดปัญหาต่อการลดลงของประชากรสัตว์นั้นก็หมายความว่าส่วนของ Standing stock ที่เหลือจากการจับสามารถเกิดขึ้นมาทดแทนส่วนที่ถูกจับไปได้ ในบางกรณี หากสัตว์น้ำขนาดโตเต็มวัยถูกจับมากกว่าอัตราการเกิดทดแทนตามธรรมชาติก็จะทำให้เกิดภาวะการจับปลามากเกินกำลังผลิต หรือเรียกว่า Overfishing ส่งผลให้ทรัพยากรประมงลดลง ทำให้ส่วนของมวลชีวภาพสูงสุดของทรัพยากรประมงที่สามารถจับได้ต่อปี (Maximum Sustainable Yield ; MSY) มีค่าลดลง



ภาพที่ 12.12. แหล่งทำการประมงในทะเลของโลก

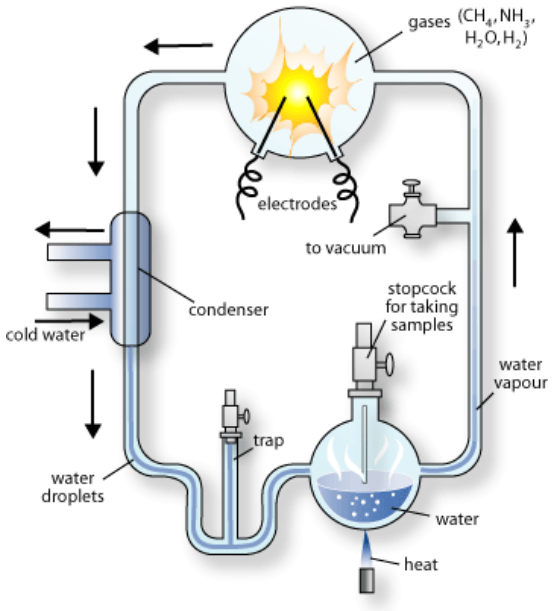
(ที่มา : Thurman and Burton, 2001)

บทที่ 13
สิ่งมีชีวิตในทะเล

13.1. กำเนิดสิ่งมีชีวิต

มหาสมุทรเป็นที่อยู่อาศัยของสิ่งมีชีวิตมากมาย มีปริมาณแร่ธาตุต่างๆ เป็นองค์ประกอบหลายชนิด และมีอัตราส่วนคงที่ นักวิทยาศาสตร์ได้ตั้งสมมุติฐานว่าสิ่งมีชีวิตน่าจะถือกำเนิดมาจากทะเล ในช่วงต้น ค.ศ. 1929 ได้มีนักชีววิทยา ชื่อ J. B. S. Haldane ได้เสนอความคิดว่าบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลกช่วงแรกมีปฏิกิริยากับรังสีอุลตราไวโอเล็ตหรือแสงที่ส่องลงมายังพื้นโลก แล้วทำให้มีบางอย่างเกิดขึ้นซึ่งมีลักษณคล้ายกับสารประกอบคาร์บอนที่พบในสิ่งมีชีวิต จากแนวความคิดดังกล่าวส่งผลให้นักวิทยาศาสตร์ ชื่อ Stanley Miller's สร้างเครื่องมือเพื่อพิสูจน์กำเนิดของสิ่งมีชีวิต ในปี ค.ศ. 1953 (ดังภาพที่ 13.1) และได้ทำการทดลองโดยผ่านกระแสไฟฟ้าลงไปในส่วนผสมของไอน้ำ มีเทน แอมโมเนีย และไฮโดรเจน เกิดปฏิกิริยากันได้กรดอะมิโน (Amino acid) ซึ่งเป็นองค์ประกอบพื้นฐานของสิ่งมีชีวิต จากผลการทดลองทำให้เชื่อว่าสารประกอบคาร์บอนสามารถเกิดขึ้นได้ในช่วงแรกที่โลกถือกำเนิด เนื่องจากบรรยากาศถูกปกคลุมด้วยมีเทน และแอมโมเนีย ภายหลังจากการทดลองของ Miller's ก็ได้มีการทดลองซ้ำอีกหลายครั้ง โดยใช้รังสีอุลตร้าไวโอเล็ต ความร้อน และกระแสไฟฟ้าเป็นตัวจุดประกาย แต่ก็ได้ผลการทดลองออกมาเหมือนกับการทดลองครั้งแรกคือสามารถสร้างน้ำตาลโมเลกุลเดี่ยวซึ่งเป็นองค์ประกอบเบื้องต้นของกรดอะมิโน การเรียงตัวของกรดอะมิโนทำให้เกิดโปรตีนขนาดเล็กและนิวคลีโอไทร์ (Nucleotide) บรรจุสารพันธุกรรมที่สามารถถ่ายทอดไปสู่รุ่นต่อไปได้ อย่างไรก็ตาม จากผลการทดลองทำให้เราทราบเพียงกำเนิดของการสร้างสารต้นแบบของสิ่งมีชีวิตเท่านั้น มิได้แสดงให้เห็นว่ากำเนิดของสิ่งมีชีวิตมาจากการทดลองดังกล่าว

แม้ว่าวิวัฒนาการในช่วงแรกของสิ่งมีชีวิตเริ่มต้นจากขบวนการชีวสังเคราะห์ (Biosynthesis) สารอินทรีย์ต้นแบบ แต่แนวความคิดการกำเนิดสิ่งมีชีวิตน่าจะมีจุดกำเนิดมาจากแอ่งน้ำเล็กๆ ในเขตน้ำตื้นขอบมหาสมุทร การระเหยของน้ำส่งผลให้กรดอะมิโนมีความเข้มข้น รวมทั้งมีปฏิกิริยาเคมีเกิดขึ้นร่วมด้วยโดยมีแสงจากดวงอาทิตย์เป็นแหล่งพลังงาน จากนั้นก็มีวิวัฒนาการเกิดขึ้นเรื่อยมา อย่างไรก็ตามนักวิทยาศาสตร์ส่วนใหญ่ได้ลงความเห็นว่าสิ่งมีชีวิตบนโลกน่าจะถือกำเนิดมาจากทะเล



ภาพที่ 13.1. เครื่องมือพิสูจน์การสังเคราะห์สารที่เป็นองค์ประกอบกรดอะมิโน สร้างขึ้นโดย Stanley Miller's

(ที่มา : http://users.rcn.com/jkimball.ma.ultranet/BiologyPages/A/AbioticSynthesis.html)

13.2. พัฒนาการของสิ่งมีชีวิตในทะเล

การศึกษาซากดึกดำบรรพ์ ทำให้ค้นพบหลักฐานเกี่ยวกับพัฒนาการของสิ่งมีชีวิตผ่านยุคต่างๆ ว่า สิ่งมีชีวิตได้มีการเพิ่มชนิดและจำนวนมากขึ้นทุกขณะ ระบบนิเวศของโลกไม่เคยหยุดนิ่ง แต่เกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างต่อเนื่อง ทำให้สิ่งมีชีวิตบางชนิดสูญพันธุ์ไป และมีหลายชนิดเกิดใหม่ ขณะเดียวกัน การวิวัฒนาการทำให้โครงสร้างทางอินทรีย์เคมีของสิ่งมีชีวิตซับซ้อนมากขึ้นอย่างต่อเนื่อง ส่งผลให้สิ่งมีชีวิตสามารถปรับตัวเข้ากับสภาพแวดล้อมของตนได้ พัฒนาการและการถือกำเนิดของสิ่งมีชีวิตสามารถแบ่งออกได้เป็นยุค (Era) ต่างๆ ดังนี้

1. ยุค Precambrian คาดว่าสิ่งมีชีวิตที่ถือกำเนิดในยุคนี้ คือ สโตรมาโตไลท์ (Stromatolites) ซึ่งเป็นสิ่งมีชีวิตจำพวกสาหร่ายสีเขียวแกมน้ำเงิน ที่ก่อตัวเป็นก้อนบริเวณชายฝั่งทะเล คล้ายก้อนหิน
2. ยุค Paleozoic แบ่งออกได้เป็น 6 คาบ (Period) คือ
   2.1 คาบ Cambrian สิ่งมีชีวิตทั้งหมดยังอาศัยอยู่ในน้ำ ได้แก่ สโตรมาโตไลท์ (Stromatolites) และฟองน้ำประเภท Cup sponges

2.2 คาบ Ordovician มีสิ่งมีชีวิตกลุ่มใหญ่เกิดขึ้น คือ สาหร่าย ปะการัง ไบรโอซัว และฟองน้ำชนิดอื่นๆ สิ่งมีชีวิตส่วนใหญ่ยังอาศัยอยู่ในทะเล

2.3 คาบ Silurian มีสิ่งมีชีวิตซึ่งเป็นต้นตระกูลของสัตว์มีกระดูกสันหลังเกิดขึ้น เช่น กลุ่มของปลาไม่มีขากรรไกร แต่สิ่งมีชีวิตเริ่มขึ้นมาอาศัยบนบก

2.4 คาบ Devonian ในคาบนี้มีสิ่งมีชีวิตคล้ายฟองน้ำในปัจจุบัน และเริ่มการกำเนิดของต้นตระกูลสัตว์ครึ่งบกครึ่งน้ำและปลา

2.5 คาบ Carboniferous เกิดกลุ่มสิ่งมีชีวิตคล้ายสาหร่ายสีเขียว ปลากระดูกอ่อน ปลากระดูกแข็ง แมลง สัตว์ครึ่งบกครึ่งน้ำ มอสและเฟินร์ เกิดขึ้น

2.6 คาบ Permian เกิดสิ่งมีชีวิตกลุ่มฟอรามินิเฟอร่า สัตว์เลื้อยคลาน และสนชนิดต่าง ๆ

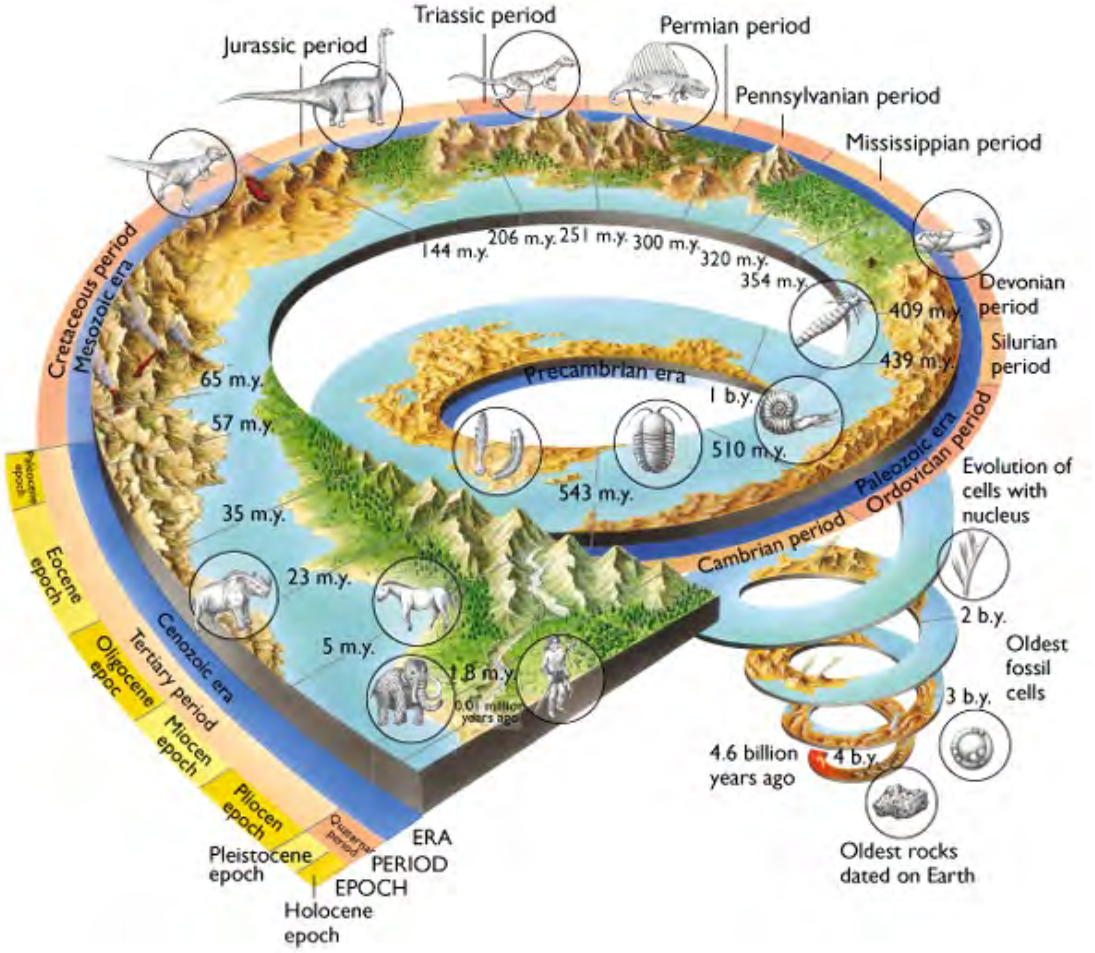
3. ยุค Mesozoic แบ่งออกเป็น 3 คาบ

3.1 คาบ Triassic เกิดสิ่งมีชีวิตกลุ่มไดโนเสาร์ขนาดเล็ก

3.2 คาบ Jurassic เกิดสิ่งมีชีวิตกลุ่มของ ไดโนเสาร์ขนาดใหญ่ ไฮโดรซัว ซูแซนเทลล่า ปลามีปอด และพืชมีดอก

3.3 คาบ Cretaceous เกิดสิ่งมีชีวิตกลุ่มหอยสองฝา และสัตว์กินเนื้อ

4. ยุค Cenozoic เกิดสิ่งมีชีวิตกลุ่มหมึก นก สัตว์เลี้ยงลูกด้วยนม และมนุษย์



ภาพที่ 13.2. พัฒนาการและการถือกำเนิดของสิ่งมีชีวิตชนิดต่างๆ

(ที่มา http://www.gly.fsu.edu/~salters/GLY1000/12Rock_record_time/12rock_record_time.htm)

13.3. การจำแนกสิ่งมีชีวิตในทะเล

สิ่งมีชีวิตในทะเลสามารถจำแนกได้ตามแหล่งที่อยู่อาศัยและการเคลื่อนที่ โดยสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่ในน้ำสามารถจำแนกออกได้ดังนี้

13.3.1. แพลงก์ตอน (Plankton) คำว่า Plankton มาจากคำว่า Planktos แปลว่า เคลื่อนที่อย่างอิสระ ดังนั้นแพลงก์ตอน หมายถึง สิ่งมีชีวิตทั้งหมด ไม่ว่าเป็นพืช สัตว์ และแบคทีเรีย ที่ล่องลอยตามกระแสน้ำในมหาสมุทร สิ่งมีชีวิตแต่ละตัว เรียกว่า Plankter แพลงก์ตอนที่ล่องลอยตามกระแสน้ำมิได้หมายความว่าแพลงก์ตอนทุกชนิดไม่สามารถว่ายน้ำได้ บางชนิดก็สามารถว่ายน้ำและสามารถเคลื่อนที่ในแนวดิ่งได้ แพลงก์ตอน บางชนิดสามารถสังเคราะห์แสงได้ เรียกว่า Phytoplankton บางชนิดเป็นสัตว์ เรียกว่า Zooplankton แพลงก์ตอน ยังรวมถึงแบคทีเรียที่อาศัยอิสระ เรียกว่า Bacterioplankton แพลงก์ตอนมีความสำคัญอย่างยิ่งต่อสิ่งแวดล้อมในทะเล

เนื่องจากแพลงก์ตอนในมหาสมุทรถือเป็นแหล่งมวลชีวภาพ (Biomass) ที่สำคัญของโลก แพลงก์ตอนมีขนาดต่างกัน แพลงก์ตอนที่มีขนาดใหญ่ เรียกว่า Macroplankton มีขนาดตั้งแต่ 2-20 เซนติเมตร และแพลงก์ตอนขนาดเล็กมาก เรียกว่า Picoplankton มีขนาดตั้งแต่ 0.2-2 ไมครอน ทั้งแพลงก์ตอนประเภท Phytoplankton, Zooplankton และ Bacterioplankton มีทั้งที่เป็นแพลงก์ตอนตลอดชีวิต เรียกว่า Holoplankton แต่แพลงก์ตอนบางชนิดมีเพียงช่วงหนึ่งของวงจรชีวิตที่ดำรงชีวิตเป็นแพลงก์ตอน เรียกว่า Meroplankton

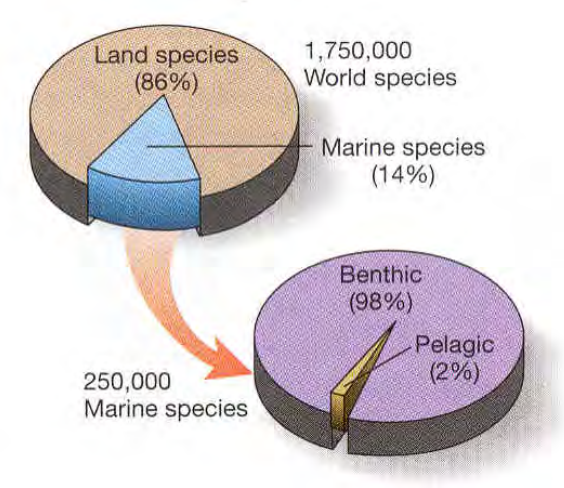
13.3.2. เน็กตอน (Nekton หรือ Swimmer) คำว่า Nekton มาจากคำว่า Nektos แปลว่า การว่ายน้ำ ดังนั้น เน็กตอน หมายถึง สัตว์ที่สามารถเคลื่อนที่โดยอิสระจากกระแสน้ำในมหาสมุทรโดยการว่ายน้ำหรือการโบกพัด สัตว์เหล่านี้นอกจากจะสามารถทรงตัวในน้ำได้แล้ว ยังสามารถอพยพเป็นระยะทางไกลได้ เน็กตอนในทะเล ได้แก่ ตัวเต็มวัยของปลา หมึก สัตว์เลี้ยงลูกด้วยนม และสัตว์เลื้อยคลานในทะเล แม้ว่าเน็กตอนจะเคลื่อนที่โดยอิสระ แต่ก็ไม่สามารถเคลื่อนที่ผ่านมหาสมุทรอันกว้างใหญ่ได้เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงในเรื่องอุณหภูมิ ความเค็ม ความหนืดและปริมาณธาตุอาหาร โดยเฉพาะการเปลี่ยนแปลงความดัน เป็นข้อจำกัดในการเปลี่ยนแปลงการเคลื่อนตัวของเน็กตอนในแนวดิ่ง ปลาทะเลพบได้ในทุกพื้นที่ในมหาสมุทรแต่จะพบชุกชมในบริเวณไหล่ทวีป เกาะต่างๆ และบริเวณที่น้ำมีความเย็นกว่า เน็กตอนบางชนิดมีการอพยพย้ายถิ่นเพื่อการสืบพันธุ์ เช่น ปลาไหลบางชนิด ปลาแซลมอน เป็นต้น

13.3.3. สัตว์หน้าดิน (Benthos หรือ Bottom dweller) คำว่า Benthos แปลว่า พื้นท้องน้ำ ดังนั้นจึงหมายถึงสัตว์ที่อาศัยบนพื้นท้องทะเล เรียกว่า Epifauna หรืออาศัยอยู่ในดินตะกอนบริเวณพื้นท้องทะเล เรียกว่า Infauna นอกจากนี้สัตว์หน้าดินบางชนิดอาศัยอยู่บริเวณพื้นท้องทะเลแต่สามารถว่ายน้ำหรือเลื้อยบริเวณน้ำที่อยู่บริเวณผิวดินพื้นท้องทะเล เรียกสัตว์หน้าดินประเภทนี้ว่า Nektobenthos

13.4. การกระจายของสิ่งมีชีวิตในมหาสมุทร

สิ่งมีชีวิตในโลกนี้มีประมาณ 1,750,000 ชนิด แต่มีเพียงประมาณ 14 เปอร์เซ็นต์ที่อาศัยอยู่ในมหาสมุทร ทั้งนี้เนื่องจากสภาพแวดล้อมในมหาสมุทรมีความคงที่มากกว่าบนพื้นดิน จากสิ่งมีชีวิตทั้งหมดที่อาศัยในทะเล คือ ประมาณ 250,000 ชนิด มีเพียง 2 เปอร์เซ็นต์ ที่เป็นสิ่งมีชีวิตอาศัยอยู่ในน้ำ (Pelagic environment) ที่เหลืออีก 98 เปอร์เซ็นต์ อาศัยอยู่บริเวณพื้นทะเล (Benthic environment) **(ภาพที่ 13.3.)** ทั้งนี้เนื่องจากบริเวณพื้นท้องทะเลมีสภาพแวดล้อมที่หลากหลาย มีองค์ประกอบของพื้นดินอาจเป็น หิน ทราย และโคลน เป็นต้น นอกจากนี้พื้นที่มีความเรียบ ความลาดเอียง หรือความเสมำ่เสมอที่แตกต่างกัน ทำให้บริเวณพื้นทะเลมีแหล่งที่อยู่อาศัย (Habitats) ที่

หลากหลาย ส่วนในบริเวณที่เป็นน้ำทะเล สิ่งมีชีวิตจะพบมากบริเวณผิวน้ำ ขณะที่บริเวณด้านล่างที่แสงส่องลงไปไม่ถึงพบสิ่งมีชีวิตอยู่น้อยและสิ่งมีชีวิตที่สามารถอาศัยอยู่ได้จะต้องมีการปรับตัวเป็นพิเศษ



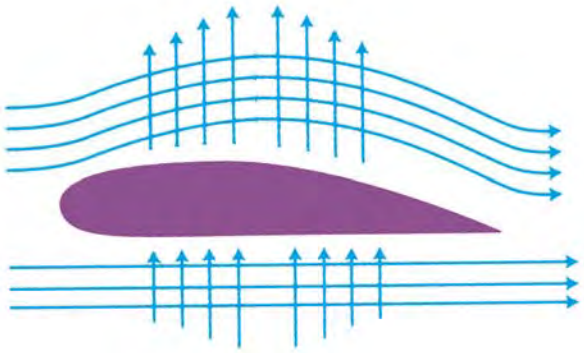
ภาพที่ 13.3. การกระจายของสิ่งมีชีวิตบนบกและในทะเล
(ที่มา : Thurman and Trujillo, 2002)

13.5. การปรับตัวของสิ่งมีชีวิตในทะเลเพื่อการดำรงชีพ

สภาพแวดล้อมในทะเลจะมีความคงที่มากกว่าสภาพแวดล้อมบนพื้นดิน โดยเฉพาะอุณหภูมิ สิ่งมีชีวิตจะมีน้ำเป็นองค์ประกอบในโปรโตพลาสซึม (Protoplasm) กว่า 80 เปอร์เซ็นต์ ในร่างกายมนุษย์มีน้ำเป็นองค์กว่า 65 เปอร์เซ็นต์ของน้ำหนักตัว ส่วนแมงกะพรุนมีน้ำเป็นองค์กว่า 95 เปอร์เซ็นต์ของน้ำหนักตัว น้ำเป็นตัวขนส่งก๊าซและแร่ธาตุเพื่อการดำรงชีพ น้ำเป็นวัตถุดิบในการสังเคราะห์อาหารของแพลงก์ตอนพืชในมหาสมุทร น้ำเป็นแหล่งที่อยู่ของพืชและสัตว์ทะเล ดังนั้น ทั้งพืชโดยเฉพาะแพลงก์ตอนพืชและสัตว์ชนิดต่างๆ จำเป็นที่จะต้องมีการปรับตัวในด้านต่างๆ ดังนี้

1. การปรับตัวให้เข้ากับความหนืดของน้ำ (Water viscosity) ความหนืดของน้ำทะเลเพิ่มขึ้นเมื่อความเค็มเพิ่มขึ้นและอุณหภูมิลดลง ดังนั้นสิ่งมีชีวิตเซลล์เดียวสามารถลอยตัวได้ในน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำ ขณะที่พวกที่อาศัยในเขตอบอุ่นจะต้องมีการพัฒนาของระยางค์ (Appendages) เพื่อช่วยในการลอยตัว การปรับตัวในแพลงก์ตอนพืชให้มีขนาดเล็กสามารถทำให้ล่องลอยอยู่ในบริเวณผิวน้ำซึ่งเป็นบริเวณที่มีแสง เนื่องจากรูปร่างที่มีขนาดเล็กเป็นการเพิ่มพื้นที่ผิวต่อปริมาตร ในสัตว์ที่มีขนาดใหญ่ขึ้น ความหนืดของน้ำจะเป็นอุปสรรคในการว่ายน้ำและการหนีผู้ล่าใน

มหาสมุทร ดังนั้นสัตว์ทะเลขนาดใหญ่จึงมีการปรับตัวให้มีรูปร่างเพรียวลม (Streamlining) เพื่อลดแรงเสียดทานในการเคลื่อนที่ **(ภาพที่ 13.4.)**



ภาพที่ 13.4. การปรับตัวให้มีรูปร่างเพรียวลม (Streamlining) เพื่อลดแรงเสียดทาน
(ที่มา : http://www.centennialofflight.gov/essay/Dictionary/streamlining/DI44.htm)

2. การปรับตัวให้เข้ากับการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ ในมหาสมุทรมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของน้ำในช่วงที่แคบเมื่อเปรียบเทียบกับบนพื้นดิน อุณหภูมิต่ำสุดบริเวณผิวน้ำมหาสมุทรจะมีค่าประมาณ –2 องศาเซลเซียส และมีค่าสูงสุดประมาณ 32 องศาเซลเซียส ขณะที่บนพื้นดินมีอุณหภูมิต่ำสุดมีค่าประมาณ –88 องศาเซลเซียส และมีค่าสูงสุดประมาณ 52 องศาเซลเซียส สิ่งมีชีวิตในทะเลบางชนิดสามารถดำรงชีพอยู่ในช่วงอุณหภูมิที่แคบ เรียกว่า Stenothermal แต่บางชนิดสามารถดำรงชีพอยู่ในช่วงอุณหภูมิที่กว้าง เรียกว่า Eurythermal มักจะพบในเขตน้ำตื้นแนวชายฝั่งและบริเวณผิวน้ำ

3. การปรับตัวให้เข้ากับการเปลี่ยนแปลงความเค็ม ความรู้สึกของสัตว์ทะเลแต่ละชนิดต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพแวดล้อมจะมีความแตกต่างกัน โดยเฉพาะสัตว์ที่อาศัยในบริเวณเอสทูรี่ เช่น หอยนางรม สามารถทนต่อการเปลี่ยนแปลงความเค็มได้ดี การเปลี่ยนแปลงจากการขึ้นลงของน้ำทำให้ความเค็มบริเวณปากแม่น้ำมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา ในช่วงน้ำลง ความเค็มของน้ำจะมีระดับต่ำเนื่องจากมีน้ำจืดเข้ามาผสม ดังนั้นสัตว์ที่อาศัยในบริเวณชายฝั่งทะเลจึงสามารถทนต่อความเค็มได้ในช่วงที่กว้าง เรียกว่า Euryhaline ส่วนสัตว์ทะเลที่อาศัยในทะเลเปิดส่วนใหญ่สามารถทนต่อการเปลี่ยนแปลงความเค็มได้ในช่วงที่แคบ เรียกว่า Stenohaline การเปลี่ยนแปลงในเรื่องความเค็มจะส่งผลต่อระบบควบคุมน้ำและเกลือแร่ในร่างกายของสัตว์ทะเล หรือเรียกว่า Osmoregulation

โมเลกุลของน้ำจะมีการเคลื่อนที่จากความเข้มข้นต่ำไปยังบริเวณที่มีความเข้มข้นสูงกว่า ขบวนการนี้เรียกว่า ออสโมซีส (Osmosis) แรงดันในสารที่มีระดับความเข้มข้นสูงกว่าใช้ป้องกันมิให้โมเลกุลของน้ำผ่านเข้ามา เรียกว่า แรงดันออสโมติก (Osmotic pressure) หากความเค็มของน้ำในร่างกายของสัตว์มีค่าเท่ากับความเค็มของน้ำในมหาสมุทร เรียกว่า Isotonic แสดงว่าน้ำมีแรงดันออสโมติกเท่ากัน หากน้ำทะเลมีความเค็มต่ำกว่าความเค็มของของเหลวในร่างกาย น้ำทะเลจะซึมผ่านผนังเซลล์เข้าสู่เซลล์ หรือเรียกว่า Hypertonic ต่อน้ำทะเล แต่ถ้าหากความเค็มในเซลล์ของสิ่งมีชีวิตมีค่าต่ำกว่าความเค็มของน้ำทะเล หรือเรียกว่า Hypotonic ต่อน้ำทะเล ลักษณะเช่นนี้จะทำให้น้ำจากเซลล์ซึมผ่านผนังเซลล์ออกสู่ทะเล

ในปลาทะเลและปลาน้ำจืดจะมีการควบคุมน้ำและเกลือแร่ที่แตกต่างกัน ปลาทะเลมีความเข้มข้นของของเหลวในร่างกายมีค่าเพียง 1 ใน 3 ของความเค็มน้ำทะเล ดังนั้นปลาทะเลเป็น Hypotonic ต่อน้ำทะเล ลักษณะเช่นจะทำให้ปลาทะเลมีการสูญเสียน้ำออกจากร่างกาย ดังนั้นปลาทะเลจึงมีการอ้าปากรับน้ำตลอดเวลา และมีระบบขับเกลือส่วนเกินออกบริเวณเหงือกและขับออกในรูป Urine เข้มข้น ในปลาน้ำจืด ร่างกายถือเป็น Hypertonic ต่อสภาพแวดล้อม แรงดันออสโมติกภายในของเหลวในร่างกายมีค่ามากกว่าในน้ำที่เป็นสภาพแวดล้อมภายนอก ถึง 20-30 เท่า ดังนั้นปลาน้ำจืดจะไม่ดื่มน้ำ และเซลล์สามารถดูดซึมเกลือเอาไว้ มีการขับออก Urine ที่มีความเข้นต่ำออกนอกร่างกาย

4. การปรับตัวในเรื่องการดูดซึมก๊าซที่ละลายน้ำเข้าสู่ร่างกาย การละลายได้ของก๊าซในน้ำทะเลจะน้อยกว่าน้ำจืด ปริมาณก๊าซที่ละลายในน้ำจะเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิลดลง สัตว์ทะเลมีระบบอวัยวะหายที่เรียกว่า เหงือก (Gills) มีลักษณะพิเศษที่สามารถแลกเปลี่ยนออกซิเจน และคาร์บอนไดออกไซด์จากน้ำทะเลได้โดยตรง ปลาทะเลจะรับน้ำทางปากผ่านเหงือกเพื่อรับออกซิเจนจากนั้นก็จะขับออกทางช่องปิดเหงือก (Gill slit) ปลาทะเลส่วนใหญ่ต้องการออกซิเจนที่ละลายในน้ำทะเลอย่างน้อย 4 ppm. เพื่อการดำรงชีพและการเจริญเติบโต ในช่วงที่ออกซิเจนต่ำสัตว์ทะเลไม่สามารถใช้เหงือกรับน้ำบริเวณผิวน้ำได้ และหากมีออกซิเจนต่ำเป็นระยะเวลานานก็จะทำให้ตายในที่สุด

5. การปรับตัวให้เข้ากับความโปร่งใสของน้ำทะเล น้ำทะเลมีความโปร่งใสค่อนข้างสูงเมื่อเปรียบเทียบกับสารชนิดอื่น ในทะเลเปิดแสงจากดวงอาทิตย์สามารถส่องลงไปในน้ำทะเลได้ในระดับลึกกว่า 1,000 เมตร สัตว์ทะเลหลายชนิดมีการปรับตัวให้มีตาอยู่ด้านข้างเพื่อช่วยในการล่าเหยื่อ สัตว์บางชนิด เช่น แมงกะพรุน มีการปรับตัวให้มีลักษณะใสให้กลมกลืนกับน้ำทะเล เพื่อพรางตัวจากผู้ล่า สัตว์ทะเลหลายชนิดมีการปรับตัวให้มีสีดำด้านบนและมีสีขาวด้านล่าง เรียกว่า Countershading โดยเฉพาะปลาที่มีรูปร่างแบน (Flat fish) ทำให้มีสีกลมกลืนกับพื้นท้องทะเล

6. การปรับตัวให้เข้ากับความกดดัน ความกดดันของน้ำทะเลเพิ่มขึ้นประมาณ 1 กิโลกรัมต่อตารางเซนติเมตร หรือเท่ากับ 1 บรรยากาศ หรือเท่ากับ 14.7 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว ในระดับความลึกทุกๆ 10 เมตร เนื่องจากสัตว์ทะเลส่วนใหญ่ไม่มีถุงลม ปอด ช่องว่างในหู (Ear canal) ดังนั้นสัตว์เหล่านี้จึงไม่มีความรู้สึกในเรื่องของความดันที่กระทำกับร่างกาย การอ้าปากรับน้ำเข้าสู่ร่างกายเป็นการปรับความกดดันออกนอกร่างกายอีกทางหนึ่ง ทำให้สัตว์ทะเลสามารถอาศัยในระดับลึกโดยไม่มีผลกระทบจากความกดดัน

13.5. การแบ่งกลุ่มสิ่งมีชีวิตในทะเล

สามารถแบ่งสิ่งมีชีวิตในทะเลออกได้เป็น 6 อาณาจักร (Kingdom) เช่นเดียวกับสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่บนบกโดยทั่วไป คือ

1. อาณาจักรสิ่งมีชีวิตที่ไม่มีเซลล์ (Noncellular organism) เป็นสิ่งมีชีวิตที่มีเพียงลักษณะของสายกรดนิวคลีอิกล้อมรอบด้วยสารเคมีที่เป็นธาตุอาหาร ไม่มีผลังหุ้มเซลล์แต่มีเปลือกหุ้มเซลล์ไว้ดำรงชีวิตอยู่โดยอาศัยตัวถูกเบียน (Host) ซึ่งเป็นสิ่งมีชีวิตในระดับสูงกว่ามันโดยอาศัยผลผลิตจากขบวนการเมตาบอลิซึมของตัวถูกเบียนเป็นอาหาร ตลอดจนอาศัยโปรตีนจากตัวถูกเบียนในการเพิ่มจำนวน สิ่งมีชีวิตกลุ่มนี้ ได้แก่ ไวรัส

2. อาณาจักรโมนีร่า (Monera) ประกอบด้วยสิ่งมีชีวิตที่มีเซลล์รูปแบบอย่างง่าย คือ ไม่มีนิวเคลียส ไม่มีผนังหุ้มนิวเคลียส ไม่มีโครโมโซม เรียกเซลล์ที่มีองค์ประกอบแบบนี้ว่า Procaryotic cell แต่สิ่งมีชีวิตเหล่านี้จะมีกรดนิวคลีอิกและผนังหุ้มเซลล์ บางกลุ่มสามารถสังเคราะห์แสงได้ โดยผ่านขบวนการสังเคราะห์ซัลเฟอร์ สิ่งมีชีวิตกลุ่มนี้ ได้แก่ แบคทีเรีย และสาหร่ายสีเขียวแกมน้ำเงิน

3. อาณาจักรโปรติสต้า (Protista) ประกอบด้วยสิ่งมีชีวิตที่มีนิวเคลียสและผนังหุ้มนิวเคลียสมีอวัยวะต่างๆ ในเซลล์ มีโครโมโซม เรียกเซลล์ที่มีองค์ประกอบแบบนี้ว่า Eucaryotic cell สิ่งมีชีวิตในกลุ่มนี้แบ่งออกได้เป็น 2 กลุ่ม

3.1 โปรติสต้าคล้ายพืช (Plant-like protista) เป็นสิ่งมีชีวิตที่อาจเป็นเซลล์เดียว หรืออยู่รวมกันเป็นโคโลนี ได้แก่ ยูกลีนา สาหร่ายสีน้ำตาล สาหร่ายสีเหลืองแกมเขียว ไดอะตอม และไดโนแฟลคเจลเลท เป็นต้น

3.2 โปรติสต้าคล้ายสัตว์ (Animal-like protista) เป็นสิ่งมีชีวิตที่มักอยู่เป็นเซลล์เดี่ยวๆ ได้แก่ พวกแฟลคเจลเลท อามีบ้า ฟอร์รามินิฟลอร่า ราดิโอลาเรีย ซิลิเอต และสปอร์โรซัว เป็นต้น

4. อาณาจักรเมตาไฟต้า (Metaphyta) ประกอบด้วยสิ่งมีชีวิตหลายเซลล์ เป็นเซลล์แบบ Eucaryotic cell ได้แก่ สาหร่ายสีเขียว สาหร่ายสีแดง สาหร่ายสีน้ำตาล พืชชั้นสูงทั้งมีดอกและไม่มีดอก เป็นต้น

5. อาณาจักรฟันไจ (Fungi) เป็นสิ่งมีชีวิตหลายเซลล์ เป็นเซลล์แบบ Eucaryotic เป็นพืชที่ใช้ในการย่อยสลายซากสิ่งมีชีวิตและใช้สารอาหารจากการย่อยสลายเป็นอาหาร (Saprobic plant) ไม่สังเคราะห์แสง มีทัลลัส (Thallus) ซึ่งเปรียบเสมือนลำต้น มักจะสร้างสปอร์ ได้แก่ รา ชนิดต่างๆ

6. อาณาจักรเมตาซัว (Metazoa) ประกอบด้วยสิ่งมีชีวิตหลายเซลล์ เป็นเซลล์แบบ Eucaryotic ได้แก่ ฟองน้ำ ดอกไม้ทะเล เพรียง หนอนตัวกลมและตัวแบน หอย กุ้ง ปู ปลา สัตว์เลื้อยคลาน สัตว์ครึ่งบกครึ่งน้ำ และสัตว์เลี้ยงลูกด้วยนม

สิ่งมีชีวิตในทะเลสามารถจำแนกออกเป็นอาณาจักร (Kingdom) ไฟลัม (Phylum) ชั้น (Class) อันดับ (Order) ครอบครัว (Family) สกุล (Genus) และชนิด (Species) ได้มากมาย สามารถสรุปโดยย่อได้ดังนี้

1. อาณาจักรโมนีร่า (Monera) แบ่งออกได้ 2 ไฟลัม

1.1 ไฟลัมยูแบคทีเรีย (Eubacteriae) เป็นแบคทีเรียที่แท้จริง คือ รูปร่างเป็นแท่ง ทรงกลม หรือรูปกระสวย ได้แก่ สกุล *Bacterium* sp., *Bacillus* sp., *Closterium* sp. และ *Salmonella* sp. เป็นต้น

1.2 ไฟลัมไซยาโนไฟต้า (Cyanophyta) สิ่งมีชีวิตในไฟลัมนี้มักจะมีคลอโรฟิลล์ล่องลอยอยู่ในไซโตพลาสซึม เคลื่อนที่โดยการล่องลอยหรืออาศัยแฟลคเจลล่า สืบพันธุ์แบบไม่อาศัยเพศ ได้แก่ สกุล *Anabaena* sp., *Lyngbya* sp. และ *Oscillatoria* sp.

2. อาณาจักรโปรติสต้า แบ่งออกได้เป็น 2 กลุ่ม คือ

2.1 โปรติสต้ามีลักษณะคล้ายพืช ได้แก่

2.1.1 ไฟลัมคลอโรไฟต้า (Chlorophyta) ได้แก่ สาหร่ายสีเขียว ชนิดที่พบในทะเลมีทั้งเซลล์เดียวและโคโลนี อาจมีและไม่มีแฟลกเจลล่า เช่น สกุล *Chlorella* sp. และ *Chlamydomonas* sp. เป็นต้น

2.1.2 ไฟลัมคริสโซไฟต้า (Chrysophyta) ได้แก่ สาหร่ายสีเหลือง มีทั้งเคลื่อนที่ได้และเคลื่อนที่ไม่ได้ มีแฟลกเจลล่า 2-4 เส้น เช่น สกุล *Isochrysis* sp. เป็นต้น

2.1.3 ไฟลัมไพโรไฟต้า (Pyrrophyta) หรือ Dinoflagellate ส่วนใหญ่เป็นพืชเซลล์เดียว มีแฟลกเจลล่าช่วยในการว่ายน้ำ 2 เส้น สกุลที่มีประโยชน์ เช่น Zooxanthella ที่อยู่อาศัยแบบพึ่งพากัน (Symbiosis) กับปะการังและดอกไม้ทะเล ส่วนบางสกุลมีชีวิตอยู่อย่างอิสระ และอาจทำให้เกิดน้ำเปลี่ยนสี (Red tide) เช่น สกุล *Gonyaulax* sp. *Ceratium* sp. และ *Gymnodinium* sp. เป็นต้น

2.1.4 ไฟลัมบาซิลาริโอไฟต้า (Bacillariophyta) หรือเรียกว่าไดอะตอม (Diatom) เป็นกลุ่มแพลงก์ตอนพืชที่สำคัญในทะเล โครงร่างประกอบด้วยเปลือก (Frustule) มีมากทั้งชนิดและปริมาณ อาจมีเซลล์เดียว เช่น สกุล *Coscinodiscus* sp. รูปร่างเรียงกันเป็นลูกโซ่ เช่น สกุล *Chaetoceros* sp. หรือ เป็นรูปดาว เช่น สกุล *Asterionella* sp. เป็นต้น

2.1.5 ไฟลัมคริพโตไฟต้า (Cryptophyta) มักมีรูปร่างคล้ายรองเท้าแตะหรือเมล็ดถั่ว มีแฟลกเจลล่า 2 เส้น เช่น สกุล *Cryptomonas* sp. และ *Rhodomonas* sp. เป็นต้น

2.2 โปรติสต้ามีลักษณะคล้ายสัตว์ ได้แก่ ไฟลัมโปรโตซัว (Protozoa) เป็นสัตว์เซลล์เดียว มีอยู่ประมาณ 30,000 ชนิด แบ่งออกเป็นชั้น (Class) ได้ดังนี้

2.2.1 ชั้นแฟลกเจลลาต้า (Flagellata) เคลื่อนที่โดยอาศัยแฟลกเจลล่า 1 เส้น เช่น สกุล *Trichosoma* sp.

2.2.2 ชั้นซาโคดินา (Sarcodina) เคลื่อนที่โดยอาศัยขาเทียม (Pseudopodium) เช่น สกุล *Amoeba* sp., *Globigerina* sp. และ *Radiolaria* sp.

2.2.3 ชั้นสปอร์โรซัว (Sporozoa) สืบพันธุ์โดยการสร้างสปอร์ เช่น สกุล *Gregarina* sp.

2.2.4 ชั้นซิลิเอต้า (Ciliata) เคลื่อนที่โดยอาศัย (Cilia) เช่น สกุล *Paramecium* sp.

3. อาณาจักรเมตาไฟต้า หรือ แพลนท์เต้ (Plantae) ได้แก่ พืชชนิดต่างๆ แบ่งออกได้เป็น 2 อาณาจักรย่อย (Sub-kingdom) คือ

3.1. อาณาจักรย่อยทัลโลไฟต้า (Thallophyta) เป็นกลุ่มพืชที่ไม่มีท่อลำเลียง (Nonvascular plant) มีประมาณ 65,000 ชนิด แบ่งเป็นพวกสาหร่ายต่างๆ ประมาณ 20.000 ชนิด ได้แก่

3.1.1 ไฟลัมคลอโรไฟต้า (Chlorophyta) ได้แก่ สาหร่ายสีเขียว เช่น สกุล *Codium* sp., *Caulerpa* sp. และ *Helimida* sp. เป็นต้น

3.1.2 ไฟลัมฟีโอไฟต้า (Phaeophyta) ได้แก่ สาหร่ายสีน้ำตาล เช่น สกุล *Fucus* sp. เป็นต้น

3.1.3 ไฟลัมโรโดไฟต้า (Rhodophyta) ได้แก่ สาหร่ายสีแดง เช่น สกุล *Bangiales* sp., *Porphyra* sp., *Gelidium* sp. และ *Gracillaria* sp. เป็นต้น

3.2. อาณาจักรย่อยทราชิโอไฟต้า (Trachiophyta) เป็นกลุ่มพืชที่มีท่อลำเลียง (Vascular plant) มีประมาณ 260,000 ชนิด โดยอยู่ในไฟลัมสปอร์มาโตไฟต้า (Spermatophyta) ซึ่งเป็นกลุ่มพืชที่มีเมล็ดประมาณ 250,000 ชนิด

4. อาณาจักรเมตาซัว หรือแอนนิมาเลีย (Animalia) ได้แก่ สัตว์ชนิดต่างๆ แบ่งออกเป็น 13 ไฟลัม คือ

4.1 ไฟลัมฟอริเฟอร่า (Porifera หรือ Parazoa) เป็นฟองน้ำชนิดต่าง ๆ ปัจจุบันมีประมาณ 4,200 ชนิด ได้แก่

4.1.1. ชั้นเดอโมสปองเจีย (Dermaspongiae) มีลักษณะเฉพาะ คือ มีโครงสร้างเป็น Spongin ที่มีเส้นใยแข็ง หรือมีโครงสร้างเป็น Siliceous spicules ซึ่งเป็นหนามซิลิเกต รูปร่าง 3 แฉก หรือรูปมน เป็นฟองน้ำกลุ่มใหญ่ที่สุด พบทั่วไปบริเวณชายฝั่งน้ำตื้น ได้แก่ ฟองน้ำถูตัว

4.1.2. ชั้นคัลคาเรีย (Calcarea) มีลักษณะเฉพาะ คือ มีโครงสร้างเป็น Calcareous spicules มีรูปร่าง 1-4 แฉก พบตามชายฝั่งทะเล

4.1.3. ชั้นเฮกแซกตินเลลิด้า (Hexactinellida) มีลักษณะเฉพาะ คือ มีโครงสร้างเป็นแก้ว พบในบริเวณพื้นนุ่มและระดับลึก เช่น ฟองน้ำแก้ว

4.2 ไฟลัมซีเลนเทอราต้า (Coelenterata หรือ Cnidaria) ได้แก่ ปะการัง และแมงกะพรุน เป็นต้น ปัจจุบันมีอยู่ประมาณ 9,600 ชนิด คือ

4.2.1. ชั้นไฮโดรซัว (Hydrozoa) มีลักษณะเฉพาะ คือ รูปร่างเป็นรูปถ้วย (Polyps) ในวงจรชีวิตจะมีระยะหนึ่งเป็นระยะที่เกาะติดกับพื้น (Sessile form) ส่วนอีกระยะหนึ่งจะล่องลอยไปตามกระแสน้ำ (Medusae form) ด้านล่างของโพลิพจะมี Velum เช่น สกุล *Aglantha* sp.

4.2.2. ชั้นไซโฟซัว (Scyphozoa) เป็นแมงกะพรุนที่แท้จริง ด้านล่างของโพลิพจะไม่มี Velum เช่น แมงกะพรุนเขตร้อน สกุล *Rhizotama* sp. และ *Aurellia* sp.

4.2.3. ชั้นแอนโทซัว (Anthozoa) มีระยะที่เกาะติดกับพื้น (Sessile form) เพียงอย่างเดียว เช่น ปากกาทะเล (Sea pen) ดอกไม้ทะเล (Sea anemones) ปะการังแข็ง (Stony corals) ปะการังอ่อน (Soft corals) และกัลปังหา (Sea fans)

4.3 ไฟลัมทีโนฟอรา (Ctenophora) เป็นสัตว์พวกที่ว่ายน้ำหาอาหารกิน ลำตัวโปร่งใส เป็นสัตว์ทะเลทั้งหมด มีประมาณ 80 ชนิด เช่น หวีวุ้น (Comb jelly) สกุล *Folia* sp.

4.4 ไฟลัมมีโซซัว (Mesozoa) เป็นสัตว์พวกที่เป็นพยาธิภายในของสัตว์ทะเลอื่น ผิวลำตัวมีซีเลีย (Cilia) ช่วยในการเคลื่อนที่ ปัจจุบันมีอยู่ประมาณ 50 ชนิด เช่น สกุล *Dicyemennea* sp.

4.5 ไฟลัมจีโธสโตมูลิดา (Gthostomulida) เป็นสัตว์ขนาดเล็ก มีรูปร่างคล้ายหนอน มีซีเลียอยู่ที่ผิวนอก มักอาศัยอยู่ตามพื้นท้องทะเล เช่น สกุล *Gnathustomula* sp.

4.6 ไฟลัมแพลททีเฮลมินทิส (Platyhelminthes) เป็นสัตว์พวกหนอนตัวแบน (Flat worms) มีทั้งที่เป็นพยาธิและอาศัยอยู่อิสระ มีอยู่ประมาณ 15,000 ชนิด เช่น สกุล *Gyrocotyle* sp. และ *Apidioplama* sp. เป็นต้น

4.7 ไฟลัมแอสเซลมินทิส (Aschelminthes) ได้แก่ สัตว์ที่มีช่องว่างในลำตัวเทียม (Pseudocoelomate) ที่ไฟลัมย่อยที่สำคัญ (Sub-phylum) คือ โรติเฟอร่า (Rotifera) เป็นสัตว์ขนาดเล็กจัดเป็นแพลงก์ตอนสัตว์ เช่น สกุล *Brachionus* sp. เป็นต้น

4.8 ไฟลัมแอนเนลลิดด้า (Annelida) เป็นสัตว์ที่มีลักษณะคล้ายหนอนลำตัวเป็นปล้อง ชั้นที่สำคัญคือ ชั้นโพลีชีต้า (Polychaeta) ซึ่งมีอยู่ประมาณ 7,000 ชนิด เช่น สกุล *Nereis* sp. (แม่เพรียง) และ *Mycicola* sp. (หนอนดอกไม้) เป็นต้น

4.9 ไฟลัมมอลลัสก้า (Mollusca) เป็นสัตว์จำพวก หมึกและหอย ซึ่งมีอยู่ประมาณ 100,000 ชนิด แบ่งออกเป็นชั้นต่าง ๆ ดังนี้

4.9.1 ชั้นแอมฟินูร่า (Amphineura) มีลักษณะเฉพาะ คือ มีแผ่นเปลือก (Shell plate) 8 แผ่น เช่น ลิ่นทะเล (Chiton)

4.9.2 ชั้นแกสโตรโปดา (Gastropoda) มีลักษณะเฉพาะคือ มีฝาเดียว เช่น หอยทะเลฝาเดียว และทากทะเล

4.9.3 ชั้นพีลีไซโปดา (Pelecypoda หรือ Bivalvia) มีลักษณะเฉพาะคือ มีสองเดียว เช่น หอยทะเลสองฝา

4.9.4 ชั้นสแคฟโฟโปดา (Scaphopoda) มีลักษณะเฉพาะคือ เปลือกมีลักษณะเหมือนงวงช้าง เช่น สกุล *Dentalium* sp.

4.9.5 ชั้นเซฟฟาโลโปดา (Cephalopoda) ได้แก่ หมึกชนิดต่างๆ และหอยงวงช้าง

4.10. ไฟลัมอาโธโปดา (Arthopoda) สัตว์ในกลุ่มนี้ลำตัวมีลักษณะเป็นข้อและปล้อง มีอยู่ประมาณ 765,000 ชนิด พวกที่อาศัยอยู่ในทะเล ได้แก่

4.10.1 ชั้นมีโรสโตมาตา (Merostomata) เช่น แมงดาทะเล (Horseshoe craps)

4.10.2 ชั้นคลาสตาเซีย (Crustacea) เป็นสัตว์กลุ่มใหญ่กลุ่มหนึ่ง แบ่งเป็นชั้นย่อย (Sub-Class) ได้ 5 ชั้นย่อย คือ

4.10.2.1 ชั้นย่อยคลาโดเซอร่า (Cladocera) เช่น ไรน้ำ (Water flea)

4.10.2.2 ชั้นย่อยออสตราโคดา (Ostracoda) ที่พบในทะเล เช่น สกุล *Halocyris* sp.

4.10.2.3 ชั้นย่อยโคพีโปดา (Copepoda) ได้แก่โคพีพอดชนิดต่าง ๆ เช่น สกุล *Calanus* sp.

4.10.2.4 ชั้นย่อยเซอริปิเดีย (Cirripedia) ได้แก่ เพรียงหิน เช่นสกุล *Balanus* sp.

4.10.2.5 ชั้นย่อยมาลาคอสตราคา (Malacostraca) มีหลายอันดับที่สำคัญ คือ

- อันดับสโตมาโตโปดา (Stomatopoda) เช่น กั้งตั๊กแตน (Mantis shrimp)
- อันดับไมซิดาซีอี้ (Mysidacea) มีลักษณะคล้ายกุ้งแต่มีขนาดเล็ก เช่น เคย สกุล *Mysis* sp.
- อันดับแอมฟิโปดา (Amphipoda) เช่น สกุล *Gammarus* sp.
- อันดับไอโซโปดา (Isopoda) เช่น สกุล *Tanais* sp.
- อันดับยูฟาวเซียซีอี้ (Euphausiacea) เช่น สกุล *Nyctiphanes* sp.
- อันดับดีคาโปดา (Decapoda) มีระยางค์ 5 คู่ เป็นกลุ่มใหญ่ในชั้นคลาสตาเซีย แบ่งออกเป็น 2 อันดับย่อย (Sub-order) คือ
  1. อันดับย่อยนาแทนเทีย (Natantia) ได้แก่ กุ้งชนิดต่างๆ ลำตัวแบนข้าง มีกรี (Rostrum) และขาว่ายน้ำ (Pleopod) พัฒนาดี เช่น สกุล *Penaeus* sp.
  2. อันดับย่อยเรฟแทนเทีย (Reptantia) ได้แก่ ปูชนิดต่าง ๆ (Craps) รวมถึงกุ้งมังกร (Lopsters) ลำตัวแบนลง กรีไม่พัฒนา ขาคู่แรกเปลี่ยนไปก้ามขนาดใหญ่ (Clelipeds) ขาว่ายน้ำพัฒนาไม่ดี เช่น สกุล *Portunus* sp.

4.10.3 ชั้นอินเซคต้า (Insecta หรือ Haxapoda) ได้แก่ แมลงชนิดต่าง ๆ ส่วนใหญ่อาศัยบนบกหรือในแหล่งน้ำจืด มีจำนวนไม่มากที่อาศัยอยู่ในทะเล เช่น สกุล *Limonia* sp. และ *Aedes* sp.

4.11. ไฟลัมชีท็อกนาต้า (Chaetognata) เป็นสัตว์ทะเลทั้งหมด เช่น หนอนธนู (Arrow worms) มีอยู่ประมาณ 50 ชนิด

4.12. ไฟลัมเอคไคโนเดอมาต้า (Echinodermata) เป็นสิ่งมีชีวิตที่มีเปลือกแข็งเป็นเกราะหุ้มภายนอก อาศัยอยู่ในทะเลทั้งหมด มีอยู่ประมาณ 5,700 ชนิด แบ่งเป็นชั้นต่าง ๆ เช่น

4.12.1 ชั้นแอสเตอร์รอยเดีย (Asteroidea) ได้แก่ ดาวทะเล (Starfishes)

4.12.2 ชั้นเอคไคนอยเดีย (Echinoidea) ได้แก่ เม่นทะเล (Sea Urchin) อีแปะทะเล (Sand Dollars)

4.12.3 ชั้นโฮโลทูรอยเดีย (Holothuroidea) ได้แก่ ปลิงทะเล (Sea Cucumbers)

4.12.4 ชั้นโอฟิยูรอยเดีย (Ophiuroidea) ได้แก่ ดาวเปราะ (Brittle Stars)

4.12.5 ชั้นไคนอยเดีย (Crinoidea) ได้แก่ พลับพลึงทะเล (Sea Lilies)

4.13. ไฟลัมคอร์ดาต้า (Chordata) เป็นสิ่งมีชีวิตที่มีไขสันหลัง มีอยู่ประมาณ 45,000 ชนิด ไฟลัมย่อยที่สำคัญคือ เวอร์ทีบราต้า (Vertebrata) แบ่งเป็นชั้นต่าง ๆ ได้ดังนี้

4.13.1 ชั้นฟิสเซส (Pisces) ได้แก่ ปลาชนิดต่างๆ ทั้งที่มีขากรรไกร และไม่มีขากรรไกร และทั้งที่มีกระดูกอ่อนและกระดูกแข็ง

4.13.2 ชั้นเรพไทเลีย (Reptilia) ได้แก่ สัตว์ครึ่งบกครึ่งน้ำและสัตว์เลื้อยคลาน เช่น เต่าทะเล กิ้งก่าทะเล และงูทะเล

4.13.3 ชั้นเอวิส (Aves) ได้แก่ นกชนิดต่างๆ ที่อาศัยอยู่บริเวณทะเล เช่น นก Albatross นก Frigate และ นกนางนวล (Sea gull) เป็นต้น

4.13.4 ชั้นแมมมาเลีย (Mammalia) ได้แก่ สัตว์เลี้ยงลูกด้วยนม ที่อาศัยอยู่ในทะเลมี 3 อันดับ คือ

1. อันดับคาร์นิวอร่า (Caenivora) ได้แก่ นาคทะเล (Sea Otter) แมวน้ำ (Seals) วอลรัส (Walrus)
2. อันดับซิเรนเนีย (Sirenia) ได้แก่ พยูน (Sea Cow หรือ Dugong)
3. อันดับซีตาเซีย (Cetacea) ได้แก่ ปลาวาฬ (Whales) และ ปลาโลมา (Dolphin)

บทที่ 14
ทรัพยากรทางทะเลและการใช้ประโยชน์

ทรัพยากรทางทะเล ประกอบไปด้วยแหล่งน้ำกร่อยและน้ำเค็ม ทั้งพืชและสัตว์ทะเลชนิดต่างๆ รวมไปถึงแหล่งน้ำมันและแก๊สธรรมชาติในทะเล สาเหตุที่มนุษย์จำเป็นต้องใช้ประโยชน์จากทรัพยากรในทะเล เนื่องมาจากจำนวนประชากรโลกเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ความต้องการด้านอาหารก็เพิ่มขึ้น กำลังผลิตจากทะเลมีมากมายมหาศาล เมื่อเทียบกับกำลังผลิตของมนุษย์เอง

สามารถแบ่งประเภทของการใช้ประโยชน์จากการใช้ประโยชน์จากทรัพยากรทางทะเลได้ดังนี้

14.1. ทรัพยากรแร่ธาตุ (Mineral resources)

14.1.1. สารไฮโดรคาร์บอน (Hydrocarbon) มีทรัพยากรหลายชนิดอยู่บริเวณท้องทะเล แต่มีเพียงส่วนน้อยที่มีการนำมาใช้ประโยชน์ในทางการค้า ส่วนใหญ่เป็นน้ำมัน และแก๊สธรรมชาติที่อยู่บริเวณไหล่ทวีปในส่วนต่างๆ ของโลก แหล่งใหญ่อยู่บริเวณอ่าวเปอร์เซียร์ ทะเลเหนือ แนวพรมแดนของประเทศสหรัฐอเมริกา เช่น อ่าวเม็กซิโก แนวชายฝั่งแคลิฟอเนียร์ และตอนใต้ของรัฐอลาสก้า

14.1.2. ก้อนแร่แมงกานีส (Manganese nodules) ก้อนแร่แมงกานีสมีรายงานพบจำนวนมากในบริเวณพื้นมหาสมุทรที่ระดับความลึกมากกว่า 2,000 เมตร (6,560 ฟุต) แต่ยังไม่มีการขุดนำขึ้นมาใช้ในเชิงการค้า พบอยู่มากในมหาสมุทรแปซิฟิกแนวเส้นศูนย์สูตร ก้อนแร่แมงกานีสประกอบด้วยธาตุเหล็ก และแมงกานีส เป็นส่วนใหญ่ นอกจากนี้ยังพบนิเกล ทองแดง โคบอลซ์ และธาตุอื่นๆ เป็นองค์ประกอบอยู่ด้วย ก้อนแร่แมงกานีสถูกค้นพบเมื่อครั้งมีการสำรวจโดยเรือ Challenger คาดว่าในมหาสมุทรแปซิฟิกอาจมีก้อนแร่แมงกานีส 100 ถึง 200 ล้านตัน

14.1.3. แร่ฟอสเฟต (Phosphate) ฟอสเฟตเป็นแร่ธาตุที่มีความสำคัญทางด้านการเกษตร และใช้ในอุตสาหกรรมเคมี สารประกอบฟอสเฟตมีการตกตะกอนสะสมบริเวณไหล่ทวีป ซึ่งการสะสมดังกล่าวเกิดขึ้นจากการชะล้างในยุกต์น้ำแข็งเมื่อครั้งที่น้ำทะเลมีระดับต่ำกว่าปัจจุบัน แหล่งของฟอสเฟตที่มีการสะสมอยู่มาก ได้แก่นอกชายฝั่งตอนใต้ของรัฐแคลิฟอร์เนีย และรัฐแคโรไลน่าของสหรัฐอเมริกา นอกชายฝั่งของประเทศโมร็อคโค ฟอสเฟตในทะเลมีการค้นพบครั้งแรกที่ Christmas Island โดยการสำรวจของเรือ Challenger

14.1.4. ทองคำ (Gold) สหรัฐอเมริกาเป็นประเทศที่มีการสำรวจทางด้านธรณีวิทยาชายฝั่งทะเล โดยเฉพาะการสำรวจทองคำ ในทะเลส่วนใหญ่จะพบทองคำสะสมอยู่ตะกอนดินดอนสามเหลี่ยมใกล้ไหล่ทวีป ซึ่งมาจากการทำเหมืองแร่ทองคำบนที่สูงและในแม่น้ำ จนมีการพัดพามาโดยกระแสน้ำและตกตะกอนสะสมในบริเวณดังกล่าว

14.1.5. เพชร (Diamonds) เพชรมีการฟอร์มในรูป Crystalline rock ภายหลังมีการชะล้างและถูกพัดพาโดยกระแสน้ำไปสะสมอยู่ตะกอนดินดอนสามเหลี่ยมใกล้ไหล่ทวีป เช่นเดียวกับทองคำ การทำเหมืองแร่เพชรพบในแถบไหล่ทวีป ประเทศแอฟริกาใต้ บราซิล และเวเนซุเอลา

24.1.6. เกลือ (Salt) มนุษย์ใช้เกลือจากทะเลเพื่อประโยชน์มากมาย ทั้งใช้ประกอบอาหารและอุตสาหกรรมการแปรรูปอาหาร การนำเกลือจากทะเลมาใช้ประโยชน์รู้จักกันดีในรูปการทำนาเกลือ โดยการสูบน้ำทะเลเก็บกักไว้แล้วปล่อยให้มีการะเหยด้วยการใช้พลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์ เกลือที่ตกตะกอนภายหลังจากการระเหยก็จะถูกนำเข้ากระบวนการผลิตเพื่อจำหน่ายต่อไป

14.2. พลังงานจากทะเล (Energy from the sea)

พื้นผิวโลกที่เราอาศัยอยู่นี้เป็นพื้นน้ำถึง 3 ใน 4 ส่วน ดังนั้นมนุษย์สามารถใช้ประโยชน์จากพลังงานปริมาณมหาศาลที่เกิดจากทะเลได้อย่างเต็มที่ และเมื่อถึงเวลานั้นอาจจะสามารถผลิตพลังงานไฟฟ้าได้เพียงพอ กับความต้องการที่เพิ่มขึ้นอย่างไม่หยุดยั้งของโลกได้ พลังงานทดแทนที่มีต้นกำเนิดมาจากทะเลอันได้แก่ พลังงานลม พลังงานน้ำขึ้น-น้ำลง และพลังงานคลื่น ล้วนแต่เป็นแหล่งพลังงานทดแทนจากทะเลในอนาคตที่น่าสนใจทั้งสิ้น

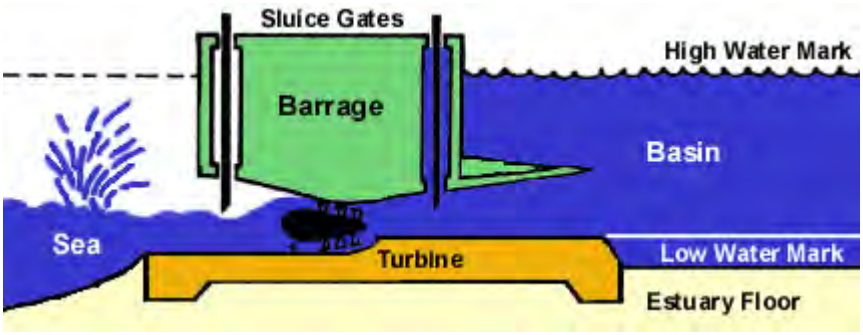
14.2.1 พลังงานจากลม (Wind energy)

ลมเป็นพลังงานธรรมชาติที่สะอาดและไม่มีวันหมดสิ้นไปจากโลก มนุษย์ได้ใช้ประโยชน์จากพลังงานลมมานานแสนนานในการอำนวยความสะดวกสบายแก่ชีวิต และการศึกษาค้นคว้าเพื่อพัฒนาการใช้ประโยชน์จากพลังงานลมก็ยังคงดำเนินอยู่ตราบจนทุกวันนี้ ลมเกิดจากการที่อากาศได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มีความหนาแน่นลดลงจึงเบาและลอยตัวขึ้นสู่เบื้องบน ขณะเดียวกันอากาศที่เย็นกว่าและมีน้ำหนักมากกว่ามีการเคลื่อนเข้ามาแทนที่ ก่อให้เกิดกระแสลมพัดผ่านกระจายอยู่ทั่วไปในชั้นบรรยากาศและบริเวณต่างๆทั่วโลก แต่การพัดไม่ได้พัดอย่างคงที่สม่ำเสมอ บางครั้งก็พัดรุนแรง บางครั้งก็พัดแผ่วเบา การใช้กังหันลมเพื่อการผลิตกระแสไฟฟ้า หลักการทำงานของกันหันผลิตไฟฟ้า เมื่อลมมาปะทะจนทำให้กังหันหมุนทำให้เครื่องกำเนิดไฟฟ้ากระแสตรงที่ติดอยู่กับส่วนของกังหันผลิตและทำการจ่ายกำลังไฟฟ้ากระแสตรงผ่านเครื่องควบคุมไฟฟ้าที่ติดตั้งทางด้านล่างเพื่อสะสมพลังงานโดยการอัดประจุไฟฟ้า

ให้แก่แบตเตอรี่แล้วจึงเปลี่ยนเป็นพลังงานไฟฟ้ากระแสสลับอีกทอดหนึ่ง ในเขตยุโรปตอนเหนือมีกระแสลมพัดผ่านจากมหาสมุทรแอตแลนติก โดยเกือบจะไม่มีภูเขาสูงขวางกั้นแนวกระแสลมเลย จึงทำเกิดให้อุต-สาหกรรมการผลิตกระแสไฟฟ้านอกชายฝั่งทะเลในแถวทะเลบอร์ลติกและทะเลเหนือ

14.2.2 พลังงานจากน้ำขึ้น-น้ำลง (Ocean Tidal Energy)

แหล่งกำเนิดไฟฟ้าพลังน้ำอีกแหล่งหนึ่งของโลกเราที่ควรทราบก็คือมหาสมุทรอันกว้างใหญ่ไพศาล ในรอบ 24 ชั่วโมงของแต่ละวัน ระดับน้ำของมหาสมุทรจะขึ้นและลงเป็นประจำ ซึ่งเป็นปรากฏการณ์ธรรมชาติที่เรียกว่า น้ำขึ้น-น้ำลง การเกิดปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลงนั้นมีสาเหตุมาจากแรงดึงดูดของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ที่มีต่อน้ำในมหาสมุทร ดังที่ได้กล่าวมาแล้วในบทที่ 8 การขึ้นลงของระดับน้ำทะเลหมายถึงการเปลี่ยนแปลงพลังงานศักย์และพลังงานจลน์ของน้ำ ความสูงของน้ำขึ้น-น้ำลงขึ้นอยู่กับแนวชายฝั่งและสถานที่ นักวิทยาศาสตร์มีความพยายามใช้พลังงานน้ำขึ้น-น้ำลงที่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ หลักการทำงานของพลังงานจากน้ำขึ้น-น้ำลง อาศัยหลักการพื้นฐานของพลังงานศักย์และพลังงานจลน์เช่นเดียวกับเขื่อนพลังน้ำ แต่แทนที่จะใช้เขื่อนกักน้ำบนที่สูงให้มีความสูงและมีปริมาณมากกลับอาศัยการต่างระดับของน้ำขึ้นน้ำลง ในปี ค.ศ. 1967 ประเทศฝรั่งเศสได้ประสบความสำเร็จในการสร้างเครื่องกำเนิดไฟฟ้า อาศัยพลังกระแสน้ำขึ้น-น้ำลง (ภาพที่ 14.2) โดยมีอ่างเก็บน้ำ เครื่องกังหัน และเครื่องกำเนิดไฟฟ้าติดตั้งอยู่กับเขื่อนขนาดยักษ์ เมื่อน้ำขึ้น น้ำจากมหาสมุทรก็จะไหลเข้าไปในอ่างเก็บน้ำจนเต็ม เมื่อกระแสน้ำขึ้นถึงขีดสูงสุดประตูระบายน้ำจะถูกปิด เพื่อเก็บกักน้ำเอาไว้ และจะไม่มีการระบายน้ำออกจากอ่างเก็บน้ำจนกว่าจะหมดสภาวะน้ำขึ้นเสียก่อน เมื่อระดับน้ำในมหาสมุทรลดลง ประตูระบายน้ำ ของอ่างเก็บน้ำจะถูกเปิด น้ำจะไหลจากพื้นที่สูงลงไปสู่ที่ต่ำ ทำให้เกิดพลังน้ำเหมือนกับพลังน้ำจากน้ำตกต่างระดับหลายชั้น กระแสน้ำที่ไหลออกไปจะไปหมุนเครื่องกังหัน เครื่องกังหันก็จะไปเดินเครื่องกำเนิดไฟฟ้าซึ่งก็จะผลิตกระแสไฟฟ้าออกมา



ภาพที่ 14.1. แสดงสถานีพลังน้ำขึ้น-น้ำลง

(ที่มา : http://www.energyquest.ca.gov/story/chapter14.html)

ภาพที่ 14.2. โรงไฟฟ้าพลังน้ำขึ้น-น้ำลง ลา แรนซ์ ประเทศฝรั่งเศส

(ที่มา : http://www.energyquest.ca.gov/story/chapter14.html)

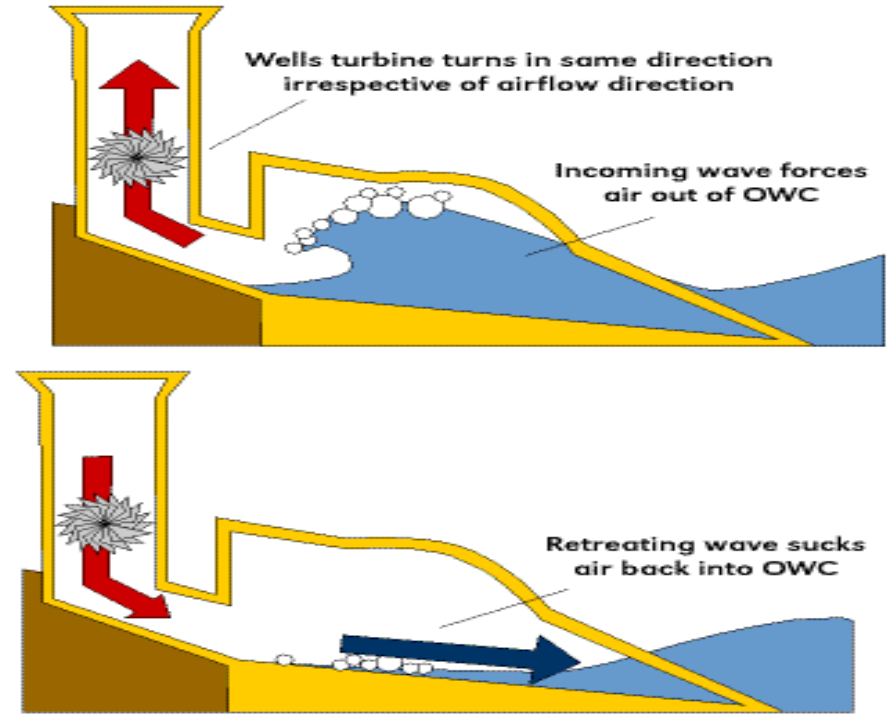
14.2.3 พลังงานจากคลื่น (Wave energy)

พลังงานคลื่นเป็นพลังงานที่ได้จากธรรมชาติ ไม่ต้องเสียค่าใช้จ่ายในการซื้อหา และยังเป็นพลังงานที่ยั่งยืน ขนาดของลูกคลื่นยิ่งกินเนื้อที่กว้างเท่าใด ก็ยิ่งมีความสูงและกว้างขึ้นเท่านั้น ข้อสำคัญอยู่ที่การหาเทคโนโลยีที่จะนำพลังงานคลื่นมาใช้ประโยชน์เท่านั้น การใช้คลื่นเพื่อผลิตไฟฟ้านั้นถ้าจะให้ได้ผลจะต้องอยู่ในโซนที่มียอดคลื่นเฉลี่ยอยู่ที่ 8 เมตร ซึ่งบริเวณนั้นต้องมีแรงลมด้วย ในประเทศญี่ปุ่นและอังกฤษได้ใช้พลังงานจากคลื่นมาใช้อยู่ 2 ประเภท ได้แก่ แบบอยู่กับที่และแบบลอย (Fixed and Floating)

14.2.3.1. อุปกรณ์ผลิตพลังงานจากคลื่นประเภทอยู่กับที่ (Fixed generating devices) มีอยู่ 2 แบบด้วยกันคือ Oscillating Water Column และแบบ TAPCHAN สามารถติดตั้งได้ทั้งบริเวณชายฝั่งและแหลมที่ยื่นออกไปในทะเล

ก. Oscillating Water Column

อุปกรณ์ผลิตพลังงานจากคลื่น Oscillating Water Column มีกระบวนการทำงานอยู่ 2 ขั้นตอนด้วยกันดังแสดงในภาพที่ 14.3. โดยเมื่อคลื่นเข้าไปในอุปกรณ์ตามแนวตั้ง แรงอัดอากาศในแนวตั้งจะสูงขึ้น ซึ่งแรงอัดนี้จะอยู่ในอุปกรณ์แนวตั้งที่ปิดสนิทและมีกังหันอยู่ภายใน เมื่อคลื่นลดระดับลง อากาศจะถูกดันไหลผ่านกันหันเพื่อลดแรงอัดในอุปกรณ์ตามแนวตั้งหากบริเวณใดมีคลื่นที่สูง ก็ทำให้สามารถผลิตพลังงานได้มากซึ่งอุปกรณ์นี้จะติดตั้งที่เป็นแหลมที่ยื่นออกไปในทะเล และมีชายฝั่งเป็นแนวตั้ง



ภาพที่ 14.3. แสดงการทำงานของ Oscillating Water Column

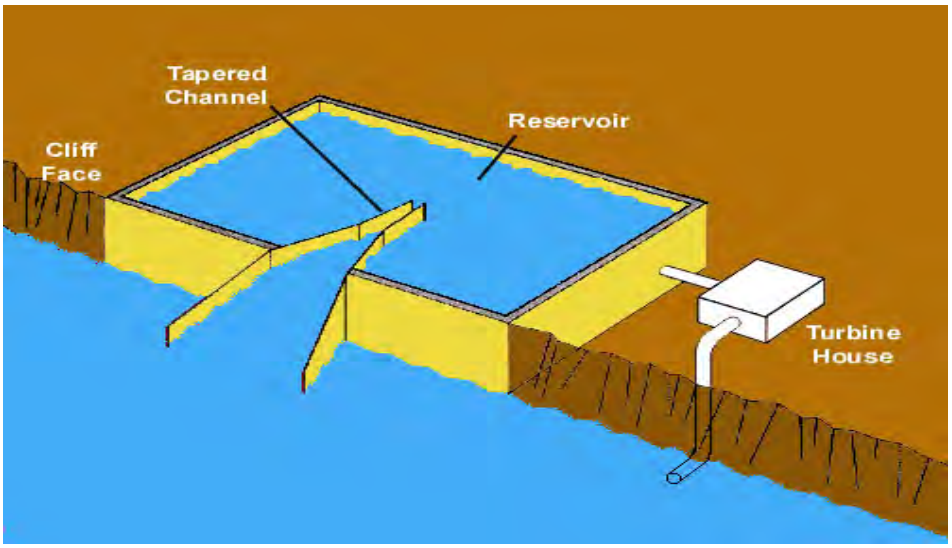
(ที่มา : http://www.earthsci.org/energy/wavpwr/wavepwr.html)

ภาพที่ 14.4. แสดงภาพการติดตั้งของ Oscillating Water Column

(ที่มา : http://reslab.com.au/resfiles/wave/text.html)

ข. TAPCHAN

TAPCHAN หรือระบบ TAPRED CHANNEL มักจะติดตั้งบริเวณหน้าผา บริเวณช่องแคบจะเป็นสาเหตุให้ยอดคลื่นสูงขึ้น เมื่อคลื่นเหล่านี้ผ่านไปในหน้าผา ระดับน้ำทะเลในหน้าผาจะสูงขึ้นจากผิวน้ำทะเลมาก พลังงานจนน์ของคลื่นที่เคลื่อนที่เข้าไปในหน้าผาจะถูกเปลี่ยนเป็นพลังงานศักย์ ซึ่งเกิดจากน้ำทะเลที่ไหลออกมาจากน้ำกังหันทางด้านขวา ข้อดีของระบบ TAPCHAN นี้คือต้องการการรักษาบำรุงน้อย แต่ต้องติดตั้งบริเวณหน้าผาที่มีความสูงของคลื่นคงที่ เพื่อให้ได้พลังงานจากคลื่นที่สูง

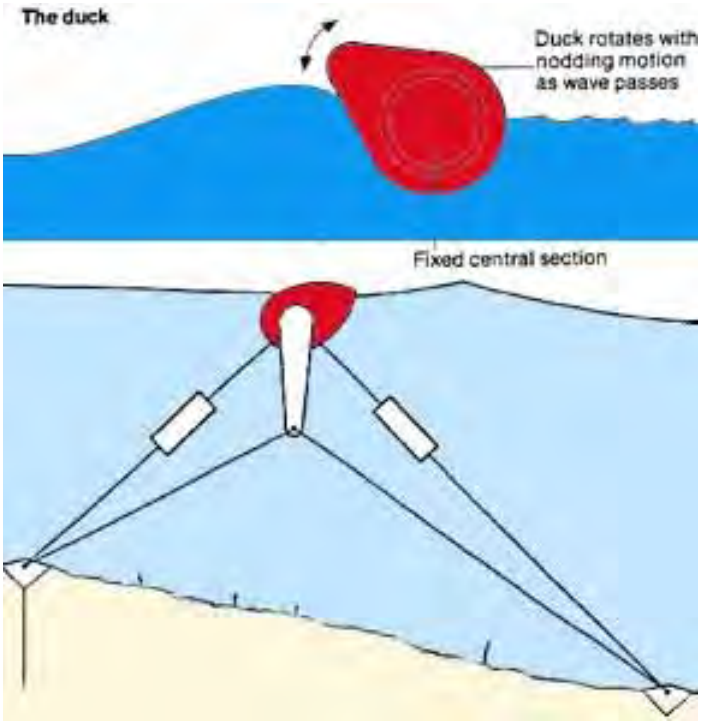


ภาพที่ 14.5. แสดงอุปกรณ์พลังคลื่น TAPCHAN

(ที่มา : http://reslab.com.au/resfiles/wave/text.html)

14.2.3.2. อุปกรณ์ผลิตพลังงานจากคลื่นแบบลอย(Floting Devices)

อุปกรณ์ผลิตพลังงานจากคลื่นแบบลอย มีชื่อว่า Salter Duck ซึ่งสร้างไฟฟ้าจากการเคลื่อนที่ไปมา ซึ่งมีประสิทธิภาพในการสร้างพลังงานสูงมาก



ภาพที่ 14.6. แสดงอุปกรณ์พลังคลื่น Salter Duck

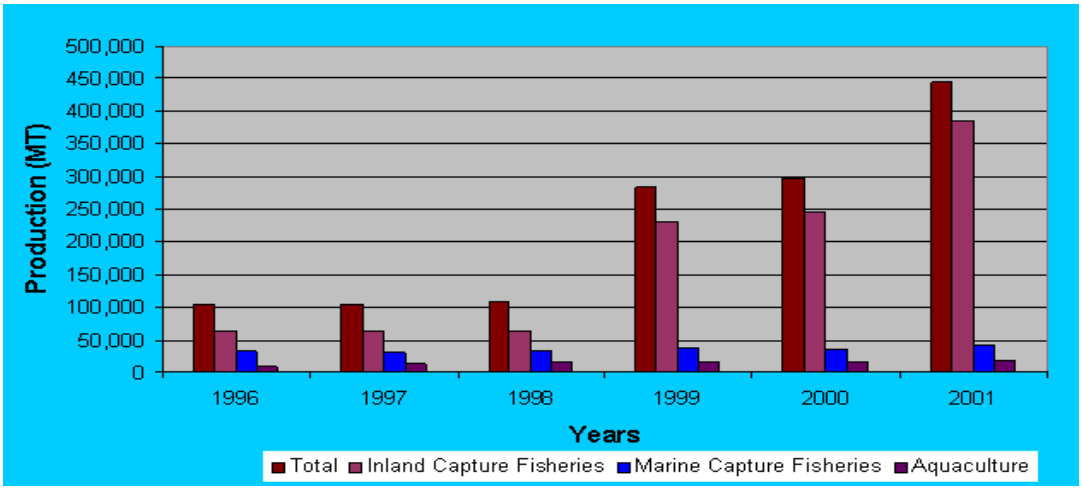
(ที่มา : http://reslab.com.au/resfiles/wave/text.html)

14.3. ทรัพยากรสิ่งมีชีวิตในจากทะเล (The living resources from the sea)

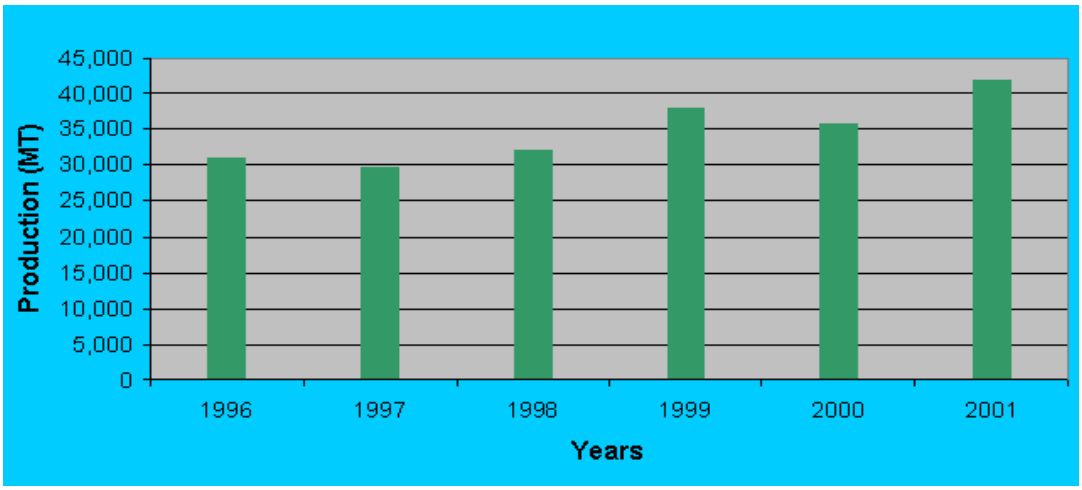
มหาสมุทรถือเป็นโรงงานผลิตโปรตีนที่สำคัญของโลก มนุษย์เก็บเกี่ยวเอาผลผลิตจากมหาสมุทรในรูปของสิ่งมีชีวิตหลากหลายรูปแบบโดยมีจุดประสงค์หลักก็เพื่อเป็นอาหาร ไม่ว่าจะเป็นพืช (Marine plants) สัตว์ทะเลทั้งที่เป็นปลามีครีบ (Finfish) กุ้ง (Shrimp) และ หอย (Shellfish) ปริมาณโปรตีนกว่า 10 เปอร์เซ็นต์ของประชากรโลกมาจากอาหารทะเล สภาวะการเพิ่มจำนวนอย่างรวดเร็วของประชากรโลกจากประมาณ 6 พันล้านคนในปี ค.ศ. 1990 และคาดว่าจะ เพิ่มเป็น 10 พันล้านคนในปี ค.ศ. 2050 อาหารทะเลจึงถือเป็นแหล่งโปรตีนที่ราคาถูก อย่างไรก็ตามเมื่อประชากรโลกเพิ่มมากขึ้นการเก็บเกี่ยวทรัพยากรประมงมาใช้ประโยชน์ก็มีมาขึ้น จนทำให้เกิดสภาวะการจับปลามากเกินไป (Overfishing) และก่อให้เกิดมลพิษในทะเลเกิดขึ้นตามมา

แหล่งทำการประมงที่สำคัญของโลกจะอยู่ในบริเวณแนวชายฝั่ง (Coastal areas) โดยเฉพาะในเขตไหล่ทวีป (Continental shelf) เนื่องจากเป็นบริเวณที่มีกำลังผลิตสูง ซึ่งการทำการประมงชายฝั่งมีทั้งการทำประมงผิวน้ำ (Pelagic) และพื้นท้องน้ำ (Demersal) แหล่งทำการประมงที่สำคัญและมีกำลังผลิตสูงมักจะอยู่ในเขตน้ำผุด (Upwelling) เช่น ชายฝั่งของประเทศเปรู

ชายฝั่งทางตะวันตกเฉียงใต้และตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปแอฟริกา และในเขตทะเลเหนือ (North Sea) เป็นต้น ปลาในกลุ่ม Clupeoid ถือเป็นกลุ่มของปลาที่จับมาเป็นอาหารของมนุษย์มากที่สุด ปลาชนิดต่างๆ ที่จับขึ้นมา นอกจากจะเป็นอาหารของมนุษย์แล้ว ยังนำมาใช้ทำประโยชน์อย่างอื่น เช่น ทำปลาป่นเพื่อใช้ผสมเป็นอาหารสัตว์ นำมาสกัดเป็นน้ำมันปลา (Fish oil) เป็นต้น **ภาพที่ 14.7** แสดงให้เห็นถึงสถิติของปริมาณสัตว์น้ำที่จับขึ้นมาจากมหาสมุทรทั่วโลกเปรียบเทียบกับผลผลิตสัตว์น้ำที่ได้จากการเพาะเลี้ยงสัตว์น้ำ



ภาพที่ 14.7. เปรียบเทียบปริมาณสัตว์น้ำที่จับได้จากมหาสมุทรกับแหล่งอื่นๆ
(ที่มา : http://www.maff.gov.kh/statistics/fishstat.html)



ภาพที่ 14.8. เปรียบเทียบปริมาณสัตว์น้ำที่จับได้จากมหาสมุทรในปีต่างๆ
(ที่มา : http://www.maff.gov.kh/statistics/fishstat.html)

14.4. การขนส่งทางทะเล (Shipping) ปัจจุบันเทคโนโลยีด้านการขนส่งทางทะเลได้ก้าวหน้าไปมาก ไม่ว่าการขนส่งเพื่อการค้าและการทหาร บทบาทการขนส่งทางทะเลมีบทบาทมากขึ้นมากว่า 500 ปีเมื่อมีการติดต่อทำการค้าระหว่างประเทศ ตั้งแต่ชาวยุโรปมีการติดต่อทางการค้ากับประเทศทางโลกตะวันออก การขนส่งทางทะเลเสียค่าใช้จ่ายถูกเมื่อเปรียบเทียบกับการขนส่งโดยวิธีอื่นๆ การขนส่งทางทะเลยังสามารถเชื่อมโยงไปถึงอุตสาหกรรมการต่อเรือ รวมถึงการสะท้อนให้เห็นถึงการเติบโตทางด้านการค้าของโลก

14.5. เขตเศรษฐกิจจำเพาะ (Exclusive Economic Zone, EEZ)

เขตเศรษฐกิจจำเพาะ (Exclusive Economic Zone, EEZ) คือ บริเวณที่อยู่เลยไปจากทะเลอาณาเขต สิทธิและเขตอำนาจของรัฐชายฝั่งและสิทธิเสรีภาพของรัฐอื่นถูกกำหนดโดยบทบัญญัติที่เกี่ยวข้องของอนุสัญญาสหประชาชาติว่าด้วยกฎหมายทะเล พ.ศ. 2525 เขตนี้มีความกว้างไม่เกิน 200 ไมล์ทะเล วัดจากเส้นฐานซึ่งใช้วัดความกว้างของทะเลอาณาเขต รัฐชายฝั่งมีสิทธิแต่เพียงผู้เดียว อธิปไตยเหนือเขตนี้ในการสำรวจ แสวงหาประโยชน์ อนุรักษ์และจัดการทรัพยากรธรรมชาติทั้งที่มีชีวิตและไม่มีชีวิต เสรีภาพของรัฐอื่นใน EEZ ของรัฐชายฝั่ง รัฐอื่นยังคงมีเสรีภายในเรื่อง

1. เสรีภาพการเดินเรือ (Freedom of navigation)
2. เสรีภาพการบินผ่าน (Freedom of overflight)
3. เสรีภาพในการวางสายเคเบิลและท่อใต้ทะเล (Freedom to lay submarine cables and pipelines)
4. เสรีภาพในการวิจัยวิทยาศาสตร์ทางทะเล (Freedom of scientific research)
5. เสรีภาพในการสร้างเกาะเทียมและสิ่งติดตั้งอื่น ๆ (Freedom to construct artificial islands and other installations)

สิทธิและหน้าที่ของรัฐอื่น ในการใช้สิทธิและการปฏิบัติหน้าที่ของตนตามอนุสัญญานี้ในเขต EEZ ให้รัฐอื่นคำนึงถึงสิทธิและหน้าที่ของรัฐชายฝั่งและให้ปฏิบัติตามกฎหมายและข้อบังคับที่ออกโดยรัฐชายฝั่งตามบทบัญญัติแห่งอนุสัญญาและกฎเกณฑ์อื่นของกฎหมายระหว่างประเทศ

นับแต่รัฐชายฝั่งได้เริ่มประกาศขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะ (Exclusive Economic Zone) ในช่วงกลางทศวรรษที่ 1970 นั้น ได้เกิดปัญหาสำคัญที่ตามมาคือการทับซ้อน (Overlapping) ของเขตเศรษฐกิจจำเพาะขึ้น จึงทำให้ต้องมีการกำหนดเขตเศรษฐกิจจำเพาะ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการกำหนดเขตเศรษฐกิจจำเพาะระหว่างรัฐที่มีฝั่งตรงข้ามกัน (Opposite coastal states) ทั้งนี้

เพราะว่าความแน่นอนในการกำหนดเขตเศรษฐกิจจำเพาะระหว่างรัฐชายฝั่งจะเป็นตัวกำหนดขอบเขตพื้นที่ในการใช้สิทธิอธิปไตย (Sovereign rights) ของรัฐชายฝั่งเหนือทรัพยากรธรรมชาติและเขตอำนาจ (Jurisdiction) เหนือกิจกรรมต่าง ๆ ในเขตเศรษฐกิจจำเพาะ เช่น เขตอำนาจเหนือเกาะเทียม (Artificial islands) สิ่งติดตั้ง (Installation) สิ่งก่อสร้าง (Structures) การวิจัยวิทยาศาสตร์ทางทะเล (Marine sceintific research) ตลอดทั้งการคุ้มครองและการสงวนสิ่งแวดล้อมทางทะเล ดังที่ระบุไว้ในมาตรา 56 แห่งอนุสัญญาสหประชาชาติว่าด้วยกฎหมายทะเล ปี ค.ศ. 1982 หรือเรียกว่า อนุสัญญาว่าด้วยกฎหมายทะเล ปี 1982 ความไม่แน่นอนในการกำหนดเขตเศรษฐกิจจำเพาะระหว่างรัฐที่มีฝั่งตรงข้ามกัน หรือประชิดกันย่อมนำไปสู่ความขัดแย้งระหว่างรัฐ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเรื่องของการทำประมง เพราะปรากฏว่ามีการรุกล้ำเข้าไปทำการประมงในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งอื่น ซึ่งสาเหตุสำคัญประการหนึ่งคือมิได้มีการกำหนดเขตเศรษฐกิจจำเพาะระหว่างรัฐชายฝั่งให้แน่นอน

การทับซ้อนของเขตเศรษฐกิจจำเพาะในกลุ่มประเทศอาเซียน (ASEAN) เนื่องจากกลุ่มประเทศอาเซียนประกอบไปด้วยรัฐชายฝั่ง ประกอบด้วยประเทศสมาชิก 6 ประเทศคือ ไทย มาเลเซีย สิงคโปร์ อินโดนีเซีย ฟิลิปปินส์ และบรูไน หมู่เกาะ (อินโดนีเซีย และฟิลิปปินส์) ซึ่งเรียงรายใกล้ชิดกันอยู่รอบ ๆ ทะเลจีนใต้ กลุ่มประเทศอาเซียนเหล่านี้มีทั้งประเภทที่มีชายฝั่งประชิดติดกัน (Adjacent coastal State) และที่มีฝั่งตรงกันข้าม (Opposite coastal state) ดังนั้นการประกาศขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐเหล่านี้ย่อมหลีกเลี่ยงไม่พ้นที่จะเกิดการทับซ้อนกันขึ้น ซึ่งในขณะนี้มีประเทศอาเซียน 4 ประเทศ ที่ได้ประกาศขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะแล้วคือ ไทย มาเลเซีย อินโดนีเซียและฟิลิปปินส์ และได้เกิดปัญหาการทับซ้อนของเขตเศรษฐกิจจำเพาะขึ้นระหว่างรัฐเหล่านี้ ความเป็นจริงแล้วในเขตภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้นี้ไม่มีประเทศใดที่สามารถขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะของตนได้ถึง 200 ไมล์ทะเล โดยไม่ทับซ้อนกับเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐอื่น แม้กระทั่งในเขตทะเลอันดามัน ปัญหาการทับซ้อนของเขตเศรษฐกิจจำเพาะระหว่างไทย มาเลเซีย และอินโดนีเซีย ตลอดจนประเทศนอกกลุ่มอาเซียน เช่น พม่าและอินเดียก็ยังมีอยู่

ผลกระทบของการขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งต่อการประมงของไทย

นับตั้งแต่รัฐชายฝั่งโดยเฉพาะรัฐเพื่อนบ้านของไทยได้เริ่มประกาศเขตเศรษฐกิจจำเพาะ (Exclusive Economic Zone) และบังคับใช้กฎหมายในเขตดังกล่าว ในช่วงทศวรรษที่ 1970 นั้นชาวประมงไทยต้องประสบกับปัญหาการทำการประมงในน่านน้ำไกล (Distant-water fisheries) เป็นอย่างมาก ทั้งนี้เนื่องจากพื้นที่ทำการประมงซึ่งเดิมเคยเป็นทะเลหลวง (High seas) ได้ตกอยู่ภายใต้สิทธิอธิปไตย (Sovereign rights) ของรัฐชายฝั่งโดยการประกาศขยายเขต

เศรษฐกิจจำเพาะของรัฐดังกล่าว ผลกระทบของการขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งเหล่านั้นจะตามมาหลายประการ คือ

1. ชาวประมงไทยที่เคยทำการประมงได้โดยเสรี ก่อนที่รัฐชายฝั่งจะประกาศขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะนั้น ต้องสูญเสียพื้นที่ทำการประมงไปถึง 3 แสนตารางไมล์โดยประมาณ ดังจะเห็นได้จากสถิติปริมาณการจับปลาของไทยนับแต่ปี 1977 เริ่มลดลงเรื่อย ๆ แต่ก็กลับเพิ่มขึ้นอีกในปี 1981 สาเหตุที่ปริมาณการจับปลาเพิ่มขึ้นในช่วงดังกล่าวอาจสืบเนื่องมาจากการที่ชาวประมงบางกลุ่มยังคงเข้าไปทำการประมงในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐอื่นโดยไม่ได้รับอนุญาต โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเขตทะเลจีนใต้ตอนกลางและในน่านน้ำของกัมพูชาและเวียดนาม ซึ่งถ้าหากไม่มีการเข้าไปทำการประมงในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งอื่นแล้ว คาดว่าปริมาณปลาที่จับได้จะลดลงถึง 6 แสนถึง 8 แสนตันเพาะเหตุที่ต้องเสียพื้นที่ทำการประมงไป

2. เมื่อชายประมงไทยต้องสูญเสียพื้นที่ทำการประมงไปเพราะการขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่ง ทำให้ชาวประมงน่านน้ำไกลของไทยส่วนใหญ่ต้องกลับเข้ามาทำการประมงในเขตน่านน้ำไทย การกลับเข้ามาทำการประมงในเขตน่านน้ำไทยนี้ทำให้การประมงในเขตน่านน้ำไทย ซึ่งอยู่ในสภาพการทำการประมงเกินขนาด (Overfishing) อยู่แล้ว ต้องเผชิญกับสภาวะการทำการประมงเกินขนาดมากขึ้นไปอีก อันจะมีผลเสียหายอย่างมากต่อพันธุ์สัตว์น้ำในเขตน่านน้ำไทย สถิติการทำการประมงในเขตอ่าวไทยปี 1963 ระบุว่าปริมาณการจับสัตว์น้ำโดยเฉลี่ยต่อ 1 ชั่วโมงเท่ากับ 231.6 กิโลกรัม แต่ในปี 1980 ปริมาณการจับสัตว์น้ำโดยเฉลี่ยต่อ 1 ชั่วโมงลดลงเหลือเพียง 38.9 กิโลกรัมเท่านั้น และในปี 1984 เหลือเพียง 32 กิโลกรัม คาดว่าตัวเลขนี้คงลดลงอีกหากชาวประมงไทยถูกผลักดันให้กลับมาทำการประมงในเขตน่านน้ำไทยเพิ่มขึ้น ชาวประมงไทยจำนวนไม่น้อยถึงขนาดใช้อวนที่มีตาถี่กว่าปกติคือใช้อวนที่มีตาขนาด 25 มิลลิเมตร ซึ่งถือว่ามีตาถี่กว่ามาตรฐานสากล การใช้อวนที่มีตาถี่เช่นนี้จะทำให้พันธุ์ปลาที่ยังโตไม่ได้ขนาดต้องติดอวนไปด้วย

3. ในขณะที่ชาวประมงไทยส่วนหนึ่งกลับเข้ามาทำการประมงในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของไทย ก็ปรากฏว่า มีชาวประมงไทยอีกจำนวนหนึ่งยังคงทำการประมงโดยมิได้รับอนุญาตในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งอื่นต่อไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งใกล้เคียง อาทิ พม่า มาเลเซีย อินโดนีเซีย กัมพูชา และเวียดนาม เรือประมงไทยจำนวนไม่น้อยถูกรัฐชายฝั่งยึดไป และลูกเรือไทยจำนวนมากต้องถูกจับ

จะเห็นได้ว่าประเทศไทยต้องประสบปัญหาการทำการประมงอย่างมากเพราะการประกาศขยายเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่ง การแก้ปัญหาเฉพาะโดยการเจรจาขอเข้าทำการประมงในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งก็ดูจะไม่ประสบผลสำเร็จเท่าใดนัก เพราะปรากฏว่า

มีการฝ่าฝืนกฎหมายหรือสนธิสัญญาโดยฝ่ายชาวประมงไทยอยู่เสมอ ๆ ดังนั้นนโยบายการประมงระยะยาวของรัฐบาลไทยซึ่งไม่ควรผูกติดอยู่กับการที่จะต้องพึ่งพาแหล่งประมงในเขตเศรษฐกิจจำเพาะของรัฐชายฝั่งอื่นจนเกินไปนัก รัฐบาลควรจะให้ความสำคัญต่อพัฒนาการประมงในน่านน้ำไทยอย่างจริงจังควบคู่กันไป โดยต้องแก้ปัญหาการทำการประมงเกินขนาดในเขตน่านน้ำไทย และขณะเดียวกัน ก็ส่งเสริมการเพาะพันธุ์สัตว์น้ำตามชายฝั่ง (Aquaculture) ควบคู่กันไปด้วย

บทที่ 15

มลพิษทางทะเล

มลพิษทางทะเล (Marine Pollution) หมายถึง การนำเอาสารมลพิษต่างๆ ลงสู่สิ่งแวดล้อมในทะเล ไม่ว่าจะโดยจงใจหรือไม่ หรือจะโดยทางตรงหรือทางอ้อม อันก่อให้เกิดผลเสียต่อสิ่งมีชีวิต เป็นอันตรายต่อสุขภาพอนามัยของมนุษย์ หรือการทำให้คุณภาพสิ่งแวดล้อมในทะเลเสื่อมลง และทำให้คุณค่าทางสุนทรียภาพลดลง

คำว่า “มลพิษ” ทุกคนทราบดีว่าเป็นสิ่งที่ไม่ดี โดยเฉพาะ “มลพิษทางทะเล” ที่มีแนวโน้มความรุนแรงเพิ่มขึ้นทุกปี ซึ่งสอดคล้องกับอัตราการเพิ่มขึ้นของประชากรโลกและความเจริญก้าวหน้าทางด้านเทคโนโลยี กับคำถามที่เกิดขึ้นทุกครั้งเมื่อเกิดมลพิษทางทะเล ก็คือ ความเสียหายที่เกิดขึ้นมากน้อยเพียงใด เกิดขึ้นกับใครบ้าง มาตรการป้องกันและแก้ไขจะทำอย่างไร ดังนั้นเพื่อที่จะตอบคำถามเหล่านี้จำเป็นที่จะต้องพิจารณาและศึกษาถึง ชนิดของสารที่ก่อให้เกิดปัญหามลพิษในทะเล ผลกระทบที่เกิดขึ้นจากการเพิ่มขึ้นของสารมลพิษ ต่อสภาพแวดล้อม พืชและ สัตว์ในทะเล ผลกระทบเกี่ยวเนื่องที่จะเกิดขึ้นต่อแหล่งอาหาร สุขภาพอนามัยของมนุษย์ การค้า การท่องเที่ยว ผลต่อระบบนิเวศและการอนุรักษ์ทรัพยากรธรรมชาติในทะเล ข้อมูลทั้งหมดจะนำมาใช้ในการกำหนดแนวทางและมาตรการที่ควรจะกระทำเพื่อลดปัญหาที่เกิดขึ้นต่อไป

15.1. แหล่งกำเนิดมลพิษในทะเล

ทะเล นอกจากเป็นแหล่งอาหารของมนุษย์แหล่งใหญ่แหล่งหนึ่งแล้ว ยังเป็นแหล่งทรัพยากรธรรมชาติที่มีความหลากหลายและมีคุณค่ามากมาย ปัจจุบันแหล่งทรัพยากรทางทะเลเสื่อมโทรมอย่างมาก ทั้งนี้เนื่องมาจากทะเลเป็นแหล่งสุดท้ายที่รองรับของเสียจากแหล่งต่างๆ ซึ่งถูกพัดมาตามลำน้ำแล้วสะสมกัน นอกจากนี้ยังมีสาเหตุสำคัญมาจากการพัฒนาด้านเศรษฐกิจอย่างรวดเร็วบริเวณชายฝั่ง ส่งผลให้มีการใช้ทรัพยากรอย่างฟุ่มเฟือย โดยไม่คำนึงถึงความเสื่อมโทรที่จะเกิดขึ้นกับทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม

การนำเทคโนโลยีและวิทยาการต่างๆ มาใช้ในการดำเนินกิจกรรมทั้งในภาคการเกษตร อุตสาหกรรม พาณิชยกรรม และการท่องเที่ยว ซึ่งการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นก่อให้เกิดปัญหาจนเกิดเป็นมลพิษทางทะเล น้ำทะเลเสื่อมคุณภาพ สร้างความเสียหายต่อพืชและสัตว์ที่อยู่อาศัยในทะเลและบริเวณชายฝั่ง และความเสียหายที่เกิดขึ้นนี้ก็ส่งผลย้อนกลับมายังมนุษย์ แหล่งกำเนิดมลพิษดังกล่าวสามารถแบ่งออกดังนี้

151.1. ชุมชน (Communities) ชุมชนบริเวณชายฝั่งทะเลและปากแม่น้ำที่มีชุมชนหนาแน่น เป็นแหล่งก่อให้เกิดมลพิษจากกิจกรรมต่างๆ ไม่ว่าจะมาจากอาคารบ้านเรือน ตลาดสด สำนักงาน โรงพยาบาล เป็นต้น ซึ่งน้ำทิ้งจากแหล่งดังกล่าวมีความสกปรกสูง เช่น ปริมาณฟอสฟอรัสและไนโตรเจนสูง ทำให้พืชน้ำเจริญเติบโตอย่างรวดเร็ว เป็นเหตุให้ต้องใช้ออกซิเจนในการสังเคราะห์แสงมากขึ้น จนทำให้แหล่งน้ำเกิดภาวะขาดออกซิเจน และเสื่อมคุณภาพได้ ส่วนขยะหรือของเสียที่เป็นของแข็ง ได้แก่ โฟม ยาง ขวดแก้ว และวัสดุที่ทำจากพลาสติกต่างๆ อาจมีอันตรายต่อสัตว์น้ำเพราะคิดว่าเป็นอาหาร เนื่องจากขยะดังกล่าวใช้เวลาในการย่อยสลายนาน เช่น กระป๋องอลูมิเนียมมีอายุ 200-300 ปี ขวดพลาสติกมีอายุ 450 ปี โฟมมีอายุ 500 ปี ขวดแก้วไม่สามารถย่อยสลายได้ ของเสียและขยะเหล่านี้มักจะมาจากชุมชนที่ติดกับแม่น้ำที่ไหลสู่ทะเล หรือชุมชนที่อยู่ติดกับทะเล ของเสียที่ถูกทิ้งดังกล่าวเมื่อถูกพัดเข้าสู่ชายฝั่งจะทำให้บริเวณนั้นสกปรก เสียทัศนียภาพ และไม่เหมาะแก่การท่องเที่ยว

15.1.2 อุตสาหกรรม (Industrial plants) แบ่งออกตามประเภทของสารมลพิษ ได้ดังนี้

ก. อินทรีย์สาร (Organic matter) โรงงานที่ก่อให้เกิดอินทรีย์สาร ได้แก่ โรงงานกระดาษ ผลิตภัณฑ์ อาหาร น้ำตาล เหล้า และเบียร์ เป็นต้น โดยน้ำทิ้งจากแหล่งดังกล่าวมักมีปริมาณฟอสฟอรัสและไนโตรเจนสูง ทำให้การเจริญของแบคทีเรียและเชื้อราเพิ่มมากขึ้น ซึ่งจุลินทรีย์เหล่านี้จะใช้ออกซิเจนในการย่อยสลายอินทรีย์สาร ปริมาณออกซิเจนในน้ำจึงลดลงและมีค่าความสกปรกในรูปบีโอดีสูง ทำให้สัตว์น้ำติดเชื้อหรือขาดก๊าซออกซิเจนจนตาย ภาวะมลพิษแบบนี้สังเกตได้จากการเกิดน้ำเน่าเหม็น

ข. ความร้อน (Heat) เกิดจากการปล่อยน้ำจากระบบหล่อเย็นของโรงงานอุตสาหกรรมประเภทต่างๆ โดยน้ำที่ปล่อยมีอุณหภูมิสูงกว่าน้ำในสภาพแวดล้อม ทำให้ปริมาณออกซิเจนที่ละลายในน้ำลดลง และเกิดการเปลี่ยนแปลงขบวนการเมตาโบลิซึมของสัตว์น้ำ เช่น การหายใจ การกินอาหารและมีผลต่อการวางไข่ของปลา ส่วนสัตว์ที่เคลื่อนที่ได้อาจจะอพยพไปอยู่ที่อื่นซึ่งเป็นการสูญเสียแหล่งอาหาร

ค. โลหะหนัก (Heavy metals) เกิดจากการทิ้งของเสียจากโรงงงานที่มีโลหะหนักปนอยู่ เช่น โรงงานทำพลาสติก ผลิตคลอรีน เครื่องไฟฟ้าบางชนิด และสีกันเพรียง เป็นต้น โลหะหนักส่วนใหญ่ที่พบได้แก่ ปรอท ตะกั่ว แคดเมี่ยม ทองแดง สังกะสี เหล็ก แมงกานีส โคบอลท์ เงิน เป็นต้น สารเหล่านั้นสามารถสะสมและถ่ายทอดไปตามห่วงโซ่อาหารในสัตว์น้ำ (Bioaccumulation) ซึ่งจะเพิ่มปริมาณมากขึ้นจนถึงระดับที่อาจเป็นอันตรายต่อผู้บริโภคสัตว์น้ำได้

ง. สารโพลีคอรีเนเต็ดไบเฟนิล (Polychlorinated biphenyls , PCBs) ใช้ในอุตสาหกรรมหลายชนิด เช่น อุตสาหกรรมไฟฟ้า โรงงานทำพลาสติก สี เป็นต้น สารเหล่านี้มีความเป็น

พิษสูง ไม่สามารถย่อยสลายทางชีวภาพ และเป็นสารที่ถ่ายทอดสะสมตามห่วงโซ่อาหาร นอกจากนี้ยังเป็นสารที่ก่อให้เกิดโรคมะเร็งได้

15.1.3. เกษตรกรรม (Agriculture)

ประเทศไทยได้พัฒนาจากระบบเกษตรกรรมมาสู่ระบบอุตสาหกรรมไม่ว่าจะเป็นการปลูกพืชต่างๆ การเลี้ยงสัตว์ การเพาะเลี้ยงสัตว์น้ำ กิจกรรมต่างๆ เหล่านี้ก่อให้เกิดมลพิษทางทะเลได้ดังนี้

ก. **การเพาะเลี้ยงสัตว์น้ำ (Aquaculture)** พบทั่วไปบริเวณป่าชายเลน ปากแม่น้ำ และคลองต่างๆ ที่ติดกับชายฝั่งทะเล โดยเฉพาะการเพาะเลี้ยงกุ้งทะเล ซึ่งมีการปล่อยน้ำทิ้งที่มีคุณภาพต่ำ ประกอบด้วยของเสียจากการขับถ่าย ตะกอนดิน สารเคมี และ ยาปฏิชีวนะ เป็นต้น ในน้ำทิ้งยังประกอบไปด้วย ธาตุอาหาร เช่น แอมโมเนีย ไนไตรท์ ไนเตรท และฟอสเฟต สามารถก่อให้ปรากฏการณ์ยูโทรฟิเคชั่น (Eutrophication)

ข. **การเพาะปลูก (Agriculture)** เกษตรกรโดยทั่วไปจะใช้ยาฆ่าแมลง ยากำจัดวัชพืช และปุ๋ย ในการป้องกันการสูญเสียผลผลิตและเพิ่มผลผลิต สารเคมีเหล่านี้สามารถแพร่กระจายลงสู่แหล่งน้ำผิวดินและใต้ดิน ซึ่งจะมีการสะสมในแหล่งน้ำต่างๆ และถูกถ่ายเทลงสู่ทะเลได้โดยเฉพาะยากำจัดศัตรูพืชจะถูกดูดซึมผ่านแพลงก์ตอนพืช และสารแขวนลอยในน้ำ แล้วถ่ายทอดและสะสมเพิ่มขึ้นตามระดับในระบบห่วงโซ่อาหาร

15.1.4. การท่องเที่ยว (Tourism)

ปัจจุบันการท่องเที่ยวทะเลได้รับความนิยมสูง และผลที่ตามมาคือการเพิ่มปริมาณขยะมูลฝอย ของเสีย และน้ำทิ้งจากสถานที่พักตากอากาศ ร้านอาหารและสถานบริการอื่นๆ รวมทั้งเรือโดยสารทำให้น้ำทะเลมีคุณภาพเสื่อมลง นอกจากนี้ยังเป็นการทำลายทรัพยากรธรรมชาติทางทะเล เช่น การทิ้งสมอเรือบริเวณ แนวประการัง ปัญหาเหล่านี้ย่อมส่งผลให้ทรัพยากรชายฝั่ง ระบบนิเวศน์ใต้ท้องทะเล และทัศนียภาพของแหล่งท่องเที่ยวนั้นเสื่อมโทรมลง และยังมีผลต่อสุขภาพอนามัยของนักท่องเที่ยวและประชาชนในท้องถิ่นนั้น รวมไปถึงส่งผลกระทบต่อการท่องเที่ยวและเศรษฐกิจด้วย

15.1.5. ท่าเรือและสะพานปลา (Fishing post)

บริเวณท่าเรือส่วนใหญ่มีการรั่วไหลของน้ำมันจากการซ่อมเครื่องยนต์ การถ่ายน้ำมันเครื่อง น้ำทิ้งจากห้องเรือ และการทำความสะอาดเรือ ส่วนท่าเทียบเรือประมงและสะพานปลาพบว่าน้ำทิ้งจากการล้างทำความสะอาดสัตว์น้ำ การล้างทำความสะอาดท่าและเรือประมง ไหลลงสู่แหล่งน้ำโดยตรง โดยไม่ผ่านการดักเศษชิ้นส่วนสัตว์น้ำและระบบบำบัดใด จึงมักมีคราบไขมัน เศษซากสัตว์น้ำ และเศษ

ขยะมูลฝอยลอยอยู่บนผิวน้ำ ซึ่งน้ำทิ้งเหล่านี้จะมีสารอินทรีย์ปนเปื้อนเป็นจำนวนมาก มีผลต่อคุณภาพน้ำและสิ่งมีชีวิตในบริเวณนั้น

15.1.6. การรั่วไหลของน้ำมัน (Oil spill)

เกิดจากอุบัติเหตุทางเรือ เช่น เรือชนกัน การอับปางของเรือ และกิจกรรมการเดินเรือ เช่น การถ่ายน้ำมันเครื่อง การระบายน้ำในท้องเรือ การขนถ่ายน้ำมัน การขุดเจาะก๊าซธรรมชาติและน้ำมันในทะเล น้ำทิ้งเหล่านี้ล้วนปนเปื้อนน้ำมันก่อให้เกิดผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อมในทะเล เนื่องจากน้ำมันบนผิวน้ำไปขัดขวางการถ่ายเทก๊าซออกซิเจนระหว่างอากาศและน้ำ ทำให้สัตว์น้ำขาดออกซิเจน ส่วนคราบน้ำมันจะเคลือบขนของสัตว์และถูกดูดซึมเข้าไปในร่างกาย ยับยั้งการสืบพันธุ์และการเจริญเติบโตโดยเฉพาะไข่นกจะไม่สามารถฟักออกเป็นตัวได้ นอกจากนี้คราบน้ำมันยังปิดกั้นแสงสว่างที่สองลงมาสู่พื้นท้องน้ำมีผลต่อขบวนการสังเคราะห์แสงของพืชน้ำ น้ำมันที่ความเข้มข้นสูงอาจทำให้สัตว์น้ำตายได้ น้ำมันที่มีความหนาแน่นสูงเมื่อจมลงสู่พื้นท้องทะเลมีผลต่อสัตว์หน้าดิน ผลกระทบที่กล่าวมานี้จะทำให้สุนทรียภาพและความงามของแหล่งท่องเที่ยวหมด

15.1.7. ปรากฏการณ์น้ำเปลี่ยนสี (Red tide)

ปรากฏการณ์น้ำเปลี่ยนสีหรือที่ชาวประมงหรือว่า "ขี้ปลาวาฬ" เกิดจากแพลงก์ตอนพืชบางชนิดที่รับธาตุอาหาร โดยเฉพาะไนโตรเจน ฟอสฟอรัส และสภาวะที่เหมาะสมจึงเจริญเติบโตเพิ่มจำนวนขึ้นรวดเร็ว ทำให้น้ำทะเลมีสีที่เปลี่ยนไปตามสีของแพลงก์ตอนที่มีมาก การเกิดน้ำทะเลเปลี่ยนสีทำให้ปริมาณออกซิเจนละลายในน้ำ (DO) น้อยลงจนถึงระดับที่สัตว์น้ำไม่สามารถมีชีวิตอยู่ได้ หรือเกิดจากการอุดตันในช่องเหงือกโดยแพลงก์ตอน รวมทั้งการตายลงของแพลงก์ตอนพืชทำให้น้ำทะเลเกิดการเน่าเสีย มีกลิ่นเหม็น ชายฝั่งสกปรก ทำลายทัศนียภาพและการท่องเที่ยว นอกจากนี้การบริโภคสัตว์น้ำที่สะสมสารพิษจากแพลงก์ตอนพืช โดยเฉพาะพวกหอยต่างๆ อาจทำให้เกิดโรคพิษอัมพาตในหอย

15.1.8. การขุดเจาะก๊าซธรรมชาติ (Natural field)

ในก๊าซธรรมชาติและของเสียที่เกิดจากกระบวนการผลิตก๊าซธรรมชาติมีสารปรอทอยู่ แม้แต่น้ำทิ้งที่ผ่านการบำบัดเบื้องต้นแล้วยังพบว่ามีสารปรอทเจือปนอยู่ร้อยละ 4 ซึ่งหากไม่มีการจัดการอย่างถูกวิธีจะทำให้สารปรอทแพร่ออกสู่ทะเลในที่สุด มาตรฐานคุณภาพน้ำทะเลชายฝั่งกำหนดปริมาณปรอทไว้ไม่เกิน 0.1 ไมโครกรัมต่อลิตร อย่างไรก็ตามสิ่งมีชีวิตในทะเลสามารถสะสมปรอทไว้ในเนื้อเยื่อได้สูงหลายเท่าตัวของความเข้มข้นปรอทในน้ำ ทำให้เกิดความผิดปกติต่างๆ อาทิ ความผิดปกติในการวางไข่ และการเจริญของตัวอ่อนสัตว์น้ำ เช่น ปลา กุ้ง หอย เมื่อคนบริโภคสิ่งมีชีวิตเหล่านี้ก็จะทำให้เกิดการสะสมปรอทในไต ตับ สมอง และทางเดินอาหาร ซึ่งเป็นพิษต่อระบบประสาทส่วนกลาง

15.1.9. การทำเหมืองแร่ในทะเล (Offshore mining)

สารมลพิษจากการทำเหมืองแร่นี้ คือ ตะกอนที่เกิดจากการขุดและล้างแร่จะฟุ้งกระจายและถูกพัดพาไปในบริเวณใกล้เคียง เนื่องจากการแพร่กระจายของตะกอนทำให้น้ำขุ่นเป็นการทำลายความสวยงามของแหล่งท่องเที่ยว และไม่เหมาะสมต่อการดำรงชีวิตของปะการัง สัตว์น้ำวัยอ่อนและสัตว์น้ำที่มีคุณค่าเศรษฐกิจ โดยตะกอนอาจไปอุดตันตามเหงือก หรือตกทับอยู่บนตัวสัตว์น้ำ เนื่องจากพื้นที่ที่ได้รับสัมปทานบัตรเหมืองแร่ส่วนใหญ่จะอยู่บริเวณป่าชายเลนและบริเวณใกล้เคียง จึงมีผลกระทบต่อระบบนิเวศน์ป่าชายเลนและการประมง นอกจากนี้ตะกอนที่เกิดขึ้นจะลดการส่องผ่านของแสงลงสู่แหล่งน้ำ ทำให้อัตราการสังเคราะห์แสงของแพลงก์ตอนพืชลดลง การทำเหมืองแร่ในทะเลจึงส่งผลกระทบ อย่างมากต่อระบบนิเวศน์ของทรัพยากรสัตว์น้ำ

15.1.10. การขุดลอกร่องน้ำ (Dredging)

การขุดลอกพื้นที่เพื่อจัดทำแนวร่องน้ำเข้าท่าเรือ มี 2 ขั้นตอน คือ การเคลื่อนย้ายดินตะกอนจากพื้นท้องน้ำและการทิ้งดินตะกอน ก่อให้เกิดการเพิ่มปริมาณตะกอนและสารแขวนลอยในน้ำ การเพิ่มความขุ่นของน้ำการเปลี่ยนแปลงลักษณะทางกายภาพของพื้นท้องน้ำ ถ้ากรณีที่ทิ้งดินตะกอนในทะเลการเปลี่ยนแปลงจะเกิดจากการทับถมของตะกอนดิน กรณีทิ้งดินตะกอนบนฝั่งอาจก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงลักษณะอุทกวิทยาของพื้นที่ เช่น ทิศทางการไหลของน้ำผิวดิน และการเปลี่ยนแปลงลักษณะสมุทรศาสตร์ชายฝั่ง การฟุ้งกระจายของสารอาหารและสารเป็นพิษ การเปลี่ยนแปลงปริมาณของพืชและสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่บนท้องน้ำ

15.2. ประเภทของสารมลพิษที่ปล่อยลงสู่ทะเล

15.2.1. สารมลพิษที่ย่อยสลายได้ (Degradable wastes) มีองค์ประกอบของสารอินทรีย์เป็นส่วนใหญ่ โดยทั่วไปสารอินทรีย์เหล่านี้ถือเป็นอาหารของแบคทีเรีย ซึ่งเป็นสิ่งมีชีวิตเบื้องต้นในระบบห่วงโซ่อาหารในทะเล ในสภาพที่มีออกซิเจน (Aerobic condition) ผลที่จะได้จากการย่อยสลายสารอินทรีย์เหล่านี้โดยแบคทีเรีย (Anaerobic bacteria) คือ คาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) น้ำ (H_2O) และแอมโมเนีย (NH_3) อย่างไรก็ตามหากสารมลพิษเหล่านี้ถูกปล่อยลงสู่ทะเลมากเกินไป สามารถทำให้น้ำทะเลอยู่ในภาวะขาดออกซิเจน (Anaerobic condition) เกิดการเจริญของแบคทีเรียที่ไม่ใช้ออกซิเจน (Anaerobic bacteria) โดยผลที่จะได้จากการย่อยสลายแบคทีเรียในกลุ่มนี้ สามารถทำให้เกิด ไฮโดรเจนซัลไฟล์ (H_2S) และ มีเธน (CH_4) อันจะก่อให้เกิดปัญหามลพิษตามมา แหล่งของสารมลพิษเหล่านี้ได้แก่

15.2.1.1. น้ำทิ้งจากชุมชน (Urban sewage)

15.2.1.2. ของเสียจากการเกษตร (Agricultural wastes) เช่น มูลสัตว์

15.2.1.3. ของเสียจากโรงงานอาหารแปรรูป (Food processing wastes) เช่น โรงงานฆ่าสัตว์ โรงงานน้ำตาล โรงงานแปรรูปสัตว์น้ำ เป็นต้น

15.2.1.4 ของเสียจากโรงกลั่นสุรา (Brewing and distillery wastes)

15.2.1.5 ของเสียจากโรงงานเยื่อกระดาษ (Paper pulp mill wastes)

15.2.1.6. ของเสียจากโรงงานอุตสาหกรรมเคมีบางประเภท (Chemical industry wastes)

15.2.1.7. โรงกลั่นน้ำมัน (Oil spillager)

15.2.2. ปุ๋ยจากการเกษตร (Fertilizers) จะมีผลเช่นเดียวกับสารอินทรีย์ กล่าวคือ ไนเตรท และฟอสเฟต จะถูกชะล้างจากพื้นที่การเกษตรลงสู่ทะเล ทำให้เกิดการเพิ่มจำนวนของแพลงก์ตอนและการตายของแพลงค์ตอนเหล่านี้สะสมตามพื้นท้องทะเลอาจทำให้เกิดภาวะขาดออกซิเจน

15.2.3 สารที่เป็นอันตราย ณ. จุดที่ปล่อย (Dissipating wastes) เป็นมลพิษที่เกิดจากอุตสาหกรรมบางประเภท โดยปัญหาของมลสารเหล่านี้ จะเกิดขึ้นและมีผลทันทีต่อสิ่งแวดล้อมในบริเวณจุดที่ปล่อยออกมา การคงอยู่ของมลสารเหล่านี้ จะขึ้นอยู่กับปัจจัยอื่น ๆ เช่น อัตราการปล่อย กระแสน้ำ เป็นต้น สารมลพิษเหล่านี้ได้แก่

15.2.3.1. ความร้อน (Heat) ที่เกิดจากระบบหล่อเย็นจากโรงงานผลิตกระแสไฟฟ้า หรือระบบหล่อเย็นจากโรงงานต่าง ๆ โดยทั่วไปจะปล่อยน้ำที่มีอุณหภูมิสูงกว่าปกติ 10 องศาเซลเซียส ทะเลในเขตอบอุ่น (Temperate seas) จะพบปัญหาน้อย แต่ในเขตร้อน (Tropical Seas) จะพบปัญหามาก โดยเฉพาะในช่วงฤดูร้อน เนื่องจากช่วงฤดูร้อน อุณหภูมิน้ำเพิ่มสูงใกล้ถึง Thermal death point ดังนั้นการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิของน้ำ จากน้ำร้อนที่ปล่อยจากโรงงานเหล่านี้ อาจมีผลต่อสัตว์น้ำได้

15.2.3.2. กรดและด่าง (Acids and alkalis) การปล่อยมลสารประเภทกรดและด่างส่วนใหญ่จะมีผลน้อยเนื่องจากน้ำทะเลมีระบบบัฟเฟอร์ (Buffer)

15.2.3.3. ไซยาไนด์ (Cyanide) ส่วนใหญ่จะมาจากโรงงานแยกโลหะ (Metallogical industries) ไซยาไนด์มีผลค่อนข้างน้อย เนื่องจากละลายในน้ำทะเลได้อย่างรวดเร็ว ยกเว้น ในบริเวณที่ปล่อยออกมา

15.2.4. สารที่คงทนต่อการสลายตัว (Conservative wastes) เป็นสารมลพิษที่มีความคงทนต่อการสลายตัว และมีปฏิกิริยาอันตรายโดยตรงต่อพืชและสัตว์ทะเล สารมลพิษเหล่านี้ ได้แก่

15.2.4.1 โลหะหนัก - ปรอท (Mercury)
- ทองแดง (Copper)
- ตะกั่ว (Lead)
- สังกะสี (Zinc)

15.2.4.2 สารฆ่าแมลงกลุ่มออร์กาโนคลอรีน (Organochlorine)
- ดีดีที (DDT)

- สารโพลีคอรีเนเต็ดไบเฟนิล (Polychlorinated biphenyls; PCB_s)

15.2.4.3. สารกัมมันตรังสี (Radioactivity)

15.2.5 ของเสียประเภทของแข็ง (Solid wastes) ปัญหามลพิษในทะเลที่เกิดมลสารในกลุ่มนี้ในปัจจุบันมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นสารมลพิษประเภทนี้ ได้แก่

15.2.5.1. ของแข็งจากอุตสาหกรรมพลาสติกต่าง ๆ

15.2.5.2. สารแขวนลอยขนาดเล็กที่เกิดจากกิจกรรมต่าง ๆ ได้แก่

15.2.5.3. จากการขุดลอกร่องน้ำ (Dredging spoil)

15.2.5.4. จากการทำเหมืองแร่หรือดูดแร่ในทะเล

15.2.5.5. ขี้เถ้าจากโรงไฟฟ้า (Powdered ash)

15.2.5.6. อนุภาคแร่ดินเหนียว (Clay) จากการขุดท้องทะเลเพื่อแยกเอากรวด ทราย ต่าง ๆ

15.3. ประเภทของการปล่อยสารมลพิษลงสู่ทะเล

15.3.1. ปล่อยโดยตรง (Direct outfalls) เป็นการปล่อยสารมลพิษโดยตรงลงสู่ทะเล ผ่านทางท่อน้ำทิ้งซึ่งจะมีการกระทำเกิดขึ้นในบริเวณต่าง ๆ ดังต่อไปนี้

15.3.1.1. บริเวณปากแม่น้ำ (Estuary) บริเวณนี้ส่วนใหญ่จะเป็นจุดที่มีการจัดตั้งท่าเรือ และกำเนิดเป็นชุมชนและแหล่งอุตสาหกรรมในเวลาต่อมา ของเสียจากชุมชนและแหล่งอุตสาหกรรมก็จะถูกปล่อยลงสู่ทะเลโดยปราศจากการบำบัด

15.3.1.2. เมืองบริเวณชายฝั่งทะเล (Coastal towns) ที่มีของเสียจากชุมชน โรงงานอุตสากรรม และโรงแรมต่าง ๆ ปล่อยลงสู่ทะเลโดยตรง

15.3.1.3. อุตสาหกรรมชายฝั่ง (Coastal industry) โรงงานอุตสาหกรรม รวมถึงอุตสาหกรรมการเลี้ยงสัตว์น้ำ เช่น กุ้งทะเล ปลาแซลมอล ล้วนเป็นแหล่งเพิ่มสารมลพิษลงสู่ทะเลทั้งสิ้น

15.3.2. จากแม่น้ำ (River inputs) ของเสียที่พัดมาจากแม่น้ำลงสู่ทะเล ได้แก่

15.3.2.1. สารอินทรีย์ (Organic wastes) ที่พัดพามาจากต้นน้ำ (Upstream)

15.3.2.2. ปุ๋ยและยาฆ่าแมลงจากการเกษตรและป่าไม้ ที่มีการชะล้างและพัดพาลงสู่แม่น้ำ

15.3.2.3. น้ำมัน และปิโตรเลียม จากถนนต่าง ๆ ที่ไปรวมกับน้ำทิ้งและมีการปล่อยลงสู่แม่น้ำ

15.3.3. ของเสียจากการเดินเรือ (Shipping) การเกิดอุบัติเหตุจากเรือบรรทุกสารพิษต่าง ๆได้แก่ น้ำมัน ก๊าซธรรมชาติ ยาปราบศัตรูพืช สารเคมีที่ใช้เพื่อการอุตสาหกรรม เป็นต้น

15.3.4. ของเสียที่ทิ้งห่างจากฝั่ง (Offshore inputs) มีสารหลายชนิดที่สามารถก่อให้เกิดมลพิษ มีการนำไปทิ้งในทะเลบริเวณห่างฝั่ง ได้แก่

15.3.4.1. การขุดลอกร่องน้ำ (Dredging spoil) พบตามท่าเรือแล้วนำไปทิ้งในทะเลเปิดห่างฝั่ง การขุดสำรวจหาแหล่งน้ำมัน ลักษณะเช่นนี้อาจมีองค์ประกอบของโลหะหนัก เป็นการเคลื่อนสารมลพิษจากแหล่งหนึ่งไปอีกแหล่งหนึ่ง

15.3.4.2. การนำเอาน้ำทิ้งจากชุมชนไปทิ้งในทะเล

15.3.4.3. จากอุตสาหกรรมนอกชายฝั่งทะเล (Offshore industrial activities) เช่น จากอุตสาห-กรรมการขุดเจาะน้ำมันและก๊าซธรรมชาติ และมีการรั่วไหลลงสู่ทะเล การดูดทรายจากพื้นท้องทะเล การทำเหมืองแร่แมงกานีสในทะเล เป็นต้น

15.3.4.4. ของเสียอื่นๆ เช่น การนำเอาเถ้าจากโรงไฟฟ้า กากของเสียจากโรงงานอุตสาห-กรรมไปทิ้งทะเล

15.3.5. จากบรรยากาศ (Atmospheric inputs) การปนเปื้อนสารมลพิษจากบรรยากาศส่วนใหญ่จะลงมาพร้อมกับน้ำฝน จากการประเมินปริมาณตะกั่ว (Lead) ที่ตกลงสู่ท้องทะเลทั้งจากธรรมชาติและมนุษย์มีปริมาณถึง 400,000 ตัน/ปี กว่าครึ่งของปริมาณนี้มาจากการการเผาไหม้จากเครื่องยนต์ที่ใช้น้ำมัน ที่มีสารผสมตะกั่วเป็นองค์ประกอบและปล่อยสู่บรรยากาศ ตะกั่ว เหล่านี้ก็จะตกลงมาพร้อมกับฝน นอกจากนี้ปริมาณสารปรอทที่เติมลงสู่ทะเลจากกระบวนการระเบิดของภูเขาไฟ และจากกระบวนการกัดกร่อนต่าง ๆ จากพื้นดิน มีปริมาณสูงถึง 50,000 ตัน/ปี และกว่า 5,000 ตัน/ปี จากอุตสาหกรรมที่ใช้สารปรอทเป็นองค์ประกอบ และกว่า 3,000 ตัน/ปี จะมาจากการเผาไหม้น้ำมันเชื้อเพลิงโดยเฉพาะถ่านหิน (Clark et. al., 1997).

เอกสารอ้างอิง

Berger. W. H. and E. Seibold. 1993. The sea floor : An introduction to marine geology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 356 p.

Bigg, G. R. 1996. The ocean and Climate. Cambridge University Press. 266 p.

Birkeland, C. 1997. Life and death of coral reefs. International Thomson Publishing. 535 p.

Castro, P and M. E. Huber. 1992. Marine biology. Wm.C. Brawn Pubishers. USA. 592 p.

Clark, R. B., C. Frid, and M. Attrill. 1997. Marine pollution. CLARENDON PRESS. OXFORD. 161 p.

Davis, R. A. 1991. Oceanography. Wn.C. Brawn Pubishers. USA. 443 p.

Duxbury, A. C. and A. B. Duxbury. 1997. An introduction to the world's oceans. Wm. C. Brown Publishers. 504 p.

Dyer, K. R. 1997. Estuaries : A physical introduction. Jonh Wiley & Sons. 192 p.

Eong, O. J. and G. W. Khoon. 2001. The sea. The Encyclopedia of Malaysia. Archipelago Press, 144 p.

Garrison, T. 1999. Oceanography : An Invitation to marine science. Wadsworth Publishing Company. USA. 552 p.

Greene T. F. 2004. Marine science : Marine biology and oceanography. Amsco School Publication, Inc. 623 p.

Ingmanson D. E., W. J. Wallace. 1995. Oceanography. Wadsworth Publishing Company. USA. 495 p.

Jickells, T. D. and J .E. Rae. 1997. Biogeochemistry of intertidal sediments. Cambridge University Press. 193 p.

Karleskint, G. Jr. 1998. Introduction to marine biology. Harcourt Brace & Company. Orlando, USA. 378 p

Kennish, M. J. 1992. Ecology of estuarines : Anthropogenic effects. CRC Press. London, 365 p.

Kennish, M. J. 1994. Practical handbook of marine science. CRC Press. London, 565 p.

Kennish, M. J. 1997. Practical handbook of estuarine and marine pollution. CRC Press. London, 524 p.

Laevastu, T., D. L. Alverson and R. J. Marasco. 1996. Exploitation marine ecosystem : Their behaviour and management. Fishing News Books. 321 p.

Levinton, J. S. 2001. Marine biology : Function, biodiversity, Ecology. Oxford University Press. 515 p.

Little, C. 2000. The Biology of soft shores and estuaries. Oxford University Press. 251 p.

Livingston, R. J. 2001. Eutrophication process in coastal system. CRC Press. 325 p.

Morgan, S. and P. Lalor. 2000. Ocean life. PRC Publishing Ltd. 507 p.

Pipkin, B. W., D.S. Gorsline, R. E. Casey, D. A. Dunn and S. A. Schellenberg. 2001. Laboratory exercises in oceanography. H. H. Freeman and company/New York, USA. 270 p

Prager, E. J. and S. A. Earle. 2000. The oceans. McGraw-Hill. 314 p.

Segar, D. A. 1998. Introduction to ocean science. Wadsworth Publishing Company. USA. 497 p.

Soares, M. 1998. The ocean our future. Cambridge University Press. 247 p.

Sumich, J. L., G. H. Dudley and K. Sulivan. 1996. Laboratory & field investigation in marine life. Wm. C. Brawn Publisher. 229 p.

The Oceanography Course Team. 1997. Seawater : Its composition, properties and behaviour. Butterworth Heinemann. 168 p.

Thurman H. V. and E. A. Burton. 2001. Introductory oceanography. Prentice-Hall, Inc Simon of Schuster/A Viacom Company, New Jersey. 554 p.

Thurman H. V. and A. P. Trujillo. 2002. Essential of oceanography. Prentice-Hall, Inc Simon of Schuster/A Viacom Company, New Jersey. 524 p.

เอกสารอ้างอิงทางอินเตอร์เน็ต (Internet References)

1. การหมุนเวียนของบรรยากาศ และอิทธิพลของฤดูกาล.
   http://www.lesaproject.com/lesa/atmosphere/atm_circulation/atm_circulation/atm_circulation.htm.
   5 มิถุนายน 2548.

2. A Brief History of Marine Biology and Oceanography . http://www.meer.org/mbhist.htm.
   5 มิถุนายน 2548.

3. An Introduction to the Earth.
   http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/geos103_outline.html. 5 มิถุนายน 2548.

4. An Introduction to the Earth
   http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/geos103_outline.html. 7 กรกฎาคม 2548.

5. Air-Sea Interactions II.
   http://maritime.haifa.ac.il/departm/lessons/ocean/lect15.htm. 7 กรกฎาคม 2548.

6. Atmospheric circulation.
   http://earth.usc.edu/geol150/weather/circulation.html. 8 กรกฎาคม 2548.

7. Basic Concepts in Physical Oceanography: Tides.
   http://www.oc.nps.navy.mil/nom/day1/partc.html. 12 กรกฎาคม 2548.

8. Big Bang Theory.
   http://www.crystalinks.com/bigbang.html. 5 เมษายน 2548.

9. Continental Drift - Glaciation.
   http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part5.html
   12 เมษายน 2548.

10. Continental Drift - Rock Sequences.
http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part4.html
5 เมษายน 2548.

11. Coriolis force, atmospheric circulation, surface ocean circulation.
http://jove.geol.niu.edu/faculty/loubere/G3202F04.htm. 5 เมษายน 2548.

12. Earth, from Apollo 17.
http://archives.theconnection.org/archive/category/science/star/apollo17_earth.shtml
5 เมษายน 2548.

13. Earth.
http://physics.uoregon.edu/~jimbrau/astr121/Notes/Chapter7.html. 15 กรกฎาคม 2548

14. Earth Science II.
http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/GEOS113_outlines.html. 15 กรกฎาคม 2548

15. Ecology – Population Ecology, Community Ecology, Ecosystems and the Biosphere.
http://www.anselm.edu/homepage/jpitocch/genbios/ecologybi04.html. 15 กรกฎาคม 2548

16. Finding the Temperature of the Sea from the Sky.
http://www.soc.soton.ac.uk/CHD/education/posters/circulation.html. 15 กรกฎาคม 2548

17. General Characteristics of Layers of the Atmosphere and Layers of the Ocean.
http://nsm1.nsm.iup.edu/hovan/classes/geos103_outline.html. 5 กรกฎาคม 2548

18. Geological time line of Earth's history.
http://www.gly.fsu.edu/~salters/GLY1000/12Rock_record_time/12rock_record_time.htm
15 กรกฎาคม 2548

19. Inside the Earth .
http://pubs.usgs.gov/publications/text/inside.html. 7 เมษายน 2548.

20. INTRODUCTION TO OCEANOGRAPHY.
http://www.clas.ufl.edu/users/mrosenme/Oceanography/Lectures/seawater_physics.htm
12 มิถุนายน 2548.

21. LATENT HEAT.
http://www.physchem.co.za/Heat/Latent.htm. 2 มิถุนายน 2548.

22. Ocean Energy.
http://www.energyquest.ca.gov/story/chapter14.html. 12 เมษายน 2548.

23. Ocean Floor.
http://uk.encarta.msn.com/media_461547745_761574766_-1_1/Ocean_Floor.html
2 มิถุนายน 2548.

24. PACIFIC MARINE ENVIRONMENTAL LABORATORY 30 YEARS OF OBSERVING THE OCEAN.
http://www.magazine.noaa.gov/stories/mag114.htm. 2 มิถุนายน 2548.

25. Pangaea : All Lands.
http://www.platetectonics.com/book/page_7.asp. 2 มิถุนายน 2548.

26. Planet Earth.
http://www.physast.uga.edu/~jss/1010/ch14/ovhd.html. 11 กรกฎาคม 2548

27. Plate-Mantle Interaction and Forces that Drive the Plates.
http://www.dstu.univ-montp2.fr/PERSO/bokelmann/research.html. 11 กรกฎาคม 2548

28. Plate tectonics.

http://pubs.usgs.gov/publications/text/historical.html. 11 กรกฎาคม 2548

29. PLATE TECTONICS.

http://www.riverdell.k12.nj.us/staff/molnar/onotesch4.htm. 11 กรกฎาคม 2548

30. Plate tectonics and the creation of continents.

http://www.soc.soton.ac.uk/CHD/classroom@sea/carlsberg/science/cont_drift.html

11 กรกฎาคม 2548

31. RING OF FIRE.

http://www.crystalinks.com/rof.html. 5 กรกฎาคม 2548.

32. Sea-Floor Spreading.

http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part8.html

5 กรกฎาคม 2548.

33. SEAWATER PHYSICS,

http://www.clas.ufl.edu/users/mrosenme/Oceanography/Lectures/seawater_physics.htm

7 มิถุนายน 2548.

34. Some EOS 110 & EOS 340 Images .

http://web.uvic.ca/~rdewey/eos110/webimages.html. 14 มิถุนายน 2548.

35. SPACE

http://www.hikin.com/zine/2000/0528/. 2 เมษายน 2548.

36. Statistics of Fisheries.

http://www.maff.gov.kh/statistics/fishstat.html. 12 กรกฎาคม 2548.

37. Streamlining.
http://www.centennialofflight.gov/essay/Dictionary/streamlining/DI44.htm. 5 กรกฎาคม 2548.

38. Subduction Zones: The Ultimate Fate of Oceanic Crust.
http://www.washington.edu/burkemuseum/geo_history_wa/The%20Restless%20Earth%20v.2.0.htm. 2 มิถุนายน 2548

39. Testing the Sea-Floor Spreading Hypothesis.
http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/part9.html.
5 กรกฎาคม 2548.

40. The Milky Way Galaxy - Our Home.
www.windows.ucar.edu/tour/ link=/the_universe/Milkyway.html. 5 กรกฎาคม 2548.

41. The formation and evolution of planets.
http://ircamera.as.arizona.edu/MIRI/archean.gif. 5 กรกฎาคม 2548.

42. The Origin of Life: Abiotic Synthesis of Organic Molecules.
http://users.rcn.com/jkimball.ma.ultranet/BiologyPages/A/AbioticSynthesis.html
12 กรกฎาคม 2548.

42. The Tide.
Http://astronomy.nju.edu.cn/astron/AT3/AT30706.HTM. 2 มิถุนายน 2548.

44. Water Power Devices .
http://www.earthsci.org/energy/wavpwr/wavepwr.html. 12 กรกฎาคม 2548.

45. Wave Energy Systems.
http://reslab.com.au/resfiles/wave/text.html. 12 กรกฎาคม 2548.

หนังสือตอบรับการเป็นผู้ทรงคุณวุฒิเพื่อประเมินตำรา

ตามที่คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย เรียนเชิญข้าพเจ้าเป็นคณะกรรมการผู้ทรงคุณวุฒิทำหน้าที่ประเมินผลงานทางวิชาการ คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง เพื่อการรับรองคุณภาพประเภท งานแต่ง เรียบเรียง ตำรา หรือหนังสือ ของ รองศาสตราจารย์ ดร.สุวัจน์ ธัญรส เรื่อง วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น นั้น ข้าพเจ้าได้รับทราบแล้ว และ

☑ ยินดีพิจารณาผลงานทางวิชาการ

☐ ไม่สามารถพิจารณาผลงานทางวิชาการได้

ในการนี้ ข้าพเจ้าได้ให้ที่อยู่ซึ่งสามารถติดต่อได้สะดวก (พร้อมหมายเลขโทรศัพท์) ในโอกาสต่อไป ดังนี้

.....

.....

.....

สาขาอื่นที่สามารถพิจารณาได้.....

.....

.....

ปัจจุบันดำรงตำแหน่งทางวิชาการ ☐ อาจารย์ ☑ ผศ. ☐ รศ. ☐ ศ.

คุณวุฒิทางการศึกษา/สาขาวิชา/สถาบันการศึกษา.....

.....

.....

ลงชื่อ.....

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ชาญยุทธ สุดทองคง)

วันที่ 30/๗๐/57

สำนักงานคณบดี

โทร. ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

โทรสาร ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

แบบประเมินตำรา
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

1. ข้อมูลเบื้องต้นของตำรา

ตำรานี้ใช้สำหรับการเรียนการสอนในรายวิชา...วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น.....

ระดับ.....ปริญญาตรี.....ภาคเรียน....2.....

คณะ/วิทยาลัย.....คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง.....

2. เกณฑ์สำหรับประเมิน

2.1 ความถูกต้องและความทันสมัยของเนื้อหา หมายถึง เนื้อหาถูกต้องตามหลักวิชาการของศาสตร์ในสาขาวิชานั้น ๆ และความถูกต้องนั้นเป็นที่ยอมรับกันว่าถูกต้องในปัจจุบัน สิ่งที่ควรพิจารณา เช่น ทฤษฎี สูตร กฎการทดลอง ข้อมูล การตีความหมาย หลักฐานการอ้างอิง ศักราช ฯลฯ (ยกเว้นการเสนอ กฎ หรือทฤษฎี แนวคิดใหม่)

.....

-เนื้อหาถูกต้องเหมาะสม ตามหลักวิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น แต่เนื่องจากเนื้อหาส่วนใหญ่เป็นการแปลจากหนังสือและเอกสารต่างๆ จึงควรอ้างอิงให้ชัดเจนเพื่อไม่ให้เป็นการเข้าใจผิดว่าผู้เรียบเรียงเขียนขึ้นเองหรือการลอกเลียนลักลอกจากแหล่งใด

.....

ผลการประเมิน 1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☑ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.2 ความสมบูรณ์และความลึก หมายถึง ความครบถ้วนของเนื้อหาหรือเรื่องราวที่ถือเป็นขอบข่ายของชื่อตำราแต่ละบทแต่ละตอน ประกอบด้วยรายละเอียดซึ่งเป็นหลักวิชาการของศาสตร์ ในสาขาวิชานั้น ๆ มีคำอธิบายและตัวอย่าง เพื่อขยายหลักวิชาอย่างละเอียดถี่ถ้วน ควรมีส่วนประกอบที่สำคัญของตำรา เช่น คำนำ สารบัญ ตาราง บัญชี ภาพหรือแผนภูมิประกอบ ฯลฯ ซึ่งจะเป็นประโยชน์แก่การอ่าน การค้นหาในโอกาสต่อไป

.....

-เนื้อหาครบถ้วน มีรายละเอียดคำอธิบายและตัวอย่าง เพื่อขยายหลักวิชาอย่างละเอียดถี่ถ้วน

.....

ผลการประเมิน 1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.3 <u>การจัดเรียงลำดับเนื้อหา</u> หมายถึง ลำดับขั้นตอนในการเสนอเรื่องราวที่จะสอน เพื่อความเข้าใจง่ายของผู้เรียน หรือ ผู้อ่าน

.....

-มีการจัดเรียงลำดับเนื้อหา ในการเสนอให้กับผู้เรียนได้อย่างเหมะสม

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ❍ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ❍ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ❍ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.4 <u>รูปแบบในการเขียน</u> หมายถึง ในแต่ละเรื่องที่เขียนระบุความคิดรวบยอดของเรื่องชัดเจนและมีการอธิบายขยายความคิดรวบยอดนั้น ๆ ในลักษณะสามารถสื่อความหมายได้ดีพอสมควร อาจมีภาพ แผนภูมิ ตาราง ฯลฯ ประกอบเพื่อความเข้าใจและให้น่าสนใจ มีความประณีตในการจัดวรรคตอนแต่ละช่องไฟ มีการอ้างอิงแหล่งวิชาการในที่ควรอ้างอิง มีแบบแผนในการเขียนอ้างอิงจัดทำบรรณานุกรมและภาคผนวกไว้อย่างเหมาะสม

.....

รูปแบบการเขียนที่มีการใส่รูปภาพ และนำเสนอตัวอย่างการศึกษาถือว่าเหมาะสม มีการอ้างอิงแหล่งที่มาของภาพและตารางต่างๆ

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ❍ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ❍ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ❍ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.5 การศึกษาค้นคว้าเพื่อสนับสนุนการเขียนตำรา หมายถึง ปริมาณการศึกษาค้นคว้าตำรา เอกสาร และ/หรือ รายงานการวิจัยที่จะช่วยให้ผู้เรียนมีความรู้ความสามารถ ในรายวิชานั้น หรือให้ผู้อ่านได้มีความรู้และสามารถสืบค้นเพิ่มเติมได้อย่างกว้างขวาง

.....

-ปริมาณการศึกษาค้นคว้าตำรา เอกสาร อยู่ในปริมาณที่เหมาะสม

.....

ผลการประเมิน 1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.6 ความเหมาะสมและความถูกต้องในการใช้ภาษา หมายถึง การใช้ภาษาในการเขียนเป็นแบบแผนของภาษาไทย ใช้ศัพท์บัญญัติ ศัพท์ทางเทคนิค รวมทั้งตัวสะกด การันต์ ถูกต้อง

.....

-ถูกต้อง เหมาะสม

.....

ผลการประเมิน 1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.7 การเสนอแนวคิดของตนเอง หมายถึง การสอดแทรกความคิด ความเห็นเพิ่มเติมในตอนต่าง ๆ ของเรื่อง อาจจะเป็นข้อวิพากษ์วิจารณ์ คำสรุป ข้อเสนอแนะ การประยุกต์เนื้อหาสาระต่าง ๆ รวมทั้งแนวคิดและความรู้ใหม่ที่เกิดจากการวิเคราะห์และสังเคราะห์

.....

-ควรสอดแทรกความคิด ความเห็นเพิ่มเติมในบทต่างๆ เนื่องจากไม่มีการนำงานวิจัยหรือบทความทางวิชาการของผู้เขียนมาสอดแทรกในเนื้อหา

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.8 คุณค่าของตำรา หมายถึง ประโยชน์ ความสำคัญและความเชื่อถือได้ ในการที่นำตำรา ไปใช้ประกอบการสอน หรือใช้เพื่อสืบการศึกษาค้นคว้าเพิ่มเติม และใช้อ้างอิง

.....

-เป็นตำราที่มีคุณค่า เนื่องจากตำราที่เกี่ยวกับวิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้นที่เป็นประโยชน์ต่อนักศึกษาและนักวิชาการ

.....

ผลการประเมิน 1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.9 ความเห็นอื่น ๆ

.....

3. สรุปผลการประเมินตำรา

(โดยจะต้องสอดคล้องกับเกณฑ์การประเมินในข้อ 2.1-2.8)

1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะและส่งผลงานให้อ่านใหม่อีกครั้ง
3. ○ ต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะก่อนเผยแพร่ผลงานครั้งใหม่
4. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

4. สรุปผลประเมิน โปรดสรุปผลการประเมินผลงานตำรา และเสนอความคิดเห็นด้วย

.....

ตำราเรื่อง...วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น.....นี้มีเนื้อหาเกี่ยวกับ...สมุทรศาสตร์กายภาพ สมุทรศาสตร์เคมี และชีววิทยาทางทะเล.....มีคุณภาพอยู่ในเกณฑ์.....ดีมาก..... ซึ่งถือเป็นงานที่มีความคิดริเริ่ม อันอาจนำไปใช้ประโยชน์และก่อให้เกิดการพัฒนาการเรียนการสอนในสาขาวิชานี้ได้เป็นอย่างดี

.....

ลงชื่อ..... กรรมการผู้ทรงคุณวุฒิฯ
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ชาญยุทธ สุดทองคง)
30 / พ.ค. / 2557

หนังสือตอบรับการเป็นผู้ทรงคุณวุฒิเพื่อประเมินตำรา

ตามที่คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย เรียนเชิญข้าพเจ้าเป็นคณะกรรมการผู้ทรงคุณวุฒิทำหน้าที่ประเมินผลงานทางวิชาการ คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง เพื่อการรับรองคุณภาพประเภท งานแต่ง เรียบเรียง ตำรา หรือหนังสือ ของ รองศาสตราจารย์ ดร.สุวัจน์ ธัญรส เรื่อง วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น นั้น ข้าพเจ้าได้รับทราบแล้ว และ

☑ ยินดีพิจารณาผลงานทางวิชาการ

☐ ไม่สามารถพิจารณาผลงานทางวิชาการได้

ในการนี้ ข้าพเจ้าได้ให้ที่อยู่ซึ่งสามารถติดต่อได้สะดวก (พร้อมหมายเลขโทรศัพท์) ในโอกาสต่อไป ดังนี้

สถาบันวิจัยและพัฒนา มทร. 17 ถ. ม.3 ต.ไม้ฝาด อ.สิเกา จ.ตรัง

สาขาอื่นที่สามารถพิจารณาได้.....

ปัจจุบันดำรงตำแหน่งทางวิชาการ ☐ อาจารย์ ☑ ผศ. ☐ รศ. ☐ ศ.

คุณวุฒิทางการศึกษา/สาขาวิชา/สถาบันการศึกษา ป.โท สาม. วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต ป.เอก Ph.D. Agricultural Sciences

ลงชื่อ.....

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ประเสริฐ ทองหนูนุ้ย)

วันที่ 28/พ.ค./57

สำนักงานคณบดี
โทร. ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔
โทรสาร ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

แบบประเมินตำรา
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

1. **ข้อมูลเบื้องต้นของตำรา**

ตำรานี้ใช้สำหรับการเรียนการสอนในรายวิชา วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น

ระดับ ป.ตรี ภาคเรียน.....

คณะ/วิทยาลัย.....

2. **เกณฑ์สำหรับประเมิน**

2.1 ความถูกต้องและความทันสมัยของเนื้อหา หมายถึง เนื้อหาถูกต้องตามหลักวิชาการของศาสตร์ในสาขาวิชานั้น ๆ และความถูกต้องนั้นเป็นที่ยอมรับกันว่าถูกต้องในปัจจุบัน สิ่งที่ควรพิจารณา เช่น ทฤษฎี สูตร กฎการทดลอง ข้อมูล การตีความหมาย หลักฐานการอ้างอิง ศัพท์ ฯลฯ (ยกเว้นการเสนอ กฎ หรือทฤษฎี แนวคิดใหม่)

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.2 ความสมบูรณ์และความลึก หมายถึง ความครบถ้วนของเนื้อหาหรือเรื่องราวที่ถือเป็นขอบข่ายของชื่อตำรา แต่ละบทแต่ละตอน ประกอบด้วยรายละเอียดซึ่งเป็นหลักวิชาการของศาสตร์ ในสาขาวิชานั้น ๆ มีคำอธิบายและตัวอย่าง เพื่อขยายหลักวิชาอย่างละเอียดถี่ถ้วน ควรมีส่วนประกอบที่สำคัญของตำรา เช่น คำนำ สารบัญ ตาราง บัญชีภาพหรือแผนภูมิประกอบ ฯลฯ ซึ่งจะเป็นประโยชน์แก่การอ่าน การค้นหาในโอกาสต่อไป

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.3 <u>การจัดเรียงลำดับเนื้อหา</u> หมายถึง ลำดับขั้นตอนในการเสนอเรื่องราวที่จะสอน เพื่อความเข้าใจง่ายของผู้เรียน หรือ ผู้อ่าน

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.4 <u>รูปแบบในการเขียน</u> หมายถึง ในแต่ละเรื่องที่เขียนระบุความคิดรวบยอดของเรื่องชัดเจนและมีการอธิบายขยายความคิดรวบยอดนั้น ๆ ในลักษณะสามารถสื่อความหมายได้ดีพอสมควร อาจมีภาพ แผนภูมิ ตาราง ฯลฯ ประกอบเพื่อความเข้าใจและให้น่าสนใจ มีความประณีตในการจัดวรรคตอนแต่ละช่องไฟ มีการอ้างอิงแหล่งวิชาการในที่ควรอ้างอิง มีแบบแผนในการเขียนอ้างอิงจัดทำบรรณานุกรมและภาคผนวกไว้อย่างเหมาะสม

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.5 <u>การศึกษาค้นคว้าเพื่อสนับสนุนการเขียนตำรา</u> หมายถึง ปริมาณการศึกษาค้นคว้าตำรา เอกสาร และ/หรือ รายงานการวิจัยที่จะช่วยให้ผู้เรียนมีความรู้ความสามารถ ในรายวิชานั้น หรือให้ผู้อ่านได้มีความรู้และสามารถสืบค้นเพิ่มเติมได้อย่างกว้างขวาง

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.6 <u>ความเหมาะสมและความถูกต้องในการใช้ภาษา</u> หมายถึง การใช้ภาษาในการเขียนเป็นแบบแผนของภาษาไทย ใช้ศัพท์บัญญัติ ศัพท์ทางเทคนิค รวมทั้งตัวสะกด การันต์ ถูกต้อง

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.7 การเสนอแนวคิดของตนเอง หมายถึง การสอดแทรกความคิด ความเห็นเพิ่มเติมในตอนต่าง ๆ ของเรื่อง อาจจะเป็นข้อวิพากษ์วิจารณ์ คำสรุป ข้อเสนอแนะ การประยุกต์เนื้อหาสาระต่าง ๆ รวมทั้งแนวคิดและความรู้ใหม่ที่เกิดจากการวิเคราะห์และสังเคราะห์

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.8 คุณค่าของตำรา หมายถึง ประโยชน์ ความสำคัญและความเชื่อถือได้ ในการที่นำตำรา ไปใช้ประกอบการสอน หรือใช้เพื่อสื่อการศึกษาค้นคว้าเพิ่มเติม และใช้อ้างอิง

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.9 ความเห็นอื่น ๆ

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

3. สรุปผลการประเมินตำรา

(โดยจะต้องสอดคล้องกับเกณฑ์การประเมินในข้อ 2.1-2.8)

1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☑ ดี
2. ❍ ยังต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะและส่งผลงานให้อ่านใหม่อีกครั้ง
3. ❍ ต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะก่อนเผยแพร่ผลงานครั้งใหม่
4. ❍ ไม่ผ่านเกณฑ์

4. **สรุปผลประเมิน** โปรดสรุปผลการประเมินผลงานตำรา และเสนอความคิดเห็นด้วย (โปรดดูตัวอย่าง)

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ลงชื่อ..... กรรมการผู้ทรงคุณวุฒิฯ

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ประเสริฐ ทองหนูนุ้ย)

28 / พ.ค / 57

ตัวอย่าง (การบันทึกสรุปของผู้อ่าน)

ตำราเรื่อง.....นี้มีเนื้อหาเกี่ยวกับ.....
มีคุณภาพอยู่ในเกณฑ์ดีมาก ได้เสนอความคิดใหม่ที่น่าเป็นไปได้เกี่ยวกับ.....
ได้สำรวจความคิดเห็นของบุคคลต่าง ๆ รวมทั้งได้ประมวลและสรุปไว้ชัดเจน ซึ่งถือเป็นงานที่มีความคิดริเริ่ม อันอาจนำไปใช้ประโยชน์และก่อให้เกิดการพัฒนาการเรียนการสอนในสาขาวิชานี้ได้เป็นอย่างดี

หนังสือตอบรับการเป็นผู้ทรงคุณวุฒิเพื่อประเมินตำรา

ตามที่คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย เรียนเชิญข้าพเจ้าเป็นคณะกรรมการผู้ทรงคุณวุฒิทำหน้าที่ประเมินผลงานทางวิชาการ คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง เพื่อการรับรองคุณภาพประเภท งานแต่ง เรียบเรียง ตำรา หรือหนังสือ ของ รองศาสตราจารย์ ดร.สุวัจน์ ธัญรส เรื่อง วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น นั้น ข้าพเจ้าได้รับทราบแล้ว และ

☑ ยินดีพิจารณาผลงานทางวิชาการ

☐ ไม่สามารถพิจารณาผลงานทางวิชาการได้

ในการนี้ ข้าพเจ้าได้ให้ที่อยู่ซึ่งสามารถติดต่อได้สะดวก (พร้อมหมายเลขโทรศัพท์) ในโอกาสต่อไป ดังนี้

คณะเกษตรศาสตร์และเทคโนโลยี มทร.อีสาน วท. อุบลฯ ถ.เลี่ยง

ต. อุบลฯ 34000

สาขาอื่นที่สามารถพิจารณาได้ ที่เกี่ยวข้อง ทางเทคนิคการผลิตผลิตภัณฑ์ประมง

ปัจจุบันดำรงตำแหน่งทางวิชาการ ☑ อาจารย์ ☐ ผศ. ☐ รศ. ☐ ศ.

คุณวุฒิทางการศึกษา/สาขาวิชา/สถาบันการศึกษา ปรด. (วิทยาศาสตร์ทางน้ำประมง) สาขาวิชาน้ำประมง ม. คุนคาเซ็นซิ่ง

ลงชื่อ.....

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สำเนาว์ เสาวกุล)

วันที่ 26 / พ.ค. / 67

สำนักงานคณบดี
โทร. ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔
โทรสาร ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

แบบประเมินตำรา
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

1. ข้อมูลเบื้องต้นของตำรา

ตำรานี้ใช้สำหรับการเรียนการสอนในรายวิชา.....

ระดับ.....ภาคเรียน.....

คณะ/วิทยาลัย.....

2. เกณฑ์สำหรับประเมิน

2.1 ความถูกต้องและความทันสมัยของเนื้อหา หมายถึง เนื้อหาถูกต้องตามหลักวิชาการของศาสตร์ในสาขาวิชานั้น ๆ และความถูกต้องนั้นเป็นที่ยอมรับกันว่าถูกต้องในปัจจุบัน สิ่งที่ควรพิจารณา เช่น ทฤษฎี สูตร กฎการทดลอง ข้อมูล การตีความหมาย หลักฐานการอ้างอิง ศักราช ฯลฯ (ยกเว้นการเสนอ กฎ หรือทฤษฎี แนวคิดใหม่)

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.2 ความสมบูรณ์และความลึก หมายถึง ความครบถ้วนของเนื้อหาหรือเรื่องราวที่ถือเป็นขอบข่ายของชื่อตำรา แต่ละบทแต่ละตอน ประกอบด้วยรายละเอียดซึ่งเป็นหลักวิชาการของศาสตร์ ในสาขาวิชานั้น ๆ มีคำอธิบายและตัวอย่าง เพื่อขยายหลักวิชาอย่างละเอียดถี่ถ้วน ควรมีส่วนประกอบที่สำคัญของตำรา เช่น คำนำ สารบัญ ตาราง บัญชีภาพหรือแผนภูมิประกอบ ฯลฯ ซึ่งจะเป็นประโยชน์แก่การอ่าน การค้นหาในโอกาสต่อไป

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.3 <u>การจัดเรียงลำดับเนื้อหา</u> หมายถึง ลำดับขั้นตอนในการเสนอเรื่องราวที่จะสอน เพื่อความเข้าใจง่ายของผู้เรียน หรือ ผู้อ่าน

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.4 <u>รูปแบบในการเขียน</u> หมายถึง ในแต่ละเรื่องที่เขียนระบุความคิดรวบยอดของเรื่องชัดเจนและมีการอธิบายขยายความคิดรวบยอดนั้น ๆ ในลักษณะสามารถสื่อความหมายได้ดีพอสมควร อาจมีภาพ แผนภูมิ ตาราง ฯลฯ ประกอบเพื่อความเข้าใจและให้น่าสนใจ มีความประณีตในการจัดวรรคตอนแต่ละช่องไฟ มีการอ้างอิงแหล่งวิชาการในที่ควรอ้างอิง มีแบบแผนในการเขียนอ้างอิงจัดทำบรรณานุกรมและภาคผนวกไว้อย่างเหมาะสม

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

<u>ผลการประเมิน</u> 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.5 การศึกษาค้นคว้าเพื่อสนับสนุนการเขียนตำรา หมายถึง ปริมาณการศึกษาค้นคว้าตำรา เอกสาร และ/หรือ รายงานการวิจัยที่จะช่วยให้ผู้เรียนมีความรู้ความสามารถ ในรายวิชานั้น หรือให้ผู้อ่านได้มีความรู้และสามารถสืบค้นเพิ่มเติมได้อย่างกว้างขวาง

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.6 ความเหมาะสมและความถูกต้องในการใช้ภาษา หมายถึง การใช้ภาษาในการเขียนเป็นแบบแผนของภาษาไทย ใช้ศัพท์บัญญัติ ศัพท์ทางเทคนิค รวมทั้งตัวสะกด การันต์ ถูกต้อง

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี

2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข

3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.7 การเสนอแนวคิดของตนเอง หมายถึง การสอดแทรกความคิด ความเห็นเพิ่มเติมในตอนต่าง ๆ ของเรื่อง อาจจะเป็นข้อวิพากษ์วิจารณ์ คำสรุป ข้อเสนอแนะ การประยุกต์เนื้อหาสาระต่าง ๆ รวมทั้งแนวคิดและความรู้ใหม่ที่เกิดจากการวิเคราะห์และสังเคราะห์

.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....

ผลการประเมิน 1. ☑ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.8 คุณค่าของตำรา หมายถึง ประโยชน์ ความสำคัญและความเชื่อถือได้ ในการที่นำตำรา ไปใช้ประกอบการสอน หรือใช้เพื่อสื่อการศึกษาค้นคว้าเพิ่มเติม และใช้อ้างอิง

.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....

ผลการประเมิน 1. ○ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☑ ดีเด่น ☐ ดีมาก ☐ ดี
2. ○ ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ○ ไม่ผ่านเกณฑ์

2.9 ความเห็นอื่น ๆ

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

3. สรุปผลการประเมินตำรา

(โดยจะต้องสอดคล้องกับเกณฑ์การประเมินในข้อ 2.1-2.8)

1. ❍ ผ่านเกณฑ์ในระดับ ☐ ดีเด่น ☑ ดีมาก ☐ ดี
2. ❍ ยังต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะและส่งผลงานให้อ่านใหม่อีกครั้ง
3. ❍ ต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะก่อนเผยแพร่ผลงานครั้งใหม่
4. ❍ ไม่ผ่านเกณฑ์

4. สรุปผลประเมิน โปรดสรุปผลการประเมินผลงานตำรา และเสนอความคิดเห็นด้วย

(โปรดดูตัวอย่าง)

- เนื้อหาครอบคลุม มีประโยชน์ต่อการเรียนการสอน
- ควรเพิ่มเติมตัวอย่างให้มากขึ้น

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ลงชื่อ..... กรรมการผู้ทรงคุณวุฒิฯ

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สำเนาว์ เสาวกุล)

26 / พ.ค. / 57