

เอกสารประกอบการสอน

รายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

นิคม อ่อนสี

คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

2557

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

บทนำ

สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์ศึกษาคุณสมบัติทางกายภาพของน้ำทะเล ปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลง การไหลเวียนของน้ำ การแพร่กระจายของสารละลายหรือสารแขวนลอยในน้ำ การถ่ายเทพลังงานและมวลสารระหว่างบรรยากาศกับน้ำทะเล เป็นต้น ความรู้เหล่านี้เป็นสิ่งสำคัญมากต่อการทำความเข้าใจปรากฏการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นในทะเลและมหาสมุทร ตลอดจนปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศในการศึกษาทางสมุทรศาสตร์ฟิสิกส์นั้นสามารถทำได้ 2 แนวทาง คือ

1. Descriptive (synoptic) approach คือการเก็บข้อมูลที่ต้องการศึกษาในทะเลโดยใช้เครื่องมือวัดในพื้นที่จริงหรือตรวจวัดระยะไกลด้วยดาวเทียม แล้ววิเคราะห์และแปลผลข้อมูลออกมาเป็นคุณลักษณะเฉพาะของทะเลอันเป็นส่วนหนึ่งขององค์ความรู้เกี่ยวกับมหาสมุทร

2. Dynamical (theoretical) approach คือ การใช้กฎทางฟิสิกส์เกี่ยวกับการไหลของน้ำมาประยุกต์ใช้กับมหาสมุทร โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ศึกษาการไหลเวียนของน้ำจากแรงขับเคลื่อนต่างๆ เปรียบเทียบผลการศึกษากับผลการตรวจวัดจริง

การศึกษาแต่ละแนวจะมีข้อดีข้อด้อยต่างกัน กล่าวคือ descriptive approach แบบตรวจวัดจริงในพื้นที่จะได้ข้อมูลเฉพาะจุดเฉพาะบางช่วงเวลาแล้วต้องนำมาสรุปเป็นลักษณะเฉพาะของมหาสมุทรทั้งหมด บางครั้งข้อมูลไม่พอที่จะสรุปผลได้หรือสรุปผลผิดพลาดไป การตรวจวัดระยะไกลด้วยดาวเทียมเป็นการแปรค่ารังสีสะท้อนหรือกระเจิงให้เป็นคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของทะเล ซึ่งอาจจะผิดพลาดได้ถ้าหากว่าสมการความสัมพันธ์ระหว่างค่ารังสีกับคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของทะเลไม่ถูกต้อง ส่วน dynamical approach ได้ผลลัพธ์ในบริเวณกว้าง แต่ผลลัพธ์อาจจะไม่ตรงกับความเป็นจริง และบางครั้งปรากฏการณ์ในมหาสมุทรซับซ้อนเกินกว่าจะจำลองด้วยกฎฟิสิกส์อย่างง่ายได้ ในทางปฏิบัติจึงต้องมีการศึกษาทั้ง 2 แนวทางควบคู่กันไป

สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์แบ่งออกเป็น 6 บทหลักๆ เริ่มจากคุณสมบัติทางกายภาพของน้ำและน้ำทะเล ความสัมพันธ์ของบรรยากาศกับมหาสมุทรในแง่ของการถ่ายเทพลังงานระหว่างกันในรูปแบบของการแผ่รังสีความร้อน ลักษณะการไหลเวียนของมวลน้ำและผลของการหมุนของแกนโลกต่อการไหลของน้ำในทะเล คลื่นผิวน้ำ ปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลง การศึกษาเท่าที่สามารถรวบรวมได้ เนื้อหาของแต่ละบทจะสมบูรณ์ในตัวของมันเอง ผู้เขียนหวังว่าเอกสารประกอบการสอนนี้คงอำนวยความสะดวกต่อการเรียนการสอนในรายวิชาสมุทรศาสตร์ฟิสิกส์ตามสมควร

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

สารบัญ

บทที่ 1 คุณสมบัติทางฟิสิกส์ของน้ำและน้ำทะเล.....	1
1.1 วัฏจักรของน้ำ (Hydrological cycle)	1
1.2 โมเลกุลน้ำ	3
1.3 คุณสมบัติในการถูกบีบอัด (Compressibility) และภายใต้ความดัน (Pressure)	6
1.4 ความหนืด (Viscosity)	7
1.5 ความเค็มของน้ำทะเล	7
1.6 อุณหภูมิของน้ำทะเล	10
1.7 ความหนาแน่นของน้ำทะเล	29
1.8 แสงและเสียงในน้ำทะเล	42
1.9 สีของน้ำทะเล	61
คำถามท้ายบท.....	63
เอกสารอ้างอิง.....	64
บทที่ 2 พลังงานในบรรยากาศกับมหาสมุทร	65
2.1 รังสีจากดวงอาทิตย์ (Solar Radiation)	65
2.2 การเคลื่อนตัวของรังสีผ่านชั้นบรรยากาศ.....	66
2.3 รังสีที่พื้นผิวโลก.....	68
2.4 ความสมดุลของพลังงานและการแผ่รังสีกลับของผิวโลก.....	70
2.5 ปริมาณความร้อน (Heat Budget) ของชั้นบรรยากาศ	71
2.6 Greenhouse Effect	72
2.7 Heat Budget ของมหาสมุทร	74
2.8 การถ่ายเทความร้อนข้ามเส้นละติจูด.....	76
คำถามท้ายบท.....	79
เอกสารอ้างอิง.....	80

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

บทที่ 3 การไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทร	81
3.1 การไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทร.....	81
3.2 สมการควบคุมการไหลเวียนการไหลของน้ำ.....	85
3.3 ขนาดของการไหลเวียน.....	110
3.4 การตรวจวัดกระแสน้ำและการวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้น.....	115
คำถามท้ายบท.....	118
เอกสารอ้างอิง.....	120
บทที่ 4 คลื่น (Wave)	121
4.1 นิยามเกี่ยวกับองค์ประกอบของคลื่น.....	123
4.2 การเคลื่อนตัวของอนุภาคน้ำ และผลกระทบจากน้ำตื้น.....	129
4.3 การส่งผ่านพลังงานคลื่น.....	130
4.4 คลื่นแตกตัว (Breaker).....	132
4.5 การหักเหของคลื่น (Wave refraction).....	133
4.6 Trapped Wave.....	137
4.7 คลื่นที่มีความยาวคลื่นยาว.....	139
4.8 Internal Wave.....	140
4.9 การตรวจคลื่นและวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้น.....	141
คำถามท้ายบท.....	143
เอกสารอ้างอิง.....	144
บทที่ 5 น้ำขึ้นน้ำลง	145
5.1 แรงที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลง.....	145
5.2 ทฤษฎีความสมดุลและพลศาสตร์ของน้ำขึ้นน้ำลง.....	147
5.3 กระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลง.....	151
5.4 การจำแนกชนิดของน้ำขึ้นน้ำลง.....	152
คำถามท้ายบท.....	155

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เอกสารอ้างอิง	157
บทที่ 6 เอสทูรี (Estuaries)	158
6.1 การแบ่งเอสทูรีตามธรณีสัณฐาน (geomorphology).....	160
6.2 อุทกวิทยาของเอสทูรี.....	162
6.3 การไหลเวียนของน้ำในเอสทูรี.....	164
6.4 การผสมผสานของน้ำในเอสทูรี	165
6.5 พลศาสตร์ของตะกอน (sediment dynamics) ในเอสทูรี.....	171
6.6 Estuarine pollution	172
6.7 Nutrients and eutrophication	173
คำถามท้ายบท.....	174
เอกสารอ้างอิง	176

แผนบริหารการสอนประจำบทที่ 1

1. วัตถุประสงค์ เชิงพฤติกรรม

- 1) ผู้เรียนสามารถอธิบายวัฏจักรของน้ำ (Hydrological cycle).
- 2) ผู้เรียนสามารถอธิบายโมเลกุลน้ำ
- 3) ผู้เรียนสามารถอธิบายคุณสมบัติในการถูกบีบอัด (Compressibility) และ
ภายใต้ความดัน (Pressure)
- 4) ผู้เรียนสามารถอธิบายความหนืด (Viscosity)
- 5) ผู้เรียนสามารถอธิบายความเค็มของน้ำทะเล
- 6) ผู้เรียนสามารถอธิบายอุณหภูมิน้ำทะเล
- 7) ผู้เรียนสามารถอธิบายความหนาแน่น
- 8) ผู้เรียนสามารถอธิบายแสงและเสียงในน้ำทะเล
- 9) ผู้เรียนสามารถอธิบายสีของน้ำทะเล

2. วิธีการสอนและกิจกรรมการเรียนการสอนประจำบท

- 1) บรรยาย
- 2) ให้นักศึกษามีส่วนร่วมโดยแสดงความคิดเห็น

3. สื่อการเรียนการสอน

- 1) Power Point
- 2) Internet สำหรับค้นคว้าเอกสารเพิ่มเติมในชั่วโมง

4. การวัดผลและการประเมินผล

- 1) ตั้งคำถามขณะบรรยาย
 - 2) สอบข้อเขียน
-

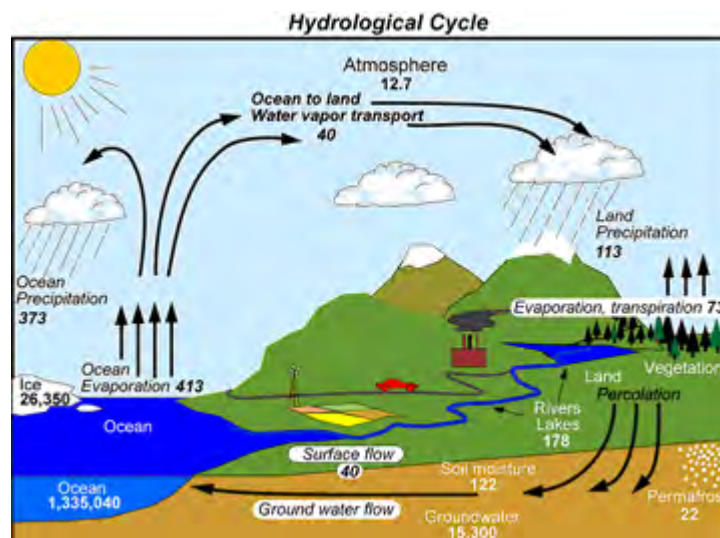
1. คุณสมบัติทางฟิสิกส์ของน้ำและน้ำทะเล

สาระของบทนี้เกี่ยวกับองค์ประกอบ คุณสมบัติ และพฤติกรรมของน้ำและน้ำทะเล โดยเริ่มจากวัฏจักรของน้ำบนเปลือกโลก คุณสมบัติทางกายภาพต่างๆ ของน้ำและน้ำทะเล

น้ำเป็นของเหลวที่สามารถเป็นได้ทั้ง 3 สถานภาพบนผิวโลก คือเป็นของแข็ง ของเหลว และ ก๊าซ น้ำใสสภาพของเหลวอยู่ในมหาสมุทรเป็นส่วนใหญ่ น้ำในสภาพของแข็งเป็นน้ำแข็งหรือหิมะในเขตหนาว และน้ำในสภาพก๊าซเป็นไอน้ำในชั้นบรรยากาศ

1.1 วัฏจักรของน้ำ (Hydrological cycle)

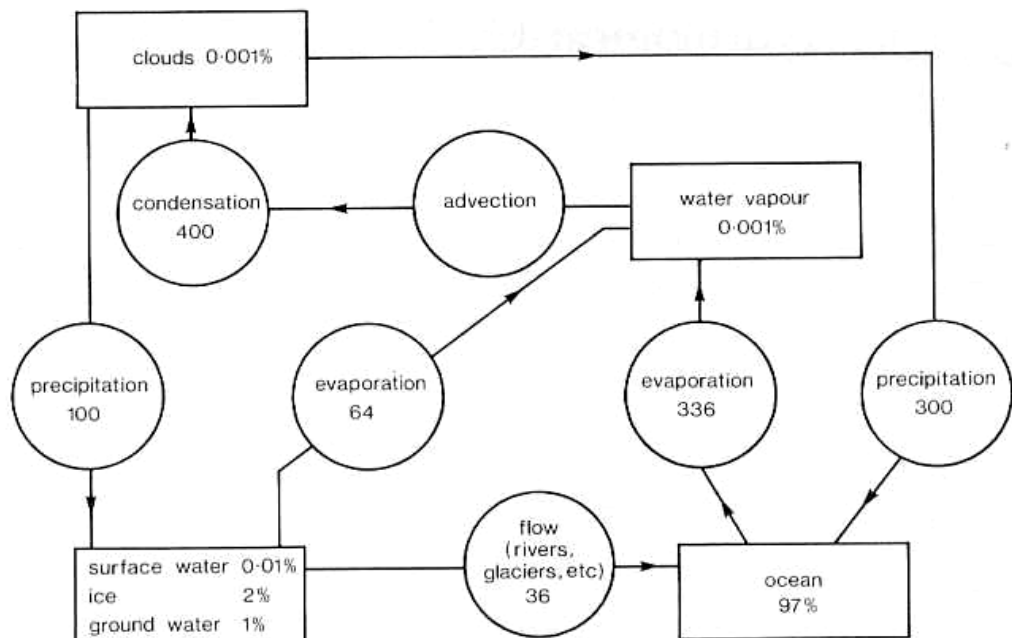
น้ำบนผิวโลกไม่ได้อยู่ในสถานะใดสถานะหนึ่งอย่างถาวร แต่มีการเปลี่ยนแปลงสถานะและที่อยู่เป็นวัฏจักรของน้ำ (รูปที่ 1.1) เริ่มต้นเมื่อน้ำในมหาสมุทรระเหยขึ้นไปเป็นไอน้ำ (ก๊าซ) ในบรรยากาศ ไอน้ำถูกลมพัดพาไปที่ไกลๆ เมื่อไอน้ำรวมตัวกันเป็นก้อนเมฆแล้วควบแน่น คายความร้อนแฝงเป็นละอองน้ำรวมตัวกันเป็นก้อนเมฆ (ซึ่งเป็นของเหลวรวมกับของแข็ง) เมื่อละอองน้ำรวมตัวกันมีขนาดโตขึ้นจะตกลงมาเป็นฝน (ของเหลว) หิมะหรือลูกเห็บ (ของแข็ง) ตกลงบนผิวโลกน้ำที่ตกบนแผ่นดินจะไหลกลับสู่ทะเลในรูปของน้ำผิวดินหรือน้ำบาดาล เป็นอันครบรอบวัฏจักรของน้ำ



รูปที่ 1.1 วัฏจักรของน้ำ (ที่มา <https://sites.google.com/site/mattayom46/science/krabwnkar-peliynpaelng-khxng-lok/watcakr-na>)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

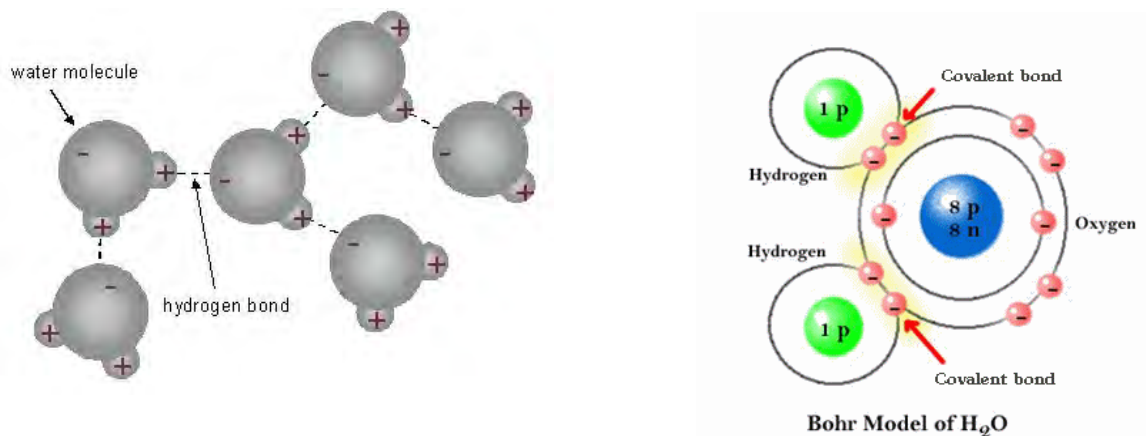
เราสามารถแบ่งมวลน้ำเป็นสถานะ (Stage) และอัตราการเปลี่ยนแปลง (Process) (รูปที่ 1.2) ในสภาวะสมดุลปริมาณน้ำที่เข้าสู่สถานะหนึ่งๆ จะเท่ากับปริมาณที่ไหลออกสถานภาพนั้น และเวลาพำนัก (residence time) ที่น้ำใช้เวลาอยู่ในสถานะนั้นสามารถคำนวณได้จากปริมาณน้ำในสถานะนั้นหารด้วยอัตราการเติมเข้าหรือไหลออกสู่สถานภาพนั้น ถ้าปริมาณน้ำทั้งหมดบนโลกเท่ากับ $1,400 \times 10^{18}$ kg และตามตัวเลขอัตราการเปลี่ยนแปลงในรูปที่ 1.2 จะสามารถคำนวณเวลาพำนักของมหาสมุทรเท่ากับ 4×10^3 ปี ($1.4 \times 10^{21} \times 0.97 / (336 \times 10^{15})$) เวลาพำนักของน้ำใต้ดิน น้ำแข็งขั้วโลก ทะเลสาบ และแม่น้ำรวมกัน 400 ปี เวลาพำนักของน้ำในบรรยากาศ(ไอน้ำและเมฆ) ประมาณ 15 วัน ความจริงมีน้ำใหม่จากใต้โลกเติมให้กับน้ำผิวโลกจากทางภูเขาไฟหรือน้ำพุร้อนจึงทำให้คำนวณปริมาณน้ำใต้ดินได้ลำบาก



รูปที่ 1.2 สถานะและอัตราการเปลี่ยนแปลงของน้ำ (จาก Harvey, J.G. 1975) ตัวเลขในกรอบสี่เหลี่ยม คือ เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำทั้งหมดบนผิวโลก (1.4×10^{21} กิโลกรัม) ในแต่ละสถานะ ตัวเลขในวงกลมคืออัตราการถ่ายเทในแต่ละปี (คูณด้วย 10^{15} กิโลกรัม)

1.2 โมเลกุลน้ำ

โมเลกุลน้ำประกอบด้วยก๊าซไฮโดรเจน 2 อะตอมและก๊าซออกซิเจน 1 อะตอม อะตอมไฮโดรเจนแต่ละตัวมีอิเล็กตรอน 1 ตัว ขณะที่อะตอมออกซิเจนมีอิเล็กตรอน 6 ตัว อิเล็กตรอนของไฮโดรเจนจับคู่กับอิเล็กตรอนของออกซิเจน รวมเป็นอิเล็กตรอน 2 คู่ ยังเหลืออิเล็กตรอนอิสระอีก 2 คู่ (รูปที่ 1.3) พันธะระหว่างไฮโดรเจนอะตอมจะทำมุมกันเท่ากับ 105 องศาแทนที่จะเป็น 120 องศา ความแตกต่างของสมบัติทางไฟฟ้าระหว่างออกซิเจนกับไฮโดรเจนทำให้ทางด้านไฮโดรเจนมีค่าประจุไฟฟ้าเป็นบวกเล็กน้อย ส่วนด้านออกซิเจนมีค่าประจุไฟฟ้าเป็นลบเล็กน้อย เนื่องจากโครงสร้างที่มีประจุไฟฟ้าแต่ละด้านต่างกัสดังกล่าวทำให้โมเลกุลของน้ำมีแรงดึงดูดซึ่งกันและกันเมื่อโมเลกุลน้ำเรียงตัวเอาประจุที่ต่างกันมาเข้าหากัน จึงมีแนวโน้มที่จะเรียงตัวกันเป็นกลุ่มที่ค่อนข้างเป็นระเบียบจากพันธะระหว่างโมเลกุลอย่างอ่อนๆ ที่เรียกว่าพันธะไฮโดรเจน (hydrogen bond)



รูปที่ 1.3 โมเลกุลน้ำ (ที่มา <http://vichakarn.triamudom.ac.th/comtech/studentproject/sci/bio1/water/PAGE/wawater.html>)

คุณสมบัติพิเศษของน้ำ (ตารางที่ 1.1) ซึ่งมีความสำคัญต่อสภาวะแวดล้อมทางกายภาพและสิ่งมีชีวิต เช่น แรงตึงผิวของน้ำเป็นลำดับ 2 รองจากปรอทเท่านั้น แรงตึงผิวทำให้น้ำเกาะกันเป็นก้อนได้ สำคัญต่อกายวิภาคของเซลล์ ความจุความร้อนของน้ำสูงเป็นรองแต่แอมโมเนียเท่านั้น ความจุความร้อนสูงทำให้น้ำสามารถสะสมพลังงานความร้อนไว้ได้มาก ช่วยให้อุณหภูมิอากาศและร่างกายไม่เปลี่ยนแปลงรวดเร็วเกินไป ความร้อนแฝงที่สูงช่วยให้ถ่ายเทความร้อนได้มากเวลาที่น้ำจะเปลี่ยนสถานะภาพเป็นของแข็ง ของเหลว หรือไอ น้ำ เป็นต้น

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ตารางที่ 1.1 แสดงถึงสมบัติทางกายภาพของน้ำ

สมบัติทางกายภาพ	เปรียบเทียบกับสารอื่น ๆ	ความสำคัญต่อสภาวะแวดล้อมทางกายภาพและชีวภาพ
ความร้อนจำเพาะ (Specific heat) $= 4.18 \times 10^3 \text{ J Kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$	มีค่าสูงสุดของของแข็งและของเหลว ยกเว้นแอมโมเนียเหลว	ช่วยป้องกันไม่ให้เกิดการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอย่างรวดเร็วเกินไป การเคลื่อนไหวยิ่งช้าทำให้เกิดการถ่ายเทความร้อนในปริมาณสูงช่วยรักษาอุณหภูมิของมวลน้ำให้คงที่ในสิ่งมีชีวิต
ความร้อนแฝงของการรวมตัว (Latent heat of fusion) $= 3.33 \times 10^5 \text{ J Kg}^{-1}$	มีค่าสูงที่สุดยกเว้นแอมโมเนียเหลว	ทำให้อุณหภูมิคงที่ระหว่างน้ำเปลี่ยนสถานะระหว่างของแข็ง-ของเหลว มีผลอย่างมากต่อ thermostatic effect ที่จุดเยือกแข็ง
ความร้อนแฝงของการระเหย (Latent heat of evaporation) $= 2.25 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$	มีค่าสูงที่สุดในสารทั้งหมด	มีผลอย่างมากต่อการแลกเปลี่ยนความร้อนและน้ำระหว่างน้ำกับบรรยากาศ
การขยายตัวเนื่องจากความร้อน (Thermal expansion)	อุณหภูมิต่ำสำหรับค่าความหนาแน่นสูงสุดจะมีค่าลดลงเมื่อค่าความเค็มเพิ่มขึ้น สำหรับน้ำบริสุทธิ์ อยู่ที่อุณหภูมิต่ำประมาณ $4 \text{ } ^\circ\text{C}$	น้ำจืดและน้ำกร่อยจะมีค่าความหนาแน่นสูงสุดที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ส่วนน้ำทะเล จะมีค่าความหนาแน่นสูงสุดที่จุดเยือกแข็ง มีบทบาทสำคัญในการควบคุมการแพร่กระจายของอุณหภูมิต่ำและการหมุนเวียนของน้ำในแนวตั้งในทะเลสาบ
แรงตึงผิว (Surface tension) $= 7.2 \times 10^9 \text{ N/m}$	มีค่าสูงที่สุดในของเหลวทั้งหมด	มีความสำคัญของกายวิภาคของเซลล์ (Cell physiology) ควบคุมขบวนการที่ผิวบางประเภท การเกิดและพฤติกรรมของหยดน้ำ
ความสามารถในการละลาย (Dissolved power)	โดยทั่วไป สามารถละลายสารต่าง ๆ ได้จำนวนและปริมาณมากกว่าสารอื่น ๆ	มีผลกระทบอย่างมากต่อปรากฏการณ์ทางกายภาพและชีวภาพ

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ค่าคงที่ไดอิเล็กตริก (Dielectric constant) =87 ที่ 0 °C, 80 ที่ 20 °C	น้ำบริสุทธิ์ มีค่าสูงที่สุดใน ของเหลวทั้งหมด ยกเว้น H ₂ O ₂ และ HCN	มีความสำคัญต่อพฤติกรรมของสารละลาย อนินทรีย์
ค่าการแตกตัวของ อิเล็กโทรไลต์ (Electrolytic dissociation)	มีค่าน้อยมาก	เป็นสารที่เป็นกลาง มีไอออนของไฮโดรเจน กับไอออนไฮดรอกซิล
ความโปร่งใส (Transparency)	มีค่าค่อนข้างสูง	การดูดซับพลังงานความร้อน (Absorption of radiant energy) มีค่ามากสำหรับรังสี อินฟราเรดและรังสีอัลตราไวโอเล็ต แต่ ในช่วงที่ตามองเห็นได้จะดูดซับพลังงานได้ น้อย ทำให้มองเห็นว่า “ไม่มีสี”
การนำความร้อน (Conduction of heat)	มีค่าสูงที่สุดในของเหลว ทั้งหมด	มีความสำคัญในระดับจุลภาค เช่น ระดับ เซลล์ แต่ในกรณีอื่นๆ การนำความร้อนโดย Eddy conduction มีค่าสูงกว่า กระบวนการในระดับโมเลกุลมาก
ความหนืดของโมเลกุล (Molecular viscosity) = 10 ⁻³ N s m ⁻² *	มีค่าน้อยที่สุดในของเหลว ทั้งหมด ณ อุณหภูมิ เดียวกัน	จะเกิดการไหลเวียนเพื่อปรับสภาพสมดุลที่ เกิดจากความกดที่แตกต่างกัน

* N = นิวตัน (Newton) เป็น หน่วยของแรงใน Kg m s⁻²

- หมายเหตุ :**
1. ความร้อนแฝง (Latent heat) เป็นปริมาณความร้อนที่ใช้ในการหลอมเหลวสสาร
จำนวน 1 หน่วยที่จุดหลอมเหลว หรือ ปริมาณความร้อนที่ใช้ในการระเหยสสาร
จำนวนหนึ่งหน่วยที่จุดเดือด
 2. ความร้อนจำเพาะ (Specific heat) เป็นปริมาณความร้อนที่ใช้ในการทำให้
อุณหภูมิของสสารจำนวน 1 หน่วย เพิ่มขึ้น 1 องศา
 3. แรงตึงผิว (Surface tension) เป็นการวัดความแข็งแรง (Strength) ของผิวน้ำ
ของเหลว
 4. ความหนืด (Viscosity) เป็นการวัดความต้านทานต่อการการเปลี่ยนสภาพ
(Distortion) ของของเหลว เช่น การไหล

1.3 คุณสมบัติในการถูกบีบอัด (Compressibility) และภายใต้ความดัน (Pressure)

เมื่อของเหลวถูกแรงกดดันจะทำให้ปริมาตรลดลงและความหนาแน่นเพิ่มขึ้น ก๊าซเป็นของเหลวที่ถูกบีบอัดได้ดีเพราะมีความหนาแน่นต่ำ ส่วนน้ำเป็นของเหลวที่ถูกบีบอัดได้น้อยจนเรียกได้ว่าไม่สามารถถูกบีบอัดได้อีกเนื่องจากมีความหนาแน่นสูงอยู่แล้ว การบีบอัดเกิดจากความดัน (pressure) ที่กระทำต่อของเหลวจากทุกทิศทาง ความดันของน้ำในมหาสมุทรเกิดจากน้ำหนักของน้ำที่อยู่เหนือขึ้นไปกดทับโดยความดันที่เพิ่มขึ้นสัมพันธ์กับความลึกน้ำที่เพิ่มขึ้น ความดันที่เพิ่มขึ้นทำให้โมเลกุลของน้ำอยู่ชิดกันและชนกันมากขึ้นเป็นผลให้อุณหภูมิสูงขึ้น ดังนั้นอุณหภูมิของน้ำทะเลลึกจึงเพิ่มขึ้นตามความลึก ผลของความดันอีกประการคือทำให้ก๊าซละลายในน้ำได้มากขึ้น เมื่อนักดำน้ำดำลงไปใต้น้ำลึก ความดันน้ำทำให้ก๊าซไนโตรเจนละลายในเลือดมากขึ้น ก่อนที่นักดำน้ำจะขึ้นสู่ผิวน้ำจะต้องลอยตัวใต้อากาศอยู่ระยะหนึ่งเพื่อให้ก๊าซค่อยๆ แยกตัวออกมาจากเลือด ถ้านักดำน้ำขึ้นสู่ผิวน้ำทันทีที่เกิดก๊าซในเส้นเลือด นักดำน้ำจะเกิดอาการเกร็ง (bend) อาจถึงตายได้ นักดำน้ำที่ต้องทำงานใต้น้ำลึกเป็นเวลานานๆ จะใช้ห้องปรับความดันในเรือแทนที่จะต้องลอยอยู่ใต้น้ำเป็นเวลานาน

Hydrostatic equation

สมการความดันของน้ำ (hydrostatic equation) เป็นความสัมพันธ์ของความดันที่เพิ่มขึ้นกับความลึกน้ำ

$$\Delta p = -g \rho \Delta z$$

เมื่อ Δp คือความดันที่เพิ่มขึ้น

g คือความเร่งของโลก (9.8 m s^{-2})

ρ ความหนาแน่นของน้ำซึ่งค่อนข้างคงที่ ($1.03 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$)

และ Δz ความลึกที่เพิ่มขึ้น (ความลึกใต้อากาศมีค่าเป็นลบ)

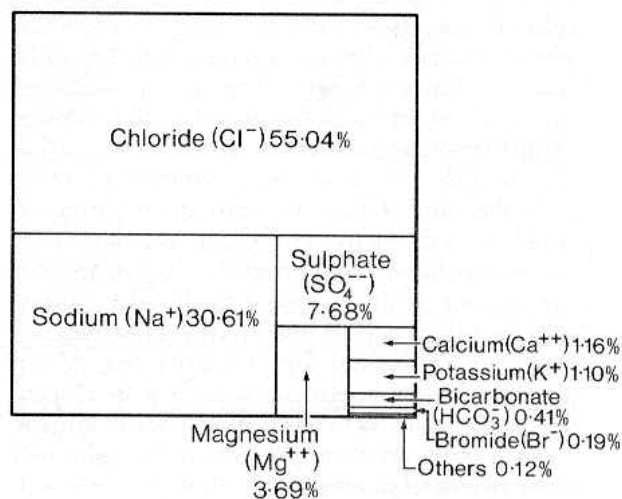
ตัวอย่างเช่นน้ำที่ระดับความลึก 10 เมตร จะมีความดันของน้ำเท่ากับ 10^5 นิวตันต่อตารางเมตร (N.m^{-2}) หรือ 1000 มิลลิบาร์ (1 บาร์ = แรงกดดันของบรรยากาศ)

1.4 ความหนืด (Viscosity)

ของเหลวและก๊าซมีคุณสมบัติในการเปลี่ยนรูปร่างตามแรงเฉือนที่กระทำเพราะโมเลกุลของของเหลวและก๊าซเกาะกันอย่างหลวมๆ ความหนืดคือความสามารถของของเหลวที่จะทนต่อแรงเฉือนที่จะทำให้ชั้นของเหลวที่อยู่ติดกันเลื่อนออกจากกัน ก๊าซมีความหนืดต่ำจึงเคลื่อนที่ได้ง่ายเมื่อมีแรงเฉือนจากลมมากกระทำ น้ำจะทนแรงเฉือนได้ดีกว่าก๊าซ ความหนืดของน้ำไม่คงที่ขึ้นกับสภาพการไหลของน้ำ สำหรับน้ำไหลเป็นชั้นเรียบร้อยละ (laminar flow) ความหนืดของน้ำเท่ากับ 1.0×10^{-3} N.s.m⁻² สำหรับน้ำไหลแบบปั่นป่วน (turbulence flow) จะมีความหนืดของน้ำเพิ่มขึ้นหลายเท่า ความหนืดเป็นคุณสมบัติเฉพาะของของไหลจึงไม่เกี่ยวข้องกับควมลึก ความเค็มมีผลทำให้ความหนาแน่นของน้ำเพิ่มขึ้นเล็กน้อยจนแทบไม่มีผลต่อค่าความหนืดของน้ำ

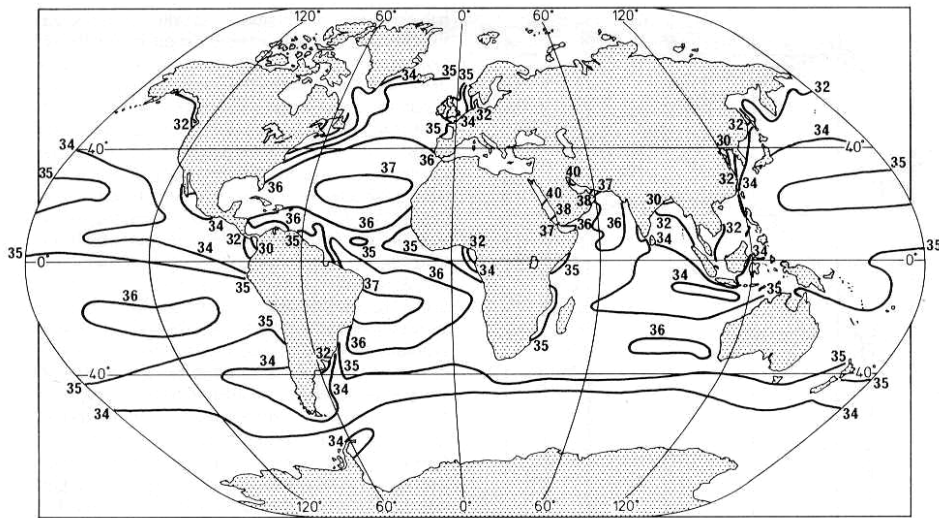
1.5 ความเค็มของน้ำทะเล

น้ำทะเลมีความเค็มเนื่องจากมีเกลือละลายอยู่ในน้ำ น้ำทะเล 1 กิโลกรัมจะมีเกลือแร่ละลายอยู่ประมาณ 35 กรัม ซึ่ง 99.9% ของน้ำหนักเป็นไอออนของเกลือแร่หลักเพียง 8 ชนิด (คลอไรด์ โซเดียม ซัลเฟต แมกนีเซียม แคลเซียม โบแทสเซียม ไบคาร์บอเนต และโบรไมด์) องค์ประกอบของเกลือจำพวกนี้คงที่ในน้ำทะเล (conservative) ยกเว้นแคลเซียม นอกจากเกลือแร่หลัก 8 ชนิดในน้ำทะเลแล้วยังมีเกลือแร่ปริมาณเล็กน้อยอีกหลายชนิดในน้ำทะเลซึ่งจำเป็นต่อการสิ่งมีชีวิตในน้ำทะเลรวมทั้งก๊าซต่างๆ ด้วย รายละเอียดของสิ่งเหล่านี้ปรากฏอยู่ในหัวข้อเคมีในทะเล



รูปที่ 1.4 สัดส่วนของเกลือแร่หลักในทะเล (Harvey, J.G. 1975)

นิยามความเค็มแต่เดิมเท่ากับปริมาณเกลือเป็นกรัมในน้ำ 1 กิโลกรัม หน่วยส่วนต่อพันส่วน (ppt) ต่อมาหาความเค็มจากคุณสมบัติในการนำไฟฟ้าเปรียบเทียบกับน้ำทะเลมาตรฐาน (35‰, 20°C) ความเค็มจากคุณสมบัติการนำไฟฟ้าจะไม่มีหน่วย หรือใส่ psu (practical salinity unit) เป็นหน่วยก็ได้ ความเค็มของน้ำทะเลที่ผิวหน้าสูงสุดที่ละติจูด 20° เนื่องจากการระเหยของน้ำโดยไม่มีน้ำท่าหรือฝนมาช่วยเจือจาง น้ำทะเลในเขตละติจูดที่อื่นๆ จะได้รับน้ำจืดจากฝน หรือการละลายของน้ำแข็งขั้วโลก หรือจากน้ำท่า



รูปที่ 1.5 ความเค็มที่ผิวหน้าทะเล (ppt) ในช่วงฤดูร้อนทางซีกโลกเหนือ (ที่มา Harvey, J.G. 1975)

วิธีการหาความเค็มของน้ำในห้องทดลองโดยการไตเตรชันมีข้อด้อยคือ จะต้องเก็บน้ำมาไตเตรตในห้องทดลอง ผู้ไตเตรตจะต้องมีความชำนาญพอควร และสารเคมีราคาแพง การหาความเค็มโดยวิธีไตเตรชันมีความละเอียดแม่นยำในระดับ ± 0.02 ppt วิธีการหาความเค็มที่สะดวกคือใช้เครื่องตรวจวัดในพื้นที่ที่นิยมใช้กันตามบ่อเลี้ยงกุ้งคือ Refractometer ซึ่งใช้หลักการหักเหของแสงผ่านหยดน้ำที่จะวัดความเค็ม ความละเอียดในการวัดค่อนข้างหยาบคือ ± 1 ppt เหมาะสำหรับการวัดบริเวณน้ำกร่อย แต่ไม่เหมาะที่จะนำไปใช้วัดน้ำทะเลเนื่องจากความแตกต่างของเค็มน้อยกว่า 1 ppt เครื่องวัดความเค็มที่มีความละเอียดสูงคือ CTD meter เครื่องจะวัดความนำไฟฟ้า อุณหภูมิ และความลึกน้ำแล้วบันทึกเก็บไว้ ความเค็มจะคำนวณจากความนำไฟฟ้าและอุณหภูมิในภายหลัง แต่หากเครื่องวัดความ

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

นำไฟฟ้าและอุณหภูมิแล้วคำนวณความเค็มในตัวเครื่องเลยจะเรียกเครื่องมือนี้ว่า STD ความละเอียดถูกต้อง ในการวัด ± 0.005 ppt แต่เครื่องมือมีราคาค่อนข้างแพง

คำจำกัดความของ salinity และ chlorinity

ความเค็ม (salinity) เป็นปริมาณของเกลือในน้ำทะเลมีหน่วยเป็นกรัมของเกลือต่อน้ำทะเล 1 กิโลกรัม หรือ ส่วนต่อพันส่วน (part per thousand, ppt) ใช้สัญลักษณ์ ‰ แทน 200 ปีก่อนการวิเคราะห์ปริมาณเกลือในน้ำทะเลนั้นกระทำโดยการระเหยน้ำทะเลอย่างช้าๆ ซึ่งจะทำให้เกิดการตกผลึกของสารต่างๆ (Fractional Crystallization) สารตัวแรกที่ตกผลึกคือ แคลเซียมคาร์บอเนต (CaCO_3) ตามด้วยยิบซั่ม ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) เกลือแกง (NaCl) เกลือกลีบเบอร์ ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) เกลือ Epsom ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) เกลือแคลเซียมคลอไรด์ (CaCl_2) กับแมกนีเซียมคลอไรด์ (MgCl_2) เพื่อให้ผลทดลองที่ถูกต้องเราต้องทำการสลายสารอินทรีย์ (Organic matter) ทั้งหมด เปลี่ยนโบรไมด์และไอโอดีนให้เป็นคลอไรด์ และเปลี่ยนคาร์บอเนตให้เป็นออกไซด์เสียก่อนที่จะทำการระเหยน้ำทะเล

ดังนั้นคำจำกัดความของความเค็มของนักเคมีจะเป็นดังนี้: ปริมาณเป็นกรัมของของแข็งทั้งหมดในน้ำทะเลหนัก 1 กิโลกรัมเมื่อคาร์บอเนตทั้งหมดถูกเปลี่ยนเป็นออกไซด์ ไอโอดีนและโบรไมด์ทั้งหมดถูกแทนที่ด้วยคลอไรด์ และสารอินทรีย์ทั้งหมดถูกออกซิไดซ์

ความเค็มของน้ำทะเลขึ้นอยู่กับปริมาณอออนหลักเนื่องจากอออนหลักจะมีค่าอัตราส่วนคงที่ (ตาราง 1.1) ทำให้เราสามารถวัดค่าความเค็มโดยการวัดค่าความเข้มข้นของเพียงอออนเดียวเท่านั้น เมื่อทราบความเข้มข้นของ 1 อออนหลักแล้ว จะสามารถคำนวณค่าของอออนหลักอื่นๆ ได้จากค่าอัตราส่วน (ratio) เนื่องจากอออนคลอไรด์มีมากที่สุดในน้ำทะเล จึงเป็นการง่ายในการวัดค่าความเค็มโดยวิธีทางเคมีซึ่งทำได้โดยการไตเตรทกับซิลเวอร์ไนเตรท (AgNO_3) ปริมาณความเข้มข้นของคลอไรด์ที่ได้จากการไตเตรทนี้เรียกว่าคลอรินิตี (Chlorinity) [%]

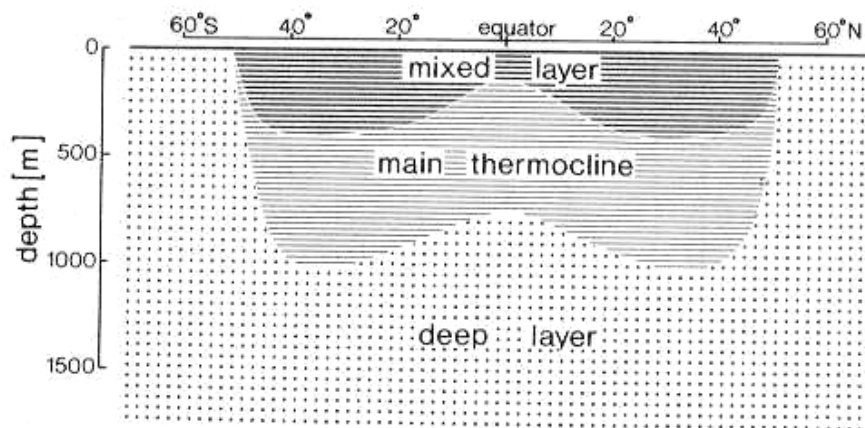
คลอรินิตีเป็นปริมาณทั้งหมดของคลอรินโบรมีนและไอโอดีน ในหน่วยกรัมในน้ำทะเล 1 กิโลกรัม โดยที่โบรมีนกับไอโอดีนถูกแทนที่ด้วยคลอริน ความสัมพันธ์ระหว่างความเค็มกับคลอรินิตีคือ

$$S \% = 1.80655 * Cl \%$$

วิธีที่ถูกต้องและรวดเร็วในการวัดค่าความเค็มคือ การวัดค่าความนำไฟฟ้า (conductivity) โดยใช้เครื่องซาลิโนมิเตอร์ (salinometer) และได้ใช้กันทั่วไปจนเป็นมาตรฐานมากกว่าวิธีการไตเตรท สำหรับวิธีทางไฟฟ้านั้น ได้กำหนดความเค็มให้เป็นฟังก์ชันของอัตราส่วนของค่าความนำไฟฟ้าของน้ำทะเลตัวอย่างกับของน้ำทะเลมาตรฐาน (standard seawater) ที่ทราบค่าความเค็ม ค่าความนำไฟฟ้านี้ใช้ตัวย่อว่า R_t โดย t เป็นค่าอุณหภูมิที่ใช้ในการวัด

1.6 อุณหภูมิน้ำทะเล

น้ำทะเลร้อนขึ้นจากการถูกแดดเผาที่ผิวน้ำ ความร้อนนี้จะถูกส่งผ่านไปยังน้ำเบื้องล่างจากการผสมผสานกันของน้ำเนื่องจากลมและคลื่น (100-200 เมตร) อุณหภูมิน้ำในช่วงนี้คงที่ตามความลึก เรียกว่า “isothermal” ได้ระดับนี้ลงไปแล้วอุณหภูมิจะลดลงตามความลึก เรียกน้ำเขตนี้ว่า “thermocline” อุณหภูมิน้ำจะลดลงจนเท่ากับอุณหภูมิของมวลน้ำชั้นล่าง (deep water) ซึ่งมีค่าประมาณ 1 องศาเซลเซียส

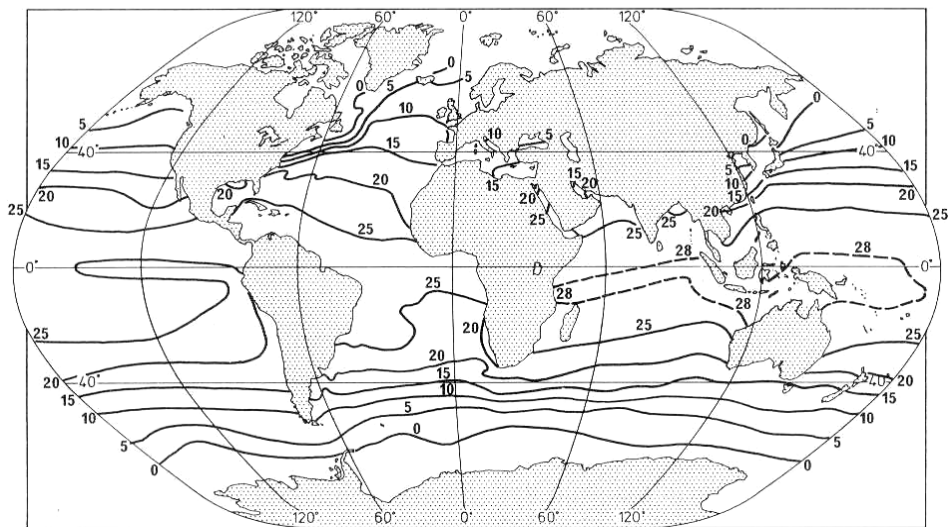


รูปที่ 1.6 แผนผังแสดงชั้นน้ำร้อนในมหาสมุทร (Harvey, J.G. 1975)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

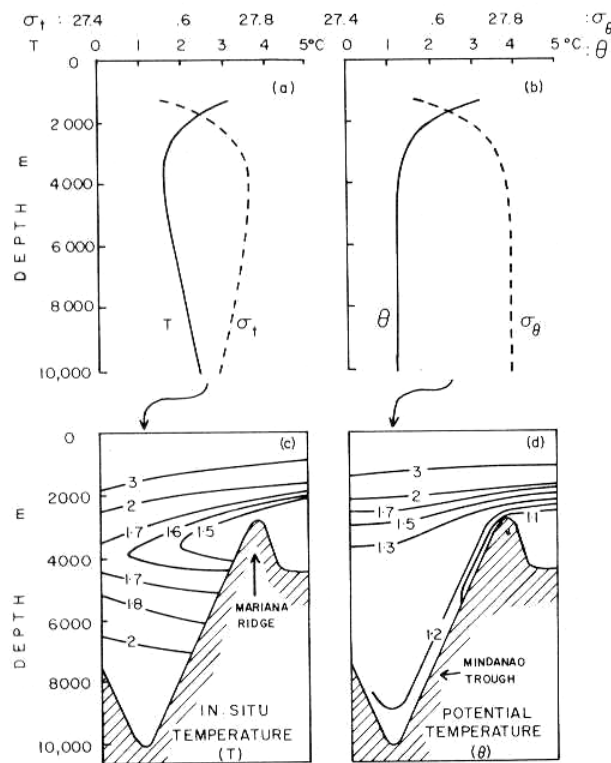
รูปแบบของน้ำทะเลผิวหน้าแสดงไว้ในรูปที่ 1.7 อุณหภูมิน้ำมีค่าตั้งแต่ -1.9 องศาเซลเซียสที่ขั้วโลกถึงกว่า 30 องศาที่ บริเวณศูนย์สูตร การเปลี่ยนแปลงของค่าอุณหภูมิตามฤดูกาลมีมากที่สุด บริเวณละติจูดกลางๆ ในซีกโลกเหนือเนื่องจากมีแผ่นดินบนเปลือกโลกจำนวนมาก บริเวณที่น้ำร้อนที่สุดจะขยับไปทางซีกโลกเหนือที่ละติจูด 5 องศาเนื่องจากอิทธิพลของแผ่นดินเช่นกัน ทวีปแอนตาร์กติกาคือขั้วโลกใต้มีความหนาวเย็นมากเพราะรังสีจากดวงอาทิตย์ถูกสะท้อนกลับออกไปเกือบหมด

น้ำร้อนเขตเส้นศูนย์สูตรถูกถ่ายเทไปยังขั้วโลกด้วยกระบวนการไหลเวียนของน้ำ โดยมีแผ่นทวีปเป็นตัวกำหนดรูปแบบการไหลเวียนของน้ำ กระแสน้ำอุ่นที่นำความร้อนจากศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก (กัลฟ์สตรีมที่ฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแอตแลนติก เป็นต้น) และกระแสน้ำเย็นน้ำเย็นจากขั้วโลกกลับสู่เขตศูนย์สูตรอีกครั้ง ทำให้อุณหภูมิน้ำที่ฝั่งซ้ายและขวาของมหาสมุทรในละติจูดเดียวกันมีค่าแตกต่างกัน



5. 10-a Surface temperature of the oceans ($^{\circ}\text{C}$) in February.

รูปที่ 1.7 อุณหภูมิน้ำในมหาสมุทร (องศาเซลเซียส) ในเดือนกุมภาพันธ์ (บน) และเดือนสิงหาคม (ล่าง) (ที่มา Harvey, J.G. 1975)

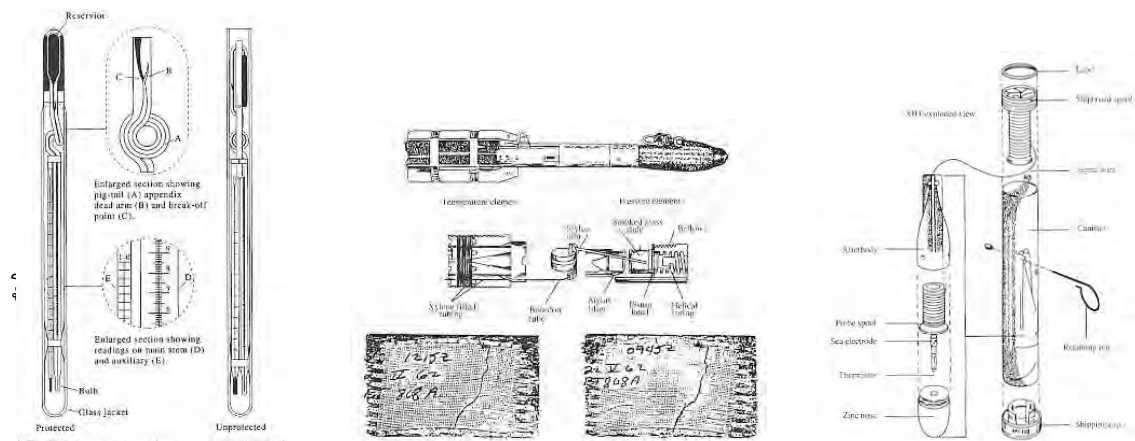


รูปที่ 1.8 อุณหภูมิน้ำวัด ณ ความลึกแท้จริง (T) และอุณหภูมิเมื่อนำน้ำมาวัดที่ระดับผิวน้ำ (θ) และความหนาแน่นของน้ำและการแพร่กระจายของอุณหภูมิหลังจากปรับแก้อุณหภูมิแล้ว (ที่มา Pickard, G. L., and W. J. Emery. 1982)

ในน้ำลึกมากๆ (เกินกว่า 4 กิโลเมตร) ความดันของมวลน้ำ (pressure) ทำให้น้ำมีความหนาแน่นเพิ่มขึ้น ส่งผลให้อุณหภูมิน้ำเพิ่มขึ้นตามความลึก การวัดอุณหภูมิน้ำถ้าวัดที่ความลึกจริงของน้ำจะได้ค่าสูงกว่าเมื่อนำน้ำนั้นขึ้นมาวัดอุณหภูมิที่ระดับผิวน้ำ ดังนั้นตัวแปรของอุณหภูมิจึงมี 2 ตัวแปร คือ t สำหรับอุณหภูมิวัดที่ความลึกแท้จริง (in situ) และ θ สำหรับค่าอุณหภูมิเมื่อนำน้ำมาวัดที่ระดับผิวน้ำ (ตัดผลลัพธ์ที่เกิดจากความดันของน้ำออกไป) โดยที่มวลน้ำไม่แลกเปลี่ยนความร้อนกับสิ่งแวดล้อมรอบข้าง (adiabatic change) การวัดอุณหภูมิที่ง่ายที่สุดคือการตักน้ำขึ้นมาวัดด้วยปรอทเทอร์โมมิเตอร์ แต่ต้องระวังไม่ให้มวลน้ำถ่ายเทความร้อนกับมวลน้ำอื่นๆ หรืออากาศ และใช้ได้กับน้ำตื้นเท่านั้น หากเป็นน้ำลึกจะมีอิทธิพลของแรงกดทับของน้ำความผิดพลาด อีกทั้งความละเอียด

ของการอ่านขึ้นกับสเกลบนเทอร์โมมิเตอร์ สำหรับผู้ชำนาญสามารถอ่านได้ละเอียดประมาณ 0.3 องศา จึงไม่เหมาะสมสำหรับการตรวจวัดทางวิทยาศาสตร์ การวัดอุณหภูมิให้ถูกต้องในอดีตจะใช้เทอร์โมมิเตอร์แบบหกกลับซึ่งจะบอกค่าอุณหภูมิ น้ำ ณ จุดตรวจวัด (in situ) ความละเอียดถูกต้องถึง 0.01 องศาเซลเซียส ปัจจุบันเราวัดอุณหภูมิโดยใช้คุณสมบัติความต้านทานกระแสไฟฟ้าของน้ำ เครื่องมือที่ใช้เรียกว่า CTD, STD, C-T, S-T meter สามารถให้ความละเอียดถูกต้องได้ถึง 0.002 - 0.1 องศาเซลเซียสตามความซับซ้อนของหัววัดและวงจรไฟฟ้า

เครื่องมือที่วัดเฉพาะอุณหภูมิและความลึกคือ bathythermograph เครื่องจะบันทึกอุณหภูมิน้ำตามความลึกเมื่อหย่อนเครื่องมือลงในน้ำ ความลึกน้ำของเครื่องวัดจากความดันของน้ำ สามารถวัดได้ถึงระดับความลึก 60, 140 หรือ 270 เมตรตามข้อจำกัดของเครื่องมือ เครื่องที่นิยมใช้ในปัจจุบันคือ expendable bathythermograph (XBT) โดยมีหัววัดอุณหภูมิแบบตัวต้านทานไฟฟ้า บรรจุอยู่ในกระสวย ยิงกระสวยลงน้ำ ค่าอุณหภูมิจะส่งผ่านมาทางเส้นลวดเล็กๆ ที่ขดอยู่ที่ด้านบนของกระสวยต่อกับเครื่องบันทึกอุณหภูมิตามความลึก ความลึกของน้ำในที่นี้คำนวณจากระยะเวลาที่ผ่านไปหลังจากยิงกระสวยลงน้ำเพราะคำนวณความเร็วในการเคลื่อนที่ของกระสวยไว้ล่วงหน้าแล้ว ตัวกระสวยราคาไม่แพงจึงไม่มีการเก็บกลับมาใช้ใหม่ สามารถวัดอุณหภูมิจากผิวน้ำถึงความลึก 200-1800 เมตร



รูปที่ 1.9 เครื่องวัดวัดอุณหภูมิประเภทต่างๆ (เทอร์โมมิเตอร์, bathythermograph และ expendable bathythermograph ตามลำดับ)

เอล นีโญ และ ลา นินญา

เอลนีโญ เป็นคำที่ใช้เรียกปรากฏการณ์ธรรมชาติทางสมุทรศาสตร์ มีหลักฐานแสดงว่าเอลนีโญได้เกิดขึ้นนานนับพันปีมาแล้ว แม้แต่เอลนีโญที่เกิดขึ้นในปี พ.ศ. 2525 – 2526 ซึ่งรุนแรงมากก็ยังไม่ได้ถูกกล่าวขานว่าเป็นเอลนีโญจนกระทั่งปรากฏการณ์นี้ได้เกิดขึ้นแล้วหลายเดือน เนื่องจากปรากฏการณ์นี้เป็นต้นเหตุให้เกิดผลกระทบต่อภูมิอากาศของโลกอย่างรุนแรง เช่น อเมริกาเหนือประสบกับสภาพอากาศที่ผิดปกติอย่างมากตลอดปี 2526 ออสเตรเลียประสบกับภาวะความแห้งแล้งมากและเกิดไฟป่าเผาผลาญ ประเทศไต้หวัน ทะเลทรายสะฮาราประสบกับความแห้งแล้งที่เลวร้ายมากที่สุดช่วงหนึ่ง และลมมรสุมในมหาสมุทรอินเดียอ่อนกำลังลงมาก ประเมินว่าความเสียหายที่เกิดขึ้นทั้งหมดอยู่ระหว่าง 8 - 13 พันล้านเหรียญสหรัฐ และสูญเสียชีวิตประมาณ 2,000 คน ช่วง 30 ปีที่ผ่านมา ได้มีการลงทุนจำนวนมากในการตรวจวัดอากาศและการวิจัยเพื่อเพิ่มพูนขีดความสามารถในการพยากรณ์ปรากฏการณ์นี้ จนกระทั่ง 10 ปีสุดท้ายจึงได้มีความเข้าใจถึงการเกิดและการคงอยู่ของเอลนีโญ อย่างไรก็ตามเมื่อไม่นานมานี้ได้มีการใส่ความสัมพันธ์ระหว่างกันของบรรยากาศและมหาสมุทรที่สลับซับซ้อนและจำนวนข้อมูลอันมหาศาลเข้าไปในแบบจำลองเพื่อทำการพยากรณ์ปรากฏการณ์เอลนีโญ ในระยะหลังตั้งแต่ประมาณ พ.ศ. 2515 เป็นต้นมา เอลนีโญได้เกิดบ่อยครั้งขึ้นและมีความรุนแรงมากขึ้นกว่าในอดีตที่ผ่านมา จึงสมควรที่จะทำความเข้าใจกับปรากฏการณ์ดังกล่าวโดยในบทความนี้จะกล่าวถึงความรู้เบื้องต้นเกี่ยวกับปรากฏการณ์เอลนีโญ ผลกระทบ และข่าวสารเกี่ยวกับปรากฏการณ์เอลนีโญที่เกิดขึ้นในปี พ.ศ. 2540 – 2541 โดยรวบรวมข้อมูลจากเอกสารขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก แหล่งข้อมูลทางวิทยาศาสตร์และศูนย์พยากรณ์ภูมิอากาศหลัก ๆ หลายศูนย์ เพื่อวัตถุประสงค์ในการเผยแพร่ต่อสาธารณชน รวมถึงผู้มีอำนาจในการตัดสินใจด้านนโยบายได้ทราบถึงปัญหาที่เกิดจากปรากฏการณ์เอลนีโญ

ความหมายของเอลนีโญ

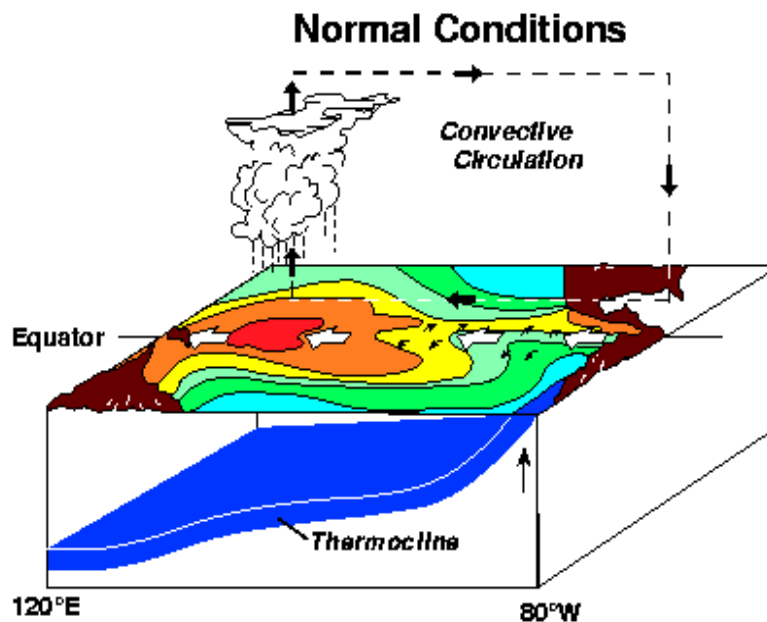
เอลนีโญ มีความหมายแตกต่างกันในแต่ละกลุ่มบุคคล ในภาษาสเปน คำว่าเอลนีโญ (el niño) หมายถึง เด็กชายเล็ก ๆ แต่หากเขียนนำด้วยอักษรตัวพิมพ์ใหญ่ เอลนีโญ (El Niño) หมายถึงทะเลพระเยซูคริสต์ สำหรับชาวเปรูจะมีความหมายเพิ่มเติม คือ หมายถึงกระแสน้ำอุ่นที่ไหลเลียบชายฝั่งเปรูลงไปทางใต้ทุก ๆ 2 – 3 ปี หรือกว่านั้น และได้ตั้งชื่อกระแสน้ำอุ่นนี้ว่าเอลนีโญก่อนเริ่มศตวรรษที่ 20 โดยเริ่มรู้จักและสังเกตเห็นครั้งแรกประมาณปี ค.ศ. 1892 การที่ตั้งชื่อว่า เอลนีโญเนื่องจากจะมีน้ำอุ่นปรากฏอยู่ตามชายฝั่งเปรูเป็นฤดู ๆ โดยเริ่มประมาณช่วงคริสต์มาส (ช่วงฤดูร้อนของซีกโลกใต้ ซึ่งตรงกับช่วงฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ) น้ำอุ่นนี้จะไหลเข้าแทนที่น้ำเย็นที่อยู่ตามชายฝั่งเปรูนานประมาณ 2 – 3 เดือน (โดยปกติแล้วตามชายฝั่งเปรูจะมีน้ำเย็นปรากฏอยู่ ซึ่งเป็นผล

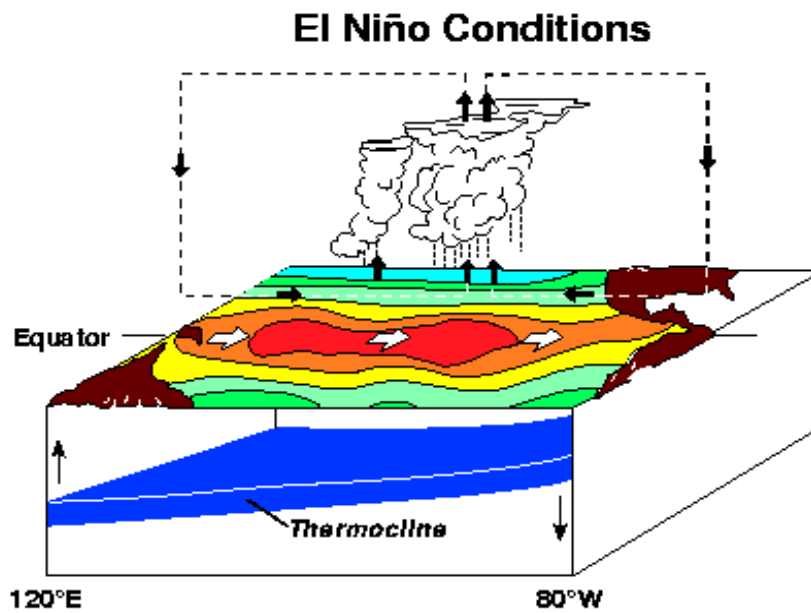
มาจากขบวนการไหลขึ้นของน้ำเย็นจากใต้มหาสมุทรขึ้นมายังผิวน้ำ ซึ่งทำให้น้ำเย็นอันอุดมไปด้วยธาตุอาหารไหลขึ้นมายังผิวน้ำ) บางครั้ง น้ำอุ่นที่ปรากฏเป็นระยะ ๆ ตามชายฝั่งประเทศเปรูและเอกวาดอร์ อาจจะถูกย่นนานเกินกว่า 2 - 3 เดือน ซึ่งบางครั้งอาจจะยาวนานข้ามปีถัดไป ทำให้เกิดผลกระทบต่อระบบนิเวศวิทยาชายฝั่งซึ่งเกี่ยวข้องกับปลา นกที่กินปลาเป็นอาหาร และกิจกรรมที่เกี่ยวข้องกับการประมงและเกษตรกรรม ฝนที่ตกหนักเนื่องจากเอลนีโญทางเอกวาดอร์ใต้และเปรูเหนือ บางครั้งทำให้เกิดความเสียหายในหลาย ๆ เมือง ประมาณกลางทศวรรษ 1970 มีคำจำกัดความเกี่ยวกับเอลนีโญมากมาย และประมาณปลายทศวรรษ 1990 หลายสิบคำจำกัดความของเอลนีโญ ตั้งแต่ง่าย ๆ จนถึงซับซ้อนปรากฏอยู่ในบทความและหนังสือด้านวิทยาศาสตร์ทั่วไป ดังตัวอย่างของคำจำกัดความ เอลนีโญ คือ ช่วง 12 ถึง 18 เดือนที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลทางครึ่งซีกด้านตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนอุ่นกว่าปกติ เป็นต้น เอลนีโญที่มีขนาดปานกลางหรือรุนแรงจะเกิดขึ้นไม่สม่ำเสมอ เฉลี่ยประมาณ 5 - 6 ปีต่อครั้ง แม้ว่าที่ผ่านมาเอลนีโญจะมีความหมายมากมาย แต่ความหมายอันเป็นที่รับรู้และเข้าใจกันโดยทั่วไปในปัจจุบันคือการอุ่นขึ้นอย่างผิดปกติของน้ำทะเลบริเวณตอนกลางและตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อน ซึ่งเกิดจากการอ่อนกำลังลงของลมค้า (trade wind) คำจำกัดความของเอลนีโญแม้จะมีมากมายแต่ลักษณะบางอย่างซึ่งเป็นลักษณะปกติของเอลนีโญจะปรากฏให้เห็น คือ การอุ่นขึ้นผิดปกติของผิวน้ำทะเล กระแสน้ำอุ่นที่ไหลลงทางใต้ตามชายฝั่งประเทศเปรู เกี่ยวข้องกับอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่สูงขึ้นทางด้านตะวันออก และตอนกลางของแปซิฟิกเขตร้อนสุดปรากฏตามชายฝั่งประเทศเอกวาดอร์ และเปรูเหนือ (บางครั้งประเทศชิลี) เชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเล เกิดร่วมกับการอ่อนกำลังลงของลมค้าที่พัดไปทางทิศตะวันตกบริเวณแปซิฟิกเขตร้อนสุดเวียนเกิดซ้ำแต่ช่วงเวลาไม่สม่ำเสมอเกิดแต่ละครั้งนาน 12 - 18 เดือน

การเกิดเอลนีโญ

ตามปกติเหนือหน้าน้ำมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนหรือมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนสุดจะมีลมค้าตะวันออกพัดปกคลุมเป็นประจำ ลมนี้จะพัดพาผิวน้ำน้ำทะเลที่อุ่นจากทางตะวันออก (บริเวณชายฝั่งประเทศเอกวาดอร์ เปรู และชิลีตอนเหนือ) ไปสะสมอยู่ทางตะวันตก (ชายฝั่งอินโดนีเซีย และออสเตรเลีย) ทำให้บรรยากาศเหนือบริเวณแปซิฟิกตะวันตกมีความชื้นเนื่องจากขบวนการระเหย (Glantz, 2001) และมีการก่อตัวของเมฆและฝนบริเวณตะวันออกและตะวันออกเฉียงใต้ของเอเชีย รวมทั้งประเทศต่าง ๆ ที่เป็นเกาะอยู่ในแปซิฟิกตะวันตก ขณะที่ทางตะวันออกของแปซิฟิกเขตร้อนสุดมีการไหลขึ้นของน้ำเย็นระดับล่างขึ้นไปยังผิวน้ำและทำให้เกิดความแห้งแล้งบริเวณชายฝั่งอเมริกาใต้ แต่เมื่อลมค้าตะวันออกมีกำลังอ่อนกว่าปกติ ลมที่พัดปกคลุมบริเวณด้านตะวันออกของปาปัว

นิวกินี (ปาปัวนิวกินี คือ เกาะที่ตั้งอยู่บริเวณเส้นศูนย์สูตรทางแปซิฟิกตะวันตกเหนือทวีปออสเตรเลีย) จะเปลี่ยนทิศทางจากตะวันออกเป็นตะวันตก ทำให้เกิดคลื่นใต้ผิวน้ำพัดพาเอามวลน้ำอุ่นที่สะสมอยู่บริเวณแปซิฟิกตะวันตกไปแทนที่น้ำเย็นทางแปซิฟิกตะวันออก เมื่อมวลน้ำอุ่นได้ถูกพัดพาไปถึงแปซิฟิกตะวันออก (บริเวณชายฝั่งประเทศเอกวาดอร์) ก็จะรวมเข้ากับผิวน้ำ ทำให้ผิวน้ำน้ำทะเลบริเวณนี้อุ่นขึ้นกว่าปกติ และน้ำอุ่นนี้จะค่อย ๆ แผ่ขยายพื้นที่ไปทางตะวันตกถึงตอนกลางของมหาสมุทร ส่งผลให้บริเวณที่มีการก่อตัวของเมฆและฝนซึ่งปกติจะอยู่ทางตะวันตกของมหาสมุทร เปลี่ยนแปลงไปอยู่ที่บริเวณตอนกลางและตะวันออก บริเวณดังกล่าวจึงมีฝนตกมากกว่าปกติ ในขณะที่แปซิฟิกตะวันตกซึ่งเคยมีฝนมากจะมีฝนน้อยและเกิดความแห้งแล้งการเกิดเอลนีโญส่วนมากน้ำที่อุ่นผิดปกติจะปรากฏครั้งแรกบริเวณชายฝั่งประเทศเอกวาดอร์และเปรูในเดือนกุมภาพันธ์หรือมีนาคม แต่เอลนีโญที่เกิดขึ้นแต่ละครั้งอาจจะแตกต่างกันไปจากรูปแบบปกติดังกล่าวนี้ได้ ไม่จำเป็นว่าจะต้องเกิดเช่นนี้เสมอไป ดังตัวอย่างเช่น เอลนีโญปี พ.ศ. 2525 – 2526 อุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลบริเวณชายฝั่งอเมริกาใต้เริ่มอุ่นขึ้นช้ากว่ารูปแบบปกติหลายเดือน (Glantz et al., 1987)





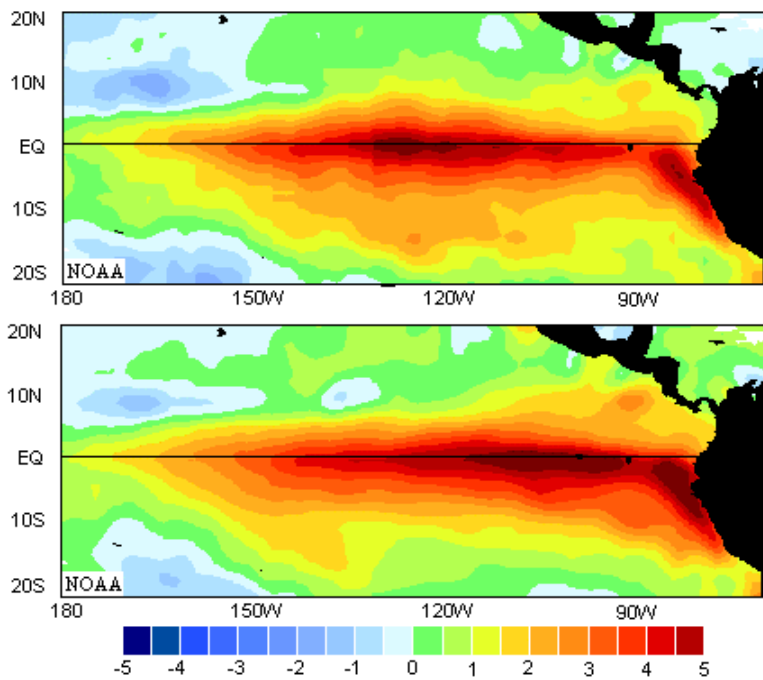
รูปที่ 1.10 รูปแบบสภาวะการเกิดเอลนีโญ

การตรวจจับเอลนีโญ

จากเอลนีโญขนาดรุนแรงในปี 2525 - 2526 ทำให้เกิดแผนความร่วมมือระหว่างประเทศ เพื่อติดตาม ตรวจวัดและวิจัยปรากฏการณ์เอลนีโญขึ้น คือแผนงานมหาสมุทรเขตร้อนและบรรยากาศโลก (Tropical Ocean and Global Atmosphere - TOGA) ซึ่งได้ดำเนินการระหว่างปี 2528 - 2537 ภายใต้แผนงานการวิจัยภูมิอากาศโลก จากการศึกษาและวิจัยของ TOGA พบว่า ปรากฏการณ์เอลนีโญในมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนตรวจจับได้จากหลายวิธี รวมถึงจากดาวเทียม ทุ่นลอยที่อยู่กับที่ ทุ่นลอยที่เคลื่อนที่ การวิเคราะห์ระดับน้ำทะเล เป็นต้น ระบบการตรวจวัดเพื่อการวิจัยนี้ปัจจุบันได้เข้าสู่ระบบการตรวจวัดภูมิอากาศทางภาคปฏิบัติแล้ว โดยข้อมูลจากระบบการตรวจวัดภูมิอากาศนี้ได้ใช้ป้อนเข้าไปในแบบจำลองระหว่างบรรยากาศและมหาสมุทรของโลกเพื่อทำการคาดหมายเอลนีโญ ส่วนแบบจำลองอื่น ๆ ได้ใช้ในการวิจัยเพื่อให้เข้าใจถึงเอลนีโญได้ดีและมากยิ่งขึ้น สำหรับการคาดหมายนั้นมักจะใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ซึ่งปัจจุบันมีหลายหน่วยงานที่ทำการคาดหมายการเกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ เช่น ศูนย์พยากรณ์ภูมิอากาศ ประเทศสหรัฐอเมริกา และหน่วยงานอุตุนิยมวิทยา ประเทศญี่ปุ่น เป็นต้น

ขนาดของเอลนีโญ

ดัชนีชี้วัดขนาดของเอลนีโญที่สำคัญและชัดเจนที่สุดตัวหนึ่ง คือ อุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่เพิ่มขึ้น ไม่ว่าจะทางตะวันออกหรือตอนกลางของแปซิฟิกเขตร้อน อุณหภูมิยิ่งสูงกว่าปกติมากเท่าไร ปรากฏการณ์ยิ่งรุนแรงมากเท่านั้น ดังจะเห็นได้จากรูปที่ 3 ซึ่งแสดงอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ต่างจากปกติ ในช่วงเอลนีโญที่รุนแรงมาก 2 ครั้ง คือ เมื่อ พ.ศ. 2525 – 2526 และ พ.ศ. 2540 – 2541



รูปที่ 1.11 อุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่แตกต่างจากปกติ (องศาเซลเซียส) ระหว่างวันที่ 20-26 ธันวาคม 2525 (บน) ระหว่างวันที่ 18-24 ธันวาคม 2540 (ล่าง) (ที่มา CDC/NOAA)

นักวิทยาศาสตร์ได้แบ่งขนาดของเอลนีโญออกเป็น อ่อนมาก อ่อน ปานกลาง รุนแรง หรือ รุนแรงมาก จากการศึกษาของ Quinn et al. (1987, p.14453) กล่าวไว้ว่า “ปรากฏการณ์ยิ่งมีความรุนแรงมากเท่าไร ปริมาณความเสียหาย การถูกทำลาย และมูลค่าความเสียหายยิ่งสูงมากเท่านั้น” พวกเขาได้อธิบายถึงความรุนแรงโดยผนวกเอาการเปลี่ยนแปลงทางกายภาพของมหาสมุทรกับผลกระทบที่เกิดขึ้นบนพื้นทวีปเข้าด้วยกันดังนี้

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ขนาดรุนแรงมาก ปริมาณฝนสูงมากที่สุด มีน้ำท่วม และเกิดความเสียหายในประเทศเปรู มีบางเดือนในช่วงฤดูร้อนและฤดูใบไม้ร่วงของซีกโลกใต้ที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณชายฝั่งสูงกว่าปกติมากกว่า 7°C .

ขนาดรุนแรง ปริมาณฝนสูงมาก มีน้ำท่วมตามบริเวณชายฝั่ง มีรายงานความเสียหายในประเทศเปรู มีหลายเดือนในช่วงฤดูร้อนและฤดูใบไม้ร่วงของซีกโลกใต้ที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณชายฝั่งสูงกว่าปกติ $3 - 5^{\circ}\text{C}$.

ขนาดปานกลางปริมาณฝนสูงกว่าปกติ มีน้ำท่วมตามบริเวณชายฝั่ง ความเสียหายที่เกิดขึ้นในประเทศเปรูอยู่ในระดับต่ำ โดยทั่ว ๆ ไปอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณชายฝั่งในช่วงฤดูร้อนและฤดูใบไม้ร่วงในซีกโลกใต้จะสูงกว่าปกติ $2 - 3^{\circ}\text{C}$.

นอกจากนี้ยังมีปัจจัยอื่นที่นำมาใช้กำหนดขนาดของเอลนีโญ ซึ่งรวมถึงตำแหน่งของแอ่งน้ำอุ่น (warm pool) ในมหาสมุทรแปซิฟิกเขตศูนย์สูตร บริเวณพื้นผิวมหาสมุทรซึ่งปกคลุมด้วยแอ่งน้ำอุ่นที่ผิดปกติ หรือความลึก (ปริมาตร) ของแอ่งน้ำอุ่นนั้น ยิ่งแอ่งน้ำอุ่นมีอาณาบริเวณกว้างและมีปริมาตรมากปรากฏการณ์จะยิ่งมีความรุนแรงเพราะจะมีความร้อนมหาศาลซึ่งจะมีผลต่อบรรยากาศเหนือบริเวณนั้น ในกรณีที่เอลนีโญมีกำลังอ่อนบริเวณน้ำอุ่นมักจะจำกัดวงแคบอยู่เพียงแค่ชายฝั่งตะวันตกของอเมริกาใต้ แต่กรณีเอลนีโญขนาดรุนแรงบริเวณที่มีน้ำอุ่นผิดปกติจะแผ่กว้างปกคลุมทั่วทั้งตอนกลางและตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตศูนย์สูตร

สถิติการเกิดปรากฏการณ์เอลนีโญในระยะ 50 ปีที่ผ่านมา (ตั้งแต่ พ.ศ. 2494 - 2543) มีปรากฏการณ์เอลนีโญเกิดขึ้น 15 ครั้ง ดังนี้

พ.ศ.	ความรุนแรงของเอลนีโญ	พ.ศ.	ความรุนแรงของเอลนีโญ
2494	อ่อน	2520 - 2521	อ่อน
2496	อ่อน	2522 - 2523	อ่อน
2500 - 2502	รุนแรง	2525 - 2526	รุนแรง
2506	อ่อน	2529 - 2531	ปานกลาง
2508 - 2509	ปานกลาง	2533 - 2536	รุนแรง

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

2511 – 2513	ปานกลาง	2537 – 2538	ปานกลาง
2515 – 2516	รุนแรง	2540 – 2541	รุนแรง
2519	อ่อน		

แหล่งข้อมูล : CPC/NCEP/NOAA

ผลกระทบของเอลนีโญ

ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ การก่อตัวของเมฆและฝนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางและตะวันออกเฉียงใต้จะลดลง (Wright et al., 1985) และจะขยับไปทางตะวันออก ทำให้บริเวณตอนกลางและตะวันออกเฉียงใต้ของแปซิฟิกเขตศูนย์สูตร รวมทั้งประเทศเปรูและเอกวาดอร์มีปริมาณฝนมากกว่าค่าเฉลี่ย (Rasmusson and Carpenter, 1982) ขณะที่มีความแห้งแล้งเกิดขึ้นที่นิวกีนิ (Nicholls, 1974) และอินโดนีเซีย (Quinn et al., 1978) อีกทั้งบริเวณเขตร้อนของออสเตรเลีย (พื้นที่ทางตอนเหนือ) มักจะเริ่มฤดูฝนล่าช้า (Nicholls, 1984) นอกจากนี้บริเวณเขตร้อนแล้ว เอลนีโญยังมีความเกี่ยวข้องเชื่อมโยงกับความผิดปกติของภูมิอากาศในพื้นที่ซึ่งอยู่ห่างไกลด้วย เช่น ความแห้งแล้งทางตอนใต้ของแอฟริกา จากการศึกษาเอลนีโญที่เคยเกิดขึ้นในอดีตนักวิทยาศาสตร์พบว่าในฤดูหนาวและฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ (ระหว่างเดือนธันวาคม – กุมภาพันธ์ และ เดือน มิถุนายน – สิงหาคม) รูปแบบของฝนและอุณหภูมิหลายพื้นที่ผิดไปจากปกติ เช่น ในฤดูหนาวบริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของแอฟริกาและตอนเหนือของประเทศบราซิลแห้งแล้งผิดปกติ ขณะที่ทางตะวันตกของแคนาดา อลาสก้า และตอนบนสุดของอเมริกามีอุณหภูมิสูงผิดปกติ ส่วนบางพื้นที่บริเวณกึ่งเขตร้อนของอเมริกาเหนือ และอเมริกาใต้ (บราซิลตอนใต้ถึงตอนกลางของอาร์เจนตินา) มีฝนมากผิดปกติ (รูปที่ 1.11) นอกจากนี้เอลนีโญจะมีผลกระทบต่อรูปแบบของฝนและอุณหภูมิแล้วยังมีอิทธิพลต่อการเกิดและการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อนอีกด้วย โดยปรากฏการณ์เอลนีโญไม่เอื้ออำนวยต่อการก่อตัวและการพัฒนาของพายุหมุนเขตร้อนในมหาสมุทรแอตแลนติก ทำให้พายุหมุนเขตร้อนในบริเวณดังกล่าวนี้ลดลง ในขณะที่บริเวณด้านตะวันตกของประเทศเม็กซิโกและสหรัฐอเมริกา มีพายุพัดผ่านมากขึ้น ส่วนพายุหมุนเขตร้อนในมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือด้านตะวันตกที่มีการก่อตัวทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ของประเทศฟิลิปปินส์มักมีเส้นทางเดินของพายุขึ้นไปทางเหนือมากกว่าที่จะเคลื่อนตัวมาทางตะวันตกผ่านประเทศฟิลิปปินส์ลงสู่ทะเลจีนใต้

ผลกระทบของเอลนีโญต่อปริมาณฝนและอุณหภูมิในประเทศไทย

จากการศึกษาสภาพฝนและอุณหภูมิของประเทศไทยในปีเอลนีโญ โดยใช้วิธีวิเคราะห์ค่า composite percentile ของปริมาณฝน และ composite standardized ของอุณหภูมิในปีเอลนีโญ จากข้อมูลปริมาณฝนและอุณหภูมิตายเดือน ในช่วงเวลา 50 ปี ตั้งแต่ พ.ศ. 2494 ถึง 2543 พบว่าในปีเอลนีโญปริมาณฝนของประเทศไทยส่วนใหญ่ต่ำกว่าปกติ (rainfall Index น้อยกว่า 50) โดยเฉพาะในช่วงฤดูร้อนและต้นฤดูฝน และพบว่าเอลนีโญขนาดปานกลางถึงรุนแรงมีผลกระทบทำให้ปริมาณฝนต่ำกว่าปกติมากขึ้น สำหรับอุณหภูมิ ปรากฏว่าสูงกว่าปกติทุกฤดูในปีเอลนีโญ โดยเฉพาะช่วงฤดูร้อนและต้นฤดูฝน และสูงกว่าปกติมากขึ้นในกรณีที่เอลนีโญมีขนาดปานกลางถึงรุนแรง อย่างไรก็ตามจากการศึกษาพบว่าในช่วงกลางและปลายฤดูฝน ไม่สามารถหาข้อสรุปเกี่ยวกับสภาพฝนในปีเอลนีโญได้ชัดเจน นั่นคือ ปริมาณฝนของประเทศไทยมีโอกาสเป็นไปได้ทั้งสูงกว่าปกติและต่ำกว่าปกติหรืออาจกล่าวได้ว่าช่วงกลางและปลายฤดูฝนเป็นระยะที่เอลนีโญมีผลกระทบต่อปริมาณฝนของประเทศไทยไม่ชัดเจน

จากผลการศึกษาพอสรุปได้กว้าง ๆ ว่าหากเกิดเอลนีโญ ปริมาณฝนของประเทศไทยมีแนวโน้มว่าจะต่ำกว่าปกติ โดยเฉพาะฤดูร้อนและต้นฤดูฝน ในขณะที่อุณหภูมิของอากาศจะสูงกว่าปกติ เฉพาะอย่างยิ่งในกรณีที่เอลนีโญมีขนาดรุนแรง ผลกระทบดังกล่าวจะชัดเจนมากขึ้น

สภาวะทั่วไปของเอลนีโญ พ.ศ. 2540 – 2541

เอลนีโญที่เกิดขึ้นในปี พ.ศ. 2540 – 2541 เป็นปรากฏการณ์ที่รุนแรงที่สุดที่เคยมีการตรวจวัดมา มีการพัฒนาอย่างรวดเร็วและมีอุณหภูมิที่สูงกว่าทุกครั้ง เอลนีโญครั้งนี้พัฒนารวดเร็วมากทั่วทั้งตอนกลางและตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนช่วงเดือนเมษายนและพฤษภาคม 2540 และได้มีกำลังแรงสูงสุดในเดือนมิถุนายน 2540 ในช่วงครึ่งหลังของปี 2540 เอลนีโญนี้มีกำลังแรงยิ่งกว่าเอลนีโญที่เกิดในปี พ.ศ. 2525 – 2526 โดยมีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่สูงกว่าปกติทั่วทั้งตอนกลางและตะวันออกของแปซิฟิก $2 - 5^{\circ}\text{C}$. อุณหภูมิผิวน้ำทะเลสูงเกินกว่า 28°C . ทั่วทั้งตอนกลางของแปซิฟิกเขตศูนย์สูตรโดยเริ่มตั้งแต่เดือนพฤษภาคม 2540 ประมาณวันที่ 8 มกราคม 2541 ปริมาตรของบริเวณแอ่งน้ำอุ่นลดลงไปประมาณ 40 เปอร์เซ็นต์นับตั้งแต่ที่มีปริมาณสูงสุดตอนต้นเดือนพฤศจิกายน 2540 แต่อย่างไรก็ตามพื้นที่ผิวน้ำอุ่นในแปซิฟิกก็ยังมีอาณาบริเวณกว้างขนาดประมาณ 1.5 เท่าของประเทศสหรัฐอเมริกา แอ่งน้ำอุ่นนี้มีพลังงานมหาศาลจนกระทั่งผลกระทบต่อรูปแบบของภูมิอากาศโลกยังคงปรากฏต่อเนื่องไปจนถึงกลางปี 2541 ผลกระทบด้านความร้อนของเอลนีโญนี้เป็นตัวการหลักที่ทำให้อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยทั่วโลกในปี พ.ศ. 2540 สูงกว่าค่าเฉลี่ย 30 ปี (พ.ศ. 2503 – 2533) ประมาณ 0.44°C . และในปี 2541 ปรากฏว่าอุณหภูมิผิวน้ำโลกยังคงสูงกว่า

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ค่าเฉลี่ยและสูงมากกว่าปี 2540 จึงนับว่าปี พ.ศ. 2541 เป็นปีที่ร้อนที่สุดในศตวรรษที่ 20 ได้มีการกล่าวหาว่าไฟป่าที่เกิดขึ้นในประเทศอินโดนีเซียและก่อให้เกิดหมอกควันไฟปกคลุมบางบริเวณของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ นับตั้งแต่เดือนสิงหาคม 2540 นั้น เป็นส่วนหนึ่งจากผลกระทบของเอลนีโญ

ผลกระทบจากปรากฏการณ์เอลนีโญในปี พ.ศ. 2540

ภูมิภาคที่ได้รับความแห้งแล้ง

ตอนเหนือและตะวันออกของออสเตรเลีย ช่วงเดือนเมษายน – พฤศจิกายน 2540 บริเวณตอนเหนือและตะวันออกของทวีปมีฝนรวมต่ำกว่าค่าปกติ ทำให้เกิดความแห้งแล้งทั่วบริเวณ ประกอบกับช่วงเดือนพฤศจิกายน – ธันวาคม ทางตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปมีอุณหภูมิสูงกว่าค่าปกติ จึงก่อให้เกิดไฟป่าขึ้นในบริเวณรัฐวิกตอเรียและนิวเซาท์เวลส์เป็นเวลาหลายสัปดาห์

ตอนใต้ของแอฟริกาตะวันตกมีฝนต่ำกว่าปกติตั้งแต่เดือนกรกฎาคมพร้อมกับฤดูฝนได้เริ่มช้ากว่าปกติ

เอเชียตะวันออกเฉียงใต้บริเวณที่ได้รับความแห้งแล้งมากโดยเฉพาะช่วงเดือนพฤษภาคม – ตุลาคม ได้แก่ อินโดนีเซีย ฟิลิปปินส์ มาเลเซีย สิงคโปร์ บรูไนและปาปัวนิวกินี และได้เกิดไฟป่าในอินโดนีเซีย และรัฐซาราวักของมาเลเซียตั้งแต่เดือนสิงหาคม ถึงปลายปี 2540 บริเวณอื่น ๆ ที่ได้รับความแห้งแล้งคือ ประเทศไทย บางส่วนของพม่า ลาว เขมรและเวียดนาม

สหรัฐอเมริกาตะวันออก แห้งแล้งช่วงเดือนเมษายน – ตุลาคม ต่อจากนั้นเป็นฤดูหนาวที่หนาวน้อย

อเมริกากลาง มีสภาพอากาศแล้งปกคลุมช่วงเดือนมิถุนายน – ตุลาคม

ตอนเหนือของอเมริกาใต้ มีอากาศร้อนและแห้งแล้งในช่วงครึ่งหลังของปี

ภูมิภาคที่ได้รับฝนมากหรือน้ำท่วม

คาบสมุทรอินเดีย มีฝนตกชุกตั้งแต่เดือนพฤษภาคมต่อเนื่องเกือบตลอดจนถึงสิ้นปี บริเวณนี้ ได้แก่ ประเทศอินเดีย บังคลาเทศ เนปาลและศรีลังกา

แอฟริกาตะวันออก ได้รับฝนชุกมากในช่วงตุลาคม – ธันวาคม ทำให้เกิดน้ำท่วมหนัก โดยเฉพาะบริเวณประเทศเคนยา อุ간다 รวันดาและตอนเหนือของแทนซาเนีย

อเมริกาใต้ ตอนกลางและตอนใต้ของอเมริกาใต้ส่วนมากมีฝนสูงกว่าค่าปกติมากช่วงเดือนมิถุนายนถึงสิ้นปี บางบริเวณของชิลีตอนกลางได้รับฝนภายใน 1 วัน เท่ากับปริมาณฝนรวมเฉลี่ยของทั้งปี และบริเวณชายฝั่งทางใต้ของเอควาดอร์และทางเหนือของเปรู ได้รับฝนชุกมากและก่อให้เกิดน้ำท่วมช่วงเดือนพฤศจิกายน – ธันวาคม

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

อเมริกาเหนือ มีฝนตกชุกและเกิดน้ำท่วมเป็นบางบริเวณจากทางรัฐแคลิฟอร์เนียพัดไปทางตอนใต้ของสหรัฐอเมริกาถึงบริเวณรัฐฟลอริดาในระยะครึ่งหลังของปี 2540

ผลกระทบที่มีต่อการเกิดพายุหมุนเขตร้อน

พายุหมุนเขตร้อน คือพายุที่ก่อตัวเหนือมหาสมุทรในเขตร้อน มีความรุนแรง 3 ระดับคือพายุดีเปรสชัน พายุโซนร้อนและไต้ฝุ่น (ถ้าเกิดทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือและในทะเลจีนใต้เรียกไต้ฝุ่น แต่ถ้าเกิดในมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือจะเรียกว่าพายุเฮอริเคน)

มหาสมุทรแอตแลนติก เอลนีโญทำให้พายุที่มีความรุนแรงระดับพายุโซนร้อนและพายุเฮอริเคนที่เกิดทางเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติกมีจำนวนลดลงค่อนข้างชัดเจน โดยในปี พ.ศ. 2540 มีพายุโซนร้อนเกิดขึ้น 7 ลูก (ปกติประมาณ 9 ลูก) และที่รุนแรงเป็นพายุเฮอริเคนจำนวน 3 ลูก (ปกติประมาณ 6 ลูก) และโดยรวมแล้วพายุหมุนเขตร้อนที่เกิดขึ้นในฤดูพายุหมุนเขตร้อนในแอตแลนติกเหนือ ปี 2540 เกิดขึ้นเพียง 52 % ของค่าปกติเท่านั้น ผลกระทบของเอลนีโญต่อการเกิดพายุหมุนเขตร้อนในมหาสมุทรแอตแลนติกปรากฏชัดที่สุดระหว่างเดือนสิงหาคม – ตุลาคม เมื่อมีเพียงจำนวน 3 ลูก ที่ได้ก่อตัวขึ้นในช่วงนี้

ด้านตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ เอลนีโญช่วยเอื้อต่อการก่อตัวพร้อมกับขยายพื้นที่ของการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อนทางด้านตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ ในปี 2540 ได้เกิดพายุโซนร้อนจำนวน 17 ลูก (ปกติ 16 ลูก) ที่รุนแรงถึงระดับเป็นพายุเฮอริเคนจำนวน 9 ลูก (ปกติ 9 ลูก) และเป็นพายุเฮอริเคนที่รุนแรงมากจำนวน 7 ลูก (ปกติ 5 ลูก) นอกจากนี้พื้นที่ที่เกิดพายุหมุนเขตร้อนได้แผ่ขยายกว้างออกไปจากปกติ โดยมีจำนวน 4 ลูก ที่ได้ก่อตัวและเคลื่อนตัวทางตะวันตกของเส้นแวง 135 องศาตะวันตก และมีพายุเฮอริเคนที่รุนแรงจำนวน 2 ลูก ทำความเสียหายให้กับทวีปอเมริกาเหนือ

ด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ พายุหมุนเขตร้อนที่เกิดขึ้นในบริเวณนี้ในปี 2540 มีรูปแบบและลักษณะที่ผิดปกติมาก โดยเฉพาะบริเวณด้านตะวันออกของประเทศฟิลิปปินส์ กล่าวคือพายุมักจะมีเส้นทางการเคลื่อนตัวขึ้นไปในแนวทิศเหนือมากกว่าที่จะเคลื่อนมาทางตะวันตกผ่านประเทศฟิลิปปินส์ลงสู่ทะเลจีนใต้ จึงทำให้พายุที่พัดผ่านประเทศฟิลิปปินส์ลงสู่ทะเลจีนใต้มีจำนวนน้อยกว่าปกติมาก ขณะที่พายุไต้ฝุ่นจำนวน 2 ลูกเคลื่อนเข้าสู่ประเทศญี่ปุ่นเร็วกว่าปกติในเดือนมิถุนายน สำหรับประเทศจีนฤดูพายุหมุนเขตร้อนเกิดล่าช้ามาก และเป็นกรณีที่เกิดได้น้อยที่มีพายุหมุนเขตร้อน (พายุไต้ฝุ่น “ลินดา”) เคลื่อนผ่านปลายแหลมญวนและภาคใต้ของประเทศไทยในตอนต้นเดือนพฤศจิกายน 2540 ซึ่งพายุลูกนี้ได้ก่อให้เกิดความสูญเสียทั้งชีวิตและทรัพย์สินของทางใต้ของเวียดนามเป็นอย่างมาก จากการที่จำนวนพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนผ่านประเทศฟิลิปปินส์มีน้อย

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

จึงทำให้ฟิลิปปินส์ประสบกับความแห้งแล้ง และยังส่งผลถึงประเทศใกล้เคียงเช่นเวียดนามและไทยด้วย เนื่องจากพายุที่เคลื่อนผ่านฟิลิปปินส์จะมีโอกาสเคลื่อนเข้าสู่เวียดนามและไทยได้ในเวลาต่อมาหลาย ๆ ลักษณะที่กล่าวมาก็ได้เกิดขึ้นในช่วงปีเอลนีโญ 2525 - 2526 ซึ่งชี้ให้เห็นถึงความเป็นไปได้ อย่างสูงว่ารูปแบบการเกิดของพายุหมุนเขตร้อนในปี 2540 เกี่ยวข้องกับการยับยั้งตัวของ การหมุนเวียนของอากาศในภูมิภาคนี้ ซึ่งสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอลนีโญผลกระทบจากปรากฏการณ์ เอลนีโญ ในปี พ.ศ. 2541 (ช่วงเดือนมกราคม - มีนาคม) ภูมิภาคที่มีอุณหภูมิสูงหรือฝนน้อยกว่าปกติ

เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ บริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ได้แก่ ประเทศไทย พม่า ลาว เวียดนาม เขมร มาเลเซีย สิงคโปร์ อินโดนีเซียและบรูไน มีอุณหภูมิสูงกว่าค่าปกติตลอดทั้งช่วง 3 เดือน พร้อมกับมีฝนต่ำกว่าค่าปกติบริเวณประเทศไทย มาเลเซีย อินโดนีเซีย บรูไนและฟิลิปปินส์

ทวีปออสเตรเลีย บริเวณด้านตะวันออก ตะวันตก และบางพื้นที่ทางตอนกลางของ ออสเตรเลียได้รับฝนต่ำกว่าค่าปกติค่อนข้างมากในช่วงมกราคม - มีนาคม ส่งผลให้เกิดการขาดแคลน น้ำโดยเฉพาะตามบริเวณชายฝั่งด้านตะวันออกเฉียงใต้ของประเทศ

เอเชียตะวันออก ด้านตะวันออกของประเทศจีนต่อเนื่องถึงประเทศเกาหลีเหนือและใต้ รวมทั้งประเทศญี่ปุ่น มีอุณหภูมิสูงกว่าค่าปกติในเดือนกุมภาพันธ์ - มีนาคม

ตอนเหนือของอเมริกาใต้ มีอุณหภูมิสูงและฝนต่ำกว่าค่าปกติตลอดทั้งช่วง

ตอนใต้ของแอฟริกาตะวันตก ช่วงเดือนกุมภาพันธ์ - มีนาคม มีอุณหภูมิสูงและฝนต่ำกว่า ค่าปกติ

เกาะมาดากัสการ์ช่วงเดือนกุมภาพันธ์ - มีนาคม มีอุณหภูมิสูงและฝนต่ำกว่าค่าปกติ

ยุโรปตะวันตก มีอุณหภูมิสูงและฝนต่ำกว่าค่าปกติในเดือนกุมภาพันธ์ - มีนาคมภูมิภาคที่มี อุณหภูมิต่ำหรือฝนมากกว่าปกติ

อุรุกวัยและอาร์เจนตินา มีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติและมีฝนตกหนักในประเทศอุรุกวัยต่อเนื่องถึง ทางเหนือของอาร์เจนตินาในเดือนมกราคม ส่วนเดือนกุมภาพันธ์มีอุณหภูมิต่ำและฝนตกหนักทาง เหนือของอาร์เจนตินา

สหรัฐอเมริกา ในเดือนมกราคมมีฝนตกหนักทางด้านตะวันออกลงไปถึงทางใต้ของประเทศ และในเดือนกุมภาพันธ์ - มีนาคม บริเวณฝนหนักได้เพิ่มพื้นที่ขึ้นคือ พาดจากทางตะวันตก ทางใต้ ไป ถึงทางตะวันออก

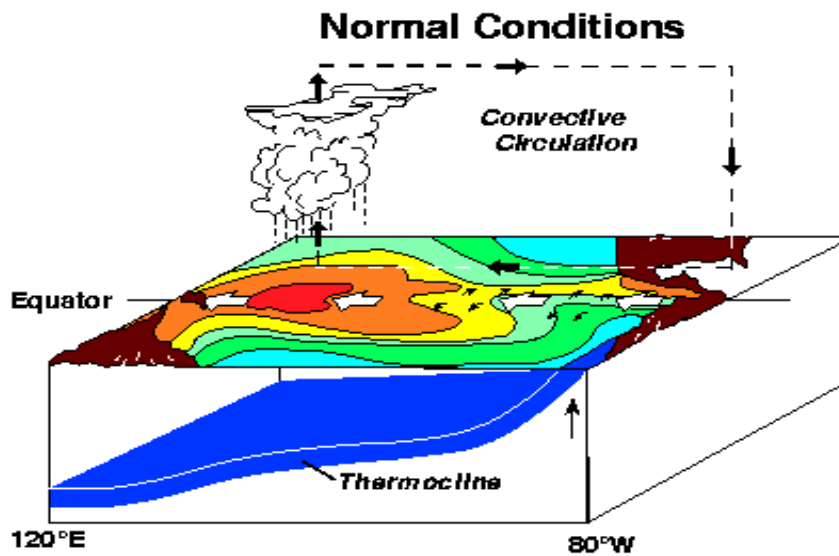
ลานีญา

ความหมายของลานีญา

ลานีญา มีชื่อเรียกต่าง ๆ กันหลายชื่อ เช่น น้องของเอลนีโญ (El Niño's sister) สภาวะตรงข้ามเอลนีโญ (anti-El Niño หรือ the opposite of El Niño) สภาวะที่ไม่ใช่เอลนีโญ (non El Niño) และฤดูกาลที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเย็น (season with cold SSTs) เป็นต้น (Glantz, 2001) แต่ทั้งหมดไม่ว่าชื่อใดจะมีความหมายเดียวกัน คือ ปรากฏการณ์ที่กลับกันกับเอลนีโญ กล่าวคือ อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณตอนกลางและตะวันออกของแปซิฟิกเขตร้อนมีค่าต่ำกว่าปกติ เนื่องจากลมค้าตะวันออกเฉียงใต้มีกำลังแรงมากกว่าปกติ จึงพัดพาผิวน้ำทะเลที่อุ่นจากตะวันออกไปสะสมอยู่ทางตะวันตกมากยิ่งขึ้น ทำให้บริเวณดังกล่าวซึ่งเดิมมีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและระดับน้ำทะเลสูงกว่าทางตะวันออกอยู่แล้วยิ่งมีอุณหภูมิและระดับน้ำทะเลสูงขึ้นไปอีก ปรากฏการณ์ลานีญาเกิดขึ้นได้ทุก 2 – 3 ปี และปกติจะเกิดขึ้นนานประมาณ 9 – 12 เดือน แต่บางครั้งอาจปรากฏอยู่ได้นานถึง 2 ปี

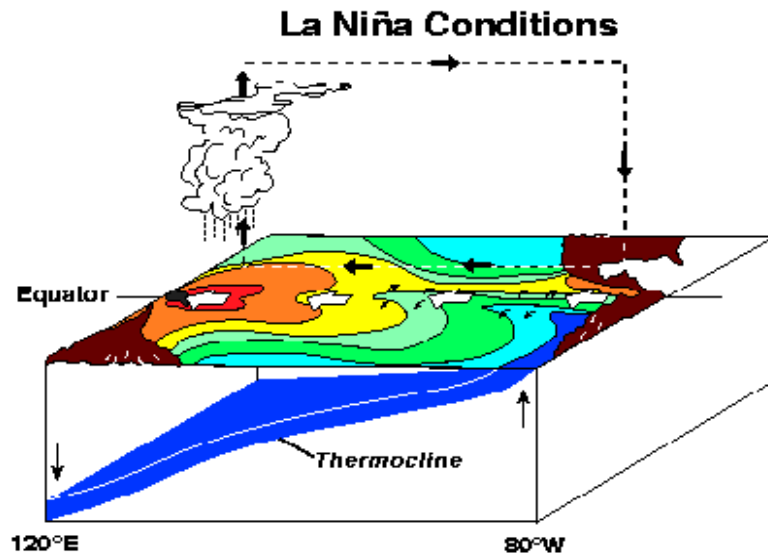
การเกิดลานีญา

ปกติลมค้าตะวันออกเฉียงใต้ในมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนหรือแปซิฟิกเขตร้อนจะพัดพาน้ำอุ่นจากทางตะวันออกของมหาสมุทรไปสะสมอยู่ทางตะวันตก ซึ่งทำให้มีการก่อตัวของเมฆและฝนบริเวณด้านตะวันตกของแปซิฟิกเขตร้อน ส่วนแปซิฟิกตะวันออกหรือบริเวณชายฝั่งประเทศเอกวาดอร์และเปรูมีการไหลขึ้นของน้ำเย็นระดับล่างขึ้นไปยังผิวน้ำซึ่งทำให้บริเวณดังกล่าวแห้งแล้ง สถานการณ์เช่นนี้เป็นลักษณะปกติเราจึงเรียกว่าสภาวะปกติหรือสภาวะที่ไม่ใช่เอลนีโญ (รูปที่ 1.12) แต่มีบ่อยครั้งที่สถานการณ์เช่นนี้ถูกมองว่าเป็นได้ทั้งสภาวะปกติและลานีญา



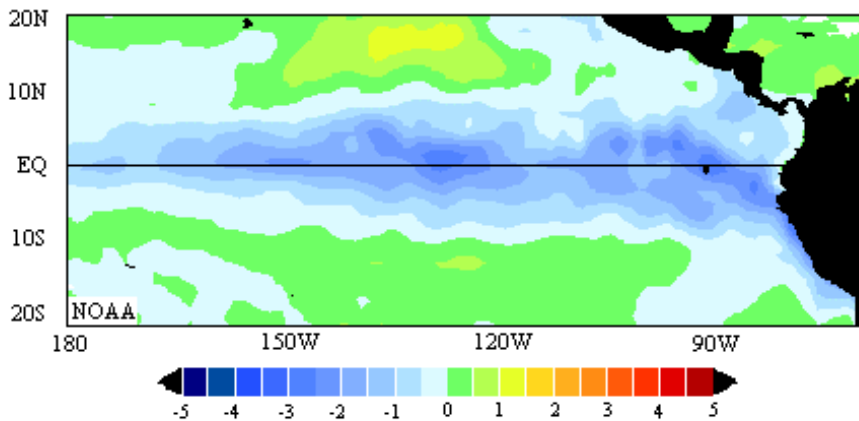
รูปที่ 1.12 สภาวะปกติ (ที่มา : RMEL/NOAA)

อย่างไรก็ตามเมื่อพิจารณารูปแบบของสภาวะลานีญา (รูปที่ 1.13) จะเห็นได้ว่าปรากฏการณ์ลานีญามีความแตกต่างจากสภาวะปกติ (Glantz, 2001) นั่นคือ ลมค้าตะวันออกเฉียงใต้ที่พัดปกคลุมเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อนมีกำลังแรงมากกว่าปกติและพัดพาผิวน้ำทะเลที่อุ่นจากตะวันออกเฉียงใต้ของเอเชีย ซึ่งเดิมมีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลสูงกว่าทางตะวันออกเฉียงใต้ของเอเชียแล้วยังมีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลสูงขึ้นไปอีก อุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่สูงขึ้นส่งผลให้อากาศเหนือบริเวณดังกล่าวมีการลอยตัวขึ้นและกลั่นตัวเป็นเมฆและฝน



รูปที่ 1.13 สภาวะลานีญา (ที่มา : RMEL/NOAA)

ส่วนแปซิฟิกตะวันออกนอกฝั่งประเทศเปรูและเอกวาดอร์นั้นขบวนการไหลขึ้นของน้ำเย็นระดับล่างไปสู่ผิวน้ำ (upwelling) จะเป็นไปอย่างต่อเนื่องและรุนแรง อุณหภูมิที่ผิวน้ำทะเลจึงลดลงต่ำกว่าปกติ เช่น ลานีญาที่เกิดขึ้นเมื่อ พ.ศ. 2531 - 2532 อุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณดังกล่าวต่ำกว่าปกติ ประมาณ 4 องศา. (รูปที่ 1.14)



รูปที่ 1.14 อุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่แตกต่างปกติในรูปแบบของสภาวะลานีญาสถิต การเกิดปรากฏการณ์ลานีญา

ในระยะ 50 ปีที่ผ่านมา (ตั้งแต่ พ.ศ. 2494 - 2543) มีปรากฏการณ์ลานีญาเกิดขึ้น 9 ครั้ง ดังนี้

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

พ.ศ.	ความรุนแรงของลานีญา	พ.ศ.	ความรุนแรงของลานีญา
2497 - 2499	รุนแรง	2531 - 2532	รุนแรง
2507 - 2508	ปานกลาง	2538 - 2539	อ่อน
2513 - 2514	ปานกลาง	2541 - 2544	รุนแรงในฤดูหนาว พ.ศ. 2541 - 2542 และ 2542 - 2543 ปานกลางในช่วง พ.ศ. 2543 - 2544
2516 - 2519	รุนแรง		
2526 - 2527	อ่อน		
2527 - 2528	อ่อน		

แหล่งข้อมูล : CPC/NCEP/NOAA

ผลกระทบของลานีญา

จากการที่ปรากฏการณ์ลานีญาเป็นสภาวะตรงข้ามของเอลนีโญ ดังนั้นผลกระทบของลานีญาจึงตรงข้ามกับเอลนีโญ กล่าวคือ ผลจากการที่อากาศลอยขึ้นและกลั่นตัวเป็นเมฆและฝนบริเวณแปซิฟิกตะวันตกเขตร้อนในช่วงปรากฏการณ์ลานีญา ทำให้ออสเตรเลีย อินโดนีเซีย และฟิลิปปินส์มีแนวโน้มที่จะมีฝนมากและมีน้ำท่วม ขณะที่บริเวณแปซิฟิกเขตร้อนตะวันออกมีฝนน้อยและแห้งแล้ง นอกจากนี้พื้นที่ในบริเวณเขตร้อนจะได้รับผลกระทบแล้ว ปรากฏว่าลานีญายังมีอิทธิพลไปยังพื้นที่ซึ่งอยู่ห่างไกลออกไปด้วย โดยพบว่าแอฟริกาใต้มีแนวโน้มที่จะมีฝนมากกว่าปกติและมีความเสี่ยงต่ออุทกภัยมากขึ้น ขณะที่บริเวณตะวันออกของแอฟริกาและตอนใต้ของอเมริกาใต้มีฝนน้อยและเสี่ยงต่อการเกิดความแห้งแล้ง และในสหรัฐอเมริกาช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ลานีญาจะแห้งแล้งกว่าปกติทางตะวันตกเฉียงใต้ในช่วงปลายฤดูร้อนต่อเนื่องถึงฤดูหนาว บริเวณที่ราบตอนกลางของประเทศในช่วงฤดูใบไม้ร่วง และทางตะวันออกเฉียงใต้ในช่วงฤดูหนาว แต่บางพื้นที่ทางตอนเหนือและตะวันออกมีฝนมากกว่าปกติในช่วงฤดูหนาว ส่วนผลกระทบของลานีญาที่มีต่อรูปแบบของอุณหภูมิปรากฏว่าในช่วงลานีญาอุณหภูมิผิวพื้นบริเวณเขตร้อนโดยเฉลี่ยจะลดลง และมีแนวโน้มต่ำกว่าปกติ ในช่วงฤดูหนาวของซีกโลกเหนือทางตะวันตกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิกบริเวณประเทศญี่ปุ่นและเกาหลีมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ ขณะที่ทางตะวันตกเฉียงใต้ของมหาสมุทรรวมถึงพื้นที่ทางตะวันออกเฉียงเหนือของออสเตรเลียมีอุณหภูมิสูงกว่าปกติ ส่วนทางตอนเหนือของสหรัฐอเมริกาต่อเนื่องถึงตอนใต้ของ

แคนาดา มีอากาศหนาวเย็นกว่าปกติ แสดงให้เห็นผลกระทบจากปรากฏการณ์ลานีญาในช่วงฤดูหนาว และฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ

ผลกระทบของลานีญาต่อปริมาณฝนและอุณหภูมิในประเทศไทย

จากการศึกษาสภาพฝนและอุณหภูมิของประเทศไทยในปีเอลนีโญ โดยใช้วิธีวิเคราะห์ค่า composite percentile ของปริมาณฝน และ composite standardized ของอุณหภูมิในปีเอลนีโญ จากข้อมูลปริมาณฝนและอุณหภูมิตายเดือน ในช่วงเวลา 50 ปี ตั้งแต่ พ.ศ. 2494 ถึง 2543 พบว่า ในปีลานีญาปริมาณฝนของประเทศไทยส่วนใหญ่สูงกว่าปกติ โดยเฉพาะช่วงฤดูร้อนและต้นฤดูฝนเป็นระยะที่ลานีญา มีผลกระทบต่อสภาพฝนของประเทศไทยชัดเจนกว่าช่วงอื่น และพบว่าในช่วงกลางและปลายฤดูฝนลานีญา มีผลกระทบต่อสภาพฝนของประเทศไทยไม่ชัดเจน สำหรับอุณหภูมิปรากฏว่าลานีญา มีผลกระทบต่ออุณหภูมิในประเทศไทยชัดเจนกว่าฝน โดยทุกภาคของประเทศไทยมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติทุกฤดู และพบว่าลานีญาที่มีขนาดปานกลางถึงรุนแรงส่งผลให้ปริมาณฝนของประเทศไทยสูงกว่าปกติมากขึ้น ขณะที่อุณหภูมิต่ำกว่าปกติมากขึ้น

1.7 ความหนาแน่น

ความหนาแน่นของน้ำทะเลคำนวณจากความเค็ม อุณหภูมิ และความดันของมวลน้ำนั้น 75% ของน้ำในมหาสมุทรมีความหนาแน่นอยู่ระหว่าง 1026.4-1028 kg/m³ เราสามารถใช้ค่าความหนาแน่นเป็นค่าคงที่กรณีศึกษาบางอย่าง เช่น การไหลเวียนของน้ำในแนวราบในมหาสมุทร แต่ในบางกรณีเราก็ต้องใช้ความหนาแน่นน้ำที่ต่างค่ากัน เช่น ศึกษาการแบ่งชั้นน้ำ มวลน้ำ การไหลเวียนของน้ำในแนวตั้ง

สมการความหนาแน่นของน้ำทะเล (Equation of State)

เนื่องจากการตรวจวัดความหนาแน่นของน้ำทะเลไม่มีวิธีการที่ละเอียดอ่อน จึงหันมาใช้งานคำนวณจากสมการแทน สมการที่ใช้จะง่ายหรือซับซ้อนขึ้นอยู่กับความต้องการใช้งานของเรา

1) ต้องการความหนาแน่นของน้ำทะเลคงที่ 1 ค่าสำหรับน้ำทะเล (zero order, homogeneous ocean) ใช้ค่าอุณหภูมิ 2 °C ความเค็ม 35 psu ความดันระดับผิวหน้า จะได้ความหนาแน่นของน้ำ 1028 kg/m³

2) ความหนาแน่นของน้ำทะเลที่มีความถูกต้องพอสมควรโดยใช้สมการเชิงเส้นอย่างง่าย

$$\rho - \rho_0 = [\bar{a}(T - T_0) + \bar{b}(S - S_0) + \bar{k}p]$$

เป็นการคำนวณความหนาแน่นน้ำจากค่าโดยเฉลี่ย ได้ความถูกต้อง $\pm 0.5 \text{ kg/m}^3$ ค่าต่างๆ ที่ใช้คือ

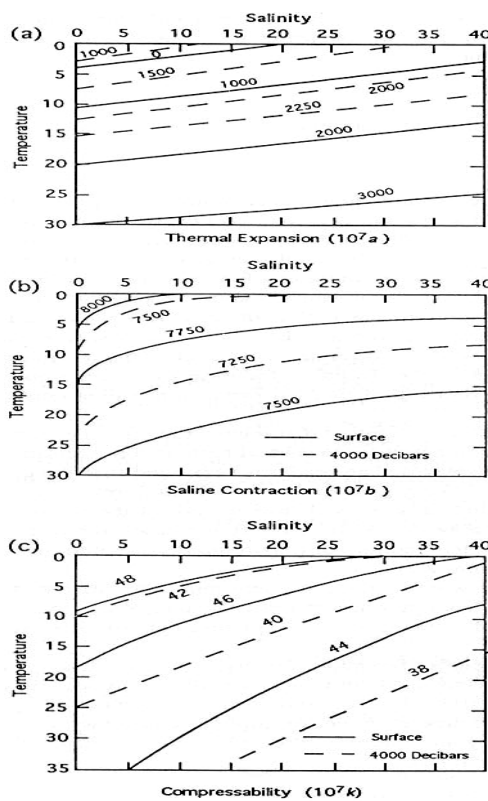
$$\rho_0 = 1027 \text{ kg/m}^3, T_0 = 10 \text{ }^\circ\text{C}, S_0 = 35 \text{ psu,}$$

$$\bar{a} = -0.15 \text{ kg/m}^3 \text{ ต่อองศาเซลเซียส}$$

$$\bar{b} = 0.78 \text{ kg/m}^3 \text{ ต่อ ppt ความเค็ม}$$

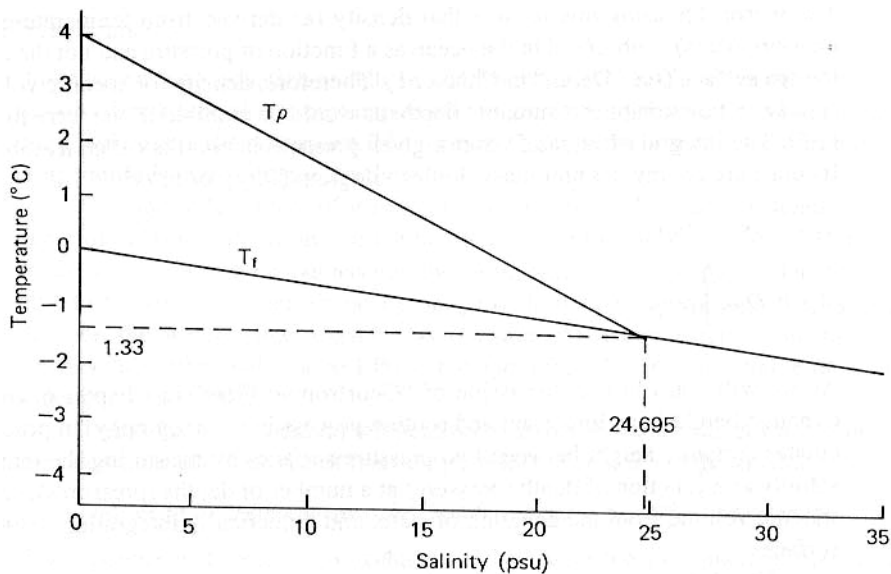
$$\bar{k} = 4.5 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3 \text{ ต่อเดซิบาร์}$$

3) สมการสมบูรณของ United Nation Educational Science and Cultural Organization Technical Papers in Marine Science, No. 40, 1982 เป็นสมการไม่เชิงเส้น (nonlinear) ได้จากการลากกราฟผ่านข้อมูลจากการตรวจวัดให้มีความผิดพลาดน้อยที่สุด ไม่ได้จากทฤษฎีเหมือนสมการสำหรับมวลอากาศ



รูป 1.15 สัมประสิทธิ์ของ (a) การขยายตัวเนื่องจากอุณหภูมิ (b) การหดตัวเนื่องจากความเค็ม (c) และการบีบอัดเนื่องจากความดัน ความเค็ม และอุณหภูมิ เส้นทึบเป็นค่าที่ความดันผิวน้ำ เส้นประเป็นค่าที่ความดัน 4000 เดซิบาร์ (ประมาณ 4000 เมตร) (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

สัมประสิทธิ์ที่เปลี่ยนแปลงมากที่สุดเกี่ยวข้องกับการขยายตัวเนื่องจากความร้อน (thermal expansion) โดยค่าสัมประสิทธิ์ของการขยายตัวเป็น 0 ที่อุณหภูมิ 4 °C (น้ำหนาแน่นที่สุด) อุณหภูมิสูงกว่าหรือต่ำกว่านี้จะมีสัมประสิทธิ์เพิ่มขึ้น (ทำให้มวลน้ำขยายตัว) คุณสมบัติที่เกี่ยวกับอุณหภูมิมือจุดเยือกแข็งและจุดความหนาแน่นสูงสุด ซึ่งสัมพันธ์กับความเค็มด้วยโดยค่าลดลงเมื่อความเค็มเพิ่มขึ้น แต่จุดความหนาแน่นสูงสุดจะลดลงเร็วกว่าจุดเยือกแข็ง กราฟของจุดสองจุดนี้ตัดกันที่ความเค็ม 24.7 psu ถ้าน้ำเค็มน้อยกว่า 24.7 psu เมื่ออุณหภูมิน้ำถึงจุดที่มีความหนาแน่นมากที่สุด น้ำชั้นบนจะจมตัวลง ดันน้ำด้านล่างขึ้นมาจนน้ำทั้งหมดมีอุณหภูมิน้ำที่มีความหนาแน่นที่สุด หากน้ำที่ผิวเย็นตัวลงกว่านี้มันจะเบากว่าน้ำด้านล่าง มันจึงสามารถลอยอยู่ข้างบนจนถึงจุดเยือกแข็ง น้ำจะกลายเป็นน้ำแข็งเฉพาะผิวบน ถ้าน้ำเค็มมากกว่า 24.7 psu เมื่อน้ำชั้นบนเย็นลงถึงจุดเยือกแข็ง มันจะหนักกว่าน้ำด้านล่าง น้ำด้านบนก็จะจมตัวสู่เบื้องล่างเช่นกัน จนน้ำทั้งคอลัมน์ถึงจุดเยือกแข็ง พอ น้ำชั้นบนเป็นน้ำแข็งและอุณหภูมิลดลงอีก มันจะหนักกว่าน้ำเค็มข้างล่างก็จะจมตัวลงผลักน้ำข้างล่างขึ้นมากลายเป็นน้ำแข็ง สุดท้ายแล้วน้ำจะเป็นน้ำแข็งทั้งคอลัมน์ ความเค็มทำให้ความจุความร้อนของน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 5% และความเร็วของเสียงเพิ่มขึ้น 4%



รูป 1.16 เส้นแสดงอุณหภูมิที่มีความหนาแน่นสูงสุด (T_{ρ}) และอุณหภูมิที่เป็นจุดเยือกแข็ง (T_f) สำหรับน้ำที่ความเค็มต่างๆ กัน (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

สัญลักษณ์ของความหนาแน่นและความสูงพลศาสตร์ (dynamic height)

ความหนาแน่นของน้ำทะเลจะเกี่ยวข้องกับกระบวนการต่างๆ ในทะเล นักวิทยาศาสตร์จะใช้สัญลักษณ์หลายประเภทเพื่อแสดงความหนาแน่นหลากหลายชนิด เนื่องจากความหนาแน่นของน้ำทะเลมีค่าสูงกว่า 1000 kg/m³ เล็กน้อย จึงลดแรงงานโดยการละ 1000 ไว้ในฐานที่เข้าใจ ดังนั้นจึงบอกความหนาแน่นน้ำโดยใช้อักษรกรีกตัวเล็ก “sigma”

$$\sigma = \rho_{S,T,p} - 1000$$

โดย ρ มีหน่วยเป็น kg/m³ เช่น $\rho = 1026.40$, $\sigma = 26.40$

ความหนาแน่นน้ำที่ไม่มีตัวห้อยหมายถึงใช้ค่าตามที่มีนอยู่ (in situ) ปกติเราต้องการใช้ค่าความหนาแน่นที่ผิวหน้า 2000 หรือ 4000 เดซิบาร์ (เมตร)

$$\sigma_t = \rho_{S,T,0} - 1000$$

$$\sigma_2 = \rho_{S,T,2000} - 1000$$

$$\sigma_4 = \rho_{S,T,4000} - 1000$$

บางทีเราก็ใช้ส่วนกลับของความหนาแน่นน้ำ (เปลี่ยนตัวหารให้เป็นตัวคูณในสมการ) เรียกเทอมนี้ว่า specific volume, $\alpha = 1/\rho$ และไม่ค่อยมีใครเขียนค่าเต็มๆ จะเขียนเฉพาะ

specific volume anomaly (δ) and thermosteric anomaly ($\Delta_{S,T}$)

$$\delta = \alpha_{S,T,p} - \alpha_{35,0,p}$$

$$\Delta_{S,T} = \alpha_{S,T,0} - \alpha_{35,0,0} \quad (1.3)$$

ค่า specific volume ใช้ในการคำนวณหา dynamic height และ dynamic height anomaly โดยเริ่มจากสมการอุทกสถิต (hydrostatic equation)

$$dp = -\rho g dz$$

$$\alpha dp = -g dz$$

เราใช้ความดันไม่ใช้ความลึกเพราะว่าความหนาแน่นน้ำคำนวณมาจากความดัน อินทิเกรตสมการแรก ของ (2.5) ในช่วงความดันจะได้ dynamic height, D มีหน่วยเป็นพลังงานต่อมวลน้ำ 1 หน่วย, Joules/kilogram (J/kg) หรือ m^2/s^2

$$dD \equiv \alpha dp$$

$$D = \int_{p_1}^{p_2} \alpha dp$$

ค่า dynamic height ใช้ในการคำนวณ Geostrophic Flow ในบทที่ 3 วิธีการหาค่า dynamic height ต้องใช้ค่าอุณหภูมิ ความเค็ม และความดัน มาคำนวณความหนาแน่นที่แต่ละระดับความลึก (ความดัน) คำนวณค่า specific volume แต่ละความลึก (ความดัน) แล้วบวกค่าย่อย ($\alpha \Delta p$) ระหว่างความดัน 2 ระดับ จะได้ค่า dynamic height ความแตกต่างของ dynamic height ระหว่าง สถานี 2 แห่ง a และ b จะเทียบเท่ากับความแตกต่างของความดันในแนวนอน (horizontal pressure gradient) ในช่วงความดันเดียวกัน

$$D_a = \int_{p_1}^{p_2} \alpha_a dp$$

$$D_b = \int_{p_1}^{p_2} \alpha_b dp$$

$$D_a - D_b = \int_{p_1}^{p_2} (\alpha_a - \alpha_b) dp \quad (1.6)$$

สมัยก่อนหรือปัจจุบันเมื่อต้องคำนวณด้วยมือจึงต้องลดตัวเลขการคำนวณให้น้อยลงโดยการ ลบค่าปกติของน้ำทะเลออกไปให้เหลือแต่ค่าความแตกต่าง โดยใช้สมการ 1.3 แทนใน 1.6 จะได้ dynamic height anomaly, ΔD

$$\Delta D_a - \Delta D_b = \int_{p_1}^{p_2} (\delta_a - \delta_b) dp$$

ถึงแม้มีคอมพิวเตอร์ใช้ก็ยังคำนวณวิธีเดิมอยู่ คณะกรรมการระหว่างประเทศแนะนำให้ใช้ geopotential และ geopotential difference แทน dynamic height และ dynamic height anomaly เพราะให้ความหมายที่เป็นจริงกว่า แต่นักสมุทรศาสตร์ยังใช้คำดั้งเดิมกันอยู่อุณหภูมิเมื่อวัดที่ระดับผิวน้ำ

ในการคำนวณความหนาแน่นน้ำจะต้องคำนึงถึงว่าจะใช้อุณหภูมิที่วัดได้ ณ ความลึกของมวลน้ำ (in situ) หรือจะใช้ค่าอุณหภูมิที่ควรจะได้ที่ระดับผิวน้ำเมื่อมวลน้ำถูกนำขึ้นมาโดยไม่มีการถ่ายเทความร้อนกับสิ่งแวดล้อมรอบข้าง (adiabatic change) ปริมาตรน้ำจะขยายตัวเล็กน้อย ทำให้อุณหภูมิลดลงเล็กน้อย ในทางตรงกันข้ามถ้ามวลน้ำถูกดันลงไปยังเบื้องล่างโดยไม่ถ่ายเทความร้อนกับมวลน้ำรอบข้าง ความดันน้ำจะทำให้อุณหภูมิน้ำเพิ่มขึ้น

ตัวอย่างมวลน้ำที่ความลึก 5000 เมตร วัดอุณหภูมิที่ความลึกนั้นได้ 1.00 °C มีความเค็ม 35 psu เมื่อนำขึ้นมาแบบ adiabatic จะวัดค่าอุณหภูมิที่ผิวน้ำได้ 0.58 °C ดังนั้น

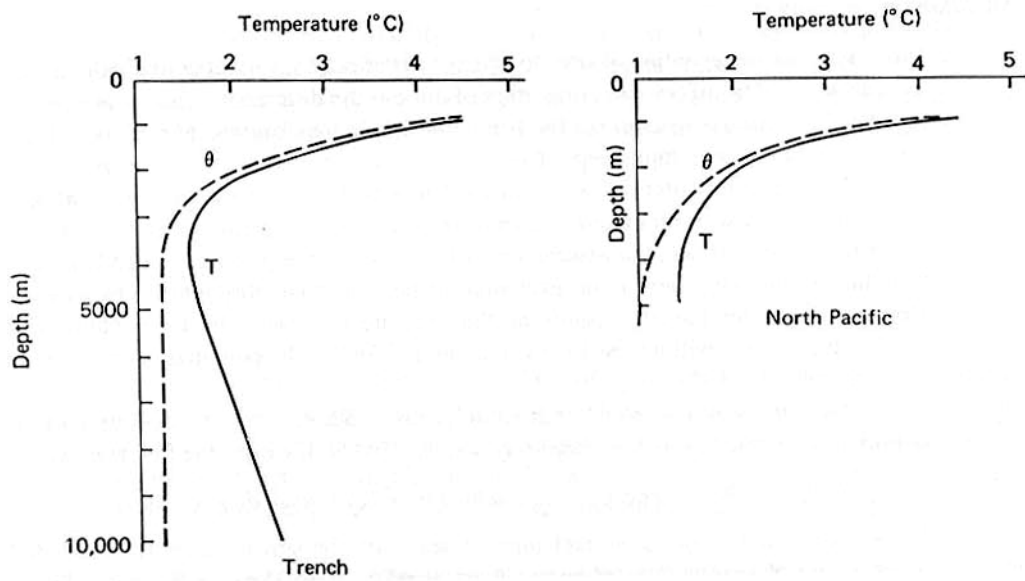
in situ temperature (T) = 1.00 °C

potential temperature (θ) = 0.58 °C

$$\sigma_t = 28.07$$

$$\sigma_\theta = 28.09$$

แนวคิดเรื่อง potential temperature มาจากกฎข้อที่ 1 ของเทอร์โมไดนามิค ตารางที่ 1 ใช้ในการหา potential temperature เมื่อทราบอุณหภูมิ ณ ความลึกนั้นๆ รูปที่ 1.17 แสดงอุณหภูมิที่เพิ่มขึ้นเนื่องจากความดัน ในบรรยากาศมีค่า adiabatic lapse rate เท่ากับ 10 °C/1000 เมตร ในน้ำมีค่าเพียง 0.1 ถึง 0.15 °C/1000 เมตร การเพิ่มหรือลดอุณหภูมิตามความสูงในชั้นบรรยากาศเมื่อเปลี่ยนระดับความสูงจะรุนแรงกว่าในมหาสมุทรเป็น 100 เท่า



รูปที่ 1.17 in situ temperature .vs. potential temperature ที่หวมินดาเนา และที่สถานีในมหาสมุทรแปซิฟิก (17 °N, 162 °W) (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

Table 2.1 Values of Temperature, Salinity, Density, Dynamic Height, and Stability for a Hydrographic Station in the North Pacific, 17° 04' N and 162° 24' W, between the Surface and 5726 m.

Z	S	T	θ	σ	σ_t	σ_θ	Δ_{st}	δ	$\Sigma\Delta D$	E (10^{-8} m^{-1}) ^a
0	35.003	27.20	27.20	22.68	22.68	22.68	518	518	4.13	—
10	35.000	27.19	27.19	22.73	22.68	22.68	518	519	4.08	—
20	34.997	27.18	27.18	22.77	22.68	22.68	518	519	4.03	—
30	34.995	27.18	27.17	22.81	22.68	22.68	518	519	3.97	—
50	34.992	27.06	27.04	22.93	22.72	22.72	515	517	3.87	2500
75	35.028	25.58	25.56	23.53	23.21	23.21	468	471	3.75	2100
100	35.079	23.83	23.81	24.21	23.77	23.78	414	418	3.64	1800
125	35.096	22.47	22.44	24.72	24.18	24.18	375	380	3.54	1600
150	35.071	21.14	21.11	25.19	24.53	24.54	342	347	3.45	1400
200	34.836	18.10	18.06	26.02	25.14	25.15	283	290	3.29	1200
250	34.438	14.22	14.18	26.85	25.73	25.73	228	235	3.15	1100
300	34.186	10.85	10.81	27.54	26.19	26.20	184	190	3.05	730
400	34.181	8.07	8.02	28.47	26.64	26.65	141	148	2.88	380
500	34.271	6.54	6.49	29.22	26.93	26.93	114	121	2.75	230
600	34.376	5.84	5.79	29.87	27.10	27.11	97	105	2.63	140
700	34.454	5.47	5.41	30.43	27.21	27.22	87	96	2.53	110
800	34.490	4.96	4.90	30.99	27.30	27.30	79	88	2.44	85
1000	34.524	4.14	4.06	32.04	27.42	27.42	67	77	2.28	63
1200	34.552	3.47	3.38	33.05	27.51	27.51	59	68	2.13	48
1500	34.592	2.76	2.65	34.54	27.60	27.61	50	59	1.94	35
2000	34.638	2.07	1.93	36.94	27.70	27.71	41	50	1.67	20
2500	34.663	1.76	1.58	39.25	27.74	27.76	36	46	1.44	12
3000	34.674	1.61	1.38	41.51	27.76	27.78	35	45	1.21	8
3500	34.682	1.52	1.25	43.73	27.78	27.79	33	44	0.99	5
4000	34.688	1.48	1.15	45.91	27.78	27.81	33	45	0.77	3
4500	34.696	1.45	1.06	48.08	27.79	27.83	32	45	0.54	2
5000	34.700	1.45	1.00	50.21	27.80	27.83	31	46	0.32	2
5500	34.700	1.48	0.97	52.31	27.79	27.83	32	48	0.08	—

a. E calculated from original data.

รูปที่ 1.18 แสดงอุณหภูมิ ความเค็ม และความหนาแน่นน้ำจากการตรวจวัดกลางมหาสมุทรแปซิฟิก (17 °N, 162 °W) จะเห็นว่าแรงบีบอัด (ความดัน) มีผลต่อความหนาแน่นน้ำมาก แม้เมื่อตัดผลจากความดันออกไปจะพบว่าความหนาแน่นเพิ่มขึ้นตามความลึกน้ำอย่างช้าๆ ความหนาแน่นเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วที่ระดับ 200 เมตรแรกจากผิวน้ำอัตราการเพิ่มความหนาแน่นตามความลึกเรียกว่าเทียบกับความหนาแน่นน้ำเราเรียกว่าค่าเสถียร ตามสมการ 2 หน่วยเป็นเมตร (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

$$\text{Stability } (E) = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)$$

เป็นค่าวัดงานที่ต้องทำในการเคลื่อนมวลน้ำขึ้นหรือลง ตัวอย่างในรูปที่ 1.18 สมมุติว่าดันน้ำจากระดับสมดุลขึ้นไปด้านบนซึ่งมีมวลน้ำเบากว่า น้ำหนักตัวของน้ำก้อนนั้นจะทำให้มันขยับลงมาข้างล่างจนเลยจุดสมดุล จะมีแรงลอยตัวเนื่องจากน้ำก้อนนี้เบากว่ามวลน้ำรอบข้าง (buoyant force) ก็จะดันมวลน้ำให้ลอยขึ้นไปจนเลยจุดสมดุลไปอีก ถ้าไม่มีแรงเสียดทานมวลน้ำก้อนนี้ก็จะเคลื่อนที่ขึ้นลงที่ความถี่คงที่และแอมพลิจูดของการขจัดคงที่ ถ้าความแตกต่างของความหนาแน่นตามความลึกมากจะต้องใช้แรงมากขึ้นในการขยับน้ำให้ถึงระดับเดียวกับกรณีแรก แต่ความถี่ของการกระเพื่อมจะเร็วกว่าเพราะน้ำหนักตัวของมวลน้ำและแรงลอยตัวจะมีมากกว่า จะใช้อุณหภูมิ θ ความลึกเริ่มต้นในการคำนวณความเสถียรไม่ได้เพราะมวลน้ำมีการหดตัวเมื่อจมลงและขยายตัวเมื่อลอยตัวทำให้อุณหภูมิเปลี่ยนไปถึงแม้จะไม่มากเท่าเมื่อคิดถึงแรงบีบอัดตามปกติ อุณหภูมิน้ำจะเพิ่มขึ้น(เล็กน้อย)เมื่อขยับลงและลดลงเล็กน้อยเมื่อขยับขึ้น ดังนั้นจึงควรใช้อุณหภูมิที่**ไม่มี**แรงบีบอัดมาเกี่ยวข้อง คือ potential temperature

$$E = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho_\theta}{\partial z} \right)$$

ρ_θ เป็นความหนาแน่นน้ำที่เป็นฟังก์ชันของ S และ θ ก็ยังไม่เป็นสมการที่แม่นยำ (Exact) เพราะแรงบีบอัดยังขึ้นกับอุณหภูมิด้วย สมการสมบูรณ์คือ

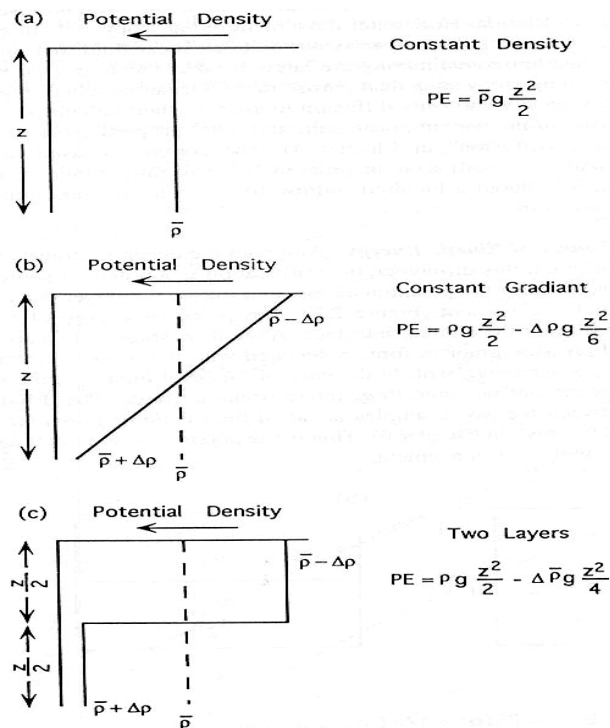
$$E = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) - \frac{g}{c^2}$$

นักสมุทรศาสตร์จะใช้พารามิเตอร์อีกตัวเป็นตัววัดความเสถียรของคอลัมน์น้ำ เรียกว่า ความถี่ Brunt-Väisälä ตามรูป 2.5 แรงลอยตัวจะสัมพันธ์กับระยะห่างจากจุดสมดุล เหมือนกับลูกตุ้มแกว่งปลายเชือกหรือสปริง ถ้าอัตราการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นน้ำตามความลึกสูงจะทำให้มวลน้ำกระเพื่อมด้วยคาบเวลาที่สั้นลง (ความถี่สูงขึ้น) ความถี่ในการแกว่งคำนวณจากสมการ

$$T_N = \frac{2\pi}{N}, \quad N = (gE)^{1/2}$$

N คือความถี่ Brunt-Väisälä คาบเวลาที่สั้นที่สุดที่พบในมหาสมุทรคือ 1 นาทีเท่ากับค่าความเสถียร $E = 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ ในทะเลลึกซึ่งมีค่าความเสถียร 10^{-7} ถึง 10^{-8} m^{-1} คาบการแกว่งอยู่ในช่วง 3 ถึง 5 ชั่วโมง ถ้ามวลน้ำเสถียรอย่างเป็นกลาง (potential temperature คงที่ตามความลึก) คาบเวลาเป็นอนันต์ (ไม่มีการแกว่งตัว) ผลจากการที่น้ำในมหาสมุทรแบ่งชั้น

ตัวอย่างการใช้การแบ่งชั้นของน้ำในการศึกษากระบวนการในมหาสมุทร



รูปที่ 1.19 แสดงพลังงานศักย์ของน้ำที่มีการแพร่กระจายของความหนาแน่นน้ำตามความลึกต่าง ๆ กัน (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

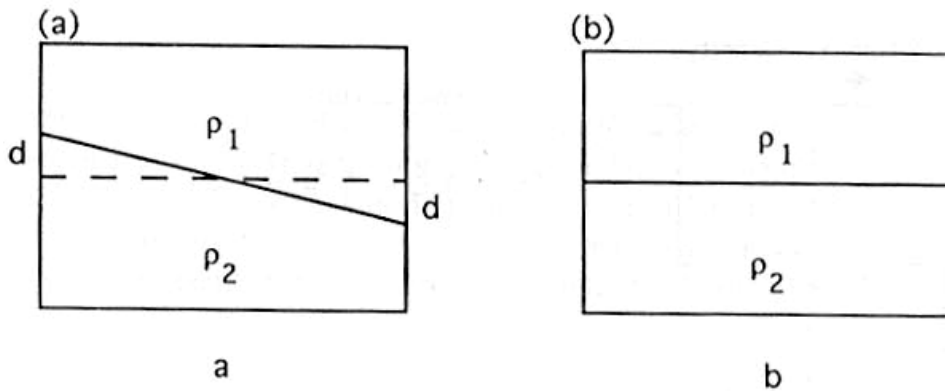
เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

การผสมผสานของน้ำในแนวตั้ง ใช้ในการคำนวณพลังงานศักย์ของมวลน้ำ ตามรูปที่ 1.19 แสดงพลังงานศักย์ของน้ำที่มีการแพร่กระจายของความหนาแน่นน้ำตามความลึกต่างๆ กัน

รูป (a) น้ำมีความหนา z ผสมผสานกันดีมีความหนาแน่นเฉลี่ย $\bar{\rho}$ ตลอดเวลา พลังงานศักย์เท่ากับ $\bar{\rho}gz$ คูณกับความสูงของจุดศูนย์กลางของมวลจากระดับอ้างอิง ($z/2$) จะได้เท่ากับ $\bar{\rho}gz^2/2$

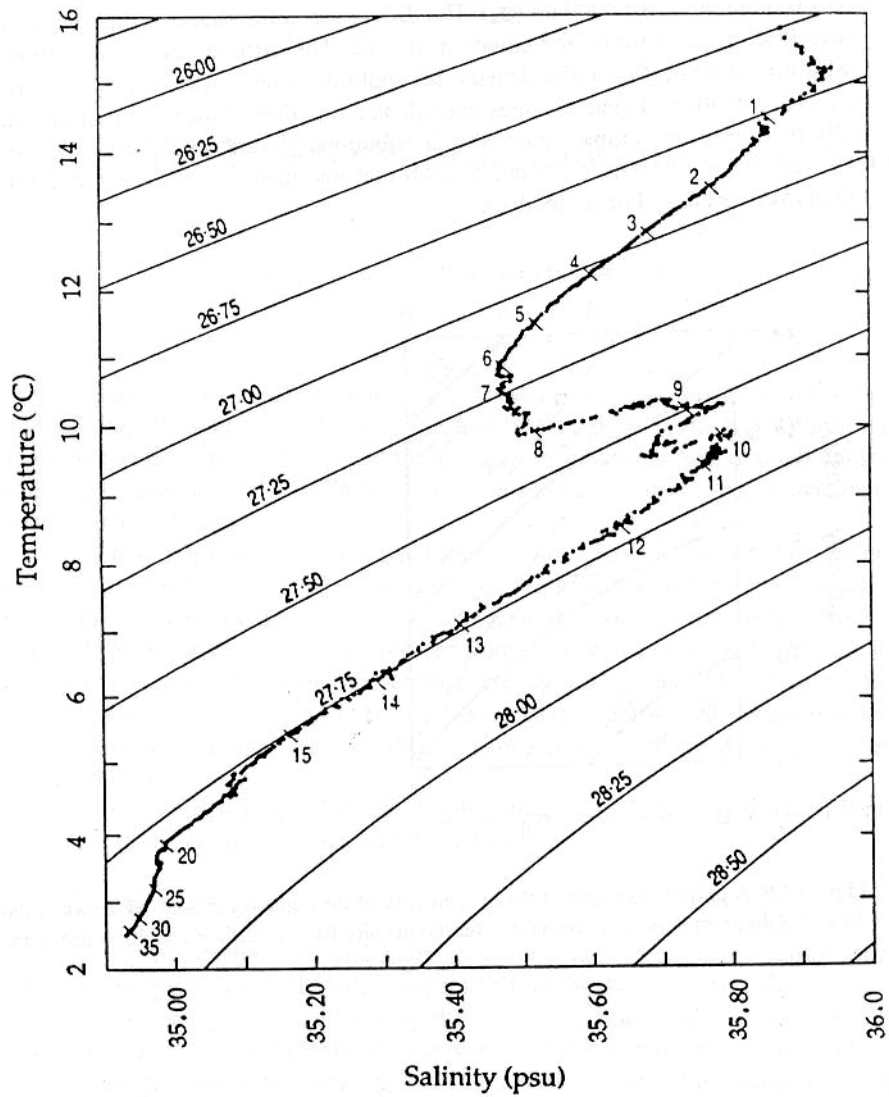
ในกรณี (b) จะซับซ้อนขึ้นมากเพราะความหนาแน่นน้ำเปลี่ยนตามความลึก พลังงานศักย์เท่ากับ $\bar{\rho}gz^2/2 + \Delta\rho gz^2/2 - \Delta\rho 2gz^2/3$ และในกรณี (c) น้ำแบ่งเป็น 2 ชั้นจะมีพลังงานศักย์เท่ากับ $\bar{\rho}gz^2/2 - \Delta\rho gz^2/4$

จะเห็นได้ว่าน้ำที่ผสมผสานกันดีจะมีพลังงานศักย์สูงที่สุด พลังงานในการผสมผสานจะได้มาจากแรงเฉือนเนื่องจากลม และยังได้จากความปั่นป่วนจากการไหลของน้ำ ในน้ำลึกถึงแม้ความหนาแน่นน้ำไม่เปลี่ยนแปลงตามความลึกมากนักแต่เนื่องจากไม่มีแรงที่จะมาควมให้น้ำให้ผสมกัน ดังนั้นการผสมผสานของน้ำลึกจึงค่อนข้างจำกัด การผสมผสานของน้ำในแนวราบ น้ำที่มีความหนาแน่นเท่ากัน(ถึงแม้คนละมวลกัน) จะผสมผสานกันได้ดีกว่าการผสมในแนวตั้ง การผสมของน้ำที่มีความหนาแน่นเท่ากันไม่มีแรงเสียดทานเหมือนกับของเหลวในอุดมคติ ในการคำนวณการไหลเวียนและแพร่กระจายจะมีค่าสัมประสิทธิ์ eddy viscosity (สำหรับการส่งผ่านโมเมนตัม=การไหลของน้ำ) และ eddy diffusivity (สำหรับการแพร่กระจายของสารละลายหรือสารแขวนลอยในน้ำ) ทั้งในแนวตั้งและแนวราบ สัดส่วนค่าสัมประสิทธิ์ในแนวราบต่อแนวตั้งประมาณ 108 กล่าวคือการส่งผ่านโมเมนตัมหรือการผสมผสานของสารละลายในแนวราบเร็วกว่าแนวตั้ง 100 ล้านเท่า แหล่งพลังงานจลน์จากการแบ่งชั้นของน้ำ ถ้าเกิดความลาดเอียงของเส้นพลังงานศักย์หรือความดันเทียบกับแนวระนาบ (ของ geoid, gravity) จะเป็นชนวนให้เกิดการไหลเวียนของน้ำ (geostrophic flow) ซึ่งเป็นพลังงานจลน์

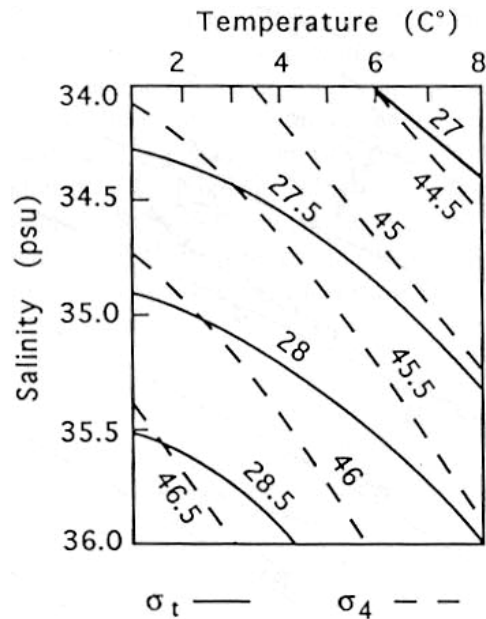


รูปที่ 1.20 น้ำในมหาสมุทรแบ่งเป็น 2 ชั้น (a) รอยต่อระหว่างชั้นน้ำเอียงจะทำให้เกิดการไหลของน้ำ (b) มวลน้ำเสถียรไม่เกิดการไหลเวียน (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

T-S Diagram เป็นการเปรียบเทียบมวลน้ำโดยดูจากกราฟอุณหภูมิ-ความเค็มและความหนาแน่นของน้ำ (รูปที่ 1.21) เส้นความหนาแน่นน้ำไม่เป็นเส้นตรงเพราะมีความสัมพันธ์แบบ nonlinear ต้องสังเกตว่าพล็อตโดยใช้ $T, \theta, \rho_t, \rho_\theta$ จุดสังเกตคือในน้ำระดับบนจะมีการแบ่งชั้นอย่างชัดเจน เส้น T-S จะผ่านเส้นความหนาแน่นน้ำหลายเส้น ส่วนในน้ำระดับล่างจะมีค่าความหนาแน่นน้ำค่อนข้างเปลี่ยนแปลงช้ามาก แสดงว่าการแบ่งชั้นน้ำไม่รุนแรง



รูปที่ 1.21 T-S Diagram ของข้อมูลจากสถานีในมหาสมุทรแอตแลนติก ตัวเลขตัดเส้น T-S คือความลึกทุกๆ 100 เมตร (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)



รูปที่ 1.22 แสดงเส้นความหนาแน่นที่ระดับผิวน้ำ (σ_t) และที่ระดับ 4000 เดซิบาร์ (σ_4) จะเห็นความแตกต่างของความหนาแน่นน้ำชัดเจน โดยทั่วไปเราพล็อตข้อมูลทั้งหมดบนกราฟแผ่นเดียว ควรใช้ θ, σ_θ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

1.8 เสียงและแสงในมหาสมุทร

มหาสมุทรเป็นตัวกลางที่รังสีแม่เหล็กไฟฟ้าผ่านไปได้น้อยมาก รังสี 100 เปอร์เซ็นต์ที่ผิวน้ำจะเหลือไม่ถึง 1 เปอร์เซ็นต์ที่ความลึก 100 เมตร ในทางตรงกันข้ามมหาสมุทรเป็นตัวกลางที่ดีสำหรับเสียงในอากาศ สามารถใช้เสียงสำหรับการสื่อสารใต้น้ำ ติดตามหาเรือดำน้ำ วัดความลึกของน้ำ ความหนาของตะกอนท้องน้ำ หาฝูงปลา และสังเกตกระบวนการทางสมุทรศาสตร์ ใช้ในเครื่องมือสำหรับการส่งและรับเสียงใต้น้ำหรือติดตามหุ่นลอยใต้น้ำ แต่มีข้อด้อยคือเครื่องมือจะมีขนาดใหญ่ ใช้พลังงานสูง นิยามสำหรับเสียงใต้น้ำ

ความเข้มของเสียง เสียงเดินทางโดยการบีบและขยายของตัวกลางสลับกันไป ความเข้มของเสียงจะสัมพันธ์กับการกระเพื่อมของแรงดันน้ำ (Δp) ซึ่งใกล้เคียงกับแรงดันอุทกสถิตตามสูตร

$$I = \frac{(\Delta p)^2}{\rho c} = \frac{p^2}{\rho c}$$

เมื่อ P คือความหนาแน่นเฉลี่ย และ c คือความเร็วของเสียงในน้ำ ความเข้มของเสียงพลังงานต่อพื้นที่ต่อเวลา หรือวัดต่อตารางเมตร พลังงานเสียงเคลื่อนที่ด้วยความเร็วเท่ากับเสียง แรงดันของเสียงมีค่าตั้งแต่ 10^{-3} N/m² ซึ่งต่ำกว่าที่หูจะได้ยิน ถึง 10^5 N/m² ซึ่งเท่ากับแรงดันบรรยากาศ ระดับความดังของเสียง(เดซิเบล) เสียงมีความดังในช่วงกว้างมาก เราวัดความดังของเสียงโดยเทียบกับระดับความดังอ้างอิงของเสียงตามสูตร

$$SL = 10 \log \frac{I}{I_{ref}} = 20 \log \frac{P}{P_{ref}} = 10 \log I$$

ความดังของเสียงเป็นลอการิทึมหรือเลขฐานสิบ หน่วยของความดังเป็นเดซิเบล(เพราะคุณอัตราส่วนด้วยสิบ) เสียงดังเพิ่มขึ้นเท่าตัวจะเท่ากับระดับความดังของเสียงดังขึ้น 3 dB และเสียงดังขึ้น 10 เท่า จะเท่ากับระดับความดังของเสียงเพิ่มขึ้น 10 dB ความดังอ้างอิงของเสียงในบรรยากาศและน้ำจะไม่เท่ากัน และความดังอ้างอิงของเสียงในน้ำก็มีการเปลี่ยนแปลงเมื่อไม่ก็สิบปีมานี้ ความดังของเสียงอันเดียวกันจะให้ค่าระดับความดังของเสียงไม่เท่ากันขึ้นกับว่าใช้ค่าอ้างอิงตัวไหน ตารางที่ 1.2 แสดงระดับความดังของเสียงที่มีแรงดันเท่ากันคือ 1 ปาสกาล(Pa) สำหรับค่าอ้างอิงในบรรยากาศ ในน้ำแบบเก่าและแบบใหม่ ระดับความดังอ้างอิงของเสียงในน้ำแบบใหม่คือ 1 ไมโครปาสกาล (μ Pa) หรือ 1×10^{-6} N/m² โดย 1 ปาสกาลเท่ากับ 1 นิวตัน/ตารางเมตร ระดับความดังของเสียงในทะเลจากค่าอ้างอิงใหม่จะดังกว่าค่าอ้างอิงเดิม 100 dB

ตารางที่ 1.2 ระดับความดังของเสียงเป็นเดซิเบลซึ่งขึ้นกับแรงดันอ้างอิง

	Pref (μ Pa)	p(Pa)	SL (dB)
บรรยากาศ	20	1	94
น้ำ (อ้างอิงเก่า)	1×10^5	1	20
น้ำ (อ้างอิงใหม่)	1	1	120

ความถี่ของเสียง ความถี่เป็นตัววัดความถี่ความแหลมของเสียง หูคนเราจะได้ยินเสียงแหลมในความถี่ 15,000 ถึง 18,000 เฮิรตซ์ (Hz) และถี่ต่ำ 20 ถึง 50 Hz โดยที่ 1 Hz เท่ากับ 1 รอบต่อวินาที สมมติให้ความเร็วของเสียงในน้ำเท่ากับ 1500 เมตรต่อวินาที และความเร็วของเสียงเท่ากับ ความยาวคลื่นหารด้วยคาบเวลา (หรือคูณด้วยความถี่) ดังนั้นความยาวของคลื่นเสียงในน้ำขึ้นกับความถี่เป็นดังนี้

ความถี่ (Hz)	102	103	104	105
ความยาวคลื่น	15 m	1.5 m	15 cm	1.5 cm

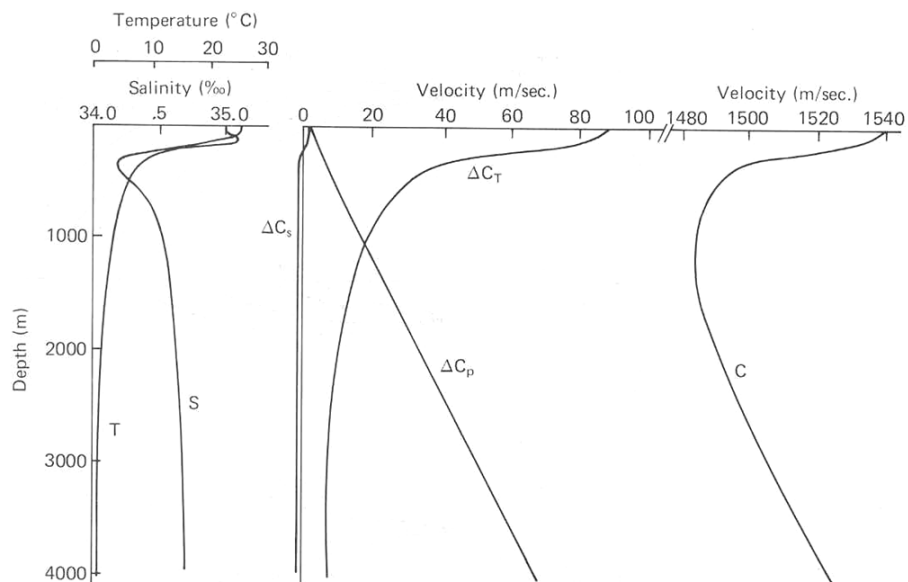
ความเร็วของเสียงในน้ำ : ช่องเสียงในน้ำลึก

ความเร็วของเสียงเฉลี่ยในน้ำเท่ากับ 1500 เมตรต่อวินาที ความเร็วของเสียงแปรผันโดยตรงกับแรงดัน ความเค็ม และอุณหภูมิของน้ำตามสูตร

$$c = 1449 + 4.6T - 0.55T^2 + 0.003T^3 + (1.39 - 0.012T)(S - 35) + 0.017Z$$

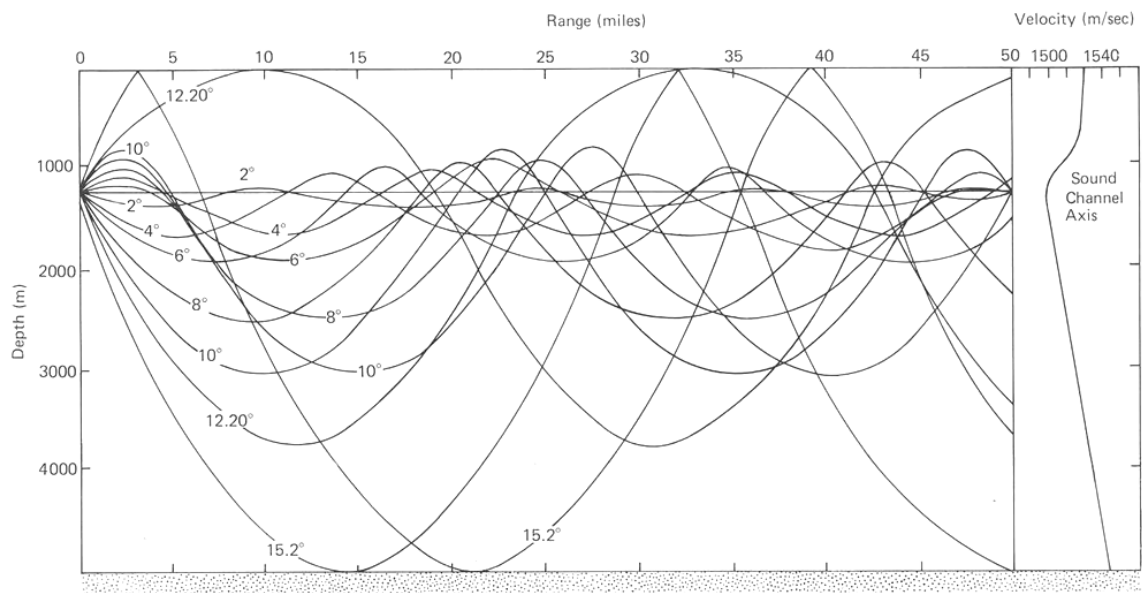
เมื่อ c คือความเร็วเสียงในหน่วย m/s, T คืออุณหภูมิในหน่วยเซลเซียส, S คือความเค็มในหน่วย psu และ Z คือความลึกหรือแรงดันในหน่วยเดซิบาร์

ความเร็วเสียงเปลี่ยนตามความลึกน้ำ ความเร็วเสียงจะลดลงอย่างรวดเร็วในชั้น thermocline ได้จากนั้นลงไปความเร็วเสียงจะเพิ่มขึ้นเพราะแรงดันของน้ำ ความเร็วเสียงมีค่ามากในน้ำชั้นบน ได้น้ำชั้นบนลงมาความเร็วเสียงจะต่ำกว่าน้ำชั้นบน ถือเป็นช่องเสียง(จากใต้ผิวน้ำลงมาถึงท้องทะเล) เสียงจะหักเห แล้วถูกดักและส่งผ่านเสียงไปได้รอบโลกในช่องเสียง



รูปที่ 1.23 ความเร็วเสียงตามความลึกในทะเลจะขึ้นกับอุณหภูมิและแรงดันของน้ำเป็นหลัก ความเค็มมีอิทธิพลต่อความเร็วเสียงน้อยยกเว้นบริเวณมหาสมุทรอาร์คติก รูปซ้ายเป็นความเค็มและ

อุณหภูมิตามความลึกในมหาสมุทรแปซิฟิก รูปกลางเป็นการเปลี่ยนแปลงความเร็วของเสียงเนื่องจากแรงดัน อุณหภูมิ และความเค็มของน้ำ ความเร็วเสียงลดลงอย่างรวดเร็วในชั้น thermocline รูปขวาสุดเป็นความเร็วเสียงตามความลึก ช่องเสียงคือบริเวณที่เสียงมีความเร็วต่ำ แกนของช่องเสียงคือระดับความลึกที่เสียงมีความเร็วต่ำที่สุด (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)



รูปที่ 1.24 รังสีของเสียงในช่องเสียง แหล่งกำเนิดเสียงในอุดมคติคือเสียงถูกปล่อยที่แกนของช่องเสียงด้วยมุมจากแกนช่องเสียงต่างๆ กัน เสียงมักจะหักเหอยู่ในช่องเสียงโดยวิ่งไปไม่ถึงผิวน้ำหรือท้องทะเล ในสภาพจริง ความปั่นป่วนของเสียงเนื่องจากการเปลี่ยนอุณหภูมิหรือความเค็มในระดับจุลภาคทำให้พลังงานเสียงกระเจิงไปจากช่องเสียงได้ ตัวเลขบอกมุมของเสียงที่ทำกับแกนช่องเสียงขณะเสียงถูกปล่อยออกไป (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

การลดลงของความเข้มเสียงในระหว่างการเดินทาง

เสียงเมื่อออกจากแหล่งกำเนิดจะเดินทางไปทุกทิศทางทุกทางเป็นทรงกลม หากเสียงไม่มีการสูญเสียเพราะดูดกลืนหรือกระเจิงในระหว่างการเคลื่อนที่ ความเข้มของเสียงจะลดลงตามระยะทางยกกำลังสอง

$$4\pi R^2 I = 4\pi R_0^2 I_0$$

$$\frac{I}{I_0} = \frac{R_0^2}{R^2}$$

แปลงเป็นระดับความเข้มของเสียงได้เป็น

$$10 \log I = 10 \log I_0 - 20 \log \frac{R}{R_0}$$

$$SL = SS - 20 \log R$$

เทอม $20 \log R$ เรียกว่าการลดลงของความเข้มเสียงในระหว่างการเดินทาง (transmission loss, TL)

เสียงที่เคลื่อนที่ไปถึงท้องทะเลจะทะลุลงไปได้ที่ท้องทะเล บางส่วนจะสะท้อนกลับซึ่งความเข้มของเสียงจะแผ่กระจายเป็นทรงกลมเช่นกัน ถ้าท้องทะเลสะท้อนเสียงที่กระทบทั้งหมด ความเข้มของเสียงที่ปล่อยจากแหล่งกำเนิด (SS) และความเข้มเสียงที่เหลือ (SL) เท่ากับ

$$SL = SS - 20 \log R - 20 \log R$$

$$SL = SS - 40 \log R$$

ตัวอย่างระดับความเข้มของเสียงที่ระยะ 1 เมตรจากแหล่งกำเนิดเท่ากับ 100 dB ระดับความเข้มของเสียงที่เหลือหลังจากเดินทางไปกลับในน้ำลึก 2000 เมตรจะเท่ากับ -32 dB เนื่องจากวัตถุแต่ละอย่างจะสะท้อนเสียงได้ดีไม่เท่ากัน ท้องทะเลที่เป็นทรายแน่นจะสะท้อนได้ดีกว่าท้องทะเลที่เป็นเลนอ่อน ฟองปลาขนาดใหญ่สะท้อนได้ดีกว่าฟองปลาขนาดเล็ก รูปร่างของวัตถุบางแบบจะสะท้อนมากกว่าจะทำให้กระเจิง ในสมการความเข้มของเสียงจึงเพิ่มเทอมขึ้นมาอีกเทอมคือกำลังในการสะท้อนของวัตถุ (target strength, TS)

$$SL = SS - 40 \log R + TS$$

ค่า TS ได้จากการตรวจวัดจริงในสนาม จากตัวอย่างแหล่งกำเนิดเสียงที่มีความเข้ม 100 dB เมื่อเดินทางกระทบวัตถุที่มีกำลังในการสะท้อน -5 dB จะทำให้เหลือความเข้มของเสียงหลังจากเดินทาง

ไป-กลับความลึกน้ำ 2000 เมตร เพียง -37 dB ซึ่งเทียบเท่ากับแรงดัน $1.4 \times 10^{-2} \mu\text{Pa}$ สำหรับเสียงที่เดินทางในระยะทางไกลๆ ความเข้มของเสียงลดลงจากการแผ่ออกเป็นแผ่นทรงกระบอกกลม การลดลงของเสียงจะอยู่ในมิติเดียวคือตามระยะทาง ดังนั้นการลดลงของความเข้มเสียงเป็นดังนี้

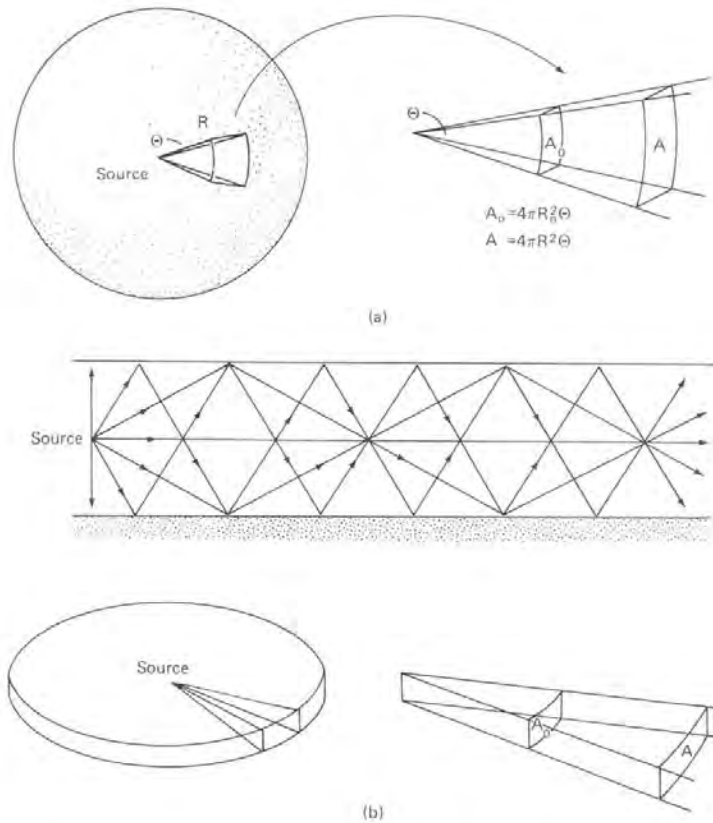
เดินทางทางเดียว

$$SL = SS - 10 \log R$$

เดินทางไป-กลับ

$$SL = SS - 20 \log R + TS$$

ดังนั้นการลดลงของความเข้มเสียงจะขึ้นกับระยะทางที่เสียงเดินทางกับความลึกน้ำ ในระยะทางสั้นๆ การลดลงของเสียงจะเป็นทรงกลม(3 มิติ) ถ้าในระยะทางไกลๆ เสียงที่เดินทางกระทบผิวน้ำหรือท้องทะเลจะหักเหกลับเข้าไปในช่องเสียงจึงไม่มีการสูญเสียกำลังของเสียงจะเป็นแผ่นทรงกระบอกกลม (มิติเดียว)



รูปที่ 1.25 (a) ความเข้มของเสียงในการแผ่แบบทรงกลมจะลดลงตามระยะทางยกกำลังสอง (b) ความเข้มของเสียงในการแผ่แบบแผ่นทรงกระบอกลดลงตามระยะทาง (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

การดูดกลืนและการกระเจิง

ความดังของเสียงจะลดลงไปจากการดูดกลืนและการกระเจิงภายในมหาสมุทร เราจะเรียกว่า การลดทอนของเสียง (attenuation) การดูดกลืนเกิดจากคุณสมบัติของโมเลกุลน้ำเองและการดูดกลืนแปรผันโดยตรงกับความถี่กำลังสอง การกระเจิงเกิดจากการที่น้ำในมหาสมุทรไม่ได้เป็นเนื้อเดียวกันทั้งหมด เช่นอุณหภูมิเปลี่ยนแปลงในระดับจุลภาค มีฟองอากาศ แพลงตอน หรือสารแขวนลอยอื่นๆ การกระเจิงจะสำคัญในช่วงความถี่ต่ำๆ และเมื่อใกล้ผิวน้ำ โดยทั่วไปเราจะถือว่าการลดทอนของเสียงเกิดจากการดูดกลืนของโมเลกุลน้ำ เราประมาณกันว่าการลดทอนของเสียงเป็นไปตามกฎของเบียร์ (Beer's law) ที่ว่าการสูญเสียกำลังต่อหน่วยความยาวแปรผันตรงกับกำลังที่มีอยู่ในหน่วยของเดซิเบล

$$\frac{dI}{dR} = -jI$$

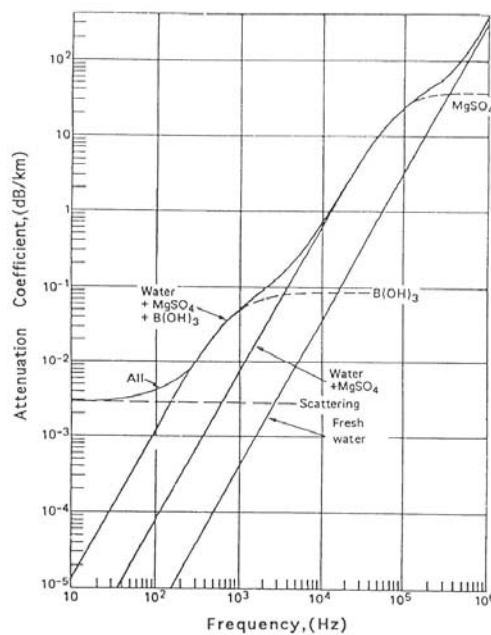
$$I = I_0 e^{-jR}$$

$$10\log I = 10\log I_0 - 10jR\log e$$

$$SL = SS - jR$$

เมื่อสัมประสิทธิ์ของการดูดกลืน $j = 10j \log e$ และมีหน่วยเป็นเดซิเบลต่อหนึ่งหน่วยความยาว สัมประสิทธิ์ของการดูดกลืนจะแปรผันตรงกับความถี่กำลังสอง

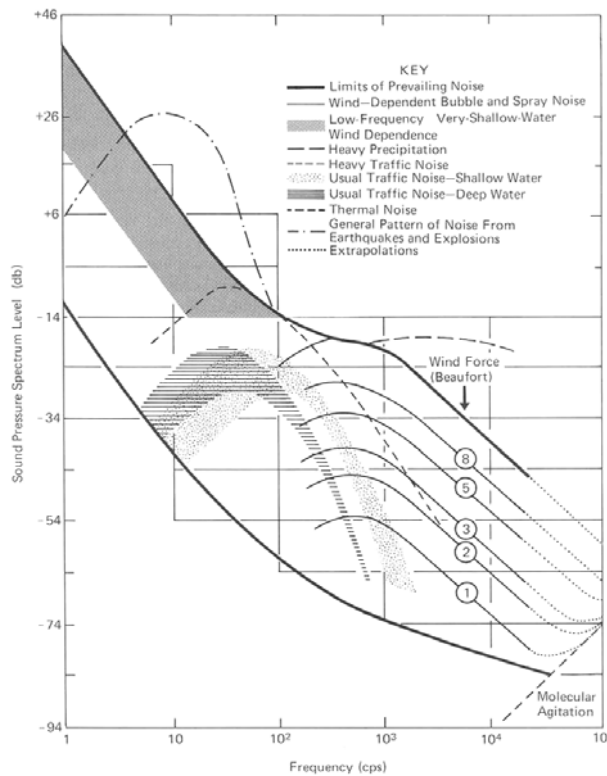
การดูดกลืนขึ้นกับอุณหภูมิ ความเค็ม และแรงดัน การดูดกลืนของน้ำจืดจะน้อยกว่าน้ำทะเล เมื่อน้ำทั้งสองมวลงมีอุณหภูมิและแรงดันเท่ากัน การดูดกลืนของ $MgSO_4$ ในน้ำทะเลจะมีผลสำหรับเสียงที่มีความถี่ต่ำกว่า 100 kHz การดูดกลืนของกรดบอริก ($B(OH)_3$) จะมีผลสำหรับเสียงที่มีความถี่ต่ำกว่า 1 kHz การกระเจิงของเสียงจะเท่ากันทุกความถี่และมีค่าประมาณ 3×10^{-3} dB/km การกระเจิงจะมีความสำคัญสำหรับเสียงที่มีความถี่ต่ำกว่า 100 Hz ตัวอย่างเช่นการลดทอนของเสียงที่มีความถี่ 1 kHz ในน้ำทะเล เท่ากับ 0.05 dB/km (ตามรูปที่ 1.26)



รูปที่ 1.26 การลดทอนของเสียงตามความถี่ในน้ำทะเลและน้ำจืด การลดทอนของเสียงเกิดจากการดูดกลืนเป็นส่วนใหญ่เมื่อความถี่เสียงมากกว่า 500 Hz การกระเจิงมีค่าคงที่ประมาณ 3×10^{-3} dB/km และมีผลต่อการลดทอนของเสียงน้อยเมื่อเสียงมีความถี่สูงกว่า 200 Hz (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

เสียงรบกวน (Ambient Noise)

เสียงที่เราไม่ต้องการถือเป็นเสียงรบกวน (noise) ทั้งหมด ระดับความดังของการสนทนาจะขึ้นกับระดับเสียงรบกวนในพื้นที่ ในห้องเงียบๆ เราสามารถจะคุยกันเบาๆ ก็สื่อสารกันรู้เรื่องได้ แต่ในห้องจัดเลี้ยงหรือท้องถนนเราจะต้องตะโกนจึงจะได้ยินกัน บางครั้งเมื่อเราตั้งใจฟังเราก็สามารถจะรับสัญญาณเสียงที่เราต้องการได้ถึงแม้ว่าเสียงนั้นจะเบาว่าเสียงรบกวน และเราไม่จำเป็นต้องรับสัญญาณได้ครบถ้วนจึงเข้าใจความหมายทั้งหมด ตัวอย่างเช่น การหยั่งน้ำจะมีสัญญาณรบกวนมากมายปรากฏอยู่บนกระดาษบันทึก แต่เราก็สามารถแยกสัญญาณความลึกที่ออกมาได้เมื่อมีสัญญาณความลึกน้ำมากพอ เสียงรบกวนในมหาสมุทรมาจากหลายแหล่ง คือ ลมเหนือผิวน้ำ เสียงน้ำไหลเหนือท้องน้ำ คลื่นแตกตัว ฝนตก เสียงจากปลาในน้ำเช่นปลาโลมาส่งเสียงความถี่สูง (ความเข้มจะลดทอนอย่างรวดเร็ว) ปลาวาฬส่งเสียงความถี่ต่ำออกมาซึ่งจะได้ยินไปได้ระยะทางไกลๆ นอกจากนี้ยังมีเสียงจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่นเสียงเครื่องยนต์เรือ เสียงจากเครื่องส่ง-รับสัญญาณเสียงใต้น้ำ



รูปที่ 1.27 ระดับเสียงรบกวนในมหาสมุทร เส้นสีดำบอกขีดบนและล่างของเสียงรบกวน เสียงฝนตกอย่างหนักหรือเครื่องยนต์เรืออาจมีระดับเสียงเกินขีดที่ขีดไว้ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

การหักเหและการสะท้อนของเสียง

เส้นทางเคลื่อนที่ของเสียงเป็นเส้นโค้งตามความเร็วของเสียงที่เปลี่ยนแปลง ทิศทางการเคลื่อนที่ของเสียง(หักเห) เป็นไปตามกฎของสเนล (Snell's Law)

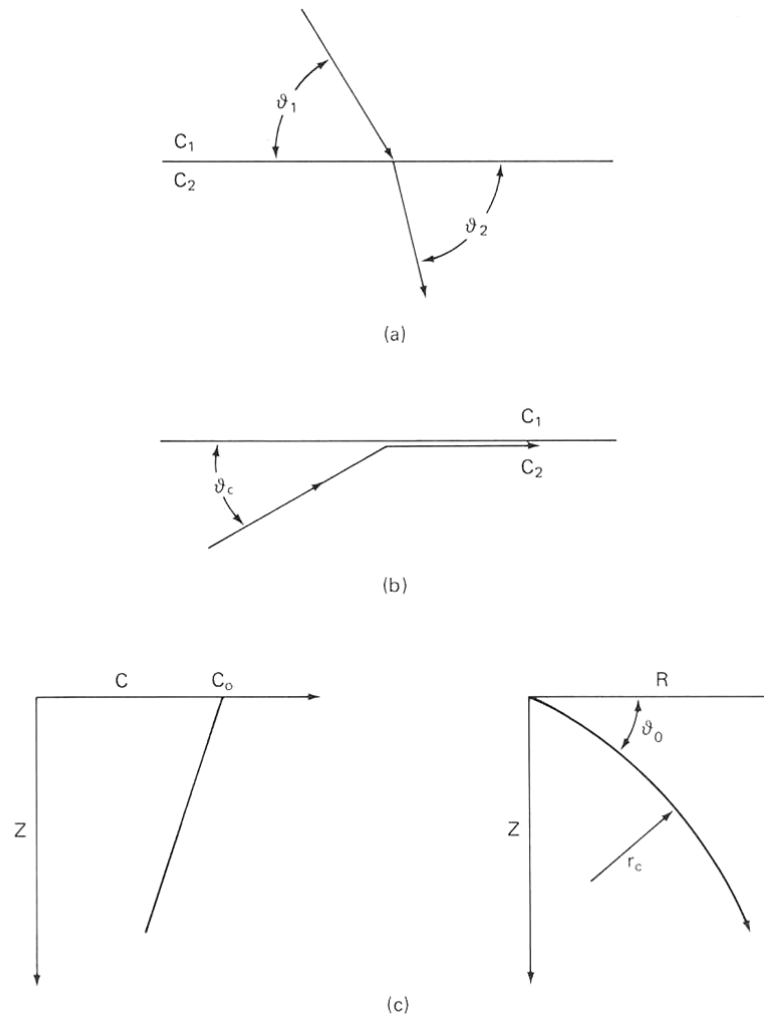
$$\frac{c_1}{c_2} = \frac{\cos \phi_1}{\cos \phi_2}$$

มีมุมวิกฤติ $\cos \phi_c = \frac{c_1}{c_2}$ พลังงานจะหักเหเข้าสู่ชั้นตัวกลางที่มีความเร็วสูงกว่าได้หากมุมตกกระทบต่ำกว่ามุมวิกฤติ

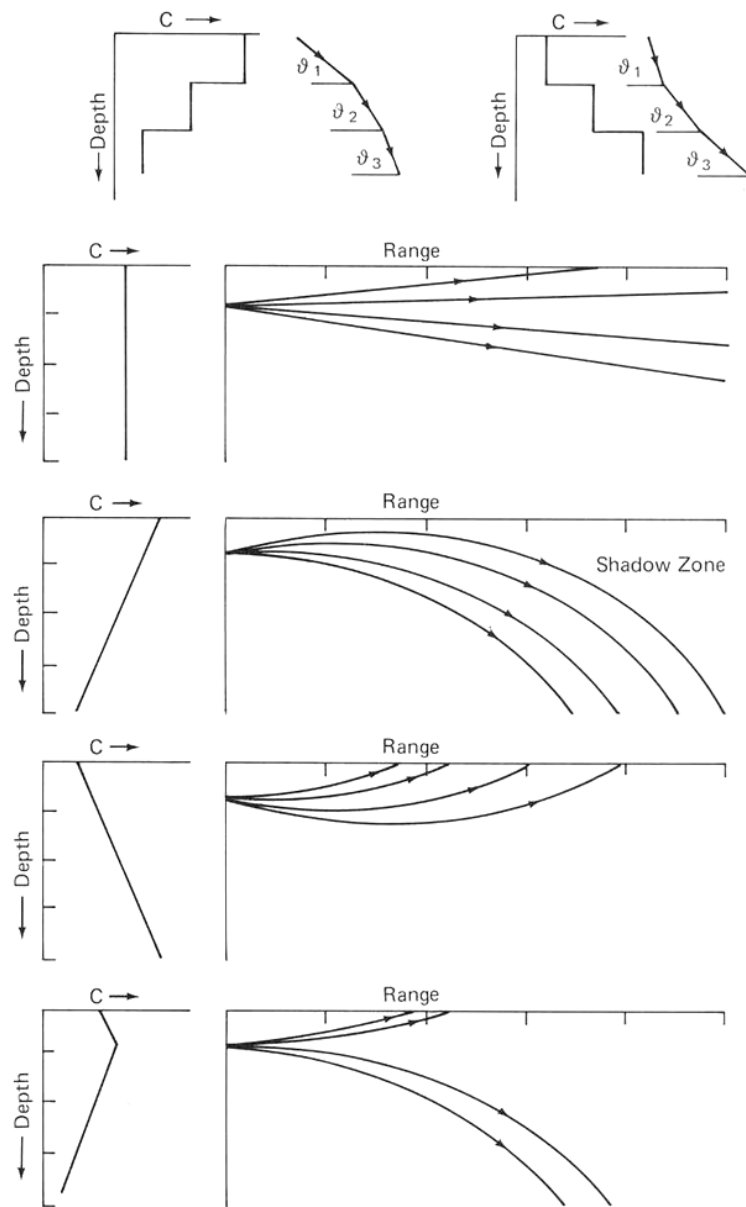
ถ้าความเร็วของเสียงลดลง/เพิ่มขึ้นตามความลึกน้ำอย่างคงที่ $\left(\frac{dc}{dz} = \text{constant} \right)$ แล้ว

เส้นทางเคลื่อนที่ของเสียงจะเป็นเส้นรอบวงของวงกลมที่มีรัศมีเท่ากับ $r_c = \frac{c_0}{(dc/dz) \cos \phi_0}$ โดย

ϕ_0 เป็นมุมที่เสียงทำกับแนวระนาบขณะที่เคลื่อนที่ด้วยความเร็ว c_0



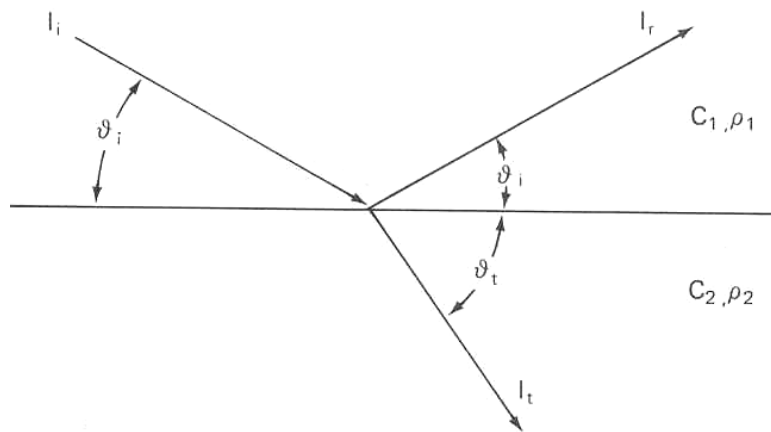
รูปที่ 1.28 (a) การหักเหของเสียงเป็นไปตามกฎของสเนล (b) มุมวิกฤตที่ทำให้พลังงานเสียงสะท้อนกลับไปทั้งหมด (c) เส้นทางเคลื่อนที่ของเสียงเป็นเส้นโค้งรัศมี r_c มุมตกกระทบ (ϕ_0) และการเปลี่ยนแปลงความเร็วตามความลึกชั้น thermocline ทำให้เส้นทางการเลี้ยวเบนของเสียงมีลักษณะพิเศษคือจะมีบริเวณอับเสียงเพราะเสียงเลี้ยวเบนไปหมดซึ่งจะอยู่ใต้ชั้น thermocline (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)



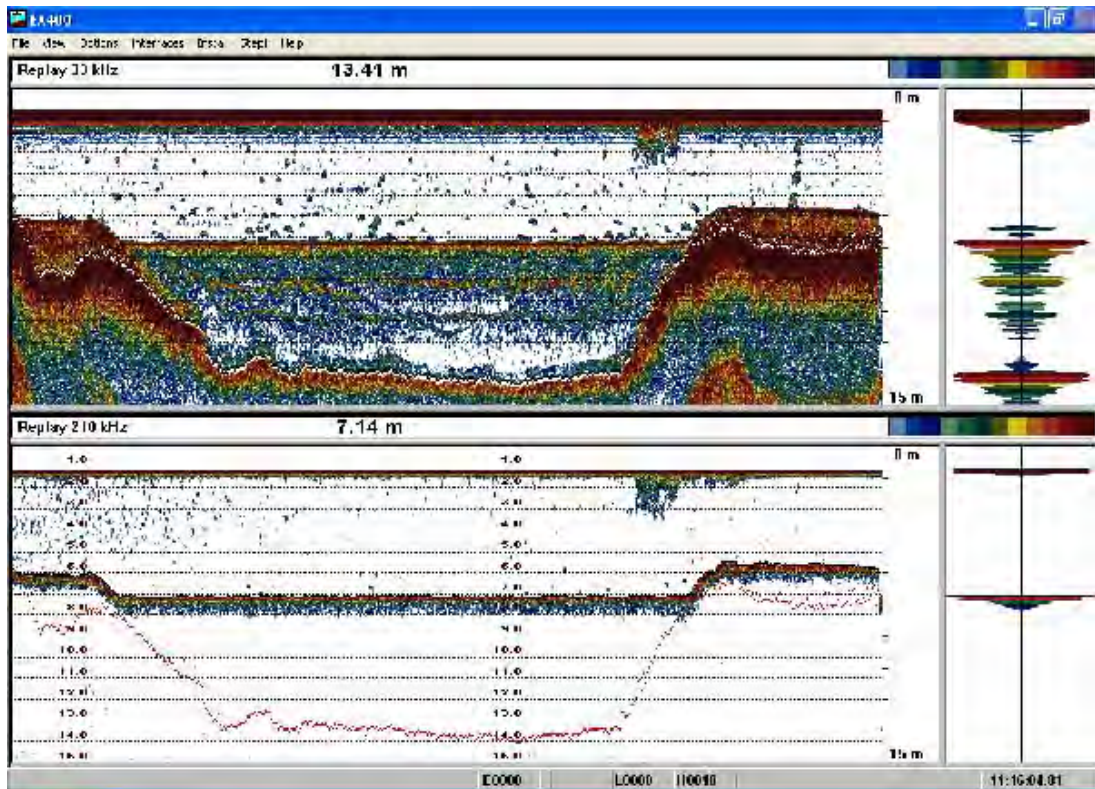
รูปที่ 1.29 เส้นทางเคลื่อนที่ของเสียงตามการเปลี่ยนแปลงความเร็วเสียงตามความลึก เสียงจะเลี้ยวลงถ้าความเร็วเสียงลดลงตามความลึก เสียงจะเลี้ยวขึ้นถ้าความเร็วเสียงเพิ่มขึ้นตามความลึก และพื้นที่อับเสียงถ้ามีชั้น thermocline อยู่ใกล้ผิวน้ำ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

เปอร์เซ็นต์ของพลังงานเสียงที่สะท้อนกลับไปมหาสมุทรที่ผิวน้ำหรือท้องทะเลจะขึ้นกับมุมที่เสียงตกกระทบผิวย่อยต่อและความหน่วงของเสียง (acoustic impedance) ความหน่วงของเสียงคือผลคูณของความหนาแน่นคูณกับความเร็เสียง (ρc) ถ้าความหน่วงของตัวกลาง 2 ชนิดแตกต่างกันมากจะทำให้เสียงสะท้อนกลับมากกว่าที่จะหักเหผ่านออกไป ถ้าความหน่วงของของตัวกลางเท่ากันพลังงานเสียงไม่มีการสะท้อน เปอร์เซ็นต์การสะท้อนกับทะลุผ่านสำหรับ ρc ของตัวกลางที่กำหนดจะขึ้นกับมุมที่เสียงตกกระทบผิวย่อยต่อ (ϕ_i) ถ้ามุมตกกระทบต่ำๆ พลังงานเสียงจะสะท้อนได้มาก

$$\frac{I_r}{I_i} = \left(\frac{\rho_2 c_2 \sin \phi_i - \rho_1 c_1 \sin \phi_t}{\rho_2 c_2 \sin \phi_i + \rho_1 c_1 \sin \phi_t} \right)^2$$



รูปที่ 1.30 สัดส่วนของพลังงานเสียงที่หักเหผ่านตัวกลางกับพลังงานที่สะท้อนกลับไปขึ้นอยู่กับค่าความหน่วง (ρc) และมุมที่เสียงตกกระทบ (ϕ_i) ρc ของน้ำทะเลและบรรยากาศมีค่าแตกต่างกันมาก ดังนั้นเสียงจะสะท้อนเกือบหมดที่รอยต่อระหว่างน้ำกับบรรยากาศ ในทางตรงกันข้าม ρc ของน้ำทะเลกับตะกอนท้องมหาสมุทรมีค่าไม่ต่างกันมาก เสียงจากน้ำสามารถทะลุผ่านชั้นตะกอนแล้วสะท้อนกลับขึ้นมาจากชั้นตะกอนลึกๆ ลงไป (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)



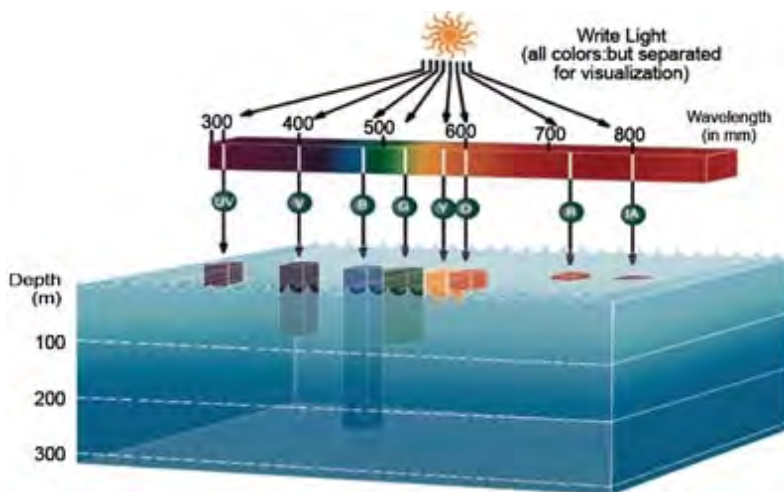
รูปที่ 1.31 แล่งเสียงที่มีพลังงานมาก (echo sounder) สามารถทะลุท้องทะเลและแสดงรายละเอียดของชั้นตะกอนใต้ท้องทะเล (ที่มา https://encryptedtbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcR9VQivpn17OceRNmmuA7yBt4x0ue6UqpP3uz_jex8tLTdRZl_p)

แสงใต้น้ำ

รังสีแม่เหล็กไฟฟ้าทะลุลงไปใต้น้ำสมุทรได้น้อยมากยกเว้นในช่วงแสงที่ตามองเห็นได้ แม้กระนั้นก็ตามที่ความลึก 300 เมตรจะไม่เหลือแสงจากผิวน้ำ จะมีแต่การเรืองแสงของสิ่งมีชีวิต การลดทอนของแสง เป็นไปตามกฎของสเนล

$$\frac{\Gamma_2}{\Gamma_1} = e^{-\epsilon(z_2 - z_1)}$$

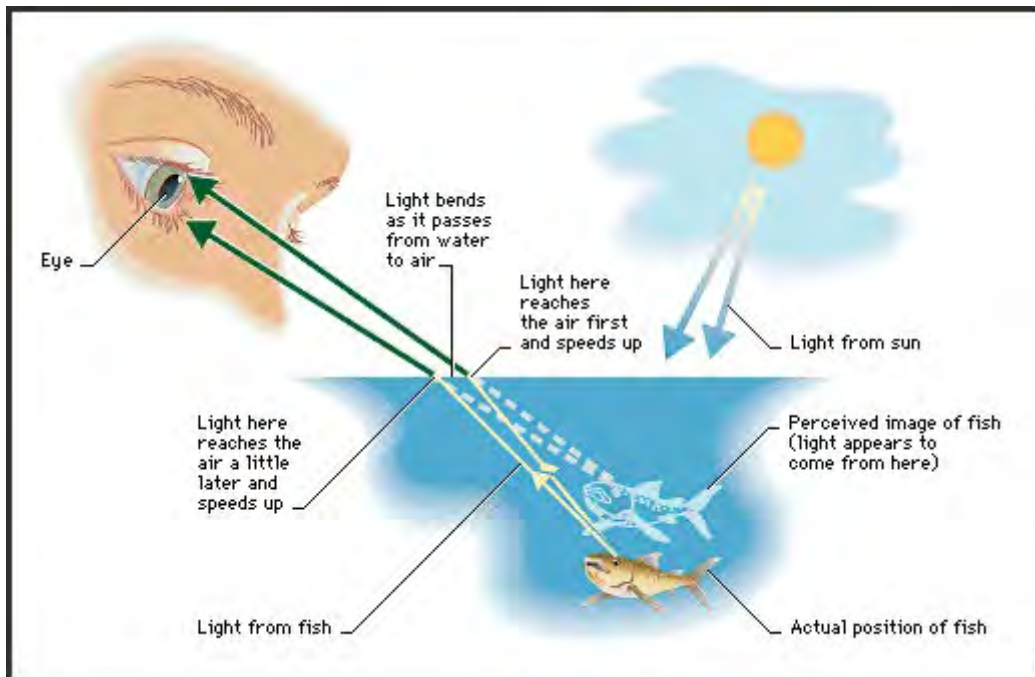
เมื่อ Γ คือฟลักซ์ของพลังงานแสง (irradiance) ที่ได้รับในแนวตั้งฉากกับแนวราบที่ความลึก z_2 และ z_1 ตามลำดับ หน่วยของฟลักซ์คือพลังงานต่อหน่วยพื้นที่ต่อเวลา หรือวัตต์ต่อตารางเมตร การลดทอนของแสงขึ้นกับการกระเจิงและการดูดกลืนแสง การดูดกลืนแสงคือการเปลี่ยนเป็นพลังงานความร้อน การดูดกลืนและกระเจิงจะแปรตามความยาวคลื่น การดูดกลืนแสงจะมีมากในบริเวณที่มีสิ่งมีชีวิตในน้ำหรือมีซากพืชซากสัตว์แขวนลอยอยู่ในน้ำ การกระเจิงจะสูงสำหรับแสงที่มีความยาวคลื่นต่ำ แสงสีน้ำเงินกระเจิงได้ดีกว่าแสงสีแดง เราจึงเห็นน้ำทะเลเป็นสีน้ำเงิน (เช่นเดียวกับท้องฟ้าเป็นสีน้ำเงิน เรียกว่า Rayleigh effect)



รูปที่ 1.32 การส่งผ่านแสงในน้ำได้ดีที่สุดในช่วงแสงที่ตามองเห็นได้ นอกช่วงนี้แสงจะถูกดูดกลืนอย่างรวดเร็ว (ที่มา <http://th.orphek.com/about/about-corals/>)

การหักเหของแสง

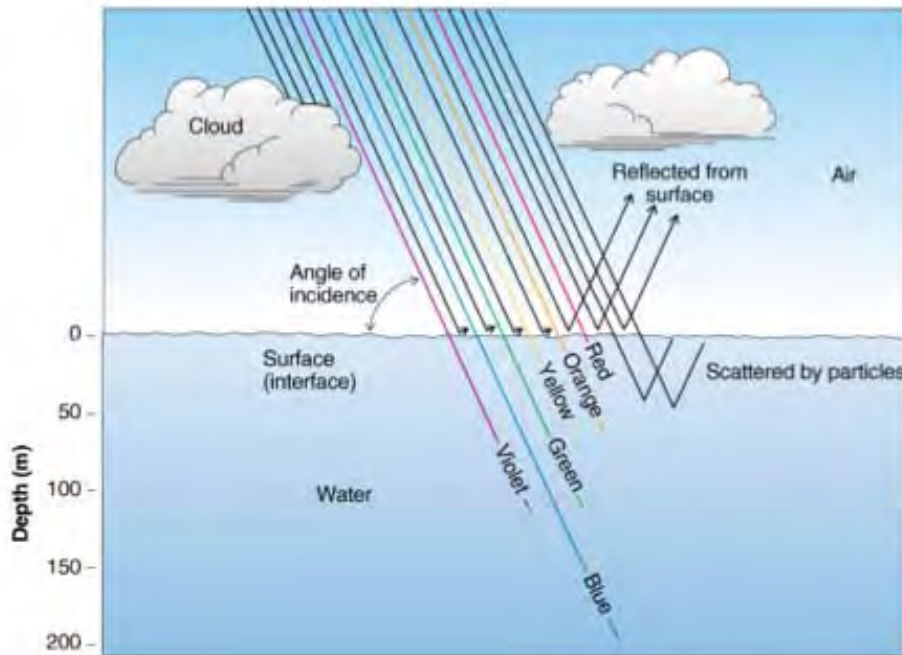
เมื่อแสงผ่านรอยต่อระหว่างตัวกลางจะเกิดการหักเหตามกฎของสเนล ดัชนีการหักเหของแสงระหว่างผิวน้ำกับอากาศคือ 1.34 เมื่อถ่ายรูปรูปใต้น้ำ หรือสวมแว่นตาว่ายน้ำเราจะเห็นวัตถุอยู่ใกล้กว่าและเห็นปลาตัวใหญ่กว่าความเป็นจริง และมองจากในน้ำทะเลลึกลงไปในบรรยากาศจะเห็นวัตถุสูงกว่าความเป็นจริง และจะเห็นภาพชัดเจนสำหรับวัตถุที่อยู่ในกรวยของมุม 48 องศา



รูปที่ 1.33 ดัชนีการหักเหระหว่างอากาศกับน้ำทำให้วัตถุในท้องฟ้าอยู่สูงกว่าความเป็นจริง และวัตถุในท้องฟ้าจะไม่อยู่ต่ำกว่า 48 องศาจากแนวตั้ง (ที่มา http://img3.wikia.nocookie.net/_cb20110521151944/science/eV/images/1/10/Refraction_fish.jpg)

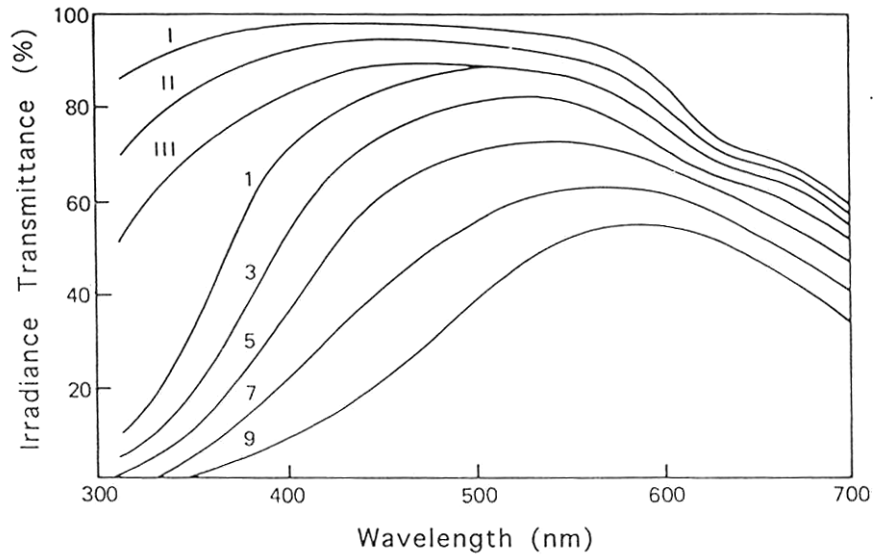
การดูดกลืนและการกระเจิง

การลดลงของพลังงานแสงจะแปรผันตามความยาวคลื่น อัตราการลดลงของพลังงานแสงน้อยที่สุดที่ความยาวคลื่น 460 นาโนเมตร ไม่ถึง 1 เปอร์เซ็นต์ของพลังงานแสงที่ผ่านผิวน้ำจะหลงเหลืออยู่ที่ระดับความลึก 100 เมตร และที่ความลึก 400 เมตรจะยังมีพลังงานแสงจากผิวน้ำหลงเหลืออยู่เพียง 10⁻⁶ เท่าของที่ผิวน้ำ



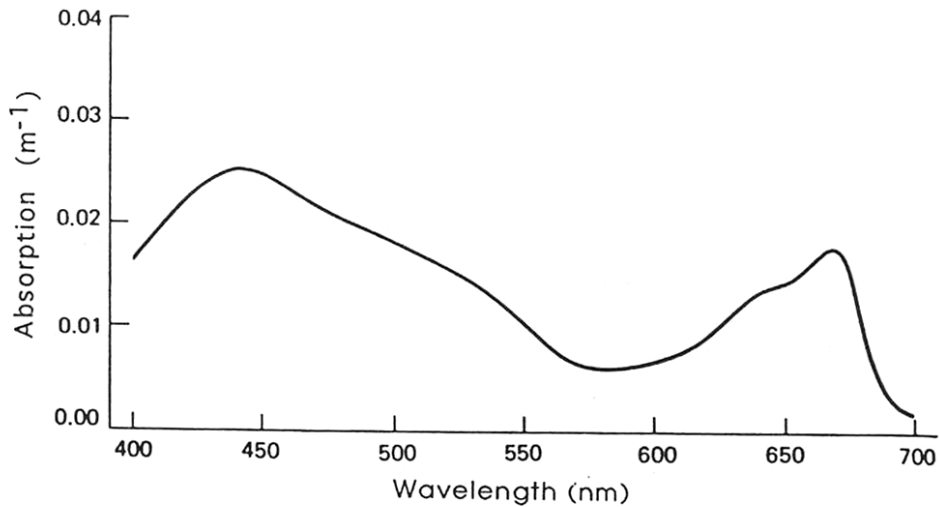
รูปที่ 1.34 การเปลี่ยนแปลงของพลังงานแสงที่ผิวน้ำ ที่ความลึก 1, 10, และ 100 เมตร ที่ความลึกไม่กี่เมตรจะเหลือแต่แสงสีน้ำเงิน-เขียว (ที่มา https://encrypted-tbn2.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcTJ479GeFKEtSoOJ18uQDe_mTaWDvuTlxH2mfdD1Hd2Ro9P9MW)

น้ำทะเลใสเป็นตัวกระจายแสง ตะกอน แพลงตอนพีซีซึ่งมีคลอโรฟิลล์ สารอินทรีย์ที่ละลายในน้ำ และสารละลายและแขวนลอยอื่นๆ จะมีผลต่อการดูดกลืนและกระเจิงแสงในน้ำ Jerlov พยายามที่จะจำแนกน้ำมหาสมุทรและน้ำชายฝั่งโดยดูจากความสามารถในการให้แสงแต่ระยะความยาวคลื่นส่งผ่าน เมื่อน้ำขุ่นและการส่งผ่านแสงลดลง แสงที่ส่งลงไปได้มากที่สุดจะมีความยาวคลื่นมากกว่า 460 นาโนเมตร นิยามความสามารถในการให้แสงส่งผ่าน (Transmittance) ของน้ำว่าเป็นเปอร์เซ็นต์ในการให้แสงส่งผ่านในระยะที่กำหนด คือ 1 เมตร ดังนั้นความสามารถในการให้แสงส่งผ่านต่อความยาว 1 เมตรจะเท่ากับสารอินทรีย์ และอนินทรีย์ในน้ำทำให้แสงที่ส่งผ่านไปได้มากที่สุดกลายเป็นคลื่นยาว เพราะตัวมันจะดูดกลืนและกระเจิงคลื่นสั้นได้ดี ตัวอย่างเช่นน้ำชายฝั่งหลังพายุพัดผ่านจะมีสีเขียวเพราะตะกอนท้องทะเลแขวนลอยขึ้นมา น้ำจากแม่น้ำที่มีตะกอนมากจะออกสีเหลืองเทาชนิดของน้ำชายฝั่ง ตัวเลขมากจะมีความขุ่นสูง



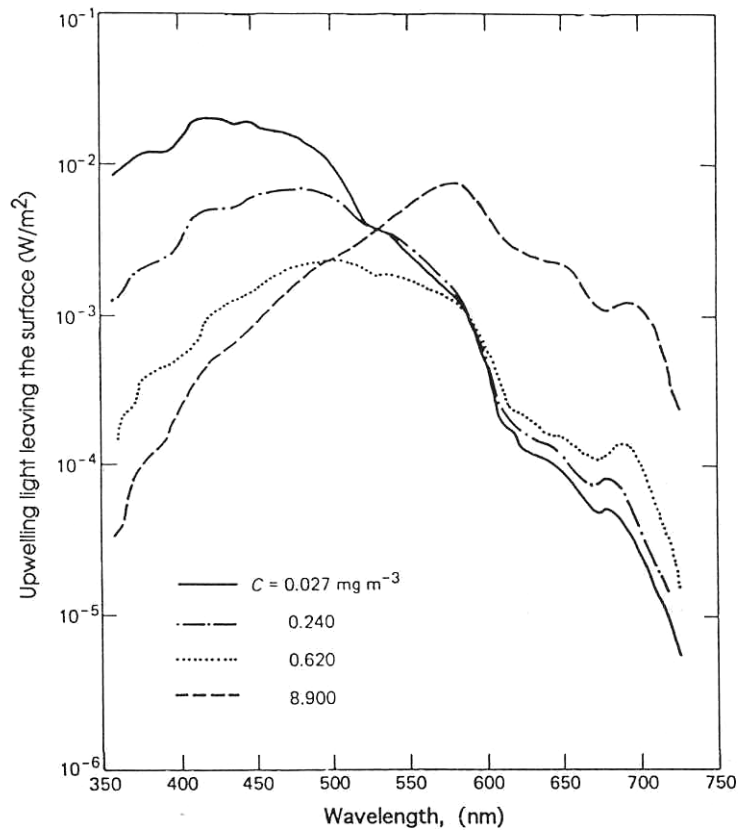
รูปที่ 1.35 ความสามารถในการให้แสงส่องผ่านตามชนิดของน้ำและความยาวคลื่น ตัวโรมันคือชนิดของน้ำ ตัวเลขคือชนิดของน้ำชายฝั่ง ตัวเลขมากจะมีความขุ่นสูง (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

สีน้ำในมหาสมุทรขึ้นกับกิจกรรมของสิ่งมีชีวิตในน้ำ ในทะเลที่เป็นสีน้ำเงินเข้มจะปราศจากแพลงตอนจึงเป็นทะเลทรายในมหาสมุทร บริเวณที่มีสารอินทรีย์มากจะทำให้น้ำกลายเป็นสีเขียวและเหลือง สารคลอโรฟิลล์จะดูดกลืนแสงในช่วงความยาวคลื่นที่มีมากที่สุดทะเล ซึ่งน่าจะเป็นวิวัฒนาการมากกว่าความบังเอิญ ทั้งแพลงตอนพืชและสารอินทรีย์ที่ละลายในน้ำจะดูดกลืนคลื่นสั้นเหลือคลื่นยาวไว้ ทำให้น้ำทะเลกลายเป็นสีเขียว



รูปที่ 1.36 สัมประสิทธิ์ของการดูดกลืน (ϵ) แสงของคลอโรฟิลล์ที่ความเข้มข้น 1 mg/m³ แสงที่ดูดกลืนน้อยที่สุดอยู่ที่ความยาวคลื่น 570 นาโนเมตร ซึ่งสูงกว่าในน้ำใสบริสุทธิ์ (460 นาโนเมตร) (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

ได้มีความพยายามในการใช้สีของน้ำทะเลจากภาพถ่ายทางอากาศและภาพถ่ายดาวเทียมในการบอกกิจกรรมของสิ่งมีชีวิต (ปริมาณแพลงตอนในน้ำ) รูปที่ 12.16 เป็นสเปกตรัมของแสงจากผิวน้ำที่ระดับความเข้มข้นของคลอโรฟิลล์ที่ละลายในน้ำต่างๆ กัน ประมาณ 90 เปอร์เซ็นต์ของแสงมาจากคอลัมน์น้ำในระดับความลึกไม่เกิน $1/\epsilon$ สำหรับน้ำใสความลึกจะเป็น 30 - 50 เมตร และสำหรับน้ำขุ่นตามชายฝั่งความลึกจะเป็น 3 - 5 เมตร วิธีการทำไม่ใช่ง่ายเพราะดาวเทียมจะวัดแสงจากผิวมหาสมุทรรวมทั้งการสะท้อนของรังสีจากชั้นบรรยากาศที่ผิวน้ำด้วย ซึ่งมีระดับพลังงานแสงมากกว่าพลังงานแสงที่เปล่งออกมาจากมหาสมุทร 10 เท่า



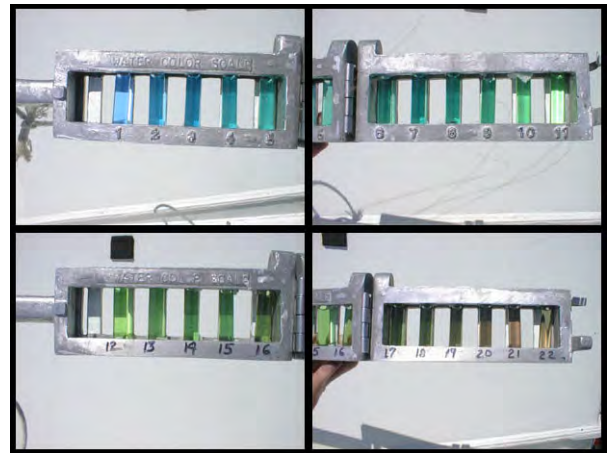
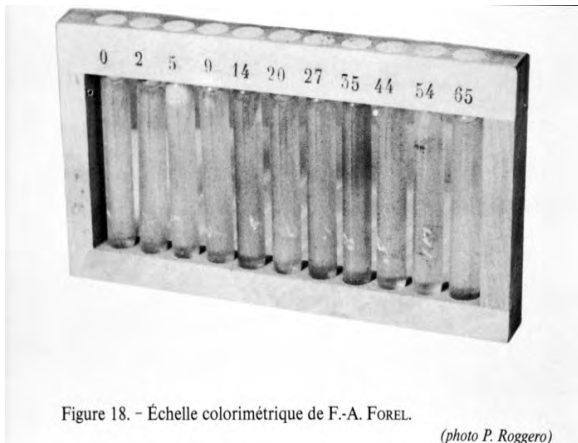
รูปที่ 1.37 รูปแบบสเปกตรัมของแสงที่ปล่อยออกมาจากผิวน้ำทะเลที่มีความเข้มข้นของคลอโรฟิลล์ต่างๆ กัน, (c) ความเข้มข้นของคลอโรฟิลล์มากๆ จะทำให้คลื่นยาวเป็นแสงที่ปล่อยออกมามาก (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

1.9 สีของน้ำทะเล

น้ำทะเลมีสีตั้งแต่น้ำเงิน เขียว ถึง เหลือง ด้วยเหตุผลหลายประการ สีน้ำทะเลในทะเลลึกของเขตศูนย์สูตรและทรอปิคจะเป็นสีน้ำเงินเข้มเพราะปราศจากสารแขวนลอยเล็กๆ ในน้ำ เมื่อมองจากอากาศสู่น้ำจะเห็นน้ำทะเลเป็นสีน้ำเงินเข้มเพราะแสงสีน้ำเงินซึ่งเป็นคลื่นสั้นสามารถระเจิงได้ดีกว่าแสงสีอื่นๆ นอกจากนี้แสงสีเหลืองและแดงจะถูกดูดกลืนอย่างรวดเร็วในความลึกไม่กี่เมตรจากผิวน้ำ จึงเหลือแต่แสงสีน้ำเงินในระดับลึกลงไป ในเวลาที่ท้องฟ้าเป็นสีน้ำเงินใสนั้นแสงสีน้ำเงินจากท้องฟ้าเมื่อกระทบกับผิวน้ำจะสะท้อนกลับสู่อากาศบางส่วนซึ่งยังทำให้น้ำทะเลเป็นสีน้ำเงินเข้ม แต่ในเวลาที่มีเมฆมากแสงสีขาวซึ่งสะท้อนจากผิวน้ำจะทำให้น้ำทะเลมีสีน้ำเงินไม่เข้มข้นนัก ถ้ามีแพลงตอนพืชในน้ำ คลอโรฟิลในแพลงตอนจะดูดกลืนแสงสีน้ำเงินและคายแสงสีเขียวทำให้น้ำทะเลเป็นสีเขียว สารอินทรีย์จากพืชอาจปล่อยสารสีเหลืองซึ่งจะถูกดูดกลืนแสงสีน้ำเงินแล้วทำให้น้ำทะเลเปลี่ยนเป็นสีเขียว สิ่งนี้เกิดขึ้นเขตละติจูดตอนบนหรือเขตชายฝั่งซึ่งมีความอุดมสมบูรณ์ของ

สารอาหารและสิ่งมีชีวิตสูง น้ำจากแม่น้ำซึ่งมีสารอินทรีย์ละลายมาด้วยจะทำให้สีน้ำขุ่นเป็นสีเขียวเหลือง น้ำจากแม่น้ำมีตะกอนของสารอนินทรีย์ซึ่งจะสะท้อนแสงจนทำให้สีของน้ำทะเลเปลี่ยนไป ในแม่น้ำในเขตพวยร์ดจะพัดพาแป้งจากหินที่ถูกบดละเอียดโดยธารน้ำแข็งทำให้น้ำทะเลขุ่นบนซึ่งมีความเค็มต่ำมีสีขุ่น ทะเลสีแดงเกิดขึ้นเป็นครั้งคราวในทะเลบางแห่งนั้นเกิดจากสาหร่ายสีแดง-น้ำตาลเจริญเติบโตและแพร่พันธุ์อย่างรวดเร็ว

การบอกสีของน้ำทะเลเราสามารถใช้อแผ่นวัดสีขาว (อาจใช้ secchi disc สีขาว) ช่วยในการพิจารณา หรือเปรียบเทียบกับชุดสีน้ำทะเล "Forel Scale" ซึ่งเป็นชุดแก้วบรรจุน้ำเฉดสีต่างๆ ของน้ำสีน้ำเงินไปจนถึงสีน้ำตาล-เหลือง ผู้คิดค้นคนแรกคือ Francoise-Alphonse Forel. Forel เมื่อปี ค.ศ. 1887 และได้มีการพัฒนาจนเป็น Forel-Ule color scale



รูปที่ 1.38 ภาพทางซ้ายคือ F.A. Forel scale

(จาก <http://www.photolib.noaa.gov/ships/ship4021.htm>) และทางขวาคือ Forel-Ule color scale (จาก <http://gvsu.edu/wri/education/manual/color.htm>)

คำถามท้ายบท

1. จงอธิบายวัฏจักรของน้ำพร้อมวาดภาพประกอบ
2. จงอธิบาย อุณหภูมิ ความเค็ม ความหนาแน่น ความเข้มแสง และความเร็วเสียงของน้ำทะเล ที่มีเปลี่ยนแปลงในมหาสมุทร พร้อมเขียนกราฟประกอบ (ที่ผิวหน้าน้ำทะเลและตามความลึก)
3. อุณหภูมิ ความเค็ม และความเข้มแสง อิทธิพลเหล่านี้มีการเปลี่ยนแปลงหรือไม่ตามฤดูกาล อธิบายพร้อมให้เหตุผลประกอบ
4. คุณสมบัติในการถูกบีบอัด (Compressibility) และภายใต้ความดัน (Pressure) ของน้ำทะเล อธิบายพร้อมให้เหตุผลประกอบ
5. เอลนิโญ และ ลานินยาเกี่ยวข้องกับอุณหภูมิของน้ำอย่างไร อธิบายพร้อมวาดภาพประกอบ
6. คุณสมบัติของเสียงและแสงในมหาสมุทร อธิบายพร้อมให้เหตุผลประกอบ
7. สีของน้ำทะเล อธิบายพร้อมให้เหตุผลประกอบ

เอกสารอ้างอิง

ชาญ สว่างวงศ์. 2527. สมุทรศาสตร์เบื้องต้น. เอกสารประกอบการสอน ภาควิชาวาริชศาสตร์
วิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ บางแสน. 258 หน้า.

สุวัจน์ ธีรสร. 2550. วิทยาศาสตร์ทางทะเลเบื้องต้น. สำนักพิมพ์โอเดียนสโตร์. 264 หน้า.

Garrison, T. 2007. Oceanography: An invitation to marine science (6th eds.).
Thomas Brook & Cole. Australia. 588 p.

Gross, M. G. 1995. Principles of oceanography (5th eds.). Prentice Hall. Englewood
Cliffs, NJ. 230 p.

KNAUSS, J.A.1978. *Introduction to Physical Oceanography, Prentice Hell. This book
begins with a theoretical background about the balances of forces involved
in ocean circulation, and then provides an overview of ocean currents, tides
and surface waves.*

Millero, F.J. 1992. Chemical Oceanography. CRC Press. London. 530p.

P.R. 2009. Invitation to oceanography. Jones and Bartlett, Boston. 626 p.

เว็บไซต์

www.chanthaburi.buu.ac.th/~tachanat/course/830321/unit1.pdf

www.tmd.go.th/index.php

แผนบริหารการสอนประจำบทที่ 2

1. วัตถุประสงค์ เชิงพฤติกรรม

- 1) ผู้เรียนผู้เรียนสามารถอธิบายรังสีจากดวงอาทิตย์ (Solar Radiation)
- 2) ผู้เรียนสามารถอธิบายการเคลื่อนตัวของรังสีผ่านชั้นบรรยากาศ
- 3) ผู้เรียนสามารถอธิบายรังสีที่พื้นผิวโลก
- 4) ผู้เรียนสามารถอธิบายความสมดุลของพลังงานและการแผ่รังสีกลับของผิวโลก
- 5) ผู้เรียนสามารถอธิบายปริมาณความร้อน (Heat Budget) ของชั้นบรรยากาศ
- 6) ผู้เรียนสามารถอธิบาย Greenhouse Effect
- 7) ผู้เรียนสามารถอธิบาย Heat Budget ของมหาสมุทร
- 8) ผู้เรียนสามารถอธิบายการถ่ายเทความร้อนข้ามเส้นละติจูด

2. วิธีการสอนและกิจกรรมการเรียนรู้การสอนประจำบท

- 1) บรรยาย
- 2) ให้นักศึกษามีส่วนร่วมโดยแสดงความคิดเห็น

3. สื่อการเรียนรู้การสอน

- 1) Power Point
- 2) Internet สำหรับค้นคว้าเอกสารเพิ่มเติมในชั่วโมง

4. การวัดผลและการประเมินผล

- 1) ตั้งคำถามขณะบรรยาย
 - 2) สอบข้อเขียน
-

2. พลังงานในบรรยากาศกับมหาสมุทร

สาระของบทนี้เกี่ยวข้องกับพลังงานบนผิวโลกซึ่งมีจุดตั้งต้นจากดวงอาทิตย์ การรักษาความสมดุลของพลังงานในแต่ละบริเวณบนผิวโลกและชั้นบรรยากาศโดยการแผ่รังสีกลับ การสะท้อน ดูดกลืน ขบวนการพาความร้อน และการถ่ายเทความร้อนข้ามเส้นละติจูด

เราอาจจะกล่าวได้ว่าพลังงานแหล่งเดียวที่ผิวโลกและบรรยากาศได้รับคือรังสีจากดวงอาทิตย์ มีแหล่งพลังงานอื่น เช่น ความร้อนที่ปล่อยออกมาจากภายในโลก (ภูเขาไฟ น้ำพุร้อน เป็นต้น) น้ำขึ้น น้ำลง คลื่น เป็นต้น แต่หาปริมาณพลังงานเหล่านี้น้อยกว่าพลังงานจากดวงอาทิตย์ถึง 10,000 – 100,000 เท่า เราจะมาเรียนรู้เกี่ยวกับรังสีจากดวงอาทิตย์ และการถ่ายเทรังสีจากดวงอาทิตย์ในบรรยากาศ บนผิวโลก และในมหาสมุทร

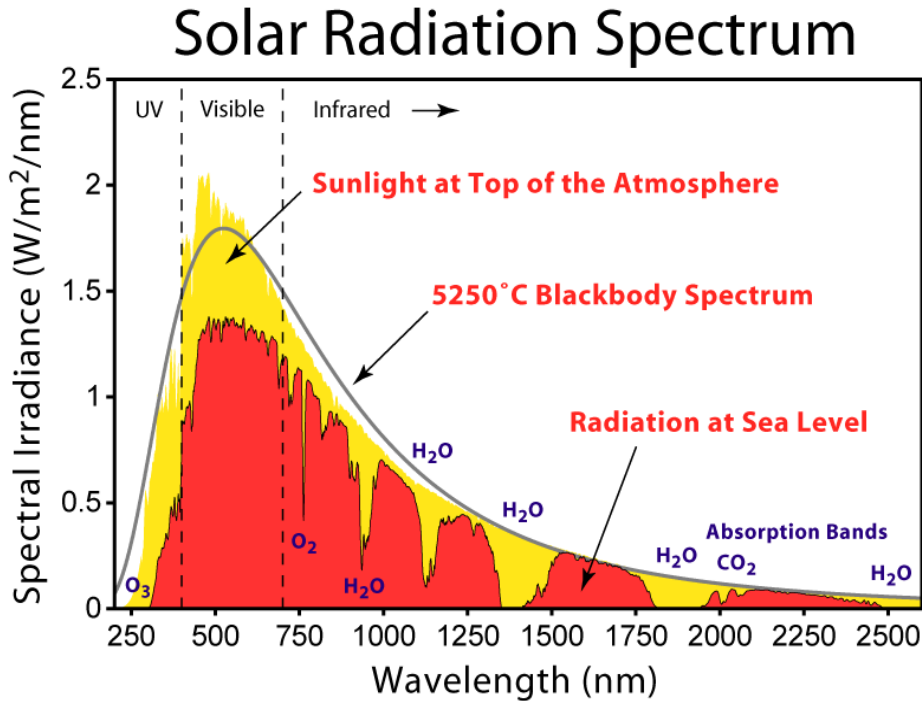
2.1 รังสีจากดวงอาทิตย์ (Solar Radiation)

ดวงอาทิตย์ทำตัวเสมือนวัตถุดำ (Black body) ที่มีอุณหภูมิที่ผิวนอกประมาณ 6000 เคลวิน ($K = \text{Kelvin}$ และ $0 K = -273.16$ องศาเซลเซียส ($^{\circ}C$)) และปล่อยรังสีแม่เหล็กไฟฟ้าที่เคลื่อนที่ด้วยความเร็วเท่ากับแสง (3×10^8 เมตรต่อวินาที) ปริมาณรังสีต่อหน่วยพื้นที่ที่ปล่อยออกมา (E , (W/m^2)) เป็นไปตามกฎของสเตฟานที่ว่า

$E = \sigma T^4$ เมื่อ σ เป็นค่าคงที่ของสเตฟาน ($5.7 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$) และ T คืออุณหภูมิสัมบูรณ์ที่ผิวดวงอาทิตย์ (K) พลังงานรังสีนี้กระจายตัวอยู่ในหลายความยาวคลื่นดังรูปที่ 2.1 ซึ่งพอจะแบ่งเป็น 3 หมวดใหญ่ๆ คืออินฟราเรด (> 0.7 ไมโครเมตร (μm)) รังสีที่ตามองเห็นได้ ($0.4 - 0.7 \mu m$) และรังสีอัลตราไวโอเล็ต ($< 0.4 \mu m$)

99% ของรังสีที่แผ่ออกมาจากดวงอาทิตย์อยู่ในความยาวคลื่น 0.15 ไมโครเมตร ถึง 4 ไมโครเมตร (พลังงานสูงสุดอยู่ที่คลื่นรังสีฟ้า-เขียว) อัตราการได้รับรังสีที่ผิวโลกจากดวงอาทิตย์ต่อหน่วยพื้นที่ตั้งฉากเรียกว่า Solar Constant, S ค่อนข้างจะคงที่เท่ากับ 1,386 วัตต์ต่อตารางเมตร แต่เนื่องจากโลกมีลักษณะเป็นทรงกลม ผิวโลกไม่ได้ตั้งฉากกับรังสีความร้อนทุกแห่ง ดังนั้นพลังงานดวงอาทิตย์ต่อหน่วยพื้นที่ผิวโลกเฉลี่ยจึงเหลือประมาณ 344 วัตต์ต่อตารางเมตร หากไม่มีชั้นบรรยากาศจำนวนพลังงานรังสีที่ผิวโลกแต่ละแห่งได้รับในแต่ละวันก็จะไม่เท่ากัน ขึ้นอยู่กับระยะเวลา

ที่ผิวโลกได้รับแสงอาทิตย์ในแต่ละวัน มุมที่รังสีตกกระทบผิวโลก หากรังสีตั้งฉากกับผิวโลกจะได้พลังงาน มากที่สุด และระยะทางระหว่างดวงอาทิตย์กับผิวโลก ยิ่งใกล้มากยิ่งร้อน



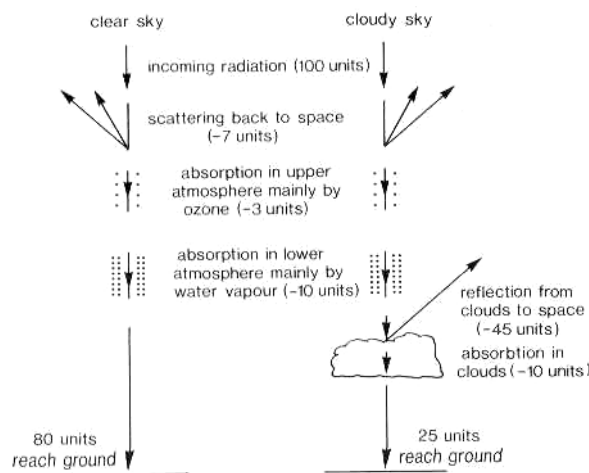
รูปที่ 2.1 ลักษณะการแพร่กระจายของความเข้ม(พลังงาน)ของรังสีจากดวงอาทิตย์ในแต่ละความยาวคลื่น (ที่มา http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/4c/Solar_Spectrum.png)

2.2 การเคลื่อนตัวของรังสีผ่านชั้นบรรยากาศ

รังสีเมื่อเคลื่อนตัวผ่านชั้นบรรยากาศจะเกิดกระบวนการ ดูดกลืน (absorption) กระเจิง (scattering) และสะท้อนกลับ (reflection) โดยก้อนเมฆ ในบรรยากาศชั้นบนรังสีที่มีความยาวคลื่นสั้น (ได้แก่รังสีอัลตราไวโอเล็ต และ เอ็กซ์เรย์) จะถูกดูดกลืนโดยโมเลกุลของก๊าซ ทำให้อิเลคตรอนแตกตัวออกมาเกิดเป็นชั้นบรรยากาศที่มีประจุไฟฟ้ามากมาย ก๊าซโอโซน (O₃) ซึ่งเป็นก๊าซที่อันตรายต่อชีวิตเกิดจากโมเลกุลของออกซิเจนชนกับอะตอมของออกซิเจน และเมื่อมันดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเล็ตก็จะแตกตัวเป็นโมเลกุลของออกซิเจนใหม่ ประมาณว่า 3% ของรังสีจากดวงอาทิตย์จะถูกดูดกลืนโดยก๊าซที่ระดับความสูง 10 กิโลเมตรจากผิวโลกขึ้นไป ต่ำกว่าระดับ 10 กิโลเมตรลงมารังสีจะถูก

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ดูดกลืนโดยไอน้ำอีกประมาณ 10% นอกจากไอน้ำแล้ว ก้อนเมฆและฝุ่นละอองสามารถดูดกลืนรังสีความร้อนได้ด้วย รังสีส่วนที่ไม่ถูกดูดกลืนก็จะถูกทำให้กระเจิงโดยอนุภาคในบรรยากาศ ถ้าอนุภาคมีรัศมีน้อยกว่า $1/10$ ของความยาวคลื่นของรังสี อนุภาคนั้นจะกระเจิงรังสีที่มีความยาวคลื่นสั้นไปได้มากกว่ารังสีที่มีความยาวคลื่นยาว ด้วยเหตุนี้แสงสีน้ำเงินกระเจิงโดยโมเลกุลของก๊าซในบรรยากาศได้ดีที่สุดทำให้เรามองเห็นท้องฟ้าเป็นสีฟ้า ส่วนในเวลาใกล้พระอาทิตย์ขึ้นหรือตกเราจะเห็นท้องฟ้าเป็นสีเหลืองหรือแดงก็เนื่องจากแสงสีน้ำเงินถูกกระเจิงไปหมดแล้วเหลือแต่แสงที่มีความยาวคลื่นยาวในชั้นบรรยากาศซึ่งก็คือแสงสีเหลืองและแดง สำหรับอนุภาคขนาดใหญ่ในบรรยากาศจะกระเจิงแสงทุกความยาวคลื่นได้ดีพอๆ กันทำให้ท้องฟ้าเป็นสีขาวเมื่อมีหมอก (fog, haze) รังสีที่ถูกกระเจิงจะถูกดูดกลืนและบางส่วนจะทะลุถึงผิวโลก ประมาณว่า 7% ของรังสีจากดวงอาทิตย์จะกระเจิงออกไปก่อนจะถึงผิวโลก รังสีเมื่อเคลื่อนที่มากกระทบกับเมฆจะเกิดการสะท้อนกลับคืน สัดส่วนของรังสีที่สะท้อนกลับเราเรียกว่า **albedo** เมฆแต่ละชนิดมีค่า abedo ไม่เท่ากันขึ้นกับชนิดและความหนาของก้อนเมฆ โดยเฉลี่ย 55% ของรังสีจะถูกสะท้อนกลับ (abedo = 0.55) จากกระบวนการดูดกลืน กระเจิง และสะท้อน ทำให้ผิวโลกได้รับปริมาณรังสีไม่เท่ากันในแต่ละวัน ในวันที่ท้องฟ้าสดใสรังสีจากดวงอาทิตย์จะสามารถส่องถึงผิวโลกได้ถึง 80% และในวันที่มีเมฆหมอกหนาผิวโลกอาจได้รับรังสีไม่ถึง 20% (รูปที่ 2.2)



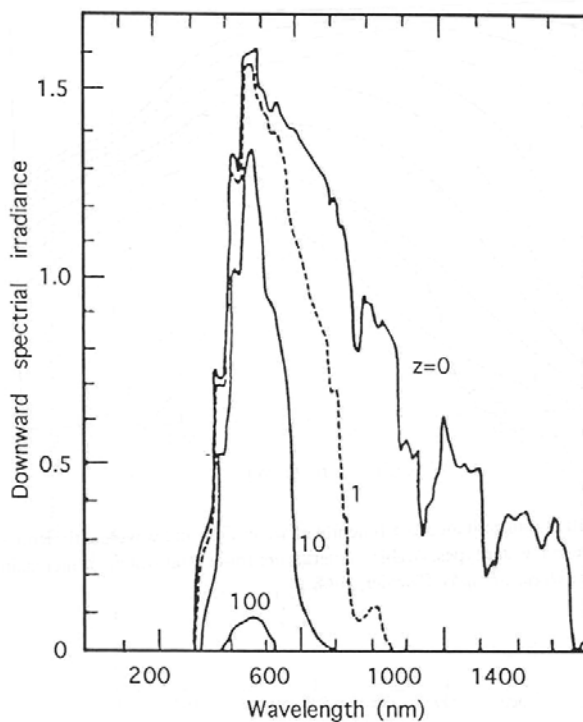
รูปที่ 2.2 รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ลดความเข้มลงเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศอันเนื่องมาจากการกระเจิงและดูดกลืนรังสีโดยโมเลกุลของก๊าซ ไอน้ำ และก้อนเมฆ (จาก Harvey, J.G. 1975)

2.3 รังสีที่พื้นผิวโลก

เมื่อรังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์จะถูกดูดกลืน หรือส่งผ่านไปยังเบื้องล่างถ้าวัตถุนั้นยอมให้แสงส่องผ่านได้หรือสะท้อนกลับไป ค่า albedo ของพื้นผิวไม่คงที่ขึ้นอยู่กับชนิดและเนื้อวัตถุ มุมที่รังสีตกกระทบกับพื้นผิว และความยาวคลื่นของรังสี ค่า albedo ของพื้นผิวโลกชนิดต่างๆ สำหรับรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบตั้งฉากกับพื้นผิวเป็นดังนี้

ชนิดพื้นผิว	albedo
หิมะที่เพิ่งตก	ถึง 90%
หิมะกำลังละลาย	ประมาณ 40%
ทะเลทราย	35%
ทุ่งหญ้าหรือป่าชื้น	10% - 25%
ท้องทุ่งแห้งที่เพิ่งผ่านการไถ	12% - 20%
เมืองใหญ่หรือหิน	12% - 18%
ดินชื้น	ประมาณ 10%
ผิวน้ำปราศจากคลื่น	2%

ค่า albedo ของแผ่นดินอยู่ระหว่าง 10%-30% ค่าเฉลี่ย albedo สำหรับโลกซึ่งรวมทั้งบรรยากาศและเมฆด้วยมีค่าประมาณ 0.35

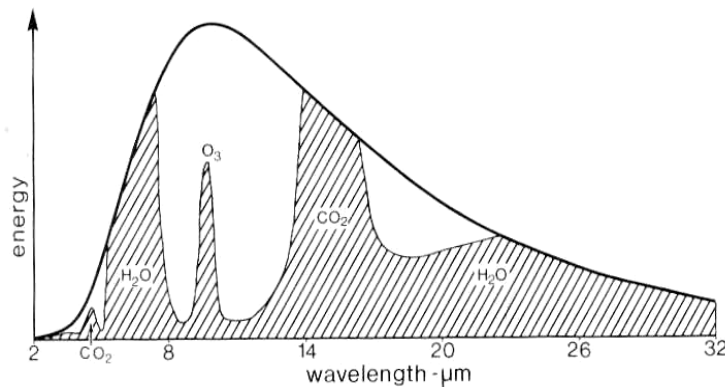


รูปที่ 2.3 ความเข้มของรังสีตามความยาวคลื่นที่หลงเหลือในความลึกน้ำต่างๆ กัน (Knauss, 1997)

น้ำเป็นพื้นผิวชนิดเดียวบนโลกที่ยอมให้แสงส่องผ่านไปยังเบื้องล่างได้ รังสีส่วนที่ไม่สะท้อนกลับจะหักเหผ่านน้ำแล้วถูกดูดกลืนหรือกระเจิงด้วยตะกอนแขวนลอย ในน้ำทะเลโดยเฉลี่ย 35% ของรังสีจะส่องผ่านถึงน้ำลึก 1 เมตร และ 10% ของรังสีจะทะลุไปถึงระดับน้ำลึก 10 เมตร ในขณะที่น้ำชายฝั่งซึ่งน้ำขุ่นจะทำให้รังสีส่องผ่านไปได้เพียง 23% ที่ระดับ 1 เมตร และ 0.5% ที่ระดับ 10 เมตรตามลำดับ รังสีที่มีความยาวคลื่นต่างๆ จะถูกดูดกลืนและกระเจิงได้ไม่เท่ากัน รังสีอินฟราเรดและแสงสีแดงส่องผ่านไปได้น้อยที่สุด แสงสีน้ำเงินส่องผ่านไปได้ไกลที่สุดในน้ำมหาสมุทรจึงทำให้น้ำทะเลเป็นสีน้ำเงินเข้ม ในน้ำตื้นน้ำทะเลเป็นสีเขียวหรือเหลืองเนื่องจากการกระเจิงของแสง การดูดกลืนของรังสีที่พื้นผิวโลกทำให้แผ่นดินหรือน้ำร้อนขึ้น ความร้อนจะถูกส่งต่อไปยังวัตถุเบื้องล่าง การนำความร้อนของแผ่นดินในแต่ละวันทำให้ความร้อนลงไปได้เพียง 0.5 เมตรจากผิวโลกเท่านั้น ขณะที่การพาความร้อนของน้ำในมหาสมุทรทำให้ความร้อนกระจายลงไปได้ถึงน้ำลึก 10 เมตร

2.4 ความสมดุลของพลังงานและการแผ่รังสีกลับของผิวโลก

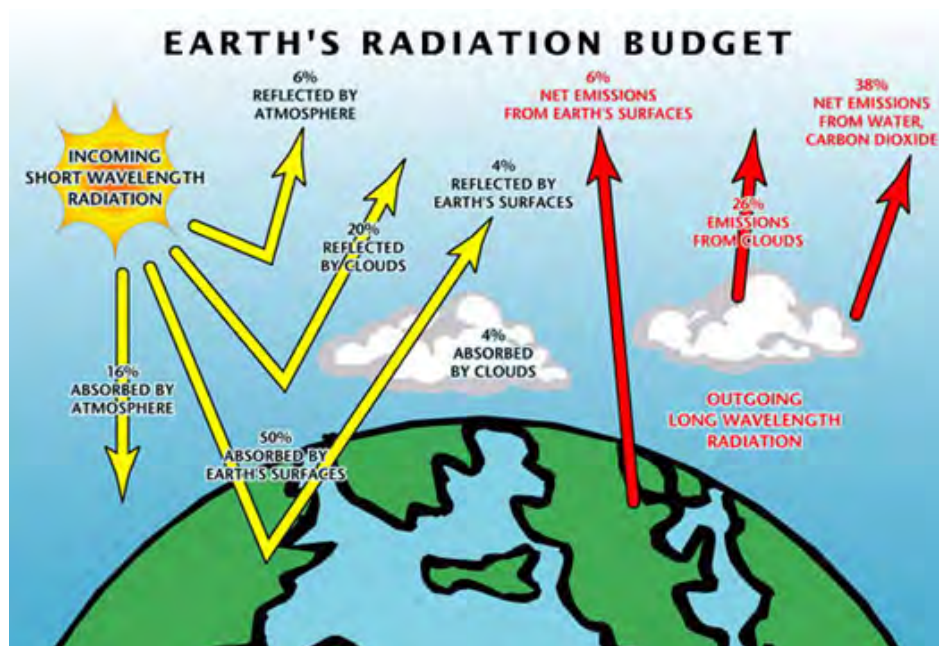
ผิวโลกเมื่อดูดกลืนพลังงานจากดวงอาทิตย์แล้วถ้าไม่ปล่อยพลังงานกลับออกไปก็จะทำให้ผิวโลกร้อนขึ้นเรื่อยๆ ในความเป็นจริงสามารถสันนิษฐานได้ว่าผิวโลกอยู่ในสภาวะสมดุลคือผิวโลกปลดปล่อยพลังงานในรูปของรังสีคลื่นยาวเท่ากับพลังงานคลื่นสั้นที่ได้รับ การปล่อยรังสีของโลกเป็นไปตามกฎของสเตฟานเช่นกัน รูปที่ 2.4 แสดงการแพร่กระจายของความเข้มของรังสีที่โลก (วัตถุดำที่มีอุณหภูมิพื้นผิว 285 K) ปล่อยออกมา พลังงานถูกปล่อยออกมามากที่สุดที่ความยาวคลื่น 10 ไมโครเมตร รังสีในช่วงความยาวคลื่นต่ำกว่า 8 ไมโครเมตร และสูงกว่า 12 ไมโครเมตรจะถูกดูดกลืนเกือบหมดโดยไอน้ำ คาร์บอนไดออกไซด์ และโอโซน ไอน้ำ(ก้อนเมฆ) เมื่อก๊าซและไอน้ำดูดกลืนพลังงานก็ปล่อยรังสีออกมาด้วย ซึ่งรังสีที่ปล่อยออกมาจะเป็นคลื่นยาวในช่วงอินฟราเรดเช่นกัน



รูปที่ 2.4 ลักษณะการแพร่กระจายของความเข้มของรังสีจากโลกในแต่ละความยาวคลื่น (วัตถุดำที่มีอุณหภูมิที่ผิว 285 K) และการดูดกลืนพลังงานที่ปล่อยออกมาโดยไอน้ำ คาร์บอนไดออกไซด์ และโอโซน (จาก Harvey, J.G. 1975)

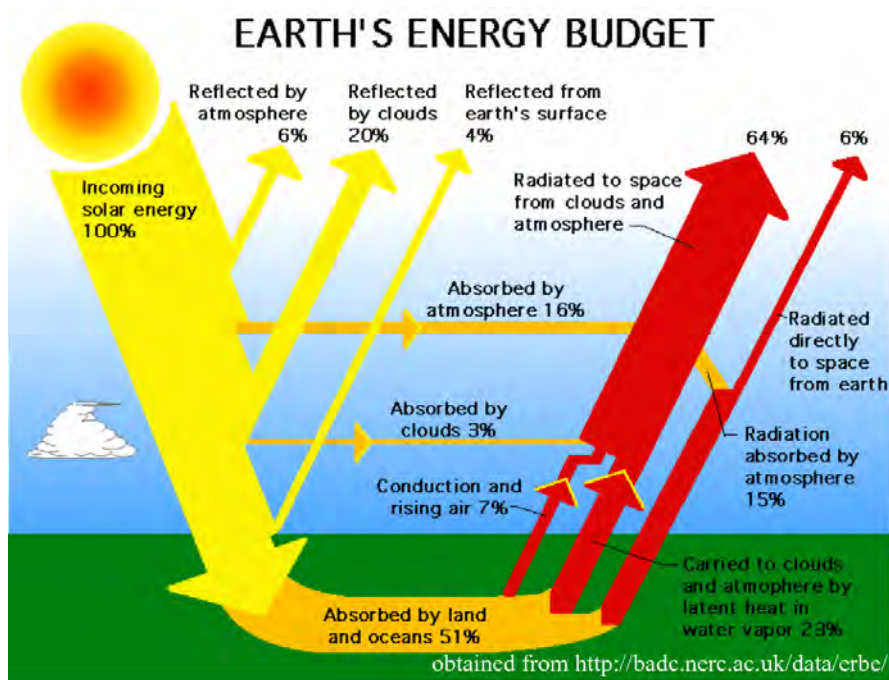
2.5 ปริมาณความร้อน (Heat Budget) ของชั้นบรรยากาศ

ความสมดุลของพลังงานที่ได้รับจากดวงอาทิตย์กับพลังงานในบรรยากาศและพื้นผิวโลก สมมุติว่าที่ปลายชั้นบรรยากาศโลกมีพลังงานรังสีพุ่งเข้ามา 100 หน่วย ในจำนวนนี้จะถูกกระเจิงกลับ (back-scattering) โดยอนุภาคเล็กๆ ในชั้นบรรยากาศ รวมทั้งสะท้อนกลับออกนอกชั้นบรรยากาศโลกโดยเมฆและผิวโลกเสีย 30 ส่วน ใน 70 ส่วนที่เหลือยังถูกดูดกลืนโดยก๊าซและเมฆอีก 19 ส่วน เหลือรังสีที่จะตกถึงโลกเพียง 51 ส่วน ผิวโลกจะต้องปล่อยรังสีคืนออกไป 51 ส่วนเช่นกัน ในรูปของการแผ่รังสีในช่วงคลื่นอินฟราเรด 21 ส่วน การพาความร้อนโดยอากาศ (sensible heat flux) 7 ส่วน และเป็นความร้อนแฝงไปกับไอน้ำ (latent heat flux) อีก 23 ส่วน บรรยากาศต้องคืนรังสี 70 ส่วนออกสู่นอกโลกด้วยในลักษณะของการปล่อยรังสีจากผิวโลก 6 ส่วน จากก๊าซ 38 ส่วน และจากเมฆอีก 26 ส่วน



รูปที่ 2.5 ความสมดุลของรังสีในชั้นบรรยากาศ

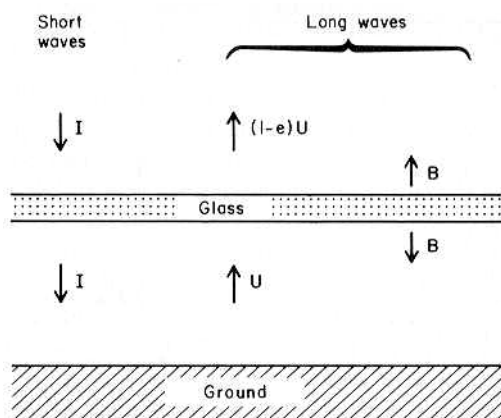
(ที่มา <http://calipsooutreach.hamptonu.edu/pbl/pbl02-budget.html>)



รูปที่ 2.6 ความสมดุลของรังสีในชั้นบรรยากาศ
(ที่มา <http://calipsooutreach.hamptonu.edu/pbl/pbl02-budget.html>)

2.6 Greenhouse Effect

ผิวโลกนอกจากจะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์แล้ว ยังได้รังสีคลื่นยาวจากชั้นบรรยากาศด้วย ปปรากฏการณ์นี้เรียกว่า greenhouse effect ทำให้อุณหภูมิของผิวโลกร้อนกว่ากรณีไม่มีชั้นบรรยากาศ อธิบายโดยสมมุติว่ามีแผ่นแก้วใส(ซึ่งก็คือเมฆหรือก๊าซต่างๆ) อยู่เหนือผิวโลก (รูปที่ 2.6) แผ่นแก้วนี้มีคุณสมบัติในการให้รังสีคลื่นสั้นความยาวคลื่นต่ำกว่า $4 \mu\text{m}$ ถึงผิวโลก (I) สมมุติว่าผิวโลกเย็นอยู่ เมื่อได้รับรังสีความร้อน I จะทำให้ผิวโลกร้อนแล้วปล่อยรังสีคลื่นยาวออกมา (U) แผ่นแก้วจะดูดกลืนรังสีคลื่นยาวจากผิวโลกบางส่วน (eU) จนร้อนขึ้นแล้วปล่อยรังสีคลื่นยาว (B) ออกมาทั้งขึ้นบนและลงล่าง



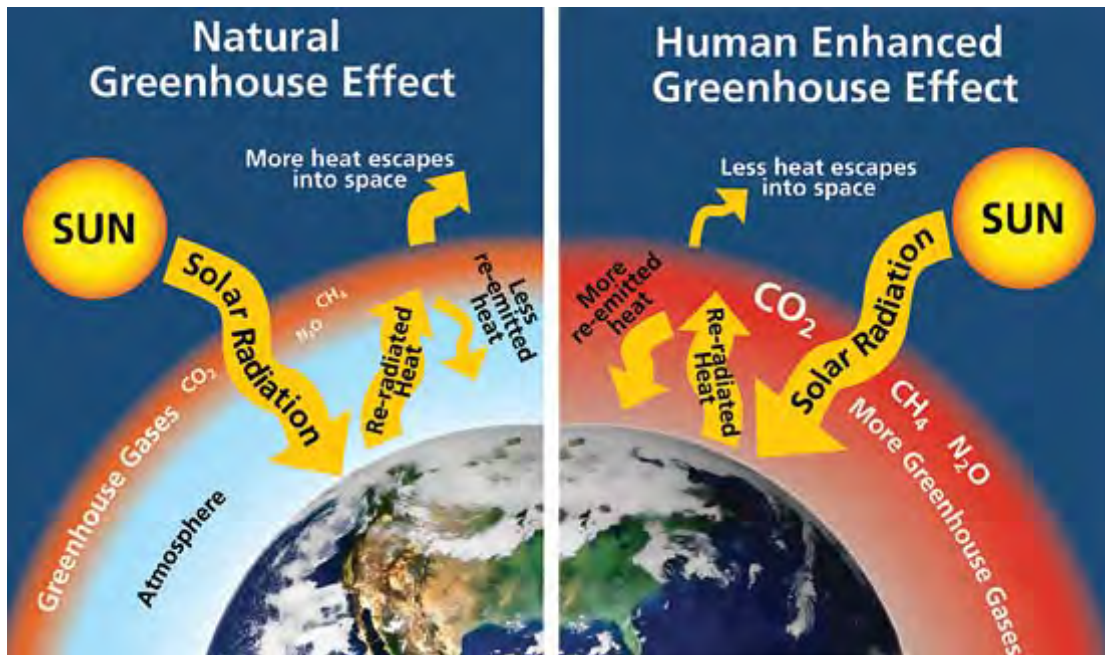
รูปที่ 2.7 Greenhouse Effect ในชั้นบรรยากาศ (จาก Gill, A.E., 1982)

สภาวะสมดุลเกิดขึ้นเมื่ออัตราการส่งผ่านรังสีลงไปเท่ากับรังสีที่พุ่งขึ้นมา ดังสมการ

$$I = (1 - e)U + B = U - B$$

รังสีคลื่นสั้น (B) จากแผ่นแก้วทำให้อุณหภูมิโลกร้อนขึ้น ค่าของ B จะขึ้นกับความสามารถในการดูดกลืนรังสีคลื่นยาวของแผ่นแก้ว เมื่อ e เท่ากับหนึ่ง ทำให้ $I = B, U = 2I$ หมายความว่าผิวโลกได้รับรังสีรวมเป็น 2 เท่าของรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ ทำให้อุณหภูมิโลกร้อนขึ้นกว่าที่ควรจะเป็น 19%

การเผาเชื้อเพลิงจากฟอสซิล (ถ่านหิน น้ำมัน และก๊าซธรรมชาติเป็นหลัก นอกจากนี้ยังมีถ่านจากไม้ เปลือกข้าว ชานอ้อย เป็นต้น) ทำให้ปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ในชั้นบรรยากาศเพิ่มขึ้นประมาณ 10% ในระยะ 70 ปีที่ผ่านมา ปริมาณก๊าซที่เพิ่มขึ้นอาจทำให้อุณหภูมิของผิวโลกเพิ่มขึ้นได้ในอนาคต



รูปที่ 2.8 แสดงการเกิด Greenhouse Effect ในชั้นบรรยากาศ
(ที่มา <http://www.nps.gov/goga/naturescience/climate-change-causes.htm>)

2.7 ปริมาณความร้อน (Heat Budget) ในมหาสมุทร

น้ำในมหาสมุทรได้รับพลังงานจากรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์และรังสีคลื่นยาวจากบรรยากาศ ขณะเดียวกันน้ำก็สูญเสียพลังงานจากการปล่อยรังสีคลื่นยาวออกไป การระเหยของน้ำ การพาความร้อนของอากาศ การไหลไปของน้ำ เราสามารถเขียนความสมดุลของพลังงานในมหาสมุทรดังนี้

$$Q_T = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e + Q_v$$

Q_T คือพลังงานสุทธิที่มหาสมุทรได้รับ ในสภาพสมดุลจะมีค่าเท่ากับศูนย์

Q_s คือปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่งไปถึงมหาสมุทร มีค่าเป็นบวกเสมอ

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

Q_b คือปริมาณการสูญเสียพลังงานในรูปรังสีคลื่นยาวจากน้ำสู่บรรยากาศ (โดยหักลบรังสีคลื่นยาวที่ได้รับจากบรรยากาศแล้ว) มีค่าเป็นลบเสมอ

วัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลวินจะปล่อยรังสีออกมาตามกฎของสเตฟาน-โบลท์ซมาน โดยความยาวคลื่นที่มีพลังงานสูงที่สุดเป็นไปตามกฎของเวิน อุณหภูมิโลกเฉลี่ย 285 เคลวินน้อยกว่าดวงอาทิตย์ 200,000 เท่าและความยาวคลื่นที่มีพลังงานสูงสุดเท่ากับ 10 ไมโครเมตร มหาสมุทรอุณหภูมิเฉลี่ย 18 °C จะปล่อยรังสีคลื่นยาว 400 วัตต์ต่อตารางเมตร เป็น 2 เท่าของรังสีคลื่นสั้นที่ได้รับ แต่มหาสมุทรได้รับรังสีคลื่นยาวจากบรรยากาศเช่นกัน สุทธิแล้วมหาสมุทรปล่อยคลื่นยาวออกไปประมาณ 50-75 วัตต์ต่อตารางเมตร

Q_h คือปริมาณการสูญเสียความร้อนด้วยขบวนการพาความร้อน (มวลอากาศร้อนขึ้นแล้วลอยตัว)

สมการความร้อนจากกระบวนการพาความร้อน ง่าย ๆ

$$Q_h = c_h (T_w - T_a)W$$

T_a อุณหภูมิของอากาศที่ระดับ 10 เมตรเหนือผิวน้ำ

T_w อุณหภูมิของอากาศที่ผิวน้ำ

c_h ค่าคงที่

W ความเร็วลมที่ระดับ 10 เมตรเหนือผิวน้ำ

สมการการหาปริมาณความร้อนจากการระเหยและการพาความร้อนใกล้เคียงกัน เพราะตั้งอยู่บนหลักการว่าการถ่ายเทความร้อนขึ้นกับความปั่นป่วนของอากาศ ดังนั้นเราน่าจะสามารถหาสัดส่วนของความร้อนทั้งสองอย่างนี้ได้ เรียกว่า Bowen Ratio

$$R = 0.062 * (T_w - T_a) / (e_w - e_a)$$

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ถ้าเราทราบค่า R และปริมาณความร้อนจากการระเหยเราก็จะสามารถหาปริมาณความร้อนจากการพาความร้อนได้โดยง่าย

Q_e คือปริมาณความร้อนที่สูญเสียจากการระเหยของน้ำ หรือได้รับเมื่อไอน้ำกลั่นตัว
สมการความร้อนจากการระเหยอย่างง่ายคือ

$$Q_e = c_e (e_w - e_a) W$$

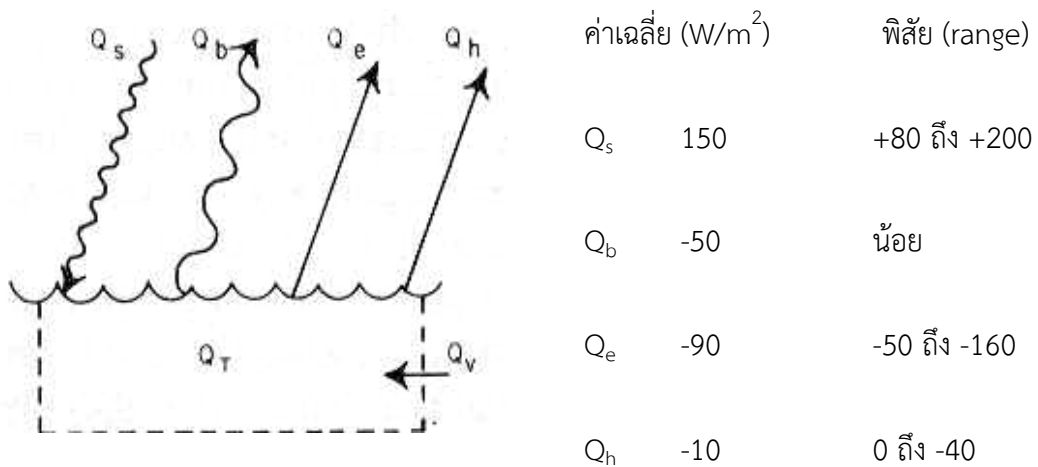
e_a ความชื้นในอากาศที่ระดับ 10 เมตรเหนือผิวน้ำ หาได้เมื่อทราบอุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์

e_w ความชื้นของอากาศที่ผิวน้ำ

c_e ค่าคงที่

W ความเร็วลมที่ระดับ 10 เมตรเหนือผิวน้ำ

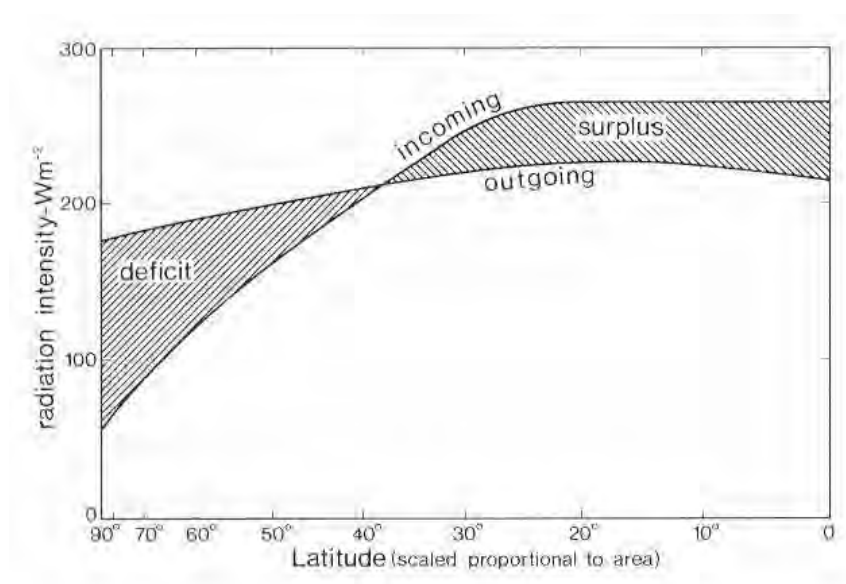
Q_v คือปริมาณความร้อนที่ได้รับหรือสูญเสียจากการไหลเวียนของน้ำในแนวราบ



รูปที่ 2.9 ภาพแสดงความสมดุลของพลังงานในมหาสมุทร และค่าเฉลี่ยรายปีของค่าปริมาณพลังงาน (จาก Pickard, G. L., and W. J. Emery. 1982)

2.8 การถ่ายเทความร้อนข้ามเส้นละติจูด

ผิวโลกแต่ละบริเวณโดยเฉลี่ยในรอบปีจะได้รับรังสีไม่เท่ากันในขณะที่ปล่อยรังสีออกไปใกล้เคียงกัน ทำให้ในพื้นที่ละติจูดต่ำได้รับรังสีเกินกว่าที่ปล่อยออกไปในขณะที่ทางแถบขั้วโลกได้รับรังสีน้อยกว่าที่ปล่อยออกไป หากปล่อยให้เป็นอย่างนี้ไปเรื่อยๆ จะทำให้ความแตกต่างของอุณหภูมิผิวโลกที่แถบศูนย์สูตรกับขั้วโลกเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ จึงต้องมีขบวนการในชั้นบรรยากาศและในมหาสมุทรที่จะถ่ายเทพลังงานจากพื้นที่ส่วนเกินไปยังส่วนที่ขาด



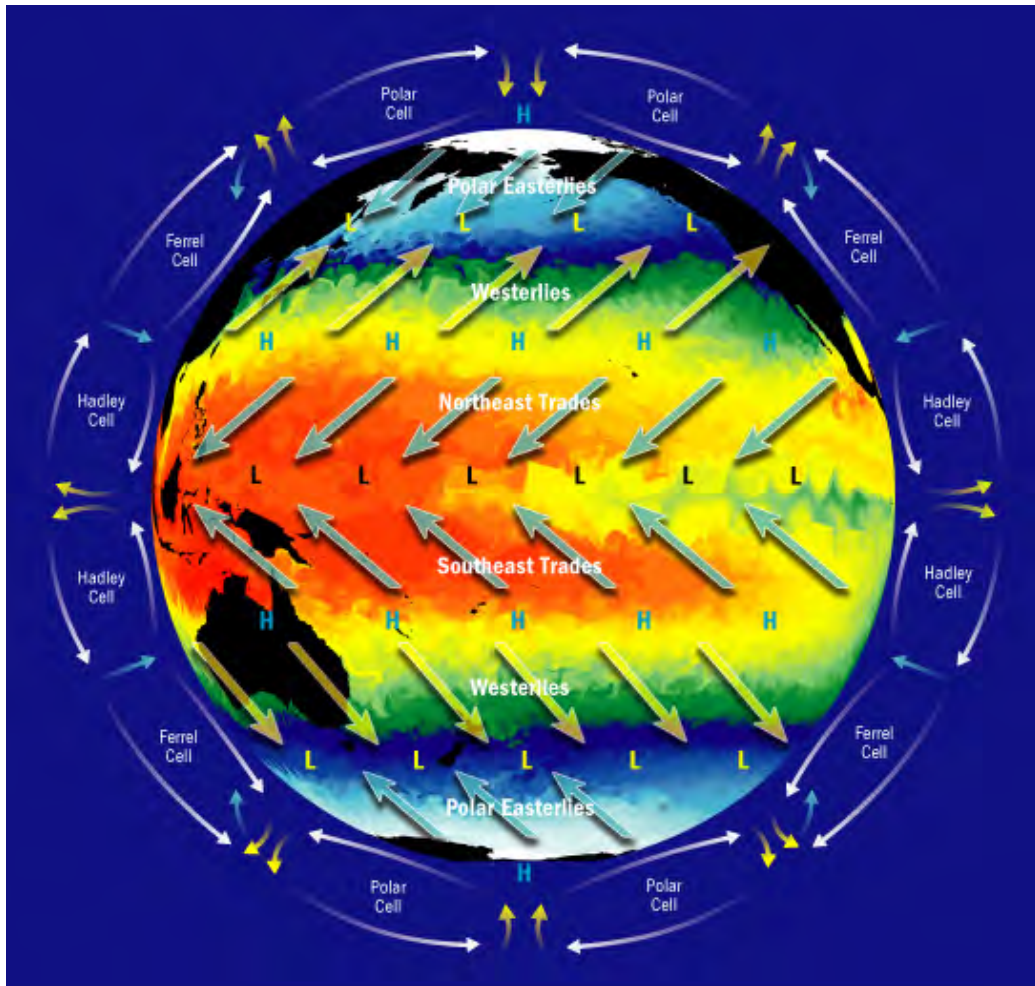
รูปที่ 2.10 ค่าเฉลี่ยตามละติจูดของรังสีความยาวคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ที่โลกและชั้นบรรยากาศได้รับและรังสีความยาวคลื่นยาวที่โลกปล่อยออกไป (จาก Harvey, J.G. 1975)

ตามรูปที่ 2.10 จุดที่มีความสมดุลระหว่างรังสีที่ได้รับและปล่อยออกไปอยู่ที่ละติจูด 37 องศาเหนือและใต้ พลังงานส่วนเกินและส่วนขาดจะถูกชดเชยโดยการพาความร้อนในแนวราบในชั้นบรรยากาศและในมหาสมุทร ข้อมูลจากดาวเทียมแสดงว่ามหาสมุทรช่วยพาความร้อน 40% ของความร้อนทั้งหมดที่ต้องส่งไปยังขั้วโลกสำหรับเส้นศูนย์สูตรถึง 70 องศาเหนือ และมหาสมุทรช่วยพาความร้อนถึง 74% สำหรับ 70-90 องศาเหนือ การถ่ายเทความร้อนในชั้นบรรยากาศใช้ขบวนการพา

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ในแนวตั้ง (convection) เกิดจากชั้นบรรยากาศร้อนขึ้นจากด้านล่างจากการรับรังสีจากผิวโลก โดยเฉพาะบริเวณเส้นศูนย์สูตร อากาศใกล้ผิวโลกร้อนขึ้นแล้วจะเบากว่าอากาศเหนือขึ้นไปมวลอากาศร้อนจะลอยตัวขึ้นจนถึงระดับหนึ่งจะเคลื่อนตัวขึ้นเหนือและใต้ เมื่ออากาศเย็นจะหนักแล้วจมตัวลงแล้วไหลเข้ามาแทนที่อากาศที่ร้อนและลอยตัวขึ้นไปที่เส้นศูนย์สูตร เกิดเป็นวงจรรอบโลกเป็นวงกลมเรียกว่า Hadley cell ในบริเวณละติจูดเหนือขึ้นไปจะมีวงจรรอบโลกอีก 2 วง การเคลื่อนตัวของอากาศจะเฉียงไปจากแนวเหนือ-ใต้ เนื่องจากแรงโคริโอลิส (แรงเนื่องจากการหมุนรอบตัวเองของโลก รายละเอียดของแรงโคริโอลิสอยู่ในบทถัดไป)

การส่งผ่านความร้อนในแนวราบบนแผ่นดินใช้กระบวนการนำความร้อน (conduction) โดยความร้อนถ่ายระหว่างโมเลกุลที่ติดกัน จึงเป็นกระบวนการที่ไม่มีประสิทธิภาพในการถ่ายความร้อนจากบริเวณศูนย์สูตรไปยังบริเวณละติจูดสูงขึ้นไปถึงขั้วโลก มหาสมุทรมีการพาความร้อนในแนวราบที่มีประสิทธิภาพเรียกว่า advection กระแสน้ำและแผ่นดินใหญ่เป็นตัวบังคับการไหลของน้ำในมหาสมุทร



รูปที่ 2.11 แผนผังการไหลเวียนของอากาศเป็นวงจากเขตศูนย์สูตรถึงขั้วโลก และทิศทางลมใกล้ผิวโลก(จาก <http://www.scidacreview.org/0701/images/climate2.jpg>)

คำถามท้ายบท

1. การแลกเปลี่ยนพลังงานในบรรยากาศกับมหาสมุทรมีกระบวนการใดบ้างเข้ามาเกี่ยวข้อง จงอธิบายพร้อมยกตัวอย่าง
2. จงอธิบายปรากฏการณ์ Greenhouse Effect
3. จงอธิบายความสมดุลของรังสีในชั้นบรรยากาศ พร้อมวาดภาพประกอบ
4. จงเขียนแผนผังการไหลเวียนของอากาศเป็นวงจากศูนย์สูตรถึงขั้วโลกและทิศทางลมใกล้ผิวโลก

เอกสารอ้างอิง

Easterbrook, D.J.1999. “Surface Processes and Landforms”, Prentice Hall, New Jersey, pp. 429 – 470

Garrison, T.2007. Oceanography: An invitation to marine science (6th eds.).Thomas Brook & Cole. Australia. 588 p.

Gross, M. G.1995. Principles of oceanography (5th eds.). Prentice Hall. Englewood Cliffs, NJ. 230 p.

Komar, P.D.1992. “Ocean Processes and Hazards along the Oregon Coast” Oregon Geology Vol. 54 No.1 pp. 3-19

U.S.Army Corps of Engineers, “Shore Protection Manual Vol III”, Coastal Engineering. Research Center, Washignton D.C., 1984.

Viles, H. and Spencer, T.1995. “Coastal Problem:Geomorphology ecology and society at the coast” , Edward Arnold, London, 350 pp.

เว็บไซต์

www.chanthaburi.buu.ac.th/~tachanat/course/830321/unit1.pdf

http://www.tmd.go.th/info/knowledge_greenhouse02_n.html

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

แผนบริหารการสอนประจำบทที่ 3

1. วัตถุประสงค์ เชิงพฤติกรรม

- 1) ผู้เรียนสามารถอธิบายการไหลเวียนของในมหาสมุทร
- 2) ผู้เรียนสามารถอธิบายสมการควบคุมการไหลเวียนการไหลของน้ำ
- 3) ผู้เรียนสามารถอธิบายขนาดของการไหลเวียน
- 4) ผู้เรียนสามารถอธิบายการตรวจวัดกระแสน้ำและการวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้น

2. วิธีการสอนและกิจกรรมการเรียนการสอนประจำบท

- 1) บรรยาย
- 2) ให้นักศึกษามีส่วนร่วมโดยแสดงความคิดเห็น

3. สื่อการเรียนการสอน

- 1) Power Point
- 2) Internet สำหรับค้นคว้าเอกสารเพิ่มเติมในชั่วโมง

4. การวัดผลและการประเมินผล

- 1) ตั้งคำถามขณะบรรยาย
 - 2) สอบข้อเขียน
-

3. การไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทร

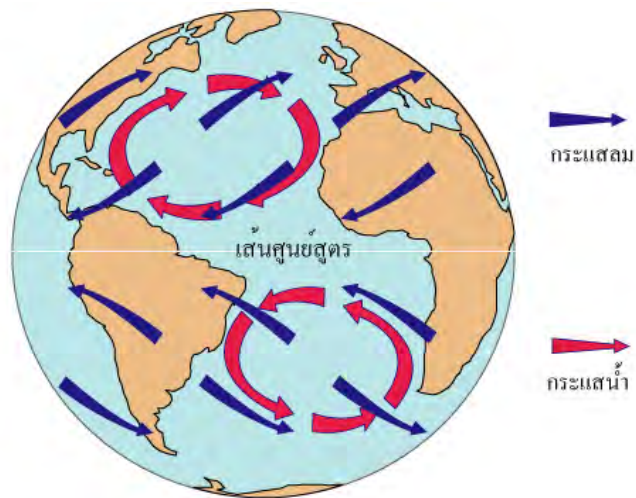
บทนี้กล่าวถึงการไหลของน้ำในมหาสมุทร สมการควบคุมการไหลเวียนการไหลของน้ำโดยเริ่มจากกฎข้อที่ 2 ของนิวตัน มีแรงที่เกี่ยวข้องคือ แรงโน้มถ่วง แรงจากความดัน แรงโคริโอลิส และแรงเสียดทาน แสดงสมการควบคุมการไหลเวียนโดยใช้สมการโมเมนตัมซึ่งสามารถแปลงเป็นสมการการหมุนเป็นวงได้

3.1 การไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทร

น้ำเป็นของไหลเช่นเดียวกับอากาศ การไหลเวียนของกระแสในมหาสมุทรจึงมีลักษณะคล้ายการไหลเวียนของกระแสลมในบรรยากาศ หากแต่การไหลเวียนของกระแสน้ำมีอุปสรรคขวางกั้นเนื่องจากหนึ่งในสามของพื้นผิวโลกเป็นแผ่นดิน ดังนั้นการไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทรจึงไม่ปรากฏรูปแบบที่ชัดเจนเหมือนดังกระแสลม ข้อแตกต่างอีกประการหนึ่ง น้ำทะเลในมหาสมุทรมีความเค็มไม่เท่ากัน น้ำทะเลที่เค็มกว่ามีความหนาแน่นสูงจะเคลื่อนไปแทนที่น้ำทะเลที่มีความหนาแน่นต่ำ เราจึงแบ่งการไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทรเป็น 2 ประเภทคือ กระแสน้ำบริเวณพื้นผิว (Surface currents) และกระแสน้ำลึก (Deep currents)

การไหลเวียนของกระแสน้ำบริเวณพื้นผิวมหาสมุทร

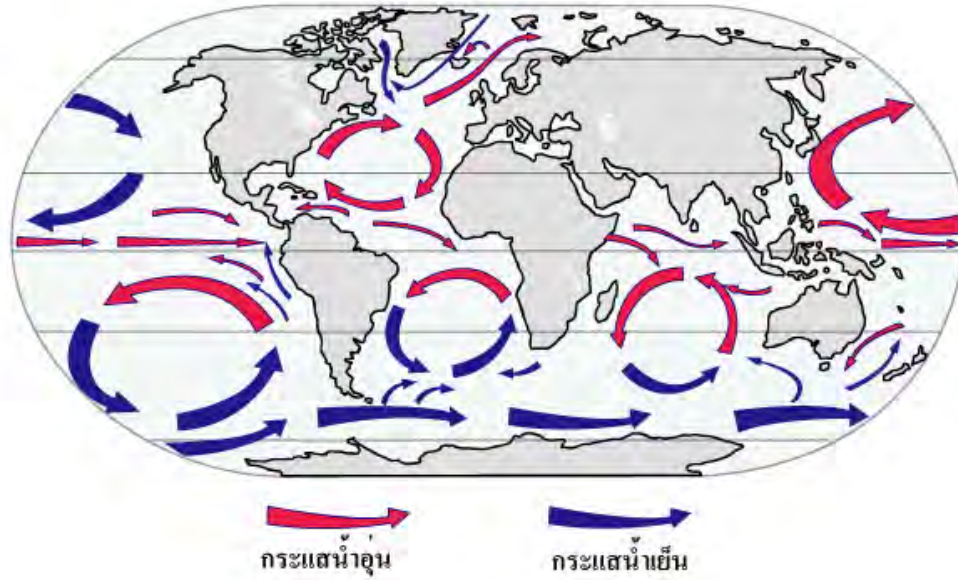
กระแสน้ำพื้นผิวมหาสมุทรเกิดขึ้นเนื่องจากความผิดของอากาศกับผิวน้ำในมหาสมุทร กระแสลมเคลื่อนที่ด้วยความแตกต่างของพลังงานจากดวงอาทิตย์ซึ่งอากาศสะสมไว้ พลังงานจากอากาศถ่ายทอดลงสู่ผิวน้ำอีกทีหนึ่ง กระแสลมพัดพาให้กระแสน้ำเคลื่อนที่ไปในทางเดียวกัน ภาพที่ 1 แสดงให้เห็นว่า ลมสินค้าตะวันออกบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร มีอิทธิพลพัดให้น้ำในมหาสมุทรเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตก และลมตะวันตกในบริเวณใกล้ขั้วโลก มีอิทธิพลพัดให้น้ำในมหาสมุทรเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออก การไหลของน้ำในมหาสมุทรเคลื่อนที่เป็นรูปวงเวียน ในทิศทางตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ และในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกใต้



ภาพที่ 3.1 อิทธิพลของกระแสลมต่อกระแสน้ำในมหาสมุทร

ทรงกลมของโลกทำให้น้ำในมหาสมุทรมีอุณหภูมิแตกต่างกัน พลังงานจากดวงอาทิตย์ตกกระทบบริเวณศูนย์สูตรมากกว่าขั้วโลก น้ำทะเลบริเวณเส้นศูนย์สูตรมีอุณหภูมิสูงจึงไหลไปทางขั้วโลก ในขณะที่น้ำทะเลบริเวณขั้วโลกมีอุณหภูมิต่ำกว่าไหลเข้ามาแทนที่ (ภาพที่ 3.2) เนื่องจากน้ำมีคุณสมบัติในการเก็บความร้อนได้ดีกว่าพื้นดินกล่าวคือ ใช้เวลาในการสะสมความร้อน และเย็นตัวลงนานกว่าพื้นดิน ดังนั้นกระแสน้ำพบพื้นผิวมหาสมุทรจึงพัดพาพลังงานความร้อนไปด้วยเป็นระยะทางไกล ทำให้เกิดผลกระทบต่อภูมิอากาศและระบบนิเวศบนพื้นที่ชายฝั่งเป็นอย่างยิ่ง

อย่างก็ตาม อิทธิพลของกระแสลมส่งผลกระทบกระแสน้ำในมหาสมุทร เพียงความลึก 1 กิโลเมตรเท่านั้น นั่นหมายถึง การไหลเวียนของกระแสน้ำผิวพื้น มีอิทธิพลต่อน้ำในมหาสมุทรประมาณร้อยละ 10



ภาพที่ 3.2 กระแสน้ำพื้นผิวมหาสมุทร

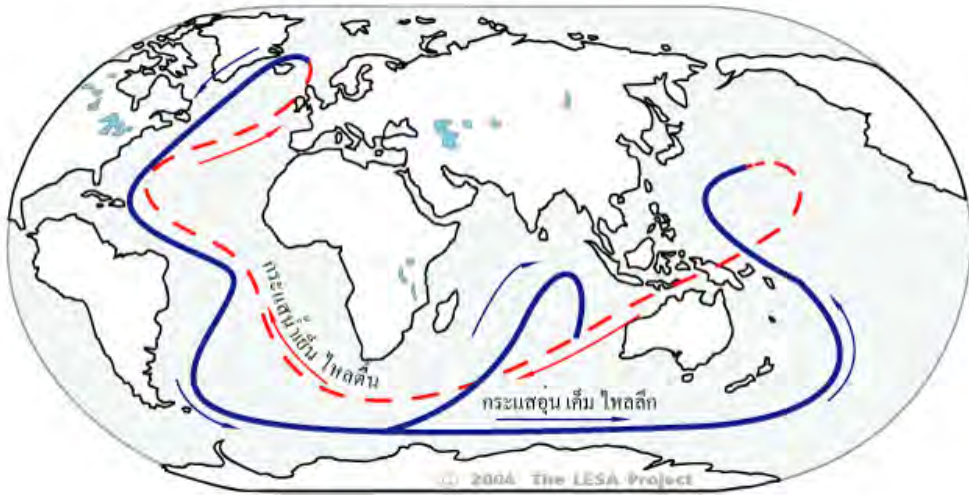
การไหลเวียนของกระแสน้ำลึกในมหาสมุทร

น้ำทะเลมีรสเค็ม เนื่องจากมีเกลือซึ่งประกอบด้วยแร่ธาตุต่างๆ ปะปนอยู่ในรูปของสารละลาย ในน้ำทะเล 1 ลิตร (1,000 กรัม) มีเกลืออยู่ 35 กรัม ในบริเวณที่น้ำทะเลอุณหภูมิสูง เช่น ใจกลางมหาสมุทรบริเวณเส้นศูนย์สูตร แสงแดดมีความเข้มสูง ทำให้น้ำในมหาสมุทรระเหยเป็นไอน้ำ ทิ้งแร่ธาตุที่ตกค้างไว้ในจนน้ำทะเลมีความเข้มข้นของเกลือมาก แต่ในที่หนาวเย็นที่บริเวณขั้วโลก แสงแดดตกกระทบบนผิวโลกเป็นมุมเฉียง พลังงานที่ตกกระทบน้อย ปริมาณการระเหยของน้ำทะเลย่อมน้อยตามไปด้วย ความเข้มข้นของเกลือจึงไม่มาก ในบริเวณใกล้ปากแม่น้ำ ความเข้มข้นของเกลือจะน้อยเนื่องจากอิทธิพลของน้ำจืดจากแม่น้ำลำคลอง ทำให้น้ำทะเลเจือจาง

เกลือในทะเลและมหาสมุทรมีกำเนิดมาจากแร่ธาตุบนพื้นโลก น้ำเป็นตัวทำละลายที่ดี น้ำฝนละลายก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในอากาศทำให้มีฤทธิ์เป็นกรดอ่อนๆ น้ำที่อยู่บนพื้นโลกละลายแร่ธาตุในหินและดิน และไหลรวมกันเป็นแม่น้ำลำธาร ไปสะสมกันเป็นมหาสมุทร สารละลายเกลือเหล่านี้อยู่ในประจุกของแร่ธาตุที่สำคัญได้แก่ ประจุกโซเดียม (Na^+) และประจุกคลอไรด์ (Cl^-) เมื่อน้ำระเหยออกไป ประจุกเหล่านี้รวมตัวกันเป็นสารประกอบ ได้แก่ เกลือแกง (NaCl)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

น้ำทะเลในแต่ละส่วนของโลกมีความเค็มไม่เท่ากัน และมีความหนาแน่นไม่เท่ากัน น้ำทะเลที่มีความหนาแน่นสูงย่อมไหลไปแทนที่น้ำทะเลที่มีความหนาแน่นต่ำ การหมุนเวียนของกระแสน้ำลึกมีปัจจัยที่สำคัญ 2 ประการคือ ความร้อน (Thermo) และเกลือ (Haline) เราเรียกการไหลเวียนในลักษณะนี้ว่า “เทอร์โมฮาไลน์” (Thermohaline)



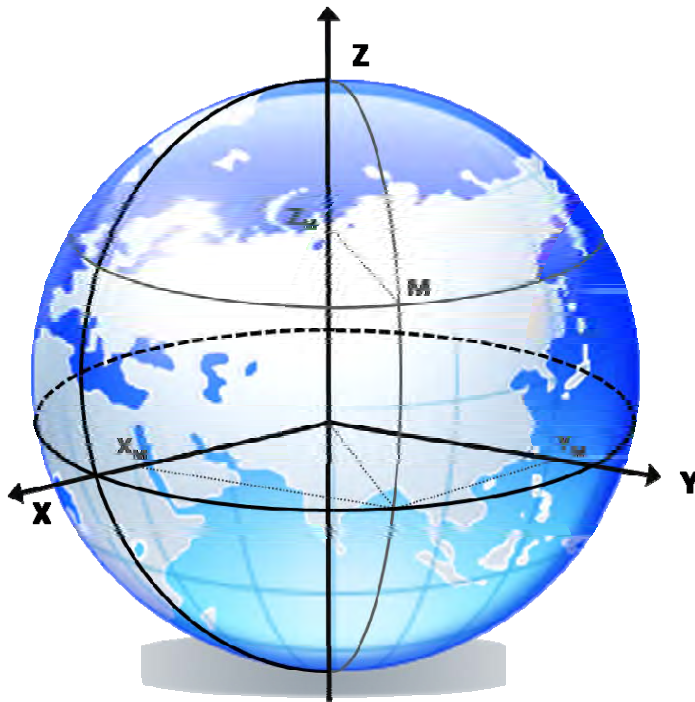
ภาพที่ 3.3 การไหลเวียนของน้ำลึกในมหาสมุทร

วงจรการไหลเวียนของกระแสน้ำลึกในมหาสมุทรมีชื่อเรียกว่า “แถบสายพานยักษ์” (Great conveyor belt) น้ำทะเลความหนาแน่นสูงอุณหภูมิต่ำจมตัวลงสู่ท้องมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ ไหลลึกกลางทางใต้ แล้วเลี้ยวไปทางตะวันออก ขณะที่มันไหลผ่านมหาสมุทรอินเดียอุณหภูมิจะสูงขึ้น และลอยตัวขึ้นทางตอนเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก (ภาพที่ 3.3)

น้ำทะเลความหนาแน่นต่ำอุณหภูมิสูงจากมหาสมุทรแปซิฟิก ไหลวกกลับผ่านมหาสมุทรอินเดียลงมาทางมหาสมุทรแอตแลนติกใต้ แล้วไหลย้อนมาทางมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ กระแสน้ำมีความเค็มมากขึ้นเนื่องจากการระเหยของน้ำประกอบกับการเดินทางเข้าใกล้ขั้วโลกทำให้อุณหภูมิต่ำลง จมตัวลงอีกครั้งเป็นการครบรอบวงจร ใช้เวลาประมาณ 500 – 2,000 ปี การไหลเวียนเช่นนี้ส่งผลกระทบต่อสภาพภูมิอากาศในระยะยาว อาทิเช่น ยุคน้ำแข็งเล็ก ในยุโรปเมื่อคริสต์ศตวรรษที่ 17 อิทธิพลของการไหลเวียนแบบเทอร์โมฮาไลน์ มีอิทธิพลต่อน้ำในมหาสมุทรประมาณร้อยละ 90

3.2 สมการควบคุมการไหลเวียนการไหลของน้ำ

การเขียนสมการต้องอ้างอิงพิกัด มีความแตกต่างในการบอกทิศทางของการเคลื่อนที่ระหว่างนักอุตุนิยมวิทยา กับนักสมุทรศาสตร์ กล่าวคือนักอุตุนิยมวิทยา จะบอกว่าลมพัดมาจากทิศไหน เช่นลมตะวันออกเฉียงเหนือ คือลมที่พัดมาจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ (northeasterly wind) เป็นต้น ส่วนนักสมุทรศาสตร์จะพูดว่ากระแสน้ำจะไหลไปทางไหน เช่นกระแสน้ำตะวันออกเฉียง เป็นกระแสน้ำที่ไหลไปทางทิศตะวันออก (eastward current) เป็นต้น



รูปที่ 3.4 ระบบพิกัดฉากบนผิวโลก

กฎข้อที่ 2 ของนิวตัน

กฎข้อที่ 2 ของนิวตัน กล่าวว่าแรงลัพธ์ \vec{F}_* กระทำต่อวัตถุมวล m จะทำให้วัตถุมีความเร่ง \vec{a} หรือ $\vec{F}_* = m\vec{a}$ ซึ่ง $m\vec{a}$ เป็นเทอมความเฉื่อย

ถ้าความเร็วคงที่ วิ่งเป็นเส้นตรง ความเร่งเป็นศูนย์

ถ้าความเร็วคงที่ แต่วิ่งเป็นเส้นโค้ง ความเร่งไม่เป็นศูนย์เพราะมีการเปลี่ยนทิศทาง

ในวิชากลศาสตร์ของไหลนิยมเขียนอยู่ในรูปของแรงต่อวัตถุ 1 หน่วยน้ำหนัก(กิโลกรัม)

$$\vec{a} = \frac{\vec{F}^*}{m} \text{ หรือ } \frac{D\vec{V}}{Dt} = \frac{1}{\rho} \vec{F} \text{ เมื่อ } \vec{F} \text{ คือแรงต่อวัตถุ 1 หน่วยปริมาตร มีหน่วยเป็น } \text{ML}^{-2}\text{T}^{-2}$$

ความเร่งในบัพนี้เกิดจาก

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = \frac{\text{press. gradient}}{m} + \frac{\text{Co\ddot{r}iolis}}{m} + \frac{\text{Gr\ddot{a}vity}}{m} + \frac{\text{Friction}}{m} + \frac{\text{Centrifugal}}{m}$$

ต่อไปเราจะแจกแจงรายละเอียดของแต่ละเทอม

เทอมความเฉื่อย (Inertia term)

สามารถแยกเทอมความเฉื่อยออกได้โดยใช้กฎลูกโซ่

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = \frac{\partial\vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla)\vec{V}$$

ข้างบนนี้เป็นการเขียนสมการในรูปของเวกเตอร์ซึ่งยากแก่การมองเห็นเทอมแต่ละเทอม เพื่อความสะดวกเราจะแตกสมการตามแกนทั้งสามของระบบพิกัดฉาก ความเร็วในระบบพิกัดฉากเขียนได้ดังนี้ $\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ เมื่อ $\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$ เป็นเวกเตอร์หนึ่งหน่วยของแกน x, y, z ตามลำดับ โดย \vec{V}, u, v, w เป็นฟังก์ชันของ (x, y, z, t) ดังนั้นเทอมความเฉื่อยจะเขียนได้เป็น

$$\text{แกน } x: \frac{Du}{Dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$\text{แกน } y: \frac{Dv}{Dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}$$

$$\text{แกน } z: \frac{Dw}{Dt} = \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z}$$

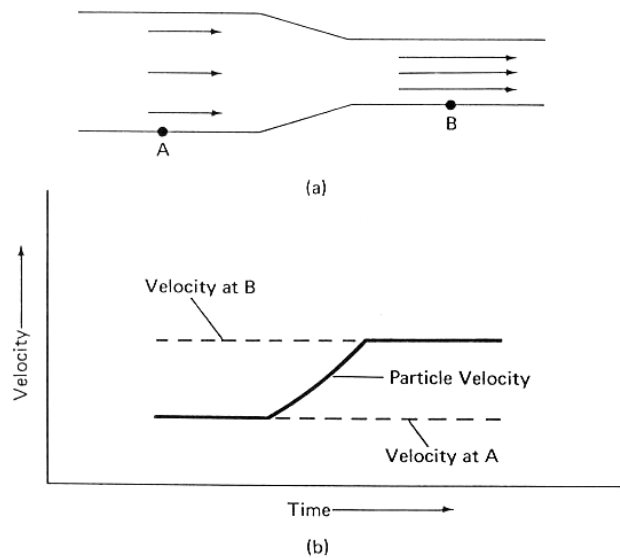
เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เทอม $\frac{\partial}{\partial t}$ เรียกว่าเทอมความเร่งเฉพาะถิ่น (local acceleration term) เป็นการเปลี่ยนแปลงเมื่อความเร็วต่อเวลาไม่คงที่

เทอม $u \frac{\partial u}{\partial x}, \dots$ เรียกว่าความเร่งเชิงสนามความเร็ว (field acceleration term) เป็นการเปลี่ยนแปลงเพราะความเร็วในแต่ละพื้นที่ไม่เท่ากัน

การมองการเปลี่ยนแปลงก็มองได้ 2 แบบ

- 1) Eulerian จุดสังเกตนิ่งอยู่กับที่เห็นการเปลี่ยนแปลงของมวลน้ำที่ไหลเข้ามาแล้วผ่านไป
- 2) Lagrangian จุดสังเกตเคลื่อนที่ไปกับมวลน้ำด้วย เห็นการเปลี่ยนแปลงต่อเวลาของมวลน้ำก้อนเดียวเลย



รูปที่ 3.5 น้ำไหลสม่ำเสมอในท่อ เมื่อขนาดท่อเล็กความเร็วกระแสน้ำต้องเพิ่มขึ้น จุด A และ B จะวัดได้ความเร็วคงที่และความเร่งเป็นศูนย์ ช่วงที่ท่อเปลี่ยนขนาดจะมีความเร็วของน้ำเพิ่มขึ้น ความเร่งไม่เป็นศูนย์ และเป็นความเร่งเชิงสนาม (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ตามรูปที่ 3.5 เป็นการไหลของน้ำในท่อซึ่งมีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางไม่คงที่ตลอดความยาว ให้ปริมาตรการไหลคงที่ ดังนั้นความเร็วในแต่ละจุดต่อเวลาจะคงที่ แต่ความเร็วในแต่ละตำแหน่งอาจจะไม่เท่ากัน ช่วงที่ท่อเปลี่ยนขนาดน้ำจะมีความเร่งเชิงพื้นที่ด้วย

สรุปว่า

$\frac{\partial(\)}{\partial t}$ เป็น local acceleration วัดความเร็วที่จุดหนึ่งอยู่กับที่ (บนเรือ)

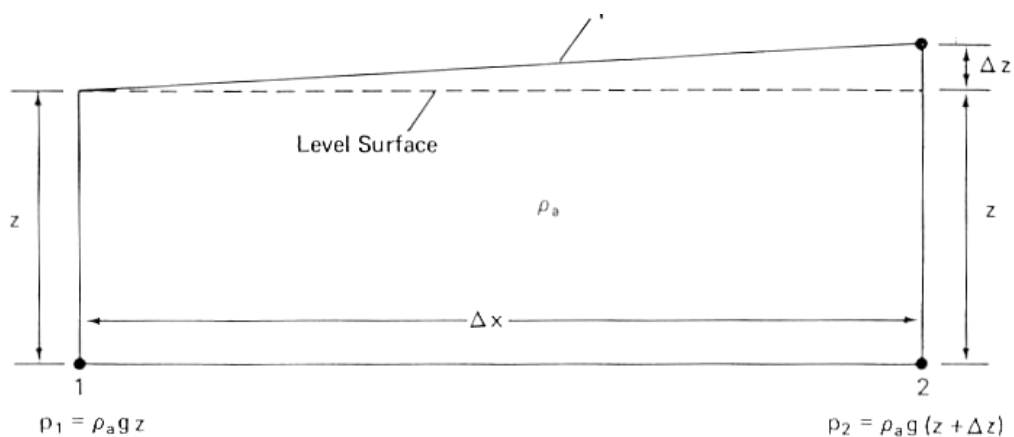
$\frac{d(\)}{dt}$ เป็นความเร่งทั้งหมด ตามมวลน้ำ ความเร็วจะเปลี่ยนเพราะความเร่งเฉพาะถิ่นความเร่งเชิงสนามความเร็ว

เทอมความแตกต่างของความดัน (Pressure Gradient term)

$$\frac{\text{Press. Grad.}}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla P \text{ ซึ่งมีองค์ประกอบใน 3 แกนคือ}$$

$$x: -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \qquad y: -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \qquad z: -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z}$$

เทอมนี้มีเครื่องหมายติดลบเพราะน้ำไหลจากจุดที่มีความดันสูงไปหาจุดที่มีความดันต่ำ อย่าลืมว่า $P = -\rho g z$ เวลาใช้งานจริงก็คือจากระดับน้ำสูงไประดับน้ำต่ำ



รูปที่ 3.6 ความแตกต่างของความดันเทอมแรงโน้มถ่วงและแรงหนีศูนย์กลาง (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เทอมนี้เป็นผลรวมของแรงโน้มถ่วง (ดึงมวลเข้าหาจุดศูนย์กลาง) และแรงหนีศูนย์กลาง แรงโน้มถ่วง เป็นแรงดึงดูดระหว่างวัตถุ 1 กิโลกรัมบนผิวโลกกับมวลทั้งหมดของโลก ทิศทางของแรงจะเข้าหาจุดศูนย์กลางของโลก (g_a)

$$g_a = \text{แรงโน้มถ่วง} = \gamma \frac{\text{mass of earth} * 1}{R^2} \approx 9.81 \text{ m/s}^2$$

การที่โลกหมุนรอบตัวเองทำให้เกิดแรงเหวี่ยงหนีศูนย์กลาง $cf = \frac{V_T^2}{R \cos \theta}$ ซึ่งมีค่าประมาณ 0.01 m/s^2

เมื่อรวมกับแรงโน้มถ่วงจะได้แรงโน้มถ่วงลัพธ์สำหรับวัตถุหยุดนิ่งบนผิวโลก \vec{g} เมื่อวัตถุเคลื่อนที่ทำให้เกิดแรงหนีศูนย์กลางเพิ่มขึ้นเนื่องจากความเร็วเชิงเส้น $cf +$ รวมกับแรงโน้มถ่วงลัพธ์ จะได้แรงโน้มถ่วงที่วัตถุเคลื่อนที่ดึงดูดกับโลก $\vec{g}_e, g_a, \vec{g}, \vec{g}_e$ แทบจะเป็นแรงเดียวกันเลยเพราะแรงหนีศูนย์กลางน้อยกว่าแรงโน้มถ่วงมาก

แรงโน้มถ่วง \vec{g}_e จะตรงกับแกน Z แต่มีค่าเป็นลบเพราะพุ่งเข้าสู่จุดศูนย์กลางของโลก เทอมนี้สำหรับแต่ละแกน จะเป็น

$$x: 0$$

$$y: 0$$

$$z: -g$$

g มีค่าประมาณ 9.81 m/s^2

แรงโคริโอลิส

เป็นแรงที่เกิดจากการหมุนรอบตัวเองของโลก เนื่องจากกฎของนิวตันใช้สำหรับพิกัดที่อยู่คงที่ เมื่อมาใช้กับพิกัดที่หมุนไปกับโลก จึงต้องมีแรงมาเพิ่มซึ่งเป็น “แรงปลอม” จะเกิดก็ต่อเมื่อวัตถุเคลื่อนที่บนผิวโลก

หลักการของแรงโคริโอลิสหรือการอนุรักษ์โมเมนตัมเชิงมุม เมื่อโลกหมุนรอบตัวเองด้วยความเร็ว

$$\Omega = \frac{2\pi}{1 \text{ day} + 1/365 \text{ day}} = 7.29 * 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

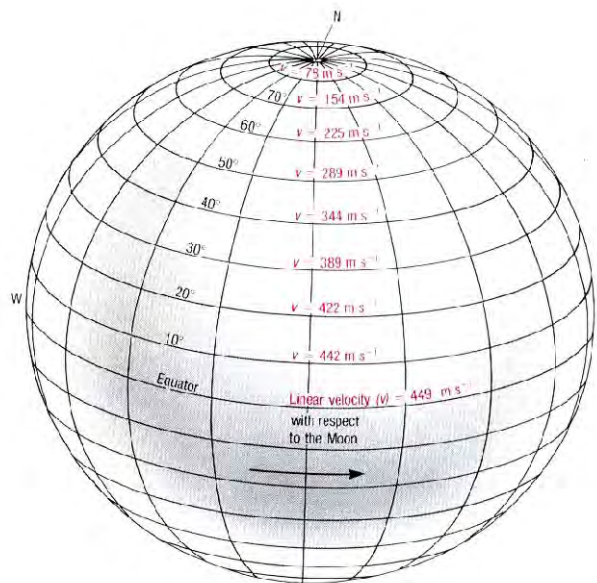
ทำให้ทุกจุดบนพื้นโลกมีความเร็วเชิงมุมเท่ากัน แต่ความเร็วเชิงเส้นที่จุดสัมผัสกับผิวโลกไม่เท่ากันขึ้นอยู่กับรัศมีจากแกนการหมุนของโลก ตัวอย่างเช่นความเร็วเชิงเส้นที่เส้นศูนย์สูตรเท่ากับ

ที่ละติจูด 0° $\Omega r = 7.29 * 10^{-5} \text{ (s}^{-1}\text{)} * 6.37 * 10^6 \text{ (m)} = 455 \text{ m/s}$

ที่ละติจูด 30° $\Omega r = 7.29 * 10^{-5} \text{ (s}^{-1}\text{)} * 6.37 * 10^6 \cos 30 \text{ (m)} = 402 \text{ m/s}$

ที่ละติจูด 60° $\Omega r = 7.29 * 10^{-5} \text{ (s}^{-1}\text{)} * 6.37 * 10^6 \cos 60 \text{ (m)} = 232 \text{ m/s}$

ที่ขั้วโลกมีความเร็วเชิงเส้นเป็นศูนย์



รูปที่ 3.7 ความเร็วเชิงเส้นที่ละติจูดต่าง ๆ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978)

จากการที่ความเร็วเชิงเส้นไม่เท่ากัน เมื่อวัตถุเคลื่อนที่ข้ามเส้นละติจูดมันจะมีความเร็วเชิงเส้นเท่ากับละติจูดที่มันถูกยิงซึ่งจะไม่เท่ากับความเร็วเชิงเส้นที่ละติจูดที่มันวิ่งไปหา ทำให้คนดูที่อยู่บนผิวโลกในซีกโลกเหนือเห็นวัตถุเบี่ยงไปทางขวา และคนทางซีกโลกใต้เห็นวัตถุเบี่ยงไปทางซ้าย สำหรับคนที่สังเกตการณ์อยู่นอกโลกจะเห็นวัตถุเคลื่อนที่เป็นเส้นตรงโดยไม่มี การเบี่ยงเบน

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ทอมของแรงโคริโอลิสสามารถหาได้จากผลคูณของเวกเตอร์ $2\Omega \times \vec{V}$ แต่เราจะหาทอมโคริโอลิสแบบเข้าใจง่ายๆ

กรณีวัตถุเคลื่อนที่ในแนวตะวันออก - ตะวันตก ($\pm u$)

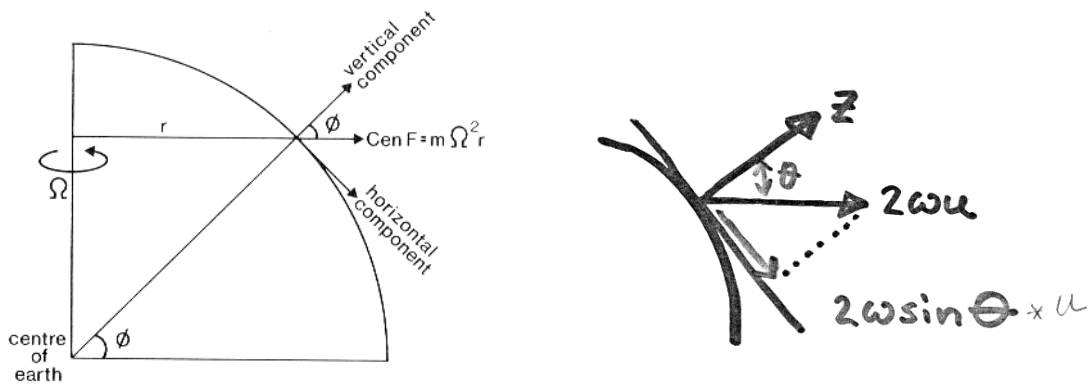
$$\begin{aligned} \text{แรงหนีศูนย์กลาง (โลกหมุนรอบตัวเอง + วัตถุเคลื่อนที่)} &= \frac{(V_T + u)^2}{r} \\ &= \frac{V_T^2}{r} + \frac{u^2}{r} + \frac{2V_T u}{r} \end{aligned}$$

เมื่อ $V_T \approx 400 \text{ m/s}$ และ $u \approx 1 - 10 \text{ m/s}$ ดังนั้นทอม $\frac{u^2}{r} \ll$ ทอมที่เหลืออีก 2
ทอมมาก จึงสามารถตัดทิ้งได้

กำหนดความเร็วเชิงมุม $\Omega = \frac{2\pi}{T}$ ความเร็วเชิงเส้นเท่ากับ Ωr

แรงหนีศูนย์กลางเท่ากับ $\Omega^2 r + 2\Omega u$

ความเร็ว u ทำให้แรงหนีศูนย์กลางเพิ่มขึ้นมา $2\Omega u$



รูปที่ 3.8 แรงโคริโอลิสเมื่อวัตถุเคลื่อนที่ในแนวตะวันออก - ตะวันตก (ที่มา KNAUSS, J.A.1978)

แตกแรง $2\Omega u$ ออกเป็นแรงในทิศเหนือ-ใต้ จะได้ $2\Omega \sin \phi u$ เมื่อ ϕ คือค่าละติจูดที่วัตถุอยู่ จะได้แรงโคริโอลิสในแกน y ที่เกิดจากวัตถุเคลื่อนที่ในแกน x ถ้าวัตถุเคลื่อนที่จากตะวันตกไปตะวันออก ความเร็ว u เป็นบวก แรงโคริโอลิสจะทำให้วัตถุเบี่ยงไปทางขวาคือทิศใต้เข้าหาเส้นศูนย์

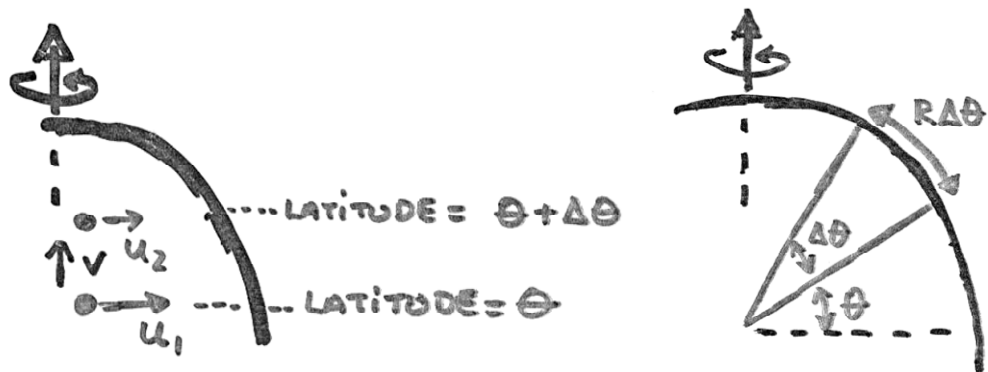
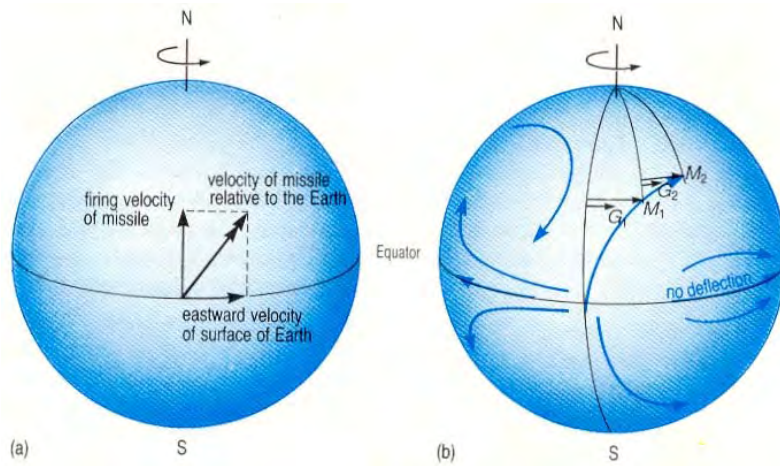
เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

สูตร ถ้าหากวัตถุเคลื่อนที่จากตะวันออกไปตะวันตก ความเร็ว u เป็นลบทำให้วัตถุเคลื่อนไปทางทิศเหนือ

กำหนด Coriolis parameter, $f = 2\Omega \sin \phi$ หน่วย T^{-1} เทอมโคริโอลิสทางซ้ายมือของสมการโมเมนตัมแกน y เท่ากับ $+fu$ ถ้าย้ายไปอยู่ฝั่งซ้ายของสมการจะมีเครื่องหมาย “-” นำหน้า

กรณีวัตถุเคลื่อนที่ในแนวเหนือ-ใต้ ($\pm v$)

เมื่อวัตถุเคลื่อนที่ในแนวเหนือ-ใต้ ความเร็วเชิงเส้นของผิวโลกเปลี่ยนแปลงตามละติจูด ให้ผิวโลกมีความเร็ว u_1 ที่ละติจูด θ และ u_2 ที่ละติจูด $\theta + \Delta\theta$



รูปที่ 3.9 การเบี่ยงเบนของเส้นทางเมื่อวัตถุเคลื่อนที่ข้ามเส้นละติจูด (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)

จากกฎการเคลื่อนที่ $u_2 = u_1 + \frac{at}{2}$

เมื่อ a คือความเร่งในแนวตะวันออก-ตะวันตก t คือเวลาที่ใช้ในการเคลื่อนที่ระหว่าง 2 ละติจูด
ความเร็วเชิงเส้น $u_1 = \Omega R \cos \theta$

และ $u_2 = \Omega R \cos(\theta + \Delta\theta)$

แทนค่า u_1, u_2 ในสมการการเคลื่อนที่

$$\Omega R \cos(\theta + \Delta\theta) = \Omega R \cos \theta + \frac{at}{2}$$

$$a = \frac{2\Omega R}{t} \{\cos(\theta + \Delta\theta) - \cos \theta\}$$

ใช้หลักทางตรีโกณมิติจะได้

$$a = \frac{2\Omega R}{t} \{\cos \theta \cos \Delta\theta - \sin \theta \sin \Delta\theta - \cos \theta\}$$

พิจารณา $\Delta\theta$ เล็กมากจนเข้าใกล้ศูนย์ ดังนั้น $\cos \Delta\theta \approx 1$ และ $\sin \Delta\theta \approx \Delta\theta$

$$a = -\frac{2\Omega R}{t} \Delta\theta \sin \theta = -2\Omega \sin \theta v \quad \text{เมื่อ } v = \frac{R\Delta\theta}{t}$$

จะได้แรงโคริโอลิส $2\Omega \sin \theta v$ ในแกน x ที่เกิดจากวัตถุเคลื่อนที่ในแกน y ถ้าวัตถุเคลื่อนที่จากใต้ไปเหนือ ความเร็ว v เป็นบวก แรงโคริโอลิสจะทำให้วัตถุเบี่ยงไปทางขวาคือทิศตะวันออก (ตะวันตกในซีกโลกใต้) ถ้าหากวัตถุเคลื่อนที่จากเหนือไปใต้ ความเร็ว v เป็นลบทำให้วัตถุเคลื่อนไปทางทิศตะวันตก (ตะวันออกในซีกโลกใต้)

กำหนด Coriolis parameter, $f = 2\Omega \sin \phi$ หน่วย T^{-1} เทอมโคริโอลิสทางซ้ายมือของสมการโมเมนตัมแกน x เท่ากับ $-fv$ ถ้าย้ายไปอยู่ฝั่งซ้ายของสมการจะมีเครื่องหมายบวก

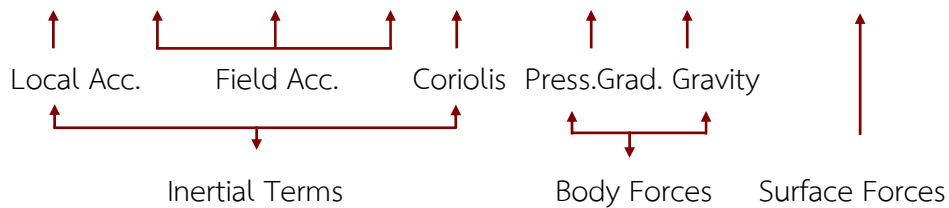
หมายเหตุ $\theta = 0^\circ$ คือที่เส้นศูนย์สูตร
 $\theta = +90^\circ$ คือที่ขั้วโลกเหนือ
 $\theta = -90^\circ$ คือที่ขั้วโลกใต้

ขณะนี้เราจะได้สมการโมเมนตัมในแต่ละแกนดังนี้

$$X : \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \text{Friction Forces}$$

$$Y : \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \text{Friction Forces}$$

$$Z : \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g + \text{Friction Forces}$$

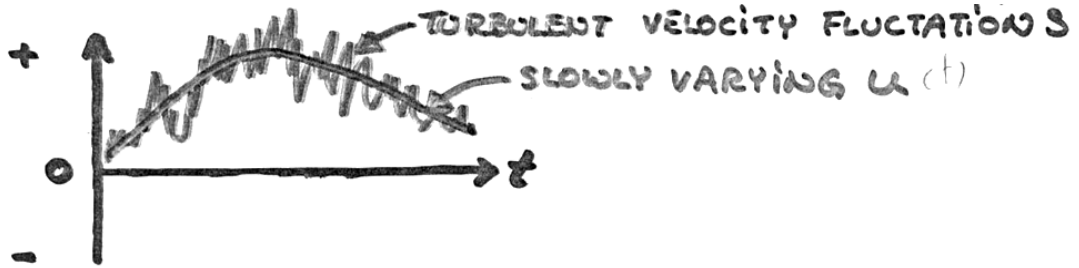


Surface forces ประกอบด้วย internal friction, wind stress, และ bottom friction

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เทอมแรงเสียดทาน

ในมหาสมุทรขบวนการในระดับความปั่นป่วนของน้ำจะมีมากกว่าขบวนการในระดับโมเลกุล แต่ความปั่นป่วนไม่มีสูตรตายตัวจึงต้องยืมใช้จากขบวนการในระดับโมเลกุล



รูปที่ 3.10 ข้อมูลต่อเนื่องของความเร็วแสดงการเปลี่ยนแปลงอย่างช้าๆ และการกระเพื่อมของความเร็ว (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)

ต่อไปนี้จะเล่นกลทางคณิตศาสตร์โดยพิจารณาข้อมูลความเร็วต่อเนื่อง $u(t)$ จะเห็นว่าความเร็วเปลี่ยนแปลงต่อเวลาอย่างช้าๆ ในรูปแบบที่แนชัด $u(t)$ และการกระเพื่อมของความเร็วเนื่องจากความปั่นป่วน $u'(t)$ ทำให้ความเร็วต่างไปจากรูปแบบที่ควรจะเป็น โดยเรากำหนดให้ $\int u' dt = 0$ ดังนั้นเราสามารถแยกความเร็วจากการตรวจวัดออกเป็น

$$u.(t) = u(t) + u'(t)$$

โดย $u(t)$ เป็นความเร็วที่เปลี่ยนแปลงอย่างช้าๆ ตามแนวโน้มและ $u'(t)$ ความเบี่ยงเบนของข้อมูลตรวจวัดไปจากค่าที่เปลี่ยนแปลงอย่างช้าๆ ที่ควรจะเป็นในทำนองเดียวกัน กำหนดให้

$$v.(t) = v(t) + v'(t)$$

$$w.(t) = w(t) + w'(t)$$

$$p.(t) = p(t) + p'(t)$$

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ก่อนจะนำไปแทนค่าในสมการโมเมนตัมเราจะเขียนสมการโมเมนตัมเสียใหม่โดยใช้หลักการต่อไปนี้

$$u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial u^2}{\partial x} - u \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$v \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial uv}{\partial y} - u \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial uw}{\partial z} - u \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$\text{และ } u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - u \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

เทอมในวงเล็บเป็นศูนย์จากสมการความต่อเนื่อง นำสมการข้างต้นไปแทนสมการโมเมนตัมใน

$$\text{แนวแกน X จะได้ } \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$$

$$\text{เปลี่ยนตัวแปรตามโดยเติมจุด } \frac{\partial u.}{\partial t} + \frac{\partial u.^2}{\partial x} + \frac{\partial u.v.}{\partial y} + \frac{\partial u.w.}{\partial z} - fv. = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P.}{\partial x}$$

เราไม่คิดแรงเสียดทานในระดับโมเลกุลเพราะมีค่าน้อยกว่าแรงเสียดทานระดับความปั่นป่วนมาก นำค่า

$$u.(t) = u(t) + u'(t), \quad v.(t) = v(t) + v'(t), \quad w.(t) = w(t) + w'(t),$$

และ $p.(t) = p(t) + p'(t)$ แทนลงในสมการโมเมนตัมข้างต้นและหาค่าเฉลี่ยโดยอินทิเกรต

ในช่วงชั้น 1-3 นาที $T = T_2 - T_1$ เราจะพิจารณากันทีละเทอม

$$\boxed{\frac{\partial(u + u')}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u'}{\partial t}} \quad \text{เมื่อหาค่าเฉลี่ยต่อเวลาจะได้}$$

$$\begin{aligned} \frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u'}{\partial t} \right] dt &= \frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} \frac{\partial u}{\partial t} dt + \frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} \frac{\partial u'}{\partial t} dt \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} \frac{T}{T} + \frac{1}{T} \frac{\partial}{\partial t} \int_{T_1}^{T_2} u' dt = \frac{\partial u}{\partial t} \end{aligned}$$

เทอมที่อยู่ในรูปแบบเดียวกันก็จะได้ผลลัพธ์แบบข้างต้น

$$\frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} f v dt = \frac{f}{T} \left[\int_{T_1}^{T_2} v dt + \int_{T_1}^{T_2} v' dt \right] = f v$$

$$\frac{\partial u^2}{\partial x} = \frac{\partial (u + u')^2}{\partial x} = \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial u u'}{\partial x} + \frac{\partial u'^2}{\partial x} \quad \text{เมื่อหาค่าเฉลี่ย}$$

$$\begin{aligned} \frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} \frac{\partial u^2}{\partial x} dt &= \frac{1}{T} \frac{\partial}{\partial x} \int_{T_1}^{T_2} u^2 dt + \frac{1}{T} \frac{\partial}{\partial x} \int_{T_1}^{T_2} u u' dt + \frac{1}{T} \frac{\partial}{\partial x} \int_{T_1}^{T_2} u'^2 dt \\ &= \frac{1}{T} \frac{\partial u^2}{\partial x} \int_{T_1}^{T_2} dt + \frac{1}{T} \frac{\partial u}{\partial x} \int_{T_1}^{T_2} u' dt + \frac{1}{T} \frac{\partial}{\partial x} \int_{T_1}^{T_2} u'^2 dt \\ &= \frac{\partial u^2}{\partial x} + 0 + \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} u'^2 dt \\ &= \frac{\partial u^2}{\partial x} + 0 + \frac{\partial}{\partial x} \bar{u}'^2 \end{aligned}$$

ตัวแปรที่มีขีดอยู่ข้างบนหมายถึงค่าเฉลี่ยต่อเวลา

$$\frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} \frac{\partial u v}{\partial y} dt = \frac{\partial u v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{u}' v'}{\partial y}$$

$$\frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} \frac{\partial uw}{\partial z} dt = \frac{\partial uw}{\partial z} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}$$

$$\frac{1}{T} \int_{T_1}^{T_2} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} dt = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$$

เราสามารถเขียนสมการโมเมนตัมในแนวแกน x ใหม่ได้ดังนี้

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - \left[\frac{\partial \overline{u'^2}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \right]$$

เทอมในวงเล็บเรียกว่า Reynolds Stress Terms ซึ่งเป็นตัวแทนของขบวนการระดับความปั่นป่วน เป็นสิ่งปกติที่เราจะเขียนแรงเสียดทานเนื่องจากความปั่นป่วนให้คล้ายคลึงกับแรงเสียดทานระดับโมเลกุล

$$\text{สูตรของแรงเสียดทาน (แรงเฉือน) ในระดับโมเลกุล} = \mu \frac{\partial u}{\partial x}$$

และเป็นการยากในการตรวจวัด Reynold Stress เราจึงเสนอแนวคิดของ Eddy/Turbulent Viscosity

$[L^2T^{-1}]$ โดยกำหนดว่า

$$-\overline{u'u'} = N_{xx} \frac{\partial u}{\partial x} \quad \text{รวมอยู่ในเทอมความดันแล้ว}$$

$$-\overline{u'v'} = N_{xy} \frac{\partial u}{\partial y} \quad \text{ปกติจะมีค่าน้อยมาก เราจึงกำหนดว่ามีค่าน้อย}$$

$$-\overline{u'w'} = N_{xz} \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{มีความสำคัญมากเพราะเป็นแรงเสียดทานภายในแบบปั่นป่วน และแรงเฉือนเนื่องจากลมและแรงเสียดทานจากท้องน้ำ}$$

รูปแบบหนึ่งของสมการโมเมนตัมของแกน 3 แกนจะเขียนได้ดังนี้

$$X: \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} N_{xz} \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$Y: \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} N_{yz} \frac{\partial v}{\partial z}$$

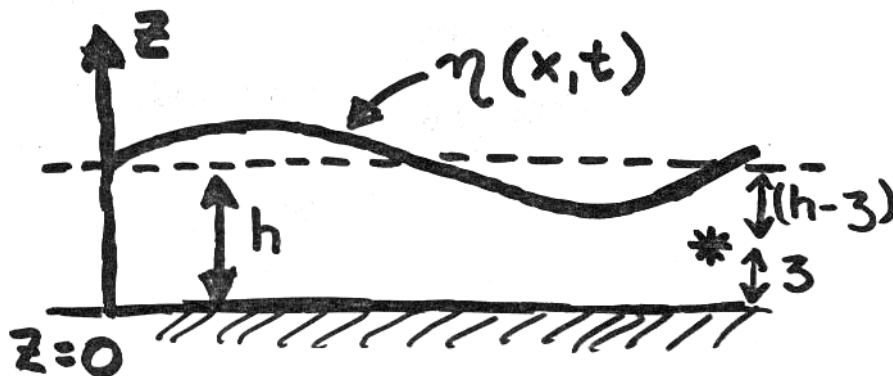
$$Z: 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g$$

เป็นการเขียนกฎข้อที่ 2 ของนิวตันให้ในรูปของความเร่งประจำถิ่น ความเร่งจากสนามความเร็ว และการหมุนของไหล ในระบบพิกัดฉาก สมการโมเมนตัมในแกน Z : จะมีชื่อเรียกเฉพาะว่า Hydrostatic Approximation เนื่องจากว่าความเร่งจากความเร็วในแนวตั้งของน้ำในมหาสมุทรจะเล็กมากเมื่อเทียบกับแรงโน้มถ่วงและความดันอุทกสถิตย (hydrostatic pressure)

ผลเฉลยของ Hydrostatic Approximation

เริ่มจากสมการโมเมนตัมในแนวแกน Z

$$0 \approx -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g$$



รูปที่ 3.11 ระบบการคิดความลึกน้ำโดยให้ท้องน้ำมีระดับเท่ากับศูนย์ (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

จัดระบบพิกัดเสียใหม่โดยให้ $z = 0$ ที่ท้องน้ำ ความลึกจากท้องน้ำถึงระดับผิวน้ำนิ่ง h ระดับผิวน้ำ $\eta(x, t)$ ต้องการคำนวณความดันของน้ำที่ความลึก z จากท้องน้ำ ($h + \eta - z$ จากระดับน้ำทะเล) เนื่องจากตัวแปรตาม P ขึ้นกับตัวแปรหลัก z เพียงตัวเดียว เราจึงสามารถเปลี่ยน dz เป็น dP ได้ สมการจะเป็น

$$dP = -\rho g dz$$

อินทิเกรตสมการจากความลึกใดๆ z ถึงผิวน้ำ ($h_0 + \eta$)

$$\int_{P(z)}^{P_{atm}} dP = -g \int_z^{h_0 + \eta} \rho dz$$

เมื่อไม่คำนึงถึง baroclinic geostrophic current เรามักจะให้ความหนาแน่น ρ คงที่เขียนสมการใหม่จะได้

$$\int_{P(z)}^{P_{atm}} dP = -\rho g \int_z^{h_0 + \eta} dz$$

$$P_{atm} - P_z = -g(h_0 + \eta - z)$$

$$P_z = P_{atm} + g(h_0 + \eta - z)$$

โดยปกติเราจะให้ $P_{atm} = 0$ หรือให้ความดันของบรรยากาศเท่ากับค่าคงที่ $P_{atm} = \text{constant}$ ในที่นี้เราให้ z เป็นความลึกเหนือท้องน้ำ ความลึกของน้ำ ณ จุด z เท่ากับ $(h_0 + \eta - z)$ ถ้า $\rho, g, h, z,$ และ P_{atm} เป็นค่าคงที่ เราจะได้

$$\Delta P_z = \rho g \eta \quad \text{หรือ}$$

$$\Delta P_z \approx 10,000 \eta$$

เมื่อ $\rho \approx 1,020 \text{ kg/m}^3$ และ $g \approx 9.81 \text{ m/s}^2$ ถ้า η เพิ่มขึ้น 1 เมตรจะทำให้ P_z เพิ่มขึ้น $10,000 \text{ Pa} = 100 \text{ hPa}$ ดังนั้น

$$\Delta \eta \text{ (cm)} = \Delta P \text{ (hPa or mb)}$$

ในช่วงที่มีพายุไต้ฝุ่นเข้าความกดอากาศจะเปลี่ยนแปลงซึ่งทำให้ระดับน้ำเปลี่ยนไปด้วย ความกดอากาศที่เพิ่มขึ้นจะทำให้ระดับน้ำทะเลลดลง $\Delta P_{atm} = -\Delta \eta$ หรือความกดอากาศระดับน้ำจะเพิ่มขึ้น

การเปรียบเทียบขนาดของเทอมต่างๆ ในสมการโมเมนตัม (Scaling of Momentum Balance)
พิจารณาสมการโมเมนตัมในแนวแกน x

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + N_x \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + N_y \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + N_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

N_x, N_y และ N_z เป็น turbulent kinematic viscosity ในแนวแกน x, y และ z ตามลำดับ โดยมีหน่วยเป็น $[\mathbf{L}^2 \mathbf{T}^{-1}]$ ถ้าการไหลของน้ำเป็นแบบราบเรียบ (laminar) N_x, N_y และ N_z จะถูกแทนด้วย molecular viscosity ซึ่งมีค่าเท่ากันทุกทิศทางคือ ν ซึ่งมีหน่วยเป็น $[\mathbf{L}^2 \mathbf{T}^{-1}]$ เช่นกัน แต่มีค่าน้อยกว่าความหนืดแบบปั่นป่วน $10^3 - 10^6$ เท่า

เราเริ่มทำการประมาณขนาดของเทอมแต่ละเทอมโดยให้ขนาดของตัวแปรแต่ละตัวอย่างเหมาะสม เช่น

- ความเร็วกระแสน้ำ u, v, w จะมี velocity scale 1-10 m/s
- ระยะทาง x, y, z จะมี length scale ใช้ขนาดของมหาสมุทรหรือขนาดของช่องกริดโมเดล

- ค่าสัมประสิทธิ์อื่นๆ ใช้ค่ามาตรฐาน

จากสมการโมเมนตัมในแนวแกน x พิจารณาในสภาพสมดุล คือ $\left[\frac{\partial u}{\partial t} = 0 \right]$

สำหรับ Inertial term $u \frac{\partial u}{\partial x} = \left[\frac{U^2}{L} \right]$

Coriolis effect $fv = f_0 U$

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

$$\text{Viscous Effect } \nu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \left[\frac{\nu U}{L^2} \right]$$

$$\text{Pressure term } \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = g \frac{\partial h}{\partial x} = \left[\frac{g_0 H}{L} \right] \text{ (ไม่สนใจเครื่องหมายหน้าพจน์)}$$

ต่อไปหาสัดส่วนของเทอมแต่ละเทอม

$$\frac{\text{Inertial}}{\text{Viscous}} = \left[\frac{U^2}{L} \right] \left[\frac{L^2}{\nu U} \right] = \frac{UL}{\nu}$$

เรียกว่า “Reynolds number” เป็นตัววัดความปั่นป่วนของน้ำ (turbulence)

หมายเหตุ

ค่า 1 – 100	Larminar flow
100 - 1000	Transitional
> 1000	Turbulent

$$\frac{\text{Inertial}}{\text{Coriolis}} = \left[\frac{U^2}{L} \right] \left[\frac{1}{f_0 U} \right] = \frac{U}{f_0 L}$$

เรียกว่า “Rossby number” เป็นตัววัดปัจจัยจากการหมุนรอบตัวเองของโลก ถ้าความเร็วกระแสน้ำ

สูง

ขนาดของพื้นที่ศึกษาเล็ก จะได้ค่า Rossby number มาก แสดงว่าแรงโคริโอลิสมีผลต่อการไหลเวียน

น้อย

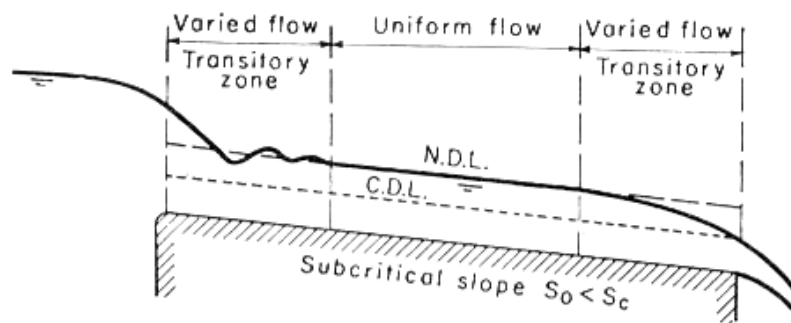
สามารถตัด Coriolis effect ออกจากสมการได้

$$\frac{\text{viscous}}{\text{Coriolis}} = \left[\frac{\nu U}{L^2} \right] \left[\frac{1}{f_0 U} \right] = \frac{\nu}{f_0 L^2}$$

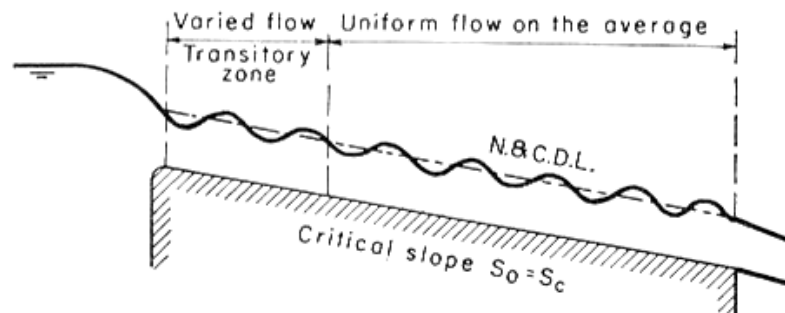
เรียกว่า “Ekman number” เป็นตัววัดปัจจัยความหนืดที่มีผลต่อการไหลเวียนของน้ำ

$$\frac{\text{Inertial}}{\text{Pressure}} = \left[\frac{U^2}{L} \right] \left[\frac{L}{gH} \right] = \frac{U^2}{g_0 H}$$

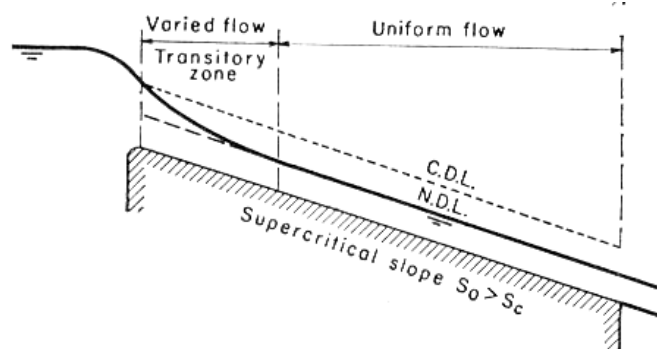
เรียกว่า “Froude number” เป็นตัววัดลักษณะการไหลของน้ำและการเคลื่อนตัวของสัญญาณใต้น้ำ



รูปที่ 3.12 แสดงค่า $Fr < 1$ subcritical flow เป็นการไหลปกติ ระดับน้ำสูง เนินท้องน้ำลาด ด้านปะทะกระแสน้ำ ชันด้านท้ายน้ำ (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)



รูปที่ 3.13 แสดงค่า $Fr = 1$ critical flow จะเกิดลักษณะการไหลที่เรียกว่า hydraulic jump เพื่อเปลี่ยนจาก subcritical flow เป็น supercritical flow (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)



รูปที่ 3.14 แสดงค่า $Fr > 1$ supracritical flow น้ำไหลเร็ว ระดับน้ำต่ำลง เนินท้องน้ำจะชันด้านที่ปะทะกับกระแสน้ำ ลาดด้านท้ายน้ำ (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)

ดังนั้น ในสถานะสมดุล สมการโมเมนตัมในแนวแกน x ประกอบด้วย

$$\left[\frac{U^2}{L} \right] - [f_0 v] = - \left[\frac{g_0 H}{L} \right] + \left[\frac{vU}{L^2} \right]$$

เมื่อแทนค่าตัวแปรต่างๆ ลงในสมการแล้ว ถ้าเทอมไหนมีขนาดต่างจากเทอมอื่นมากกว่า 10-100 เท่า แสดงว่าสามารถตัดเทอมนั้นออกจากสมการได้ สมการควบคุมการไหลเวียนของเราจะลดรูปลงไป

ความเสถียร (Stability)

มี 2 แบบ คือ

1) Dynamic stability ความเสถียรเชิงพลศาสตร์ ใช้ Reynolds number (Re) เป็นตัววัด ถ้า $Re > 10^5 - 10^6$ แสดงว่าการไหลเวียนเป็นแบบปั่นป่วนซึ่งเป็นเรื่องปกติสำหรับมหาสมุทรและบรรยากาศ ต้องมีความแตกต่างของความเร็วตามระยะทางจึงจะเกิดความปั่นป่วนได้

2) Static stability ความเสถียรเชิงสถิตย์ เป็นความแตกต่างความหนาแน่นตามความลึกซึ่งอาจช่วยเสริมหรือลดผลจากความเสถียรเชิงพลศาสตร์ได้ ความเสถียรเชิงสถิตย์ E คำนวณจาก

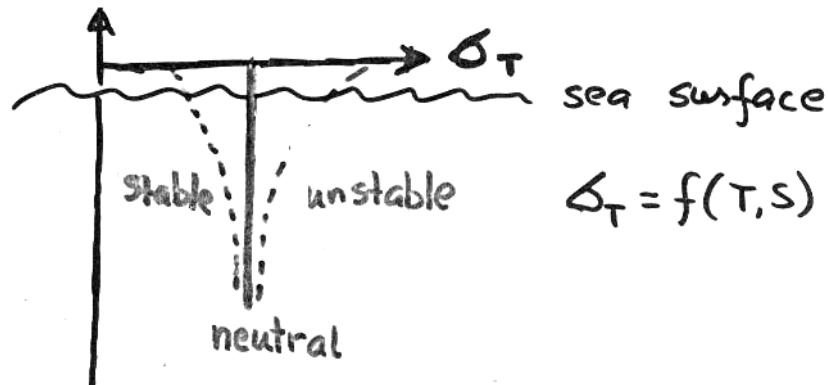
$$E = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{g}{c^2}$$

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เมื่อ c คือความเร็วของเสียงในน้ำ

$\frac{g}{c^2}$ คือค่าแก้สำหรับความดันในน้ำ

E มีค่าประมาณ $10^{-8} \text{ } 10^{-6} \text{ m}^{-1}$



หรือคำนวณจากความถี่ Brunt-Väisälä $N^2 = gE \text{ rad/s หรือ } s^{-1}$

รูปที่ 3.15 ความเสถียรในทะเลลักษณะต่างๆ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978)

ในความเป็นจริงเราจะต้องพิจารณาทั้ง dynamic และ static stabilities จึงสร้างสัดส่วนขึ้นมาใหม่ อีกหนึ่งตัว เรียกว่า Richardson number

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

(เรายกกำลังสองเพื่อตัดเครื่องหมายบวกออก)

หมายเหตุ

- $Ri < 0$ ไม่เสถียร ความแตกต่างของความหนาแน่นน้ำจะเกิดความปั่นป่วน
- $Ri = 0$ เสถียร แบบเป็นกลาง
- $Ri > 0$ เสถียร ความแตกต่างของความหนาแน่นน้ำช่วยลดความปั่นป่วน

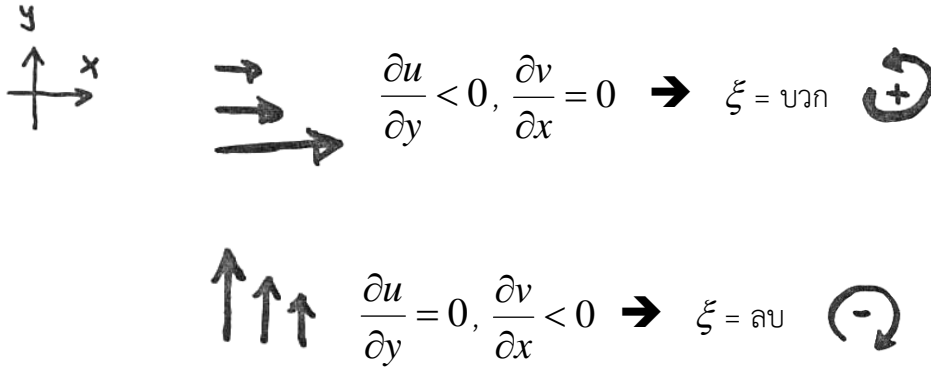
การหมุนวนของน้ำ (Vorticity)

สมการโมเมนตัมในพิกัดฉากซึ่งอธิบายการไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทรสามารถเขียนได้อีกแบบโดยใช้สมการการหมุนวนของน้ำ ก่อนอื่นต้องนิยามการหมุนวนเสียก่อน

$$\text{การหมุนวนสัมพัทธ์} = \xi = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$\xi > 0$ การหมุนวนเป็นบวก (ทวนเข็มนาฬิกา) ทั้งสองซีกโลก

$\xi < 0$ การหมุนวนเป็นลบ (ตามเข็มนาฬิกา) ทั้งสองซีกโลก



การหมุนวนสัมบูรณ์ = การหมุนวนสัมพัทธ์ + การหมุนวนรอบตัวเองของโลก

$$\xi_{abs} = \xi_{rel} + f \quad \text{โดย } f = 2\Omega \sin \phi$$

จากสมการโมเมนตัมในแกน x และ y เมื่อไม่มีแรงเสียดทาน และความหนาแน่นของน้ำคงที่

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + fv$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - fu$$

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

หาอนุพันธ์เทียบกับ y ในสมการโมเมนตัมแกน x และหาอนุพันธ์เทียบกับ x ในสมการโมเมนตัมแกน y (เราเรียกว่า cross-differentiation) แล้วจัดเทอมใหม่โดยเอาสมการโมเมนตัมแกน y ลบกับสมการแกน x จะได้

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ & = -v \frac{\partial f}{\partial y} - f \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \end{aligned}$$

$$\text{แทน } \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \xi \quad \text{และ} \quad \frac{D}{Dt} (\) = \frac{\partial}{\partial t} (\) + u \frac{\partial}{\partial x} (\) + v \frac{\partial}{\partial y} (\) \quad \text{จะได้}$$

$$\frac{D\xi}{Dt} + v \frac{\partial f}{\partial y} = -(\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$\text{แต่ } \frac{\partial f}{\partial t} + u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} = v \frac{\partial f}{\partial y} = v\beta = \frac{Df}{Dt}$$

$$\text{โดย } \frac{\partial f}{\partial t} = u \frac{\partial f}{\partial x} = 0, \quad f = a + \beta y$$

ดังนั้นเราจะได้สมการการหมุนวน

$$\frac{D(\xi + f)}{Dt} = -(\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

สำหรับการอนุรักษ์มวลน้ำใน 2 มิติ ในคอลัมน์น้ำลึก D และไม่มี การไหลถ่ายเทของน้ำเข้าออกผนังของคอลัมน์น้ำ

$$\frac{\partial}{\partial t} Du + \frac{\partial}{\partial y} Dv = -\frac{\partial D}{\partial t}$$

ขยายสมการข้างต้น

$$D \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial D}{\partial x} + D \frac{\partial v}{\partial y} + v \frac{\partial D}{\partial y} = -\frac{\partial D}{\partial t}$$

$$D \frac{\partial u}{\partial x} + D \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial D}{\partial t} - u \frac{\partial D}{\partial x} - v \frac{\partial D}{\partial y}$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = -\frac{1}{D} \frac{DD}{Dt}$$

แทนค่าสมการข้างต้นลงในสมการการหมุนวน และเขียน $\frac{d}{dt}(\)$ แทน $\frac{D}{Dt}(\)$

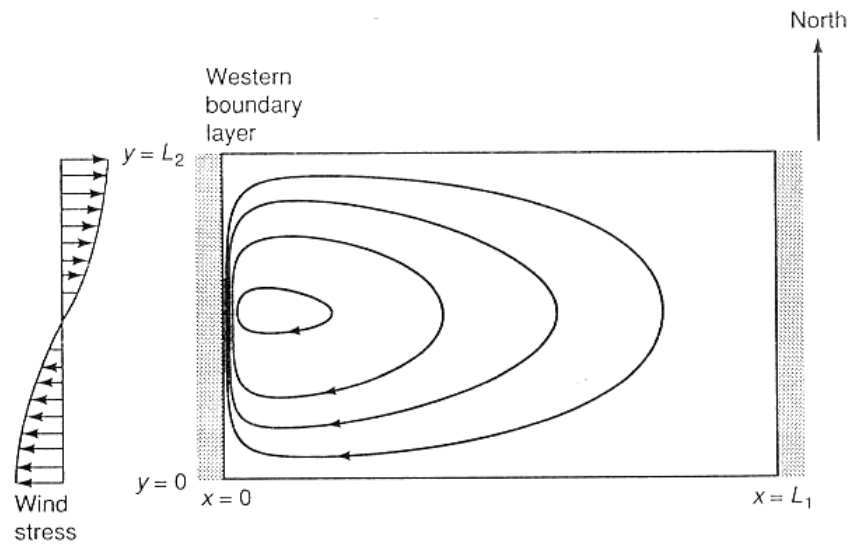
$$\frac{d}{dt}(\xi + f) = \frac{1}{D} \frac{dD}{dt}(\xi + f)$$

จัดเทอมใหม่ $\frac{d(\xi + f)}{(\xi + f)} = \frac{dD}{D}$

แล้วอินทิเกรตจะได้ $\ln\left(\frac{\xi + f}{D}\right) = \text{constant}$

เราจะได้ Potential Vorticity Equation

$\frac{\xi + f}{D} = \text{constant}$



รูปที่ 3.16 ตัวอย่างโมเดลการหมุนวนของน้ำในมหาสมุทร (Stommel's Model) (ที่มา KNAUSS, J..A.1978)

	การหมุนวน			การหมุนวน	
ลม	↻ (-)		ลม	↻ (-)	
โคริโอลิส	↻ (-)	แรง	โคริโอลิส	↻ (+)	อ่อน
ความเสียดทาน	↻ (+)	แรง	ความเสียดทาน	↻ (+)	อ่อน
		<u>ไหลแรง</u>			<u>ไหลเอื่อย</u>

3.3 ขนาดของการไหลเวียน

การจำแนกประเภทการไหลเวียนอีกแนวทางหนึ่งคือ ดูระยะเวลาของการไหลว่าเกิดขึ้นชั่วขณะหรือเกิดอย่างต่อเนื่องและขนาดของระยะทางที่เคลื่อนที่ไป ประกอบด้วย

1) การไหลเวียนระยะเวลานานที่สุดและไกลที่สุดคือการไหลเวียนอย่างต่อเนื่อง ตัวอย่างเช่น ลมสินค้า และกระแสน้ำอุ่นกัลฟสตรีม เป็นปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นอย่างคงที่ถาวรถึงแม้ว่ารูปแบบการไหลเวียนจะเปลี่ยนแปลงอยู่บ้าง ระยะทางการไหลมีความยาวหลายพันกิโลเมตร

2) การไหลเวียนลำดับถัดไปคือสิ่งที่เกิดขึ้นตามฤดูกาล ตัวอย่างเช่น ระบบลมมรสุมในทวีปเอเชีย และการเปลี่ยนทิศทางการไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทรอินเดีย ระยะทางการไหลมีความยาวหลายพันกิโลเมตรเช่นกัน แต่ลักษณะเด่นของมันคือการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล

3.) การไหลเวียนที่เกิดขึ้นหลายๆ วันหรือสัปดาห์ส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นไม่สม่ำเสมอ ระยะทางการไหลมีความยาวประมาณ 1000 กิโลเมตร เช่นการเคลื่อนที่ของหย่อมอากาศ การเปลี่ยนทิศทางการไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทร

4) การไหลเวียนระดับหลายชั่วโมงถึง 2 วันมีอยู่หลายชนิด ตัวอย่างเช่นการเกิดพายุไซโคลนหรือดีเปรสชัน ลมบก-ลมทะเล น้ำขึ้นน้ำลง ระยะทางการไหลมีความยาวตั้งแต่ 50 กิโลเมตรถึง 2000 กิโลเมตร

5) การไหลเวียนในระดับวินาทีหรืออาจจะเป็นนาทีคือคลื่นผิวน้ำที่เกิดจากลมที่พัด ระยะทางการไหลมีความยาว 100 เมตร แต่อาจมากกว่านี้ได้ การเคลื่อนที่ที่ไม่สม่ำเสมอในคาบเวลาเป็นวินาทีที่เกิดจาก turbulence

การไหลเวียนที่สังเกตได้ในมหาสมุทรเป็นผลรวมของความเร็วในคาบเวลาต่างๆ เช่น

$$u_i = u_1 + u_2 + u_3 + u'$$

เมื่อ u_i คือกระแสน้ำที่วัดได้ u_1 , u_2 , และ u_3 คือ กระแสน้ำจากแรงต่างๆ กัน u' คือความเร็วเนื่องจาก turbulence ซึ่งจะถูกลบออกไปโดยการเฉลี่ยความเร็วที่ตรวจวัดในระยะเวลาที่เหมาะสม การจะกำจัดความเร็วของคาบเวลาที่ไม่ต้องการก็สามารถทำได้เช่นเดียวกันโดยการเฉลี่ยข้อมูลให้ครบคาบเวลาของความเร็วที่ไม่ต้องการ เช่นวัดกระแสน้ำรายชั่วโมงจนครบ 1 วัน (25 ชั่วโมง) แล้วหาค่าเฉลี่ยเพื่อขจัดกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงออกไป

ตัวอย่างของการไหลเวียนที่สำคัญในมหาสมุทรที่จะกล่าวถึง คือ inertial motion, Geostrophic motion, และ Ekman current และ Ekman transport

Inertial Motion (การเคลื่อนที่ตามแรงเฉื่อย)

การไหลเวียนแบบนี้เริ่มต้นจากเหตุการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา เช่นลมพายุพัดอยู่ชั่วครู่จนเกิดกระแสน้ำ เมื่อลมหยุดพัดแล้วแต่กระแสน้ำยังไหลเป็นวง การไหลเป็นความสมดุลระหว่างแรงโคริโอลิสและแรงหนีศูนย์กลางเท่านั้น รัศมีและคาบการหมุนวนขึ้นอยู่กับละติจูด

$$\boxed{fc = \frac{c^2}{r}}$$

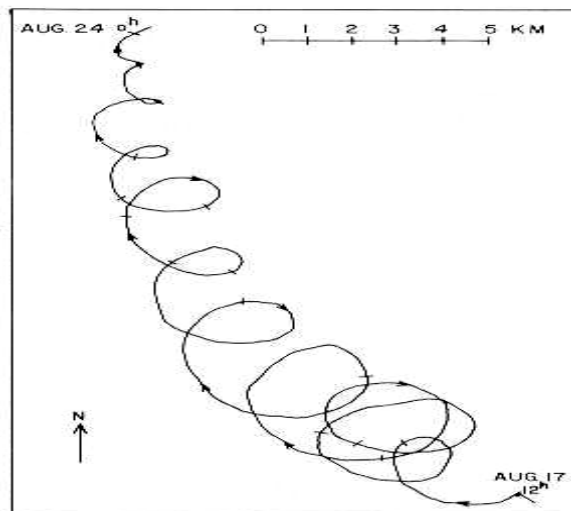
เมื่อ f = Coriolis parameter ($2\Omega \sin \phi$), c = tangential current, r =

radius

$$r = \frac{c}{f} \quad \text{และ} \quad T = \frac{2\pi}{f} = \frac{12 \text{ hr}}{\sin \phi}$$

ตัวอย่าง กระแสน้ำ 0.5 m/s ที่ละติจูด 42° มีรัศมี 5 กิโลเมตร คาบเวลา 18 ชั่วโมง

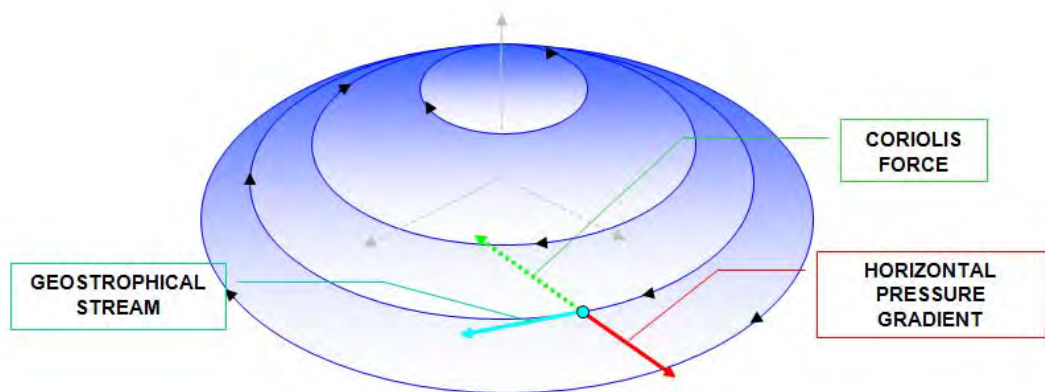
$$T_i = 12/\sin \phi \text{ hours,}$$



รูปที่ 3.17 น้ำไหลเป็นวงตามแรงเฉื่อยในทะเลบอลติก (จาก Beer, T. 1983)

Geostrophic Motion (การเคลื่อนที่ตามความดันของน้ำ)

ความดันของน้ำเกิดขึ้นเนื่องจากระดับน้ำแตกต่างกันหรือมวลน้ำที่มีความหนาแน่นแตกต่างกัน ก็จะทำให้เกิดการเคลื่อนตัวของน้ำเพื่อลดแรงดันดังกล่าว แต่เมื่อน้ำเคลื่อนที่จะเกิดแรงโคริโอลิสเข้ามาผสม สุดท้ายแล้วน้ำจะไหลเป็นวงตามเส้นชั้นที่มีแรงดันเท่ากัน ในซีกโลกเหนือน้ำไหลตามเข็มนาฬิกา รอบจุดศูนย์กลางที่มีความดันสูง และทวนเข็มนาฬิกา รอบจุดศูนย์กลางที่มีความดันต่ำ การไหลของน้ำเนื่องจากความดันจะเกิดขึ้นกลางมหาสมุทรห่างจากฝั่ง



รูปที่ 3.18 การไหลแบบ geostrophic ในซีกโลกเหนือจะน้ำไหลตามเข็มนาฬิกา (anticyclonic) รอบจุดศูนย์กลางที่มีแรงกดสูง และทวนเข็มนาฬิกา (cyclonic) รอบจุดศูนย์กลางที่มีแรงกดต่ำ (ที่มา http://automne-catsat.cls.fr/files/pmedia/public/r91_9_image_planche6_geocurrents.png)

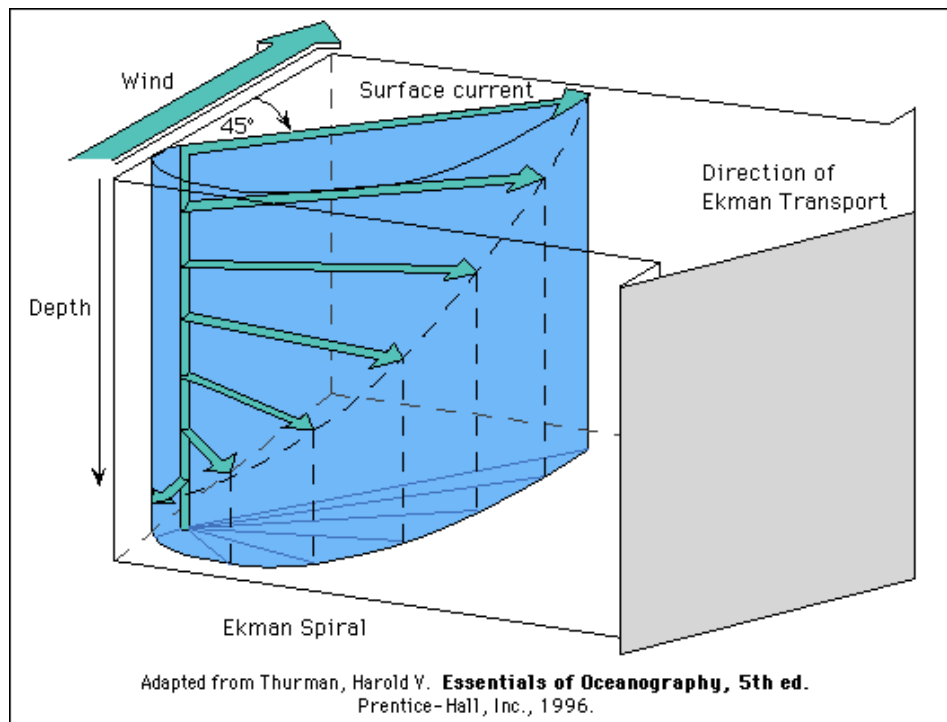
Ekman current และ Ekman transport

Ekman current เกิดขึ้นบริเวณผิวน้ำ ใกล้ท้องน้ำ และขอบฝั่งมหาสมุทร ถือเป็นกระแสน้ำในขอบมหาสมุทร (boundary layer) Ekman current บริเวณท้องน้ำมีความหนาประมาณ 10 เมตร เกิดจากแรงเฉือนจากความเสียดทานของท้องน้ำร่วมกับแรงโคริโอลิสและความแตกต่างของความดันน้ำในแนวราบ แรงโคริโอลิสทำให้กระแสน้ำในชั้นขอบมีค่าลดลงจากกระแสน้ำเฉลี่ยในมหาสมุทรและทิศทางของกระแสน้ำเปลี่ยนแปลงตามความลึก กระแสน้ำที่ท้องน้ำมีค่าเป็นศูนย์ การเคลื่อนตัวของมวลน้ำในชั้นขอบ (Ekman transport) ไปทางซ้ายมือของการไหลของน้ำในมหาสมุทร

Ekman current ที่ผิวน้ำเกิดจากแรงเฉือนเนื่องจากลมที่ผิวน้ำ แทนที่กระแสน้ำจะไหลไปตามทิศทางของลม แรงโคริโอลิสจะทำให้กระแสน้ำผิวน้ำไหลไปทางขวามือของทิศทางลม ตาม

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

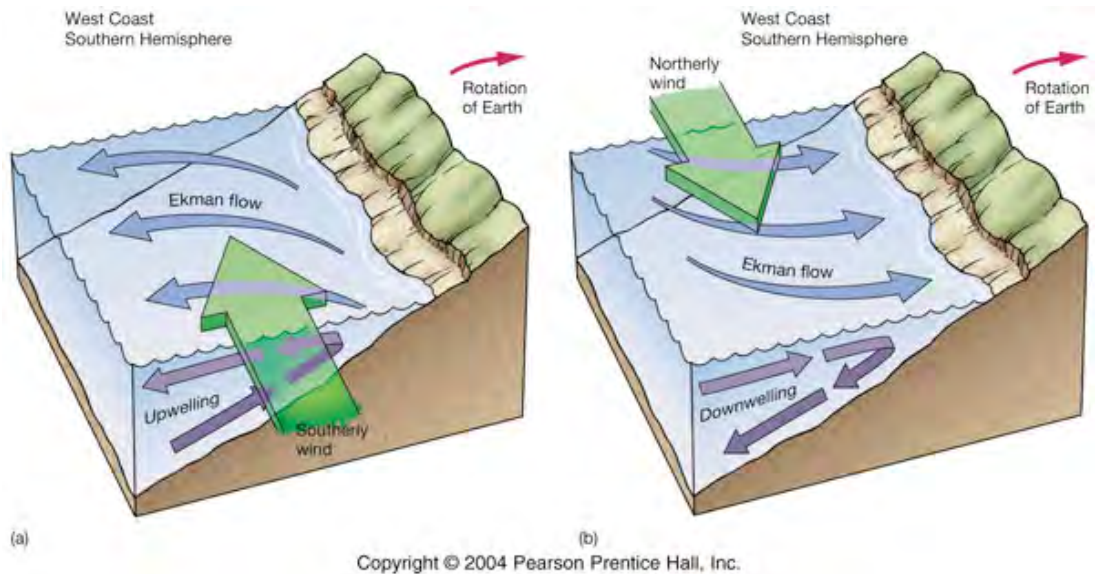
ทฤษฎีแล้วในซีกโลกเหนือกระแสน้ำผิวหน้าจะทำมุม 45 องศาทางขวาของทิศทางลม กระแสน้ำผิวหน้าจะสร้างแรงเฉือนลดให้มวลน้ำระดับต่ำลงไปเกิดการเคลื่อนตัวโดยกระแสระดับล่างจะเบี่ยงไปทางขวาทำมุมกับกระแสที่ชั้นเหนือขึ้นไป ดังนั้นทิศทางกระแสจะหมุนวนตามความลึก เรียกว่า Ekman spiral ทิศทางกระแสที่ระดับล่างสุดของชั้นขอบ Ekman (Ekman boundary layer) จะตรงกันข้ามกับทิศทางกระแสที่ผิวน้ำพอดี ความหนาของชั้นขอบ Ekman ที่ผิวน้ำจะขึ้นกับความหนืดและสัมประสิทธิ์ของแรงโคริโอลิส โดยเฉลี่ยชั้น ขอบ Ekman หนาประมาณ 50 เมตร การเคลื่อนตัวสุทธิของมวลน้ำในชั้นขอบ Ekman จะตั้งฉากกับทิศทางลมโดยในซีกโลกเหนือจะอยู่ทางขวามือของทิศทางลม



รูปที่ 3.19 ลักษณะการไหลของ Ekman boundary layer บริเวณผิวน้ำ (ที่มา [http://earth.usc.edu/ classes/geol150/stott/variability/images/oceansurf/ekman2.gif](http://earth.usc.edu/classes/geol150/stott/variability/images/oceansurf/ekman2.gif))

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

Ekman boundary layer บริเวณขอบฝั่งเกิดเนื่องจากลมพัดขนานกับฝั่ง ผลจาก Ekman ถ้าฝั่งอยู่ทางซ้ายมือของทิศทางลมจะทำให้มวลน้ำชั้นบนไหลออกจากฝั่งในซีกโลกเหนือ มวลน้ำชั้นล่างจะไหลขึ้นมาแทนที่จนเกิดเป็นปรากฏการณ์น้ำผุด (upwelling) ถ้าฝั่งอยู่ทางขวามือของทิศทางลมจะเกิดปรากฏการณ์น้ำจม (downwelling)



รูปที่ 3.20 Upwelling และ downwelling บริเวณขอบฝั่งอันเนื่องมาจาก Ekman transport (ที่มา http://www.iupui.edu/~g115/assets/mod10/updownwell_g.jpg.)

3.4 การตรวจวัดกระแสน้ำและการวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้น

การตรวจวัดกระแสน้ำมี 2 ลักษณะคือ

1. ตรวจวัดแบบกำหนดจุดตรวจวัดคงที่ เป็นการตรวจวัดแบบ Eulerian เนื่องจากบริเวณตรวจวัดจะมีอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง จึงจำเป็นต้องตรวจวัดเป็นรายชั่วโมงให้ครบวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลง (12.42 หรือ 25 ชั่วโมง) ควรทำการตรวจวัดหลายระดับความลึกเนื่องจากความเร็วกระแสน้ำแต่ละระดับจะไม่เท่ากัน

เครื่องตรวจวัดที่ใช้เรียกว่า current meter ซึ่งใช้เทคโนโลยีหลายอย่าง คือ

1) แบบใช้แผ่นวัสดุ 2 แฉก (current vane) หรือ 4 แฉก (current cross) ผูกอยู่กับเชือก เวลาใช้งานก็หย่อนเครื่องให้ถึงระดับความลึกที่ต้องการ วัดความเอียงของเชือกแล้วนำไปคำนวณเป็นค่าความเร็วกระแสน้ำ และวัดทิศของเชือกด้วยเพื่อบอกทิศทางไหล current vane ใช้งานง่ายและต้นทุนในการผลิตต่ำ ก่อนใช้ต้องมีการ calibrate เครื่องกับเครื่องวัดกระแสแบบอื่นที่มีความถูกต้องสูงก่อนที่จะนำไปใช้งานได้

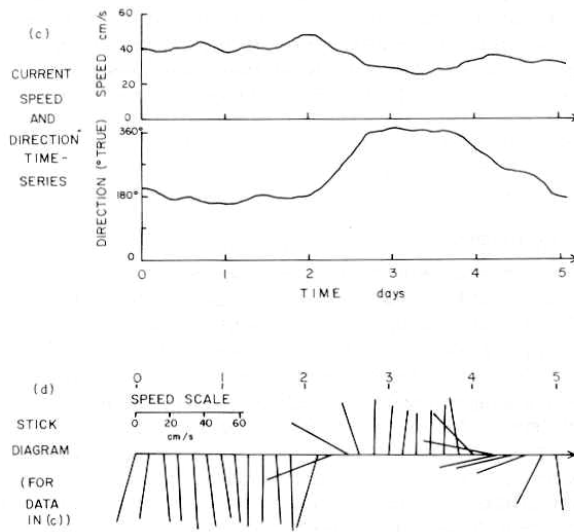
2) แบบเครื่องกลคือใช้ใบพัดหมุน นับจำนวนรอบที่ใบพัดหมุนต่อเวลาจะสัมพันธ์กับความเร็วกระแสน้ำตามสมการที่โรงงานได้หาไว้แล้ว

3) แบบ Savonius rotor จะมีใบพัดประมาณ 6 ใบ ติดอยู่บนตัวเครื่องซึ่งตั้งขวางการไหลของน้ำ สามารถกำหนดให้เครื่องวัดกระแสเป็นช่วงๆ แล้วเฉลี่ยความเร็วให้ 1 ค่า ส่วนทิศทางได้จากการวัดครั้งเดียว สามารถเก็บข้อมูลอย่างต่อเนื่องไว้ในหน่วยเก็บข้อมูลซึ่งอาจเป็นเทปแม่เหล็ก หรือ RAM

4) แบบแม่เหล็กไฟฟ้า ประจุไฟฟ้าในน้ำที่เคลื่อนผ่านหัววัดแม่เหล็กไฟฟ้าจะบ่งบอกถึงความเร็วของกระแสน้ำ เป็นการวัดกระแสทางตรง

5) แบบสะท้อนของเสียงหรือเรียกว่า acoustic doppler current meter มีเครื่องปล่อยเสียงและตัวรับเสียง ใช้หลักการเปลี่ยนความถี่ของเสียงในน้ำในการคำนวณเป็นความเร็วกระแสน้ำ ค่าความเร็วกระแสน้ำที่ได้จะมีความแม่นยำไม่มากแต่มีข้อได้เปรียบคือสามารถวัดความเร็วกระแสน้ำได้หลายระดับในคราวเดียวกัน

การแสดงผลข้อมูลสามารถแสดงกราฟความเร็วและทิศทางต่อเวลาแยกกันคนละรูป แต่วิธีนี้จะเห็นการเปลี่ยนแปลงความเร็วและทิศทางของกระแสน้ำไม่ค่อยชัดเจน การแสดงผลอีกวิธีหนึ่งคือพล็อตความเร็วและทิศทางกระแสน้ำบนกราฟอันเดียวกัน เราเรียกว่า stick diagram วิธีนี้จะเห็นการเปลี่ยนแปลงของความเร็วได้ชัดเจนยิ่งขึ้น



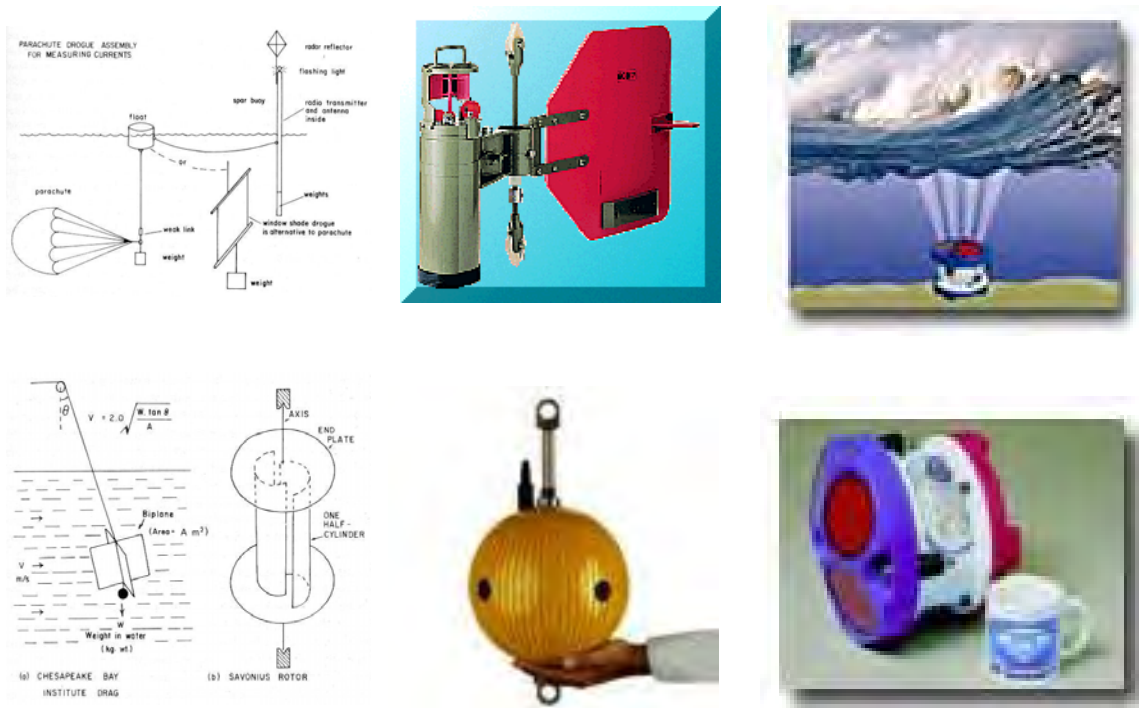
รูปที่ 3.21 การพล็อตความเร็วและทิศทางของกระแสน้ำต่อเวลา โดย (a) พล็อตความเร็วและทิศทางอยู่คนละกราฟ (b) พล็อตความเร็วและทิศทางบนกราฟเดียวกัน

2. ตรวจวัดแบบอุปกรณ์ลอยไปกับน้ำ เป็นการตรวจวัดแบบ Lagrangian วัสดุที่ใช้อาจเป็นของหาได้ง่ายๆ เช่นแผ่นกระดาษลอยน้ำ ฟันลอย ซึ่งต้องมีเรือวิ่งตามแล้ววัดตำแหน่งของวัตถุลอยน้ำเป็นระยะ หรือจะใช้เครื่องมือโดยเฉพาะเรียกว่า drouge ซึ่งบางรุ่นสามารถส่งสัญญาณบอกตำแหน่งของมันไปยังดาวเทียมได้ และบางรุ่นก็สามารถปรับความหนาแน่นเพื่อให้จมตัวลงสู่ระดับความลึกน้ำที่ต้องการเป็นระยะเวลาที่กำหนดแล้วจะลอยตัวขึ้นส่งสัญญาณบอกตำแหน่งของตัวมันก่อนจมตัวลงไปใหม่ อุปกรณ์แบบนี้เหมาะสำหรับการศึกษากระแสน้ำในทะเลหรือมหาสมุทรและต้องทำเป็นเรือข่ายขนาดใหญ่

การวิเคราะห์ข้อมูลกระแสน้ำขึ้นอยู่กับความต่อเนื่องของข้อมูลและข้อมูลประกอบอื่นๆเพิ่มเติม โดยทั่วไปเราจะหาค่าเฉลี่ยของข้อมูลซึ่งจะได้ทิศทางและความเร็วของกระแสน้ำสุทธิ การหาค่าเบี่ยงเบนของข้อมูลกระแสน้ำจะทำให้เราได้ค่าแอมพลิจูดของน้ำขึ้นน้ำลง และถ้ามีข้อมูลพื้นที่หน้าตัดของร่องน้ำเราก็สามารถคำนวณหาปริมาณน้ำที่ไหลเข้าออกร่องน้ำได้ หากข้อมูลกระแสน้ำรายชั่วโมงมีความต่อเนื่องถึง 14 หรือ 29 วันเราก็สามารถวิเคราะห์ข้อมูลกระแสน้ำแบบฮาร์มอนิก ซึ่งจะต้องประกอบน้ำขึ้นน้ำลงที่ก่อให้เกิดกระแสน้ำ และการเปลี่ยนแปลงของทิศทางและความเร็วของกระแสน้ำในรอบวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลง (tidal cycle)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

สำหรับข้อมูลกระแสน้ำแบบ Lagrangian ทำให้เราทราบทิศทางและความเร็วและทิศทางของกระแสน้ำต่อเวลาได้ เหมาะสำหรับการติดตามการเคลื่อนที่ของมวลน้ำที่เราสนใจ ข้อมูลกระแสน้ำแบบ Eulerian ก็สามารถศึกษาทิศทางและการเคลื่อนที่ของมวลน้ำได้โดยการพล็อตความเร็วและทิศทางของกระแสน้ำแบบต่อเนื่องที่เรียกว่า Progressive Vector Plot (PVD)



รูปที่ 3.22 ตัวอย่างเครื่องวัดกระแสน้ำแบบต่างๆ

คำถามท้ายบท

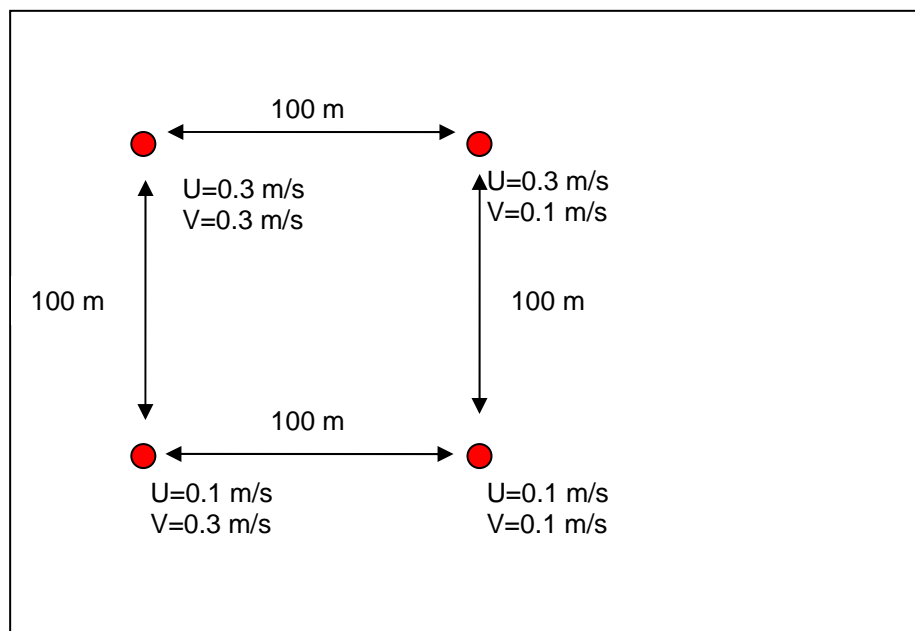
1. กระแสน้ำในมหาสมุทร มีกี่ประเภท อธิบายพร้อมให้เหตุผลประกอบ
 - กระแสน้ำศูนย์สูตร กระแสน้ำแนวฝั่ง และ Gyres อธิบายพร้อมวาดภาพประกอบ
 - Geostrophic current, western intensification และ Equatorial countercurrents อธิบายพร้อมให้เหตุผลประกอบ
 - การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรต่างๆของโลก อธิบายพร้อมวาดภาพประกอบ
 - กระแสน้ำลึก(Dep current) อธิบายพร้อมวาดภาพประกอบ
2. Coriolis force คือ อะไร
3. Coriolis parameter, f , ที่เส้นศูนย์สูตรมีค่าเท่ากับ
4. เครื่องบินกำลังบินมุ่งหน้าไปทางทิศเหนือด้วยความเร็ว 500 เมตรต่อวินาที เหนือเมืองชาร์ลสตัน (ละติจูด 30 องศาเหนือ ลองจิจูด 100 องศาตะวันตก) สมมติว่าเครื่องบินมีมวล 100,000 กิโลกรัม ให้หาขนาดของแรงโคริโอลิสที่กระทำกับเครื่องบินและทิศทางของแรงโคริโอลิส ให้ใส่หน่วยของแรงโคริโอลิสให้ถูกต้องด้วย (Coriolis force = $m \cdot f \cdot v$)
5. Rossby number คืออะไร ใช้สำหรับบอกอะไร
6. ให้คำนวณ Rossby number และแปลผลที่ได้จากการคำนวณ กำหนดค่าที่ใช้ดังต่อไปนี้ (อาจให้ข้อมูลมาเกินกว่าที่ต้องใช้) $U=1 \text{ m/s}$, $L=10^8 \text{ m}$, $f_0=1.5 \times 10^{-4} \text{ radian/s}$, $g=10 \text{ m/s}^2$, $\mathbf{V}=10^2 \text{ m}^2/\text{s}$, $H=10^4 \text{ m}$
7. กระแสน้ำ inertial current มีความเร็ว 0.5 เมตรต่อวินาที ที่ละติจูด 30 องศาเหนือ จะมีรัศมีเท่าไร และคาบเวลาเท่าไร และกระแสน้ำหมุนตามเข็มนาฬิกาหรือทวนเข็มนาฬิกา
8. จงอธิบายพอสังเขปว่าทำไมกระแสน้ำทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรจึงไหลแรงกว่ากระแสน้ำฝั่งตะวันออกของมหาสมุทร
9. Geostrophic current คืออะไร
10. อธิบายลักษณะสำคัญของ Barotropic flow กับ Baroclinic flow
11. Ekman current เป็นกระแสน้ำในมหาสมุทรที่เกิดเนื่องจากลม มีคุณสมบัติเด่นๆ เป็นเช่นไรบ้าง

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

12 Ekman pumping คืออะไร สัมพันธ์กับกระบวนการน้ำผุด (upwelling) และน้ำจม (downwelling) อย่างไร

13. ผลการตรวจวัดความเร็วกระแสน้ำ 4 จุดในเวลาเดียวกันเป็นดังรูป ให้คำนวณอัตราการหมุนวน

(vorticity) ของน้ำและบอกทิศทางการหมุนวนตามสูตร $\xi = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$



เอกสารอ้างอิง

HARVEY, J.G. 1976. Atmosphere and Ocean: Our Fluid Environments, The Artemis Press. An

overview of the physical properties and circulation of the atmosphere and the ocean; has a small amount of mathematics.

KNAUSS, J.A.1978 Introduction to Physical Oceanography, Prentice Hall. This book begins

with a theoretical background about the balances of forces involved in ocean circulation, and then provides an overview of ocean currents, tides and surface waves.

Knauss, J.A.1997.Introduction to physical oceanography Second Edition, Prentice Hall. 309 p.

PONE, S. AND PICKARD, G.L. 1978. Introductory Dynamic Oceanography, Pergamon Press. A

discussion of mathematical relationships used in physical oceanography, with explanations of their physical bases and description of how they may be manipulated.

เว็บไซต์

www.chanthaburi.buu.ac.th/~tachanat/course/830321/unit1.pdf

http://portal.edu.chula.ac.th/lesa_cd/assets/document/LESA212/7/circulation_sea/circulation_sea/circulation_sea.html

แผนบริหารการสอนประจำบทที่ 4

1. วัตถุประสงค์ เชิงพฤติกรรม

- 1) ผู้เรียนสามารถอธิบายนิยามเกี่ยวกับองค์ประกอบของคลื่น
- 2) ผู้เรียนสามารถอธิบายการเคลื่อนตัวของอนุภาคน้ำ และผลกระทบจากน้ำตื้น
- 3) ผู้เรียนสามารถอธิบายการส่งผ่านพลังงานคลื่น
- 4) ผู้เรียนสามารถอธิบายคลื่นแตกตัว (Breaker)
- 5) ผู้เรียนสามารถอธิบายการหักเหของคลื่น (Wave refraction)
- 6) ผู้เรียนสามารถอธิบาย Trapped Wave
- 7) ผู้เรียนสามารถอธิบายคลื่นที่มีความยาวคลื่นยาว
- 8) ผู้เรียนสามารถอธิบาย Internal Wave
- 9) ผู้เรียนสามารถอธิบายการตรวจคลื่นและวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้น

2. วิธีการสอนและกิจกรรมการเรียนการสอนประจำบท

- 1) บรรยาย
- 2) ให้นักศึกษามีส่วนร่วมโดยแสดงความคิดเห็น

3. สื่อการเรียนการสอน

- 1) Power Point
- 2) Internet สำหรับค้นคว้าเอกสารเพิ่มเติมในชั่วโมง

4. การวัดผลและการประเมินผล

- 1) ตั้งคำถามขณะบรรยาย
 - 2) สอบข้อเขียน
-

4 คลื่น (Wave)

สาระของบทนี้กล่าวถึงการเกิดของคลื่น คุณสมบัติและชนิดของคลื่น ตลอดจนอิทธิพลของคลื่นต่อชายฝั่ง เนื่องจากคลื่นมีหลายประเภท อีกทั้งสมการที่อธิบายการเคลื่อนตัวของคลื่นมีความซับซ้อน ในบทนี้จึงยกสมการคลื่นบางสมการโดยไม่ได้บอกที่มาหรือพิสูจน์ คลื่นบางชนิดอาจจะทำให้ความเข้าใจได้ยาก เช่นคลื่นคาบยาว ผู้อ่านสามารถข้ามหัวข้อนั้นไปได้

คลื่น คือการเคลื่อนที่ของพลังงานผ่านตัวกลางโดยที่ตัวกลางมีการขจัด (การเคลื่อนที่สุทธิ) เป็นศูนย์ คลื่นเกิดขึ้นบริเวณรอยบรรจบ(ผิว)ของตัวกลาง 2 ชนิด เช่น ผิวทะเลกับบรรยากาศ บางครั้งเกิดคลื่นในตัวกลางชนิดเดียวแต่ต่างความหนาแน่นกัน คลื่นบนผิวทะเลเป็นแบบ gravity wave กล่าวคือใช้แรงดึงดูดของโลกเป็นตัวการทำให้คลื่นสงบ คลื่นบนผิวทะเลอีกชนิดเป็นคลื่นพริ้วเล็กๆ เรียกว่า capillary wave คลื่นนี้จะใช้แรงตึงผิวของน้ำทำให้ผิวน้ำสงบเมื่อปราศจากลมพัด คลื่นผิวน้ำจัดเป็นคลื่นตามขวางโดยคลื่นและพลังงานคลื่นเคลื่อนที่ในแนวราบในขณะที่ผิวน้ำขยับขึ้นลงในแนวตั้ง คลื่นในทะเลส่วนใหญ่เป็น progressive wave กล่าวคือมีสันคลื่นและท้องคลื่นเคลื่อนที่ผ่านจุดอ้างอิงใดๆ จุดหนึ่งในทะเลสลับกันไปอย่างต่อเนื่อง เมื่อใดที่คลื่นวิ่งกระทบขอบฝั่งจะเกิดการสะท้อนกลับ คลื่นที่วิ่งเข้ามาจะผสมกับคลื่นที่สะท้อนออกไปเกิดเป็น standing wave กล่าวคือมีบางจุดของผิวน้ำที่ระดับน้ำกระเพื่อมขึ้นสูงแล้วต่ำสลับกันไป (บัพหรือ antinode) และบางจุดที่ระดับทรงอยู่กับที่ตลอดเวลา (บัพหรือ node)

ชนิดของคลื่นและสาเหตุในการเกิดคลื่นมีดังนี้ (รูปที่ 4.1)

1) ripple, wind wave, และ swell เกิดจากลมตรงรอยต่อระหว่างบรรยากาศกับผิวน้ำ เป็นคลื่นคาบสั้นคือมีคาบเป็นวินาที ripple จะเป็นคลื่นพริ้วขนาดเล็กๆ บนผิวน้ำเกิดจากลมในพื้นที่ wind wave คือคลื่นจากลมโดยทั่วไปมีคาบและความสูงคลื่นมากกว่า ripple ส่วน swell คือคลื่นเนื่องจากลมที่เคลื่อนตัวมาจากทะเลไกล จะมีคาบและความสูงคงที่ ในช่วงที่ชายฝั่งสงบลมเราจะเห็นคลื่น swell ที่เข้ากระทบชายฝั่งได้อย่างชัดเจนขึ้น

2) คลื่นใต้น้ำ (internal wave) คือคลื่นระหว่างชั้นน้ำ เกิดจากน้ำมีความหนาแน่นไม่เท่ากัน เช่นชั้นน้ำจืดลอยอยู่เหนือชั้นน้ำทะเลทำให้ความเร็วกระแสไม่เท่ากัน หรือมีสิ่งรบกวนระหว่างชั้นรอยต่อของน้ำ เช่น เรือแล่น เป็นต้น

3) ชุนามิ (tsunami) เกิดจากแผ่นดินไหวหรือแผ่นดินถล่มใต้น้ำ ทำให้น้ำเกิดการกระเพื่อมอย่างรุนแรง คลื่นชุนามิเป็นคลื่นคาบยาวที่เคลื่อนที่จากฟากมหาสมุทรหนึ่งไปยังฟากตรงข้ามได้อย่างรวดเร็ว โขศคติที่ประเทศไทยไม่อยู่ในแนวทางการเคลื่อนตัวของคลื่นชุนามิ

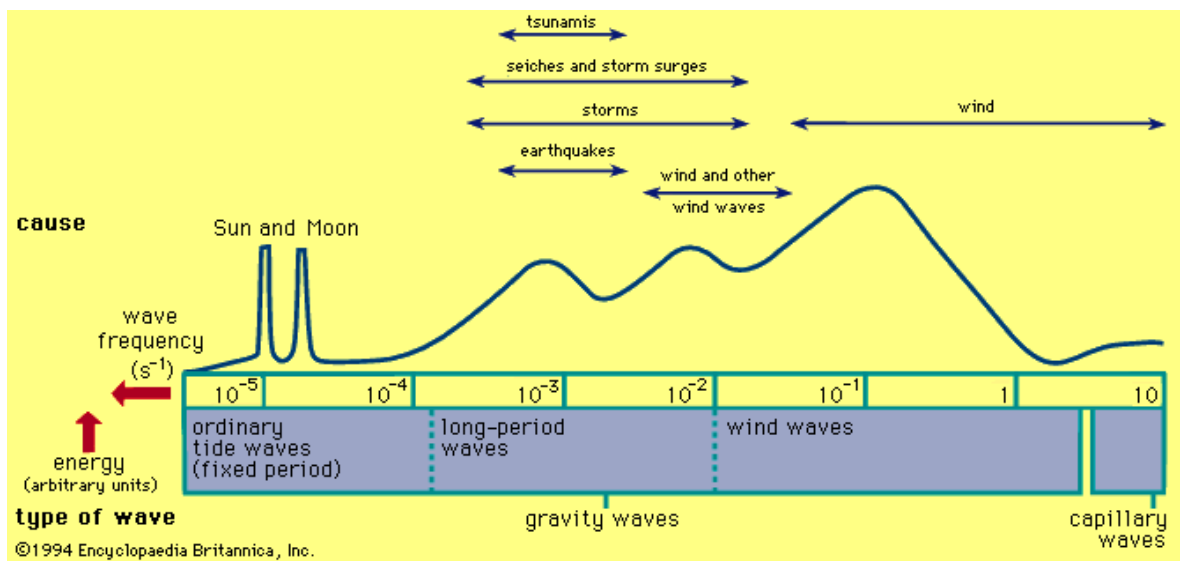
เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

4) gyroscopic-gravity wave (ผิวน้ำหรือระหว่างชั้นน้ำ) คลื่นมีคาบยาวเป็นชั่วโมงและได้รับอิทธิพลจากแรงโคริโอลิส เกิดจากหลายสาเหตุ เช่น แรงเฉือนจากลม การเปลี่ยนความกดอากาศ เป็นต้น

5) Rossby หรือ Planetary wave เป็นคลื่นคาบยาวเป็นวันและคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่ สืบเนื่องจากความเร็วและทิศทางการเคลื่อนที่เปลี่ยนแปลง เกิดจากแรงเฉือนจากลมเปลี่ยนแปลง หรือความไม่เสถียรของคอลัมน์น้ำแบบ baroclinic (ความหนาแน่นน้ำเปลี่ยนตามความลึก) หรือ barotropic (ความหนาแน่นน้ำคงที่) เป็นต้น

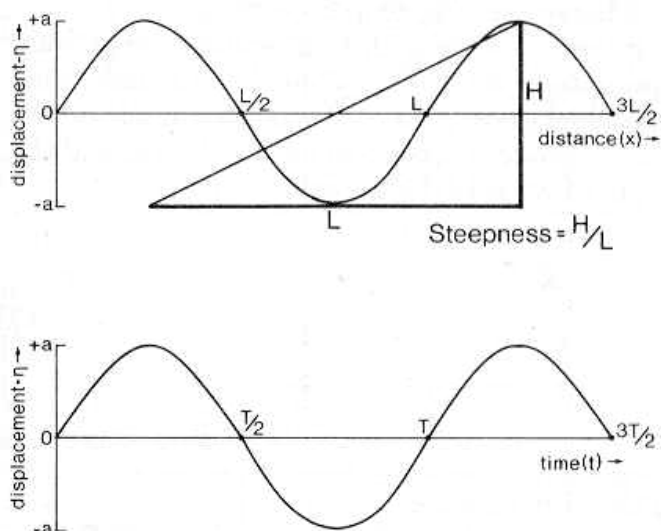
6) tide (น้ำขึ้นน้ำลง) เป็นคลื่นผิวน้ำชนิดหนึ่งที่เกิดจากแรงดึงดูดของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์

ในบทนี้เราจะศึกษาคลื่นชนิดที่ (1)-(3) เป็นหลัก กล่าวถึงคลื่นชนิดที่ (4) และ (5) เล็กน้อย และน้ำขึ้นน้ำลงอยู่ในบทต่อไป แต่ก่อนอื่นต้องทำความเข้าใจกับองค์ประกอบของคลื่นผิวน้ำก่อน



รูปที่ 4.1 ประเภทของคลื่นแยกตามความถี่ของคลื่น
(ที่มา <http://img26.imageshack.us/img26/5964/fig7pj.gif>)

4.1 นิยามเกี่ยวกับองค์ประกอบของคลื่น



รูปที่ 4.2 กราฟการกระเพื่อมของระดับน้ำเทียบกับ (a) ระยะทาง และ (b) เวลา สำหรับคลื่นแบบชายน์เวฟ (ที่มา J. G. Harvey, 1975.)

องค์ประกอบของคลื่นที่สำคัญคือ

- ความยาวคลื่น (wave length, L) คือระยะทางระหว่างยอดคลื่น 2 ยอดที่ติดกัน
- แอมพลิจูด (amplitude, a) คือความสูงระหว่างระดับน้ำนิ่งถึงยอดคลื่น (crest) หรือท้องคลื่น (through) เป็นการขจัดสูงสุด
- ความสูงคลื่น (height, H) ผลต่างระหว่างยอดคลื่นกับท้องคลื่น
- คาบคลื่น (period, T) คือเวลาที่ยอดคลื่น 2 ลูกจะเคลื่อนที่ผ่านจุดใดจุดหนึ่งที่อยู่นิ่งที่
- ความถี่คลื่น (frequency, f) คือจำนวนลูกคลื่นที่ผ่านจุดสังเกตภายในหนึ่งหน่วยเวลา มีค่าเป็นส่วนผกผันกับคาบเวลา ($1/T$)

- ความเร็วของคลื่น (C) คำนวณได้จาก

$$C = L/T \quad (4.1)$$

- ความชันของคลื่น (steepness) ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับความสูงคลื่นหารด้วยความยาวคลื่น (H/L)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เพื่อความสะดวกในการกล่าวถึงเราจะแบ่งคลื่นตามคาบเวลาของคลื่นดังนี้

คาบเวลา	ความยาวคลื่น	ชนิดของคลื่น
0 - 0.2 วินาที	เซนติเมตร	Ripple (คลื่นพริ้ว)
0.2 - 9 วินาที	ถึง 130 เมตร	Wind wave (คลื่นลม)
9 - 15 วินาที	หลายร้อยเมตร	Swell (คลื่นลม)
15 - 30 วินาที	หลายหลายร้อยเมตร	Long swell หรือ Forerunner
0.5 นาที - ชั่วโมง	พันกิโลเมตร	Long period wave รวมทั้ง Tsunami (ซุนามิ)
12.4 , 24.84 ชั่วโมง	หลายพันกิโลเมตร	Tide (น้ำขึ้นน้ำลง)

การเคลื่อนที่ผ่านของคลื่นทำให้ระดับน้ำกระเพื่อมขึ้นลง (η) ซึ่งเป็นฟังก์ชันกับระยะทาง (x) ณ เวลาใดเวลาหนึ่ง หรือเป็นฟังก์ชันกับเวลา (t) ณ ตำแหน่งที่คงที่แห่งหนึ่ง ถ้าสมมุติให้คลื่นมีการกระเพื่อมแบบซายน์ฟังก์ชัน สมการการกระเพื่อมของคลื่นจะเป็นแบบฮาร์มอนิก คือ

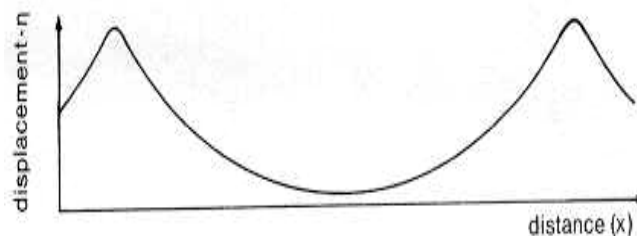
$$\eta = a \sin \frac{2\pi x}{L} \quad \text{สำหรับ รูปที่ 4.2-a}$$

$$\eta = a \sin \frac{2\pi t}{T} \quad \text{สำหรับ รูปที่ 4.2-b}$$

หรือสมการโดยทั่วไปสามารถเขียนได้ดังนี้

$$\eta = a \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (4.2)$$

ค่า $(2\pi x/L - 2\pi t/T)$ เรียกว่าเฟสของคลื่น นอกจากคลื่นแบบฟังก์ชันซายน์แล้ว ยังมีคลื่นในรูปแบบอื่นอีก เช่น trochoid ตามรูปที่ 4.3 ซึ่งจำลองสภาพของคลื่นผิวน้ำได้เหมือนจริงกว่าแต่ว่ามีสมการทางคณิตศาสตร์ค่อนข้างซับซ้อน



รูปที่ 4.3 คลื่นแบบ trochoid เส้นกราฟเป็นส่วนของเส้นรอบวงของวงกลม
(ที่มา J.G. Harvey, 1975)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ถ้าเราตั้งสมมุติฐานให้ง่ายต่อการคำนวณ ความเร็วของคลื่นที่มีแอมพลิจูดเล็กก็จะสัมพันธ์กับความยาวคลื่นและความลึกของน้ำ (d) ตามสมการ

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad (4.3)$$

เมื่อ $\tanh(x) = ((e^x - e^{-x})/(e^x + e^{-x}))$ ถ้า x มีค่าน้อย $\tanh(x)$ จะมีค่าใกล้เคียงกับ x และถ้า x มีค่ามากกว่า π $\tanh(x)$ มีค่าใกล้ 1 เราสามารถประมาณความเร็วของคลื่นใน 2 ลักษณะคือคลื่นน้ำลึกหรือคลื่นสั้น และคลื่นน้ำตื้นหรือคลื่นยาวตามตาราง จะเห็นว่าความเร็วของคลื่นจะขึ้นอยู่กับตัวพารามิเตอร์เพียงตัวเดียว คือ L ในกรณีที่เป็นคลื่นน้ำลึก(คลื่นสั้น) หรือ d ในกรณีที่เป็นคลื่นน้ำตื้น(คลื่นยาว) ความเร็วของคลื่นที่จัดอยู่ระหว่างคลื่นน้ำลึกและคลื่นน้ำตื้นจะต้องคำนวณโดยใช้สมการ (4.3) เต็มรูปแบบ

	คลื่นน้ำลึกหรือคลื่นสั้น	คลื่นน้ำตื้นหรือคลื่นยาว
อัตราส่วน d/L	$> 1/2$	$< 1/20$
(a) ถ้า $L = 300$ ม. ค่า d ต้อง	> 150 ม.	< 15 ม.
(b) ถ้า $d = 4$ กม. ค่า L ต้อง	< 8 กม.	> 80 กม.
ความเร็วคลื่น (C) จากสมการ	$\sqrt{gl/2\pi}$	\sqrt{gd}

สำหรับคลื่นน้ำลึก เมื่อแทนที่ c ด้วย L/T จะได้ความสัมพันธ์ระหว่าง L และ T ดังนี้

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \quad (4.4)$$

ถ้า T มีหน่วยเป็นวินาทีแล้ว

$$L = 1.56T^2 \quad (\text{เมตร})$$

และ

$$c = 1.56T \quad (\text{เมตรต่อวินาที) หรือ}$$

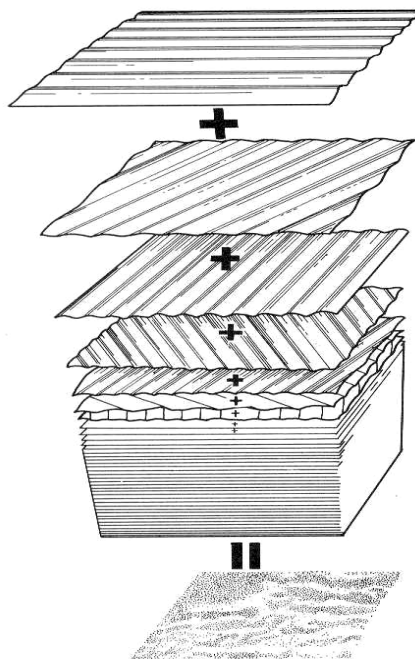
$$= 3.03T \quad (\text{น็อต})$$

(1 น็อตเท่ากับ 1 ไมล์ทะเลต่อชั่วโมง, 1 ไมล์ทะเลเท่ากับ 1.85 กม. หรือประมาณ 1 ลิปตา ในแผนที่เดินเรือ)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

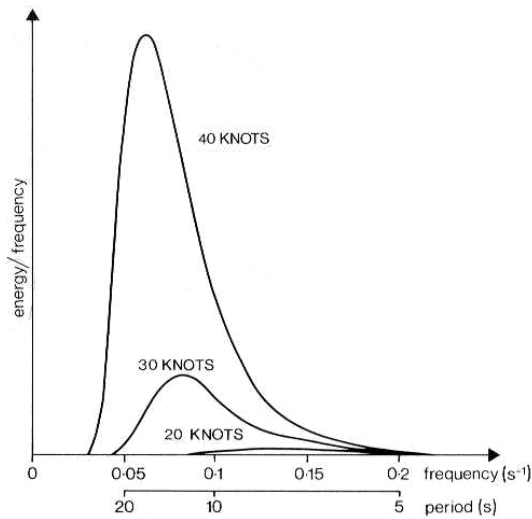
คลื่นเมื่อก่อตัวขึ้นครั้งแรกจะเป็นคลื่นน้ำลึก กระบวนการในการเกิดคลื่นนั้นมียุ่หลายทฤษฎี และยังไม่รู้กันอย่างชัดเจน แต่เกี่ยวข้องกับกระบวนการแกว่งตัวอย่างปั่นป่วนของลมเมื่อปะทะกับคลื่นผิวน้ำ และส่งผ่านพลังงานจากบรรยากาศสู่มหาสมุทร จากการศึกษาโดยการสังเกตพบว่า 1) ถ้าลมที่มีความเร็วสม่ำเสมอ 2) พัดผ่านผิวน้ำอย่างต่อเนื่องเป็นระยะเวลาหนึ่ง 3) ตามระยะทางของผิวน้ำ (fetch) ที่พอเพียงจะทำให้เกิดรูปแบบของคลื่นลักษณะหนึ่งซึ่งสัมพันธ์กับความเร็วม

คลื่นในทะเลมีความซับซ้อนเนื่องจากเกิดจากการผสมผสานของคลื่นจากลมที่พัดด้วยความเร็วและทิศทางต่างๆ กัน (รูปที่ 4.4) จึงไม่สามารถวิเคราะห์คลื่นด้วยตาเปล่าได้ ต้องใช้วิธีการทางคณิตศาสตร์เรียกว่า harmonic หรือ spectral analysis ซึ่งคิดค้นโดย J. B. Fourier (1768-1830) Fourier analysis แยกข้อมูลที่ต่อเนื่องออกเป็นผลรวมขององค์ประกอบของ sine wave ย่อยๆ ที่มีความถี่และแอมพลิจูดต่างๆ กัน



รูปที่ 4.4 คลื่นที่เห็นบนผิวน้ำเกิดจากการซ้อนทับกันขององค์ประกอบคลื่นหลายขนาด เคลื่อนที่ในทิศทางต่างๆ กัน (ที่มา J.G. Harvey, 1975)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์



รูปที่ 4.5 สเปกตรัมคลื่นสำหรับคลื่นที่พัฒนาจนเต็มด้วยความเร็ว 20, 30, และ 40 น็อต
แกนตั้งคือ พลังงาน (ที่มา J.G. Harvey, 1975)

Wave spectra (รูปที่ 4.5) เกี่ยวข้องกับพลังงานคลื่นที่ความถี่คลื่นต่างๆ กัน โดยพลังงานในแต่ละความถี่จะเป็นสัดส่วนกำลังสองของแอมพลิจูดของคลื่นในความถี่นั้นๆ ดังได้กล่าวแล้วว่าพลังงานคลื่นขึ้นกับความแรงของลม ระยะเวลาที่ลมพัด และระยะทางบนผิวน้ำที่ลมพัด ถ้าทะเลไม่มีข้อจำกัด จะทำให้คลื่นพัฒนาได้เต็มที่ เรียกสภาวะคลื่นผิวน้ำว่า fully arisen sea (FAS) คาบเวลาและความสูงคลื่นสัมพันธ์กับข้อจำกัด 3 ข้อนี้ดังตาราง wave spectra ของ FAS เป็นดังรูป 4.5 ความเร็วลม 40 น็อต จะให้คลื่นพลังงานสูงสุดที่ความถี่ 0.06 ต่อวินาที (s^{-1}) หรือคาบเวลา 16 วินาที

ความเร็วลม (ม./ว.)	ระยะทางผิวน้ำ (กม.)	เวลาที่ลมพัด (ชม.)	คาบคลื่นที่มีพลังงานสูงสุด (ว.)	คาบคลื่นเฉลี่ย (ว.)	พลังงานคลื่นรวม (จูล/ม. ²)	ความสูงคลื่นที่สำคัญ (ม.)	ความสูงคลื่นเฉลี่ย(ม.)
5	10	2	4.0	2.8	55	0.43	0.27
10	100	10	8.1	5.7	17.6×10^2	2.44	1.52
15	250	22	12.1	8.5	13.4×10^3	6.58	4.11
20	750	45	16.1	11.4	56.3×10^3	13.80	8.50
25	1400	70	20.2	14.2	17.2×10^4	23.80	14.90

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

การบอกความสูงของคลื่นเราจะใช้ค่า significant wave height โดยเมื่อเอาข้อมูลความสูงคลื่นมาเรียงลำดับจากน้อยไปหามาก นำความสูงคลื่นด้านยอดสูงจำนวน 1/3 ของยอดคลื่นทั้งหมดมาหาค่าเฉลี่ย จะได้ความสูงคลื่นที่เรียกว่า significant wave height นักสมุทรศาสตร์จะใช้ significant wave height เมื่อพูดถึงความสูงของคลื่น

พลังงานของคลื่นสัมพันธ์กับความสูงคลื่น เมื่อความเร็วลมเพิ่มความสูงคลื่น(และพลังงาน)ก็จะเพิ่มขึ้น และคาบเวลาที่มีพลังงานสูงสุดก็จะเพิ่มขึ้นด้วย (รูปที่ 4.5) ด้วย ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วลมกับสภาพท้องทะเลแสดงไว้ในตาราง Beaufort Scale เมื่อทราบ Beaufort Scale เราก็จะสามารถประมาณความเร็วลมและประมาณสภาพคลื่นที่พัฒนาได้เต็มที่แล้วที่พื้นที่บริเวณนั้น (ระยะเวลาที่ลมพัดและระยะทางของผิวน้ำเพียงพอ) เช่น Beaufort scale ระดับ 5 ต้องมีลมพัด 10 ชั่วโมง ระยะทาง 100 กม. Beaufort scale ระดับ 8 ต้องมีลมพัด 40 ชั่วโมง ระยะทาง 1,000 กม.

นอกจาก Beaufort scale แล้วยังมีการจัดสถานะของทะเล (State of the Sea) ของ World Meteorological Organization – No. 306 (1971) ซึ่งกรมอุตุนิยมวิทยาใช้พยากรณ์คลื่นในทะเลดังนี้

เลขรหัส	ลักษณะของทะเล	อักษรย่อ	ความสูงของคลื่นเป็นเมตร	
0	ทะเลสงบ (เรียบเหมือนกระจก-glassy)	Calm	-	0
1	ทะเลสงบ (พริ้วน้อยๆ – ripples)	Calm	ง,พ	0 – 0.1
2	ทะเลเรียบ (เป็นลอนน้อยๆ – wavelets)	Smooth	ร	0.1 – 0.5
3	ทะเลมีคลื่นเล็กน้อย	Moderate	คป	1.25 – 2.5
4	ทะเลมีคลื่นปานกลาง	Rough	คจ	2.5 – 4
5	ทะเลมีคลื่นจัด	Very Rough	จม	4 – 6
6	ทะเลมีคลื่นจัดมาก	High	คญ	6 – 9
7	ทะเลมีคลื่นใหญ่	Very High	คญม	9 – 14
8	ทะเลมีคลื่นใหญ่มาก	Phenomenal	-	> 14
9	ทะเลมีคลื่นใหญ่และจัดมาก (ทะเลบ้า)			

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เมื่อคลื่นเกิดขึ้นมาแล้วจะเคลื่อนที่ออกจากจุดกำเนิด ความเร็วของคลื่นจะสัมพันธ์กับคาบคลื่น คลื่นยาวจะเคลื่อนที่ออกไปก่อนตามด้วยคลื่นสั้น ความเร็วกลุ่มของคลื่นในน้ำลึกจะเป็นครึ่งหนึ่งของความเร็วคลื่นแต่ละลูก ถ้าสังเกตคาบเวลาของคลื่นที่ผ่าน ณ ตำแหน่งคงที่ใดๆ อย่างต่อเนื่องก็จะสามารถคำนวณความเร็วกลุ่มและแหล่งกำเนิดของคลื่นได้ว่ามาจากที่ไหน คลื่นเมื่อเคลื่อนออกไปพลังงานต่อหน่วยระยะทางจะลดลงเพราะรัศมีการแผ่กระจายใหญ่ออกไปเรื่อยๆ ความสูงคลื่นจะลดลง คลื่นสั้นจะหายไปเนื่องจากแรงหนืดของน้ำ คลื่นที่ไม่เป็นระเบียบ ณ จุดกำเนิดก็จะเริ่มถูกจัดเรียงเป็นระเบียบ(ตามความเร็วคลื่น) เมื่อเคลื่อนที่ห่างออกไปจากจุดกำเนิดมากๆ จะเหลือแต่คลื่นยาวที่เรียกว่า swell ซึ่งมีคาบเวลาและความสูงคลื่นคงที่ swell สามารถเคลื่อนที่ข้ามมหาสมุทรได้

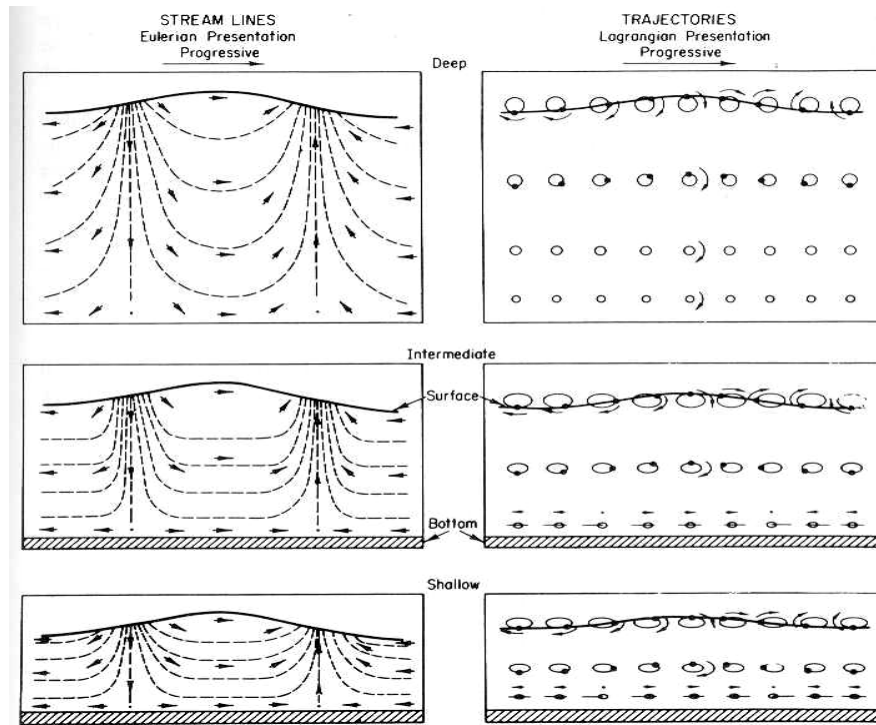
4.2 การเคลื่อนตัวของอนุภาคน้ำ และผลกระทบจากน้ำตื้น

อธิบายการเคลื่อนที่ของอนุภาคน้ำได้ 2 แบบ (รูปที่ 4.6)

1) แบบ Lagrangian ติดตามดูการเคลื่อนตัวของอนุภาคน้ำ โดยน้ำเคลื่อนที่เป็นวงกลมตามการเคลื่อนที่ของคลื่นจนครบรอบ วงจรการเคลื่อนตัวของอนุภาคใหญ่ที่สุด(เท่าความสูงคลื่น)ที่ผิวน้ำแล้วลดลงแบบเอกโปเนนเชียลตามความลึก ที่ระดับความลึก $L/9$ รัศมีของวงกลมจะเหลือเพียงครึ่งหนึ่งของที่ผิวน้ำ และที่ความลึก $L/2$ (ความลึกน้อยที่สุดที่จะจัดว่าคลื่นนั้นเป็นคลื่นน้ำลึก) อนุภาคน้ำไม่ได้เคลื่อนที่เป็นวงกลมอย่างสมบูรณ์เนื่องจากน้ำขยับไปข้างหน้าขณะอยู่ที่ยอดคลื่นมากกว่าถอยหลังกลับขณะอยู่ที่ท้องคลื่นเล็กน้อย ดังนั้นมวลน้ำจึงมีการขจัดไปตามทิศทางการเคลื่อนตัวของคลื่น

เมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าสู่พื้นที่ที่มีความลึกต่ำกว่า $L/2$ อนุภาคน้ำใกล้ท้องน้ำจะเคลื่อนตัวเป็นวงรีแทนที่จะเป็นวงกลม ความเร็วของคลื่นลดลงตามสมการ 4.3 ใกล้ท้องน้ำอนุภาคน้ำจะไหลไปและกลับไม่เป็นวงรี และเมื่อความลึกน้ำต่ำกว่า $L/20$ คลื่นจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็ว \sqrt{gd} อย่างไรก็ตามคาบของคลื่น (ความถี่)ของคลื่นก็ยังคงคงที่ ดังนั้นความยาวคลื่นต้องลดลงตามสมการ 4.1 คลื่นเกิดการเลี้ยวเบนซึ่งเป็นผลให้สันคลื่นพยายามวางตัวขนานกับเส้นชั้นความลึกน้ำ

2) แบบ Eulerian ติดตามดูการเคลื่อนตัวของมวลน้ำจากกระแสและเส้นกระแส (streamline) โดยมวลน้ำเคลื่อนตัวไปสะสมอยู่ที่จุดบัพ (node) หน้ายอดคลื่นเพื่อที่จะเป็นยอดคลื่นลำดับต่อไป ที่ท้ายยอดคลื่นน้ำมวลน้ำไหลลง และตรงยอดคลื่นปัจจุบันมวลน้ำเคลื่อนที่ในแนวราบ



รูปที่ 4.6 การเคลื่อนที่ของอนุภาคน้ำเมื่อมองแบบ streamline และ Lagrangian (ที่มา T. Beer, 1983)

4.3 การส่งผ่านพลังงานคลื่น

พลังงานที่ผิวน้ำประกอบด้วย 2 ส่วน

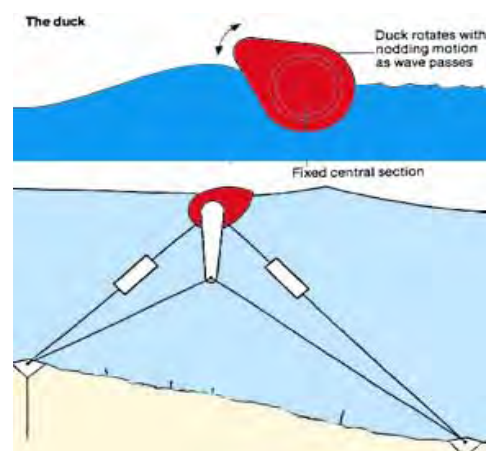
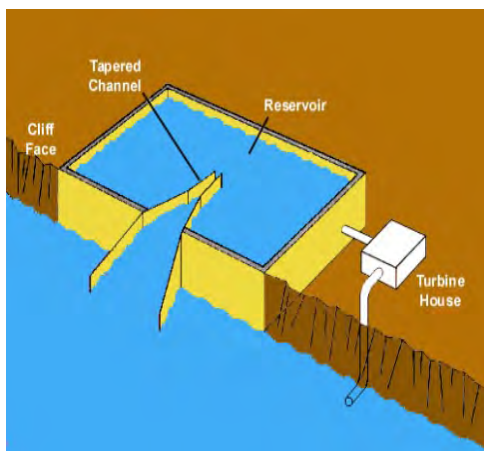
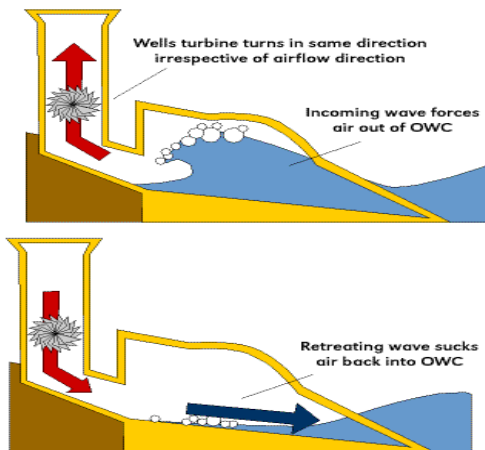
- 1) พลังงานศักย์จากการที่ผิวน้ำสูงกว่าแนวระดับน้ำนิ่ง น้ำจะถูกดึงลงด้วยแรงโน้มถ่วง
- 2) พลังงานจลน์จากการที่อนุภาคน้ำเคลื่อนที่เป็นวงกลมหรือวงรี

เราสามารถแสดงให้เห็นว่าพลังงานคลื่นต่อหน่วยพื้นที่ผิวน้ำเท่ากับ $E = (\rho g/a^2)/2 = (\rho g H^2)/8$ (a คือแอมพลิจูดคลื่น, H คือความสูงคลื่น) หน่วยจูลต่อตารางเมตร และโมเมนตัมต่อหน่วยพื้นที่เท่ากับ E/C พลังงานคลื่นและโมเมนตัมเคลื่อนที่ด้วยความเร็วเท่ากับความเร็วกลุ่มของคลื่น เมื่อคลื่นวิ่งเข้ามาเขตน้ำตื้นความเร็วกลุ่มจะลดลงและความสูงคลื่นจะต้องเพิ่มขึ้นเพื่อให้พลังงานยังคงอยู่ที่ และเมื่อความยาวคลื่นลดลงคลื่นยิ่งต้องเพิ่มความสูงไปอีกและความเร็วของอนุภาคต้องเพิ่มขึ้นจนเกินความเร็วกลุ่มของคลื่นเมื่อนั้นคลื่นจะไม่เสถียร จึงเกิดการแตกตัวของคลื่น การแตกตัว

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

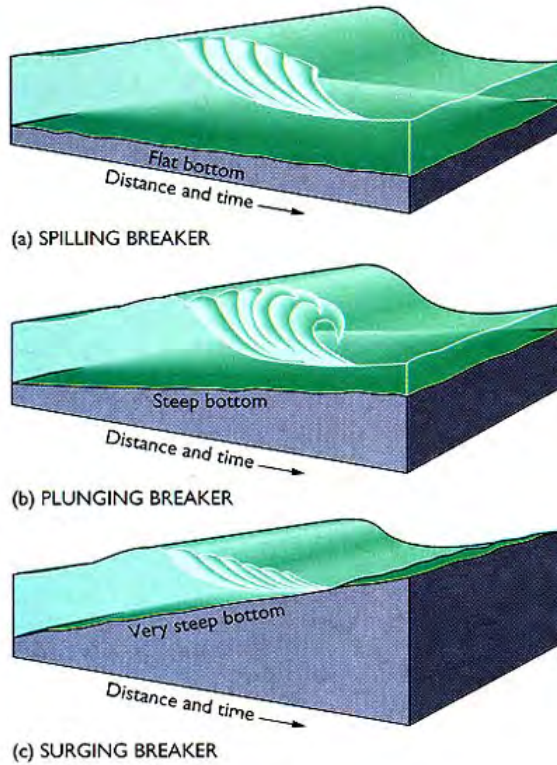
ของคลื่นเป็นการถ่ายเทพลังงานไปในรูปของการกักเซาะและพัดพาตะกอนชายฝั่ง หรือคายความร้อนออกมา หรือพลังงานเสียง การเลี้ยวเบนของคลื่นจะทำให้พลังงานไปกระจุกตัวบริเวณขอบหินที่ยื่นออกไป จึงเป็นการกักเซาะขอบหินเพื่อให้ชายฝั่งให้โค้งเรียบร้อย

มีความพยายามในการเปลี่ยนแปลงพลังงานคลื่นให้เป็นพลังงานไฟฟ้าโดยใช้อุปกรณ์แบบแพลลอยน้ำ (flap, buoy, ramp) บริเวณที่จะติดตั้งเครื่องมือนี้ได้ต้องเป็นบริเวณที่มีความสูงคลื่นเหมาะสม และมีคลื่นอยู่ตลอดเวลา เช่น สหราชอาณาจักร ญี่ปุ่น หรือหมู่เกาะในทะเล รายละเอียดเพิ่มเติมสามารถค้นได้จากอินเทอร์เน็ตภายใต้หัวข้อ wave energy (<http://acre.murdoch.edu.au/refiles/wave/text.html>). นอกจากพลังงานคลื่นแล้วยังมีโมเมนตัมจากคลื่นซึ่งทำให้วัตถุลอยน้ำเคลื่อนตัวไปตามทิศทางของคลื่นด้วย



4.4 คลื่นแตกตัว (Breaker)

เมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าหาฝั่ง ความเร็วจะลดลงตามความลึกน้ำ เมื่อน้ำตื้นมากๆ ความเร็วที่สันคลื่น (crest) จะมากกว่าที่ท้องคลื่น (trough) เนื่องจากความลึกน้ำที่สันคลื่นมากกว่าที่ท้องคลื่น สันคลื่นจะเคลื่อนที่เร็วกว่าท้องคลื่นจนในที่สุดสันคลื่นจะแตกตัวหน้าท้องคลื่นตัวหน้า



รูปที่ 4.7 ลักษณะการแตกตัวของคลื่นตัวความลาดเอียงของท้องน้ำ
(ที่มา <http://i16.photobucket.com/albums/b19/apalach/Breakers.jpg>)

ลักษณะการแตกตัวของคลื่นจะขึ้นกับความลาดเอียงของชายหาด ถ้าชายหาดลาดมากคลื่นจะค่อยๆ แตกตัว เรียกว่า Spilling Breaker จะปรากฏฟองอากาศบริเวณสันคลื่น ถ้าชายหาดมีความลาดชันปานกลางคลื่นจะแตกตัวแบบเป็นวง เรียกว่า Plunging Breaker การแตกตัวของคลื่น 2 ลักษณะนี้เหมาะแก่การเล่นกระดานโต้คลื่น ถ้าชายหาดมีความชันมากๆ คลื่นจะแตกตัวเป็นโพม ขณะที่ระดับน้ำเพิ่มสูงขึ้น (Collapsing Breaker) ก่อนที่จะม้วนเป็นวง และถ้าชายหาดมีความชันมากๆ คลื่นจะไม่แตกตัวแต่จะเห็นแต่ระดับน้ำสูงขึ้น (Surging Breaker)

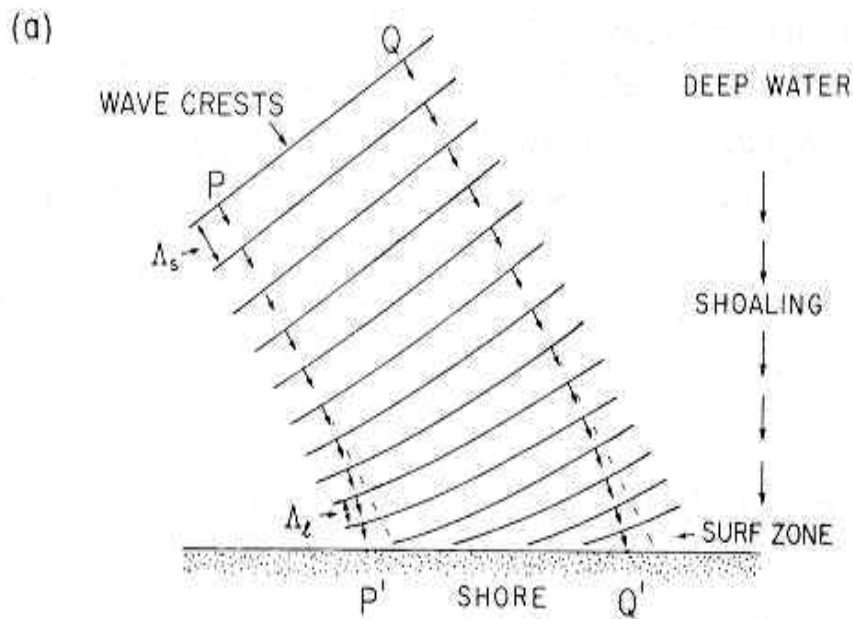
การแตกตัวของคลื่นที่ชายหาดทำให้ตะกอนแขวนลอยไปกับน้ำ ในฤดูกาลที่คลื่นแรงคลื่นจะกัดเซาะชายหาดแล้วนำตะกอนไปทับถมนอกชายฝั่งเกิดเป็นสันทรายใต้น้ำ เมื่อถึงฤดูกาลที่คลื่นอ่อนตัวคลื่นจะพัดพาตะกอนนอกชายฝั่งกลับมาทับถมที่ชายฝั่งอีกครั้งหนึ่ง การกัดเซาะและงอกของชายหาดเป็นปรากฏการณ์ธรรมชาติและอยู่ในสมดุลทราบเท่าที่มนุษย์ไม่ไปขัดขวางธรรมชาติ

4.5 การหักเหของคลื่น (Wave refraction)

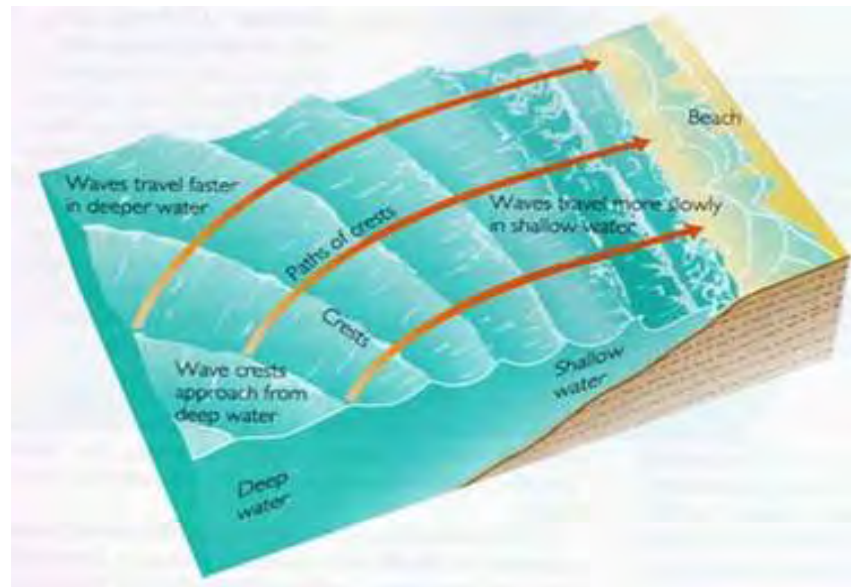
เมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าหาฝั่ง คาบของคลื่นคงที่ในขณะที่ความเร็วและความยาวคลื่นจะลดลงตามความลึกของน้ำ ทำให้คลื่นถูกบีบให้มีความยาวคลื่นลดลง คลื่นชันมากขึ้น คลื่นที่วิ่งเข้าหาฝั่งแบบไม่ขนานกับแนวชายฝั่งจะเกิดการหักเห(เห็นได้ชัดที่สันคลื่น) จะทำให้สันคลื่นใกล้ขนานกับแนวชายฝั่ง การหักเหของคลื่นเหมือนกับการหักเหของแสงและเป็นไปตามกฎของ Snell

$$\frac{c}{\sin \psi} = \text{constant}$$

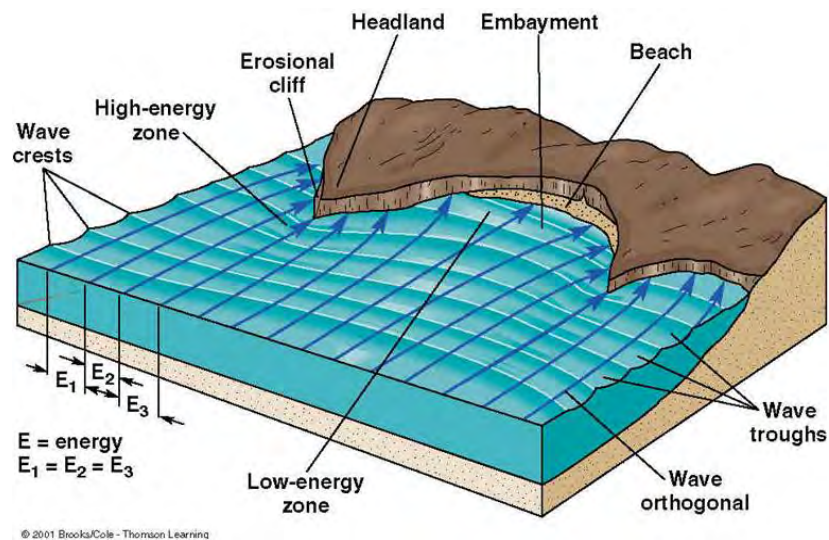
ψ เป็นมุมที่สันคลื่นทำกับเส้นขนานกับแนวชายฝั่ง



รูปที่ 4.8 การหักเหของคลื่น (ที่มา KNAUSS, J.A.1978)



(a)



(b)

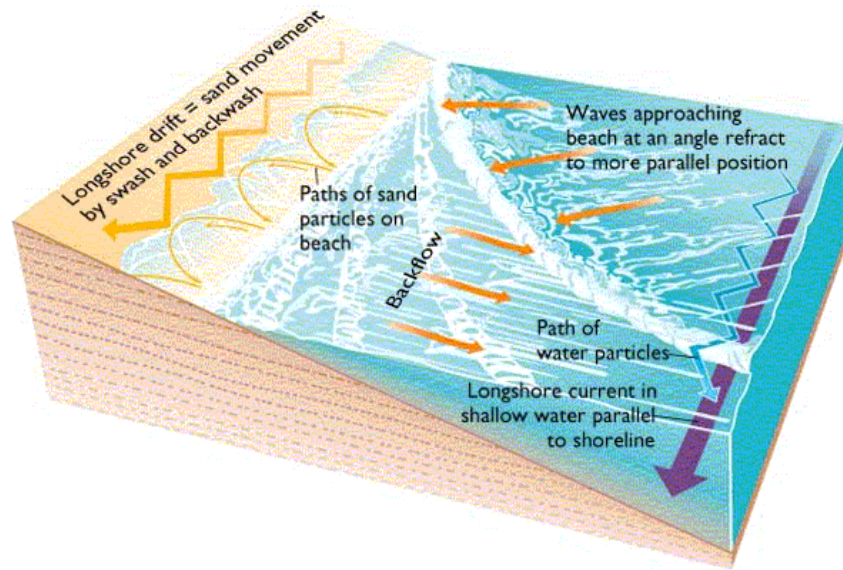
รูปที่ 4.9 การหักเหของคลื่นที่ชายหาดที่มีความลาดเอียงของท้องน้ำคงที่ (a) และการหักเหของคลื่นเข้าหาบริเวณชายฝั่งที่มีโขดหินใต้น้ำหรือหัวเขา และออกจากบริเวณชายฝั่งที่มีน้ำลึกกว่าบริเวณข้างเคียง (b) ที่มา: http://homepages.cae.wisc.edu/~chinwu/CEE514_Coastal_Engineering/2007_Students_web/Jennifer_Matt/refraction.jpg

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ตามรูปที่ 4.8 (a) เมื่อคลื่นวิ่งเข้าหาฝั่งแบบทำมุมเฉียงกับแนวชายฝั่ง สันคลื่นในน้ำตื้นจะเคลื่อนที่ได้ช้ากว่าสันคลื่นในน้ำลึก ทำให้สันคลื่นเกิดการหักเหจนใกล้ขนานกับแนวชายฝั่ง การหักเหของคลื่นทำให้พลังงานคลื่นสะสมตัวกันในบางบริเวณและกระจายพลังงานคลื่นในอีกบริเวณหนึ่ง คลื่นเคลื่อนที่ผ่านน้ำลึกจะทำให้พลังงานกระจายตัวแล้วไปเพิ่มให้บริเวณที่คลื่นหักเหเข้าไปรวม (รูปที่ 4.8 (b)) พลังงานคลื่นสะสมตัวบริเวณหัวเขา หัวเนินที่ยื่นออกไปสู่ทะเลเนื่องจากเป็นเขตน้ำตื้นทำให้หัวเขาถูกกัดเซาะ สุทธิแล้วคลื่นจะพยายามทำให้แนวชายฝั่งเป็นเส้นตรง การก่อสร้างโครงสร้างชายฝั่ง เช่น สะพาน เขื่อน จะต้องคำนึงว่าบริเวณนั้นเป็นที่คลื่นรวมตัวกันหรือกระจายตัว มิเช่นนั้นสิ่งปลูกสร้างจะถูกกัดเซาะจนพังลง

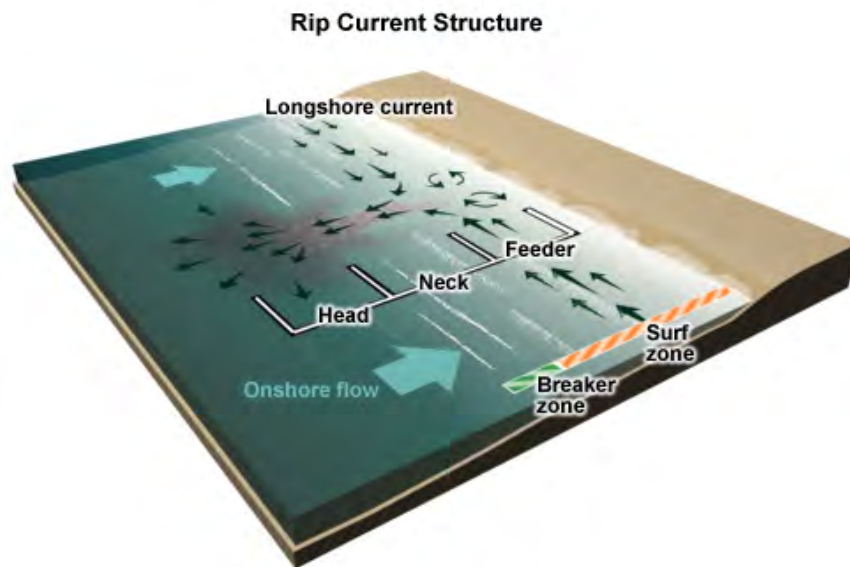
คลื่นที่เข้ากระทบฝั่งเป็นมุมเฉียงจะทำให้เกิดกระแสน้ำชายฝั่งไหลขนานไปกับชายฝั่ง (longshore current) ซึ่งเป็นขบวนการเคลื่อนที่ทรายไปตามชายฝั่งเกิดเป็นจะงอย (spit) ตามปากแม่น้ำ หรือเป็นสันทรายเลียบชายฝั่ง

บริเวณชายฝั่งที่คลื่นแตกตัวแล้วนำมวลน้ำเคลื่อนเข้ามาปะทะกัน เมื่อมวลน้ำไม่มีที่จะไปตามชายฝั่งก็จะไหลออกนอกชายฝั่งเกิดเป็นก้อนมวลน้ำที่ไหลตั้งฉากกับชายฝั่ง เราเรียกว่า rip current กระแสน้ำนี้จะพัดพาตะกอนออกนอกชายฝั่ง รวมทั้งน้ก่ายน้ำที่บังเอิญพลัดเข้ามาอยู่ในมวลน้ำของ rip current เมื่อรู้สึกรู้ว่าอยู่ในอาณาเขตของ rip current ให้ว่ายขนานกับฝั่งจนออกนอกเขตของ rip current จึงว่ายกลับเข้าฝั่ง อย่าว่ายทวนน้ำกลับฝั่งภายในเขต rip current เพราะจะเหนื่อยก่อนถึงฝั่งและอาจจมน้ำตายได้ ดังที่ปรากฏเป็นข่าวบ่อยๆ ในประเทศไทย



รูปที่ 4.10 rip current

(ที่มา <http://www.daukas.com/Geoscience/MAtour/CCC/images/drift.gif>)

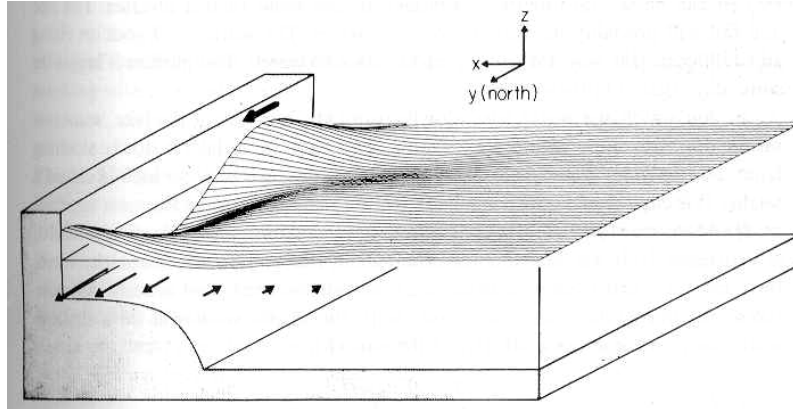


รูปที่ 4.11 Longshore current (ที่มา http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/comet/marine/ripcurrents/NSF/media/graphics/rip_structure.jpg)

4.6 Trapped Wave

Trapped wave หมายถึงคลื่นลักษณะต่างๆ ที่เกิดขึ้นเมื่อคลื่นได้รับอิทธิพลของขอบเขตทางกายภาพคือชายฝั่ง หรือขอบเขตทางพลศาสตร์คือเส้นศูนย์สูตร trapped wave ที่น่าสนใจมีดังต่อไปนี้

4.6.1 Edge Wave (คลื่นขอบฝั่ง) เป็นคลื่นวิ่งขนานกับชายฝั่งโดยแนวสันคลื่นตั้งฉากกับชายฝั่ง ความสูงคลื่นมีค่าสูงสุดที่ชายฝั่งและลดลงอย่างรวดเร็วจนไม่สามารถสังเกตเห็นเมื่อระยะห่างฝั่งออกไปเท่ากับหนึ่งความยาวคลื่น ความเร็วของ edge wave ขึ้นอยู่กับความเอียงของท้องน้ำ และเกิดจากการหักเหของคลื่นตามกฎของ Snell (อัตราส่วนของความเร็วคลื่นและมุมที่สันคลื่นทำกับแนวชายฝั่งคงที่) คลื่นเมื่อเข้าสู่เขตน้ำตื้นจะมีความเร็วลดลงและเกิดการหักเห สันคลื่นในน้ำลึกจะเคลื่อนที่ได้เร็วกว่าส่วนที่อยู่ในน้ำตื้นก็จะเกิดการหักเหเข้ามาสมทบที่ขอบฝั่ง edge wave ที่มีคาบเวลาใกล้เคียงกับคลื่น swell ที่วิ่งเข้าหาฝั่งจะเป็นตัวกำหนดตำแหน่งของยอดคลื่นและท้องคลื่น ซึ่งจะเป็นตัวกำหนดตำแหน่งของ rip current (กระแสน้ำที่ไหลออกจากชายหาด) เรียงๆ กันไปตามชายหาด edge wave ร่วมกับ คลื่นแตกตัวทำให้ชายฝั่งเว้าแหว่งเรียกว่า cusp สามารถพบได้ตามชายหาดยาวๆ เช่นหัวหิน เป็นต้น

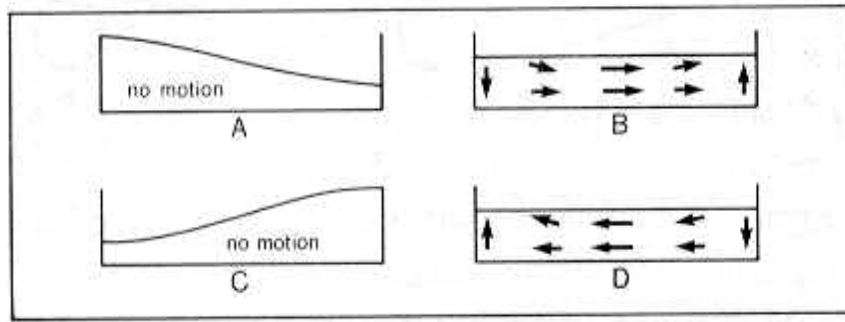


รูปที่ 4.12 Trapped wave ในซีกโลกเหนือ ลูกศรหนา(บน) ชี้ทิศทางที่คลื่นเคลื่อนตัวไปตามชายฝั่ง ลูกศรบางแสดงความเร็วกระแสน้ำที่ตำแหน่งต่างๆ ตามระยะห่างจากฝั่ง (ที่มา T. Beer, 1983)

4.6.2 คลื่นกระฉอก (Seiche) ที่ขอบทะเลสาบอาจเห็นระดับน้ำกระเพื่อมขึ้นลงเหมือนปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลงในทะเลแต่คาบเวลาสั้นกว่ามาก คลื่นที่เกิดขึ้นเป็นลักษณะของ standing wave (เป็นคลื่นน้ำตื้นหรือคลื่นยาว) คือที่ปลายทะเลสาบมีระดับน้ำขึ้นลงสลับกันไป(ปฏิบัติ)ในขณะที่กึ่งกลางทะเลสาบมีระดับอยู่นิ่ง(บัพ) ความถี่ของการกระเพื่อมคำนวณได้จากสูตร

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gd}}$$

เมื่อ T คือคาบคลื่น L ความยาวของทะเลสาบ g แรงโน้มถ่วงของโลก และ d คือความลึกของน้ำในทะเลสาบ seiche สามารถเกิดได้ในทะเลบริเวณที่มีแนวปะการังขนานกับชายฝั่งแต่อยู่นอกฝั่ง



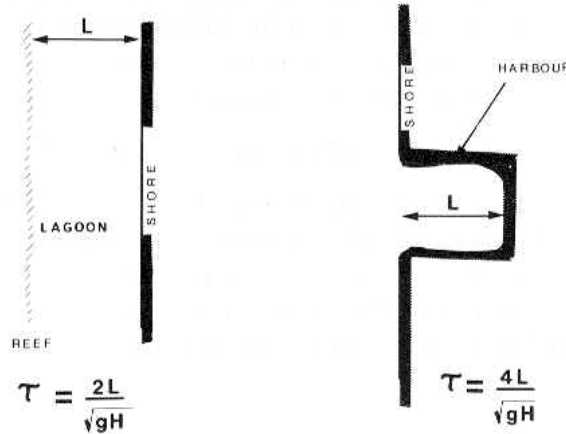
รูปที่ 4.13 ลักษณะของ standing wave (seiche) ที่สามารถจำลองให้เกิดขึ้นได้ในภาคน้ำ (ที่มา J.G. Harvey, 1975)

4.6.3 การกำทอนบริเวณท่าเรือ (Harbour Resonance) การกำทอนในท่าเรือเป็น Seiche ที่สามารถเกิดขึ้นได้ในทะเล หรือแอ่งจอดเรือกึ่งปิดได้เช่นกัน โดยบัพ (จุดที่ระดับน้ำไม่เปลี่ยนแปลง) จะอยู่ที่ปากแอ่งจอดเรือหรือปากอ่าว และปฏิบัติ(ระดับน้ำกระเพื่อมขึ้นลงมากที่สุด)อยู่ที่ก้นอ่าว คาบคลื่นคำนวณได้จากสูตร

$$T = \frac{4L}{\sqrt{gd}}$$

การกำทอนบริเวณท่าเรือ (Harbour resonance) อาจเกิดขึ้นได้ตามธรรมชาติโดยลม กระแสน้ำ ชายฝั่ง หรือคลื่นยาว (long wave) คือน้ำขึ้นน้ำลงเมื่อความยาวของอ่าวหรือท่าเรือพอเหมาะ ในการออกแบบท่าเรือหรือสร้างเขื่อนกันแม่น้ำจะต้องคำนึงความยาวของร่องน้ำหรือแอ่งจอดเรือไม่ให้เกิด

harbour resonance ขึ้นได้ ตัวอย่าง seiche ที่เกิดจากการลึมหาดำเนินถึงคือการสร้างเขื่อนสียัดกันแม่น้ำบางปะกง ทำให้คาบเวลาของแม่น้ำไปตรงกับคาบเวลาของน้ำขึ้นน้ำลง เป็นผลให้ระดับในแม่น้ำที่เขื่อนสียัดสูงกว่าการขึ้นลงของน้ำตามปกติ จึงเกิดการพังทลายของริมฝั่งแม่น้ำ



รูปที่ 4.14 seiche ที่เกิดขึ้นในทะเลสาบหรือท่าเรือ (ที่มา T. Beer, 1983)

4.7 คลื่นที่มีความยาวคลื่นยาว

นอกจากคลื่นที่เราเห็นได้ด้วยตาอย่างง่ายตายแล้วยังมีคลื่นที่มีคาบคลื่นและความยาวคลื่นยาวมาก คลื่นดังกล่าวจะเคลื่อนที่แบบคลื่นน้ำตื้น ($c = \sqrt{gd}$) เนื่องจากความยาวคลื่นยาวกว่าความลึกเฉลี่ยของมหาสมุทรมาก

คลื่นที่มีคาบคลื่นและความยาวคลื่นยาวบางประเภทจะได้รับอิทธิพลจากการหมุนรอบตัวเองของโลกด้วย ณ แลตติจูดใดๆ (ϕ) บนผิวโลกจะมีคาบคลื่นเฉื่อย (inertial period), $T_i = 12/\sin\phi$ หน่วยเป็นชั่วโมง คลื่นที่มีคาบคลื่นมากกว่าคาบคลื่นเฉื่อยเรียกว่า planetary wave หรือ Rossby wave

4.7.1 Kelvin wave เป็น trap wave ชนิดหนึ่งที่เคลื่อนที่ด้วยความเร็วของคลื่นน้ำตื้นเกิดขึ้นได้ทุกความถี่จากแรงรบกวนต่างๆ (น้ำขึ้นน้ำลง การเปลี่ยนทิศทางลมอย่างฉับพลัน) คาบคลื่นที่พบตั้งแต่ชั่วโมงจนเป็นวัน แอมพลิจูดของคลื่นสูงสุดที่ขอบฝั่งแล้วลดลงแบบเอกซโปเนนเชียลเมื่อห่างฝั่งออกไป ของการเคลื่อนที่ของน้ำขึ้นน้ำลงแบบ Kelvin wave รายละเอียดอยู่ในบทที่ 5

Kelvin wave เคลื่อนที่โดยมีขอบฝั่งอยู่ทางขวามือเสมอในซีกโลกเหนือ แต่มวลน้ำสามารถเคลื่อนที่ทางเดียวหรือสวนทางกับคลื่น โดยเมื่อมวลน้ำเคลื่อนที่ในทิศทางเดียวกับคลื่นจะทำให้ระดับน้ำที่ชายฝั่งสูงขึ้น (upwelling) เมื่อเคลื่อนที่สวนทางกันจะทำให้ระดับน้ำต่ำลง (downwelling)

4.7.2 ชุนามิ (Tsunami) หรือที่เรียกกันผิดๆ ว่า tidal wave เป็นคลื่นยาวเกิดจากแผ่นดินสั่นสะเทือนอย่างรุนแรง เช่นรอยแยกเปลือกโลกเคลื่อนตัว แผ่นดินถล่มใต้น้ำ หรือภูเขาไฟชายฝั่งหรือใต้น้ำระเบิด ชุนามิเคลื่อนตัวด้วยความเร็วสูงสุดในมหาสมุทรโดยคำนวณจากสมการคลื่นน้ำตื้น ($d/L < 1/2$)

$$c = \sqrt{gd} = \sqrt{10 \text{ m/s}^2 * 4000 \text{ m}} = 200 \text{ m/s}$$

ความเข้มของพลังงานคลื่นจะลดลงตามระยะทางที่เคลื่อนที่ออกไป ชุนามิอาจเป็นคลื่นที่มีสันคลื่นเดียว ก่อนสันคลื่นจะมาอาจมีท้องคลื่นมาก่อนทำให้ระดับน้ำชายฝั่งลดลงมากและหลังคลื่นใหญ่แล้วมีคลื่นขนาดเล็กต่อท้ายเป็นลำดับ คนมักจะลงไปเดินเล่นด้วยความแปลกประหลาดแล้วหนีไม่ทันเมื่อสันคลื่นมา

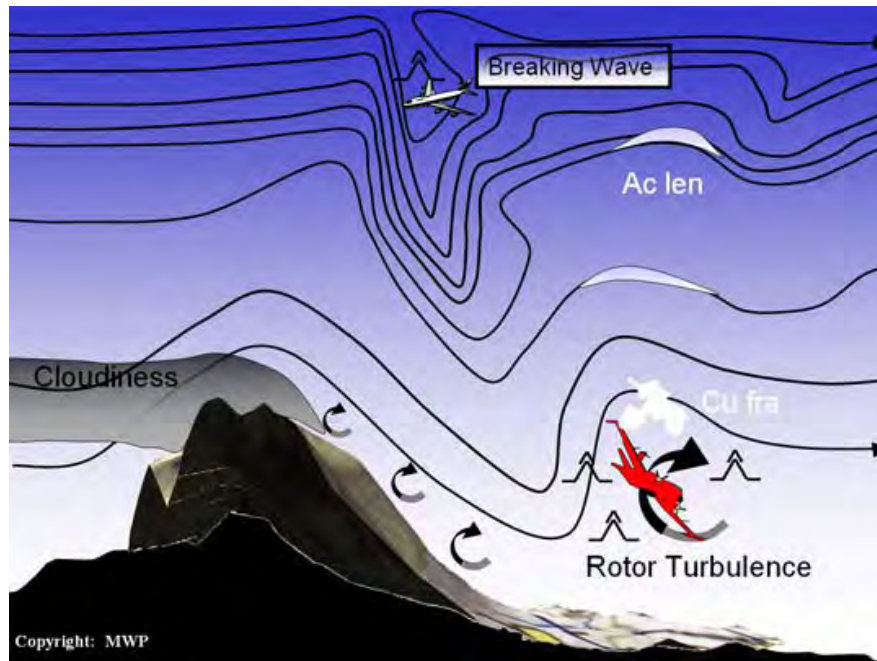
ชุนามิมีความยาวคลื่น 100 – 200 กิโลเมตร ความสูงคลื่นในทะเลอาจเพียง 1-2 เมตรแต่ไม่สามารถสังเกตด้วยตาเปล่าได้เนื่องจากความยาวคลื่นยาวมาก แต่เมื่อถึงชายฝั่งจะสูงได้ถึง 15 เมตร

4.8 Internal Wave

Internal wave เกิดจากการที่น้ำทะเลแบ่งชั้นอย่างชัดเจน เช่นในมหาสมุทรอาร์คติกมีน้ำชั้นบนเป็นน้ำจืดจากการละลายของหิมะหรือน้ำจากแม่น้ำลอยอยู่เหนือน้ำทะเล ก็จะเกิดคลื่นที่ผิวของน้ำทะเลชั้นล่างได้เนื่องมาจากเรือวิ่งด้วยความเร็วต่ำหรือลมผิวน้ำ ความเร็วของคลื่น (c) ระหว่างชั้นน้ำขึ้นกับความแตกต่างของความหนาแน่นน้ำทั้ง 2 ชั้น

$$c^2 = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} gd$$

เมื่อ ρ_1 , ρ_2 คือความหนาแน่นของน้ำชั้นบนและล่างตามลำดับ g คือแรงโน้มถ่วงของโลก และ d คือความลึกน้ำ สูตรความเร็วใกล้เคียงกับคลื่นน้ำตื้นแต่มีแฟคเตอร์ของความต่างของความหนาแน่นน้ำมาเกี่ยวข้อง ความสูงคลื่นอาจมีได้ถึง 30 เมตร แต่พลังงานคลื่นน้อยกว่าคลื่นที่ผิวทะเลมาก



รูปที่ 4.15 Internal wave

(ที่มา http://mwp.flightplanner.info/images/Projpicture/mwp_graphic.jpg)

4.9 การตรวจคลื่นและวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้น

การตรวจวัดคลื่นคือการวัดการกระเพื่อมของระดับน้ำทุกๆ วินาทีหรือถี่กว่านั้นเพื่อคำนวณหาคาบเวลา(ความถี่) และความสูงคลื่นนัยสำคัญ ความสูงคลื่นสูงสุด เครื่องมือวัดคลื่นวิวัฒนาการตามกาลเวลา การตรวจวัดมีได้หลายวิธี อาทิเช่น

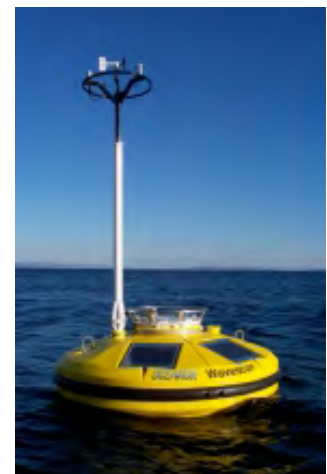
- วัดโดยสร้างทุ่นลอยไปทิ้งไว้ในทะเลที่ระยะ 200-1000 เมตรจากฝั่ง ติดตามการเคลื่อนขึ้นลงของทุ่นลอยโดยโยกคันโยกซึ่งจะเชื่อมต่ออยู่กับปากกาที่จะลากเส้นระดับน้ำไปบนกระดาษกราฟบันทึกคลื่นที่เคลื่อนที่ด้วยความเร็วสม่ำเสมอ โดยปกติจะตรวจวัดทุกต้นชั่วโมงเป็นเวลา 10 นาที เครื่องวัดระดับน้ำแบบนี้เรียกว่า stadia

- เครื่องมือวัดอยู่เหนือระดับน้ำ มันจะส่งสัญญาณเสียงไปยังผิวน้ำแล้วสะท้อนกลับมา เครื่องจะวัดระยะห่างระหว่างหัววัดกับระดับน้ำเบื้องล่าง ข้อมูลจะถูกบันทึกอยู่ในที่เก็บข้อมูลของคอมพิวเตอร์ เช่น ดิสเก็ต งานแม่เหล็กแข็ง เครื่องมืออีกแบบมีสายลวดหย่อนลงไปถึงน้ำทะเลตรวจวัดความนำไฟฟ้าที่เปลี่ยนแปลงตามความยาวของลวดซึ่งจะต้องแปลงสัญญาณไฟฟ้าเป็นความสูงคลื่นอีกทีหนึ่ง

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

- เครื่องวัดความกดของน้ำซึ่งต้องติดตั้งคงที่ไว้ที่ท้องน้ำหรือผูกติดไว้กับเสาหรือโครงสร้างใต้น้ำ ความกดของน้ำจะสัมพันธ์กับคลื่นที่เคลื่อนตัวอยู่เหนือน้ำ วิธีนี้จะได้เฉพาะเขตน้ำตื้น เพราะในเขตน้ำลึกนั้นไม่สามารถสังเกตเห็นการเปลี่ยนแปลงความกดของน้ำเนื่องจากคลื่นที่ท้องน้ำได้ชัดเจนนัก

เครื่องมือที่กล่าวมาข้างต้นนี้ติดตั้งอยู่กับที่เพียงแห่งเดียว จึงให้ข้อมูลเฉพาะคาบเวลา และความสูงคลื่นเท่านั้น การจะหาความยาวคลื่นหรือทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่นต้องติดตั้งเครื่องมือไว้มากกว่า 1 จุด นอกจากนี้การตรวจวัดระยะไกลด้วยดาวเทียมโดยใช้ด้วยอุปกรณ์ตรวจวัด (sensor) ต่างๆ กัน (radar altimetry, synthetic aperture radar(SAR)) สามารถให้ข้อมูลได้เพิ่มเติม เช่น ความหนาแน่นของพลังงานคลื่น ความยาวคลื่น เป็นต้น



รูปที่ 4.16 ตัวอย่างเครื่องมือวัดคลื่น

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

คำถามท้ายบท

1. ตารางข้างล่างนี้แสดงคุณสมบัติของคลื่นน้ำลึกและคลื่นน้ำตื้น d คือความลึกของน้ำ L คือความยาวคลื่น g คือแรงโน้มถ่วง 9.81 m/s^2

	คลื่นน้ำลึกหรือคลื่นสั้น	คลื่นน้ำตื้นหรือคลื่นยาว
อัตราส่วน d/L	$> 1/2$	$< 1/20$
(a) ถ้า $L = 300$ ม. ค่า d ต้อง	> 150 ม.	< 15 ม.
(b) ถ้า $d = 4$ กม. ค่า L ต้อง	< 8 กม.	> 80 กม.
ความเร็วคลื่น (C) จากสมการ	$\sqrt{gL/2\pi}$	\sqrt{gd}

1.1 คลื่นที่มีความยาวคลื่น 500 m เคลื่อนที่ในน้ำลึก 20 m ถือว่าเป็นคลื่นน้ำลึกหรือคลื่นน้ำตื้น

1.2 คลื่นน้ำตื้นในน้ำลึก 1000 m จะต้องมีความยาวคลื่นมากกว่าเท่าใด

1.3 คลื่นที่มีความเร็วขึ้นกับความยาวคลื่นจัดเป็นคลื่นประเภทใด

1.4 คลื่นน้ำตื้นในน้ำลึก 5 m มีความเร็วเท่าใด

1.5 คลื่นน้ำลึกเมื่อเคลื่อนที่เข้าสู่เขตน้ำตื้นจะมีความเร็วเพิ่มขึ้นหรือลดลง

2. ตารางข้างล่างนี้แสดงคุณสมบัติของคลื่นน้ำลึกและคลื่นน้ำตื้น (T คือคาบคลื่น d คือความลึกของน้ำ L คือความยาวคลื่น g คือแรงโน้มถ่วง 9.81 m/s^2)

	คลื่นน้ำลึกหรือคลื่นสั้น	คลื่นน้ำตื้นหรือคลื่นยาว
อัตราส่วน d/L	$> 1/2$	$< 1/20$
ความเร็วคลื่น (C)	$\frac{g}{2\pi} T = 1.5T, \sqrt{gL/2\pi}$	\sqrt{gd}
ความยาวคลื่น (λ)	$\frac{g}{2\pi} T^2 = 1.5T^2$	CT

2.1 คลื่นน้ำลึกในน้ำลึก 27 เมตรจะต้องมีคาบเวลาน้อยกว่ากี่วินาที (5 คะแนน)

2.2 คลื่นน้ำตื้นในน้ำลึก 0.5 เมตรจะต้องมีคาบเวลามากกว่ากี่วินาที (5 คะแนน)

เอกสารอ้างอิง

GROEN, P. 1967. The Waters of the sea. Van Nostrand. Useful background material, including a good general coverage of wave and tide.

KINSMAN, B. 1965. Wind Waves: Their Generation and Propagation on the Ocean Surface, Prentice-Hall. A more detailed survey of the dynamics of wind waves , with a more mathematical treatment than that given in this Volume.

KNAUSS, J.A.1978. Introduction to Physical Oceanography, Prentice Hall. This book begins with a theoretical background about the balances of forces involved in ocean circulation, and then provides an overview of ocean currents, tides and surface waves.

Knauss, J.A.1997.Introduction to physical oceanography Second Edition, Prentice Hall. 309 p.

PETHICK, J. 1984. An Introduction to Coastal Geomorphology, Edward Arnold. Do not be misled by the use of 'geomorphology' in this title. This is a simple introduction to waves, tides, coastal sediment, the littoral zone and estuaries which is easily accessible to the mathematically less confident reader.

เว็บไซต์

www.chanthaburi.buu.ac.th/~tachanat/course/830321/unit1.pdf

แผนบริหารการสอนประจำบทที่ 5

1.วัตถุประสงค์ เชิงพฤติกรรม

- 1) ผู้เรียนสามารถอธิบายแรงที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลง
- 2) ผู้เรียนสามารถอธิบายทฤษฎีความสมดุลและพลศาสตร์ของน้ำขึ้นน้ำลง
- 3) ผู้เรียนสามารถอธิบายกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลง
- 4) ผู้เรียนสามารถอธิบายการจำแนกชนิดของน้ำขึ้นน้ำลง

2.วิธีการสอนและกิจกรรมการเรียนการสอนประจำบท

- 1) บรรยาย
- 2) ให้นักศึกษามีส่วนร่วมโดยแสดงความคิดเห็น

4.สื่อการเรียนการสอน

- 1) Power Point
- 2) Internet สำหรับค้นคว้าเอกสารเพิ่มเติมในชั่วโมง

5.การวัดผลและการประเมินผล

- 1) ตั้งคำถามขณะบรรยาย
 - 2) สอบข้อเขียน
-

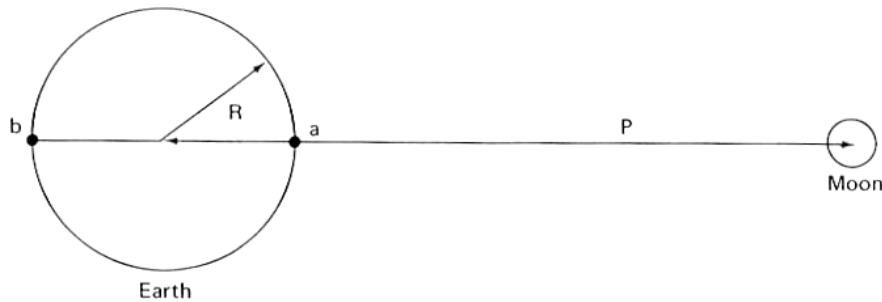
5. น้ำขึ้นน้ำลง

สาระของบทนี้เกี่ยวข้องกับปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลงในทะเลและตามชายฝั่ง แรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง และชนิดของน้ำขึ้นน้ำลง

5.1 แรงที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลง

น้ำขึ้นน้ำลงเกิดจากการเปลี่ยนแปลงของแรงดึงดูดที่ดวงอาทิตย์และดวงจันทร์ทำกับมวลน้ำตามขณะที่โลกหมุนรอบตัวเอง แรงดึงดูดระหว่างดวงดาวเป็นส่วนเดียวกับมวลแต่เป็นส่วนผกผันกับระยะทางระหว่างดวงดาวยกกำลังสอง

เพื่อความง่ายจึงขอพิจารณามวลน้ำที่จุด a และ b ซึ่งอยู่บนแกนหมุนของโลกและดวงจันทร์ (รูปที่ 5.1) มีความสมดุลระหว่างแรงดึงดูดของโลก-ดวงจันทร์ และแรงหนีศูนย์กลางรอบจุดศูนย์กลางมวลของโลก-ดวงจันทร์ (อยู่ภายในโลก) ทำให้โลกและดวงจันทร์ไม่วิ่งเข้าหากันหรือแยกออกจากกัน



รูปที่ 5.1 ตำแหน่งของจุด a และ b บนแกนหมุนของโลกและดวงจันทร์ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

แรงหนีศูนย์กลางเท่ากันที่ทุกจุดบนโลก แต่แรงดึงดูดระหว่างมวลน้ำกับดวงจันทร์จะแตกต่างกันไปเล็กน้อยตามตำแหน่งบนผิวโลก แรงดึงดูดของดวงจันทร์ซึ่งมีมวลเท่ากับ M กระทำกับมวลน้ำ m ที่จุด a เท่ากับ $F_a = G \frac{mM}{(P-R)^2}$ เมื่อ G เป็นค่าคงที่ P คือระยะระหว่างจุดศูนย์กลางของโลกกับดวงจันทร์ และ R คือรัศมีของโลก แรงหนีศูนย์กลางเท่ากับ $F_c = G \frac{mM}{P^2}$ ส่วนต่างของแรงทั้งสองอันเท่ากับ

$$F_a - F_c = G \frac{mM}{(P-R)^2} - G \frac{mM}{P^2} = (GmM) \frac{2PR - R^2}{P^4 - 2P^3R + P^2R^2}$$

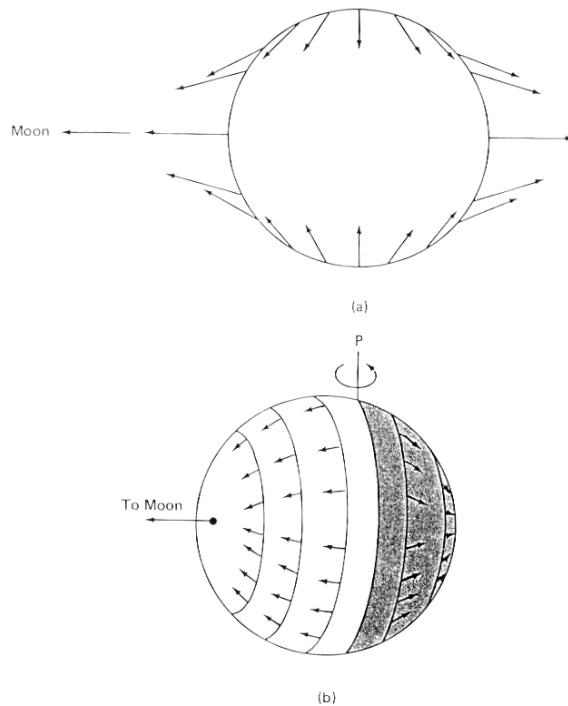
เนื่องจาก $P \cong 60R$ สมการลดเหลือ

$$F_z - F_c \cong (GmM) \frac{2R}{P^3}$$

ส่วนต่างของแรงดึงดูดและแรงหนีศูนย์กลางที่จุด b เท่ากับ

$$F_z - F_c \cong -(GmM) \frac{2R}{P^3}$$

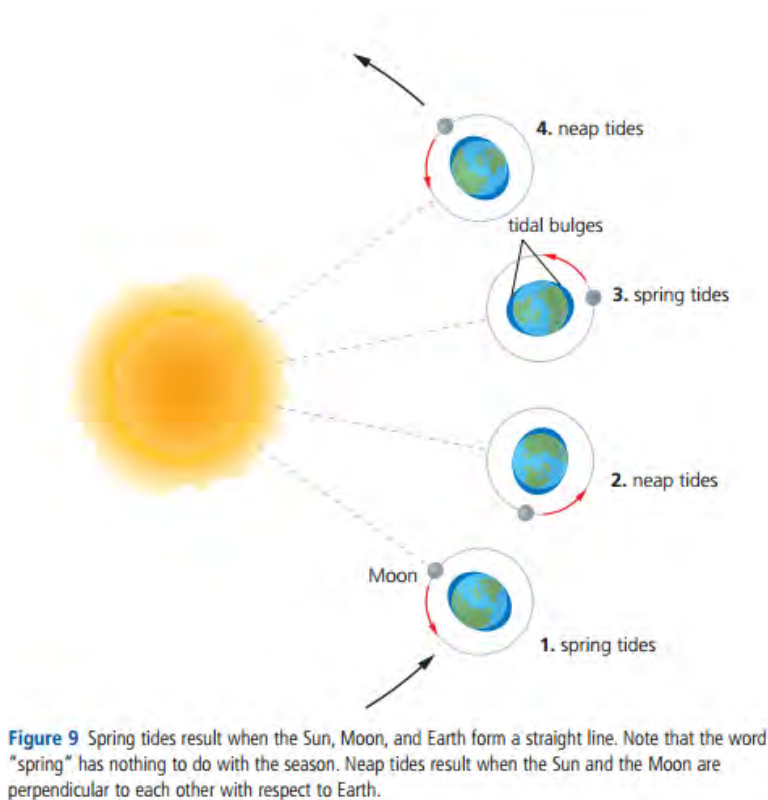
เราจะมีแรงเท่ากันแต่ทิศตรงกันข้าม โดยแรงเป็นสัดส่วนกับมวลและผกผันกับกำลังสามของระยะทางระหว่างโลก-ดวงจันทร์ จุดอื่นๆ บนโลกก็จะมีส่วนต่างของแรงดึงดูดและแรงหนีศูนย์กลางแต่การคำนวณจะซับซ้อนกว่าเพราะมีแรงในทิศตั้งฉากกับแกนของโลก-ดวงจันทร์ด้วย แรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลงมีค่าน้อยมากเมื่อเทียบกับแรงโน้มถ่วงของโลก (1 ใน 9 ล้าน) เฉพาะแรงในแนวราบเท่านั้นที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง



รูปที่ 5.2 a) ทิศทางของแรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลงบนส่วนต่างๆ ของผิวโลก b) แรงในแนวสัมผัสกับผิวโลกซึ่งเป็นแรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลงจริงๆ มวลของดวงอาทิตย์เป็น 2.5×10^7 เท่าของดวงจันทร์ แต่อยู่ห่างจากโลก 400 เท่าของระยะทางโลก-ดวงจันทร์ ทำให้แรงดึงดูดของดวงจันทร์มากกว่าโลกประมาณ 2 เท่า (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

5.2 ทฤษฎีความสมดุลและพลศาสตร์ของน้ำขึ้นน้ำลง

แนวคิดที่ง่ายที่สุดคือ ความสมดุลของน้ำขึ้นน้ำลงเสนอโดยนิวตัน ให้โลกปกคลุมด้วยน้ำทั้งหมด น้ำขึ้นน้ำลง จะเป็นความสมดุลของแรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลงกับความเอียงของผิวน้ำ ตามทฤษฎีจะได้ความสูงของน้ำจากแรงดึงดูดของดวงจันทร์ 0.55 เมตร และความสูงจากแรงดึงดูดของดวงอาทิตย์ 0.24 เมตร ได้ความสูงของน้ำช่วงน้ำเกิดเท่ากับ 0.79 เมตร ซึ่งต่ำกว่าความเป็นจริง แต่สัดส่วนของน้ำเกิดต่อน้ำตายใกล้เคียงความเป็นจริง

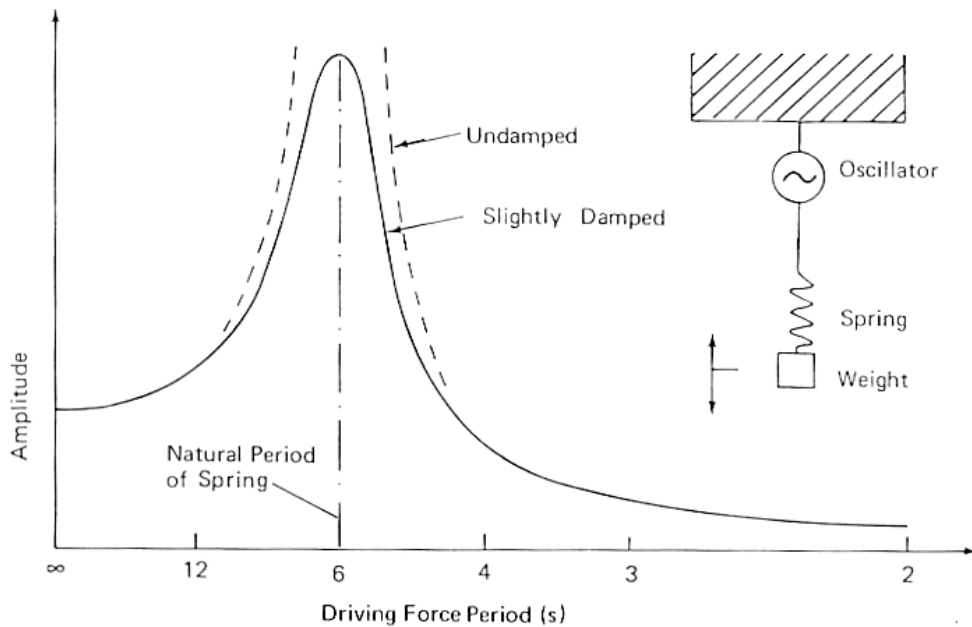


รูปที่ 5.3 การแพร่กระจายของมวลน้ำตามทฤษฎีความสมดุลของน้ำขึ้นน้ำลง
(ที่มา <http://ctang97.files.wordpress.com/2012/05/tides-2.png>)

ลาปลาซเป็นผู้ตั้งทฤษฎีพลศาสตร์ของน้ำขึ้นน้ำลง โดยให้น้ำขึ้นน้ำลงเป็นคลื่นที่เกิดจากแรงกระทำที่มีคาบเวลาต่างๆ ในมหาสมุทรมีรูปร่างและความลึกแตกต่างกัน ทำให้การคำนวณมีความซับซ้อนยิ่งขึ้น หัวใจของปัญหาคือการบังคับแรงผลักดันให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลงในความถี่ต่างๆ ที่ทราบค่าแล้วกับแอ่งน้ำที่เชื่อมต่อกัน ซึ่งทุกแอ่งน้ำมีความถี่ในการสั่นตามธรรมชาติและแรงเสียดทานแตกต่างกัน

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ตัวอย่างเช่นให้มีมวลน้ำห่อหุ้มบริเวณศูนย์สูตร ถ้ามวลน้ำจะเคลื่อนที่ให้ทันการหมุนของโลกจะต้องเคลื่อนที่ด้วยความเร็ว 450 เมตรต่อวินาที ถ้าให้น้ำขึ้นน้ำลงเป็นคลื่นน้ำตื้น $c = \sqrt{gh}$ ความลึกของทะเลจะต้องเท่ากับ 21 กิโลเมตร ถ้าน้ำลึก 21 กิโลเมตรจริงๆ จะเกิดกระบวนการกำทอนของน้ำขึ้นน้ำลง ระดับน้ำจะสูงขึ้นเรื่อยๆ จนถึงระดับหนึ่งจะถูกแรงเสียดทานในมวลน้ำ ขอบร่อง และท้องน้ำต้านทานไม่ให้สูงไปกว่านี้ แต่จริงๆ แล้วไม่เกิดขึ้นเพราะความลึกเฉลี่ยของมหาสมุทร 4,000 เมตร ความเร็วในการเคลื่อนที่ของน้ำ 200 เมตรต่อวินาที ช้ากว่าการหมุนของโลก เราจึงได้คลื่นน้ำขึ้นน้ำลงมีคาบ 12.4 ชั่วโมง เคลื่อนที่ด้วยความเร็ว 450 เมตรต่อวินาที ความสูงคลื่น 6 เซนติเมตร

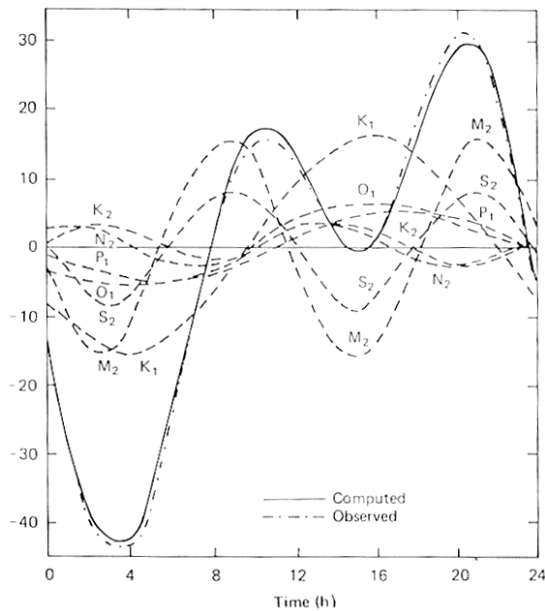


รูปที่ 5.4 การเคลื่อนที่ของสปริงเมื่อความถี่ตรงกับความถี่ตามธรรมชาติจะเกิดกระบวนการกำทอน แอมพลิจูดการเคลื่อนที่ของสปริงจะสูงสุดเมื่อความถี่ตรงกับความถี่ตามธรรมชาติ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

ตารางที่ 1.1 องค์ประกอบฮาร์โมนิกหลักของน้ำขึ้นน้ำลง

Name of Partial Tides	Symbol	Speed (degrees per mean solar hour)	Period in solar hours	Coefficient ratio $M_2 = 100$
Semidiurnal components				
Principal lunar	M_2	28.98410	12.42	100.0
Principal solar	S_2	30.00000	12.00	46.6
Larger lunar elliptic	N_2	28.43973	12.66	19.2
Lunisolar semidiurnal	K_2	30.08214	11.97	12.7
Larger solar elliptic	T_2	29.95893	12.01	2.7
Smaller lunar elliptic	L_2	29.52848	12.19	2.8
Lunar elliptic second order	$2N_2$	27.89535	12.91	2.5
Larger lunar evectional	v_2	28.51258	12.63	3.6
Smaller lunar evectional	λ_3	29.45563	12.22	0.7
Variational	μ_2	27.96821	12.87	3.1
Diurnal components				
Lunisolar diurnal	K_1	15.04107	23.93	58.4
Principal lunar diurnal	O_1	13.94304	25.82	41.5
Principal solar diurnal	P_1	14.95893	24.07	19.4
Larger lunar elliptic	Q_1	13.39866	26.87	7.9
Smaller lunar elliptic	M_1	14.49205	24.84	3.3
Small lunar elliptic	J_1	15.58544	23.10	3.3
Long-period components				
Lunar fortnightly	M_f	1.09803	327.67	17.2
Lunar monthly	M_m	0.54437	661.30	9.1
Solar semianual	S_{sa}	0.08214	2191.43	8.0

(ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

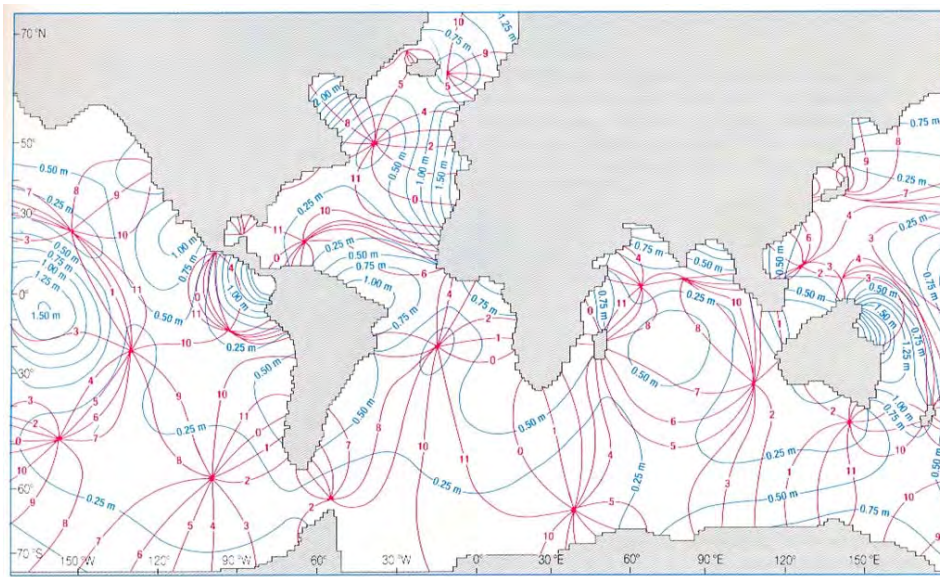


รูปที่ 5.5 ระดับน้ำทำนายเป็นผลรวมขององค์ประกอบน้ำที่มีแอมพลิจูดและเฟสเหมาะสม 7 ตัว ระดับน้ำทำนายใกล้เคียงกับระดับน้ำจากการตรวจวัดมาก (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

การทำนายตามวิธีของลอร์ดเคลวิน ใช้ได้กับสถานีชายฝั่งหรือตามเกาะที่มีสถานีวัดระดับน้ำ แต่ถ้าเป็นในทะเลซึ่งไม่มีข้อมูลก็ต้องใช้วิธีการของลาปลาซ ตามรูปที่ 10.5 และ 10.16 เป็นตัวอย่างของน้ำขึ้นน้ำลงในมหาสมุทรแอตแลนติกและทะเลเหนือ จะเห็นการไหลของน้ำเป็นวงเรียกว่า amphidromic system จุดศูนย์กลางเรียกว่า amphidromic point ซึ่งเป็นจุดที่ระดับน้ำไม่มีการเปลี่ยนแปลง เส้นที่ลัดผ่านจุด amphidromic point เรียกว่า co-tidal line ตัวเลขบอกชั่วโมงที่น้ำขึ้นสูงสุดภายหลังจากที่ดวงจันทร์เคลื่อนที่ผ่านเส้นแวงที่ Greenwich และมีเส้น co-range line ซึ่งเป็นวงรอบจุด amphidromic point จะเชื่อมบริเวณที่มีเรนจ์น้ำเท่ากัน

ปัจจุบันมีข้อมูลระดับน้ำจากอุปกรณ์ altimeter บนดาวเทียมสามารถใช้หาระดับน้ำในมหาสมุทรได้อย่างถูกต้อง ใช้สำหรับเป็นข้อมูลป้อนแบบจำลองการไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทร การจำลองการไหลในมหาสมุทรเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงจะต้องใช้รูปร่างและความลึกจริง เนื่องจากว่าพลังงานจากน้ำขึ้นน้ำลงถูกเปลี่ยนไปเป็น internal wave ที่มีคาบคลื่นเท่ากับน้ำขึ้นน้ำลงเมื่อน้ำเคลื่อนผ่านภูเขาใต้ น้ำ และพลังงานสูญเสียไปเมื่อน้ำขึ้นน้ำลงที่มีเรนจ์น้ำสูงเคลื่อนที่เข้าสู่แผ่นดิน เช่นที่ทะเลเบริง รอบเกาะอังกฤษ หรือทวีปออสเตรเลีย



รูปที่ 5.6 amphidromic system ทั่วโลก (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

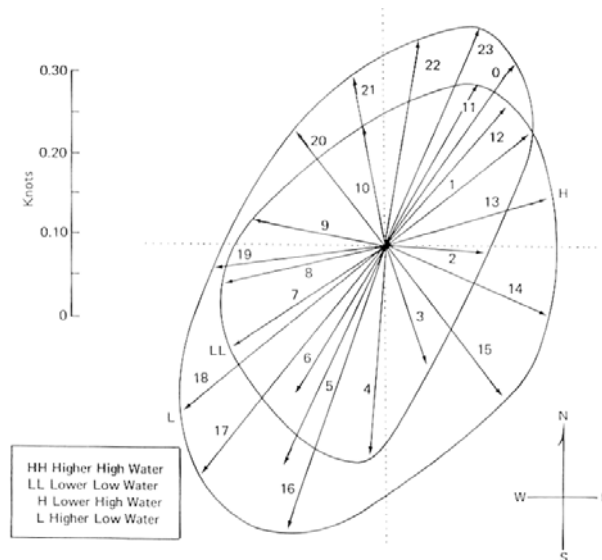
5.3 กระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลง

กระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงจะมีความสำคัญบริเวณชายฝั่งเพราะแรงกว่ากระแสน้ำอื่นๆ กระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงในมหาสมุทรมีค่าประมาณ 0.02-0.05 เมตรต่อวินาทีเท่านั้น แต่เชื่อกันว่า internal wave จากน้ำขึ้นน้ำลงทำให้การไหลของน้ำในมหาสมุทรมีความเร็วมากกว่าปกติ

ทิศทางการไหลของน้ำขึ้นน้ำลงที่ผิวหน้าเปลี่ยนแปลงเป็นรูปวงรี (รูปที่ 5.6) ต้องรู้ลักษณะของคลื่นน้ำขึ้นน้ำลง tidal wave จึงจะสามารถคำนวณค่าแอมพลิจูดของระดับน้ำ สัดส่วนของแกนหลักและแกนรอง และทิศทางการหมุนของกระแสน้ำ กระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงส่วนใหญ่จะขนานกับชายฝั่ง

ความเร็วของกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงจะเพิ่มขึ้นเมื่อความลึกน้ำลดลง ความเร็วสูงสุดในแนวราบของคลื่นในน้ำตื้นคือ $u = C \frac{a}{h} = a \sqrt{\frac{g}{h}}$ ดังนั้นกระแสน้ำจะแรงขึ้นเมื่อความลึกลดลงแม้แอมพลิจูดจะคงที่ มีข้อยกเว้นในบริเวณที่ความลึกท้องน้ำมีความซับซ้อน

กระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงจะแรงในบริเวณที่มีคาบธรรมชาติในการกำทอนใกล้เคียงกับคาบของน้ำขึ้นน้ำลง ซึ่งจะเกิดคลื่นนิ่งที่มีคาบเท่ากับน้ำขึ้นน้ำลง ตัวอย่างเช่นที่อ่าวฟันดี ประเทศแคนาดา มีเรนจ์น้ำขึ้นน้ำลง 15 เมตร เรนจ์น้ำจะเพิ่มขึ้นในบริเวณที่มีปากอ่าวกว้างและความกว้างค่อยๆ แคบเข้ามา เมื่อน้ำเคลื่อนที่เร็วกว่าความเร็วของคลื่นน้ำตื้น ทำให้เกิดคลื่นวิ่งเข้าอ่าวหรือแม่น้ำอย่างรวดเร็วเรียกว่า tidal bore เกิดหลายบริเวณบนโลก



รูปที่ 5.7 ทิศทางและความเร็วกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลง ทิศทางกระแสน้ำหมุนเป็นวงมีแกนหลักและแกนรอง (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

5.4 การจำแนกชนิดของน้ำขึ้นน้ำลง

ในการวิเคราะห์ระดับน้ำแบบฮาร์โมนิคเราจะได้แอมพลิจูดขององค์ประกอบน้ำมาหลายตัว ในการจำแนกลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงในแต่ละบริเวณจะใช้แอมพลิจูดขององค์ประกอบน้ำในบริเวณนั้น เพียง 4 ตัว คือองค์ประกอบน้ำเดี่ยว 2 ตัว (K_1 และ O_1) และองค์ประกอบน้ำคู่ 2 ตัว (M_2 และ S_2) หาสัดส่วนของผลรวมน้ำเดี่ยวต่อผลรวมน้ำคู่ เรียกสัดส่วนนี้ว่า Form number

$$\text{Form number, } F = \frac{(K_1 + O_1)}{(M_2 + S_2)}$$

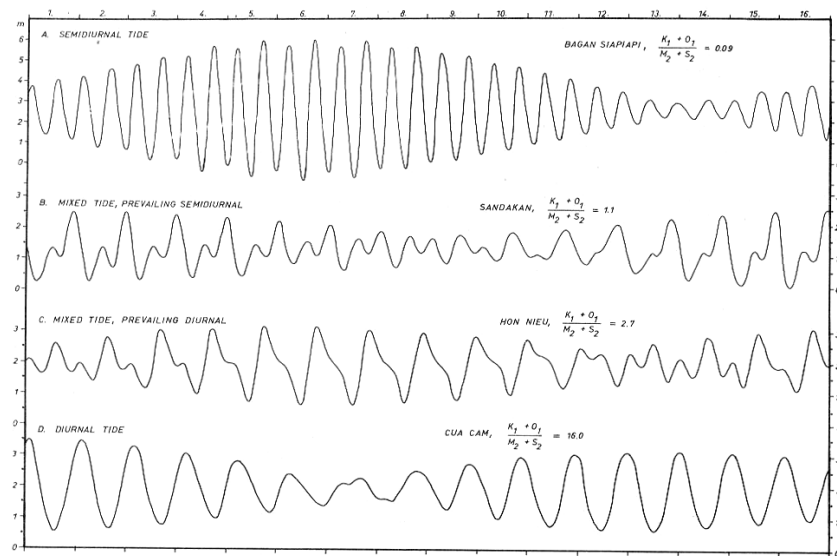
จำแนกลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงตาม Form number ใช้หลักการจำแนกของ G. Dietrich ตามที่ปรากฏใน NAGA Report , Volume 2 (ค.ศ. 1961 = พ.ศ. 2503) ดังนี้

1) $0 < F < 0.25$ น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำคู่ มียอดน้ำขึ้นและลงวันละ 2 ครั้ง โดยยอดน้ำขึ้นทั้ง 2 ครั้งและยอดน้ำลงทั้ง 2 ครั้งนั้นมีระดับใกล้เคียงกัน ตัวอย่างเช่น ข้อมูลระดับน้ำที่สถานีวัดระดับน้ำเกาะตะเกายน้อย จ.ภูเก็ต

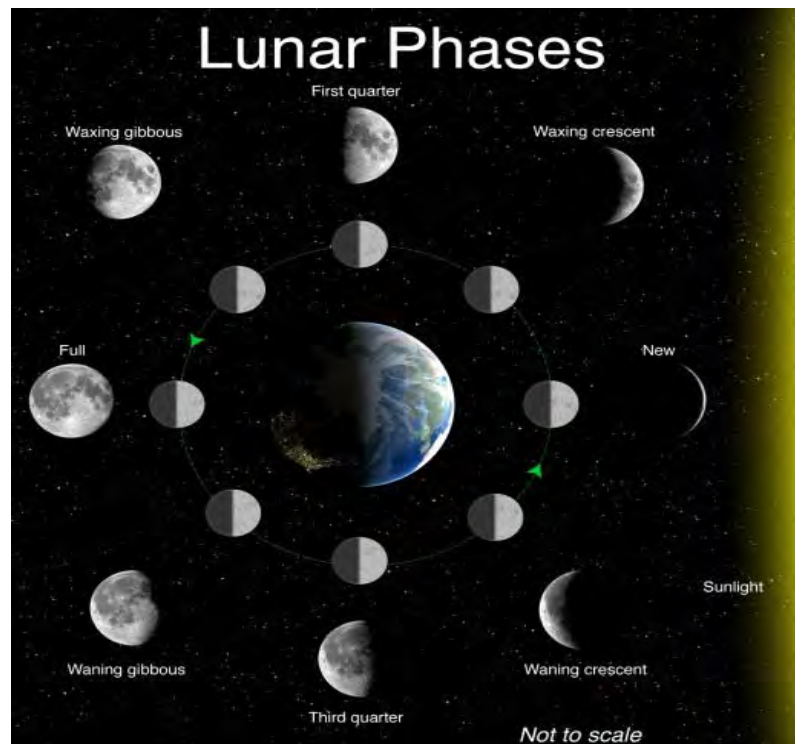
2) $0.25 < F < 1.50$ น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำผสม มียอดน้ำขึ้นและลงวันละ 2 ครั้ง แต่ยอดน้ำขึ้นทั้ง 2 ครั้ง หรือยอดน้ำลงทั้ง 2 ครั้งนั้นไม่เท่ากันและระยะเวลาขึ้นลงไม่เท่ากัน ตัวอย่างเช่น สถานีวัดระดับน้ำปัตตานี จ.ปัตตานี

3) $1.50 < F < 3.0$ น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำผสม โดยบางวันอาจมียอดน้ำขึ้นและลงวันละ 2 ครั้ง หรือบางวันจะมียอดน้ำขึ้นและลงเพียงยอดเดียว ตัวอย่างเช่น สถานีวัดระดับน้ำคลองใหญ่ จ.ตราด

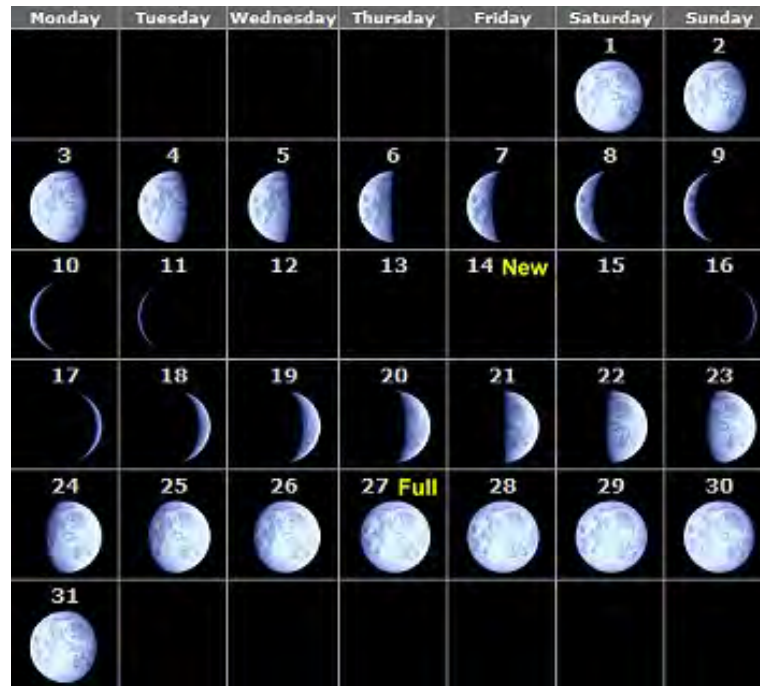
4) $F > 3.0$ น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำเดี่ยว โดยแต่ละวันมียอดน้ำขึ้นและลงวันละครั้งเท่านั้น ตัวอย่างสถานีวัดระดับน้ำเกาะหลัก จ.ประจวบคีรีขันธ์



รูปที่ 5.8 ลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงแบบต่างๆ (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)



รูปที่ 5.9 ลักษณะการเคลื่อนที่และตำแหน่งแบบต่างๆของดวงจันทร์ (ที่มา http://s2.hubimg.com/u/5567451_f520.jpg)



รูปที่ 5.10 ลักษณะของดวงจันทร์แบบต่างๆในรอบเดือน

(ที่มา http://1.bp.blogspot.com/_h-emw8c6t28/S9tPpt5derI/AAAAAAAAAQk/V-60DAJiFnY/s400/may.jpg)

คำถามท้ายบท

1. องค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง ณ สถานีตรวจวัดแห่งหนึ่งแสดงดังตาราง

Component	Amplitude (A : cm)	Local Phase (G : Degree)	ความเร็ว เชิงมุม (ω)	Argument ($(V_0 + u)_i$: Degree)	Nodal Factor (F)
A0	17.72	-	-	-	-
K1	62.35	166.7	15.04	290.8	1.027
O1	39.54	117.5	13.94	13.5	1.043
M2	34.12	137.1	28.98	300.5	0.996
S2	16.93	206.3	30.00	120.0	1.000

สมการพยากรณ์ระดับน้ำขึ้นน้ำลงสามารถเขียนได้ดังสมการ

$$\eta(t) = A_0 + \sum_{i=1}^k A_i F_i \cos[\omega_i t + (V_0 + u)_i - G_i]$$

เมื่อ $\eta(t)$ ระดับน้ำเมื่อเวลา t ใดๆ (เมตร) A_0 ระดับน้ำเฉลี่ยในช่วงเวลาใดๆ (เมตร)

k จำนวนขององค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลง i ดัชนีขององค์ประกอบ

A_i แอมพลิจูดขององค์ประกอบ i (เมตร) F_i nodal amplitude factor

ω_i ความเร็วเชิงมุม (องศา/ชั่วโมง) $(V_0 + u)_i$ astronomical argument

(องศา)

G_i improved kappa number (= local phase lag)

จากข้อมูลข้างบน จงตอบคำถามต่อไปนี้

1.1 บอกประเภทของน้ำขึ้นน้ำลง

1.2 ทหารดับน้ำในชั่วโมงที่ 0, 8, 11, 16 และ 23

1.3 จงคำนวณหา tidal range ในช่วงวันดังกล่าว

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

2. จากตารางต่อไปนี้เป็นแอมพลิจูดและเฟสของขององค์ประกอบฮาร์โมนิกหลักที่สถานีวัดระดับน้ำบางปะกง ให้คำนวณหาค่า F number $F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2}$ และบอกชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงจากข้อกำหนดต่อไปนี้

$F < 0.25$	น้ำคู่
$0.25 < F < 1.25$	น้ำผสมที่มีน้ำคู่เด่น
$1.25 < F < 2.5$	น้ำผสมที่มีน้ำเดี่ยวเด่น
$F > 2.5$	น้ำเดี่ยว

	แอมพลิจูด (cm)	เฟส (degree)
K_1	60.3	167.1
O_1	42.4	154.3
M_2	47.1	170.8
S_2	33.3	218.9

เอกสารอ้างอิง

KNAUSS, J.A.1978. Introduction to Physical Oceanography, Prentice Hall. This book begins with a theoretical background about the balances of forces involved in ocean circulation, and then provides an overview of ocean currents, tides and surface waves.

PETHICK, J. 1984. An Introduction to Coastal Geomorphology, Edward Arnold. Do not be misled by the use of 'geomorphology' in this title. This is a simple introduction to waves, tides, coastal sediment, the littoral zone and estuaries which is easily accessible to the mathematically less confident reader.

เว็บไซต์

www.chanthaburi.buu.ac.th/~tachanat/course/830321/unit1.pdf

แผนบริหารการสอนประจำบทที่ 6

1. วัตถุประสงค์ เชิงพฤติกรรม

- 1) ผู้เรียนสามารถอธิบายการแบ่งเอสทูรีตามธรณีสัณฐาน (geomorphology)
- 2) ผู้เรียนสามารถอธิบายอุทกวิทยาของเอสทูรี
- 3) .การไหลเวียนของน้ำในเอสทูรี
- 4) ผู้เรียนสามารถอธิบายการผสมผสานของน้ำในเอสทูรี
- 5) ผู้เรียนสามารถอธิบายพลศาสตร์ของตะกอน (sediment dynamics) ในเอสทูรี
- 6) ผู้เรียนสามารถอธิบาย Estuarine pollution
- 7) ผู้เรียนสามารถอธิบาย Nutrients and eutrophication

2. วิธีการสอนและกิจกรรมการเรียนการสอนประจำบท

- 1) บรรยาย
- 2) ให้นักศึกษามีส่วนร่วมโดยแสดงความคิดเห็น

3. สื่อการเรียนการสอน

- 1) Power Point
- 2) Internet สำหรับค้นคว้าเอกสารเพิ่มเติมในชั่วโมง

4. การวัดผลและการประเมินผล

- 1) ตั้งคำถามขณะบรรยาย
 - 2) สอบข้อเขียน
-

6. เอสทูรี (Estuaries)

สาระของบทนี้เกี่ยวข้องกับลักษณะ นิยามของเอสทูรี การจำแนกประเภทของเอสทูรีตามคุณสมบัติทางกายภาพ พลศาสตร์ของน้ำและตะกอนในเอสทูรี เนื้อหาของบทนี้ครอบคลุมเฉพาะฟิสิกส์เท่านั้น ผู้อ่านควรอ่านลักษณะทางเคมีและชีววิทยาของเอสทูรีเพิ่มเติม

เอสทูรี (estuary) เป็นเขตรอยต่อระหว่างแม่น้ำกับทะเล ที่เราเข้าใจก็คือปากแม่น้ำเป็นส่วนใหญ่ เอสทูรีอยู่ในเขตอิทธิพลของน้ำท่า น้ำขึ้นน้ำลง และลมชายฝั่ง เอสทูรีเป็นบริเวณที่มีความสำคัญเพราะเป็นแหล่งที่ตั้งของชุมชน แหล่งโรงงานอุตสาหกรรม เขตท่าเรือ เขตฐานทัพ เขตท่องเที่ยวพักผ่อน เขตอนุบาลสัตว์วัยอ่อน อีกทั้งยังเป็นแหล่งรองรับของเสียจากชุมชนและโรงงาน เอสทูรีหลายแห่งถูกตัดแปลงให้เปลี่ยนไปจากสภาพธรรมชาติ ทำให้คุณภาพของเอสทูรีเสื่อมลง

คำจำกัดความของเอสทูรีกว้างๆ ตามนิยามของ Cameron & Pritchard (1963)

“ a semi-enclosed body of water having a free connection with the open sea and within which seawater is measurably diluted with freshwater derived from land drainage”

“บริเวณผืนน้ำกึ่งปิดซึ่งมีร่องน้ำติดต่อกับต่อกับทะเล และน้ำทะเลในเอสทูรีถูกเจือจางโดยน้ำท่าจากลุ่มน้ำ”

เอสทูรีหลายแห่งมีสภาพไม่ตรงกับนิยามข้างต้น เนื่องจากเอสทูรีตั้งอยู่ในบริเวณสภาพภูมิศาสตร์ที่แตกต่างกันมาก อาทิเช่น เอสทูรีบางแห่งไม่มีทางติดต่อกับทะเลในบางฤดูกาล ความเค็มของน้ำในเอสทูรีสูงกว่าน้ำทะเลถ้าน้ำระเหยออกไปมาก เอสทูรีบางแห่งไม่มีแม่น้ำไหลลง เป็นต้น จึงไม่สามารถนิยามเอสทูรีให้ครอบคลุมเอสทูรีได้ทั้งหมด

เอสทูรีแต่ละแห่งสามารถแบ่งออกเป็นเขตต่างๆ ได้ 4 เขตดังนี้

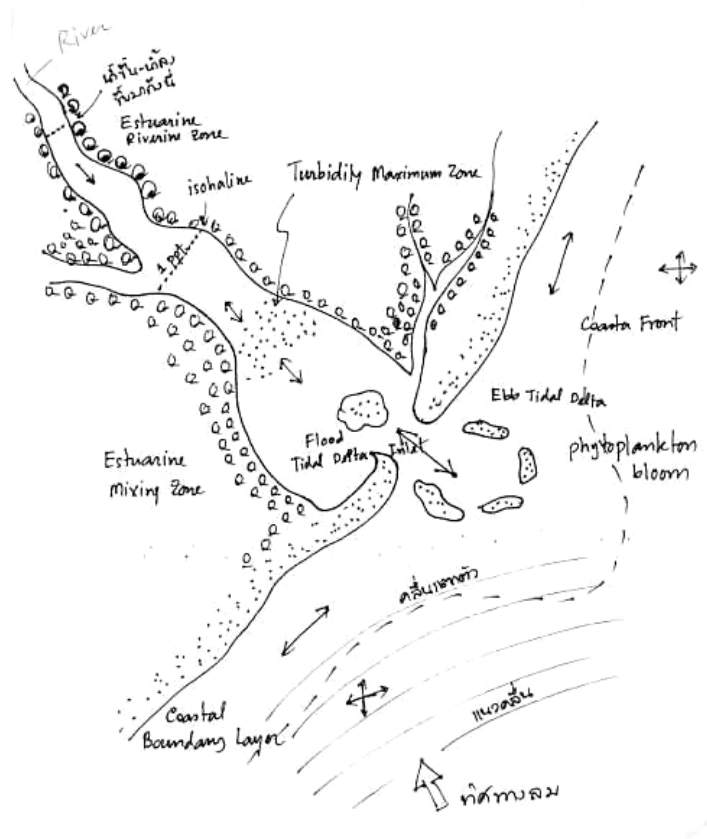
- 1) Riverine zone เป็นเขตที่ไม่ได้รับอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง น้ำไหลลงทางเดียวตามความลาดเอียงของท้องน้ำ
- 2) Estuarine-Riverine zone เป็นเขตที่ได้รับอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง อยู่เข้ามาในแม่น้ำเป็นระยะทางไกล กระแสน้ำจะเปลี่ยนทิศทางการไหลตามน้ำขึ้นน้ำลง ความเค็มของน้ำไม่เกิน 1 ppt
- 3) Estuarine mixing zone เป็นส่วนที่เกิดกระบวนการทางกายภาพต่างๆ ซับซ้อนที่สุด ขอบเขตด้านบนอยู่ที่ความเค็ม 1 ppt ขอบเขตด้านล่างที่สันดอนน้ำลงที่ปากแม่น้ำ (ebb tidal delta) ความเค็มของน้ำอยู่ระหว่าง 1-34 ppt เขต estuarine mixing จะเปลี่ยนแปลง

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ขึ้นลงตามปริมาณน้ำท่า ถ้าปริมาณน้ำท่ามีมากเขตนี้อาจหลุดเลยออกไปจากแม่น้ำได้ เขตที่มีความเค็ม 4-8 ppt เป็นเขตที่มีอนุภาคตะกอนเกาะตัวกันทำให้ความเข้มข้นของตะกอนแขวนลอยสูงที่สุด (turbidity maximum zone)

4) Coastal boundary layer เขตชายฝั่งระยะ 1-20 กิโลเมตรจากชายฝั่ง อยู่ในเขตอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง น้ำท่า และคลื่นลม มีรอยปะทะ (front) ของน้ำชายฝั่งกับน้ำทะเลชัดเจน มีส่วนผสมของน้ำท่า มีความเข้มข้นของตะกอนแขวนลอยสูง

ตำแหน่งของเอสทูรีขึ้นอยู่กับระดับน้ำทะเลซึ่งควบคุมโดยปริมาณน้ำแข็งขั้วโลก เอสทูรีจึงถอยร่นเข้าไปในแผ่นดินหรือยื่นลงไปในทะเล เอสทูรีในปัจจุบันเพิ่งเกิดขึ้นหลังจากยุคน้ำแข็งล่าสุดเมื่อไม่ถึง 10,000 ปีที่ผ่านมา เราอยู่ในช่วงที่ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้นหรือทรงตัว เอสทูรีจึงถอยร่นเข้าไปในแผ่นดิน



รูปที่ 6.1 ลักษณะทางกายภาพตามนิยามของเอสทูรี

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

6.1 การแบ่งเอสตูรีตามธรณีสัณฐาน (geomorphology)

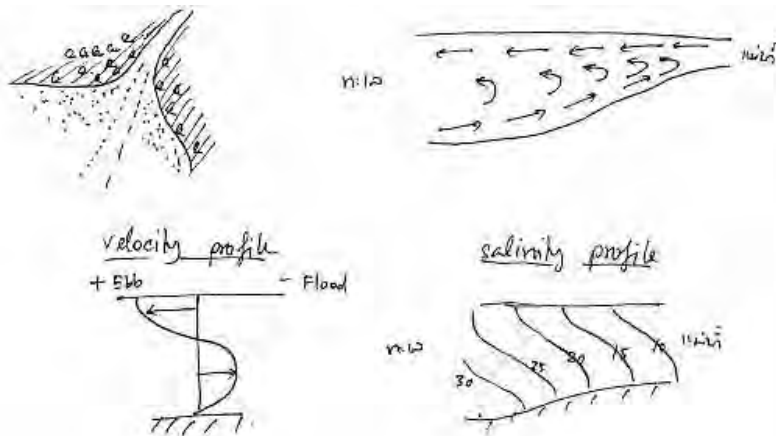
เราสามารถแบ่งประเภทของเอสตูรีตามลักษณะทางธรณีและธรณีสัณฐานได้ 4 ประเภท คือ

- 1) Coastal plain (Drown river valley) estuary
- 2) Fjords estuary
- 3) Lagoon estuary
- 4) Tectonically formed estuary

1) Coastal plain (Drown river valley) estuary เกิดจากแม่น้ำและพื้นที่ราบจมอยู่ใต้ทะเลจากการที่ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น ประกอบไปด้วยร่องน้ำลึกและที่ราบจมน้ำด้านข้างซึ่งไม่ลึก การวางตัวของเอสตูรีจะตั้งฉากกับชายฝั่ง ปากร่องน้ำจะกว้างแล้วแคบเข้ามาที่ปลายร่องน้ำ อาจจะทำต่อกับทะเลเพียงร่องน้ำเดียว หรือมีหลายร่องน้ำเช่นบริเวณดินดอนสามเหลี่ยมปากแม่น้ำ การไหลเวียนของน้ำได้รับอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลงและน้ำท่า โดยทั่วไปน้ำชั้นบนมีทิศทางการไหลเป็นน้ำไหลออก ขณะที่น้ำชั้นล่างมีทิศทางการไหลเป็นน้ำไหลเข้า ความเค็มของน้ำขึ้นกับปริมาณน้ำท่า เอสตูรีในประเทศไทยส่วนใหญ่จะเป็นแบบนี้



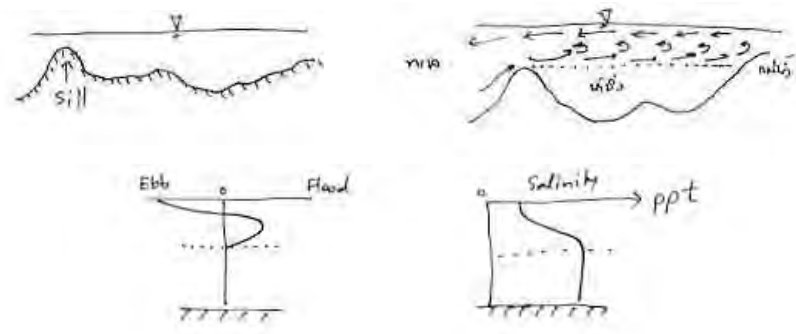
รูปร่างหน้าตัดเป็นรูปตัว V ร่องน้ำลึก 10 เมตร แต่ tidal flat กว้างหลายกิโลเมตร เมื่อพล็อตโดยขยายความลึก 50 เท่า



รูปที่ 6.2 ลักษณะของ coastal plain estuary และการไหลเวียนของน้ำ

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

2) Fjords estuary เอสทูรีประเภทนี้พบได้ตามพื้นที่ใกล้ขั้วโลก เกิดจากธารน้ำแข็งเคลื่อนที่แล้วกัดเซาะแผ่นดินจนเป็นร่องลึก ต่อมาธารน้ำแข็งจมน้ำกลายเป็นเอสทูรี ความลึกน้ำโดยทั่วไปจะค่อนข้างลึก 200-800 เมตร รูปร่างหน้าตัดร่องน้ำเป็นรูปตัวอักษร “U” ท้องทะเลราบ บริเวณปากร่องน้ำมีหินแข็งใต้น้ำเรียกว่า sill กั้นการไหลเวียนของน้ำชั้นล่าง น้ำถูกแบ่งเป็น 2 ชั้น น้ำชั้นบนจืดกว่าชั้นล่างมีการไหลออกสู่ทะเลได้สะดวก มีปริมาณออกซิเจนสูง ส่วนน้ำชั้นล่างเค็ม น้ำนิ่งเพราะถูก sill กั้น ไม่เกิดการหมุนเวียนผสมผสานกับน้ำทะเล ปริมาณออกซิเจนน้อยจนเป็นศูนย์ รูปร่างหน้าตัด

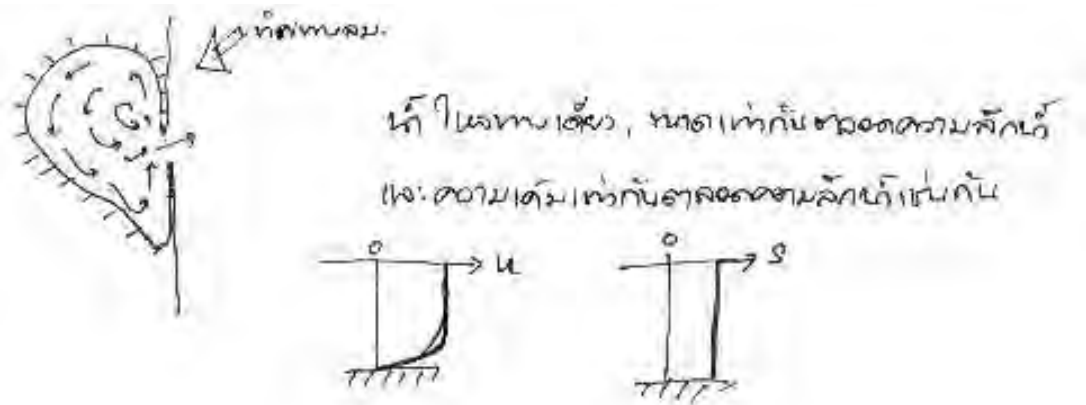


Velocity profile

Salinity profile

รูปที่ 6.3 ลักษณะของ Fjord และการไหลเวียนของน้ำ

3) Lagoon estuary เอสทูรีแบบลากูนเกิดเมื่อระดับน้ำเพิ่มขึ้นท่วมชายฝั่ง ต่อมาคลื่นซัดตะกอนมาปิดกั้นทางติดต่อกับทะเล จึงเกิดเป็นทะเลสาบชายฝั่งเกิดขึ้น ตัวอย่างเอสทูรีแบบลากูนคือทะเลสาบสงขลา ร่องน้ำตากใบ เป็นต้น แนวปะการังนอกชายฝั่งก็ทำให้เกิดลากูนได้เช่นกันโดยปะการังเกิดขึ้นรอบๆ เกาะ ต่อมาเกาะจมตัวลงเป็นแอ่งน้ำขณะที่ปะการังออกสูงขึ้น ลากูนจะวางตัวขนานกับชายฝั่ง อาจมีร่องน้ำต่อกับทะเลเพียงร่องเดียวหรือหลายร่อง ส่วนใหญ่น้ำตื้น ดังนั้นลมผิวน้ำจะพัดจนทำให้เกิดระบบการไหลเวียนของน้ำทั้งคอลัมน์น้ำ หรือมีน้ำขึ้นน้ำลงตามน้ำทะเล ความเค็มอาจใกล้เคียงน้ำทะเลหรือเค็มยิ่งกว่าเนื่องจากมีอัตราการระเหยสูง



รูปที่ 6.4 ลักษณะของ lagoon estuary และการไหลเวียนของน้ำ

4) Tectonically formed estuary เอสทิวรีแบบนี้เกิดขึ้นเนื่องจากการเคลื่อนตัวของเปลือกโลก ไม่มีรูปร่างที่เป็นลักษณะเฉพาะ โดยมากมักเกิดในบริเวณที่มีรอยเลื่อน (fault zone) เช่น อ่าวซานฟรานซิสโก เป็นต้น ในประเทศไทยมีเอสทิวรีประเภทนี้คือ แหลมตะลุมพุก เป็นต้น

อนึ่ง ตามสภาพที่เป็นจริงไม่สามารถจะแบ่งแยกเอสทิวรีได้อย่างแน่ชัด ทั้งนี้เพราะอิทธิพลของทะเลและน้ำแม่น้ำมีด้วยกันหลายระดับ เราจึงเห็นเอสทิวรีในรูปแบบต่างๆ ตั้งแต่ดินดอนสามเหลี่ยมปากแม่น้ำ(delta)ซึ่งได้รับอิทธิพลของน้ำท่ามาก เอสทิวรีแบบเดลต้า เอสทิวรีปากแม่น้ำ เอสทิวรีกึ่งทะเลสาบ จนถึงทะเลสาบชายฝั่งทะเลซึ่งได้รับอิทธิพลของทะเลค่อนข้างมาก

6.2 อุทกวิทยาของเอสทิวรี

ความเค็มของน้ำในเอสทิวรีขึ้นกับปริมาณน้ำท่า ปริมาณฝน การระเหยของน้ำ น้ำขึ้นน้ำลง ความแรงของลม และรูปร่าง-ความลึกของน้ำ (ควบคุมประสิทธิภาพในการผสมผสานกันของน้ำ) น้ำในเอสทิวรีจึงมีความเค็มได้ตั้งแต่ 0 ppt จนถึงเค็มยิ่งกว่าน้ำทะเล

ปริมาณฝนและน้ำท่า

ฝนที่ตกบนแผ่นดินทำให้เกิดน้ำท่า ฝนที่กลายเป็นน้ำท่าจะมากหรือน้อยขึ้นกับความชื้นในดิน ความสามารถในการซึมของชั้นดิน และอัตราการระเหยของน้ำ โดยเฉลี่ย 20-60% ของปริมาณฝนจะกลายเป็นน้ำท่า การไหลของน้ำท่าสุทธิคือออกสู่ทะเล

ปริมาณน้ำท่าเมื่อเทียบกับน้ำทะเลแล้วมีสัดส่วนน้อยมาก อิทธิพลของน้ำท่าจึงอยู่เฉพาะเขตชายฝั่ง (coastal boundary layer) เท่านั้น ยกเว้นลุ่มน้ำเมซอนที่มีปริมาณน้ำท่าเฉลี่ย 236,000 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที จะเห็น plume น้ำท่าไปได้เป็นร้อยกิโลเมตรจากชายฝั่งออกไป

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

เราสามารถคำนวณอัตราการผสมผสานและเวลาที่ใช้ในการไหลลงสู่ทะเล (flushing time) มลพิษในเอстуรีที่มีวงจรถ่ายกับโมเลกุลของน้ำได้ง่าย การหา flushing time อย่างง่ายคือปริมาณน้ำจืดในเอสตูรีหารด้วยอัตราการไหลของน้ำท่า (R)

$$\text{Flushing time} = \frac{V_e (S_0 - S_e)}{R S_0}$$

V_e คือปริมาตรน้ำในเอสตูรี S_0 คือความเค็มของน้ำในทะเล S_e คือความเค็มของน้ำในเอสตูรี R คืออัตราการไหลของน้ำท่า การคำนวณแบบนี้มีสมมุติฐานว่ากระบวนการในเอสตูรีอยู่ในสภาวะสมดุล

ปริมาณฝน อัตราการระเหย และลม

ฝนตกเป็นฤดูกาลในขณะที่อัตราการระเหยค่อนข้างจะคงที่ สำหรับประเทศไทยปริมาณฝนตกจะมากกว่าปริมาณน้ำที่ระเหยไป จึงมีปริมาณน้ำท่าหลงเหลืออยู่ทำให้น้ำในเอสตูรีมีความเค็มต่ำกว่าหรือใกล้เคียงกับน้ำทะเล แต่ในแถบแห้งแล้งน้ำที่ระเหยไปจะมากกว่าน้ำที่ได้รับจากฝน ทำให้ความเค็มของน้ำในเอสตูรีสูงกว่าน้ำทะเลปกติ

ลมนอกจากจะทำให้เกิดการไหลเวียนของน้ำแล้ว ยังช่วยเร่งการระเหยของน้ำโดยพัดพาเอาอากาศที่ชุ่มไอน้ำขึ้นสู่เบื้องบน อากาศที่แห้งกว่าจะเข้ามาแทนที่

น้ำขึ้นน้ำลง

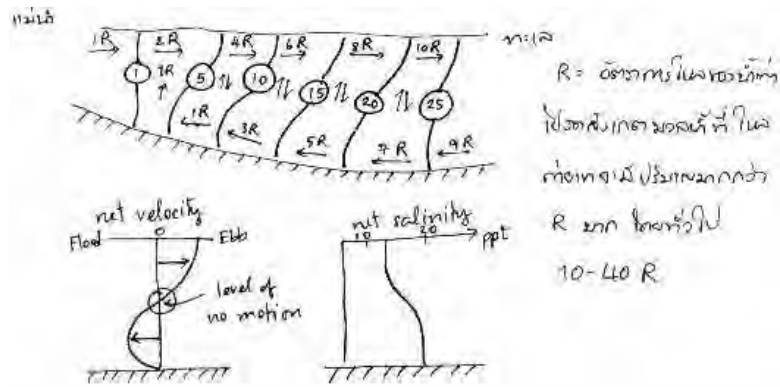
น้ำขึ้นน้ำลงช่วยในการเปลี่ยนถ่ายน้ำในเอสตูรีเช่นกัน ปริมาณน้ำที่อยู่ระหว่างระดับน้ำทะเลสูงสุดกับต่ำสุดคูณกับพื้นที่ผิวน้ำเฉลี่ยจะเรียกว่า tidal prism ซึ่งก็คือปริมาณน้ำที่จะไหลออกสู่ทะเลใน 1 รอบวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลง เราสามารถคำนวณค่า flushing time โดยแทน R ด้วย tidal prism โดยมีสมมุติฐานว่าน้ำในระบบผสมผสานกันดี 100 เปอร์เซ็นต์ และน้ำที่ออกจากระบบในรอบวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลงรอบก่อนไม่ไหลกลับเข้าสู่ระบบในรอบถัดไป

น้ำขึ้นน้ำลงทำให้น้ำไหลเข้าและออกใน 1 รอบวัฏจักร เมื่อเฉลี่ยกระแสในในแต่ละจุดแล้วอาจพบว่ากระแสไม่เป็นศูนย์ แสดงว่ามีการไหลเวียนสุทธิเรียกว่า residual circulation ซึ่งอาจเกิดจากรูปหน้าตัดของร่องน้ำ (tidal pumping) ที่ไม่สมมาตรกันทางฝั่งซ้ายและขวา โดยน้ำไหลเข้าทางร่องน้ำลึกและไหลออกทางร่องน้ำตื้น หรือแรงโคริโอลิสทำให้น้ำไหลเบี่ยงไปทางขวาถ้าปากแม่น้ำกว้างมากๆ

6.3 การไหลเวียนของน้ำในเอสทูรี

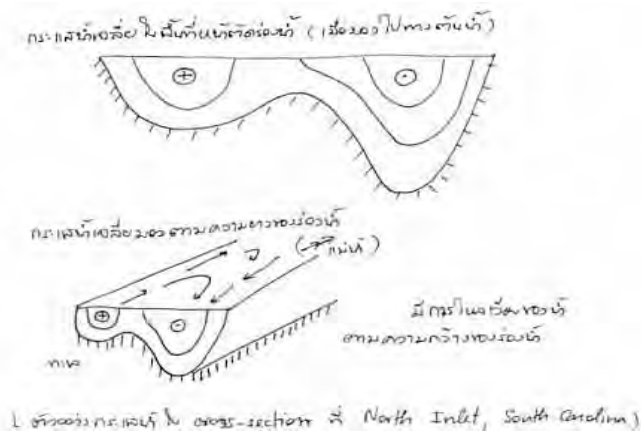
การไหลเวียนของน้ำในเอสทูรี มี 3 ประเภทหลักคือ

1) กระแสน้ำเนื่องจากแรงโน้มถ่วง (Gravitational circulation) หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า classical circulation หรือ estuarine circulation เป็นลักษณะที่น้ำท่าซึ่งเบาหรือน้ำทะเลลอยตัว อยู่เหนือชั้นน้ำเค็มและไหลลงสู่ทะเล ขณะน้ำท่าไหลไปก็จะดึงน้ำเค็มชั้นล่างมาผสมทำให้ปริมาณน้ำที่ไหลเพิ่มมากขึ้น น้ำทะเลจะไหลเข้ามาทางชั้นล่าง บางส่วนก็ผสมกับน้ำท่าแล้วไหลออกไป ดังนั้นการไหลสุทธิคือน้ำชั้นบนไหลออก น้ำทะเลด้านล่างไหลเข้ามา น้ำชั้นบนจะจืดกว่าน้ำชั้นล่าง



รูปที่ 6.5 การไหลเวียนแบบ Gravitational circulation

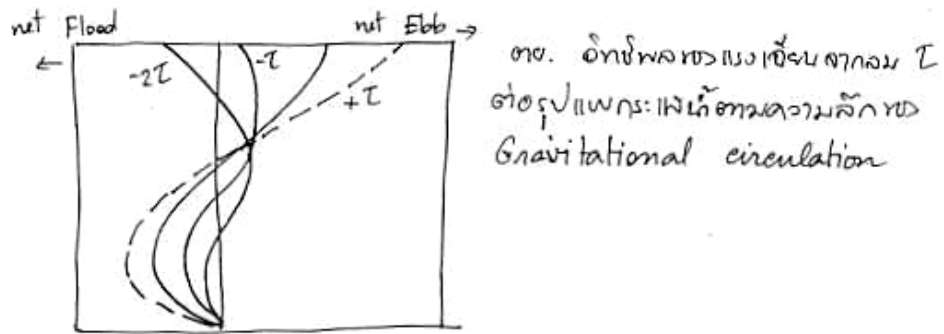
2) กระแสน้ำสุทธิ(Residual circulation) เกิดขึ้นเมื่อเราทำการเฉลี่ยค่ากระแสที่ต่อเวลา ณ จุดใดจุดหนึ่งใน 1 รอบวัฏจักรน้ำขึ้นน้ำลง จะปรากฏว่ากระแสที่สุทธิไม่เป็นศูนย์ เกิดลักษณะการไหลเวียนที่ว่ากระแสน้ำไหลเข้าสุทธิที่ฝั่งหนึ่ง และไหลออกสุทธิที่อีกฝั่งหนึ่ง มักเกิดในกรณีที่มีแนวหน้าตัดมีร่องน้ำ 2 ร่องที่มีความลึกไม่เท่ากัน น้ำเฉลี่ยไหลเข้าทางร่องน้ำตื้นแล้วไหลออกทางร่องน้ำลึก



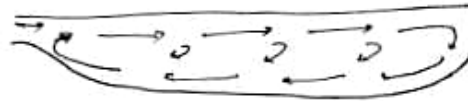
รูปที่ 6.6 การไหลเวียนแบบ Residual circulation

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

3) กระแสน้ำเนื่องจากลม(Wind-driven circulation) ทิศทางและความเร็วกระแสน้ำแปรปรวนตามทิศทางและความเร็วลม ถ้ากระแสน้ำลมแรงพอและพัดอยู่เป็นเวลานานก็จะทำให้เกิดการไหลเวียนของน้ำทั่วทั้งบริเวณเอสทูรี สามารถก่อให้เกิด seiche หรือ harbour resonance ได้ (ดูเรื่องคลื่นในบทที่ 4) และสามารถช่วยเพิ่มความเร็วของ gravitational circulation หรือ residual circulation



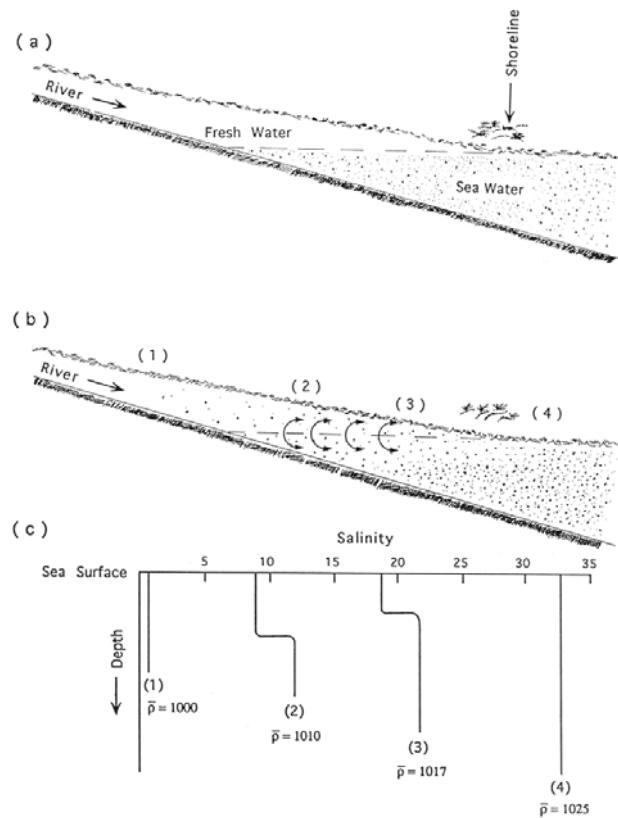
ถ้ามีลมพัดอยู่เป็นเวลานานจะ ทำให้เกิด การไหลเวียนแพน้ำ ในวงเป็น 2 ชั้น
เกิด ตามลาดเอียงของ ฝั่งน้ำ เกิดได้ดัง ใตงเฉพาะ เมื่อ ปรากฏน้ำขึ้นน้ำลง
มีสิ่งกีดขวาง



รูปที่ 6.7 ผลจากกระแสน้ำเนื่องจากลม

6.4 การผสมผสานของน้ำในเอสทูรี

พิจารณาปากแม่น้ำที่มีความกว้างจำกัด ท้องน้ำอยู่เหนือระดับน้ำทะเลจนอยู่ใต้ระดับน้ำทะเล น้ำทะเลจะอยู่ที่ก้นแม่น้ำในระดับน้ำทะเล น้ำท่า (discharge) ที่ไหลลงสู่ทะเลด้านบนจะชักพาน้ำทะเลเบื้องล่างเข้ามาผสมกับน้ำท่าแล้วไหลออกสู่ทะเล ทำให้ปริมาณน้ำที่ไหลออกสู่ทะเลจะมากกว่าปริมาณน้ำท่าหลายเท่าตัว เราสามารถหาความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำท่า น้ำที่ไหลเข้า-ออกเอสทูรี โดยใช้หลักการอนุรักษ์มวลสารในบทที่ 4 ซึ่งจะแสดงให้เห็นอีกครั้งหนึ่ง



รูปที่ 6.8 a) ถ้าไม่มีการผสมของน้ำท่ากับน้ำทะเล น้ำทะเลจะอยู่ใต้น้ำท่าในระดับน้ำทะเล
 b) ถ้ามีการผสมของน้ำทะเลกับน้ำท่า ทำให้ความเค็มตามความลึกมีรูปร่างตาม c)
 (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

ให้ปริมาณน้ำที่ไหลออกคือ T_o ปริมาณที่ไหลเข้าคือ T_i และปริมาณน้ำท่าเท่ากับ R
 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำคือ

$$T_o = T_i + R$$

ให้ความเค็มของน้ำที่ไหลออกเท่ากับ S_o และน้ำไหลเข้าเท่ากับ S_i ความสัมพันธ์ของ
 ปริมาณเกลือคือ

$$T_o S_o = T_i S_i$$

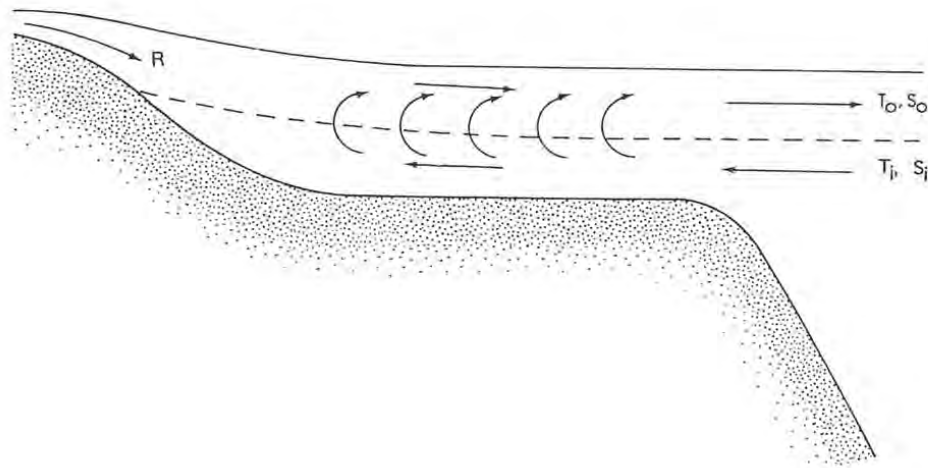
เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

แก้สมการหาค่า T_i และ T_o จะได้

$$T_o = R \frac{S_i}{S_i - S_o}$$

$$T_i = R \frac{S_o}{S_i - S_o}$$

ถ้าปริมาณน้ำท่าคงที่ หากมีการผสมผสานของน้ำ (การพา) ของน้ำมากจะทำให้ปริมาณน้ำที่ไหลเข้า-ออกเอสทูรีสูงตามไปด้วย



รูปที่ 6.9 การผสมของน้ำทะเลกับน้ำท่าทำให้ปริมาณน้ำที่ไหลออกในน้ำชั้นบนมีมากขึ้น (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

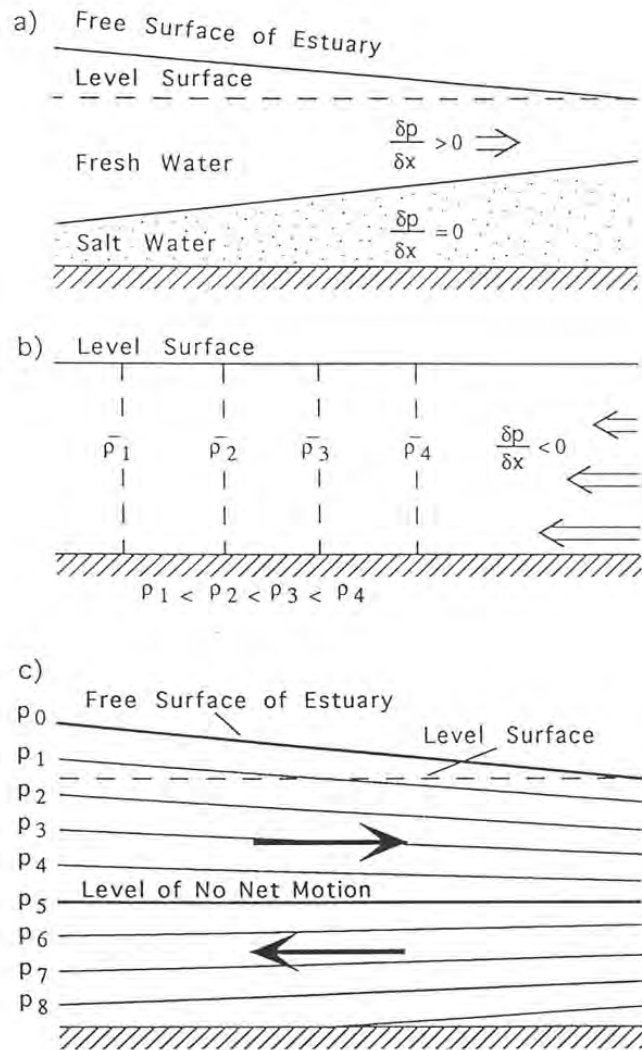
สมการอนุรักษ์มวลสารบอกได้แต่ปริมาตรการไหลแต่ไม่สามารถบอกได้ว่าน้ำยังคงแบ่งเป็น 2 ชั้นได้อย่างไร มองเป็น 3 กรณี คือ

1) ไม่มีการผสมระหว่างน้ำทะเลกับน้ำท่า น้ำแบ่งเป็น 2 ชั้นชัดเจน ความเอียงของผิวน้ำชั้นบนจะตรงกันข้ามกับน้ำชั้นล่างตามสมการของ Margule ในบทที่ 6 แรงบังคับการไหลเป็นความสมดุลระหว่างความเอียงของผิวน้ำชั้นบนกับแรงเสียดทาน

2) น้ำผสมกันอย่างสมบูรณ์ ทำให้ความเค็มในแต่ละจุดเท่ากันตลอดความลึก ถ้าสมมุติว่าผิวน้ำอยู่ในแนวระนาบ แรงเนื่องจากความต่างของแรงดันจะเป็นศูนย์ที่ผิวน้ำแล้วเพิ่มขึ้นตามความลึก ความเร็วกระแสน้ำในแนวตั้งก็จะเพิ่มขึ้นตามความลึกด้วย

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

3) รวม 2 กรณีเข้าด้วยกัน คือน้ำผสมกันได้ไม่สมบูรณ์ ผิวน้ำมีความเอียงทำให้น้ำชั้นบนไหลลงสู่ทะเล น้ำชั้นล่างไหลเข้ามา จุดที่กระแสน้ำเปลี่ยนทิศทางการไหลจะอยู่ตรงบริเวณ halocline



รูปที่ 6.10 a) น้ำท่าไหลอยู่บนน้ำทะเลซึ่งหยุดนิ่ง b) น้ำผสมกันอย่างสมบูรณ์ ความเค็มเท่ากันตลอดความลึก ความเค็มเพิ่มขึ้นตามระยะทางสู่ทะเล ความต่างของแรงดันจะเพิ่มขึ้นตามความลึก และกระแสน้ำไหลเข้าจะเพิ่มขึ้นตามความลึก c) แบบผสมระหว่าง a) กับ b) การไหลของน้ำขึ้นกับความเอียงของเส้นชั้นแรงดัน น้ำชั้นบนไหลออกขณะที่น้ำชั้นล่างไหลเข้า (ที่มา KNAUSS, J.A.1978.)

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

ดัชนีบ่งบอกว่าน้ำผสมกันมากน้อยเพียงใดคือ Richardson number (Ri) ตามสูตร

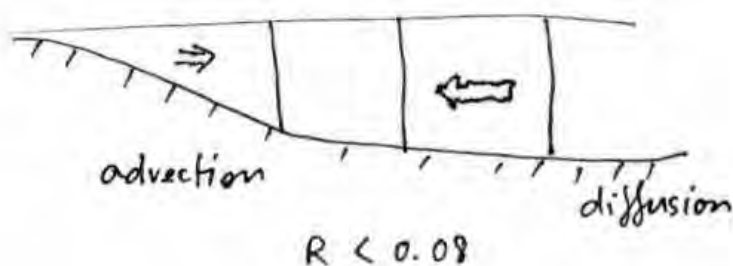
$$Ri = \frac{-g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

เครื่องหมายลบมีไว้เพื่อให้ค่า Richardson number เป็นบวก ถ้าความเร็วน้ำไหลออก (ชั้นบน) และไหลเข้า (ชั้นล่าง) แรง จะทำให้ความแตกต่างของความเร็ว (horizontal shear) มีค่ามาก ค่า Richardson number จะต่ำลง ถ้าค่า Richardson number ต่ำกว่า 0.25 จะเริ่มเกิดคลื่นบริเวณรอยต่อระหว่างน้ำชั้นบนกับน้ำชั้นล่าง น้ำเค็มจากชั้นล่างจะถูกดึงไปผสมกับน้ำท่าข้างบนได้มาก

การปรับปรุงร่องน้ำเพื่อลดการตกตะกอนอาจเป็นการเพิ่มการตกตะกอนได้ ยกตัวอย่างเช่น การผันน้ำท่ามาลงสู่แม่น้ำให้มากขึ้นเพื่อช่วยผลักดันตะกอนจากแม่น้ำไม่ให้ตกในร่องน้ำ แต่จะไปเพิ่มความเร็วกะแสน้ำและความแตกต่างของกระแสน้ำระหว่างชั้นบนกับชั้นล่าง (vertical velocity shear) น้ำชั้นล่างจะไหลแรงขึ้นและพัดพาทรายจะชายฝั่งมาตกในร่องน้ำได้มากขึ้น

การผสมผสานของน้ำในเอสทูรีเกิดจากอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง ปริมาณน้ำท่า ลม รูปร่าง และความลึกของเอสทูรีเป็นหลัก เราสามารถแบ่งเอสทูรีตามการผสมผสานของน้ำได้ดังนี้

1) Well-mixed estuary ส่วนใหญ่มักเกิดในบริเวณน้ำตื้น มวลน้ำผสมผสานกันดีทั้งคอลัมน์น้ำ ความเค็มเท่ากันทุกระดับความลึก ความเค็มของน้ำลดลงตามระยะทางที่เข้าไปในแม่น้ำ



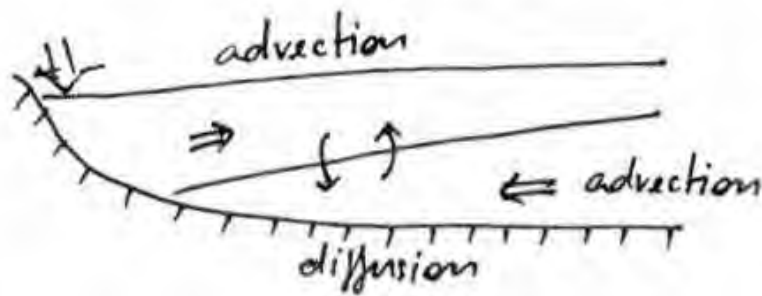
รูปที่ 6.11 ลักษณะของ well-mixed estuary

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

2) Stratified estuary น้ำแบ่งเป็น 2 ชั้นโดยน้ำชั้นบนจะมีความเค็มต่ำกว่าน้ำชั้นล่าง แบ่งได้เป็น 2 ประเภทย่อย

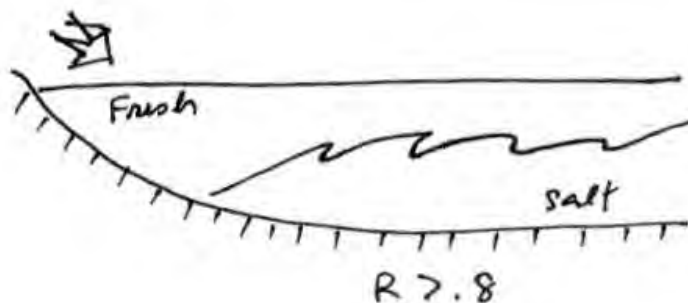
2.1 Partially Stratified estuary เป็นลักษณะโดยทั่วไปของเอสตูรี มักเกิดในบริเวณน้ำตื้น น้ำชั้นบนจะเค็มน้อยกว่าน้ำชั้นล่างเล็กน้อย มีการผสมผสานกันระหว่างน้ำทั้ง 2 ชั้น ความเค็มของน้ำลดลงตามระยะทางที่เข้าไปในแม่น้ำ กระแสน้ำสุทธิไหลออกในน้ำชั้นบนและไหลเข้าในน้ำชั้นล่าง เรียกการไหลเวียนแบบนี้ว่า classical circulation ปริมาณน้ำท่าที่พอเหมาะจะเหนี่ยวนำให้น้ำผสมผสานกันได้มาก ปริมาณที่เข้าสู่วัฏจักรการไหลเวียนจะเพิ่มมากกว่าปริมาณน้ำท่าหลายเท่าตัว

2.2 Highly stratified estuary เกิดขึ้นในพอร์ต เฉพาะน้ำชั้นบนเท่านั้นที่มีการไหลลงสู่ทะเล น้ำชั้นล่างหยุดนิ่งเนื่องจากมีขีดหินใต้น้ำ (sill) กั้น



รูปที่ 6.12 ลักษณะของ partially stratified estuary

3) Salt wedge estuary เกิดในกรณีที่มีน้ำท่ามากๆ น้ำท่าไหลออกสู่ทะเลอย่างรวดเร็วโดยไม่ผสมผสานกับน้ำชั้นล่างอย่างพอเพียง น้ำชั้นบนจะจืด ขณะที่น้ำชั้นล่างมีความเค็ม น้ำแบ่งเป็น 2 ชั้นค่อนข้างชัดเจน



รูปที่ 6.13 ลักษณะของ salt wedge estuary

6.5 พลศาสตร์ของตะกอน (sediment dynamics) ในเอสตูรี

ตะกอนในเอสตูรีมีแหล่งที่มีหลายทางด้วยกันอาทิเช่น การชะล้างจากแผ่นดินโดยน้ำท่า มา กับน้ำทิ้งของชุมชนและโรงงาน เคลื่อนตัวมาตามชายฝั่งหรือริมฝั่งพังทลาย ลมกัดกร่อนและพัดพา ทรายจากเนินทรายหรือที่ตื้นน้ำท่วมถึง ตะกอนไหลทวีปูกักตุนตะกอนจากการขุดลอก และ ขึ้นส่วนของสัตว์หรือพืชเมื่อตาย เป็นต้น ตะกอนในเอสตูรีจะถูกพัดพา ตกตะกอน จับตัวหรือแตกตัว ตามอิทธิพลของกระแสน้ำและความเค็มของน้ำ

กระแสน้ำมีส่วนในการอุ้มและพัดพาตะกอนให้ออกจากแหล่งกำเนิด เมื่อกระแสน้ำอ่อนตัวลง ไม่สามารถอุ้มตะกอนขนาดใหญ่ได้ก็จะเกิดการตกตะกอน โดยเฉพาะบริเวณปากแม่น้ำ จะมีสันดอน น้ำลง (ebb tidal delta) ที่ปากแม่น้ำ และสันดอนน้ำขึ้น (flood tidal delta) เกิดขึ้นเข้าไปในแม่น้ำ ขนาดของตะกอนที่ตกจะขึ้นกับแหล่งที่มาของตะกอน โดยตะกอนละเอียดจะมากับน้ำท่าในขณะที่ ตะกอนทรายมาจากชายฝั่ง การทับถมของตะกอนทรายเนื่องจากคลื่นจะทำให้เกิดสันทรายปาก แม่น้ำ (spit) สันดอนและสันทรายจะเปลี่ยนขนาดและรูปร่างอยู่ตลอดเวลาตามอิทธิพลของคลื่นและ กระแสน้ำ

ตะกอนทรายที่เคลื่อนเข้าไปในแม่น้ำอาจเกิดจาก gravitational circulation และหรือ tidal pumping และรูปร่างของลอนทรายจะสามารถบอกได้ว่ากระแสน้ำไหลออก (ebb current) หรือไหลเข้า (flood current) แรงกว่ากัน

ตะกอนดินเหนียวจะเกิดขึ้นบริเวณจุดที่มีความเข้มข้นของตะกอนแขวนลอยสูงสุด (turbidity maximum zone) บริเวณมวลน้ำไหลมาบรรจบกัน กระแสน้ำวนตรงที่น้ำไหลมาบรรจบกันทำให้เกิด การกักตะกอนที่จวนเป็นร่องลึก (คนไทยเรียกวงน้ำวน)

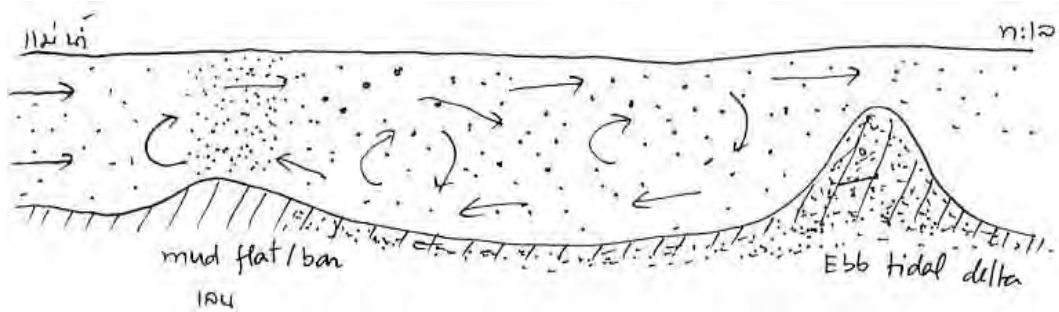
ตะกอนขนาดเล็กในเอสตูรีแบบ partially mixed จะผ่านกระบวนการ flocculation/ deflocculation โดยตะกอนขนาดเล็กซึ่งมีประจุไฟฟ้าเมื่อเจอกับน้ำทะเลที่มีความเค็ม 4-8 ppt จะ รวมตัวกันเป็นก้อนใหญ่เท่าเม็ดทราย เรียกว่า flocculation แล้วตกตะกอนในทะเล ตะกอนบางส่วน จะไหลย้อนกลับเข้าไปในเอสตูรีในน้ำชั้นล่าง เมื่อถึงบริเวณที่มีความเค็ม 4-8 ppt ตะกอนก็จะ กระจายตัวอีกครั้งเรียกว่า deflocculation และเป็นจุดที่มีความเข้มข้นตะกอนแขวนลอยสูงสุด (turbidity maximum zone) เม็ดตะกอนดินบางส่วนจะผ่านกระบวนการ flocculation/ deflocculation ไปเรื่อยๆ ไม่มีที่สิ้นสุด

การสร้างเขื่อนกันคลื่นกันทรายปากร่องน้ำ การสร้างท่าเรือ การขุดลอกร่องน้ำทำให้ความ สมดุลของตะกอนผิดไปจากธรรมชาติ อาจเกิดผลที่ไม่พึงประสงค์ได้ เช่นการพังทลายของชายฝั่ง

เอกสารประกอบการสอนรายวิชา สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์

การหดหายของชายหาดได้ ในขณะที่การตัดไม้ทำลายป่าทำให้การชะล้างหน้าดินสูงขึ้น เป็นการเพิ่มความเข้มข้นของตะกอนในแม่น้ำ

โดยสรุปแล้วเอสทูรีเป็นแหล่งดักตะกอนจากแม่น้ำ ในขณะที่ระดับน้ำทะเลยังทรงตัวอยู่ ตะกอนจะทับถมในเอสทูรีเรื่อยๆ ทำให้เอสทูรีตื้นเขินในที่สุด



รูปที่ 6.14 กระบวนการ flocculation/deflocculation

เราสามารถแบ่งเอสทูรีตามปัจจัยที่ควบคุมการแพร่กระจายและทับถมของตะกอนเป็น 3 ประเภทคือ

- 1) River-dominated deposition น้ำท่าปริมาณมากพัดพาตะกอนจำนวนมากมาตกปากแม่น้ำกลายเป็นดินดอนปากแม่น้ำ หรือบางเอสทูรี(ยาวและแคบ)จะมีตะกอนตกภายในแม่น้ำ
- 2) Tide-dominated deposition รูปร่างของเอสทูรีเป็นแบบปากกว้างแล้วแคบเข้าที่ก้นอ่าว เรนจ์น้ำสูงและกระแสน้ำจากน้ำขึ้นน้ำลงที่แรงจะทำให้ตะกอนท้องน้ำเป็นทราย มีตะกอนดินเหนียวอยู่เฉพาะก้นอ่าว ตะกอนท้องน้ำจะเป็นลอนคลื่นตามความเร็วของกระแสน้ำ
- 3) Wave-dominated deposition คลื่นทำให้เกิดการทับถมหรือกัดเซาะของตะกอน จะต้องมึแหล่งที่มาของตะกอนจึงจะเกิดการทับถม

6.6 Estuarine pollution

เอสทูรีเป็นที่รองรับน้ำเสียจากชุมชนและโรงงาน น้ำในระบบมีความสามารถระดับหนึ่งที่ได้รับของเสียและเกิดขบวนการทางชีวเคมี ฟิสิกส์ เพื่อสลายมลพิษนั้น หากของเสียเกินระดับที่ระบบจะรับไว้ได้ก็จะเกิดมลพิษทางน้ำขึ้น ตัวชี้วัดอันหนึ่งคือค่า carrying capacity คือความสามารถในการรองรับของเสียของระบบก่อนที่จะทำให้คุณภาพน้ำเสื่อมลง ตัวชี้วัดอีกตัวคือ residence time คือระยะเวลาที่มวลสารใช้เวลาอยู่ในระบบก่อนที่จะไหลออกสู่ทะเลหรือระเหยสู่บรรยากาศ

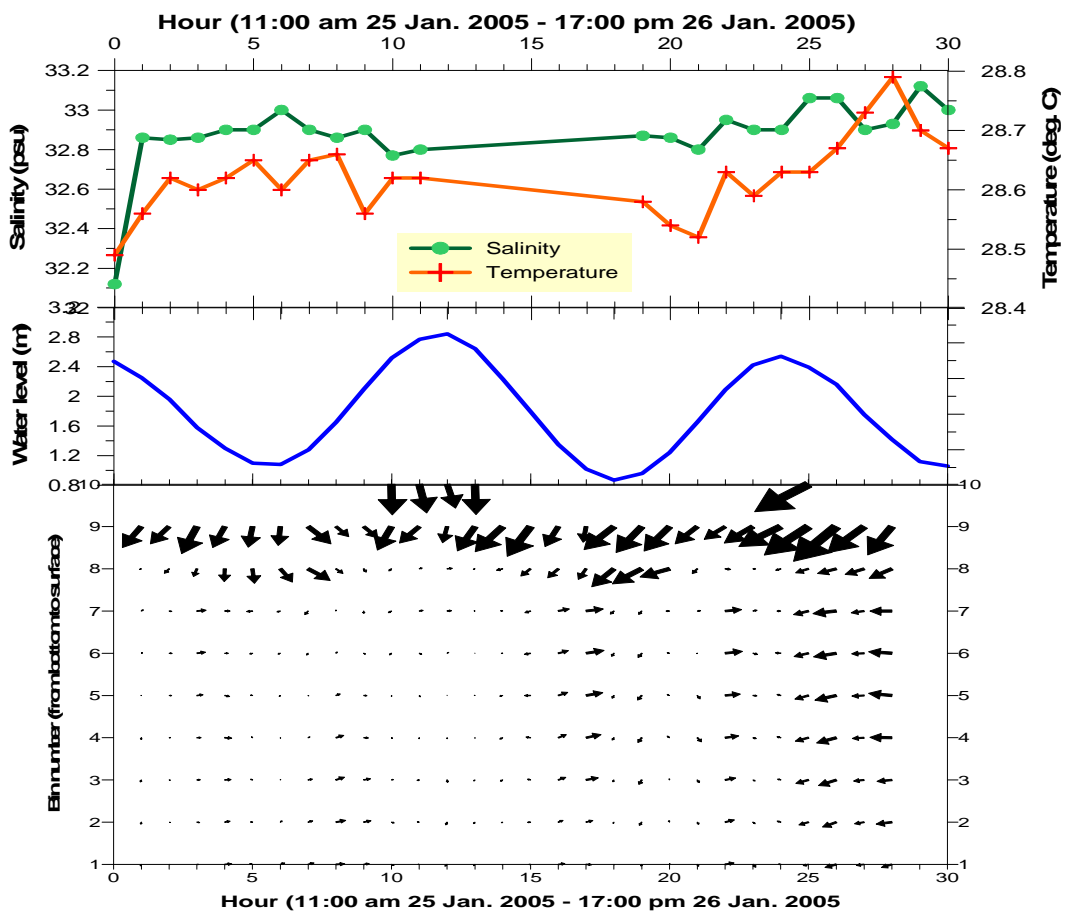
6.7 Nutrients and eutrophication

สารอาหารของแพลงตอนในเอสทูรี คือคาร์บอนไดออกไซด์ ฟอสฟอรัส และไนโตรเจน น้ำทิ้งจากบ้านและโรงงานจะเพิ่มสารอาหารให้กับสิ่งมีชีวิตในระบบ ทำให้แพลงตอนสามารถเจริญได้ไม่จำกัด เรียกว่า eutrophication การเจริญเติบโตของแพลงตอนบางชนิดทำให้น้ำเป็นสีแดง เรียกว่า red tide

คำถามท้ายบท

1. รูปแสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำ ความเค็ม อุณหภูมิ และความเร็วกระแสน้ำ (กราฟล่าง) เป็นรายชั่วโมงในทะเลอันดามัน กระแสน้ำ 10 ระดับความลึก bin 1 หมายถึงท้องน้ำ bin 9- 10 หมายถึงที่ผิวหน้า ทิศทางของกระแสน้ำในแนวนอนคือทิศตะวันออก-ตะวันตก และในแนวตั้งหมายถึง ทิศเหนือ-ใต้ ขณะตรวจวัดลมพัดมาจากทิศเหนือ/ตะวันออกเฉียงเหนือ/ตะวันออก จงตอบคำถามต่อไปนี้

- 1.1 จงบอกลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงในบริเวณนี้ และเรนจ์น้ำประมาณเท่าใด
- 1.2 เมื่อไม่คิดผลการตรวจวัดในชั่วโมงแรกค่าความเค็มอยู่ในช่วงเท่าใด (ตอบหน่วยด้วย)
- 1.3 เมื่อไม่คิดผลการตรวจวัดในชั่วโมงแรกค่าอุณหภูมิอยู่ในช่วงเท่าใด(ตอบหน่วยด้วย)
- 1.4 ขณะน้ำขึ้นน้ำไหลไปทางทิศใด ขณะน้ำลงน้ำไหลไปทางทิศใด
- 1.5 อิทธิพลของลมมีผลชัดเจนต่อการไหลของน้ำใน bin ใดบ้าง



2. การแบ่งประเภทของเอสทูรีตามเขตต่างๆได้กี่แบบ พร้อมวาดภาพประกอบ
3. การแบ่งประเภทของเอสทูรีตามธรณีสัณฐานได้กี่แบบ พร้อมวาดภาพประกอบ
4. เราสามารถแบ่งเอสทูรีตามการผสมผสานของมวลน้ำได้กี่แบบ พร้อมวาดภาพประกอบ
5. จงอธิบายกระบวนการ flocculation/deflocculation พร้อมวาดภาพประกอบ

เอกสารอ้างอิง

PETHICK, J. 1984. An Introduction to Coastal Geomorphology, Edward Arnold. Do not be misled by the use of 'geomorphology' in this title. This is a simple introduction to waves, tides, coastal sediment, the littoral zone and estuaries which is easily accessible to the mathematically less confident reader.

เว็บไซต์

www.chanthaburi.buu.ac.th/~tachanat/course/830321/unit1.pdf

หนังสือตอบรับการเป็นผู้ทรงคุณวุฒิเพื่อประเมินตำรา

ตามที่คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย
เรียนเชิญข้าพเจ้าเป็นคณะกรรมการผู้ทรงคุณวุฒิทำหน้าที่ประเมินผลงานทางวิชาการ
คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง เพื่อการรับรองคุณภาพประเภท งานแต่ง เรียบเรียง
ตำรา หรือหนังสือ ของ นายนิคม อ่อนสี เรื่อง สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์ นั้น ข้าพเจ้าได้รับทราบแล้ว และ

- ยินดีพิจารณาผลงานทางวิชาการ
 ไม่สามารถพิจารณาผลงานทางวิชาการได้

ในการนี้ ข้าพเจ้าได้ให้ที่อยู่ซึ่งสามารถติดต่อได้สะดวก (พร้อมหมายเลขโทรศัพท์)
ในโอกาสต่อไป ดังนี้

ดร. วิวัฒน์ วัฒนวิวัฒน์ มทร. ศรีวิชัย ๗๖-๕๕๖

สาขาอื่นที่สามารถพิจารณาได้.....

ปัจจุบันดำรงตำแหน่งทางวิชาการ อาจารย์ ผศ. รศ. ศ.

คุณวุฒิทางการศึกษา/สาขาวิชา/สถาบันการศึกษา.....

ป. ๑๐๓ สาขา Aquaculture and Aquatic Resource Management

ลงชื่อ.....

(รองศาสตราจารย์ ดร. สุวัจน์ อัญรส)

วันที่ ๒๕ / ๗ / ๕๖

สำนักงานคณบดี

โทร. ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

โทรสาร ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

แบบประเมินตำรา
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

1. ข้อมูลเบื้องต้นของตำรา

ตำรานี้ใช้สำหรับการเรียนการสอนในรายวิชา.....*คอมพิวเตอร์*
ระดับ.....*ป.ตรี* ภาคเรียน.....*๕/๒๕๕๘*
คณะ/วิทยาลัย.....*คณะศิลปศาสตร์*

2. เกณฑ์สำหรับประเมิน

2.1 ความถูกต้องและความทันสมัยของเนื้อหา หมายถึง เนื้อหาถูกต้องตามหลักวิชาการของศาสตร์ในสาขาวิชานั้น ๆ และความถูกต้องนั้นเป็นที่ยอมรับกันว่าถูกต้องในปัจจุบัน สิ่งที่ควรพิจารณา เช่น ทฤษฎี สูตร กฎการทดลอง ข้อมูล การตีความหมาย หลักฐานการอ้างอิง ศักยภาพ ฯลฯ (ยกเว้นการเสนอ กฎ หรือทฤษฎี แนวคิดใหม่)

ถูกต้อง ครบถ้วน

ผลการประเมิน

1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

2.2 ความสมบูรณ์และความลึก หมายถึง ความครบถ้วนของเนื้อหาหรือเรื่องราวที่ถือเป็นขอบข่ายของชื่อตำราแต่ละบทแต่ละตอน ประกอบด้วยรายละเอียดซึ่งเป็นหลักวิชาการของศาสตร์ ในสาขาวิชานั้น ๆ มีคำอธิบายและตัวอย่าง เพื่อขยายหลักวิชาอย่างละเอียดถี่ถ้วน ควรมีส่วนประกอบที่สำคัญของตำรา เช่น คำนำ สารบัญ ตาราง บัญชีภาพหรือแผนภูมิประกอบ ฯลฯ ซึ่งจะเป็นประโยชน์แก่การอ่าน การค้นหาในโอกาสต่อไป

ดีมาก

ผลการประเมิน

1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

2.3 การจัดเรียงลำดับเนื้อหา หมายถึง ลำดับขั้นตอนในการเสนอเรื่องราวที่จะสอน เพื่อความเข้าใจง่ายของผู้เรียน หรือ ผู้อ่าน

ทุกข้อ รวบรวม

- ผลการประเมิน 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.4 รูปแบบในการเขียน หมายถึง ในแต่ละเรื่องที่เขียนระบุความคิดรวบยอดของเรื่องชัดเจนและมีการอธิบาย ขยายความคิดรวบยอดนั้น ๆ ในลักษณะสามารถสื่อความหมายได้ดีพอสมควร อาจมีภาพ แผนภูมิ ตาราง ฯลฯ ประกอบเพื่อความเข้าใจและให้น่าสนใจ มีความประณีตในการจัดวรรคตอนแต่ละช่องไฟ มีการอ้างอิงแหล่งวิชาการใน ที่ควรอ้างอิง มีแบบแผนในการเขียนอ้างอิงจัดทำบรรณานุกรมและภาคผนวกไว้อย่างเหมาะสม

ไม่ครบ

- ผลการประเมิน 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.5 การศึกษาค้นคว้าเพื่อสนับสนุนการเขียนตำรา หมายถึง ปริมาณการศึกษาค้นคว้าตำรา เอกสาร และ/หรือ รายงานการวิจัยที่จะช่วยให้ผู้เรียนมีความรู้ความสามารถ ในรายวิชานั้น หรือให้ผู้อ่านได้มีความรู้และสามารถสืบค้นเพิ่มเติมได้อย่างกว้างขวาง

ครบถ้วนพร้อมวิธีไปพิมพ์ให้ครบถ้วน

ผลการประเมิน

- 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
- 2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
- 3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

2.6 ความเหมาะสมและความถูกต้องในการใช้ภาษา หมายถึง การใช้ภาษาในการเขียนเป็นแบบแผนของภาษาไทย ใช้ศัพท์บัญญัติ ศัพท์ทางเทคนิค รวมทั้งตัวสะกด การันต์ ถูกต้อง

ครบถ้วน + นส 1405บท

ผลการประเมิน

- 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
- 2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
- 3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

2.7 การเสนอแนวคิดของตนเอง หมายถึง การสอดแทรกความคิด ความเห็นเพิ่มเติมในตอนต่าง ๆ ของเรื่อง อาจจะเป็นข้อวิพากษ์วิจารณ์ คำสรุป ข้อเสนอแนะ การประยุกต์เนื้อหาสาระต่าง ๆ รวมทั้งแนวคิดและความรู้ใหม่ที่ เกิดจากการวิเคราะห์และสังเคราะห์

ประมวลผลใน ๑๒ สหกรณ์เกษตร

ผลการประเมิน

1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

2.8 คุณค่าของตำรา หมายถึง ประโยชน์ ความสำคัญและความเชื่อถือได้ ในการที่นำตำรา ไปใช้ประกอบการสอน หรือใช้เพื่อสื่อการศึกษาค้นคว้าเพิ่มเติม และใช้อ้างอิง

๑ + ๑ = ๒

ผลการประเมิน

1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

2.9 ความเห็นอื่น ๆ

ดี ชอบฟัง () + much () / ชอบฟัง () / ชอบฟัง () / ชอบฟัง ()

3. สรุปผลการประเมินตำรา

(โดยจะต้องสอดคล้องกับเกณฑ์การประเมินในข้อ 2.1-2.8)

- 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
- 2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะและส่งผลงานให้อ่านใหม่อีกครั้ง
- 3. ต้องปรับปรุงแก้ไขตามข้อเสนอแนะก่อนเผยแพร่ผลงานครั้งใหม่
- 4. ไม่ผ่านเกณฑ์

4. สรุปผลประเมิน โปรดสรุปผลการประเมินผลงานตำรา และเสนอความคิดเห็นด้วย (โปรดดูตัวอย่าง)

.....

.....

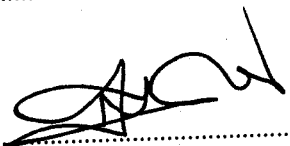
.....

.....

.....

.....

.....

ลงชื่อ  กรรมการผู้ทรงคุณวุฒิฯ
(รองศาสตราจารย์ ดร.สุวัจน์ ธัญรส)
24 / 11 / 57

หนังสือตอบรับการเป็นผู้ทรงคุณวุฒิเพื่อประเมินตำรา

ตามที่คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย
เรียนเชิญข้าพเจ้าเป็นคณะกรรมการผู้ทรงคุณวุฒิทำหน้าที่ประเมินผลงานทางวิชาการ
คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง เพื่อการรับรองคุณภาพประเภท งานแต่ง เรียบเรียง
ตำรา หรือหนังสือ ของ นายนิคม อ่อนสี เรื่อง สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์ นั้น ข้าพเจ้าได้รับทราบแล้ว และ

- ยินดีพิจารณาผลงานทางวิชาการ
 ไม่สามารถพิจารณาผลงานทางวิชาการได้

ในการนี้ ข้าพเจ้าได้ให้ที่อยู่ซึ่งสามารถติดต่อได้สะดวก (พร้อมหมายเลขโทรศัพท์)

ในโอกาสต่อไป ดังนี้

สำนักงานวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคล
179 ม.3 ต.ไม้ฝาด อ.สิเกา จ.ตรัง

สาขาอื่นที่สามารถพิจารณาได้.....

ปัจจุบันดำรงตำแหน่งทางวิชาการ อาจารย์ ผศ. รศ. ศ.

คุณวุฒิทางการศึกษา/สาขาวิชา/สถาบันการศึกษา..... จ.โท อ.ม. วิชาเกษตรศาสตร์มหาวิท
จ. (on Ph.D. Agricultural sciences

ลงชื่อ..... (A) นออรุณ
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ประเสริฐ ทองหนูน้อย)
วันที่ 28, พค, 57

สำนักงานคณบดี

โทร. ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

โทรสาร ๐ ๗๕๒๗๔ ๐๖๔

1. ข้อมูลเบื้องต้นของตำรา

ตำรานี้ใช้สำหรับการเรียนการสอนในรายวิชา.....สมรรถศาสตร์ฟิสิกส์.....
ระดับ.....ภาคเรียน.....
คณะ/วิทยาลัย.....วิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย.....

2. เกณฑ์สำหรับประเมิน

2.1 ความถูกต้องและความทันสมัยของเนื้อหา หมายถึง เนื้อหาถูกต้องตามหลักวิชาการของศาสตร์ในสาขาวิชานั้น ๆ และความถูกต้องนั้นเป็นที่ยอมรับกันว่าถูกต้องในปัจจุบัน สิ่งที่ควรพิจารณา เช่น ทฤษฎี สูตร กฎการทดลอง ข้อมูล การตีความหมาย หลักฐานการอ้างอิง ศักยภาพ ฯลฯ (ยกเว้นการเสนอ กฎ หรือทฤษฎี แนวคิดใหม่)

ถูกต้อง ครบถ้วน
.....
.....
.....
.....
.....

- 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 บัญชีภาพหรือแผนภูมิประกอบ ฯลฯ ซึ่งจะเป็นประโยชน์แก่การอ่าน การค้นหาในโอกาสต่อไป

เหมาะสม
.....
.....
.....
.....
.....

- ผลการประเมิน 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.3 การจัดเรียงลำดับเนื้อหา หมายถึง ลำดับขั้นตอนในการเสนอเรื่องราวที่จะสอน เพื่อความเข้าใจง่ายของผู้เรียน หรือ ผู้อ่าน

ถูกต้อง

- ผลการประเมิน
- ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
 - ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
 - ไม่ผ่านเกณฑ์

2.4 รูปแบบในการเขียน หมายถึง ในแต่ละเรื่องที่เขียนระบุความคิดรวบยอดของเรื่องชัดเจนและมีการอธิบายขยายความคิดรวบยอดนั้น ๆ ในลักษณะสามารถสื่อความหมายได้ดีพอสมควร อาจมีภาพ แผนภูมิ ตาราง ฯลฯ ประกอบเพื่อความเข้าใจและให้น่าสนใจ มีความประณีตในการจัดวรรคตอนแต่ละช่องไฟ มีการอ้างอิงแหล่งวิชาการใน ที่ควรอ้างอิง มีแบบแผนในการเขียนอ้างอิงจัดทำบรรณานุกรมและภาคผนวกไว้อย่างเหมาะสม

เหมาะสม

- ผลการประเมิน
- ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
 - ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
 - ไม่ผ่านเกณฑ์

2.5 การศึกษาค้นคว้าเพื่อสนับสนุนการเขียนตำรา หมายถึง ปริมาณการศึกษาค้นคว้าตำรา เอกสาร และ/หรือ รายงานการวิจัยที่จะช่วยให้ผู้เรียนมีความรู้ความสามารถ ในรายวิชานั้น หรือให้ผู้อ่านได้มีความรู้และสามารถสืบค้นเพิ่มเติมได้อย่างกว้างขวาง

ตรงกับเกณฑ์ข้อ ๕ ในฝ่ายสหวิทยาการเพื่อสุขภาพ

- ผลการประเมิน
1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
 2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
 3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.6 ความเหมาะสมและความถูกต้องในการใช้ภาษา หมายถึง การใช้ภาษาในการเขียนเป็นแบบแผนของภาษาไทย ใช้ศัพท์บัญญัติ ศัพท์ทางเทคนิค รวมทั้งตัวสะกด การันต์ ถูกต้อง

ตรง สักถูกผิด

- ผลการประเมิน
1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
 2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
 3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.7 การเสนอแนวคิดของตนเอง หมายถึง การสอดแทรกความคิด ความเห็นเพิ่มเติมในตอนต่าง ๆ ของเรื่อง อาจจะเป็นข้อวิพากษ์วิจารณ์ คำสรุป ข้อเสนอแนะ การประยุกต์เนื้อหาสาระต่าง ๆ รวมทั้งแนวคิดและความรู้ใหม่ที่ เกิดจากการวิเคราะห์และสังเคราะห์

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

- ผลการประเมิน
- 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
 - 2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
 - 3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.8 คุณค่าของตำรา หมายถึง ประโยชน์ ความสำคัญและความเชื่อถือได้ ในการที่นำตำรา ไปใช้ประกอบการสอน หรือใช้เพื่อสื่อการศึกษาค้นคว้าเพิ่มเติม และใช้อ้างอิง

180 ก. 16

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

- ผลการประเมิน
- 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
 - 2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
 - 3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.9 ความเห็นอื่น ๆ

.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....
.....

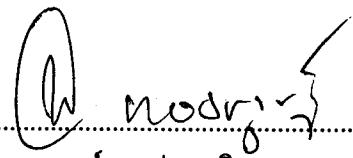
3. สรุปผลการประเมินตำรา

(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 ทองหนู่น้อย)
..... ๒๘ / พค - ๒๕๖๗

ตัวอย่าง (การบันทึกสรุปของผู้อ่าน)

ตำราเรื่อง.....นี้มีเนื้อหาเกี่ยวกับ.....

มีคุณภาพอยู่ในเกณฑ์ดีมาก ได้เสนอความคิดใหม่ที่น่าเป็นไปได้เกี่ยวกับ.....

ได้สำรวจความคิดเห็นของบุคคลต่าง ๆ รวมทั้งได้ประมวลและสรุปไว้ชัดเจน ซึ่งถือเป็นงานที่มีความคิดริเริ่ม อันอาจนำไปใช้ประโยชน์และก่อให้เกิดการพัฒนาการเรียนการสอนในสาขาวิชานี้ได้เป็นอย่างดี

หนังสือตอบรับการเป็นผู้ทรงคุณวุฒิเพื่อประเมินตำรา

ตามที่คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย
เรียนเชิญข้าพเจ้าเป็นคณะกรรมการผู้ทรงคุณวุฒิทำหน้าที่ประเมินผลงานทางวิชาการ
คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีการประมง เพื่อการรับรองคุณภาพประเภท งานแต่ง เรียบเรียง
ตำรา หรือหนังสือ ของ นายนิคม อ่อนสี เรื่อง สมุทรศาสตร์ฟิสิกส์ นั้น ข้าพเจ้าได้รับทราบแล้ว และ

- ยินดีพิจารณาผลงานทางวิชาการ
 ไม่สามารถพิจารณาผลงานทางวิชาการได้

ในการนี้ ข้าพเจ้าได้ให้ที่อยู่ซึ่งสามารถติดต่อได้สะดวก (พร้อมหมายเลขโทรศัพท์)
ในโอกาสต่อไป ดังนี้

คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี ๖๗.สีฐาน ท.สุรินทร์ อ.เมือง
ท.สุรินทร์ ๕๒๑๐๐

สาขาอื่นที่สามารถพิจารณาได้ สัตวแพทยศาสตร์และสัตวศาสตร์

ปัจจุบันดำรงตำแหน่งทางวิชาการ อาจารย์ ผศ. รศ. ศ.

คุณวุฒิทางการศึกษา/สาขาวิชา/สถาบันการศึกษา ผศ. วิชาพฤกษศาสตร์ (รอง)
มหาวิทยาลัยราชภัฏสุราษฎร์ธานี

ลงชื่อ.....

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สำเนาวั เสาวกุล)

วันที่ ๒๘ / พ.ค. / ๕๗

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 ศีกราช ฯลฯ (ยกเว้นการเสนอ กฎ หรือทฤษฎี แนวคิดใหม่)

- 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 บัญชีภาพหรือแผนภูมิประกอบ ฯลฯ ซึ่งจะเป็นประโยชน์แก่การอ่าน การค้นหาในโอกาสต่อไป

- ผลการประเมิน 1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ ดีเด่น ดีมาก ดี
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

2.3 การจัดเรียงลำดับเนื้อหา หมายถึง ลำดับขั้นตอนในการเสนอเรื่องราวที่จะสอน เพื่อความเข้าใจง่ายของผู้เรียน หรือ ผู้อ่าน

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน

1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

2.4 รูปแบบในการเขียน หมายถึง ในแต่ละเรื่องที่เขียนระบุความคิดรวบยอดของเรื่องชัดเจนและมีการอธิบายขยายความคิดรวบยอดนั้น ๆ ในลักษณะสามารถสื่อความหมายได้ดีพอสมควร อาจมีภาพ แผนภูมิ ตาราง ฯลฯ ประกอบเพื่อความเข้าใจและให้น่าสนใจ มีความประณีตในการจัดวรรคตอนแต่ละช่องไฟ มีการอ้างอิงแหล่งวิชาการใน ที่ควรอ้างอิง มีแบบแผนในการเขียนอ้างอิงจัดทำบรรณานุกรมและภาคผนวกไว้อย่างเหมาะสม

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

ผลการประเมิน

1. ผ่านเกณฑ์ในระดับ
2. ยังต้องปรับปรุงแก้ไข
3. ไม่ผ่านเกณฑ์

ดีเด่น

ดีมาก

ดี

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)

- *ขอทบทวนเรื่อง อรรถาธิบาย*

- *ขอทบทวนเรื่อง*

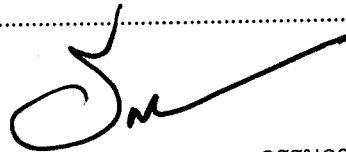
.....

.....

.....

.....

.....



ลงชื่อ..... กรรมการผู้ทรงคุณวุฒิฯ

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สำเนา เสาวกุล)

..... 22 / พ.ค / 67