

---

**คลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณทะเลชายฝั่ง: การทบทวนงานวิจัย**  
**Internal Solitary Waves in Coastal Seas: a Review**

ชาลี ครงศักดิ์ศิริ

ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

Charlie Krongsaksiri

Department of Marine Science, Faculty of Science, Chulalongkorn University

---

**บทคัดย่อ**

วัตถุประสงค์ของบทความนี้เพื่อทบทวนผลการศึกษาที่ผ่านมาที่เกี่ยวข้องกับคลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณทะเลชายฝั่ง โดยได้ทำการอภิปรายพฤติกรรมเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณทะเลชายฝั่งจากการศึกษาโดยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ การตรวจวัดภาคสนาม การทดลองในห้องปฏิบัติการ และการใช้เทคนิคการรับรู้ระยะไกล ผลการทบทวนสรุปว่าสมการ Korteweg-de Vries (KdV) สามารถอธิบายพฤติกรรมเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำภายในชั้นพิกโนคลายนบริเวณทะเลชายฝั่งได้สอดคล้องกับผลการตรวจวัดและการทดลองที่ผ่านมา อย่างไรก็ตามในกรณีที่ชั้นพิกโนคลายน้อยู่อกึ่งกลางคอลัมน์น้ำหรือคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่มีแอมพลิจูดขนาดใหญ่ พจน์ความไม่เชิงเส้นระดับที่สูงขึ้นจึงถูกเพิ่มเข้าไปในสมการ KdV เพื่อให้สามารถอธิบายพฤติกรรมของคลื่นได้อย่างเหมาะสม นอกจากนี้ยังได้ทำการอธิบายผลกระทบของการเคลื่อนที่และการสลายตัวของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำต่อสิ่งแวดล้อมชายฝั่งด้วย การเคลื่อนที่ของเขตลู่เข้าเหนือกลุ่มคลื่นเดี่ยวใต้น้ำทำให้เกิดการขนส่งตัวอ่อนของสัตว์ทะเลไม่มีกระดูกสันหลัง ปลาบางชนิด หรือแม้แต่คราบน้ำมัน บริเวณใกล้ผิวน้ำเข้าสู่ชายฝั่ง การผสมผสานในแนวตั้งที่เกิดจากความไม่เสถียรของเชียร์สนับสนุนการสูบสารอาหาร ขณะที่กระแสน้ำแนวราบใกล้พื้นท้องน้ำที่ถูกเหนี่ยวนำโดยคลื่นเดี่ยวใต้น้ำอาจจะเป็นสาเหตุให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำ

**คำสำคัญ :** คลื่นเดี่ยวใต้น้ำ พิกโนคลายน สมการ Korteweg-de Vries เขตลู่เข้า ความไม่เสถียรของเชียร์

**Abstract**

The purpose of this article is to review the results of previous studies related to internal solitary waves in the coastal seas. Investigations of behavior of propagating internal solitary waves over coastal seas by mathematical models, field observations, laboratory experiments and remote sensing techniques are discussed. The review leads to the conclusion that the behavior of propagating internal solitary waves within the pycnocline in the coastal seas can be described by Korteweg-de Vries (KdV) equation agreeing well with previous observations and experimental results. However, for the mid-column pycnocline or the large amplitude solitary wave cases, higher order nonlinearity term should be taken into classical KdV equation for suitable description of the wave behavior. Moreover, impacts of propagation and dissipation of internal solitary waves on coastal environment are also described. The onshore transport of larval invertebrates, fish, or even oil spill near sea surface is due to moving convergence zone over internal solitary wave packet. Vertical mixing generated by shear instability enhances nutrient pumping while horizontal current near bottom induced by the solitary wave may cause resuspension of bottom sediments.

**Keywords :** internal solitary waves, pycnocline, Korteweg-de Vries equation, convergence zone, shear instability

---

**Corresponding author.** E-mail: kr\_charlie@hotmail.com

## บทนำ

คลื่นเดี่ยวใต้น้ำ (internal soliton หรือ internal solitary wave) เป็นคลื่นที่เกิดขึ้นใต้น้ำทะเลเมื่อมีการรบกวนบริเวณรอยต่อระหว่างชั้นน้ำ ชั้นน้ำดังกล่าวเกิดขึ้นเนื่องจากความแตกต่างของความหนาแน่นของน้ำในแนวตั้งบริเวณทะเลชายฝั่งหรือมหาสมุทร เชื่อกันว่าการรบกวนรอยต่อระหว่างชั้นน้ำเกิดจากกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงไหลผ่านสิ่งกีดขวางใต้น้ำ เช่น ไซดหินใต้น้ำ ภูเขาใต้น้ำ หรือบริเวณไหล่ทวีป (Rattray, 1960; Lee & Beardsley, 1974; Maxworthy, 1979) การเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำภายในมหาสมุทรเป็นกลไกสำคัญหนึ่งในการถ่ายทอดโมเมนตัมและพลังงานภายในมหาสมุทร (Maxworthy, 1979; Osborne & Burch, 1980; Lamb, 1994) อีกทั้งคลื่นชนิดนี้ยังมีคุณลักษณะเฉพาะตัวที่สำคัญ กล่าวคือคลื่นชนิดนี้เป็นคลื่นที่มีลักษณะไม่เชิงเส้น โดยเป็นคลื่นที่ประกอบด้วยสันคลื่นหรือท้องคลื่นเพียงอย่างใดอย่างหนึ่งเท่านั้น มักจะมีแอมพลิจูดสูง (ตั้งแต่หลายเมตรจนถึงมากกว่าร้อยเมตร) และคาบ (period) สั้น (ตั้งแต่ 5 นาทีจนถึง 1 ชั่วโมง) แตกต่างกับน้ำขึ้นน้ำลงใต้น้ำ (internal tide) ที่เป็นคลื่นที่มีลักษณะเชิงเส้นและเป็นคลื่นรูปไซน์ (sinusoidal wave) ซึ่งมักจะมีแอมพลิจูดต่ำกว่าและมีคาบยาวอยู่ในช่วงน้ำขึ้นน้ำลง (Yanagi, 1999) นอกจากนี้คลื่นเดี่ยวใต้น้ำยังมักจะทำให้เกิดคลื่นเดี่ยวผิวน้ำ (surface soliton หรือ surface solitary wave) และเหนี่ยวนำให้เกิดกระแสน้ำในแนวราบและแนวตั้ง

คลื่นเดี่ยว (soliton หรือ solitary wave) ถูกค้นพบครั้งแรกในปี ค.ศ. 1834 โดย Russell (1838, 1844) จากการสังเกตการเคลื่อนที่ของเรือซึ่งหยุดแล่นอย่างกะทันหันในช่องแคบ ก่อให้เกิดคลื่นเดี่ยวผิวน้ำที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงรูปร่างหรือความเร็วเคลื่อนที่ไปตามช่องแคบ จากนั้นเมื่อคลื่นเคลื่อนที่เป็นระยะทาง 1 ถึง 2 ไมล์ความสูงของคลื่นจึงลดลง ผลการสังเกตคลื่นเดี่ยวของ Russell (1838, 1844) ครั้งนั้นจึงเป็นการบันทึกการค้นพบคลื่นชนิดนี้ครั้งแรก ต่อมา Korteweg & de Vries (1895) ได้ทำการศึกษาเชิงทฤษฎีโดยพัฒนาสมการเชิงอนุพันธ์จากสมการนาเวียร์-สโตกส์เพื่อนำมาอธิบายพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวได้เป็นครั้งแรก สมการดังกล่าวจึงถูกตั้งชื่อว่าสมการ Korteweg-de Vries (KdV) หลังจากนั้น Perry & Schimke (1965) ได้ค้นพบคลื่นเดี่ยวใต้น้ำจากการตรวจวัดภาคสนาม (field observation) เป็นครั้งแรกบริเวณชายฝั่งตะวันตกเฉียงเหนือของเกาะสุมาตราในทะเลอันดามัน คลื่นที่

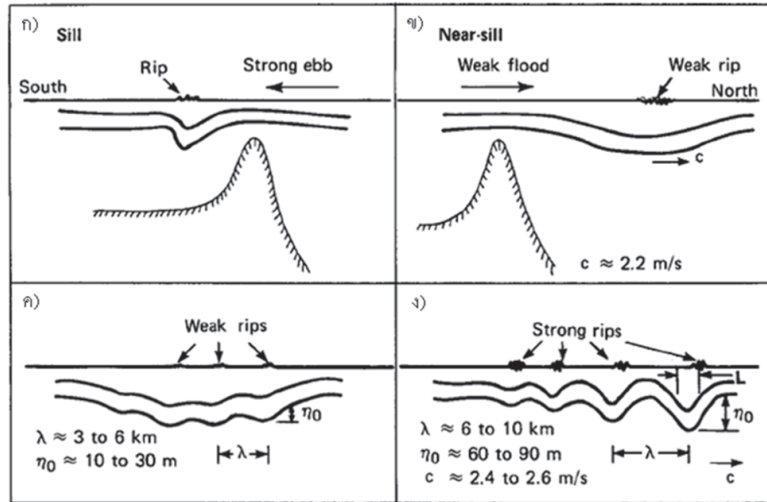
ตรวจพบมีแอมพลิจูดสูงถึง 82 เมตร หลังจากนั้นเป็นต้นมาได้มีการศึกษาพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ รวมทั้งผลกระทบของคลื่นชนิดนี้ต่อกระบวนการทางกายภาพ กระบวนการเคมี และชุมชนสิ่งมีชีวิต (biological community) บริเวณทะเลชายฝั่งกันอย่างกว้างขวาง ทั้งจากการตรวจวัดภาคสนาม การใช้เทคนิคการรับรู้ระยะไกล (remote sensing) แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ และการทดลองในห้องปฏิบัติการ ดังนั้นบทความนี้จึงมุ่งนำเสนอผลการวิจัยที่มีเนื้อหาเกี่ยวข้องกับพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณทะเลชายฝั่ง รวมทั้งผลกระทบของคลื่นชนิดนี้ต่อสิ่งแวดล้อมชายฝั่ง

## การเกิดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ

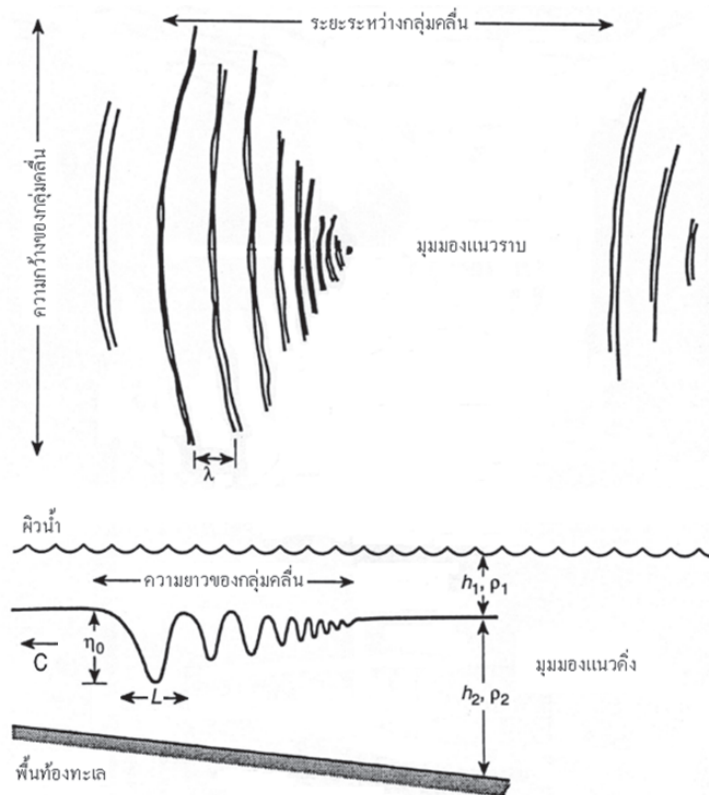
คลื่นเดี่ยวใต้น้ำสามารถเกิดได้ทั้งในมหาสมุทร ทะเลชายฝั่ง หรือแม้แต่ในทะเลสาบ การเกิดขึ้นของคลื่นชนิดนี้น่าจะเกี่ยวข้องกับปัจจัยทางกายภาพ 3 อย่างอันได้แก่ กระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลง การแบ่งชั้นเนื่องจากความหนาแน่นของน้ำทะเลในแนวตั้ง และสภาพทางภูมิศาสตร์ที่ซับซ้อนของพื้นที่องทะเล เช่น ไซดหินใต้น้ำ ภูเขาใต้น้ำ ไหล่ทวีป เป็นต้น จากการศึกษาที่ผ่านมาพบว่ายังไม่มียุทธวิธีใดที่สามารถอธิบายกลไกการเกิดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำได้อย่างชัดเจน ยังเป็นเพียงสมมติฐานที่อธิบายกลไกการเกิดคลื่นชนิดนี้เท่านั้น ยกตัวอย่างเช่น การกระเจิงของกระแสน้ำชนิดบาโรโทรปิก (barotropic current) ไปเป็นกระแสน้ำชนิดบาโรคลินิก (baroclinic current) (Rattray, 1960) การเกิดคลื่นลี (Lee wave) (Lee & Beardsley, 1974) การพังทลาย (collapse) ของน้ำชั้นผสมผสาน (mixed layer) (Maxworthy, 1980) ความไม่เสถียรของเชียร์ (shear instability) (Farmer & Armi, 1999) อย่างไรก็ตามในบทความนี้จะอธิบายเฉพาะกลไกการเกิดคลื่นลี ซึ่งเป็นแนวคิดที่เป็นที่ยอมรับในการนำมาอธิบายกลไกการเกิดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำกันอย่างกว้างขวาง (Halpern, 1971; Sandstrom & Elliott, 1984; Apel *et al.*, 1985; Hibiya, 1986) ดังนั้นจึงยกตัวอย่างการเกิดคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่เคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่ง (Huay *et al.*, 1979; Apel *et al.*, 1985) โดยกลไกการเกิดคลื่นลี กล่าวคือช่วงที่เกิดน้ำลงสูงสุด กระแสน้ำเนื่องจากน้ำลงต้องมีความเร็ว ( $U_0$ ) มากกว่าความเร็วของคลื่นใต้น้ำเชิงเส้น ( $c_0$ ) กล่าวคือตัวเลขฟรูด (Froude number;  $Fr$ ) (สมการที่ 1) ต้องมีค่ามากกว่า 1 โดยที่กระแสน้ำดังกล่าวต้องไหลผ่านไซดหินใต้น้ำ (ภาพที่ 1ก) ในจังหวะที่เหมาะสม

จึงจะทำให้เกิดการไหลแบบซูเปอร์คริติคัล (supercritical flow) ส่งผลให้เกิดไฮดรอลิกจัมป์ (hydraulic jump) ขึ้นใต้ผิวน้ำ หลังจากนั้นเมื่อเริ่มเกิดน้ำขึ้น มวลไต้มน้ำที่ถูกกดจะเคลื่อนที่ผ่านเหนือขีดหินไต้มน้ำในทิศทางเข้าสู่ชายฝั่ง (ภาพที่ 1ข) จากนั้นเมื่อเคลื่อนที่ไปเป็นระยะทาง 50 ถึง 100 กิโลเมตร มวลไต้มน้ำเริ่มก่อตัวเป็นลูกคลื่น ก่อให้เกิดเซตลูเข้า (convergence) ปรากฏ

เป็นคลื่นเล็กๆ บนผิวน้ำซึ่งเกิดจากการแตกตัวของคลื่นโน้มถ่วง (gravity wave) (ภาพที่ 1ค) หลังจากนั้นกลุ่มคลื่นเดี่ยวไต้มน้ำชนิดตกลง (depression) จะก่อตัวขึ้นโดยสมบูรณ์ (ภาพที่ 1ง) คลื่นในกลุ่มจัดเรียงตัวตามแอมพลิจูด ความเร็ว และความยาวคลื่นจากมากไปน้อยตามลำดับ (Apel, 2003) โดยที่กลุ่มคลื่นกระจายในแนวรัศมี (radial spreading) (ภาพที่ 2)



ภาพที่ 1 ไดอะแกรมการเกิดคลื่นเดี่ยวไต้มน้ำ (Apel et al., 1985)



ภาพที่ 2 ไดอะแกรมคลื่นเดี่ยวไต้มน้ำในมุมมองแนวราบและแนวตั้ง (Apel, 1995)

$$Fr = \frac{U_0}{c_0} \quad (1)$$

โดยที่ความเร็วของคลื่นใต้น้ำเชิงเส้นมีค่าเท่ากับ

$$c_0 = \sqrt{g'h_e} \quad (2)$$

เมื่อ  $g'$  และ  $h_e$  คือความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงที่ลดลง (reduced gravity) และความลึกเทียบเท่า (equivalent depth) มีค่าเท่ากับ

$$g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho} \quad (3)$$

$$h_e = \frac{h_1 h_2}{h} \quad (4)$$

$g$  คือความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก  $\rho$  คือความหนาแน่นเฉลี่ยตามความลึก  $\rho_1$  และ  $\rho_2$  คือความหนาแน่นของน้ำชั้นบนและชั้นล่างตามลำดับ  $h_1$  และ  $h_2$  คือความลึกของน้ำชั้นบนและชั้นล่างตามลำดับ และ  $h$  คือความลึกของน้ำทั้งหมด

กลไกการเกิดคลื่นใต้น้ำได้กำหนดหลักเกณฑ์ว่าความเร็วกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงต้องมากกว่าความเร็วของคลื่นใต้น้ำเชิงเส้นจึงจะทำให้เกิดคลื่นชนิดนี้ขึ้นในบริเวณนั้น ซึ่งมีแนวโน้มสอดคล้องกับโอกาสการปรากฏของคลื่นใต้น้ำสูงสุดในช่วงน้ำเกิด (spring tide) (Osborne & Burch, 1980; Hyder *et al.*, 2005; Vlasenko & Alper, 2005; ชาลี ครองศักดิ์ศิริ และคณะ, 2552) เนื่องจากกระแสน้ำเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงในช่วงน้ำเกิดน่าจะมีความเร็วสูงสุด อย่างไรก็ตามกลไกการเกิดคลื่นใต้น้ำในแต่ละบริเวณก็อาจแตกต่างกันไป ขึ้นอยู่กับเงื่อนไขทางอุทกศาสตร์และภูมิศาสตร์ในแต่ละบริเวณ

## พฤติกรรมของคลื่นใต้น้ำ

ทะเลชายฝั่งหรือบริเวณไหล่ทวีปเป็นบริเวณที่มีความลึกประมาณ 50 ถึง 500 เมตร มีสภาพการแบ่งชั้นน้ำทะเลเนื่องจากความหนาแน่นในแนวตั้งที่แตกต่างกันในแต่ละบริเวณ โดยทั่วไปบริเวณทะเลชายฝั่งมักจะมีการแบ่งชั้นเป็น 2 ชั้น โดยมีชั้นพิคโนคลายน์ (pycnocline) เป็นชั้นที่กั้นระหว่างน้ำ 2 ชั้น น้ำชั้นบนซึ่งมีความหนาแน่นน้อยกว่าน้ำชั้นล่างอาจมีความหนาหรือบางกว่าน้ำชั้นล่าง ด้วยเหตุนี้การแบ่งชั้นน้ำเป็น 2 ชั้นในของไหลตามความหนาแน่นในแนวตั้งจึงถูกใช้เป็นสมมติฐานเพื่อใช้อธิบายพฤติกรรมของคลื่นใต้น้ำบริเวณทะเลชายฝั่ง สมการ KdV ซึ่งอยู่ในรูปสมการเชิงอนุพันธ์ไม่เชิงเส้น

ถูกนำมาอธิบายการเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในกรณีน้ำตื้น ( $h/\lambda \ll 1$ ) แสดงดังสมการที่ 5

$$\eta_t + c_0 \eta_x + \alpha \eta \eta_x + \beta \eta_{xxx} = 0 \quad (5)$$

ตัวห้อยเป็นเครื่องหมายแสดงการหาอนุพันธ์เทียบกับระยะทางในแนวตะวันออก-ตก ( $x$ ) และเวลา ( $t$ ) โดยที่  $\eta$  คือการกระจัด (displacement) ของรอยต่อระหว่างชั้นน้ำ  $c_0$  คือความเร็วของคลื่นใต้น้ำเชิงเส้น โดยที่  $\alpha$  และ  $\beta$  คือสัมประสิทธิ์ไม่เชิงเส้นกำลังสอง (quadratic non-linear coefficient) และสัมประสิทธิ์การกระจาย (dispersive coefficient) ตามลำดับ ซึ่งมีค่าเท่ากับ

$$\alpha = \frac{3c_0}{2h_2 h_1} \left( \frac{\rho_2 h_1^2 - \rho_1 h_2^2}{\rho_2 h_1 + \rho_1 h_2} \right) \approx -\frac{3c_0}{2} \left( \frac{h_2 - h_1}{h_2 h_1} \right) \quad (6)$$

$$\beta = \frac{c_0 h_1 h_2}{6} \left( \frac{\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2}{\rho_2 h_1 + \rho_1 h_2} \right) \approx \frac{c_0 h_1 h_2}{6} \quad (7)$$

คำตอบเชิงวิเคราะห์ (Analytical solution) ของสมการที่ 5 คือ

$$\eta(x,t) = \eta_0 \operatorname{sech}^2 \left[ \frac{(x-ct)}{L} \right] \quad (8)$$

เมื่อ  $\eta_0$  คือแอมพลิจูดของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ ในกรณีที่  $\eta_0 < 0$  คลื่นเดี่ยวใต้น้ำจะอยู่ในลักษณะที่ชั้นพิคโนคลายน์ถูกกดลง ในขณะที่  $\eta_0 > 0$  คลื่นจะอยู่ในลักษณะที่ชั้นพิคโนคลายน์ถูกยกขึ้น (elevation) โดยที่  $L$  คือความยาวเฉพาะของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ (characteristic length) มีค่าเท่ากับ

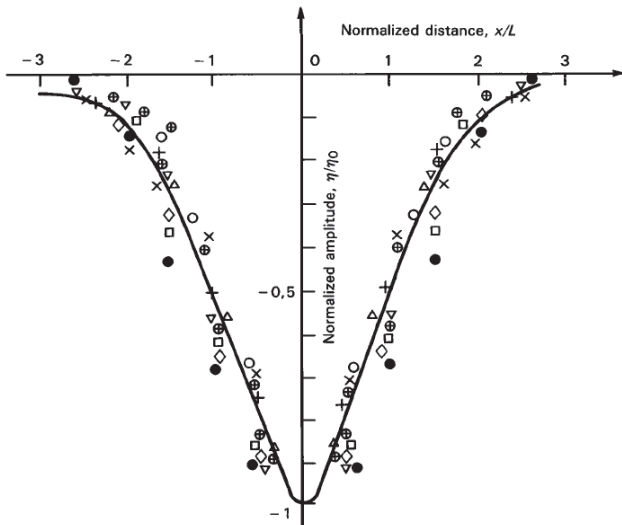
$$L = \left( -\frac{12\beta}{\alpha\eta_0} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

โดยที่  $L = 2\lambda$  (Osborne & Burch, 1980) ซึ่งรูปร่างของคลื่นเดี่ยวในเชิงทฤษฎีสอดคล้องกับข้อมูลจากการตรวจวัดภาคสนาม (Nagovitsyn & Pelinovsky, 1988) (ภาพที่ 3) และ  $c$  คือความเร็วของคลื่นใต้น้ำไม่เชิงเส้น (non-linear internal wave) (หรืออาจเรียกว่าความเร็วของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ) มีค่าเท่ากับ

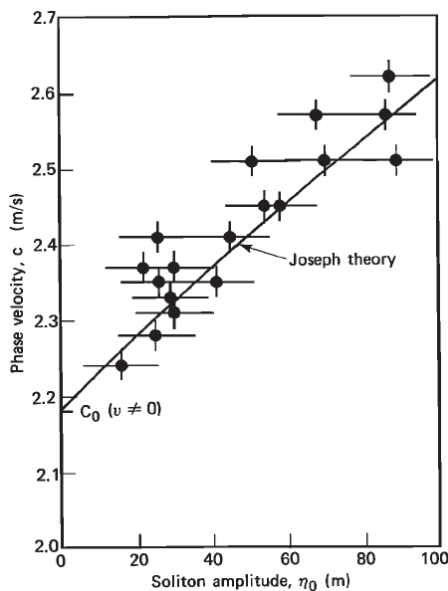
$$c = c_0 \left( 1 - \frac{\alpha\eta_0}{3c_0} \right) \quad (10)$$

สมการที่ 10 แสดงให้เห็นถึงว่าความเร็วของคลื่นขึ้นกับลักษณะของชั้นน้ำ และแปรผันตรงกับแอมพลิจูด ซึ่งจากข้อมูลจากการตรวจวัด (Apel *et al.*, 1985; Liu *et al.*, 1985) พบว่าความเร็วของคลื่นแปรผันตรงกับแอมพลิจูดซึ่งสอดคล้องกับทฤษฎีไม่เชิงเส้นของ Joseph (1977) (ภาพที่ 4) ทั้งนี้จะเห็นได้ว่าคลื่นเดี่ยวชนิดยกขึ้น

มีความไม่เป็นเชิงเส้นน้อยกว่าคลื่นเดี่ยวชนิดตกลง (ในกรณีที่มีค่าลบ) ส่งผลให้คลื่นเดี่ยวชนิดยกขึ้นมีความเร็วน้อยกว่า (Small, 2003)



**ภาพที่ 3** รูปร่างของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำจากข้อมูลการตรวจวัดภาคสนาม (สัญลักษณ์ต่างๆ) เปรียบเทียบกับทฤษฎี KdV (เส้นทึบ) (Nagovitsyn & Pelinovsky, 1988)



**ภาพที่ 4** ความเร็วของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่เพิ่มขึ้นตามแอมพลิจูดของคลื่นจากการตรวจวัดภาคสนามในทะเลชุกู แสดงโดยจุด (Apel *et al.*, 1985)

การศึกษาเชิงทฤษฎีโดยอาศัยสมการ KdV ของ Osborne & Burch (1980) พบว่าความเร็วกระแสใต้น้ำเนื่องจากคลื่นเดี่ยวใต้น้ำในแนวราบในทิศทางตะวันออก-ตกของน้ำชั้นบนและชั้นล่างบริเวณน้ำตื้นมีค่าเท่ากับ

$$U_{upper}(x,t) = \frac{c_0 \eta_0}{h_1} \sec^2 h^2 \left[ \frac{(x-ct)}{L} \right] \quad (11)$$

$$U_{lower}(x,t) = -\frac{c_0 \eta_0}{h_2} \sec^2 h^2 \left[ \frac{(x-ct)}{L} \right] \quad (12)$$

ความเร็วกระแสใต้น้ำชั้นบนเนื่องจากคลื่นมีทิศทางตรงข้ามกับกระแสใต้น้ำชั้นล่าง (ภาพที่ 5) แต่มีทิศทางเดียวกับทิศการเคลื่อนที่ของคลื่น โดยอัตราส่วนระหว่างสมการที่ 11 และ 12 สามารถนำไปใช้คำนวณค่าได้สอดคล้องกับการตรวจวัด (Osborne & Burch, 1980) นอกจากนั้นคลื่นเดี่ยวใต้น้ำยังทำให้เกิดคลื่นเดี่ยวผิวน้ำ (Osborne & Burch, 1980; Bogucki & Garrett, 1993) (ภาพที่ 5)

จากผลการทดลองในห้องปฏิบัติการ (Walker, 1973; Kao & Pao, 1979; Kao *et al.*, 1985; Helfrich & Melville, 1986) และการทดลองเชิงตัวเลข (Liu *et al.*, 1985; Liu, 1988; Liu *et al.*, 1998; Hsu *et al.*, 2000) แสดงให้เห็นว่าสมการ KdV สามารถอธิบายพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณน้ำตื้น แต่ในกรณีที่ความหนาของน้ำทั้ง 2 ชั้นใกล้เคียงกัน ( $h_1 = h_2$ ) หรือความหนาของน้ำทั้ง 2 ชั้นเท่ากัน ( $h_1 = h_2$ ) รอยต่อของชั้นน้ำจะอยู่บริเวณกึ่งกลางคอลัมน์น้ำ เป็นผลให้  $\alpha$  มีค่าเข้าใกล้หรือเท่ากับ 0 ตามลำดับ ดังนั้นพจน์ไม่เชิงเส้นกำลังสาม (cubic non-linear term;  $\gamma \eta^2 \eta_x$ ) จึงถูกเพิ่มเข้าไปในสมการ KdV (Djordjevic & Redekopp, 1978; Miles, 1979) สมการที่ 5 จึงอยู่ในรูป

$$\eta_t + c_0 \eta_x + \alpha \eta \eta_x + \gamma \eta^2 \eta_x + \beta \eta_{xxx} = 0 \quad (13)$$

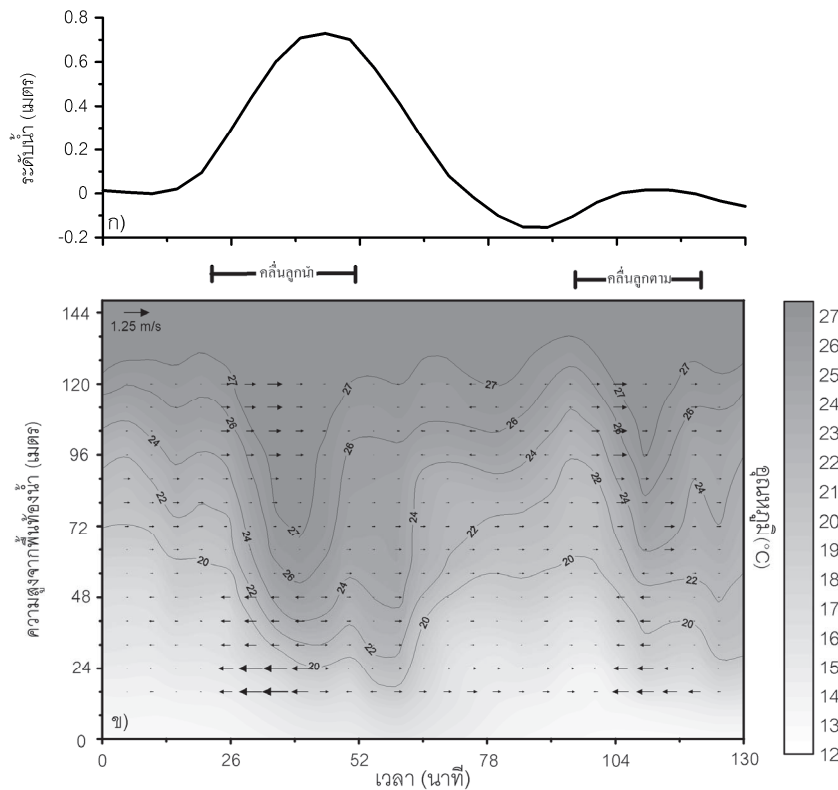
โดยที่  $\gamma$  คือสัมประสิทธิ์ไม่เชิงเส้นกำลังสาม สมการที่ 13 ถูกเรียกว่า extended Korteweg-de Vries (eKdV) (หรือ the combined KdV and Gardner equation) นอกจากนี้สมการ KdV ยังสามารถอธิบายพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำได้ดี ในกรณีที่คลื่นมีแอมพลิจูดต่ำเทียบกับความลึก ( $\eta \ll h$ ) เท่านั้น (Lee & Beardsley, 1974; Michallet & Barthelemy, 1997) ในกรณีคลื่นที่มีแอมพลิจูดสูงจึงไม่สามารถตั้งสมมติฐานว่าความไม่เชิงเส้นอ่อน (weak non-linearity) ได้ ดังนั้นสมการ eKdV จึงมักจะถูกนำมาประยุกต์ใช้ในการจำลองเชิงตัวเลขและการทดลองในห้องปฏิบัติการ (Lee & Beardsley, 1974;



Michallet & Barthelemy, 1997) ซึ่งพบว่าสามารถนำมาอธิบายพฤติกรรมของคลื่นที่มีแอมพลิจูดสูงได้ดีกว่าสมการ KdV

การเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวได้น้ำบริเวณทะเลชายฝั่งสามารถอธิบายได้โดยใช้สมการ KdV และการประยุกต์สมการดังกล่าวตามเงื่อนไขที่ได้กล่าวมา อย่างไรก็ตามในกรณีที่น้ำลึกมาก ( $h/\lambda \gg 1$ ) สมการ Benjamin-Ono (BO) (Benjamin, 1966, 1967; Ono, 1975) จะถูกนำมาอธิบายพฤติกรรมของคลื่นเดี่ยวได้น้ำใน

มหาสมุทร นอกจากนี้ในกรณีน้ำลึกปานกลาง (intermediate) ( $h/\lambda \sim 1$ ) สมการ Joseph-Kubota-Ko-Dobbs (JKKD) (Joseph, 1977; Kubota *et al.*, 1978a, b) ได้ถูกนำมาใช้อธิบายการเคลื่อนที่ของคลื่นชนิดนี้ด้วย อย่างไรก็ตามสมการ JKKD ถูกลดรูปให้อยู่ในรูปของสมการ KdV และสมการ BO เมื่ออยู่ในเงื่อนไข  $h_2/\lambda \rightarrow 0$  และ  $h_2 \rightarrow \infty$  ตามลำดับ



ภาพที่ 5 (ก) คลื่นเดี่ยวผิวน้ำ แสดงโดยข้อมูลระดับน้ำ (เมตร) ที่ถูกกรองความถี่ที่ต่ำกว่า  $\frac{1}{12.42}$  ชั่วโมง<sup>-1</sup> และสูงกว่า  $\frac{1}{5}$  นาที<sup>-1</sup>

ออก (ข) คลื่นเดี่ยวได้น้ำ แสดงโดยคอนทัวร์อุณหภูมิ (องศาเซลเซียส) ลูกศรแสดงเวกเตอร์ความเร็วกระแสในแนวราบ (เมตรต่อวินาที) ในวันที่ 23 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2550 เวลา 16.30 น. ถึง 18.40 น. บริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะลิมิลัน (ละติจูด 8.58° ตะวันออก ลองจิจูด 97.54° ตะวันออก) (ข้อมูลจากการตรวจวัดภาคสนามของชาติ ครองศักดิ์ศิริ และคณะ, 2552)

### ผลกระทบของคลื่นเดี่ยวได้น้ำต่อสิ่งแวดล้อมชายฝั่ง

การเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวได้น้ำในมหาสมุทรมัน นอกจากจะเป็นการถ่ายทอดพลังงานและโมเมนตัมภายในมหาสมุทรซึ่งเป็นการประพุดิตัวตามสมบัติของคลื่นแล้ว คลื่นชนิดนี้ยังมีบทบาทสำคัญต่อกระบวนการในมหาสมุทร เช่น การผสมผสานในมหาสมุทร (ocean mixing) (Inall *et al.*, 2000; Pinkel, 2000) การกระเจิงของคลื่นเสียงใต้น้ำ (Tiemann *et al.*, 2001) และยังมี

คาดการณ์กันว่าคลื่นชนิดนี้ทำให้เกิดการแลกเปลี่ยนสารอาหาร ความร้อน ระหว่างมหาสมุทรกับทะเลชายฝั่ง (Huthnance, 1995) อีกด้วย นอกจากนี้ยังส่งผลกระทบต่อกิจกรรมของมนุษย์ เช่น การปฏิบัติการขุดเจาะก๊าซธรรมชาติหรือน้ำมัน (Bole *et al.*, 1994) การเดินเรือดำน้ำ เนื่องจากในบางบริเวณนั้นคลื่นชนิดนี้เหนี่ยวนำให้เกิดกระแสในแนวราบที่มีความเร็วสูงถึง 1.50 เมตรต่อวินาที (Bole *et al.*, 1994) ยิ่งไปกว่านั้นการเคลื่อนที่และการ

สลายตัว (dissipation) ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณทะเลชายฝั่ง ยังส่งผลกระทบต่อกระบวนการเชิงกายภาพ กระบวนการทางเคมี รวมทั้งสิ่งมีชีวิตในบริเวณดังกล่าวด้วย ดังนั้นในบทความนี้ จึงนำเสนอผลกระทบของคลื่นชนิดนี้ต่อสิ่งแวดล้อมชายฝั่งใน ประเด็นที่สำคัญ อันได้แก่

#### การขนส่งตัวอ่อนของสัตว์ไม่มีกระดูกสันหลัง

ในการแพร่พันธุ์ของสัตว์ทะเลไม่มีกระดูกสันหลังบางชนิด สัตว์เพศเมียต้องออกไปวางไข่ในเขตทะเลชายฝั่ง และเมื่อ ตัวอ่อนเหล่านั้ันเจริญถึงระยะหนึ่งแล้วจะอพยพกลับเข้าสู่บริเวณ ชายฝั่งเพื่อดำรงชีวิตในช่วงโตเต็มวัยและสืบพันธุ์ต่อไป ถึงแม้ว่า ตัวอ่อนของสัตว์บางชนิดที่เจริญถึงระยะหนึ่งจะแข็งแรงและ สามารถว่ายน้ำเข้าสู่ชายฝั่งเองได้ แต่ก็ยังคงต้องอาศัยปัจจัยทาง ธรรมชาติช่วยในการย้ายถิ่นด้วย การใช้กลไกการเลือกกระแส น้ำ เนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลงในการขนส่ง (Selective tidal-stream transport) น่าจะเป็นกลไกสำคัญหนึ่งในการย้ายถิ่นของสัตว์ หลายชนิด เช่น ปูสีน้ำเงิน (Blue crab; *Callinectes sapidus*) ในระยะ megalopa (postlarvae) โดยเลือกว่ายน้ำขึ้นสู่ผิวน้ำ ขณะน้ำขึ้นเพื่อให้กระแส น้ำช่วยพาเข้าสู่ชายฝั่ง ในขณะที่ช่วงเวลาน้ำลงต่ำลงสู่พื้นท้องทะเลเพื่อหลีกเลี่ยงการถูกพัดพาออกจาก ชายฝั่งโดยกระแส น้ำเนื่องจากน้ำลง (Shanks, 2006) ซึ่งการ ย้ายถิ่นของตัวอ่อนเข้าสู่เอสทูรี (estuary) ก็มีพฤติกรรมการ ว่ายน้ำดังกล่าวเช่นเดียวกัน คาดว่าเป็นผลจากการตอบสนองต่อ การเปลี่ยนแปลงของความเค็ม (Tankersley & Forward, 1994; Tankersley *et al.*, 1995) ขณะที่ปรากฏการณ์ที่เกิด จากลมซึ่งมีอิทธิพลต่อการเคลื่อนที่ของมวลน้ำบริเวณทะเล ชายฝั่งก็อาจสนับสนุนการขนส่งตัวอ่อนเช่นเดียวกัน เช่น การไหลเวียนของน้ำเนื่องจากลม การเกิดน้ำผุด-จม (upwelling-

downwelling) หรือการไหลเวียนแบบแลงมัวร์ (Langmuir) นอกจากนั้นการเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำเข้าสู่ชายฝั่งก็ยังคงอาจ เป็นอีกกลไกหนึ่งที่ช่วยอพยพตัวอ่อนเข้าสู่ชายฝั่งทะเล

การตกลงของชั้นอุณหภูมิใต้น้ำซึ่งเกิดเนื่องจากคลื่นเดี่ยว ใต้น้ำชนิดตกลง ทำให้เกิดเขตลู่เข้าบริเวณผิวน้ำเหนือคลื่น แต่ละลูก ทำให้สามารถสังเกตเห็นเขตลู่เข้าและเขตลู่ออก (divergence zone) บริเวณผิวน้ำเหนือกลุ่มคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ (ภาพที่ 6) จากการศึกษาที่ผ่านมาพบว่า การเคลื่อนที่ของเขตลู่เข้าที่เกิดจาก คลื่นเดี่ยวใต้น้ำชนิดตกลงช่วยในการขนส่งตัวอ่อนของสัตว์ทะเล ไม่มีกระดูกสันหลังเข้าสู่ชายฝั่ง (Zeldis & Jelllett, 1982; Jillett & Zeldis, 1985; Shanks, 1986, 1988) สอดคล้องกับผล การทดลองการเคลื่อนที่วัตถุลอยน้ำ ที่แสดงให้เห็นว่าวัตถุลอยน้ำ ส่วนใหญ่จะรวมกลุ่มอยู่ในบริเวณเขตลู่เข้าและถูกขนส่งเข้าสู่ ชายฝั่ง (Shanks, 1983; Shanks, 1987; Shanks and Wright, 1987; Shanks, 1988) ยิ่งไปกว่านั้นการเคลื่อนที่ของเขตลู่เข้า ยังสามารถขนส่งตัวอ่อนของปลา (Shanks, 1983; Kingsford & Choat, 1986) และคราบน้ำมัน (oil spill) (Shanks, 1987) เข้าสู่ชายฝั่งได้อีกด้วย อย่างไรก็ตามการรวมตัวของคราบน้ำมัน ในเขตลู่เข้าก็อาจทำให้เกิดอันตรายต่อตัวอ่อนในบริเวณนี้ได้ เช่นเดียวกัน นอกจากนั้นตัวอ่อนที่ไม่ได้อยู่ใกล้ผิวน้ำแต่อาศัยอยู่ ใกล้พื้นท้องน้ำก็อาจจะถูกพัดพาออกนอกชายฝั่งเนื่องจากคลื่น เดี่ยวใต้น้ำชนิดตกลงที่เคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่งจะเหนี่ยวนำให้เกิด การขนส่งมวลในทิศเข้าสู่ชายฝั่งในน้ำชั้นบนขณะที่ขนส่งมวล ออกจากชายฝั่งในน้ำชั้นล่าง (Lamb, 1997; Inall *et al.*, 2001; Pan & Jay, 2009) ตามทิศทางเดียวกับกระแส น้ำที่เหนี่ยวนำ โดยคลื่นชนิดนี้



ภาพที่ 6 เขตลู่เข้า (บริเวณใกล้เรือสำรวจ) และเขตลู่ออก (บริเวณไกลจากเรือสำรวจ) จากภาพถ่ายขณะออกสำรวจภาคสนามใน ทะเลจีนใต้ ไม่ได้ระบุเวลาและตำแหน่ง (Liu *et al.*, 2008)

### กระบวนการผสมผสานในแนวตั้ง

กระบวนการผสมผสานในแนวตั้ง (Vertical mixing process) เป็นกระบวนการเชิงกายภาพที่สำคัญในบริเวณทะเลชายฝั่ง เนื่องจากเกี่ยวข้องกับตรงกับความปั่นป่วนของน้ำและการแพร่กระจายของสารเคมี ความร้อน หรือแม้แต่องค์ประกอบในคอลัมน์น้ำ โดยระดับความปั่นป่วนหรือการผสมผสานในแนวตั้งสามารถบ่งชี้ได้โดยตัวเลขริชาร์ดสัน (Richard number;  $Ri$ ) (Knauss, 1997) ตามสมการที่ 14

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2} \quad (14)$$

โดยที่  $U$  คือความเร็วกระแสในแนวราบ ในกรณีที่  $Ri$  มีค่าสูงกว่า 10 คลื่นใต้น้ำจะมีความเสถียรมาก (Yanagi, 1999) พลังงานจะถูกใช้ไปกับการคงสถานะการกระเพื่อมของชั้นน้ำเนื่องจากคลื่น ในทางกลับกันเมื่อ  $Ri$  มีค่าต่ำกว่า 0.25 คลื่นใต้น้ำจะไม่เสถียรและเกิดการแตกตัว (Knauss, 1997) ก่อให้เกิดความปั่นป่วนและสนับสนุนการขนส่งมวลสารขึ้นสู่น้ำชั้นบน

การผสมผสานในแนวตั้งซึ่งถูกเหนี่ยวนำโดยคลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณชายฝั่งนั้น ถือเป็นกระบวนการหนึ่งในการสลายพลังงานของคลื่น จากการศึกษาของ Sandstrom & Oakey (1995) พบว่ากลุ่มคลื่นเดี่ยวใต้น้ำสูญเสียพลังงานขณะเคลื่อนที่ไปประมาณ 20% ในการทำให้เกิดการปั่นป่วนในคอลัมน์น้ำ โดยการสนับสนุนการผสมผสานในแนวตั้งเป็นผลมาจากการขยายตัวของชั้นน้ำที่มีความไม่เสถียรของเฮย์ริ ( $Ri < 0.25$ ) เมื่อคลื่นเดี่ยวใต้น้ำมีแอมพลิจูดสูงเพียงพอ (Sandstrom & Cochrane, 1989) ในขณะที่การศึกษาเชิงทฤษฎีของ Bogucki & Garrett (1993) ได้ระบุว่าคลื่นต้องมีแอมพลิจูดสูงกว่า  $2(Hh_1)^{1/2}$  (เมื่อ  $H$  คือความหนาของชั้นพิคโนคลายน์) จึงจะทำให้เกิดการขยายตัวของชั้นพิคโนคลายน์ ส่งผลให้เกิดกระบวนการผสมผสานในแนวตั้งในชั้นดังกล่าว นอกจากนั้นจากการตรวจวัดของ Bogucki *et al.*, (1997) ได้บ่งชี้ว่าสัมประสิทธิ์การแพร่ปั่นป่วน (vertical eddy diffusion) มีค่าเพิ่มขึ้น (ในระดับ  $10^{-2}$  เมตร<sup>2</sup>ต่อวินาที) ในขณะที่ตัวเลขริชาร์ดสันมีค่าประมาณ 0.25 บริเวณใกล้พื้นท้องน้ำซึ่งตอบสนองขณะที่คลื่นชนิดนี้เคลื่อนที่ สอดคล้องกับผลการทดลองในห้องปฏิบัติการ (Cacchione & Wunsch, 1974; Ivey & Nokes, 1989) ดังนั้นก็น่าจะสรุปได้ว่าการไม่เสถียรของเฮย์ริของคลื่นชนิดนี้เป็นสาเหตุให้เกิดการสนับสนุนกระบวนการผสมผสานบริเวณใกล้พื้นท้องน้ำ เป็นสาเหตุให้เกิดการขนส่ง

สารอาหารขึ้นสู่ชั้นยูโฟติก (euphotic zone) ทำให้สารอาหารเหล่านี้ถูกนำเข้าไปในห่วงโซ่อาหาร (food chain) ทำให้เกิดความอุดมสมบูรณ์ของสิ่งมีชีวิตใต้ทะเลบริเวณทะเลชายฝั่ง (Sandstrom & Elliott, 1984) นอกจากนี้ก็น่าจะเป็นปัจจัยในการสนับสนุนการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำอีกด้วย

### การฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำ

ตะกอนพื้นท้องน้ำบริเวณทะเลชายฝั่งถือเป็นแหล่งอาหารและแหล่งที่อยู่อาศัยของสิ่งมีชีวิตในทะเลบางชนิด แต่ในทางกลับกันก็อาจเป็นแหล่งสะสมสารพิษได้เช่นเดียวกันเนื่องจากมีสารเคมีเป็นพิษบางชนิดซึ่งมีปริมาณมากแทรกซึมอยู่ในชั้นตะกอน เช่น DDT (Bogucki *et al.*, 1997 อ้างถึงใน Los Angeles Times, 10 กันยายน 2535) ดังนั้นการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำจึงส่งผลกระทบต่อสิ่งมีชีวิตในบริเวณทะเลชายฝั่ง จากการศึกษาที่ผ่านมาพบว่าเกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำตอบสนองต่อการเคลื่อนที่ผ่านของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำ คลื่นชนิดนี้จึงน่าจะมีบทบาทสำคัญต่อกระบวนการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำ อย่างไรก็ตามยังมีการศึกษาในประเด็นดังกล่าวไม่มากนัก

การตรวจวัดการเปลี่ยนแปลงโปรไฟล์ (profile) ความเข้มข้นของเสียสะท้อน (Apel *et al.*, 1975; Proni & Apel, 1975; Quaresma *et al.*, 2007; ซาลี ครองศักดิ์ศิริและคณะ, 2552) และการวัดโปรไฟล์ความขุ่น (Quaresma *et al.*, 2007; Bogucki *et al.*, 1997) ที่ตอบสนองต่อคลื่นเดี่ยวใต้น้ำขณะเคลื่อนที่ผ่านแสดงให้เห็นว่าคลื่นเดี่ยวใต้น้ำน่าจะทำให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำ กลไกการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำเนื่องจากคลื่นชนิดนี้ยังไม่ชัดเจน แต่คาดว่าเกิดขึ้นเนื่องจากกระแสในแนวราบที่ถูกเหนี่ยวนำโดยคลื่นชนิดนี้เป็นปัจจัยสำคัญที่ทำให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอน (Quaresma *et al.*, 2007; Bogucki *et al.*, 1997) โดยที่ความเร็วกระแสในบริเวณพื้นท้องน้ำต้องมีค่ามากพอที่จะเหนี่ยวนำให้เกิดแรงเค้นเฉือนบริเวณพื้นท้องน้ำที่ทำให้อนุภาคตะกอนยกตัวขึ้นจากพื้นได้ ซึ่งในกระบวนการดังกล่าวถือเป็นกลไกหนึ่งในการสลายพลังงานของคลื่นเนื่องจากแรงเสียดทานบริเวณพื้นท้องทะเล (bottom friction) นอกจากนั้นจากการตรวจวัดภาคสนามของ Garrett (1993) ยังพบว่าคลื่นที่มีขนาดใหญ่เพียงพอจึงจะทำให้เกิดการกวนตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำ ทำให้อนุภาคตะกอนสามารถเคลื่อนที่ขึ้นมาสู่คอลัมน์น้ำ โดยผลดังกล่าวมีแนวโน้มสอดคล้องกับผลการศึกษาของซาลี ครองศักดิ์ศิริและคณะ (2552)



## สรุป

คลื่นเดี่ยวใต้น้ำเป็นคลื่นเกิดขึ้นใต้ผิวน้ำเมื่อมีการรบกวนรอยต่อระหว่างชั้นน้ำที่มีการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นตามแนวตั้ง กลไกการเกิดคลื่นนี้เป็นสมมติฐานที่เป็นที่ยอมรับในการนำมาอธิบายกลไกการเกิดคลื่นชนิดนี้ สมการ KdV สามารถอธิบายการเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำที่มีแอมพลิจูดต่ำบริเวณทะเลชายฝั่งได้เป็นอย่างดี และด้วยคุณลักษณะเฉพาะของคลื่นชนิดนี้จึงทำให้การเคลื่อนที่และการสลายตัวของคลื่นส่งผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อมบริเวณทะเลชายฝั่ง โดยที่การเคลื่อนที่ของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำเข้าสู่ชายฝั่งทำให้เกิดการขนส่งตัวอ่อนของสัตว์ทะเลที่ไม่มีกระดูกสันหลังและปลา หรือแม้แต่คราบน้ำมันบริเวณใกล้ผิวน้ำสู่ชายฝั่ง ในขณะที่การไม่เสถียรของเชิรของคลื่นเดี่ยวใต้น้ำสนับสนุนให้เกิดการผสมผสานของน้ำในแนวตั้งซึ่งเป็นสาเหตุให้เกิดการสูบลำน้ำขึ้นสู่ชั้นยูโฟติก นอกจากนี้ กระแสน้ำในแนวราบที่ถูกเหนี่ยวนำโดยคลื่นชนิดนี้น่าจะเป็นปัจจัยที่ทำให้เกิดการฟุ้งกระจายของตะกอนบริเวณพื้นท้องน้ำอีกด้วย

## กิตติกรรมประกาศ

ผู้เขียนขอขอบคุณ Dr. Antony K. Liu นักวิจัยประจำ Ocean Sciences Branch, NASA Goddard Space Flight Center, U.S.A. ที่ให้คำแนะนำและเอื้อเฟื้อภาพประกอบในบทความนี้ และผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ปราโมทย์ โคจิศุกร อาจารย์ประจำภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ที่ให้การสนับสนุน

## เอกสารอ้างอิง

ชาลี ครอบศักดิ์ศิริ, ปราโมทย์ โคจิศุกร, สมเกียรติ ขอกเกียรติวงศ์ และ Richter, C. (2552). คลื่นเดี่ยวใต้น้ำบริเวณชายฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะลิบลิ้น. *วารสารวิทยาศาสตร์บูรพา*, 14(1), 88-98.

Apel, J.R. (1995). Linear and nonlinear internal waves in coastal and marginal seas. In Ikeda, M., & Dobson, F (ed). Florida: CRC Press.

Apel, J.R. (2003). A new analytical model for internal solitons in the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 2247-2269.

Apel, J.R., Holbrook, J.R., Tsai, J., & Lui, A.K. (1985). The Sulu Sea internal soliton experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1625-1651.

Apel, J.R., Proni, J.R., Byrne, H.M., & Sellers, R.L. (1975). Near-simultaneous observations of intermittent internal waves from ship and spacecraft. *Geophysical Research Letter*, 2(4), 128-131.

Benjamin, T.B. (1966). Internal waves of finite amplitude and permanent form. *Journal of Fluid Mechanics*, 25, 241-270.

Benjamin, T.B. (1967). Internal waves of permanent form of great depth. *Journal of Fluid Mechanics*, 29, 559-592.

Bogucki, D., Dickey, T., & Redekopp, L.G. (1997). Sediment resuspension and mixing by resonantly generated internal solitary waves. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1181-1196.

Bogucki, D., & Garrett, C. (1993). A simple model for shear-induced decay of an internal solitary wave. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1767-1776.

Bole, J.B., Ebbesmeyer, C.C., & Romea, R.D. (1994). Soliton current in the South China Sea: Measurement and theoretical modeling. In *Offshore Technology Conference* (pp 367-377).

Cacchione, D., & Wunsch, C. (1974). Experiment study of internal waves over a slope. *Journal of Fluid Mechanics*, 66, 223-239.

Djordjevic, V.D., & Redekopp, L.G. (1978). The fission and disintegration of internal solitary waves moving over 2-dimensional topography. *Journal of Physical Oceanography*, 8, 1016-1024.

Farmer, D., & Armi, L. (1999). The generation and trapping of solitary waves over topography. *Science*, 283, 188-190.

Halpern, D. (1971). Semidiurnal tides in Massachusetts Bay. *Journal of Geophysical Research*, 76(27), 6573-6584.

Hauray, L.R., Briscoe, M.G., & Orr, M.H. (1979). Tidally generated internal wave packets in Massachusetts Bay. *Nature*, 278, 312-317.

Helfrich, K.R., & Melville, W.K. (1986). On long nonlinear internal waves over slope-shelf topography. *Journal of Fluid Mechanics*, 167, 285-308.

- Hibiya, T. (1986). Generation mechanism of internal waves by tidal flow over a sill. *Journal of Geophysical Research*, 91(C6), 7697-7708.
- Hsu, M.K., Liu, A.K., Liu, C. (2000). A study of internal waves in China Seas and Yellow Sea using SAR. *Continental Shelf Research*, 20, 389-410.
- Huthnance, J.M. (1995). Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Progress in Oceanography*, 35, 353-431.
- Hyder, P., Jeans, D.R.G., Cauquil, E., & Nerzic, R. (2005). Observation and predictability of internal solitons in the northern Andaman Sea. *Applied Ocean Research*, 27, 1-11.
- Inall, M.E., Rippeth, T.P., & Sherwin, T.J. (2000). The impact of non-linear waves on the dissipation of internal tide energy at the shelf-break. *Journal of Geophysical Research*, 105(C4), 8687-8705.
- Inall, M.E., Shapiro, G.I., & Sherwin, T.J. (2001). Mass transport by non-linear internal waves on the Malin Shelf. *Continental Shelf Research*, 21, 1449-1472.
- Ivey, G.N., & Nokes, R.I. (1989). Vertical mixing due to the breaking of critical internal waves on sloping boundaries. *Journal of Fluid Mechanics*, 204, 479-500.
- Jillett, J.B., & Zeldis, J.R. (1985). Aerial observations of surface patchiness of a planktonic crustacean. *Bulletin of Marine Science*, 37(2), 609-619.
- Joseph, R.J. (1977). Solitary waves in a finite depth fluid. *Journal of Physics A: Mathematical and General*, 10(12), 225-227.
- Kao, T.W., Pan, F.S., & Renouard, D. (1985). Internal solitons breaking on the pycnocline generation, propagation, shoaling and breaking over a slope. *Journal of Fluid Mechanics*, 159, 19-53.
- Kao, T.W., & Pao, H.P. (1979). Wake collapse in the thermocline and internal solitary waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 97, 115-127.
- Kingsford, M.J., & Choat, J.H. (1986). The influence of surface slicks on the distribution and onshore movement of small fish. *Marine Biology*, 91, 161-171.
- Knauss, J.A. (1997). *Introduction to Physical Oceanography*. New Jersey: Prentice Hall.
- Korteweg, D.J., & de Vries, H. (1895). On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of stationary waves. *Philosophical Magazine*, 39, 422-443.
- Kubota, T., Ko, D.R.S., & Dobbs, L.D. (1978a). Propagation of weakly nonlinear internal waves in a stratified fluid of finite depth. In *Report of 16th Aerospace Sciences Meeting*. Huntsville, United States of America: American Institute of Aeronautics and Astronautics (AIAA).
- Kubota, T., Ko, D.R.S., & Dobbs, L.D. (1978b). Weakly nonlinear long internal gravity waves in stratified fluids of finite depth. *Journal of Hydronautics*, 12, 157-165.
- Lamb, K.G. (1994). Numerical experiments of internal wave generation by strong tidal flow across a finite amplitude bank edge. *Journal of Geophysical Research*, 99(C1), 843-864.
- Lamb, K.G. (1997). Particle transport by nonbreaking, solitary internal waves. *Journal of Geophysical Research*, 102(C8), 18641-18660.
- Lee, C.Y., & Beardsley, R.C. (1974). The generation of long nonlinear internal waves in a weakly stratified shear flow. *Journal of Geophysical Research*, 79(3), 453-462.
- Liu, A.K., Holbrook, J.R. & Apel, J.R. (1985). Nonlinear internal wave evolution in the Sulu Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1613-1624.
- Liu, A.K. (1988). Analysis of nonlinear internal waves in the New York Bight. *Journal of Geophysical Research*, 93(C10), 12317-12329.

- Liu, A.K., Chang, Y.S., Hsu, M.K., & Liang, N.K. (1998). Evolution of nonlinear internal waves in the East and South China Seas. *Journal of Geophysical Research*, 103(C4), 7995-8008.
- Liu, A.K., Ho, C.R., & Liu, C.T. (2008). *Satellite Remote Sensing of South China Sea*. Taipei: Tingmao Publishing Company.
- Maxworthy, T. (1979). A note on the internal solitary waves produced by tidal flow over three-dimensional ridge. *Journal of Geophysical Research*, 84(C1), 338-346.
- Maxworthy, T. (1980). On the formation of nonlinear internal waves from the gravitational collapse of mixed regions in two and three dimensions. *Journal of Fluid Mechanics*, 96, 47-64.
- Michallet, H., & Barthelemy, E. (1997). Ultrasonic probes and data processing to study interfacial solitary waves. *Experiments in Fluids*, 22, 380-386.
- Miles, J.W. (1979). On internal solitary waves, *Tellus*, 31, 456-462.
- Ono, H. (1975). Algebraic solitary waves in stratified fluids. *Journal of the Physical Society of Japan*, 39, 1082-1091.
- Osborne, A.R., & Burch, T.L. (1980). Internal solitons in the Andaman Sea. *Science*, 208, 451-460.
- Nagovitsyn, A.P., & Pelinovsky, E.N. (1988). Observation of solitary internal waves in the coastal zone of the Okhotsk Sea (in Russian). *Meteorologiya Gidrol.*, 4, 124-126.
- Pan, J., & Jay, D.A. (2009). Dynamic characteristics and horizontal transports of internal solitons generated at the Columbia River plume front. *Continental Shelf Research*, 29, 252-262.
- Perry, R.B., & Schimke, G.R. (1965). Large-amplitude internal waves observed off the northwest coast of Sumatra. *Journal of Geophysical Research*, 70(10), 2319-2324.
- Pinkel, R. (2000). Internal solitary waves in the warm pool of the western equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 2906-2926.
- Proni, J.R., & Apel, J.R. (1975). On the use of high-frequency acoustics for the study of internal waves and microstructure. *Journal of Geophysical Research*, 80(9), 1147-1151.
- Rattray, M.Jr. (1960). On the generation of internal tide. *Tellus*, 12, 54-62.
- Russell, J.S. (1838). Report to committee on waves. In 7<sup>th</sup> meeting of the British Association for the Advancement of Science (BAAS) (pp 417-496). London: BAAS.
- Russell, J.S. (1844). Report on waves. In 14<sup>th</sup> meeting of the British Association for the Advancement of Science (BAAS) (pp 311-390). London: BAAS.
- Quaresma, L.S., Vitorino, J., Oliveira, A., & Da Silva, J.C. (2007). Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf. *Marine Geology*, 246, 123-143.
- Sandstrom, H., & Cochrane, N.A. (1989). Observing groups of solitary internal waves and turbulence with BATFISH and echo sounder. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 987-997.
- Sandstrom, H., & Elliott, J.A. (1984). Internal tide and solitons on the Scotian Shelf: A nutrient pump at work. *Journal of Geophysical Research*, 89(C4), 6415-6426.
- Sandstrom, H., & Oakey, N.S. (1995). Dissipation in internal tide and solitary waves. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 604-614.
- Shanks, A.L. (1983). Surface slicks associated with tidally forced internal waves may transport pelagic larvae of benthic invertebrates and fishes shoreward. *Marine Ecology Progress Series*, 13, 311-315.
- Shanks, A.L. (1986). Tidal periodicity in the daily settlement of intertidal barnacle larvae and an hypothesized mechanism for the cross-shelf transport of cyprids. *Biological Bulletin*, 170, 429-440.
- Shanks, A.L. (1987). The onshore transport of an oil spill by internal waves. *Science*, 235, 1198-1200.

- Shanks, A.L. (1988). Further support of the hypothesis that internal waves can transport larvae of invertebrates and fish onshore. *Fish Bulletin*, 86, 703-714.
- Shanks, A.L. (2006). Mechanism of cross-shelf transport of crab megalopae inferred from a time series of daily abundance. *Marine Biology*, 148, 1383-1398.
- Shanks, A.L., & Wright, W.G. (1987). Internal-wave-mediated shoreward transport of cyprids, megalopae, and gammarids and correlated alongshore difference in the settling rate of intertidal barnacles. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 114, 1-13.
- Small, J. (2003). Refraction and shoaling of nonlinear internal waves at the Malin shelf break. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 2657-2674.
- Tankersley, R.A., & Forward Jr, R.B. (1994). Endogeneous activity rhythms in two estuarine crab megalopae: implications for flood tide transport. *Marine Biology*, 118, 415-424.
- Tankersley, R.A., McKelvey, L.M., & Forward Jr, R.B. (1995). Responses of estuarine crab megalopae to pressure, salinity and light: implications for flood-tide transport. *Marine Biology*, 122, 391-400.
- Tiemann, C.O., Worcester, P.F., & Cornuelle, B.D. (2001). Acoustic scattering by internal solitary waves in the Strait of Gibraltar. *Journal of the Acoustical Society of America*, 109, 143-154.
- Vlasenko, V., & Alper, W. (2005). Generation of secondary internal waves by the interaction of internal solitary wave with an underwater bank. *Journal of Geophysical Research*, 110, C02019, doi:10.1029/2004JC002467.
- Walker, L.R. (1973). Interfacial solitary waves in two-fluid medium. *Physics of Fluids*, 16, 1796-1804.
- Yanagi, T. (1999). *Coastal Oceanography*. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher.
- Zeldis, J.R., & Jellett, J.B. (1982). Aggregation of pelagic *Munida gregaria* by coastal fronts and internal waves. *Journal of Plankton Research*, 4, 839-857.