

ทฤษฎีที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงบริเวณปากแม่น้ำ

ในบทนี้จะกล่าวถึงทฤษฎีต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงบริเวณปากแม่น้ำ ดังแสดงในรูป 3-1 ซึ่งประกอบด้วย การเกิดคลื่น การเปลี่ยนแปลงของคลื่น กระแสน้ำและตะกอนชายฝั่ง (littoral transport) น้ำขึ้นน้ำลง (tidal) กระแสน้ำขึ้นน้ำลง (tidal current) และกระแสการไหลจากแม่น้ำ (river discharge)

3.1 การเกิดคลื่นและชนิดคลื่น

คลื่นในทะเลและมหาสมุทรนั้น มักจะก่อตัวขึ้นจากอิทธิพลของลม (wind generated wave) โดยการถ่ายถอดพลังงานจากลมสู่ผิวน้ำอิสระ (free water surface) ทำให้เกิด gravity wave ขึ้น ซึ่งเรียกว่า คลื่นลม (wind wave) สามารถแบ่งออกเป็น 2 ชนิด ดังนี้

1. Sea ได้แก่ คลื่นที่เกิดขึ้นอันเนื่องมาจากแรงลมและยังคงอยู่ภายใต้การกระทำของลมในบริเวณพื้นที่กำเนิด (generating area)
2. Swell ได้แก่ คลื่นที่เกิดขึ้นอันเนื่องมาจากแรงลม แต่ได้เคลื่อนตัวออกนอกบริเวณพื้นที่กำเนิดแล้ว และไม่อยู่ภายใต้การกระทำของลมอีกต่อไป

คลื่นที่เกิดขึ้นในทะเลและมหาสมุทรภายใต้การกระทำของลม จะมีสภาพสลับซับซ้อนและมีการเปลี่ยนแปลงของสันคลื่น (wave crest) และท้องคลื่น (wave trough) ตลอดเวลา ทั้งนี้เนื่องจากความไม่คงที่ของลักษณะคลื่น (irregularity of wave shape) และการแปรเปลี่ยนของทิศทางการเคลื่อนที่ (propagation) สำหรับทิศทางการเคลื่อนที่สามารถประเมินได้จากทิศทางการเคลื่อนที่เฉลี่ยของแต่ละคลื่น แต่ขนาดของคลื่นจะมีความแน่นอนสูง คลื่นที่เคลื่อนที่เร็วกว่า จะกลืนและเคลื่อนผ่านคลื่นที่เคลื่อนที่ช้ากว่าในทิศทางต่าง ๆ บางครั้งคลื่นก็เสริมกัน (reinforce) บางทีก็หักล้างกัน (cancel) และบ่อยครั้งคลื่นเคลื่อนเข้าชนซึ่งกันและกัน

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่ออกจากแหล่งกำเนิด และไม่อยู่ภายใต้การกระทำของลมแล้ว คลื่นจะเริ่มมีลักษณะเป็นระเบียบและสม่ำเสมอมากขึ้นตามระยะทาง แต่ก็ยังสลับซับซ้อน ต่อเมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าใกล้บริเวณชายฝั่ง แต่ก็ยังอยู่ในช่วงน้ำลึก (deep water) ลักษณะต่าง ๆ ของคลื่น ได้แก่ ความสูงคลื่น ความยาวคลื่น ความเร็วคลื่น และทิศทางการเคลื่อนที่จะปรากฏเด่นชัดและค่อนข้างคงที่ แต่ในขณะที่คลื่นที่เข้าสู่ช่วงน้ำตื้นลักษณะต่างของคลื่นดังกล่าวจะเริ่มแปรเปลี่ยนไปตามความลึก น้ำที่คลื่นเคลื่อนที่ผ่าน ก่อนที่คลื่นจะเคลื่อนที่ไปสิ้นสุดที่ชายหาด (beach) จะเกิดการสูญเสียพลังงาน

ไป อันเนื่องมาจากความเสียดทานของผิวน้ำและอากาศ การปั่นป่วนจากการแตกตัวของคลื่น (wave breaking) และความเสียดทานของท้องทะเล (sea bottom) ในช่วงน้ำตื้น

ลักษณะคลื่นที่เกิดขึ้นในธรรมชาตินั้นยากที่จะอธิบายด้วยนิพจน์ทางคณิตศาสตร์ เนื่องจากว่ามีลักษณะเป็น nonlinearity สูงมาก และยังมีลักษณะเป็นกระบวนการผันแปร (random process) ดังนั้น การอธิบายลักษณะของคลื่นทางคณิตศาสตร์จึงทำได้เพียงประมาณเท่านั้น เพื่อนำไปสู่หลักเกณฑ์และความเข้าใจในลักษณะคลื่นที่เกิดขึ้น จึงให้นิยามลักษณะคลื่นดังแสดงในรูป 3-2

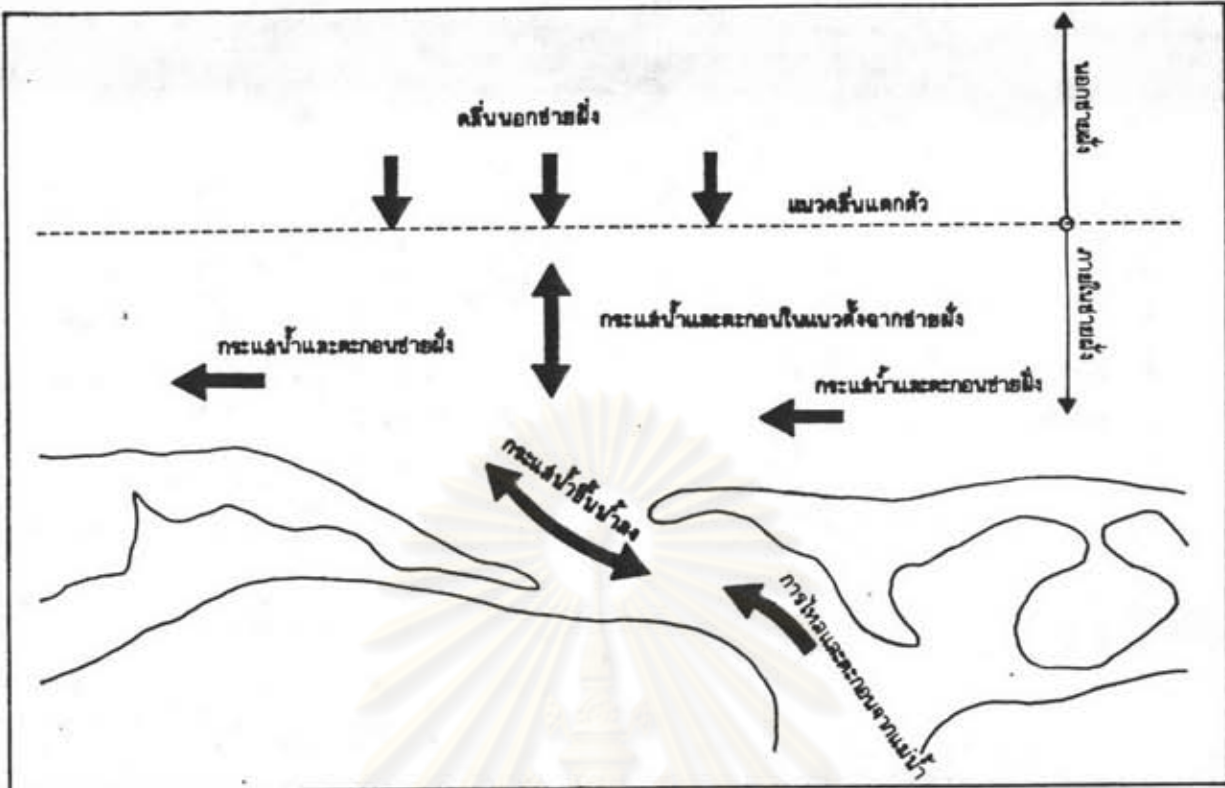
ทฤษฎีต่าง ๆ ในการแทนลักษณะต่าง ๆ ของคลื่น โดยอาศัยจากสมการพลศาสตร์ (hydrodynamic equation) ของการเคลื่อนที่ของของเหลวที่ไม่มีการหดตัว (incompressible fluid) ซึ่งแบ่งตามลักษณะ linearity สามารถแบ่งเป็น 2 กลุ่มใหญ่ ๆ คือ Small Amplitude Wave Theory (Linear Wave Theory) และ Finite Amplitude Wave Theory (Nonlinear Wave Theory) ซึ่งมีช่วงความเหมาะสมต่อการนำไปใช้ดังแสดงในรูป 3-3

Airy (1880) ได้คิดค้นทฤษฎี Airy Theory หรือเรียกว่า Linear Wave Theory เพื่อใช้ในการอธิบายลักษณะคลื่นด้วย Harmonic Function เช่น sine และ cosine function ซึ่งเป็นทฤษฎีเบื้องต้นและใช้มากที่สุดในปัจจุบัน ทฤษฎีนี้ถูกต้องสำหรับการอธิบายคลื่นที่เคลื่อนที่ในน้ำลึก (deep water) และง่ายต่อการประยุกต์ใช้ Gesteiner (1802) ได้คิดค้นทฤษฎี Trochoidal Theory ทั้งนี้เพราะลักษณะของผิวน้ำ หรือ Wave Profile อธิบายในลักษณะของ trochoidal ได้ใกล้เคียงมาก แต่ในการอธิบายลักษณะการเคลื่อนที่อนุภาคของน้ำ (water particle motion) ไม่ตรงกับปรากฏการณ์ธรรมชาติที่เกิดขึ้น จึงไม่เป็นที่สนใจ

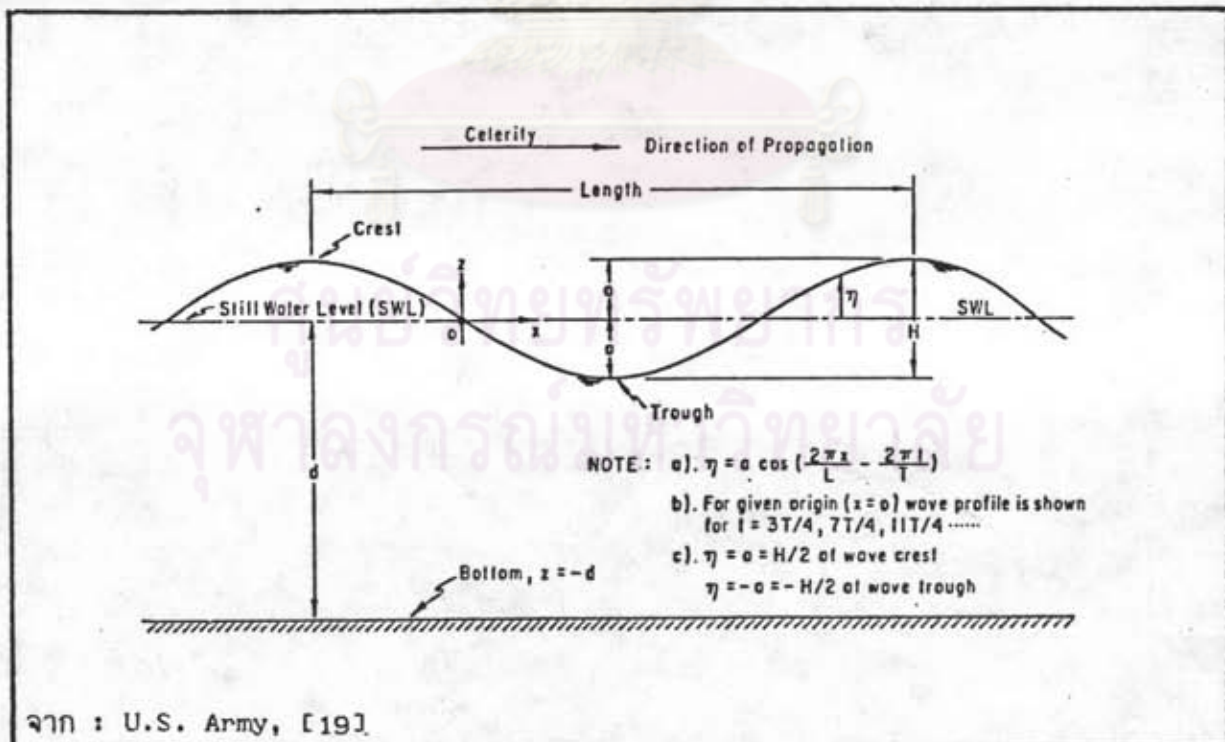
Stokes (1880) ได้คิดค้นทฤษฎี Stokian Wave Theory ซึ่งให้ผลดีกว่า Trochoidal Theory ทฤษฎีนี้ประกอบด้วยทฤษฎีย่อยต่อไปแล้วแต่ order of approximation นี้ใช้ได้แก่ 2nd order, 3rd order และ 4th order theories (1st order theory คือ small amplitude wave theory)

Korteweg และ De Vries (1895) ได้คิดค้นทฤษฎี Cnoidal Theory โดยการใช้ Jacobian elliptical cosine function (Cn-function) Wiegel (1960) และ Masch and Wiegel (1961) ได้เสนอผลของทฤษฎีนี้ออกมาในรูปของกราฟและตาราง เพื่อความสะดวกในการใช้ จึงทำให้ทฤษฎีนี้ทวีความสำคัญมากขึ้น ทฤษฎีนี้ถูกต้องสำหรับคลื่นที่เคลื่อนที่อยู่ในน้ำตื้น (Shallow water)

Russel (1838, 1845) ได้คิดค้นทฤษฎี Solitary Wave Theory เป็นคนแรก และได้ผ่านการแก้ไขโดย Boussinesq (1872), Rayleigh (1876) McCowan (1891), Keulegan and Peterson (1940), Keulegan (1948) และ Iwasa (1955) ทฤษฎีนี้ให้

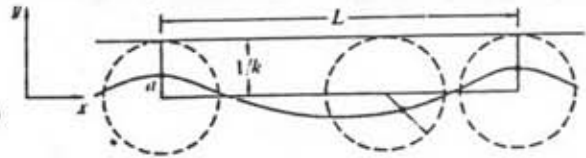
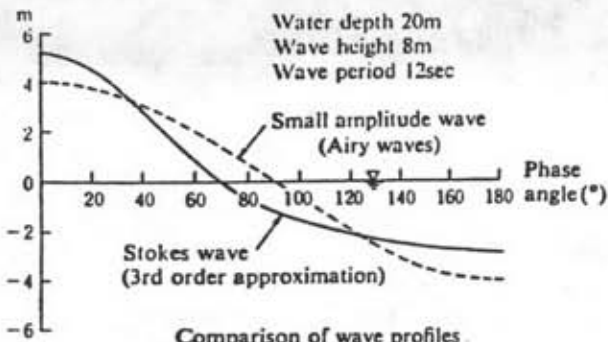


รูป 3-1 แสดงองค์ประกอบต่าง ๆ บริเวณปากแม่น้ำ



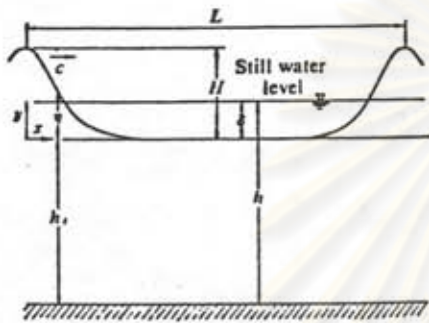
จาก : U.S. Army, [19]

รูป 3-2 รูปร่างของคลื่นและตัวแปรพื้นฐาน

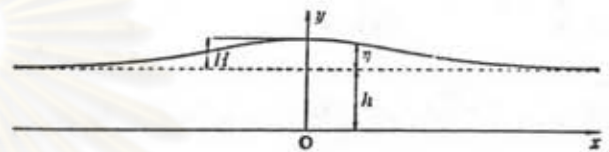


Wave profile of trochoidal waves.

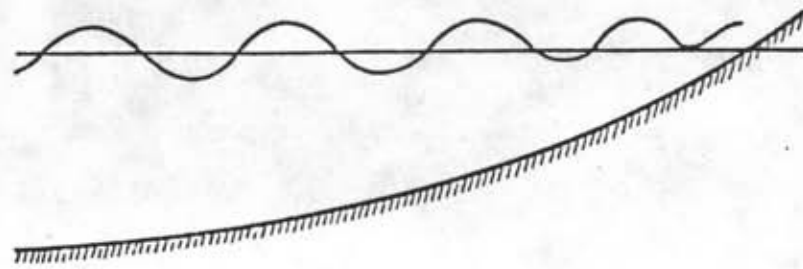
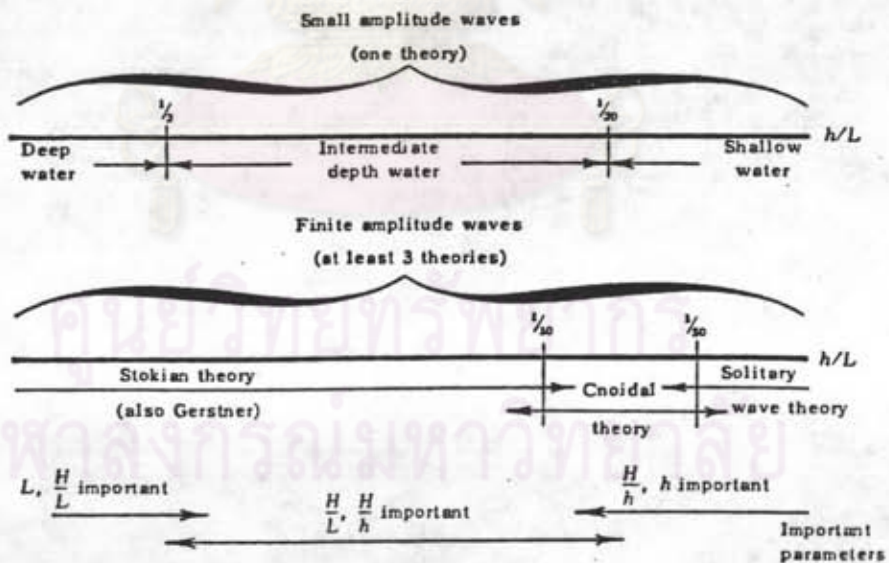
Comparison of wave profiles
(after *Hydraulic Formulae*, JSCE, 1971).



Definition sketch for cnoidal waves.



Definition sketch for a solitary wave.



รูป 3-3 ทฤษฎีของคลื่นและช่วงความเหมาะสมต่อการนำไปใช้
14/10/1400

ความถูกต้องในการอธิบายการเคลื่อนที่ของคลื่นในน้ำตื้น (shallow water) และสะดวกในการใช้มากกว่า Cnoidal Theory เนื่องจากไม่จำเป็นต้องมีกราฟหรือตาราง

3.2 การเปลี่ยนแปลงของคลื่น (Wave Transformation)

คลื่นที่เคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่งจะเกิดการเปลี่ยนแปลงก็ต่อเมื่อคลื่นเคลื่อนที่จากช่วงน้ำลึกเข้าสู่ช่วงน้ำตื้นกว่า เกิดการเสียดทานกับพื้นท้องทะเล หรือคลื่นที่เข้าปะทะกับสิ่งกีดขวาง อาทิ เช่น เกาะ และเขื่อนกันคลื่น ฯลฯ ในที่สุดคลื่นไม่สามารถทรงตัวอยู่ได้ก็จะเกิดการแตกตัวขึ้นแล้วเกิดคลื่นลูกใหม่เคลื่อนที่ไปสิ้นสุดที่ชายฝั่ง

3.2.1 ผลกระทบของความลึกต่อคลื่น (Shoaling Depth)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่ออกจากแหล่งกำเนิดและไม่อยู่ภายใต้การกระทำของลมแล้ว คลื่นเริ่มจะมีลักษณะเป็นระเบียบและสม่ำเสมอมากขึ้นตามระยะทาง ล้นคลื่นและท้องคลื่น จะเริ่มปรากฏเด่นชัด แต่ก็ยังสลับซับซ้อน เมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่ง แต่ยังคงอยู่นอกชายฝั่ง (offshore) คุณสมบัติต่าง ๆ ของคลื่น อันได้แก่ ความยาวคลื่น ความเร็วคลื่น และความสูงคลื่น จะยังคงสภาพเดิม ภายหลังจากที่เคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่ง (onshore) คุณสมบัติดังกล่าวก็เริ่มจะเปลี่ยนแปลงไปตามระยะทางที่คลื่นเคลื่อนที่ผ่าน จากทฤษฎีความสูงคลื่นน้อย (Small Amplitude Wave Theory) อธิบายได้ดังนี้

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่อยู่ในช่วงน้ำลึก/หรือนอกชายฝั่ง (deep water, $h/L > 0.5$) จะมีความเร็วคลื่นและความยาวคลื่นน้ำลึกดังสมการข้างล่าง

$$C_0 = \frac{gT}{2\pi}, \quad L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (3-1)$$

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่อยู่ในช่วงน้ำลึกปานกลาง (intermediate depth, $0.04 < h/L < 0.5$) จะมีความเร็วคลื่นและความยาวคลื่นดังสมการข้างล่าง

$$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L}, \quad L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (3-2)$$

และเมื่อคลื่นเคลื่อนที่อยู่ในช่วงน้ำตื้น (shallow water, $h/L < 0.04$) จะมีความเร็วคลื่นน้ำตื้นดังสมการข้างล่าง

$$C = \sqrt{gh} \quad (3-3)$$

และมีความสูงคลื่นที่เคลื่อนที่จากช่วงน้ำลึกเข้าสู่ น้ำตื้นก่อนที่จะเกิดการแตกตัว ดังสมการข้างล่าง

$$\frac{H}{H_0} = \left[\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{n} \cdot \frac{C_0}{C} \right]^{1/2} = K_s \quad (3-4)$$

โดยที่ K_s คือสัมประสิทธิ์ของน้ำตื้น (shallow water coefficient)

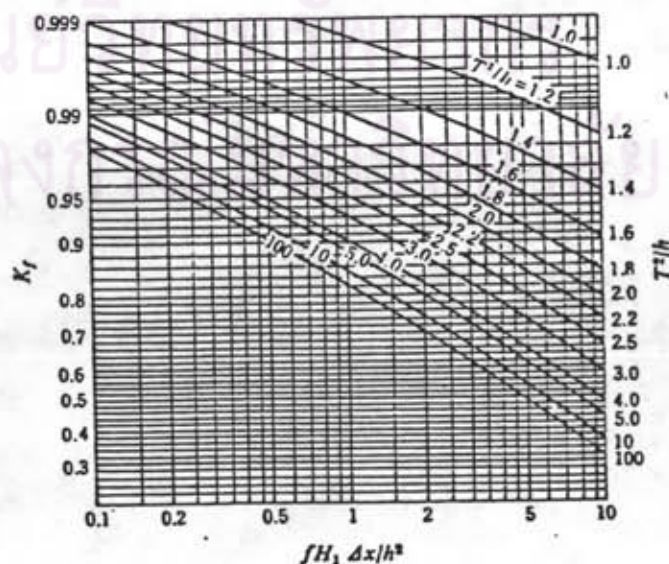
3.2.2. Wave Damping

การสูญเสียพลังงานคลื่นบางส่วนจะเกิดขึ้นเนื่องจากความหนืดของของไหล (fluid viscosity) การสูญเสียจะเกิดขึ้นน้อยมากในขณะที่คลื่นเคลื่อนที่อยู่ในช่วงน้ำลึก ในทางกลับกันจะเกิดการสูญเสียมากในช่วงน้ำตื้น โดยที่พลังงานบางส่วนจะแปรเปลี่ยนเป็นความร้อนเนื่องจากความเสียดทานของท้องน้ำ จึงเป็นสาเหตุให้คลื่นมีขนาดลดลง Bretschneider และ Reid ได้ทำการศึกษาและเสนอสมการต่อไปนี้

$$K_f = \frac{H_2}{H_1} = \left[1 + \frac{64 \nu^3 f H_1 \Delta X}{3g^2 h^2} \left[\frac{h}{T^2} \right]^2 \frac{K_s^2}{\sinh(2\pi h/L)} \right]^{-1} \quad (3-5)$$

โดยที่ H_1 คือความสูงคลื่นที่หน้าตัด 1, H_2 คือความสูงคลื่นที่หน้าตัด 2, K_s คือสัมประสิทธิ์ของน้ำตื้น, f คือสัมประสิทธิ์ความเสียดทาน, h คือความลึก, L คือความยาวคลื่น, T คือคาบเวลาคลื่น, ΔX คือระยะทางระหว่างหน้าตัดและ ν คือแรงโน้มถ่วงโลก

รูป 3-4 แผนภูมิแสดงการลดขนาดของคลื่น ซึ่งได้จากสมการ (3-5) โดยใช้ค่า f ประมาณ 0.01 ถึง 0.02



รูป 3-4 แผนภูมิการลดขนาดของคลื่น

3.2.3 การหักเหของคลื่น (Wave Refraction)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่ง ความเร็วคลื่นและความยาวคลื่นจะลดลงตามความลึกของท้องน้ำ ด้วยเหตุนี้จึงทำให้แนวยอดคลื่น (wave crest) เคลื่อนที่โค้งเข้าหาเส้นชั้นความลึก (underwater contour) ผลของการเคลื่อนที่ของคลื่นเป็นแนวโค้งนี้เรียกว่า "การหักเห" ซึ่งมีความสัมพันธ์กับความลึกท้องน้ำและความยาวคลื่น ปรากฏการณ์นี้มีลักษณะคล้ายกับการหักเหของแสง ซึ่งสามารถอธิบายด้วยกฎของสเนลล์ (snell's law) ดังแสดงในรูป 3-5 และสมการข้างล่าง

$$\sin \alpha_2 = \left[\frac{c_2}{c_1} \right] \sin \alpha_1 \quad (3-6)$$

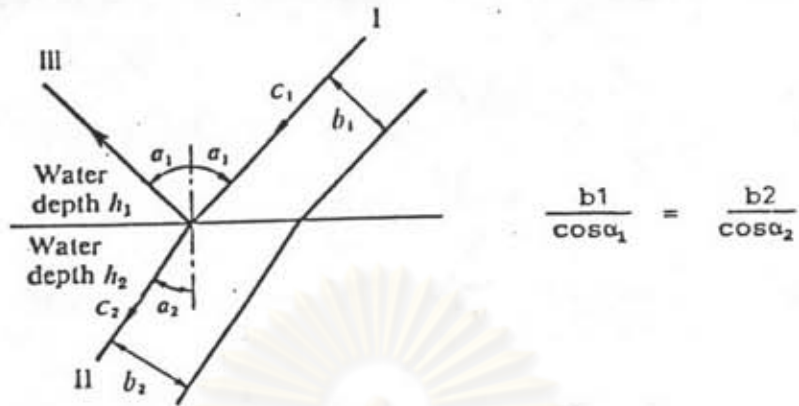
และผลของการเกิดการหักเหของคลื่นก็เป็นสาเหตุให้เกิดการเปลี่ยนแปลงขนาดคลื่นด้วย ดังแสดงในสมการข้างล่าง

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C}} \sqrt{\frac{b_0}{b}} = K_S K_R \quad (3-7)$$

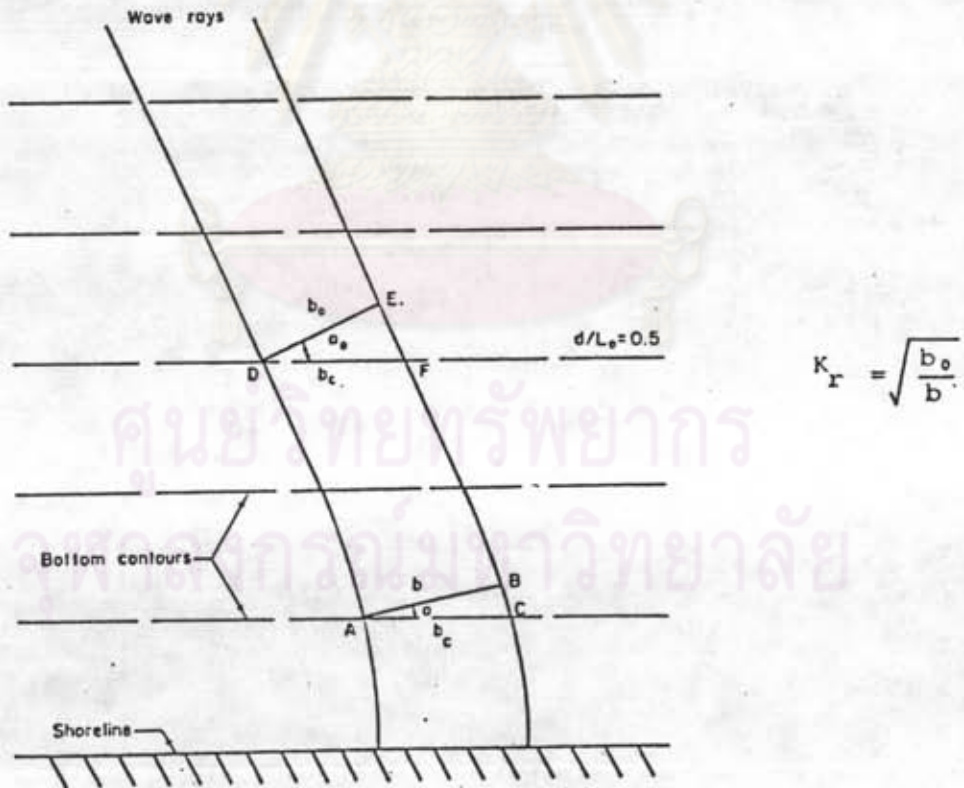
โดย K_S คือสัมประสิทธิ์ของน้ำตื้น และ K_R คือสัมประสิทธิ์ของการหักเห

ความสำคัญของการหักเหคลื่น มีดังนี้

1. การหักเหของคลื่นและอิทธิพลของความตื้นของท้องน้ำ (shoaling effect) จะบ่งบอกถึงขนาดความสูงคลื่น H ความลึกใด ๆ สำหรับความสูงคลื่น คาบเวลาคลื่น และทิศทางคลื่นที่เกิดขึ้นในน้ำลึก และการหักเหของคลื่นยังมีอิทธิพลต่อการกระจายพลังงานคลื่นตามแนวชายฝั่ง ซึ่งมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงและการคงรูปของชายฝั่ง
2. การหักเหของคลื่นในลักษณะที่แตกต่างกัน มีผลทำให้เกิดการรวมกัน (convergence) หรือการกระจาย (divergence) ของพลังงานคลื่น ซึ่งมีผลต่อแรงกระทำต่อโครงสร้างชายฝั่ง
3. การหักเหของคลื่นมีส่วนในการเปลี่ยนแปลงลักษณะท้องน้ำ จากผลของการกัดเซาะและทับถมของตะกอนชายฝั่ง
4. ลักษณะท้องน้ำบริเวณใกล้ชายฝั่ง สามารถวิเคราะห์จากรูปแบบการหักเหของคลื่นที่ได้จากภาพถ่ายทางอากาศ



ก) นิยามการหักเหของคลื่น (Snell, [20])



ข) การหักเหของคลื่นที่ความชันตื้นของน้ำชานกับชายฝั่ง (McClenan, 1975, [21])

รูป 3-5 การหักเหของคลื่นตามกฎของสเนลล์

3.2.4 การกระจายของคลื่น (Wave Diffraction)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าปะทะกับสิ่งกีดขวาง เช่น เขื่อนกันคลื่น (breakwater) หรือ หัวหาดชายฝั่ง (headland) หรือ เกาะ และหรือเคลื่อนเข้าช่องทางเข้าออก (inlet) จะเกิดการกระจายของคลื่นขึ้น ดังแสดงในรูป 3-6 อันเป็นปรากฏการณ์ที่คลื่นส่งผ่านหรือกระจายพลังงานคลื่นไปตามแนวยอดคลื่น ดังนั้นคลื่นจะส่งผ่านพลังงานคลื่นไปด้านหลังสิ่งกีดขวาง บริเวณที่เกิดการกระจายของคลื่นจะมีพลังงานคลื่นลดลง และมีขนาดความสูงคลื่นลดลงด้วย สัมประสิทธิ์การกระจายของคลื่น (K_d) หาได้จากอัตราส่วนของคลื่นที่เกิดการกระจายต่อคลื่นกระทบ (incident wave) ซึ่งขึ้นอยู่กับตัวแปรต่าง ๆ ดังสมการข้างล่าง

$$K_d = f(\theta, \beta, \frac{r}{L}) \quad (3-8)$$

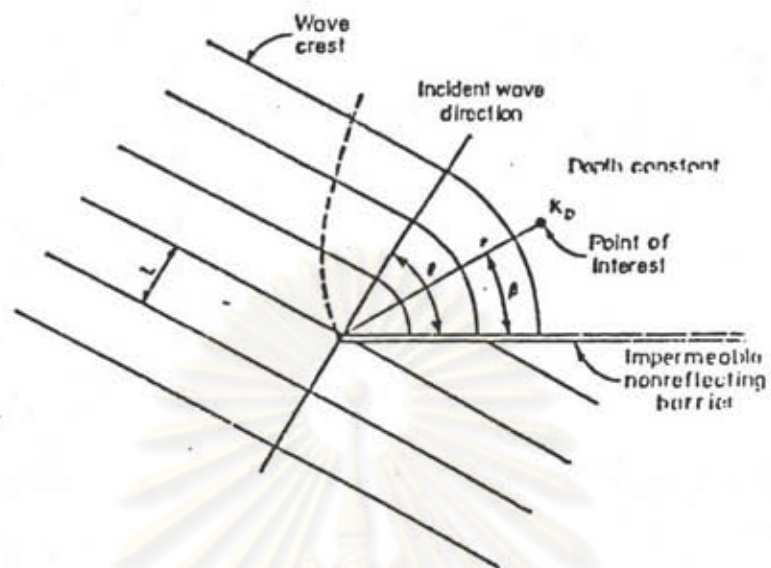
เมื่อ คือทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่นกระทบทำมุมกับสิ่งกีดขวาง, คือทิศทางการกระจายของคลื่นทำมุมกับเครื่องกีดขวาง และ r/L คือ อัตราส่วนของรัศมีการกระจายของคลื่นต่อความยาวคลื่นกระทบ

โดยทั่วไปเมื่อเกิดการกระจายของคลื่นก็จะเกิดการหักเหของคลื่นขึ้นพร้อมกันด้วย ทั้งนี้เนื่องจากความลาดของชายฝั่ง

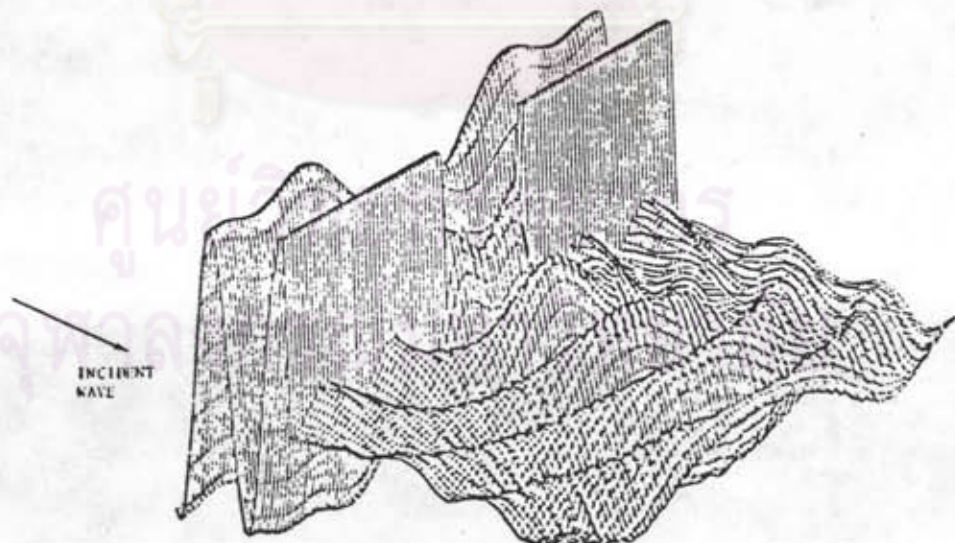
การเกิดการกระจายของคลื่น มีความสำคัญต่อการป้องกันชายฝั่งและโครงสร้างทางวิศวกรรมเป็นอย่างมาก เช่น การพิจารณากำหนด และออกแบบทางเข้าออกท่าเรือ เพื่อลดปัญหาการทับถมของตะกอน ซึ่งทำให้เกิดการตื้นเขินของท้องน้ำ และช่วยลดการสะท้อนกลับไปกลับมา (resonance) ของคลื่นในบริเวณท่าเรือ สำหรับการป้องกันชายฝั่งที่ถูกกัดเซาะนั้นจะช่วยทำให้การกัดเซาะชายฝั่งลดลงด้วย

3.2.5 การแตกตัวของคลื่น (Wave Breaking)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่จากชายฝั่งน้ำลึกเข้าสู่ชายฝั่งที่ตื้นกว่า ผลของความลึกน้ำและการหักเหของคลื่น จะทำให้ความเร็วคลื่นเปลี่ยนแปลงไป ความยาวคลื่นจะลดลง ความสูงคลื่นจะเพิ่มขึ้นและความชันคลื่น (wave steepness, H/L) จะเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ จนกระทั่งคลื่นไม่สามารถคงรูปอยู่ได้ และความเร็วอนุภาคของน้ำบริเวณหน้าคลื่น (wave crest) มากกว่าความเร็วคลื่น จึงทำให้เกิดการแตกตัวของคลื่นขึ้น บริเวณที่คลื่นแตกตัวจะเกิดการปั่นป่วน (turbulence) ของ



ก) ตัวแปรของการกระจายของคลื่น (Chowdhury, 1980)



ข) ลักษณะการกระจายของคลื่นที่เคลื่อนผ่านช่องว่างระหว่างหัวหาด (Dean, 1978)

จาก : สกล, [11]

ท้องน้ำมาก ตะกอนขนาดเล็กจะถูกยกตัวขึ้นและถูกคลื่นพัดพาไปในสภาพแขวนลอย (suspension) ลักษณะการแตกตัวของคลื่นจะแตกต่างกันไปขึ้นอยู่กับความสูงคลื่น คาบเวลาคลื่นและความลาดชันของท้องน้ำชายฝั่ง คลื่นแตกตัวสามารถจำแนกออกได้เป็น 4 ชนิด ตามความชันคลื่นน้ำลึกและความลาดชายฝั่ง ได้แก่ Spilling, Plunging, Collapsing และ Surging ดังแสดงในรูป 3-7 และรูป 3-8 แสดงการจำแนกคลื่นโดยความชันคลื่นน้ำลึกและความลาดชายฝั่ง

ทางทฤษฎีการแตกตัวของคลื่นบริเวณน้ำลึก จะเริ่มแตกตัวเมื่อมีความชันคลื่น (H_o/L_o) = 0.142 สำหรับการแตกตัวของคลื่นอันเนื่องมาจากความลึกท้องน้ำ และความสูงคลื่น มีค่าดัชนีการแตกตัว (breaking index, H_b/h_b) โดยทั่วไปจากทฤษฎีประมาณเท่ากับ 0.78 แต่อย่างไรก็ตาม ค่าดัชนีการแตกตัวนี้ยังขึ้นอยู่กับความลาดชายฝั่ง ชนิดของการแตกตัวอีกด้วย ชายฝั่งที่มีความลาดชันมากก็จะมีค่าดัชนีการแตกตัวสูง ชายฝั่งที่มีความลาดชันน้อยก็จะมีค่าดัชนีการแตกตัวต่ำ และยังขึ้นอยู่กับชนิดของการแตกตัวของคลื่นด้วย

Iwata และ Sawaragi ได้ทำการศึกษาการแตกตัวของคลื่น ชนิด irregular wave และได้เปรียบเทียบค่าดัชนีการแตกตัวของคลื่น ดังแสดงในตาราง 3-1

ตาราง 3-1 การแตกตัวของคลื่น ชนิด Irregular Wave

Beach Slope	Breaker Type	H_b/h_b	Standard deviation	Number of Wave
1/20	Spilling breaker	0.671	0.094	35
	Plunging breaker	0.914	0.129	52
1/40	Spilling breaker	0.584	0.112	83
1/60	Spilling breaker	0.538	0.080	57

Kuo และ Horikawa ก็ได้ทำการศึกษาการแตกตัวของคลื่น ที่ความลาดท้องน้ำระหว่าง 1/20 ถึง 1/80 และได้สรุปค่าดัชนีการแตกตัวบริเวณใกล้ชายฝั่งมีค่าประมาณ 0.63

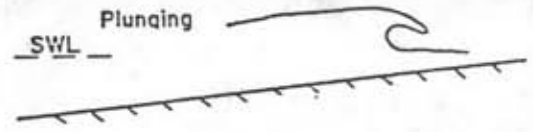
ในส่วนของทฤษฎีที่ใช้ในการศึกษาการแตกตัวของคลื่น ได้มีการเสนอให้ใช้อยู่หลายทฤษฎี

ตาราง 3-2 ทฤษฎีการแตกตัวของคลื่น

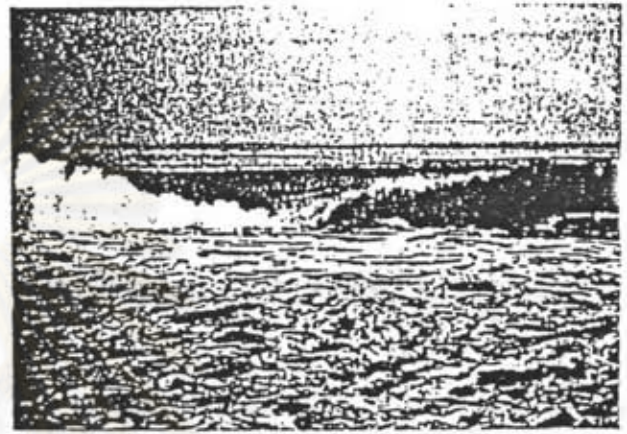
อ้างอิง	สมการ	หมายเหตุ
McCowan's	$\frac{H_b}{d_b} = 0.78$	(solitary wave)
Mich's	$\frac{H_b}{L_b} = 0.142 \tanh \frac{2\pi d_b}{L_b}$	(shallow water periodic wave)
Le Mc'haute's	$\frac{H_b}{H'_0} = 0.76 (\tan \theta)^{1/7} (H'_0 / L_0)^{-1/4}$	
Goda	$\frac{H_b}{L_0} = A(1 - \exp[-1.55 \frac{d_b}{L_0} (1 + 15 \tan \theta^{4/3})])$	
Munk	$\frac{H_b}{H'_0} = 1/3.3 (H'_0 / L_0)^{1/3}$	
	$\frac{d_b}{H_b} = 1.28$	
Iverson, Galvin และ Goda	$\frac{d_b}{H_b} = 1 / (b - (aH_b / gT^2))$	
	$a = 43.75(1 - e^{-19m})$	
	$b = 1.56 / (1 + e^{-19.5m})$	

หมายเหตุ

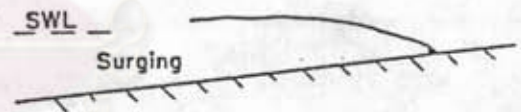
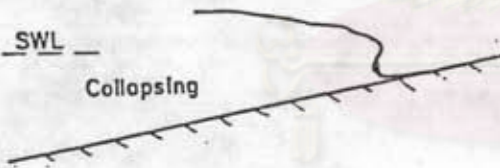
- H'_0 = ความสูงคลื่นน้ำลึกไม่มีการหักเห, ม.
 H_b = ความสูงคลื่นแตกตัว, ม.
 L_0 = ความยาวคลื่นน้ำลึก, ม.
 L_b = ความยาวคลื่นแตกตัว, ม.
 T = คาบเวลาคลื่น, วินาที
 d_b = ความลึกแตกตัว, ม.
 $\tan \theta, m$ = ความลาดชายฝั่ง
 A = ค่าคงที่ระหว่าง 0.12 ถึง 0.18 นิยมใช้ค่า 0.17



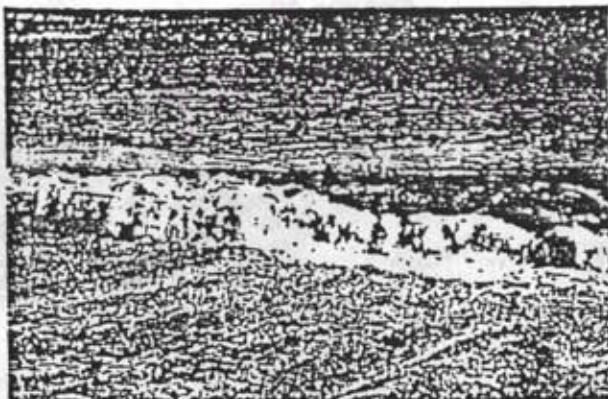
Spilling



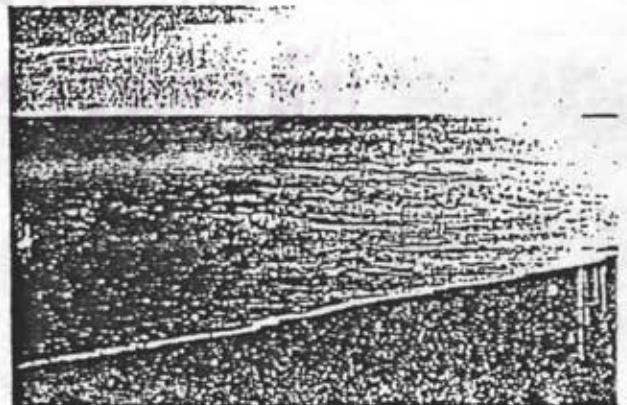
Plunging



ศูนย์วิทยทรัพยากร

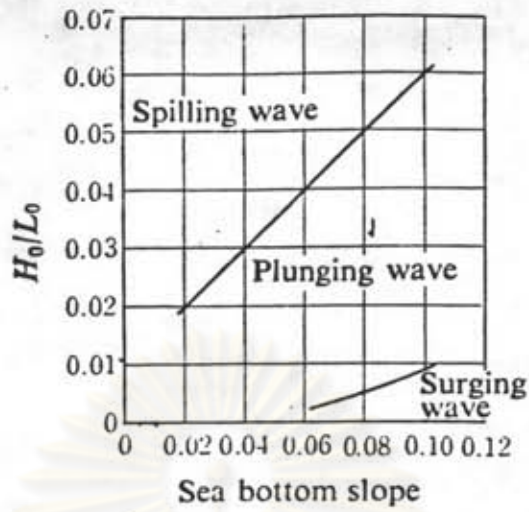


Collapsing

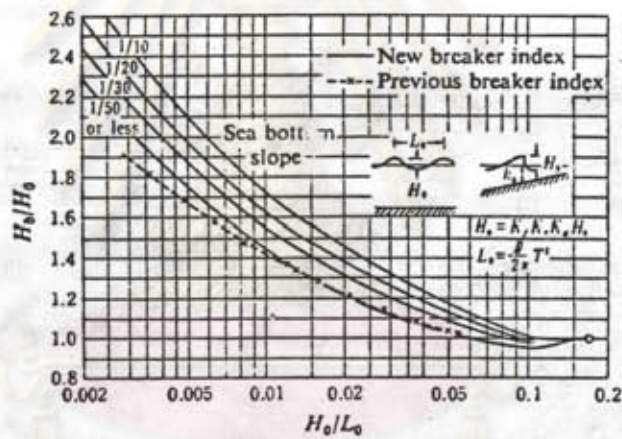


Surging

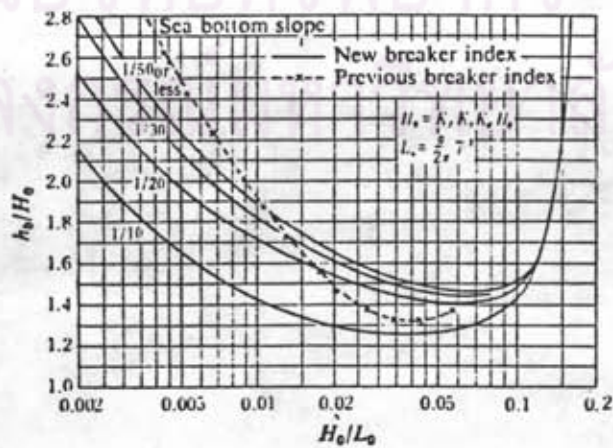
รูป 3-7 ลักษณะการแตกตัวของคลื่นแบบต่าง ๆ (Galvin, 1972, [22])



รูป 3-8 การจำแนกการแตกตัวของคลื่นแบบต่าง ๆ



รูป 3-9 ความสูงคลื่นแตกตัว (after Goda, 1970)



รูป 3-10 ความลึกน้ำที่คลื่นแตกตัว (after Goda, 1970)

แต่ที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลาย ดังสรุปไว้ในตาราง 3-2

Goda (1970) ได้ทำการศึกษาประมาณการแตกตัวของคลื่นบนชายฝั่งที่มีความลาดชัน โดยได้ทำการศึกษาทั้งในภาคสนามและในห้องปฏิบัติการ และได้เสนอความสัมพันธ์ของการแตกตัวคลื่น ดังแสดงในรูป 3-9 และ 3-10

3.2.6 การลดและเพิ่มระดับน้ำที่บริเวณชายฝั่ง (Wave Setdown และ Wave Setup)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่ง แล้วเกิดการแตกตัวขึ้นอย่างต่อเนื่อง จะก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำขึ้นที่บริเวณชายฝั่ง เนื่องจากการถ่ายเทพลังงานของคลื่นแตกตัวและการไหลย้อนกลับของกระแสที่ออกจากฝั่งปะทะกับคลื่นที่เคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่ง โดยระดับน้ำที่นอกชายฝั่งบริเวณตำแหน่งแตกตัวจะลดลงต่ำกว่าระดับปกติเรียกว่า wave setdown (S_D) และระดับน้ำในชายฝั่งจะเพิ่มขึ้นสูงกว่าระดับปกติเรียกว่า wave setup (S_w)

R.O.Reid (1972) ได้เสนอแนะหลักการประมาณค่าระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นภายในชายฝั่ง ดังแสดงในรูป 3-11 โดยอาศัยทฤษฎี Longuet-Higgins และ Stewart (1963) ซึ่งใช้ประมาณหาค่าระดับน้ำที่ลดลงบริเวณช่วงที่เกิดการแตกตัวของคลื่นดังสมการ

$$S_D = - \frac{g^{1/2} H_o^2 T}{64\pi d_b^{3/2}} \quad (3-9)$$

และจากข้อมูลการทดลองในห้องปฏิบัติการของ Saville (1961) โดยสัมพันธ์กับสมการ (3-9) จะได้สมการประมาณค่าระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นดังข้างล่าง

$$S_w = \Delta S + S_D \quad (3-10)$$

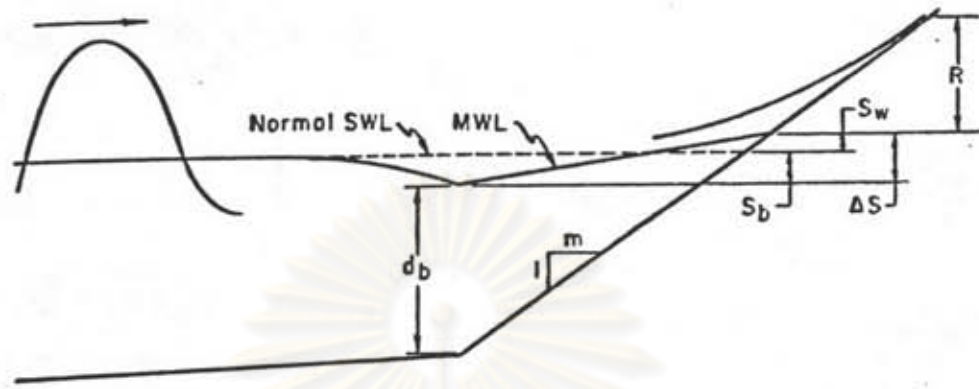
และ Longuet-Higgins ได้วิเคราะห์ข้อมูลของ Saville จะได้ว่า

$$\Delta S = 0.15d_b \quad (\text{โดยประมาณ}) \quad (3-11)$$

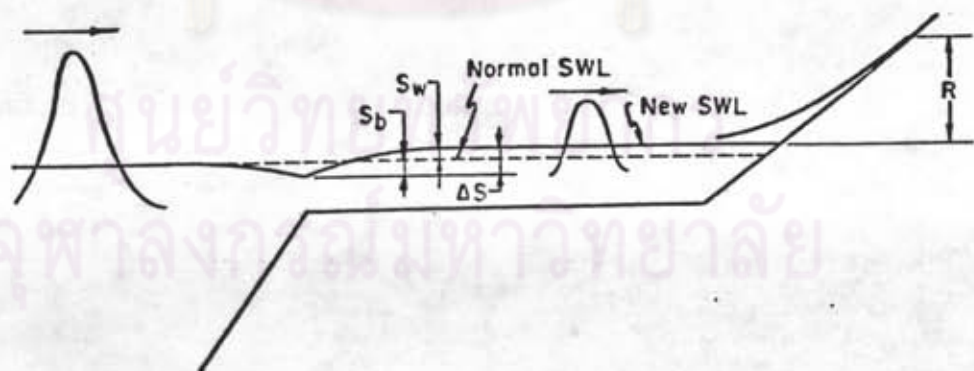
โดยความสัมพันธ์ระหว่างสมการ (3-9) ถึง (3-11) จะได้สมการประมาณค่าระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นภายในชายฝั่งดังนี้

$$S_w = 0.15d_b - \frac{g^{1/2} H_o^2 T}{64\pi d_b^{3/2}} \quad (3-12)$$

โดยที่ S_D คือค่าระดับน้ำลดลง (wave setdown), S_w คือค่าระดับน้ำที่เพิ่มขึ้น (wave setup), ΔS ความแตกต่างระหว่างระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นและลดลง, H_o ความสูงคลื่นน้ำลึกที่ไม่มีารหักเห,



ก) ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำที่เกิดขึ้นบริเวณชายหาด



ข) ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำที่เกิดขึ้นบริเวณชายฝั่ง

จาก : U.S. Army, [19]

รูป 3-11 ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเนื่องจากคลื่นแตกตัว

T คือคาบเวลาคลิ้น, d_s คือค่าความลึกน้ำที่คลิ้นแตกตัวในทฤษฎีของ Iversen, Gavin และ Goda และ σ คือค่าแรงโน้มถ่วงของโลก

Bijker และ Visser ได้อาศัยหลักการ radiation stress และหลักการของ Battjes ที่ใช้หาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำนอกชายฝั่ง ได้แสดงสมการใช้หาระดับน้ำที่ลดลงที่ตำแหน่งคลิ้นแตกตัวดังนี้

$$h'_{br} = -\frac{1}{16} \gamma H_{br} \quad (3-13)$$

และได้พบว่าเมื่อคลิ้นแตกตัวระดับน้ำภายในชายฝั่งจะมีระดับน้ำเพิ่มขึ้น โดยขึ้นอยู่กับชนิดการแตกตัวของคลิ้น เมื่อคลิ้นแตกตัวชนิด spilling ระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นจะคำนวณหาได้จากสมการ

$$h'_{bs} = -\frac{5}{16} \gamma H_{br} \quad (3-14)$$

และเมื่อคลิ้นแตกตัวชนิด plunging ระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นจะคำนวณหาได้จากสมการ

$$h'_{bp} = -\frac{1}{8} \gamma H_{br} \quad (3-15)$$

โดยที่ H_{bs} คือค่าระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นเมื่อคลิ้นแตกตัวชนิด spilling

H_{bp} คือค่าระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นเมื่อคลิ้นแตกตัวชนิด plunging

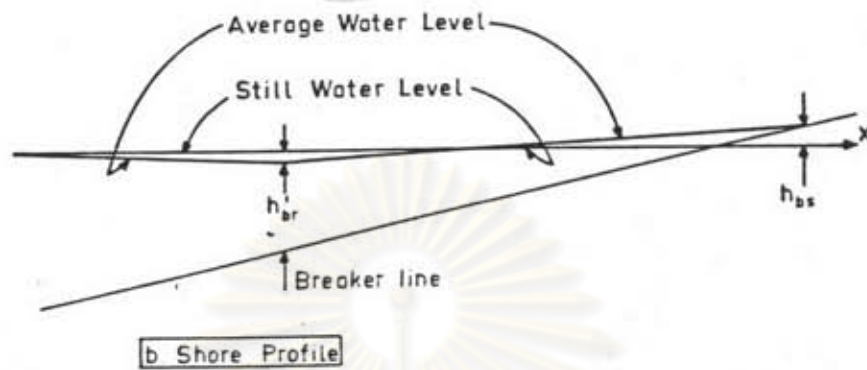
H_{br} คือความสูงคลิ้นแตกตัว และ

คือค่าดัชนีการแตกตัว

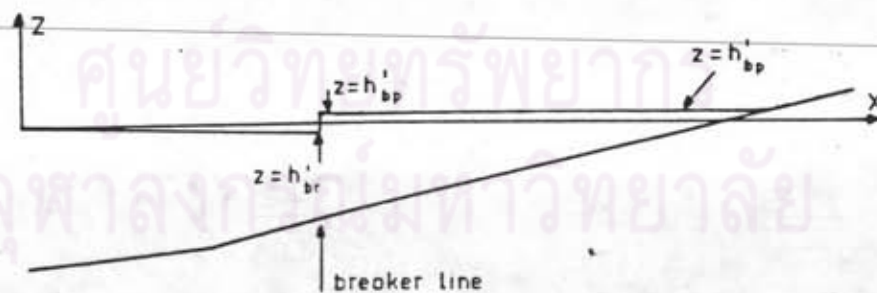
ส่วนในรูป 3-12 ได้แสดงลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำในขณะที่เกิดการแตกตัวของคลิ้น

3.2.7 การเปลี่ยนแปลงคลิ้นภายในชายฝั่ง (Wave Transformation inside Surf Zone)

คลิ้นที่เกิดขึ้นภายในชายฝั่งสูญเสียพลังงานไปอันเนื่องจากการแตกตัวของคลิ้น จึงเป็นเหตุให้มีขนาดความสูงคลิ้นลดลง และความสูงคลิ้นภายในชายฝั่งหลังจากแตกตัวยังมีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากความลาดชันของชายฝั่งและความเสียดทานของท้องน้ำ ขนาดความสูงคลิ้นจะมีขนาดลดลงไปตามระยะทางที่คลิ้นเคลื่อนที่เข้าหาฝั่ง จากการศึกษาของ Kuo และ Horikawa ดังแสดงในรูป 3-13 แสดงให้เห็นว่าชายฝั่งที่มีความลาดชันมากจะมีขนาดคลิ้นใหญ่กว่าชายฝั่งที่มีความลาดชันน้อย นอกจากนี้ยังได้เสนอสมการดิฟเฟอเรนเชียลที่ใช้คำนวณหาขนาดคลิ้นหลังจากแตกตัวที่ชายฝั่งที่มีความลาดชันน้อย ดังนี้



ก) ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเนื่องจากการแตกตัวของคลื่นแบบ Spilling



ข) ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเนื่องจากการแตกตัวของคลื่นแบบ Plunging

จาก : Massie, [23]

รูป 3-12 ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำเนื่องจากคลื่นแตกตัวแบบต่าง ๆ

$$\frac{dh}{h} = \frac{S \frac{d\left[\frac{H}{h}\right]}{d\left[\frac{H}{h}\right]}}{0.0103\beta\left[\frac{H}{h}\right]^{7/2}\left[1+\frac{H}{h}\right]^{-1/2} F\left[\frac{H}{h}\right] + 0.772C_f\left[1+\frac{H}{h}\right]^{-1/2}\left[\frac{H}{h}\right]^3 \psi\left[\frac{H}{h}\right] - 1.81S\left[\frac{H}{h}\right]} \quad (3-16)$$

เมื่อ $\frac{d\left[\frac{H}{h}\right]}{d\left[\frac{H}{h}\right]} = \text{derivative ของ } \left[\frac{H}{h}\right]$

$$F\left[\frac{H}{h}\right] = 1 + 3.99\left[\frac{H}{h}\right] + 7.27\left[\frac{H}{h}\right]^2 + 7.65\left[\frac{H}{h}\right]^3 + 8.60\left[\frac{H}{h}\right]^4 + 2.08\left[\frac{H}{h}\right]^5$$

$$\psi\left[\frac{H}{h}\right] = 1 - 1.08\left[\frac{H}{h}\right] + 1.26\left[\frac{H}{h}\right]^2 - 0.463\left[\frac{H}{h}\right]^3$$

3.2.8 การเปลี่ยนแปลงของคลื่นในลำน้ำ

คลื่นที่พัดเข้าสู่บริเวณปากแม่น้ำ มีหลายลักษณะ อาทิเช่น คลื่นยาว ได้แก่ คลื่นของน้ำขึ้นน้ำลง หรือของพายุ และคลื่นสั้น เช่น คลื่นจากลม เป็นต้น ในที่นี้จะกล่าวถึงการเปลี่ยนแปลงของคลื่นลม ซึ่งเป็นคลื่นสั้นภายในปากแม่น้ำ

โดยปกติแล้ว เมื่อคลื่นพัดเข้าสู่บริเวณที่ตื้นก็จะเกิดการหักเหเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของความลึกน้ำ และค่อย ๆ ลดขนาดลงตามการสูญเสียพลังงานอันเนื่องมาจาก turbulence และความเสียดทาน แต่ในกรณีที่มีกระแสน้ำด้วย ความสูงคลื่นจะลดลงเนื่องจากการหักเห จากความลึกน้ำแล้ว ยังเกิดการหักเห อันเนื่องมาจากกระแสน้ำ ในกรณีไหลตามทิศทางเดียวกับคลื่น ในกรณีที่กระแสน้ำไหลทวนกับการเคลื่อนตัวของคลื่น จะเกิด stopping action และ radiation stress ยกคลื่นให้สูงขึ้น คลื่นที่ถูกยกขึ้นจะเคลื่อนตัวต่อและลดขนาดลง อันเนื่องมาจากความเสียดทานและ turbulence ของกระแสน้ำ

การเปลี่ยนแปลงขนาดคลื่น อันเนื่องมาจากกระแสน้ำบริเวณปากแม่น้ำ เกิดขึ้นเป็นปรากฏการณ์ปกติ แต่การคำนวณหาขนาดคลื่นที่ลดลงค่อนข้างจะยาก เนื่องจากคุณสมบัติของทั้งคลื่นและกระแสน้ำมีลักษณะแบบไม่เป็นเชิงเส้น (nonlinear) การศึกษาของ Hamada ได้ทำการคำนวณการลดขนาดของคลื่นเมื่อมีกระแสน้ำไหลทวน โดยสมมุติให้กระแสน้ำไหลแบบ uniform และแบบ parabolic ในกรณีที่ $h = 15 \text{ cm}$, $T = 1.2 \text{ sec}$, $u = 20 \text{ cm/sec}$ พบว่า ความสูงคลื่นเพิ่มขึ้น 10 % ขณะที่ความยาวคลื่น ลดลง 13 % และกระแสน้ำแบบ parabolic เพิ่มขนาดคลื่นและลดความยาวคลื่นได้มากกว่า กระแสน้ำแบบ uniform

การเปลี่ยนแปลงของขนาดคลื่นภายในลำน้ำบริเวณปากแม่น้ำ ได้มีการศึกษา และเสนอ
สูตร ดังนี้

$$H = H_0 e^{-\alpha x} \quad (3-17)$$

เมื่อ H = ความสูงคลื่น, ม.

H_0 = ความสูงคลื่นเริ่มต้น (อาจจะเป็นความสูงคลื่นที่ปากแม่น้ำ)

α = สัมประสิทธิ์การลดขนาดคลื่น ($1/m$)

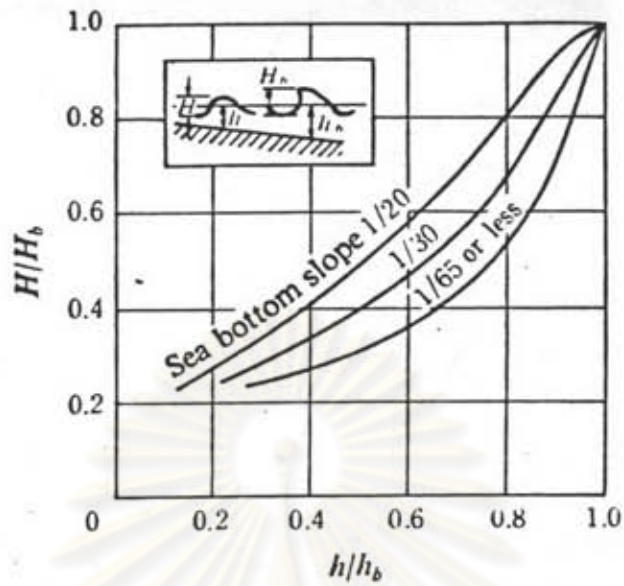
x = ระยะทางจากจุดเริ่มต้น (ม)

สูตรดังกล่าวเป็นสูตรที่ Inman⁴⁵ ทำการศึกษาในห้องทดลองที่ใช้พื้นทราย ซึ่งในการทดลองของ Kaneko และ Iwasaki ภายหลังก็ได้ผลใกล้เคียงกับสูตรดังกล่าว การลดขนาดของคลื่นภายใต้สภาวะเช่นนี้ โดยหลักแล้ว ขึ้นอยู่กับการลดของพลังงานคลื่นอันเนื่องมาจากความเสียดทานภายใน boundary layer และความหนืดของกระแสน้ำ ทั้ง Kaneko และ Iwasaki ได้ทำการทดลองในห้องทดลองเพื่อหาเกณฑ์การกำหนดค่า α นี้ ได้ดังรูป 3-14 โดยที่ $\rho = \omega L_0$, U_1 คือ ความเร็วของกระแสน้ำที่ผิว, C คือ ความเร็วคลื่นในภาชนะน้ำนิ่ง ซึ่งจะเห็นได้ว่าค่าสัมประสิทธิ์นี้จะมีค่ามากขึ้น เมื่อกระแสน้ำมีความเร็วมากขึ้น เนื่องจากค่าสัมประสิทธิ์นี้ได้มาจากการทดลองในห้องทดลองและสามารถใช้ได้โดยตรง โดยไม่มีการหักเห การนำไปใช้ในภาคสนามจึงจำเป็นจะต้องพิจารณาองค์ประกอบนี้ด้วย

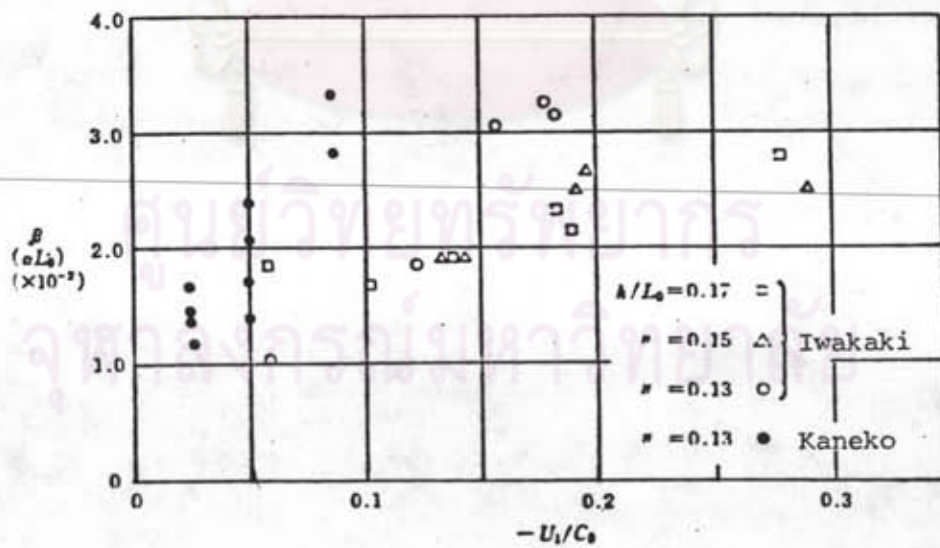
3.3 น้ำขึ้นน้ำลงและกระแสน้ำขึ้นน้ำลง (Tides, Tidal Current)

3.3.1 น้ำขึ้นน้ำลง

น้ำขึ้นน้ำลงเป็นปรากฏการณ์ที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของน้ำทะเลภายใต้ระบบการเคลื่อนที่ของโลก ดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ มีลักษณะเป็นคลื่นยาว (long wave) จึงก่อให้เกิดการยกสูงขึ้นและลดต่ำลงของระดับน้ำทะเล การยกสูงขึ้นของระดับน้ำทะเลจนกระทั่งสูงสุดเรียกว่าน้ำขึ้น (flood tide) จากนั้นระดับน้ำค่อยลดต่ำลงเรื่อย ๆ เรียกว่าน้ำลง (ebb tide) จนกระทั่งลดต่ำสุด ค่าความแตกต่างระหว่างระดับน้ำสูงสุดและต่ำสุด คือ พิสัยน้ำขึ้นน้ำลง (tidal range) ถ้ามีน้ำขึ้นสูงหรือน้ำลงต่ำสองครั้งต่อวัน น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบ semidiurnal น้ำขึ้นสูงหรือน้ำลงต่ำ



รูป 3-13 การเปลี่ยนแปลงความสูงคลื่นหลังจากการแตกตัวของคลื่น
(Horikawa and Kuo, [24])



รูป 3-14 ความสัมพันธ์ระหว่าง β กับ $-U_1/C_s$ (Kaneko, A. et al., [25])

หนึ่งครั้งต่อวัน น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบ diurnal และถ้าพิสัยของน้ำแปรเปลี่ยนตามการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง น้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบ diurnal inequality

การเกิดน้ำขึ้นน้ำลงมีอิทธิพลต่อพื้นที่ตามแนวชายฝั่งทะเล ในช่วงการเกิดน้ำขึ้นสูง จะทำให้คลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่งมีขนาดใหญ่ และเกิดการแตกตัวใกล้ชายฝั่ง ซึ่งจะเป็นผลให้เกิดการกัดเซาะหรือทำลายชายฝั่งได้อย่างรุนแรง

3.3.2 กระแสน้ำขึ้นน้ำลง

กระแสน้ำขึ้นน้ำลง ก็เกิดจากการเคลื่อนตัวของน้ำทะเลในทางราบพร้อมกันกับการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง ด้วยเหตุนี้คาบการเกิดกระแสน้ำขึ้นน้ำลงจึงเป็นไปตามน้ำขึ้นน้ำลง กระแสน้ำขึ้นน้ำลงจะรุนแรงมากสุดในช่วงน้ำเกิด (spring tide) และอ่อนสุดในช่วงน้ำตาย (neap tide) และความแรงของกระแสน้ำจะแปรเปลี่ยนไปตามเฉพาะสถานที่เกิดด้วย บริเวณที่เป็นร่องน้ำแคบ เช่น ช่องแคบ หรือปากแม่น้ำ หรือช่องทางเข้าออก จะมีกระแสน้ำขึ้นน้ำลงเกิดขึ้นแรงกว่าบริเวณอื่น

ผลของการเกิดกระแสน้ำขึ้นน้ำลงจะมีอิทธิพลต่อบริเวณปากแม่น้ำ โดยเฉพาะทางวิศวกรรมชายฝั่ง ทำให้เกิดการพัดพาตะกอน และการแพร่ของ ความเค็มเข้าสู่แม่น้ำเข้าออกปากแม่น้ำ โดยจะพัดพาตะกอนเข้าสู่ปากแม่น้ำในขณะที่เกิดกระแสน้ำขึ้น (flood current) และพัดพาตะกอนออกจากปากแม่น้ำในช่วงน้ำลง (ebb current) ซึ่งเป็นสาเหตุหนึ่งทำให้เกิดสันดอนทรายใต้น้ำขึ้นบริเวณปากแม่น้ำ

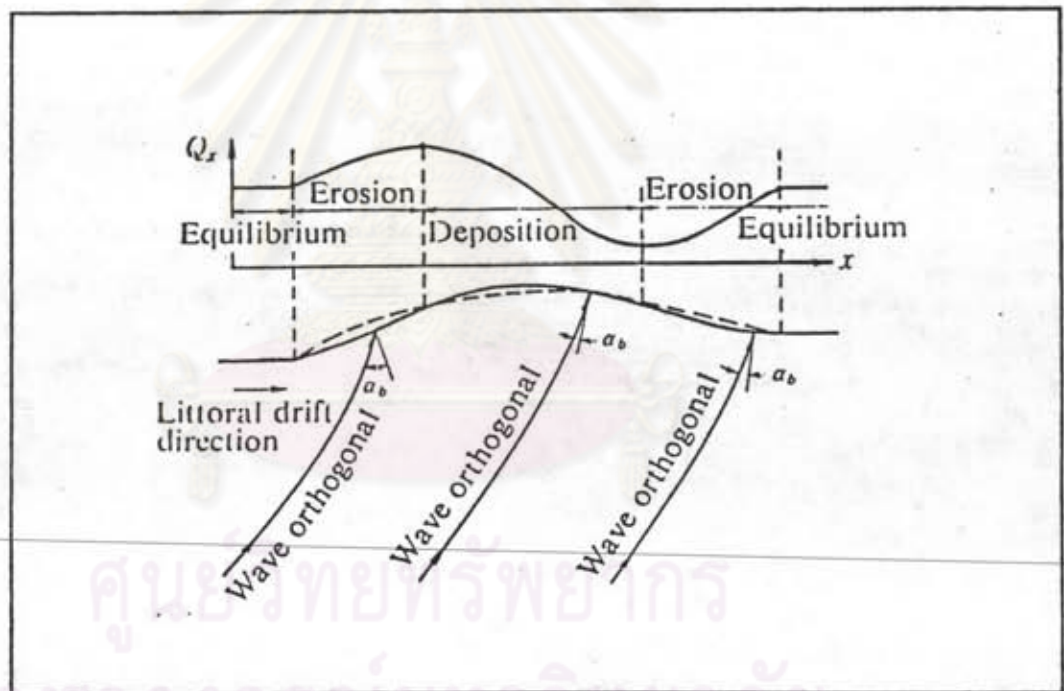
3.4 กระแสน้ำและตะกอนชายฝั่ง (Littoral Transport)

กระแสน้ำบริเวณใกล้ฝั่ง มีอิทธิพลต่อการเคลื่อนที่ของตะกอนบริเวณชายฝั่ง ชายฝั่งจะเกิดการกัดเซาะหรือทับถมหรือคงสภาพเดิมก็ขึ้นอยู่กับเคลื่อนที่เข้าออกของตะกอนชายฝั่ง แต่โดยทั่วไปมักจะเกิดการเปลี่ยนแปลง กระแสน้ำและตะกอนชายฝั่งสามารถแบ่งออกได้ 2 ชนิด ได้แก่

1. กระแสน้ำและตะกอนชายฝั่งที่เคลื่อนในแนวตั้งฉากกับชายฝั่ง (onshore-offshore) ขึ้นอยู่กับตัวแปรสำคัญ ได้แก่ ความสูงคลื่น และความชันคลื่น ในช่วงความสูงคลื่นมากและความชันมาก จะมีพลังงานคลื่นมาก ซึ่งคลื่นที่ซัดเข้าปะทะชายฝั่ง มีความรุนแรงมาก จะก่อให้เกิดการกัดเซาะชายฝั่ง และในจังหวะย้อนกลับจะนำเอาตะกอนทรายเคลื่อนออกสู่ทะเล ส่วนในช่วงคลื่นต่ำและความชันคลื่นมีค่าน้อย คลื่น

ที่เคลื่อนเข้าหาฝั่งจะอ่อนกำลังลง จะเกิดการพัดพาตะกอนมาตกทับถมตามบริเวณชายฝั่ง จะเห็นได้ว่า การเคลื่อนที่ของตะกอนในแนวตั้งฉากชายฝั่งมีลักษณะกลับไปกลับมา ซึ่งเป็นการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งในระยะสั้น และตะกอนเหล่านี้ไม่สูญหายไปไหน

2. กระแสน้ำและตะกอนชายฝั่งที่เคลื่อนตามแนวชายฝั่ง (longshore transport) เกิดจากคลื่นเคลื่อนที่เข้าทำมุมกับชายฝั่ง ตะกอนบริเวณชายฝั่งใด ๆ จะเริ่มมีการสูญหาย หรือพอกพูนขึ้นตามปริมาณของการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่งที่จุดต่าง ๆ ดังแสดงในรูปที่ 3-15 ซึ่งเป็นผลให้เกิดการกัดเซาะและทับถมของชายฝั่งในระยะยาว



รูป 3-15 แสดงการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งในระยะยาว (Iwagaki, 1966, [20])

Saville (1950) ได้ทำการศึกษาอัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง (longshore sediment transport rate) พบว่าจะมีค่าสูงสุดเมื่อความชันคลื่น (H_o/L_o) มีค่าประมาณ 0.025 และมีค่าลดลงเมื่อค่าความชันคลื่นมีค่ามากกว่าหรือน้อยกว่า 0.025

Watt (1953), Cadwell (1956), Salvage (1962) และ Das (1972) ได้ทำการศึกษาหาความสัมพันธ์ระหว่างพลังงานคลื่นชายฝั่ง (longshore wave energy flux) และอัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง (longshore transport rate) และได้เสนอสมการต่างๆ ดังแสดงไว้ในตาราง 3-3 และแสดงการเปรียบเทียบไว้ในรูป 3-16

Komar (1969) ได้ทำการศึกษาความสัมพันธ์ของคลื่น กระแสน้ำ และการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง สรุปได้ว่า

$$\bar{V}_l = 2.7U_m \sin \alpha_b \cos \alpha_b \quad (3-18)$$

$$I_l = 0.77P_{ls} \quad (3-19)$$

- โดยที่ \bar{V}_l = ความเร็วกระแสน้ำตามแนวชายฝั่งเฉลี่ย, ม/วินาที
 U_m = ความเร็วกระแสน้ำที่องศาสูงที่สุดบริเวณชายฝั่ง, ม/วินาที
 I_l = อัตราแรงของตะกอนตามแนวชายฝั่ง, นิวตัน/วินาที
 P_{ls} = พลังงานคลื่นในแนวขนานชายฝั่งต่อหน่วยความยาวชายฝั่ง, นิวตัน ม/วินาที
 α_b = มุมที่คลื่นทำกับชายฝั่ง ณ จุดคลื่นแตกตัว

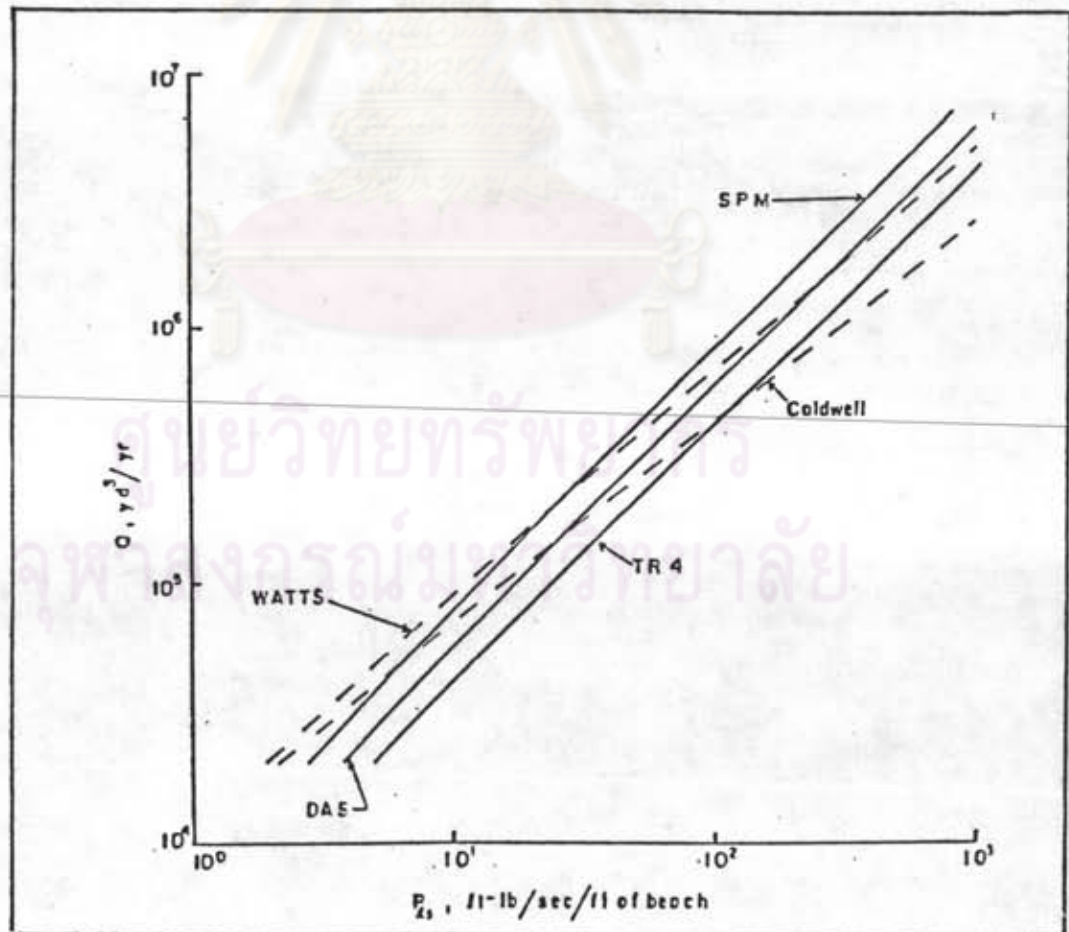
3.5 การไหลบริเวณปากแม่น้ำ

การไหลที่เกิดขึ้นบริเวณปากแม่น้ำ ประกอบด้วย การไหลจากแม่น้ำ (river discharge) ซึ่งเป็นการไหลที่เกิดขึ้นเนื่องจากปริมาณน้ำในพื้นที่รับน้ำ (catchment area) ไหลระบายลงสู่แม่น้ำ การไหลนี้จะพัดพาตะกอนละเอียดแขวนลอยมาด้วย ซึ่งเป็นสาเหตุหนึ่งทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงสภาพท้องน้ำที่บริเวณปากแม่น้ำ โดยตะกอนละเอียดจะตกทับถมเป็นสันดอน (sand bar) ใต้น้ำ และการไหลเนื่องจากน้ำขึ้นน้ำลง (tidal discharge) ซึ่งเกิดขึ้นเนื่องจากอิทธิพลของการเกิดน้ำขึ้นน้ำลงของทะเล ในขณะที่เกิดน้ำขึ้นจะทำให้เกิดการไหลเข้าสู่ปากแม่น้ำ และเมื่อน้ำลงจะทำให้เกิดการไหลจากปากแม่น้ำออกสู่ทะเล ซึ่งการไหลนี้จะพัดพาตะกอนชายฝั่งไหลเข้าออกปาก

ตาราง 3-3 สมการคำนวณการเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่งโดยวิธีต่าง ๆ

A	B	C	D
REFERENCE	EQUATION AS GIVEN IN REFERENCE, Q equals:	UNITS USED IN COLUMN B *Transport/ Wave Power*	EQUATION IN SPM UNITS* Q equals:
1. Watts (1953)	$0.011 (E_s)^{0.9}$	$\frac{yd^3}{day} \frac{ft \cdot lb}{day ft}$	$11,130 (P_{ts})^{0.9}$
2. Caldwell (1956)	$210 (E_s)^{0.8}$	$\frac{yd^3}{day} \frac{10^6 ft \cdot lb}{day ft}$	$10,810 (P_{ts})^{0.8}$
3. Savage (1962)	$1.30 E_s$	$\frac{yd^3}{day} \frac{10^4 ft \cdot lb}{day ft}$	$4110 P_{ts}$
4. TR4 (1966)	$130 E_s$	$\frac{yd^3}{day} \frac{10^6 ft \cdot lb}{day ft}$	$4110 P_{ts}$
5. Das (1972)	$0.000193 \times 10^{-4} E_s$	$\frac{yd^3}{day} \frac{ft \cdot lb}{day ft}$	$6090 P_{ts}$
6. SPM (1973)		$\frac{yd^3}{yr} \frac{ft \cdot lb}{sec ft}$	$7500 P_{ts}$

*SPM units given in Row 6, Column C.



รูป 3-16 การเปรียบเทียบความสัมพันธ์การเคลื่อนที่ตะกอนและพลังงานคลื่นโดยวิธีต่าง ๆ [26]

แม่น้ำ ซึ่งก็เป็นอีกสาเหตุหนึ่งทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงสภาพท้องน้ำบริเวณปากแม่น้ำ เช่นเดียวกัน ดังนั้นการไหลทั้งสองชนิดจึงส่งผลต่อความมีเสถียรภาพของปากแม่น้ำด้วย

O'Brein ได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงลักษณะของ tidal entrance ในประเทศสหรัฐอเมริกา เพื่อจะพยายามควบคุมขนาดหน้าตัดของลำน้ำสำหรับการสัญจรทางน้ำ พบว่าหน้าตัดของลำน้ำมีความสัมพันธ์กับปริมาตรของน้ำขึ้นน้ำลง (tidal prism) ดังสมการข้างล่าง

$$A = 4.69 \times 10^{-4} \Omega^{0.85}$$

โดยที่ A เป็นพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำไ้ระดับน้ำทะเลเฉลี่ย และ Ω เป็นปริมาตรของน้ำขึ้นน้ำลงระหว่างระดับน้ำเฉลี่ยต่ำสุด และระดับน้ำเฉลี่ยสูงสุด จากการศึกษาแสดงให้เห็นว่า หน้าตัดลำน้ำมีความสัมพันธ์กับปริมาตรของน้ำขึ้นน้ำลงอย่างมาก

Bruun ได้ทำการศึกษาในเรื่องเสถียรภาพของปากแม่น้ำ โดยตั้งข้อสมมุติฐานเสถียรภาพของปากแม่น้ำไว้ว่า แม่น้ำจะต้องมีกำลังพัดพาตะกอนออกสู่ทะเล ตำแหน่งปากแม่น้ำจะต้องคงที่ (location stability) และขนาดหน้าตัดของลำน้ำจะต้องคงที่ (cross-sectional stability) Bruun ได้ทำการศึกษาข้อมูลสำรวจจากภาคสนามและพบความสัมพันธ์ระหว่างปริมาตรน้ำขึ้นน้ำลง (tidal prism) และปริมาณตะกอนชายฝั่ง ดังนี้

$P/M > 300$ เสถียรภาพสูง

$P/M < 100$ เสถียรภาพต่ำ

โดย p คือปริมาตรน้ำขึ้นน้ำลง (ลบ.ม) และ M คือปริมาณตะกอนชายฝั่งเฉลี่ยรายปี (ลบ.ม)