

บทที่ 2 ทฤษฎีที่ใช้ในการศึกษา

ในบทนี้จะกล่าวถึงทฤษฎีที่เกี่ยวข้องในการศึกษา ซึ่งประกอบด้วยทฤษฎีการไหล การเคลื่อนย้ายมวลสารในลำน้ำ (Mass Transport) และทฤษฎีน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal Harmonics)

2.1 ทฤษฎีการไหล

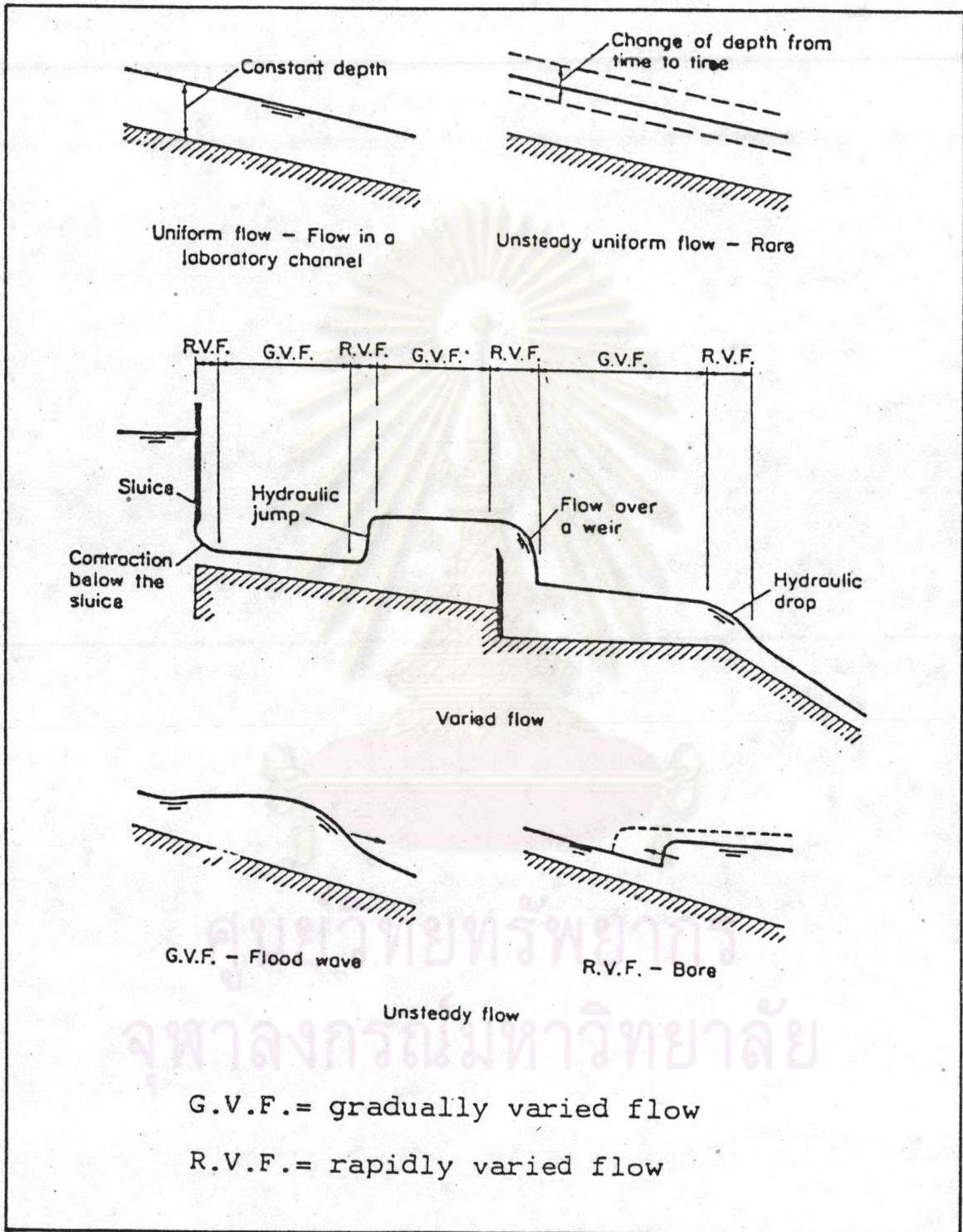
2.1.1 การจำแนกการไหลในทางน้ำเปิด (Classification of Open Channel Flow)

การจำแนกการไหลในทางน้ำเปิดกระทำได้สองประการคือ ชนิดการไหล (type of flow) ซึ่งพิจารณาเกณฑ์เกี่ยวกับเวลา (time criterion) และเกณฑ์เกี่ยวกับตำแหน่งพื้นที่ (space criterion) ของการไหล และอีกประการคือสภาวะการไหล (state of flow)

2.1.1.1 ชนิดของการไหล (Types of Flow)

เมื่อพิจารณาความสัมพันธ์การไหลกับเวลา จะพบว่าสามารถแบ่งชนิดการไหลด้วยเวลา ได้สองชนิด ดังแสดงในรูป 2-1 คือ การไหลคงที่ (steady flow) ซึ่งมีตัวแปรการไหลทุกตัวแปร เช่น อัตราการไหล หรือความลึกการไหล เป็นต้น คงที่กับเวลา อีกชนิดหนึ่งเมื่อเทียบเวลาได้แก่ การไหลไม่คงที่ (unsteady flow) หมายถึงกรณีการไหลที่มีตัวแปรการไหลบางตัวแปร เช่น อัตราการไหล ความลึกการไหล เป็นต้น แปรเปลี่ยนกับเวลา ในความจริงแล้วการไหลในทางน้ำเปิดธรรมชาติ มักจะเป็นการไหลไม่คงที่เป็นส่วนใหญ่ เช่น น้ำไหลในแม่น้ำในช่วงฤดูฝน เป็นต้น ส่วนการไหลคงที่จะเกิดขึ้นในทางน้ำเปิดที่สร้างขึ้น (artificial channel) และควบคุมการไหลด้วยมนุษย์ (human operated/regulated) ตัวอย่างเช่น คลองชลประทานที่ประตูน้ำควบคุมการปล่อยน้ำ เป็นต้น อย่างไรก็ตามในบางครั้งเพื่อลดความยุ่งยากในการวิเคราะห์ปัญหาการไหลไม่คงที่ที่มีความผันแปรกับเวลาไม่มากนัก (small changes with time) อาจถือได้ว่าเป็นการไหลคงที่ในช่วงเวลาอันสั้น (ขึ้นอยู่กับความผันแปรกับเวลา) เช่น การไหลในแม่น้ำธรรมชาติ ในช่วงฤดูแล้ง

เมื่อพิจารณาเฉพาะความสัมพันธ์ของตัวแปรการไหลกับตำแหน่งพื้นที่การไหล (flow space) จะแบ่งชนิดการไหลออกได้เป็นสองชนิดคือ การไหลสม่ำเสมอ (uniform flow) และการไหลเปลี่ยนแปลง (varied flow) โดยที่การไหลสม่ำเสมอหมายถึงการไหลที่มีความลึก



รูป 2-1 การจำแนกชนิดการไหลในทางน้ำเปิด

ของของไหลคงที่ทุก ๆ จุดหรือที่หน้าตัดตามแนวยาวของทางน้ำเปิด และความลึกของของไหลเปลี่ยนแปลงไปตามระยะทางของทางน้ำเปิด สำหรับการไหลเปลี่ยนแปลง ดังแสดงในรูป 2-1

การไหลเปลี่ยนแปลงเมื่อพิจารณาขีดความเปลี่ยนแปลง (degree of change) ต่อระยะทางยังแบ่งออกเป็นสองชนิดคือ การไหลเปลี่ยนแปลงน้อย (gradually varied flow, GVF) ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงความลึกเทียบกับระยะทางน้อย และการเปลี่ยนแปลงเร็ว (rapidly varied flow, RVF) จะมีการเปลี่ยนแปลงความลึกการไหลทันทีทันใดในระยะทางสั้นๆ ซึ่งจะเกิดกรณีที่เราเรียกว่า ปรากฏการณ์เฉพาะแห่ง (local phenomena) ได้แก่ น้ำกระโดด (hydraulic jump) และน้ำตก (hydraulic drop) ดังแสดงในรูป 2-1

โดยสรุปแล้วเมื่อพิจารณาการไหลด้วยเกณฑ์เวลาและตำแหน่งพื้นที่ (time and space criteria) แล้วจะพบว่าชนิดของการไหล จะมี 6 ชนิดด้วยกันคือ

- | | |
|---|------------------------------------|
| ก) การไหลคงที่ (steady flow) | $\frac{d}{dt} (Q, y \dots) = 0$ |
| 1) การไหลสม่ำเสมอ (uniform flow) | $\frac{dy}{dx} = 0$ |
| 2) การไหลเปลี่ยนแปลงน้อย (gradually varied flow) | $\frac{dy}{dx} \approx 0$ |
| 3) การไหลเปลี่ยนแปลงเร็ว (rapidly varied flow) | $\frac{dy}{dx} \gg 0$ |
| ข) การไหลไม่คงที่ (unsteady flow) | $\frac{d}{dt} (Q, y \dots) \neq 0$ |
| 1) การไหลไม่คงที่สม่ำเสมอ (uniform unsteady flow) | $\frac{dy}{dx} = 0$ |
| 2) การไหลไม่คงที่เปลี่ยนแปลงน้อย (gradually varied unsteady flow) | $\frac{dy}{dx} \approx 0$ |
| 3) การไหลไม่คงที่เปลี่ยนแปลงเร็ว (rapidly varied unsteady flow) | $\frac{dy}{dx} \gg 0$ |

2.1.1.2 สภาวะการไหล (States of Flow)

การจำแนกการไหลด้วยสภาวะของการไหล เป็นการพิจารณาผลของแรงกระทำ 3 ชนิด ประกอบด้วย แรงจากความหนืด (viscous force) แรงเนื่องจากความโน้มถ่วงของโลก (gravity force) และแรงเนื่องจากความเฉื่อยของมวล (inertial force) ดังมีรายละเอียดดังนี้

1) ผลของความหนืดต่อการไหล ซึ่งสำคัญในการไหลแบบท่อ เมื่อเปรียบเทียบกับความเฉื่อยของมวลการไหล จะแบ่งเป็นสามสภาวะคือ การไหลแบบราบเรียบ (laminar flow)

ซึ่งมีผลต่อการไหลของแรงกระทำเนื่องจากความหนืด (viscous force) สูงมากเมื่อเปรียบเทียบกับแรงเนื่องจากความเฉื่อย (inertial force) อนุภาคของน้ำจะเคลื่อนที่ในแนวที่แน่นอนและราบเรียบ (smooth) ซึ่งเรียกว่า เส้นกระแส (stream lines) และการไหลแบบปั่นป่วน (turbulent flow) ซึ่งมีแรงกระทำเนื่องจากความหนืดน้อยมากเมื่อเปรียบเทียบกับแรงเนื่องจากความเฉื่อย และจะมีอนุภาคของน้ำเคลื่อนที่ในทิศทางที่ไม่แน่นอน (irregular) การไหลซึ่งผสมกันอยู่ระหว่างสภาวะทั้งสองจะเรียกว่า การไหลแบบผสม (transitional flow)

การจำแนกสภาวะการไหลด้วยผลเนื่องจากความหนืดจะทำได้โดยการพิจารณา Reynold Number, $Re = VL/\nu$ เช่นเดียวกับการไหลในท่อ (pipeflow) โดย V = ความเร็วการไหล L = ความยาวจำเพาะ (characteristic length) และ ν = ความหนืดเชิงจลน์ของน้ำ (kinematic viscosity) การไหลแบบท่อใช้ความยาวจำเพาะเท่ากับขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางท่อ (d) สำหรับการไหลแบบทางน้ำเปิดจะใช้เท่ากับรัศมีชลศาสตร์ (R) ซึ่งเท่ากับ A/P การไหลในทางน้ำเปิดที่พบเห็นทั่วไปจะเป็นการไหลแบบปั่นป่วน ส่วนผลของความหนืดต่อการไหลแสดงได้ดังนี้

การไหล	การไหลแบบท่อ $Re = VD/\nu$	การไหลแบบทางน้ำเปิด $Re = VR/\nu$
การไหลแบบราบเรียบ (laminar flow)	$Re < 2000$	$Re < 500$
การไหลแบบผสม (transitional flow)	$2000 \leq Re \leq 4000$	$500 \leq Re \leq 2000$
การไหลแบบปั่นป่วน (turbulent flow)	$Re > 4000$	$Re > 2000$

2) ผลของแรงโน้มถ่วงของโลกต่อการไหล ซึ่งสำคัญมากในการไหลแบบทางน้ำเปิด เนื่องจากการไหลในทางน้ำเปิดเนื่องจากแรงดึงดูดของโลก เป็นอิทธิพลหลักต่อการไหลหรืออีกนัยหนึ่งว่าเป็นการไหลด้วยน้ำหนักของมวลน้ำไหล บนความแตกต่างของระดับน้ำหรือความลาดเท ผลของแรงโน้มถ่วงของโลกต่อการไหล จะพิจารณาจาก Froude Number, F_r ซึ่งเป็นอัตราส่วนระหว่างแรงกระทำเนื่องจากแรงดึงดูดของโลกต่อแรงกระทำเนื่องจากความเฉื่อยหรือ

$$F_r = V/(gL)^{0.5} = V/(gD)^{0.5}$$

โดย L = ความยาวจำเพาะ (ในทางน้ำเปิด L เท่ากับความลึกชลศาสตร์)

$$D = A/T$$

$$A = \text{พื้นที่หน้าตัดการไหล}$$

$$T = \text{ความกว้างของผิวน้ำอิสระบนหน้าตัดการไหล}$$

การจำแนกผลของกราวิตีต่อการไหล โดยใช้ F_r สามารถสรุปได้ดังนี้

$F_r = 1.0$, $V = (gD)^{0.5}$ เป็นการไหลสภาวะวิกฤต (critical state flow)

$F_r < 1.0$, $V < (gD)^{0.5}$ เป็นการไหลสภาวะใต้วิกฤต (subcritical state flow)

$F_r > 1.0$, $V > (gD)^{0.5}$ เป็นการไหลสภาวะเหนือวิกฤต (supercritical state flow)

ซึ่งความเร็ววิกฤต (critical velocity) $V = (gD)^{0.5}$ จะเป็นความเร็วของคลื่นน้ำ (water waves) ที่เกิดขึ้นในบริเวณน้ำตื้น (shallow water) เมื่อคลื่นน้ำเกิดในทางน้ำเปิดที่มีการไหลสภาวะใต้วิกฤต จะพบว่าคลื่นน้ำเคลื่อนที่ทวนน้ำได้ ในขณะที่คลื่นในทางน้ำเปิดที่มีการไหลสภาวะเหนือวิกฤต คลื่นน้ำไม่สามารถเคลื่อนที่ทวนน้ำได้ เพราะความเร็วการไหล $V > (gD)^{0.5}$

3) สรุปการจำแนกสภาวะการไหล โดยการรวมผลของความหนืดและแรงโน้มถ่วงของโลกต่อการไหลในทางน้ำเปิด จะสามารถจำแนกสภาวะการไหลได้เป็น 6 สภาวะ ดังรูป 2-2 ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ความเร็วการไหลและความลึก สำหรับสภาวะการไหลต่างๆ

2.1.2 สมการอธิบายการไหลไม่คงที่และสมมติฐาน

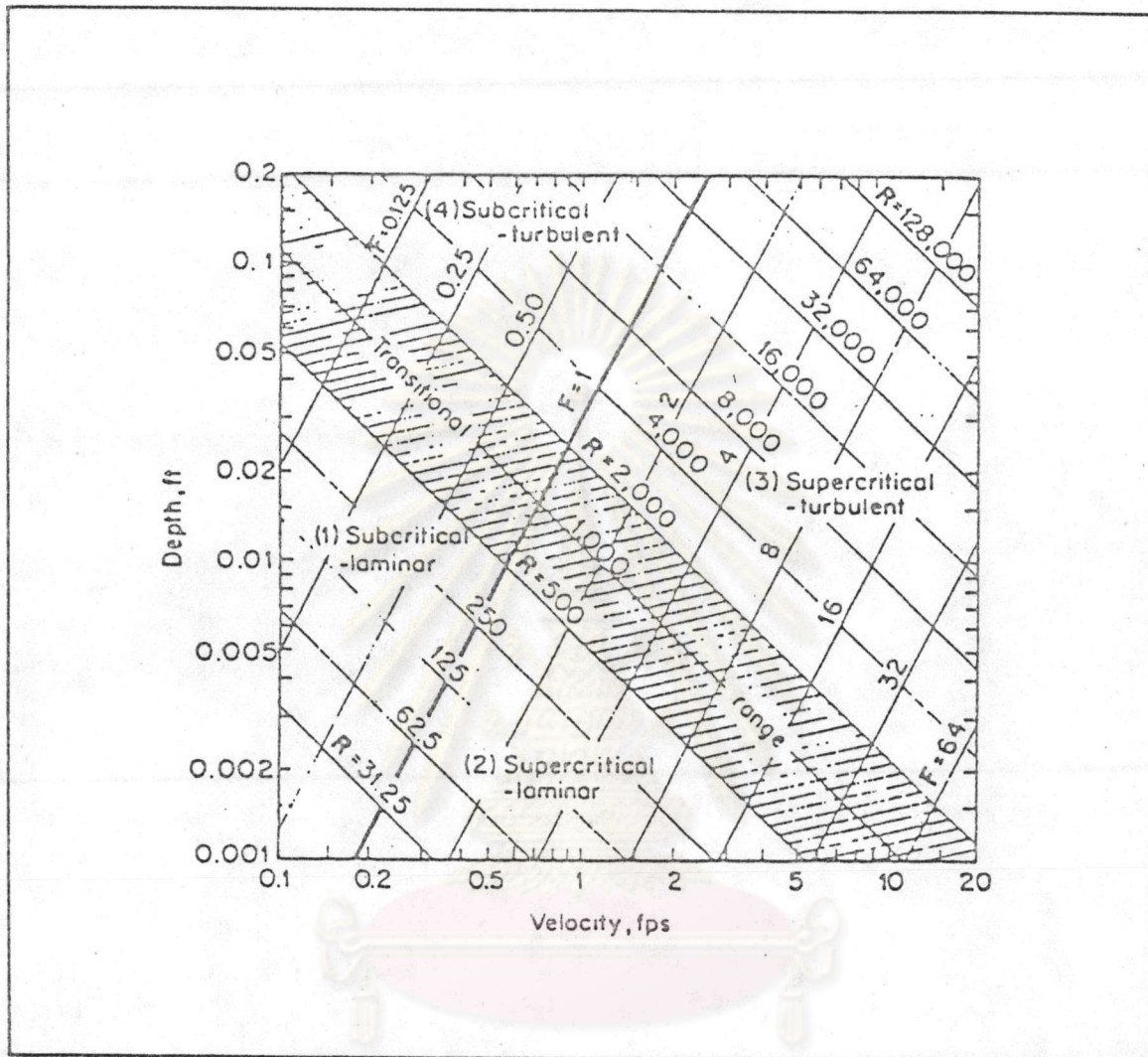
สมการพื้นฐาน (fundamental equation) ในการอธิบายการไหลในทางน้ำเปิดแบบไม่คงที่ SAINT VENANT (1871) ได้นำมาเผยแพร่ครั้งแรก จนเป็นที่นิยมอย่างแพร่หลายในปัจจุบัน สมการพื้นฐานนี้ประกอบด้วย สมการต่อเนื่อง (continuity equation) และสมการโมเมนตัม (momentum equation) รายละเอียดจะแสดงในหัวข้อต่อไป

สมมติฐาน ในการศึกษาการไหลแบบไม่คงที่ มีดังนี้

1. ความดันที่จุดใด ๆ เป็นความดันสถิตย (hydrostatic pressure)
2. พลังงานที่สูญเสีย เนื่องจากความฝืด (friction loss) ไม่ต่างกับกรณีการไหลแบบคงที่ และคำนวณจากสมการของ Manning
3. การกระจายความเร็วสม่ำเสมอในหน้าตัด สัมประสิทธิ์ของพลังงาน (energy coefficient) เท่ากับ 1
4. ความหนาแน่นของน้ำมีค่าคงที่
5. ความลาดเอียงของทางน้ำน้อย ($\tan \phi \approx 0$)
6. ความเร็วจากการจากอัตราไหลเข้าด้านข้าง (lateral inflow) ไม่มีผลต่อความเร็วในลำน้ำ

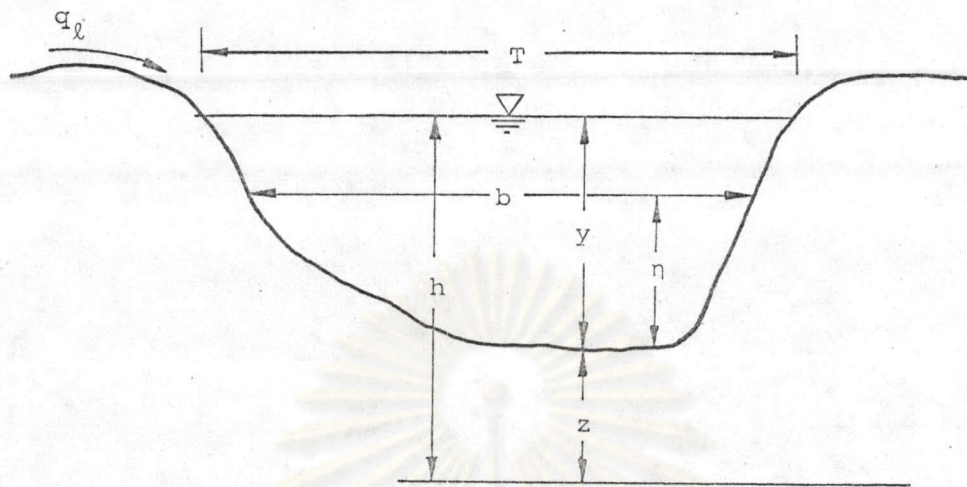
2.1.3 สมการต่อเนื่อง (Continuity Equation)

สมการต่อเนื่องมาจากกฎการคงตัวของมวลสาร จากรูป 2-3 เมื่อพิจารณาปริมาตรควบคุม (control volume, C.V.) จะได้ว่าผลรวมของมวลสารที่ผ่านหัวหน้าควบคุม (control

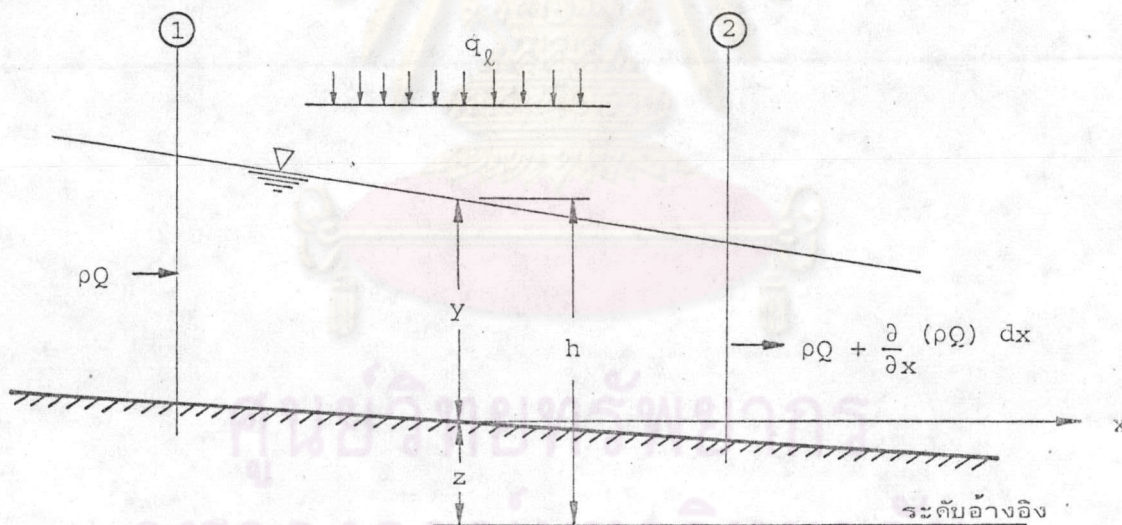


รูป 2-2 ความสัมพันธ์ของความเร็วและความลึกกับการจำแนกสถานะการไหล

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปตัดขวาง



รูปตัดตามยาว

- เมื่อ ρ = ความหนาแน่นของน้ำ
 Q = อัตราไหล
 q_2 = อัตราไหลด้านข้างต่อหน่วยความยาวตามลำน้ำ

รูป 2-3 รูปตัดขวางและรูปตัดตามยาวของลำน้ำ

surface, C.S.) เท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงของมวลสารในปริมาตรควบคุม ดังนั้นสมการต่อเนื่อง สามารถแสดงได้ดังนี้

$$\iint_{C.S.} \rho v \, dA + \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{C.V.} \rho \, dv = 0$$

$$[\rho Q + \frac{\partial (\rho Q)}{\partial x} dx] - [\rho Q - \rho Q_2 dx] + \frac{\partial (\rho A dx)}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial (\rho Q)}{\partial x} dx - \rho Q_2 dx + \frac{\partial (\rho A)}{\partial t} dx = 0$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} - Q_2 = 0 \dots\dots\dots (2-1)$$

เมื่อ v = ปริมาตรควบคุม
 A = พื้นที่หน้าตัดการไหล

2.1.4 สมการโมเมนตัม (Momentum Equation)

จากกฎข้อที่สองของ NEWTON กล่าวว่าผลรวมของแรงภายนอกที่กระทำต่อมวลสาร จะเท่ากับผลรวมของอัตราเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมในปริมาตรควบคุม กับอัตราเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมออกสุทธิที่ผิวหน้าควบคุม ดังสมการ (ดูรูป 2-4)

$$F_s = \iint_{C.S.} v(\rho v) \, dA + \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{C.V.} v\rho \, dv$$

สำหรับการไหลในทิศทาง x จะได้

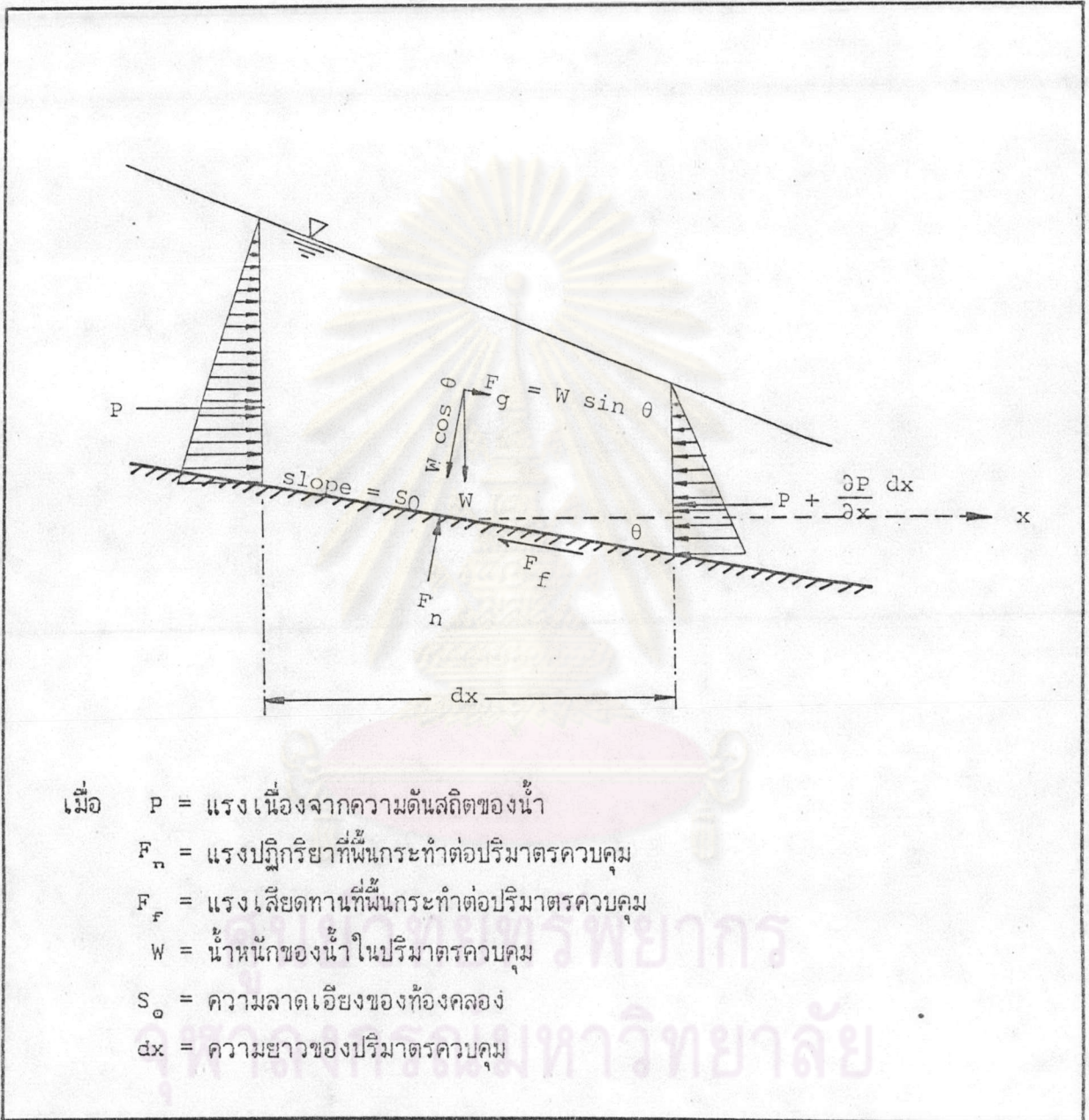
$$F_{sx} = \iint_{C.S.} v_x(\rho v_x) \, dA + \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{C.V.} v_x(\rho) \, dv \dots\dots\dots (2-2)$$

ก. แรงกระทำภายนอก, F_{sx} พิจารณาจากแรงเนื่องจากความดันสถิต (hydrostatic force) แรงเสียดทาน (friction force) และแรงเนื่องจากแรงดึงดูดของโลก (gravity force) ตามลำดับดังสมการที่ 2-3

$$F_{sx} = P - (P + \frac{\partial P}{\partial x} dx) - F_f \cos \phi + F_n \sin \phi \dots\dots\dots (2-3)$$

1) แรงเนื่องจากความดันสถิต

$$P = \int_0^y \gamma(y - \eta) b(x, \eta) \, d\eta$$



รูป 2-4 แรงต่าง ๆ ที่กระทำต่อปริมาตรควบคุม

โดย Leibnitz's rule สามารถแสดงผลได้ดังนี้

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial x} dx &= \gamma \frac{\partial}{\partial x} \left[y \int_0^y b(x,n) dn \right] dx \\ &= \gamma A \frac{\partial y}{\partial x} dx \dots\dots\dots (2-4) \end{aligned}$$

2) แรงเสียดทาน เมื่อ S_f เท่ากับ friction slope

$$F_f \cos \phi \approx F_f = \gamma A S_f dx \dots\dots\dots (2-5)$$

3) แรงเนื่องจากแรงดึงดูดของโลก

$$\begin{aligned} F_g &= F_n \sin \phi \\ &= \gamma A \frac{\partial z}{\partial x} dx \\ &= \gamma A S_0 dx \dots\dots\dots (2-6) \end{aligned}$$

แรงกระทำภายนอกโดยรวมคำนวณได้จากการแทนค่าสมการ 2-4, 2-5 และ 2-6 ในสมการ 2-3 ได้ผลดังนี้

$$F_{sx} = - \gamma A \frac{\partial y}{\partial x} dx - \gamma A S_f dx + \gamma A S_0 dx \dots\dots\dots (2-7)$$

ข. อัตราเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมในปริมาตรควบคุม (Momentum Storage) โดยคิด ปริมาตรควบคุมเท่ากับ A คูณ dx ดังนั้นโมเมนตัมจะเท่ากับ $\rho A dx V_x$ หรือ $\rho Q dx$ ดังนี้

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_{c.v.} v_x \rho dv = \rho \frac{\partial Q}{\partial t} dx \dots\dots\dots (2-8)$$

ค. อัตราเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมออกสุทธิที่ผ่านผิวหน้าควบคุม (Net Momentum Outflow)

$$\iint_{c.s.} v_x (\rho v_x) da = \rho \frac{\partial}{\partial x} (QV_x) dx \dots\dots\dots (2-9)$$

แทนค่าสมการ 2-2 ด้วยสมการ 2-7, 2-8 และสมการ 2-9

$$\begin{aligned}
 -\gamma A \frac{\partial y}{\partial x} dx - \gamma AS_F dx + \gamma AS_0 dx &= \rho \frac{\partial}{\partial x} (QV) dx + \frac{\partial}{\partial t} (VpA dx) \\
 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + \frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial y}{\partial x} + gAS_F - gAS_0 &= 0 \\
 \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial y}{\partial x} - S_0 \right) + gAS_F &= 0 \\
 \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial h}{\partial x} + gAS_F &= 0 \dots\dots\dots (2-10)
 \end{aligned}$$

คิด friction slope จากสูตรของ Manning

$$S_F = \frac{n^2 V^2}{R^{4/3}} = \frac{n^2 |Q| Q}{A^2 R^{4/3}}$$

แทนค่า S_F ในสมการ 2-10

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{2Q}{A} \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{Q^2}{A^2} \frac{\partial A}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gn^2 Q |Q|}{A^2 R^{4/3}} = 0 \dots\dots\dots (2-11)$$

2.2 การวิเคราะห์การเคลื่อนย้ายมวลสารในน้ำ

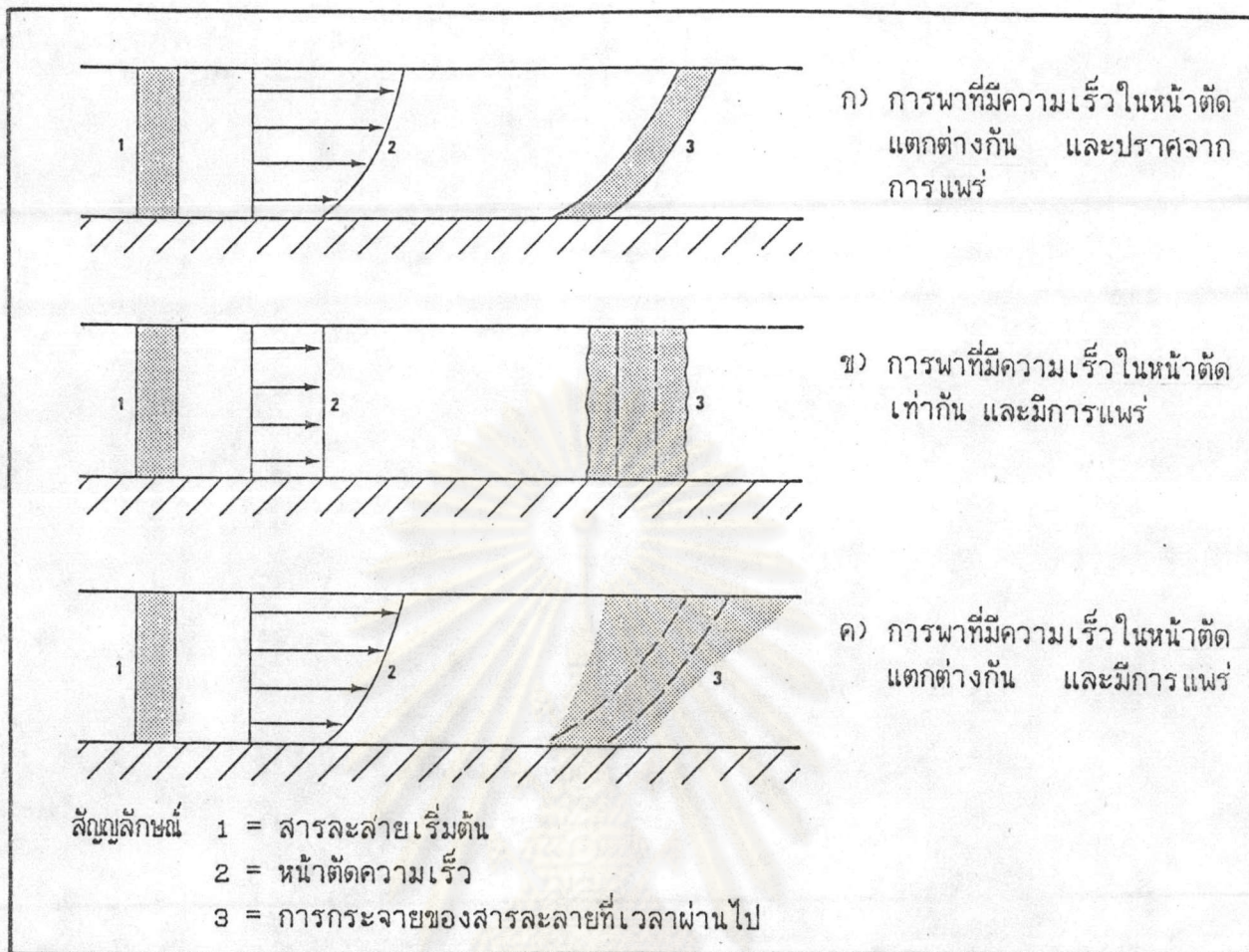
ในลำน้ำต่าง ๆ มักมีสารต่าง ๆ ปะปนอยู่มากมาย ไม่ว่าจะอยู่ในรูปสารละลาย หรือ สารแขวนลอย เช่น ตะกอน ความเค็ม ออกซิเจนละลาย ฯลฯ สารต่าง ๆ ที่ปะปนอยู่ในน้ำนี้จะถูกเคลื่อนย้ายไปมาได้ การเคลื่อนย้ายมวลสารแต่ละชนิดแตกต่างกันทั้งลักษณะและปริมาณ ฉะนั้นในการจำลองจึงต้องแยกการจำลองในแต่ละชนิด

2.2.1 พฤติกรรมของการเคลื่อนย้ายมวลสารในลำน้ำ

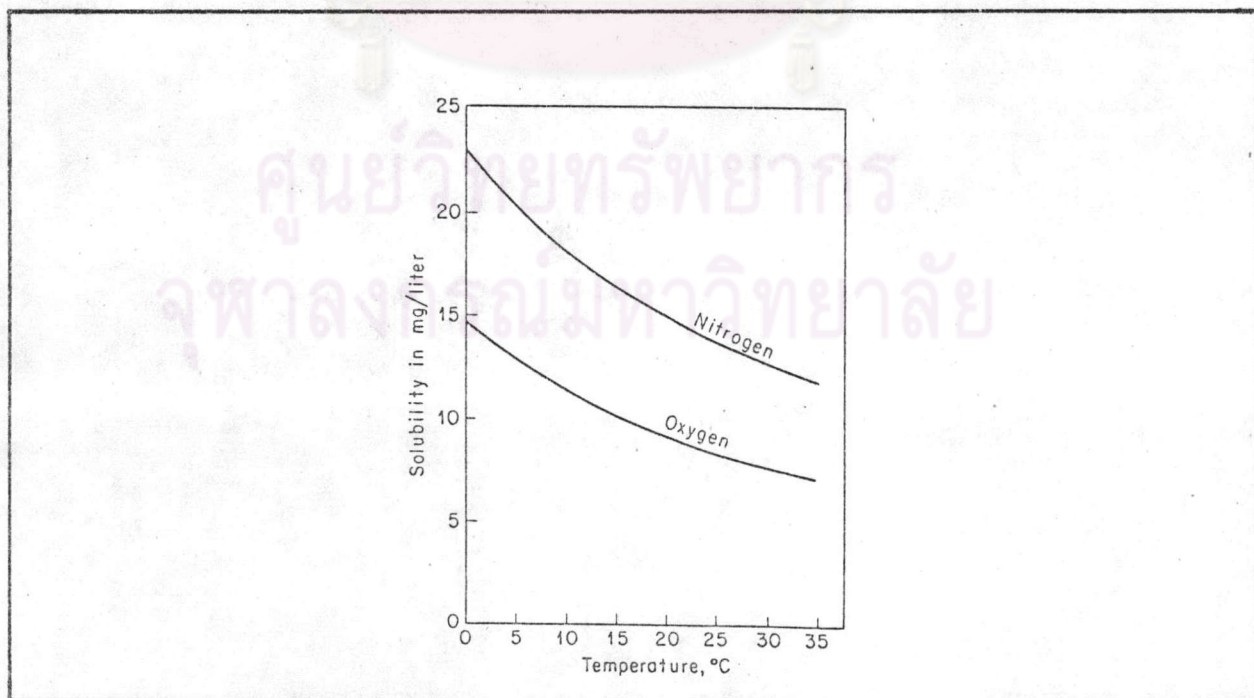
การเคลื่อนย้ายมวลสารในลำน้ำเกิดจากกระบวนการหลัก 3 กระบวนการ ดังนี้

1. การพา (convection) เป็นกระบวนการการเคลื่อนย้ายมวลสาร เนื่องจากอิทธิพลของกระแสพาไป
2. การพุ้งกระจาย (diffusion) เป็นกระบวนการเคลื่อนย้ายมวลสารจากจุดที่มีความเข้มข้นสูงกว่า ไปยังจุดที่มีความเข้มข้นต่ำกว่า
3. องค์ประกอบอื่น ๆ ประกอบด้วยองค์ประกอบต่าง ๆ ที่เป็นองค์ประกอบเฉพาะสาร เช่น กรณีการจำลองออกซิเจนละลาย จะมีการเติมออกซิเจนจากอากาศ (reaseration) การลดออกซิเจนเนื่องจากแบคทีเรียใช้ในการย่อยสลายสารอินทรีย์ เป็นต้น

รูป 2-5 แสดงการเคลื่อนย้ายมวลสารในลำน้ำเนื่องจากการพา และการพุ้งกระจาย



รูป 2-5 การเคลื่อนย้ายมวลสารในลำน้ำเนื่องจากการพาและการแพร่



รูป 2-6 ความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำกลั่นที่ความดัน 760 มิลลิเมตรปรอท

2.2.2 พารามิเตอร์คุณภาพน้ำและองค์ประกอบเฉพาะที่มีส่วนเกี่ยวข้องกับการจำลองสภาพ

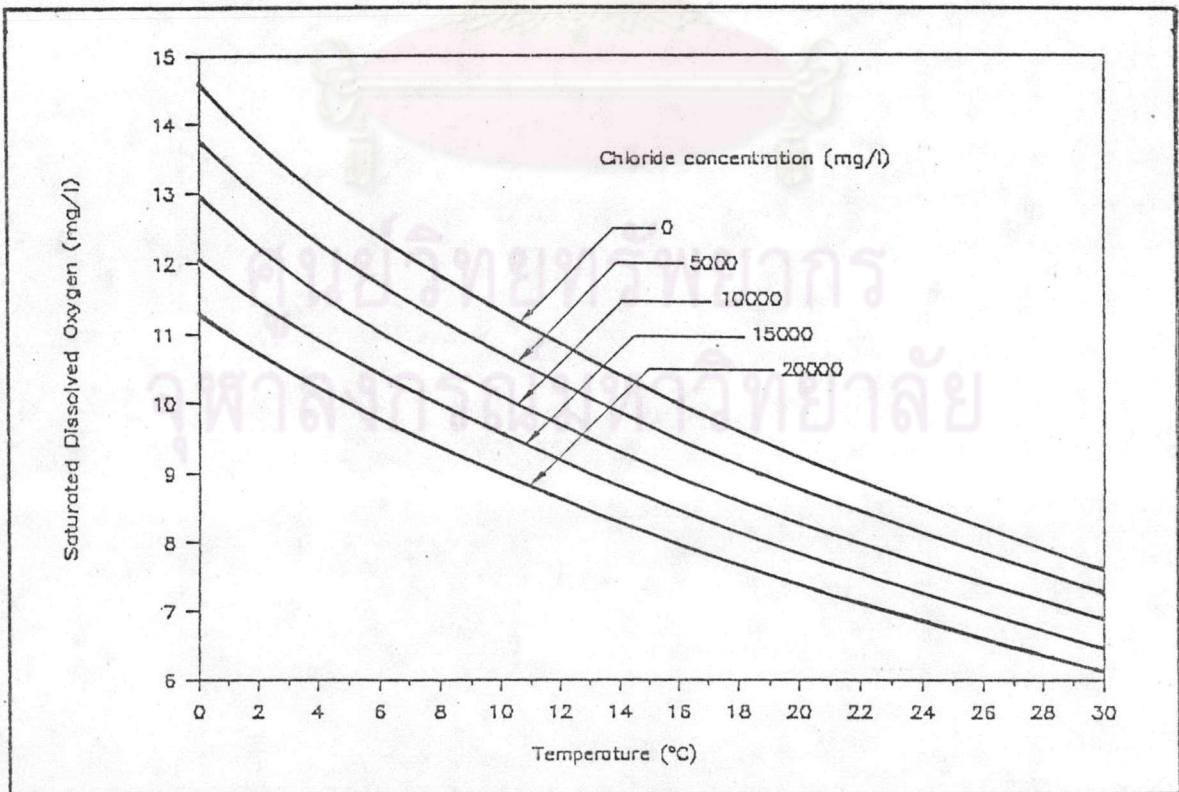
การวิเคราะห์การเคลื่อนย้ายมวลสารในลำน้ำ ได้เลือกพารามิเตอร์คุณภาพน้ำหลักที่บอกลถึงความสกปรก และการนำเสียของน้ำ 2 พารามิเตอร์ คือ ออกซิเจนละลาย (dissolved oxygen, DO) และความต้องการออกซิเจนทางชีวเคมี (biochemical oxygen demand, BOD)

ก. ออกซิเจนละลาย เป็นปัจจัยสำคัญในการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตในน้ำ เป็นตัวสำคัญที่บอกว่า การเปลี่ยนแปลงทางชีวภาพในน้ำที่เกิดขึ้นจากสิ่งมีชีวิตที่ใช้อากาศ (aerobic) หรือไม่ใช้อากาศ (anaerobic) สิ่งมีชีวิตที่ใช้อากาศจะใช้ออกซิเจนอิสระในการออกซิไดซ์พวกสารอินทรีย์และสารอนินทรีย์ได้ผลสุดท้ายที่ไม่ใช่ของเสีย ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) ส่วนพวกที่ไม่ใช้อากาศจะได้ผลสุดท้ายที่นำพียงรังเกียจ เช่น ก๊าซไข่เน่า (H_2S) สิ่งมีชีวิตทั้งสองแบบนี้อยู่ปะปนในธรรมชาติ ดังนั้นจึงควรทำให้สภาวะนั้นเอื้ออำนวยต่อพวกที่ใช้อากาศ จะได้มีผลสุดท้ายที่ไม่นำพียงรังเกียจ ความสามารถในการละลายน้ำของออกซิเจน (solubility) เปลี่ยนแปลงไปตามอุณหภูมิ และความดันรูป 2-6 แสดงถึงความสามารถในการละลายของออกซิเจน ในน้ำกลั่นที่ความดัน 760 มม. ปรอท ความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำประมาณ 14.6 มก/ล ที่ 0°C และประมาณ 7 มก/ล ที่ 35°C ออกซิเจนจะละลายน้ำได้ลดลง ถ้าในน้ำมีสารอื่นละลายอยู่มาก ดังนั้นที่อุณหภูมิหนึ่ง ความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำจืดจะมากกว่าในน้ำเค็ม ตาราง 2-1 และ รูป 2-7 แสดงถึงความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำที่มีความเข้มข้นของคลอไรด์ต่าง ๆ กัน (ปริมาณคลอไรด์เป็นตัวบอกลถึงปริมาณความเค็ม)

ข. ความต้องการออกซิเจนทางชีวเคมี (biochemical oxygen demand, BOD) คือ ปริมาณออกซิเจนที่แบคทีเรียใช้ไปในการย่อยสลายสารอินทรีย์ที่ย่อยสลายได้ ภายใต้สภาวะที่มีอากาศ สารอินทรีย์ที่ย่อยได้ หมายถึง สารอินทรีย์ที่เป็นอาหารของพวกแบคทีเรีย และให้พลังงานแก่แบคทีเรีย โดยผ่านกรรมวิธีออกซิไดซ์ การทดสอบ BOD ใช้กันอย่างแพร่หลายในการหาค่าความแรงของมลภาวะของน้ำทิ้งชุมชน เป็นการทดสอบที่สำคัญที่สุดในการรักษาคุณภาพของแหล่งน้ำ และยังเป็นตัวชี้ถึงคุณสมบัติของการฟื้นตัวได้ของแหล่งน้ำนั้น ค่า BOD จึงเป็นตัวกำหนดมาตรฐานหลักของแหล่งน้ำ ปฏิกิริยาออกซิไดซ์ที่เกิดขึ้นเป็นผลมาจากการกระทำของพวกจุลชีพ ความเร็วของปฏิกิริยาจึงถูกกำหนดด้วยจำนวนประชากรของจุลชีพที่มีอยู่ และอุณหภูมิ Streeter and Phelps (1925) เสนอไว้ว่าความเร็วของปฏิกิริยา BOD คล้ายคลึงกับปฏิกิริยาอันดับหนึ่ง (first order) หรือความเร็วของปฏิกิริยาที่เกิดขึ้น เป็นอัตราส่วนโดยตรงกับจำนวนสารอินทรีย์ที่เหลืออยู่ขณะนั้น สามารถเขียนเป็นสมการได้ ดังสมการ 2-12 ซึ่งแสดงถึงความเร็วในการย่อยสลายสารอินทรีย์ ปริมาณ BOD ที่ถูกย่อยสลายจะเท่ากับปริมาณออกซิเจนด้วย

ตาราง 2-1 ความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำ
ที่มีความเข้มข้นของคลอไรด์ต่าง ๆ

Temperature (°C)	Chloride concentration (mg/l)				
	0	5000	10000	15000	20000
0	14.6	13.8	13.0	12.1	11.3
1	14.2	13.4	12.6	11.8	11.0
2	13.8	13.1	12.3	11.5	10.8
3	13.5	12.7	12.0	11.2	10.5
4	13.1	12.4	11.7	11.0	10.3
5	12.8	12.1	11.4	10.7	10.0
6	12.5	11.8	11.1	10.5	9.8
7	12.2	11.5	10.9	10.2	9.6
8	11.9	11.2	10.6	10.0	9.4
9	11.6	10.9	10.4	9.8	9.2
10	11.3	10.7	10.1	9.6	9.0
11	11.1	10.5	9.9	9.4	8.8
12	10.8	10.3	9.7	9.2	8.6
13	10.6	10.1	9.5	9.0	8.5
14	10.4	9.9	9.3	8.8	8.3
15	10.2	9.7	9.1	8.6	8.1
16	10.0	9.5	9.0	8.5	8.0
17	9.7	9.3	8.8	8.3	7.7
18	9.5	9.1	8.6	8.1	7.6
19	9.4	9.0	8.5	8.0	7.5
20	9.2	8.8	8.3	7.7	7.4
21	9.0	8.6	8.1	7.6	7.3
22	8.8	8.4	7.9	7.4	7.1
23	8.7	8.3	7.7	7.3	7.0
24	8.5	8.1	7.6	7.2	6.9
25	8.4	8.0	7.5	7.1	6.8
26	8.2	7.8	7.4	7.0	6.7
27	8.1	7.7	7.3	6.9	6.6
28	7.9	7.5	7.1	6.8	6.5
29	7.8	7.4	7.0	6.6	6.3
30	7.6	7.3	6.9	6.5	6.1



รูป 2-7 ความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำที่มีความเข้มข้นของคลอไรด์ต่าง ๆ

$$\frac{dL}{dt} = -K_d L \dots\dots\dots (2-12)$$

อินทิเกรตสมการ 2-12

$$\frac{L_t}{L} = e^{(-K_d t)} \dots\dots\dots (2-13)$$

เมื่อ L = ความต้องการออกซิเจนทางชีวเคมีทั้งหมด (ultimate first stage BOD)

L_t = ความต้องการออกซิเจนทางชีวเคมีที่เหลืออยู่ที่เวลา t

t = เวลา

K_d = สัมประสิทธิ์การลดลงของ BOD (deoxygenation coefficient) ฐาน e

สมการ 2-13 สามารถคำนวณความต้องการออกซิเจนทางชีวเคมีที่เหลืออยู่เป็นเวลาใด ๆ รูป 2-8 แสดงปริมาณสารอินทรีย์ที่เหลืออยู่ และสารอินทรีย์ที่ถูกออกซิไดซ์เมื่อเวลาผ่านไป ผลของค่า K_d ต่อการย่อยสลายสารอินทรีย์ แสดงดังรูป 2-9 ส่วนผลการเปลี่ยนแปลงของอัตราเร็วในการย่อยสลายสารอินทรีย์เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ แสดงโดยความสัมพันธ์ของ Van't Hoff-Arrhenius ดังสมการ 2-14

$$K_d (T) = K_d (20^\circ\text{C}) \theta^{(T-20)} \dots\dots\dots (2-14)$$

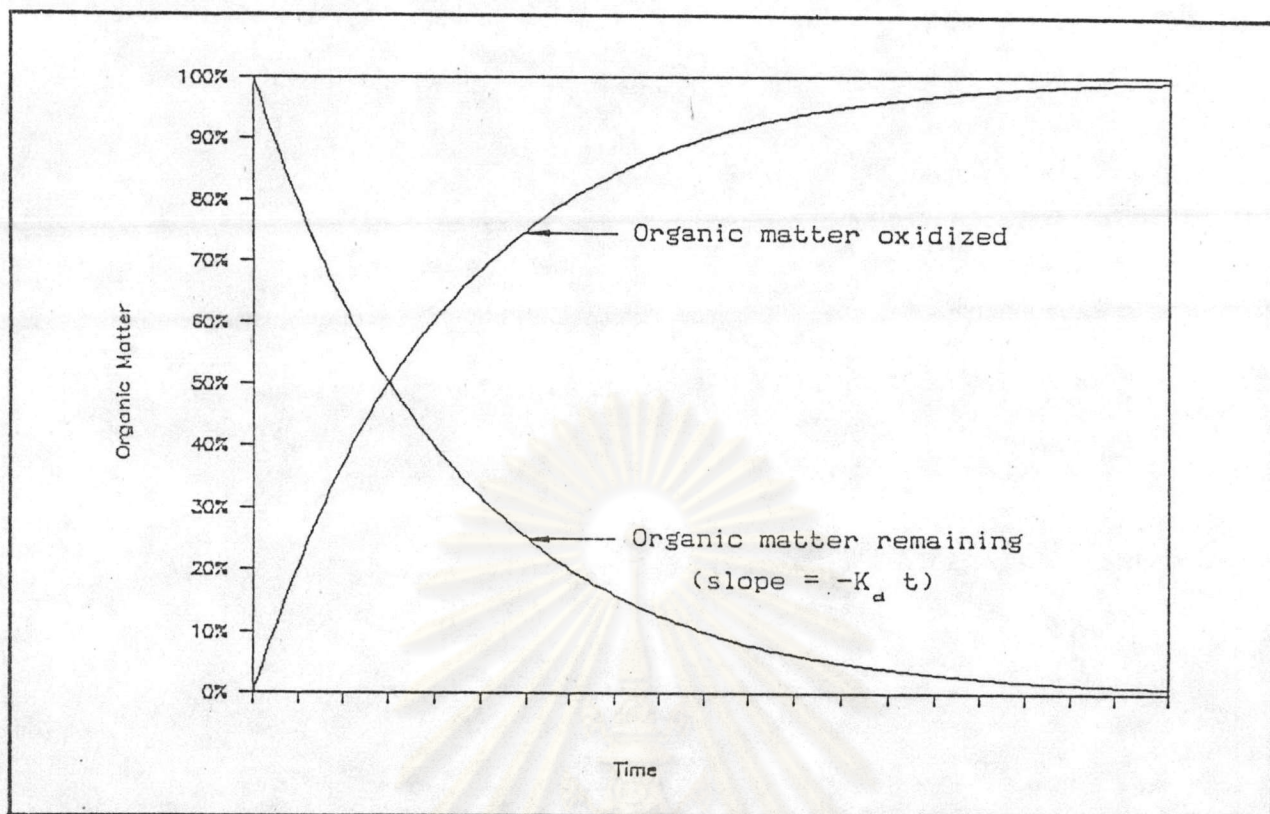
เมื่อ $K_d (T \text{ } ^\circ\text{C})$ = สัมประสิทธิ์การลดลงของ BOD ที่อุณหภูมิ $T \text{ } ^\circ\text{C}$

$K_d (20 \text{ } ^\circ\text{C})$ = สัมประสิทธิ์การลดลงของ BOD ที่อุณหภูมิ $20 \text{ } ^\circ\text{C}$

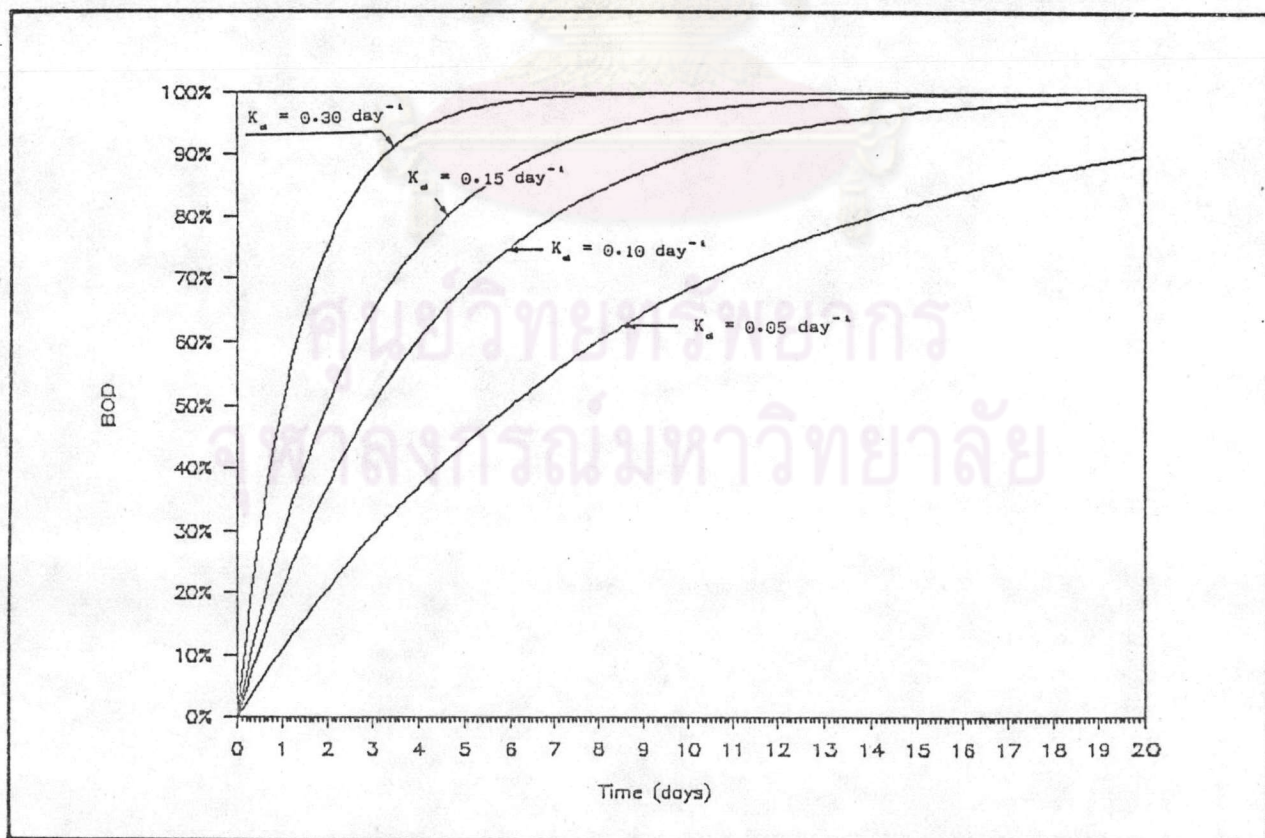
T = อุณหภูมิ, $^\circ\text{C}$

θ = สัมประสิทธิ์ของอุณหภูมิ (LOHANI (1980) [4] ใช้ค่า $\theta = 1.046$ สำหรับแม่น้ำเจ้าพระยา)

ในการวัดค่า BOD มักนิยมวัดเป็นปริมาณความต้องการออกซิเจน ในการย่อยสลายสารอินทรีย์ เป็นเวลา 5 วัน ที่อุณหภูมิ $20 \text{ } ^\circ\text{C}$ และใช้สัญลักษณ์ BOD_5



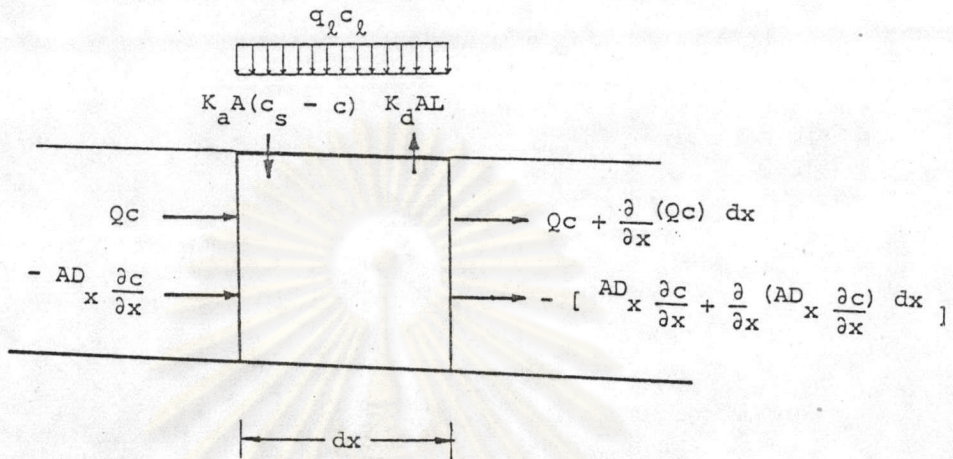
รูป 2-8 ปริมาณสารอินทรีย์ที่เหลืออยู่และปริมาณสารอินทรีย์ที่ถูกย่อยสลาย เมื่อเวลาผ่านไป



รูป 2-9 ผลของค่า deoxygenation coefficient (K_d) ต่อการย่อยสลายสารอินทรีย์

2.2.3 สมการเคลื่อนย้ายมวลสำหรับออกซิเจนละลาย (DO)

การจำลองการเปลี่ยนแปลง DO แบบ 1 มิติ (one-dimension) แสดงในรูป 2-10 ซึ่งเขียนเป็นรูปสมการได้ดังสมการ 2-15



รูป 2-10 แสดงการจำลองการเปลี่ยนแปลงปริมาณออกซิเจนละลาย

$$\frac{\partial (Ac)}{\partial t} = \frac{\partial (AD \frac{\partial c}{\partial x})}{\partial x} - \frac{\partial (Qc)}{\partial x} + q_2 c_2 - K_d AL + K_a A (c_s - c) \dots \dots \dots (2-15)$$

- เมื่อ A = พื้นที่หน้าตัดการไหล
- c = ความเข้มข้นของออกซิเจน (dissolved oxygen concentration)
- c_s = ความเข้มข้นของออกซิเจน ที่จุดอิ่มตัว (saturated dissolved oxygen concentration)
- D_x = สัมประสิทธิ์การแพร่ (diffusion coefficient)
- Q = อัตราไหล
- q_2 = อัตราไหลด้านข้าง หรือ อัตราการระบายน้ำทิ้ง ต่อหนึ่งหน่วยความกว้าง
- c_2 = ความเข้มข้นของออกซิเจนของอัตราไหลด้านข้าง
- K_a = สัมประสิทธิ์การเติมออกซิเจน (reaeration coefficient)
- K_d = สัมประสิทธิ์การลดลงของ BOD (deoxygenation coefficient)

ความหมายของแต่ละเทอมในสมการ 2-15

$\frac{\partial (Ac)}{\partial t}$ แสดงถึงอัตราการเปลี่ยนแปลงของ DO ต่อหน่วยความยาว

- $\frac{\partial (Qc)}{\partial x}$ แสดงถึงอัตราการเปลี่ยนแปลงของ DO ต่อหน่วยความยาว เนื่องจากการพาโดยกระแส น้ำ
- $\frac{\partial (AD \times \frac{\partial c}{\partial x})}{\partial x}$ แสดงถึงอัตราการเปลี่ยนแปลงของ DO ต่อหน่วยความยาว เนื่องจากการฟุ้งกระจาย
- $q_2 c_2$ แสดงถึงปริมาณ DO ที่ระบายเข้าด้านข้างต่อหน่วยความยาว และหน่วยเวลา
- $k_d AL$ แสดงถึงปริมาณ DO ที่ลดลงเนื่องจากการย่อยสลายสารอินทรีย์ ต่อหน่วยความยาวและหน่วยเวลา
- $k_a A (c_s - c)$ แสดงถึงปริมาณ DO ที่เพิ่มขึ้นเนื่องจากการสัมผัสอากาศที่ผิวน้ำ ต่อหน่วยความยาวและหน่วยเวลา

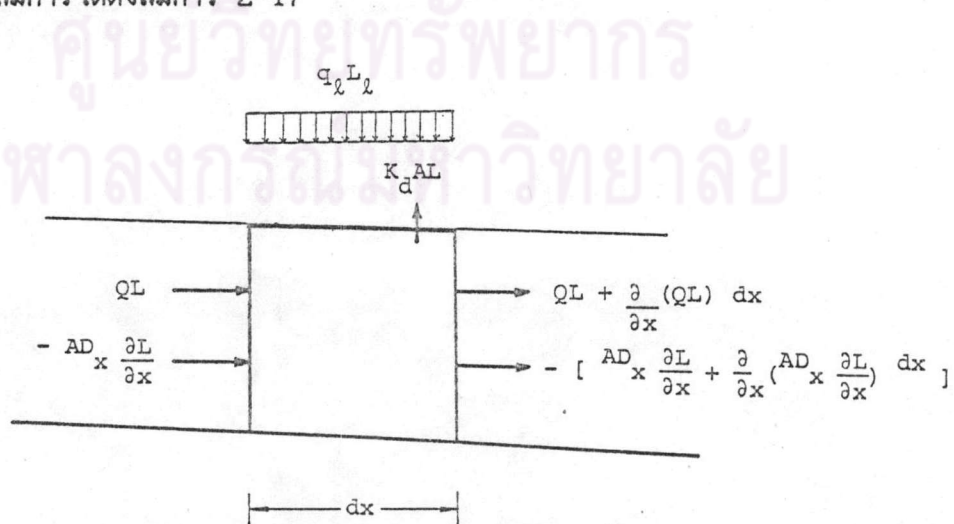
ความเข้มข้นออกซิเจนละลายที่จุดอิ่มตัว (saturated dissolved oxygen concentration) สามารถคำนวณจากการเสนอของ Water Pollution Reserch Labolatory (1964) แสดงในสมการ 2-16

$$c_s = (475 - 2.65 s) / (33.5 + T) \dots\dots\dots (2-16)$$

เมื่อ s = ความเค็ม (salinity), ก/ล
 T = อุณหภูมิ, °C

2.2.4 สมการเคลื่อนย้ายมวลสำหรับ BOD

การจำลองการเปลี่ยนแปลง BOD แบบ 1 มิติ (one-dimension) แสดงดังรูป 2-11 ซึ่งเขียนเป็นรูปสมการได้ดังสมการ 2-17



รูป 2-11 แสดงการจำลองการเปลี่ยนแปลงปริมาณ BOD

$$\frac{\partial (AL)}{\partial t} = \frac{\partial (AD)}{\partial x} \times \frac{\partial L}{\partial x} - \frac{\partial (QL)}{\partial x} + q_2 L_2 - K_d AL \dots \dots \dots (2-17)$$

เมื่อ L = ความต้องการออกซิเจนทางชีวเคมีทั้งหมด (ultimate BOD)

L_2 = ความต้องการออกซิเจนทางชีวเคมีทั้งหมด ของอัตราไหลด้านข้าง

ความหมายของแต่ละเทอมในสมการ 2-16

$\frac{\partial (AL)}{\partial t}$ แสดงถึงอัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาณ BOD ต่อหน่วยความยาว

$\frac{\partial (AD)}{\partial x} \times \frac{\partial L}{\partial x}$ แสดงถึงอัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาณ BOD ต่อหน่วยความยาว เนื่องจากการพังกระจาย

$\frac{\partial (QL)}{\partial x}$ แสดงถึงอัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาณ BOD ต่อหน่วยความยาว เนื่องจากการพาโดยกระแส

$q_2 L_2$ แสดงถึงปริมาณ BOD ที่ระบายเข้าด้านข้างต่อหน่วยความยาว และหน่วยเวลา

$K_d AL$ แสดงถึงปริมาณ BOD ที่ลดลงเนื่องจากการย่อยสลายสารอินทรีย์ ต่อหน่วยความยาวและหน่วยเวลา

2.3 ทฤษฎีน้ำขึ้นน้ำลง

น้ำขึ้นน้ำลงเป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติในทะเล มหาสมุทร เกิดขึ้นตลอดเวลา และส่งผลการขึ้นลงเข้าไปในบริเวณปากแม่น้ำด้วย มีลักษณะเป็นคลื่นยาว (Long wave) ความยาวของคลื่น และคาบของน้ำขึ้นน้ำลง ใหญ่กว่าคลื่นลมธรรมดา การใช้ประโยชน์จากการสังเกตลักษณะน้ำขึ้นน้ำลงมีมาตั้งแต่โบราณ มนุษย์ที่อาศัยอยู่ตามแนวชายฝั่งทะเลจะออกหาปลา ในขณะที่น้ำลง นอกจากนี้ น้ำขึ้นน้ำลงยังมีความสำคัญต่อการเดินเรือไปมา บริเวณปากแม่น้ำ กล่าวคือ ในขณะที่ กระแสน้ำขึ้น (flood current) จะเดินเรือขึ้นไปทางเหนือแม่น้ำ และจะเดินเรือออกทะเล ในขณะที่กระแสน้ำลง (ebb current)

2.3.1 องค์ประกอบหลักที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง

องค์ประกอบหลักที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลงได้แก่ การหมุนรอบตัวเองของโลก การโคจรของดวงจันทร์รอบโลก และการโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ และอิทธิพลจากดาวดวงอื่น ๆ แต่

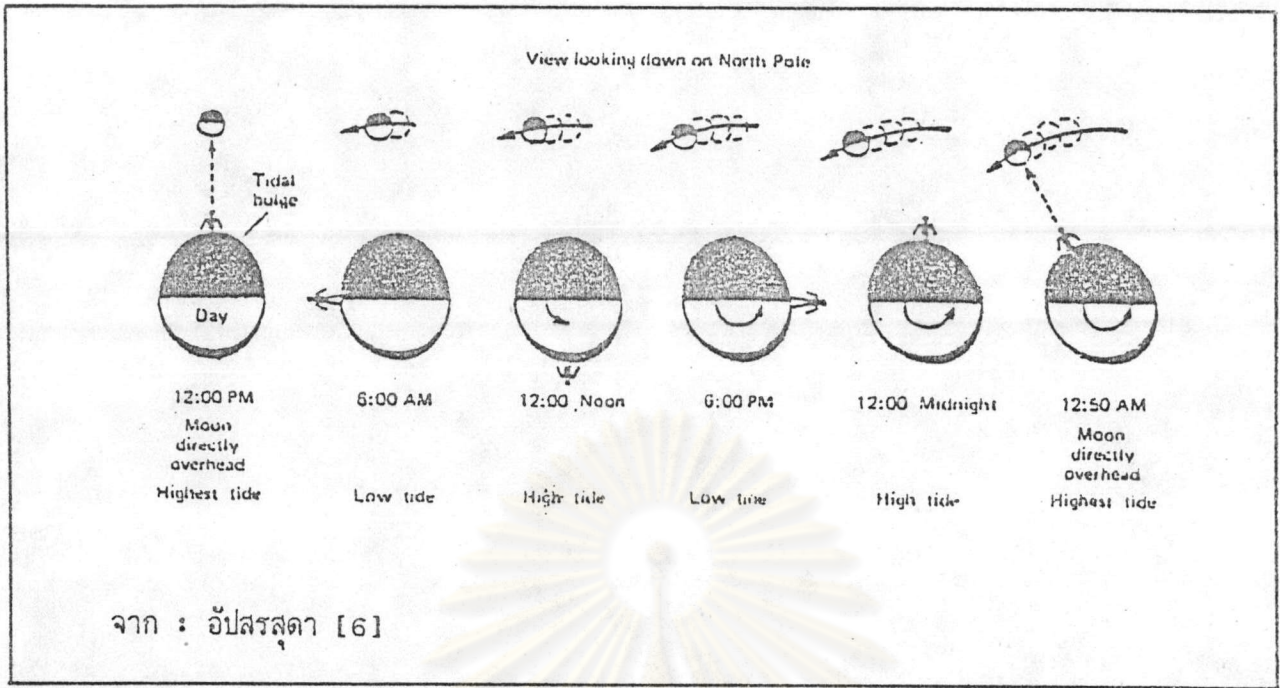
อิทธิพลจากดาวดวงอื่น ๆ มีผลน้อยเมื่อเทียบกับดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ การเกิดน้ำขึ้นน้ำลงไม่เป็นอิสระ มีการเกิดเช่นเดียวกับการเกิดฤดูกาลเพราะการโคจรและหมุนของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์มีลักษณะเป็นวงจักร ดวงจันทร์โคจรรอบโลก 1 รอบ ใช้เวลา 29.53 วัน เมื่อเทียบกับการหมุนรอบตัวเองของโลกที่ตำแหน่งคนยืน ดังรูป 2-12 เมื่อดวงจันทร์ตรงศีรษะคนยืนอีกครั้ง ดวงจันทร์จะเคลื่อนที่ไป $1/29.53$ ของวงโคจรของดวงจันทร์ รอบโลก ลักษณะเช่นนี้จะทำให้น้ำขึ้นสูงสุดหรือลงต่ำสุด น้ำขึ้นสูงสุดหรือลงต่ำสุดที่ตำแหน่งใด ๆ บนผิวโลกจะเกิดช้ากว่าวันก่อนประมาณ 50 นาที จากระบบโลก-ดวงจันทร์-ดวงอาทิตย์ (earth-moon-sun system) จากการศึกษาทฤษฎีสมคูลย์ของน้ำขึ้นน้ำลงในกรณีของโลกกลม (prolate spheroid) พบว่าอัตราส่วนของระดับน้ำเนื่องจากอิทธิพลของดวงอาทิตย์ ต่อระดับน้ำเนื่องจากอิทธิพลของดวงจันทร์เท่ากับ 0.457 [5] แสดงว่าดวงจันทร์มีอิทธิพลต่อระดับน้ำบนโลก 54.3 % ในระบบโลก ดวงจันทร์ ดวงอาทิตย์ ถ้าตำแหน่งของดวงจันทร์ โลก และดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกัน คือดวงจันทร์อยู่ที่ตำแหน่งจตุภาคที่ 1 (first quarter) และจตุภาคสุดท้าย (last quarter) จะทำให้เกิดนิลยน้ำขึ้นน้ำลง (tidal range) น้อยที่สุด เรียกว่าน้ำตาย (neap tide) แต่ถ้าดวงจันทร์ โลก และดวงอาทิตย์ อยู่ในแนวเดียวกัน คือ ดวงจันทร์อยู่ที่ตำแหน่งเริ่มต้นดวงใหม่ อีกครั้ง (new moon) และตำแหน่งดวงจันทร์เต็มดวง (full moon) จะทำให้เกิดนิลยน้ำขึ้นน้ำลง มากที่สุดเรียกว่าน้ำเกิด (spring tide) การเกิดน้ำเกิดและน้ำตายนี้เรียกว่าองค์ประกอบรายบักซ์ทางจันทร์คติ (lunar fortnightly constituents) ดังรูป 2-13 ซึ่งมีคาบ (period) 13 วัน 15 ชั่วโมง 52 นาที

2.3.2 ทฤษฎีการวิเคราะห์ฮาร์โมนิกน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal Harmonic Analysis)

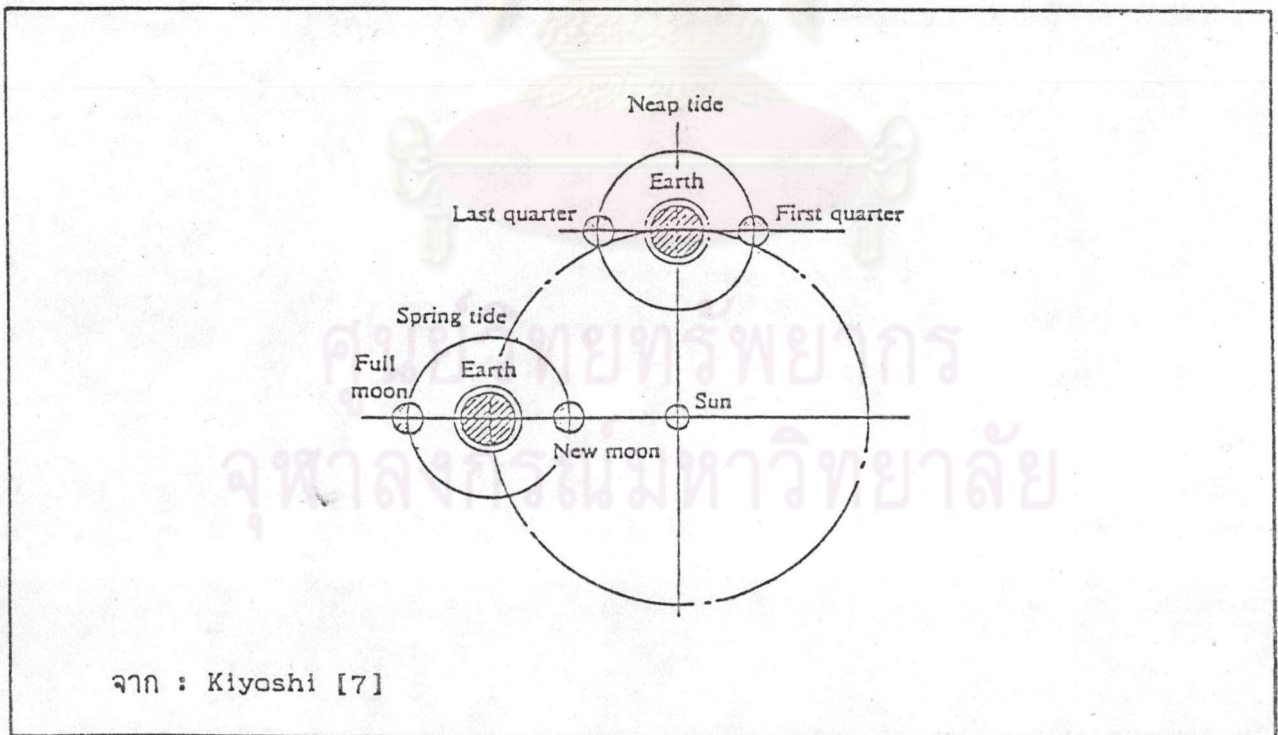
จากการศึกษาทางด้านดาราศาสตร์มากมายทำให้ทราบว่า ความสัมพันธ์ของการเคลื่อนที่ของการเคลื่อนที่ของโลก ดวงจันทร์ และดวงอาทิตย์ เป็นสาเหตุของการเกิดแรงที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง และสามารถนำแนวความคิดการวิเคราะห์วิธีฮาร์โมนิกมาอธิบายการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง โดยมีองค์ประกอบต่าง ๆ ที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง ในรูปของแอมพลิจูด (amplitude) และคาบ (period) โดยคาบขององค์ประกอบต่าง ๆ มีค่าคงที่สำหรับองค์ประกอบน้ำขึ้นน้ำลงนั้น ๆ ส่วนค่าแอมพลิจูด (amplitude) และเฟส (phase) สามารถวิเคราะห์ได้จากระดับน้ำวัดจริงที่ตำแหน่งนั้น

สมมติฐานของการวิเคราะห์วิธีฮาร์โมนิกน้ำขึ้นน้ำลง

- 1) ผลของน้ำขึ้นน้ำลงที่แต่ละตำแหน่งจะมีองค์ประกอบจำนวนจำกัด ในแต่ละองค์ประกอบจะมีคาบ มุมเฟส และแอมพลิจูดของตัวเอง
- 2) ส่วนประกอบต่าง ๆ เป็นฮาร์โมนิกอย่างง่าย (simple harmonic) และเป็นอิสระซึ่งกันและกัน



รูป 2-12 ความสัมพันธ์ระหว่างการหมุนของโลกรอบตัวเองและการหมุนของดวงจันทร์รอบโลก



รูป 2-13 การเกิดน้ำตาย (neap tide) และน้ำเกิด (spring tide)

สมการอาร์โมนิคน้ำขึ้นน้ำลงเขียนดังต่อไปนี้

$$\eta = a_0 + \sum_{i=1}^N [a_i \sin \left(\frac{2\pi t}{T_i} + \delta_i \right)] \dots \dots \dots (2-18)$$

เมื่อ η = ระดับน้ำขึ้นน้ำลง, ม.

a_0 = ระยะขจัด (displacement) จากระดับน้ำเฉลี่ย ถึงระดับน้ำทะเลปานกลาง, ม.

t = เวลา, ชม.

N = จำนวนองค์ประกอบ

a_i, δ_i = แอมพลิจูด (amplitude), มุมเฟส (phase angle) ขององค์ประกอบที่ i ตามลำดับ, ม.

T_i = คาบ (period) ขององค์ประกอบที่ i ; ชม. ซึ่งในการศึกษานี้ได้เลือกองค์ประกอบที่สำคัญที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง ดังตาราง 2-2

ตาราง 2-2 องค์ประกอบหลักที่ทำให้เกิดน้ำขึ้นน้ำลง [8]

ชนิด	ชื่อน้ำขึ้นน้ำลง	สัญลักษณ์	คาบเวลา ชั่วโมง:นาที
Semi-Diurnal Tides	Principal Lunar	M_2	12:25
	Principal Solar	S_2	12:00
Diurnal Tides	Luni-Solar Diurnal	K_1	23:36
	Principal Lunar Diurnal	O_1	25:49

การวิเคราะห์ค่า a_0, a_i, δ_i แสดงดังนี้

$$\eta = a_0 + \sum_{i=1}^N [a_i \sin \left(\frac{2\pi t}{T_i} \right) \cos \delta_i + a_i \cos \left(\frac{2\pi t}{T_i} \right) \sin \delta_i] \dots \dots \dots (2-19)$$

คุณสมการ 2-19 ด้วย $\sin(\frac{2\pi t}{T_j})$ แล้วอินทิเกรต (integrate) ในช่วงเวลา 0 ถึง Δt และหารด้วย Δt จะได้

$$\begin{aligned} \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \eta \sin(\frac{2\pi t}{T_j}) dt &= \frac{1}{\Delta t} \left[\int_0^{\Delta t} a_0 \sin(\frac{2\pi t}{T_j}) dt + \sum_{i=1}^N a_i \cos \delta_i \int_0^{\Delta t} \sin(\frac{2\pi t}{T_i}) \sin(\frac{2\pi t}{T_j}) dt \right. \\ &\quad \left. + \sum_{i=1}^N a_i \sin \delta_i \int_0^{\Delta t} \cos(\frac{2\pi t}{T_i}) \sin(\frac{2\pi t}{T_j}) dt \right] \dots (2-20) \end{aligned}$$

อินทิเกรตสมการ 2-20 จะได้

$$\begin{aligned} \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \eta \sin(\frac{2\pi t}{T_j}) dt &= \frac{1}{\Delta t} \left[\frac{a_0}{2\pi} T_j (1 - \cos(\frac{2\pi \Delta t}{T_j})) + \sum_{i=1}^N a_i \cos \delta_i \left[\frac{\sin(2\pi \Delta t (\frac{1}{T_i} - \frac{1}{T_j}))}{4\pi (\frac{1}{T_i} - \frac{1}{T_j})} - \frac{\sin(2\pi \Delta t (\frac{1}{T_i} + \frac{1}{T_j}))}{4\pi (\frac{1}{T_i} + \frac{1}{T_j})} \right] \right. \\ &\quad \left. + \sum_{i=1}^N a_i \sin \delta_i \left[\frac{1 - \cos(2\pi \Delta t (\frac{1}{T_i} - \frac{1}{T_j}))}{4\pi (\frac{1}{T_i} - \frac{1}{T_j})} + \frac{1 - \cos(2\pi \Delta t (\frac{1}{T_i} + \frac{1}{T_j}))}{4\pi (\frac{1}{T_i} + \frac{1}{T_j})} \right] \right] \dots (2-21) \end{aligned}$$

เมื่อ $T_i = T_j$ สมการ 2-21 จะได้

$$\frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \eta \sin(\frac{2\pi t}{T_i}) dt = \frac{a_i}{2} \cos \delta_i \dots \dots \dots (2-22)$$

ในทำนองเดียวกัน ถ้าคุณสมการ 2-19 ด้วย $\cos(\frac{2\pi t}{T_j})$ แล้วอินทิเกรตในช่วงเวลา 0 ถึง Δt และหารด้วย Δt พิจารณาเมื่อ $T_j = T_i$ จะได้

$$\frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \eta \cos(\frac{2\pi t}{T_i}) dt = \frac{a_i}{2} \sin \delta_i \dots \dots \dots (2-23)$$

ค่าคงที่ a_0 หาได้จาก

$$a_0 = \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \eta(t) dt \dots \dots \dots (2-24)$$

จากสมการ 2-22 และ 2-23 สามารถหาค่า a_i และ δ_i ได้ดังนี้

$$a_i = 2 \left[\left(\frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \eta \sin(\frac{2\pi t}{T_i}) dt \right)^2 + \left(\frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \eta \cos(\frac{2\pi t}{T_i}) dt \right)^2 \right]^{1/2} \dots \dots \dots (2-25)$$

$$\delta_i = \tan^{-1} \frac{\int_0^{\Delta t} \eta \cos \left(\frac{2\pi t}{T_i} \right) dt}{\int_0^{\Delta t} \eta \sin \left(\frac{2\pi t}{T_i} \right) dt} \dots\dots\dots (2-26)$$

การวิเคราะห์ฮาร์โมนิกน้ำขึ้นน้ำลงแบ่งได้ 2 ส่วนดังนี้ (รูป 2-14 แสดงผังงาน (flow chart) ของการคำนวณฮาร์โมนิกน้ำขึ้นน้ำลง)

- ก) จากข้อมูลระดับน้ำที่วัดจริง สามารถวิเคราะห์หามุมเฟส และแอมพลิจูดของแต่ละองค์ประกอบที่ตำแหน่งที่ต้องการหา โดยสมการ 2-24 ถึงสมการ 2-26
- ข) การวิเคราะห์ฮาร์โมนิกนี้ สามารถทำนายระดับน้ำขึ้นน้ำลงในอนาคตได้ จากสมการ 2-18

2.3.3 ชนิดของน้ำขึ้นน้ำลง

ชนิดของน้ำขึ้นน้ำลง สามารถแบ่งได้จากการพิจารณาองค์ประกอบที่สำคัญที่สุดของน้ำคู่ คือ M_2 และ S_2 และองค์ประกอบที่สำคัญที่สุดของน้ำเดี่ยว คือ K_1 และ O_1 ดังนี้

- 1) การศึกษา น้ำขึ้นน้ำลงของฝรั่งเศส [8] พบว่าชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงขึ้นอยู่กับอัตราส่วนแอมพลิจูดขององค์ประกอบ ดังนี้

$$\text{อัตราส่วนแอมพลิจูด} = (K_1 + O_1) / (M_2 + S_2)$$

ถ้า น้อยกว่า 0.25 เป็นน้ำคู่ (semi-diurnal tide)

0.25 ถึง 1.25 เป็นน้ำผสม (mixed tide)

มากกว่า 1.25 เป็นน้ำเดี่ยว (diurnal tide)

- 2) Publications of the U.S. Coast and Geodetic Survey [8]

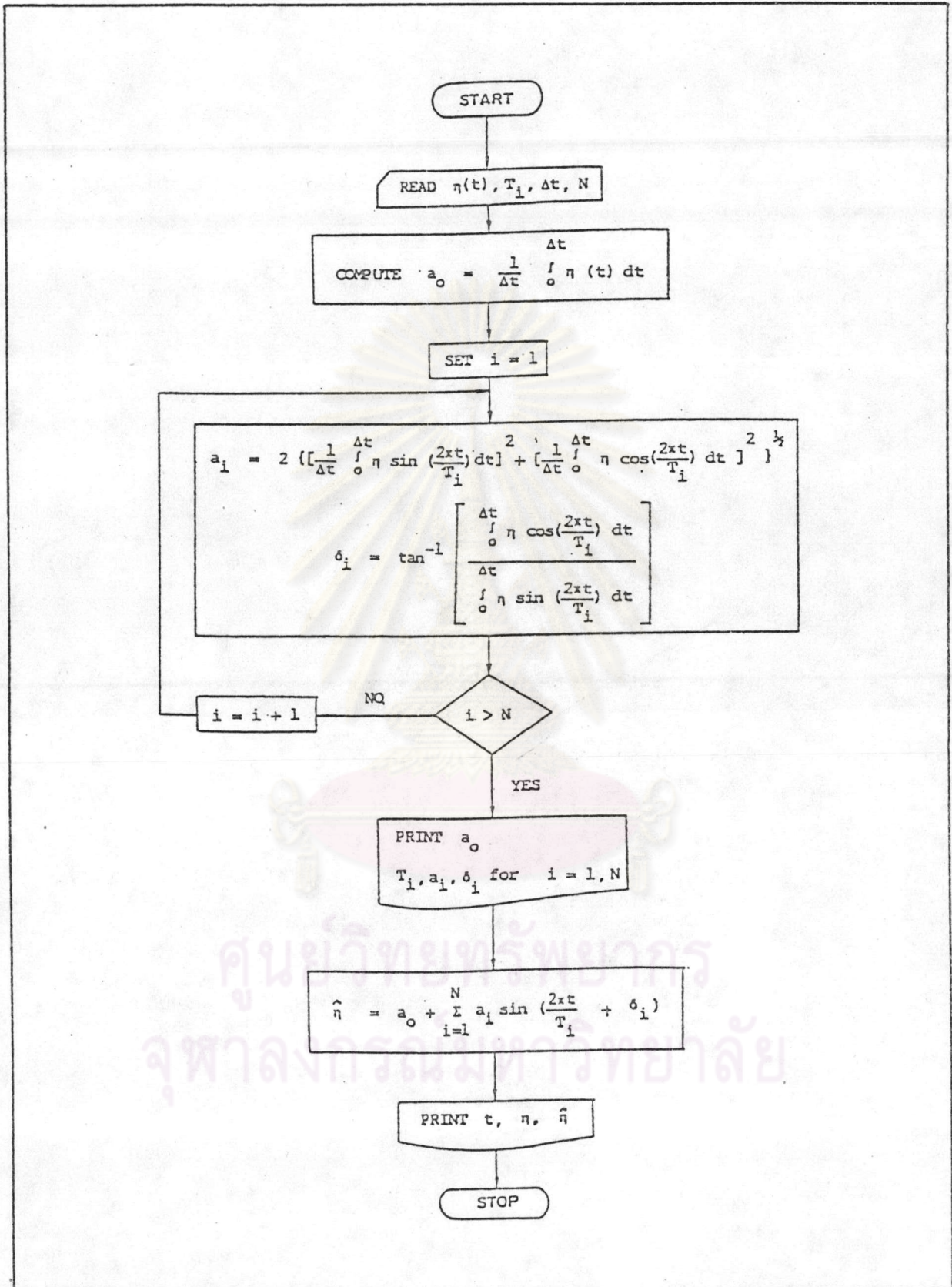
ได้แบ่งชนิดของน้ำขึ้นน้ำลงตามอัตราส่วนแอมพลิจูดขององค์ประกอบ ดังนี้

$$\text{อัตราส่วนแอมพลิจูด} = (K_1 + O_1) / M_2$$

ถ้า น้อยกว่า 0.5 เป็นน้ำคู่ (semi-diurnal tide)

0.5 ถึง 2.0 เป็นน้ำผสม (mixed tide)

มากกว่า 2.0 เป็นน้ำเดี่ยว (diurnal tide)



รูป 2-14 พังการคำนวณวิธีฮาร์โมนิกน้ำขึ้นน้ำลง