



ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

น้ำผิวดิน (surface water)

น้ำผิวดิน หมายถึง น้ำที่ไหลไปตามทางไหล ซึ่งรวมหมายถึงน้ำที่อยู่ในรูปแบบของ ทะเลสาบ หนอง บึง แม่น้ำ และลำธารต่าง ๆ และยังรวมถึงมหาสมุทรด้วย ซึ่งน้ำผิวดิน จัดเป็นขั้นตอนที่สำคัญอันหนึ่งในการเคลื่อนตัวของน้ำในโลกที่อยู่ในวัฏจักรของน้ำ (hydrological cycle) น้ำผิวดินในโลกทั้งหมดมีอยู่ประมาณ 3 ใน 4 ส่วน โดยส่วนใหญ่ น้ำผิวดินจะอยู่ในรูปของน้ำ ในทะเลสาบ น้ำผิวดินโดยเฉพาะที่อยู่ในรูปแบบของแม่น้ำลำธาร มีคาบเวลาของการกักตัว (detention period) สั้น เนื่องจากมีการไหลออกและการเติม เข้าของน้ำอย่างรวดเร็ว ลักษณะดังกล่าวจัดได้ว่าน้ำผิวดิน เป็นทรัพยากรที่สามารถเปลี่ยนใหม่หรือเพิ่มเติมได้ (renewable resource)

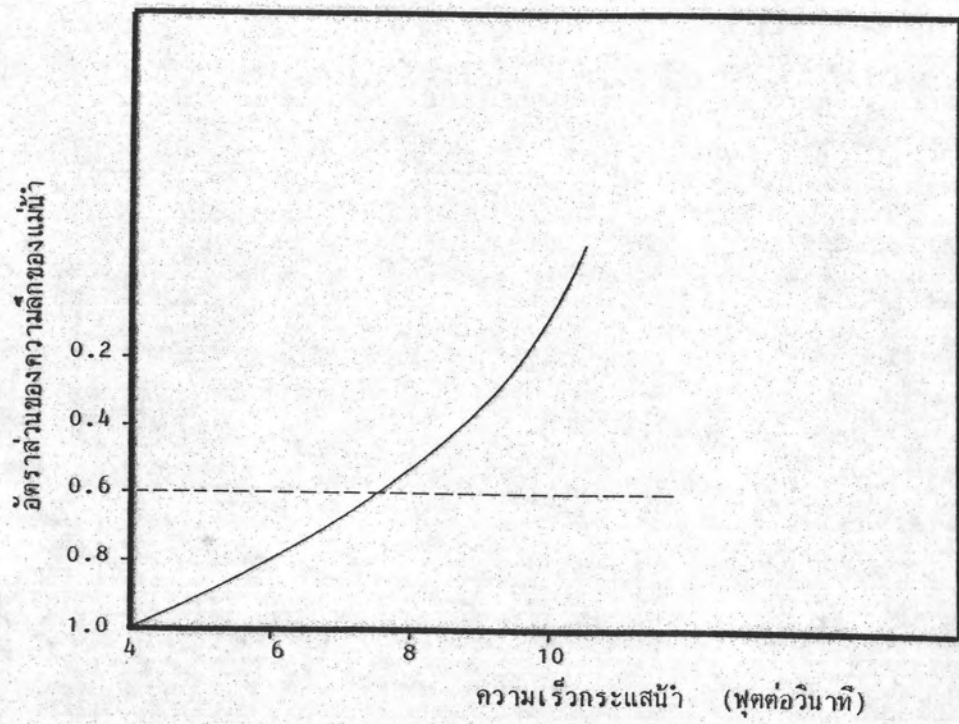
ปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมาบนโลกเป็นตัวแปรที่สำคัญต่อปริมาณน้ำผิวดิน ทั้งนี้เพราะปริมาณ น้ำฝนที่มาก เกินขีดความสามารถของดินในการดูดซึม จะทำให้เกิดน้ำไหลผ่านผิวดินในทิศทางที่ ลาดชัน และสะสม เป็นช่องทางน้ำไหลและลำธารเล็ก ๆ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในฤดูมรสุม น้ำ ส่วนใหญ่ในแม่น้ำลำธารจะมาจากความไม่สามารถซึมผ่านชั้นดิน (infiltrate) ของปริมาณ น้ำฝนที่มาก เกินไปได้ทันเวลา ลำธารและแม่น้ำมีลักษณะสมบัติบางประการของแม่น้ำลำธารที่ สามารถทำการวัดและประเมิน เป็นค่าที่แสดงด้วยตัวเลขได้ เช่น ความเร็วของกระแส น้ำ (stream velocity) และอัตราการไหล (flow rate) ซึ่งเป็นข้อมูลที่สำคัญในการศึกษา ทางด้านอุทกวิทยา (hydrology) และด้านการใช้ประโยชน์ของน้ำ ตลอดจนความสัมพันธ์กับ คุณภาพน้ำในแม่น้ำลำธาร ทั้งในด้านที่จะทำให้คุณภาพน้ำดีขึ้นหรือเลวลง ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อ ปริมาณน้ำในแม่น้ำลำธารที่สำคัญ คือ สภาพทางอุตุนิยมวิทยา ได้แก่ ปริมาณน้ำฝนและสภาพ ภูมิประเทศบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำ ซึ่งได้แก่ สภาพการใช้ที่ดิน ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ ชนิดของดิน และปัจจัยอื่น ๆ เช่น ระบบการระบายน้ำที่ได้มีการจัดทำขึ้น (สุเทพ ถึงศรัทธีย์ และ เคนชาญ ทาเคชะ, 2521)

ความเร็วของกระแส

เป็นความเร็วของการไหลของน้ำจากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่ง ซึ่งความเร็วของกระแสน้ำขึ้นอยู่กับปริมาณการที่สารละลายหรือสารแขวนลอยอยู่ในน้ำ และยังขึ้นอยู่กับลักษณะของร่องน้ำที่ไหลผ่าน โดยปกติแล้วความเร็วของกระแสน้ำที่ไหลผ่านมีค่าไม่เท่ากัน ทั้งนี้เพราะแรงเสียดสีที่เกิดขึ้นระหว่างน้ำกับพื้นผิวของร่องน้ำ และกับพื้นผิวที่สัมผัสอากาศ ซึ่งสามารถแสดงความเร็วของกระแสน้ำในร่องน้ำได้ เป็น profile ตามสัดส่วนความลึกของลำน้ำ ดังแสดงในภาพที่ 2.1 การวัดความเร็วของกระแสน้ำสามารถวัดได้โดยใช้เครื่องมือวัดกระแสน้ำ (current meter) ซึ่งมี 2 ชนิด คือ ชนิดถ่วง และชนิดใบพัด โดยทำการวัดจากความเร็วเฉลี่ยของความเร็วของกระแสน้ำในแนวตั้ง (vertical) คือ ที่ความเร็วเฉลี่ยจากระดับ 0.2 และ 0.8 ของความลึกจากผิวน้ำ สำหรับทางน้ำที่มีความลึกเกินกว่า 10 ฟุต หรือโดยประมาณจากความเร็วที่ระดับ 0.6 ของความลึกจากผิวน้ำ สำหรับทางน้ำที่มีความลึกของร่องน้ำไม่เกิน 10 ฟุต

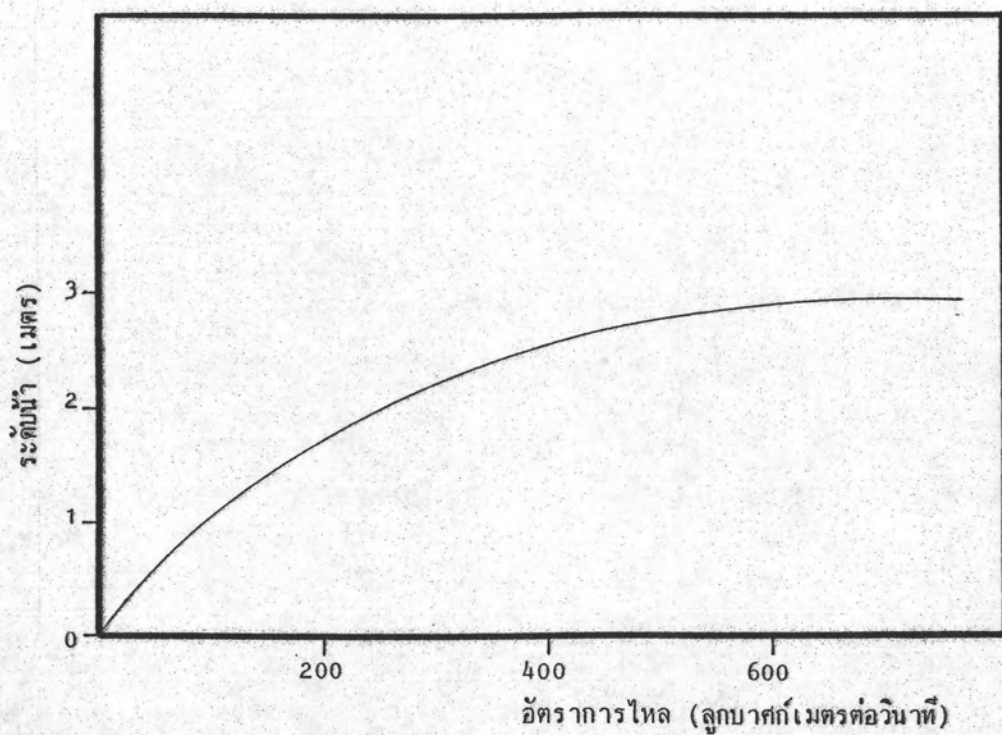
อัตราการไหลของน้ำ

เป็น ปริมาณน้ำที่ไหลผ่านจุด ๆ หนึ่งในลำน้ำตลอดพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำต่อหน่วยเวลา วิธีการหาปริมาณหรืออัตราการไหลของน้ำที่กระทำได้ง่าย ๆ และนิยมใช้กันทั่วไป คือ การใช้ไม้วัดระดับน้ำ (staff gage) โดยการวัดระดับความลึกของน้ำแล้วเปลี่ยนค่าเป็นปริมาณการไหลของน้ำ และใช้กราฟของเส้นโค้งปริมาณน้ำ (rating curve) ดังแสดงในภาพที่ 2.2 ซึ่งเป็น calibration curve ที่สร้างขึ้นจากข้อมูลของระดับความลึก และข้อมูลของอัตราการไหลของน้ำควบคู่กันไปหลาย ๆ ค่า ตั้งแต่ระดับความลึกต่ำสุดจนถึงระดับความลึกสูงสุด เมื่อทำการวัดระดับความลึกของน้ำในแหล่งน้ำก็จะสามารถอ่านค่าของอัตราการไหลได้ นอกจากนี้ยังสามารถคำนวณอัตราการไหลของน้ำได้จากผลคูณระหว่างความเร็วเฉลี่ยของกระแสน้ำกับพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำ การหาพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำจะต้องทำการวัดความกว้างและความลึกของลำน้ำ โดยแบ่งความกว้างของลำน้ำออกเป็นส่วนย่อย ๆ แล้วทำการวัดความลึกของลำน้ำในแต่ละส่วนย่อยนั้น จากนั้นจึงนำมาคำนวณหาอัตราการไหลของน้ำโดยวิธี mean-section method หรือ mid-section method (Hersch, 1978)



ภาพที่ 2.1 แสดง velocity profile ของกระแสน้ำในร่องน้ำ

ที่มา : หลักอุทกวิทยา, 2525



ภาพที่ 2.2 แสดงเส้นโค้งปริมาณน้ำ

ที่มา : หลักอุทกวิทยา, 2525

อุณหภูมิ

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแหล่งน้ำ เกิดจากการที่มีแสงส่องผ่านลงแหล่งน้ำและ เปลี่ยนพลังงานแสง เป็นพลังงานความร้อน

ความสำคัญของอุณหภูมิ

- ควบคุมการแพร่พันธุ์และการเจริญเติบโตของสัตว์น้ำและพืช
- มีอิทธิพลต่อการหมุนเวียนและการผสมกลมกลืนของน้ำในแหล่งน้ำ
- มีผลต่อการละลายของสารต่าง ๆ รวมทั้งก๊าซ

ในแหล่งน้ำจะมีการแบ่งชั้นของน้ำอันเนื่องมาจากอุณหภูมิที่เรียกว่า Thermal Stratification โดยที่ชั้นบนสุดของน้ำในแหล่งน้ำจะมีอุณหภูมิสูงกว่า เรียกว่าชั้น epilimnion และจะมีการลดลงของอุณหภูมิต่างอย่างรวดเร็วจนถึงชั้นที่ลดลงมาคือชั้น thermocline สำหรับชั้นล่างสุดซึ่งมีอุณหภูมิต่ำกว่า เรียกว่าชั้น hypolimnion

การแบ่งชั้นของน้ำเนื่องจากอุณหภูมิ จะมีผลต่อการหมุนเวียนของอินทรีย์สารในแหล่งน้ำ ระหว่างชั้น epilimnion และชั้น hypolimnion และปริมาณออกซิเจนในชั้น hypolimnion จะมีอยู่น้อยมาก เนื่องจากไม่สามารถถ่ายเทออกซิเจนจากด้านบนของผิวน้ำได้ และมีผลทำให้เกิดความแตกต่างของความหนาแน่นของสารในน้ำ รวมทั้งการละลายของก๊าซต่าง ๆ เช่น ก๊าซออกซิเจน และคาร์บอนไดออกไซด์

ปริมาณออกซิเจนที่ละลายในน้ำ (DO, Dissolved Oxygen)

ออกซิเจนเป็นก๊าซที่มีความจำเป็นมากในการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิต โดยถูกนำไปใช้ในขบวนการต่าง ๆ เพื่อก่อให้เกิดพลังงาน ขบวนการต่าง ๆ ที่ต้องการออกซิเจนเรียก "aerobic process" โดยปกติแล้วก๊าซต่าง ๆ ในบรรยากาศจะละลายน้ำได้แตกต่างกันตามชนิดของก๊าซ สำหรับก๊าซไนโตรเจนและออกซิเจนจัดเป็นก๊าซที่ละลายน้ำได้น้อยมาก และเนื่องจากไม่ทำปฏิกิริยาทางเคมีกับน้ำ ดังนั้น การละลายจึงขึ้นอยู่กับ partial pressure

ความสามารถในการละลายน้ำของก๊าซออกซิเจนอยู่ในช่วง 14 มิลลิกรัมต่อลิตร ที่อุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส และ 7 มิลลิกรัมต่อลิตร ที่อุณหภูมิ 35 องศาเซลเซียส ภายใต้ความดัน 1 บรรยากาศ ซึ่งจะเห็นว่า DO จะลดลงเมื่ออุณหภูมิเพิ่มสูงขึ้น ดังนั้น อัตราของการออกซิเดชันจะเพิ่มขึ้น เมื่ออุณหภูมิเพิ่มสูงขึ้น และความต้องการออกซิเจนก็จะเพิ่มขึ้นด้วย

ปริมาณออกซิเจนที่ละลายในน้ำขึ้นอยู่กับปัจจัยจำกัดหลายอย่าง เช่น อัตราการไหลของน้ำ อุณหภูมิ ความดันบรรยากาศ การเติมออกซิเจนจากบรรยากาศ การสังเคราะห์แสงของพืชน้ำ และยังมีขึ้นกับความเข้มข้นของสารเจือปนในน้ำด้วย

การที่ก๊าซออกซิเจนสามารถละลายในน้ำได้น้อยจึงเป็นปัจจัยจำกัด (limiting factor) ในการที่จะพอกตัวเองให้บริสุทธิ์ (self purification) จึงจำเป็นที่จะต้องกำจัดสารสกปรกในน้ำก่อนที่จะปล่อยลงสู่แม่น้ำลำธาร

ความสำคัญของออกซิเจนละลาย

- เพื่อแสดงถึงสภาวะของแหล่งน้ำว่าเป็น aerobic หรือ anaerobic และรักษาสภาวะ aerobic condition ให้เหมาะสมสำหรับ aerobic organism เพื่อป้องกันการเกิด anaerobic process เช่น การเกิดปฏิกิริยารีดักชันของสารประเภทซัลเฟต (sulphate) ไปเป็นซัลไฟด์ (sulfide) ซึ่งมีกลิ่นเหม็นมาก
- ออกซิเจนที่ละลายในน้ำจะช่วยรักษาสภาวะของน้ำให้เหมาะสมต่อการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตต่าง ๆ ในน้ำ
- เป็นค่าพื้นฐานที่สำคัญสำหรับค่าบีโอดี (BOD, Biochemical Oxygen Demand) เพื่อหากำลังความสกปรกของน้ำ และการออกซิเดชันทางชีวภาพ
- ควบคุมการกัดกร่อนของเหล็กในท่อประปาและในหม้อน้ำ (boiler) โดยเฉพาะในหม้อน้ำไม่ควรจะมีออกซิเจนละลายอยู่เลย แต่ถ้าความดันบรรยากาศต่ำกว่า 250 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว (psi) จะมีออกซิเจนละลายได้ไม่เกิน 0.015 มิลลิกรัมต่อลิตร
- ปริมาณออกซิเจนละลายจะช่วยควบคุมอัตราเร็วของปฏิกิริยาใน aerobic treatment process เพื่อให้มีปริมาณออกซิเจนเพียงพอที่จะคงสภาวะ aerobic

ปัจจัยที่มีผลต่อปริมาณออกซิเจนในน้ำ

ปัจจัยที่มีผลต่อการลดลงของปริมาณออกซิเจนในน้ำ

- ปริมาณสารอินทรีย์ในน้ำ
- ความเค็ม (salinity) ของน้ำ
- การใช้ออกซิเจนโดยปลาและสิ่งมีชีวิตในน้ำ
- ปริมาณสารอินทรีย์จากลำน้ำสาขา
- พืชน้ำที่บริเวณน้ำ
- ซากสิ่งมีชีวิตในน้ำ
- การเพิ่มของอุณหภูมิของน้ำ ทำให้ออกซิเจนกลายเป็นไอ และการเผาผลาญอาหารโดยจุลินทรีย์เพิ่มสูงขึ้น



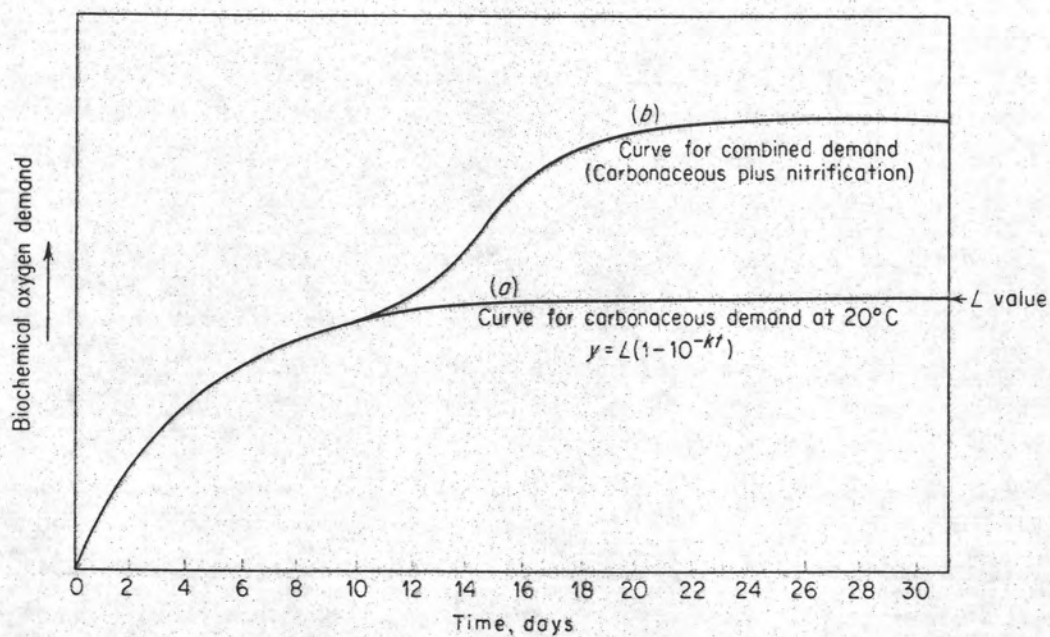
ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อการเพิ่มขึ้นของปริมาณออกซิเจนในน้ำ

- การเติมอากาศโดยกระบวนการทางกายภาพระหว่างอากาศกับน้ำ
- การสังเคราะห์แสงของพืช
- การลดลงของอุณหภูมิของน้ำ ทำให้ออกซิเจนละลายในน้ำได้เพิ่มขึ้น และลดกิจกรรมต่าง ๆ ของจุลินทรีย์ในน้ำ
- การเจือจางของน้ำจากลำน้ำสาขา

บีโอดี (BOD₅, Biochemical Oxygen Demand)

ค่าบีโอดี แสดงถึง ปริมาณออกซิเจนที่แบคทีเรียใช้ในการย่อยสลายอินทรีย์สารที่สามารถย่อยสลายได้ภายใต้สภาวะที่มีอากาศ (aerobic) จากกระบวนการนี้แบคทีเรียจะได้รับพลังงานเพื่อใช้ในการเจริญเติบโต ผลิตภัณฑ์ที่ได้จากการออกซิไดซ์อาหารจะเป็นคาร์บอนไดออกไซด์กับน้ำหรือแอมโมเนีย ซึ่งขึ้นอยู่กับชนิดของอาหาร

การใช้ออกซิเจนโดยแบคทีเรียเพื่อย่อยสลายอาหารแบ่งเป็น 2 ระยะ ซึ่งเรียกว่า BOD curve ดังแสดงในภาพที่ 2.3 คือ

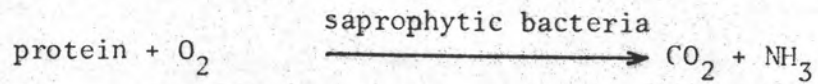
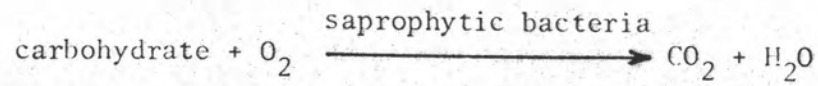


ภาพที่ 2.3 แสดงการย่อยสลายอินทรีย์สารในรูปของบีโอดี

- a คือ การย่อยสลายอินทรีย์สารในระยะที่หนึ่ง
- b คือ การย่อยสลายอินทรีย์สารในระยะที่สอง
- L คือ carbonaceous oxygen demand

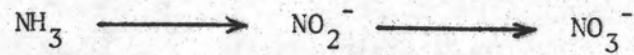
ที่มา : Sawyer, C. N., and McCarty, P. L., (1967),
Chemistry for Sanitary Engineers.

1. ระยะการออกซิไดซ์สารประกอบคาร์บอน ดังเช่น



ปริมาณออกซิเจนที่ถูกใช้ไปโดยแบคทีเรีย คือ carbonaceous oxygen demand

2. ระยะการออกซิไดซ์แอมโมเนีย



โดย autotrophic bacteria พวก nitrifying bacteria ซึ่งมีอยู่น้อยใน raw sewage และที่อุณหภูมิ 20 องศาเซลเซียส จะมีการแบ่งตัวน้อยมาก ปริมาณออกซิเจนที่ถูกใช้ไปในระยะนี้ คือ nitrogenous oxygen demand

ค่าบีโอดีที่ได้จะแปรผันตามระยะเวลา ดังสมการ

$$y = L (1 - 10^{-k \cdot t})$$

เมื่อ

y คือ ค่าบีโอดีที่เวลา t ใด ๆ . (มิลลิกรัมต่อลิตร)

L คือ ultimate BOD, (มิลลิกรัมต่อลิตร)

k คือ ค่าคงที่

t คือ เวลา

โดยปกติค่าบีโอดีนิยมวัดที่สภาวะมาตรฐาน โดย incubate ที่อุณหภูมิ 20 องศาเซลเซียส เป็นเวลา 5 วัน คือ BOD_5 เมื่อ $\text{BOD}_5 = \text{DO}_0 - \text{DO}_5$

ความสำคัญของค่าบีโอดี

1. แสดงถึงปริมาณอินทรีย์สารของน้ำเสียประเภทต่าง ๆ ในรูปของปริมาณออกซิเจนที่ใช้ในการออกซิไดซ์อินทรีย์สาร
2. ใช้หาปริมาณอินทรีย์สารที่มีอยู่ เพื่อนำไปหาอัตราการออกซิไดซ์ที่เกิดขึ้นหรืออัตราที่บีโอดีถูกย่อยสลายไป
3. ใช้ในการควบคุมระดับความสกปรกในแหล่งน้ำลำธาร ว่าควรจะทำจัดอินทรีย์สารไปเพียงใด เพื่อให้มีระดับปริมาณออกซิเจนในน้ำตามที่ต้องการ
4. ใช้แสดงความสามารถของแหล่งน้ำลำธารที่จะกำจัดความสกปรกตามธรรมชาติ (natural self-purification)
5. ใช้ในการตรวจสอบลักษณะสมบัติและคุณภาพของน้ำทิ้ง (effluent) ที่ปล่อยลงสู่แหล่งน้ำ
6. ใช้ประโยชน์ในการออกแบบระบบบำบัดน้ำเสีย เพื่อให้มีประสิทธิภาพมากที่สุด และมีระดับปริมาณออกซิเจนในน้ำตามที่ต้องการ

สัมประสิทธิ์การขาดแคลนออกซิเจน (Deoxygenation Rate Coefficient, k_1)

โดยปกติค่าสัมประสิทธิ์การขาดแคลนออกซิเจน (k_1) สำหรับแหล่งน้ำที่มีการระบายน้ำทิ้งจากชุมชน (domestic waste) จะมีค่า k_1 ประมาณ 0.1 ต่อวัน ที่อุณหภูมิ 20 องศาเซลเซียส แหล่งน้ำที่มีค่า k_1 สูงเกินกว่า 0.1 ต่อวัน แสดงว่าในแหล่งน้ำนั้นมีปริมาณสารอินทรีย์อยู่มาก และมีความต้องการที่จะใช้ออกซิเจนในการย่อยสลายสารอินทรีย์มากขึ้น การขาดแคลนออกซิเจนในน้ำก็มีเพิ่มขึ้นด้วย

Theriault (1931) ได้พัฒนาการหาค่า k_1 จากข้อมูลบีโอดีชุดหนึ่ง โดยอาศัยหลักการที่ว่า ผลรวมของค่ากำลังสองของค่าเบี่ยงเบนเฉลี่ย (ΣR^2) ต้องมีค่าน้อยที่สุด เมื่อนำมา plot curve ระหว่างค่า logarithm ของปริมาณสารอินทรีย์ที่ยังคงเหลืออยู่กับ เวลา จะได้เป็นสมการเส้นตรง ดังนี้

$$y = mx + b$$

โดยที่

y คือ logarithm ของปริมาณสารอินทรีย์ที่ยังคงเหลืออยู่

x คือ เวลาที่เปลี่ยนไป

m คือ ความชันของเส้นตรง

b คือ จุดตัดบนแกน y

ซึ่งจะได้

$$\begin{aligned} \Sigma R &= \Sigma (y - y') && \text{หรือ} \\ &= \Sigma (mx + b - y') \end{aligned}$$

และ

$$\begin{aligned} \Sigma R^2 &= \Sigma (y - y')^2 && \text{หรือ} \\ &= \Sigma (mx + b - y')^2 \end{aligned}$$

สำหรับการศึกษาค่าบีโอดีที่ระยะเวลาต่าง ๆ n ครั้ง จะได้สมการเป็นรูปทั่ว ๆ ไป

ได้ดังนี้

$$m\Sigma x + nb - \Sigma y' = 0 \quad \text{หรือ}$$

$$\Sigma (L - y) = m\Sigma x - nb$$

และ

$$m\Sigma x^2 + b\Sigma x - \Sigma xy' = 0 \quad \text{หรือ}$$

$$\Sigma x \log (L - y) = m\Sigma x^2 + b\Sigma x$$

Thomas (1937) ได้ประมาณว่าความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการเปลี่ยนแปลงค่าบีโอดี (dy/dt) และค่าบีโอดี (y) นั้น มีลักษณะเป็นเส้นตรงต่างจากที่ได้มีการศึกษาโดย Theriault ตรงที่ช่วงระหว่างค่าบีโอดีนั้นไม่จำเป็นจะต้องเท่ากัน ซึ่งเท่ากับเป็นการพัฒนาหลักการของ Least-Square Technique ให้ง่ายยิ่งขึ้น

ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการเปลี่ยนแปลงค่าบีโอดี และค่าบีโอดี แสดงได้ดังสมการ

$$dy/dt = k (L - Y)$$

จากหลักการของ Least-Square ที่ผลรวมของค่าเบี่ยงเบน ซึ่งเกี่ยวข้องกับค่า L และ k จะได้

$$R = Lk - ky - y'$$

โดยที่

$$y' = dy/dt$$

และผลรวมของค่าเบี่ยงเบนกำลังสองจะต้องมีค่าน้อยที่สุด คือ

$$\Sigma R^2 = \Sigma (a + by - y')^2$$

$$\text{เมื่อ } a = L/k \quad \text{และ}$$

$$b = -k$$

จะได้สมการในรูปทั่ว ๆ ไป 2 สมการ คือ

$$(1) \quad na + b\Sigma y - \Sigma y' = 0 \quad \text{และ}$$

$$(2) \quad a\Sigma y + b\Sigma y^2 - \Sigma yy' = 0$$

ในกรณีนี้จะได้

$$\frac{dy}{dt} = \frac{(y_2 - y_1) \frac{(t_3 - t_2)}{(t_2 - t_1)} + (y_3 - y_2) \frac{(t_2 - t_1)}{(t_3 - t_2)}}{(t_3 - t_1)}$$

สำหรับ slope ที่เวลา t_2 ในช่วงเวลาดังกล่าวนี จะได้ y' จาก

$$\frac{dy}{dt} = \frac{y_3 - y_1}{t_3 - t_1} \quad \text{หรือ} \quad \frac{y_{n+1} - y_{n-1}}{t_{n+1} - t_{n-1}}$$

Moore, Thomas และ Snow (1950) ได้ศึกษาถึงค่าคงที่ซึ่งได้จากการหาค่าบีโอดี มา plot curve กับเวลา ดังแสดงในภาพที่ 2.4

โดยที่ค่าผลรวมของค่าบีโอดีจากการทดลอง (Σy) ทหารด้วยค่าผลรวมของผลคูณระหว่าง เวลา กับค่าบีโอดี (Σty) เป็นค่าซึ่งขึ้นอยู่กับค่า k เท่านั้น curve ดังกล่าวที่ได้จากการศึกษา นำเสียประเภทต่าง ๆ ในสภาวะที่ต่างกัน ซึ่งก็พบว่าจะให้ค่า k ที่ถูกต้องสำหรับค่าบีโอดีของ วันที่ 1, 2, 3, 4, 5, 6 และ 7 วัน

Orford และ Ingram (1953) พบว่า เมื่อ plot ค่าบีโอดี กับค่า logarithm ของเวลา จะได้กราฟเป็นเส้นตรงดังสมการ

$$y_t = m \log t + b$$

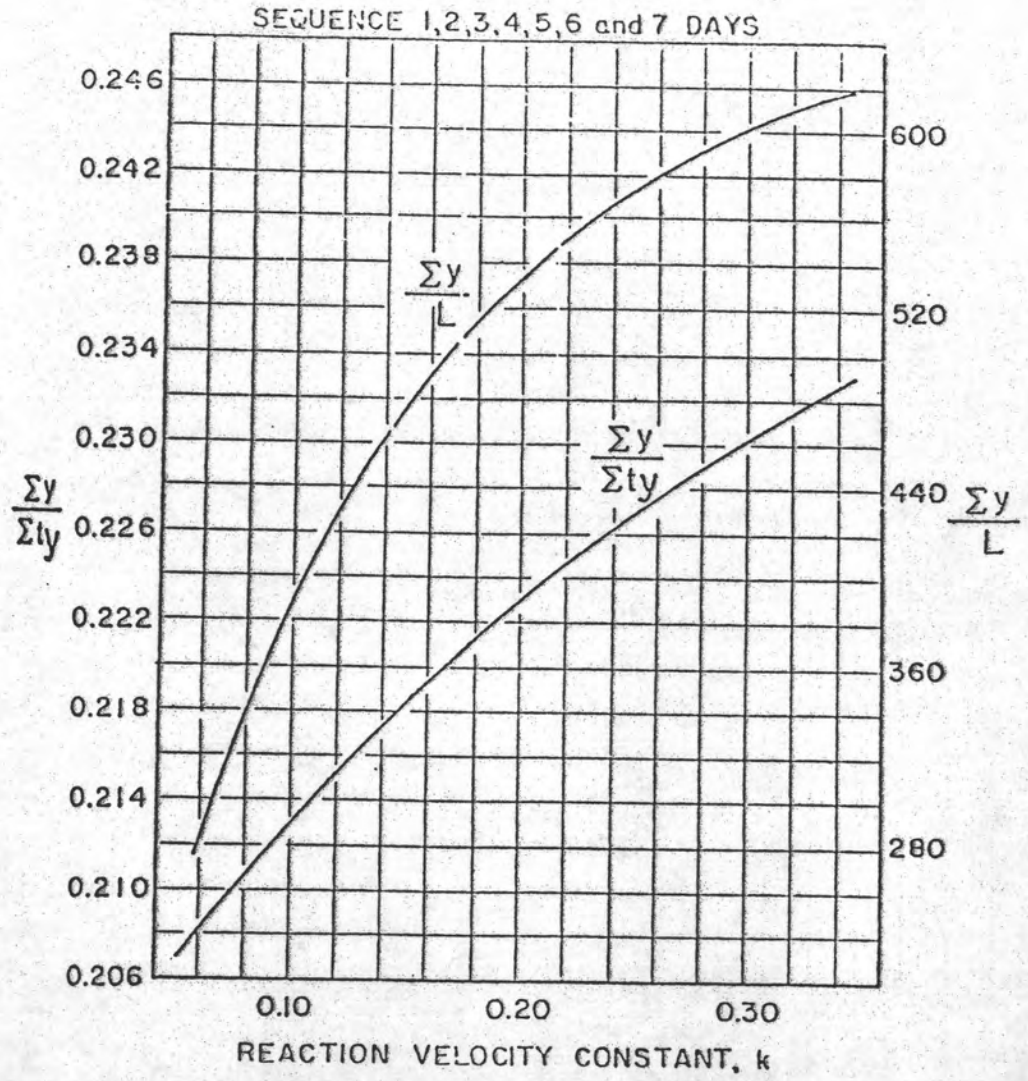
และเมื่อเทียบกับค่าบีโอดีที่สภาวะมาตรฐาน (BOD_5) ในสมการ จะได้

$$y_t = s (M \log t + B)$$

โดยที่

s คือ จุดตัดของ เส้นตรงของค่าบีโอดีที่สภาวะมาตรฐาน

Gaudy และคณะ (1967) ได้ศึกษาจากผลการวิเคราะห์ค่าบีโอดีที่ได้ทำเป็นประจำ พบว่าเมื่อ plot ค่า logarithm ของปริมาณบีโอดีที่ยังคงเหลืออยู่ กับเวลาที่ใช้ในการย่อยสลาย จะให้ค่าเป็นเส้นตรงซึ่งมีความชันลดลง จุดตัดบนแกนของค่าบีโอดีจะแสดงถึงค่า Ultimate BOD, L



ภาพที่ 2.4 Thomas' curve สำหรับการคำนวณหาค่า k_1

Rhame (1956) ได้พัฒนาความสัมพันธ์ระหว่างค่าบีโอดีที่เวลาต่างกัน โดยที่เวลาหนึ่ง เป็นสองเท่าของอีกระยะเวลาหนึ่ง และสามารถแสดงเป็นค่าอัตราการขาดแคลนออกซิเจน (k_1) และปริมาณอินทรีย์สารที่มีอยู่ในน้ำ (L) ดังสมการ

$$k_1 = \frac{1}{T - t} \log \frac{X}{Z - X}$$

$$L = \frac{X^2}{(2X - Z)}$$

เมื่อ

X คือ ค่าบีโอดีที่เวลา t วัน, (มิลลิกรัมต่อลิตร)

Z คือ ค่าบีโอดีที่เวลา $2t$ วัน หรือ T วัน, (มิลลิกรัมต่อลิตร)

สัมประสิทธิ์การเติมออกซิเจน (Reaeration Rate Coefficient, k_2)

ในแหล่งน้ำที่มีคุณภาพดีจะมีปริมาณสารอินทรีย์อยู่ในระดับที่เพียงพอและเหมาะสมต่อการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตในน้ำที่ต้องการใช้ออกซิเจน การเติมออกซิเจนในแหล่งน้ำธรรมชาติจึงมีผลต่อความสมดุลของสิ่งมีชีวิต ดังนั้น ถ้ามีปริมาณสารอินทรีย์ การเติมออกซิเจนก็จะมี ความสำคัญเพิ่มขึ้นด้วย

ปัจจัยที่มีผลต่อการเติมออกซิเจนในน้ำ

- ความเร็วของกระแสน้ำ (Frexes และคณะ, 1984)
- ความลึกของลำน้ำ
- สภาพของลำน้ำ
- อุณหภูมิของน้ำ
- ความเร็วลมที่ผิวน้ำ (Frexes และคณะ, 1984)

อุณหภูมิของน้ำจะมีผลต่อการเคลื่อนไหวของโมเลกุลของออกซิเจน โดยเฉพาะอย่างยิ่งที่ผิวน้ำซึ่งสัมผัสกับอากาศ การที่ความเร็วในการเคลื่อนไหวของโมเลกุลของออกซิเจนเพิ่มขึ้น มีผลทำให้ปริมาณออกซิเจนในน้ำเพิ่มถึงระดับอิ่มตัวเร็วขึ้น การที่อุณหภูมิเพิ่มสูงขึ้นทำให้อัตราการแพร่กระจายของโมเลกุลเพิ่มขึ้น ในขณะที่เดียวกันก็จะทำให้การละลายของออกซิเจนในน้ำลดลงไป

ดังนั้น จึงทำให้เกิดการขาดแคลนออกซิเจนมากขึ้น และความสามารถในการเติมออกซิเจนลดลงด้วย

Churchill และคณะ (1962) ได้พบว่า อัตราการเติมออกซิเจน (k_2) จะเป็นไปตามสมการ

$$k_2 = a \cdot e^{b \cdot t}$$

เมื่อ

a คือ ค่าคงที่ของจุดตัดบนแกน

b คือ ค่าคงที่ของปฏิกิริยา

t คือ อุณหภูมิของน้ำ

จะได้

$$k_2 (t \text{ } ^\circ\text{C}) = 0.4364e^{0.238 \cdot t} \text{ หรือ}$$

$$k_2 (t \text{ } ^\circ\text{C}) = k_2 (20 \text{ } ^\circ\text{C}) 1.0238^{(t - 20)}$$

Adeney และ Becher (1919) พบว่าอัตราการเติมออกซิเจนในแหล่งน้ำเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณออกซิเจนที่ขาดแคลน เมื่อการขาดแคลนออกซิเจนในแหล่งน้ำเกิดมาก ก็จะมีผลทำให้การเติมออกซิเจนเพิ่มขึ้นด้วย

Streeter และ Phelps (1925) ได้พัฒนาแนวความคิดของ Adeney และ Becher เป็นสมการ คือ

$$dD/dt = K_1 L - K_2 D$$

เมื่อ

D คือ ปริมาณออกซิเจนที่ขาดแคลน, (มิลลิกรัมต่อลิตร)

L คือ ultimate oxygen demand (มิลลิกรัมต่อลิตร)

Streeter (1926) ได้พบว่าอัตราการเดิมออกซิเจน (k_2) ยังขึ้นอยู่กับตัวแปรหลายอย่าง ได้แก่ ความเร็วของกระแสน้ำ ความลึกและความชันของร่องน้ำ และความไม่สม่ำเสมอของลำนํ้า ดังสมการ

$$k_2 = C \frac{V^n}{H}$$

เมื่อ

- k_2 คือ สัมประสิทธิ์การเดิมออกซิเจน (วัน^{-1})
 V คือ ความเร็วเฉลี่ยของกระแสน้ำ (ฟุตต่อวินาที)
 H คือ ความลึกเฉลี่ยของลำนํ้า (ฟุต)
 C, n คือ ค่าคงที่ของลำนํ้า ซึ่งขึ้นอยู่กับสภาพของลำนํ้า

O'Connor และ Dobbins (1956) ได้พัฒนาสูตรเพื่อหาค่า k_2 ของลำนํ้าไว้ตามความลึกของลำนํ้าดังนี้

สำหรับลำนํ้าที่มีความลึกน้อยกว่า 5 ฟุต จะมีค่า k_2 ดังสมการ

$$k_2 = \frac{480(D_L^{1/2} S^{1/4})}{H^{5/4}}$$

และสำหรับลำนํ้าที่มีความลึกเกินกว่า 5 ฟุต จะได้

$$k_2 = \frac{127(D_L U)^{1/2}}{H^{3/2}}$$

เมื่อ

- D_L คือ ค่าสัมประสิทธิ์การกระจายของโมเลกุล
 S คือ ความชันของร่องน้ำ
 H คือ ความลึกเฉลี่ยของลำนํ้า (ฟุต)
 U คือ อัตราเร็วเฉลี่ยของกระแสน้ำ (ฟุตต่อวินาที)

Isaacs (1967) ได้ศึกษาในสภาพของลำน้ำจริง พบว่าค่า k_2 มีค่าสัมพันธ์กับที่ Streeter และ Phelps (1926) ได้เสนอไว้ โดยมีค่าเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความเร็วของกระแสน้ำ และมีค่าเป็นสัดส่วนกลับกับค่าความลึกเฉลี่ยของลำน้ำยกกำลัง $3/2$ ซึ่งแสดงดังสมการ

$$k_2 = 0.06339 \times \frac{D_m^{1/2}}{\delta^{1/b} g^{1/b}} \times \frac{V}{H^{3/2}}$$

โดยที่

D_m คือ ค่าคงที่ของการแพร่กระจายของออกซิเจนในน้ำ

δ คือ ค่าความหนืดของน้ำ

V คือ ความเร็วเฉลี่ยของกระแสน้ำ (ฟุตต่อวินาที)

H คือ ความลึกเฉลี่ยของลำน้ำ (ฟุต)

g คือ ค่าคงที่ของแรงโน้มถ่วง (ฟุตต่อวินาที²)



ค่าคงที่ต่าง ๆ นั้น ขึ้นอยู่กับสภาพความขรุขระของพื้นผิวท้องน้ำ ซึ่งมีผลต่อความเร็วของกระแสน้ำ โดยพบว่ามีความเป็น

$$k_2 (20^\circ\text{C}) = \frac{C V}{H^{3/2}}$$

ค่าเฉลี่ยของความขรุขระของผิวท้องน้ำหลายประเภท จะมีค่าคงที่ C โดยเฉลี่ยเท่ากับ 2.833 ซึ่งจะได้

$$k_2 (20^\circ\text{C}) = \frac{2.833 V}{H^{3/2}}$$

Churchill และ Buckingham (1956) ได้ศึกษาสัมประสิทธิ์การเค็มออกซิเจน (k_2) ของแม่น้ำหลายสายในบริเวณประเทศฝรั่งเศส โดยทำการวัดปริมาณออกซิเจนละลายในน้ำที่เวลาต่าง ๆ กัน ตลอดพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำ ภายในระยะเวลาที่ทำการศึกษาคือ 24 ชั่วโมง พบว่าค่า k_2 มีค่าดังสมการ

$$k_2 = \frac{\log D_2 - \log D_1}{t_2 - t_1}$$

โดยที่

D_2 คือ ปริมาณออกซิเจนที่ขาดแคลนที่เวลา t_2

D_1 คือ ปริมาณออกซิเจนที่ขาดแคลนที่เวลา t_1

แต่ค่า k_2 ดังกล่าวเป็นค่าที่หาได้จริงในภาคสนาม ซึ่งจำเป็นจะต้องมีการวัดปริมาณออกซิเจนละลายในน้ำ (D_0) ให้มีค่าที่ถูกต้องมากที่สุด และทำการวัด D_0 ทั้งในแนวตั้ง (vertical) และแนวนอน (horizontal) ของพื้นที่หน้าตัดเป็นระยะเวลาต่อเนื่องกัน เพื่อนำมาใช้ในการคำนวณหาค่า k_2 ดังกล่าว

Churchill และคณะ (1962) ได้พัฒนาสูตรที่ใช้คำนวณหาค่า k_2 ให้ง่ายยิ่งขึ้น และให้ผลที่ถูกต้องด้วย จากสมการต่าง ๆ ถึง 19 สมการ จนได้ค่า k_2 จาก

$$k_2 (20^\circ\text{C}) = \frac{V^{0.969}}{R^{1.763}}$$

โดยที่

V คือ ความเร็วเฉลี่ยของกระแส น้ำ (ฟุตต่อวินาที)

R คือ ความลึกเฉลี่ยของลำน้ำ (ฟุต)

Krenkel และ Orlob (1962) ได้สร้างสมการเพื่อหาค่า k_2 ดังนี้

$$k_2 (20^\circ\text{C}) = (4.302 \times 10^{-5}) \eta_L^{1.5} h^{-1.915}$$

โดยที่

D_L คือ longitudinal mixing coefficient (ตารางฟุตต่อวินาที)

h คือ ความลึกเฉลี่ยของลำน้ำ (ฟุต)

Owens, Edward และ Gibbs (1964) ได้สร้างสมการเพื่อหาค่า k_2 ดังนี้

$$k_2 (20^\circ\text{C}) = 9.4 V^{0.67} h^{-1.85}$$

โดยที่

V คือ ความเร็วเฉลี่ยของกระแสน้ำ (ฟุตต่อวินาที)

h คือ ความลึกเฉลี่ยของลำน้ำ (ฟุต)

สมการดังกล่าวเหมาะสำหรับลำน้ำที่มีความลึกของลำน้ำอยู่ในช่วงระหว่าง 0.4 ถึง 11.0 ฟุต และความเร็วของกระแสน้ำอยู่ในช่วงระหว่าง 0.1 ถึง 5.0 ฟุตต่อวินาที

จากการศึกษาวิจัยของ Negulescu และ Rojanski (1969) สามารถสร้างเป็นสมการหาค่า k_2 ได้ดังนี้

$$k_2 = 0.0153 D_L \frac{V^{1.53}}{h}$$

โดยที่

$$D_L = 310 (V/h)^{-0.78} \text{ (cm}^2\text{/sec)}$$

h คือ ความลึกของลำน้ำ โดยลึกไม่เกิน 0.5 เมตร

V คือ ความเร็วของกระแสน้ำ (เมตรต่อวินาที)

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (Mathematical Model)

แบบจำลอง (Model) เป็นกระบวนการที่ใช้แสดงและอธิบายความสัมพันธ์ระหว่างระบบนิเวศที่สำคัญต่าง ๆ และมีปฏิสัมพันธ์กัน แบบจำลองที่ใช้กันทั่ว ๆ ไปมี 3 ประเภท คือ

1. แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (Mathematical Model) อาศัยสมการทางคณิตศาสตร์ต่าง ๆ มาคำนวณ เพื่อแสดงสภาวะต่าง ๆ ของสภาพแวดล้อม
2. แบบจำลองทางกายภาพ (Physical Model) เป็นการจำลองขนาดของพื้นที่ที่จะทำการศึกษาให้มีขนาดเล็กลงในสภาวะต่าง ๆ ที่เหมือนกัน

3. แบบจำลองที่อาศัยคอมพิวเตอร์ (Analog Model) อาศัยหลักการทางกลศาสตร์ และอิเล็กทรอนิกส์ เพื่อคำนวณแบบจำลองทางกายภาพที่มีขนาดใหญ่ และ/หรือแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ต่าง ๆ ที่มีความซับซ้อนมาก

ประเภทของแบบจำลอง เมื่อจำแนกตามมิติของแบบจำลอง จะแบ่งได้เป็น

1. แบบจำลองหนึ่งมิติ (One-dimensional Model) นิยมใช้สำหรับลำธารน้ำไหลทั่วไป โดยมีการจำลองในทิศทางเดียวกันกับทิศทางการไหลของน้ำ โดยถือว่ามีการกระจายของสารต่าง ๆ ในน้ำอย่างสม่ำเสมอ ตลอดความกว้างและความลึกของลำน้ำ

2. แบบจำลองสองมิติ (Two-dimensional Model) มักจะใช้กับแม่น้ำขนาดใหญ่ ซึ่งมีลักษณะของลำน้ำไม่สม่ำเสมอในแนวขวาง (horizontal) และแนวยาว (lateral)

3. แบบจำลองสามมิติ (Three-dimensional Model) ใช้สำหรับแหล่งน้ำที่มีการเปลี่ยนแปลงในทั้งสามมิติของลำน้ำ ซึ่งจำเป็นจะต้องอาศัยข้อมูลที่เฉพาะเจาะจงเป็นจำนวนมาก

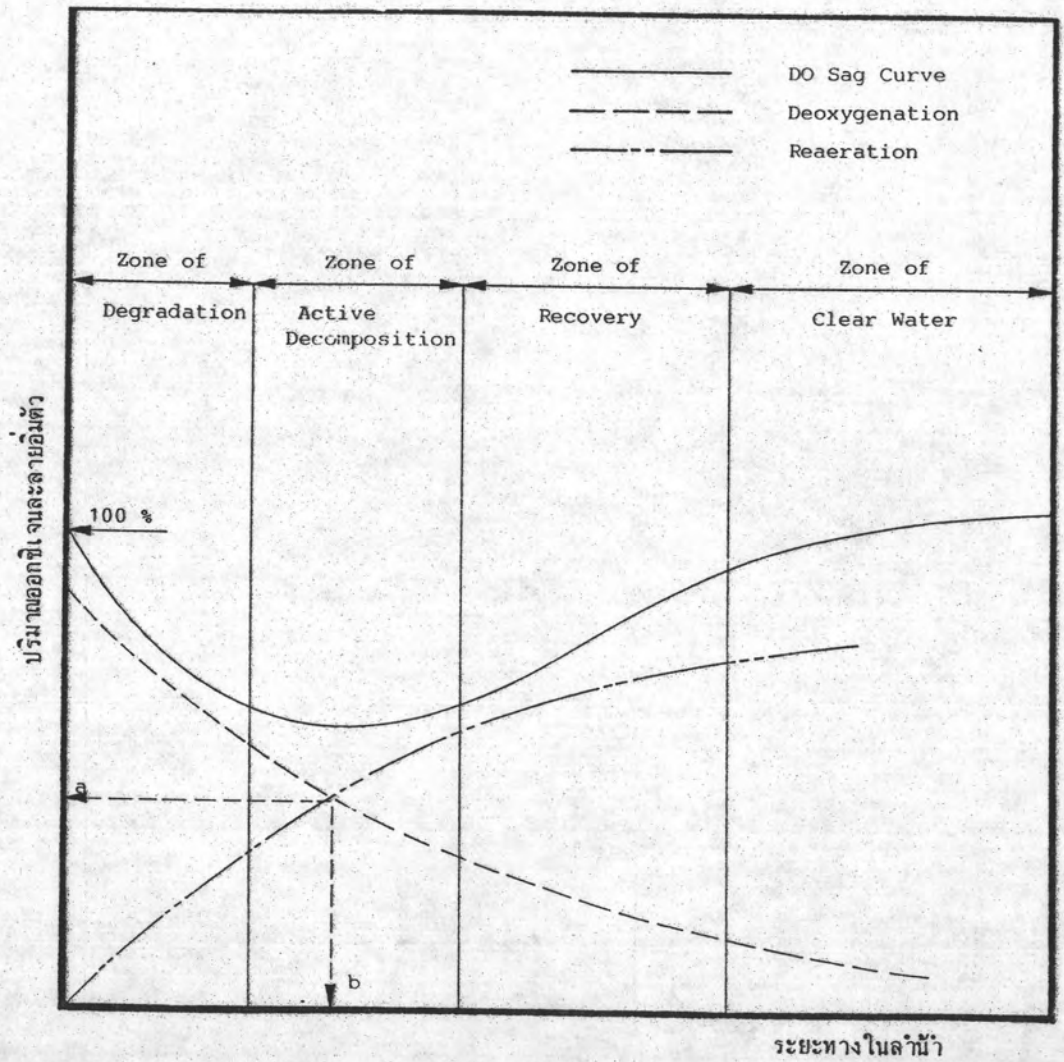
ประโยชน์ของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ สำหรับการจัดการคุณภาพน้ำในลำน้ำ

1. เพื่อใช้คาดการณ์คุณภาพน้ำ เช่น ปริมาณบีโอดี ปริมาณออกซิเจนที่ละลายในน้ำว่าจะมีการเปลี่ยนแปลงในแต่ละจุดอย่างไร

2. เพื่อใช้หาปริมาณสูงสุดของ BOD loading ที่ลำน้ำจะสามารถรับได้

3. เพื่อใช้หาราคาบำบัดน้ำเสียรวมต่ำสุด เพื่อกำหนดชนิด ขนาด และประสิทธิภาพของการบำบัด เพื่อให้ได้คุณภาพน้ำทั้งตามมาตรฐานที่กำหนดไว้

โดยปกติแหล่งน้ำตามธรรมชาติจะมีความสามารถในการฟอกตัวเองให้สะอาดและมีคุณภาพดีขึ้น ที่เรียกว่า natural self-purification หรือ waste assimilative capacity ซึ่งขึ้นอยู่กับสภาพของลำน้ำ ปริมาณสารอินทรีย์ และระยะเวลา โดยสามารถแสดงได้เป็น Dissolved Oxygen Sag Curve (DO Sag Curve) และแบ่งลำน้ำได้เป็น 4 เขต (zone) คือ (ดังแสดงในภาพที่ 2.5)



ภาพที่ 2.5 แสดง DO Sag Curve

a คือ ปริมาณออกซิเจนที่ถูกใช้ไปมากที่สุด

b คือ จุดวิกฤต (critical point)

ที่มา : ดัดแปลงจาก Nemerow, N. L., (1974), Scientific Stream Pollution Analysis

1. Zone of Degradation เป็นเขตที่มีการใช้ออกซิเจนในการย่อยสลายอินทรีย์สารโดยจุลินทรีย์

2. Zone of Active Decomposition เป็นเขตที่มีการเกิดจุดวิกฤตของมลภาวะทางน้ำขึ้น โดยมีค่าปริมาณออกซิเจนละลายในน้ำลดลงต่ำที่สุด

3. Zone of Recovery เป็นเขตที่มีการเติมออกซิเจนลงสู่แหล่งน้ำเพิ่มขึ้น ทำให้มีปริมาณออกซิเจนละลายในน้ำเพิ่มขึ้นด้วย

4. Zone of Clear Water เป็นเขตที่แหล่งน้ำมีการกลับคืนสู่สภาวะปกติ

Streeter และ Phelps (1925) ได้สร้าง oxygen sag curve จากแนวความคิด ดังสมการ

$$dD/dt = K_1 L - K_2 D$$

โดยที่ในเทอมแรก ($K_1 L$) แสดงถึงการลดลงของปริมาณออกซิเจนในน้ำ โดยมีค่าเพิ่มขึ้น เป็นสัดส่วนกับปริมาณบีโอดีที่ยังคงเหลืออยู่ (L) และอัตราการใช้ออกซิเจน (K_1)

สำหรับเทอมที่สอง ($-K_2 D$) แสดงถึงการเพิ่มขึ้นของปริมาณออกซิเจนในน้ำ โดยที่อัตราการขาดแคลนออกซิเจนจะลดลงตามปริมาณออกซิเจนที่ขาดแคลน (D) และอัตราการเติมออกซิเจน (K_2) ซึ่งก็ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของน้ำ ความลึกของลำน้ำ ความเร็วของกระแสน้ำ และสภาพของลำน้ำ เช่นเดียวกับค่าอัตราการขาดแคลนออกซิเจน (K_1)

เมื่อทำการ integrate สมการข้างบนจะได้ Streeter & Phelps Model

$$D_t = \frac{K_1 L_a}{K_2 - K_1} (e^{-K_1 t} - e^{-K_2 t}) + D_a \cdot e^{-K_2 t}$$

โดยที่

D_t คือ ปริมาณออกซิเจนที่ขาดแคลนที่ท้ายน้ำ

L_a คือ ultimate BOD ที่ต้นน้ำ

D_a คือ ปริมาณออกซิเจนที่ขาดแคลนที่ต้นน้ำ

และที่เวลา t_c จะทำให้ปริมาณออกซิเจนละลายในบริเวณท้ายน้ำมีค่าน้อยที่สุด

ตั้งสมการ

$$t_c = \frac{1}{K_2 - K_1} \ln \frac{K_2}{K_1} \left[1 - \frac{r_a (K_2 - K_1)}{K_1 L_a} \right]$$

และปริมาณออกซิเจนละลายที่น้อยที่สุดจะสามารถคำนวณได้จาก

$$DO_{\min} = DO_{\text{sat}} - \left(\frac{K_2}{K_1} L_a \cdot e^{-K_1 t_c} \right)$$



แบบจำลองหนึ่งมิติของ Streeter & Phelps จะอยู่ภายใต้สมมติฐานที่ว่า

- ค่า K_1 , K_2 และ T จะคงที่ตลอดลำน้ำที่ศึกษา
- ลักษณะหน้าตัดของลำน้ำจะต้องค่อนข้างคงที่
- ค่า carbonaceous BOD : เท่านั้นที่จะมีผลต่อปริมาณออกซิเจนละลาย
- การเติมอากาศของน้ำจะได้จากอากาศเท่านั้น

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของ Streeter & Phelps ยังสามารถกระจายถึงปัจจัย

ต่าง ๆ ที่มีผลต่อปริมาณออกซิเจนในน้ำได้ ตั้งสมการ

$$d DO/dt = K_{1c} L_c - K_{1n} L_n - B - R + P + K_2 (DO_s - DO)$$

เมื่อ

L_c คือ ultimate carbonaceous BOD

L_n คือ ultimate nitrogenous BOD

K_{1c} คือ ค่าคงที่ของอัตราการย่อยสลาย carbonaceous BOD

K_{1n} คือ ค่าคงที่ของอัตราการย่อยสลาย nitrogenous BOD

B คือ การใช้ออกซิเจนในการย่อยสลาย benthic material

R คือ ปริมาณออกซิเจนที่ใช้ในการหายใจของสาหร่ายและพืชน้ำอื่น ๆ

ในช่วงเวลากลางคืน

P คือ ปริมาณออกซิเจนจากการสังเคราะห์แสงของสาหร่ายและพืชน้ำอื่น ๆ

ในช่วงเวลากลางวัน

Fair (1939) ได้ใช้ค่าอัตราส่วนระหว่าง k_2/k_1 เรียกว่า f ratio เป็นค่าสำหรับจำแนกสภาพของแหล่งน้ำในแต่ละแห่ง และพบว่า f จะมีค่าลดลงประมาณ 3 เปอร์เซ็นต์ ทุกอุณหภูมิที่เพิ่มขึ้น 1 องศาเซลเซียส และเมื่อใช้ค่า f แทนใน Streeter & Phelps Model จะได้

$$t_c = \frac{1}{k_1(f-1)} \log \left[1 - (f-1) \frac{D_a}{L_a} \right]$$

Thomas (1948) ได้ดัดแปลง oxygen sag curve ของ Streeter & Phelps Model ให้อยู่ในรูปแบบที่ค่อนข้างทั่วไป คือ

$$D = \frac{k_1 L_a}{k_2 - k_1 - k_3} \left[10^{-(k_1 + k_3)t} - 10^{-k_2 t} \right] + D_a - 10^{-k_2 t}$$

โดยที่

k_3 คือ ค่าสัมประสิทธิ์การย่อยสลายโดยการตกตะกอน (วัน^{-1})

Velz, C. J. (1970) ได้พัฒนาการศึกษาของ Streeter และ Phelps โดยพบว่า ค่าสัมประสิทธิ์การเติมออกซิเจนจะมีค่าเปลี่ยนแปลงไปตามความเร็วของกระแส น้ำและความลึกของร่องน้ำ

Lohani และ Todino (1984) ได้สร้างแบบจำลองของคุณภาพน้ำสำหรับแม่น้ำเจ้าพระยา ที่เรียกว่า Water Quality Index (WQI) ซึ่งอาศัยข้อมูลทางสถิติของ parameter ต่าง ๆ ที่ได้มีการศึกษาไว้ มาคำนวณและวิเคราะห์โดยอาศัยเทคนิคการวิเคราะห์เป็นกลุ่ม (cluster type analysis) โดยที่ parameter ของแต่ละกลุ่มจะแสดงถึงคุณภาพน้ำในด้านต่าง ๆ กัน และกลุ่มของ parameter ยังแตกต่างกันตามความสกปรกของแหล่งน้ำด้วย

นอกจากนี้ ยังมี model ที่ได้มีการศึกษาถึงคุณภาพน้ำภายในแหล่งน้ำธรรมชาติและอ่างเก็บน้ำต่าง ๆ อีกมาก (Bohac และ Poppe, 1982 และ Bohac, 1985) ซึ่งส่วนใหญ่จะมีการคำนวณที่ซับซ้อนยุ่งยาก และต้องอาศัยคอมพิวเตอร์ที่มีความสามารถสูง เข้าช่วยในการคำนวณ สำหรับ model ต่าง ๆ

สถานการณ์แม่น้ำน่านในปัจจุบัน

แม่น้ำน่านมีต้นกำเนิดมาจากเทือกเขาในจังหวัดน่าน ไหลผ่านจังหวัดอุตรดิตถ์ ซึ่งมีโครงการพัฒนาลุ่มแม่น้ำน่านที่สำคัญ คือ เขื่อนสิริกิติ์ เป็นเขื่อนหินทิ้งขนาดใหญ่ที่สุดในประเทศไทย สร้างเสร็จเมื่อ พ.ศ. 2515 เพื่อให้ประโยชน์เป็นเขื่อนเอนกประสงค์ ตั้งอยู่ที่อำเภอท่าปลา จังหวัดอุตรดิตถ์ ห่างจากอำเภอเมืองไปทางทิศตะวันออกประมาณ 58 กิโลเมตร อ่างเก็บน้ำสิริกิติ์มีขนาดกักเก็บน้ำสูงสุดประมาณ 10,550 ล้านลูกบาศก์เมตร มีกำลังผลิตกระแสไฟฟ้าได้ 375 เมกกะวัตต์ แม่น้ำน่านมีความกว้างเฉลี่ย 100 ถึง 150 เมตร และความลึกเฉลี่ย 1.2 ถึง 1.7 เมตร สภาพการใช้ที่ดินบริเวณลุ่มน้ำน่านส่วนใหญ่เป็นป่าไม้ร้อยละ 32 หรือประมาณ 4,225 ตารางกิโลเมตร และมีอัตราการชะล้างพังทลายของดิน (soil erosion) ค่อนข้างสูงประมาณ 2 ถึง 10 ตันต่อไร่ต่อปี (สมาน พานิชพงศ์ และ โสภณ ชมชาญ, 2529)

จากการศึกษาของ สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์ (2529) เกี่ยวกับคุณภาพของน้ำผิวดิน ในโครงการศึกษาผลกระทบสิ่งแวดล้อมภายหลังการสร้างเขื่อนภูมิพลและเขื่อนสิริกิติ์ของการไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย โดยสถาบันวิจัยสังคม จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ระหว่างเดือนเมษายน พ.ศ. 2528 ถึงเดือนมีนาคม พ.ศ. 2529 ปรากฏว่า คุณภาพน้ำของสถานีเก็บตัวอย่างน้ำทั้ง 7 แห่งในแม่น้ำน่าน (ตารางที่ 2.1) ตลอดระยะเวลาที่ทำการศึกษารวม 12 เดือน โดยทำการศึกษารูปแบบเปลี่ยนแปลงลักษณะสมบัติต่าง ๆ ของน้ำในแม่น้ำน่านตามฤดูกาลของน้ำเป็น 3 ช่วง คือ ช่วงที่มีปริมาณน้ำมาก ปริมาณน้ำน้อย และปริมาณน้ำปานกลาง

คุณภาพน้ำทางกายภาพ

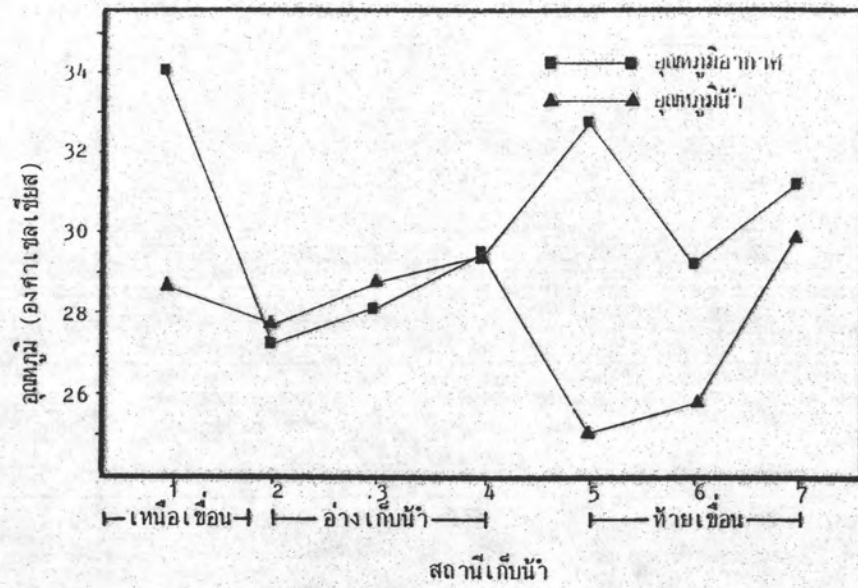
1. อุณหภูมิ

อุณหภูมิของอากาศและน้ำภายในบริเวณอ่างเก็บน้ำสิริกิติ์ มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 25.1 ถึง 30.3 องศาเซลเซียส ดังแสดงในภาพที่ 2.6 ถึง 2.8 ซึ่งอุณหภูมิของน้ำมีการเปลี่ยนแปลงไปตามอุณหภูมิของอากาศ และค่อนข้างคงที่ภายในบริเวณเหนืออ่างเก็บน้ำสิริกิติ์ ในฤดูร้อนจะเกิดการแบ่งชั้นของน้ำอันเนื่องมาจากอุณหภูมิ (Thermal Stratification) ภายในอ่างเก็บน้ำ คือ ชั้น epilimnion จากผิวน้ำถึงระดับความลึก 18 เมตร

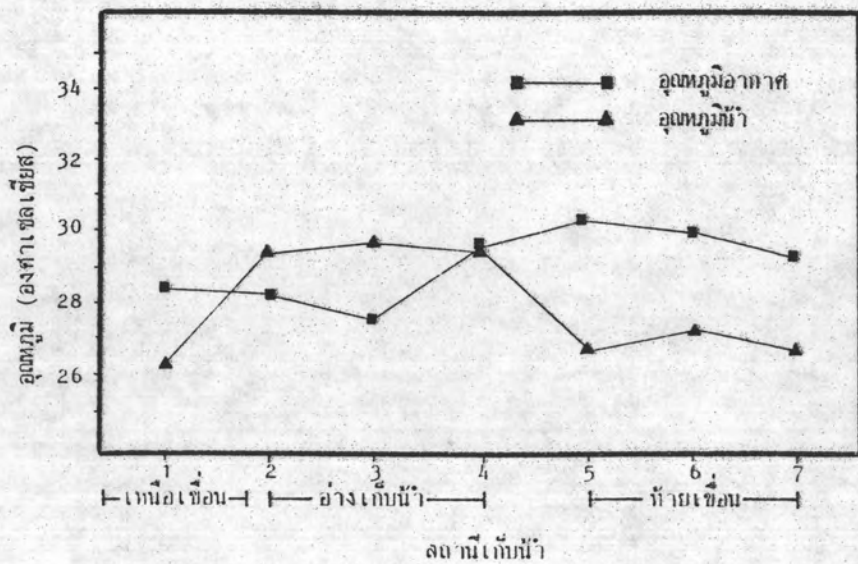
ตารางที่ 2.1 แสดงจุดเก็บตัวอย่างน้ำในโครงการสิริกิติ์

สถานีเก็บตัวอย่างน้ำ	สถานที่ตั้ง	บริเวณ
1	สะพานอำเภอสาง จังหวัดน่าน	เหนืออ่างเก็บน้ำ
2	ห้วยลาด	ภายในอ่างเก็บน้ำ
3	ห้วยวังช้าง	ภายในอ่างเก็บน้ำ
4	หน้า เขื่อนสิริกิติ์	ภายในอ่างเก็บน้ำ
5	สะพานใกล้ที่ทำการ เขื่อน	ท้าย เขื่อนสิริกิติ์
6	บ้านผาเต่า จังหวัดอุตรดิตถ์	ท้าย เขื่อนสิริกิติ์
7	อำเภอมือง จังหวัดอุตรดิตถ์	ท้าย เขื่อนสิริกิติ์

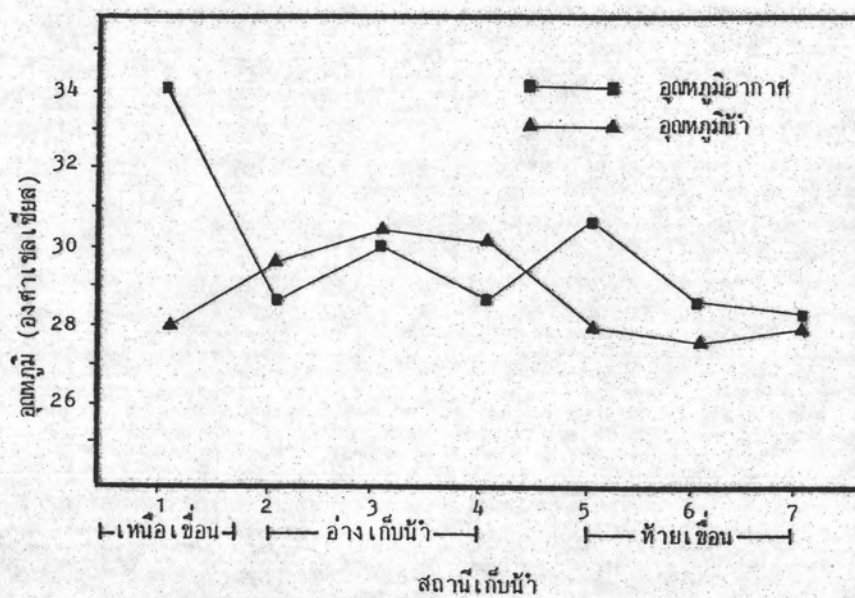
ที่มา : คร. สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529



ภาพที่ 2.6 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของน้ำและอากาศในช่วงน้ำน้อย (สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.7 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของน้ำและอากาศในช่วงน้ำปานกลาง (สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.8 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของน้ำและอากาศในช่วงน้ำมาก
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)

ชั้น thermocline ที่ระดับความลึก 18 เมตร ถึง 20 เมตร และชั้น hypolimnion ที่ความลึกมากกว่า 20 เมตร แต่การแบ่งชั้นของน้ำดังกล่าวไม่มีผลต่อคุณภาพน้ำแต่ประการใด

2. การนำไฟฟ้า (Conductivity)

เป็นการวัดค่าความสามารถในการนำไฟฟ้าของน้ำ ซึ่งขึ้นอยู่กับชนิดและจำนวนของไอออนที่มีอยู่ในน้ำ การเปลี่ยนแปลงค่าการนำไฟฟ้าของน้ำภายในอ่างเก็บน้ำสิริกิติ์ ดังแสดงในภาพที่ 2.9 มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 180 ถึง 328 ไมโครโมห์ต่อเซนติเมตร

3. ของแข็ง (Solids)

ภาพที่ 2.10 ถึง 2.12 แสดงการเปลี่ยนแปลงปริมาณของแข็งภายในบริเวณอ่างเก็บน้ำสิริกิติ์ พบว่าปริมาณตะกอนแขวนลอย (Suspended Solids) ในน้ำลดลงอย่างมีนัยสำคัญเมื่อเข้าสู่ภายในอ่างเก็บน้ำ เนื่องจากมีระยะเวลาที่นานพอจะให้ตะกอนแขวนลอยจมตัวลง ปริมาณตะกอนแขวนลอยที่ลดลงมีผลทำให้ปริมาณของแข็งทั้งหมด (Total Solids) ลดลงด้วย แต่ก็ไม่มีผลต่อปริมาณของแข็งที่ละลายในน้ำ (Dissolved Solids)

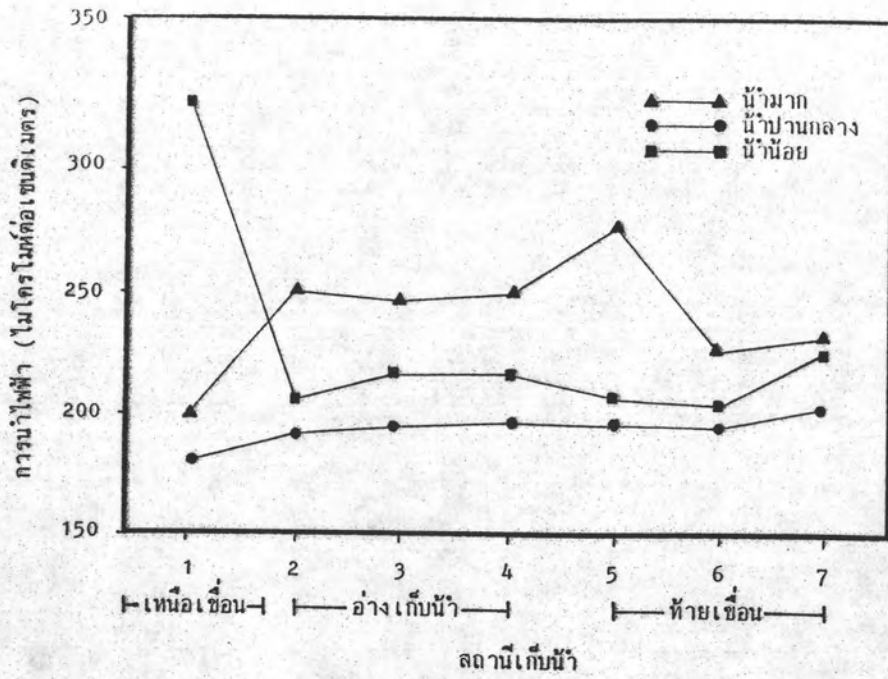
คุณภาพน้ำทางเคมี

1. pH

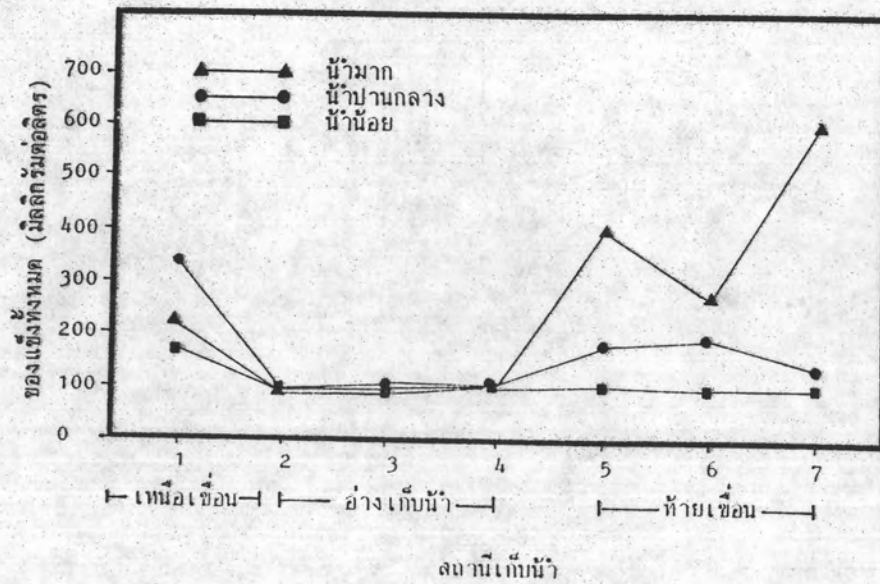
pH ของน้ำในบริเวณเหนือน้ำของอ่างเก็บน้ำสิริกิติ์ และบริเวณท้ายน้ำจากเขื่อนสิริกิติ์ลงมา มีค่า pH ของน้ำต่ำกว่าที่ผิวน้ำภายในบริเวณอ่างเก็บน้ำ เนื่องจากสาหร่ายบริเวณผิวน้ำมีการใช้คาร์บอนไดออกไซด์ในการสังเคราะห์แสงเวลากลางวัน และคายก๊าซออกซิเจน โดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 7.4 ถึง 8.6 และ pH จะมีค่าลดลงได้ในช่วงเวลากลางคืน ภาพที่ 2.13 แสดงการเปลี่ยนแปลงค่า pH ของน้ำ

2. ความเป็นด่าง (Alkalinity)

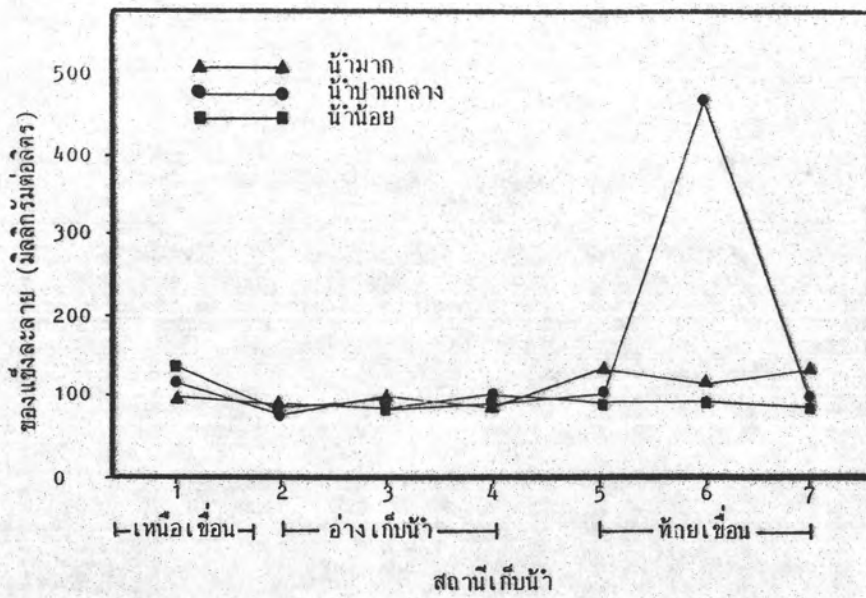
ภาพที่ 2.14 แสดงการเปลี่ยนแปลงของค่าความเป็นด่างของน้ำ พบว่ามีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 70 ถึง 93 มิลลิกรัมต่อลิตร ในรูปของ CaCO_3 ซึ่งค่าดังกล่าวอยู่ในช่วงปกติของน้ำในธรรมชาติ และมีความเหมาะสมสำหรับการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตในน้ำอยู่แล้ว



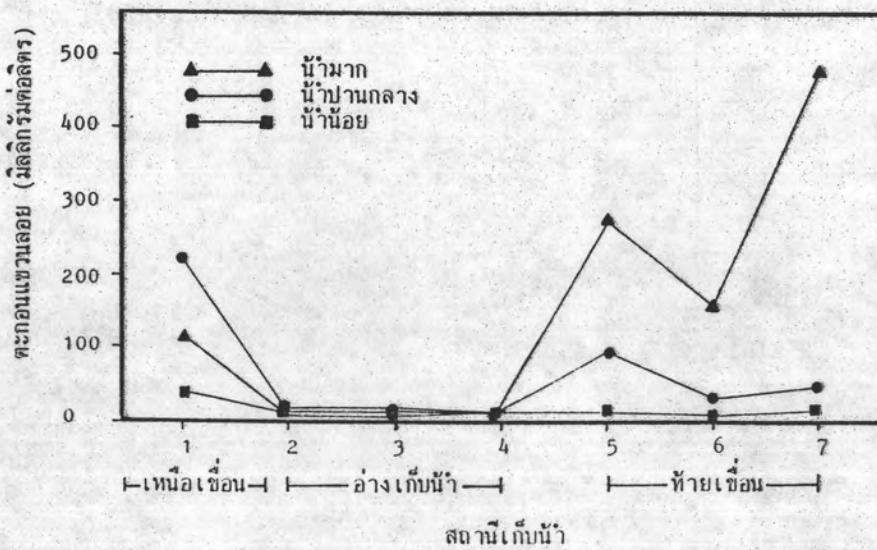
ภาพที่ 2.9 การเปลี่ยนแปลงค่าการนำไฟฟ้าของน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตदानนท์, 2529)



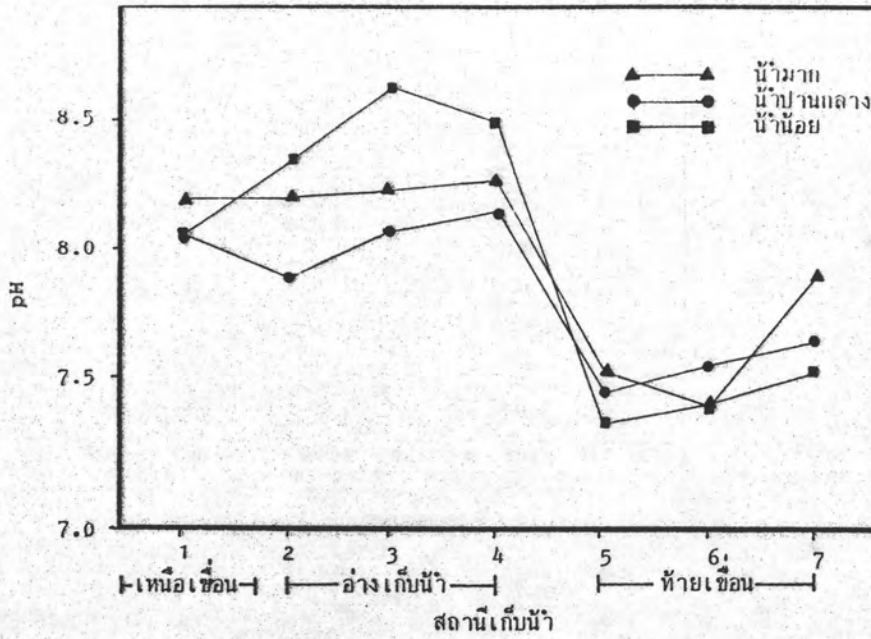
ภาพที่ 2.10 การเปลี่ยนแปลงปริมาณของแข็งทั้งหมดในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตदानนท์, 2529)



ภาพที่ 2.11 การเปลี่ยนแปลงปริมาณของแข็งที่ละลายในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)

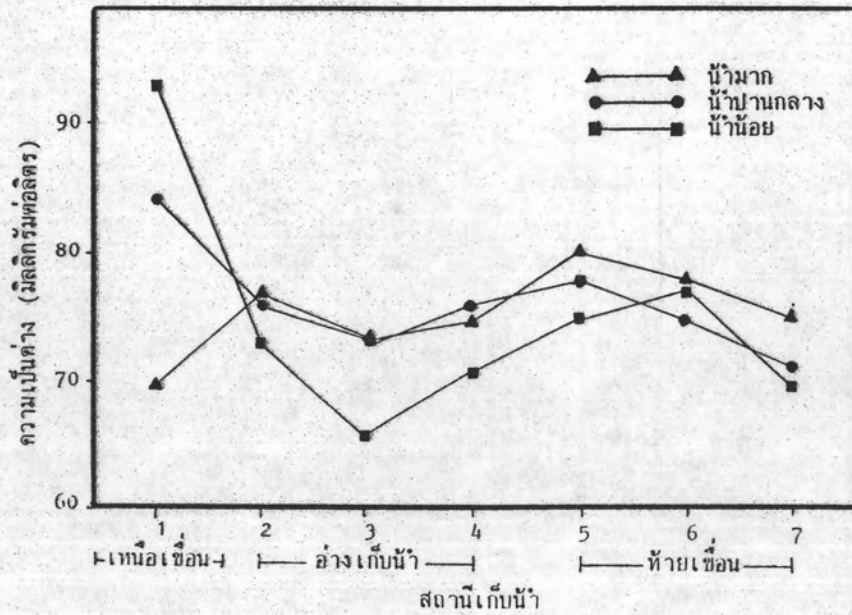


ภาพที่ 2.12 การเปลี่ยนแปลงปริมาณตะกอนแขวนลอยในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.13 การเปลี่ยนแปลงค่า pH ของน้ำ

(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.14 การเปลี่ยนแปลงค่าความเป็นด่างของน้ำ

(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)

3. คาร์บอนไดออกไซด์ (Carbondioxide)

ปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ที่มีอยู่ภายในอ่างเก็บน้ำสิริกิติ์ มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 1.6 ถึง 4.7 มิลลิกรัมต่อลิตร ซึ่งมีค่าค่อนข้างต่ำกว่าที่บริเวณเหนืออ่างเก็บน้ำและบริเวณท้ายเขื่อน เนื่องจากสาหร่ายและพืชน้ำที่มีอยู่มีการใช้คาร์บอนไดออกไซด์ในการสังเคราะห์แสงช่วงเวลากลางวัน ในขณะที่เดียวกันก็มีการคายกาซออกซิเจนออกมา และในช่วงเวลากลางคืนก็จะมีลักษณะในทางตรงกันข้าม สำหรับน้ำที่ถูกปล่อยออกจากเขื่อนสู่ทางท้ายน้ำก็จะมีปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์เพิ่มขึ้น เนื่องจากก็มีการถ่ายเทกาซคาร์บอนไดออกไซด์จากผิวน้ำขึ้นสู่อากาศด้วย การเปลี่ยนแปลงปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ในน้ำได้แสดงในภาพที่ 2.15

4. คลอไรด์ (Chloride)

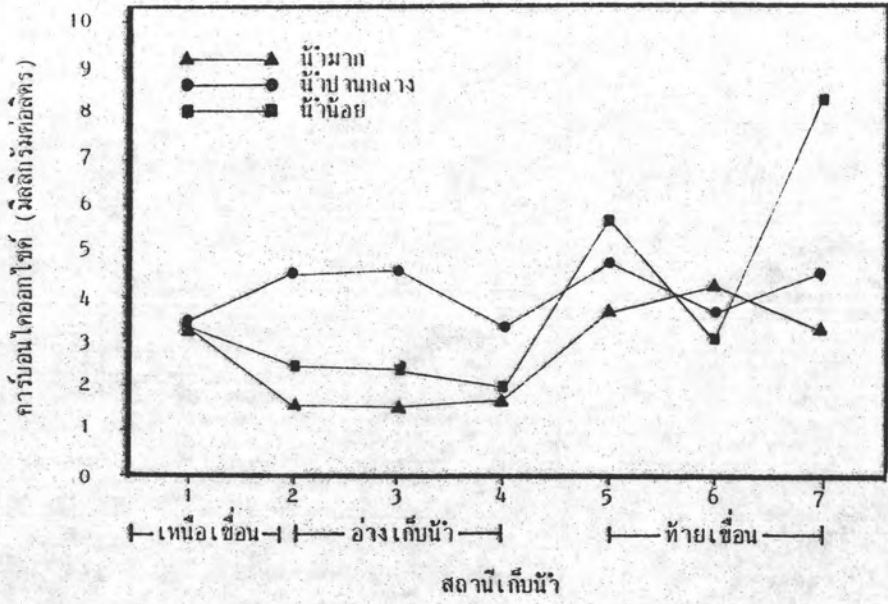
ปริมาณคลอไรด์ของน้ำภายในอ่างเก็บน้ำมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 1.3 ถึง 22.2 มิลลิกรัมต่อลิตร ปริมาณคลอไรด์ที่เพิ่มขึ้นในช่วงท้ายน้ำภายหลังเขื่อนสิริกิติ์ เนื่องจากมีการปล่อยน้ำเสียสู่แหล่งน้ำมากขึ้น ทำให้มีปริมาณคลอไรด์ในน้ำขึ้นด้วย ภาพที่ 2.16 แสดงการเปลี่ยนแปลงปริมาณคลอไรด์ในน้ำ

5. ซัลเฟต (Sulphate)

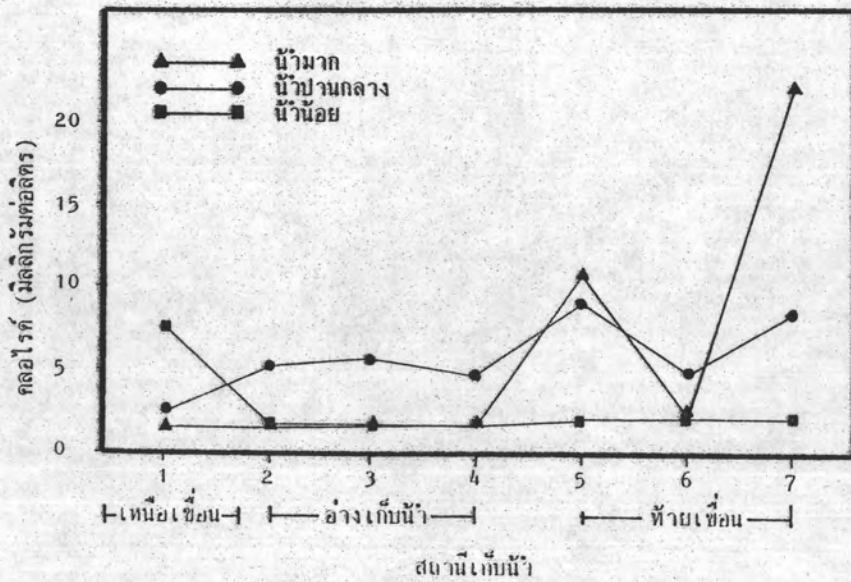
ปริมาณซัลเฟตในน้ำมีลักษณะคล้ายคลอไรด์ คือ มีปริมาณค่อนข้างต่ำ มีค่าอยู่ในช่วง 1.5 ถึง 9.9 มิลลิกรัมต่อลิตร และปริมาณซัลเฟตของน้ำภายในบริเวณอ่างเก็บน้ำก็มีปริมาณต่ำกว่าที่บริเวณเหนืออ่างเก็บน้ำและบริเวณท้ายเขื่อนลงมา การเปลี่ยนแปลงของปริมาณซัลเฟต แสดงในภาพที่ 2.17

6. ไนเตรท (Nitrate)

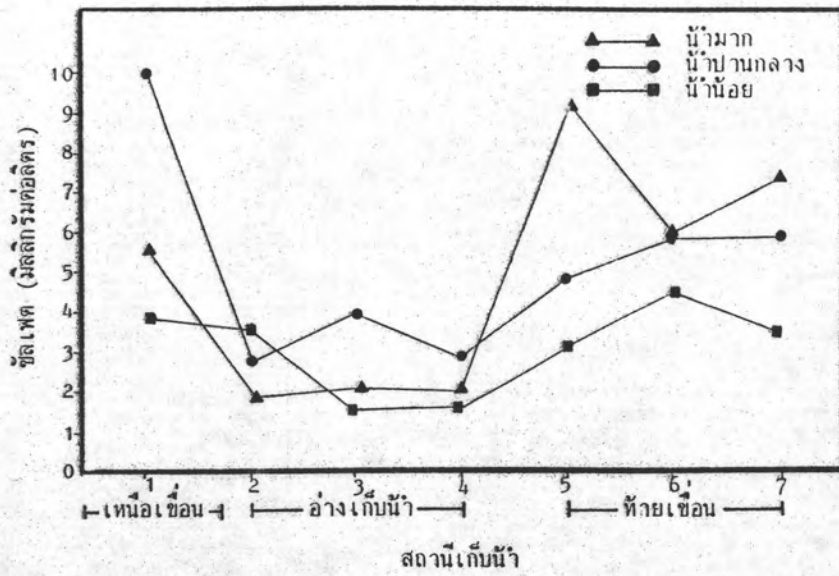
ปริมาณไนเตรทมีค่าแปรเปลี่ยนอยู่ในช่วงระหว่าง 0.01 ถึง 0.30 มิลลิกรัมต่อลิตร โดยมีปริมาณภายในอ่างเก็บน้ำน้อยกว่าที่บริเวณเหนืออ่างเก็บน้ำและที่บริเวณท้ายเขื่อน เนื่องจากพืชน้ำที่อยู่ภายในอ่างเก็บน้ำสามารถเปลี่ยนไนเตรทไปเป็นโปรตีนได้ และไนเตรทบางส่วนยังมีการเปลี่ยนแปลงไปเป็นกาซไนโตรเจนได้ที่ผิวน้ำโดยจุลินทรีย์ด้วย ภาพที่ 2.18 แสดงการเปลี่ยนแปลงปริมาณไนเตรทในน้ำ



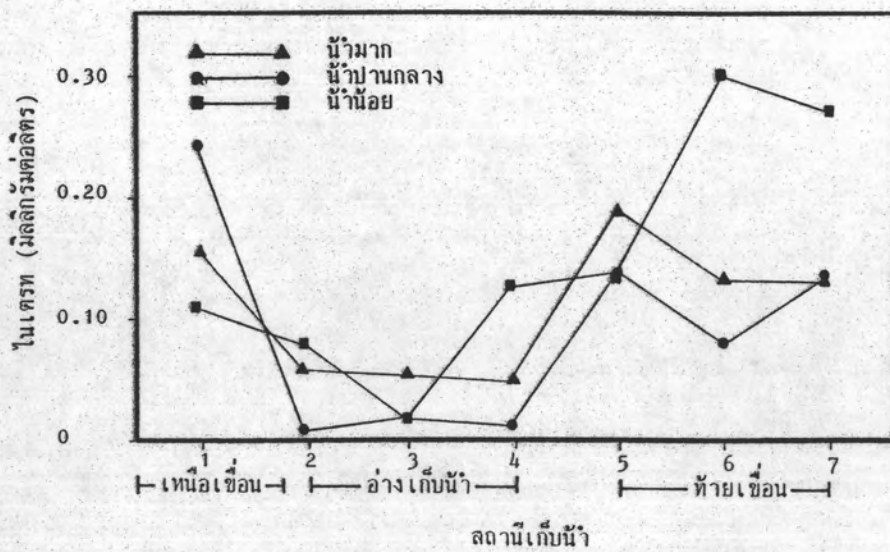
ภาพที่ 2.15 การเปลี่ยนแปลงปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.16 การเปลี่ยนแปลงปริมาณคลอโรไฟด์ในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.17 การเปลี่ยนแปลงปริมาณซัลเฟตในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.18 การเปลี่ยนแปลงปริมาณไนเตรทในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)

7. ฟอสฟอรัส (Phosphorous)

ฟอสฟอรัสในรูปของ total phosphorous นี้ ปริมาณที่พบในน้ำภายใน เขื่อนสิริกิติ์มีค่าค่อนข้างสูง คือ มีค่าอยู่ในช่วง 16 ถึง 1.095 ไมโครกรัมต่อลิตร ซึ่งพบในช่วงที่มีปริมาณน้ำมาก เนื่องจากมีการชะล้างและพังทลายของดินบริเวณเหนือน้ำมากกว่าปกติ ทำให้ค่าของฟอสฟอรัสสูงขึ้นด้วย ภาพที่ 2.19 แสดงการเปลี่ยนแปลงปริมาณฟอสฟอรัสในน้ำ

8. ความกระด้าง (Total Hardness)

คุณภาพน้ำผิวดินที่ได้ทำการตรวจวัดทั้งหมดจัดอยู่ในระดับที่เป็นน้ำอ่อน (soft water) คือ มีค่าความกระด้างต่ำกว่า 7.5 มิลลิกรัมต่อลิตร ในรูปของ CaCO_3 การเปลี่ยนแปลงความกระด้างของน้ำแสดงในภาพที่ 2.20

9. เหล็กและแมงกานีส (Iron and Manganese)

ปริมาณเหล็กและแมงกานีสส่วนใหญ่มีค่าน้อยมาก คือ เหล็กมีน้อยกว่า 0.1 มิลลิกรัมต่อลิตร และแมงกานีสมีน้อยกว่า 0.05 มิลลิกรัมต่อลิตร ภาพที่ 2.21 และ 2.22 แสดงการเปลี่ยนแปลงของปริมาณเหล็กและแมงกานีสในน้ำ ตามลำดับ

10. อินทรีย์สาร (Organic Matter)

ปริมาณอินทรีย์สารซึ่งวัดในรูปของค่าบีโอดี (BCD_5 , Biochemical Oxygen Demand) และค่าซีโอดี (COD, Chemical Oxygen Demand) ดังแสดงในภาพที่ 2.23 และ 2.24 ตามลำดับ การที่ปริมาณสารอินทรีย์ค่อนข้างต่ำ เนื่องจากการถูกกักเก็บภายในอ่างเก็บน้ำ ทำให้เกิดการย่อยสลายโดยจุลินทรีย์ได้อย่างสมบูรณ์

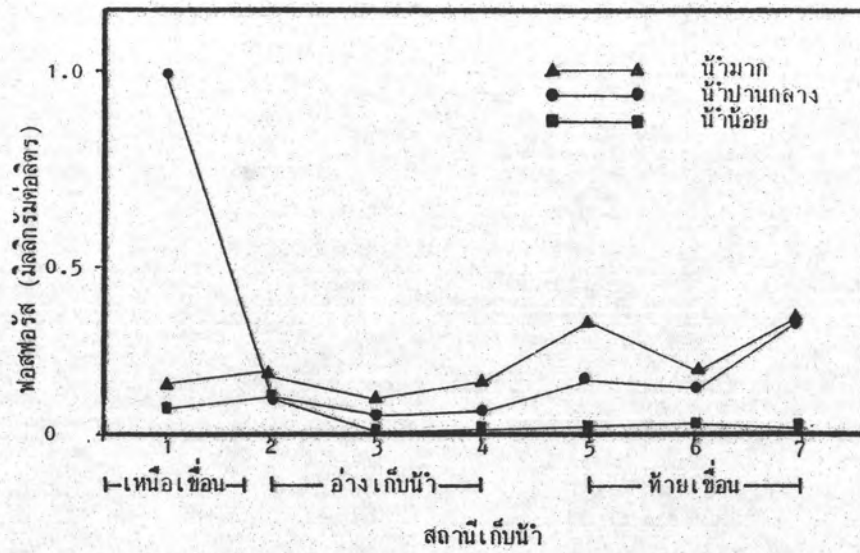
11. ออกซิเจนละลาย (DO, Dissolved Oxygen)

ปริมาณออกซิเจนละลายในน้ำผิวดินภายในอ่างเก็บน้ำมีค่าสูงกว่าบริเวณเหนืออ่างเก็บน้ำและบริเวณท้ายเขื่อน เนื่องจากมีการสังเคราะห์แสงของพืชน้ำและสาหร่าย การเติมอากาศตามธรรมชาติของน้ำที่ผิวด้านบน และปริมาณอินทรีย์สารที่มีอยู่เล็กน้อย ปริมาณออกซิเจนละลายที่ตรวจพบมีค่าเหมาะสมต่อการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตในน้ำทุกชนิดในบริเวณอ่างเก็บน้ำ

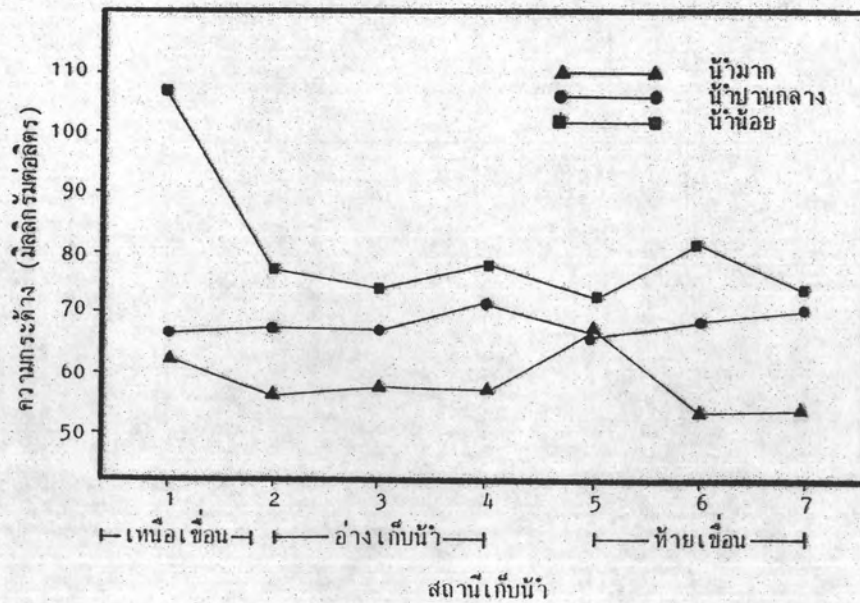
ภาพที่ 2.25 แสดงการเปลี่ยนแปลงปริมาณออกซิเจนละลายของน้ำ

โดยทั่วไปแล้ว สรุปได้ว่าคุณภาพน้ำภายในอ่างเก็บน้ำสิริกิติ์จะดีขึ้นกว่าต้นน้ำบริเวณเหนืออ่างเก็บน้ำ โดยที่จะทำให้ปริมาณตะกอนแขวนลอย (Suspended Solids) และปริมาณอินทรีย์สารลดลงอย่างมีนัยสำคัญ เนื่องจากมีระยะเวลาการกักเก็บน้ำภายในอ่างเก็บน้ำนานพอที่จะทำให้ตะกอนแขวนลอยจมตัวลง และมีการย่อยสลายอินทรีย์สารโดยสิ่งมีชีวิตในน้ำอย่างเต็มที่ นอกจากนี้ ปริมาณออกซิเจนที่ละลายในน้ำที่มีอยู่ก็ยังอยู่ในระดับที่สูง ซึ่งเหมาะสมต่อการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตในน้ำ

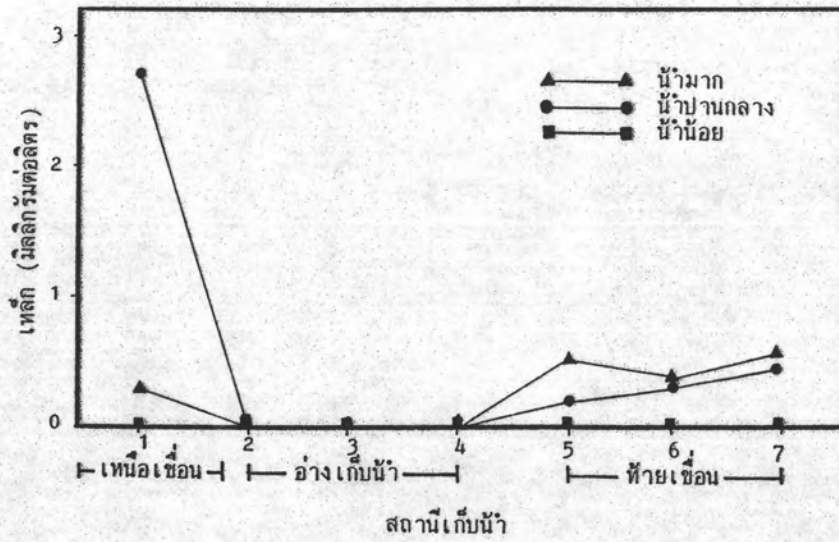
แผนการนี้สำหรับการพัฒนาคุณภาพสิ่งแวดล้อมของโครงการ เขื่อนภูมิพลและ เขื่อนสิริกิติ์ ได้เสนอให้มีการลดปริมาณสารอินทรีย์ในน้ำ อันเนื่องมาจากแหล่งกำเนิดน้ำเสียต่าง ๆ ได้แก่ น้ำเสียจากชุมชน น้ำเสียจากการเกษตร และน้ำเสียจากโรงงานอุตสาหกรรม เพื่อเป็นการลดและป้องกันการเกิดภาวะ eutrophication ในแหล่งน้ำ



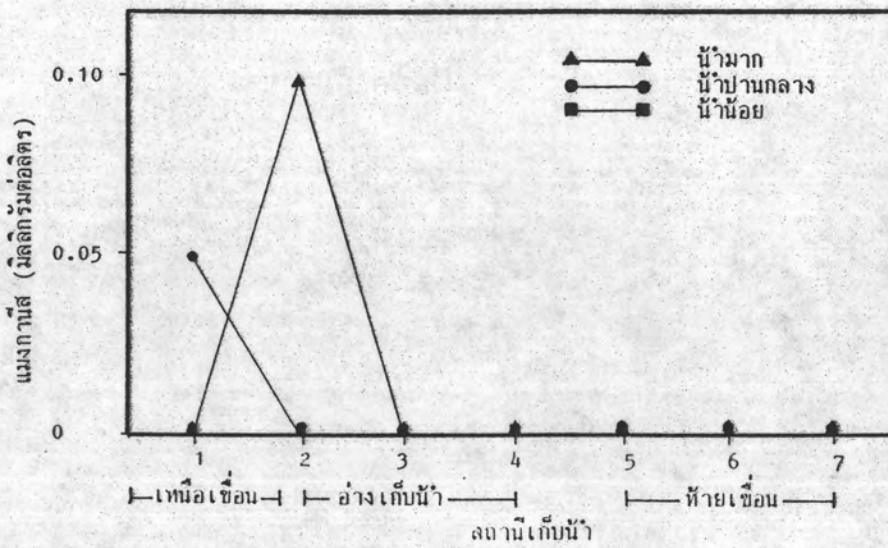
ภาพที่ 2.19 การเปลี่ยนแปลงปริมาณฟอสฟอรัสในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



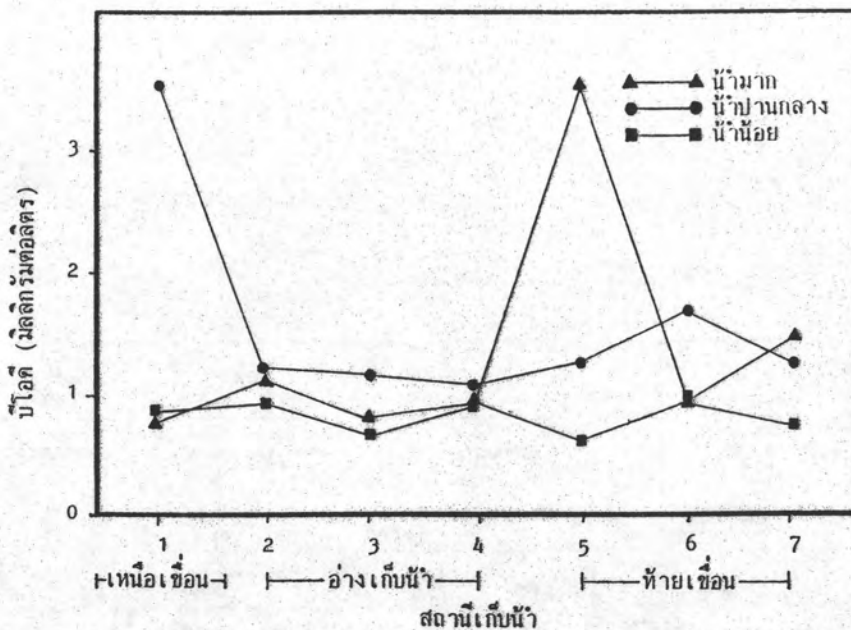
ภาพที่ 2.20 การเปลี่ยนแปลงค่าความกระด้างของน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



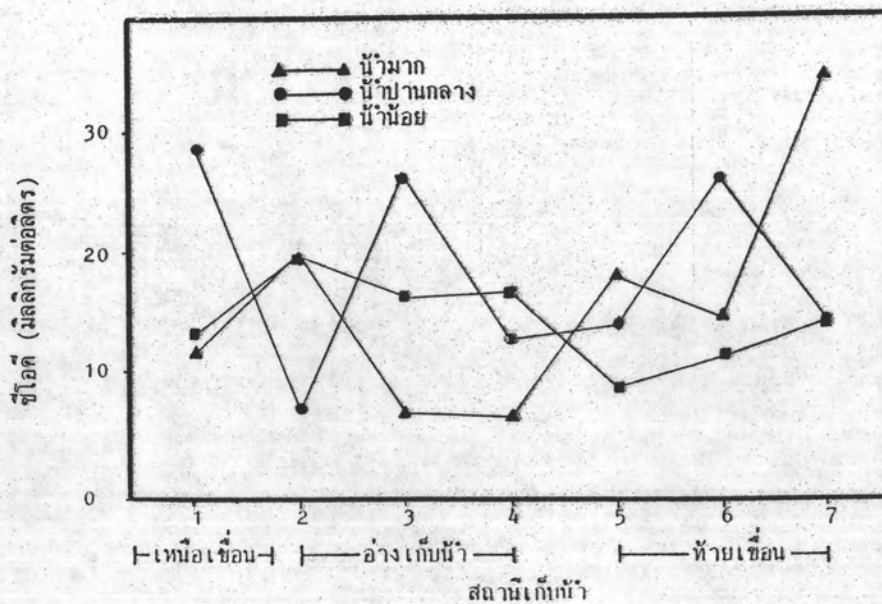
ภาพที่ 2.21 การเปลี่ยนแปลงปริมาณเหล็กในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



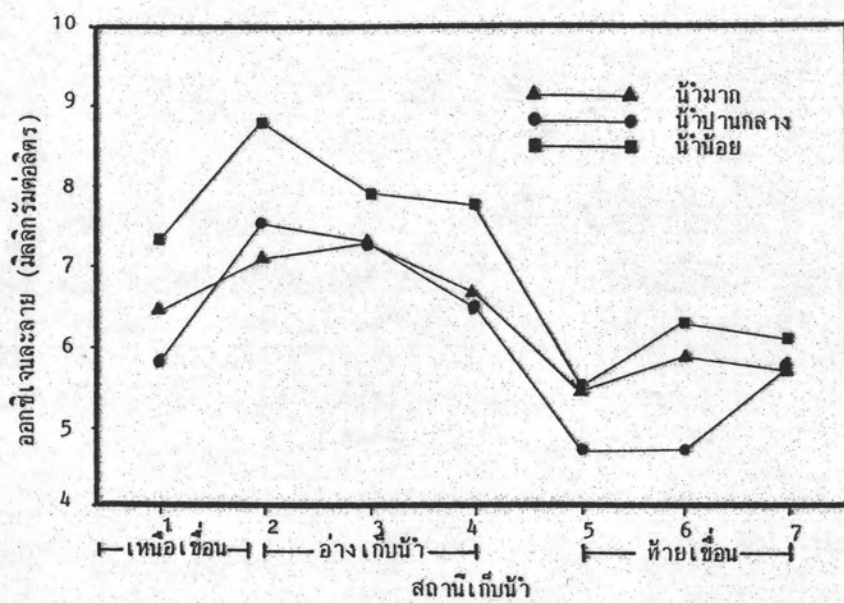
ภาพที่ 2.22 การเปลี่ยนแปลงปริมาณแมงกานีสในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)



ภาพที่ 2.23 การเปลี่ยนแปลงปริมาณบีโอดีในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตदानนท์, 2529)



ภาพที่ 2.24 การเปลี่ยนแปลงปริมาณซีโอดีในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตदानนท์, 2529)



ภาพที่ 2.25 การเปลี่ยนแปลงออกซิเจนที่ละลายในน้ำ
(สุทธิรักษ์ สุจริตตานนท์, 2529)