หอสมุดกลาง สถาบันวิทยบริการ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บทที่ 2
แนวทางการศึกษาและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

2.1 การจำลองสภาพ (Simulation) กับการศึกษาและวางแผนงานด้านแหล่งน้ำ

ปัญหาการศึกษาและวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำเป็นปัญหาที่ต้องใคร่ครวญถึงกรรมวิธีต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องทั้งทางด้าน เศรษฐกิจ กายภาพและสังคม ในการพิจารณาและตัดสินปัญหา เนื่องจากกรรมวิธีเหล่านี้เกี่ยวข้องเชื่อมโยงต่อเนื่องกันเป็นระบบที่มีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา ดังนั้นผลการเปลี่ยนแปลงใด ๆ ของระบบย่อมจะยังผลถึงการตัดสินใจต่อแผนการจัดการทั้งสิ้น ความล้มเหลวหรืออุปสรรคในการพัฒนาทรัพยากรแหล่งน้ำที่แล้วมาส่วนหนึ่งเนื่องมาจากความไม่เข้าใจถึงความสำคัญอันลึกซึ้งของกรรมวิธีต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกัน มาจากความจำกัดในวิธีการวิเคราะห์ปัญหาที่ผ่านมา

ในปัจจุบันนี้ขนาดและประสิทธิภาพของเครื่องคอมพิวเตอร์ (Computer) ที่มีอยู่ในประเทศมีขีดความสามารถที่จะนำวิธีการวิเคราะห์โดยการจำลองสภาพมาประยุกต์ใช้กับงานวางแผนพัฒนาระบบทรัพยากรแหล่งน้ำที่มีขนาดใหญ่และสลับซับซ้อนในบ้านเราได้ ความสำเร็จในการประยุกต์วิธีการจำลองสภาพเพื่อแก้ปัญหาการวางแผนพัฒนาทรัพยากรแหล่งน้ำขนาดใหญ่ได้มีตัวอย่างมาแล้วในต่างประเทศ

การวิเคราะห์โดยวิธีการจำลองสภาพคือการวิเคราะห์โดยการศึกษาพฤติกรรมต่าง ๆ ของระบบที่สังเคราะห์ขึ้น เพื่อหาลักษณะเปรียบเทียบกับต้นแบบที่ต้องการศึกษา ถ้าสามารถหาลักษณะของต้นแบบได้กรรมวิธีต่าง ๆ ที่มีภายในระบบอาจจำลองออกมาได้โดยการใช้แบบจำลองทางกายภาพ (Physical model) หรือแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (Mathematical model) แบบจำลองทางกายภาพได้ถูกประยุกต์มาใช้แก้ปัญหาหลายอย่าง เช่น การออกแบบโครงสร้างทางชลศาสตร์ เป็นต้น ถึงกระนั้นก็ตามสำหรับระบบที่สลับซับซ้อนอย่างที่เป็นอยู่ในการพัฒนาทรัพยากรแหล่งน้ำ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์มักจะเป็นวิธีการเดียวที่ใช้ในการทำนายพฤติกรรมของระบบได้เป็นผลดี แบบจำลองทางคณิตศาตร์สร้างขึ้นโดยอาศัยความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์แทนกรรมวิธีและกลไกต่าง ๆของระบบต้นแบบ โดยการเชื่อมโยงความสัมพันธ์เหล่านี้เข้าด้วยกันเป็นระบบแบบจำลอง ดังนั้นการจำลองสภาพ (Simulation) ก็คือวิธีการวิเคราะห์โดยการสร้างแบบจำลองขึ้นมาเพื่อพิจารณาพฤติกรรมหรือการเปลี่ยนแปลง

ที่เกิดขึ้นภายใต้การกำหนดตัวจำกัด (constraint) และสิ่งที่เข้า (input)" เนื่องจากความคล้ายคลึงของแบบจำลองและต้นแบบอันได้มาจากการเปรียบเทียบพฤติกรรมของตัวแปรสำคัญ ๆ ที่กำหนดขึ้น แบบจำลองจึงสามารถใช้ทำนายการตอบสนองของต้นแบบเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวกำหนด (parameter) หรือสิ่งที่เข้าของระบบได้ ดังนั้นการจำลองสภาพจึงมีข้อได้เปรียบวิธีการอื่น ๆ ที่สำคัญ เช่น

- สามารถทดสอบพฤติกรรมต่าง ๆ ของระบบได้โดยไม่ก่อให้เกิดความเสียหายใด ๆ กับระบบจริง
- สามารถทดสอบการเปลี่ยนแปลงที่ต้องการใด ๆ กับระบบที่เป็นอยู่ได้โดยไม่ต้องแตะต้องระบบจริง
- สามารถศึกษาข้อเสนอต่าง ๆ อันเกี่ยวกับระบบที่ศึกษาได้ในเวลาอันจำกัด
- สามารถทดสอบสมมุติฐานในการออกแบบระบบเพื่อการศึกษาขั้นต้น หรือทำการเปรียบเทียบกับระบบอื่น ๆ ได้สะดวก
- เพิ่มพูนความรู้เกี่ยวกับระบบที่ศึกษา โดยเฉพาะอย่างยิ่งความสัมพันธ์ที่สำคัญของกรรมวิธีต่าง ๆ ภายในระบบและผลของสิ่งที่กำหนดให้

2.1.1 การจำลองสภาพกับการวิเคราะห์ระบบ

การจำลองสภาพอาจนับได้เป็นส่วนหนึ่งของการวิเคราะห์ระบบ สิ่งสำคัญของระบบใด ๆ ก็คือ องค์ประกอบของระบบและความสัมพันธ์ที่มีต่อกัน ซึ่งถ้าเกิดการเปลี่ยนแปลงใด ๆ ขึ้นกับส่วนใดส่วนหนึ่งของระบบจะยังผลสะท้อนไปถึงส่วนอื่น ๆ เป็นเหตุให้ระบบจำต้องปรับตัวให้เกิดสมดุลย์ใหม่ขึ้น การวิเคราะห์ระบบจึงหมายถึงความเข้าใจถึงลักษณะขององค์ประกอบของระบบและความสัมพันธ์ระหว่างองค์ประกอบเหล่านี้ที่รวมกันขึ้นเป็นระบบ ความเข้าใจถึงการปฏิบัติงานของระบบทำให้เราสามารถทำนายผลที่อาจเกิดขึ้นเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงใด ๆ ที่มีต่อระบบได้

สิ่งสำคัญอีกประการหนึ่งของการวิเคราะห์ระบบก็คือ คำจำกัดความของขอบเขต (Boundary) ของระบบที่ต้องการศึกษา การกำหนดขอบเขตของระบบที่ถูกต้องถือได้ว่าเป็นหัวใจของความสำเร็จหรือล้มเหลวของการวิเคราะห์ระบบนั้น ๆ

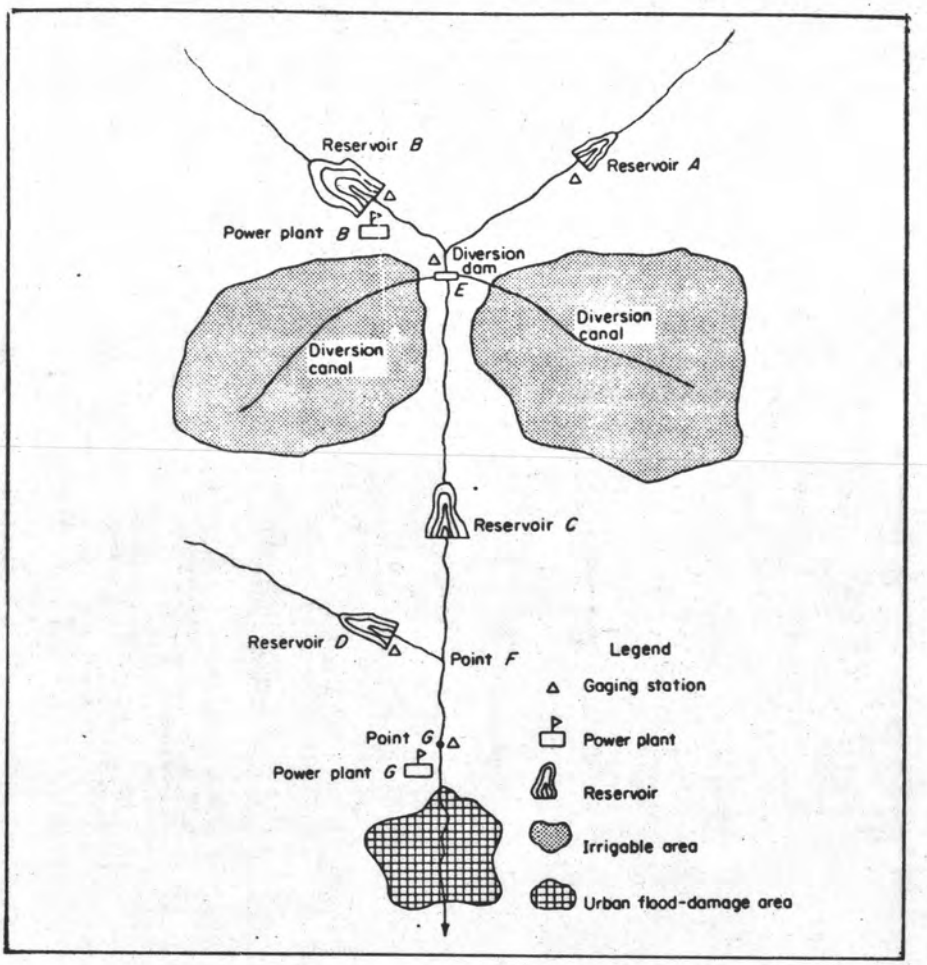
ระบบใด ๆ ย่อมมีการตอบสนองต่อสิ่งเร้าหรือสิ่งที่เข้าไปกระทำต่อส่วนใด ๆ ของระบบ การตอบสนองของระบบมักจะลดความรุนแรงของสิ่งที่เข้าไป และเป็นตัวชี้ถึงผลที่ออกมา ในระบบอุทกวิทยาฝนที่ตกลงมาและกระแสน้ำเป็นสิ่งที่เข้าไป และถูกเปลี่ยนแปลงโดยการสะสมและการสูญเสียต่าง ๆ ในระบบ อาจชี้ให้เห็นถึงคำจำกัดความของการใช้ระบบในการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำได้ว่า "เป็นวิธีสำหรับตรวจสอบการตอบสนองของส่วนใด ๆ ภายในระบบที่ถูกจำกัดโดยตัวจำกัดและสิ่งที่เข้ามา" นิยามใหม่นี้หมายถึง 1) การมีวัตถุประสงค์ และ 2) การหาผลลัพธ์ที่ดีที่สุดที่พึงได้จากวัตถุประสงค์ที่กำหนด

2.1.2 กรรมวิธีในการพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

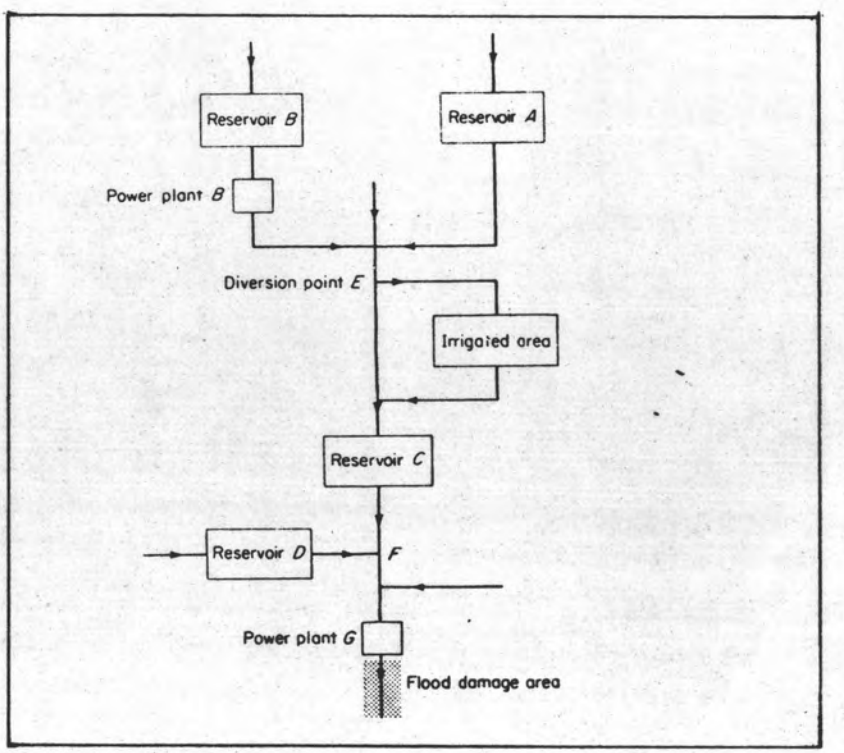
แบบจำลองเป็นสิ่งที่เลียนมาจากของจริง ในการเลียนแบบดังกล่าว เราจำเป็นต้องทำของจริงให้ง่ายขึ้น เพื่อเป็นพื้นฐานของแบบจำลองได้ การกระทำดังกล่าวขึ้นอยู่กับความตั้งใจหรือการวางแผนและความเข้าใจที่มีเกี่ยวกับของจริง การพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ แบ่งได้เป็นสองขั้นตอนใหญ่ ๆ คือ ลำดับแรกได้แก่การสร้างแบบจำลองทางมโนคติหรือมโนแบบขึ้นมาโดยเลียนมาจากส่วนต่าง ๆ ของระบบของจริง ดังตัวอย่างแสดงในรูปที่ 2-1 มโนแบบนี้อาศัยข้อมูลและสมมุติฐานต่าง ๆ ที่เกี่ยวกับระบบย่อยและความสัมพันธ์ระหว่างระบบย่อยเหล่านั้นที่ประกอบกันขึ้นมาเป็นระบบ โดยทั่วไปมโนภาพและสมมุติฐานที่เกี่ยวกับของจริงที่กำลังศึกษามักจะได้มาจากข้อมูลที่มีอยู่ ดังนั้นในการสร้างมโนแบบจึงควรที่จะหาใช้ข้อมูลที่เหมาะสมและดีที่สุด ถ้ามีข้อมูลมาเพิ่มเติม มโนแบบควรได้รับการแก้ไขเปลี่ยนแปลงให้ใกล้เคียงกับของจริงยิ่งขึ้น ขั้นที่สองในการพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ คือ การเปลี่ยนมโนแบบมาเป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ ในขั้นนี้ความสัมพันธ์และกระบวนการต่าง ๆ ของแบบจำลอง จะถูกเขียนออกมาในรูปความสัมพันธ์เชิงคณิตศาสตร์ ขั้นตอนที่สำคัญที่เกี่ยวกับกระบวนการพัฒนาแบบจำลองได้แสดงให้เห็นตามรูปที่ 2-2

2.1.2.1 การหาเอกลักษณ์ของวัตถุประสงค์

จุดเริ่มต้นของการใช้ระบบกับการพัฒนาทรัพยากรแหล่งน้ำ คือ การแยกแยะให้กระจ่างถึงจุดมุ่งหมายและวัตถุประสงค์ในการพัฒนาอะไรคือสิ่งที่ต้องการทำ พื้นฐานในการหาเอกลักษณ์ของระบบก็คือ มโนแบบที่ใช้แทนของจริงซึ่งได้มาจากข้อมูลต่าง ๆ ที่มีอยู่ทั้งหมด



(ก)

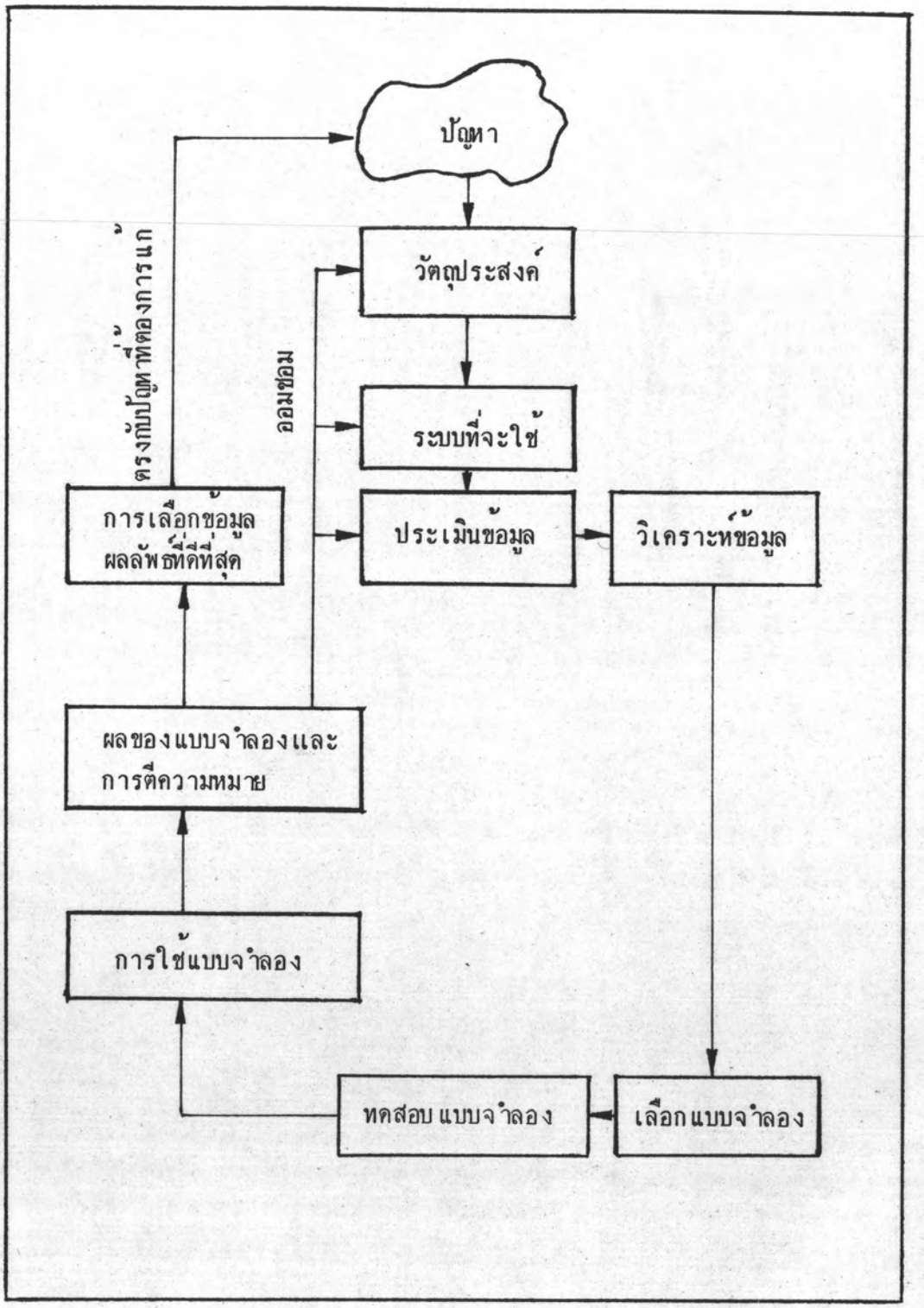


(ข)

รูปที่ 2-1 แสดงตัวอย่างการสร้างแบบจำลองทางมโนคติหรือมโนแบบขึ้นโดยเลียนมาจากส่วนต่างๆ ของระบบจริง (James.L,1971)

(ก) รูปเขียน (sketch) ระบบแมนำในลุมน้ำแบบง่ายๆ

(ข) รูปแผนภาพ (schematic) ของระบบแมนำในลุมนำ



รูปที่ 2-2 แผนภูมิขั้นตอนในการพัฒนาและประยุกต์การจำลองสภาพ

ของระบบ ในกรณีนี้จุดต่าง ๆ ที่เราใช้พิเคราะห์ระบบถือได้ว่าเป็นเสมือนหน้าต่างที่ใช้สังเกตความเป็นไปของระบบช่วงระหว่างจุดที่ใช้ในการพิเคราะห์ มักจะเป็นตัวชี้ว่า มโนแบบจะละเอียดขนาดใดเมื่อเทียบกับของจริง

2.1.2.2 การประเมินและการวิเคราะห์ข้อมูลที่มี

ความแม่นยำในการคาดคะเนของแบบจำลองใด ๆ ขึ้นอยู่กับความน่าเชื่อถือของข้อมูลที่ใช้กับแบบจำลองและความแม่นยำของข้อมูลที่ใช้ส่งเข้าไปในแบบจำลอง

2.1.2.3 การสร้างแบบจำลอง

การสร้างแบบจำลอง เป็นขั้นตอนระหว่างมโนแบบและแบบจำลองที่จะใช้ชนิดและแบบของแบบจำลองที่ใช้ขึ้นอยู่กับความต้องการของปัญหา (วัตถุประสงค์) และข้อมูลที่มีสำหรับการศึกษา โดยทั่วไปหลักคณิตศาสตร์ที่ใช้แบบระบบอุทกวิทยาตามธรรมชาติ อาจมาจากแบบจำลอง ชนิดตัวกำหนดรวม (lumped parameter) หรือแบบจำลองชนิดตัวกำหนดกระจาย (distributed parameter) กรรมวิธีที่ใช้กับระบบอุทกวิทยาอาจใช้ความสัมพันธ์ที่แน่นอนหรือ แบบคาดคะเนหรือปนกันทั้งสองชนิด

การจะใช้แบบจำลองชนิดตัวกำหนดกระจายหรือตัวกำหนดรวม ข้อจำกัดมักจะขึ้นอยู่กับข้อมูลและการจำกัดของปัญหาอันเกี่ยวกับช่วงระยะเวลาและพื้นที่ ตัวอย่างเช่น การใช้ช่วงเวลาเป็นเดือนในปัญหาที่เกี่ยวกับการเก็บกักน้ำของอ่างเก็บน้ำสำหรับการชลประทานอาจเป็นการเพียงพอ แต่ในกรณีของปัญหาเกี่ยวกับการออกแบบทางน้ำล้น (Spillway) อาจจำเป็นต้องใช้ช่วงเวลาเป็นวันหรือเป็นชั่วโมงแทน ในขณะเดียวกันข้อมูล เช่น อุณหภูมิ ปริมาณน้ำฝน โดยปรกติมักจะวัดกันเป็นระยะ ๆ ในเชิงของเวลาและสถานที่ ดังนั้นค่าที่ใช้มักเป็นค่าเฉลี่ยตามเวลาและสถานที่

ความซับซ้อนของการออกแบบจำลองเพื่อใช้แทนระบบอุทกวิทยาขึ้นอยู่กับช่วงขนาดของเวลาและพื้นที่ที่ต้องการใช้ในแบบจำลอง โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าใช้ช่วงเวลายาวเกินไป ผลจากปรากฏการที่เกิดในช่วงระยะสั้น ๆ จะสูญเสียไป ตัวอย่างเช่น ถ้าใช้ช่วงระยะเวลาเป็นเดือนอัตราการดักสกัดน้ำ (Intercept) ก็เกือบจะสูญเสียไป (หรือตัดทิ้งไปได้) ในขณะเดียวกันช่วงเวลาที่ใช้อาจจะพ้องกับระยะเวลาการเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์บางอย่าง ในกรณีนี้ผลของปรากฏการที่เกิดขึ้นในระหว่างช่วงเวลานั้นอาจ

สูญเสียไป ตัวอย่างเช่น ถ้าคิดเป็นปี การเปลี่ยนแปลงปริมาณสะสมภายในระบบอุทกวิทยา มักจะมีค่าน้อยมาก แต่ถ้าคิดกันเป็นเดือน ค่าการเปลี่ยนแปลงปริมาณสะสมจะสูงและต้องนำมาคิดรวมด้วย ถ้าลดระยะเวลาและสถานที่ลง อาจจำเป็นที่จะต้องให้คำจำกัดความของขบวนการทางอุทกวิทยาให้ละเอียดขึ้น อันจะทำให้ผลที่เกิดขึ้นในช่วงระยะสั้น ๆ หรือการเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยใด ๆ จะไม่ถูกตัดทิ้งไป แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในกรณีนี้จะสลับซับซ้อนขึ้น

2.1.2.4 การทดสอบแบบจำลอง

การสังเคราะห์แบบจำลองของระบบอุทกวิทยา ได้มาจากการใช้ความสัมพันธ์ต่าง ๆ ของระบบในรูปของสมการที่เกี่ยวเนื่องกันตามลำดับขั้นตอนที่ถูกต้อง แบบจำลองมิใช่การลอกของจริงมาโดยตรง แบบจำลองเป็นเพียงสิ่งที่จำลองมาจากต้นแบบที่คิดขึ้น ระบบทั้งสองสามารถใช้ความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์เดียวกันอธิบายปรากฏการณ์ที่สังเกตได้ แบบจำลองจึงประกอบด้วยสมการพื้นฐานของกระบวนการต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในระบบ ดังนั้นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์จึงปราศจากข้อจำกัดทางเรขาคณิตอย่างแบบจำลองทางกายภาพ การที่จะให้แบบจำลองเลียนระบบต้นแบบใด ๆ กระทำได้โดยการทดสอบแบบจำลอง หรือการหาค่าตัวกำหนดที่เหมาะสมที่มีอยู่ภายในระบบ

ในการที่จะใช้แบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบทั่ว ๆ ไป กับพื้นที่ใด ๆ โดยเฉพาะได้เมื่อผ่านการทดสอบแล้ว โดยการหาค่าตัวกำหนดของแบบจำลองมาจากการเปรียบเทียบกับระบบต้นแบบในพื้นที่ที่ต้องการ การทดสอบแบบจำลองกระทำเป็น 2 ลำดับ คือ การเปรียบเทียบหรือการหาค่าของตัวกำหนด และการทบทวนแบบจำลอง ในการทดสอบทั้งสองลำดับจะต้องใช้ข้อมูลที่ได้มาจากระบบต้นแบบ

- การทบทวนแบบจำลอง ประกอบด้วยการปรับแปรค่าของตัวกำหนดของแบบจำลอง จนกระทั่งผลที่ได้ออกมาเทียบเคียงกับข้อมูลจากของจริงได้ ดังนั้นความแม่นยำของแบบจำลองจึงไม่อาจสูงกว่าความละเอียดของข้อมูลจากต้นแบบได้

- การทบทวนแบบจำลอง กระทำได้โดยเทียบค่าตัวกำหนดของแบบจำลองเพื่อให้ผลที่ได้ออกมาใกล้เคียงกับข้อมูลของจริงหนึ่ง การทบทวนแบบจำลองกระทำได้โดยการใช้แบบจำลองที่ผ่านการเปรียบเทียบมาแล้วกับข้อมูลอีกชุดหนึ่งของระบบซึ่งไม่ซ้ำกับชุดแรก เพื่อทดสอบความใกล้เคียงของผลลัพธ์ที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลชุดใหม่

2.1.2.5 ผลลัพธ์จากแบบจำลองและการตีความหมาย

แบบจำลองที่ผ่านการทดสอบแล้ว ผลที่ได้ออกมาเมื่อเปรียบเทียบกับของจริงจะชี้ให้เห็นถึงขีดความสามารถของแบบจำลองในการแสดงสภาพของจริง ในระหว่างการทดสอบนั้นอาจมีการแก้ไขและปรับปรุง อาจจะเป็นข้อมูลที่ใช้หรือโครงสร้างของแบบจำลองเอง เมื่อแบบจำลองผ่านการทดสอบแล้ว แบบจำลองก็พร้อมที่จะใช้เพื่อการศึกษาการจัดการและวิเคราะห์ความอ่อนไหว (sensitivity)

- การศึกษาความอ่อนไหว การวิเคราะห์ความอ่อนไหวกระทำโดยการเปลี่ยนค่าตัวแปรของระบบตัวใดตัวหนึ่งโดยที่ค่าตัวแปรอื่น ๆ คงที่ แล้วสังเกตค่าการเปลี่ยนแปลงของผลลัพธ์ที่ได้ออกมา ถ้าตัวกำหนดของระบบตัวใดที่เปลี่ยนค่าเพียงเล็กน้อย แต่ยังผลให้มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมากต่อผลลัพธ์ที่ได้ ถือว่าระบบนั้นอ่อนไหวต่อตัวกำหนดนั้น
- การศึกษาการจัดการ แบบจำลองโดยตัวของมันเองแล้วไม่สามารถหาผลลัพธ์ของจุดประสงค์ทางการจัดการใด ๆ ได้ แต่วิธีการนี้ช่วยให้สามารถประเมินวิธีการจัดการชนิดต่าง ๆ ที่ต้องการได้อย่างรวดเร็ว

2.2 อุทกภัยกับอ่างเก็บน้ำ

อุทกภัยหรือภัยที่เกิดจากน้ำท่วม นับเป็นภัยธรรมชาติอย่างหนึ่งซึ่งอาจเกิดได้อย่างขยายวงหรือรุนแรงก็ได้ตามแต่ความเปรปรวนของลมฟ้าอากาศที่จะทำให้เกิดฝนตกในท้องถิ่นนั้น โดยปกติอุทกภัยมักเกิดในฤดูฝนเมื่อเกิดฝนตกหนักหรือตกซ้ำ ๆ กัน ณ บริเวณใดเป็นเวลานานก็จะเกิดน้ำท่าไหลนองตามผิวดินเมื่อมากขึ้นก็จะรวมตัวไหลรวมกันไปสู่ที่ต่ำ ถ้าปริมาณน้ำมากเกินไปจนไหลระบายไม่ทัน ก็จะอัดเอ่อท่วมบริเวณนั้น อาจเป็นบริเวณแคบหรือกว้างขวาง

010618

และท่วมในระยะสั้นหรือนานวันก็ได้น้ำนี้จะไหลไปสู่แม่น้ำลำธารในเวลาต่อมาและถ้าเมื่อใดปริมาณน้ำมีมากกว่าความจุของลำน้ำนั้น ๆ แล้วก็จะบ่าล้นตลิ่งออกไปท่วมพื้นที่ทั้งสองฝั่งยิ่งเป็นที่ลุ่มที่ต่ำก็จะมีน้ำท่วมขังนองได้ง่าย เกิดสภาพน้ำท่วมขึ้นทั่วไป และบริเวณที่มีลำน้ำหลายสายมาบรรจบกัน เมื่อเกิดมีปริมาณน้ำหลากมาพร้อมกันจนลำน้ำตอนล่างไม่อาจระบายไปได้ทันแล้วก็จะเออล้นบ่าตลิ่งออกไปท่วมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างขวางได้เช่นกัน สภาพน้ำท่วมดังกล่าวนี้หากยังไม่เกิดความเสียหายก็ไม่เรียกว่าอุทกภัย ถ้าเกิดน้ำท่วมบริเวณที่พัฒนาแล้ว และเกิดความเสียหายขึ้นเช่นในเขตบ้านเมืองหรือเขตเกษตรกรรม จึงเรียกว่าเป็นอุทกภัย อุทกภัยร้ายแรงอาจทำให้เกิดความเสียหายแก่ทรัพย์สิน อาคารบ้านเรือน พืชพันธัญญาหาร ตลอดจนเส้นทางคมนาคมและชีวิตมนุษย์ สัตว์เลี้ยงมูลค่ามหาศาลได้ (ดำรง จรัสวัฒน์, 2522)

ถึงแม้ว่ามนุษย์เราจะไม่สามารถป้องกันหรือควบคุม อุทกภัยที่รุนแรงมากได้โดยสิ้นเชิงทีเดียว แต่เราก็สามารถที่จะลดความรุนแรงหรือความเสียหายที่จะเกิดขึ้นต่อพืชพันธัญญาหารตลอดจนทรัพย์สมบัติและชีวิตได้ ในการลดความรุนแรงของอุทกภัยหรืออีกนัยหนึ่งคือการทำให้อุทกภัยบรรเทาเบาบางลง (flood mitigation) สามารถกระทำได้หลายวิธี เช่น

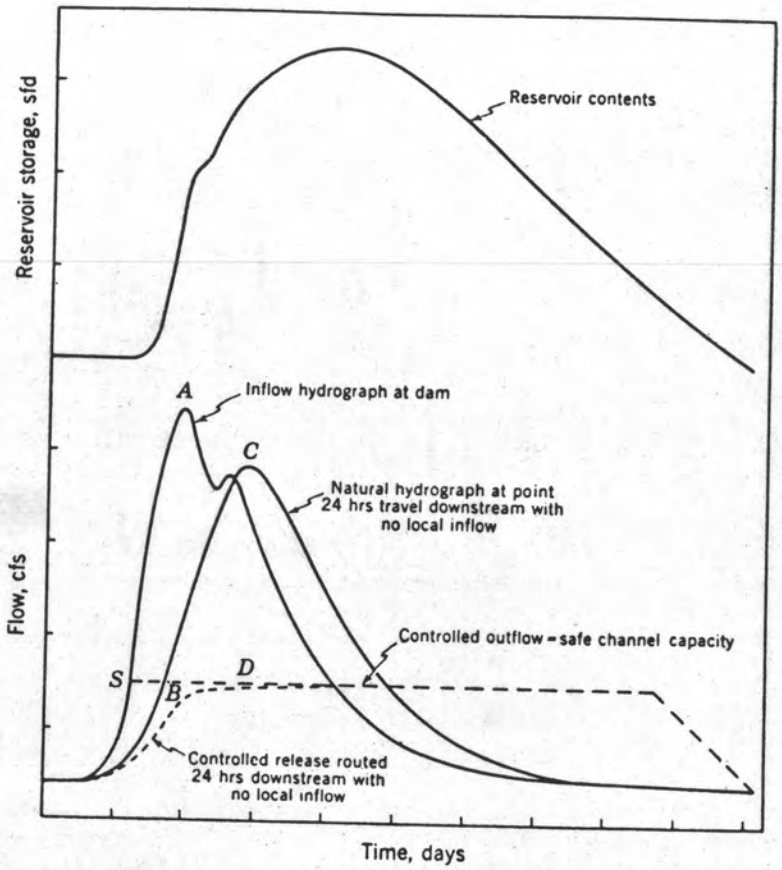
- การสร้างอ่างเก็บน้ำเพื่อลดค่าปริมาณการไหลของน้ำที่สูง (peak flow)
- จำกัดการไหลของน้ำให้อยู่ในเขตหรือทางน้ำที่กำหนดโดยการทำคันดิน หรือกำแพงกันน้ำ (flood walls) หรือทำเป็นท่อน้ำ (closed conduit) เป็นต้น
- ลดปริมาณยอดสูงสุด (peak flow) โดยการเพิ่มความเร็วการไหลของน้ำ เช่น การปรับปรุงทางน้ำไหลได้สะดวก
- ใช้การผันน้ำไหลลงลำน้ำอื่นหรือพื้นที่ลุ่มน้ำอื่น
- ลดค่าปริมาณน้ำหลากที่ไหลบ่าบนผิวดินโดยการจัดการที่ดิน
- การอพยพชั่วคราวจากบริเวณที่เกิดอุทกภัยโดยใช้ระบบการเตือนภัย
- การจัดระบบในพื้นที่อุทกภัยให้เหมาะสม

หอสมุดกลาง สถาบันวิทยบริการ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

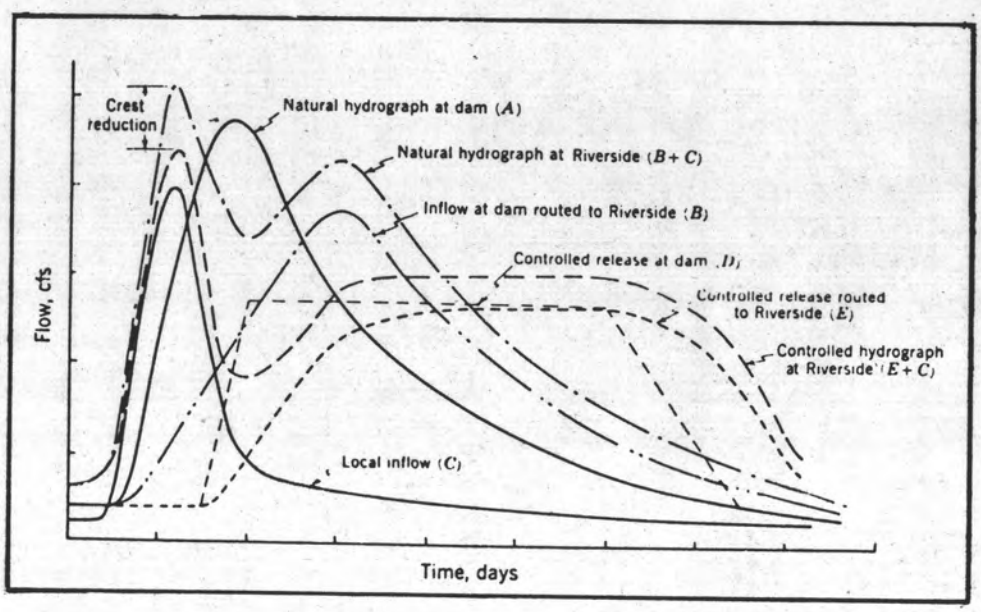
2.2.1 วัตถุประสงค์ของอ่างเก็บน้ำในการลดอุทกภัย

การทำงานของอ่างเก็บน้ำในการลดหรือควบคุมอุทกภัยก็คือ การกักเก็บปริมาณน้ำหลาก(flood flow)ไว้ เพื่อลดปริมาณน้ำหลาก ณ.บริเวณที่ต้องการจะป้องกันท้ายอ่างเก็บน้ำ ในกรณีของอ่างเก็บน้ำควบคุมอุทกภัยในทางอุดมคติ (ideal) นั้น อ่างเก็บน้ำจะตั้งอยู่ทางเหนือน้ำขึ้นไปจากบริเวณจุดที่ต้องการป้องกันอุทกภัย แล้วมีการจัดการดำเนินการของอ่างเพื่อลดปริมาณยอดน้ำหลาก (flood peak)โดยการควบคุมการปล่อยน้ำที่ไหลเข้าสู่อ่างเก็บน้ำลงสู่ท้ายน้ำในปริมาณที่ลำน้ำสามารถรับได้โดยปลอดภัย (จุดs ในรูป2-3) นั่นคือ ปริมาณของน้ำที่ไหลเข้าอ่างเก็บน้ำที่มีปริมาณมากกว่าความจุของลำน้ำสามารถรับได้จะถูกเก็บกักไว้จนกระทั่งปริมาณน้ำที่ไหลเข้าอ่างลดต่ำลงกว่าความจุของลำน้ำดังกล่าว ปริมาณน้ำที่กักเก็บไว้ก็จะถูกปล่อยออกมาจนกระทั่งถึงระดับที่เก็บกักเดิม เพื่อที่อ่างจะรับปริมาณน้ำหลากที่จะเกิดขึ้นต่อไปเนื่องจากที่ตั้งของอ่างเก็บน้ำในการควบคุมอุทกภัยอยู่ทางเหนือน้ำใกล้กับจุดบริเวณที่จะป้องกันอุทกภัยดังกล่าว ดังนั้นชลภาพ(hydrograph)ณ.จุดที่จะป้องกัน อุทกภัยจะมีลักษณะเหมือนกับชลภาพของน้ำที่ปล่อยจากอ่างเก็บน้ำ นั่นคือ ยอดปริมาณน้ำหลากของชลภาพจะลดลงด้วยปริมาณเท่ากับ AB (รูปที่ 2-3)

ในกรณีที่อ่างเก็บน้ำและจุดที่ต้องการป้องกันอุทกภัยมีระยะห่างกัน แต่ไม่มีปริมาณการไหลของน้ำเข้าระหว่างช่วง (local inflow) อ่างเก็บน้ำกับจุดที่ต้องการป้องกันอุทกภัย การดำเนินการของอ่างจะมีลักษณะคล้าย ๆ กันกับที่กล่าวมาข้างต้น อย่างไรก็ตาม ในธรรมชาตินั้นชลภาพ(hydrograph) ที่จุดป้องกันจะลดลงเนื่องจากเกิดการเก็บกักสะสมของน้ำในช่วงระหว่างอ่างเก็บน้ำกับจุดที่ป้องกันดังกล่าว ดังนั้นปริมาณการลดลงของน้ำที่เท่ากับ AB จะเป็นการลดที่ตัวเขื่อน ส่วนการลดที่จุดป้องกันอุทกภัยจะเป็น CD (รูปที่ 2-3) ถ้าในกรณีที่มีปริมาณการไหลของน้ำระหว่างช่วงของอ่างเก็บน้ำกับจุดที่ต้องการป้องกันจะต้องมีการดำเนินการของอ่างที่จะทำให้เกิดค่าปริมาณการไหลที่ต่ำที่สุดที่จุดป้องกันอุทกภัยมากกว่าการลดค่าปริมาณการไหลที่ตัวเขื่อนให้ต่ำสุด และในกรณีที่ยอดของปริมาณการไหลเข้า (inflow crests) ที่เกิดจากการไหลของน้ำระหว่างช่วง (local flow) เกิดขึ้นก่อนที่เกิดจากการไหลของน้ำในลำน้ำหลักที่มาจากเหนือน้ำแล้ว การดำเนินการของอ่างก็จะเปลี่ยนไปคือ โดยการดำเนินการทั่วไปแล้ว ปริมาณน้ำจะถูกปล่อยอย่างช้าในช่วงแรก ๆและเร็วขึ้นในช่วงหลังจากการเกิดค่ายอดปริมาณการไหลเข้าจากการไหลระหว่างช่วงผ่านไปแล้ว



รูปที่ 2-3 แสดงหลักการดำเนินการของอ่างเก็บน้ำอุดมคติ (Ideal) ในการบรรเทาอุทกภัย (Linsley,1979)



รูปที่ 2-4 แสดงหลักการดำเนินการของอ่างเก็บน้ำในการควบคุมอุทกภัยท้ายน้ำ กรณีที่มีค่าปริมาณการไหลระหว่างช่วงที่เกี่ยวของ (Linsley,1979)

2.2.2 จุดที่ตั้งของอ่างเก็บน้ำ

อ่างเก็บน้ำที่มีจุดที่ตั้งไปทางเหนือน้ำมากนั้นจะยิ่งทำให้เขื่อนที่จะสร้างมีขนาดเล็ก และที่ดินในบริเวณดังกล่าวก็จะมีราคาต่ำ แต่ประสิทธิผลของการลดอุทกภัยก็จะน้อยลงด้วย ประสิทธิผลที่สูญเสียไปในการลดอุทกภัย เนื่องจากมีผลของการเก็บสะสมของน้ำในลำน้ำ (รูปที่ 2-4) และผลของปริมาณการไหลของน้ำระหว่างช่วงของลำน้ำระหว่างอ่างเก็บน้ำกับจุดควบคุมอุทกภัย (รูปที่ 2-4) ถ้าพื้นที่ระหว่างช่วงลำน้ำดังกล่าวมาก จะทำให้สามารถเกิดอุทกภัยโดยที่อ่างเก็บน้ำจะมีผลต่อการลดน้อยมาก

2.2.3 ขนาดของอ่างเก็บน้ำ

ศักยภาพในการลดยอดสูงของปริมาณการไหลของน้ำเนื่องจากอ่างเก็บน้ำจะมีมากขึ้นเมื่อความจุของอ่างเพิ่มขึ้น เนื่องจากอ่างเก็บน้ำสามารถที่จะเก็บกักปริมาณน้ำหลากได้มากด้วยเหตุผลดังกล่าว เกณฑ์พิจารณาอีกด้านหนึ่งที่ใช้ในการประเมินการลดอุทกภัยโดยอ่างเก็บน้ำก็คือขนาดความจุของอ่างเก็บน้ำ อย่างไรก็ตาม เราก็ไม่สามารถที่จะพูดได้ว่าขนาดของอ่างที่ใหญ่ขึ้นจะให้ผลดีกว่าขนาดของอ่างที่เล็กกว่า ความจุสูงสุดของอ่างที่ต้องการจะเป็นผลต่างระหว่างปริมาตรของการปล่อยน้ำออกจากอ่างที่ปริมาณปลอดภัย กับค่าปริมาณน้ำหลากไหลเข้าที่ออกแบบ (design-flood flow)

2.2.4 ปัญหาการดำเนินการของอ่างเก็บน้ำ

การดำเนินการของอ่างเก็บน้ำอุดมคติ (idealized reservoir) ดังกล่าวมาแล้วในรูปที่ 2-3 เราจะพิจารณาได้เพียงอย่างเดียว คือต้องจำกัดความจุของลำน้ำท้ายน้ำ ถ้าปริมาตรของน้ำที่หลากมีค่าใกล้เคียงหรือเกินกว่าความจุเก็บกักของอ่างแล้วการดำเนินการของอ่างจะต้องเตรียมตัวออกไป สิ่งดังกล่าวนี้จะต้องสามารถทราบได้ล่วงหน้าโดยการคาดคะเนปริมาณการไหลเข้าอ่างที่มีความถูกต้อง และเช่นเดียวกันการดำเนินการของอ่างในกรณีที่มีปริมาณการไหลของน้ำระหว่างช่วง (local inflow) รูปที่ 2-4 จะไม่สามารถรรลุผลที่วางไว้ได้เลยถ้าปราศจากการคาดคะเนปริมาณน้ำไหลเข้าระหว่างช่วงไว้ด้วย การคาดคะเนปริมาณน้ำไหลระหว่างช่วงนี้เป็นสิ่งที่จำเป็นในการวางแผนการดำเนินการของอ่าง

อ่างเก็บน้ำจะมีศักยภาพสูงสุดในการลดอุทกภัยคือ เมื่ออ่างไม่มีน้ำเก็บกักอยู่เลย หลังจากเกิดการหลากของน้ำขึ้น ส่วนที่เก็บกักน้ำหลากจะเก็บน้ำหลากและจะไม่สามารถใช้ประโยชน์ได้จนกว่าน้ำที่เก็บอยู่จะถูกปล่อยออก พายุลูกที่สองอาจจะเกิดก่อนการลดลงที่สมบูรณ์ ดังนั้นสิ่งที่ตามมา บ่อยครั้งที่จะต้องมีการเหลือเผื่อของความจุเพื่อที่จะป้องกันอุทกภัยลูกที่สอง

2.3 ทฤษฎีการหาลักษณะการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก

คลื่นของน้ำหลาก (flood wave) ที่เคลื่อนที่ผ่านช่วงทางน้ำที่สั้นสม่ำเสมอ และมีความเสียดทานต่ำอาจสมมุติได้ว่ารูปร่างของคลื่นน้ำหลากนั้นจะไม่เปลี่ยนแปลง การเคลื่อนที่ของน้ำหลาก (flood) สามารถพิจารณาให้ง่ายได้เหมือนกับการเคลื่อนที่ของการไหลที่สม่ำเสมอ (uniformly progressive flow) แต่ถ้าทางน้ำไม่สม่ำเสมอและความเสียดทานสูงแล้ว รูปร่างของคลื่น (wave) จะเปลี่ยนไปมากเมื่อเคลื่อนที่ผ่านช่วงลำน้ำนั้น การหาการเปลี่ยนแปลงของคลื่นน้ำหลากดังกล่าวนี้เรียกว่าการหาลักษณะการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (flood routing)

ในวิศวกรรมอุทกวิทยา การหาลักษณะการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (flood routing) เป็นเทคนิคที่สำคัญและจำเป็นสำหรับแก้ปัญหาการป้องกันอุทกภัย และสำหรับการคาดคะเนอุทกภัยได้อย่างดี สำหรับจุดประสงค์ดังกล่าวเป็นที่ยอมรับกันว่าการหาลักษณะการเคลื่อนตัวของน้ำหลากนั้นเป็นวิธีที่ต้องการหาชลภาพ(Hydrograph)ณ จุดบนลำท้ายน้ำจากชลภาพทางเหนือน้ำที่ทราบค่า การใช้เครื่องคำนวณช่วยทำให้การหาการเดินทางของน้ำหลากจากแหล่งที่เกิดได้ง่ายขึ้น เนื่องจากความหมายของการเคลื่อนตัวของน้ำหลากได้รวมไปถึงการหาการเคลื่อนที่ของฝนไปสู่น้ำท่า (runoff) เทคนิคของการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากใช้ได้ทั้งในช่วงทางน้ำ (channel routing) และอ่างเก็บน้ำ (reservoir routing) และเมื่อนำไปใช้หาปริมาณน้ำหลากที่มารวมกันท้ายน้ำจากปริมาณน้ำหลากของหลายลำน้ำสาขาทางเหนือน้ำ และในลำน้ำหลัก เทคนิคนี้เรียกว่าการสังเคราะห์ปริมาณน้ำหลาก (flood synthesis)

2.3.1 การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธีทางชลศาสตร์ (Hydraulic Method)

การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธีทางชลศาสตร์ แตกต่างไปจากวิธีทางอุทกวิทยา (hydrologic method) จากความจริงที่ว่าวิธีการทางชลศาสตร์ โดยอาศัยหลักการของสมการดิฟเฟอเรนเชียล (basic differential equations) ที่ใช้สำหรับการไหลแบบไม่คงที่ (unsteady flow) ในทางน้ำเปิด ในขณะที่วิธีการทางอุทกวิทยาไม่ได้ใช้สมการเหล่านี้โดยตรง แต่ประมาณในบางกรณีที่แก้ปัญหา วิธีการทางอุทกวิทยาโดยทั่วไปง่ายกว่า แต่ผลอาจไม่เป็นที่พอใจในปัญหาอื่นนอกจากการหาการเคลื่อนที่ของน้ำหลากในแม่น้ำที่ยาว ดังตัวอย่างเมื่อปริมาณน้ำหลากมาถึงจุดรวมของลำน้ำโดยทั่วไปจะเกิดระลอกคลื่น (surges) เมื่อปริมาณน้ำหลากถูกควบคุมด้วยเขื่อน จะมีปรากฏการณ์นั้นดังกล่าวเข้ามาเกี่ยวข้อง ผลกระทบจากกระแสน้ำย้อนกลับ (backwater) และระลอกคลื่น (surges) ในปัญหาเหล่านี้สามารถที่จะหาได้โดยละเอียดจากสมการทางชลศาสตร์เท่านั้น แต่ไม่ใช่จากวิธีการทางอุทกวิทยา

2.3.1.1 Method of Characteristies

Method of Characteristics เป็นการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธีทางชลศาสตร์ ที่ยุ่งยากและซับซ้อน อย่างไรก็ตามได้มีการดัดแปลงให้ง่ายขึ้นหลายวิธีเพื่อให้เหมาะสมในงานด้านปฏิบัติ วิธีทั้งหลายเหล่านี้ยังเป็นวิธีทั่วไปของ method of characteristics ซึ่งขึ้นอยู่กับวิธีของชุดของ characteristic equation ของการไหลแบบไม่คงตัว (unsteady flow) สมการของการไหลแบบไม่คงตัว อาจเขียนได้เป็น

$$\frac{\partial y}{\partial x} + \frac{V}{g}\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{1}{g}\frac{\partial V}{\partial t} = S_o - S_f \quad \text{..... (2-1)}$$

$$D\frac{\partial V}{\partial x} + V\frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = 0 \quad \text{..... (2-2)}$$

$$\frac{\partial y}{\partial x}dx + \frac{\partial V}{\partial t}dt = dy \quad \text{..... (2-3)}$$

$$\frac{\partial V}{\partial x}dx + \frac{\partial V}{\partial t}dt = dV \quad \text{..... (2-4)}$$

จากสมการดังกล่าว $\frac{\partial y}{\partial x}$ เป็นความลาดเทของผิวน้ำ $\frac{\partial y}{\partial t}$ คือการเปลี่ยนความลึกของการไหลสัมพันธ์กับเวลา $\frac{\partial V}{\partial x}$ คือการเปลี่ยนอัตราความเร็วสัมพันธ์กับระยะทาง S_o คือความลาดเทของทางน้ำและ S_f คือความลาดเทเสียดทาน (friction slope), dy คือการเปลี่ยนแปลงความลึกทั้งหมดและ dv คือการเปลี่ยนแปลงอัตราความเร็วทั้งหมด สมการ (2-1) จะเป็นสมการทางพลศาสตร์ (dynamic equation) และสมการ (2-2) เป็นสมการต่อเนื่อง (continuity) สมการ (2-3) ชี้ให้เห็นว่าการเปลี่ยนแปลงความลึกทั้งหมดเท่ากับผลรวมของการเปลี่ยนแปลงเป็นส่วน ๆ เนื่องจากระยะทางและเวลาตามลำดับในทำนองเดียวกัน สมการ (2-4) แสดงให้เห็นว่าการเปลี่ยนแปลงในอัตราความเร็วทั้งหมดเท่ากับผลรวมของการเปลี่ยนแปลงเป็นส่วน ๆ ของอัตราความเร็วเนื่องจากระยะทางและเวลาตามลำดับ แก้สมการทั้ง 4 พร้อมกันเพื่อหาค่า $\frac{\partial y}{\partial x}$ จะได้

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{-D(S_o - S_f) + \frac{D}{g}\frac{dV}{dt} - \frac{V}{g}\frac{dy}{dt} + \frac{1}{g}\frac{dy}{dt}\frac{dx}{dt}}{\frac{1}{g}\left(\frac{dx}{dt}\right)^2 - \frac{2V}{g}\frac{dx}{dt} + \frac{V^2}{g} - D} \quad \text{.....(2-5)}$$

อาจสมมุติว่าคลื่นของน้ำหลาก (flood wave) ประกอบด้วยระลอกคลื่น (surges) เล็ก ๆ จำนวนมาก การเคลื่อนที่ของคลื่นน้ำหลาก อาจถือเสมือนกับการเคลื่อนที่ของระลอกคลื่น ระลอกคลื่นเหล่านี้เกิดจากผลของความไม่ราบเรียบซึ่งเกิดจากการหลากของน้ำและแต่ละคลื่นมีแนวเส้น (profile) ของผิวไม่ต่อเนื่องกัน ที่จุดไม่ต่อเนื่องผิวน้ำแตกแยกออกและความลาดเท $\frac{\partial y}{\partial x}$ มี 2 ค่า เพราะว่าความลาดเทผิวทั้งสองไม่มีผลแห่งความสัมพันธ์ใด ๆ ซึ่งกันและกัน ค่าของ $\frac{\partial y}{\partial x}$ ต้องไม่แน่นอน หรือทางคณิตศาสตร์ $\partial y/\partial x = 0/0$ เมื่อให้ตัวหารของสมการ (2-5) มีค่าเป็นศูนย์แล้ว

$$dx = (V \pm c)\, dt \quad \text{.....(2-6)}$$

ซึ่ง $c = \sqrt{gD}$, สำหรับทางน้ำกว้างมาก $c = \sqrt{gy}$ เมื่อให้เศษมีค่าเป็นศูนย์จะได้

$$d(V \pm 2c) = g(S_o - S_f)dt \quad \text{.....(2-7)}$$

สมการดังกล่าวคือ equation of characteristics และอาจเขียนได้เป็น

$$\frac{dx}{dt} = V + c \qquad \text{.....(2-8)}$$

$$d(V + 2c) = g(S_o - S_f)dt \qquad \text{.....(2-9)}$$

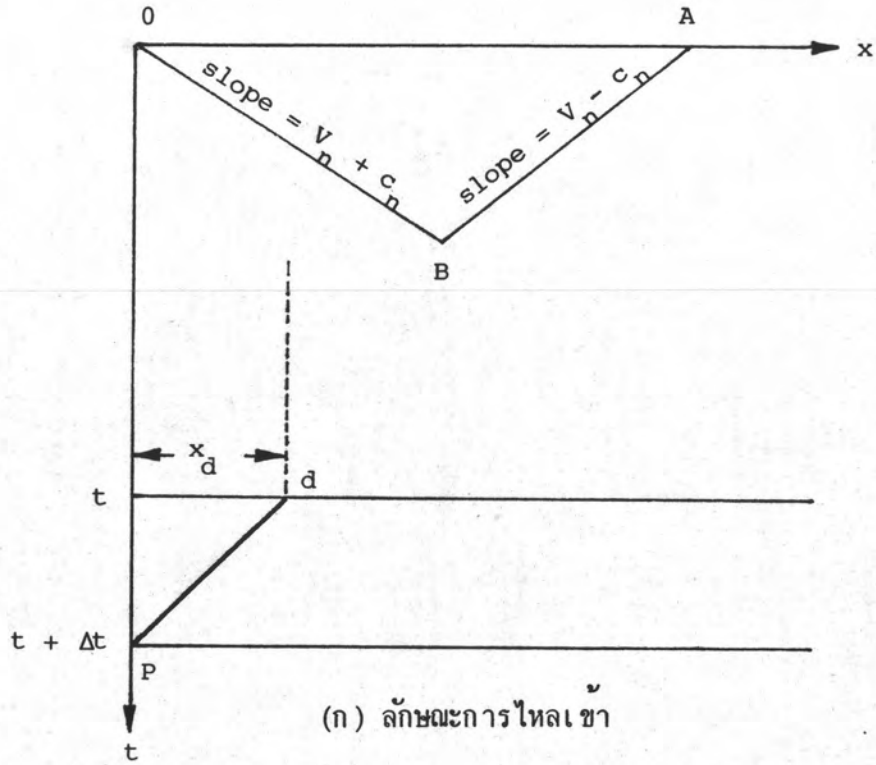
$$\frac{dx}{dt} = V - c \qquad \text{.....(2-10)}$$

$$d(V - 2c) = g(S_o - S_f)dt \qquad \text{.....(2-11)}$$

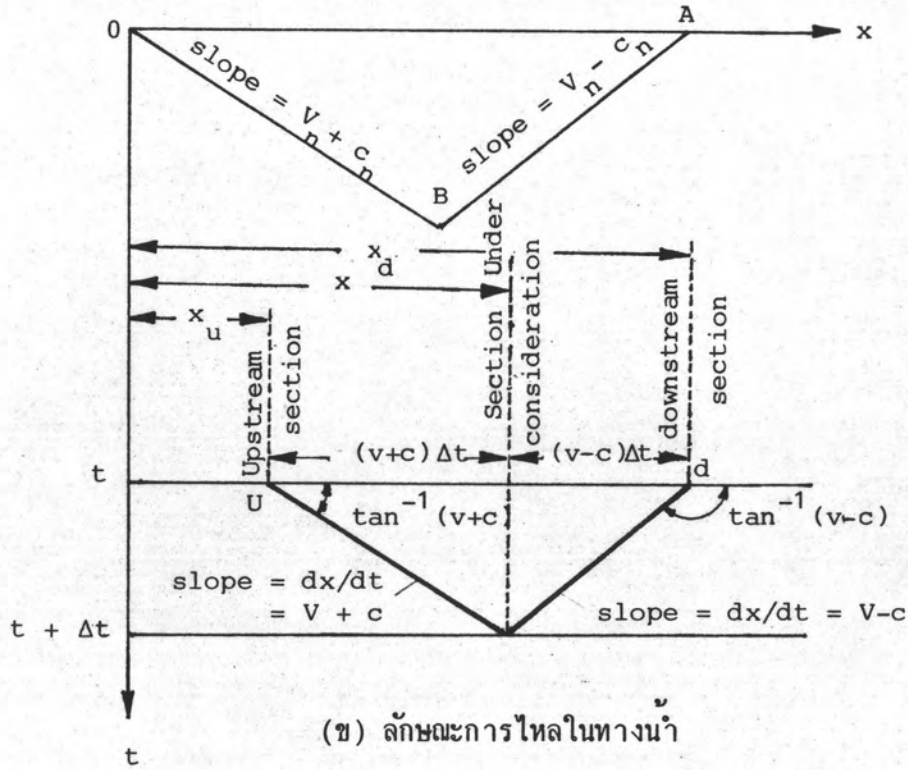
สมการเหล่านี้สามารถแทนได้ด้วยวิธีทางกราฟบนแกน xt ดังแสดงในรูปที่ 2-5 ในช่วงเวลาสั้น ๆ Δt จุด p แทนตำแหน่งของรูปตัดทางน้ำที่พิจารณาที่เวลา $t + \Delta t$ และจุด u และ d แทนตำแหน่งที่แน่นอนของรูปตัดทางน้ำเหนือน้ำและท้ายน้ำ ณ เวลา t ตามลำดับ อัตราความเร็วของ wave propagation สามารถแทนได้ด้วยความลาดของเส้นที่สร้างบนแกน xt เมื่อการไหลเป็น subcritical เช่นที่เกิดในทางน้ำเกือบทั้งหมด นั่นคือ เมื่อ $V < c$ ความลาดเทของเส้น up เป็นบวกแทน $V + c$ ของสมการ (2-8) และความลาดเทของเส้น dp ค่าเป็นลบ แทน $V - c$ ในสมการ (2-10) เส้น up และ dp หมายถึง characteristics จะเห็นว่าจุด u แทนตำแหน่งของรูปตัดเหนือน้ำ จากที่ซึ่งระลอกคลื่นเล็ก ๆ เกิดและจะถึงรูปตัด p ภายหลังช่วงของเวลา Δt ในทำนองเดียวกัน จุด d แทนตำแหน่งของรูปตัดท้ายน้ำจากที่ซึ่งระลอกคลื่น (surge) เกิดและจะมาถึงที่รูปตัด p ภายหลังเวลา Δt

ลักษณะการไหลที่รูปตัดเหนือน้ำและท้ายน้ำแสดงด้วยพยัญชนะพ่วงท้าย u และ d ตามลำดับ Integrating สมการ (2-9) จากเวลา t ถึงเวลา $t + \Delta t$ ซึ่งช่วงคือเวลาที่ต้องการสำหรับคลื่น (wave) เดินทางจากรูปตัดเหนือน้ำไปสู่รูปตัดที่พิจารณา

$$V + 2c = V_u + 2c_u + gS_o \Delta t - g \int_t^{t+\Delta t} S_f dt \qquad \text{.....(2-12)}$$



(ก) ลักษณะการไหลเข้า



(ข) ลักษณะการไหลในทางน้ำ

รูปที่ 2-5 กราฟแทน wave propagation สำหรับการไหลแบบ Subcritical

สำหรับค่า Δt น้อย

$$\int_{t}^{t+\Delta t} S_f dt = \frac{(S_{fu} + S_f)}{2} \Delta t$$

ดังนั้น สมการ (2-12) อาจเขียนเป็น

$$V + 2c = G_u + K \qquad \text{..... (2-13)}$$

$$G_u = V_u + 2c_u + K_u \qquad \text{..... (2-14)}$$

$$K_u = \frac{g\,(S_o - S_{fu})\Delta t}{2} \qquad \text{..... (2-15)}$$

$$K = \frac{g\,(S_o - S_f)\Delta t}{2} \qquad \text{..... (2-16)}$$

ในทำนองเดียวกันสมการต่อไปอาจได้จากการอินทีเกรด (integrating) สมการ (2-4) ในช่วงที่ต้องการสำหรับคลื่น เดินทางจากรูปตัดท้ายน้ำไปสู่รูปตัดที่พิจารณา

$$V - 2c = G_d + K \qquad \text{..... (2-17)}$$

ซึ่ง $$G_d = V_d - 2c_d + K_d \qquad \text{..... (2-18)}$$

และ $$K_d = \frac{g(S_o - S_{fd})\Delta t}{2} \qquad \text{..... (2-19)}$$

ขจัดค่า K ออกจากสมการ (2-13) และสมการ (2-14) แล้วหาค่า c จะได้

$$c = \frac{G_u - G_d}{4} \qquad \text{.....(2-20)}$$

สมการนี้สามารถใช้คำนวณหาค่า c ที่เวลา $t + \Delta t$ ถ้าลักษณะการไหลเหนือน้ำและท้ายน้ำที่เวลา t กำหนดมาให้

ขจัดค่า c จากสมการ (2-13) และ (2-17) แล้วหาค่า V - K จะได้

$$V - K = \frac{G_u + G_d}{2} \qquad \text{.....(2-21)}$$

หรือจากสมการ (2-20)

$$V - K = G_d + 2c \qquad \text{.....(2-22)}$$

ใช้สูตร Manning $S_f = n^2V^2/2.22R^{4/3}$ แทนเทอมนี้สำหรับค่า S_f ในสมการ (2-16) แล้วหาค่า V จะได้

$$V = \sqrt{\frac{16.1S_o\Delta t - K}{7.25n^2\,\Delta t}\,R^{2/3}} \qquad \text{.....(2-23)}$$

จากสมการ (2-22) และ (2-23) สามารถหาค่า V และค่า K ได้

วิธีหาค่า c และ V สามารถทำให้ง่ายขึ้นโดยใช้วิธีทางกราฟ ดังตัวอย่างสมมุติให้ทางน้ำกว้างมาก $R = y = c^2/g$ ดังนั้น สมการ (2-23) กลายเป็น

$$V = \sqrt{\frac{16.1S_o\Delta t - K}{742n^2\Delta t}\,c^{4/3}} \qquad \text{.....(2-24)}$$

สมการ (2-24) ประกอบด้วยตัวแปร 3 ค่า คือ c, V และ K ส่วน S_o และ Δt ทราบค่า สำหรับสมการนี้อาจสร้างกราฟช่วยได้ 2 ทาง คือ (1) plot c กับ V โดยใช้ K เป็นตัวแปร (parameter) และ (2) plot V - K กับ V โดยใช้ c เป็นตัวแปร การ plot ทั้งสองอย่างนี้จะทำให้ปัญหาง่ายขึ้น ซึ่งเมื่อต้องการหาค่า c และ V ณ เวลา $t + \Delta t$ ถ้าลักษณะการไหล c และ V ที่รูปตัวเหนือน้ำและท้ายน้ำ ณ เวลา t กำหนดมาให้

2.3.1.2 Method of Diffusion Analogy

วิธีการนี้เป็นวิธีการทางชลศาสตร์โดยประมาณ ในการแก้ปัญหา ในทางน้ำธรรมชาติ ได้พัฒนามาโดยใช้ทฤษฎีทางสถิติดั่งเดิมของการกระจายของสภาพการไหล (flow diffusion) จากทฤษฎีนี้ สมการ ดิฟเฟอเรนเชียล สำหรับการกระจายสภาพของการไหลแบบไม่คงที่ (unsteady flow) ของมวลอนุภาค (particles) อาจเขียนได้เป็น

$$\frac{\partial N}{\partial t} = K \frac{\partial^2 N}{\partial x^2} \qquad \text{.....(2-25)}$$

ซึ่ง N เป็นจำนวนของอนุภาค (particles), t เป็นเวลา x เป็นระยะทางและ K คือค่าสัมประสิทธิ์ เรียกว่า diffusivity เมื่อมวลอนุภาคไหลในทิศทางตามแกน x สมการนี้ให้ particle distribution ในทิศทางของการไหลเป็นองค์ประกอบ (function) ของเวลาและตำแหน่ง ทฤษฎีโดยทั่วไปใช้ประยุกต์กับปัญหาของการถ่ายเทความร้อน (heat transfer) สมการแทน Fourier's general law of heat conduction ที่ซึ่ง N แทนอุณหภูมิและK เป็น thermal diffusivity

ในทางน้ำธรรมชาติ การกระทบกระเทือน (disturbances) ต่อการไหล เกิดจากความไม่สม่ำเสมอของทางน้ำมีขนาดแน่นอน ณ เวลาและตำแหน่งใด ๆ ผสมกัน เยกย้าย กระจัดกระจาย เมื่อการไหลเคลื่อนไปตามทางน้ำ ในการประยุกต์ทฤษฎีของ flow diffusion เข้ากับการไหลของน้ำอาจสมมุติได้ว่าการแพร่กระจายของการกระทบกระเทือนคล้ายคลึงกัน diffusion ของ particles ถ้าผลกระทบทั้งหมดของ disturbances ต่อการไหลแทนได้ด้วยการเปลี่ยนแปลงความลึกของการไหล y สมการ (2-25) อาจเขียนได้เป็น

$$\frac{\partial y}{\partial t} = K \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \qquad \text{.....(2-26)}$$

ในทางน้ำธรรมชาติที่ไม่สม่ำเสมอนั้นทำให้เกิดการเก็บกักที่ไม่สม่ำเสมอ (irregular storage) จึงต้องพิจารณาความไม่สม่ำเสมอของลำน้ำ (irregularities) ด้วย สำหรับสภาพความต่อเนื่องของการไหลในทางน้ำที่มีรูปทรงสม่ำเสมอ (prismatic channels) สมการต่อเนื่องสำหรับการไหลในทางน้ำธรรมชาติอาจเขียนได้เป็น

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = K \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \qquad \text{.....(2-27)}$$

หอสมุดกลาง สถาบันวิทยบริการ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สมมุติต่อไปว่าทางน้ำกว้างมากและการไหลโดยเกณฑ์เฉลี่ยมีความสม่ำเสมอและคงที่ ดังนั้นปริมาณน้ำต่อทางน้ำกว้างหนึ่งหน่วยอาจแทนได้ด้วยสูตร Chezy

$$q = C S_o^{\frac{1}{2}} y^{3/2} \qquad \text{.....(2-28)}$$

แทนสมการนี้ สำหรับ q ในสมการ (2-28) และจัดรูปใหม่

$$\frac{\partial y}{\partial t} + C S_o^{\frac{1}{2}} \frac{\partial y^{3/2}}{\partial x} = K \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \qquad \text{.....(2-29)}$$

ซึ่งเป็นสมการดิฟเฟอเรนเชียลพื้นฐาน สำหรับการไหลของน้ำหลาก (flood flow) ในลำน้ำธรรมชาติจะเห็นว่าสัมประสิทธิของ $\partial y^{4/3}/\partial x$ ในสมการนี้ขึ้นอยู่กับความเสียดทานทางน้ำและความลาดเท และสัมประสิทธิของ $\partial^2 y/\partial x^2$ ขึ้นอยู่กับความไม่ราบเรียบของทางน้ำ

ค่า diffusivity, K ในลำน้ำทั่วไปประมาณว่าอยู่ในช่วง 10^6 ถึง 10^7 ซม^2/วินาที ในแม่น้ำใหญ่ เช่น แม่น้ำมีสซิสซิปปี้ในสหรัฐอเมริกา และแม่น้ำแยงซีในประเทศจีน ค่า K ประมาณ 10^8 ซม^2/วินาที

Solution ของสมการ (2-29) สำหรับ propagation ของคลื่นน้ำหลาก (flood wave) คือ

$$\frac{y - y_n}{y_o} = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_o^{x/2\sqrt{Kt}} \exp\left[\frac{V_w w}{2K} - x^2 - \left(\frac{V_w x}{4KX}\right)^2\right] dx \quad \text{....(2-30)}$$

ซึ่ง y คือความลึกที่จุดซึ่งมีระยะทาง x จากเหนือน้ำสุดของช่วงที่พิจารณา y_n คือความลึกปกติ (normal depth) ของการไหลที่จุดเดียวกันก่อนน้ำหลากมาถึง y_o คือความลึกที่เหนือน้ำสุด t เป็นเวลา K เป็น diffusivity, $V_w = 1.5V$, V คืออัตราความเร็วเฉลี่ย และ x คือตัวแปร

2.3.2 การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธีทางอุทกวิทยา (Hydrologic Routing Method)

2.3.2.1 หลักการของวิธีทางอุทกวิทยา

หลักการของการคำนวณการหลากของน้ำในเชิงอุทกวิทยา (Hydrologic routing) เมื่อคลื่นของน้ำหลาก เคลื่อนผ่านช่วงทางน้ำ ลักษณะของชลภาพที่ไหลเข้าและไหลออก (inflow and outflow hydrographs) ที่เหนือน้ำและท้ายน้ำสุดของช่วงจะปรากฏดังแสดงในรูปที่ 2-6 (ก) สมมุติว่าไม่คิดจำนวนน้ำที่ศูนย์เสียหรือได้มาในระยะการไหลผ่านช่วงพื้นที่ทั้งหมดใต้ชลภาพ (hydrographs) จะเท่ากัน เพราะว่าปริมาตรของน้ำจากอุทกภัยไม่เปลี่ยนแปลงในทางน้ำธรรมชาติ ความเสียดทานในทางน้ำและความจุของการเก็บกักสูง ดังนั้นคุณสมบัติของคลื่นน้ำหลากจะเปลี่ยนไปในรูปที่ 2-6 (ก) แสดงให้ให้เห็นถึงการลดลงและช้าลงของยอดน้ำหลาก (flood peak) ผลต่างระหว่างแกนตั้งของชลภาพของการไหลเข้าและไหลออกแทนด้วยพื้นที่แลเงาในรูปซึ่งเท่ากับอัตราการเก็บน้ำไว้ในช่วงนั้น คือ

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = I - O \qquad \text{.....(2-31)}$$

ซึ่ง $\Delta S/\Delta t$ เป็นการเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักระหว่างช่วงเวลา Δt, I คือ ปริมาณการไหลเข้า (inflow) เฉลี่ยในช่วงเวลา Δt และ O คือค่าปริมาณการไหลออก (outflow) เฉลี่ยในช่วงเวลา Δt ค่าของ $\Delta S/\Delta t$ เป็นบวกเมื่อการเก็บกักเพิ่มขึ้น และเป็นลบเมื่อการเก็บกักลดลง สมการนี้เป็นพื้นฐานสำหรับวิธีทางอุทกวิทยาของการพิจารณาการหลากของน้ำ ซึ่ง Δt เป็นช่วงเวลา (routing period)

อัตราของการเก็บกัก สามารถเขียนความสัมพันธ์กับเวลาได้ดังรูปที่ 2-6 (ข) ซึ่งจะทำให้เห็นว่าปริมาณการเก็บกักเพิ่มขึ้นก่อนเวลาที่ปริมาณการไหลเข้าเท่ากับการไหลออก และลดลงจากเวลานั้น พื้นที่สะสมใต้ storage-rate curve (พื้นที่แลเงาในรูป) แทนปริมาตรของ storage ที่เวลา t หลังจากเริ่มมีการหลากของน้ำ โดยการ plot ปริมาตรนี้กับเวลาจะได้ storage-volume curve ดังในรูปที่ 2-6 (ค) โค้งนี้ที่ยอดซึ่งแทนปริมาตรสูงสุดของการเก็บกักที่เกิด ณ เวลาเมื่อปริมาณการไหลเข้าเท่ากับปริมาณการไหลออก

ถ้าเขียนความสัมพันธ์ของปริมาณการเก็บกักกับปริมาณน้ำไหลออก โค้งที่ได้จะเป็น loop ดังแสดงในรูป 2-7 ในรูปนี้ปริมาณการเก็บกักสำหรับปริมาณน้ำที่กำหนดให้บนโค้งสูงขึ้น (หรือลดลง) ส่วนของคลื่นน้ำหลาก จะมากกว่า (หรือน้อยกว่า) ปริมาณการเก็บกัก ที่สัมพันธ์กับลักษณะของการไหลแบบคงตัว (steady flow) ความสัมพันธ์ของปริมาณเก็บกักปริมาณการไหลออกสำหรับลักษณะของการไหลแบบคงตัวแทนไว้ด้วยโค้งเส้นประ ซึ่งโดยประมาณที่ตำแหน่งเฉลี่ยของโค้ง 2 ด้าน ของ loop

ปริมาณการเก็บกัก ในช่วงทางน้ำสำหรับการไหลแบบคงตัวขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและปริมาณน้ำที่ไหลออก และรูปร่างและคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของทางน้ำ และลักษณะควบคุม สามารถสมมุติได้ว่ารูปตัดเหนือน้ำสุดและท้ายน้ำสุดของช่วงมีความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำเฉลี่ย และปริมาณการเก็บกักเดียวกัน ซึ่งสัมพันธ์กับความลึกของการไหล y ดังนั้นอาจเขียนสมการได้เป็น

$$I = ay^n \qquad \text{.....(2-32)}$$

$$O = ay^n \qquad \text{.....(2-33)}$$

และ

$$S_i = by^m \qquad \text{.....(2-34)}$$

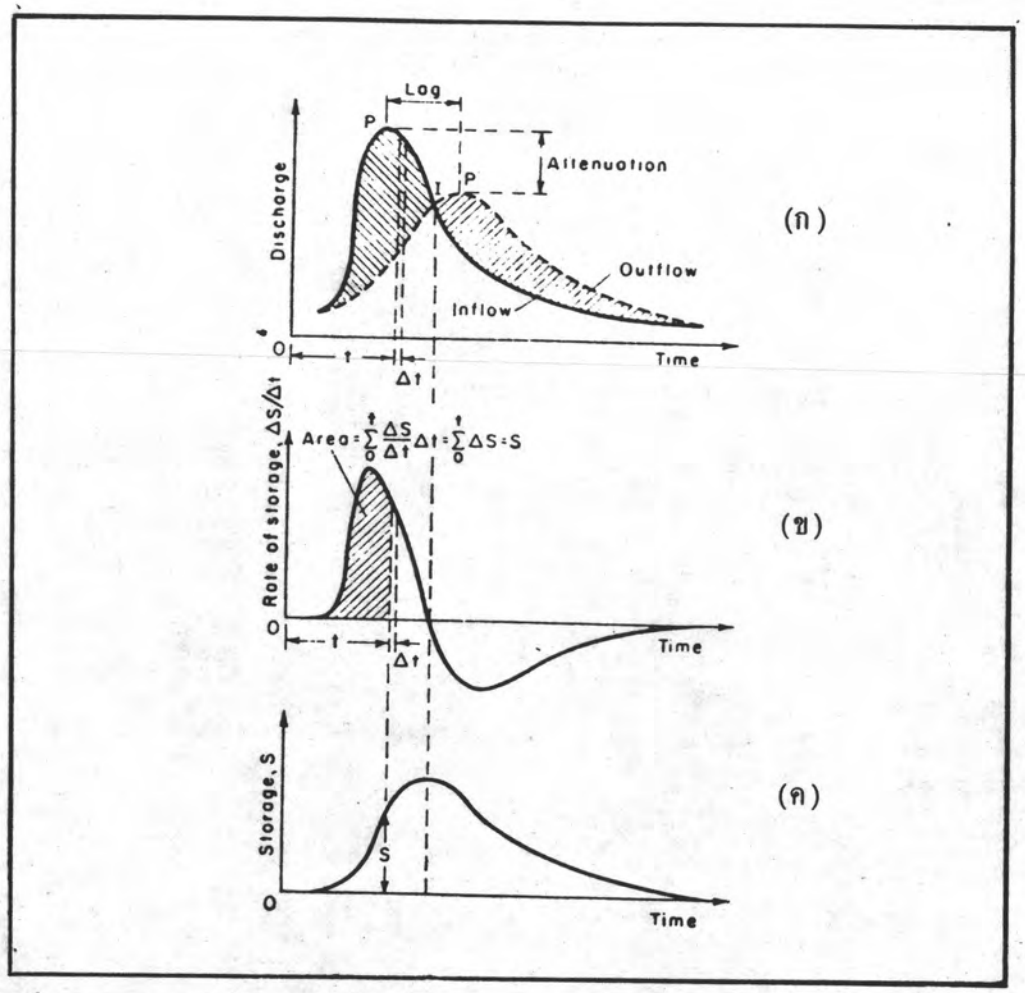
$$S_o = by^m \qquad \text{.....(2-35)}$$

ซึ่ง a และ n แสดงคุณสมบัติความลึก ปริมาณน้ำของรูปตัด b และ m แสดงคุณสมบัติเฉลี่ยความลึกปริมาณเก็บกัก (depth-storage) ของช่วง และ S_i และ S_o เป็นปริมาณเก็บกักอ้างถึงความลึกที่รูปตัดเหนือน้ำและท้ายน้ำสุดตามลำดับ ขจัดค่า y จากสมการ (2-32) และ (2-34) และจากสมการ (2-33) และ (2-35) จะได้

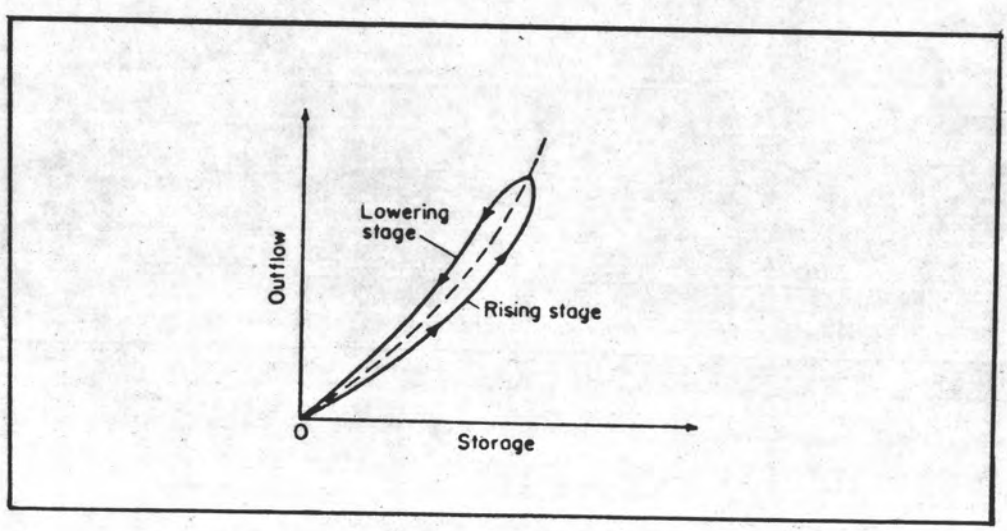
$$S_i = b\left(\frac{I}{a}\right)^{m/n} \qquad \text{.....(2-36)}$$

และ

$$S_o = b\left(\frac{O}{a}\right)^{m/n} \qquad \text{.....(2-37)}$$



รูปที่ 2-6 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการไหลเข้า (inflow) ปริมาณการไหลออก (outflow) และปริมาณการเก็บกักของน้ำในลำน้ำ (channel storage) กับ เวลา เนื่องจากการเคลื่อนตัวของน้ำหลากในลำน้ำ



รูปที่ 2-7 แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง ปริมาณการเก็บกักของน้ำ (storage) กับ ปริมาณการไหลออก (outflow)

ให้ x เป็นตัวประกอบไม่มีหน่วยซึ่งให้ความหมายของความสัมพันธ์ของน้ำหนักที่กำหนดให้ที่ปริมาณการไหลเข้าและการไหลออกในการหาปริมาตรของการเก็บกัก ในช่วงแล้วปริมาณการเก็บกักที่เวลาใด ๆ ที่กำหนดให้อาจแสดงได้เป็น

$$S = XS_i + (1 - X)S_o \quad \text{.....(2-38)}$$

เมื่อระดับน้ำในช่วงหาได้โดยควบคุมที่ท้ายน้ำสุด ดังตัวอย่างที่ทางน้ำล้น (spillway) ของอ่างเก็บน้ำซึ่งผิวน้ำในอ่างเป็นระดับราบ ปริมาณการเก็บกักเป็นองค์ประกอบ (function) เดียวของปริมาณการไหลออก ดังนั้น $X = 0$ ถ้าปริมาณการเก็บกักเกิดจากผลกระทบของน้ำย้อนกลับ (backwater) ที่เหนือน้ำสุดของอ่างมีความสำคัญ x จะมากกว่าศูนย์ ในทางน้ำที่สม่ำเสมอนั้นปริมาณการไหลเข้าและไหลออกมีน้ำหนักเท่ากันและ $X = 0.5$

แทนค่าสมการ (2-36) และ (2-37) สำหรับ S_i และ S_o ตามลำดับลงในสมการ (2-38) และจัดรูปใหม่จะได้

$$S = K [KI^X + (1 - X)O^X] \quad \text{.....(2-39)}$$

ซึ่ง $K = b/a^{m/n}$ และ $X = m/n$ ในทางน้ำ prismatic สี่เหลี่ยมผืนผ้า ปริมาณน้ำผันแปรกับกำลัง 5/3 ของความลึกบนพื้นฐานของสูตร Manning และปริมาณการเก็บกักผันแปรไปตามกำลังหนึ่งเพราะว่า $n = 5/3$ และ $m = 1$ exponent $X = 0.6$ ในทางน้ำธรรมชาติ m อาจมากกว่าหนึ่ง และดังนั้น x มากกว่า 0.6 วิธีของการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากในเชิงอุทกวิทยาหลายวิธีได้พัฒนาขึ้นมาบนพื้นฐานของสมการ (2-39) เพื่อให้ง่ายและเหมาะสมในทางปฏิบัติ x โดยทั่วไปสมมุติได้เป็นหนึ่ง

การพิจารณาทางอุทกวิทยาต่อปัญหาของการหลากของน้ำ ขึ้นอยู่กับความสัมพันธ์ของปริมาณเก็บกักกับปริมาณการไหล (storage-discharge) โดยสมมุติว่าไม่มีผลกระทบทางพลศาสตร์ของการไหล นั่นก็คือปริมาณการเก็บกักเป็นองค์ประกอบเดียวของปริมาณการไหล ข้อสมมุตินี้หมายความว่าการไหลกำลังเปลี่ยนแปลงอย่างช้า ๆ กับเวลา ผลกระทบของความลาดเทผิวผิดปกติ ในการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำ และการเปลี่ยนแปลงปริมาณการเก็บกักในลำน้ำตัดทิ้ง

วิธีนี้ถูกต้องพอประมาณสำหรับทางน้ำทั่วๆไปที่มีความลาดเทน้อยๆ เมื่อเขียนเส้นความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการเก็บกักกับปริมาณการไหล loop ที่ได้จะแคบและโค้งเฉลี่ยแทนปริมาณการเก็บกักซึ่งเป็นองค์ประกอบเดียวของปริมาณน้ำ ถ้า loopกว้างก็สามารถลดให้เหลือความสัมพันธ์ที่เป็นเส้นตรงเดียว โดยการปรับเช่นเดียวกับวิธี Muskingum ในวิธีนี้การปรับทำได้โดยการผันแปรค่า K และ X ในสมการ

ในทางน้ำที่มีความลาดเทชันผลกระทบจากพลศาสตร์ของการไหลมีมากและไม่สามารถตัดทิ้งในลำน้ำดังกล่าวนี้การใช้การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธีทางอุทกวิทยาอาจได้ผลไม่เป็นที่พอใจ

2.3.2.2 วิธีการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากในเชิงอุทกวิทยา

การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากในทางอุทกวิทยานั้นมีหลายวิธี นอกจากวิธีที่คำนวณด้วยตัวเลขโดยตรงแล้ว ยังมีวิธีที่ใช้กราฟหรือ monograph ช่วย แต่ละวิธียังเหมาะสมกับการพิจารณาการหลากในแต่ละอย่าง เช่น การหลากผ่านอ่างเก็บน้ำ (routing through reservoirs) หรือการหลากผ่านในลำน้ำ (routing through rivers) วิธีหนึ่งที่ค่อนข้างเป็นที่รู้จักและได้ผลน่าพอใจ คือวิธีของ Muskingum วิธีนี้ใช้สมการ (2-39) โดยสมมุติให้ค่า X =1 นั่นคือ

$$S = K[XI + (1 - X) O] \quad \text{.....(2-40)}$$

ซึ่ง K และ X หามาจากคุณสมบัติของทางน้ำที่ศึกษา

ในปัจจุบันได้ใช้เครื่องคำนวณ (Computer) ช่วยในการคำนวณ จึงทำให้การคำนวณเสียเวลาน้อย แต่อย่างไรก็ดีผู้คำนวณควรต้องเข้าใจวิธีการคำนวณอย่างละเอียด เพื่อจะได้ใช้ประกอบในการพิจารณาผลที่ได้รับจากการคำนวณด้วยเครื่องดังกล่าว

2.3.2.3 การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธี Muskingum

วิธีนี้ได้พัฒนามาโดย McCarthyและคณะ โดยใช้หลักของลิ่มและรูปแท่งของการเก็บกัก (wedge and prim storage) ของทางน้ำ

ปริมาณของการเก็บกักมีความสัมพันธ์โดยตรงกับปริมาณการไหลออก องค์ประกอบที่เป็นเส้นตรงอย่างง่ายๆ เมื่อปริมาณการไหลเข้า ปริมาณการไหลออกเท่ากัน นั่นคือ เมื่อการไหลยังคงเป็นการไหลแบบคงที่อยู่ระหว่างการก้าวหน้าของคลื่นน้ำหลาก (Flood wave) ปริมาณการไหลเข้ามักจะมากกว่าปริมาณการไหลออกเสมอๆ ดังนั้น จึงทำให้เกิดลิ่มของการเก็บกัก (wedge storage) ในทางกลับกันระหว่างเวลาที่มีน้ำหลากลดลง ปริมาณการไหลออกมากกว่าปริมาณการไหลเข้า จึงทำให้เกิดลิ่มของการเก็บกักเป็นลบ ลิ่มดังกล่าวมีความสัมพันธ์กับผลต่างระหว่างค่าใดๆ ของปริมาณการไหลเข้าและปริมาณการไหลออก ในรูปที่ 2-8 ลิ่มการเก็บกักแทนด้วย KX (I - O) และยังมีรูปแท่งเก็บกัก (prism storage) ซึ่งแทนด้วย KO ซึ่ง K คือ ค่าประสิทธิภาพ และ X คือ ตัวแปร (Parameter) ซึ่งการเก็บกักทั้งหมดคือ S = KO + KX(I-O) ซึ่งได้ค่าเช่นเดียวกับสมการ (2-40)

จากสมการ (2-31) และ (2-39) จัดรูปใหม่จะได้

$$\frac{I_1 + I_2}{2}\Delta t - \frac{O_1 + O_2}{2}\Delta t = S_2 - S_1 \quad \text{.....(2-41)}$$

$$= K\,[XI_2 + (1-X)O_2] - K[XI_1 + (1-X)O_1] \quad \text{...(2-42)}$$

จัดรูปสมการใหม่ให้ง่ายขึ้นจะได้

$$O_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 O_1 \quad \text{.....(2-43)}$$

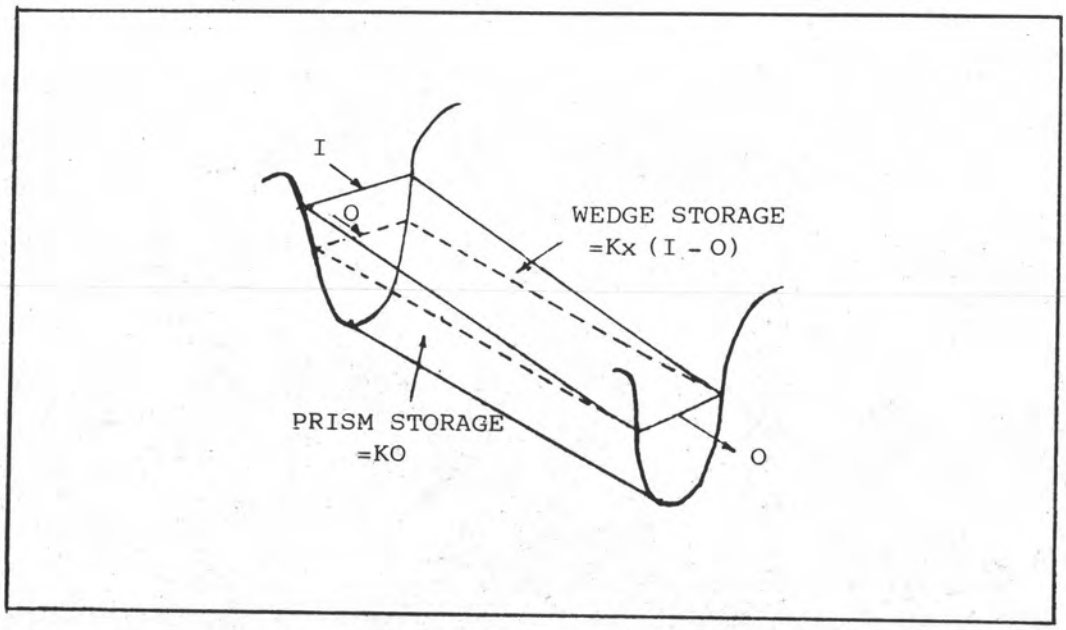
$$C_0 = -\left[\frac{KX - 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t}\right]$$

$$C_1 = \frac{KX + 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t}$$

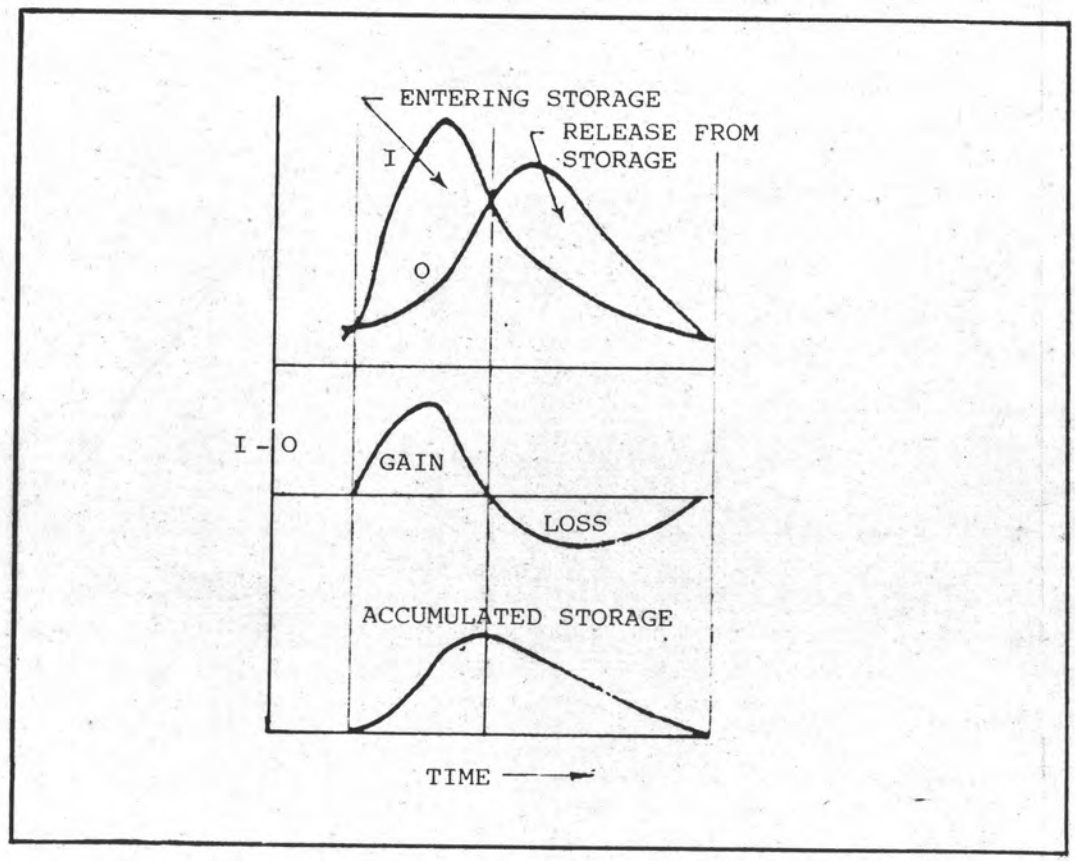
$$C_2 = \frac{K - KX - 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t}$$

ซึ่งสมการ (2-43) McCarthy เป็นผู้พัฒนามา ค่า $C_0 + C_1 + C_2 = 1$ ค่าปริมาณการเก็บกักโดยวิธีของ Muskingum หามาจากการวิเคราะห์ชลภาพจริงๆ ของช่วงทางน้ำดังแสดงในรูปที่ 2-9

ส่วนค่าคงที่ (routing constant) และ X หามาโดยวิธีกราฟจากกราฟน้ำท่าจริง



รูปที่ 2-8 แสดง prism และ wedge storages ในทางน้ำ



รูปที่ 2-9 แสดงการคำนวณหา ปริมาณการเก็บกัก (storage) จากชลภาพ (hydrograph) จริง

หาโดยการเชียนความสัมพันธ์กัน (weighted discharge) ระหว่างปริมาณการเก็บกักปริมาณการไหล $XI + (1 - X)O$ โดยใช้ค่า X ต่างๆ กัน เช่น X_1, X_2..... ฯลฯ ค่า X ที่ถูกต้องของช่วงทางน้ำที่ใช้กับวิธีนี้คือ ค่าซึ่งเมื่อ plot แล้วจุดต่างๆ จะเป็นเส้นตรงความลาดเทของเส้นตรง คือ ค่าคงที่ (storage constant) K (ดูรูปที่ 2-10)

2.3.2.4 <u>การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านอ่างเก็บน้ำ</u>(Flood Routing Through a Reservoi

การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านอ่างเก็บน้ำขนาดใหญ่เป็นปัญหาที่ง่าย ซึ่งปริมาณน้ำจากอ่างสามารถแสดงเป็นองค์ประกอบง่ายๆ ของระดับผิวน้ำซึ่งเป็นกรณีที่ไม่ได้ควบคุมการปล่อยน้ำ (Regulate) จากอ่างเก็บน้ำ หรือที่ทางออกมีช่องเปิดคงที่ หรือทราบค่าช่องทางออกที่เปิดซึ่งขึ้นอยู่กับระดับของอ่างเก็บน้ำ สำหรับอ่างเก็บน้ำค่าปริมาณการเก็บกักของสมการ (2-41) สามารถที่จะทำให้อยู่ในรูปขององค์ประกอบค่าเดียวกับปริมาณการไหลออก ซึ่งธรรมชาติขององค์ประกอบขึ้นอยู่กับชนิดของทางน้ำล้น ในทางปฏิบัติ เส้นแสดงความสัมพันธ์ของการเก็บกักกับระดับและปริมาณการไหลออกกับระดับควรจะได้หา หรือมีสำหรับอ่างเก็บน้ำ ดังนั้นความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการเก็บกักและการไหล จึงทราบได้แน่นอนและสามารถหาได้โดยวิธีทางกราฟด้วยเส้นแสดงความสัมพันธ์ของทั้งปริมาณการเก็บกัก และปริมาณการไหลกับระดับน้ำในอ่าง

สมการที่ได้กล่าวมาแล้วสามารถเขียนได้ในรูป

$$\frac{I_1 + I_2}{2} \Delta t = O_1 \Delta t/2 + S + O_2 \Delta t/2 \quad \text{.....(2-44)}$$

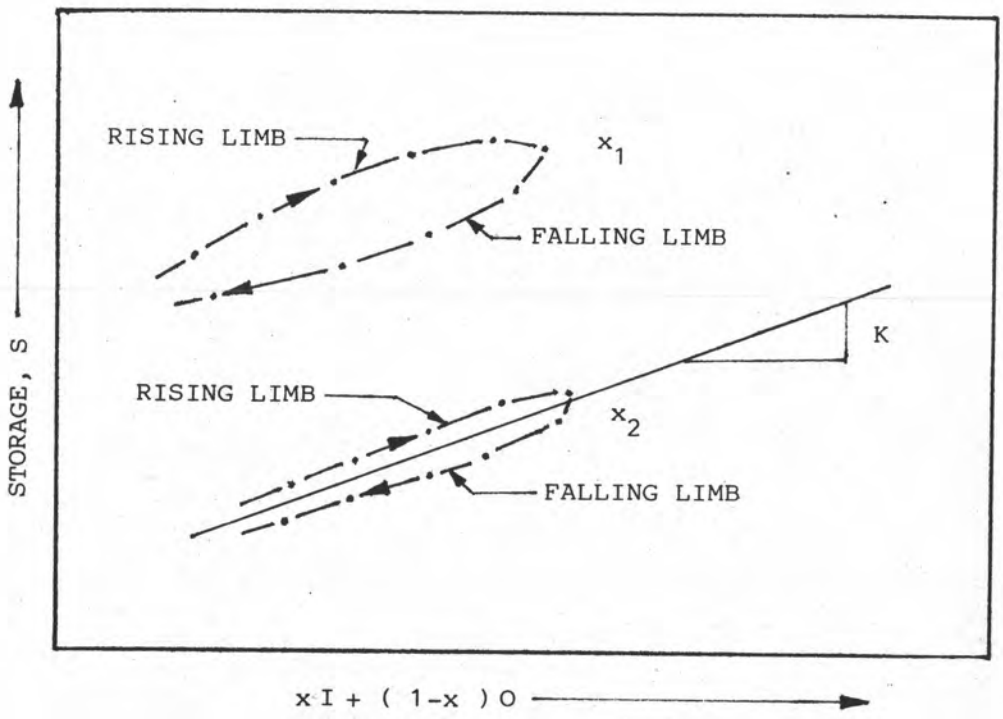
ทางด้านซ้ายมือของสมการ ทราบค่าได้จากกราฟน้ำที่ไหลเข้าและเลือกช่วงเวลา Δt สำหรับการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก ค่าทางขวามือของสมการอาจใช้การเขียนความสัมพันธ์ปริมาณการเก็บกักและระดับของอ่างดังแสดงในรูปที่ 2-11

เส้นแสดงความสัมพันธ์ของ $S - O\Delta t/2$ และ $S + O\Delta t/2$ ได้จากการที่ทราบว่าที่ระดับใดๆ โดยเฉพาะ จะมีปริมาณน้ำไหลออกโดยเฉพาะด้วย แล้วจึงสามารถบวกหรือลบค่า $O\Delta t/2$ จากเส้นปริมาณการเก็บกัก S เมื่อทราบค่าช่วงเวลาสำหรับหาการหลาก Δt

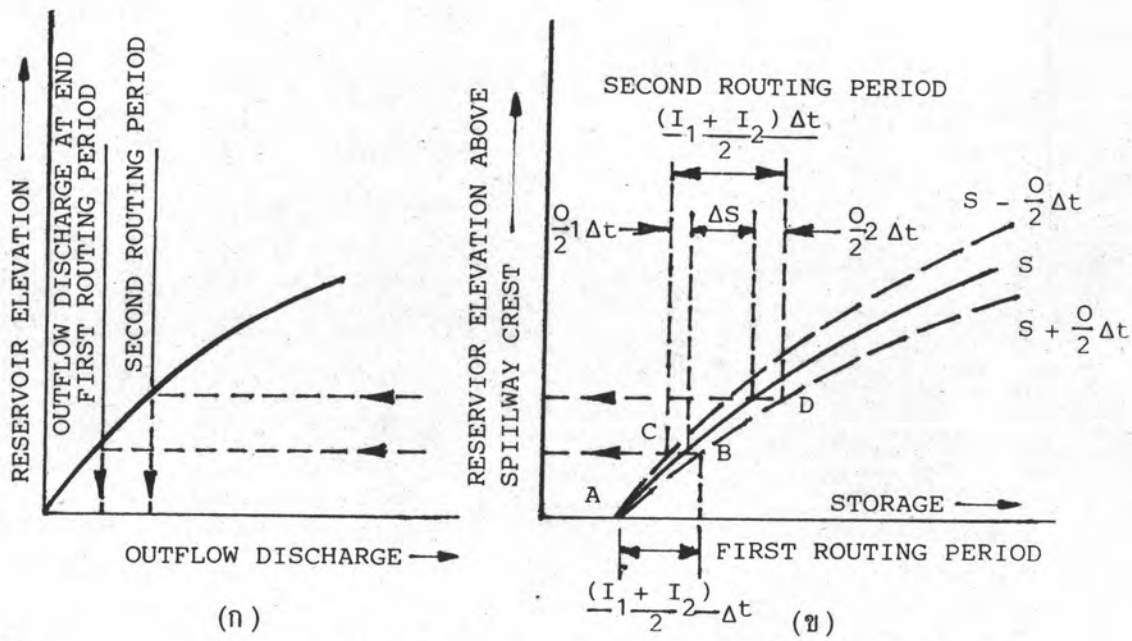
ถ้าช่วงการหาการเคลื่อนที่ของน้ำหลาก เริ่มเมื่อระดับน้ำถึงยอดของทางน้ำล้น ค่า O_1 เป็นศูนย์ และเขียนความสัมพันธ์ของค่า $(I_1 + I_2)\Delta t/2$ ตามแกนปริมาณเก็บกักโดยเริ่ม

จากจุด A ดังนั้น $(I_1 + I_2)\ \Delta t/2 = S + O\Delta t/2$ และเพราะฉะนั้น $(I_1 + I_2)\Delta t/2$ ให้จุด B บนเส้น $S+O\Delta t/2$ ค่าปริมาณการไหลออกฯ ที่สิ้นสุดของช่วงการหลากของน้ำ สามารถหาได้จากรูปที่ 2-11(ก) จากระดับที่ B สัมพันธ์กับจุด B การหาการหลากของน้ำขั้นต่อไปเริ่มต้นด้วยการวัดช่วงปริมาณน้อยๆ $(I_1 + I_2)\Delta t/2$ สำหรับช่วงการเคลื่อนตัวของน้ำหลากที่สอง เริ่มต้นจากจุด C จากรูปแสดงว่าค่าปริมาณการเก็บกักที่เพิ่มขึ้นให้ปริมาณน้ำไหลออกสัมพันธ์กับระดับ D ของรูปที่ 2-11(ข) ดำเนินการเช่นที่กล่าวแล้วเรื่อยไปจนกระทั่งได้ชลภาพของปริมาณการไหลออก (Outflow hydrograph)

อ่างเก็บน้ำใหญ่เกือบทั้งหมดมีทางออกของน้ำหลายแห่ง ซึ่งจำเป็นต้องหาผลรวมของเส้นแสดง ผลรวมของปริมาณน้ำที่ออกกับระดับของอ่างนอกเหนือไปจากนี้ภายใต้ลักษณะเหล่านี้ วิธีของการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากดังกล่าวแล้วยังใช้ได้ สำหรับทางออกที่มีประตูการคำนวณหาการหลากหลายๆครั้งอาจมีความจำเป็น โดยการคำนวณแต่ละครั้งสำหรับแต่ละทางออกที่มีประตู ในกรณีที่มีปริมาณการไหลออกจากอ่างผ่านทางน้ำล้นรวมกับปริมาณการไหลที่บังคับได้ (Regulated flow) ผ่านทางออกอื่น ค่า $O_R\Delta t$ ซึ่งแทนปริมาณการไหลที่ผ่านออกทางอื่นที่บังคับได้ต้องบวกเข้ากับสมการ (2-44) แล้วจึงดำเนินการตามกรรมวิธีของการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก ดังได้กล่าวมาแล้วต่อไป



รูปที่ 2-10 การหาค่า x และ K สำหรับวิธีของ Muskingkum Routing



รูปที่ 2-11 (ก) ความสัมพันธ์ระหว่าง ปริมาณการไหลออกของน้ำจากอ่างเก็บน้ำ กับ ระดับน้ำเหนือสันทางน้ำลน

(ข) ความสัมพันธ์ระหว่าง ความจุอ่าง กับ ระดับน้ำเหนือทางน้ำล้น