บทที่ 2
การศึกษาวิจัยในอดีต และทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

2.1 เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1.1 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการสร้างแบบจำลองสำหรับความสัมพันธ์น้ำฝน-น้ำท่า

Huggin และ Monke (1968) วิจัยการสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เพื่อแสดงความสัมพันธ์ของน้ำฝน-น้ำท่า โดยมีเป้าหมายเพื่อที่จะสร้างแบบจำลองโดยหลีกเลี่ยงการใช้ระบบรวมพื้นที่เป็นหน่วยเดียว (Lump System) ซึ่งวิธีการในงานวิจัยได้การแบ่งพื้นที่ลุ่มน้ำเป็นพื้นที่สี่เหลี่ยมเล็กๆ โดยคำนวณอัตราการไหลของน้ำท่าในแต่ละพื้นที่สี่เหลี่ยม นำมารวมกันเป็นอัตราการไหลน้ำท่าของลุ่มน้ำใหญ่ ส่วนพารามิเตอร์ได้จากการประมาณค่าอย่างง่ายๆ จากข้อมูลเชิงกายภาพของลุ่มน้ำ ผลที่ได้จากแบบจำลองจึงมีความถูกต้องมาก

Osborn และ Lane (1969) ใช้วิธีการถดถอยเชิงเส้นตรง สร้างแบบจำลองสำหรับทำนายอัตราการไหลรวมของน้ำท่า อัตราการไหลของน้ำท่าสูงสุด ช่วงเวลาของการเกิดน้ำท่า และเวลาการเคลื่อนถอยหลังของเส้นกราฟน้ำท่า โดยพัฒนาแบบจำลองจากข้อมูลของลุ่มน้ำเล็กๆ 4 แห่ง แบบจำลองที่พิจารณาใช้สมมติฐานที่ว่าอัตราการไหลรวมของน้ำท่ามีความสัมพันธ์กับปริมาณฝน อัตราการไหลสูงสุดนั้นมีความสัมพันธ์กับปริมาณของฝนสูงสุดในช่วง 15 นาที ช่วงเวลาการเกิดน้ำท่ามีความสัมพันธ์กับความยาวของลุ่มน้ำ และเวลาในการเคลื่อนถอยหลังของเส้นกราฟน้ำท่าสัมพันธ์กับพื้นที่ลุ่มน้ำ ผลลัพธ์จากงานวิจัยที่ได้แสดงให้เห็นว่าแบบจำลองใช้งานได้ดีในช่วงที่มีความถี่ของฝนมาก และให้ผลผิดพลาดในช่วงที่ความถี่ของฝนน้อย

Wesley, Winsor และ Williams (1987) สร้างวิธีการสังเคราะห์เส้นกราฟน้ำท่าซึ่งเป็นเส้นกราฟที่แสดงอัตราการไหลของน้ำท่าในแต่ละเวลา โดยการประมาณค่าพารามิเตอร์ 2 ค่าของแบบจำลองของโปรแกรม HYMO ซึ่งถูกใช้นำมาศึกษาสำหรับประมาณค่า เวลาในการเกิดอัตราการไหลสูงสุด และค่าคงที่การลดลงของอัตราการไหลน้ำท่า ซึ่งสมการนั้นใช้ลักษณะทางกายภาพของลุ่มน้ำ เพื่อจะประมาณค่าพารามิเตอร์ของลุ่มน้ำ 1 หน่วย โดยการใช้สมการของเส้นถดถอยเพื่อจะลดตัวแปรเชิงกายภาพและทางอุทกวิทยาให้เหลือเพียง 4 ค่า นั้นคือ พื้นที่ลุ่มน้ำ ความยาวของลุ่มน้ำ ความลึกของลุ่มน้ำ ความชันของลุ่มน้ำโดยทดสอบกับข้อมูลฝน 283 ชุดจาก 85 ลุ่มน้ำใน 13 รัฐของประเทศสหรัฐอเมริกาเพื่อพัฒนาแบบจำลอง ผลลัพธ์ที่ได้แสดงให้เห็นว่าสมการนี้ให้ค่าความถูกต้องของเส้นกราฟน้ำท่าที่ดีกว่าวิธีการสังเคราะห์เส้นกราฟน้ำท่าด้วยวิธีการที่พัฒนามาจากสถาบันวิจัย Soil Conservation Service ในประเทศสหรัฐอเมริกา

Sabool (1988) กล่าวถึงวิธีการสังเคราะห์เส้นกราฟน้ำท่าโดยใช้ Clark Model ซึ่งสมการของ Clark สร้างมาจากทฤษฎีการคำนวณอัตราการไหลบนทางน้ำเปิด จากการศึกษาที่ผ่านมาพบว่า Clark Model ให้ผลลัพธ์ของการคำนวณอัตราการไหลของน้ำท่าที่ดี และเส้นกราฟน้ำท่า 1 หน่วยซึ่งสร้างมาจากแบบจำลองนี้สามารถใช้งานได้กับหลากหลายพื้นที่ลุ่มน้ำอย่างมีประสิทธิภาพ แต่ปัญหาที่สำคัญในการใช้งาน Clark Model นั้นอยู่ที่พารามิเตอร์

ค่าคงที่ของการกักเก็บน้ำ R ซึ่งเป็นพารามิเตอร์ที่ประมาณค่าได้ยาก งานวิจัยได้เสนอวิธีการประมาณค่าพารามิเตอร์ R โดยการวิเคราะห์โค้งส่วนลดของเส้นกราฟน้ำท่าจากข้อมูลน้ำท่า และพยายามที่จะสร้างสูตรอย่างๆ ง่าย สำหรับประมาณค่าพารามิเตอร์ R เพื่อนำไปใช้งานในลุ่มน้ำอื่นๆ

Mizumura (1995) ได้สร้างแบบจำลองแทงค์อย่างง่าย และได้นำมาสร้างเป็นแบบจำลองสำหรับกระบวนการเกิดน้ำฝน-น้ำท่า โดยสมมติให้ลุ่มน้ำเป็นเสมือนแทงค์น้ำ ซึ่งฟังก์ชันความลึกของน้ำสามารถคำนวณได้จากโค้งส่วนลดของเส้นกราฟน้ำท่า ความลึกทั้งหมดของน้ำในแทงค์และความเร็วในการรั่วซึม รวมทั้งเวลาในการเคลื่อนถอยหลังของเส้นกราฟน้ำท่า จะถูกคำนวณจากเส้นโค้งขาขึ้นของเส้นกราฟน้ำท่า พารามิเตอร์ที่ใช้สำหรับแบบจำลองแทงค์นั้นสามารถประมาณค่าได้จากการวาดโค้งส่วนลดของเส้นกราฟน้ำท่าของข้อมูลน้ำท่าลงบนกระดาษกึ่งลอการิทึม โดยทดสอบแบบจำลองกับลุ่มน้ำ 2 แห่ง ซึ่งอยู่ในญี่ปุ่นและสหรัฐอเมริกา ผลลัพธ์ที่ได้จากแบบจำลองแทงค์ เป็นเส้นกราฟน้ำท่าที่สอดคล้องกับข้อมูลน้ำท่า

2.1.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการศึกษาและการพัฒนาพื้นที่ลุ่มน้ำในประเทศไทย

ไพรัช วีรุตมเสนม (1993) ได้ศึกษาถึงศักยภาพของการพัฒนาแหล่งน้ำในลุ่มน้ำสวย ซึ่งเป็นลุ่มน้ำสาขาของลำน้ำโขง มีพื้นที่รับน้ำประมาณ 1250 ตารางกิโลเมตร โดยรวบรวมข้อมูลทางอุทกวิทยา อุตุนิยมวิทยา และข้อมูลลักษณะกายภาพของลุ่มน้ำ โดยงานวิจัยได้ทำการศึกษาปริมาณน้ำท่าในลุ่มน้ำ โดยใช้แบบจำลอง " NAM MODEL" การศึกษาการใช้น้ำโดยแบบจำลองคอมพิวเตอร์ ซึ่งประกอบด้วย แบบจำลองสำหรับคำนวณหาปริมาณฝนสำหรับใช้ในการเพาะปลูกข้าวและพืชอื่นๆ แบบจำลองการใช้น้ำเพื่อการชลประทาน และแบบจำลองการใช้น้ำในอ่างเก็บน้ำ โดยเปรียบเทียบผลการศึกษาเป็น 3 กรณี คือ สภาพปัจจุบันของการใช้น้ำในพื้นที่โครงการ ศักยภาพของการพัฒนาแหล่งน้ำเมื่อมีการสร้างประตูระบายน้ำที่ปากแม่น้ำสวย โดยไม่มีการสูบน้ำจากแม่น้ำแม่โขง และศักยภาพของการพัฒนาแหล่งน้ำเมื่อมีการสร้างประตูระบายน้ำและมีการสูบน้ำจากแม่น้ำโขงมาใช้

งานวิจัยของ ศิโรตม์ จิวารัตน์ (1996) ได้ทำการศึกษาแหล่งน้ำในลุ่มน้ำท่าลาด โดยวิธีการจำลองด้วยแบบจำลองคอมพิวเตอร์ที่พัฒนาขึ้น ซึ่งได้มีการปรับปรุงแบบจำลองคอมพิวเตอร์ให้มีการคำนวณสัดส่วนพื้นที่เพาะปลูกฤดูแล้ง โครงการชลประทานท่าลาดมีการหาการรั่วซึมจากอ่างเก็บน้ำคลองระบม ได้การรั่วซึมจากอ่างเก็บน้ำเฉลี่ยประมาณ 15 เปอร์เซ็นต์ของปริมาตรกักเก็บ และได้มีการตรวจสอบข้อมูลปริมาณน้ำไหลลงอ่างเก็บน้ำคลองระบม จากข้อมูลการส่งน้ำที่จะนำมาใช้ในการศึกษาแหล่งน้ำบนลุ่มน้ำท่าลาด การศึกษาใช้ข้อมูลอุทกวิทยาเป็นเวลา 25 ปี ในการศึกษาเพื่อเปรียบเทียบผลลัพธ์ของแบบจำลองคอมพิวเตอร์กับโปรแกรม HEC-3 โดยแบบจำลองคอมพิวเตอร์ที่พัฒนาขึ้นสามารถคำนวณสัดส่วนพื้นที่เพาะปลูกฤดูแล้ง แต่โปรแกรม HEC-3 ไม่สามารถคำนวณสัดส่วนพื้นที่เพาะปลูกฤดูแล้งและไม่สามารถคำนวณการรั่วซึมจากอ่างเก็บน้ำได้ จากผลของงานวิจัยพบว่าถ้าปรับให้มีปริมาณน้ำที่ขาดใกล้เคียงกัน โปรแกรม HEC3 ให้พื้นที่เพาะปลูกฤดูแล้งน้อยกว่าประมาณ 7,600 ไร่ จากพื้นที่เพาะปลูกทั้งหมดบนลุ่มน้ำและเกิดการขาดน้ำบ่อยครั้งกว่า

2.2 ทฤษฎีที่เกี่ยวข้องทางอุทกวิทยา

Chow, Maidment และ May (1998) ได้แบ่งประเภทของแบบจำลองทางอุทกวิทยา ออกเป็น 2 ประเภท

ก. แบบจำลองเชิงกายภาพ (physical model) เป็นการจำลองระบบจริงโดยการลดขนาดลง เช่นแบบจำลองระบบไฮดรอลิกของเขื่อนกั้นคลองส่งน้ำ

ข. แบบจำลองเชิง abstract เป็นแบบจำลองซึ่งแทนระบบด้วยความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์ โดยกระบวนการต่างๆ ของระบบจะอธิบายในรูปของสมการ ตัวแปรเข้า ผลลัพธ์ และพารามิเตอร์ ความสัมพันธ์ของตัวแปรต่างๆ จะอยู่ในรูปของฟังก์ชัน ของเวลา (time) และ ปริภูมิ (space) ในระบบพิกัด ซึ่งจะถูกกำหนดขึ้นให้เหมาะสมกับปัญหา นอกจากนี้แล้วยังสามารถนำหลักทางสถิติและความน่าจะเป็นเข้ามาช่วยในการสร้างแบบจำลอง ความพยายามที่จะพัฒนาแบบจำลองด้วยการสุ่มตัวแปรให้ขึ้นอยู่กับทั้ง 3 แกนในระบบพิกัดฉากเป็นงานที่ยากมาก โดยปกติแล้วแบบจำลองจะพยายามทำให้อยู่ในรูปอย่างง่าย ซึ่งก็จะมีทางเลือกดังนี้

- จะต้องทำการสุ่มตัวแปรหรือไม่
- จะต้องใช้ฟังก์ชั่นในระบบพิกัดฉากเป็นระบบเชิงเส้นหรือไม่
- จะให้เวลาคงที่หรือไม่

จะเห็นได้ว่าแบบจำลองเชิง abstract นั้นมีทางเลือกดังที่กล่าวมาแล้ว แบบจำลองเชิง abstract นั้นแบ่งเป็น 2 ประเภท

(1) Deterministic model จะไม่ใช้หลักการสุ่มตัวแปร กล่าวได้ว่าตัวแปรเข้าทุกตัวถูกนำมาใช้สร้างผลลัพธ์ ซึ่งแบบจำลองประเภทนี้เหมาะสำหรับแบบจำลองที่มีขอบเขตเล็ก ตัวแปรที่เกี่ยวข้องมีความแปรปรวนน้อย และสามารถเปรียบเทียบผลลัพธ์กับแบบจำลองที่รู้ค่าปัจจัยต่างๆ ได้

(ก) Lump model เป็นแบบจำลองที่ให้ระบบมีตัวแทนเป็นพารามิเตอร์เพียงชุดเดียว ไม่ขึ้นอยู่กับความแตกต่างของแต่ละพิกัด ทุกๆจุดในระบบจะเหมือนกันหมด สมมติให้ข้อมูลตัวแปรเข้านั้นเป็นแบบสม่ำเสมอกระจายทั่วทุกจุดในระบบ

(ข) Distributed model จะพิจารณาแบบจำลองโดยคิดความแตกต่างของแต่ละจุดในระบบพิกัด โดยมีการกำหนดฟังก์ชั่นของตัวแปรในตำแหน่ง สมมติให้ข้อมูลตัวแปรเข้านั้นแตกต่างกันในแต่ละจุดพิกัด

(2) Stochastic model ใช้หลักการสุ่มตัวแปร เหมาะสำหรับแบบจำลองที่มีขอบเขตกว้างใหญ่ ตัวแปรที่ใช้มีความแปรปรวนมาก เนื่องจากกรณีที่ขอบเขตกว้างใหญ่นั้นแบบจำลองแบบ Deterministic model จะมีความผิดพลาดมาก

2.2.1 การคำนวณปริมาณฝนบนพื้นที่

การคำนวณปริมาณฝนบนพื้นที่สามารถทำได้ภายใต้หลักการโดยทั่วไปหลักการคือ

ก. การคำนวณปริมาณฝนเฉลี่ยบนพื้นที่ (Mean-areal Precipitation Depth Computation)

พื้นที่ลุ่มน้ำหรือพื้นที่รับน้ำแต่ละแห่งมักมีสถานีวัดน้ำฝนอยู่หลายสถานี ซึ่งเมื่อทำการเก็บข้อมูลฝนในแต่ละวัน แต่ละเดือน แต่ละฤดู แต่ละปี หรือในช่วงเวลาที่เกิดพายุฝนแต่ละครั้ง จะได้ข้อมูลฝนที่สถานีวัดแต่ละแห่งมีค่าที่ไม่เท่ากัน โดยในการนำตัวเลขที่ได้ไปใช้ในงานทางอุทกวิทยานั้น จำเป็นต้องหาค่าปริมาณฝนที่เป็นตัวแทนของ

ปริมาณฝนที่ตกกระจายอยู่ทั่วบริเวณพื้นที่มาพิจารณา ซึ่งมักจะคำนวณออกมาเป็นปริมาณฝนเฉลี่ย (Average Precipitation)บนพื้นที่ที่พิจารณา กำหนดให้ N เป็นจำนวนสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมด และฝนตกเป็นเวลา T ชม. ปริมาณฝนเฉลี่ยบนพื้นที่ลุ่มน้ำมีสมการดังนี้

$$P_{MAP} = \frac{\sum_{i=1}^{N}\left[w_i \sum_{t=0}^{T} P_i(t) \right]}{\sum_i w_i} \qquad (2-1)$$

โดยที่ P_{MAP} คือ ปริมาณฝนเฉลี่ยบนพื้นที่ลุ่มน้ำ

$P_i(t)$ คือ ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานวัดน้ำฝนสถานีที่ i ที่เวลา t

w_i คือ ค่าถ่วงน้ำหนักของสถานวัดน้ำฝนสถานีที่ i

$\sum P_i(t)$ คือ ปริมาณฝนทั้งหมดที่วัดได้จากสถานวัดน้ำฝนสถานีที่ i

โดยวิธีการที่นำมาคิดค่าถ่วงน้ำหนักมีดังนี้

(1) วิธีค่าเฉลี่ยเลขคณิต (Arithmetic-mean method)

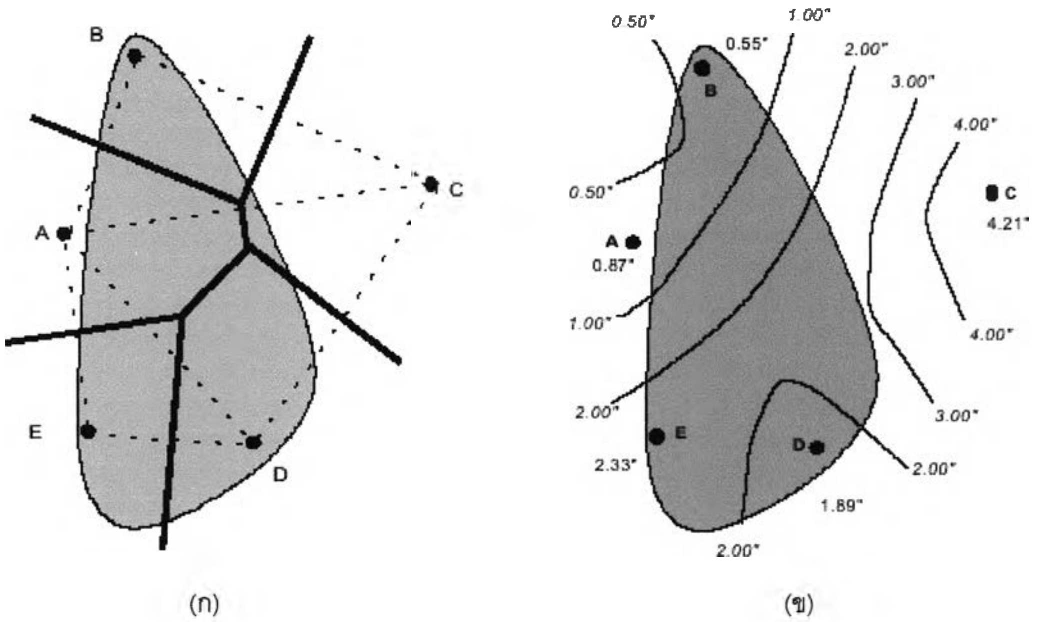
เป็นวิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยที่ง่ายและรวดเร็วที่สุด โดยหาค่าได้จากการนำค่าปริมาณน้ำฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภายในลุ่มน้ำทุกแห่งมารวมกันและหารด้วยจำนวนสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมด

(2) วิธีการของทิสเสน (Thiessen Method)

วิธีของทิสเสน พิจารณาปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนแต่ละแห่งจะมีอาณาบริเวณครอบคลุมพื้นที่รับน้ำฝนที่อยู่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนนั้นๆ ซึ่งการกำหนดพื้นที่ที่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนจะกำหนดได้จากการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสน (Thiessen polygon) พื้นที่ของรูปหลายเหลี่ยมแต่ละรูปนั้นจะถูกกำหนดในบริเวณที่คลอบคลุมสถานีวัดฝนแต่ละแห่ง การคิดค่าถ่วงน้ำหนักของสถานีแต่ละแห่งจะเท่ากับค่าของพื้นที่แต่ละรูปหารด้วยพื้นที่รวมทั้งหมด แสดงดังรูป 2-1ก.

(3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyetal method)

วิธีการนี้จะเป็นการใช้เส้นชั้นน้ำฝน ซึ่งหมายถึงเส้นที่ลากผ่านบริเวณที่มีความลึกหรือปริมาณฝนเท่ากัน โดยอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากสถานน้ำฝนเป็นหลัก และพิจารณาแผนที่ภูมิประเทศ และทิศทางพายุฝน เป็นต้น มาประกอบการลากเส้นชั้นน้ำฝน ดังรูป 2-1 ข. เส้นชั้นน้ำฝนนี้จะถูกต้องมากยิ่งขึ้นก็ต่อเมื่อมีสถานีวัดน้ำฝนจำนวนมาก



รูป 2-1 อธิบายวิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยบนพื้นที่

ข. การคำนวณฝนด้วยวิธีส่วนกลับของระยะทางยกกำลังสอง

วิธีส่วนกลับของระยะทางยกกำลังสองนั้นจะกำหนดจุดอ้างอิงขึ้นมาจุดหนึ่งซึ่งน่าจะเป็นจุดที่ฝนตกกระจายทั่วทั้งพื้นที่ โดยปกติมักจะกำหนดไว้ตรงจุดกึ่งกลางของลุ่มน้ำ จากนั้นกำหนดจุดแต่ละจุดแทนสถานีวัดปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานี แล้วหาระยะทางจากจุดแต่ละจุดนั้นมายังจุดอ้างอิง โดยการคิดค่าถ่วงน้ำหนักของแต่ละสถานีวัดปริมาณน้ำฝน โดยพิจารณาค่าเศษหนึ่งส่วนระยะทางยกกำลังสอง ยกตัวอย่างเช่น หากต้องการคำนวณค่าถ่วงน้ำหนักของสถานีวัดปริมาณน้ำฝน C จะสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$W_C = \frac{\left(\frac{1}{d_C}\right)^2}{\left(\frac{1}{d_C}\right)^2 + \left(\frac{1}{d_D}\right)^2 + \left(\frac{1}{d_E}\right)^2 + \left(\frac{1}{d_A}\right)^2} \qquad (2-2)$$

โดยที่ W_c คือค่าถ่วงน้ำหนักของสถานีวัดปริมาณน้ำฝน C

d_c คือระยะทางจากจุดอ้างอิงถึงสถานีวัดปริมาณน้ำฝน C

d_D คือระยะทางจากจุดอ้างอิงถึงสถานีวัดปริมาณน้ำฝน D

d_E คือระยะทางจากจุดอ้างอิงถึงสถานีวัดปริมาณน้ำฝน E

d_A คือระยะทางจากจุดอ้างอิงถึงสถานีวัดปริมาณน้ำฝน A

ซึ่งการคำนวณปริมาณฝนนั้นสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$P_{node}(t) = W_A P_A(t) + W_C P_C(t) + W_D P_D(t) + W_E P_E(t) \qquad (2-3)$$

โดยที่ $P_{node}(t)$ คือปริมาณฝนที่คำนวณได้ที่จุดอ้างอิง ที่เวลา t

$P_A(t)$ คือปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานวัดน้ำฝนสถานีที่ A ที่เวลา t

$P_C(t)$ คือปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานวัดน้ำฝนสถานีที่ C ที่เวลา t

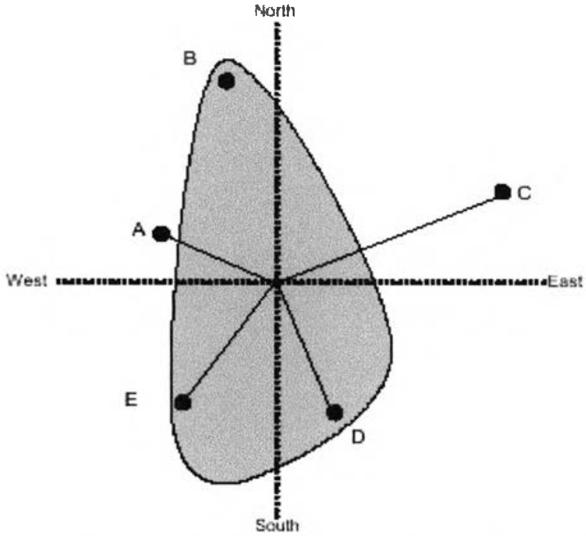
$P_D(t)$ คือปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานวัดน้ำฝนสถานีที่ D ที่เวลา t

$P_E(t)$ คือปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานวัดน้ำฝนสถานีที่ E ที่เวลา t

W_A คือค่าถ่วงน้ำหนักของสถานีวัดปริมาณน้ำฝน A

W_D คือค่าถ่วงน้ำหนักของสถานีวัดปริมาณน้ำฝน D

W_E คือค่าถ่วงน้ำหนักของสถานีวัดปริมาณน้ำฝน E



รูป 2-2 แสดงระยะทางของแต่ละสถานีวัดน้ำฝนในวิธีการส่วนกลับของระยะทางยกกำลัง

จากรูป 2-2 จะสังเกตว่าสถานีวัดน้ำฝน *B* ไม่ได้นำมาใช้งานเนื่องจากไม่ได้อยู่ใกล้จุดอ้างอิง และสามารถใช้สถานีวัดน้ำฝน *A* ซึ่งอยู่ในจตุภาค (quadrant)เดียวกันและอยู่ใกล้กว่าได้ แต่หากสถานีวัดน้ำฝน *A* มีข้อมูลที่บกพร่องหรือสูญหายสถานีวัดน้ำฝน *B* จะถูกนำมาใช้งานโดยทั่วไปแล้วในแต่ละจตุภาค จะเลือกสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่ใกล้จุดอ้างอิงมากที่สุดมาใช้งาน

หากมีสถานีวัดปริมาณน้ำฝนเพียงสถานีเดียวจะพบว่าค่าถ่วงน้ำหนักจะเท่ากับ 1 และถ้าหากเพิ่มสถานีวัดปริมาณน้ำฝนให้มากขึ้น ความน่าเชื่อถือของปริมาณฝนที่จะใช้ในแบบจำลองก็จะเพิ่มมากขึ้น ซึ่งการคิดค่าถ่วงน้ำหนักของสถานีวัดปริมาณน้ำฝนด้วยวิธีการนี้เป็นทางเลือกหนึ่ง นอกเหนือจากที่ได้กล่าวมาแล้วในส่วนแรกๆ

2.2.2 กระบวนการหาค่าเหมาะสมที่สุด (Optimization)

แบบจำลองแต่ละแบบที่กล่าวมาแล้วนั้นจำเป็นต้องใช้ค่าพารามิเตอร์ ซึ่งการหาค่าพารามิเตอร์นั้นบางครั้งสามารถหาได้จากข้อมูลเชิงกายภาพของลุ่มน้ำ เนื่องจากพารามิเตอร์เหล่านี้สามารถอธิบายเป็นความหมายเชิงกายภาพได้ ตัวอย่างเช่น Curve Number ซึ่งสามารถประมาณค่ามาจากประเภทของดินและกิจกรรมการใช้ที่ดินเป็นต้นอย่างไรก็ตามมีพารามิเตอร์บางส่วนที่ไม่สามารถประมาณค่าได้จากข้อมูลแวดล้อมของลุ่มน้ำ ตัวอย่าง เช่นค่าพารามิเตอร์สัมประสิทธิ์เกี่ยวกับอัตราการไหลของลุ่มน้ำ (C_p) ของแบบจำลองเส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยของ Snyder เป็นต้น หรือค่าที่วัดจากข้อมูลลุ่มน้ำได้ยาก เช่นค่า เวลาในการกักเก็บน้ำในลุ่มน้ำก่อนไหลผ่านจุดออกจนหมด (R) ในแบบจำลองของ Clark การหาค่าพารามิเตอร์เหล่านี้ เป็นปัญหาที่สำคัญในการพัฒนาแบบจำลอง

วิธีการหนึ่งที่จะสามารถนำมาใช้ประมาณค่าพารามิเตอร์เหล่านี้ได้ นั่นคือการอาศัยข้อมูลปริมาณน้ำจริงเข้ามาช่วย และทำการปรับค่าพารามิเตอร์จนได้เส้นกราฟน้ำท่าที่ใกล้เคียงกัน ซึ่งกระบวนการนี้มักจะถูกเรียกว่ากระบวนการหาค่าเหมาะสมที่สุด

1) การเข้ากันได้ของเส้นกราฟน้ำท่า (Goodness of fit hydrograph)

การเปรียบเทียบเส้นกราฟน้ำท่าที่เป็นผลลัพธ์จากแบบจำลองและเส้นกราฟน้ำท่าจากข้อมูลจริงนั้น เพื่อที่จะบ่งชี้ถึงการเข้ากันได้ของเส้นกราฟน้ำท่าทั้งสอง โดยจะใช้ฟังก์ชันเป้าหมาย (Objective Function) เพื่อใช้ตัวบ่งชี้ ซึ่งเป้าหมายในการทำการค้นหาพารามิเตอร์นั้นก็คือการหาค่าพารามิเตอร์ที่ทำให้ฟังก์ชันเป้าหมายมีค่าน้อยที่สุด ซึ่งฟังก์ชันเป้าหมายที่จะนำมาใช้คือค่าถ่วงน้ำหนักของอัตราการไหลสูงสุดและรากที่สองของผลต่างกำลังสอง (Peak-weighted root mean square error objective Function) ซึ่งมีสมการดังนี้

$$Z=\left[\frac{1}{NQ}\left[\sum_{i=1}^{NQ}(q_o(t)-q_s(t))^2\left[\frac{q_o(t)-q_o(mean)}{2q_o(mean)}\right]\right]\right]^{\frac{1}{2}} \qquad (2-4)$$

โดยที่ Z คือใช้ฟังก์ชันเป้าหมาย (Objective Function)

NQ คือจำนวนจุดที่ใช้คำนวณเส้นกราฟน้ำท่า

$q_o(t)$ คือข้อมูลอัตราการไหล (Observed Flow)

$q_s(t)$ คืออัตราการไหลจากการคำนวณ

$q_o(peak)$ คืออัตราการไหลสูงสุดจากข้อมูลจริง (Observed Peak)

$q_s(peak)$ คืออัตราการไหลสูงสุดจากคำนวณ

$q_o(mean)$ คือค่าเฉลี่ยของข้อมูลอัตราการไหล

2) ขั้นตอนการค้นหาค่าพารามิเตอร์ (Search Methods)

การค้นหาพารามิเตอร์นั้นทำได้โดยการทดลองซ้ำเพื่อหาผล (trial and error search) พารามิเตอร์นั้นจะถูกปรับเปลี่ยนแล้ววนกลับไปทำซ้ำเช่นนี้จนได้ค่าที่ยอมรับได้ ซึ่งกระบวนการนี้ในงานวิจัยได้อ้างอิงถึงวิธีการ Univariate-gradient Search และวิธีการของ Nelder และ Mead

- ขั้นตอนการทำงานของวิธีการ Univariate-gradient Search

วิธีการของ Univariate-gradient Search นั้นมักจะให้ผลที่ดีสำหรับพารามิเตอร์ที่หาได้ กำหนดให้ x^k แทนพารามิเตอร์ที่กำลังจะหาค่าด้วยฟังก์ชันเป้าหมาย $f(x^k)$ ด้วยการทำซ้ำรอบที่ k ซึ่งการค้นหานี้จะทำการประมาณรอบถัดไปด้วย

$$x^{k+1} = x^k + \Delta x^k \qquad (2-5)$$

เมื่อ Δx^k = ค่าที่ปรับความถูกต้องของพารามิเตอร์

ในการค้นหานั้นจะต้องเลือก Δx^k ที่ทำให้ค่าของฟังก์ชันเป้าหมายมีค่าน้อยที่สุด อาศัย gradient Method ซึ่งใช้วิธีของนิวตันเพื่อกำหนดค่าของ Δx^k การประมาณค่าของฟังก์ชั่นเป้าหมายโดยใช้อนุกรมเทย์เลอร์จะแสดงได้ดังนี้

$$f(x^{k+1}) = f(x^k) + (x^{k+1} - x^k)\frac{df(x^k)}{dx} + \frac{1}{2}(x^{k+1} - x^k)^2\frac{d^2f(x^k)}{dx^2} \qquad (2-6)$$

ซึ่ง $f(x^{k+1})$ คือฟังก์ชั่นเป้าหมายที่จำนวนรอบที่ k+1 และ $df(\bullet)/dx$ และ $d^2f(\bullet)/dx^2$ คืออนุพันธ์อันดับที่1 และ 2 ของฟังก์ชั่นเป้าหมาย

กำหนดให้อนุพันธ์ของ $f(x^{k+1})$ เท่ากับศูนย์ สมการที่ (2 - 6) จะได้ว่า

$$0 = \frac{df(x^k)}{dx} + (x^{k+1} - x^k)\frac{d^2f(x^k)}{dx^2} \qquad (2-7)$$

เมื่อแทน $\Delta x^k = x^{k+1} - x^k$ ลงไปในสมการแล้วจัดรูปจะได้

$$\Delta x^k = -\frac{\dfrac{df(x^k)}{dx}}{\dfrac{d^2f(x^k)}{dx^2}} \qquad (2-8)$$

การประมาณอนุพันธ์ $df(\bullet)/dx$ และ $d^2f(\bullet)/dx^2$ จะใช้วิธีเชิงตัวเลขในแต่ละรอบ k ซึ่งจะมีการคำนวณดังนี้

(ก) ทำการกำหนดค่าให้เป็นตัวที่ใกล้กับ x^k นั่นก็คือ

$x_1^k = 0.99x^k$ $\qquad$ $x_2^k = 0.98x^k$

(ข) คำนวณผลต่างของฟังก์ชั่นเป้าหมาย โดยกำหนดให้

$\Delta_1 = f(x_1^k) - f(x^k)$ $\qquad$ $\Delta_2 = f(x_2^k) - f(x^k)$

(ค) อนุพันธ์ของ $df(\bullet)/dx$ จะประมาณเท่ากับ Δ_1 และ $d^2f(\bullet)/dx^2$ จะประมาณเท่ากับ $\Delta_2 - \Delta_1$

ซึ่งเอากลับไปแทนในสมการ ก็จะได้ค่าของ Δx^k ในวิธีการของนิวตันขั้นตอนต่างๆ นั้นจะดำเนินการปรับค่าพารามิเตอร์แต่ละตัว ซึ่งจะทำให้ค่าของฟังก์ชันเป้าหมายลดลงอย่างรวดเร็ว และจะกระทำต่อไปจนกระทั่งไม่สามารถลดค่าฟังก์ชันเป้าหมายให้น้อยกว่า 1 % ได้

- ขั้นตอนการทำงานของวิธีการ Nelder และ Mead

Nelder และ Mead ได้คิดค้นวิธีการหาค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมใช้วิธีหาที่ชื่อว่า Simpler direct search ซึ่งรายละเอียดของวิธีนี้ไม่ได้กล่าวถึงในที่นี้ แต่อาจใช้เป็นทางเลือกหนึ่งในทางเลือกในกระบวนการหาค่าเหมาะสุดได้

2.2.3 ทฤษฎีที่เกี่ยวข้องกับการคำนวณปริมาณการเกิดน้ำท่า

กระบวนการที่เกี่ยวกับการสร้างแบบจำลองการเกิดน้ำท่านั้นเริ่มตั้งแต่นำข้อมูลปริมาณฝนมาทำการวิเคราะห์ และทำการแปลงปริมาณฝนเป็นปริมาณน้ำท่าไปจนกระทั่งได้เส้นกราฟของน้ำท่า (Hydrograph) ซึ่งเป็นผลลัพธ์ที่สำคัญของแบบจำลอง เราจะเริ่มอ้างถึงทฤษฎีที่เกี่ยวข้องเป็นขั้นตอนดังต่อไปนี้

1) วิธีการหาปริมาณฝนส่วนเกิน (rainfall excess)

ฝนส่วนเกิน (rainfall excess) คือปริมาณฝนที่ถูกหักออกจากปริมาณฝนที่ซึมลงสู่พื้นดิน การหาปริมาณฝนส่วนเกินนั้นจำเป็นจะต้องหาปริมาณฝนที่ซึมลงสู่พื้นดิน ซึ่งปริมาณฝนที่ซึมลงสู่พื้นดินนั้นมีวิธีคำนวณหลายวิธี วิธีที่จะนำมากล่าวถึงนั้นคือ วิธีของ U.S. Soil Conservation (SCS method)

- วิธีการหาปริมาณการซึมด้วยวิธีการของ SCS

จากสมมติฐานของวิธีการ SCS (Soil Conservation Service) ที่ว่า “อัตราส่วนของปริมาณฝนกับปริมาณฝนที่เปลี่ยนแปลงไปจะเท่ากับอัตราส่วนของปริมาณการซึมกับปริมาณการซึมที่เปลี่ยนแปลง” ซึ่งเราจะได้ว่า

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \qquad (2-9)$$

เมื่อ P = ปริมาณฝนทั้งหมด

F_a = ปริมาณน้ำฝนที่ซึม

I_a = ปริมาณน้ำฝนที่ซึมลงดินทั้งหมดในช่วงแรก

P_e = ฝนส่วนเกิน

S = ปริมาณการซึมได้สูงสุด

จากกฎการอนุรักษ์พลังงาน

$$P = P_e + I_a + F_a \qquad (2-10)$$

จาก (2-9) และ (2-10) จะได้ว่า

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \qquad (2-11)$$

จากการทดลองกับแบบจำลองขนาดเล็ก เราจะสามารถประมาณอย่างง่ายได้ว่า

$$I_a = 0.2S \qquad (2-12)$$

จากสมการ (2-11) & (2-12) จะได้ว่า

$$P_e = \frac{(P-0.2S)^2}{P+0.8S} \qquad (2-13)$$

ซึ่งเราจะมีความสัมพันธ์ระหว่าง S และ CN (Curve Number) ดังนี้

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \qquad (2-14)$$

จากสมการ (2-13) และสมการ (2-14) เราก็จะสามารถหาฝนส่วนเกิน (P_e) ได้

สำหรับวิธีการประมาณค่า CN นั้น SCS ได้เสนอวิธีการประมาณค่าของ CN โดยคำนึงถึงการใช้ประโยชน์ของพื้นที่ ประเภทของดินในพื้นที่และความชื้นในดิน แล้วใช้ตารางที่ตีพิมพ์โดย SCS ลุ่มน้ำโดยทั่วไปแล้วจะประกอบด้วยดินหลายประเภท และการใช้ประโยชน์ที่ดินก็มีหลายส่วนต่างกันไป ซึ่ง CN สามารถคำนวณได้จาก

$$CN_{composite} = \frac{\sum A_i CN_i}{\sum A_i} \qquad (2-15)$$

ใช้การแบ่งพื้นที่เป็นส่วนย่อยๆ ให้แต่ละส่วนมีประเภทของดินและการใช้ประโยชน์ที่ดินใกล้เคียงกัน โดยแบ่งเป็น i ส่วน เมื่อ $CN_{composite}$ คือค่า CN ที่เป็นตัวแทนของลุ่มน้ำซึ่งจะนำไปใช้คำนวณฝนส่วนเกิน i = ดรรชนีชี้ถึงแต่ละพื้นที่ย่อยๆ CN_i คือค่า CN ซึ่งแบ่งย่อยบ่งชี้ด้วยดรรชนี i และ A_i = พื้นที่ในส่วนย่อยๆ บ่งชี้ด้วยดรรชนี i

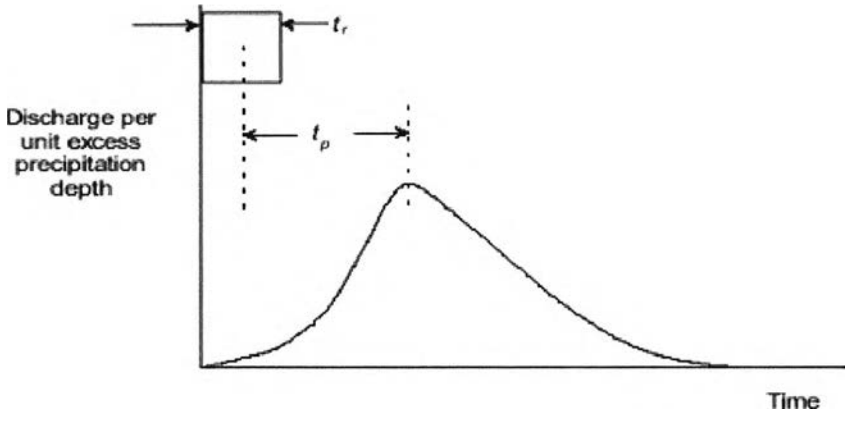
2) วิธีสร้างเส้นกราฟน้ำท่า

เส้นกราฟน้ำท่าคือกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลของน้ำในลำน้ำกับเวลา เส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยคือเส้นกราฟของน้ำท่าโดยตรง (hydrograph to direct runoff) ซึ่งเป็นผลที่เกิดจาก 1 หน่วยของฝนส่วนเกิน ซึ่งตกอย่างสม่ำเสมอ บนพื้นที่รับน้ำด้วยอัตราคงที่ ในช่วงเวลาที่ฝนตกช่วงหนึ่ง

การสังเคราะห์เส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยคือการสร้างเส้นกราฟน้ำท่าในกรณีที่ไม่มีการวัดข้อมูลอัตราการไหลในบริเวณที่จะหาเส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยซึ่งสามารถสร้างได้หลายวิธี แต่ในที่นี้จะกล่าวเพียง 2 วิธีที่นิยมใช้กัน คือ วิธีของ Snyder และ Clark

- การสังเคราะห์เส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยด้วยวิธีการของ Snyder

Snyder ได้ศึกษาลุ่มน้ำหลายแห่งในบริเวณที่ราบสูงอัปปาลาเชียน (Appalachian) ซึ่งอยู่ทางด้านตะวันตกของสหรัฐอเมริกา โดยข้อมูลที่ศึกษานี้มีขนาดลุ่มน้ำอยู่ในช่วง 10 ถึง 10000 ตารางไมล์หรือ 30 ถึง 30,000 ตารางกิโลเมตร ผลการศึกษาพบว่า ลุ่มน้ำใดๆ จะมีเส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมาตรฐาน ดังรูป



รูป 2-3 เส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมาตรฐานตามวิธีการของ Snyder

จากวิธีของ Snyder จะสร้างเส้นกราฟน้ำท่ามาตรฐาน 1 หน่วย (Standard Unit Hydrograph) จากความสัมพันธ์ของช่วงเวลาที่ฝนตก (t_r) กับเวลาในการเกิดอัตราการไหลสูงสุดนับจากกึ่งกลางของช่วงเวลาที่ฝนตก (t_p) ดังสมการ

$$t_p = 5.5t_r \qquad (2-16)$$

จากเส้นกราฟน้ำท่ามาตรฐาน 1 หน่วย จะได้ว่าเวลาในการเกิดอัตราการไหลสูงสุดนับจากกึ่งกลางของช่วงเวลาที่ฝนตก (basin lag) หาได้จาก

$$t_p = C_1 C_t (LL_c)^{0.3} \qquad (2-17)$$

เมื่อ t_p คือเวลาในการเกิดอัตราการไหลสูงสุดนับจากกึ่งกลางของช่วงเวลาที่ฝนตก (hr)

L คือความยาวของลำน้ำหลักวัดจากจุดออกของลุ่มน้ำ (outlet) หรือจุดที่ต้องการหาเส้นกราฟน้ำท่าของลุ่มน้ำถึงจุดสันปันน้ำทางด้านเหนือน้ำ (km หรือ miles)

L_c คือระยะทางจากจุดออกของลุ่มน้ำ (outlet) จนถึงจุดที่อยู่ใกล้ศูนย์ถ่วง (centroid) ของลุ่มน้ำ (km หรือ miles)

C_1 คือค่าคงที่เท่ากับ 0.75 ในระบบเมตริก และ 1.0 ในระบบอังกฤษ

C_t คือสัมประสิทธิ์ของพื้นที่ ซึ่งหาได้จากข้อมูลลุ่มน้ำที่มีการวัดสภาพทางอุทกวิทยาที่มีลักษณะคล้ายคลึงกัน

อัตราการไหลของน้ำท่าสูงสุดมาตรฐาน (Standard Discharge Peak) ต่อหน่วยพื้นที่ หาได้จาก

$$q_p = \frac{C_2 C_p}{t_p} \qquad (2-18)$$

เมื่อ q_p คืออัตราการไหลสูงสุดต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ลุ่มน้ำ (cms/km^2 หรือ cfs/mi^2)

C_2 คือค่าคงที่เท่ากับ 2.75 ในระบบเมตริก และ 640 ในระบบอังกฤษ

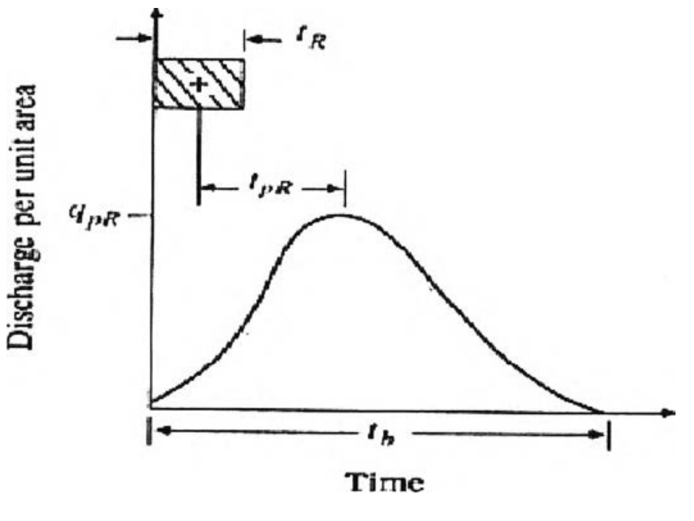
C_p คือสัมประสิทธิ์เกี่ยวกับอัตราการไหลของลุ่มน้ำ หาได้จากข้อมูลลุ่มน้ำ

เราสามารถคำนวณหาค่า C_t และ C_p จากลุ่มน้ำที่มีการวัดข้อมูล (gaged watershed) ในกรณีที่ลุ่มน้ำที่ไม่มีการวัดข้อมูล (ungaged watershed) จะต้องอาศัยข้อมูลจากลุ่มน้ำข้างเคียงหรือลุ่มน้ำที่มีสภาพภูมิประเทศและสภาพอุทกวิทยาใกล้เคียงกัน และหาค่าของ L และ L_c ของพื้นที่ลุ่มน้ำ จากการวัดแผนที่ภูมิประเทศของลุ่มน้ำ (Basin map)และจากการสร้างเส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย ซึ่งเราจะทราบค่าของช่วงเวลาที่ฝนตกในลุ่มน้ำเดิม (t_R) เมื่อเรากำหนดค่า basin lag ลุ่มน้ำจริง (t_{pR}) เราจะแบ่งกรณีดังนี้

(ก) ถ้า $t_{pR} = 5.5\ t_R$ จะได้ $t_R = t_r$, $t_{pR} = t_p$ และ $q_{pR} = q_p$

(ข) ถ้า t_{pR} ไม่เท่ากับ 5.5 t_R แสดงว่าเส้นกราฟน้ำท่าใดๆ จะมีเวลาเหลื่อมลุ่มน้ำมาตรฐาน จะต้องคิด standard basin lag ดังนี้

$$t_p = t_{pR} + \frac{t_r - t_R}{4} \qquad (2-19)$$



รูป 2-4 เส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยกรณีที่ (t_{pR} ไม่เท่ากับ 5.5 t_R)

ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลของน้ำท่าสูงสุดมาตรฐาน และอัตราการไหลของน้ำท่าสูงสุดจากลุ่มน้ำนั้นสามารถแสดงได้ดังนี้

$$q_{pR} = \frac{q_p t_p}{t_{pR}} \qquad (2-20)$$

เวลาการเกิดน้ำท่าทั้งหมด(t_b) สามารถคำนวณจากความสัมพันธ์ดังนี้

$$t_b = \frac{C_3}{q_{pR}} \qquad (2-21)$$

เมื่อ C3 =5.56 ในระบบเมตริก และ 1290 ในระบบอังกฤษ

- การสังเคราะห์เส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยด้วยวิธีการของ Clark

การกักเก็บน้ำเป็นช่วงเวลาสั้นๆ ในลุ่มน้ำ เป็นส่วนสำคัญซึ่งแปลงมาจากฝนส่วนเกินและจะกลายเป็นน้ำท่าต่อไป ซึ่งจะใช้แบบจำลองของอ่างเก็บน้ำเชิงเส้น (Linear reservoir model) แทนการกักเก็บน้ำนี้ และแบบจำลองของ Clark นี้จะเริ่มต้นด้วยสมการการไหลต่อเนื่อง (continuity equation)

$$\frac{dS}{dt} = I_t - Q_t \qquad (2-22)$$

เมื่อ $\frac{dS}{dt}$ คืออัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาตรกักเก็บ

I_t คืออัตราการไหลเข้า

Q_t คืออัตราการไหลออก

จากแบบจำลองของอ่างเก็บน้ำเชิงเส้น (Linear reservoir model) นั้นปริมาตรกักเก็บที่เวลา t สัมพันธ์กับอัตราการไหลออกดังนี้

$$S_t = RQ_t \qquad (2-23)$$

เมื่อ R คือค่าคงที่ของการกักเก็บของอ่างเก็บน้ำเชิงเส้น

กำหนดให้อัตราการไหลออกเฉลี่ย ณ เวลา t คือ

$$\overline{Q}_t = \frac{Q_{t-1} + Q_t}{2} \qquad (2-24)$$

จากการรวมสมการและหาคำตอบโดยอาศัยหลักการของประมาณค่าด้วย Finite Difference method จะได้ว่า

$$Q_t = C_A \bar{I}_t + C_B Q_{t-1} \qquad (2-25)$$

เมื่อ $\bar{I}_t$ คืออัตราการไหลเข้าจากเวลา t-1 ถึง t

C_A และ C_B เป็นค่าสัมประสิทธ์ของการเคลื่อนจุด และค่าสัมประสิทธิ์นี้คำนวณได้จาก

$$C_A = \frac{\Delta t}{R + 0.5\Delta t} \qquad (2-26)$$

$$C_B = 1 - C_A \qquad (2-27)$$

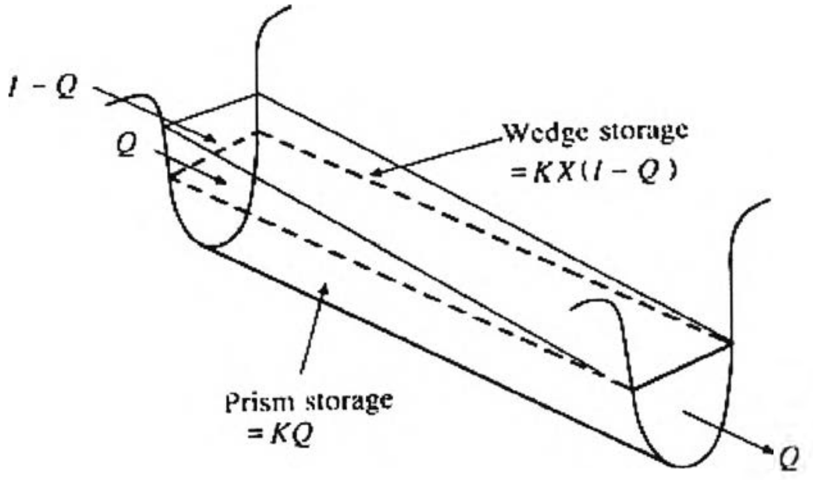
แบบจำลองของ Clark และแบบจำลองอ่างเก็บน้ำเชิงเส้น (linear reservoir model) สามารถใช้แสดงการกักเก็บน้ำในลุ่มน้ำทั้งหมด โดยที่แบบจำลองอ่างเก็บน้ำเชิงเส้นจะถูกพิจารณานำมาใช้ตรงจุดออกของลุ่มน้ำ ในระบบของ Lumped System แบบจำลองของ Clark จะมีการคำนวณเวลาที่ใช้ในการกักเก็บน้ำในลุ่มน้ำก่อนที่น้ำจะไหลผ่านจุดออกจนหมด ซึ่งจะเป็นแบบจำลองการเคลื่อนที่ในลำคลองแบบเชิงเส้น โดยน้ำถูกเคลื่อนที่จากจุดที่ไกลๆ มายังจุดออกของลุ่มน้ำด้วยเวลาตามหลัง (Delay) ซึ่งเวลาที่ช้าไปนั้นจะสามารถอธิบายได้ด้วย ฮิสโทรแกรมของเวลาและพื้นที่ (time area histogram) และจะเจาะจงว่าลุ่มน้ำจะมีกระจายอัตราการไหลไปยังจุดออกของลุ่มน้ำเป็นฟังก์ชันของเวลา ซึ่งค่าของอัตราการไหลเข้าจะเท่ากับพื้นที่คูณด้วยความลึกของฝนและหารด้วยคาบช่วงเวลา (Δt)

จากสมการ(2-25) แทนค่าของอัตราการไหลเข้า $\bar{I}_t$ ลงไปก็จะสามารถหาค่าของ Q_t ได้ ซึ่งผลลัพธ์ก็จะเป็นแต่ละจุดบนเส้นกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย

3) การคำนวณการเคลื่อนจุด(Routing)

การคำนวณการเคลื่อนจุดด้วยวิธีของ Muskingum

วิธีของ Muskingum เป็นวิธีที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลายในการคำนวณการเคลื่อนจุดทางอุทกวิทยาซึ่งการเคลื่อนจุดนั้นแสดงถึงความสัมพันธ์ของตัวแปรต่างๆ ในรูปของการกักเก็บน้ำ วิธีการของ Muskingum เป็นการแสดงการเคลื่อนตัวของน้ำหลากไปในลำคลองจะประกอบด้วยส่วนที่มีการกักเก็บน้ำอยู่ 2 ส่วนคือ ปริมาตรกักเก็บรูปลิ่ม (wedge storage) และปริมาตรกักเก็บรูปปริซึม (prism storage) แสดงดังรูป



รูป 2-5 แสดงปริมาตรกักเก็บรูปลิ่มและปริมาตรกักเก็บรูปปริซึมในลำคลอง

กำหนดให้อัตราส่วนระหว่างปริมาตรกักเก็บในลำน้ำต่ออัตราการไหลของน้ำในลำน้ำคงที่ ปริมาตรกักเก็บรูปปริซึมจะเท่ากับ KQ เมื่อ K คือค่าคงที่ของเวลาการกักเก็บ และปริมาตรกักเก็บรูปลิ่มจะเท่ากับ KX (1-Q) ซึ่ง X เป็นค่าถ่วงน้ำหนักมีค่าอยู่ในช่วง 0.0 ถึง 0.5 ดังนั้นปริมาตรกักเก็บรวมจะเท่ากับ

$$S = KQ + KX(I - Q) \qquad (2-28)$$

จัดรูปสมการใหม่จะได้

$$S = K[XI - (1 - X)Q] \qquad (2-29)$$

สมการของปริมาตรกักเก็บตามวิธีการของ Muskingum ค่าถ่วงน้ำหนักนั้นจะขึ้นกับรูปร่างของปริมาตรกักเก็บรูปลิ่ม ถ้า X=0 แสดงว่าลักษณะของลำคลองคล้ายอ่างเก็บน้ำไม่มีส่วนที่เป็นปริมาตรกักเก็บรูปลิ่มอยู่ และถ้า X=0.5 แสดงว่าลำคลองมีลักษณะเป็นรูปลิ่มได้สูงสุด(เท่ากับปริมาตรปริซึม) โดยทั่วไปลำน้ำธรรมชาติจะมีค่าถ่วงน้ำหนักอยู่ระหว่าง 0 ถึง 0.3 โดยค่าเฉลี่ยจะประมาณ 0.2

สำหรับค่าปริมาตรกักเก็บที่เวลา j และ j+1 สามารถแสดงได้ดังนี้

$$S_j = K[XI_j + (1 - X)Q_j] \qquad (2-30)$$

และ

$$S_{j+1} = K[XI_{j+1} + (1-X)Q_{j+1}] \qquad (2-31)$$

จากสมการ(3 – 30) และ (3 – 31) สามารถแสดงความสัมพันธ์ของปริมาตรกักเก็บ(storage) กับช่วงเวลาที่แบ่งไว้ (Δt) แล้วนำมาประยุกต์ใช้กับสมการ (2-29) ซึ่งจะได้

$$S_{j+1} - S_j = K\{[XI_{j+1} + (1-X)Q_{j+1}] - [XI_j + (1-X)Q_j]\} \qquad (2-32)$$

โดย

X = ค่าถ่วงน้ำหนัก มีค่าตั้งแต่ 0 จนถึง 0.5

K = คือค่าคงที่ของเวลาการกักเก็บ

จากการประมาณแบบเชิงเส้นของสมการการไหลต่อเนื่อง ทำให้ได้การเปลี่ยนแปลงของปริมาตรกักเก็บในแต่ละช่วงเวลาดังนี้

$$S_{j+1} - S_j = \left(\frac{I_j + I_{j+1}}{2}\right)\Delta t - \left(\frac{Q_j + Q_{j+1}}{2}\right)\Delta t \qquad (2-33)$$

รวมสมการ(2-32) และสมการ (2-33) ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราของการไหลเข้าและอัตราการไหลออกแสดงอย่างง่ายดังนี้

$$Q_{j+1} = C_1 I_{j+1} + C_2 I_j + C_3 Q_j \qquad (2-34)$$

โดยที่

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2KX}{2K(1-X) + \Delta t}$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2KX}{2K(1-X) + \Delta t}$$

$$C_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t}$$

โดยที่ $C_1 + C_2 + C_3 = 1$

จากความสัมพันธ์ต่างๆ ที่ได้ สามารถทำการเคลื่อนจุดโดยวิธีของ Muskingum ได้

4) วิธีการคำนวณอัตราการไหลพื้นฐาน (Modeling Baseflow)

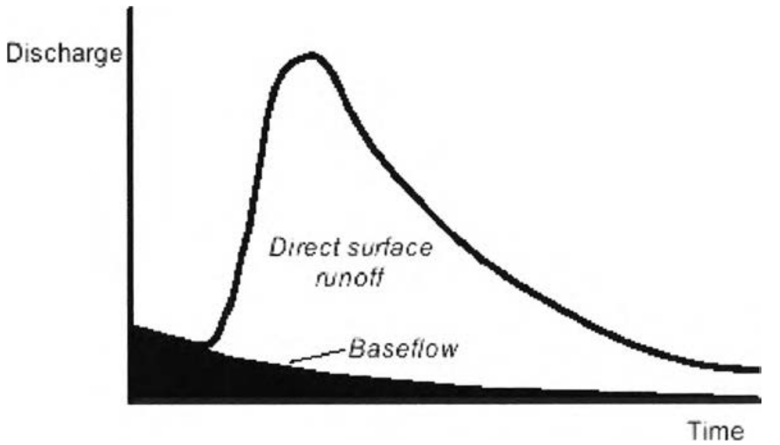
เส้นกราฟน้ำท่าประกอบด้วยส่วนสำคัญ 2 ส่วนส่วนแรกคืออัตราการไหลของน้ำท่าโดยตรงซึ่งเป็นผลมาจากปริมาณฝน และอีกส่วนคืออัตราการไหลพื้นฐาน อัตราการไหลพื้นฐานนั้นก็คืออัตราการไหลของน้ำท่าซึ่งเกิดก่อนที่จะมีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากปริมาณน้ำฝน Chow, Maidment และ May (1998) ได้เสนอวิธีคำนวณอัตราการไหลพื้นฐานโดยใช้ค่าคงที่ส่วนลดของอัตราการไหลพื้นฐานสัมพันธ์กับอัตราการไหลพื้นฐานเริ่มต้นดังนี้

$$Q_t = Q_o k^t \qquad (2-35)$$

เมื่อ Q_o คืออัตราการไหลพื้นฐานเริ่มต้น

Q_t คืออัตราการไหลพื้นฐานที่เวลา t

k คือค่าคงที่ส่วนลดของอัตราการไหลพื้นฐาน



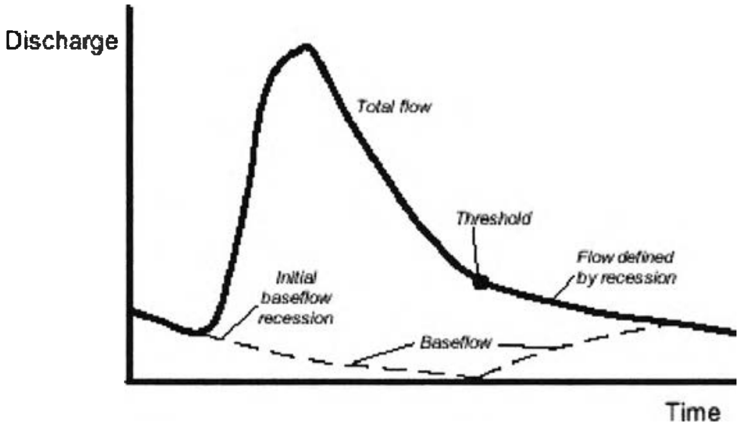
รูป 2-6 กราฟแสดงส่วนที่เป็นอัตราการไหลพื้นฐานดังรูป

จากรูป 2-6 ส่วนที่เป็นสีดำนั้นแสดงส่วนของอัตราการไหลพื้นฐาน ซึ่งมีการลดลงอย่างเอ็กซ์โปแนนเชียล ส่วนการคำนวณอัตราการไหลรวมนั้นจะมาจากการรวมกันของอัตราการไหลโดยตรงและอัตราการไหลพื้นฐาน

พารามิเตอร์ k จะกำหนดมาจากอัตราส่วนของอัตราการไหลพื้นฐานที่เวลา t และอัตราการไหลพื้นฐานที่เวลา ก่อนหน้านั้น 1 วัน โดยปกติแล้วอัตราการไหลพื้นฐานมีเช่นเดียวกับอัตราการไหล หรือเป็นหน่วยของอัตราการไหลต่อหน่วยพื้นที่ เช่น ลูกบาศก์เมตรต่อวินาทีต่อตารางกิโลเมตร

การใช้โปรแกรม HEC-HMS เพื่อคำนวณอัตราการไหลพื้นฐานนั้น จะคำนวณทั้งในจุดที่เวลาเริ่มต้นและในช่วงที่เป็นขาลงของเส้นกราฟน้ำท่า (Falling Limb) ดังแสดงในรูปที่ 2-7 จะมีการกำหนดค่า threshold โดยกำหนดให้เป็นสัดส่วนกับอัตราการไหลสูงสุด เช่นถ้ากำหนดค่าของ threshold เท่ากับ 0.1 หมายความว่าถ้าค่าสูงสุดของ

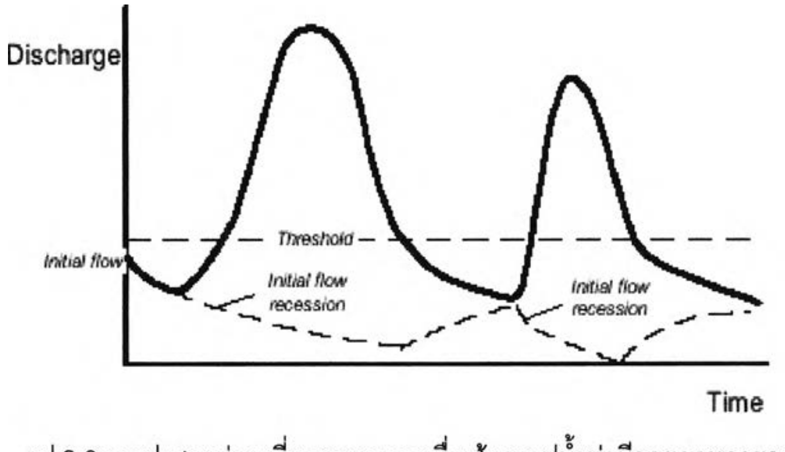
อัตราการไหลคือ 1000 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที อัตราการไหล threshold จะเท่ากับ 100 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที อธิบายความหมายของ threshold โดยอ้างถึงเส้นกราฟน้ำท่าในช่วงขาลง ค่าอัตราการไหลที่ต่ำกว่าค่า threshold flow จะเรียกว่าเป็นอัตราการไหลพื้นฐาน



รูป 2-7 กราฟแสดงแบบจำลองของอัตราการไหลพื้นฐาน

การคำนวณอัตราการไหลของน้ำท่านั้น จะถูกคำนวณโดยรวมค่าอัตราการไหลโดยตรงและค่าอัตราการไหลพื้นฐาน เมื่ออัตราการไหลของน้ำท่าถูกนำสร้างเป็นเส้นกราฟน้ำท่า ค่าอัตราการไหล threshold จะถูกกำหนดให้เป็นค่าซึ่งอยู่ในช่วงโค้งขาลงของเส้นกราฟน้ำท่า

เมื่ออัตราการไหลน้ำท่าลดลงจนถึงค่า threshold แล้ว การลดลงของอัตราการไหลน้ำท่าจะแปรผันโดยตรงกับค่าคงที่ส่วนลดของอัตราการไหลพื้นฐาน นอกจากกรณีเกิดชุดของฝนที่ตกหนักติดกัน 2 ชุดจะทำให้เกิดจุดยอดของเส้นกราฟน้ำท่า 2 จุด อธิบายดังรูป 2-8 ในกรณีนี้การคำนวณเส้นกราฟน้ำท่าจากฝนชุดที่ 2 จะคำนวณโดยการนำค่าของอัตราการไหลโดยตรงรวมกับค่าคงที่การลดลงของอัตราการไหลพื้นฐานเริ่มต้น

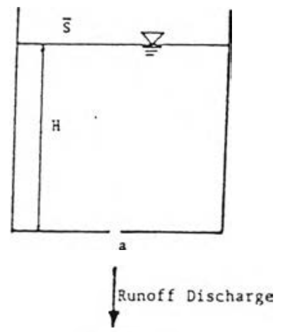


รูป 2-8 กราฟแสดงค่าคงที่ของการลดลงเมื่อเส้นกราฟน้ำท่ามีจุดยอดหลายจุด

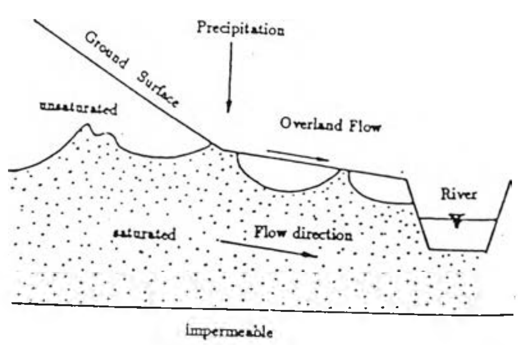
2.2.4 การคำนวณอัตราการไหลของน้ำท่าตามแนวคิดของแบบจำลองแทงค์

1) แบบจำลองสำหรับความสัมพันธ์ของน้ำฝน-น้ำท่าโดยแบบจำลองของแทงค์

ซูกาวาร่า (1984) ได้นำแนวคิดของแทงค์มาประยุกต์ใช้กับลุ่มน้ำดังแสดงไว้ในรูปที่ 2-9 โดยใช้แทงค์หลายๆ แทงค์ และประสบผลสำเร็จในการทำนายอัตราการไหลของน้ำท่า การพิจารณาแบบจำลองแทงค์จะแยกส่วนประกอบของอัตราการไหลของน้ำท่าออกเป็น 3 ส่วน คือ อัตราการไหลบนดิน (Overland Flow) อัตราการไหลผิวดิน (Subsurface Flow) และอัตราการไหลของน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow) ซึ่งแสดงการแยกส่วนประกอบโดยรูปที่ 2-10



รูปที่ 2-9 แสดงลักษณะพื้นฐานของแบบจำลองแทงค์



รูปที่ 2-10 แสดงการแยกส่วนประกอบการไหลของน้ำท่า

เส้นกราฟน้ำท่าจะประกอบด้วยเส้นกราฟขาขึ้น (rising limb)และเส้นกราฟขาลงหรือโค้งส่วนลด (recession curve) โดยที่เส้นโค้งส่วนลดนี้ด้วยความสัมพันธ์ในรูปของสมการดังนี้

$$q_t = q_o(k_r) \tag{2-36}$$

เมื่อ q_o คืออัตราการไหลของน้ำท่าเริ่ม

q_t คืออัตราการไหลของน้ำท่าที่เวลา t

k_r คือค่าคงที่ของโค้งส่วนลด

โค้งส่วนลดสามารถจะประมาณได้เป็นเส้นตรงต่อกันเป็นสามส่วน ซึ่งหาได้จากการวาดเส้นกราฟน้ำท่าจริงบนกระดาษกึ่งลอการิทึ่ม (semi logarithmic)

2) ความสัมพันธ์ของเส้นโค้งส่วนลดและแบบจำลองของแทงค์

การพิจารณาอัตราการไหลจากแทงค์น้ำแสดงในรูปที่ 2-9 โดยที่ H เป็นความลึกของน้ำในแทงค์ และความเร็ว u ที่ก้นแทงค์คือ

$$u = \sqrt{2gH} \tag{2-37}$$

โดยอาศัยสมการความต่อเนื่องระหว่างผิวน้ำและจุดออกของน้ำในแทงค์ จะได้ว่า

$$-\overline{S}\left(\frac{dH}{dt}\right) = C_d au \tag{2-38}$$

โดยที่ $\overline{S}$ คือพื้นที่หน้าตัดแนวนอนของน้ำในแทงค์

C_d คือสัมประสิทธิ์ของน้ำท่าที่จุดออกของลุ่มน้ำ

a คือพื้นที่ส่วนตัดขวางของจุดออก

t คือเวลาทีเปลี่ยนแปลงไป

กำหนดให้

$$h = C_d^2 a^2 H \tag{2-39}$$

$$S = \overline{S}/(C_d^2 a^2) \tag{2-40}$$

แทนข้อกำหนดที่ (2-39) และ (2-40) ลงในสมการ (2-38) จะได้ว่า

$$-S\left(\frac{dh}{dt}\right) = \sqrt{2gh} \tag{2-41}$$

โดยที่ h และ S ถูกกำหนดให้เป็น modified water depth และ modified cross-sectional area ตามลำดับ

อัตราการไหลจากแทงค์ในช่วงที่ลดลงจะแทนด้วยสมการ

$$Q = c\exp(-kt) \tag{2-42}$$

โดยที่ c คืออัตราการไหลของน้ำที่เวลาเริ่มต้น

k คือสัมประสิทธิ์ของโค้งส่วนลด

ดังนั้น

$$Q = C_d au = \sqrt{2gh} \tag{2-43}$$

จากนั้นจะได้ว่า

$$h = (c^2 / 2g)\exp(-2kt) \tag{2-44}$$

ในขณะนี้หากย้อนไปที่สมการที่ (2-41) ถ้าให้ S เป็นฟังก์ชั่นของ h และสมมติ $S(h) \propto \sqrt{h}$ ดังนั้นจะได้ว่า

$$S(h) = \frac{A}{\sqrt{h}}$$

สมการที่ (2-41) จะสามารถจัดรูปได้เป็น

$$-\frac{A}{\sqrt{h}}\frac{dh}{dt} = \sqrt{2gh} \tag{2-45}$$

สมการที่(2-45) เป็นสมการเชิงอนุพันธ์ เมื่อหาผลเฉลยของสมการแล้ว จะได้ว่า

$$h = c_1 \exp(\frac{-\sqrt{2gh}}{A}) \tag{2-46}$$

โดยที่ c_1 คือค่าคงที่ของการอินทิเกรต และเมื่อเปรียบเทียบสมการ (2-44) และ (2-46) จะได้ว่า

$$2k = \frac{\sqrt{2g}}{A} \tag{2-47}$$

และ

$$c_1 = c^2 / 2g \tag{2-48}$$

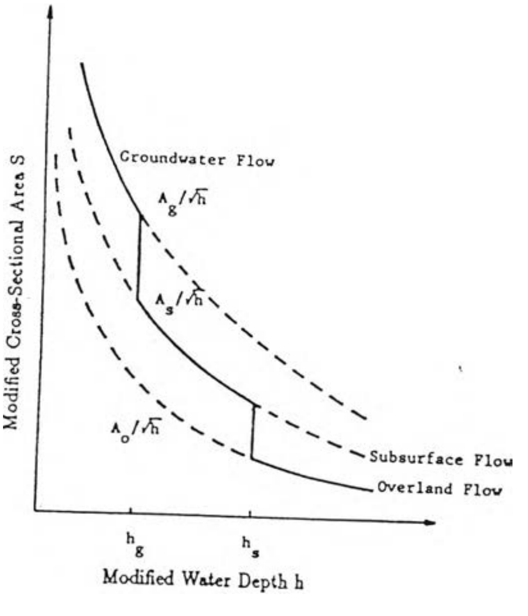
สมการ(2-45) เป็นความสัมพันธ์ระหว่างสัมประสิทธ์ A และสัมประสิทธิ์ของโค้งส่วนลด ค่าสัมประสิทธ์ A สามารถหาได้จากในแต่ละส่วนของโค้งส่วนลด (แสดงดังรูป 2-11) ในกรณีอัตราการไหลของน้ำใต้ดินจะได้ว่า

$$2k_g = \frac{\sqrt{2g}}{A_g}$$

โดยที่ตัวห้อย g นั้นหมายถึงส่วนของน้ำใต้ดิน และในทำนองเดียวกัน สำหรับการไหลบนดิน และการไหลผิวดิน จะได้ความสัมพันธ์

$$2k_s = \sqrt{2g}\,/\,A_s \quad , \quad 2k_o = \sqrt{2g}\,/\,A_o$$

ตามลำดับ



รูป 2-11 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างพื้นที่ส่วนตัดขวาง S และความลึกของน้ำ h

3) โครงสร้างของแบบจำลองและวิธีการคำนวณหาผลลัพธ์

แบบจำลองแทงค์จะมี Lag time (t_l) ซึ่งถูกกำหนดโดยเวลาการเคลื่อนตัวของน้ำจากจุดบนสุดของแทงค์จนถึงจุดผิวน้ำ จากการพิจารณาความลึกทั้งหมดของแทงค์และความลึกของน้ำในแทงค์จะแทนด้วย h_{max} และ h การหาค่าของ Lag Time นั้นถูกกำหนดโดย

$$t_i = (h_{max} - h)/c_i \qquad (2-49)$$

เมื่อ C_i คือความเร็วในการซึมผ่านของน้ำในแทงค์น้ำ

เมื่อฝนตกค่าของ h จะเพิ่มขึ้น มีผลทำให้ t_i ลดลงโดยในช่วงแรกนั้น โค้งขาขึ้นของเส้นกราฟน้ำท่าจะคงที่อยู่ก่อน ต่อมาจึงกลายเป็นส่วนประกอบของเส้นกราฟน้ำท่า ซึ่งหากพิจารณาเป็นความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน-น้ำท่าโดยใช้สมการความต่อเนื่องบนลุ่มน้ำจะได้

$$R(t - t_i) - Q(t) = \frac{dV}{dt} \qquad (2-50)$$

โดยที่ $R(t - t_i)$ คือปริมาณฝนส่วนเกินที่ตกในลุ่มน้ำที่เวลา $t - t_i$ และการกักเก็บน้ำ (V) ในลุ่มน้ำจะกำหนดโดย

$$V = \int_0^h f(h)dh = 2A\sqrt{h}$$

สมการความต่อเนื่องในรูปของอินทิกรัล และให้ $dv = sdh$ สมการที่ (2-50) จะสามารถจัดรูปได้ได้เป็น

$$\int_t^{t+\Delta t} \{R(t - t_i) - Q(t)\}dt = \int_h^{h'} sdh \qquad (2-51)$$

โดยที่ h' และ h คือความลึกของน้ำในแทงค์ที่เวลา $t+\Delta t$ และเวลา t ตามลำดับ จากสมการ (2-41) ,(2-45) และ (2-51) สามารถจัดรูปได้เป็น

$$[\frac{1}{\Delta t}\int_t^{t+\Delta t} R(t - t_i)dt - \frac{\sqrt{2gh'} - \sqrt{2gh}}{2}]\Delta t = 2A(\sqrt{h'} - \sqrt{h}) \qquad (2-52)$$

เมื่อ $(\sqrt{2gh'} - \sqrt{2gh})\Delta t/2 = \int_t^{t+\Delta t} Q(t)dt$ ดังนั้นจะได้ ความลึกของน้ำที่เวลา $t+\Delta t$

$$h' = \left[\frac{\bar{R}\Delta t + 2A\sqrt{h} - \Delta t\sqrt{2gh/2}}{2A + \Delta t\sqrt{g/2}}\right]^2 \qquad (2-53)$$

โดยที่ $\bar{R} = \frac{1}{\Delta t}\int_t^{t+\Delta t} R(t - t_i)dt$

ดังนั้นความลึกของน้ำสำหรับแต่ละส่วนประกอบของน้ำท่า ที่เวลา $t+\Delta t$ นั้นสามารถคำนวณได้โดย

$$h' = \left[\frac{\bar{R}\Delta t + 2A_o\sqrt{h} - \Delta t\sqrt{2gh/2}}{2A_o + \Delta t\sqrt{g/2}} \right]^2 \qquad ; \qquad h \geq h_s$$

$$h' = \left[\frac{\bar{R}\Delta t + 2A_s\sqrt{h} - \Delta t\sqrt{2gh/2}}{2A_s + \Delta t\sqrt{g/2}} \right]^2 \qquad ; \qquad h_s \geq h \geq h_g$$

$$h' = \left[\frac{\bar{R}\Delta t + 2A_g\sqrt{h} - \Delta t\sqrt{2gh/2}}{2A_g + \Delta t\sqrt{g/2}} \right]^2 \qquad ; \qquad h_g \geq h$$

ดังนั้นอัตราการไหลของน้ำท่าสามารถคำนวณได้จาก

$$Q' = \sqrt{2gh'} = \frac{2k\bar{R}\Delta t + Q(2 - k\Delta t)}{2 + k\Delta t} \qquad (2-54)$$

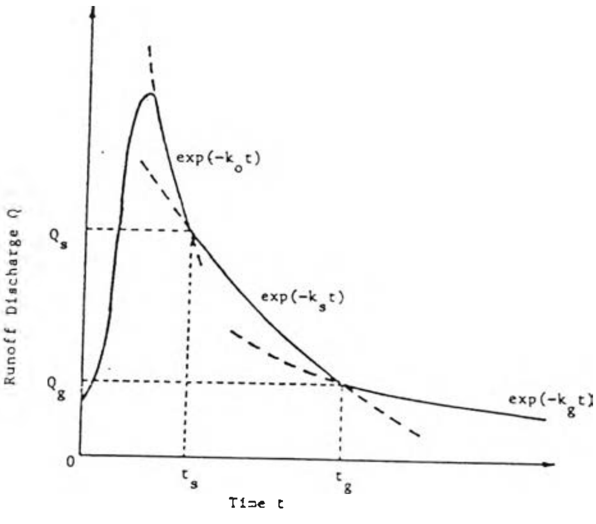
ในท้ายที่สุดนั้น การคำนวณหาอัตราการไหลของน้ำท่าที่เวลา $t+\Delta t$ นั้นสามารถคำนวณได้จาก

$$Q' = \frac{2k_o\bar{R}\Delta t + Q(2 - k_o\Delta t)}{2 + k_o\Delta t} \qquad ; \qquad Q \geq Q_s$$

$$Q' = \frac{2k_s\bar{R}\Delta t + Q(2 - k_s\Delta t)}{2 + k_s\Delta t} \qquad ; \qquad Q_s \geq Q \geq Q_g$$

$$Q' = \frac{2k_g\bar{R}\Delta t + Q(2 - k_g\Delta t)}{2 + k_g\Delta t} \qquad ; \qquad Q_g \geq Q$$

วิธีการประมาณค่าพารามิเตอร์พารามิเตอร์ k_o, k_g , k_s ,Q_s และ Q_g จะอธิบายโดยรูปที่ 5-4 โดยที่หน่วยในรูปนั้นขึ้นอยู่กับหน่วยของข้อมูลที่ได้จากสถานีวัด โดยทั่วไปแล้วค่าของพารามิเตอร์ k จะเป็นดังนี้คือ $k_g \leq k_s \leq k_o$



รูป 2-12 กราฟแสดงการประมาณค่าพารามิเตอร์ k_o, k_g , k_s ,Q_s และ Q_g

4) ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่า

หากเราพิจารณาความสัมพันธ์ระหว่างฝนและน้ำท่าโดยใช้แบบจำลองของแทงค์ จากสมการ (2-50) แสดงการกักเก็บน้ำในลุ่มน้ำ โดยการนำค่าของ Water storage (V) แทนลงในสมาการที่ (2-50) ซึ่งจะได้ว่า

$$R(t-t_l)-Q(t)=2A(d\sqrt{h}/dt) \qquad (2-55)$$

จากนั้น ใช้สมการ (2-43) และ (2-47) จะทำให้สมการ (2-55) เปลี่ยนเป็น

$$R(t-t_l)-Q(t)=(1/k)(dQ/dt) \qquad (2-56)$$

สมการที่ได้แสดงให้เห็นว่าผลเฉลยของ $Q(t)$ เป็นสมการเชิงอนุพันธ์ ถ้าให้ k และ t_l เป็นค่าคงที่ สัมประสิทธิ์ของโค้งส่วนลด k ถูกคำนวณจากแต่ละโค้งส่วนลดของส่วนประกอบของน้ำท่า ถึงแม้ว่า สัมประสิทธิ์ของโค้งส่วนลด k จะขึ้นอยู่กับแต่ละส่วนประกอบน้ำท่า จากสมการเชิงเอนุพันธ์ (2-56) เป็นเชิงเส้น ดังนั้นความสมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่าจึงเป็นความสัมพันธ์เป็นเชิงเส้น

สมมติให้เวลาการเคลื่อนถอยหลัง t_l เป็นค่าคงที่ สำหรับความลึกของน้ำต่างๆ กัน ผลเฉลยของสมการที่ (2-56) ถูกดัดแปลงมาเป็น

$$Q(t)=Q(t=0)\exp(-kt) \qquad ;0\leq t\leq t_l \qquad (2-57)$$

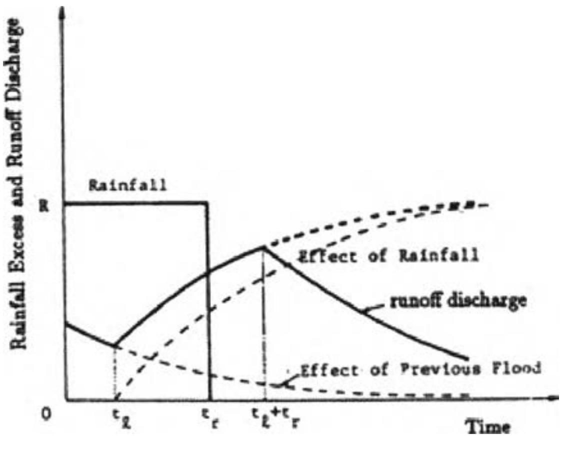
$$Q(t) = \exp(-kt)[\int_{t_l}^{t} kR(r - t_l)\exp(k\tau)d\tau + Q(t=0)]$$
$$;t_l \leq t \leq t_l + t_r \qquad (2-58)$$

$$Q(t) = Q(t = t_l + t_r)\exp(-k(t - t_l - t_r)) \qquad ;t \geq t_l + t_r \qquad (2-59)$$

โดยที่ $k = \sqrt{2g}/2A$ **และ** t_r **= ช่วงเวลาที่ฝนตก โดยพิจารณาความเข้มของฝนส่วนเกิน** R **เป็นค่าคงที่ สมการ (2-58) จะสามารถเขียนได้เป็น**

$$Q(t) = [1 - \exp(-k(t - t_l))]R + Q(t=0)\exp(-kt) \qquad (2-60)$$

พจน์แรกและพจน์ที่สองในสมการ (2-60) ถูกแทนด้วยผลของปริมาณฝนในช่วงปัจจุบันและฝนก่อนหน้านั้น ตามลำดับ สมการ (2-56) ถูกกำหนดให้เป็นเชิงเส้น และประกอบด้วยพารามิเตอร์ k_o ,k_g ,k_s และ t_l ซึ่งพารามิเตอร์ 4 ค่านี้มาจากเส้นกราฟน้ำท่านั่นเอง



รูป 2-13 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน-น้ำท่า