

Year  
2023

# Advanced Hydrology in Irrigation Engineering

อุทกวิทยาขั้นสูง  
สำหรับวิศวกรรมชลประทาน

ผศ.ดร.วิษุวัตม์ แต่สมบัติ

ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ กำแพงแสน

มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน

## คำนำ

ตำราเล่มนี้ถูกเรียบเรียงขึ้นมาเพื่อใช้สอนในวิชา 02207521 อุทกวิทยาขั้นสูงสำหรับวิศวกรรมชลประทาน (Advanced Hydrology in Irrigation Engineering) ซึ่งเป็นวิชาที่สอนในหลักสูตรวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ กำแพงแสน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ ประกอบด้วย เนื้อหาที่เกี่ยวข้องกับกระบวนการทางอุทกวิทยาในระดับลุ่มน้ำและในพื้นที่เกษตรกรรม หลักอุทกนิยามวิทยา การตรวจวัดข้อมูลอุทกวิทยา ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน-น้ำท่า การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก การออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ สถิติในงานวิเคราะห์และออกแบบทางอุทกวิทยา แบบจำลองทางอุทกวิทยา ฝนหลวงและฝนเรดาร์ที่นำมาประยุกต์ใช้ในงานด้านอุทกวิทยา รวมทั้งการประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับในการศึกษาสันฐานวิทยาแม่น้ำ

การเรียบเรียงตำราเล่มนี้ได้ใช้การปรับปรุงและพัฒนามาจากตำราของคณาจารย์แห่งภาควิชาวิศวกรรมชลประทานและภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ แห่งมหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ ซึ่งผู้เขียนได้เคยศึกษาเล่าเรียนมาในอดีตโดยเฉพาะหนังสือประกอบการเรียนวิชาอุทกวิทยาขั้นสูง (Advance Hydrology) ของ รศ.ดร.วีระพล แต่สมบัติ (2542) และตำราต่างประเทศที่ชื่อว่า Hydrology and Floodplain Analysis, 4<sup>th</sup> และ 6<sup>th</sup> edition ของ Bedient และคณะ (2008, 2019) ตลอดจนเรียบเรียงจากประสบการณ์ทำงานวิจัยที่สำคัญในฐานะหัวหน้าโครงการวิจัยที่ผ่านมา ได้แก่ การศึกษาสันฐานวิทยาของแม่น้ำลำภาชี ซึ่งได้รับทุนวิจัยจากสถาบันวิจัยและพัฒนาแห่งมหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ ประจำปีงบประมาณ 2560 และโครงการเพิ่มผลสัมฤทธิ์และการลดความเสี่ยงในการบริหารจัดการน้ำลุ่มน้ำเพชรบุรีด้วยฝนหลวง (ปี 2) ซึ่งได้รับทุนวิจัยจากสำนักงานพัฒนาการวิจัยการเกษตร (องค์การมหาชน) ประจำปีงบประมาณ 2564

ผู้แต่งขอขอบพระคุณผู้ทรงคุณวุฒิที่ให้ความอนุเคราะห์ตรวจสอบและให้คำแนะนำสำหรับตำราเล่มนี้ได้แก่ รศ.ดร.สนิท วงษา และ ดร.ชเนศร์ สมบูรณ์ รวมถึงขอขอบคุณ ดร.ปัญญา พลแสน, คุณคมสันต์ ไชโย และคุณมนตรีรา ชนินทรโชคติก ที่ช่วยตรวจสอบ เรียบเรียง และพิมพ์เนื้อหา รวมทั้งคุณลักษณะ ทรัพย์เย็น และคุณสุกัญญา จำปาอ่อน ที่ช่วยพิมพ์เนื้อหาในตำราเล่มนี้จนเสร็จสมบูรณ์

ผู้แต่งขอขอบพระคุณบิดามารดา ครูบาอาจารย์ และขอขอบคุณครอบครัว ญาติพี่น้อง ภรรยา และลูกทั้งสามคน ตลอดจนนิสิตที่เคยเรียนวิชานี้ที่ผ่านมา ที่ช่วยให้ความรู้ ประสบการณ์การเรียนการสอน ตลอดจนให้การสนับสนุนและกำลังใจตลอดมา จนทำให้ตำราเล่มนี้สำเร็จลุล่วงด้วยดี

สุดท้ายนี้ ผู้แต่งหวังว่าตำราเล่มนี้จะมีความทันสมัยและมีความครบถ้วนในเนื้อหา ซึ่งจะเป็นประโยชน์ให้กับการเรียนการสอนของนิสิต นักศึกษาในหลักสูตรด้านวิศวกรรมชลประทาน วิศวกรรมทรัพยากรน้ำ วิศวกรรมแหล่งน้ำ วิศวกรรมโยธา และวิศวกรรมสิ่งแวดล้อม ตลอดจนประชาชนทั่วไปที่สนใจศึกษาเรื่องอุทกวิทยานี้ต่อไป

วิษุวัตม์ แต่สมบัติ

ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ กำแพงแสน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

กันยายน 2566

## สารบัญ

	หน้า
คำนำ	-1-
สารบัญ	-2-
สารบัญรูป	-6-
สารบัญตาราง	-13-
<b>บทที่ 1 หลักการทางอุทกวิทยา</b>	
1.1 บทนำ	1-1
1.2 วัฏจักรอุทกวิทยา	1-8
1.3 ระบบภูมิอากาศ	1-16
1.4 ฝน	1-25
1.5 การไหลของน้ำท่าและกราฟน้ำท่า	1-39
1.6 การวัดทางอุทกวิทยา	1-42
1.7 การสูญเสียทางอุทกวิทยา การระเหย และการใช้น้ำพืช	1-50
1.8 การสูญเสียทางอุทกวิทยาจากการซึมลงดิน	1-62
1.9 อุทกวิทยากับการชลประทาน	1-81
บทสรุป	1-86
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 1	1-87
เอกสารอ้างอิง	1-94
<b>บทที่ 2 ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน-น้ำท่า</b>	
2.1 แนวคิดการจัดการลุ่มน้ำ	2-1
2.2 น้ำฝน-น้ำท่า	2-5
2.3 การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า	2-7
2.4 ทฤษฎีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	2-21
2.5 การสังเคราะห์และพัฒนากาฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	2-37
2.6 การใช้งานของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	2-55
บทสรุป	2-60
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 2	2-61
เอกสารอ้างอิง	2-70

## สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
<b>บทที่ 3 การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก</b>	
3.1 การเคลื่อนตัวทางอุทกวิทยาและทางชลศาสตร์	3-1
3.2 การเคลื่อนตัวของน้ำหลากของแม่น้ำ	3-10
3.3 การเคลื่อนตัวของน้ำหลากในอ่างเก็บน้ำ	3-23
บทสรุป	3-41
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 3	3-42
เอกสารอ้างอิง	3-46
<b>บทที่ 4 การออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ</b>	
4.1 บทนำ	4-1
4.2 การจำแนกประเภทของอ่างเก็บน้ำ	4-3
4.3 การคัดเลือกขั้นตอนการวิเคราะห์ทางเทคนิค	4-5
4.4 การวิเคราะห์และการใช้ข้อมูล	4-7
4.5 การตั้งข้อกำหนดในการศึกษา	4-14
4.6 ขั้นตอนการวิเคราะห์ทางเทคนิค	4-23
4.7 โคว้งปฏิบัติการอ่างเก็บน้ำ	4-32
บทสรุป	4-34
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 4	4-34
เอกสารอ้างอิง	4-34
<b>บทที่ 5 สถิติในงานวิเคราะห์และออกแบบทางอุทกวิทยา</b>	
5.1 บทนำ	5-1
5.2 กราฟความถี่และกราฟแจกแจงความถี่	5-2
5.3 การวิเคราะห์แจกแจงความถี่	5-10
5.4 กระดาษกราฟความน่าจะเป็น	5-12
5.5 การแจกแจงแบบปกติ	5-14
5.6 การแจกแจงแบบล็อกปกติ	5-19
5.7 การแจกแจงแบบเพียร์สันชนิดสาม	5-26
5.8 การแจกแจงแบบกัมเบล	5-35

## สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
5.9 การแจกแจงแบบ Extremal Value Type III	5-45
บทสรุป	5-61
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 5	5-62
เอกสารอ้างอิง	5-66
<b>บทที่ 6 แนวคิดในการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยาเพื่อการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำ</b>	
6.1 บทนำ	6-1
6.2 คำจำกัดความของอุทกวิทยา	6-2
6.3 สภาพแวดล้อมและกระบวนการทางอุทกวิทยา	6-2
6.4 ข้อมูลอุทกวิทยา	6-4
6.5 ปรากฏการณ์อุทกวิทยา ตัวแปร และตัวพารามิเตอร์	6-9
6.6 ประชากรและตัวอย่างทางอุทกวิทยา	6-10
6.7 การวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยา	6-13
บทสรุป	6-17
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 6	6-17
เอกสารอ้างอิง	6-18
<b>บทที่ 7 แบบจำลองทางอุทกวิทยา HEC-HMS</b>	
7.1 บทนำ	7-1
7.2 แบบจำลอง HEC-HMS	7-4
บทสรุป	7-34
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 7	7-35
เอกสารอ้างอิง	7-76
<b>บทที่ 8 ฝนหลวงและฝนเรดาร์</b>	
8.1 บทนำ	8-1
8.2 ความเป็นมาของฝนเรดาร์	8-2
8.3 การประยุกต์ใช้เรดาร์ในด้านอุทกวิทยา	8-11
8.4 การปรับแก้ข้อมูลเรดาร์ด้วยเครื่องมือตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน	8-20

## สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
8.5 การประยุกต์ใช้ฝนเรดาร์ทางด้านอุทกวิทยา	8-25
8.6 ฝนหลวง	8-29
8.7 การประยุกต์ใช้ฝนหลวงในด้านอุทกวิทยา	8-50
บทสรุป	8-58
เอกสารอ้างอิง	8-59
<b>บทที่ 9 การประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับในการศึกษาชั้นฐานวิทยาแม่น้ำ</b>	
9.1 บทนำ	9-1
9.2 ชั้นฐานวิทยาแม่น้ำ	9-2
9.3 การสำรวจรังวัดด้วยภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับ	9-13
9.4 การประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับในด้านการศึกษาชั้นฐานวิทยาแม่น้ำ	9-42
บทสรุป	9-51
แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 9	9-53
เอกสารอ้างอิง	9-68

## สารบัญรูปภาพ

	หน้า
รูปที่ 1-1 วัฏจักรอุทกวิทยา	1-3
รูปที่ 1-2 ส่วนประกอบของวัฏจักรอุทกวิทยา	1-3
รูปที่ 1-3 ตัวอย่างรูปร่างของพื้นที่รับน้ำ	1-9
รูปที่ 1-4 การวัดความยาวในพื้นที่รับน้ำ	1-10
รูปที่ 1-5 พื้นที่รับน้ำกับการแสดงระดับเส้นชั้นความสูง	1-10
รูปที่ 1-6 การไหลเวียนทั่วไปของลมทั่วโลก	1-19
รูปที่ 1-7 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแนวตั้ง	1-23
รูปที่ 1-8 กลไกการยกตัวของเมฆฝน	1-24
รูปที่ 1-9 เหตุการณ์พายุไต้ฝุ่นต้้น เท็กซัส มีปริมาณฝนสะสม 24 - 26 กรกฎาคม 2015	1-27
รูปที่ 1-10 การวัดการบันทึกของถังวัดฝน	1-28
รูปที่ 1-11 กราฟฝน	1-31
รูปที่ 1-12 เส้นโค้งความชื้น-ช่วงเวลา-ความถี่การเกิด (IDF) สำหรับฮูสตัน เท็กซัส	1-32
รูปที่ 1-13 วิธีเฉลี่ยปริมาณฝนเชิงพื้นที่	1-34
รูปที่ 1-14 สำหรับตัวอย่างที่ 1-4	1-35
รูปที่ 1-15 ตัวอย่างข้อมูลฝนเรดาร์ NEXRAD ของประเทศสหรัฐอเมริกา	1-39
รูปที่ 1-16 การกระจายการไหลผิวดิน	1-40
รูปที่ 1-17 ลุ่มน้ำและผลกระทบการใช้ประโยชน์ของที่ดินในรูปแบบกราฟน้ำท่า	1-41
รูปที่ 1-18 ถาดวัดการระเหยมาตรฐานที่มีเครื่องวัดฝนและวัดความเร็วลม	1-44
รูปที่ 1-19 ตัวอย่างเครื่องมือวัดน้ำท่า	1-45
รูปที่ 1-20 เครื่องมือวัดน้ำท่าแบบ Acoustic Doppler flow Meters (คลื่นเสียง)	1-46
รูปที่ 1-21 โค้งเฉลี่ย Rating curve	1-47
รูปที่ 1-22 การแบ่งช่องของลำน้ำเป็นหลายส่วนเพื่อคำนวณอัตราการไหลรวมของน้ำ	1-48
รูปที่ 1-23 ตัวอย่างระบบแจ้งเตือนน้ำท่วม	1-50
รูปที่ 1-24 วิธีสมดุลพลังงาน	1-53
รูปที่ 1-25 การระเหยในทะเลสาบน้ำตื้นโดยรังสีแสงอาทิตย์, อุณหภูมิอากาศที่จุดน้ำค้าง และการเคลื่อนที่ลม	1-56
รูปที่ 1-26 วงจรดินตามแนวคิดของความชื้นประจำปีสำหรับสามชนิดพืช	1-61
รูปที่ 1-27 แนวคิดการซึมของฮอर्टัน	1-63
รูปที่ 1-28 สำหรับตัวอย่างที่ 1-8	1-64

## สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 1-29 วิธีของ Phi Index	1-67
รูปที่ 1-30 สำหรับตัวอย่างที่ 1-9	1-68
รูปที่ 1-31 ตัวอย่างความสัมพันธ์ในโซนไม่อิ่มตัว	1-71
รูปที่ 1-32 ความสัมพันธ์การซึมและความชื้น	1-72
รูปที่ 1-33 สำหรับตัวอย่างที่ 1-10	1-79
รูปที่ 2-1 ตัวอย่างพื้นที่รับน้ำ	2-2
รูปที่ 2-2 การกระจายของฝน	2-7
รูปที่ 2-3 ปริมาณฝนที่เกิดขึ้นจริงใน Little Cypress Creek	2-8
รูปที่ 2-4 สมดุลกราฟน้ำท่า	2-9
รูปที่ 2-5 ความสัมพันธ์กราฟน้ำท่า	2-9
รูปที่ 2-6 การแยกการไหลพื้นฐาน	2-11
รูปที่ 2-7 โค้งการสูญเสียการซึม	2-13
รูปที่ 2-8 สำหรับตัวอย่างที่ 2-1	2-14
รูปที่ 2-9 วิธีเวลา-พื้นที่ (Time-Area)	2-17
รูปที่ 2-10 สำหรับตัวอย่างที่ 2-2	2-19
รูปที่ 2-11 การกำหนดหน่วยกราฟน้ำท่าจากพายุ	2-23
รูปที่ 2-12 สำหรับตัวอย่างที่ 2-3	2-24
รูปที่ 2-13 UH lagging	2-27
รูปที่ 2-14 S - Curve UH Method.	2-28
รูปที่ 2-15 สำหรับตัวอย่างที่ 2-4	2-30
รูปที่ 2-16 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากการเกิดพายุ	2-33
รูปที่ 2-17 การปรับเปลี่ยนปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับ Unit Hydrographs	2-39
รูปที่ 2-18 การเปลี่ยนแปลงกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของกลุ่มน้ำ Brays Bayou ซึ่งเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน	2-40
รูปที่ 2-19 สำหรับตัวอย่างที่ 2-7	2-42
รูปที่ 2-20 (a) SCS Triangular Unit Hydrograph, (b) SCS Dimensionless Unit Hydrograph	2-44
รูปที่ 2-21 วิธีการแก้ปัญหาลูกศรกราฟฟิคของการหาปริมาณน้ำท่าจากปริมาณฝน	2-47
รูปที่ 2-22 สำหรับตัวอย่างที่ 2-9	2-51



## สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 2-23 การใช้งานกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	2-55
รูปที่ 2-24 สำหรับตัวอย่างที่ 2-10	2-56
รูปที่ 3-1 แนวคิดเกี่ยวกับอ่างเก็บน้ำ	3-2
รูปที่ 3-2 สำหรับตัวอย่างที่ 3-1	3-3
รูปที่ 3-3 ความแตกต่างบางอย่างระหว่างการเคลื่อนตัวของน้ำในแม่น้ำและอ่างเก็บน้ำ	3-7
รูปที่ 3-4 การเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักในแม่น้ำ	3-11
รูปที่ 3-5 ปริซึมและแนวคิดการเก็บกักแบบลิม	3-12
รูปที่ 3-6 การเลือกค่าสัมประสิทธิ์ของ Muskingum	3-19
รูปที่ 3-7 สำหรับตัวอย่างที่ 3-4	3-22
รูปที่ 3-8 สำหรับตัวอย่างที่ 3-5	3-24
รูปที่ 3-9 Curve for $\Delta x / c\Delta t$	3-32
รูปที่ 3-10 Rating Curve	3-39
รูปที่ 4-1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่าง Storage (ปริมาตรความจุ) กับ Yield (ผลผลิตของอ่างเก็บน้ำ)	4-2
รูปที่ 4-2 การแบ่งประเภทของอ่างเก็บน้ำที่สอดคล้องกับอาคารประกอบ	4-4
รูปที่ 4-3 ปริมาณฝนทั้งหมดที่ตกลงสู่พื้นที่รับน้ำ	4-9
รูปที่ 4-4 Project and Non-Project Reservoir Losses	4-11
รูปที่ 4-5 Effects of Demand Sequence on Storage Requirements	4-16
รูปที่ 4-6 Water Levels and Storage Zones of Reservoir	4-18
รูปที่ 4-7 Example of Seasonally Varying Storage Boundaries for a Multipurpose Reservoir	4-19
รูปที่ 4-8 Storage Determination Using Sequential Mass Curve	4-24
รูปที่ 4-9 Flow Hydrograph, Mass Curve และ Flow Duration	4-25
รูปที่ 4-10 Reservoir Area-Capacity Curves of Municipal Reservoir	4-31
รูปที่ 4-11 Rule Curve สำหรับเขื่อนผลิตไฟฟ้าพลังน้ำโดยทั่วไป	4-33
รูปที่ 4-12 Rule Curve ของเขื่อนภูมิพล	4-33
รูปที่ 5-1 ลักษณะกราฟความถี่และกราฟแจกแจงความถี่จากการทอดลูกเต๋าจำนวน 100 ครั้ง	5-4
รูปที่ 5-2 การเปรียบเทียบกราฟความถี่สัมพัทธ์แบบคล้ายคลึงกันและไม่คล้ายคลึงกัน	5-5
รูปที่ 5-3 Construction of Normal Probability Paper	5-13

## สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 5-4 Estimation of Parameters Using Normal Probability Paper	5-18
รูปที่ 5-5 กราฟแสดงค่า Probability Mass	5-31
รูปที่ 5-6 Curves of Upper and Lower Confidence Limits for Pearson Type III	5-33
รูปที่ 5-7 ตัวอย่างกระดาษกราฟกัมเบล	5-43
รูปที่ 5-8 Fitting the Extreme Value Type III Distribution to the Annual Minimum Discharges of แม่น้ำ Elbe ที่ Decin ประเทศสาธารณรัฐเช็ก, 1866-1964	5-55
รูปที่ 6-1 กราฟปริมาณน้ำท่ารายปีของแม่น้ำไนล์ (Nile River) ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1870 จนถึงปี ค.ศ. 1955 ซึ่งเป็นตัวอย่างของการเกิดความไม่น่าเชื่อถือได้ของข้อมูล (Inconsistency) ขึ้นในอนุกรมเวลา	6-6
รูปที่ 6-2 กราฟอนุกรมเวลาของปริมาณการไหลสูงสุดรายปี (Maximum Annual Flood Peaks) ของแม่น้ำดานูบ ที่ออริโซวา ประเทศรומานี ระหว่างปี ค.ศ. 1840-1950 ซึ่งแสดงให้เห็นลักษณะแนวโน้มเอียงขึ้น ซึ่งเรียกว่า Upward Trend	6-7
รูปที่ 6-3 ตัวอย่างปริมาณการใช้น้ำประปารายสัปดาห์สำหรับเมืองเดนเวอร์ มลรัฐโคโลราโด สหรัฐอเมริกา ในช่วง 10 ปี (วีระพล, 2542)	6-8
รูปที่ 6-4 ภาพสเก็ทแสดงปัญหาทางด้านอนุมานเชิงสถิติ (Statistical Inference) ที่เกี่ยวข้องกับอนุกรมเวลาในอุทกวิทยา	6-11
รูปที่ 6-5 การแจกแจงความถี่ของ 40 ตัวอย่าง ซึ่งมีขนาดเท่ากันคือ 25 ปี ของค่าปริมาณการไหลสูงสุดของน้ำท่วม (Maximum Flood Discharges) บนกระดาษกราฟกัมเบล (Gumbel Paper Graph)	6-12
รูปที่ 6-6 ปริมาณฝนทั้งปีเฉลี่ยเป็นมิลลิเมตรของประเทศไทยในคาบ 30 ปี ช่วงปี พ.ศ. 2532-2561 (กรมชลประทาน, 2566)	6-14
รูปที่ 7-1 หลักการของแบบจำลอง HEC-1 ดั้งเดิม	7-5
รูปที่ 7-2 กระบวนการเกิดน้ำท่าของแบบจำลอง HEC-HMS	7-6
รูปที่ 7-3 แนวความคิดของแบบจำลอง SMA	7-13
รูปที่ 7-4 ปริมาณการคายระเหยในรูปฟังก์ชันของปริมาตรเก็บกักในชั้น Tension Zone	7-14
รูปที่ 7-5 แบบจำลองการสูญเสียโดยทั่วไปของ HEC	7-18
รูปที่ 7-6 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของวิธี Snyder	7-21
รูปที่ 7-7 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไร้มิติที่ใช้ในวิธี SCS	7-23

## สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 7-8 การถดถอยของปริมาณการไหลพื้นฐานเริ่มต้น	7-32
รูปที่ 7-9 แบบจำลองปริมาณการไหลพื้นฐานแบบถดถอย	7-33
รูปที่ 8-1 NEXRAD (WSR-88D) เสาอากาศพาราโบลา มองจากภายในราโดม	8-4
รูปที่ 8-2 แผนที่ ของตำแหน่งสถานีเรดาร์ NEXRAD	8-5
รูปที่ 8-3 ภาพโมเสกเรดาร์ของ NWS ตอนเหนือ CONUS แสดงการสะท้อนของเรดาร์ เวลา 22:28 UTC ของวันที่ 29 มีนาคม 2017	8-5
รูปที่ 8-4 เครือข่ายสถานีเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา	8-7
รูปที่ 8-5 เครือข่ายของสถานีเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร	8-9
รูปที่ 8-6 เมฆก่อตัวตามแนวขอบด้านหน้า ที่มองไปทางทิศตะวันออก (บน) และการสะท้อนกลับที่วัดโดยเรดาร์ NEXRAD (ด้านล่าง)	8-14
รูปที่ 8-7 เวกเตอร์การเคลื่อนที่ของเซลล์พายุที่วัดจากการสแกนเรดาร์แบบต่อเนื่องด้วย ความเร็วและทิศทางปานกลาง	8-15
รูปที่ 8-8 ภาพตัดขวางกึ่งกลางผ่านจุดศูนย์กลางของเซลล์พายุ สำหรับพายุในวันที่ 1 ตุลาคม 2552	8-16
รูปที่ 8-9 Hyetograph แบบไร้มิติสำหรับหน้าตัดสี่เหลี่ยมคางหมูกึ่งกลางที่เคลื่อนที่ด้วย ความเร็วปานกลาง	8-16
รูปที่ 8-10 การเปรียบเทียบความสัมพันธ์ Z-R ที่วิเคราะห์และได้มาจากการสังเกต จาก 20 ถึง 55 dBZ	8-19
รูปที่ 8-11 ความคลาดเคลื่อนของ DPR และ GARR สำหรับเหตุการณ์พายุที่แสดง จำนวนสถานีที่ใช้สำหรับการทำ bias correction ของผลิตภัณฑ์ GARR	8-23
รูปที่ 8-12 ลุ่มน้ำที่มีความละเอียดของปริมาณฝน 1x1 กม. เหนือลุ่มน้ำ Fishpot	8-26
รูปที่ 8-13 Hyetograph จากพายุฝนของลุ่มน้ำ วันที่ 11 กุมภาพันธ์ 2552	8-26
รูปที่ 8-14 โครงข่ายการระบายน้ำของลุ่มน้ำ Fishpot ที่ความละเอียด 30x30 เมตร	8-27
รูปที่ 8-15 ผลการจำลอง Hydrographs (เส้นทึบ) และการไหลที่ได้จากการตรวจวัด (เส้นประ)	8-27
รูปที่ 8-16 การเชื่อมต่อโครงข่ายการระบายน้ำของแบบจำลองแบบ Distributed Model	8-28
รูปที่ 8-17 แผนผังแสดงการจำแนกการเตรียมสารฝนหลวงสูตรต่างๆ	8-36
รูปที่ 8-18 ตำราฝนหลวงพระราชทาน	8-37
รูปที่ 8-19 ภาพรายงานการเกิดพายุลูกเห็บ บริเวณตำบลนิคมสงเคราะห์ อำเภอเมือง จังหวัดอุดรธานี เมื่อวันที่ 25 กุมภาพันธ์ 2562	8-40

## สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 8-20 ภาพการเกิดไฟฟ้าที่บริเวณเขาทะเล อำเภอสวี จังหวัดชุมพร (วันที่ 7 เมษายน 2562)	8-40
รูปที่ 8-21 การกำหนดขนาด และรูปแบบกรวยประเมิณผลการปฏิบัติการฝนหลวงเชิงพื้นที่	8-49
รูปที่ 8-22 แผนผังความเชื่อมโยงระหว่างโครงการวิจัยย่อยภายใต้แผนงานวิจัย (ปี2)	8-52
รูปที่ 8-23 ข้อมูลปฏิบัติการฝนหลวงในกลุ่มน้ำเพชรบุรีที่รวบได้ในปี 2564 และตัวอย่างของพื้นที่กรวยรับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง	8-54
รูปที่ 9-1 ลักษณะการกัดเซาะและการทับถมของตะกอนในโค้งลำน้ำ	9-3
รูปที่ 9-2 ลักษณะของแต่ละบริเวณที่เกิดการเปลี่ยนแปลงธรณีสัณฐานวิทยา	9-4
รูปที่ 9-3 ภาพจำลองการรวมกันของร่องน้ำกันจนกลายเป็นแม่น้ำ	9-5
รูปที่ 9-4 ปัจจัยที่มีผลกระทบต่อความสมดุลของลำน้ำ	9-6
รูปที่ 9-5 แม่น้ำไหลคดเคี้ยวหรือโค้งตวัดที่ Hokkaido ประเทศญี่ปุ่น	9-7
รูปที่ 9-6 การเกิดของโค้งตวัด	9-8
รูปที่ 9-7 ภาพถ่ายดาวเทียมของร่องรอยทางน้ำกวัดแกว่ง	9-8
รูปที่ 9-8 แม่น้ำที่มีการไหลแบบไขว้หรือถักเปีย Braided River	9-9
รูปที่ 9-9 ลักษณะการไหลของน้ำในส่วนโค้งของแม่น้ำ	9-10
รูปที่ 9-10 การเปลี่ยนแปลงของ Floodplain	9-12
รูปที่ 9-11 ส่วนซ้อนของภาพถ่ายทางอากาศ	9-15
รูปที่ 9-12 ส่วนเกยของภาพถ่ายทางอากาศ	9-16
รูปที่ 9-13 ลักษณะพื้นที่ครอบคลุมของภาพถ่ายบริเวณส่วนซ้อนและส่วนเกย	9-17
รูปที่ 9-14 มุม Parallax เพิ่มขึ้นตามอัตราส่วน B/H ที่เพิ่มขึ้น	9-18
รูปที่ 9-15 ขนาดพื้นที่การปกคลุม (รูปสี่เหลี่ยม) กับเลนส์ ขนาดภาพถ่าย 23x23 ซม.	9-19
รูปที่ 9-16 บริเวณพื้นที่ซึ่งนำมาใช้ในการแปลความหมาย (Effect Area) หรือมองภาพ 3 มิติในพื้นที่ส่วนซ้อน	9-20
รูปที่ 9-17 ชนิดจุดควบคุมภาพถ่าย	9-22
รูปที่ 9-18 ตัวอย่างการวางจุดควบคุมภาพถ่ายทางอากาศ	9-22
รูปที่ 9-19 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Consumer Grade แบบที่ 1	9-23
รูปที่ 9-20 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Consumer Grade แบบที่ 2	9-23
รูปที่ 9-21 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Consumer Grade แบบที่ 3	9-24
รูปที่ 9-22 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Professional Grade แบบที่ 1	9-24

## สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 9-23 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Professional Grade แบบที่ 2	9-24
รูปที่ 9-24 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Professional Grade แบบที่ 3	9-25
รูปที่ 9-25 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Survey Grade แบบที่ 1	9-25
รูปที่ 9-26 ลักษณะการรังวัดโดยการโยงยึดออกจากโครงข่ายของจุดควบคุมของประเทศ	9-26
รูปที่ 9-27 ความสัมพันธ์ระหว่างความสูงทรงรีอ้างอิง และความสูงออร์โธเมตริก	9-29
รูปที่ 9-28 ตัวอย่างข้อมูลพิกัดฉากสามมิติที่ได้จากการรังวัดด้วยภาพถ่าย	9-30
รูปที่ 9-29 ตัวอย่างข้อมูลพอยต์คลาวด์ (Point Cloud) ที่ได้จากการรังวัดด้วยภาพถ่าย	9-31
รูปที่ 9-30 ตัวอย่างของข้อมูลราสเตอร์ที่เก็บความสูงของลักษณะภูมิประเทศ	9-32
รูปที่ 9-31 ความสัมพันธ์ระหว่าง DSM ซึ่งมีการใช้ CHM ในการหักลบความสูงของพุ่มไม้ เพื่อผลิต DEM และ DTM	9-32
รูปที่ 9-32 ตัวอย่างของแผนที่ภาพถ่ายออร์โธสปีบริเวณแม่น้ำลำภาชี	9-33
รูปที่ 9-33 ตัวอย่างภาพถ่ายที่มีความคมชัด	9-34
รูปที่ 9-34 ภาพตัวอย่าง Orthophoto ที่มีความผิดเพี้ยน	9-35
รูปที่ 9-35 ภาพตัวอย่าง Orthophoto ปรับคุณภาพของสีและความสว่าง	9-35
รูปที่ 9-36 ผลการเปลี่ยนแปลงสันฐานวิทยาแม่น้ำระหว่างปี พ.ศ. 2557 ถึง 2560	9-46
รูปที่ 9-37 ตัวอย่างงานกันเขตคลอง	9-47
รูปที่ 9-38 ตัวอย่างการใช้ DEM จำลองพื้นที่รับน้ำและทางน้ำไหล	9-48
รูปที่ 9-39 ตัวอย่างการใช้ DEM ในการผลิต Profile & Cross section	9-49
รูปที่ 9-40 ตัวอย่างการส่งออกข้อมูล Profile & Cross section	9-49
รูปที่ 9-41 การเปรียบเทียบการจำลองเหตุการณ์ก่อนและระหว่างน้ำท่วมที่ระดับน้ำ 145.43 ม.รทก. เพื่อการเตือนภัยน้ำท่วมจากการใช้แบบจำลองแสดงขอบเขตของพื้นที่น้ำท่วม ณ ระดับน้ำท่วมที่ได้จากการคาดการณ์	9-50
รูปที่ 9-42 พื้นที่เก็บภาพถ่ายทางอากาศ	9-53

## สารบัญตาราง

	หน้า
ตารางที่ 1-1 สำหรับตัวอย่างที่ 1-1	1-15
ตารางที่ 1-2 ฝนตกบันทึกสถิติโลก	1-26
ตารางที่ 1-3 ข้อมูลฝนจากการบันทึก	1-30
ตารางที่ 1-4 สำหรับตัวอย่างที่ 1-4	1-35
ตารางที่ 1-5 สำหรับตัวอย่างที่ 1-5	1-48
ตารางที่ 1-6 สัมประสิทธิ์ของ Pan Coefficients for Evapotranspiration Estimates	1-60
ตารางที่ 1-7 ตารางเทียบค่า t	1-64
ตารางที่ 1-8 ค่าพารามิเตอร์ของ $f_0$ , $f_c$ and $k$ ของสมการฮอร์ตัน	1-65
ตารางที่ 1-9 สำหรับตัวอย่างที่ 1-9	1-67
ตารางที่ 1-10 Green-Ampt Infiltration Parameters for Various Soil Texture Classes	1-77
ตารางที่ 2-1 ตัวเลขโค้งน้ำไหลบ่า (Runoff)	2-4
ตารางที่ 2-2 สำหรับตัวอย่างที่ 2-2	2-18
ตารางที่ 2-3 สำหรับตัวอย่างที่ 2-3	2-25
ตารางที่ 2-4 สำหรับตัวอย่างที่ 2-4	2-29
ตารางที่ 2-5 สำหรับตัวอย่างที่ 2-5	2-32
ตารางที่ 2-6 สำหรับตัวอย่างที่ 2-6	2-35
ตารางที่ 2-7 สำหรับตัวอย่างการใช้ SCS UH ที่ไร่มีติ	2-52
ตารางที่ 2-8 สำหรับตัวอย่างที่ 2-10	2-58
ตารางที่ 3-1 สำหรับตัวอย่างที่ 3-1	3-4
ตารางที่ 3-2 สำหรับตัวอย่างที่ 3-3	3-15
ตารางที่ 3-3 สำหรับตัวอย่างที่ 3-4	3-20
ตารางที่ 3-4 สำหรับตัวอย่างที่ 3-5	3-26
ตารางที่ 3-5 สำหรับตัวอย่างที่ 3-6	3-33
ตารางที่ 4-1 Example of Reservoir Operation Study for Municipal Reservoir	4-29
ตารางที่ 5-1 การเกิดหมายเลขของลูกเต๋าจากการทอด 100 ครั้ง	5-3
ตารางที่ 5-2 Frequency Factor, K and Standard Error Factors, $\mu + \sigma$ for the Normal Distribution	5-14
ตารางที่ 5-3 Annual Rainfall Data	5-19
ตารางที่ 5-4 Frequency Factor K for the Lognormal Distribution	5-22

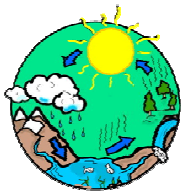
## สารบัญตาราง (ต่อ)

	หน้า
ตารางที่ 5-5 Factor $\mu$ และ $\sigma$ for the Lognormal Distribution	5-23
ตารางที่ 5-6 Frequency Factors K for the Pearson Type III Distribution	5-29
ตารางที่ 5-7 Factors $\delta$ for the Pearson Type III Distribution	5-30
ตารางที่ 5-8 Some Values of the Reduced Variable of the EV1 Extremal Distribution and Corresponding Return Periods	5-38
ตารางที่ 5-9 Frequency factors K for Gumbel EV1 distribution	5-39
ตารางที่ 5-10 Factors $\delta$ for the Gumbel EV1 distribution	5-40
ตารางที่ 5-11 Values of the Reduced Variable y of the Extremal Type III Distribution for Selected Return Period	5-48
ตารางที่ 5-12 Auxiliary Table for Estimation of the Shape Parameter $\alpha$ of the Type III Extremal Distribution	5-49
ตารางที่ 5-13 Frequency Factors K Type III Extremal Distribution	5-51
ตารางที่ 5-14 Factors $\delta$ for the Type III Extremal Distribution	5-52
ตารางที่ 6-1 หน่วยราชการและหน่วยงานหลักที่มีข้อมูลและรายงานการศึกษาต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับการศึกษาด้านพัฒนาทรัพยากรน้ำ	6-3
ตารางที่ 7-1 ตัวแปรที่สำคัญซึ่งส่งผลกระทบต่อกราฟน้ำท่า	7-2
ตารางที่ 7-2 แบบจำลองทางอุทกวิทยาที่สำคัญ	7-3
ตารางที่ 7-3 กลุ่มดินและอัตราการไหลซึมผ่านผิวดิน	7-8
ตารางที่ 7-4 พารามิเตอร์ของแบบจำลองการสูญเสียของ Green and Ampt ที่สัมพันธ์กับชนิดของดิน	7-11
ตารางที่ 7-5 สัมประสิทธิ์ความขรุขระของการไหลบ่าบนผิวดินสำหรับการจำลอง Sheet Flow	7-26
ตารางที่ 8-1 ชนิดของสถานีเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา	8-8
ตารางที่ 8-2 ชนิดของสถานีเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร	8-10
ตารางที่ 8-3 การเปรียบเทียบความสัมพันธ์ Z-R ของฝน 3 ชนิดสำหรับแต่ละช่วงการสะท้อนกลับ	8-20
ตารางที่ 8-4 สรุปข้อมูลพายุทั้งหมดสะสมของ Radar-Gage	8-24
ตารางที่ 8-5 ข้อมูลการพยากรณ์สภาพอากาศสำหรับการปฏิบัติการฝนหลวง	8-30
ตารางที่ 8-6 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาสำหรับวางแผนการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน	8-32
ตารางที่ 8-7 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาสำหรับวางแผนการปฏิบัติการยับยั้งพายุลูกเห็บประจำวัน	8-33
ตารางที่ 8-8 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 1	8-42

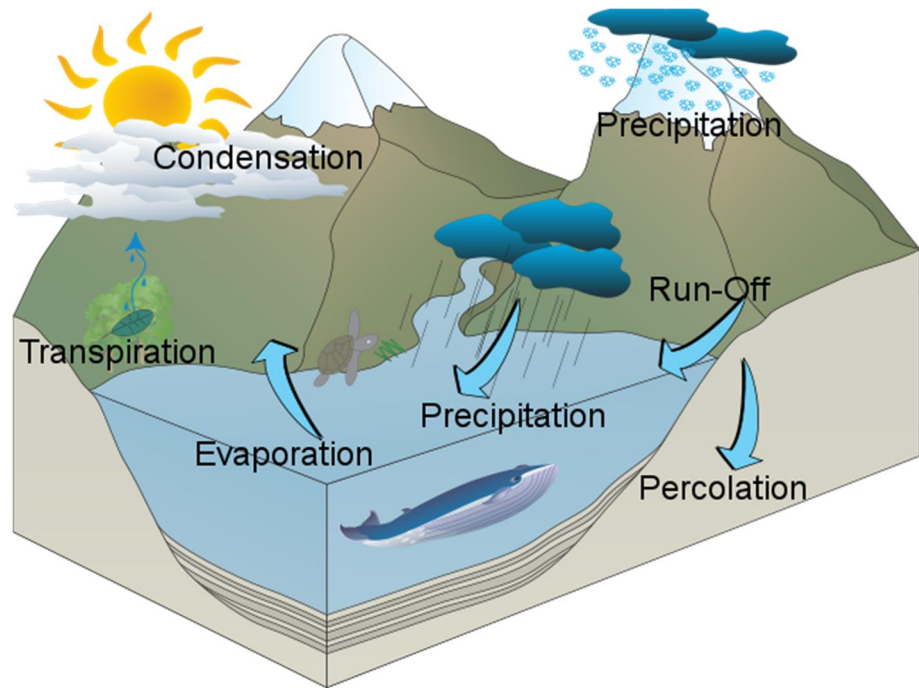
## สารบัญตาราง (ต่อ)

	หน้า
ตารางที่ 8-9 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 2	8-43
ตารางที่ 8-10 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 3	8-44
ตารางที่ 8-11 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 4-6	8-45
ตารางที่ 8-12 หลักเกณฑ์ในการประเมินผลสำเร็จการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละภารกิจ	8-47
ตารางที่ 8-13 ตัวแปรที่ใช้ในการประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวงเชิงพื้นที่โดยพื้นที่กรวย รับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง	8-48
ตารางที่ 9-1 เปรียบเทียบเกณฑ์มาตรฐานความถูกต้องเชิงตำแหน่งแนวตั้งของ NMAS และ NSSDA	9-39
ตารางที่ 9-2 ค่าความถูกต้องเชิงตำแหน่งทางราบของวัตถุบนแผนที่เทียบกับตำแหน่งบน ภาคพื้นดินที่มาตราส่วนแผนที่ระดับต่างๆ	9-40
ตารางที่ 9-3 ค่าความถูกต้องเชิงตำแหน่งทางตั้งของวัตถุบนแผนที่เทียบกับตำแหน่งบน ภาคพื้นดินที่มาตราส่วนแผนที่ระดับต่างๆ	9-41
ตารางที่ 9-4 มาตรฐานความถูกต้องของงานหมุดควบคุมและงานสำรวจภูมิประเทศ	9-42





บทที่ 1  
หลักการทางอุทกวิทยา  
(Hydrologic Principle)



# บทที่ 1

## หลักการทางอุทกวิทยา (Hydrologic Principle)

### 1.1 บทนำ

อุทกวิทยา หมายถึง วิชาที่เกี่ยวข้องกับการเกิด การแพร่กระจาย และการหมุนเวียนของน้ำบนพื้นโลก ซึ่งได้แก่ น้ำผิวดิน และน้ำใต้ดิน ขอบเขตของอุทกวิทยา จะประกอบด้วยข้อมูลทางกายภาพ ทางเคมี และทางชีวภาพ ที่มีผลกระทบต่อน้ำในธรรมชาติ สิ่งแวดล้อม และจากผลกระทบของมนุษย์ เนื่องจากความซับซ้อนทางธรรมชาติของวัฏจักรอุทกวิทยา และความสัมพันธ์กับตัวแปรทางภูมิอากาศ ชนิดดิน สภาพภูมิประเทศ ธรณีสัณฐาน และปัจจัยอื่นๆ ที่เกี่ยวข้องระหว่างกันกับอุทกวิทยา และวิทยาศาสตร์พื้นฐานอื่นๆ เช่น อุตุนิยมวิทยา ธรณีวิทยา สมุทรศาสตร์ และนิเวศวิทยา

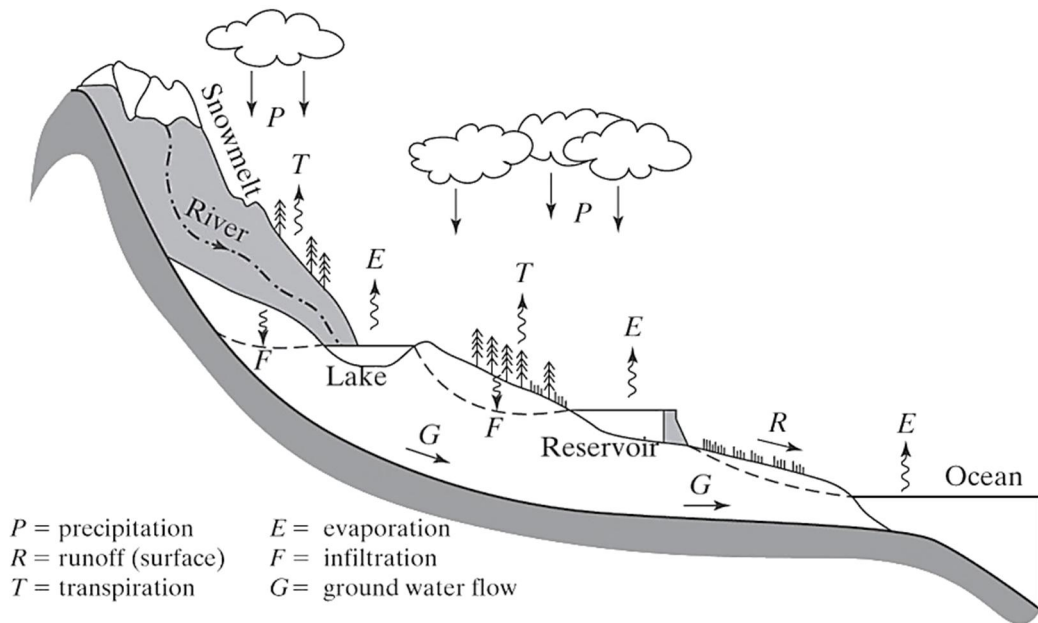
การศึกษาทางอุทกวิทยา ประกอบด้วย แขนงวิชาดั้งเดิมจากกลศาสตร์ของไหล อุทกพลศาสตร์ และวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ (Maidment, 1993; Mays, 2001) ยิ่งไปกว่านั้น ยังมีหลายปัญหาทางอุทกวิทยาในปัจจุบัน ประกอบด้วย การพิจารณาคุณภาพน้ำ และการเคลื่อนที่ของการปนเปื้อนของมลพิษในน้ำ ซึ่งในส่วนของเรื่องคุณภาพน้ำนั้น แม้ว่าจะมีความสำคัญ แต่ไม่ถูกรวมในหนังสือเล่มนี้ เนื่องจากข้อจำกัดของเนื้อหา ซึ่งครอบคลุมเกี่ยวกับแหล่งข้อมูลคุณภาพน้ำบนผิวดิน (Huber, 1993; Chapra, 1997; Martin & McCutcheon, 1999) น้ำใต้ดินและสิ่งปนเปื้อน (Bedient et al., 1999; Fetter, 1999 and Charbeneau, 2000)

วัฏจักรอุทกวิทยา เป็นกระบวนการที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง ซึ่งเกิดจากการระเหยที่ผิวน้ำและมหาสมุทร แล้วจึงเคลื่อนตัวรวมเป็นมวลอากาศขึ้น และเกิดการควบแน่นกลายเป็นฝน ฝนจะตกลงมายังผิวดิน และกระจายตามพื้นที่จนเกิดเป็นวัฏจักรทางอุทกวิทยาในครั้งถัดไป ดังรูปที่ 1-1 และรูปที่ 1-2 ส่วนหนึ่งของน้ำจากอากาศ (Precipitation, P) หรือ ฝน จะถูกเก็บไว้ในดินในบริเวณที่ฝนตก และบางส่วนจะกลายเป็นไอน้ำกลับไปยังบรรยากาศ (Evaporation, E) หรือ การระเหยของน้ำ คือ การเปลี่ยนแปลงสถานะของน้ำเป็นไอน้ำจากผิวน้ำ และ (Transpiration, T) หรือ การคายน้ำ คือ การสูญเสียน้ำจากการคายน้ำของพืช การสูญเสียน้ำทั้งสองเรียกรวมกันว่า การใช้น้ำของพืช (Evapotranspiration, ET) ซึ่งจะสำคัญในด้านการชลประทานเพื่อการให้น้ำพืชที่มีความเหมาะสม

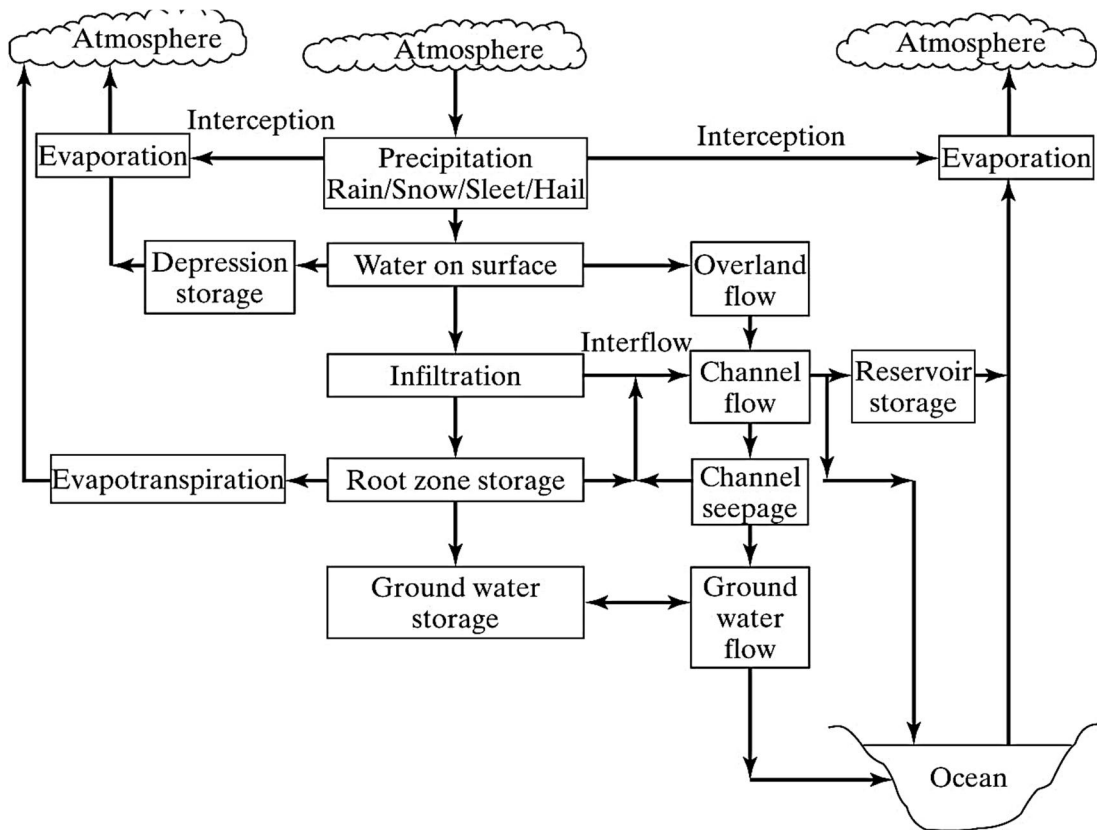
น้ำบางส่วนไหลผ่านลงดิน เรียกว่า อัตราการซึม (Infiltration, F) ซึ่งขึ้นอยู่กับสภาพความชื้นในดิน ชนิดดิน และอาจจะมีน้ำไหลลงสู่ทางน้ำหรืออาจซึมลงไปเก็บกักในชั้นน้ำใต้ดิน (Ground Water, G) คือ น้ำใต้ดินไหลซึมผ่านรูใต้พื้นดินแต่ละชั้นน้ำต้นหรือชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ลึกลงไป ซึ่งสามารถสูบขึ้นมาใช้สำหรับการเกษตรกรรม และระบบประปา

ฝนที่ส่วนหนึ่งไหลบ่าผิวดินหรือน้ำท่า (Direct Runoff, R) เป็นการไหลจากที่สูงไปสู่ที่ต่ำไปสะสมในลำน้ำและไหลสู่แม่น้ำ การวิเคราะห์ทางอุทกวิทยาเป็นการกำหนดน้ำท่าจากพื้นที่รับน้ำ จะกล่าวต่อไปในบทที่ 2 การระเหยและการซึมผ่านผิวดินเป็นการสูญเสียน้ำจากผืนดินและความชื้นชื้นใน การตรวจวัด และการคำนวณจากวิธีทางทฤษฎีจะกล่าวต่อไปในหัวข้อที่ 1.7 และ 1.8

น้ำผิวดินและน้ำใต้ดินไหลจากที่สูงไปสู่ที่ต่ำจนกระทั่งไหลลงสู่มหาสมุทรโดยเฉพาะกรณีที่ฝนตกหนัก อย่างไรก็ตาม ปริมาณน้ำผิวดินและน้ำใต้ดินจะกลับสู่บรรยากาศโดยการระเหยหรือการใช้น้ำของพืชจึงจะครบวัฏจักรอุทกวิทยา น้ำจากอากาศในชั้นบรรยากาศเป็นแรงผลักดันหลักในการเกิดวัฏจักรอุทกวิทยา และความเข้าใจระบบสภาพอากาศเป็นส่วนสำคัญในการทำนายเหตุการณ์น้ำจากอากาศ (ดูหัวข้อ 1.3)



รูปที่ 1-1 วัฏจักรอุทกวิทยา (Bedient et al., 2019)



รูปที่ 1-2 ส่วนประกอบของวัฏจักรอุทกวิทยา (Bedient et al., 2019)

### ช่วงยุคก่อนประวัติศาสตร์ (Early History)

Biswas (1972) ทำการรวบรวมประวัติอุทกวิทยา จากการใช้ น้ำของชาวสุเมเรียนและชาวอียิปต์ในตะวันออกกลางและชาวจีนที่อาศัยอยู่ริมฝั่งแม่น้ำฮวงโห จากหลักฐานทางโบราณคดี พบว่ามีโครงสร้างอาคารชลประทาน เพื่อใช้ในการชลประทาน และอาคารควบคุมน้ำ มีการสร้างเขื่อนปิดกั้นแม่น้ำไนล์ เมื่อประมาณ 4,000 ปี ก่อนคริสต์ศักราช และมีการสร้างคลองส่งน้ำระหว่างกรุงไคโรและสุเอซ นักปราชญ์ชาวกรีกกับอริสโตเติล ได้ศึกษาอุทกวิทยาและเสนอว่า มวลไอน้ำที่มีความชื้นในอากาศมาก จะรวมตัวแล้วกลั่นตัวเป็นน้ำ ซึ่งเป็นที่มาน้ำที่สะสมอยู่ตามภูเขา และเป็นต้นกำเนิดของน้ำพุและแม่น้ำ โฮเมอร์ตั้งข้อสังเกตว่า น้ำทะเลที่อยู่ใต้ดินเป็นต้นกำเนิดของแหล่งน้ำ คริสตวรรษที่ 97 (A.D.97) มีการติดตั้งเครื่องมือตรวจวัดน้ำท่าในกรุงโรม ประเทศอิตาลี โดยอาศัยหลักการของวิธีพื้นที่หน้าตัดของอัตราการไหล และ Leonardo da Vinci ได้ค้นพบความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วพื้นที่หน้าตัด และอัตราการไหล ในยุคสมัยเรเนซองต์ (Renaissance)

การบันทึกการตรวจวัดฝน และการไหลของน้ำได้เริ่มต้นครั้งแรกในศตวรรษที่ 17 โดย Perrault ได้ติดตั้งเครื่องมือตรวจวัดปริมาณฝน และอัตราการไหลของน้ำผิวดิน และแสดงความสัมพันธ์การไหลผ่านแม่น้ำแซน Perrault ได้ตีพิมพ์บทความในปี 1694 Hally นักดาราศาสตร์ชาวอังกฤษ (ปี ค.ศ.1656 – 1742) ทำการวัดค่าการระเหยของน้ำทะเลเมดิเตอร์เรเนียน โดยใช้ภาชนะขนาดเล็ก และสรุปว่าปริมาณการระเหยมีค่าสูงเทียบเท่าลำน้ำสาขา แมริออตต์ได้ทำการตรวจวัดความเร็วของการไหลในแม่น้ำแซน ทั้งหมดนี้เป็นความรู้พื้นฐานทางด้านอุทกวิทยาในยุคต้น ก่อให้เกิดความก้าวหน้าในการศึกษาด้านน้ำในศตวรรษที่ 18 รวมไปถึงทฤษฎีและสูตรของ Bernoulli, Pitot Tube และ Chezy สมการการไหลของเซซี (ปี ค.ศ.1769) ซึ่งเป็นพื้นฐานในการตรวจวัดทางชลศาสตร์ของของไหลในปัจจุบัน

ในช่วงศตวรรษที่ 19 ความก้าวหน้าเกี่ยวกับอุทกวิทยาน้ำใต้ดิน กฎของดาร์ซีเกี่ยวกับการไหลในวัสดุที่มีความพรุน สมการการไหลในบ่อของ Dupuit-Thiem และสมการการไหลย้อนกลับของ Hagen-Poiseuille ได้ถูกพัฒนาขึ้น สูตรการวัดและเครื่องมือได้ถูกเริ่มต้นพัฒนาระบบการวัดน้ำผิวดิน ในปี ค.ศ.1867 ได้มีการวัดการไหลในแม่น้ำไรน์ที่เมืองบาเซล หน่วยงานสำรวจธรณีของสหรัฐ (USGS) ได้เริ่มติดตั้งโปรแกรมคำนวณการวัดการไหลในแม่น้ำมิสซิสซิปปีในปี ค.ศ.1888 และตลอดช่วงเวลาเดียวกันมีหลายหน่วยงานของสหรัฐได้เริ่มก่อตั้งขึ้น ได้แก่ U.S. Army Corps of Engineers (ปี ค.ศ.1802) หน่วยงาน USGS (ปี ค.ศ.1879) Weather Bureau (ปี ค.ศ.1891) และคณะกรรมการ Mississippi River Commission (ปี ค.ศ.1893) ต่อมาสูตรของแมนนิงได้ถูกนำมาใช้ในปี ค.ศ.1889 และเครื่องวัดความเร็วน้ำถูกสร้างขึ้นโดย Price ในปี ค.ศ.1885 สำนักงานสภาพอากาศแห่งชาติสหรัฐอเมริกา หรือ National Weather Service (NWS) และ The National Oceanographic and

Atmospheric Administration (NOAA) คือ หน่วยงานที่รับผิดชอบสำหรับการเก็บข้อมูลทางสภาพอากาศและแม่น้ำ รวมทั้งทำนายการเกิดและเคลื่อนที่ของพายุเฮอริเคนสำหรับสหรัฐอเมริกา

### ช่วงยุคประวัติศาสตร์สมัยใหม่ (Modern History)

ช่วงปี ค.ศ. 1930-1950 Chow (1964) อธิบายเหตุผลและขั้นตอนในการตรวจวัดข้อมูลภาคสนาม ในขณะที่รัฐบาลของสหรัฐอเมริกาได้เริ่มพัฒนาโปรแกรมกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของ Sherman (1932) ทฤษฎีอัตราการซึมของ Horton (1933) Theis (1935) ได้พัฒนาสมการไม่สมดุลในบ่อชลศาสตร์ ส่วน Gumbel (1958) ได้เสนอให้ใช้ค่าการกระจายที่มากที่สุดสำหรับวิเคราะห์ความถี่ของข้อมูลอุทกวิทยาจากฐานสถิติอุทกวิทยาปัจจุบัน (บทที่ 5)

รัฐบาลสหรัฐอเมริกาได้ทำการวิจัยและตั้งกองทุนสำหรับการวิจัยอิสระและมหาวิทยาลัยในพื้นที่ การศึกษาแหล่งน้ำจำนวนมากและเขื่อนขนาดใหญ่ อ่างเก็บน้ำ และโครงการควบคุมน้ำท่วมในปี ค.ศ. 1930-1940 ได้ผลสรุปในส่วนของกลศาสตร์ของของไหล ระบบอุทกวิทยา สถิติอุทกวิทยา การวิเคราะห์การระเหย การเคลื่อนตัวของน้ำท่วม และกระบวนการทำวิจัย การประยุกต์ใช้จำนวนมากต่อเนื่องมาจนถึงทุกวันนี้ วิธีการทำนายน้ำท่า อัตราการซึมและการระเหยไม่มีการเปลี่ยนแปลงมากกว่า 50 ปี การศึกษาจาก Horton (1933, 1940) Penman (1948) ทำความเข้าใจการสูญเสียทางอุทกวิทยาสัมพันธ์กับน้ำและความต้องการน้ำชลประทานในภาคการเกษตรกรรมในสหรัฐอเมริกาที่ได้เกิดความเสียหายในปี ค.ศ. 1930

ในปี ค.ศ. 1950-1960 หลังเกิดเหตุการณ์สงครามโลกครั้งที่ 2 สหรัฐอเมริกาและยุโรป ได้หาวิธีการทำนายการไหลสูงสุดจากน้ำท่วมที่ตึกกว่า เพื่อลดผลกระทบสำหรับการขยายตัวของเมืองและการจัดการแก้ไขปัญหาการเปลี่ยนแปลงการเก็บกักน้ำในอ่างเก็บน้ำ การขยายตัวของเมืองและระบบการจัดการน้ำภายในสหรัฐอเมริกาตลอดช่วงปี ค.ศ. 1950 จำเป็นต้องเข้าใจถึงภาวะของน้ำท่วมและฝนแล้งโดยเฉพาะพื้นที่ในเมือง ในด้านแหล่งน้ำได้มีการศึกษาแทบทุกวันในพื้นที่ที่มีการพัฒนาอย่างรวดเร็วของสหรัฐอเมริกา ได้แก่ การขยายศูนย์กลางประชากรในตอนใต้ ตอนตะวันตกเฉียงใต้ และตอนตะวันตก การวิเคราะห์อุทกวิทยาแสดงให้เห็นในรายละเอียด (บทที่ 2)

ช่วงปี ค.ศ. 1970 และก่อนปี ค.ศ. 1980 การหาค่าและลากเส้นของขอบเขตน้ำหลากซึ่งเป็นหน้าที่หลักของนักอุทกวิทยา ขณะที่การจัดการภาวะฉุกเฉินและการควบคุมน้ำท่วมหรือการระบายน้ำและการรองรับน้ำท่วม จะสั่งการโดยหน่วยงาน The Federal Emergency Management Agency (FEMA) ซึ่งหน่วยงานนี้ต้องการที่จะลากขอบเขตน้ำหลากในพื้นที่ทุ่งน้ำท่วมของแม่น้ำโดยใช้การวิเคราะห์จากแบบจำลอง หลักการนี้เป็นส่วนที่จำเป็นสำหรับพื้นที่อยู่อาศัยที่ติดกับแม่น้ำ ซึ่งได้รับ

ผลกระทบจากระดับน้ำท่วมรุนแรงและพายุเฮอริเคนต่อเนื่องในสหรัฐอเมริกา โดยเฉพาะอย่างยิ่งในแถบชายฝั่งและพื้นที่ลุ่มต่ำ

ช่วงปี ค.ศ. 1990-2010 ความเสียหายที่เกิดจากน้ำท่วมครั้งใหญ่หลายครั้งเกิดขึ้นในเมือง Houston เมือง New Orleans และเมืองอื่นๆ ของสหรัฐอเมริกา ก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงในนโยบายน้ำท่วมแห่งชาติสหรัฐอเมริกา ซึ่งแต่เดิมเน้นไปในการแก้ปัญหาด้วยมาตรการใช้สิ่งก่อสร้างเพียงอย่างเดียว เช่น สร้างเขื่อนป้องกันน้ำท่วม และเตือนภัยในพื้นที่วิกฤต ต่อมาได้มีการเปลี่ยนมาเป็นการเตรียมการในระยะยาวในการกระตุ้นการปรับปรุงการเตือนภัย และฟื้นฟูความเสียหายจากพายุที่มีขนาดใหญ่ โดยวิธีสมัยใหม่สำหรับการควบคุมน้ำท่วมได้ รวมไปถึงมาตรการที่ไม่ได้ใช้สิ่งก่อสร้าง ซึ่งใช้ในการจัดการที่ดีกว่าของพื้นที่ที่มีแนวโน้มของน้ำท่วม

### ช่วงยุคใช้คอมพิวเตอร์ (Computer Advances)

คอมพิวเตอร์ดิจิทัลเข้าสู่ศาสตร์ด้านอุทกวิทยา ในช่วงปี ทศวรรษที่ 1960 และ ทศวรรษที่ 1970 เพื่อใช้สนับสนุนการแก้ปัญหาด้านน้ำที่ซับซ้อนโดยการจำลองระบบทางอุทกวิทยาที่สมบูรณ์ครั้งแรก แบบจำลองคอมพิวเตอร์ขนาดใหญ่ถูกใช้สัมพันธ์กับข้อมูลที่จัดเก็บในอดีต และช่วยตอบคำถามที่ยากและซับซ้อน (Singh & Frevert, 2006) แบบจำลองอุทกวิทยาได้ถูกพัฒนาขึ้นครั้งแรกโดยกลุ่มของมหาวิทยาลัยสแตนฟอร์ด (Crawford & Linsley, 1966) คือ แบบจำลองลุ่มน้ำสแตนฟอร์ด (Donigian & Imhoff, 2006) แบบจำลองนี้สามารถจำลองขบวนการหลักทั้งหมดของวัฏจักรอุทกวิทยารวมไปถึงน้ำจากอากาศ การระเหย การคายระเหย การซึม การไหลบ่า การไหลของน้ำใต้ดินและลำน้ำ

แบบจำลองอื่นๆ ที่สำคัญได้ถูกพัฒนาตามมา ได้แก่ แบบจำลอง HEC-1 ถูกพัฒนาโดยศูนย์วิศวกรรมอุทกวิทยา (USACOE) ประเทศสหรัฐอเมริกา เมื่อปี ค.ศ. 1973 แบบจำลองนี้ได้จำลองการท่วมของน้ำจากข้อมูลฝนที่ใช้ทำนายการสูญเสียอย่างง่ายและกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า แบบจำลอง HEC-2 ถูกพัฒนาโดย USACOE เมื่อปี ค.ศ. 1976 เช่นเดียวกัน เป็นการคำนวณรูปตัดผิวหน้าจากการกำหนดรูปร่างเรขาคณิตของลำน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดซึ่งสามารถคำนวณได้จากแบบจำลอง HEC-1 และแบบจำลอง HEC ต่างๆ แต่เดิมทำงานบนระบบปฏิบัติการ DOS ต่อมาได้ปรับปรุงเพื่อรองรับระบบปฏิบัติการ Window จนสำเร็จในช่วงปี ค.ศ. 1990 และอีกครั้งในปี ค.ศ. 2006 ซึ่งช่วยให้ทำการคำนวณได้ดีขึ้น ซึ่งการจัดการข้อมูลความน่าจะเป็นจำนวนมากในลุ่มน้ำที่ซับซ้อน ในช่วงยุคนี้ การใช้ประโยชน์จากแบบจำลองมากมายได้มีการทำให้สมบูรณ์ยิ่งขึ้นกับรูปแบบการใช้งานสำหรับระบบปฏิบัติการ Window ที่ช่วยปรับปรุงเป็นประโยชน์ในการคำนวณสำหรับแบบจำลองอุทกวิทยา HEC-HMS (HEC, 1995) จะกล่าวในบทที่ 7 และสำหรับแบบจำลองชลศาสตร์ HEC-RAS (HEC, 1998)

แบบจำลองคอมพิวเตอร์ในด้านอุทกวิทยาถูกใช้โดยผู้ศึกษาและวิศวกรด้านแหล่งน้ำ ได้พัฒนาเครื่องมือเหล่านี้เกินกว่า 35 ปีที่ได้ช่วยรวบรวมข้อมูลการปรับเทียบ หรือความสอดคล้องของค่าจากแบบจำลองและค่าที่ตรวจวัดหรือสำรวจได้ ในกระบวนการของระบบอุทกวิทยาได้ก้าวหน้ามากขึ้น แบบจำลองคอมพิวเตอร์ที่ได้พัฒนาในปี ทศวรรษที่ 1970 ถูกประยุกต์ใช้ในพื้นที่ต่างๆ เช่นในกรณีน้ำที่น้ำหลากในชุมชน ผนตกหนัก น้ำหลาก พื้นที่รับน้ำ การออกแบบระบบระบายน้ำ การออกแบบอ่างเก็บน้ำ การปฏิบัติการ การวิเคราะห์ความถี่น้ำท่วมและการจัดการลุ่มน้ำ ทั้งหมดนี้เป็นประโยชน์จากการใช้แบบจำลองคอมพิวเตอร์

แบบจำลองอุทกวิทยาได้ประยุกต์ และวิเคราะห์พื้นที่รับน้ำ จะกล่าวในรายละเอียดในบทที่ 7 แบบจำลองเหตุการณ์เดียว เช่น HEC-HMS ถูกใช้จำลองหรือคำนวณผลของกราฟน้ำท่า (การไหลต่อเวลา) จากนิยามของพื้นที่เก็บกักในพื้นที่รับน้ำสำหรับใช้ออกแบบรูปแบบของความเข้มข้น การสูญเสียทางอุทกวิทยา เช่น การซึม การระเหย การคายระเหย และการเก็บกักน้ำ สามารถคิดได้จากพื้นที่รับน้ำ แบบจำลองต่อเนื่อง เช่น แบบจำลองพื้นที่รับน้ำสแตนด์พอร์ต แบบจำลอง HSPF ที่เขียนด้วยภาษาฟอร์แทรน และแบบจำลอง SWMM สามารถคำนวณความสามารถในการเก็บความชื้นของดิน และการใช้น้ำของพืช การจำลองทางสถิติสามารถใช้สร้างชุดเวลาหนึ่งของข้อมูลฝนหรือการไหลของน้ำซึ่งสามารถวิเคราะห์กับวิธีความถี่น้ำท่วม

แบบจำลอง Deterministic เช่น HEC-HMS สามารถใช้ข้อมูลตรวจวัดฝนและใช้ข้อมูลทางสถิติของการเกิดพายุฝนซึ่งเรียกว่า การออกแบบฝน เช่น กรณีฝนในรอบ 100 ปี, 24 ชั่วโมง แบบจำลอง HEC-RAS สามารถใช้หาค่ารูปตัดผิวน้ำที่คาดว่าจะเกิดขึ้นบนฐานข้อมูลการไหล ที่วิเคราะห์จากความถี่ที่เกิดขึ้น ยกตัวอย่างเช่น ฝนที่รอบปีการเกิดซ้ำ 100 ปี ขอบเขตระดับนี้ของน้ำท่วมถูกเรียกว่า น้ำหลากในรอบ 100 ปี และเมื่อวาดลงบนแผนที่ที่สามารถจะได้เป็นขอบเขตพื้นที่น้ำหลากที่ต้องการโดย FEMA ได้

แบบจำลอง HEC มีความทันสมัยขึ้น โดยขณะนี้ได้รวมทางเลือกสำหรับข้อมูลต่อเนื่อง (ช่วงเวลาที่บันทึก) การจำลองเช่นเดียวกับการพิจารณาใส่ข้อมูลของเรดาร์ตรวจจับฝนที่กระจายตัวเหนือพื้นที่รับน้ำ ข้อมูลที่ใส่และการใช้ร่วมกับระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS) และเครื่องมือสำหรับทำแผนที่ (i.e., HEC-GeoHMS และ HEC-GeoRAS) แบบจำลองเหล่านี้สามารถนำเข้า ส่งออกข้อมูลพื้นที่รับน้ำ

ประโยชน์ของแบบจำลองคอมพิวเตอร์ในอุทกวิทยาได้รวมความเข้าใจในการรวบรวมข้อมูลที่ใส่ และความเข้าใจในการคำนวณปรับเทียบแบบจำลองการไหลหรือระดับน้ำจากข้อมูลที่ตรวจวัดจากพื้นที่รับน้ำจริง

ข้อมูลที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงในทางอุทกวิทยาและ GIS จะต้องเป็นข้อมูลที่ใหม่ ทันสมัย และมีความถูกต้องสูง เช่นข้อมูลภูมิประเทศ ความลาดชัน ผน ดิน การใช้ประโยชน์ที่ดิน และทางน้ำ



ยิ่งไปกว่านั้น ข้อมูลเกี่ยวกับอุทกวิทยาและอุตุนิยมวิทยา อาจสามารถเอามาจากองค์กร อย่างเช่น USGS และ NWS ข้อมูลเหล่านี้จะรวมอยู่กับชุดแบบจำลองด้านอุทกวิทยา

## 1.2 วัฏจักรอุทกวิทยา (HYDROLOGIC CYCLE)

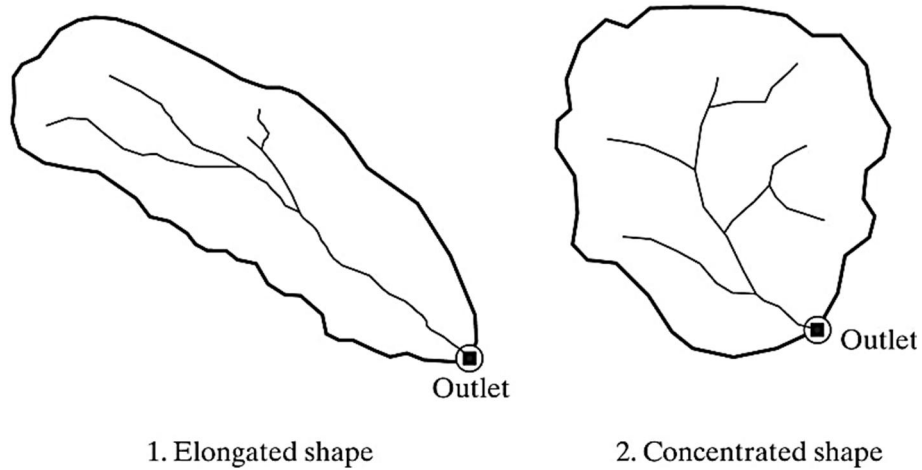
วัฏจักรอุทกวิทยา คือ ลำดับขบวนการเปลี่ยนแปลงสถานะของฝนในพื้นที่รับน้ำฝน ซึ่งจะเกิดการซึม และการระเหย ที่สามารถทำการคำนวณได้ (รูปที่ 1-1)

พื้นที่รับน้ำเป็นพื้นที่รับน้ำส่วนเกินจากปริมาณน้ำที่แม่น้ำจะรับได้ โดยจะรับน้ำผ่านทางระบายน้ำ ตัวอย่างเช่น ถ้าฝนตกเกินในพื้นที่รับน้ำแล้วอัตราการซึมมีค่าน้อยและดินเก็บกักความชื้นมากพออยู่แล้ว อัตราการไหลของน้ำมีค่าเป็นศูนย์ แต่ถ้าหากมีฝนตกมากกว่าการซึมจนเกินกว่าพื้นที่รับน้ำจะรับได้ (ไม่คิดการระเหย) อัตราการไหลของน้ำจะมีค่าเท่ากับปริมาณของฝนที่ตกลงมาในพื้นที่ ในกรณีบางพื้นที่สามารถทำการวัดและคำนวณพื้นที่รับน้ำให้สามารถรับน้ำได้ตามที่คาดการณ์ไว้ได้

### พื้นที่รับน้ำ (Watershed)

พื้นที่รับน้ำเป็นส่วนสำคัญที่กำหนดปริมาณการรับน้ำจากฝนส่วนเกินที่ตกมาบนพื้นที่ โดยพื้นที่รับน้ำจะมีขนาดพื้นที่ตามการรับน้ำฝนส่วนเกินจากชุมชนไม่ก็ไร่หรืออาจจะมีขนาดเป็นพันตารางกิโลเมตรสำหรับลุ่มน้ำหลัก พื้นที่รับน้ำจะแบ่งตามลักษณะภูมิประเทศ (เส้นสันปันน้ำ) ที่แยกพื้นที่รับน้ำออกเป็นสองฝั่ง ซึ่งการระบายน้ำออกในสองฝั่งแตกต่างกัน จาก รูปที่ 1-3 จะเห็นพื้นที่รับน้ำได้ชัดเจนจากสภาพภูมิประเทศหรือข้อมูลระดับความสูง ข้อมูลทางอุทกวิทยาแสดงค่าจากฝนออกมาในรูปของกราฟ ซึ่งจะเป็นการไหลในทางน้ำต่อเวลา (ลบ.ม./วินาที, cms) แสดงในรูปที่ 1-4

การแบ่งภูมิประเทศสำหรับลุ่มน้ำ มักจะวาดลงบนแผนที่ (มาตราส่วน 1:50,000) หรือแผนที่ภูมิประเทศอื่นโดยจุดแสดงความสูงและเส้นชั้นความสูง จะกำหนดทิศทางของการไหลของน้ำทำในแต่ละพื้นที่ น้ำท่าจะเริ่มไหลจากที่สูงและเคลื่อนไปยังที่ต่ำในทิศทางตั้งฉากกับเส้นชั้นความสูง แสดงในรูปที่ 1-5 โดยลูกศรแสดงทิศทางของการไหลในแต่ละพื้นที่ (A ตลอด G) และการไหลนั้นจะเคลื่อนไปใกล้ลำน้ำในทิศทางที่ลาดลง โดยทั่วไปพื้นที่รับน้ำจะมีขนาดที่แตกต่างกันขึ้นอยู่กับรูปแบบของแม่น้ำสายหลัก อัตราการไหลของน้ำ



รูปที่ 1-3 ตัวอย่างรูปร่างของพื้นที่รับน้ำ (Bedient et al., 2019)

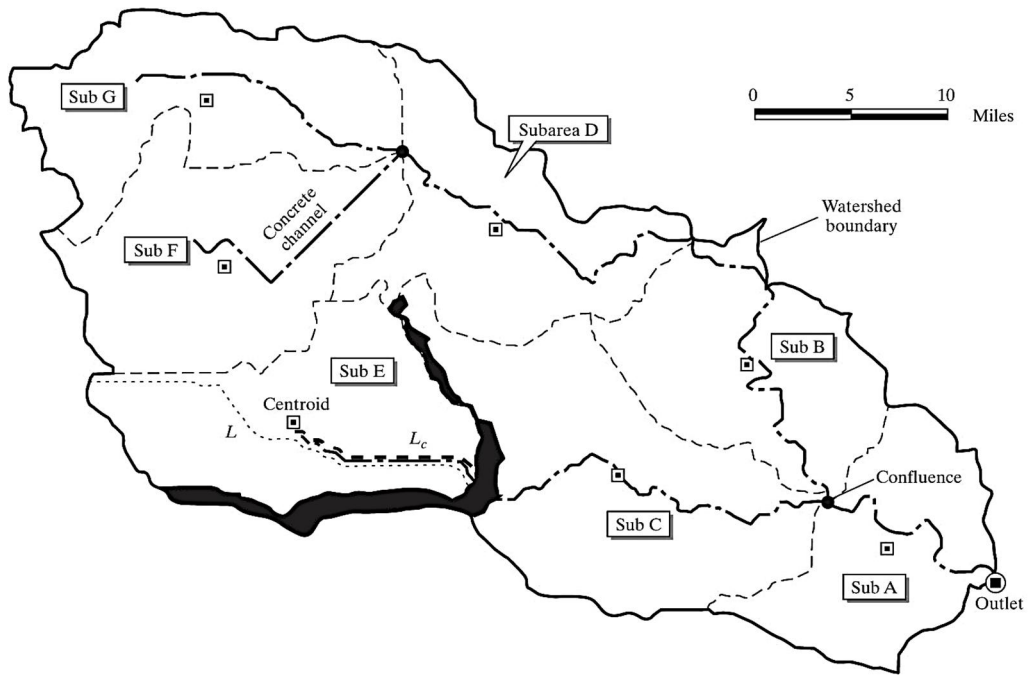
ได้มีการพัฒนาเกี่ยวกับการหาอัตราไหลสูงสุดของพื้นที่รับน้ำจากสมการ  $Q_p = cAn$  โดย  $Q_p$  คือ อัตราการไหลสูงสุด  $A$  คือ พื้นที่รับน้ำ และ  $c$  และ  $n$  คือ ค่าคงที่ที่กำหนดไว้ พื้นที่การไหลเป็นส่วนสำคัญในการควบคุมการไหลสูงสุดของน้ำ

ตัวอย่างรูปร่างของพื้นที่รับน้ำที่มีลักษณะเป็นแบบกลมแบน ยาวรีคล้ายลูกแพร์ (Horton, 1941) รูปร่างสามารถเปลี่ยนแปลงได้ตามความกว้าง และสามารถบอกลักษณะขนาดได้ดังนี้

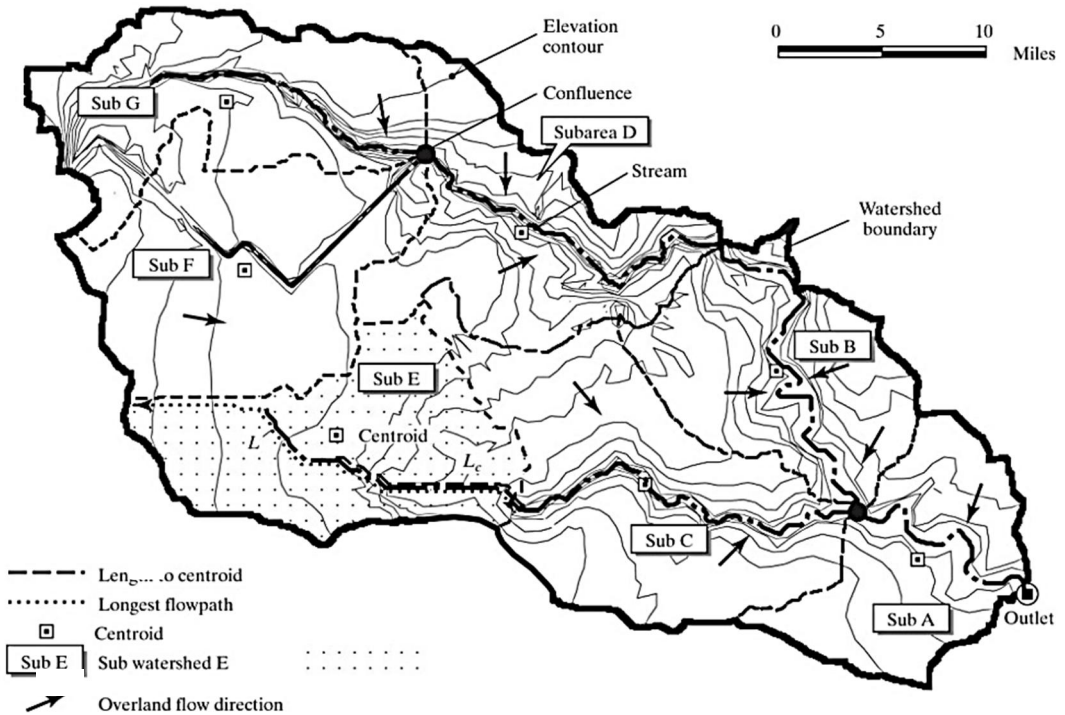
$$K = A / L^2 \quad (1-1)$$

เมื่อ  $K$  = อัตราส่วน  
 $A$  = พื้นที่รับน้ำ และ  
 $L$  = ความยาวพื้นที่รับน้ำวัดตามความยาวแม่น้ำลำคลอง  
 สำหรับตัวอย่าง  $K=1$  สำหรับพื้นที่สี่เหลี่ยม  
 และน้อยกว่า 1 สำหรับพื้นที่ยาวเรียว

หน่วยจะต้องมีความสอดคล้องกัน (ft. หรือ m.) และ ค่า  $K$  ไม่มีค่าแน่ชัด ขึ้นอยู่กับวิธีการวัดพื้นที่รับน้ำ ส่วนรายละเอียดสามารถหาได้จากหนังสือพื้นฐานทางธรณีสิ่งแวดล้อมวิทยา ค่า  $K$  สำหรับรูปที่ 1-3 มีค่าเป็น 0.6 และ 1.0 สำหรับรูปร่างยาวเรียวแบบขนนก และรูปร่างค่อนข้างกลมตามลำดับ



รูปที่ 1-4 การวัดความยาวในพื้นที่รับน้ำ (Bedient et al., 2019)



รูปที่ 1-5 พื้นที่รับน้ำกับการแสดงระดับเส้นชั้นความสูง (Bedient et al., 2019)

พื้นที่รับน้ำที่มีความสูงที่แตกต่างกัน 2 จุด ซึ่งพื้นที่สูงสุดจะเป็นพื้นที่รับน้ำกับพื้นที่ต่ำจะเป็นทางออกพื้นที่รับน้ำ ความยาวของแม่น้ำสายหลักจะมีค่าระดับ และระยะแนวราบเป็นตัวกำหนดระดับความลาดชันของแม่น้ำในการไหล ลำน้ำโดยส่วนใหญ่จะมีค่าระดับความลาดชันเป็นไปตามทิศทางน้ำไหล **รูปที่ 1-3** เป็นผลจากความสัมพันธ์ระหว่างความขรุขระท้องน้ำกับความลึกของน้ำ ความลาดชันของลำน้ำผันแปรจาก 0.1 สำหรับลำน้ำจากภูเขา และสำหรับพื้นที่ชายฝั่งจะต่ำกว่าประมาณ 0.0001 (1/10,000) การวัดความลาดชันในลำน้ำจะแบ่งเป็นช่วง ๆ และคำนวณความลาดชันเฉลี่ยรวม ซึ่งสามารถคำนวณได้โดยใช้ตารางกริดของพื้นที่ ในการกำหนดความชันและตารางกริดคำนวณโดยเฉลี่ยทุกค่าความชันเป็นค่าความชันของกลุ่มน้ำ

การวัดความยาว เช่น ความยาวของการไหลของน้ำผิวดิน หรือความยาวของพื้นที่รับน้ำเป็นการใช้บอกลักษณะภูมิประเทศต่อผลกระทบทางอุทกวิทยา **รูปที่ 1-4** สำหรับพื้นที่ย่อย  $E$  ความยาวพื้นที่รับน้ำเป็น  $L$  แสดงเป็นจุดประ และวัดตามแนวแม่น้ำสายหลักถึงจุดทางแยก หรือทางออกของน้ำ และแบ่งความยาวถึงจุดศูนย์ถ่วงเป็น  $L_c$  โดยให้  $L_c$  เป็นเส้นประ และวัดจากจุดที่ใกล้จุดศูนย์ถ่วงของพื้นที่รับน้ำ จุดศูนย์ถ่วงสามารถกำหนดโดยใช้การตัดกันของจำนวนเส้นแบ่งพื้นที่รับน้ำกับพื้นที่ย่อย

### สมดุลน้ำ (Water Balance)

ส่วนประกอบพื้นฐานของวัฏจักรอุทกวิทยา ประกอบด้วย ฝน การระเหย การคายระเหย การซึม การไหลของน้ำผิวดิน การไหลในลำน้ำ และการไหลของน้ำใต้ดิน (**รูปที่ 1-1**) การเคลื่อนที่ของน้ำ (ในกรณีของฝนตกและน้ำไหลบ่าผิวดิน) ผ่านขั้นตอนต่างๆ ของวัฏจักรอุทกวิทยาโดยแปรผันกับเวลา และพื้นที่ก่อนการเกิดน้ำท่วมหรือน้ำแล้ง ขนาดและความถี่ของการเกิดภัยพิบัติเหล่านี้ได้รับความสนใจโดยนักอุทกวิทยา เพื่อออกแบบและวิเคราะห์ห้องค์ประกอบพื้นฐาน ในบางกรณีเป็นไปได้ที่จะคำนวณปริมาณน้ำเพื่อทำนายการเปลี่ยนแปลงในการกักเก็บน้ำ เพื่อคาดการณ์ปริมาณการไหลเข้าและไหลออกของระบบ

สำหรับระบบอุทกวิทยา ปริมาณน้ำสามารถพัฒนาไปเป็นข้อมูลสำหรับเส้นทางการไหลต่างๆ และการกักเก็บน้ำ ดังสมการความต่อเนื่องทางอุทกวิทยา คือ

$$I - Q = ds / dt \quad (1-2)$$

เมื่อ	$I$	=	การไหลเข้า ( $L^3/t$ )
	$Q$	=	การไหลออก ( $L^3/t$ )
	$ds / dt$	=	การเปลี่ยนแปลงการเก็บกักต่อเวลา ( $L^3/t$ )

วิธีที่ง่ายที่สุด คือ การทำพื้นที่ให้ทับน้ำและให้น้ำถูกกักทั้งสี่ด้านและมีทางออกทางเดียว เช่น ที่พักน้ำขนาดเล็กในเมือง เมื่อมีปริมาณฝนสะสมบนพื้นผิว ปริมาณฝนสะสมบนพื้นผิวก็จะถูกกักเก็บ การไหลออกอย่างช้าๆ จากระบบ การระเหย จะไม่ถูกนำมาคิดในช่วงการนำเข้าสู่ข้อมูล และสมมติว่า ฝนตกต่อเนื่องเป็นระยะเวลานาน ปริมาณฝนทั้งหมดจะไหลออกจากพื้นที่แต่ช้ากว่าในบางช่วงเวลา

ความแตกต่างระหว่างการไหลเข้าพื้นที่พักน้ำกับการไหลออกในช่วงเวลาต่าง ๆ จะแสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงในการเก็บกักน้ำแสดงในสมการที่ (1-2) ดังนั้น ปริมาณเก็บกักน้ำคำนวณได้จากพื้นที่ที่มีความแตกต่างกันระหว่างปริมาณการไหลเข้าและปริมาณการไหลออก หรือ

$$\int (I - O) \Delta t$$

แนวคิดเดียวกันนี้สามารถประยุกต์ใช้กับลุ่มน้ำขนาดเล็กหรือลุ่มน้ำขนาดใหญ่ ด้วยการเพิ่มตัวแปรที่เกิดจากการสูญเสียในด้านอุทกวิทยา เมื่อกำหนดช่วงเวลาในการคำนวณแบบจำลองทางคณิตศาสตร์จากการรวมบัญชีโดยรวม ในรูปที่ 1-1 จะกลายเป็นหน่วยของความลึก (in. หรือ mm.) เหนือลุ่มน้ำ

$$P - R - G - E - T = \Delta S \quad (1-3)$$

เมื่อ	$P$	=	น้ำจากอากาศ (precipitation)
	$R$	=	น้ำไหลบ่าผิวดิน (surface runoff)
	$G$	=	การไหลน้ำใต้ดิน (ground water flow)
	$E$	=	การระเหย (evaporation)
	$T$	=	การคายน้ำ (transpiration)
	$\Delta S$	=	การเปลี่ยนแปลงการเก็บกักน้ำในช่วงเวลาจำเพาะ

ค่าสัมประสิทธิ์ปริมาณน้ำท่าสามารถกำหนดเป็นอัตราส่วน R/P สำหรับลุ่มน้ำใดๆ จะเพิ่มเติมการซึมผ่านผิวดิน | การสูญเสียจากผิวดินจนไปถึงน้ำใต้ดิน จะไม่นำมาใช้ในสมการน้ำ นอกจากนี้หน่วยนิ้ว (หรือ มิลลิเมตร) เมื่อคูณด้วยพื้นที่ของลุ่มน้ำจะเป็นหน่วยของปริมาตรน้ำ ถ้าขนาดของแหล่งน้ำที่ได้รับน้ำในช่วงระยะหนึ่งเกิดการเปลี่ยนแปลงปริมาณความลึกของน้ำจากการไหลเข้า สามารถคำนวณอย่างง่าย โดยมีสองวิธีในการแสดงถึงปริมาตรของน้ำที่จะเพิ่ม ไม่ว่าจะ เป็นอัตราการไหลตามเวลาที่กำหนด หรือความลึกของน้ำทั่วพื้นที่ ได้สมการดังต่อไปนี้

$$\text{ปริมาตร} = (\text{อัตราการไหล}) \times (\text{เวลา}) = (\text{ความลึก}) \times (\text{พื้นที่รับน้ำ})$$

ชนิดหน่วยที่ใช้อาจเป็นหน่วยอังกฤษหรือเมตริก ที่แสดงข้างล่าง:

อัตราการไหล (flow rate)	cfs or cms
เวลา (time)	seconds, days, months
ความลึก (depth)	in. or mm
พื้นที่ (area)	acres, sq mi, or sq km

การแปลงจากการไหลเปลี่ยนเป็นความลึกของน้ำ

จัดเรียงสมการข้างต้นใหม่และคูณด้วยปัจจัยที่มีการเปลี่ยนแปลง :

$$\text{ความลึก} = \frac{(\text{อัตราการไหล})(\text{เวลา})(\text{แฟคเตอร์ที่ใช้แปลงหน่วย})}{\text{พื้นที่รับน้ำ}}$$

แฟคเตอร์ที่ใช้แปลงหน่วย = (30 วัน/เดือน) × (24 ชั่วโมง/วัน) × (3,600 วินาที/ชั่วโมง) × (1 เอเคอร์/43,560 ft) × (12 in./ft)

### ตัวอย่างที่ 1-1 สมดุลของน้ำในทะเลสาบ

กำหนดให้ในเดือนหนึ่ง ทะเลสาบมีพื้นที่ 300 เอเคอร์ มีน้ำไหลเข้า 15 ft<sup>3</sup>/s มีน้ำไหลออก 13 ft<sup>3</sup>/s และมีการเก็บกักทั้งหมด 16 เอเคอร์ - ft เครื่องวัดของ USGS สามารถบันทึกค่าความลึกรวม 1.3 in. จากฝนที่ตกลงสู่ทะเลสาบในรอบเดือน จงหาว่าการสูญเสียจากการระเหยในหน่วย in. ของทะเลสาบในรอบเดือนมีค่าเป็นเท่าใด

การแก้ปัญหาสมดุลน้ำสำหรับการไหลเข้า / และไหลออก  $O$  ที่ทะเลสาบ

$$E = I - O + P - \Delta S,$$

evaporation    inflow    outflow    precipitation    changes in storage

$$I = \frac{(15 \text{ ft}^3 / \text{s}) (ac / 43,560 \text{ ft}^2) (12 \text{ in.} / \text{ft}) (3600 \text{ s} / \text{hr}) (24 \text{ hr} / \text{day}) (30 \text{ day} / \text{month}) (1 \text{ month})}{300 ac}$$

$$= 35.70 \text{ in}$$

$$O = \frac{(13 \text{ ft}^3 / \text{s}) (ac / 43,560 \text{ ft}^2) (12 \text{ in.} / \text{ft}) (3600 \text{ s} / \text{hr}) (24 \text{ hr} / \text{day}) (30 \text{ day} / \text{month}) (1 \text{ month})}{300 ac}$$

$$= 30.94 \text{ in}$$

$$P = 1.3 \text{ in}$$

$$\Delta S = \frac{(16 \text{ ac} - \text{ft}) (12 \text{ in.} / \text{ft})}{300 ac} = 0.64 \text{ in}$$

$$E = 35.70 - 30.94 + 1.3 - 0.64 \text{ in}$$

$$E = 5.42 \text{ in} \quad \text{Ans}$$

### ตัวอย่างที่ 1-2 สมดุลของน้ำในสระว่ายน้ำ

สระว่ายน้ำขนาด 20 ft x 20 ft x 5 ft มีการรั่วซึมขนาดเล็กที่ด้านล่าง การตรวจวัดปริมาณฝน การระเหย และระดับน้ำ จะทำทุกๆ 10 day ดังแสดงในตารางที่ 1-1 เพื่อตรวจสอบสิ่งที่ควรทำสำหรับการซ่อมแซม เพื่อประมาณการรั่วซึมของสระว่ายน้ำ  $\text{ft}^3/\text{day}$  สมมติว่า ในหนึ่งวันความลึกของน้ำในสระว่ายน้ำจะลดลง 5 ft (60 in.)

ตารางที่ 1-1 สำหรับตัวอย่างที่ 1-1

Day	Evaporation (in.)	Rainfall (in.)	Measured
1	0.5		60
2	0	1	
3	0.5		
4	0	2	
5	0.5		
6	0.5		
7	0	4	
8	0.5		
9	0.5		
10	0.5		52

**วิธีทำ** สมการสมดุลน้ำ:  $\text{Outflow} = \text{Precipitation} - \text{Evaporation} - \Delta \text{Storage}$

ค่าทั้งหมดจะต้องมีหน่วยเดียวกัน

การเปลี่ยนแปลงการเก็บกัก คือ  $52.0 - 60.0 = -8.0$  in.

น้ำจากอากาศ เป็น  $1.0 + 2.0 + 4.0 = 7.0$  in.

การระเหย เป็น  $7.0 \times 0.5 = 3.5$  in.

แทนค่า  $\text{outflow} = 7 - 3.5 + 8 = 11.5$  in.

น้ำที่ไหลออก จะเป็นหน่วย  $\text{ft}^3/\text{day}$

เปลี่ยนความสูงจะกระจายทั่วพื้นที่สระว่ายน้

$\text{Outflow} = (11.5 \text{ in.} \times 1\text{ft}/12\text{in.} \times 20\text{ft} \times 20 \text{ft}) / 10 \text{ day}$

$= 38.3 \text{ ft}^3/\text{day}$     **Ans**



นักอุทกวิทยามักจะคำนวณหรือประมาณองค์ประกอบต่างๆ ของวัฏจักรอุทกวิทยาเพื่อใช้ออกแบบคุณสมบัติการระบายน้ำที่เหมาะสม การป้องกันน้ำท่วม หรือโครงการพัฒนาแหล่งน้ำ โครงการชลประทาน และการควบคุมน้ำท่วมขนาดใหญ่ จะต้องออกแบบมาเพื่อป้องกันความเสียหายจากเหตุการณ์น้ำท่วมรุนแรงจากปริมาณฝนในรอบ 100 ปี หรือรอบ 500 ปี โครงการพัฒนาแหล่งน้ำต้องการการดูแลเป็นอย่างดีในการรักษาสมดุลของน้ำตลอดเวลาเพื่อป้องกันผลกระทบจากปัญหาน้ำแล้งอย่างรุนแรงในระยะเวลานาน โดยการปรับขนาดของอ่างเก็บน้ำ ปัญหาที่พบโดยทั่วไปของนักอุทกวิทยามีดังต่อไปนี้

1. ความสามารถของระบบระบายน้ำและความสัมพันธ์ของน้ำท่วม ซึ่งเป็นผลกระทบของการขยายขนาดของเมืองในอนาคต
2. ความจุอ่างเก็บน้ำที่จำเป็นเพื่อให้พื้นที่ที่สะสมเพียงพอสำหรับน้ำเพื่อการอุปโภค-บริโภค และน้ำเพื่อการชลประทานในเขตชลประทาน ในช่วงฤดูแล้ง
3. ผลกระทบจากระดับน้ำท่วมในเขื่อน และ/หรือ คันกั้นน้ำในแม่น้ำ
4. การออกแบบการไหลของน้ำผ่าน สะพาน สันเขื่อน หรือผ่านท่อลอดถนน
5. การลากเส้นของพื้นที่น้ำท่วมถึง เพื่อปรับปรุงการป้องกันของโครงการที่อยู่อาศัยหรือโครงการเชิงพาณิชย์จากน้ำท่วมหรือพื้นที่ที่ปลอดภัยน้ำท่วม
6. ขนาดและที่ตั้งของสระเก็บน้ำหรือแก้มลิงเพื่อลดการไหลของน้ำจากเมืองที่มีการขยายตัว

### 1.3 ระบบภูมิอากาศ (WEATHER SYSTEMS)

ชั้นบรรยากาศเป็นสิ่งสำคัญสำหรับวัฏจักรอุทกวิทยาที่เชื่อมระหว่างมหาสมุทรและทวีปบนโลก ส่งผลต่อการเคลื่อนตัวของน้ำบนโลก ซึ่งจะเกิดขึ้นตามสภาพของชั้นบรรยากาศ โดยมีฝนเป็นปัจจัยหลักของวัฏจักรอุทกวิทยา และไอน้ำที่มีอยู่เป็นตัวกระตุ้นที่สำคัญของสมดุลกระบวนการทางชั้นบรรยากาศ โดยสภาพอากาศจะเกิดขึ้นจากชั้นบรรยากาศที่ต่ำกว่า ส่วนต่อไปจะเป็นการศึกษาองค์ประกอบสำคัญของกระบวนการในชั้นบรรยากาศที่ส่งผลกระทบโดยตรงกับวัฏจักรอุทกวิทยารายละเอียดเพิ่มเติมเกี่ยวกับกระบวนการในชั้นบรรยากาศสามารถพบได้ในตำราอุตุนิยมวิทยาและตำราอุทกวิทยา (Anthes, 1997; Ahrens, 2000 and Dingman, 2002)

#### คำพารามิเตอร์ของชั้นบรรยากาศ (Atmospheric Parameters)

ความดันบรรยากาศ ถูกนิยามไว้ว่าเป็นแรงต่อหน่วยพื้นที่ที่กระทำบนพื้นผิว โดยสามารถวัดได้จากน้ำหนักของอากาศที่กระทำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ ความดันอากาศเฉลี่ยที่ระดับน้ำทะเลมี

ค่าประมาณ 1 บรรยากาศ หรือ 1013 มิลลิบาร์ (MB) หรือ  $14.7 \text{ lb/in.}^2$  หรือ 760 มิลลิเมตรปรอท หรือ 29.97 in.-Hg. หมายเหตุ ที่ 1 MB =  $10^2$  ปาสคาล (PA) ที่ 1 PA =  $1 \text{ N/m}^2$

เมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้นความหนาแน่นโมเลกุลของอากาศจะลดลง และความดันบรรยากาศจะลดลงด้วย แรงดันในแนวราบที่เปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นจากระบบแรงดันต่ำและแรงดันสูงซึ่งจะทำให้เกิดลม อุณหภูมิ (T), ความดัน (P) และความหนาแน่น ( $\rho$ ) ซึ่งมีความสัมพันธ์กับกฎของก๊าซ,  $P = \rho RT$ , เมื่อ R คือค่าคงที่ของก๊าซใดๆ ที่ความหนาแน่นคงที่ อุณหภูมิเป็นสัดส่วนโดยตรงกับแรงดัน เมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นความดันจะเพิ่มขึ้นด้วย ความดันอากาศเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความหนาแน่น ดังนั้น ในชั้นบรรยากาศสาเหตุที่ทำให้อุณหภูมิลดลงเกิดจากการเพิ่มขึ้นของความหนาแน่นจากโมเลกุลของอากาศ อากาศที่เย็นจะสัมพันธ์กับความดันบรรยากาศที่สูงขึ้น

ความชื้น สามารถวัดได้จากปริมาณไอน้ำในบรรยากาศและสามารถแสดงออกได้ในหลายลักษณะ ความชื้นจำเพาะ คือ มวลของไอน้ำในหน่วยของมวลความชื้นในอากาศ ความชื้นสัมพัทธ์เป็นอัตราส่วนของปริมาณไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศ เมื่อเทียบกับปริมาณของไอน้ำที่อิ่มตัวที่อุณหภูมิกงที่ความดันไอน้ำเกิดจากผลรวมของน้ำที่ความดันบรรยากาศ ปริมาณไอน้ำอิ่มตัวคือความสามารถสูงสุดที่จะรับไอน้ำได้และไม่สามารถรับไอน้ำได้มากกว่านี้ เรียกว่า ความดันไอน้ำอิ่มตัว ความดันไอน้ำจะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและอากาศที่เพิ่มขึ้นและเย็นลง เมื่อความชื้นเพิ่มขึ้นจนถึงจุดที่อิ่มตัว ไอน้ำจะเกิดการควบแน่นเป็นน้ำในสถานะของเหลว เรียกว่า อุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง

ไอน้ำมีความสามารถเฉพาะที่เหมือนกับก๊าซ คือ สามารถเปลี่ยนจากสถานะหนึ่งไปยังสถานะอื่นได้ (ของแข็ง ของเหลว หรือก๊าซ) ที่อุณหภูมิและความดันที่มีอยู่บนโลก การเปลี่ยนแปลงในแต่ละช่วง (เช่น จากของเหลวเป็นไอหรือก๊าซ) ต้องใช้ความร้อน กระบวนการของการเปลี่ยนแปลงของน้ำแข็งเป็นของเหลวเรียกว่าการละลาย และน้ำเปลี่ยนเป็นไอน้ำเรียกว่าการระเหย ทั้งสองกระบวนการต้องมีความร้อนมาเกี่ยวข้อง การเปลี่ยนแปลงน้ำ 1 กรัมเป็นไอน้ำ ต้องใช้พลังงานประมาณ 600 แคลลอรี่ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวความร้อนถูกดูดซึมและไม่มีการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเกิดขึ้น ความร้อนที่ใช้ในกระบวนการนี้ คือ ความร้อนแฝง การควบแน่นเป็นกระบวนการที่ไอน้ำเปลี่ยนแปลงไปเป็นสถานะของเหลว สำหรับพลังงานนี้จะต้องถูกปล่อยออกมาในปริมาณที่เทียบเท่ากับสิ่งที่ถูกดูดเข้าไปในระหว่างการระเหย ความร้อนแฝงนี้มักจะกลายเป็นแหล่งที่มาของพลังงานสำหรับพายุฝนฟ้าคะนองอย่างรุนแรงพายุไต้ฝุ่นและพายุเฮอริเคน

### ชั้นบรรยากาศและเมฆ (Atmosphere and Clouds)

ระบบสภาพอากาศในบรรยากาศถูกกระตุ้นโดยพลังงานแสงอาทิตย์ทำให้ลักษณะมวลอากาศเกิดการเคลื่อนไหว เกิดการไหลเวียนของลม กลุ่มเมฆ และการเปลี่ยนแปลงในอุณหภูมิ และความดัน เมื่ออากาศลอยสูงขึ้นมวลอากาศขึ้นเย็นตัวจะเข้าไปใกล้สภาพอิ่มตัว เป็นผลของปฏิกิริยาของมวลอากาศ

ที่เพิ่มขึ้นกับความชื้นของบรรยากาศ ความชื้นที่มีอยู่น้อย และเมื่อมีมากจะตกลงมาในรูปแบบของฝน หิมะหรือลูกเห็บ กลไกเหล่านี้นำไปสู่การเกิดฝนบางครั้งค่อนข้างซับซ้อนและยากที่จะทำนายสำหรับพื้นที่เฉพาะ แต่ฝนยังคงเป็นตัวแปรหลักในระบบอุทกวิทยา และนักอุทกวิทยาต้องทำความเข้าใจกลไกที่ทำให้เกิดการก่อตัวของวัฏจักรอุทกวิทยานี้

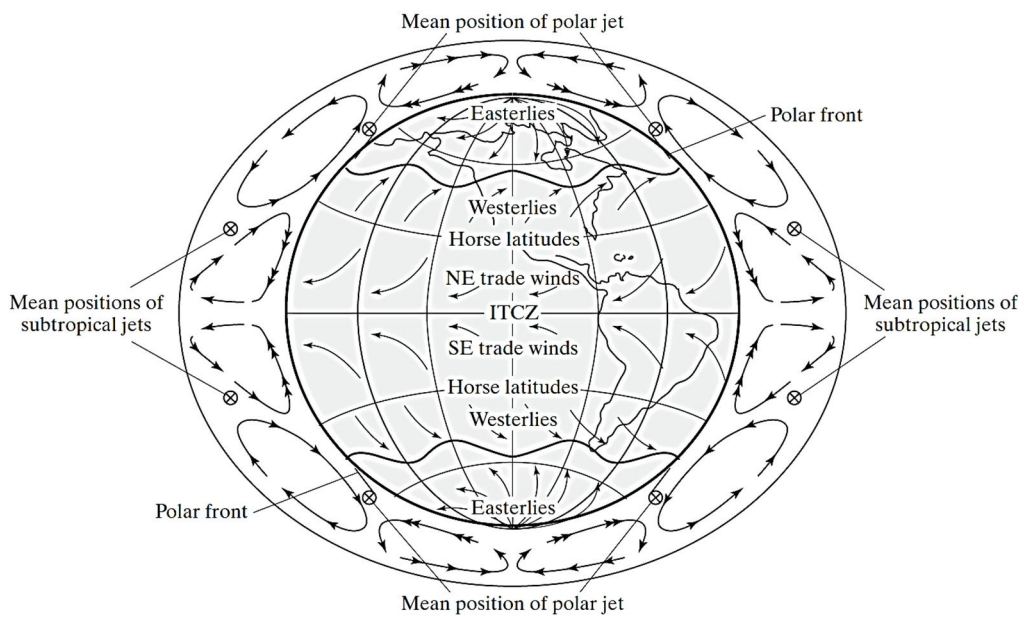
การเปลี่ยนแปลงในแนวราบของความดันบรรยากาศทำให้อากาศเคลื่อนที่จากที่ความดันสูงกว่าไปยังความดันต่ำกว่า ผลที่ตามมาคือลม การเคลื่อนที่ในแนวตั้งเป็นสาเหตุทำให้อากาศเคลื่อนที่แต่ช้ากว่าลมแนวราบ การเคลื่อนที่ในแนวตั้งและการยกตัวของอากาศเป็นผลการก่อตัวของเมฆซึ่งจะรวบรวมละอองน้ำขนาดเล็กหรือผลึกน้ำแข็งเล็ก ๆ ของเมฆ ชื่อของเมฆพื้นฐานประกอบ

- เซอร์รัส (cirrus), เมฆชั้นสูง
- สตราตัส (stratus), ลักษณะเป็นชั้น
- คิวมูลัส (cumulus), ลักษณะเป็นก้อน
- อัลโต (alto), เมฆชั้นกลาง
- คิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus), เมฆฝน

การจัดหมวดหมู่เมฆตามความสูง (Anthes, 1997) นำเสนอรายละเอียดครอบคลุมของประเภทเมฆสำหรับผู้สนใจ เมฆที่อยู่สูงมีความสำคัญทางอุทกวิทยา คือ เมฆคิวมูโลนิมบัส มักจะพบในพายุฝนฟ้าคะนองขนาดใหญ่และเกิดฝนจำนวนมาก เมฆเซอร์รัส (cirrus) เป็นเมฆที่อยู่สูงมากรวบรวมผลึกน้ำแข็งและมักจะพบในฤดูหนาวและสภาพอากาศที่เปลี่ยนแปลง ขณะที่เมฆเกิดจากอากาศที่ลอยตัวสูงขึ้นและเย็นลง หมอกจะเกิดจากความเย็นใกล้ผิวดิน หรือจากการเพิ่มของไอน้ำที่เพียงพอจนเกิดไอน้ำอิ่มตัว หมอก คือ เมฆในระดับต่ำอยู่ใกล้กับพื้นดินมักจะลดทัศนวิสัยการมองเห็นในพื้นที่นั้น

### การไหลเวียนทั่วไป (General Circulation)

การไหลเวียนทั่วไปของลมทั่วโลกมีสาเหตุมาจากความร้อนที่ไม่สม่ำเสมอของพื้นผิวของโลก จากแสงอาทิตย์ที่ส่องมายังผิวโลกและการหมุนของโลก ที่เส้นศูนย์สูตรจะมีรังสีและอุณหภูมิสูงที่สุด เพราะรูปร่างและความลาดเอียงของโลกกับดวงอาทิตย์ การไหลเวียนของเส้นศูนย์สูตร จะมีการถ่ายเทความร้อนจากเส้นศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก (รูปที่ 1-6) อากาศร้อนจะเคลื่อนที่ในทิศเหนือของเส้นศูนย์สูตร โดยละติจูดกลางบนแผ่นดินโลกหมุนเคลื่อนที่ไปทางขวา (ทางทิศตะวันออก) ในบริเวณซีกโลกเหนือเนื่องจากแรงเฉ (Coriolis Force) จึงก่อให้เกิดการเกิดของลมที่เรียกว่า Westerlies ลมพายุนี้มีแนวโน้มที่จะพาสภาพอากาศที่สำคัญจากตะวันตกไปตะวันออกในบางส่วนที่สำคัญของทวีปอเมริกา



รูปที่ 1-6 การไหลเวียนทั่วไปของลมทั่วโลก (Bedient et al., 2019)

ระหว่างละติจูด 30 องศาเหนือ กับ เส้นศูนย์สูตร ลักษณะการไหลจะไหลไปทางทิศใต้ ซึ่งทำให้เกิดลมสินค้า (Trade winds) ของทวีปเอเชีย เป็นการเปลี่ยนแปลงของลม Easterlies โดยแรง Coriolis ในซีกโลกเหนือ เนื่องจากการหมุนของโลก การเปลี่ยนแปลงของลมเป็นสิ่งสำคัญสำหรับนักสำรวจจากยุโรปที่จะแล่นเรือข้ามมหาสมุทรไปยังโลกใหม่ แรง Coriolis ทำให้เกิดการไหลลักษณะวงกลมจะมีขนาดเป็นสิบเท่าของการไหลตามแนวเส้นเมริเดียน (เหนือ / ใต้) รอบๆ ละติจูดที่ 30 องศาเหนือและใต้ จะสร้างลมที่มีเมฆน้อยกว่าบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร หรือที่รู้จักกัน คือ Horse Latitude จะมีลมที่เบาและแปรปรวนน้อยกว่า ซึ่งเรียกว่า Doldrums หรือ Intertropical Convergence Zone หรือ ITCZ เป็นพื้นที่ที่มีพลังงานแสงอาทิตย์สูงที่สุด และเป็นพื้นที่ที่มีอากาศบริเวณพื้นผิวสูงไหลไปยังขั้วโลกทั้งสอง

ในรอบหลายสิบปีที่ผ่านมา (ปี ค.ศ. 1990s ถึง 2000s) พบว่า พายุที่เกิดขึ้นทั่วโลกจะมีความรุนแรงและจำนวนครั้งในการเกิดบ่อยขึ้น จากสถิติที่รวบรวมได้ ซึ่งมีการค้นพบที่มีความสัมพันธ์และเชื่อมโยงใกล้ชิดกับปรากฏการณ์เอลนีโญ El Niño Southern Oscillation (ENSO) ซึ่งเกิดจากสภาวะอุ่นของเอนโซ่ซึ่งสัมพันธ์กับอุณหภูมิของน้ำทะเลที่สูงขึ้นกว่าปกติในพื้นที่ชายฝั่งทะเลของประเทศเปรู ทำให้เกิดความกดอากาศต่ำบริเวณด้านตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก และมีความกดอากาศสูงบริเวณด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก จึงทำให้ลมพายุมีกำลังแรงสูงพัดจากทิศตะวันตกไปทางทิศตะวันออก หอบเอาฝนไปตกในทวีปอเมริกาและมหาสมุทรแอตแลนติกมากขึ้น

ส่วนทวีปเอเชียจะมีความแห้งแล้งกว่าปกติ สำหรับปรากฏการณ์ลานีญา La Niña ซึ่งเป็นสภาวะเย็นของเอนโซ่ ซึ่งเกิดในทางตรงข้ามกับเอลนีโญ กล่าวคือ อุณหภูมิของน้ำทะเลที่ต่ำกว่าปกติในพื้นที่ชายฝั่งทะเลของประเทศเปรู ทำให้เกิดความกดอากาศสูงบริเวณด้านตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก และมีความกดอากาศต่ำบริเวณด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก จึงทำให้ลมมีกำลังแรงสูงพัดเข้าสู่ด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกมากขึ้น โดยเฉพาะบริเวณภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งก่อให้เกิดปัญหาอุทกภัยเพิ่มขึ้นรวมถึงประเทศไทยด้วย

### ความสัมพันธ์ (Moisture Relationships)

ฝนเกิดจากความชื้นในชั้นบรรยากาศ รวมไปถึงการระเหยและการคายน้ำด้วย ความชื้นของบรรยากาศ สามารถตรวจวัดได้จาก ความชื้นสัมพัทธ์ ความดันไอ ความชื้นสัมบูรณ์ อัตราส่วนความชื้น และอุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง โดยใช้กฎของก๊าซในการหาไอน้ำ ซึ่งเป็นความสัมพันธ์ระหว่างความดัน ความหนาแน่น และอุณหภูมิ

ความดันที่กระทำบนพื้นผิวเป็นความดันเพียงบางส่วน ซึ่งมีก๊าซผสมอยู่ด้วย แรงที่เกิดจากความดันไอน้ำนี้ จะเรียกว่า ความดันไอ และสามารถหาได้จากกฎของดัลตันซึ่งเป็นกฎของก๊าซในอุดมคติ

$$e = \frac{P_w R T}{0.622} \quad (1-4)$$

เมื่อ	$e$	=	ความดันไอน้ำ (mb)
	$P_w$	=	ความหนาแน่นความดันไอน้ำ หรือ ความชื้นสัมบูรณ์ ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )
	$R$	=	ค่าคงที่ของก๊าซ = $2.87 \times 10^3 \text{ mb cm}^3 / \text{g}^\circ\text{K}$
	$T$	=	อุณหภูมิ ( $^\circ\text{K}$ )

ค่า 0.622 ที่เกิดขึ้นจากอัตราส่วนของน้ำหนักโมเลกุลของน้ำ / น้ำหนักของอากาศ บริเวณความดันไอบริเวณพื้นผิวโลกอยู่ระหว่าง 1% ถึง 2% ของความดันบรรยากาศโดยรวม ค่าเฉลี่ยความดันบรรยากาศคือ 1,013.2 mb ( $1 \text{ mb} = 10^2$  ปาสคาล) ความดันไอน้ำอิมิตัวเป็นความดันบางส่วนของไอน้ำเมื่ออากาศอิมิตัวสมบูรณ์ (ไม่มีการระเหยเกิดขึ้นต่อไป) และเป็นผลโดยตรงมาจากอุณหภูมิ

ความสัมพันธ์ (RH) คืออัตราส่วนโดยประมาณของความดันไอน้ำที่เหนือกว่าภายใต้สภาพการอิมิตัวที่อุณหภูมิเดียวกัน โดยระบุไว้ว่า  $\text{RH} = 100 e / e_s$  ดังนั้น ความชื้นสัมพัทธ์ 50% หมายความว่า บรรยากาศ ที่ประกอบด้วย ความชื้นสูงสุด 50% ที่ในสภาพอิมิตัวที่อุณหภูมินั้น

ความชื้นจำเพาะ คือ มวลของไอน้ำต่อมวลของอากาศโดยน้ำหนัก (กรัม/กรัม) และมีค่าเท่ากับ  $P_w / P_m$   $P_w$  คือ ความหนาแน่นของไอน้ำ และ  $P_m$  คือ ความหนาแน่นของความชื้นในอากาศ โดยใช้กฎของดัลตัน และสมมติว่า มีไอน้ำและอากาศอยู่ในชั้นบรรยากาศ

$$P_m = \frac{(P-e) + 0.622e}{RT} = \frac{P}{RT} (1 - 0.378/P) \quad (1-5)$$

สมการ (1-5) แสดงให้เห็นว่าความชื้นที่แท้จริงในอากาศมีน้ำหนักน้อยกว่าอากาศแห้งที่ความดันและอุณหภูมิเดียวกัน ดังนั้น

$$q = \frac{\rho_w \rho}{\rho_m} = \frac{0.622e}{P - 0.378e} \quad (1-6)$$

เมื่อ	$q$	=	ความชื้นจำเพาะ (g/g)
	$e$	=	ความดันไอน้ำ (mb)
	$P$	=	ความดันบรรยากาศรวม (mb)
	$\rho_m$	=	ความหนาแน่นของส่วนผสมของอากาศแห้งและอากาศชื้น (g/cm <sup>3</sup> )

อุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง  $T_D$  คือ ค่าที่เกิดขึ้นเมื่ออากาศอิ่มตัว ( $e = e_s$ ) เมื่อความเย็น ความดัน และความชื้นคงที่ สำหรับการประมาณค่าความดันไอน้ำอิ่มตัวเหนือหน้า  $e_s$  ฟังก์ชันอุณหภูมิของ  $T$  คือ

$$e_s = 2.7489 \times 10^8 \exp\left(-\frac{4278.6}{T + 242.97}\right) \quad (1-7)$$

$e_s$  ที่อยู่ในหน่วย mb และ  $T$  เป็นองศาเซลเซียส ความสัมพันธ์ดังสมการ 1-7 ได้ถูกนำไปทำตารางโดยกำหนดค่าภายในช่วง 0.5% ในช่วงอุณหภูมิ 0-40 องศาเซลเซียส (List, 1966)

### ความเสถียรของบรรยากาศและการเปลี่ยนแปลงเฟส (Atmospheric Stability and Phase Changes)

การกลั่นตัวจากน้ำเป็นไอน้ำเริ่มจากการก่อตัวของฝน และความชื้น ในขณะที่ความชื้นจะถูกกำจัดออกโดยความร้อนแฝง ความร้อนแฝงของการควบแน่น  $L_c$  จะมีค่าเท่ากับความร้อนแฝงของการระเหย  $L_e$  ปริมาณความร้อนที่ต้องการในการเปลี่ยนแปลงน้ำเป็นไอน้ำที่อุณหภูมิเดียวกัน กับ  $T$  ถูกวัดในหน่วย  $^{\circ}\text{C}$

$$L_e = -L_c = 597.3 - 0.57(T - 0^{\circ}\text{C}) \quad (1-8)$$

ที่  $L_e$  อยู่ในหน่วย  $\text{Cal/g}$  ความร้อนแฝงของการละลายและแข็งยังมีความสัมพันธ์กันด้วย

$$L_m = -L_f = 79.7 \quad (1-9)$$

ที่  $L_m$  ที่ยังอยู่ในหน่วย  $\text{Cal/g}$  ดังนั้น มันจะใช้เวลาประมาณ 7.5 เท่าของพลังงานที่ระเหย 1 กรัมของน้ำเมื่อเทียบกับละลาย 1 กรัมของน้ำแข็ง

ความชื้น เมื่ออากาศมีความอิ่มตัวสูงขึ้น ความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น ถึงระดับที่ความชื้นสัมพัทธ์เป็น 100% ความชื้นเพิ่มขึ้นเป็นผลมาจากการกลั่นตัวของความชื้นในอากาศ การเพิ่มขึ้นของการกลั่นตัว (LCL) ความร้อนแฝงของการควบแน่นจะถูกปล่อยออก อากาศร้อนและท้องฟ้าทำให้บรรยากาศแปรปรวน หรือการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ กับระดับความสูง ตามที่กล่าวไว้ก่อนหน้านี้ การแลกเปลี่ยนความร้อนแฝงเป็นแหล่งพลังงานที่สำคัญที่เป็นตัวกระตุ้นพายุไต้ฝุ่นเขตร้อนและพายุเฮอริเคน ความสัมพันธ์ไม่จำเป็นต้องอยู่ระหว่างปริมาณของไอน้ำและปริมาณฝนที่เกิดขึ้นทั่วภูมิภาค ดังนั้น ฝนก็สามารถเกิดขึ้นได้ในรูปแบบของการก่อตัวของก้อนเมฆโดยปราศจากฝนที่พื้นผิวดิน

นักอุตุนิยมวิทยาใช้ความสัมพันธ์ของความชื้นและความร้อนแฝงเพื่อให้ได้ความสัมพันธ์กับความดัน อุณหภูมิความชื้นของอากาศที่เพิ่มขึ้นในชั้นบรรยากาศ อัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิกับการยกระดับในบรรยากาศที่ถูกเรียกว่าอัตราการลดอุณหภูมิของอากาศ (Adiabatic Lapse Rate) สำหรับอัตราการลดอุณหภูมิของอากาศแบบแห้ง (DALR) เป็น  $9.8^{\circ}\text{C}$  ต่อ กิโลเมตร และถือว่าไม่มีการเปลี่ยนแปลงสถานะของน้ำ Ambient Lapse Rate ประมาณ  $6.5^{\circ}\text{C}$  ต่อ กิโลเมตร แต่ขึ้นอยู่กับสภาพความชื้น บรรยากาศที่ไม่เสถียร ซึ่งทำให้ Ambient Lapse Rate มีค่ามากกว่า DALR ถ้าบรรยากาศที่มีความเสถียรภาพ Ambient Lapse Rate มีค่าน้อยกว่า DALR และถ้าอากาศมีแนวโน้มที่จะเย็นเร็วกว่าสภาพแวดล้อมในแนวตั้ง รูปที่ 1-7 แสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงของ

อัตราการลดลงและความแตกต่างประเภทต่าง ๆ ของสภาพบรรยากาศกับบรรยากาศที่ไม่เสถียรที่เอื้อต่อการก่อตัวของสภาพอากาศที่รุนแรงและสภาพปริมาณน้ำฝน

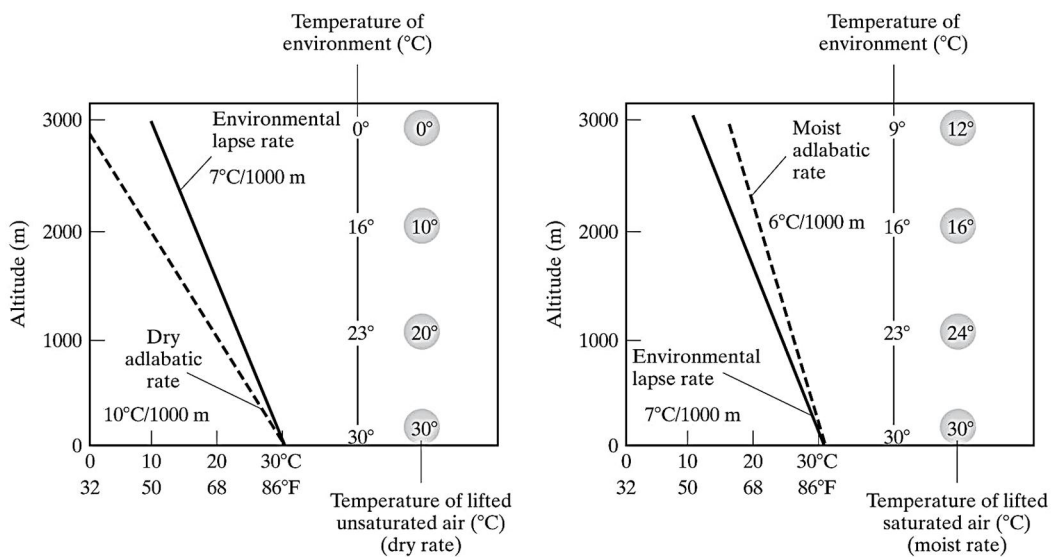
**กลไกของการสร้างหยาดน้ำฟ้า (Mechanisms of Precipitation Formation)**

หยาดน้ำฟ้าหรือโดยทั่วไปเรียกว่า ฝน ที่อยู่ในวัฏจักรอุทกวิทยาไม่ว่าจะเป็นในรูปแบบของปริมาณฝน หิมะ หรือลูกเห็บ โดยทั่วไปกำเนิดจากความชื้นในบรรยากาศ สำหรับการเกิดหยาดน้ำฟ้าที่ผิวโลก

1. มีแหล่งความชื้น
2. การยกตัวขึ้นของความชื้นในอากาศที่มีความเย็น
3. การเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นจากการเกิดการกลั่นตัวของนิวเคลียสขนาดเล็กในอากาศ
4. หยดน้ำจะต้องมีขนาดใหญ่พอที่จะหยดไหลผ่านอากาศและระเหยก่อนถึงพื้นดิน

หยาดน้ำฟ้ามักจะถูกจัดประเภทเป็นไปตามสภาพการเกิด ซึ่งเกิดการเคลื่อนไหวของอากาศตามแนวตั้ง **รูปที่ 1-8** แสดงให้เห็นถึงสามกลไกหลัก

1. การระเหยขึ้นไปในอากาศเนื่องจากความร้อนที่ผิวดิน
2. การเคลื่อนไหวของระบบอากาศขนาดใหญ่ เช่น ในกรณีของแนวปะทะ (Fronts) อบอุ่นหรือแนวปะทะเย็น
3. กลไกการยกตัวของมวลอากาศขึ้นเหนือด้านข้างของแนวเขาที่ต่ำลง

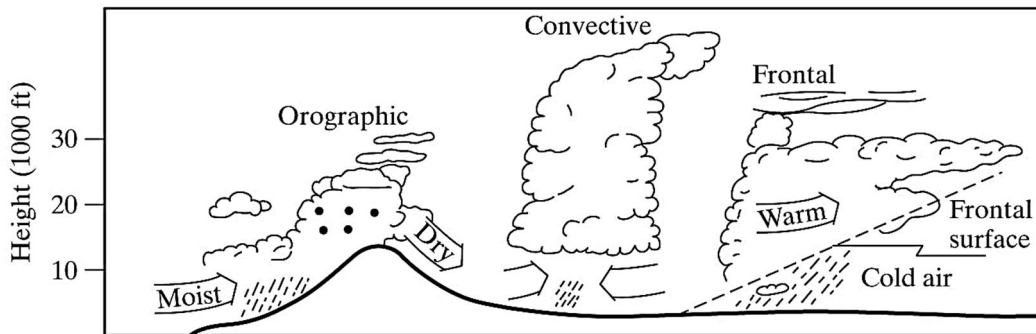


(a) The unsaturated parcel of air at each elevation is colder than its surroundings. The atmosphere is stable with respect to unsaturated, rising air.

(b) The lifted, saturated air parcel is warmer at each elevation than its surroundings. The atmosphere is unstable with respect to saturated, rising air.

**รูปที่ 1-7** การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแนวตั้ง (Bedient et al., 2019)





รูปที่ 1-8 กลไกการยกตัวของเมฆฝน (Bedient et al., 2019)

ฝนที่เกิดจากลมปะทะภูเขา มีสาเหตุมาจากอากาศชั้นยกตัวขึ้นเหนือภูเขา พื้นที่แห้งแล้งด้านข้างของภูเขาเป็นอุปสรรคในการใช้เป็นที่บังลม เรียกว่าเงาฝน เนื่องจากส่วนใหญ่ของความชื้นจากภูเขาจะมาจากฝนหรือหิมะ

การกลั่นตัวของไอน้ำในเมฆเกิดขึ้น เนื่องจากการระบายความร้อนของอากาศชั้นที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดอิ่มตัวสำหรับไอน้ำ ความดันและอุณหภูมิลดลงเมื่อมีการยกระดับสูงขึ้น ส่วนใหญ่ของมวลบรรยากาศอยู่ภายในประมาณ 5 กม. จากพื้นผิว และประกอบด้วยเมฆและความชื้นมากที่สุด การควบแน่นอาจเกิดโดยกรณี (1) ไม่สูญเสียความเย็น (ไม่เสียความร้อนให้สภาพแวดล้อม) (2) อุณหภูมิที่แตกต่างกันในมวลอากาศ (3) ตัวกลางความเย็น และ (4) ความเย็นโดยรังสี Adiabatic เป็นกระบวนการที่สำคัญที่สุดของการเกิดฝน น้ำค้างแข็งและหมอกเป็นผลย่อยของหยาดน้ำฟ้าที่เกิดจากการทำให้เย็น

การควบแน่นของนิวเคลียสขนาดเล็กแทนที่ด้วยการก่อตัวของเมฆหยดน้ำเล็กๆ ซึ่งนิวเคลียสมาจากหลายแหล่ง เช่น เกล็ดมหาสมุทร ฝุ่นผงจากดินเหนียว, การเผาไหม้ของภูเขาไฟ ซึ่งมีช่วงขนาด 0.1 – 10 ไมโครเมตร อนุภาคของเมฆมีเส้นผ่านศูนย์กลางโดยปกติเฉลี่ยที่ 0.01 mm. และการเกิดฝนต้องมีขนาดเกิน 0.5 mm. มันอาจใช้เวลาหลายชั่วโมงสำหรับหยดน้ำฝนเล็ก (1 mm.) ของการควบแน่นที่เพิ่มขึ้น ไอน้ำจะเพิ่มขึ้น และมีการขยายตัวของความเย็น และเกิดการอิ่มตัว ไอน้ำจะเริ่มควบแน่นมากที่สุด กลไกหลักของฝนในระยะแรกจะมีการแพร่กระจายของโมเลกุลของความดันไอน้ำลดลง ฝนจะตกลงไปตามพื้นผิว เมื่อมีมากขึ้นจะเริ่มตันที่จะเคลื่อนสัมพันธ์กับเมฆทั้งหมด อย่างไรก็ตาม กระบวนการอื่นๆ จะต้องสนับสนุนการเพิ่มขึ้นของขนาดละอองที่พอดี (0.5 - 3.0 mm.) เพื่อเอาชนะแรงต้านของอากาศที่จะตกลงมาเป็นฝน กระบวนการผลึกน้ำแข็งก็อยู่ในส่วนนี้ด้วย

ฝนในช่วงฤดูร้อนจะมีการรวมตัวที่ชัดเจน หยดน้ำขนาดเล็กที่ตกลงมา 1 หยดจะรวมตัวเป็นขนาดใหญ่ขึ้นเมื่อหยดน้ำปะทะกัน โดยจะสามารถผลิตฝนที่สำคัญโดยเฉพาะอย่างยิ่งในเมฆภูมิภาคเขตร้อน กระบวนการดึงดูดผลึกน้ำแข็งบนนิวเคลียสที่เย็นจัดเพราะความดันไอลดลง ขนาดผลึก

น้ำแข็งที่เติบโตผ่านการชนกับอนุภาคอื่นๆ และการชนทำให้เกิดรูปแบบเกล็ดหิมะ เกล็ดหิมะอาจมีการเปลี่ยนแปลงในละอองฝนหลังจากที่เข้าไปในอากาศที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง

การทำฝนเทียม หรือ ฝนหลวง จะกล่าวถึงใน**บทที่ 8** ซึ่งจะต้องดูจากการควบแน่นของนิวเคลียสที่จะทำให้เกิดฝนภายใต้เงื่อนไขบางอย่าง โดยการใช้น้ำแข็งแห้งและซิลเวอร์ไอโอไดด์ จะถูกใช้เป็นนิวเคลียสเทียม การวิจัยอย่างต่อเนื่องในขั้นตอนของการควบคุมสภาพอากาศนี้ และปัญหาทางกฎและทางเทคนิคจำนวนมากและการทำฝนเทียมยังต้องได้รับการแก้ไข การอภิปรายเพิ่มเติมสามารถพบได้ในมาตรฐานอุตุนิยมวิทยา

## 1.4 ฝน (PRECIPITATION)

### ข้อมูลฝนภาคพื้นดิน (Point Measurement)

แหล่งความชื้นหลักที่จะทำให้เกิดฝน คือ การระเหยจากมหาสมุทร ดังนั้น ฝนจะตกหนักที่ใกล้แนวชายฝั่ง เป็นลักษณะของฝนแบบ Orographic เมื่ออากาศชื้นที่มาจากทะเลเคลื่อนที่ผ่านภูเขาที่ลาดสูงขึ้นไปกระทบกับความเย็นกลายเป็นฝน

การเปลี่ยนแปลงของฝนที่ไม่เกิดขึ้นตามฤดูกาลมีสาเหตุมาจากพายุ และพายุแต่ละประเภทจะแตกต่างกันในเรื่องความเข้มและช่วงเวลาของปี ลมและอุณหภูมิที่สัมพันธ์กันของพื้นที่ที่ติดมหาสมุทรเป็นผลกระทบของข้อมูลปริมาณฝน บันทึกสถิติโลกของฝนที่เคยเกิดขึ้นแสดงใน**ตารางที่ 1-2** แสดงให้เห็นผลกระทบของพื้นที่ใกล้กับมหาสมุทร เช่น อินเดีย

สำหรับการวางแผนโครงการด้านทรัพยากรน้ำ และระบบระบายน้ำในเขตเมือง ความเข้มและระยะเวลาของเหตุการณ์ที่มีปริมาณฝนที่มีความสำคัญในการพิจารณาการตอบสนองทางอุทกวิทยาสำหรับลุ่มน้ำ จำเป็นต้องใช้ข้อมูลที่มีการบันทึกอย่างละเอียดและมีระบบเครือข่ายทั้งในชุมชนและในตลอดลุ่มน้ำ

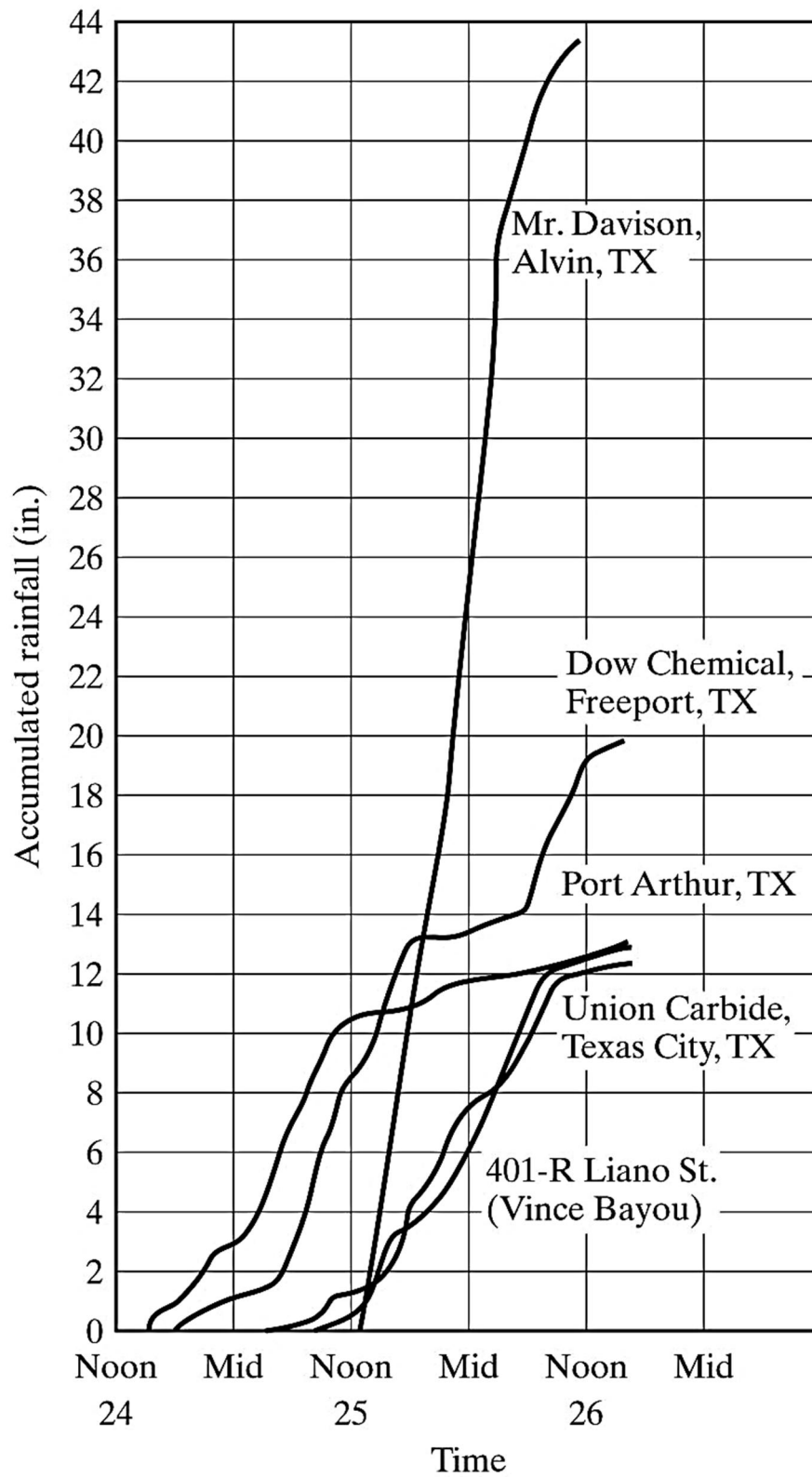
เครื่องวัดปริมาณฝนที่อาจจะมีการบันทึกแสดงใน**รูปที่ 1-9** หรือประเภทไม่บันทึก แต่การบันทึกของเครื่องวัดเมื่อต้องการหาเวลาการกระจายตัวของฝน ซึ่งเป็นที่ต้องการ มักจะเป็นกรณีศึกษาสำหรับงานควบคุมการระบายน้ำและน้ำท่วมในเมือง การบันทึกดำเนินการจากถังขนาดเล็กซึ่งบันทึกในแถบแผนภูมิหรือกล่องข้อมูลทุกๆ 0.1 หรือ 0.01 นิ้ว ของปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมา (หรือ 0.1 หรือ 1 mm.) ข้อมูลจะมีการแสดงใน**รูปที่ 1-10** เป็นเส้นโค้งมวลสะสมและสามารถอ่านได้อย่างง่ายดายสำหรับปริมาณและรูปแบบความเข้มฝน ผู้สังเกตการณ์ที่จะรายงานเป็นรายวันหรือราย 12 ชั่วโมงของปริมาณฝน (in. หรือ mm.) สำหรับเครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา จะให้ความเข้มฝนเพียงเล็กน้อย

ในการวัดบันทึกข้อมูลปริมาณฝนแบบอัตโนมัติปัจจุบันนิยมติดตั้งเป็นระบบโทรมาตรอุทกวิทยา ซึ่งส่วนมากมักจะถูกตั้งอยู่ติดกับเครื่องวัดอัตราการไหลในลำน้ำ

ค่าปริมาณฝนสามารถพล็อตปริมาณฝนสะสมรวมทั้งหมดหรือความเข้มของฝนที่เครื่องวัด  
 ชั้นแรกพล็อตโค้งสะสม **รูปที่ 1-9** ซึ่งสามารถวิเคราะห์ความหลากหลายของพายุที่จะกำหนดความถี่  
 และลักษณะของปริมาณฝนที่พื้นที่เก็บน้ำฝน กราฟฝนพล็อตความเข้มฝน (mm /hr) เมื่อเทียบกับ  
 เวลาตั้งตัวอย่างใน**รูปที่ 1-10** พร้อมกับเส้นโค้งมวลสะสมสำหรับปริมาณฝนรวม กราฟฝน มักจะใช้  
 เป็นข้อมูลนำเข้าใส่เข้าไปในแบบจำลองคอมพิวเตอร์อุทกวิทยาเพื่อทำนายค่าปริมาณน้ำท่าในลุ่มน้ำ  
 เมื่อใส่ค่าฝนเข้าไป

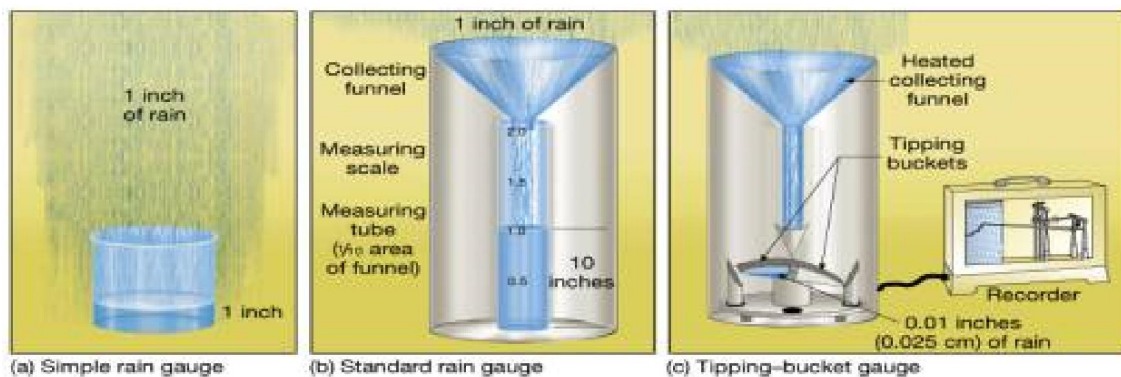
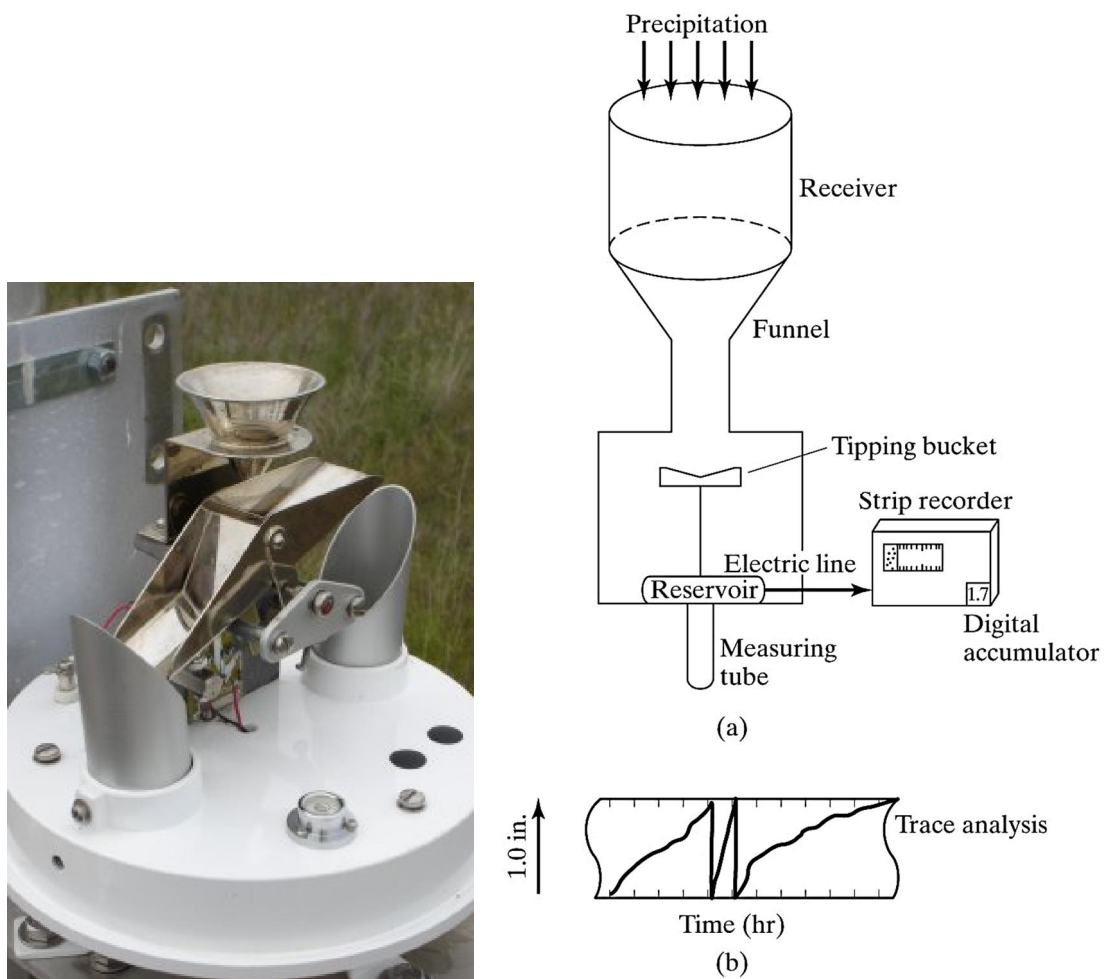
**ตารางที่ 1-2** ฝนตกบันทึกสถิติโลก (Bedient et al., 2008)

ช่วงเวลา	in.	mm.	สถานที่
1 min	1.5	38	Barot, Guadeloupe
8 min	4.96	126	Fussen, Bavaria
15 min	7.8	198	Plumb Point, Jamaica
20 min	8.1	206	Cutea de Arges, Rumania
42 min	12	305	Holt, MO
2 hr 10 min	19	483	Rockport, WV
4 hr 30 min	30.8	782	Smetport, PA
9 hr	42.79	1087	Belouve, Reunion
12 hr	52.76	1340	Belouve, Reunion
24 hr	73.62	1870	Ciliaos, Reunion
2 days	98.42	2500	Ciliaos, Reunion
3 days	127.56	3240	Ciliaos, Reunion
4 days	146.5	3721	Cherrapunji, India
5 days	151.73	3854	Ciliaos, Reunion
6 days	159.65	4055	Ciliaos, Reunion
7 days	161.81	4110	Ciliaos, Reunion
15 days	188.88	4798	Cherrapunji, India
1 mo	366.14	9300	Cherrapunji, India
2 mo	502.63	12,767	Cherrapunji, India
3 mo	644.44	16,369	Cherrapunji, India
6 mo	884.03	22,454	Cherrapunji, India
1 yr	1041.78	26,461	Cherrapunji, India
2 yrs	1605.05	40,768	Cherrapunji, India



รูปที่ 1-9 เหตุการณ์พายุไต้ฝุ่นที่พัดขึ้นเท็กซัส มีปริมาณฝนสะสม 24 - 26 กรกฎาคม 2015

(Bedient et al., 2019)



รูปที่ 1-10 การวัดการบันทึกของถังวัดฝน  
(Bedient et al., 2008 และวิชชุวัฒน์, 2556)

**ตัวอย่างที่ 1-3** กราฟฝนและฝนสะสม

**ตารางที่ 1-3** เป็นบันทึกจากฝนจากเครื่องวัดที่บันทึกสำหรับพายุฝนในเท็กซัสในช่วงเวลา ระหว่าง 00:00 และ 11:15 ในวันเดียวกัน สำหรับข้อมูลที่ได้นำมาสร้างกราฟน้ำฝนและเส้นโค้งสะสม ค้นหาความเข้มข้นน้ำฝนสูงสุดสำหรับการวัดใน in./hr.

การพล็อตกราฟน้ำฝนของเครื่องวัด การวัดแต่ละช่วงเวลาจากช่วงเวลาก่อนหน้า และหาร ด้วยช่วงเวลาที่คำนวณความเข้มข้นตามที่แสดงในตาราง เนื่องจากข้อมูลที่จะได้รับเป็นการอ่านสะสม โค้งสะสมพล็อตข้อมูลที่ให้ (**รูปที่ 1-11**)

ความเข้มข้นสูงสุดสำหรับการวัดที่เกิดขึ้นรอบเวลา 04:00 A.M.

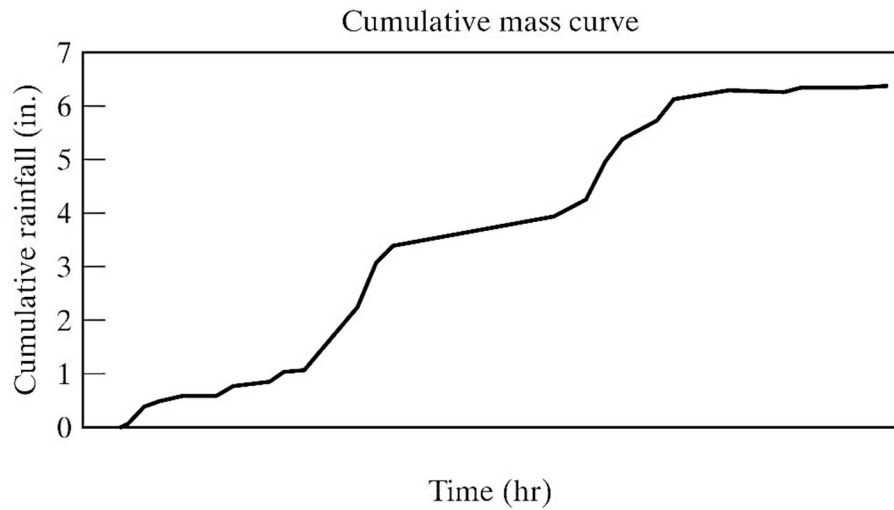
$$\frac{(3.1 - 2.32) \text{ in}}{0.25 \text{ hr}} = 3.12 \text{ in/hr}$$

ความเข้มข้นนี้มีค่าสูงสุดบนกราฟฝนและบริเวณของความชันที่สูงสุดบนโค้งฝนสะสม

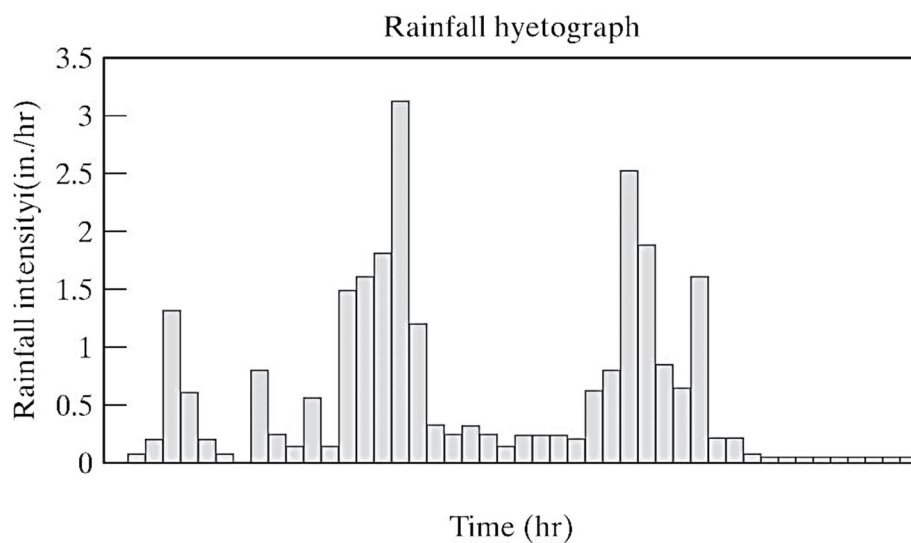
ตัวอย่างแสดงให้เห็นว่าโค้งปริมาณเป็นส่วนประกอบของกราฟฝน ในทางทฤษฎีความน่าจะเป็น ฟังก์ชันการกระจายสะสม คือส่วนประกอบของฟังก์ชันความน่าจะเป็นของความเข้มข้นฝน บันทึกที่มีสองช่วงเวลาที่แตกต่างกันของปริมาณความเข้มข้นฝน ช่วงเวลาเหล่านี้ความเข้มข้นมีความสำคัญที่ต่อปริมาณน้ำท่าและปริมาณน้ำท่วม

ตารางที่ 1-3 ข้อมูลฝนจากการบันทึก

Gage			Gage		
Time	Rainfall	Gage Intensity	Time	Rainfall	Gage Intensity
(hr)	(in.)	(in./hr)	(hr)	(in.)	(in./hr)
000	0	0	545	3.78	0.24
015	0.02	0.08	600	3.84	0.24
030	0.07	0.2	615	3.9	0.24
045	0.4	1.32	630	3.95	0.2
100	0.55	0.6	645	4.1	0.6
115	0.6	0.2	700	4.3	0.8
130	0.62	0.08	715	4.93	2.52
145	0.62	0	730	5.4	1.88
200	0.82	0.8	745	5.61	0.84
215	0.88	0.24	800	5.77	0.64
230	0.92	0.16	815	6.17	1.6
245	1.06	0.56	830	6.22	0.2
300	1.1	0.16	845	6.27	0.2
315	1.47	1.48	900	6.29	0.08
330	1.87	1.6	915	6.3	0.04
345	2.32	1.8	930	6.31	0.04
400	3.1	3.12	945	6.32	0.04
415	3.4	1.2	1000	6.33	0.04
430	3.48	0.32	1015	6.34	0.04
445	3.54	0.24	1030	6.35	0.04
500	3.62	0.32	1045	6.36	0.04
515	3.68	0.24	1100	6.37	0.04
530	3.72	0.16	1115	6.38	0.04



(a)



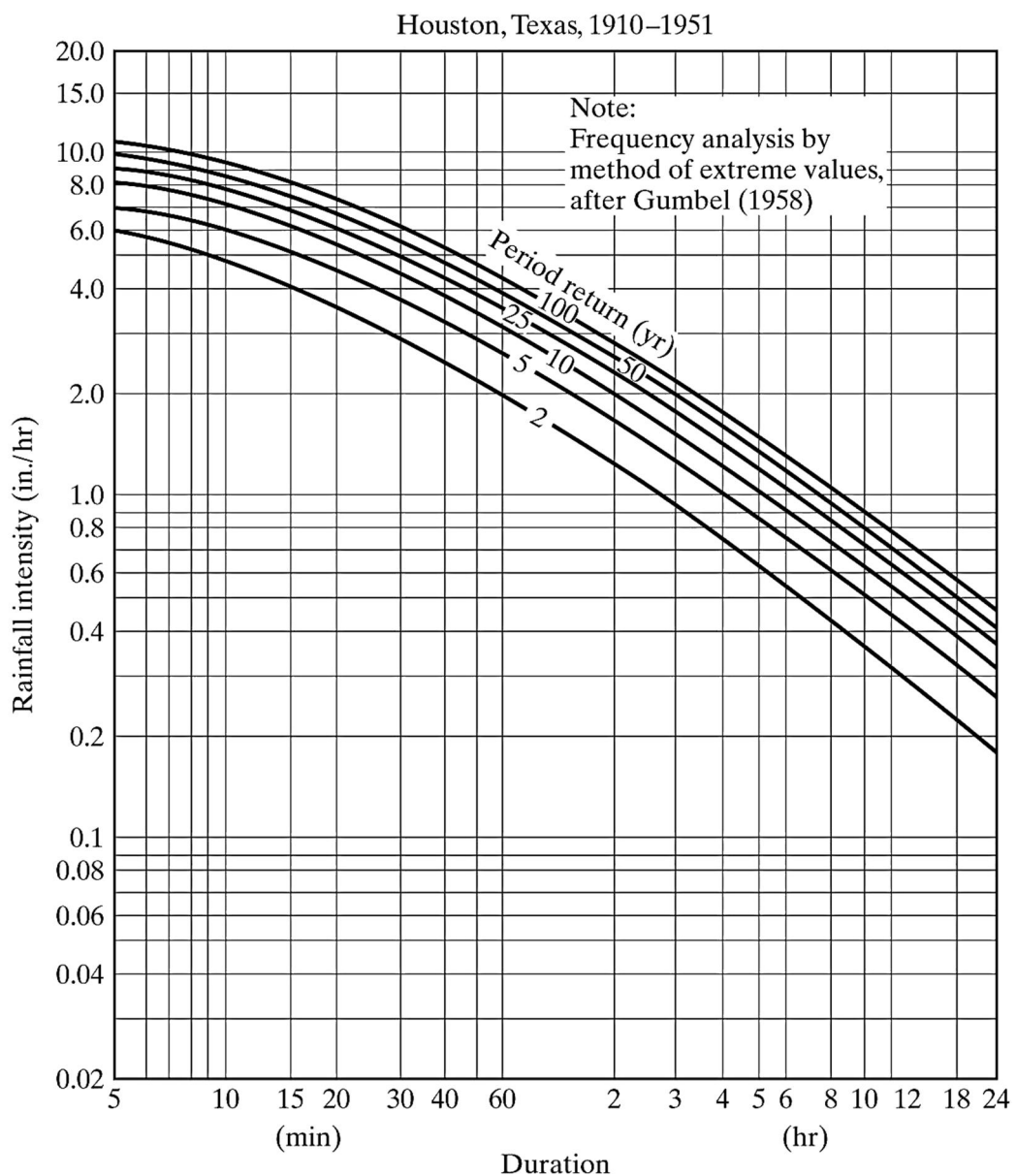
(b)

รูปที่ 1-11 กราฟฝน (Bedient et al., 2019)

วิธีการทางสถิติ สามารถนำไปประยุกต์กับชุดเวลาของข้อมูลฝน ตัวอย่างเช่น ฝนตกในระยะเวลาต่าง ๆ ตั้งแต่ 5 นาทีถึง 24 ชั่วโมงสามารถวิเคราะห์ เพื่อพัฒนาการประมาณค่า ตัวอย่างเช่น เหตุการณ์ความถี่ที่รอบการเกิดซ้ำ 100 ปี ข้อมูลเหล่านี้จะขึ้นอยู่กับเส้นชั้นความสูง ค่าที่ได้จะพอดีกับเส้นโค้งรูปแบบหนึ่ง จะประกอบไปด้วยความความเข้ม รอบปีการเกิดซ้ำ ความถี่ (IDF) ในรูปที่ 1-12 เส้น IDF ทั่ว ๆ ไปจะมีรูปแบบคล้ายกันสำหรับรอบปีการเกิดซ้ำ 2 ปี, 5 ปี, 10 ,25 ปี, และ 50 ปี เส้นโค้ง IDF ไม่ได้เป็นตัวแทนของช่วงเวลาในอดีตที่เกิดขึ้นจริงของพายุ จุดข้อมูลบนเส้นโค้ง IDF ที่ได้มาจากหลายช่วงของพายุ และการประเมินค่า โดยการวิเคราะห์ความถี่ของการเกิด



สามารถเห็นได้ว่าที่ความเข้มฝนมีแนวโน้มที่จะลดลงตามระยะเวลาที่เพิ่มขึ้นของปริมาณฝนของแต่ละเส้นโค้ง IDF แทนการวิเคราะห์หอนุกรมเวลาในอดีตที่มีปริมาณฝน, เส้นโค้ง IDF สามารถนำมาใช้เพื่อให้ได้ปริมาณฝนในการออกแบบกิจกรรม เช่น รอบปีการเกิดซ้ำ 10 ปี ของพายุ 2 ชั่วโมง ซึ่งเท่ากับ 2.0 in./hr. หรือ 10 ปี, พายุ 24 ชั่วโมง ซึ่งเท่ากับ 0.30 in./hr. หรือ 7.2 in. ใน 24 hr. หนึ่งในปัญหาการบ่งบอกถึงขั้นตอนนี้จะดำเนินการเพื่อใช้ในการออกแบบพายุดังกล่าว มักจะเป็นการนำเข้าข้อมูลให้กับแบบจำลองทางอุทกวิทยาสำหรับการออกแบบระบบระบายน้ำหรือการวิเคราะห์น้ำท่วม



รูปที่ 1-12 เส้นโค้งความเข้ม-ช่วงเวลา-ความถี่การเกิด (IDF) สำหรับฮุสตัน เท็กซัส (Bedient et al., 2019)

## ฝนเชิงพื้นที่ (Areal Precipitation)

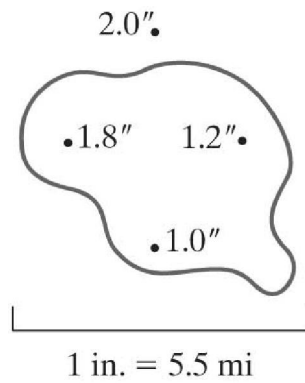
การทำนายพื้นที่รับน้ำเพื่อที่จะได้ผลลัพธ์ของฝนมักจะต้องการความรู้ของฝนตกเฉลี่ยซึ่งเกิดขึ้นเหนือพื้นที่รับน้ำโดยเฉพาะช่วงเวลา ความลึกเฉลี่ยของฝนบนพื้นที่รับน้ำ เฉพาะพื้นที่นั้น เพื่อประมาณค่าปริมาณฝนได้แม่นยำกว่า สำหรับพื้นที่ที่มีการตรวจสอบค่าปริมาณฝนที่ดี โดยสามวิธีการขั้นพื้นฐานที่ใช้หาค่าเฉลี่ยฝนเชิงพื้นที่จากข้อมูลฝนภาคพื้นดินในพื้นที่นั้นๆ (1.ค่าเฉลี่ยเลขคณิต 2.Thiessen และ 3.Isohyetal) ซึ่งมีรายละเอียดดังนี้

วิธีค่าเฉลี่ยเลขคณิต เป็นวิธีที่ง่ายที่สุด กล่าวคือ การคำนวณค่าเฉลี่ยของจุดที่ฝนตกจากเครื่องวัดที่ใช้ได้ [รูปที่ 1-13(a)] วิธีการนี้เป็นที่น่าพอใจถ้าการวัดที่มีการกระจายอย่างสม่ำเสมอ และรูปแบบของแต่ละเครื่องวัดอยู่ไม่ไกลจากปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย แต่อาจจะไม่ถูกต้องโดยเฉพาะอย่างยิ่งพื้นที่ขนาดใหญ่ที่ ซึ่งการกระจายตัวของฝนแปรปรวน

วิธีการสร้างรูปหลายเหลี่ยม Thiessen [รูปที่ 1-13(b)] ช่วยให้น้ำหนักเชิงพื้นที่ของปริมาณฝนจากเครื่องวัดแต่ละเครื่อง รูปหลายเหลี่ยมดังกล่าวมาจากที่ตั้งของจุดใกล้เคียงให้เชื่อมต่อกัน เส้นเชื่อมต่อไปจะมีการวาดระหว่างสถานีตั้งอยู่บนเส้นตัดตั้งฉากบนแผนที่ จะมีการวาดรูปหลายเหลี่ยมและวัดอัตราส่วนของพื้นที่ของ  $A_i$  แต่ละรูปหลายเหลี่ยมภายในขอบเขตของกลุ่มน้ำในพื้นที่ทั้งหมด  $A_T$  จะใช้ในการลดน้ำหนักปริมาณฝนของแต่ละสถานี วิธีการที่จะไม่ซ้ำกันสำหรับแต่ละเครื่องวัดและไม่ควรใช้กับพื้นที่ที่มีภูเขา (ที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงระดับความสูง) แต่เป็นวิธีที่ถูกใช้มากที่สุดจากสามวิธีการขั้นพื้นฐาน

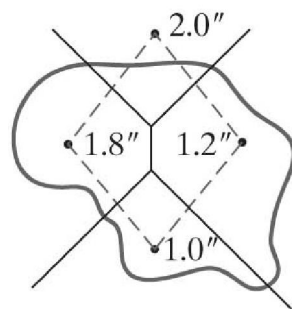
วิธีการ Isohyetal [รูปที่ 1-13(c)] โดยการวาดรูปเส้นชั้นความสูงของฝนที่เท่ากัน (Isohyets) และเป็นวิธีที่เหมาะสมกับสภาพพื้นที่ที่มีความลาดชัน ซึ่งต้องมีเครือข่ายเครื่องวัดฝนที่กระจายตัวอย่างดี การที่จะเขียน Isohyets อย่างถูกต้องนั้น เป็นการคำนวณปริมาณฝนที่จะขึ้นอยู่กับ การหาปริมาณฝนเฉลี่ยระหว่างคู่ของเส้นชั้นน้ำฝนในแต่ละรูปคู่ด้วยพื้นที่ระหว่างผลรวมเหล่านี้ และหารโดยพื้นที่ทั้งหมด วิธีการ Isohyetal สามารถรวมผลกระทบเกี่ยวกับฝนภูเขาและลักษณะต่างๆ ของพายุได้

นอกจากนี้ยังมีวิธีการอื่น ๆ ซึ่งเคยประยุกต์ใช้ในประเทศไทย ได้แก่ วิธี Kriging, วิธี Inverse Distance Weighting และวิธี Thin Plate Smoothing Spline ซึ่งจากผลการศึกษาพบว่า ให้ผลการวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ในพื้นที่ภูเขาได้ดีกว่าสามวิธีการขั้นพื้นฐาน (Taesombat, W. & Sriwongsitanon, N., 2009) และ ฐาปนีย์ และคณะ, 2561)



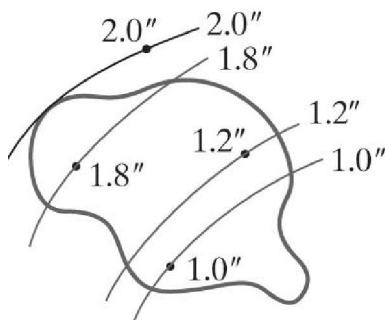
$$\frac{1.8 + 1.2 + 1.0}{3} = 1.33 \text{ in.}$$

(a) Arithmetic mean



$P_i$ (in.)	$A_i$ (mi <sup>2</sup> )	$A_i/A_r$	$(P_i)(A_i/A_r)$ (in.)
2.0	1.5	0.064	0.13
1.8	7.2	0.305	0.55
1.2	5.1	0.216	0.26
1.0	9.8	0.415	0.42
$\Sigma =$	23.6	1.000	1.35 in.

(b) Thiessen polygon method



Isohyet (in.)	$A$ (mi <sup>2</sup> )	$P_{av}$ (in.)	$V$ (in. - mi <sup>2</sup> )
2.0	5.1	1.9	9.69
1.8	9.8	1.5	14.7
1.2	3.1	1.1	3.41
1.0	5.6	0.5*	2.8
	23.6		30.6

Average rainfall =  $30.6/23.6 = 1.30 \text{ in.}$

\* Estimated

(c) Isohyetal method

รูปที่ 1-13 วิธีเฉลี่ยปริมาณฝนเชิงพื้นที่ (Bedient et al., 2019)

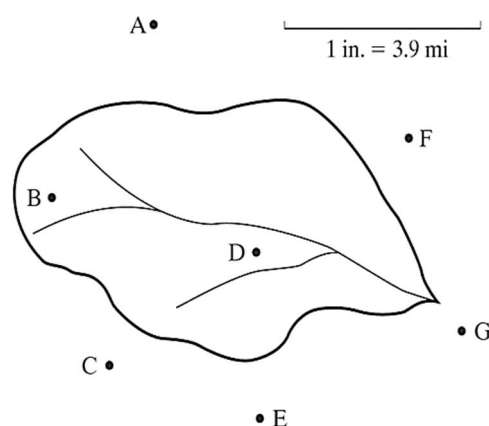
ตัวอย่างที่ 1-4 วิธีเฉลี่ยปริมาณฝนเชิงพื้นที่

พื้นที่ลุ่มน้ำครอบคลุม 28.16 mi<sup>2</sup> มีเครือข่ายสถานีวัดฝน 7 แห่ง ปริมาณฝนบนแผนที่แสดงในรูปที่ 1-14(a) ให้ใช้ความลึกรวมของฝนที่ตกในตารางที่ 1-4(a) ประกอบการตรวจสอบปริมาณฝนเฉลี่ยในพื้นที่รับน้ำโดยใช้ (a) วิธีค่าเฉลี่ยเลขคณิต และ (b) วิธี Thiessen

ตารางที่ 1-4(a) สำหรับตัวอย่างที่ 1-4

Gage	Rainfall
A	5.13
B	6.74
C	9.00
D	6.01
E	5.56
F	4.98
G	4.55

$$\begin{aligned}
 \text{a) วิธีค่าเฉลี่ยเรขาคณิต ฝนรวม} &= \frac{41.97}{7} \\
 &= 5.99 \text{ in.}
 \end{aligned}$$

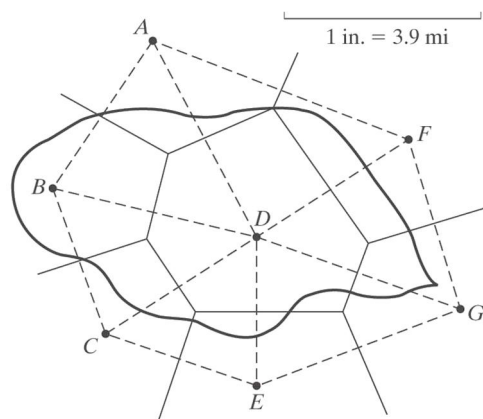


รูปที่ 1-14(a) สำหรับตัวอย่างที่ 1-4

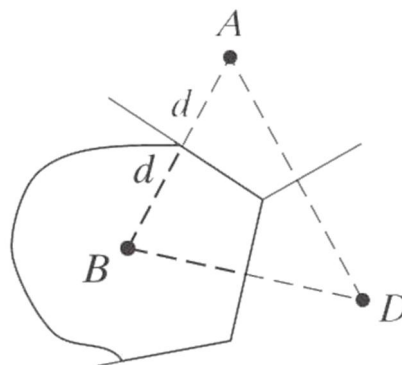
หรือ ถ้าใช้การคำนวณค่าเฉลี่ยเพียงสถานีตรวจวัดที่ตั้งอยู่ภายในลุ่มน้ำ ดังนั้น สถานีที่มีการใช้ในตัวอย่างนี้ ได้แก่ การตรวจวัด ของ B และ D ดังนั้น ค่าเฉลี่ยเลขคณิตเป็น

$$(6.74 + 6.01) / 2 = 6.38 \text{ in.}$$

(b) วิธีการ Thiessen โดยขั้นตอนแรก คือ การเชื่อมต่อสถานีวัดฝนทั้งหมดและบริเวณใกล้เคียงโดยเส้นตรง ผลที่ได้คือระบบการทำงานของรูปสามเหลี่ยมแสดงโดยเส้นประใน รูปที่ 1-14 (b) ต่อไปเราจะสร้างเส้นแบ่งตั้งฉากของเส้นประที่ตรงกับที่จุดรวมกันอยู่ภายในหรือภายนอกรูปสามเหลี่ยม ผลของรูปหลายเหลี่ยมที่เกิดขึ้นรอบ ๆ แต่ละสถานีจะมีปริมาณฝนวัดเป็นรูปหลายเหลี่ยม Thiessen



รูปที่ 1-14(b) สำหรับตัวอย่างที่ 1-4



รูปที่ 1-14(c) สำหรับตัวอย่างที่ 1-4

พื้นที่ของรูปหลายเหลี่ยมภายในขอบเขตของพื้นที่ลุ่มน้ำในแต่ละรูปจะถูกวัดโดยใช้เครื่องมือทางแผนที่หรือ GIS หรือโดยการนับจำนวนสี่เหลี่ยมบนกระดาษกราฟ และแต่ละพื้นที่ของแต่ละเครื่องวัดจะแบ่งตามพื้นที่ลุ่มน้ำทั้งหมด และคูณด้วยความลึกของฝนที่วัดได้สอดคล้องกัน ผลรวมของส่วนพื้นที่คูณปริมาณฝนสำหรับเครื่องวัดทั้งหมดให้ค่าเฉลี่ยบนพื้นที่รับน้ำ การคำนวณเหล่านี้สามารถดำเนินการใน Microsoft Excel จะแสดงในตารางที่ 1-4 (b) เส้นแบ่งตั้งฉากแยกของสามเหลี่ยมออกเป็นสองส่วนความยาวจะได้จากตัดที่มุม 90 องศา รูปหลายเหลี่ยม Thiessen ซึ่งถ่วงน้ำหนักแต่ละสถานีวัดฝนถูกสร้างโดยเส้นแบ่งส่วนที่ตั้งฉากที่ต่อเนื่องและตัดกับขอบเขตของพื้นที่รับน้ำ

ดังนั้นวิธีการรูปหลายเหลี่ยม Thiessen ให้ปริมาณฝนเฉลี่ยบนลุ่มน้ำ 6.13 in. เปรียบเทียบกับวิธีค่าเฉลี่ยเลขคณิตได้เท่ากับ 6.38 in.

ตารางที่ 1-4(b) สำหรับตัวอย่างที่ 1-4

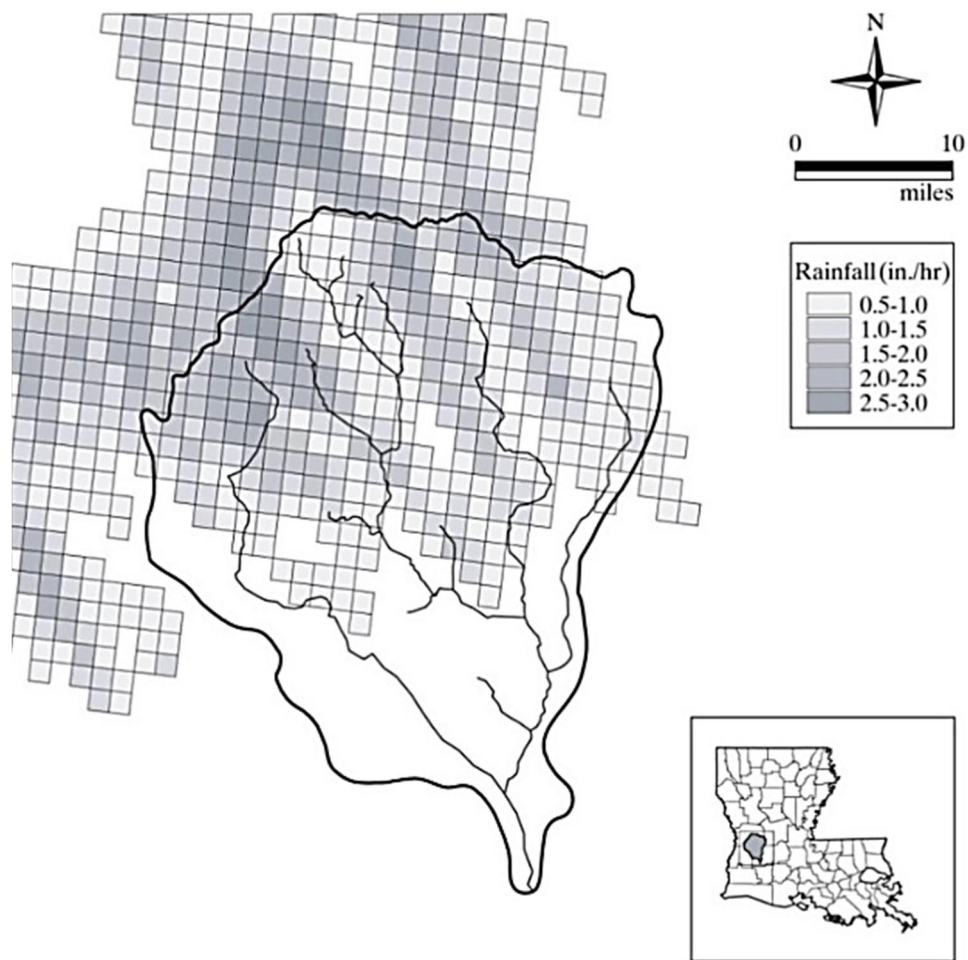
Gage	Pi (in.)	Ai (mi <sup>2</sup> )	Ai /At	(Pi)(Ai/A) (in.)
A	5.13	1.74	0.062	0.32
B	6.74	6.70	0.238	1.60
C	9.00	1.77	0.063	0.57
D	6.01	13.02	0.463	2.78
E	5.56	0.83	0.029	0.16
F	4.98	2.68	0.095	0.47
G	4.55	1.42	0.050	0.23
		28.16	1.000	6.13

### ฝนเรดาร์ (Radar-Based Precipitation)

ความก้าวหน้าในการใช้เรดาร์ตรวจวัดอากาศ (ที่เรียกว่าเรดาร์ NEXRAD ของประเทศสหรัฐอเมริกา) ในช่วงปี 1990 ระบบ WSR - 88D เป็นเรดาร์ตรวจอากาศ Doppler ใช้งานครั้งแรกในการทำงานร่วมกับหน่วยงานของกระทรวงพาณิชย์ กลาโหม และการขนส่งตั้งแต่ปี 1992 (Crum & Alberty, 1993) NEXRAD เป็นเรดาร์ ที่มีความยาวคลื่น 10 cm ที่บันทึกการสะท้อนกลับ, ความเร็วในแนวสายตาและความกว้างของสเปกตรัมของสัญญาณสะท้อนให้เห็นถึงเรดาร์เป็นปริมาณการสแกนซึ่งหมายความว่ามันมีการใช้มุมกล้องด้านเอียงต่อเนื่องเพื่อให้ครอบคลุมปริมาณทั้งหมดของน้ำในบรรยากาศของโลกและสามารถวัดการสะท้อนแสงที่ขึ้นอยู่กับช่วงของรัศมีการตรวจวัด 230 Km. ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสภาพอากาศ และมีการใช้ที่แตกต่างกันของจำนวนของรอบต่อมุมเอียงและความ

แตกต่างกันของความยาวการสแกน (Crum & Alberty, 1993; Klazura & Imy, 1993; Smith et al., 1996; Fulton et al., 1998 and Vieux, 2004)

จนมาถึงการกำเนิดของระบบ NEXRAD ทั่วประเทศสหรัฐอเมริกา เมื่อสถานีตรวจวัดฝนสามารถใช้จากแหล่งเดียวกันกับข้อมูลปริมาณฝนภาคพื้นดิน สำหรับการสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาและการทำนายน้ำท่วม ข้อมูลฝนภาคพื้นดิน มักจะถ่วงน้ำหนักเชิงพื้นที่ ตามที่อธิบายไว้ในหัวข้อก่อนหน้านี้โดยใช้รูปหลายเหลี่ยม Thiessen หรือวิธีการ isohyetal ซึ่งกำหนดให้มีการกระจายปริมาณฝนเชิงพื้นที่เฉพาะที่เกี่ยวข้องกับการตรวจวัดที่สถานีนั้น และเก็บข้อมูลเรดาร์ที่สามารถแปลจากจุดกำเนิดตามพิกัดของรัศมีเข้าสู่ระบบเชื่อมโยงข้อมูลที่มีความละเอียด gridded 1.0 km<sup>2</sup> (Fulton et al., 1998; Smith et al., 1996) ทั้งให้คำอธิบายของการทำงานของเรดาร์และข้อผิดพลาดที่เกี่ยวข้องกับการประมาณปริมาณฝนที่ได้มาจากการสะท้อนกลับ ความพยายามวิจัยด้านฝนเรดาร์ในช่วงที่ผ่านมาของประเทศไทยประสบความสำเร็จในการวัดปริมาณฝน และอัตราผลรวมสะสมโดยใช้การพัฒนาเทคโนโลยีเรดาร์ ซึ่งดำเนินการในปี 1990 ถึง 2004 (Vieux & Bedient, 1998; Bedient et al, 2000; Bedient et al, 2003; Vieux, 2004) จากรูปที่ 1-15 แสดงให้เห็นถึงประเภทของข้อมูลปริมาณฝนเรดาร์ที่ใช้ได้จากระบบเรดาร์ NEXRAD ทุก 5-6 นาทีสำหรับเหตุการณ์พายุในรัฐ หลุยเซียนา แสดงพื้นแรงเงา และรายละเอียดสำหรับการใช้ข้อมูลเรดาร์เพื่อสนับสนุนการคาดการณ์จากแบบจำลองทางอุทกวิทยา และระบบเชื่อมโยงแจ้งเตือนน้ำท่วม นอกจากนี้ ผลรวมปริมาณฝนสะสมในสถานที่ต่าง ๆ หรือในพื้นที่ลุ่มน้ำใด ๆ สามารถนำข้อมูลมาประยุกต์ใช้ได้ง่าย

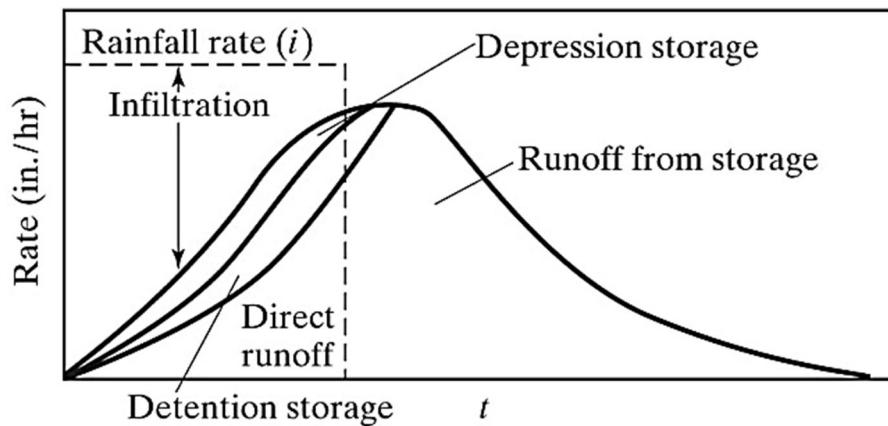


รูปที่ 1-15 ตัวอย่างข้อมูลฝนเรดาร์ NEXRAD ของประเทศสหรัฐอเมริกา (Bedient et al., 2008)

## 1.5 การไหลของน้ำท่าและกราฟน้ำท่า (STREAMFLOW AND THE HYDROGRAPH)

วัฏจักรอุทกวิทยา ที่แสดงในรูปที่ 1-1 เมื่อฝนตก  $P$  ลงบนผิวดินและกระจายตามพื้นที่กักเก็บน้ำ การซึมจะช่วยให้ค่าความชื้นในดินเพิ่มขึ้นและเพิ่มระดับน้ำใต้ดินหรือเพิ่มปริมาณน้ำในการระบายลงสู่แม่น้ำ ค่าการระเหย  $E$  เป็นเพียงองค์ประกอบเล็กๆของเหตุการณ์ แต่ก็บ่งบอกถึงจำนวนปริมาณฝนน้อยที่สุดที่จะตก และเป็นปัจจัยระยะยาวในเรื่องสมดุลน้ำ พื้นที่กักเก็บน้ำจะมีความจุระดับปกติในช่วงก่อนการมีฝนผ่านมาด้วยความสามารถในการซึม (ดูรูปที่ 1-16) สุดท้ายการไหลของน้ำบนพื้นดินและการระบายของน้ำที่เก็บกักในดินออกทางผิวดินและระดับเก็บกักของน้ำในพื้นที่รับน้ำ สามารถนำมาทำเป็นกราฟน้ำท่า ซึ่งจะพล็อตระหว่างอัตราการไหลกับเวลาโดยใช้ข้อมูลรูปตัดลำน้ำที่สามารถวัดได้ เพื่อเป็นการหาการไหลของน้ำผิวดิน การไหลของน้ำยังช่วยเพิ่มความชื้นในดินและระดับน้ำใต้ดิน





รูปที่ 1-16 การกระจายการไหลผิวดิน (Bedient et al., 2019)

แนวคิดในการหาค่าน้ำท่าผิวดินของ Horton เขาได้เสนอการไหลของน้ำท่าผิวดินในพื้นที่ ต่อมาได้มีการตรวจสอบแนวคิดที่หลากหลายที่มีอยู่ทั่วไปในพื้นที่รับน้ำ และมีการพัฒนาสนับสนุน แนวคิดที่ต่างออกไป (Betson, 1964) แนวคิดนี้จะมีการกระจายส่งน้ำผิวดินที่ร้อยละ 10 ของพื้นที่รับ น้ำไปยังแม่น้ำ ในเขตชุมชนที่มีพื้นที่ที่บ้น้ำขนาดใหญ่ ทำให้น้ำมีเปอร์เซ็นต์การไหลบ่าลงแม่น้ำมากขึ้น

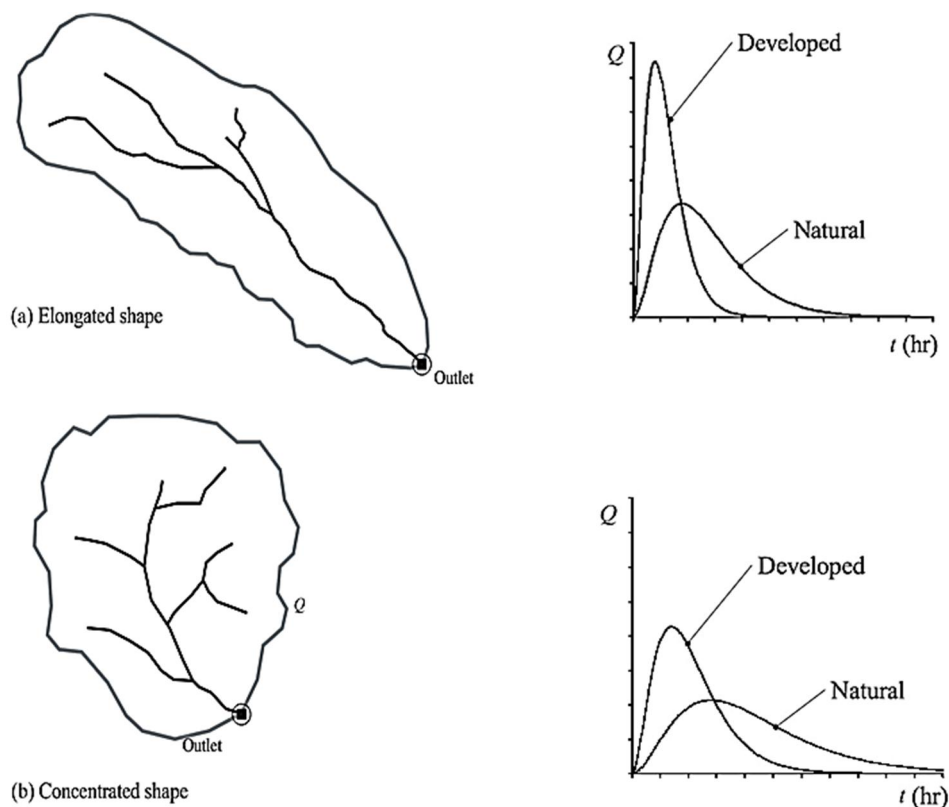
ในแต่ละวินาทีที่มีการระบายน้ำผิวดินจะมีน้ำบางส่วนที่ไหลซึมลงดินจนดินมีจุดอิ่มตัวและมีระดับน้ำใต้ดินและทำให้เกิดการไหลใต้ผิวดิน เคลื่อนที่ผ่านดินชั้น โดยไม่ต้องถึงโซนของความอิ่มตัว หรือที่เรียกว่า Interflow (Freeze, 1972) สรุปเกี่ยวกับน้ำที่ไหลลงสู่ใต้ผิวดินว่าเกิดจากองค์ประกอบ ที่สำคัญคือ ความลาดเท ช่วงความลึก และความสามารถในการซึมน้ำ ความลาดชันภายในพื้นที่อ้อมน้ำ ถูกสร้างจากปริมาณน้ำที่เพิ่มขึ้นของน้ำที่ซึมลงผิวดิน

การเริ่มของการไหลของน้ำผิวดินมักจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วสูงแม่น้ำใกล้เคียง แล้วจึงไหลลงสู่แม่น้ำขนาดใหญ่ และในที่สุดจะไหลสู่แม่น้ำสายหลัก เมื่ออยู่ในแม่น้ำ ความคล่องตัวของ การไหลจะขึ้นอยู่กับความเร็วและความลึกของแม่น้ำแต่ละสายแต่ละช่วงเวลาซึ่งคือกราฟน้ำท่าของการไหลของน้ำกับเวลา หลังจากนั้น ฝนตกในพื้นที่รับน้ำและพื้นที่เก็บกักน้ำจะระบายออกซ้าๆ ตามรอบการเกิด พายุ

เส้นทางสำหรับลำเลียงปริมาณน้ำใต้ดินไปสู่ลำน้ำจะเกิดจากน้ำใต้ดินถึงแม้ว่าในช่วงนั้นจะไม่มีฝนตก การปล่อยปริมาณน้ำฝนส่วนเกินที่เกิดจากการสูญเสียจากการซึม ทำให้เกิดกราฟน้ำท่า จึงทำ กราฟน้ำท่าประกอบด้วยปริมาณน้ำใต้ดินรวมกับฝนส่วนเกิน ระยะเวลาของปริมาณฝนจำเป็นจะต้อง ตัดสินใจในการกำหนดพื้นที่รับน้ำฝนเพื่อลดปริมาณการไหลของปริมาณฝนในปริมาณที่มาก ถ้า ปริมาณฝนที่ยังคงมีปริมาณมากเป็นเวลานาน จำเป็นจะต้องเพิ่มการการกักเก็บปริมาณน้ำสูงสุดและ

ค่อยปล่อยน้ำเพื่อรักษาปริมาณน้ำให้อยู่ระดับสมดุลในช่วงเวลาหนึ่ง โดยมีเงื่อนไขในการปล่อยน้ำเพื่อรักษาสมดุลของการเก็บกักน้ำขนาดใหญ่ด้วยการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนที่เกิดขึ้นจริง

การเปลี่ยนแปลงของน้ำท่าจะขึ้นอยู่กับเงื่อนไขของปริมาณฝนที่ตก และสภาพทางกายภาพของพื้นที่รับน้ำ ซึ่งพื้นที่รับน้ำจะเป็นส่วนสำคัญสำหรับการวัดค่าทางอุทกวิทยา ได้มีการอธิบายเกี่ยวกับรูปแบบของน้ำท่าในช่วงเริ่มต้น ซึ่งจะประกอบไปด้วยการไหลของน้ำผิวดินจากทางระบายน้ำ การไหลของน้ำใต้ดิน และฝนที่ตกในลำน้ำ สิ่งที่สำคัญในการระบายน้ำทางผิวดินหลังจากที่มีปริมาณฝนตกอย่างมาก คือ ค่าการซึมและการเก็บกักของน้ำในดิน รูปแบบของกราฟน้ำท่าจะขึ้นอยู่กับ ขนาดรูปแบบ ความลาดเท ระดับเก็บกักของพื้นที่รับน้ำ และช่วงเวลาที่ฝนตกหนัก (ดูรูปที่ 1-17)



รูปที่ 1-17 กลุ่มน้ำและผลกระทบการใช้ประโยชน์ของที่ดินในรูปแบบกราฟน้ำท่า

(Bedient et al., 2019)

จากรูปที่ 1-17 แสดงให้เห็นถึงรูปแบบต่าง ๆ ของกราฟน้ำท่าจากปริมาณฝนของแต่ละพื้นที่รับน้ำที่มีรูปร่าง ขนาดพื้นที่ และลักษณะที่ต่างกัน ตลอดเวลาที่ผ่านไปพื้นที่รับน้ำกับเมืองได้ถูกพัฒนาให้สามารถบรรเทาอุทกภัยในช่วงที่เกิดปริมาณน้ำสูงสุดได้ เมื่อเราเห็นความสัมพันธ์ของกราฟน้ำท่าต่อช่วงเวลาและพื้นที่รับน้ำจะทำให้เรารู้ถึงปัญหา และสามารถเลือกใช้เครื่องมือช่วยในการทำนาย

สถานการณ์จากความสัมพันธ์ได้ และได้มีการพัฒนาพื้นที่รับน้ำและเมืองซึ่งมันจำเป็นที่จะต้องใช้หลักของอุทกวิทยาในการจำลองการสร้างพื้นที่รับน้ำให้สามารถรองรับน้ำฝนได้อย่างเพียงพอ

## 1.6 การวัดทางอุทกวิทยา (HYDROLOGIC MEASUREMENT)

กระบวนการทางอุทกวิทยาแตกต่างกันไปในพื้นที่และเวลาและจำเป็นต้องใช้เครื่องมือที่ทันสมัย ซึ่งมักจะติดตั้งอยู่กับที่ ข้อมูลปริมาณฝนที่เกิดจากการระเหยหรือมีระดับน้ำท่าที่วัดในช่วงเวลาซึ่งอาจจะวิเคราะห์ทางสถิติต่อไป ลำดับขั้นตอนสำหรับการตรวจวัดอุทกวิทยา

1. ระดับความเข้มข้นของกระบวนการที่วัดได้
2. การบันทึกในรูปแบบอิเล็กทรอนิกส์
3. การส่งข้อมูลทางไกลไปยังที่ตั้งของการประมวลผลกลาง
4. แปลงข้อมูลและบันทึกผล
5. การแก้ไข หรือ การตรวจสอบความผิดพลาดของข้อมูล
6. การจัดเก็บข้อมูลลงในฐานข้อมูลคอมพิวเตอร์
7. การดึงข้อมูลสำหรับการใช้งาน

การส่งข้อมูลทางไกลขั้นสูง (Telemetry) ระบบเรดาร์ การใช้อินเทอร์เน็ต และการใช้งานของอุปกรณ์จัดเก็บฐานข้อมูลขนาดใหญ่ได้ปฏิบัติการจัดเก็บข้อมูลทางอุทกวิทยา

### พารามิเตอร์บรรยากาศและปริมาณฝน

การวัดความชื้นในบรรยากาศใกล้พื้นดินมักจะใช้สถานีอุตุนิยมวิทยา ประกอบด้วย การเก็บข้อมูลด้วยเครื่องไซโครมิเตอร์ที่วัดความชื้น เครื่องวัดปริมาณฝน ถาดวัดการระเหย และเครื่องวัดความเร็วและทิศทางของลม การฉายรังสีเข้าหรือส่งออกทั้งหมด สามารถวัดได้ด้วย เรดิโอมิเตอร์ และการใช้บอลูนในการวัดอุณหภูมิ ความชื้น ความดันอากาศ และความเร็วลมที่ระดับต่าง ๆ ในแนวตั้ง

เครื่องมือพื้นฐานสำหรับการวัดความดันบรรยากาศ คือ บารอมิเตอร์ปรอท ซึ่งถูกสร้างโดยการกรอกปรอทลงในหลอดแก้ว บารอมิเตอร์จะทำหน้าที่เป็นสมดุลในการชั่งน้ำหนัก และการเปลี่ยนแปลงความดันบรรยากาศที่มีการตรวจพบจากการเปลี่ยนแปลงในระดับความสูงของปรอท แอลนีลรอยด์บารอมิเตอร์ (Aneroid Barometer) มีใช้อย่างแพร่หลาย แต่จะให้ค่าที่ถูกต้องน้อยกว่า บารอมิเตอร์ปรอท แอลนีลรอยด์บารอมิเตอร์ ใช้ตาชั่งสปริงที่เป็นโลหะบาง ๆ เพื่อป้องกันไม่ให้เกิดการยุบภายใต้ความดันบรรยากาศ

ไซโครมิเตอร์ เป็นเครื่องมือใช้วัดความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิ ซึ่งจะวัดอุณหภูมิด้วยระบบสองแบบ คือ แบบที่หนึ่ง จะคลุมด้วยผ้าเปียกที่เรียกว่ากระเปาะเปียก แบบที่สอง คือ แบบปกติ ซึ่งจะ

ได้ค่าความแตกต่างของอุณหภูมิจากกระเปาะแห้งและกระเปาะเปียก โดยใช้การระบายอากาศเป็นตัวชี้วัดระดับของความอึมตัวของอากาศและความชื้นสัมพัทธ์ ไฮโกรมิเตอร์จะใช้หลักการเกี่ยวกับการยืดหรือหดตัวของเส้นผมมนุษย์ เมื่ออากาศแห้งเส้นผมจะหดตัว โดยจะแสดงค่าร้อยละ 0 – 100

ปริมาณฝนที่วัดได้จากเครื่องวัดแบบไม่บันทึกหรือแบบบันทึก เครื่องวัดแบบไม่บันทึกประกอบด้วย หลอดสำหรับการอ่านตามแนวสายตาซึ่งจะแสดงปริมาณฝน ส่วนเครื่องวัดแบบบันทึกที่จะใช้ในเขตเมืองเพื่อการศึกษาการควบคุมน้ำท่วมในกรณีที่เกิดการกระจายของปริมาณฝนและจะทำการบันทึกข้อมูลจากการกระดกตัวของกรวยเล็กๆ (tipping bucket) ซึ่งนิยมใช้กันมากที่สุด และมีรูปแบบการทำงานโดย (รูปที่ 1-10) จะเคลื่อนไหวนแบบพลิกไปมา และใช้หลักการเกี่ยวกับไฟฟ้ากับปริมาณฝน โดยกรวยน้ำจะทำหน้าที่เป็นอ่างเก็บน้ำเพื่อใช้ในการตรวจสอบและสะสมน้ำตลอดช่วงเหตุการณ์ฝนตก โดยจะบันทึกทุก 0.01 in. หรือ 0.1 in. จากข้อมูลฝนที่ตก

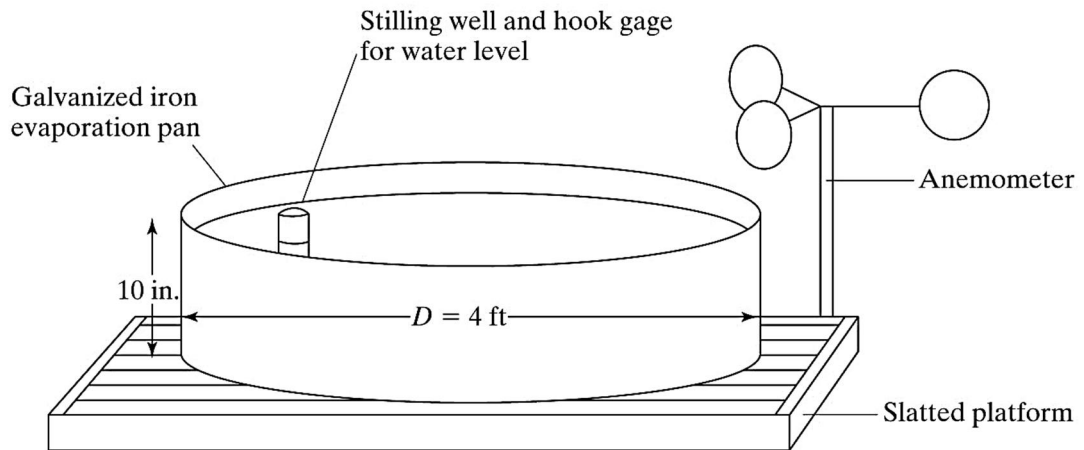
เรดาร์ สามารถใช้ในการวัดปริมาณฝนแต่ละพื้นที่ และสามารถคาดการณ์การตกของฝนในพื้นที่ต้นน้ำด้วยระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์และระบบเรดาร์ (WSR - 88D หรือ NEXRAD) ซึ่งได้รับการใช้งานในประเทศสหรัฐอเมริกาในการตรวจวัดปริมาณฝนที่ตกประมาณ 160 สถานี และได้รับความสนใจอย่างมากในการวิจัยทศวรรษที่ผ่านมา คือการใช้งานหาค่าปริมาณฝนด้วยระบบเรดาร์ NEXRAD โดยดำเนินงานจากการส่งสัญญาณไมโครเวฟที่มุมเอียงในชั้นบรรยากาศแล้วฟังสัญญาณสะท้อนกลับ ระยะเวลาของสัญญาณที่ส่งกลับมาและความแรงของสัญญาณที่ส่งกลับมาเรียกว่าการสะท้อน โดยสัญญาณที่ส่งกลับจะเกี่ยวข้องกับอัตราการตกของฝน ปรากฏการณ์ดอปเปลอร์จะกำหนดการเคลื่อนที่ของพายุว่าออกจากตำแหน่งเรดาร์ด้วยความเร็วที่วัดได้และเกี่ยวข้องกับการก่อตัวของพายุที่รุนแรงหรือพายุทอร์นาโด

### การสูญเสียจากการระเหยและการซึม (Evaporation and Infiltration Losses)

การวัดการระเหยโดยปกติจะใช้มาตรฐาน Class A (รูปที่ 1-18) ซึ่งเติมน้ำ 8 in. แล้วสังเกตทุกวัน ถึงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในถาดพร้อมบันทึกข้อมูลปริมาณฝน ด้วยเครื่องมืออื่นๆ ที่อยู่ในสถานี ได้แก่ (1) เครื่องวัดความเร็วลมตั้งอยู่ที่ 1 ถึง 2 m. เหนือพื้น (2) เครื่องวัดปริมาณฝน (3) เครื่องวัดอุณหภูมิสำหรับอุณหภูมิของผิวน้ำ และ (4) เครื่องวัดความชื้น ข้อมูลเกี่ยวกับการระเหยที่จำเป็นสำหรับการคำนวณสมดุลน้ำ ซึ่งวิธีการในการคำนวณและการวัดการระเหยจะมีรายละเอียดในหัวข้อ 1.7

การซึมลงดิน (Infiltration) หรือ การเคลื่อนที่ของน้ำจากผิวดินซึมลงเขตใต้ผิวดินลึกประมาณ 2 ft. ในการเคลื่อนที่ลงไปในดินของน้ำ อัตราการซึม  $f$  วัดจากระดับน้ำในเวลาต่างๆ ซึ่งบางครั้งจะใช้เครื่องวัดการซึมแบบ Double-Ring ซึ่งใช้วงแหวนรอบนอกมีน้ำขัง และใช้ในการรักษาระดับการไหลในแนวตั้ง การทดลองจะใช้เซ็นซิโอมิเตอร์ (Tensionmeter) ในการวัดแรงดึงความชื้น

ซึ่งบอกค่าเป็นความลึกโดยใช้ความต้านทานไฟฟ้า เพื่อบันทึกความชื้นที่ตอบสนองต่อระดับน้ำที่อยู่ด้านล่าง การซึมเป็นหนึ่งในพารามิเตอร์ด้านอุทกวิทยาที่ยากที่จะวัดได้ เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของสภาพดิน และน้ำซึ่งมีผลต่ออัตราการซึมมาก ในพื้นที่แต่ละลุ่มน้ำมีการซึมที่ถูกกำหนดจากความต่างระหว่างปริมาณฝนที่ไหลและการวัดจากกราฟน้ำท่า ซึ่งจะแสดงวิธีการซึมในหัวข้อ 1.8

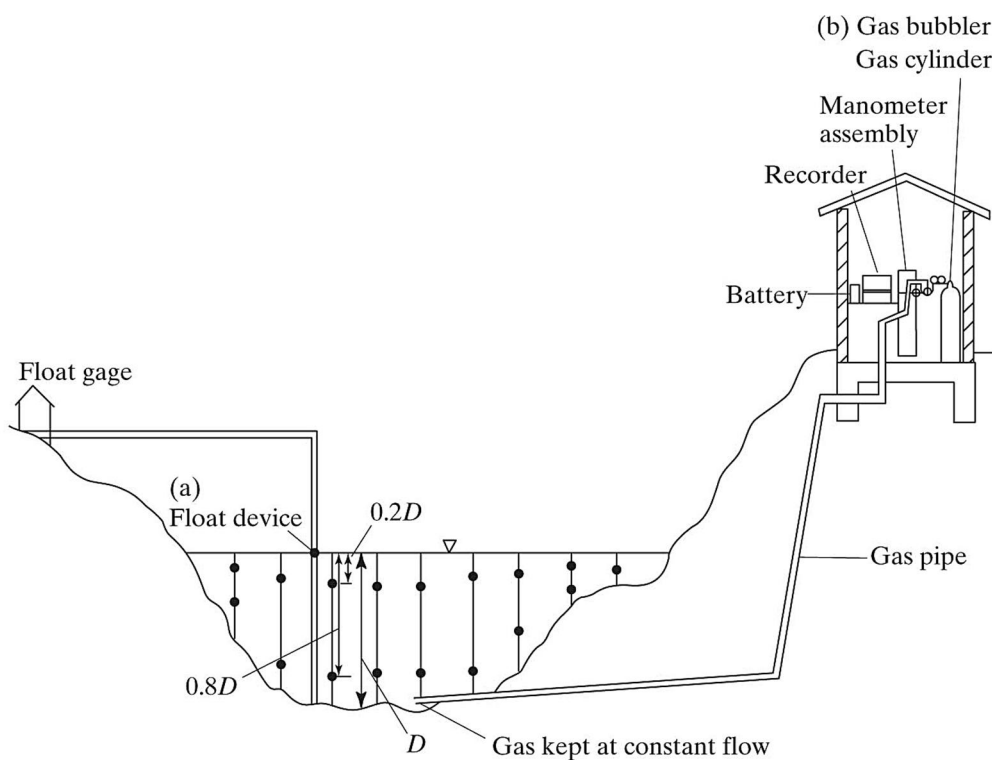


รูปที่ 1-18 ภาควัดการระเหยมาตรฐานที่มีเครื่องวัดฝนและวัดความเร็วลม  
(Bedient et al., 2008 และวิชูวัฒน์, 2556)

### การวัดน้ำท่า (Streamflow Measurement)

การไหลโดยทั่วไปจะวัดโดยการสังเกตขึ้นตอนหรือระดับความสูงของพื้นที่ (เช่นหมายถึงระดับน้ำทะเล) ในทางน้ำและการไหลในทางโค้ง แผ่นวัดระดับน้ำ (Staff gage) เป็นขนาดคงที่ และมีส่วนหนึ่งแช่ในน้ำซึ่งจะสามารถอ่านค่าได้ด้วยสายตาในระหว่างการเกิดน้ำขึ้นหรือลง เครื่องวัดน้ำจะวัดจากเสาสะพานไปยังผิวน้ำและจะบอกค่าของแต่ละช่วงเวลา เหตุการณ์พายุต่างๆ และวัดค่าระดับสูงสุดโดยใช้ไม้คอร์กใส่ลงไปในท่อที่ติดตั้งขนานกับแผ่นระดับน้ำ เมื่อน้ำสูงสุดลดลงจะทิ้งคราบคอร์กแสดงน้ำสูงสุดได้

โดยส่วนใหญ่เครื่องวัดจะบันทึกอัตโนมัติ เช่น ที่ใช้งานการตรวจสอบระดับน้ำในลำน้ำ จะใช้อุปกรณ์ประเภท Float gage ที่มีลักษณะเป็นท่อที่มีลูกกลอยอยู่ด้านในซึ่งจะขึ้นลงตามระดับน้ำ ส่วนใหญ่จะติดตั้งบริเวณตอม่อของสะพานข้ามลำน้ำ และอีกประเภทเรียกว่า Gas bubbler ซึ่งเป็นท่อบรรจุก๊าซเพื่อวัดความดันของน้ำที่กระทบต่อก๊าซ (รูปที่ 1-19) โดยจะแสดงระดับน้ำจากระดับของก๊าซในท่อที่อยู่ใต้น้ำ ความดันของก๊าซจะถูกบันทึก โดยเครื่องมือจะติดตั้งในที่ที่มีป้องกันจากกระแสลมเพื่อบันทึกข้อมูล อีกวิธีหนึ่งคือ การใช้สัญญาณแรงดันที่อยู่ด้านล่างของกระแสน้ำที่สามารถตรวจสอบความดันหรือความสูงของน้ำได้ ในบางเมืองข้อมูลอุทกวิทยาจะถูกส่งผ่านทางโทรศัพท์หรือผ่านทางไกลโดยตรงลงในเครื่องคอมพิวเตอร์และมีระบบการเตือนน้ำท่วมเพื่อให้ทันต่อการอพยพ



รูปที่ 1-19 ตัวอย่างเครื่องมือวัดน้ำท่า (Bedient et al., 2019)

การเลือกสถานที่สำหรับติดตั้งเครื่องมือวัดน้ำท่า จะต้องพิจารณาถึงการครอบคลุมช่วงการไหลในลำน้ำทั้งอัตราการไหลและความลึกตามฤดูกาลต่างๆ ได้ ซึ่งควรหลีกเลี่ยงสถานีที่ได้รับผลกระทบจากเขื่อนที่ทำให้การไหลเปลี่ยนไปหรือการเกิดน้ำขึ้นน้ำลง การสร้างฝายคอนกรีตในการรักษาเสถียรภาพระดับน้ำ เครื่องมือวัดน้ำท่าแบบ Acoustic Doppler flow Meters (คลื่นเสียง) เป็นวิธีการใหม่ที่มีความแม่นยำจากระยะเอียงที่เกิดขึ้นจริงของการวัดอัตราการไหลจากการวัดความเร็วของในท่อหรือลำน้ำ ADFM ได้ติดตั้งตัวแปลงสัญญาณด้านล่างของท่อหรือลำน้ำ และมีอุปกรณ์ส่งคลื่นเสียงสั้นพร้อมเสียงสะท้อนซึ่งจะแบ่งสำหรับค่าความเร็วตามทิศทาง ที่ระดับความลึกของการไหลจะใช้รูปแบบของความเร็วจากพื้นที่หน้าตัดเพื่อหาอัตราการไหล (ดูรูปที่ 1-20)



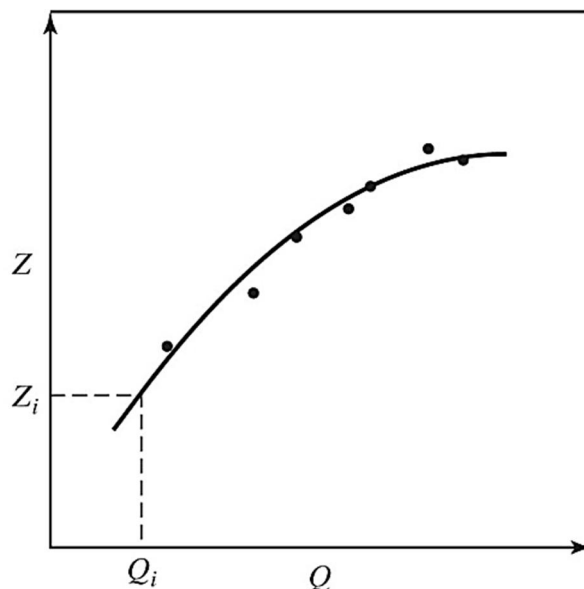
รูปที่ 1-20 เครื่องมือวัดน้ำท่าแบบ Acoustic Doppler flow Meters (คลื่นเสียง) (Sontek, 2012)

เมื่อสถานีวัดน้ำท่าได้ทำการติดตั้งแล้ว และการปฏิบัติงานโดยทั่วไป จะทำการวัดความเร็วของน้ำจากเครื่องมือวัดที่แตกต่างกัน ซึ่งในปัจจุบันนิยมติดตั้งตามสะพานข้ามลำน้ำ โดยในน้ำตื้นจะบันทึกความเร็วของน้ำตามความเร็วจากการหมุนของใบพัดของเครื่องมือวัดน้ำ นอกจากนี้ ยังสามารถวัดความเร็วของน้ำจากการตรวจจับคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ซึ่งขึ้นอยู่กับสนามแม่เหล็กที่มีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากน้ำที่ไหล สำหรับขั้นตอนในการหาความเร็วของน้ำ คือ การใช้ความลึกของน้ำที่ระดับ 0.2D และ 0.8D (ลดลงจากผิวน้ำ) โดยที่ D คือ ค่าเฉลี่ยของความลึกของกระแสน้ำที่ (ดูรูปที่

1-19) สำหรับระดับน้ำที่น้อยกว่า 2 ft. จะอ่านเฉพาะ 0.6D การเลือกวัดความเร็วของน้ำ จะเลือกจากข้อมูลความลึกโดยใช้หลักการของการกระจายความเร็วกับความลึกของน้ำ ซึ่งรูปแบบทั่วไปของความเร็วจะแสดงในตัวอย่างที่ 1-5 เช่น ที่ความเร็วสูงเกิดขึ้นใกล้พื้นผิวและตรงกลางของกระแสน้ำ

การไหลของน้ำจะใช้หลักการของการแบ่งช่องของลำน้ำเป็นหลายส่วนดังแสดงในรูปที่ 1-19 ซึ่งจะได้ความเร็วเฉลี่ยของแต่ละส่วนคูณด้วยพื้นที่ (กว้างคูณความลึก) จะได้ปริมาณน้ำใน 1 ช่อง เมื่อรวมหลายๆช่อง จะได้ปริมาณน้ำ (Q) ทั้งหมดต่อ 1 จุดระดับน้ำ ทำหลายๆจุดระดับ จะได้ดังแสดงเป็นจุดบนกราฟในรูปที่ 1-21 เรียกว่า **Rating Curve** ซึ่งค่าความเร็วของน้ำจะแตกต่างกันไปตามเส้นโค้งที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา และการเปลี่ยนแปลงเกิดจากการใช้ที่ดิน และประเภททางไหลของน้ำ ในระยะที่พิจารณา

จากขั้นตอนต่างๆ จะทำให้ได้ค่าของกราฟที่เหมาะสมและแสดงในแต่ละพื้นที่ ถ้าการควบคุมช่องทางน้ำเป็นแบบถาวรและมีความลาดชันของช่องทางน้ำคงที่ จะได้ค่าเส้นโค้ง Rating curve เฉลี่ยที่เหมาะสม การประเมินเส้นโค้ง Rating curve จากความสัมพันธ์จริงที่ได้จากการเก็บข้อมูลและผลกระทบด้านชลศาสตร์ แต่ละช่องทางน้ำ และเส้นโค้ง Rating curve จะประเมินได้ดีที่สุด เมื่อประเมินจากความสัมพันธ์ที่เกิดขึ้น โดยใช้สูตรแมนนิงในการอธิบายการไหลของน้ำในลำน้ำ ซึ่งจะเกี่ยวข้องกับอัตราการไหลหรือความเร็วการไหลของพื้นที่หน้าตัด ความลึก ความลาดชัน และค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระลำน้ำของแมนนิง

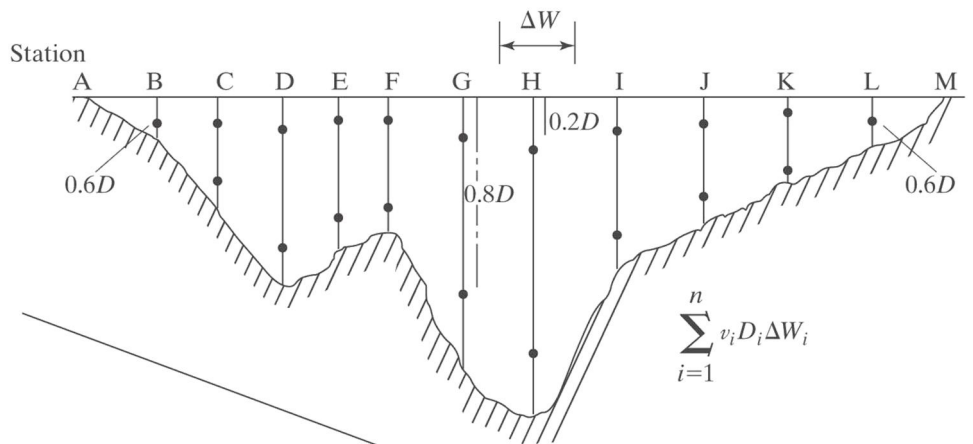


รูปที่ 1-21 โค้งเฉลี่ย Rating curve (Bedient et al., 2019)



ตัวอย่างที่ 1-5 การวัดการไหลน้ำท่า

ให้รูปตัดลำน้ำที่แสดงในรูปที่ 1-22 และการวัดน้ำแสดงได้ดังต่อไปนี้ จงคำนวณอัตราการไหลรวมและความเร็วเฉลี่ยของน้ำที่ไหลผ่านรูปตัดดังกล่าว (ตารางที่ 1-5)



รูปที่ 1-22 การแบ่งช่องของลำน้ำเป็นหลายส่วนเพื่อคำนวณอัตราการไหลรวมของน้ำ (Bedient et al., 2019)

ตารางที่ 1-5 สำหรับตัวอย่างที่ 1-5

Measurement Station	Distance Across Stream (ft)	Width $\Delta W$ (ft)	Depth D (ft)	Mean Velocity v (ft/sec)	Area $\Delta W \cdot D$ (ft <sup>2</sup> )	Discharge (cfs)
A	0	7	0	0	0	0.00
B	14	13	1.1	0.43	14.3	6.15
C	26	12	2.6	0.61	31.2	19.03
D	38	11.5	3.5	1.54	40.25	61.99
E	49	11.5	3.2	1.21	36.8	44.53
F	61	14.5	3.1	1.13	44.95	50.79
G	78	17	3.9	1.52	66.3	100.78
H	95	18	4.2	2.34	75.6	176.90
I	114	19	3.3	1.42	62.7	89.03
J	133	19	2.9	1.34	55.1	73.83
K	152	19	2.1	1.23	39.9	49.08
L	171	19	1.4	0.53	26.6	14.10
M	190	9.5	0	0	0	0.00
Sum = 190 ft					493.7 ft <sup>2</sup>	686 cfs
Average velocity = 1.4 ft/s						
Total discharge = 686 cfs						

ระยะทางของกระแสน้ำ จะแสดงความลึกและความเร็วที่ได้จากการตรวจวัดข้อมูล และจะมีเครื่องหมายแสดงระยะทางที่ความกว้างของแต่ละส่วนในกระแสนั้นตามความกว้างของการวัด จะเป็นครึ่งหนึ่งของสถานีถัดไปและครึ่งหนึ่งของสถานีก่อนหน้า

ตัวอย่างเช่นสำหรับสถานี F,  $\Delta W = 0.5 \times (61 - 49) + 0.5 \times (78 - 61) = 14.5$  ft

อัตราการไหลที่มีการคำนวณแล้ว เป็นความลึกเท่าความกว้างของความเร็วยกเลิกตลอดลำน้ำ :

$$Q_i = \sum_{i=1}^n (\Delta W_i \times D_i \times v_i) = 686 \text{ cfs.}$$

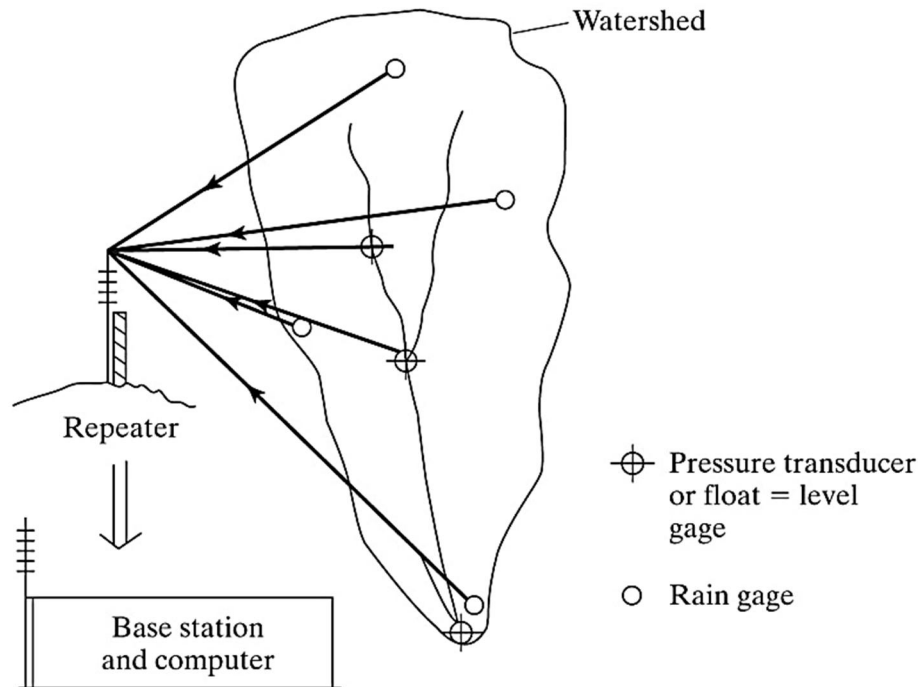
### ระบบแจ้งเตือนน้ำท่วม (Flood Alert Systems)

เมื่อไม่นานมานี้ ได้มีการพัฒนาของซอฟต์แวร์สำหรับคอมพิวเตอร์ และเครื่องส่งสัญญาณอิเล็กทรอนิกส์ขั้นสูงที่นักอุทกวิทยาได้ออกแบบระบบแจ้งเตือนน้ำท่วมในการเก็บรวบรวมข้อมูล และวิเคราะห์ข้อมูลจากเครื่องวัดระยะไกล ซึ่งตั้งอยู่ในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ โดยสถานีวัดจากส่งข้อมูลจากระยะไกลผ่านการให้บริการของสัญญาณวิทยุสำหรับข้อมูลปริมาณน้ำฝน และข้อมูลน้ำท่าในช่วงเวลาจริงจากเหตุการณ์พายุขนาดใหญ่ ข้อมูลที่ถูกส่งโดยตรงไปยังสถานีหลักด้วยสัญญาณอนาล็อก จะถูกแปลงเป็นข้อมูลดิจิทัล สำหรับจัดเก็บข้อมูลลงระบบคอมพิวเตอร์ และช่วยในการวิเคราะห์ หากข้อมูลที่ได้รับมาจากสถานีที่ห่างไกล จะใช้การทวนสัญญาณระยะไกล (Repeater) และส่งไปยังสถานีหลัก (Base station) แทน ซึ่งเรียกว่าระบบโทรมาตรอุทกวิทยา

จากรูปที่ 1-23 ซึ่งแสดงสถานีทั่วไปที่ได้รับการตั้งค่าการส่งข้อมูลบนพื้นฐานตามเวลาจริง ซอฟต์แวร์สามารถใช้งานได้ เช่น ระบบการแจ้งเตือนน้ำท่วม ที่จะประเมินอัตราความเข้มข้นของปริมาณฝนหรืออัตราการเพิ่มขึ้นในแม่น้ำ และหากมีค่าเกินกว่าที่ตั้งไว้ ระบบจะแจ้งเตือนน้ำท่วมหรือคำเตือนหรือคำสั่งอพยพ โดยจะแจ้งเตือนบนระบบอินเทอร์เน็ต ซึ่งจะช่วยให้บุคลากรในเขตเมืองจัดการปัญหาน้ำท่วมในพื้นที่ได้ทันท่วงที

นอกจากนี้ ระบบแจ้งเตือนน้ำท่วมในบางพื้นที่สร้างขึ้นมาเพื่อช่วยควบคุมการปล่อยน้ำท่วมจากอ่างเก็บน้ำที่ตั้งอยู่ต้นน้ำที่ห่างไกล ข้อมูลปริมาณน้ำไหลเข้าจะถูกวิเคราะห์โดยระบบอุทกวิทยา โดยการตรวจวัดข้อมูลปริมาณฝนและน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีอ่างเก็บน้ำ เพื่อพิจารณาการปล่อยน้ำล่องหน้า เพื่อลดผลกระทบจากน้ำท่วม โดยใช้แบบจำลองคอมพิวเตอร์ ซึ่งจะใช้เพื่อช่วยในการพิจารณาปริมาณน้ำในอ่างเก็บน้ำกับการกำหนดการปล่อยน้ำไปด้านท้ายน้ำ โดยวิธีการนี้จะช่วยลด

ปัญหาน้ำท่วมและเพิ่มประสิทธิภาพการดำเนินงานของประตุน้ำ สำหรับควบคุมน้ำท่วมของอ่างเก็บน้ำและการปล่อยน้ำได้อย่างเพียงพอและทันต่อเหตุการณ์



รูปที่ 1-23 ตัวอย่างระบบแจ้งเตือนน้ำท่วม (Bedient et al., 2019)

## 1.7 การสูญเสียทางอุทกวิทยา การระเหย และการใช้น้ำพืช (HYDROLOGIC LOSS - EVAPORATION AND ET)

การระเหย คือ กระบวนการที่น้ำในสถานะของเหลวหรือของแข็งที่จะเปลี่ยนเป็นไอน้ำที่รวมกับบรรยากาศที่ การคายระเหย (ET) จะพิจารณาแยกเป็นการสูญเสียรวมกันของไอน้ำจากพื้นผิวของพืช (คาย) และการระเหยของความชื้นจากดิน ความรู้เกี่ยวกับกระบวนการการระเหยเป็นสิ่งสำคัญในการทำนายการสูญเสียน้ำที่ระเหยจากทะเลสาบหรืออ่างเก็บน้ำ โดยเฉลี่ยประมาณ 70% ของปริมาณฝนประจำปี จะถูกส่งกลับไปสู่บรรยากาศในรูปแบบไอรระเหยหรือการรั่วไหล อย่างไรก็ตาม รูปแบบในการระเหยข้ามทวีปสามารถเกิดขึ้นได้ในปริมาณมากเนื่องจากผลกระทบของพลังงานแสงอาทิตย์ สถานที่ตั้งของภูเขาและความใกล้ชิดกับมหาสมุทร ในแต่ละปีอัตราการระเหย จะไม่เกินปริมาณฝนประจำปี

สำหรับกรณีการระเหยของน้ำจากทะเลสาบ การสูญเสียน้ำเกิดจากรังสีแสงอาทิตย์, อุณหภูมิของน้ำ และอากาศ แตกต่างในความดันไอระหว่างน้ำ และอากาศ และความเร็วลมข้ามทะเลสาบ การระเหยของน้ำในระบบภาชนะปิดที่อุณหภูมิคงที่ที่พื้นที่อากาศจะเพิ่มขึ้น เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของความดันไอน้ำ จะเกิดการระเหยอย่างต่อเนื่องจนความดันไอของอากาศที่อยู่เบื้องบนมีค่าเท่ากับความดันไอน้ำ ณ จุดนี้มีพื้นที่อากาศ กล่าวคือ อุณหภูมิจะคงที่และสิ้นสุดการระเหย สถานะดังกล่าว จะไม่สามารถเป็นไปได้อีก ถ้าภาชนะถูกเปิดไปสู่ชั้นบรรยากาศ ซึ่งน้ำทั้งหมดในที่สุดก็จะระเหยออก พลังงานความร้อนจะไปเพิ่มพลังงานให้กับโมเลกุลของน้ำ เพื่อให้เปลี่ยนสถานะจากของเหลวเป็นก๊าซ ปริมาณความร้อนที่จำเป็นในการแปลงไอน้ำที่อุณหภูมิคงที่ (597 cal / g ที่ 0 °C) ที่เรียกว่า ความร้อนแฝงของการระเหย

ขณะที่การกลายเป็นไอ จะเกิดขึ้นเหนือผิวน้ำอิสระจากการระเหยของโมเลกุลของไอน้ำ ทำให้เกิดการเพิ่มขึ้นของความดันไอ  $e$  ในอากาศเหนือผิวน้ำจนในที่สุดกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ อากาศจะอิ่มตัว เมื่ออัตราการควบแน่นของน้ำเท่ากับอัตราการกลายเป็นไอ และ  $e$  มีค่าเท่ากับความดันไอน้ำ อิมิตัว อย่างไรก็ตาม กระบวนการต่าง ๆ จะดำเนินการเพื่อส่งไอน้ำ (โดยกระแสลมที่ขับเคลื่อนด้วย) และทำให้เกิดความสมดุลขึ้น

การระเหยเป็นสิ่งสำคัญในความสมดุลของน้ำในระยะยาว และมักจะเป็นความกังวลสำหรับการวางแผนด้านทรัพยากรน้ำขนาดใหญ่ รวมทั้งการศึกษาและการจัดหา ในระหว่างช่วงพายุทั่วไปที่มีความเข้มข้น 0.5 in./hr., การระเหย 0.01 in./hr. และจะถูกกลืนตามปกติ สำหรับการศึกษารไหลของน้ำท่วมและการประยุกต์ใช้การออกแบบระบบระบายน้ำในเมือง การระเหยได้รับการศึกษาอย่างกว้างขวางในสหรัฐอเมริกาตั้งแต่ปี 1950 เริ่มต้นด้วยโครงการ Lake Hefner ครอบคลุมการวิจัยการระเหยโดย Marciano & Harbeck (1954) สามวิธีการหลักที่ใช้ในการประเมินการระเหยจากพื้นผิวทะเลสาบ (วิธีสมดุลน้ำ วิธีการถ่ายโอนมวล และวิธีสมดุลของพลังงาน)

### วิธีสมดุลน้ำสำหรับการกำหนดการระเหย (Water Budget Method for Determining Evaporation)

วิธีสมดุลสำหรับการระเหยของน้ำในทะเลสาบอยู่บนพื้นฐานของสมการความต่อเนื่อง สมมติว่ามี  $\Delta s$  คือ การเปลี่ยนแปลงในน้ำที่จัดเก็บข้อมูล,  $I$  คือ การไหลเข้า,  $O$  คือ การไหลออก,  $GW$  คือ การซึมผ่านดินไปยังน้ำใต้ดิน,  $P$  คือ ปริมาณน้ำฝน และ  $E$  คือ การระเหย สามารถคำนวณเป็น

$$E = -\Delta S + I + P - O - GW \quad (1-10)$$

นับว่าเป็นวิธีการที่ง่ายในทางทฤษฎี แต่ในความเป็นจริงการประเมินข้อกำหนดการซึมค่อนข้างทำได้ยาก ส่งผลให้เกิดปัญหาจากข้อผิดพลาดในการวัดปริมาณฝน, การไหลเข้าไหลออก, การเปลี่ยนแปลงในการกักเก็บและการซึมผ่านใต้ผิวดิน

### วิธีถ่ายโอนมวล (Mass Transfer Method)

เทคนิคการถ่ายโอนมวลอยู่กับแนวคิดของการถ่ายโอนแบบการสั่นตัว (Turbulent) ของไอน้ำจากพื้นผิวของน้ำไปสู่ชั้นบรรยากาศ สูตรการทดลองจำนวนมากได้มาจาก การแสดงอัตราการระเหยของความแตกต่างของความดันไอ และความเร็วมหเนือทะเลสาบหรืออ่างเก็บน้ำ สมการดังกล่าวสามารถเขียนในรูปแบบของ Diffusive Flux ของไอน้ำที่มีแนวคิดมาจาก ดัลตัน (Brutsaert, 1982)

$$e = (e_s - e_a)(a + bu) \quad (1-11)$$

เมื่อ	$e_s$	=	ความดันไอน้ำอิ่มตัวของไอที่ $T_s$ ของพื้นผิวของน้ำ
	$e_a$	=	ความดันไอน้ำที่ระดับคงที่เหนือผิวน้ำของมวลของความชื้นสัมพัทธ์ ความดันไอน้ำอิ่มตัวที่ $T_a$ ของอากาศ
	$u$	=	ความเร็วม
	$a, b$	=	ค่าคงที่

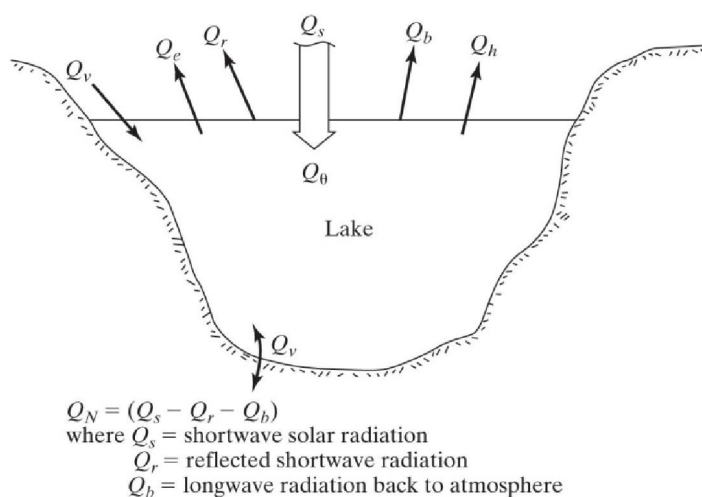
อุปสรรคในการเปรียบเทียบสูตรการระเหยที่แตกต่างกัน คือ ความแปรปรวนในการวัดสำหรับความสูงของ  $U$  และสูตรทั้งหมดไปในระดับการวัดเดียวกันคือ 2 m. (6.5 ft.) สำหรับความเร็วม และแรงดันไอและค่านี้ถึง 30% ของความแตกต่างระหว่างการระเหยอ่างเก็บน้ำและภาควัดการระเหย

### วิธีสมดุลพลังงาน (Energy Budget Method)

วิธีการที่ถูกต้องมากที่สุดและมีความซับซ้อนในการกำหนดสมดุลการระเหยการใช้พลังงานของทะเลสาบ (รูปที่ 1-24) สมดุลพลังงานโดยรวมของทะเลสาบสามารถเขียนในหน่วย langleys /day โดยที่ 1 langley (Ly) = 1 cal/cm<sup>2</sup>

$$Q_N - Q_h - Q_e = Q_\theta - Q_v \quad (1-12)$$

- เมื่อ  $Q_N$  = รังสีสุทธิที่ดูดซึมโดยน้ำ  
 $Q_h$  = การถ่ายเทความร้อนที่เหมาะสม (conduction and convection to the atmosphere)  
 $Q_e$  = พลังงานที่ใช้สำหรับการระเหย  
 $Q_\theta$  = พลังงานที่เก็บไว้เพิ่มขึ้นของน้ำ  
 $Q_v$  = พลังงานเคลื่อนที่ในการไหลเข้าและไหลออก



รูปที่ 1-24 วิธีสมดุลพลังงาน (Bedient et al., 2019)

$L_e$  ให้เป็นตัวแทนของความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ (cal/g) และ  $R$  อัตราส่วนของการสูญเสียความร้อน โดยการนำความร้อนสูญเสียโดยการระเหย สมการ (1-10) จะกลายเป็น

$$e = \frac{Q_N + Q_v - Q_\theta}{\rho L_e (1 + R)} \quad (1-13)$$

โดยที่  $e$  คือ การระเหย (cm./day) และมีความหนาแน่นของน้ำ ( $g/cm^3$ ) อัตราส่วน Bowen ( $R$ ) จะใช้เป็นตัวชี้วัดของการถ่ายเทความร้อนที่เหมาะสมและสามารถคำนวณโดย

$$R = 0.66 \left( \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \right) \left( \frac{P}{1000} \right) = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \quad (1-14)$$

เมื่อ	$P$	=	ความดันบรรยากาศ (mb)
	$T_a$	=	อุณหภูมิอากาศ ( $^{\circ}\text{C}$ )
	$T_s$	=	อุณหภูมิผิวน้ำ ( $^{\circ}\text{C}$ )
	$e_a$	=	ความดันไอน้ำของอากาศ (mb)
	$e_s$	=	ความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิผิวน้ำผิวดิน (mb)
	$\gamma$	=	ค่าคงที่ psychrometric $0.66P/1000$ (mb/ $^{\circ}\text{C}$ )

การประยุกต์ใช้วิธีการสมดุลพลังงานต้องมีการวัดพลังงานทั้งหมดที่เข้ามา หรือรวมสุทธิตามอัตราส่วน Bowen แบ่งเป็นช่วงที่เหมาะสม การถ่ายเทความร้อนที่เหมาะสม จะไม่สามารถคำนวณได้อย่างง่ายดาย วิธีสมดุลของพลังงานเป็นทฤษฎีที่ถูกต้องที่สุด แต่ต้องใช้การเก็บรวบรวมข้อมูลรายละเอียดจำนวนมากในบรรยากาศ ซึ่งบางครั้งไม่สามารถทำได้ จะได้รับการแก้ไขปัญหานี้ด้วยวิธีการอื่น ๆ เช่น วิธีถาดวัดการระเหย ซึ่งได้รับการพัฒนาเพื่อประเมินการระเหยในทะเลสาบน้ำตื้น

### ถาดวัดการระเหย (Pan Evaporation)

การระเหยสามารถวัดได้จากถาด Class A ของสถานีตรวจอากาศ, ถังเหล็กชุบสังกะสีเปิด 4 ft ในเส้นผ่าศูนย์กลางและ 10 in. ลึก 12 in. ติดตั้งเหนือพื้นดิน (ดูรูปที่ 1-18) ในการประเมินการระเหย, ถาดที่เต็มไปด้วยน้ำด้วยความลึก 8 in. และจะต้องเติมเมื่อระดับความลึกได้ลดลงถึง 7 in. ระดับน้ำมีหน่วยวัดเป็นประจำวัน และการระเหยคือการคำนวณจากความแตกต่างระหว่างระดับน้ำในถาดกับปริมาณฝนที่ตรวจวัดได้ในเครื่องมือวัดฝนมาตรฐาน อีกวิธีหนึ่ง น้ำจะถูกเพิ่มในแต่ละวันจนถึงระดับคงที่ อัตราการระเหยจากถาดวัดการระเหยจะสูงกว่าการระเหยในทะเลสาบที่เกิดขึ้นจริงและจะต้องปรับข้อมูลสำหรับแพร่กระจายและผลกระทบของการแลกเปลี่ยนความร้อน - ปัจจัยสำหรับการปรับค่าที่เรียกว่าค่าสัมประสิทธิ์ของถาดวัดการระเหยอยู่ในช่วง 0.64 - 0.81 และค่าเฉลี่ย 0.70 ของประเทศสหรัฐอเมริกา อย่างไรก็ตาม ค่าสัมประสิทธิ์ของถาดวัดการระเหยมีความแตกต่างกันตามฤดูกาล และสภาพภูมิอากาศ ควรใช้เฉพาะสำหรับการประมาณการคร่าว ๆ ของการระเหยในทะเลสาบ

### วิธีรวม (Combined Methods)

(Penman, 1948) ครั้งแรกที่ใช้คุณสมบัติที่ดีที่สุดของการถ่ายโอนมวล และวิธีสมดุลพลังงานที่จะได้รับน้ำจากผิวดินที่ระเหยเป็นความสัมพันธ์ที่ง่ายต่อการคำนวณ สมการ Penman เป็น

$$E_h = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_N + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_o \quad (1-15)$$

เมื่อ	$E_h$	=	ฟลักซ์ความร้อนแฝงของการระเหย (energy/area-time) = $\rho L_e E$ with E in units of L/T
	$L_e$	=	ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ [Eq. (1-7)], การประเมินผล ตามปกติที่อุณหภูมิของอากาศ (energy/mass),
	$\Delta$	=	slope of $e_s$ -vs.-T curve, which is shown as $\Delta / \gamma$ vs. T in (Van Bave, 1966)

ในการประเมิน  $\Delta / \gamma$  หรือ  $\Delta$  เป็นเพียงอุณหภูมิของอากาศ ไม่ใช่อุณหภูมิของพื้นผิวน้ำ หรือ  $\Delta$  หมายถึงความชันของแรงดันไอน้ำอิ่มตัวกับอุณหภูมิ จะหาได้จากความแตกต่างของสมการ (1-16) ดังนี้

$$\Delta = \frac{de_s}{dT} = \frac{2.7489 \times 10^8 \times 4278.6}{(T + 242.79)^2} \exp\left(-\frac{4278.6}{T + 242.79}\right) \quad (1-16)$$

กับหน่วยสำหรับของ  $\Delta$  mb / °C และ T ในองศาเซลเซียส

เมื่อ	$Q_n$	=	รังสีสุทธิที่ดูดซึมโดยน้ำ ในสมการ (1-14) (energy/area-time)
	$\lambda$	=	ค่าคงที่ psychrometric จากสมการ (1-16) (mb/°C)

$E_o$  หมายถึง "พลังการอบแห้ง" ของอากาศ (Brutsaert, 1982) และจะได้รับโดย

$$E_o = \rho L_e (a + bu)(e_{sa} - e_o) \quad (1-17)$$

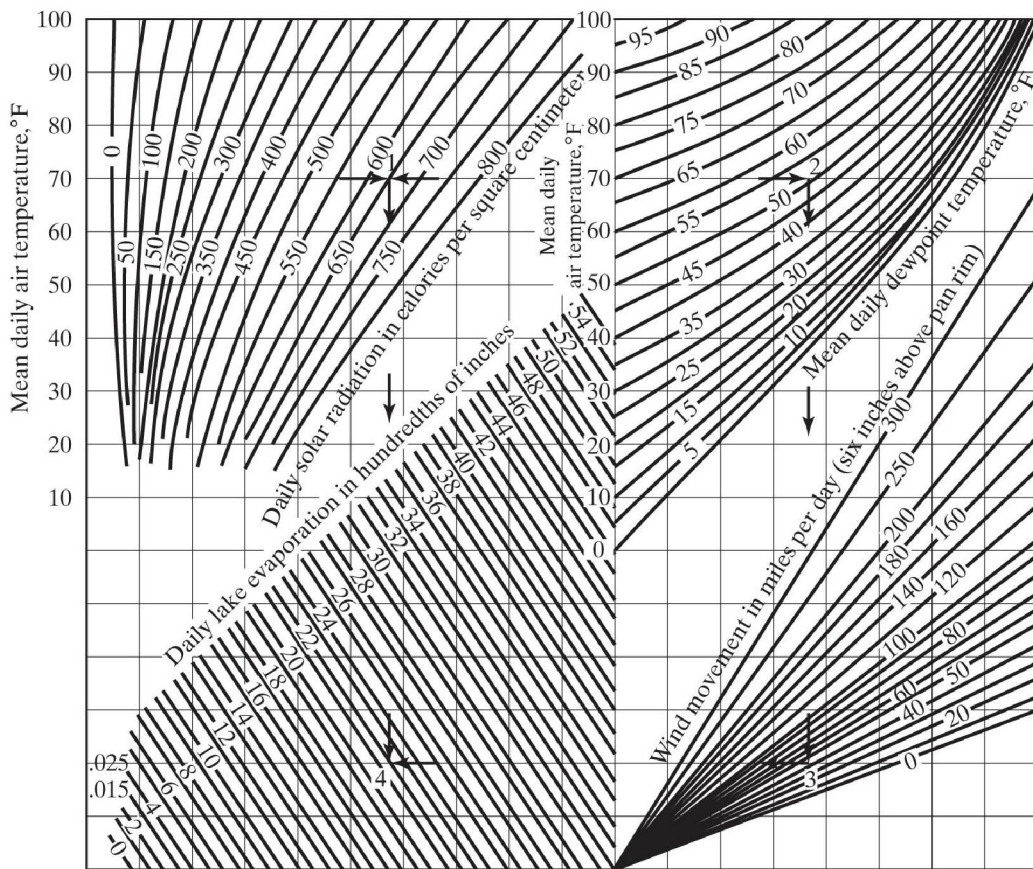
$E_o$  มีหน่วยของฟลักซ์พลังงาน (energy/area-time)

เมื่อ	$a + bu$	=	ค่าคงที่การถ่ายโอนเชิงประจักษ์จากสมการ (1-11) or (1-12) (L/T) ต่อหน่วยความดัน
	$e_{sa}$	=	ความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิของอากาศ
	$e_o$	=	แรงดันไอน้ำในอากาศที่เกิดขึ้นจริง $HR \approx e_{sa}$



$$RH = \text{ความชื้นสัมพัทธ์ (ร้อยละ)}$$

สมการ Penman มีความได้เปรียบที่มีอุณหภูมิพื้นผิวของน้ำหรือดินที่ไม่จำเป็นต้องทราบ อุณหภูมิ จึงพบว่ามีประโยชน์มากสำหรับการศึกษา Evapotranspiration แต่การกำหนดอุณหภูมิพื้นผิวของพืชจะทำได้ยาก (Jensen et al., 1990) เมื่ออุณหภูมิพื้นผิวของน้ำที่สามารถวัดได้ง่าย วิธีอัตราส่วนสมดุล Bowen ก่อนหน้านี้จะดีกว่าเพราะไม่ต้องใช้ค่าสัมประสิทธิ์การถ่ายโอนการทดลอง (A + bu)



รูปที่ 1-25 การระเหยในทะเลสาบน้ำตื้นโดยรังสีแสงอาทิตย์, อุณหภูมิอากาศที่จุดน้ำค้าง และการเคลื่อนที่ลม (ดัดแปลงมาจาก (Kohler et al., 1955))

สมการ Penman เป็นพื้นฐานสำหรับขั้นตอนถดถอยแบบกราฟิกที่แสดงในรูปที่ 1-25 (Kohler et al., 1955) การถดถอยนี้จะแสดงในตัวอย่างที่ 1-6 การใช้งานของสมการ Penman [สมการที่ (1-15)] จะแสดงในตัวอย่างที่ 1-7

**ตัวอย่างที่ 1-6 การระเหยพิจารณาจากการใช้การถดถอยแบบกราฟิก**

สำหรับทะเลสาบน้ำตื้นอุณหภูมิประจำวัน  $T_a$  เป็น  $70^\circ\text{F}$  รังสีแสงอาทิตย์วัดได้เป็น  $650 \text{ Ly/day}$  อุณหภูมิจุดน้ำค้าง คือ  $50^\circ\text{F}$  และการเคลื่อนไหวของลมที่  $6 \text{ in.}$  บนขอบลาดลาด  $40 \text{ ไมล์/วัน}$  การใช้ nomograph สำหรับการระเหยในทะเลสาบน้ำตื้นแสดงในรูปที่ 1-25 เป็นการตรวจสอบการระเหยของน้ำในทะเลสาบทุกวัน (in.)

**วิธีทำ**

จุดที่ 1 บนรูปที่ 1-25 แสดงให้เห็นถึงจุดที่  $T_a = 70^\circ\text{F}$  และรังสีแสงอาทิตย์เป็น  $650 \text{ Ly/day}$

จุดที่ 2 จะถูกดึงมาที่จุดตัดของเส้นโค้งของ  $T_s = 50^\circ\text{F}$  และ  $T_a = 70^\circ\text{F}$ . เส้นแนวตั้งจะวาดจากจุดที่ 2 เส้นโค้งนี้เป็นตัวแทนการเคลื่อนไหวของลมเท่ากับ  $40 \text{ ไมล์/วัน}$  จุดที่ 3 จุดที่ 4 พบว่าที่จุดตัดของเส้นแนวราบที่คาดการณ์จากจุดที่ 3 และเส้นแนวตั้งที่คาดการณ์จากจุดที่ 1 เป็นการระเหยของทะเลสาบเป็นประจำทุกวันอ่านจากกราฟได้ค่า

$$E = 0.22 \text{ in.}$$

**ตัวอย่างที่ 1-7 การใช้สมการระเหยของ Penman**

จากสมการที่ 1-12 (Meyer, 1944) ได้ทำการปรับใช้สำหรับทะเลสาบ Minesota

$$E = 0.0106(1 + 0.1u)(e_s - e_o)$$

เมื่อ อุณหภูมิในอากาศอยู่ที่  $90^\circ\text{F}$  ( $32.2^\circ\text{C}$ ) ความเร็วลม  $20 \text{ mph}$  ความชื้นสัมพัทธ์  $30\%$  รังสีแสงอาทิตย์  $400 \text{ Ly/day}$  คำนวณหาการระเหยโดยใช้สมการ Penman (ค่า  $\gamma = 0.66 \text{ mb}/^\circ\text{C}$ )

**วิธีทำ**

จากสมการที่ 1-18 ที่อุณหภูมิ  $32.2^\circ\text{C}$

$$\begin{aligned} \Delta &= \frac{de_s}{dT} = \frac{2.7489 \times 10^8 \times 2478.6}{(32.2 + 242.79)^2} \exp\left(-\frac{4278.6}{32.2 + 242.79}\right) \\ &= 2.27 \text{ mb}/^\circ\text{C}. \end{aligned}$$

หาค่าความดันอิมิตัวจากสมการที่ 1-6

$$e_{so} = 2.7489 \times 10^8 \exp[-4278.6 / (32.2 + 242.79)] = 48.1 \text{ mb.}$$

$$\text{เมื่อ } e_{so} = e_o = 0.3 \times 48.1 = 14.4 \text{ mb. ที่อุณหภูมิ } 32.2 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$L_e = 597.3 - 0.57(32.2) = 579 \text{ cal / g.}$$

เมื่อ ความหนาแน่นของน้ำ คือ  $1 \text{ g/cm}^3$  ดังนั้นจึงต้องทำการแปลงหน่วยจาก in./day เป็น cm./day เพื่อหาค่า  $E_o$

$$\begin{aligned} E_o &= 0.0106(1 + 0.1 \times 20)(\text{in. / day} - \text{mb})2.54(\text{cm. / in.})1(\text{g / cm}^3) \times 579(\text{cal / g})(48.1 - 14.4)(\text{mb}) \\ &= 1590 \text{ cal / cm}^2 - \text{day} = 1590 \text{ Ly / day} \end{aligned}$$

หาค่าฟลักซ์ความร้อนแฝงของการระเหยจากสมการ Penman

$$\begin{aligned} E_h &= [400(2.72 / (2.72 + 0.66))] + [1590(0.66 / (2.72 + 0.66))] \\ &= 632 \text{ Ly / day} \end{aligned}$$

หาค่าการระเหยต่อวันได้จากสมการ  $E_h = L_e E$

$$E = \frac{632}{579} = 1.09 \text{ cm. / day} = 0.43 \text{ in. / day}$$

### การคายระเหย (Evapotranspiration)

สำหรับการปริมาณน้ำเหนือลุ่มน้ำจะมีการระเหยรวมจากทุกพื้นผิวน้ำอิสระ การคายน้ำรวมกับการสูญเสียของไอน้ำผ่านช่องเปิดขนาดเล็ก (ปากใบ) ในเนื้อเยื่อพืช (เช่นใบ) สำหรับพืชส่วนใหญ่ การคายน้ำเกิดขึ้นเฉพาะในช่วงเวลากลางวันในระหว่างการสังเคราะห์แสง ซึ่งสามารถนำไปสู่การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใต้ดินในทุก ๆ วันในพื้นที่การเพาะปลูก การระเหยและการคายน้ำรวมกันจะเรียกว่า การคายระเหย (ET) และเป็นค่าสูงสุดทั้งน้ำของพืชและพื้นผิวดินที่ไม่จำกัด การสูญเสียเป็นไปได้อย่างสูงสุดถูกจำกัดด้วยเงื่อนไขทางอุทกนิยวิทยา และจะเรียกว่ามี ศักยภาพของ ET (Thornthwaite, 1948) ที่มีศักยภาพของ ET มีค่าเท่ากับการระเหยจากพื้นผิวน้ำอิสระที่มีขนาดใหญ่ เช่น ทะเลสาบ ดังนั้นวิธีการที่กล่าวถึงในส่วนก่อนหน้า สำหรับการระเหยสามารถนำมาใช้ในการทำนายศักยภาพของ ET

สำหรับใบไม้ขนาดใหญ่ เมื่อเจอกับอุณหภูมิที่สูงสามารถสร้างอัตราการคายระเหยที่เท่ากันหรือมากกว่าศักยภาพของ ET Exceedance เป็นไปได้ในกรณีของการเป็น "โอเอซิส" จากการให้น้ำพืชที่ดี เช่น พืชทั่วไปหรือสนามกอล์ฟตั้งอยู่ในพื้นที่ขนาดใหญ่ซึ่งการคายระเหยที่เกิดขึ้นจริง ET จริงจะน้อย

กว่าศักยภาพของ ET ดังนั้น ET ที่เกิดขึ้นจริงมักจะจำกัดโดยแหล่งน้ำเพื่อให้ความชุ่มชื้นกับพืช เห็นได้ชัดว่า ผลกระทบของความชื้นที่จำกัด จะขึ้นอยู่กับลักษณะของพืช เช่น รากลึกและความสามารถของดินเพื่อส่งน้ำไปยังรากพืช ผลกระทบเหล่านี้นำไปสู่การทดลองปัจจัยต่าง ๆ ที่อาจจะนำไปใช้กับค่าของศักยภาพของ ET คำนวณโดยใช้หนึ่งในวิธีการระเหยที่กล่าวมาก่อนหน้านี้ ตัวอย่างเช่น Penman (1948) ระบุว่า ET จากที่ดินเพาะปลูกในสหราชอาณาจักรที่คำนวณได้เป็น 60% ถึง 80% ของศักยภาพของ ET (Shih et al., 1983) ใช้ค่า 70% สำหรับการปลูกพืชในภาคใต้ของฟลอริดา และอีกทางหนึ่งของ Priestly & Taylor (1972) ใช้ 1.26 คูณสมการการระเหยของ Penman สำหรับพืชที่มีการให้น้ำที่ดี ET สูตรการทดลองอื่นๆ ที่รวมการแผ่รังสีอุณหภูมิกอากาศและปริมาณน้ำฝนโดย Thornthwaite (1948) Turc (1954) และ Hamon (1961) และในทางปฏิบัติทางการเกษตร เช่น วิธีการ Blaney-Criddle ใช้กันอย่างแพร่หลาย (Blaney & Criddle, 1950; Criddle, 1958)

อีกทางหนึ่งการระเหยของสภาพการระเหยสามารถใช้ในการประมาณการค่าสัมประสิทธิ์ ET ได้ ถ้าทราบชนิดพืชนั้น มีช่วงของค่าสัมประสิทธิ์จากสภาพการระเหยแสดงไว้ในตารางที่ 1-6 ข้อควรระวังในการใช้วิธีการหาค่าสัมประสิทธิ์จากสภาพการระเหยในการทำนายค่า ET เนื่องจากวิธีการจะเริ่มต้นด้วย ค่าสัมประสิทธิ์กับการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลที่เป็นไปตามรูปแบบการเจริญเติบโตของพืช

ความสัมพันธ์ที่ซับซ้อนประจำปีของค่าศักยภาพของ ET ปริมาณฝนและความชื้นในดินจะแสดงในรูปที่ 1-26 สำหรับพืชที่มีเขตรากพืชลึกสามารถดับที่แตกต่างกัน ความจุน้ำบนพื้นดินที่มีความชื้นสูงกว่าจะระบายน้ำโดยแรงโน้มถ่วง จุดที่เกี่ยวเนื่องการของพืชคือดินที่มีความชื้นด้านล่างไม่พอที่จะดึงน้ำขึ้นไปให้เลี้ยงพืชได้ ในกรณีที่ความชื้นของดินลดลงต่ำกว่าความชื้นสนามจริง ET จะน้อยกว่าค่าของศักยภาพของ ET หากปริมาณน้ำในดินลดต่ำกว่าจุดเหี่ยวเฉาการของพืชอาจตายได้ กระบวนการที่ซับซ้อนนี้จะขึ้นอยู่กับชนิดของพืช, ดิน, อุตุนิยมวิทยาและฤดูกาล

ส่วนใหญ่การประมาณค่า ET จะขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนแปลงของสมการเป็น Penman สำหรับสมมติฐานเฉพาะสำหรับการโอนค่าสัมประสิทธิ์ [สมการ(1-17)] และพืช สมการ Penman - Monteith (ASCE, 1996, 2005) เป็นตัวอย่างหนึ่งซึ่งเป็นสมการที่ Penman นำไปใช้กับพืชที่แตกต่างกันของพืชชนิดนั้น ความสูงของพืช และความต้านทานปากใบในการคายน้ำ สมการ Kimberly Penman พัฒนาโดยกรมวิชาการเกษตรที่ คิมเบอร์ลี โอตาโฮ ได้รับการพัฒนาโดยใช้ข้อมูลเพื่อปรับแต่งค่าสัมประสิทธิ์การถ่ายโอนสำหรับพืชอ้างอิงของหญ้าชนิดหนึ่ง (Fescue Grass) และตัดหญ้าอย่างดี ASCE (2005) แนะนำให้สมการดังกล่าวเป็นรูปแบบมาตรฐานสำหรับค่า ET สำหรับการประมาณค่า ET จากแต่ละพื้นที่ที่แตกต่างกันของพืช วิธีการทำงานโดยการคำนวณค่า ET อ้างอิงขึ้นอยู่กับสภาพอุตุนิยมวิทยาในท้องถิ่นและจากนั้นคูณด้วยค่าสัมประสิทธิ์พืชที่เพาะปลูกรวมกับความต้านทานปากใบและความขรุขระของพื้นที่เพื่อแปลงการอ้างอิงการประมาณการค่า ET สำหรับพืชแต่

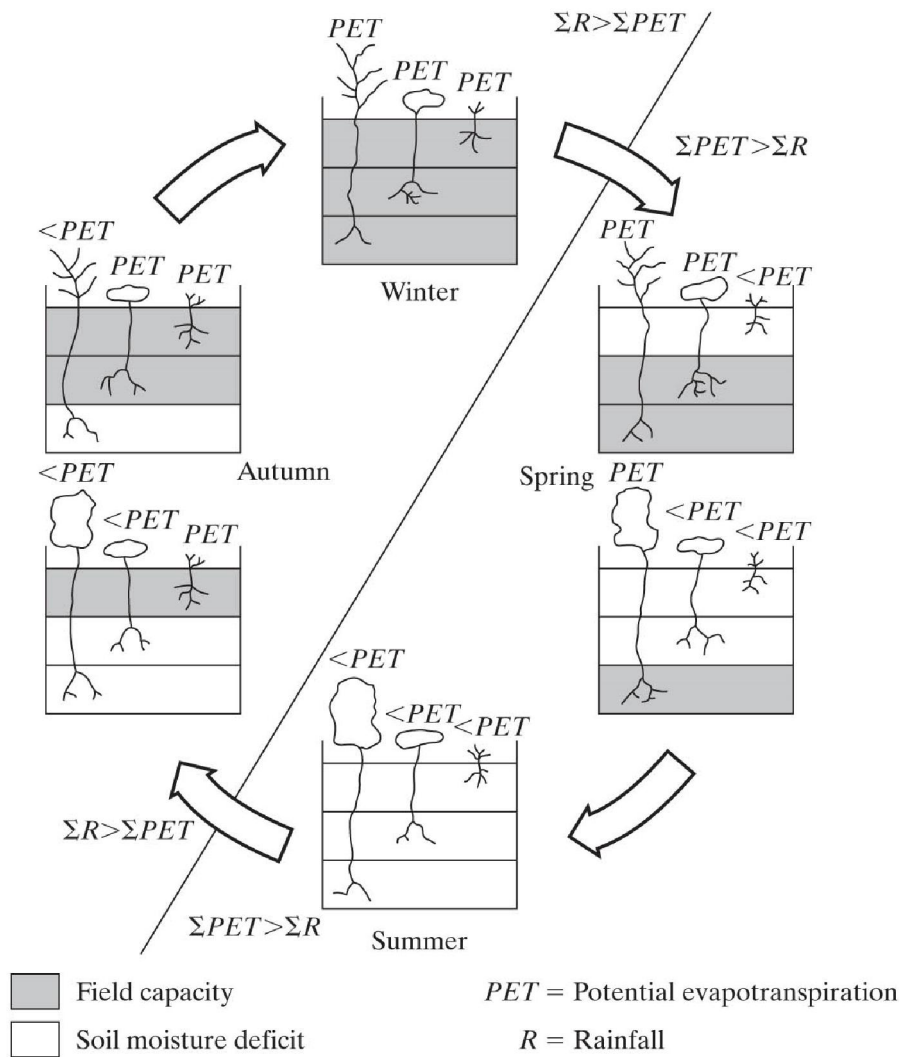
ละชนิด ค่าสัมประสิทธิ์พืชแตกต่างกันไปตามสถานที่ ฤดูกาล และการเจริญเติบโตของพืชอ้างอิง ET คือ การปรับปรุงรายวันบนพื้นฐานของสภาพอุตุนิยมวิทยาในท้องถิ่น

### ตารางที่ 1-6 สัมประสิทธิ์ของ Pan Coefficients for Evapotranspiration Estimates

Type of Cover	Pan Coefficient	Reference
St. Augustine grass	0.77	Weaver and Stephens (1963)
Bell peppers	0.85–1.04	
Grass and clover	0.80	Brutsaert (1982, p. 253)
Oak–pine flatwoods (east Texas)	1.20	Englund (1977)
Well-watered grass turf		Shih et al. (1983)
Light wind, high relative humidity	0.85	
Strong wind, low relative humidity	0.35	
Everglades agricultural areas	0.65	
Irrigated grass pasture (Central California)	0.76	Hargreaves and Samani (1982)

ประมาณการ Evapotranspiration (Tabulated Evapotranspiration Estimates)

การประมาณค่ารายวันของ ET อ้างอิง ได้รับการคำนวณโดยใช้สมการ Kimberly Penman สำหรับพืชอ้างอิงของหญ้าชนิดหนึ่งกว่า 70 ชนิดที่ตรวจอากาศในภูมิภาค ค่าสัมประสิทธิ์พืชแต่ละชนิดจะมีค่าแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ และสามารถใช้ได้สำหรับพืชเกือบทั้งหมดที่ปลูกในท้องถิ่น ET สำหรับพืชพรรณธรรมชาติ (เช่น ป่าไม้ทุ่งหญ้า) ไม่ได้ขึ้นอยู่กับสถานที่ตั้งที่ชัดเจน และพารามิเตอร์พืชแต่ละชนิดเพียงเท่านั้น แต่ยังคงขึ้นอยู่กับความชื้นที่มีอยู่ อย่างไรก็ตาม การประมาณค่าดังกล่าวยังสามารถทดลองกับข้อมูลเพิ่มเติมตามที่อธิบายไว้โดย ASCE (1996) ประโยชน์ของการใช้ ET อ้างอิง ในการประมาณค่าจะใช้แหล่งต้นน้ำธรรมชาติก็คือการใช้เวลาจริงของพื้นที่นั้น ข้อมูลสภาพอากาศสำหรับ ET อ้างอิง จะมีการคำนวณนอกเหนือจากการใช้ถาดวัดการระเหยด้วย



รูปที่ 1-26 วงจรดินตามแนวคิดของความชื้นประจำปีสำหรับสามชนิดพืช (Bedient et al., 2019)

**การเก็บกักน้ำ (Interception)**

เมื่อฝนตก ปริมาณฝนบางส่วนจะถูกดัก หรือค้างตามใบไม้ และส่วนต่างๆของพืชซึ่งบางส่วนจะระเหยกลับไปในบรรยากาศ ไม้ไผ่หลงสู่พื้นผิว ปริมาณน้ำจากอากาศที่ดักค้างและระเหยไปนี้เรียกว่าการสูญเสียจากการเก็บกัก หรือการดัก (Interception loss)

## 1.8 การสูญเสียทางอุทกวิทยาจากการซึมลงดิน (HYDROLOGIC LOSS INFILTRATION)

กระบวนการซึมลงดินมีการศึกษาไว้มากมาย และเป็นกลไกสำคัญที่แสดงถึงวิธีการเคลื่อนที่ของน้ำโดยแรงโน้มถ่วงภายในดินและแรงที่ไหลต้าน ปริมาณการซึมลงดินจะถูกหักออกจากการเกิดฝนเพื่อตรวจสอบหาปริมาณฝนตกสุทธิ หรือฝนส่วนเกิน ซึ่งจะเท่ากับปริมาณฝนที่ไหลออกจากพื้นที่ลุ่มน้ำโดยตรง (Horton, 1933) พบว่า เมื่ออัตราการตกของฝน  $i$  เกินกว่าอัตราการซึม  $f$  น้ำที่ซึมลงใต้ผิวดินจะลดลงตามระยะเวลา โดยจะประเมินในหน่วย นิ้วต่อชั่วโมง สำหรับดินใด ๆ จะมีการกำหนดเส้นโค้งที่เป็นไปได้สูงสุดของการซึมลงดินเทียบกับเวลา อัตราการซึมเป็นค่าที่ซับซ้อนซึ่งขึ้นอยู่กับ ปริมาณของฝน ชนิดของดิน สภาพพื้นผิว และพืชที่ปกคลุมดิน

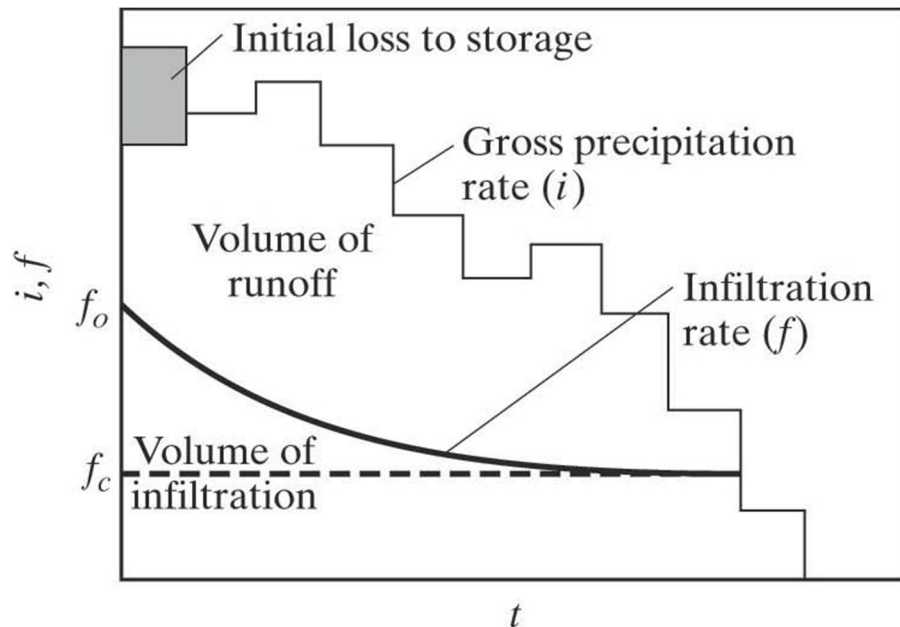
สำหรับปริมาณฝนส่วนเกิน, อัตราการซึมที่เกิดขึ้นจริงจะเป็นไปตามเส้นโค้งที่จำกัด แสดงในรูปที่ 1-27 เรียกว่า เส้นโค้งความจุการซึมของดินของ ฮอร์ตตัน ความจุจะลดลงตามเวลาจนถึงจุดคงที่ที่เกิดจากช่องว่างในดินถูกแทนที่ด้วยน้ำ ซึ่งจะช่วยลดแรงดึงระหว่างน้ำและดิน เช่น อัตราการซึมในทรายจะสูงกว่าดินเหนียว

### สมการสำหรับอัตราการซึม (Simple Equations for Infiltration Rate)

ความจุของอัตราการซึมทางอุทกวิทยาจะสามารถสังเกตได้ที่พื้นผิวดิน Horton (1940) เสนอแนะรูปแบบของสมการต่อไปนี้ สำหรับอัตราการซึมในที่มีปริมาณฝนตก  $i > f$  อัตราการซึม

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (1-18)$$

เมื่อ	$f$	=	ความจุการซึม (in./hr),
	$f_0$	=	ความจุเริ่มต้นการซึม (in./hr),
	$f_c$	=	ความจุสุดท้าย (in./hr),
	$k$	=	ค่าคงที่จากทดลอง ( $\text{hr}^{-1}$ ).



รูปที่ 1-27 แนวคิดการซึมของฮอร์ตตัน (Bedient et al., 2019)

Rubin & Steinhardt (1963) และ Rubin et al. (1964) แสดงให้เห็นว่าเส้นโค้งฮอร์ตตันสามารถคาดการณ์ได้ตามทฤษฎี ในกรณีที่ดินมีปริมาณมาก ความชื้นเริ่มต้นในดินและลักษณะกราฟเส้นโค้งของดินมีลักษณะไม่อิมิตัว ซึ่งพบว่า อัตราการซึมสุดท้ายมีค่าเท่ากับการค่าสัมประสิทธิ์การซึมของดิน นอกจากนี้ รูบิน ได้แสดงให้เห็นว่าน้ำที่ซังบริเวณพื้นผิว จะเกิดขึ้นหากฝนตกเป็นเวลานานกว่าเวลาที่ต้องการใช้ในการอิมิตัวด้วยน้ำของดิน สมการของฮอร์ตตันเป็นภาพกราฟิกในรูปที่ 1-27 และตัวอย่างที่ 1-8 แสดงถึงการใช้ดังนี้

**ตัวอย่างที่ 1-8 Horton’s Infiltration Equation**

ความจุเริ่มต้นของการซึมพื้นที่รับน้ำ  $f_0 = 1.5 \text{ in./hr.}$  และมีเวลาการซึมมีค่าคงที่  $0.35 \text{ hr.}^{-1}$  มีค่าความจุ สมดุล  $f_c$  ที่  $0.2 \text{ in./hr.}$  ใช้สมการฮอร์ตตันเพื่อหาค่า

- (a)  $f$  ที่  $t = 10$  นาที, 30 นาที, 1 ชั่วโมง, 2 ชั่วโมง และ 6 ชั่วโมง
- (b) ปริมาณการซึมรวมทั้งหมดในรอบ 6 ชั่วโมง

**วิธีทำ** สมการ Horton (1-20)

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

แทนค่า  $f_0, f_c$  และ  $k$  ลงในสมการ Horton

$$f = 0.2 \text{ in. / hr.} + 1.3 (e^{-0.35t})(\text{in.}) / (\text{hr.})$$



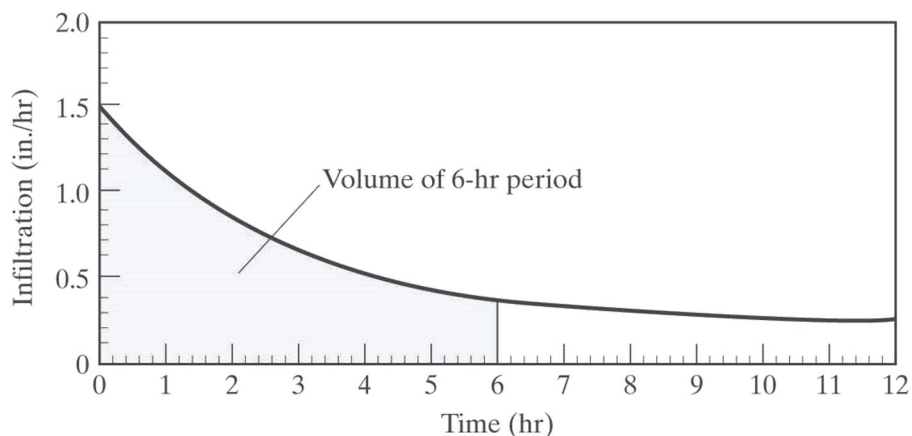
ตารางที่ 1-7 ตารางเทียบค่า t

t (hr)	f (in./hr)
1/6	1.43
½	1.29
1	1.12
2	0.85
6	0.36

ปริมาตรของพื้นที่รับน้ำ (เป็น in. เหนือพื้นที่รับน้ำ) สามารถนำมาพล็อตเป็นเส้นโค้งจากค่าในตารางแล้วหาพื้นที่ใต้เส้นโค้งที่ t = 0 ถึง t = 6 hr. จะแสดงในรูปที่ 1-28 สมการด้านล่างคือสมการที่หาค่าจากเส้นโค้งโดยจะใช้หา F' ปริมาณการซึมและพื้นที่ใต้เส้นโค้ง F เราจะต้องอินทิเกรตจากสมการของฮอร์ดันเพื่อหาค่าปริมาณการซึม

$$F' = f_c t + \frac{(f_0 - f_c)e^{-kt}}{-k}$$

$$f = 0.2 \text{ in. / hr.} + 1.3(e^{-0.35t}) \text{ in. / hr.}$$



รูปที่ 1-28 สำหรับตัวอย่างที่ 1-8 (Bedient et al., 2019)

ทำการอินทิเกรตตั้งแต่ช่วงเวลาที่ t=0 ถึง t=6

$$Vol = \int f dt$$

$$\begin{aligned}
 &= \int 0.2 + 1.3(e^{-0.35t}) dt \\
 &= \left[ 0.2t + (1.3 / -0.35)e^{-0.35t} \right]_0^6 \\
 &= 4.46 \text{ in.}
 \end{aligned}$$

สมการฮอร์ดันในรูปแบบของสมการ (1-18) จากความจริงที่ว่าความสามารถในการซึมน้ำลดลงไม่คำนึงถึงเวลาที่แท้จริงของน้ำที่ใช้ได้สำหรับอัตราการซึมน้ำ นั่นคือสมการที่สันนิษฐานจากน้ำที่ขังบนพื้นผิวและความสามารถในการซึมน้ำที่ลดลง โดยไม่คำนึงถึงความเข้มข้นของปริมาณน้ำฝน  $i$  สูงกว่า ค่าความจุของการซึมน้ำ  $f_0$  ตัวอย่างเช่น มันเป็นเรื่องปกติที่ความจุของการซึมน้ำของดินทรายมากเกินกว่าปริมาณน้ำฝนมากที่สุด ซึ่งมีค่าของ  $f_0$  ได้ถึง 23 in./ชั่วโมง (ตารางที่ 1-8) แม้ปริมาณน้ำฝนที่รุนแรงเพิ่มค่าจะไม่ค่อยสูง ผลที่เกิดมาจากฝนที่ตกและไหลซึมลงดินนั้นคือ  $f = i$  ความจุของการซึมน้ำควรจะลดลงในสัดส่วนที่ปริมาณการซึมน้ำสะสมไม่อยู่ในสัดส่วนของเวลา

สมการของปริมาณการซึมน้ำของสะสมแสดงได้ (1-20)

$$F(t) = f_c t \left[ \frac{f_0 - f_c}{k} \right] (1 - e^{-kt}) \tag{1-19}$$

ในการคำนวณความสามารถในการซึมน้ำในเวลาใด ๆ สมการที่ (1-18) อาจจะมีการแก้หาค่าเวลา  $t_p$  ของฟังก์ชัน  $F$ .  $t_p$  เวลาที่จะใช้ในสมการ (1-18) เพื่อสร้างความสามารถในการซึมน้ำที่เหมาะสมสำหรับช่วงเวลาถัดไป

ตารางที่ 1-8 ค่าพารามิเตอร์ของ  $f_0, f_c$ , and  $k$  ของสมการฮอร์ดัน

Soil Type	$f_c$ (in./hr)	$f_0$ (in./hr)	$K_1$ (in./hr)
Alphalpha loamy sand	1.40	19.00	38.29
Carnegie sandy loam	1.77	14.77	19.64
Dothan loamy sand	2.63	3.47	1.40
Fuquay pebbly loamy sand	2.42	6.24	4.70
Leefield loamy sand	1.73	11.34	7.70
Tooup sand	1.80	23.01	32.71

พารามิเตอร์ของฮอร์ดัน ดินธรรมชาติ (ตารางที่ 1-8) โดยทั่วไปจะไม่สามารถใช้ได้กับดินที่ถูกรบกวน ดินประเภทนี้พบได้ทุกที่ทั้งในและใกล้พื้นที่ที่พัฒนา (Pitt et al., 1999, 2001) ให้คำแนะนำสำหรับลักษณะการซึมว่า เป็นฟังก์ชันของพารามิเตอร์ที่พบได้จากการบดอัดดิน นอกจากนี้ยังแสดงถึงความสำคัญของการวัด infiltrometer ท้องถิ่นที่เป็นไปได้

สมการอื่นๆ ที่ได้รับการพัฒนาจะใช้คำนวณและการวิเคราะห์สมการการไหลอิมิตัวจากหลักฟิสิกส์ของดิน (Philip, 1957) ในเอกสารของฟิลลิปได้พัฒนาสมการ 2 สมการคือ

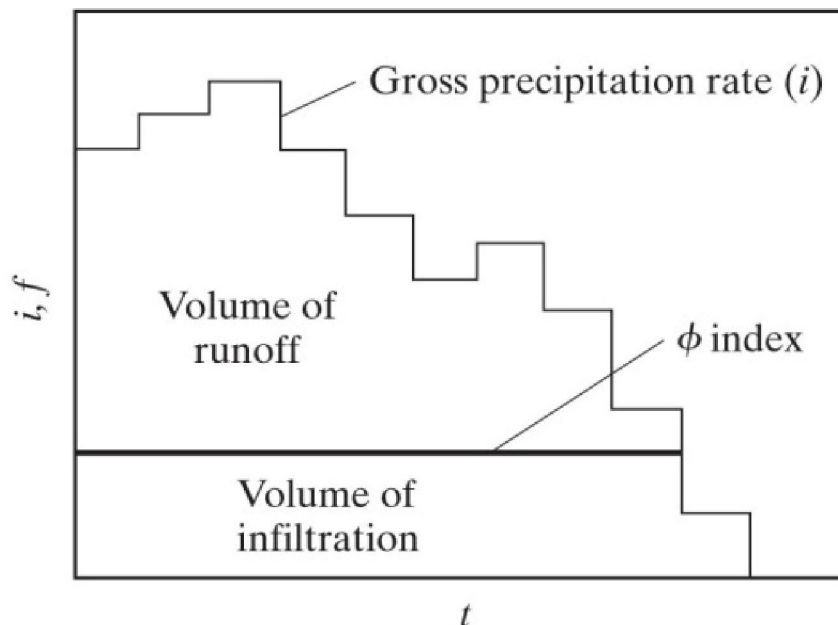
$$f = 10.52St^{-1/2} + K \quad (1-20)$$

$$F = St^{1/2} + Kt \quad (1-21)$$

เมื่อ	$f$	=	ความจุการซึม (in./hr)
	$F$	=	ปริมาณการซึมสะสม (in.)
	$S$	=	sorptivity คงที่ที่เกี่ยวข้องกับศักยภาพการดูดของดิน (in./hr <sup>1/2</sup> )
	$K$	=	สภาพการนำน้ำ soil hydraulic conductivity (in./hr.)

การระบายน้ำในเมืองและการศึกษาการควบคุมน้ำท่วมจะใช้สมการฮอร์ดันหรือวิธีการที่ง่ายกว่าในการทำนายการสูญเสียเฉลี่ยในช่วงเวลาหลังจากเกิดพายุ

วิธี Phi-index เป็นวิธีการหาการซึมที่ง่ายและมีการคำนวณโดยการหาความแตกต่างของการสูญเสียระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ไหลท่วมและไหลออกบนพื้นที่จากการสังเกต Hydrograph วิธีการนี้จะใช้การสันนิษฐานว่ามีการสูญเสียที่เหมือนกันจากการตกของฝน (รูปที่ 1-29) บางครั้งอาจมีการแก้ไขการสูญเสียเริ่มต้น หรือค่าการสูญเสียจะคงที่ตามเหตุการณ์หรือรูปแบบที่เกิด การใช้วิธีการ Phi-index สำหรับหาการซึมจะมีแสดงในตัวอย่างที่ 1-9



รูปที่ 1-29 วิธีของ Phi Index (Bedient et al., 2019)

ตัวอย่างที่ 1-9 Phi index Method for Infiltration

ใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่กำหนด เพื่อตรวจสอบค่าดัชนี  $f$  ของพื้นที่รับน้ำขนาด 0.875 ตารางไมล์ ซึ่งปริมาณการไหลบ่าเป็น 228.7 ac-ft

ตารางที่ 1-9 สำหรับตัวอย่างที่ 1-9

Time (hr)	Rainfall (in./hr)
0-2	1.4
2-5	2.3
5-7	1.1
7-10	0.7
10-12	0.3

**วิธีทำ** ขั้นตอนแรกเปลี่ยนข้อมูลที่กำหนดให้เป็นในรูปแบบเดียวกับรูปที่ 1-30 และเปลี่ยนพื้นที่ลุ่มน้ำจากหน่วยเอเคอร์ เป็นหน่วย in.

$$area(ac) = 0.875sqmi(640acres/sqmi)$$

$$area = 560acres(2.287/560)(12) = 4.9in.$$

$$2(1.4 - \Phi) + 3(2.3 - \Phi) + 2(1.1 - \Phi) + 3(0.7 - \Phi) + 2(0.3 - \Phi) = 4.9 in.$$

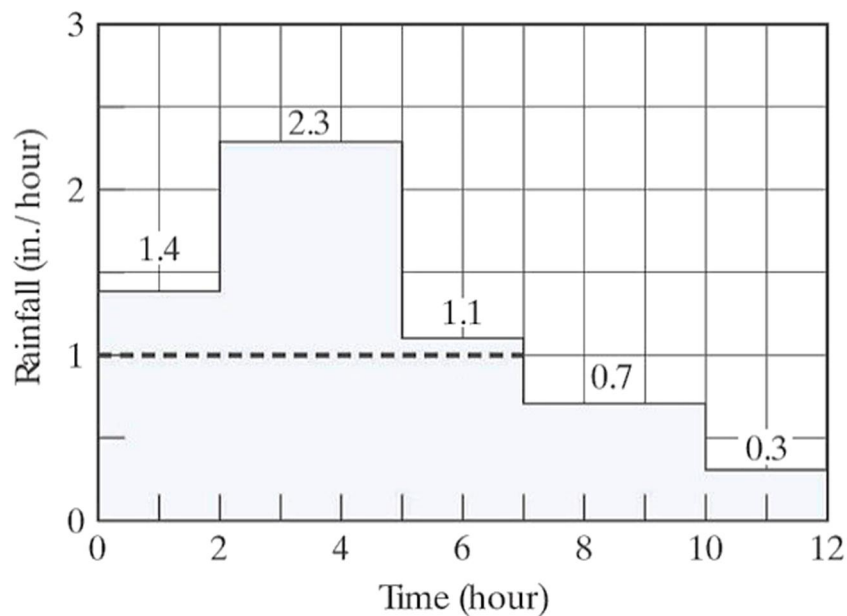
ค่า  $f$  สูงตามปริมาณน้ำฝนสุทธิในแต่ละช่วงเวลา และเมื่อไม่มีปริมาณน้ำฝน ค่าจะไม่เป็นลบ และนำไปคำนวณหาปริมาณน้ำที่ไหลออกจากพื้นที่

อัตราการซึมที่สามารถพบได้จากการทดลอง :

สมมติค่า  $f = 1.5 in./hr.$  ปริมาตรน้ำที่ไหลจะมีค่าบนแกน  $y = 1.5$  แสดงในรูปที่ 1-30

ซึ่งเมื่อนำมาแทนค่า  $f$  ในสมการจะได้  $3(2.3 - 1.5) = 2.4 in.$  จากการไหล (ไม่คิดค่าลบ) ซึ่งมีค่าน้อยกว่า  $4.9 in.$  และต้องทำใหม่อีกครั้ง

สมมติค่า  $f = 0.5 in./hr.$  จะได้ค่าเท่ากับ  $2(1.4 - 0.5) + 3(2.3 - 0.5) + 2(1.1 - 0.5) + 3(0.7 - 0.5) = 9.0 in.$  ของการไหล ซึ่งมากกว่า  $4.9 in.$  ลองใหม่อีกครั้ง



รูปที่ 1-30 สำหรับตัวอย่างที่ 1-9 (Bedient et al., 2019)

สมมติ  $f = 1.0 in./hr.$  จะได้ค่า

$$(1.4 - 1.0) + 3(2.3 - 1.0) + 2(1.1 - 1.0) = 4.9 in. \text{ ซึ่งเป็นไปตามที่ต้องการ}$$

จากการคำนวณจะเห็นว่าค่า  $f = 0.075 \text{ in./hr.}$  ซึ่งจะได้น้ำฝนที่ซึมลงดินและผิวดิน (รวมเป็น 4.9 ในรอบเวลา 12 ชั่วโมง) ตามต้องการ

วิธีการหาอัตราการซึมขึ้นขึ้นอยู่กับชนิดของดินและการแก้สมการ การไหลผ่านรูพรุน (เช่น สมการของริชาร์ด) จะแสดงในตัวอย่างถัดไป Green & Ampt (1911) สันนิษฐานว่าพื้นที่ผิวที่เปียกน้ำ จะแยกความชื้นเริ่มต้นกับความชื้นอิ่มตัวที่ความลึก  $L$  ในเวลา  $t$  ตั้งแต่น้ำเริ่มซึมลงดิน น้ำที่ขังบนผิวดินจะมีความลึกน้อย Green และ Ampt สามารถใช้ในการทำนายการซึมสะสมโดยใช้เวลาและประเภทของดิน วิธีที่ต้องการประมาณมีสัมประสิทธิ์การซึม ความพรุนและหน้าดินที่เปียกน้ำด้านดาด วิธีการนี้ได้รับความสนใจมากเนื่องจากค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ขึ้นอยู่กับดินที่ใช้

### วิธีการซึมของ Green และ Ampt (Green and Ampt Infiltration Method)

ในสมการสมดุลน้ำมักจะมีการสูญเสียน้ำที่ผ่านการสกัดกั้นของพืชเหนือพื้นดิน การเก็บน้ำที่ผิวดินและการซึมเข้าสู่ใต้ดิน ตามที่กล่าวไว้ก่อนหน้านี้การซึมสามารถตรวจสอบได้โดยใช้วิธีการเชิงประจักษ์หรือหลักวิชาการ วิธีการซึมที่ทางกายภาพจะมีพารามิเตอร์มากกว่าในการแก้สมการการไหลในดินที่มีรูพรุน (เช่นสมการ Darcy) สำหรับชนิดของดินแบบเฉพาะเจาะจงและมีการกระจายขนาดเม็ดดิน ส่วนนี้จะการซึมที่สูงขึ้นและไม่สูญเสียความต่อเนื่อง

การซึมเป็นแบบจำลองของการไหลแบบไม่อิ่มตัวซึ่งแตกต่างจากการไหล (Aquifer) แบบอิ่มตัว เกิดจากค่าของเหลว (น้ำ) และก๊าซ (อากาศ) ที่มีอยู่ในระบบ และมีแรงโน้มถ่วง และแรงเสียดทานเป็นแรงเฉพาะในสำหรับการไหลไม่อิ่มตัว แต่แรงดูดตามที่ถูกกล่าวไว้จะต้องรวมการไหลไม่อิ่มตัว สมการของริชาร์ด สำหรับการไหลไม่อิ่มตัวในสื่อที่มีรูพรุนใช้สมการของความต่อเนื่องเป็นไปตามกฎของ Darcy และการแสดงของสถานะก๊าซในดิน สมการริชาร์ดจะใช้รูปแบบ :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} \right] - \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad (1-22)$$

เมื่อ	$\theta$	=	ปริมาณความชื้น ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )
	$Z$	=	ระยะห่างจากผิวดิน (cm.)
	$\psi(\theta)$	=	แรงดึงของน้ำหว่างเม็ดดินใต้ดิน-Capillary (cm. of water)
	$k(\theta)$	=	สภาพการนำน้ำไม่อิ่มตัว (cm./s)

ความชื้นกำหนดเป็นอัตราส่วนของปริมาณของน้ำที่ปริมาตรรวมของหน่วยงานของสื่อที่มีรูพรุน สำหรับการไหลของน้ำบนดินอิ่มตัวเท่ากับความพรุนของกลุ่มตัวอย่าง  $n$  หมายถึงอัตราส่วนของ

ปริมาณช่องว่างต่อปริมาณทั้งหมด สำหรับการไหลไม่อิมตัวเหนือตารางน้ำ  $\theta < n$  และพื้นที่ที่เหลือถือเป็นช่องว่างนั้นเติมไปด้วยอากาศ

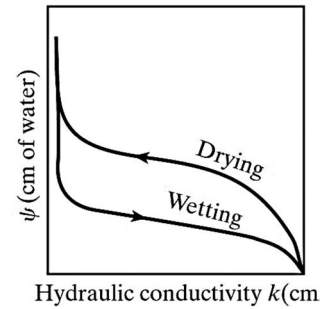
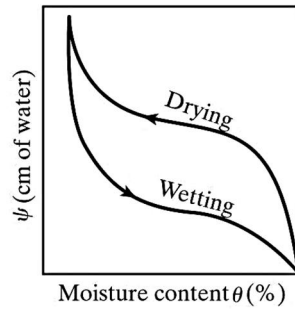
$K$  คือ สภาพการนำของน้ำที่ไม่อิมตัวตามที่กำหนดโดยกฎของ Darcy เกี่ยวข้องกับความเร็วของน้ำบนดินที่ลาดและมีการอธิบายเป็นปริมาณของน้ำที่จะไหลผ่านดินในแนวตั้งในเวลาที่กำหนด สภาพการนำของน้ำ จึงเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณความชื้นของดินและสามารถเขียนมักจะเป็น  $K(\theta)$  สำหรับการไหลไม่อิมตัว

การดูดของแคพิลลารี ( $\psi$ ) เป็นตัวชี้วัดที่สัมพันธ์กับโมเลกุลของน้ำกับผนังที่แห้ง และแรงยึดเหนี่ยวดึงดูดโมเลกุลของน้ำกับส่วนอื่นๆ  $\psi$  สามารถคิดในแง่ของพลังงานหรือการทำงานมีค่ามากกว่าศูนย์ในโซนอิมตัว (เพราะการทำงานในเชิงบวกเป็นสิ่งจำเป็นที่จะผลักดันองค์ประกอบของน้ำกับความดัน) และเท่ากับศูนย์ที่ขอบเขตระหว่างไม่อิมตัวและ โซนอิมตัว มันตามที่มีค่าน้อยกว่าศูนย์ในโซนไม่อิมตัวที่สะท้อนให้เห็นถึงความจริงที่ว่าน้ำจะจัดขึ้นในช่องว่างดินภายใต้พื้นผิวความตึงเครียดกองกำลังที่ ในระหว่างการซึม ดูดที่กระทำในทิศทางเดียวกับการไหลของน้ำและดึงน้ำที่ลดลง

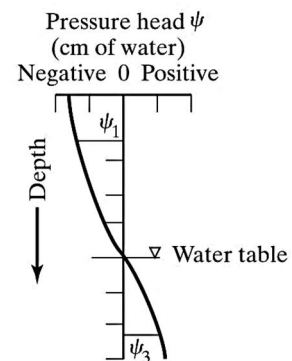
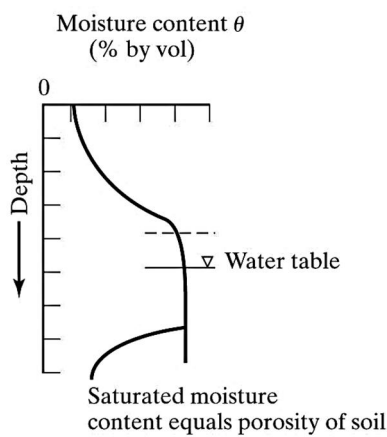
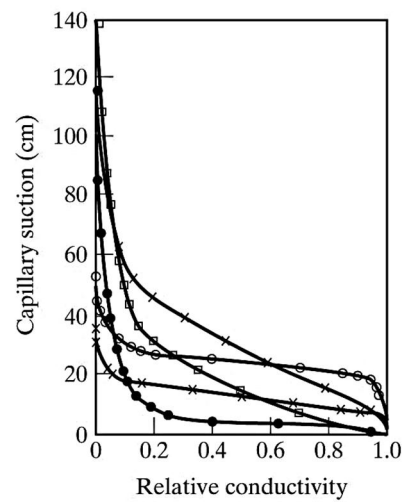
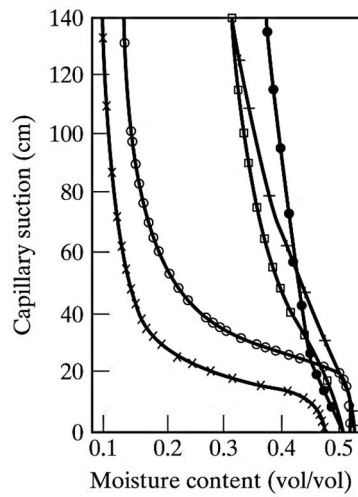
นักฟิสิกส์ดินเสนอ  $\psi < 0$  เป็นแรงดึงหรือดูดแคพิลลารีซึ่งสามารถวัดได้ด้วยเครื่องมือที่เรียกว่า Tensiometer ระยะที่แคพิลลารีสามารถเพิ่มระดับความสูงหัวในการผลิตหัวไฮดรอลิกทำหน้าที่ในการรวมองค์ประกอบของน้ำ  $h = \psi + z$ , ที่  $\psi = P / \rho g$  กรัม จะได้รับเป็นความดันของของเหลวที่จุดหนึ่งหารด้วยน้ำหนักเฉพาะเจาะจงของของเหลวหน่วยนี้เท่ากับระยะยาว และที่เป็นระดับสัมพันธ์ขององค์ประกอบของของเหลวที่จุดที่กำหนดด้วยความสัมพันธ์ไปยังโซนที่อิมตัว ซึ่งตรงข้ามกับการนำไฮดรอลิกของความตึงเครียดที่เพิ่มขึ้นกับการลดความชื้น และสามารถเขียน  $\psi(\theta)$  สำหรับการไหลไม่อิมตัว

$\theta$  และ  $\psi$  ความสัมพันธ์ที่แตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญกับชนิดของดินและการอิมตัวของน้ำ ที่แตกต่างกันดินที่มีช่องว่างขนาดเล็กที่มีพื้นที่ขนาดใหญ่ในดินพื้นผิวทำหน้าที่ในองค์ประกอบของน้ำมากกว่าดิน ความตึงเครียดมากขึ้นสามารถกระทำต่อหน่วยของน้ำในช่องว่างที่มีขนาดเล็กกว่าช่วยให้ น้ำเดินทางขึ้นตามช่องว่าง และไปยังจุดที่ถูกดูดขึ้นไปจนสมดุลกับแรงโน้มถ่วง ความชื้นมากขึ้นอนุญาตให้โมเลกุลของน้ำที่จะเชื่อมโยงกันเข้ากับแต่ละส่วนอื่นๆ มากกว่ายึดมั่นในเมล็ดดินและความยาวของแคพิลลารีลดลง **รูปที่ 1-31** สรุปรูปารามิเตอร์ต่างๆในโซนที่ไม่อิมตัว และความสัมพันธ์

สมการ (1-22) เป็นสมการเชิงอนุพันธ์ที่ซับซ้อนบางส่วนที่จะแก้ปัญหาเนื่องจากปัญหาการกำหนดเส้นโค้งลักษณะของดินที่เกี่ยวข้องกับการนำของน้ำไม่อิมตัว  $K(\theta)$  และปริมาณความชื้นที่จะระเหยจากการดูด,  $\psi(\theta)$  สำหรับการวิเคราะห์สภาพของน้ำส่วนเกินที่พื้นผิวและเส้นโค้งที่กำหนดลักษณะชนิดของดินที่แตกต่างกัน ค่าสัมประสิทธิ์ของมันเป็นสามารถคาดการณ์ล่วงหน้าจากคุณสมบัติของดินและไม่ต้องมีการติดตั้งข้อมูลของเขตข้อมูล แต่กรณีที่ยากมากขึ้นที่อัตราปริมาณฝนน้อยกว่า ความจุของอัตราการซึมไม่สามารถจัดการได้โดยสมการของฟิลิป [สมการ (1-20) และ สมการ (1-21)]

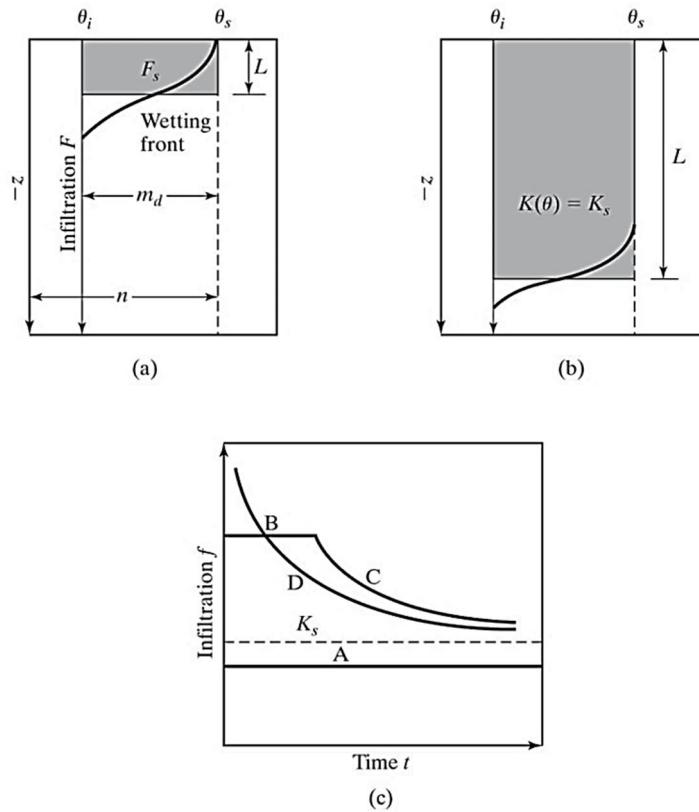


- × Plainfield sand      ○ Columbia sandy loam      + Guelph loam
- Ida silt loam      □ Yolo light clay



รูปที่ 1-31 ตัวอย่างความสัมพันธ์ในโซนไม่อิ่มตัว (Bedient et al., 2019)





รูปที่ 1-32 ความสัมพันธ์การซึมและความชื้น (Bedient et al., 2019)

แม้ว่านักวิทยาศาสตร์หลาย ๆ คนได้ศึกษาในเรื่องทฤษฎีการไหลของพารามิเตอร์ที่ไม่อิ่มตัว สมการริชาร์ดใช้กันอย่างแพร่หลายมากขึ้นในรูปแบบการซึมเช่นสมการ Green & Ampt (1911) Green และ Ampt หมายถึงความสัมพันธ์ระหว่างเนื้อหาโดยทั่วไปความชื้น และดินลึก [รูปที่ 1-32] เป็นด้านหน้าเปียกแยกความชื้นอิ่มตัวที่ด้านบนของแนวตั้งดินจากความชื้นเริ่มต้นที่ฐานคอลัมน์ สมการของ Green และ Ampt เป็นที่ยอมรับกันอย่างกว้างขวาง เนื่องจากสามารถใช้ในการทำนาย การซึมสะสมเป็นฟังก์ชันของเวลา และพร้อมใช้พารามิเตอร์ของดิน ตัวอย่างเช่นมันถูกใช้เป็นพื้นฐาน สำหรับการวิเคราะห์ของพื้นที่ลุ่มน้ำอุสตันหลังจาก TS Allison ในปี 2001 (TSARP, 2001)

สมการของ Green และ Ampt ดำเนินการภายใต้สมมติฐานห้าข้อ (Ferguson, 1994)

- 1 ดินภายใต้การพิจารณาเป็นเนื้อเดียวกันและมีความเสถียร หมายความว่า ช่องว่างขนาดเล็กและเส้นทางการย้ายไม่ควรพิจารณา
- 2 แหล่งน้ำที่พื้นผิวไม่จำกัด (ภายใต้สมมติฐานการปรับเปลี่ยนด้านล่าง)
- 3 ด้านผิวเปียกแตกต่างกันและสามารถกำหนดได้อย่างแม่นยำอยู่แล้วและเป็นน้ำที่ยังคง แทรกซึมที่เปียกด้านหน้าในอัตราเดียวกันกับความลึก

4 การดูดสารเพียงด้านล่างด้านหน้าเปียกตลอดและคงที่ในช่วงเวลาระหว่างอัตราการซึม

5 ดินจะอิ่มตัวเหมือนกันข้างบนด้านผิวเปียกและเนื้อหาน้ำปริมาตรคงที่ด้านบนและล่างด้านหน้าเปียก

ที่ด้านเปียก, ค่าเฉลี่ยของแรงดูดแคพิลลารี  $\psi(\theta)$  คือใช้ในการแสดงเส้นโค้งลักษณะความชื้นรายละเอียดความชื้นที่ช่วงเวลาของความอิ่มตัวของพื้นผิวแสดงในรูปที่ 1-32 (a) บริเวณที่อยู่เหนือรายละเอียดความชื้นคือปริมาณของการซึมถึงพื้นผิว  $F$  ความอิ่มตัวของสี และจะแสดงเป็นพื้นที่สีเทาของ  $L$  ความลึกในรูปที่ 1-32 (b) ดังนั้น

$$F = (\theta_s - \theta_i)L = M_d L \quad (1-23)$$

เมื่อ  $\theta_i$  = ปริมาณความชื้นเริ่มต้น  
 $\theta_s$  = ปริมาณความชื้นที่อิ่มตัว  
 และ  $M_d$  =  $\theta_s - \theta_i$  คือการดูดความชื้นเริ่มต้น

K สภาพการนำน้ำไม่อิ่มตัว ( $\theta$ ) สามารถเปลี่ยนเป็น ของกฎ Darcy

$$q = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z'} \quad (1-24)$$

เมื่อ  $q$  = ความเร็วของ (depth/time)  
 $z$  = ระยะห่างจากผิวดิน (depth)  
 $h$  = ระดับน้ำ =  $z + \psi$  (depth)  
 $\psi$  = แรงดูด Capillary (negative depth)  
 $K(\theta)$  = การนำของน้ำ (depth/time)  
 $\theta$  = ปริมาณความชื้น

สมการ (1-24) ที่ใช้แล้วเป็นประมาณโดยมีเงื่อนไขที่อิ่มตัวระหว่างพื้นผิวดิน (ห้อย "surf") และด้านผิวเปียก (ห้อย "wf") ซึ่งแสดงในรูปที่ 1-32

$$q = -f \cong -K_s (h_{surf} - h_{wf}) / (z_{surf} - z_{wf}) \quad (1-26)$$

ซึ่งมันจะสันนิษฐานว่าที่ความเร็ว Darcy ที่พื้นผิวดินมีค่าเท่ากับอัตราการซึมลง  $-f$  และสภาพการนำน้ำอิมตัว  $K_s$  จะใช้เพื่อแสดงเงื่อนไขระหว่างพื้นผิวและผิวเปียก ความลึกด้านหน้าเปียกคือ  $L$  จึงมีการประสานงาน  $z$  บวกสูงขึ้น  $z_{wf} = -L$  ลิตร การใช้การดูด Capillary ผิวเปียก ที่ได้

$$h_{wf} = z + \psi \cong -L + \psi \quad (1-27)$$

สังเกตว่า  $h = 0$ , ที่พื้นผิว สมการ (1-25) จะกลายเป็น

$$-f = -K_s [0 - (-L + \psi)] / [0 - (-L)] \quad (1-28)$$

$$f = K_s (1 - \psi / L)$$

ค่าของการซึมลงไปตามความลึก  $L$  แสดงได้

$$F = L(\theta_s - \theta_i) = LM_d \quad (1-29)$$

การแทนค่า  $L$  ในสมการ (1-27) ให้รูปแบบเดิมจากสมการ Green-Ampt

$$f = K_s (1 - M_d \psi / F) \quad (1-30)$$

สมการ (1 - 29) แสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการซึม ( $f$ ) และความลึกสะสมของน้ำแทรกซึมลงไปในดิน ( $F$ ) จำได้ว่าการนำของน้ำที่ส่งน้ำตามลง เมื่อความดันจะมาพร้อมกับแรงดูด Capillary ซึ่งจะดึงน้ำลดลงไปในดินไม่อิมตัว ระบุว่าอัตราการซึมเป็นค่าที่สูงกว่าการนำของน้ำอิมตัวทราบเท่าที่มีน้ำเพียงพอที่พื้นผิวสำหรับการกรองที่เป็นร่างในโค้ง C และ D จากรูปที่ 1-32(c) อัตราการซึมจะลดลงเป็นการแทรกซึมสะสมเพิ่มขึ้น

การแก้สมการของ Green และ Ampt ต้องใช้การประมาณค่าของสามพารามิเตอร์ : แนวตั้งการนำของน้ำอิมตัว ( $K_s$ ) การขาดดุลความชื้น ( $M_d$ ) และผิวเปียกแรงดูด Capillary  $\psi$ ,  $K_s$  เป็นส่วนที่หาได้ง่ายที่สุดในบรรดา 3 องค์ประกอบ และเป็นตัวกำหนดการไหลซึมลงของน้ำ  $K_s$  ขึ้นอยู่กับขนาดของรูพรุนและคุณสมบัติขนาดเม็ด ขาดความชุ่มชื้นเป็นหน้าที่ของรูพรุนที่มีประสิทธิภาพและความอิมตัวเริ่มต้น; ความพรุนที่มีประสิทธิภาพเป็นพื้นที่สำหรับการไหลของน้ำ (รูพรุนลบฟิล์มบาง

ของน้ำโดยรอบเมล็ดดินทั้งหมดที่ประกอบด้วยปริมาณน้ำที่เหลือ) แรงดูด Capillary ที่มีความแตกต่างระหว่างแรงกดดันในชั้นบรรยากาศและน้ำใต้ที่  $\psi(\theta)$

กรณีศึกษาสำหรับปริมาณฝน/อัตราการซึม

กรณีที่ 1 :  $i < K_s$  ความเข้มของปริมาณน้ำฝนน้อยกว่าค่าสูงสุดที่ซึมลงโดยการนำของน้ำ, จะไม่เกิดน้ำไหลบ่า และปริมาณน้ำฝนทั้งหมดจะแทรกซึมโดยไม่คำนึงถึงระยะเวลา

กรณีที่ 2 :  $K_s < i < F$  ความเข้มของปริมาณน้ำฝนจะมากกว่าการนำของน้ำอิมตัว แต่น้อยกว่าอัตราการซึม เวลาไหลลงหนองน้ำจะแปรผันสำหรับความแตกต่างของความเข้มฝน

กรณีที่ 3 :  $i > f$  ความเข้มของปริมาณน้ำฝนสูงกว่าอัตราการซึมและการไหลบ่าสามารถเกิดขึ้นได้

เป็นที่กล่าวถึงในการอภิปรายของสมการฮอร์ดันที่ความเข้มของปริมาณน้ำฝนที่จะน้อยกว่าอัตราการซึมที่มีศักยภาพที่กำหนดโดยสมการที่ (1 - 29) ซึ่งในกรณี  $f = i$ . Mein & Larson, (1973) แสดงให้เห็นว่าสมการ (1 - 29) สามารถใช้ในการพัฒนา  $F$  แทรกซึมที่สะสมเป็นหน้าที่ของ  $F$  การซึมจะเป็นไปตามทั้งอัตราการตกของฝน ในขณะที่ของความอิมตัวของพื้นผิว,  $f = i$  ให้ปริมาณที่สอดคล้องกันของการซึมแล้ว  $F_s$  พร้อมกับ  $f = i$ , จากนั้นจะสามารถแก้ไขได้สำหรับ  $F_s$  ปริมาณของการซึมที่เกิดขึ้นในขณะที่พื้นผิวความอิมตัว  $TS$  ดังสมการ (1 - 29) ดังนั้นการตั้งค่า  $i > f$  และแก้ปัญหาเพื่อให้ได้ผลลัพธ์  $F_s$  ในสมการ Green และ Ampt แสดงดังต่อไปนี้

$$F_s = M_D \psi / (1 - i / K_s) \quad (1-30)$$

เมื่อ  $i > K_s$  ในสมการ (1 - 30) และจำไว้ว่าการดูดแคพิลลารี  $\psi$  เป็นลบ วิธีการซึม Green- Ampt จะทำนายผลต่อไปสำหรับความเข้มต่างๆของปริมาณน้ำฝน  $i$

1. ถ้า  $i \leq K_s$  ดังนั้น  $f = i$  (curve A in Fig. 1-24c)
2. ถ้า  $i > K_s$  ดังนั้น  $f = i$  จนกระทั่ง  $F = it = F_s$ .
3. เมื่อผิวหน้าดินอิมตัว  $f = K_s [1 - M_D \psi / F]$  จากสมการที่ 1 - 29 เมื่อ  $i > K_s$ ,  $f = i$  และ  $i \leq K_s$ .

ขั้นตอนการรวมเป็นเส้นโค้ง B - C จากรูปที่ 1-32(c) トラบไคที่ความเข้มของปริมาณฝนจะมากกว่าการนำของน้ำอิมตัวสู่ ( $K_s$ ) อัตราการซึม ไม่มีการเข้าสู่  $K_s$  เหมือนกับเป็นการกำหนดค่าที่ต่ำกว่า Mein & Larson (1973) พบข้อตกลงที่ตีระหว่างวิธีของ Green-Ampt การแก้ปัญหาเชิงตัวเลขของสมการริชาร์ดและข้อมูลการทดลองดิน

น้ำไหลลงไปในดินเนื่องจากการดูดของแคพิลลารีในดิน ( $\psi$ ) ที่เป็นดินแห้งกว่าและใกล้พื้นผิว และเนื่องจากการที่ความดันของน้ำที่สะสมอยู่บนพื้นผิวพื้นดิน การเคลื่อนไหลลดลงจะหยุดเมื่อน้ำที่มีการไหลลงไปในดินและอยู่ในสมดุลกับการดูดของแคพิลลารีของดิน ( $\psi$ ) โดยรอบ

ถ้าอัตราการตกของฝนจะเริ่มต้นลดลงต่ำกว่าและจากนั้นยกตัวอีกครั้ง เหนือ  $K_s$  ในระหว่างการคำนวณการซึมการใช้ Green-Ampt จะกลายเป็นความซับซ้อนมากขึ้น มันเป็นสิ่งจำเป็นเพื่อกระจายความชุ่มชื้นในดินทางตั้งมากกว่าการรักษาสมมติฐานของความอิมตัวออกจากพื้นผิวลงไปด้านผิวเปียกแสดงในรูปที่ 1-32(c)

สมการ (1 - 29) คาคการณ์อัตราการซึม  $f$  เป็นหน้าที่ของ  $F$  แทรกซึมสะสม เพราะ  $f = dF / dt$ , สมการที่สามารถแปลงเป็นสมการที่แตกต่างกันการแก้ปัญหา ซึ่งจะสามารถแก้ไขได้ซ้ำสำหรับ  $F(t)$  เป็นฟังก์ชันของ  $K_s$ ,  $t$ , และ  $M_d$  (Chow et al., 1988) ขึ้นอยู่กับค่าของ  $F(t)$  สมการนี้ (1 - 29) สามารถใช้เพื่อตรวจสอบ  $f(t)$

การประยุกต์ใช้วิธีของ Green-Ampt (Application of Green-Ampt Method for Infiltration)

ประโยชน์หลักของสมการ Green - Ampt คือโดยหลักการแล้วค่าพารามิเตอร์ที่จำเป็น  $K_s$ ,  $\psi$  และ  $M_d$  สามารถตรวจสอบได้จากการวัดทางกายภาพในดินมากกว่าการสังเกตเป็นค่าพารามิเตอร์ของฮอร์ดัน ตัวอย่างเช่นการนำของน้ำอิมตัว Tabulated ปริมาณที่เพิ่มขึ้นของความตึงเครียดกับข้อมูลปริมาณความชื้นที่ลดลง

แหล่งที่มาที่มีประโยชน์มากของข้อมูลเกี่ยวกับพารามิเตอร์ของ Green-Ampt โดย Rawls et al (1983) ที่นำเสนอข้อมูลของดินจากทั่วประเทศสหรัฐอเมริกา ข้อมูลเหล่านี้จะแสดงในตารางที่ 1-10 สองค่าของความพรุน ( $\theta_s$ ) จะได้รับ ทั้งหมดและมีประสิทธิภาพ บัญชีที่มีประสิทธิภาพสำหรับความเป็นรูพรุนอากาศและน้ำซึ่งอยู่ที่ตักค้าง และเป็นค่าที่เหมาะสมมากขึ้น เพื่อใช้ในการคำนวณ เพราะมันหมายถึงพื้นที่เชื่อมต่อระหว่างกันช่องว่างพร้อมใช้งานสำหรับการไหลของน้ำ มันสามารถเห็นได้ในตารางที่ 1-10 ซึ่งเป็นค่าอนุภาคของดินได้รับการกระจาย จากหาค่าตรงไปยังดินเหนียว การนำอิมตัวของน้ำ  $K_s$  ค่าเฉลี่ยของแรงดูดของน้ำที่อยู่ระหว่างเม็ดดิน  $\psi$  (ลบ) และความพรุน  $\theta_s$  เป็นตัวแปร

ตารางที่ 1-10 Green-Ampt Infiltration Parameters for Various Soil Texture Classes

Soil Class	Porosity	Effective	Wetting Front	Hydraulic
		Porosity $\theta_e$	Suction Head (cm)	Conductivity K (cm/hr)
Sand	0.437	0.417	4.95	11.78
	0.354-0.480	0.374-0.500	0.97-25.36	
Loamy sand	0.437	0.401	6.13	2.99
	0.363-0.506	0.329-0.473	1.35-27.94	
Sandy loam	0.453	0.412	11.01	1.09
	0.351-0.255	0.283-0.541	2.67-45.47	
Loam	0.463	0.434	8.89	0.34
	0.375-0.551	0.334-0.534	1.33-59.38	
Silt loam	0.501	0.486	16.68	0.65
	0.420-0.582	0.394-0.578	2.92-95.39	
Sandy clay loam	0.398	0.33	21.85	0.15
	0.332-0.464	0.235-0.425	4.42-108.0	
Clay loam	0.464	0.309	20.88	0.1
	0.409-0.519	0.279-0.501	4.79-91.10	
Silty clay loam	0.471	0.432	27.3	0.1
	0.418-0.524	0.347-0.517	5.67-131.50	
Sandy clay	0.43	0.321	23.9	0.06
	0.370-0.490	0.207-0.435	4.08-140.2	
Silty clay	0.479	0.423	29.22	0.05
	0.425-0.533	0.334-0.512	6.13-139.4	
Clay	0.475	0.385	31.63	0.03
	0.427-0.523	0.269-0.501	6.39-156.5	

Source: (Rawls et al., 1983)

ในพื้นที่ของระดับน้ำใต้ดินสูงมีการจำกัดพื้นที่จำกัดเก็บที่เป็นแหล่งเก็บกักดิน และการซึมไม่สามารถผ่านไปได้โดยปราศจากความสมบูรณ์ของดินที่อิ่มตัว ในกรณีดังกล่าวสิ้นสุดการสูญเสีย การซึมกลายเป็นศูนย์ และปริมาณน้ำฝนความชื้นเท่ากับส่วนที่เกินความชื้นของปริมาณน้ำฝน เฉพาะข้อมูลที่สามารถใช้ได้ ความจุนี้  $S$  สามารถประมาณจากข้อมูลความชื้นในดิน และความลึกลงไปใต้น้ำ ตาราง  $L$  โดยนัยในรูปที่ 1-32 (b)

$$S = L (u_s - u_i) \tag{1-31}$$

เมื่อ  $L$  = ความลึกของระดับน้ำ

## ตัวอย่างที่ 1-10 GREEN AND AMPT INFILTRATION EQUATION

สำหรับคุณสมบัติของดินดังต่อไปนี้การพัฒนาพล็อตของอัตราการแทรกซึม  $f$  กับปริมาณการซึม  $F$  ใช้สมการ Green and Ampt

$$K_s = 1.97 \text{ in. / hr}$$

$$\theta_s = 0.518$$

$$\theta_i = 0.318$$

$$\psi = -9.37 \text{ in.}$$

$$I = 7.88 \text{ in. / hr.}$$

**วิธีทำ**  $M_d = \theta_s - \theta_i$  เราสามารถแก้สมการ (1-31) เพื่อให้ได้ปริมาณของน้ำที่จะแทรกซึมเข้าไปในพื้นที่ผิวก่อนที่ความอึดตัวจะมาถึง:

$$F_s = \frac{\psi M_d}{(1 - i / K_s)}$$

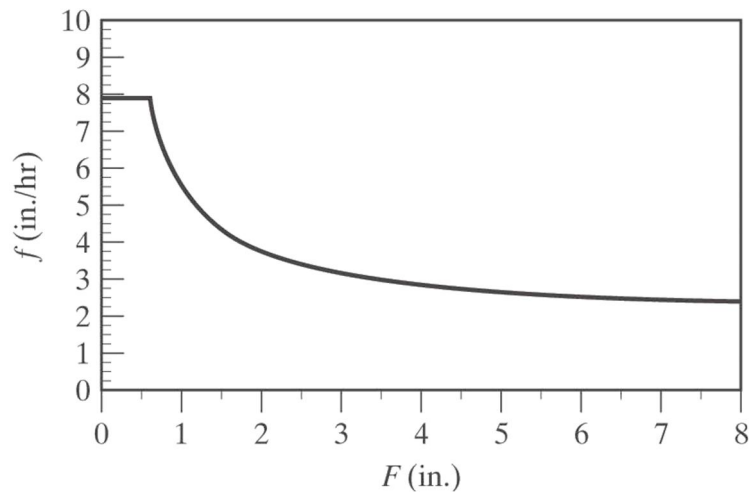
$$= \frac{-(9.37 \text{ in.})(0.518 - 0.318)}{1 - [(7.88 \text{ in. / hr}) / (1.97 \text{ in. / hr})]}$$

$$F_s = 0.625 \text{ in.}$$

ได้ค่าอัตราการซึมที่หน้าดินอึดตัว  $F_s = 0.625 \text{ in.}$  ซึ่งอัตราการซึมที่ผิวดินยังไม่อึดตัวจะมีค่าเท่ากับอัตราการตกของฝน และหาอัตราการซึมได้โดย [สมการที่ (1-29)]

$$f = K_s (1 - M_d \psi F)$$

แทนค่า  $F$  ในสมการ จะได้ดังรูป 1-33 ( $f$  จะมีค่าลดลง เมื่อ  $F$  มีค่าเพิ่มขึ้น)



รูปที่ 1-33 สำหรับตัวอย่างที่ 1-10 (Bedient et al., 2019)

**ตัวอย่างที่ 1-11 Green-Ampt Time to Surface Saturation**

ดินร่วนปนทรายแข็งมีคุณสมบัติของดินดังต่อไปนี้สำหรับใช้ในสมการ Green-Ampt

$$K_s = 1.81 \times 10^{-4} \text{ cm. / sec}$$

$$\theta_s = 0.523$$

$$\psi = -17.0 \text{ cm. water}$$

สำหรับปริมาณความชื้นเริ่มต้นของ  $i = 0.3$  เป็นความลึกน้ำที่ซัง ( $F_s$ ) และเวลาน้ำที่ซัง ( $t_s$ ) ขึ้นอยู่กับความเข้มของปริมาณน้ำฝนนี้ สิ่งที่จะได้ความลึกของการซึม 20 นาที หลังจากที่เริ่มต้นจากปริมาณน้ำฝนได้หรือไม่ (สมมติมีปริมาณน้ำฝนที่มีความเข้มคงที่)  $i = 6K_s$  สำหรับ 10 นาที

**วิธีทำ** ความชื้นเริ่มต้นการขาดดุล  $M_d = 0.523 - 0.300 = 0.223$  เพื่อที่จะได้เวลาที่ซัง เราคำนวณที่ระดับความลึกน้ำซัง จำเป็นในการผลิตจากสมการความอึมตัว (1-30)

$$F_s = (-17.0 \text{ cm.})(0.223) / (1 - 6K_s / K_s) = 0.76 \text{ cm.}$$

หาค่า  $t_s$

$$T_s = F_s / I = (0.76 \text{ cm.}) / [(6 \times 1.81 \times 10^{-4} \text{ cm. / sec})(60 \text{ s / min})] = 11.7 \text{ min.}$$



แสดงให้เห็นว่าปริมาณน้ำฝนในการซึมใช้เวลา 11.7 นาที เพื่อให้ดินอิ่มตัว อย่างไรก็ตามหลังจากที่จุดนี้ (11.7 นาที < 20 นาที) อัตราการซึมไม่ได้เป็นไปตามค่าความชื้นของปริมาณน้ำฝน ( $i$ ) และเวลา แต่เพิ่มขึ้นชี้แจงไปตามสมการดังนี้ (Chow et al., 1988)

$$K_s(t - t_p) = F - F_p + \psi M_d \ln \left[ \frac{M_d \psi - F}{M_d \psi - F_p} \right]$$

ปรากฏว่า, ความลึกของการแทรกซึม ( $F$ ) และความแตกต่างกับเวลา ( $t$ ) ในสมการนี้ มีเพียงหนึ่งตัวแปรที่ไม่ทราบ ( $F$ ) ในสมการตลอดช่วงเวลาหลังจากที่น้ำที่ซังบนผิวดิน เราก็จะทราบ  $t_s = 11.7$  นาที,  $M_d = 0.223$ ,  $\psi = -17.0$  ซม.,  $F_s = 0.76$  ซม. และ  $t = 20$  นาที โดย Goal Seek ใช้การจัดเรียงสมการใน Excel ที่จะแทนค่าเริ่มที่ศูนย์ของความลึกการแทรกซึมจากน้ำฝนเป็นเวลา 20 นาทีที่สามารถคำนวณได้ 1.20 ซม. แสดงว่า 0.44 ซม. (1.2 - 0.76 ซม.) ของปริมาณน้ำฝนได้รับการซึมใน 8.3 นาที (20 - 11.7 นาที) หลังจากน้ำที่ซังบนผิวดิน

## 1.9 อุทกวิทยากับการชลประทาน (HYDROLOGY AND IRRIGATION)

### 1.9.1 ประวัติการชลประทาน

ดาร์รง (2525) กล่าวว่า จากการค้นคว้าของนักประวัติศาสตร์ พบว่า การชลประทานนั้นเกิดขึ้นราว 4,000 ปี ก่อนคริสต์ศตวรรษ โดยชาวอียิปต์ในทุ่งของกลุ่มน้ำไนล์-ยูเฟรติส และเมืองจีนเมื่อ 3,000 ปี ก่อนคริสต์ศตวรรษ ซึ่งการชลประทานสมัยนั้นใช้เครื่องมือตักน้ำแบบธรรมดาสำหรับตักน้ำจากแหล่งน้ำ หรือบ่อน้ำ หรือในฤดูน้ำหลากก็ขุดคลองนำน้ำที่ล้นตลิ่งเข้าสู่พื้นที่เพาะปลูก มีหลักฐานว่า กษัตริย์ Menes ของอียิปต์ได้สร้างเขื่อนทดน้ำในแม่น้ำไนล์เมื่อ 4,000 ปี ก่อนคริสต์ศตวรรษ

ระหว่างคริสต์ศตวรรษที่ 19 ในอินเดียมีการสร้างเขื่อนทดน้ำในลำน้ำใหญ่ๆ ระบายน้ำชลประทานให้พื้นที่หลายล้านเอเคอร์ ในปี ค.ศ.1901 มีพื้นที่ชลประทานในแคว้นปัญจาบ และแคว้นซินของอินเดียถึง 19.6 ล้านเอเคอร์ และปัจจุบันนี้อินเดียมีพื้นที่ชลประทานกว่า 60 ล้านเอเคอร์ (ประมาณ 151.8 ล้านไร่) และปลายคริสต์ศตวรรษที่ 19 วิศวกรชาวอังกฤษได้ช่วยพัฒนาการชลประทานสมัยใหม่ให้อียิปต์ เช่น สร้างเขื่อนอัสวานกั้นแม่น้ำไนล์

ในศตวรรษที่ 20 การชลประทานในประเทศต่างๆ ได้เริ่มทำกันอย่างแพร่หลายและกว้างขวางขึ้น ทั้งในทวีปยุโรป เอเชีย และอเมริกาทั้งเหนือและใต้ เพราะโลกเราบริเวณที่ได้รับฝนดีเพียงพอตลอดฤดูกาลเพาะปลูกโดยไม่ต้องอาศัยการชลประทาน มีเพียง 1 ใน 3 ของพื้นผิวโลกเท่านั้น และพื้นที่ดังกล่าวก็ไม่ใช่ว่าจะเป็นพื้นที่ทำการเพาะปลูกได้เสียทั้งหมด บริเวณพื้นที่ที่เหมาะสมกับการเพาะปลูกทั่วไป จึงต้องอาศัยน้ำจากการชลประทานแทบทั้งสิ้น

### 1.9.2 ความหมายของการชลประทาน

การชลประทาน หมายความว่า กิจกรรมและวิธีการทุกประเภทที่บุคคลได้จัดทำขึ้นสำหรับส่งน้ำไปใช้เพื่อประโยชน์ในการเพาะปลูก (ดาร์รง, 2525) ประกอบด้วย

- (1) เป็นกิจกรรมที่บุคคลกระทำขึ้น
- (2) เป็นกิจกรรมที่สร้างขึ้นเพื่อส่งน้ำไปใช้
- (3) น้ำที่ส่งไปใช้นั้นต้องเพื่อประโยชน์ในการเพาะปลูก

กิจการใดแม้ขาดอย่างหนึ่งอย่างใดใน 3 ข้อนี้ ย่อมไม่ถือว่าเป็นการชลประทาน เช่น การประปา ทำขึ้นเพื่อมุ่งเน้นนำน้ำไปอุปโภค-บริโภคเป็นส่วนใหญ่ แม้จะมีการก่อสร้างและอาคารต่างๆ แต่ก็ไม่นับว่าเป็นการชลประทาน เพราะผิดที่จุดประสงค์ในการนำน้ำไปใช้เพื่อประโยชน์ในการเพาะปลูก

กิจการที่นับว่าเป็นการชลประทานนั้นมีอยู่มาก นับตั้งแต่กิจการขนาดเล็ก เช่น การตักน้ำรดต้นไม้ หรือสวนผัก การขุดร่อง คูนา นำน้ำเข้าไปใช้ปลูกผัก ผลไม้ ไปจนถึงกิจการขนาดใหญ่ ส่งน้ำเพื่อการเพาะปลูกในพื้นที่นับล้านไร่

การชลประทานตามหลักการนี้ แบ่งได้เป็น 2 ประเภทใหญ่ๆ คือ

**2.1 Gravity Irrigation** หมายถึง การชลประทานที่อาศัยอิทธิพลของแรงดึงดูดของโลก ให้น้ำไหลลงจากที่สูงไปสู่ที่ต่ำตามธรรมชาติ โดยปิดกั้นทางน้ำในบริเวณที่มีระดับสูง แล้วขุดคลองหรือคูส่งน้ำให้น้ำไหลไปสู่ที่ต่ำ เรียกว่าเหมืองฝาย หรือการทดน้ำ (Diversion Irrigation)

**2.2 Lift Irrigation** เป็นประเภทการชลประทานที่ใช้อิทธิพลอย่างอื่นบังคับน้ำจากที่ต่ำ ไปถึงพื้นดินที่อาจอยู่สูงกว่า เช่น การตัก วิด สาด สูบน้ำด้วยแรงต่างๆ เช่น แรงลม กำลังน้ำ กำลังเครื่องยนต์ จากแม่น้ำลำคลอง ขึ้นสู่ที่สูงกว่า หรือสูบน้ำใต้ดิน น้ำบาดาลขึ้นมาใช้ในการเพาะปลูก

### 1.9.3 กิจการที่เป็นประโยชน์ต่อการชลประทาน

ประโยชน์ที่ได้จากการชลประทาน

**3.1 การเก็บรักษาน้ำ (Water conservation)** หมายถึง กิจการที่กระทำขึ้นเพื่อเก็บรักษา สงวนน้ำ ไว้ใช้ประโยชน์ต่างๆ เช่น เพื่อการเพาะปลูก การประปา การคมนาคมทางน้ำ การผลิตพลังงานไฟฟ้า และการอุตสาหกรรม เป็นต้น โดยในแง่ที่เกี่ยวกับการชลประทานนั้น การเก็บรักษา สงวนน้ำ มักจะกระทำเพื่อเก็บน้ำไว้เป็นต้นทุนสำหรับการเพาะปลูกเมื่อขาดแคลนน้ำ จะได้ชักเอาน้ำที่เก็บไว้นั้นมาใช้ต่อไป

**3.2 การระบายน้ำ (Drainage)** หมายถึง กิจการที่กระทำขึ้นเพื่อระบายน้ำที่เหลือใช้ หรือไม่ต้องการในพื้นที่ผืนหนึ่งทิ้งไปเสีย กิจการประเภทนี้อาจทำเพื่อประโยชน์ต่างๆ กัน เช่น ระบายน้ำฝนที่ตกอยู่ในชุมชนเพื่อการสาธารณสุข หรือเพื่อป้องกันน้ำท่วม และการระบายน้ำที่เหลือใช้ในการเพาะปลูกออกจากแปลงเพาะปลูก ซึ่งลักษณะงานที่จะสร้างขึ้น จะมีการขุดคลองระบายน้ำจากที่ลุ่มซึ่งน้ำจะขังอยู่ นำน้ำไปทิ้งยังแม่น้ำหรือทะเล คลองเหล่านี้ต้องมีอาคารบังคับควบคุม เพื่อป้องกันไม่ให้น้ำจากภายนอกไหลย้อนกลับไปที่เดิม

**3.3 การป้องกันอุทกภัย (Flood Protection)** หมายถึง กิจการที่กระทำขึ้นเพื่อป้องกันมิให้น้ำในแม่น้ำลำธารไหลบ่าตลิ่งเข้าไปท่วมพื้นที่ดินทั้ง 2 ฝั่งริมทางน้ำ กิจการนี้ทำเพื่อประโยชน์หลายอย่าง เช่น เพื่อป้องกันมิให้น้ำท่วมพื้นที่ชุมชน หรือพื้นที่เพาะปลูก ลักษณะงานในลักษณะนี้ ทำได้หลายวิธี เช่น

- (1) สร้างคันดินล้อมรอบพื้นที่ที่จะป้องกันมิให้น้ำท่วม
- (2) สร้างคันดินตามริมฝั่งลำน้ำ เพื่อป้องกันมิให้น้ำจากแม่น้ำไหลล้นเข้าไปสู่พื้นที่ริมน้ำ

ได้

(3) ขุดคลองลัดตรงบริเวณโค้งน้ำที่เป็นคิ่งใหญ่ เพื่อระบายน้ำให้ไหลเร็วขึ้น น้ำจะได้ไม่ล้นเอ่อบริเวณนั้น

(4) สร้างอ่างเก็บน้ำเก็บกักน้ำไว้ตอนบน เพื่อเก็บน้ำที่จะหลากมาท่วมทางตอนล่างในฤดูฝน

**3.4 การควบคุมรักษาทางน้ำ (River Control and Regulation)** หมายถึง กิจกรรมที่สร้างขึ้นเพื่อบำรุงรักษาทางน้ำให้อยู่ในสภาพที่รักษาประโยชน์ได้ และปลอดภัยต่อสาธารณชน ซึ่งทางน้ำนี้หมายถึง ทางน้ำอันเกิดเองตามธรรมชาติ เช่น แม่น้ำ ลำธาร ห้วย หนอง คลองต่างๆ ซึ่งถือว่าเป็นสมบัติสาธารณะหรือของแผ่นดิน ซึ่งอยู่ในความดูแลของรัฐ งานบำรุงรักษาทางน้ำนี้ไม่เกี่ยวกับกิจการชลประทาน แต่จะเป็นประโยชน์กับการคมนาคมขนส่งทางน้ำเป็นส่วนใหญ่ อาจมีเพียงบางกรณีที่เกิดประโยชน์ต่อการเพาะปลูกบ้าง

**3.5 การคมนาคมทางน้ำ (Inland Navigation)** หมายถึง กิจกรรมที่สร้างขึ้นเพื่อใช้แม่น้ำ ลำคลอง ให้เป็นประโยชน์ต่อการสัญจรไปมา และการขนส่งทางเรือ

#### 1.9.4 รูปแบบของการชลประทาน

กิจการชลประทาน นับว่าเป็นส่วนประกอบที่จำเป็นอย่างยิ่งในการดำเนินอาชีพของเกษตรกร การดำรงชีวิตของเกษตรกรในเขตการชลประทานก็ต้องเกี่ยวข้องกับสัมพันธ์และมีส่วนได้ส่วนเสียร่วมกันอยู่มาก จึงย่อมทำให้เกิดปัญหาหลายประการตามมา ดังนั้น การที่จะเริ่มโครงการชลประทาน จำเป็นต้องศึกษาให้เข้าใจโดยถ่องแท้ และพิจารณาให้ละเอียดครบถ้วนเพื่อให้กิจการชลประทานนั้นๆ ดำเนินลุล่วงไปได้ผลสมบูรณ์ตามเป้าหมาย ซึ่งปัญหาที่จะตามมานอกจากการบริหารจัดการแล้ว ยังมีปัญหาการใช้น้ำ การเกษตรกรรม ปัญหาทางเศรษฐกิจ ทางสังคมและการปกครอง เข้ามาเป็นปัจจัยสำคัญอีกด้วย ดังนั้นรูปแบบของการชลประทาน จึงอาจแบ่งได้ตามปัญหาที่ต้องพิจารณา ได้ 3 ประเด็นคือ

- (1) รูปแบบฝ่ายวิศวกรรม
- (2) รูปแบบฝ่ายเกษตรกรรม
- (3) รูปแบบฝ่ายเศรษฐกิจ

**4.1 รูปแบบฝ่ายวิศวกรรม (Engineering Aspect)** เป็นรูปแบบการที่จะต้องพิจารณาในด้านวิศวกรรม เกี่ยวข้องกับงานสำรวจ คำนวณกำลัง ออกแบบแผนผัง กำหนดวางรูปแบบโครงการ ตลอดจนงานดำเนินการและควบคุมการก่อสร้าง การบริหารซ่อมแซม เพื่อให้ได้ผลสมบูรณ์ในการเก็บกัก การทดน้ำ และการส่งน้ำไปใช้ในการเพาะปลูก

ในการวางโครงการชลประทาน การสำรวจภูมิประเทศต้องละเอียด ถูกต้อง ซึ่งจะช่วยให้สามารถพิจารณากำหนดเนื้อที่ที่จะรับน้ำชลประทาน และกำหนดลักษณะวิธีส่งน้ำได้โดยเหมาะสม การสำรวจสถิติน้ำฝน ปริมาณน้ำท่า จะทำให้ทราบว่าแหล่งน้ำนั้นจะมีน้ำนำมาใช้งานเป็นจำนวนเท่าใด เหมาะสมกับเนื้อที่ชลประทานเพียงใดหรือไม่ และจำแนกประเภทที่ดินที่จะเพาะปลูก กำหนดพื้นที่และชนิดพืชที่จะปลูก นำมาประกอบกับการออกแบบและวางโครงการ

**4.2 รูปแบบฝ่ายเกษตรกรรม (Agricultural Aspect)** เป็นรูปการที่จะต้องพิจารณาเกี่ยวกับการใช้น้ำและการเกษตร มีหลักการสำคัญอยู่ 3 อย่าง คือ ความสัมพันธ์ระหว่างดิน ลมฟ้าอากาศ น้ำ และพืช การใช้น้ำจากการชลประทานจะต้องให้เหมาะสมกับเวลาที่พืชที่ปลูกในเนื้อดินชนิดหนึ่งๆ ต้องการ ซึ่งการใช้น้ำในเขตชลประทานต้องเป็นไปโดยถูกต้องและประหยัด เมื่อใช้น้ำโดยประหยัดแล้ว ก็จะนำน้ำส่วนที่ประหยัดไปใช้เพาะปลูกในพื้นที่อื่นเพิ่มขึ้น หรือประหยัดไปใช้ในฤดูกาลอื่นได้อีก ทำให้เกิดประโยชน์ได้ผลผลิตทางการเกษตรเพิ่มขึ้น สำหรับปัญหาในรูปฝ่ายเกษตรกรรม จะมี 3 ประการ คือ

4.2.1 ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำกับลมฟ้าอากาศ สภาพของลมฟ้าอากาศอันมี ลมฝน ความชื้น ความอบอุ่น และแสงแดด กับช่วงเวลาแห่งฤดูกาลเพาะปลูก ปัจจัยเหล่านี้ย่อมกระทบกระเทือนถึงความต้องการใช้น้ำของพืชอยู่มาก เช่น ลมจะเป็นสื่อนำฝนมาตกในภูมิภาคนั้นๆ อันเป็นประโยชน์ต่อพืช แต่ลมก็เป็นปัจจัยทำให้แปลงเพาะปลูกระเหยเร็วขึ้น ฝนเป็นสิ่งที่สัมพันธ์กับการใช้น้ำชลประทานเป็นอย่างมาก เพราะหลักการชลประทานจะส่งน้ำให้พืชเฉพาะในระยะที่มีฝนไม่เพียงพอเท่านั้น เพราะถ้ามีฝนตกมากพอก็จะหยุดส่งน้ำทันที ถ้าฝนตกน้อยก็จะส่งน้ำเข้าไปเพิ่ม ดังนั้น สถิติของลมฟ้าอากาศนับว่าจำเป็นและสำคัญที่จะต้องนำมาพิจารณาในการวางรูปฝ่ายเกษตรกรรม

4.2.2 ความสัมพันธ์ระหว่างเนื้อดินกับน้ำ ความสัมพันธ์ระหว่างเนื้อดินกับน้ำนับว่ามี ความสำคัญยิ่ง ดินบางชนิดมีเนื้อหยาบร่วน เป็นเหตุให้น้ำรั่วซึมได้ง่าย จะทำให้สูญเสียน้ำชลประทานมากขึ้น ส่วนบางชนิดมีเนื้อละเอียดแน่น น้ำผ่านได้ไม่สะดวกก็ต้องการน้ำชลประทานน้อยลง ดินร่วนย่อมมีช่องว่างระหว่างเม็ดดินมากอาจเก็บน้ำอยู่ในรูปความชุ่มชื้นในดิน ทำให้รากพืชสามารถดูดน้ำมาใช้ได้ง่าย

น้ำที่อยู่ในเนื้อดิน อาจสามารถแบ่งได้ 3 ประเภท คือ

(ก) น้ำที่รากของพืชไม่อาจดูดนำมาใช้ได้ (Hygroscopic Water) เป็นน้ำที่เกาะอยู่กับผิวเม็ดดินบางๆ ด้วยแรงดึงดูดของเม็ดดินนั้น นับว่าไม่เป็นประโยชน์แก่พืช

(ข) น้ำที่อยู่ตามช่องว่างระหว่างเม็ดดิน (Capillary Water) เมื่อเติมน้ำลงไป เนื้อดินอีก เม็ดดินจะมีน้ำเกาะหนาขึ้น จนรากพืชสามารถดูดเอาไปใช้ได้ น้ำนี้อาจถ่ายเทจากเม็ดดินหนึ่ง

ไปสู่เม็ดดินหนึ่งโดยซ้ำๆ ได้ และจำนวนน้ำที่เกาะอยู่บนเม็ดดินนี้ก็จำกัดขีด ซึ่งถ้ามากกว่านี้แล้ว น้ำก็จะเริ่มไหลจากเม็ดดินนั้นไปเอง

(ค) น้ำที่ไหลไปตามช่องว่างของเม็ดดินโดยไม่เกาะเม็ดดิน (Free Water) เป็นน้ำที่ไหลถ่ายเทไปตามช่องว่างระหว่างเม็ดดินตลอดเวลา ดังนั้น การให้น้ำแก่พืชที่มากเกินไปใช้ไม่ทัน ก็จะไหลไปตามเนื้อดิน เป็นการสูญเสียน้ำโดยเปล่าประโยชน์ การให้น้ำที่ดีที่สุดคือการให้น้ำแบบ Capillary Water ซึ่งพืชดูดไปใช้ได้พอดี ไม่มากเกินไป น้อยเกินไป

4.2.3 ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำกับพืช ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำกับพืชเป็นหลักการของวิชาเกษตรชลประทาน ต้องทราบคุณสมบัติและหน้าที่ของน้ำที่มีต่อพืช โดยปกติพืชจะเติบโตได้ต้องอาศัยน้ำ ดิน อากาศ ความร้อน และแสงสว่าง แต่อากาศ ความร้อน และแสงสว่าง อยู่นอกเหนืออิทธิพลที่มนุษย์จะบังคับได้ ฉะนั้น มีดินกับน้ำเท่านั้นที่เราจะนำมาตัดแปลงและปรุงแต่งให้เกิดประโยชน์ต่อการเพาะปลูก และสำหรับน้ำถือว่าเป็นสิ่งจำเป็นเป็นอย่างมากสำหรับพืช ที่จะต้องใช้ปรุงอาหาร ทำให้พืชเจริญเติบโต และมีชีวิตอยู่ได้

4.3 รูปแบบฝ่ายเศรษฐกิจ (Economical Aspect) รูปแบบนี้ผู้วางโครงการจะต้องศึกษา พิจารณาให้รอบคอบเสมอ เมื่อสร้างโครงการขึ้นมาแล้วจะเกิดประโยชน์อะไร คุ่มทุนการลงทุนหรือไม่ ผลตอบแทนเป็นเท่าไร ที่สำคัญ จะเกี่ยวพันไปถึงความเป็นอยู่ทางสังคมและการปกครองด้วย

ในการควบคุมการใช้น้ำนี้ ปัญหาที่สำคัญยิ่งคือ ปริมาณน้ำจากแหล่งน้ำที่นำมาใช้ในการชลประทานจากแหล่งหนึ่งย่อมมีอยู่อย่างจำกัด และจะใช้ได้กับพื้นที่จำนวนหนึ่งเท่านั้น ดังนั้น การขยายเนื้อที่ชลประทานออกไปโดยไม่มีขอบเขตจำกัดย่อมเป็นสิ่งที่ทำไม่ได้ เพราะจะเกิดการแย่งชิงน้ำได้เนื่องจากมีน้ำไม่พอ ต้องมีการวางกฎกติกา มีกลุ่มผู้ใช้น้ำ เพื่อให้การใช้น้ำเพียงพอ และมีประสิทธิภาพ

## บทสรุป (SUMMARY)

บทที่ 1 นี้เนื้อหาครอบคลุมหลักการทางอุทกวิทยา รวมทั้งสมมูลน้ำ ระบบสภาพอากาศ ฝน น้ำท่า การระเหย การคายระเหย การซึม และการตรวจวัดทางอุทกวิทยา **รูปที่ 1-2** แสดงให้เห็นถึง ส่วนประกอบของวัฏจักรอุทกวิทยาทั้งกระบวนการทางธรรมชาติและที่มนุษย์สร้างขึ้น เพื่อการเก็บกัก น้ำหรือการออกแบบทางวิศวกรรม และการเปลี่ยนแปลงสถานะของน้ำในชั้นบรรยากาศเป็นปัจจัย การผลิตพลังงานหลัก การตกตะกอน และการระเหย เมื่อฝนตกลงบนแผ่นดินก็จะสามารถแทรกซึม เข้ามาในระบบดินที่ไหลผ่านพื้นดินลงไปใต้น้ำลึกระเหยกลับไปสู่บรรยากาศหรือไหลออกสู่แม่น้ำ สมดุลน้ำโดยรวมจะยังคงผ่านกลไกการเก็บกักต่างๆ ภายในวัฏจักรอุทกวิทยา มหาสมุทรเป็นแหล่งรับ ที่ดีที่สุดของการไหลจากพื้นผิวของแม่น้ำและช่องทางน้ำและการมีส่วนร่วมของพื้นน้ำจากแผ่นดิน ชายฝั่งทะเล และเป็นแหล่งสำคัญของการระเหยของน้ำกลับไปสู่บรรยากาศ

บรรยากาศที่เป็นการเชื่อมโยงทางอุทกวิทยาที่สำคัญระหว่างมหาสมุทรและทวีปบนพื้นโลก อำนวยความสะดวกในวัฏจักรของการเคลื่อนที่ของน้ำในแผ่นดิน วัฏจักรอุทกวิทยา ส่วนใหญ่เป็น รูปแบบตามเงื่อนไขของการบรรยากาศที่มีฝนเป็น Input หลัก เมื่อสภาพอากาศมีความไม่แน่นอน รังสีจากดวงอาทิตย์ การไหลเวียนทั่วไป ระบบลม ความชื้นจากแหล่งน้ำ การเปลี่ยนสถานะของน้ำ จากของเหลวกลายเป็นไอไปกับการเปิดตัวของความร้อนแฝงเป็น Driver ที่สำคัญสำหรับการจัดหา พลังงานในชั้นบรรยากาศ พายุฝนฟ้าคะนอง เป็นผลมาจากสภาพแวดล้อมที่ไม่แน่นอน และการ เคลื่อนไหวตามแนวตั้งที่แข็งแกร่ง และผลผลิตที่สำคัญคือปริมาณฝน และลมที่สร้างความเสียหาย

แนวคิดของพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีจุดออกเดียวเป็นหน่วยอุทกวิทยาขั้นพื้นฐานเป็นการตอบสนองจาก ต้นน้ำที่มีฝน ซึ่งขึ้นอยู่กับขนาดรูปร่างความลาดชัน ดิน การเก็บกัก และการประโยชน์ใช้ที่ดินในพื้นที่ ลุ่มน้ำ การตอบสนองที่เกิดขึ้นจริง นิยมพล็อตเป็น Hydrograph ของอัตราการไหล  $Q$  เทียบกับเวลา  $t$  การป้อนข้อมูลฝนที่เป็น Driver หลักของวัฏจักรอุทกวิทยาที่เกี่ยวกับการไหลของแม่น้ำ น้ำประปา น้ำท่วม การระบายน้ำในพื้นที่เกษตรกรรม และชุมชนเมือง และการเพิ่มน้ำให้กับแหล่งน้ำ ฝน ภาควัสดุ ดิน ฝนเชิงพื้นที่ และฝนเรดาร์ ตามที่อธิบายในรายละเอียดในบทนี้ ปริมาณฝนภาคพื้นดินหรือ เรดาร์และน้ำท่าสามารถตรวจวัดได้โดยตรง

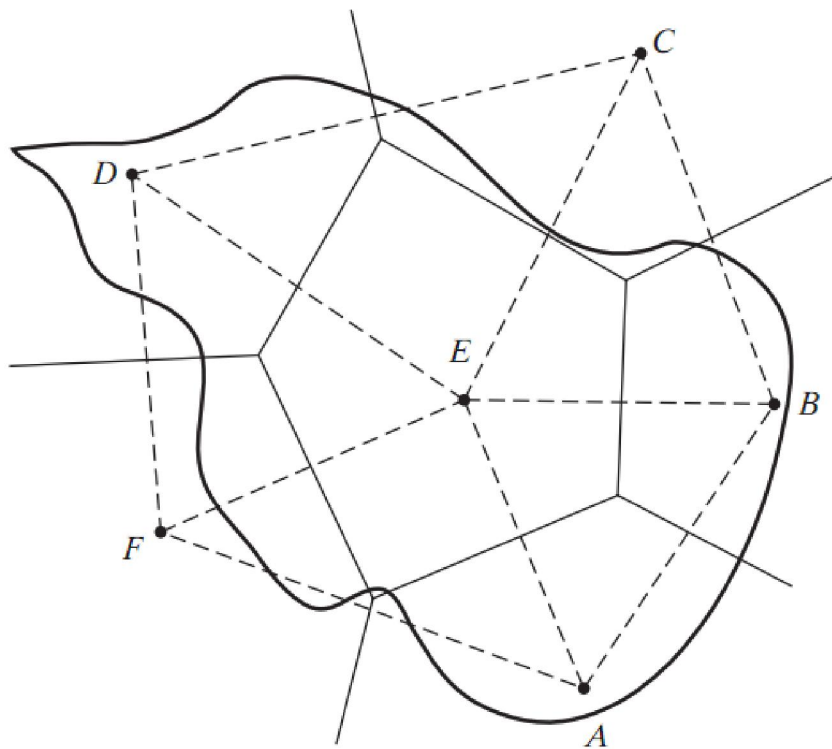
การสูญเสียหรือแนวคิดในทางอุทกวิทยารวมถึงการคายระเหย และการซึม จะครอบคลุมใน รายละเอียดใน**บทที่ 1** รวมถึงวิธีการตามหลักฟิสิกส์ เช่น สมการการระเหยของ Penman และการ ซึมของ Green and Ampt และวิธีฮอร์ดัน นำเสนอเป็นตัวอย่างเชิงประจักษ์ กับความซับซ้อนของวัฏ จักอุทกวิทยาที่แสดงใน**รูปที่ 1-1** ซึ่งแสดงเส้นทางการหมุนเวียนของน้ำและการเก็บกักองค์ประกอบ ต่าง ๆ ที่ไม่สามารถตรวจวัดได้อย่างง่ายดายทั้งหมด และมีบางส่วนสามารถตรวจวัดเป็นแบบทางอ้อม

ไม่ทราบค่าที่แท้จริง โดยรวมของสมการสมดุลของน้ำทางอุทกวิทยา การซึม และการระเหยที่ได้รับ การคำนวณมักจะเป็นความสูญเสียจากระบบ และมักจะไม่ได้สามารถตรวจวัดได้โดยตรง

### แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 1

1.1 พื้นที่ลุ่มน้ำขนาด 437 km<sup>2</sup> มีสถานีตรวจวัดฝน จำนวน 6 สถานี สามารถสร้างรูปหลายเหลี่ยมด้วยวิธี Thiessen ตามรูปด้านล่าง โดยใช้ความถี่รวมของฝนที่ตกในตารางด้านล่าง จงคำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยในพื้นที่ลุ่มน้ำ

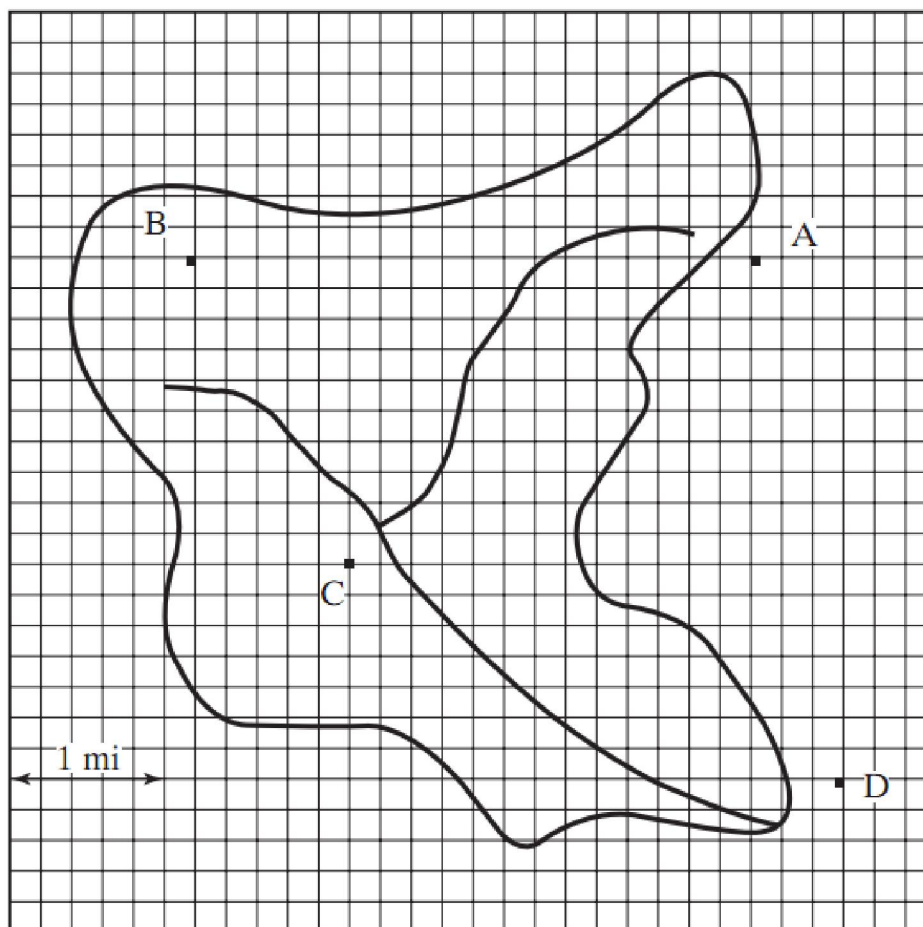
สถานี	ปริมาณน้ำฝน (mm.)	พื้นที่ (km <sup>2</sup> )
A	2.20	81
B	3.22	67
C	0.71	17
D	2.49	89
E	0.88	153
F	6.72	30





1.2 กลุ่มน้ำ มีสถานีตรวจวัดฝน จำนวน 4 สถานี ได้จัดเก็บข้อมูลปริมาณฝนทั้งหมดในแต่ละสถานี ระหว่างเหตุการณ์พายุฝนดังตารางด้านล่าง จงคำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยในพื้นที่รับน้ำโดยใช้วิธี (ก) ค่าเฉลี่ยเลขคณิต และ (ข) วิธี Thiessen

Gage	Rainfall (mm.)
A	3.26
B	2.92
C	3.01
D	3.05



1.3 กลุ่มน้ำ Mud Creek มีขอบเขตลุ่มน้ำที่มีสถานีตรวจวัดฝนในพื้นที่ และบริเวณข้างเคียง จำนวน 6 สถานี และในแต่ละสถานีมีปริมาณฝนในช่วงพายุฝนดังตาราง จงหาปริมาณฝนเฉลี่ยของพายุฝนนี้ โดยใช้วิธี Thiessen

สถานี	ปริมาณน้ำฝน (mm)
1	55
2	45
3	40
4	62
5	70
6	21

1.4 จากสมการที่ 1-7 (หน้าที่ 1-21) ให้นำมาสร้างกราฟระหว่าง  $e_s$  กับ  $T$  สำหรับช่วงอุณหภูมิตั้งแต่  $-30^{\circ}\text{C}$  ถึง  $40^{\circ}\text{C}$  และช่วงความดันตั้งแต่ 0 ถึง 70 mb พื้นที่ใต้เส้นโค้งแสดงถึงสภาพอากาศไม่อิ่มตัว ใช้กราฟนี้ให้ตอบสิ่งต่อไปนี้:

(ก) เลือกตัวอย่างอากาศอิ่มตัวและไม่อิ่มตัวสองตัวอย่างจากชุดข้อมูลความดันและอุณหภูมิด้านล่าง:

ความดัน (mb): {10,20,30}

อุณหภูมิ ( $^{\circ}\text{C}$ ): {10,20,30}

(ข) ให้ A และ B เป็นตัวอย่างอากาศสองตัวอย่างโดยที่ A: ( $T = 30^{\circ}\text{C}$ ,  $P=25$  mb) และ B: ( $T= 30^{\circ}\text{C}$ ,  $P=30$  mb) สำหรับแต่ละตัวอย่าง จงหาสิ่งต่อไปนี้:

- 1) ความดันไออิ่มตัว
- 2) จุดน้ำค้าง
- 3) ความชื้นสัมพัทธ์

(ค) สมมติว่าทั้งตัวอย่าง A และ B ถูกทำให้เย็นลงถึง  $15^{\circ}\text{C}$  จงหาความชื้นสัมพัทธ์ และอุณหภูมิที่จุดน้ำค้างของ A และ B

1.5 ค่าคงที่ของก๊าซ R มีค่าเท่ากับ  $2.87 \times 10^2 \text{ cm}^2/\text{s}^2 \text{ K}$  สำหรับอากาศแห้ง เมื่อความดันเป็น mb ใช้กฎของก๊าซในอุดมคติ ( $P = \rho RT$ ) มีความหนาแน่นของอากาศแห้งที่  $25^{\circ}\text{C}$  ด้วยความดัน 950 mb จงหาความหนาแน่นของอากาศชื้นที่ความดัน และอุณหภูมิเดียวกันหากความชื้นสัมพัทธ์อยู่ที่ร้อยละ 65

1.6 ที่สถานีตรวจอากาศตรวจวัดความดันอากาศได้ 101.1 kPa ที่อุณหภูมิอากาศ 22 °C และอุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง 18 °C จงคำนวณหาความดันไอน้ำ ความชื้นสัมพัทธ์ และความหนาแน่นของอากาศที่สอดคล้องกัน  $e$  และ  $e_s$

1.7 สระว่ายน้ำขนาด (15 x 20 x 4 m) มีการรั่วซึมที่ด้านล่าง การตรวจวัดปริมาณฝน การระเหย และระดับน้ำ จะทำทุกๆ 10 day จงประมาณการรั่วซึมเฉลี่ยของสระว่ายน้ำในหน่วย m<sup>2</sup>/day โดยสมมติว่า ในวันแรกความลึกของน้ำในสระว่ายน้ำเริ่มต้น เท่ากับ 0.48 m (48 cm.)

Day	Evaporation (cm)	Rain (cm)	Level (cm)
1	1.27		48 (Initial)
2	0.25	2.03	
3	1.27		
4	0.25	7.11	
5	1.27		
6	1.27		
7	0.25	6.09	
8	1.27		
9	1.27		
10	1.27		41 (Ending)

1.8 กลุ่มน้ำซึ่งมีพื้นที่รับน้ำ 2,500 km<sup>2</sup> มีปริมาณฝน 130 cm ตกในระยะเวลา 1 ปี และมีอัตราการไหลเฉลี่ยของน้ำท่าที่ตรวจวัดจากสถานีที่จุดออก เท่ากับ 30 m<sup>3</sup>/sec ประมาณการการสูญเสียน้ำเนื่องจากผลกระทบรวมของการระเหย การคายน้ำ และการรั่วซึมเข้าเนื่องจากน้ำใต้ดิน จงคำนวณหา น้ำท่าที่ไหลออกถึงจุดออกที่เป็นไปได้ในรอบปี และคำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์การเกิดน้ำท่า

1.9 ข้อมูลปริมาณฝนที่ตกเพิ่มมากขึ้นในตาราง ซึ่งถูกบันทึกจากเครื่องมือวัดฝนที่บันทึกบนลานจอดรถในเมืองขนาดเล็ก 4,050 m<sup>3</sup> โดยเก็บบันทึกข้อมูลทุกๆ 0.5 hr.

(ก) จงพล็อตกราฟฝน (Hyetograph) ซึ่งใช้ความเข้มฝนในหน่วย cm/ hr.

(ข) ความลึกรวมทั้งหมดของปริมาณฝนที่ตก (cm)

(ค) ถ้ำร้อยละ 100 ของปริมาณฝนที่ตกกลายเป็นน้ำท่าทั้งหมดและมีฐานเวลาของ Hydrograph แบบสามเหลี่ยม (อัตราการไหลเทียบกับเวลา) เท่ากับ 3 hr. จงหาการปริมาณไหล

สูงสุดของ Hydrograph ในหน่วย cms [คำแนะนำ: ก่อนอื่นให้หาปริมาณฝนทั้งหมดจากนั้นเทียบเคียงกับพื้นที่ใต้กราฟของ Hydrograph]

Time (hr.)	Rainfall (cm)
0	0
0.5	5.0
1.0	5.5
1.5	10.0
2.0	12.0
2.5	10.0
3.0	4.5
3.5	3.0
4.0	2.5
4.5	0

1.10 สมมติว่า ตำแหน่งตรวจวัดน้ำในลำน้ำตั้งแต่ B ถึง L ในตัวอย่างที่ 1-5 มีความลึกเพิ่มขึ้น 0.2 ฟุต นอกจากนี้ ยังมีปริมาณน้ำไหลเข้าจากลำน้ำสาขาเพิ่มเข้ามาคิดเป็น 500 cfs จงหาคำนวนหาอัตราการไหลรวมของลำน้ำดังกล่าว โดยสมมติว่าการกระจายความเร็วยังคงไม่เปลี่ยนแปลง

1.11 ใช้ปริมาณฝนด้านล่าง และเส้นโค้งการรั่วซึมของสมการ Horton กับพารามิเตอร์และกำหนด  $k = 0.1 \text{ hr}^{-1}$ ,  $f_0 = 0.5 \text{ cm/hr.}$ , และ  $f_{\infty} = 0.7 \text{ cm/hr.}$  จงหากราฟฝนส่วนเกินที่เกิดขึ้น สมมติว่า การสูญเสียเริ่มต้นสำหรับลุ่มน้ำนี้ คือ 0.5 cm คำนวนฝนส่วนเกินเป็นค่าเฉลี่ยในช่วงเวลาครึ่งชั่วโมงและอ้างถึงตัวอย่างที่ 1-6 สำหรับคำแนะนำ

Time	0-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	2.5-3.0	3.0-3.5
Rainfall(cm/hr)	1.0	0.7	2.0	2.5	2.8	1.5	0.5

1.12 ใช้รูปที่ 1-25 ค้นหาการระเหยรายวันจากทะเลสาบตื้นที่มีลักษณะดังต่อไปนี้

อุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน = 25.6 °C

รังสีดวงอาทิตย์รายวัน = 550 cal/cm<sup>2</sup>

จุดน้ำค้างรายวันเฉลี่ย = 4.4 °C

ความเร็วลม (ที่ความสูง 6 in. เหนือเครื่องมือวัด) = 5.5 ft/s

1.13 ถาดวัดการระเหยแบบ Class A Pan ที่ติดตั้งใกล้กับทะเลสาบขนาดเล็กแห่งหนึ่ง เพื่อตรวจสอบการระเหยรายวัน (ดูตารางด้านล่าง) ระดับน้ำในถาดจะทำการสังเกตทุกวันและน้ำจะถูกเพิ่มหากระดับลดลงเข้าใกล้ 18 เซนติเมตร ในแต่ละวัน จะมีการคำนวณความแตกต่างของระดับความสูงของน้ำระหว่างวันปัจจุบันและวันก่อนหน้า และค่าปริมาณฝนมาจากวันปัจจุบัน พิจารณาการระเหยของทะเลสาบรายวันหากค่าสัมประสิทธิ์ถาดเท่ากับ 0.7

Day	Rainfal (cm)	Water Level (cm)
1	-	20.32
2	0.58	20.12
3	1.42	19.99
4	0.13	19.94
5	0.03	19.71
6	-	19.25
7	0.05	18.87
8	0.03	18.59
9	-	18.42
10	-	18.26
11	-	18.00*
12	0.03	20.09
13	-	19.96
14	0.05	19.81

\*วันที่เติมน้ำเพิ่มเข้าไป

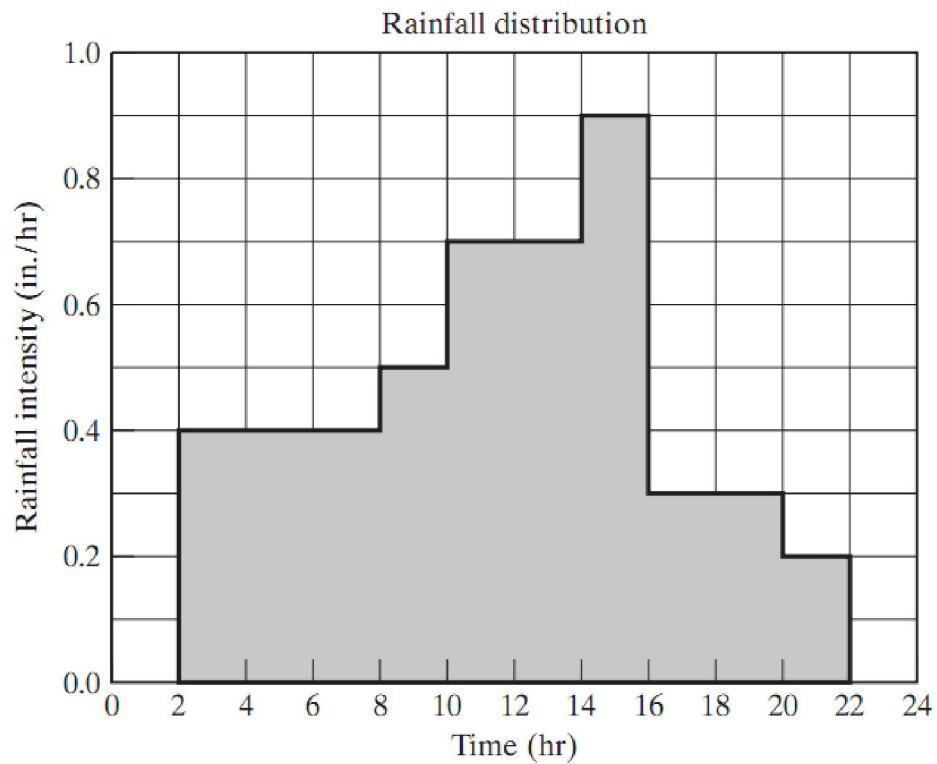
1.14 กำหนดอัตราเริ่มต้นของการซึมเท่ากับ 31.75 mm/hr. และความจุสุดท้าย 6.35 mm/hr. ให้ใช้สมการของ Horton [สมการ (1-18)] เพื่อค้นหาความสามารถในการซึมในเวลาต่อไปนี้:  $t = 10 \text{ min}$ , 15 min, 30 min, 1 hr., 2 hr., 4 hr. และ 6 hr. และสมมติค่าคงที่เวลา  $k = 0.25 \text{ hr.}^{-1}$

1.15 พายุฝนที่พัดผ่านลุ่มน้ำขนาด 15-ac นาน 5 hr. ทำให้เกิดฝนตกขนาด 5 นิ้ว: 1.2 นิ้ว/ชม สำหรับชั่วโมงแรก, 2.1 นิ้ว/ชม สำหรับชั่วโมงที่สอง, 0.9 นิ้ว/ชม สำหรับชั่วโมงที่สาม และ 0.4 นิ้ว/ชม สำหรับ 2 ชม สุดท้าย จงหาปริมาณการซึมจากวิธีของฮอร์ดตัน โดยมีค่า  $k = 1.1 \text{ ชม}^{-1}$ ,  $f_c = 0.2 \text{ นิ้ว/ชม}$ . และ  $f_0 = 0.9 \text{ นิ้ว/ชม}$ . และให้พล็อตกราฟการไหลออกในหน่วยนิ้ว/ชม เทียบกับ  $t$

1.16 จงหาสมการ Horton เพื่อให้เข้ากับข้อมูลเวลาและการซึมดังต่อไปนี้

Time (hr)	F (in./hr)
1	3.17
2	2.60
6.5	1.25
$\infty$	0.60

1.17 จงหาค่าดัชนี  $\phi$ -index ของรูปด้านล่างนี้ ถ้ากำหนดความลึกของน้ำท่าที่วัดได้ เท่ากับ 5.6 นิ้ว จากฝนที่ตกในพื้นที่ลุ่มน้ำนี้



## เอกสารอ้างอิง (References)

AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS (ASCE), 1996, Hydrology Handbook, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 28, ASCE, Reston, VA.

AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS (ASCE), 2005, The ASCE Standardized Reference Evaporation Equation, R. G. Allen, I. A. Walter, R. L. Elliott, T. A. Howell, D. Itenfisu, M. E. Jensen and R. L. Snyder, eds., Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration, Environmental and Water Resources Institute, ASCE, Reston, VA.

Ahrens, C. D., 2000, Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment, 6th ed., Brooks/Cole, Pacific Grove, CA.

Anthes, R. A., 1997, Meteorology, 7th ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Bedient, P. B., B. C. Hoblit, D. C. Gladwell, and B. E. Vieux, 2000, "NEXRAD Radar for Flood Prediction in Houston," ASCE J. Hydrologic Eng., 5(3), pp. 269–277.

Bedient, P. B., H. Rifai, and C. Newell, 1999, Ground Water Contamination: Transport and Remediation, 2nd ed., Prentice Hall PTR, Upper Saddle River, NJ.

Bedient, P. B., A. Holder, J. A. Benavides, and B. E. Vieux, 2003, "Radar-Based Flood Warning System Applied to Tropical Storm Allison," ASCE J. Hydrologic Eng., 8(6), pp. 308–318.

Bedient, P.B., W.C. Huber, and B.E. Vieux, 2008, Hydrology and Floodplain Analysis, 4th edition. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Bedient, P.B., W.C. Huber, and B.E. Vieux, 2019, Hydrology and Floodplain Analysis, 6e edition. Pearson PTE Academic, 813 pages.

Betson, R. P., 1964, "What Is Watershed Runoff?" J. Geophys. Res., 69, pp. 1541–1551.

Biswas, A. K., 1972, History of Hydrology, North Holland Publishing Co., Amsterdam.

Blaney, H. F., and W. D. Criddle, 1950, "Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data," U.S. Dept. Agriculture, Soil Conservation Service, Tech. Pap. 96, Washington, D.C.

Brutsaert, W. H., 1982, *Evaporation into the Atmosphere*, D. Reidel Publishing Co., Boston.

Chow, V. T. (Ed.), 1964, *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York.

Chow, V. T., D. R. Maidment, and L. W. Mays, 1988, *Applied Hydrology*, McGraw Hill, New York.

Crum, T. D., and R. L. Alberty, 1993, "The WSR-88D and the WSR-88D Operational Support Facility," *Bull. Am. Meteorological Soc.*, 27(9), pp. 1669–1687.

Chapra, S. C., 1997, *Surface Water-Quality Modeling*, McGraw-Hill, New York.

Criddle, W. D., 1958, "Methods of Computing Consumptive Use of Water," *J. Irrig. Drain. Div., Proc. ASCE*, 84(IR 1, January), p. 27

Charbeneau, R. J., 2000, *Groundwater Hydraulics and Pollutant Transport*, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Crawford, N. H., and R. K. LINSLEY, Jr., 1966, *Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV*, Tech. Rept. No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, CA.

Dingman, S. L., 2002, *Physical Hydrology*, 2nd ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Donigan, A. S., Jr. and J. Imhoff, 2006, "History and Evolution of Watershed Modeling Derived from the Stanford Watershed Model (SWM)," Chapter 2 in *Watershed Models*, V. P. Singh and D.K. Frevert, eds., CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 21–46.

Fulton, R. A., J. P. Breidenbach, D. Seo, and D. A. Miller, 1998, "The WSR-88D Rainfall Algorithm," *Wea. Forecasting*, 13, pp. 377–395.

Freeze, R. A., 1972, Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2, Upstream source area, *Water Resour Res.*, 8 (5), pp. 1272-1283.

Ferguson, B. K., 1994, *Stormwater Infiltration*, CRC Press, Boca Raton, FL.

Fetter, C. W., 1999, *Contaminant Hydrogeology*, 2nd ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Green, W. H., and G. A. Ampt, 1911, "Studies of Soil Physics, 1: The Flow of Air and Water Through Soils," *J. Agric. Science*, 4(1), pp. 1–24.

Gumbel, E. J., 1958, *Statistics of Extremes*, Columbia University Press, New York.



Hamon, W. R., 1961, "Estimating Potential Evapotranspiration," J. Hydraulics Division, Proc.ASCE, vol. 87, no.HY3, May, pp. 107–120.

Horton, R. E., 1933, "The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle," Trans. Am. Geophys. Union, 14, pp. 446–460.

Horton, R. E., 1940, "An Approach Towards a Physical Interpretation of Infiltration Capacity," Proc. Soil Sci. Soc. Am., 5, pp. 399–417

Hydrologic Engineering Center, 1973, HEC-1 Flood Hydrograph Package: User's Manual and Programmer's Manual, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.

Hydrologic Engineering Center, 1976, HEC-2 Water Surface Profiles: User's Manual, updated 1985, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.

Hydrologic Engineering Center, 1995, HEC-HMS: Hydrologic Modeling System User's Manual, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.

Hydrologic Engineering Center, 1998, HEC-RAS: River Analysis System River Guide, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA

Horton, R. E., 1933, "The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle," Trans. Am. Geophys. Union, 14, pp. 446–460.

Horton, R. E., 1940, "An Approach Towards a Physical Interpretation of Infiltration Capacity," Proc. Soil Sci. Soc. Am., 5, pp. 399–417.

Huber, W. C., 1993, "Contaminant Transport in Surface Water," Chapter 14 in Handbook of Hydrology, Maidment, D. R. (Ed.), McGraw-Hill, New York.

Jensen, M. E., R. D. Burman, and R. G. Allen, 1990, "Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements," ASCE Manuals and Reports on Eng Practice No. 70, ASCE, New York.

Klazura, G. E., and D. A. Imy, 1993, "A Description of the Initial Set of Analysis Products Available from the NEXRAD WSR-88D System," Bull. Am. Meteorological Soc., 74(7), pp. 1293–1311.

Kohler, M. A., T. J. Nordenson, and W. E. Fox, 1955, "Evaporation from Pans and Lakes," U.S. Weather Bureau Res. Paper 38, Washington, D.C.

List, R. J., 1966, Smithsonian Meteorological Tables, 6th ed., Smithsonian Institution, Washington, D.C.

Martin, J. L., and S. C. McCutcheon, 1999, *Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling*, Lewis Publishers, Boca Raton, FL.

Maidment, D. R., 1993, *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, New York.

Mays, L. M., 2001, *Water Resources Engineering*, John Wiley & Sons, New York

Marciano, J. J., and G. E. Harbeck, 1954, "Mass Transfer Studies," *Water Loss Investigations: Lake Hefner*, USGS Prof. Paper 269, Washington, D.C.

Meyer, A. F., 1944, *Evaporation from Lakes and Reservoirs*, Minnesota Resources Commission, St. Paul.

Mein, R. G., and C. L. Larson, 1973, "Modeling Infiltration During a Steady Rain," *Water Resour. Res.*, 9(2), pp. 384–394.

Penman, H. L., 1948, "Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil, and Grass," *Proc. R. Soc. London, ser. A*, 27, pp. 779–787

Philip, J. R., 1957, "The Theory of Infiltration: I. The Infiltration Equation and Its Solution," *Soil Sci.*, vol. 83, pp. 345–357.

Pitt, R. E., J. Lantrip, R. Harrison, C. L. Henry, and D. Xue, 1999, *Infiltration through Disturbed Urban Soils and Compost-Amended Soil Effects on Runoff Quality and Quantity*. EPA/600/R-00/016, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH.

Pitt, R. E., S-E. Chen, C-K. Ong, and S. Clark, 2001, "Measurements of Infiltration Rates in Compacted Urban Soils," *Linking Stormwater BMP Designs and Performance to Receiving Water Impact Mitigation*, in B. R. Urbonas (Ed.), *Proceedings Engineering Foundation Conference*, ASCE, Reston, VA, pp. 534–538.

Priestly, C. H. B., and R. J. Taylor, 1972, "On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large Scale Parameters," *Mon. Weather Rev.*, vol. 100, pp. 81–92.

Rawls, W. J., D. L. Brakensiek, and N. Miller, 1983, "Green-Ampt Infiltration Parameters from Soils Data," *J. Hydraulic Eng.*, ASCE, 109(1), pp. 62–70

Rubin, J., and R. Steinhardt, 1963, "Soil Water Relations During Rain Infiltration, I: Theory," *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27, pp. 246–251.

Rubin, J., R. Steinhardt, and P. Reiniger, 1964, "Soil Water Relations During Rain Infiltration, II: Moisture Content Profiles During Rains of Low Intensities," *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28, pp. 1–5

Sherman, L. K., 1932, "Streamflow from Rainfall by the Unit-Graph Method," Eng. News-Rec., 108, pp. 501-505.

Smith, J. A., D. J. Seo, M. L. Baeck, and M. D. Hudlow, 1996, "An Intercomparison Study of NEXRAD Precipitation Estimates," Water Resour. Res., 32(7), pp. 2035-2045.

Singh, V. P., and D. K. Frevert (Eds.), 2006, Watershed Models, CRC Press, Boca Raton, FL.

Shih, S. F., L. H. Allen, Jr., L. C. Hammond, J. W. Jones, J. S. Rogers, and A. G. Smajstrla, 1983, "Basinwide Water Requirement Estimation in Southern Florida," Trans. Am. Soc. Agri. Engr, 26(3), pp. 760-766.

Sontek, 2012, Argonaut - SL, Side-Looking Doppler Current Meter. Datasheet. 2pp.

Taesombat, W. and Sriwongsitanon, N., 2009, Areal Rainfall Estimations using Spatial Interpolation Techniques, ScienceAsia. 35(3), pp. 268-275.

Theis, C. V., 1935, "The Relation Between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of a Well Using Ground-Water Recharge," Trans. Am. Geophys. Union, 16, pp. 519-524.

Thorntwaite, C. W., 1948, An Approach Toward a Rational Classification of Climate. Geographical Review, 38(1), 55-94.

Tropical Storm Allison Recovery Project (TSARP), 2001, <http://www.tsarp.org>.

Turc, L., 1954, "Calcul du Bilan de L'eau Evaluation en Fonction des Précipitations et des Températures," IASH Rome Symp. 111 Pub. No. 38, pp. 188-202.

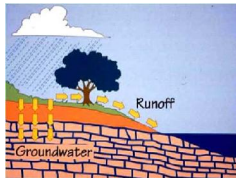
Vieux, B. E., 2004, Distributed Hydrologic Modeling Using GIS, 2nd., Springer Verlag.

Vieux, B. E., and P. B. Bedient, 1998, "Estimation of Rainfall for Flood Prediction from WSR-88D Reflectivity: A Case Study, 17-18 October 1994," Wea. Forecasting, 13(2), pp. 401-415.

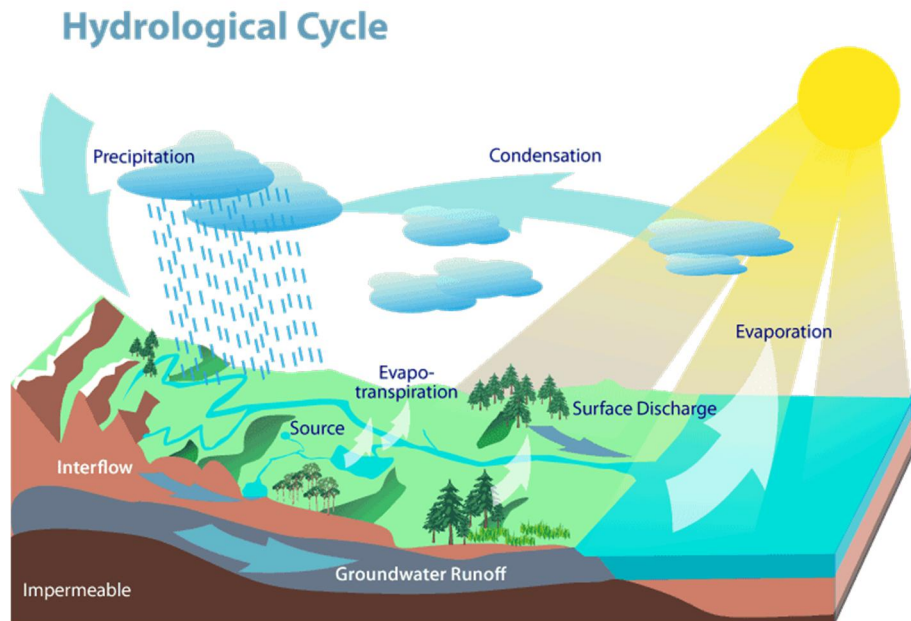
ดำรง จรัสวัฒน์, 2525, คำบรรยายวิชาการชลประทาน กรมชลประทาน, กรกฎาคม 2525

ฐาปนีย์ มีชำนาญ, ธเนศร์ สมบูรณ์ และ วิษุวัฒน์ แต่สมบัติ, 2561, การประเมินเทคนิคการประมาณค่าฝนร่วมกับข้อมูลแผนที่ภูมิประเทศเชิงตัวเลขในกลุ่มน้ำตาปี, วารสารวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ (SWU Engineering Journal), เดือนพฤษภาคม - สิงหาคม พ.ศ. 2561, ปีที่ 13 ฉบับที่ 2: หน้า 141-152.

วิษุวัฒน์ แต่สมบัติ, 2556, อุทกวิทยาทางวิศวกรรม (เอกสารประกอบการสอน), ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน



บทที่ 2  
ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน-น้ำท่า  
(Rainfall-Runoff Analysis)



## บทที่ 2

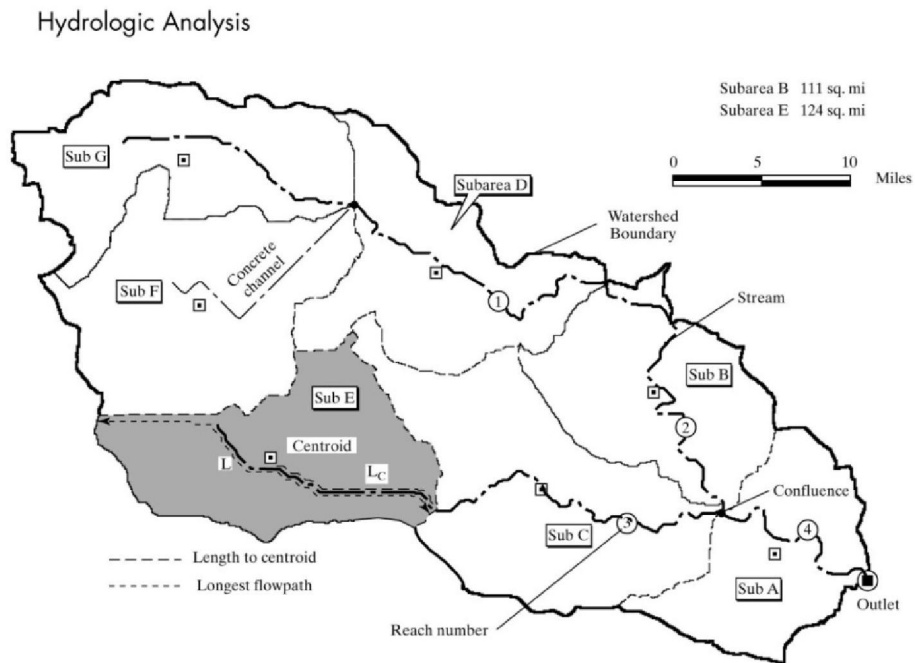
## ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน-น้ำท่า (Rainfall-Runoff Analysis)

### 2.1 แนวคิดการจัดการลุ่มน้ำ (WATERSHED CONCEPTS)

ลุ่มน้ำเป็นสิ่งสำคัญทางด้านอุทกวิทยาที่ถูกใช้ในการคำนวณมากที่สุด เช่น การหาสมดุลของน้ำหรือการคำนวณปริมาณน้ำท่าจากปริมาณฝน โดยจะมีการกำหนดพื้นที่ที่ติดกันเรียกว่าขอบเขตลุ่มน้ำ ดังนั้น ปริมาณฝนสุทธิหรือฝนที่ไหลบ่าในพื้นที่ลุ่มน้ำจะไหลไปยังจุดออก (รูปที่ 2-1) ขอบเขตลุ่มน้ำสามารถกำหนดจากแผนที่ภูมิประเทศ และจากการไหลของน้ำในที่สูงกว่าไปที่ต่ำกว่า ปริมาณฝนที่ตกนอกขอบเขตของพื้นที่ลุ่มน้ำจะไม่ไหลไปรวมที่จุดออก

นักอุทกวิทยามีความกังวลเกี่ยวกับปริมาณการไหลของน้ำที่เกิดขึ้นภายในลุ่มน้ำ ซึ่งจะเกิดเป็นทางน้ำหลังจากฝนที่ตก ลักษณะของลุ่มน้ำที่ส่งผลกระทบต่อทางอุทกวิทยา ได้แก่ ขนาดรูปร่าง ความลาดชัน ชนิดของดิน และความจุภายในพื้นที่ลุ่มน้ำ ปัญหาเหล่านี้จะอธิบายในรายละเอียดในบทนี้บางส่วนและพื้นฐานการวิเคราะห์มีรายละเอียดเพิ่มเติม ที่ได้นำเสนอไว้ในบทก่อนหน้า กราฟ

น้ำท่าคือการพล็อตระหว่างอัตราการไหลเทียบกับเวลาในสถานที่ที่กำหนดภายในลำน้ำและเป็นฟังก์ชันการตอบสนองทางอุทกวิทยา ตัวอย่างเช่น พื้นที่ลุ่มน้ำหลักและพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยที่ปรากฏในรูปที่ 2-1



รูปที่ 2-1 ตัวอย่างพื้นที่รับน้ำ (Bedient et al., 2019)

ลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำจะมีทางน้ำหลักทางเดียวและโดยลำน้ำสาขาจะมีทางระบายน้ำไปที่ทางน้ำสาขาหลัก โดยจะมีลำน้ำสาขาหนึ่งหรือมากกว่าหนึ่งก็ได้ ในพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยจะสามารถวาดเค้าโครงของจุดเริ่มต้นและจุดบรรจบตามแนวเส้นสันปันน้ำ พื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่จะมีพื้นที่ย่อยจำนวนมากโดยน้ำจะไหลไปรวมที่จุดออกเดียว พื้นที่รับน้ำ หรือ A เป็นพื้นที่ที่สำคัญของลุ่มน้ำ เนื่องจากพื้นที่รับน้ำ จะแสดงให้เห็นถึงปริมาณของน้ำท่าที่เกิดจากฝน ความยาวลุ่มน้ำสามารถดูได้จากพื้นที่ E ในรูปที่ 2-1 ความยาวทางน้ำ  $L$  จะวัดจากทางน้ำหลักถึงจุดออกสำหรับการแบ่งขอบเขตลุ่มน้ำ ความยาวถึงจุดกึ่งกลาง  $L_c$  วัดจากทางน้ำหลักไปยังจุดที่ไกลที่สุด (จุดศูนย์กลางมวล) ของจุดกึ่งกลางของลุ่มน้ำ โดยค่าความยาวทั้งสองจะช่วยในการกำหนดรูปร่างของลุ่มน้ำและถูกใช้อย่างกว้างขวางในการคำนวณกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าซึ่งจะกล่าวถึงในภายหลัง (หัวข้อที่ 2.5)

พารามิเตอร์อื่นๆ ที่สำคัญ ได้แก่ ความลาดชันทางน้ำ  $S$  หรือ  $S_0$  ความลาดชันของลุ่มน้ำ ซึ่งสะท้อนให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงระดับในแต่ละส่วนของทางน้ำหลักหรือการไหลภายในพื้นที่ลุ่มน้ำ ความลาดชันทั้งสองแบบจะถูกใช้ในการวิเคราะห์ด้วยวิธีการหนึ่งหน่วยน้ำท่า น้ำท่วมและการคำนวณเวลาของการไหล การประมาณค่าความลาดชันจะถูกใช้ในวิธีการหนึ่งหน่วยน้ำท่า ซึ่งอธิบาย

ไว้ในบทนี้ การสำรวจภาคสนามหรือแผนที่ภูมิประเทศ กระจาดหรืออิเล็กทรอนิกส์สามารถใช้เพื่อวัดการเปลี่ยนแปลงของระดับความลาดชันเพื่อกำหนดให้พื้นที่ลุ่มน้ำหรือทางน้ำ

ชนิดของดินในพื้นที่ลุ่มน้ำมีความสำคัญ เช่น อัตราการซึมลงดินที่เกิดขึ้นในพื้นที่ลุ่มน้ำที่คุณสมบัติของดินมีความแตกต่างกัน โดยดินจะแบ่งเป็น 3 ชนิดตามขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง  $d$  ในหน่วย มม. ได้แก่ ดินเหนียว ดินร่วน และดินทราย เนื้อดินเป็นสิ่งสำคัญในการบอกความจุของน้ำความสามารถในการซึมลงดินของชั้นดิน ดังนั้น ดินทรายจะมีอัตราการซึมมากกว่า ดินร่วนและดินเหนียว โครงสร้างของดินจะมีความซับซ้อน ได้แบ่งชั้นดินหลายพันชนิดบนพื้นฐานของน้ำท่าและมีการจัดกลุ่มเป็นสี่กลุ่ม ดินทางอุทกวิทยา A, B, C และ D โดย A จะมีอัตราการซึมที่สูง D มีอัตราการซึมต่ำที่สุด

การประโยชน์ใช้ที่ที่ดินและสิ่งปกคลุมดินในรูปแบบของพื้นที่ที่บ้น้ำและการพัฒนาของเมืองมีผลกระทบอย่างมากต่อลุ่มน้ำ ในความเป็นจริงมีหลายวิธีการที่อธิบายไว้ของผลกระทบที่เกิดขึ้นกับลุ่มน้ำจากการพัฒนาของเมือง ตัวอย่างเช่น Rational Method [ดูสมการที่ (2-1)] ใช้ค่าสัมประสิทธิ์  $C$  แสดงถึงศักยภาพของน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำ อาคารพาณิชย์จะมีค่า  $C = 0.75$  ชุมชนขนาดใหญ่จะมีค่า  $C = 0.3$  ซึ่งมีค่ามากกว่าพื้นที่ป่าไม้ (0.15) แสดงให้เห็นว่าการพัฒนาเมืองที่มากขึ้นจะเพิ่มอัตราของปริมาณน้ำท่าจากฝน การพัฒนาเมืองที่มีลักษณะเดียวกันคิดเป็นร้อยละของพื้นที่ที่บ้น้ำของอาคารพาณิชย์มีค่าอยู่ในช่วง 50% ถึง 90% ในชุมชนจะมีค่าอยู่ในช่วง 20% ถึง 40% (ดูตารางที่ 2-1) วิธีการกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (หัวข้อ 2.5) มีพารามิเตอร์ที่สัมพันธ์กับเมืองหรือผลกระทบจากการพัฒนาเมือง เช่น วิธี SCS (ดูตารางที่ 2-1)

ทางน้ำหลักและลำน้ำสาขามีผลต่อการไหลโดยจะหาผลลัพธ์ได้จากหลายวิธี การไหลจะขึ้นกับหลายปัจจัย เช่น ความลาดชัน พื้นที่หน้าตัด ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระลำน้ำของแมนนิ่ง  $n$  สิ่งกีดขวาง รูปแบบการคดเคี้ยวของทางน้ำ และสภาพทางน้ำทั้งหมด ผลกระทบจากธรณีสัณฐานวิทยาของการไหลในทางน้ำแบบคดเคี้ยว สามารถหารายละเอียดเพิ่มเติมได้ในตำราเกี่ยวกับธรณีวิทยา และกลศาสตร์ของของไหล การวิเคราะห์น้ำท่วม และการทำแผนที่น้ำท่วมมาจากความเข้าใจจากลักษณะของธรณีสัณฐานวิทยาทางน้ำโดยเกี่ยวกับกระบวนการไหลบนพื้นดิน ซึ่งน้ำจะไหลไปตามลำน้ำรูปร่าง ความลาดชัน และลักษณะของที่ราบน้ำท่วม ค่าต่าง ๆ นี้ จะใช้กำหนดปริมาณและอัตราการไหลของน้ำ เพื่อช่วยควบคุมความปลอดภัยในช่วงที่มีปริมาณน้ำมากเกินไป ปัญหาน้ำท่วมที่เกิดในลุ่มน้ำ เนื่องจากมีปริมาณน้ำมากเกินไปซึ่งเกิดจากฝนตกหรือทางน้ำมีความจุไม่เพียงพอหรือไม่มีการดูแลรักษาอย่างถูกต้องในการจัดการน้ำไหลไปที่ผิวดินที่มีมากเกินไป

ตารางที่ 2-1 ตัวเลขโค้งน้ำไหลบ่า (Runoff) (Bedient et al., 2019)

Land Use Description	Hydrologic Soil Group			
	A	B	C	D
Cultivated land <sup>1</sup>				
Without conservation treatment	72	81	88	91
With conservation treatment	62	71	78	81
Pasture or range land				
Poor condition	68	79	86	89
Good condition	39	61	74	80
Meadow				
Good condition	30	58	71	78
Wood or forest land				
Thin stand, poor cover, no mulch	45	66	77	83
Good cover <sup>2</sup>	25	55	70	77
Open spaces, lawns, parks, golf courses, cemeteries, etc.				
Good condition: grass cover on 75% or more of the area	39	61	74	80
Fair condition: grass cover on 50%–75% of the area	49	69	79	84
Commercial and business areas (85% impervious)	89	92	94	95
Industrial districts (72% impervious)	81	88	91	93
Residential <sup>3</sup>				
Average lot size				
Average % impervious <sup>4</sup>				
1/8 ac or less	77	85	90	92
1/4 ac	61	75	83	87
1/3 ac	57	72	81	86
1/2 ac	54	70	80	85
1 ac	51	68	79	84
Paved parking lots, roofs, driveways, etc. <sup>5</sup>	98	98	98	98
Streets and roads				
Paved with curbs and storm sewers <sup>5</sup>	98	98	98	98
Gravel	76	85	89	91
Dirt	72	82	87	89

<sup>1</sup>For a more detailed description of agricultural land use curve numbers, refer to *National Engineering Handbook*, Section 4, "Hydrology," Chapter 9, Aug. 1972.

<sup>2</sup>Good cover is protected from grazing, and litter and brush cover soil.

<sup>3</sup>Curve numbers are computed assuming that the runoff from the house and driveway is directed toward the street with a minimum of roof water directed to lawns where additional infiltration could occur.

<sup>4</sup>The remaining pervious areas (lawn) are considered to be in good pasture condition for these curve numbers.

<sup>5</sup>In some warmer climates of the country a curve number of 95 may be used.



## 2.2 น้ำฝน-น้ำท่า (RAINFALL- RUNOFF)

นักอุทกวิทยามีความกังวลเกี่ยวกับปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำ สำหรับรูปแบบปริมาณฝนที่กำหนด โดยมีการวิเคราะห์ปริมาณฝนในอดีต การซึมลงดิน การระเหย และข้อมูลในลำน้ำเพื่อการคาดการณ์ที่ดีขึ้น วิธีการทางสถิติและทฤษฎีได้พัฒนาเครื่องมือสำหรับการวิเคราะห์การคาดการณ์พื้นที่ลุ่มน้ำทั้งขนาดเล็ก และขนาดใหญ่ ในรูปแบบต่างๆ เช่น ปริมาณฝนก่อนหน้า ความชื้นของดิน อัตราการซึมลงดิน ปริมาณน้ำท่า และการตอบสนองตามฤดูกาล ส่งผลให้การพัฒนาดังกล่าวเป็นเรื่องยาก

เมื่อปริมาณฝนสูงกว่าอัตราการซึมลงดิน น้ำส่วนเกินอยู่ที่ผิวดิน โดยปริมาณน้ำส่วนเกินจะเกิดในภูมิภาคที่ความจุของพื้นดินน้อย พื้นดินที่เป็นที่ลุ่มความจุเริ่มจากการไหลเข้าในพื้นที่ หรือการไหลแบบผิวน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำและการไหลเวียนได้อย่างรวดเร็วภายในแม่น้ำขนาดเล็ก หรือทางน้ำซึ่งสามารถไหลลงสู่ลำน้ำที่ใหญ่กว่า น้ำภายในลำน้ำยังมาจากใต้ผิวดิน การไหลภายใน หรือไหลผ่าน (จากการเก็บกัก) และนำไปสู่การเกิดกราฟน้ำท่าจากเหตุการณ์ฝนตก

ความสัมพันธ์โดยทั่วไประหว่างปริมาณฝนกับน้ำท่าจะใช้ในการวางแผนการศึกษาด้านทรัพยากรน้ำและสมดุลของน้ำ รายละเอียดของการกระจายขนาดและเวลาของปริมาณฝนกับน้ำท่าหรือลำธารเป็นสิ่งจำเป็นสำหรับการควบคุมน้ำท่วมมากที่สุดหรือการศึกษาที่ราบที่น้ำท่วมถึง โดยเฉพาะอย่างยิ่งในพื้นที่ลุ่มน้ำในเขตเมือง

หนึ่งในสูตรที่ง่ายที่สุดในการหาปริมาณฝนกับน้ำท่า ซึ่งเหมาะในการออกแบบระบบระบายน้ำในพื้นที่เล็ก ๆ ได้แก่ วิธี Rational Method ซึ่งจะช่วยในการทำนายของการไหลสูงสุด  $Q_p$  (cfs) จากสูตร

$$Q_p = CIA \quad (2-1)$$

เมื่อ	$C$	=	สัมประสิทธิ์น้ำท่า, แปรผันตามพื้นที่
	$i$	=	ความเข้มของปริมาณน้ำฝนและความถี่ที่เลือกสำหรับระยะเวลาเท่ากับเวลาของ $t_c$ (in. / hr)
	$t_c$	=	เวลาสำหรับปริมาณน้ำฝนที่ตกจากส่วนไกลที่สุดของพื้นที่ลุ่มน้ำมาถึงจุดออก (min or hr)
	$A$	=	พื้นที่รับน้ำ (acres)

วิธี Rational Method มาจาก Kuichling (1889) และ Lloyd-Davies (1906) แต่ Mulvaney (1851) ระบุไว้อย่างชัดเจนในเอกสารของประเทศไอร์แลนด์ พื้นฐานของสมมติฐานในการศึกษา อัตราการตกของฝนอย่างสม่ำเสมอจะเกิดน้ำท่าสูงสุดเมื่อทุกส่วนของลุ่มน้ำมีการไหลออก ซึ่งจะพบหลังจากที่เวลา  $t_c$  ผ่านไป เวลา  $t_c$  จะกำหนดเป็นเวลาสำหรับการเคลื่อนตัวของน้ำในการไหลจากจุดที่ไกลที่สุดในลุ่มน้ำกับจุดออก สันนิษฐานว่าน้ำท่าที่ไหลมาถึงที่จุดนี้มีค่าสูงที่สุดเมื่อความเข้มฝนมีระยะเวลาเท่ากับ  $t_c$  ค่าสัมประสิทธิ์การไหลของน้ำจะถือเป็นค่าคงที่ในระหว่างเหตุการณ์พายุ

วิธี Rational Method นิยมใช้ในพื้นที่ในเมืองเล็ก ๆ ในการออกแบบระบบระบายน้ำรวมทั้งระบบท่อ ท่อลอด และทางน้ำเปิด วิธี Rational Method จะนำไปประยุกต์ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก ส่วนลุ่มน้ำขนาดใหญ่ มักจะต้องใช้การพิจารณาของ Hydrograph ทั้งหมดเพราะปัญหาด้านเวลาและการเก็บกักเป็นสิ่งที่สำคัญ และวิธี Rational Method จะจำกัดขนาดพื้นที่ลุ่มน้ำที่น้อยกว่าสองถึงสามร้อยเอเคอร์ หรือไม่เกิน 25 ตารางกิโลเมตร

วิธี Rational Method ได้มีการเพิ่มเติมการตกของฝนที่ไม่สม่ำเสมอ และพื้นที่ที่ผิดปกติผ่านการใช้วิธี Time Area Method ซึ่งรวมไปถึงเส้นโค้งระหว่างเวลากับพื้นที่ แสดงการกระจายตัวของการเดินทางจากส่วนต่าง ๆ ของลุ่มน้ำ (ดูหัวข้อ 2.3) วิธีการระหว่างเวลากับพื้นที่เป็นจุดเริ่มของแนวคิดของกราฟน้ำท่าจากพายุ ส่วนที่เหลือของบทนี้คือการอธิบายถึงการพัฒนาของทฤษฎีกราฟน้ำท่า และการประยุกต์ใช้วิธีการกราฟน้ำท่า สำหรับการวิเคราะห์ของปริมาณฝนที่ซับซ้อนบนพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ วิธีการทั่วไปสามารถนำไปประยุกต์ใช้ในลุ่มน้ำที่แสดงลักษณะของความชัน รูปร่างการเก็บกักน้ำ ชนิดของดิน และการใช้ประโยชน์ที่ดิน

นักวิจัยได้พยายามที่จะพัฒนาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับน้ำท่าที่สามารถใช้กับทุกภูมิภาค ลุ่มน้ำใด ๆ หรือภายใต้ชุดของเงื่อนไขใด ๆ อย่างไรก็ตาม วิธีการเหล่านี้จะต้องใช้ด้วยความระมัดระวังเนื่องจากหลาย ๆ ปัจจัยที่ส่งผลกระทบต่อตัวแปรการคำนวณของน้ำที่ไหลออกหรือก็คือปริมาณฝน Soil Conservation Service (SCS, 1964, 1975, 1986) นำเสนอเครื่องมือที่มีประโยชน์ต่อการวิเคราะห์เส้นโค้งระหว่างปริมาณฝนกับน้ำท่า ประกอบด้วย พีชปกคลุมดิน ชนิดของดินและการสูญเสียครั้งแรก (Abstraction) ในการพิจารณาการไหลของน้ำโดยตรง (หัวข้อ 2.5) วิธีการของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าถูกแสดงไว้ในหัวข้อ 2.5 วิธีการ Snyder และวิธีการ TC & R วิธีการ SCS นิยมใช้เนื่องจากความง่ายและความถูกต้องที่อยู่ภายใต้ความหลากหลายของเงื่อนไขในลุ่มน้ำ

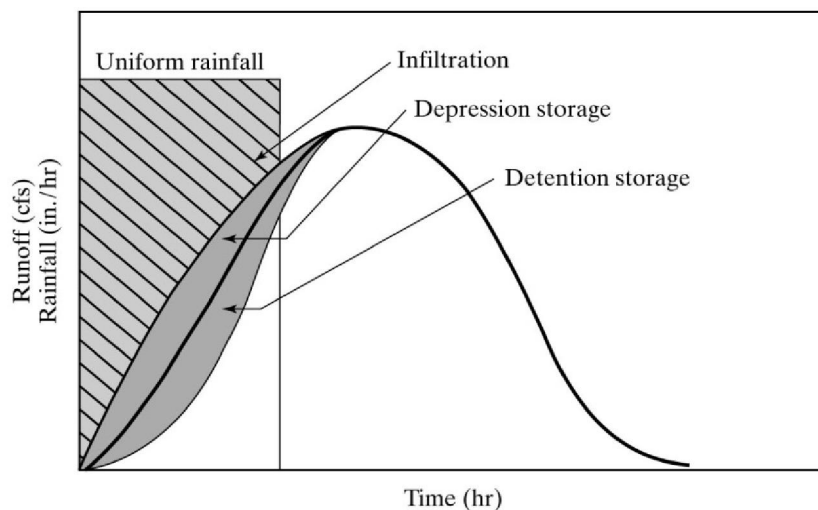
## 2.3 การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า (HYDROGRAPH ANALYSIS)

### ปรากฏการณ์น้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff Phenomena)

กราฟน้ำท่า (อัตราการไหลพล็อตเทียบกับเวลา cfs. หรือ  $m^3/s$ ) เป็นผลมาจากสภาพภูมิศาสตร์และอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ลุ่มน้ำและแสดงผลกระทบโดยรวมของสภาพภูมิอากาศ, ความสูญเสียทางอุทกวิทยา, น้ำท่าผิวดินและการไหล จาก **รูปที่ 1-3** แสดงให้เห็นถึงรูปร่างลักษณะของกราฟน้ำท่าโดยทั่วไปจากการพัฒนาพื้นที่ลุ่มน้ำและพื้นที่ธรรมชาติ ปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยาที่มีอิทธิพลต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่าและปริมาณของน้ำท่า ได้แก่ (1) ความเข้มของฝนที่ตกและรูปแบบการตก (2) การกระจายของปริมาณฝนในลุ่มน้ำ (3) ขนาดและเวลาของการเกิดพายุ ปัจจัยของลักษณะภูมิประเทศหรือลักษณะลุ่มน้ำ ได้แก่ (1) ขนาดและรูปร่างของพื้นที่ลุ่มน้ำ (2) ความลาดเอียงของพื้นที่และทางน้ำหลัก (3) ลักษณะและประเภทของทางระบายน้ำ (4) ชนิดของดินและการกระจายตัว (5) ปริมาณการเก็บกักของลุ่มน้ำ (Sherman, 1932) ปัจจัยทางด้านผลกระทบของมนุษย์รวมถึงผลกระทบของการใช้ประโยชน์ที่ดินและสิ่งปกคลุมดิน

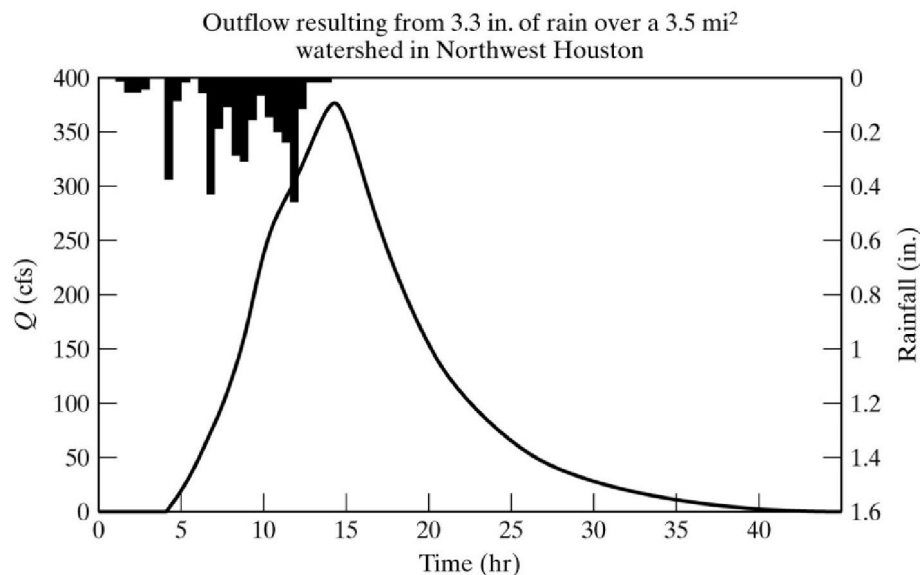
**รูปที่ 2-1** แสดงให้เห็นในพื้นที่ลุ่มน้ำโดยทั่วไปที่ได้รับข้อมูลปริมาณฝน ปริมาณฝนในระหว่างการได้รับความสูญเสียทางอุทกวิทยา เช่น การซึมลงดิน ความจุของแหล่งน้ำ และการเก็บกักของแหล่งน้ำจะต้องมากพอก่อนจึงจะเริ่มเกิดน้ำท่าผิวดิน (**รูปที่ 2-2**) ในขณะที่ความลึกของการเก็บกักผิวดินเพิ่มขึ้น อาจเกิดการไหลบนผิวดินขึ้นจากลุ่มน้ำ น้ำที่แทรกตัวไปในดินอาจจะเคลื่อนตัวไปบนพื้นที่จนกว่าจะลงสู่คลอง ส่วนของการไหลนี้จะเรียกว่า InterFlow หรือ Subsurface Storm Flow

### Hydrologic Analysis



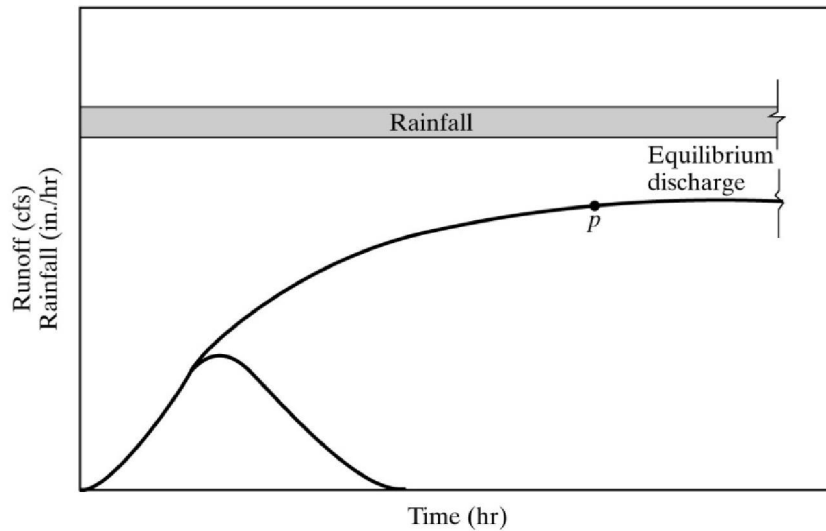
**รูปที่ 2-2** การกระจายของฝน (Bedient et al., 2019)

จาก รูปที่ 2-2 แสดงให้เห็นถึงการกระจายตัวของปริมาณฝนที่สม่ำเสมอ ซึ่งจะเห็นได้ว่า หลังจากการไหลบ่าเริ่มที่จะเพิ่มขึ้น ตามช่องทางที่เพิ่มขึ้น และระดับที่ไหลออกสูงสุดจากการเก็บกัก น้ำที่ไหลบ่ามาก่อให้เกิดการตอบสนองโดยรวมของกลุ่มน้ำ สุดท้ายกราฟน้ำท่าลดค่าต่ำลง หรือมีค่าเป็น ศูนย์ สังเกตว่าระยะเวลาของปริมาณฝนมักจะสั้นกว่าฐานเวลาของกราฟน้ำท่า ปริมาณฝนที่เกิดขึ้นจริง และการไหลบ่าจะถูกแสดงในรูปที่ 2-3 สำหรับ Little Cypress Creek ในฮูสตันสำหรับรอบ ระยะเวลาของปริมาณฝนที่รุนแรง



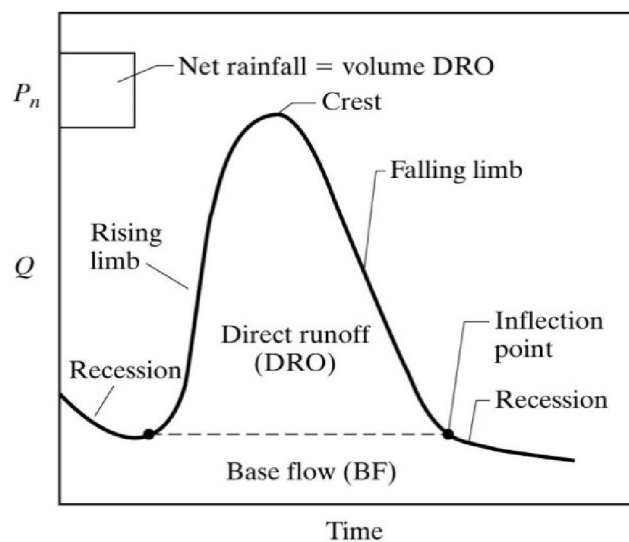
รูปที่ 2-3 ปริมาณฝนที่เกิดขึ้นจริงใน Little Cypress Creek (Bedient et al., 2019)

แนวคิดที่น่าสนใจคือปริมาณฝนที่ตกสม่ำเสมอเกิดขึ้นเป็นเวลานานในกลุ่มน้ำขนาดเล็ก หากมีฝนตกอย่างต่อเนื่องและรุนแรงเป็นเวลานานมาก การเก็บกักจะถูกเติมเต็มเป็นจุดๆ จากนั้นจะเป็นเรื่องของสมดุลที่จะเข้าถึงในทุก ๆ ที่ได้ เช่น การไหลเข้าและไหลออกมีค่าเท่ากัน (รูปที่ 2-4) จุด  $P$  หมายถึง พื้นที่ทั้งหมดที่เกิดการไหลตามเวลาของความเข้มข้น ปริมาณของความสมดุลเป็นที่สังเกตได้ยากในธรรมชาติยกเว้นสำหรับแหล่งน้ำขนาดเล็กมาก เนื่องจากรูปแบบตามธรรมชาติ ในความเข้มข้นของปริมาณฝนและระยะเวลา แนวคิดนี้จะใช้ในภายหลังเมื่อมี S - curve จะกล่าวถึงในเรื่อง กราฟน้ำท่าในหัวข้อ 2.4



รูปที่ 2-4 สมดุลกราฟน้ำท่า (Bedient et al., 2019)

บางครั้งฝนอาจจะไหลผ่านไปยังน้ำใต้ดินโดยปกติจะอยู่ที่ 10-50 ฟุต ใต้พื้นดินในที่มีรูพรุน และอาจจะไหลช้ากว่านั้น ถ้าน้ำใต้ดินตัดกับช่องการไหลของน้ำ การไหลในทางน้ำธรรมชาติเนื่องจากการไหลรวมกันของน้ำเหล่านี้ จากน้ำตื้น น้ำใต้ดิน และมีส่วนช่วยในการไหลเวียนของกราฟน้ำท่า ด้วยการไหลคงที่แสดงในรูปที่ 2-5 ในพื้นที่ลุ่มน้ำธรรมชาติขนาดใหญ่, การไหลพื้นฐานอาจจะเป็นส่วนสำคัญของลำธาร ในขณะที่ทุกคนมองข้ามลำธารขนาดเล็กที่มีการไหลตื้นกว่าบนผิวดิน การไหลสามารถแยกออกจากกราฟน้ำท่าโดยมีหลายวิธีการ เพื่อให้ได้ค่า Direct Runoff (DRO) ของกราฟน้ำท่า



รูปที่ 2-5 ความสัมพันธ์กราฟน้ำท่า (Bedient et al., 2019)

กราฟน้ำท่า ลักษณะทั่วไป (1) เส้นโค้งขาขึ้น (2) ส่วนยอด (3) เส้นโค้งขาลง ดังแสดงในรูปที่ 2-5 จุดเปลี่ยนที่ทำให้เกิดเส้นโค้งขาลงมักถูกสันนิษฐานว่าเป็นจุดที่สิ้นสุดของการไหลบ่า ปริมาณฝนส่วนเกิน  $P_n$  มาจากการหักการซึมลงดินของฝนทั้งหมดออก (รูปที่ 2-5) ในขณะเดียวกันจะไม่คิดการระเหยในการเกิดพายุของแหล่งน้ำขนาดเล็ก DRO ที่แสดงถึงการตอบสนองของกราฟน้ำท่าของกลุ่มน้ำ จะมีปริมาณฝนส่วนเกิน  $P_n$  ลบออกด้วยการซึมลงดิน รูปร่างและการกำหนดเวลาของกราฟน้ำท่า DRO ที่เกี่ยวข้องกับระยะเวลาและความเข้มข้นของปริมาณฝน รวมทั้งปัจจัยต่างๆ ที่อยู่ในพื้นที่ลุ่มน้ำ การแยกน้ำท่าที่เกิดขึ้นจริงหรือวิธีการที่หักการซึมลงดินออก

### ส่วนประกอบของกราฟน้ำท่า (Components of the Hydrograph)

กราฟน้ำท่าถูกสร้างขึ้นจากองค์ประกอบตามที่ได้อธิบายไว้ก่อนหน้านี้ ผลของความสัมพันธ์ในแต่ละองค์ประกอบของกราฟน้ำท่า จะขึ้นอยู่กับอัตราฝนตก  $i$  เทียบกับอัตราการซึมลงดิน  $f$  ซึ่งวิธีการ Green and Ampt สามารถจัดการกับตัวแปรของการซึมลงดิน และตัวแปรของความเข้มข้น นอกจากนี้ยังขึ้นอยู่กับระดับของการเก็บกักความชื้นในดิน  $S_D$  ความชื้นชลประทาน  $F$  ของดิน ซึ่งมีการกำหนดเป็นปริมาณของน้ำที่เกิดขึ้นหลังจากที่น้ำระบายออกด้วยแรงโน้มถ่วง

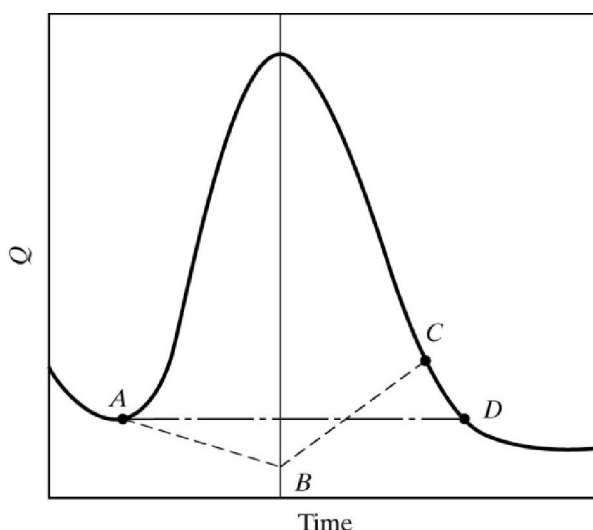
ไม่มีน้ำท่าผิวดินเกิดขึ้นสำหรับกรณีที่  $i < f$  เนื่องจากปริมาณฝนทั้งหมดซึมลงดินและเกิดเป็น interFlow และการไหลของน้ำจากพื้นดินเป็นศูนย์ ถ้า  $F < S_D$  เนื่องจากความชุ่มชื้นในดินที่มีอยู่นั้นสามารถจัดการกับน้ำท่าที่ไหลมาเพิ่มเติมได้ ในกรณีแรกนี้ ไม่สามารถวัดกราฟน้ำท่าได้

อย่างไรก็ตาม ในกรณีที่มีความเข้มข้นมาก  $i > f$  และ  $F > S_D$  เป็นปกติของเหตุการณ์พายุขนาดใหญ่ที่จะเกิดน้ำท่าผิวดิน InterFlow และการไหลทั้งหมดที่นำไปสู่การเกิดกราฟน้ำท่า ในกรณีที่สองนี้ความเข้มข้นของปริมาณน้ำฝนครอบคลุมของระบบ และมีการการไหลบนผิวดินปริมาณมาก และการไหลทางน้ำที่เกิดขึ้น ทางน้ำมักจะเป็นส่วนเล็กๆ ของอัตราการไหลรวม และมักจะถูกมองข้ามในการปฏิบัติ ในพื้นที่เขตเมืององค์ประกอบของการซึมลงดินอาจจะเป็นส่วนเล็กน้อยที่พื้นผิวดินคอนกรีตและทางน้ำ ในป่า และพื้นที่ต้นน้ำธรรมชาติ การซึมและพื้นผิวที่ขรุขระอาจจะเป็นปัจจัยสำคัญ และช่วยในการเปลี่ยนแปลงรูปร่างของกราฟน้ำท่า

ปริมาณฝนความเข้มข้นสูงเพียงขยายจุดสูงสุดและลดระยะเวลาที่สูงสุดสำหรับกราฟน้ำท่า ที่ InterFlow อาจจะเป็นปัจจัยสำคัญสำหรับพายุที่มีความเข้มข้นปานกลางในบริเวณลุ่มน้ำ มีความสูงชันครอบคลุมขึ้นหिन ถ้าน้ำไหลไปสู่พื้นดินในช่วงที่ฝนตกหนัก น้ำท้านี้จะเรียกว่าน้ำใต้ดินเติมให้กับชั้นน้ำท่า (Effluent) ถ้าน้ำท่าทั่วไปจากน้ำท่ากลับไปที่ระบบน้ำพื้นดิน เช่น ในกรณีของสภาพแห้งแล้งที่น้ำท่าจะเรียกว่าน้ำไหลเข้าสู่ชั้นน้ำใต้ดิน (Influent)

### เส้นโค้งขาหลังและการแยกการไหลพื้นฐาน (Recession and Base Flow Separation)

โดยทั่วไปแล้วต้องพิจารณากราฟน้ำท่าที่จะแบ่งออกเป็นสองส่วน : น้ำท่าผิวดิน (DRO) และการไหลพื้นฐาน (BF) ดังแสดงในรูปที่ 2-5 และรูปที่ 2-6 DRO อาจรวมถึง InterFlow บางขณะที่การไหลพื้นฐานจะถือว่าส่วนใหญ่มาจากน้ำบนผิวดิน โดยมากการไหลพื้นฐานจะมีค่าน้อยกว่าในกลุ่มน้ำที่มีขนาดใหญ่



รูปที่ 2-6 การแยกการไหลพื้นฐาน (Bedient et al., 2019)

เทคนิคหลายอย่างสำหรับการแยก DRO ออกจากการไหลพื้นฐาน ขึ้นอยู่กับการวิเคราะห์จากโค้งขาหลังของน้ำใต้ดิน ในหลายกรณีเส้นโค้งขาหลังสามารถอธิบายได้โดยสมการ Exponential Depletion Equation ทั่วไป

$$q_t = q_0 e^{-kt} \quad (2-2)$$

- เมื่อ
- $q_0$  = การไหลเริ่มแรกจำเพาะ
  - $q_t$  = การไหลหลังที่เวลา  $t$
  - $k$  = ค่าคงที่ถดถอย

สมการรูปแบบนี้มักจะใช้ในทางวิศวกรรมเพื่ออธิบายการสลายตัวหรือสูญเสียเป็นลำดับแรก สมการ (2-2) จะพล็อตการสูญเสียเป็นกราฟเส้นตรงบนกระดาษกราฟเซมิลอการิทึมและความแตกต่างอยู่ระหว่างเส้นกราฟนี้และกราฟน้ำท่า จุดเดียวกันบนกระดาษ หมายถึง DRO พายุหลายแห่ง

ควรจะใช้กราฟที่มีการพัฒนาต้นแบบ ในทางปฏิบัติมีสามวิธีที่ง่ายสำหรับการจัดการการแยกการไหลพื้นฐาน เส้นโค้งขาหลังสามารถขยายไปข้างหน้าภายใต้จุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า ที่เริ่มต้นกับจุดต่ำสุดของการไหลและไหลอย่างต่อเนื่องที่เส้นโค้งขาหลัง (เส้น AD ในรูปที่ 2-6) จุดเปลี่ยนโค้งขาหลังจะถือว่าเป็นจุดปลายของ DRO วิธีที่สองคือวิธีการเว้าที่ไหลออกไปภายใต้จุดสูงสุดของกราฟน้ำท่าแล้วเชื่อมต่อไปยังจุดเว้าบนเส้นกราฟโค้งขาหลัง (เส้น ABC ในรูปที่ 2-6) แสดงให้เห็นว่าทั้งสองวิธีการข้างต้น มีวิธีหนึ่งใช้สูตรการทดลองสำหรับลุ่มน้ำขนาดใหญ่  $N = A^{0.2}$  เมื่อ N คือ จำนวนของวันจากเวลาที่เคลื่อนไปที่จุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า วัดที่จุดสิ้นสุดของน้ำท่าผิวดิน (เวลาระหว่างจุด B และ C ในรูปที่ 2-6) และเป็นพื้นที่ลุ่มน้ำในหน่วยตารางไมล์ นอกจากนี้ยังมีวิธีการใช้คอมพิวเตอร์สำหรับการแยกการไหลพื้นฐาน (Sloto และ Crouse, 1996)

วิธีการแยกทุกวิธีมีข้อเสียของแต่ละวิธีค่อนข้างมากและอาจไม่ถูกต้อง ณ.ปัจจุบัน การแยกการไหลพื้นฐานเป็นศิลปะมากกว่าวิทยาศาสตร์ ในหลายกรณีเป็นที่น่าสนใจ เช่น การระบายน้ำในเมือง การไหลพื้นฐานในเมืองมักจะถูกมองข้ามเพราะเป็นส่วนประกอบเล็กๆ เมื่อการไหลพื้นฐานถูกแยกออกจากกราฟน้ำท่าที่เหลือเป็นน้ำท่าผิวดินที่เกิดจากปริมาณฝนส่วนเกิน การไหลพื้นฐานจะมีความสำคัญมากขึ้นในลำธารธรรมชาติและแม่น้ำขนาดใหญ่ เนื่องจากการมีน้ำมารวมจากริมฝั่งของระดับน้ำใต้ดิน ไม่ว่าวิธีการที่ถูกเลือกสำหรับการแยกใดๆ นักอุทกวิทยาควรพิจารณาให้สอดคล้องเพื่อให้กราฟน้ำท่าสามารถเปรียบเทียบกับพายุต่อพายุ และลุ่มน้ำต่อลุ่มน้ำได้

### พายุฝนสุทธิ และ กราฟน้ำท่า (Net Storm Rainfall and the Hydrograph)

ปรากฏการณ์น้ำท่าผิวดินได้รับการกล่าวถึงข้างต้น และรูปที่ 2-2 แสดงให้เห็นถึงการกระจายของปริมาณฝนรวมทั้งหมดมีส่วนประกอบเป็น การซึมลงดิน การกักขังบนผิวดิน การเก็บกักของแหล่งน้ำ และน้ำท่าผิวดิน เราสามารถเขียนสมการความต่อเนื่องสำหรับกระบวนการนี้เป็น

$$\text{Gross Rainfall} = \text{Depression Storage} + \text{Evaporation} + \text{Infiltration} + \text{Surface Runoff}$$

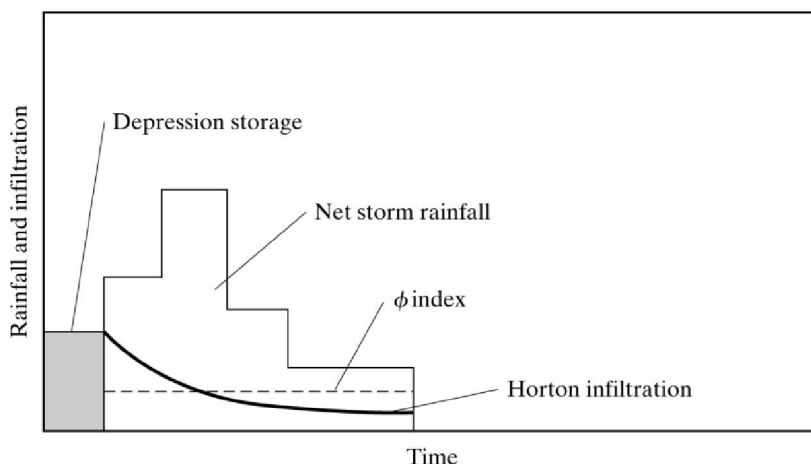
การเก็บกักคือการรวมน้ำผิวดินไว้ ในกรณีที่มีการขังบนผิวดินจะมีขนาดเล็ก และการระเหยสามารถมองข้ามไปได้ และสามารถคำนวณปริมาณฝนส่วนเกินซึ่งเท่ากับน้ำท่าผิวดิน DRO โดย

$$\text{Rainfall Excess } (P_n) = \text{DRO} = \text{Gross Rainfall} - (\text{Infiltration} + \text{Depression Storage})$$

สิ่งสำคัญที่จะตรวจสอบการกระจายเวลาสำหรับปริมาณฝนส่วนเกิน  $P_n$  โดยทั่วไปวิธีการที่ง่ายสำหรับการตรวจสอบปริมาณฝนส่วนเกินรวมถึงวิธีการซึมลงดินของฮอร์ดัน และวิธีการ  $\phi$  Index



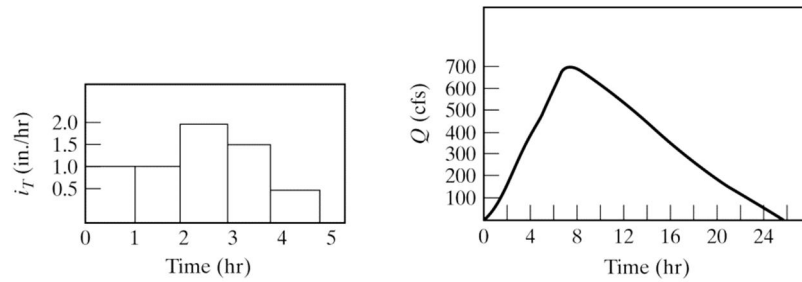
กับการสูญเสียเบื้องต้นรวมถึงการเก็บกักจากการซึมดังแสดงในรูปที่ 2-7 การสูญเสียจะถูกกำหนดโดยการเปรียบเทียบกับปริมาณฝนรวม และปริมาณจากกราฟน้ำท่า ใช้สมการการซึม (เช่น การคำนวณนิ้ว/ชม. ท่วพื้นที่ลุ่มน้ำ) วิธีการประมาณค่าการซึมลงดินของฮอร์ตตันกับสมการเอ็กโพเนนเชียล จะค่อยๆ ลดลงในระยะเวลาที่ปริมาณฝนยังคงที่ วิธี  $\phi$  Index การซึมจะขึ้นอยู่กับอัตราคองที่ นิ้ว/ชม. ตลอดเวลาของช่วงการเกิดฝน ทั้งสองวิธีจะถูกนำเสนอแสดงในรูปที่ 2-7 ในทางปฏิบัติค่าสัมประสิทธิ์การสูญเสียอัตราการไหลยากที่จะประมาณการ และวิธีการ  $\phi$  Index ง่ายต่อการนำมาใช้เพราะไม่มีข้อมูลเกี่ยวกับการกระจายการซึมลงดิน (รูปที่ 2-7) โปรดทราบว่า  $\phi$  Index มีแนวโน้มที่จะประมาณการสูญเสียที่จุดเริ่มต้นของพายุต่ำไปและประเมินค่าการสูญเสียในตอนท้ายสูงไป วิธีการที่ดีกว่า ได้แก่ วิธีการซึมลงดิน (Green & Ampt, 1911; Mein & Larson, 1973) สามารถใช้ข้อมูลดินและเงื่อนไขด้านชลศาสตร์ได้



รูปที่ 2-7 โค้งการสูญเสียการซึม (Bedient et al., 2019)

### ตัวอย่างที่ 2-1 Net Storm Rainfall

ฝนที่ตกตามที่แสดงในกราฟน้ำท่า ปริมาณฝน (ความเข้มเทียบกับเวลา) ในรูปที่ 2-8(a)  $\phi$  Index สำหรับพายุเป็น 0.5 นิ้ว / ชั่วโมง และจะคงที่นานกว่า 5 ชม. พล็อตปริมาณฝนสุทธิบนกราฟน้ำท่า (การไหลเทียบกับเวลา) และสามารถกำหนดในรูปที่ 2-8(a) จงหาปริมาณรวมของน้ำท่าและพื้นที่ลุ่มน้ำ

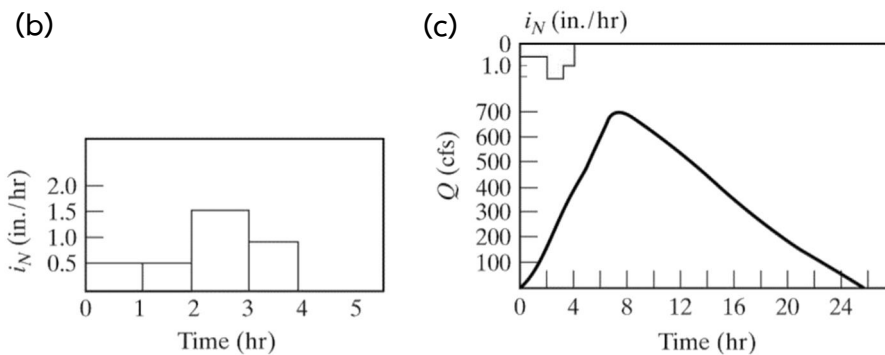


รูปที่ 2-8(a) สำหรับตัวอย่างที่ 2-1

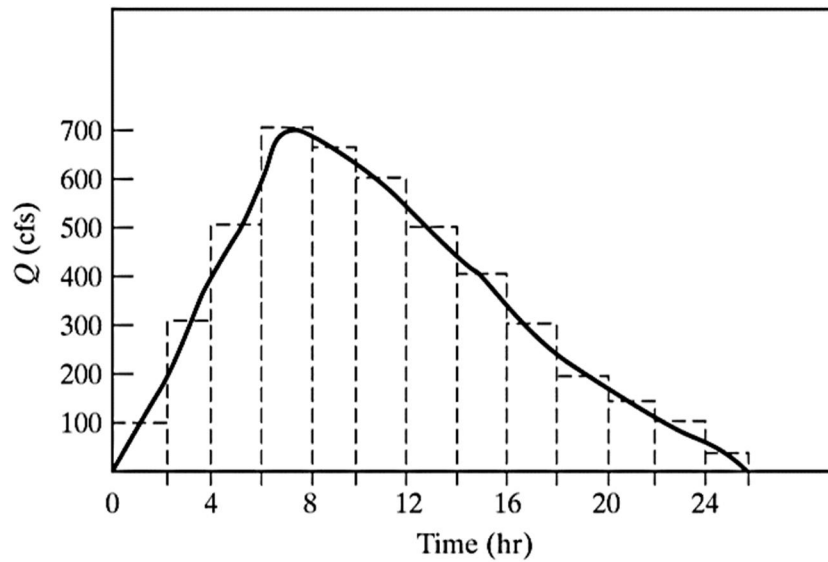
**วิธีทำ**

ครั้งแรกเราจะทำกราฟน้ำท่า ปริมาณฝนสุทธิแสดงในรูปที่ 2-8(b) แล้วเราจะพล็อตกราฟน้ำท่า ในมุมมองด้านซ้าย (รูปที่ 2-8(c)) โปรดสังเกตว่าปริมาณฝนส่วนเกิน จะกลายเป็น 3.5 in. ที่ระยะเวลารวม 4 hr. เนื่องจากปริมาณฝนเท่ากับการซึมลงดินในระหว่างชั่วโมงสุดท้ายของปริมาณฝน

ปริมาณน้ำที่ไหลออกจะเท่ากับพื้นที่ภายใต้กราฟน้ำท่า เพื่อตรวจสอบปริมาณน้ำท่า เราสามารถใช้  $\sum \bar{Q} dt$  ประมาณค่าเป็นกราฟแท่งที่แสดงในรูปที่ 2-8(d) และคำนวณได้ดังตารางประกอบในตารางที่ 2-1



รูปที่ 2-8(b) และ (c) สำหรับตัวอย่างที่ 2-1



รูปที่ 2-8(d) สำหรับตัวอย่างที่ 2-1

ตารางที่ 2-1 สำหรับตัวอย่างที่ 2-1

Time (hr.)	$\bar{Q}$ (cfs.)	Volume (cfs.-hr.)
0-2	100	200
2-4	300	600
4-6	500	1000
6-8	700	1400
8-10	650	1300
10-12	600	1200
12-14	500	1000
14-16	400	800
16-18	300	600
18-20	200	400
20-22	150	300
22-24	100	200
24-26	50	100

$$\begin{aligned} \sum \bar{Q}dt &= 9100 \text{ cfs} - \text{hr} \\ &\approx 9100 \text{ acre-inches of direct runoff} \quad (1 \text{ cfs} = 1.008 \text{ ac-in. / hr}) \\ &= 3.5 \text{ inches for a 2600-acre basin} \end{aligned}$$

วิธีการอื่น ๆ ที่สามารถใช้กับรูปที่ 2-8(d) รวมถึงวิธีการทางคณิตศาสตร์ของการรวมกลุ่มกัน เช่น กฎสี่เหลี่ยมคางหมูและกฎของซิมป์สัน ทั้งสองวิธีเป็นการประมาณพื้นที่ภายใต้กราฟน้ำท่าระหว่างช่วงของเวลาสองค่า ถ้าน้ำที่ไหลในลำน้ำถูกรวมอยู่ในกราฟน้ำท่า ที่เราจะต้องลบออกจากค่าการไหลของน้ำในแต่ละครั้งก่อนที่จะคำนวณปริมาณน้ำผิวดิน

เมื่อปริมาณฝนส่วนเกินได้รับการพิจารณาในลุ่มน้ำมันก็จะกลายเป็นปัญหาสำคัญของวิศวกรรมทางอุทกวิทยาในการแปลงเป็นปริมาณน้ำผิวดิน DRO กราฟน้ำท่าจะถูกสร้างขึ้นโดยรวมกับการไหลพื้นฐานและการไหลในทางน้ำที่จะมาถึงในเวลาที่แตกต่างกันจากทุกจุดในลุ่มน้ำ เมื่อเทียบเวลาของการไหลจากทางบกที่มีความสำคัญมากขึ้นในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก ในขณะที่เวลาของการเดินทางในทางน้ำมากกว่าในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่

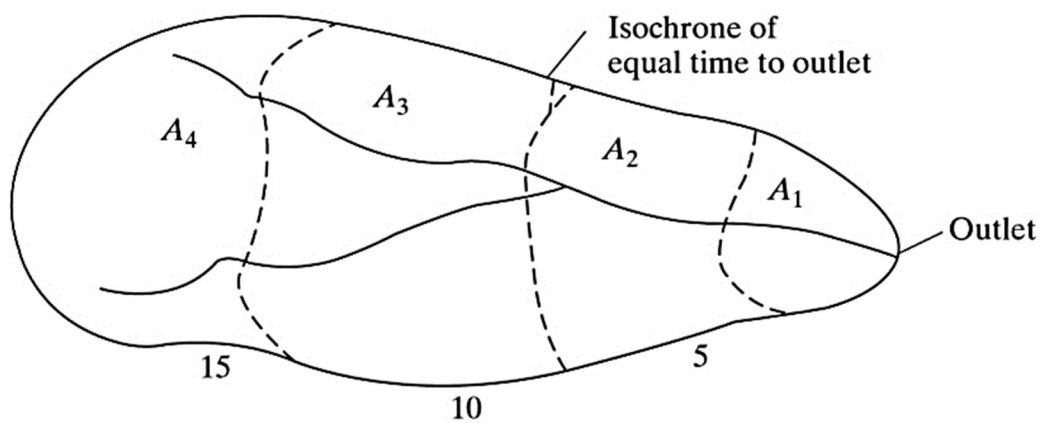
**วิธี Time-Area (Time-Area Methods)**

วิธีที่น่าสนใจนี้เข้าใจว่าปริมาณฝนส่วนเกินจะถูกแปลงเป็นกราฟน้ำท่าคือการใช้แนวคิดของ Time-Area histogram วิธีการนี้จะถือว่าผลของกราฟน้ำท่า ไหลออกจากการแปลงของน้ำผิวดินที่ไหลออกตรงไปยังจุดออก ที่ความเร็วสม่ำเสมอโดยไม่สนใจผลกระทบใด ๆ ในลุ่มน้ำ ความสัมพันธ์นี้จะถูกกำหนดโดยการแบ่งลุ่มน้ำเป็นพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยๆ กับเวลาไหลบ่าที่แตกต่างกันไปยังจุดออก พื้นที่ย่อยลากเส้นกับแผนที่เท่ากับเวลาการเคลื่อนตัวของน้ำด้านเหนือน้ำไปจุดออก (รูปที่ 2-9) การเดินทางของคลื่นน้ำควรให้สอดคล้องกับการกล่าวก่อนหน้าของเวลาของการเดินทางของน้ำ แต่การประมาณการขึ้นอยู่กับความเร็วของน้ำที่เป็นปกติ

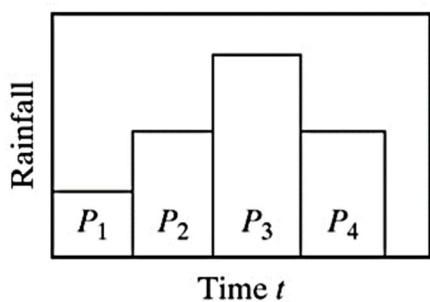
ถ้าปริมาณฝนมีความเข้มฝนสม่ำเสมอมีการกระจายทั่วพื้นที่ลุ่มน้ำ น้ำที่ไหลออกมาจะอยู่ในพื้นที่ที่ติดกับทางออกและเปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ทั้งหมดจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นตามเวลา ตัวอย่างเช่นในรูปที่ 2-9 น้ำไหลบ่าผิวดินจากพื้นที่ A1 ที่ออกมาเป็นที่แรกและตามด้วย A2, A3, A4 ได้ข้อสรุป

$$Q_n = R_i A_1 + R_i - 1 A_2 + \dots + R_1 A_j \tag{2-3}$$

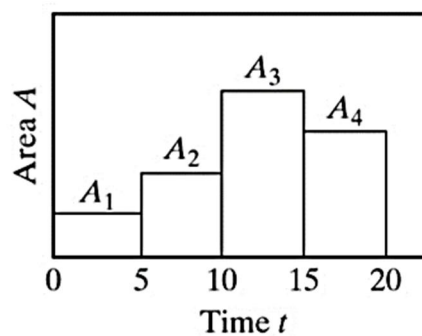
- เมื่อ  $Q_n$  = Hydrograph ordinate at Time  $n$  (cfs)
- $R_i$  = excess Rainfall ordinate at Time  $i$  (ft / s)
- $A_j$  = Time-Area histogram ordinate at Time  $j$  (ft<sup>2</sup>)



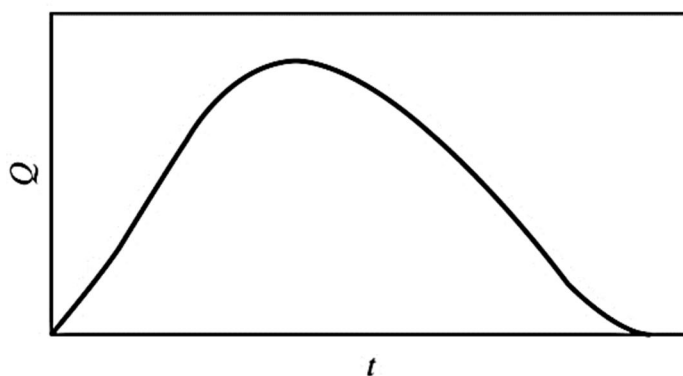
(a) Watershed



(b) Rainfall hyetograph



(c) Time-area histogram



(d) Hydrograph at outlet

รูปที่ 2-9 วิธีเวลา-พื้นที่ (Time-Area) ที่มา Bedient et al. (2019)

โปรดสังเกตว่าจำนวนของพิคตกกราฟน้ำท่าไม่จำเป็นต้องเท่ากับจำนวนของพิคตก Histogram ของฝน) ตัวอย่างเช่นน้ำท่าจาก  $R_1$  บน  $A_2$  พายุมายังทางออกในเวลาเดียวกันกับน้ำที่ไหลบ่าออกจาก  $R_2$  บน  $A_1$  และผลิต  $Q_2$  ต่อมาน้ำที่ไหลบ่าจาก  $R_1$  บน  $A_3$ ,  $R_2$  บน  $A_2$ , และ  $R_3$  บน  $A_1$  มาถึงที่ทางออกพร้อมกันและทำให้การผลิต  $Q_3$  กราฟน้ำท่าได้รับการพัฒนาโดยการประเมินผล  $Q_1, Q_2, Q_3, \dots, Q_n$  แนวคิด Time–Area ให้ข้อมูลเชิงลึกที่เป็นประโยชน์ต่อการไหลบ่าบนพื้นดิน แต่การประยุกต์ใช้มีข้อจำกัด เนื่องจากความยากของการสร้างแผนที่ Isochrone และเนื่องจากกราฟน้ำท่าจะต้องมีการปรับเพิ่มเติมหรือผลกระทบจากการเคลื่อนที่ไปตามพื้นที่กักเก็บน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำ (ดูตัวอย่างที่ 2-2) วิธีการกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของคลาร์กได้อธิบายไว้ว่าวิธีการนี้จะขึ้นอยู่กับการใช้วิธี Time–Area และมีอยู่ในแบบจำลองคอมพิวเตอร์ HEC-HMS กับการเกิดขึ้นของวิธีการที่ทันสมัยคือระบบ GIS และแผนที่ดิจิทัลที่ยกระดับความสามารถในการตรวจสอบแผนที่ Isochrone สำหรับลุ่มน้ำอาจจะเป็นวิธีการ Revisited Hydrograph ที่มีการพัฒนาขึ้นมาใหม่

แนวคิดทางการปฏิบัติจริงเป็นทฤษฎีของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ได้รับการยอมรับยังคงเป็นหนึ่งในผลงานที่สำคัญที่สุดในทางอุทกวิทยาที่เกี่ยวข้องกับการทำนายน้ำท่าผิวดิน ทฤษฎีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ารวมกับวิธีการสูญเสียการซึมลงดินตามมาตรฐานนั้นเพียงพอที่จะจัดการกับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนที่ใส่ลงในกราฟน้ำท่า สำหรับลุ่มน้ำทั้งขนาดเล็ก และขนาดใหญ่ สังเกตได้ว่าวิธีการ Time–Area เป็นกรณีพิเศษของวิธีการกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

### ตัวอย่างที่ 2-2 Time–Area Histogram

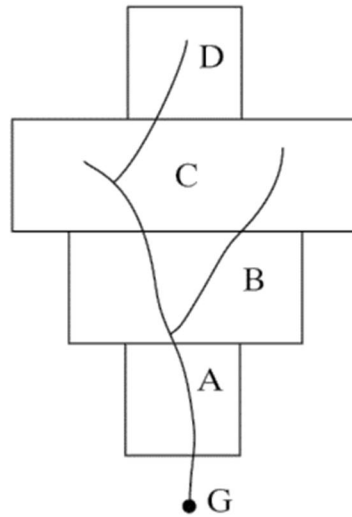
วิธีการ Histogram เวลาของแต่ละพื้นที่ พบว่า การไหลเข้าที่มาถึงพื้นที่ดังกล่าวในแต่ละชั่วโมง การไหลเข้าจะถูกคำนวณในแต่ละพื้นที่การใช้สมการที่ (2-3)

$$Q_n = R_i A_1 + R_{i-1} A_2 + \dots + R_1 A_j$$

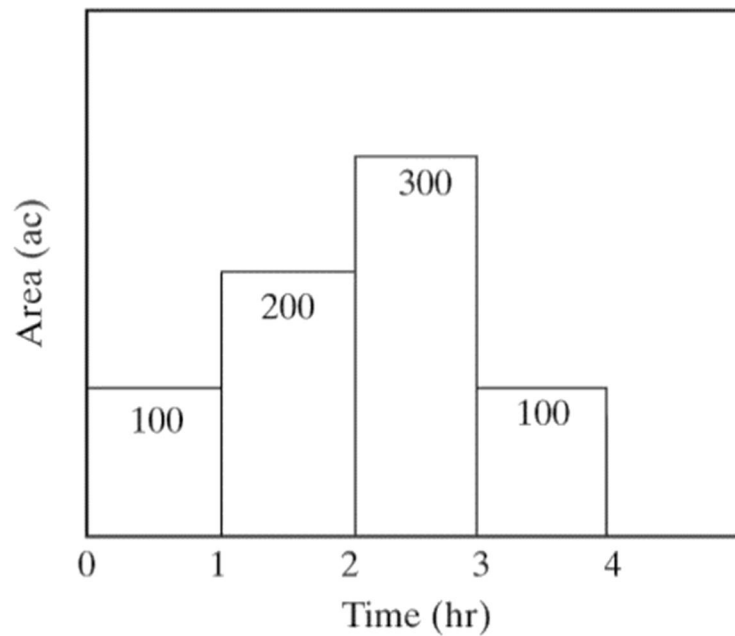
ตัวอย่างต่อไปนี้เป็นของการไหลเข้า 0.5 นิ้วในเวลา 5 ชั่วโมงที่ฝนตก และ 4 พื้นที่ลุ่มน้ำย่อย

### ตารางที่ 2-2(a) สำหรับตัวอย่างที่ 2-2

	A	B	C	D
Area (ac)	100	200	300	100
Time to gage (hr)	1	2	3	4



รูปที่ 2-10(a) สำหรับตัวอย่างที่ 2-2



รูปที่ 2-10(b) สำหรับตัวอย่างที่ 2-2

**วิธีทำ**

วิธีการ histogram สมการที่ใช้ (2-3)

$$Q_n = R_1 A_1 + R_{1-1} A_2 + \dots + R_1 A_j$$

เมื่อ  $n = 5, i = 5, \text{ and } j = 4$

$$Q_5 = R_5 A_1 + R_4 A_2 + R_3 A_3 + R_2 A_4$$

$$= (0.5 \text{ in. / hr})(100 \text{ ac}) + (0.5 \text{ in. / hr})(200 \text{ ac}) + (0.5 \text{ in. / hr})(300 \text{ ac})$$

$$+ (0.5 \text{ in. / hr})(100 \text{ ac})$$

$$Q_5 = 350 \text{ ac} - \text{in. / hr.}$$

Noting that  $1 \text{ ac} - \text{in. / hr} \approx 1 \text{ cfs}$ , we have

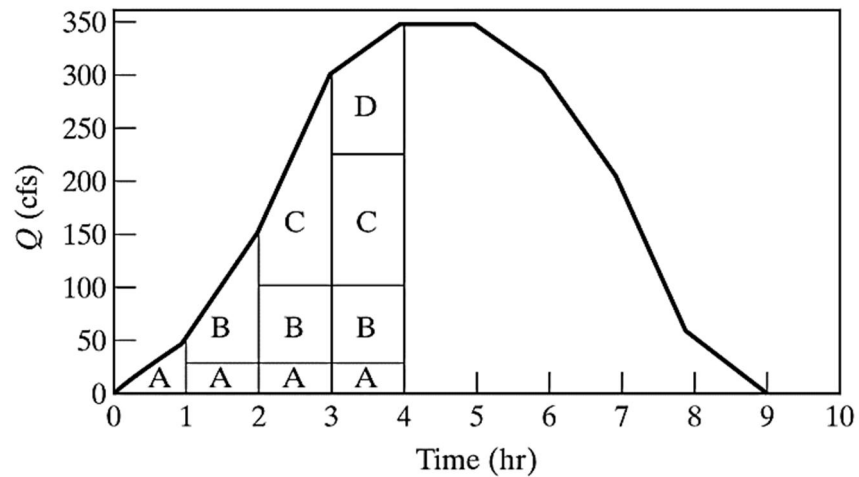
$$Q_5 = 350 \text{ cfs.}$$

Hydrograph จะได้รับผลดังรูปที่ 2-10(c) และตารางที่ 2-2(b) แสดงให้เห็นถึงการใช้ Excel ในคำนวณ สำหรับการแก้ปัญหา ตัวอย่างที่ 2-2 เริ่มจากหาคอลัมน์ที่มีองค์ประกอบของข้อมูลที่ได้โดยตรงจากโจทย์ (ดูตารางที่ 2-2(a)) คอลัมน์ที่เหลือจะเป็นจัดเรียงตามพายุที่คูณด้วยพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยทั้ง 4 ลุ่มน้ำ และในคอลัมน์สุดท้ายจะเป็นคำตอบของกราฟน้ำท่าของพายุนี้

ตารางที่ 2-2(b) สำหรับตัวอย่างที่ 2-2

Time (hr.)	Hyetograph		Time to Gage	Basin Area A1:An					Storm Hydrograph	
	Ordinate R1:Rn	Basin No.		R1*An	R2*An	R3*An	R4*An	R5*An		
0				Lag by time to gage, T					0.0	
1	0.5	A	1	100	R1*A1 = 50.0					50.0
2	0.5	B	2	200	R1*A2 = 100.0	50.0				150.0
3	0.5	C	3	300	R1*A3 = 150.0	100.0	50.0			300.0
4	0.5	D	4	100	R1*A4 = 50.0	150.0	100.0	50.00		350.0
5	0.5					50.0	150.0	100.00	50.0	350.0
6							50.0	150.00	100.0	300.0
7								50.00	150.0	200.0
8									50.0	50.0
9										0.0





รูปที่ 2-10 (c) สำหรับตัวอย่างที่ 2-2

## 2.4 ทฤษฎีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (UNIT HYDROGRAPH THEORY)

Sherman (1932) จากทฤษฎีของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (UH) หมายถึง "การไหลของน้ำออกจากกลุ่มน้ำที่ 1.0 นิ้ว หรือ (1.0 มม.) อย่างสม่ำเสมอในช่วงระยะเวลาที่มีปริมาณฝนระบายน้ำออกทั่วพื้นที่ระบายน้ำ" จุดสำคัญของ UH ประกอบด้วยค่า 1.0 นิ้วของการไหลออกซึ่งเทียบกับ 1.0 นิ้วของปริมาณฝนสุทธิตามช่วงเวลา และการกำหนดค่าช่วงเวลาการตกของฝน D และการสูญเสียของน้ำจากการซึมลงดินต้องหักออกก่อนที่จะคำนวณ สมมติฐานหลายอย่างของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่านี้สามารถนำมาประยุกต์ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำ (Johnstone & Cross, 1949)

1. ปริมาณฝนส่วนเกินในแต่ละช่วงเวลาจากการคาดการณ์จากกราฟน้ำท่า จะเทียบกับเวลาโดยไม่คำนึงถึงความเข้มของฝนที่ตก
2. ปริมาณน้ำจากเวลาที่เกิดของพายุ จะกำหนดเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณฝนส่วนเกิน ปริมาณฝนที่เพิ่มขึ้นเป็นสองเท่าจะทำให้เกิดกราฟน้ำท่าเพิ่มขึ้นเป็นสองเท่าเช่นเดียวกัน
3. การกระจายของน้ำท่าสมมติให้ในแต่ละช่วงเวลาเป็นอิสระกับความชื้นที่เกิดจากฝน
4. การกระจายของปริมาณฝนที่เกิดจากพายุทั้งหมด สมมติให้มีค่าเท่ากันทุกการกระจายของฝนทั้งช่วงเวลาและพื้นที่

ทฤษฎีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสามารถสรุปได้สั้นๆ ว่าเป็นระบบทางอุทกวิทยาแบบเชิงเส้นกับการแปรปรวนของเวลา (Dooge, 1973) โดยสมมติฐานของกราฟน้ำท่าจากพายุ ที่สามารถเพิ่มค่าแต่ละหน่วยกราฟน้ำท่า คือ ปริมาณฝนและระยะเวลา ซึ่งสัดส่วนและหลักการของทั้งสองอย่างจะถูกนำไปใช้กับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า แต่ไม่ได้ตรวจสอบอย่างละเอียดจนในปี 1950 ได้มีการตั้งสมมติฐาน

ของการแปรปรวนว่าไม่เปลี่ยนแปลงตามค่าเชิงเส้นและเวลา จะมีค่าความถูกต้องไม่มากในแต่ละลุ่มน้ำที่ใช้ ตัวอย่างแบบไม่เชิงเส้นที่มีอยู่ในการไหลทางน้ำเปิด โดยจะตรวจสอบจากแบบจำลองการไหลของน้ำและลุ่มน้ำในห้องปฏิบัติการ อย่างไรก็ตาม สมมติฐานเชิงเส้นยังคงมีประโยชน์เพราะจะช่วยให้เข้าใจง่ายและจัดว่าเป็นวิธีที่ดีที่สุดในการพัฒนาและให้ผลลัพธ์ที่ได้เป็นที่ยอมรับตามวัตถุประสงค์ในด้านวิศวกรรม

### **การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า : กรณีลุ่มน้ำที่มีสถานีวัดน้ำท่า (Derivation of Unit Hydrographs: Gaged Watersheds)**

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่เกิดจากพายุและปริมาณฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำที่จะแสดงในรูปที่ 2-11(a) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า จะรวมค่าจากพายุซึ่งใช้พล็อตการไหลหรือการปล่อยน้ำ (CFS. หรือ CMS) เทียบกับเวลา กราฟน้ำท่ามีลักษณะการเพิ่มขึ้นและลดลงในรูปเส้นโค้ง (ดูรูปที่ 2-5) การกำหนดค่าพารามิเตอร์ในมิติของปริมาณฝนส่วนเกินและเวลาสูงสุด  $t_p$  จะแสดงระยะเวลาของกราฟน้ำท่าจากพารามิเตอร์ต่อไปนี้

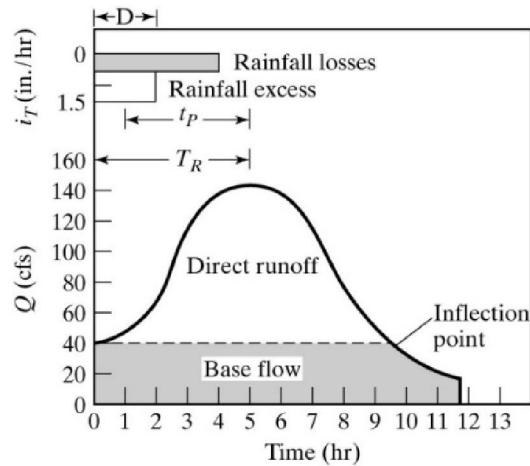
1. ระยะเวลาของการเกิดปริมาณฝนส่วนเกิน ( $D$ ) เวลาตั้งแต่ต้นจนจบของปริมาณฝนส่วนเกิน
2. เวลาล่าช้า ( $L$  หรือ  $t_p$ ): เวลาจากจุดศูนย์กลางมวลของฝนส่วนเกินจนถึงค่าจุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า
3. เวลาที่เพิ่มขึ้น ( $T_R$ ): เวลาจากที่ฝนส่วนเกินเริ่มตกจนถึงค่าจุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า
4. เวลาของความเข้มข้น ( $t_c$ ): เวลาของคลื่น (จากน้ำ) จากจุดที่ไกลที่สุดในลุ่มน้ำไปยังจุดออก เป็นเวลาประมาณจากจุดสิ้นสุดของปริมาณฝนสุทธิเพื่อกำหนดจุดเปลี่ยนของกราฟน้ำท่า
5. ฐานเวลา ( $T_b$ ) ระยะเวลารวมของ DRO ในกราฟน้ำท่า

สมการที่ได้รับการพัฒนาขึ้นในการทำนายตัวแปรของระยะเวลาแต่ละช่วงของลุ่มน้ำให้วัดค่าได้และมีหลายวิธีที่นิยมแสดงเป็นกราฟน้ำท่า หน่วยสังเคราะห์ในหัวข้อ 2.5 ด้วยการใช้งานที่เพิ่มขึ้นของไมโครคอมพิวเตอร์ในด้านอุทกวิทยาและวิธีการ GIS วิธีการสังเคราะห์ถูกแทนที่โดยวิธีการ Gauged - Based ซึ่งใช้ข้อมูลจากลุ่มน้ำที่มีสถานีวัดน้ำท่าเป็นส่วนมากมาใช้กับลุ่มน้ำที่ไม่มีสถานีวัดน้ำท่า

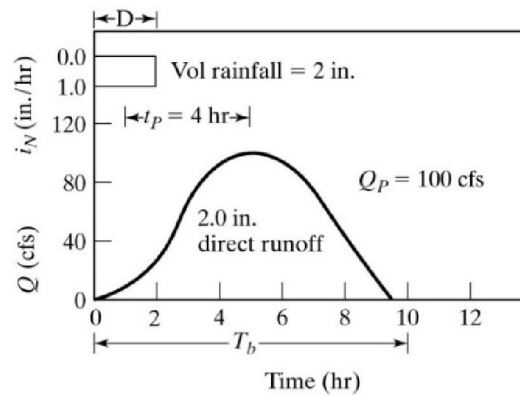
ข้อมูลปริมาณฝน-น้ำท่า มีประโยชน์ในการพัฒนากราฟน้ำท่า ซึ่งหาได้จากการวัดปริมาณฝนและเหตุการณ์ในแม่น้ำของแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำที่ต้องการ และจะใช้หลักทั่วไปดังต่อไปนี้ในการพัฒนากราฟน้ำท่า จากลุ่มน้ำที่มีสถานีวัดน้ำท่า

1. การกระจายของพื้นที่และเวลาในช่วงการเกิดพายุควรจะเลือกการเก็บกักน้ำที่มีโครงสร้างที่ง่ายต่อการกระจายตัวที่สม่ำเสมอ ทั้งเวลาและสถานที่
2. ขนาดลุ่มน้ำในการวิเคราะห์โดยทั่วไปควรอยู่ระหว่าง 1.0 ถึง 100 mi<sup>2</sup>

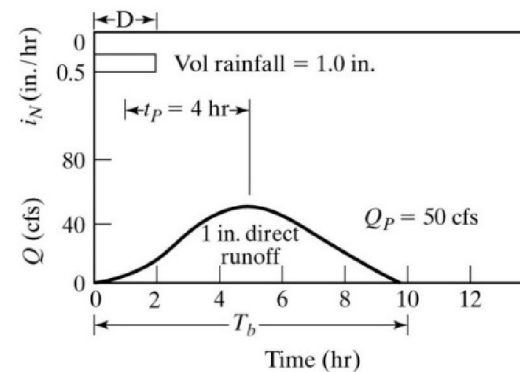
3. ปริมาณน้ำ DRO ควรอยู่ในช่วง 0.5-2.0 นิ้ว
4. ระยะเวลาของปริมาณฝนที่ตกควรจะมีค่าประมาณ 25% ถึง 30% จากเวลาลำช้า  $t_p$
5. จำนวนของพายุและเวลาควรจะวิเคราะห์เพื่อให้ได้ค่ากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าเฉลี่ย (5 ขั้นตอนนี้ควรจะทำซ้ำตลอดช่วงที่ฝนตกในระยะเวลาต่าง ๆ)



(a)



(b)



(c)

รูปที่ 2-11 การกำหนดหน่วยกราฟน้ำท่าจากพายุ (a) การรวมกันของปริมาณน้ำ (b) การไหลของกราฟน้ำท่าที่ลบปริมาณฝนลบความสูญเสีย (c) กราฟน้ำท่าที่ปรับให้เป็นหน่วย hr

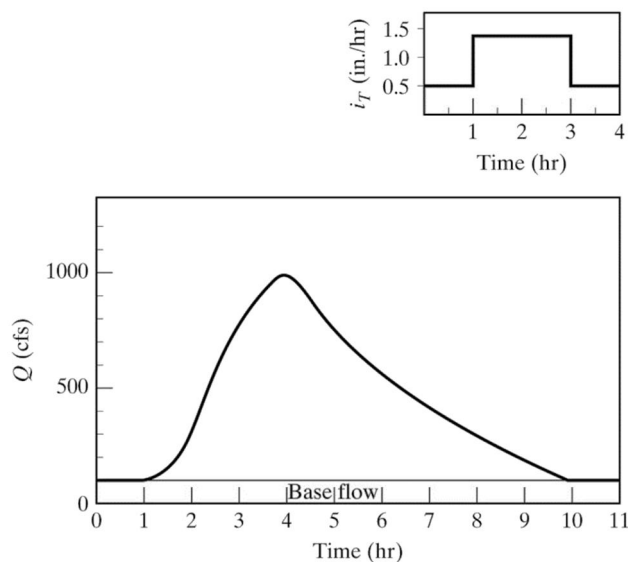
ต่อไปนี้เป็นขั้นตอนสำคัญในการพัฒนากราฟน้ำท่าจากพายุ (ดูรูปที่ 2-11 และตัวอย่างที่ 2-

3)

1. วิเคราะห์กราฟน้ำท่า และแยก Base Flow (หัวข้อ 2.3)
2. วัดปริมาณรวมของ DRO ภายใต้งRAFน้ำท่า และแปลงเป็นนิ้ว หรือ มม.
3. แปลงปริมาณฝนรวมและปริมาณฝนส่วนเกินโดยวิธีการซึมลงดิน เช่น ปริมาณฝนส่วนเกิน = DRO และประเมินช่วงเวลาการตกของปริมาณฝน  $D$  จากกราฟน้ำท่า DRO
4. แบ่งค่าลำดับของกราฟน้ำท่า DRO (รูปที่ 2-11) โดยใช้ปริมาตรในหน่วยนิ้ว (มม.) และพล็อตผลกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำ (รูปที่ 2-11)  $T_b$  เป็นค่าคงที่ของเวลาสำหรับพายุ
- 5 ตรวจสอบปริมาตรของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าให้มีค่าเท่ากับ 1.0 นิ้ว หรือ 1.0 มม. และปรับค่าลำดับกราฟตามความเหมาะสม

### ตัวอย่างที่ 2-3 Determination of Unit Hydrograph

แปลง กราฟน้ำท่า โดยในรูปที่ 2-12(a) เป็น 2 ชั่วโมง UH โดยระยะเวลาของปริมาณฝนสุทธิที่ 2 ชั่วโมง ค่ากราฟน้ำท่าจะแสดงค่าในรูปและการสูญเสียจากการซึมลงดินของพายุ คือ 0.5 นิ้ว/ชม. เป็นค่าคงที่ การไหลในทางน้ำ 100 CFS. (คงที่)  $t_p$  และ  $T_b$  สำหรับพายุคือเท่าไร



รูปที่ 2-12(a) สำหรับตัวอย่างที่ 2-3

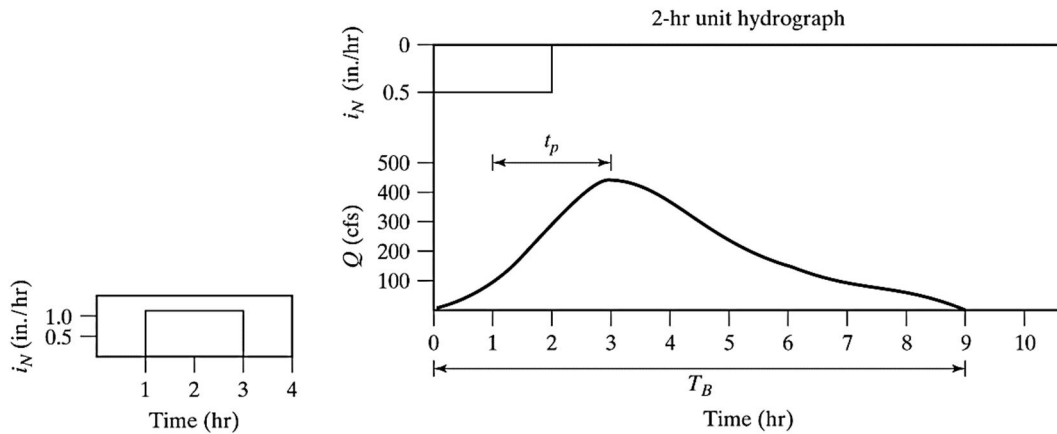
**วิธีทำ**

ปริมาณฝนสุทธิ หลังจากหักค่าการซึมลงดินนำพล็อตกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ได้ปริมาณฝนแสดงในรูปที่ 2-12(b) จากโจทย์จะได้ฝนสุทธิเท่ากับ 2.0 นิ้ว ต่อ 2 ชั่วโมง ซึ่งปริมาณฝนที่ต้องการคือ 1 นิ้ว ต่อ 2 ชม. ดังนั้นจึงนำค่าการไหลพื้นฐาน (Base Flow) มาลบกราฟน้ำท่าเพื่อให้ได้กราฟ DRO หลังจากนั้นกราฟนี้จะถูกแปลงเป็น 1 นิ้วจากน้ำท่าโดยหารด้วย 2.0 ดังแสดงค่าในตารางที่ 2-3

ตารางที่ 2-3 สำหรับตัวอย่างที่ 2-3

Time(hr)	Q (cfs)	Q-BF(cfs)	2-hrUH,Q
0	100	0	0
1	100	0	0
2	300	200	100
3	700	600	300
4	1000	900	450
5	800	700	350
6	600	500	250
7	400	300	150
8	300	200	100
9	200	100	50
10	100	0	0
11	100	0	0

ที่ 2 ชั่วโมง UH แสดงกราฟดังรูปที่ E2-3(a)  $T_p$  ฐานเวลาของพายุคือ 9 ชั่วโมงและเวลาสูงสุด  $T_p$  ที่วัดจากจุดศูนย์กลางมวลของปริมาณน้ำฝนเป็น 2 hr.



รูปที่ 2-12(b) สำหรับตัวอย่างที่ 2-3

เนื่องจากการตั้งสมมติฐานเชิงเส้น UH และใช้ในการประยุกต์ UHs ภายใต้เงื่อนไขที่มีแนวโน้มที่จะเปลี่ยนค่าเชิงเส้น ซึ่งรูปแบบในระยะเวลาและความเข้มข้นของปริมาณฝนจะสะท้อนค่าในรูปร่างของกราฟน้ำท่า ได้ผลลัพธ์ UHs ในระยะเวลาสั้น (1 ถึง 2 ชั่วโมง) และมักจะมีการสร้างกราฟน้ำท่าจากระยะเวลาที่ฝนตก (24 ชม.) หากมีค่าความรุนแรงของพายุมากเป็นระยะเวลายาว การตั้งสมมติฐานเชิงเส้นอาจจะเปลี่ยนไปจากข้อมูลในพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีสมมติฐานไว้ โดยที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ (100-500 mi<sup>2</sup>) จะแบ่งลุ่มน้ำออกเป็นพื้นที่ย่อย เพื่อง่ายต่อการพัฒนา UHs ทีละส่วน

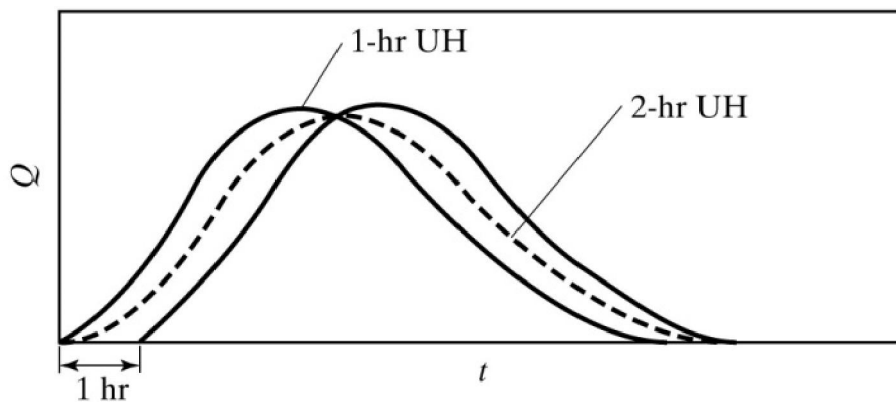
ปริมาณการไหลและการกระจายของน้ำท่า สามารถทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงในรูปร่างของกราฟน้ำท่าของพื้นที่รับน้ำและใช้ในการพัฒนา UHs สำหรับลุ่มน้ำ แล้วเพิ่มค่าอื่นๆ เพื่อที่จะสร้างกราฟน้ำท่า โดยจะรวมข้อมูลค่าสูงสุดของ UHs จากเหตุการณ์พายุขนาดเล็ก ซึ่งจะได้ค่าต่ำกว่าพายุขนาดใหญ่เพราะความแตกต่างของปริมาณน้ำไหลเข้าพื้นที่ในทางน้ำ สมมติฐานเชิงเส้นจะสามารถตรวจสอบโดยการเปรียบเทียบกราฟน้ำท่าจากพายุของขนาดต่าง ๆ ถ้าความสัมพันธ์ไม่เป็นเชิงเส้น เราควรจะใช้ UHs สำหรับเหตุการณ์ขนาดความรุนแรงของพายุที่คล้ายคลึงกันเท่านั้น ควรระวังการใช้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับเหตุการณ์ขนาดใหญ่ ซึ่งมักจะมีการประมาณค่าที่มากกว่าความเป็นจริง

จากข้อจำกัดดังกล่าวข้างต้น UHs จะถูกประยุกต์ใช้ร่วมกับวิธีการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำท่าแบบสมัยใหม่ ซึ่งจะให้ผลการวิเคราะห์ทางด้านการพยากรณ์น้ำท่วมสำหรับลุ่มน้ำขนาดเล็กและขนาดใหญ่มีความถูกต้องค่อนข้างสูง

**วิธีการ S - curve** (S - curve Method)

UH สำหรับลุ่มน้ำที่มีการกำหนดค่า  $D$  ระยะเวลาของปริมาณฝนส่วนเกิน ( $RF_{net}$ ) คุณสมบัติเชิงเส้นของ UH สามารถนำมาใช้ในการสร้าง UH ของระยะเวลาขนาดใหญ่หรือเล็กได้

ตัวอย่างเช่น กำหนดให้ 1 ชั่วโมง UH ของลุ่มน้ำหนึ่งและ UH ที่เกิดจากพายุ 2 ชั่วโมงสามารถที่จะพัฒนาโดยการเพิ่มอีก 1 ชั่วโมงของ UHs แรกต่อมาทำการเลื่อนอีก 1 ชั่วโมงโดยเพิ่มคู่อันดับร่วมเข้าไป และหารผลที่ได้จากกราฟทั้ง 2 ลักษณะนี้คือ 1 มาจากปริมาณฝนใน 1 ชั่วโมง ที่ได้รับการกระจายเหมือนกันใน 2 ชั่วโมง และได้มาจาก 2 ชั่วโมง UH (รูปที่ 2-13) ขั้นตอนนี้ถูกจำกัดด้วยการคูณด้วยจำนวนเต็ม ในทางเดียวกันสำหรับ 3 ชั่วโมง UH ทำได้โดยการเพิ่ม UH ที่เหลื่อมกัน 3 ช่วงเวลาต่อเนื่องกันมารวมกันและหารด้วย 3 (ดูตัวอย่างที่ 2-4)

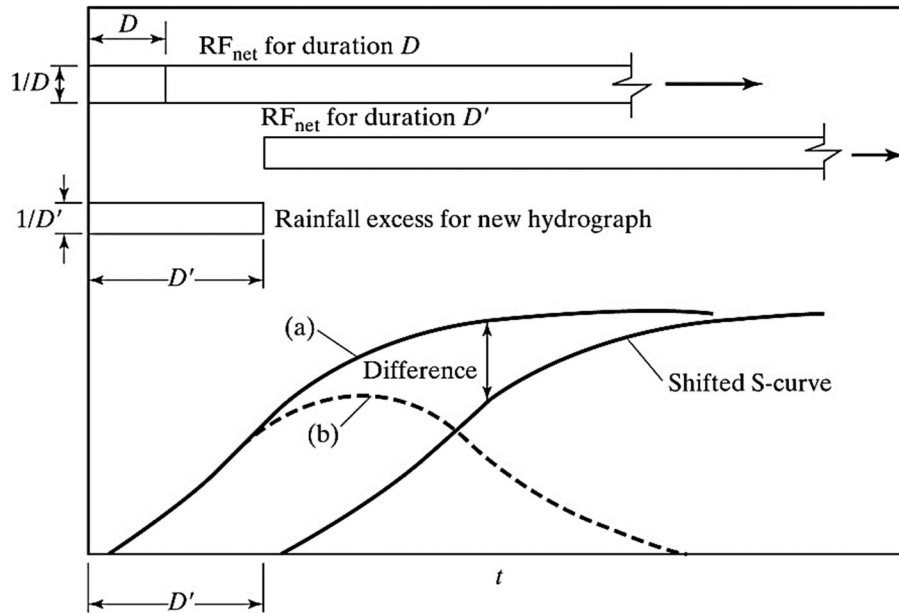


รูปที่ 2-13 UH lagging (Bedient et al., 2019)

วิธีการ S - curve ช่วยให้การสร้าง UH ของระยะเวลาต่างๆ โดยสมมติ UH ของระยะเวลาที่ทราบค่าและระยะเวลาที่เราต้องการเพื่อสร้าง UH ในลุ่มน้ำเดียวกัน และมีระยะเวลา  $D$  ขั้นตอนแรกคือการสร้างเส้นโค้งกราฟน้ำท่า โดยการเพิ่มข้อมูล UHs ระยะเวลา  $D'$  การเลื่อน โดยแต่ละช่วงเวลา (รูปที่ 2-14, กราฟ a) จะสอดคล้องกับกราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณฝนจาก  $1/D$  นิ้ว/ชม. ที่  $D$  เป็นการวัดในหน่วย ชั่วโมง โดยรู้ค่ากราฟน้ำท่า (S - Curve) จากผลการเพิ่มของค่า UHs และการเลื่อนที่  $D$  ชั่วโมง (ดูรูปที่ 2-4) และเทียบกับปริมาณฝน จนมีค่าความเข้มฝนลดลงจนน้ำไหลเข้าและไหลออกมีค่าเท่ากัน

การขยับ S - Curve ในเวลาที่  $D'$  ชั่วโมง และเปลี่ยนคู่ลำดับระหว่างสองกราฟ จะมีผลกับกราฟน้ำท่า (รูปที่ 2-14, กราฟ b) และต้องเปลี่ยนปริมาณฝน  $1/D$  นิ้ว/ชม. และสำหรับ  $D'$  ชม. ให้แปลงเป็น UH โดยจะต้องคูณค่าทั้งหมด จะได้กราฟน้ำท่า คู่ลำดับ  $D/D'$  ผล UH ที่ระยะเวลา  $D'$

ของตารางจะเสนอในตัวอย่างที่ 2-4 สำหรับกรณีที่ 3 ชั่วโมง โดย UH จาก 2 ชั่วโมง โดยจะคำนวณผ่าน Excel



รูปที่ 2-14 S - Curve UH Method (Bedient et al., 2019)

**ตัวอย่างที่ 2-4 S - Curve Method**

จากตารางที่ 2-4 กำหนด 2 ชั่วโมง UH ให้หา 3 ชั่วโมง UH โดยใช้วิธี S - Curve

**วิธีทำ** ขั้นแรกเริ่มจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ 2 ชั่วโมงและใช้การสร้าง S - curve ทำโดยการเหลื่อมของกราฟ 2 ชั่วโมง ต่อ 2 ชั่วโมงโดยเพิ่มจากกราฟเดิม S - curve ถึงจำนวนที่ต้องการ และแสดงให้เห็นถึงการจัดเรียงค่าดังต่อไปนี้และควรที่จะทำซ้ำจนให้ค่าคงที่ (บางครั้งเกิดการแกว่ง)

เมื่อ S - Curve ได้รับค่าจากกราฟ ที่ 3-hr. สามารถทำการเปลี่ยนค่า S - curve ที่ได้โดยการเพิ่มค่า 3 ชั่วโมง (ระยะเวลา UH ต้องการ) และลบที่การเหลื่อม S - curve เดิม จากนั้นจะได้ S - Curve (รูปที่ 2-15) ที่มีค่าที่ได้จากการคำนวณ และจะถูกปรับเปลี่ยนอัตราส่วนของระยะเวลาที่ D จากของ UH เดิม จะได้ระยะเวลาของ D' ของกราฟน้ำท่า ในหน่วยที่ต้องการหรือค่า D/D' ขั้นตอนนี้จะช่วยให้ได้ค่าลำดับสุดท้ายของ UH ที่ต้องการ

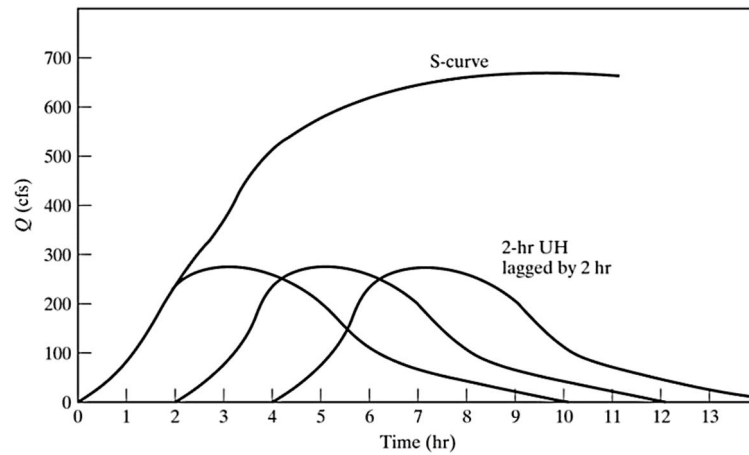
$$D/D' = 2/3$$



ตารางที่ 2-4(a) สำหรับตัวอย่างที่ 2-4

Time (hr)	2-hrUHOrdnate (cfs)
0	0
1	75
2	250
3	300
4	275
5	200
6	100
7	75
8	50
9	25
10	0

Time (hr)	2-hr UH	2-hr LaggedUH's				sum
0	0					0
1	75					75
2	250	0				250
3	300	75				375
4	275	250	0			525
5	200	300	75			575
6	100	275	250	0		625
7	75	200	300	75		650
8	50	100	275	250	0	675
9	25	75	200	300	75	675
10	0	50	100	275	250	675
11		25	75	200	300	675



รูปที่ 2-15 สำหรับตัวอย่างที่ 2-4

ขั้นตอนนี้จะทำกราฟในรูปที่ 2-14 และรูปที่ 2-15 แต่เหมาะสำหรับการคำนวณในโปรแกรม Excel โดยปกติค่า S-Curve ที่มีค่าสูงจะไม่มีค่าผิดพลาดในระยะเวลาของกราฟน้ำท่าเดิม หรือค่า Non-linearities อื่น ๆ บางครั้งอาจเกิดค่าความผันผวนที่เกิดจากปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยาของ S-Curve ต่อสมการไหล ดังนั้น S-Curve จะให้กราฟน้ำท่าของระยะเวลาที่ D ที่ถูกแปลงไปเป็นอีกหน่วยของระยะเวลา  $D'$

ตารางที่ 2-4(b) สำหรับตัวอย่างที่ 2-4

Time (hr)	S-Curve Ordinate	S-Curve การเลื่อน 3hr	Difference	3-hrUH Ordinate
0	0		0	0
1	75		75	50
2	250		250	166.7
3	375	0	375	250
4	525	75	450	300
5	575	250	325	216.7
6	625	375	250	166.7
7	650	525	125	83.3
8	675	575	100	66.7
9	675	625	50	33.3
10	675	650	25	16.7
11	675	675	0	0

### Unit Hydrograph Convolution

ความสำคัญของวิธี UH คือแสดงค่าจากพายุด้วยกราฟน้ำท่า เนื่องจากเป็นเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นจริงของปริมาณฝนในลุ่มน้ำ  $U_j$  จะถูกคูณด้วยปริมาณฝนส่วนเกินและเพิ่มค่า  $P_n$  และ การเลื่อนของกราฟน้ำท่าจากพายุ ซึ่งจะสามารถคำนวณจาก Excel และนำไปใช้หากราฟน้ำท่าคอนโวลูชัน ขั้นตอนของการหากราฟน้ำท่าของพายุจากปริมาณฝนส่วนเกิน จะแสดงเป็นระยะเวลาตามคอลัมน์ที่อยู่ในตัวอย่างที่ 2-5 โดยเป็นวิธีการ Time-Area [สมการที่ (2-2)] สำหรับลุ่มน้ำที่เกิดขึ้นจะมีการคำนวณตลอดเวลาในรูปแบบทางอุทกวิทยา เช่น HEC - HMS

กราฟน้ำท่าแต่ละหน่วยจะมีการเพิ่มเวลาให้สอดคล้องกับปริมาณฝน การไหลของน้ำจะสามารถเพิ่มตามกราฟน้ำท่า การไหลของน้ำจากพายุในพื้นที่ลุ่มน้ำที่ศึกษา การคำนวณจะช่วยให้ทราบค่าเวลาที่เพิ่มจากปริมาณฝนส่วนเกินที่สอดคล้องกับระยะเวลาของ UH ตัวอย่างของเวลาที่เพิ่มขึ้น 1 ชั่วโมง ควรจะใช้กับ 1 ชั่วโมงของ UH สมการกราฟน้ำท่าจากพายุ เรียกว่า สมการคอนโวลูชัน

$$Q_n = \sum_{i=1}^n P_i U_{n-i+1} \quad (2-4)$$

หรือ 
$$Q_n = P_n U_1 + P_{n-1} U_2 + P_{n-2} U_3 + \dots + P_1 U_n$$

เมื่อ  $Q_n$  = กราฟน้ำท่าจากพายุ,  
 $P_i$  = ปริมาณน้ำฝนส่วนเกิน และ  
 $U_j (j = n - i + 1)$  = หน่วย กราฟน้ำท่า กับระยะเวลาของปริมาณน้ำฝน สามารถแสดงในตัวอย่าง 2-5

**ตัวอย่างที่ 2-5** กราฟน้ำท่าจากพายุ สำหรับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

ให้ปริมาณฝนส่วนเกิน (Hyetograph) และ 1 ชั่วโมง UH จงหากราฟน้ำท่าจากพายุของลุ่มน้ำ โดยใช้วิธีกราฟน้ำท่าคอนโวลูชัน โดยกราฟน้ำทานี้จะคำนวณจากพายุที่เกิดขึ้น และไม่คิดการสูญเสียจากการซึมหรือระเหย

**วิธีทำ**  $Q_n = P_n U_1 + P_{n-1} U_2 + P_{n-2} U_3 + \dots + P_1 U_n$

ปริมาณฝนสุทธิกำหนดให้

$$P_n = [0.5, 1.0, 1.5, 0.0, 0.5] \text{ in.}$$

จาก Hyetograph ปริมาณน้ำฝน ใช้ช่วงเวลาของ 1 ชั่วโมง เราจะทำการรวมกับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

$$U_n = [0, 100, 320, 450, 370, 250, 160, 90, 40, 0] \text{ cfs.}$$

ตารางที่ 2-5 สำหรับตัวอย่างที่ 2-5

Time (hr.)	$P_1 U_n$	$P_2 U_n$	$P_3 U_n$	$P_4 U_n$	$P_5 U_n$	$Q_n$
0	0					0
1	50	0				50
2	160	100	0			260
3	225	320	150	0		695
4	185	450	480	0	0	1115
5	125	370	675	0	50	1220
6	80	250	555	0	160	1045
7	45	160	375	0	225	805
8	20	90	240	0	185	535
9	0	40	135	0	125	300
10		0	60	0	80	140
11			0	0	45	45
12				0	20	20
13					0	0

วิธีการหนึ่งหน่วยน้ำท่า จากสมการที่ 2-3

$$Q_0 = (0.5) (0) = 0$$

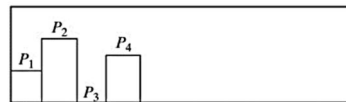
$$Q_1 = (1.0) (0) + (0.5) (100) = 50 \text{ cfs.}$$

$$Q_2 = (1.5) (0) + (1.0) (100) + (0.5) (320) = 260 \text{ cfs.}$$

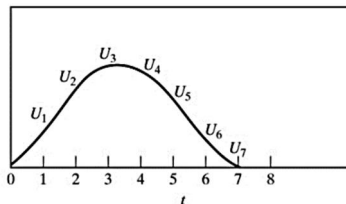
ค่าที่ได้มาจากการคำนวณเหล่านี้สามารถ แสดงในตารางที่ 2-5  $Q_n$  จะเท่ากับ ผลรวมของเวลา n จากกราฟน้ำท่าในช่วงที่เกิดพายุขึ้น  $Q_n$  แสดงในตารางที่ 2-5 ตารางนี้ แสดงให้เห็นถึงการคำนวณเพื่อแก้ปัญหาในตัวอย่างที่ 2-5 และมีวิธีการคำนวณแสดงใน ตัวอย่างที่ 2-2 มันอาจจะขยายคอลัมน์เพื่อให้ง่ายต่อคำนวณการไหลที่เพิ่มขึ้นจากกราฟ น้ำท่าจากพายุ และการคำนวณสามารถทำให้เข้าใจง่ายสำหรับปริมาณฝนตกและกราฟ น้ำท่า โดยใช้คำสั่งใน Excel จากปริมาณฝนแต่ละพื้นที่และคู่ลำดับของกราฟน้ำท่า จะเพิ่ม ค่าในคอลัมน์เพิ่มเติม

ขั้นตอนการคิดย้อนกลับเพื่อช่วยให้เราสามารถตรวจสอบ UH จาก กราฟน้ำท่าของพายุจาก ปริมาณฝนส่วนเกินตามระยะเวลาของปริมาณฝนสี่ช่วง (รูปที่ 2-16) จะได้ผลตามสมการดังต่อไปนี้

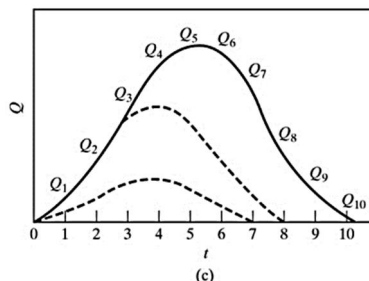
$$\begin{aligned}
 Q_1 &= P_1U_1 \\
 Q_2 &= P_2U_1 + P_1U_2 \\
 Q_3 &= P_3U_1 + P_2U_2 + P_1U_3 \\
 Q_4 &= P_4U_1 + P_3U_2 + P_2U_3 + P_1U_4 \\
 Q_5 &= P_4U_2 + P_3U_3 + P_2U_4 + P_1U_5 \\
 Q_6 &= P_4U_3 + P_3U_4 + P_2U_5 + P_1U_6 \\
 Q_7 &= P_4U_4 + P_3U_5 + P_2U_6 + P_1U_7 \\
 Q_8 &= P_4U_5 + P_3U_6 + P_2U_7 \\
 Q_9 &= P_4U_6 + P_3U_7 \\
 Q_{10} &= P_4U_7
 \end{aligned}
 \tag{2-5}$$



(a)



(b)



(c)

รูปที่ 2-16 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากการเกิดพายุ (Bedient et al., 2019)

ความสัมพันธ์ระหว่างจำนวนของพายุกับกราฟน้ำท่า  $n$  ที่คู่ลำดับ UH และปริมาณฝนส่วนเกินช่วงเวลา  $i$  เป็น

$$n = j + i - 1 \quad (2-6)$$

สมการทั่วไป [สมการที่ (2-5)] สามารถแสดงออกในรูปแบบนี้

$$[Q] = [P][U] \quad (2-7)$$

โดย  $[P]$  เป็นเมทริกซ์ที่จะสามารถแก้ไขค่าได้  $[U]$  เป็นวิธีการแก้ปัญหาที่ใช้เมทริกซ์ส่วนกลับ  $[P]^{-1}$  เป็นเมทริกซ์แบบจัตุรัสและไม่เป็นศูนย์ ส่วน  $[P]$  เป็นเมทริกซ์ที่ไม่ระบุเงื่อนไข แต่ต้องใช้เมทริกซ์ Transpose  $[P^T]$  มาสร้างเมทริกซ์แบบ Symmetrical  $[P^T P]$  แสดงได้ดังนี้

$$[P^T P] [U] = [P^T] [Q] \quad (2-8)$$

สมการนี้สร้างเพื่อแก้ปัญหาโดยวิธี least-squares ดังสมการ (2-8) สำหรับ  $[U]$  แสดงได้ดังนี้

$$[U] = [P^T P]^{-1} [P^T] [Q] \quad (2-9)$$

สมการ (2-7) จะสามารถแก้ไขได้โดยใช้วิธีของเกาส์ในการแก้สมการพร้อมกันหรือใช้ Excel ในการแก้ปัญหาเมทริกซ์ เช่นเดียวกับขั้นตอนที่เป็นตัวเลข ภายใต้เงื่อนไขค่าของ  $[U]$  สามารถปรับค่าที่ไม่สมจริงให้เข้ากับค่าของ UH ที่รู้ค่าและจะได้ค่าที่ดีกว่าที่เป็น UHs จากพายุ

### ตัวอย่างที่ 2-6 Unit Hydrograph Example

จงแปลง 1 ชั่วโมง กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (UH) ตามตารางที่ 2-6(a) เพื่อให้เป็น 3 ชั่วโมง UH และหาพื้นที่ของกลุ่มน้ำ

**วิธีทำ** อันดับแรกเราสร้างกราฟ 1 ชั่วโมง ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า แล้วแปลงจาก 1 ชั่วโมง UH ไปเป็น 3 ชั่วโมง UH อันดับแรกเราคิดค่าที่ 1 ชั่วโมง UH ต่อมาจึงเพิ่มอีก 1 ชั่วโมงของกราฟน้ำท่าในหน่วยที่มากกว่าสามชั่วโมง

ตารางที่ 2-6(a) สำหรับตัวอย่างที่ 2-6

Time(hr.)	UH(1hour)
0	0
1	25
2	50
3	100
4	80
5	60
6	40
7	20
8	0

ตารางที่ 2-6(b) สำหรับตัวอย่างที่ 2-6

Time(hr)	UH(1-hr)	Lagged 1-hr	
		UH	UH
0	0	0	0
1	25	0	0
2	50	25	0
3	100	50	25
4	80	100	50
5	60	80	100
6	40	60	80
7	20	40	60
8	0	20	40
9	0	0	20
10	0	0	0

หลังจาก Lagged 1-hr UH แล้วนำมาเลื่อนเวลาเท่ากับ 3 hr ที่ต้องการ และหารด้วย 3 ในกรณีของเราที่จะปรับเป็น 1.0 นิ้ว เพื่อให้เป็น 3-hr UH สำหรับ DRO (ดูตารางที่ 2-6(c))

ตารางที่ 2-6(c) สำหรับตัวอย่างที่ 2-6

Sum of all 1-hrUH	3-hrUH [(added31-hrUH)/3]
0	0
25	8.3
75	25
175	58.3
230	76.7
240	80
180	60
120	40
60	20
20	6.7
0	0

ค่าไหลสูงสุดใหม่คือ 80 cfs. ที่  $t = 5$  ชม. การหาพื้นที่ของกลุ่มน้ำที่เพิ่มขึ้นตามลำดับและเวลาของแต่ละกราฟน้ำท่าคุณด้วยชั่วโมงที่เพิ่มขึ้น ในกรณีนี้การไหลรวมจะได้เท่ากับ 375 cfs. (1 hr.) เพื่อหาพื้นที่กลุ่มน้ำที่

$$\begin{aligned}
 & 375 \text{ cfs. (1 hr.)} \\
 & = 375 \frac{\text{acre-in}}{\text{hr}} (1 \text{ hr.}) \\
 & = 375 \frac{\text{acre-in}}{1 \text{ in.}} \\
 & = 375 \text{ acres}
 \end{aligned}$$



## 2.5 การสังเคราะห์และพัฒนารูปหนึ่งหน่วยน้ำท่า (SYNTHETIC UNIT HYDROGRAPH DEVELOPMENT)

จากการนำเสนอในหัวข้อ 2.4 ซึ่งพิสูจน์โดย UHs ด้วยการวัดค่าภายในลุ่มน้ำและนำมาประยุกต์ใช้ให้เกิดความสำเร็จ ซึ่งประกอบไปด้วยการรวมกันปริมาณฝนและข้อมูลในลำน้ำที่มีอยู่มีความเกี่ยวข้องกับลุ่มน้ำค่อนข้างน้อย ดังนั้น วิธีการพิสูจน์ของ UH สำหรับลุ่มน้ำที่ไม่มีสถานีวัดน้ำท่า จะมีการพัฒนาทางทฤษฎีหรือการทดลองเกี่ยวกับการไหลสูงสุดของ Hydrograph และระยะเวลาตามลักษณะของลุ่มน้ำ เรียกว่า การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (UH) และนำเสนอต่อนักอุทกวิทยา หรือวิศวกรหลายๆ สาขาของวิธีการพัฒนา UH สำหรับลุ่มน้ำโดยเฉพาะวิธี UH จะได้รับการพัฒนามากที่สุดในช่วงเวลา 1932 - 1970 และยังคงให้วิธีนี้มีประโยชน์มากที่สุด และถูกต้องที่สุดสำหรับการทำนายทางอุทกวิทยาสำหรับเหตุการณ์ที่เกิดจากการตกของฝน

วิธี UHs ครั้งหนึ่งเคยพัฒนาเพื่อใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยสามารถใช้กับฝนที่ตกในอดีตหรือการกำหนดปริมาณฝนที่ตก (ดูตัวอย่างที่ 2-5) เพื่อสร้าง Hydrographs ช่วงที่เกิดพายุที่บริเวณทางออกของลุ่มน้ำ การเปลี่ยนแปลงพื้นที่ลุ่มน้ำในแต่ละช่วงเวลา UH สามารถปรับปรุงให้ดีขึ้นและแสดงในรูปแบบการใช้ประโยชน์ที่ดินและการปรับเปลี่ยนทางน้ำ วิธีการสังเคราะห์ UHs พัฒนาโดยมีแนวคิด 2 แบบ หนึ่งในนั้นนิยามว่าพื้นที่ลุ่มน้ำแต่ละที่มีลักษณะที่แตกต่างกัน และสองนิยามว่า UHs ทั้งหมดอาจจะแสดงเป็นรูปแบบเดียวของเส้นโค้งหรือสมการเดียว อย่างไรก็ตาม สูตรทุกสูตรต้องมีการจำกัดสมมุติฐาน และควรจะนำไปประยุกต์ใช้กับพื้นที่ใหม่ด้วยความระมัดระวัง ถ้าเป็นไปได้การเปรียบเทียบลุ่มน้ำที่อยู่ติดกันควรมีการวัดการไหลในลำน้ำ

แนวคิดแรกของการพัฒนาอยู่บนพื้นฐานของวิธี Rational Method ที่ปรับเปลี่ยนซึ่งประกอบด้วยเส้นโค้งระหว่างเวลาและพื้นที่ (หัวข้อ 2.3) สำหรับลุ่มน้ำที่มีลักษณะพิเศษ Clark (1945) นิยามว่าการตอบสนองของลุ่มน้ำควรกำหนดโดยเส้นโค้งระหว่างเวลาและพื้นที่ผ่านองค์ประกอบของการเก็บกักเชิงเส้น เพื่อลดเวลาและความล่าช้าของวิธี Hydrograph แนวคิดที่สองเกี่ยวกับการพัฒนา UH โดยการสมมุติฐานทางคณิตศาสตร์สำหรับรูปแบบของ UH วิธีการที่เป็นประโยชน์ขั้นสูงกว่านี้จะมาจากกรมอนุรักษ์ดิน (SCS, 1964, 1986) การวัดดินแต่ละชนิดในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก เป็นรูปแบบหนึ่งของ UH ของการไหลเทียบกับเวลาโดยฟังก์ชันแกมมา จากปริมาณที่คงที่ เป็นค่าที่จำเป็นที่จะต้องใช้กำหนด UH ทั้งค่าเวลาสูงสุด  $t_p$  และอัตราการไหลสูงสุด  $Q_p$

ในปลายปี 1950 วิธีการทั้งสองเริ่มที่จะมาบรรจบกันหลังจากผลงานที่สำคัญของ O'Kelly (1955) และ Nash (1958, 1959) การทำงานของ O'Kelly หลักการพื้นฐานขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนเส้นโค้งระหว่างเวลาและพื้นที่โดย UH ในรูปแบบของสามเหลี่ยมหน้าจั่วภายหลัง Nash แนะนำให้เห็นถึงการกระจายตัวของพารามิเตอร์ 2 ตัวในรูปแบบของแกมมาจะทำให้เกิดรูปร่างของ Instantaneous

Unit Hydrograph (IUH) ซึ่งเกิดจากปริมาณฝนที่ตกหน่วยเวลา  $D$  จน  $D$  เข้าใกล้ศูนย์ IUH แสดงค่าที่เท่ากันที่จุดออกของ Linear Reservoirs (Linear Reservoir คืออ่างเก็บน้ำที่มีการไหลออกเป็นเส้นตรงที่เป็นสัดส่วนกับปริมาณที่เก็บกักได้) ในภายหลัง หลักการพื้นฐานของ Gray (1962) เป็นที่นิยมมาก โดยการใช้รูปแบบการแจกแจงด้วยแกมมาเหมือนกัน

การแสดงผลที่ชัดเจนมีความจำเป็นที่จะเปลี่ยนวิธีการของ Clark (1945) เป็นเทคนิค UH ใช้งานสำหรับลุ่มน้ำ Johnstone & Cross (1949) เสนอความสัมพันธ์สำหรับค่าเวลา  $t_c$  ที่สนใจในหน่วยชั่วโมง

$$t_c = 5.0(L/\sqrt{S})^{0.5} \quad (2-9)$$

สำหรับการห้วงเวลาจากการเก็บกัก,  $K$  ในหน่วยชั่วโมง

$$K = 1.5 + 90(A/LR)$$

โดยที่  $L$  คือ ความยาวของลำน้ำสายหลักหน่วยไมล์  $A$  คือ พื้นที่ในหน่วย  $mi^2$   $S$  คือ ความลาดชันในหน่วย ฟุต/ไมล์ และ  $R$  เป็นแฟคเตอร์ความลาดชัน

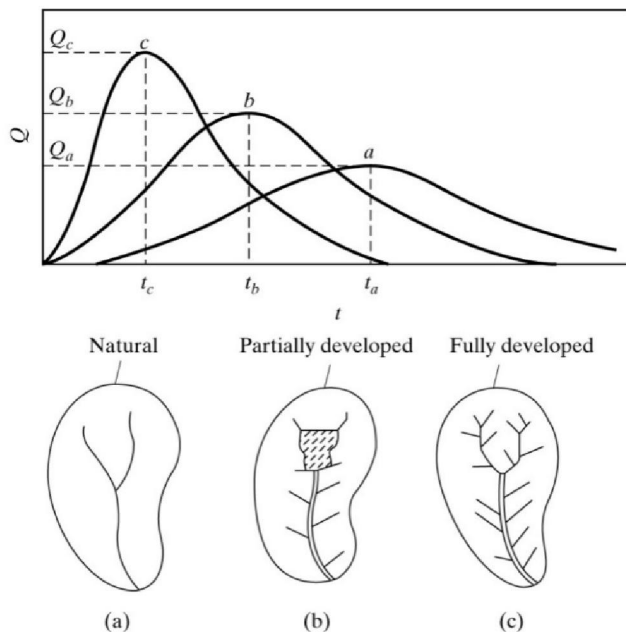
นักอุทกวิทยาได้ตระหนักว่าจำนวนของพารามิเตอร์ที่มีความสำคัญในการกำหนดรูปร่างและเวลาของ UH สำหรับลุ่มน้ำความล่าช้าหรือเวลาที่มีค่าสูงสุด  $t_p$  และช่วงเวลาที่สนใจ  $t_c$  มักจะใช้ (รูปที่ 2-17) เวลาที่เพิ่มขึ้นของ  $t_r$  วัดได้จากเวลาที่ศูนย์ถึงจุดที่เวลามีค่าสูงสุดใน Hydrograph พื้นฐานของเวลา  $Tb$  ของ Hydrograph จะรวมอยู่ในการกำหนดระยะเวลาของการไหลโดยตรง พารามิเตอร์เหล่านี้จะต้องมีความเกี่ยวข้องตามหลักเหตุผลตามลักษณะของลุ่มน้ำที่มีการพัฒนาโดยวิธีการสังเคราะห์ UH

พารามิเตอร์ที่ใช้ในการไหลมากที่สุดคือค่าสูงสุดของการไหล  $Q_p$  พารามิเตอร์ที่กำหนด  $K$  จะรวมอยู่ในบางครั้งเมื่อ Hydrograph ได้มีการกำหนดเส้นทางผ่าน linear reservoir กับการห้วงเวลาการเก็บกัก  $K$  ค่า  $K$  จะมีลักษณะเป็นสัดส่วนของ UH ที่ลดลงโดยแสดงอยู่ในรูปของฟังก์ชันเอกซ์โพเนนเชียลแบบลดลง เช่น  $K = k^{-1}$  จากสมการที่ (2-2) พารามิเตอร์ลุ่มน้ำที่เกี่ยวข้องมากที่สุดคือพื้นที่  $A$  ความยาวในแม่น้ำสายหลัก  $L$  ความยาวหลักที่จุดศูนย์กลางมวลของลุ่มน้ำ  $L_c$  และ ความลาดชันของทางน้ำหลัก  $S$  (ดูหัวข้อ 2.1 และ รูปที่ 2-1)

วิธีการสังเคราะห์ UH ส่วนใหญ่ตั้งสมมติฐานว่า UH ของลุ่มน้ำแสดงถึงผลรวมของขนาดความลาดชัน รูปทรง และลักษณะการเก็บกัก ปัจจัยเหล่านี้จะคงที่ระหว่างสองลุ่มน้ำที่ไม่แตกต่างกันที่เวลาใดๆ และมีการตอบสนองที่เหมือนกันสำหรับสองลุ่มน้ำที่มีขนาดเดียวกัน ถ้าความลาดชันของลุ่มน้ำที่หนึ่งมากกว่า หรือถ้ารูปร่างของลุ่มน้ำที่หนึ่งมากกว่า Concentrated (อัตราส่วนความยาว /

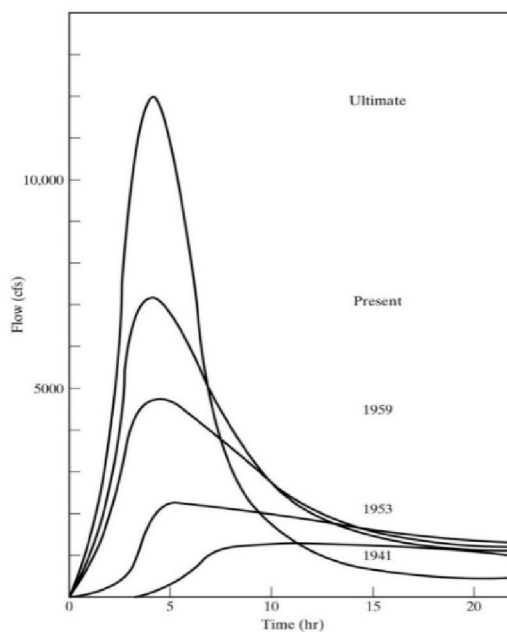
ความกว้าง) รูปร่างของ Hydrograph ที่จะเปลี่ยนไปตามที่แสดงโดยเปลี่ยนจาก a ไป b ในรูปที่ 2-17 ลักษณะการเก็บกักของกลุ่มน้ำสัมพันธ์กับความลาดชัน ชนิดของดิน ภูมิประเทศ ความต้านทานทางน้ำ และรูปร่าง ถ้าความจุของอ่างเก็บน้ำด้านเหนือน้ำรวมกับทางน้ำด้านท้ายน้ำ UH อาจเปลี่ยนเป็นเส้นโค้ง b เนื่องจากเวลาที่เพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วของทางน้ำคอนกรีตและมีการซึมลงดินที่น้อยในเมืองที่มีการพัฒนาแล้ว สุดท้ายถ้ากลุ่มน้ำมีขนาดยาวและได้รับการพัฒนาอย่างเต็มที่อาจเปลี่ยนไปใช้เส้นโค้ง c ที่เวลาใด ๆ จะมีการเพิ่มขึ้นในช่วงที่สั้นมาก และการไหลที่สูงที่สุดจะมากขึ้นกว่าตัวต้นแบบ UH, a. กรณีที่แสดงในรูปที่ 2-18 คือการพัฒนาของกลุ่มน้ำเต็มทีของกลุ่มน้ำ Brays Bayou ใน Houston, Texas วิธีสังเคราะห์ Hydrograph รูปแบบเริ่มต้น โดยทั่วไปไม่ได้พิจารณาผลกระทบการขยายตัวของเมือง แต่สูตรที่ทันสมัยมากขึ้น จะคำนึงถึงการพัฒนาของเมือง percent Impervious (Paved) หรือ Percent Storm - Sewered Area.

วิธีที่ใช้มากที่สุดคือวิธีการสังเคราะห์ UHs เกี่ยวข้องกับเวลาที่ล่าช้า  $t_p$  หรือ ช่วงเวลาที่เพิ่มขึ้นของ  $t_R$  ของ Hydrograph โดยการกำหนดความยาวของทางน้ำหลักและรูปร่างของกลุ่มน้ำ วิธีการบางอย่างยังเกี่ยวข้องกับระยะเวลาที่ผกผันกับความลาดชันของทางน้ำหลักหรือพื้นที่ ดังนั้น กลุ่มน้ำที่ยาว และความลาดชันที่น้อย จะมีการเพิ่มขึ้นของเวลา Hydrograph มาก รูปที่ 1-17 (บทที่ 1) แสดงให้เห็นถึงผลกระทบที่เกิดจากรูปร่างของกลุ่มน้ำและการใช้ประโยชน์ที่ดิน (เช่น Elongated VS Concentrated) กับการตอบสนองของ UH



รูปที่ 2-17 การปรับเปลี่ยนปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับ Unit Hydrographs (a) กลุ่มน้ำตามธรรมชาติ แสดงด้วยเส้นโค้ง a ในรูปบน (b) มีการพัฒนาบางส่วนแสดงโดยเส้นโค้ง b (c) กลุ่มน้ำที่มีการพัฒนาอย่างเต็มที่แสดงโดยเส้นโค้ง c (Bedient et al., 2019)

ความสัมพันธ์ที่สองคือการนำเสนอระหว่างการไหลสูงสุด  $Q_p$  และ พื้นที่ของลุ่มน้ำระหว่าง  $Q_p$  และ ส่วนกลับของ  $t_p$  หรือ  $t_r$  ของ Hydrograph นั้นแสดงให้เห็นว่าพื้นที่ขนาดใหญ่จะมี  $Q_p$  สูงขึ้นอย่างต่อเนื่อง จนสูงกว่าการไหลสูงสุด  $t_p$  ที่มีปริมาณค่าน้อยถูกเก็บไว้ Unit Hydrograph มีค่าคงที่เท่ากับ 1.0 จากน้ำท่า จะเห็นได้จากรูปที่ 2-17 ซึ่งเส้นโค้ง A, B, และ C ทั้งหมดบน Unit Hydrographs ส่วนต่อไปนี้จะอธิบายถึงวิธีการสังเคราะห์ Unit Hydrograph ในพื้นที่ที่มีลักษณะเฉพาะของประเทศสหรัฐอเมริกาและมีการพัฒนาวิธีการทดลองด้วยตัวเองที่คล้ายกับวิธีการมาตรฐาน แต่ขึ้นอยู่กับข้อมูลของลุ่มน้ำในท้องถิ่น



รูปที่ 2-18 การเปลี่ยนแปลงกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของลุ่มน้ำ Brays Bayou ซึ่งเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน (Bedient et al., 2019)

### วิธีการ Snyder (Snyder's Method)

Snyder (1938) พัฒนาขึ้นครั้งแรกบนพื้นฐานการศึกษาลุ่มน้ำของการสังเคราะห์ UH ใน Appalachian Highland ในลุ่มน้ำตั้งแต่ 10 ถึง 10,000 mi<sup>2</sup> ความสัมพันธ์ของ Snyder คือ

$$t_p = C_t (LL_c)^{0.3} \quad (2-10)$$

เมื่อ  $t_p$  = Basin lag (hr.)

- $L$  = ความยาวลำน้ำสายหลักสำหรับทางออกที่มีการแบ่งลำน้ำสาขา (ไมล์)
- $L_c$  = ความยาวของลำน้ำสายหลักถึงจุดที่ใกล้กึ่งกลางลุ่มน้ำมากที่สุด (ไมล์)
- $C_t$  = ค่าสัมประสิทธิ์ซึ่งมีค่าระหว่าง 1.8 ถึง 2.2 (พบว่า  $C_t$  มีค่าเท่ากับ 0.4 ในพื้นที่ภูเขา และ 8.0 ในบริเวณปากอ่าวทะเล)

$$Q_p = 640C_p A / t_p \quad (2-11)$$

- เมื่อ  $Q_p$  = การไหลสูงสุดของ Unit Hydrograph (cfs.)
- $A$  = พื้นที่ลุ่มน้ำ (ตารางไมล์)
- $C_p$  = สัมประสิทธิ์จากการเก็บกักมีค่าระหว่าง 0.4 ถึง 0.8 พื้นที่ขนาดใหญ่ใช้ค่า  $C_p$  พื้นที่ขนาดเล็กกว่าใช้  $C_t$

$$T_b = 3 + t_p / 8 \quad (2-12)$$

โดยที่  $T_b$  เป็นฐานเวลาของ Hydrograph ในหน่วยวัน สำหรับลุ่มน้ำขนาดเล็ก สมการ (2-12) ควรคูณด้วย  $t_p$  ด้วยค่าที่แตกต่างกันไประหว่าง 3-5 เป็นการประมาณที่ดีกว่า  $T_b$  สมการ (2-10), (2-11) และ (2-12) การกำหนดจุดสำหรับ Unit Hydrograph ที่เกิดจากน้ำฝนที่ในช่วงเวลา  $D = t_p / 5.5$  สำหรับปริมาณน้ำฝนอื่น ๆ ที่มีระยะเวลาเกินกว่า  $D$  สูตรการปรับ  $t_p$  จะกลายเป็น

$$t'_p = t_p + 0.25(D' - D) \quad (2-13)$$

ที่  $t'_p$  ใดๆ เมื่อมีการปรับช่วงเวลาที่ล่าช้า (hr.) สำหรับช่วงระยะเวลา  $D'$  (hr.) มีค่า 3 ค่าคือ  $t_p$ ,  $Q_p$ , และ  $t_b$  เป็น UH สามารถร่างเขตพื้นที่ภายใต้เส้นโค้ง 1.0 นิ้ว จากน้ำท่าผิวดินของลุ่มน้ำ concentrated

วิธีของ Snyder ยังคงเป็นหนึ่งในวิธีที่นิยมมากที่สุดเพราะมีความเรียบง่าย ข้อควรระวังการประยุกต์ใช้วิธีการของ Snyder กับพื้นที่ใหม่โดยไม่มีค่าสัมประสิทธิ์สำหรับการวัดข้อมูลในลำธารในบริเวณใกล้เคียงของลุ่มน้ำที่พบปัญหา ค่าสัมประสิทธิ์  $C_t$  และ  $C_p$  สามารถพบได้ในพื้นที่ที่มีความ

แตกต่างกันมาก ตัวอย่างที่ 2-7 แสดงให้เห็นถึงวิธีการของ Snyder ในการประมาณความกว้างของสมการที่ 50% และ 75% ของ  $Q_p$  เพื่อช่วยให้ออกแบบ Snyder UH ให้ดีขึ้น

**ตัวอย่างที่ 2-7** วิธี Snyder

จงประมาณรูปร่างของ UH โดยใช้วิธีการ Snyder ในการพัฒนา UH สำหรับพื้นที่ 100 ตารางไมล์ ซึ่งอธิบายไว้ด้านล่าง และหาค่าช่วงเวลาการของปริมาณฝนที่ตกที่สอดคล้องกัน

$$C_t = 1.8, L = 18 \text{ mi}$$

$$C_p = 0.6, L_c = 10 \text{ mi}$$

**วิธีทำ** วาด UH ไว้ในรูปที่ 2-19 โดยความกว้างของสมการจะส่งผลต่อรูปร่าง UH

โดยสมการ (2-10)

$$t_p = C_t (LL_c)^{0.3}$$

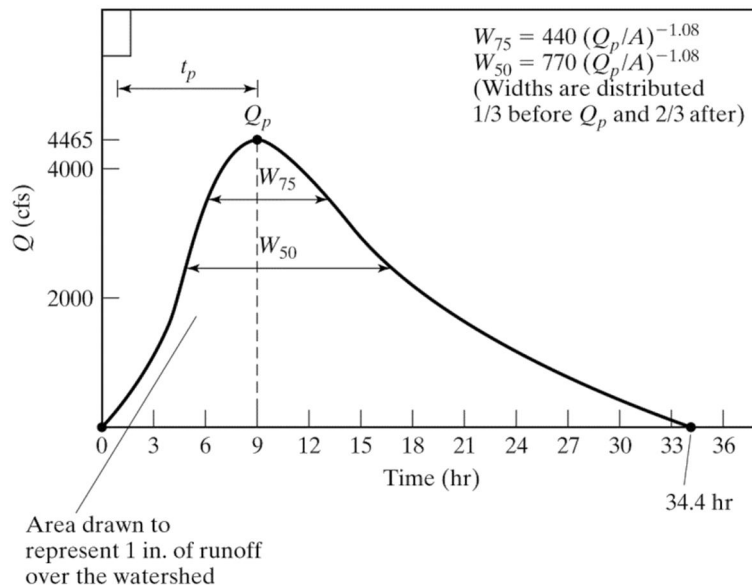
$$t_p = 1.8 (1.8 \times 10)^{0.3} \text{ hr.}$$

$$t_p = 8.6 \text{ hr. โดยสมการ (2-11)}$$

$$Q_p = 640 C_p A / t_p$$

$$Q_p = 640 (0.6) (100) / 8.6$$

$$Q_p = 4460 \text{ cfs.}$$



**รูปที่ 2-19** สำหรับตัวอย่างที่ 2-7

สำหรับลุ่มน้ำขนาดเล็ก

$$T_b \approx 4t_p = 4(8.6)hr.$$

$$T_b = 34.4 hr.$$

และช่วงที่เกิดฝนตก

$$D = t_p / 5.5 hr.$$

$$= 8.6 / 5.5hr$$

$$D = 1.6 hr.$$

สุดท้าย Hydrograph ที่เหมาะสมที่สุดควรใช้ค่าเท่ากับ 1.0 นิ้ว ของน้ำท่า

### วิธีการ SCS (SCS Methods)

วิธีการที่พัฒนามาจาก Soil Conservation Service (SCS, 1957, 1964) โดยมีพื้นฐานบน dimensionless Hydrograph พัฒนาจากการวัดค่าปริมาณมากของ UHs จากลุ่มน้ำ ขนาด และที่ตั้งทางภูมิศาสตร์ (รูปที่ 2-20) SCS จะเรียกว่า Natural Resources Conservation Service (NRCS) รายละเอียดเพิ่มเติมและตัวอย่างเกี่ยวกับวิธีการ SCS สามารถพบได้ใน McCuen (2005) วิธีการเร็วที่สุดที่ใช้ในการสันนิษฐาน Hydrograph แสดงเป็นรูปสามเหลี่ยมอย่างง่าย (รูปที่ 2-20) มีปริมาณฝนที่ตกเป็นระยะเวลา  $D$  (hr.) ของเวลาที่เพิ่มขึ้น

$T_R$  (hr.) เวลาโค้งขาลง  $B$  (hr.) การไหลสูงสุด  $Q_p$  (cfs.) ปริมาตรของน้ำท่าโดยตรงคือ

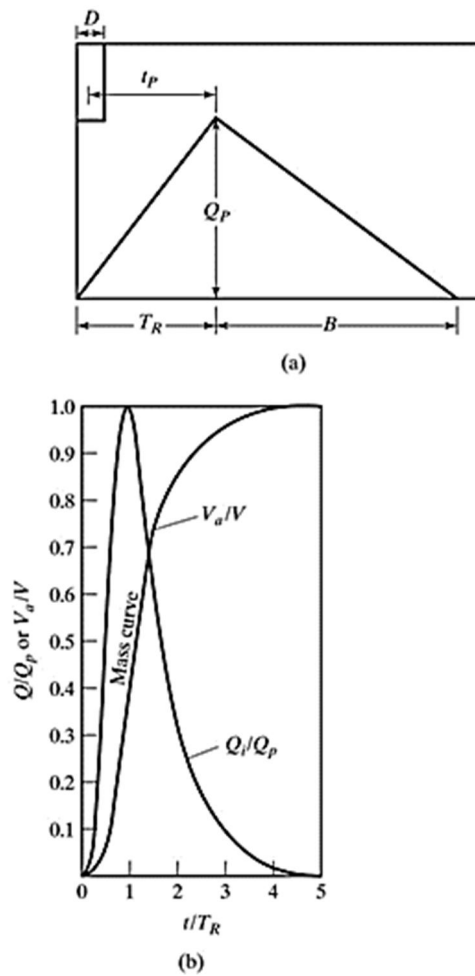
$$Vol = \frac{Q_p T_R}{2} + \frac{Q_p B}{2} \quad (2-14)$$

หรือ

$$Q_p = \frac{2Vol}{T_R + B}$$

จากการตรวจสอบค่าปริมาณหลายๆของ Hydrograph จะพบว่า

$$B = 1.67T_R \quad (2-15)$$



รูปที่ 2-20 (a) SCS Triangular Unit Hydrograph, (b) SCS Dimensionless Unit Hydrograph

ดังนั้นสมการที่ (2 -14) สำหรับ 1.0 นิ้ว จากปริมาณฝนส่วนเกิน

$$\begin{aligned}
 Q_p &= \frac{0.75 Vol}{T_R} \\
 &= \frac{(0.75)(640)A(1.008)}{T_R} = \\
 &= \frac{484 A}{T_R}
 \end{aligned}
 \tag{2-16}$$

เมื่อ  $A$  = พื้นที่ของกลุ่มน้ำ (ตารางไมล์)  
 $T_R$  = เวลาที่เพิ่มขึ้น (ชั่วโมง)



Capece et al., (1984) พบว่าค่าที่อยู่ระหว่าง 10-50 ใช้กับลุ่มน้ำแบบราบเรียบ และมีปริมาณน้ำใต้ดินสูง มีค่ามากกว่า 484 ด้วยเหตุนี้ควรระมัดระวังเมื่อใช้วิธีการนี้

จากรูปที่ 2-20 แสดงให้เห็นว่า

$$T_R = \frac{D}{2} + t_p \quad (2-17)$$

เมื่อ  $D$  = ระยะเวลาที่ฝนตก(ชั่วโมง),  
 $T_p$  = เวลาที่ล่าช้าจากจุดกึ่งกลางของการตกของฝน  $Q_p$  (hr.)

Lag Time  $t_p$  คือการประมาณค่าใดค่าหนึ่งของสมการเชิงเส้นโดยวิธี SCS และ สมการที่แสดงออกมาคือ (ควรระมัดระวังเรื่องหน่วยของวิธี SCS)

$$t_p = \frac{l^{0.8} (S + 1)^{0.7}}{1900y^{0.5}} \quad (2-18)$$

เมื่อ  $t_p$  = lag Time (ชั่วโมง)  
 $L$  = ความยาวที่แบ่งเป็นช่วง (ft)  
 $y$  = ค่าเฉลี่ยความลาดชันของลุ่มน้ำ (percent)  
 $S$  =  $1000/CN - 10$  (in.)  
 $CN$  = ค่าสัมประสิทธิ์ของชนิดดิน/การใช้ประโยชน์ที่ดิน (ดูตาราง 2-1)

มิติของ SCS UH สามารถนำมาใช้ในการพัฒนาโค้ง Hydrograph โดยการใช้  $t_p$  และ  $Q_p$  ที่เหมือนกัน Hydrograph รูปสามเหลี่ยมในรูปที่ 2-20 [ดูตัวอย่างที่ 2-8(b)] SCS ยังพบว่าเวลาที่สนใจ  $t_c$  มีค่า 1.67 เท่าของ lag Time

SCS (1964) จะประมาณน้ำท่าได้จากความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนสะสมจากพายุ  $P$ , น้ำท่าที่ไหลบ่า  $Q$  และการซึมลงดินที่มีค่าเป็นบวก  $(F + I_o) / I_o$  แสดงค่าเท่ากับ  $0.2S$  อยู่บนพื้นฐานของวิธี SCS ของลุ่มน้ำที่ศึกษา โดยเป็นแค่การสันนิษฐาน

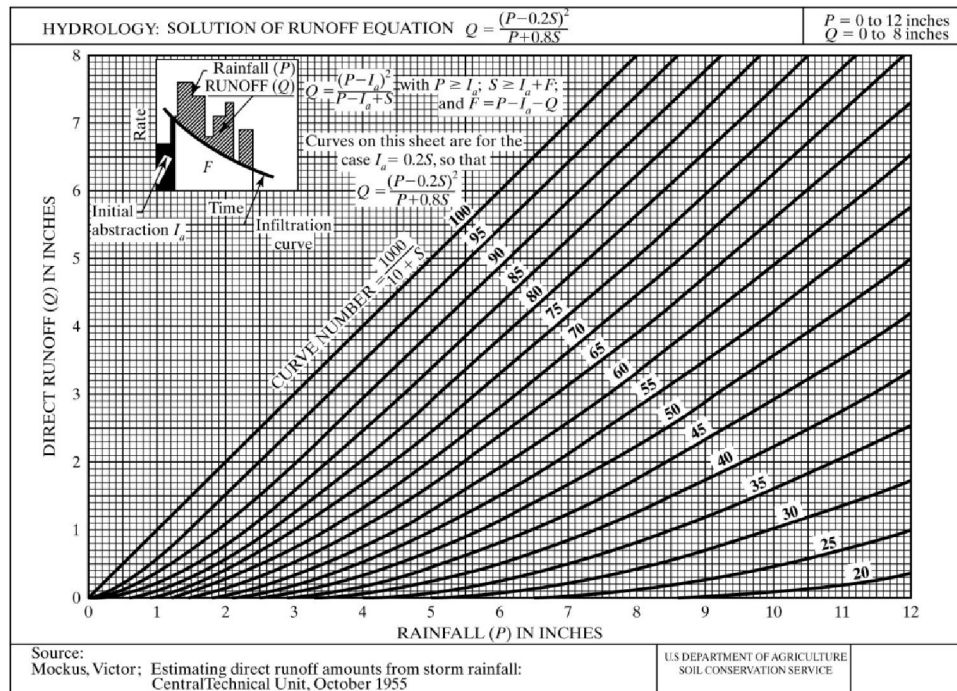
$$F / S + Q / P_e \quad (2-19)$$

โดยที่  $F$  คือการซึมลงดินที่เกิดขึ้นหลังจากเริ่มไหลบ่า,  $s$  เป็น potential abstraction  $Q$  คือน้ำท่าโดยตรง (นิ้ว) และ  $P_e$  เป็นน้ำท่าจากพายุ ( $P - I_o$ ) ให้  $F = (P_e - Q)$  และ  $P_e = (P - I_o) = (P - 0.2S)$  ขึ้นอยู่กับข้อมูลจากกลุ่มน้ำขนาดเล็ก แสดงได้ดังนี้

$$Q = \frac{(P + 0.2s)^2}{P + 0.8S} \quad (2-20)$$

วิธี SCS จะใช้ประสิทธิภาพการไหลในลำธาร  $CN$  เป็นหมายเลขที่เกี่ยวข้องกับ  $s$  โดย  $CN = 1000 / (S + 10)$  หรือ  $s$  (นิ้ว) =  $(1000) / CN - 10$  รูปที่ 2-21 แสดง SCS ด้วยสมการ (2-20) ในรูปแบบกราฟิกสำหรับช่วงของค่า  $CN$  และปริมาณฝน

ประสิทธิภาพการไหลในลำธารสำหรับการใช้ที่ดินจะแสดงในตารางที่ 2-1 กลุ่มดินชนิด A ทางอุทกวิทยาเป็นดินทรายและมีการระบายน้ำที่ดี กลุ่ม B เป็นดินร่วนปนทราย กลุ่ม C เป็นดินร่วนปนดินเหนียวหรือดินร่วนปนทรายน้ำตื้นและกลุ่ม D เป็นดินที่มีการระบายน้ำที่ไม่ดี ดินเหนียว มีการขยายตัวเมื่อเปียกน้ำ กลุ่ม A มีความจุของการซึมลงดินสูงสุด และกลุ่ม D ต่ำที่สุด ค่า  $CN$  ในรูปที่ 2-21 ความชื้นปกติในดินสภาพ II และเงื่อนไขอื่นๆ ที่มาก่อนสภาพความชื้นและผลของการขยายตัวของเมืองสามารถใช้พัฒนารายงาน SCS อุทกวิทยาสำหรับกลุ่มน้ำในเมืองขนาดเล็ก (SCS, 1986) สำหรับกลุ่มน้ำเกิดจากดินหลายชนิด และประกอบด้วยค่า  $CN$  ซึ่งสามารถคำนวณได้ [ตัวอย่างที่ 2-8(a)] โปรแกรมคอมพิวเตอร์ TR - 20 และ TR - 55 จะมีการปรับตัวของวิธีการ SCS สำหรับเขตนอกเมืองและเขตเมืองตามลำดับ (McCuen, 2005) ให้รายละเอียดเพิ่มเติมกับตัวอย่างเกี่ยวกับวิธีการ SCS



รูปที่ 2-21 วิธีการแก้ปัญหาเชิงกราฟฟิคของการหาปริมาณน้ำท่าจากปริมาณฝน (Bedient et al., 2019)

ตัวอย่างที่ 2-8(a) SCS CURVE-NUMBER METHOD

ลุ่มน้ำ A เป็นป่า 40% (สภาพดี) และที่อยู่อาศัย 60% (จำนวน 1/4-ac) ลุ่มน้ำมีดินกลุ่ม B 50% และกลุ่มดิน C 50% จงหาปริมาณน้ำท่าโดยตรงในกรณีที่ฝนตก 7 นิ้ว สมมติ Antecedent Moisture Condition Number II (ดูในตารางที่ 2-1)

วิธีทำ

Land Use	Soil Group	Fraction of Area	CN
Wooded	B	0.4(0.5) = 0.2	55
	C	0.4(0.5) = 0.2	70
Residential	B	0.6(0.5) = 0.3	75
	C	0.6(0.5) = 0.3	83

ค่าเฉลี่ยของ CN คือ

$$CN = 0.2(55) + 0.2(70) + 0.3(75) + 0.3(83) \text{ or}$$

$$CN = 11 + 14 + 22.5 + 24.9 = 72.4$$

หรือใช้  $CN = 72$  ปริมาณน้ำท่าคือ 3.9 นิ้ว ในช่วงที่ฝนตก (รูปที่ 2-21)

ตัวอย่างที่ 2-8(b) การเพิ่มน้ำท่าโดยการใช่ SCS และสมการที่. (2-20)

พายุฝนให้ไว้ด้านล่างสำหรับลุ่มน้ำซึ่งมีค่า  $CN = 75$  (ดูรูปที่ 2-21) จงคำนวณ Abstractions สะสมและกราฟปริมาณฝนส่วนเกิน Hyetograph ในแต่ละชั่วโมง ประยุกต์ใช้สมการ (2-21) สำหรับ  $F$  เป็นฟังก์ชันของเวลา

**วิธีทำ** สำหรับ  $CN = 75$ ,  $s = (1000/75) - 10 = 3.33$  นิ้ว. โดยที่  $I_o = 0.2S = 0.67$  นิ้ว  $I_o$  คือ 0.67 นิ้ว ปริมาณน้ำฝนที่รับได้ทั้งหมดคือ  $P = 0.67$  นิ้ว มีค่าเท่ากับ 0.3 ในชั่วโมงแรกและ 0.37 ในชั่วโมงที่สอง สำหรับ  $P > 0.67$  นิ้ว, The Continuing Abstraction  $F$  คือ การคำนวณจากสมการ (2-21) ที่  $P_e = P - 0.67$  แทนลงในสมการ ได้ดังนี้

$$F = 3.33(P - 0.67) / (P + 2.67)$$

คำนวณในแต่ละชั่วโมงของ  $P$

สุดท้าย ปริมาณน้ำฝนส่วนเกินเป็นจำนวนที่เหลือจากแรกเริ่มและ, Continuing Abstractions  $P_e = P - I_o - F$ .

Time (hr)	Cumulative P (in.)	Cumulative Abstractions		Cumulative $P_e$ (in.)	Excess Rainfall Hyetograph (in./hr)
		$I_o$ (in.)	$F$ (in.)		
0	0	0	0	0	
1	0.3	0.3	0	0	0
2	0.7	0.67	0.03	0	0
3	1.4	0.67	0.60	0.13	0.13
4	2.8	0.67	1.29	0.83	0.70
5	4.0	0.67	1.66	1.67	0.84
6	4.5	0.67	1.77	2.06	0.39

โดยที่  $F = P_e - Q$  ที่  $P_e = P - I_o$  จากการพิสูจน์สมการ (2-20)

$$F = P_e - P_e^2 / (P_e + S) = P_e S / (P_e + S), P \geq I_o \tag{2-21}$$

สังเกตว่า  $S$  และ  $I_o$  มีค่าคงที่, สมการ (2-21) สามารถหาค่าความต่างของอัตราการซึมได้

$$f = dF / dt = S_i^2 / (P_e + S)^2$$

เมื่อ  $i = dP_e / dt = dP / dt =$  ความเข้มของปริมาณฝน การพึ่งพากันของอัตราการซึมลงดินเกี่ยวกับความเข้มของปริมาณฝนไม่ได้เป็นจริงทั้งหมดเว้นแต่ฝนจะมีการซึมลงดินทั้งหมด (ไม่มีน้ำขัง) หลังจากนั้น  $f = i$  นี้คือข้อบกพร่องของวิธี SCS เมื่อใช้กับน้ำท่าและการซึมลงดินในช่วงเกิดพายุ อย่างไรก็ตาม วิธี SCS จะใช้น้ำท่าโดยใช้สมการ (2-20) ที่เวลาต่างๆและการกำหนดน้ำท่าที่เพิ่มขึ้นให้มีความแตกต่างระหว่างน้ำท่าสะสม  $Q$  และเวลาต่างๆ ซึ่งจะมีภาพประกอบในตัวอย่างที่ 2-8(b)

ขณะที่วิธีการ SCS ใช้กันอย่างกว้างขวางในการปฏิบัติงานทางวิศวกรรมและ โปรแกรม PC version สำหรับลุ่มน้ำในเมือง (TR - 55) (SCS, 1986), วิธีการนี้มีข้อบกพร่องบางอย่างโดยชี้แจงไว้ใน Capece (1984) มันเป็นเรื่องยากที่จะวัดพื้นที่และความสูงระดับน้ำใต้ดินและ various antecedent conditions (I, II, and III) ให้ตรงกับ Hydrographs ซึ่งไม่สามารถจัดการปัญหาได้อย่างถูกต้อง จุดแข็งของวิธีการ SCS คือ มีฐานข้อมูลเยอะมาก ไม่ว่าจะ เป็น ข้อมูลดิน แผนที่ดิน และพื้นที่ศึกษาเฉพาะในเรื่องน้ำฝนและน้ำท่า McCuen (2005) ให้รายละเอียดเพิ่มเติมเกี่ยวกับสมมติฐานของ SCS และเกณฑ์การออกแบบต่างๆ เมื่อเทียบกับโปรแกรมตัวอื่นในงานทางอุทกวิทยา ตัวอย่างที่ 2-9 แสดงให้เห็นถึงวิธีการ SCS Unit Hydrograph, โดยใช้สมการ (2-18) สำหรับ lag Time

### ตัวอย่างที่ 2-9 SCS Triangular Unit Hydrograph

ใช้วิธีการ SCS ในการพัฒนา UH สำหรับพื้นที่  $10 \text{ mi}^2$  ที่อธิบายไว้ด้านล่าง โดยระยะเวลาที่ฝนตก  $D = 2.0$  ชม. ให้วาดภาพรูปร่างของ UH

$$C_t = 1.8, \quad L = 5 \text{ mi},$$

$$C_p = 0.6, \quad L_c = 2 \text{ mi}.$$

ลุ่มน้ำประกอบด้วยทุ่งหญ้ามีสภาพดีกับกลุ่มดินชนิด D ความลาดชันโดยเฉลี่ยในพื้นที่ลุ่มน้ำเป็น 100 ฟุต / ไมล์ จงออกแบบผลที่เกิดขึ้นโดย SCS Hydrograph รูปสามเหลี่ยม

### วิธีทำ

สมการ(2-18) กำหนดความสัมพันธ์  $t_p$  :

$$t_p = \frac{l^{0.8} (S + 1)^{0.7}}{1900y^{0.5}}$$

จากตารางที่ 2-1 The SCS Curve Number มีค่าเท่ากับ 78 ดังนั้น

$$\begin{aligned} S &= 1000 / CN - 10 \\ &= 1000 / 78 - 10 \\ S &= 2.82 \text{ in.} \end{aligned}$$

จากตัวอย่างที่ 2-7,  $L = 5 \text{ mi}$  ดังนั้น

$$l = (5 \text{ mi})(5280 \text{ ft} / \text{mi}) = 26,400 \text{ ft}$$

ความลาดชันเท่ากับ 100 ft/mi ดังนั้น

$$\begin{aligned} y &= (100 \text{ ft} / \text{mi})(1 \text{ mi} > 5280 \text{ ft})(100\%) \\ &= 1.9\% \end{aligned}$$

และ

$$\begin{aligned} t_p &= \frac{(26400)^{0.8} (2.82 + 1)^{0.7}}{1900(1.9)^{0.5}} \\ &= 3.36 \text{ hr.} \end{aligned}$$

จากสมการ (2-17) และช่วงเวลาที่ฝนตกเท่ากับ  $D = 2.0 \text{ hr.}$

$$\begin{aligned} T_R &= (D) / 2 + t_p \\ &= (2) / 2 + 3.36 \text{ hr.} \\ T_R &= 4.36 \text{ ชั่วโมง, เวลาที่เพิ่มขึ้นของ Hydrograph} \end{aligned}$$

จากสมการ (2-16) กำหนดให้

$$\begin{aligned} Q_p &= \frac{484 A}{T_R} \\ &= \frac{484 (10)}{4.36} \text{ cfs.} \\ Q_p &= 1,110 \text{ cfs.} \end{aligned}$$

กราฟที่สมบูรณ์ ยังจำเป็นต้องทราบเวลาโค้งขาลง B โดยปริมาตรที่รู้คือ 1 นิ้ว จากน้ำท่าที่ไหลบ่าบนลุ่มน้ำ (ดูตารางที่ 2-7) ดังนั้น

$$VOL = (10 \text{ mi}^2) \left( \frac{5280 \text{ ft}}{\text{mi}} \right)^2 \left( \frac{\text{ac}}{43,560 \text{ ft}^2} \right) (1 \text{ in}) = 6400 \text{ ac} - \text{in}$$

จากสมการ (2-14)

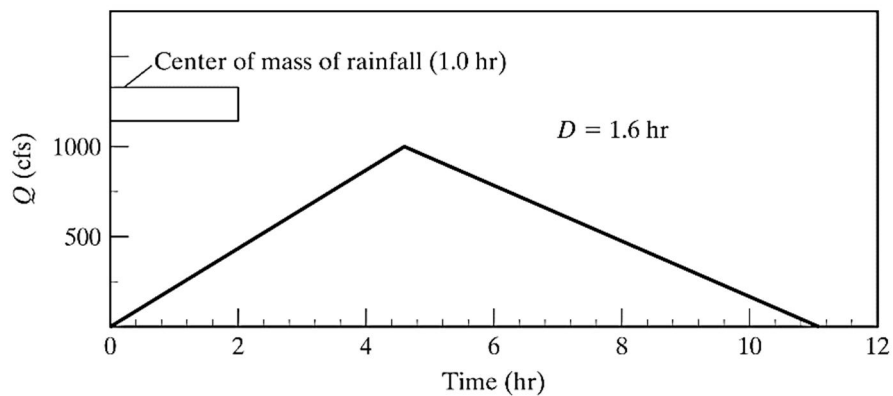
$$VOL = \left( \frac{Q_p T_R}{2} \right) + \left( \frac{Q_p B}{2} \right) = 6400 \text{ ac} - \text{in} = 6400 \text{ cfs} \cdot \text{hr}.$$

$$6400 \text{ cfs} \cdot \text{hr} = \left( \frac{1110 \text{ cfs} \times 4.36 \text{ hr.}}{2} \right) + \left( \frac{1110 \text{ cfs} (B \text{ hr.})}{2} \right)$$

ดังนั้น

$$B = 7.17 \text{ hr}.$$

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำรูปสามเหลี่ยมแสดงในรูปที่ 2-22 หมายถึง เวลาเท่ากับ 11.5 cm.



รูปที่ 2-22 สำหรับตัวอย่างที่ 2-9

สำหรับตัวอย่างถัดไปนี้แสดงให้เห็นถึงการใช่ SCS UH ที่ไร้มิติ ดังค่าที่แสดงในตารางที่ 2-7 ซึ่งจะสอดคล้องกับรูปที่ 2-20(b) โดยกำหนดให้ใช้ค่า  $T_R = 4.36$  ชั่วโมง  $Q_p = 1,110 \text{ cfs}$ . ค่า  $t/T_R$ ,  $Q_i/Q_p$  และ  $V_o/V$

ตารางที่ 2-7 สำหรับตัวอย่างการใช้ SCS UH ที่ไร้มิติ (ดูประกอบกับรูปที่ 2-20(b))

$t/T_R$	$Q_i/Q_p$	$V_o/V$	$t(\text{hr})$	$Q_i(\text{cfs.})$
0	0	0	0	0
0.2	0.1	0.006	0.87	111
0.3	0.19	0.012	1.3	211
0.4	0.31	0.035	1.74	344
0.5	0.47	0.065	2.18	522
0.6	0.66	0.107	2.62	733
0.7	0.82	0.163	3.05	910
0.8	0.93	0.228	3.49	1032
0.9	0.99	0.3	3.92	1099
1.0	1	0.375	4.36	1110
1.2	0.93	0.522	5.23	1032
1.4	0.78	0.65	6.10	866
1.6	0.56	0.75	6.98	622
1.8	0.39	0.822	7.85	433
2.0	0.28	0.871	8.72	311
2.2	0.207	0.908	9.59	230
2.4	0.147	0.934	10.46	163
2.6	0.107	0.953	11.36	119
2.8	0.077	0.967	12.21	85
3.0	0.055	0.977	13.1	61
3.4	0.029	0.989	14.82	32
4.0	0.011	0.997	17.44	12
5.0	0	1	21.8	0

**วิธีการ Clark UH (Clark UH Method)**

Clark (1945) UH ขึ้นอยู่กับการใช้วิธีการ Time–Area ที่อธิบายไว้ในหัวข้อ 2.3 แบบจำลองทางน้ำในลุ่มน้ำกับเส้นทางน้ำของลุ่มน้ำไปยังผู้ใช้น้ำสำหรับดูการแปลสภาพและการลดทอนของน้ำตามลำดับ แบบจำลองนี้กำหนดรูปแบบการไหลออกจากทางน้ำเป็นน้ำท่า ( $\bar{I}$ ) ไปยังลุ่มน้ำและการไหลออก ( $O_i$ ) จากอ่างเก็บน้ำ Instantaneous Unit Hydrograph (IUH) เส้นทางน้ำใช้ความสัมพันธ์ของพื้นที่กับเวลาดังแสดงไว้ในรูปที่ 2-9 และตัวอย่างที่ 2-2 และถูกใช้เพื่อประเมินการกระจายของน้ำที่ไหลจากลุ่มน้ำในแต่ละช่วงเวลา เวลาของความเข้มของการไหลบ่าจะเป็นตัวแทนเวลาของน้ำท่าจากส่วนที่ไกลที่สุดของพื้นที่ลุ่มน้ำไปยังจุดออก เส้นทางลุ่มน้ำหมายถึงผลรวมของการเก็บกักน้ำและการกีดขวางทางน้ำจากลุ่มน้ำ Hoggan (1997) อธิบายวิธีการของคลาร์กโดยใช้แนวคิดของ Instantaneous Unit Hydrograph ความเป็นมาเริ่มจากความสัมพันธ์ระหว่างน้ำที่ไหลออกและการเก็บกักจากลุ่มน้ำแสดงไว้ดังนี้

$$S_i = RO_i \tag{2-23}$$

เมื่อ  $S_i$  = ปริมาณการเก็บกักที่ช่วงเวลาสิ้นสุด  $i$



$$\begin{aligned} O_i &= \text{ปริมาณการไหลออกในช่วงเวลา } i \\ R &= \text{ค่าสัมประสิทธิ์การเก็บกัก} \end{aligned}$$

สมการความต่อเนื่องสามารถปรับเปลี่ยนเป็น

$$\bar{I}_i - \left( \frac{O_{i-1} + O_i}{2} \right) = \left( \frac{S_{i-1} - S_i}{\Delta t} \right) \quad (2-24)$$

$$\begin{aligned} \text{เมื่อ } \bar{I}_i &= \text{ค่าเฉลี่ยของปริมาณการไหลเข้าในช่วงเวลา } i \text{ ซึ่งหาได้จาก} \\ &\text{วิธี Time-Area Method,} \\ O_i &= \text{ปริมาณการไหลออกในช่วงเวลา } i \\ S_i &= \text{ปริมาณการเก็บกักที่ช่วงเวลาสิ้นสุด } i \end{aligned}$$

แทน สมการ (2-23) ลงในสมการ (2-24) จะได้

$$\bar{I}_i - \left( \frac{O_{i-1} + O_i}{2} \right) = \left( \frac{RO_i + RO_{i-1}}{\Delta t} \right) \quad (2-25)$$

เทอมของ  $C$  กำหนดในสมการ (2-26):

$$C = \left( \frac{2\Delta t}{2R + \Delta t} \right) \quad (2-26)$$

การไหลออกในทางน้ำ ( $O_i$ ) ออกจากกลุ่มน้ำสัมพันธ์กับอัตราการไหลและระยะเวลา ( $\Delta T$ ) โดยรวมสมการ (2-25) และ (2-26) ดังนี้

$$O_i = C\bar{I}_i + (1-C)O_{i-1} \quad (2-27)$$

การแก้ปัญหาเชิงตัวเลขของสมการ (2-27) สามารถใช้ในการพล็อต Instantaneous Unit Hydrograph (IUH)

สองพารามิเตอร์ที่สำคัญในกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของคลาร์ก เป็นเวลาของความชุ่ม  $T_c$  และ  $R$  ค่าสัมประสิทธิ์การเก็บกัก ซึ่งความชันของการเก็บกัก-เส้นโค้งการไหลออกสำหรับลุ่มน้ำ  $T_c$  และค่า  $R$  จะได้จากการสังเกตกราฟน้ำท่า จากการวัดที่ลุ่มน้ำ ;  $T_c$  มีการประมาณจากเวลาสิ้นสุดของปริมาณฝนส่วนเกินไปยังจุดเปลี่ยนโค้งที่อยู่บนเส้นโค้งขาหลัง ;  $R$  ประมาณจากการไหลบนผิวดินที่จุดเปลี่ยนโค้งโดยความลาดชันของเส้นโค้งที่จุดนั้น จุดเปลี่ยนโค้งหมายถึงการไหลเข้าลุ่มน้ำเชิงเส้นที่มีค่าเป็นศูนย์ ณ จุดเปลี่ยนโค้ง สมการความต่อเนื่องสามารถแสดงได้เป็น

$$-\frac{O_{i-1} + O_i}{2} = \frac{S_{i-1} - S_i}{\Delta t} \quad (2-28)$$

โดยแทนสมการที่ (2-23) สมการใหม่สำหรับ  $R$  ที่ได้มา :

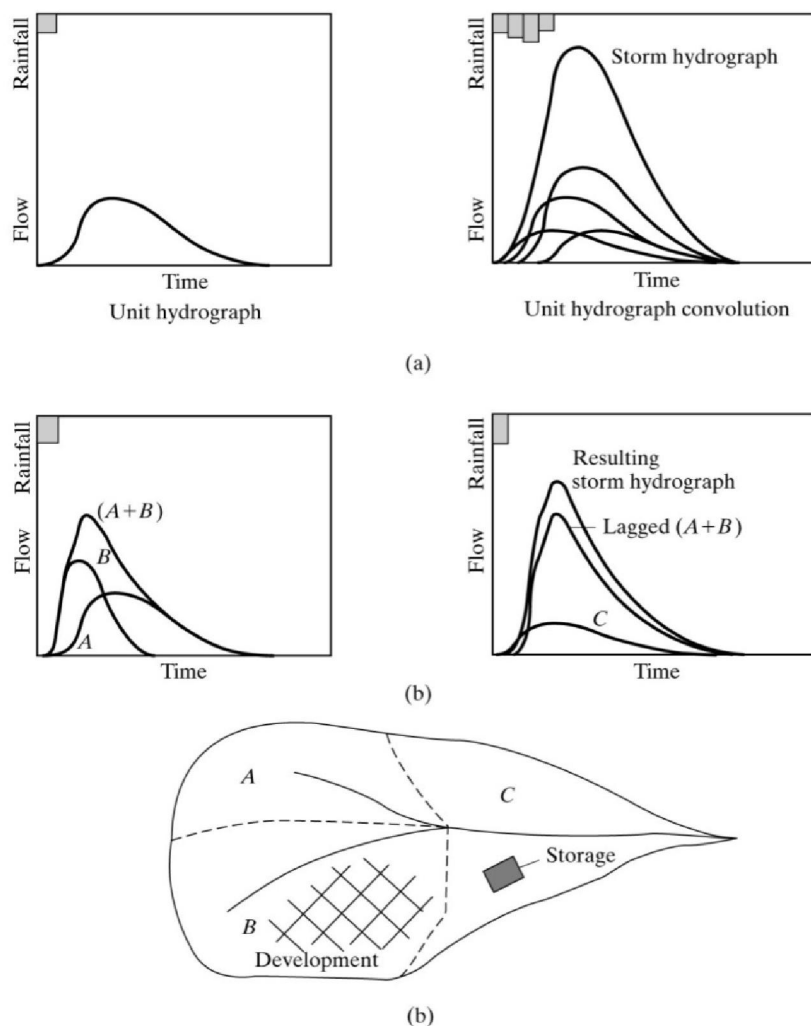
$$R = \frac{(O_{i-1} + O_i) / 2}{-\left[ (O_i - O_{i-1}) \right] / \Delta t} \quad (2-29)$$

สมการ (2-29) ในทางทฤษฎีค่าของ  $R$  เป็นอัตราส่วนระหว่างค่าเฉลี่ยของการไหลที่จุดเปลี่ยนโค้งและความลาดชันเชิงลบของกราฟน้ำท่าที่จุดนี้ (ซึ่งเป็นเชิงลบ)

สำหรับลุ่มน้ำที่ไม่ได้เก็บข้อมูล,  $T_c$  จะกำหนดจากการวิเคราะห์ของเวลาในการเดินทางในลุ่มน้ำหรือจากความสัมพันธ์ถดถอยที่ได้รับการพัฒนาสำหรับพื้นที่นี้ ถึงแม้ว่าค่าสัมประสิทธิ์การเก็บกัก ( $R$ ) ไม่สามารถหาได้จากลักษณะลุ่มน้ำที่วัดโดยตรง, สมการถดถอยจำนวนมากได้รับการพัฒนาจากบางพื้นที่ เพราะ  $T_c$  และ  $R$  เป็นตัวแปรรวม,  $T_c + R$  และ  $R / (T_c + R)$  จะถูกใช้เสมอในการคำนวณกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ดังนั้น วิธีการที่คลาร์กเรียกว่าวิธีการ  $T_c$  &  $R$ , ที่ใช้เป็นประจำใน HEC-1 หรือ HEC-HMS

## 2.6 การใช้งานของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (APPLICATIONS OF UNIT HYDROGRAPHS)

เมื่อ UH ของระยะเวลาที่กำหนดขึ้นอยู่กับพายุหรือวิธีการสังเคราะห์ที่ได้รับการพัฒนาสำหรับลุ่มน้ำโดยเฉพาะอย่างยิ่งภายใต้ชุดเงื่อนไขทางกายภาพ สามารถใช้สำหรับการคำนวณตัวเลขทางอุทกวิทยา (รูปที่ 2-23) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสามารถทำได้เกือบทุกพื้นที่ด้วยวิธีการ UH ที่ได้รับการพัฒนาหรือโดยการใช้วิธีการทั่วไป เช่น SCS หรือ Snyder โดยเฉพาะอย่างยิ่งสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำเดี่ยว UH สามารถนำมาใช้กับเหตุการณ์พายุที่ได้รับการตรวจสอบกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า พายุผ่านขั้นตอนการเพิ่มเติม-หน่วง สำหรับลุ่มน้ำที่ซับซ้อนของหลายลุ่มน้ำย่อย:



รูปที่ 2-23 การใช้งานกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (a) การพัฒนาสำหรับการออกแบบกราฟน้ำท่าของพายุ.

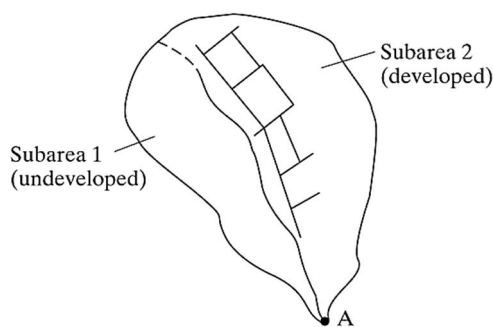
(b) การพัฒนากราฟน้ำท่าของลุ่มน้ำ (Bedient et al., 2019)

1. ออกแบบกราฟน้ำท่าจากพายุฝนสำหรับเลือกรอบปีการเกิดซ้ำ-ช่วงของพายุ (10 ปี, 25 ปี, 100 ปี) สามารถที่จะพัฒนาผ่านขั้นตอน convolution สำหรับในพื้นที่ลุ่มน้ำที่กำหนด [รูป 2-23 (a)]
2. ผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน, การปรับเปลี่ยนทางน้ำ, เพิ่มการเก็บกักและตัวแปรอื่น ๆ สามารถทดสอบเพื่อตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงใน UH (รูปที่ 2-17)
3. กราฟน้ำท่าของพายุสำหรับแต่ละลุ่มน้ำย่อยสามารถจำลองโดยการเพิ่มการปกคลุมและเส้นทางการไหลที่เกิดจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ผ่านมาถึงทางน้ำ ผลของปริมาณฝนรูปแบบต่างๆ และการกระจายการใช้ประโยชน์ที่ดินสามารถทดสอบการตอบสนองโดยรวมทางอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำขนาดใหญ่ [รูปที่ 2-23(b)] แสดงให้เห็นในตัวอย่างที่ 2-10
4. วิธีกำหนดการกักเก็บน้ำ สามารถใช้ในการแปลการไหล UHs ผ่านอ่างเก็บน้ำหรือการเก็บกักของกลุ่มน้ำทุกขนาดโดยเฉพาะอย่างยิ่งในการแบ่งเบาการไหลสูงสุดหรือเวลาล่าช้าไปจากจุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า เป็นการใช้สำหรับการวิเคราะห์ของตัวเลือกในการควบคุมน้ำท่วม

**ตัวอย่างที่ 2-10 Hydrograph Convolution**

ให้ UH<sub>1</sub> และ UH<sub>2</sub> สำหรับสองพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยที่มาบรรจบกันที่จุด A; ใช้ปริมาณฝนออกแบบ 10 ปี 6 ชั่วโมง สำหรับอุสตัน เท็กซัส (กราฟ IDF ในรูปที่ 1-12) เพื่อหากราฟน้ำท่าของพายุที่เกิดขึ้นที่จุดบรรจบกัน ใช้ Hydrograph Convolution สมมติการสูญเสียจากการซึมลงดิน 0.15 นิ้วในชั่วโมงแรก และ 0.1 นิ้ว/ชั่วโมงหลังจากนั้น จงประมาณค่าพื้นที่ลุ่มน้ำของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยที่ 1 รูปที่ 2-24 แสดงพื้นที่ลุ่มน้ำทั้งหมด

Time	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
UH <sub>1</sub>	0	100	300	450	350	250	150	100	50	0
UH <sub>2</sub>	0	160	480	720	560	400	240	160	80	0



**รูปที่ 2-24** สำหรับตัวอย่างที่ 2-10

**วิธีทำ**

โดยนิยามพื้นที่ใต้ UH Curve (ปริมาณการไหลบนผิวดิน) หาดด้วยพื้นที่ของกลุ่มน้ำที่มีค่าเท่ากับหนึ่งนิ้วของปริมาณน้ำฝนสุทธิ

ผลรวมของคู่ลำดับ  $UH_1 = 1750 \text{ cfs.} - \text{hr.} = 1750 \text{ ac-in.}$  ส่งผลในหนึ่งนิ้วของปริมาณฝนสุทธิที่พื้นที่ลุ่มน้ำย่อยที่ 1 เป็น 1750 ac

$$1750 \text{ ac} = 2.73 \text{ sqmi.}$$

หาปริมาณฝนออกแบบ 10 ปีสำหรับช่วงเวลา 6 ชั่วโมงและ จะลดลงไปที่ละ 1 ชั่วโมงจากรูปที่ 1-12 สำหรับฝน 10 ปีมีปริมาณฝนที่ 1, 2, และ 3 ชั่วโมงจะให้ค่านิยามที่ชัดเจนสำหรับทั้งสามชั่วโมงของปริมาณฝนสูงสุด หลังจากนั้นปริมาณพายุ 10 ปี จะทำส่วนที่เหลือของปริมาณฝนที่ระดับต่ำ

T (hr.)	i (in./hr.)	Rainfall (in.)
6	0.9	5.4
3	1.6	4.8
2	2	4.0
1	3.1	3.1

แปลงกราฟปริมาณฝนการออกแบบเพื่อการออกแบบกราฟฝนสุทธิ (in./hr.) โดยการใส่ปริมาณฝนสูงสุด (ค่า 1- hr.) ที่ศูนย์กลางของพายุ (ช่วงเวลาที่ 2-3 หรือ 3-4) ในกรณีนี้เราจะใช้ช่วงเวลาที่ 3-4 ค่าที่ 2 ซม. เป็น 4.0 ดังนั้น 0.9 นิ้ว (4.0 นิ้ว - 3.1 นิ้ว) จุดสูงสุดจะลดลงภายใน 1 ชั่วโมง และจะมีค่าสูงสุดในชั่วโมงถัดไป (ช่วงเวลาก่อนหน้าที่ 2-3) ค่า 3 ชั่วโมงคือ 4.8 ดังนั้น 0.8 นิ้ว (4.8 นิ้ว - 3.1 นิ้ว - 0.9 นิ้ว) ลดลงในเวลาที่ t = 4-5 ซม. นี่คือช่วงเวลาโดยตรงหลังจากจุดสูงสุด ดังนั้น กำหนดช่วงนี้เป็นจุดสูงสุดของกราฟฝน แบ่งส่วนที่เหลืออีก 0.6 นิ้วมาจากฝนส่วนเกินที่เหลืออีกสามชั่วโมง สมมติว่า ความเข้มฝนเท่ากันแล้วลบการสูญเสียจากการซึมลงดินแต่ละชั่วโมงโดยเฉลี่ย (ดูตารางที่ 2-8(a))

ใช้ Hydrograph Convolution (คำนวณใน Excel) สำหรับแต่ละพื้นที่ย่อย แล้วรวมค่าฝนทั้งสอง ของกราฟน้ำท่า จะได้กราฟน้ำท่าในที่สุด (ดูตารางที่ 2-8(b))

การไหลของฝนคำนวณโดยการเพิ่มการไหลจากลุ่มน้ำย่อยที่ 1 และ 2 สุดท้ายจะได้การไหลสูงสุดคือ 4895 cfs. ที่ชั่วโมงที่ 6 ตามที่แสดงในคอลัมน์ในตารางที่ 2-8(c)

ตารางที่ 2-8(a) สำหรับตัวอย่างที่ 2-10

<i>T</i> (hr.)	<i>i</i> (in./hr.)	<i>f</i> (in./hr.)	<i>i<sub>N</sub></i> (in./hr.)
0-1	0.2	0.15	0.05
1-2	0.2	0.1	0.1
2-3	0.9	0.1	0.8
3-4	3.1	0.1	3.0
4-5	0.8	0.1	0.7
5-6	0.2	0.1	0.1
Total=5.4Inches			

ตารางที่ 2-8(b) สำหรับตัวอย่างที่ 2-10

Time (hr)	$P_1U_n$	$P_2U_n$	$P_3U_n$	$P_4U_n$	$P_5U_n$	$P_6U_n$	Q (cfs)
0	0						0
1	5	0					5
2	15	10	0				25
3	23	30	80	0			133
4	18	45	240	300	0		603
5	13	35	360	900	70	0	1378
6	8	25	280	1350	210	10	1883
7	5	15	200	1050	315	30	1615
8	3	10	120	750	245	45	1173
9	0	5	80	450	175	35	745
	0	40	300	105	25	170	
		0	150	70	15	25	470
			0	35	10	15	235
					0	10	45
						5	0
						0	

Subarea 2 is shown below.

Time (hr)	$P_1U_n$	$P_2U_n$	$P_3U_n$	$P_4U_n$	$P_5U_n$	$P_6U_n$	Q (cfs)
0	0						0
1	8	0					8
2	24	16	0				40
3	36	48	128	0			212
4	28	72	384	480	0		964
5	20	56	576	1440	112	0	2204
6	12	40	448	2160	336	16	3012
7	8	24	320	1680	504	48	2584
8	4	16	192	1200	392	72	1876
9	0	8	128	720	280	56	1192
		0	64	480	168	40	752
			0	240	112	24	376
				0	56	16	72
					0	8	8
						0	0

ตารางที่ 2-8(c) สำหรับตัวอย่างที่ 2-10

Time (hr)	Q <sub>1</sub> (cfs)	Q <sub>2</sub> (cfs)	Total Q (cfs)
0	0	0	0
1	5	8	13
2	25	40	65
3	133	212	345
4	603	964	1567
5	1378	2204	3582
6	1883	3012	4895
7	1615	2584	4199
8	1173	1876	3049
9	745	1192	1937
10	470	752	1222
11	235	376	611
12	45	72	117
13	5	8	13
14	0	0	0

การคำนวณข้างต้นแสดงให้เห็นถึงค่าสุดท้ายที่สูงสุด 4865 cfs. ที่ 6 ชั่วโมง สามารถทำได้  
อย่างง่ายดายในการคำนวณใน Excel แต่สำหรับลุ่มน้ำที่ซับซ้อนมากขึ้นและฝนที่ซับซ้อนมากขึ้น  
เส้นทางที่น้ำท่วมในลำน้ำอาจจำเป็นต้องใช้แบบจำลองคอมพิวเตอร์ในการคำนวณ

## **บทสรุป (SUMMARY)**

บทที่ 2 นี้เป็นการแสดงแนวคิดของการวิเคราะห์ปริมาณฝนที่ไหลบ่าหรือการแปลงของปริมาณฝนที่ไหลบ่าลงไปสู่ลำธารที่เป็นปัญหาสำคัญของอุทกวิทยา ปริมาณฝนรวมจะต้องปรับสำหรับความสูญเสียที่เกิดจากการซึม การระเหย และการกักขังบนผิวดินที่จะได้รับปริมาณฝนส่วนเกินซึ่งเท่ากับการไหลของน้ำโดยตรง (DRO) แนวคิดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า หรือ UH ช่วยให้การแปลงสภาพของปริมาณฝนส่วนเกินลงในลุ่มน้ำที่ผ่านขั้นตอนการเพิ่มและการปกคลุมเชิงเส้นที่เรียกว่า Hydrograph convolution UH จะถูกกำหนดเป็น 1 นิ้ว (1 มม. ) ของน้ำที่ไหลออกตรงที่สร้างขึ้นอย่างสม่ำเสมอมากกว่าระยะเวลาที่กำหนดของปริมาณฝน ซึ่งเป็นวิธีการที่มีประสิทธิภาพยังคงใช้สำหรับการศึกษาหลายลุ่มน้ำ เช่น แบบจำลอง HEC-HMS เพื่อดำเนินการคำนวณที่ซับซ้อนสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำหลายลุ่มน้ำ

UHs สามารถหาได้มาจากข้อมูลพายุที่เกิดขึ้นจริงสำหรับลุ่มน้ำที่มีสถานีวัดข้อมูล วิธีการ S - curve ช่วย UHs ของช่วงเวลาที่จะถูกแปลงเป็นช่วงเวลาอื่นสำหรับลุ่มน้ำที่กำหนด และแสดงวิธีการสังเคราะห์ UHs จากทฤษฎีหรือจากการทดลองที่สามารถนำไปใช้กับลุ่มน้ำที่ไม่มีสถานีวัด วิธีที่ใช้บ่อยที่สุดในปัจจุบัน ได้แก่ วิธีการของ Snyder (1938) เป็นการสังเคราะห์ผลสมสูตร UH เกี่ยวข้องกับพารามิเตอร์ เช่น เวลาสูงสุดหรือความล่าช้า ( $T_p$ ) ที่ประเมินได้จากความยาวทางน้ำ ความลาดชันขนาดลุ่มน้ำ และรูปร่างลุ่มน้ำ ส่วนความสัมพันธ์ที่สอง ได้แก่ ความสัมพันธ์ของอัตราไหลสูงสุดกับพื้นที่ลุ่มน้ำ ที่สัมพันธ์กับค่า  $T_p$  UHs ได้รับผลกระทบอย่างมากจากการพัฒนาเมืองหรือทางการเกษตร และ channelization ซึ่งได้รับการปรับแก้ให้เหมาะสมกับสภาพท้องถิ่นหรือภูมิภาคโดยใช้วิธีการทางสถิติ หลายวิธีที่นิยมมากขึ้น UH นั้นจะมีตัวอย่างในบทที่ 2 นี้รวมทั้ง Snyder, SCS, และ Clark (TC & R)

แบบจำลองเชิงเส้นที่อยู่บนพื้นฐานของอ่างเก็บน้ำเชิงเส้นถูกใช้เพื่อแสดงผลของการตอบสนองของลุ่มน้ำ ซึ่งรวมถึงการใช้แบบจำลองคอมพิวเตอร์ HEC-HMS จากประเทศสหรัฐอเมริกา (Hydrologic Engineering Center, 1998) ซึ่งกล่าวถึงในบทที่ 7 ต่อไป



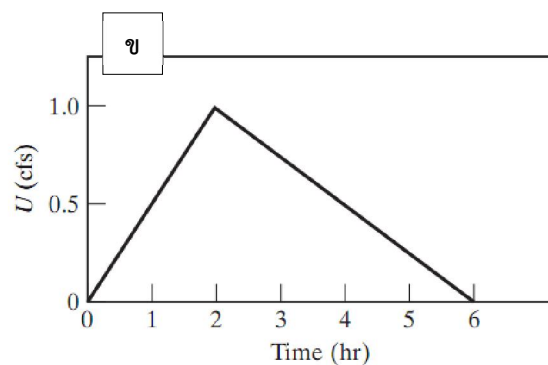
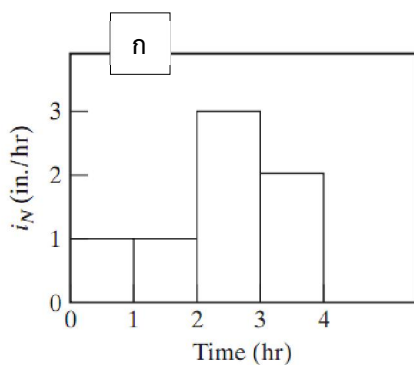
## แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 2

2.1 (ก) อธิบายหลักการของวิธี Time-Area

(ข) ปัจจัยทางกายภาพที่มีผลต่อรูปร่างและช่วงเวลาของ UH

(ค) ทำซ้ำตัวอย่าง 2-2 โดยใช้อัตราการตกฝน 8.5 mm./hr. ฝนตกเป็นเวลา 3 hr. และสร้างกราฟ Hydrograph

2.2 จงหา Hydrograph ของพายุที่เกิดจากรูปแบบปริมาณฝนในรูปที่ (ก) โดยใช้ UH แบบสามเหลี่ยม 1 hr. ที่ให้ในรูปที่ (ข)



2.3 พื้นที่ลุ่มน้ำประมาณ 110 km<sup>2</sup> และมีความสัมพันธ์ time-area ระหว่าง พื้นที่ลุ่มน้ำย่อย และช่วงเวลาไหลสู่จุดออกของลุ่มน้ำดังต่อไปนี้

Time (hr)	Area (km <sup>2</sup> )
1	25
2	17
3	13
4	20
5	17
6	18

จงใช้ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดพายุฝนเพื่อสร้าง Hydrograph ของการไหลออกในหน่วย cms โดยใช้วิธี time-area โดยคำนวณด้วย Spreadsheet

Time (hr)	Rainfall Excess (mm./hr.)
1	15
2	23
3	25
4	30
5	18
6	10
7	5

2.4 UH 1 hr. ในตารางด้านล่าง ได้รับการบันทึกไว้สำหรับลุ่มน้ำแห่งใดแห่งหนึ่ง จงหาขนาดของลุ่มน้ำในหน่วย  $m^2$  แล้วทำการแปลงจาก UH 1 hr. เป็น UH 3 hr. สำหรับลุ่มน้ำนี้

Time (hr)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
U (cms)	0	6	22	48	80	65	50	30	18	5	0

2.5 a) ให้ UH แบบสามเหลี่ยม 1 hr. โดย  $T_B = 12$  hr.,  $T_R = 4$  hr.,  $Q_P = 200$  cfs,

เมื่อ  $T_B =$  เวลาฐานของ UH

$T_R =$  เวลาในช่วงขาขึ้น (hr.)

$Q_P =$  ปริมาณการไหลสูงสุดของ Unit Hydrograph

จงสร้าง Hydrograph ของพายุสำหรับปริมาณฝนรายชั่วโมง (mm) ของ  $P = [0.1, 0.5, 1.2]$

b) ทำซ้ำปัญหาข้างต้นสำหรับปริมาณฝนรายชั่วโมง (mm) ของ  $P = [0.2, 1.0, 2.4]$

2.6 หน่วยงาน USGS ได้บันทึกเหตุการณ์พายุใหญ่เมื่อวันที่ 8 - 9 มิถุนายน 2001 สำหรับลุ่มน้ำ Little Cypress Creek ในฮูสตันเท็กซัส ข้อมูลปริมาณฝนและข้อมูล Hydrograph ที่ตรวจวัดได้สำหรับพายุนี้อยู่ในตารางด้านล่าง โดยจะช่วงเวลาการเพิ่มขึ้นทีละ 30 นาที พื้นที่รับน้ำของลุ่มน้ำคือ  $8.68$   $km^2$  สมมติว่าการไหลพื้นฐานสำหรับลุ่มน้ำ Little Cypress Creek เท่ากับศูนย์

(ก) จงใช้ Hydrograph เพื่อประมาณค่าปริมาตรของน้ำท่าทั้งหมดที่เกิดขึ้นจากพายุในหน่วยนี้ เนื้อลุ่มน้ำ

(ข) จงประมาณค่าปริมาณการซึมในหน่วยนี้ สำหรับเหตุการณ์พายุนี้โดยพิจารณาจากปริมาณฝนที่วัดได้

(ค) จงประมาณช่วงเวลาถึงจุดสูงสุด,  $t_p$  สำหรับลุ่มน้ำนี้สำหรับเหตุการณ์พายุทั้งหมด

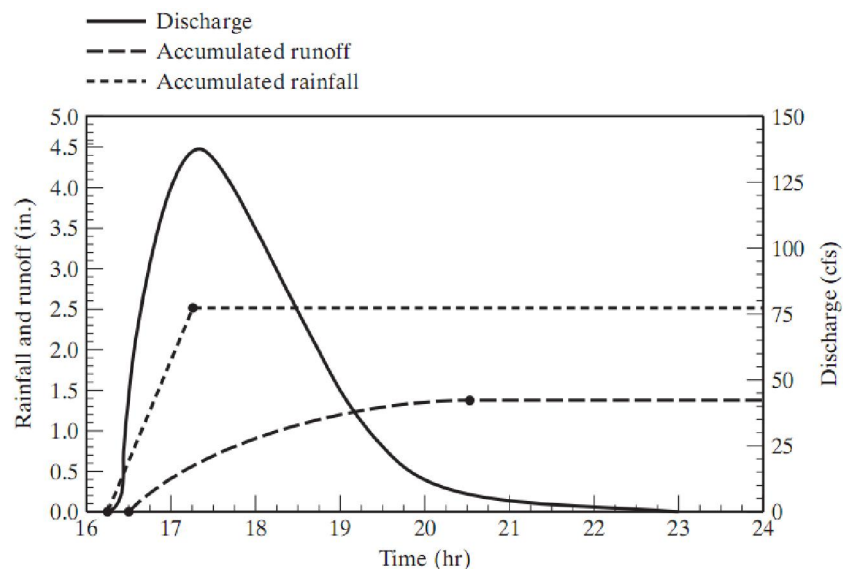
Date/Time		Incremental Precipitation (in.)	Flow (cfs)
6/8/01	15:30	0	0
6/8/01	16:00	0	0.4
6/8/01	16:30	0.01	0.4
6/8/01	17:00	0.05	0.4
6/8/01	17:30	0.05	0.5
6/8/01	18:00	0.04	0.5
6/8/01	18:30	0	0.5
6/8/01	19:00	0	0.6
6/8/01	19:30	0.37	4.2
6/8/01	20:00	0.08	14
6/8/01	20:30	0.01	27
6/8/01	21:00	0	43
6/8/01	21:30	0.05	58
6/8/01	22:00	0.42	74
6/8/01	22:30	0.18	93
6/8/01	23:00	0.1	112
6/8/01	23:30	0.28	134
6/9/01	0:00	0.3	163
6/9/01	0:30	0.15	196
6/9/01	1:00	0.06	229
6/9/01	1:30	0.14	255
6/9/01	2:00	0.19	273
6/9/01	2:30	0.23	288
6/9/01	3:00	0.45	303
6/9/01	3:30	0.11	321
6/9/01	4:00	0.01	340
6/9/01	4:30	0.01	358
6/9/01	5:00	0.01	372
6/9/01	5:30	0	375
6/9/01	6:00		367
6/9/01	6:30		344
6/9/01	7:00		320
6/9/01	7:30		293

Date/Time		Incremental Precipitation (in.)	Flow (cfs)
6/9/01	8:00		269
6/9/01	8:30		246
6/9/01	9:00		225
6/9/01	9:30		207
6/9/01	10:00		189
6/9/01	10:30		173
6/9/01	11:00		159
6/9/01	11:30		146
6/9/01	12:00		133
6/9/01	12:30		122
6/9/01	13:00		112
6/9/01	13:30		103
6/9/01	14:00		94
6/9/01	14:30		86
6/9/01	15:00		79
6/9/01	15:30		72
6/9/01	16:00		66
6/9/01	16:30		61
6/9/01	17:00		56
6/9/01	17:30		51
6/9/01	18:00		47
6/9/01	18:30		43
6/9/01	19:00		39
6/9/01	19:30		36
6/9/01	20:00		33

2.7 กลุ่มน้ำขนาดเล็กมีลักษณะตามที่ระบุด้านล่างนี้ จงหาการระบายน้ำสูงสุด ( $Q_p$ ), ช่วงเวลา Basin Lag Time ของกลุ่มน้ำ ( $t_p$ ) และ เวลาฐานของ Unit Hydrograph ( $T_B$ ) โดยใช้วิธี Snyder เมื่อ กำหนดให้  $A = 150 \text{ km}^2$ ,  $C_t = 1.70$ ,  $L = 27 \text{ km}$ ,  $L_{ca} = 15 \text{ km}$ ,  $C_p = 0.7$

2.8 ข้อมูลพายุฝน (รูปด้านล่าง) ได้รับการบันทึกในพื้นที่รับน้ำ 0.83 km<sup>2</sup> เมื่อวันที่ 1 กันยายน พ.ศ. 2542 การประมาณเส้นโค้งมวลสะสมของปริมาณฝน และน้ำท่า แสดงด้วยเส้นประสีดำในรูปด้านล่าง

- (ก) จงหาช่วงเวลาและความเข้มข้นเฉลี่ย
- (ข) จงหาช่วงเวลาสูงสุดสำหรับพายุฝนลูกนี้
- (ค) จงหาดัชนี  $\phi$  - index ของพายุฝนนี้โดยใช้ข้อมูลฝนและข้อมูล Hydrograph
- (ง) จงสร้าง UH สำหรับลุ่มน้ำนี้โดยใช้ช่วงเวลาของฝนในข้อ ก)



2.9 ลุ่มน้ำมีลักษณะดังต่อไปนี้ : A = 2600 ac, L = 4 mi, S = 53 ft/mi, I = 40%, และลำน้ำาดาดด้วยคอนกรีต ลุ่มน้ำนี้อยู่ในย่านที่อยู่อาศัยที่มีขนาด 1/4-ac ดินถูกจัดประเภทเป็นกลุ่มดิน B สมมติว่าความลาดชันของลุ่มน้ำเฉลี่ยเท่ากับ ความชันของร่องน้ำ จงหา UH สำหรับพื้นที่นี้ในช่วงพายุฝนเป็นเวลา 1 hr. โดยใช้วิธีของ SCS Triangle UH

2.10 จงใช้สมการ Convolution เพื่อสร้างกราฟปริมาณการไหลของพายุสำหรับความเข้มข้น  $i$  และการรั่วซึม  $f$  ที่ให้ไว้ในตารางด้านล่าง โดยใช้ UH 30 min ที่ระบุด้านล่าง

Time (hr)	0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0
$i$ (cm/hr)	0	1.0	1.25	2.5	1.0						
$f$ (cm/hr)	0	0.75	0.5	0.4	0.3						
U (m <sup>3</sup> /s)	0	33	66	80	75	55	35	20	10	4	0

2.11 จงใช้โปรแกรม Spreadsheet เพื่อสร้าง S-curve สำหรับ UH 30 min และจากนั้นสร้าง UH 15 min จาก UH 30 min ที่กำหนด

Time (hr)	0	0.25	0.5	0.75	1.0	1.25	1.5
U (cfs)	0	15	70.9	118.6	109.4	81.6	60.9

Time (hr)	1.75	2.0	2.25	2.5	2.75	3.0	3.25
U (cfs)	45.4	33.9	25.3	18.9	14.1	10.5	7.8

Time (hr)	3.5	3.75	4.0	4.25	4.5	4.75	5.0	5.25
U (cfs)	5.8	4.4	3.3	2.4	1.8	1.6	0.8	0

2.12 จงใช้โปรแกรม Spreadsheet เพื่อสร้าง S-curve สำหรับ UH 3 hr. และจากนั้นสร้าง UH 2 hr. จาก UH 3 hr. ที่กำหนด

Time (hr)	0	1	2	3	4	5
U (cfs)	0	75	180	275	280	210

Time (hr)	6	7	8	9	10	11
U (cfs)	130	60	30	15	5	0

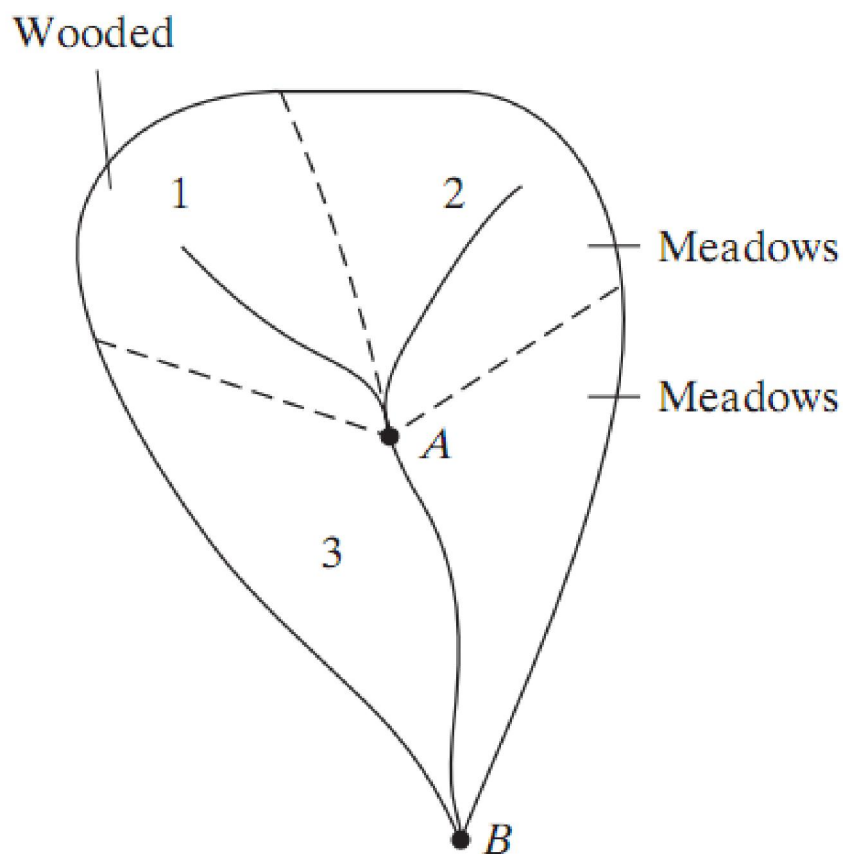
2.13 จาก UH 2 hr. ด้านล่างนี้ ให้คำนวณหา UH 1 hr. จากนั้นคำนวณย้อนกลับเพื่อค้นหา UH 2 hr. ที่ได้ พร้อมพิสูจน์ว่าวิธีการคำนวณนั้นถูกต้อง จงสร้างกราฟ UH ทั้งสองช่วงเวลาเปรียบเทียบกัน

Time (hr)	0	1	2	3	4	5	6
Flow (cfs)	0	33	100	200	400	500	433

Time (hr)	7	8	9	10	11	12	13
Flow (cfs)	367	300	233	167	100	33	0

2.14 จงสร้าง Hydrograph ของพายุฝนจาก UH ของพื้นที่ย่อย 1 และ 2 ดังแสดงในรูปด้านล่าง สำหรับปริมาณฝนและการรั่วซึมที่กำหนด

t (hr.)	i (in./hr.)	f (in./hr.)
1	0.5	0.4
2	1.1	0.2
3	3	0.2
4	0.9	0.2



Time(hr.)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
UH1(cfs)	0	200	400	600	450	300	150	0		
UH2(cfs)	0	100	300	450	350	250	150	100	50	0

2.15 จงสร้าง Hydrograph จากพายุฝนรวมที่จุด A ในลุ่มน้ำ (รูปในหน้าที่ 2-67) และต่อมาเคลื่อนตัวลงมาทางด้านท้ายน้ำมายังจุด B (ให้ขยับเฉพาะเวลาเท่านั้น) โดยสมมติว่า การเดินทางจากจุด A ไป B ใช้เวลาเท่ากับ 2 hr. พอดี

2.16 จงสร้าง Hydrograph ของพายุฝนสำหรับพื้นที่ย่อย 3 จาก UH ที่กำหนด และเพิ่มไปยัง Hydrograph รวมกับข้อ 2.15 และจงสร้าง Hydrograph จากพายุฝนทั้งหมดในขั้นสุดท้ายที่ทางออกของลุ่มน้ำ B

Time (hr)	UH <sub>3</sub> (cfs)	<i>t</i> (hr)	<i>i</i> (in./hr)	<i>f</i> (in./hr)
0	0	1	0.5	0.4
1	140	2	1.1	0.2
2	420	3	3	0.2
3	630	4	0.9	0.2
4	490			
5	350			
6	210			
7	130			
8	70			
9	0			

2.17 จงหา Mass Curve โดยใช้วิธีของ SCS Triangle UH ของลุ่มน้ำซึ่งมีพื้นที่เท่ากับ 250 km<sup>2</sup> ซึ่งมีสภาพการใช้ประโยชน์ที่ดินเป็นแบบพื้นที่ทุ่งหญ้าสภาพดี (good condition meadow) ร้อยละ 60 และพื้นที่ป่าปกคลุมดี (good cover forest land) ร้อยละ 40 และพื้นที่ลุ่มน้ำนี้ประกอบด้วยดินกลุ่ม C ร้อยละ 70 และดินกลุ่ม A ร้อยละ 30 โดยมีความลาดชันเฉลี่ยเท่ากับ 100 m/ km<sup>2</sup> และช่วงเวลาการตกของฝน 3 hr. และระยะทางตามลำน้ำเท่ากับ 32 km

2.18 สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำขนาด 45 ตารางไมล์ ที่มี  $C_t = 2.2$ ,  $L = 15$  ไมล์,  $L_c = 7$  ไมล์, และ  $C_p = 0.5$ , จงหา  $t_p$ ,  $Q_p$ ,  $T_b$  และ D พร้อมพล็อตกราฟด้วยวิธีของ Snyder UH



2.19 ลุ่มน้ำที่อยู่ในรูปที่ 2-1 (หน้าที่ 2-2) ซึ่งมี 7 ลุ่มน้ำย่อย จงคำนวณหา Snyder Unit Hydrographs สำหรับลุ่มน้ำย่อย B ซึ่งมีพื้นที่ลุ่มน้ำและความยาวลำน้ำตามรูปดังกล่าว สมมติว่า  $C_t$  เท่ากับ 2.2 และ  $C_p$  เท่ากับ 0.5 และกำหนดให้  $L$  = ความยาวลำน้ำในแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย

2.20 ลุ่มน้ำที่อยู่ในรูปที่ 2-1 (หน้าที่ 2-2) จงคำนวณหา SCS UH (Dimensionless) สำหรับลุ่มน้ำย่อย B โดยสมมติให้ ความลาดชันของลุ่มน้ำเท่ากับ 0.5% และค่า CN เท่ากับ 70

## เอกสารอ้างอิง (References)

Bedient, P.B., W.C. Huber, and B.E. Vieux, 2019, Hydrology and Floodplain Analysis, 6e edition. Pearson PTE Academic, 813 pages.

Capece, J. C., K. L. Campbell, and L. B. Baldwin, 1984, "Estimating Runoff Peak Rates and Volumes from Flat, High-Water-Table Watersheds," Paper no. 84-2020, ASAE, St. Joseph, MO.

Clark, C. O., 1945, "Storage and the Unit Hydrograph," ASCE Trans., vol. 110, pp. 1419-1446.

Dooge, J. C. I., 1973, Linear Theory of Hydrologic Systems, Agr. Res. Ser. Tech. Bull. No. 1468, United States Department of Agriculture, Washington, D.C.

Gray, D. M., 1962, Derivation of Hydrographs for Small Watersheds from Measurable Physical Characteristics, Iowa State University, Agr. and Home Econ. Expt. Sta. Res. Bull. 506, pp. 514-570.

Green, W. H., and G. A. Ampt, 1911, "Studies of Soil Physics, 1: The Flow of Air and Water Through Soils," J. of Agriculture Science, vol. 4, no. 1, pp. 1-24.

Hoggan, D. H., 1997, Computer-Assisted Floodplain Hydrology and Hydraulics, 2nd ed., McGraw-Hill, New York.

Hydrologic Engineering Center, 1998, HEC-HMS: Hydrologic Modeling System User's Manual, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA.

Johnstone, D., and W. P. Cross, 1949, Elements of Applied Hydrology, Ronald Press Company, New York.

Kuichling, E., 1889, "The Relation Between the Rainfall and the Discharge of Sewers in Populous Districts," ASCE Trans., vol. 20, pp. 1-56.

Lloyd-Davies, D. E., 1906, "The Elimination of Storm Water from Sewerage Systems," Inst. Civ. Eng. Proc., vol. 164, pp. 41-67.

Mccuen, R. H., 2005, Hydrologic Analysis and Design, 2nd ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Mein, R. G., and C. L. Larson, 1973, "Modeling Infiltration During a Steady Rain," Water Resour. Res., vol. 9, no. 2, pp. 384-394.

Mulvaney, T. J., 1851, "On the Use of Self-Registering Rain and Flood Gauges," *Inst. Civ. Eng. (Ireland) Trans.*, vol. 4, no. pp. 1–8.

Nash, J. E., 1958, "The Form of the Instantaneous Unit Hydrograph," *General As- Sembly of Toronto, Internatl. Assoc. Sci. Hydrol. (Gentbrugge) Pub.* 42, *Compt. Rend.* 3, pp. 114–118.

NASH, J. E., 1959, "Systematic Determination of Unit Hydrograph Parameters," *J. Geophys. Res.*, vol. 64, no. 1, pp. 111–115.

O'Kelly, J. J., 1955, "The Employment of Unit-Hydrographs to Determine the Flows of Irish Arterial Drainage Channels," *Inst. Civ. Eng. (Ireland) Proc.*, vol. 4, no. 3, pp. 364–412.

Sherman, L. K., 1932, "Streamflow from Rainfall by the Unit-Graph Method," *Eng. News-Rec.*, vol. 108, pp. 501–505.

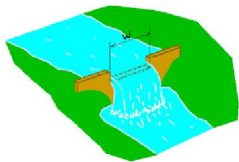
Sloto, R.A., and M.Y. Crouse, 1996, "HYSEP: A Computer Program for Streamflow Hydrograph Separation and Analysis," *USGS Water Resources Investigations Re- port 96-4040, Denver, CO.* [http://water.usgs.gov/software/code/surface\\_water/hysep/doc/hysep.pdf](http://water.usgs.gov/software/code/surface_water/hysep/doc/hysep.pdf)

Snyder, F. F., 1938, "Synthetic Unit Graphs," *Trans. AGU*, vol. 19, pp. 447–454. Snyder, W. M., 1955, "Hydrograph Analysis by the Method of Least Squares," *ASCE, J. Hyd. Div.*, vol. 81, pp. 1–25.

Soil Conservation Service, 1964, *SCS National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology*, updated 1972, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

Soil Conservation Service, 1975, *Use of Storm and Watershed Characteristics in Syn- thetic Hydrograph Analysis and Application*, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

Soil Conservation Service, 1986, *Urban Hydrology for Small Watersheds*, 2nd ed., *Tech. Release No. 55 (NTIS PB87-101580)*, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.



บทที่ 3  
การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก  
(Flood Routing)



## บทที่ 3

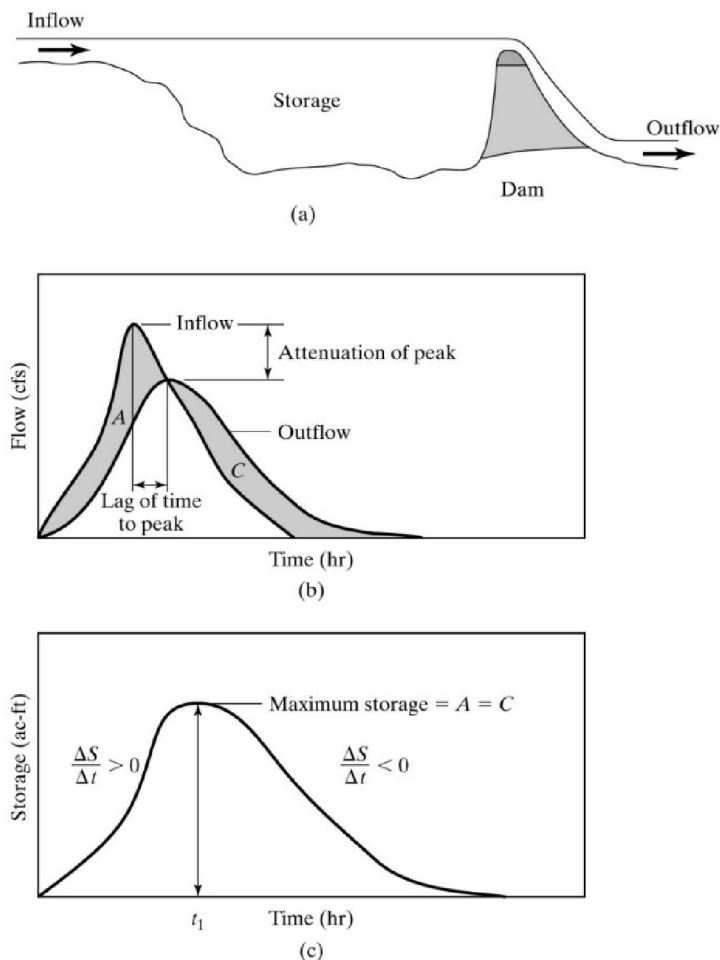
## การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก

### (Flood Routing)

#### 3.1 การเคลื่อนตัวทางอุทกวิทยาและทางชลศาสตร์ (HYDROLOGIC AND HYDRAULIC ROUTING)

การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำหลากในทางระบายน้ำหรืออ่างเก็บน้ำและการเปลี่ยนแปลงที่เกี่ยวข้องกับเวลาหรือการลดทอนของคลื่นเป็นเรื่องสำคัญในการศึกษาเกี่ยวกับทุ่งน้ำท่วม ซึ่งจะต้องเข้าใจถึงทฤษฎีและวิธีการปฏิบัติเพื่อทำนายรูปแบบเวลาและการกระจายตัวของน้ำหลากจากแม่น้ำและอ่างเก็บน้ำ วิธีการกำหนดเส้นทางการเคลื่อนตัวของน้ำหลากสามารถใช้ในการทำนายการไหลออกของกราฟน้ำท่าจากกลุ่มน้ำที่สนใจจากปริมาณฝน

แนวความคิดเกี่ยวกับกักเก็บตามเส้นทางน้ำหลากเป็นสิ่งที่เข้าใจได้ง่ายโดยอ้างอิงจากรูปที่ 3-1 ปริมาณการไหลเข้าและการไหลออกของกราฟน้ำท่าสำหรับอ่างเก็บน้ำที่มีพื้นผิวน้อย จะถูกสร้างลงบนกราฟเดียวกัน พื้นที่ A แสดงถึงปริมาณน้ำที่เก็บกักไว้ที่สามารถใช้ได้ถึงเวลา  $t_1$  โดยจะเกิดจากปริมาณการไหลเข้าเกินกว่าปริมาณการไหลออกภายในอ่างเก็บน้ำ ที่เวลา  $t_1$  การไหลเข้าและการไหลออกมีปริมาณเท่ากัน และเป็นจุดที่อ่างเก็บน้ำมีการกักเก็บสูงที่สุด สำหรับเวลา  $t_1$  เมื่อปริมาณน้ำที่ไหลออกสูงกว่าน้ำที่ไหลเข้าทำให้อ่างเก็บน้ำมีพื้นที่ว่าง พื้นที่ C แสดงถึงปริมาณของน้ำที่ไหลออกจากอ่างเก็บน้ำโดยมีค่าเท่ากับพื้นที่ A ถ้าอ่างเก็บน้ำมีระดับน้ำเริ่มต้นและสิ้นสุดในระดับเดียวกัน จุดสูงสุดของการไหลออกจากอ่างเก็บน้ำควรซ้อนทับกับการไหลเข้าในกราฟปริมาณการไหลเข้า แสดงในรูปที่ 3-1 โดยทั่วไปการไหลออกจะมีค่าที่ไม่ซ้ำ กำหนดจากการกักเก็บน้ำในอ่างเก็บน้ำหรือระดับน้ำในอ่าง



รูปที่ 3-1 แนวคิดเกี่ยวกับอ่างเก็บน้ำ (a) การกักเก็บน้ำในอ่างเก็บน้ำ. (b) การไหลเข้าและไหลออกของอ่างเก็บน้ำ. (c) การกักเก็บในอ่างเก็บน้ำ (Bedient *et al.*, 2019)

เราจะเห็นได้ว่าการกำหนดการกักเก็บน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำที่โดยทั่วไปจะมีปริมาณลดลง จุดที่มีปริมาณการไหลออกสูงสุด และจุดที่มีการล่าช้าของเวลาของการไหลออกของกราฟน้ำท่า อัตราการเปลี่ยนแปลงของการกักเก็บสามารถเขียนเป็นสมการได้คือ

$$I - Q = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (3-1)$$

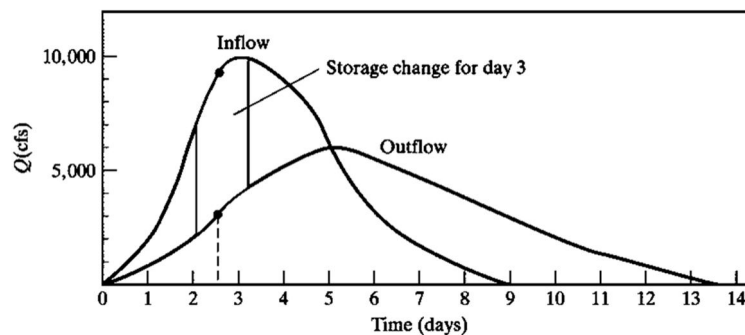
เมื่อ	$I$	=	ปริมาณน้ำไหลเข้า
	$Q$	=	ปริมาณน้ำไหลออก
	$\Delta S$	=	ความจุที่เปลี่ยนแปลง
	$\Delta t$	=	เวลาที่เปลี่ยนแปลง

**ตัวอย่างที่ 3-1 แนวคิดเกี่ยวกับอ่างเก็บน้ำ**

การคำนวณการเก็บกักปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและไหลออกของกราฟน้ำท่าของอ่างเก็บน้ำ แสดงในรูปที่ 3-2(a)

(a) กำหนดค่าเฉลี่ยการเก็บกักจากช่วงระยะเวลาหนึ่งวัน ( $\Delta T = 1$  วัน) ของการเก็บกักเทียบกับเวลาสำหรับอ่างเก็บน้ำของเหตุการณ์ที่สมมติว่า  $S_0 = 0$  (ไม่มีปริมาณน้ำในอ่างเก็บน้ำ)

(b) การเก็บกักสูงสุด (โดยประมาณ) ในช่วงที่เกิดพายุนี้



รูปที่ 3-2(a) สำหรับตัวอย่างที่ 3-1 (Bedient *et al.*, 2019)

**วิธีทำ**

(a) อัตราการเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักจะมีค่าเท่ากับปริมาณน้ำที่ไหลเข้าลบปริมาณน้ำที่ไหลออก

ขั้นแรก, เราจัดระเบียบค่าของ  $I$  กับ  $Q$  และเก็บค่าความต่างของทั้งสองค่า การเก็บก็จะมีค่าเท่ากับพื้นที่ระหว่างเส้นโค้งการไหลเข้า และการไหลออกหรือ

$$S = \int (I - Q) dt$$

สามารถเขียนในรูปแบบทั่วไป

$$S = \sum_i (\bar{I} - \bar{Q}) \Delta t$$

เมื่อ  $\bar{I}$  และ  $\bar{Q}$  เป็นค่าเฉลี่ยในแต่ละวัน โดยใช้วิธีการที่เรียบง่าย ค่า  $\bar{I}$  และค่า  $\bar{Q}$  เป็นค่าเฉลี่ยที่เที่ยงวันในแต่ละวัน มีวิธีการอื่นๆ ที่ให้ความถูกต้องได้ เช่น วิธีการรวมตัวเลข กฎสี่เหลี่ยมคางหมูหรือกฎซิมป์สัน (Chapra & Canale, 2001) วิธีการอื่นๆ สามารถใช้ในตัวอย่างที่ 3-1 เพื่อประมาณปริมาณพื้นที่ใต้กราฟของกราฟน้ำท่า

ตารางที่ 3-1(a) สำหรับตัวอย่างที่ 3-1 (Bedient *et al.*, 2019)

Time (days)	$\bar{I}$ (cfs)	$\bar{Q}$ (cfs)	$\Delta S / \Delta t$ (cfs)
0.5	500	250	250
1.5	3500	1000	2500
2.5	9000	3000	6000
3.5	9750	4500	5250
4.5	8000	5750	2250
5.5	4500	6000	-1500
6.5	2250	5250	-3000
7.5	1250	4250	-3000
8.5	250	3250	-3000
9.5	0	2500	-2500
10.5	0	1500	-1500
11.5	0	1000	-1000
12.5	0	750	-750
13.5	0	0	0



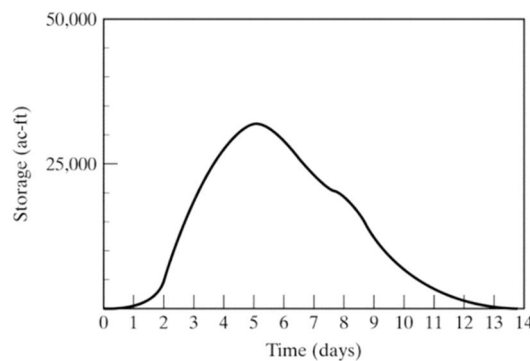
ใช้  $\Delta t = 1$  วัน การเก็บกักในวันแรก ( $S_1$ ) คือ

$$\begin{aligned} S_1 &= S_0 + (\bar{I}_1 - \bar{Q}_1)\Delta t \\ &= 0 + (250)(1\text{day})\left(\frac{24\text{hr}}{\text{day}}\right)\left(\frac{3600\text{s}}{\text{hr}}\right)\left(\frac{\text{ac}}{43560\text{ft}^2}\right) \\ &= 496\text{ac} - \text{ft} \end{aligned}$$

การเก็บกักสะสมในวันที่ 2 จะได้เป็น

$$\begin{aligned} S_2 &= S_1 + (\bar{I}_2 - \bar{Q}_2)\Delta t \\ &= 496 + (2500)(1\text{day})\left(\frac{24\text{hr}}{\text{day}}\right)\left(\frac{3600\text{s}}{\text{hr}}\right)\left(\frac{\text{ac}}{43560\text{ft}^2}\right) \\ &= 5455\text{ ac-ft} \end{aligned}$$

ขั้นตอนแสดงในตารางที่ 3-1(b) และโค้งการเก็บกักในรูปที่ 3-2(b)



รูปที่ 3-2(b) สำหรับตัวอย่างที่ 3-1 (Bedient *et al.*, 2019)

(b) การเก็บกักสูงสุดเห็นได้จากตารางและตัวเลขมีค่าเท่ากับ 32,232 ac-ft ซึ่งเกิดขึ้นในวันที่ 5 ของเหตุการณ์ ซึ่งเห็นได้จากสมการ

$$\frac{ds}{dt} = I - Q$$

$S_{\max}$  จะเกิดขึ้นเมื่อ  $ds/dt$  เท่ากับศูนย์ ที่จุดนี้  $I = Q$  ซึ่งเกิดขึ้นในวันที่ 5 ของการไหลเข้า-การไหลออกของกราฟน้ำท่า

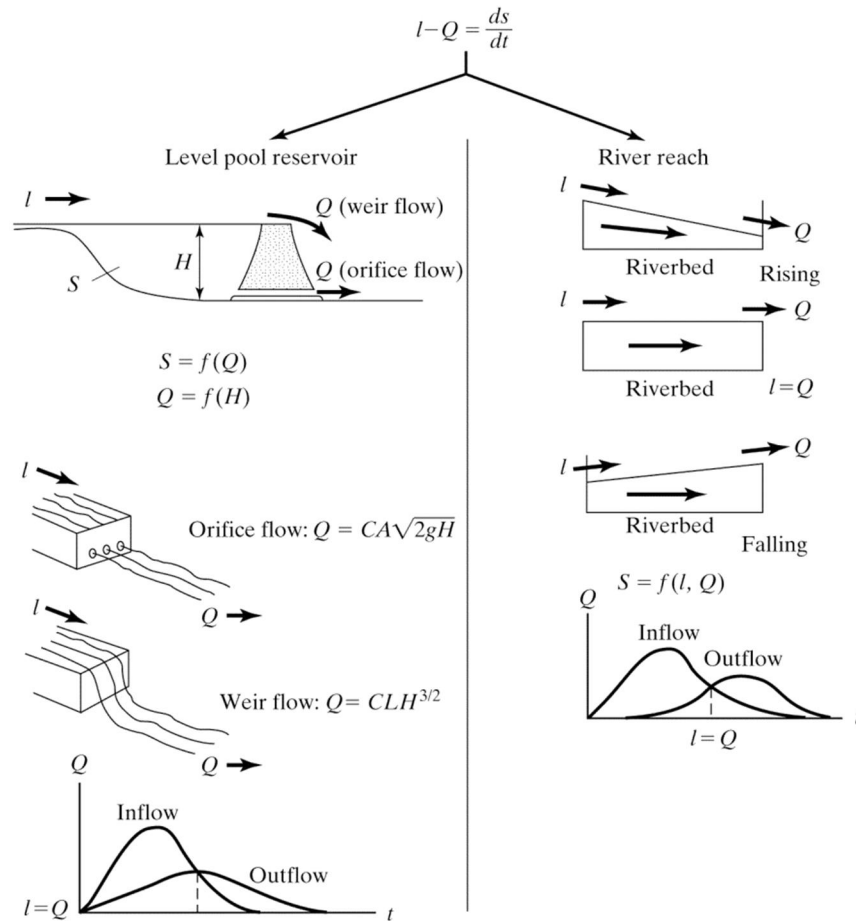
การเคลื่อนตัวของน้ำในลำน้ำที่แตกต่างกันเกิดจากอ่างเก็บน้ำในการเก็บกักของแต่ละลำน้ำของความยาว  $L$  โดยขึ้นอยู่กับปริมาณการไหลที่มากกว่า จุดสูงสุดของปริมาณน้ำที่ไหลออกของกราฟน้ำท่าไหลออก โดยปกติจะลดลงและมีความล่าช้าของเวลาเมื่อเทียบกับปริมาณการไหลเข้าของกราฟน้ำท่าของปริมาณการไหลเข้า เพราะปริมาณเก็บกักในแต่ละลำน้ำเป็นการทำงานของชั้นตอนที่เพิ่มขึ้นหรือลดลงของการไหลเข้า และการไหลออกในกรณีนี้คือการทำงานระหว่างปริมาณการไหลออกและการไหลเข้า (ดูหัวข้อ 3.3) ในขณะที่น้ำสูงขึ้นพอที่จะท่วมที่ราบน้ำท่วมจะต้องเกินกว่าริมตลิ่งของทางน้ำ ความเร็วที่ลดลงจะสังเกตได้จากพื้นที่น้ำท่วมเมื่อเทียบกับทางน้ำสายหลัก ตัวอย่างที่ 3-2 แสดงถึงความแตกต่างระหว่างการเคลื่อนตัวของน้ำในลำน้ำ และอ่างเก็บน้ำ

ตารางที่ 3-1(b) สำหรับตัวอย่างที่ 3-1 (Bedient *et al.*, 2019)

Time (day)	Storage (ac-ft)	Time (day)	Storage (ac-ft)
1	496	8	17,356
2	5,455	9	11,405
3	17,356	10	6,446
4	27,769	11	3,471
5	32,232	12	1,488
6	29,256	13	0
7	23,306	14	0

ตัวอย่างที่ 3-2 การเคลื่อนตัวของน้ำในลำน้ำและอ่างเก็บน้ำ

จากรูปที่ 3-3(a) ซึ่งแสดงให้เห็นถึงความแตกต่างระหว่างการเคลื่อนตัวของน้ำในแม่น้ำและอ่างเก็บน้ำ โดยพิสูจน์ให้เห็นว่าระดับน้ำในอ่างเก็บน้ำและปริมาณการไหลออกสูงสุดของกราฟน้ำท่าจะซ้อนทับกับกราฟน้ำท่าไหลเข้า



รูปที่ 3-3(a) ความแตกต่างบางอย่างระหว่างการเคลื่อนตัวของน้ำในแม่น้ำและอ่างเก็บน้ำ (Bedient *et al.*, 2019)

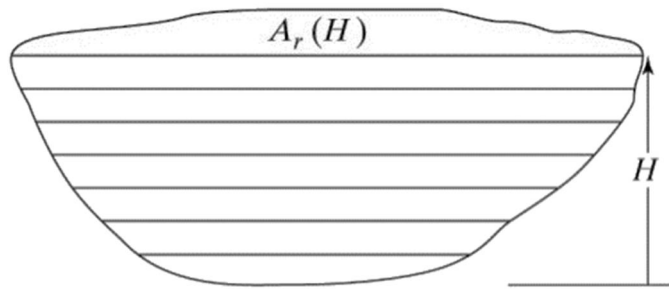
**วิธีทำ**

การเก็บกักในอ่างเก็บน้ำอาจถูกกำหนดจากความสูงของระดับน้ำในอ่างเก็บน้ำ [ดูรูปที่ 3-3(b)] ตัวอย่างเช่นในระดับของน้ำในอ่างเก็บน้ำ, A เป็นฟังก์ชันของความลึก

$$S = f(H) = \int A_r(H) dH$$

และ

$$A_r = dS / dH.$$



รูปที่ 3-3(b) ความแตกต่างบางอย่างระหว่าง การเคลื่อนตัวของน้ำในแม่น้ำและอ่างเก็บน้ำ  
(Bedient *et al.*, 2019)

ปริมาณการไหลเข้า จะทำให้การเก็บกักและระดับน้ำในอ่างเก็บน้ำเพิ่มขึ้น, การกำหนดปริมาณการไหลออกหรือไม่มีปริมาณการไหลเข้า ถ้าทราบถึงปริมาณเก็บกักก็จะทราบ

แต่ 
$$Q = f(S)$$

ดังนั้น 
$$S = f(H)$$

ดังนั้น 
$$Q = f(H)$$

จากสมการความต่อเนื่อง

$$I - Q = \frac{dS}{dt} = A_r(H) \frac{dH}{dt},$$

$$I = Q \text{ เมื่อ } \frac{dS}{dt} = 0$$

เนื่องจาก  $S$  เป็นสัดส่วนโดยตรงกับ  $H$

$$\frac{dH}{dt} = 0 \text{ เมื่อ } \frac{dS}{dt} = 0$$

และ  $Q$  เป็นสัดส่วนโดยตรงกับ  $H$

$$\frac{dQ}{dt} = 0 \text{ เมื่อ } \frac{dH}{dt} = 0$$

ดังนั้น

$$\frac{dQ}{dt} = 0 \quad \text{เมื่อ} \quad \frac{dS}{dt} = 0$$

เกิดขึ้นเมื่อ  $Q$  และ  $S$  เป็นค่าสูงสุด หรือ ที่  $I = Q$  [รูปที่ 3-3(a)]

### วิธีการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยา (Hydrologic Routing Methods)

เทคนิคการเคลื่อนตัวของน้ำหลากอาจจัดเป็นสองประเภทหลัก: การเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยาอย่างง่าย และการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางชลศาสตร์แบบซับซ้อน การเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยาที่เกี่ยวข้องกับสมดุลของการไหลเข้า ไหลออก และปริมาณการเก็บกักผ่านสมการความต่อเนื่อง A ความสัมพันธ์ลำดับที่สอง คือ ความสัมพันธ์ระหว่างการเก็บกักกับการไหลออก โดยสิ่งที่จะต้องมียุทธศาสตร์การไหลออกและการเก็บกักในระบบ การประยุกต์ใช้เทคนิคการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยาในการแก้ไขปัญหาของการทำนายนํ้าท่วม มาตรการการควบคุมนํ้าท่วม การออกแบบอ่างเก็บนํ้าและการดำเนินงาน การจำลองลุ่มนํ้าและการออกแบบระบบระบายนํ้าของชุมชนเมือง แบบจำลองคอมพิวเตอร์ที่ต้องนำเข้าข้อมูลปริมาณฝน แปลงเป็นปริมาณการไหลออกของกราฟนํ้าท่า และการเคลื่อนตัวของกราฟนํ้าท่าผ่านแม่นํ้าที่ซับซ้อนหรือโครงข่ายอ่างเก็บนํ้า โดยใช้วิธีการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยา

### วิธีการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางชลศาสตร์ (Hydraulic Routing Methods)

การเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางชลศาสตร์มีความซับซ้อนและความถูกต้องมากกว่าการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยา ขึ้นอยู่กับวิธีการแก้ปัญหาของสมการความต่อเนื่องและสมการโมเมนตัมสำหรับการไหลที่ไม่คงที่ในทางนํ้าเปิด โดยทั่วไปการแก้ปัญหาโดยวิธีการเชิงตัวเลขบนเครื่องคอมพิวเตอร์ สมการที่รู้จักกันเป็นอย่างดี ได้แก่ สมการของ Saint Venant คิดค้นครั้งแรกในปี 1871 สำหรับการคำนวณในทางนํ้าเปิด

การไหลไม่คงที่ในลำนํ้า, อ่างเก็บนํ้า และบริเวณปากแม่นํ้าเกิดจากการเคลื่อนที่ของกระแสนํ้ามาเป็นเวลานาน คลื่นนํ้าท่วม คลื่นพายุ และการปล่อยนํ้าของอ่างเก็บนํ้า ลักษณะของคลื่นสามารถอธิบายได้ในสมการของ Saint Venant ในหลายๆ กรณีสมการความต่อเนื่องในหนึ่งมิติสามารถทำได้ง่าย และรูปแบบความสัมพันธ์ของการไหล เรียกว่าการเคลื่อนตัวของคลื่นคิเนมาติกสามารถคำนวณเป็นฟังก์ชันความลึกเพียงอย่างเดียว ในปี 1981 การเคลื่อนตัวของคลื่นคิเนมาติกถูกบันทึกอยู่ใน HEC-RAS ใน package ของกราฟนํ้าท่วม

การไหลอย่างสม่ำเสมอหมายถึงความสมดุลระหว่างแรงโน้มถ่วง และแรงเสียดทานในลำนํ้า สมมติฐานนี้ไม่เสมอไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งบนทางลาดที่ราบเรียบมาก ความลาดชันน้อย ผลกระทบ

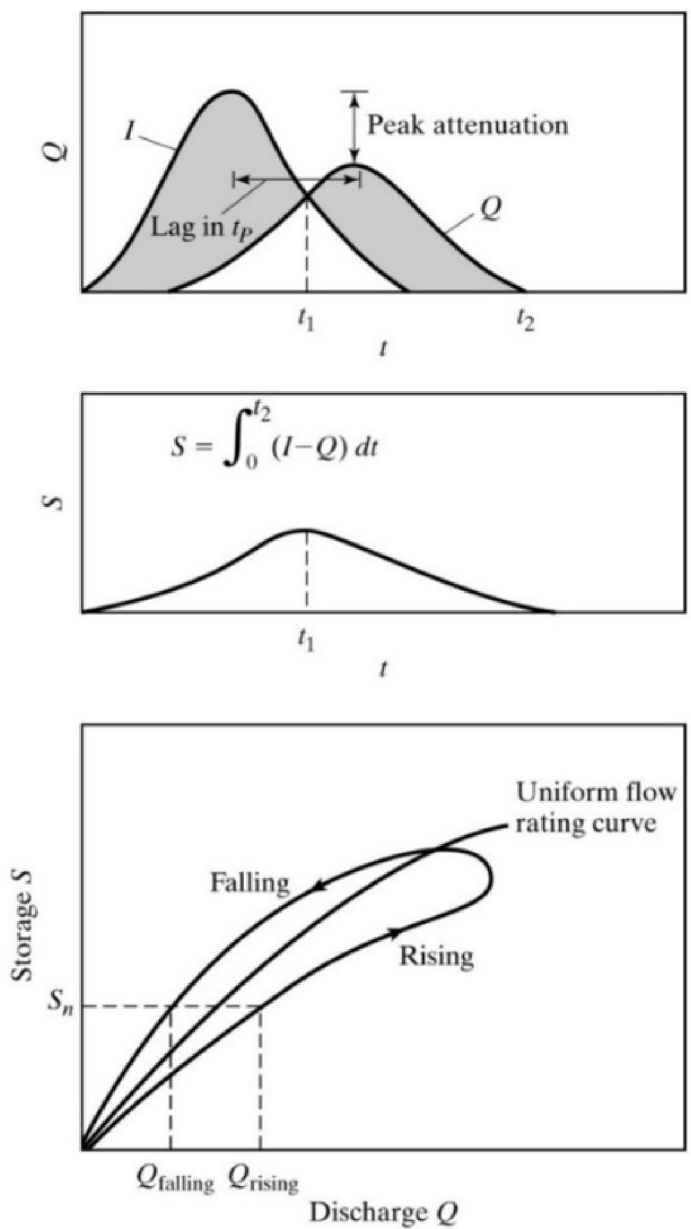
ของความลาดเอียงนี้ไม่สามารถละเลยได้ กรณีอื่นๆ ในรูปแบบของสมการโมเมนต์สำหรับการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางชลศาสตร์ ได้แก่ (1) การเคลื่อนที่ของกระแสน้ำและพายุบริเวณต้นน้ำ, (2) ผลกระทบจากน้ำนิ่งในบริเวณท้ายน้ำของอ่างเก็บน้ำ และปริมาณน้ำจากลำน้ำสาขา, (3) คลื่นน้ำท่วมในทางน้ำของความลาดชันที่ราบเรียบมาก (2-3 ฟุต/ไมล์) และ (4) คลื่นฉับพลันที่เกิดจากการปล่อยน้ำอย่างฉับพลันจากอ่างเก็บน้ำหรือการพังทลายของเขื่อน สำหรับกรณีเหล่านี้ การแก้ปัญหาที่ดีที่สุดคือ การใช้สมการของ Saint Venant ผ่านแบบจำลองคอมพิวเตอร์ที่มีอยู่สามารถใช้แก้ปัญหาเหล่านี้ได้

### 3.2 การเคลื่อนตัวของน้ำหลากของแม่น้ำ (HYDROLOGIC RIVER ROUTING)

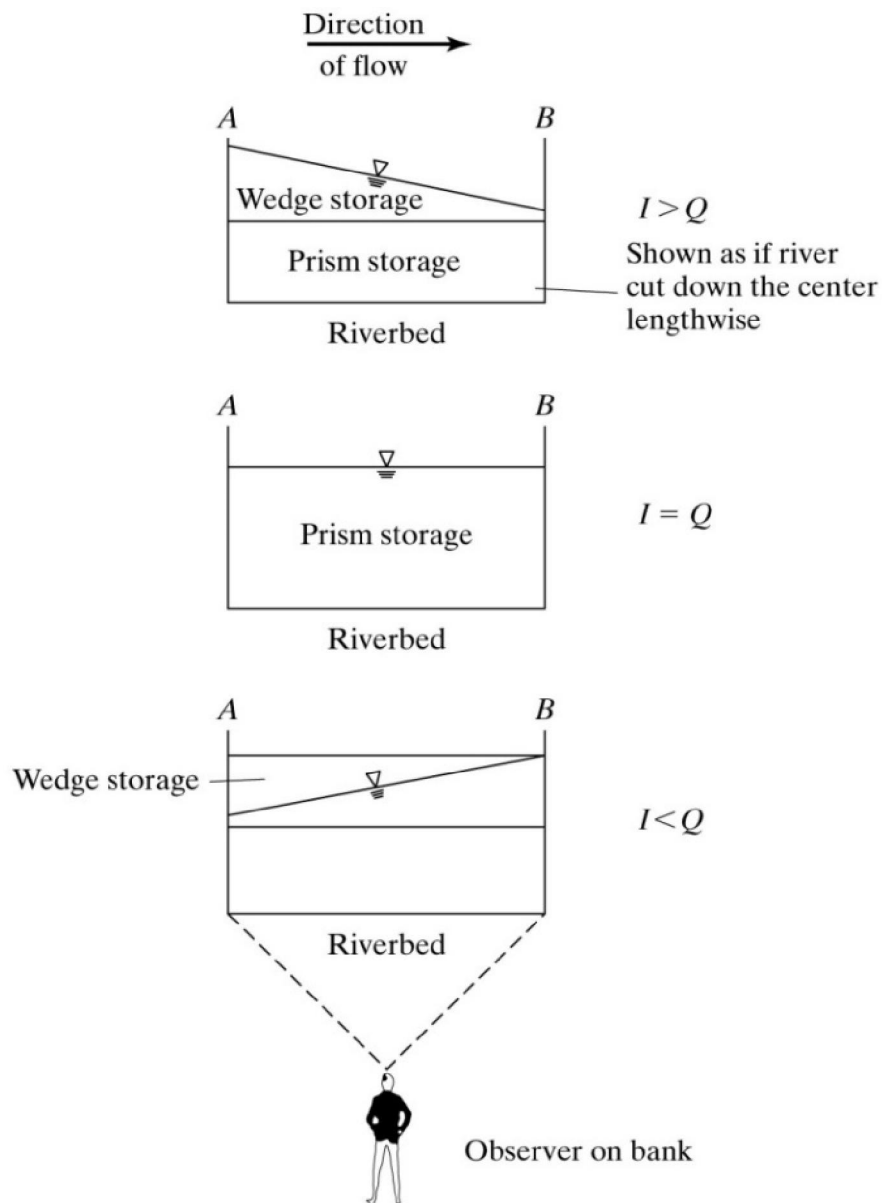
เมื่อคลื่นน้ำท่วมเคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในแม่น้ำจุดสูงสุดของการไหลออกในกราฟน้ำท่า มักจะถูกยับยั้งและล่าช้าเนื่องจากความต้านทานของทางน้ำและความจุเก็บกักของทางน้ำ จะพิจารณาจากความแตกต่างระหว่างจุดของการไหลเข้าและไหลออกของกราฟน้ำท่าแสดงเป็นพื้นที่สีเทาในรูปที่ 3-4 มีค่าเท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักดังแสดงในสมการ (3-1) ค่าของ  $\Delta s / \Delta t$  ในสมการความต่อเนื่องเป็นบวกเมื่อการเก็บกักเพิ่มขึ้นและเป็นลบเมื่อการเก็บกักลดลง และ  $S$  สามารถสร้างเป็นฟังก์ชันของเวลาในสมการที่ (3-1) สามารถเขียนในรูปแบบ Finite-Difference เป็นสมการที่ (3-2) โดยที่  $\Delta t$  จะเรียกว่าช่วงเวลาการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก จุดที่ 1 และ 2 แสดงถึงจุดเริ่มต้นและจุดสิ้นสุดของระยะเวลาตามลำดับ

ถ้าพล็อตการเก็บกักกับการไหลออกสำหรับการไหลเข้าของแม่น้ำ ส่งผลให้เส้นโค้งที่เกิดขึ้นมีลักษณะรูปแบบ Loop ที่ดังแสดงในรูปที่ 3-4 ผลกระทบของ Loop นี้แสดงถึงการเก็บกักที่เพิ่มขึ้นของการไหลออกที่กำหนดระหว่างช่วงที่ลดลงจะเก็บกักได้มากกว่าในช่วงที่การไหลออกเพิ่มขึ้น หากพิจารณารูปแบบพื้นผิวน้ำที่ช่วงเวลาต่างๆ ในแต่ละช่วงของคลื่นน้ำท่วม, แนวคิดของปริซึม และการเก็บกักแบบลิ้มแสดงในรูปที่ 3-5 การเก็บกักของลิ้มในปริมาณมากอาจจะอยู่ระหว่างการปรับตัวสูงขึ้นก่อนขั้นตอนที่จะมีการไหลออกเพิ่มขึ้น ในระหว่างกลาง, การไหลเข้าจะลดลงอย่างรวดเร็วมากกว่าการรั่วไหลและการเก็บกักแบบลิ้มจะมีค่าเป็นลบ การเคลื่อนตัวทางอุทกวิทยาในแม่น้ำและทางน้ำจึงต้องมีความสัมพันธ์ในการเก็บกักที่ช่วยให้การเก็บกักแบบลิ้ม สามารถหาได้โดยใช้การเก็บกักในส่วนองฟังก์ชันทั้งสองคือการไหลเข้าและออกเช่นในวิธีการ Muskingum จากการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (McCarthy, 1938) วิธีการนี้มีข้อเสียของการสมมติให้เส้นโค้งอัตราการไหลของการไหลแบบคงที่ ประเมินจากเส้นโค้งของ Loop ที่แสดงในรูปที่ 3-4

$$\frac{1}{2}(I_1 + I_2) - \frac{1}{2}(Q_1 + Q_2) = \frac{S_2 - S_1}{\Delta t} \quad (3-2)$$



รูปที่ 3-4 การเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักในแม่น้ำ (Bedient *et al.*, 2019)



รูปที่ 3-5 ปริซึมและแนวคิดการเก็บกักแบบลิ้ม (Bedient *et al.*, 2019)



วิธีการของ Muskingum (Muskingum Method)

วิธีการ Muskingum ถูกพัฒนาขึ้นโดย McCarthy (1938) และใช้ความสัมพันธ์ระหว่างสมการการไหลต่อเนื่อง [สมการที่ (3-2)] และความสัมพันธ์ของการเก็บกักจะขึ้นอยู่กับ การไหลเข้าและไหลออก การเข้าถึงการเก็บกักภายในระยะเวลาเวลาที่กำหนดอาจจะเกี่ยวข้องกับการไหลเข้าและไหลออกสามารถหาได้โดย Chow (1959)

$$S = \frac{b[xI^{m/n} + (1-x)Q^{m/n}]}{a^{m/n}} \quad (3-3)$$

โดยที่การไหลเข้าคือ  $I$  และการไหลออกคือ  $Q$  ที่เกี่ยวข้องกับ  $ay^n$  จากสมการแมนนิ่ง เมื่อ  $a$  และ  $n$  เป็นค่าคงที่ในการเข้าถึงการเก็บกักที่เกี่ยวข้องกับ  $by^m$  เมื่อ  $b$  และ  $m$  เป็นค่าคงที่พารามิเตอร์  $x$  กำหนดจากการถ่วงน้ำหนักความสัมพันธ์ของการไหลเข้าและการไหลออกในการกำหนดปริมาณการเข้าถึงการเก็บกัก

วิธีการ Muskingum จะถือว่าการไหลและการเก็บกักเกี่ยวข้องกับความสัมพันธ์คือ  $m/n = 1$  และ  $b/a = K$ , เวลาในการเดินทางทำให้เกิดความสัมพันธ์เชิงเส้น

$$S = K[xI + (1-x)Q] \quad (3-4)$$

เมื่อ  $K$  = ค่าคงที่ของเวลาในการเคลื่อนตัวของลำน้ำ  
 $x$  = ค่าถ่วงน้ำหนัก, ที่แตกต่างกันแต่ละรูปแบบ 0 ถึง 0.5 สำหรับลำน้ำ

สำหรับกรณีของการกำหนดการเคลื่อนตัวของน้ำหลากในอ่างเก็บน้ำเชิงเส้นที่  $S$  ขึ้นอยู่กับการไหลออก  $x = 0$  ในสมการ (3-4) ในทางน้ำที่เรียบสม่ำเสมอ  $x = 0.5$  ค่าเฉลี่ยของน้ำหนักที่เท่ากันของการไหลเข้าและไหลออกที่ส่งผลทางทฤษฎีในการแปลงค่าของคลื่น ช่วงปกติสำหรับลำน้ำธรรมชาติคือ  $x = 0.2$  ถึง  $0.3$  ซึ่งจะส่งผลในการลดทอนของคลื่นน้ำท่วมบางส่วน

ขั้นตอนการกำหนดการเคลื่อนตัวของน้ำหลากใช้ finite-difference ของสมการความต่อเนื่อง (3-2) ร่วมกับสมการ (3-4)

$$S_2 - S_1 = K[x(I_2 - I_1) + (1-x)(Q_2 - Q_1)] \quad (3-5)$$

การสร้างสมการการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก Muskingum สำหรับแม่น้ำ

$$Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 Q_1 \quad (3-6)$$

เมื่อ

$$C_0 = \frac{-Kx + 0.5\Delta t}{D} \quad (3-7)$$

$$C_1 = \frac{Kx + 0.5\Delta t}{D} \quad (3-8)$$

$$C_2 = \frac{K - Kx + 0.5\Delta t}{D} \quad (3-9)$$

$$D = K - Kx + 0.5\Delta t \quad (3-10)$$

ขั้นตอนนี้เป็นขั้นตอนที่เหมาะสมสำหรับการใช้เครื่องคิดเลขหรือคอมพิวเตอร์ส่วนบุคคล ข้อควรจำ  $K$  และ  $\Delta T$  จะต้องมียุ่เดียวกันและ  $2Kx < \Delta t \leq K$  สำหรับตัวเลขที่ความถูกต้องและที่ค่าสัมประสิทธิ์  $C_0$ ,  $C_1$ ,  $C_2$  และมีผลรวมเท่ากับ 1.0 การเคลื่อนตัวของน้ำหลากสามารถดำเนินการได้โดยทำการแก้สมการ (3-6) สำหรับเวลาที่เพิ่มอย่างต่อเนื่องกับ  $Q_2$  จากหนึ่งรอบการเคลื่อนตัวของ  $Q_1$  ตัวอย่างที่ 3-3 แสดงให้เห็นถึงการคำนวณแถวต่อแถวและสามารถทำได้ง่ายดายใน Excel

### ตัวอย่างที่ 3-3 MUSKINGUM ROUTING

การเคลื่อนตัวของกราฟน้ำท่าผ่านเข้ามาในแม่น้ำ ในตารางที่ 3-2(a) ที่  $x = 0.2$  และ  $K = 2$  วัน ใช้ระยะเวลาการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก  $\Delta t = 1$  วันและถือว่าการไหลเข้าไหลออกที่เท่ากันสำหรับวันแรก

ตารางที่ 3-2(a) สำหรับตัวอย่างที่ 3-3

Time(day)	Inflow (cfs)	Time(day)	Inflow (cfs)
1	4,000	11	20,000
2	7,000	12	17,000
3	11,000	13	14,000
4	17,000	14	11,000
5	22,000	15	8,000
6	27,000	16	5,000
7	30,000	17	4,000
8	28,000	18	4,000
9	25,000	19	4,000
10	23,000	20	4,000

วิธีทำ

อันดับแรกเรากำหนดค่าสัมประสิทธิ์  $C_0$ ,  $C_1$ ,  $C_2$  และ  $D$  :

$$C_0 = \frac{-Kx + 0.5\Delta t}{D}$$

$$C_1 = \frac{Kx + 0.5\Delta t}{D}$$

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

$$D = K - Kx + 0.5\Delta t$$

$$K = 2 \text{ วัน}, \Delta t = 1 \text{ วัน}, X = 0.2$$

$$D = 2 - 2(0.2) + 0.5(1) = 2.1$$

$$C_0 = \frac{-(2)(0.2) + 0.5(1)}{2.1}$$

$$C_0 = 0.0476$$

$$C_1 = 0.4286$$

$$C_2 = 0.5238$$

ตารางที่ 3-2(b) สำหรับตัวอย่างที่ 3-3

Time(day)	Inflow (cfs)
1	4,000
2	7,000
3	11,000
4	17,000
5	22,000
6	27,000
7	30,000
8	28,000
9	25,000
10	23,000
11	20,000
12	17,000
13	14,000
14	11,000
15	8,000
16	5,000
17	4,000
18	4,000
19	4,000
20	4,000

เราสามารถตรวจสอบการคำนวณของเราโดยจะเห็นว่าค่าสัมประสิทธิ์รวมต้องเท่ากับ 1:

$$(0.0476) + (0.4286) + (0.5238) = 1.000$$

เราแทนค่าเหล่านี้ในสมการที่ (3-6) จะได้:

$$Q_2 = (0.0476)I_2 + (0.4286)I_1 + (0.5238)Q_1$$

For  $t = 1$  day,

$$Q_1 = I_1 = 4000 \text{ cfs}$$

For  $t = 2$  day,

$$\begin{aligned} Q_2 &= (0.0476)(7000) + (0.4286)(4000) + (0.5238)(4000) \\ &= 4143 \text{ cfs} \end{aligned}$$

For  $t = 3$  day,

$$\begin{aligned} Q_3 &= (0.0476)(11000) + (0.4286)(7000) + (0.5238)(4143) \\ &= 5964 \text{ cfs} \end{aligned}$$

ขั้นตอนนี้จะแสดงให้เห็นค่าที่ออกมาสำหรับ  $t = 1$  ถึง  $t = 20$  วัน แสดงในตารางที่ 3-2(c)

ทั้งนี้ มีความเป็นไปได้ที่จะคำนวณปริมาณการไหลออก (outflow) ที่เวลาใดๆ ถ้าทราบปริมาณการไหลเข้า:  $I_1, I_2, I_3, \dots, I_n$  ตามสมการที่ 3-6 ซึ่งสามารถเขียนใหม่ได้ดัง

$$Q_n = C_0 I_n + C_1 I_{n-1} + C_2 Q_{n-1} \quad (3-11)$$

และ

$$Q_{n-1} = C_0 I_{n-1} + C_1 I_{n-2} + C_2 Q_{n-2}$$

ทำการคำนวณซ้ำสำหรับ  $Q_{n-2}, Q_{n-3}, \dots$  สามารถทำได้ ดังนั้น สมการสำหรับ  $Q_n$  แสดงได้ดังนี้

$$Q_n = K_1 I_n + K_2 I_{n-1} + K_3 I_{n-2} + \dots + K_n I_1 \quad (3-12)$$

เมื่อ

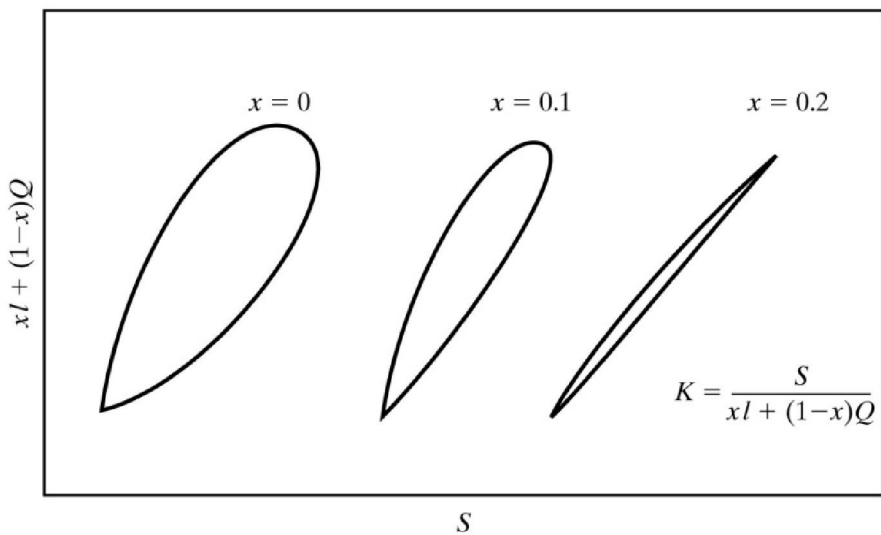
$$\begin{aligned} K_1 &= C_0; \quad K_2 = C_0 C_2 + C_1; \quad K_3 = K_2 C_2 \\ K_i &= K_{i-1} C_2 \quad \text{for } i > 2 \end{aligned}$$

ตารางที่ 3-2(c) สำหรับตัวอย่างที่ 3-3

Time	Inflow (cfs)	Time	Outflow (cfs)
1	4,000		4,000
2	7,000		4,143
3	11,000		5,694
4	17,000		8,506
5	22,000		12,789
6	27,000		17,413
7	$I_p \rightarrow$ 30,000		22,121
8	28,000		25,778
9	25,000		26,693 $\leftarrow Q_p$
10	23,000		25,792
11	20,000		24,319
12	17,000		22,120
13	14,000		19,539
14	11,000		16,758
15	8,000		13,873
16	5,000		10,934
17	4,000		8,061
18	4,000		6,127
19	4,000		5,114
20	4,000		4,583

**การกำหนดค่าคงที่สำหรับการเก็บกัก (Determination of Storage Constants)**

ค่าสัมประสิทธิ์ของ Muskingum หรือค่า  $K$  เป็นการประเมินจากเวลาในการเดินทางของคลื่นน้ำท่วม, และค่าเฉลี่ย  $x$  อยู่ระหว่าง 0.2 ถึง 0.3 สำหรับลำน้ำธรรมชาติ อย่างไรก็ตาม ทั้งการไหลเข้าและการไหลออกที่มีค่าบันทึกของกราฟน้ำท่าอยู่จะสามารถประมาณค่าที่ดีที่สุดสำหรับ  $K$  และ  $x$  ได้ด้วยวิธีการ graphical การเก็บกัก  $S$  เป็นการพล็อตเทียบกับค่าถ่วงน้ำหนักกับปริมาณการไหลออก,  $Xt + (1 - x) Q$ , สำหรับค่าที่เลือกจาก  $x$  และนำไปพล็อตที่ทำให้ single-valued ได้โค้งที่มีค่าที่มากที่สุดจะเป็นค่าที่ดีที่สุดสำหรับ  $x$  วิธีการ Muskingum จะสมมติว่าเส้นโค้งนี้เป็นเส้นตรงที่มีความชัน  $K$  รูปที่ 3-6 และตัวอย่างที่ 3-4 แสดงให้เห็นถึงแนวคิดของการเลือก  $x$  และ  $k$  ดังนั้น วิธีการ Muskingum สันนิษฐานการเก็บกัก Single - Valued เป็นฟังก์ชันค่าถ่วงน้ำหนักของการไหลเข้า และการไหลออก โดยปกติแม่น้ำจะต้องมีการแบ่งออกเป็นหลายรูปแบบสำหรับการประยุกต์ใช้วิธีการ Muskingum เพื่อรักษาเสถียรภาพเชิงตัวเลขนี้ต้องใช้การไหลที่มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาช้าๆ ด้วย วิธีการนี้จะให้ผลการทำงานค่อนข้างดี สำหรับลำน้ำทั่วไปที่มีความลาดชันไม่มากที่เส้นโค้ง Storage–discharge มีค่าใกล้เคียงเส้นตรง อย่างไรก็ตาม ในกรณีทางน้ำลาดชันมากหรือน้อย ผลกระทบจากระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นหรือคลื่นถ่วงคลื่น ผลของไดนามิกของการไหลที่ค่อนข้างชัดเจนควรจะใช้วิธีการเคลื่อนตัวของน้ำหลากหลายศาสตร์มากกว่าวิธีการทางอุทกวิทยา อีกหนึ่งวิธีคือวิธีการ Muskingum - Cunge ซึ่งเป็นวิธีการที่แม่นยำมากกว่าวิธี Muskingum



รูปที่ 3-6 การเลือกค่าสัมประสิทธิ์ของ Muskingum (Bedient et al., 2019)

## ตัวอย่างที่ 3-4 Determination of the Muskingum Routing Coefficients

ค่าที่แสดงในตารางที่ 3-3(a) สำหรับการไหลเข้า, การไหลออกและการเก็บกัก โดยมีการตรวจวัดเพื่อการใช้งานที่เฉพาะของแม่น้ำ การกำหนดค่าสัมประสิทธิ์  $K$  และ  $x$  เพื่อใช้ในสมการการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก Muskingum

ตารางที่ 3-3(a) สำหรับตัวอย่างที่ 3-4

Time (days)	Avg. Inflow (cfs)	Avg. Outflow (cfs)	Storage (cfs-days)
1	59	42	17
2	93	70	40
3	129	76	94
4	205	142	157
5	210	183	184
6	234	185	233
7	325	213	345
8	554	293	606
9	627	397	836
10	526	487	875
11	432	533	774
12	400	487	687
13	388	446	629
14	270	400	499
15	162	360	301
16	124	230	195
17	102	140	157
18	81	115	123
19	60	93	90
20	51	71	70

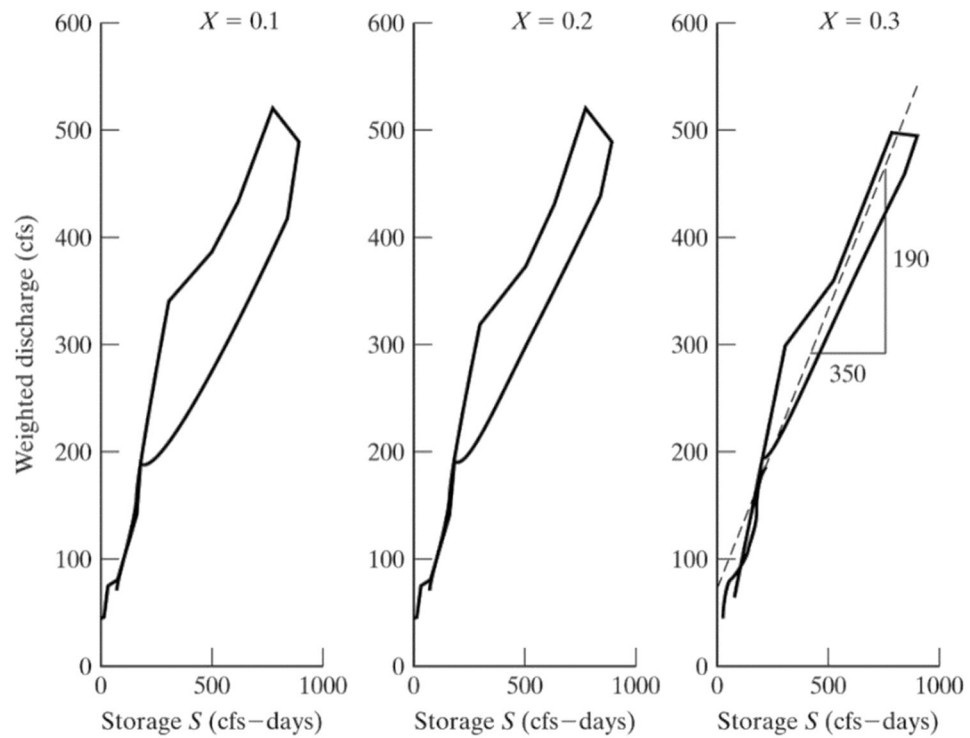


**วิธีทำ**

เพื่อตรวจสอบค่าสัมประสิทธิ์ Muskingum เราคาดเดาค่าของ  $x$  และจากพล็อต  $[xI + (1 - x)Q]$  เทียบกับ  $S$  เส้นที่สร้างจะเป็นเส้นตรง เพื่อที่จะเลือกเป็นค่าสัมประสิทธิ์ของค่าเฉลี่ยคือ  $x = 0.2$  สำหรับลำน้ำธรรมชาติ ดังนั้นเราจึงคิดว่า  $x$  ต้องอยู่ระหว่าง 0.1 และ 0.3 สร้าง  $[xI + (1 - x)Q]$  เทียบกับ  $S$  จะกำหนดให้  $x = 0.1, x = 0.2$  และ  $x = 0.3$  โดยใช้ค่าที่แสดงในตารางที่ 3-3(b) (ดูรูปที่ 3-7)

ตารางที่ 3-3(b) สำหรับตัวอย่างที่ 3-4

Storage (cfs-days)	$[xI + (1-x)Q]$ (cfs)		
	$x = 0.1$	$x = 0.2$	$x = 0.3$
17	43	45	47
40	72	74	77
94	81	86	92
157	148	155	161
184	186	188	191
233	190	195	200
345	224	235	247
606	319	345	371
836	420	443	466
875	491	495	499
774	523	513	503
687	478	470	461
629	440	434	429
499	387	374	361
301	340	320	301
195	219	209	198
157	136	132	129
123	112	108	105
90	89	86	83
70	69	67	65



รูปที่ 3-7 สำหรับตัวอย่างที่ 3-4 (Bedient et al., 2019)

จะเห็นได้ว่าการสร้างจุดสำหรับ  $x = 0.3$  เป็นเส้นตรง  $K$  คำนวณเป็นความลาดชันผกผันกับแนวเส้นตรงมากที่สุด:

$$1/K = \frac{490cfs - 300cfs}{750cfs - day - 400cfs - day} = 0.543$$

$$K = 1.8 \text{ days.}$$

สำหรับลำน้ำส่วนใหญ่จะมีผลกระทบบางอย่างกับ loop สำหรับค่าต่างๆ ของ  $x$  ความสัมพันธ์เชิงเส้นที่ดีที่สุดขึ้นอยู่กับข้อกำหนด  $x$  และ  $K$

### 3.3 การเคลื่อนตัวของน้ำหลากในอ่างเก็บน้ำ (HYDROLOGIC RESERVOIR ROUTING)

อ่างเก็บน้ำที่ใช้ในการควบคุมการเคลื่อนตัวของน้ำ ซึ่งจะสามารถควบคุมได้ง่ายกว่าการเคลื่อนตัวของน้ำในแม่น้ำ เพราะความสัมพันธ์ระหว่างการเก็บกักโดยใช้ท่อ ฝาย และทางระบายน้ำล้น (spillways) ซึ่งเป็นฟังก์ชันอิสระที่มีค่าคงที่จากการไหลและมีวิธีการเก็บค่าที่บ่งชี้ง่ายหรือวิธีการแก้ไขรูปแบบที่ง่ายซึ่งจะมีความแตกต่างกันตามสมการความต่อเนื่องของกราฟเส้นโค้งจาก  $(2S / \Delta t + Q \text{ vs. } Q)$  สมการ (3-2) มีข้อจำกัดที่ความแตกต่างกันของจุดสองจุดในช่วงเวลา

$$(I_n + I_{n+1}) + \left(\frac{2S_n}{\Delta t} - Q_n\right) = \left(\frac{2S_{n+1}}{\Delta t} + Q_{n+1}\right) \quad (3-13)$$

ค่า  $S_{n+1}$  และ  $Q_{n+1}$  ด้านขวามือเป็นค่าที่ได้จาก  $n$  ของ  $S_n$  และ  $Q_n$  ที่เวลาเริ่มต้น ดังนั้น สมการด้านขวามือ (3-13) สามารถคำนวณหาค่าของ  $S_{n+1}$  และ  $Q_{n+1}$  โดยการนำเข้าข้อมูลในด้านซ้ายมือและการคำนวณซ้ำสำหรับช่วงเวลาถัดไปจนได้ข้อมูลสำหรับพล็อตเป็นเส้นโค้งโดยใช้ค่า  $2S / \Delta t + Q$  กับ  $Q$  จะแสดงในตัวอย่างที่ 3-5 เมื่อได้ค่าขวามือของสมการ (3-13) จะสามารถคาดเดาและอ่านค่าของ  $Q$  โดยตรงจากเส้นโค้งได้ ค่า  $2S / \Delta t - Q$  ด้านซ้ายมือของสมการ (3-13) จะคำนวณโดยการหักค่า  $2(Q)$  จากขวามือมีรายละเอียดการคำนวณในตัวอย่างที่ 3-5

#### ตัวอย่างที่ 3-5 STORAGE-INDICATION ROUTING

การออกแบบการไหลเข้าของกราฟน้ำท่าแสดงในรูปที่ 3-8(a) การพัฒนาพื้นที่เชิงพาณิชย์และการเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านอ่างเก็บน้ำ (บ่อ) แสดงในรูปที่ 3-8(b) เจ็อนไซเริ่มต้นที่รู้ ชั้นแรกให้อ่างเก็บน้ำไม่มีน้ำอยู่ ( $S_0 = 0$ ) และไม่มีการไหลออกที่เวลาเริ่มต้น ( $Q_0 = 0$ ) อ่างเก็บน้ำเป็นรูปสี่เหลี่ยมคางหมูที่มีความลาดชันด้านข้างมาตราบส่วน 4 : 1 (แนวนอน : แนวตั้ง) ระดับความลึก 5 ฟุต และ 2 : 1 ระหว่าง 5 และ 7 ฟุต ยอด spillway สูง 5 ฟุต ด้านล่างของอ่างเก็บน้ำมีการไหลออกโดยใช้ท่อคอนกรีตเสริมเหล็ก (RCP) มีขนาด 18 นิ้ว ที่มีสัมประสิทธิ์การสูญเสียทางเข้า,  $C_d = 0.9$ :

$$Q_{orifice} = C_d A_o \sqrt{2gh}$$

เมื่อ	$Q_{orifice}$	=	การไหลออก (cfs หรือ cms)
	$C_d$	=	ค่าสัมประสิทธิ์การสูญเสียปากทางเข้า
	$A_o$	=	พื้นที่ orifice = $\pi D^2 / 4$ เส้นผ่าศูนย์กลางท่อกลมขนาด $D$

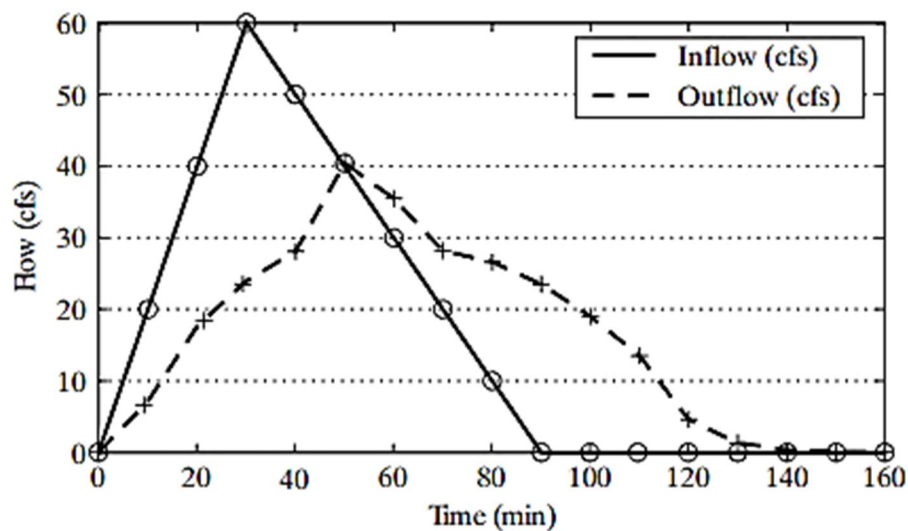
- $g$  = แรงโน้มถ่วง ( $32.2\text{ft/s}^2$  หรือ  $9.8\text{ m/s}^2$ )
- $h$  = ความลึกเหนือปากท่อ (ft หรือ m)

Spillway จะมีลักษณะคล้ายฝาย Ogee (Davis,1952; French, 1985) ด้วยสมการ

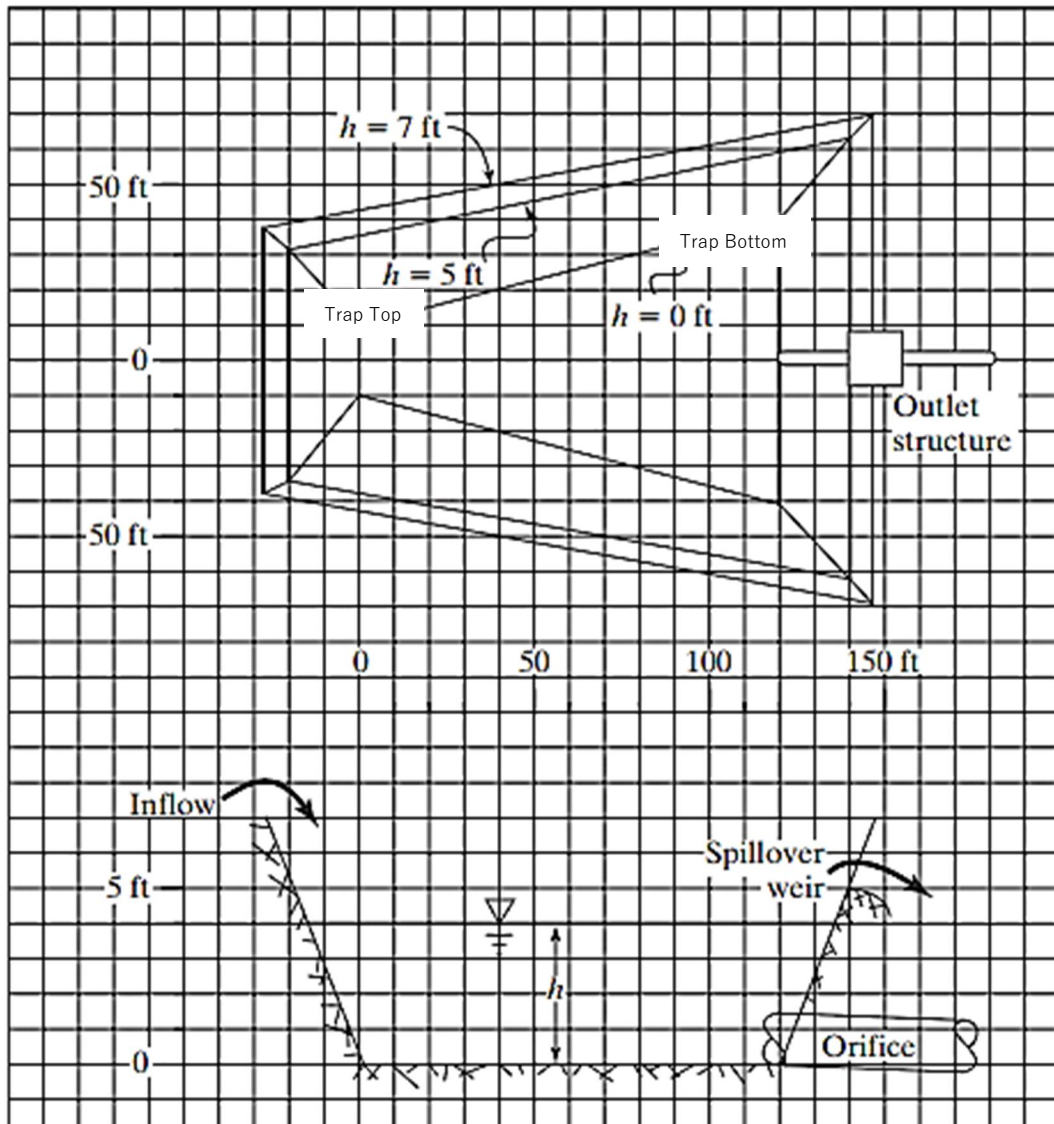
$$Q_{weir} = C_e(2/3)\sqrt{2gL}(h-h_0)^{1.5}$$

- เมื่อ  $Q_{weir}$  = การไหลของฝายน้ำล้น (cfs หรือ cms)
- $C_e$  = ค่าสัมประสิทธิ์ฝาย
- $L$  = ความยาวฝาย (perpendicular ถึง discharge) (ft. หรือ m.)
- $h_0$  = ระดับความสูงฝาย (ft. หรือ m.)

กำหนด,  $D = 1.5$  ฟุต,  $C_d = 0.9$ ,  $C_e \approx 0.7$  (Davis,1952),  $L = 15$  ฟุต และ  $h_0 = 5$  ฟุต การไหลออกของฝายจะถือว่าเป็นไปตามสมการที่ระบุ การวิเคราะห์ขั้นต้นอาจมีกรณีใช้สมมติฐานในการแก้ไข ผลรวมของการไหลออกของฝาย มีการประเมินสำหรับอ่างเก็บน้ำขนาดเล็กเป็นเส้นโค้งโดยใช้ค่าเป็นตารางข้อมูลหรือข้อมูลการทดลองแทนสมการสำหรับฝายน้ำล้น



รูปที่ 3-8(a) สำหรับตัวอย่างที่ 3-5 (Bedient et al., 2019)



รูปที่ 3-8(b) สำหรับตัวอย่างที่ 3-5 (Bedient et al., 2019)

ใช้ความสัมพันธ์ของความลึกที่เก็บกักและการไหลออกโดยพัฒนาตารางการเคลื่อนตัวของกราฟน้ำทำผ่านอ่างเก็บน้ำ (ดูตารางที่ 3-4(a)) จงหาระดับน้ำสูงสุดในอ่างเก็บน้ำโดยใช้ผลต่างของเวลาเท่ากับ 10 นาที

ตารางที่ 3-4(a) สำหรับตัวอย่างที่ 3-5

h (ft)	Trap Bottom (ft)	Trap Top (ft)	Trap Height (ft)	Trap Area (ft <sup>2</sup> )	(ft <sup>3</sup> )	(ft <sup>3</sup> )	Qorifice (cfs)	Qweir (cfs)	Qttotal (cfs)	2S/Δt+Q (cfs)
0	80	20	120	6,000	0	0	0	0	0	0
1	88.9	28.9	128	7,545	6,772	6,772	12.8	0	13	35
2	97.9	37.9	136	9,233	8,389	15,161	18	0	18	69
3	106.8	46.8	144	11,064	10,148	25,310	22.1	0	22	106
4	115.8	55.8	152	13,038	12,051	37,361	25.5	0	26	150
5	124.7	64.7	160	15,155	14,097	51,457	28.5	0	29	200
5.5	127	67	162	15,707	7,716	59,173	29.9	19.9	50	247
6	129.2	69.2	164	16,268	7,994	67,167	31.3	56.2	87	311
6.5	131.4	71.4	166	16,837	8,276	75,443	32.5	103.2	136	387
7	133.7	73.7	168	17,416	8,563	84,006	33.8	158.9	193	473

**วิธีทำ**

มีสองขั้นตอนเพื่อแก้ปัญหาคือ

ขั้นที่ 1 เรามีการพัฒนากราฟเส้นโค้ง Storage Indication จากรูปเรขาคณิตที่แสดงความสัมพันธ์ของการไหลเข้าออกซึ่งเกี่ยวข้องกับการคำนวณเพิ่มเติมเพื่อตรวจสอบการเก็บกักเทียบกับความลึก

ขั้นที่ 2 เป็นขั้นตอนที่การเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยใช้สมการความต่อเนื่องและกราฟเส้นโค้ง Storage Indication

ผลของรูปสี่เหลี่ยมคางหมูในพื้นที่แสดงในตารางการเก็บกัก (โดยปริมาตร) โดย  $S$  เป็นหนึ่งในพื้นที่  $A$  :

$$S = \int A dh$$

การดำเนินการเชิงตัวเลขในตารางที่ 3-4(a) โดยใช้สูตรของสี่เหลี่ยมคางหมู ในกรณีนี้มีปริมาณที่เพิ่มขึ้นจากการคำนวณโดยสมมติฟังก์ชัน ( $h$ ) ในการประมาณค่าสี่เหลี่ยมคางหมูกับด้าน  $A_i$  และ  $A_{i+1}$  และมีความกว้าง:  $\Delta H$  ปริมาณที่เพิ่มขึ้นเป็น

$$\Delta S = \frac{A_i + A_{i+1}}{2} \Delta h$$

ดังนั้น ปริมาณน้ำที่เพิ่มขึ้นระหว่างความลึก 2 ฟุตและ 3 ฟุต จะเป็น

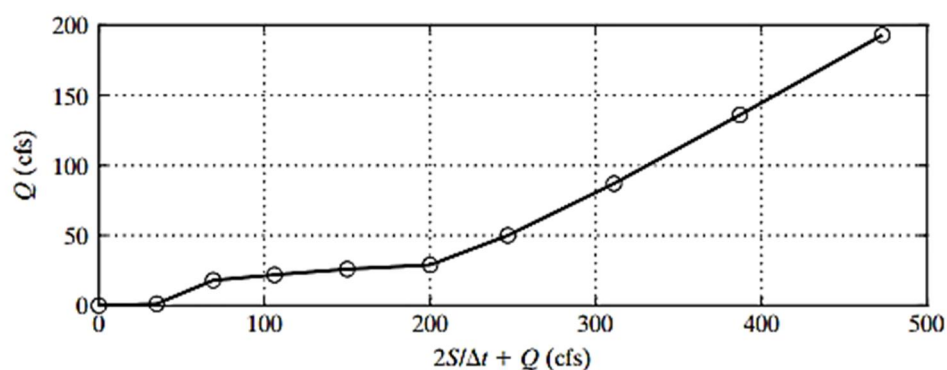
$$\Delta S = \frac{9,233 \text{ ft}^2 + 11,064 \text{ ft}^2}{2} \times 1 \text{ ft} = 10,148 \text{ ft}^3$$

ปริมาณน้ำสะสมคือผลรวมของปริมาณน้ำที่เพิ่มขึ้นของการเพิ่มระดับความสูง ซึ่งไม่จำเป็นต้องคงที่และสามารถที่จะลดลงเมื่อ  $\Delta h$  มากขึ้นการไหลออกเหนือตัวสันฝายเป็นสิ่งสำคัญ ที่ทำให้ทราบค่าเชิงลึก  $h$  ที่เป็นตัวแปรกลางในการคำนวณ และไม่ได้ใช้ในส่วนที่เหลือจากขั้นตอนก่อนหน้า ความสำคัญของรูปทรงที่ถูกต้อง ซึ่งจะหาได้ตามการสำรวจในการพัฒนาความสัมพันธ์ของขั้นตอนเมื่อเทียบกับปริมาณน้ำ

การพัฒนาเส้นโค้ง Storage Indication สำหรับบ่อ จะพล็อตค่าของ  $(2S / \Delta t) + Q$  กับ  $Q$  ( $Q$  เป็นที่ไหลออกทั้งหมด) ตัวอย่างเช่นที่  $Q = 50 \text{ cfs}$ ,  $S = 59,173 \text{ ft}^3$  และ

$$\frac{2S}{\Delta t} + Q = \frac{2(59,173 \text{ ft}^3)}{(10 \text{ min})(60 \text{ s} / \text{min})} + 50 \text{ cfs} = 247 \text{ cfs}.$$

ค่าเหล่านี้จะถูกคำนวณในตารางที่ 3-4(a) และกราฟเส้นโค้ง Storage Indication ในรูปที่ 3-8(c) กราฟเส้นโค้งที่เป็นวิธีการนำเสนอความสัมพันธ์ระหว่างชลศาสตร์และการไหลออก ความหมายก็คือว่าถ้าโดยกลไก  $2S / \Delta t + Q$  สามารถกำหนดการไหลออก  $Q$  จากความสัมพันธ์นี้ได้ ซึ่งจะคำนึงถึงกราฟเส้นโค้ง Storage Indication หรือจะทำการไหลเข้าของกราฟน้ำท่า โดยใช้การเชื่อมโยงของค่า  $\Delta t$  ใช้ในการพัฒนากราฟเส้นโค้ง Storage Indication ที่ต้องสอดคล้องกับการเพิ่มของเวลา และการไหลเข้ากราฟน้ำท่า



รูปที่ 3-8(c) สำหรับตัวอย่างที่ 3-5

ขั้นตอนที่ 2 คือ การกำหนดเส้นทางการไหลที่เกิดขึ้นจริง สมการ (3-13)

$$(I_n + I_{n+1}) + \left(\frac{2S}{\Delta t} - Q_n\right) = \left(\frac{2S_{n+1}}{\Delta t} + Q_{n+1}\right)$$

เนื่องจาก  $t_n = 0, I_n = 0, S_n = 0$ , และ  $Q_n = 0$  (จากเงื่อนไขเริ่มต้น)

ที่  $t_{n+1} = 10 \text{ min}, I_{n+1} = 20 \text{ cfs}$ , จากรูปที่ 3-8(c) และในตารางที่ 3-4(b) เป็นไปตามนี้

$$I_n + I_{n+1} = 20 \text{ cfs.}$$

ที่  $t_{n+1} = 10 \text{ min}, S_n \text{ and } Q_n = 0$  และด้านซ้ายของสมการที่ (3-13) คือ  $20+0=20$  ดังนั้นสมการ (3-13) จะได้

$$20 + (0) = \left(\frac{2S_{n+1}}{\Delta t} + Q_{n+1}\right)$$

$$\left(\frac{2S_{n+1}}{\Delta t} + Q_{n+1}\right) = 20$$

โดยปรับแก้เชิงเส้นภายในเส้นโค้ง Storage Indication

$$\left(\frac{2S}{\Delta t} + Q\right) = 20,$$

$$Q = 7.2 \text{ cfs.}$$

แทน  $t_n = 10 \text{ min}$  และ  $t_{n+1} = 20 \text{ min}, I_n = 20 \text{ cfs}$  และ  $I_{n+1} = 40 \text{ cfs}$ , ด้วยเหตุนี้ผลรวมคือ  $60 \text{ cfs}$ ,  $S_n$  ไม่จำเป็นในการคำนวณ, คำนวณปริมาณ  $\frac{2S}{\Delta t} - Q$  ที่ระดับ  $n$  โดยลบสองเท่าการไหลจาก  $\frac{2S}{\Delta t} + Q$  ที่เวลา  $n$  (แถวก่อนหน้า) ดังนั้น

$$\frac{2S_n}{\Delta t} - Q = \left(\frac{2S_n}{\Delta t} + Q_n\right) - 2Q_n$$

$$= 20 \text{ cfs} - 2(7.2 \text{ cfs})$$

$$= 5.6 \text{ cfs}$$

$$I_n + I_{n+1} + \left(\frac{2S_n}{\Delta t} - Q_n\right) = \left(\frac{2S_{n+1}}{\Delta t} + Q_{n+1}\right)$$

$$20 + 40 + 5.6 = 65.6$$



ตารางที่ 3-4(b) สำหรับตัวอย่างที่ 3-5

Time (min)	$I_{n+1}$ (cfs)	$I_n + I_{n+1}$ (cfs)	$(\frac{2S_n}{\Delta t} - Q_n)$ (cfs)	$(\frac{2S_{n+1}}{\Delta t} + Q_{n+1})$ (cfs)	$Q_{n+1}$ (cfs)
0	0	0	0	0	0
10	20	20	0	20	7.2
20	40	60	5.6	65.6	17.6
30	60	100	30.4	130	24
40	50	110	82.4	192.4	28.1
50	40	90	136.3	226.3	40.4
60	30	70	145.5	215.5	35.5
70	20	50	144.5	194.5	28.2
80	10	30	138	168	26.6
90	0	10	114.8	124.8	23.5
100	0	0	77.7	77.7	19
110	0	0	39.7	39.7	13.5
120	0	0	12.8	12.8	4.6
130	0	0	3.5	3.5	1.3
140	0	0	1	1	0.4
150	0	0	0.3	0.3	0.1
160	0	0	0.1	0.1	0

จากเส้นโค้ง Storage-Indication แทนค่า

$$(\frac{2S}{\Delta t} + Q) = 65.6$$

$$Q = 17.6cfs$$

ตารางการเคลื่อนตัวของปริมาณน้ำที่เราจะปรับแก้จาก  $Q$  คือการพิจารณาขั้นตอนที่  $n + 1$  และแถวก่อนหน้าเป็นขั้นตอน  $n$  การคำนวณยังสามารถใช้กราฟน้ำท่าเพื่อเพิ่มความแม่นยำและใช้ขั้นตอน  $\Delta S$  เพื่อลดเวลาให้สั้นลง และเพิ่มค่าความลึกในแนวตั้งที่ใช้ในการพัฒนาเส้นโค้ง Storage-Indication

การไหลออกของกราฟน้ำท่าสามารถพล็อตให้อยู่ในรูปที่ 3-8(a) ซึ่งที่การไหลสูงสุดจะเกิดขึ้นจากระดับน้ำที่เพิ่มขึ้นของสันฝาย และการเปลี่ยนแปลงของการไหลเข้าออก จะสามารถกำหนดระดับสูงสุดของอ่างเก็บน้ำในระหว่างการไหลจากกราฟเส้นโค้งความลึกกับการปล่อยน้ำ ซึ่งจะพัฒนาโดยใช้ข้อมูลเส้นโค้ง Storage-Indication (ตารางที่ 3-4(a)) หรือค่าที่แทรกจากตารางการไหลออกสูงสุดที่พบเป็น 40.4 cfs โดยมีความลึกที่สอดคล้องกัน ขั้นตอนนี้จะได้ความสูงของอ่างเก็บน้ำประมาณ 5.2 ฟุต โดยการแทรกค่าเชิงเส้นในตารางของเส้นโค้ง Storage-Indication

### วิธีการ Muskingum-Cunge

วิธีการ Muskingum ที่นำเสนอในหัวข้อ 3.2 จะขึ้นอยู่กับสมการความต่อเนื่อง และความสัมพันธ์ระหว่างการเก็บกักกับการไหลออก Cunge (1969) ได้อธิบายวิธีการที่มีรูปแบบที่จำกัดและแตกต่าง เรียกว่าวิธี Muskingum-Cunge ที่ใช้รูปแบบสมการ ดังนี้

$$\frac{dS}{dT} = K \frac{d}{dt} [xQ_j + (1-x)Q_{j+1}] = Q_j - Q_{j+1} \quad (3-14)$$

เมื่อ	$Q_j$	=	ปริมาณการไหลเข้าในขอบเขต
	$Q_{j+1}$	=	ปริมาณการไหลออกในขอบเขต
	$S$	=	ความจุในขอบเขต
	$K$	=	เวลาที่ใช้ในการเคลื่อนที่
	$X$	=	ค่าถ่วงน้ำหนัก (มีค่า 0 ถึง 0.5)

ในข้อจำกัดที่แตกต่างจะใช้สมการ

$$\begin{aligned} \frac{K}{\Delta t} [xQ_j^{n+1} + (1-x)Q_{j+1}^{n+1} - xQ_j^n - (1-x)Q_{j+1}^n] \\ = \frac{1}{2} (Q_j^{n+1} - Q_{j+1}^{n+1} + Q_j^n - Q_{j+1}^n) \end{aligned} \quad (3-15)$$

โดย Cunge ได้แสดงให้เห็นว่าถ้า  $K = \Delta x / c$  สมการที่ (3-15) เป็นสมการระหว่างข้อจำกัดและความแตกต่าง สมการต้นแบบของคลื่นกลศาสตร์

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3-16)$$

โดย Cunge แสดงให้เห็นว่าถ้า  $D_1 = (1/2 - x)c\Delta x$  ดังนั้น ผลจากสมการการแพร่กระจาย และประโยชน์จากการลดลงของคลื่นน้ำท่วมในลำน้ำ โดยสมการการแพร่กระจายดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = D_1 \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (3-17)$$

หากสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายถูกกำหนดให้เท่ากับ

$$D_1 = \frac{Q_p}{2BS_0}$$

ดังนั้น

$$x = \frac{1}{2} - \frac{D_1}{c\Delta x} \quad (3-18)$$

เมื่อ	$B$	=	ความกว้างด้านบน
	$\Delta x$	=	ความแตกต่างของความยาวในขอบเขตย่อย
	$Q_p$	=	จุดที่มีการไหลสูงสุด
	$S_0$	=	ความลาดชันในทางน้ำ

ตามวิธีการของ Cunge กราฟน้ำท่าของปริมาณการไหลที่ด้านท้ายน้ำ จะสามารถคำนวณได้ เหมือนกับสมการ 3-6 โดยการใช้

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_1 Q_j^n + C_2 Q_j^{n+1} + C_3 Q_{j+1}^n + C_4 \quad (3-19)$$

เมื่อ

$$C_1 = \frac{Kx + \Delta t / 2}{D}$$

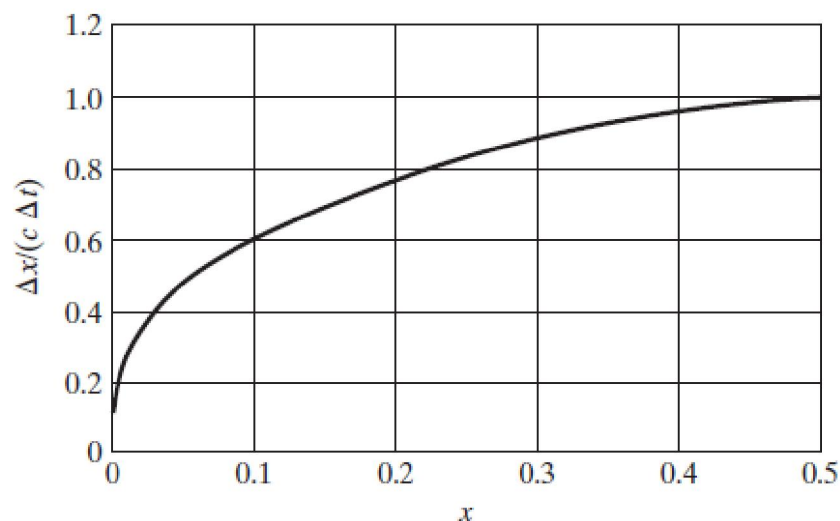
$$C_2 = \frac{\Delta t / 2 - Kx}{D} \quad (3-20)$$

$$C_3 = \frac{K(1-x) - \Delta t / 2}{D}$$

$$C_4 = \frac{q\Delta t\Delta x}{D}$$

$$D = K(1-x) + \frac{\Delta t}{2} \quad (3-21)$$

ดังนั้นการคำนวณด้วยวิธี Muskingum และ Muskingum – Cunge จะเหมือนกัน แต่วิธี Muskingum – Cunge จะได้เปรียบในด้านการเลือกค่าพารามิเตอร์ ( $K$ ,  $x$ ,  $\Delta t$ ,  $\Delta x$ ) ขึ้นอยู่กับลักษณะการไหลในลำน้ำ  $\Delta t$  ค่าความต่างของเวลาในชั่วโมง  $\Delta x$  ใช้ค่าที่เลือก ดังนั้น  $\Delta x / c\Delta t$  คือ เส้นโค้งที่แสดงไว้ในรูปที่ 3-9 ตัวอย่างที่ประสบความสำเร็จด้วยวิธีการ Muskingum – Cunge จะนำเสนอไว้ในตัวอย่างที่ 3-6 ซึ่งดัดแปลงมาจาก Raudkivi (1979)



รูปที่ 3-9 Curve for  $\Delta x / c\Delta t$  (Cunge, 1969)

### ตัวอย่างที่ 3-6 Muskingum–Cunge Method

Hydrograph ณ จุดสุดท้ายของด้านเหนือน้ำของแม่น้ำที่ให้มาดังตารางที่ 3-5(a) โดยพิจารณาขอบเขตของแม่น้ำยาว 18 กิโลเมตร และกำหนดขอบเขตย่อยของแม่น้ำ ( $\Delta x$ ) ให้ใช้เท่ากับ 6 กิโลเมตร จงหา Hydrograph ในตอนท้ายของขอบเขตย่อยแต่ละส่วน โดยใช้วิธีการ Muskingum – Cunge สมมติว่า  $c = 2$  เมตร /วินาที,  $B = 25.3$  เมตร,  $S_0 = 0.001$  และ ไม่มีการไหลเข้าด้านข้าง

ตารางที่ 3-5(a) สำหรับตัวอย่างที่ 3-6

Time (hr)	Flow (m <sup>3</sup> /s)	Time (hr)	Flow (m <sup>3</sup> /s)
0	10	11	129
1	12	12	105
2	18	13	78
3	28.5	14	59
4	50	15	45
5	78	16	33
6	107	17	24
7	134.5	18	17
8	147	19	12
9	150	20	10
10	146		

วิธีทำ

$$K = \Delta x / c$$

$$= \frac{6 \text{ km} \cdot 1000 \text{ m} / \text{km}}{2 \text{ m} / \text{s}}$$

$$K = 3000 \text{ sec}$$

จากสมการ (3-18) ให้

$$x = \frac{1}{2} - \frac{Q_p}{2BS_0c\Delta x}, \text{ เมื่อ } Q_p = 150 \text{ m}^3 / \text{s}$$

$$= \frac{1}{2} - \frac{150 \text{ m}^3 / \text{s}}{2(2)(25.3)(.001)(6000) \text{ m}^3 / \text{s}}$$

$$x = 0.253$$

ไม่มีการไหลเข้าด้านข้าง  $q = 0, \Delta t$  หาจากรูปที่ 3-9 เมื่อ  $x = 0.253$

$$\begin{aligned}\Delta x / (c\Delta t) &\leq 0.82, \\ \Delta t &> \Delta x / (c)(0.82). \\ \Delta t &> \frac{6\text{km} \cdot 1000\text{m} / \text{km}}{2\text{m} / \text{s} \cdot 0.82} \\ \Delta t &> 3658\text{s}.\end{aligned}$$

เลือกใช้

$$\Delta t = 7200\text{sec}(120\text{ min})$$

จากสมการ (3-20) และ (3-21) ให้

$$\begin{aligned}D &= K(1-x) + \frac{1}{2}\Delta t \\ &= 50(1-0.253) + 0.5(120) = 97.35\end{aligned}$$

$$C_1 = \frac{Kx + \Delta t / 2}{D}$$

$$C_1 = \frac{50(0.253) + 0.5(120)}{97.33} = 0.7466$$

$$C_2 = \frac{\Delta t / 2 - Kx}{D}$$

$$C_2 = \frac{0.5(120) - 50(0.253)}{97.33} = 0.4863$$

$$C_3 = \frac{K(1-x)\Delta t / 2}{D}$$

$$C_3 = \frac{50(1-0.253) \cdot 0.5(120)}{97.33} = -0.2329$$

$$C_4 = \frac{q\Delta t\Delta x}{D} = 0$$

ตรวจสอบ

$$\sum C_i = 0.7466 + 0.4863 - 0.2329 = 1.0$$

ดังนั้น

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_1 Q_j^n + C_2 Q_j^{n+1} + C_3 Q_{j+1}^n + C_4 \quad (3-22)$$

-

สำหรับที่  $j = 0$ ,  $\Delta x = 0$  และ  $\Delta t = 2$  ชั่วโมง ดังนั้นกราฟน้ำท่า ที่  $j = 0$  จะได้ค่าในคอลัมน์ที่ 3 ดังตารางที่ 3-5(a) สำหรับที่  $j$  และ  $n = 0$  (เวลา 0) จะสมมติการไหลคือ 10 เมตร<sup>3</sup>/วินาที ที่  $j = 0$ ,  $n = 0$

$$\begin{aligned} Q_1^1 &= C_1 Q_0^0 + C_2 Q_0^1 + C_3 Q_1^0 \\ &= (0.7466)(10) + (0.4863)(18) + (-0.2329)(10) \\ Q_1^1 &= 13.89 \text{ m}^3 / \text{s} \end{aligned}$$

For  $j = 0, n = 1$ ,

$$\begin{aligned} Q_1^2 &= C_1 Q_0^1 + C_2 Q_0^2 + C_3 Q_1^1 \\ &= (0.7466)(18) + (0.4863)(50) + (0.2329)(13.89) \\ Q_1^2 &= 34.51 \text{ m}^3 / \text{s} \end{aligned}$$

ขั้นตอนจะดำเนินการคำนวณต่อไปจนถึง  $j = 3$ ,  $n = 14$ , ซึ่งได้จาก  $\Delta t = 2 \text{ hr}$  and  $\Delta x = 6 \text{ km}$ . ดังแสดงในตารางที่ 3-5(b)

ตารางที่ 3-5(b) สำหรับตัวอย่างที่ 3-6

$n \Delta t$ (hr)	$j \Delta x$ (km)			
	0	6	12	18
0	10	10	10	10
2	18	13.89	11.89	10.92
4	50	34.51	24.38	18.19
6	107	81.32	59.63	42.96
8	147	132.44	111.23	88.6
10	146	149.91	145.88	133.35
12	105	125.16	138.82	145.37
14	59	77.93	99.01	117.94
16	33	41.94	55.52	73.45
18	17	23.14	29.63	38.75
20	10	12.17	16.29	21.02
22	10	9.49	9.91	12.09
24	10	10.12	9.7	9.3
26	10	9.97	10.15	10.01
28	10	10.01	9.95	10.08



### **แบบจำลองคลื่นไดนามิก**

เทคนิคทางอุทกวิทยาสำหรับการเคลื่อนตัวของน้ำหลากไม่เพียงพอต่อการสร้างแบบจำลองการไหลที่มีผลจากน้ำนิ่งหรือน้ำไม่คงที่ และทางน้ำที่มีความลาดชันด้านท้ายน้อย ด้วยเหตุนี้ NWS Hydrologic Research Laboratory ได้พัฒนาแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ หรือ Hydrodynamic รู้จักกันในชื่อ Dwoper (แบบจำลองคลื่นไดนามิก) ในปี 1970 Fread (1971, 1978) Dwoper ได้ดำเนินงานกับระบบแม่น้ำที่สำคัญต่างๆใน Mississippi, Ohio, และ Red Rivers แบบจำลองคลื่นไดนามิกแบบอื่นๆ ได้แก่ FEG จาก USGAS, UNET จาก HEC (**ดูในบทที่ 7**) และ Extran เป็นส่วนหนึ่งของแบบจำลองที่ใช้จัดการกรณีที่เกิดพายุ (Roesner et al., 1988)

Dwoper ในปัจจุบันได้มีการพัฒนาเป็นรูปแบบใหม่คือแบบจำลอง NWS-FLDWAV ขึ้นอยู่กับความสมบูรณ์ในการแก้ไขปัญหาของการไหลแบบหนึ่งมิติด้วยสมการ Saint Venant ที่ใช้เทคนิคการทำซ้ำของ Newton – Raphson สำหรับการถ่วงน้ำหนักแบบสี่จุด แบบจำลองต่าง ๆ ใช้ได้กับแม่น้ำที่มีการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติทางกายภาพ เช่น รูปทรงที่ผิดปกติ มีการไหลเข้าด้านข้าง มีการไหลที่หลากหลาย มีความขรุขระการสูญเสีย Head Losses (เช่นสะพานที่ท่าเรือ) และผลกระทบจากลม เทคนิคจากข้อจำกัดที่แตกต่างกัน ต้องมีข้อมูลมากพอ ในแต่ละช่วงเวลา โดยจะต้องมีความถูกต้อง

Dwoper ถูกนำไปใช้กับแม่น้ำที่ต่ำกว่าแม่น้ำ Mississippi อยู่ระหว่าง Red River Landing และ Venice (Fread, 1978) โดยมีขอบเขตความยาว 290 ไมล์ มีความลาดชันด้านล่างเฉลี่ย 0.034 ฟุต /ไมล์ และมีความลึก 30-200 ฟุต และการไหลอยู่ระหว่างเขื่อนที่มีความยาวมากที่สุด โดยแบบจำลองเปรียบเทียบสำหรับเหตุการณ์น้ำท่วมในปี 1969 และการจำลองกราฟน้ำท่วมมีค่าเฉลี่ย Root Mean Square (RMS) เท่ากับ 0.25 ฟุต เมื่อเทียบกับค่าจริง น้ำท่วมในที่อื่น มีการจำลองแล้วให้ผลค่า RMS เฉลี่ยน้อยกว่า 0.50 ฟุต ค่าความถูกต้องที่เท่ากันได้แก่ ระบบของแม่น้ำ Mississippi – Ohio – Cumberland - Tennessee และ Columbia – Willamette แสดงให้เห็นว่า Dwoper เป็นแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพและแม่นยำสำหรับการคาดการณ์น้ำท่วมเหมือนกับการคาดการณ์น้ำท่วมแบบวันต่อวัน สำหรับน้ำที่ใช้ในการประปา, การชลประทาน, พลังงาน, การพักผ่อนหย่อนใจ และคุณภาพน้ำ ผู้อ่านที่สนใจควรศึกษาด้านฉบับของ Fread หรือของ Chow et al. (1988)

นอกจากนี้ ผู้แต่งได้เคยนำแบบจำลอง NWS-FLDWAV ของประเทศสหรัฐอเมริกามาประยุกต์ใช้ในกลุ่มน้ำของประเทศไทย ได้แก่ กลุ่มน้ำปิงตอนบน ซึ่งผลที่ได้พบว่า แบบจำลอง NWS-FLDWAV มีความเหมาะสมในการประยุกต์ใช้ในการศึกษาด้านน้ำท่วมสำหรับกลุ่มน้ำในประเทศไทย เช่นเดียวกับแบบจำลอง MIKE 11-HD ที่ได้รับการยอมรับโดยทั่วไป (Taesombat, W. and Sriwongsitanon, N., 2010. และ Taesombat, W., 2010)

### Rating Curves

Rating Curves เป็นการเขียนกราฟความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำเทียบกับปริมาณการไหล ได้รับการพัฒนาจากการเก็บข้อมูลอย่างต่อเนื่องของระดับน้ำควบคู่กับการวัดอัตราการไหลที่ไม่ต่อเนื่องของช่วงเวลาต่างๆ ที่แม่น้ำมีลักษณะไม่ซ้ำกันระหว่างลักษณะพื้นที่และรูปตัดขวางลำน้ำ อย่างไรก็ตาม ถ้าการไหลไม่เป็นแบบ Uniform Discharge ( $S_f = S_0$ ) การไหลจะมากขึ้นในช่วงที่ Flood Hydrograph เพิ่มขึ้นมากกว่าช่วงที่ลดลง ซึ่งแสดงเป็น Rating Curve ในรูปที่ 3-10 หากกราฟน้ำท่ามีค่าสูงสุดหลายค่า เส้นโค้งที่แสดงจะซับซ้อนมากขึ้นแสดงในรูปที่ 3-10(a) ถ้าเป็นเส้นโค้งตามทฤษฎี จะมีค่าสูงสุดของกราฟน้ำท่าเพียงค่าเดียวแสดงในรูปที่ 3-10(b) (เส้นประ A)

คำอธิบายทางลักษณะสำหรับการนำเสนอ Hysteresis ใน Rating Curve ส่วนใหญ่จะมีความลาดเอียงของพื้นผิวซึ่งเป็นสิ่งสำคัญที่สุดที่จะนำไปใช้ในสมการโมเมนตัม โดยค่าที่เก็บไว้จะนำไปใช้ในวิธีการแพร่กระจายหรือ Non-inertial Routing จะเห็นได้ว่าการไหลมีความสม่ำเสมอขึ้นอยู่กับหลายปัจจัย ความลาดชันพื้นน้ำ, ระยะเวลาการไหลเข้าด้านข้าง (ระยะสุดท้าย) และอีกสองเงื่อนไขที่มีความสำคัญน้อย ระหว่างช่วงที่เพิ่มขึ้นของคลื่นน้ำท่วมที่ความลาดชันพื้นน้ำเป็นไปในทิศทางเดียวกัน คือความลาดเอียงของ  $S_0$  และส่งผลให้การไหลเร็วขึ้น (ความลาดชันที่ปรากฏเป็นการเก็บกักในรูปลิ้มแสดงในรูปที่ 3-5(a) ในช่วงเวลาที่ความลาดชันจะมีค่าเป็นลบและการไหลมีค่าเพิ่มขึ้น หลังจากจุดที่น้ำท่วมสูงสุดเคลื่อนตัวผ่านไปแล้ว ความลาดชันจะมีค่าเป็นบวกแสดงในรูปที่ 3-5(c) และการไหลมีค่าลดลง ลักษณะทางกายภาพที่พื้นน้ำมีค่าเป็นบวกน้ำจะเคลื่อนที่ไปในทางตรงข้ามกับการชะลอตัวของน้ำจะเพิ่มขึ้น

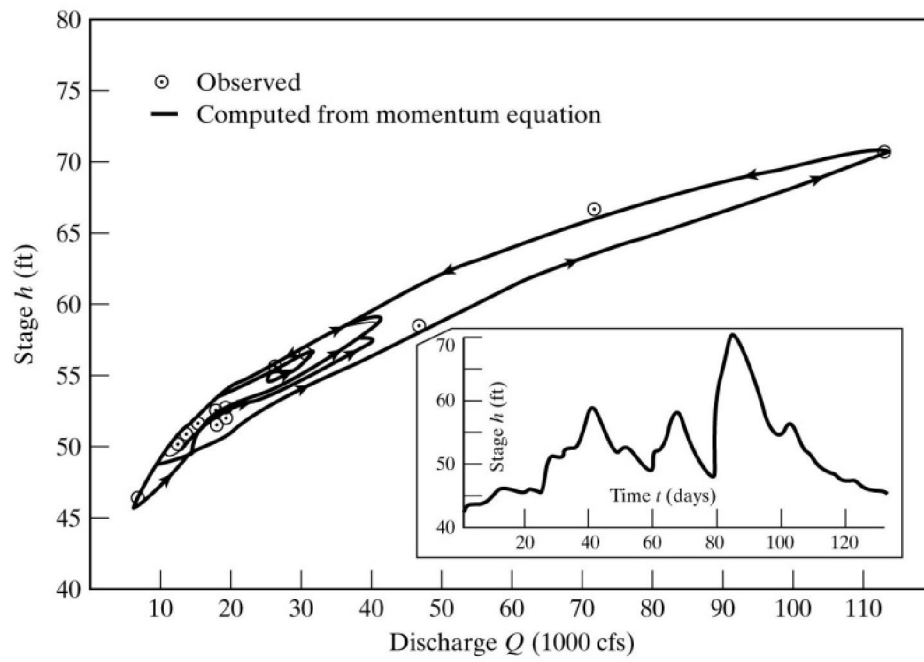
น้ำผิวดินจะมีผลต่อความลาดชันสามารถประมาณโดยใช้ข้อมูลความลึกเทียบกับเวลาในลักษณะดังต่อไปนี้ การรักษาความลาดชันที่แสดงในสมการ (3-23) จะทำให้

$$\frac{Q}{Q_0} = \sqrt{1 - \frac{1}{S_0} \frac{\partial y}{\partial x}} \quad (3-23)$$

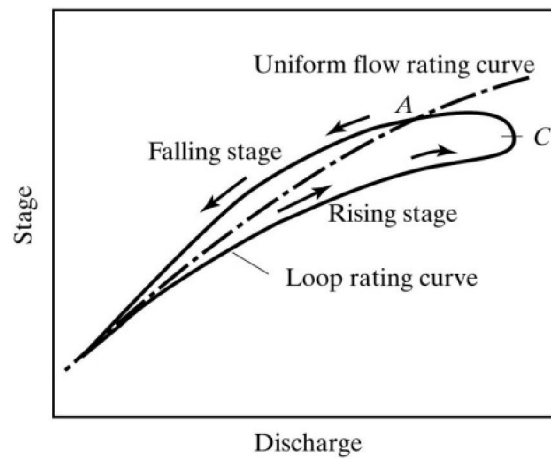
สมการคลื่นคิเนมาติก (3-24) สามารถใช้ประมาณความลาดชัน เท่ากับ

$$\frac{\partial y}{\partial x} = -\frac{1}{c} \frac{\partial y}{\partial t} \quad (3-24)$$

เมื่อ  $C$  = ความไวของคลื่นคิเนมาติก แทนสมการที่ (3-24) ในสมการที่ (3-23) นำไปสู่สมการของ Jone (Henderson, 1966)



(a)



(b)

รูปที่ 3-10 Rating Curve (Bedient et al., 2019)

$$\frac{Q}{Q_0} = \sqrt{1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial y}{\partial t}} \quad (3-25)$$

ในที่นี้จะเห็นได้ว่าการไหลมีค่ามากกว่า uniform ในช่วงระยะเวลาที่เพิ่มขึ้น ( $\partial y / \partial t > 0$ ) และน้อยกว่า uniform ในช่วงระยะเวลาที่ลดลงนำไปสู่การ hysteresis และการทำซ้ำของ rating curve มีประโยชน์จากสูตรของโจนส์ คือต้องเกี่ยวข้องกับเงื่อนไขเฉพาะที่สามารถวัดได้จากสถานที่เดียวในขณะที่การคำนวณของ  $\partial y / \partial x$  ต้องเกี่ยวข้องกับเวลาอย่างน้อยสองสถานที่ แก๊ซเพิ่มเติมตั้งสมการที่ (3-25) สามารถทำข้อมูลสำหรับการทรุดตัวของคลื่นน้ำท่วม (Henderson, 1966; Stephenson & Meadows, 1986)

คุณลักษณะที่น่าสนใจจากการทำซ้ำของ Rating Curve อธิบายโดย Henderson (1966) จุด C ในรูปที่ 3-10(b) คือ จุดเริ่มต้นของการไหลสูงสุด และจุด A เป็นจุดสูงสุดของขั้นตอนตามทฤษฎี ดังนั้น ผู้สังเกตการณ์ในการดูน้ำท่วมที่จะพบกับอัตราการไหลสูงสุดก่อนพบกับขั้นตอนที่สูงสุด วิธีการคลื่นเคเนมาติกจะใช้ความสัมพันธ์การไหลแบบสมม่าเสมอแสดงในรูปที่ 3-10(b) จึงไม่สามารถนำไปจำลองให้การทำซ้ำของ rating curve ได้

หน่วยงาน USGS ของประเทศสหรัฐอเมริกา จะคำนวณ Rating Curve จากค่าของทุกสถานี โดยพล็อตกราฟในสเกลลอการิทึม ซึ่งจะมีเส้นแนวโน้มที่จะ"ตรง"พอดี (Kennedy, 1983) ซึ่งข้อมูลส่วนใหญ่จากสถานีสามารถสร้าง Rating Curve ที่สามารถแสดงเป็นค่าเดียว จึงหลีกเลี่ยงปัญหาที่ซับซ้อนของ Hysteresis ที่กล่าวถึงได้

## บทสรุป (SUMMARY)

บทที่ 3 นี้ครอบคลุมไปถึงเรื่องของอุทกวิทยา (การเก็บกัก) และวิธีการการเคลื่อนตัวของน้ำ หลากทางชลศาสตร์ที่จะทำนายการเคลื่อนตัวของน้ำท่วมจากแม่น้ำและอ่างเก็บน้ำ การเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยา ต้องใช้วิธีการแก้ปัญหาของสมการความต่อเนื่องและความสัมพันธ์ระหว่างการเก็บกักกับปริมาณน้ำที่ไหลออก ความสัมพันธ์นี้อาจจะเป็นความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและไหลออกของแม่น้ำ แต่สำหรับอ่างเก็บน้ำจะใช้ความสัมพันธ์ระหว่างการเก็บกักกับปริมาณน้ำที่ไหลออก วิธีการเชิงตัวเลขอย่างง่ายจะถูกนำเสนอในการแก้สมการการเคลื่อนตัวของน้ำท่วมในช่วงเวลา

การเคลื่อนตัวทางชลศาสตร์ของแม่น้ำมีความซับซ้อนกว่าการการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยาทั้งสมการความต่อเนื่องในการไหลแบบหนึ่งมิติและสมการโมเมนตัมจะต้องได้รับการแก้ไข ในหลายกรณีสมการโมเมนตัมอาจจะง่ายขึ้นเมื่อเป็นสมการแมนนิ่ง ขั้นตอนที่เรียกว่าการเคลื่อนตัวของคลื่นคิเนมาติก การแก้ปัญหาคลื่นคิเนมาติกที่ใช้กันมากที่สุด ต้องใช้วิธีการเชิงตัวเลขในการคำนวณที่เกิดขึ้นจริงจากกราฟน้ำท่า เช่น ข้อมูลที่มีอยู่ใน HEC-HMS กลุ่มข้อมูลของ Flood Hydrograph

การเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางชลศาสตร์ ต้องใช้วิธีการแก้ปัญหาของสมการ Saint Venant โดยใช้รูปแบบการแก้ปัญหาเชิงตัวเลขขั้นสูง ต้องทำการรักษาเสถียรภาพทางคณิตศาสตร์และจัดให้มีการแก้ปัญหาที่ถูกต้องและชัดเจนและวิธีการที่มีข้อจำกัดที่แตกต่างกัน แบบจำลองคอมพิวเตอร์ที่ให้ความถูกต้องสูงกว่าการคำนวณการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางอุทกวิทยา คือ Dynamic Routing หรือ Dwoper ซึ่งในปัจจุบัน คือ แบบจำลอง NWS-FLDWAV อย่างไรก็ตาม วิธีการเคลื่อนตัวของน้ำหลากทางชลศาสตร์ จำเป็นจะต้องใช้ข้อมูลจำนวนมากเมื่อเทียบกับวิธีการทางอุทกวิทยาอื่น ๆ ที่ง่ายกว่า

### แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 3

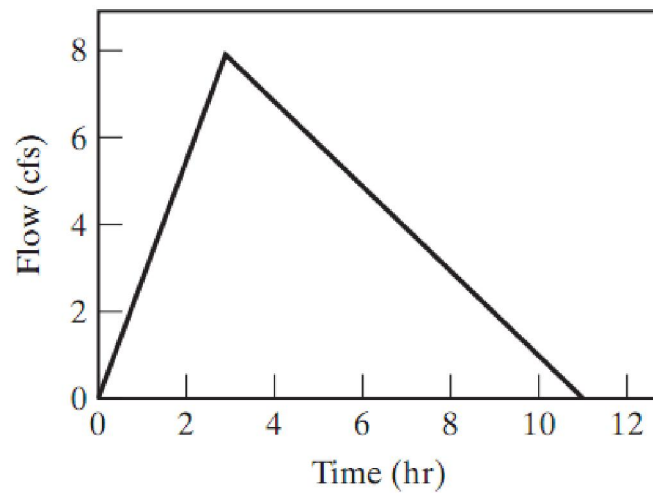
3.1 Hydrographs ของปริมาณการไหลเข้า จะถูกตรวจวัดเป็นรูปตัดขวางของลำน้ำ จงคำนวณปริมาณการไหลออกที่จุดห่างไปเป็นระยะทาง 5 กิโลเมตร ตามทิศทางของน้ำ โดยใช้วิธี Muskingum สมมติ  $K = 12 \text{ hr.}$ ,  $x = 0.15$ , และมีปริมาณการไหลออกเท่ากับค่าเริ่มต้นปริมาณการไหลเข้า และจงพล็อต Hydrographs ของปริมาณการไหลเข้าและปริมาณการไหลออกที่คำนวณได้

Time	Inflow ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
9:00 A.M.	50
3:00 P.M.	75
9:00 P.M.	150
3:00 A.M.	450
9:00 A.M.	1000
3:00 P.M.	840
9:00 P.M.	750
3:00 A.M.	600
9:00 A.M.	300
3:00 P.M.	100
9:00 P.M.	50

3.2 ให้ใช้วิธี Muskingum ในคำนวณการเคลื่อนตัวของปริมาณการไหลออกจากปริมาณการไหลเข้า ดังตารางด้านล่างนี้ โดยสมมติว่า (ก)  $K = 4 \text{ hr.}$ ,  $x = 0.1$  และ (ข)  $K = 2 \text{ hr.}$ ,  $x = 0.3$  จงพล็อต Hydrograph ของปริมาณการไหลเข้าและปริมาณการไหลออกสำหรับทั้งสองกรณี โดยสมมติว่าการไหลออกเริ่มต้นเท่ากับการไหลเข้าเริ่มต้น

Time (hr)	Inflow ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
0	0
2	5
4	25
6	50
8	35
10	21
12	13
14	7.5
16	2.5
18	0

3.3 ต้องการออกแบบบ่อน้ำที่มีความจุ  $3,083.70 \text{ m}^3$  เมื่อมีกราฟปริมาณน้ำไหลเข้าบ่อน้ำดังรูปด้านล่าง สมมติว่าบ่อน้ำมีน้ำตั้งต้นอยู่ที่ร้อยละ 50 และปริมาณน้ำไหลออกจะหยุดลงเมื่อบ่อเต็มร้อยละ 50 อีกครั้ง กำหนดให้กราฟปริมาณน้ำไหลออกสูงสุดจากบ่อโดยถือว่าเป็นเส้นตรง และตัดที่ขาลงของกราฟปริมาณน้ำไหลเข้า จงวาดกราฟปริมาณน้ำไหลออก และคำนวณว่าการไหลออกจะหยุดลงเมื่อเวลาผ่านไปเท่าไร



3.4 กราฟปริมาณน้ำไหลเข้าดังแสดงในตารางด้านล่างนี้ สำหรับอ่างเก็บน้ำที่มีโครงสร้างทางน้ำล้นหรือ spillway ที่ทำการระบายน้ำผ่านทางน้ำล้นโดยสมการ

$$Q = 3.74 = 5Ly^{3/2} \text{ (cfs)},$$

เมื่อ  $L$  คือ ความยาวของสันฝาย และ  $y$  คือ ความสูงของน้ำเหนือทางน้ำล้น ปริมาณการเก็บกักในอ่างเก็บน้ำอยู่ภายใต้การควบคุมของสมการ

$$S = 300y \text{ (ac-ft)}.$$

ให้ใช้  $\Delta t = 12 \text{ hr.}$ ,  $L = 15 \text{ ft.}$  และ  $S_0 = Q_0 = 0$ , จงคำนวณการเคลื่อนตัวของกราฟของปริมาณน้ำไหลออกจากปริมาณน้ำไหลเข้าผ่านอ่างเก็บน้ำด้วยวิธี Storage- Indication

Time (hr)	Inflow (cms)	Time (hr)	Inflow (cms)	Time (hr)	Inflow (cms)
12	40	120	456	72	977
24	35	132	250	84	1,227
36	37	144	140	96	1,257
48	125	156	10	108	1,143
60	340	12	68	120	775
72	575	24	59	132	425
84	722	36	63	144	238
96	740	48	212	156	17
108	673	60	578		

3.5 กำหนดกราฟปริมาณการไหลออกโดยพิจารณาจากกราฟปริมาณการไหลเข้าในตารางด้านล่าง โดยใช้วิธีการ Muskingum เมื่อกำหนด  $K = 2 \text{ hr.}$ ,  $x = 0.2$  และ  $\Delta t = 1 \text{ day}$ . จากการคำนวณความสัมพันธ์การไหลเข้าและการไหลออก จงตรวจสอบผลกระทบของค่าต่างๆ ของ  $x = 0.1$  และ  $0.3$  และกราฟระหว่างปริมาณการไหลกับปริมาณการเก็บกัก

Time (hr)	Inflow (cms)	Time (hr)	Inflow (cms)
1	100	11	400
2	140	12	300
3	200	13	200
4	320	14	100
5	400	15	100
6	560	16	100
7	750	17	100
8	700	18	100
9	600	19	100
10	500	20	100



3.6 จงสร้าง spreadsheet สำหรับแม่น้ำ 4 km โดยที่ด้านเหนือน้ำมีอัตราการไหลเข้าดังตารางด้านล่าง โดยกำหนดให้แบ่งความยาวของแม่น้ำออกเป็นช่วง  $\Delta x$  เท่ากับ 2 km จงหา Hydrograph ทางด้านท้ายน้ำในแต่ละช่วงแม่น้ำที่แบ่ง โดยใช้วิธีการ Muskingum - Cunge และรูปตัดขวางของแม่น้ำมีลักษณะเป็นรูปสี่เหลี่ยมคางหมู (ความลาดชันด้านข้างเท่ากับ 2:1) มีความกว้างท้องน้ำเท่ากับ 10 m. สมมติให้  $S_0 = 0.001$ ,  $\Delta t = 30$  min และ  $c = 1.47$  m/s.

Time (min)	Flow (cms)
0	0
30	4
60	14
90	27
120	30
150	29
180	27
210	24
240	18
270	12
300	8
330	5
360	3
390	1
420	0

## เอกสารอ้างอิง (References)

Bedient, P.B., W.C. Huber, and B.E. Vieux, 2019, Hydrology and Floodplain Analysis, 6e edition. Pearson PTE Academic, 813 pages.

Chapra, S. C., and R. P. Canale, 2001, Numerical Methods for Engineers, 4th ed., McGraw-Hill, New York.

Chow, V. T., 1959, Open Channel Hydraulics, McGraw-Hill, New York.

Chow, V. T., D. R. Maidment, and L. W. Mays, 1988, Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York.

Cunge, K. A., 1969, "On the Subject of a Flood Propagation Method (Muskingum Method)," J. Hyd. Res., vol. 7, no. 2, pp. 205–230.

Davis, C. V., ed., 1952, Handbook of Applied Hydraulics, 2nd ed., McGraw-Hill, New York.

Fread, D. L., 1971, "Flood Routing in Meandering Rivers with Flood Plains," Rivers '76, vol. 1, Symp. Inland Waterways for Navigation, Flood Control, and Water Diversion, ASCE, pp. 16–35.

Fread, D. L., 1978, "National Weather Service Operational Dynamic Wave Model," Verification of Math. and Physical Models in Hydraulic Engr., Proc. 26th Annual Hydr. Div., Special Conf., ASCE, College Park, MD.

French, R. H., 1985, Open-Channel Hydraulics, McGraw-Hill, New York.

Henderson, F. M., 1966, Open Channel Flow, Macmillan, New York.

Kennedy, E. J., 1983, Computation of Continuous Records of Streamflow, Book 3, Chapter A13, Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey, Distribution Branch, USGS, Alexandria, VA.

Mccarthy, G. T., 1938, "The Unit Hydrograph and Flood Routing," Unpublished Paper Presented at a Conference of the North Atlantic Div., United States Army Corps of Engineers.

Raudkivi, A. J., 1979, Hydrology, Pergamon Press, Elmsford, NY.

Roesner, L. A., J. A. Aldrich, and R. E. Dickinson, 1988, Storm Water Management Model, Version 4, User's Manual: Extran Addendum, EPA/600/3-88/001b (NTIS PB88-236658/AS), Environmental Protection Agency, Athens, GA.

Stephenson, D., and M. E. Meadows, 1986, Kinematic Hydrology and Modeling, El-sevier Science Publishing Company, New York.

Taesombat, W. and Sriwongsitanon, N., 2010, Flood Investigation for the upper Ping River Basin Using the Mathematical Models, Kasetsart Journal (Natural Science). 44(1), pp. 152-166.

Taesombat, W., 2010, The Effects of Land Cover Changes on Flooding. Disertation of D.Eng. (Water Resources Engineering), Kasetsart University, 199 pages.



## บทที่ 4

### การออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Design and Operation)



# บทที่ 4

## การออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Design and Operation)

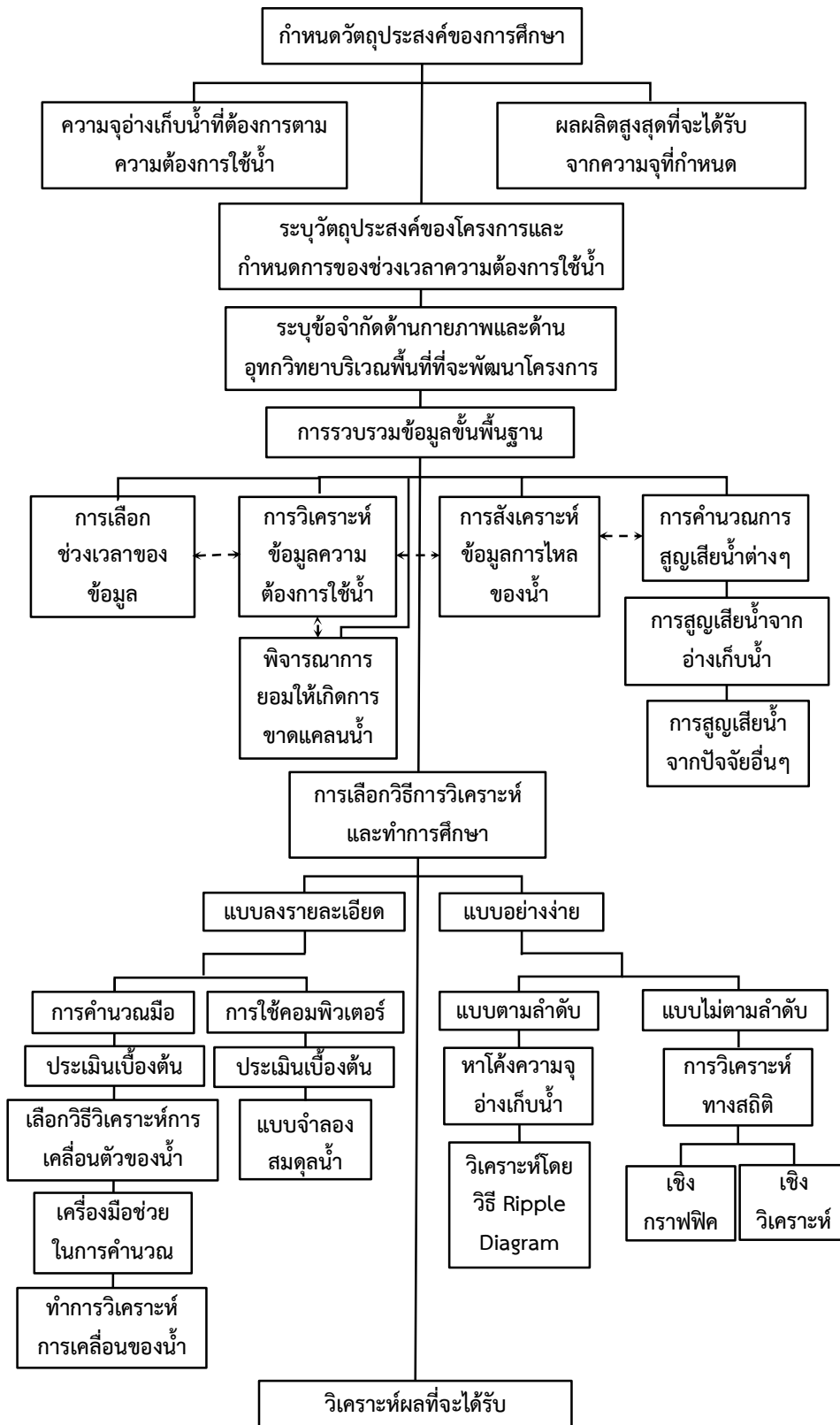
### 4.1 บทนำ

การออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ สำหรับการกักเก็บน้ำ เพื่อวัตถุประสงค์ต่างๆ จะเกี่ยวข้องกับการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความจุและผลผลิตที่จะได้รับจากอ่างเก็บน้ำ (Storage-Yield Relationship)

ปัญหาด้านการคำนวณ Storage-Yield Relationship สามารถอธิบายโดยย่อได้ในเชิงการประยุกต์วิธีการทาง Theoretical และ Empirical Methods กับข้อมูลอุทกวิทยาเพื่อที่จะทำการคำนวณผลผลิตที่เกิดจากการจัดการน้ำในโครงการอ่างเก็บน้ำต่าง ๆ

ขั้นตอน (Step-by-Step) จะเกี่ยวข้องกับการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่าง Storage (ปริมาณความจุ) กับ Yield (ผลผลิตของอ่างเก็บน้ำ) ดังแสดงไว้ในรูปที่ 4-1

วิธีการต่างๆ ได้ถูกเสนอขึ้นในการคำนวณหรือประเมินผลทางด้านอุทกวิทยาและด้านอื่นๆ ที่เกี่ยวข้องกับการออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Design and Operation)



รูปที่ 4-1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่าง Storage (ปริมาตรความจุ) กับ Yield (ผลผลิตของอ่างเก็บน้ำ)

ปัญหาของการคำนวณหรือหาข้อมูลสำหรับการวิเคราะห์อ่างเก็บน้ำจะมากกว่าการศึกษาการจัดการอ่างเก็บน้ำเสียอีก ด้วยเหตุนี้ การวิเคราะห์อ่างเก็บน้ำ (Reservoir Analysis) จะขึ้นอยู่กับความละเอียดถูกต้องและความสมเหตุสมผลของข้อมูลที่จะนำมาใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับการจัดการอ่างเก็บน้ำ

การศึกษาเกี่ยวกับการออกแบบอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Studies) ซึ่งอุทกวิทยาประกอบด้วย การคำนวณขนาดของปริมาตรความจุ (Storage) สำหรับการกักเก็บน้ำ และ/หรือการบรรเทาอุทกภัย การรักษาระดับน้ำเพื่อการพักผ่อนหย่อนใจ (Recreation) และการสัญจรทางเรือ (Navigation) การคำนวณขนาดของอาคารระบายน้ำล้นและทางระบายน้ำอื่นๆ การคำนวณ Discharge Capacity ที่จะปล่อยน้ำเพื่อวัตถุประสงค์การใช้น้ำต่างๆ ตลอดจนการจัดการศึกษาการจัดการอ่างเก็บน้ำ (Operation Studies) ในช่วงวิกฤติของการเกิดการขาดแคลนน้ำและช่วงน้ำหลาก (Critical Low and High Flow Periods)

ปัญหาที่พบคือ การคำนวณ Storage-yield Relationships ที่เกี่ยวข้องกับการออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำนั่นเอง

(1) To Determine Storage Required at a Given Site to Supply a Given Yield เกี่ยวข้องกับการศึกษาขั้นวางแผน (Planning) และออกแบบ (Design) โครงการพัฒนาแหล่งน้ำต่างๆ

(2) To Determine Yield from a Given Amount of Storage การศึกษาในขั้น Final Design Phases หรือการประเมินโครงการที่มีอยู่ ซึ่งเป็นการวิเคราะห์ในช่วง Operation and Management Phases

## 4.2 การจำแนกประเภทของอ่างเก็บน้ำ (CLASSIFICATION OF RESERVOIR REGULATIONS)

อ่างเก็บน้ำและอาคารประกอบส่วนใหญ่แล้วจะจำแนกตามวัตถุประสงค์ของการใช้งาน ได้แก่ อ่างเก็บน้ำแบบวัตถุประสงค์เดียว (Single-Purpose Reservoirs) และอ่างเก็บน้ำแบบเอนกประสงค์ (Multiple-Purpose Reservoirs) สำหรับอ่างเก็บน้ำแบบวัตถุประสงค์เดียวโดยปกติจะมีความง่ายในด้านการออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ แต่การจัดการอาจมีความซับซ้อน ถ้าอ่างเก็บน้ำนั้นเป็นส่วนหนึ่งของระบบที่มีขนาดใหญ่ซึ่งเชื่อมโยงกับอ่างเก็บน้ำอื่นๆ ส่วนอ่างเก็บน้ำแบบเอนกประสงค์นั้น จะมีความซับซ้อนกว่าทั้งในด้านการออกแบบ และการจัดการ **รูปที่ 4-2** แสดงแผนผังประเภทของอ่างเก็บน้ำที่สอดคล้องกับอาคารประกอบแต่ละชนิด

Type of reservoir (diagrammatic)	Discharge curve	Purposes of reservoir	
		Single	Multiple
(e)		No	Flood detention Irrigation Power supply Recreation Wildlife
(f)		No	Flood control Irrigation Navigation Power supply Recreation Wildlife
(g)		No	Flood control Irrigation Navigation Power supply Recreation Wildlife
(h)		No	Flood control Irrigation Navigation Power supply Recreation Wildlife
(a)		Recreation Wildlife	Flood detention Recreation Wildlife
(b)		Flood detention	No
(c)		Flood detention Flood control Irrigation Power supply water supply wildlife	Any combination
(d)		No	Flood detention Recreation Wildlife

รูปที่ 4-2 การแบ่งประเภทของอ่างเก็บน้ำที่สอดคล้องกับอาคารประกอบ (วีระพล, 2542)



### 4.3 การคัดเลือกขั้นตอนการวิเคราะห์ทางเทคนิค (SELECTION OF TECHNICAL PROCEDURE)

#### 4.3.1 Types of Procedures

การหาความสัมพันธ์ระหว่าง Storage-Yield สำหรับ Existing and Proposed Dams สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 กรณี

- (1) การวิเคราะห์แบบง่าย (Simplified Analysis)
- (2) การวิเคราะห์ตามลำดับโดยละเอียด (Detailed Sequential Analysis)

การเลือกวิธีการศึกษาขึ้นอยู่กับ

- (1) ความพร้อมของข้อมูล (Availability of Data)
- (2) วัตถุประสงค์การศึกษา (Study Objectives)
- (3) การพิจารณาด้านงบประมาณ (Budgetary Considerations)

#### วิธีแบบง่าย (Simplified Method)

- เพื่อประหยัดเวลา และค่าใช้จ่ายหากความต้องการใช้น้ำค่อนข้างง่ายหรือหากผลการศึกษาโดยประมาณเพียงพอ (การศึกษาเบื้องต้น)
- วัตถุประสงค์ของวิธีนี้ เพื่อให้ได้การประมาณผลที่ดีสำหรับนำไปใช้หรือเป็นข้อเสนอแนะ guideline สำหรับวิธี Detailed Sequential Analysis ต่อไป
- เลือกใช้วิธี Mass Curve หรือ Ripple Diagram และ Flow-Duration Analysis

#### วิธีการตามลำดับโดยละเอียด (Detail Sequential Method) แบ่งออกเป็น

- (1) การวิเคราะห์การจำลอง (Simulation Analysis)
  - วิธีการแบบลงละเอียดที่พบบ่อยที่สุด
  - ระบบทางกายภาพจะจำลองโดยการทำการศึกษาคำเนินงานของอ่างเก็บน้ำ
  - เพื่อสร้างความผันแปรทางเวลา และเชิงพื้นที่ในการเคลื่อนตัวของน้ำและการจัดเก็บอ่างเก็บน้ำในระบบอ่างเก็บน้ำ-แม่น้ำ
- (2) การวิเคราะห์ด้วยโปรแกรมทางคณิตศาสตร์ (Mathematical Programming Analysis)
  - เพื่อพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่จะใช้ในการวิเคราะห์ระบบทางกายภาพโดยปราศจากการพิจารณาเหตุการณ์เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง (exact sequential occurrences)
  - ข้อจำกัดของวิธีการนี้คือ แบบจำลองคณิตศาสตร์ โดยปกติจะทำการคำนวณด้วยการใช้ ข้อมูลในอดีตและเหตุการณ์ในอดีต อาจจะทำให้ผลลัพธ์ไม่เที่ยงตรง (bias)

**การใช้แบบจำลองคอมพิวเตอร์ :**

จากการพัฒนาของระบบคอมพิวเตอร์ทำให้มีความสะดวกในการวิเคราะห์มากยิ่งขึ้น และไม่สิ้นเปลืองมากนักถึงจะใช้วิธี Detailed Sequential Routing ก็ตาม สำหรับหน่วยงาน Hydrologic Engineering Center's Program (HEC's Program) ของประเทศสหรัฐอเมริกา มีแบบจำลองคอมพิวเตอร์ที่นิยมใช้ได้แก่

- (1) แบบจำลอง HEC-ResSim
- (2) แบบจำลอง HEC-3 Reservoir System Analysis for Conservation Systems

อย่างไรก็ดี วิธีแบบง่ายยังคงนิยมใช้กันอยู่เพื่อการคำนวณเบื้องต้นของข้อมูลป้อนเข้า (Input Data) สำหรับ Sequential Routing ในแบบจำลองคอมพิวเตอร์

**4.3.2 Factors Affecting Selection of Method**

ก่อนที่จะทำการศึกษา Storage-Yield Relationship ควรทำการตรวจสอบหรือทบทวน Study Objectives และ Data Availability เพื่อความมั่นใจหรือความแน่นอนในหัวข้อต่อไปนี้

- (1) วิธีการที่เหมาะสมกับความต้องการในการศึกษามากที่สุด
- (2) ความถูกต้องที่จำเป็นเพื่อให้ได้ผลลัพธ์ที่สอดคล้องกับวัตถุประสงค์ของการศึกษา
- (3) ปัจจัยที่มีผลต่อการเลือกวิธีการ
  - ควรทำ Work Plan สำหรับ
    - วัตถุประสงค์ของการศึกษา
    - จัดเตรียมข้อมูลที่มี
    - การเลือกขั้นตอนทั่วไป
  - ข้อมูลเกี่ยวกับข้อมูลพื้นฐานทางกายภาพและอุทกวิทยาบ่อยครั้งจะเป็นแพ็คเกจในการเลือกวิธีการวิเคราะห์อ่างเก็บน้ำ
  - แบบจำลองที่ละเอียดอ่อน ส่วนมากจะขาดข้อมูลที่ต้องการ
  - วิธีการวิเคราะห์แบบง่าย ต้องการข้อมูลน้อยและไม่ยุ่งยากมาก แต่ผลลัพธ์อาจไม่ละเอียดถูกต้องดีพอ
  - ปัจจุบันมีวิธีการที่เสนอในการต่อขยายข้อมูลทางด้านอุทกวิทยา (แบบจำลอง HEC-4 ของประเทศสหรัฐอเมริกา)
  - ความสัมพันธ์ระหว่าง Study Objectives และชนิดของ Technical Procedure เป็นแบบ Straight-Forward

## 4.4 การวิเคราะห์และการใช้ข้อมูล (ANALYSIS AND USE OF AVAILABLE DATA)

เนื่องจากข้อมูลทางกายภาพ และอุทกวิทยาเป็นแฟคเตอร์ที่สำคัญในการเลือกวิธีการวิเคราะห์ที่เหมาะสมสำหรับการออกแบบ การจัดการ และการบริหารอ่างเก็บน้ำ ดังนั้นจึงจำเป็นต้องศึกษาเกี่ยวกับ Nature, Source, Reliability, and Adequacy ของข้อมูลที่มีอยู่

ถ้าจำเป็นต้องมีการประมาณค่าข้อมูลที่เกี่ยวข้องจะต้องระบุข้อสมมติฐานที่ใช้ และผลกระทบจากข้อผิดพลาดของการประมาณค่าข้อมูลต่อ Technical Procedure ที่เลือกใช้

### 4.4.1 Streamflow Data

ปัญหาข้อมูลปริมาณน้ำท่า ที่อาจไม่สามารถนำไปใช้ได้โดยตรงก็คือ

(1) จุดที่ตั้งสถานีไม่ใช่ที่เดียวกับจุดที่พิจารณาเป็นที่ตั้งอ่างเก็บน้ำ

(2) อาจมีการใช้น้ำตอนบนจากโครงการพัฒนาแหล่งน้ำ ทำให้ข้อมูลที่สถานีทางด้านท้ายน้ำที่เก็บต่อเนื่องตามเวลาไม่ใช่ข้อมูลปริมาณน้ำท่าตามธรรมชาติ (Natural Flow หรือ Unregulated Flow) ที่แท้จริง

- ต้องมีการประมาณค่าข้อมูลปริมาณน้ำท่าสำหรับใช้ที่จุดที่ตั้งอ่างเก็บน้ำ

(1) By Correlation Method

(2) By Adjustment on the Basis of tributary area และแฟคเตอร์ทางอุทกวิทยาอื่นๆ ควรใช้ข้อมูลที่เป็นแบบ Natural หรือ Unregulated Flows ในการวิเคราะห์ดังกล่าว

- หากเป็นไปได้ ข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่มีอยู่ควรทำการปรับด้วยการบวกด้วยค่า Historical Storage Changes (Plus Net Evaporation) & Upstream Diversions (less Return Flow)

- และภายใต้เงื่อนไขบางประการ อาจจำเป็นต้องพิจารณาความแตกต่างใน Channel และ Overbank, Infiltration losses, Distributary Flow Diversions, Travel Times และอื่นๆ

- เมื่อไม่สามารถที่จะปรับข้อมูลปริมาณน้ำท่าให้เป็น Natural Flows ได้อย่างสมบูรณ์ ก็ควรจะปรับให้เป็นแบบ Uniform Conditions เช่น Present Conditions ด้วยการกำจัด Special Influences เช่น อ่างเก็บน้ำหลักตอนบน ซึ่งเป็นสาเหตุให้มีการเปลี่ยนแปลงต่อปริมาณน้ำในอ่างเก็บน้ำมาก

- เมื่อข้อมูลปริมาณน้ำท่าได้ปรับให้เป็นลักษณะ Uniform Condition แล้ว ต่อไปต้องทำการประมาณค่าข้อมูลที่ขาดหายไปให้สมบูรณ์ด้วยการ Correlate กับข้อมูลที่สถานีอื่นๆ ที่ตั้งอยู่บริเวณใกล้เคียง

- ใช้แบบจำลอง Multiple Regression Model หรือ Simple Regression Model เช่น แบบจำลอง HEC-4 ของประเทศสหรัฐอเมริกา

- การประมาณค่าปริมาณน้ำท่ากรณีไม่มีการวัดปริมาณน้ำท่าที่สถานีใกล้เคียงเลย

(1) ใช้ค่าปริมาณน้ำท่าต่อหน่วยพื้นที่ลุ่มน้ำ ในหน่วย  $m^3 / sec / km^2$

(2) ใช้สมการถดถอย Mean Flow Logarithms (บางครั้งใช้ Standard Deviation of Flow Logarithms) กับค่า Logarithms ของ Drainage Area, Normal Seasonal Precipitation และพารามิเตอร์ลุ่มน้ำอื่นๆ

$$\bar{X} = a A^b P^c \quad (\text{ตัวอย่าง})$$

$$\bar{X} = a A^b \quad (\text{นิยมใช้กันทั่วไป})$$

- เมื่อ Project Flows สำหรับเงื่อนไขที่กำหนดของการพัฒนาแหล่งน้ำตอนบนได้ประมาณค่าทุกจุดที่เกี่ยวข้อง และช่วงเวลาที่พิจารณาแล้ว จำเป็นต้องเปลี่ยนค่าเป็น Non-Project (Pre-Project) Conditions

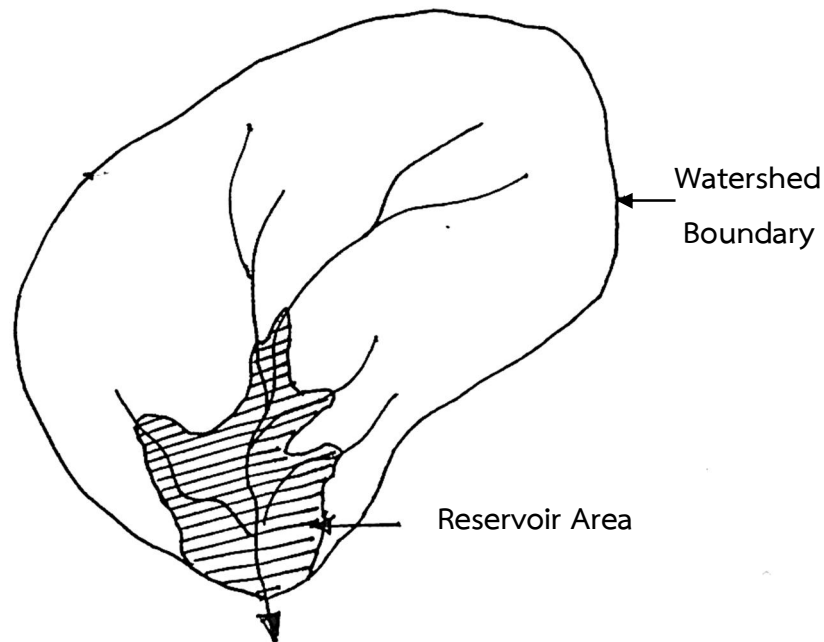
- Non-Project Conditions ก็คือเงื่อนไขของ Flows ที่มีในช่วงอายุการใช้งานของโครงการที่เสนอถ้าหากว่าไม่ได้มีการก่อสร้างโครงการ

- การคำนวณ Non-Project Flows สามารถปรับค่าได้ด้วยการลบด้วย Projected Upstream Diversions และ Storage Changes และโดยการพิจารณาค่าปริมาณการระเหย Return Flows ความแตกต่างใน Channel Infiltration และ Timing

#### 4.4.2 Reservoir Losses

- Inflow สำหรับอ่างเก็บน้ำที่เสนอ จะต้องเป็นลักษณะ Non-Project Flow และ Inflow นี้จะเป็นตัวแทนของ Flow ที่จุดที่ตั้งเขื่อน แต่พิจารณายังไม่มีเขื่อนก่อน และประกอบด้วยปริมาณน้ำท่าจากพื้นที่ลุ่มน้ำทั้งหมดที่อยู่เหนือเขื่อน ซึ่งรวมทั้งพื้นที่ส่วนที่เป็น Reservoir Area ในอนาคตด้วย (ดูรูปที่ 4-3)

- ภายใต้ Non-Project Condition ปริมาณน้ำท่าจากพื้นที่ที่จะถูกน้ำท่วมกลายเป็น Reservoir Area โดยปกติจะเป็นเพียงบางส่วนของปริมาณน้ำฝนทั้งหมดที่ตกลงสู่พื้นที่นี้



รูปที่ 4-3 ปริมาณฝนทั้งหมดที่ตกลงสู่พื้นที่รับน้ำ (วีระพล, 2542)

- อย่างไรก็ตาม ภายใต้ Project Conditions ปริมาณ Infiltration Losses บริเวณ Reservoir Area จะมีค่าน้อยมากในช่วงการเกิดฝน ดังนั้นปริมาณฝนที่ตกลงบนพื้นที่ผิวน้ำของอ่างเก็บน้ำจะเป็นปริมาณน้ำท่าทั้งหมด

- เพราะฉะนั้นถ้าหากว่า Inflow คือปริมาณน้ำท่าทั้งหมดที่ไหลลงสู่อ่างก่อนที่จะมีการหักออกด้วยปริมาณการระเหยแล้ว Inflow กรณีภายใต้ Project Conditions จะมีค่ามากกว่ากรณีภายใต้ Non-Project Conditions เพื่อที่จะพิจารณาเป็นปริมาณน้ำท่าที่จะนำไปใช้ได้จากอ่าง จำเป็นต้องหักปริมาณการระเหยออกจาก Project Inflow

- ในการศึกษาการจัดการอ่างเก็บน้ำ (Operation Studies) Non-Project Inflow จะสามารถเปลี่ยนให้เป็น Available Water ที่อ่างได้ในแต่ละ One Operation โดยไม่จำเป็นต้องเปลี่ยนเป็น Project Inflow โดยตรง ซึ่งสามารถทำได้ 2 ทางด้วยกัน คือ

(1) By Mean of a Constant Annual Loss Each Year with Seasonal Variation

(2) With a Different Loss Each Period, Expressed as a Function of Observed Precipitation and Evaporation

**Constant Annual Loss Procedure:**

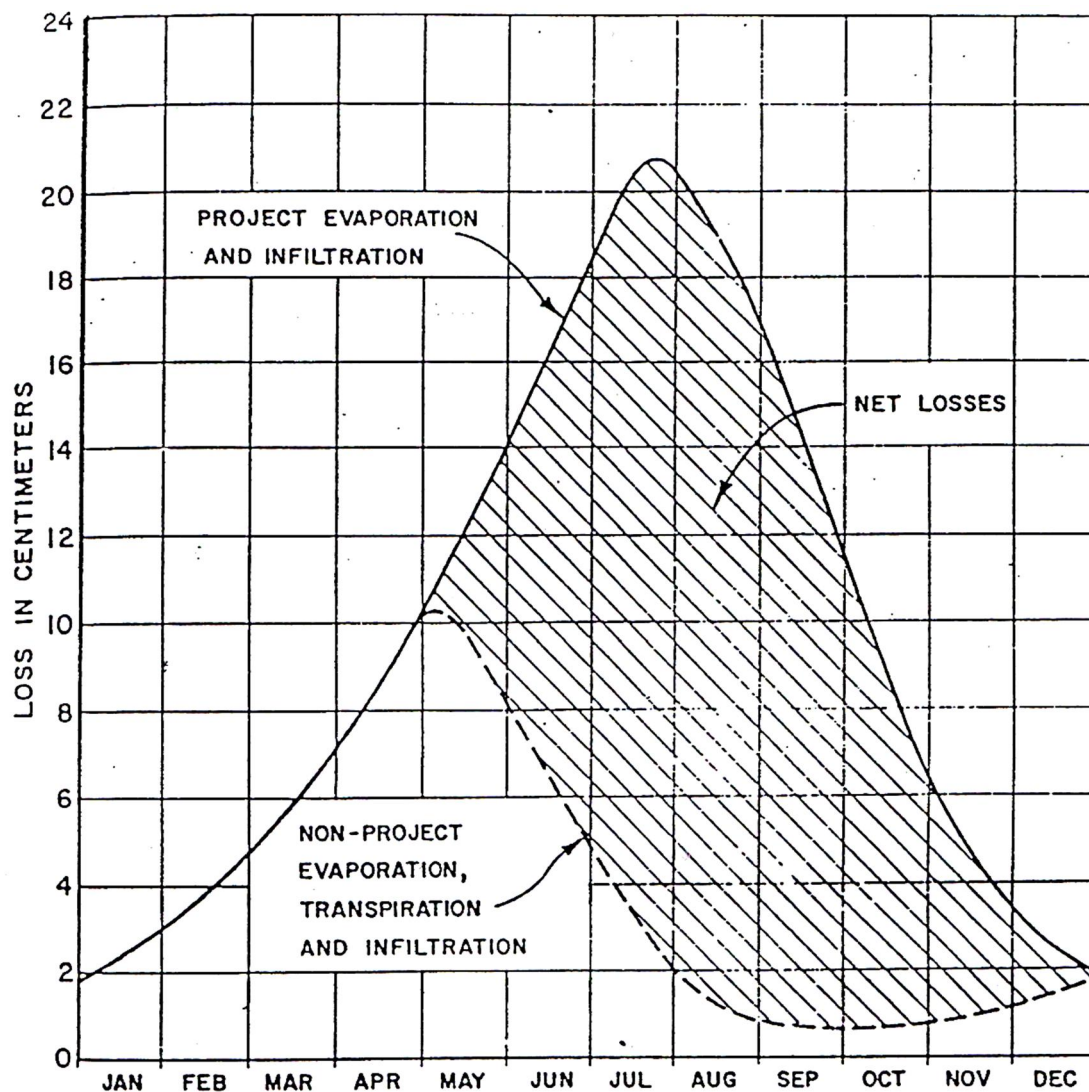
- ประกอบด้วยการประมาณค่า Evapotranspiration และ Infiltration losses บนพื้นที่ผิวน้ำของอ่างสำหรับกรณียังไม่มีโครงการ และคำนวณ Evaporation และ Infiltration Losses บนพื้นที่ผิวน้ำของอ่างสำหรับกรณีที่มีการก่อสร้างโครงการแล้ว
- Non-Project Losses โดยปกติคำนวณจากความแตกต่างระหว่างปริมาณฝนรายปีเฉลี่ย และปริมาณน้ำท่ารายปีเฉลี่ย และพิจารณาการแพร่กระจายตามฤดูกาล
- ภายใต้ Project Condition ปริมาณ Infiltration Loss จะน้อยมาก โดยปกติจะตัดทิ้งไป และการสูญเสียน้ำจะพิจารณาจากปริมาณการระเหยจากพื้นที่ผิวน้ำของอ่างโดยตรง
- ความแตกต่างระหว่าง Losses ดังกล่าวข้างต้นก็คือ Net Loss ที่เกิดจากโครงการนั่นเอง
- รูปที่ 4-4 แสดงความแตกต่างระหว่าง Non-Project & Project Losses (ข้อมูลของต่างประเทศฤดูกาลจะแตกต่างกับของประเทศไทย)

**Different Loss Each Period**

- พิจารณาการเปลี่ยนแปลงของการสูญเสียปริมาณน้ำจากการมีโครงการอ่างเก็บน้ำ จากข้อมูลรายเดือนของปริมาณฝนและปริมาณการระเหย ที่มีช่วงปียาวพอสมควร
- ประมาณค่า Average Runoff Coefficient (อัตราส่วนระหว่างน้ำท่า-น้ำฝน) สำหรับพื้นที่ผิวน้ำของอ่างภายใต้เงื่อนไขก่อนมีโครงการ และนำค่านี้ไปหักออกจาก Runoff Coefficient สำหรับกรณีมีโครงการ
- ค่า Runoff Coefficient กรณีมีโครงการ สมมติให้เท่ากับ 1.0 (เฉพาะพื้นที่ผิวน้ำของอ่าง) แต่อาจกำหนดให้มีค่าน้อยกว่าได้ หากอ่างเก็บน้ำมีการรั่วซึม (Infiltration or Leakage) มากอย่างเห็นได้ชัด
- ค่าความแตกต่างระหว่าง Pre-and Post-Project Runoff Coefficients ก็คือ Net Gain ซึ่งแสดงในเทอมอัตราส่วนของปริมาณฝนที่ตกลงสู่พื้นที่ผิวน้ำของอ่าง ส่วนของค่าที่เพิ่มของ Runoff นี้จะนำไปหักออกจาก Gross Reservoir Operation (ประมาณ 0.70 ของปริมาณการระเหยจากผิวน้ำ) เพื่อจะได้ Net Loss หรือคำนวณจากสูตรดังนี้

ปริมาณการระเหยสุทธิ (Net Evaporation Losses)

$$= 0.7 E_{pan} - (1 - c)P$$



รูปที่ 4-4 Project and Non-Project Reservoir Losses (วีระพล, 2542)

**ตัวอย่างที่ 4-1** การคำนวณปริมาณการระเหยสุทธิของอ่างเก็บน้ำ

กำหนดให้ ค่า Average Pan Evaporation และค่า Average Precipitation ดังแสดงในคอลัมน์ที่ (1) และ (3) ของตารางที่ E4-1(a) ตามลำดับ จงคำนวณหาปริมาณการระเหยสุทธิของอ่างเก็บน้ำ (Average Net Reservoir Loss)

**ตารางที่ E4-1(a)** การคำนวณปริมาณการระเหยสุทธิของอ่างเก็บน้ำ

	Average (2)		Average (3)		Average (4) Net Reservoir Loss (mm.)
	Average (1) Pan Evaporation (mm.)	Gross Reservoir Evaporation (mm.)	Average (1) Precipitation (mm.)	Post - Project Increase In Runoff (mm.)	
January	43	30	53	32	-2
February	63	44	61	37	+7
March	83	58	50	30	+28
April	150	105	83	50	+55
May	136	96	122	73	+22
June	186	130	40	24	+106
July	233	163	33	20	+143
August	224	157	35	21	+136
September	173	121	29	17	+104
October	86	60	29	17	+43
November	45	31	14	8	+23
December	33	23	46	28	-5
<b>Total</b>	<b>1455</b>	<b>1018</b>	<b>595</b>	<b>357</b>	<b>+660</b>

**Notes :**

- 1 Long term monthly averages from climatological records.
- 2 In this example, it has been assumed that the reservoir evaporation is 70% of the pan evaporation in all months. However, the percentage may vary from month to month.
- 3 In this example, It has been assumed that under pre-project conditions, 40% of the precipitation appeared as runoff in each month and therefore the post-project increase in runoff is 60% of the precipitation. In some cases, it might be necessary to have the percentage of increase in runoff vary from month to month in order to accurately represent the historical conditions.
- 4 Average net reservoir loss is the average gross reservoir evaporation minus the average post-project increase in runoff. Positive value of average net reservoir losses indicates that post-project losses exceed gains and a negative value indicates that post-project gains exceed results.

**หมายเหตุ:** คอลัมน์ (1) และ (3) โจทย์กำหนดให้ ส่วนคอลัมน์ (2) ได้จาก คอลัมน์ (1)  $\times$  0.7, คอลัมน์ (4) ได้จาก คอลัมน์ (3)  $\times$  0.6 และ คอลัมน์ (5) ได้จาก คอลัมน์ (2) - คอลัมน์ (4)



#### 4.4.3 Other Losses

ในการศึกษาโครงการขั้นสุดท้าย อาจจำเป็นต้องพิจารณา Losses อื่นๆ ซึ่งพิจารณาเป็นการสูญเสียที่ไม่ค่อยสำคัญในช่วง Preliminary Studies โดยปกติแล้ว Losses เหล่านี้จะไม่สามารถคำนวณได้จนกว่า Project Design จะกำหนดขึ้นอย่างแน่นอนเสียก่อน ความสำคัญของ Losses เหล่านี้ขึ้นอยู่กับ Magnitudes ซึ่งโดยทั่วไปจะเปรียบเทียบกับ Minimum Average Annual Flow

- เทอม "Losses" อาจจะไม่ระบุว่าเป็น Physical Loss ของน้ำจากระบบ กล่าวคือ ปริมาณน้ำที่ไม่สามารถใช้กับวัตถุประสงค์หนึ่งที่กำหนด (เรียกว่า Loss) อาจจะใช้กับวัตถุประสงค์อย่างอื่น หรือที่บริเวณอื่นได้
- การสูญเสีย "Loss" ที่กลับนำมาใช้ได้ในบริเวณพื้นที่ท้ายเขื่อน จำเป็นต้องนำไปบวกกับ Inflow ตรงจุดท้ายน้ำของโครงการ
- จำนวน Leakage จะเป็นฟังก์ชันกับประเภทและขนาดของเขื่อน สภาพธรณีวิทยา และความดันซึ่งเกิดจากระดับน้ำในอ่างเก็บน้ำ

#### 4.4.4 Flow Demands

- การผันแปรตามฤดูกาลของความต้องการใช้น้ำ (Water Demand) จะมีผลต่อความสัมพันธ์ Storage-Yield อย่างมาก
- เป็นที่ทราบดีว่า ความต้องการใช้น้ำจากอ่างเก็บน้ำจะมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล ดังนั้นจึงต้องพยายามหาการผันแปรตามฤดูกาลของความต้องการใช้น้ำสำหรับวัตถุประสงค์ต่างๆ เช่น การอุปโภคบริโภค การชลประทาน การผลิตกระแสไฟฟ้า เป็นต้น
- โดยปกติแล้ว การผันแปรตามฤดูกาลของความต้องการใช้น้ำ จะหาได้ด้วยการปรึกษาหารือ สอบถามจากผู้ใช้น้ำ Consumer หรือจากการตรวจสอบข้อมูลที่มีลักษณะคล้ายกันของโครงการอื่นๆ ที่อยู่ในภูมิภาคเดียวกัน

#### 4.4.5 Climatology

- ข้อมูลภูมิอากาศ ส่วนใหญ่ใช้ในการคำนวณ Reservoir Losses ที่เกิดจากการระเหย
- ยิ่งไปกว่านั้น กรณีข้อมูลปริมาณน้ำถ้ามีไม่เพียงพอ หรือไม่มีข้อมูลเลย ข้อมูลภูมิอากาศจะมีความสำคัญมากยิ่งขึ้น ทั้งนี้เพราะสามารถนำมาใช้ในการ Simulating และ Generalizing ข้อมูลอุทกวิทยาอื่นๆ ได้
- ในปัจจุบัน แบบจำลองคอมพิวเตอร์เป็นจำนวนมากได้ถูกพัฒนาขึ้นในการประเมินหรือสร้างข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากข้อมูลสารสนเทศภูมิอากาศและคุณลักษณะทางกายภาพของกลุ่มน้ำ เรียกว่า Watershed Model หรือ Rainfall-Runoff Model

- ตัวอย่างแบบจำลองคอมพิวเตอร์ประเภทนี้คือ
  - (1) SSARR Model ซึ่งพัฒนาขึ้นใช้โดย Corps of Engineers in the Pacific Northwest ของประเทศสหรัฐอเมริกา
  - (2) TANK Model ซึ่งพัฒนาขึ้นใช้ที่ประเทศญี่ปุ่น โดยเฉพาะผู้เชี่ยวชาญของ JICA นิยมใช้กันมาก
  - (3) NAM Model ซึ่งพัฒนาขึ้นใช้โดย DHI ประเทศเดนมาร์ก
  - (4) HEC-HMS Model ซึ่งพัฒนาขึ้นใช้ที่ประเทศสหรัฐอเมริกา ดูรายละเอียดในบทที่ 7
- อย่างไรก็ดี สำหรับแบบจำลองคอมพิวเตอร์เหล่านี้ การนำไปใช้จะต้อง
  - มีประสบการณ์ทางอุทกวิทยามาก
  - มีความเข้าใจในแบบจำลองเป็นอย่างดี
  - ข้อมูลที่ต้องการสำหรับแบบจำลองมีมาก
  - จำเป็นต้องเชี่ยวชาญในการปรับเทียบและตรวจพิสูจน์แบบจำลอง

#### 4.5 การตั้งข้อกำหนดในการศึกษา (ESTABLISHMENT OF STUDY CRITERIA)

##### 4.5.1 Selection of Time Interval

- การเลือก time interval ที่เหมาะสมจะเกี่ยวข้องกับการวิเคราะห์แบบ Sequential Type อย่างไรก็ดี ด้วยเหตุผลคล้ายกัน จำเป็นต้องพิจารณาในการเลือก Flow Periods สำหรับการวิเคราะห์แบบ Non-Sequential ด้วย
- Time Interval = 1 เดือน โดยปกติมีความละเอียดเพียงพอสำหรับ Non-Sequential และ Preliminary Sequential Analysis
- สำหรับการศึกษามีความละเอียดถูกต้องมากยิ่งขึ้น อาจใช้ Time Interval ที่สั้นกว่า โดยปกติตั้งแต่ 1 วัน จนถึงมากที่สุด 1 เดือน ทั้งนี้เพราะยิ่งช่วงเวลายิ่งสั้น ยิ่งต้องการการคำนวณมาก
- ช่วงเวลาสั้นๆ จะใช้กับช่วงเวลาการเกิด Flood Periods และช่วงเวลาเมื่อ Daily Power Fluctuation Occur
- ในการศึกษาเกี่ยวกับ Sequential Conservation Routing การเลือก Routing Interval ขึ้นอยู่กับแพคเตอร์ที่สำคัญ 4 อย่าง คือ
  - (1) ตารางความต้องการใช้น้ำที่จะใช้ในการกำหนดผลตอบแทน
  - (2) ความถูกต้องตามวัตถุประสงค์ของการศึกษา

(3) ข้อมูลเพื่อใช้ในการศึกษา

(4) ความสัมพันธ์ของเฟสระหว่างช่วงเวลาที่มีความต้องการใช้น้ำสูงและต่ำ และช่วงเวลาที่ปริมาณการไหลสูงและต่ำ

- ถ้าหากว่า Water Demand Schedule ค่อนข้างจะ Uniform ก็อาจสามารถคำนวณขนาดของ Storage ที่ต้องการสำหรับ Yield ที่กำหนดได้ด้วยวิธีการโดยใช้ Ripple Diagram หรือ Non-Sequential Analysis

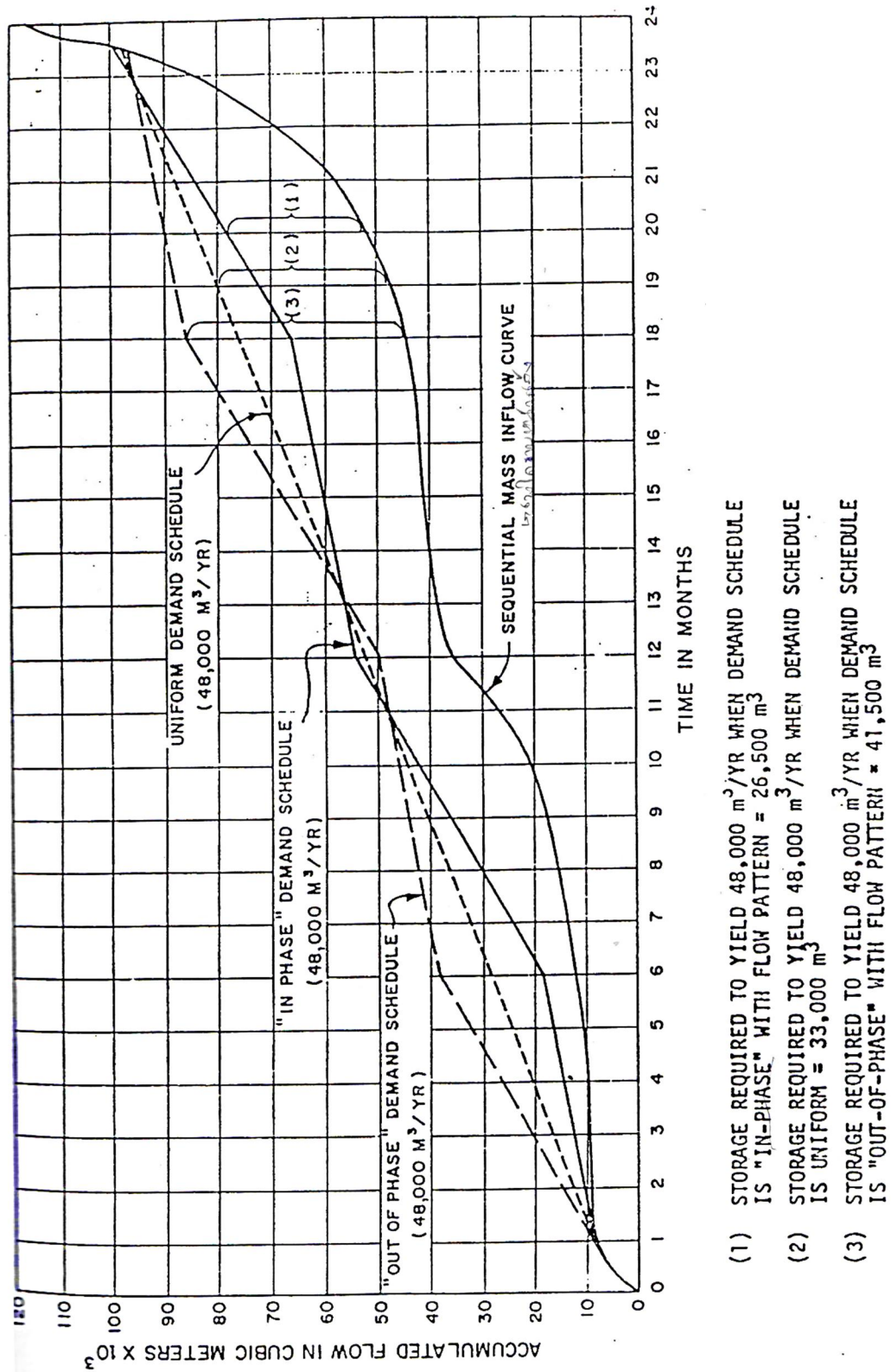
- Demand Schedules ที่มีการผันแปรมากตามฤดูกาล โดยปกติจะทำการวิเคราะห์ด้วยการใช้วิธีการอย่างเดียวยังไม่ได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งกรณี Hydroelectric Power และ Water Quality เพื่อที่จะได้การประมาณขนาดของ Storage Requirements ที่ละเอียดถูกต้องพอเพียงเมื่อ Demand Schedule มีการผันแปรมาก จำเป็นจะต้องใช้การวิเคราะห์แบบ Sequential Routing Studies ที่มี Routing Interval สั้นพอเพียงที่จะครอบคลุมการผันแปรของ Demand Schedule

- ข้อผิดพลาดเคลื่อนอาจเกิดขึ้นได้ในการคำนวณ Storage โดยวิธีการ เมื่อพิจารณาใช้ Uniform Demand Schedule แทนที่จะใช้ Variable Demand Schedule ที่ทราบมาก่อน ดังแสดงในรูปที่ 4-5 (ขนาดอ่างเลือกจากการตกท้องข้างของเส้น Sequential Mass Inflow Curve)

- ในรูปที่ 4-5 Variable Demand Schedule ที่แสดงค่อนข้างจะง่าย และไม่ก่อให้เกิดข้อผิดพลาดในการเลือก Routing Interval Uniform Demand Rate ที่แสดงจะเทียบเท่ากับการเลือก One-Year Routing Interval

- ความแตกต่างใน Storage Requirements คือข้อผิดพลาดที่เกิดขึ้นที่เกิดจากการเลือก One-Year Routing Interval มากกว่าที่เกิดจาก Short Interval ซึ่งจะ Reflects การผันแปรของ Demand Schedule

- การเลือก Longer Routing Interval มีแนวโน้มที่จะลดคุณลักษณะการผันแปรของ Streamflows ซึ่งจะก่อให้เกิด “Dampened Storage Requirement”



- (1) STORAGE REQUIRED TO YIELD 48,000 m<sup>3</sup>/YR WHEN DEMAND SCHEDULE IS "IN-PHASE" WITH FLOW PATTERN = 26,500 m<sup>3</sup>
- (2) STORAGE REQUIRED TO YIELD 48,000 m<sup>3</sup>/YR WHEN DEMAND SCHEDULE IS UNIFORM = 33,000 m<sup>3</sup>
- (3) STORAGE REQUIRED TO YIELD 48,000 m<sup>3</sup>/YR WHEN DEMAND SCHEDULE IS "OUT-OF-PHASE" WITH FLOW PATTERN = 41,500 m<sup>3</sup>

รูปที่ 4-5 Effects of Demand Sequence on Storage Requirements (วีระพล, 2542)

#### 4.5.2 Physical Constraints

Physical Constraints ที่พิจารณาในการศึกษาเกี่ยวกับการออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ ประกอบด้วย

- (1) Maximum Conservation Storage Available
- (2) Outlet Capacities
- (3) Channel Capacities

ถ้าหาก Flood Control รวมอยู่ในวัตถุประสงค์ของโครงการด้วยแล้ว Maximum Conservation Storage ที่มีที่จุดที่กำหนดจะถูกกระทบในการวิเคราะห์ด้าน Flood Control โดยทั่วไป Net Storage ที่มีอยู่สำหรับ Conservation Uses จะลดลงถ้าหากการป้องกันน้ำท่วมได้รวมอยู่ในวัตถุประสงค์ของโครงการด้วย

#### 4.5.3 Priorities

- เพื่อกำหนดผลตอบแทนสูงสุดในโครงการอ่างเก็บน้ำอเนกประสงค์ ต้องมีการกำหนดระบบลำดับความสำคัญบางประเภทสำหรับวัตถุประสงค์ต่างๆ ซึ่งเป็นสิ่งจำเป็นเพื่อให้เกิดการแข่งขันของการใช้น้ำในกิจกรรมต่างๆ ซึ่งต้องมีพื้นฐานที่ชัดเจนสำหรับการตัดสินใจในการดำเนินงาน
- โดยปกติ Flood Control จะมี Highest Priority ในโครงการอ่างเก็บน้ำอเนกประสงค์ ระหว่าง Actual Operation ดังนั้นในช่วงการจัดการของ Flood Control ความต้องการใช้น้ำทางด้าน Conservation จะลดลงเพื่อก่อให้เกิดการจัดการทางด้านป้องกันน้ำท่วมมีประสิทธิภาพสูงสุด
- ถึงแม้ว่า Storage Volume นี้จะไม่เกี่ยวข้องโดยตรงกับการจัดการป้องกันน้ำท่วมหรือข้อกำหนดทางด้านป้องกันน้ำท่วม ก็จำเป็นที่จะต้องรวมข้อจำกัดทางด้านป้องกันน้ำท่วมเข้ากับการศึกษาทางด้าน Conservation ด้วย เพื่อที่จะได้แน่ใจว่า Operating Conditions และ Reservoir Levels สำหรับ Conservation Purposes จะไม่แทรกแซงกับการจัดการทางด้านป้องกันน้ำท่วม
- Priorities ระหว่าง Conservation Purposes ต่างๆ จะผันแปรกับ Local, Water Rights, และ ความต้องการสำหรับประเภทของการใช้น้ำต่างๆ
- ในโครงการอ่างเก็บน้ำอเนกประสงค์ ต้องมีความพยายามที่จะพัฒนา Operation Criteria ขึ้นเพื่อให้เกิดการใช้น้ำสำหรับวัตถุประสงค์ต่างๆ ได้ด้วยประโยชน์สูงสุด

#### 4.5.4 Storage Limitations

- เหตุผลหนึ่งสำหรับการศึกษาเกี่ยวกับ Sequential Conservation Routing ก็คือการคำนวณผลกระทบของขีดจำกัดของ Storage ต่อ Yield Rates

- วิธีการอย่างง่ายที่ใช้ในการวิเคราะห์ Yield จะไม่สามารถทราบถึง Operation Restrictions ซึ่งเกิดจากการที่ Storage ที่จำกัดในโครงการอ่างเก็บน้ำเอนกประสงค์ต่างๆ

- สำหรับอ่างเก็บน้ำจะมีโซนของปริมาณเก็บกักหรือปริมาณความจุหลัก (Primary Storage Zones) อยู่ 3 ประเภทด้วยกัน คือ (ดูรูปที่ 4-6)

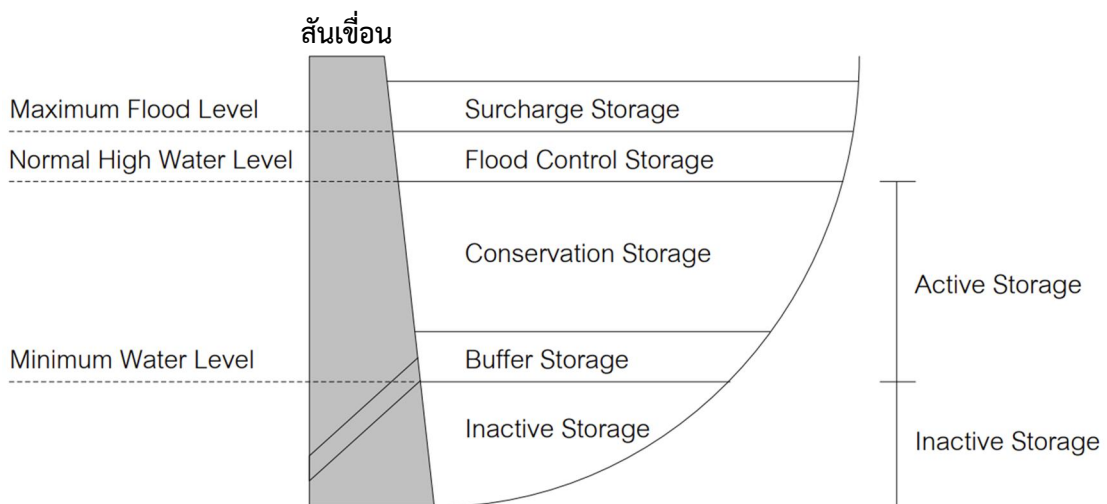
(1) Flood Control Space ซึ่งโดยทั่วไปจะอยู่ส่วนบนสุดของปริมาณของอ่างเก็บน้ำ

(2) Conservation Storage ซึ่งเป็นส่วนปริมาณความจุที่จุดถัด Flood Control Storage ลงมา

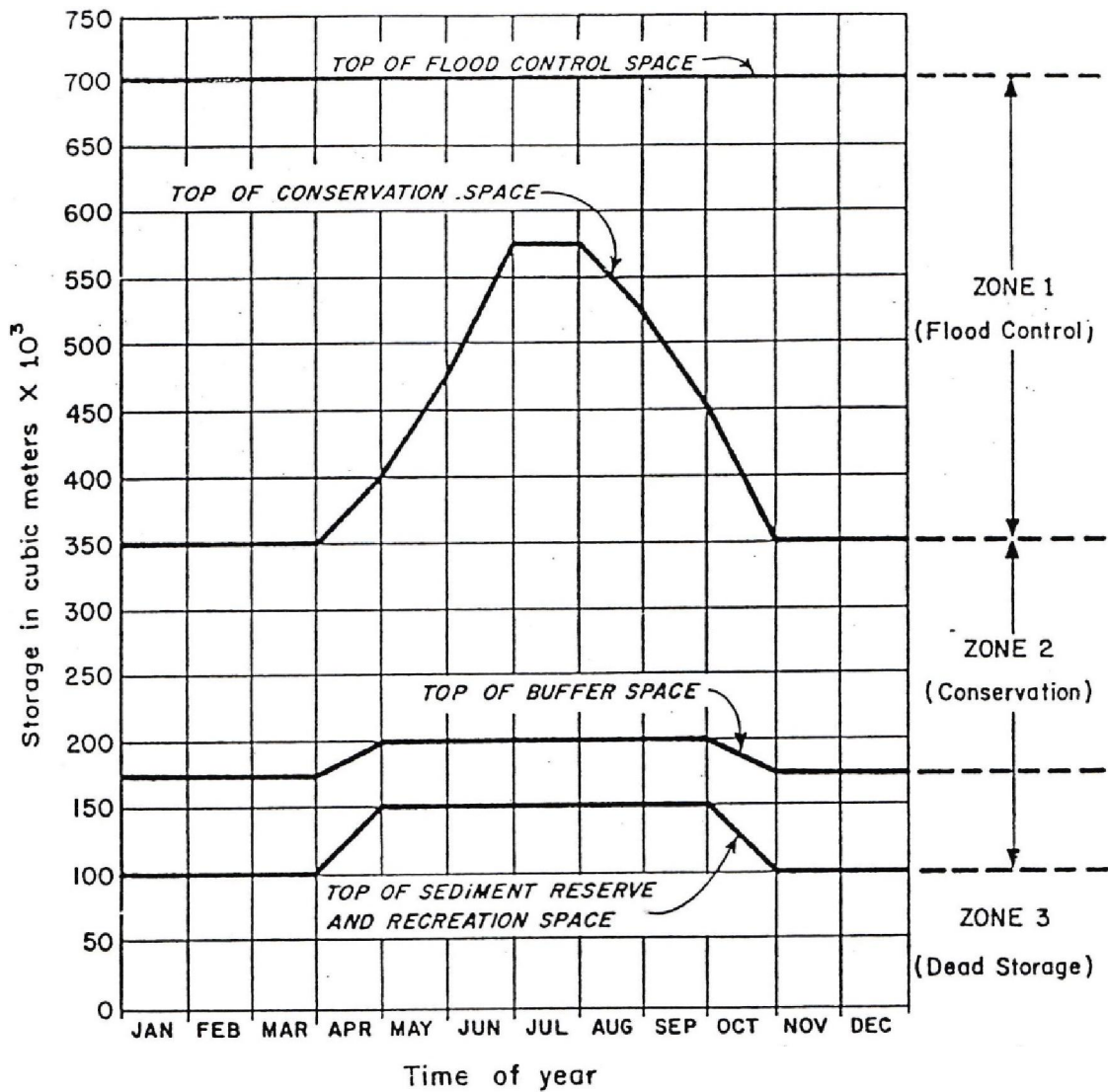
(3) Reserve or Dead Storage ซึ่งเป็นส่วนปริมาณความจุด้านล่างสุดของอ่างเก็บน้ำ

นอกจากนี้ยังมี Space ส่วนบนที่เรียกว่า Flood Surcharge ซึ่งอยู่ระหว่างส่วนบนสุดของ Flood Control Space และส่วนสูงสุดของเขื่อน (สันเขื่อน) ซึ่งสำรองไว้สำหรับส่วนของ Flood Water ที่อาคารระบายน้ำล้นไม่สามารถจะระบายได้ทัน และเป็นปริมาณสำรองชั่วคราวเท่านั้น

- ขีดจำกัด (Boundaries) ระหว่าง Storage Zones เหล่านี้ และขีดจำกัดขณะการจัดการ (Operation Boundaries) อาจกำหนดให้คงที่ตลอดทั้งปี หรืออาจจะผันแปรจากฤดูกาลหนึ่งไปยังอีกฤดูกาลหนึ่งดังแสดงในรูปที่ 4-7



รูปที่ 4-6 Water Levels and Storage Zones of Reservoir



รูปที่ 4-7 Example of Seasonally Varying Storage Boundaries for a Multipurpose Reservoir (วีระพล, 2542)

- การผันแปรของ Boundaries โดยปกติก่อให้เกิด Flexible Operation Plan ซึ่งทำให้ได้ Higher Yields สำหรับทุกวัตถุประสงค์
- วัตถุประสงค์ในการศึกษา Detailed Sequential Routing ก็คือเพื่อสร้างหรือพัฒนา Operating Scheme และ Boundary Arrangement ซึ่งจะทำให้โอกาสที่จะเกิดความเสียหายต่อวัตถุประสงค์ของโครงการอ่างเก็บน้ำน้อยลง ในขณะที่เป็นการทำให้เกิด Yield สูงสุดสำหรับแต่ละวัตถุประสงค์

#### (a) Flood Control Storage:

- ในโครงการอ่างเก็บน้ำอเนกประสงค์การมี Flood-Control Storage อาจจะทำให้เกิดผลเสียกับวัตถุประสงค์การเก็บกักน้ำ 2 ประการ คือ
  - (1) Storage Space ที่จะใช้ในการกักเก็บน้ำสำหรับนำไปใช้ประโยชน์ได้จะต้องถูกสำรองไว้เพื่อรองรับ Flood Water
  - (2) ข้อกำหนดหรือกฎเกณฑ์ของการจัดการป้องกันน้ำท่วม (Flood Control Operation Criteria) อาจจะไม่เหมือน Conservation Criteria พร้อมกับก่อให้เกิดการลดลงหรือสูญเสีย Conservation Benefits ได้
- อย่างไรก็ตาม การวางแผนและวิเคราะห์รายละเอียดข้อกำหนดกฎเกณฑ์สำหรับ Flood Control และ Conservation Operations สามารถที่จะลด Adverse Effects ดังกล่าวให้น้อยลงได้
- หากมีการแข่งขันหรือกวดขันระหว่าง Flood Control และ Conservation Requirements และความต้องการใช้น้ำเหล่านี้ไม่ทับกันในอนุกรมเวลา การใช้ Boundary ระหว่าง Flood Control Storage และ Conservation Storage ในลักษณะผันแปรตามฤดูกาลอาจทำให้การแข่งขัน (Competition) ระหว่างความต้องการใช้น้ำทั้งสองวัตถุประสงค์น้อยลง
- วิธีการโดยทั่วไปก็คือ การกำหนดให้ส่วนบนสุดของ Conservation Pool อยู่ในระดับต่ำเมื่อความต้องการใช้น้ำด้านนี้ไม่ Critical เพื่อที่จะสำรองปริมาณความจุสำหรับการจัดการ Flood Control ได้มากขึ้นเมื่อโอกาสที่จะเกิด Floods ลดน้อยลงหรือช่วงฤดูน้ำหลากส่วนบนสุดของ Conservation Pool จะยกขึ้นเพื่อที่จะเพิ่มปริมาณความจุสำหรับวัตถุประสงค์การเก็บกักน้ำ
- ข้อกำหนดในการจัดการ (Operation Criteria) จะทำการตรวจสอบความเหมาะสมด้วยวิธี Detailed Sequential Routing โดยข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่ไหลลงอ่างที่ยาวพอควร



- ควรทำการประเมินทางเลือกต่างๆ ของรูปแบบและขนาดการผันแปรตามฤดูกาล เพื่อที่จะศึกษา Response ของความสัมพันธ์ระหว่าง Storage และ Yield และประสิทธิภาพในการบรรเทาน้ำท่วมต่อการผันแปรตามฤดูกาลของ Boundary

### (b) Conservation Storage

- ปริมาตรเก็บกัก (Conservation Storage) อาจใช้ในการจัดการหรือควบคุม Minor Floods ในโครงการอ่างเก็บน้ำอเนกประสงค์ได้ และใช้สำหรับเก็บกักน้ำ เพื่อส่งน้ำให้แก่วัตถุประสงค์ต่างๆ ที่ตั้งไว้ได้ ด้วยเหตุนี้การผันแปรตามฤดูกาลของขอบเขตระหว่าง Flood Control Storage และ Conservation Storage บ่อยครั้งจะมีผลดีทั้งวัตถุประสงค์การป้องกันน้ำท่วมและการกักเก็บน้ำไว้ในยามต้องการ

- ยิ่งไปกว่านี้ การผันแปรตามฤดูกาลของส่วนบนของ Conservation Storage อาจทำให้สามารถกำหนดให้มีส่วนล่างของปริมาตรเก็บกักผันแปรตามฤดูกาลด้วย

- หากมีการจัดลำดับความสำคัญของวัตถุประสงค์การเก็บกักน้ำต่างๆ (Different Priorities) อาจจำเป็นต้องมีการกำหนด Buffer Zone ใน Conservation Storage

- การผันแปรตามฤดูกาลของ Boundary ระหว่าง Conservation Storage และ Buffer Zone อาจสามารถคำนวณได้จากความสัมพันธ์ระหว่าง Seasonal Demand สำหรับวัตถุประสงค์ต่างๆ

- การที่จำเป็นต้องมี Buffer Storage ก็ด้วยเหตุผลหนึ่งจากเหตุผลต่างๆ ต่อไปนี้

(1) อาจใช้ Buffer Storage ในโครงการอ่างเก็บน้ำอเนกประสงค์เพื่อที่จะปล่อยน้ำอย่างต่อเนื่องสำหรับ High Priority Purpose เมื่อกรณี Normal Conservation Storage เริ่มลดน้อยลงจากการส่งน้ำสำหรับทั้ง High และ Low Priority Purposes

(2) อาจใช้ Buffer Storage ในโครงการอ่างเก็บน้ำวัตถุประสงค์เดียว เพื่อที่จะปล่อยน้ำอย่างต่อเนื่องที่อัตราลดลง (at Reduced Rate) หลังจากที่ Normal Conservation Storage ได้ถูกใช้ไปจากการส่งน้ำด้วย Higher Rate ก่อนแล้ว

ทั้งสองกรณีที่กำลังกล่าวข้างต้น ขอบเขตระหว่าง Normal Conservation Storage และ Buffer Storage จะใช้ในการเปลี่ยน Operation Criteria ตำแหน่งที่ถูกต้องเหมาะสมและการผันแปรตามฤดูกาลของขอบเขตนี้จะเป็นแฟคเตอร์ที่สำคัญใน Detailed Sequential Routing ทั้งนี้เพราะมีการเปลี่ยนในข้อกำหนดของการจัดการ (Operation Criteria)

- ขนาดของ Buffer Storage และตำแหน่งที่ผันแปรตามฤดูกาลของขอบเขตระหว่าง Buffer Zone และ Conservation Storage ส่วนที่เหลือ โดยปกติจะต้องทำการคำนวณโดยการทำ Sequential Routing หลายๆ ครั้ง

### (c) Dead Storage

- Reserve หรือ Dead Storage ก็คือปริมาณความจุที่จะต้องรักษาไว้ในอ่างเก็บน้ำ สำหรับวัตถุประสงค์หลายอย่างด้วยกัน อาทิเช่นเพื่อให้มี Recreation pool มี Head สำหรับการผลิตไฟฟ้า ปริมาตรสำรองสำหรับการตกสะสมของตะกอน และเพื่อวัตถุประสงค์ของการรักษาพันธุ์ปลาและสัตว์ป่า (Fish and Wildlife) เป็นต้น
- ตามกฎข้อบังคับแล้ว อ่างเก็บน้ำอาจจะไม่อนุญาตให้มีระดับน้ำต่ำลงใต้ส่วนบนสุดของ Reserve หรือ Dead Storage อย่างไรก็ตาม ส่วนบนสุดของปริมาตรส่วนนี้อาจจะอนุญาตให้มีการผันแปรตามฤดูกาลในบางโอกาสได้
- ยกตัวอย่าง ถ้าหาก Reserve Storage เป็นการสำรองไว้เพียงเพื่อรักษาระดับน้ำสำหรับ Recreation Pool ก็อาจจะอนุญาตให้นำน้ำจากส่วนของ Reserve Storage นี้ไปใช้สำหรับวัตถุประสงค์อื่นได้ในช่วงระหว่างที่มีความจำเป็นในการใช้เพื่อการพักผ่อนหย่อนใจ (Recreation) น้อยหรือไม่ใช้ฤดูท่องเที่ยว เป็นต้น

### 4.5.5 Shortage Tolerances

- Shortage Tolerances (การยอมให้เกิดการขาดน้ำ) สำหรับวัตถุประสงค์ต่างๆ ของโครงการ จะมีผลหรืออิทธิพลต่อขนาดปริมาณความจุที่ต้องการเพื่อให้เกิด Firm Yield
- Tolerances เหล่านี้จะพิจารณาแตกต่างกันสำหรับวัตถุประสงค์ของโครงการอ่างเก็บน้ำต่างๆ ทั่วโลก
- ความสำคัญของ Shortage Tolerances สำหรับวัตถุประสงค์ต่างๆ สามารถหาได้จากการทบทวน Design Criteria สำหรับแต่ละวัตถุประสงค์ของโครงการ
- Hydroelectric Power Facilities โดยปกติ จะ ออกแบบสำหรับ Most Adverse Observed Streamflow Conditions อย่างไรก็ตาม Most Critical Period ในข้อมูลที่บ้านที่ก อาจแตกต่างอย่างมากจาก Conditions ที่อาจจะเกิดขึ้นได้ในอนาคต
- สำหรับการวิเคราะห์ระบบของโครงการไฟฟ้าพลังน้ำ การเกิด shortage ในแต่ละอ่างเก็บน้ำของโครงการระบบอ่างเก็บน้ำ สามารถยอมรับได้นานเท่าที่ระบบการผลิตไฟฟ้าทั้งหมดจะไม่ลดน้อยลงหรือมีผลกระทบต่อระบบการผลิตทั้งหมด
- Municipal และ Industrial (M&I) Shortages ก็ ตกอยู่ในลักษณะเช่นเดียวกับ Hydroelectric Power ทั้งนี้เพราะ Shortages ที่ไม่สามารถยอมรับได้สำหรับวัตถุประสงค์น้ำเพื่อการอุปโภคบริโภค (Drinking Water) อย่างไรก็ตาม ก็อาจสามารถลดปริมาณน้ำที่ต้องการสำหรับ M&I Purpose ได้โดยปราศจาก Serious Economic Effects ด้วยการลด

น้ำที่มีความต้องการน้อยหรือสำคัญน้อย เช่น น้ำสำหรับรดน้ำต้นไม้หรือหญ้าได้ การลดลงนี้จะอยู่ในระดับประมาณร้อยละ 10

- การออกแบบสำหรับ M&I Storage จะเกี่ยวข้องกับการส่งน้ำสำหรับ Firm Yield ในช่วงระหว่าง Most Critical Period ของข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่บันทึก โดยที่ Reserve Storage ที่สามารถนำมาใช้ได้ในกรณีที่เกิดเหตุการณ์ขาดแคลนน้ำ (droughts) ที่ไม่คาดฝันหรือคาดการณ์ (Unprecedented) มาก่อน

- วิธีการอื่นที่ใช้พิจารณา Shortage Tolerances สำหรับ M&I ก็คือการออกแบบด้วยการใช้พื้นฐานทาง Shortage Probability ยกตัวอย่างเช่น จัดสรรให้มีปริมาณพอเพียงแก่ความต้องการของ Demand ทั้งหมดด้วยการมีโอกาสที่จะเกิดการขาดแคลนในปีหนึ่งปีใดประมาณร้อยละ 1 หรือ 2

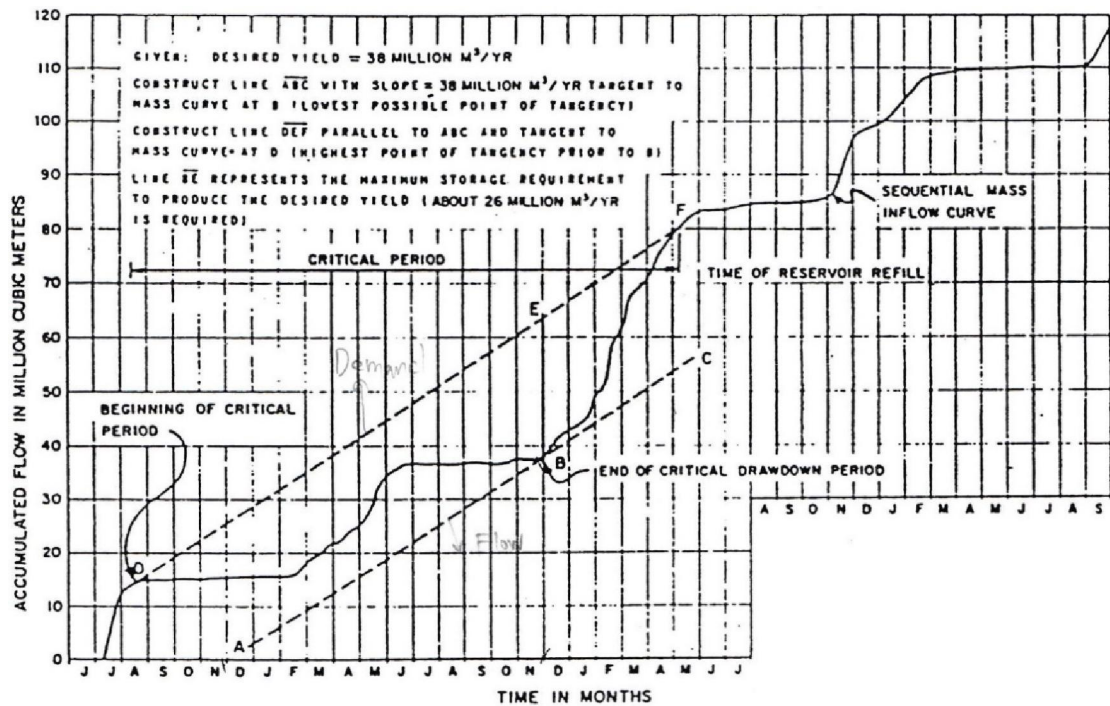
- Shortage สำหรับการชลประทานสามารถยอมรับได้ภายใต้เงื่อนไขที่กำหนดบางอย่าง (Certain Conditions) วิศวกรผู้ออกแบบบางท่านยอมรับที่ระดับร้อยละ 50 Annual shortage ในช่วงระหว่างการใช้งานของโครงการที่เสนอ ในขณะที่วิศวกรผู้นยอมรับที่ระดับเพียงร้อยละ 5 หรือ 10 หรืออย่างมากประมาณร้อยละ 10 หรือ 20 โดยปราศจากผลกระทบอย่างมากต่อ Economic ของโครงการ → ปัจจุบันในประเทศไทยยอมรับที่ระดับร้อยละ 20 หรือยอมให้มีการขาดแคลนน้ำได้ 6 ปี ใน 30 ปี

- Water Quality Shortage Tolerances โดยปกติ จะแสดงในเทอมของ Shortage Probability โดยปกติใช้ที่ระดับร้อยละ 10 หรือ 20

## 4.6 ขั้นตอนการวิเคราะห์ทางเทคนิค (TECHNICAL PROCEDURES)

### 4.6.1 Simplified Methods

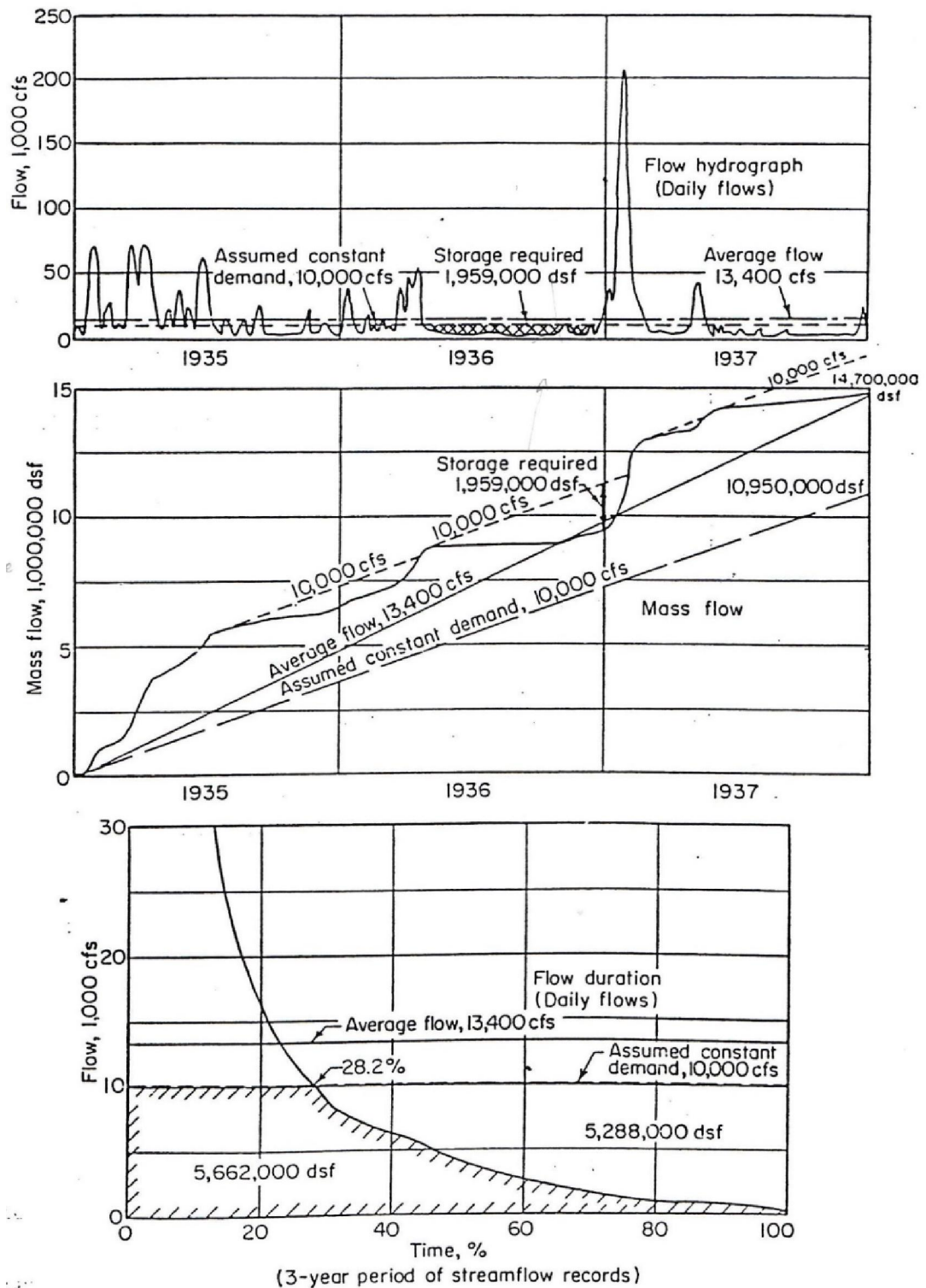
- ใช้สำหรับ Preliminary Type Analyses
- ขึ้นอยู่กับ Time และ Funds (ประหยัด)
- หากใช้คอมพิวเตอร์ ก็ควรจะพิจารณาใช้กรณี Detailed Sequential Analysis จะดีกว่า โดยเฉพาะเมื่อมีข้อมูลที่เกี่ยวข้องเพียงพอ
- Simplified Sequential Method ที่ นิยมใช้กันทั่วไปก็คือ Sequential Mass Curve Analysis หรือ เรียกว่า Ripple Method
- Sequential Mass Curve ดูตัวอย่างในรูปที่ 4-8
- Flow Hydrograph, Mass Curve และ Flow Duration ดูตัวอย่างในรูปที่ 4-9



รูปที่ 4-8 Storage Determination Using Sequential Mass Curve (วีระพล, 2542)

จากรูปที่ 4-8 กำหนดให้

- พล็อต Accumulated Inflow กับ Sequential Time Period
- Desired Yield Rate = 38 MCM/yr
- Maximum Vertical Difference in the Period ( $BE$ ) ก็คือ Required Storage  $\cong 26$  MCM



รูปที่ 4-9 Flow Hydrograph, Mass Curve และ Flow Duration (วีระพล, 2542)

#### จากรูปที่ 4-9 กำหนดให้

- ความต้องการน้ำ = 10,000 cfs
- Average Flow for the 3-year Period = 13,400 cfs
- ปริมาณการไหลเฉลี่ยในช่วงเวลาใด ๆ จะแสดงบนเส้น Mass Curve โดยความชันของเส้นที่เชื่อมกับจุดสิ้นสุดของช่วงเวลานั้น
- ความต้องการปริมาตรความจุ = 1,959,000 dsf or sfd
- อ่างเก็บน้ำจะเต็มในวันที่ 24 เมษายน พ.ศ. 2479 และอีกครั้งในวันที่ 30 มกราคม พ.ศ. 2480
- ปริมาณการไหลสะสมที่สามารถนำไปใช้ได้ = 5,662,000 dsf
- ปริมาณการไหลสะสมที่ตรงกับความต้องการใช้น้ำ = 5,288,000 dsf
- วิธี Sequential Mass Curve ไม่ได้ระบุความถี่สัมพัทธ์ของการขาดแคลนน้ำโดยตรง

#### 4.6.2 Detailed Sequential Analysis

- การวิเคราะห์แบบ Sequential Analysis เป็นวิธีที่ยอมรับที่สุดในการคำนวณ Storage requirements ของอ่างเก็บน้ำ
- อย่างไรก็ตาม Simplified Method จะให้แนวทางในการวิเคราะห์ด้วยวิธีที่ละเอียดมากยิ่งขึ้น โดยการใช้คอมพิวเตอร์
- การปล่อยน้ำจากตัวเขื่อนจะควบคุมโดย Hydroelectric Power Requirements, Downstream Control for Flow, Diversion, Water Rights หรือ Quality
- อาจมีการส่งน้ำด้วยระบบท่อจากอ่างเก็บน้ำ
- Downstream Flow Requirement เป็นตัวกำหนดการปล่อยน้ำจากอ่างที่ต้องการสำหรับเสริม (Supplement) ปริมาณน้ำท่าจาก Intervening Area (คือพื้นที่รับน้ำฝนระหว่างอ่างเก็บน้ำและจุดควบคุม)
- โปรแกรมคอมพิวเตอร์ที่พัฒนาโดย HEC สำหรับ Conservation Multi-Reservoir Routings เรียกว่า HEC-3 หรือ HEC-RESSIM ในปัจจุบัน เพื่อใช้ในการคำนวณ Yields กรณีระบบอ่างเก็บน้ำซึ่งมีความสัมพันธ์กันหรือการใช้น้ำร่วมกัน
- HEC-5 หรือ HEC-5A หรือ HEC-RESSIM ในปัจจุบัน ได้พัฒนาขึ้นสำหรับการจัดการระบบอ่างเก็บน้ำทั้งด้าน Flood Control และ Conservation Requirements

- วิธี Detailed Sequential Routing ใช้สมการหลักการของ Conservation of Mass ดังนี้

$$I - O = \Delta S \quad (4-1)$$

เมื่อ  $I$  = ปริมาณการไหลเข้ารวมในช่วงเวลาที่กำหนด, มีหน่วย ( $m^3$ )  
 $O$  = ปริมาณการไหลออกรวมในช่วงเวลาเดียวกัน,  $m^3$   
 $\Delta S$  = การเปลี่ยนแปลงการเก็บกัก,  $m^3$

- ปริมาณการไหลเข้า (Inflow) ได้แก่

- การไหลของน้ำตามธรรมชาติ (Natural Streamflow)
- การไหลออกจากอ่างเก็บน้ำด้านบนเหนือน้ำ (Release from Upstream Reservoirs)
- การไหลเข้าด้านข้างสู่อ่างเก็บน้ำ (Local Inflow to the Reservoir)
- ปริมาณฝนที่ตกในพื้นที่ผิวอ่างเก็บน้ำ (Precipitation Falling on Reservoir Surface)
- การไหลที่ผันมาจากลุ่มน้ำอื่น (Diversion Into the Reservoir from Other Streams)

- ปริมาณการไหลออก (Outflow) ได้แก่

- การไหลออกในทุกกรณี (Releases for All Purposes)
- การระเหยจากอ่างเก็บน้ำ (Evaporation Losses)
- การรั่วซึม (Leakage)
- การผันน้ำจากอ่างเก็บน้ำ (Diversion out of Reservoirs)
- การไหลล้นออกจากอ่างเก็บน้ำ (Spill Water)

$$\Delta S_t = S_t - S_{t-1} \quad (4-2)$$

เมื่อ  $\Delta S_t$  = การเปลี่ยนแปลงการเก็บกัก ( $m^3$ ) ในช่วงเวลา  $t-1$  and  $t$   
 $S_t$  = การเก็บกักในหน่วยของปริมาตร ( $m^3$ ) ที่ช่วงเวลาสิ้นสุด  $t$   
 $S_{t-1}$  = การเก็บกักในหน่วยของปริมาตร ( $m^3$ ) ที่ช่วงเวลาสิ้นสุด  $t-1$   
 $I_t - O_t = S_t - S_{t-1}$

$$S_t \rightarrow S_{t-1} + I_t - O_t \quad \text{สมการ Basic Routing}$$

**ตัวอย่างที่ 4-2** การคำนวณของ Reservoir Operation Study for Municipal Reservoir

จากตารางที่ 4-1 กำหนดค่าฝน (Ppt.), ค่า Pan Evap., ค่า Inflow และค่า Municipal Demand ในคอลัมน์ที่ (2) ถึงคอลัมน์ที่ (5) ตามลำดับ

- จากขีดจำกัดทางด้านธรณีวิทยาที่ตัวเขื่อนและอ่างเก็บน้ำ กำหนดให้ Maximum Storage Capacity ของ Municipal Res. เท่ากับ 14 MCM
- **รูปที่ 4-10** แสดง Area-Capacity Curve
- Storage Demand ที่ต้องการ = 4,750,000 m<sup>3</sup>/yr
- Pan Coefficient = 0.7
- เพื่อรักษา Ecological Environments ต้องปล่อยน้ำตามข้อมูลในคอลัมน์ที่ (8)

หมายเหตุ: จากตารางที่ 4-1 การคำนวณทำได้ดังนี้

- คอลัมน์ที่ (6) = คอลัมน์ที่ (2) × คอลัมน์ที่ (12)
  - คอลัมน์ที่ (7) = คอลัมน์ที่ (3) × 0.7 × คอลัมน์ที่ (12)
  - คอลัมน์ที่ (9) = [คอลัมน์ (4) + คอลัมน์ (6)] - [คอลัมน์ (5) + คอลัมน์ (7) + คอลัมน์ (8)]
  - คอลัมน์ที่ (10) = คอลัมน์ที่ (10)<sub>last month</sub> + คอลัมน์ที่ (9)
  - คอลัมน์ที่ (11) = นำ Storage ไปอ่านจากรูปที่ 4-10 เพื่อให้ได้ค่า Area ของอ่างเก็บน้ำ
  - คอลัมน์ที่ (12) = [คอลัมน์ที่ (11)<sub>this month</sub> + คอลัมน์ที่ (11)<sub>last month</sub>] / 2
  - คอลัมน์ที่ (13) = [คอลัมน์ที่ (10)<sub>last month</sub> + คอลัมน์ที่ (9)<sub>this month</sub>] - 14,000
- เมื่อคอลัมน์ที่ (10) มีค่ามากกว่า 14,000,000 ลบ.ม.



ตารางที่ 4-1 Example of Reservoir Operation Study for Municipal Reservoir

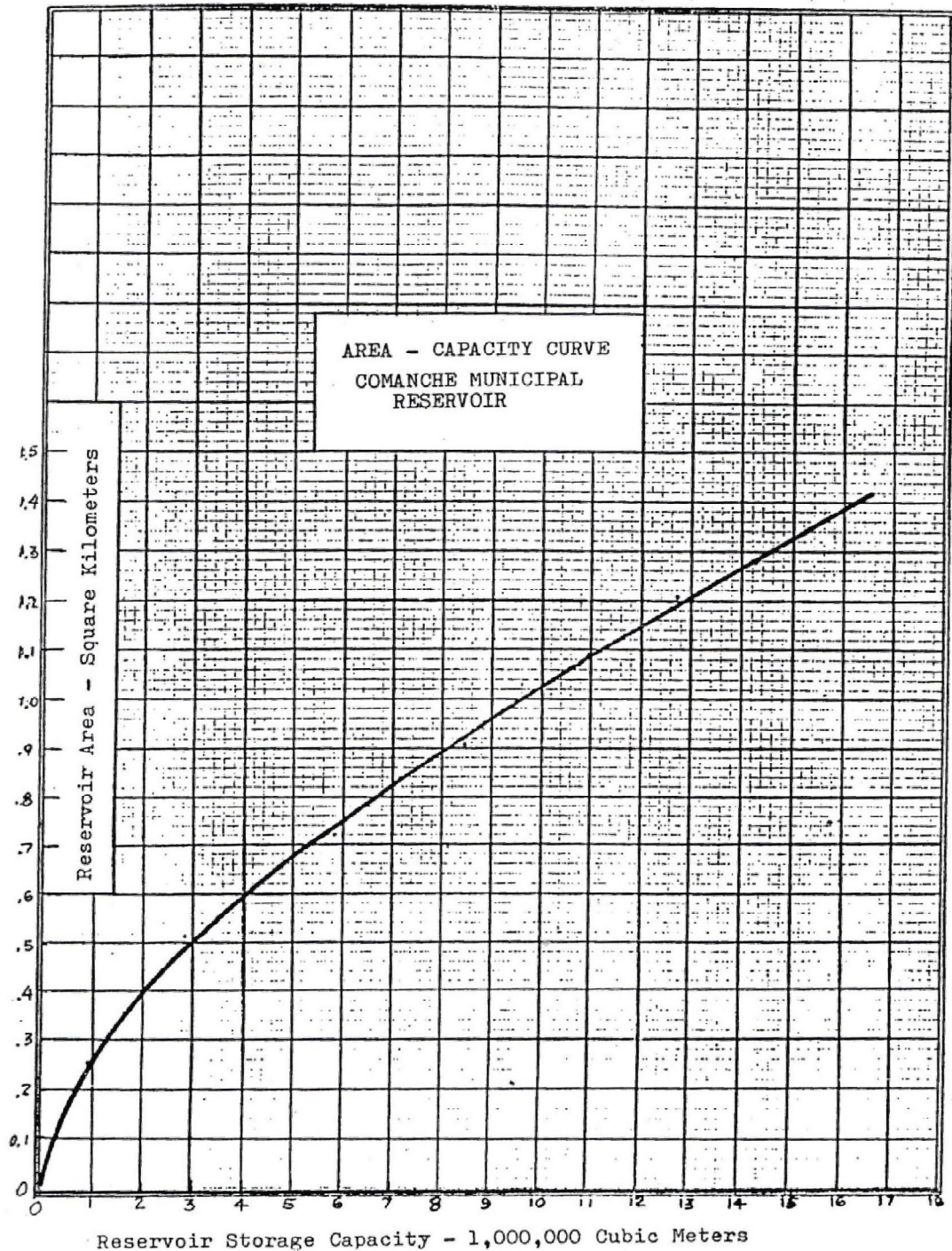
Year & Month	Ppc. mm	Pan Evap. mm	Inflow 1000 cu m	Municipal Demand 1000 cu m	Ppt. Inflow 1000 cu m	Evap Draft 1000 cu m	Required Releases 1000 cu m	Δ Storage 1000 cu m	Remain Storage 1000 cu m	Reserv. Area sq km	Ave. Area for Month sq km	Spill 1000 cu m
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
2016	Jan	110	35	3,045	150	130	5	8,000	0.9	1.27	1.09	612
	Feb	120	50	6,704	180	80	5	14,000	1.25	1.24	1.25	0
	Mar	15	90	145	195	25	10	13,879	1.19	1.22	1.22	0
	Apr	20	120	17	375	6	15	12,571	1.13	1.16	1.16	0
	May	0	170	16	660	0	20	11,725	1.06	1.10	1.10	0
	Jun	0	210	5	660	0	20	10,875	1.03	1.05	1.05	0
	Jul	0	220	0	600	0	15	10,113	0.99	1.01	1.01	0
	Aug	0	200	0	550	0	15	9,428	0.95	0.97	0.97	0
	Sep	0	170	0	375	10	10	8,778	0.94	0.95	0.95	0
	Oct	10	110	0	195	19	10	8,752	0.94	0.94	0.94	0
	Nov	20	60	0	150	103	5	8,669	1.04	0.99	0.99	0
	Dec	110	30	9	150	228	5	10,373	1.04	1.04	1.04	0
2017	Jan	230	35	1,635	150	24	5	+1,684	1.06	1.05	1.05	0
	Feb	30	45	50	180	31	5	-137	1.03	1.04	1.04	0
	Mar	85	90	520	195	89	10	-338	1.03	1.03	1.03	0
	Apr	10	120	20	375	10	10	-442	0.98	1.01	1.01	0
	May	50	170	17	660	51	15	-727	0.93	0.96	0.96	0
	Jun	0	215	5	660	0	20	-819	0.87	0.90	0.90	0
	Jul	0	235	1	660	0	20	-827	0.82	0.85	0.85	0
	Aug	0	200	0	600	0	15	-734	0.77	0.80	0.80	0
	Sep	0	165	0	550	0	15	-657	0.74	0.76	0.76	0
	Oct	50	110	0	375	38	10	-406	0.73	0.73	0.73	0
	Nov	20	70	0	195	15	10	-226	0.72	0.73	0.73	0
	Dec	170	35	5	150	124	5	-52	0.72	0.73	0.73	0

4,750,000 cu. meters / year

Computations continued on next page

ตารางที่ 4-1 Example of Reservoir Operation Study for Municipal Reservoir (ต่อ)

Year & Month	Ppc. mm	Pan Evap. mm	Inflow 1000 cu m	Municipal Demand 1000 cu m	Ppt. Inflow 1000 cu m	Evap Draft 1000 cu m	Required Releases 1000 cu m	Δ Storage 1000 cu m	Remain Storage 1000 cu m	Reserv. Area sq km	Ave. Area for Month		Spill 1000 cu m
											sq km	sq km	
2018 Jan	50	35	99	150	36	18	5	-38	5646	0.72	0.72	0	0
Feb	130	40	500	180	95	20	5	+390	6,036	0.75	0.73	0	0
Mar	60	95	21	195	44	49	10	-189	5,847	0.74	0.74	0	0
Apr	20	115	12	375	14	58	10	-417	5,430	0.7	0.72	0	0
May	15	170	8	660	10	80	15	-737	4,693	0.65	0.67	0	0
Jun	12	210	1	660	7	90	20	-762	3,931	0.58	0.61	0	0
Jul	0	220	0	660	0	85	20	-765	3,166	0.52	0.55	0	0
Aug	0	195	0	600	0	67	15	-682	2,484	0.45	0.49	0	0
Sep	0	160	0	550	0	47	15	-612	1,872	0.38	0.42	0	0
Oct	25	110	0	375	9	27	10	-403	1,469	0.32	0.35	0	0
Nov	110	55	0	195	34	12	10	-183	1,286	0.3	0.31	0	0
Dec	130	35	2	150	38	7	5	-122	1,164	0.28	0.29	0	0
2019 Jan	250	30	2730	150	108	9	5	+2,674	3,838	0.58	0.43	0	0
Feb	50	40	1,500	180	32	18	5	+1,329	5,167	0.68	0.63	0	0
Mar	120	90	2430	195	89	47	10	+2,267	7,434	0.85	0.74	0	0
Apr	130	110	5520	375	133	79	10	+5,189	12,623	1.19	1.02	0	0
May	0	170	45	660	0	139	15	-769	11,854	1.13	1.17	0	0
Jun	0	215	15	660	0	160	20	-825	11,029	1.09	1.11	0	0
Jul	0	220	5	660	0	163	20	-838	10,191	1.03	1.06	0	0
Aug	5	195	1	600	5	138	15	-747	9,444	0.99	1.01	0	0
Sep	10	155	0	550	10	104	15	-659	8,785	0.94	0.96	0	0
Oct	20	105	0	375	19	68	10	-434	8,351	0.92	0.93	0	0
Nov	10	60	0	195	9	38	10	-243	8,117	0.9	0.91	0	0
Dec	110	30	15	150	99	19	5	-60	8,057	0.89	0.90	0	0
2020 Jan	90	30	800	150	83	19	5	+709	8,766	0.94	0.92	0	0
Feb	180	40	8500	150	200	31	5	+6,484	14,000	1.27	1.11	3250	← Reservoir Refilled and Spilling again



รูปที่ 4-10 Reservoir Area-Capacity Curves of Municipal Reservoir (วีระพล, 2542)

## 4.7 โคงงปฏิบัติการอ่างเก็บน้ำ (RESERVOIR OPERATION RULE CURVES)

- ในบรรดาเครื่องมือที่มีประโยชน์ที่สุดในการดำเนินงานของโครงการอ่างเก็บน้ำ คือ Rule Curve

- Rule Curve เป็นแนวทางสำหรับการจัดการอ่างเก็บน้ำ และโดยทั่วไปจะใช้ในการทำ detail sequential analysis ของการผสมผสานข้อจำกัดที่หลากหลายของสถานะของความต้องการใช้น้ำและทางด้านอุทกวิทยาที่สำคัญ

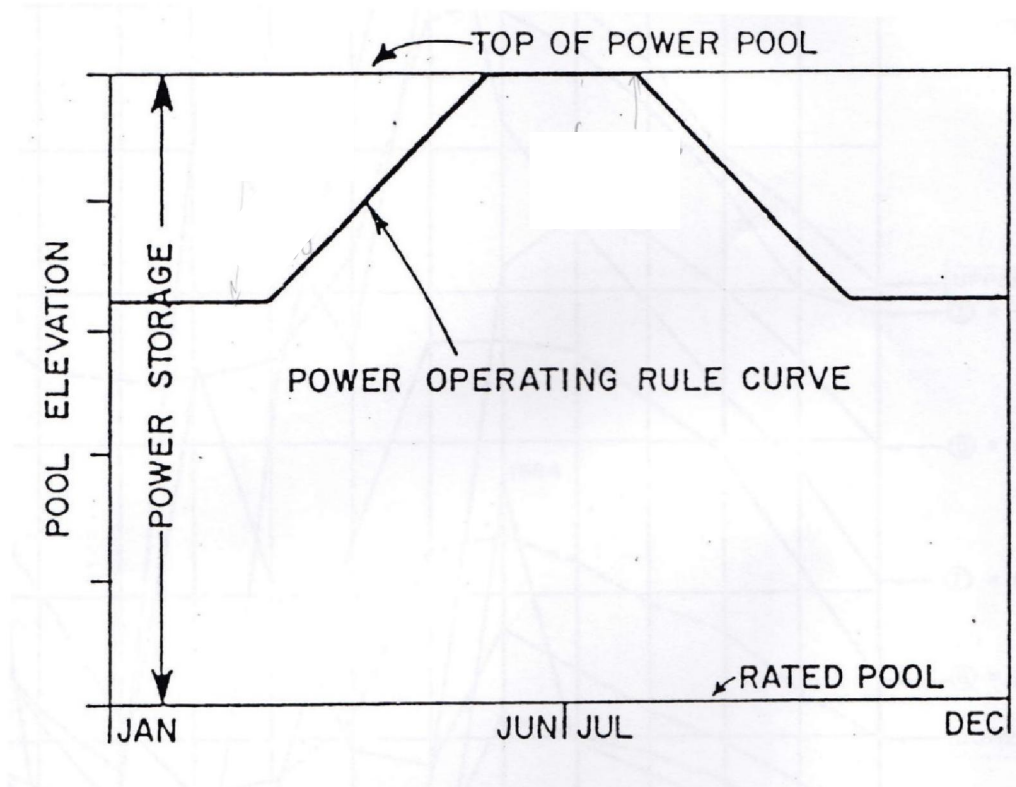
- Rule Curve หรือบางครั้งเรียกว่า Guide Curves นิยมใช้ร่วมในการจัดการอ่างเก็บน้ำที่ติดตั้งเครื่องผลิตไฟฟ้าจากพลังน้ำ

- หากเป็นกรณี Flood Control Operations เรียกว่า Flood Control Diagrams มีทั้ง Curve เดี่ยว หรือทั้ง Upper และ Lower Rule Curves

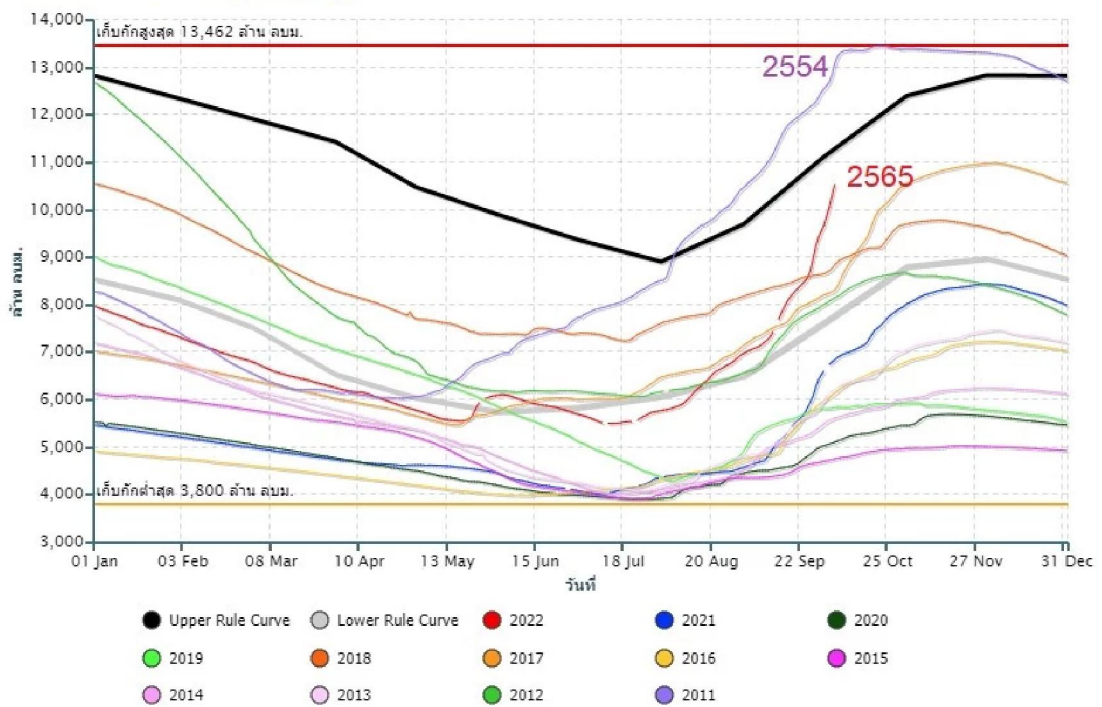
- เพื่อให้สามารถควบคุมอุทกภัย การชลประทาน การผลิตไฟฟ้า และการใช้งานอื่นๆ ได้ดีที่สุด ต้องมีการกำหนดขั้นตอนการปฏิบัติงานเพื่อลดความขัดแย้งระหว่างวัตถุประสงค์ให้เหลือน้อยที่สุด

- วัตถุประสงค์ของโครงการอ่างเก็บน้ำอเนกประสงค์ที่มีการผลิตไฟฟ้า คือ เพื่อให้มีการทำงานที่สมดุลสำหรับการสร้างพลังงานที่มั่นคงและพลังงานสำรองผ่านช่วงที่มีการไหลเข้าที่สูง ปานกลาง และต่ำ ในขณะที่ยังคงความจุในการเก็บกักที่เหมาะสมที่สุดในอ่างเก็บน้ำเพื่อควบคุมอุทกภัย

- Rule Curve ที่เกี่ยวกับการทำงานของการผลิตไฟฟ้าถูกกำหนดให้เป็น “เส้นโค้งหรือกลุ่มของเส้นโค้งซึ่งบ่งชี้ว่าต้องดำเนินการอ่างเก็บน้ำอย่างไรภายใต้เงื่อนไขเฉพาะเพื่อให้ได้ผลลัพธ์ที่ดีที่สุดหรือที่กำหนดไว้ล่วงหน้า” และสามารถอธิบายได้ว่าสามารถปรับเปลี่ยนเป็นทางเลือกที่สองหากต้องการบริหารจัดการน้ำให้มีความจุที่เหมาะสมที่สุดเพื่อรองรับการควบคุมอุทกภัยซึ่งเป็นทางเลือกหลักได้ ดังแสดงในรูปที่ 4-11 เป็น Rule Curve สำหรับเขื่อนผลิตไฟฟ้าพลังน้ำโดยทั่วไป และรูปที่ 4-12 แสดง Rule Curve ของเขื่อนภูมิพล ที่บริหารจัดการโดยการไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย



รูปที่ 4-11 Rule Curve สำหรับเขื่อนผลิตไฟฟ้าพลังน้ำโดยทั่วไป (วีระพล, 2542)



รูปที่ 4-12 Rule Curve ของเขื่อนภูมิพล (สันต์, 2565)

## บทสรุป (SUMMARY)

บทที่ 4 นี้ครอบคลุมเนื้อหาการออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ ใน 6 ส่วน ประกอบด้วย การจำแนกประเภทของอ่างเก็บน้ำ, การคัดเลือกขั้นตอนการวิเคราะห์ทางเทคนิค, การวิเคราะห์และการใช้ข้อมูล, การตั้งข้อกำหนดในการศึกษา, ขั้นตอนการวิเคราะห์ทางเทคนิค และโค้งปฏิบัติการอ่างเก็บน้ำ ทั้งนี้จะเกี่ยวข้องกับการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาตรความจุและผลผลิตที่จะได้รับจากอ่างเก็บน้ำ (Storage-Yield Relationship) โดยสามารถอธิบายโดยย่อได้ในเชิงการประยุกต์วิธีการทาง Theoretical และ Empirical Methods กับข้อมูลอุทกวิทยาเพื่อที่จะทำการคำนวณผลผลิตที่เกิดจากการจัดการน้ำในโครงการอ่างเก็บน้ำ และในท้ายที่สุดวิธีการต่างๆ ได้ถูกเสนอขึ้นในการคำนวณหรือประเมินผลทางด้านอุทกวิทยาและด้านอื่นๆ ที่เกี่ยวข้องกับการออกแบบและการจัดการอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Design and Operation)

## แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 4

4.1 ในการคำนวณปริมาณการระเหยจากอ่างเก็บน้ำใช้สมการอะไร แต่ละเทอมในสมการสามารถคำนวณได้อย่างไร และใช้ข้อมูลหลักอะไรบ้าง

4.2 จากตัวอย่างที่ 4-2 เรื่อง Reservoir Operation Study for Municipal Reservoir ในตารางที่ 4-1 และรูปที่ 4-10 หน้าที่ 4-28 ถ้าหากกำหนดให้ Dead Storage มีค่าเท่ากับ 1,750,000 ลูกบาศก์เมตร จงคำนวณความขาดแคลนน้ำว่าจะเกิดขึ้นในปี ค.ศ. ไต่บ้าง และปริมาณการขาดแคลนแต่ละเดือนดังกล่าวเป็นเท่าไร

## เอกสารอ้างอิง (References)

สันต์ ศรีธรรม ธีรารัง, 2565, น้ำท่วมประเทศไทย. เว็บไซต์: <https://www.nationtv.tv/news/social/378888710>.

วีระพล แต่สมบัติ, 2542, อุทกวิทยาขั้นสูง (Advance Hydrology). เอกสารประกอบการสอน. ภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์



บทที่ 5

สถิติในงานวิเคราะห์และออกแบบทางอุทกวิทยา  
(Statistics in Hydrological Analysis and Design)



## บทที่ 5 สถิติในงานวิเคราะห์และออกแบบทางอุทกวิทยา

(Statistics in Hydrological Analysis and Design)

### 5.1 บทนำ

การออกแบบอาคารชลศาสตร์และอาคารชลประทานที่เกี่ยวข้องกับขนาดของน้ำท่วมนั้นจะคิดขนาดของน้ำท่วมเปรียบเทียบเป็นรอบปีการเกิดซ้ำ ดังนั้น การวิเคราะห์น้ำท่วมหรือน้ำนอง จึงต้องอาศัยหลักสถิติ ซึ่งเรียกว่า หลักความถี่ของการเกิดซ้ำ ในตอนต้นของบทนี้จะกล่าวถึงแนวคิดเกี่ยวกับหลักสถิติที่นำไปใช้ก่อน หลักสถิติดังกล่าวก็คือ กราฟความถี่และการแจกแจงความถี่ เมื่อเข้าใจเกี่ยวกับกราฟความถี่ และกราฟแจกแจงความถี่แล้วก็จะได้นำไปประยุกต์เกี่ยวกับการวิเคราะห์น้ำท่วมขนาดต่างๆ กันต่อไป การวิเคราะห์น้ำท่วมทั้งกรณีการวิเคราะห์ข้อมูลเพียงสถานีเดียวและการวิเคราะห์ข้อมูลหลายสถานีทั้งลุ่มน้ำซึ่งเรียกว่า Regional Flood Frequency Analysis



## 5.2 กราฟความถี่ และกราฟแจกแจงความถี่ (FREQUENCY GRAPH AND FREQUENCY DISTRIBUTION GRAPH)

### 5.2.1 ความหมายกราฟความถี่และกราฟแจกแจงความถี่

สมมติว่ามีตัวอย่าง (Sample) ประกอบด้วย  $N$  ค่าหรือ  $N$  ตัวของ  $x_i, i = 1, 2, 3, \dots, N$  และที่  $n_j$  ค่าของ  $X_j$  ซึ่งผลรวมของ  $n_j$  จะเท่ากับ  $N$  ค่าของ  $n_j$  เหล่านี้เรียกว่าความถี่สมบูรณ์ (Absolute Frequency) ของ  $X_j$  นั่นเอง อัตราส่วน  $f_j = n_j / N$  เรียกว่าความถี่สัมพัทธ์ (Relative Frequency) ของ  $X_j$  กราฟที่แสดงการแพร่กระจาย หรือการแจกแจง (Distribution) ของความถี่สมบูรณ์และความถี่สัมพัทธ์ เรียกว่ากราฟความถี่สมบูรณ์และกราฟความถี่สัมพัทธ์ ตามลำดับ

ผลบวกของ  $n_j$  มีค่าเท่ากับ  $N$  และผลรวมของความถี่สัมพัทธ์ ( $f_j$ ) จะเท่ากับ 1.0 คำว่าความถี่สะสมสมบูรณ์ (Absolute Cumulative Frequency) หรือ  $N_j$  ของ  $X_j$  ก็คือ

$$N_j = \sum_{i=1}^j n_i \quad (5-1)$$

และความถี่สะสมสัมพัทธ์ (Relative Cumulative Frequency) หรือ  $F_j$  ของ  $x_j$  ก็คือ

$$F_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^j n_i = \sum_{i=1}^j f_i \quad (5-2)$$

โดยทั่วไปแล้วกราฟแสดงความถี่สะสมจะเรียกว่ากราฟแจกแจงความถี่ (Frequency Distribution) ซึ่งเท่ากับ  $P(x < x_j)$  นั้นหมายถึง ความเป็นไปได้หรือโอกาสที่ค่าของ  $X$  ใดๆ จะน้อยกว่าหรือเท่ากับค่า  $x_j$  มีเท่าใดหรือมีกี่เปอร์เซ็นต์

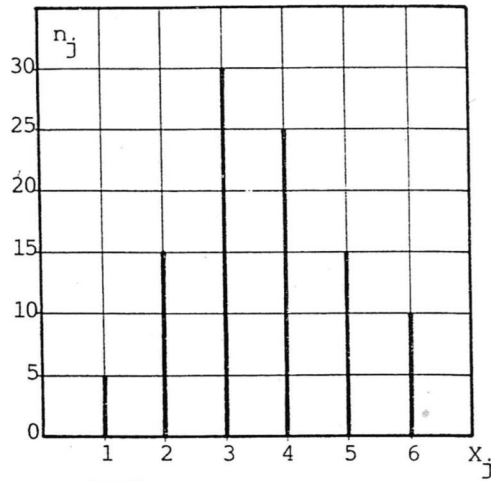
ยกตัวอย่างเช่น การทอดลูกเต๋าลูกเดียวจำนวน 100 ครั้ง ได้ผลสมมุติ ดังตารางที่ 5-1 ต่อไปนี้

## ตารางที่ 5-1 การเกิดหมายเลขของลูกเต๋ามาจากการทอด 100 ครั้ง

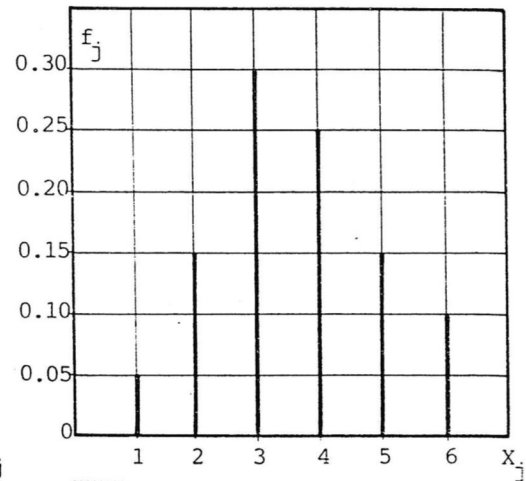
หมายเลข ( $x_j$ )	จำนวนครั้งที่เกิด หมายเลขที่กำหนด ( $n_j$ )	จำนวนครั้งที่เกิดหมายเลข น้อยกว่าหรือเท่ากับที่กำหนด ( $N_j$ )	ความถี่สัมพัทธ์ ( $f_j$ )	ความถี่สะสมสัมพัทธ์ ( $F_j$ )
1	5	5	0.05	0.05
2	15	20	0.15	0.2
3	30	50	0.3	0.5
4	25	75	0.25	0.75
5	15	90	0.15	0.9
6	10	100	0.1	1
รวม	100		1	

จากตารางการทอดลูกเต๋ามาจำนวน 100 ครั้งดังกล่าว นำผลไปพล็อตกราฟความถี่สัมบูรณ์และความถี่สัมพัทธ์ดังแสดงในรูปที่ 5-1(a) และ รูปที่ 5-1(b) ตามลำดับ ส่วนรูปที่ 5-1(c) และ รูปที่ 5-1(d) แสดงกราฟแจกแจงความถี่สัมบูรณ์และสัมพัทธ์ ตามลำดับ

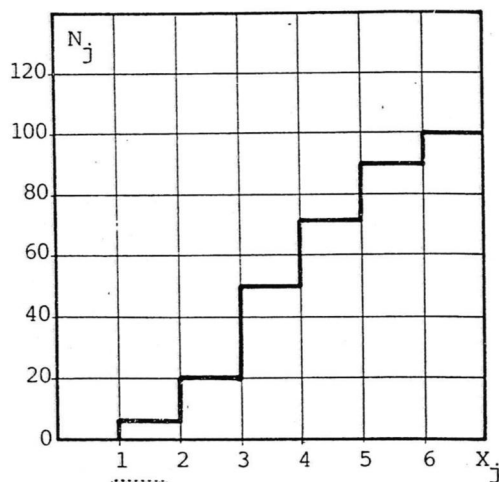
อันที่จริงแล้ว หากลูกเต๋ามิใช่เบี้ยหรือการทอดไม่ลำเอียงหรือจงใจแล้ว ค่าเฉลี่ยของการเกิดหมายเลขแต่ละหน้าควรจะมีค่าใกล้เคียงกัน ตัวอย่างที่แสดงไว้เป็นตัวอย่างสมมุติ ซึ่งอาจเกิดขึ้นได้หากการทอดมีเพียง 100 ครั้ง อย่างไรก็ตาม หากพิจารณาเฉพาะผลที่เกิดขึ้นในตารางที่ 5-1 พอสรุปได้ว่า โอกาสหรือความเป็นไปได้ที่จะเกิดหมายเลข 3 มีมากกว่าหมายเลขอื่น โดยมีโอกาสถึง 0.30 หรือ 30 เปอร์เซ็นต์ หมายเลข 1 มีโอกาสเกิดน้อยที่สุดคือมีเพียง 0.05 หรือ 5 เปอร์เซ็นต์เท่านั้น เมื่อพิจารณากราฟแจกแจงความถี่สัมพัทธ์ จะเห็นได้ว่าโอกาสที่จะเกิดหมายเลขน้อยกว่าหรือเท่ากับ 4 นั้น มีโอกาสถึง 0.75 หรือ 75 เปอร์เซ็นต์ หรืออาจกล่าวได้ว่าโอกาสที่จะเกิดหมายเลขสูงกว่าหมายเลข 4 คือการเกิดเฉพาะหมายเลข 5 หรือ 6 นั้น มีเพียง 0.25 หรือ 25 เปอร์เซ็นต์นั่นเอง



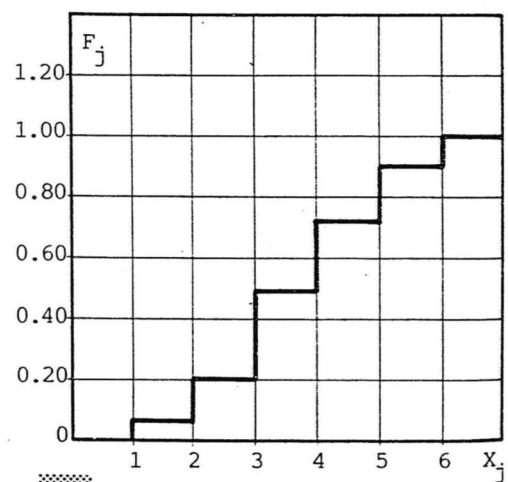
(a) กราฟความถี่สัมบูรณ์



(b) กราฟความถี่สัมพัทธ์



(c) กราฟแจกแจงความถี่สัมบูรณ์



(d) กราฟแจกแจงความถี่สัมพัทธ์

รูปที่ 5-1 ลักษณะกราฟความถี่และกราฟแจกแจงความถี่จากการทอดลูกเต๋่าจำนวน 100 ครั้ง  
(วีระพล, 2542)

### 5.2.2 รูปร่างกราฟความถี่ (Shape of Frequency Graph)

รูปร่างลักษณะของกราฟความถี่ของตัวแปร X มีได้หลายลักษณะด้วยกัน พอสรุปได้ดังนี้

1. Uniform หรือ Rectangular Distribution รูปร่างของกราฟความถี่ชนิดนี้ไม่พบในด้านอุทกวิทยา

2. Triangular Distribution รูปร่างของกราฟความถี่ชนิดนี้ไม่ค่อยพบในด้านอุทกวิทยา

3. Bell-Shaped Distribution มีรูปร่างคล้ายระฆังคว่ำ ซึ่งจะพบมากในด้าน Natural sciences ซึ่งรวมทั้งด้านอุทกวิทยาด้วย

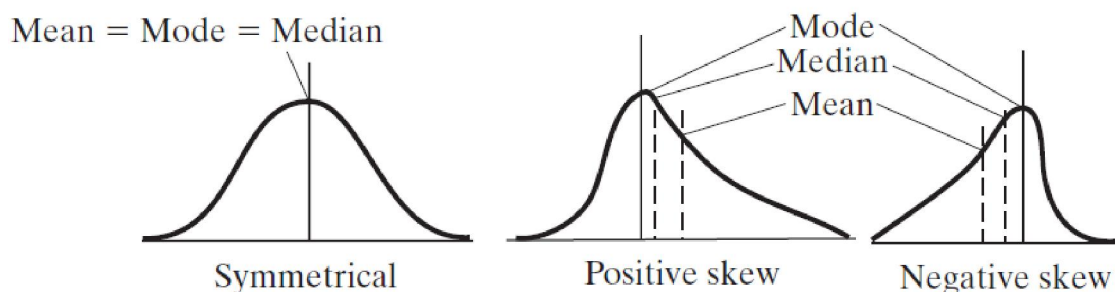
4. J-Shaped Distribution รูปร่างกราฟความถี่ชนิดนี้แสดงถึงลักษณะ High Skew และพบมากในด้านอุทกวิทยา

5. U-Shaped Distribution รูปร่างกราฟความถี่ชนิดนี้ไม่ค่อยพบในด้านอุทกวิทยา

อย่างไรก็ตาม ชนิดของกราฟความถี่หรือการแจกแจงความถี่ อาจแบ่งได้เป็นสองลักษณะใหญ่ๆ คือ

1. Symmetrical Distribution ซึ่งจะมีรูปร่างแบบคล้ายคลึงกันหรือ Symmetry ยกตัวอย่างเช่น Normal Distribution เป็นต้น

2. Skew Distribution ซึ่งจะมีรูปร่างเป็นแบบไม่คล้ายคลึงกันหรือ Asymmetry และยังแบ่งออกได้เป็น Right หรือ Positive Skew คือบิดไปทางด้านซ้าย (เบ้ขวา) และ Left หรือ Negative Skew คือบิดไปทางด้านขวา (เบ้ซ้าย) ดังแสดงการเปรียบเทียบกันรูปที่ 5-2 ส่วนมากข้อมูลทางอุทกวิทยาจะมีลักษณะเป็นแบบบิดไปทางด้านขวาหรือ Left-Skewed Curve นั่นเอง



รูปที่ 5-2 การเปรียบเทียบกราฟความถี่สัมพัทธ์แบบคล้ายคลึงกันและไม่คล้ายคลึงกัน

(วีระพล, 2542)

### 5.2.3 เครื่องหมายแสดงลักษณะการแจกแจงความถี่ (Descriptors of Distribution)

เครื่องหมายหรือสิ่งแสดงรูปร่างลักษณะของการแจกแจงความถี่ แบ่งออกได้เป็น 4 ลักษณะด้วยกัน คือ

1. เครื่องหมายหรือสิ่งแสดงแนวโน้มสู่ศูนย์กลาง (Descriptors for Central Tendency) หรือ เป็นเครื่องหมายซึ่งจะมีค่าอื่นๆ มารวมกันอยู่เป็นกลุ่มก้อน
2. เครื่องหมายวัดการแพร่กระจาย (Descriptors for Dispersion) หรือการแผ่ (Spread) ของตัวแปร (ซึ่งมีความหมายตรงกันข้ามกับ Concentration) รอบๆ ค่าตัวกลาง(Central Values)
3. เครื่องหมายวัดความไม่คล้ายคลึงกันของกราฟความถี่ของตัวแปร ซึ่งเรียกว่า Descriptor for Asymmetry หรือ Skewness
4. เครื่องหมายแสดงตึกรูปความราบแบนของกราฟความถี่ของตัวแปร ซึ่งเรียกว่า Descriptor for Flatness ส่วนมากความราบแบนหรือในทางตรงกันข้ามความมียอดสูง (Peakness) จะเทียบกับค่าของ Normal Distribution เป็นหลัก

### 5.2.4 เครื่องหมายแสดงแนวโน้มสู่ศูนย์กลาง

เครื่องหมายหรือดัชนีชนิดนี้แสดงค่าเฉลี่ยหรือค่ากลาง ซึ่งค่าอื่นๆ ของตัวอย่างจะจับกลุ่มอยู่รอบๆ ค่าเฉลี่ยหรือค่ากลางนี้อาจจะแบ่งออกได้หลายอย่าง เช่น ค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic Mean) ค่าเฉลี่ยเรขาคณิต (Geometric Mean) ค่าเฉลี่ยฮาร์โมนิก (Harmonic Mean) ค่ามีเดียน (Median) และค่าโหมด (Mode) เป็นต้น

1. ค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ เป็นค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์อย่างง่าย ๆ บางครั้งเรียกย่อ ๆ ว่า Mean ซึ่งคำนวณจากสูตรดังนี้

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \tag{5-3}$$

ในที่นี้  $N$  คือ ขนาดของตัวอย่าง (Sample Size)

2. ค่าเฉลี่ยเรขาคณิต ค่าเฉลี่ยเรขาคณิตคำนวณได้จากสูตร

$$\bar{x}_g = (x_1 \cdot x_2 \cdot x_3 \cdots x_N)^{\frac{1}{N}} \tag{5-4}$$

จากการ Take Log ทั้งสองข้างของสมการ ( 5-4 ) จะได้สูตร

$$\overline{\log \mathcal{X}_g} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log \mathcal{X}_i \quad (5-5)$$

ดังนั้น ค่าเฉลี่ยเรขาคณิตก็คือค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ของลอการิทึม (Logarithm) ของ  $x_i$  นั้นเอง

3. ค่าเฉลี่ยฮาร์โมนิก ค่าเฉลี่ยฮาร์โมนิก คำนวณได้จากสูตร

$$\overline{\mathcal{X}_h} = \frac{N}{\frac{1}{\mathcal{X}_1} + \frac{1}{\mathcal{X}_2} + \frac{1}{\mathcal{X}_3} + \dots + \frac{1}{\mathcal{X}_N}} \quad (5-6)$$

จากรูปสมการดังกล่าว จะเห็นได้ว่าค่าเฉลี่ยฮาร์โมนิก ก็คือส่วนกลับของค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ของส่วนกลับของ  $x_i$  นั้นเอง

4. ค่าเฉลี่ยคอควาติก (Quadratic Mean) ค่าเฉลี่ยนี้คำนวณได้จากสูตร

$$\overline{X_q} = \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5-7)$$

ค่าเฉลี่ยคอควาติกก็คือรากกำลังสองของค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ของ  $x_i^2$  นั้นเอง

5. ค่ามีเดียน (Median) นอกจากค่าเฉลี่ยชนิดต่างๆ ดังที่ได้กล่าวมาแล้วค่าตัวกลางในด้านอุทกวิทยาที่นิยมใช้ก็คือ มีเดียนและโหมด สำหรับมีเดียนคือค่ากลางของ Series ซึ่งจัดเรียงอันดับตามขนาดใหญ่เล็กแล้ว จะเห็นได้ว่าจำนวนของ  $x_i$  ที่มีค่าน้อยกว่ามีเดียนจะเท่ากับจำนวนของ  $x_i$  ที่มีค่ามากกว่ามีเดียน

6. ค่าโหมด (Mode) คือ ค่ากลางที่มีความถี่สูงสุด ซึ่งได้แก่ค่าของ  $x_i$  ที่มีค่า  $f_i$  มากที่สุด

พอสรุปได้ว่าเครื่องหมายที่ใช้แสดงค่าเฉลี่ยหรือค่ากลางนั้นมีหลายอย่างด้วยกัน ในด้านอุทกวิทยานิยมใช้ค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ มีเดียน และโหมด กันมาก ในบางครั้งจะมีการอภิปรายหรือถกเถียงกันว่าจะใช้ค่าใดแสดงเป็นตัวกลางในระหว่างสามค่าเฉลี่ยดังกล่าว ในกรณีที่มีการแจกแจงความถี่ของ  $X$  เป็นแบบคล้ายคลึงกันหรือ Symmetry ทั้งค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ ค่ามีเดียน และค่าโหมดจะมีค่าเท่ากันหมด (ดูรูปที่ 5-2) โดยทั่วไปและจากการวิเคราะห์แฟกเตอร์หลายๆอย่าง ค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์จะเป็นเครื่องหมายค่าตัวกลางที่ดีที่สุด อย่างไรก็ตามสำหรับตัวอย่างขนาดเล็ก (Small Sample) นั้นการใช้

ค่ามีเดียนในทางอุทกวิทยาอาจจะดีกว่าเพราะค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์อาจจะถูกระทบกระเทือนจากค่าสูงสุดหรือต่ำสุด (Extremes) ที่เกิดขึ้นในตัวอย่างมากกว่า

### 5.2.5 เครื่องหมายวัดการแพร่กระจาย

เครื่องหมายดังกล่าวนี้เป็นดัชนีที่แสดงค่ากระจายออกไปจากค่ากลางหรือค่าเฉลี่ยหรือเป็นตัวแสดงให้ทราบว่าค่าอื่นๆ จะกระจายผิดแผกไปจากค่ากลางมากน้อยเพียงใด เครื่องหมายชนิดนี้มีหลายอย่างด้วยกันที่สำคัญมีดังต่อไปนี้

1. ค่าพิสัย (Range) พิสัยในที่นี้คือช่วงของค่าระหว่างสูงสุดและต่ำสุด คำนวณได้จากสูตร

$$R = X_{\max} - X_{\min} \quad (5-8)$$

ในเมื่อ R คือพิสัย  $X_{\max}$  คือค่าสูงสุดในตัวอย่าง และ  $X_{\min}$  คือค่าต่ำสุดในตัวอย่าง

2. ค่าเฉลี่ยเบี่ยงเบนสมบูรณ์ (Mean Absolute Deviation) เป็นค่าเฉลี่ยของ Absolute Value ของผลต่างของค่า X จากค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์แสดงด้วยสูตรต่อไปนี้

$$D = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_i - \bar{X}| \quad (5-9)$$

ในเมื่อ  $\bar{X}$  คือค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ และ N คือ Sample Size

3. ค่าความแปรปรวน (Variance) การหาค่าความแปรปรวนของตัวอย่างที่กำหนดให้ใดๆคำนวณได้จากสูตร

$$S^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \quad (5-10)$$

4. ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) เป็นค่ารากกำลังสองของค่าความแปรปรวน ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานเป็นเครื่องหมายแสดงการแพร่กระจายที่นิยมใช้กันมากที่สุดและมีหน่วยเช่นเดียวกับหน่วยของ X คำนวณได้จากสูตร

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \quad (5-11)$$

5. สัมประสิทธิ์การแปรปรวน (Coefficient of Variation) ค่าสัมประสิทธิ์การแปรปรวนก็คือ อัตราส่วนของค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานและค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์

$$C_v = s / \bar{X} \quad (5-12)$$

จากสูตรจะเห็นว่าค่าของสัมประสิทธิ์การแปรปรวนจะไม่มีหน่วย เครื่องหมายวัดการแพร่กระจายที่นิยมใช้กันมากที่สุดคือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานรองลงมาคือ ค่าวาเรียนซ์และค่าสัมประสิทธิ์การแปรปรวน

### 5.2.6 เครื่องหมายวัดความไม่คล้ายคลึงหรือความบิดเบี้ยว

เครื่องหมายดังกล่าวนี้จะแสดงความไม่คล้ายคลึง (Asymmetry) หรือความบิดเบี้ยว (Skewness) ของการแจกแจงความถี่ เครื่องหมายเหล่านี้มีหลายอย่างเช่นเดียวกันแต่ที่นิยมใช้กันแพร่หลายก็คือ สัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยว (Skew Coefficient) คำนวณได้จากสูตร

$$C_s = \frac{N \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^3}{(N-1)(N-2)(S^3)} \quad (5-13)$$

ในเมื่อ  $\bar{X}$  และ  $S$  คือค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานตามลำดับ และค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยวจะไม่มีหน่วย

### 5.2.7 เครื่องหมายแสดงความราบแบน

เครื่องหมายชนิดนี้จะแสดงความราบแบน (Flatness) หรือความมียอดสูง (Peakness) ของการแจกแจงความถี่ของ  $x$  ที่นิยมใช้กันมากที่สุดเรียกว่าสัมประสิทธิ์เคอร์โตซิส (Kurtosis Coefficient) ซึ่งคำนวณได้จากสูตร

$$C_k = \frac{N(N-1) \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^4}{(N-2)(N-3)(N-4)(S^4)} \quad (5-14)$$

ในเมื่อ  $\bar{X}$  และ  $S$  คือค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน ตามลำดับ และค่าสัมประสิทธิ์เคอร์โตซิสไม่มีหน่วย



### 5.3 การวิเคราะห์แจกแจงความถี่ (FREQUENCY ANALYSIS)

ในทางปฏิบัติทางด้านอุทกวิทยา การวิเคราะห์แจกแจงความถี่ นิยมใช้กันแพร่หลาย ยกตัวอย่างเช่น การทำนายขนาดของ Floods ที่มี Probabilities of Exceedance ที่กำหนด ซึ่งการทำนายนี้ใช้ในการออกแบบอาคารแหล่งน้ำต่างๆ

กรณีสนใจการเกิด Success ครั้งแรกในการทดลองทำซ้ำ (Trial) หลายครั้งที่กำหนด

- $Z$  เป็น Random Variable (ตัวแปรสุ่ม) ของการเกิด Success ครั้งแรก
- $P$  เป็น Probability of Success at Each Trial
- สมมติให้  $Z$  มีค่าเท่ากับ  $k$  ถ้าหากว่าการเกิด Success ครั้งแรกเกิดขึ้นจากการทดลองครั้งที่  $k$  นั่นคือ  $k-1$  Trail แรก ผลที่ออกมาจะเกิด Failure ทั้งหมด และมีความน่าจะเป็น (Probability) เท่ากับ  $(1-p)^{k-1}$  และในครั้งที่  $k$  ผลที่เกิดขึ้นคือ Success ซึ่งมีความน่าจะเป็น  $p^1$
- ดังนั้นจะได้ค่าฟังก์ชันมวลของความน่าจะเป็น (Probability Mass Function) ของ  $Z$  ดังสูตรสมการต่อไปนี้

$$P_r(Z = k) = (1-p)^{k-1} p^1 \quad k \in \{1, 2, \dots\} \quad (5-15)$$

$$0 < P < 1$$

- ค่าเฉลี่ย (Mean) ของตัวแปรสุ่ม  $Z$  และค่าความแปรปรวน (Variance) ของตัวแปรสุ่ม  $Z$  มีค่าดังนี้

$$E Z = 1 / p \quad E \rightarrow \text{Expected Value } E$$

$$\text{Var } Z = (1-p) / p^2$$

- ในทางวิศวกรรม ค่าคาดหวัง (Expected Value) หรือค่าเฉลี่ยนี้ โดยปกติจะพิจารณาหรืออ้างถึงเป็นรอบปีการเกิดซ้ำเฉลี่ย (Return Period)
- ยกตัวอย่าง : กำหนดให้  $T(h)$  เป็นรอบปีการเกิดซ้ำเฉลี่ยของระดับ  $h$  ที่กำหนดในทะเลสาบ และมีค่าเท่ากับ 20 ปี หมายถึง Probability of Exceedance ของระดับ  $h$  ในปีใด ๆ (Any Year) จะเท่ากับ  $1/T(h)$  หรือ  $1/20 = 0.05$
- ค่า  $x_T$  (Variate Value) ของตัวแปรสุ่ม  $X$  ที่มีรอบปีการเกิดซ้ำเฉลี่ย  $T$  หมายถึง

$P_r(\underline{X} > X_T) = 1/T$  และสามารถคำนวณค่า  $X_T$  ได้ดังนี้ (Chow, 1964)

$$X_T = \mu + K_T \sigma \quad (5-16)$$

เมื่อ  $K_T$  = Frequency Factor  
 $\mu$  = Population Mean ของ  $\underline{X}$   
 $\sigma^2$  = Population Standard Deviation ของ  $\underline{X}$

- กำหนดให้  $y$  เป็นตัวแปรสุ่มมาตรฐาน (Standardized Variate)  
 หรือ  $y = (\underline{X} - \mu) / \sigma$  จะได้

$$\begin{aligned} P_r(\underline{X} > X_T) &= P_r\left(\frac{(\underline{X} - \mu)}{\sigma} > \frac{(X_T - \mu)}{\sigma}\right) \\ &= P_r\left(y > \frac{(X_T - \mu)}{\sigma}\right) \\ &= P_r(y > K_T) \end{aligned} \quad (5-17)$$

- ค่า Frequency Factor  $K_T$  ก็คือ Quantile ที่มี Exceedance Probability  $1/T$  ของการแจกแจงของตัวแปรสุ่มมาตรฐาน (Standardized Distribution) นั้นเอง
- ค่า  $X_T$  ก็จะมีค่าเท่ากับ (Exceedance Probability)  $1/T$  เช่นเดียวกัน
- โดยปกติแล้วค่าประชากร  $\mu$  และ  $\sigma$  ไม่ทราบค่ามาก่อน จึงจำเป็นต้องประมาณค่าจากตัวอย่างข้อมูล (Sample Data)
- ค่า Frequency Factor  $K_T$  จะขึ้นอยู่กับ Return Period และชนิดของการแจกแจงความน่าจะเป็นของ  $\underline{X}$
- การใช้ Probability Papers เป็นที่นิยมใช้กันทั่วไปในอดีตการวิเคราะห์แจกแจงความถี่ต่างๆ

## 5.4 กระดาษกราฟความน่าจะเป็น (PROBABILITY PAPERS)

### Fundamental Questions

“Are the Data in Harmony with the Proposed Model?”

“Can the Proposed Probability Model be Retained in View of the Observations”

### Statistical Test (Based on Parameters of Hypothesized Prob Model)

- Graphical Method
- Chi-square Test
- Kolmogorov-Smirnov Test

### การเปรียบเทียบ

เปรียบเทียบ Shape และ Location ของ Data Histogram กับ Shape และ Location ของฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็น (Probability Density Function) ของ Probability Model

- ทำได้โดย Graphical Way และ Chi-Square Test เปรียบเทียบ Empirical Distribution Function กับ Distribution Function ของ Hypothesized Probability Model
- ทำได้โดย Kolmogorov-Smirnov Test และ Graphical Method → ใช้ Probability Papers

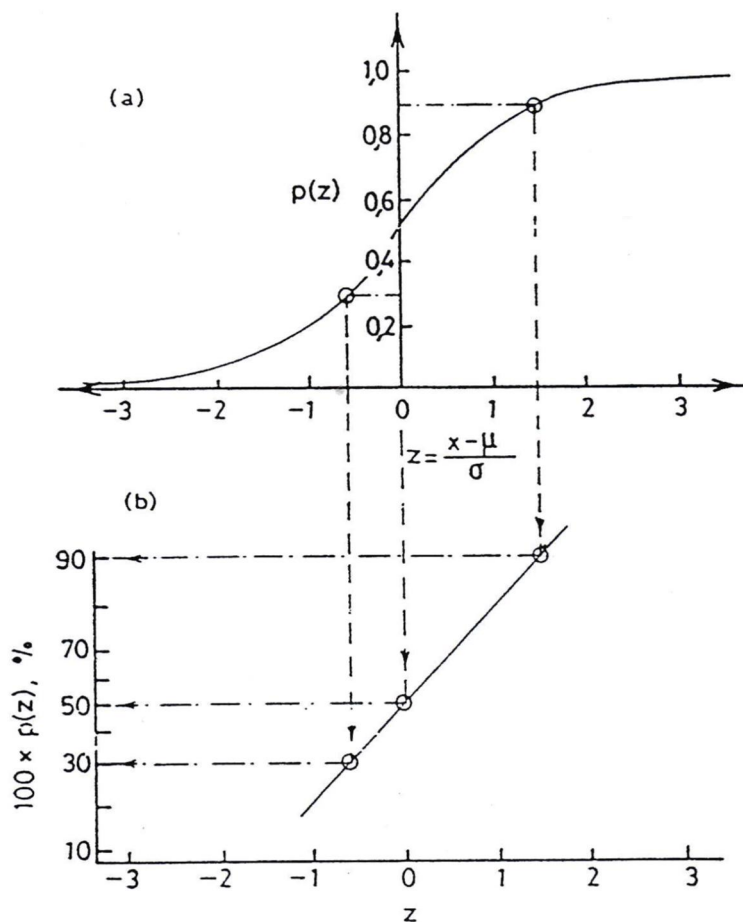
### Probability Papers

- โดยปกติใช้พล็อตและเปรียบเทียบ Cumulative (Empirical) Distribution Functions
- เป็นกระดาษกราฟที่ออกแบบพิเศษเพื่อประกันว่า Distribution Functions ที่กำหนดเมื่อพล็อตในกระดาษกราฟนี้แล้วจะเป็นเส้นตรง
- ชนิดของ Probability Paper ที่มีอยู่ปัจจุบัน
  - Normal Probability Paper
  - Log Probability Paper (→ Log Normal)
  - Gumbel Probability Paper
- Normal Probability Paper (รูปที่ 5-3 และตารางที่ 5-2)
- สร้างขึ้นโดยอาศัยพื้นฐานของ Standard Normal Distribution Function
- Slope ของเส้นตรง (รูปที่ 5-3(b)) เปลี่ยนแปลงได้ขึ้นอยู่กับตัวแปร  $x$
- Vertical Axis เรียกว่า Probability Scale

- Horizontal Axis เรียกว่า Reduced Scale

**การพล็อตกราฟ**

- จากค่าตัวแปรสุ่ม  $X$  ที่เป็นตัวอย่างข้อมูล นำมาจัดเรียงอันดับจากค่าน้อยสุดไปยังค่ามากที่สุด (Non-Decreasing Sequence) โดยกำหนดให้ค่าที่จัดเรียงอันดับแล้วเป็น  $x_1, x_2, \dots, x_n$
- Probability ที่  $x_i$  หรือ  $i$ -th Sample Value จะไม่มีค่ามากกว่า (is not Exceeded) ก็คือ  $100i / (n + 1)$  ซึ่ง  $n$  คือ จำนวนตัวอย่างข้อมูลทั้งหมด และ  $i$  คือ อันดับที่ ( $x_i$ ) ของตัวแปร ดังนั้นจุดที่พล็อต  $i$  ก็คือ  $(x_i, 100i / (n + 1))$
- ถ้าจุดพล็อตไม่เรียงกันแบบ Linear หรือไม่อยู่ในแนวเส้นตรง แสดงว่าตัวแปรสุ่ม  $X$  ไม่ใช่ตัวแปรที่มีการแจกแจงแบบ Normal Distribution (การแจกแจงปกติ)



รูปที่ 5-3 Construction of Normal Probability Paper (วีระพล, 2542)

ตารางที่ 5-2 Frequency Factor, K and Standard Error Factors,  $\mu + \sigma$  for the Normal Distribution

Prob. Fo exceedance	0.5	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01
Return period. T	2	5	10	20	50	100
Frequency factor, $K_T$	0	0.842	1.282	1.645	2.054	2.326
$\delta_T$	1	1.164	1.35	1.534	1.763	1.925

### 5.5 การแจกแจงแบบปกติ (NORMAL DISTRIBUTION)

ตัวแปรสุ่มทางอุทกวิทยา ส่วนใหญ่จะไม่มีแจกแจงแบบ Normal แต่บางครั้งการเปลี่ยนแปลง (Transformed) ค่าของตัวแปรอาจทำให้เป็นตัวแปรสุ่มแบบ Normal Distribution ได้

Normal Distribution เป็นการแจกแจงพื้นฐานที่สำคัญในวิชาสถิติ หรือวิชาที่เกี่ยวข้องกับวิทยาศาสตร์ต่าง ๆ

#### 5.5.1 Frequency Factors

- กำหนดให้  $\underline{X} \sim N(\mu, \sigma^2)$

- ดังนั้นค่า  $x_T$  ในเทอม  $P_r(\underline{X} > x_T) = \frac{1}{T}$  สามารถหาได้จากตารางของ Standard

Normal distribution

- ถ้าให้  $x_T = \mu + \sigma Z_{\frac{1}{T}}$  เมื่อ  $Z_{\frac{1}{T}}$  เป็นค่าซึ่งมี Exceedance Probability เท่ากับ  $1/T$

หรือความน่าจะเป็นที่ค่าของ Standard Normal Variate จะมากกว่า  $Z_{\frac{1}{T}}$  มีค่าเท่ากับ  $1/T$  และจาก

การเปรียบเทียบสมการ 5-16 จะได้

$$K_T = Z_{1/T}$$

- ถ้า  $T = 4$  ดังนั้น  $1/T = 0.25$

จากตาราง Standard Normal Distribution (ดูตารางผนวกที่ 2)

$$Z_{0.25} = 0.68$$

ดังนั้น  $K_4 = Z_{0.25} = 0.68$

- ถ้าให้  $K_T = 1$  ดังนั้น  $Z_{\frac{1}{T}} = 1$  ซึ่งจากตาราง Standard Normal Distribution จะได้

$$\text{Exceedance Probability } 1/T = 0.1587 \rightarrow T = 1/0.1587 = 6.30$$

$$\text{หรือ } x_{6.3} = \mu + \sigma Z_{\frac{1}{T}} = \mu + \sigma$$

- ค่า  $K_T$  บางค่าของ Normal Distribution แสดงในตารางที่ 5-2

### ตัวอย่างที่ 5-1

ถ้าหากว่า Annual Rainfall ที่บริเวณแห่งหนึ่งหรือมีการแจกแจงแบบ Normal ซึ่งมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 1,000 มม. และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ 250 มม. จะได้ค่า Annual Rainfall ที่มีรอบปีเท่ากับ 20 ปี มีค่าดังนี้

$$\begin{aligned} x_{20} &= \mu + K_T \sigma = 1000 + 1.645(250) \\ &= 1,411.25 \text{ มม.} \end{aligned}$$

ความน่าจะเป็นที่ Annual Rainfall จะมากกว่าค่า 1,411.25 มม. ในปีหนึ่งปีใดจะเท่ากับ 0.05

### 5.5.2 Standard Error of Estimate

จากสูตร  $x_T = \mu + K_T \sigma$  ต้องทราบค่าประชากร  $\mu$ ,  $\sigma$  จากการคำนวณโดยใช้ค่าข้อมูลตัวอย่าง

$$\hat{x}_T = \bar{x} + K_T s \quad (5-18)$$

เมื่อ  $\bar{x}$  = Estimator หรือค่าประมาณของ  $\mu$   
 $s$  = ค่าประมาณของ  $\sigma$

- การวัด Variability ของ  $\hat{x}_T$  ก็คือค่า Standard Deviation หรือค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ  $\hat{x}_T$  นั่นเอง บางครั้งค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน ( $S_T$ ) จะเรียกว่า Standard Error of Estimate จาก Asymptotic Theory (Kite, 1977) จะได้

$$S_T = \delta_T \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (5-19)$$

เมื่อ  $n$  = Sample Size  
 $\sigma$  = Population Standard Deviation

- ค่า  $\delta_T$  (เดลต้า) ขึ้นอยู่กับ Return Period จากการพิจารณาว่าตัวอย่างข้อมูลจากตัวแปรที่เป็น Normal Distribution จะได้

$$\delta_T = \sqrt{1 + K_T^2 / 2} \quad (5-20)$$

- ค่าของ  $\delta_T$  อาจอ่านจากตารางที่ 5-2 ได้สำหรับรอบปี ตั้งแต่ 2 ถึง 100 ปี
- ดังนั้นค่า  $s_T$  ของค่าประมาณ  $\hat{x}_T$  จึงสามารถคำนวณได้จากสมการ 5-19 โดยแทนที่  $\sigma$  ด้วยค่าประมาณ  $s$
- ค่า Confidence Interval โดยประมาณสำหรับ  $x_T$  มีค่าขีดจำกัดบนและล่าง (Upper and Lower Bounds) ดังนี้

$$\hat{x}_T \pm t.S_T = \hat{x}_T \pm t.\delta_T \frac{s}{\sqrt{n}} \quad (5-21)$$

ค่า  $t$  จะอ่านจากตาราง t-distribution (ตารางผนวกที่ 5) ซึ่งขึ้นอยู่กับ Confidence Level และ Sample Size (n) ที่กำหนด

### 5.5.3 Normal Probability Paper

- กล่าวถึงการคำนวณค่าประมาณ  $\mu$  และ  $\sigma$  จากการพล็อตกราฟในกระดาษ Normal Probability Paper

- ค่า  $\mu$  ประมาณได้จากค่าที่มีความน่าจะเป็น 0.50
- ค่า  $\sigma$  ประมาณได้ดังนี้

84.13% ของ Prob. Mass จะต่ำกว่า point  $\mu + \sigma$

15.87% ของ Prob. Mass จะสูงกว่า point  $\mu - \sigma$

ผลต่างของค่า 84.13-Percentile และ 15.87-Percentile จะให้ค่า  $2\sigma$

## ตัวอย่างที่ 5-2

กำหนดให้ปริมาณฝนรายปี (Annual Rainfall) รวบรวมติดต่อกันจำนวน 19 ปี เป็นตัวแปรสุ่มที่มีการแจกแจงความน่าจะเป็นแบบ Normal Distribution ซึ่งค่าประชากร  $\mu$  และ  $\sigma$  ไม่ทราบค่า การจัดเรียงอันดับจากน้อยที่สุดไปยังค่ามากที่สุดของปริมาณฝนรายปีแสดงไว้ในตารางที่ 5-3 และได้แสดงตำแหน่งจุดพล็อต (Plotting Position) ไว้ด้วย

จากรูปที่ 5-4(a) แสดงการพล็อตกราฟแจกแจงความถี่และการประมาณค่า  $\mu$  และ  $\sigma$  ซึ่งได้ค่าเท่ากับ 1000 มม. และ 200 มม. ตามลำดับ เปรียบเทียบจากการคำนวณจากข้อมูลทั้ง 19 ค่าได้ค่าเฉลี่ยและค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน เท่ากับ 998.4 และ 185.2 มม. ตามลำดับ

สำหรับรอบปีการเกิดซ้ำเฉลี่ย  $T = 10$  ปี

$$\begin{aligned}\hat{x}_{10} &= \bar{x} + K_T s = 998.4 + 1.282(185.2) \\ &= 1,235.83 \text{ มม.}\end{aligned}$$

- ค่า Standard Error of Estimate

$$\begin{aligned}S_T &= \sigma_T \frac{s}{\sqrt{n}} = 1.350(185.2) / \sqrt{19} \\ &= 57.36 \text{ มม.}\end{aligned}$$

- ค่า 95% Confidence Region ของ  $x_{10}$  คำนวณได้ดังนี้

$$1,235.83 \pm 2.10(57.36) \quad (\text{เมื่อ } T_{18} = 2.10)$$

หรือค่า Lower Bound ของ  $x_{10} = 1,115.37$  มม.

$$\text{Upper Bound ของ } x_{10} = 1,356.29 \text{ มม.}$$

- ค่า 90% Confidence Region ของ  $x_{10}$  คำนวณได้ดังนี้

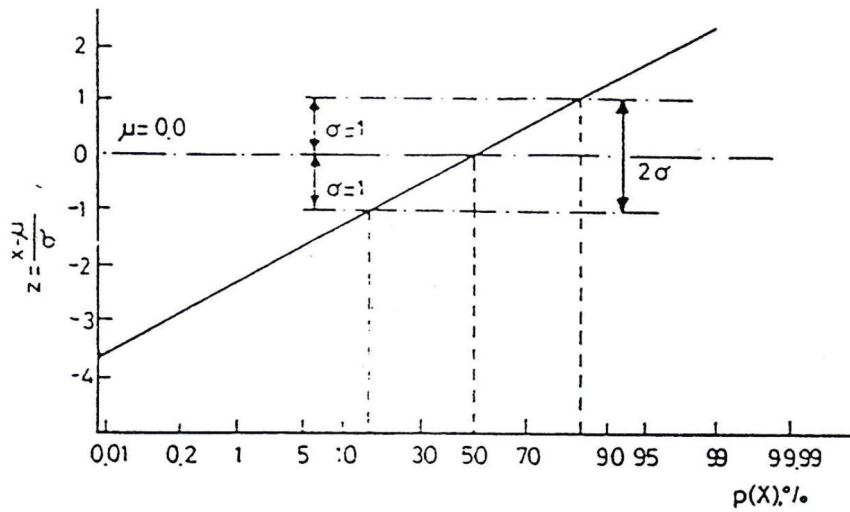
$$1,235.83 \pm 1.7(57.36) \quad (\text{เมื่อ } T_{18} = 1.7)$$

หรือค่า Lower Bound ของ  $x_{10} = 1,138.32$  มม.

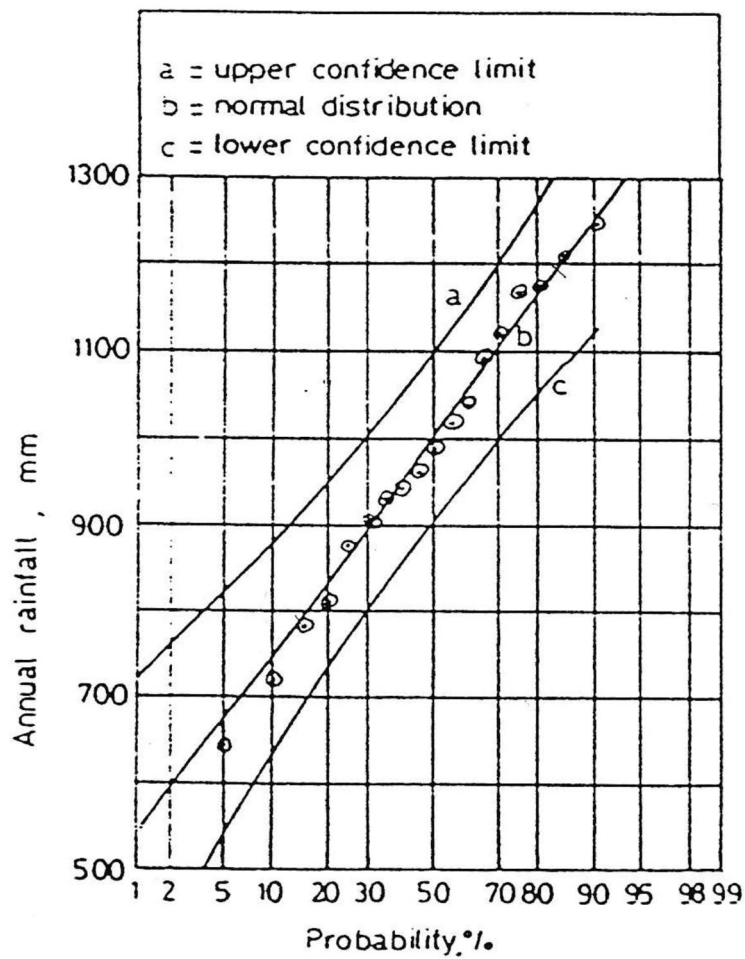
$$\text{Upper Bound ของ } x_{10} = 1,333.34 \text{ มม.}$$

- Confidence Region ของ  $x_T$  อื่นๆ แสดงในรูปที่ 5-4(b)





รูปที่ 5-4(a) Estimation of Parameters Using Normal Probability Paper (วีระพล, 2542)



รูปที่ 5-4(b) Fitting a Normal Distribution สำหรับข้อมูลในตารางที่ 5-3 (วีระพล, 2542)

ตารางที่ 5-3 Annual Rainfall Data

Rank (m)	I (mm/yr)	m/(n-1) %	Rank (m)	I (mm/yr)	m/(n-1) %
1	645	5	10	987	50
2	718	10	11	1,018	55
3	782	15	12	1,042	60
4	815	20	13	1,091	65
5	877	25	14	1,122	70
6	906	30	15	1,167	75
7	932	35	16	1,175	80
8	945	40	17	1,210	85
9	963	45	18	1,245	90
			19	1,330	95

## 5.6 การแจกแจงแบบล็อกปกติ (LOGNORMAL DISTRIBUTIONS)

การแจกแจงแบบล็อกปกติแบ่งเป็น 2 ประเภท ได้แก่ แบบ 2-Parameter Lognormal Distribution และแบบ 3-Parameter Lognormal Distribution

### 5.6.1 Frequency Factors

- กำหนดให้  $X$  เป็นตัวแปรสุ่มที่มีการแจกแจงแบบล็อกนอร์มอล ที่มีพารามิเตอร์  $\mu$  และ  $\sigma_0^2$  หรืออาจกล่าวได้ว่า  $\ln X$  มีค่าแจกแจงแบบปกติหรือนอร์มอลที่มีค่าเฉลี่ย  $\mu_0$  และค่าความแปรปรวน  $\sigma_0^2$

$$\begin{aligned} \mu &= E_X = e^{\mu_0 + \sigma_0^2/2} \\ \sigma^2 &= var_X = e^{2\mu_0 + \sigma_0^2/2} (e^{\sigma_0^2} - 1) \end{aligned} \quad (5-22)$$

- Parameter  $\sigma_0^2$  สามารถแสดงในเทอมของสัมประสิทธิ์การแปรเปลี่ยน (Coefficient of Variation)  $n = \frac{\sigma}{\mu}$  ของตัวแปรสุ่ม  $X$  ดังนี้

$$\sigma_0^2 = \ln(\eta^2 + 1) \quad (5-23)$$

- Frequency Factor  $K_T$

$$P_r(\underline{x} > x_T) = 1/T \quad (5-24)$$

$$P_r(\ln \underline{x} > \ln x_T) = 1/T \quad (5-25)$$

เนื่องจาก  $\ln x \sim N(\mu_0, \sigma_0^2)$  จะได้

$$\frac{\ln x_T - \mu_0}{\sigma_0} = z_{1/T} \quad (5-26)$$

$$x_T = e^{\mu_0 + z_{1/T} \sigma_0} \quad (5-27)$$

จากสมการ 5-16:  $X_T = \mu + K_T \sigma$

ดังนั้น

$$\begin{aligned} \mu + K_T \sigma &= e^{\mu_0 + z_{1/T} \sigma_0} \\ K_T &= \frac{1}{\sigma} e^{\mu_0 + z_{1/T} \sigma_0} - \mu / \sigma \\ &= \frac{1}{\eta} \left( \frac{\exp(\mu_0 + z_{1/T} \sigma_0)}{\mu} - 1 \right) \\ &= \frac{1}{\eta} \left( \exp(-\ln \mu + \mu_0 + z_{1/T} \sigma_0) - 1 \right) \\ &= \frac{1}{\eta} \left( \exp(-\mu_0 - \sigma_0^2 / 2 + \mu_0 + z_{1/T} \sigma_0) - 1 \right) \\ &= \frac{1}{\eta} \left( \exp(-\sigma_0^2 / 2 + z_{1/T} \sigma_0) - 1 \right) \end{aligned} \quad (5-28)$$

และจากการแทนค่า  $\sigma_0^2 = \ln(\eta^2 + 1)$  จะได้

$$K_T = \frac{1}{\eta} \left( \exp\left(-\frac{1}{2} \ln(1 + \eta^2) + z_{1/T} \sqrt{\ln(1 + \eta^2)}\right) - 1 \right) \quad (5-29)$$

- ค่า Frequency Factor ของ Lognormal Distribution จะขึ้นอยู่กับค่า  $\eta$  ดังแสดงในตารางที่ 5-3 สำหรับรอบปีตั้งแต่ 1.053 ถึง 100 ปี

### ตัวอย่างที่ 5-3

กำหนดให้  $T = 100$  ปี และ  $\eta = 0.5$  สำหรับ  $T = 100$  ปี จากตารางที่ 5-2 จะได้  $z_{0.01} = 2.326$  แทนค่า  $\eta$  และ  $z_{0.01}$  ในสมการ 5-16 จะได้  $K_{100} = 3.37$   
 เพราะฉะนั้น  $X_{100} = \mu + K_{100}\sigma = \mu + K_{100}\mu\eta$   

$$= (\mu + 3.37(0.5)\mu) = 2.685\mu$$

จากตารางที่ 5-4 :  $K_{100} = 3.368$

### 5.6.2 Standard Error of Estimate

ประชากร :  $x_T = \mu + K_T\sigma$

ค่าประมาณ :  $\hat{x}_T = \bar{x} + K_T s$

ค่า Standard Deviation  $s_T$  มีสูตรดังนี้

$$s_T = \delta_T \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (5-30)$$

จาก (Kite, 1977) มีค่า  $\delta_T$  มีสูตรคำนวณดังนี้

$$\delta_T = \sqrt{1 + (\eta^3 + 3\eta)K_T + (\eta^8 + 6\eta^6 + 15\eta^4 + 16\eta^2 + 2)K_T^2 / 4} \quad (5-31)$$

- ตารางที่ 5-5 แสดงค่า  $\delta_T$  ในเทอมของ  $\eta$  และ  $T$  (ใช้ได้ตีกรณีน  $n$  น้อยๆ ถ้า  $n \rightarrow \infty$  (อินฟินิตี้) ค่า  $T = z$ )

ตารางที่ 5-4 Frequency Factor K for the Lognormal Distribution

$\eta$	Return period								
	1.053	1.111	1.25	2	5	10	20	50	100
0.05	-1.601	-1.264	-0.848	-0.025	0.833	1.296	1.686	2.134	2.437
0.10	-1.555	-1.244	-0.851	-0.050	0.822	1.307	1.725	2.213	2.549
0.15	-1.508	-1.221	-0.852	-0.074	0.808	1.315	1.760	2.289	2.661
0.20	-1.460	-1.196	-0.850	-0.097	0.792	1.319	1.791	2.364	2.772
0.25	-1.412	-1.170	-0.846	-0.119	0.774	1.320	1.818	2.434	2.881
0.30	-1.363	-1.142	-0.840	-0.141	0.754	1.318	1.841	2.501	2.987
0.35	-1.315	-1.113	-0.831	-0.160	0.733	1.312	1.860	2.563	3.090
0.40	-1.268	-1.083	-0.822	-0.179	0.710	1.303	1.874	2.621	3.188
0.45	-1.222	-1.053	-0.810	-0.196	0.687	1.291	1.885	2.673	3.281
0.50	-1.178	-1.024	-0.798	-0.211	0.662	1.277	1.891	2.719	3.368
0.55	-1.134	-0.994	-0.785	-0.225	0.637	1.261	1.893	2.761	3.450
0.60	-1.093	-0.964	-0.770	-0.238	0.612	1.242	1.891	2.797	3.525
0.65	-1.053	-0.936	-0.756	-0.249	0.587	1.222	1.886	2.827	3.594
0.70	-1.014	-0.908	-0.741	-0.258	0.563	1.200	1.878	2.852	3.657
0.75	-0.978	-0.880	-0.725	-0.267	0.538	1.178	1.867	2.873	3.713
0.80	-0.943	-0.854	-0.710	-0.274	0.514	1.154	1.854	2.888	3.763
0.85	-0.910	-0.828	-0.695	-0.280	0.491	1.130	1.838	2.899	3.807
0.90	-0.878	-0.803	-0.679	-0.285	0.468	1.105	1.821	2.906	3.845
0.95	-0.849	-0.780	-0.664	-0.289	0.446	1.080	1.802	2.909	3.877
1.00	-0.320	-0.757	-0.643	-0.293	0.425	1.055	1.781	2.909	3.905

ตารางที่ 5-5 Factor  $\mu$  และ  $\sigma$  for the Lognormal Distribution

$\eta$	Return period								
	1.053	1.111	1.25	2	5	10	20	50	100
0.05	1.438	1.275	1.113	0.998	1.216	1.432	1.644	1.909	2.097
0.10	1.356	1.209	1.065	0.993	1.270	1.522	1.768	2.076	2.298
0.15	1.289	1.153	1.021	0.985	1.324	1.619	1.905	2.267	2.529
0.20	1.238	1.107	0.982	0.973	1.378	1.721	2.055	2.482	2.794
0.25	1.202	1.073	0.949	0.959	1.432	1.829	2.218	2.720	3.091
0.30	1.180	1.051	0.922	0.942	1.485	1.942	2.393	2.982	3.424
0.35	1.174	1.041	0.904	0.923	1.538	2.059	2.581	3.270	3.794
0.40	1.181	1.043	0.894	0.902	1.589	2.181	2.781	3.584	4.201
0.45	1.202	1.059	0.895	0.880	1.639	2.307	2.993	3.924	4.650
0.50	1.235	1.086	0.907	0.857	1.687	2.438	3.219	4.293	5.141
0.55	1.280	1.125	0.930	0.835	1.735	2.573	3.457	4.690	5.676
0.60	1.335	1.175	0.965	0.814	1.781	2.713	3.709	5.118	6.259
0.65	1.400	1.236	1.011	0.794	1.826	2.858	3.975	5.578	6.892
0.70	1.475	1.307	1.067	0.778	1.871	3.008	4.256	6.071	7.577
0.75	1.559	1.387	1.134	0.767	1.914	3.164	4.533	6.601	8.319
0.80	1.652	1.477	1.212	0.761	1.957	3.326	4.867	7.168	9.121
0.85	1.753	1.575	1.299	0.764	1.999	3.494	5.199	7.775	9.986
0.90	1.863	1.683	1.396	0.775	2.040	3.670	5.550	8.425	10.919
0.95	1.982	1.799	1.502	0.796	2.082	3.853	5.921	9.119	11.923
1.00	2.109	1.923	1.618	0.828	2.123	4.044	6.312	9.861	13.003

- Confidence Limits

$$X_T \pm zS_T$$

ค่า  $Z$  อ่านได้จากตาราง Standard Normal Distribution (ตารางผนวกที่ 2) ซึ่งขึ้นอยู่กับ Confidence Level ยกตัวอย่าง  $z = 1.96$  สำหรับ Confidence Level 95% อย่างไรก็ตามถ้าบ่อยครั้งค่า  $Z$  จะใช้ค่า  $t$  จาก Student's t-table แทนหรือ  $X_T \pm t.S_T$  (ตารางผนวกที่ 5)

### 5.6.3 Lognormal Probability Paper

- พัฒนาโดย Hazen และ Fuller (1941)
- คล้ายกับ Normal Probability Paper เพียงแต่แทนที่แสดงค่าตัวแปรสุ่ม  $\underline{x}$  จะเป็น

Logarithmic Scale

- คำนวณค่า  $\mu$  และ  $\sigma$  คล้ายกัน
- ค่า  $\mu_0$  และ  $\sigma_0$  คำนวณจากสมการ 5-22 เมื่อทราบค่า  $\mu$  และ  $\sigma$

$$\begin{aligned}\mu &= e^{\mu_0 + \sigma_0^2/2} \\ \sigma^2 &= e^{2\mu_0 + \sigma_0^2} (e^{\sigma_0^2} - 1)\end{aligned}\quad (5-32)$$

### 5.6.4 Remarks

(1) กรณี  $\underline{x}$  มีการแจกแจงแบบ 3-Parameter Log Normal:  $\underline{x} \sim \pi L(\mu_0, \sigma_0^2, A)$

$A \rightarrow$  lower bound

$\underline{x}$  มีการแจกแจงแบบ 3-Parameter Log Normal

$\underline{x} - A$  มีการแจกแจงแบบ 2-Parameter Log Normal

$\ln(\underline{x} - A)$  มีการแจกแจงแบบ Normal

$$\text{กรณี 3-parameter} \quad \eta = \frac{\sqrt{\text{var}\underline{x}}}{E\underline{x} - A} \quad (5-33)$$

- ค่า  $K_T$  จากสมการ 5-16 หรือตารางที่ 5-4 ได้
- ค่า Standard Error Factor  $\delta_T$  คำนวณจากสมการ (5-32) หรืออ่านจากตารางที่ 5-5 ได้

(2) ในทางปฏิบัติเกี่ยวกับ Lognormal Distribution บางครั้งใช้ค่าสัมประสิทธิ์ความเบ้  $\gamma$  แทนที่จะใช้ค่าสัมประสิทธิ์การแปรเปลี่ยน  $\eta$

$$\gamma = \eta^3 + 3\eta \quad (5-34)$$

หากต้องการหาค่า  $\eta$  จากค่า  $\gamma$  ที่กำหนดให้ทำดังนี้

ในตอนแรกคำนวณค่า  $P$  และ  $Q$  ดังนี้

$$P = \sqrt[3]{\frac{\gamma}{2} + \sqrt{\frac{\gamma^2}{4} + 1}}$$

$$Q = \sqrt[3]{\frac{\gamma}{2} - \sqrt{\frac{\gamma^2}{4} + 1}} \quad (5-35)$$

จากนั้นคำนวณค่า  $\eta$  ซึ่งเท่ากับ  $P+Q$  (ค่า  $\eta$  จะน้อยกว่า 1.0 เสมอ)

- ที่ต้องเปลี่ยน  $n$  เป็น  $n-1$  เพื่อต้องแน่ใจว่าเป็น Unbiased

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \text{sum}(X_i)$$

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \text{sum}(X_i - \bar{X})^2$$

$$C_s = \frac{nx \text{sum}(X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2) * S^3}$$

#### ตัวอย่างที่ 5-4

ปริมาณการไหลสูงสุดรายปี (Annual Flood Discharge) ที่แม่น้ำแห่งหนึ่งในประเทศสเปน กำหนดให้มีการแจกแจงความน่าจะเป็นแบบ 3-Parameter Lognormal Distribution จากสถิติข้อมูล 31 ปี สามารถคำนวณค่าตัวสถิติได้ดังนี้

Mean	272.6 m <sup>3</sup> / sec
Standard Deviation	153.7 m <sup>3</sup> / sec
Skewness Coefficient	1.04

ต้องการที่จะคำนวณหาค่า Confidence Interval สำหรับ  $x_{50}$  หรือปริมาณการไหลสูงสุดที่มีคาบความถี่รอบ 50 ปี

- (1) คำนวณค่า  $\eta$  จากค่า  $P$  และ  $Q$  จากสมการ (5-34) ได้ cv (สัมประสิทธิ์การแปรเปลี่ยน)

เท่ากับ 0.334 และ  $P = 1.181$  ,  $Q = - 0.8468$

$$\eta = \left( \sqrt[3]{\frac{\gamma}{2} + \sqrt{\frac{\gamma^2}{4} + 1}} \right) + \left( \sqrt[3]{\frac{\gamma}{2} - \sqrt{\frac{\gamma^2}{4} + 1}} \right)$$



$$= 1.81 + (-0.8468) = 0.334$$

(2) คำนวณค่า  $\hat{x}_{50} = \mu + K_T \sigma$  (ดูค่า  $K_T$  ประกอบกับตารางที่ 5-4)

$$\hat{x}_{50} = 272.6 + 2.543(153.7)$$

$$= 663.51 \text{ m}^3 / \text{sec}$$

(3) คำนวณหาค่าประมาณของ  $S_{50}$  ของ  $\hat{x}_{50}$  (ดูค่า  $\delta_T$  ประกอบกับตารางที่ 5-5)

$$S_T = \delta_T \frac{\delta}{\sqrt{n}} = 3.2(153.7) / \sqrt{31}$$

$$= 88.33$$

(4) คำนวณค่า 95% Confidence Limits ของ  $x_{50}$  -> (ดูตารางผนวกที่ 2)

$$= 663.51 \pm 1.96 (88.33)$$

$$\text{Upper Bound} = 837 \text{ m}^3 / \text{sec}$$

$$\text{Lower Bound} = 490 \text{ m}^3 / \text{sec}$$

## 5.7 การแจกแจงแบบเพียร์สันชนิดสาม (PEARSON TYPE III DISTRIBUTION)

การแจกแจงนี้เป็นวิธีหนึ่งที่นิยมใช้ใน Flood Frequency Analysis เนื่องจากวิธีนี้มี Skewness Parameter จึงไม่มี Probability Paper เพราะมีหลายอย่างขึ้นอยู่กับค่า Skewness Coefficient

นิยม Transform ให้อยู่ในรูปของตัวแปร Normal และใช้ Normal Probability Paper แทน

### 5.7.1 General Outline

- ถ้าหากว่าตัวแปรสุ่ม  $x$  มีการแจกแจงแบบ Pearson Type III Distribution จะได้สมการดังต่อไปนี้

$$P_r(x \leq x_T) = \int_A^{x_T} \frac{\lambda^\eta}{\Gamma(\eta)} (x-A)^{\eta-1} e^{-\lambda(x-A)} dx = 1 - \frac{1}{T} \quad (5-36)$$

แทนค่าด้วย  $y = \lambda(x-A)$  จะได้

$$P_r(\underline{x} \leq x_T) = \int_A^{\lambda(x_T - A)} \frac{1}{\Gamma(\eta)} y^{\eta-1} e^{-y} dy = 1 - \frac{1}{T} \quad (5-37)$$

- จะเห็นว่า  $y = \lambda(x_T - A)$  เท่ากับ  $\frac{100(T-1)}{T}$  Percentile ของการแจกแจงแบบแกมมาที่มี 2 พารามิเตอร์

### 5.7.2 Frequency Factor

- กำหนดให้  $R_T$  เป็นค่า Quantile ของการแจกแจงของแกมมาที่มีสองพารามิเตอร์ และมี Non-Exceedance Probability เท่ากับ  $1 - (1/T)$  จะได้

$$R_T = \lambda(x_T - A) \quad (5-38)$$

จาก  $x_T = \mu + K_T \sigma$  เมื่อ  $K_T =$  Frequency Factor

และ  $\mu$  และ  $\sigma$  เป็นค่าเฉลี่ยและค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของตัวแปร  $\underline{x}$  ดังนั้นสมการ 5-38 เขียนได้เป็น  $R_T = \lambda(\mu + K_T \sigma - A)$

และจากการแทนค่า  $\mu = \eta / \lambda + A$  และ  $\sigma = \sqrt{\eta} / \lambda$  ก็จะสามารถเขียนสมการ 5-38 ได้ดังนี้

$$\begin{aligned} R_T &= \lambda \left( \frac{\eta}{\lambda} + A + \frac{K_T \sqrt{\eta}}{\lambda} - A \right) \\ &= \eta + K_T \sqrt{\eta} \end{aligned} \quad (5-39)$$

- ค่า  $R_T$  ยังสามารถเขียนให้อยู่ในเทอมของ Skewness  $\gamma = 2 / \sqrt{\eta}$  จะได้

$$R_T = \frac{4}{\gamma^2} + K_T \frac{2}{\gamma} \quad (5-40)$$

หรือ

$$K_T = R_T \frac{\gamma}{2} - \frac{2}{\gamma} \quad (5-41)$$

- ค่า Frequency Factor  $K_T$  สามารถอ่านได้จากตารางที่ 5-6 ซึ่งขึ้นอยู่กับค่า  $\gamma$  และคาบความถี่  $T$  ปี

### 5.7.3 Standard Error of Estimate

- จากตัวอย่างข้อมูล สามารถคำนวณค่าเฉลี่ย  $\bar{x}$  และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน  $s$  ได้ ดังนั้นค่าของ Quantile  $x_T$  จึงคำนวณได้จาก

$$\hat{x}_T = \bar{x} + K_T s$$

หรือ  $K_T$  อ่านจากตารางที่ 5-6 เมื่อทราบค่า  $\gamma$

- ค่า Standard Deviation ของตัวประมาณ  $\hat{x}_T$  สามารถเขียนได้ในรูปแบบ  $\delta\sigma/\sqrt{n}$  เมื่อ  $\sigma$  คือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของประชากร และ  $n$  คือขนาดของตัวอย่างข้อมูล
- ค่าแฟคเตอร์  $\delta_T$  ขึ้นอยู่กับความเบ้ (Skewness)  $\gamma$  ของการแจกแจง จาก Kite (1977) ค่า  $\delta_T$  ซึ่งเป็นฟังก์ชันกับ  $K$  และ  $\gamma$  มีสมการดังนี้

$$\delta = \sqrt{1 + K_T \gamma + \frac{K_T^2}{2} \left( \frac{3\gamma^2}{4} + 1 \right) + 3K_T \frac{\partial K}{\partial \gamma} \left( \gamma + \frac{\gamma^3}{4} \right) + 3 \left( \frac{\partial K}{\partial \gamma} \right)^2 \left( 2 + 3\gamma^2 + \frac{5\gamma^3}{8} \right)} \quad (5-42)$$

เมื่อค่า Partial Derivative  $\partial K / \partial \gamma$  เป็นฟังก์ชันกับ Skewness  $\gamma$  และ  $Z$  (Percentage Point ของ Standard Normal Distribution ที่มี Exceedance Probability =  $1/T$ ) (ตัวอย่าง ถ้า  $T=40$  จะได้  $1/T=0.025$  และ  $Z=1.96$ )

$$\frac{\partial K}{\partial \gamma} = \frac{z^2 - 1}{6} + \frac{z^3 - 6z}{54} \gamma - \frac{z^2 - 1}{72} \gamma^2 + \frac{z\gamma^3}{324} - \frac{1}{4665.6} \gamma^4 \quad (5-43)$$

- ค่าของ  $\delta_T$  สำหรับค่า  $\gamma$  และ  $T$  ที่กำหนดอ่านได้จากตารางที่ 5-7
- ค่าแฟคเตอร์  $\delta_T$  นำไปใช้ในการคำนวณ Confidence Intervals ได้ดังนี้

$$\hat{x}_T = t \delta_T s / \sqrt{n}$$

- เมื่อ  $t$  คือค่า Student's t-distribution สำหรับ Probability Level หรือ Confidence Level ที่กำหนด และขึ้นอยู่กับขนาดของตัวอย่างข้อมูล  $n$  ด้วย

ตารางที่ 5-6 Frequency Factors K for the Pearson Type III Distribution

$y$	Return period								
	1.053	1.111	1.25	2	5	10	20	50	100
0.2	-1.586	-1.258	-0.85	-0.033	0.83	1.301	1.7	2.159	2.472
0.3	-1.555	-1.245	-0.853	-0.05	0.824	1.309	1.726	2.211	2.544
0.4	-1.524	-1.231	-0.855	-0.067	0.816	1.317	1.75	2.261	2.615
0.5	-1.491	-1.216	-0.857	-0.083	0.808	1.323	1.774	2.311	2.686
0.6	-1.458	-1.2	-0.857	-0.099	0.8	1.329	1.797	2.359	2.755
0.7	-1.423	-1.183	-0.857	-0.116	0.79	1.333	1.819	2.407	2.824
0.8	-1.389	-1.166	-0.856	-0.132	0.78	1.336	1.839	2.453	2.891
0.9	-1.353	-1.147	-0.854	-0.148	0.769	1.339	1.859	2.498	2.957
1.	-1.317	-1.128	-0.852	-0.164	0.758	1.34	1.877	2.542	3.023
1.1	-1.28	-1.107	-0.848	-0.18	0.745	1.341	1.894	2.585	3.087
1.2	-1.243	-1.086	-0.844	-0.195	0.733	1.34	1.91	2.626	3.149
1.3	-1.206	-1.064	-0.838	-0.21	0.719	1.339	1.925	2.667	3.211
1.4	-1.168	-1.041	-0.832	-0.225	0.705	1.337	1.938	2.706	3.271
1.5	-1.131	-1.018	-0.825	-0.24	0.691	1.333	1.951	2.743	3.33
1.6	-1.093	-0.994	-0.817	-0.254	0.675	1.329	1.962	2.78	3.388
1.7	-1.056	-0.97	-0.808	-0.268	0.66	1.324	1.972	2.815	3.444
1.8	-1.02	-0.945	-0.799	-0.281	0.643	1.318	1.981	2.848	3.499
1.9	-0.984	-0.92	-0.788	-0.294	0.627	1.311	1.989	2.881	3.553
2.	-0.949	-0.895	-0.777	-0.307	0.609	1.303	1.996	2.912	3.605
2.1	-0.915	-0.869	-0.765	-0.319	0.592	1.294	2.001	2.942	3.656
2.2	-0.882	-0.844	-0.752	-0.33	0.574	1.284	2.006	2.97	3.705
2.3	-0.85	-0.819	-0.739	-0.341	0.555	1.274	2.009	2.997	3.753
2.4	-0.819	-0.795	-0.725	-0.351	0.537	1.262	2.011	3.023	3.8
2.5	-0.79	-0.771	-0.711	-0.36	0.518	1.25	2.012	3.048	3.845

ตารางที่ 5-7 Factors  $\delta$  for the Pearson Type III Distribution

$\gamma$	Return period								
	1.053	1.111	1.25	2	5	10	20	50	100
0.2	1.507	1.253	1.107	1.083	1.231	1.499	1.881	2.498	3.017
0.3	1.429	1.194	1.075	1.087	1.261	1.561	1.985	2.665	3.236
0.4	1.36	1.137	1.042	1.092	1.291	1.623	2.092	2.842	3.471
0.5	1.302	1.082	1.008	1.099	1.32	1.685	2.2	3.027	3.722
0.6	1.257	1.032	0.974	1.107	1.35	1.745	2.31	3.22	3.987
0.7	1.228	0.986	0.94	1.118	1.38	1.805	2.421	3.42	4.265
0.8	1.217	0.947	0.904	1.13	1.41	1.863	2.532	3.626	4.555
0.9	1.226	0.917	0.868	1.145	1.44	1.921	2.643	3.837	4.856
1.	1.256	0.899	0.832	1.161	1.472	1.976	2.753	4.052	5.167
1.1	1.307	0.894	0.795	1.18	1.506	2.03	2.862	4.27	5.488
1.2	1.378	0.905	0.759	1.2	1.542	2.082	2.969	4.49	5.815
1.3	1.467	0.933	0.724	1.222	1.58	2.133	3.072	4.711	6.149
1.4	1.571	0.98	0.693	1.246	1.622	2.182	3.173	4.933	6.489
1.5	1.688	1.043	0.666	1.27	1.669	2.231	3.271	5.153	6.832
1.6	1.815	1.123	0.646	1.296	1.721	2.279	3.364	5.371	7.177
1.7	1.949	1.218	0.637	1.321	1.779	2.327	3.453	5.585	7.523
1.8	2.088	1.325	0.641	1.346	1.843	2.376	3.537	5.796	7.868
1.9	2.227	1.442	0.661	1.37	1.915	2.426	3.617	6.	8.211
2.	2.364	1.568	0.699	1.393	1.995	2.48	3.692	6.198	8.55
2.1	2.496	1.699	0.754	1.414	2.083	2.538	3.762	6.388	8.883
2.2	2.619	1.834	0.826	1.431	2.179	2.602	3.829	6.57	9.209
2.3	2.73	1.97	0.912	1.446	2.285	2.673	3.893	6.742	9.526
2.4	2.824	2.104	1.012	1.456	2.4	2.753	3.954	6.904	9.834
2.5	2.898	2.235	1.123	1.461	2.523	2.843	4.015	7.055	10.129

5.7.4 Remarks

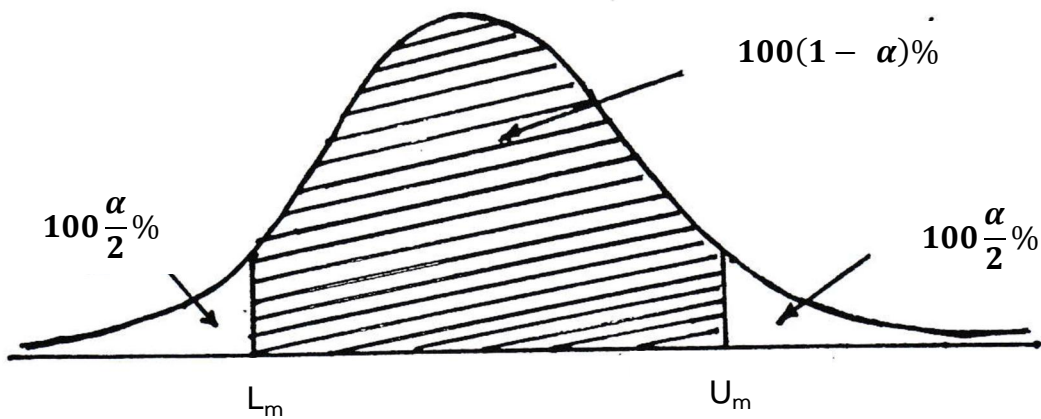
(1) Bobee และ Morin (1973) ได้ศึกษาเกี่ยวกับ Lower และ Upper Confidence Limit ด้วยการใช้สมการดังนี้

$$\begin{aligned}
 P_r(L_m \leq y_m \leq U_m) &= 1 - \alpha \\
 P_r(y_m \geq U_m) &= \alpha / 2 \\
 P_r(y_m \leq L_m) &= \alpha / 2
 \end{aligned}
 \tag{5-44}$$

เมื่อ  $y_m$  คือ Order Statistic ลำดับที่  $m$  ในตัวอย่างข้อมูลที่มีขนาดเท่ากับ  $n$  และเรียงลำดับแล้ว

$1 - \alpha$  คือ Confidence Level ที่เลือกหรือกำหนดขึ้น

- ค่า  $L_m$  และ  $U_m$  เป็นขีดจำกัดล่างและขีดจำกัดบนที่มี  $100(1 - \alpha)\%$  ของ Probability Mass (ดูรูปที่ 5-5) ของการแจกแจงของตัวแปรสุ่ม  $y_m, (m=1, 2, \dots, n)$



รูปที่ 5-5 กราฟแสดงค่า Probability Mass (วีระพล, 2542)

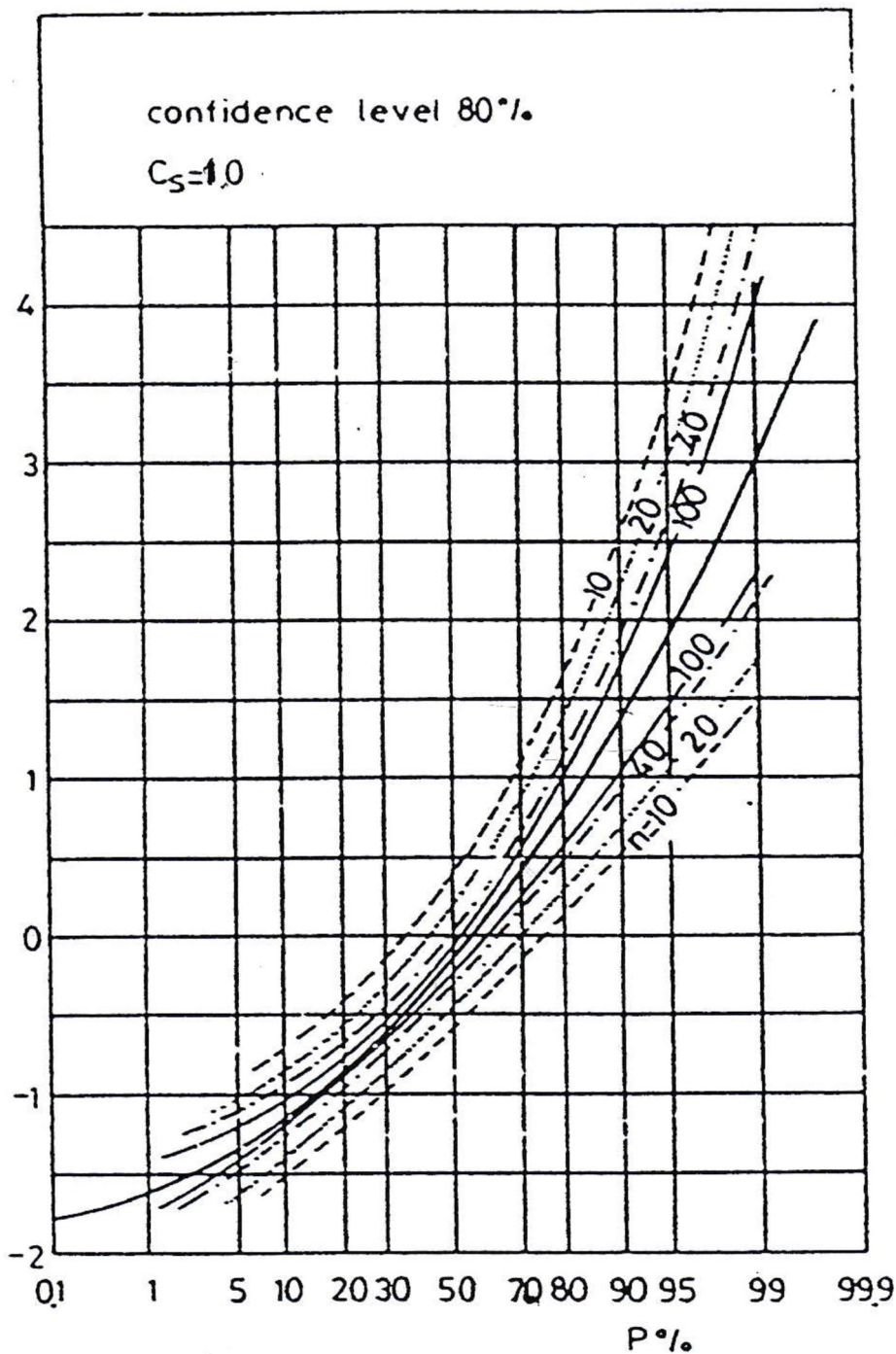
- สำหรับแต่ละค่าของ  $y_m$  ขีดจำกัดล่างและขีดจำกัดบน สามารถประมาณได้จากตัวอย่างข้อมูล ยกตัวอย่างเช่น ค่าประมาณ  $L_m$  และ  $U_m$  คำนวณได้ และพล็อตกับค่าตำแหน่งจุด

พล็อต  $P_m = \frac{m}{n+1}$  ในกระดาษกราฟความน่าจะเป็นที่เหมาะสม

- Non-Exceedence คือ การเรียงข้อมูลจากน้อยไปมาก ส่วน Exceedence Prob คือ เรียงข้อมูลจากมากไปน้อย
- ด้วยวิธีนี้ ในแต่ละค่าของ  $m$  ที่กำหนด สามารถคำนวณจุดพล็อต  $A_m = (P_m, L_m)$  และ  $B_m = (P_m, U_m)$  ได้ และจุดพล็อต  $A_m$  และ  $B_m$  นี้จะทำให้เกิด Curve ซึ่งแสดงถึง Lower และ Upper Confidence Limits
- ซีดจำกัดบนและขีดจำกัดล่าง ขึ้นอยู่กับขนาดของตัวอย่างข้อมูล ( $N$ ) ค่า Confidence Level ( $1-\alpha$ ) และ Skewness  $\gamma$
- รูปที่ 5-6 แสดงตัวอย่างของโค้งเหล่านี้สำหรับค่า ตั้งแต่ 10 ถึง 100 และ Skewness Coefficient = 1

(2) Shaligram และ Lele (1978) ได้เสนอสมการสำหรับคำนวณค่าประมาณของ  $\delta_T$  ดังนี้

$$\delta_T = \sqrt{1 + K_T \gamma + \frac{K_T^2 \left(1 + \frac{3\gamma^2}{4}\right)}{2}} \quad (5-45)$$



รูปที่ 5-6 Curves of Upper and Lower Confidence Limits for Pearson Type III  
(วีระพล, 2542)



## ตัวอย่างที่ 5-5

จงพิจารณา Annual Mean Discharge ของแม่น้ำ Vistula ที่ Tczew ประเทศโปแลนด์ ที่มีช่วงปีข้อมูล 1957-2020 และมีค่าตัวสถิติต่างๆดังนี้

Mean	1012	m <sup>3</sup> /s
Standard Deviation	212	m <sup>3</sup> /s
Skewness	0.43	
Kurtosis	3.26	

สมมติว่าตัวแปร Annual Mean Discharge นี้มีการแจกแจงแบบ Pearson Type III Distribution ฉะนั้นจึงสามารถคำนวณค่า  $X_T$  ของการแจกแจงนี้ได้ดังต่อไปนี้

T(ปี)	$X_T$ (m <sup>3</sup> /s)
2	997
10	1292
50	1496
100	1570

$$\bar{x}_T = \bar{x} + K_T s \quad (\text{ค่า } K_T \text{ ได้จากการเปิดตารางที่ 5-6})$$

- หากต้องการคำนวณ Confidence Limits ของ  $x_{10}$ , (T = 10 ปี) จากตารางที่ 5-7 เมื่อ Skewness CS=0.43 และ T=10 จะได้  $\delta_{10}=1.641$  จากสูตรสมการ (5-44)

$$\delta_T = \sqrt{1 + K_T \gamma + K_T^2 \left(1 + 3 \frac{\gamma^2}{4}\right) / 2}$$

$$\begin{aligned} \delta_{10} &= \sqrt{1 + 1.319(0.43) + [1.319]^2 (1 + 3 \times [0.43]^2 / 4) / 2} \\ &= \sqrt{1 + 0.567 + 0.991} \\ &= \sqrt{2.557} \quad [\delta_{10} = 1.6] \end{aligned}$$

Confidence Limits ของ  $x_{10}$  คือ

$$\begin{aligned} x_{10} \pm \frac{t \delta_{10} s}{\sqrt{n}} &= 1,292 \pm \frac{2.02(1.6)(212)}{\sqrt{64}} \\ &= 1,292 \pm 85.648 \\ &= (1,377.65), (1,206.35) \end{aligned}$$

## 5.8 การแจกแจงแบบกัมเบล (GUMBEL EV1 DISTRIBUTION)

การแจกแจงนี้นิยมเลือกใช้เป็น Probability Model ของกรณีที่ว่าแปรเป็นค่าสูงสุดในตัวอย่าง ถ้าหากการแจกแจงให้ค่าตัวแปรหรือข้อมูลในรูปแบบของ Exponential Type (อาทิ Exponential, Normal, Lognormal) จะได้ค่าสูงสุด (Largest Element) ในตัวอย่างข้อมูลที่มีการแจกแจงเข้าไปใกล้กับ EV1

### 5.8.1 Frequency Factor

- ตัวแปรสุ่ม  $X_T$  ที่มีการแจกแจงแบบกัมเบล ซึ่งมีพารามิเตอร์  $\alpha$  (Scale Parameter) และ  $\beta$  (Location Parameter) และมีความถี่รอบ  $T$  ปี สามารถเขียนได้เป็น

$$P_r(x \leq x_T) = e^{-\alpha(x_T - \beta)} = 1 - \frac{1}{T} \quad (5-46)$$

$$\ln(e^{-\alpha(x_T - \beta)}) = \ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)$$

$$e^{-\alpha(x_T - \beta)} = -\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)$$

$$-\alpha(x_T - \beta) = \ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right] \quad (5-47)$$

$$x_T = \frac{1}{\alpha} \left( -\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) \right) + \beta \quad (5-48)$$

- จากสมการทั่วไป  $x_T = \mu + K_T \sigma$  จะได้สมการของค่า Frequency Factor  $K_T$  ดังนี้

$$K_T = \frac{1}{\sigma} \left( \frac{1}{\alpha} \left( -\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) \right) + \beta - \mu \right) \quad (5-49)$$

จากคุณสมบัติของการแจกแจงแบบกัมเบล ได้ค่า Moments ต่างๆดังนี้

$$\alpha = 1.2825 / \sigma \quad \text{และ} \quad \mu = \beta + 0.45\sigma$$

$$\text{จะได้} \quad K_T = -0.45 - 0.7797 \ln\left(-\ln\left(1 - 1/T\right)\right) \quad (5-50)$$

- จากสมการ(5-50) จะเห็นว่าค่าของ  $K_T$  ขึ้นอยู่กับค่า  $T$  เท่านั้น อย่างไรก็ตามการทบทวนวรรณกรรม บางครั้งการคำนวณค่า  $K_T$  จะขึ้นอยู่กับ  $T$  และ  $n$  (ขนาดตัวอย่างข้อมูล) ซึ่งสามารถอธิบายได้ดังนี้

$$\text{กำหนดให้ } \underline{y} = \alpha(\underline{x} - \beta)$$

ระหว่างค่าเฉลี่ยและค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ  $\underline{x}$  และ  $\underline{y}$  จะมีความสัมพันธ์ดังต่อไปนี้

$$\begin{aligned}\mu_y &= \alpha(\mu_x - \beta) \\ \sigma_y &= \alpha\sigma_x\end{aligned}\quad (5-51)$$

หรือสมการ  $\sigma, \beta$  ในเทอมของ  $\mu_x, \mu_y, \sigma_x, \sigma_y$  มีดังนี้

$$\begin{aligned}\alpha &= \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \\ \beta &= \mu_x - \mu_y \frac{\sigma_x}{\sigma_y}\end{aligned}\quad (5-52)$$

จากการแทนค่า  $\alpha$  และ  $\beta$  ในสมการ  $y_T = \alpha(x_T - \beta)$  จะได้

$$\begin{aligned}y_T &= \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \left( x_T - \mu_x + \mu_y \frac{\sigma_x}{\sigma_y} \right) \\ &= \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_T - \mu_x) + \mu_y\end{aligned}\quad (5-53)$$

$$\begin{aligned}y_T - \mu_y &= \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_T - \mu_x) \\ x_T &= \mu_x + \frac{y_T - \mu_y}{\sigma_y} \cdot \sigma_x\end{aligned}\quad (5-54)$$

- จากการเปรียบเทียบกับสมการทั่วไป  $x_T = \mu_x + K_T \sigma_x$  จะได้

$$K_T = \frac{y_T - \mu_y}{\sigma_y}\quad (5-55)$$

- ค่า  $Y_T$  คือ  $100(1 - 1/T)$  Percent Point ของการแจกแจงของตัวแปรมาตรฐาน  $Y$  สำหรับคาบความถี่  $T$  ปี ที่กำหนด ค่า  $Y_T$  ของตัวแปรลดมาตรฐานสามารถคำนวณได้จากสมการ

$$y_T = -\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) \quad \rightarrow \text{ตารางที่ 5-8}$$

- ค่าพารามิเตอร์  $\mu_y$  และ  $\sigma_y$  สามารถประมาณได้จากค่าเฉลี่ย และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ  $y_m$  ได้ดังนี้

$$y_1 = -\ln\left(-\ln\left(\frac{n}{n+1}\right)\right) \quad \left[ T = \frac{n+1}{m} \right]$$

$$y_m = -\ln\left(-\ln\left(\frac{n+1-m}{n+1}\right)\right)$$

$$y_n = -\ln\left(-\ln\left(\frac{1}{n+1}\right)\right)$$

- จากเทอมทางด้านขวามือของสมการ (5-46) แทนค่าด้วย  $T = (n+1)/m$  จะได้

$$-\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) = -\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{m}{n+1}\right)\right)$$

$$-\ln\left(-\ln\left(\frac{n+1-m}{n+1}\right)\right) = y_m$$

ดังนั้น ค่าของ  $y_m$  จะเท่ากับเทอมทางด้านขวามือของสมการ (5-46) เมื่อแทนค่า  $T = (n+1)/m$  เมื่อ  $n$  คือจำนวน Elements ของตัวอย่างข้อมูลที่ได้เรียงอันดับแล้ว

- พอสรุปได้ว่า กรณีสมการ (5-54) ค่า  $K_T$  ขึ้นอยู่กับขนาดของตัวอย่างข้อมูล  $n$  ในขณะที่สมการ (5-49) ค่า  $K_T$  ขึ้นอยู่กับค่า  $T$  เท่านั้น

$$\left[ K_T = -0.45 - 0.7797 \ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) \right]$$

- การคำนวณค่า  $K_T$  จากสมการ (5-54) และ (5-49) จะได้ค่าไม่เท่ากัน อย่างไรก็ตามเมื่อขนาดของ  $n$  มากขึ้นจนถึงมีแนวโน้มสู่  $\infty$  แล้ว (Tend to Infinity) ค่า  $K_T$  จากทั้งสองสมการดังกล่าวจะเท่ากัน

- ตารางที่ 5-9 แสดงค่า  $K_T$  ซึ่งขึ้นอยู่กับค่า  $T$  และ  $n$

### 5.8.2 Standard Error of Estimate

ค่า Standard Deviation  $s_T$  ของตัวแปรสุ่ม  $\hat{X}_T$  (ค่าประมาณของ  $x_T$ ) สามารถเขียนได้ดังนี้

$$s_T = \sigma / \sqrt{n}$$

- ค่าแฟคเตอร์  $\delta$  (Nash & Amorocho, 1966; Kite, 1977) ขึ้นอยู่กับ  $n$  และ  $K_T$  ดังสมการต่อไปนี้

$$\delta_T = \sqrt{1 + 1.14K_T + 1.1K_T^2} \quad (5-56)$$

- ค่าแฟคเตอร์  $\delta_T$  สามารถอ่านได้จากตารางที่ 5-10 เมื่อทราบค่าของ  $n$  และ  $T$  ค่า  $\delta_T$  จะใช้ในการคำนวณ Confidence Limits สำหรับ  $X_T$  โดยมีขีดจำกัดบนและล่างดังนี้

$$\hat{x}_T \pm t\delta_T s / \sqrt{n}$$

เมื่อ  $T$  อ่านจากตาราง Student's t Distribution (ตารางผนวกที่ 5)

- รูปที่ 5-6 แสดง 95% Confidence Limite สำหรับข้อมูลของแม่น้ำ Vuoksi ประเทศฟินแลนด์

ตารางที่ 5-8 Some Values of the Reduced Variable of the EV1 Extremal Distribution and Corresponding Return Periods (วีระพล, 2542)

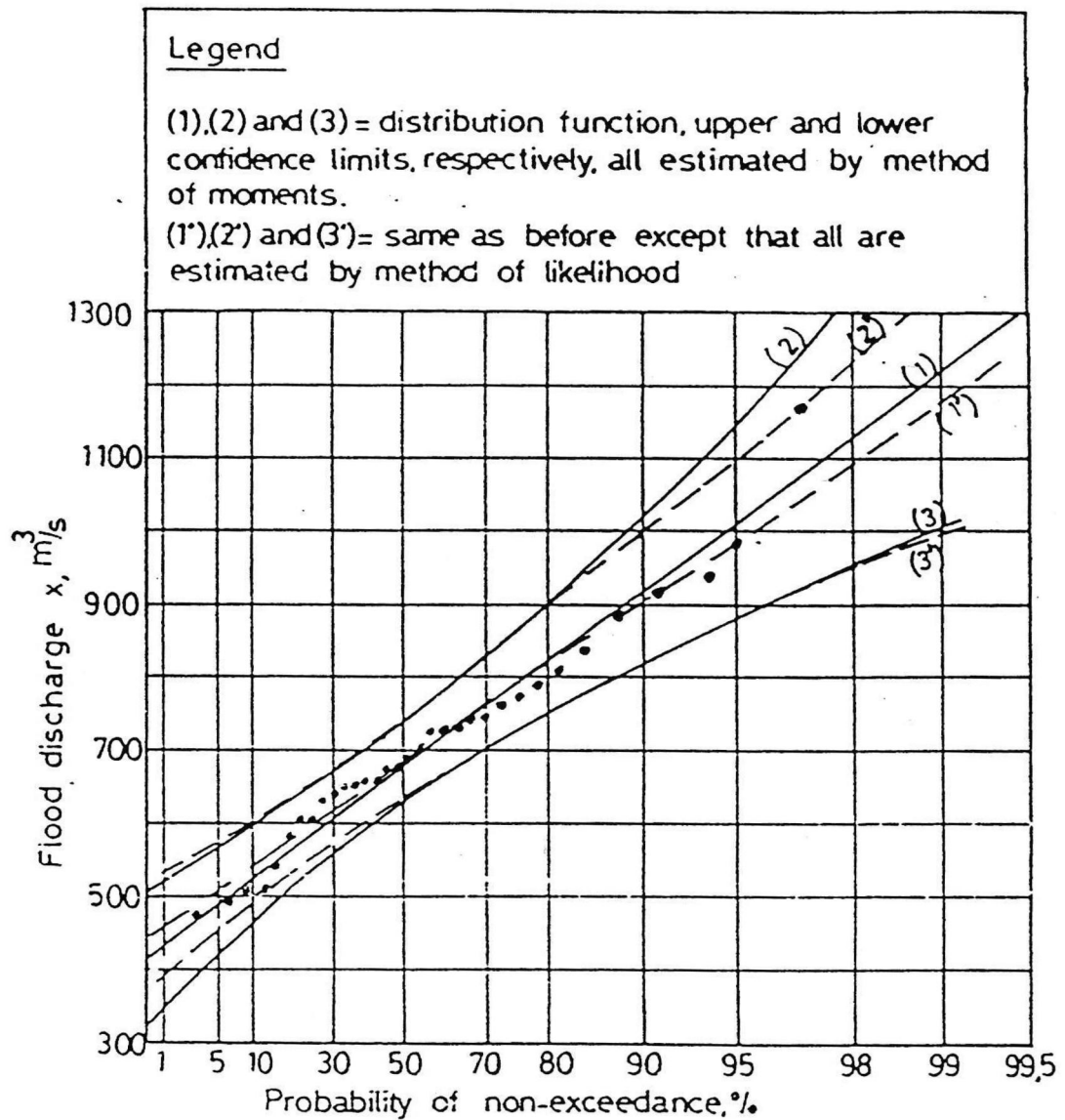
Return Period $T$	Non-Exceedance Probabiliy $1-1/T$	Reduced Variable $Y_T$
1.0101	0.01	-1.5272
1.0526	0.05	-1.0972
1.1111	0.1	-0.834
1.25	0.2	-0.4759
2	0.5	0.3665
5	0.8	1.4999
10	0.9	2.2504
20	0.95	2.9702
50	0.98	3.9019
100	0.99	4.6001

ตารางที่ 5-9 Frequency factors K for Gumbel EV1 distribution

Sample size n	Return Period								
	1.053	1.111	1.25	2	5	10	20	50	100
5	-1.963	-1.631	-1.179	-0.116	1.313	2.26	3.168	4.343	5.224
10	-1.677	-1.4	-1.023	-0.136	1.058	1.848	2.606	3.587	4.323
15	-1.578	-1.32	-0.969	-0.143	0.967	1.703	2.408	3.321	4.005
20	-1.525	-1.277	-0.94	-0.148	0.919	1.625	2.302	3.179	3.836
25	-1.492	-1.251	-0.922	-0.151	0.888	1.575	2.235	3.059	3.728
30	-1.468	-1.232	-0.91	-0.153	0.866	1.541	2.188	3.026	3.653
35	-1.451	-1.215	-0.901	-0.154	0.85	1.515	2.153	2.979	3.598
40	-1.438	-1.207	-0.893	-0.155	0.838	1.495	2.126	2.943	3.554
45	-1.427	-1.198	-0.887	-0.156	0.828	1.479	2.104	2.913	3.519
50	-1.418	-1.191	-0.883	-0.157	0.82	1.466	2.086	2.889	3.491
55	-1.41	-1.155	-0.879	-0.157	0.813	1.455	2.071	2.869	3.467
60	-1.404	-1.15	-0.875	-0.158	0.807	1.446	2.059	2.852	3.446
65	-1.398	-1.176	-0.872	-0.158	0.802	1.438	2.047	2.837	3.428
70	-1.394	-1.172	-0.869	-0.159	0.797	1.43	2.038	2.824	3.413
75	-1.389	-1.168	-0.867	-0.159	0.793	1.424	2.029	2.812	3.399
80	-1.386	-1.165	-0.865	-0.159	0.79	1.419	2.021	2.802	3.387
85	-1.382	-1.162	-0.863	-0.16	0.787	1.413	2.015	2.793	3.376
90	-1.379	-1.16	-0.862	-0.16	0.784	1.409	2.008	2.784	3.365
95	-1.376	-1.158	-0.86	-0.16	0.781	1.405	2.003	2.777	3.357
100	-1.374	-1.155	-0.859	-0.16	0.779	1.401	1.998	2.77	3.349

ตารางที่ 5-10 Factors  $\delta$  for the Gumbel EV1 distribution

Sample size n	Return Period								
	1.053	1.111	1.25	2	5	10	20	50	100
5	1.732	1.438	1.089	0.939	2.096	3.032	3.956	5.167	6.08
10	1.477	1.249	0.992	0.93	1.854	2.62	3.383	4.387	5.146
15	1.393	1.188	0.964	0.927	1.77	2.476	3.181	4.113	4.817
20	1.349	1.157	0.949	0.925	1.725	2.399	3.075	3.967	4.643
25	1.322	1.138	0.941	0.924	1.697	2.351	3.007	3.875	4.532
30	1.303	1.125	0.935	0.923	1.677	2.317	2.96	3.81	4.455
35	1.289	1.115	0.93	0.922	1.663	2.292	2.925	3.762	4.397
40	1.279	1.108	0.927	0.922	1.651	2.272	2.897	3.725	4.353
45	1.27	1.102	0.925	0.921	1.642	2.257	2.876	3.695	4.317
50	1.263	1.097	0.923	0.921	1.635	2.244	2.858	3.671	4.287
55	1.257	1.093	0.921	0.921	1.629	2.233	2.843	3.65	4.263
60	1.252	1.089	0.919	0.921	1.624	2.224	2.83	3.633	4.242
65	1.248	1.086	0.918	0.92	1.619	2.216	2.819	3.617	4.223
70	1.244	1.084	0.917	0.92	1.615	2.209	2.809	3.604	4.207
75	1.241	1.082	0.916	0.92	1.611	2.203	2.8	3.592	4.193
80	1.238	1.08	0.915	0.92	1.608	2.198	2.793	3.582	4.181
85	1.235	1.078	0.914	0.92	1.605	2.193	2.786	3.572	4.169
90	1.233	1.076	0.914	0.92	1.603	2.188	2.78	3.564	4.159
95	1.231	1.075	0.913	0.92	1.601	2.184	2.774	3.556	4.15
100	1.229	1.073	0.912	0.92	1.599	2.181	2.769	3.549	4.141



รูปที่ 5-6 Fitting the EV1 Distribution to the Flood Discharges of the Vuoksi River, Finland at Imatra, 1890-1921 (วีระพล, 2542)



## ตัวอย่างที่ 5-6

กำหนดให้ Sample Size  $n=50$  ค่า Frequency Factor  $K_T$  ที่คาบความถี่ของการเกิด  $T$  เท่ากับ 20 และ 100 ปี คำนวณจากสมการ (5-50) และ (5-55) ได้ดังต่อไปนี้

$$\text{- สมการ (5-49): } K_T = -0.45 - 0.7797 \ln(-\ln(1-1/T))$$

$$K_{20} = -(0.45 + 0.78 \ln(-\ln 0.95)) = 1.8667$$

$$K_{100} = -(0.45 + 0.78 \ln(-\ln 0.99)) = 3.1381$$

$$\text{- สมการ(5-54): } K_T = \frac{y_T - \mu_y}{\sigma_y}$$

$$K_{20} = \frac{1}{1.16066} (2.9702 - 0.54854) = 2.0865$$

$$K_{100} = \frac{1}{1.16066} (4.6001 - 0.54854) = 3.4907$$

$$\text{หมายเหตุ: } \mu = 0.54854$$

$$\sigma_y = 1.16066 \quad \text{จากข้อมูลตัวอย่าง } y_1, y_2, y_3, \dots, y_{50}$$

$y_{20}$  และ  $y_{100}$  เท่ากับ 2.9702 และ 4.6001 ตามลำดับ จากตารางที่ 5-8

- จากตัวอย่างดังกล่าว ค่า  $K$  ที่คำนวณจากสมการ (5-55) ได้ค่ามากกว่า  $K$  ที่คำนวณจากสมการ (5-49) ประมาณ 11% และ 10% สำหรับ  $T = 20$  และ 100 ปี ตามลำดับ

### 5.8.3 Probability Paper

- เนื่องจากการแจกแจงแบบกัมเบลมี Scale และ Location Parameters เท่านั้น และค่า Skewness Coefficient  $\gamma = 1.14$  เสมอหรือมีค่าเดียว ดังนั้นจึงพัฒนา Probability Paper สำหรับการแจกแจงแบบกัมเบลได้ (ดูรูปที่ 5-7)

- Type I Extremal Probability Paper แกน Abscissa มี 3 ค่า คือ Return Period ( $T_r$ ), Reduce Variable ( $y$ ) และ Frequency แบบ Non-Exceedance Probability ( $p$ )

$$y_T = -\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T_r}\right)\right)$$

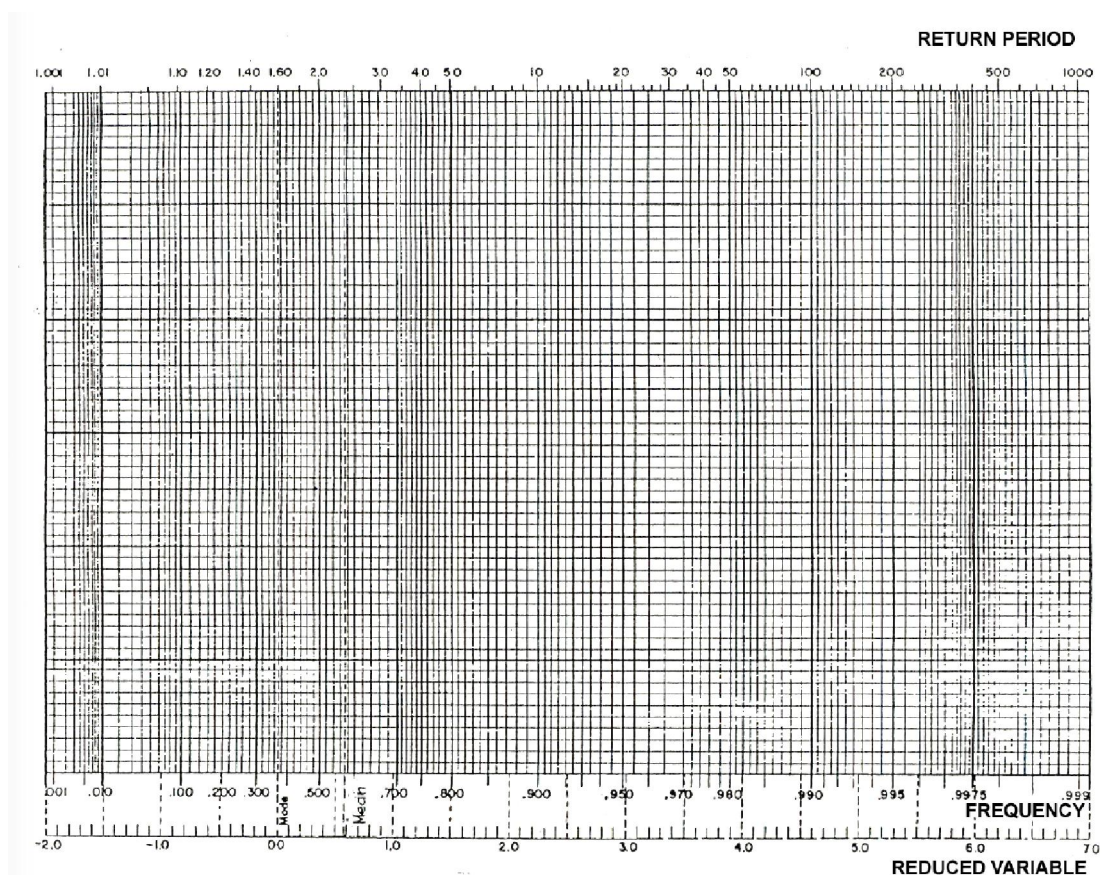
$$P_{(y)} = \exp(-\exp(-y)) = e^{-e^{-y}}$$

แกน Ordinates เป็น Linear Scale สำหรับพล็อตค่า  $x_T$

- ในกระดาษกราฟกัมเบล แสดงเส้นประเป็น Guidelines จำนวน 2 เส้น

เส้นที่ 1 แสดงค่า Mean ของการแจกแจง ( $T_r=2.33$ ) ซึ่งมาจาก  $P_{(y)}=0.5772$  ซึ่งใช้อ่านค่าเฉลี่ยของตัวแปร ( $1 - 0.5772 = 0.4228$ )

เส้นที่ 2 แสดงค่า Mode ของการแจกแจง ( $T_r = 1.58$ ) ซึ่งมาจาก  $y=0$  หรือ  $P_{(y)} = 1/e = 0.368$



รูปที่ 5-7 ตัวอย่างกระดาษกราฟกัมเบล

ตัวอย่างที่ 5-7

ข้อมูล: Flood Discharge ของแม่น้ำ Vuoksi ที่ Imatra ประเทศฟินแลนด์ ช่วงปีข้อมูล 1990-2021

Mean	703.25	m <sup>3</sup> /sec
Standard Deviation	145.75	m <sup>3</sup> /sec
Skewness	1.043	
Kurtosis	5.646	

- จากการใช้ค่า Frequency Factor จากตารางที่ 5-9 สามารถคำนวณ Flood Peaks ที่มีคาบความถี่รอบ 5 และ 100 ปี ได้ดังนี้

$$\begin{aligned}
 X_5 &= 703.25 + 0.86 \times 145.75 \\
 &= 828.6 \quad \text{m}^3/\text{sec} \\
 X_{100} &= 1232.0 \quad \text{m}^3/\text{sec} \\
 X_T &= \mu_x + K_T \sigma_x
 \end{aligned}$$

และ ค่าเฉลี่ย  $X_{2.33} = 703.25 \text{ m}^3/\text{sec}$  เกิดจาก  $X_{2.33}$  จะได้ค่า  $K_T = 0$

$$\text{ดังนั้น } X_{2.33} = \mu_x + K_T$$

จากค่า  $X_5$ ,  $X_{100}$ , และ  $X_{2.33}$  นำไปใช้ในการลากเส้น Distribution Function ในรูปที่ 5-7

แกน X	แกน Y
$\left(1 - \frac{1}{2.33}\right) \times 100 = 57\%$	703.25
$\left(1 - \frac{1}{5}\right) \times 100 = 80\%$	828.60
$\left(1 - \frac{1}{100}\right) \times 100 = 99\%$	1,232.00

## 5.9 การแจกแจงแบบ Extremal Value Type III Distribution

การแจกแจงนี้มีชื่อเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า Weibull Distribution

### 5.9.1 The Probability Model

- ตัวแปรสุ่ม  $x$  จะมีการแจกแจงแบบ Type III Extremal Value Distribution (สำหรับค่าสูงสุด) ถ้าหากมี Density Function ดังนี้

$$f(x) = \frac{\alpha}{c - \beta} \left( \frac{c - x}{c - \beta} \right)^{\alpha - 1} \exp \left( - \left( \frac{c - x}{c - \beta} \right)^{\alpha} \right) \quad x \leq c \quad (5-57)$$

และมี Distribution Function ดังนี้

$$F(x) = \int_c^x f(x) dx = 1 - \exp \left( - \left( \frac{c - x}{c - \beta} \right)^{\alpha} \right) \quad x \leq c \quad (5-58)$$

และค่าพารามิเตอร์ต้องอยู่ภายใต้เงื่อนไข  $\alpha > 0$  และ  $c - \beta > 0$

- จากประสบการณ์ พบว่า Extreme Value Type III Distribution มีความเหมาะสมที่จะใช้พิตค่า Annual Maxima Event Magnitudes (เช่น Annual Flood Peaks) น้อยกว่า Extreme Value Type I (หรือกัมเบล) (Samuelson, 1972) หรือ Log Pearson Type III (Reich, 1972)
- ในอุทกวิทยา Extreme Value Type III Distribution พบว่ามีความเหมาะสมกับการวิเคราะห์ Low Stream Flows ดังนั้นหากจะใช้กับค่าต่ำสุด สมการของ Density Function จะมีรูปแบบดังนี้

$$f(x) = \frac{\alpha}{\beta - c} \left( \frac{x - c}{\beta - c} \right)^{\alpha - 1} \exp \left( - \left( \frac{x - c}{\beta - c} \right)^{\alpha} \right) \quad (x \geq c) \quad (5-59)$$

และมีรูปสมการ Distribution Function ดังนี้

$$F(x) = 1 - \exp\left(-\left(\frac{x-c}{\beta-c}\right)^\alpha\right) \quad (x \geq c) \quad (5-60)$$

และเงื่อนไขของค่าพารามิเตอร์คือ  $\beta > c$  และ  $\alpha > 0$

- ถ้าให้  $y = ((x-c)/(\beta-c))^\alpha$  เป็นตัวแปรลดมาตรฐาน (Reduce Variate) จากสมการ (5-58) และ (5-59) จะได้

$$\begin{aligned} g(y) &= e^{-y} & (y > 0) \\ G(y) &= 1 - e^{-y} \end{aligned} \quad (5-61)$$

- ในทำนองเดียวกับ Extreme Value I distribution ค่าตัวแปรลด  $y_T$  สามารถคำนวณได้จาก T ต่างๆ ตารางที่ 5-11 แสดงค่าตัวแปรลดสำหรับค่า T ต่างๆ
- ค่าตัวแปรลดสามารถหาได้จากสมการ (ดังแสดงตารางที่ 5-12)

$$P_r(y \geq y_r) = e^{-y_r} = 1 - \frac{1}{T}$$

$$\ln e^{-y_r} = \ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)$$

$$y_r = -\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)$$

### 5.9.2 การประมาณค่าพารามิเตอร์

ค่าเฉลี่ย (Mean) :

$$\mu = c + (\beta - c) \Gamma\left(\frac{1}{\alpha} + 1\right) \quad (5-62)$$

ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) :

$$\sigma = \frac{\beta - c}{\beta_\alpha} \quad (5-63)$$

เมื่อ  $\beta_\alpha$  มีสมการโดยย่อดังนี้

$$\beta_\alpha = \frac{1}{\sqrt{\Gamma\left(\frac{2}{\alpha}+1\right)\Gamma^2\left(\frac{1}{\alpha}+1\right)}} \quad (5-64)$$

ถ้าให้  $A_\alpha = \left(1 - \Gamma\left(\frac{1}{\alpha}+1\right)\right)\beta_\alpha$  (5-65)

ค่าเฉลี่ยและค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน สามารถเขียนให้อยู่ในรูปแบบได้ดังนี้

$$\mu = \beta - \sigma A_\alpha \quad (5-66)$$

$$\alpha = \frac{\beta - c}{\beta_\alpha} \quad (5-67)$$

- ค่า Skewness ของ Extremal Type III Distribution ขึ้นอยู่กับ  $\alpha$  ดังนี้

$$\gamma = \left( \Gamma\left(\frac{3}{\alpha}+1\right) - 3\Gamma\left(\frac{2}{\alpha}+1\right)\Gamma\left(\frac{1}{\alpha}+1\right) + 2\Gamma^3\left(\frac{1}{\alpha}+1\right) \right) \beta_\alpha^3 \quad (5-68)$$

- สมการ (5-68) เป็นสมการพื้นฐานในการคำนวณค่าพารามิเตอร์  $\alpha$  โดยการคำนวณค่า Skewness จากข้อมูลตัวอย่าง และใส่ไปในสมการ (5-68) เพื่อหาค่า  $\alpha$  ออกมา หรือผลของสมการจะให้ค่าประมาณของ  $\alpha$
- เมื่อได้ค่า  $\alpha$  แล้ว ต่อกันคำนวณ  $A_\alpha, \beta_\alpha$  และจากนั้นคำนวณค่าพารามิเตอร์  $\beta$  และ  $c$  จากสมการ 5-66 และ 5-67 จาก  $A_\alpha, \beta_\alpha, \mu$  และ  $\sigma$
- ขั้นตอนในการประมาณค่าพารามิเตอร์พอสรุปได้ดังนี้
  - (1) คำนวณค่าเฉลี่ย  $\bar{x}$  ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน  $s$  และค่า Skewness CS จากข้อมูลตัวอย่าง

(2) ใช้ตารางที่ 5-12 อ่านค่าประมาณ  $\bar{\alpha}$  ของ  $\alpha$  ในคอลัมน์ของ  $\alpha$  และ อ่านค่า

$A_\alpha$  และ  $\beta_\alpha$  ด้วย

(3) ค่าประมาณสำหรับ  $\beta$  (the Drought Characteristics)

$$\text{คือ } \beta = \chi + sA_\alpha$$

และค่าประมาณของ c (Drought Minimum)

$$\text{คือ } \hat{c} = \beta - s\beta_\alpha$$

- ใส่ค่าประมาณของพารามิเตอร์ ( $\bar{\alpha}, \beta, \hat{c}$ ) ในสมการ (5-60) ก็สามารรถคำนวณค่าของ x ที่มี Exceedance หรือ Non- Exceedance Probability ที่กำหนดได้

ตารางที่ 5-11 Values of the Reduced Variable y of the Extremal Type III Distribution for Selected Return Period

Return Period $T$	Exceedance Probability $1-1/T$	Reduced variable $y_T$
1.0101	0.01	4.6052
1.0526	0.05	2.9957
1.1111	0.1	2.3026
1.25	0.2	1.6094
2	0.5	0.6931
5	0.8	0.2231
10	0.9	0.1054
20	0.95	0.0513
50	0.98	0.0202
100	0.99	0.0101

ตารางที่ 5-12 Auxiliary Table for Estimation of the Shape Parameter  $\alpha$  of the Type III Extremal Distribution

$\gamma$	$1 / \alpha$	$\alpha$	$A_\alpha$	$\beta_\alpha$
-1.08107	0.01	100	0.44815	78.9817
-1.02485	0.02	50	0.44611	39.989
-0.9707	0.03	33.3333	0.44392	26.9862
-0.91845	0.04	25	0.4416	20.4808
-0.86797	0.05	20	0.43915	16.5744
-0.8191	0.06	16.6667	0.43657	13.9673
-0.77174	0.07	14.2857	0.43386	12.1029
-0.72577	0.08	12.5	0.43104	10.7025
-0.6811	0.09	11.1111	0.4281	9.6114
-0.63764	0.1	10	0.42504	8.73689
-0.554	0.12	8.33333	0.41861	7.42093
-0.47429	0.14	7.14286	0.41178	6.47613
-0.398	0.16	6.25	0.40456	5.76326
-0.32473	0.18	5.55556	0.397	5.20498
-0.25411	0.2	5	0.3891	4.7549
-0.18583	0.22	4.54545	0.3809	4.3835
-0.11963	0.24	4.16667	0.37242	4.07108
-0.05527	0.26	3.84615	0.36368	3.80405
0.00746	0.28	3.57143	0.3547	3.57267
0.06874	0.3	3.33333	0.34551	3.36982
0.21665	0.35	2.85714	0.32169	2.95543
0.35863	0.4	2.5	0.29693	2.63389
0.49634	0.45	2.22222	0.27149	2.37443
0.63111	0.5	2	0.2456	2.15866
0.76404	0.55	1.81818	0.21947	1.97489
0.89605	0.6	1.66667	0.19331	1.81538
1.02793	0.65	1.53846	0.16729	1.67482
1.16039	0.7	1.42857	0.14156	1.54942
1.29407	0.75	1.33333	0.11626	1.43641
1.42955	0.8	1.25	0.09152	1.33375
1.56736	0.85	1.17647	0.06743	1.23987
1.70804	0.9	1.11111	0.04411	1.15355
1.85209	0.95	1.05263	0.02161	1.07385
2	1	1	0	1



### 5.9.3 Frequency Factor

สมบัติทั่วไป :  $x_T = \mu + K_T \sigma$

- ค่า  $K_T$  อ่านได้จากตารางที่ 5-13 โดยค่า  $T$  และ  $\gamma$  ที่กำหนด
- ค่า Frequency Factor  $K_T$  มีสูตรสมการที่หาได้ดังนี้

$$p_r(x > x_T) = \exp\left(-\left(\frac{x_T - c}{\beta - c}\right)^\alpha\right) = \frac{1}{T} \quad (5-69)$$

ซึ่งสามารถเขียนสมการได้เป็น

$$\frac{x_T - c}{\beta - c} = (\ln T)^{1/\alpha} \quad (5-70)$$

หรือ 
$$x_T = c + (\beta - c)(\ln T)^{1/\alpha} \quad (5-71)$$

เมื่อเปรียบเทียบกับสมการ 5-71 กับสมการ  $x_T = \mu + K_T \sigma$  จะได้ค่า  $K_T$  ดังนี้ (ใช้สมการ 5-66 และ 5-67)

$$\begin{aligned} K_T &= \frac{c + \mu}{\sigma} + \frac{\beta - c}{\sigma} (\ln T)^{1/\alpha} \\ &= A_\alpha - \beta_\alpha + \beta_\alpha (\ln T)^{1/\alpha} \\ &= A_\alpha - \beta_\alpha \left( (\ln T)^{1/\alpha} - 1 \right) \end{aligned} \quad (5-72)$$

- ค่า Frequency Factor แสดงในตารางที่ 5-12 ซึ่งขึ้นอยู่กับค่า  $\alpha$  และ  $T$

### 5.9.4 Standard Error of Estimate

- ค่า Standard Error ของค่าประมาณ คำนวณได้จากสูตร  $S_T = \delta_T^{S/\sqrt{n}}$  เมื่อแฟคเตอร์  $\delta_T$  อ่านได้จากตารางที่ 5-14

ตารางที่ 5-13 Frequency Factors K Type III Extremal Distribution

$\gamma$	$1/\alpha$	Return Period								
		100	50	20	10	5	2	1.25	1.111	1.053
-1.081	0.01	-3.103	-2.574	-1.863	-1.309	-0.728	0.159	0.825	1.11	1.32
-1.025	0.02	-3.069	-2.556	-1.86	-1.314	-0.736	0.154	0.829	1.119	1.333
-0.971	0.03	-3.035	-2.337	-1.857	-1.318	-0.743	0.149	0.832	1.128	1.347
-0.918	0.04	-3.001	-2.518	-1.853	-1.321	-0.751	0.144	0.835	1.136	1.36
-0.868	0.05	-2.966	-2.499	-1.848	-1.325	-0.758	0.138	0.838	1.145	1.374
-0.819	0.06	-2.932	-2.479	-1.843	-1.328	-0.766	0.133	0.841	1.153	1.387
-0.772	0.07	-2.898	-2.459	-1.838	-1.33	-0.772	0.127	0.844	1.161	1.4
-0.726	0.08	-2.864	-2.439	-1.832	-1.332	-0.779	0.122	0.846	1.169	1.413
-0.681	0.09	-2.83	-2.418	-1.826	-1.334	-0.786	0.116	0.849	1.177	1.426
-0.638	0.1	-2.796	-2.398	-1.82	-1.336	-0.792	0.111	0.851	1.185	1.438
-0.554	0.12	-2.729	-2.356	-1.806	-1.338	-0.804	0.099	0.855	1.2	1.463
-0.474	0.14	-2.663	-2.314	-1.791	-1.338	-0.815	0.088	0.858	1.214	1.487
-0.398	0.16	-2.598	-2.272	-1.775	-1.338	-0.825	0.076	0.861	1.227	1.511
-0.325	0.18	-2.534	-2.229	-1.758	-1.337	-0.835	0.065	0.863	1.24	1.533
-0.254	0.2	-2.471	-2.187	-1.741	-1.334	-0.843	0.053	0.864	1.252	1.556
-0.186	0.22	-2.409	-2.145	-1.722	-1.331	-0.851	0.041	0.865	1.264	1.578
-0.12	0.24	-2.349	-2.103	-1.703	-1.326	-0.858	0.03	0.865	1.275	1.599
-0.055	0.26	-2.29	-2.061	-1.683	-1.321	-0.865	0.018	0.865	1.285	1.619
0.007	0.28	-2.233	-2.02	-1.563	-1.315	-0.871	0.006	0.864	1.294	1.64
0.069	0.3	-2.177	-1.979	-1.642	-1.309	-0.876	-0.005	0.863	1.304	1.659
0.217	0.35	-2.043	-1.879	-1.589	-1.289	-0.885	-0.034	0.857	1.324	1.705
0.359	0.4	-1.919	-1.784	-1.534	-1.266	-0.891	-0.062	0.849	1.34	1.748
0.496	0.45	-1.803	-1.693	-1.479	-1.24	-0.894	-0.09	0.839	1.353	1.787
0.631	0.5	-1.697	-1.606	-1.25	-1.212	-0.893	-0.116	0.825	1.363	1.823
0.764	0.55	-1.598	-1.524	-1.37	-1.183	-0.89	-0.141	0.81	1.369	1.856
0.896	0.6	-1.507	-1.447	-1.317	-1.152	-0.884	-0.165	0.793	1.372	1.884
1.028	0.65	-1.423	-1.375	-1.265	-1.12	-0.876	-0.188	0.774	1.373	1.91
1.16	0.7	-1.346	-1.307	-1.214	-1.087	-0.866	-0.209	0.754	1.37	1.932
1.294	0.75	-1.275	-1.243	-1.165	-1.055	-0.854	-0.229	0.732	1.365	1.951
1.43	0.8	-1.209	-1.183	-1.118	-1.022	-0.84	-0.247	0.709	1.357	1.966
1.567	0.85	-1.148	-1.127	-1.073	-0.989	-0.826	-0.264	0.686	1.347	1.978
1.708	0.9	-1.091	-1.075	-1.03	-0.957	-0.81	-0.28	0.661	1.334	1.987
1.852	0.95	-1.039	-1.026	-0.988	-0.926	-0.794	-0.294	0.635	1.319	1.993
2	1	-0.99	-0.98	-0.949	-0.895	-0.777	-0.307	0.609	1.303	1.996

ตารางที่ 5-14 Factors  $\delta$  for the Type III Extremal Distribution

$\gamma$	$1/\alpha$	Return Period								
		100	50	20	10	5	2	1.25	1.111	1.053
-1.081	0.01	5.86	4.256	2.684	1.925	1.477	1.039	0.818	0.935	1.147
-1.025	0.02	5.609	4.112	2.63	1.901	1.463	1.038	0.83	0.936	1.133
-0.971	0.03	5.374	3.976	2.577	1.878	1.45	1.039	0.842	0.939	1.126
-0.918	0.04	5.154	3.845	2.524	1.855	1.438	1.04	0.854	0.946	1.124
-0.868	0.05	4.946	3.721	2.472	1.832	1.427	1.042	0.867	0.955	1.125
-0.819	0.06	4.751	3.602	2.421	1.809	1.417	1.044	0.88	0.965	1.131
-0.772	0.07	4.568	3.488	2.37	1.785	1.407	1.047	0.893	0.977	1.139
-0.726	0.08	4.394	3.379	2.32	1.761	1.397	1.05	0.906	0.99	1.149
-0.681	0.09	4.23	3.275	2.271	1.738	1.387	1.053	0.919	1.004	1.162
-0.638	0.1	4.075	3.175	2.223	1.714	1.378	1.056	0.932	1.018	1.176
-0.554	0.12	3.79	2.987	2.129	1.666	1.358	1.063	0.958	1.049	1.209
-0.474	0.14	3.534	2.815	2.04	1.619	1.339	1.07	0.983	1.081	1.246
-0.398	0.16	3.304	2.657	1.954	1.571	1.319	1.078	1.009	1.115	1.287
-0.325	0.18	3.097	2.512	1.871	1.524	1.298	1.085	1.034	1.15	1.331
-0.254	0.2	2.912	2.379	1.793	1.478	1.277	1.092	1.059	1.185	1.377
-0.186	0.22	2.746	2.257	1.719	1.432	1.256	1.098	1.083	1.221	1.425
-0.12	0.24	2.597	2.147	1.648	1.387	1.234	1.105	1.108	1.257	1.474
-0.055	0.26	2.464	2.046	1.582	1.343	1.211	1.111	1.132	1.294	1.525
0.007	0.28	2.346	1.955	1.52	1.3	1.189	1.116	1.155	1.331	1.577
0.069	0.3	2.242	1.874	1.461	1.257	1.166	1.122	1.178	1.367	1.631
0.217	0.35	2.032	1.706	1.333	1.158	1.107	1.133	1.235	1.459	1.769
0.359	0.4	1.885	1.587	1.232	1.067	1.046	1.143	1.289	1.551	1.912
0.496	0.45	1.787	1.509	1.157	0.988	0.986	1.15	1.34	1.641	2.058
0.631	0.5	1.729	1.465	1.109	0.923	0.925	1.156	1.39	1.73	2.208
0.764	0.55	1.701	1.45	1.087	0.873	0.866	1.161	1.438	1.816	2.36
0.896	0.6	1.696	1.459	1.089	0.842	0.809	1.165	1.484	1.899	2.512
1.028	0.65	1.708	1.485	1.113	0.831	0.756	1.167	1.531	1.979	2.664
1.16	0.7	1.734	1.526	1.155	0.842	0.71	1.169	1.578	2.056	2.815
1.294	0.75	1.771	1.578	1.213	0.872	0.672	1.17	1.627	2.129	2.963
1.43	0.8	1.817	1.64	1.284	0.922	0.647	1.17	1.681	2.2	3.107
1.567	0.85	1.871	1.709	1.366	0.99	0.638	1.169	1.739	2.269	3.246
1.708	0.9	1.933	1.785	1.457	1.072	0.648	1.166	1.806	2.337	3.38
1.852	0.95	2.002	1.868	1.556	1.167	0.681	1.161	1.882	2.407	3.507
2	1	2.079	1.958	1.662	1.274	0.735	1.154	1.97	2.481	3.627

### 5.9.5 Log Extremal Probability Paper

- Log-Extremal Probability Paper คล้ายกับ Linear Ordinary Extremal Paper เพียงสเกลของตัวแปรใน Log-Extremal Probability Paper จะเป็น Log-Scale
- ค่า Annual Flood Peaks จะพล็อตใน Linear หรือ Logarithmic Scale ขึ้นอยู่กับอันไหนจะให้จุดพล็อตเป็นเส้นตรงดีกว่ากัน
- สำหรับการวิเคราะห์แจกแจงความถี่ของ Droughts ควรใช้ Log-Extremal Paper ค่าพารามิเตอร์  $\beta$  ซึ่งมีชื่อเรียกว่า Drought Characteristic สามารถอ่านได้จากกราฟที่พล็อตโดยตรง โดยที่มีค่าความถี่ของการเกิด  $T = 1.282$  ค่าพารามิเตอร์  $c$  ซึ่งเรียกว่า Drought Minimum จะมีรอบปีเท่ากับอินฟินิตี้ (Infinity) ค่าพารามิเตอร์  $c$  นี้สามารถประมาณด้วยวิธีกราฟโดยการลองทายและทำซ้ำ ด้วยการพิจารณาค่า  $c$  ต่างๆกัน จากนั้นพล็อตค่า  $x - c$  ที่มีแนวโน้มเป็นเส้นตรงมากที่สุด

#### ตัวอย่างที่ 5-8

จงพิจารณา Annual Minimum Daily Discharge ของแม่น้ำ Elbe ที่ Decin ประเทศสาธารณรัฐเช็ก สำหรับช่วงปีข้อมูล 1916-2014 จากข้อมูลดังกล่าวคำนวณค่าตัวสถิติได้ดังนี้

ค่าเฉลี่ย	75.5	$m^3/s$
ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน	30.2	$m^3/s$
ค่า Skewness	1.3	
ค่า Kurtosis	5.44	

ด้วยการใช้ค่า Frequency Factor  $K_T$  จากตารางที่ 5-13 สามารถคำนวณค่า  $X_T$  ที่มีค่ารอบปี  $T$  ต่างๆได้ ( $x_T = \mu + K_T \sigma$ ) และ นำมาพล็อตใน Log-extremal Probability Paper ดังแสดงในรูปที่ 5-8

จากตารางที่ 5-12 และ ที่ค่า Skewness เท่ากับ 1.3 อ่านค่า

$$\alpha = 1.33, \frac{1}{\alpha} = 0.752, A_\alpha = 0.115 \text{ และ } \beta_\alpha = 1.43 \text{ และจากค่าเหล่านี้ และค่าเฉลี่ย ค่าเบี่ยงเบน}$$

มาตรฐาน คำนวณค่า  $\hat{\beta} = \bar{X} + sA_\alpha; \hat{c} = \hat{\beta} - s\beta_\alpha$  ซึ่งจะได้ค่า  $\hat{\beta} = 79 m^3 / s$  และ

$$\hat{c} = 35.8 m^3 / s$$

- แทนค่าพารามิเตอร์  $c, \beta$  และ  $\alpha$  ไปในสมการ Distribution Function (Non-Exceedance)

$$F(x) = 1 - \exp\left(-\left(\frac{x - 35.8}{79.0 - 35.8}\right)^{1.33}\right)$$

ก็สามารถคำนวณ Probability of Exceedance สำหรับค่า  $x$  ต่างๆ (รูปที่ 5-8) ได้พอสรุปได้ดังนี้

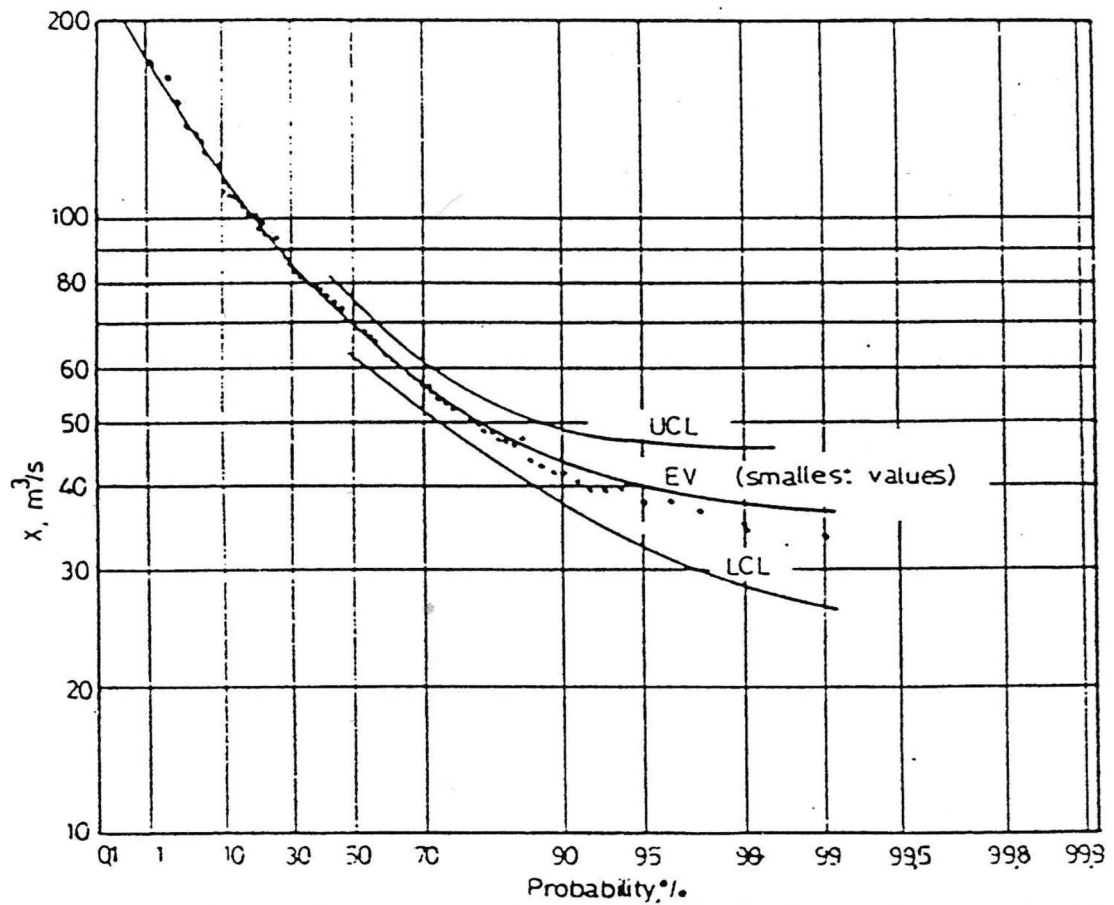
ค่า $x$	Exceedance Probability
200	0.00273
100	0.18380
50	0.79630
40	0.95590

- คำนวณ 95% Confidence Limits  $x_T$  (เมื่อ T-values เท่ากับ 2, 5, 10, 20, 50) จากตารางที่ 5-14 คำนวณค่า  $\delta_T$  ด้วยการทราบค่า Skewness เท่ากับ 1.3 จากนั้นคำนวณค่าขีดจำกัดล่าง และขีดจำกัดบนดังนี้

$$x_T = \pm \delta_T z_{0.025} s / \sqrt{n}$$

- เส้นกราฟที่ลากเชื่อม Upper Bounds และ Lower Bounds จะฟอร์มเป็น Confidence Interval ดังแสดงในรูปที่ 5-8
- เนื่องจากเป็นตัวอย่างข้อมูลขนาดใหญ่  $n = 99$  จึงอ่านค่า  $z_{0.025}$  จาก Standard Normal Distribution ได้แทนที่จะเป็น  $t_{0.025}$
- จากรูปที่ 5-8 เส้น EV และจุดพล็อตต่างๆ สำหรับรอบปีการเกิดซ้ำ 1.25, 2, 5, 10, 20 แสดงดังด้านล่างนี้

Tr	Exceed (%)	X
1.25	20 ← (1-1/Tr)	97.61
2.0	50	68.58
5	80	49.71
10	90	43.64
20	95	40.32



รูปที่ 5-8 Fitting the Extreme Value Type III Distribution to the Annual Minimum Discharges of แม่น้ำ Elbe ที่ Decin ประเทศสาธารณรัฐเช็ก, 1866-1964 (วีระพล, 2542)

ตารางผนวกที่ 1 Ordinates of the Normal Density Function

$$\phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-x^2/2}$$

x	.00	.01	.02	.03	.04	.05	.06	.07	.08	.09
.0	.3989	.3989	.3989	.3988	.3986	.3984	.3982	.3980	.3977	.3973
.1	.3970	.3965	.3961	.3956	.3951	.3945	.3939	.3932	.3925	.3918
.2	.3910	.3902	.3894	.3885	.3876	.3867	.3857	.3847	.3836	.3825
.3	.3814	.3802	.3790	.3778	.3765	.3752	.3739	.3725	.3712	.3697
.4	.3683	.3668	.3653	.3637	.3621	.3605	.3589	.3572	.3555	.3538
.5	.3521	.3503	.3485	.3467	.3448	.3429	.3410	.3391	.3372	.3352
.6	.3332	.3312	.3292	.3271	.3251	.3230	.3209	.3187	.3166	.3144
.7	.3123	.3101	.3079	.3056	.3034	.3011	.2989	.2966	.2943	.2920
.8	.2897	.2874	.2850	.2827	.2803	.2780	.2756	.2732	.2709	.2685
.9	.2661	.2637	.2613	.2589	.2565	.2541	.2516	.2492	.2468	.2444
1.0	.2420	.2396	.2371	.2347	.2323	.2299	.2275	.2251	.2227	.2203
1.1	.2179	.2155	.2131	.2107	.2083	.2059	.2036	.2012	.1989	.1965
1.2	.1942	.1919	.1895	.1872	.1849	.1826	.1804	.1781	.1758	.1736
1.3	.1714	.1691	.1669	.1647	.1626	.1604	.1582	.1561	.1539	.1518
1.4	.1497	.1476	.1456	.1435	.1415	.1394	.1374	.1354	.1334	.1315
1.5	.1295	.1276	.1257	.1238	.1219	.1200	.1182	.1163	.1145	.1127
1.6	.1109	.1092	.1074	.1057	.1040	.1023	.1006	.0989	.0973	.0957
1.7	.0940	.0925	.0909	.0893	.0878	.0863	.0848	.0833	.0818	.0804
1.8	.0790	.0775	.0761	.0748	.0734	.0721	.0707	.0694	.0681	.0669
1.9	.0656	.0644	.0632	.0620	.0608	.0596	.0584	.0573	.0562	.0551
2.0	.0540	.0529	.0519	.0508	.0498	.0488	.0478	.0468	.0459	.0449
2.1	.0440	.0431	.0422	.0413	.0404	.0396	.0387	.0379	.0371	.0363
2.2	.0355	.0347	.0339	.0332	.0325	.0317	.0310	.0303	.0297	.0290
2.3	.0283	.0277	.0270	.0264	.0258	.0252	.0246	.0241	.0235	.0229
2.4	.0224	.0219	.0213	.0208	.0203	.0198	.0194	.0189	.0184	.0180
2.5	.0175	.0171	.0167	.0163	.0158	.0154	.0151	.0147	.0143	.0139
2.6	.0136	.0132	.0129	.0126	.0122	.0119	.0116	.0113	.0110	.0107
2.7	.0104	.0101	.0099	.0096	.0093	.0091	.0088	.0086	.0084	.0081
2.8	.0079	.0077	.0075	.0073	.0071	.0069	.0067	.0065	.0063	.0061
2.9	.0060	.0058	.0056	.0055	.0053	.0051	.0050	.0048	.0047	.0046
3.0	.0044	.0043	.0042	.0040	.0039	.0038	.0037	.0036	.0035	.0034
3.1	.0033	.0032	.0031	.0030	.0029	.0028	.0027	.0026	.0025	.0025
3.2	.0024	.0023	.0022	.0022	.0021	.0020	.0020	.0019	.0018	.0018
3.3	.0017	.0017	.0016	.0016	.0015	.0015	.0014	.0014	.0013	.0013
3.4	.0012	.0012	.0012	.0011	.0011	.0010	.0010	.0010	.0009	.0009
3.5	.0009	.0008	.0008	.0008	.0008	.0007	.0007	.0007	.0007	.0006
3.6	.0006	.0006	.0006	.0005	.0005	.0005	.0005	.0005	.0005	.0004
3.7	.0004	.0004	.0004	.0004	.0004	.0004	.0003	.0003	.0003	.0003
3.8	.0003	.0003	.0003	.0003	.0003	.0002	.0002	.0002	.0002	.0002
3.9	.0002	.0002	.0002	.0002	.0002	.0002	.0002	.0002	.0001	.0001

ตารางผนวกที่ 2 Cumulative Normal Distribution

$$\Phi(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-t^2/2} dt$$

x	.00	.01	.02	.03	.04	.05	.06	.07	.08	.09
.0	.5000	.5040	.5080	.5120	.5160	.5199	.5239	.5279	.5319	.5359
.1	.5398	.5438	.5478	.5517	.5557	.5596	.5636	.5675	.5714	.5753
.2	.5793	.5832	.5871	.5910	.5948	.5987	.6026	.6064	.6103	.6141
.3	.6179	.6217	.6255	.6293	.6331	.6368	.6406	.6443	.6480	.6517
.4	.6554	.6591	.6628	.6664	.6700	.6736	.6772	.6808	.6844	.6879
.5	.6915	.6950	.6985	.7019	.7054	.7088	.7123	.7157	.7190	.7224
.6	.7257	.7291	.7324	.7357	.7389	.7422	.7454	.7486	.7517	.7549
.7	.7580	.7611	.7642	.7673	.7704	.7734	.7764	.7794	.7823	.7852
.8	.7881	.7910	.7939	.7967	.7995	.8023	.8051	.8078	.8106	.8133
.9	.8159	.8186	.8212	.8238	.8264	.8289	.8315	.8340	.8365	.8389
1.0	.8413	.8438	.8461	.8485	.8508	.8531	.8554	.8577	.8599	.8621
1.1	.8643	.8665	.8686	.8708	.8729	.8749	.8770	.8790	.8810	.8830
1.2	.8849	.8869	.8888	.8907	.8925	.8944	.8962	.8980	.8997	.9015
1.3	.9032	.9049	.9066	.9082	.9099	.9115	.9131	.9147	.9162	.9177
1.4	.9192	.9207	.9222	.9236	.9251	.9265	.9279	.9292	.9306	.9319
1.5	.9332	.9345	.9357	.9370	.9382	.9394	.9406	.9418	.9429	.9441
1.6	.9452	.9463	.9474	.9484	.9495	.9505	.9515	.9525	.9535	.9545
1.7	.9554	.9564	.9573	.9582	.9591	.9599	.9608	.9616	.9625	.9633
1.8	.9641	.9649	.9656	.9664	.9671	.9678	.9686	.9693	.9699	.9706
1.9	.9713	.9719	.9726	.9732	.9738	.9744	.9750	.9756	.9761	.9767
2.0	.9772	.9778	.9783	.9788	.9793	.9798	.9803	.9808	.9812	.9817
2.1	.9821	.9826	.9830	.9834	.9838	.9842	.9846	.9850	.9854	.9857
2.2	.9861	.9864	.9868	.9871	.9875	.9878	.9881	.9884	.9887	.9890
2.3	.9893	.9896	.9898	.9901	.9904	.9906	.9909	.9911	.9913	.9916
2.4	.9918	.9920	.9922	.9925	.9927	.9929	.9931	.9932	.9934	.9936
2.5	.9938	.9940	.9941	.9943	.9945	.9946	.9948	.9949	.9951	.9952
2.6	.9953	.9955	.9956	.9957	.9959	.9960	.9961	.9962	.9963	.9964
2.7	.9965	.9966	.9967	.9968	.9969	.9970	.9971	.9972	.9973	.9974
2.8	.9974	.9975	.9976	.9977	.9977	.9978	.9979	.9979	.9980	.9981
2.9	.9981	.9982	.9982	.9983	.9984	.9984	.9985	.9985	.9986	.9986
3.0	.9987	.9987	.9987	.9988	.9988	.9989	.9989	.9989	.9990	.9990
3.1	.9990	.9991	.9991	.9991	.9992	.9992	.9992	.9992	.9993	.9993
3.2	.9993	.9993	.9994	.9994	.9994	.9994	.9994	.9995	.9995	.9995
3.3	.9995	.9995	.9995	.9996	.9996	.9996	.9996	.9996	.9996	.9997
3.4	.9997	.9997	.9997	.9997	.9997	.9997	.9997	.9997	.9997	.9998

x	1.282	1.645	1.960	2.326	2.576	3.090	3.291	3.891	4.417
Φ(x)	.90	.95	.975	.99	.995	.999	.9995	.99995	.999995
2[1 - Φ(x)]	.20	.10	.05	.02	.01	.002	.001	.0001	.00001

เมื่อ confident limit = 90% Tr = 100

confident limit = 95%

และ non-exceedance prob. = 1 - 1/Tr



ตารางผนวกที่ 3 Cumulative Chi-square Distribution\*

$$F(u) = \int_0^u \frac{x^{(n-2)/2} e^{-x/2} dx}{2^{n/2} \Gamma(n/2)}$$

n \ F	.005	.010	.025	.050	.100	.250	.500	.750	.900	.950	.975	.990	.995
1	.04393	.03157	.02982	.02393	.0158	.102	.455	1.32	2.71	3.84	5.02	6.63	7.88
2	.0100	.0201	.0506	.103	.211	.575	1.39	2.77	4.61	5.99	7.38	9.21	10.6
3	.0717	.115	.216	.352	.584	1.21	2.37	4.11	6.25	7.81	9.35	11.3	12.8
4	.207	.297	.484	.711	1.06	1.92	3.36	5.39	7.78	9.49	11.1	13.3	14.9
5	.412	.554	.831	1.15	1.61	2.67	4.35	6.63	9.24	11.1	12.8	15.1	16.7
6	.676	.872	1.24	1.64	2.20	3.45	5.35	7.84	10.6	12.6	14.4	16.8	18.5
7	.989	1.24	1.69	2.17	2.83	4.25	6.35	9.04	12.0	14.1	16.0	18.5	20.3
8	1.34	1.65	2.18	2.73	3.49	5.07	7.34	10.2	13.4	15.5	17.5	20.1	22.0
9	1.73	2.09	2.70	3.33	4.17	5.90	8.34	11.4	14.7	16.9	19.0	21.7	23.6
10	2.16	2.56	3.25	3.94	4.87	6.74	9.34	12.5	16.0	18.3	20.5	23.2	25.2
11	2.60	3.05	3.82	4.57	5.58	7.58	10.3	13.7	17.3	19.7	21.9	24.7	26.8
12	3.07	3.57	4.40	5.23	6.30	8.44	11.3	14.8	18.5	21.0	23.3	26.2	28.3
13	3.57	4.11	5.01	5.89	7.04	9.30	12.3	16.0	19.8	22.4	24.7	27.7	29.8
14	4.07	4.66	5.63	6.57	7.79	10.2	13.3	17.1	21.1	23.7	26.1	29.1	31.3
15	4.60	5.23	6.26	7.26	8.55	11.0	14.3	18.2	22.3	25.0	27.5	30.6	32.8
16	5.14	5.81	6.91	7.96	9.31	11.9	15.3	19.4	23.5	26.3	28.8	32.0	34.3
17	5.70	6.41	7.56	8.67	10.1	12.8	16.3	20.5	24.8	27.6	30.2	33.4	35.7
18	6.26	7.01	8.23	9.39	10.9	13.7	17.3	21.6	26.0	28.9	31.5	34.8	37.2
19	6.84	7.63	8.91	10.1	11.7	14.6	18.3	22.7	27.2	30.1	32.9	36.2	38.6
20	7.43	8.26	9.59	10.9	12.4	15.5	19.3	23.8	28.4	31.4	34.2	37.6	40.0
21	8.03	8.90	10.3	11.6	13.2	16.3	20.3	24.9	29.6	32.7	35.5	38.9	41.4
22	8.64	9.54	11.0	12.3	14.0	17.2	21.3	26.0	30.8	33.9	36.8	40.3	42.8
23	9.26	10.2	11.7	13.1	14.8	18.1	22.3	27.1	32.0	35.2	38.1	41.6	44.2
24	9.89	10.9	12.4	13.8	15.7	19.0	23.3	28.2	33.2	36.4	39.4	43.0	45.6
25	10.5	11.5	13.1	14.6	16.5	19.9	24.3	29.3	34.4	37.7	40.6	44.3	46.9
26	11.2	12.2	13.8	15.4	17.3	20.8	25.3	30.4	35.6	38.9	41.9	45.6	48.3
27	11.8	12.9	14.6	16.2	18.1	21.7	26.3	31.5	36.7	40.1	43.2	47.0	49.6
28	12.5	13.6	15.3	16.9	18.9	22.7	27.3	32.6	37.9	41.3	44.5	48.3	51.0
29	13.1	14.3	16.0	17.7	19.8	23.6	28.3	33.7	39.1	42.6	45.7	49.6	52.3
30	13.8	15.0	16.8	18.5	20.6	24.5	29.3	34.8	40.3	43.8	47.0	50.9	53.7

\* This table is abridged from "Tables of percentage points of the incomplete beta function and of the chi-square distribution," *Biometrika*, Vol. 32 (1941). It is here published with the kind permission of its author, Catherine M. Thompson, and the editor of *Biometrika*.

ตารางผนวกที่ 4 Cumulative F Distribution\* ( m Degrees of Freedom in Numerator; n in Denominator)

$$G(F) = \int_0^F \frac{\Gamma\left(\frac{m+n}{2}\right) m^{m/2} n^{n/2} x^{(m-2)/2} (n+mx)^{-(m+n)/2} dx}{\Gamma\left(\frac{m}{2}\right)\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)}$$

G	n	m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	20	30	60	120	∞	
.90	1	39.9	49.5	53.6	55.8	57.2	58.2	58.9	59.4	59.9	60.2	60.7	61.2	61.7	62.3	62.8	63.1	63.3	63.3	
.95		161	200	216	225	230	234	237	239	241	242	244	246	248	250	252	253	254	254	254
.975		648	800	864	900	922	937	948	957	963	969	977	985	993	1000	1010	1010	1010	1020	1020
.99		4,050	5,000	5,400	5,620	5,760	5,860	5,930	5,980	6,020	6,060	6,110	6,160	6,210	6,260	6,310	6,340	6,340	6,370	6,370
.995		16,200	20,000	21,600	22,500	23,100	23,400	23,700	23,900	24,100	24,200	24,400	24,600	24,800	25,000	25,200	25,400	25,400	25,500	25,500
.90	2	8.53	9.00	9.16	9.24	9.29	9.33	9.35	9.37	9.38	9.39	9.41	9.42	9.46	9.47	9.49	9.49	9.49	9.49	9.49
.95		18.5	19.0	19.2	19.2	19.3	19.3	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5
.975		38.5	39.0	39.2	39.2	39.3	39.3	39.4	39.4	39.4	39.4	39.4	39.4	39.4	39.4	39.5	39.5	39.5	39.5	39.5
.99		98.5	99.0	99.2	99.2	99.3	99.3	99.4	99.4	99.4	99.4	99.4	99.4	99.4	99.5	99.5	99.5	99.5	99.5	99.5
.995		199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199
.90	3	5.54	5.46	5.39	5.34	5.31	5.28	5.27	5.25	5.24	5.23	5.22	5.20	5.18	5.17	5.15	5.14	5.13	5.13	
.95		10.1	9.55	9.28	9.12	9.01	8.94	8.89	8.85	8.81	8.79	8.74	8.70	8.66	8.62	8.57	8.55	8.53	8.53	8.53
.975		17.4	16.0	15.4	15.1	14.9	14.7	14.6	14.5	14.5	14.4	14.3	14.2	14.1	14.0	13.9	13.9	13.9	13.9	13.9
.99		34.1	30.8	29.5	28.7	28.2	27.9	27.7	27.5	27.3	27.2	27.1	26.9	26.7	26.5	26.3	26.2	26.1	26.1	26.1
.995		55.6	49.8	47.5	46.2	45.4	44.8	44.4	44.1	43.9	43.7	43.4	43.1	42.8	42.5	42.1	42.0	41.8	41.8	41.8
.90	4	4.54	4.32	4.19	4.11	4.05	4.01	3.98	3.95	3.93	3.92	3.90	3.87	3.84	3.82	3.79	3.78	3.76	3.76	
.95		7.71	6.94	6.59	6.39	6.26	6.16	6.09	6.04	6.00	5.96	5.91	5.86	5.80	5.75	5.69	5.66	5.63	5.63	5.63
.975		12.2	10.6	9.98	9.60	9.36	9.20	9.07	8.98	8.90	8.84	8.75	8.66	8.56	8.46	8.36	8.31	8.26	8.26	8.26
.99		21.2	18.0	16.7	16.0	15.5	15.2	15.0	14.8	14.7	14.5	14.4	14.2	14.0	13.8	13.7	13.6	13.5	13.5	13.5
.995		31.3	26.3	24.3	23.2	22.5	22.0	21.6	21.4	21.1	21.0	20.7	20.4	20.2	19.9	19.6	19.5	19.3	19.3	19.3
.90	5	4.06	3.78	3.62	3.52	3.45	3.40	3.37	3.34	3.32	3.30	3.27	3.24	3.21	3.17	3.14	3.12	3.11	3.11	
.95		6.61	5.79	5.41	5.19	5.05	4.95	4.88	4.83	4.77	4.74	4.68	4.62	4.56	4.50	4.43	4.40	4.37	4.37	4.37
.975		10.0	8.43	7.76	7.39	7.15	6.98	6.85	6.76	6.68	6.62	6.52	6.43	6.33	6.23	6.12	6.07	6.02	6.02	6.02
.99		16.3	13.3	12.1	11.4	11.0	10.7	10.5	10.3	10.2	10.1	9.89	9.72	9.55	9.38	9.20	9.11	9.02	9.02	9.02
.995		22.8	18.3	16.5	15.6	14.9	14.5	14.2	14.0	13.8	13.6	13.4	13.1	12.9	12.7	12.4	12.3	12.1	12.1	12.1
.90	6	3.78	3.46	3.29	3.18	3.11	3.05	3.01	2.98	2.96	2.94	2.90	2.87	2.84	2.80	2.74	2.74	2.72	2.72	2.72
.95		5.99	5.14	4.76	4.53	4.39	4.28	4.21	4.15	4.10	4.06	4.00	3.94	3.87	3.81	3.76	3.70	3.67	3.67	3.67
.975		8.81	7.26	6.60	6.23	5.99	5.82	5.70	5.60	5.52	5.46	5.37	5.27	5.17	5.07	4.96	4.90	4.85	4.85	4.85
.99		13.7	10.9	9.78	9.15	8.75	8.47	8.26	8.10	7.98	7.87	7.72	7.56	7.40	7.23	7.06	6.97	6.88	6.88	6.88
.995		18.6	14.5	12.9	12.0	11.5	11.1	10.8	10.6	10.4	10.2	10.0	9.81	9.59	9.36	9.12	9.00	8.88	8.88	8.88
.90	7	3.59	3.26	3.07	2.96	2.88	2.83	2.78	2.75	2.72	2.70	2.67	2.63	2.59	2.56	2.51	2.49	2.47	2.47	2.47
.95		5.59	4.74	4.35	4.12	3.97	3.87	3.79	3.73	3.68	3.64	3.57	3.51	3.44	3.38	3.30	3.27	3.23	3.23	3.23
.975		8.07	6.54	5.89	5.52	5.29	5.12	4.99	4.90	4.82	4.76	4.67	4.57	4.47	4.36	4.25	4.20	4.14	4.14	4.14
.99		12.2	9.55	8.45	7.85	7.46	7.19	6.99	6.84	6.72	6.62	6.47	6.31	6.16	5.99	5.82	5.74	5.65	5.65	5.65
.995		16.2	12.4	10.9	10.1	9.52	9.16	8.89	8.68	8.51	8.38	8.18	7.97	7.75	7.53	7.31	7.19	7.08	7.08	7.08
.90	8	3.46	3.11	2.92	2.81	2.73	2.67	2.62	2.59	2.56	2.54	2.50	2.46	2.42	2.38	2.34	2.31	2.29	2.29	2.29
.95		5.32	4.46	4.07	3.84	3.69	3.58	3.50	3.44	3.39	3.35	3.28	3.22	3.15	3.08	3.01	2.97	2.93	2.93	2.93
.975		7.57	6.06	5.42	5.05	4.82	4.65	4.53	4.43	4.36	4.30	4.20	4.10	4.00	3.89	3.78	3.73	3.67	3.67	3.67
.99		11.3	8.65	7.59	7.01	6.63	6.37	6.18	6.03	5.91	5.81	5.67	5.52	5.36	5.20	5.03	4.95	4.86	4.86	4.86
.995		14.7	11.0	9.60	8.81	8.30	7.95	7.69	7.50	7.34	7.21	7.01	6.81	6.61	6.40	6.18	6.06	5.95	5.95	5.95
.90	9	3.36	3.01	2.81	2.69	2.61	2.55	2.51	2.47	2.44	2.42	2.38	2.34	2.30	2.25	2.21	2.18	2.16	2.16	2.16
.95		5.12	4.26	3.86	3.63	3.48	3.37	3.29	3.23	3.18	3.14	3.07	3.01	2.94	2.86	2.79	2.75	2.71	2.71	2.71
.975		7.21	5.71	5.08	4.72	4.48	4.32	4.20	4.10	4.03	3.96	3.87	3.77	3.67	3.56	3.45	3.39	3.33	3.33	3.33
.99		10.6	8.02	6.99	6.42	6.06	5.80	5.61	5.47	5.35	5.26	5.11	4.96	4.81	4.65	4.48	4.40	4.31	4.31	4.31
.995		13.6	10.1	8.72	7.96	7.47	7.13	6.88	6.69	6.54	6.42	6.23	6.03	5.83	5.62	5.41	5.30	5.19	5.19	5.19
.90	10	3.29	2.92	2.73	2.61	2.52	2.46	2.41	2.38	2.35	2.32	2.28	2.24	2.20	2.15	2.11	2.08	2.06	2.06	2.06
.95		4.96	4.10	3.71	3.48	3.33	3.22	3.14	3.07	3.02	2.98	2.91	2.84	2.77	2.70	2.62	2.58	2.54	2.54	2.54
.975		6.94	5.46	4.83	4.47	4.24	4.07	3.95	3.85	3.78	3.72	3.62	3.52	3.42	3.31	3.20	3.14	3.08	3.08	3.08
.99		10.0	7.56	6.55	5.99	5.64	5.39	5.20	5.06	4.94	4.85	4.71	4.56	4.41	4.25	4.08	4.00	3.91	3.91	3.91
.995		12.8	9.43	8.08	7.34	6.87	6.54	6.30	6.12	5.97	5.85	5.66	5.47	5.27	5.07	4.86	4.75	4.64	4.64	4.64
.90	12	3.18	2.81	2.61	2.48	2.39	2.33	2.28	2.24	2.21	2.19	2.15	2.10	2.06	2.01	1.96	1.93	1.90	1.90	1.90
.95		4.75	3.89	3.49	3.26	3.11	3.00	2.92	2.85	2.80	2.75	2.69	2.62	2.54	2.47	2.38	2.34	2.30	2.30	2.30
.975		6.55	5.10	4.47	4.12	3.89	3.73	3.61	3.51	3.44	3.37	3.28	3.18	3.07	2.96	2.85	2.79	2.72	2.72	2.72
.99		9.33	6.93	5.95	5.41	5.06	4.82	4.64	4.50	4.39	4.30	4.16	4.01	3.86	3.70	3.54	3.45	3.36	3.36	3.36
.995		11.8	8.51	7.23	6.52	6.07	5.76	5.52	5.35	5.20	5.09	4.91	4.72	4.53	4.33	4.12	4.01	3.90	3.90	3.90
.90	15	3.07	2.70	2.49	2.36	2.27	2.21	2.16	2.12	2.09	2.06	2.02	1.97	1.92	1.87	1.82	1.79	1.76	1.76	1.76
.95		4.54	3.68	3.29	3.06	2.90	2.79	2.71	2.64	2.59	2.54	2.48	2.40	2.33	2.25	2.16	2.11	2.07	2.07	2.07
.975		6.20	4.77	4.15	3.80	3														

ตารางผนวกที่ 5 Cumulative Student's *t* Distribution\*

$$F(t) = \int_{-\infty}^t \frac{\Gamma\left(\frac{n+1}{2}\right)}{\Gamma(n/2)\sqrt{\pi n}\left(1 + \frac{x^2}{n}\right)^{(n+1)/2}} dx$$

<i>n</i> \ <i>F</i>	.75	.90	.95	.975	.99	.995	.9995
1	1.000	3.078	6.314	12.706	31.821	63.657	636.619
2	.816	1.886	2.920	4.303	6.965	9.925	31.598
3	.765	1.638	2.353	3.182	4.541	5.841	12.941
4	.741	1.533	2.132	2.776	3.747	4.604	8.610
5	.727	1.476	2.015	2.571	3.365	4.032	6.859
6	.718	1.440	1.943	2.447	3.143	3.707	5.959
7	.711	1.415	1.895	2.365	2.998	3.499	5.405
8	.706	1.397	1.860	2.306	2.896	3.355	5.041
9	.703	1.383	1.833	2.262	2.821	3.250	4.781
10	.700	1.372	1.812	2.228	2.764	3.169	4.587
11	.697	1.363	1.796	2.201	2.718	3.106	4.437
12	.695	1.356	1.782	2.179	2.681	3.055	4.318
13	.694	1.350	1.771	2.160	2.650	3.012	4.221
14	.692	1.345	1.761	2.145	2.624	2.977	4.140
15	.691	1.341	1.753	2.131	2.602	2.947	4.073
16	.690	1.337	1.746	2.120	2.583	2.921	4.015
17	.689	1.333	1.740	2.110	2.567	2.898	3.965
18	.688	1.330	1.734	2.101	2.552	2.878	3.922
19	.688	1.328	1.729	2.093	2.539	2.861	3.883
20	.687	1.325	1.725	2.086	2.528	2.845	3.850
21	.686	1.323	1.721	2.080	2.518	2.831	3.819
22	.686	1.321	1.717	2.074	2.508	2.819	3.792
23	.685	1.319	1.714	2.069	2.500	2.807	3.767
24	.685	1.318	1.711	2.064	2.492	2.797	3.745
25	.684	1.316	1.708	2.060	2.485	2.787	3.725
26	.684	1.315	1.706	2.056	2.479	2.779	3.707
27	.684	1.314	1.703	2.052	2.473	2.771	3.690
28	.683	1.313	1.701	2.048	2.467	2.763	3.674
29	.683	1.311	1.699	2.045	2.462	2.756	3.659
30	.683	1.310	1.697	2.042	2.457	2.750	3.646
40	.681	1.303	1.684	2.021	2.423	2.704	3.551
60	.679	1.296	1.671	2.000	2.390	2.660	3.460
120	.677	1.289	1.658	1.980	2.358	2.617	3.373
∞	.674	1.282	1.645	1.960	2.326	2.576	3.291

\* This table is abridged from the "Statistical Tables" of R. A. Fisher and Frank Yates published by Oliver & Boyd, Ltd., Edinburgh and London, 1938. It is here published with the kind permission of the authors and their publishers.

- เมื่อ  $n$  = จำนวนข้อมูล - 1
- $1 - \alpha$  = Confident Limit
- $\alpha$  = Confident Level

## บทสรุป (SUMMARY)

บทที่ 5 นี้เนื้อหาครอบคลุมสถิติในงานวิเคราะห์และออกแบบทางอุทกวิทยา ในตอนต้นของบทนี้จะกล่าวถึงแนวคิดเกี่ยวกับหลักสถิติ คือ กราฟความถี่และการแจกแจงความถี่ และเครื่องหมายแสดงลักษณะการแจกแจงความถี่ที่จะนำไปใช้ก่อน เมื่อเข้าใจเกี่ยวกับกราฟความถี่ และกราฟแจกแจงความถี่แล้ว ก็จะได้นำไปประยุกต์เกี่ยวกับการวิเคราะห์น้ำท่วมขนาดต่างๆ กันต่อไปทั้งกรณีการวิเคราะห์ข้อมูลเพียงสถานีเดียวและการวิเคราะห์ข้อมูลหลายสถานีทั้งลุ่มน้ำซึ่งเรียกว่า Regional Flood Frequency Analysis ต่อมาจะเป็นเนื้อหาเกี่ยวกับการใช้กระดาษกราฟความน่าจะเป็น (Probability Papers) และการวิเคราะห์แจกแจงความถี่นิยมใช้กันแพร่หลาย จำนวน 5 การแจกแจงความถี่ ซึ่งใช้สำหรับการทำนายรอบปีการเกิดซ้ำที่จะใช้ในการออกแบบอาคารแหล่งน้ำต่าง ๆ ได้แก่ การแจกแจงแบบปกติ (Normal Distribution), การแจกแจงแบบลอการิทึมปกติ (Lognormal Distributions), การแจกแจงแบบเพียร์สันชนิดสาม (Pearson Type III Distribution), การแจกแจงแบบกัมเบล (Gumbel EV1 Distribution) และการแจกแจงแบบ (Extremal Value Type III Distribution)



สำหรับข้อ 5.2 ถึงข้อ 5.4 จงใช้ตารางด้านล่างนี้ เป็นข้อมูลในการวิเคราะห์และตอบคำถาม

Year	Flow (cms)	Rank	Flow (cms)
1980	97	1	1,208
1981	1,208	2	880
1982	402	3	586
1983	226	4	546
1984	149	5	546
1985	880	6	402
1986	345	7	345
1987	283	8	342
1988	40	9	303
1989	109	10	291
1990	546	11	283
1991	0*	12	248
1992	117	13	226
1993	248	14	214
1994	40	15	208
1995	101	16	208
1996	0*	17	190
1997	130	18	149
1998	149	19	149
1999	190	20	132
2000	586	21	130
2001	303	22	117
2002	0*	23	109
2003	45	24	101
2004	50	25	97
2005	69	26	69
2006	132	27	50
2007	29	28	45
2008	342	29	40
2009	291	30	40
2010	40	31	40
2011	37	32	37
2012	214	33	29
2013	546		
2014	208		
2015	208		

\*สำหรับปีที่มีอัตราการไหลเท่ากับ 0 cms ซึ่งไม่ต้องนำมาวิเคราะห์

5.2 ก) จงหาค่าเฉลี่ย (mean), ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation) และ skew coefficient จากข้อมูลน้ำท่าในช่วงปี ค.ศ. 1980 – 2015 ตามตารางด้านบน

ข) จงหาค่าทั้งสามค่าตามข้อ ก) แต่ให้แทนค่าข้อมูลด้วย log (ฐาน 10) สำหรับข้อมูลน้ำท่าในช่วงปี ค.ศ. 1980 – 2015 ตามตารางด้านบน

ค) ใช้การแจกแจงแบบ Weibull สำหรับการตรวจสอบด้วยวิธี plotting positions และนำค่าข้อมูลพล็อตลงในกระดาษกราฟแบบ Normal Probability Paper เพื่อให้พิตกับการแจกแจงแบบปกติ

ง) ทำเหมือนข้อ ค) สำหรับข้อมูลที่แทนค่าด้วย log (ฐาน 10) และนำค่าข้อมูลพล็อตลงในกระดาษกราฟแบบ Lognormal Probability Paper เพื่อให้พิตกับการแจกแจงแบบ Lognormal

5.3 สมมติว่า ข้อมูลน้ำท่าตามตารางด้านบนในช่วงปี ค.ศ. 1980 – 2015 เป็นการแจกแจงแบบ Gumbel จงหาค่าดังต่อไปนี้

ก) ปริมาณการไหลสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำ 100 ปี

ข) ปริมาณการไหลสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำ 25 ปี

ค) ปริมาณการไหลสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำ 10 ปี

ง) ความน่าจะเป็นที่จะมีปริมาณการไหลน้อยกว่าหรือเท่ากับ 170 cms

จ) รอบปีการเกิดซ้ำของปริมาณการไหลสูงสุดเท่ากับ 170 cms

ฉ) รอบปีการเกิดซ้ำของปริมาณการไหลสูงสุดเท่ากับ 425 cms

5.4 ก) สมมติว่า ข้อมูลน้ำท่าในช่วงปี ค.ศ. 1980 – 2015 พิตกับการแจกแจง Pearson Type III จงทำตามข้อมูล 4.3 ก) ถึง ฉ)

ข) ทำเหมือนข้อ ก) แต่เปลี่ยนเป็นพิตกับการแจกแจงแบบ 2-Parameter Lognormal

ค) ทำเหมือนข้อ ก) แต่เปลี่ยนเป็นพิตกับการแจกแจงแบบ 3-Parameter Lognormal

5.5 จากข้อมูลปริมาณการไหลสูงสุดเฉลี่ยรายปีที่บันทึกไว้ในรอบ 50 ปี (ช่วงปี ค.ศ. 1970 – 2019) ของสถานี E.5 ในแม่น้ำชี แสดงในตารางด้านล่างนี้ จงหาปริมาณการไหลสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำ 100 และ 200 ปี สำหรับการแจกแจงความถี่น้ำท่วมทั้งสี่แบบ ได้แก่ Normal, Lognormal, Pearson Type III, Gumbel และ Weibull

Water Year	Peak Flow (cms)	Water Year	Peak Flow (cms)	Water Year	Peak Flow (cms)	Water Year	Peak Flow (cms)	Water Year	Peak Flow (cms)
1970	532	1980	719	1990	643	2000	487	2010	484
1971	476	1981	634	1991	592	2001	513	2011	566
1972	552	1982	612	1992	629	2002	558	2012	544
1973	617	1983	620	1993	691	2003	592	2013	436
1974	561	1984	464	1994	592	2004	609	2014	487
1975	425	1985	470	1995	745	2005	668	2015	581
1976	555	1986	549	1996	558	2006	654	2016	518
1977	456	1987	697	1997	552	2007	470	2017	532
1978	504	1988	620	1998	541	2008	606	2018	643
1979	606	1989	600	1999	527	2009	518	2019	476



## เอกสารอ้างอิง (References)

Bobee, B., and Morin, G., 1973, Determination des intervalles de confiance de la loi Pearson III par les statistiques d'ordre. *Journal of Hydrology*, 20(2), 137-153.

Chow, V. T. (Ed.), 1964, *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York.

Kite, G.W., 1977, *Frequency and Risk Analyses in Hydrology Water Resources Publications*,

Reich B.M., 1972, Log Pearson type 3 and Gumbel analysis of floods, in *Second International Symposium in Hydrology*, pp. 290-301. Water Resources Publications, Fort Collin, Colo.

Samuelson, P. A., 1972, Maximum principles in analytical economics. *The American Economic Review*, 62(3), 249-262.

Shaligram V.M. and Lele V. S., 1978, Analysis of Hydrologic Data Using Pearson Type III Distribution. *Hydrology Research*, Vol.9, Issue 1, 31-42.

วีระพล แต่สมบัติ, 2542, อุทกวิทยาขั้นสูง (Advance Hydrology). เอกสารประกอบการสอน. ภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์



## บทที่ 6

### แนวคิดในการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยา เพื่อการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำ



## บทที่ 6

แนวคิดในการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยา

เพื่อการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำ

### 6.1 บทนำ

ในการนำวิชาอุทกวิทยาไปใช้ในการวางแผน พัฒนา อนุรักษ์ และจัดการน้ำให้ก่อเกิดประโยชน์สูงสุดและมีผลกระทบต่อสภาพแวดล้อมน้อย ประกอบด้วย ขั้นตอนดังต่อไปนี้

- การรวบรวมข้อมูล
- การจัดระบบข้อมูล
- การวิเคราะห์ข้อมูลขั้นพื้นฐาน
- การวิเคราะห์ข้อมูลขั้นประยุกต์เพื่อนำไปใช้งาน

องค์กรของรัฐและหน่วยงานที่เกี่ยวข้องรวบรวมข้อมูลและจัดระบบข้อมูลดังแสดงในตารางที่ 6-1 ปัจจัยสำคัญที่เป็นตัวกำหนดวิธีการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยา ได้แก่

- ลักษณะงานหรือโครงการที่จะนำข้อมูลไปใช้
- ขั้นตอนการศึกษาหรือระดับความสำคัญของงาน
- งบประมาณและระยะเวลาในการจัดเตรียมและวิเคราะห์ข้อมูล
- จำนวนข้อมูลที่มีอยู่ (จำนวนสถานี จำนวนปีที่ทำการบันทึก)

## 6.2 คำจำกัดความของอุทกวิทยา

อุทกวิทยาเป็นวิทยาศาสตร์แขนงหนึ่ง ซึ่งกล่าวถึงการเกิด การเคลื่อนที่หมุนเวียน และการแพร่กระจายของปริมาณน้ำและคุณภาพ ทั้งสถานที่ (space) และเวลา (time) คุณสมบัติของน้ำทั้งทางฟิสิกส์และเคมี และปฏิกิริยาของน้ำกับสิ่งแวดล้อม

Theoretical Hydrology คือ การศึกษาเกี่ยวกับกระบวนการและสภาพแวดล้อมทางอุทกวิทยา โดยใช้ทฤษฎีต่าง ๆ

Applied Hydrology และ Advanced Hydrology คือ การศึกษาโดยใช้หลักการทางอุทกวิทยา ร่วมกับการประยุกต์ใช้งานด้านอุทกวิทยาในขั้นสูง

## 6.3 สภาพแวดล้อมและกระบวนการทางอุทกวิทยา

ส่วนของโลกซึ่งปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยา หรือ วัฏจักรของน้ำ เกิดขึ้น เรียกว่า สภาพแวดล้อมอุทกวิทยา

- ทะเลและมหาสมุทร
- บรรยากาศ
- พื้นผิวโลก (รวมทั้งพื้นดินและพื้นน้ำ)

สภาพแวดล้อมทางอุทกวิทยา เมื่อพิจารณาอย่างกว้างๆ จะประกอบด้วย ปริมาณน้ำเข้าสู่ระบบหรือปริมาณน้ำต้นทุน การตอบสนองของสภาพแวดล้อม แหล่งเก็บกักปริมาณน้ำต้นทุน และปริมาณน้ำที่ออกจากระบบหรือปริมาณน้ำที่สามารถนำไปใช้ประโยชน์ได้ ซึ่งองค์ประกอบเหล่านี้พิจารณาเป็นส่วนประกอบพื้นฐานของระบบอุทกวิทยา และแต่ละส่วนของระบบดังกล่าวก็คือ กระบวนการทางอุทกวิทยานั้นเอง

**ตารางที่ 6-1** หน่วยราชการและหน่วยงานหลักที่มีข้อมูลและรายงานการศึกษาต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับ  
การศึกษาด้านพัฒนาทรัพยากรน้ำ

รายการข้อมูล	แหล่งข้อมูล
1. ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา-อุทกวิทยา - ข้อมูลภูมิอากาศ - ข้อมูลปริมาณน้ำฝน - ข้อมูลปริมาณน้ำท่า	- กรมชลประทาน - กรมอุตุนิยมวิทยา - กรมทรัพยากรน้ำ - การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย - กรมเจ้าท่า - สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน)
2. ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา - น้ำใต้ดิน - แผนที่อุทกธรณีวิทยา - การขุดบ่อบาดาล	- กรมทรัพยากรธรณี - กรมโยธาธิการและผังเมือง - กรมอนามัย - กรมทรัพยากรน้ำ - กรมทรัพยากรน้ำบาดาล - การประปาส่วนภูมิภาค - กรมชลประทาน
3. แผนที่ภูมิประเทศ - มาตรฐานส่วน 1:250,000 - มาตรฐานส่วน 1:50,000	- กรมแผนที่ทหาร - สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) หรือ GISTDA
4. ข้อมูลโครงการและแผนงานพัฒนาแหล่งน้ำและข้อมูลความต้องการใช้น้ำ - โครงการชลประทานขนาดใหญ่ กลาง เล็ก - โครงการน้ำประปาเพื่ออุปโภค-บริโภค - โครงการพัฒนาแหล่งน้ำเพื่อการอุตสาหกรรมและการท่องเที่ยว - โครงการใช้น้ำในการจัดตั้งหมู่บ้านและเขตชุมชน - โครงการพัฒนาแหล่งน้ำเพื่อผลิตกระแสไฟฟ้า	- สำนักงานทรัพยากรน้ำแห่งชาติ - กรมชลประทาน - กรมทรัพยากรน้ำ - การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย - การประปาส่วนภูมิภาค - ส่วนราชการระดับจังหวัดและท้องถิ่น - กรมโรงงานอุตสาหกรรม
5. รายงานการศึกษาต่างๆ - แผนพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมแห่งชาติ ฉบับที่ 1-13 (2565-2569) - แผนพัฒนาจังหวัดที่เกี่ยวข้อง - รายงานโครงการพัฒนาแหล่งน้ำต่างๆ - แผนพัฒนาแหล่งน้ำเพื่อผลิตกระแสไฟฟ้า	- สำนักงานทรัพยากรน้ำแห่งชาติ - กรมชลประทาน - กรมทรัพยากรน้ำ - สภาพัฒนาการเศรษฐกิจและสังคมแห่งชาติ - การประปาส่วนภูมิภาค - การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย - ฯลฯ
6. ข้อมูลเกี่ยวกับผลกระทบที่สำคัญต่อคุณภาพน้ำในเขตป่าสงวน การจัด ชั้นคุณภาพลุ่มน้ำ และการกำหนดเขตป่าไม้ในระดับต่าง ๆ	- กรมป่าไม้ - กรมอุทยานสัตว์ป่าและพันธุ์พืช - คณะวนศาสตร์ ม.เกษตรศาสตร์

*Water Inputs → Environmental Responses and Water Storage → Water Outputs*

*Typical hydrologic process*

## 6.4 ข้อมูลอุทกวิทยา

ข้อมูลอุทกวิทยา ประกอบด้วย ข้อมูลภูมิอากาศ ข้อมูลปริมาณฝน ข้อมูลปริมาณน้ำท่า ข้อมูลปริมาณน้ำนองสูงสุด ข้อมูลปริมาณน้ำต่ำสุด และข้อมูลปริมาณตะกอน ฯลฯ

### ประเภทของข้อมูล

ข้อมูลต่างๆ สามารถแบ่งออกได้เป็น 4 ประเภท คือ

(ก) ข้อมูลที่เป็นประวัติศาสตร์หรือข้อมูลที่เกิดตามลำดับกาลเวลา (Historic or Chronologic Data)

- ข้อมูลแบบต่อเนื่อง (Continuous) เช่น ข้อมูลระดับน้ำ และปริมาณการไหลในลำน้ำ

- ข้อมูลแบบไม่ต่อเนื่อง (Discrete) เช่น จำนวนวันฝนตก และการโยนเหรียญ เป็นต้น

(ข) ข้อมูลที่เก็บรวบรวมจากภาคสนาม (Field Data)

- ได้จากการรวบรวมข้อมูลตามแนวเส้น (lines) หรือทำการสำรวจปรากฏการณ์อุทกวิทยาในลักษณะเป็นพื้นที่ (Area) และสถานที่ (Space)

(ค) ข้อมูลที่ได้จากผลการทดลองในห้องปฏิบัติการ หรือ การทดลองในภาคสนาม ซึ่งส่วนใหญ่จะใช้ในงานวิจัยขั้นพื้นฐานและวิจัยประยุกต์

(ง) การวัดค่าของตัวแปรคู่สองตัวหรือมากกว่าสองตัวขึ้นไปในเวลาพร้อมกัน เพื่อที่จะนำมาหาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรคู่ดังกล่าว

### คุณภาพของข้อมูล

ความหมายของค่าของข้อมูล ซึ่งแบ่งเป็น 3 ประเภท ได้แก่

1) ค่าที่แท้จริง (True Value)

ค่าที่แท้จริงของข้อมูลใดๆ ไม่สามารถจะทราบได้ เพราะข้อมูลที่เก็บรวบรวมได้นั้นไม่สามารถหลีกเลี่ยงความคลาดเคลื่อนได้ จึงไม่ใช่ข้อมูลที่เป็นจริงร้อยเปอร์เซ็นต์ (Exact Value)

2) ค่าที่บริสุทธิ์ (Virgin Value)

ข้อมูลที่จัดว่ามีค่าที่บริสุทธิ์นั้น ได้แก่ ข้อมูลที่ได้จากสภาพแวดล้อมที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงใดเกิดขึ้น หรือไม่อยู่ภายใต้อิทธิพลของการเปลี่ยนแปลงสภาพแวดล้อมทางอุทกวิทยาอันเกิดจากธรรมชาติและมนุษย์

### 3) ค่าที่เก็บรวบรวมได้ (Observed Value)

ข้อมูลที่เก็บรวบรวมได้ คือ ค่าตัวเลขข้อมูลที่เก็บรวบรวมหรือบันทึกได้จริงๆ จากการสำรวจการวัด การบันทึก และการทดลอง

ข้อมูลที่เก็บรวบรวมได้จะมีข้อผิดพลาดหรือมีความคลาดเคลื่อน (Error) ในแต่ละขั้นตอนหรือเฟส (Phases) ดังต่อไปนี้

- ความรู้สึก (Sensing)
- การถ่ายทอดหรือเคลื่อนย้ายข้อมูล (Transmitting)
- การเก็บหรือการบันทึก (Recording)
- การจัดระบบข้อมูล (Processing)

ค่าของข้อมูลที่คำนวณได้ (Computed Value) จะมีข้อผิดพลาดหรือความคลาดเคลื่อนเกิดขึ้นเสมอ ซึ่งอาจจะเป็นความคลาดเคลื่อนแบบสุ่ม (Random) หรือแบบเป็นระบบ (Systematic)

ข้อมูลที่มีความคลาดเคลื่อนแบบเป็นระบบ ประกอบอยู่นั้น เรียกว่าข้อมูลไม่น่าเชื่อถือได้ (Inconsistent)

ข้อมูลที่มีผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพแวดล้อมอุทกวิทยา เรียกว่า ข้อมูลไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Non-Homogeneity Data)

ในทางอุทกวิทยา พิจารณาข้อผิดพลาดหรือความคลาดเคลื่อน แยกออกเป็น 2 ลักษณะด้วยกัน ได้แก่

- ความคลาดเคลื่อนแบบเป็นระบบ (Systematic Errors) ซึ่งได้แก่ Inconsistency และ Bias
- ความคลาดเคลื่อนจากการไม่เป็นเนื้อเดียวกันของข้อมูล (Non-Homogeneity)

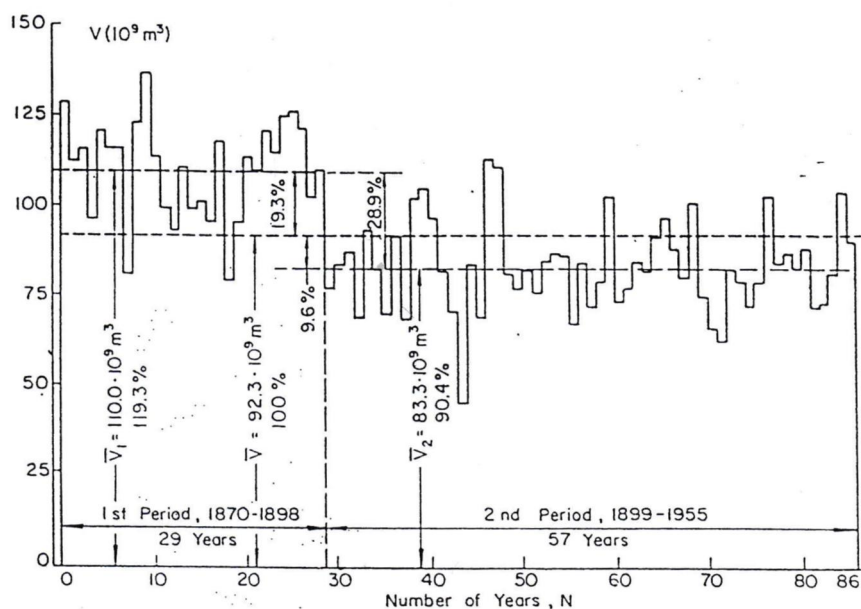
ความไม่น่าเชื่อถือได้ (Inconsistent) ของข้อมูลอาจพิจารณาเป็นแบบความคลาดเคลื่อนอย่างไม่มีระบบ คือ ค่าระหว่างค่าของข้อมูลที่เก็บรวบรวมหรือบันทึกได้และค่าที่แท้จริงของข้อมูล

ความไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Non-Homogeneity) คือ ค่าความแตกต่างระหว่างค่าที่แท้จริงของข้อมูลและค่าที่บริสุทธิ์ของข้อมูล บางครั้งเรียกว่า ข้อมูลไม่มีความ Stationarity ในกรณีที่เกี่ยวข้องกับอนุกรมเวลา

**ตัวอย่างที่ 6-1**

แสดงตัวอย่างการเกิดความไม่น่าเชื่อถือได้ของข้อมูลปริมาณน้ำท่ารายปีของแม่น้ำไนล์ ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1870 ถึง 1955 (ดูประกอบกับรูปที่ 6-1)

- $v_i$  คือ ปริมาณน้ำท่ารายปี
- ช่วงปี 1899 – 1903 เกิดการเปลี่ยนแปลงแบบต่ำลงอย่างทันทีทันใด (Negative Jump)
- สาเหตุเกิดจากแฟคเตอร์ที่สำคัญ 4 อย่าง คือ
  - (ก) ค่าเปลี่ยนแปลงที่เกิดจากธรรมชาติ และจากการเก็บข้อมูล (Natural and Sampling Stochastic Variation)
  - (ข) Inconsistency ในข้อมูลซึ่งเกิดจากการใช้ Rating Curve หลังปี ค.ศ. 1903 ไปประยุกต์ใช้กับระดับน้ำเพื่อเปลี่ยนเป็นค่าปริมาณการไหลในช่วงก่อนและช่วงขณะทำการก่อสร้างเขื่อน
  - (ค) ความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของข้อมูล ซึ่งเกิดจากอ่างเก็บน้ำของเขื่อนออสวาน ภายหลังก่อสร้างแล้วเสร็จปี ค.ศ. 1903 (เกิด Losses มากขึ้น)
  - (ง) ความไม่เป็นเนื้อเดียวกันในข้อมูลที่เกิดจากอัตราการใช้น้ำเพิ่มจำนวนมากขึ้นในบริเวณพื้นที่ด้านเหนือเขื่อน



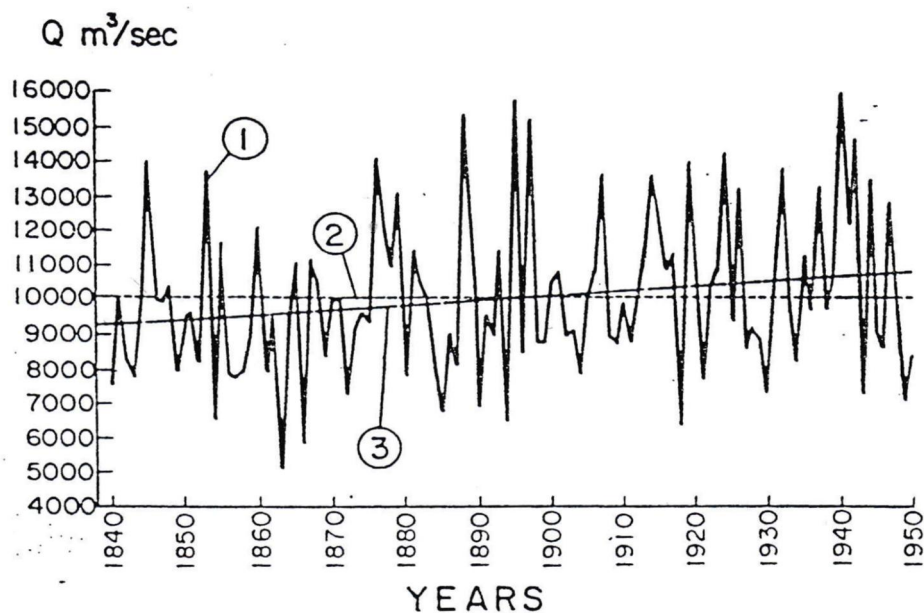
**รูปที่ 6-1** กราฟปริมาณน้ำท่ารายปีของแม่น้ำไนล์ (Nile River) ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1870 จนถึงปี ค.ศ. 1955 ซึ่งเป็นตัวอย่างของการเกิดความไม่น่าเชื่อถือได้ของข้อมูล (Inconsistency) ขึ้นในอนุกรมเวลา (Yevjevich, 1972)



**ตัวอย่างที่ 6-2**

แสดงตัวอย่างของความคลาดเคลื่อนในกรณีที่มีความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของข้อมูลปริมาณการไหลสูงสุดรายปี (Maximum Annual Flood Peaks) ของแม่น้ำดานูบที่เมือง Orshova ประเทศโรมาเนีย (ดูประกอบกับรูปที่ 6-2)

- ลักษณะมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น (Upward Trend)
- เป็นผลกระทบที่เกิดจากการสร้างผนังป้องกันน้ำท่วมอย่างต่อเนื่องตามแนวแม่น้ำดานูบ และสาขาที่สำคัญในช่วงเวลาที่เกิดแนวโน้มดังกล่าว



รูปที่ 6-2 กราฟอนุกรมเวลาของปริมาณการไหลสูงสุดรายปี (Maximum Annual Flood Peaks) ของแม่น้ำดานูบ ที่ออร์โซวา ประเทศโรมาเนีย ระหว่างปี ค.ศ. 1840-1950 ซึ่งแสดงให้เห็นลักษณะแนวโน้มเอียงขึ้น ซึ่งเรียกว่า Upward Trend: (1) อนุกรมเวลาของปริมาณการไหลสูงสุดรายปี (2) ค่าเฉลี่ยของปริมาณการไหลสูงสุด และ (3) Trend ของค่าเฉลี่ยของปริมาณการไหลสูงสุด

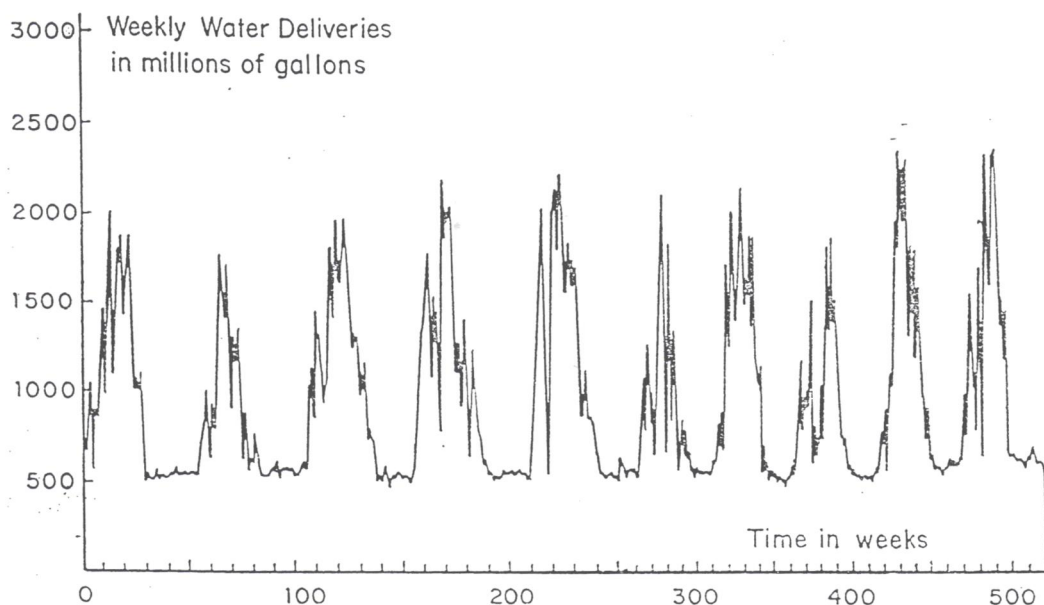
(Yevjevich, 1972)

**ตัวอย่างที่ 6-3**

แสดงตัวอย่างปริมาณการใช้น้ำประปาของประเทศสหรัฐอเมริกาใน 2 กรณีศึกษา ได้แก่

1) จากรูปที่ 6-3(a) แสดงตัวอย่างปริมาณการใช้น้ำประปารายสัปดาห์สำหรับเมืองเดนเวอร์ มลรัฐโคโลราโด ประเทศสหรัฐอเมริกา ในช่วง 10 ปี

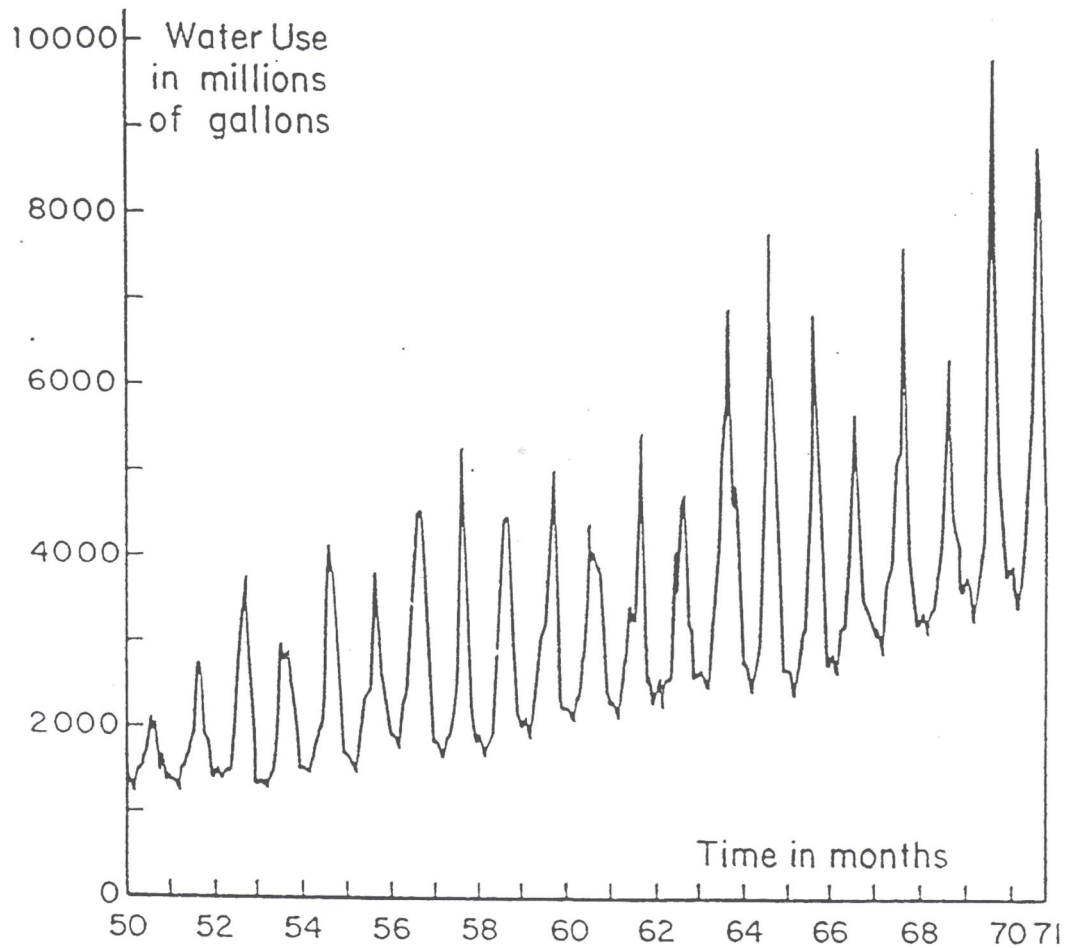
- แสดงถึงลักษณะ Periodic-Stochastic Process
- แสดงถึงแนวโน้มเกิดสูงขึ้นเล็กน้อย (Mild Upward Trend)



รูปที่ 6-3(a) ตัวอย่างปริมาณการใช้น้ำประปารายสัปดาห์สำหรับเมืองเดนเวอร์ มลรัฐโคโลราโด สหรัฐอเมริกา ในช่วง 10 ปี (วิระพล, 2542)

2) จากรูปที่ 6-3(b) แสดงตัวอย่างปริมาณการใช้น้ำประปารายเดือนของเมืองดัลลัส มลรัฐเทกซัส ประเทศสหรัฐอเมริกา ในช่วงปี 1950-1971

- แสดงถึงลักษณะ Periodic-Stochastic Process
- แสดงถึงแนวโน้มสูงขึ้นค่อนข้างชัดเจน (Strong Upward Trend)



รูปที่ 6-3(b) ตัวอย่างปริมาณการใช้น้ำประปรายเดือนของเมืองดัลลัส มลรัฐเท็กซัส ประเทศสหรัฐอเมริกา ในช่วงปี 1950-1971 (วีระพล, 2542)

## 6.5 ปรากฏการณ์อุทกวิทยา ตัวแปร และตัวพารามิเตอร์

ปรากฏการณ์อุทกวิทยา : ฝน น้ำท่า การระเหย ตะกอน เป็นต้น

ตัวแปร : ใช้ในการบรรยายหรืออธิบายปรากฏการณ์

น้ำท่า → ปริมาณการไหลอย่างทันทีทันใด ปริมาณการไหลรายวัน รายเดือน หรือ ปริมาณน้ำท่ารายปี

น้ำฝน → ปริมาณฝนรายวัน รายเดือน และรายปี ปริมาณฝนสูงสุด 1-7 วัน จำนวนวันที่ฝนตก

ตัวพารามิเตอร์ หรือ ตัวสถิติ คือ ค่าที่ใช้ในบรรยายเกี่ยวกับการแจกแจง (Distribution) และกระบวนการทางสถิติของตัวแปร ได้แก่ ค่าเฉลี่ย ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน และสัมประสิทธิ์ความเบ้

ตัวพารามิเตอร์ จะอ้างถึงประชากร

ตัวสถิติ จะอ้างถึงตัวอย่างข้อมูล

## 6.6 ประชากรและตัวอย่างทางอุทกวิทยา

### ประชากรอุทกวิทยา (Hydrologic Population)

- ตัวแปรสุ่มอุทกวิทยาต่างก็มีประชากรซึ่งไม่สามารถทราบค่าที่แท้จริงทั้งหมดได้
- ส่วนใหญ่ตัวแปรสุ่มอุทกวิทยา จะมีประชากรแบบอินไฟไนท์ (ไม่จำกัด) ซึ่งหมายถึงประชากรที่ครอบคลุมจำนวนที่ไม่สามารถนับได้เกี่ยวกับศักยภาพของผลการสังเกตรวบรวม ผลลัพธ์ของเหตุการณ์และผลการทดลอง เป็นต้น เช่น ปริมาณฝนรายวัน ปริมาณน้ำท่ารายเดือน
- โดยทั่วไปประชากรเป็นทั้งแบบอินไฟไนท์ และแบบไฟไนท์ (Infinite and Finite Population)

### ตัวอย่างอุทกวิทยา (Hydrologic Samples)

- ข้อมูลจำนวนที่นับได้ ซึ่งทำการรวบรวมสำหรับตัวแปรสุ่มทั้งจากประชากรที่อินไฟไนท์ และไฟไนท์จะก่อให้เกิดตัวอย่าง (Samples) ซึ่งได้จากประชากรที่เกี่ยวข้อง ซึ่งขนาดของตัวอย่างข้อมูลจะน้อยกว่าของประชากรมาก
- ตัวอย่างเดียว จากประชากรเดียว
- หลายตัวอย่าง จากประชากรเดียว
- หลายตัวอย่าง จากหลายประชากร
- ตัวอย่างแบ่งออกเป็น ตัวอย่างขนาดใหญ่ ตัวอย่างขนาดกลาง และตัวอย่างขนาดเล็ก

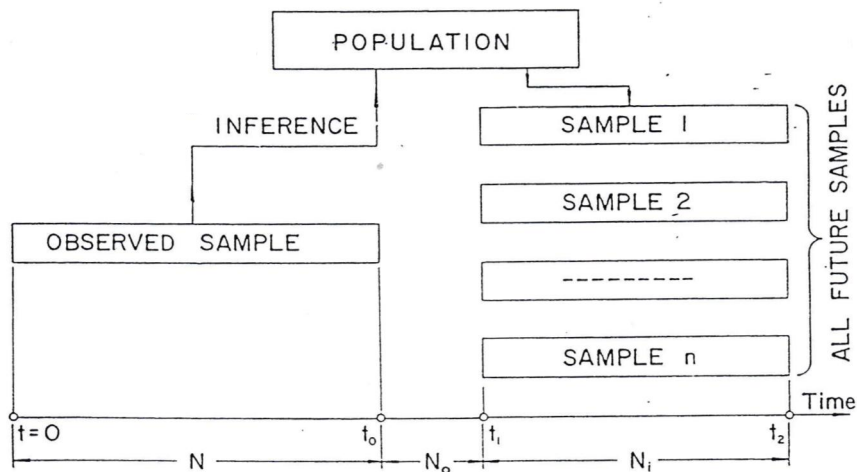
### ความเชื่อมโยงระหว่างตัวอย่างและประชากร

- การเชื่อมโยงระหว่างตัวอย่างและประชากร โดยทางอ้อมก็คือการเชื่อมโยงระหว่างตัวอย่างที่มีอยู่ในปัจจุบันกับตัวอย่างต่างๆ ทั้งหมดในอนาคต ที่อาจจะเกิดขึ้นในกรณีของอนุกรมเวลา
- คุณลักษณะของตัวอย่างในปัจจุบัน จะช่วยในการประมาณเกี่ยวกับคุณลักษณะของประชากรของตัวแปรสุ่ม การประมาณดังกล่าวนี้จะช่วยค่าคาดหวัง หรือค่าเฉลี่ยของตัวอย่างในอนาคต

แนวความคิดที่กล่าวถึงปัญหาทางด้านอุทกวิทยาที่เกี่ยวข้องกับอนุกรมเวลา คุณสมบัติต่างๆ ของอนุกรมเวลาในช่วงชีวิตการใช้งานของโครงการ หรืออาคารที่เกี่ยวข้อง จะสมมุติให้สามารถประมาณได้จากคุณลักษณะของประชากร ดังแสดงในรูปที่ 6-4

- การอนุมานคุณลักษณะของประชากรจากข้อมูลตัวอย่างที่มีในปัจจุบัน และการเลือกคุณสมบัติของศักยภาพตัวอย่างต่างๆ ซึ่งสามารถคำนวณได้จากคุณลักษณะของประชากร ใช้วิธีการที่เรียกว่า สถิติอนุมาน

- การอนุมานคุณลักษณะของประชากรจากข้อมูลตัวอย่าง จะมีความถูกต้องมากน้อยเพียงใด นั้น ขึ้นอยู่กับว่าตัวอย่างข้อมูลที่มีอยู่หรือที่ทำการวิเคราะห์นั้น เป็นตัวแทนที่ดีของประชากรมากหรือน้อยเพียงใดด้วย



รูปที่ 6-4 ภาพสเก็ทแสดงปัญหาทางด้านอนุมานเชิงสถิติ (Statistical Inference) ที่เกี่ยวข้องกับอนุกรมเวลาในอุทกวิทยา ซึ่งเซ็ทของตัวอย่างในแต่ละช่วงเวลา  $N_i$  ต่างก็มีความหนาแน่นน่าจะเป็นของการเกิดที่ต่างกันนั้นจะทำการประมาณหาได้ (วีระพล, 2542)

เมื่อ	$N$	คือ	ระยะเวลาที่มีตัวอย่างหรือเก็บตัวอย่าง
	$N_0$	คือ	ระยะเวลาที่ใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูล การวางแผน การออกแบบ และการก่อสร้างโครงการพัฒนาแหล่งน้ำ
	$N_i$	คือ	ขนาดของตัวอย่างในอนาคตซึ่งจะพิจารณาทำกับชีวิตการใช้งานของโครงการอย่างคุ้มค่า (Economic life)

**ตัวอย่างที่ 6-4**

แสดงผลการทดลองที่ได้กระทำโดย Benson (1952) โดยสมมติว่าประชากรเป็นแบบไพไนท์ ประกอบด้วย 1,000 ค่าของปริมาณการไหลสูงสุดของน้ำท่วมที่นำมาจากฟังก์ชันการแจกแจงแบบกัมเบล (ยิ่ง Tr มาก Error ยิ่งมาก ตามไปด้วย) ดูประกอบกับรูปที่ 6-5

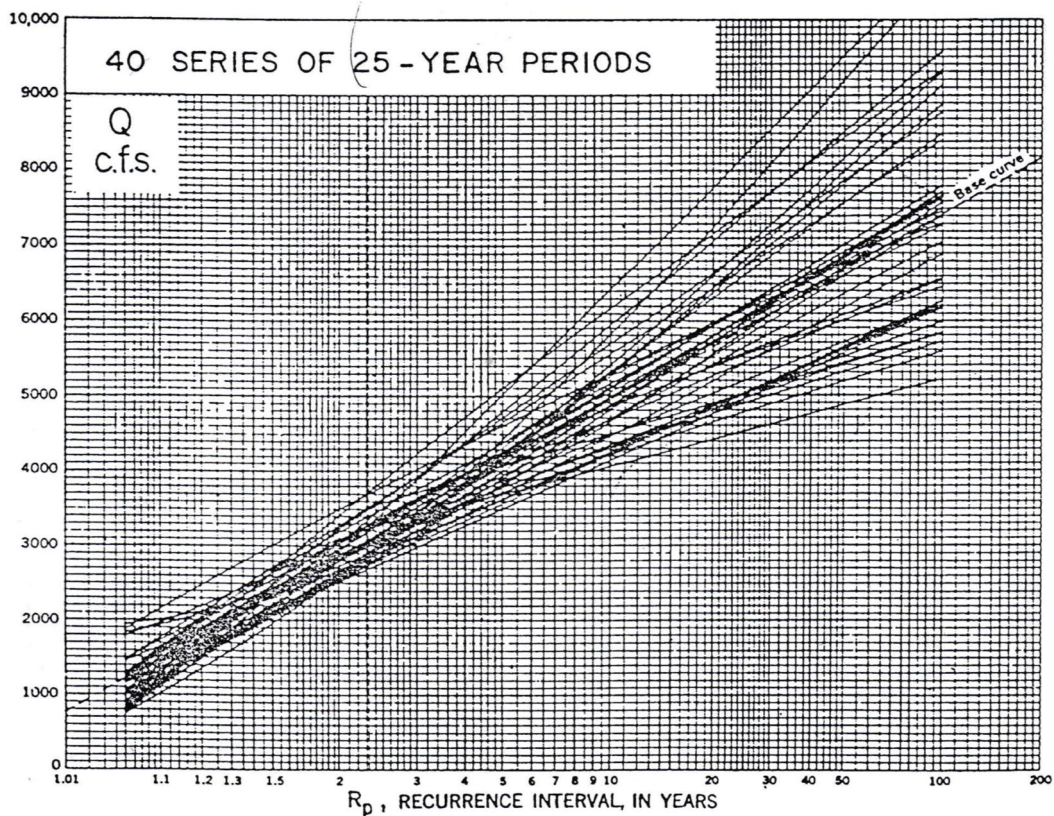
ประชากร : 1,000 ค่า

ตัวอย่าง : เลือกสุ่มตัวอย่างแบบไม่ใส่คืน จำนวน 40 ตัวอย่างๆ ละ 25 ค่า (ปี)

(ก) ค่าแปรเปลี่ยนจากการสุ่มตัวอย่างของกราฟการแจกแจงความถี่รอบๆ โค้งฐาน จะแสดงถึงความคลาดเคลื่อนในการประมาณคุณลักษณะของประชากรจากตัวอย่าง

(ข) ความคลาดเคลื่อนจากการสุ่มตัวอย่างจะมีขนาดเพิ่มมากขึ้น การเพิ่มของขนาดปริมาณการไหลของน้ำท่วม หรือ ขนาดรอบปีการเกิดซ้ำ ( $R_p$ )

(ค) ความต้องการที่จะให้ทุกๆ กราฟการแจกแจงของความถี่จากตัวอย่างซึ่งค่อนข้างสั้นพล็อตเป็นเส้นตรง ซึ่งทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนได้



รูปที่ 6-5 การแจกแจงความถี่ของ 40 ตัวอย่าง ซึ่งมีขนาดเท่ากันคือ 25 ปี (วีระพล, 2542) ของค่าปริมาณการไหลสูงสุดของน้ำท่วม (Maximum Flood Discharges) บนกระดาษกราฟกัมเบล (Gumbel Paper Graph) ซึ่งค่าต่าง ๆ นี้จะคล้อยตามการแจกแจงเอกซีโพแนนเชียลกำลังสอง

## 6.7 การวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยา

การวิเคราะห์ข้อมูลตัวอย่าง ก็เพื่อคำนวณหาคุณลักษณะเฉพาะของประชากรและเพื่อเป็นการกลั่นย่อข้อสนเทศจากข้อมูลสำหรับนำไปประยุกต์ในด้านการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำ

การวิเคราะห์ข้อมูลแบ่งออกเป็น 3 กรณี ได้แก่

- การวิเคราะห์ข้อมูลในรูปแบบของตัวสถิติ
- การวิเคราะห์แจกแจงความถี่ของตัวแปรอุทกวิทยา
- การวิเคราะห์ด้วยการใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์

### การวิเคราะห์ข้อมูลในรูปแบบของตัวสถิติ

คุณลักษณะต่างๆ ของตัวแปรสุ่มที่มีคุณสมบัติตามที่กำหนด หรือคำนวณได้จากตัวอย่างข้อมูลสามารถจะบรรยายได้โดยตัวเลขจำนวน ซึ่งโดยทั่วไปเรียกว่า ตัวสถิติ

ตัวสถิติ จะมีค่าเปลี่ยนแปลงจากตัวอย่างหนึ่งไปยังอีกตัวอย่างหนึ่ง และจะใช้ในการอนุมานค่าเฉพาะของประชากรที่เรียกว่าพารามิเตอร์ ได้แก่ ค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน และสัมประสิทธิ์ความแปร

การประยุกต์ใช้ตัวสถิติที่คำนวณได้จากตัวอย่างของข้อมูล

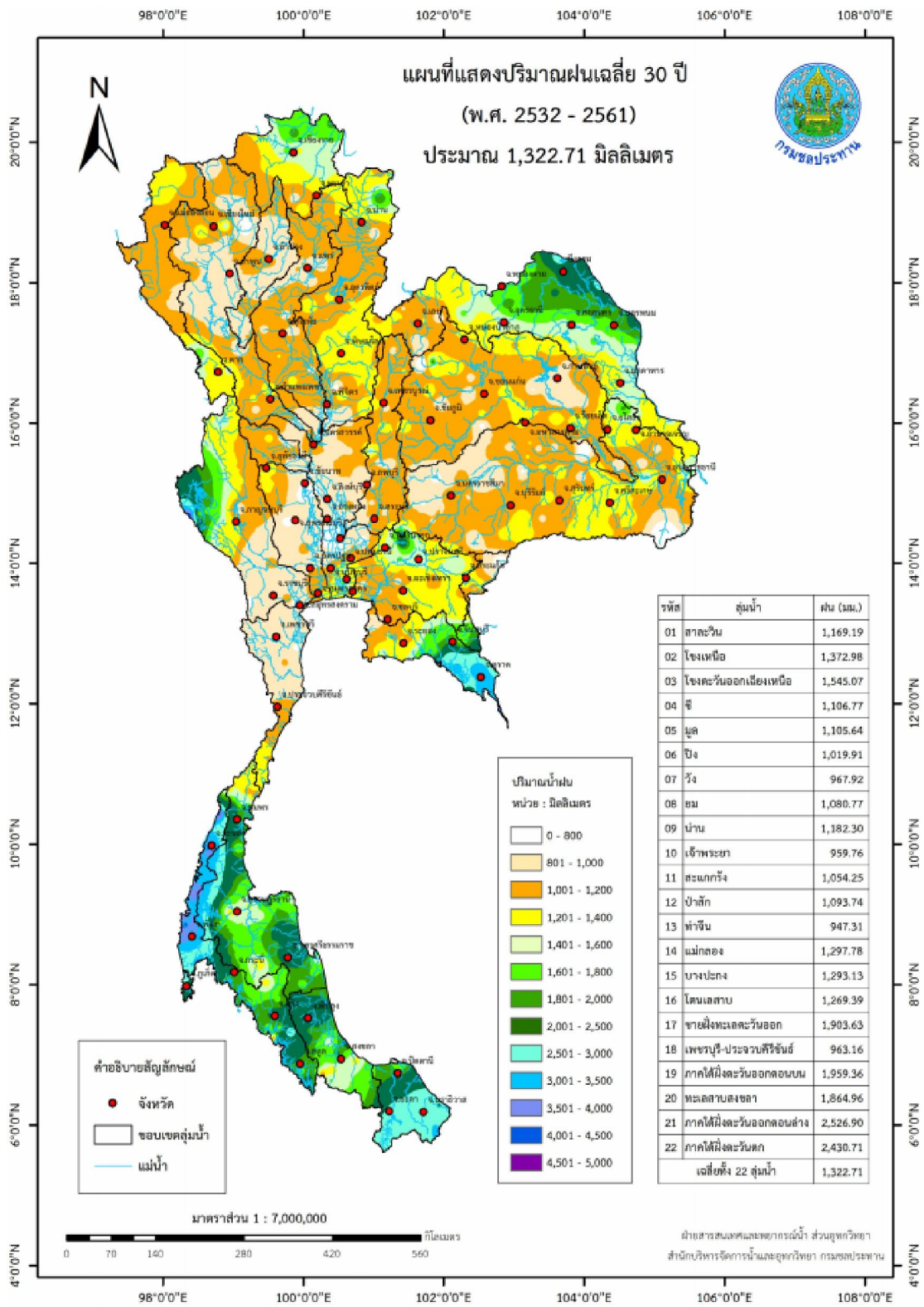
- (1) การย่อข้อสนเทศในรูปแบบของตัวสถิติ
- (2) การเปลี่ยนหรือการเคลื่อนย้ายข้อสนเทศจากจุดหนึ่งไปยังจุดอื่นที่สนใจ
- (3) การประยุกต์ใช้ในการคำนวณทางด้านทรัพยากรน้ำต่าง ๆ
- (4) การสร้างกราฟแจกแจงความถี่เมื่อทราบค่าตัวสถิติ หรือค่าพารามิเตอร์
- (5) การย่อค่าตัวแปรให้อยู่ในรูปแบบที่เหมาะสม

#### 1. การเคลื่อนย้ายข้อสนเทศ (Transfer of Information)

- a. สามารถทำได้ด้วยหลักการของตัวสถิติในรูปแบบของตัวแทนรวมของแถบหรือย่านพื้นที่ (Regionalization)
- b. วิธีการ คือ การเขียนหรือสร้างแผนที่แสดงค่าเท่ากันของตัวสถิติหรือพารามิเตอร์ต่างๆครอบคลุมพื้นที่ที่สนใจที่มีลักษณะคล้ายคลึงกันทางอุทกวิทยา

$$\bar{x}, \quad c_p, \quad c_s$$

- c. รูปที่ 6-6 แสดงแผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งปีทั่วประเทศไทยในคาบ 30 ปี (ปี พ.ศ. 2532-2561)



รูปที่ 6-6 ปริมาณฝนทั้งปีเฉลี่ยเป็นมิลลิเมตรของประเทศไทยในคาบ 30 ปี

ช่วงปี พ.ศ. 2532-2561 (กรมชลประทาน, 2566)



## 2. การใช้ค่าตัวแปรสถิติหรือพารามิเตอร์ในการคำนวณทางด้านทรัพยากรน้ำ

- a. ค่าเฉลี่ย
- b. ค่าเบี่ยงเบน

ค่าเฉลี่ยคณิตศาสตร์ นิยมใช้กันแพร่หลายเป็นตัวพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้องโดยตรงกับแหล่งน้ำที่มีอยู่ ราคาการลงทุนของโครงการ การสูญเสียต่างๆ ศักยภาพของความเสียหาย เป็นต้น

**การวิเคราะห์แจกแจงความถี่ของตัวแปรอุทกวิทยา**

การวิเคราะห์ทฤษฎีความน่าจะเป็น ซึ่งเกี่ยวข้องกับวิธีการที่จะเลือกทฤษฎีความน่าจะเป็น มีขั้นตอนหลัก คือ

- (1) สมมติชนิดของทฤษฎีความน่าจะเป็น
- (2) ทำการประมาณค่าพารามิเตอร์
  - a. วิธีโมเมนต์
  - b. วิธีภาชนะน่าจะเป็นสูงสุด
  - c. ฯลฯ
- (3) ทำการพล็อตกราฟแจกแจงความน่าจะเป็นเพื่อเปรียบเทียบกับกราฟแจกแจงความถี่เอมไพริคัลที่ทำกรพล็อตโดยวิธี Plotting Position ว่ามีความเหมาะสมหรือไม่
  - a. Chi-square Test
  - b. Kolmogorov-Smirnov Test
- (4) เมื่อทำการตรวจสอบแล้วไม่เหมาะสม ก็สมมติทฤษฎีความน่าจะเป็นใหม่ แล้วทำตามขั้นตอนตั้งแต่เริ่มแรกจนกว่าจะได้ทฤษฎีที่เหมาะสม

ผลการวิเคราะห์แจกแจงความถี่ของตัวแปรอุทกวิทยา จะได้กราฟแจกแจงความถี่ ซึ่งเป็นกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างขนาดตัวแปรกับความถี่หรือรอบปีของการเกิดซ้ำ ดังแสดงในตัวอย่างที่ 6-5

**การวิเคราะห์ด้วยการใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์**

เป็นสร้างแบบจำลองคณิตศาสตร์เพื่อใช้ในการอธิบายเกี่ยวกับคุณสมบัติของตัวแปรสุ่ม ซึ่งแบบจำลองคณิตศาสตร์ เป็นเทคนิคที่มีประสิทธิภาพและกลั่นย่อ (Condense) ข่าวสารของตัวแปรสุ่มที่ดีที่สุด และมีรายละเอียดของแบบจำลองทางอุทกวิทยาจะอยู่ในบทที่ 7

**ตัวอย่างที่ 6-5**

- ปริมาณน้ำท่า  $Q_i$  จะเป็นอนุกรมเวลาของกระบวนการคงที่ (Strationary or Time-Invariant Process) และมีค่าการแจกแจงความถี่เป็นแบบล็อกนอร์มอล (Log-Normal) และคล้อยตามแบบจำลองแปรตาม (Dependence Model) ประเภท First-Order Autoregressive Model
- กำหนดให้  $\bar{Q}$  และ  $\bar{Q}_n$  เป็นค่าเฉลี่ยเบี่ยงเบนมาตรฐานของ  $Q_i$ ,  $Q_i$  และ  $\ln Q_i$  ตามลำดับ การแจกแจงความถี่ล็อกนอร์มอลของ  $Q_i$  ก็คือ

$$f(Q_i) = \frac{1}{Q_i s_i \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{(\ln Q_i - \bar{Q}_n)^2}{2s_i^2} \right]$$

$$Q_i = \bar{Q} + r_1(Q_{i-1} - \bar{Q}) + s\sqrt{1-r_1^2} \varepsilon_i$$

- เมื่อ  $r_1$  = First Serial Correlation Coefficient ของอนุกรมเวลา  $Q_i$   
 $\varepsilon_i$  = Standardized Independent Random Variable

รูปแบบจำลองคณิตศาสตร์ : พารามิเตอร์มีดังนี้

$$\bar{Q}, s \text{ (or } \bar{Q}_n, S_n) \text{ and } r_1$$

## บทสรุป (SUMMARY)

บทที่ 6 นี้เนื้อหาครอบคลุมแนวคิดในการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยา โดยเริ่มตั้งแต่คำจำกัดความของอุทกวิทยา สภาพแวดล้อมและกระบวนการทางอุทกวิทยา และลักษณะประเภทและคุณภาพของข้อมูลอุทกวิทยา ตลอดจนปรากฏการณ์อุทกวิทยา ตัวแปร และตัวพารามิเตอร์ รวมถึงความหมายของประชากรและตัวอย่างทางอุทกวิทยา และในตอนท้ายได้กล่าวถึงการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยา ซึ่งแบ่งออกเป็น 3 กรณี ได้แก่ 1) การวิเคราะห์ข้อมูลในรูปแบบของตัวสถิติ, 2) การวิเคราะห์แจกแจงความถี่ของตัวแปรอุทกวิทยา และ 3) การวิเคราะห์ด้วยการใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์

## แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 6

6.1 จงอธิบายให้ชัดเจนพร้อมทั้งยกตัวอย่างประกอบ

(ก) การเกิด Inconsistency ในข้อมูลอุทกวิทยา

(ข) การเกิด Non-Homogeneous

6.2 จงอธิบายหน้าที่และรับผิดชอบของหน่วยราชการเกี่ยวข้องกับการศึกษาด้านพัฒนาทรัพยากรน้ำ

6.3 จงอธิบายประเภทและคุณภาพของข้อมูลอุตุ-อุทกวิทยา

## เอกสารอ้างอิง (References)

Benson, M. A., 1952, Characteristics of frequency curves based on a theoretical 1,000-year record: U.S. Geol. Survey open-file report, 21 p.

Yevjevich, V., 1972, Probability and statistics in hydrology.

Yevjevich, V. M., 1972, Structural analysis of hydrologic time series (Doctoral dissertation, Colorado State University. Libraries).

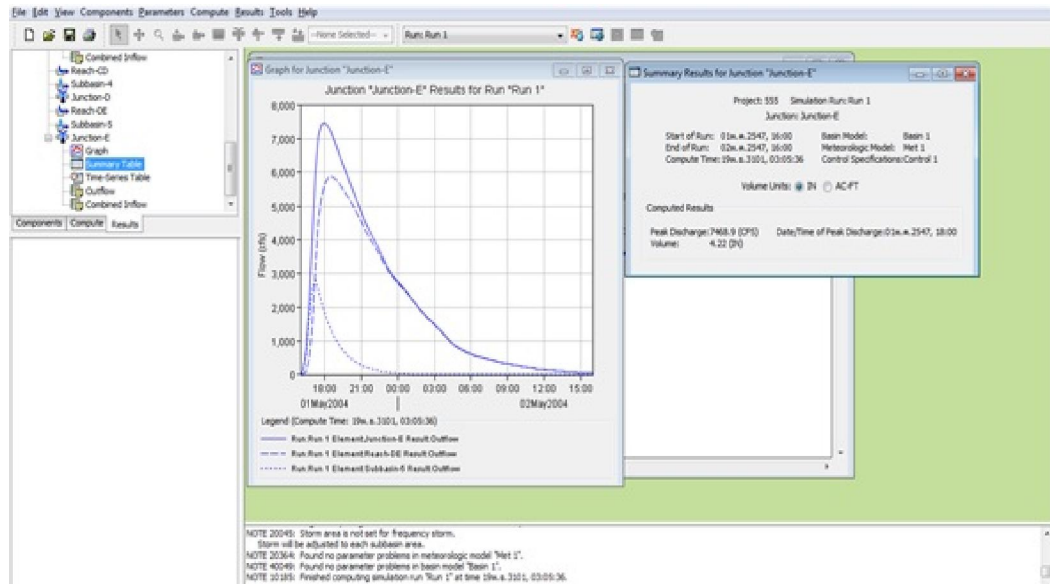
วีระพล แต่สมบัติ, 2542, อุทกวิทยาขั้นสูง (Advance Hydrology). เอกสารประกอบการสอน. ภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

กรมชลประทาน, 2566, ปริมาณฝนเฉลี่ย 30 ปี (2532 - 2561) ใน 22 ลุ่มน้ำ. เว็บไซต์ Available from: [http://water.rid.go.th/hydrology/PORTAL/IMAGES/Iso\\_2532\\_2561.pdf](http://water.rid.go.th/hydrology/PORTAL/IMAGES/Iso_2532_2561.pdf)



บทที่ 7

แบบจำลองทางอุทกวิทยา HEC-HMS  
(Hydrologic Simulation Models)



# บทที่ 7

## แบบจำลองทางอุทกวิทยา HEC-HMS (Hydrologic Simulation Models)

### 7.1 บทนำ

จากความก้าวหน้าในด้านเทคโนโลยีทั้งฮาร์ดแวร์และซอฟต์แวร์ของคอมพิวเตอร์ตั้งแต่ปี 1970 ร่วมกับความพยายามในการตรวจวัดข้อมูลทางอุทกวิทยาที่มีจำนวนสถานีมากขึ้นและครอบคลุมพื้นที่ที่กว้างขวางมากขึ้นทำให้สามารถพัฒนาและประยุกต์ใช้แบบจำลองทางอุทกวิทยาได้หลายรูปแบบ แบบจำลองดังกล่าวรวมสมการต่างๆ เพื่ออธิบายกระบวนการทางอุทกวิทยาและสมดุลน้ำที่ผันแปรทั้งเวลาและสถานที่ รวมทั้งเมื่อรูปแบบของปริมาณฝนที่ซับซ้อนและลักษณะของกลุ่มน้ำที่ต่างกัน หากข้อมูลลุ่มน้ำและข้อมูลอุทกวิทยามีความเพียงพอ จะสามารถใช้แบบจำลองจำลองสภาพเหล่านี้ได้ด้วยความสะดวกตลอดจน สามารถออกแบบรูปแบบการควบคุมและการออกแบบต่างๆ ได้ด้วยแบบจำลองทางอุทกวิทยา

รูปร่างและระยะเวลาที่แท้จริงของการตอบสนองของกราฟน้ำสำหรับลุ่มน้ำที่กำหนดนั้นแสดงให้เห็นว่าเป็นฟังก์ชันของลักษณะทางกายภาพ การใช้ประโยชน์ที่ดินของลุ่มน้ำ และตัวแปรทางภูมิอากาศที่ระบุไว้ในตารางที่ 7-1 ความเข้มและปริมาณฝนเป็นแรงผลักดันสำคัญของกระบวนการเปลี่ยนฝนตกเป็น

น้ำท่า และตามมาด้วยลักษณะของกลุ่มน้ำที่แปลงค่าปริมาณฝนเข้าสู่กราฟน้ำท่าที่ไหลออกที่จุดออกของกลุ่มน้ำ ขนาด รูปร่าง และความลาดชันของกลุ่มน้ำ ชนิดของดิน และความจุเก็บกักของดิน เป็นตัวแปรที่สำคัญทั้งหมดในกลุ่มน้ำทางด้านธรณีสันฐานวิทยาของแม่น้ำ การใช้ประโยชน์ที่ดิน และพารามิเตอร์ของสิ่งปกคลุมดินสามารถปรับเปลี่ยนการตอบสนองทางอุทกวิทยาตามธรรมชาติได้อย่างมากร่วมกับการเพิ่มขึ้นของชั้นที่บ้น้ำ การเปลี่ยนแปลงของความลาดชันของแม่น้ำ ตลอดจนการปรับปรุงระบบโครงข่ายของการระบายน้ำในกลุ่มน้ำ

แบบจำลองทางอุทกวิทยาสามารถจำแนกตามลักษณะที่หลากหลายได้ดังแสดงในตารางที่ 7-2 สำหรับการวิเคราะห์กลุ่มน้ำ แบบจำลองแบ่งเป็นประเภทหลักๆ ที่น่าสนใจ ได้แก่ แบบจำลอง Lumped เทียบกับแบบจำลอง Distributed หรือแบบจำลองเหตุการณ์เดียว เทียบกับแบบจำลองเหตุการณ์ต่อเนื่อง หรือแบบจำลอง Stochastic เทียบกับแบบจำลอง Deterministic

ตารางที่ 7-1 ตัวแปรที่สำคัญซึ่งส่งผลกระทบต่อกราฟน้ำท่า

Factors Affecting the Hydrograph	คำอธิบาย
1. Rainfall Intensity	1. ความเข้มฝน
2. Rainfall Duration	2. ช่วงเวลาการตกของฝน
3. Watershed Size	3. ขนาดของพื้นที่กลุ่มน้ำ
4. Watershed Slope	4. ความลาดชันของกลุ่มน้ำ
5. Watershed Shape	5. รูปร่างของกลุ่มน้ำ
6. Watershed Storage	6. ความจุเก็บกักของกลุ่มน้ำ
7. Watershed Morphology	7. สันฐานวิทยาของกลุ่มน้ำ
8. Channel Type	8. ชนิดของทางน้ำ
9. Land Use/Land Cover	9. การใช้ประโยชน์ที่ดิน/สิ่งปกคลุมดิน
10. Soil type	10. ชนิดของดิน
11. Percent Impervious	11. ร้อยละของพื้นที่ที่บ้น้ำ

## ตารางที่ 7-2 แบบจำลองทางอุทกวิทยาที่สำคัญ

Model type	Example of Model
Lumped	HEC-HMS, Snyder, Clark UH, NAM
Distributed	SWAT, MIKE-SHE, MIKE-URBAN, MIKE-Flood
Event	HEC-HMS, SWMM, SCS TR-20
Continuous	SWMM, HSPF, HEC-HMS, NAM
Physically Based	HEC-HMS, SWMM, HSPF, SWAT
Stochastic	Synthetic Streamflows

สำหรับแบบจำลอง Lumped Model พารามิเตอร์จะแปลงปริมาณฝนที่เกิดขึ้นจริงให้เป็นปริมาณน้ำท่าที่ไหลออกที่จุดออกของกลุ่มน้ำโดยการสร้างแนวคิดว่าการลุ่มน้ำเกิดขึ้นที่จุดเชิงพื้นที่ (เช่น ใน "กล่องดำ") พารามิเตอร์ของแบบจำลองนี้อาจมีหรือไม่มีคำจำกัดความทางกายภาพโดยตรงในกระบวนการทางอุทกวิทยา เป็นวิธีการที่ใช้ในการแปลงปริมาณฝนเป็นปริมาณน้ำท่าในลุ่มน้ำ

ส่วนแบบจำลอง Distributed Model นั้นรูปแบบของพารามิเตอร์จะพยายามอธิบายถึงกระบวนการและกลไกทางกายภาพที่เปลี่ยนแปลงไปตามสถานที่ในลุ่มน้ำ และเป็นแบบจำลองเชิงฟิสิกส์ Physically Based โดยมีหลักการและตามทฤษฎีที่น่าพอใจมากขึ้นกว่าแบบจำลอง Lumped แต่ข้อมูลมักไม่เพียงพอในการเปรียบเทียบและตรวจพิสูจน์แบบจำลอง ความสนใจในการสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบ distributed มาพร้อมกับการถือกำเนิดของระบบ GIS และแบบจำลองระดับความสูงแบบดิจิทัลสำหรับลุ่มน้ำ (DEM)

แบบจำลองเหตุการณ์เดียวได้รับการออกแบบมาเพื่อจำลองปริมาณฝนจากเหตุการณ์พายุฝนเดียว (HEC, 1981) HEC-HMS ฉบับแก้ไข (USACE, 1998; 2016), EPA SWMM (Huber et al., 1988; Bennett et al., 1998; James et al., 2010) และ SCS TR20 (SCS, 1964) มักจะจำลองการตอบสนองต่อพายุฝนเดียว วิธีการของ Unit Hydrograph โดยทั่วไปแล้วจะใช้ในการสร้างกราฟน้ำท่าของเหตุการณ์พายุฝนใดๆ ต่อจากนั้นจะนำกราฟน้ำท่าที่ได้มาทำการเคลื่อนตัวผ่านทางน้ำต่อไป

ประโยชน์ที่สำคัญของการจำลองระบบลุ่มน้ำด้วยแบบจำลอง คือ ความรู้และความเข้าใจที่เพิ่มขึ้นจากการรวบรวมและจัดการข้อมูลที่จำเป็นในการป้อนข้อมูลเข้าสู่อัลกอริทึมทางคณิตศาสตร์ที่ประกอบด้วยระบบของแบบจำลองโดยรวม ผลที่ได้มักจะแนะนำการรวบรวมข้อมูลเพิ่มเติมหรือการปรับปรุงสูตรทางคณิตศาสตร์เพื่อให้เป็นตัวแทนของพฤติกรรมลุ่มน้ำได้ดียิ่งขึ้นไปอีก ประโยชน์อีกประการหนึ่ง คือ แผนการทางเลือกต่างๆ สำหรับระบบน้ำประปาสำหรับการพัฒนาเมือง หรือตัวเลือกในการควบคุมอุทกภัยสามารถทดสอบได้อย่างรวดเร็วและเปรียบเทียบกับผลการศึกษาจากแบบจำลองหลายๆ แบบจำลอง



ข้อจำกัดที่สำคัญของการจำลองระบบลุ่มน้ำด้วยแบบจำลอง คือ ไม่สามารถทำการปรับเทียบและตรวจพิสูจน์แบบจำลองได้อย่างเหมาะสม เนื่องจากการขาดข้อมูลในการป้อนข้อมูลเข้าสู่แบบจำลอง ดังนั้นในทางปฏิบัติในปัจจุบัน จะใช้การสมมติว่าควรใช้แบบจำลองที่ง่ายที่สุดที่นำจะอธิบายระบบสำหรับข้อมูลด้านเข้าที่ระบุได้อย่างน่าพอใจ ความถูกต้องของแบบจำลอง ส่วนใหญ่จะขึ้นอยู่กับข้อมูลที่มีอยู่ ข้อมูลการตรวจวัดจริงทั้งข้อมูลด้านเข้าและข้อมูลด้านออกที่รวบรวมได้จากหลายๆ จุดในพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยในปัจจุบัน ข้อมูลเรดาร์ และข้อมูลทางอุทกวิทยาอื่นๆ ตลอดจนข้อมูลภูมิประเทศ (DEM) มีให้บริการในหลายพื้นที่ซึ่งจะทำให้ความแม่นยำของแบบจำลองมีค่าเพิ่มขึ้นตามไปด้วย

## 7.2 แบบจำลอง HEC-HMS

แบบจำลอง HEC-1 ได้รับการออกแบบในปี ค.ศ. 1967 โดยได้รับการเผยแพร่อย่างเป็นทางการเมื่อปี ค.ศ. 1973 เพื่อจำลองกระบวนการไหลบ่าผิวดินจากการน้ำฝนที่ตกในลุ่มน้ำ และต่อมาได้รับการพัฒนาอย่างต่อเนื่องต่อมาอีกหลายปีโดยศูนย์วิศวกรรมอุทกวิทยา (Hydrologic Engineering Center of U.S. Army Corps of Engineering) เมื่อเดือนมีนาคม ปี ค.ศ. 1998 ภายใต้โครงการ The HEC: “Next-Generation Software Development Project” แบบจำลอง HEC-1 ได้ถูกพัฒนามาเป็นแบบจำลอง HEC-HMS (Hydrologic Modeling System) ต่อมาในปี ค.ศ. 2006 ได้พัฒนาเป็น Version 3.0 และปัจจุบัน (เดือนสิงหาคม 2023) เป็น Version 4.11

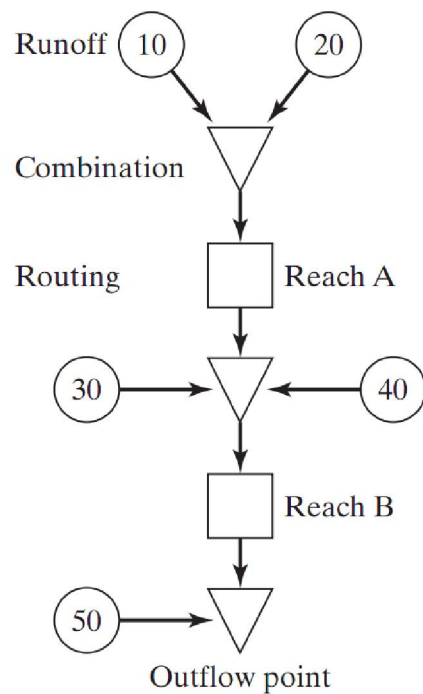
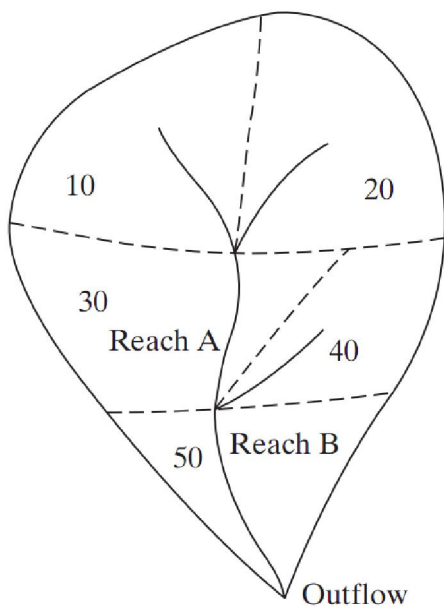
แบบจำลอง HEC-HMS สามารถใช้จำลองกระบวนการของน้ำฝน-น้ำท่า และกระบวนการเคลื่อนตัวของปริมาณน้ำท่าทั้งในสภาพธรรมชาติและสภาพที่มีการควบคุมได้ โดยมีพื้นฐานมาจากแบบจำลอง HEC-1 (Flood Hydrograph Package) นอกจากนี้ แบบจำลอง HEC-HMS ได้พัฒนาความสามารถให้เพิ่มขึ้นจากแบบจำลอง HEC-1 เดิม โดยการเพิ่มความสามารถของการจำลองสภาพการไหลที่มีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาและสถานที่ (Distribution Model) และการจำลองสภาพการไหลแบบต่อเนื่อง (Continuous Simulation) ได้

กระบวนการแปลงน้ำฝนเป็นน้ำท่าของแบบจำลองสามารถจำลองได้ทั้งลุ่มน้ำที่มีขนาดเล็กไปจนถึงลุ่มน้ำที่มีขนาดใหญ่ที่มีความซับซ้อนได้ สำหรับแบบ HEC-1 ดังเดิมนั้น ได้นิยามว่าลุ่มน้ำใดๆ จะมีองค์ประกอบพื้นฐานสำหรับกรไหลบ่าเข้าสู่ลุ่มน้ำ ทางน้ำ และการเคลื่อนตัวผ่านอ่างเก็บน้ำ และการรวมตัวของกราฟน้ำท่า (ดูรูปที่ 7-1) ขอบเขตลุ่มน้ำจะถูกกำหนดจากสภาพภูมิประเทศของลุ่มน้ำ เมื่อมีฝนตกและได้หักการสูญเสียต่างๆ ออกไปแล้วจะถูกคำนวณร่วมกับพารามิเตอร์ของลุ่มน้ำจากด้านเหนือน้ำลงไปยังด้านท้ายน้ำของลุ่มน้ำ ผลที่ได้จะเป็นกราฟน้ำท่าที่จุดต่างๆ ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

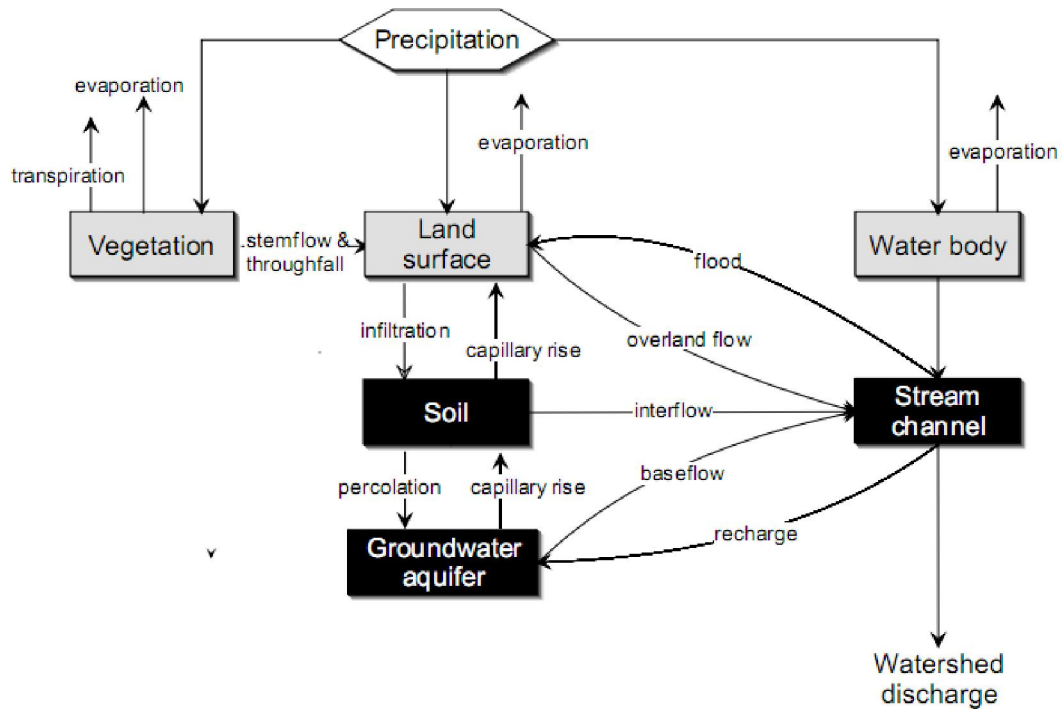
แบบจำลอง HEC-HMS สามารถแบ่งประเภทการคำนวณตามกระบวนการเกิดน้ำท่า ดังแสดงในรูปที่ 7-2 โดยออกเป็น 4 ประเภท แสดงได้ดังนี้

1. การวิเคราะห์หัตถการสูญเสียน้ำ (Loss Rate Analysis) มี 7 วิธี
2. การคำนวณปริมาณน้ำท่าของกลุ่มน้ำ (Subbasin Runoff Calculation) มี 7 วิธี
3. การคำนวณปริมาณการไหลพื้นฐาน (Baseflow Calculation) มี 3 วิธี
4. การคำนวณการเคลื่อนตัวของปริมาณน้ำหลาก (Flood Routing) มี 5 วิธี (ดูรายละเอียดเพิ่มเติมในบทที่ 3 ซึ่งประกอบด้วย 1) Lag, 2) Muskingum, 3) Modified Puls หรือเรียกว่า Stotage Routing, 4) Kinematic-wave และ 5) Muskingum Cunge)

สำหรับทฤษฎีย่อยของแบบจำลอง HEC-HMS จะแสดงรายละเอียดของแบบจำลองเพียง 3 ประเภทแรกเท่านั้น สำหรับรายละเอียดของการคำนวณทั้ง 3 ประเภทแรก สรุปได้ดังนี้



รูปที่ 7-1 หลักการของแบบจำลอง HEC-1 ดั้งเดิม (USACE, 1998)



รูปที่ 7-2 กระบวนการเกิดน้ำท่าของแบบจำลอง HEC-HMS (USACE, 1998)

### 7.2.1 การวิเคราะห์อัตราการสูญเสีย (Loss Rate Analysis)

การวิเคราะห์อัตราการสูญเสีย (Loss Rate Analysis) หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า แบบจำลอง ปริมาณน้ำท่า เป็นแบบจำลองที่ใช้ในการวิเคราะห์ปริมาณการสูญเสียของปริมาณน้ำฝนด้านต่างๆ โดยการ คำนวณปริมาณฝนส่วนเกินในแบบจำลอง HEC-HMS ทำได้โดยการนำเอาปริมาณฝนที่ตกทั้งหมดในพื้นที่ลุ่ม น้ำหักด้วยปริมาณการสูญเสียด้านต่างๆ ซึ่งประกอบด้วย ปริมาณน้ำที่ถูกดูดซับโดยพืช (Interception) ปริมาณน้ำที่ไหลผ่านผิวดิน (Infiltration) ปริมาณน้ำที่ถูกเก็บกักไว้บนแหล่งน้ำผิวดิน (Depression Storage) และปริมาณการระเหย (Evaporation) หรืออัตราการคายระเหยของพืช (Evapotranspiration) โดยที่แบบจำลอง HEC-HMS จะทำการหาค่าการสูญเสียของปริมาณฝนในแต่ละช่วงเวลา (Time Interval) โดยใช้แบบจำลองย่อยต่าง ๆ จำนวน 7 แบบจำลองย่อย ดังต่อไปนี้

#### 7.2.1.1 แบบจำลองการสูญเสียเริ่มต้นและอัตราการสูญเสียคงที่ (Initial and Constant-Rate Model)

แนวคิดพื้นฐานที่สำคัญของแบบจำลองการสูญเสียเริ่มต้น (Initial Loss) และแบบจำลองอัตราการ สูญเสียคงที่ (Constant-Rate Models) คือ อัตราความเป็นไปได้สูงสุดของปริมาณน้ำฝนที่สูญเสีย ( $f_c$ ) จะ มีค่าคงที่ตลอดช่วงเวลาที่พิจารณา ดังนั้น ถ้ากำหนดให้  $p_i$  คือ ความลึกของปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยตามพื้นที่

ระหว่างช่วงเวลา  $t$  ถึง  $t + \Delta t$  ดังนั้นปริมาณน้ำฝนส่วนเกิน ( $pe_t$ ) ในช่วงเวลาดังกล่าวสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$pe_t = \begin{cases} p_t - f_c & \text{if } p_t > f_c \\ 0 & \text{if } p_t \leq f_c \end{cases} \quad (7-1)$$

สำหรับการสูญเสียเริ่มต้น ( $I_o$ ) ในแบบจำลองนี้ เป็นตัวแทนการสูญเสียที่เกิดจากการเก็บกักบนต้นไม้หรือพืชต่างๆ (Interception) และการเก็บกักในแอ่งน้ำผิวดิน (Depression Storage) ซึ่งขึ้นอยู่กับสภาพภูมิประเทศในพื้นที่ลุ่มน้ำนั้นๆ อย่างไรก็ตาม การสูญเสียเริ่มต้นนี้จะเกิดขึ้นก่อนการเกิดน้ำท่า ดังนั้นปริมาณน้ำฝนสะสมต้องมีปริมาณมากกว่าปริมาณการสูญเสียเริ่มต้นจึงจะเกิดปริมาณน้ำท่า ซึ่งปริมาณน้ำฝนส่วนเกินสามารถหาได้ดังนี้

$$pe_t = \begin{cases} 0 & \text{if } \sum p_i < I_o \\ p_t - f_c & \text{if } \sum p_i > I_o \text{ and } p_t > f_c \\ 0 & \text{if } \sum p_i > I_o \text{ and } p_t < f_c \end{cases} \quad (7-2)$$

แบบจำลองการสูญเสียเริ่มต้นและอัตราการสูญเสียคงที่ (Initial and Constant-Rate Model) ประกอบด้วยสองพารามิเตอร์ คืออัตราการสูญเสียคงที่ (Constant Rate) และการสูญเสียเริ่มต้น (Initial Loss) ถ้าพื้นที่รับน้ำอยู่ในสภาพที่อิ่มตัวด้วยน้ำแล้ว  $I_o$  จะมีค่าเข้าใกล้ศูนย์ ถ้าพื้นที่ลุ่มน้ำอยู่ในสภาพที่แห้งแล้ว  $I_o$  จะมีปริมาณเพิ่มขึ้น ซึ่งขึ้นอยู่กับสภาพภูมิประเทศของพื้นที่ลุ่มน้ำ ลักษณะการใช้ที่ดิน ชนิดของดิน ในพื้นที่ลุ่มน้ำนั้นๆ โดยจะมีปริมาณการสูญเสียได้มากที่สุดเท่ากับปริมาณน้ำฝนสูงสุดที่ตกลงมา ซึ่งในกรณีนี้ส่งผลให้ไม่มีปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำ

สำหรับอัตราการสูญเสียคงที่ สามารถพิจารณาได้จากความสามารถสูงสุดของการไหลซึมผ่านผิวดิน สำหรับดินแต่ละชนิด ซึ่ง SCS (1986) ได้แบ่งชนิดของดินตามความสามารถของการไหลซึมผ่านผิวดิน และ Skaggs & Khalee (1982) ได้ประมาณค่าอัตราการไหลซึมผ่านผิวดินสำหรับกลุ่มดินเหล่านั้น เพื่อใช้เป็นแนวทางในการประมาณค่าอัตราการสูญเสียคงที่ แสดงในตารางที่ 7-3 อย่างไรก็ตาม เนื่องจากพารามิเตอร์ทั้งสองของแบบจำลองไม่สามารถหาได้จากการตรวจวัด ดังนั้นการหาค่าพารามิเตอร์ของอัตราการสูญเสียคงที่และการสูญเสียเริ่มต้นควรมาจากการปรับเทียบแบบจำลอง

ตารางที่ 7-3 กลุ่มดินและอัตราการไหลซึมผ่านผิวดิน (SCS, 1986) และ (Skaggs &amp; Khaleel, 1982)

กลุ่มดิน	คำจำกัดความ	อัตราการสูญเสีย (นิ้ว/ชม.)
A	ดินทรายลึก ดินเหลืองลึก ตะกอนทราย	0.30-0.45
B	ดินเหลืองตื้น ดินร่วนปนทราย	0.15-0.30
C	ดินร่วนเหนียว ดินร่วนปนทราย ดินที่มีธาตุอาหารต่ำ และดินเหนียว	0.05-0.15
D	ดินที่บวมตัวเมื่อเปียกน้ำ ดินเหนียวที่มีความเป็นพลาสติกสูงและมีความเค็ม	0.00-0.05

### 7.2.1.2 แบบจำลองการสูญเสียแบบลดลงและอัตราการสูญเสียคงที่ (The Deficit and Constant-Rate Model)

การคำนวณการสูญเสียของปริมาณน้ำทำด้วยแบบจำลองการสูญเสียแบบลดลงและอัตราการสูญเสียคงที่ หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า การคำนวณแบบกึ่งต่อเนื่อง (Quasi-Continuous) ซึ่งมีวิธีการคำนวณคล้ายกับการคำนวณของแบบจำลองการสูญเสียเริ่มต้นและอัตราการสูญเสียคงที่ โดยมีความแตกต่างที่การสูญเสียเริ่มต้นสามารถกลับมาใหม่ได้ (Recovery) หลังจากไม่มีปริมาณน้ำฝนเป็นช่วงเวลาใดๆ โดยในการใช้แบบจำลองผู้ใช้ต้องกำหนดค่าการสูญเสียเริ่มต้น อัตราการสูญเสียคงที่ และอัตราการสูญเสียที่กลับมาใหม่ (Recovery Rate) ขึ้น จากนั้นแบบจำลอง HEC-HMS จะติดตามค่าการสูญเสียความชื้นในดินอย่างต่อเนื่อง โดยคำนวณจากปริมาณฝนเริ่มต้น รวมกับค่าการ Recovery ระหว่างช่วงเวลาที่ไม่ตก โดยค่าการ Recovery สามารถประมาณได้จากผลรวมของอัตราการระเหยและอัตราการซึมผ่านผิวดิน

### 7.2.1.3 แบบจำลองการสูญเสียโดยวิธีหมายเลขโค้งน้ำท่าของ SCS (SCS Curve Number Loss Model)

แบบจำลอง Soil Conservation Service (SCS) Curve Number (CN) มีหลักการประมาณค่าปริมาณฝนส่วนเกินโดยกำหนดให้เป็นฟังก์ชันของปริมาณน้ำฝนสะสม ชนิดของดิน การใช้ที่ดิน และปริมาณความชื้นที่มีอยู่เดิม โดยใช้สมการต่อไปนี้

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (7-3)$$

เมื่อ  $P_e$  คือ ปริมาณฝนส่วนเกินสะสมที่เวลา  $t$   
 $P$  คือ ปริมาณฝนทั้งหมดสะสมในช่วงเวลา  $t$

$I_a$	คือ	ปริมาณการสูญเสียเริ่มต้น
$S$	คือ	ศักยภาพเก็บกักสูงสุด

SCS ได้ทำการทดลองเพื่อออกแบบปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็กที่มีพื้นที่น้อยกว่า 2,000 เอเคอร์จำนวนมากในประเทศสหรัฐอเมริกา ทำให้ได้ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการสูญเสียเริ่มต้น และ ศักยภาพเก็บกักสูงสุดดังสมการต่อไปนี้

$$I_a = 0.2S \quad (7-4)$$

จากสมการที่ (7-4) เมื่อนำไปแทนค่าในสมการที่ (7-3) จะได้

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (7-5)$$

ศักยภาพเก็บกักสูงสุดและลักษณะเฉพาะของพื้นที่ลุ่มน้ำ ถูกนำมาหาความสัมพันธ์กันด้วย พารามิเตอร์  $CN$  ดังแสดงในสมการดังนี้

$$S = \begin{cases} \frac{1000 - 10CN}{CN} & (US) \\ \frac{25400 - 254CN}{CN} & (SI) \end{cases} \quad (7-6)$$

สำหรับค่า  $CN$  ที่เป็นตัวแทนของพื้นที่ลุ่มน้ำสามารถประมาณค่าโดยเป็นฟังก์ชันของการใช้ที่ดิน ชนิดของดิน และความชื้นในดินในช่วงเวลาก่อนหน้าในพื้นที่ลุ่มน้ำ ด้วยการเปิดตารางที่มีการจัดทำโดย SCS ซึ่งค่าที่ได้จะเป็นค่า  $CN$  เพียงค่าเดียวสำหรับพื้นที่หนึ่งๆ เท่านั้น แต่สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่ประกอบไปด้วยดินหลายชนิด ตลอดจนการใช้ที่ดินที่แตกต่างกัน ค่า  $CN$  เพียงค่าเดียวไม่สามารถเป็นตัวแทนได้ ดังนั้นต้องมีการคำนวณค่า  $CN$  รวม (Composite  $CN$ ) ซึ่งมีสมการดังนี้

$$CN_{Composite} = \frac{\sum A_i CN_i}{\sum A_i} \quad (7-7)$$

เมื่อ	$CN_{Composite}$	คือ	$CN$ รวม
	$i$	คือ	ดัชนีของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยที่มีการใช้ที่ดินและชนิดของเดี่ยว

เหมือนกัน

$CN_i$	คือ	ค่า $CN$ ของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยที่ $i$
$A_i$	คือ	พื้นที่ลุ่มน้ำย่อยที่ $i$

### 7.2.1.4 แบบจำลอง Gridded SCS

วิธี Gridded SCS เป็นอีกทางเลือกหนึ่งที่ใช้ในการวิเคราะห์ค่า  $CN$  ในแบบจำลอง HEC-HMS ซึ่งทำโดยการแยกค่า  $CN$  ในสมการที่ (7-7) ออกเป็น Grid Cells โดยรายละเอียดของแต่ละเซลล์ประกอบด้วย ตำแหน่งของเซลล์ ระยะทางในการเดินทางจากเซลล์ไปยังจุดออกของกลุ่มน้ำ ขนาดของเซลล์ และค่า  $CN$  ของเซลล์ จากนั้นแบบจำลอง HEC-HMS จะคำนวณปริมาณน้ำฝนส่วนเกินสำหรับแต่ละเซลล์อย่างเป็นอิสระต่อกันโดยใช้สมการที่ (7-5) แล้วจึงเคลื่อนปริมาณน้ำฝนส่วนเกินไป ณ จุดออกของกลุ่มน้ำด้วยวิธี Mod Clark

### 7.2.1.5 แบบจำลองการสูญเสียของ Green and Ampt (the Green and Ampt loss Model)

สำหรับวิธีการนี้มีการกำหนดให้การเคลื่อนที่ของปริมาณน้ำฝนที่ซึมผ่านผิวดินและความสามารถในการซึมผ่านได้ของดิน สามารถคำนวณได้จากสมการของ Richard ซึ่งมีพื้นฐานมาจากการรวมกฎการไหลแบบไม่อิ่มตัวของ Darcy กับการทรงมวล ซึ่งปริมาณการสูญเสียโดยวิธี Green and Ampt แสดงในสมการดังนี้

$$f_t = K \left[ \frac{1 + (\phi - \theta_i) S_f}{F_i} \right] \tag{7-8}$$

เมื่อ	$f$	คือ	ปริมาณการสูญเสียในช่วงเวลา $t$
	$K$	คือ	ความนำชลศาสตร์ในกรณีอิ่มตัวด้วยน้ำ (Saturated Hydraulic Conductivity)
	$(\phi - \theta_i)$	คือ	ปริมาตรความชื้นที่ลดลง
	$\phi$	คือ	ความพรุน
	$\theta_i$	คือ	ปริมาณน้ำในดินเริ่มต้น
	$S_f$	คือ	Wetting Front Suction
	$F_t$	คือ	ค่าสะสมของปริมาณการสูญเสียที่เวลา $t$

ดังนั้นปริมาณฝนส่วนเกินบนพื้นที่ที่น้ำซึมผ่านได้ คือความแตกต่างของปริมาณฝนเฉลี่ยที่ตกในช่วงเวลาหนึ่งกับปริมาณการสูญเสียที่คำนวณได้จากสมการที่ (7-8) โดยที่พารามิเตอร์ต่าง ๆ ที่เป็นฟังก์ชันของชนิดของดิน ยกเว้น ค่า  $\theta_i$  สามารถประมาณได้จากตารางที่ 7-4 สำหรับ  $\theta_i$  นั้นมีค่าอยู่ระหว่าง ศูนย์ ถึง  $\phi$  โดยในกรณีที่ดินอิ่มตัวด้วยน้ำ  $\theta_i = \phi$  และกรณีที่ดินอยู่ในสภาวะที่แห้งสนิท  $\theta_i = 0$

**ตารางที่ 7-4** พารามิเตอร์ของแบบจำลองการสูญเสียของ Green and Ampt ที่สัมพันธ์กับชนิดของดิน (Rawls et al., 1982)

ประเภทของดิน	ความพรุน (ลบ.ชม./ชม.)	ความนำชลศาสตร์ในกรณี อิ่มตัวด้วยน้ำ (ชม./ชม.)	Wetting Front Suction (ชม.)
ดินทราย	0.437	21.00	10.60
ดินปนทราย	0.437	6.11	14.20
ดินร่วนปนทราย	0.453	2.59	22.20
ดินร่วน	0.463	1.32	31.50
ดินร่วนปนตะกอนทราย	0.501	0.68	40.40
ดินร่วนเหนียวปนทราย	0.398	0.43	44.90
ดินร่วนเหนียว	0.464	0.23	44.60
ดินร่วนเหนียวปนตะกอนทราย	0.471	0.15	58.10
ดินเหนียวปนทราย	0.430	0.12	63.60
ดินเหนียวปนตะกอนทราย	0.479	0.09	64.70
ดินเหนียว	0.475	0.06	71.40

### 7.2.1.6 แบบจำลองปริมาณความชื้นในดินต่อเนื่อง (Continuous Soil-Moisture Accounting Model, SMA)

แบบจำลองการสูญเสียที่ได้กล่าวมาข้างต้นนั้น ส่วนมากเป็นแบบจำลองประเภทเหตุการณ์เดียว ซึ่งจะทำให้การจำลองพฤติกรรมการสูญเสียเฉพาะในช่วงเวลาที่มีฝนตกเท่านั้น และต้องมีการกำหนดเงื่อนไขทั้งหมดที่เวลาเริ่มต้นเหตุการณ์ แต่สำหรับแบบจำลอง SMA นี้เป็นแบบจำลองประเภทต่อเนื่อง ซึ่งสามารถจำลองพฤติกรรมการสูญเสียของน้ำได้ทั้งในช่วงเวลาที่มีฝนตกและในช่วงเวลาที่ฝนไม่ตก โดยแบบจำลองจะทำการจำลองการเคลื่อนที่ของน้ำผ่านชั้นเก็บกักเนื่องจากพืช ชั้นเก็บกักบนผิวดิน ชั้นเก็บกักในดิน และชั้นเก็บกักในชั้นน้ำใต้ดิน โดยแนวความคิดของแบบจำลอง SMA แสดงได้ดังรูปที่ 7-3



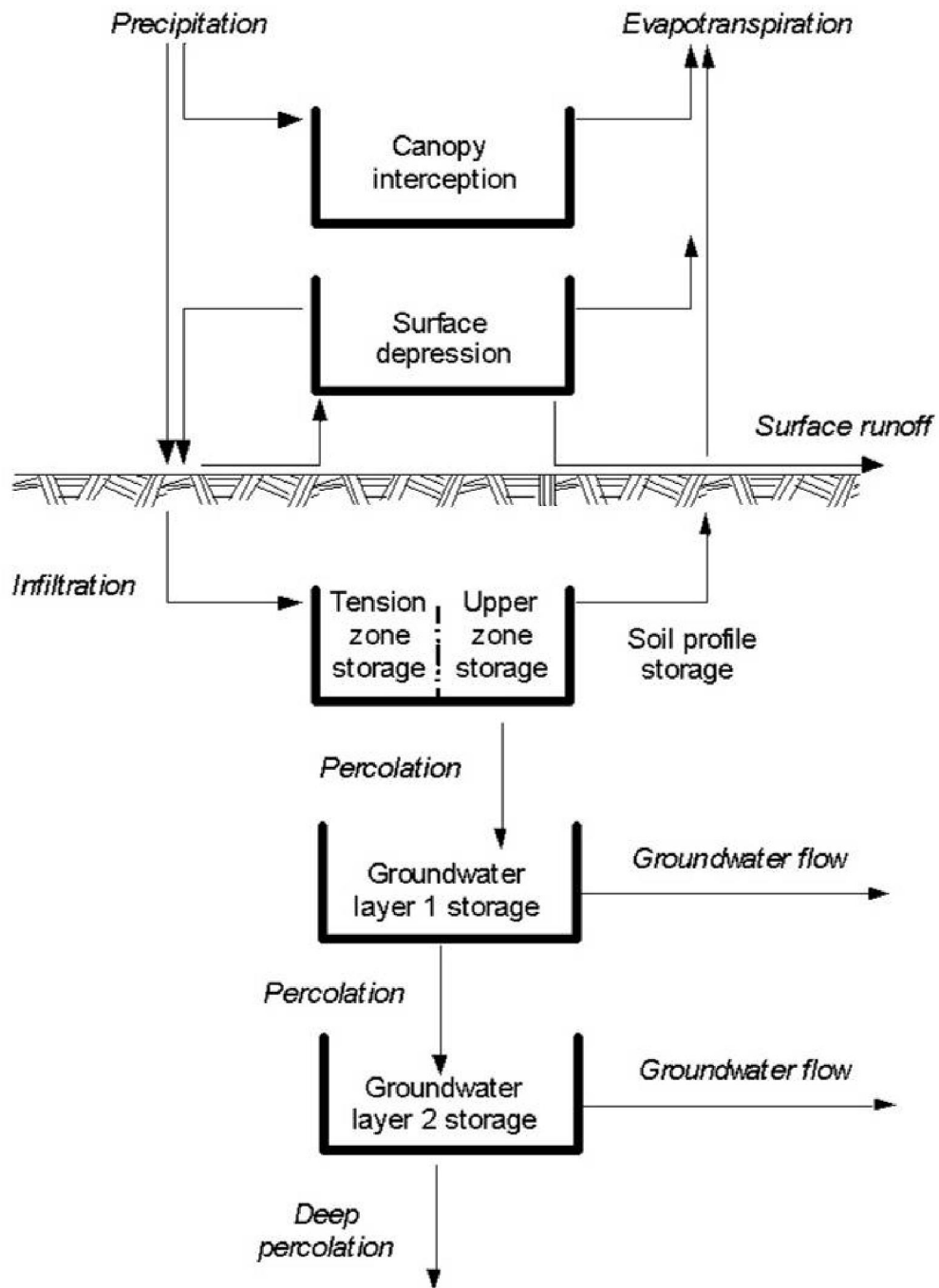
สำหรับความจุเก็บกักในแต่ละชั้นของแบบจำลอง SMA ประกอบด้วย

ก. ชั้นสิ่งปกคลุม (Canopy-Interception Storage) คือ ชั้นเก็บกักชั้นแรกที่จะดักปริมาณฝนที่ตกลงมาด้วยต้นไม้ใบหญ้าก่อนที่จะตกลงบนพื้นดิน โดยมีแค่ปริมาณน้ำฝนเท่านั้นที่เป็นปริมาณการไหลเข้าชั้นเก็บกักชั้นนี้ เมื่อชั้นเก็บกักชั้นนี้มีปริมาณน้ำเต็มความจุ จากนั้นก็จะไหลไปสู่ชั้นเก็บกักชั้นอื่นๆ และปริมาณน้ำในชั้นนี้จะเก็บกักไว้จนกระทั่งเกิดการระเหย

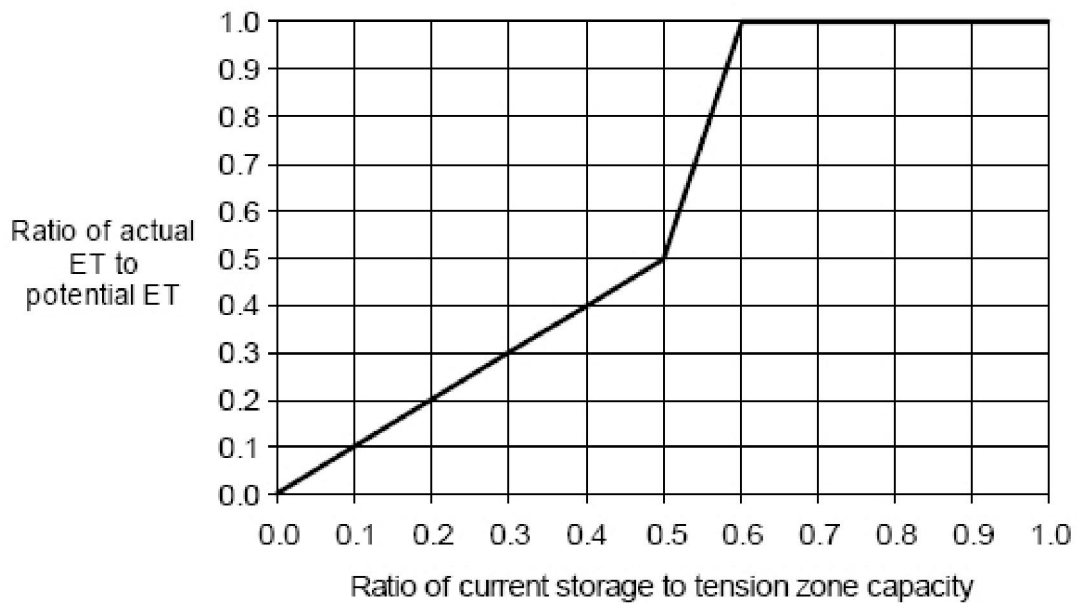
ข. ชั้นเก็บกักผิวดิน (Surface-Interception Storage) คือ ปริมาณน้ำที่ค้างอยู่บนผิวดินที่ไม่ลึกมากนัก ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ชั้นนี้มาจากปริมาณน้ำฝนที่ไม่ถูกดักเก็บในชั้นสิ่งปกคลุมและปริมาณน้ำส่วนที่เกินจากอัตราการซึมลงดิน สำหรับปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นเก็บกักนี้ประกอบด้วย การซึมลงดินและการคายระเหยของพืช

ค. ชั้นเก็บกักในดิน (Soil-Profile Storage) คือการเก็บน้ำในส่วนบนสุดของชั้นดิน โดยมีปริมาณการไหลเข้าจากการซึมผ่านชั้นดินมาจากชั้นเก็บกักผิวดิน และมีปริมาณการไหลออกคือการซึมลงสู่ชั้นใต้ดิน (Percolation) และการคายระเหย โดยที่ชั้นเก็บกักในดินนี้แบ่งเป็น 2 ส่วนคือ Upper Zone และ Tension Zone สำหรับน้ำที่เก็บกักในชั้น Upper Zone นั้นคือน้ำที่ค้างอยู่ในช่องว่างของดิน และจะมีการสูญเสียเนื่องจากการคายระเหยและการซึมลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน ส่วนน้ำที่เก็บกักในชั้น Tension Zone คือปริมาณน้ำที่ยึดติดกับอนุภาคของดินและจะมีการสูญเสียเนื่องจากการคายระเหยเพียงอย่างเดียว โดยที่การคายระเหยจะเกิดขึ้นในชั้น Upper Zone ก่อนแล้วจึงค่อยเกิดในชั้น Tension Zone โดยในชั้นนี้การคายระเหยจะลดลงภายใต้อัตราส่วนของศักย์การคายระเหยดังแสดงในรูปที่ 7-4 ซึ่งแสดงถึงการเพิ่มขึ้นของแรงเสียดทานที่ต้านการเคลื่อนที่ของน้ำที่ยึดติดกับอนุภาคดิน

ง. การเก็บกักในชั้นน้ำใต้ดิน (Groundwater Storage) แบบจำลอง SMA สามารถกำหนดให้มีชั้นน้ำใต้ดินมากกว่าหนึ่งชั้น โดยปริมาณน้ำที่ไหลลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินคือปริมาณน้ำจากชั้นเก็บกักผิวดิน โดยอัตราการซึมลงสู่ชั้นใต้ดินจะขึ้นอยู่กับอัตราการซึมผ่านสูงสุดซึ่งผู้ใช้เป็นผู้กำหนดในข้อมูลด้านเข้าของแบบจำลอง สำหรับการสูญเสียปริมาณน้ำที่เก็บกักในชั้นใต้ดินเกิดขึ้นจากการไหลออกของน้ำใต้ดินหรือการซึมผ่านไปยังชั้นใต้ดินอื่น ๆ และถ้าการซึมของน้ำใต้ดินมีการซึมที่ลึกลงไปสู่ชั้นเก็บกักใต้ดิน (Aquifer) ปริมาณน้ำในส่วนดังกล่าวจะถูกพิจารณาว่าสูญเสียออกจากระบบ เนื่องจากการจำลองการไหลในชั้น Aquifer ไม่มีในแบบจำลอง SMA



รูปที่ 7-3 แนวความคิดของแบบจำลอง SMA (USACE, 1998)



รูปที่ 7-4 ปริมาณการคายระเหยในรูปฟังก์ชันของปริมาณเก็บกักในชั้น Tension Zone (Bennett, 1998)

แบบจำลอง SMA ทำการวิเคราะห์การไหลทั้งการไหลเข้าและการไหลออกของระบบชั้นเก็บกักต่างๆ โดยการไหลแต่ละประเภทสามารถหาได้ดังนี้

- ก. ปริมาณน้ำฝน คือปริมาณน้ำที่นำเข้ามาสู่ระบบของชั้นเก็บกักซึ่งสามารถกำหนดได้โดยผู้ใช้
- ข. การซึมลงสู่ชั้นดิน (Infiltration) คือปริมาณน้ำที่ไหลเข้าชั้นเก็บกักในดินจากชั้นเก็บกักผิวดิน โดยที่ปริมาตรการซึมผ่านในแต่ละช่วงเวลาเป็นฟังก์ชันของปริมาณน้ำที่สามารถซึมผ่านได้ ความสามารถของการเก็บกักของชั้นดิน และอัตราการซึมผ่านสูงสุด ซึ่งถูกกำหนดโดยผู้ใช้ สำหรับสมการของศักยภาพการซึมลงดินมีดังนี้

$$PotSoilInfil = MaxSoilInfil - \frac{CurSoilStore}{MaxSoilStore} MaxSoilInfil \quad (7-9)$$

เมื่อ	<i>MaxSoilInfil</i>	คือ	อัตราการซึมลงดินสูงสุด
	<i>CurSoilStore</i>	คือ	ปริมาณน้ำที่เก็บกักในชั้นดินที่ช่วงเวลาเริ่มต้น
	<i>MaxSoilStore</i>	คือ	ปริมาณน้ำมากที่สุดของชั้นเก็บกักในดิน และ
	<i>ActInfil</i>	คือ	อัตราการซึมลงในดินจริง ถ้าน้ำที่ซึมลงดินมีปริมาณเกินอัตราการซึมสูงสุดที่คำนวณไว้ ปริมาณน้ำส่วนเกินดังกล่าวจะไหลเข้าสู่ชั้นเก็บกักผิวดิน

ค. การซึมลงสู่ชั้นใต้ดิน (Percolation) คือ การเคลื่อนที่ของปริมาณน้ำจากชั้นดินไปยังชั้นเก็บกักน้ำใต้ดิน และไหลลงไปยังชั้น Aquifer

ในแบบจำลอง SMA อัตราการซึมลงสู่ชั้นใต้ดิน ไม่ว่าจะเป็นการซึมจากชั้นดินไปชั้นน้ำใต้ดิน หรือจากชั้นน้ำใต้ดินชั้นหนึ่งไปยังชั้นน้ำใต้ดินอีกชั้นหนึ่ง ล้วนขึ้นอยู่กับปริมาณเก็บกักของชั้นที่ให้น้ำและชั้นที่รับน้ำ โดยอัตราการซึมจะมากที่สุดเมื่อชั้นที่ให้น้ำมีปริมาณเกือบเต็มความจุ และชั้นที่รับน้ำเกือบว่างเปล่า ในทางตรงกันข้ามเมื่อชั้นที่รับน้ำเกือบเต็มและชั้นที่ให้น้ำเกือบว่างเปล่า อัตราการซึมลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินจะมีค่าน้อย สำหรับอัตราการซึมลงสู่ชั้นใต้ดินกรณีซึมจากชั้นดินลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 1 ในแบบจำลอง SMA สามารถคำนวณได้ดังสมการต่อไปนี้

$$PotSoilPerc = MaxSoilPerc - \left( \frac{CurSoilStore}{MaxSoilStore} \right) \left( 1 - \frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \quad (7-10)$$

<b>เมื่อ</b>	<b><i>PotSoilPerc</i></b>	คือ	ศักยภาพของอัตราการซึมลงสู่ชั้นใต้ดิน
	<b><i>MaxSoilPerc</i></b>	คือ	อัตราการซึมลงสู่ชั้นใต้ดินสูงสุด ซึ่งกำหนดโดยผู้ใช้
	<b><i>CurSoilStore</i></b>	คือ	ปริมาณเก็บกักของดินที่ถูกคำนวณขึ้น ณ ช่วงเวลาเริ่มต้น
	<b><i>MaxSoilStore</i></b>	คือ	ปริมาณเก็บกักสูงสุดของชั้นดิน
	<b><i>CurGwStore</i></b>	คือ	ปริมาณเก็บกักชั้นใต้ดินที่ถูกคำนวณขึ้นในช่วงเวลาเริ่มต้นสำหรับชั้นน้ำใต้ดินชั้นบน
	<b><i>MaxGwStore</i></b>	คือ	ปริมาณเก็บกักสูงสุดของชั้นน้ำใต้ดินชั้นแรกซึ่งกำหนดโดยผู้ใช้ ส่วนศักยภาพของอัตราการซึมลงสู่ชั้นใต้ดินคำนวณโดยสมการที่ (7-10) เมื่อนำไปคูณช่วงเวลาของการคำนวณจะได้เป็นปริมาณของศักยภาพการซึมลงสู่ชั้นใต้ดิน ส่วนปริมาณน้ำที่สามารถซึมลงสู่ชั้นใต้ดินมีค่าเท่ากับ ปริมาณเก็บกักเริ่มต้นของชั้นดินคูณปริมาณด้วยการซึมลงสู่ชั้นดิน

สมการในลักษณะเดียวกันกับสมการที่ (7-10) สำหรับใช้ในการคำนวณศักยภาพของการซึมลงสู่ชั้นใต้ดินจากชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 1 สู่ชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 2 (*PotGwPerc*) คำนวณได้ดังนี้

$$PotGwPerc = MaxPercGw \left( \frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \left( 1 - \frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \quad (7-11)$$

- เมื่อ  $MaxPercGw$  คือ อัตราการซึมลงสู่ชั้นใต้ดินสูงสุด
- $CurGwStore$  คือ ปริมาตรเก็บกักของชั้นน้ำใต้ดินที่ถูกคำนวณสำหรับชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 2
- $MaxGwStore$  คือ ปริมาตรเก็บกักสูงสุดของชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 2 สำหรับปริมาตรที่แท้จริงของการซึมลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินใช้วิธีการคำนวณเหมือนกับที่ได้อธิบายการซึมลงสู่ชั้นดินข้างต้น

ง. ปริมาณน้ำท่าผิวดินและปริมาณน้ำใต้ดิน (Surface Runoff and Groundwater Flow)

ปริมาณน้ำท่าผิวดิน คือ ปริมาณน้ำส่วนเกินที่เหลือจากการซึมลงสู่ชั้นดินและการเก็บกักต่างๆ บนผิวดิน ซึ่งปริมาตรของน้ำส่วนนี้คือ ปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรง สำหรับปริมาณน้ำใต้ดินคือผลรวมของปริมาณของน้ำใต้ดินแต่ละชั้นน้ำใต้ดินที่เวลาสิ้นสุดของช่วงเวลาซึ่งอัตราการไหลของน้ำใต้ดินคำนวณได้ดังนี้

$$GwFlow_{t+1} = \frac{ActSoilPerc + CurGw_{i,Store} - PotGw_{i,Perc} - \frac{1}{2} GwFlow_t \cdot TimeStep}{RoutGw_{i,Store} + \frac{1}{2} TimeStep} \quad (7-12)$$

- เมื่อ  $GwFlow_i$  และ  $GwFlow_{t+1}$  คือ อัตราการไหลของน้ำใต้ดินที่ช่วงเวลาเริ่มต้นของช่วงเวลา  $t$  และช่วงเวลา  $t+1$  ตามลำดับ
- $ActSoilPerc$  คือ การซึมลงสู่ชั้นใต้ดินที่แท้จริงจากชั้นดินลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน
- $PotGw_{i,Perc}$  คือ ศักย์ของการซึมลงสู่ชั้นใต้ดินจากชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่  $i$
- $RoutGw_{i,Store}$  คือ สัมประสิทธิ์การเคลื่อนตัวของน้ำใต้ดินจากปริมาตรเก็บกักน้ำใต้ดินที่  $i$
- $TimeStep$  คือ ช่วงเวลาการคำนวณ ในขณะที่ปริมาณน้ำใต้ดินที่ไหลออกจากพื้นที่ลุ่มน้ำ คือ  $GwVolume$  ซึ่งสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$GwVolume = \frac{1}{2} (GwFlow_{t-1} + GwFlow_t) \cdot TimeStep \quad (7-13)$$

ปริมาณน้ำใต้ดินดังกล่าวสามารถนำมาใช้เป็นปริมาณการไหลด้านเข้าสำหรับแบบจำลองอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรง (linear Reservoir Model) เพื่อที่จะวิเคราะห์ปริมาณการไหลพื้นฐานต่อไปได้

จ. การคายระเหย (Evapotranspiration) คือการสูญเสียของน้ำจากการเก็บกักของชั้นต่าง ๆ สำหรับค่าศักยภาพการคายระเหย (Potential Evapotranspiration) ในแบบจำลอง SMA สามารถคำนวณได้จากการนำค่าการระเหยจากถาดรายเดือน คูณด้วยสัมประสิทธิ์การปรับแก้การระเหยที่มีการเปลี่ยนแปลงแบบรายเดือน

ปริมาณศักยภาพการคายระเหยจะเกิดขึ้นครั้งแรกในชั้นสิ่งปกคลุม จากนั้นเกิดในชั้นเก็บกักผิวดิน และสุดท้ายคือชั้นเก็บกักในดิน โดยที่ในชั้นเก็บกักในดินนี้ศักยภาพการคายระเหยจะเกิดในชั้น Upper Zone ก่อน จากนั้นจึงเกิดในชั้น Tension Zone โดยที่การคายระเหยที่แท้จริง (Actual Evapotranspiration) จะมีค่าเทียบเท่าศักยภาพการคายระเหยสำหรับการสูญเสียในชั้นสิ่งปกคลุม ชั้นเก็บกักผิวดิน และชั้น Upper Zone ในชั้นเก็บกักในดิน ในขณะที่ชั้น Tension Zone ในชั้นเก็บกักในดิน การคายระเหยที่แท้จริงจะเป็นเปอร์เซ็นต์ของศักยภาพการคายระเหย ซึ่งการคายระเหยที่แท้จริงที่เกิดขึ้นในชั้นเก็บกักในดินสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$ActEvapSoil = PotEvapSoil \cdot f(CurSoilStore, MaxTenStore) \quad (7-14)$$

เมื่อ  $ActEvapSoil$  คือ การคายระเหยที่คำนวณจากชั้นเก็บกักในดิน  
 $PotEvapSoil$  คือ ศักยภาพการคายระเหยสูงสุดที่คำนวณได้  
 $MaxTenStore$  คือ ปริมาตรเก็บกักสูงสุดในชั้น Tension Zone ส่วนฟังก์ชัน  $f(*)$  ในสมการที่ (7-14) สามารถกำหนดได้ดังนี้

1. ถ้าปริมาณเก็บกักในชั้นดินปัจจุบันมากกว่าปริมาณเก็บกักในชั้น Tension Zone ( $CurSoilStore / MaxTenStore > 1$ ) น้ำจะถูกดึงจากชั้น Upper Zone ด้วยอัตรา 1:1 เหมือนกับการสูญเสียจากชั้นสิ่งปกคลุม และชั้นการเก็บกักบนดิน

2. ถ้าปริมาณน้ำในดินลดลงมาถึงชั้น Tension Zone แล้ว  $f(*)$  สามารถหาได้คล้ายกับการซึมลงสู่ชั้นใต้ดิน ซึ่งจะมีการลดลงของอัตราการคายระเหยดังแสดงในรูปที่ 7-4

การไหลเข้าและการไหลออกจากปริมาตรเก็บกักต่างๆ ในแบบจำลอง SMA นั้นจะถูกคำนวณสำหรับแต่ละช่วงเวลา โดยลำดับของการคำนวณในแต่ละช่วงเวลาขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำฝนและปริมาณการคายระเหย ซึ่งสามารถแสดงได้ดังนี้

1. ถ้ามีฝนตกในช่วงเวลาที่พิจารณา การคายระเหยจะไม่นำมาพิจารณา ปริมาณน้ำฝนจะไหลลงที่ชั้นเก็บกักสิ่งปกคลุมเป็นอันดับแรก ถ้าปริมาณน้ำฝนเกินชั้นเก็บกักสิ่งปกคลุมจะไหลรวมกับน้ำที่มีอยู่ในชั้นเก็บกักผิวดิน จากนั้นจะไหลซึมลงสู่ชั้นดิน ถ้าปริมาณการไหลซึมมากกว่าปริมาตรเก็บกักของดินที่สามารถ

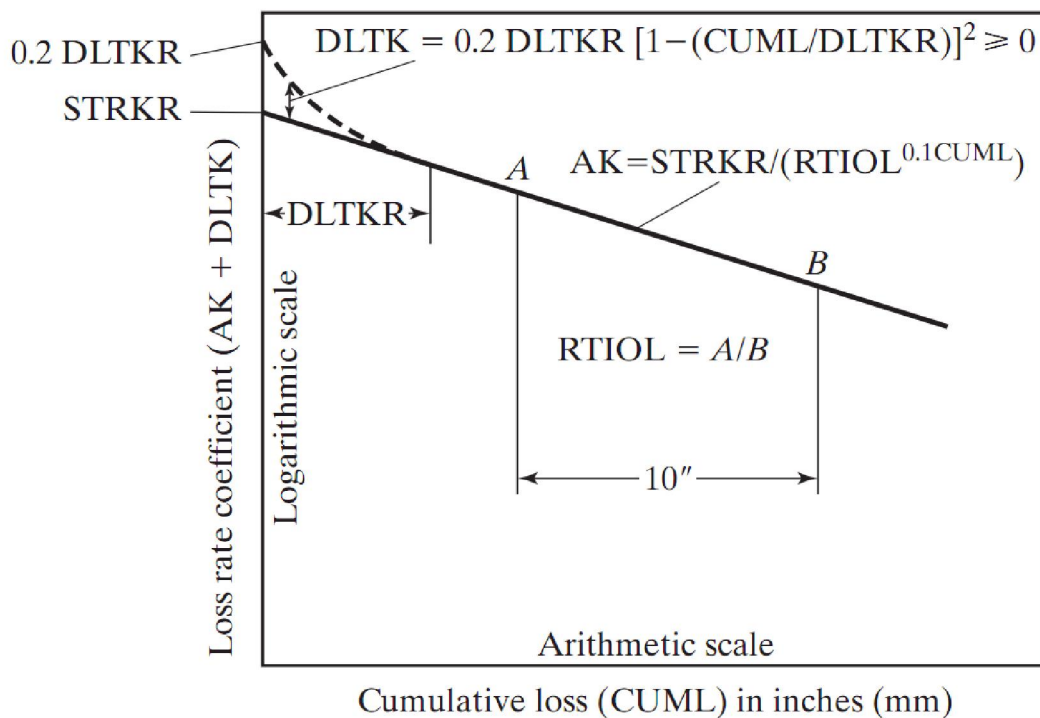
รับได้ หรือ ถ้าศักยภาพของอัตราการไหลซึมลงดินที่คำนวณได้ไม่เพียงพอที่จะรองรับปริมาณน้ำนี้ ปริมาณน้ำส่วนที่เกินจะไปยังชั้นเก็บกักบนผิวดิน เมื่อชั้นเก็บกักบนผิวดินเต็ม ปริมาณน้ำส่วนเกินก็จะกลายเป็นปริมาณน้ำท่า

ปริมาณน้ำที่ไหลซึมลงในชั้นดิน จะไหลเข้าไปเติมในชั้น Tension Zone ซึ่งอยู่ในชั้นเก็บกักในดินเป็นอันดับแรก แต่ไม่ได้ขังในชั้น Tension Zone ซึ่งจะไหลซึมลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 1 และจะเคลื่อนตัวไปยังชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 2 หรือซึมลึกลงไปถึงชั้น Aquifer

2. ถ้าไม่มีฝนตก ปริมาณการคายระเหยจะถูกนำมาพิจารณา โดยศักยภาพการคายระเหยจะพิจารณาในชั้นเก็บกักสิ่งปกคลุมเป็นอันดับแรก และอันดับต่อไปคือชั้นเก็บกักผิวดิน ถ้าปริมาตรเก็บกักผิวดินยังไม่เพียงพอต่อศักยภาพการคายระเหย ท้ายที่สุดการคายระเหยจะถูกพิจารณาที่ชั้น Upper Zone และต่อเนื่องไปยังชั้น Tension Zone ตามที่ได้อธิบายข้างต้น

7.2.1.7 แบบจำลองการสูญเสียแบบ HEC exponential

แบบจำลองการสูญเสียแบบ HEC Exponential จะเกี่ยวข้องกับความสัมพันธ์ในดินในช่วงเวลาก่อนหน้านี้ในพื้นที่ลุ่มน้ำ และฟังก์ชันความต่อเนื่องของความเปียกชื้นในดิน (Soil Wetness) โดยแนวความคิดของแบบจำลอง HEC exponential แสดงได้ดังรูปที่ 7-5



รูปที่ 7-5 แบบจำลองการสูญเสียโดยทั่วไปของ HEC (USACE, 1998)

## 7.2.2 การคำนวณปริมาณน้ำท่าของกลุ่มน้ำ (Subbasin Runoff Calculation)

การคำนวณปริมาณน้ำท่าของกลุ่มน้ำ (Subbasin Runoff Calculation) หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่าแบบจำลองปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรง (Direct Runoff Model) สำหรับแบบจำลอง HEC-HMS มีทางเลือกในการใช้แบบจำลองสำหรับวิเคราะห์ปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรงอยู่ 2 ทางเลือก โดยทางเลือกแรก คือ แบบจำลองประเภท Empirical ซึ่งจะใช้หลักการของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Unit Hydrograph) มาใช้ในการวิเคราะห์การไหลที่เกิดขึ้นโดยตรง และทางเลือกที่สองคือ แบบจำลองประเภทแนวความคิด ซึ่งคือแบบจำลองคลื่นจลศาสตร์ (Kinematic-Wave Model)

การคำนวณปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรงด้วยวิธีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า สำหรับแบบจำลอง HEC-HMS นั้นมีสมการดังนี้

$$Q_n = \sum_{m=1}^{n \leq M} P_m U_{n-m+1} \quad (7-15)$$

เมื่อ	$Q_n$	คือ	Ordinate ของ Storm Hydrograph ที่เวลา $n\Delta t$
	$P_m$	คือ	ปริมาณน้ำฝนส่วนเกินในช่วงเวลา $m\Delta t$ ถึง $(m+1)\Delta t$
	$M$	คือ	จำนวนช่วงทั้งหมดของปริมาณน้ำฝนที่ถูกแบ่งออกตามช่วงเวลา
	$U_{n-m+1}$	คือ	Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่เวลา $(n-m+1)\Delta t$

สำหรับแบบจำลอง HEC-HMS มีแบบจำลองย่อยให้เลือกใช้ในการวิเคราะห์กราฟน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรงด้วยกัน 7 วิธี ดังนี้คือ

### 7.2.2.1 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่กำหนดโดยผู้ใช้ (User-Specified Unit Hydrograph)

แบบจำลอง HEC-HMS สามารถกำหนดกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าได้โดยตรงจากการนำเข้าของผู้ใช้ โดยการกำหนด Ordinate ทั้งหมดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าซึ่งก็คือค่า  $U_{n-m+1}$  ในสมการที่ (7-15) อย่างไรก็ตาม กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่กำหนดเองนี้อาจจะกำหนดขึ้นมาเอง หรือกำหนดจากการวิเคราะห์ปริมาณน้ำท่าที่มีการตรวจวัดไว้ซึ่งมีขั้นตอนดังนี้



1. เลือกข้อมูลกราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝนที่มีความเข้มฝนสม่ำเสมอตลอดช่วงเวลา และมีการกระจายตัวสม่ำเสมอตลอดพื้นที่ลุ่มน้ำ รวมทั้งรวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่เป็นสาเหตุของกราฟน้ำท่านั้นๆ จากข้อมูลที่มีการตรวจวัดไว้ ช่วงเวลาของพายุฝน ( $T$ ) ที่เลือกมาจะเป็นตัวแทนของช่วงเวลากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า
2. การประมาณค่าการสูญเสียของปริมาณน้ำฝนและปริมาณการไหลพื้นฐาน เพื่อคำนวณปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรง
3. คำนวณปริมาตรของปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรงเพื่อที่จะเปลี่ยนเป็นความลึกเฉลี่ยของน้ำฝน (Equivalent Uniform Depth) เหนือพื้นที่ลุ่มน้ำ
4. นำความลึกเฉลี่ยของน้ำฝนที่คำนวณได้ ไปหารข้อมูลกราฟน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรงโดย ผลที่ได้คือกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

### 7.2.2.2 แบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าด้วยวิธี Snyder (Snyder's UH Model)

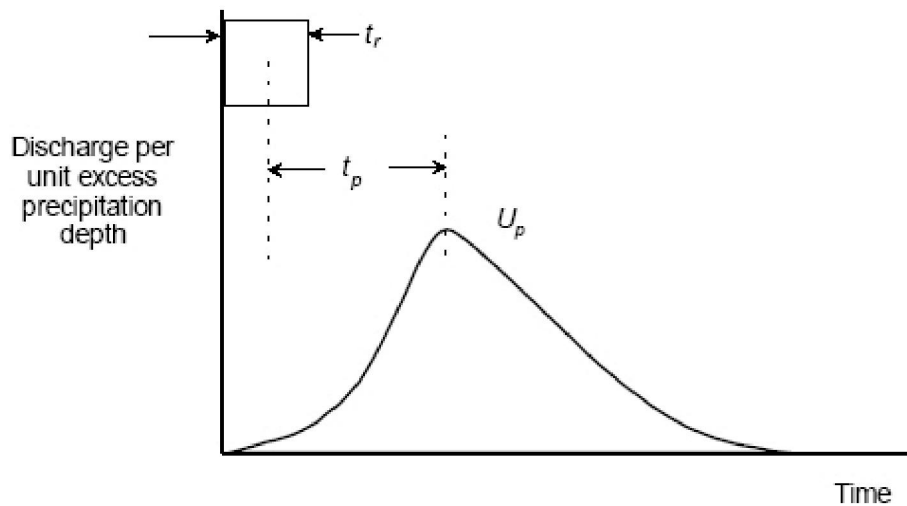
สำหรับวิธี Snyder นั้นจะทำการเลือกค่า Basin Lag ปริมาณการไหลสูงสุด (Peak flow) และฐานเวลา (Time Base) ซึ่งเป็นพารามิเตอร์แสดงลักษณะเฉพาะของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า เพื่อมาสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐาน โดยช่วงเวลาของปริมาณน้ำฝน ( $t_r$ ) มีความสัมพันธ์กับ Basin Lag ( $t_p$ ) ดังนี้

$$t_p = 5.5t_r \quad (7-16)$$

เมื่อ Basin Lag คือเวลาที่นับจากจุดศูนย์ถ่วงของกราฟน้ำฝนถึงเวลาที่เกิดการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าซึ่งแสดงในรูปที่ 7-6 ดังนั้นถ้าช่วงเวลาของปริมาณน้ำฝนถูกกำหนดขึ้นก็สามารถหาค่า Basin Lag ได้ แต่ถ้าช่วงเวลาของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของพื้นที่ลุ่มน้ำที่สนใจมีค่าแตกต่างไปจากที่กำหนดไว้ข้างต้นความสัมพันธ์ของสมการที่ (7-16) สามารถเปลี่ยนเป็น

$$t_{pR} = t_p - \frac{t_r - t_R}{4} \quad (7-17)$$

เมื่อ  $t_R$  = Duration ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า  
 $t_{pR}$  = Basin Lag ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับช่วงเวลาของปริมาณน้ำฝนที่สนใจ



รูปที่ 7-6 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของวิธี Snyder (USACE, 1998)

สำหรับกรณีมาตรฐานของวิธี Snyder นั้นพบว่าค่า Basin Lag ของปริมาณการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าต่อพื้นที่ลุ่มน้ำสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$\frac{U_p}{A} = C \frac{C_p}{t_p} \tag{7-18}$$

- |       |       |     |  |
|-------|-------|-----|--|
| เมื่อ | $U_p$ | คือ | ปริมาณการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า  |
|       | $A$   | คือ | พื้นที่ลุ่มน้ำ   |
|       | $C_p$ | คือ | Peaking Coefficient  |
|       | $C$   | คือ | ค่าคงที่สำหรับการเปลี่ยนหน่วย (2.75 สำหรับระบบ SI หรือ 640 สำหรับระบบอังกฤษ) สำหรับกรณีช่วงเวลา (Duration) อื่นๆ ปริมาณการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ( $Q_{pR}$ ) สามารถคำนวณได้ดังนี้ |

$$\frac{U_{pR}}{A} = C \frac{C_p}{t_{pR}} \tag{7-19}$$

สำหรับการประมาณค่าพารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าด้วยวิธี Snyder นั้น ได้จากการรวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำฝนและปริมาณน้ำท่าจากสถานีตรวจวัดในพื้นที่ลุ่มน้ำเพื่อมาจัดทำกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าอย่างง่าย ๆ โดยสร้างความสัมพันธ์ระหว่างพารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าและพารามิเตอร์ลักษณะเฉพาะของพื้นที่ลุ่มน้ำดังนี้

$$t_p = CC_t(LL_c)^{0.3} \quad (7-20)$$

เมื่อ	$C_t$	คือ	สัมประสิทธิ์ลุ่มน้ำ
	$L$	คือ	ความยาวของแม่น้ำสายหลักจากจุดออกของกลุ่มน้ำถึงจุดที่อยู่ไกลสุดบนสันปันน้ำ
	$L_c$	คือ	ความยาวของแม่น้ำสายหลักจากจุดออกของกลุ่มน้ำถึงจุดในลำน้ำที่อยู่ใกล้กับจุดศูนย์ถ่วงของพื้นที่ลุ่มน้ำมากที่สุด
	$C$	คือ	ค่าคงที่สำหรับการแปลงหน่วย (0.75 สำหรับระบบ SI หรือ 1.00 สำหรับระบบอังกฤษ) จากผลการสอบเทียบแบบจำลอง (Bedient & Huber, 1992) ได้แนะนำว่า พารามิเตอร์ $C_t$ ในสมการที่ (7-20) ควรมีค่าอยู่ระหว่าง 1.8 ถึง 2.2 และพารามิเตอร์ $C_p$ ในสมการที่ (7-20) ควรมีค่าอยู่ระหว่าง 0.4-0.8 อย่างไรก็ตาม สามารถประมาณค่าพารามิเตอร์ Basin Lag ( $t_p$ ) ได้โดยใช้สูตรดังนี้

$$t_p = CC_t \left( \frac{LL_c}{\sqrt{S}} \right)^N \quad (7-21)$$

เมื่อ	$S$	คือ	ความลาดชันโดยรวมของกลุ่มน้ำ
	$N$	คือ	เลขยกกำลัง ซึ่งปกติจะมีค่าประมาณ 0.33

### 7.2.2.3 แบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำด้วยวิธี SCS (SCS UH Model)

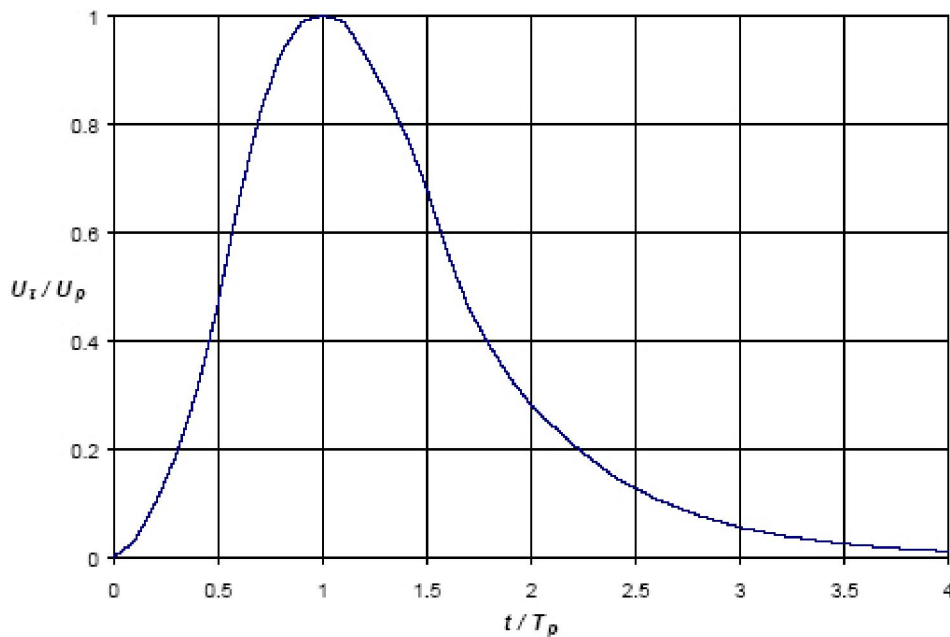
ข้อมูลสำคัญในการวิเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำด้วยแบบจำลอง SCS คือ กราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำแบบไร้มิติ (Dimensionless UH) ซึ่งเป็นกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำที่มีปริมาณการไหลสูงสุด (Peak) เพียงค่าเดียว โดยแสดงดังในรูปที่ 7-7 ซึ่งแสดงอยู่ในรูปของความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนของอัตราการไหลของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำ ( $U_t$ ) ต่ออัตราการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำ ( $U_p$ ) และอัตราส่วนของเวลา  $t$  ต่อเวลาที่เกิดอัตราการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำ ( $T_p$ ) จากการท้าวิจัยของ SCS แนะนำว่า  $U_p$  และ  $T_p$  มีความสัมพันธ์กันดังนี้

$$U_p = C \frac{A}{T_p} \quad (7-22)$$

เมื่อ  $A$  คือ พื้นที่ลุ่มน้ำ  
 $C$  คือ ค่าคงที่สำหรับการแปลงหน่วย (2.08 สำหรับระบบ SI หรือ 484 สำหรับระบบอังกฤษ) สำหรับ  $T_p$  สามารถแสดงในรูปของความสัมพันธ์กับช่วงเวลาของปริมาณน้ำฝนส่วนเกินได้ดังนี้

$$T_p = \frac{\Delta t}{2} + t_{lag} \tag{7-23}$$

เมื่อ  $\Delta t$  คือ ช่วงเวลาของปริมาณน้ำฝนส่วนเกิน  
 $t_{lag}$  คือ Basin Lag



รูปที่ 7-7 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไร้มิติที่ใช้ในวิธี SCS (USACE, 1998)

สำหรับค่า Basin Lag สามารถประมาณค่าได้จากการสอบเทียบแบบจำลอง สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่ไม่มีสถานีวัดน้ำท่า วิธีการ SCS แนะนำว่า Basin Lag สามารถหาได้จากความสัมพันธ์ของเวลาน้ำท่าเข้มข้น (Time of Concentration;  $t_c$ ) ดังนี้

$$t_{lag} = 0.6t_c \tag{7-24}$$

โดย  $t_c$  สามารถประมาณค่าได้ดังนี้

$$t_c = t_{sheet} + t_{shallow} + t_{channel} \quad (7-25)$$

เมื่อ  $t_{sheet}$  คือ ผลรวมของเวลาการเดินทางของการไหลบนพื้นผิว (Sheet Flow) ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

$t_{shallow}$  คือ ผลรวมของเวลาการเดินทางของการไหลในส่วนน้ำตื้น เช่น การไหลบนถนน ร่องน้ำเล็ก ๆ หรือลำธารเล็ก ๆ

$t_{channel}$  คือ ผลรวมของเวลาการเดินทางในลำน้ำ (Channel)

เนื่องจากการไหลเป็นการไหลแบบทางน้ำเปิด ดังนั้นการประมาณค่าความเร็วของการไหลในทางน้ำทำได้โดยใช้สมการ Manning ดังนี้

$$V = \frac{CR^{2/3} S^{1/2}}{n} \quad (7-26)$$

เมื่อ  $V$  คือ ความเร็วเฉลี่ย

$R$  คือ รัศมีชลศาสตร์

$S$  คือ ความลาดชันพลังงาน

$C$  คือ ค่าคงที่ในการเปลี่ยนหน่วย (1.00 สำหรับระบบ SI หรือ 1.49 สำหรับระบบอังกฤษ)

$n$  คือ Manning's Roughness Coefficient

อย่างไรก็ตาม เมื่อความเร็วในการไหลในทางน้ำสามารถประมาณค่าได้ ดังนั้นเวลาที่ใช้ในการเดินทางในทางน้ำสามารถหาได้ดังนี้

$$t_{channel} = \frac{L}{V} \quad (7-27)$$

เมื่อ  $L$  คือ ความยาวของทางน้ำ

Sheet Flow คือ การไหลบนพื้นผิวของพื้นที่ลุ่มน้ำก่อนจะเดินทางไปถึงลำน้ำ ซึ่งมีระยะทางที่สั้นอยู่ระหว่าง 10-100 เมตร (30-300 ฟุต) ดังนั้น วิธีการ SCS ได้แนะนำว่า เวลาในการเดินทางของ Sheet Flow สามารถประมาณค่าได้ดังนี้

$$t_{sheet} = \frac{0.007(NL)^{0.8}}{(P_2)^{0.5} S^{0.4}} \quad (7-28)$$

เมื่อ  $n$  คือ สัมประสิทธิ์ความขรุขระของการไหลบ่าบนผิวดิน  
 $L$  คือ ความยาวของการไหล  
 $P_2$  คือ ความลึกของปริมาณน้ำฝน 24 ชม. ที่คาบความถี่ของการเกิด 2 ปี (นิ้ว)  
 $S$  คือ ความลาดชันชลศาสตร์ (Hydraulic Grade Line) ซึ่งอาจจะประมาณค่าจากความลาดชันผิวดิน โดยที่ค่า  $n$  สำหรับพื้นผิวแต่ละประเภทแสดงในตารางที่ 7-5  
 โดยทั่วไปแล้ว Sheet Flow มักจะไหลร่วมกับ Shallow Flow หลังจากเคลื่อนตัวไปได้ประมาณ 100 เมตร ดังนั้นความเร็วเฉลี่ยของ Shallow Flow สามารถประมาณค่าได้ดังนี้

$$V = \begin{cases} 16.1345\sqrt{S} & \text{สำหรับพื้นผิวที่ไม่มีกรวด} \\ 20.3282\sqrt{S} & \text{สำหรับพื้นผิวที่มีการกรวด} \end{cases} \quad (7-29)$$

ซึ่งจากความเร็วดังกล่าวเมื่อนำไปแทนค่าในสมการที่ (7-27) สามารถหา  $t_{shallow}$  ได้

ตารางที่ 7-5 สัมประสิทธิ์ความขรุขระของการไหลบ่าบนผิวดินสำหรับการจำลอง Sheet Flow (USACE, 1998)

ลักษณะของพื้นผิว	ค่า n
พื้นที่ผิวราบเรียบ (พื้นคอนกรีต พื้นลาดยาง พื้นกรวด หรือพื้นดินโล่ง)	0.011
ดินที่มีการไถคราดเต็มพื้นที่	0.05
พื้นที่เพาะปลูกพืช:	
ครอบคลุมพื้นที่ $\leq 20\%$	0.06
ครอบคลุมพื้นที่ $> 20\%$	0.17
หญ้า:	
ทุ่งหญ้าชนิดสั้น	0.15
หญ้าชนิดหนา ได้แก่ หญ้าสีน้ำเงิน หญ้าเลี้ยงควาย และหญ้าพื้นเมือง เป็นต้น	0.24
หญ้าแพรง	0.41
ทุ่งหญ้าเลี้ยงสัตว์	0.13
ป่าไม้	
ป่าโปร่ง	0.40
ป่าทึบ	0.80

#### 7.2.2.4 แบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำด้วยวิธี Clark (Clark's UH Model)

แบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำด้วยวิธี Clark มีสมมติฐานของกระบวนการเปลี่ยนปริมาณน้ำฝนเป็นปริมาณน้ำทำด้วยกระบวนการ 2 กระบวนการ คือ Translation และ Attenuation สำหรับ Translation นั้นเป็นการเคลื่อนที่ของน้ำฝนส่วนเกินจากแหล่งกำเนิดไปแล้วเดินทางไปยังจุดออกของกลุ่มน้ำ ในขณะที่ attenuation เป็นกระบวนการลดขนาดของอัตราการไหลเนื่องจากการเก็บกักในพื้นที่ลุ่มน้ำ

ปริมาตรเก็บกักของน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำ ทั้งในดิน บนพื้นผิวดิน และในลำน้ำ นั้นล้วนมีความสำคัญกับกระบวนการเปลี่ยนน้ำฝนเป็นน้ำท่าทั้งสิ้น ซึ่งแบบจำลองอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรง (linear Reservoir) สามารถเป็นตัวแทนพื้นฐานของผลกระทบของปริมาตรเก็บกักได้ โดยมีสมการตั้งต้นของแบบจำลองคือสมการต่อเนื่องดังนี้

$$\frac{dS}{dt} = I_t - O_t \tag{7-30}$$

เมื่อ	$dS / dt$	คือ	อัตราการเปลี่ยนแปลงของปริมาตรเก็บกักที่เวลา $t$
	$I_t$	คือ	ค่าเฉลี่ยของปริมาณการไหลเข้าของปริมาตรเก็บกักที่เวลา $t$
	$\overline{O_t}$	คือ	ค่าเฉลี่ยของปริมาณการไหลออกจากปริมาตรเก็บกักที่เวลา $t$

สำหรับวิธีการของแบบจำลองอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรง ปริมาตรเก็บกักที่เวลา  $t$  มีความสัมพันธ์กับปริมาณการไหลออกดังนี้

$$S_t = RO_t \tag{7-31}$$

เมื่อ	$R$	คือ	พารามิเตอร์ที่มีค่าคงที่ของแบบจำลอง
	$O_t$	คือ	ปริมาณการไหลออกจากปริมาตรเก็บกักที่เวลา $t$

สำหรับการแก้ปัญหาสมการสามารถทำได้โดยใช้การประมาณค่าด้วยวิธีผลต่างสี่เหลี่ยม (Finite Difference Approximation) แบบง่าย ๆ ซึ่งจะได้ผลของสมการการไหลดังนี้

$$O_t = C_A \overline{I_t} + C_B O_{t-1} \tag{7-32}$$

เมื่อ  $C_A, C_B$  คือ สัมประสิทธิ์การเคลื่อนตัวของน้ำท่า ซึ่งคำนวณได้จากสมการดังนี้

$$C_A = \frac{\Delta t}{R+0.5\Delta t} \tag{7-33}$$

$$C_B = 1 - C_A \tag{7-34}$$

ค่าเฉลี่ยปริมาณการไหลออกระหว่างช่วงเวลา  $t$  สามารถหาได้ดังนี้

$$\overline{O} = \frac{O_{t-1} + O_t}{2} \tag{7-35}$$

เนื่องจากวิธีของ Clark เป็นวิธีอ่างเก็บน้ำเชิงเส้นตรง ซึ่งรวมผลกระทบของการเก็บกักทั้งหมดในพื้นที่ลุ่มน้ำ ดังนั้นจากแนวคิดนี้ อ่างเก็บน้ำจะถูกพิจารณาให้ตั้งอยู่ที่จุดออกของลุ่มน้ำ นอกจากนี้แบบจำลองของ Clark เป็นแบบจำลองประเภทลัมพ์ของปริมาตรเก็บกักซึ่งจะวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของน้ำ



ไปยังจุดออกของกลุ่มน้ำตามเวลาที่ต้องการ ด้วยวิธีแบบจำลองทางน้ำแบบเส้นตรง (Linear Channel Model) (Dodge, 1959) โดยที่ปริมาณน้ำที่เคลื่อนตัวจากจุดที่อยู่ไกลมาอย่างอ่างเก็บน้ำที่ตั้งอยู่ที่จุดออกของกลุ่มน้ำนั้นจะเดินทางมาช้าลงเนื่องจากกระบวนการ Translation แต่ไม่มีกระบวนการ Attenuation ซึ่งการเดินทางช้าลงนี้ สามารถแทนได้ด้วยกราฟแท่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่างเวลากับพื้นที่ (Time-Area Histogram) ซึ่งจะกำหนดการกระจายตัวของพื้นที่กลุ่มน้ำที่น้ำไหลไปยังจุดออกของกลุ่มน้ำ โดยเป็นฟังก์ชันของเวลา ถ้าพื้นที่กลุ่มน้ำถูกคูณด้วยความลึกหนึ่งหน่วยและหารด้วย  $\Delta t$  ผลลัพธ์ที่ได้คือปริมาณการไหลเข้าอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรง ( $I_t$ )

การแก้ปัญหасวมการ (7-32) ด้วยการแทนค่าปริมาณการไหลเข้านั้น ทำให้สามารถหาค่า  $\bar{O}_t$  จากสมการ (7-35) ได้ อย่างไรก็ตาม ถ้า Ordinate ของปริมาณการไหลเข้าในสมการที่ (7-32) คือปริมาณน้ำท่าจากปริมาณน้ำฝนส่วนเกินหนึ่งหน่วย ดังนั้น Ordinate ของปริมาณการไหลออกจากอ่างเก็บน้ำที่ได้นี้คือ  $U_t$  ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

พารามิเตอร์ที่ต้องการเมื่อประยุกต์ใช้แบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าด้วยวิธี Clark ประกอบด้วยพารามิเตอร์สองค่าคือลักษณะของ Time-area Histogram และ สัมประสิทธิ์ปริมาตรเก็บกัก,  $R$  ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างเวลากับพื้นที่ใน HEC-HMS แสดงได้ดังนี้

$$\frac{A_t}{A} = \begin{cases} 1.414 \left( \frac{t}{t_c} \right)^{1.5} & \text{for } t \leq \frac{t_c}{2} \\ 1 - 1.414 \left( 1 - \frac{t}{t_c} \right)^{1.5} & \text{for } t \geq \frac{t_c}{2} \end{cases} \quad (7-36)$$

เมื่อ  $A_t$  คือ พื้นที่กลุ่มน้ำสะสมที่เวลา  $t$   
 $A$  คือ พื้นที่กลุ่มน้ำทั้งหมด  
 $t_c$  คือ เวลาของการรวมตัวของพื้นที่กลุ่มน้ำ สำหรับแบบจำลอง HEC-HMS มีเพียงพารามิเตอร์  $t_c$  เท่านั้นที่จำเป็น ซึ่งสามารถประมาณค่าได้จากการปรับเทียบแบบจำลอง หรือสามารถประมาณค่าได้โดยการใช้วิธี SCS UH

สำหรับสัมประสิทธิ์ปริมาตรเก็บกักของพื้นที่กลุ่มน้ำ,  $R$  คือ ดัชนีของปริมาตรเก็บกักชั่วคราวของปริมาณน้ำฝนส่วนเกินในพื้นที่กลุ่มน้ำที่ระบายออกจากจุดออกของกลุ่มน้ำ ซึ่งสามารถประมาณค่าได้โดยการสอบเทียบแบบจำลอง ถ้าปริมาณน้ำฝนที่สถานีตรวจวัดและข้อมูลจากลำน้ำมีความเหมาะสม ถึงแม้ว่าที่ค่า

$R$  จะอยู่ในหน่วยของเวลา ซึ่งมีเพียงแค่ความหมายเชิงคุณภาพเท่านั้น ซึ่ง Clark (1945) แนะนำว่า  $R$  สามารถคำนวณได้จากเวลา ณ จุดที่มีการเปลี่ยนแปลงของกราฟน้ำท่าช่วงโค้งลง

### 7.2.2.5 แบบจำลองกราฟน้ำท่าด้วยวิธี ModClark (ModClark Model)

การคำนวณปริมาณน้ำท่าด้วยแบบจำลอง ModClark นี้จะทำการ แบ่งพื้นที่ลุ่มน้ำออกเป็น Grid โดยแต่ละ Cell ของ Grid จะเป็นตัวแทนของพื้นที่ลุ่มน้ำ ส่วนระยะทางจาก Grid ถึงจุดออกของพื้นที่ลุ่มน้ำ ต้องกำหนดขึ้น ในขณะที่เวลาของการ Translation ไปยังจุดออกของลุ่มน้ำสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$t_{cell} = t_c \frac{d_{cell}}{d_{max}} \tag{7-37}$$

เมื่อ  $t_{cell}$  คือ เวลาเดินทางของเซลล์  
 $t_c$  คือ เวลาน้ำท่าเข้มข้น (Time of Concentration) ของพื้นที่ลุ่มน้ำ  
 $d_{cell}$  คือ ระยะทางของการเดินทางจากเซลล์ไปยังจุดออกของลุ่มน้ำ  
 $d_{max}$  คือ ระยะทางของการเดินทางของเซลล์ที่มีระยะทางจากเซลล์ถึงจุดออกของลุ่มน้ำมากที่สุด โดยพื้นที่ของแต่ละเซลล์จะถูกกำหนดขึ้น และปริมาตรของปริมาณการไหลเข้าอ่างเก็บน้ำแบบเชิงเส้นตรงสำหรับแต่ละช่วงเวลา ( $\Delta t$ ) จะถูกคำนวณ ซึ่งเป็นผลมาจากพื้นที่ลุ่มน้ำ และปริมาณฝนส่วนเกิน โดยปริมาณฝนส่วนเกินนี้คือผลต่างระหว่างปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งพื้นที่ และปริมาณการสูญเสียในแต่ละเซลล์ ดังนั้นสามารถคำนวณการเคลื่อนตัวผ่านอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรงของปริมาณการไหลเข้าและได้กราฟน้ำท่าของปริมาณการไหลออกสำหรับแต่ละเซลล์ จากนั้นแบบจำลอง HEC-HMS จะรวมกราฟน้ำท่าของปริมาณการไหลออกของทุกเซลล์เพื่อที่จะหากราฟน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรงของทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำ

### 7.2.2.6 แบบจำลองคลื่นจลศาสตร์ (Kinematic-Wave Model)

แบบจำลองคลื่นจลศาสตร์นี้เป็นแบบจำลองประเภทแนวความคิด (Conceptual Model) ที่ใช้ในการจำลองสภาพการไหลในทางน้ำเปิด โดยมีสมมติฐานว่ารูปตัดลำน้ำกว้างมากๆ เมื่อเทียบกับความลึก และปริมาณการไหลเข้าลำน้ามีปริมาณเท่ากับปริมาณฝนส่วนเกิน โดยสมการพื้นฐานของแบบจำลองการไหลบ่าบนผิวดิน คือสมการการไหลในทางน้ำเปิดแบบหนึ่งมิติ ซึ่งประกอบด้วยสมการต่อเนื่องและสมการโมเมนตัม โดยที่สมการโมเมนตัมแสดงได้ดังนี้

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \tag{7-38}$$

เมื่อ	$S_f$	คือ	ความลาดชันพลังงาน	$s_0$	คือ	ความลาดชันท้องคลอง
	$V$	คือ	ความเร็ว	$y$	คือ	ความลึกของน้ำ
	$X$	คือ	ระยะทางตามทิศทางการไหล	$t$	คือ	เวลา
	$g$	คือ	ความเร่งตามแรงโน้มถ่วง	$\frac{\partial y}{\partial x}$	คือ	Pressure Gradient
	$\frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x}$	คือ	Convective Acceleration	$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$	คือ	Local Acceleration

(Chow, 1959; Chaudhry, 1993) สำหรับความลาดชันพลังงานสามารถประมาณค่าได้ด้วยสมการ Manning ดังแสดงดังนี้

$$Q = \frac{CR^{2/3} S_f^{1/2}}{N} A \tag{7-39}$$

เมื่อ	$Q$	คือ	อัตราการไหล
	$R$	คือ	รัศมีชลศาสตร์
	$A$	คือ	พื้นที่ของรูปตัดขวางลำน้ำ
	$N$	คือ	แฟคเตอร์ความเสียดทาน (Resistance Factor) ซึ่งขึ้นอยู่กับสิ่งปกคลุมบนพื้นผิวดิน (ไม่ใช่ค่า Manning's n) สำหรับ Shallow Flow ความลาดชันพลังงาน ถูกประมาณค่าให้เท่ากับความลาดชันท้องคลอง ดังนั้นสมการโมเมนตัมจึงมีการลดรูปได้ดังสมการดังนี้

$$S_f = S_0 \tag{7-40}$$

### 7.2.2.7 วิธี User-specified S-graph

วิธี User-specified S-Graph ผู้ใช้งานสามารถกำหนด Ordinate ทั้งหมดของกราฟ S-Graph ได้โดยตรง

### 7.2.3 การคำนวณปริมาณการไหลพื้นฐาน (Baseflow Calculation)

การคำนวณปริมาณการไหลพื้นฐาน (Baseflow Calculation) หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่าแบบจำลองการไหลพื้นฐาน (Baseflow Model) เป็นแบบจำลองที่ใช้ในการจำลองการไหลจากพื้นที่รับน้ำใต้ดินที่ออกจากระบบและไหลเข้าสู่ลำน้ำ ซึ่งประกอบด้วยแบบจำลองย่อย 3 แบบจำลอง ดังต่อไปนี้

#### 7.2.3.1 แบบจำลองปริมาณการไหลพื้นฐานแบบคงที่ (Constant, Monthly-Varying Baseflow)

แบบจำลองนี้เป็นแบบจำลองการไหลพื้นฐานที่ง่ายที่สุดในแบบจำลอง HEC-HMS โดยกำหนดให้ปริมาณการไหลพื้นฐานมีค่าคงที่ตลอดเหตุการณ์ หรืออาจกำหนดให้มีการเปลี่ยนแปลงรายเดือนได้ ซึ่งปริมาณการไหลพื้นฐานที่ผู้ใช้กำหนดนี้ จะถูกนำไปใช้ในการคำนวณปริมาณการไหลที่เกิดขึ้นโดยตรงสำหรับแต่ละช่วงเวลาต่อไป

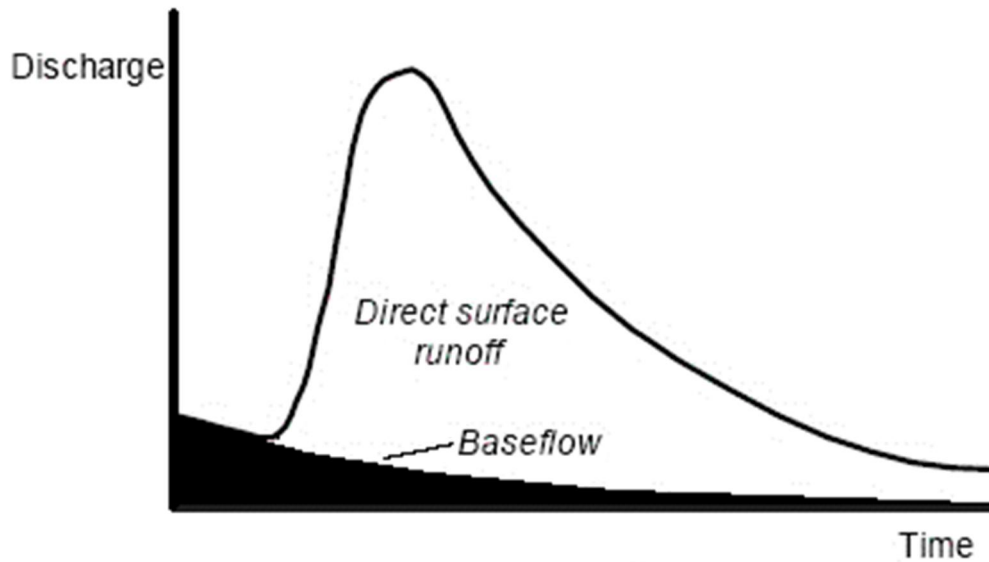
#### 7.2.3.2 แบบจำลองถดถอยแบบ Exponential (Exponential Recession Model)

แบบจำลองถดถอยนี้ใช้ในการอธิบายเรื่องการระบายน้ำจากปริมาตรเก็บกักธรรมชาติในพื้นที่ลุ่มน้ำ (Linsley et al., 1975) ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการไหลที่เวลา  $t$  ( $Q_t$ ) กับปริมาณการไหลพื้นฐานเริ่มต้นแสดงได้ดังนี้

$$Q_t = Q_0 k^t \quad (7-41)$$

เมื่อ  $Q_t$  คือ ปริมาณการไหลพื้นฐานเริ่มต้นที่เวลา  $t=0$ ,  $k$  คือ ค่าคงที่ Exponential

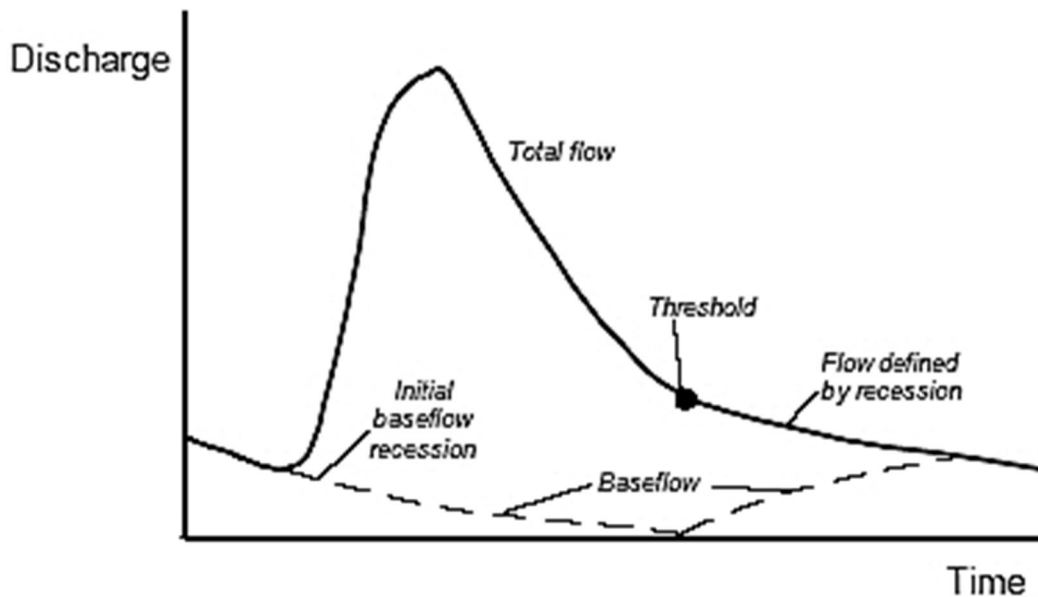
ดังนั้นปริมาณการไหลพื้นฐานสามารถคำนวณได้ดังแสดงในรูปที่ 7-8 ซึ่งในส่วนพื้นที่แรเงาจะแทน ปริมาณการไหลพื้นฐาน โดยมีการกระจายตัวในลักษณะที่ลดลงแบบ Exponential จากจุดเริ่มต้นการไหล โดยที่ปริมาณการไหลทั้งหมดคือผลรวมของปริมาณการไหลพื้นฐานและปริมาณการไหลที่เกิดขึ้นโดยตรง ซึ่ง  $k$  คือ อัตราส่วนของปริมาณการไหลพื้นฐานที่เวลา  $t$  ต่อปริมาณการไหลพื้นฐานที่เวลาก่อนหน้า สำหรับปริมาณการไหลพื้นฐานเริ่มต้นคือเงื่อนไขเริ่มต้นของแบบจำลอง ซึ่งอาจกำหนดในลักษณะของอัตราการไหล (ลบ. ม. ต่อ วินาที หรือ ลบ. ฟ. ต่อ วินาที) หรืออาจกำหนดในลักษณะของปริมาณการไหลต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ (ลบ. ม. ต่อ วินาที ต่อ ตร.กม. หรือ ลบ. ฟ. ต่อ วินาที ต่อ ตร. ไมล์)



รูปที่ 7-8 การถดถอยของปริมาณการไหลพื้นฐานเริ่มต้น (USACE, 1998)

ในแบบจำลอง HEC-HMS นี้ แบบจำลองปริมาณการไหลพื้นฐานสามารถประยุกต์ได้ทั้งช่วงเวลาเริ่มต้นของการจำลองสภาพการไหล และช่วงเวลาสิ้นสุดของการจำลองสภาพการไหล ดังแสดงในรูปที่ 7-9 โดยที่ผู้ใช้จะต้องกำหนดปริมาณการไหลเริ่มต้น (Threshold Flow) ซึ่งหมายถึงปริมาณการไหล ณ เวลาที่ปริมาณการไหลทั้งหมดเริ่มถูกคำนวณจากแบบจำลองปริมาณการไหลแบบถดถอย โดยใช้สมการที่ (7-41) ค่า Threshold Flow นี้สามารถกำหนดในรูปของอัตราการไหล หรือในรูปของอัตราส่วนของอัตราการไหลต่ออัตราการไหลสูงสุดของกราฟน้ำท่า เมื่อมีการกำหนด ค่า Threshold Flow แล้วปริมาณการไหลทั้งหมดจะถูกคำนวณจากสมการที่ (7-41) โดยมี  $Q_0$  คือค่า Threshold Flow

เวลาที่เกิด Threshold Flow นั้น ปริมาณการไหลพื้นฐานจะถูกคำนวณโดยปริมาณการไหลพื้นฐานเริ่มต้น หลังจากนั้นปริมาณการไหลพื้นฐานจะไม่ถูกคำนวณโดยตรง แต่จะถูกกำหนดคล้ายกับปริมาณการไหลถดถอย โดยกำหนดให้มีปริมาณน้อยกว่าปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นโดยตรง เมื่อปริมาณการไหลที่เกิดขึ้นโดยตรงมีค่าเข้าใกล้ศูนย์ ปริมาณการไหลทั้งหมด และปริมาณการไหลพื้นฐานจะมีค่าเท่ากัน



รูปที่ 7-9 แบบจำลองปริมาณการไหลพื้นฐานแบบถดถอย (USACE, 1998)

### 7.2.3.3 แบบจำลองอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรง (linear Reservoir Model)

แบบจำลองปริมาณการไหลพื้นฐานด้วยวิธีอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรง จะถูกนำไปประยุกต์ใช้กับแบบจำลองปริมาณความชื้นในดินต่อเนื่อง (SMA) ตามที่ได้อธิบายไว้ในหัวข้อแบบจำลองการสูญเสียในข้างต้น โดยที่แบบจำลองปริมาณการไหลพื้นฐานนี้จะจำลองปริมาตรเก็บกักและการเคลื่อนที่ของปริมาณการไหลใต้ดินเหมือนกับปริมาตรเก็บกักและการเคลื่อนที่ของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำ ซึ่งอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรงนั้น ปริมาณการไหลออกในแต่ละช่วงเวลาของการจำลองสภาพการไหลจะเป็นฟังก์ชันแบบเส้นตรงกับปริมาตรเก็บกักเฉลี่ย ซึ่งมีวิธีการแก้ปัญหาเชิงคณิตศาสตร์เหมือนกับแบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำด้วยวิธี Clark ซึ่งได้อธิบายมาแล้วในข้างต้น โดยที่ปริมาณการไหลออกจากชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 1 ของแบบจำลอง SMA คือปริมาณการไหลเข้าของหนึ่งอ่างเก็บน้ำแบบเป็นเส้นตรง และปริมาณการไหลออกจากชั้นน้ำใต้ดินชั้นที่ 2 ของแบบจำลอง SMA คือปริมาณการไหลเข้าของอ่างเก็บน้ำอีกอ่างหนึ่ง ซึ่งปริมาณการไหลออกจากอ่างเก็บน้ำทั้งสองจะถูกนำมารวมกันและคำนวณออกมาเป็นปริมาณการไหลพื้นฐานทั้งหมดของพื้นที่ลุ่มน้ำ

## บทสรุป (SUMMARY)

แบบจำลองทางอุทกวิทยาได้รับการพัฒนาและประยุกต์ใช้ในช่วงสี่ทศวรรษที่ผ่านมา และประสบความสำเร็จอย่างน่าทึ่ง แบบจำลองเหล่านี้รวมสมการต่าง ๆ เพื่ออธิบายกระบวนการของวัฏจักรทางอุทกวิทยาทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา สามารถจำลองรูปแบบการตกของฝนที่ซับซ้อนซึ่งส่งผลต่อพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ได้ และสามารถใช้แบบจำลองคอมพิวเตอร์เพื่อทดสอบการออกแบบและแผนการควบคุมบังคับน้ำต่างๆ แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่าที่นิยมใช้ในปัจจุบัน แสดงอยู่ในตารางที่ 7-2 ซึ่งได้แก่ แบบจำลอง HEC-HMS, HSPF, SWMM, SWAT และ NAM ซึ่งเป็นแบบจำลองที่ได้รับความนิยมและครอบคลุมสำหรับการวิเคราะห์ลุ่มน้ำโดยละเอียด

ส่วนเนื้อหาในครึ่งหลังของบทนี้เน้นไปที่การนำเสนอโดยละเอียดของหลักการและทฤษฎีต่างๆ ของแบบจำลอง HEC-HMS ที่พัฒนาโดย HEC (2016) ซึ่งถือว่าเป็นแบบจำลองทางอุทกวิทยาที่มีความหลากหลายและนิยมใช้กันมาก เนื่องจากเป็นแบบจำลองสาธารณะที่ไม่เสียค่าลิขสิทธิ์ และมีการพัฒนาอย่างต่อเนื่อง โดยปัจจุบันเป็น Version 4.11 (เดือนสิงหาคม 2566)

บทที่ 7 นี้ปิดท้ายด้วยแบบฝึกหัดท้ายบท จำนวน 3 แบบฝึกหัด ซึ่งเป็นกรณีศึกษาโดยละเอียดของการประยุกต์ใช้ HEC-HMS กับลุ่มน้ำในเมืองในเมืองฮุสตัน รัฐเท็กซัส ข้อมูลด้านเข้าสำหรับแบบจำลองได้รับการพัฒนาโดยใช้วิธี Clark UH (TC & R) วิเคราะห์พายุในอดีตและพายุการออกแบบหลายลูก และเปรียบเทียบผลลัพธ์จากแต่ละพายุฝน จากนั้น จึงสร้างแบบจำลองทางเลือกในการควบคุมน้ำท่วมหลายทาง รวมถึงการผันการไหลของน้ำและบ่อนกน้ำหรือแก้มลิงเก็บกักน้ำบริเวณสถานที่สำคัญ เพื่อแสดงให้เห็นถึงความสามารถโดยรวมของแบบจำลอง HEC-HMS

## แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 7 สำหรับการใช้งานแบบจำลองทางอุทกวิทยา HEC-HMS

### แบบฝึกหัดที่ 7.1 (ดัดแปลงจาก Bedient *et al.*, 2019)

A Small Undeveloped Watershed has the Parameters Listed in the Accompanying Tables. A Unit Hydrograph and Muskingum Routing Coefficients are Known for Subbasin 3, Shown in Fig.E7-1(a).TC and R Values for Subbasins 1 and 2 and Associated SCS Curve Numbers (CN) are Provided as Shown. A 5-hr Rainfall Hyetograph in in./hr is Shown in Fig. E7-1(b) for a Storm Event that Occurred on June 19, 1983. Assume that the Rain fell Uniformly Over the Watershed. Use the Information Given to Develop an HEC-HMS Input Data Set to Model this Storm. Run the Model to Determine the Predicted Outflow at Point B.

Subbasin Number	TC (hr)	R (hr)	SCS Curve Number	% Impervious (%)	Area (mi <sup>2</sup> )
1	2.5	5.5	66	0	2.5
2	2.8	7.5	58	0	2.7
3	-	-	58	0	3.3

Input UH for Subbasin 3	Time (hr)	0	1	2	3	4	5	6	7
U (cfs)		0	200	400	600	450	300	150	0

Muskingum Coefficients:  $x = 0.15$ ,  $K = 3$  hr, Area = 3.3 sq mi.

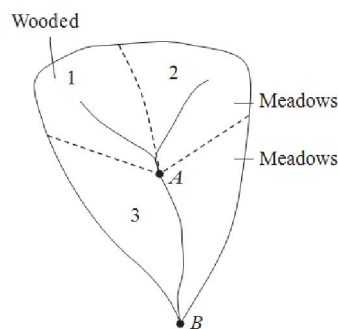


Figure E7-1(a)

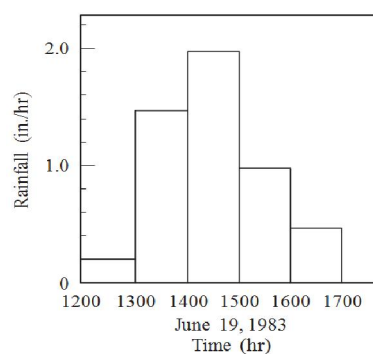
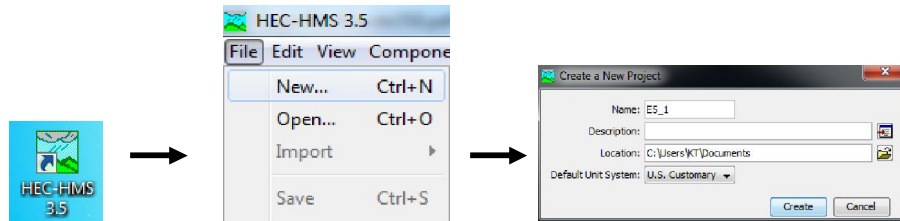


Figure E7-1(b)



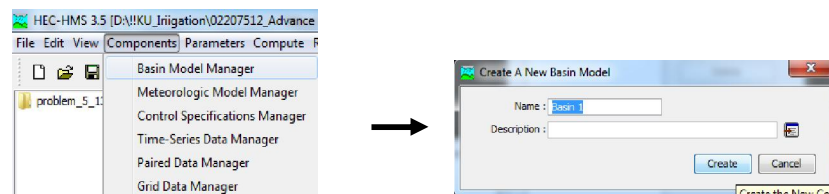
วิธีการใช้งานแบบจำลอง HEC-HMS สำหรับ Example 7-1

- เปิดโปรแกรม HEC-HMS 3.5 และเริ่ม File => New Project



- 1.1) ตั้งชื่อ Name : E5\_1
- 1.2) Location : ที่เก็บไฟล์งานของ Project
- 1.3) Unit System : หน่วย U.S Customary => กด Create

- สร้างแบบจำลอง Subbasin โดยเลือกเมนู Components => Basin Model Manager => New

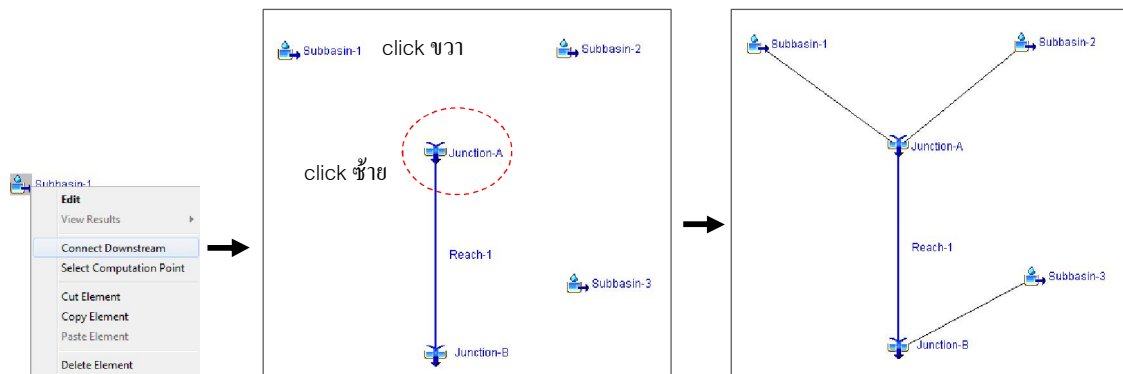


- 2.1) ตั้งชื่อ Name : Basin 1 แล้ว Create



- 2.2) สร้างแบบจำลองลุ่มน้ำ โดย กด  และวางบนพื้นที่ Basin 1 และตั้งชื่อ Subbasin-1, 2 และ 3 โดยลำดับ
- 2.3) กด  สร้าง Junction A และ B และ กด  สร้าง Reach-1 (ดูรูป E7-1a )

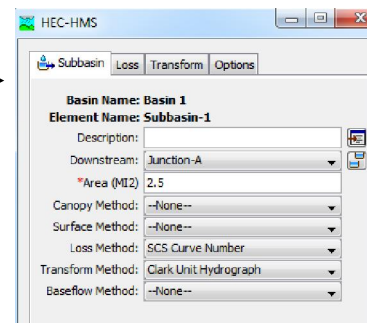
- เชื่อมต่อแต่ละส่วน เริ่มจากเลือก Subbasin-1 โดย click ขวา เลือก Connect Downstream และ click ซ้าย ที่ Junction A จะแสดงเส้นเชื่อมโยง ต่อจากนั้น click ขวา ที่ Junction A เลือก Connect Downstream และ click ที่ Reach-1 จะเชื่อมโยงกันโดยทำการเชื่อมโยงกันตามทิศทางการไหลดังนี้ Subbasin-2 => Junction A => Reach-1 => Junction B, Subbasin-3 => Junction B ตามลำดับดังรูป (เครื่องหมาย => คือ Connect Downstream )



4. ใส่ข้อมูลแต่ละ Subbasin โดยดับเบิลคลิกที่ Subbasin-1

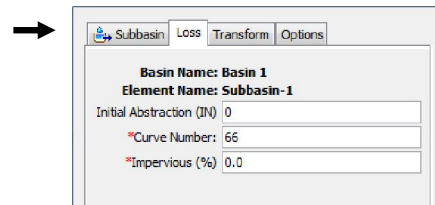
4.1) แทป Subbasin ใส่ข้อมูล (ข้อมูลจากตารางตัวอย่างที่ 5-1) →

- Area (MI2) : 2.5
- Loss Method : *SCS Curve Number*
- Transform Method : *Clark Unit Hydrograph*
- Base Flow Method : *none*



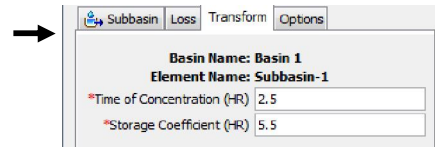
4.2) แทป Loss

- Initial Abstraction : 0
- Curve Number : 66
- Impervious (%) : 0



4.3) แทป Transform

- Time of Concentration (HR) : 2.5
- Storage Coefficient (HR) : 5.5

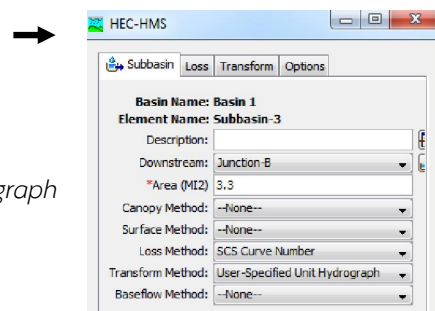


4.4) ทำซ้ำขั้นตอนที่ 4.1- 4.3 กับ Subbasin-2

4.5) เลือก Subbasin-3 (ข้อมูลจากตารางตัวอย่างที่ 5-1)

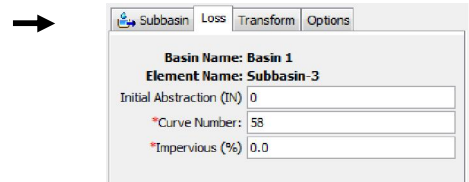
4.1) แทป Subbasin ใส่ข้อมูล

- Area (MI2) : 3.3
- Loss Method : *SCS Curve Number*
- Transform Method : *User-Specified Unit Hydrograph*
- Base Flow Method : *none*



4.2) แทป Loss

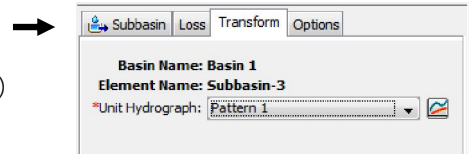
Initial Abstraction : 0  
 Curve Number : 58  
 Impervious (%) : 0



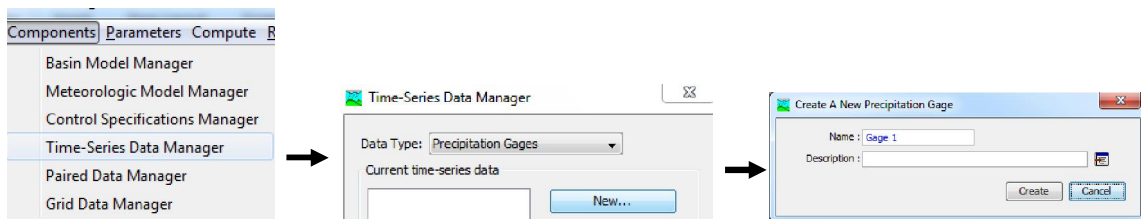
4.3) แท็บ Transform

\*Unit Hydrograph : Pattern 1

(\* ต้องสร้างตาราง Unit Hydrograph Curves ในข้อ 7 )



5. สร้างข้อมูลอนุกรมเวลาโดยเลือกเมนู Components => Time-Series Data Manager => Data type: Precipitation Gages => New

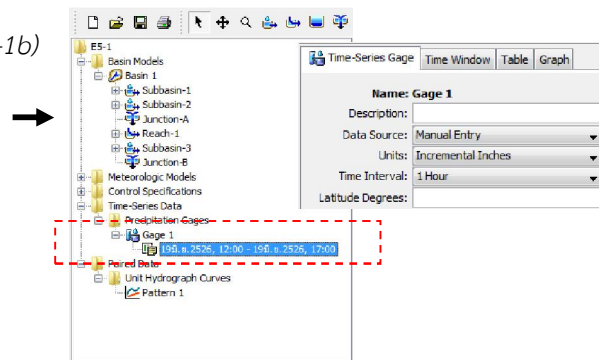


5.1) ตั้งชื่อ Name : Gage 1 แล้ว Create

5.2) ใส่ข้อมูล Precipitation Gage (ข้อมูลจากรูปที่ E7-1b)

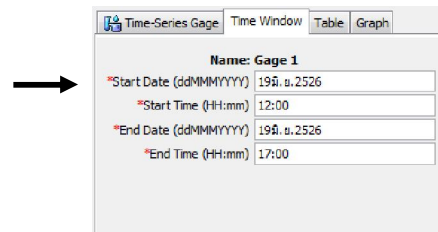
5.2.1) แท็บ Time-Series Gage

Data Source : Manual Entry  
 Units : Incremental Inches  
 Time Interval : 1 Hour



5.2.2) แท็บ Time Window

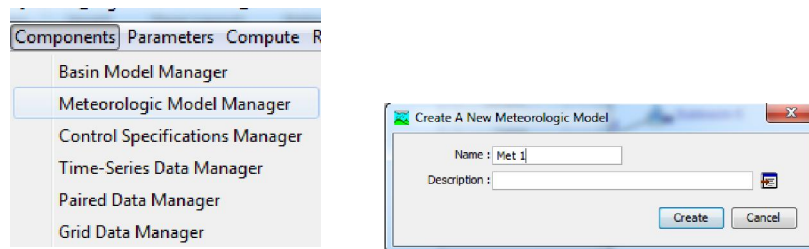
Start Date (ddMMYYYY) : 19 June 1983  
 Start Time (HH:mm) : 12:00  
 End Date (ddMMYYYY) : 19 June 1983  
 End Time (HH:mm) : 17:00



5.2.3) แท็บ Table (ข้อมูลจากรูปที่ E7-1b)

Time (ddMMYYYY, HH:mm)	Precipitation (IN)
19 มิ.ย. 2526, 12:00	
19 มิ.ย. 2526, 13:00	0.2
19 มิ.ย. 2526, 14:00	1.4
19 มิ.ย. 2526, 15:00	2.0
19 มิ.ย. 2526, 16:00	1.0
19 มิ.ย. 2526, 17:00	0.4

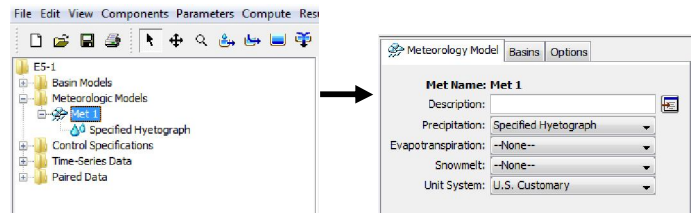
6. สร้างแบบจำลองฝนโดยเลือกเมนู Components => Meteorologic Model Manager => New



6.1) ตั้งชื่อ Name : Met 1 แล้ว Create

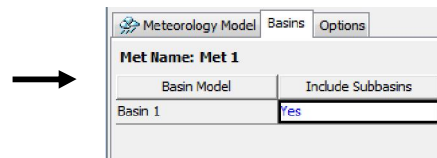
6.2) เลือก Met 1 เพื่อตั้งค่า

6.2.1) แท็บ Meteorology Model  
Precipitation : Specified Hyetograph



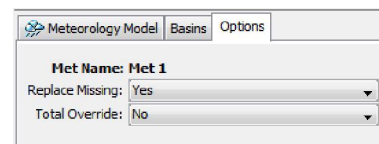
6.2.2) แท็บ Basin

Basin Model : Basin 1  
Include Subbasins : Yes



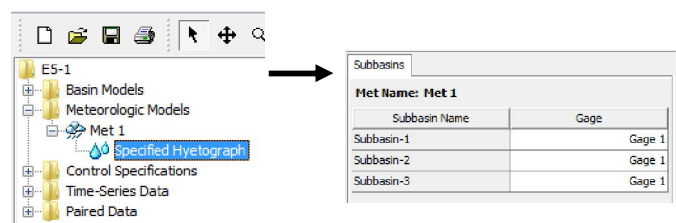
6.2.3) แท็บ Options

Replace Missing : Set to default  
Total Override : No

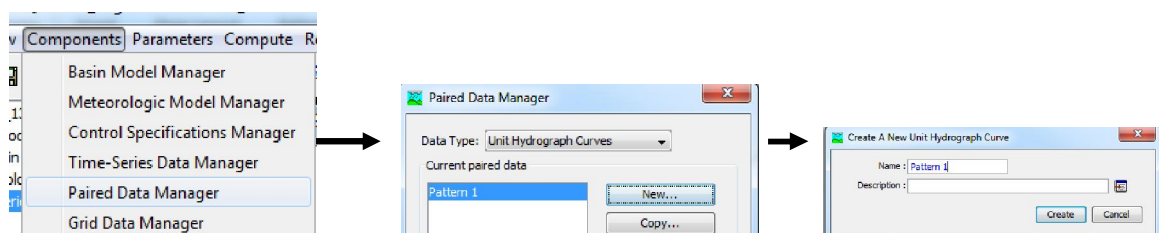


6.3) เลือก Specified Hyetograph

Subbasin Name : Gage  
Subbasin-1 : Gage 1  
Subbasin-2 : Gage 1  
Subbasin-3 : Gage 1



7. สร้างข้อมูลการเคลื่อนผ่านลำน้ำโดยเลือกเมนู Components => Paired Data Manager => Data Type: Unit Hydrograph Curves => New



7.1) ตั้งชื่อ Name : *Pattern 1* แล้ว Create

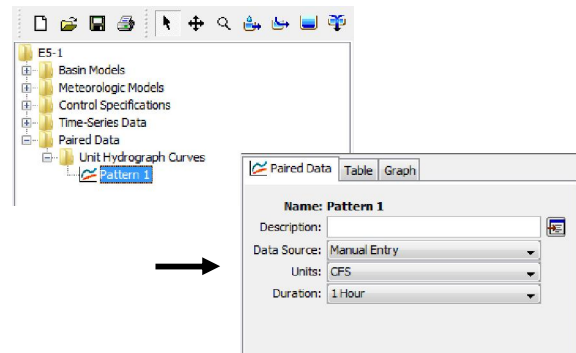
7.2) ใส่ข้อมูล *Table 1* (ข้อมูลจากตารางที่ 7-12)

7.2.1) แอป Paired Data

Data Source : *Manual Entry* →

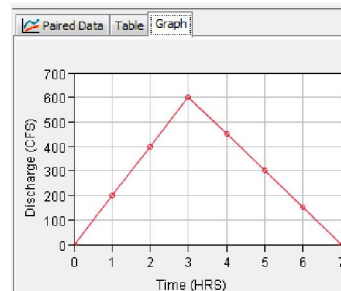
Units : *CFS*

Duration : *1 Hour*

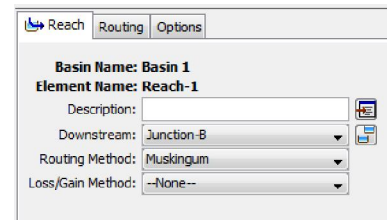
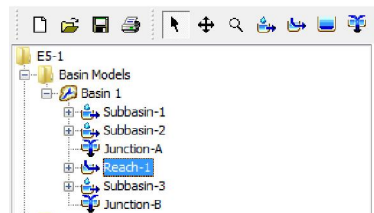


7.2.2) แอป Table ใส่ข้อมูล

Time (HH:mm)	Discharge (CFS)
00:00	0.0
01:00	200.0
02:00	400.0
03:00	600.0
04:00	450.0
05:00	300.0
06:00	150.0
07:00	0.0
08:00	



7.3) เลือก Basin Models => Basin 1 => Reach-1



7.3.1) แอป Reach

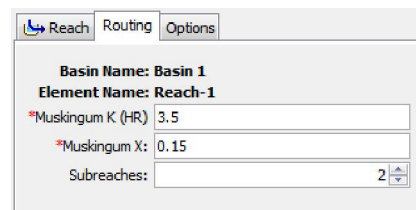
Routing Method : *Muskingum*

7.3.2) แอป Routing

*Muskingum K (HR) : 3.0*

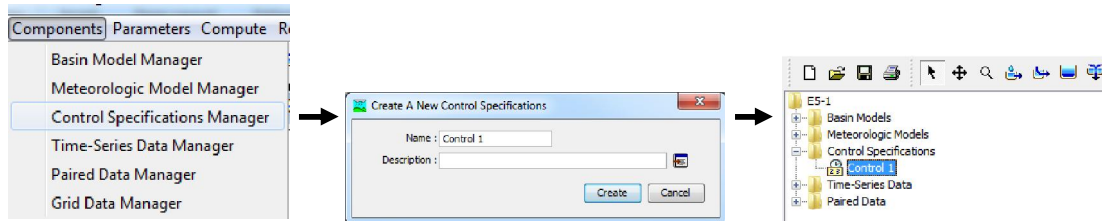
*Muskingum x : 0.15*

*Subreaches : 2*



(มีผลกับการคำนวณค่า Subreaches ยิ่งมาก จะทำให้ค่า Qpeak ยิ่งมากตามไปด้วย)

8. สร้างรายละเอียดการควบคุมโดยเลือกเมนู Components => Control Specifications Manager => New



8.1) เลือก Control 1 แอป Control Specifications

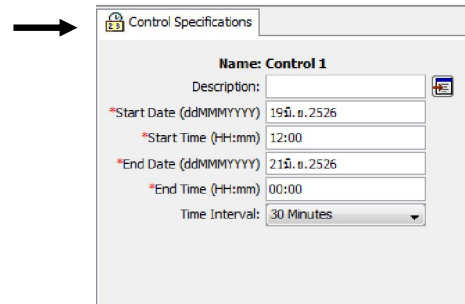
Start Date (ddMMYYYY) : 19 June 1983

Start Time (HH:mm) : 12:00

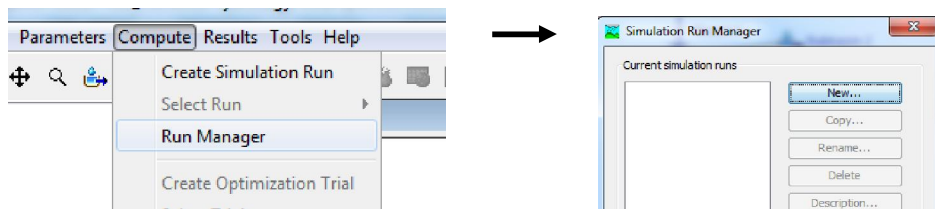
End Date (ddMMYYYY) : 21 June 1983

End Time (HH:mm) : 00:00

Time Interval : 30 Minutes



9. สร้างการคำนวณโดยเลือกเมนู Compute => Run Manager => New

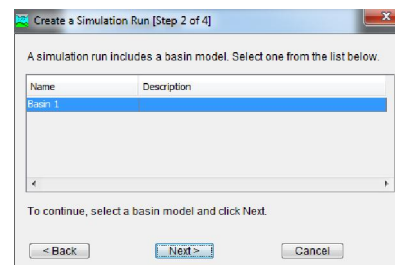
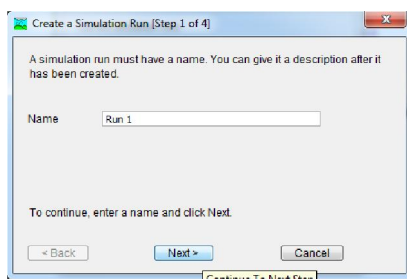


9.1) จะสร้างการจำลองการคำนวณ 4 ขั้นตอน

ขั้นตอนที่ 1 ตั้งชื่อ Name : Run 1 กด Next

ขั้นตอนที่ 2 เลือก Name : Basin 1 กด

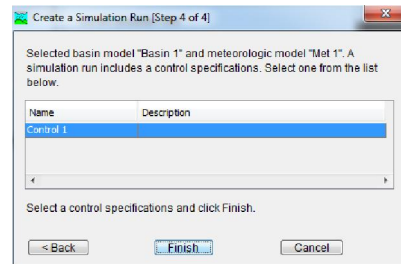
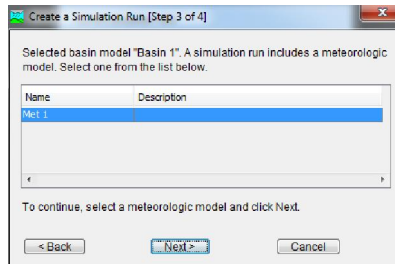
Next



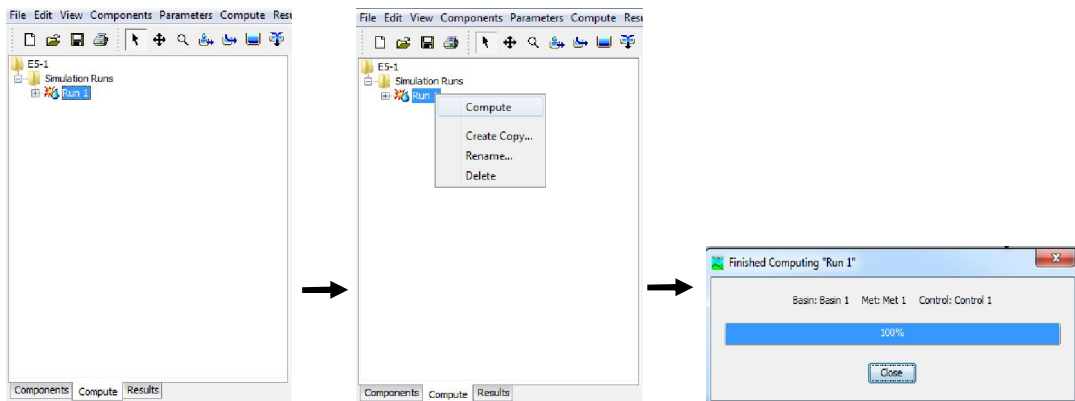
ขั้นตอนที่ 3 เลือก Name : Met 1 กด Next

ขั้นตอนที่ 4 เลือก Name : Control 1

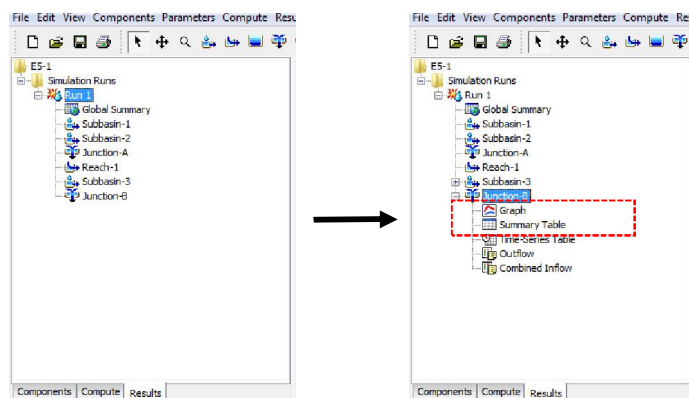
กด finish



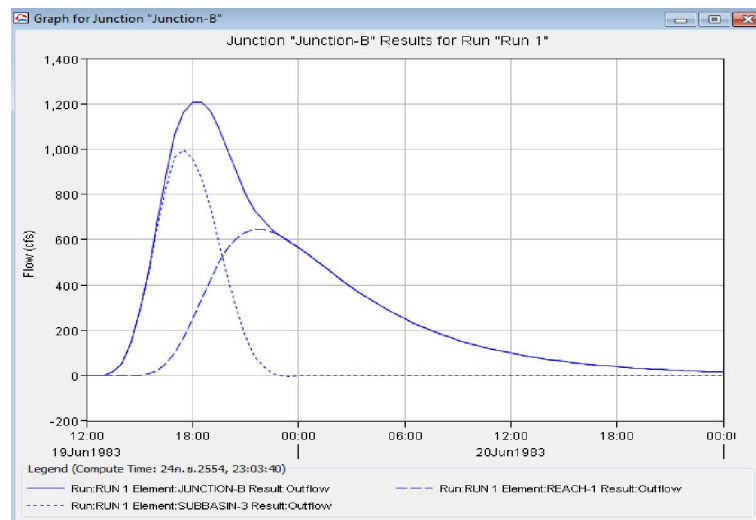
9.2) เปลี่ยนแท็บ Compute แล้ว คลิกขวาที่ Run1 เลือก Compute โปรแกรมจะทำการคำนวณจนครบ 100% แล้ว กด Close



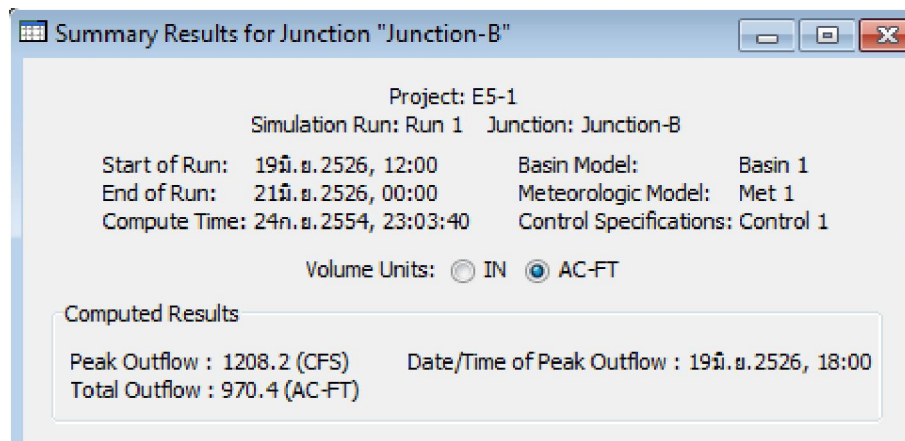
9.3) เปลี่ยนแท็บ Result เพื่อดูผลลัพธ์จากการคำนวณซึ่งจะแสดงรายละเอียด รูปแบบกราฟน้ำท่า (Graph)และตารางสรุปข้อมูล (Summary Table)



10. แสดงกราฟน้ำท่าและตารางข้อมูลผ่านจุด B ตามตัวอย่างที่ 7-1



กราฟน้ำท่า ที่จุด B



สรุปตารางข้อมูล Out Flow ที่จุด B



## แบบฝึกหัดที่ 7.2

In May 2004, a Storm Fell on Keegan's Bayou on Which three Rain Gages Were in Use (Table E7-2(a)). Weight the Gage Data Over the Five Subareas According to the Weighting Values Given in Table E7-2(b)

**Table E7-2(a)** May 2004 Cumulative Rainfall Data

Time (hr)	Gage Numbers		
	100R	200R	300R
1600	0.0	0.0	0.0
1630	0.60	0.50	0.30
1700	1.03	1.10	0.93
1730	1.06	1.10	0.95
1800	1.29	1.20	1.05
1830	1.94	1.40	1.13
1900	4.18	2.50	1.38
1930	4.32	2.90	1.88
2000	4.38	3.00	1.96
2030	4.54	3.10	2.25
2100	4.70	3.20	2.36
2130	4.76	3.40	2.58
2200	4.84	3.50	2.65
2230	4.88	3.50	2.69
2300	4.90	3.50	2.71

**Table E7-2(b)** Precipitation Gage Weights

Subbasin	Gage Numbers		
	100R	200R	300R
1	1.00	0.00	0.00
2	0.33	0.67	0.00
3	0.00	0.61	0.39
4	0.00	0.00	1.00
5	0.00	0.00	1.00

Set Up the Meteorological Model for Subareas 1 Through 5 in the Keegan's Bayou Example to Reference this Storm's Rainfall Data. For Example, Subarea 2 Receives 1/3 of Gage 100R Rainfall and 2/3 of Gage 200R Rainfall. Enter the Actual Rain Gage Data and Weights into HEC-HMS. Find the peak flows for this storm at point C and the mouth of the Bayou (point E).

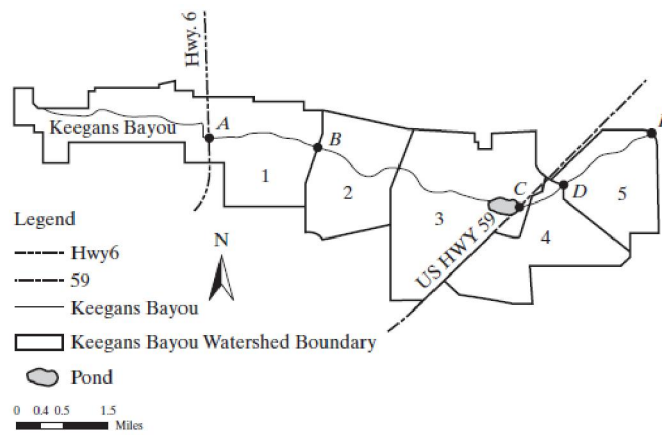


Figure 7-2(a) Location of detention Pond in Keegans Bayou.

Table E7-2(c) Physical Parameters for Keegans Bayou

Subbasin Number	Area (mi <sup>2</sup> )	Slope $S_0$ (ft/mi)	Channel Slope $S$ (ft/mi)	Channel Length $L$ (mi)	Length to Centroid $L_{cc}$ (mi)	Development (%)	Conveyance (%)
1	5.54	10	2.35	3.9448	0.9873	15	100
2	2.67	10	2.35	3.0314	0.5478	60	100
3	4.95	10	4.3	4.0115	0.9789	70	100
4	2.66	10	3.3	2.3754	1.1915	60	80
5	2.29	10	3.3	1.5342	0.7663	60	80

Table E7-2(d) Houston Frequency Rainfall

Duration	Houston Frequency Rainfall				
	5-yr	10-yr	25-yr	50-yr	100-yr
15 min	1.4	1.5	1.7	1.9	2.0
30 min	2.4	2.7	3.0	3.3	3.6
1 hr	2.9	3.3	3.8	4.2	4.6
3 hr	4.0	4.7	5.5	6.1	6.8
6 hr	4.8	5.7	6.7	7.5	8.5
12 hr	5.7	6.7	8.2	9.2	10.5
24 hr	6.8	8.2	9.5	10.8	12.5

Table E7-2(e) Clark UH (TC & R) Modeling Parameters

Subbasin	TC	R	Impervious (%)
1	1.40	12.73	30
2	0.52	4.52	38
3	0.63	3.84	49
4	0.99	3.68	47.5
5	0.62	2.81	48.2

Table E7-2(f)

1% TSARP					
Subbasin Name	Initial Loss in in.	Volumetric Moisture Deficit	Wetting Front Suction (in.)	Hydraulic Conductivity (in./hr)	Imperviousness (%)
1	0.1	0.385	12	0.024	30
2	0.1	0.385	12	0.024	38
3	0.1	0.385	12	0.024	49
4	0.1	0.385	12	0.024	47.5
5	0.1	0.385	12	0.024	48.2

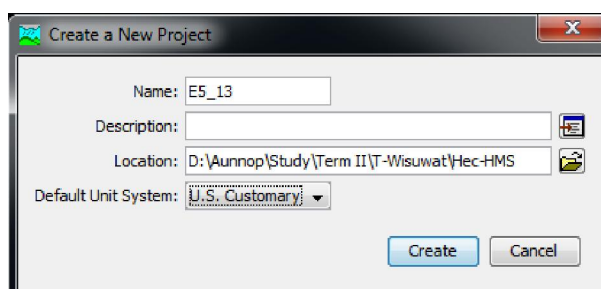
Table E7-2(g) Channel Storage Routing Data\*

Reach A-B		Reach B-C		Reach C-D		Reach D-E	
S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs
0	0	0	0	0	0	0	0
44.7	243	72.3	465	14.1	530	50.3	769
73	486	114	930	25.2	1060	80.8	1538
112.3	972	180.8	1860	45.5	2120	130.5	3076
276.1	1458	325.7	2790	73.2	3180	176.1	4614
1042.7	1944	842	3720	147.1	4240	230.7	6152
2064	2430	1664.9	4650	387.8	5300	331.2	7690
3077	2916	2653.7	5580	829.9	6360	646	9228
4555.8	3645	4379.9	6975	1435.8	7950	1581.4	11,535

หมายเหตุ: ควรคีย์ค่าในตารางนี้ใส่ Excel ได้เลย เพราะถ้ารันในกรณีใช้ฝน Tr ต้องใส่ตารางนี้ใหม่อีกรอบ

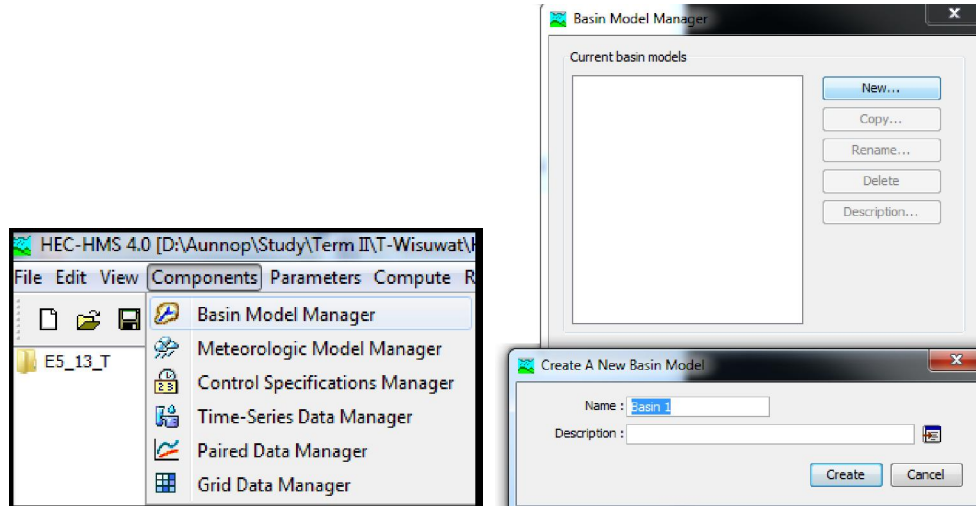
ขั้นตอนการทำแบบจำลอง HEC – HMS สำหรับ Example 7-2

- เปิดโปรแกรม HEC-HMS 4.0
  - File >> New Project
  - Name : E5\_13
  - Location : เลือกโฟลเดอร์ที่จะเก็บงาน
  - Unit System : U.S Customary
  - เลือก Create



2. สร้างแบบจำลอง Keegan’s Bayou

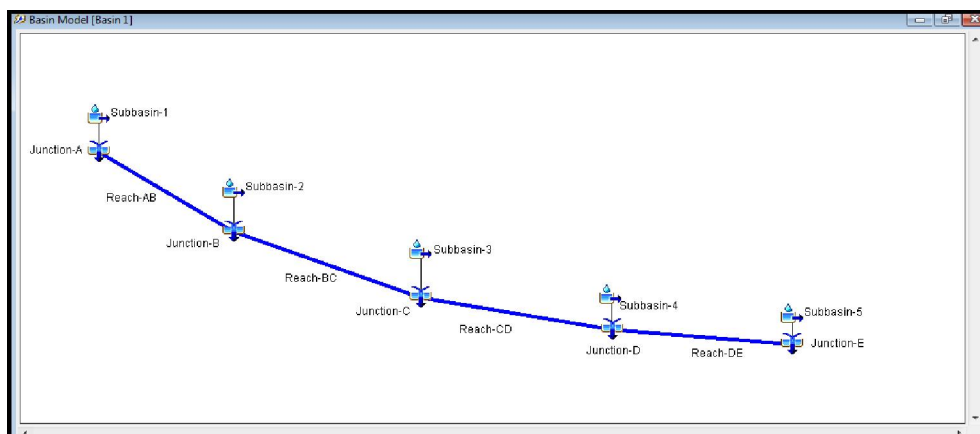
- สร้าง Subbasin : Components >> Basin Model Manager >> New
- Name : Basin 1
- เลือก Create >> New



3. สร้าง Subbasin, Junction, Reach

- สร้าง Subbasin : 
- สร้าง Junction : 
- สร้าง Reach : 
- การกำหนดความสัมพันธ์ : คลิกขวา ..... >> Connect downstream >> เลือก.....

**ตัวอย่าง :** คลิกขวา ( Subbasin – 1 ) >> Connect downstream >> เลือก ( Junction – A )  
 : คลิกขวา ( Junction - A ) >> Connect downstream >> เลือก ( Reach – AB )  
 : คลิกขวา ( Reach - AB ) >> Connect downstream >> เลือก ( Junction – B )



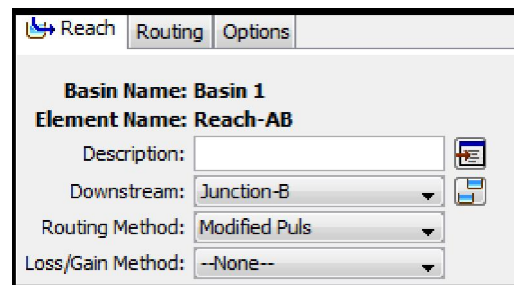
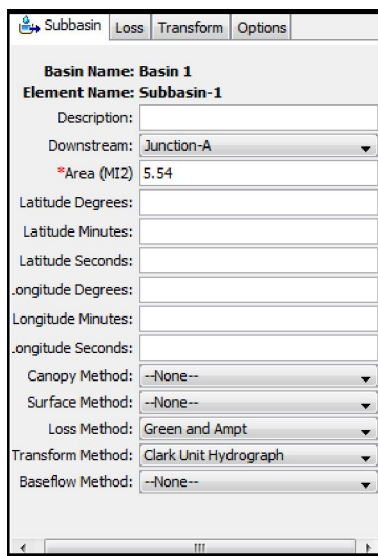
4. กำหนดรูปแบบของ Subbasin และ Reach

4.1. Subbasin 1 ถึง Subbasin 5 กำหนดดังนี้

- Loss Method : Green and Ampt
- Transform Method : Clark Unit Hydrograph

4.2. Reach – AB (BC , CD , DE) กำหนดดังนี้

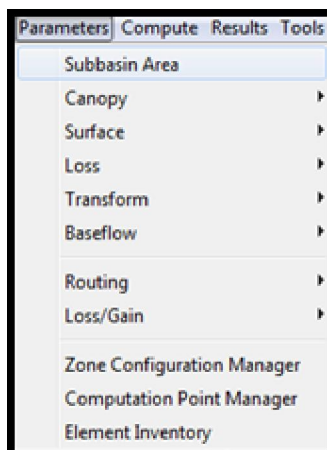
- Routing Method : Modified Puls



5. การใส่ค่าพารามิเตอร์

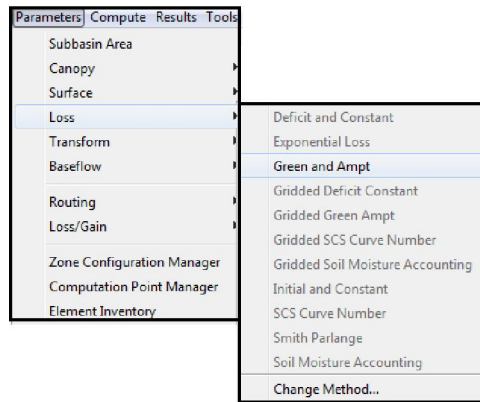
จากข้อมูลของ Keegan’s Bayou ที่กำหนดค่าต่าง ๆ มาดังตาราง

- เลือก Parameters >> Subbasin Area
- Show Elements : All Elements
- กรอกข้อมูลจากโจทย์ที่กำหนด
- 



Subbasin	Area (MI2)
Subbasin-1	5.54
Subbasin-2	2.67
Subbasin-3	4.95
Subbasin-4	2.66
Subbasin-5	2.29

- เลือก Parameters >> Loss >> Green and Ampt
- Show Elements : All Elements
- กรอกข้อมูลที่กำหนดมาให้
- 



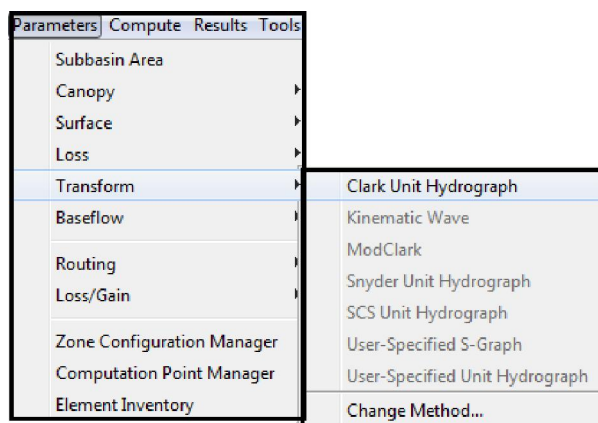
Green and Ampt Loss [Basin 1]

Show Elements: All Elements      Sorting: Hydrologic

Subbasin	Initial Content	Saturated Content	Suction (IN)	Conductivity (IN/HR)	Impervious (%)
Subbasin-1	0.1	0.385	12	0.024	30
Subbasin-2	0.1	0.385	12	0.024	38
Subbasin-3	0.1	0.385	12	0.024	49
Subbasin-4	0.1	0.385	12	0.024	48
Subbasin-5	0.1	0.385	12	0.024	48

Apply      Close

- เลือก Parameters >> Transform >> Clark Unit Hydrograph
- Show Elements : All Elements
- กรอกข้อมูลที่กำหนดมาให้

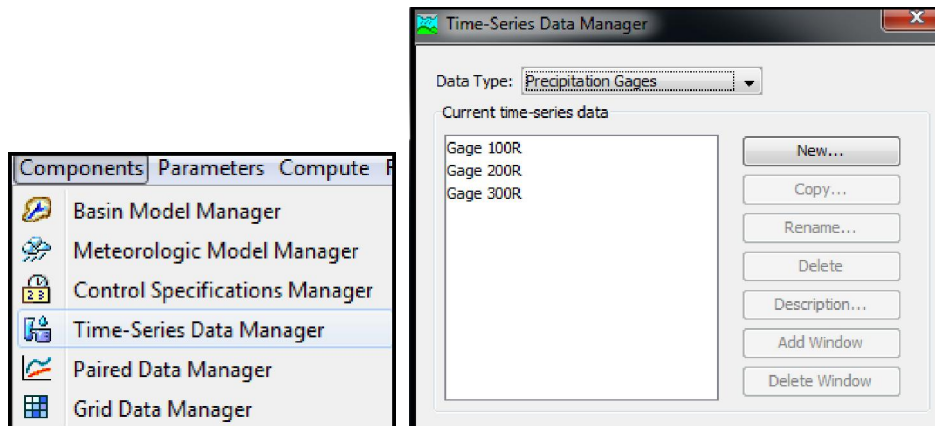


Subbasin	Time of Concentration (HR)	Storage Coefficient (HR)
Subbasin-1	1.40	12.73
Subbasin-2	0.52	4.52
Subbasin-3	0.63	3.84
Subbasin-4	0.99	3.68
Subbasin-5	0.62	2.81

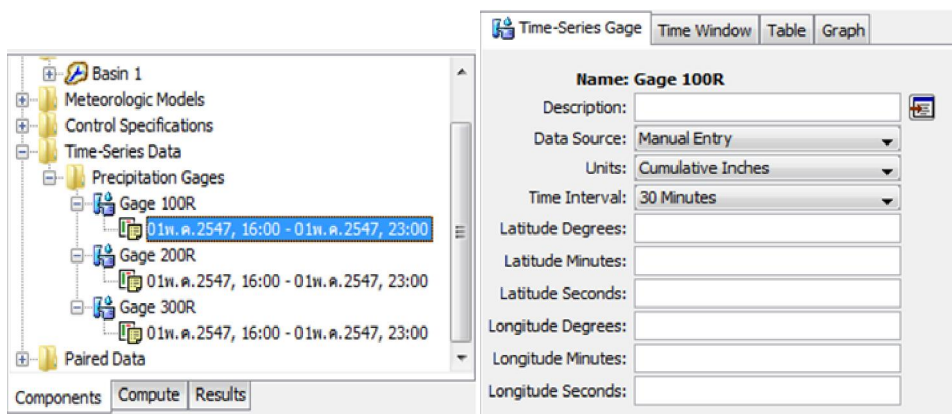
\*\* ในส่วนข้อมูลของ Reach จะกล่าวถึงหลังจากการสร้าง Paired Data

6. สร้างข้อมูลอนุกรมเวลา

- เลือก Components >> Time-Series Data Manager
- ในส่วน Data - Type : Precipitation Gages
- สร้าง Gage : 100R 200R 300R



การกำหนดค่าในแต่ละส่วน



Time – Series Gage	Data Source	:	Manual Entry
	Units	:	Culmulative Inches
	Time Interval	:	จากโจทย์กำหนดทุก ๆ 30 นาที
Time Window	Start Date (ddMMMYYYY)	:	01 May 2004
	Start Time (HH:mm)	:	16:00
	End Time (ddMMMYYYY)	:	01 May 2004
	End Time (HH:mm)	:	23:00

Table : ค่าที่ใส่ในตารางนำมาจากโจทย์ (ตาราง Cumulative Rainfall Data)

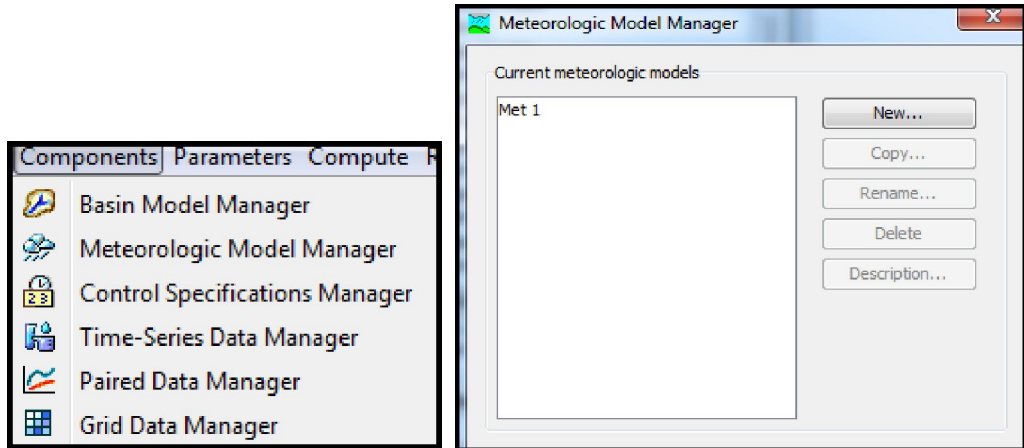
Table E7-2(a) May 2004 Cumulative Rainfall Data

Time (hr)	Gage Numbers		
	100R	200R	300R
1600	0.0	0.0	0.0
1630	0.60	0.50	0.30
1700	1.03	1.10	0.93
1730	1.06	1.10	0.95
1800	1.29	1.20	1.05
1830	1.94	1.40	1.13
1900	4.18	2.50	1.38
1930	4.32	2.90	1.88
2000	4.38	3.00	1.96
2030	4.54	3.10	2.25
2100	4.70	3.20	2.36
2130	4.76	3.40	2.58
2200	4.84	3.50	2.65
2230	4.88	3.50	2.69
2300	4.90	3.50	2.71

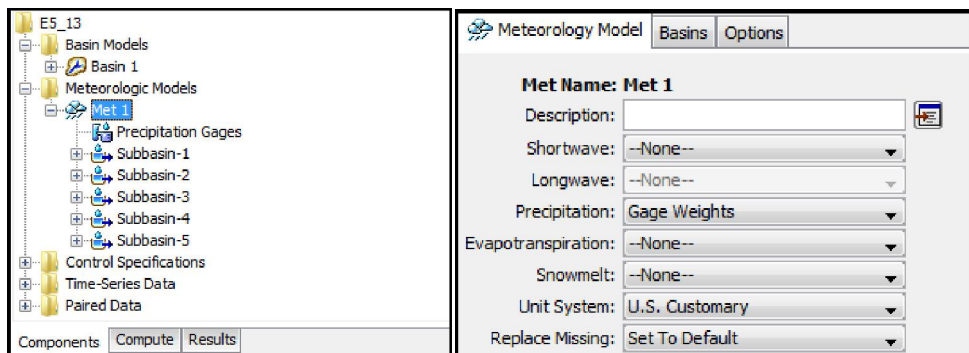


7. สร้างแบบจำลองฝน

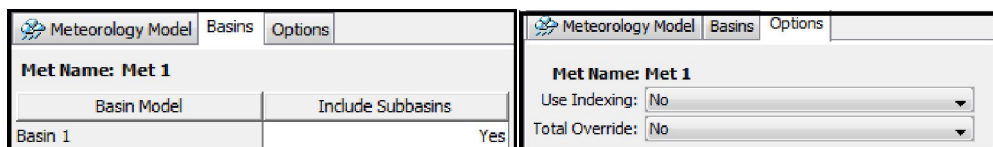
- เลือก Components >> Meteorologic Models Manager
- New >> Create
- Name : Met 1



- กำหนดรูปแบบ
- เลือก Met 1



หรือใส่ "Yes"



- กำหนดค่า Gage Weights ของ Subbasin แต่ละตัว
- ค่าของ Gage Weights แต่ละ Subbasin นำมาจากโจทย์

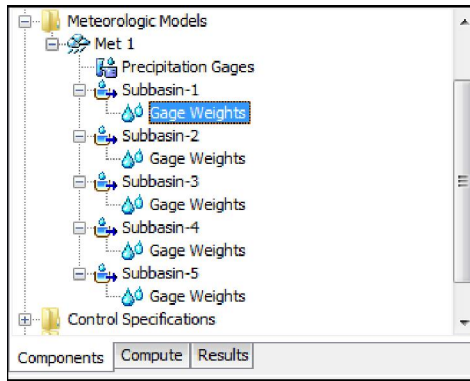


Table P5-13B. Precipitation Gage Weights

Subbasin	Gage Numbers		
	100R	200R	300R
1	1.00	0.00	0.00
2	0.33	0.67	0.00
3	0.00	0.61	0.39
4	0.00	0.00	1.00
5	0.00	0.00	1.00

- ตัวอย่างการใส่ค่า Gage Weights ของ Subbasin – 1

Gage Selections		Gage Weights	
<b>Element Name: Subbasin-1</b>			
Gage Name	Use Gage	Depth Weight	Time Weight
Gage 100R	Yes	1.00	1.00
Gage 200R	Yes	0	0
Gage 300R	Yes	0	0

Gage Weights ของ Subbasin – 2

Subbasin – 2	Depth Weight	Time Weight
Gage 100R	0.33	0.33
Gage 200R	0.67	0.67
Gage 300R	0.00	0.00

8. สร้างข้อมูลการเคลื่อนที่ผ่านลำน้ำ

- เลือก Components >> Paired Data Manager
- Data Type : Storage – Discharge Functions
- New : สร้างตาราง ขึ้นมาตามข้อมูล Keegan’s Bayou

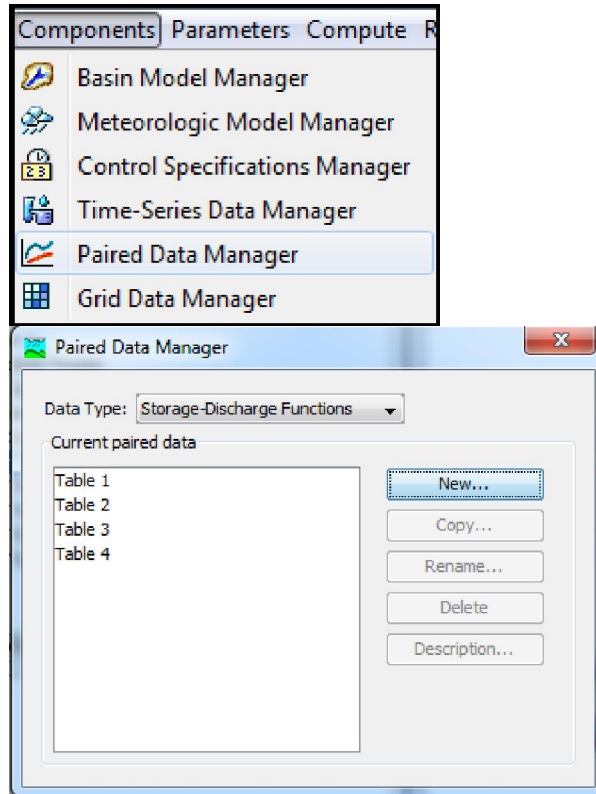


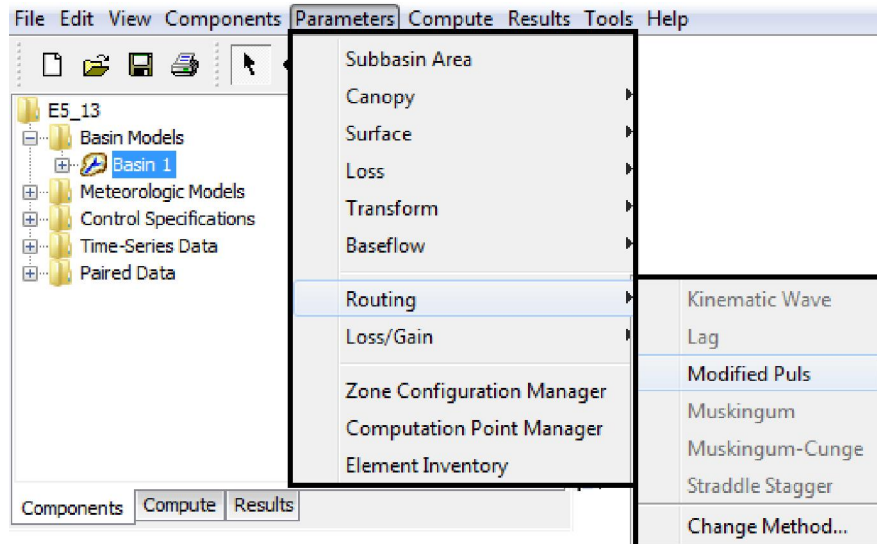
Table E7-2(g) Channel Storage Routing Data\*

Reach A-B		Reach B-C		Reach C-D		Reach D-E	
S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs
0	0	0	0	0	0	0	0
44.7	243	72.3	465	14.1	530	50.3	769
73	486	114	930	25.2	1060	80.8	1538
112.3	972	180.8	1860	45.5	2120	130.5	3076
276.1	1458	325.7	2790	73.2	3180	176.1	4614
1042.7	1944	842	3720	147.1	4240	230.7	6152
2064	2430	1664.9	4650	387.8	5300	331.2	7690
3077	2916	2653.7	5580	829.9	6360	646	9228
4555.8	3645	4379.9	6975	1435.8	7950	1581.4	11,535



9. ทำการเชื่อมข้อมูล Paired Data กับข้อมูลลำน้ำที่เราสร้างขึ้น

- ไปที่ Basin Models >> เลือก Basin 1
- เลือก Parameters >> Routing >> Modified Puls



- Show Elements : All Elements
- ทำการเชื่อมลำน้ำแต่ละสายให้ตรงกับตารางที่สร้างขึ้น

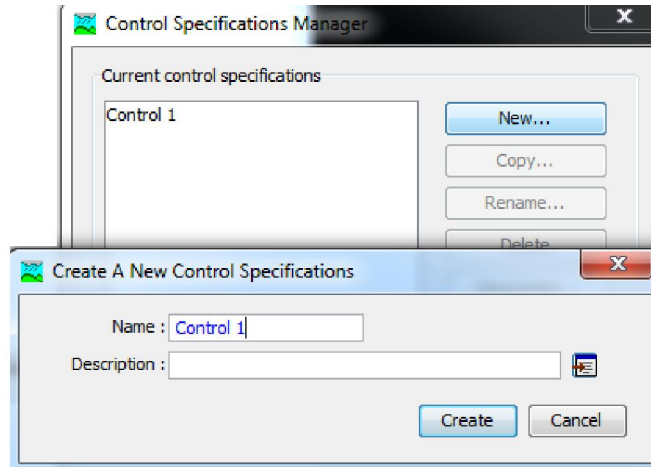
The screenshot shows the 'Modified Puls Routing [Basin 1]' dialog box. It features a 'Show Elements' dropdown set to 'All Elements' and a 'Sorting' dropdown set to 'Hydrologic'. Below these is a table with the following data:

Reach	Stor-Dis Function	Subreaches	Initial	Discharge (CFS)	Elev-Dis Function	Invert (FT)
Reach-AB	Table 1	1	Inflow = Outflow		--None--	
Reach-BC	Table 2	1	Inflow = Outflow		--None--	
Reach-CD	Table 3	1	Inflow = Outflow		--None--	
Reach-DE	Table 4	1	Inflow = Outflow		--None--	

Buttons for 'Apply' and 'Close' are located at the bottom right of the dialog box.

## 10. สร้างรายละเอียดการควบคุมข้อมูล

- เลือก Components >> Control Specifications Manager

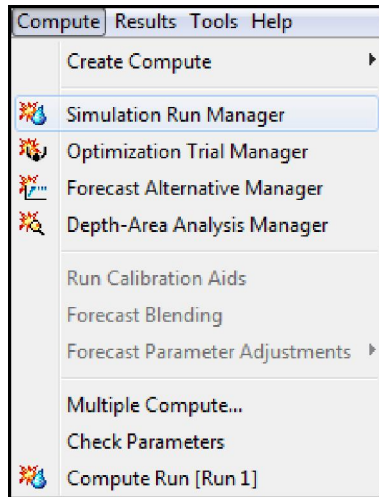


- เลือก Control 1 และกำหนดค่าดังนี้

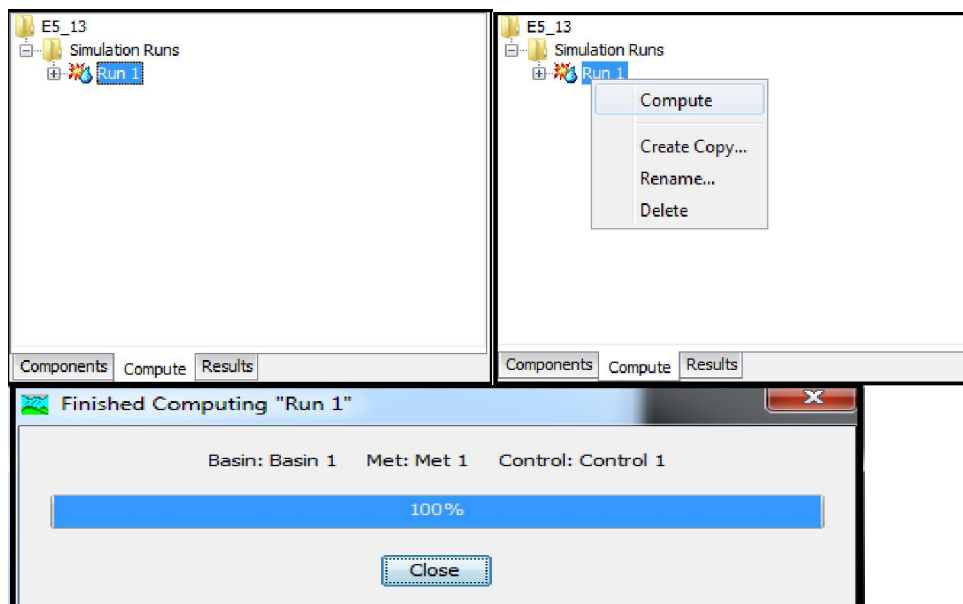
Control Specifications	Start Date (ddMMMYYYY)	:	01 May 2004
	Start Time (HH:mm)	:	16:00
	End Date (ddMMMYYYY)	:	02 May 2004
	End Time (HH:mm)	:	16:00

11. สร้างการคำนวณ (hourly)

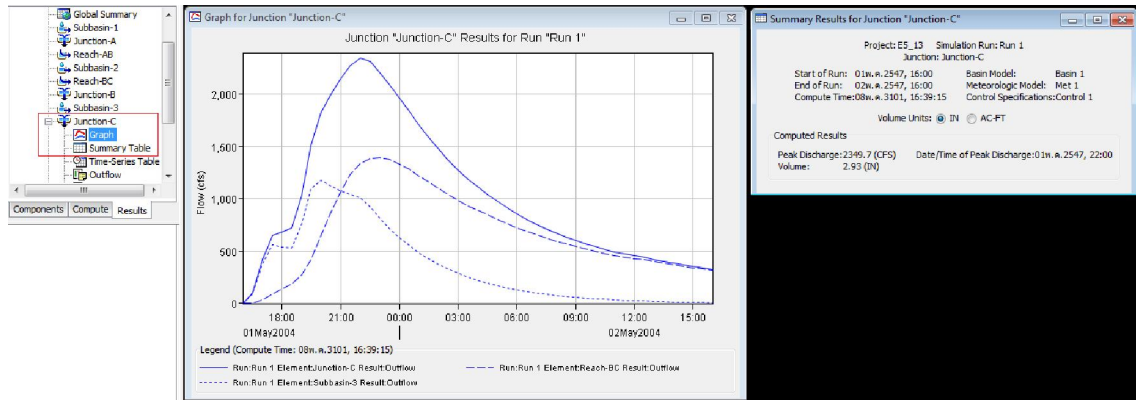
- เลือก Compute >> Simulation Run Manager



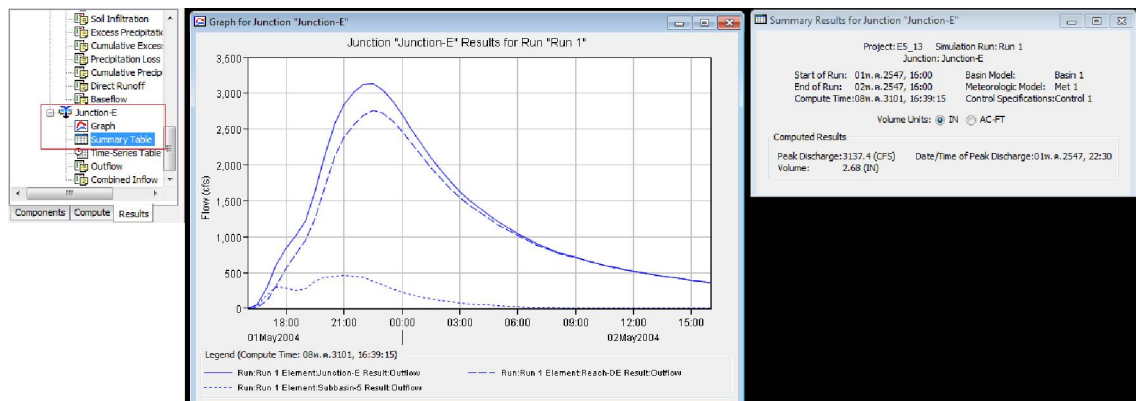
- โดยจะแบ่งออกเป็น 4 ขั้นตอน
- ขั้นตอนที่ 1 Name : กำหนดชื่อ >> Next
- ขั้นตอนที่ 2 : เลือก Basin 1 >> Next
- ขั้นตอนที่ 3 : เลือก Met 1 >> Next
- ขั้นตอนที่ 4 : เลือก Control 1 >> Finish
- เปลี่ยนหน้าต่างเป็นส่วน Compute
- คลิกขวาที่ Run 1 >> Compute โปรแกรมจะคำนวณออกมา
- เมื่ocalculation เสร็จ 100% กด Close



- เปลี่ยนหน้าต่างเป็นส่วน Result
- เลือก Run 1
- พิจารณาน้ำท่าและ Outflow ที่จุด C และ E



กราฟน้ำท่า & Outflow ( จุด C )



กราฟน้ำท่า & Outflow ( จุด E )



### แบบฝึกหัดที่ 7.3

Explore the Effects of Full Development for Keegan’s Bayou in **Example 7.2**. Assume that the Five Subareas All Reach 95% Development, 100% Conveyance, With 35% Imperviousness. Repeat the *TC* & *R* Calculations and Rerun HECHMS for the 10-yr and 100-yr Design Storms. Compare the Results to Existing Conditions in the Watershed. In Reality, Some Channelization or Detention Storage Would be Required to Handle the Expected Increased Flows.

คำนวณ TC&R ใหม่ จากสูตร

**Table 7-3(a)** Equations *TC*&*R* Method for Houston, Texas

The method requires that  $(TC + R)$  and  $TC$  are computed from the following formulas, then  $R$  is found by subtraction of the two, where  $R = (TC + R) - TC$ .

$$TC + R = C \left( \frac{L}{\sqrt{S}} \right)^{0.706} \quad \text{สูตรที่ 1}$$

where

- $TC$  = time of concentration (hr),
- $R$  = routing constant (hr),
- $L$  = length of channel (outflow to basin boundary) (mi),
- $S$  = channel slope (ft/mi),

$$C = 4295 [\% \text{ Dev}]^{-0.678} [\% \text{ Conv}]^{-0.967}, \quad \text{สูตรที่ 2}$$

$$C = 7.25 \quad \text{if } \% \text{ Dev} \leq 18,$$

$$TC = C' \left( \frac{L_{ca}}{\sqrt{S}} \right)^{1.06}, \quad \text{สูตรที่ 3}$$

where  $C'$  is taken from the following for overland slope and % Dev:

$S_0$ (ft/mi)	% Dev	$C'$
>40	0	5.12
$20 < S_0 \leq 40$	0	3.79
$\leq 20$	0	2.46
>40	100	1.95
$\leq 20$	100	0.94

(If the percent development is between 0 and 100,  $C'$  is found by linear interpolation.)

- $L_{ca}$  = length along channel to centroid of area (mi),
- $S_0$  = representative overland slope (ft/mi),
- %Dev = percent of area that is developed (%),
- %Conv = % conveyance, the ratio of flow in channel to total flow (%),
- $TC$  = time of concentration (hr),
- $R$  = routing constant (hr).

จะได้ค่า TC & R ดังนี้

Table 7-3(b) Dev. 100% Dev. 0% Dev. 95% สูตรที่ 3 สูตรที่ 2 สูตรที่ 1

Channel Slope S (ft/mi)	Channel Length L (mi)	Length to Centroid $L_{ca}$ (mi)	Development (%)	Conveyance (%)	c'1 ค่า $S_0$	c'2 ค่า $S_0$	Dev. คูตาราง 0-100	C'	TC	C	R
2.35	3.9448	0.9873	95	100	0.94	2.46	100	1.02	0.64	2.28	3.81
2.35	3.0314	0.5478	95	100	0.94	2.46	100	1.02	0.34	2.28	3.35
4.3	4.0115	0.9789	95	100	0.94	2.46	100	1.02	0.46	2.28	3.18
3.3	2.3754	1.1915	95	100	0.94	2.46	100	1.02	0.65	2.28	2.11
3.3	1.5342	0.7663	95	100	0.94	2.46	100	1.02	0.41	2.28	1.62

Table 7-3(c) Clark UH (TC&R) Modeling Parameters

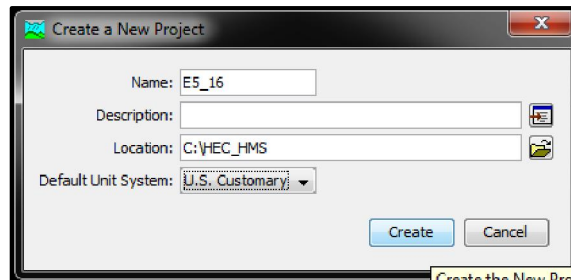
Subbasin	TC	R	Impervious (%)
1	1.40	12.73	30
2	0.52	4.52	38
3	0.63	3.84	49
4	0.99	3.68	47.5
5	0.62	2.81	48.2

Development (%)	Conveyance (%)
15	100
60	100
70	100
60	80
60	80

ขั้นตอนการทำแบบจำลอง HEC – HMS สำหรับ Example 7.3

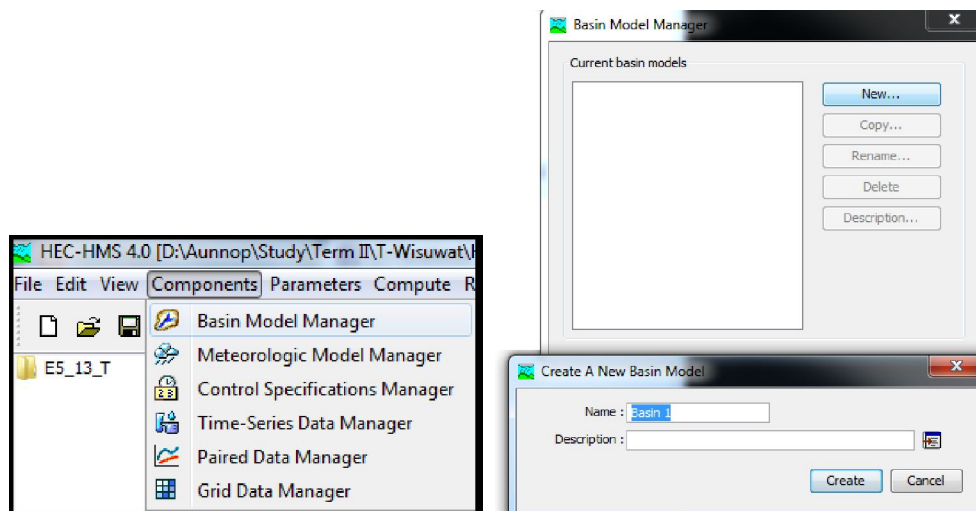
1. เปิดโปรแกรม HEC-HMS 4.0

- File >> New Project
- Name : E5\_16
- Location : เลือกโฟลเดอร์ที่จะเก็บงาน
- Unit System : U.S Customary
- เลือก Create



2. สร้างแบบจำลอง Keegan’s Bayou

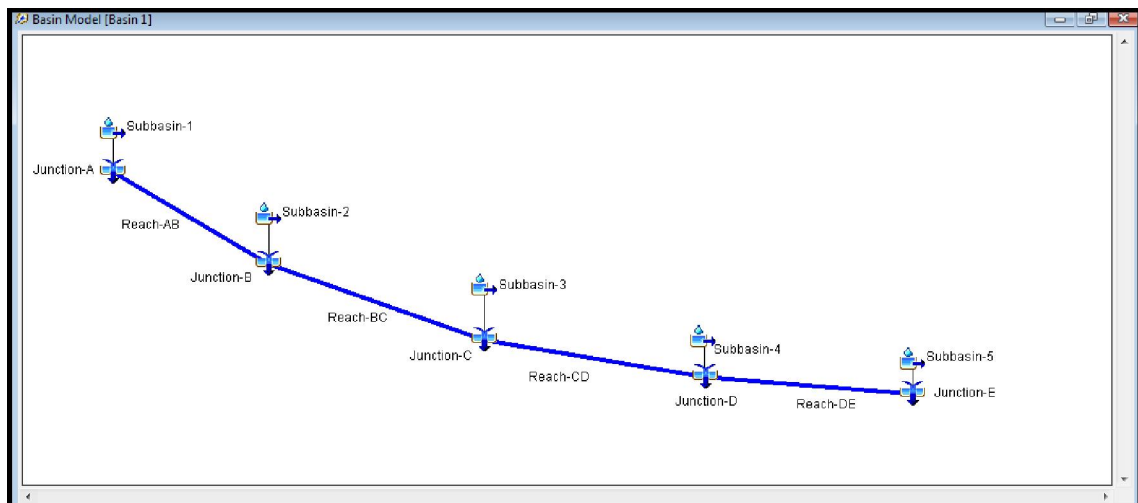
- สร้าง Subbasin : Components >> Basin Model Manager >> New
- Name : Basin 1
- เลือก Create >> New



3. สร้าง Subbasin, Junction, Reach

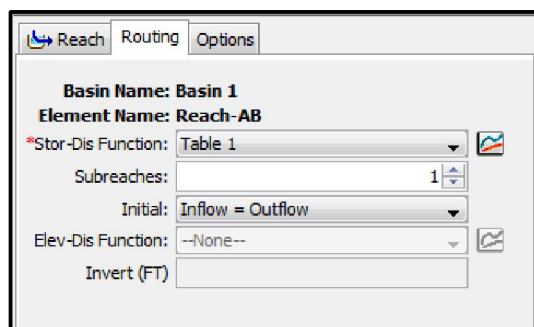
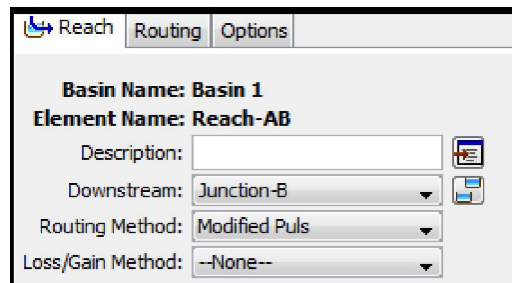
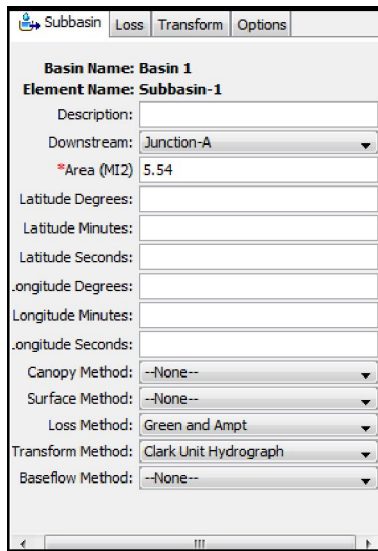
- สร้าง Subbasin : 
- สร้าง Junction : 
- สร้าง Reach : 
- การกำหนดความสัมพันธ์ : คลิกขวา ..... >> Connect downstream >> เลือก.....

**ตัวอย่าง :** คลิกขวา ( Subbasin – 1 ) >> Connect downstream >> เลือก ( Junction – A )  
 : คลิกขวา ( Junction - A ) >> Connect downstream >> เลือก ( Reach – AB )  
 : คลิกขวา ( Reach - AB ) >> Connect downstream >> เลือก ( Junction – B )



4. กำหนดรูปแบบของ Subbasin และ Reach

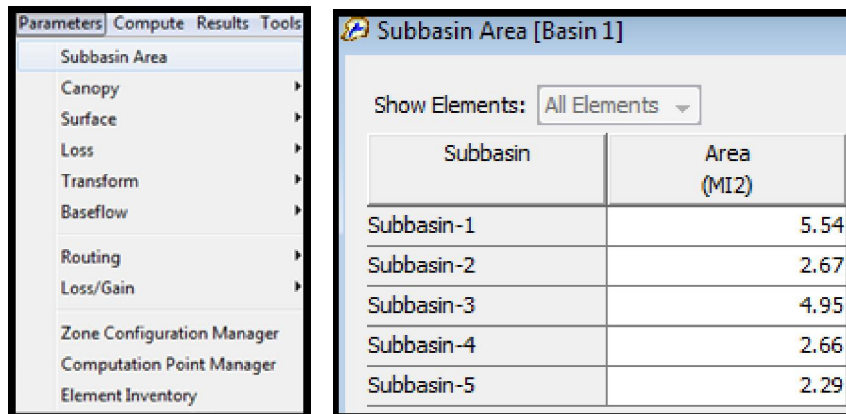
- a. Subbasin 1 ถึง Subbasin 5 ( กำหนดเหมือนกับตัวอย่าง 5.13 )กำหนดดังนี้
  - Loss Method : Green and Ampt
  - Transform Method : Clark Unit Hydrograph
- b. Reach – AB (BC , CD , DE) กำหนดดังนี้
  - Routing Method : Modified Puls
- c. Routing >> Stor-Dis Funtion >>ให้เลือก Table 1 ทั้ง Reach – AB , BC , CD , DE



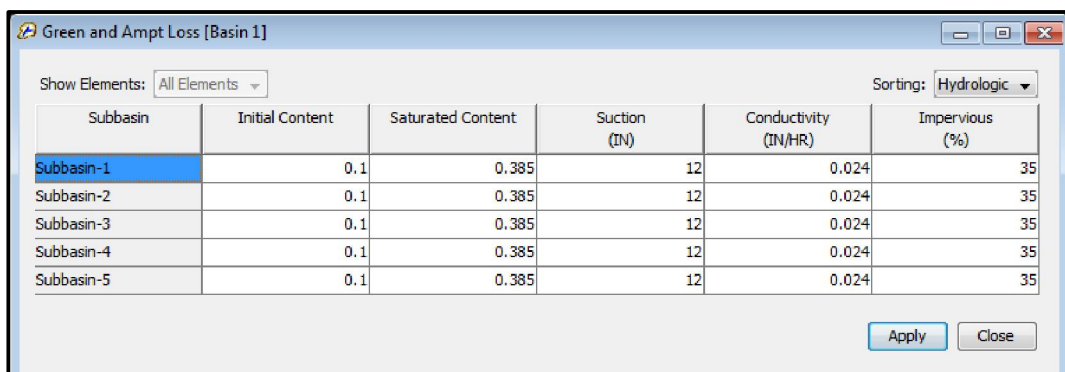
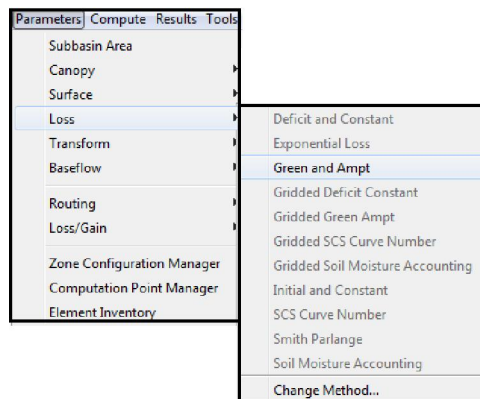
5. การใส่ค่าพารามิเตอร์

จากข้อมูลของ Keegan's Bayou ที่กำหนดค่าต่าง ๆ มาดังตาราง

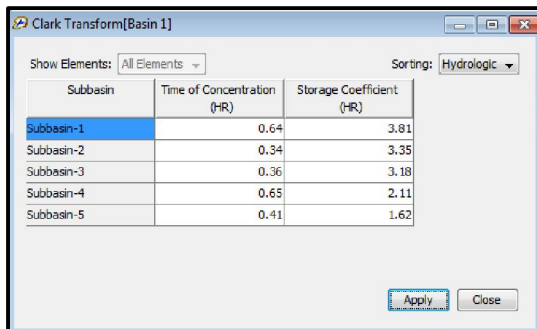
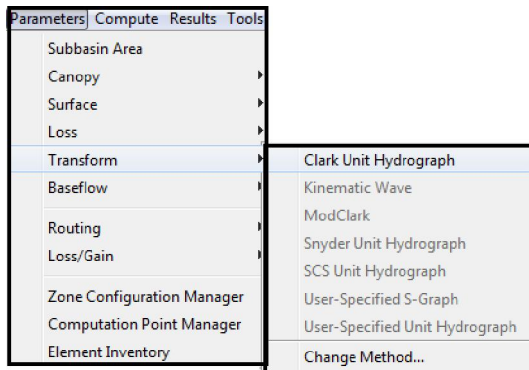
- เลือก Parameters >> Subbasin Area
- Show Elements : All Elements
- กรอกข้อมูลจากโจทย์ที่กำหนด



- เลือก Parameters >> Loss >> Green and Ampt
- Show Elements : All Elements
- กรอกข้อมูลที่กำหนดมาให้



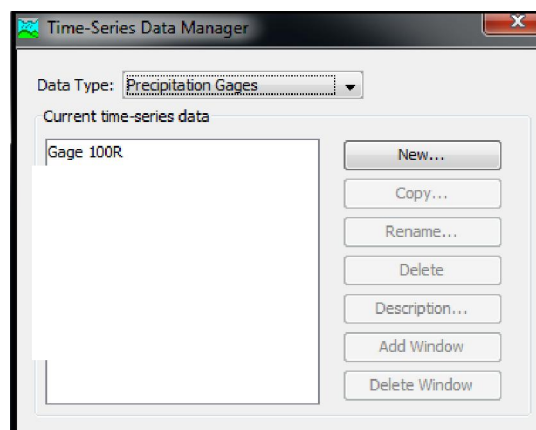
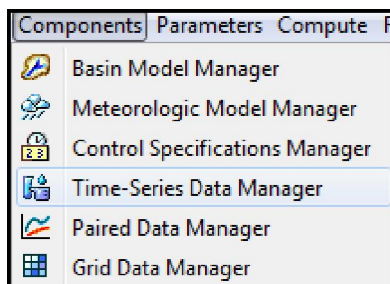
- เลือก Parameters >> Transform >> Clark Unit Hydrograph
- Show Elements : All Elements
- กรอกข้อมูลที่กำหนดมาให้



\*\* ในส่วนข้อมูลของ Reach จะกล่าวถึงหลังจากการสร้าง Paired Data

6. สร้างข้อมูลอนุกรมเวลา

- เลือก Components >> Time-Series Data Manager
- ในส่วน Data - Type : Precipitation Gages
- สร้าง Gage : 100R (Gage อื่นๆไม่ต้องสร้าง)

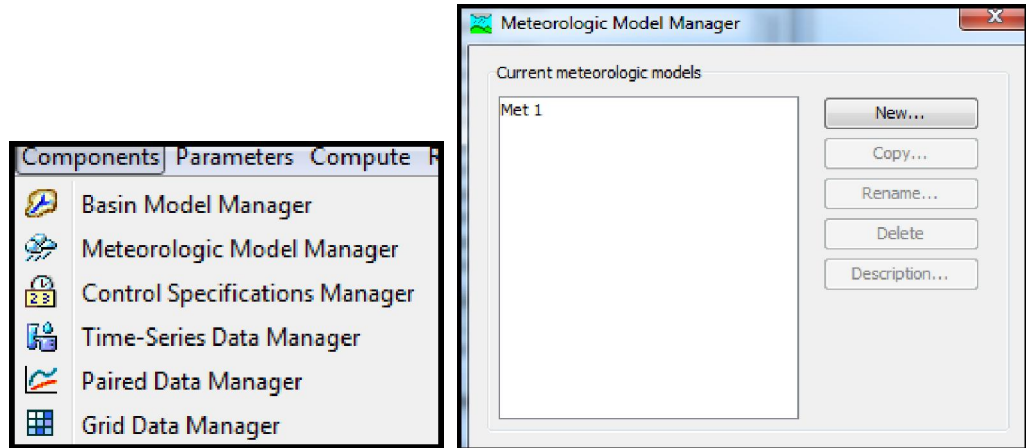




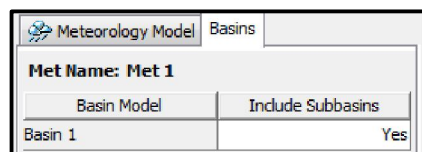
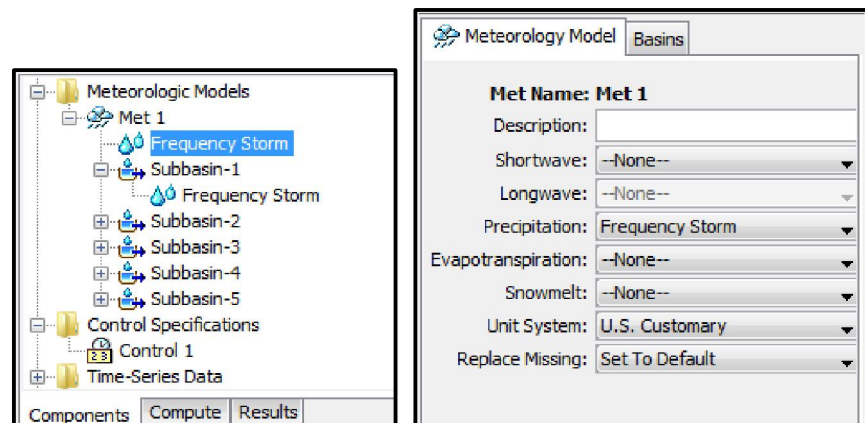


7. สร้างแบบจำลองฝน

- เลือก Components >> Meteorologic Models Manager
- New >> Create
- Name : Met 1



- กำหนดรูปแบบ
- เลือก Met 1



- กำหนดค่า Frequency Storm ในรอบปีการเกิดซ้ำที่ 10 ปี และ 100 ปี ในที่นี้ใช้ช่วงเวลา 15 นาที และ 1 ชั่วโมง
- ค่าของ Frequency Storm นำมาจากตารางที่ 5-9
- ตัวอย่างของรอบปีการเกิดซ้ำที่ 10 ปี ใช้ 10%  
(หมายเหตุ: ถ้าเปลี่ยนเป็น Tr จะต้องใส่ค่า Pair data ใหม่ด้วย)

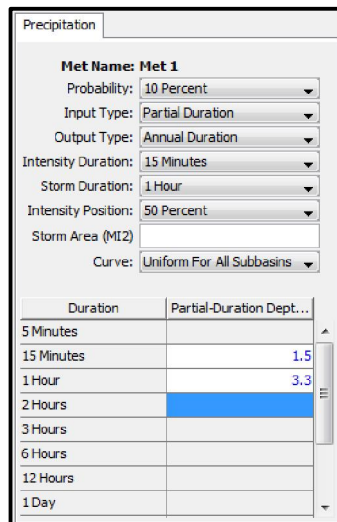
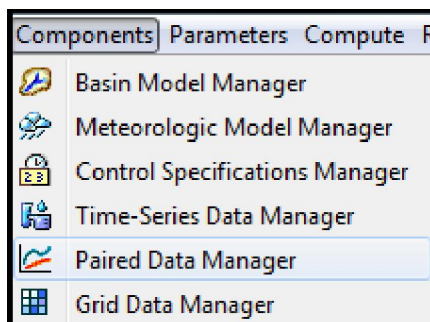


Table E7-2(d) Houston Frequency Rainfall

Duration	Houston Frequency Rainfall				
	5-yr	10-yr	25-yr	50-yr	100-yr
15 min	1.4	1.5	1.7	1.9	2.0
30 min	2.4	2.7	3.0	3.3	3.6
1 hr	2.9	3.3	3.8	4.2	4.6
3 hr	4.0	4.7	5.5	6.1	6.8
6 hr	4.8	5.7	6.7	7.5	8.5
12 hr	5.7	6.7	8.2	9.2	10.5
24 hr	6.8	8.2	9.5	10.8	12.5

8. สร้างข้อมูลการเคลื่อนที่ผ่านลำน้ำ

- เลือก Components >> Paired Data Manager
- Data Type : Storage – Discharge Functions
- New : สร้างตาราง ขึ้นมาตามข้อมูล Keegan’s Bayou (สร้างเฉพาะ Table1)



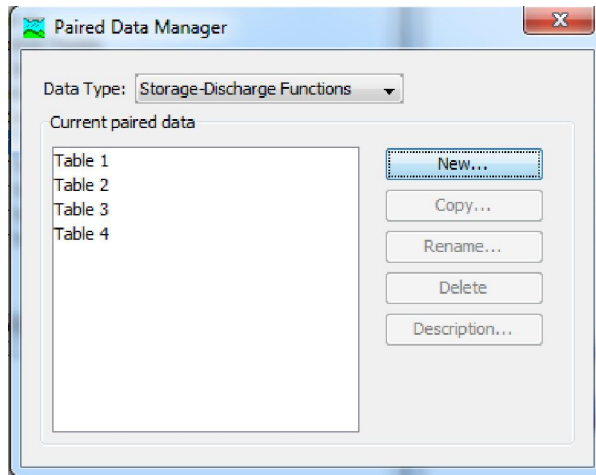


Table E7-2(g) Channel Storage Routing Data\*

Reach A-B		Reach B-C		Reach C-D		Reach D-E	
S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs	S ac-ft	Q cfs
0	0	0	0	0	0	0	0
44.7	243	72.3	465	14.1	530	50.3	769
73	486	114	930	25.2	1060	80.8	1538
112.3	972	180.8	1860	45.5	2120	130.5	3076
276.1	1458	325.7	2790	73.2	3180	176.1	4614
1042.7	1944	842	3720	147.1	4240	230.7	6152
2064	2430	1664.9	4650	387.8	5300	331.2	7690
3077	2916	2653.7	5580	829.9	6360	646	9228
4555.8	3645	4379.9	6975	1435.8	7950	1581.4	11,535

- กำหนดรูปแบบของ Table 1 (ในที่นี้สร้างข้อมูลเฉพาะ Table1 โดยใช้ค่าเฉพาะ Reach A-B) ดังนี้

Paired Data      Data Source      :      Manual Entry  
 Units                :      AC - FT : CFS

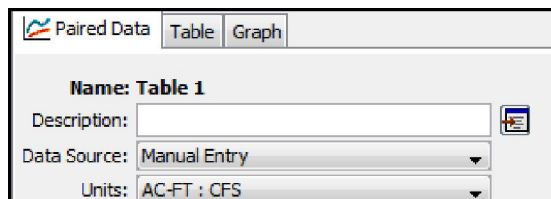
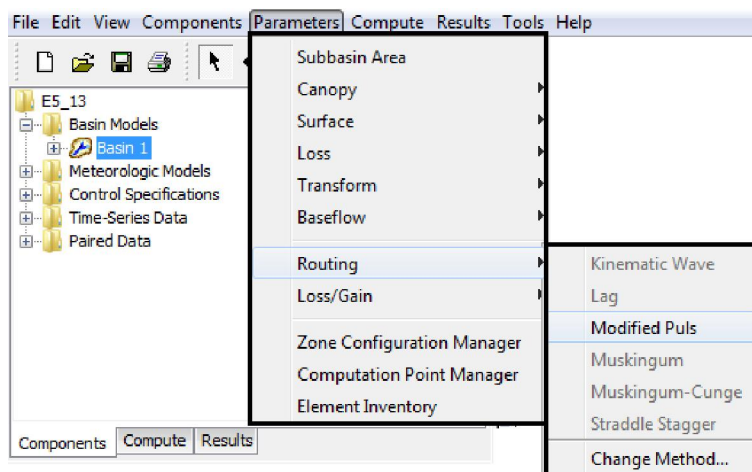


Table : ค่าในตารางนำมาจากข้อมูล Keegan’s Bayou ( ตัวอย่าง ค่าตารางจาก Reach A-B )

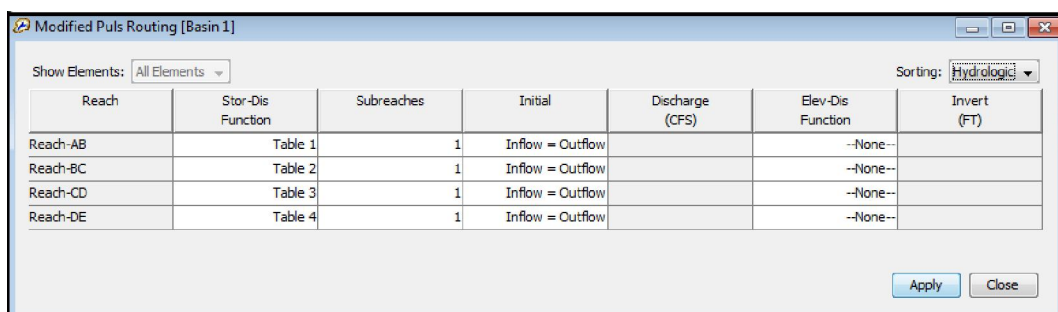
Storage (AC-FT)	Discharge (CFS)
0.0	0.0
44.7	243.0
73.0	486.0
112.3	972.0
276.1	1458.0
1042.7	1944.0
2064.0	2430.0
3077.0	2916.0
4555.8	3645.0

9. ทำการเชื่อมข้อมูล Paired Data กับข้อมูลลำน้ำที่เราสร้างขึ้น

- ไปที่ Basin Models >> เลือก Basin 1
- เลือก Parameters >> Routing >> Modified Puls
- 

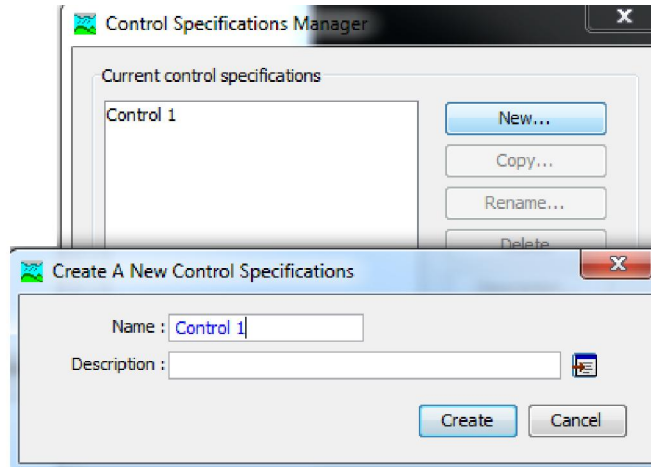


- Show Elements : All Elements
- ทำการเชื่อมลำน้ำแต่ละสายให้ตรงกับตารางที่สร้างขึ้น



## 10. สร้างรายละเอียดการควบคุมข้อมูล

- เลือก Components >> Control Specifications Manager

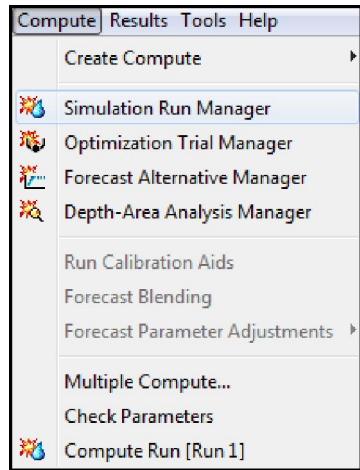


- เลือก Control 1 และกำหนดค่าดังนี้

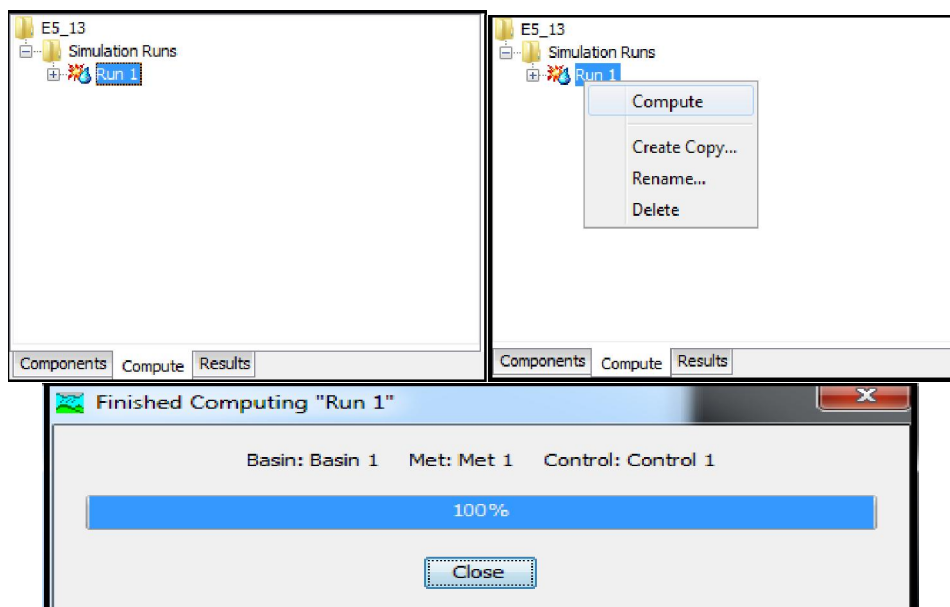
Control Specifications	Start Date (ddMMMYYYY)	:	01 May 2004
	Start Time (HH:mm)	:	16:00
	End Date (ddMMMYYYY)	:	02 May 2004
	End Time (HH:mm)	:	16:00
	Time Interval	:	15 Minutes

11. สร้างการคำนวณ

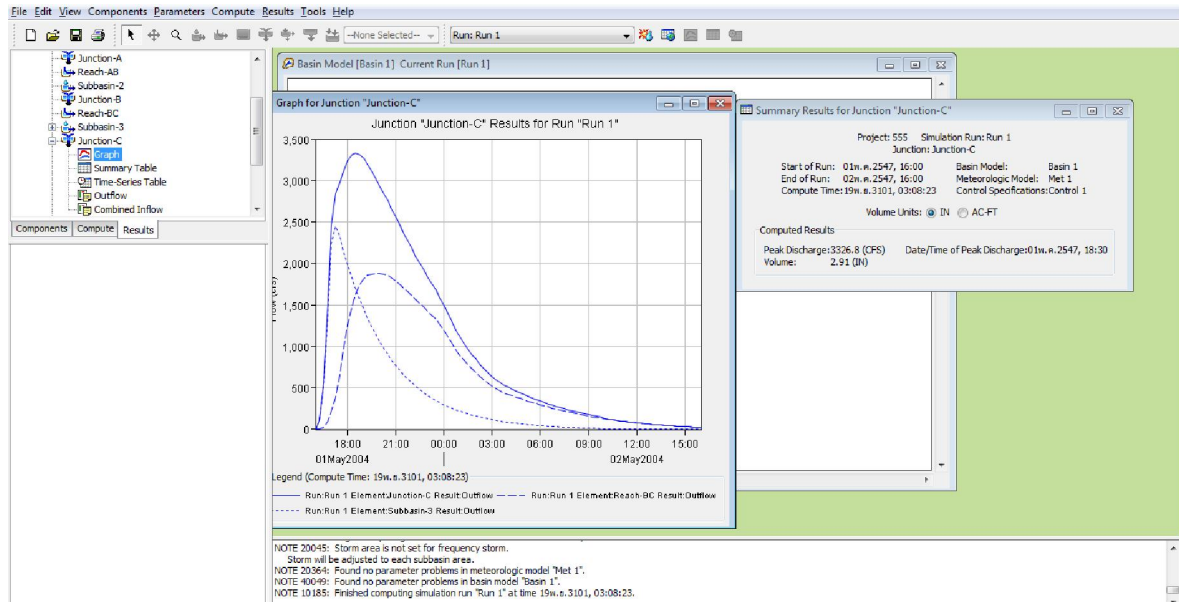
- เลือก Compute >> Simulation Run Manager



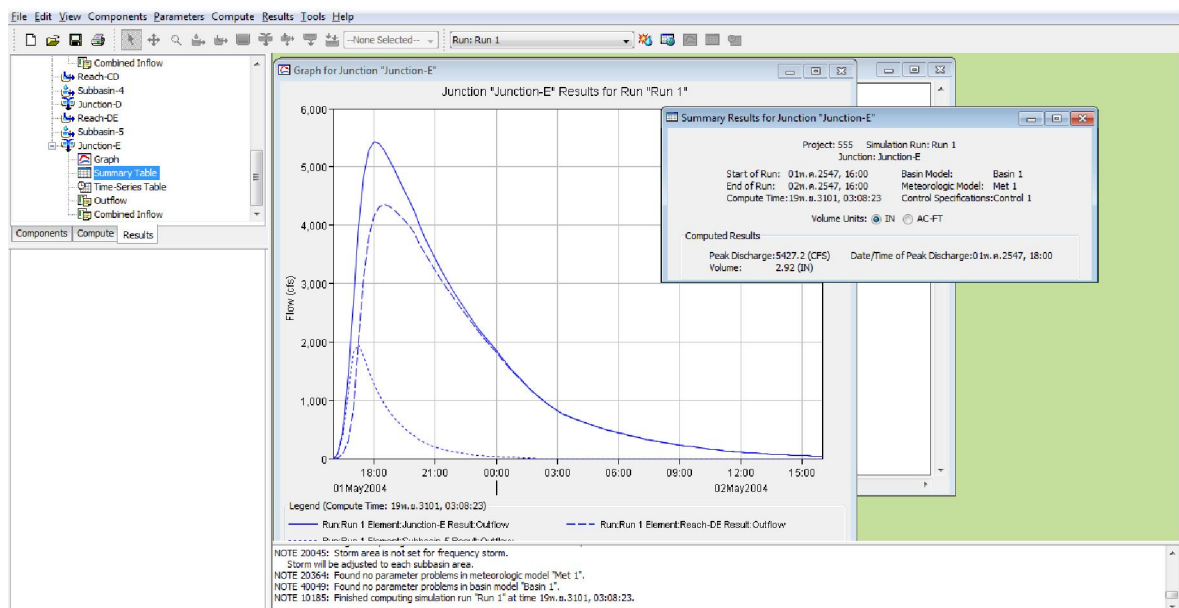
- โดยจะแบ่งออกเป็น 4 ขั้นตอน
- ขั้นตอนที่ 1 Name : กำหนดชื่อ >> Next
- ขั้นตอนที่ 2 : เลือก Basin 1 >> Next
- ขั้นตอนที่ 3 : เลือก Met 1 >> Next
- ขั้นตอนที่ 4 : เลือก Control 1 >> Finish
- เปลี่ยนหน้าต่างเป็นส่วน Compute
- คลิกขวาที่ Run 1 >> Compute โปรแกรมจะคำนวณออกมา
- เมื่อคำนวณเสร็จ 100% กด Close



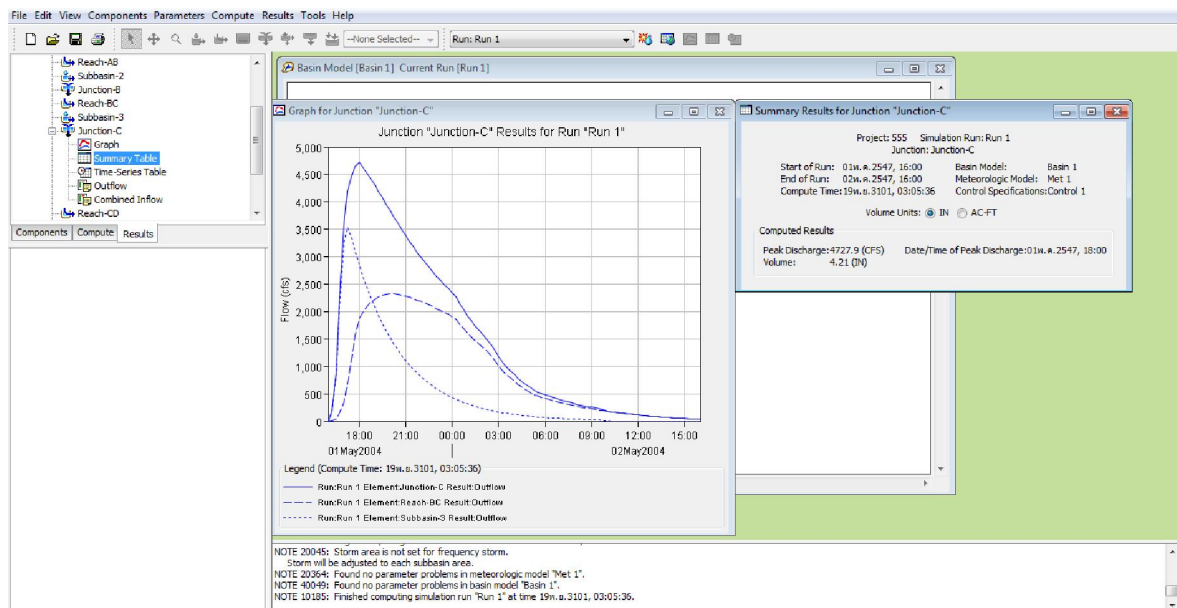
- เปลี่ยนหน้าต่างเป็นส่วน Result
- เลือก Run 1
- พิจารณาน้ำท่าและ Outflow ที่จุด C และ E



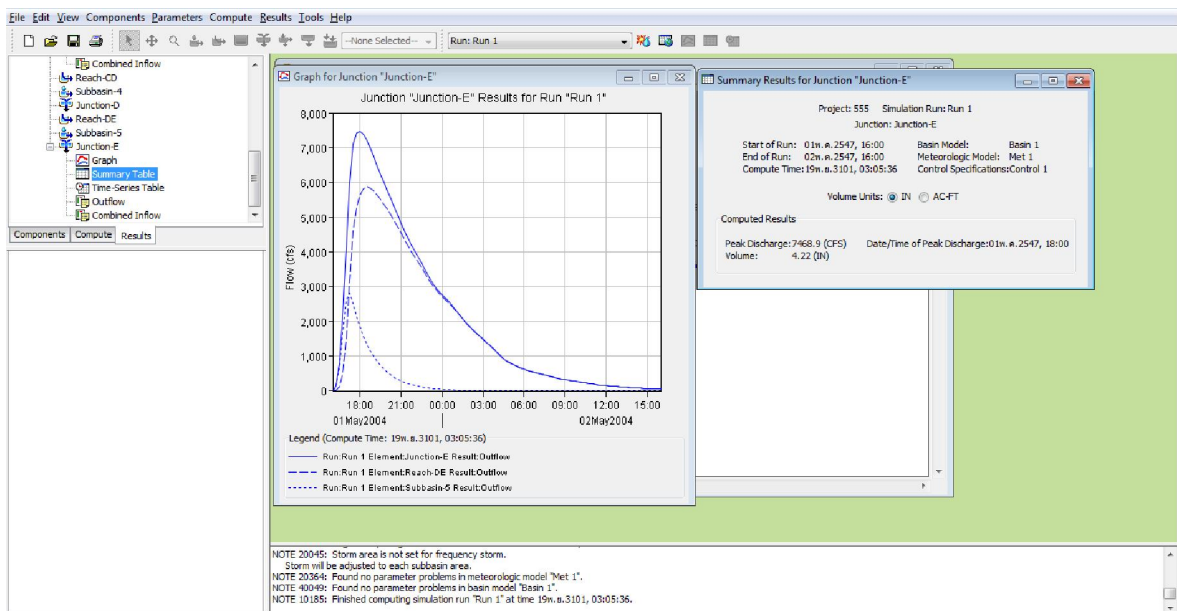
กราฟน้ำท่า & Outflow ( จุด C รอบ 10 ปี )



กราฟน้ำท่า & Outflow ( จุด E รอบ 10 ปี )



กราฟน้ำท่า & Outflow ( จุด C รอบ 100 ปี )



กราฟน้ำท่า & Outflow ( จุด E รอบ 100 ปี )



## เอกสารอ้างอิง (References)

- Bedient, P. B., and Huber, W. C. , 1992, Hydrology and Floodplain Analysis. Addison.
- Bennett, T. H., 1998, Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). University of California, Davis.
- Bedient, P.B., W.C. Huber, and B.E. Vieux, 2019, Hydrology and Floodplain Analysis, 6e edition. Pearson PTE Academic, 813 pages.
- Bennett, D. H., James, A. L., McKone, T. E., and Oldenburg, C. M., 1998, On uncertainty in remediation analysis: variance propagation from subsurface transport to exposure modeling. Reliability Engineering & System Safety, 62(1-2), 117-129.
- Clark, C. O., 1945, Storage and the unit hydrograph. Transactions of the American Society of Civil Engineers, 110(1), 1419-1446.
- Chaudhry, M.H., 1993, Open-Channel Flow. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs.
- Chow, V. T., 1959, Open channel flow. MacGraw-Hill Book Co. Inc.: New York.
- Dodge, J. C., 1959, A general theory of the unit hydrograph. Journal of geophysical.
- Huber, W C, and Dickinson, R E., 1988, Storm-Water Management Model. United States, Version 4. Part a: user's manual.
- Hydrologic Engineering Center, & Water Resources Support Center (US), 1981, HEC-1 flood hydrograph package: User's manual. US Army Corps of Engineers, Water Resources Support Center, Hydrologic Engineering Center.
- James, W., Rossman, L. A. and James, W. R. C., 2010, User's guide to SWMM 5, 905 pp.
- Linsley Jr, R. K., Kohler, M. A., and Paulhus, J. L., 1975, Hydrology for engineers.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., and Saxton, K. E., 1982, Estimation of soil water properties. Transactions of the ASAE, 25(5), 1316-1320.
- Skaggs, R.W., and Khalee, R., 1982, Infiltration, Hydrologic modeling of small watersheds. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI.
- Soil Conservation Service, 1964, SCS National Engineering Hand-book, Section 4: Hydrology, updated 1972, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Soil Conservation Service, 1986, Urban Hydrology for Small Watersheds, 2nd ed., Tech. Release No. 55 (NTIS PB87-101580), U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

USACE, Hydrologic Engineering Center, 1998, HEC-HMS Hydrologic Modeling System Version 2.1. marzo 1998, User's Manual.

USACE, Hydrologic Engineering Center, 2016 Hydrologic modeling system HEC-HMS user's manual. USA.



## บทที่ 8

### ฝนหลวงและฝนเรดาร์

(Royal Rainmaking and Radar Rainfall

Applications in Hydrology)



## บทที่ 8 ฝนหลวงและฝนเรดาร์

### (Royal Rainmaking and Radar Rainfall Applications in Hydrology)

#### 8.1 บทนำ

ความก้าวหน้าของการวัดปริมาณฝนที่รับรู้ได้จากระยะไกลด้วยเรดาร์ตรวจวัดสภาพอากาศ ทำให้สามารถระบุลักษณะการกระจายของฝนเหนือพื้นที่ลุ่มน้ำได้อย่างแม่นยำ เมื่อได้ปรับแก้ร่วมกับข้อมูลการตรวจวัดฝนภาคพื้นดินอย่างเหมาะสม ฝนเรดาร์จะสามารถระบุความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเชิงเวลาได้

สำหรับบทนี้ นอกจากจะกล่าวถึงฝนตามธรรมชาติ ซึ่งถือเป็นปัจจัยสำคัญในระบบอุทกวิทยาเป็นอย่างมากสำหรับการวางแผนการบริหารจัดการน้ำ แต่เนื่องจากลักษณะการกระจายตัวของฝนที่มี

การเปลี่ยนแปลงผันแปรทั้งเวลาและสถานที่ ซึ่งอาจจะส่งผลให้ปริมาณน้ำต้นทุนจากทรัพยากรน้ำที่มีอยู่ไม่เพียงพอ นอกจากนี้ในบทนี้จะกล่าวถึง ฝนหลวง ซึ่งมาจากสายพระเนตรที่ยาวไกลและความอัจฉริยะภาพของพระบาทสมเด็จพระบรมชนกาธิเบศร มหาภูมิพลอดุลยเดชมหาราช บรมนาถบพิตร (ในหลวงรัชกาลที่ 9) ซึ่งนับเป็นหนึ่งในศาสตร์แห่งพระราชชาติช่วยบรรเทาความเดือดร้อนในเรื่องการขาดแคลนน้ำให้กับชาวบ้านเกษตรกรได้จนถึงทุกวันนี้ และการประยุกต์ใช้ฝนหลวงในด้านอุทกวิทยา

## 8.2 ความเป็นมาของฝนเรดาร์

การระบุลักษณะเฉพาะที่แม่นยำของน้ำในบรรยากาศนั้น สามารถนำไปใช้ประโยชน์ได้สำหรับการสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาประเภท Distributed Model เมื่อทำการปรับค่าอย่างเหมาะสมกับข้อมูลการตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน ฝนเรดาร์สามารถตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณฝนที่จำเป็นสำหรับการทำนายและวิเคราะห์ทางอุทกวิทยา เครื่องวัดปริมาณฝนให้ข้อมูลชั่วคราวที่มีความละเอียดสูง แต่ถูกจำกัดโดยการสุ่มตัวอย่างที่เป็นเพียงจุดจุดเดียวบนพื้นที่หนึ่ง การรวมกันของเรดาร์และเครื่องวัดปริมาณฝนภาคพื้นดิน สามารถสร้างการตรวจวัดปริมาณฝนที่เป็นตัวแทนเหนือลุ่มน้ำที่มีความแม่นยำมากกว่าที่การใช้การตรวจวัดจากเครื่องวัดฝนหรือเรดาร์เพียงอย่างเดียว (Wilson & Brandes, 1979)

เมื่อเครื่องวัดฝนเป็นวิธีเดียวในการวัดหรือกำหนดลักษณะฝนบนลุ่มน้ำ ปริมาณฝนจากการวัดฝนหลายแห่ง จะต้องกระจายไปทั่วพื้นที่หรือสมมติให้สม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ด้วยวิธีรูปหลายเหลี่ยม Thiessen หรือ การถ่วงน้ำหนักแบบ Inverse Distant Weighting ซึ่งเป็นวิธีการหลักในการกระจายปริมาณฝนภาคพื้นดินในเชิงพื้นที่ จากวิธีการกระจายเชิงพื้นที่ดังกล่าวไม่ได้คำนึงถึงความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เกิดขึ้นระหว่างเครื่องมือวัดฝน ในการสร้างแบบจำลองเหตุการณ์พายุที่เกิดขึ้นจริงหรือในการจำลองแบบต่อเนื่อง การสันนิษฐานที่กำหนดว่าปริมาณฝนมีความสม่ำเสมอ สามารถนำไปสู่การทำนายที่เกินจริงหรือการตอบสนองทางอุทกวิทยาที่ไม่แม่นยำ ซึ่งทำให้ฝนเรดาร์มีความน่าสนใจ เมื่อสมมุติว่ารูปแบบการกระจายปริมาณฝนทั้งในเวลาและพื้นที่นั้นไม่แม่นยำหรือไม่เป็นตัวแทนของการเปลี่ยนแปลงที่แท้จริงของปริมาณฝนที่เกิดขึ้นในพื้นที่ลุ่มน้ำ ผลของแบบจำลองและสมมติฐานทางอุทกวิทยาอาจทำให้เกิดข้อผิดพลาดได้

การใช้เรดาร์ตรวจสอบสภาพอากาศในอุทกวิทยา โดยเน้นหลักที่การสร้างแบบจำลอง Distributed Model ของกระบวนการระดับลุ่มน้ำ จากการทบทวนวรรณกรรมของผลการวิจัยหลายผลงานแสดงให้เห็นว่าการวัดความเข้มฝนที่แม่นยำด้วยความละเอียดเชิงพื้นที่และเวลาที่ดี มีความสำคัญต่อการวิเคราะห์และคาดการณ์ทางอุทกวิทยา ซึ่งมี 3 วิธีหลักในการวัดปริมาณฝน: (1) เครื่องวัดฝน (2) เรดาร์ และ (3) ภาพถ่ายดาวเทียม นอกจากปริมาณฝนแล้ว การประมาณค่าเรดาร์

ของปริมาณฝนที่เป็นน้ำแข็ง เช่น หิมะยังไม่ได้รับการพิจารณา ปริมาณฝนจากเรดาร์ หากปรับแก้ อย่างเหมาะสมด้วยข้อมูลเครื่องวัดฝนภาคพื้นดิน จะระบุลักษณะการกระจายของปริมาณฝนบนลุ่ม น้ำอย่างแม่นยำ และแสดงเป็นกราฟน้ำท่า การใช้เรดาร์เพื่อวัตถุประสงค์ทางอุทกวิทยากลายเป็นเรื่อง ธรรมดามากขึ้นสำหรับการใช้งานที่ใช้การคาดการณ์แบบจำลองเพื่อจำลองการไหลของน้ำทั้ง เหตุการณ์ต่อเนื่องหรือเหตุการณ์เดียว เพื่อคาดการณ์น้ำท่วม หรือเพื่อกำหนดลักษณะของปริมาณ การไหลที่เกิดจากพายุฝน โดย Einfalt et al. (2004) และ Pathak & Vieux (2008) สำหรับการใ้ งานทางอุทกวิทยา การปรับแก้ฝนเรดาร์โดยใช้เครื่องวัดฝนและปัจจัยที่ส่งผลต่อความแม่นยำของ ปริมาณฝนได้อธิบายไว้ในเอกสารอ้างอิงมากมาย รวมถึง (Morin et al., 1995; Rosenfeld et al., 1993, 1994; Smith et al., 1996; Sanchez-Diezma et al., 2000; Vieux & Bedient, 1998, Vieux & Vieux, 2005; Pathak & Vieux, 2007, 2008; Rendon et al., 2012)

ปริมาณฝนที่ได้จากเรดาร์จะช่วยเติมเต็มข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน เนื่องจาก ข้อมูลฝนเรดาร์นั้นมีความหนาแน่นเชิงพื้นที่สูงกว่าเครือข่ายเครื่องมือวัดฝนภาคพื้นดิน แม้ว่าเรดาร์จะ แสดงรูปแบบปริมาณฝนในเชิงพื้นที่เพียงชั่วขณะ แต่ก็ต้องแก้ไขหรือปรับเปลี่ยนเพื่อจัดการประเมิณ ปริมาณฝนที่มากเกินไปหรือต่ำเกินไปอย่างเป็นระบบ เพื่อให้เข้าใจวิธีการใช้เรดาร์ในการวัดปริมาณ ฝน เราต้องเข้าใจกระบวนการวัด การแปลงค่าการสะท้อนกลับ เป็นอัตราการตกของฝน คุณลักษณะ ของระบบที่ส่งผลต่อความละเอียดและความแม่นยำของข้อมูลปริมาณฝน และการปรับค่าเอนเอียง สำหรับข้อผิดพลาดอย่างเป็นระบบ

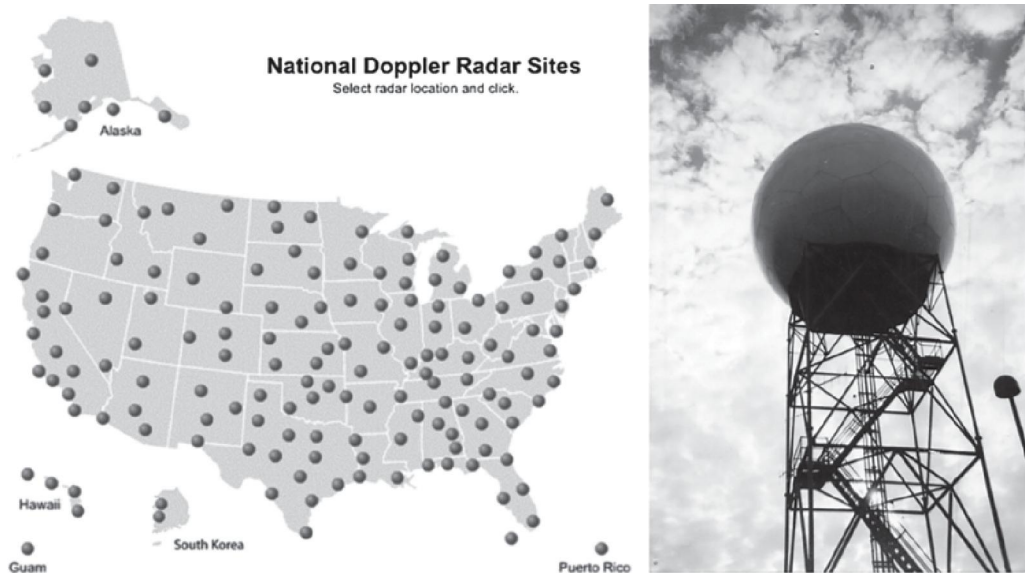
คำว่า เรดาร์ เป็นตัวย่อสำหรับการตรวจจับคลื่นวิทยุและการกำหนดระยะ (Radio Detection and Ranging) เรดาร์ได้รับการพัฒนาในช่วงทศวรรษที่ 1930 โดยเป็นอุปกรณ์ง่ายๆ สำหรับตรวจจับเป้าหมายทางทหาร เช่น เครื่องบินและเรือในทะเล ได้พัฒนาเป็นระบบที่ซับซ้อนซึ่ง เกี่ยวข้องกับส่วนประกอบของตัวส่งและตัวรับ ควบคู่ไปกับระบบประมวลผลของคอมพิวเตอร์เพื่อการ ตรวจจับเป้าหมายที่หลากหลาย เป้าหมายเหล่านี้บางส่วนมีลักษณะทางอุตุนิยมวิทยาและเป็นที่น่าสนใจ ในทางอุทกวิทยา ระบบเรดาร์ส่งแรงสั่นสะเทือนของพลังงานแม่เหล็กไฟฟ้าในสเปกตรัมความถี่ ไมโครเวฟแล้ว "ฟัง" ความแรงของสัญญาณที่สะท้อนกลับ การสะท้อนของเสาอากาศเรดาร์พาราโบลา แสดงใน รูปที่ 8-1 ซึ่งมองจากภายในฝากรอบป้องกันที่เรียกว่า ราโดม (Radome) ช่วงเวลาของ สัญญาณที่สะท้อนกลับเมื่อเทียบกับการส่งคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าแรงสั่นสะเทือนที่ส่งให้เป็นช่วงหรือ ระยะทางกับวัตถุ เช่น เซอร์วัดความเร็วดอปเปลอร์ยังถูกวัดและใช้หาว่าวัตถุกำลังเคลื่อนที่เข้าหาหรือ ออกจากจุดที่เรดาร์นั้นติดตั้งอยู่หรือไม่ ความเร็วในแนวรัศมีเหล่านี้ให้ข้อมูลที่มีค่าแก่ผู้พยากรณ์ อากาศเกี่ยวกับการก่อตัวของพายุ ความแรงของลม และแรงเฉือนของลม และการเคลื่อนที่ของพายุ ความแรงของสัญญาณที่สะท้อนกลับ กล่าวคือ การสะท้อนกลับ ขึ้นอยู่กับส่วนตัดขวางของวัตถุและ คุณสมบัติทางไฟฟ้าที่เรียกว่าค่าคงที่ไดอิเล็กทริก พลังงานที่ส่งมาจากเรดาร์จะสะท้อนโดยไฮโดรมิเตอร์

ไม่ว่าจะเป็นของเหลวหรือน้ำแข็ง ความแรงของสัญญาณที่ส่งคืนเรียกว่า 'การสะท้อนกลับ' และ จะกล่าวถึงในหัวข้อถัดไปเกี่ยวข้องกับการประมาณค่าปริมาณฝนด้วยเรดาร์

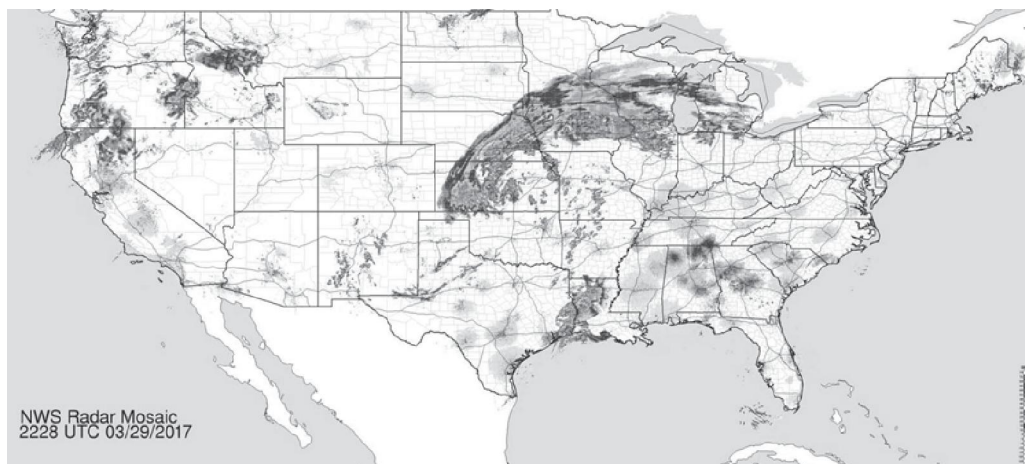


รูปที่ 8-1 NEXRAD (WSR-88D) เสาอากาศพาราโบลามองจากภายในราโดม  
(Bedient et al., 2019)

ในประเทศสหรัฐอเมริกา เครือข่ายเรดาร์ที่ใช้งานอยู่ในปัจจุบันโดย National Weather Service (NWS) เรียกว่า 'NEXRAD' ซึ่งหมายถึง next-generation radar หน่วยงาน NEXRAD ดำเนินการและสนับสนุน ซึ่งรวมถึง NWS, Federal Aviation Administration (FAA) และ กองทัพอากาศ เรดาร์นี้สร้างต้นแบบโดย National Severe Storms Laboratory (NSSL) ในนอร์แมน รัฐโอคลาโฮมา NEXRAD เป็นที่รู้จักในทางเทคนิคว่า WSR-88D (เรดาร์ตรวจการณ์สภาพอากาศ ต้นแบบในปี 1988; D สำหรับ Doppler) เสาอากาศเรดาร์ในรูปที่ 8-1 เป็นเรดาร์ WSR-88D ต้นแบบ เรดาร์ NEXRAD ส่งและรับความยาวคลื่น 10 ซม. (แถบ S) การวัดการสะท้อนกลับ ดอปเปลอร์ใน แนวรัศมี และความกว้างสเปกตรัมของสัญญาณสะท้อน เรดาร์ NEXRAD ประมาณ 160 ตัวได้รับการ ติดตั้งในทวีปสหรัฐอเมริกา (CONUS) ซึ่งแต่ละตัวมีการวัดการสะท้อนกลับ ทางด้านขวา ทอเรดาร์ และเรดาร์ทั่วไปของ NEXRAD แสดงในรูปที่ 8-2 ซึ่งใช้ในการทดสอบอัลกอริธึมเรดาร์ขั้นสูง และ ตั้งอยู่ที่ NSSL Norman, Oklahoma เมื่อเรดาร์แต่ละตัวรวมกันเป็นภาพโมเสค รูปแบบกว้างๆ ของ ระบบพายุจะแสดงให้เห็นอย่างชัดเจนในรูปที่ 8-3



รูปที่ 8-2 แผนที่ของตำแหน่งสถานีเรดาร์ NEXRAD (ซ้าย; National Weather Service Enhanced Radar Images National Doppler Radar Sites, National Weather Service) และหอคอยเรดาร์ทั่วไป และ Radome (ขวา) (Bedient et al., 2019)



รูปที่ 8-3 ภาพโมเสกเรดาร์ของ NWS ตอนเหนือ CONUS แสดงการสะท้อนของเรดาร์เวลา 22:28 UTC ของวันที่ 29 มีนาคม 2017 (National Weather Service Enhanced Radar Image Loop National Mosaic-Full Resolution, National Weather Service) (Bedient et al., 2019)



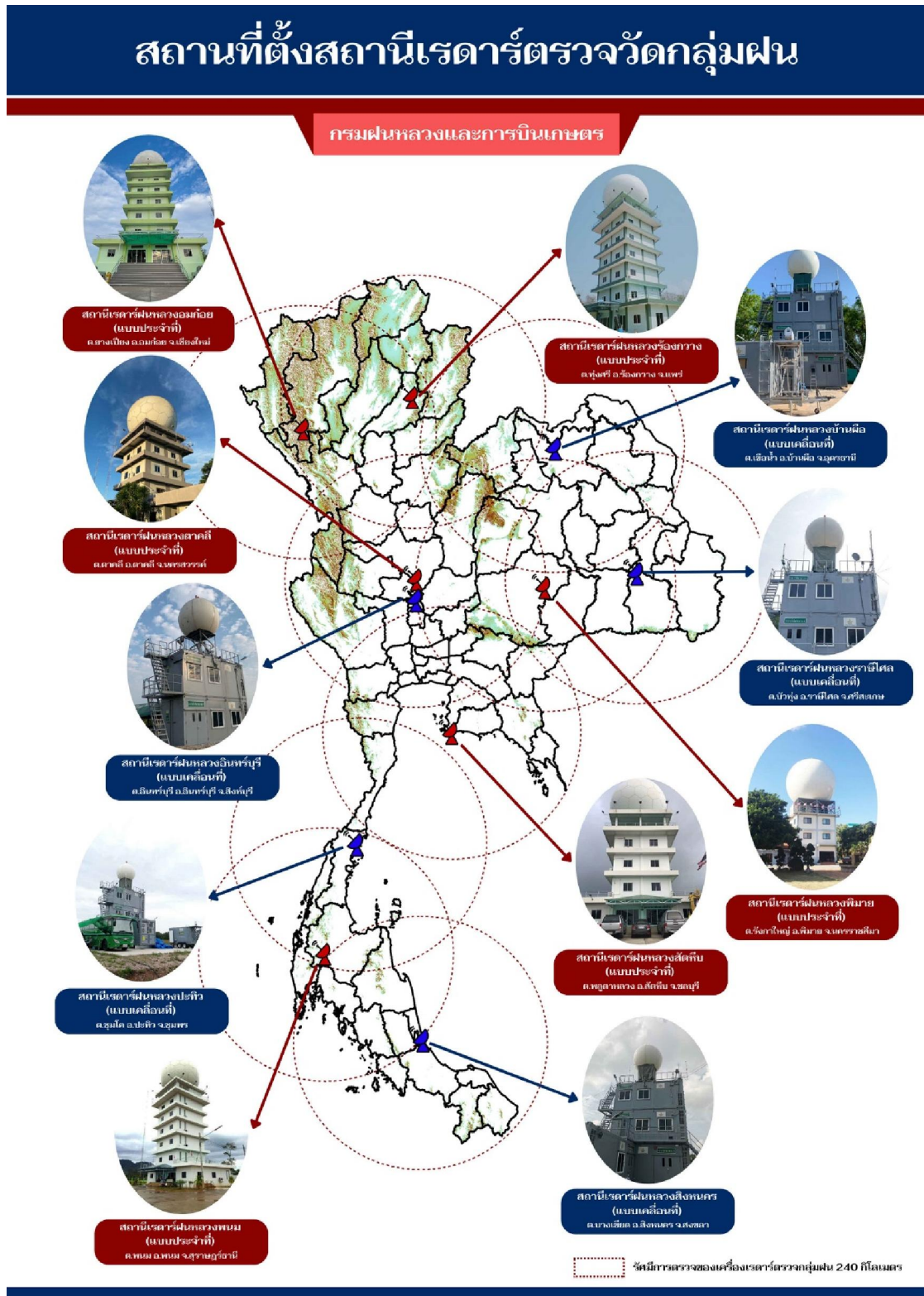
การปรับปรุงเทคโนโลยีเรดาร์ผ่านโพลาริซของสัญญาณเรดาร์ช่วยปรับปรุงการเลือกปฏิบัติของช่วงของน้ำจากอากาศ กล่าวคือ ไฮโดรมิเตอร์แบบแช่แข็ง หรือของเหลว โพลาริซแบบคู่ในระนาบแนวตั้งและแนวนอน ทำให้เกิดการวัดเพิ่มเติม เรียกว่า การวัดความหลากหลายโพลาริซ ซึ่งสัมพันธ์กับอัตราการตกของฝนและการประมาณน้ำในบรรยากาศที่มีประสิทธิภาพสูง โดยอ้างอิงจากการสะท้อนกลับแบบโพลาริซเพียงอย่างเดียว (Doviak & Zmic, 1993; Ryzhkov et al., 2005) ได้บันทึกการปรับปรุงที่สำคัญในการประมาณปริมาณฝนที่สามารถทำได้ผ่านการใช้เทคโนโลยีโพลาริซแบบคู่ การเปรียบเทียบเหล่านี้เป็นการประมาณการปริมาณฝนระหว่างการประมาณสมการ ZR แบบโพลาริซแนวนอน และการประมาณปริมาณฝนแบบโพลาริซแบบหลายพารามิเตอร์ การเปลี่ยนเรดาร์ของ NEXRAD เป็นโพลาริซแบบคู่ได้สำเร็จในช่วงไม่กี่ปีที่ผ่านมา

สำหรับประเทศไทยนั้น มีหน่วยงานราชการที่มีระบบเรดาร์อยู่แล้ว จำนวน 2 หน่วยงาน ได้แก่ กรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งทำหน้าที่ตรวจวัดและติดตามการเกิด การเคลื่อนที่ และการกระจายของกลุ่มฝน กลุ่มเมฆ แนวโน้มการเคลื่อนที่ทิศทาง ความรุนแรง และลักษณะอากาศ ที่เป็นประโยชน์ในการประมาณการหรือพยากรณ์ เมฆและน้ำจากอากาศได้ ทำให้สามารถเตือนภัยอันเกิดจากพายุฝนต่าง ๆ ที่จะพัดเข้าสู่ประเทศไทย ซึ่งในปัจจุบัน มีสถานีเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศ จำนวน 27 แห่ง ดังแสดงในรูปที่ 8-4 และรายละเอียดชนิดของเรดาร์ในตารางที่ 8-1 ส่วนอีกหน่วยงานราชการ ได้แก่ กรมฝนหลวงและการบินเกษตร ซึ่งในปัจจุบันมีระบบเรดาร์ตรวจกลุ่มฝนจำนวน 11 สถานี เพื่อใช้ในการปฏิบัติการฝนหลวง แบ่งออกเป็น สถานีเรดาร์แบบประจำที่ จำนวน 6 สถานี และ สถานีเรดาร์แบบเคลื่อนที่ จำนวน 5 สถานี ซึ่งเป็นเครือข่ายของสถานีเรดาร์ครอบคลุมทั้งประเทศไทย ดังแสดงในรูปที่ 8-4 และรายละเอียดชนิดของเรดาร์ในตารางที่ 8-2 ระบบเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร จะมี 2 ชนิด ได้แก่ 1) ชนิด S Band: ใช้สำหรับการใช้งาน แบบติดตั้งประจำที่ เนื่องจากมีขนาดใหญ่ และ 2) ชนิด C Band: ใช้สำหรับการใช้งาน แบบติดตั้งเคลื่อนที่ หรือแบบประจำที่ก็ได้ เนื่องจากมีขนาดเล็กกว่าระบบเรดาร์ ชนิด S Band



ตารางที่ 8-1 ชนิดของสถานีเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา

ลำดับที่	ชื่อสถานี	ชนิด
1	สถานีเรดาร์สมุทรสงคราม ( SKM )	Dual Polarization
2	สถานีเรดาร์สุวรรณภูมิ ( SVP )	S-Band
3	สถานีเรดาร์เขาเขียว ( KKW )	C-Band
4	สอต.เชียงราย ( CRI )	Dual Polarization
5	สอต.ลำพูน ( LMP )	C-Band
6	สอต.แม่ฮ่องสอน ( MHS )	X-Band
7	สอต.พิษณุโลก ( PHS )	Dual Polarization
8	สอต.วิเชียรบุรี ( PHB )	C-Band
9	สอต.สกลนคร ( SNK )	Dual Polarization
10	ศบ.ขอนแก่น ( KKN )	Dual Polarization
11	ศล.อุบลราชธานี ( URT )	Dual Polarization
12	สอต.ชัยนาท ( CHN )	Dual Polarization
13	สอต.ระยอง ( RYG )	C-Band
14	สอต.หัวหิน ( HHN )	S-Band
15	สอต.ชุมพร ( CMP )	C-Band
16	สอต.สุรินทร์ ( SRN )	C-Band
17	สอต.สุราษฎร์ธานี ( STN )	S-Band
18	สอต.สมุย ( SMI )	C-Band
19	ศต.ภูเก็ต ( PKT )	C-Band
20	สอต.กระบี่ ( KRB )	C-Band
21	ศอ.สงขลา(สทิงพระ) ( STP )	C-Band
22	ศอ.สงขลา(หาดใหญ่) ( HYI )	C-Band
23	สอต.นราธิวาส ( NRT )	Dual Polarization
24	สอต.ตรัง ( TRG )	X-Band
25	สอต.ระนอง ( RNG )	X-Band
26	Portable Radar Mini Max C-Band	C-Band
27	สอต.ท่าวังผาจ.น่าน ( NAN )	Dual Polarization



รูปที่ 8-5 เครื่องข่ายสถานีเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร (กลุ่มวิชาการปฏิบัติการฝนหลวง, 2563)

ตารางที่ 8-2 ชนิดของสถานีเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร

ลำดับที่	ชื่อสถานี	ชนิด
1	สถานีเรดาร์ฯ อมก้อย จ.เชียงใหม่	Dual Polarization แบบ S-Band
2	สถานีเรดาร์ฯ ตาคลี จ.นครสวรรค์	Dual Polarization แบบ S-Band
3	สถานีเรดาร์ฯ พิมาย จ.นครราชสีมา	Dual Polarization แบบ S-Band
4	สถานีเรดาร์ฯ สัตหีบ จ.ชลบุรี	Dual Polarization แบบ S-Band
5	สถานีเรดาร์ฯ พนม จ.สุราษฎร์ธานี	Dual Polarization แบบ S-Band
6	สถานีเรดาร์ฯ ร้อยกวาง จ.แพร่	Dual Polarization แบบ C-Band
7	สถานีเรดาร์ฯ บ้านฝ้อ จ.อุดรธานี	Dual Polarization แบบ C-Band
8	สถานีเรดาร์ฯ รามีสไค จ.ศรีสะเกษ	Dual Polarization แบบ C-Band
9	สถานีเรดาร์ฯ ปะทิว จ.ชุมพร	Dual Polarization แบบ C-Band
10	สถานีเรดาร์ฯ อินทร์บุรี จ.สิงห์บุรี	Dual Polarization แบบ C-Band
11	สถานีเรดาร์ฯ สิงหนคร จ.สงขลา	Dual Polarization แบบ C-Band

หมายเหตุ: สมการความสัมพันธ์ Z-R ที่มีการใช้อยู่ในปัจจุบัน คือ  $Z = 300R^{1.4}$  ในทุกสถานีเรดาร์ ยกเว้น 2 สถานี คือ สถานีเรดาร์อมก้อย ใช้สมการ  $Z = 92.4R^{1.5}$  และสถานีเรดาร์ตาคลี ใช้สมการ  $Z = 144R^{1.5}$  (สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ, 2564)

### 8.3 การประยุกต์ใช้เรดาร์ในด้านอุทกวิทยา

การประมาณปริมาณฝนด้วยเรดาร์มีข้อดีเหนือกว่าเครื่องวัดฝนภาคพื้นดิน ซึ่งชัดเจนที่สุดคือ (1) ครอบคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่ (2) การอัปเดตในเวลาสั้นเพียง 5 นาที (3) ครอบคลุมพื้นที่ระยะไกล และ (4) ความละเอียดสูงในพื้นที่ 1 องศา ทุก 1 กม. แgabความถี่ของเรดาร์และเครื่องส่งและเครื่องรับและลักษณะเสาอากาศมีผลต่อช่วงและความละเอียดที่ทำได้โดยเรดาร์ตรวจสอบสภาพอากาศ เรดาร์ WSR-88D เป็นเรดาร์ S-Band ที่มีความยาวคลื่น 10 ซม. เช่นเดียวกับสถานีเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตรที่ใช้เรดาร์ชนิด S Band: ใช้สำหรับการใช้งานแบบติดตั้งประจำที่ ซึ่งจะไม่ได้ลดทอนลงจากปริมาณฝนตกหนักอย่างรุนแรง การทำความเข้าใจว่าเรดาร์ประมาณการปริมาณฝนได้อย่างไร มีความสำคัญต่อการประยุกต์ใช้ระบบนี้กับงานด้านอุทกวิทยาอย่างมีประสิทธิภาพได้อธิบายไว้ดังนี้

#### การประมาณปริมาณฝน

เรดาร์ส่งคลื่นพลังงานไมโครเวฟเป็นพัลส์แล้ว "ฟัง" สำหรับสัญญาณที่กลับมา พลังที่ได้รับซึ่งสะท้อนโดยเป้าหมายนั้นเรียกว่าการสะท้อนกลับ การตรวจจับเป้าหมายคือ น้ำในบรรยากาศขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายประการที่สำคัญที่สุดคือ (1) สภาพบรรยากาศระหว่างเรดาร์กับเป้าหมาย (2) ระยะห่างจากเรดาร์ไปยังเป้าหมาย (3) ลักษณะเป้าหมาย และ (4) เรดาร์ ลักษณะเฉพาะของสภาพบรรยากาศระหว่างเรดาร์และเป้าหมายส่งผลต่อประสิทธิภาพในการสะท้อนพลังงานไมโครเวฟกลับ ไปยังเครื่องรับเรดาร์ การกระจายกลับและการดูดกลืนสัญญาณเรดาร์โดยเม็ดฝนในบรรยากาศจะลดทอนความแรงของสัญญาณ ด้วยระยะทาง ความแรงของสัญญาณจะลดลงไปอีก ทำให้การประมาณปริมาณฝนที่แม่นยำทำได้ยาก โดยทั่วไปผู้ปฏิบัติงานเรดาร์ไม่ทราบขนาดของเม็ดฝนหรือจำนวนหยดของแต่ละขนาด การกระจายความน่าจะเป็นของขนาดเม็ดฝนเรียกว่าการกระจายขนาดหยด (Drop-Size Distribution, DSD) ซึ่งส่งผลต่อความแรงของสัญญาณที่สะท้อนกลับ สิ่งสำคัญคือต้องตระหนักว่าเรดาร์วัดการสะท้อนกลับในชั้นบรรยากาศที่ความสูง 15 กม. จากพื้นดินในเขตร้อนซึ่งอาจจะเป็นการอยู่ร่วมกันระหว่างน้ำในสถานะของเหลวและน้ำแข็ง ในแถบเส้นศูนย์สูตร สถานะที่กลายเป็นน้ำแข็งแทบจะไม่เคยพบเห็นเลย อย่างไรก็ตาม ลำแสงเรดาร์สามารถพุ่งทะลุระดับฝนที่ต้นในชั้นบรรยากาศได้ สัดส่วนระหว่างไฮโดรเมเตอร์ที่เป็นของเหลวและน้ำแข็งยังส่งผลต่อพลังงานที่ส่งกลับทำให้เกิดปัญหาในการประมาณอัตราการตกของน้ำในบรรยากาศอย่างแม่นยำ

**สมการของเรดาร์**

ค่าการสะท้อนกลับได้มาจากการวัดของกำลังการสะท้อนกลับสำหรับของเรดาร์ DSD ตั้งสมการของ Probert-Jones ยังเป็นที่รู้จักกันในนามสมการเรดาร์ (Doviak & Zrnica, 1993) ที่เกี่ยวข้องกับพลังงานที่วัดได้ด้วยเรดาร์ที่ได้รับ  $P_r$  กับ ลักษณะของเรดาร์ และลักษณะเป้าหมาย ปริมาณฝน

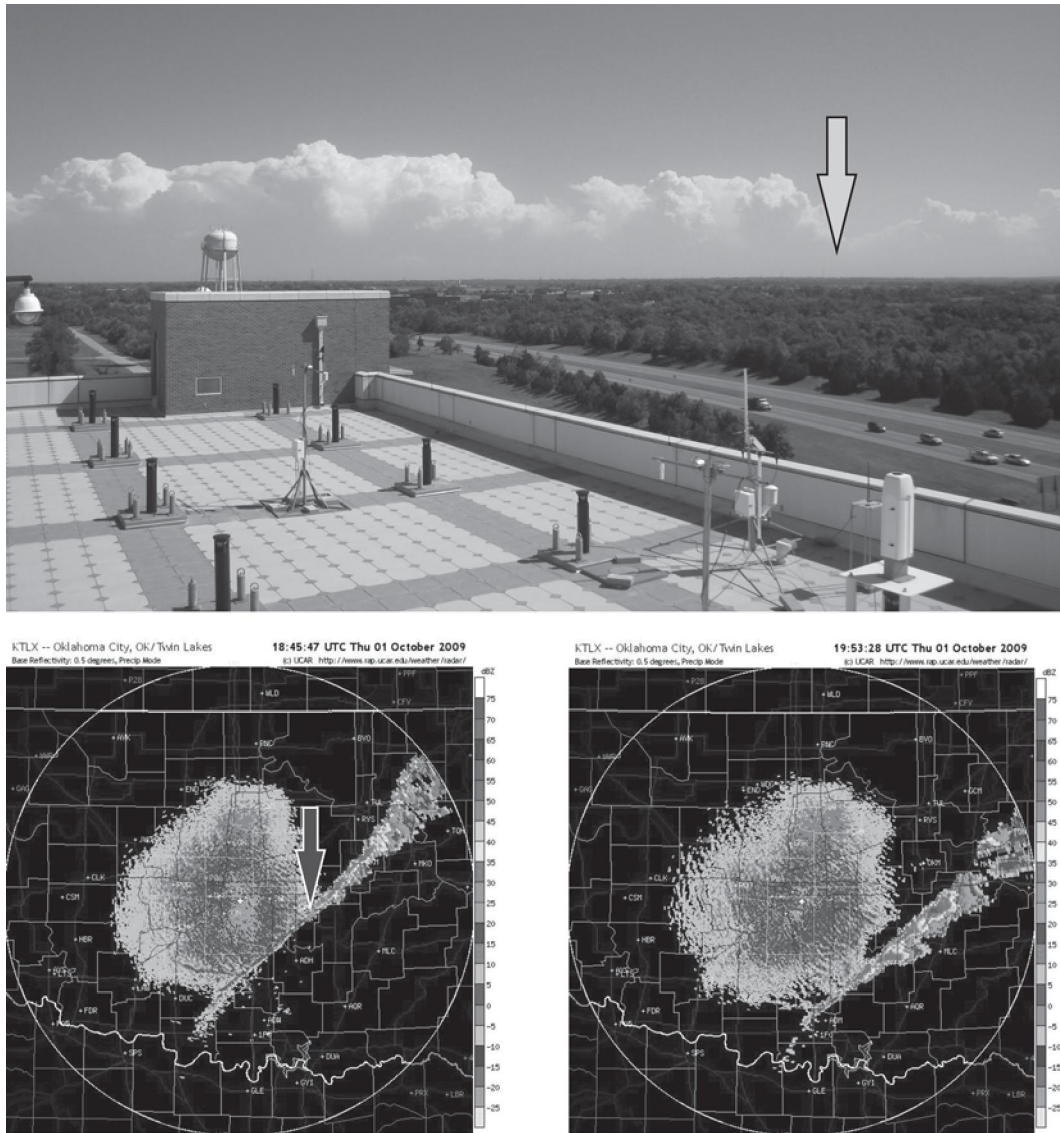
$$P_r = \frac{CLZ}{r^2} \quad (8-1)$$

เมื่อ	$P_r$	คือ	กำลังที่วัดจากเรดาร์
	$C$	คือ	ค่าคงที่ที่ขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์การออกแบบเรดาร์ เช่น การส่งกำลัง ความกว้างของลำแสง ความยาวคลื่น และขนาดเสาอากาศ
	$L$	คือ	การสูญเสียการลดทอน
	$Z$	คือ	ค่าการสะท้อนกลับเรดาร์ของเป้าหมาย
	$r$	คือ	ช่วงเป้าหมาย การสะท้อนกลับ, $Z$ , แสดงเป็นหน่วย $mm^6 / m^{-3}$ หรือกำลังที่หกของเส้นผ่านศูนย์กลางของเม็ดฝนในหน่วย มม. ต่อลูกบาศก์เมตร การสะท้อนกลับของเรดาร์มักแสดงเป็นหน่วยลอการิทึมที่เรียกว่าเดซิเบลสะท้อนแสง (dBZ) สมการที่ 8-1 ใช้ในการคำนวณการสะท้อนกลับของหยดน้ำฝนจากกำลังที่วัด สัญญาณสะท้อนกลับด้วยเรดาร์

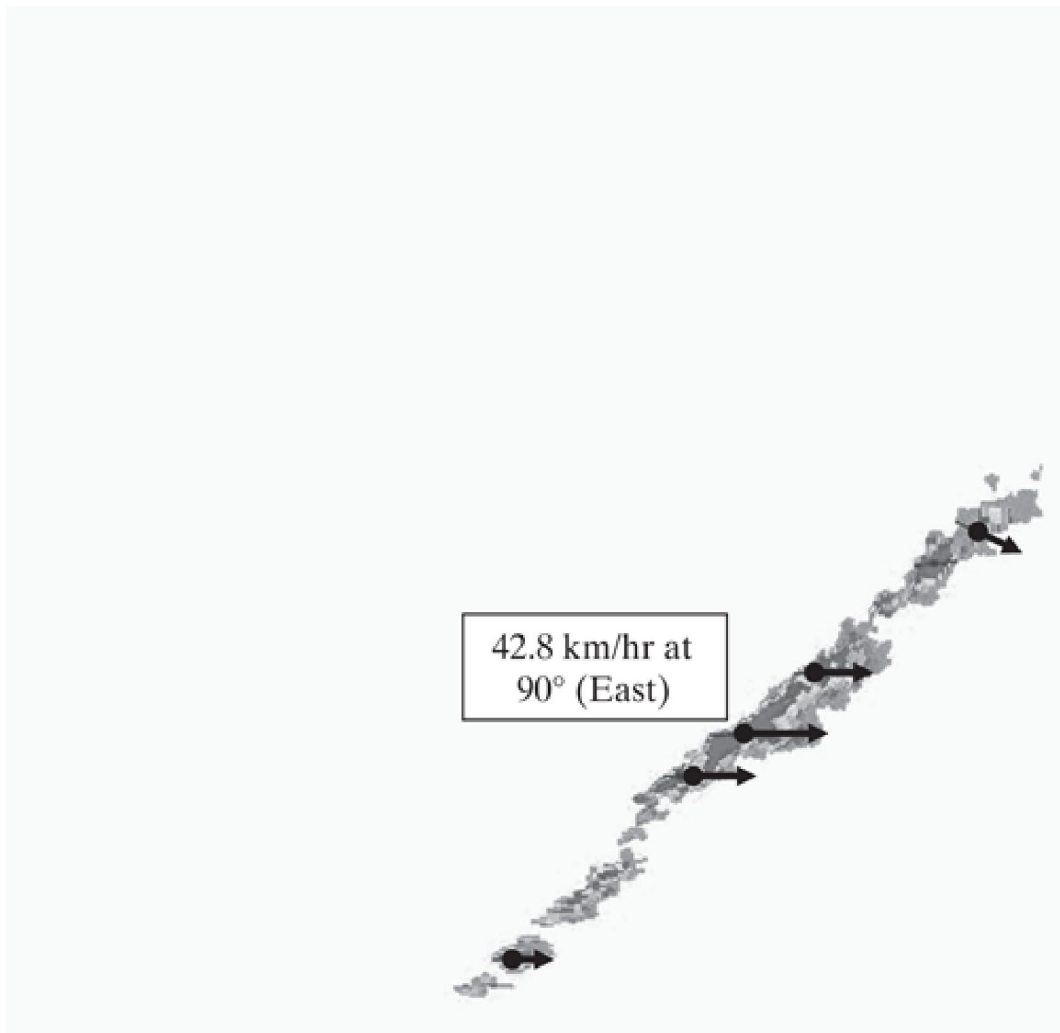
การวัดการสะท้อนกลับด้วยเรดาร์มีการประยุกต์ใช้ในการพัฒนาพยากรณ์แบบไดนามิกในการสแกนของเรดาร์แต่ละครั้งจะใช้ 'ภาพรวม' ของปริมาณฝนในช่วงเวลาประมาณ 5 นาทีโดยประมาณ ซึ่งจะทำการสะท้อนกลับเมื่อมีการพัฒนาของเซลล์พายุดังแสดงในรูปที่ 8-6 ซึ่งประกอบด้วยก้อนเมฆที่อยู่นบนขอบฟ้าไปทางทิศตะวันออก (ด้านบน) และการสะท้อนกลับที่วัดพร้อมกันโดยเรดาร์ NEXRAD, KTLX (ด้านล่าง) ซึ่งอยู่ทางเหนือของนอร์มัน โอกลาโฮมา ซึ่งแสดงถึงการพัฒนาของพายุตามแนวขอบด้านหน้าทางตะวันออกเฉียงใต้ของเมืองโอกลาโฮมา เมื่อวันที่ 1 ตุลาคม 2552 ภาพล่างสองภาพถูกค้นด้วยเวลาประมาณ 1 ชั่วโมง และการเคลื่อนไหวของเส้นพายุจะปรากฏทางตะวันออกเฉียงใต้ ความยุ่งเหยิงของพื้นดินเป็นสาเหตุของพื้นที่ขนาดใหญ่รอบๆ เรดาร์ (สีฟ้าอ่อนถึงสีเขียว) และโดยทั่วไปจะน้อยกว่า 20-25 dBZ ซึ่งสามารถละเว้นได้ สีแดงที่สูงกว่า 45 dBZ สอดคล้องกับค่าการสะท้อนกลับและอัตราฝนที่ตกลงมาซึ่งเกิดจากพายุฝนฟ้าคะนองที่กำลังตกลงมา ลูกศรในภาพด้านบนคือตำแหน่งเดียวกันโดยประมาณตามแนวพายุในแผนที่การสะท้อนกลับด้านล่าง

ซ้าย การวัดการเคลื่อนที่ของเซลล์พายุดำตามแนวขอบด้านหน้าระบุความเร็วปานกลางที่ 25 ไมล์ต่อ ชั่วโมง (42.8 กม./ ชม. ) ที่มุมแนวราบที่  $90^\circ$  กล่าวคือ ไปทางทิศตะวันออก แม้ว่าแนวพรมแดน ด้านหน้าจะเคลื่อนไปทางตะวันออกเฉียงใต้ ความเร็วและทิศทางของพายุที่วัดจากการสแกนของ เรดาร์อย่างต่อเนื่องดังที่แสดงในรูปที่ 8-7 มีประโยชน์ในการพัฒนาพายุก่อนแบบไดนามิก (เคลื่อนที่) (Vieux & Vieux, 2010) จุดศูนย์กลางของเซลล์พายุและการเคลื่อนที่ที่เป็นผลลัพธ์จะแสดง ด้วยลูกศรสีดำ การหาค่าการสะท้อนของภาคตัดขวางกับระยะทางที่จุดศูนย์กลางแต่ละอันในทิศทาง ของการเคลื่อนที่ เผยให้เห็นรูปร่างสี่เหลี่ยมคางหมูตรงบริเวณกึ่งกลางของพายุที่แสดงในรูปที่ 8-8 การแปลงค่าการสะท้อนกลับเป็นอัตราฝนตกตามความสัมพันธ์ของ Z-R ที่สันนิษฐาน และความเร็ว โดยใช้การคำนวณเป็นระยะทางต่อเวลา กราฟฝน (Hyetograph) แบบไร้มิติจะประเมินค่าได้ดังแสดง ในรูปที่ 8-9 สำหรับร้อยละของความลึกที่เพิ่มขึ้นและสะสมเมื่อเทียบกับเวลา พายุออกแบบแบบไดนามิกประกอบด้วยค่าเฉลี่ยการเคลื่อนที่ของพายุและกราฟฝน (Hyetograph) ที่อาศัยการวัดการ เคลื่อนที่ของพายุจำนวนมากในแต่ละเดือนของปีในช่วงฤดูกาลฝน อีกทางหนึ่ง รูปทรงของกราฟฝน (Hyetograph) ยังสามารถหาได้จากเครื่องวัดปริมาณฝนที่ภาคพื้นดิน ซึ่งมีระยะเวลาการบันทึกนาน กว่าฝนเรดาร์ การใช้พายุออกแบบแบบไดนามิกที่ได้จากการวัดด้วยเรดาร์อธิบายโดย Carter & Vieux (2012) สำหรับลุ่มน้ำสองแห่งที่แสดงให้เห็นถึงความแตกต่างที่ค่อนข้างมีนัยสำคัญในการ ตอบสนองของลุ่มน้ำต่อทิศทางของพายุและทิศทางการระบายน้ำ





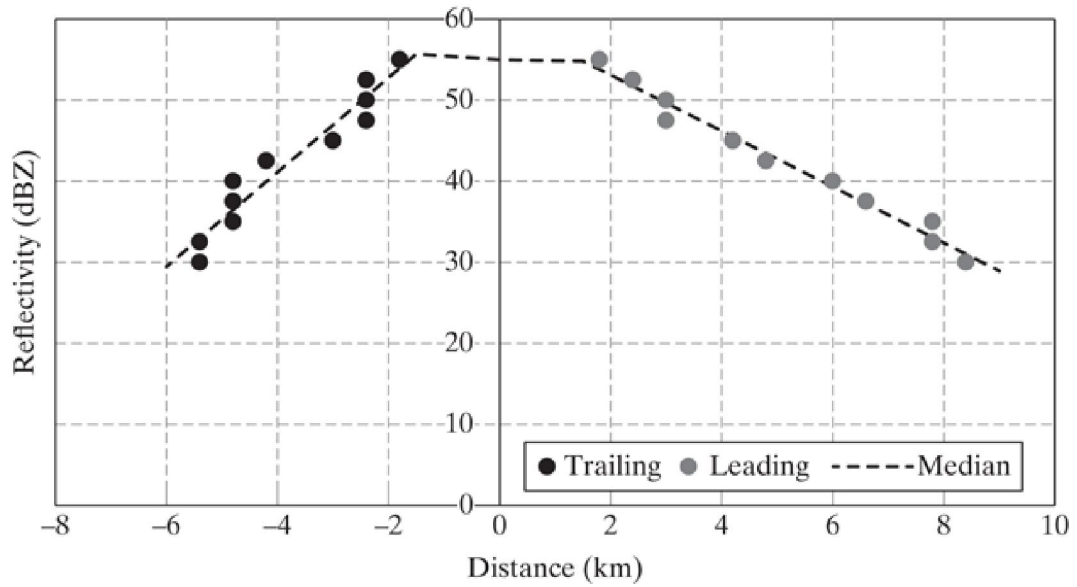
รูปที่ 8-6 เมฆก่อตัวตามแนวขอบด้านหน้าที่มองไปทางทิศตะวันออก (บน) และการสะท้อนกลับที่วัดโดยเรดาร์ NEXRAD (ด้านล่าง) ภาพที่ถ่ายจากนอร์แมน เมืองโอคลาโฮมา มองไปทางทิศตะวันออกเมื่อวันที่ 1 ตุลาคม 2552 (Bedient et al., 2019)



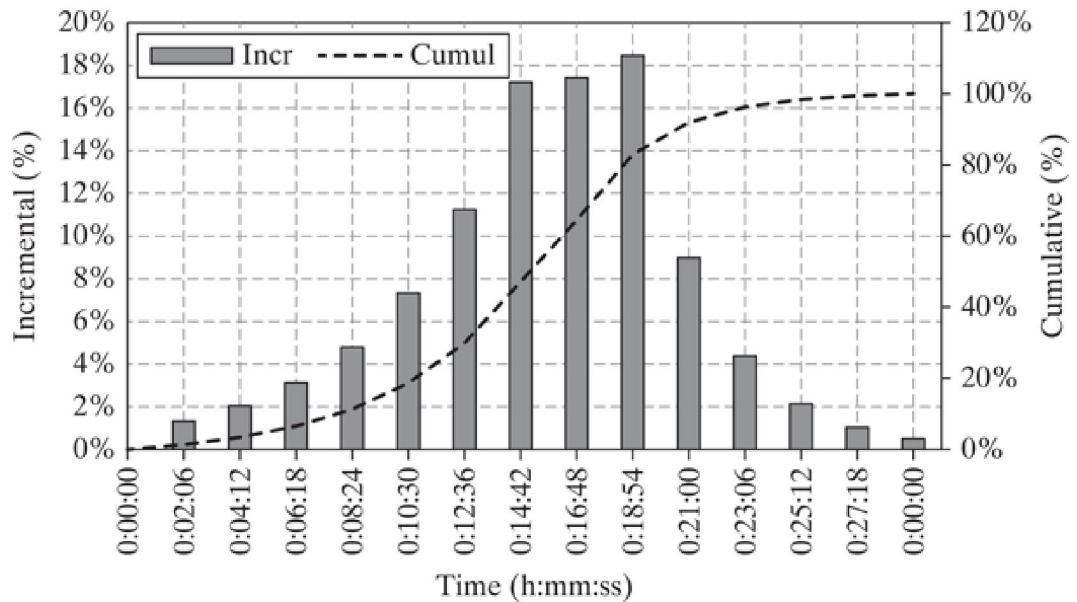
รูปที่ 8-7 เวกเตอร์การเคลื่อนที่ของเซลล์พายุที่วัดจากการสแกนด้วยเรดาร์แบบต่อเนื่องด้วยความเร็ว และทิศทางปานกลางที่ระบุโดยลูกศรเป็น 42.8 กม./ ชม. ที่มุมราบ 90° สำหรับพายุในวันที่ 1

ตุลาคม 2552 เวลา 12:25 น. UTC

(Bedient et al., 2019)



รูปที่ 8-8 ภาพตัดขวางที่กึ่งกลางผ่านจุดศูนย์กลางของเซลล์พายุ สำหรับพายุในวันที่ 1 ตุลาคม 2552 (Bedient et al., 2019)



รูปที่ 8-9 Hyetograph แบบไร้มิติสำหรับหน้าตัดสี่เหลี่ยมคางหมูตรงบริเวณกึ่งกลางของพายุที่เคลื่อนที่ด้วยความเร็วปานกลาง (Bedient et al., 2019)

**ความสัมพันธ์ของการสะท้อนกลับของเรดาร์กับปริมาณฝน (Z-R relationship)**

ในการกำหนดอัตราฝนตกจากการสะท้อนกลับ เราสร้างคำอธิบายความน่าจะเป็นของอัตราฝนตกโดยใช้ฟังก์ชันความหนาแน่นของความน่าจะเป็นที่อธิบายจำนวนหยดของเม็ดฝนที่มีขนาดเฉพาะ ฟังก์ชันนี้เรียกว่าการกระจายขนาดหยด (DSD) ซึ่งกำหนดเป็น จำนวนเม็ดฝน  $N$  ที่มีขนาด  $D$  ( $mm$ ) มีหน่วยหยดต่อลูกบาศก์เมตรต่อมิลลิเมตร ( $mm^{-1} m^{-3}$ ) ฟังก์ชันความหนาแน่นของความน่าจะเป็นที่พบบ่อยที่สุด (PDF) คือการแจกแจงแบบเอ็กซ์โพเนนเชียลที่มีพารามิเตอร์สองตัว ได้แก่ ขนาดหยดเฉลี่ยหรือค่ากลาง และจำนวนหยดต่อหน่วยปริมาตรเมื่อขนาดหยดเข้าใกล้ศูนย์ PDF เลขชี้กำลังสำหรับจำนวนหยดต่อหน่วยปริมาตร  $N$  ถูกกำหนดเป็น

$$N = N_0 e^{-AD} \quad (8-2)$$

เมื่อ  $N_0$  คือ จำนวนหยดของขนาดศูนย์ (เมื่อเส้นผ่านศูนย์กลางเข้าใกล้ศูนย์ มันจะมาบรรจบกันเป็น  $N_0$ )  
 $A$  คือ ขนาดหยดเฉลี่ยที่มีหน่วย  $1/D$  ( $mm^{-1}$ ) ขนาดหยดเฉลี่ย  $A$

อาจเขียนในรูปของขนาดหยดเฉลี่ย  $D_0$  กับ  $\Lambda = 3.67/D_0$ .

การรวมตัวกันของ สมการ 8-2 ในช่วงของขนาดหยดทั้งหมดส่งผลให้เกิดสมการต่อไปนี้อสำหรับการสะท้อนกลับ  $Z$  และอัตราฝนตก  $R$  เป็นฟังก์ชันของ DSD

$$Z = 0.80 N_0 D_0^7 \quad (8-3)$$

$$R = N_0 D_0^4 \cdot 6/4026 \quad (8-4)$$

## ตัวอย่างที่ 8-1

การใช้พารามิเตอร์ของการแจกแจงแบบเอ็กซ์โพเนนเชียลที่เหมาะสมกับการพิจารณาการทดลอง การแจกแจงแบบ Marshall–Palmer (M–P) (Marshall & Palmer, 1948)

$$N_0 = 8000 \text{ raindrops}(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}) \text{ และ } D_0 = 2.42 \text{ mm}$$

แทนที่พารามิเตอร์ M-P ที่ DSD เดียวกัน ( $N_0 = 8000, D_0 = 2.42 \text{ mm}$ ) ในสมการ 8-3 จะได้ค่าการสะท้อนกลับ  $Z = 311,091$  ค่าการสะท้อนกลับมักจะเขียนในรูปของเดซิเบลการสะท้อนกลับ (dBZ) ซึ่งตามคำจำกัดความคือ:

$$10 * \log(Z) = 10 * \log(311,091) = 54.9 \text{ or } 55 \text{ dBZ}$$

แทนค่าเหล่านี้ของ  $N_0$  และ  $D_0$  ลงใน สมการ 8-4 ให้อัตราฝนตก:

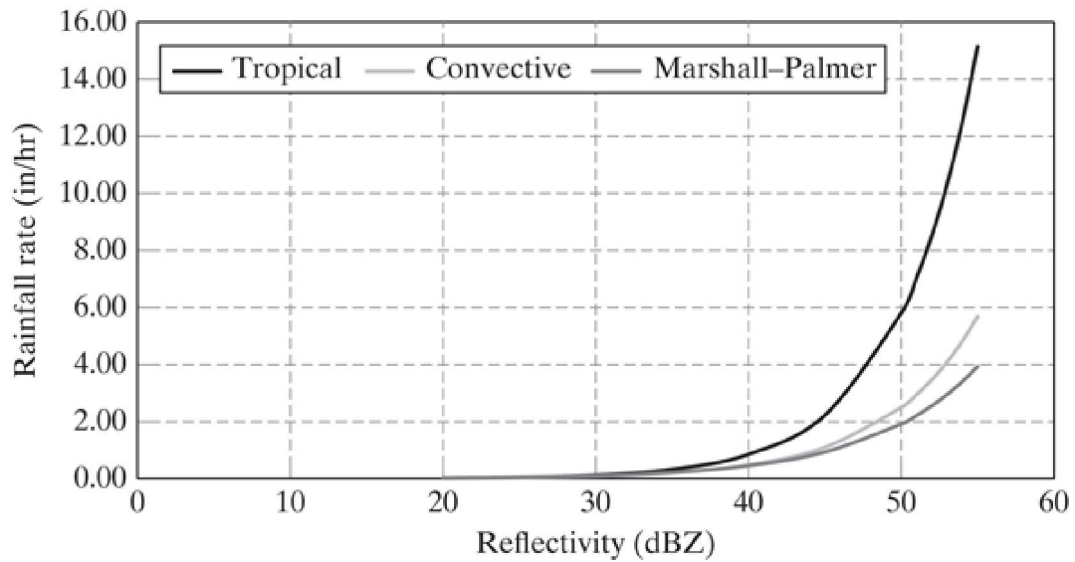
$$R = 122.8 \text{ mm/hr}$$

ดังนั้น อัตราฝนตก  $R$  และค่าการสะท้อนกลับ  $Z$  สัมพันธ์กันโดยพารามิเตอร์ DSD ที่สมมติขึ้น

Z-R แต่ละความสัมพันธ์ จะถือว่า DSD ที่กำหนดโดย เส้นผ่านศูนย์กลาง ค่ากลาง  $D_0$  และตัวเลข  $N_0$  ในความเป็นจริง พารามิเตอร์เหล่านี้ของการแจกแจง จะเปลี่ยนแปลงทั้งตามสถานที่และเวลา และเป็นค่าคงที่ ความซับซ้อนเพิ่มเติมของการประมาณปริมาณฝนจากการสะท้อนกลับเกี่ยวข้องกับความสัมพันธ์ที่ไม่ซ้ำกัน สามารถแสดงให้เห็นได้ว่าการเลือกคู่พารามิเตอร์ที่แตกต่างกันของ  $D_0$  และ  $N_0$  สามารถส่งผลให้ค่า  $Z$  – หรือ  $R$  – values เหมือนกันได้ ความไม่เหมือนใครนี้เป็นเหตุผลหนึ่งที่ทำให้การใช้เครื่องวัดฝนเพื่อปรับการประมาณการปริมาณฝนของเรดาร์จากพารามิเตอร์เดียวซึ่งวัดค่าการสะท้อนกลับโดยเรดาร์

ในการปฏิบัติงานจริง ผู้ดำเนินการด้านฝนเรดาร์ จะใช้ความสัมพันธ์ Z-R ที่สมมติขึ้นโดยพิจารณาจากประเภทของพายุ การพาความร้อน เซกตร้อน หรือ ชั้นเมฆ เพื่อสร้างการประมาณการปริมาณฝนทั่วไปที่มีความไม่แน่นอนมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับตัวแทนของตัวเลือกใน Z-R ใน รูปที่ 8-10 เปรียบเทียบความสัมพันธ์สามอย่าง และดูความแตกต่างในความสัมพันธ์ Z-R และความสัมพันธ์แบบไม่เป็นเส้นตรงที่มีอยู่ในค่าสัมประสิทธิ์ของความสัมพันธ์ Z-R ที่ใช้ในที่นี่เป็นเรื่องปกติของเรดาร์ NEXRAD S-band ความสัมพันธ์ Z-R ต่อไปนี้ได้รับการจัดเรียงใหม่เป็น ความสัมพันธ์ Z-R สำหรับพายุฝน 2 ชนิด ได้แก่ Tropical และ Convective รวมกับสมการของ Marshall–Palmer ความสัมพันธ์ในเซกตร้อน Z-R,  $Z = 250R^{1.2}$  กลายเป็น

$$R = \left( \frac{10^{\text{dBZ}/10}}{250} \right)^{1/1.2} \quad (8-5)$$



รูปที่ 8-10 การเปรียบเทียบความสัมพันธ์ Z-R ที่วิเคราะห์และได้มาจากการสังเกต จาก 20 ถึง 55 dBZ (Bedient et al., 2019)

ความสัมพันธ์แบบพหุนามของ Z-R เมื่อ  $Z = 300R^{1.4}$  และ Marshall-Palmer,  $Z = 200R^{1.6}$  สามารถจัดเรียงใหม่ได้ดังนี้

$$R = \left( \frac{10^{dBZ/10}}{300} \right)^{1/1.4} \quad (8-6)$$

$$R = \left( \frac{10^{dBZ/10}}{200} \right)^{1/1.6} \quad (8-7)$$

อัตราฝนตกที่เกิดจากความสัมพันธ์ Z-R ทั้งสอง [สมการ (8-5) , (8-6) และ (8-7)] ถูกเปรียบเทียบใน ตารางที่ 8-3 สำหรับช่วงการสะท้อนกลับทั่วไปสูงสุด 55 dBZ เมื่อกำหนดอัตราฝนตกกับค่าการสะท้อนกลับ (dBZ) มีความสัมพันธ์แบบไม่เป็นเส้นตรงจะปรากฏให้เห็นชัดเจน ความแตกต่างระหว่างความสัมพันธ์ของ Z-R จะเด่นชัดมากขึ้นที่ dBZ ที่สูงขึ้น ดังที่แสดงในตารางที่ 8-3 และรูปที่ 8-10 ตัวอย่างเช่น ที่ 55 dBZ ความสัมพันธ์ในเขตร้อนจะแสดงอัตราฝนตกที่ 15.14 นิ้ว/ชม. ในขณะที่ความสัมพันธ์ของสมการมาร์แชล-พาลเมอร์จะน้อยกว่ามากที่สุดที่ 3.93 นิ้ว/ชม. ที่ระดับล่างสุดของการสะท้อนกลับ ค่าการสะท้อนกลับที่น้อยกว่าอยู่ในช่วง 20-25 dBZ จะให้ฝนทั้งสองชนิดและสมการของ Marshall-Palmer จะมีค่าแตกต่างกันเพียงเล็กน้อยในความสัมพันธ์ของ Z-R

ตารางที่ 8-3 การเปรียบเทียบความสัมพันธ์ Z-R ของฝน 3 ชนิดสำหรับแต่ละช่วงการสะท้อนกลับ

dBZ	Z ( $mm^6 m^{-3}$ )	Tropical	Convective	Marshall-Palmer
		in/hr.	in/hr.	in/hr.
20	100	0.02	0.02	0.03
25	316	0.05	0.04	0.05
30	1000	0.12	0.09	0.11
35	3162	0.33	0.21	0.22
40	10000	0.85	0.48	0.45
45	31623	2.22	1.1	0.93
50	100000	5.8	2.5	1.91
51	125893	7.03	2.94	2.21
52	158489	8.52	3.47	2.55
53	199526	10.32	4.09	2.95
54	251189	12.5	4.82	3.4
55	316228	15.14	5.68	3.93

#### 8.4 การปรับแก้ข้อมูลเรดาร์ด้วยเครื่องมือตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน

การปรับแก้และสอบเทียบข้อมูลเรดาร์ที่เพียงพอด้วยเครือข่ายสถานีตรวจวัดข้อมูลฝนภาคพื้นดิน ซึ่งตั้งอยู่ในจุดที่สำคัญ จะมีประโยชน์อย่างมากสำหรับการประมาณปริมาณฝนจากเรดาร์ อย่างไรก็ตาม ข้อมูลดังกล่าวอาจมีข้อผิดพลาดในการตรวจวัด และความแม่นยำในการตรวจวัดปริมาณฝนขึ้นอยู่กับประเภทของเครื่องมือตรวจวัดและการบำรุงรักษาตามอายุการใช้งานอย่างเป็นระยะ ในเขตเงาฝนซึ่งถูกสิ่งกีดขวาง การอุดตันของเครื่องตรวจวัด และการสูญเสียที่เกิดจากลมและการระเหย หลังจากตรวจสอบข้อมูลฝนภาคพื้นดิน สำหรับข้อมูลที่ขาดหายไปและข้อผิดพลาดที่เป็นระบบและสุ่มแล้ว สามารถใช้เพื่อปรับแก้ความคลาดเคลื่อนจากเรดาร์เพื่อให้ได้ค่าประมาณปริมาณฝนที่แม่นยำยิ่งขึ้น

เนื่องจาก DSD ที่สันนิษฐานไว้มักจะแปรผันตามเวลาในช่วงที่เกิดพายุและตามพื้นที่ทั่วพื้นที่ศึกษาหรือลุ่มน้ำ ดังนั้น การประมาณการปริมาณฝนจากเรดาร์ที่ได้จึงมีความคลาดเคลื่อนไปในทางขึ้นหรือลง ซึ่งเป็นข้อผิดพลาดอย่างเป็นระบบ ในการจัดการข้อผิดพลาดอย่างเป็นระบบหรือความคลาดเคลื่อนที่เกิดขึ้นนั้น ทำได้จากความสัมพันธ์ Z-R ที่สมมุติขึ้น  $Z = aR^b$  โดยค่าสัมประสิทธิ์

'a' และ 'b' สามารถปรับแก้โดยใช้ข้อมูลจากการตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน ในกรณีที่มีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลที่คาดการณ์ได้ ความสัมพันธ์ของ Z-R อาจเป็นจุดเริ่มต้นที่พัฒนาขึ้นเหนือ Z-R โดยทั่วไปจะถือว่าสำหรับพายุประเภทใดประเภทหนึ่ง (พายุแบบ convective หรือ tropical) ตามที่อธิบายไว้ใน Rendon et al. (2012) การแก้ไขความคลาดเคลื่อนนี้ ซึ่งบางครั้งเรียกว่า การสอบเทียบ สามารถทำได้แบบเรียลไทม์หรือออฟไลน์โดยใช้เรดาร์และข้อมูลจากการตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน ขั้นตอนนี้อาจจะพิจารณาด้วยการเปรียบเทียบการสะสมระหว่างเรดาร์และข้อมูลตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน อัตราส่วนของเรดาร์ต่อข้อมูลจากการตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน เรียกว่าค่าปรับแก้ความคลาดเคลื่อน เมื่อคำนวณการแก้ไขความคลาดเคลื่อนเป็นค่าเฉลี่ยของความคลาดเคลื่อนของภาคสนาม ขั้นตอนการแก้ไข จะประกอบด้วย การเปรียบเทียบการสะสมของเรดาร์/ข้อมูลตรวจวัดฝนหลายคู่ จากนั้น จึงหาค่าเฉลี่ยเพื่อให้ได้ค่าการปรับแก้เฉลี่ยในพื้นที่ที่พิจารณา หากฝนเรดาร์ประเมินต่ำไปร้อยละ 20 ปริมาณฝนจะเพิ่มขึ้นร้อยละ 20 เพื่อชดเชยความคลาดเคลื่อนจากวิธีการของ Wilson & Brandes (1979) หรือรูปแบบอื่น ๆ เป็นหนึ่งในเทคนิคที่ใช้บ่อยที่สุดในการแก้ไขความคลาดเคลื่อนปริมาณฝนด้วยเรดาร์

กระบวนการในการทำงานร่วมกันระหว่างเรดาร์และข้อมูลตรวจวัดฝนต้องอาศัยการคำนวณข้อผิดพลาดของระบบและหาปัจจัยในการแก้ไขที่ใช้กับการสะสมปริมาณฝนเรดาร์ที่ไม่ได้ปรับ การคำนวณปัจจัยในการแก้ไขความคลาดเคลื่อนเดียวที่มีค่าคงที่เชิงพื้นที่ เรียกว่า ค่าปรับแก้เฉลี่ยของพื้นที่ ในขณะที่การปล่อยให้ปัจจัยในการแก้ไขแปรผันตามพื้นที่ เรียกว่า การแก้ไขความคลาดเคลื่อนเฉพาะที่ Seo et al. (1999, 2002) อธิบายค่าเฉลี่ยและแนวทางในการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนของพื้นที่และเฉพาะที่เพื่อแก้ไขข้อมูลตรวจวัดฝนของเครือข่ายเรดาร์ NWS NEXRAD หลังจากการแก้ไขความคลาดเคลื่อน ข้อผิดพลาดแบบสุ่มที่เกี่ยวข้องกับความแตกต่างของขนาดระหว่างอุปกรณ์ตรวจวัดฝนภาคพื้นดินที่เป็นแบบ orifice และปริมาณตัวอย่างของเรดาร์ และผลกระทบจากการขึ้น/ลงจะยังคงอยู่ หลังจากปรับค่าความผิดพลาดอย่างเป็นระบบแล้ว การประมาณการเรดาร์จะมีความสอดคล้องกัน แม้ว่าจะไม่จำเป็นต้องสอดคล้องอย่างแม่นยำกับตัวแทนของปริมาณฝนที่ตรวจวัด ณ ตำแหน่งใดตำแหน่งหนึ่งมากนัก

### ตัวอย่างที่ 8-2 การปรับแก้เรดาร์ โดยใช้ข้อมูลตรวจวัดปริมาณฝน

ระยะเวลาการวิเคราะห์เหตุการณ์ปริมาณฝนเรดาร์ คือ ตั้งแต่ 7/12/01 1:00 CDT ถึง 7/12/01 10:00 CDT (7/12/01 6:00 UTC ถึง 7/12/01 15:00 UTC) ข้อมูล NEXRAD ระดับ II จากเรดาร์หลัก KEAX ถูกใช้ในการประมวลผลเหตุการณ์ ไม่มีการระบุค่าผิดปกติของเครื่องมือวัดฝนในระหว่างเหตุการณ์นี้ ซึ่งในบางครั้งเกี่ยวข้องกับความผิดปกติของเครื่องมือวัดฝน ความสัมพันธ์ของ Z-R,  $Z = 300R^{1.4}$  โดยค่าปรับแก้ถูกใช้เพื่อแปลงข้อมูลการสะท้อนของเรดาร์เป็นอัตราฝนตก



แสดงดังตารางที่ 8-4(a) สรุปผลลัพธ์สำหรับคู่มือเครื่องมือวัดฝน-เรดาร์แต่ละคู่ที่ใช้สำหรับการปรับแก้ข้อมูลเรดาร์ โดยที่  $G_i$  คือ การประมาณจากเครื่องมือวัดฝน,  $R_i$  คือ ค่าประมาณจากเรดาร์ที่ยังไม่ได้ปรับแต่ง,  $R_i^*$  คือ ค่าประมาณจากเรดาร์ที่ปรับแก้แล้ว,  $Diff^*$  (นิ้ว) คือ ความแตกต่างในหน่วยนิ้วระหว่างข้อมูลตรวจวัดและการประมาณการของเรดาร์ที่ปรับแก้แล้ว และ  $Diff^*$  (%) คือ ร้อยละของความแตกต่างระหว่างข้อมูลตรวจวัดและการประมาณการเรดาร์ที่ปรับแก้แล้ว คอลัมน์ความคลาดเคลื่อน คือ อัตราส่วนของข้อมูลตรวจวัดฝน/เรดาร์ การกระจายของอัตราส่วนนี้โดยการแก้ไขเชิงพื้นที่จะคุณด้วยข้อมูลดิบของเรดาร์  $R_i$  เพื่อให้ได้การสะสมเรดาร์ที่แก้ไข  $R_i^*$  ที่ต้องทราบว่าเรดาร์ที่ปรับแก้ข้อมูลตรวจวัดที่ตำแหน่งใดก็ตามเป็นผลมาจากการแก้ไขโดยถ่วงน้ำหนักตามระยะทาง ด้วยเหตุผลนี้ การพัฒนาข้อมูลเรดาร์แต่ละครั้งจึงไม่ใช่ผลิตภัณฑ์ง่าย ๆ แต่เป็นการผสมผสานที่เกิดจากข้อมูลตรวจวัดรอบข้าง ปัจจัยการแก้ไขความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยของพื้นที่คำนวณโดยข้อมูลตรวจวัดเฉลี่ยและค่าเฉลี่ยเรดาร์สะสมเป็น

$$F_{RM} = \frac{G}{R} = \frac{1.01}{0.88} = 1.14$$

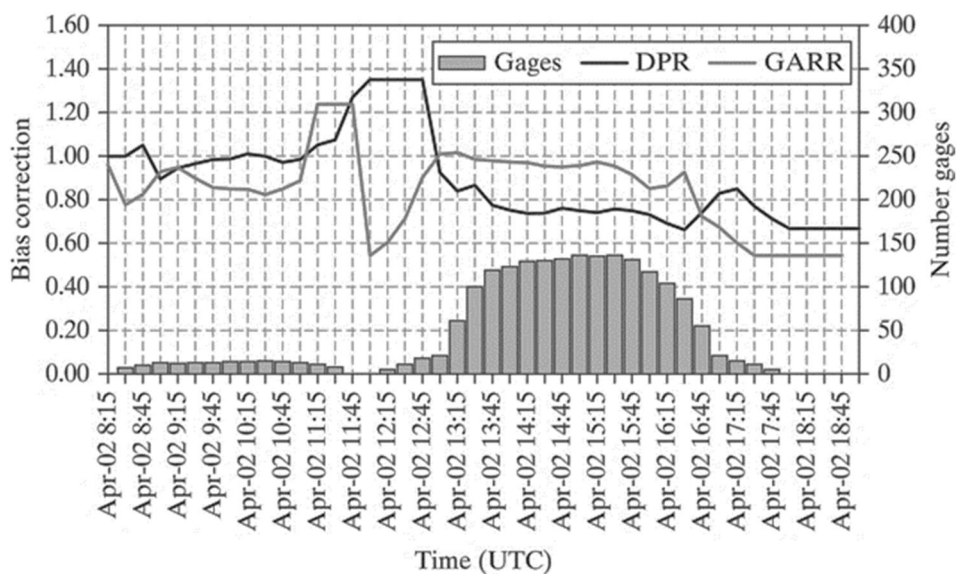
ซึ่งแสดงถึงปัจจัยการแก้ไขความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยของพื้นที่ เนื่องจากคำนวณเป็นค่าเฉลี่ยของเรดาร์และฝนสะสม จากค่าตาราง ตารางที่ 8-4(a) ความคลาดเคลื่อนจะอยู่ในช่วง 1.60 ถึง 0.82 ซึ่งระบุช่วงของปัจจัยการแก้ไขที่เพิ่มหรือลดเรดาร์ ขึ้นอยู่กับตำแหน่ง ความแปรปรวนของความคลาดเคลื่อนในแต่ละเครื่องมือตรวจวัดอาจเกิดจากปัจจัยต่างๆ ที่กล่าวถึงแล้ว รวมถึงความแตกต่างใน DSD และ Updrafts/Downdrafts การปรับปรุงความแม่นยำนั้นโดยการคำนวณช่วงของความแตกต่างของฝนภาคพื้นดิน-เรดาร์ กล่าวคือ:

1. ก่อนการปรับแก้ ร้อยละความแตกต่าง  $Diff$  (%) มีค่าระหว่างร้อยละ -22 ถึง +37
2. ภายหลังการปรับแก้ ร้อยละความแตกต่าง  $Diff$  (%) ลดลงเหลือระหว่างร้อยละ -11.8 ถึง 10

โพลาริสก์ของสัญญาณเรดาร์มักจะได้รับการส่งเสริมว่ามีความแม่นยำมากกว่าผลิตภัณฑ์เฉพาะเรดาร์โดยอิงตามความสัมพันธ์ของ Z-R ที่สันนิษฐานไว้ (Cocks et al., 2012) อย่างไรก็ตาม ความแม่นยำของการประมาณปริมาณฝนที่ได้จากเรดาร์แบบโพลาริสก์แบบคู่ นั้น ส่วนใหญ่ขึ้นอยู่กับว่า การสอบเทียบพลังงานโพลาริสก์แนวนอนและแนวตั้งที่ส่ง/รับนั้นทำได้ดีเพียงใด และขั้นตอนการปรับพารามิเตอร์การประมวลผล ผลิตภัณฑ์โพลาริสก์หลักที่มีให้บริการจากเรดาร์ WSR-88D คือค่าความชื้นฝนแบบดิจิทัล (DPR) เนื่องจากขั้นตอนการประมวลผลแบบสองช่วงของ NEXRAD ได้รับการปรับแต่งอย่างละเอียดและการปรับเทียบกำลังไฟฟ้าในแนวนอน/แนวตั้งดีขึ้น คาดว่า DPR จะให้ค่าประมาณปริมาณฝนที่แม่นยำโดยไม่ขึ้นกับเครื่องมือวัดฝน อย่างไรก็ตาม ความแม่นยำของ DPR สามารถเปลี่ยนแปลงได้ดังแสดงในรูปที่ 8-11 ซึ่งความแม่นยำนั้นแสดงเป็นค่าปรับแก้ในการทำ bias

correction ที่จะต้องนำไปใช้ปรับแก้กับ DPR เพื่อให้สอดคล้องกับปริมาณฝนสะสม โดยเมื่อพิจารณาจากจำนวนสถานีฝนในภาคพื้นดินที่ถูกนำมาใช้ในการปรับแก้ GARR พบว่า มีสถานีไม่มาก หรือน้อยกว่า 10 แห่ง จะได้รับผลกระทบจากปัญหาช่องว่างระหว่างสถานีที่ห่างกันมากไป แต่เมื่อพิจารณาในสเกลที่กว้างขึ้น พบว่า มีจำนวนสถานี 136 จาก 177 สถานี ที่ได้รับผลกระทบดังกล่าว โดยค่าปรับแก้ bias correction ของ GARR จะแตกต่างกันไปตั้งแต่ประมาณ 0.8 ถึงมากกว่า 1.2 ในช่วงแรก ในช่วงต่อมาค่าปรับแก้ส่วนใหญ่ที่ต่ำกว่า 1.0 ตั้งแต่วันที่ 2 เมษายน เวลา 12:45–17:45 UTC ในขณะที่ความคลาดเคลื่อนของ DPR จะไม่ค่อยได้รับการแก้ไขในช่วงแรก แต่ก็ต้องใช้ค่าปรับแก้ที่ประมาณ 1.0 ในช่วงแรก จากนั้น ในช่วงต่อมาค่าปรับแก้ส่วนใหญ่ที่ต่ำกว่า 0.8 คำอธิบายของผลิตภัณฑ์เรดาร์ NEXRAD หลายรายการแสดงไว้ในตารางที่ 8-4(b) ซึ่งมีการประยุกต์ใช้งานในด้านอุทกวิทยาในประเทศสหรัฐอเมริกา

ผลิตภัณฑ์เหล่านี้มีความสนใจหลักในการสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาเนื่องจากมีความละเอียดสูงทั้งในด้านพื้นที่และเวลาและความแม่นยำของข้อมูล การสะท้อนกลับที่วัดจากการเอียงครั้งแรกหรือครั้งที่สอง จะใช้เพื่อให้ได้อัตราฝนตกที่เกิดขึ้นทันที จากการใช้ความสัมพันธ์ Z-R และการแก้ไขความคลาดเคลื่อนเพื่อเพิ่มความแม่นยำ ผลิตภัณฑ์ DPR คือ อัตราฝนตกทันทีในพิกัดเชิงขั้ว แม้ว่าจะไม่ขึ้นกับการทำ bias correction ของเครื่องมือตรวจวัดฝน แต่อาจมีข้อมูล bias และความผิดพลาดที่ทำให้การสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาทำได้ยาก หากไม่มีการควบคุมคุณภาพหรือการปรับปรุงความแม่นยำ



รูปที่ 8-11 ความคลาดเคลื่อนของ DPR และ GARR สำหรับเหตุการณ์พายุที่แสดงจำนวนสถานีที่ใช้สำหรับการทำ bias correction ของผลิตภัณฑ์ GARR (Bedient et al., 2019)

ตารางที่ 8-4(a) สรุปข้อมูลพายุทั้งหมดสะสมของ Radar-Gage (Bedient et al., 2019)

Gage	Gi	Ri	Ri*	Bias	Diff* (in.)	Diff* (%)
RG 02	0.73	0.89	0.82	1.60	-0.09	-11.8
RG 04	1.11	0.93	1.20	0.82	-0.09	-8.0
RG 06	0.79	0.72	0.78	1.02	0.01	1.1
RG 03	1.03	1.01	1.01	1.19	0.02	2.4
RG 01	1.39	0.87	1.25	1.09	0.14	10.0
Mean =	1.01	0.884	1.012	1.144	-0.002	-1.26

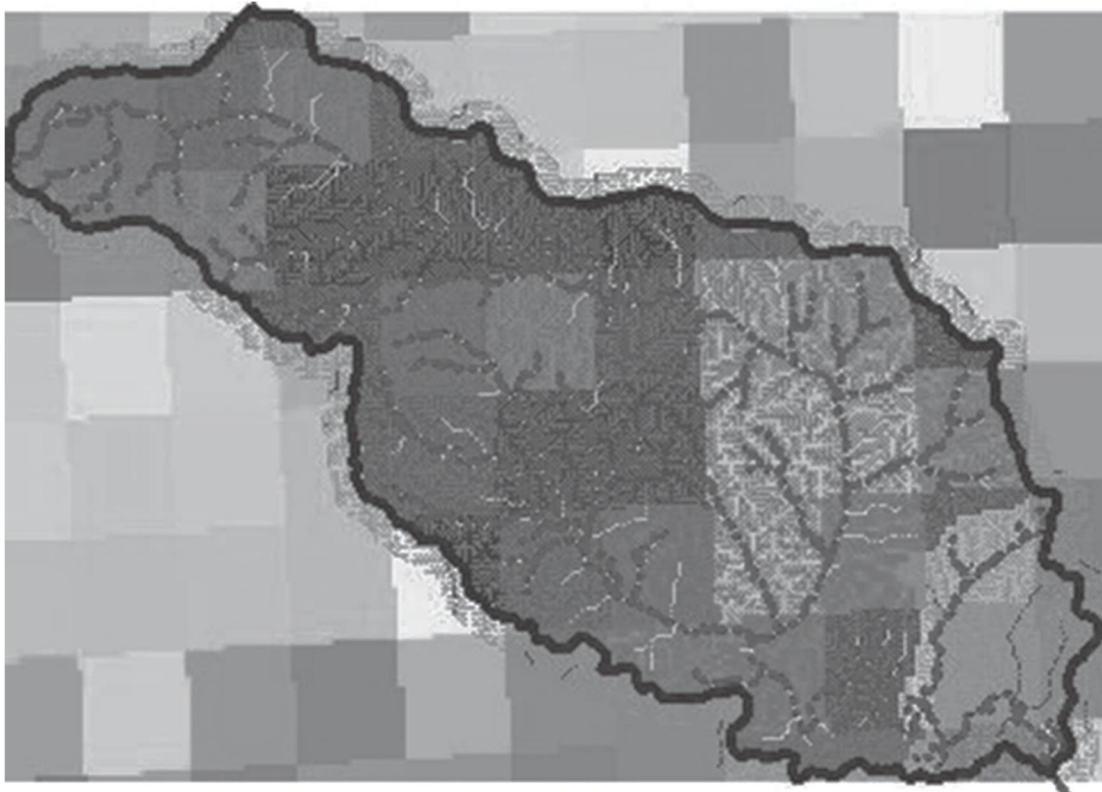
ตารางที่ 8-4(b) การเลือกผลิตภัณฑ์ NEXRAD ระดับ II และ III ในการประยุกต์ใช้ด้านอุทกวิทยา (Bedient et al., 2019)

<b>ผลิตภัณฑ์</b>
<b>การสะท้อนกลับฐานดิจิทัล (NOQ, NAQ, N1Q, NBQ, N2Q, N3Q)</b> ความเข้มของสัญญาณสะท้อนที่วัด เป็น dBZ ที่ช่วง 124 นาโนเมตร ใช้เพื่อตรวจจับปริมาณฝน ประเมินโครงสร้างพายุ คั่นหาขอบเขต และกำหนดศักยภาพของลูกเห็บ มีมุมยกระดับต่ำสุดสี่หรือหกมุม ขึ้นอยู่กับโหมดการสแกนของเรดาร์
<b>ปริมาณฝนหนึ่งชั่วโมง (N1P)</b> การแสดงผลปริมาณฝนที่สะสมไว้ปริมาณหนึ่งชั่วโมงโดยประมาณบนระยะ 1.1 นาโนเมตร x 1 องศา จนถึงช่วง 124 นาโนเมตร ปริมาณฝนถูกประเมินตาม ความสัมพันธ์ ZR ที่สันนิษฐาน โดยอัลกอริทึมระบบประมวลผลการตก (PPS) แบบเดิม
<b>อาร์เรย์สะสมดิจิทัล (DAA)</b> มีปริมาณฝนสะสมเป็นเวลาหนึ่งชั่วโมงบนกริดขนาด 0.13 นาโนเมตร x 1 องศา ใช้อัลกอริทึม QPE แบบชั่วคราว และมีข้อมูลที่เป็นไปได้ 256 ระดับ
<b>อัตราความเข้มฝนแบบดิจิทัล (DPR)</b> ผลิตภัณฑ์นี้แสดงอัตราการตกทันทีในหน่วย มม./ชม. โดยใช้อัลกอริทึม QPE แบบชั่วคราว

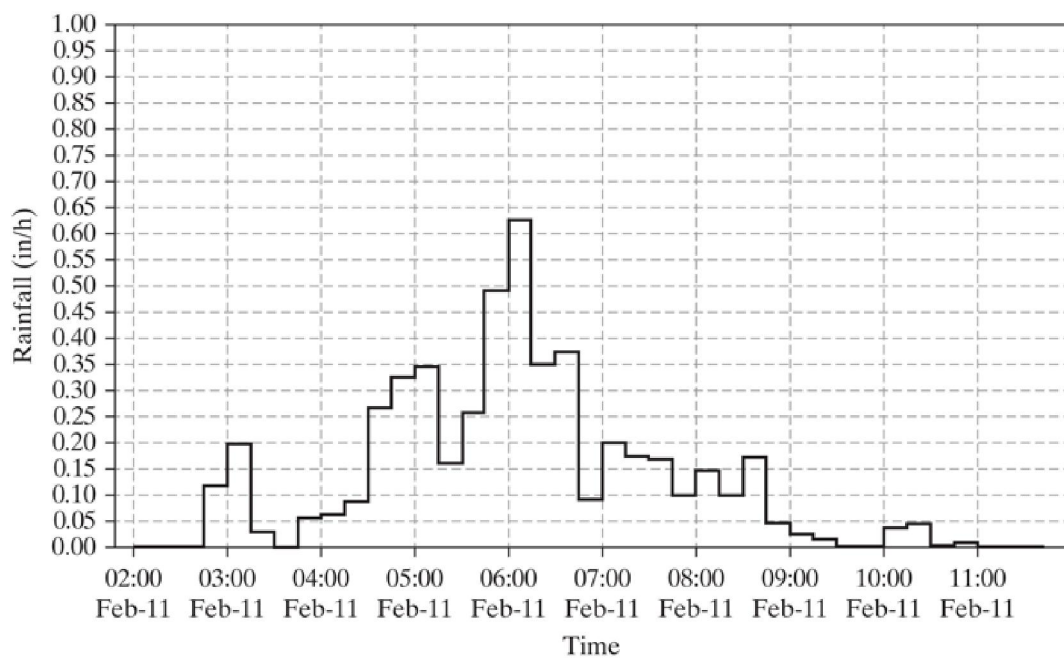
## 8.5 การประยุกต์ใช้ฝนเรดาร์ทางด้านอุทกวิทยา

แบบจำลองอุทกวิทยาแบบ Distributed Model ของลุ่มน้ำสามารถใช้ประโยชน์จากปริมาณฝนที่แม่นยำและเป็นตัวแทนที่ดีที่ได้มาจากเรดาร์ ปริมาณฝนที่ปรับแก้โดยสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินเมื่อวันที่ 11 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2552 บนพื้นที่ลุ่มน้ำ 9.5 ตารางไมล์ แสดงเป็นแผนที่รวมพายุใน รูปที่ 8-12 Hyetograph เฉลี่ยของพื้นที่ที่แสดงในรูปที่ 8-13 แสดงระยะเวลาค่อนข้างนาน โดยมีความเข้มข้นสูงสุดตรงกลางมากกว่า 0.60 นิ้ว/ชม. เครือข่ายการระบายน้ำของลุ่มน้ำยังแสดงให้เห็นว่ามีการระบายน้ำในพื้นที่ที่ประกอบด้วยการใช้ประโยชน์ที่ดินที่พัฒนาแล้วและยังไม่ได้พัฒนา ดินมีลักษณะเป็นดินเหนียวและค่อนข้างที่บ้น้ำ โดยมีค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำของดิน (Hydraulic Conductivity) เท่ากับ 0.05 นิ้ว/ชม. ส่งผลให้ Hyetograph ของปริมาณฝนส่วนใหญ่กลายเป็นน้ำท่าจากฝนส่วนเกิน

โครงข่ายระบายน้ำที่แสดงในรูปที่ 8-14 มีความละเอียด 30x30 เมตร แบบจำลองอุทกวิทยาแบบ Distributed Model ที่ชื่อว่า *Vflo*<sup>®</sup> (Bedient et al., 2019) ถูกใช้ในการจำลอง Hydrograph ที่แสดงใน รูปที่ 8-15 ในกรณีนี้ ปัจจัยหลักต่อปริมาณฝนของลุ่มน้ำขึ้นอยู่กับความชื้นของฝน ปัจจัยต่อมาจากอัตราการซึมลงดินหรือความชื้นในดินก่อนหน้าเท่านั้น ดังนั้น จึงมีความใกล้เคียงกันระหว่าง Hydrographs จากการจำลองและที่ตรวจวัดได้ เนื่องจากปริมาณฝนที่เป็นตัวแทนของพื้นที่ลุ่มน้ำมีความแม่นยำ



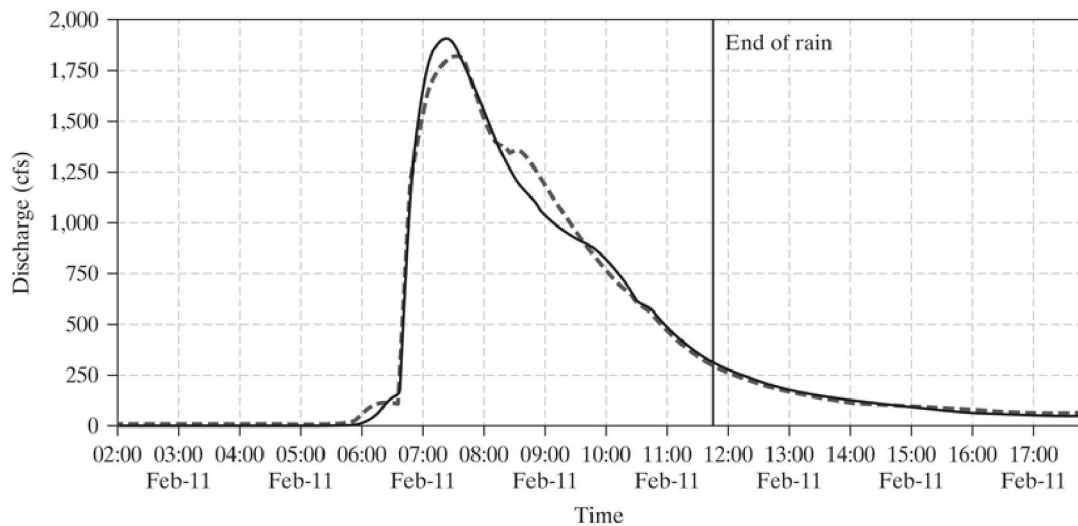
รูปที่ 8-12 กลุ่มน้ำที่มีความละเอียดของปริมาณฝน 1x1 กม. เหนือลุ่มน้ำ Fishpot  
(Bedient et al., 2019)



รูปที่ 8-13 Hyetograph จากพายุฝนของลุ่มน้ำ วันที่ 11 กุมภาพันธ์ 2552 (Bedient et al., 2019)



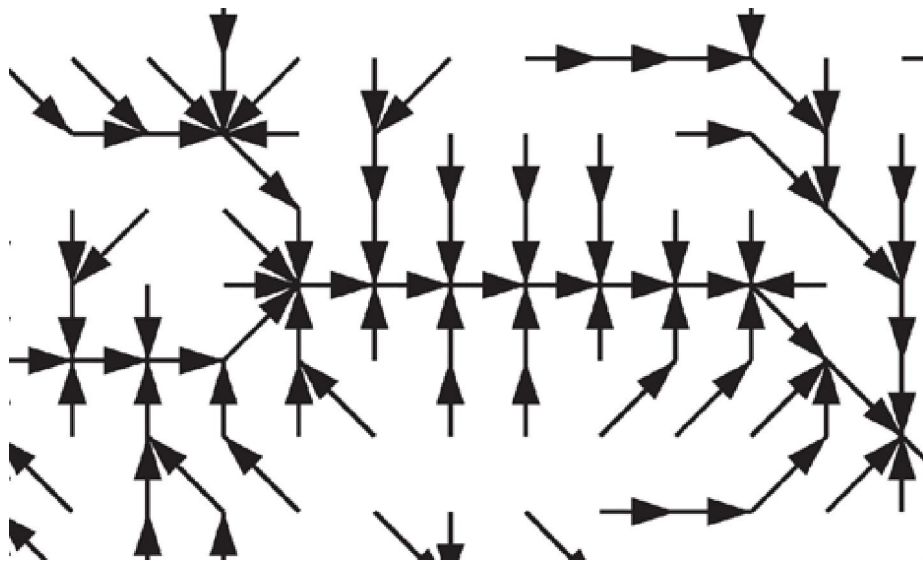
รูปที่ 8-14 โครงข่ายการระบายน้ำของกลุ่มน้ำ Fishpot ที่ความละเอียด 30x30 เมตร (Bedient et al., 2019)



รูปที่ 8-15 ผลการจำลอง Hydrographs (เส้นทึบ) และการไหลที่ได้จากการตรวจวัด (เส้นประ) (Bedient et al., 2019)

### แบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบ Distributed Model

ความก้าวหน้าในการสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบ Distributed Model ซึ่งกระจายตามลักษณะทางกายภาพทำให้สามารถสนับสนุนการตัดสินใจแบบตามเวลาจริงสำหรับการดำเนินงานอ่างเก็บน้ำ การวิเคราะห์ทางอุทกวิทยาของเหตุการณ์พายุฝน การศึกษาการไหลบ่าของน้ำ และสมดุลน้ำในระยะยาว และการพยากรณ์อุทกภัยเฉพาะพื้นที่ลุ่มน้ำและการจัดการเหตุฉุกเฉิน ปริมาณฝนแบบกริดและการแปรผันเชิงพื้นที่ที่เรดาร์ตรวจจับได้สามารถนำมาใช้ในแบบจำลองแบบ Distributed Model ได้โดยตรงโดยไม่ต้องรวมเป็นแบบ Lump ไปยังพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ การประเมินผลกระทบทางอุทกวิทยาของการใช้ประโยชน์ที่ดินและการเปลี่ยนแปลงสิ่งปกคลุมดินสามารถทำได้โดยใช้แบบจำลองแบบ Distributed Model ในรูปที่ 8-16 ลุ่มน้ำที่ไม่ได้รับการจัดการสร้างแบบจำลองด้วยข้อมูลเรดาร์เพื่อระบุว่าการใช้ประโยชน์ที่ดิน/การเปลี่ยนแปลงสิ่งปกคลุมดินอย่างเฉพาะเจาะจงมีส่วนทำให้เกิดน้ำท่วมหรือเกิดจากฝนตกหนัก การเชื่อมโยงกันระหว่างเรดาร์กับแบบจำลองแบบ Distributed Model เกิดขึ้นในช่วงของ Hyetograph ของปริมาณฝนในแต่ละเซลล์กริดของแบบจำลองแต่ละกริดมาจากปริมาณฝนสะสมโดยเรดาร์ที่ปรับด้วยสถานีฝนภาคพื้นดินในช่วงเวลาที่กำหนด เช่น 15 นาทีหรือหนึ่งชั่วโมง รูปแบบการสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบ Distributed Model ตามกริดเซลล์ดังแสดงในรูปที่ 8-16 ซึ่งแสดงการเชื่อมต่อกริดเซลล์ตามภูมิประเทศและทิศทางการไหลของน้ำตามความลาดชันของสภาพภูมิประเทศ ซึ่งเป็นคุณลักษณะของแบบจำลองทางกายภาพที่สามารถตั้งค่าได้โดยใช้พารามิเตอร์ของแบบจำลองที่เหมือนจริงตามสภาพทางกายภาพ ซึ่งจะให้ผลลัพธ์ที่มีความแม่นยำจนบ่อยครั้งไม่จำเป็นต้องทำการสอบเทียบหรือปรับเทียบค่าพารามิเตอร์



รูปที่ 8-16 การเชื่อมต่อโครงข่ายการระบายน้ำของแบบจำลองแบบ Distributed Model

(Bedient et al., 2019)

## 8.6 ฝนหลวง

ด้วยสายพระเนตรที่ยาวไกลและความอัจฉริยภาพของพระบาทสมเด็จพระบรมชนกาธิเบศร มหาภูมิพลอดุลยเดชมหาราช บรมนาถบพิตร (ในหลวงรัชกาลที่ 9) ได้ทรงพระกรุณาโปรดเกล้าฯ ให้ทำการทดลองปฏิบัติการฝนหลวงขึ้นจริงในท้องฟ้าเป็นครั้งแรก เมื่อวันที่ 20 กรกฎาคม 2512 และในหัวข้อนี้ จะกล่าวถึง ขั้นตอนการตัดสินใจในการทำปฏิบัติการฝนหลวง เทคนิคการทำฝนหลวง และการประเมินผลหลังปฏิบัติการฝนหลวง มีรายละเอียดดังนี้

### 8.6.1 การวิเคราะห์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาและการตัดสินใจปฏิบัติการฝนหลวง

การวิเคราะห์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาและการตัดสินใจเพื่อการปฏิบัติการฝนหลวง (กลุ่มวิชาการปฏิบัติการฝนหลวง, 2563) ซึ่งนับว่าเป็นการประเมินก่อนการปฏิบัติงาน จะพิจารณาเป็น 8 ขั้นตอน ดังนี้

#### 1) การพยากรณ์อากาศล่วงหน้า

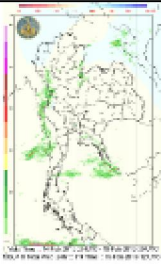
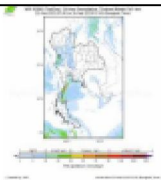
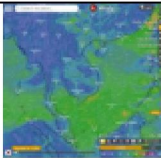
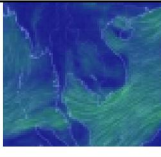
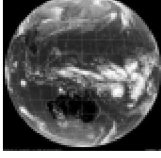
การวิเคราะห์ข้อมูลสภาพอากาศ เป็นกระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลหรือตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาที่สำคัญ ได้แก่ ค่าความชื้นสัมพัทธ์ในอากาศ ทิศทาง และความเร็วลม ค่าดัชนีสภาพอากาศ ลักษณะภูมิอากาศระดับกว้าง และการพยากรณ์อากาศประจำวัน 3 วัน และ 7 วันล่วงหน้า ของกรมอุตุนิยมวิทยา และหน่วยงานต่างๆ สำหรับใช้ในการกำหนดหลักเกณฑ์ความเหมาะสมของสภาพอากาศ และโอกาสในการเกิดฝนในพื้นที่เป้าหมาย ซึ่งเป็นขั้นตอนที่ดำเนินการก่อนปฏิบัติการล่วงหน้า 1 วัน เป็นประจำทุกวัน สำหรับใช้ในการวางแผนและการตัดสินใจการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน โดยทำการวิเคราะห์พยากรณ์การเกิดฝนล่วงหน้า แสดงรายละเอียดดังตารางที่ 8-5 ข้อมูลการพยากรณ์สภาพอากาศสำหรับการปฏิบัติการฝนหลวง

#### 2) แจ้งผู้เกี่ยวข้องเตรียมความพร้อมช่วงชิงสภาพอากาศในตอนเช้า (ก่อน 1 วัน)

จากการวิเคราะห์การพยากรณ์การเกิดฝนล่วงหน้า 1 วัน หากพบว่ามีแนวโน้มที่เหมาะสมในการปฏิบัติการฝนหลวงในพื้นที่เป้าหมายแล้ว นักวิชาการจะทำการแจ้งผู้ที่เกี่ยวข้องล่วงหน้า อาทิ นักบินช่างเครื่องบิน นายช่างเครื่องกล เจ้าหน้าที่บดโปรง เพื่อเตรียมความพร้อมช่วงชิงสภาพอากาศในตอนเช้าของวันรุ่งขึ้น



ตารางที่ 8-5 ข้อมูลการพยากรณ์สภาพอากาศสำหรับการปฏิบัติการฝนหลวง

ลำดับ	Model	Precipitation Water	Horizontal Wind	Vertical Wind	Pressure	Temperature	RH (%)	Cloudiness	Particulate Matter
1	MSLP – TMD (2, 6 และ 18 กม.) 	<input checked="" type="checkbox"/>			<input checked="" type="checkbox"/>				
2	สสน (3, 9 และ 27 กม.) 	<input checked="" type="checkbox"/>		<input checked="" type="checkbox"/>					
3	Windy 	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	
4	Earth Null School 		<input checked="" type="checkbox"/>				<input checked="" type="checkbox"/>		<input checked="" type="checkbox"/>
5	JMA 							<input checked="" type="checkbox"/>	

หมายเหตุ : คำแนะนำสำหรับนักวิชาการในแต่ละศูนย์ฝนหลวงฯ ควรจะต้องมีการบันทึกเปรียบเทียบความแม่นยำความถูกต้องของแต่ละแบบจำลองที่ใช้งานกับลักษณะของสภาพอากาศที่เกิดขึ้นจริงในแต่ละภูมิภาค

### 3) วิเคราะห์/ประเมินความเหมาะสมช่วงเช้า

กรณีที่มีการแจ้งผู้เกี่ยวข้องเตรียมความพร้อมช่วงชิงสภาพอากาศ ในตอนเช้า นักวิชาการจะทำการวิเคราะห์และประเมินความเหมาะสมอีกครั้ง เพื่อพิจารณาความเป็นไปได้ในการปฏิบัติการ ซึ่งหากอากาศมีความเหมาะสมก็จะแจ้งแผนการปฏิบัติการฝนหลวงแจ้งแผนบิน/เตรียมการใช้สาร และขออนุมัติแผนบินปฏิบัติการต่อไป

### 4) ผลการตรวจอากาศชั้นบน

การวิเคราะห์ข้อมูลผลการตรวจอากาศชั้นบน (Sonde2 และ TCM) ประจำวันจากสถานีเรดาร์ฝนหลวง และสภาพภูมิอากาศ แสดงรายละเอียดดังตารางที่ 8-6 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาสำหรับวางแผนการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน ร่วมกับการพยากรณ์อากาศล่วงหน้า และตารางที่ 8-7 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาสำหรับวางแผนการปฏิบัติการยับยั้งพายุลูกเห็บประจำวัน

### 5) การประชุมเพื่อตัดสินใจการปฏิบัติการฝนหลวง (Brief)

การประชุมเพื่อตัดสินใจการปฏิบัติการฝนหลวง (Brief) เป็นกระบวนการหารือการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวันของแต่ละหน่วย ในช่วงเช้าประมาณ 8:30 หรือตามเวลาที่กำหนด พิจารณาจากพื้นที่เป้าหมายการปฏิบัติการฝนหลวงระหว่างหน่วยร่วมกัน ความพร้อมด้านปัจจัยสนับสนุนการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน ข้อมูลการวิเคราะห์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา และเกณฑ์ของสภาพอากาศเพื่อการตัดสินใจการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน ให้สอดคล้องกับการกำหนดแผนการปฏิบัติการฝนหลวงในพื้นที่เป้าหมายประจำวันโดยมีผู้ที่เกี่ยวข้องกับการปฏิบัติการฝนหลวงให้ข้อมูลสำหรับการตัดสินใจ รวมทั้งปัญหาอุปสรรคในการดำเนินงาน ดังนี้

(1) ผู้บริหารและผู้เชี่ยวชาญ ให้คำปรึกษาและแนะนำด้านเทคนิคและประสบการณ์ในการปฏิบัติการฝนหลวงรวมทั้งให้นโยบายในการปฏิบัติการฝนหลวงภายใต้สถานการณ์ต่างๆ

(2) นักวิชาการ รายงานให้ข้อมูลผลการปฏิบัติการฝนหลวงเมื่อวาน อาทิ ปริมาณและพื้นที่ฝนตก รวมทั้งแจ้งแผนพื้นที่เป้าหมาย (ภารกิจและพื้นที่) ความพร้อมด้านปัจจัยสนับสนุน ผลการวิเคราะห์การพยากรณ์การเกิดฝนล่วงหน้าและการตรวจอากาศชั้นบน ข้อมูลสภาพอากาศปัจจุบันจากอาสาสมัครฝนหลวงในพื้นที่เป้าหมาย ข้อมูลคุณภาพอากาศ (ภารกิจการบรรเทาปัญหาหมอกควันและไฟป่า) เป็นต้น

(3) เจ้าหน้าที่ด้านการบิน รายงานให้ข้อมูลความพร้อมของเครื่องบิน และข้อจำกัดในการบินปฏิบัติการในพื้นที่เป้าหมาย

(4) เจ้าหน้าที่ตรวจอากาศ สนับสนุนข้อมูลตรวจอากาศต่างๆ อาทิ เรดาร์ เครื่องตรวจอากาศชั้นบน เครื่องตรวจอากาศแบบคลื่นสั้น เป็นต้น

## ตารางที่ 8-6 ข้อมูลอุตุวิทยาสำหรั้วางแผนการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน

ปัจจัยสนับสนุนการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน*	เกณฑ์การพิจารณา	การควบคุม
สนามบิน	- สนามบินพร้อมสำหรับการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน	หอบังคับการบิน / รถควบคุมการจราจรทางอากาศเคลื่อนที่ / เจ้าหน้าที่ควบคุมการจราจรทางอากาศ / Notam ที่เกี่ยวข้องในพื้นที่นั้นๆ
อากาศยานและบริษัทภาคพื้น (รถน้ำ รถน้ำมัน รถ GPU)	- อากาศยานและบริษัทภาคพื้นพร้อม ปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน - อากาศยานและบริษัทภาคพื้นมีจำนวน เพียงพอต่อการบินปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน	การตรวจสอบความพร้อมด้านการบิน
บุคลากร (นักวิชาการ, นักบิน, ช่างเครื่องบิน, เจ้าหน้าที่ที่บดโปรยสารฝนหลวง, พนักงานขับรถยนต์ ฯลฯ)	- บุคลากรมีจำนวนเพียงพอต่อการบิน ปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน	การตรวจสอบความพร้อมด้านบุคลากร
เครื่องบินบดสารฝนหลวง และ เครื่องยนต์ต้นกำลัง	- เครื่องบินบดสารฝนหลวงและเครื่องยนต์ต้นกำลังอยู่ในสภาพพร้อมใช้งาน - เครื่องบินบดสารฝนหลวงและเครื่องยนต์ต้นกำลังมีจำนวนเพียงพอต่อการปฏิบัติการ ฝนหลวง	การตรวจสอบความพร้อมของอุปกรณ์เตรียมสารฝนหลวง
สารฝนหลวงและคลังเก็บสาร/ เติ้นท์	- สารฝนหลวงแต่ละสูตรมีคุณภาพ และปริมาณเพียงพอต่อการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน - คลังเก็บสาร/เติ้นท์พร้อมต่อการเก็บสารฝนหลวง	- การตรวจสอบความพร้อมของสารฝนหลวงระบบคลังสารฝนหลวง - การตรวจสอบคุณภาพ สารฝนหลวงประจำเดือน
รถบรรทุกสารฝนหลวงและ โฟล์คลิฟท์	- รถบรรทุกสารฝนหลวงและโฟล์คลิฟท์มีจำนวนเพียงพอต่อการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน - รถบรรทุกสารฝนหลวงอยู่ในสภาพพร้อมใช้งาน	การตรวจสอบความพร้อมของอุปกรณ์เตรียมสารฝนหลวง
ระบบสารสนเทศ อาทิ คอมพิวเตอร์ อินเทอร์เน็ต ระบบประชุมทางไกล	- อุปกรณ์และระบบสารสนเทศใช้งานได้	การตรวจสอบการใช้งานระบบสารสนเทศ และหากพบปัญหาแจ้งศูนย์เทคโนโลยีสารสนเทศ

หมายเหตุ : \* สำหรับภาคใต้ ข้อมูลค่าความเร็วลมเฉลี่ยที่ระดับ 5,000 – 10,000 ฟุต  $\leq 15$  knots

ค่าดัชนี CAPE, Inversion เพิ่งเริ่มจะมีการนำผลตรวจจาก Skew-T (DC3DB) มาใช้ โดยนักวิชาการของกรมฝนหลวงฯ จะเป็นผู้พิจารณาในการจัดทำเกณฑ์ที่เหมาะสม

ตารางที่ 8-7 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาสำหรับวางแผนการปฏิบัติการยับยั้งพายุลูกเห็บประจำวัน

ชนิดข้อมูล	ประเภทข้อมูล	ข้อมูล	ค่าที่เหมาะสม	ความถี่	แหล่งข้อมูล
ค่าดัชนีสภาพอากาศ	SI (Showalter Index)	ดัชนีที่ใช้ออกความไม่เสถียรภาพของมวลอากาศที่ระดับ 850 มิลลิบาร์	< -1.0	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
	LI (Lifted Index)	ดัชนีที่ใช้ออกความไม่เสถียรภาพของมวลอากาศในระดับต่ำ	< -1.0	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
	KI* (K Index)	ดัชนีที่บอกถึงศักยภาพในการก่อตัวในแนวตั้ง	> 30	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
	CAPE (Convective Available Potential Energy)	พลังงานศักย์ที่มีอยู่ในการยกตัวของกระแสอากาศในแนวตั้ง	> 2,000 j/kg	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
	CIN (Convective inhibition)	พลังงานที่จำเป็นในการยกตัวของอนุภาคเพื่อไปถึง Level Free Convection	< -400	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
	PW (Precipitation, Water)		>3.8 ซม.	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
	ความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ย	ค่าความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยที่ระดับ 0 – 10,000 ฟุต	> 70%	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
	ความเร็วลม	ค่าความเร็วลมเฉลี่ยที่ระดับ 0 – 15,000 ฟุต	≤ 10 knots	รายวัน	DRRAA (ผลตรวจอากาศชั้นบน)
ข้อมูลเรดาร์	ความเข้มการสะท้อน		>55 dBz.	6 นาที	DRRAA (เรดาร์)
	ความสูงของยอดเมฆ		>6 กม.	6 นาที	DRRAA (เรดาร์)
	Probability of hail		> 0.2	6 นาที	DRRAA (เรดาร์)
	VIL		25 กก/ตร.ม.	6 นาที	DRRAA (เรดาร์)
	มีกลุ่มเมฆอย่างน้อย 1 กลุ่มที่มีโอกาสเกิดลูกเห็บ			6 นาที	DRRAA (เรดาร์)
	ภาพเรดาร์ติดกันมีกลุ่มเมฆเกิดขึ้นอย่างรวดเร็ว โดยดูค่ายอดเมฆที่สูงขึ้น			6 นาที	DRRAA (เรดาร์)

### **6) แผนการปฏิบัติการฝนหลวง แจ้งแผนบิน/เตรียมการใช้สาร**

ผู้ปฏิบัติงานที่หน่วยปฏิบัติการฝนหลวง อาทิ หัวหน้าหน่วยปฏิบัติการฝนหลวง นักวิชาการ และนักบินพิจารณาพื้นที่การเกษตรที่มีความต้องการฝนหลวงประจำวันร่วมกับสภาพอากาศ เพื่อกำหนดร่างแผนการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวัน ซึ่งประกอบด้วย เป้าหมายหลักประจำวัน ความสูงการบิน เวลาเริ่มปฏิบัติการ (เวลา start เครื่อง) สารฝนหลวง (ชนิด/ปริมาณ) หลังจากนั้นจะมีการหารือกับผู้อำนวยการศูนย์ปฏิบัติการฝนหลวง เพื่อเห็นชอบแผนการปฏิบัติการฝนหลวงประจำวันดังกล่าวแล้ว หัวหน้าหน่วยปฏิบัติการฝนหลวง จะแจ้งแผนการปฏิบัติการฝนหลวงทางไลน์หรือโทรศัพท์แก่ผู้ที่เกี่ยวข้อง อาทิ

- นักวิชาการ เพื่อติดตามสภาพอากาศในพื้นที่เป้าหมายหลักประจำวัน และแจ้งแผนการบินปฏิบัติการล่วงหน้าอย่างน้อย 1 ชั่วโมง
- นักบินและช่างเครื่องบิน เพื่อเตรียมพร้อมสำหรับการบินปฏิบัติการ
- นายช่างเครื่องกล หรือเจ้าหน้าที่บด ผสม โปรรายสารฝนหลวง เพื่อจัดเตรียมสารฝนหลวง

### **7) การเฝ้าระวังและวิเคราะห์/ประเมินความเหมาะสมในการปฏิบัติการ (Stand by)**

นักวิชาการจะต้องทำการวิเคราะห์ข้อมูลตามเกณฑ์ของสภาพอากาศ ร่วมกับสภาพอากาศปัจจุบันซึ่งเป็นข้อมูลจากอาสาสมัครฝนหลวงในพื้นที่ เพื่อการตัดสินใจการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน โดยมีการเฝ้าระวังและวิเคราะห์/ประเมินความเหมาะสมในการปฏิบัติการอย่างต่อเนื่องเนื่องจากอากาศมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาเพื่อพิจารณาความเหมาะสมต่อการปฏิบัติการฝนหลวงในช่วงเวลานั้นๆ และจะยกเลิกภารกิจประจำวันเมื่อวิเคราะห์ข้อมูลสภาพอากาศแล้วยังไม่เหมาะสม (การเฝ้าระวังและติดตามสภาพอากาศถึง 16:00 น. และการแจ้งแผนปฏิบัติการฝนหลวงภายในเวลา 17:00 น.)

### **8) การขออนุมัติแผนบินปฏิบัติการ**

เมื่อหน่วยปฏิบัติการฝนหลวงได้มีการวิเคราะห์และตัดสินใจในการปฏิบัติการฝนหลวงแต่ละขั้นตอนแล้วกำหนดให้มีการแจ้งแผนบินปฏิบัติการฝนหลวงผ่านทางไลน์หรือโทรศัพท์กับผู้บังคับบัญชา เพื่อรับทราบแผนการบินปฏิบัติการฝนหลวง

## 8.6.2 การปฏิบัติการฝนหลวงและเทคนิคการทำฝน

การปฏิบัติการฝนหลวงและเทคนิคการทำฝน ประกอบด้วย การเตรียมสารฝนหลวงก่อนขึ้นบินปฏิบัติการฝนหลวง, การปฏิบัติการฝนหลวงตามตำราฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน การปฏิบัติการยับยั้งการเกิดพายุลูกเห็บ, การปฏิบัติการบรรเทาหมอกควันและไฟป่า และการปฏิบัติการฝนหลวงด้วยเทคนิคอื่นๆ ได้แก่ การเสริมการปฏิบัติการฝนหลวงเมฆอ่อนโดยใช้พลุสารดูดความชื้น

### การเตรียมสารฝนหลวง

การเตรียมสารฝนหลวง ก่อนขึ้นปฏิบัติการฝนหลวงเริ่มต้นหลังจากที่หัวหน้าหน่วยปฏิบัติการฝนหลวงแจ้งแผนการปฏิบัติการฝนหลวงทางไลน์หรือโทรศัพท์แก่นายช่างเครื่องกล หรือเจ้าหน้าที่บดผสมโปรยสารฝนหลวง เพื่อจัดเตรียมสารฝนหลวงตามชนิด จำนวน และเวลาตามแผนปฏิบัติการฝนหลวง

เจ้าหน้าที่ผู้ควบคุมการไหลตสารประจำหน่วยจะทำหน้าที่ในการกำกับดูแลการเบิกจ่ายสารและการเตรียมสารฝนหลวงก่อนขึ้นปฏิบัติการฝนหลวง ทั้งนี้สารฝนหลวงแต่ละชนิดมีขั้นตอนและกระบวนการในการเตรียมแตกต่างกันจึงจำเป็นต้องเผื่อระยะเวลาในการกำหนดแผนปฏิบัติการฝนหลวงเพื่อให้การเตรียมสารฝนหลวงนั้นเสร็จก่อนกำหนดเวลาที่ขึ้นปฏิบัติการฝนหลวง โดยสามารถสรุปได้ดังรูปที่ 8-17

### การปฏิบัติการฝนหลวงตามตำราฝนหลวง

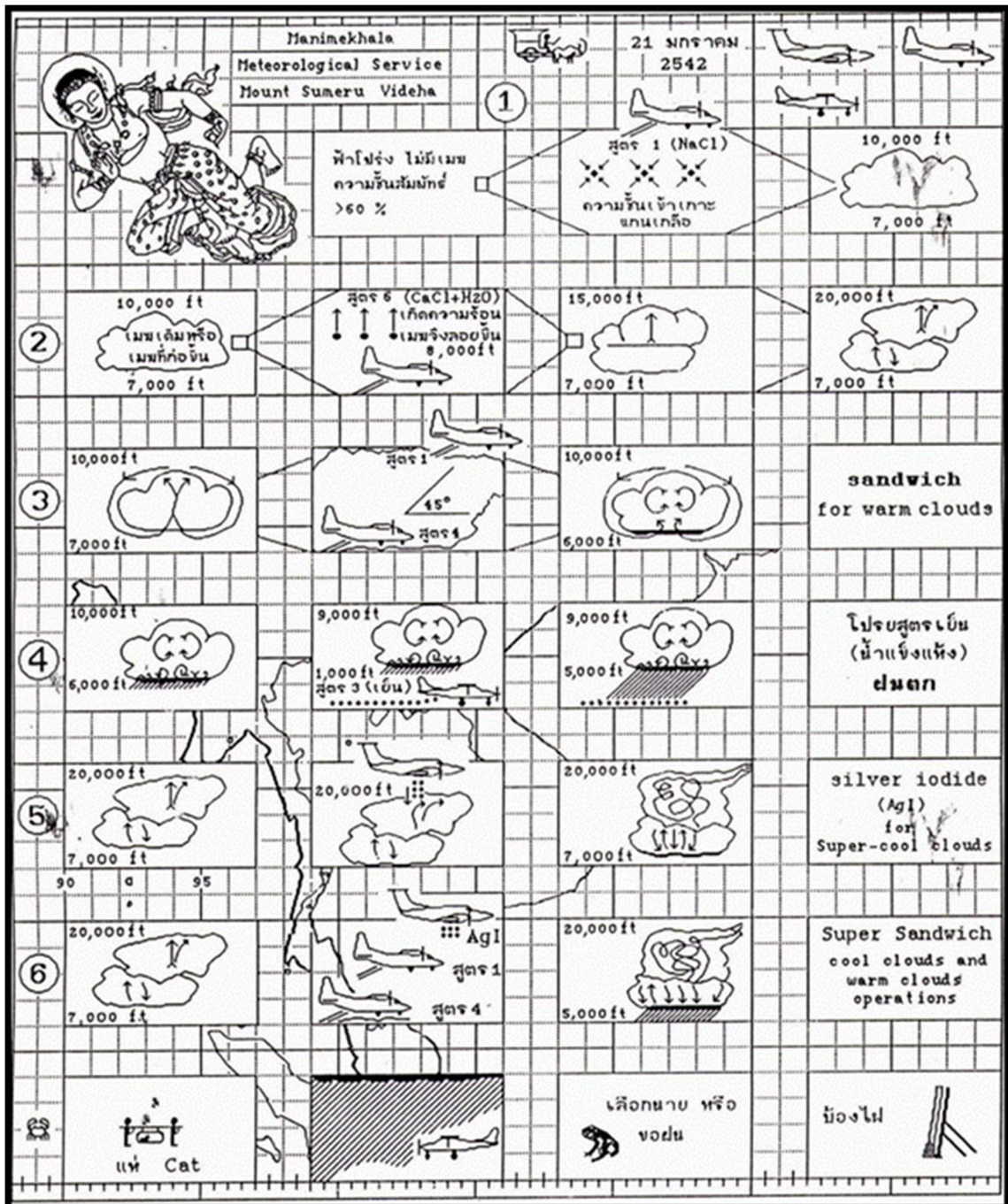
พระบาทสมเด็จพระบรมชนกาธิเบศร มหาภูมิพลอดุลยเดชมหาราช บรมนาถบพิตร (ในหลวงรัชกาลที่ 9) ทรงสรุปขั้นตอนกรรมวิธีการปฏิบัติการฝนหลวงโดยทรงประดิษฐ์ภาพ “ตำราฝนหลวง” ด้วยคอมพิวเตอร์ แสดงขั้นตอน และกรรมวิธีการตัดแปรสภาพอากาศให้เกิดฝนจากเมฆอ่อนและเมฆเย็น และพระราชทาน “ตำราฝนหลวง” แก่นักวิชาการฝนหลวง เมื่อวันที่ 21 มีนาคม 2542 เพื่อให้เป็นแบบอย่างใช้ในการปฏิบัติการฝนหลวงให้เป็นไปในทางเดียวกัน “ตำราฝนหลวง” ประมวลความรู้ทางวิชาการเทคนิคและกระบวนการขั้นตอนกรรมวิธีการในการปฏิบัติการฝนหลวงอย่างครบถ้วนทั้งเทคโนโลยีฝนหลวงไว้ในหนึ่งหน้ากระดาษได้อย่างสมบูรณ์ถ่ายทอดความเข้าใจและการถือปฏิบัติ (ดูรูปที่ 8-18 ประกอบ) ซึ่งประกอบด้วย 6 ขั้นตอน ดังนี้

#### ขั้นตอนที่ 1

ในขั้นตอนที่ 1 ปฏิบัติการเพื่อเร่งให้เกิดเมฆในขณะที่ท้องฟ้าโปร่งหรือมีเมฆเดิมก่อตัวอยู่บ้าง และมีความชื้นสัมพัทธ์มากกว่า 60 % โดยโปรยสารฝนหลวงสูตร 1 (เกลือแ่ง : NaCl) ซึ่งมีคุณสมบัติเป็นแกนกลั่นตัว (Cloud Condensation Nuclei ; CCN) ในการดูดซับความชื้นที่มีอยู่ในอากาศเกิดการควบแน่นกลายเป็นเม็ดน้ำและรวมตัวกันเป็นเมฆ และเมฆเหล่านี้จะพัฒนาขึ้นเป็นเมฆก้อนใหญ่



รูปที่ 8-17 แผนผังแสดงการจำแนกการเตรียมสารผ่านหลวงสูตรต่างๆ  
(กลุ่มวิชาการปฏิบัติการผ่านหลวง, 2563)



รูปที่ 8-18 ตำราฝนหลวงพระราชทาน  
(กลุ่มวิชาการปฏิบัติการฝนหลวง, 2563)



## ขั้นตอนที่ 2

ในขั้นตอนที่ 2 ปฏิบัติการเพื่อเร่งการพัฒนาตัวของเมฆที่ก่อขึ้น หรือเมฆเดิมที่มีอยู่ตามธรรมชาติ โดยโปรยสารฝนหลวงสูตร 6 (แคลเซียมคลอไรด์ :  $\text{CaCl}_2$ ) หรือ สูตร 8 (แคลเซียมออกไซด์:  $\text{CaO}$ ) เข้าไปในกลุ่มเมฆที่ระดับสูงกว่าฐานเมฆไม่น้อยกว่า 1,000 ฟุต เมื่อละลายน้ำหรือดูดซับความชื้นหรือเมื่อน้ำภายในเมฆทำให้เกิดความร้อนที่เกิดจากปฏิกิริยาของไอน้ำกับสารฝนหลวงโดยตรง และมีความร้อนอันเนื่องมาจากการคายความร้อนแฝงจากการกลั่นตัวรอบ CCN อีกทั้งพลังความร้อนจากแสงอาทิตย์ตามธรรมชาติ จะช่วยเร่งหรือเสริมแรงยกตัวของมวลอากาศภายในเมฆยกตัวขึ้น เร่งการกลั่นตัวของไอน้ำและการรวมตัวกันของเม็ดน้ำภายในเมฆ ทำให้เมฆเจริญเติบโตต่อไปได้ดี ก่อยอดสูงขึ้นและมีความหนาแน่นมากขึ้น จนเมฆมีขนาดใหญ่และก่อยอดขึ้นถึงระดับ 15,000/ฟุต ได้เร็วกว่าที่จะปล่อยให้เจริญขึ้นเองตามธรรมชาติ ซึ่งการยกตัวขึ้นและจมตัวลงของมวลอากาศ การกลั่นและการรวมตัวของเม็ดน้ำยังคงเป็นปฏิกิริยาต่อเนื่องกันไป บางครั้งในก้อนเมฆอาจจะมีแรงยกตัวมากพอที่จะทำให้ยอดเมฆเจริญเติบโต ขึ้นไปถึงระดับ 20,000 ฟุต ซึ่งเรียกว่า “เมฆเย็น” (เมฆที่มีอุณหภูมิภายในยอดเมฆต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง 0 องศาเซลเซียส) และเมฆนั้นกำลังเคลื่อนตัวตามทิศทางลมเข้าหาพื้นที่เป้าหมายหวังผลที่กำหนดไว้

## ขั้นตอนที่ 3

ขั้นตอนที่ 3 คือ ขั้นตอนที่เร่งหรือบังคับให้เกิดฝน เมื่อเมฆอุ่นเจริญเติบโต ยอดเมฆคมชัดเมฆมีความหนาแน่นมากกว่า 3,000 ฟุต ฐานเมฆเรียบสีเทา และเคลื่อนตัวเข้าสู่พื้นที่เป้าหมายจะทำการบังคับให้มีฝนตกด้วยเทคนิคการโจมตีเมฆอุ่นด้วยเทคนิค Sandwich โดยใช้เครื่องบินเมฆอุ่นตั้งแต่ 2 ลำ เครื่องหนึ่งโปรยสารฝนหลวง สูตร 1 (เกลือแอมโมเนียม :  $\text{NaCl}$ ) ทับยอดเมฆหรือไหล่เมฆที่ระดับ 9,000 - 10,000 ฟุต ทางด้านเหนือลมของก้อนเมฆ อีกเครื่องหนึ่งโปรยสารฝนหลวง สูตร 4 (ยูเรีย :  $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$ ) ที่ระดับฐานเมฆ แนวโปรยทั้งสองทำมุมเอียงกันประมาณ 45 องศา เพื่อให้ฐานเมฆเริ่มลดระดับลงจากการที่เม็ดน้ำที่มีขนาดใหญ่ขึ้น มีปริมาณและความหนาแน่นเพิ่มมากขึ้น ร่วงหล่นสู่บริเวณฐานเมฆหนาแน่นจนใกล้ตกเป็นฝน หรือ เริ่มตกเป็นฝน

## ขั้นตอนที่ 4

ขั้นตอนที่ 4 คือ การเสริมการโจมตีเมฆอุ่น เพื่อเพิ่มปริมาณฝนให้มากขึ้น โดยการโปรยเกล็ดน้ำแข็งแห้งที่บริเวณต่ำกว่าฐานเมฆประมาณ 1,000 ฟุต เพื่อปรับลดอุณหภูมิของอากาศใต้ฐานเมฆ ซึ่งจะช่วยลดการระเหยของน้ำออกจากเม็ดฝนลง ซึ่งกลุ่มฝนจะตกจากฐานเมฆถึงพื้นดินได้เร็วขึ้น และเม็ดฝนมีขนาดใหญ่ ฝนจึงตกหนักขึ้นและทำให้ได้ปริมาณฝนสูงกว่าการปล่อยให้ตกเองตามธรรมชาติ และชักนำให้กลุ่มฝนเคลื่อนตัวเข้าสู่พื้นที่เป้าหมายหวังผลได้แน่นอนขึ้น

### ขั้นตอนที่ 5

ขั้นตอนที่ 5 คือ การโจมตีเมฆเย็นด้วยซิลเวอร์ไอโอไดด์ (AgI) ที่ระดับความสูง 20,000 ฟุตขึ้นไป เพื่อให้ไอน้ำระเหยจากเมฆน้ำเย็นยิ่งยวด (Super Cooled Vapour) มาเกาะรอบ AgI ทำให้มีผลึกน้ำแข็งเกิดขึ้นจำนวนมากยิ่งขึ้นบริเวณยอดเมฆ และมีกระแสอากาศปั่นป่วน เนื่องจากการคายความร้อนแฝง ผลึกน้ำแข็งจะเจริญเติบโตได้ดี และตกลงมาละลายกลายเป็นฝนตกลงสู่พื้นดิน หรือรวมตัวกับเมฆน้ำในเมฆอุ่นเป็นเมฆน้ำขนาดใหญ่ขึ้นและเป็นฝนตก

### ขั้นตอนที่ 6

ขั้นตอนที่ 6 คือ การโจมตีแบบซูเปอร์แซนด์วิช (Super Sandwich) ขณะที่ทำการโจมตี เมฆอุ่นตามขั้นตอนที่ 3 และทำการโจมตีเมฆเย็นตามขั้นตอนที่ 5 ควบคู่ไปในขณะเดียวกัน จะทำให้ฝนตกหนักและต่อเนื่องยาวนาน มีปริมาณฝนสูงยิ่งขึ้น เนื่องจากการประสานประสิทธิภาพของการโจมตีเมฆอุ่นในขั้นตอนที่ 3 และโจมตีเมฆเย็นในขั้นตอนที่ 5 ปฏิบัติการพร้อมกันหรือเวลาใกล้เคียงกัน

### การปฏิบัติการยับยั้งการเกิดพายุลูกเห็บ

เป็นการประยุกต์ใช้การโจมตีเมฆเย็น ในขั้นตอนที่ 5 เพื่อยับยั้งและบรรเทาความรุนแรงของการเกิดพายุลูกเห็บในช่วงฤดูร้อนหรือช่วงที่กำลังเปลี่ยนฤดูกาล โดยปกติจะอยู่ในช่วงระหว่างเดือนมีนาคมถึงเดือนพฤษภาคมของทุกปี ซึ่งก่อให้เกิดความเสียหายต่อพื้นที่เกษตรกรรมและเขตชุมชน

สารฝนหลวง: พลุซิลเวอร์ไอโอไดด์ (AgI) ดังแสดงผลการปฏิบัติงานในรูปที่ 8-19

**ลักษณะอากาศ :** เมฆคิวมูลัสที่ก่อยอดและเมฆพัฒนาตัวที่มียอดสูงตั้งแต่ 20,000 ฟุตขึ้นไป มีลักษณะเป็นแบบ Hard

**รูปแบบการยิงพลุ AgI :** การยิงพลุ AgI จะยิงเหนือยอดเมฆหรือด้านข้างเมฆ โดยให้พลุพุ่งสู่ยอดเมฆเป้าหมายได้สำเร็จมากที่สุด ภายใต้ดุลยพินิจความปลอดภัยของนักบิน

**ความสูงการบิน :** บินที่ระดับความสูงที่มีอุณหภูมิอยู่ระหว่าง -8 องศาเซลเซียส ถึง -12 องศาเซลเซียส โดยปกติจะอยู่ที่ระดับความสูง 18,000 - 22,000 ฟุต

**อัตราการใช้สาร :** ใช้พลุ AgI 6 - 8 นัด ต่อ 1 ยอดเมฆ ในกรณีที่ยอดเมฆดังกล่าวยกตัวเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วให้สามารถเพิ่มปริมาณการใช้พลุ AgI ต่อยอดเมฆเป้าหมาย จนกระทั่งยอดเมฆทรงตัว หรือยุบตัว และสามารถบินวนกลับมายิงพลุซ้ำที่ยอดเมฆเดิมได้ และสามารถปฏิบัติการเพิ่มเติมกับกลุ่มเมฆที่มีกำลังมีแนวโน้มเป็นพายุลูกเห็บได้เพื่อป้องกันการเกิดพายุลูกเห็บได้



**รูปที่ 8-19** ภาพรายงานการเกิดพายุลูกเห็บ บริเวณตำบลนิคมสงเคราะห์ อำเภอเมือง จังหวัดอุดรธานี เมื่อวันที่ 25 กุมภาพันธ์ 2562 (ซ้าย) และสภาพลักษณะเมฆคิวมูลัสที่เหมาะสมและมีโอกาสการเกิดลูกเห็บ (ขวา)

#### การปฏิบัติการบรรเทาหมอกควันและไฟป่า

เป็นการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนต่างๆ เพื่อลดความหนาแน่นของหมอกควันในบรรยากาศ ลดปัญหาฝุ่นละอองในอากาศ และลดความเสียหายที่เกิดขึ้นต่อทรัพยากรธรรมชาติที่เกิดจากไฟป่า (ดูรูปที่ 8-20)



**รูปที่ 8-20** ภาพการเกิดไฟป่าที่บริเวณเขาทะลุ อำเภอสวี จังหวัดชุมพร (วันที่ 7 เมษายน 2562)

### 8.6.3 การประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวง

การประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวง เป็นการประเมินผลความสำเร็จของการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน โดยภายหลังจากการปฏิบัติการฝนหลวงแต่ละขั้นตอนเสร็จสิ้นแล้ว กลุ่มเมฆที่เข้าไปปฏิบัติการมีการเปลี่ยนแปลงหรือ พัฒนาตัวในทางที่ดีขึ้นหรือไม่ อย่างไร รวมทั้งการประเมินผลความสำเร็จของการปฏิบัติการฝนหลวงตามภารกิจการช่วยเหลือในพื้นที่เป้าหมายที่กำหนดประจำวันว่าสามารถช่วยเหลือ แก้ไข และบรรเทาความเดือดร้อน ของประชาชนหรือหน่วยงานต่างๆได้บรรลุตามวัตถุประสงค์หรือไม่ หลักเกณฑ์การประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวง ประกอบด้วยหลักเกณฑ์ในการประเมินผล การปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน และหลักเกณฑ์ในการประเมินผลการทำฝนตามภารกิจประจำวัน



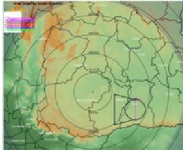
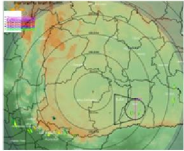
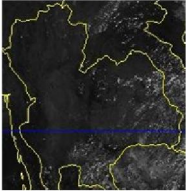
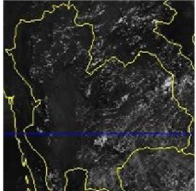
#### หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน

เป็นการกำหนดหลักเกณฑ์ในการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน โดยประเมินผลความสำเร็จของการดำเนินงาน จากสภาพหรือลักษณะของเมฆในพื้นที่เป้าหมายว่าเกิดการเปลี่ยนแปลงก่อน และหลังการปฏิบัติการฝนหลวงอย่างไร โดยกำหนดชนิดข้อมูลที่ใช้ในการประเมินผล รวมทั้งกำหนดระยะเวลาที่ใช้ในการประเมินผลความสำเร็จในแต่ละขั้นตอน หลักเกณฑ์ในการประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละขั้นตอน ดังแสดงในตารางที่ 8-8 ถึงตารางที่ 8-11

#### หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละภารกิจ



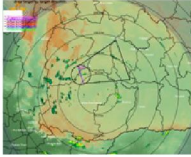
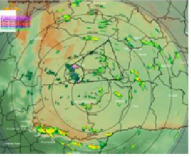
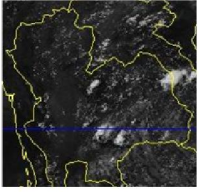
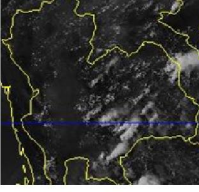
เป็นการประเมินผลสำเร็จการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละภารกิจ ประกอบด้วย การบรรเทาปัญหาหมอกควัน และไฟป่า, การยับยั้งการเกิดพายุลูกเห็บ, การป้องกันและแก้ไขภัยแล้ง, และการเติมน้ำต้นทุนให้เขื่อนกักเก็บน้ำ หลักเกณฑ์ในการประเมินผลสำเร็จการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละภารกิจ แสดงดังตารางที่ 8-12

ตารางที่ 8-8 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 1

การปฏิบัติการฝนหลวง	ข้อมูลเรดาร์	ภาพดาวเทียม	การสังเกตด้วยสายตา บนอากาศยานและภาคพื้น	เวลาในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวง
ขั้นตอนที่ 1	มีค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ (Radar Reflectivity) ระหว่าง 0-20 dBZ ที่ ระดับ 3.25 กม.	พบกลุ่มเมฆในบริเวณพื้นที่ปฏิบัติการฝนหลวง (VIS)	<p><b>กรณี</b></p> <p>ก่อนการปฏิบัติการ ฝนหลวง : ท้องฟ้าโปร่ง</p> <p>หลังการปฏิบัติการ ฝนหลวง : พบเมฆก่อตัวในพื้นที่ ปฏิบัติการฝนหลวง (ภาพถ่ายจากอากาศยาน/ภาคพื้น)</p> <p><b>กรณี</b></p> <p>ก่อนการปฏิบัติการฝนหลวง : มีเมฆก่อตัวอยู่เดิมหลังการปฏิบัติการฝนหลวง : พบว่าเมฆมีปริมาณหรือ ขนาดเพิ่มมากขึ้น (ภาพถ่ายจากอากาศยาน/ภาคพื้น)</p>	<p>แยกเป็น 2 กรณี</p> <p>1. ท้องฟ้าโปร่ง ภายใน 5 ชั่วโมง</p> <p>2. มีเมฆก่อตัวอยู่แล้ว ภายใน 3 ชั่วโมง (ภายหลังจากการกักการโปรยสารฝนหลวงเสร็จสิ้น)</p>
การประเมินผล	ก่อนการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 1	หลังการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 1		
การสังเกตด้วยสายตา	<p>ท้องฟ้ามีเมฆเล็กน้อย</p>  <p>ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดขอนแก่น</p> <p>วันที่ 3 พฤษภาคม 2558 เวลา 10:35 น.</p>	<p>เมฆมีปริมาณหรือขนาดเพิ่มมากขึ้น</p>  <p>ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดขอนแก่น</p> <p>วันที่ 3 พฤษภาคม 2558 เวลา 10:55 น.</p>		
ข้อมูลเรดาร์	<p>ไม่พบค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ในบริเวณพื้นที่เป้าหมายปฏิบัติการฝนหลวง</p>  <p>ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดสุรินทร์</p> <p>วันที่ 6 ตุลาคม 2561 เวลา 11:30 น.</p>	<p>เริ่มพบค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ในบริเวณพื้นที่เป้าหมายปฏิบัติการฝนหลวง</p>  <p>ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดสุรินทร์</p> <p>วันที่ 6 ตุลาคม 2561 เวลา 14:00 น.</p>		
ข้อมูลภาพดาวเทียม	 <p>ภาพดาวเทียม VIS แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา</p> <p>วันที่ 10 เมษายน 2562 เวลา 11:30 น.</p>	 <p>ภาพดาวเทียม VIS แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา</p> <p>วันที่ 10 เมษายน 2562 เวลา 13:00 น.</p>		





ที่มา: ภาพถ่ายและภาพเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร และภาพดาวเทียมของกรมอุตุนิยมวิทยา

ตารางที่ 8-9 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 2

การปฏิบัติการฝนหลวง	ข้อมูลเรดาร์	ภาพถ่ายเทียม	การสังเกตด้วยสายตา บนอากาศยานและภาคพื้น	เวลาในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวง
ขั้นตอนที่ 2	มีค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ ไม่น้อยกว่า 28 dBZ และ ๕ กลุ่ม เมฆ มี เส้น ผ่าน ศูนย์กลาง ไม่น้อยกว่า 5 กม.	IR โดยมีอุณหภูมิยอดเมฆน้อยกว่า 5 องศาเซลเซียส และ VIS พบกลุ่มเมฆในบริเวณพื้นที่ปฏิบัติการฝนหลวง	เมฆก่อยอดสูงเพิ่มมากขึ้นหรือ มีความหนา > 3,500 ฟุต หรือ พบ กลุ่ม เมฆ มี เส้น ผ่าน ศูนย์กลาง > 5 กม. โดยการวัด จากการคำนวณจากระยะทางการบินผ่านเมฆ หรือ การ จับพิกัดก่อน - หลัง เข้าเมฆ หรือ Weather Radar บนเครื่องบิน เมฆบริเวณใกล้เคียงที่เกิดจาก ธรรมชาติที่มีคุณสมบัติตรง ตามเงื่อนไขที่จะเกิดเป็นเมฆ ฝนหรือเมฆเป้าหมายสามารถนับรวมเป็นความสำเร็จของขั้นตอนที่ 2	ภายใน 60 นาที (ภายหลังจากภารกิจการบินไปรายงานฝนหลวงเสร็จสิ้น)
การประเมินผล	ก่อนการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 2		หลังการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 2	
การสังเกตด้วยสายตา	มีเมฆคิวมูลัสก่อตัวอยู่ก่อนแล้ว  ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 28 สิงหาคม 2559 เวลา 16:05 น.		เมฆพัฒนาตัวก่อยอดสูงเพิ่มมากขึ้น  ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 28 สิงหาคม 2559 เวลา 16:25 น.	
ข้อมูลเรดาร์	พบกลุ่มเมฆในบริเวณพื้นที่เป้าหมาย  ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดขอนแก่น วันที่ 18 สิงหาคม 2561 เวลา 10:30 น.		กลุ่มเมฆพัฒนาตัว โดยที่ค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์มีค่าความเข้มเพิ่มมากขึ้น  ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดขอนแก่น วันที่ 18 สิงหาคม 2561 เวลา 12:24 น.	
ข้อมูลภาพถ่ายเทียม	 ภาพถ่ายเทียม VIS แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 10 เมษายน 2562 เวลา 14:00 น.		 ภาพถ่ายเทียม VIS แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 10 เมษายน 2562 เวลา 15:00 น.	



ที่มา: ภาพถ่ายและภาพเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร และภาพถ่ายเทียมของกรมอุตุนิยมวิทยา

ตารางที่ 8-10 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 3

การปฏิบัติการฝนหลวง	ข้อมูลเรดาร์	ภาพดาวเทียม	การสังเกตด้วยสายตา บนอากาศยานและภาคพื้น	เวลาในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวง
ขั้นตอนที่ 3	ค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ มากกว่า 35 dBZ ( $\geq 6$ นาที) และพบกลุ่มฝน ที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางไม่น้อยกว่า 5 กม. หรือปริมาณฝนสะสมที่ประเมินจากเรดาร์ (Z) มีค่า $\geq 3$ มม.	ปริมาณน้ำฝนมากกว่า 0.1 มม. ในพื้นที่เป้าหมาย  ที่มา : อุตฯ / สสน. / อสฝล. / อื่นๆ	มีฝนตกในบริเวณพื้นที่เป้าหมายสังเกตพบโดยนักวิชาการ หรือ อสฝล./ประชาชนทั่วไป	ภายใน 3 ชั่วโมง (ภายหลังจากภารกิจการโปรยสารฝนหลวงเสร็จสิ้น)
การประเมินผล	ก่อนการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 3		หลังการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 3	
การสังเกตด้วยสายตา	เมฆคิวมูลัสที่ยังไม่มีฝนตกในบริเวณพื้นที่เป้าหมาย  ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 21 สิงหาคม 2559 เวลา 15:05 น.		เริ่มมีฝนตกในบริเวณพื้นที่เป้าหมาย  ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 21 สิงหาคม 2559 เวลา 16:10 น.	
ข้อมูลเรดาร์	ไม่พบค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ในบริเวณพื้นที่เป้าหมายปฏิบัติการฝนหลวง  ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดจันทบุรี วันที่ 4 พฤษภาคม 2561 เวลา 14:06 น.		เริ่มพบค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ในบริเวณพื้นที่ เป้าหมายปฏิบัติการฝนหลวง  ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดจันทบุรี วันที่ 4 พฤษภาคม 2561 เวลา 15:30 น.	


ที่มา : ภาพถ่ายและภาพเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร

ตารางที่ 8-11 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 4-6

การปฏิบัติการฝนหลวง	ข้อมูลเรดาร์	ภาพดาวเทียม	การสังเกตด้วยสายตา บนอากาศยานและภาคพื้น	เวลาในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวง
ขั้นตอนที่ 4	ค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์มากกว่า 35 dBZ ( $\geq 6$ นาที) และพบกลุ่มฝนที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางไม่น้อยกว่า 5 กม. หรือปริมาณฝนสะสมที่ประเมิน	ปริมาณน้ำฝน มากกว่า 0.1 มม. ในพื้นที่เป้าหมาย ที่มา : อุตฯ/สสน./อสฝล./อื่นๆ	มีฝนตกในบริเวณพื้นที่เป้าหมายสังเกตพบโดยนักวิชาการ หรือ อสฝล./ประชาชนทั่วไป	ภายใน 3 ชั่วโมง (หลังปฏิบัติการ)
ขั้นตอนที่ 5	มีค่าความเข้มของกลุ่มฝนมากขึ้นเมื่อเปรียบเทียบกับค่าความเข้มก่อนปฏิบัติการ และมีค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ มากกว่า 40 dBZ ( $\geq 6$ นาที) หรือปริมาณฝนสะสมที่ประเมินจากเรดาร์ (Z) มีค่า $\geq 6$ มม.	ปริมาณน้ำฝน มากกว่า 0.1 มม. ในพื้นที่เป้าหมาย ที่มา : อุตฯ/สสน./อสฝล./อื่นๆ	มีฝนตกในบริเวณ พื้นที่เป้าหมาย	ภายใน 2 ชั่วโมง (หลังปฏิบัติการ)
ขั้นตอนที่ 6	มีค่าความเข้มของกลุ่มฝนมากขึ้นเมื่อเปรียบเทียบกับค่าความเข้มก่อนปฏิบัติการ และมีค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ มากกว่า 40 dBZ ( $\geq 6$ นาที) หรือปริมาณฝนสะสมที่ประเมินจากเรดาร์ (Z) มีค่า $\geq 6$ มม.	ปริมาณน้ำฝน มากกว่า 0.1 มม. ในพื้นที่เป้าหมาย ที่มา : อุตฯ/สสน./อสฝล./อื่นๆ	มีฝนตกในบริเวณ พื้นที่เป้าหมาย	ภายใน 2 ชั่วโมง (หลังปฏิบัติการ)
การประเมินผล	ก่อนการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 4-6		หลังการปฏิบัติการฝนหลวงขั้นตอนที่ 4-6	
การสังเกตด้วยสายตา	เมฆคิวมูลัสเริ่มมีฝนตกเล็กน้อยในบริเวณพื้นที่เป้าหมาย  ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 16 กรกฎาคม 2559 เวลา 12:45 น.		มีฝนตกในบริเวณพื้นที่เป้าหมายเป็นวงกว้างมากขึ้น  ภาพถ่ายการปฏิบัติการของหน่วยฯ จังหวัดนครราชสีมา วันที่ 16 กรกฎาคม 2559 เวลา 13:10 น.	



ตารางที่ 8-11 หลักเกณฑ์ในการประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงในขั้นตอนที่ 4-6 (ต่อ)

การปฏิบัติการฝนหลวง	ข้อมูลเรดาร์	ภาพดาวเทียม	การสังเกตด้วยสายตา บนอากาศยานและ	เวลาในการประเมินการ
ข้อมูลเรดาร์	พบกลุ่มเมฆฝนในบริเวณพื้นที่เป้าหมาย  ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ วันที่ 23 ตุลาคม 2561 เวลา 12:54 น.		มีฝนตกในบริเวณพื้นที่เป้าหมายเป็นวงกว้างมากขึ้น  ภาพเรดาร์แสดงการปฏิบัติการของหน่วยฯ วันที่ 23 ตุลาคม 2561 เวลา 14:36 น.	

ที่มา : ภาพถ่ายและภาพเรดาร์ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร

ตารางที่ 8-12 หลักเกณฑ์ในการประเมินผลสำเร็จการปฏิบัติการฝนหลวงในแต่ละภารกิจ

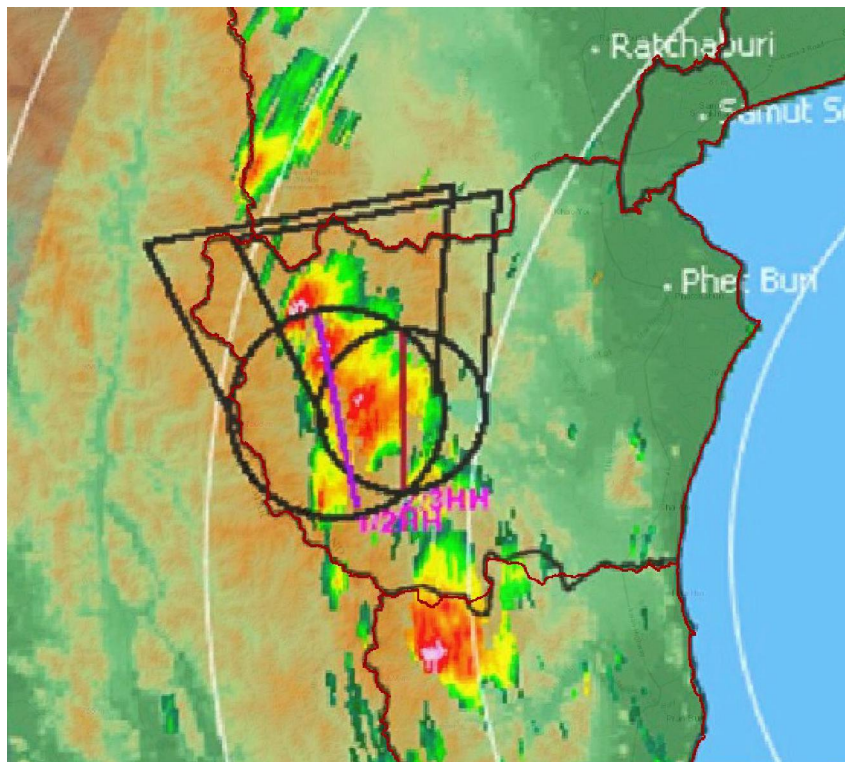
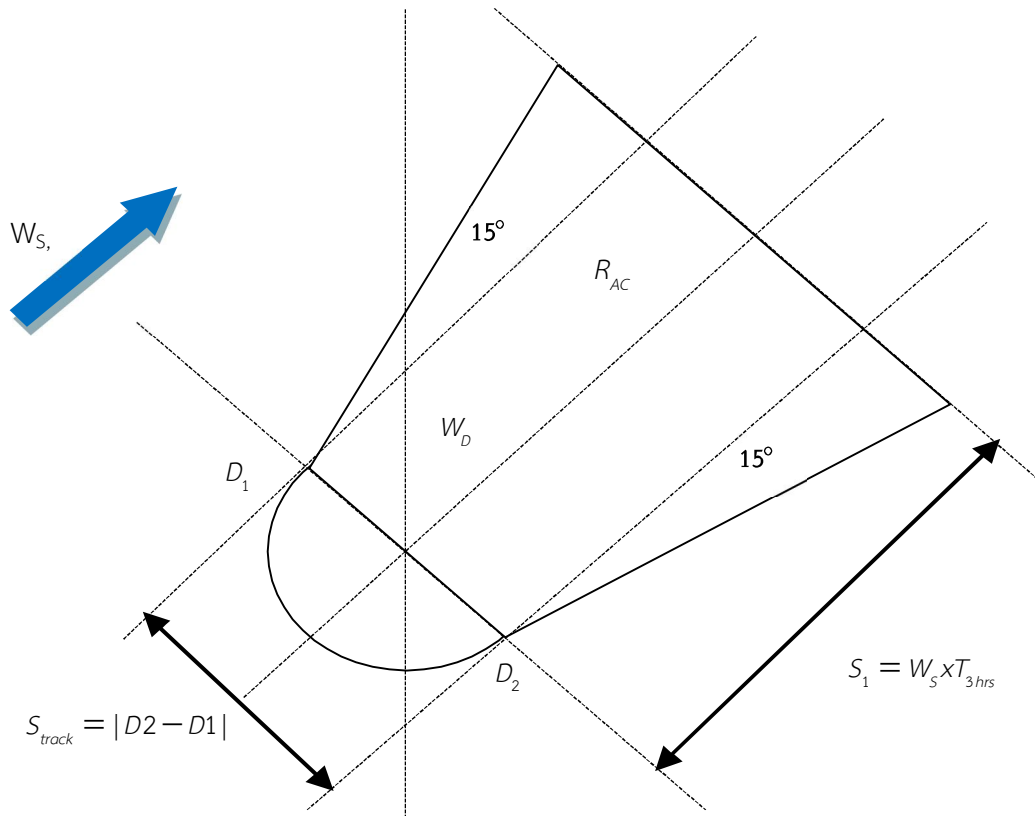
ภารกิจ	ความสำเร็จของ	เกณฑ์การประเมิน	แหล่งข้อมูล	วิธีการประเมิน
	ภารกิจ			
การบรรเทาปัญหาหมอกควันและไฟป่า	- มีฝนตกในพื้นที่เป้าหมาย	มีปริมาณ ฝน 24 ชม มากกว่า 0.1 mm	- ฝนสะสมรายวัน เรดาร์ - ปริมาณน้ำฝน  จาก อุตฯ/สสนก./อสฝล./ ชป./ กฟผ./สมาคมชาวไร่อ้อย/ โรงงานน้ำตาล	- ใช้โปรแกรมประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงอัตโนมัติซึ่งใช้ค่าการสะท้อนของเรดาร์ (Radar Reflectivity)
การยับยั้งการเกิดพายุลูกเห็บ	สามารถบรรเทาความรุนแรงของพายุลูกเห็บในพื้นที่เป้าหมาย	ไม่มีรายงานการเกิดลูกเห็บจากแผนที่เป้าหมายการปฏิบัติการภายใน ระยะเวลา 3 ชั่วโมง นับจากเวลาเริ่มปฏิบัติการ	- ภาพถ่ายกลุ่มเมฆก่อนและหลังการปฏิบัติการที่ถ่ายในมุมเดียวกัน - ข้อมูลเรดาร์ - ข่าว / รายงานของกรมป้องกันและบรรเทาสาธารณภัย/TMD /อสฝล.	- พบค่าการสะท้อนของเรดาร์ (Radar Reflectivity) ในบริเวณ พื้นที่เป้าหมายลดลง - ไม่มีรายงานการเกิดลูกเห็บจากแผนที่เป้าหมายการปฏิบัติการ
การป้องกัน และแก้ไขภัยแล้ง	- มีฝนตกในพื้นที่เป้าหมาย  - สามารถสนับสนุนการปฏิบัติการฝนหลวงตอบสนองผู้ขอรับบริการ ได้	- มีฝนตกในพื้นที่เป้าหมาย - หรือพื้นที่เป้าหมายมีปริมาณฝนสะสม 7 วันมากกว่า 10 มม. - ผู้ขอรับบริการฝนหลวงได้รับการช่วยเหลือภายในเวลาที่กำหนด ข้อเสนอแนะ มีพื้นที่ฝนตก สะสม 7 วัน มากกว่า 50 % ของพื้นที่เป้าหมายที่กำหนด (พท.ขอรับบริการ - พื้นที่ฝนสะสม 7 วันน้อยกว่า 10 มม. - พท.ประกาศของ ปก.)	- ระบบรายงานการปฏิบัติการฝนหลวง - การรายงานปริมาณน้ำฝนจากอสฝล./ TMD (ฝนสะสมรายวัน เรดาร์)/DRRAA (เรดาร์)/ สสนก. - ระบบขอรับบริการฝนหลวง	- พบค่าการสะท้อนของเรดาร์ (Radar reflectivity) ในพื้นที่กรวย* ที่ได้รับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง - ปริมาณฝน 24 ชม. (รายสถานี และ Contour เมื่อไม่มีฝนรายสถานี) - การประสานงานกับผู้ขอรับบริการฝนหลวงหรือ อสฝล. ในพื้นที่เป้าหมายหลังจากปฏิบัติการ
การเติมน้ำต้นทุนให้เขื่อนกักเก็บน้ำ	- มีปริมาณน้ำไหลเข้าเขื่อนเป้าหมายในวันถัดไป หรือ - มีฝนตกในบริเวณพื้นที่ลุ่มรับน้ำของเขื่อน $Q = CIA$ $C =$ ค่าสัมประสิทธิ์ของแต่ละเขื่อน $IA =$ ฝน Evaluated (ลบ.ม.)	- มีปริมาณน้ำไหลเข้าเขื่อนหรือ - มีปริมาณฝน 24 ชม. มากกว่า 0.1 มม. ในบริเวณพื้นที่ลุ่มรับน้ำ	- รายงานจากกรมชลประทาน, การไฟฟ้าฝ่ายผลิต/TMD - ฝนสะสมรายวัน เรดาร์ - ปริมาณน้ำฝน  จาก อุตฯ/สสนก./อสฝล./ ชป./ กฟผ./สมาคมชาวไร่ อ้อย/ โรงงานน้ำตาล	- ประเมินจากปริมาณน้ำไหลเข้าเขื่อนเป้าหมายในวันถัดไป - ใช้โปรแกรมประเมินการปฏิบัติการฝนหลวงอัตโนมัติซึ่งใช้ค่าการสะท้อนของเรดาร์ (Radar Reflectivity) ในบริเวณพื้นที่ลุ่มรับน้ำของเขื่อน

**หมายเหตุ:**

- 1) การประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวงเชิงพื้นที่โดยพื้นที่กรวยรับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง ดังแสดงในรูปที่ 8-21 แสดงการกำหนดขนาด และรูปแบบกรวยประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวงเชิงพื้นที่ และตารางที่ 8-13 ตัวแปรที่ใช้ในการประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวงเชิงพื้นที่โดยพื้นที่กรวยรับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง

ตารางที่ 8-13 ตัวแปรที่ใช้ในการประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวงเชิงพื้นที่โดยพื้นที่กรวยรับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง (กลุ่มวิชาการปฏิบัติการฝนหลวง, 2563)

ลำดับ	ตัวแปร	รายละเอียด	หน่วย	หมายเหตุ
1	WS, D	เวกเตอร์ของลมเฉลี่ย ที่ระดับ	knots	ผลจากการตรวจอากาศชั้นบนด้วยวิทยุหยั่งอากาศ หรือการเคลื่อนตัวของกลุ่มเมฆจากเรดาร์ หรือทิศทาง และความเร็วลมจากอากาศยาน
2	$W_s$	ความเร็วลมเฉลี่ย ที่ระดับ 5,000-10,000 ฟุต (WS $\pm$ 50 กม.)	knots	
3	$W_D$	ทิศทางลมเฉลี่ย ที่ระดับ 5,000-10,000 ฟุต	องศา	
4	$D_1$	พิกัด (Lat <sub>1</sub> , Lon <sub>1</sub> ) เริ่มต้นการโปรยสารฝนหลวง	องศา	-
5	$D_2$	พิกัด (Lat <sub>2</sub> , Lon <sub>2</sub> ) สิ้นสุดการโปรยสารฝนหลวง	องศา	-
6	S track	ระยะทางการโปรยสารฝนหลวง	กิโลเมตร	$ D_2 - D_1  \pm 50$ กม.
7	$S_1$	ความยาวกรวยพื้นที่รับประโยชน์	กิโลเมตร	$S_1 = WD \times T$ hrs กำหนดให้ T=3 ชั่วโมง
8	Racc	ปริมาณฝนสะสม	มิลลิเมตร	ผลรวมของฝนที่ประเมินได้จากเรดาร์ ตั้งแต่เวลา 02:00 – 13:00 UTC



รูปที่ 8-21 การกำหนดขนาด และรูปแบบกรวยประเมินผลการปฏิบัติการฝนหลวงเชิงพื้นที่

## 8.7 การประยุกต์ใช้ฝนหลวงในด้านอุทกวิทยา

การประยุกต์ใช้ฝนหลวงในด้านอุทกวิทยานั้น ทางผู้แต่งได้มีโอกาสทำงานวิจัยร่วมกับกรมฝนหลวงและการบินเกษตร ซึ่งมีภารกิจหลักในเรื่องของการบริหารจัดการน้ำในชั้นบรรยากาศให้เกิดฝนในปริมาณและการกระจายที่เหมาะสม ประกอบกับในปัจจุบัน ปัญหาวิกฤตภัยแล้งและภาวะฝนทิ้งช่วงที่ทวีความรุนแรงและขยายวงกว้างมากขึ้นในทุกปี โดยในช่วงระหว่างปี พ.ศ. 2563-2564 ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ กำแพงแสน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ ได้ร่วมกับกรมฝนหลวงและการบินเกษตรดำเนินแผนวิจัยเรื่อง “การเพิ่มผลสัมฤทธิ์และการลดความเสี่ยงในการบริหารจัดการน้ำลุ่มน้ำเพชรบุรีด้วยฝนหลวง (Performance improvement and Risk Reduction in Water Management of Phetchaburi River Basin using Royal Rainmaking)” ซึ่งได้รับทุนจาก สวก. ประจำปี 2563 และ 2564 ต่อเนื่องกันโดยมี ผศ.ดร.วิษุวัตม์ แต่สมบัติ เป็นผู้อำนวยการแผนงานวิจัยของปีที่ 2 (2564) ซึ่งแผนงานวิจัยดังกล่าว มีวัตถุประสงค์ดังนี้ (มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 2563 และ 2564)

- 1) เพื่อวิเคราะห์สถานการณ์ปัจจุบันของการขาดแคลนน้ำในลุ่มน้ำเพชรบุรี สำหรับการวางแผนการบริหารจัดการน้ำเชิงพื้นที่ด้วยการปฏิบัติการฝนหลวง
- 2) เพื่อประยุกต์ใช้แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า สำหรับการคาดการณ์น้ำท่าจากฝนตามธรรมชาติ และจากการปฏิบัติการฝนหลวง
- 3) เพื่อประยุกต์ใช้แบบจำลองสมดุลน้ำ สำหรับการประเมินช่วงเวลาและปริมาณการขาดแคลนน้ำในลุ่มน้ำเพชรบุรีเพื่อใช้เป็นข้อมูลพื้นฐานในการวางแผนปฏิบัติการฝนหลวง
- 4) เพื่อพัฒนาระบบช่วยตัดสินใจในการทำฝนหลวงสำหรับการวางแผนการบริหารจัดการน้ำในลุ่มน้ำเพชรบุรี
- 5) ประเมินผลสัมฤทธิ์ของการทำฝนหลวงเพื่อลดความเสี่ยงในการขาดแคลนน้ำ

### ระเบียบวิธีวิจัยตามแผนงานวิจัยดังกล่าวนี้

สำหรับแผนงานวิจัยดังกล่าวนี้ได้แบ่งออกเป็น 4 โครงการวิจัยย่อย ได้แก่

#### โครงการวิจัยย่อยที่ 1: การประเมินผลสัมฤทธิ์ของฝนหลวงกับฝนภาคพื้นดินในลุ่มน้ำเพชรบุรี

โครงการวิจัยย่อยที่ 1 เป็นการศึกษาประเมินผลสัมฤทธิ์ของปฏิบัติการฝนหลวงโดยพิจารณาใช้การตรวจสอบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดิน เพื่อวิเคราะห์สภาพฝนและการสังเคราะห์/แปลผลข้อมูลฝนหลวง และการทบทวนและปรับปรุงการติดตั้งสถานีวัดฝนและภูมิอากาศที่ติดตั้งแล้วในงานวิจัยปีที่ 1

เพื่อทดสอบประเมินผลสัมฤทธิ์ของฝนหลวง เพื่อให้มีความน่าเชื่อถือสูง และส่งต่อข้อมูลฝนที่วิเคราะห์ได้จากปฏิบัติการฝนหลวงเพื่อให้กับโครงการวิจัยย่อยอื่น ๆ ต่อไป

### โครงการวิจัยย่อยที่ 2 การวิเคราะห์ภาวะการขาดแคลนน้ำในเขตลุ่มน้ำเพชรบุรี

โครงการวิจัยย่อยที่ 2 เป็นการศึกษาและประยุกต์ใช้เทคนิควิธีการสำรวจจากระยะไกลด้วยภาพถ่ายดาวเทียมเพื่อที่ประเมินพื้นที่ที่มีสภาวะการขาดแคลนน้ำแบบใกล้ช่วงเวลาจริง (Near-real time) รวมถึงการประยุกต์ใช้ข้อมูลสภาพภูมิอากาศในช่วงอนาคตอันใกล้ร่วมกับแบบจำลองที่ใช้ในการวิเคราะห์สภาวะการขาดแคลนน้ำ ซึ่งการประยุกต์ใช้องค์ความรู้ทั้ง 2 ด้านดังกล่าวจะส่งผลให้การประเมินพื้นที่ที่มีความต้องการน้ำและช่วงเวลาที่ต้องการน้ำเป็นไปอย่างถูกต้อง นอกจากนี้จะมีการนำข้อมูลจากการตรวจวัดสภาพความชื้นของดินมาใช้ในการตรวจสอบความถูกต้องของผลที่ได้จากทั้งการใช้เทคนิคภาพถ่ายดาวเทียมและการใช้แบบจำลองที่วิเคราะห์สภาวะการขาดแคลนน้ำ รวมทั้งทำการประยุกต์ใช้แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่าเพื่อประเมินถึงปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นในแต่ละครั้งของการปฏิบัติการฝนหลวงซึ่งจะมีส่วนร่วมในการประเมินถึงผลที่เกิดขึ้นจากการปฏิบัติการฝนหลวง

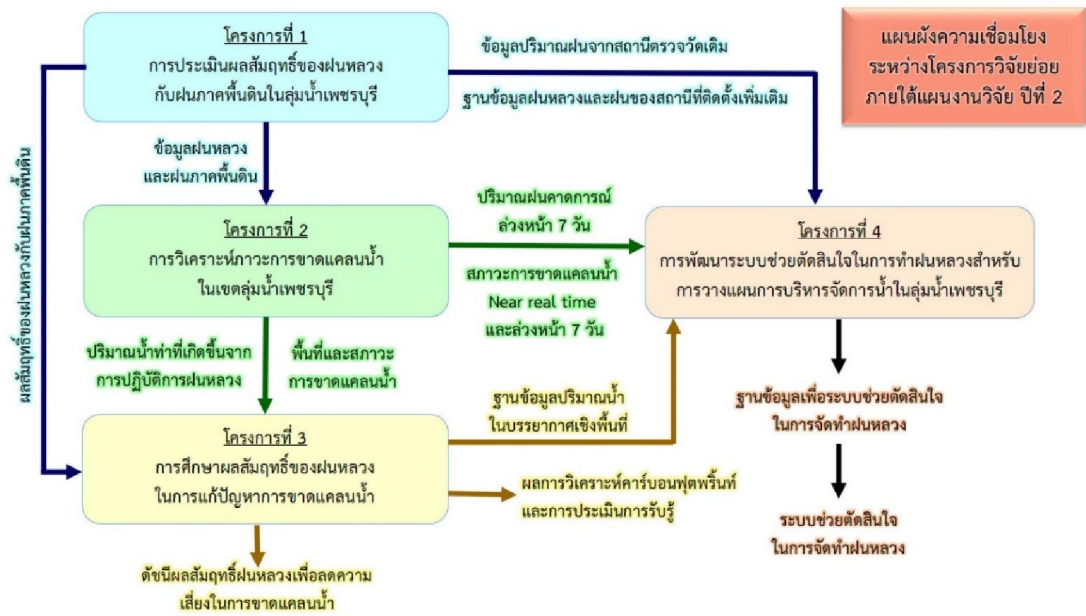
### โครงการวิจัยย่อยที่ 3 การศึกษาผลสัมฤทธิ์ของฝนหลวงในการแก้ปัญหาการขาดแคลนน้ำ

โครงการวิจัยย่อยที่ 3 เป็นการศึกษาการเพิ่มประสิทธิภาพข้อมูลปริมาณน้ำในบรรยากาศจากข้อมูลเฉพาะจุดที่สถานีตรวจวัดจากงานวิจัยปีที่ 1 เป็นข้อมูลแพร่กระจายเชิงพื้นที่ของกลุ่มน้ำเพชรบุรี (Areal Precipitation) และทำการวิเคราะห์คาร์บอนฟุตพริ้นท์เพื่อสะท้อนประเด็นการปล่อยก๊าซเรือนกระจกในขั้นตอนของปฏิบัติการฝนหลวง นำมาซึ่งการปรับปรุงประสิทธิภาพและลดผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อมจากปฏิบัติการฝนหลวง เมื่อพิจารณาร่วมกับดัชนีผลสัมฤทธิ์ฝนหลวงเพื่อลดความเสี่ยงในการขาดแคลนน้ำที่ได้จากงานวิจัยปีที่ 1 จะนำไปสู่ ผลสัมฤทธิ์ในการจัดทำฝนหลวงทั้งเชิงคุณภาพและเชิงปริมาณ

### โครงการวิจัยย่อยที่ 4 การพัฒนาระบบช่วยตัดสินใจในการทำฝนหลวงสำหรับการวางแผนการบริหารจัดการน้ำในลุ่มน้ำเพชรบุรี

โครงการวิจัยย่อยที่ 4 เป็นการศึกษา ออกแบบ พัฒนา และปรับปรุงระบบฐานข้อมูลเพื่อระบบช่วยตัดสินใจในการจัดทำฝนหลวง และระบบช่วยตัดสินใจในการจัดทำฝนหลวงเพื่อลดความเสี่ยงในการขาดแคลนน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำเพชรบุรี ผ่านระบบ web application และระบบ Geomap ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร

ทั้ง 4 โครงการวิจัยย่อยจะเชื่อมโยงกันดังแสดงแผนผังความเชื่อมโยงระหว่างโครงการวิจัยย่อยภายใต้แผนงานวิจัยดังกล่าวนี้ในรูปที่ 8-22



รูปที่ 8-22 แผนผังความเชื่อมโยงระหว่างโครงการวิจัยย่อยภายใต้แผนงานวิจัย (ปี2)

### ผลการศึกษาที่สำคัญที่ได้จากการวิจัย

โครงการวิจัยย่อยที่ 1 เป็นการประเมินผลสัมฤทธิ์ของการทำฝนหลวงโดยการตรวจสอบจากปริมาณฝนที่ตรวจวัดได้จากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินของสถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) ซึ่งเป็นค่าปริมาณฝนรายชั่วโมง นำมาค่าหาสะสมรายครึ่งวันโดยใช้ระยะเวลาที่ครอบคลุมการขึ้นบินทำปฏิบัติการและช่วงเวลาที่คาดว่าจะเกิดฝนตกหลังจากปฏิบัติการในช่วง 09.00 – 21.00 น. เนื่องจากระบบคอมพิวเตอร์ที่ใช้จัดเก็บข้อมูลมีข้อจำกัด ไม่สามารถดึงข้อมูลฝนกริดเรดาร์เป็นรายชั่วโมงได้ สามารถดึงข้อมูลได้เพียงแค่ช่วงเวลาดังกล่าว และอยู่ระหว่างการปรับเปลี่ยนระบบคอมพิวเตอร์ในอนาคตน่าจะสามารถดึงข้อมูลย้อนหลังเป็นรายชั่วโมงได้ จากนั้นนำมาเปรียบเทียบกับปริมาณฝนเฉลี่ยรายครึ่งวันซึ่งได้จากเรดาร์ที่อยู่ในรูปของกริด มีการกระจายตัวตามพื้นที่กรวยรับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง หรือ เรียกว่า พื้นที่หวังผลสัมฤทธิ์ของแต่ละปฏิบัติการ ซึ่งในการวิจัยดังกล่าวนี้ ถือว่าข้อมูลฝนจากเรดาร์มีความถูกต้อง แม่นยำ ใช้เป็นข้อมูลปริมาณฝนอ้างอิงในการเปรียบเทียบผลสัมฤทธิ์การทำฝนหลวงได้

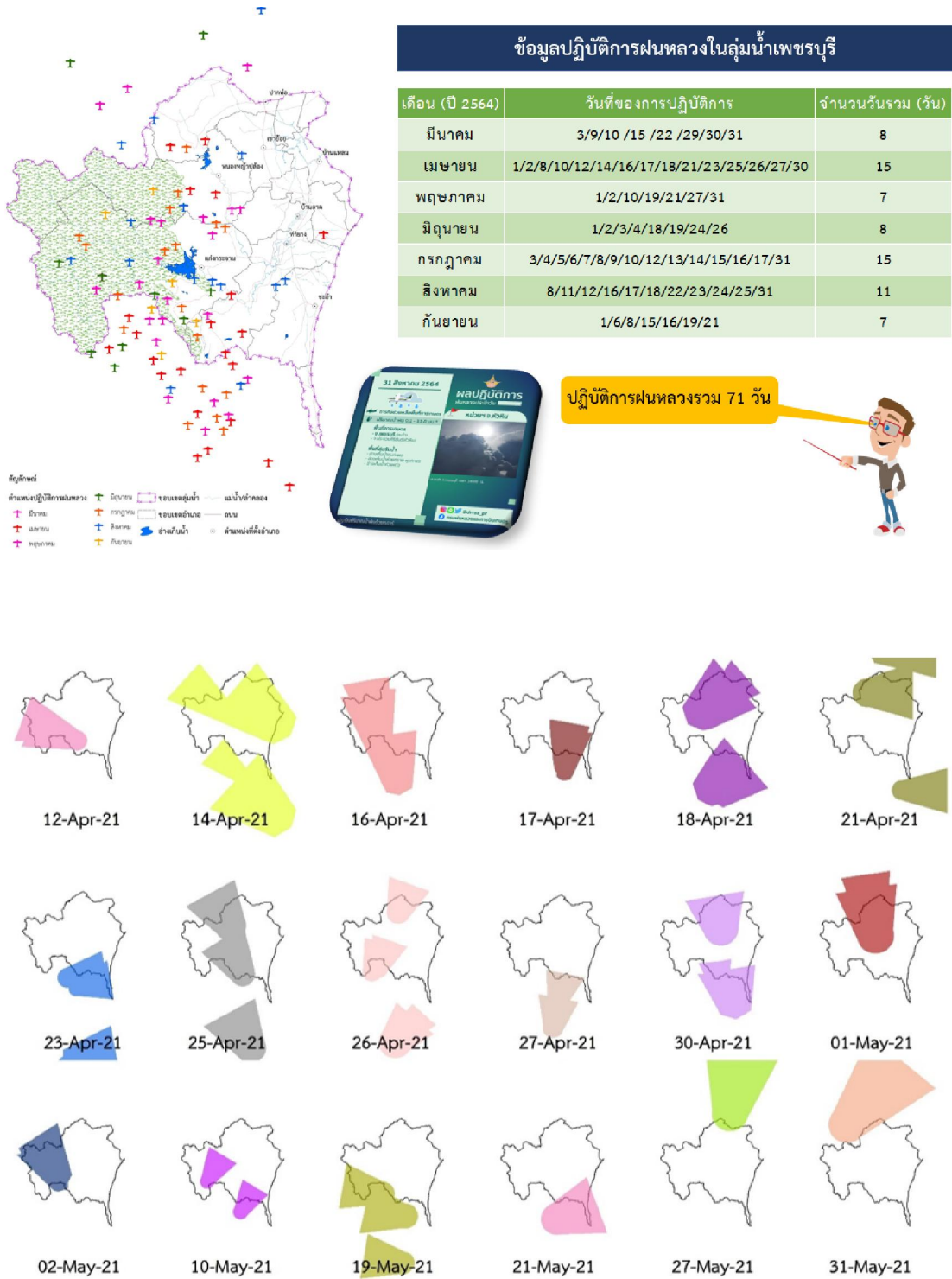
จากผลการศึกษาในปีที่ 1 ข้อมูลปฏิบัติการฝนหลวงจำนวน 148 ข้อมูล ในช่วงปี พ.ศ.2561 - ปี พ.ศ.2563 ที่ได้รับจากกรมฝนหลวงและการบินเกษตร เมื่อนำมาคัดเลือกเฉพาะแนวบินที่อยู่ใน

ขอบเขตพื้นที่จังหวัดเพชรบุรี คงเหลือ 108 ข้อมูล ผลการเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินให้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์  $r$  เท่ากับ 0.21 อันเนื่องมาจากแนวบินส่วนใหญ่อยู่ในพื้นที่ตอนบนของกลุ่มน้ำ โดยมีเป้าหมายเพื่อการเติมน้ำให้กับเขื่อนแก่งกระจานเป็นสำคัญ แต่ในบริเวณดังกล่าว สถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินมีการกระจายตัวที่ไม่ครอบคลุมและเพียงพอ คณะผู้วิจัยจึงได้ทำการศึกษาความเป็นไปได้ในการติดตั้งสถานีวัดฝนและข้อมูลภูมิอากาศเพิ่มเติมในบริเวณพื้นที่ตอนบน จำนวน 4 สถานี ได้แก่ สถานีบ้านกร่างแคมป์ ต.ห้วยแม่เพรียง สถานีโรงเรียนบ้านพุเข็ม ต.แก่งกระจาน สถานีโรงเรียนบ้านพุสวรรค์ ต.พุสวรรค์ อ.แก่งกระจาน และ สถานีโรงเรียนบ้านท่าเสา ต.ยางน้ำกลัดเหนือ อ.หนองหญ้าปล้อง จ.เพชรบุรี (Vongsamut et al., 2022)

จากผลการศึกษาในปีที่ 2 ข้อมูลปฏิบัติการฝนหลวงในปี พ.ศ.2564 จำนวน 93 ปฏิบัติการ เมื่อนำมาคัดเลือกเฉพาะแนวบินที่อยู่ในขอบเขตพื้นที่จังหวัดเพชรบุรี คงเหลือ 71 ปฏิบัติการ (ดูรูปที่ 8-23 ประกอบ) พบว่า ผลการเปรียบเทียบกันระหว่างข้อมูลฝนเรดาร์และข้อมูลฝนเฉลี่ยเชิงพื้นที่จากข้อมูลฝนภาคพื้นดินและเพิ่มเติม 4 สถานีที่ติดตั้งใหม่ จะให้ค่าสหสัมพันธ์ดีขึ้นกว่ากรณีที่ไม่นำข้อมูลฝนสถานีทั้ง 4 สถานีมาพิจารณาด้วย และเมื่อพิจารณาเป็นปริมาณฝนสะสมรายเดือน พบว่า ค่าฝนสะสมรายเดือนจากข้อมูลฝนภาคพื้นดินและเพิ่มเติม 4 สถานีที่ติดตั้งใหม่ จะใกล้เคียงกับฝนเรดาร์สะสมรายเดือนมากกว่าตลอดช่วงเวลา 7 เดือน ตั้งแต่เดือนมีนาคมถึงเดือนกันยายนของข้อมูลในปี พ.ศ. 2564 ซึ่งความสัมพันธ์ที่ดีขึ้นของการเพิ่มเติมจุดตรวจวัดฝนบริเวณตอนต้นและตอนกลางของกลุ่มน้ำเพชรบุรีในปีที่ 1 นี้สอดคล้องกับสมมติฐานที่ตั้งไว้ในปีที่ 1 ซึ่งเป็นการทวนสอบผลจากข้อมูลการตรวจจริงในปีที่ 2 นี้ ซึ่งนับว่ามีความน่าเชื่อถือเพิ่มขึ้นจากผลการศึกษาในปีที่ 1 และยังพบว่า ในบริเวณตอนบนของกลุ่มน้ำซึ่งเป็นพื้นที่เป้าหมายในการทำฝนหลวงเพื่อเติมน้ำลงเขื่อนแก่งกระจานเป็นหลักตลอดทั้งสี่ปีที่รวบรวมข้อมูลได้ (ปี พ.ศ.2561 ถึงปี พ.ศ.2564)

สำหรับการปรับปรุงการประเมินผลสัมฤทธิ์ของฝนหลวงกับฝนภาคพื้นดินในกลุ่มน้ำเพชรบุรี คณะผู้วิจัยเสนอแนะให้นำข้อมูลฝนเฉลี่ยเชิงพื้นที่จากข้อมูลภาคพื้นดินที่ดีขึ้นนี้ไปปรับปรุงการแปลผลของสมการความสัมพันธ์ Z-R relationship ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตรได้ต่อไป ซึ่งจากการทบทวนวรรณกรรมพบว่า ในปี 2564 สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) ได้จัดทำรายงานฉบับสมบูรณ์ โครงการพัฒนาระบบประเมินปริมาณน้ำฝนและพยากรณ์ฝนล่วงหน้า โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศ ระยะที่ 3 ซึ่งเสนอให้กรมฝนหลวงและการบินเกษตร ได้ปรับข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศจากสถานีเรดาร์ฝนหลวงสัตหีบ อ.สัตหีบ จ.ชลบุรี จากสมการความสัมพันธ์ Z-R ที่มีการใช้อยู่ในปัจจุบันคือ  $Z = 300R^{1.4}$  มาใช้เป็นสมการปรับปรุงใหม่  $Z = 170R^{1.6}$  ซึ่งมีความแม่นยำมากกว่าการใช้สมการอื่นๆ ของทั้งเหตุการณ์ฝนที่ใช้ในการสอบเทียบและทวนสอบในปี พ.ศ.2559 ถึงปี พ.ศ.2563





รูปที่ 8-23 ข้อมูลปฏิบัติการฝนหลวงในลุ่มน้ำเพชรบุรีที่รวบรวมได้ในปี 2564 และตัวอย่างของพื้นที่ที่กรวยรับประโยชน์จากการปฏิบัติการฝนหลวง

สำหรับโครงการวิจัยย่อยที่ 2 ซึ่งเป็นนำข้อมูลฝนที่วิเคราะห์ได้จากโครงการวิจัยที่ 1 มาวิเคราะห์ต่อในด้านความชื้นในดินและการเกิดปริมาณน้ำท่าจากน้ำฝน ซึ่งสรุปผลการศึกษาเป็น 3 ด้าน ได้แก่ การประเมินสภาพความชื้นในดินในพื้นที่ลุ่มน้ำเพชรบุรีจากการประยุกต์ใช้ภาพถ่ายดาวเทียมและแบบจำลองวิเคราะห์ความชื้นในดิน รวมถึงการประเมินถึงปริมาณน้ำท่าที่ไหลลงอ่างเก็บน้ำแก่งกระจานจากแบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า ได้แก่ แบบจำลอง SWAT ของประเทศสหรัฐอเมริกา และ DWCM-AgWU ของประเทศญี่ปุ่น ซึ่งทั้งคู่เป็นแบบจำลองทางอุทกวิทยาประเภท Distributed Model โดยนำข้อมูลการปฏิบัติการฝนหลวงร่วมพิจารณาในการศึกษา พร้อมทั้งการประยุกต์ข้อมูลปริมาณฝนคาดการณ์ล่วงหน้า 9 วันร่วมกับแบบจำลอง DWCM-AgWU เพื่อประเมินถึงปริมาณน้ำท่าที่ไหลลงอ่างเก็บน้ำแก่งกระจานและปริมาตรน้ำในอ่างล่วงหน้า ผลการศึกษาพบว่าจากการประยุกต์ใช้ภาพถ่ายดาวเทียมได้มีการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนโดยใช้ข้อมูลตรวจวัดจากสถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตร (สกษ.) หนองพลับ พบว่ามีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ ( $r$ ) เท่ากับ 0.72 และรากที่สองของค่าเฉลี่ยความผิดพลาดกำลังสอง (RMSE) เท่ากับ 1.8 องศาเซลเซียส และผลการประเมินพื้นที่เพาะปลูกจากข้อมูลอนุกรมเวลาภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงปี 2015-2021 จะเห็นว่ารูปแบบการเพาะปลูกพืชในพื้นที่ลุ่มน้ำเพชรบุรีมีพื้นที่เพาะปลูกเฉลี่ยค่อนข้างมากในช่วงระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมซึ่งเป็นช่วงฤดูฝน โดยมีพื้นที่เพาะปลูกประมาณ 8 แสน ถึง 1 ล้าน 2 แสนไร่ หลังจากนั้นในเดือนพฤศจิกายนพื้นที่เพาะปลูกจะลดลงเหลือเฉลี่ยประมาณ 1 แสนไร่ โดยเป็นพื้นที่ไม่ผล/ไม่ยืนต้นและพื้นที่เพาะปลูกในเขตโครงการชลประทานเพชรบุรี นอกจากนี้ยังได้มีการตรวจวัดความชื้นในดินจากเซนเซอร์ความชื้นในดินแบบ IoT และได้ทำการสอบเทียบเซนเซอร์แบบคาปาซิทีฟและติดตั้งในพื้นที่ลุ่มน้ำเพชรบุรีจำนวน 10 จุด สามารถส่งข้อมูลความชื้นในดินแบบใกล้เวลาจริง (near real-time) ทุก 15 นาที จากนั้นได้มีการเก็บตัวอย่างเพื่อประเมินถึงค่าความชื้นในดินและนำผลการตรวจวัดมาประเมินกับค่าความชื้นที่ได้จากแบบจำลองสำหรับการใช้ประโยชน์ที่ดินที่แตกต่างกัน พบว่า ดัชนีการสอบเทียบโดยส่วนใหญ่มีค่าอยู่ในเกณฑ์ที่ดีโดยมีค่า  $R^2$  เท่ากับ 0.65-0.95, NSE มีค่าเท่ากับ 0.28-0.72 และ PBIAS เท่ากับ -12.71 ถึง 5.01 ยกเว้นเพียง 1 จุดที่ผลการประเมินมีค่าค่อนข้างต่ำเนื่องจากค่าของปริมาณฝนที่ตรวจวัดมีค่าความคลาดเคลื่อนจากปริมาณฝนที่เกิดขึ้นในพื้นที่จริง และสุดท้ายแบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า SWAT และ DWCM-AgWU ได้ถูกนำมาใช้ในการประเมินค่าปริมาณน้ำท่าไหลลงอ่างเก็บน้ำแก่งกระจาน โดยเมื่อพิจารณาความแตกต่างของปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นเมื่อไม่พิจารณาปริมาณฝนที่เกิดจากการปฏิบัติการฝนหลวงโดยพิจารณาเฉพาะพื้นที่ที่ระบุว่ามีการปฏิบัติการ พบว่า ปริมาณน้ำท่าที่เกิดขึ้นจะมีค่าลดลงอยู่ในช่วงระหว่าง 22.5-35.5 ล้าน ลบ.ม. และสุดท้ายแบบจำลอง DWCM-AgWU ได้ถูกนำมาประยุกต์ใช้ร่วมกับปริมาณฝนพยากรณ์เพื่อประเมินปริมาณน้ำท่าและปริมาตรน้ำในอ่างเก็บน้ำ ซึ่งพบว่ามีค่าที่สอดคล้องกับแนวโน้มของข้อมูลในอดีตที่เกิดขึ้น

สำหรับโครงการวิจัยย่อยที่ 3 ซึ่งเป็นการศึกษาผลสัมฤทธิ์ของฝนหลวงในการแก้ปัญหาการขาดแคลนน้ำ ซึ่งสรุปผลการศึกษาเป็น 2 ด้าน ได้แก่ ผลการวิเคราะห์ตัวแปรภูมิอากาศและปริมาณน้ำในบรรยากาศสำหรับการทำฝนหลวง จากข้อมูลสถานีตรวจวัดทั้ง 4 สถานี ได้แก่ สถานีตรวจวัดอากาศหัวหิน เพชรบุรี ประจวบคีรีขันธ์ และหนองพลับ จำนวน 211 วัน ในช่วงปี พ.ศ. 2560 ถึง 2563 สำหรับวิเคราะห์ปริมาณน้ำในบรรยากาศพร้อมทั้งการวิเคราะห์กระจายเชิงพื้นที่ของข้อมูลภูมิอากาศและปริมาณน้ำในบรรยากาศ เพื่อใช้ในการวิเคราะห์โอกาสการเกิดฝนจากการปฏิบัติการฝนหลวง พบว่า โอกาสการเกิดฝนจากการปฏิบัติการฝนหลวง ครอบคลุมพื้นที่ระหว่างร้อยละ 71-90 ความเร็วลมอยู่ระหว่าง 11-20 นอต และปริมาณน้ำในบรรยากาศมีค่าระหว่าง 71-90 มม. ซึ่งเป็นไปในทิศทางเดียวกับผลการวิจัยในปีที่ผ่านมา

ส่วนการวิเคราะห์คาร์บอนฟุตพริ้นท์ของการดำเนินการปฏิบัติการฝนหลวง ใช้ข้อมูลจากปฏิบัติการฝนหลวงตั้งแต่ปี พ.ศ. 2561 - พ.ศ. 2564 ที่ได้จากโครงการวิจัยย่อยที่ 1 และ 2 สำหรับขอบเขตการศึกษา ประกอบด้วย ระบบการขนส่งสารฝนหลวง การเตรียมสารฝนหลวง และปฏิบัติการบินฝนหลวง โดยหน่วยวัดค่าคาร์บอนฟุตพริ้นท์ของฝนหลวงประเมินจากการปล่อยก๊าซเรือนกระจกต่อปริมาณฝนที่ประเมินด้วยวิธีการที่ต่างกัน ผลการศึกษาพบว่า ค่าคาร์บอนฟุตพริ้นท์ของฝนหลวงที่ประเมินปริมาณฝนด้วยวิธี Inverse Distance Weighted (IDW) จากฝนสถานี ตั้งแต่ปี พ.ศ.2561 - พ.ศ. 2564 มีค่าเท่ากับ 1,599.54, 1,505.68, 567.04 และ 2,458.21 kgCO<sub>2</sub> eq/ล้านลบ.ม. ตามลำดับ, ค่าคาร์บอนฟุตพริ้นท์ของฝนหลวงที่ประเมินจากปริมาณฝนเรดาร์ ตั้งแต่ปีพ.ศ.2561 - พ.ศ.2564 มีค่าเท่ากับ 550.73, 530.11, 258.05 และ 680.60 kgCO<sub>2</sub> eq/ล้านลบ.ม. ตามลำดับ และค่าคาร์บอนฟุตพริ้นท์ของฝนหลวงที่ประเมินจากปริมาณฝนดาวเทียม (ดาวเทียม JAXA) ตั้งแต่ปี พ.ศ.2561 - พ.ศ.2564 มีค่าเท่ากับ 819.41, 1,185.75, 410.27 และ 660.51 kgCO<sub>2</sub> eq/ล้านลบ.ม. ตามลำดับ การแปลผลจากข้อมูลในตารางบัญชีรายการ พบว่า การปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกเกิดจากกระบวนการเผาไหม้ น้ำมันเชื้อเพลิงซึ่งเป็นมลพิษทางตรง (direct emissions) คิดเป็นร้อยละ 60 ของการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกทั้งหมดของปฏิบัติการฝนหลวง และเป็นการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกทางอ้อม (indirect emissions) ซึ่งติดตัวมากับทรัพยากรที่ใช้ในปฏิบัติการฝนหลวงร้อยละ 40 โดยสารฝนหลวงที่สำคัญซึ่งส่งผลต่อการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจก ได้แก่ สารฝนหลวงสูตรร้อน เช่น แคลเซียมออกไซด์และแคลเซียมคลอไรด์ ใช้ในขั้นตอนการเลี้ยงให้อ้วน และ สารฝนหลวงสูตรเย็น เช่น น้ำแข็งแห้งและยูเรีย ใช้ในขั้นตอนการโจมตี เป็นต้น ข้อมูลการวิเคราะห์คาร์บอนฟุตพริ้นท์สามารถนำไปใช้สนับสนุนการเพิ่มประสิทธิภาพการใช้ทรัพยากรในปฏิบัติการฝนหลวงต่อไปในอนาคตได้

สำหรับโครงการวิจัยย่อยที่ 4 ได้รวบรวมผลการศึกษาจากโครงการวิจัยย่อยที่ 1 ถึง 3 และได้พัฒนาระบบสนับสนุนการตัดสินใจอยู่ในรูปแบบเว็บแอปพลิเคชันที่นำเสนอข้อมูลที่ทันต่อสถานการณ์

เพื่อสนับสนุนการทำงานต่างๆ ทั้งนี้เพื่อให้ภาระกิจการทำฝนมีประสิทธิภาพที่สูงยิ่งขึ้น ระบบสนับสนุนการทำงานหลัก ได้แก่ การสนับสนุนการตัดสินใจเลือกเป้าหมายปฏิบัติการฝนหลวงในการป้องกันภัยแล้งและเติมน้ำให้เขื่อน และสนับสนุนการตัดสินใจก่อนขึ้นบินปฏิบัติการจากสภาพอากาศภาคพื้นและบรรยากาศชั้นบน ตลอดจนรายงานผลการปฏิบัติการ รวมทั้งออกรายงานสรุปการขอรับบริการ และเพื่อให้ผลการวิจัยแพร่หลายและสามารถช่วยเพิ่มประสิทธิภาพแก่การปฏิบัติการฝนหลวงได้ ระบบควรมีการนำไปใช้จริงและมีการติดตามปัญหาเพื่อปรับปรุงและเพิ่มความฉลาดให้กับระบบผู้เชี่ยวชาญ โดยในท้ายที่สุดนี้ ผลที่ได้ทั้งหมดของแผนงานวิจัยดังกล่าวนี้จะเป็นประโยชน์แก่ประชาชนและเกษตรกรบริเวณลุ่มน้ำเพชรบุรี และควรใช้เป็นต้นแบบและขยายผลสู่ภูมิภาคอื่นๆ ต่อไป

### ข้อเสนอแนะที่ได้จากการวิจัย

การดำเนินแผนงานวิจัยดังกล่าวนี้บรรลุวัตถุประสงค์โดยรวม อย่างไรก็ตาม มีข้อเสนอแนะดังนี้

1) คณะวิจัยเสนอแนะให้กรมฝนหลวงและการบินเกษตรปรับมาใช้สมการความสัมพันธ์ Z-R จากที่มีการใช้อยู่ในปัจจุบันคือ  $Z = 300 R^{1.4}$  มาเป็นสมการ  $Z = 170 R^{1.6}$  ที่ได้จากงานวิจัยของ สสน. (2564) จะช่วยให้ฝนกิริตเรตาร์มีค่าใกล้เคียงกับฝนภาคพื้นดินมากยิ่งขึ้น และทำให้การประเมินผลสัมฤทธิ์ของฝนหลวงกับฝนภาคพื้นดินในลุ่มน้ำเพชรบุรี มีค่าความแม่นยำมากยิ่งขึ้นตามไปด้วย

2) ควรมีการศึกษาวิจัยในพื้นที่วิจัยอื่นที่มีสภาพภูมิอากาศและภูมิประเทศที่แตกต่างกันเพิ่มเติมเพื่อประโยชน์ในการพัฒนาประสิทธิภาพปฏิบัติการบินฝนหลวงต่อไป

3) ควรมีการศึกษาทบทวนประเด็นทรัพยากรหรือสารฝนหลวงที่ใช้ในปฏิบัติการฝนหลวงต่อประสิทธิภาพของปฏิบัติการฝนหลวงอย่างเป็นระบบโดยอาจรวมประเด็นผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อมเพิ่มเติมเข้าไปพิจารณาด้วย

4) ควรมีการศึกษาเพื่อหาข้อสรุปของวิธีการประเมินฝนที่ได้จากปฏิบัติการฝนหลวง เพื่อให้เกิดแนวทางการประเมินประสิทธิภาพของปฏิบัติการฝนหลวง และการนำผลที่ได้ไปใช้ในการศึกษาวิจัยต่อยอดอย่างเป็นระบบเดียวกันได้

5) การจัดเก็บข้อมูลจากผู้ให้บริการต่างๆ เช่น ข้อมูลสภาพอากาศจาก JAXA และกรมอุตุนิยมวิทยา เป็นต้น มีปัญหาในเชิงเทคนิคค่อนข้างมาก เนื่องจากการเชื่อมต่อที่ไม่เสถียร การบริการข้อมูลมีปัญหาในส่วนผู้ให้บริการในบางครั้ง รวมทั้งพิกัดภูมิศาสตร์ของ 2 แหล่งข้อมูลไม่ตรงกัน โครงการวิจัยได้จัดการปัญหาเหล่านั้นโดยใช้ระบบจัดเก็บอัตโนมัติ เพื่อตรวจสอบผลการจัดเก็บข้อมูล และทำซ้ำหากไม่สามารถจัดเก็บข้อมูลได้ แต่อย่างไรก็ตาม บางข้อมูลก็ไม่สามารถจัดเก็บได้เป็นระยะเวลานานเป็นสัปดาห์

6) การออกแบบระบบผู้เชี่ยวชาญ ยังคงใช้การออกแบบ state machine เพื่อให้ระดับคะแนนความต้องการน้ำและคะแนนสภาพอากาศชั้นบน ตามเอกสารของกรมฝนหลวงและยังไม่มีคอมพิวเตอร์สร้างโมเดลในการทำนายหรือให้ระดับคะแนนโดยใช้เทคนิค supervised learning และ unsupervised learning เนื่องจากยังมีจำนวนข้อมูลในการปฏิบัติการค่อนข้างน้อยและยังไม่สมบูรณ์ หากมีการใช้ระบบนี้ไปเรื่อยๆ มีข้อมูลนำเข้าเรื่อยๆ จะสามารถสร้างโมเดลในการทำนายหรือให้ระดับคะแนนโดยใช้เทคนิค supervised learning และ unsupervised learning ได้

### บทสรุป (Summary)

ข้อได้เปรียบหลักของเรดาร์ตรวจสภาพอากาศคือความหนาแน่นของการวัดที่เครื่องมือตรวจวัดปริมาณฝนภาคพื้นดินเพียงอย่างเดียวไม่สามารถทำได้ เมื่อรวมระบบเซ็นเซอร์ทั้งสองนี้เข้าด้วยกันจะทำให้การประมาณปริมาณฝนได้ดีขึ้น ซึ่งแม่นยำกว่าและได้ลักษณะเฉพาะของปริมาณฝนเหนือลุ่มน้ำ เรดาร์ที่ดัดแปลงมาจากการใช้งานทางทหารในอดีตได้กลายเป็นเครื่องมืออันทรงคุณค่าในการตรวจจับสภาพอากาศเลวร้าย และสามารถปรับให้เข้ากับวัตถุประสงค์ทางอุทกวิทยาได้ การใช้เรดาร์ นักอุทกวิทยาได้ประโยชน์จากการมีข้อมูลเพิ่มเติมเกี่ยวกับอัตราฝนตกที่ความละเอียดสูงทั้งสถานที่และเวลาบนพื้นที่ขนาดใหญ่ วิธีที่เรดาร์วัดอัตราฝนตกขึ้นอยู่กับสมมติฐานเกี่ยวกับจำนวนและขนาดของเม็ดฝนในปริมาตรที่เป็นตัวแทนของชั้นบรรยากาศ จำนวนหยุดและการกระจายของขนาดอธิบายโดยการกระจายความน่าจะเป็นของขนาดเม็ดฝน พบว่า ทั้งการสะท้อนกลับเรดาร์และอัตราฝนตกขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์ของการกระจายนี้ ความสัมพันธ์ที่รวบรวมได้จากการฟังพายุอากาศนี้เรียกว่าความสัมพันธ์ Z-R ความสัมพันธ์ Z-R ต่างๆ ได้มาจากพื้นฐานทางทฤษฎีหรือเชิงประจักษ์ขึ้นอยู่กับประเภทของพายุและพลังของเรดาร์ เมื่อเลือกความสัมพันธ์ Z-R ที่เหมาะสมแล้ว การเปรียบเทียบกับปริมาณฝนสะสมภาคพื้นดินจะถูกใช้เพื่อจัดข้อผิดพลาดที่เป็นระบบ หรือที่เรียกว่าความคาดเคลื่อน หลังจากแก้ไขความคาดเคลื่อน ความแตกต่างระหว่างการประมาณค่าฝนเรดาร์และการตรวจวัดฝนภาคพื้นดินยังคงเป็นข้อผิดพลาดแบบสุ่ม

ในช่วงทศวรรษที่ผ่านมา มีความก้าวหน้าอย่างมากในการทำนายทางด้านอุทกวิทยาและการนำเข้าสู่ข้อมูลปริมาณฝนนั้นมีความจำเป็น แบบจำลองทางอุทกวิทยาทั้งแบบ Distributed Model และแบบ Lump Model ได้รับประโยชน์จากการมีข้อมูลปริมาณฝนที่แม่นยำและเป็นตัวแทนที่ดี แบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบ Distributed Model เหมาะอย่างยิ่งกับการใช้ฝนเรดาร์ เพื่อใช้อัตราฝนตกที่มีความละเอียดสูงจากเซ็นเซอร์หลายตัว (เรดาร์ ดาวเทียม และเครื่องมือวัดฝน) ช่วยให้สามารถคาดการณ์โดยละเอียดได้เกือบทุกตำแหน่งในลุ่มน้ำ ซึ่งมีข้อมูลเชิงพื้นที่ที่เกี่ยวข้องกับภูมิประเทศ ดิน และสิ่งปกคลุมดิน นอกจากการออกแบบทางอุทกวิทยาแล้ว ปริมาณฝนจากเรดาร์ยัง

สามารถให้ข้อมูลสำหรับระบบเตือนภัยน้ำท่วมได้อย่างทันท่วงที และสามารถจัดการเหตุฉุกเฉินแบบเชิงรุกเพื่อปกป้องทรัพย์สินเสียหายจากน้ำท่วม เมื่อพิจารณาถึงความจำเป็นในการวัดฝนสำหรับการวิเคราะห์และทำนายทางอุทกวิทยา ปริมาณฝนจากเรดาร์ถือเป็นความก้าวหน้าที่สำคัญที่สุดอย่างหนึ่งในด้านอุทกวิทยาอย่างชัดเจน ด้วยการกำเนิดของการวัดฝนแบบกระจาย และการใช้แบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบ Distributed Model สามารถใช้ประโยชน์จากศักยภาพได้อย่างเต็มที่ในการวิเคราะห์และการทำนายทางอุทกวิทยา

### เอกสารอ้างอิง (References)

Bedient, P.B., W.C. Huber, and B.E. Vieux, 2019, Hydrology and Floodplain Analysis, 6e edition. Pearson PTE Academic, 813 pages.

Carter, P., & Vieux, B. E., 2012, Analysis of Storm Movement and Temporal Distribution of Rainfall and its Influence on Rainfall-Runoff Response of Urban Basins. In 9th International Workshop on Precipitation in Urban Areas. St. Moritz Switzerland (pp. 6-9).

Crocks, S. B., D. S. Berkowitz, R. Murnan, J. A. Schultz, S. Castleberry, K. Howard, K. Elmore, and S. Vasiloff, 2012, "Initial Assessment of the Dual-Polarization Quantitative Precipitation Estimate Algorithm's Performance for Two Dual-Polarization WSR-88Ds," Proc. 28th Conf. on Interactive Information Processing System (IIPS), New Orleans, LA, Amer. Meteor. Soc., 7B.2.

Doviak, R. J., and D. S. Zrnic, 1993, Doppler Radar and Weather Observations, Aca- Demic Press, San Diego, ISBN: 0-12-221422-6.

Einfalt, T., K. Arnbjerg-nielsen, D. Faure, N.-E. Jensen, M. Quirmbach, G. Vaes, B. E. Vieux, and C. Golz, 2004, Towards a Roadmap for Use of Radar Rainfall Data in Urban Drainage, J. of Hydrology, 299(3-4), 186–202. Special Issue on Urban Hydrology.

Morin, J., D. Rosenfield, and E. Amitai, 1995, "Radar Rain Field Evaluation and Pos-sible Use of Its High Temporal and Spatial Resolution for Hydrological Purposes," J. Hydrol., 172, 275–292.

Marshall, J. S., and W. M. Palmer, 1948, "The Distribution of Raindrops with Size," J. Meteor., 5, 165–166.

Pathak, C. S., & Vieux, B. E., 2007, Geo-spatial Analysis of NEXRAD rainfall data for Central and South Florida. In World Environmental and Water Resources Congress 2007: Restoring Our Natural Habitat (pp. 1-15).

Pathak, C. S., & Vieux, B. E., 2008, Geo-Spatial Comparison of Rain Gauge and NEXRAD Data for Central and South Florida. In World Environmental and Water Resources Congress 2008: Ahupua'A (pp. 1-11).

Rosenfeld, D., D. B. Wolff, and D. Atlas, 1993, "General Probability-Matched Relations between Radar Reflectivity and Rain Rate," J. Appl. Meteor., 32, 50-72.

Rendon, S. H., B. E. Vieux, and C. S. Pathak, 2012, "Continuous Forecasting and Evaluation of Derived Z-R Relationships in Sparse Rain Gauge Network Using NEXRAD," Journal of Hydrologic Engineering, 18(2), pp. 175-182.

Rosenfeld D., D. B. Wolff, and E. Amitai., 1994, "The Window Probability Matching Method for Rainfall Measurements with Radar," J. Appl. Met., 33, 682-693.

Ryzhkov, A. V., S. E. Giangrande, and T. J. Schuur, 2005, "Rainfall Estimation with a Polarimetric Prototype of the WSR-88D Radar," J. Appl. Met., 44, 502-515.

Sanchez-Diezma, R., Zawadzki, I., & Sempere-Torres, D., 2000, Identification of the Bright Band Through the Analysis of Volumetric Radar Data. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 105(D2), 2225-2236.

Smith, J. A., D. J. Seo, M. L. Baeck, and M. D. Hudlow, 1996, "An Intercomparison Study of WSR-88D Precipitation Estimates," Water Resources Research, 32(7), 2035-2045.

Seo, D.-J., J. P. Breidenbach, and E. R. Johnson, 1999, "Real-Time Estimation of Mean Field Bias in Radar Rainfall Data," J. Hydrol., 23, 131-147.

Seo, D.-J., and P. Breidenbach, 2002, "Real-Time Correction of Spatially Nonuniform Bias in Radar Rainfall Data Using Rain Gages Measurements," J. Hydrometeorol., 3, 93-111.

Vieux, B. E., and P. B. Bedient, 1998, "Estimation of Rainfall for Flood Prediction from WSR-88D Reflectivity: A Case Study, 17–18 October 1994," *Journal of Weather and Forecasting*, 13(2), 407–415.

Vieux, B. E., and J. E. Vieux, 2005, "Statistical Evaluation of a Radar Rainfall System for Sewer System Management," *J. of Atmospheric Research*, 77 (2005), 322–336.

Vieux, B. E., and J. E. Vieux, 2010, "Development of Regional Design Storms for Sewer System Modeling," *Proceeding of Water Environment Federation*, 2010(10), pp. 6248-6263.

Vongsamut, V., Chaiyo, K. and Taesombat, W., 2022, Assessment of Royal Rainmaking Performance with Ground-based Rainfall in Phetchaburi River Basin, *Engineering Access*, Volume 08, Number 01, January-June 2022, pp.61-66.

Wilson, J., and E. Brandes, 1979, "Radar Measurement of Rainfall: A Summary," *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 1048–1058.

กลุ่มวิชาการปฏิบัติการฝนหลวง, 2563, การถอดบทเรียนการปฏิบัติการฝนหลวง 2563 กรมฝนหลวงและการบินเกษตร. กรุงเทพฯ

มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 2563, รายงานฉบับสมบูรณ์ของแผนวิจัยเรื่อง การประเมินผลสัมฤทธิ์ของฝนหลวงกับฝนภาคพื้นดินในกลุ่มน้ำเพชรบุรี (Assessment of Royal Rainmaking Performance with Ground-based Rainfall in Phetchaburi River Basin). ได้รับทุนสนับสนุนการวิจัยจากสำนักงานพัฒนาการวิจัยการเกษตร (องค์การมหาชน) ประจำปีงบประมาณ 2563.

มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 2564, รายงานฉบับสมบูรณ์ของแผนวิจัยเรื่อง การเพิ่มผลสัมฤทธิ์และการลดความเสี่ยงในการบริหารจัดการน้ำลุ่มน้ำเพชรบุรีด้วยฝนหลวง (ปี 2) (Performance improvement and Risk Reduction in Water Management of Phetchaburi River Basin using Royal Rainmaking (Year 2)) ได้รับทุนสนับสนุนการวิจัยจากสำนักงานพัฒนาการวิจัยการเกษตร (องค์การมหาชน) ประจำปีงบประมาณ 2564.

ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี, มปป., องค์ความรู้เรื่องเรดาร์ตรวจอากาศเพื่อประชาชน. 28 หน้า.

สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ, 2564, รายงานฉบับสมบูรณ์ โครงการพัฒนาระบบประเมินปริมาณน้ำฝนและพยากรณ์ฝนล่วงหน้า โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศ ระยะที่ 3 โดยมหาวิทยาลัยราชภัฏนครราชสีมา. 479 หน้า.





## บทที่ 9

การประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับ

ในการศึกษาสันฐานวิทยาแม่น้ำ

(An application of unmanned aerial vehicles

in a study of river morphology)



## บทที่ 9

การประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับใน

การศึกษาสัณฐานวิทยาแม่น้ำ

(An application of unmanned aerial vehicles  
in a study of river morphology)

### 9.1 บทนำ

สัณฐานวิทยาแม่น้ำเป็นหนึ่งในการศึกษาทางธรณีวิทยาที่มีความสำคัญในการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ แต่การศึกษาสัณฐานวิทยาแม่น้ำมักเป็นงานที่ลำบาก และเสียเวลามาก โดยเฉพาะในการสำรวจและวิเคราะห์แบบพื้นที่ขนาดใหญ่ เพื่อให้ได้ข้อมูลที่ถูกต้อง รวดเร็ว และมีประสิทธิภาพในการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ การประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับในการศึกษาสัณฐานวิทยาแม่น้ำเป็นทางเลือกที่มีประสิทธิภาพและเหมาะสม เนื่องจากอากาศยานไร้คนขับช่วยให้เราสามารถเข้าถึง

พื้นที่ที่ยากต่อการเข้าถึงได้ง่ายขึ้น และมีการเก็บรวบรวมข้อมูลที่ละเอียดและมีประสิทธิภาพสูงได้อย่างรวดเร็วและมีความแม่นยำสูง

## 9.2 สันฐานวิทยาแม่น้ำ

สันฐานวิทยาแม่น้ำจะช่วยให้เราทราบถึงคุณสมบัติต่าง ๆ ของแม่น้ำ เช่น ความกว้าง ความลึก ความยาว อุณหภูมิ ลักษณะของตลิ่งชัน และปริมาณน้ำในแม่น้ำ เป็นต้น ซึ่งเป็นข้อมูลสำคัญในการวิเคราะห์และกำหนดวิธีการจัดการทรัพยากรน้ำในแม่น้ำ รวมถึงการวางแผนในการใช้น้ำเพื่อการเกษตรกรรม อุตสาหกรรม และอุปโภค-บริโภคในชีวิตประจำวันของประชาชนที่อาศัยอยู่ริมแม่น้ำ ซึ่งตามหลักชลศาสตร์ และธรณีวิทยา สันฐานวิทยาแม่น้ำมีการเปลี่ยนแปลงทางกายภาพและทางเคมีตามกระบวนการทางธรรมชาติ เช่น

1. การกร่อนทางน้ำ (Water Erosion) คือ กระบวนการกัดเซาะ และเคลื่อนย้ายวัตถุในร่องน้ำ ท้องน้ำ และตลิ่ง ไปยังสถานที่อื่น ๆ โดยแรงของน้ำจะส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของรูปแบบของแม่น้ำและลำธาร

2. การนำพาหรือการพัดพา (Transportation) คือ การพัดพาตะกอนภายในแม่น้ำ โดยจะพัดพาตะกอนมากน้อยแค่ไหนขึ้นอยู่กับความเร็วของกระแส

3. การทับถม (Deposition) คือ วัตถุที่ถูกพัดพามาตกลงสู่ท้องน้ำเนื่องจากความเร็วของกระแสและตะกอนมีปริมาณลดลง ตะกอนที่มีขนาดใหญ่จะตกลงไปสะสมเป็นลำดับแรก

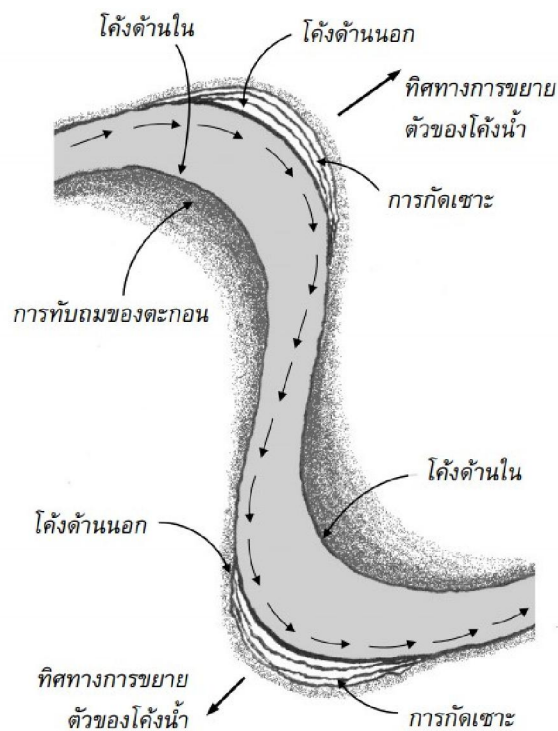
หนึ่งในธรณีสันฐานวิทยาที่เกิดจากการกระทำของน้ำคือบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain) ซึ่งมีแม่น้ำที่โค้งตัวไหลผ่าน ชูชาติ และคณะ (ม.ป.ป.) กล่าวไว้ว่า ทางน้ำที่มีการโค้งตัวไปมาในแต่ละโค้งของทางน้ำ จะพบว่า โค้งด้านนอกเป็นบริเวณที่มีการกัดเซาะอย่างมาก ส่วนโค้งด้านในจะมีการตกตะกอนที่ถูกกัดเซาะมาจากโค้งอื่นๆ ดังรูปที่ 9-1 ฐิติมา และคณะ (2546) กล่าวไว้ว่า ทางน้ำโค้งตัวเป็นทางน้ำที่โค้งไปมาคล้ายเส้นเชือก ส่วนใหญ่มักพบในบริเวณที่แม่น้ำไหลไปในที่ค่อนข้างราบ เมื่อกระแสที่ไหลมาปะทะกับตลิ่งด้านนอกโค้งจะทำให้เกิดกัดเซาะอย่างช้าๆจนทำให้ตลิ่งด้านนั้นพังทลายไป ส่วนอีกด้านหนึ่งจะทำให้เกิดการทับถมงอกออกจนเป็นการสะสมตัวของตะกอน (Point Bar) เมื่อโค้งตัวเข้ามาชิดกันมากกระแสน้ำจะเซาะตรง คือ คอดให้เข้าหากัน (Cut Off) และกลายเป็นทางน้ำใหม่ แสดงดังรูปที่ 9-2 อีกทั้งในบริเวณลำน้ำโค้งตัวสามารถแบ่งบริเวณย่อยๆออกได้เป็น 3 บริเวณ ได้แก่

- 1) บริเวณที่ยังมีการกระทำจากกระบวนการของธารน้ำ (Active) ได้แก่

- 1.1) บริเวณที่มีการสะสมตัวของตะกอนหรือสันดอนทราย (Point Bar)

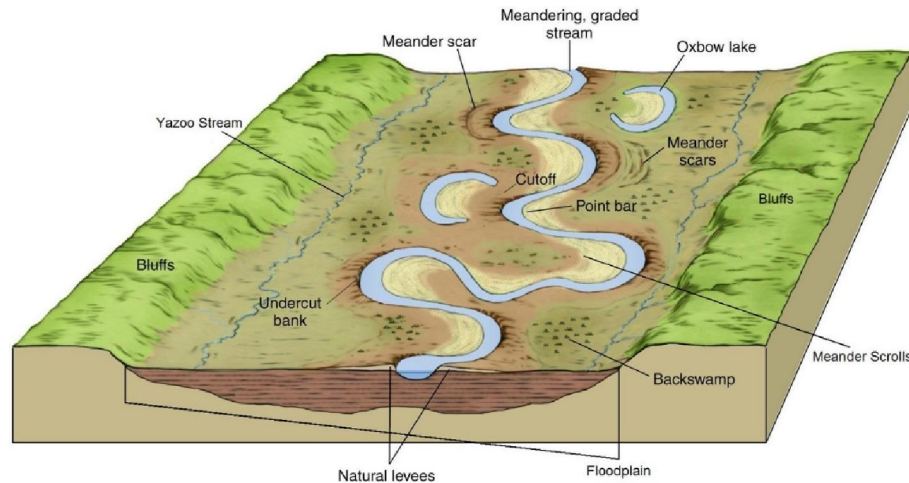
- บริเวณที่มีคลื่นกระเพื่อม (Swell)

- บริเวณที่ไม่มีคลื่นกระเพื่อม (Swale)
  - 1.2) บริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain)
  - 1.3) บริเวณคันดินธรรมชาติ (Natural Levee)
  - 1.4) บริเวณที่กระแสน้ำได้ไหลทะลักเข้ามายังบริเวณด้านข้าง (Crevasse Spray)
- 2) บริเวณที่ก้ำกึ่ง ได้แก่
- 2.1) ทางน้ำทำการตัดผ่านบริเวณที่มีการสะสมตัวของตะกอน (Chute Cut-Off)
  - 2.2) ทางน้ำทำการตัดผ่านบริเวณ หรือ ขวดแม่น้ำ (Neck Cut-Off)
- 3) บริเวณที่ไม่ได้รับแรงกระทำจากกระบวนการทางน้ำ (Inactive) ได้แก่
- 3.1) ทะเลสาบรูปแอก (Oxbow Lake)
  - 3.2) รอยทางน้ำกวัดแกว่ง (Meandered Scar)
  - 3.3) ลานตะพักน้ำ (Terrace)



รูปที่ 9-1 ลักษณะการกัดเซาะและการทับถมของตะกอนในโค้งลำน้ำ

ที่มา: กรมโยธาธิการและผังเมือง (2549)



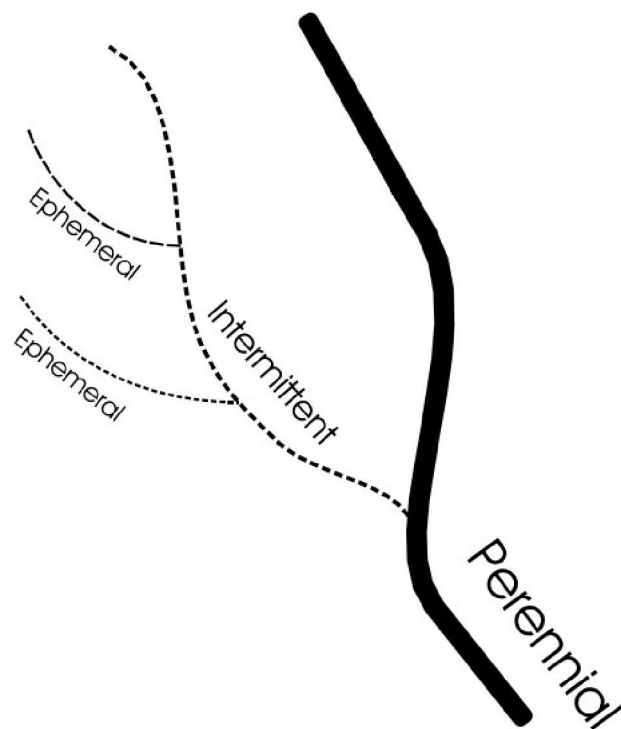
รูปที่ 9-2 ลักษณะของแต่ละบริเวณที่เกิดการเปลี่ยนแปลงธรณีสัณฐานวิทยา

ที่มา: Josephaw (2014)

### แม่น้ำตามธรรมชาติ

ร่องน้ำ ทางน้ำ หรือแม่น้ำ เป็นองค์ประกอบส่วนหนึ่งของภูมิประเทศในแต่ละพื้นที่ โดยทำหน้าที่กำหนดทิศทางการไหลของน้ำและตะกอนจากที่สูงลงสู่ที่ต่ำและไหลออกสู่ทะเลหรือมหาสมุทร ซึ่งเมื่อฝนตกลงพื้นที่นั้น น้ำจะแบ่งออกเป็น 3 กลุ่มคือ 1.ไหลไปตามผิวดิน 2.ซึมลงในดิน และ 3. ระเหยกลับไปสู่ชั้นบรรยากาศ ในส่วนของน้ำที่ไหลบนผิวดิน น้ำจะไหลจากที่สูงลงสู่ที่ต่ำแล้วรวมตัวกันเป็นลำน้ำเล็กๆ ซึ่งเรียกว่า Ephemeral Channels หรือลำน้ำเริ่มต้น เป็นลำน้ำที่เกิดขึ้นเฉพาะตอนที่ฝนตกเท่านั้น เมื่อน้ำไหลไปเรื่อยๆ จะมีการสะสมตัวกันเกิดเป็นลำน้ำขนาดใหญ่กว่าที่เรียกว่า Intermittent Streams หรือที่เรียกว่า Stream Base Flow โดยลำน้ำชนิดนี้ จะรับน้ำมาจาก 2 ส่วน คือ 1.ลำน้ำเริ่มต้น และ 2.มีน้ำจากน้ำใต้ดินมาเติม ซึ่งน้ำใน Intermittent Streams จะไม่มีน้ำตลอดทั้งปีและจะแห้งไปตอนที่ไม่มีน้ำใต้ดินเข้ามารวม และในส่วนของท้ายน้ำของ Intermittent Streams จะเป็นลำน้ำที่มีน้ำใต้ดินไหลมาเติมอยู่ตลอดปี จะเกิดเป็นลำน้ำขนาดใหญ่ขึ้นอีก เรียกว่า Perennial streams ซึ่งจะมีน้ำไหลอยู่ตลอดปีแม้ไม่อยู่ในช่วงฤดูฝนก็ตาม ตามรูปที่

9-3



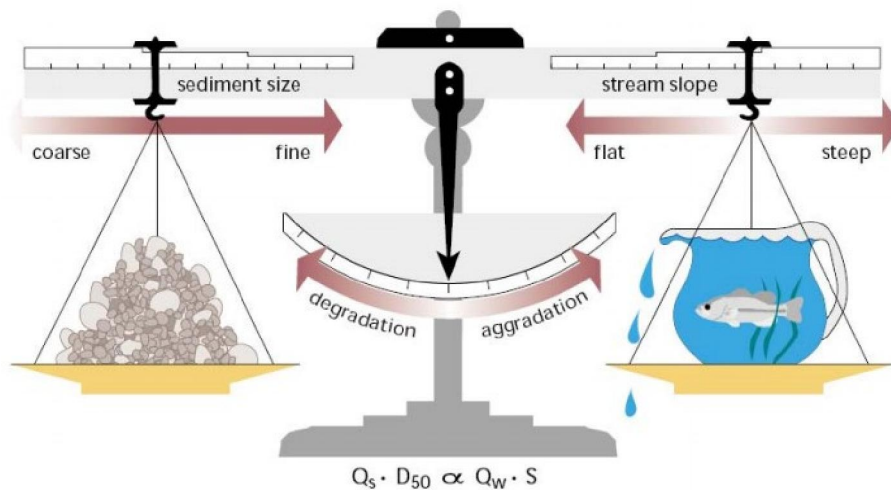
รูปที่ 9-3 ภาพจำลองการรวมกันของร่องน้ำกันจนกลายเป็นแม่น้ำ

ที่มา: กรมโยธาธิการและผังเมือง (2546)

แม่น้ำแต่ละแม่น้ำจะมีความแตกต่างกันขึ้นอยู่กับพื้นที่ของกลุ่มน้ำนั้น ซึ่งตัวแปรของแม่น้ำแต่ละสายจะมีความแตกต่างกันอยู่มากมาย เช่น ขนาด รูปร่าง ความลาดชัน และชนิดตะกอนท้องน้ำ หรือวัสดุท้องน้ำ เป็นต้น แต่ทุกๆ แม่น้ำจะมีลักษณะทางกายภาพที่เหมือนกันอยู่ คือ มีท้องคู้หรือแอ่ง (Pool), เนินดิน (Riffles), ชั้น (Steps), สันดอนทราย (Point Bars), ส่วนโค้ง (Meander), ที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain) และ ตะพักน้ำ (Terraces) เป็นต้น โดยที่คุณสมบัติเหล่านี้ จะมีความสัมพันธ์เกี่ยวโยงกันกับ ภูมิอากาศ ธรณีวิทยา ลักษณะภูมิประเทศ พืชพรรณธรรมชาติ และสภาพการใช้ประโยชน์ที่ดินของพื้นที่ลุ่มน้ำนั้น นอกจากนี้แม่น้ำตามธรรมชาติยังเป็นแหล่งที่อยู่อาศัยของสัตว์น้ำ และมีความหลากหลายทางชีวภาพของสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่ในแม่น้ำหรือบริเวณริมฝั่งแม่น้ำ รวมถึงพืชพรรณต่างๆ การเปลี่ยนแปลงของสภาพลำน้ำที่เกิดจากการกัดเซาะหรือการตกตะกอน รวมถึงระดับท้องน้ำที่เปลี่ยนไปจะช่วยเพิ่มเติมส่วนผสมต่างๆ ลงไปในแม่น้ำ เช่น ในขณะที่เกิดการไหลปั่นป่วนของกระแสน้ำทำให้เกิดออกซิเจนในน้ำ ในขณะที่เกิดการกัดเซาะมีการสลับสับเปลี่ยนหน้าดินเกิดตะกอนและแร่ธาตุผสมรวมกับน้ำช่วยเพิ่มธาตุอาหารต่างๆ แก่สิ่งมีชีวิตรวมถึงต้นไม้ จากเหตุผลข้างต้นที่กล่าวมา ทำให้การจัดการแก้ไขปัญหาต่างๆ ที่เกี่ยวกับลำน้ำจำเป็นต้องพิจารณาถึงความเป็นจริงในสภาพตามธรรมชาติของลำน้ำ และต้องอาศัยความเข้าใจที่ชัดเจนต่อสิ่งที่เกิดขึ้น

**เสถียรภาพของแม่น้ำ**

โดยทั่วไปแม่น้ำจะมีการรักษาเสถียรภาพของแม่น้ำอยู่ตลอดเวลา แต่จะมีการเคลื่อนตัวของลำน้ำอย่างช้าๆ เพื่อรักษาสมดุลของตัวเอง ทั้งรูปแบบและหน้าตัด รวมถึงปริมาณของน้ำและปริมาณของตะกอนที่น้ำที่เข้าและออกจากลำน้ำนั้นๆ ซึ่งความสัมพันธ์ของเสถียรภาพของแม่น้ำสามารถแสดงได้ดังรูปที่ 9-4 แสดงถึงสัดส่วนความสัมพันธ์จากผลคูณของปริมาณตะกอนกับขนาดตะกอน มีความสัมพันธ์กับผลคูณของความลาดชันของแม่น้ำกับปริมาณการไหล เมื่อตัวแปรมีการเปลี่ยนแปลงค่าจะก่อให้เกิดการกัดเซาะหรือเกิดการเปลี่ยนแปลงของสภาพลำน้ำอย่างทันที



รูปที่ 9-4 ปัจจัยที่มีผลกระทบต่อความสมดุลของลำน้ำ

ที่มา: The Federal Interagency Stream Restoration Working Group (1998)

**รูปแบบของลำน้ำ**

รูปแบบของลำน้ำจำเป็นจะต้องดูจากมุมสูงหรือบนอากาศเพื่อจะให้เห็นลักษณะของลำน้ำ โดยทั่วไปสามารถดูรูปแบบของลำน้ำได้จากภาพถ่ายดาวเทียมหรือในปัจจุบันได้มีการใช้อากาศยานไร้คนขับหรือ โดรน (Drone) เพื่อถ่ายภาพมุมสูง สามารถแบ่งรูปแบบของลำน้ำได้ 3 รูปแบบ ดังนี้

1) ลำน้ำตรง (Straight Channel) ซึ่งปกติแม่น้ำส่วนใหญ่ตามธรรมชาติไม่มีแม่น้ำที่มีรูปแบบลำน้ำตรงเลยหรือถ้ามี จะเกิดขึ้นเฉพาะช่วงสั้นๆ ของลำน้ำ นอกจากแม่น้ำที่เกิดขึ้นจากการก่อสร้างของมนุษย์ เช่น คลองชลประทาน เป็นต้น

2) ลำน้ำคดเคี้ยวหรือโค้งตัว (Meander Channel) ลำน้ำที่มีทางคดเคี้ยวหรือโค้งตัวไปมา ลักษณะคล้ายงูเลื้อยดังรูปที่ 9-5 ส่วนใหญ่มักพบในพื้นที่ราบลุ่ม พื้นที่ที่มีความลาดชันน้อย เกิดขึ้น

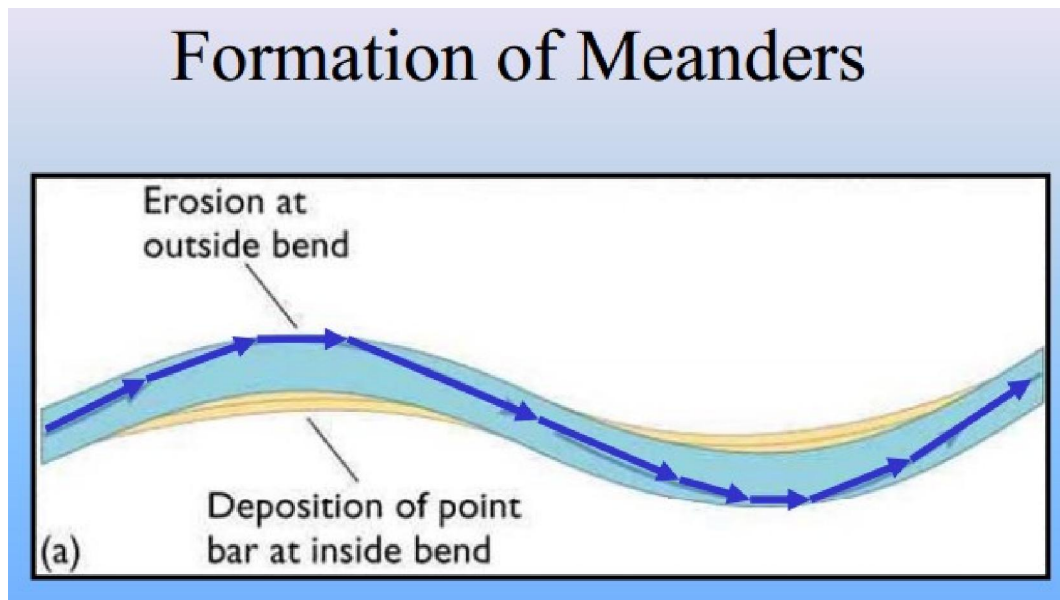
เนื่องจากการไหลของน้ำที่มาจากต้นน้ำที่มีความลาดชันสูงทำให้เกิดพลังงานการไหลของน้ำสูง เมื่อลงมาถึงพื้นที่ราบลุ่มที่มีความลาดชันน้อย ลำน้ำจะรักษาเสถียรภาพและปรับลดพลังงานการไหลของน้ำ โดยลำน้ำจะเคลื่อนตัวกวัดแกว่งออกทางด้านข้างเพราะกระแสของน้ำจะปะทะกับตลิ่งด้านใดด้านหนึ่ง จนทำให้เกิดการกัดเซาะอย่างช้าๆ ทำให้ตลิ่งด้านนั้นพังทลายลงไป ส่วนอีกด้านหนึ่งจะทำให้เกิดการทับถมของตะกอนงอกออกจนเป็นการสะสมตัวของตะกอน (Point Bar) ดังรูปที่ 9-6 เมื่อหัวโค้งและท้ายโค้งเข้ามาชิดกันมากกระแสน้ำจะกัดเซาะตรงคอตัดให้เข้าหากัน (Cut Off) และกลายเป็นทางน้ำใหม่ ทิ้งให้ทางน้ำเดิมเป็นทะเลสาบรูปแอก (Oxbow Lake) เมื่อทะเลสาบรูปแอกแห้งตัวลงจากการระเหยและซึ่มลงดินของน้ำจะกลายเป็นรอยทางน้ำกวัดแกว่ง (Meandered Scar) ดังรูปที่ 9-7 ซึ่งตลิ่งของลำน้ำคดเคี้ยวจะมีความแข็งแรงมากกว่าลำน้ำแบบถักเปียเพราะความหนาแน่นของดินในบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึงมีมากกว่า รวมไปถึงพืชพรรณที่ปกคลุมหน้าดิน เป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดการกัดเซาะได้ยากกว่าลำน้ำแบบถักเปีย

3) ลำน้ำไขว้หรือลำน้ำแบบถักเปีย (Braided channel) ส่วนใหญ่มักพบบริเวณลำน้ำที่มีระดับน้ำต่ำและลำน้ำกว้าง ซึ่งเกิดจากการที่น้ำพัดพาเอาตะกอนมาทับถมจนสะสมเป็นสันดอนกลางลำน้ำ (Bar) จำนวนมาก ดังรูปที่ 9-8 โดยสันดอนกลางลำน้ำเหล่านี้จะแบ่งแม่น้ำสายใหญ่ออกเป็นสายเล็กๆ ไหลประสานไปมา



รูปที่ 9-5 แม่น้ำไหลคดเคี้ยวหรือโค้งตัวที่ Hokkaido ประเทศญี่ปุ่น  
ที่มา: Uchida et al. (2014)





รูปที่ 9-6 การเกิดของโค้งตัวัด  
ที่มา: กรมโยธาธิการและผังเมือง (2549)



รูปที่ 9-7 ภาพถ่ายดาวเทียมของร่องรอยทางน้ำกวัดแกว่ง  
ที่มา: Shimizu et al. (2020)



รูปที่ 9-8 แม่น้ำที่มีการไหลแบบไขว้หรือถักเปีย Braided River

ที่มา: Coluccio and Morgan (2019)

### ลักษณะเฉพาะของลำน้ำ

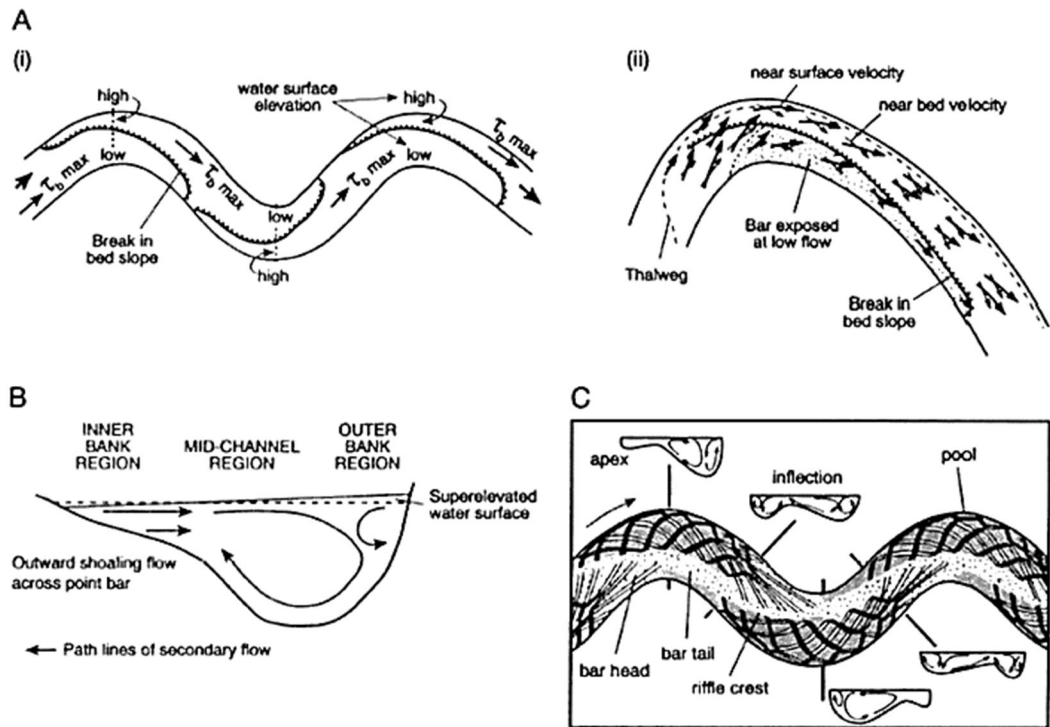
#### 1) ท้องคุ้งหรือแอ่ง (Pool) และ เนินดิน (Riffles)

ระดับของท้องน้ำส่วนมากมีสภาพเป็นคลื่น มีส่วนที่ตื้นและส่วนที่ลึกสลับกันไปมา ซึ่งส่วนที่ตื้นเรียกว่า “เนินดิน” (Riffle) และส่วนที่ลึกเรียกว่า “ท้องคุ้งหรือแอ่ง” (Pool) มีระยะห่างกันประมาณ 5 – 7 เท่าของความกว้างของพื้นที่ท้องน้ำ เพื่อช่วยรักษาเสถียรภาพของลำน้ำ เนินดินบริเวณนี้จะตื้นกว่าบริเวณอื่นๆ มีความลาดชันที่มากกว่าความลาดชันเฉลี่ยของแม่น้ำ ซึ่งจะประกอบด้วยวัสดุที่มีขนาดใหญ่หรือกรวด ส่วนมากเนินดินจะเกิดขึ้นตรงบริเวณก่อนและหลังช่วงโค้งตัว (Meandering) ของลำน้ำ ท้องคุ้งหรือแอ่ง มักพบตรงบริเวณส่วนโค้งด้านนอกของลำน้ำกลางช่วงโค้งตัว ความลึกในส่วนนี้มีความลึกมากกว่าความลึกเฉลี่ยของท้องน้ำและมีความลาดเอียงจะค่อนข้างน้อย

#### 2) ช่วงโค้งของลำน้ำ (Bend)

ในบริเวณส่วนช่วงโค้งของลำน้ำมักเกิดการไหลของน้ำที่หมุนเป็นเกลียวเนื่องจากลักษณะของแรงมีการหนีศูนย์กลางและเกิดการยกระดับน้ำขึ้น (Super Elevation) ในส่วนของโค้งด้านนอกจะมีระดับน้ำสูงกว่าโค้งด้านใน ตามรูปที่ 9-9 ประกอบกับมีการเปลี่ยนทิศทางของการไหลของน้ำ จึง

ทำให้เกิดความเร็วของทิศทางด้านข้างขึ้น (Transverse Velocity) ผสมกับแรงเสียดทานที่ท้องน้ำ และระยะทางในโค้งน้ำที่ไม่เท่ากัน เมื่อการไหลของน้ำหมุนเป็นเกลียวจะทำให้เกิดการกัดเซาะตลิ่ง ด้านนอกของช่วงโค้งและเกิดการทับถมของตะกอนในโค้งด้านในก่อเป็นสันดอนทราย หรือ Point Bar ตามรูปที่ 9-9



รูปที่ 9-9 ลักษณะการไหลของน้ำในส่วนโค้งของแม่น้ำ

ที่มา: กรมโยธาธิการและผังเมือง (2549)

### 3) Cutoffs

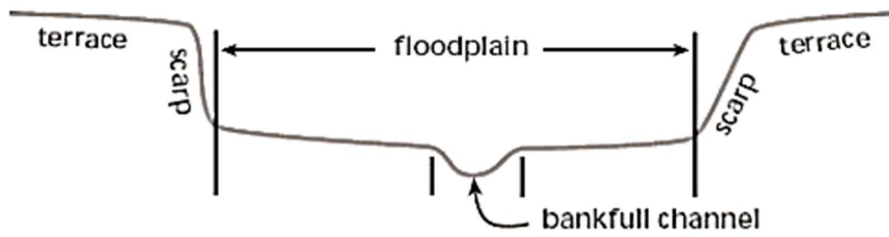
จากลำน้ำคดเคี้ยวตรงบริเวณส่วนโค้งด้านนอกมีการกัดเซาะของตลิ่งทำให้ลำน้ำเคลื่อนตัวออกไปเรื่อยๆ ส่วนโค้งด้านในก็จะเกิดการตกของตะกอนและทับถมยื่นตามออกไปเป็นสันดอนทราย ซึ่งจะทำให้ตรงส่วนหัวโค้งและท้ายโค้งเข้ามาชิดกันมากกระแสน้ำจะกัดเซาะตรงคอดให้เข้าหากัน (Cut off) และกลายเป็นทางน้ำใหม่ ทิ้งให้ทางน้ำเดิมเป็นทะเลสาบรูปแอก (Oxbow lake) เมื่อทะเลสาบรูปแอกแห่งนี้ถูกละทิ้งจากการระเหยและซึมลงดินของน้ำจะกลายเป็นรอยทางน้ำกวัดแกว่ง (Meandered Scar)

#### 4) ที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain)

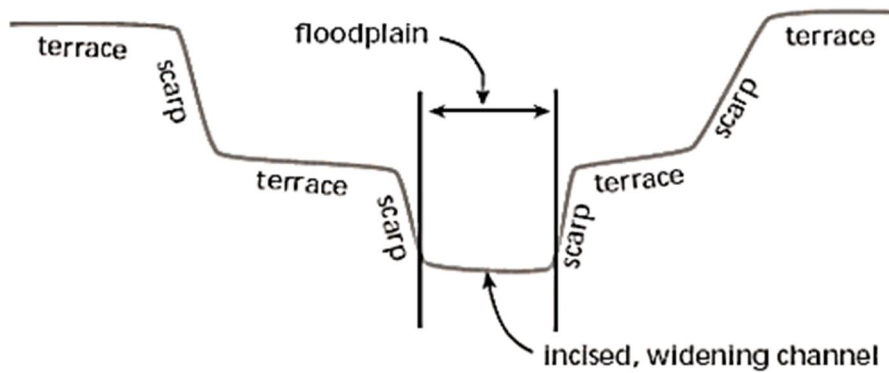
ที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain) เป็นพื้นที่ราบใกล้แม่น้ำที่ง่ายต่อการเกิดน้ำท่วม พื้นที่บริเวณส่วนนี้มักจะมีแม่น้ำโค้งตัวไหลผ่านอยู่ ทำให้มีการกัดเซาะและการตกตะกอนของแม่น้ำในสภาวะสมดุลอยู่ การงอกเพิ่มของส่วนสันดอนทราย (Point Bar) ในโค้งด้านในของลำน้ำเมื่อเวลาผ่านไปจะกลายเป็นพื้นที่ราบหรือเรียกอีกอย่างว่า พื้นที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain) ต่อมาระดับของที่ราบน้ำท่วมถึงสามารถเพิ่มขึ้นได้ก็ต่อเมื่อเกิดน้ำท่วมเพราะน้ำท่วมจะนำพาตะกอนมาทับถมจนระดับเพิ่มขึ้นได้ การเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ อาจทำให้เกิด Floodplain ใหม่เกิดขึ้นจากการกัดเซาะและตกตะกอน ซึ่งอาจเรียก Floodplain เก่าที่ถูกละทิ้งไปแล้วว่า Terrace

ตามรูปที่ 9-10A แสดง Floodplain และ Terrace ที่เกิดขึ้น ซึ่งอาจเกิดจากการเปลี่ยนแปลงปริมาณการไหลของน้ำที่เพิ่มขึ้น หรืออาจเกิดจากการยกตัวขึ้นของพื้นที่เดิม ทำให้เกิดการกัดเซาะลึกตามรูปที่ 9-10B และ รูปที่ 9-10C เกิดเป็น Floodplain ใหม่ โดย Floodplain เดิมกลายเป็น Terrace

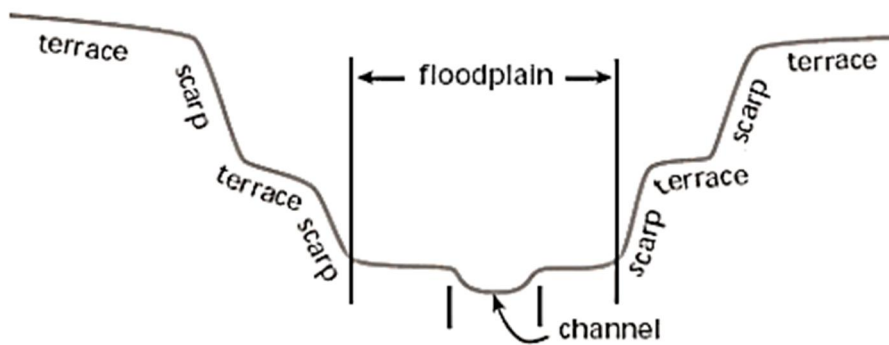
**A. Nonincised Stream**



**B. Incised Stream (early widening phase)**



**C. Incised Stream (widening phase complete)**



รูปที่ 9-10 การเปลี่ยนแปลงของ Floodplain  
ที่มา: กรมโยธาธิการและผังเมือง (2549)

### 9.3 การสำรวจรังวัดด้วยภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับ

#### อากาศยานไร้คนขับ

อากาศยานไร้คนขับหรือยูเอวี (Unmanned Aerial Vehicle: UAV) เป็นอากาศยานที่ไม่มีนักบินประจำการอยู่บนเครื่อง เป็นอากาศยานที่ไร้คนขับหรือนักบินแต่สามารถควบคุมได้ อากาศยานไร้คนขับมีรูปร่าง ขนาด รูปแบบ และเอกลักษณ์ที่แตกต่างกันออกไป ตามหลักแล้วอากาศยานไร้คนขับ คือ โดรน (Drone) เป็นอากาศยานที่ควบคุมจากระยะไกล ใช้การควบคุมอัตโนมัติซึ่งมีอยู่ 2 ลักษณะ คือ การควบคุมอัตโนมัติจากระยะไกล และการควบคุมแบบอัตโนมัติโดยใช้ระบบการบินด้วยตนเองซึ่งต้องอาศัยโปรแกรมคอมพิวเตอร์ที่มีระบบที่ซับซ้อนแล้วมีการติดตั้งไว้ในอากาศยาน อาจกล่าวได้ว่า อากาศยานไร้คนขับ คือ เครื่องบินที่สามารถบินได้ด้วยระบบอัตโนมัติ โดยไม่ต้องใช้นักบินประจำการอยู่บนอากาศยาน อาจมีการติดตั้งกล้องถ่ายภาพคุณภาพสูงทั้งกล้องถ่ายภาพในเวลากลางวัน (Electro Optical) และกล้องอินฟราเรด (Infrared Sensor) ที่สามารถบันทึกภาพระยะไกลได้แล้วแพร่ภาพสัญญาณมายังจอภาพ ที่สถานีภาคพื้นดิน ในเวลาที่ใกล้เคียงเวลาจริงมากที่สุด (Near Real Time: NRT) ทำให้สามารถมองเห็นภาพพื้นที่จริงในเวลาใกล้เคียงเวลาเป็นจริงมากที่สุด นอกจากนั้น อากาศยานไร้คนขับยังสามารถปฏิบัติการทางด้านข่าวกรอง การเฝ้าตรวจ การค้นหาเป้าหมาย และการลาดตระเวนหรือที่เราเรียกว่า ISTAR (Intelligence, Surveillance, Target Acquisition, Reconnaissance) ได้ เป็นต้น

ในปัจจุบัน อากาศยานไร้คนขับมีการแบ่งประเภทที่สามารถกำหนดรูปแบบได้หลายลักษณะ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับความมุ่งหมายในการนำไปใช้ การกิจ คุณลักษณะเฉพาะของอากาศยานไร้คนขับเองที่ถูกพัฒนาขึ้นสำหรับการใช้งานสำหรับภารกิจใดภารกิจหนึ่ง หรือสำหรับสภาวะของภูมิประเทศในการนำไปใช้ นอกจากนั้นในข้อพิจารณาดังกล่าว จะต้องคำนึงถึงว่าอากาศยานไร้คนขับ ดังกล่าว ซึ่งนักวิชาการไทยได้ กล่าวถึงการแบ่งประเภทของอากาศยานไร้คนขับไว้ 8 ประเภท ดังนี้

1. แบ่งตามความต้องการของการใช้
2. แบ่งตามลักษณะการควบคุม
3. แบ่งตามลักษณะประเภทของการบิน
4. แบ่งตามขีดความสามารถของระบบปฏิบัติการ
5. แบ่งตามความสูงของเพดานบินและช่วงเวลาในการครองอากาศ
6. แบ่งตามระดับของการปฏิบัติการ
7. แบ่งตามลักษณะการสร้าง
8. แบ่งตามการสนับสนุนและการส่งกำลังบำรุง

สำหรับงานสำรวจด้วยภาพถ่ายจะแบ่งประเภทอากาศยานไร้คนขับออกเป็น 4 ประเภท ดังนี้

1. อากาศยานไร้คนขับชนิดปีกตรึง (Fixed Wing) เป็นอากาศยานที่มีลักษณะคล้ายกับเครื่องบินทั่วไป ใช้ระยะเวลาการบินประมาณ 30-60 นาที สามารถบินครอบคลุมพื้นที่ได้มากกว่าอากาศยานไร้คนขับแบบปีกหมุน ในการลงจอดจะต้องอาศัยพื้นที่โล่งกว้างพอสมควร

2. อากาศยานไร้คนขับชนิดปีกหมุน (Multirotor) เป็นอากาศยานขึ้นลงแนวดิ่งอาศัย การหมุนของใบพัดในการขึ้นลงและขับเคลื่อนไปในทิศทางต่าง ๆ ประกอบด้วยใบพัดจำนวน 3, 4, 6 และ 8 ใบพัด โดยทั่วไปใช้ระยะเวลาการบินประมาณ 10-20 นาที

3. อากาศยานไร้คนขับชนิดปีกหมุนเดี่ยว (Single-Rotor Helicopter) เป็นอากาศยาน ที่มีรูปร่างและโครงสร้างคล้ายเฮลิคอปเตอร์ ไม่เหมือนอากาศยานไร้คนขับชนิดปีกหมุน มีใบพัดขนาดใหญ่เพียงใบเดียวที่ใช้ในการเคลื่อนที่และมีใบพัดขนาดเล็กอยู่บนหางของอากาศยานเพื่อควบคุมทิศทางในการบิน ซึ่งจะมีประสิทธิภาพมากกว่าอากาศยานไร้คนขับชนิดปีกหมุนบางรุ่น

4. อากาศยานไร้คนขับชนิดปีกตรึงขึ้นลงแนวดิ่ง (Fixed-Wing Hybrid) เป็นอากาศยาน ที่ได้รับการพัฒนาขึ้นมาใหม่ มีลำตัวอากาศยานเป็นแบบอากาศยานไร้คนขับชนิดปีกตรึง แต่สามารถขึ้นลงแนวดิ่งได้ ซึ่งเป็นการนำเอาข้อดีของประเภทอากาศยานไร้คนขับชนิดปีกตรึงมารวมกับอากาศยานไร้คนขับชนิดปีกหมุน

### การวางแผนการบิน

การวางแผนการบินในการสำรวจถ่ายภาพทางอากาศที่ดีส่งผลให้ได้รูปที่มีคุณภาพ โดยองค์ประกอบดังต่อไปนี้

#### 1. ความสูง

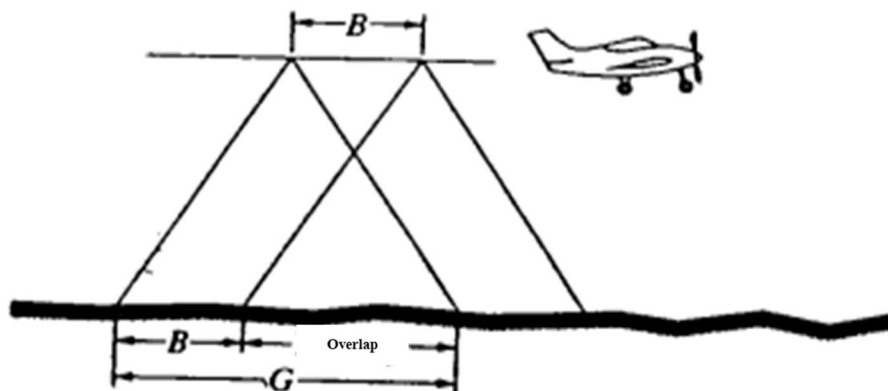
การถ่ายภาพให้มีส่วนซ้อนและส่วนเกยอาจใช้ร้อยละส่วนซ้อนทับที่มากขึ้นเพื่อให้ได้ผลดี ในการลดความคลาดเคลื่อนของตำแหน่งจุดภาพ และความบิดเบี้ยวเนื่องจากการเอียงของเครื่องบิน และความสูงของภูมิประเทศ โดยเฉพาะความคลาดเคลื่อนบริเวณขอบของภาพถ่าย เช่น ภาพถ่ายที่นำไปใช้ในการกำหนดหมุดหลักฐานต้องมีส่วนซ้อนไม่น้อยกว่าร้อยละ 60 การเพิ่มส่วนซ้อนทับมากขึ้น อาจต้องมีค่าใช้จ่ายเพิ่มมากขึ้น จึงต้องพิจารณาตามความเหมาะสมและวัตถุประสงค์การใช้งานร่วมด้วย โดยทั่วไปในแต่ละแนวการบินจะกำหนดให้ภาพถ่ายแต่ละภาพมีพื้นที่ส่วนซ้อนกันตามแนวบินปกติจะแสดงค่าการซ้อนทับเป็นร้อยละ (%) มี 2 ลักษณะ คือ ส่วนซ้อน (Overlap) และส่วนเกย (Side Lap)

2. ส่วนซ้อนตามแนวยาว (Overlap หรือ End lap)

ส่วนซ้อนเป็นส่วนการบันทึกรูปที่ซ้อนทับพื้นที่เดียวกันตามระยะทางระหว่างจุดกึ่งกลางภาพถ่ายตามทิศทางแนวยาว (Strip) กับอีกภาพหนึ่งที่อยู่ติดกัน หรือพื้นที่ภาพซึ่งซ้อนทับกันอยู่ของภาพประชิดในแนวยาวหนึ่งๆ โดยทั่วไปจะกำหนดให้มีส่วนซ้อนครอบคลุมขนาดพื้นที่ประมาณร้อยละ 50-65 ของขนาดภาพ โดยเฉลี่ยประมาณร้อยละ 60 กล่าวคือในการถ่ายภาพทางอากาศจำนวน 3 ภาพ รูปที่หนึ่งจะถ่ายภาพบริเวณเดียวกันกับรูปที่สอง คิดเป็นร้อยละ 60 ของพื้นที่ และภาพถ่ายที่สามจะถ่ายภาพบริเวณเดียวกับรูปที่สองร้อยละ 60 ของพื้นที่ ดังนั้นภาพถ่ายทางอากาศรูปที่หนึ่งและรูปที่สามจะยังมีส่วนซ้อนกันอยู่อีกประมาณร้อยละ 20 ภาพถ่ายที่มีส่วนซ้อนมีประโยชน์ในการนำมาใช้สำหรับมองสามมิติ และป้องกันผลกระทบเนื่องจากความเบน ความเอียง ความแตกต่างจากความสูงของภูมิประเทศ และผลต่างจากระดับบิน สามารถคำนวณขนาดพื้นที่ได้จากสมการที่ 9-1 และ แสดงดังรูปที่ 9-11

$$\text{ขนาดภาพ (B)} = [(100 - \% \text{ Overlap})/100] \tag{9-1}$$

เมื่อ B = พื้นที่ซึ่งถ่ายภาพไม่ซ้ำในส่วนซ้อน  
 Overlap = พื้นที่ส่วนซ้อน



รูปที่ 9-11 ส่วนซ้อนของภาพถ่ายทางอากาศ

ที่มา : กิตติศักดิ์ (2561)



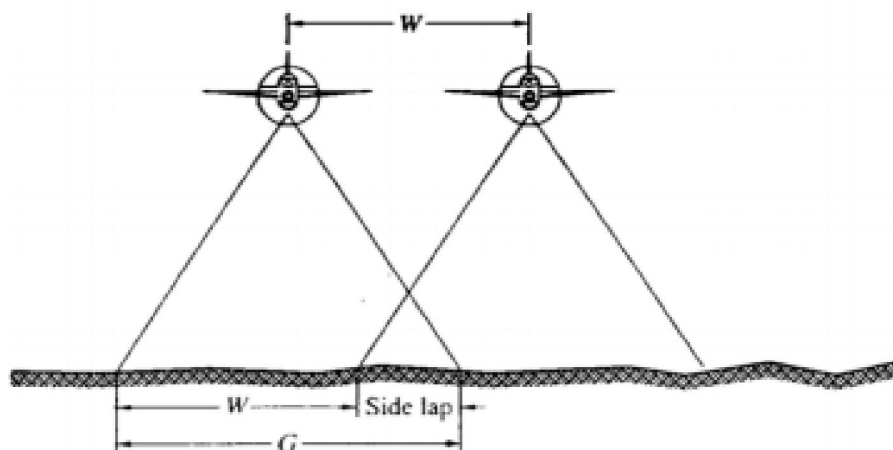
### 3. ส่วนเกย (Side lap)

ระยะห่างระหว่างภาพในแถบแนวนอนขนานที่อยู่ติดกัน หรือ พื้นที่ที่ซ้อนทับกันอยู่ระหว่างแนวนอนที่ประชิดกัน แสดงเป็นร้อยละ (%) ครอบคลุมขนาดพื้นที่ประมาณร้อยละ 25-40 ของขนาดภาพ โดยเฉลี่ยประมาณร้อยละ 30 ภาพถ่ายที่มีส่วนเกยมีประโยชน์ในการนำมาใช้เพื่อไม่ให้เกิดช่องว่างระหว่างแนวนอน และป้องกันผลกระทบเนื่องจากความเบน ความเอียง ความแตกต่างจากความสูงของภูมิประเทศ และผลต่างจากระดับบิน ซึ่งอาจเป็นผลมาจากการบินออกจากแนวนอนที่กำหนด สามารถคำนวณขนาดพื้นที่ได้จากสมการที่ 9-2 และ แสดงดังรูปที่ 9-12

$$\text{ขนาดภาพ (W)} = [(100 - \% \text{ Side lap})/100] \quad (9-2)$$

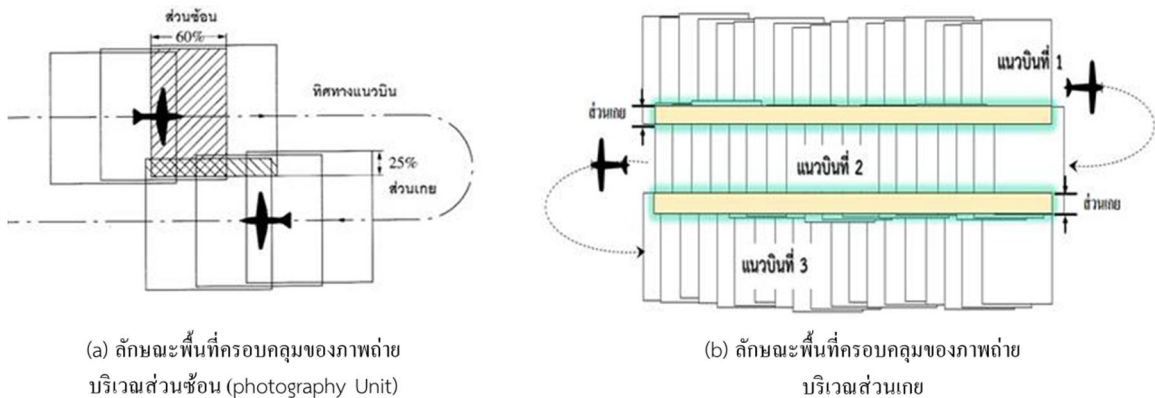
เมื่อ  $W$  = พื้นที่ซึ่งถ่ายภาพไม่ซ้ำในส่วนเกย  
 Side lap = พื้นที่ส่วนเกย และ  $G$  = พื้นที่ครอบคลุมภาพถ่าย

และลักษณะพื้นที่ครอบคลุมของภาพถ่ายบริเวณส่วนซ้อนและส่วนเกย แสดงดังรูปที่ 9-13



รูปที่ 9-12 ส่วนเกยของภาพถ่ายทางอากาศ

ที่มา : กิตติศักดิ์ (2561)



รูปที่ 9-13 ลักษณะพื้นที่ครอบคลุมของภาพถ่ายบริเวณส่วนช้อนและส่วนเกย  
ที่มา : กิตติศักดิ์ (2561)

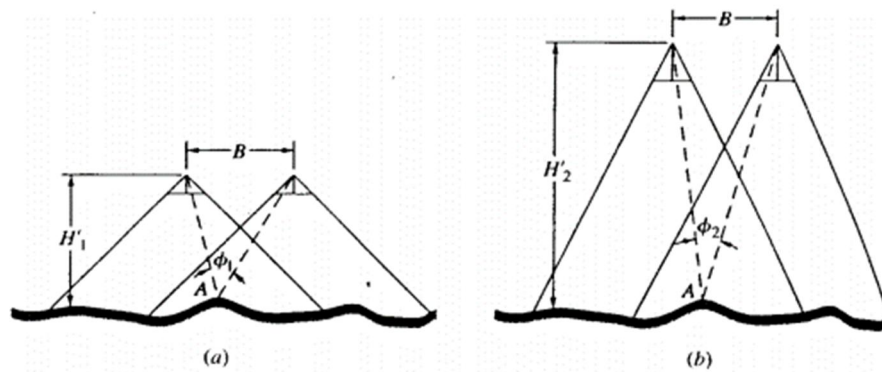
#### 4. วัตถุประสงค์ของการถ่ายภาพ

วัตถุประสงค์จะต้องถูกกำหนดขึ้นเพื่อให้ได้ภาพถ่ายทางอากาศตรงตามความต้องการใช้งาน โดยทั่วไปคุณลักษณะของภาพถ่ายทางอากาศ แบ่งได้เป็น

1) คุณลักษณะเชิงคณิต (Metric Qualities) มีความจำเป็นสำหรับงานแผนที่ ภูมิประเทศ ซึ่งต้องการความละเอียดเชิงปริมาณในการรังวัดภาพถ่าย ซึ่งได้จากกล้องที่ได้วัดสอบฟิล์ม เคลือบไวแสงอนุภาคละเอียด และพลังการจำแนกสูง

2) คุณลักษณะเชิงภาพ (Pictorial Qualities) จำเป็นสำหรับการวิเคราะห์ในเชิงคุณภาพ เช่น การแปลภาพถ่าย ซึ่งจะต้องใช้เลนส์ที่มีคุณภาพสูง ฟิล์มมีความไวแสงสูงและอนุภาคใหญ่

สำหรับงานแผนที่ภูมิประเทศ ควรถ่ายด้วยกล้องมุมกว้าง หรือ กว้างพิเศษ (ทางยาวโฟกัสสั้น) เพื่อให้อัตราส่วน Base-Height Ratio (B/H) สูง อันจะทำให้มุมเหลื่อม (Parallactic Angle) มีขนาดใหญ่ เนื่องจากความคลาดเคลื่อนในการคำนวณตำแหน่งและระดับความสูงของจุดคู่ภาพสามมิติจะเพิ่มขึ้นเมื่อ H เพิ่มขึ้น และลดลงเมื่อ  $\times$  Parallax เพิ่มขึ้น อัตราส่วน B/H สูง จะแทนลักษณะของ H ต่ำ และ  $\times$  Parallax ใหญ่ แสดงดังรูปที่ 9-14 ซึ่งเป็นข้อสรุปที่เหมาะสมที่จะให้ความถูกต้องสูงในการทำแผนที่ หรือ งานเชิงปริมาณภาพถ่าย



รูปที่ 9-14 มุม Parallaxic เพิ่มขึ้นตามอัตราส่วน B/H ที่เพิ่มขึ้น  
ที่มา : กิตติศักดิ์ (2561)

5. มาตรฐานภาพถ่าย

ในงานแผนที่ภูมิประเทศมาตรฐานถูกกำหนดโดยมาตรฐานที่ต้องการ และความละเอียดถูกต้องทางราบและทางตั้ง โดยมาตรฐานที่เหมาะสมนั้นจะขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ในการใช้งาน ถ้ามาตรฐานใหญ่เกินไปก็จะสิ้นเปลืองงบประมาณ หรือถ้าเล็กเกินไปแผนที่นั้นก็ใช้งานไม่ได้ตามวัตถุประสงค์

6. ระดับความสูงของการบิน

เมื่อเลือกความยาวโฟกัสของกล้องและมาตรฐานภาพถ่ายที่ต้องการได้แล้ว ระดับความสูงของการบินเหนือภูมิประเทศเฉลี่ย จะถูกกำหนดโดยอัตโนมัติจากสมการต่อไปนี้

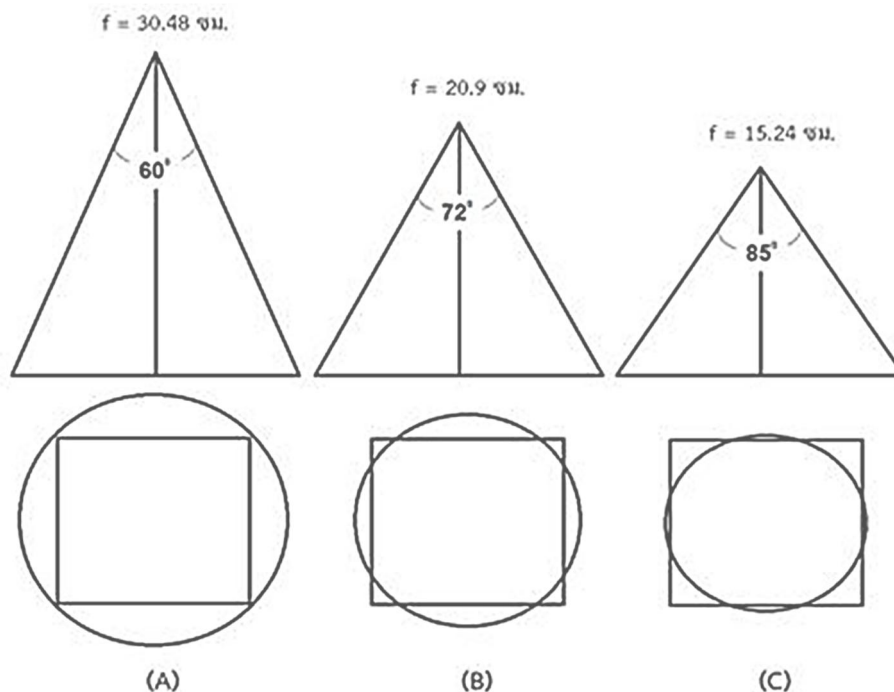
$$S_{avg} = f / (H - h_{avg}) \tag{9-3}$$

เมื่อ	$S_{avg}$	คือ	มาตรฐานภาพถ่ายเฉลี่ย
	$f$	คือ	ความยาวโฟกัสของกล้อง
	$H$	คือ	ระดับสูงบินเหนือพื้นหลักฐาน

ระดับความสูงของการบินของภาพถ่ายที่ใช้ทำแผนที่ภูมิประเทศ โดยทั่วไปภาพถ่าย เมื่อระดับสูงมากขึ้นจะครอบคลุมพื้นที่ได้กว้างและมีจำนวนภาพน้อยกว่าภาพถ่ายที่ระดับต่ำ ภาพถ่ายที่ระดับสูงมากๆ จำเป็นต้องใช้อากาศยานและเครื่องมือชนิดพิเศษ ทำให้มีค่าใช้จ่ายสูง และในปัจจุบันได้มีข้อกำหนดความสูงของการบินให้บินได้ไม่เกินความสูงประมาณ 80 เมตรเหนือพื้นดิน

### 7. การครอบคลุมพื้นที่

การครอบคลุมพื้นที่ที่ใช้งานจริงของภาพถ่าย (Effective Coverage of Photography) จะนำมากำหนดขนาดร้อยละของส่วนซ้อนทับทั้งในส่วนซ้อนและส่วนเกย แสดงดังรูปที่ 5-15 และบริเวณพื้นที่ที่นำมาใช้ในการแปลความหมาย (Effect Area) หรือมองภาพ 3 มิติในพื้นที่ส่วนซ้อน แสดงดังรูปที่ 9-16

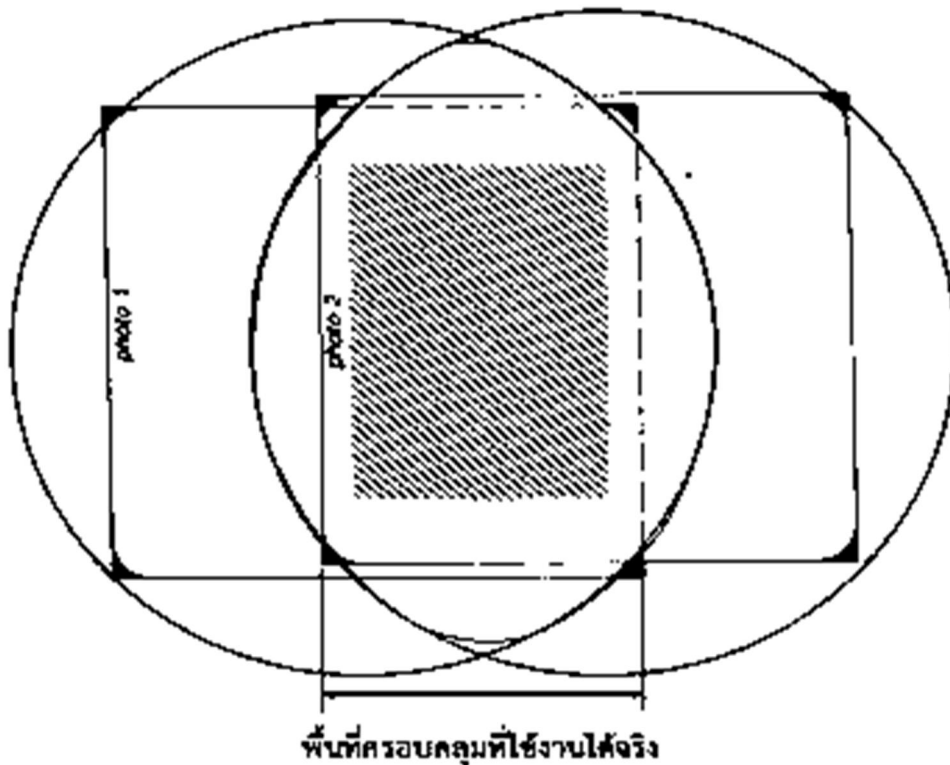


- (A) ใช้กล้องที่มีความยาวโฟกัส 30.48 ซม. จะเห็นได้ว่าครอบคลุมพื้นที่ได้มากกว่า
- (B) ใช้กล้องที่มีความยาวโฟกัส 20.9 ซม. จะเห็นได้ว่าครอบคลุมพื้นที่ได้เกือบหมด ยกเว้นบริเวณขอบปลายมุมของพื้นที่
- (C) ใช้กล้องที่มีความยาวโฟกัส 15.24 ซม. จะเห็นได้ว่าครอบคลุมพื้นที่ได้เกือบหมด ยกเว้นบริเวณขอบของพื้นที่

รูปที่ 9-15 ขนาดพื้นที่การปกคลุม (รูปสี่เหลี่ยม) กับเลนส์ ขนาดภาพถ่าย 23x23 ซม.

ที่มา: วุฒิพงษ์ (ม.ป.ป.)

จากรูปที่ 9-15 ในส่วน (C) จะเห็นได้ว่าบริเวณขอบภาพอาจมีความคลาดเคลื่อนเกิดขึ้นได้มากกว่าจุดกลางภาพ ซึ่งอาจเกิดจากการบิดเบี้ยวของเลนส์มีขนาดเกินขอบเขต และภาพอาจไม่คมชัดมากพอ



รูปที่ 9-16 บริเวณพื้นที่ซึ่งนำมาใช้ในการแปลความหมาย (Effect Area) หรือมองภาพ 3 มิติในพื้นที่ส่วนซ้อน ที่มา: วุฒิพงษ์ (ม.ป.ป.)

#### 8. สภาพอากาศ

สภาพอากาศซึ่งมักจะไม่แน่นอนในแต่ละวัน เป็นสิ่งสำคัญที่จะต้องพิจารณาในงานถ่ายภาพทางอากาศ วันที่ดีเหมาะแก่การถ่ายภาพทางอากาศคือ วันที่ไม่มีเมฆ อากาศแจ่มใสและสภาพอากาศไม่แปรปรวน ซึ่งจะแตกต่างกันไปตามเวลาในรอบปีและสถานที่ ดังนั้นควรมีฐานบินอยู่ใกล้พื้นที่โครงการเพื่อที่จะสังเกตสภาพอากาศได้โดยตรง

#### 9. ฤดูกาล

ฤดูกาลมีส่วนเกี่ยวข้องกับสภาวะปกคลุมพื้นดินและมุมสูงของดวงอาทิตย์ การถ่ายภาพเพื่อการทำแผนที่ภูมิประเทศควรถ่ายเมื่อต้นไม้ผลัดใบ เพื่อที่ใบไม้จะไม่บดบังพื้นดิน แต่ถ้ามีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาป่าไม้ก็ต้องถ่ายในฤดูที่มีใบไม้เต็มต้น นอกจากนี้ องค์ประกอบอีกอย่างหนึ่งได้แก่ มุมสูงของดวงอาทิตย์ ซึ่งจะทำให้เกิดเงายาว จะไปบดบังรายละเอียด โดยทั่วไปมุมสูงของดวงอาทิตย์ต่ำที่สุดที่ยอมรับได้ในการถ่ายภาพทางอากาศ คือ ประมาณ 30 องศา จึงควรถ่ายภาพในช่วงกลางวันหลังจากดวงอาทิตย์ขึ้นสูงเกิน 30 องศา และก่อนที่จะต่ำกว่ามุมสูงนี้

## การสำรวจภาคพื้นดิน

จุดควบคุมภาคพื้นดิน (Ground Control Point : GCP) หมายถึง จุดใด ๆ ที่ทราบค่าพิกัดในระบบพิกัดภูมิประเทศเป็นศูนย์กลางที่ทำให้สามารถจัดภาพให้มีความสัมพันธ์อ้างอิงกับพื้นภูมิประเทศ แบ่งออกเป็น จุดควบคุมทางราบ (Horizontal Control Point) และ จุดควบคุมทางตั้ง (Vertical Control Point)

ระบบพิกัดอ้างอิง ในระบบพิกัดภูมิประเทศ ที่ใช้โดยทั่วไป แบ่งออกเป็น

1) พิกัดทางราบ ได้แก่ ระบบพิกัดภูมิศาสตร์ ละติจูด, ลองจิจูด ( $\phi, \lambda$ ) และ ระบบพิกัดกริด UTM Easting, Northing (N, E)

2) พิกัดทางตั้ง ได้แก่ าระดั่งสูงเหนือพื้นอ้างอิง เช่น ระดับทะเลปานกลาง (Mean Sea Level: MSL)

จุดควบคุมหลัก (Basic Control) หมายถึง หมุดหลักฐานทางราบและหมุดระดับ ซึ่งจะใช้เป็นหมุดอ้างอิงต่อไป ในการหาค่าพิกัดของจุดควบคุมภาพถ่าย ส่วนจุดควบคุมภาพถ่าย (Photo Control) หมายถึง จุดควบคุมภาคพื้นดินที่ทำการรังวัดออกจากจุดควบคุมหลัก เป็นจุดที่มีคุณภาพปรากฏและชี้จำแนกได้อย่างถูกต้องบนภาพถ่าย ใช้เป็นจุดควบคุมสำหรับงานสำรวจด้วยภาพถ่าย

### 1. ชนิดจุดควบคุมภาพถ่าย

- Signalised Point เป็นการกำหนดจุดควบคุมภาพถ่ายโดยการทำเครื่องหมายในภูมิประเทศก่อนทำการบินถ่ายภาพ (Pre - Marking) ส่วนมากใช้กำหนดตำแหน่งจุดควบคุมภาพถ่ายที่ต้องการความละเอียดถูกต้องสูง ลักษณะแสดงดังรูปที่ 9-17(a)

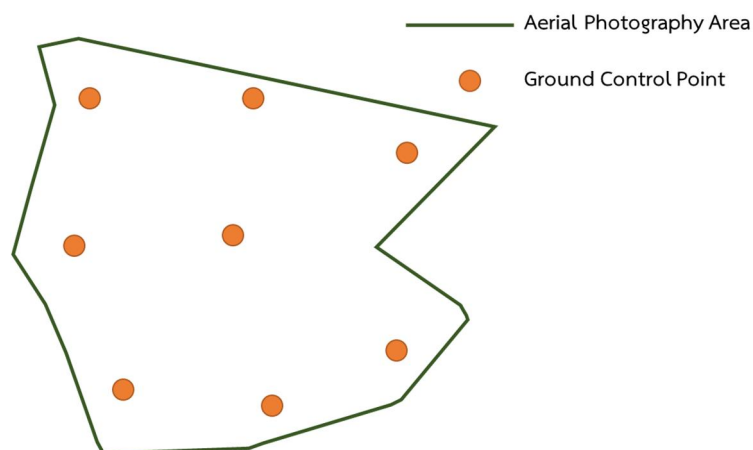
- Terrain/Nature Point ลักษณะภูมิประเทศที่ปรากฏบนภาพถ่ายที่สามารถชี้จำแนกได้เด่นชัด เช่น ทางตัดทางแยก มีตำแหน่งที่เหมาะสม กำหนดหลักการบินถ่ายภาพได้แล้ว แสดงดังรูปที่ 9-17(b)



รูปที่ 9-17 ชนิดจุดควบคุมภาพถ่าย (a) การกำหนดจุดควบคุมภาพถ่ายโดยการทำเครื่องหมาย (b) ลักษณะภูมิประเทศที่ปรากฏบนภาพถ่ายที่สามารถชี้จำแนกได้ (มนทิตรา & วิษุวัตม์, 2562)

## 2. ตำแหน่งของจุดควบคุมภาพถ่าย

การสำรวจด้วยภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับจำเป็นต้องใช้จุดควบคุมภาพถ่ายเพื่อประมวลผลปรับแก้ และคำนวณค่าองค์ประกอบภายนอกของภาพ ค่าการวางตัวของภาพถ่าย ดังนั้นจุดควบคุมภาพถ่ายจะต้องมีความถูกต้องเชิงตำแหน่ง และมีปริมาณการกระจายตัวอย่างเพียงพอครอบคลุมทั้งโครงการ ตัวอย่างตำแหน่งการวางจุดควบคุมภาพถ่ายทางอากาศ แสดงดังรูปที่ 9-18

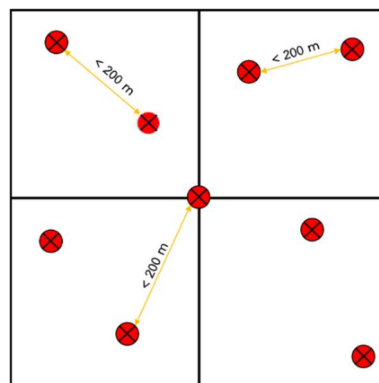


รูปที่ 9-18 ตัวอย่างการวางจุดควบคุมภาพถ่ายทางอากาศ

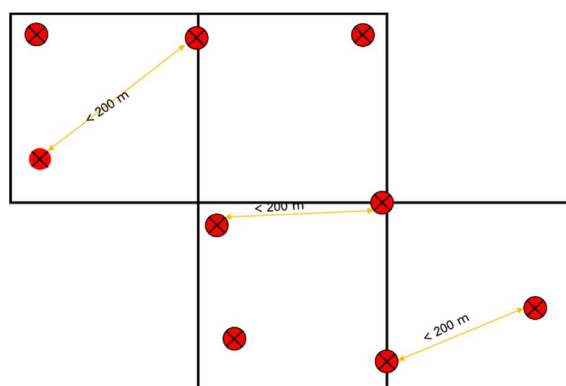
3. ตำแหน่งและการกระจายตัวของจุดควบคุมภาพถ่าย

ตำแหน่งและการกระจายตัวของจุดควบคุมภาพถ่ายต้องเป็นไปตามการแบ่งประเภทกล้องถ่ายภาพ และความถูกต้องเชิงตำแหน่งของพิกัดจุดถ่ายภาพ การผลิตข้อมูลเชิงตำแหน่งที่มีค่าความถูกต้องตามมาตรฐานฉบับนี้ อ้างอิงตามมาตรฐานของ วสท. จะต้องกำหนดตำแหน่งและการกระจายตัวของจุดควบคุมภาพถ่าย ดังนี้

(1) Consumer Grade เมื่อใช้อากาศยานไร้คนขับในการถ่ายรูปทั่วไปและพิกัดจุดถ่ายภาพมีความถูกต้องต่ำ จะต้องใช้จุดควบคุมภาพถ่ายอย่างน้อย 9 จุด ต่อบล็อกการประมวลผลภาพถ่าย และจุดควบคุมภาพถ่าย จะต้องกระจายอย่างสม่ำเสมอ โดยมีระยะห่างโดยประมาณไม่เกิน 200 เมตร

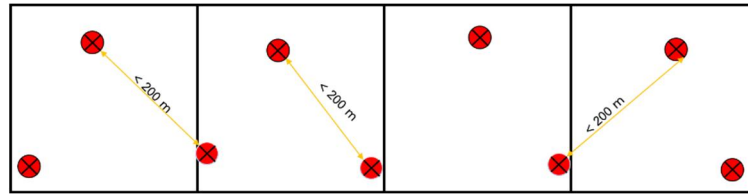


รูปที่ 9-19 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Consumer Grade แบบที่ 1



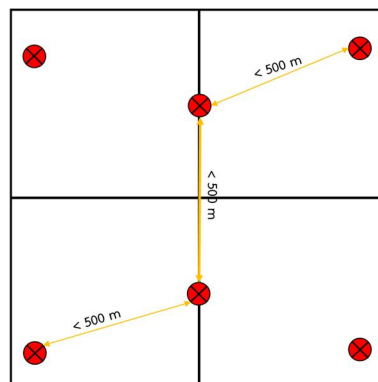
รูปที่ 9-20 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Consumer Grade แบบที่ 2



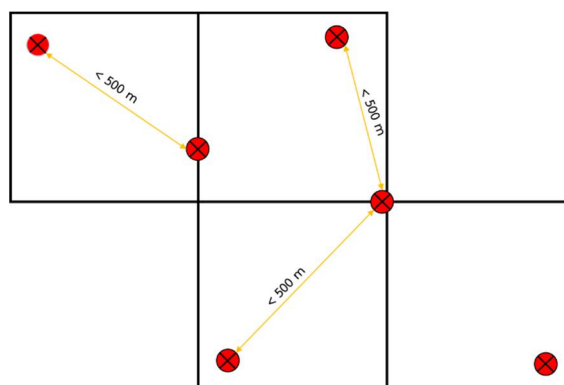


รูปที่ 9-21 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Consumer Grade แบบที่ 3

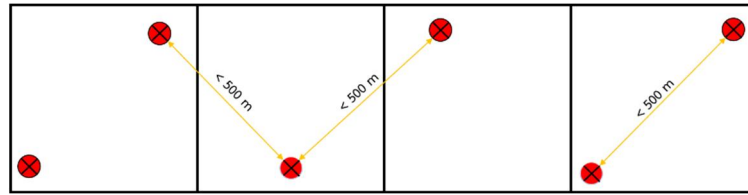
(2) Professional Grade เมื่อใช้อากาศยานไร้คนขับในการถ่ายรูปที่มีคุณภาพสูงและพิกัดจุดถ่ายภาพมีความถูกต้องต่ำ จะต้องใช้จุดควบคุมภาพถ่ายอย่างน้อย 5 จุด ต่อบล็อกการประมวลผลภาพถ่าย และจุดควบคุมภาพถ่าย จะต้องกระจายอย่างสม่ำเสมอ โดยมีระยะห่างโดยประมาณไม่เกิน 500 เมตร



รูปที่ 9-22 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Professional Grade แบบที่ 1

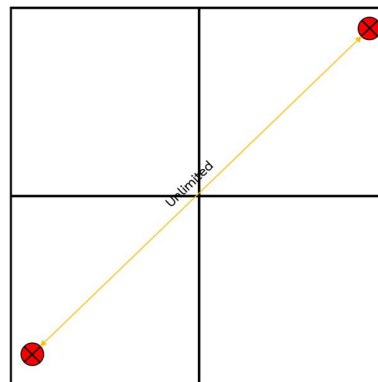


รูปที่ 9-23 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Professional Grade แบบที่ 2



รูปที่ 9-24 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Professional Grade แบบที่ 3

(3) Survey Grade เมื่อใช้อากาศยานไร้คนขับในการถ่ายรูปที่มีคุณภาพสูง และพิกัดจุดถ่ายภาพมีความถูกต้องสูง จะต้องใช้จุดควบคุมภาพถ่ายอย่างน้อย 2 จุด ต่อเที่ยวบิน

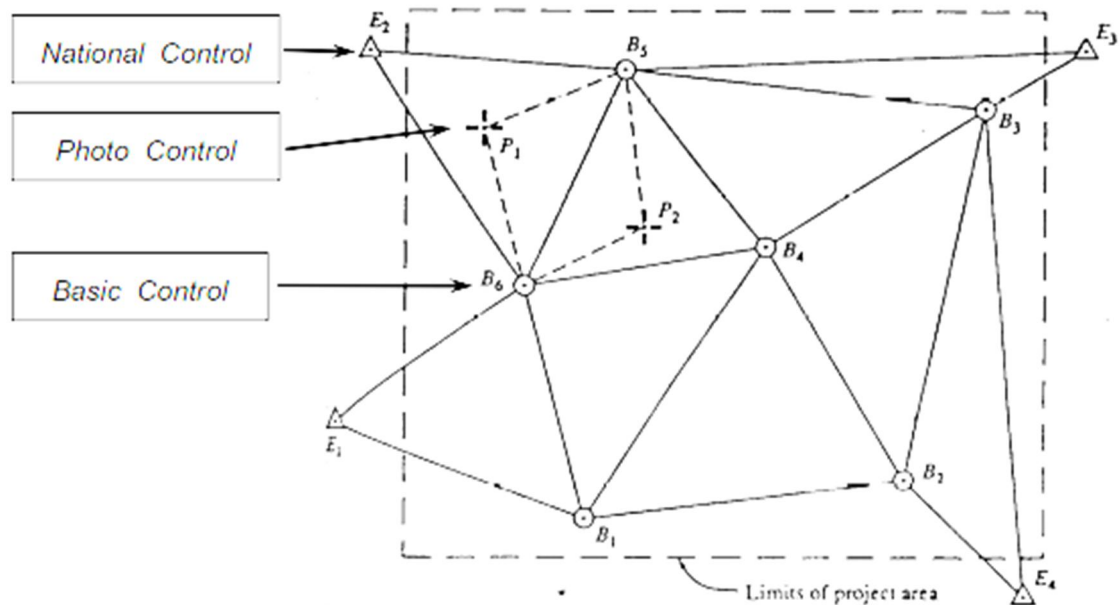


รูปที่ 9-25 ตัวอย่างการกระจายตัวของจุด GCP ของกล้องชนิด Survey Grade แบบที่ 1

การกำหนดจุดตรวจสอบ ตามมาตรฐาน National Standard for Spatial Data Accuracy (NSSDA) ของ Federal Geographic Data Committee (FGDC) ที่ยึดตามมาตรฐาน ASPRS Accuracy Standards for Large Scale Maps ได้กำหนดจุดตรวจสอบจะต้องกระจายให้ทั่วพื้นที่ภาพหรือแผนที่อย่างน้อย 20 จุด และมี ระยะห่างประมาณร้อยละ 10 ของความยาวเส้นทแยงมุมที่ยาวที่สุดของพื้นที่

#### 4. การวางแผนการสำรวจจุดควบคุมภาพถ่าย

ใช้หลักการ “Control From the Whole to the Part” จุดควบคุมภาพถ่ายจะต้องทำการรังวัดโดยการโยงยึดออกจากโครงข่ายของจุดควบคุมของประเทศ แสดงดังรูปที่ 9-26 เข้ามาในพื้นที่โครงการ ปัจจุบันมักใช้การรังวัดด้วยดาวเทียมแบบจลน์ (RTK GNSS Network) และสำรวจระดับด้วยวิธี Differential Leveling



รูปที่ 9-26 ลักษณะการรังวัดโดยการโยงยึดออกจากโครงข่ายของจุดควบคุมของประเทศ  
ที่มา: กิตติศักดิ์ (2558)

### 5. ความละเอียดถูกต้องของจุดควบคุมภาพถ่าย

โดยหลักการแล้วขึ้นอยู่กับความละเอียดถูกต้องของแผนที่ หรือการคำนวณจากภาพถ่ายที่มีจุดนั้นๆควบคุมอยู่ เกณฑ์มาตรฐานความละเอียดถูกต้องแห่งชาติสหรัฐอเมริกา กำหนดให้

(1) ความละเอียดถูกต้องทางราบ (Horizontal Accuracy) ที่ 90% ของตำแหน่งรายละเอียดทางราบบนแผนที่ สามารถเขียนให้ถูกต้องได้ในความละเอียดถูกต้อง 0.8 มม. สำหรับแผนที่ที่มาตราส่วนที่ใหญ่กว่า 1:20,000 และ 0.5 มม. สำหรับแผนที่ที่มาตราส่วนเล็กกว่า 1:20,000 ตัวอย่างเช่น สำหรับแผนที่ที่มาตราส่วน 1:25,000 จะต้องมีค่าความละเอียดถูกต้องภายใน  $0.5 \text{ มม.} \times 25,000 = 12.5 \text{ ม.}$

2) ความละเอียดถูกต้องทางดิ่ง (Vertical Accuracy) ที่ 90% ของจุดตรวจสอบความถูกต้อง ต้องอยู่ในเกณฑ์  $\frac{1}{2}$  ช่วงเส้นชั้นความสูง (Contour Interval) ตัวอย่างเช่น ถ้ากำหนดเส้นชั้นความสูง 5 ม. จุดควบคุมภาพถ่ายทางดิ่งต้องมีความถูกต้องภายใน 1 ม.

## 6. การสำรวจจุดควบคุมภาพถ่าย

### (1) การสำรวจจุดควบคุมภาพถ่ายด้วย GPS

การหาค่าพิกัดของจุดควบคุมภาคพื้นดินบนภาพถ่าย ปัจจุบันได้มีการนำเทคโนโลยีการสำรวจรังวัดด้วยดาวเทียม มาใช้ในการรังวัดหาค่าพิกัดของจุดควบคุมภาพถ่าย โดยให้จุดที่มองเห็น ที่เด่นชัดบนภาพถ่าย ซึ่งข้อมูลพิกัดที่ได้จะนำไปใช้ในการกระบวนการปรับแก้ Bundel Block

ปัจจุบันเทคโนโลยีระบบดาวเทียมนำทางได้พัฒนาจากความร่วมมือหลายกลุ่มประเทศ และได้รวมเป็นระบบเดียวกันซึ่งคือ Global Navigation Satellite System หรือ GNSS เป็นระบบนำทางด้วยดาวเทียมที่เป็นมาตรฐานทั่วไปที่ใช้เรียกแทนคำว่า Satellite Navigation System (Sat Nav) ทำหน้าที่ให้ข้อมูลพิกัดบนผิวโลก โดยใช้อุปกรณ์อิเล็กทรอนิกส์เป็นตัวรับสัญญาณเพื่อประมวลผลและแสดงพิกัดตำแหน่ง ณ จุดที่ตัวรับสัญญาณตั้งอยู่และ GPS จึงรวมเป็นระบบหนึ่งของ GNSS

### (2) เทคนิคการรังวัด GPS

ในภูมิภาคประเทศ วิธีการรังวัดในภูมิภาคประเทศ โดยใช้เทคนิคการหาค่าพิกัดแบบสัมพัทธ์โดยใช้ข้อมูลเฟสของคลื่นส่งที่ใช้กันในปัจจุบันสามารถแบ่งได้ดังนี้

- การรังวัดแบบสถิต (Static GPS) เป็นการรังวัดเฟสของคลื่นส่ง ซึ่งใช้เครื่องรับสัญญาณดาวเทียมตั้งแต่ 2 เครื่องขึ้นไป โดยมีเครื่องหนึ่งตั้งอยู่บนตำแหน่งที่มีค่าพิกัดที่ถูกต้อง ทำหน้าที่เป็นสถานีหลัก (Base Station) และอีกเครื่องทำหน้าที่เป็นสถานีเคลื่อนที่ตามตำแหน่งที่ต้องการทราบค่า (Roving Station) วิธีนี้ เครื่องรับสัญญาณทั้งสองสถานีจะต้องรับข้อมูลจากดาวเทียมกลุ่มเดียวกันและช่วงเวลาเดียวกันอย่างน้อย 4 ดวง และให้เวลาในการรังวัดไม่น้อยกว่า 30 นาที วิธีนี้จะให้ค่าความถูกต้องในช่วง 0.5-2.5 เซนติเมตร (สำหรับเส้นฐานที่มีความยาวไม่เกิน 20 กิโลเมตร)

- การรังวัดแบบสถิตอย่างรวดเร็ว (Fast Static หรือ Rapid Static) เป็นการรังวัดเช่นเดียวกับแบบสถิตแต่มีการใช้เวลาในการรังวัดสั้นกว่าแบบ สถิต โดยใช้ระยะเวลาในการรังวัดข้อมูลน้อยกว่าประมาณ 10-15 นาทีวิธีนี้จะให้ค่าความถูกต้อง ในช่วง 1-3 เซนติเมตร (สำหรับเส้นฐานที่ยาวไม่เกิน 5-10 กิโลเมตร)

- การรังวัดแบบจลน์ (Kinematic GPS) เป็นการรังวัดการหาตำแหน่งในขณะที่เครื่องรับสัญญาณเคลื่อนที่ วิธีการนี้ทำให้หาตำแหน่งของจุดจำนวนมากได้อย่างรวดเร็วโดยมี

ความถูกต้องในหน่วยเซนติเมตร โดยมีเครื่องรับสัญญาณหนึ่งเครื่องตั้งอยู่บนตำแหน่งหมุดหลักฐาน  
โครงข่าย ทำหน้าที่เป็นสถานีหลัก (Base Station) ตลอดเวลาแล้วใช้เครื่องรับสัญญาณจร (Rover)  
นำไปวางตามจุดใดๆ ที่ต้องการทราบตำแหน่งโดยใช้ระยะเวลาสั้นเพียง 1-2 นาที

- การรังวัดแบบจลนในทันที (Real Time Kinematic หรือ RTK)เป็นการ  
รังวัดหาค่าพิกัดด้วยหลักการวิธีรังวัดแบบจลนในทันทีคล้ายกับวิธีรังวัด แบบสถิติ คือต้องใช้เครื่องรับ  
สัญญาณอย่างน้อย 2 เครื่อง โดยเครื่องที่หนึ่งจะถูกวางไว้บนหมุดที่ทราบค่าพิกัดแล้วหรือสถานีหลัก  
ส่วนเครื่องรับเครื่องที่สองจะถูกนำไปวางรับสัญญาณตามจุดที่ต้องการหาค่าพิกัด แต่กรณีของวิธีการ  
หาค่าพิกัดแบบจลนในทันทีนั้นมีการติดตั้งอุปกรณ์สื่อสารระหว่างเครื่องรับทั้งสองทำให้สามารถ  
เคลื่อนย้ายเครื่องรับสัญญาณเครื่องที่สอง เพื่อหาค่าพิกัดของตำแหน่งจุดต่างๆ เครื่องรับสัญญาณ  
ดาวเทียมที่สถานีหลักและสถานีจรจะต้องมีการรับข้อมูลจากดาวเทียมกลุ่มเดียวกัน และในช่วงเวลา  
เดียวอย่างน้อย 5 ดวง และเครื่องรับสัญญาณที่ใช้ต้องเป็นเครื่องที่มีระบบความถี่ สัญญาณแบบสอง  
ความถี่เท่านั้น วิธีการนี้สามารถให้ค่าความถูกต้องในช่วง 1-5 เซนติเมตร (สำหรับเส้นฐานที่ยาวไม่  
เกิน 15 กิโลเมตร)

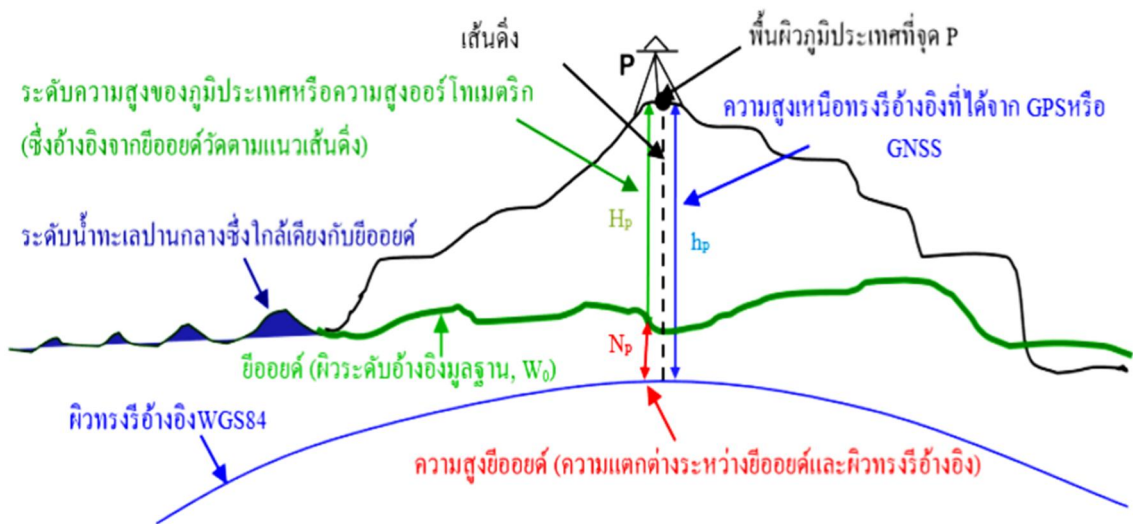
- การรังวัดแบบจลนในทันทีโดยอาศัยระบบเครือข่ายสถานีฐาน GPS  
(Network Based RTK) การรังวัดนี้จะมีวิธีคล้ายกับวิธีการรังวัดแบบจลนในทันทีแตกต่างกันที่  
ผู้ใช้งาน จำเป็นต้องขอรหัสผู้ใช้ (User Name) จากผู้ให้บริการเครือข่ายสถานีฐาน GPS หรือสถานี  
ปรับแก้(ซึ่งในประเทศไทย ให้บริการโดยกรมที่ดิน) ผู้ใช้งานสามารถใช้เครื่องเพียงเครื่องเดียวไปวาง  
ตามจุดที่ต้องการหาค่าพิกัด ภายในพื้นที่ระบบเครือข่ายสถานีฐาน GPS วิธีการนี้สามารถให้ค่าความ  
ถูกต้อง ในช่วง 1-5 เซนติเมตร

### (3) การสำรวจจุดควบคุมภาพถ่ายทางดิ่งด้วยกล้องระดับ

การรังวัดจุดควบคุมภาพถ่ายทางดิ่งโดยใช้กล้องระดับ อ้างอิงจากค่าระดับน้ำทะเล  
ปาน กลาง (Mean Sea Level: MSL) วิธีการทำระดับเป็นการหาค่าความสูงต่างของจุด (Difference  
in Elevation) หรือ DIFF การคำนวณปรับแก้วงรอบ เพื่อให้ได้ค่าที่ดีที่สุด การปรับแก้ใช้วิธี Least  
Square Adjustment โดยใช้มาตรฐานงานชั้น 3 งานสำรวจจุดควบคุมทางดิ่ง ของกรมแผนที่ทหาร  
ซึ่งมีค่าความคลาดเคลื่อนของการเข้าบรรจบไม่เกิน 12 มม.  $\sqrt{k}$  ( $k$  = ระยะทาง เป็น กม.) (กรมแผนที่  
ทหาร, 2539)

(4) การคำนวณค่าทางดิ่งด้วยแบบจำลอง TGM2017

ปัจจุบันในการสำรวจและทำแผนที่ ได้มีการประยุกต์ใช้เทคโนโลยีจีพีเอส เพื่อหาค่าพิกัดทางดิ่งที่จะอ้างอิงอยู่กับพื้นผิวทรงรีอ้างอิง แต่ค่าพิกัดทางดิ่งที่ใช้กันโดยทั่วไปในงานวิศวกรรมต่างๆ จะอ้างอิงอยู่ที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง หรือที่ผิวย็อยด์ โดยสามารถแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความสูงอ้างอิงทั้งสองรูปแบบดังรูปที่ 9-27



รูปที่ 9-11 ความสัมพันธ์ระหว่างความสูงทรงรีอ้างอิง และความสูงออร์โทเมตริก

ที่มา: ญัฐวุฒิ (2561)

จะเห็นได้ว่าการหาค่าทางดิ่งเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง มี 2 องค์ประกอบสำคัญที่ เกี่ยวข้องกับความถูกต้องของค่าทางดิ่งที่คำนวณจากวิธีนี้ คือ (1) ความถูกต้องของค่า  $h$  (Ellipsoid Height) จากเทคนิคการประมวลผลข้อมูล GNSS และ (2) ความละเอียดถูกต้องของแบบจำลองความสูงพื้นผิวย็อยด์ ค่าความสูงเหนือทรงอ้างอิง ( $h$ ) ที่ได้จากจากเทคนิค GNSS สามารถแปลงให้เป็นความสูงระดับน้ำทะเลปานกลางหรือความสูงออร์โทเมตริกได้โดยต้องทราบค่า  $N_p$  (Geoid Undulation) ซึ่งเป็นค่าที่สัมพันธ์กับ ปริมาณความโน้มถ่วงของแต่ละตำแหน่งบนพื้นผิวโลก ดังนั้นแนวเส้น Isoline ของค่า  $N_p$  จะมีค่าไม่เท่ากัน ขึ้นอยู่กับมวลของแต่ละตำแหน่ง ซึ่งต้องอาศัยการคำนวณร่วมกับค่าพิกัดจากเทคนิค GNSS ที่มีความ ถูกต้องทางตำแหน่งสูง โดยหาค่าความสูงย็อยด์  $N_p$  จากแบบจำลองย็อยด์ (TGM2017) แล้วแก้สมการ ความสัมพันธ์เพื่อหาค่าระดับความสูงของภูมิประเทศหรือความสูงออร์โทเมตริก  $HP$  แสดงดังสมการ

$$H_p = h - N_p \quad (9-4)$$

เมื่อ	$H_p$	คือ	ความสูงของภูมิประเทศ
	$h$	คือ	ความสูงเหนือทรงรีอ้างอิงที่ได้จาก GNSS
	$N_p$	คือ	ความสูงจากพื้นผิวทรงรีอ้างอิงถึงระดับน้ำทะเลปานกลาง (พื้นผิวเออยด์)

### การประมวลผลภาพทางอากาศ

ในการประมวลผลภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับ เป็นกระบวนการที่สำคัญต่อความถูกต้องเชิงตำแหน่ง ซึ่งในแต่ละขั้นตอนการประมวลผลจะส่งผลถึงคุณภาพของชุดข้อมูลภาพถ่าย ดังนั้นจึงทำให้ต้องมีการตั้งค่าพารามิเตอร์ให้เหมาะสม และตรวจสอบรายงานผลการประมวลผลทุกขั้นตอน

การประมวลผลข้อมูลภาพถ่ายทางอากาศ ได้ผลลัพธ์ดังนี้

1. ตัวเลข (Number) เป็นรูปแบบการเก็บบันทึกข้อมูลค่าพิกัดฉากสามมิติ (X, Y, Z) ของจุดใด ๆ บนวัตถุ ดังรูปที่ 9-28 ซึ่งมักจะเป็นตารางแสดงค่าพิกัดฉากของตำแหน่งสำคัญต่าง ๆ ได้แก่ มุมชายตึก มุมถนน หรือ ตำแหน่งเสาธง เป็นต้น ข้อมูลเชิงตัวเลขนี้จะถูกนำมาใช้เป็นพื้นฐานในการสร้างแผนที่ลายเส้นต่อไป

ID	Easting	Northing	Height
P01	681100.209	7464305.984	12.002
P02	681079.091	7464791.902	10.103
P03	680114.618	7464269.661	14.941
P04	680262.749	7465023.964	16.25
P05	680377.816	7465806.099	20.306
P06	680888.011	7465251.245	68.268
P08	681875.866	7465066.854	5.98
P09	680626.292	7464876.497	12.075
P10	682031.497	7465841.798	21.146
P11	682134.395	7464127.842	8.656
P12	681361.203	7465299.251	7.796
P13	682208.231	7465250.939	5.913
P14	682912.044	7464795.162	4.595

รูปที่ 9-28 ตัวอย่างข้อมูลพิกัดฉากสามมิติที่ได้จากการรังวัดด้วยภาพถ่าย

2. พอยต์คลาวด์ (Point Cloud) เป็นกลุ่มของจุดสามมิติที่เก็บข้อมูลค่าของตำแหน่งของขอบของวัตถุในพิกัดฉากสามมิติ (X, Y, Z) ดังรูปที่ 9-29 ซึ่งมักจะเก็บพร้อมกับค่าสีของวัตถุในรูปแบบของแม่สีแดงเขียวฟ้า (Red-Green-Blue: RGB) ควบคู่ไปด้วย โดยเก็บในรูปแบบของไฟล์ข้อมูลซึ่งในปัจจุบันจะเก็บในรูปแบบต่าง ๆ เช่น CSV, LAZ หรือ LAS เป็นต้น โดยพอยต์คลาวด์เหล่านี้เมื่อนำมาแสดงผลจะสามารถแสดงเป็นกลุ่มของจุดในลักษณะของพื้นผิวต่อเนื่องได้ จึงทำให้สามารถแสดงการเปลี่ยนแปลงของพื้นผิวเป็นรูปทรงต่าง ๆ ของวัตถุสามมิติได้ จึงนิยมนำมาใช้ในการประมวลผลรวมถึงการวิเคราะห์ระยะทาง รวมถึงการใช้เป็นต้นแบบในการขึ้นรูปทรงสามมิติของวัตถุหรือลักษณะภูมิประเทศเป็นต้น

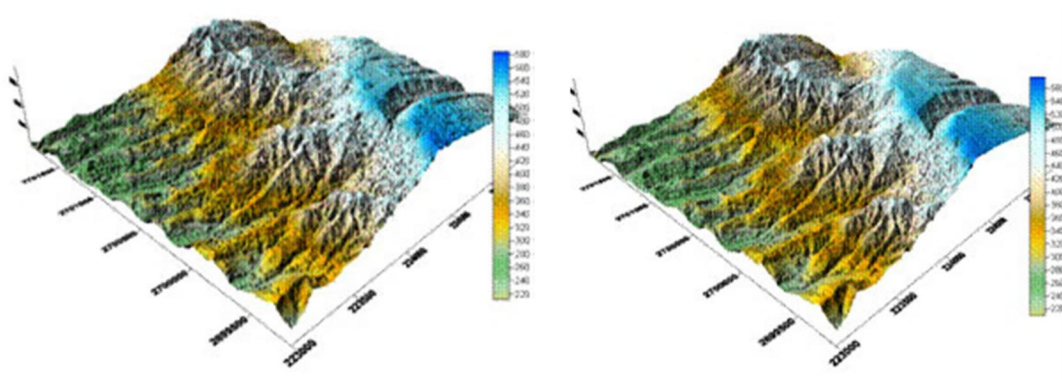


รูปที่ 9-29 ตัวอย่างข้อมูลพอยต์คลาวด์ (Point Cloud) ที่ได้จากการรังวัดด้วยภาพถ่าย

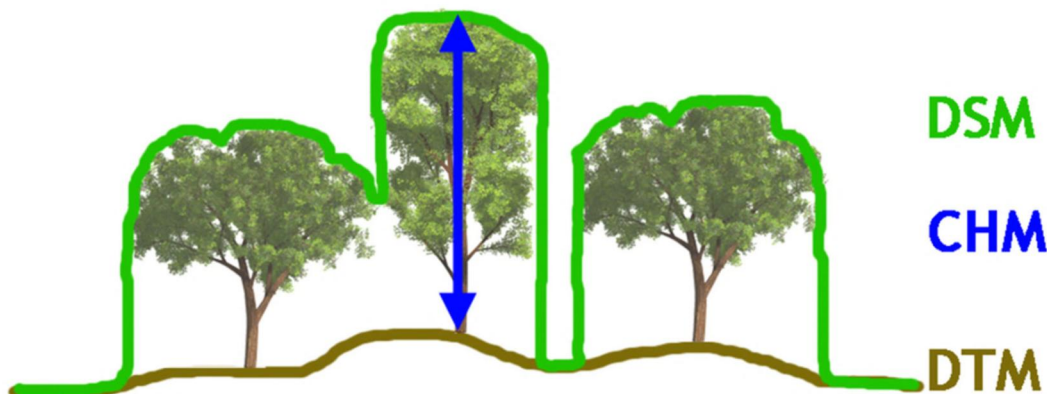
3. แบบจำลองระดับพื้นผิว (Digital Surface Model: DSM) หรือ แบบจำลองความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model: DEM) หรือ แบบจำลองลักษณะภูมิประเทศ (Digital Terrain Model: DTM) โดยผลผลิตเหล่านี้เป็นข้อมูลที่เก็บค่าความสูงต่ำและลักษณะภูมิประเทศในรูปแบบข้อมูลราสเตอร์ (Raster Data) ที่เป็นตารางกริดซึ่งบรรจุเอาข้อมูลความสูงไว้ทั้งนี้ DSM จะเป็นผลลัพธ์ที่ได้เป็นผลผลิตโดยตรงจากงานรังวัดด้วยภาพถ่าย และเมื่อนำไปหักลบสิ่งปลูกสร้าง ความสูงต้นไม้และพืชพรรณต่าง ๆ ออกไป ก็จะได้เป็น DEM หรือ DTM ที่เป็นความสูงที่ระดับพื้นดิน ซึ่งในการหักลบความสูงดังรูปที่ 9-30 นั้นจะเป็นการหักลบความสูงผ่านการสร้างแบบจำลองความสูงของพุ่มไม้ (Canopy Height Model: CHM) ดังรูปที่ 9-31 ทั้งนี้เนื่องจากพืชพรรณในแต่ละชนิดซึ่งมี



ความสูงของชั้นเรือนยอดที่ไม่เท่ากัน จึงจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องมีการวิเคราะห์ร่วมกับงานแปลตีความภาพถ่ายร่วมด้วยในการสร้าง CHM



รูปที่ 9-30 ตัวอย่างของข้อมูลราสเตอร์ที่เก็บความสูงของลักษณะภูมิประเทศ (ก) DSM และ (ข) DEM หรือ DTM (ชาติชาย, 2562)



รูปที่ 9-31 ความสัมพันธ์ระหว่าง DSM ซึ่งมีการใช้ CHM ในการหักลบความสูงของพุ่มไม้เพื่อผลิต DEM และ DTM ที่มา: (ชาติชาย, 2562)

4. ภาพถ่ายออร์โธรีซี เป็นภาพถ่ายทางอากาศซึ่งผ่านกระบวนการปรับแก้ความบิดเบี้ยวของภาพ เนื่องจากเรขาคณิตของการถ่ายภาพ และความสูงต่างของภูมิประเทศ (Relief Displacement) โดยมีระบบพิกัดอ้างอิง ผลลัพธ์ที่ได้คือภาพถ่ายที่ปรากฏรายละเอียดลักษณะสิ่งปกคลุมภูมิประเทศ ณ เวลาที่ทำการถ่ายภาพไว้ทั้งหมด มีมาตราส่วนและความถูกต้อง สามารถวัดพิกัดทิศทาง ระยะทาง ขนาด และรูปร่างของวัตถุได้เช่นเดียวกับแผนที่ลายเส้นหรือแผนที่ภูมิประเทศ แสดงดังรูปที่ 9-32



รูปที่ 9-32 ตัวอย่างของแผนที่ภาพถ่ายออร์โธโธสปีบริเวณแม่น้ำลำภาชี  
ที่มา: มนทิรา & วิษุวัตม์ (2562)

#### การตรวจสอบความถูกต้องของภาพถ่ายทางอากาศ

ภาพถ่ายเป็นข้อมูลตั้งต้นของการสำรวจด้วยอากาศยานไร้คนขับ การตรวจวัดคุณภาพของภาพถ่าย ก่อนนำไปประมวลผลเป็นขั้นตอนหนึ่งที่จะต้องให้ความสำคัญเมื่อบินถ่ายภาพเสร็จทุกครั้ง โดยคุณภาพหลัก ของการตรวจสอบ ได้แก่

1. ความคมชัด รายละเอียดต่างๆ ของภาพต้องมีความคมชัด (ดูรูปที่ 9-33)
  - (1) ภาพจะต้องโฟกัสได้ในระยะที่ต้องการ และความชัดลึกครอบคลุมความสูงที่ปรากฏในพื้นที่โครงการ
  - (2) ภาพจะต้องไม่เบลอล้านเนื่องมาจากความเร็ว ของอากาศยานไร้คนขับที่มากกว่าความเร็วชัตเตอร์ที่ใช้ได้



รูปที่ 9-33 ตัวอย่างภาพถ่ายที่มีความคมชัด

2. ความบิดเบี้ยวของภาพถ่ายทางอากาศ (Aerial Image Distortion) เป็นความผิดเพี้ยนที่เกิดขึ้นในภาพถ่ายที่ถูกถ่ายจากอากาศ สาเหตุหลักส่วนมาจากปัจจัยทางเทคนิค และธรรมชาติที่ส่งผลให้เกิดการเบียดเสียดส่วนในภาพถ่าย โดยเฉพาะในมุมมองที่มีการถ่ายภาพในมุมที่เอียงเข้าหรือออกจากแนวตั้งหรือมุมที่มุมแนวนอน (Yaw, Pitch, Roll) ของอากาศมีการเปลี่ยนแปลง ความบิดเบี้ยวนี้สามารถเกิดขึ้นได้ด้วยหลายสาเหตุ (ดูรูปที่ 9-34) (พัฒน์พงศ์ & วิษุวัตม์, 2565) แต่ในปัจจุบันการบิดเบี้ยวของภาพจะเกิดขึ้นน้อยมาก เนื่องจากวัสดุและกล้องที่มีคุณภาพดี แต่ความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากระบบการถ่ายภาพที่มีจุดโฟกัสอยู่ที่จุดกึ่งกลางเลนส์ ยังมีการเคลื่อนของตำแหน่ง



รูปที่ 9-34 ภาพตัวอย่าง Orthophoto ที่มีความผิดเพี้ยน

3. ความถูกต้องของสี สีเส้นของภาพจะต้องใกล้เคียงกับสีจริงมากที่สุด ทั้งนี้หากขณะบินถ่ายภาพมีการเปลี่ยนแปลง ปริมาณแสงอาจส่งผลกระทบต่อค่าสมดุลแสงขาวที่ตั้งไว้ในตอนแรก ทำให้การตรวจสอบสีของภาพ มีความสำคัญและจำเป็นต้องปรับสีให้ถูกต้องก่อนนำไปประมวลผล (ดูรูปที่ 9-35)



รูปที่ 9-35 ภาพตัวอย่าง Orthophoto ปรับคุณภาพของสีและความสว่าง

**มาตรฐานงานสำรวจภาพถ่ายทางอากาศ**

เพื่อความเชื่อมั่นในคุณภาพของผลลัพธ์ จึงต้องใช้ในการตรวจสอบตามหลักทางสถิติ ดังนั้น หากไม่เข้าใจในหลักการตรวจสอบหรือหลักทางสถิติที่เกี่ยวข้องใน Authority & Space Administration (1998) การตรวจสอบจะส่งผลทำให้ไม่สามารถวางแผนและกำหนดค่าความถูกต้องเชิงตำแหน่งที่ต้องนำไปประยุกต์ใช้ในงานด้านวิศวกรรม ซึ่งจะทำให้ไม่สามารถวางแผนการปฏิบัติงานได้ตรงตามวัตถุประสงค์ การนำไปประยุกต์ใช้งาน รวมไปถึงไม่สามารถตรวจสอบหรือกำหนดจำนวนตำแหน่งจุดตรวจสอบบน ผลลัพธ์เชิงตำแหน่งได้อย่างเหมาะสมและถูกต้อง

สำหรับมาตรฐานความถูกต้องเชิงตำแหน่งของข้อมูลสำรวจระยะไกล (กาญจน์เขจร, 2561) สามารถอธิบายด้วยค่าที่คลาดเคลื่อนไปจากค่าที่แท้จริง การที่ลักษณะทางตำแหน่งของข้อมูลสำรวจระยะไกลคลาดเคลื่อนไปจากค่าจริงถือว่าเป็นความผิดพลาดทางเรขาคณิตของข้อมูล ซึ่งอาจมีผลมาจากการได้มาซึ่งข้อมูลทั้งจากระบบสำรวจและระบบการประมวลผลภาพ การประเมินความถูกต้องเชิงตำแหน่งของข้อมูลเป็นการสร้างความเชื่อมั่นในการนำข้อมูลไปใช้ การชี้วัดความถูกต้องอธิบายด้วยค่าความคลาดเคลื่อนที่หาจากวิธีการทางสถิติ (สังเกตว่า ควรใช้คำว่า “ค่าความคลาดเคลื่อน ในการแสดงความถูกต้องของข้อมูลการวัดที่มีความผิดพลาดทางเรขาคณิต” เพราะถ้าใช้คำว่า “ค่าความผิดพลาด เพื่อแสดงความถูกต้องของข้อมูลวัด.” ก็จะเป็นสำนวนที่อาจดูมีความขัดแย้งกันของคำในทางความหมาย)

โดยมีตัวชี้วัดความถูกต้องเชิงตำแหน่งของข้อมูลสำรวจระยะไกล 3 ดัชนีที่นิยมใช้ได้แก่

**1. ค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนกำลังสอง (Mean Square Error; MSE)**

เป็นการวัดทางสถิติของปริมาณที่มีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา การคำนวณนั้นสามารถคำนวณหาอนุกรมของค่าใด ๆ หรือฟังก์ชันใด ๆ ที่แปรผันต่อเนื่อง

$$MSE_x = \frac{1}{n} \sum_{0i=1}^n (X_{0i} - X_{GNSSI})^2 \tag{9-5}$$

$$MSE_y = \frac{1}{n} \sum_{0i=1}^n (Y_{0i} - Y_{GNSSI})^2 \tag{9-5}$$

เมื่อ	$n$	คือ	จำนวน CPs ทั้งหมดที่ใช้ในการทดสอบ
	$X_{0i}$ และ $Y_{0i}$	คือ	พิกัด X และ Y ตามลำดับที่ได้จาก Ortho image
	$X_{GNSSI}$ และ $Y_{GNSSI}$	คือ	พิกัด X และ Y ที่ได้จากการสำรวจในสนาม

## 2. รากที่สองค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนกำลังสอง (Root Mean Square Error; RMSE)

ค่าคลาดเคลื่อนรากกำลังสองเฉลี่ย (RMSE) เป็นค่าสถิติพื้นฐานที่นิยมใช้ในการประเมินความละเอียดถูกต้องของผลผลิตที่ได้จากการเปรียบเทียบชุดข้อมูลทดสอบ กับชุดข้อมูลอ้างอิง ดังนั้นในการประเมินความละเอียดถูกต้องของแผนที่ จึงเป็นการเปรียบเทียบค่าพิกัดทั้งทางราบ (X, Y) และทางตั้ง (Z) ระหว่างจุด ทดสอบบนผลผลิต หรือแผนที่ ที่ต้องการทดสอบ กับจุดอ้างอิง ที่ทราบค่า ซึ่งมีสมการ มีดังนี้

$$RMSE_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{0i} - X_{GNSSi})^2}{n}} \quad (9-7)$$

$$RMSE_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_{0i} - Y_{GNSSi})^2}{n}} \quad (9-8)$$

ค่าคลาดเคลื่อนรากกำลังสองเฉลี่ยทางราบ

$$RMSE_r = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{0i} - X_{GNSSi})^2 + \sum_{i=1}^n (Y_{0i} - Y_{GNSSi})^2}{n}} \quad (9-9)$$

ค่าคลาดเคลื่อนรากกำลังสองเฉลี่ยทางตั้ง

$$RMSE_z = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_{0i} - Z_{GNSSi})^2}{n}} \quad (9-10)$$

เมื่อ	$Z_{0i}$	คือ	ความสูงใน CPs ซึ่งได้มาจาก DSM โดยคำนวณถึงพิกัด X และ Y ที่วัดจาก Ortho image
	$Z_{GNSSi}$	คือ	พิกัด Z ที่วัดด้วย GNSS

### 3. ความคลาดเคลื่อนแนววงรอบ (Circular Error ; CE)

ความคลาดเคลื่อนแนววงรอบตามมาตรฐานแห่งชาติสำหรับความละเอียดถูกต้องของข้อมูลเชิงพื้นที่ หรือ National Standard for Spatial Data Accuracy (NSSDA) ของประเทศสหรัฐอเมริกา โดยใช้ค่าสถิติ RMSE ในการประเมินความละเอียดถูกต้องเชิงตำแหน่ง ซึ่งค่า RMSE เป็นค่ารากที่สองของค่าเฉลี่ยกำลังสองของค่าความต่างระหว่างค่าพิกัดของชุดข้อมูลที่ทดสอบกับค่าพิกัด (X, Y, Z) ที่มีความละเอียดถูกต้องสูง ณ.จุดเดียวกัน โดยค่าความละเอียดถูกต้องเชิงตำแหน่งสามารถรายงานเป็นระดับความเชื่อมั่นร้อยละ 95 หมายความว่าที่ร้อยละ 95 ของจุดทดสอบมีความคลาดเคลื่อนของตำแหน่งบนพื้นดินเท่ากับหรือน้อยกว่าค่าความละเอียดถูกต้องที่รายงาน ซึ่งค่าความละเอียดถูกต้องนี้บอกถึงผลรวมของความไม่แน่นอนทั้งหมดที่เกิดขึ้นนับตั้งแต่จากค่าพิกัดของจุดควบคุมยึดอเดซีกระบวนการทำแผนที่จนถึงการคำนวณขั้นสุดท้ายของค่าพิกัดบนพื้นดินของแผนที่ทดสอบ

ค่าความถูกต้องทางราบ Accuracy<sub>r</sub> ตามมาตรฐาน NSSDA ที่ระดับความเชื่อมั่น 95 เปอร์เซ็นต์ สามารถคำนวณได้จากสูตรดังนี้

$$Accuracy_r = 1.7308 \times RMSE_r \quad (9-11)$$

ค่าความถูกต้องทางตั้ง National Map Accuracy Standards (NMAS) และ National Standard for Spatial Data Accuracy (NSSDA) ใช้เป็นเกณฑ์เปรียบเทียบดังตารางที่ 9-1 มาตรฐาน NSSDA กำหนดให้ความถูกต้องทางตั้งของข้อมูลอธิบายด้วยค่า RMSE ของข้อมูล ซึ่งไม่เหมือนกับมาตรฐาน NMAS ที่ใช้ค่าขีดจำกัดที่ขึ้นกับมาตราส่วนและเส้นชั้นความสูงในแผนที่ อย่างไรก็ตาม NSSDA และ NMAS มีความสัมพันธ์กัน โดยค่า Accuracy<sub>z</sub> ตามมาตรฐาน NSSDA สามารถคำนวณได้จากสูตรดังนี้

$$NMAS\ CI = 3.2898 (RMSE_z) \quad (9-12)$$

$$NMAS\ CI = Accuracy_z / 0.5958 \quad (9-13)$$

$$Accuracy_z = 1.9600 \times RMSE_z \quad (9-14)$$

(การกระจายของค่าความคลาดเคลื่อนต้องเป็นโค้งปกติ)

ถ้าการกระจายตัวของค่าความคลาดเคลื่อนไม่เป็นโค้งปกติ ASPRS แนะนำให้หา Accuracy (Z) ที่ เปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 95 ความเบ้ของโค้งชุดข้อมูลความคลาดเคลื่อนพิจารณาจากค่า Skewness ต้องไม่เกิน  $\pm 5$

## ตารางที่ 9-1 เปรียบเทียบเกณฑ์มาตรฐานความถูกต้องเชิงตำแหน่งแนวตั้งของ NMAS และ NSSDA

NMAS Equivalent contour interval	NSSDA RMSEz		NSSDA Accuracy(z)		Required accuracy for reference data for "tested to meet"
	(ft.)	(cm.)	(ft.)	(cm.)	
0.5	0.2	4.6	0.3	9.1	0.10
1.0	0.3	9.3	0.6	18.2	0.20
2.0	0.6	18.5	1.2	36.3	0.40
4.0	1.2	37.0	2.4	72.6	0.79
5.0	1.5	46.3	3.0	90.8	0.99
10.0	3.0	92.7	6.0	181.6	1.98

ที่มา: (กาญจน์เชจร, 2018)

### การเทียบมาตรฐาน

ข้อมูลภาพหรือข้อมูลแผนที่ที่ได้จากการสำรวจระยะไกลเมื่อผ่านการปรับแก้ความผิดพลาดทางเรขาคณิต และกำหนดพิกัดทางแผนที่ให้กับภาพแล้ว (อาทิตย์, 2561) สามารถสร้างความมั่นใจให้กับผู้ที่นำไปใช้งานได้ด้วยการเทียบความถูกต้องกับมาตรฐาน NSSDA (National Standard for Spatial Data Accuracy) หรือมาตรฐานของ ASPRS (American Society of Photogrammetry and Remote Sensing Accuracy Standard) โดยมาตรฐาน NSSDA ไม่ขึ้นกับมาตราส่วนของข้อมูลแผนที่ที่กำหนดโดยคณะกรรมการเฉพาะกิจที่แต่งตั้งโดย FGDC ของสหรัฐอเมริกาเพื่อใช้เป็นมาตรฐานในการรายงานความถูกต้องของข้อมูลเชิงพื้นที่ในรูปข้อมูลดิจิทัลที่การได้มาซึ่งข้อมูลอาจมีความแตกต่างกันของเครื่องมือสำรวจและสามารถถูกแสดงผลที่ขนาดสเกลต่างกันออกไปไม่ได้คงตัวเหมือนแผนที่พิมพ์ที่มีมาตราส่วนกำกับอยู่ มาตรฐานนี้ถูกออกแบบมาเพื่อใช้ตรวจสอบและรายงานค่าความถูกต้องข้อมูลเชิงพื้นที่ที่สามารถนำไปเปรียบเทียบกับค่าที่ยอมรับได้ตามแต่การประยุกต์ใช้ของผู้ใช้ กล่าวคือผู้ใช้สามารถเทียบเกณฑ์ความถูกต้องตามข้อกำหนดที่ภาคส่วนผู้ใช้ออมรับค่ามาตรฐาน NSSDA มีการคำนวณที่อิงหลักการทางสถิติแสดงเป็นค่าความคลาดเคลื่อนมาตรฐาน (Standard Error) ตามระดับความเชื่อมั่นหนึ่ง ๆ มีหน่วยเป็นระยะภาคพื้นดิน มาตรฐาน ASPRS เป็นมาตรฐานที่กำหนดเพื่อใช้กับการประเมินแผนที่ รายงานความถูกต้อง ของข้อมูลเป็นค่าความถูกต้องภาคพื้นดิน (Ground Scale Accuracy) โดยใช้ค่า RMSE เป็นค่าแสดงขีดจำกัดสูงสุดที่ยอมรับให้เกิดได้เมื่อนำข้อมูลเชิงพื้นที่นั้นไปทำเป็นแผนที่ที่ขนาดมาตราส่วนหนึ่ง ๆ กล่าวคือ เพื่อให้สามารถเปรียบเทียบได้ว่าข้อมูลที่ประเมินนั้นสอดคล้องกับแผนที่ที่ระดับมาตราส่วนใดเป็นมาตรฐานที่พัฒนามาจากมาตรฐาน NMAS (The National Map Accuracy Standard) อันเป็นมาตรฐานที่ใช้กับแผนที่พิมพ์มาแต่เดิม เป็นประโยชน์ต่อการสร้างความมั่นใจในการนำข้อมูลเชิงพื้นที่ไปจัดทำเป็นแผนที่หรือนำเสนอเป็นภาพพิมพ์ที่ผู้ใช้สามารถประเมินความถูกต้องของค่าที่อ่านจากข้อมูลนี้ได้โดยไม่ต้องใช้อ้างอิงกับ



ตารางมาตรฐานไต่สูตรที่เกี่ยวข้องกับการประเมินความถูกต้องเชิง ตำแหน่งแนวราบตามหลักการต่างๆ ดังกล่าว

โดยเกณฑ์ความละเอียดถูกต้องทางราบของค่า RMSE ที่มีความสัมพันธ์กับมาตราส่วนของแผนที่แสดงดังตารางที่ 9-2

**ตารางที่ 9-2** ค่าความถูกต้องเชิงตำแหน่งทางราบของวัตถุบนแผนที่เทียบกับตำแหน่งบนภาคพื้นดินที่มาตราส่วนแผนที่ระดับต่างๆ

มาตราส่วน	ค่าความเคลื่อนกำลังสอง (RMSE) ไม่เกิน (เมตร)		
	Class 1	Class 2	Class 3
1:50	0.013	0.025	0.038
1:100	0.025	0.050	0.075
1:200	0.050	0.100	0.150
1:500	0.125	0.250	0.375
1:1000	0.250	0.500	0.750
1:2000	0.500	1.000	1.500
1:2500	0.630	1.250	1.900
1:4000	1.000	2.000	3.000
1:5000	1.250	2.500	3.750
1:8000	2.000	4.000	6.000
1:10000	2.500	5.000	7.500
1:16000	4.000	8.000	12.000
1:20000	5.000	10.000	15.000
1:25000	6.250	12.500	18.750
1:50000	12.500	25.000	37.500
1:100000	25.000	50.000	75.000
1:250000	62.500	125.000	187.500

ที่มา : Abdullah et al. (2015)

ความถูกต้องเชิงตำแหน่งทางดิ่งนั้นถูกกำหนดโดยขึ้นกับช่วงชั้นความสูง (Contour Interval) แบ่งเกณฑ์งานออกเป็นสามชั้นงานเช่นเดียวกับทางราบ แผนที่ชั้นหนึ่งที่มีความถูกต้องสูงสุดกำหนดให้มีค่า RMSE ไม่เกิน 1/3 ของช่วงชั้นความสูงสำหรับจุดทดสอบในภูมิประเทศแต่ไม่ใช่จุดระดับ (Spot height) และไม่เกิน 1/6 ของช่วงชั้นความสูงสำหรับจุดระดับบนแบบจำลองภูมิประเทศ (DTM) สำหรับเกณฑ์งานชั้นที่สอง และชั้นที่สาม กำหนดให้มีค่า RMSE ไม่เกิน 2 เท่าและ 3

เท่า ของเกณฑ์งานชั้น 1 ตามลำดับ ดังตารางที่ 9-3 และ Authority (2002) ร่วมกับหน่วยงาน Federal Geographic Control Committee และ US Army Corps. ประเทศสหรัฐอเมริกาได้ กำหนดมาตรฐานความถูกต้องของงานสำรวจภูมิประเทศสำหรับงานวิศวกรรมงานก่อสร้างแสดงดัง ตารางที่ 9-4

ตารางที่ 9-3 ค่าความถูกต้องเชิงตำแหน่งทางดิ่งของวัตถุนบนแผนที่เทียบกับ ตำแหน่งบนภาคพื้นดิน ที่มาตราส่วนแผนที่ระดับต่างๆ

ช่วงเส้นชั้นความสูง	ค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสอง (RMSE) ไม่เกิน (เมตร)					
	จุดบนแผนที่ภูมิประเทศ (Map)			จุดบนแบบจำลองภูมิประเทศ (DTM)		
	Class 1	Class 2	Class 3	Class 1	Class 2	Class 3
0.10	0.03	0.07	0.10	0.02	0.03	0.05
0.20	0.07	0.13	0.20	0.03	0.07	0.10
0.25	0.08	0.17	0.25	0.04	0.08	0.13
0.50	0.17	0.33	0.50	0.08	0.17	0.25
1.00	0.33	0.67	1.00	0.17	0.33	0.50
2.00	0.67	1.33	2.00	0.33	0.67	1.00
4.00	1.33	2.67	4.00	0.67	1.33	2.00
5.00	1.67	3.33	5.00	0.83	1.67	2.50
10.00	3.33	6.67	10.00	1.67	3.33	5.00

**ตารางที่ 9-4** มาตรฐานความถูกต้องของงานหมุดควบคุมและงานสำรวจภูมิประเทศ

Project or Activity	Target	Feature Position Tolerance		Contour
	Map Scale	Horizontal	Vertical	Interval
	S/IP	S/IP	S/IP	S/IP
<b>Design, Constructure Operation &amp; Maintenance of Military Facilities</b>				
Maintenance and Repair (M&R)/Renovation of Existing Installation Structures, Roadways, Utilities, Etc				
General Construction Site Plans & Specs:				
	1 : 500	100 mm	50 mm	250 mm
Feature & Topographic Detail Plans				
Surface/subsurface Utility Detail Design				
Plans	1 : 500	100 mm	50 mm	250 mm
Elec, Mech, Sewer, Storm, etc				
Building or Structure Design Drawings				
<b>Design, Constructure Operation &amp; Maintenance of Civil Transportatoin &amp; Water Resource Projects</b>				
Site Plans, Maps & Drawings for Design Studies, Reports, Memoranda, and Contract Plans and Specifications, Construction plans & payment				
General Planning and Feasibility Studies,				
	1 : 2500	1000 mm	500 mm	1000 mm
Reconnaissance Reports				

ที่มา: Authority (2002)

**9.4 การประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับในด้านการศึกษาสถณฐานวิทยาแม่น้ำ**

การแปลภาพถ่ายทางอากาศสามารถนำไปประยุกต์ใช้ได้หลายสาขาที่ใ้กันมาก คือ การใช้เป็นข้อมูลพื้นฐานในการแปลสภาพการใช้ประโยชน์ที่ดิน และทำแผนที่การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินในเวลาต่างๆ ในบางประเทศที่ไม่มีข้อมูลในด้านประชากร หรือทรัพยากรธรรมชาติ ภาพถ่ายสามารถนำไปใช้ในการคาดคะเนจำนวนประชากรให้ถูกต้องมากขึ้น โดยการคาดคะเนจากจำนวน และความหนาแน่นของบ้านเรือน ภาพถ่ายทางอากาศยังช่วยในการจัดการเกี่ยวกับการขนส่ง โดยการจำแนก ชนิดของรถ การไหลของรถ ปัญหาการจราจรบนถนนในเมือง หรือคาดคะเนสถานที่จอดรถ และอื่นๆ ภาพถ่ายทางอากาศมีส่วนอย่างมาก ในการคำนวณความเสียหายหลังการเกิดสาธารณภัยต่างๆ เช่น หลังน้ำท่วม แผ่นดินไหว มีส่วนช่วยในการบรรเทาสาธารณภัย บริษัท

ประกันภัยใช้ในการคำนวณเพื่อจ่ายค่าชดเชยให้แก่ผู้เสียหายต่างๆ การแปลภาพถ่ายทางอากาศ ใช้กันมากในงานเกี่ยวกับการจัดผังเมือง และกำหนดพื้นที่ เพื่อเป็นสถานที่ราชการ หรือการทำธุรกิจ เช่น สถานที่ตั้งโรงเรียน ห้องสมุด และอื่นๆ โดยการกำหนดหลักเกณฑ์ต่างๆ ซึ่งใช้ในการกำหนดพื้นที่ที่ต้องการ

ในการทำงานเดียวกันการแปลภาพถ่ายทางอากาศ ยังช่วยในการคัดเลือกพื้นที่ที่ควรหลีกเลี่ยงได้ในการวิเคราะห์เบื้องต้น เช่น จำแนกพื้นที่ที่ไม่อาจนำไปพัฒนาได้ ซึ่งได้แก่ พื้นที่ที่มีความลาดชันสูง พื้นที่ที่เป็นดินอินทรีย์ บริเวณกันชนแม่น้ำ ชายฝั่ง พื้นที่ที่มีความอ่อนไหวทางด้านนิเวศ พื้นที่ที่มีความขัดแย้งในการใช้ประโยชน์ที่ดิน พื้นที่ที่เป็นเกษตรชั้น 1 หรือ ชั้น 2 ผู้แปลภาพถ่ายที่มีประสบการณ์ สามารถกำหนดพื้นที่จำกัดเหล่านี้ได้อย่างรวดเร็วในภาพถ่าย ถึงแม้ว่า ในปัจจุบันได้มีการใช้เทคนิคทางด้านสารสนเทศทางภูมิศาสตร์มาใช้งานแบบนี้กันมาก แต่การแปลโดยตรงจากภาพถ่าย บ่อยครั้งจะทำได้รวดเร็วกว่าการใช้เวลาไปพัฒนาฐานข้อมูลใหม่

การประยุกต์ใช้ภาพถ่ายทางอากาศในด้านการศึกษาสถาณวิทยาแม่น้ำ การใช้ภาพถ่ายทางอากาศในการศึกษาสภาพของภูมิประเทศ เป็นการสร้างพื้นผิวจำลองของภูมิประเทศ โดยมีสัดส่วนและตำแหน่งทั้งในมิติทางราบและที่ความสูงอย่างถูกต้อง เพื่อแสดงให้เห็นสภาพความสูงต่ำของภูมิประเทศ โดยใช้เทคโนโลยีของระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ ประมวลผลภาพถ่ายสามมิติ ภาพถ่ายพื้นที่รับน้ำ และจำลองเหตุการณ์เกิดอุทกภัยในแต่ละระดับ โดยสามารถนำฐานข้อมูลดังกล่าวประยุกต์ใช้กับการบริหารจัดการน้ำหรือใช้พัฒนาระบบให้เหมาะสมกับภารกิจของหน่วยงานต่อไป

### การใช้แผนที่ภาพถ่ายทางอากาศ

การแปลแผนที่ภาพถ่ายเป็นแผนที่แบบลายเส้นเป็นอีกวิธีหนึ่งเป็นการช่วยเพิ่มรายละเอียดของจุดวัตถุ หรือรูปร่างที่ทำการสำรวจภาคสนามผ่านการอ่าน แปล ตีความภาพถ่ายทางอากาศโดยใช้ความแตกต่างของ องค์ประกอบพื้นฐานของภาพเป็นตัวกำหนด ซึ่งประกอบด้วย

1. **รูปร่าง (Shape)** รูปร่างของลักษณะที่ปรากฏในภาพถ่ายทางอากาศ หากเป็นสิ่งที่มนุษย์สร้างหรือตัดแปลงขึ้น จะมีลักษณะค่อนข้างเป็นระเบียบสม่ำเสมอ เป็นแนวตรงถ้ามีโค้งก็จะเป็นมีลักษณะ ของโค้งเรขาคณิต ส่วนสิ่งที่เกิดเองตามธรรมชาติจะมีลักษณะไม่เป็นระเบียบ ความแตกต่างที่เห็นได้ชัดของรูปร่าง ระหว่างสิ่งที่มนุษย์สร้างขึ้นและสิ่งที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ ได้แก่ คลองส่งน้ำชลประทานกับลำน้ำตามธรรมชาติ

2. **รูปแบบ (Pattern)** รูปแบบของลักษณะที่ปรากฏในภาพถ่ายทางอากาศหากเป็นสิ่งที่มนุษย์สร้าง จะเป็นรูปแบบที่แน่นอน ส่วนรูปแบบที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติจะมีลักษณะไม่แน่นอน ความแตกต่างที่เห็นได้ชัด ของรูปแบบระหว่างสิ่งที่มนุษย์สร้างขึ้นและสิ่งที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ ได้แก่ อาคาร บ้านเรือน ที่อยู่อาศัย กับสภาพพื้นที่เป็นป่า

3. สี (Shade, Tone) ภาพถ่ายทางอากาศที่ใช้ในการอ่านแปลภาพถ่าย เพื่อประกอบ การพิสูจน์สีทึบเป็นภาพถ่ายทางอากาศที่ถ่ายด้วยโดรน ดังนั้นสีที่ปรากฏบนภาพถ่ายทางอากาศจึงเป็นสี ในระดับต่างๆ ระดับของสีจะสัมพันธ์กับปริมาณของแสงที่สะท้อนจากสภาพพื้นที่ สภาพพื้นที่ที่จะ สะท้อน แสงอาทิตย์กลับสู่กล้องมากสีที่ปรากฏบนภาพถ่ายทางอากาศจะเป็นสีเดียว สภาพพื้นที่ที่ดูด แสงมากสี ที่ปรากฏบนภาพถ่ายทางอากาศจะเป็นสีทึบหรือมืด ได้แก่ สนามหญ้า พุงเลี้ยงสัตว์ กับ แหล่งน้ำ บึง

4. เนื้อภาพ (Texture) เป็นความถี่ของการเปลี่ยนโทนสีของสภาพพื้นที่ซึ่งเกิดจาก การรวม หน่วยเล็กๆ ที่ไม่สามารถมองแยกออกเป็นแต่ละหน่วยได้ ซึ่งแสดงถึงความหยาบละเอียดของสภาพ พื้นที่ โดยเนื้อภาพมักจะบรรยายลักษณะเป็น เรียบ ละเอียด ขรุขระ หยาบ ฯลฯ

5. เงา (Shadow) เงาเป็นปัจจัยเสริมให้ทราบถึงสภาพพื้นที่นั้นๆ เช่น ภูเขา ตึก ถัง น้ำประปา เสาที่มีระดับสูง เนื่องจากภาพถ่ายทางอากาศเป็นมุมมองจากด้านบนลงมา ดังนั้นลักษณะ ที่ปรากฏขึ้น จะสามารถช่วยให้อ่าน แปลภาพถ่ายได้ถูกต้องมากยิ่งขึ้น และความยาวของเงาสามารถ คำนวณหาความสูง ได้อีกด้วย

6. ขนาด (Size) ขนาดของสภาพพื้นที่ที่ปรากฏในภาพถ่ายทางอากาศจะแปรเปลี่ยนไป ตาม มาตรฐานของภาพถ่ายทางอากาศ และมีความสัมพันธ์กับขนาดของรายละเอียดข้างเคียง เช่น เรือ น พุ่มไม้ ต้นไม้ยืนต้น ต้นมะพร้าว และต้นปาล์มน้ำมัน เป็นต้น

7. ที่ตั้งและความสัมพันธ์กับรายละเอียดข้างเคียง (Location and Relation to Associated Features) ที่ตั้งและความสัมพันธ์กับรายละเอียดข้างเคียงสามารถช่วยให้อ่าน แปล ภาพถ่าย ได้ว่าสภาพพื้นที่ บริเวณนั้นเป็นอย่างไร เช่น บริเวณริมตลิ่ง คลองชลประทาน หรือบริเวณที่ เป็นคลองระบายน้ำตามธรรมชาติ ตัวอย่างการนำแผนที่ภาพถ่ายทางอากาศไปใช้ในการกิจใน หน่วยงาน ของสำนักวิศวกรรมการผังเมือง และสำนักจัดรูปที่ดินเพื่อพัฒนาพื้นที่

## การประยุกต์ใช้แผนที่ภาพถ่ายทางอากาศ

การประยุกต์ใช้ภาพถ่ายออร์โธรีโธยี เป็นภาพถ่ายทางอากาศที่ถูกแก้ไขมุมมองและสภาพภูมิประเทศเพื่อให้สอดคล้องกับแผนที่แนวนอน ซึ่งการประยุกต์ใช้ภาพถ่ายออร์โธรีโธยีในการศึกษาสัญญาณวิทยาแม่น้ำมีประโยชน์มากมาย เช่น

### 1. การเปลี่ยนแปลงสัญญาณวิทยาแม่น้ำ

การเปลี่ยนแปลงสัญญาณวิทยาแม่น้ำเป็นเหตุผลจากปัจจัยต่างๆ รวมถึงกระบวนการธรณีวิทยาและมนุษย์ที่มีผลต่อลำน้ำและสิ่งแวดล้อมรอบตัว เช่น

- การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ (Water Level Fluctuations): ระดับน้ำในลำน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลและปัจจัยสภาพอากาศ เช่น การตกฝนหรือแห้งแล้ง การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำมีผลต่อความกว้างและความลึกของแม่น้ำ ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงในช่องลำน้ำและบริเวณริมน้ำ

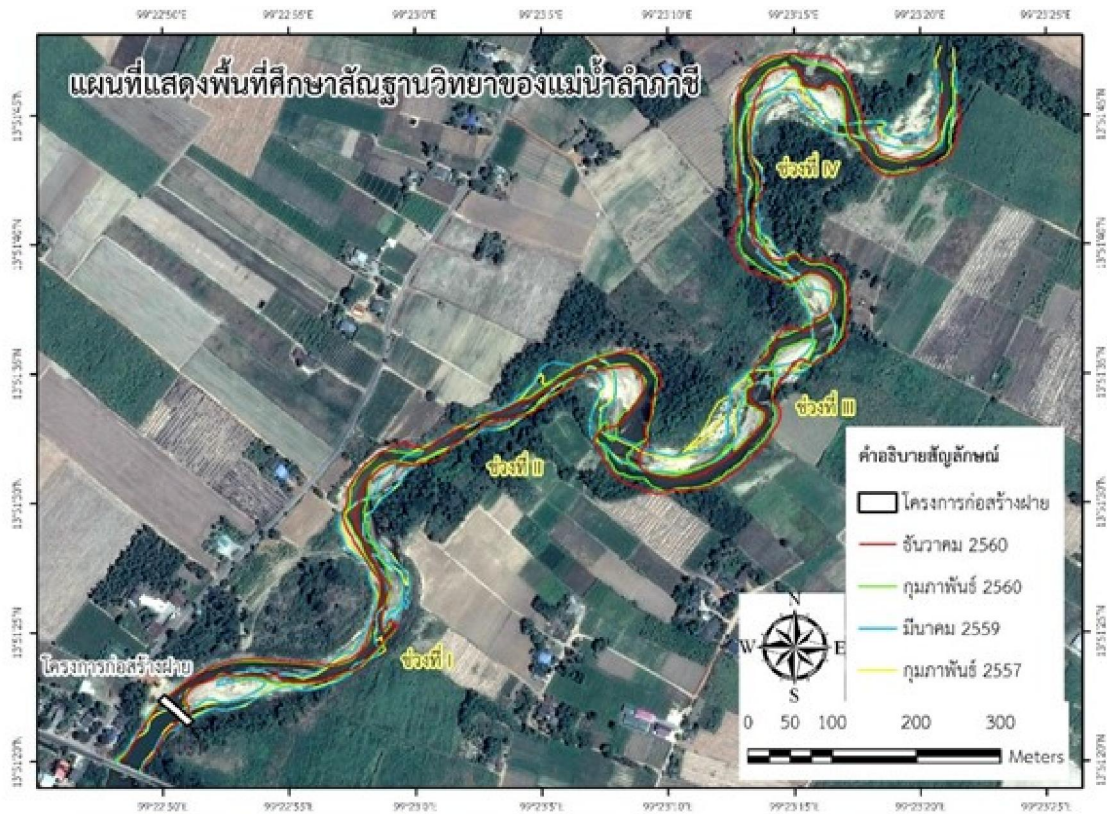
- การกัดเซาะของน้ำ (Erosion): กระบวนการกัดเซาะของน้ำสามารถเปลี่ยนแปลงรูปแบบและขนาดของลำน้ำได้ ทำให้บริเวณริมน้ำเสี่ยงต่อการกัดเซาะและการเสื่อมถอย

- การปรับปรุงทางเทคโนโลยีและโครงสร้าง (Engineering and Infrastructure Modifications): การสร้างเขื่อนเก็บกักน้ำหรือโครงสร้างพื้นฐานอื่นๆ สามารถเปลี่ยนแปลงกระแสและสัญญาณวิทยาของแม่น้ำได้ มีผลต่อการเกิดน้ำท่วมหรือการขาดน้ำในบริเวณต่างๆ

- การเปลี่ยนแปลงที่ดินและการใช้ประโยชน์ที่ดิน (Land Use Change): การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน เช่น การเพาะปลูกพืชหรือการพัฒนาที่ดินทางเทคโนโลยี มีผลต่อกระแสและ การระบายน้ำในลำน้ำ

การเปลี่ยนแปลงเหล่านี้มีผลกระทบต่อนิเวศและสิ่งแวดล้อมรอบตัว รวมถึงการใช้ประโยชน์ทางเศรษฐกิจและสังคมด้วย การศึกษาและเข้าใจการเปลี่ยนแปลงสัญญาณวิทยาของแม่น้ำเป็นสิ่งสำคัญเพื่อวางแผนการบริหารจัดการน้ำและการอนุรักษ์สิ่งแวดล้อมอย่างเหมาะสม

**ผังรูปที่ 9-36** บริเวณแม่น้ำลำภาชีในช่วงเวลา กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2557, มีนาคม พ.ศ. 2559 และกุมภาพันธ์ พ.ศ. 2560 ตลิ่งทั้ง 2 ฝั่งของลำน้ำมีการเปลี่ยนแปลงในทุกๆ ช่วงเวลา



รูปที่ 9-36 ผลการเปลี่ยนแปลงสถานีวิทยาแม่น้ำระหว่างปี พ.ศ. 2557 ถึง 2560  
ที่มา: (รักบดินทร์ และคณะ, 2565)

## 2. งานกันเขตคลอง

งานกันเขตคลองสาธารณะเป็นกิจกรรมที่เกี่ยวข้องกับการสร้างโครงสร้าง หรือวัสดุเพื่อป้องกันการกัดเซาะ หรือความเสื่อมถอยของคลองน้ำ การกันเขตคลองมักถูกนำมาใช้เพื่อปรับปรุงสถานีวิทยาและโครงสร้างของคลอง เพื่อเพิ่มประสิทธิภาพในการระบายน้ำและลดความเสียหายที่เกิดจากน้ำท่วมหรือการกัดเซาะ งานกันเขตคลองสามารถมีลักษณะและวัตถุประสงค์ต่างๆ ได้ตามความต้องการของพื้นที่และสภาพคลองน้ำ เช่น

- กำแพงกันเขต (Embankments): การสร้างกำแพงที่ขนานกับริมคลองเพื่อป้องกันการกัดเซาะและการทำลายริมคลอง โดยใช้วัสดุเช่น ดินหรือวัสดุทางการประกอบสำเร็จรูป
- การป้องกันการท่วม (Flood Protection): การใช้กำแพงกันน้ำที่สูงขึ้นบนริมคลองเพื่อป้องกันการท่วมน้ำจากน้ำที่ล้นตลิ่งเข้ามาในคลอง
- การติดตั้งวัสดุกันเขต (Erosion Control Materials): การใช้วัสดุเช่นแผ่นปิดฟ้าผ่าในริมคลองเพื่อป้องกันการกัดเซาะของน้ำ

- การซ่อมแซมและบำรุงรักษา: การปฏิบัติงานที่เกี่ยวข้องกับการซ่อมแซมและบำรุงรักษา  
สิ่งกันเขตคลองเพื่อให้คงความแข็งแรงและมีประสิทธิภาพในการทำงาน

การวางแผนและการดำเนินงานในการกันเขตคลองจะช่วยในการบริหารจัดการน้ำและ  
สิ่งแวดล้อมได้อย่างมีประสิทธิภาพและยั่งยืน ตัวอย่างงานกันเขตคลองแสดงดังรูปที่ 9-37



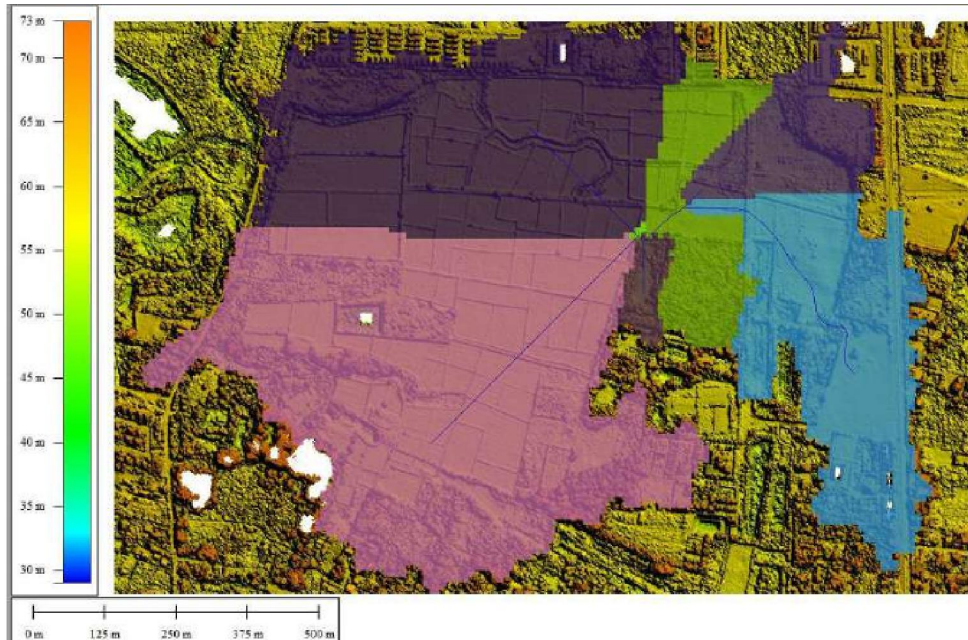
รูปที่ 9-37 ตัวอย่างงานกันเขตคลอง

### การประยุกต์ใช้แบบจำลองระดับสูงเชิงเลข

แบบจำลองระดับสูงเชิงเลข คือข้อมูลที่มีค่าความสูงของภูมิประเทศที่ถูกจัดเก็บไว้เป็นข้อมูล  
รูปแบบข้อมูลตารางกริดแล้วนำมาจัดเก็บในรูปแบบดิจิทัล ซึ่งได้กลายเป็นข้อมูลพื้นฐานที่ถูกนำมาใช้  
ในการนำเสนอ รูปลักษณะพื้นผิวโลก โดยความสูงต่ำของพื้นผิวโลกเชิงดิจิทัล รวมถึงได้กลายเป็นหนึ่ง  
ในส่วนสำคัญที่สุด ของโครงสร้างข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์งานทางด้านภูมิศาสตร์ (Geomatics)  
ตลอดจนทางด้านธรณีฐานวิทยาศาสตร์ ซึ่งเกี่ยวข้องกับผิวโลก (Geoscience) และข้อมูล DEM ถือเป็น  
ข้อมูลสารสนเทศที่อธิบายลักษณะภูมิประเทศ (Topographic Information) ที่เป็นกุญแจสำคัญใน  
การสำรวจด้วยภาพถ่าย โดยจะเห็นว่า DEM นั้นมีประโยชน์อย่างยิ่งต่อการนำไปประยุกต์ใช้ในทุก  
วงการวิศวกรรมรวมถึงงานด้านอุทกวิทยาและชลศาสตร์



1. การประยุกต์ใช้แบบจำลองระดับสูงเชิงเลขช่วยในการสร้างแผนที่ที่มีภาพรวมของพื้นที่รับน้ำ รวมถึงความลึกและความกว้างของลำน้ำ สามารถแสดงความเชื่อมโยงระหว่างสัญญาณวิทยาและอุทกวิทยาของลำน้ำได้เป็นอย่างดี ตัวอย่างการใช้ DEM จำลองพื้นที่รับน้ำและทางน้ำไหล แสดงดังรูปที่ 9-38

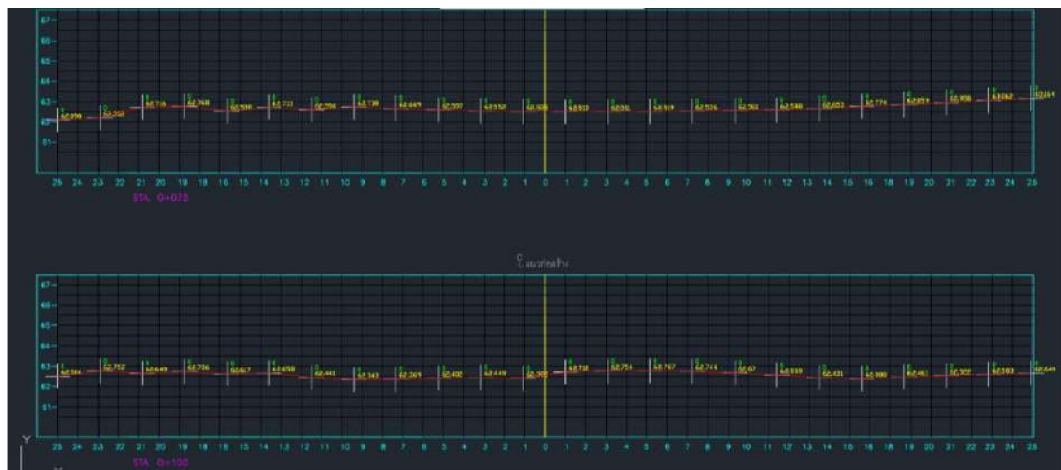


รูปที่ 9-38 ตัวอย่างการใช้ DEM จำลองพื้นที่รับน้ำและทางน้ำไหล

2. การประยุกต์ใช้แบบจำลองระดับสูงเชิงเลขกับงานทำระดับตามยาวและตามขวาง (Profile & Cross Section) งานสำรวจเพื่อทำระดับตามยาวและตามขวาง (Profile & Cross Section) มีความสำคัญอย่างมาก ในงานออกแบบด้านงานถนนและงานด้านลำน้ำ ในอดีตต้องใช้วิธีการเล็งแนว กำหนด Station รั้ววัดด้านตัดขวาง และตามยาวของแนวที่ต้องการทำการสำรวจ ซึ่งหากมีระยะทางยาวจะต้องใช้ระยะเวลานาน และใช้บุคลากร เป็นจำนวนมาก อีกวิธีคือใช้ข้อมูลจากเส้นชั้นความสูง (Contour Line) ซึ่งเป็นข้อมูลที่ผ่านการปรับแต่ง และมีความละเอียดน้อย การใช้ข้อมูลแบบจำลองพื้นผิวสามมิติจะช่วยประหยัดต้นทุน และลดระยะเวลาได้อีกด้วย (ดูรูปที่ 9-39 และรูปที่ 9-40)



รูปที่ 9-39 ตัวอย่างการใช้ DEM ในการผลิต Profile & Cross section



รูปที่ 9-40 ตัวอย่างการส่งออกข้อมูล Profile & Cross section

3. การประยุกต์ใช้แบบจำลองระดับสูงเชิงเลขกับแบบจำลองชลศาสตร์ มักถูกใช้ในการศึกษาและวางแผนการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ เนื่องจากสามารถทำนายและวิเคราะห์กระบวนการทางชลประทาน รวมถึงการจัดการทรัพยากรน้ำในพื้นที่ต่าง ๆ ด้วยข้อมูลและพารามิเตอร์ทางธรรมชาติต่าง ๆ เช่น ปริมาณฝน ลำห้วย ลำน้ำ พื้นที่น้ำท่วม ความรุนแรงของน้ำท่วม เป็นต้น

การใช้แบบจำลองระดับสูงเชิงเลขและแบบจำลองชลศาสตร์ช่วยในการทำนายและวิเคราะห์ความเสี่ยงจากน้ำท่วมในพื้นที่ต่างๆ เช่น การทำนายระดับน้ำในลำน้ำหรือบริเวณที่มีความเสี่ยงในการเกิดน้ำท่วม เพื่อช่วยในการวางแผนการรับมือกับสถานการณ์น้ำท่วมที่เป็นไปได้ ตัวอย่างเปรียบเทียบการจำลองเหตุการณ์ก่อน และระหว่างน้ำท่วม แสดงดังรูปที่ 9-41



รูปที่ 9-41 การเปรียบเทียบการจำลองเหตุการณ์ก่อน และระหว่างน้ำท่วมที่ระดับน้ำ 145.43 ม.รทก. เพื่อการเตือนภัยน้ำท่วมจากการใช้แบบจำลองแสดงขอบเขตของพื้นที่น้ำท่วม ณ ระดับน้ำท่วมที่ได้จากการคาดการณ์

## บทสรุป (SUMMARY)

บทที่ 9 นี้ในตอนต้นจะกล่าวถึงความสำคัญของการศึกษาสัณฐานวิทยาแม่น้ำที่มีต่อการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ ต่อมาจะอธิบายถึงความหมายของสัณฐานวิทยาแม่น้ำ รวมไปถึงลักษณะของแม่น้ำตามธรรมชาติ เสถียรภาพของแม่น้ำ รูปแบบของลำน้ำ ซึ่งมี 3 รูปแบบ ได้แก่ 1) ลำน้ำตรง, 2) ลำน้ำคดเคี้ยวหรือโค้งตัว และ 3) ลำน้ำไขว้หรือลำน้ำแบบถักเปีย และลักษณะเฉพาะของลำน้ำ ซึ่งได้แก่ 1) ท้องค้ำหรือแอ่งและเนินดิน, 2) ช่วงโค้งของลำน้ำ, 3) Cutoffs และ 4) ที่ราบน้ำท่วมถึง ในตอนกลางของบทนี้จะกล่าวถึงการสำรวจรังวัดด้วยภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับ และการประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับในด้านการศึกษาสัณฐานวิทยาแม่น้ำ ในตอนท้ายของบทจะเป็นตัวอย่างการใช้งานในแบบฝึกหัดที่ 9-1 ซึ่งจะอธิบายขั้นตอนการสำรวจภาพถ่ายทางอากาศในพื้นที่แม่น้ำลำภาชีโดยอากาศยานไร้คนขับ DJI รุ่น Phantom 4 PRO และการประยุกต์ใช้ในงานด้านชลศาสตร์จากงานวิจัยที่ผ่านมา

สำหรับงานวิจัยของผู้แต่งที่ได้มีโอกาสประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับในการศึกษาสัณฐานวิทยาแม่น้ำในโครงการวิจัยเรื่องการศึกษาสัณฐานวิทยาของแม่น้ำลำภาชี ซึ่งได้รับทุนวิจัยจากสถาบันวิจัยและพัฒนาแห่งมหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ ประจำปีงบประมาณ 2560 โดยแสดงเป็นบทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสารระดับชาติไปแล้ว จำนวน 3 บทความ ได้แก่

1) ความถูกต้องของการรังวัดด้วยภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับสำหรับการสร้างแบบจำลองพื้นผิว บนระดับความสูงการบินที่แตกต่างกัน (มนทิรา และ วิษุวัฒน์, 2562) ซึ่งเป็นการศึกษาเพื่อทดสอบความถูกต้องเชิงตำแหน่งของการรังวัดด้วยภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับสำหรับการสร้างแบบจำลองพื้นผิวบนระดับความสูงการบินที่แตกต่างกัน ในพื้นที่ตำบลด่านมะขามเตี้ย อำเภอด่านมะขามเตี้ย จังหวัดกาญจนบุรี ครอบคลุมพื้นที่ 0.8 km<sup>2</sup> พื้นที่ศึกษาส่วนใหญ่เป็นพื้นที่เกษตรกรรม ได้ทำการเก็บข้อมูลภาพถ่าย 3 ระดับความสูงคือที่ระดับ 100 , 150 และ 200 m. ด้วยอากาศยานไร้คนขับแบบ 4 ใบพัด และได้วางจุดควบคุมภาพถ่ายภาคพื้นดินก่อนการบินถ่ายภาพทางอากาศ จำนวน 5 จุด และจุดตรวจสอบความถูกต้อง จำนวน 2 จุด ซึ่งพบว่า แบบจำลองพื้นผิวภูมิประเทศที่ระดับความสูง 100 m จะมีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุด รองลงได้แก่ 150 และ 200 m ตามลำดับ และแบบจำลองพื้นผิวที่ได้จากการรังวัดด้วยภาพถ่ายทางอากาศ ทั้ง 3 ระดับความสูง มีมาตราส่วน 1 : 2,500 ตามมาตรฐานความถูกต้องของงานสำรวจภูมิประเทศ และเหมาะสำหรับงานงานโยธา งานออกแบบโครงสร้าง งานซ่อมบำรุง การขนส่ง และ งานด้านทรัพยากรน้ำ

2) การสำรวจรังวัดรูปตัดขวางลำน้ำโดยอากาศยานไร้คนขับในแม่น้ำลำภาชี จังหวัดกาญจนบุรี (กิตติพงศ์ และ วิษุวัฒน์, 2565) ซึ่งได้การศึกษาการสำรวจรังวัดรูปตัดขวางลำน้ำในแม่น้ำลำภาชี ในพื้นที่ตำบลด่านมะขามเตี้ย อำเภอด่านมะขามเตี้ย จังหวัดกาญจนบุรี โดยผลที่ได้พบว่า รูป

ตัดขวางลำน้ำที่ได้จากแบบจำลองพื้นผิวดิจิทัลที่วิเคราะห์ได้จากภาพถ่ายทางอากาศโดยอากาศยานไร้คนขับ มีค่าความถูกต้องทางตำแหน่งอยู่ในเกณฑ์ที่ยอมรับได้เมื่อเปรียบเทียบกับรูปตัดขวางลำน้ำซึ่งสำรวจด้วยวิธีการสำรวจจริงวัดด้วยดาวเทียมแบบจลน์ (RTK) ณ ตำแหน่งเดียวกัน

3) การจำลองผลกระทบของฝายหินทิ้งต่อสัญญาณวิทยาของแม่น้ำลำภาชี (รักษาดินทร์ และคณะ, 2565) ได้ประยุกต์ใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์ iRIC Nays2DH เพื่อการวิเคราะห์ผลกระทบด้านสัญญาณวิทยาแม่น้ำในปัจจุบันและทำนายผลกระทบในอนาคตร่วมกับการหามาตรการลดผลกระทบที่เหมาะสมและยั่งยืนสำหรับแม่น้ำลำภาชีบริเวณอำเภอด่านมะขามเตี้ย จังหวัดกาญจนบุรี โดยข้อมูลรูปตัดขวางลำน้ำของแม่น้ำลำภาชีสำรวจได้ในช่วงเดือนธันวาคม 2561 มีจำนวน 89 รูปตัด และมีความยาวลำน้ำเท่ากับ 2.145 กิโลเมตร โดยมีระยะห่างระหว่างรูปตัดทุกๆ 25 เมตร สำหรับการเปรียบเทียบและตรวจพิสูจน์แบบจำลองได้จากการเปรียบเทียบข้อมูลระดับน้ำรายชั่วโมงที่ได้จากการตรวจวัดที่สถานีฝายระวางและเดือนกุมภาพันธ์หน้าน้ำหลาก-ดินถล่ม STN1006 ของกรมทรัพยากรน้ำกับระดับน้ำที่ได้จากแบบจำลองในปี พ.ศ. 2561 ผลที่ได้พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ Manning'n ที่เหมาะสมมีค่าเท่ากับ 0.0287 โดยมีค่าดัชนีทางสถิติอยู่เกณฑ์ที่ยอมรับได้ หลังจากนั้นแบบจำลองจะถูกใช้การทำนายผลกระทบด้านสัญญาณวิทยาแม่น้ำที่อัตราการไหลตามธรรมชาติ และอัตราการไหลที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 และ 10 ปี ผลการศึกษาพบว่า จุดที่เกิดการกัดเซาะและพังทลายของตลิ่งส่วนใหญ่อยู่ตรงบริเวณส่วนโค้งด้านนอกของลำน้ำและตลิ่งฝั่งตรงข้ามจะเกิดการทับถมของตะกอนจนเป็นสันดอนทรายทำให้ลำน้ำเกิดการกวัดแกว่งและยังทำให้สภาพตำแหน่งของท้องน้ำเปลี่ยนแปลงด้วยเช่นกัน โดยกรณีสภาพปัจจุบันที่มีฝายหินทิ้งซึ่งได้รับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงของรูปแบบของกราฟน้ำท่าที่ไหลผ่านด้านท้ายน้ำของฝายหินทิ้งจนทำให้อัตราการไหลเพิ่มสูงขึ้นโดยเฉพาะในช่วงอัตราการไหลสูงโดยอัตราการไหลเพิ่มขึ้นอยู่ในช่วงร้อยละ 25 – 65 ของอัตราการไหลเมื่อเปรียบเทียบกับกรณีที่ไม่มีฝาย ถึงแม้ว่าฝายหินทิ้งจะช่วยชะลอและเก็บกักน้ำได้ดีในช่วงปริมาณน้ำน้อยๆ แต่เมื่อมีอัตราการไหลที่มากขึ้นและล้นข้ามฝายจะทำให้ความสูงของน้ำยกตัวสูงขึ้นกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับกรณีที่ไม่มีฝาย น้ำจะไหลด้วยความสูงน้อยกว่าเพราะไม่มีสันฝายมากระดกน้ำ ความแตกต่างของความสูงของน้ำทำให้ตลิ่งพังได้เร็วขึ้น เพราะฝายทำให้มีผลกระทบต่อระดับน้ำสูงสุดกับต่ำสุดที่แตกต่างกันมากขึ้นเมื่อเทียบกับกรณีไม่มีฝาย ดังนั้น มาตรการที่เหมาะสมสำหรับพื้นที่นี้คือการปรับปรุงหรือย้ายฝายหินทิ้งเดิมออกไป จะช่วยลดอัตราการกัดเซาะและพังทลายของตลิ่งลงได้มาก

## แบบฝึกหัดท้ายบทที่ 9 สำหรับการใช้งานการสำรวจภาพถ่ายทางอากาศโดยอากาศยานไร้คนขับและการประยุกต์ใช้ในงานด้านชลศาสตร์

### แบบฝึกหัดที่ 9-1

อธิบายถึงขั้นตอนการสำรวจภาพถ่ายทางอากาศในพื้นที่แม่น้ำลำภาชี ดังรูปที่ 9-42(a) โดยอากาศยานไร้คนขับ DJI รุ่น Phantom 4 PRO รูปที่ 9-42(b) และการประยุกต์ใช้ในงานด้านชลศาสตร์



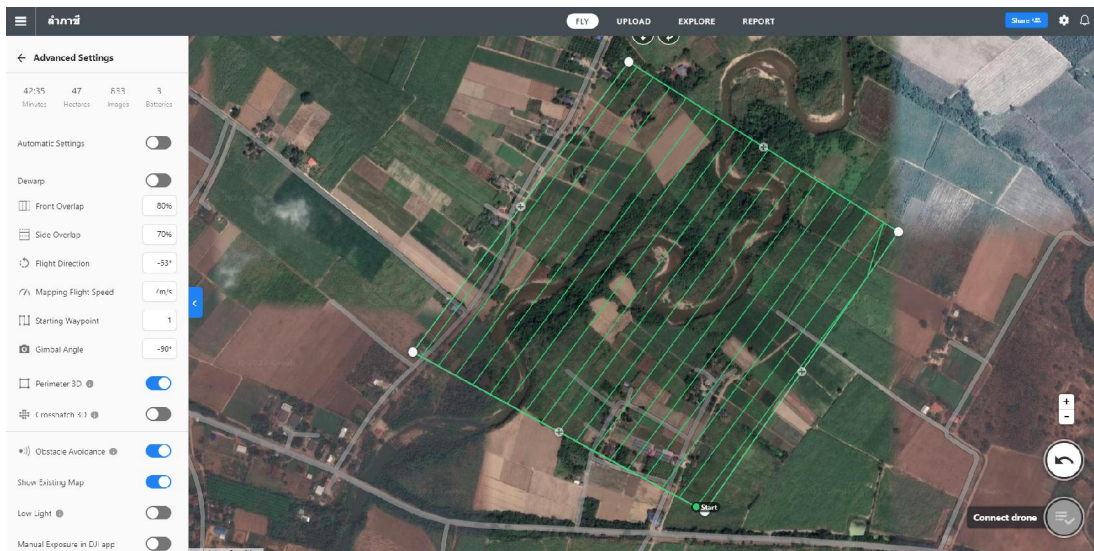
รูปที่ 9-42(a) พื้นที่เก็บภาพถ่ายทางอากาศ



รูปที่ 9-42(b) อากาศยานไร้คนขับ Phantom 4 PRO

### 1. การวางแผนการบิน และกำหนดจุดเก็บข้อมูลภาคพื้นดิน

การออกแบบแนวบินในโปรแกรมช่วยบินให้มีส่วนซ้อนตามแนวบิน 80% และส่วนเกย 70% ของภาพถ่ายที่ระดับความสูงในการบินถ่ายรูปที่ระดับ 90 เมตรจากระดับพื้นดิน



รูปที่ 9-42(c) สำหรับตัวอย่างที่ 9-1



รูปที่ 9-42(d) สำหรับตัวอย่างที่ 9-1

## 2. การเก็บข้อมูลภาพถ่ายทางอากาศและข้อมูลภาคพื้นดิน



รูปที่ 9-42(e) สำหรับตัวอย่างที่ 9-1 (กิติพงษ์ & วิษุวัตม์, 2565)



รูปที่ 9-42(f) สำหรับตัวอย่างที่ 9-1

คำนวณหาความละเอียดของจุดภาพถ่ายทางอากาศ หรือ GDS (Ground Sampling Distance) (อากาศยานไร้คนขับ DJI รุ่น PHANTOM 4 PRO มีระยะเลนส์หรือทางยาวโฟกัส (Focal Length) เท่ากับ 8.8 มิลลิเมตร และมีความกว้างและความสูงของเซนเซอร์กล้องเท่ากับ 1.32 มิลลิเมตร และ 8.8 มิลลิเมตร )





$$GSD_{h90} = \frac{9,000 \times 0.88}{0.88 \times 3,078} = 2.92 \text{ cm/pixel}$$

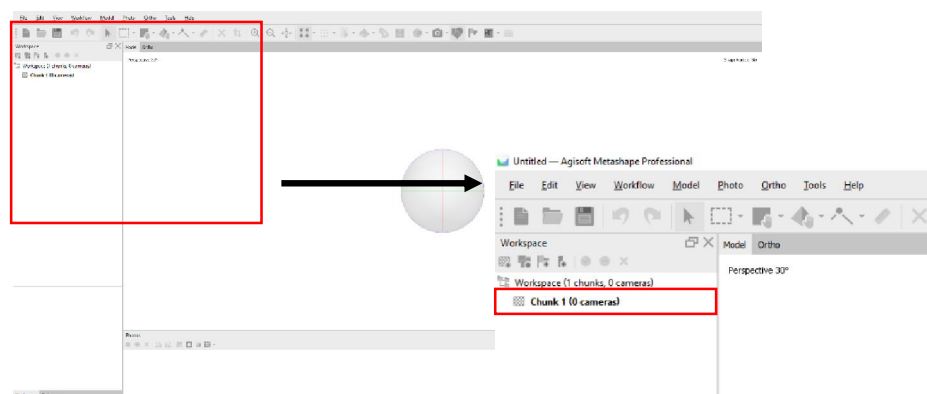
$$GSD_{w90} = \frac{9,000 \times 1.32}{0.88 \times 5,472} = 2.46 \text{ cm/pixel}$$

ภาพถ่ายทางอากาศที่จะนำมาประมวลผลแต่ละภาพมีความละเอียดเท่ากับ 3.89 x 3.28 cm/pixel

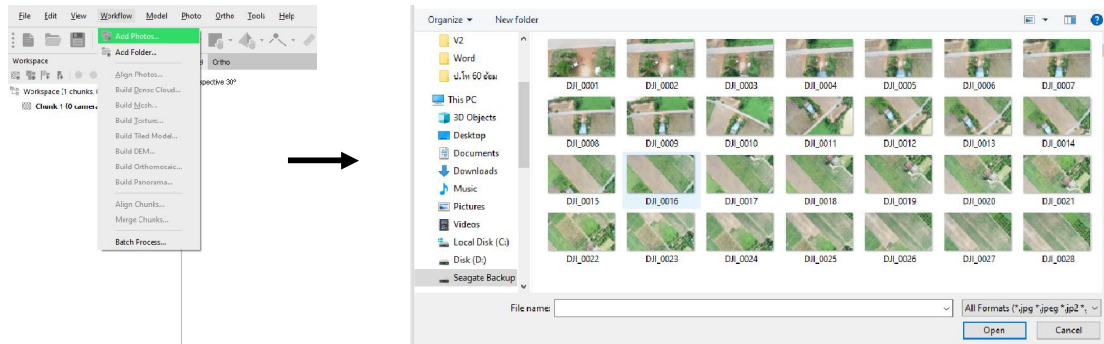
### 3. ประมวลผลภาพถ่ายทางอากาศ

การประมวลผลข้อมูลภาพถ่ายทางอากาศ โดยโปรแกรม Agisoft Metashape เป็นโปรแกรมที่สามารถใช้งานได้ทั้งระบบปฏิบัติการ Window, Mac OS และ Linux โดยสามารถทดลองใช้ (Trial) ฟรี 30 วัน

3.1 เปิดโปรแกรม Agisoft Metashape ขึ้นมา กดคำว่า Add Chunk เพื่อสร้างไว้เก็บรวบรวมภาพ โดยหนึ่งงานไม่จำเป็นต้องมี 1 Chunk เสมอไปอาจจะมีหลาย ๆ Chunk ก็ได้

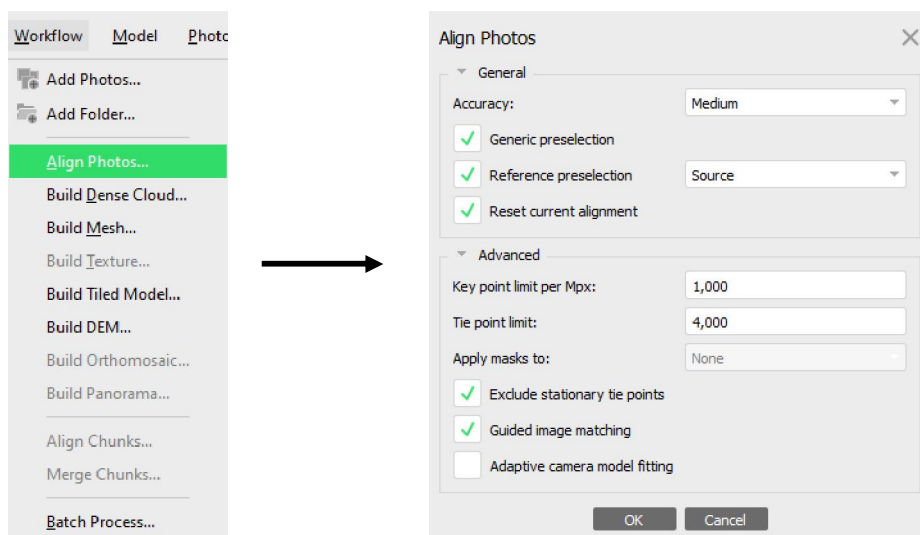


หลังจากเราสร้าง Chunk ขึ้นมา แล้วคลิกขวาที่ Chunk เพื่อ Add Photo นำรูปที่เราเก็บไว้ มาใส่



3.2 Align Photo เริ่ม Processing ข้อมูล โดยไปที่ Workflow ซึ่งจะเห็นได้ว่ามีขั้นตอนต่าง ๆ เริ่มตั้งแต่ Align Photo จะมีตัวหนังสือสีดำ แล้วตัวอื่น ๆ เป็นสีเทา หมายความว่าเราต้องทำการ Align Photo ให้เสร็จก่อนถึงจะทำขั้นตอนถัดไปได้

คลิกที่ Align Photo แล้วจะได้หน้าต่างแบบนี้ ซึ่งก็จะสามารถเลือกค่าฟังก์ชันหรือความละเอียดต่างๆ ได้ ตามความต้องการของงานเรา โดยขั้นตอนนี้จะขั้นตอนการนำภาพมาจัดเรียง แล้วเลือกเอาจุดของรูปที่เหมือนกันมาสร้างโมเดล



**Accuracy** ก็จะมีให้เลือก 5 แบบ แสดงถึงความถูกต้องของงาน

- Highest จะมีความถูกต้องของจุดข้อมูลสูงสุด ทำให้ใช้เวลา Process นาน
- Lowest จะมีความถูกต้องต่ำสุด ใช้เวลาน้อยที่สุดซึ่งถ้าเลือก Highest แล้วไม่สามารถ Align Photo ได้ก็ต้องมีการเลือกความละเอียดให้สูงขึ้นกว่าเดิม อาจเป็น Medium หรือ Low

**Pair Preselection** จะมีให้เลือก 3 แบบ

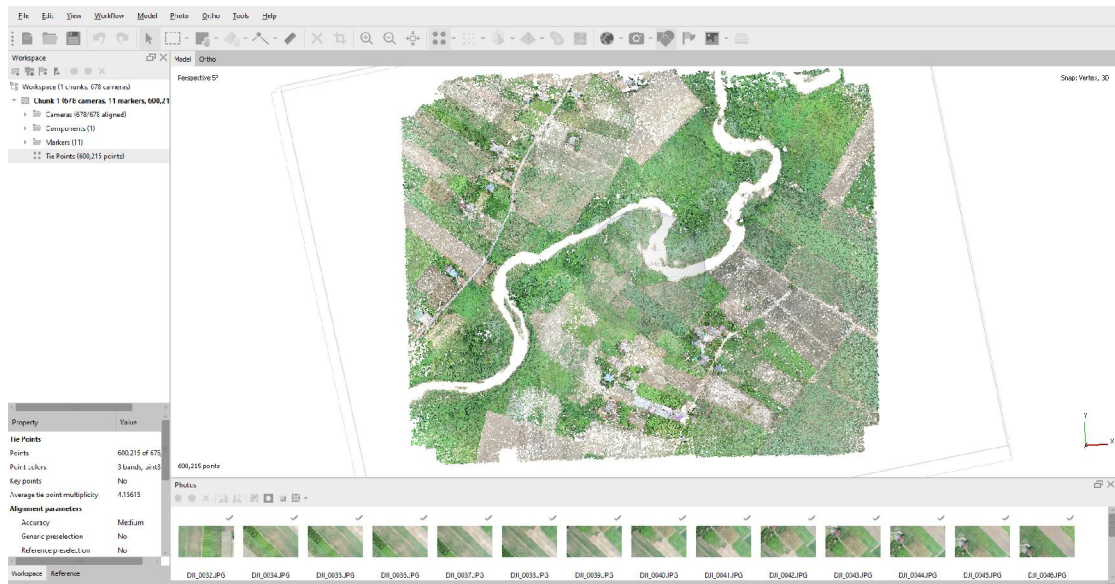
- Disabled จะคำนวณแบบทั่วไปโดยรวม
- Generic จะคำนวณพื้นที่ทับซ้อนกันของรูปที่ความละเอียดต่ำที่สุดที่สามารถนำภาพมา คัดเลือกจุดได้โดยไม่ต้องมีค่าพิกัดของภาพ
- Reference จะคำนวณแบบมีค่าอ้างอิงสูงต่ำ โดยภาพนั้นต้องมีค่า พิกัด x, y, z จะทำให้สามารถจัดเรียงภาพและคำนวณได้เร็วขึ้น

**Key Point Limit** ไม่มีการปรับแก้ คือใช้ค่าตั้งต้น มีไว้สำหรับเวลาจัดเรียงรูปภาพจะนำจุดที่เหมือนกันตามค่าที่เราใส่ ถ้าไม่สามารถเรียงภาพได้ ก็อาจจะมีการเพิ่มตัวเลขให้มากขึ้น แต่ก็ จะใช้เวลาในการคำนวณมากขึ้นตามไปด้วย

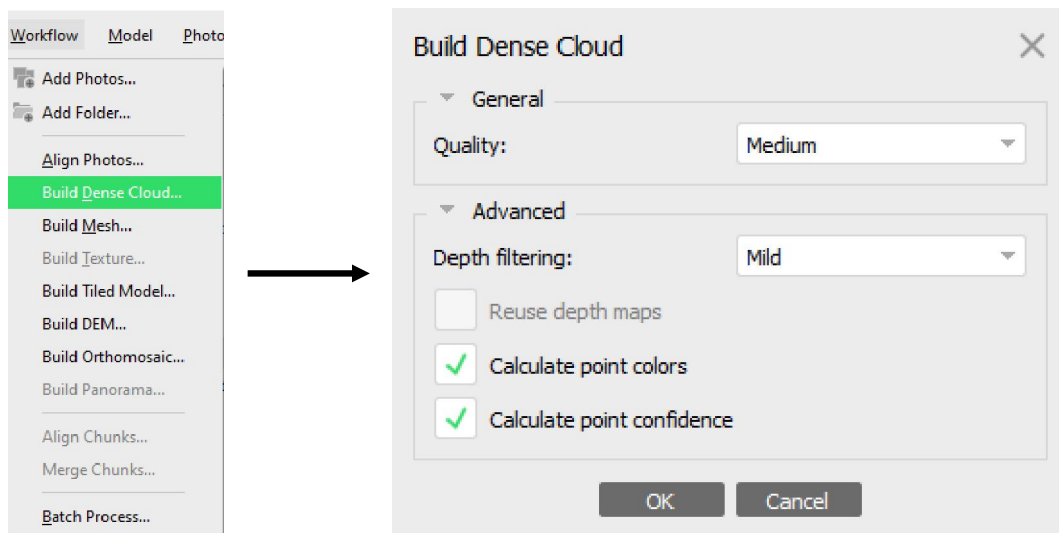
**Tie Point Limit** ค่านี้แสดงถึงค่าที่บ่งชี้ว่าในภาพมีจุดที่เหมือนกัน แล้วเลือกจุดที่ซ้ำกันมา เรียบเรียงเป็นโมเดล

**Adaptive Camera Model Fitting** เลือกคลิกถูกไว้เพื่อที่โปรแกรมสามารถปรับจำนวน มากน้อยของจุดตามความเหมาะสมได้

เมื่อเลือกได้แล้วก็กด OK ก็จะเริ่มคำนวณ หลักจาก Align Photo เสร็จแล้ว ควร Save งานก่อน ครั้ง หนึ่ง ไปที่ File > Save As เลือกที่เก็บแล้วกด Save



3.3 Dense Cloud ไปที่ Work Flow จะเห็นว่าบรรทัดถัดไปจะมีตัวหนังสือสีดำโผล่เพิ่มขึ้นมา แสดงว่าเราสามารถทำขั้นตอนถัดไปได้ โดยเราจะทำขั้นตอน Dense Cloud ก่อน เพื่อเพิ่มจำนวนจุดของ Tile Point ให้มากขึ้นก่อนที่จะไปสร้างพื้นผิวในขั้นตอน Mesh หรือถ้าคิดว่าเรามีจำนวน Tile Point มากพอแล้วเราสามารถข้ามไปทำขั้นตอน Mesh ได้เลย



Quality จะมีให้เลือก 5 แบบ แสดงถึงความละเอียดของจุดที่ต้องการเพิ่มขึ้นมา

- Ultra High จะมีความละเอียดของจุดข้อมูลสูงสุด ทำให้ใช้เวลา Process นานมาก
- Lowest จะมีความละเอียดต่ำสุด ใช้เวลาน้อยที่สุด

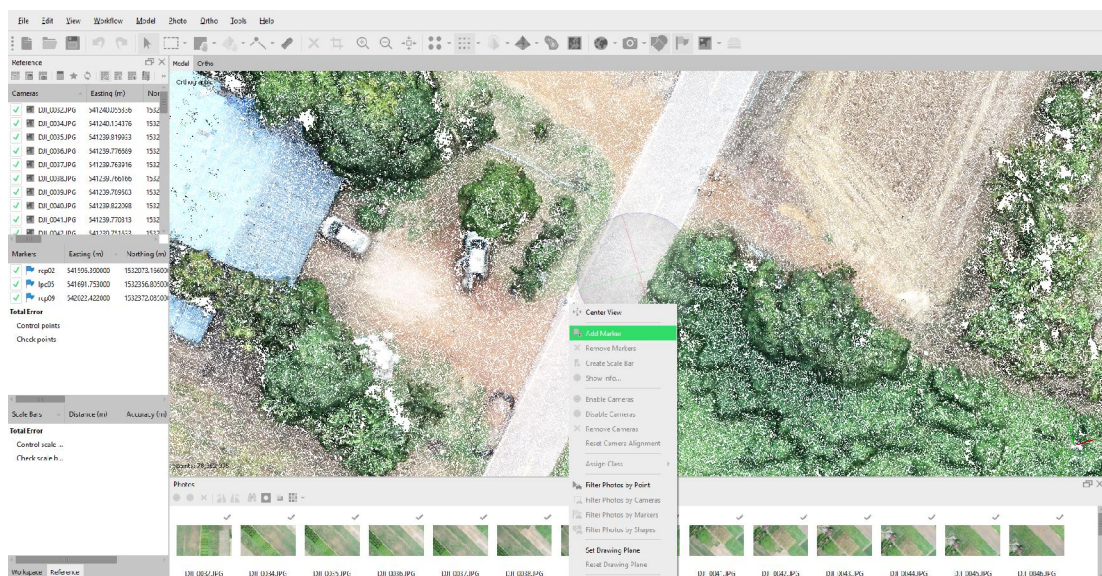
Depth Filtering มีให้เลือกอยู่ 4 แบบซึ่งแต่ละแบบก็จะมีความต่างกัน

- Disabled แบบทั่วไปไม่เจาะจง มีการเพิ่มจำนวนจุดขึ้นมา
- Mild จะเป็นการเพิ่มรายละเอียดไม่มากจนเกินไปเน้นให้ผิวเรียบ Smooth
- Moderate จะเป็นการเพิ่มจำนวนจุดให้พอดีสม่ำเสมอทำให้ข้อมูลไม่ขรุขระจนเกินไป
- Aggressive จะเป็นการลงรายละเอียดเพิ่มจุดให้เยอะ ๆ มีความละเอียดสูงแต่ถ้าข้อมูลไม่

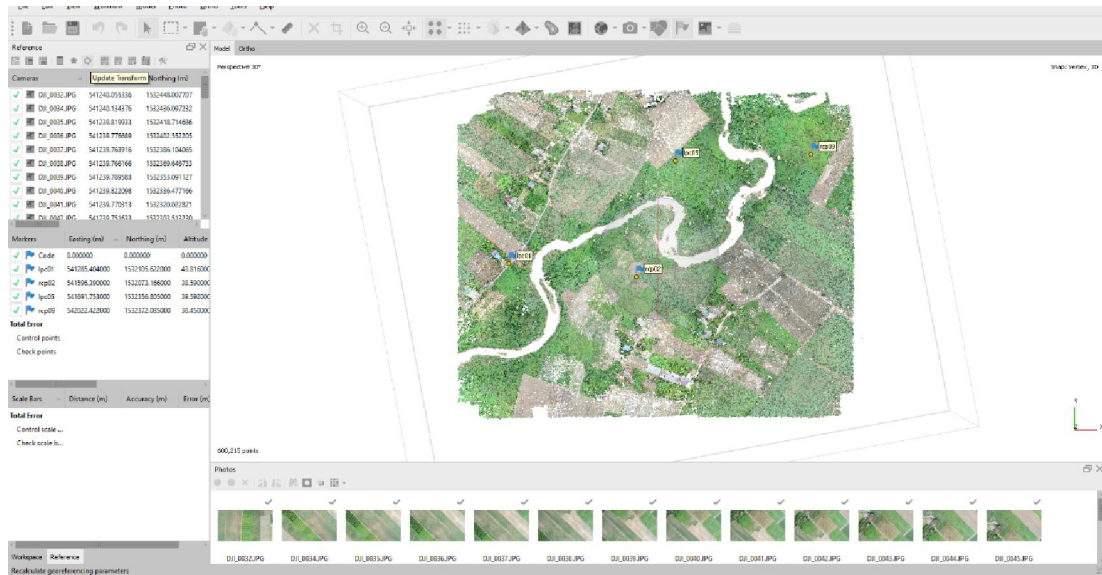
เพียงพออาจทำให้ผิดเพี้ยนได้

หลังจากนั้นก็กด OK รอให้คำนวณเสร็จ

3.4 Markers ไปที่ตำแหน่งจุดควบคุมบนภาพถ่าย จากนั้นทำการคลิกขวาบนภาพเพื่อระบุค่าพิกัด X, Y, Z ที่ได้จากการวางวัดภาคพื้นดินในช่อง Markers ทำการระบุตำแหน่งจนครบทุกตำแหน่ง



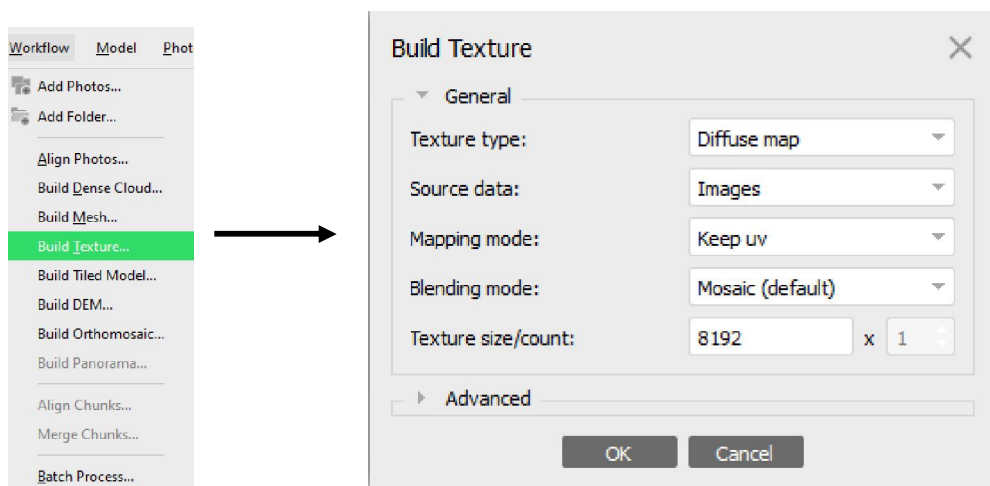
จากนั้นทำการกด Update Transform แล้วไปที่ Work Flow เพื่อทำการ Dense Cloud ในข้อที่ 3.3 อีกครั้ง



หลังจากทำการ Markers เสร็จเรียบร้อยแล้วให้ทำ Dense Cloud อีกครั้งก่อนที่จะทำการ Build Mesh

\*\*\*หมายเหตุ : สำหรับบางงานภาพถ่ายทางอากาศที่ไม่ได้ทำจุดควบคุมภาคพื้นดิน สามารถข้ามขั้นตอนนี้ไปได้เลย

3.5 Build Mesh หลังจากเสร็จกระบวนการ Dense Cloud แล้วก็ปฏิบัติขั้นตอนถัดไป คือ Mesh



Surface Type จะมีให้เลือก 2 แบบ คือ

- Height Field จะคำนวณภาพพื้นผิวแบบระนาบตั้งฉากภูมิประเทศ มองจาก Top View เหมาะสำหรับการทำแผนที่ ภูมิประเทศ เพราะใช้ RAM น้อย คำนวณเสร็จไวกว่าแบบ Arbitrary

- Arbitrary จะใช้การคำนวณพื้นผิวในทุกทิศทุกทางเพื่อให้โมเดลมีความราบเรียบ เหมาะสำหรับการทำโมเดลวัตถุ หรือโมเดลปิด เป็นรูปร่าง แต่ใช้ RAM มาก ใช้เวลานานในการคำนวณ

Source Data แหล่งที่มาของข้อมูลเลือกเอาว่าจะเอาจุดจากขั้นตอนไหนมาสร้างพื้นผิว

- Sparse Cloud จะนำข้อมูลมาจาก Tile Point จากขั้นตอน Align Photo

- Dense Cloud จะนำข้อมูลจากขั้นตอนก่อนหน้ามาคำนวณ

Face count ก็ให้เลือกความละเอียดของพื้นผิวโดยจะบอกจำนวนโดยประมาณของหน้าโครงข่ายที่เชื่อมกันระหว่างจุดแต่ละจุด

Interpolation เป็นการปรับแก้พื้นผิวข้อมูลโดยการประมาณค่า

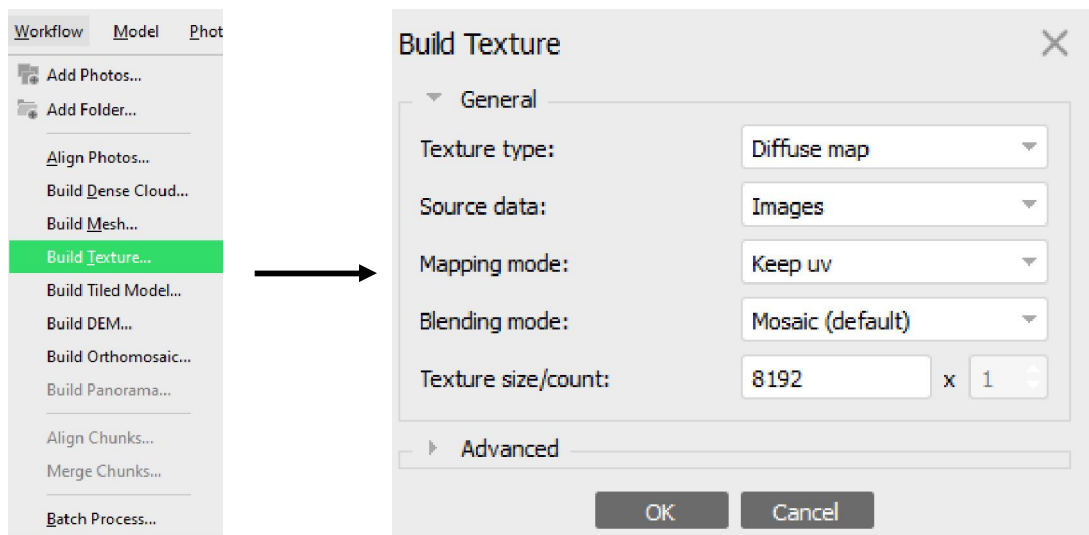
- Disabled จะเป็นการเพิ่มจุดเพื่อให้พื้นผิวสอดคล้องกับความเป็นจริง

- Enabled (Default) จะเป็นการปรับให้เหมาะสม ถ้าพื้นที่ตรงไหนมีจุดเพียงพอที่จะไม่สร้าง

เพิ่ม

- Extrapolated จะเป็นการขยายขนาดรัศมีของจุดแต่ละจุดให้ครอบคลุมพื้นที่ เพิ่มจุดน้อยมาก (เพิ่มเท่าที่จำเป็น)

3.6 Build Texture หลังจากที่เสร็จจาก Build Mesh แล้วเราจะทำขั้นตอนถัดไปนั่นก็คือ build texture เป็นการนำพื้นสีของภาพมาใส่ในโมเดลของ ทำให้โมเดลมีสีสันสวยงามมีความละเอียดของเม็ดสีเพิ่มขึ้น



Mapping Mode จะมีให้เลือกตามความเหมาะสม

- Generic ทำให้ภาพมีสีทั่วไป
- Orthophoto จะเน้นทางภาพ Top View อย่างเดียว
- Adaptive Orthophoto ก็ จะเน้นทางภาพให้ตั้งฉาก Top View และด้านข้างเล็กน้อย

ปรับให้พอดี

- Spherical จะเน้นทำให้ภาพเป็นทรงกลม
- Single Camera จะเป็นการนำสีของภาพๆเดียวมาใส่ในโมเดลส่วนของภาพนั้นๆ

Blending Mode การปรับสี

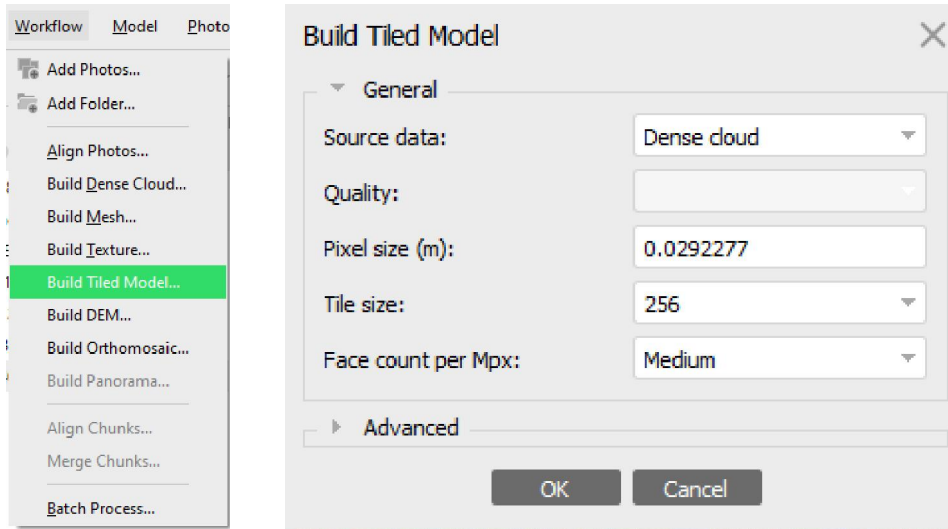
- Mosaic (Default) ซึ่งเป็นค่าเริ่มต้น
- Average จะใช้ค่าเฉลี่ยของพิกเซลของภาพ Max Intensity จะเลือกรูปที่มีความเข้มสูงสุดของพิกเซล Min intensity เลือกรูปที่มีความเข้มต่ำสุดของพิกเซล
- Disabled ทั่วๆไป

Texture Size/Count ค่าพิกเซลของของโมเดล ยิ่งมากยิ่งละเอียด แต่ปกติใช้ค่าเริ่มต้น

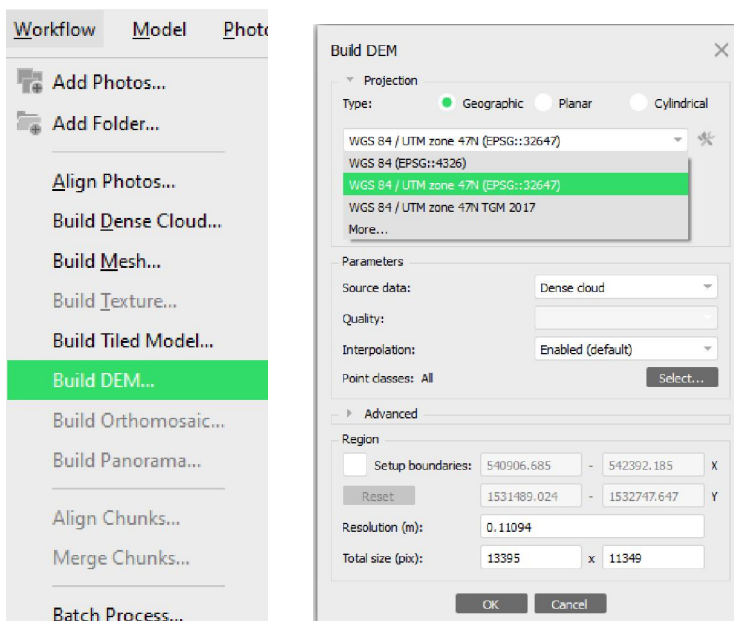
4096

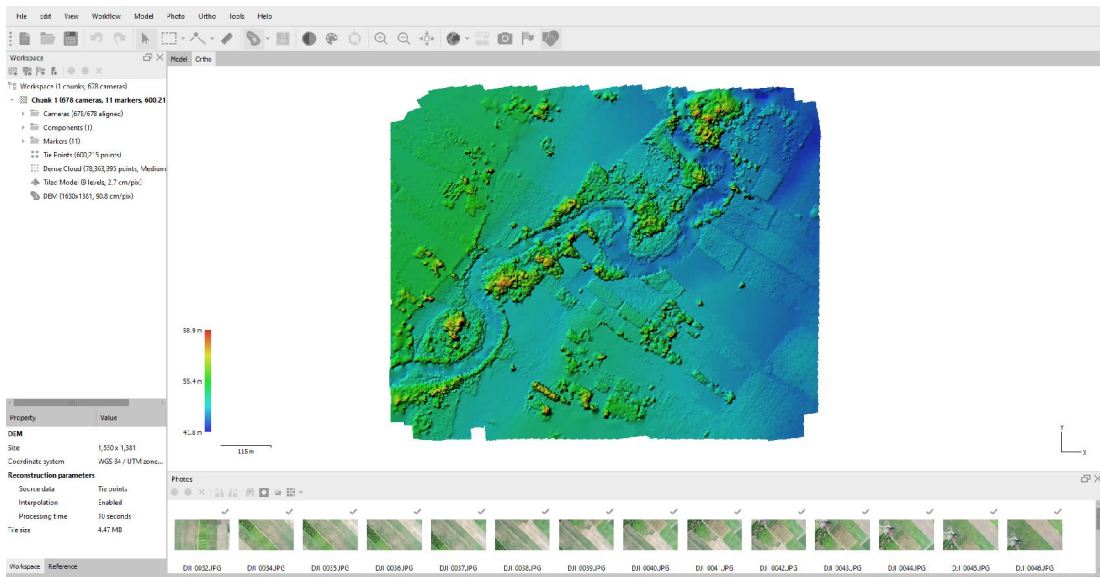


### 3.7 Build Tiled Model



3.8 การสร้าง DEM หลังจากเสร็จสิ้นกระบวนการ Process พื้นฐานหลัก 4 ขั้นตอน ก่อนการ Process Build DEM ต้องเช็คก่อนว่า Marker แล้วเปลี่ยนเข้าระบบพิกัดแล้วหรือยัง ถ้ายังจะไม่สามารถกด Process ได้ แต่ถ้ากดได้แสดงว่าเปลี่ยนระบบพิกัดแล้ว เลือกระบบพิกัด จากนั้น กด OK

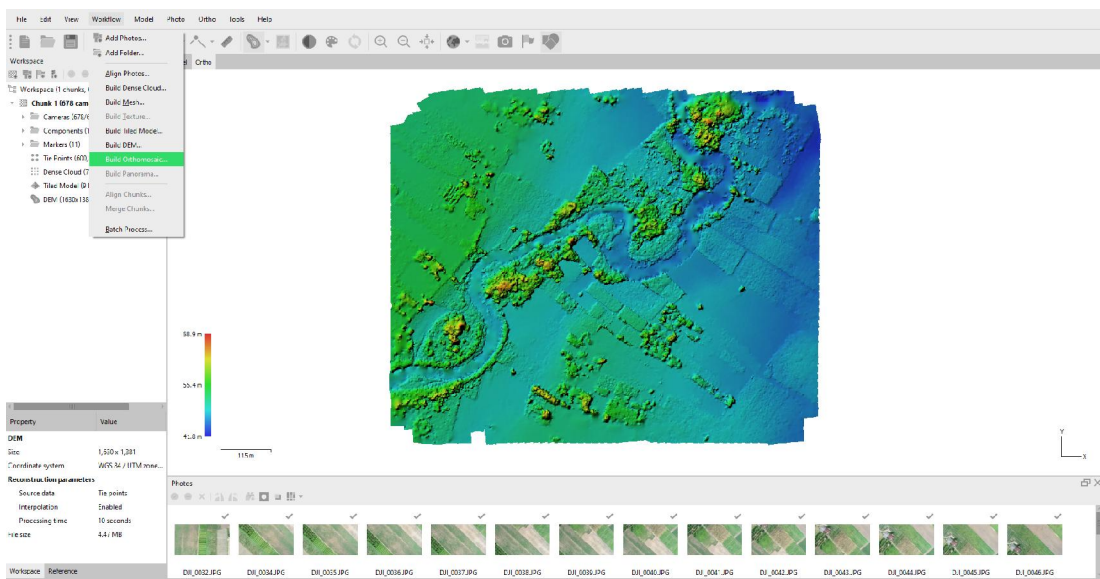


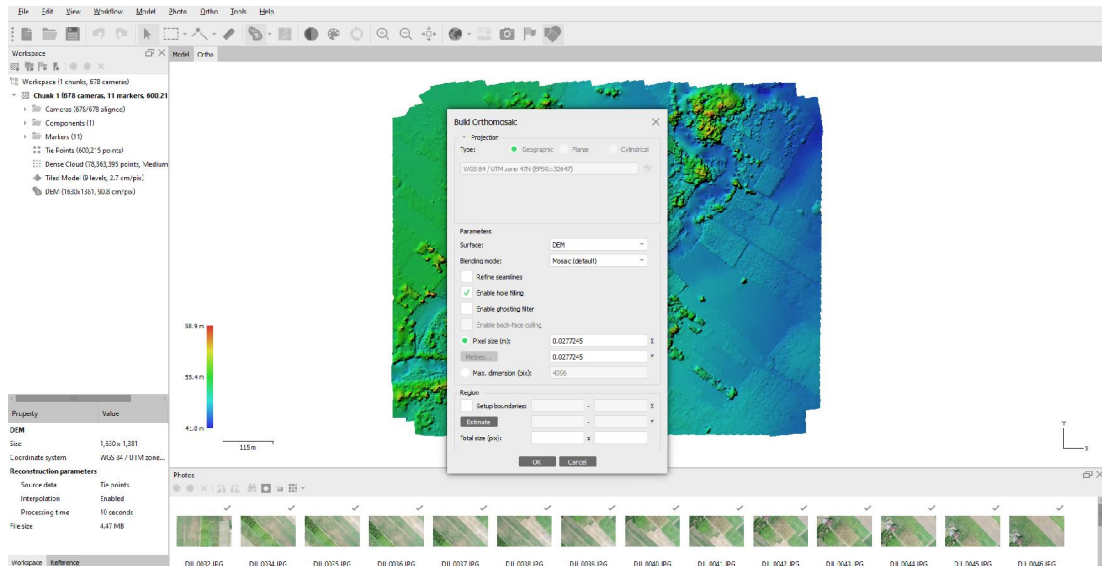


สามารถนำไฟล์ข้อมูล (ไฟล์ DEM )ออกไปใช้งานได้โดย คลิกขวาที่ DEM > Export

หรือไปที่ File > Export DEM > Export TIFF/BIL/.. > Export

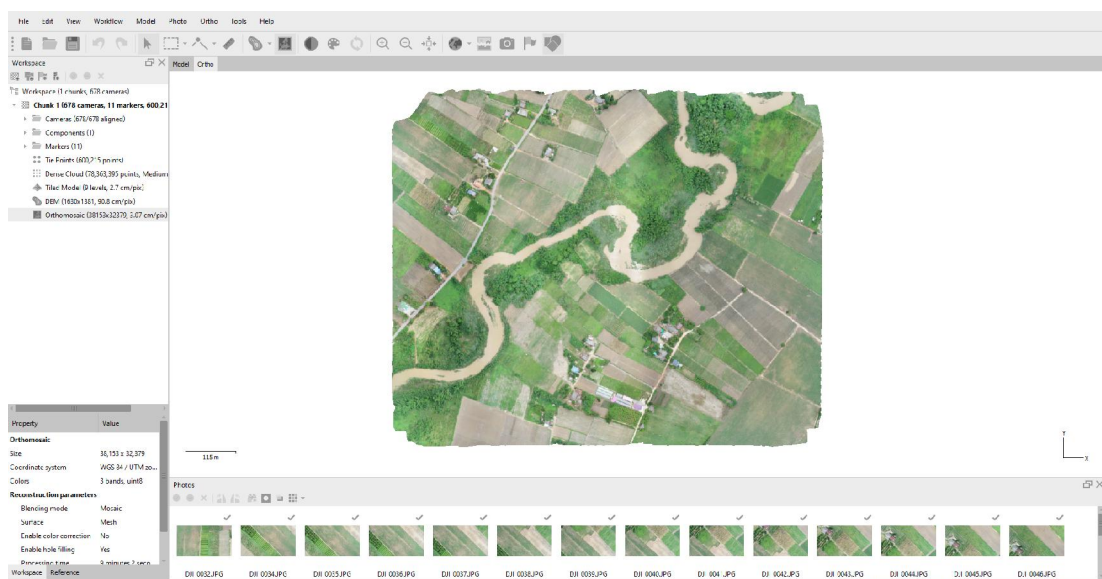
หลังจากได้ไฟล์ DEM แล้ว สามารถสร้างเส้นชั้นความสูงเท่า (Contours) เพื่อซ้อนทับลงใน DEM หรือ ส่งออกได้ โดยไปที่ Tools > Generate Contours... > เลือกปรับ Interval (m) ตามค่าระดับที่ต้องการ > เช็คถูกที่ Simplify Contours >





แล้วเลือกระบบพิกัดที่ต้องการหากไม่มีให้กดคำว่า More... ในตัวอย่างนี้เราจะใช้ระบบพิกัด WGS 84 /UTM Zone 47N

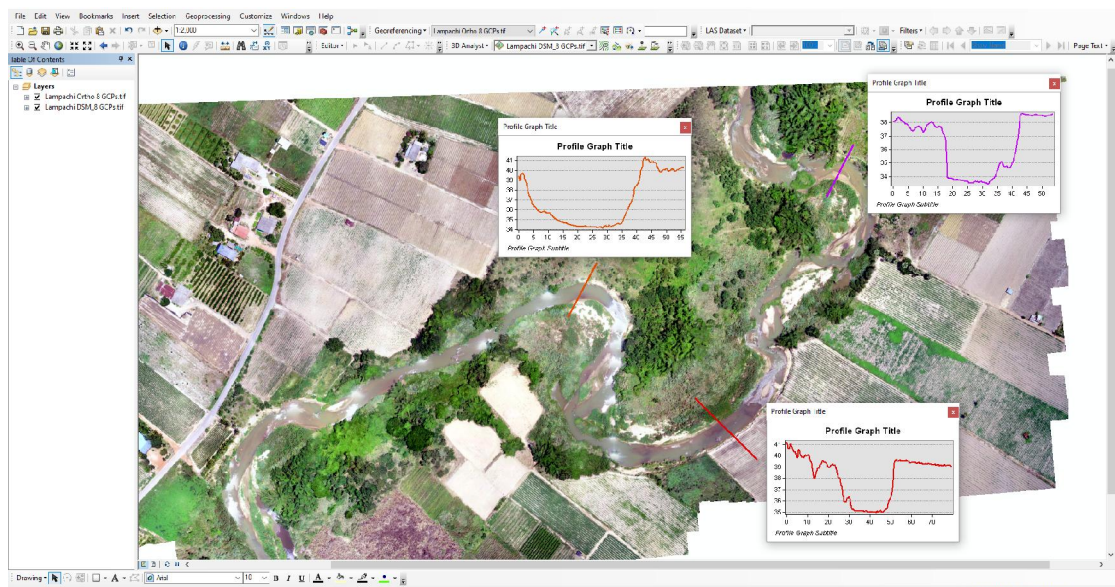
3.9 การสร้างภาพ Orthomosaic หลังจาก Processing ขั้นตอนหลักเสร็จสิ้นถ้าเราต้องการภาพ orthomosaic ซึ่งเป็นภาพตั้งฉากที่มาจากความละเอียดสูงและมีความถูกต้องเชิงตำแหน่ง โดยเริ่มที่ workflow จากนั้นเลือก Build Orthomosaic



เมื่อ process เสร็จแล้ว ส่งออกข้อมูลภาพออร์โธ (ภาพตั้งฉาก) โดยไปที่ File > Export orthomosaic > Export JPEG/...> export แล้วเลือกไฟล์นามสกุลที่เราต้องการ หรือถ้าต้องการให้แสดงภาพซ้อนทับบน google earth ให้ File > Export orthomosaic > Export Google KMZ > export

#### 4. การประยุกต์ใช้ในงานด้านชลศาสตร์

การสร้างรูปตัดขวางลำน้ำจากแบบจำลองความสูงพื้นผิวดิจิทัล จากงานวิจัยของกิตติพงศ์และวิษุวัฒน์ (2565) ซึ่งได้การศึกษาการสำรวจรังวัดรูปตัดขวางลำน้ำในแม่น้ำลำภาชี ในพื้นที่ตำบลด่านมะขามเตี้ย อำเภอด่านมะขามเตี้ย จังหวัดกาญจนบุรี ซึ่งพื้นที่ส่วนใหญ่เป็นพื้นที่เกษตรกรรม โดยความยาวของแม่น้ำลำภาชีที่ใช้ในการศึกษาประมาณ 1 กิโลเมตร และความกว้างระหว่างตลิ่งซ้ายกับตลิ่งขวาอยู่ในช่วงประมาณ 23 – 40 เมตร ทำการเก็บข้อมูลภาพถ่ายทางอากาศโดยอากาศยานไร้คนขับ โดยกำหนดให้มีส่วนซ้อนระหว่างภาพร้อยละ 80 และ ส่วนเกยระหว่างแนวนินร้อยละ 70 ของภาพถ่ายทางอากาศ ส่วนข้อมูลจุดควบคุมภาคพื้นดิน จำนวน 23 จุด รวมทั้งการสำรวจรูปตัดขวางของลำน้ำ จำนวน 5 รูปตัด ซึ่งสำรวจด้วยวิธีการสำรวจรังวัดด้วยดาวเทียมแบบจลน์ (RTK) จากนั้นทำการประมวลผลภาพถ่ายทางอากาศโดยใช้จุดควบคุมภาคพื้นดินที่แตกต่างกัน ผลที่ได้พบว่า รูปตัดขวางลำน้ำที่ได้จากแบบจำลองพื้นผิวดิจิทัลที่มีค่าความถูกต้องทางตำแหน่งมากที่สุด คือ การใช้จุดควบคุมภาคพื้นดินจำนวน 23 จุด ซึ่งมีค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนรากกำลังสอง (root mean square error) เท่ากับ 0.56 เมตร และตามมาตรฐาน NSSDA ที่ระดับความเชื่อมั่นร้อยละ 95 มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.82 เมตร รองลงมาได้แก่ การใช้จุดควบคุมภาคพื้นดิน 8, 16 และ 4 จุด ตามลำดับ



## เอกสารอ้างอิง (References)

Abdullah, Q., Maune, D., Smith, D., and Heidemann, K., 2015, New Standard for New Era: Overview of the 2015 ASPRS Positional Accuracy Standards for Digital Geospatial Data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 81, 173-176.

Authority, T. V., 2002, *Geospatial Positioning Accuracy Standards PART 4 : Standards for Architecture, Engineering, Construction (A/E/C) and Facility Management*, Citeseer.

Authority, T. V. J. N. A., and N. Space Administration, 1998, *Geospatial Positioning Accuracy Standards Part 3: National Standard for Spatial Data Accuracy*, Virginia, USA,

Coluccio, K., and Morgan, L., 2019, A Review of Methods for Measuring Groundwater–Surface Water Exchange in Braided Rivers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 4397-4417. doi:10.5194/hess-23-4397-2019

Josephaw, 2014, Meanders & Associated Landforms. Retrieved from <https://www.geocaching.com>

Shimizu, Y., Nelson, J., Arnez Ferrel, K., Asahi, K., Giri, S., Inoue, T., Yamaguchi, S., 2020, Advances in Computational Morphodynamics Using the International River Interface Cooperative (iRIC) Software. 45(1), 11-37. doi:10.1002/esp.4653

The Federal Interagency Stream Restoration Working Group, 1998, *Stream Corridor Restoration: Principles, Processes, and Practices*.

Uchida, T., Kimura, I., & Shimizu, Y., 2014, Numerical studies on Bed Variations Under Interactions of Vegetation and Bank Strength. Hokkaido University, Japan, Graduate School of Engineering.

กรมโยธาธิการและผังเมือง, 2006, การออกแบบเขื่อนป้องกันตลิ่ง.

กาญจน์เขจร ชูชีพ, 2561, การประเมินความถูกต้อง (Accuracy Assessment). *Remote Sensing Technical Note No. 3* Faculty of Forestry, Kasetsart University.

กิตติพงศ์ ทองเชื้อ และ วิษุวัฒน์ แต่สมบัติ, 2565, การสำรวจรังวัดรูปตัดขวางลำน้ำโดยอากาศยานไร้คนขับในแม่น้ำลำภาชี จังหวัดกาญจนบุรี, วารสารวิจัย มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย *RMUTSV Research Journal*; Vol. 14 No. 2 (2022): May- August 2022 23(1): 465-484.

กิตติศักดิ์ ศรีกลาง, 2558, อากาศยานไร้คนขับกับงานโฟโตแกรมเมตรี, ed. กรมแผนที่ทหาร

กิตติศักดิ์ ศรีกลาง, 2561, การวางแผนโครงการทำแผนที่จากภาพถ่ายทางอากาศ. โรงเรียนแผนที่, กรมแผนที่ทหาร

ชาติชาย ไวยสุระสิงห์, 2562, Drone for Smart Engineering. คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น. เว็บไซต์: [www.builk.com/th/session-3-drone-for-smart-engineering/](http://www.builk.com/th/session-3-drone-for-smart-engineering/).

ชูชาติ เทียงธรรม, ชานนท์ คุณนนท์, และ ชาติชาย ชายตระกูล, มปป., ธรณีวิทยาเบื้องต้น Introduction to Geology. มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ

ฐิติมา เจริญฐิติรัตน์, มนตรี ชวงษ์, ปัญญา จารุศิริ และ วิโรจน์ ดาวฤกษ์, 2546, เอกสารประกอบคำสอนวิชา ธรณีวิทยาการภาพ. จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ณัฐวุฒิ พรหมดำรง, 2561, โครงการพัฒนาแบบจำลองยี่ออยด์ความละเอียดสูงของประเทศ ไทย. วารสารแผนที่. 154: p. 18.

พัฒนพงศ์ ทิพย์ชิต และ วิษุวัฒน์ แต่สมบัติ, 2565, การประเมินความถูกต้องของการจัดทำแผนที่ด้วยอากาศยานไร้คนขับด้วยการกำหนดรูปแบบจุดควบคุมภาคพื้นดินที่โครงการแก้มลิงทุ่งปากขอ จังหวัดสุราษฎร์ธานี, วารสารวิทยาศาสตร์บูรพา (Burapha Science Journal), เดือนมกราคม - เมษายน พ.ศ.2565, ปีที่ 27 ฉบับที่ 1: หน้า 524-541.

มนทรา ชนินทร์โชติก และ วิษุวัฒน์ แต่สมบัติ, 2562, ความถูกต้องของการรังวัดด้วยภาพถ่ายจากอากาศยานไร้คนขับสำหรับการสร้างแบบจำลองพื้นผิว บนระดับความสูงการบินที่แตกต่างกัน, วารสารวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่ (Engineering Journal Chiang Mai University), เดือนกันยายน - ธันวาคม พ.ศ.2562, ปีที่ 27 ฉบับที่ 3: หน้า 1-14.

รักบดินทร์ ยี่หลั่นสุวรรณ สุประภาพร พัฒนสิงห์เสนีย์ และ วิษุวัฒน์ แต่สมบัติ, 2565, การจำลองผลกระทบของฝายหินทิ้งต่อสิ่งแวดล้อมวิทยาของแม่น้ำลำภาชี, วารสารวิชาการพระจอมเกล้าพระนครเหนือ (The Journal of KMUTNB), เดือนเมษายน - มิถุนายน พ.ศ.2565, ปีที่ 32 ฉบับที่ 2: หน้า 246-260.

วุฒิพงษ์ แสงมณี, มปป., ความรู้ทั่วไปเกี่ยวกับภาพถ่ายทางอากาศ, เว็บไซต์: [http://www.geog.pn.psu.ac.th/CAIAerial/HtmlBook/211CAI\\_R.html](http://www.geog.pn.psu.ac.th/CAIAerial/HtmlBook/211CAI_R.html).

อาทิตย์ ปัญญ, 2561, การวิเคราะห์พื้นที่น้ำท่วมโดยการประยุกต์ใช้อากาศยานไร้คนขับกรณีศึกษาลุ่มน้ำป่าสัก อำเภอหล่มสัก จังหวัดเพชรบูรณ์, สำนักบริหารจัดการน้ำและอุทกวิทยา: ศูนย์อุทกวิทยาชลประทานภาคเหนือตอนล่าง สำนักบริหารจัดการน้ำและอุทกวิทยา.



# Advanced

*Hydrology*

in Irrigation Engineering