บทที่ 2 ทฤษฎี

2.1 วงจรอุทกวิทยา

วงจรอุทกวิทยาเป็นศูนย์รวมในการศึกษาทางอุทกวิทยา โดยวงจรอุทกวิทยาเป็นวงจรที่ไม่มีจุดเริ่มต้นและไม่มีจุดสุดท้ายของกระบวนการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำในโลก เพราะมีการเปลี่ยน-แปลงอย่างต่อเนื่องตลอดเวลา เริ่มต้นวงจรจะเห็นได้ว่าน้ำจะมีการระเหย (evaporation) จากทะเล มหาสมุทรและที่สะสมอยู่บนแผ่นดิน เช่น อ่างเก็บน้ำ ห้วย หนอง คลอง บึง หรือจากน้ำใต้ผิวดินบางส่วนขึ้นสู่บรรยากาศเป็นไอน้ำ (water vapor) ซึ่งจะมีการลอยตัวขึ้นไปสะสมจนกระทั่งเกิดกระบวนการดินอีก โดยจะมีน้ำบางส่วนถูกดัก (interception) จากพืช และมีน้ำบางส่วนตกลงบนผิวดินแล้วเกิดการสะสมเกิดการไหลบนแผ่นดิน (overlandflow) แต่ก็มีบางส่วนระเหยและบางส่วนเกิดการคายน้ำ (transpiration) กลับสู่บรรยากาศ ขณะเดียวกันจะมีน้ำบางส่วนเกิดการซึม (infiltretion) ลงเป็นการไหลใต้ผิวดิน (subsurface flow) ซึ่งจะมีแนวทางไหลซึมสู่แม่น้ำลำคลองเช่นเดียวกับน้ำท่าผิวดิน (surface runoff) และมีน้ำบางส่วนมีการซึมลึกลงไป (percolation) ระหว่างช่องว่างของเม็ดดินหรือรอยหินแตกลงไปเป็นน้ำใต้ดิน (groundwater) ซึ่งถ้าน้ำใต้ดินไหลซึมเข้าสู่ลำน้ำจะเรียกลำน้ำนั้นว่า ลำน้ำให้ (influent stream) นอกจากนี้ยังมีลำน้ำบางแห่งที่เป็นทั้งลำน้ำรับและลำน้ำให้ ซึ่งท้ายที่สุดแล้ว น้ำใต้ดินมักจะมีแนวการไหลซึมออกสู่แหล่งน้ำหรือทะเลมหาสมุทร แล้วเกิดการระเหยกลับสู่บรรยายกาศหมุนเวียนอย่างต่อเนื่องเป็นวงจรอุทกวิทยา

2.2 ปริมาณน้ำสมดุลในวงจรอุทกวิทยา หรืองบน้ำ

เนื่องจากปริมาณน้ำที่มีอยู่บนโลกมีค่าที่แน่นอนและไม่สูญหาย ดังนั้นวงจรการเปลี่ยนแปลงสำหรับเฉพาะพื้นที่หนึ่งจึงไม่เป็นระบบปิด แต่จะเป็นระบบเปิดเนื่องจากมีการไหลของน้ำเข้าและออกจากพื้นที่ แต่ไม่ว่าจะเป็นระบบใดก็ตาม หลักการปริมาณน้ำสมดุลสามารถพัฒนาขึ้นมาใช้โดยการพิจารณาถึงองค์ประกอบของอุทกวิทยา

เพื่อที่จะแสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ของตัวแปรหรือองค์ประกอบต่างๆ ในวงจรอุทกวิทยา ซึ่งใช้หลักการที่ว่า ปริมาณน้ำที่มีอยู่ในระบบจะมีค่าคงที่ ไม่มีการสูญหาย แต่อาจมีการ

เปลี่ยนแปลงสถานะหรือเคลื่อนเข้าออกมาระบบ ตัวแปรในวงจรอุทกวิทยาของพื้นที่ ได้แก่ ปริมาณน้ำ (P) การระเหย (E) การคายน้ำของพืช (T) การไหลตามผิว (R) การไหลของน้ำใต้ดิน (G) การซึม (I) และการเก็บกัก (S) ตัวอักษรห้อย s และ g หมายถึง เหนือหรือใต้ผิวดินตามลำดับ

จากการของงบน้ำ คือปริมาณน้ำที่ไหลเข้า – ออก ซึ่งจะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกัก

การไหลเข้า – การไหลออก = การเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกัก ดังนั้น งบน้ำ สามารถเขียนได้เป็น 3 สมการดังนี้ คือ

กรณีที่ 1 งบน้ำเหนือดิน

$$(P+R_I)-(R_o+E_s+T_s+I) = \Delta S_s \qquad \text{..... 1.5.1}$$

ตัวห้อย I และ O หมายถึง การไหลเข้า (inflow) และการไหลออก (outflow)

กรณีที่ 2 งบน้ำใต้ดิน

$$(I+G_I)-(G_o+E_g+T_g) = \Delta S_g \qquad \text{..... 1.5.2}$$

กรณีที่ 3 งบน้ำรวม (สมการ 1.5.1 รวมกับ 1.5.2)

$$(P+R_I+G_I)-(R_o+G_o+E_g+E_s+T_g+T_s) = \Delta(S_g+S_s) \qquad \text{.....1.5.3}$$

$$(P+R_I+G_I)-(R_o+G_o+E+T) = \Delta S = S_2-S_1 \qquad \text{.....1.5.4}$$

สมการ 1.5.5 เป็นสมการพื้นฐาน (Basic) ของวงจรอุทกวิทยา ในบางกรณีอาจตัดค่า G ทิ้ง ถ้าพบว่าการไหลของน้ำใต้ดินมีความสำคัญน้อยมาก อย่างไรก็ตาม ตัวแปรเหล่านี้หาค่าถูกต้องได้ยากมาก ปริมาณน้ำหลากในสมการงบน้ำอาจหมายถึง ปริมาณฝนบางส่วนเกิน (Rainfall Excess) ซึ่งจะอธิบายอีกครั้งในเรื่องปริมาณฝน – น้ำหลาก อย่างไรก็ตาม การคำนวณสมดุลของน้ำไม่จำเป็นต้องอ้างอิงสมการ 1.5.4 เสมอไปแต่ ใช้หลักการง่ายๆ คือ

$$I - O = S_2 - S_1 = \Delta S \qquad \text{.....1.5.5}$$

เมื่อ I คือปริมาณน้ำต่างๆ ที่เข้ามาในพื้นที่

O คือปริมาณน้ำไหลออกจากพื้นที่

$S_2 - S_1$ คือปริมาตรเก็บกักที่เวลาเริ่มต้น (t = 0)และเวลาสิ้นสุด ($t=\Delta_t$) ในกรณีที่ I และ O ไม่คงที่ในช่วงเวลา Δ_t ต้องคิดค่าเฉลี่ย

2.3 การสำรวจเบื้องต้น

การสำรวจเบื้องต้น เป็นการศึกษาสภาพของลุ่มน้ำโดยใช้ระยะเวลาสั้นๆ ถึงความเป็นไปได้ในโครงการ (Potential Project) เพื่อที่จะประเมินว่าจะต้องมีการสำรวจหารายละเอียด (Detailed Protection) เพิ่มเติมหรือไม่ สำหรับโครงการป้องกันอุทกภัยหรือการป้องกันน้ำท่วม (Flood Protection) ส่วนใหญ่จะศึกษาถึงปัญหาการเกิดน้ำท่วม และวิธีการแก้ไขแผนการทำงาน ในขั้นนี้จะเป็นการหาข้อมูลจากรายงานและข้อมูลที่เกี่ยวกับลุ่มน้ำนั้น มีการออกไปหาข้อมูลทั่วๆ ไปในพื้นที่จริง สรุปและประเมินผลจากสิ่งที่ได้พบมาและเขียนออกมาเป็นรายงานสั้นๆ ได้ใจความ

2.3.1 การหาข้อมูลจากรายงาน

กลุ่มผู้ทำงานจะต้องค้นคว้าหาข้อมูลจากรายงานต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับพื้นที่ที่ศึกษา รายงานเหล่านั้นควรจะมีเนื้อหาที่จะเป็นประโยชน์ต่อการประเมินศักยภาพของโครงงานหรือสำหรับการเขียนรายงานของการสำรวจเบื้องต้น ข้อมูลเหล่านี้อาจจะหาได้จาก กรมชลประทาน การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย กรมอุตุนิยมวิทยา กรมทรัพยากรธรณี กรมที่ดิน การพลังงานแห่งชาติ เป็นต้น รายงานจากหน่วยงานเหล่านี้ อาจจะให้ข้อมูลที่เหมาะสมเกี่ยวกับปริมาณน้ำฝนหรือน้ำท่า (Streamflow) ชนิดของดิน ลักษณะของพืชที่ปกคลุมดินบริเวณฯนั้น แหล่งน้ำใต้ดิน และลักษณะอากาศ เป็นต้น

สำหรับประเทศไทย ข้อมูลเหล่านี้มีย้อนหลังไม่มากนัก และจำนวนสถานีวัดน้ำยังมีน้อย บางพื้นที่ที่จะเข้าไปทำการพัฒนาอาจหาข้อมูลดังกล่าวไม่ได้เลย ข้อมูลบางชนิดมีน้อยมากเนื่องจากเครื่องมือที่จะใช้วัดมีราคาแพง โดยเฉพาะเครื่องมือวัดข้อมูลต่อเนื่อง

2.3.2 การหาข้อมูลในพื้นที่จริง (Reconnaissance)

วิธีนี้จะทำให้กลุ่มผู้ทำงานได้เห็นสภาพของลุ่มน้ำ ซึ่งเป็นสิ่งที่จำเป็นที่จะไม่ทำให้เกิดความผิดพลาดของลุ่มน้ำจากแผนที่ภาพถ่ายทางอากาศ หรือแผนที่แบบอื่น ที่จะแสดงให้เห็นลักษณะของลุ่มน้ำนั้นได้ เช่นแผนที่แสดงระดับสูงต่ำ ระหว่างการสำรวจพื้นที่ ควรจะมีการใช้ภาพและแผนที่ประกอบ จดบันทึกบริเวณที่อาจใช้เป็นหัวงาน บริเวณที่เกิดความเสียหายมากจากน้ำท่วม จากการตกตะกอน (Sediment) หรือบริเวณที่มีการกัดเซาะ (Erosion) และพื้นที่ที่ควรมีการศึกษาอย่างระเอียด ในบางครั้งอาจจำเป็นต้องประเมินค่าสัมประสิทธิ์ในสมการแมนนิ่ง (manning) และลักษณะของพืชคลุมดินที่จะมีผลต่อการดัก (Interception) ถ้าสิ่งเหล่านั้นเป็นที่ต้องการสำหรับการเขียนรายงานเพื่อประเมินศักยภาพของโครงการ

Graupel (ลูกเห็บอ่อน)	2-5	ของแข็ง	เกิดจาก Rime และรวมกับผลึกหิมะ ทำให้เกิดเป็นมวลรูปร่างไม่แน่นอน ไม่แข็งมากเหมือน Hail เมื่อตกกระทบจะยุบตัวจึงมักเรียกว่า soft hail

2.4.2 การเกิดฝนตก

โดยทั่วไปการเกิดฝนตกมีเงื่อนไขอยู่ 4 ประการที่จะต้องเกิดขึ้นในการเกิดฝนตก นั่นคือ (1) เกิดการควบแน่นของหยดน้ำบนอนุภาค (2) การเย็นลงของบรรยากาศ (3) การเพิ่มขนาดของเมืดน้ำฝน (4) กลไกลที่ทำให้ความหนาแน่นของเมืดฝนเพิ่มขึ้น เงื่อนไขเหล่านี้สามารถเกิดขึ้นได้ในช่วงเวลาสั้นๆ และอาจสังเกตได้อย่างต่อเนื่อง

2.4.2.1 การเกิดเมฆ (Cloud Development) ไอน้ำในอากาศเป็นก๊าซอย่างหนึ่งที่มองไม่เห็น แต่การควบแน่นและผลที่เกิดจากการรวมตัวกันสามารถมองเห็นได้ เมฆคือผลที่ว่านี้ ซึ่งประกอบด้วยหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็งเล็กๆ หรือทั้งสองอย่างรวมตัวกันกลายเป็นเมฆ

การศึกษาในห้องทดลอง [Lutgens & Tarbuck, 1982] พบว่าในบรรยากาศที่สะอาดปราศจากฝุ่นละอองต่างๆ การควบแน่นของไอน้ำเป็นไปได้ยากมาก และต้องการสภาพไอน้ำอิ่มตัวยวดยิ่ง (Super saturated ความชื้นเกิน 100 %) เปอร์เซ็นต์ความชื้นอิ่มตัวยวดยิ่งที่ต้องการสำหรับการเกิดเมฆจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว ขณะที่รัศมีของหยดน้ำลดลง ยกตัวอย่างในบรรยากาศที่สะอาด ถ้าจะมีการรวมตัวเกิดหยดน้ำเล็กๆ ขนาดรัศมี 0.10 ไมโครเมตร (μm) ความชื้นในบรรยากาศจะต้องสูงถึง 340% ในทางตรงกันข้ามถ้าหยดน้ำมีขนาดรัศมีโตเกินกว่า 1.0 ไมโครเมตร ความชื้นอิ่มตัวในบรรยากาศเกิน 100% เล็กน้อยจะก่อตัวขึ้นเป็นเมฆได้

ในสภาพบรรยากาศทั่วไป การเกิดหยดน้ำเพื่อรวมตัวกันกลายเป็นเมฆ ต้องการปริมาณไอน้ำอิ่มตัวเกินสภาพยวดยิ่งเพียงเล็กน้อยเท่านั้น เพราะในบรรยากาศมีอนุภาคเล็กๆ (nuclei) เป็นจำนวนมาก ซึ่งมีทั้งเป็นของแข็งและของเหลว มวลอนุภาคเหล่านี้มีพื้นที่ผิวรวมกันมีค่ามากเป็นผลให้เกิดการควบแน่นและการเกาะกลุ่มกันเกิดขึ้น อนุภาคเล็กๆ เหล่านี้ เป็นผลมาจากการเกิดขึ้นตามธรรมชาติ และจากการกระทำของมนุษย์ เช่นขี้เถ้าจากไฟไหม้ป่า ขี้เถ้าจากภูเขาไฟอนุภาคดินที่เกิดจากการกัดเซาะของลม ละอองน้ำเค็ม การทิ้งของจากแหล่งชุมชน และจากปล่องโรงงานอุตสาหกรรม

อนุภาคเหล่านี้มีขนาดตั้งแต่ 0.10-10 ไมโครเมตร นั่นหมายถึงว่าจะทำให้เกิดการควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำที่ความชื้นอิ่มตัวยวดยิ่ง 100% เท่านั้น ถ้าจะเกินก็ไม่ถึง 1% นอกจากนี้แล้ว อนุภาคเล็กๆในบรรยากาศเป็นจำนวนมากมีลักษณะเป็นอนุภาคไฮโกรสโคปิค (Hygroscopic) นั่นคืออนุภาคที่มีส่วนประกอบของน้ำรวมอยู่ในโมเลกุลของมัน การควบแน่นจะเริ่มเกิด

ขึ้นที่อนุภาคเหล่านี้ที่ความชื้นสัมพัทธ์ต่ำกว่า 100% อนุภาคของเกลือบางชนิด เช่นแมกนีเซี่ยมคลอไลด์ (Mgcl) ซึ่งเป็นส่วนประกอบของน้ำในทะเล เป็นอนุภาคไฮโกรสโคปิคที่สามารถทำให้เกิดการควบแน่นได้ที่ความชื้นสัมพัทธ์เพียง 70% เท่านั้น ดังนั้นถ้าในบรรยากาศมีอนุภาคเหล่านี้โดยเฉพาะอนุภาคไฮโกรสโคแล้วละ ก็ เมฆจะสามารถเกิดขึ้นได้ที่ความชื้นสัมพัทธ์ใกล้ๆ 100% สำหรับอนุภาคที่เล็กกว่า 3 ไมโครเมตร ซึ่งเป็นช่วงของอนุภาค Aeroslos และอาจยังล่องลอยอยู่ในอากาศไม่ทำให้เกิดฝนตก

อนุภาคที่เป็นแกนทำให้ไอน้ำมาเกาะจนควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำแบ่งได้เป็นสองชนิดด้วยกันคือ อนุภาคเมฆควบแน่น (Cloud condensation nuclei) และอนุภาคก่อน้ำแข็ง (ice-forming nuclei) อนุภาคชนิดหลังยังแบ่งออกได้เป็นอนุภาคเยือกแข็ง (freezing nuclei) และอนุภาคข้ามสภาวะ (Sublimation nuclei) อนุภาคเหล่านี้มีผลต่อการควบแน่นที่อุณหภูมิต่างๆ กัน คือ

(ก) อนุภาคเมฆควบแน่น มีผลที่อุณหภูมิในช่วงจุดเยือกแข็ง(ที่สูงกว่าและต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง) เมื่อเกิดละอองน้ำก็จะยังคงเป็นของเหลว ถึงแม้อุณหภูมิจะต่ำกว่าศูนย์องศ์เซลเซียสแบบเย็นจัด(Super cooled) อนุภาคประเภทนี้ได้แก่ ฝุ่น-ควันจากการเผาไหม้ ออกไซด์ของไนโตรเจน และอนุภาคเกลือ ชนิดสุดท้ายมีผลมากในการควบแน่น ถึงแม้ความชื้นสูงเพียง 75%

(ข) อนุภาคก่อน้ำแข็ง เมื่อเกิดหยดน้ำขึ้นแล้วจะกลายเป็นน้ำแข็งโดยมีผลอยู่ที่อุณหภูมิต่ำกว่า -9 องศาเซลเซียสสำหรับอนุภาคจุดเยือกแข็ง ถ้าการควบแน่นเกิดการข้ามสถานะจากก๊าซกลายเป็นน้ำแข็ง(หิมะ) ทันทีอุณหภูมิที่มีผลต่ออนุภาคข้ามสถานะ จะต่ำกว่า -20 องศาเซลเซียส อนุภาคกรณีนี้ได้แก่อนุภาคดินเหนียว เช่นคาโอลิน (Kaolin) มอนท์โมริลโลไนท์ (Montmorillonite) เป็นต้น ตารางที่ 2.4.2 แสดงรายละเอียดของอนุภาคและอุณหภูมิที่มีผลต่อการควบแน่น อนุภาคที่แสดงในรูปส่วนมากเป็นอนุภาคของดิน

ตารางที่ 2.4.2 อนุภาคต่างๆ ที่เป็นแกนกลางการควบแน่น [Lutgens & Tarbuck, 1982]

อนุภาค	อุณหภูมิ (องศาเซลเซียส)		อนุภาค	อุณหภูมิ (องศาเซลเซียส)	
	เริ่มควบแน่น	ควบแน่นสมบูรณ์		เริ่มควบแน่น	ควบแน่นสมบูรณ์
Silver Iodide	-4	-10	Dust	-19	-27.5
Loam	-8	-23	Mart	-19.5	-27.5
Clay	-11	-23	Bentonite	-21	-30
Loess	-11	-22.5	Diatoms	-30	-39
Sand	-12	-26	Spores	-35	-38
Ash	-16.5	-27.5	Kaolin	-22.5	-30
Kyanite	-19	-28			

2.4.2.2 การเพิ่มขนาดของหยดน้ำและผลึกน้ำแข็ง หลังจากที่ไอน้ำได้ก่อตัวเป็นหยดน้ำเล็กๆ หรือเป็นละอองน้ำ ซึ่งมองไม่เห็นด้วยตาเปล่าหยดน้ำเล็กๆ จะค่อยๆ โตขึ้นจนสามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่า โดยการแผ่กระจาย (Diffusion) ของไอน้ำไปยังละอองที่ก่อตัวแล้วนี้ การแพร่กระจายโดยตัวเองนี้จำกัดอยู่ที่ส่วนย่อยของเมฆหรือหมอกที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางไม่เกิน 10 ไมโครเมตร แต่บางส่วนอาจจะโตถึง 50 ไมโครเมตร ขนาดของหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็งที่ก่อตัวแล้ว จะแตกต่างกันโดยขึ้นอยู่กับขนาดของอนุภาคที่ไอน้ำมาเกาะในตอนแรกด้วย เนื่องจากขนาดของหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็งมีขนาดเล็กและน้ำหนักน้อยมาก ดังนั้นลมที่พัดขึ้นด้วยความเร็วประมาณ 0.432 กม./ซม. ก็สามารถทำให้มันลอยตัวอยู่ได้ การรวมตัวหรือการแผ่กระจายที่กลายเป็นผลมากที่สุดนั้น ก็คือมีผลึกน้ำแข็งอยู่ปนกันกับหยดน้ำในกลุ่มเมฆ การโตของหยดน้ำจะเร็วมากถ้ามีจำนวนหยดน้ำมากกว่าผลึกน้ำแข็งและมักจะเป็นกรณีเช่นนี้เสมอ

การกระทบหรือการรวมตัวกันของกลุ่มเมฆและหยดน้ำ เป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่สุดของการเกิดฝนตก การกระทบกันระหว่างกลุ่มเมฆและหยดน้ำส่วนมากมักจะเกิดขึ้นจากการตกลงมาด้วยความเร็วที่แตกต่างกัน ซึ่งเนื่องมาจากขนาดที่แตกต่างกัน หยดน้ำที่ใหญ่กว่าจะตกลงมาเร็วกว่า และเมื่อกระทบกันก็จะรวมตัวเป็นหยดน้ำที่ใหญ่ขึ้น ซึ่งขบวนการนี้จะเกิดขึ้นหลายครั้ง ขนาดของหยดน้ำที่โตที่สุดอาจมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 6 มม. ความเร็วที่ตกลงมาจะมีอยู่ค่าหนึ่งซึ่งเรียกว่าความเร็วปลาย (Terminal velocity) ดังแสดงในตารางที่ 2.4.3 ความเร็วปลายนี้ขึ้นอยู่กับขนาดของหยดน้ำด้วย หยดน้ำที่ใหญ่มากอาจแตกออกเป็นหยดน้ำเล็กๆ เนื่องจากอากาศมีความต้านทานมากขึ้น

ตารางที่ 2.4.3 ความเร็วปลายของหยดน้ำฝนที่ตกลงมาในอากาศนิ่ง

(P = 1013.3 มิลลิบาร์ , T 20°ซ. , RH = 50%)

ขนาด (มม.)	ความเร็วปลาย (ซม. / วินาที)
0.5	206
1	403
1.5	541
2	649
3	809
4	883
5	909
5.5	915
5.8	917

ตารางที่ 2.4.4 การแบ่งกลุ่มของเมฆ [Moran & Morgan ,1986]

กลุ่มเมฆ	ชื่อ	ระดับความสูง (กม.)
เมฆระดับสูง (High Clouds)	Cirrus,Ci	6-18
	Cirrostratus,Cs	6-18
	Cirrocumulus,Cc	6-18
เมฆระดับกลาง(Middle Clouds)	Altostratus,As	2-6
	Altocumulus,Ac	2-6
เมฆระดับต่ำ(Low Clouds)	Stratocumulus,Sc	0-2
	Stratus,Ss	0-2
	Nimbostratus,Ns	0-4
เมฆแนวดิ่ง	Cumulus,Cu	0-3
(Clouds with vertical development)	Cumulonimbus,Cs	0-3

2.4.2.3 การแบ่งชนิดของเมฆ ลุคโฮเวิด (Luke Howard) นักชีววิทยาชาวอังกฤษได้รับการยกย่องว่าเป็นคนแรกที่แบ่งเมฆเป็นชนิดต่างๆ ซึ่งตีพิมพ์เผยแพร่ในปี พ.ศ.2343 (คศ.1800) ซึ่งปัจจุบันยังใช้ กันอยู่ ชื่อของเมฆใช้ภาษาลาติน โดยจำแนกจากรูปร่างที่ปรากฏและระดับความสูงที่เกิดเมฆตามความสูงหรือชื่อของเมฆในกลุ่มต่างๆ ลักษณะและรูปร่างของเมฆ

2.4.2.4 ขบวนการเกิดฝน ฝนจะตกหรือไม่อาจดูลักษณะของเมฆที่เกิดขึ้นก่อนฝนตก แต่ไม่เสนอไปที่ฝนจะตก เนื่องจากต้องอาศัยกลไกลอื่นๆ และกลุ่ม (Cloud droplets) โตพอ การโตของกลุ่มเมฆเกิดจากขบวนการชน-รวม (Collision-Coalescence) และขบวนการเบอเกอรอน (Bergeron) ในที่นี้จะไม่ขอกล่าวถึงรายละเอียด

2.4.3 การวัดปริมาณน้ำฝน

ได้มีการพัฒนาเครื่องมือและเทคนิคในการวัดปริมาณน้ำฝนหลายวิธีด้วยกัน สิ่งที่สำคัญคือจะต้องได้ปริมาณน้ำฝนและอัตราการตกของฝน นอกจากนี้ควรจะทราบถึงระยะเวลาที่ฝนตกด้วย ข้อมูลน้ำฝนจะวัดกันในหน่วยความลึกซึ่งจะสะสมบนพื้นราบ เกจวัดน้ำฝนแบ่งเป็นหลายแบบด้วยกันคือ

2.4.3.1 เกจมาตรฐาน (Standard Gages) เกจแบบนี้จะทราบปริมาณของน้ำฝนที่ตกในครั้งหนึ่งเท่านั้นถ้ารีบไปวัดหลังจากฝนตกแล้ว แต่ถ้ารอให้ครบ 24 ชั่วโมงถึงไปวัด ข้อมูลที่ได้อาจมาจากฝนที่ตกมากกว่าหนึ่งครั้งและไม่ทราบอัตราการตกของฝน เครื่องมือดังกล่าวจะมีส่วนรับน้ำฝน ขอบจะปาดให้เป็นแนวเอียงเพื่อให้ตรงปลายบางแต่ไม่คม น้ำฝนที่ตกลงในส่วนนี้จะไหลลงกระบอกวัด ทั้งสองส่วนนี้จะอยู่ภายในภาชนะทรงกระบอกใหญ่อีกอันหนึ่ง ถ้าฝนตกหนักมากน้ำจากกระบอกวัดจะล้นลงในภาชนะทรงกระบอกนี้ เพื่อให้เครื่องมือตั้งอย่างมั่งคงก็จะมีขาตั้งรองรับอีกต่อหนึ่ง กระบอกวัดจะถูกออกแบบให้มีพื้นที่เล็กกว่าตัวรับ 10 เท่าดังนั้น จึงสามารถวัดปริมาณน้ำฝนได้ละเอียดถึง 0.1 มม. ไม้บันทัดในรูปใช้วัดปริมาณน้ำในกระบอกวัด สำหรับเครื่องวัดรุ่นใหม่มักจะเทียบไว้เลยบนกระบอก โดยไม่จำเป็นต้องไปคำนวณอีกแต่อย่างใด ขนาดมาตรฐานของเกจแบบนี้คือเส้นผ่าศูนย์กลาง 20.3 ซม. (8 นิ้ว) เกจแบบนี้เรียกว่าเกจมาตรฐาน

2.4.3.2 เกจบันทึก (Recording Gages) เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบนี้จะให้ข้อมูลทั้งปริมาณและการกระจายของปริมาณฝนในช่วงเวลาฝนตก ทำให้สามารถทราบอัตราการตกของฝนเวลาก่อนและหลังฝนตก เครื่องมือแบบนี้มีอยู่ด้วยกัน 3 แบบคือ แบบถ้วยกระดก (Tipping bucket gage) แบบชั่ง (Weighing gage) และแบบลอย (Recording Gages)

(ก) เกจแบบถ้วยกระดก น้ำฝนเมื่อผ่านลงมาในตัวรับแล้วจะไหลลงไปยังถ้วยเล็กๆ (มีสองใบติดกัน) น้ำฝนจำนวน 0.25 มม. จะเต็มถ้วยนี้ซึ่งจะถ่วงให้กระดกเทน้ำลงในถังเก็บด้านล่าง เมื่อถ้วยที่มีน้ำกระดกลงจะทำให้อีกถ้วยหนึ่งกระดกขึ้นมาแทนที่เพื่อรองรับน้ำ การกระดกแต่ละครั้งจะมีเครื่องบันทึกลักษณะเป็นทรงกระบอกหมุนมีกระดาษพันรอบ มีปากกาทำหน้าที่บันทึกในลักษณะเส้นกราฟ ในกรณีที่ฝนตกหนักอาจผิดพลาดเนื่องจากน้ำล้นถ้วย อัตราการตกของฝนจะเป็นค่าเฉลี่ยสำหรับการกระดกครั้งหนึ่งๆ

(ข) แบบชั่งน้ำหนัก แบบนี้ก็คล้ายแบบถ้วยกระดก แต่จะได้ข้อมูลที่ดีกว่าเนื่องจากข้อมูลจะเป็นแบบต่อเนื่องไปตลอดในลักษณะสะสมดังนั้นการหาอัตราการตกของฝนจะหาช่วงเวลาไหนก็ได้ เพราะทราบน้ำหนักสะสมของฝนที่แท้จริงในช่วงเวลานั้น ซึ่งต่างจากแบบถ้วยกระดกความเสียดทานเป็นปัญหาของเครื่องแบบนี้

(ค) แบบลอย เครื่องมือลักษณะนี้มีอยู่หลายแบบด้วยกันคือ แบบหนึ่งก็คือตัวลูกลอยจะลอยขึ้นตามปริมาณน้ำฝน เมื่อน้ำเต็มที่วัดก็ถูกเทลงในภาชนะโดยอัตโนมัติ แต่บางเครื่องต้องมีเจ้าหน้าที่คอยดูแล อีกแบบหนึ่งตัวรับน้ำฝนจะลอยอยู่ในอ่างน้ำมันหรือปรอท เมื่อมีฝนตกความดันจะเพิ่มเนื่องจากน้ำหนักของน้ำฝนของน้ำฝนทำให้ระดับของน้ำมันหรือปรอดเพิ่มขึ้น

ข้อมูลที่บันทึกโดยเกจอัฒโนมัติเหล่านี้อาจจะบันทึกในรูปกราฟหรือเป็นเทปเจาะรูซึ่งจำเป็นต้องมีเครื่องอ่านหรือเครื่องแปรรหัส ลมเป็นตัวการที่สำคัญที่ทำให้ข้อมูลผิดพลาด ดังนั้นจึงควรมีการสร้างที่กำบังลม (shield) ล้อมรอบเครื่องวัดโดยตัวกำบังลมอยู่เสมอระดับเครื่องวัด นอกจากนี้ไม่ควรมีต้นไม้สูงหรืออาคารอยู่ใกล้ จากจุดที่ตั้งถึงยอดอาคารหรือยอดไม้ไม่ควรทำมุมเกิน 30 องศาจากแนวราบ

2.4.3.3 การใช้เรดาร์ (Radar Measurement) วิธีนี้เรดาร์จะส่งคลื่นที่มีลักษณะเป็นพลังงานแม่เหล็กไฟฟ้า โดยส่งออกไปรอบตัวตามการหมุนของเสาอากาศ คลื่นที่วิ่งออกไปเมื่อกระทบเข้ากับกลุ่มเมฆหรือฝนบางส่วนจะมีการสะท้อนกลับซึ่งรับไว้โดยจานเสาอากาศอันเดียวกันพลังงานที่คืนมา (Returned power) จะแสดงอยู่บนจอของเครื่องควบคุม ซึ่งเรียกว่าการก้อง (Echo) อาการก้องนี้จะสว่างมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับพลังงานที่คืนมา ซึ่งก็คือการวัดการสะท้อนจากสภาวะอากาศ การสะท้อนกลับจะขึ้นอยู่กับการกระจายของขนาดหยดน้ำในอากาศ ปริมาณหยดน้ำต่อหน่วยปริมาตร สถานะทางกายภาพ เช่น เป็นผลึกน้ำแข็งหรือเป็นหยดน้ำ รูปร่างของเม็ดน้ำฝน หรือกลุ่มเมฆ เป็นต้น เวลาที่ใช้ตั้งแต่ยิงสัญญาณออกไปจนกระทั่งรับกลับมาแสดงถึงระยะทางระหว่างกลุ่มเมฆฝนถึงสถานีตรวจวัด มีช่วงหวังผล 230 กิโลเมตรหรือตามชนิดของเรดาร์ ส่วนทิศทางสามารถหาได้จากการวางตัวของจานเสาอากาศ ซึ่งเห็นได้จากจอควบคุม การ

สูญเสียพลังงานเนื่องมาจากการดูดกลืนของกลุ่มเมฆ หรืออาจจะเป็นการกระจายเมื่อสัญญาณกระทบกับหยดน้ำ การสะท้อนของพลังงานจะแปรผันโดยตรงกับปริมาณน้ำฝน

2.4.3.4 การใช้ดาวเทียม จากการพัฒนาเทคโนโลยีทางด้านอวกาศโดยมีการส่งดาวเทียมจำนวนมากขึ้นไปโคจรรอบโลก ดาวเทียมส่วนหนึ่งทำหน้าที่ถ่ายภาพต่างๆ บนโลกรวมทั้งบรรยากาศที่ห่อหุ้มทำให้สามารถเห็นการก่อตัวของพายุหรือเมฆฝนต่างๆ โดยการถ่ายภาพที่เวลาต่างๆ กันจะทำให้ทราบทิศทางการเคลื่อนตัวและความเร็ว นอกจากนี้ภาพถ่ายจากดาวเทียมยังสามารถใช้วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงต่างๆ บนผิวโลก เช่นสภาพป่าไม้ การใช้พื้นที่ เป็นต้น

2.4.4 การวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝน

น้ำจากอากาศที่ตกลงมาจะเป็นข้อมูลดิบ (input data) ของระบบอุทกวิทยาการวิเคราะห์ระบบอุทกวิทยาใด ๆ ก็ตามจำเป็นจะต้องมีการเตรียมและเรียบเรียงข้อมูลให้อยู่ในสภาพที่จะเป็นข้อมูลดิบของระบบนั้นได้ ข้อมูลน้ำจากอากาศอาจจะมีทั้งแบบการบันทึกที่เป็นระยะเวลานาน และข้อมูลเฉพาะพายุใดพายุหนึ่ง

การวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝนในช่วงพายุฝนอาจจำแนกการศึกษาและวิเคราะห์ได้ 3 แบบด้วยกันคือ

1. การวิเคราะห์เฉพาะจุดหรือสถานี ข้อมูลน้ำฝนในประเทศไทยส่วนใหญ่จะพิมพ์เป็นตารางข้อมูลรายวัน หน่วยราชการที่ทำการเก็บข้อมูลน้ำฝนหลาย ๆ สถานีทั่วประเทศก็คือ กรมอุตุนิยมวิทยา การพลังงานแห่งชาติ กรมชลประทาน เป็นต้น สถานีวัดน้ำฝนจำนวนมากไม่สามารถเก็บข้อมูลติดต่อกันได้เป็นเวลานาน ๆ จะมีช่วงระยะเวลาหนึ่งที่ข้อมูลขาดหายไป ซึ่งอาจจะเนื่องมาจากหลายสาเหตุ เช่น เครื่องวัดชำรุด ลืมเก็บข้อมูล หรือล้มเลิกไปชั่วคราวหรือถาวร ด้วยเหตุนี้จึงจำเป็นจะต้องประมาณค่าข้อมูลที่หายไปนั้น การประมาณหาค่าของข้อมูลที่หายไปนั้นทำได้ 3 วิธี

1.หาค่าเฉลี่ยของข้อมูลที่เกี่ยวข้องจากสถานีใกล้เคียงอย่างน้อย 3 สถานี

2.หาค่าจากเส้นชั้นความลึกน้ำฝน(isohyets)

3.หาค่าโดยวิธีสัดส่วนปกติ(normal ratio method)

วิธีสัดส่วนปกตินี้จะใช้ในกรณีที่ข้อมูลน้ำฝนแตกต่างกันมากในแต่สถานี ซึ่งใช้ค่าเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนตลอดปี (normal annual rainfall) เป็นเกณฑ์การเปรียบเทียบ ถ้าค่าเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนตลอดปีของสถานีใกล้เคียง 3 สถานีที่จะนำข้อมูลมาเฉลี่ยหาข้อมูลของสถานีที่ขาดหายไปนั้นแตกต่างเกิน 10 % ของสถานีที่ข้อมูลหายไป ก็คำนวณหาข้อมูลที่หายไปด้วยการเฉลี่ยแบบคณิตศาสตร์จาก 3 สถานีใกล้เคียงนั้น แต่ถ้าหากค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนตลอดปีของสถานีทั้ง 3 ต่างเกินกว่า 10 % จะใช้วิธีสัดส่วนปกติซึ่งข้อมูลน้ำฝนของสถานีใกล้เคียงที่เลือกมาใช้จะเฉลี่ยโดยใช้อัตราส่วนของค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนรายปีของสถานีที่ข้อมูลขาดหายไปกับสถานีใกล้เคียง

การเปลี่ยนแปลงสถานีที่ตั้งเครื่องวัดสภาพแวดล้อม เครื่องวัดและวิธีการเก็บข้อมูลอาจทำให้ข้อมูลที่เก็บมาเปลี่ยนแปลงได้ โดยปกติแล้วการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวจะไม่ทราบได้ทันทีจากข้อมูลที่เก็บมา ดังนั้นการที่จะนำข้อมูลในระยะเวลานาน ๆ ไปใช้จะต้องมีการตรวจสอบความเชื่อถือได้ของข้อมูลก่อน วิธีที่นิยมใช้ในการตรวจสอบความเชื่อถือได้ของข้อมูลดังกล่าว คือ double mass analysis Double mass analysis เป็นวิธีตรวจสอบความเชื่อถือได้ของข้อมูลน้ำฝน โดยการเปรียบเทียบค่าสะสมของปริมาณน้ำฝนรายปีของสถานีที่ต้องการจะตรวจสอบ กับค่าเฉลี่ยของค่าสะสมปริมาณน้ำฝนรายปีจากสถานีต่างๆด้วยกราฟ

2. การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลา การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลามีขีดจำกัด เนื่องจากจะทำเฉพาะข้อมูลที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ เท่านั้น การวิเคราะห์ทำได้โดยการคัดลอกข้อมูลรายชั่วโมงมาและคำนวณหาค่าสะสมของข้อมูลรายชั่วโมงนี้จนตลอดช่วงเวลาของฝนที่ตก กราฟที่เกิดจากการพล็อตข้อมูลสะสมรายชั่วโมงกับเวลาเรียกว่า mass curve ของน้ำฝน ซึ่งสามารถทำให้ทราบช่วงเวลาของพายุฝนที่มีความเข้มมาก ๆ ได้ การเปรียบเทียบ mass curve หลาย ๆ สถานีของพายุฝนลูกเดียวกันจะทำให้สามารถทราบทิศทาง การเคลื่อนที่ของพายุฝนได้

ในบางกรณี mass curve ของน้ำฝนจะนำไปประมาณหาลักษณะของพายุฝนใดพายุฝนหนึ่งเพื่อที่จะนำไปเปรียบเทียบกับของสถานีอื่นหรือของพายุฝนลูกอื่น การเปรียบเทียบจะทำได้และมีความหมายจำเป็นต้องทำ mass curve ให้อยู่ในสภาพไร้มิติ (ไม่มีหน่วย) เสียก่อน ซึ่งจะทำได้โดยเปลี่ยนหน่วยของน้ำฝนเป็น % ของน้ำฝนทั้งหมด และเปลี่ยนหน่วยของเวลาเป็น % ของช่วงเวลาของพายุฝน(storm duration)

3. การวิเคราะห์การแจกแจงปริมาณน้ำฝนตามพื้นที่ ในการวิเคราะห์ประเภทนี้ ปริมาณน้ำฝนที่วัดทุกสถานีในพื้นที่ใด ๆ จะนำมาวิเคราะห์รวมกันเพื่อคำนวณหาค่าเฉลี่ยของฝนที่ตกลงมาพื้นที่นั้น equivalent uniform depth หมายถึงความลึกสม่ำเสมอเทียบเท่าของน้ำฝน ซึ่งคือ ความลึกของน้ำซึ่งเกิดจากน้ำฝนหรือน้ำจากอากาศที่สมมติให้ตกสม่ำเสมอเทียบเท่าทั่วพื้นที่ที่ฝนตก การคำนวณความลึกสม่ำเสมอเทียบเท่าของน้ำฝนทำได้3วิธีคือ

1. การเฉลี่ยด้วยวิธีคณิตศาสตร์ (arithmetic average) วิธีนี้เป็นวิธีที่ง่ายที่สุดวิธีการคือเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนด้วยการรวมปริมาณน้ำฝนทุก ๆ สถานีแล้วหารด้วยจำนวนสถานีวัดน้ำฝน ก็จะได้ค่าเฉลี่ยความลึกสม่ำเสมอเท่าตามต้องการ สถานีวัดน้ำฝนที่จะใช้เป็นสถานีที่ตั้งอยู่ภายในเส้นขอบเขตของลุ่มน้ำเท่านั้น จะเห็นว่าวิธีนี้จะได้ผลถูกต้องดีนั้น พื้นที่ลุ่มน้ำจะต้องค่อนข้างราบเรียบ สถานีวัดน้ำฝนติดตั้งกระจัดกระจายสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ลุ่มน้ำ และในแต่ละสถานีจะบันทึกปริมาณน้ำฝนไม่แตกต่างจากค่าเฉลี่ยมากนัก ขีดจำกัดของวิธีนี้อาจจะทำให้ลดน้อยลงได้ด้วยการนำเอาสภาพของภูมิ

ประเทศมาพิจารณาในการเลือกที่ตั้งสถานีด้วย

2. วิธีเฉลี่ยทิสเสน (Thiessen average) วิธีนี้พยายามลดปัญหาความไม่สม่ำเสมอในการกระจายที่ตั้งสถานีวัดน้ำฝน โดยคำนึงถึงขนาดของพื้นที่ซึ่งอยู่ภายใต้อิทธิพลของแต่ละสถานี การกำหนดว่าสถานีใดจะคลุมพื้นที่เท่าใดหรือมีอิทธิพลของพื้นที่เท่าใดนั้นให้สร้างรูปเหลี่ยมธีเอสเสนล้อมรอบสถานีนั้นๆ เป็นขอบเขตไว้

ขั้นตอนในการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสน

- กำหนดที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝนทั้งในพื้นที่และที่อยู่รอบ ๆ พื้นที่ที่ต้องการหาปริมาณฝนเฉลี่ย

- ลากเส้นตรง (เส้นประ) เชื่อมโยงระหว่างสถานีวัดน้ำฝน 2 แห่ง ที่อยู่ใกล้กัน โดยที่เส้นตรงเหล่านี้จะต้องไม่ตัดกันจะได้รูปโครงข่ายสามเหลี่ยม(network of triangles)

- ลากเส้นตรง (เส้นทึบ) แบ่งครึ่งและตั้งฉากกับด้านทั้ง 3 ของรูปสามเหลี่ยม จะได้รูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนแต่ละแห่ง

- วัดขนาดพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ครอบคลุมสถานีวัดน้ำฝนแต่ละรูป โดยอาจจะใช้วิธีนับจุดในกระดาษกราฟใสที่วางทับบนพื้นที่ หรือใช้เครื่องมือวัดที่เรียกว่า พลานิมิเตอร์ (planimeter) จะได้พื้นที่รูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนเป็น A1 , A2,...,An จากนั้นจึงนำพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ได้นี้ไปคำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยต่อไป

3. วิธีเส้นชั้นน้ำฝน (isohyetal method) วิธีนี้เป็นการลากเส้นชั้นน้ำฝน ซึ่งหมายถึงเส้นที่ลากผ่านบริเวณที่มีความลึก หรือปริมาณฝนเท่ากัน โดยอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากสถานีวัดน้ำฝนเป็นหลัก และพิจารณาจากแผนที่ภูมิประเทศ โดยดูจากสภาพภูมิประเทศ ลักษณะภูมิประเทศ และทิศทางพายุฝน เป็นต้น การหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยโดยวิธีเส้นชั้นน้ำฝน มีหลักการดังต่อไปนี้

- กำหนดสถานีวัดน้ำฝนและปริมาณฝนลงบนแผนที่ทั้งในบริเวณที่รับฝน และบริเวณล้อมรอบขอบเขตของพื้นที่รับน้ำฝน

- ตรวจดูแนวโน้มของเส้นชั้นน้ำฝน และกะประมาณด้วยสายตา จากนั้นจึงลากเส้นชั้นน้ำฝนโดยพยายามให้เส้นโค้งราบเรียบ

- หาพื้นที่ระหว่างเส้นชั้นน้ำฝน 2 เส้นที่อยู่ใกล้เคียงกัน และอยู่ภายในขอบเขตของพื้นที่รับน้ำ

-คำนวณหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย

ถ้าผลคำนวณปริมาณฝนเฉลี่ยทั้ง 3 วิธีนี้ใกล้เคียงกัน แสดงว่าลักษณะการตกของฝนมีการกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ที่พิจารณา

ความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน (consistency of rainfall records) ในการวิเคราะห์ทางด้านอุทกวิทยาจะต้องอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่มีการเก็บข้อมูลมาเป็นเวลานานพอสมควร ซึ่งข้อมูลที่ตรวจวัดและรวบรวมมานั้น อาจจะมีความไม่แน่นอน ดังนั้นจึงมีการทดสอบความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน ซึ่งสามารถทดสอบโดยความแน่นอนได้โดยวิธีเส้นโค้งทวี (double mass curve method)

2.4.5 การวิเคราะห์ในทางสถิติ

สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝนก็ทำได้เช่นเดียวกัน แต่สำหรับข้อมูลน้ำฝนจะมีเงื่อนไขที่เกี่ยวกับช่วงเวลาเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย สำหรับข้อมูลสูงสุดรายปีต่อชั่วโมงหรือต่อวัน ปกติจะมีการกระจายแบบ Extreme-value Type I หรือ Log-Pearson III (gamma) หรือ Log-normal ในพื้นที่ร้อนชื้นค่าเฉลี่ยมักจะสูง การกระจายของข้อมูลรวมทั้งเดือนทั้งฤดูหรือทั้งปีจะเป็นแบบปกติ(Normal distribution)ถ้าเป็นพื้นที่แห้งแล้งการกระจายจะไม่สม่ำเสมอแต่จะเอียงหรือเฉ (Skew) ไปด้านใดด้านหนึ่ง การกระจายแบบ Log-Pearson หรือ Log-normal อาจจะเหมาะสมใช้หาความสัมพันธ์สำหรับในเรื่องของน้ำฝนนี้จะแสดงวิธีการวิเคราะห์ความถี่ เพื่อสร้างความสัมพันธ์ต่างๆ สำหรับการนำไปใช้งาน ความสัมพันธ์ดังกล่าวนี้ได้แก่ ปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (Intensity-Duration-Frequency) และปริมาณฝน-พื้นที่-ช่วงเวลา (Depth-Area-Duration)

2.4.5.1 ปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (Intensity-Duration-Frequency) การศึกษาความสัมพันธ์ของปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ ที่จุดต่างๆ หนึ่งมักจะใช้ข้อมูลทั้งสองแบบ คือ อนุกรมรายปี และ อนุกรมบางส่วนทั้งนี้ขึ้นอยู่กับการใช้งาน หน่วยงานในสหรัฐได้ใช้วิธีวิเคราะห์แบบ Extreme-value Type I สำหรับเหตุการณ์ที่นานกว่า 20 ปี ถึงจะเกิดซ้ำข้อมูลเป็นแบบอนุกรมรายปี สำหรับเหตุการณ์ที่เกิดบ่อยๆ ในช่วง 1-10 ปีจะใช้ข้อมูลอนุกรมบางส่วนและหาความสัมพันธ์บนกระดาษล็อก-ล็อก สำหรับช่วง 10-20 ปี ใช้แบบกราฟโดยดูความเรียบลื่นของเส้นกราฟ ความสัมพันธ์อาจจะมาจากค่าเฉลี่ยของทั้งพื้นที่(ข้อมูลอนุกรมรายปี หรืออนุกรมบางส่วน) หรือแต่ละสถานีแล้วนำไปสร้างเป็นแผนที่แสดงเส้นชั้นน้ำฝนของแต่ละช่วงเวลาและคาบการกลับ ในกรณีที่พื้นที่ใหญ่มาก อาจหาค่าเฉลี่ยของหลายๆ สถานีรวมกันเพื่อเป็นจุดหนึ่ง วิธีหาความสัมพันธ์ทำได้ดังนี้

1. สมมติใช้ข้อมูลอนุกรมรายปี(Annual series) รวมข้อมูลปริมาณน้ำฝนของแต่ละปีโดยเลือกค่าสูงสุดของแต่ละช่วงเวลา เช่น 5 10 15 30.....นาที ข้อมูลของแต่ละช่วงอาจมาจากฝนที่ตกคนละครั้ง ถ้ามีหลายสถานีต้องนำมาหาค่าเฉลี่ยของทั้งพื้นที่เฉพาะช่วงเวลานั้นโดยใช้วิธี Thiessen หรือ Isohyet

2. เรียงลำดับข้อมูลจากมากไปน้อย ค่ามากที่สุดเป็นลำดับที่ 1 การเรียงลำดับข้อมูลช่วงเวลาจะไม่เกี่ยวข้องกันนั่นคือลำดับของข้อมูลที่ 5 และ 10 นาทีอาจจะไม่เหมือนกันถึงแม้จะเป็นข้อมูลปีเดียวกัน

3. คำนวณหาคาบการเกิดซ้ำ T จากสมการของ Weibull

4. ลงจุดบนกระดาษกราฟ Gumbel หรือ Extreme-Value Type I

5. อ่านค่าปริมาณฝนที่คาบการเกิดซ้ำที่ต้องการ สมมติว่าหาค่าที่คาบการเกิดซ้ำ 2 5 10 25 50 และ 100 ปี ค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ครั้งหนึ่ง จะได้จุดเดียวบนกราฟของแต่ละเส้นในรูป 4.6.1 เพราะว่าหาจากช่วงเวลาเดียว

6. ทำข้อ 2 ถึง 5 ใหม่สำหรับช่วงเวลาอื่นๆ

7. ลากเส้น (Fit curve) สำหรับแต่ละค่าของคาบการกลับ

2.4.5.2 ปริมาณฝน-พื้นที่ วิธีนี้เป็นการสร้างความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับพื้นที่ ข้อมูลน้ำฝน อาจจะเป็นข้อมูลสะสมของแต่ละปี หรือค่าเฉลี่ยเฉพาะช่วงเวลาหนึ่ง แล้วสร้างแผนที่เส้นชั้นน้ำฝน ทำการคำนวณหาค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนภายในพื้นที่โดยใช้วิธีสร้างเส้นชั้นน้ำฝนเท่านั้น เฉลี่ยค่าสะสมไปเรื่อยๆ โดยเริ่มจากพื้นที่ที่มีเส้นชั้นน้ำฝนสูงสุด แล้วนำไปเขียนกราฟแสดงความสัมพันธ์กับค่าเฉลี่ยนั้น

2.4.5.3 ปริมาณฝน-พื้นที่-ช่วงเวลา ในกรณีนี้จะเพิ่มช่วงเวลาที่ฝนตกต่างๆ แทนที่จะเป็นปริมาณน้ำฝนรวมทั้งปี เลือกข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่ตกในเวลาต่างๆ เช่น 5 10 15 30 .... นาทีตามลำดับหรือช่วงเวลาอาจยาวเป็นชั่วโมงหรือวัน ข้อมูลที่เลือกมาอาจเป็นเฉพาะข้อมูลสูงสุดของช่วงเวลานั้นๆ ของปีหนึ่งๆ หรืออาจเป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลานั้นทั้งปี ซึ่งขึ้นอยู่กับความสนใจ จากนั้นทำตามวิธีเดิมในหัวข้อ 2.4.5.1 ของแต่ละช่วงเวลาเขียนกราฟ

2.4.5.4 ปริมาณฝน-พื้นที่-ช่วงเวลา-ความถี่ กรณีนี้เริ่มต้นเหมือนหัวข้อ 2.4.5.2 และ 2.4.5.3 แต่ต้องนำข้อมูลไปวิเคราะห์ทางสถิติที่คาบการกลับต่างๆ โดยวิธีล็อกเพียร์สัน 3 หรือวิธีค่าสูงสุด ก่อนจะนำไปเขียนเส้นชั้นน้ำฝน และหาค่าเฉลี่ยต่อไปการเขียนกราฟไม่สามารถเขียนในรูปเดียวได้ เพราะเป็นกราฟสี่มิติ ดังนั้นแต่ละรูปจะใช้ข้อมูลเฉพาะคาบการกลับหนึ่งๆ มาสร้างกราฟ และบอกค่าคาบการกลับหรือการเกิดซ้ำไว้ด้วย

2.5 น้ำท่า

2.5.1 บทนำ

อุทกวิทยาของน้ำที่ไหลบนผิวดินจะว่าด้วยการโยกย้าย เปลี่ยนที่ของน้ำที่อยู่บนผิวโลก คุณภาพและอัตราการไหลของน้ำผิวดินมีความสำคัญอย่างสูงต่อหลายๆ ด้าน เช่น ต่อการใช้ในเขตเมืองและเขตอุตสาหกรรม การควบคุมน้ำท่วม การทำนายปริมาณน้ำท่า (Streamflow forecasting) การออกแบบอ่างเก็บน้ำ การเดินเรือ การชลประทาน การระบายน้ำ การควบคุมคุณภาพน้ำ แหล่พักผ่อนหย่อนใจ การจัดการสัตว์ป่าและการประมง

น้ำท่า (Streamflow) ถูกกำหนดค่าขึ้นมาจากการวัดการไหลของกระแสน้ำในลำน้ำตามธรรมชาติพร้อมกับรูปตัดของการไหล โดยอาศัยเครื่องมือพิเศษหรืออาจจะใช้อาคารวัดน้ำ เช่น ฝายหรือรางวัดน้ำ ข้อมูลที่ได้มีความสำคัญต่อการศึกษาวงจรอุทกวิทยา และถือว่าเป็นตัวแปรอิสระสำหรับการศึกษาส่วนมาก เนื่องจากอุทกวิศวกรรมส่วนใหญ่จะเกี่ยวข้องกับการประเมินอัตราการไหลหรือปริมาตรของการไหล หรือการเปลี่ยนแปลงของสิ่งเหล่านี้ซึ่งเป็นสาเหตุมาจากการกระทำของมนุษย์ จากวงจรอุทกวิทยาที่ได้กล่าวมาแล้ว จะเห็นว่าน้ำท่าจะประกอบด้วยน้ำจากสามส่วนด้วยกันคือน้ำที่ไหลตามผิวน้ำ จากการไหลเสริม (Interflow) และจากชั้นน้ำใต้ดิน น้ำจากการไหลตามผิวมาจากฝนส่วนเกิน ที่ไม่สามารถซึมลงในดินได้ ซึ่งจะไหลไปตามผิวดิน รวมตัวกันไหลไปตามร่องน้ำเล็กๆ ซึ่งจะค่อยๆ ใหญ่ขึ้นจนกลายเป็นลำน้ำ ลักษณะเช่นนี้จะเห็นได้ทางตอนต้นของลำน้ำ

น้ำจากการไหลเสริม คือส่วนที่ซึมลงดินในชั้นบนๆ และจะไหลออกรวมกับร่องน้ำเล็กๆ บางส่วนอาจจะไหลออกไปรวมกับลำน้ำใหญ่โดยตรง น้ำจากชั้นน้ำใต้ดินเป็นส่วนที่น้ำซึมลงไปสะสมยังชั้นน้ำใต้ดินและไหลออกลำนำในที่สุด ในทางปฏิบัติ การไหลในลำน้ำหรือน้ำท่าจะแยกออกเป็น การไหลโดยตรง (Direct runoff) และการไหลพื้นฐาน (Base flow) ดังนั้นการไหลโดยตรงหมายถึง การไหลตามผิวดินทั้งหมดรวมทั้งการไหลออกทันทีของน้ำที่ซึมลงไปในดินระดับตื้นๆ (Prompt subsurface runoff) และรวมทั้งการไหลของน้ำใต้ดินจากชั้นน้ำใต้ดิน (Ground water runoff)

2.5.2 ระดับน้ำ

ระดับน้ำของลำน้ำ คือระดับที่เปรียบเทียบกับระดับอ้างอิงจุดหนึ่งซึ่งให้เท่ากับศูนย์ ซึ่งจะเป็นจุดต่ำสุดของลำน้ำ ณ ตำแหน่งที่มีการวัดพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำ โดยจะมีการกำหนดให้เป็นสถานีวัดน้ำ สถานีวัดน้ำดังกล่าวควรจะอ้างอิงกับระดับน้ำทะเลปานกลาง เพื่อเป็นมาตรฐานในการเปรียบเทียบข้อมูลระหว่างหลายๆ สถานี การใช้ระดับอ้างอิงเฉพาะแห่ง ทำให้สะดวกต่อการ

จดบันทึกข้อมูล และให้ความหมายถึงความลึกของน้ำท่าที่ไหลในขณะนั้นด้วย ประมาณน้ำไหลได้จากการวัดโดยตรง แต่เป็นการยากที่จะวัดอัตราการไหลในลำน้ำทุกๆ ครั้งที่ต้องการหรือในกรณีที่ต้องการอัตราการไหลต่อเนื่อง ดังนั้นจึงมีการสร้างความสัมพันธ์ หรือเส้นโค้งระหว่างระดับและอัตราการไหล(Stage – discharge หรือ Rating curve) จากค่าระดับน้ำจะทราบถึงอัตราการไหล ในการหาความสัมพันธ์ดังกล่าวจะต้องหาจุดที่เหมาะสมเพื่อใช้เป็นสถานีวัดน้ำด้วย เพราะความสัมพันธ์ที่ตำแหน่งจะเอาไปใช้อีกแห่งหนึ่งไม่ได้

2.5.3 เกจวัดระดับน้ำ

เกจที่ใช้วัดระดับน้ำแบ่งออกเป็นสองแยกด้วยกันคือ แบบที่ต้องใช้เจ้าหน้าที่ไปทำการวัดซึ่งมีทั้งวัดระดับน้ำขณะนั้น วัดระดับนำสูงสุด ติดตั้งแบบแนวดิ่งหรือแบบเอียง (แบบหลังนี้มักใช้ในคลองชลประทานโดยติดกับข้างคลอง) และแบบอัตโนมัติ สำหรับแบบอัตโนมัติยังแบ่งย่อยออกเป็นหลายแบบลักษณะการบันทึกข้อมูลก็แตกต่างกัน บางแบบข้อมูลจะถูกแปลโดยเครื่องคอมพิวเตอร์เท่านั้น แบบทั่วๆไปจะมีลักษณะเป็นเส้นกราฟซึ่งแสดงลักษณะการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำ

2.5.4 ระดับ – อัตราการไหล

ความสัมพันธ์ระหว่างระดับกับอัตราการไหล (Stage - discharge) หรือที่เรียกว่า โค้งอัตราการไหล (Rating curve) คือเส้นที่แสดงถึงอัตราการไหลที่ระดับต่างๆ ของลำน้ำ ความสัมพันธ์ดังกล่าวสามารถแสดงได้ 3 แบบ คือ

(ก) แบบตารางข้อมูล โดยการเลือกข้อมูลแรมาณน้ำในปีที่แสดงการแปรผันจากระดับต่ำไปถึงสูงสุด ที่มีช่วงกว้างมากกว่าปีก่อนๆ วิธีนี้จะให้ข้อมูลอัตราการไหลใกล้เคียงความจริงมากที่สุด เพราะจากระดับน้ำที่วัดมา จะนำมาเทียบกับข้อมูลว่าอยู่ในช่วงใด แล้วทำการเปลี่ยนแปลงโดยตั้งสมมุติฐานว่าความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง

(ข) กราฟความสัมพันธ์บนเสกลเส้นตรง เมื่อนำข้อมูลมาทำการเขียนกราฟบนกระดาษกราฟบนเสกลปกติทั่วไป จะได้กราฟเส้นโค้งซึ่งต้องมีการลากเส้นให้เหมาะสม (Fit curve) ดังนั้นค่าที่อ่านได้จากกราฟ อาจแตกต่างจากข้อมูลบางเล็กน้อย แต่กราฟนี้ไม่สามารถนำไปใช้ในโปรแกรมได้ เพราะไม่มีการแสดงความสัมพันธ์ ใช้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าระดับว่ามีลักษณะอย่างไร แตะสามารถนำมาใช้เพื่อหาค่าอัตราการไหลที่ระดับน้ำต่างได้ เพียงแต่ต้องใช้เจ้าหน้าที่อ่านเท่านั้น

(ค) สมการอัตราการไหล (Rating) เพื่อให้เกิดความสะดวกต่อการรวบรวมข้อมูลของหน่วยงานที่ทำหน้าที่นี้ เพราะทั้งประเทศมีข้อมูลระดับน้ำจำนวนมาก การหาค่าอัตราการไหลจึงใช้คอมพิวเตอร์ในการจัดเก็บและแปลงค่าระดับน้ำให้เป็นอัตราการไหล วิธีที่ง่ายและสะดวกใน

การเขียนโปรแกรมคือใช้สมการ ลักษณะกราฟแบบนี้มักเป็นเส้นตรงใน ล็อก – ล็อก เสกล สมการจะอยู่ในรูปเดียวกับสมการซึมของคอสเตียคอฟ

2.5.5 หลักการเอกชลภาพ (The Unit – Hydrograph Concept)

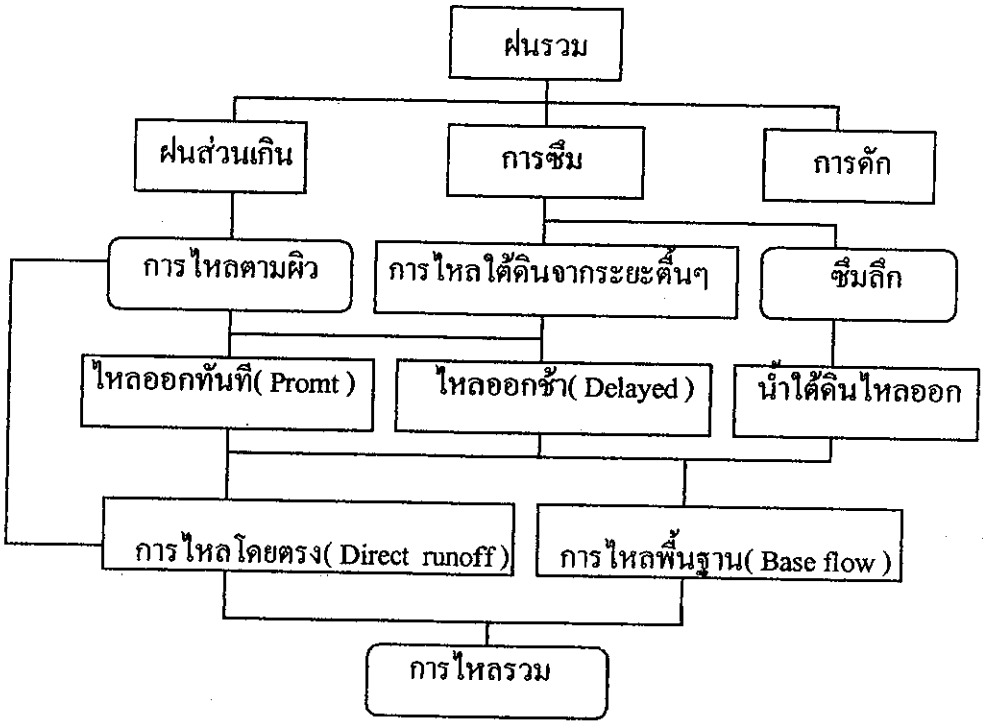
ชลภาพการไหลจากพื้นที่รับน้ำหนึ่งๆ คือผลรวมของชลภาพส่วนย่อยจากพื้นที่เล็กๆ และผลจากเวลาน้ำไหลและปริมาณเก็บกักในลำน้ำ แต่เนื่องจากลักษณะทางกายภาพพื้นที่รับน้ำ เช่น รูปร่าง ขนาด ความเอียง มีค่าคงที่ ดังนั้นรูปร่างของชลภาพจึงควรคล้ายกัน คุณสมบัติอย่างนี้เป็นสิ่งจำเป็นตามวิธีของเชอร์แมนในการวิเคราะห์เอกชลภาพ ซึ่งเป็นชลภาพต้นแบบ (Typical) สำหรับพื้นที่รับน้ำนั้นๆ ตามความหมายของเอกภาพหรือชลภาพหนึ่งหน่วยคือ ปริมาตรหรือปริมาณการไหล ที่เกิดจากฝนส่วนเกินที่ตกกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่และมีความลึก 1 ซม. (อาจเป็น 1 มม.) ในช่วงเวลาที่กำหนด

จากเอกชลภาพหรือชลภาพการไหลเท่ากับน้ำที่ขังบนพื้นที่ 1 หน่วย ชลภาพที่มีความลึกการไหลมากกว่าหนึ่งหน่วยก็สามารถหาได้ โดยค่าอัตราการไหลจะเพิ่มขึ้นเป็นจำนวนเท่าของความลึกของน้ำหลากที่ต้องการ เช่นต้องการ 2 หน่วย อัตราการไหลจะเป็นสองเท่าของเอกชลภาพ

2.6 ฝนและน้ำหลาก

2.6.1 บทนำ

น้ำหลาก (Runoff) เกิดขึ้นเมื่อปริมาณน้ำฝนหรืออัตราที่ฝนตกลงบนพื้นโลก มีมากกว่าความจุการซึมของดินที่ยอมให้น้ำซึมผ่านได้ ซึ่งขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของดิน ความชื้นเริ่มต้นดังได้กล่าวมาแล้วนอกจากนี้ยังต้องรวมถึงการดักและการสะสมบนร่องผิว ที่จะเกิดขึ้นก่อนที่จะมีน้ำหลาก น้ำหลากประกอบด้วยหลายส่วนด้วยกัน ได้อธิบายไว้ในดัง รูปที่ 1



รูปที่ 1 ไดอะแกรมแสดงส่วนต่างๆ ของการไหล (Runoff) จากฝนตก

2.6.2 อิทธิพลต่างๆ ต่อน้ำหลาก

น้ำหลากจากพื้นที่รับน้ำถือว่าเป็นสิ่งหนึ่งที่ได้มาจากวงจรอุทกวิทยา ขึ้นอยู่กับตัวประกอบที่แบ่งเป็นกลุ่มใหญ่ได้สองกลุ่มด้วยกันคือ ตัวประกอบจากภูมิอากาศและจากภูมิศาสตร์กายภาพ

2.6.2.1ตัวประกอบทางภูมิอากาศ ได้แก่ ธรรมชาติของฝนที่ตกและทิศทางที่เคลื่อนที่ การคายระเหย และการดัก

(ก) ธรรมชาติของฝน ได้แก่ ลักษณะของฝนซึ่งจะมีอิทธิพลมาจากลักษณะของภูมิประเทศด้วย อัตราฝนตกที่มีค่ามากกว่าอัตราการซึมเท่านั้นถึงจะทำให้เกิดน้ำหลาก รูปที่ 9.2.1 (ก) แสดงถึงการไหลพื้นฐานในระหว่างช่วงฝนตก ซึ่งน้ำหลากสามารถแบ่งได้เป็น 4 กรณี Horton [1935] ได้อธิบายไว้ดังนี้

กรณีที่ 1	$Ip < I_f$	กรณีที่ 3	$Ip > I_f$	Ip = อัตราฝนตก
	$F < S_D$		$F < S_D$	I_f = อัตราการซึม
กรณีที่ 2	$Ip < I_f$	กรณีที่ 4	$Ip > I_f$	F = ความชื้น
	$F > S_D$		$F > S_D$	S_D = ความชื้นชลประทาน

นอกจากนี้แล้วยังขึ้นอยู่กับช่วงระยะเวลาของฝน การกระจายของฝนตามพื้นที่ การกระจายตามเวลา การดายระเหยและการดัก ทิศทางของการเคลื่อนที่ของพายุฝนมีผลอย่างมากต่อพื้นที่รับน้ำที่มีรูปร่างยาว สำหรับพายุฝนเหมือน ๆ กันที่เคลื่อนที่ลงไปทางด้านล่างของพื้นที่จะให้น้ำหลากสูงสุด และมีค่ามากกว่าพายุฝนที่เคลื่อนที่ย้อนขึ้นด้านบนของพื้นที่รับน้ำ

2.6.2.2 ลักษณะภูมิศาสตร์กายภาพ ลักษณะแรกทางด้านกายภาพของพื้นที่รับน้ำ ได้แก่ ขนาด รูปร่าง ระดับความสูง ความเอียง การวางตัว ชนิดของดิน และระบบของลำน้ำบนพื้นที่การเก็บกักน้ำบนผิวดินและพืชที่ปกคลุม

พื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่และขนาดเล็กไม่สามารถจะแบ่งแยกจากกันโดยดูจากขนาด แต่จะดูจากพฤติกรรมน้ำหลากเป็นสำคัญ พื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก น้ำหลากจะรวดเร็วมาก ทั้งนี้เนื่องจากระยะทางการไหลสั้น ทำให้การไหลเหนือผิวดินมีผลที่สำคัญ น้ำหลากเปลี่ยนแปลงได้ไวเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการตกของฝน ซึ่งตรงข้ามเมื่อเกิดกับพื้นที่ขนาดใหญ่ที่น้ำหลากไม่รุนแรงเท่าพื้นที่ขนาดเล็กทั้งนี้เนื่องจากพื้นที่ขนาดใหญ่ระยะทางในการไหลยาว ทำให้ขึ้นอยู่กับการไหลในลำน้ำ

2.6.3 การหลากในลำน้ำ (Channel Routing)

Viessman (1997) ได้กล่าวว่า การหาอัตราการหลากในลำน้ำจากสถานีหนึ่งไปยังอีกสถานีหนึ่งที่มีหลักฐานอ้างอิงถึงครั้งแรกนั้น ได้ทำโดยชาวฝรั่งเศส Graeff ในปี พ.ศ. 2376 (ค.ศ.1833) วิธีการที่ใช้มีหลักหารอยู่ที่การใช้ความเร็วคลื่นและความสัมพันธ์ระหว่างระดับ-อัตราการไหล อย่างไรก็ดีการหาอัตราการหลากแบบอุทกทั้งหลายล้วนแล้วแต่ใช้สมการต่อเนื่องทั้งสิ้น

2.6.3.1 วิธีของมัสคิงกัม (Muskingum) ปริมาตรการเก็บกักในลำน้ำที่มีความมั่งคง (stable river reach) ขึ้นอยู่กับอัตราการไหลเข้า-ออก และลักษณะทางชลศาสตร์ของรูปตัดลำน้ำ การเก็บกักของช่วงของลำน้ำสามารถหาได้ในเทอมของการไหลเข้า-ออก

2.6.3.2 การไหลออกจากพื้นที่โดยวิธีน้ำการหลาก (Basin Outflow by Routing) รูปร่างชลภาพจากพื้นที่รับน้ำขึ้นอยู่กับเวลาเดินทางของน้ำจากจุดต่างๆ ในพื้นที่ไปยังลำน้ำสาขาและยังขึ้นอยู่กับลักษณะและการเก็บกักบนพื้นที่รับน้ำ เมื่อฝนส่วนเกินถูกพิจารณาว่าเป็นการไหลเข้าและชลภาพคือการไหลออก ดังนั้นปัญหาจึงคล้ายกับเป็นการหลากการเก็บกัก(Storage routing) ในเรื่องของน้ำท่า หัวข้อเรื่องการสังเคราะห์เอกชลภาพได้กล่าวถึงการสังเคราะห์เอกชลภาพหนึ่งหน่วยในหัวข้อนี้จะใช้หลักการเคลื่อนที่ของคลื่นน้ำหลาก (Flood Routing) สร้างชลภาพหนึ่งหน่วยหรือชลภาพจากปริมาณฝนที่กำหนด วิธีนี้มักใช้กับพื้นที่ที่ไม่มีการเก็บข้อมูลน้ำฝนและน้ำหลาก แต่อย่างน้อยต้องมีการเก็บข้อมูลหนึ่งครั้งเพื่อนำมาใช้วิเคราะห์ตัวแปร

2.6.4 อุทกภัยหรือน้ำท่วม

อุทกภัย(flood) หมายถึง อันตรายจากน้ำท่วม ซึ่งมีสาเหตุมาจากฝนตกหนักต่อเนื่องกันเป็นเวลานาน น้ำหลากจากภูเขาบริเวณต้นน้ำลำธาร น้ำทะเลหนุน และเขื่อนพัง เป็นต้น

ลักษณะของน้ำท่วมสามารถแบ่งเป็นลักษณะใหญ่ได้ดังนี้

1. น้ำท่วมขัง เป็นสภาวะน้ำท่วมที่เกิดขึ้น เนื่องจากระบบระบายน้ำไม่มีประสิทธิภาพมักเกิดบริเวณที่ราบลุ่มแม่น้ำ และบริเวณชุมชนเมืองใหญ่ ๆ มีลักษณะค่อยเป็นค่อยไป ซึ่งเกิดจากฝนตกหนักบริเวณนั้น ๆ ติดต่อกันเป็นเวลาหลายวัน หรือเกิดจากสภาวะน้ำท่วมตลิ่ง น้ำท่วมขังส่วนใหญ่จะเกิดบริเวณท้ายน้ำและมีลักษณะแผ่เป็นบริเวณกว้าง เนื่องจากไม่สามารถระบายน้ำได้ทัน ความเสียหายจะเกิดขึ้นกับพืชผลทางการเกษตรและอสังหาริมทรัพย์เป็นส่วนใหญ่ สำหรับความเสียหายอื่น ๆ มีไม่มากนัก เพราะสามารถเคลื่อนย้ายให้อยู่ในที่ปลอดภัยได้ เมื่อทราบคำเตือนล่วงหน้าเกี่ยวกับสภาวะฝนตกหนักและน้ำล้นตลิ่ง

2. น้ำท่วมฉับพลัน เป็นสภาวะน้ำท่วมที่เกิดขึ้นอย่างฉับพลัน เนื่องจากการเคลื่อนตัวอย่างรวดเร็วของปริมาณน้ำจำนวนมากจากที่สูงลงสู่ที่ต่ำ ซึ่งมักเกิดขึ้นหลังจากฝนตกหนักไม่เกิน 6 ชั่วโมงและมักเกิดบริเวณที่ราบระหว่างหุบเขา ซึ่งอาจจะไม่มีฝนตกหนักในบริเวณนั้นมาก่อนเลย แต่มีฝนตกหนักมากบริเวณต้นน้ำที่อยู่ห่างออกไป หรืออาจเกิดจากเขื่อนพัง เนื่องจากน้ำท่วมฉับพลันมีความรุนแรงและเคลื่อนตัวด้วยความรวดเร็วมาก โอกาสที่จะป้องกัน และหลบภัยจึงมีน้อย ดังนั้นความเสียหายที่เกิดจากน้ำท่วมฉับพลันจึงมีมากทั้งแก่ชีวิตและทรัพย์สิน

สาเหตุการเกิดน้ำท่วมหรืออุทกภัย

- ฝนตกต่อเนื่องเป็นเวลานานและฝนตกหนัก อาจเนื่องมาจากพายุหมุนเขตร้อนผ่านร่องมรสุม, ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้,ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเป็นต้น
- น้ำหลากจากภูเขาที่เป็นต้นน้ำลำธาร เป็นลักษณะน้ำท่วมฉับพลัน ซึ่งก่อให้เกิดความเสียหายบริเวณชุมชนในที่ราบเชิงเขา อาจจะเกิดขึ้นได้แม้ไม่มีฝนตกในบริเวณนั้น แต่ได้มีฝนตกหนักมากบริเวณต้นน้ำซึ่งอยู่ห่างไกลออกไป กระแสน้ำจะไหลลงสู่ที่ราบอย่างรวดเร็วและรุนแรง อาจเกิดได้เนื่องจากการตัดไม้ทำลายป่าต้นน้ำลำธาร การใช้ประโยชน์ที่ดินผิดหลักการ เช่น ใช้ที่ดินที่สูงบนภูเขาที่มีความลาดชันมาทำการเพาะปลูก แต่ถ้ามีความจำเป็นต้องทำกสิกรรมหรือเพาะปลูกต้องปฏิบัติตามหลักวิชาการ คือควรทำเป็นขั้นบันไดขวางตามความลาดชันในการเพาะปลูก เพื่อชะลอความเร็วของกระแสน้ำและการพังทลายของผิวดิน
- น้ำทะเลหนุน ทำให้ระดับน้ำในแม่น้ำสูงขึ้น การไหลของน้ำในแม่น้ำจะช้าหรืออาจจะหยุดไหล น้ำในแม่น้ำจึงไม่สามารถระบายลงสู่ทะเลได้ระดับน้ำจึงสูงขึ้นท่วมบริเวณริมฝั่งแม่น้ำได้

ป GC
925
.S75
ก2ฆก
2548

- 4 W.A. 2549
4840547

สำนักหอสมุด

- เขื่อนพัง ทำให้เกิดน้ำท่วมฉับพลัน ซึ่งก่อให้เกิดความเสียหายอย่างมากเป็นบริเวณกว้าง โดยเฉพาะอย่างยิ่งชุมชนที่อาศัยอยู่บริเวณใกล้เคียง เนื่องจากปริมาณน้ำจำนวนมหาศาลที่กักเก็บไว้ในเขื่อนจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วมากโอกาสที่จะหลบหนีจึงมีน้อย นอกจากจะทราบล่วงหน้าเท่านั้น
- ทางระบายน้ำไม่ดีพอหรืออุดตัน

ชนิดของน้ำท่วมหรืออุทกภัย

- อุทกภัยจากฝนตกติดต่อกันนาน เป็นอุทกภัยที่เกิดจากการที่ฝนตกติดต่อกันนานหลายวันหรือเป็นสัปดาห์ ส่วนใหญ่เป็นฝนที่มีความหนักเบาไม่มากนัก เช่น ฝนที่เกิดจากแนวปะทะ เป็นต้น ฝนตกติดต่อกันนาน ทำให้น้ำหลากลงสู่แม่น้ำลำธารที่อยู่ต่ำกว่ามากขึ้น ๆ จนล้นตลิ่งและหลากท่วม อุทกภัยประเภทนี้เกิดได้ทั่วไปทุกแห่งในโลก
- อุทกภัยเนื่องจากน้ำท่วมฉับพลัน เป็นอุทกภัยที่เกิดจากการหลากของน้ำจากภูเขาหรือที่สูงลงสู่ที่ต่ำอย่างฉับพลัน เนื่องมาจากฝนตกหนักในเวลาอันสั้น มักจะเกิดจากการผสมกันของฝนในท้องถิ่นและพายุในลักษณะพายุหมุนโซนร้อน หรือดีเปรสชั่น ดังที่ประเทศไทยประสบอยู่บ่อย ๆ ในช่วงฤดูฝน
- อุทกภัยเนื่องจากน้ำทะเลหนุน อุทกภัยชนิดนี้จะเกิดในเขตพื้นที่ ๆ อยู่ใกล้ชายฝั่งทะเล และมีน้ำหลากจากพื้นที่ตอนบนลงมาปะทะกับช่วงน้ำทะเลขึ้น และถ้าประจวบกับฝนที่ตกหนักในพื้นที่ด้วยแล้ว ก็จะทำให้เกิดน้ำท่วมได้ในระดับรุนแรง และยาวนาน พื้นที่ในกรุงเทพฯและสมุทรปราการ มักจะประสบอุทกภัยประเภทนี้
- อุทกภัยเนื่องจากหิมะละลาย เป็นอุทกภัยที่เกิดในเขตอบอุ่นเป็นส่วนใหญ่ เกิดขึ้นภายหลังฤดูหนาว เมื่ออุณหภูมิของอากาศเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว เป็นผลให้หิมะทั้งบนที่สูงและที่ต่ำละลายและหลากลงสู่ลำน้ำอย่างรวดเร็ว และในหลายกรณีที่เกิดขึ้น เนื่องจากฝนพลอยตกหนักตามมาด้วย ในขณะที่หิมะละลายจึงทำให้เกิดหลากรุนแรงขึ้นประเทศไทยไม่มีอุทกภัยประเภทนี้
- อุทกภัยเนื่องจากน้ำในดินชั้นบนเป็นน้ำแข็ง เป็นอุทกภัยที่เกิดขึ้นในแถบอบอุ่น ไม่เกิดขึ้นในแถบร้อนของโลก เกิดขึ้นเนื่องจากน้ำในดินชั้นบนแข็งตัว ดินจึงมีลักษณะคล้ายคอนกรีต เมื่อหิมะละลายหรือมีฝนตกตามมา ดินจึงไม่สามารถรับการซึมได้ น้ำฝนและน้ำที่เกิดจากหิมะละลาย จึงหลากลงสู่ที่ต่ำไปตามผิวหน้าดินอย่างรวดเร็ว โดยเฉพาะหน้าดิน