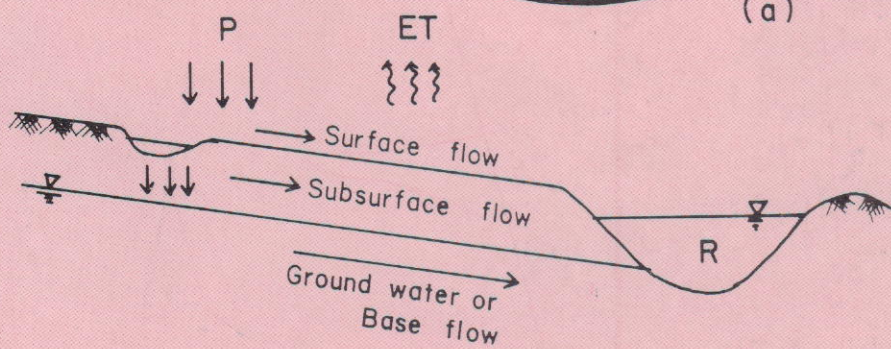
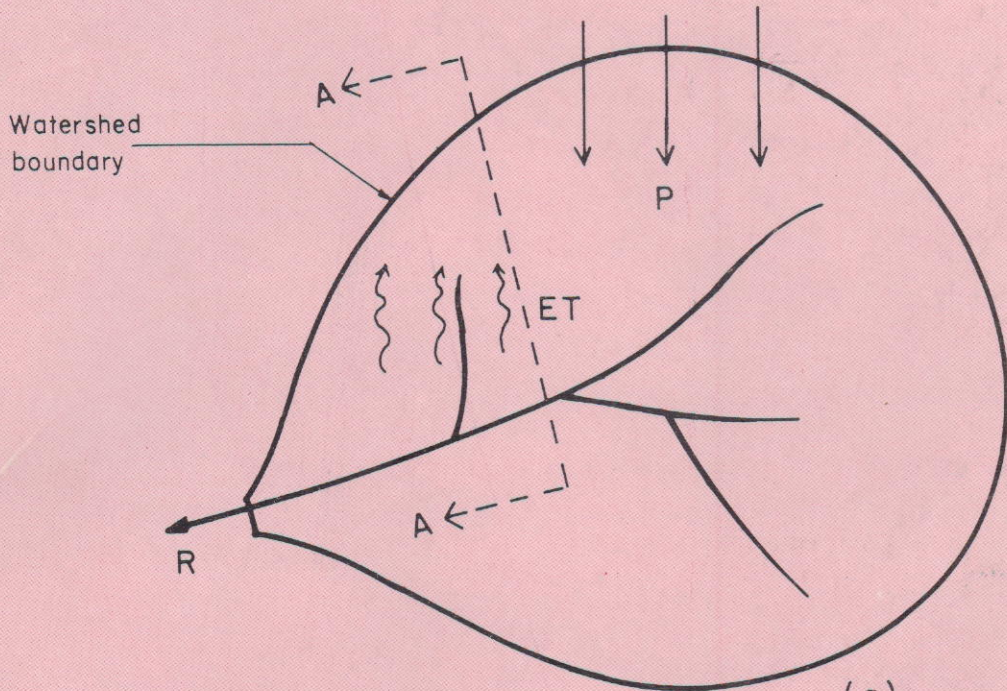


หลักอุทกวิทยา



(b) Section A-A

สมชาย จันท์ศรี
ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน

คณะวิศวกรรมศาสตร์
มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

คำนำ

หนังสือหลักอุทกวิทยาเล่มนี้จัดทำขึ้นเพื่อรวบรวมข้อมูลความรู้และประสบการณ์ใหม่ ๆ ทางด้านอุทกวิทยาเข้ามาด้วยกัน เพื่อใช้ในการประกอบการเรียนการสอนวิชา อุทกวิทยา ของนิสิตภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ โดยเป็นหนังสือถึงขบวนการต่าง ๆ หรือที่มาของลักษณะทางอุทกวิทยาต่าง ๆ ไปได้โดยละเอียด

ในการนี้ขอขอบคุณ ภาควิชาวิศวกรรมชลประทานไว้เป็นอย่างสูงที่ได้ให้โอกาสข้าพเจ้าเขียนและเรียบเรียงหนังสือเล่มนี้ขึ้นรวมทั้งขอบคุณ คุณประเทือง สระทองจิ้น ที่ทำการพิมพ์ต้นฉบับให้ กับคุณสมศักดิ์ โรจนวิบูลย์ที่ทำการเขียนรูปในหนังสือเล่มนี้

ความผิดพลาดใด ๆ ที่มีในหนังสือเล่มนี้ข้าพเจ้าขอน้อมรับไว้ ส่วนคุณความดีใด ๆ ที่อาจจะมีขอบอภให้แต่ บูรพาจารย์ผู้มีพระคุณทุก ๆ ท่าน เทอญ

สมชาย จันทร์ศรี

มกราคม 2533

สารบัญ

บทที่		หน้า
1	บทนำ	1
	1.1 อุทกวัฏจักร	1
2	การหมุนเวียนของบรรยากาศและขบวนการเกิดน้ำฟ้า	5
	2.1 การแผ่รังสี	5
	2.2 ปริมาณรังสีที่ส่งออกมาจากวัตถุ	5
	2.3 การสะท้อนและการกระจัดกระจาย	6
	2.4 ปริมาณรังสีสุทธิที่พื้นผิวโลก	7
	2.5 การหมุนเวียนของบรรยากาศ	8
	2.6 ขบวนการเกิดน้ำฟ้า	11
	2.6.1 Frontal storm	11
	2.6.2 Convective storm	14
	2.6.3 Orographic storm	15
	2.6.4 การก่อตัวของฝน	15
	2.7 ไอน้ำในอากาศ	17
	2.7.1 ความชื้นจำเพาะ	17
	2.7.2 ความดันไอ	17
	2.7.3 ไอน้ำในแท่งบรรยากาศที่อยู่ในภาวะคงที่	21
	2.7.4 Precipitable water	23
3	การวัดหาปริมาณน้ำฟ้า การระเหยและการคายน้ำของพืช	28
	3.1 รูปแบบของน้ำฟ้า	28
	3.2 เครื่องมือวัดน้ำฝน	28
	3.3 การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนตามพื้นที่	33
	3.4 ปริมาณฝนเฉลี่ยในพื้นที่	35
	3.5 การตรวจสอบและแก้ไขข้อมูลที่ผิดพลาด	37

สารบัญ (ต่อ)

บทที่		หน้า
3.6	การประมาณค่าของข้อมูลน้ำฝนที่ขาดหายไป	39
3.7	การระเหย	40
3.7.1	การหาค่าการระเหยโดยวิธีความสัมพันธ์ของพลังงาน	42
3.7.2	การหาค่าการระเหยโดยวิธี Aerodynamic Method	44
3.7.3	การหาค่าการระเหยโดยวิธี Combined Aerodynamic and Energy Balance Method	49
3.8	การใช้น้ำของพืช	57
4	น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร	60
4.1	การวัดน้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร	61
4.1.1	เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบไม้อัตโนมติ	63
4.1.2	เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบอัตโนมัติ	64
4.1.3	การวัดปริมาณน้ำท่า	66
4.2	ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำและปริมาณการไหลของน้ำ	75
4.3	การต่อขยายโค้งปริมาณน้ำ	78
4.3.1	การต่อขยายโค้งปริมาณน้ำแบบเลขกำลัง	79
4.3.2	การต่อโค้งปริมาณน้ำโดยวิธีของสตีเวนสัน	80
4.3.3	การต่อขยายแบบใช้สูตรแมนนิ่ง	81
5	การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า	82
5.1	กราฟน้ำท่า	83
5.2	การดูดซึมของน้ำ	88
5.3	วิธีของ Green - Ampt	92
5.4	ระยะเวลาที่น้ำจะเริ่มขัง	100
5.5	ปริมาณฝนสุทธิ และ Direct runoff	106
5.6	วิธีหาการสูญเสียโดยวิธีของ SCS	111

สารบัญ (ต่อ)

บทที่		หน้า
6	กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	117
	6.1 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลาเปลี่ยนไปจากเดิม	123
	6.2 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉบับพลัน	127
	6.3 Synthetic Unit Hydrograph	133
	6.3.1 Rational Method	135
	6.3.2 Time area หรือ Isochrone method	138
	6.3.3 Snyder's Method	141
	6.3.4 SCS Dimensionless Hydrograph	147
7.	การเคลื่อนตัวของน้ำท่วม	151
	7.1 Reservoir Routing	152
	7.2 Graphic Routing โดยวิธีของ Pul	161
	7.3 Streamflow Routing	166
	7.4 การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธี Flood Routing	173
8	การวิเคราะห์น้ำท่วมด้วยหลักความถี่ของการเกิด	183
	8.1 วิธีเอ็มไพริกัล	183
	8.1.1 Envelope curve	183
	8.1.2 ใช้สมการ Rational	186
	8.2 วิธีทางสถิติ	187
	8.2.1 การแสดงด้วยกราฟ	189
	8.2.2 การกระจายแบบ Normal	193
	8.2.3 การสร้างกระดาษกราฟแบบ Probability	196
	8.2.4 การพล็อตข้อมูลความถี่	199
9	การเคลื่อนตัวของน้ำใต้ดินและชลศาสตร์ของมอบาดาล	202
	9.1 การกระจายของน้ำใต้ดิน	204
	9.2 ชั้นคของ Aquifer	206

สารบัญ (ต่อ)

บทที่	หน้า
9.2.1 Unconfined and confined aquifers	208
9.2.2 Perched aquifer	208
9.2.3 Leaky aquifer	209
9.3 แหล่งการเกิดของน้ำใต้ดิน	209
9.4 Storativity	212
9.5 กฎของ Darcy	214
9.6 Velocity potential	217
9.7 สมการ Hydrodynamic	218
9.8 Dupuit's Theory	223
9.9 Steady unconfined radial flow ของบ่อบาดาล	229
9.10 Steady confined radial flow ของบ่อบาดาล	231
9.11 บ่อบาดาลหลาย ๆ บ่อ	232
9.12 Unsteady flow	234
Reference	241
Appendix	243

บทที่ 1

บทนำ

น้ำเป็นสสารที่เ็นอยู่ทั่วไปในโลก เป็นส่วนประกอบหลักที่สำคัญของสิ่งที่มีชีวิตทั้งหลาย และเป็นตัวการสำคัญที่ทำให้ผิวของโลกเปลี่ยนแปลงไปตลอดเวลา น้ำเป็นกุญแจสำคัญในการปรับสภาพอากาศของโลกเพื่อให้มนุษย์ชาติอาศัยอยู่ได้ และมีอิทธิพลอย่างสำคัญต่อความเจริญก้าวหน้าของอารยธรรม อุทกวิทยาเป็นวิชาที่เกี่ยวข้องกับทุกสถานภาพของน้ำในโลก เป็นวิชาที่มีความสำคัญสูงสุดสำหรับมนุษย์และสิ่งแวดล้อมของมนุษย์ การนำเอาหลักวิชาอุทกวิทยามาประยุกต์ใช้ในทางปฏิบัติจะพบได้ในงานการออกแบบและปฏิบัติการอาคารชลศาสตร์ การบำบัดและกำจัดน้ำเสีย การชลประทาน การระบายน้ำ ไฟฟ้าพลังน้ำ การควบคุมน้ำท่วม การเดินเรือ การควบคุมการกัดเซาะและตะกอน การควบคุมความเค็ม การลดมลภาวะและการคุ้มครองปลาและสัตว์ป่า หลักอุทกวิทยาจะมีบทบาทในการวิเคราะห์ปัญหาที่เกี่ยวข้องกับงานเหล่านี้และเป็นแนวทางสำหรับการวางแผนและจัดการแหล่งน้ำ

อุทกศาสตร์ (Hydroscienc) จะกล่าวถึงน้ำที่เ็นอยู่ในโลก การกระจายและการหมุนเวียนของน้ำ คุณสมบัติทางกายภาพและทางเคมี และความสัมพันธ์ของน้ำกับสิ่งแวดล้อม รวมทั้งความสัมพันธ์กับสิ่งมีชีวิต โดยเฉพาะมนุษย์ ส่วนอุทกวิทยา (Hydrology) อาจพิจารณาได้ว่าเกี่ยวกับหลักของอุทกศาสตร์ทั้งหมด หรือจะให้คำจำกัดความได้ว่าเป็นการศึกษาถึงอุทกวัฏจักร นั่นคือการหมุนเวียนที่ไม่มีที่สิ้นสุดของน้ำระหว่างโลกกับบรรยากาศ ความรู้ทางอุทกวิทยาจะประยุกต์ใช้ในการควบคุมทรัพยากรน้ำบนผิวโลก ส่วนน้ำทะเลเ็นอยู่ในส่วนของ Ocean Engineering และสมุทรศาสตร์

การเปลี่ยนแปลงในการกระจาย การหมุนเวียน หรืออุณหภูมิของน้ำในโลกสามารถมีผลกระทบต่อสภาพแวดล้อมของโลก การเปลี่ยนแปลงนี้อาจจะมีสาเหตุมาจากการกระทำของมนุษย์ เช่น การโคพรวนดิน ให้น้ำชลประทานแก่พืช ให้นุ้ย ถางป่า สูบน้ำจากใต้ดินมาใช้ สร้างเขื่อน ทั้งของเสียลงในแม่น้ำและทะเลสาบ และทำสิ่งต่าง ๆ ทั้งที่สร้างสรรค์และทำลาย ซึ่งมีผลกระทบต่อ การหมุนเวียนและคุณภาพของน้ำในธรรมชาติ

1.1 อุทกวัฏจักร (Hydrologic Cycle)

น้ำในโลกจะเ็นอยู่ในบรรยากาศที่ห่อหุ้มผิวโลก (Hydrosphere) ซึ่งมีขอบเขตอยู่ประมาณ 15 กม. จากผิวโลกขึ้นไปสู่บรรยากาศ และอยู่ในระยะประมาณ 1 กม. จากผิวโลก

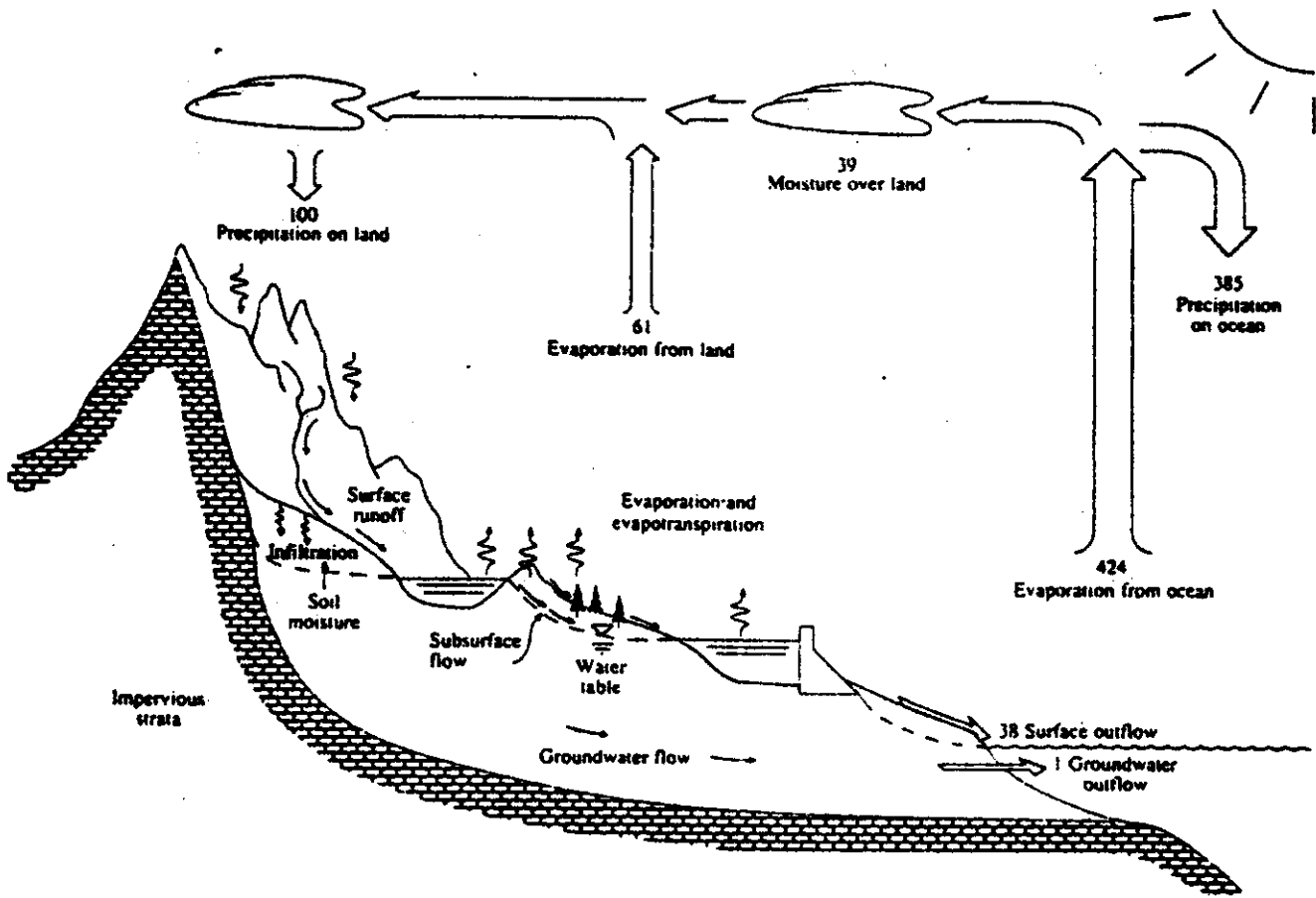
ลงไปในเปลือกโลก (lithosphere) น้ำจะหมุนเวียนอยู่ในบรรยากาศที่ห่อหุ้มผิวโลก โดยมีเส้นทางการหมุนเวียนที่วกวนไปมา ซึ่งจะประกอบกันเป็นอุทกวัฏจักร

อุทกวัฏจักรเป็นจุดรวมของความสำคัญของหลักวิชาอุทกวิทยา วัฏจักรนี้ไม่มีจุดเริ่มต้นหรือจุดสิ้นสุด และขบวนการของมันหลาย ๆ อันเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง ดังแสดงในรูปที่ 1.1.1 น้ำจะระเหย (evaporates) จากมหาสมุทรและจากแผ่นดินไปสู่บรรยากาศ ไอน้ำที่เกิดขึ้นจะลอยตัวขึ้นในบรรยากาศจนกระทั่งมันเกิดการควบแน่นและตก (precipitate) ลงมาสู่พื้นดินและมหาสมุทร น้ำที่ตกลงมาบางส่วนอาจจะค้างอยู่ตามต้นพืช (intercepted) บางส่วนก็ไหลบ่ามาตามพื้นดิน (Overland flow) บางส่วนก็ซึมลงไปใต้ดิน (infiltrate) หรือไหลผ่านใต้ผิวดิน (subsurface flow) และท้ายที่สุดก็ไหลไปยังทางน้ำในรูปของน้ำผิวดิน (surface runoff) น้ำที่ค้างตามใบพืชและน้ำผิวดินบางส่วนจะระเหยกลับสู่บรรยากาศ น้ำที่ซึมลงใต้ดินอาจจะซึมลึก (recharge) ลงไปสู่ลำน้ำใต้ดิน ซึ่งจะทำให้เกิดน้ำพุขึ้น หรืออาจจะซึมไปยังแม่น้ำลำคลองกลายเป็นส่วนหนึ่งของน้ำผิวดิน ซึ่งในท้ายที่สุดจะไหลออกไปสู่ทะเล หรือระเหยกลับสู่บรรยากาศอีก ซึ่งจะทำให้อุทกวัฏจักรดำเนินต่อไปอีก

การประมาณปริมาณน้ำทั้งหมดในโลกและที่อยู่ในขบวนการต่าง ๆ ของอุทกวัฏจักรนั้น อยู่ในความสนใจจากนักวิทยาศาสตร์มาตั้งแต่ราว ๆ ปี ค.ศ. 1950 อย่างไรก็ตาม ข้อมูลนั้นหาได้ยาก โดยเฉพาะน้ำในมหาสมุทร จึงเป็นเหตุให้เรายังไม่ทราบปริมาณน้ำในแต่ละส่วนของอุทกวัฏจักรของโลกอย่างถูกต้องแน่นอน

ประมาณสองในสามของปริมาณน้ำจืดทั้งหมดของโลก จะเป็นน้ำแข็งขั้วโลกและส่วนที่เหลือเกือบทั้งหมดจะอยู่ในรูปของน้ำใต้ดิน ซึ่งอยู่ในช่วงความลึก 200 ถึง 600 เมตร ที่ความลึกมากกว่านี้ น้ำใต้ดินเกือบทั้งหมดจะเป็นน้ำเค็ม มีเพียง 0.006 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำจืดทั้งหมดที่เป็นส่วนของน้ำในแม่น้ำลำธาร น้ำที่มีอยู่ในสิ่งมีชีวิต เช่น อยู่ในเนื้อเยื่อของพืชและสัตว์ จะมียู่ประมาณ 0.003 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำจืดทั้งหมด ซึ่งมีค่าเท่ากับประมาณครึ่งหนึ่งของปริมาณที่มีอยู่ในแม่น้ำลำธาร

ถึงแม้ว่าปริมาณน้ำผิวดิน และปริมาณน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศจะค่อนข้างน้อยในช่วงเวลาใดเวลาหนึ่ง แต่ในแต่ละปีแล้วมีปริมาณน้ำจำนวนมหาศาลที่หมุนเวียนผ่านไป รูปที่ 1.1.1 แสดงส่วนสำคัญต่าง ๆ ของอุทกวัฏจักรในหน่วยที่สัมพันธ์กับปริมาณน้ำที่ตกลงบนผิวดินในหนึ่งปี



รูปที่ 1.1.1 อุทกวัฏจักร แสดงโดยความสมดุลของน้ำเฉลี่ยประจำปี เป็นหน่วยที่สัมพันธ์กับค่าปริมาณน้ำฝนที่ตกบนแผ่นดิน 100 หน่วย

(annual land precipitation) ซึ่งให้เท่ากับ 100 เราจะเห็นได้ว่าการระเหยจากพื้นผิวดินจะมีค่าเท่ากับ 61 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำที่ตกลงมา ส่วนที่เหลือ 39 เปอร์เซ็นต์จะอยู่ในรูปของน้ำท่า (runoff) ไปสู่มหาสมุทร ซึ่งส่วนใหญ่จะเป็นน้ำผิวดิน ใต้น้ำในบรรยากาศนั้น 90 เปอร์เซ็นต์ได้น้ำจากน้ำที่ระเหยมาจากมหาสมุทร การวิเคราะห์การไหลและเก็บกักของน้ำจากความสมดุลของน้ำในโลกจะทำให้เรามองเห็นถึงความเปลี่ยนแปลงไม่คงที่ของอุทกวัฏจักร

ถึงแม้ว่าหลักของอุทกวัฏจักรนั้นจะง่าย แต่สิ่งที่เกิดขึ้นจริงตามธรรมชาตินั้น ซับซ้อนเป็นอย่างที่สุด มันไม่เป็นเพียงแต่วัฏจักรที่ใหญ่อันหนึ่งแต่จะประกอบไปด้วยวัฏจักรของทวีป

ภูมิภาค และแต่ละห้องดิน ที่มีอยู่มากมายและมีความเกี่ยวเนื่องซึ่งกันและกัน ถึงแม้ว่าปริมาณของ น้ำทั้งหมดที่มีอยู่ในอุทกวัฏจักรของโลกจะคงที่ การกระจายของมันกำลังค่อย ๆ เปลี่ยนแปลงไปใน ทวีปต่าง ๆ ในภูมิภาคและภายในพื้นที่รับน้ำ (drainage basin) ในแต่ละห้องดิน

อุทกวิทยาของแต่ละภูมิภาคจะถูกกำหนดโดยสภาพภูมิอากาศของมัน และโดยปัจจัย ทางกายภาพ เช่น ภูมิประเทศ ธรณีวิทยาและพืชพรรณต่าง ๆ ดังนั้น เมื่ออารยธรรมก้าวหน้าไป กิจกรรมของมนุษย์ก็ค่อย ๆ ล่วงล้ำสิ่งแวดล้อมของน้ำตามธรรมชาติ ซึ่งเป็นผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความสมดุลของอุทกวัฏจักรและทำให้เกิดขบวนการและปรากฏการณ์ใหม่ ๆ ขึ้น ตัวอย่างเช่น ตามทฤษฎีแล้วจะเห็นว่า การเผาไหม้ของน้ำมัน เชื้อเพลิงทำให้ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ใน บรรยากาศเพิ่มขึ้น ซึ่งจะสามารภเป็นผลทำให้โลกมีอุณหภูมิสูงขึ้น ซึ่งมีผลอย่างยิ่งยวดต่ออุทกวิทยา ของโลก

บทที่ 2

การหมุนเวียนของบรรยากาศและกระบวนการเกิดน้ำฟ้า

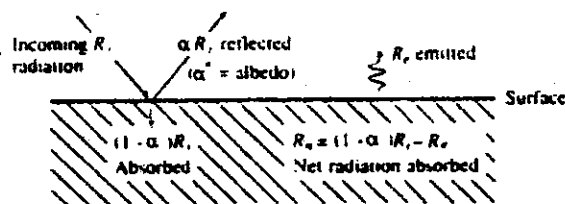
(Atmospheric circulation and precipitation process)

2.1 การแผ่รังสี (Radiation)

เมื่อมีรังสีมาตกกระทบที่พื้นผิว (ดูรูปที่ 2.1.1) มันจะถูกดูดกลืนหรือสะท้อนออกไป ส่วนที่สะท้อนออกไปเรียกว่า albedo α ($0 < \alpha < 1$) ตัวอย่างเช่น ผืนน้ำที่ลึก ๆ จะดูดกลืนรังสีที่มันได้รับเกือบทั้งหมด โดยมีค่า α ประมาณ 0.06 ขณะที่หิมะที่สะอาดจะสะท้อนรังสีที่มันได้รับออกไปเกือบทั้งหมดโดยมีค่า α สูงถึง 0.9 วัตถุทุกชนิดจะมีการแผ่รังสีอย่างต่อเนื่องออกมาตลอดเวลาด้วยอัตราที่ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของพื้นผิวหน้าของมัน การแผ่รังสีสุทธิ (Net radiation) R_n คือ ปริมาณรังสีสุทธิที่ได้รับที่พื้นผิวหน้าในขณะใดขณะหนึ่ง นั่นคือความแตกต่างระหว่างปริมาณรังสีที่ถูกดูดกลืนไว้ $R_i(1 - \alpha)$ (เมื่อ R_i คือปริมาณรังสีตกกระทบ) กับปริมาณรังสีที่ส่งออกมาจากวัตถุ R_e

$$\therefore R_n = R_i(1 - \alpha) - R_e \quad (2.1.1)$$

การแผ่รังสีสุทธิบนพื้นผิวโลกเป็นพลังงานส่วนใหญ่ที่ใช้ในการระเหยน้ำ



รูปที่ 2.1.1 ความสมดุลของรังสีที่แผ่มายังพื้นผิวของวัตถุ

2.2 ปริมาณรังสีที่ส่งออกมาจากวัตถุ (Emission)

ปริมาณรังสีที่ส่งออกมาจากวัตถุจะหาได้จากกฎของ Stefan-Boltzmann

$$R_e = e \sigma T^4 \quad (2.2.1)$$

เมื่อ e คือ ความสามารถส่งรังสีออกมา (emissivity) ของพื้นผิว

σ คือ ค่าคงที่ของ Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$)

และ T คืออุณหภูมิสัมบูรณ์ของพื้นผิวเป็นองศา Kelvin

$$T = \text{ }^{\circ}\text{C} + 273$$

สำหรับวัตถุที่พื้นผิวดำสนิท (Perfect radiator) จะมีค่าความสามารถส่งรังสีออกมาเท่ากับ 1 สำหรับพื้นผิว $e \approx 0.97$ ความยาวคลื่น λ ของรังสีที่ส่งออกมาจะเป็นอัตราส่วนกลับกับอุณหภูมิของพื้นผิว และจะหาได้จากกฎของ Wien

$$\lambda = \frac{2.90 \times 10^{-3}}{T} \quad (2.2.2)$$

โดย T มีค่าเป็นองศา Kelvin และ λ เป็นเมตร จะเห็นได้จากกฎของ Wien ว่ารังสีที่ส่งออกมาจากดวงอาทิตย์จะมีความยาวคลื่นสั้นกว่าที่ส่งออกมาจากโลกที่เย็นกว่าอยู่มาก

2.3 การสะท้อนและการกระจัดกระจาย (Reflection and Scattering)

ค่า albedo α ในสมการ 2.1.1 แสดงถึงอัตราส่วนของรังสีตกกระทบที่ได้รับ (Incoming radiation) กับที่สะท้อนกลับเข้าสู่บรรยากาศ ค่า albedo จะผันแปรเล็กน้อยขึ้นอยู่กับความยาวคลื่นของรังสีและมุมตกกระทบของมัน แต่เรานักจะใช้ค่าเพียงค่าเดียวสำหรับพื้นผิวใดพื้นผิวหนึ่ง

เมื่อรังสีกระทบกับอนุภาคเล็ก ๆ ในบรรยากาศที่มีขนาดใกล้เคียงกับความยาวคลื่นของรังสี รังสีนั้นจะกระจัดกระจายออกไปทุกทิศทาง กลุ่มของโมเลกุลเล็ก ๆ ที่เรียกว่า aerosols จะกระจัดกระจายแสงออกไปโดยวิธีดังกล่าว กิจกรรมของมนุษย์ในยุคปัจจุบันทำให้ปริมาณ aerosol และอนุภาคของฝุ่นในบรรยากาศเพิ่มขึ้น ซึ่งก่อให้เกิดปัญหาที่เรียกว่า Greenhouse effect ซึ่งจะมีรังสีบางส่วนที่ส่งออกมาจากพื้นผิวโลกจะถูกทำให้กระจัดกระจายกลับมาโดยบรรยากาศ การกระจัดกระจายของรังสีที่เพิ่มขึ้นนี้เป็นผลทำให้พื้นผิวของโลกมีอุณหภูมิสูงขึ้น อย่างไรก็ตามยังไม่เป็นที่ทราบแน่นอนว่าการที่โลกมีอุณหภูมิสูงขึ้นจากสาเหตุการกระจัดกระจายของรังสีนี้ สูงขึ้นในปริมาณเท่าไร

2.4 ปริมาณรังสีสุทธิที่พื้นผิวโลก

ความเข้มของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่แผ่มายังขอบนอกบรรยากาศของโลก จะลดลงด้วยสาเหตุ 3 ประการก่อนที่จะถึงพื้นผิวของโลก 1 หน่วย สาเหตุเหล่านี้คือ

- 1) กระจกระบายไปในบรรยากาศ
- 2) ถูกดูดกลืนโดยเมฆ
- 3) มุมของพื้นผิวโลกที่กระทำต่อการแผ่รังสีที่ได้รับ (เป็นฟังก์ชันของเส้นแวง

(latitude) ฤดูกาล และเวลาของวันต่าง)

ความเข้มของรังสีอาทิตย์ที่ได้รับต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ของผิวโลกจะแสดงด้วยสัญลักษณ์ R_0 ส่วนบรรยากาศก็เป็นตัวแผ่รังสีอีกด้วย โดยเฉพาะในวันที่มีเมฆมาก จะส่งรังสีช่วงคลื่นยาวกว่าดวงอาทิตย์เพราะว่าอุณหภูมิของมันต่ำกว่า ความเข้มของการแผ่รังสีนั้นจะแสดงด้วย R_1 เพราะฉะนั้นรังสีที่ได้รับที่พื้นผิวโลกก็คือ

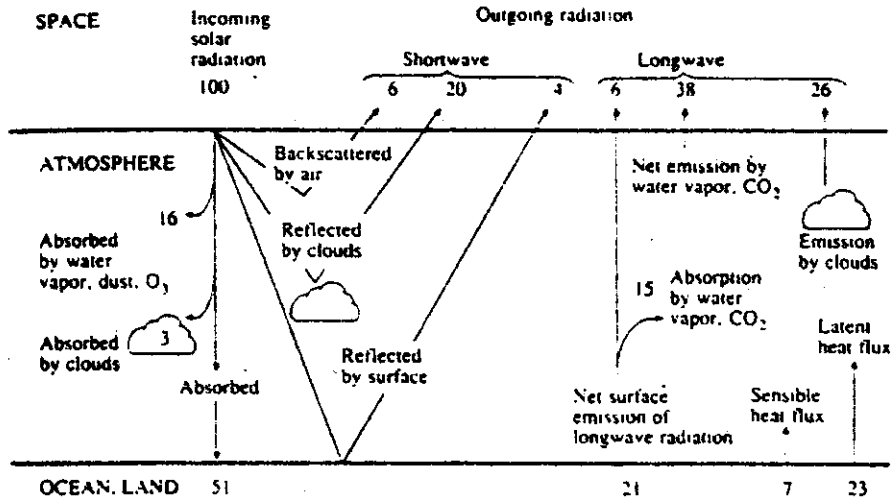
$$R_i = R_0 + R_1 \quad (2.4.1)$$

โลกจะส่งรังสี R_0 ออกมา (ด้วยขนาดความยาวคลื่นใกล้เคียงกับการส่งรังสีออกมาของบรรยากาศ) ดังนั้นปริมาณรังสีสุทธิทั้งหมดที่ได้รับที่พื้นผิวโลกก็คือ

$$R_n = (R_0 + R_1)(1 - \alpha) - R_0 \quad (2.4.2)$$

ความสัมพันธ์ซึ่งกันและกันของขบวนการแผ่รังสีระหว่างบรรยากาศกับพื้นผิวโลกนั้นซับซ้อนมาก รูปที่ 2.4.1 แสดงถึงค่าสัมพันธ์ของปริมาณรังสีต่าง เป็นค่าเฉลี่ยประจำปีของบรรยากาศ และความสมดุลความร้อนของพื้นผิว จะเห็นได้ว่าสำหรับรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้รับ 100 หน่วยที่ขอบนอกของบรรยากาศของโลก ประมาณครึ่งหนึ่ง (51 หน่วย) จะตกมาถึงพื้นผิวโลกและถูกดูดกลืนไว้ จากรังสี 51 หน่วยนี้ 21 หน่วยจะส่งออกมาในรูปรังสีช่วงคลื่นยาว ทำให้ปริมาณรังสีสุทธิที่พื้นผิวโลกเหลือเพียง 30 หน่วย ซึ่งจะใช้ไปในการระเหยน้ำเสีย 23 หน่วย ดังนั้นจึงเป็นการคืนความร้อนสู่บรรยากาศในรูปของความร้อนแฝง ส่วนที่เหลือ 7 หน่วยจะใช้ไปในการให้ความร้อนกับอากาศบนพื้นผิวโลกในรูปของการนำความร้อน

จากขบวนการทางอุณหภูมิมิถุนยามากมายที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องในบรรยากาศ ขบวนการเกิดน้ำฟ้า (precipitation) และการระเหย (evaporation) (ซึ่งเป็นขบวนการ



รูปที่ 2.4.1 การแผ่รังสีและความสมดุลของความร้อนในบรรยากาศและที่พื้นผิวโลก

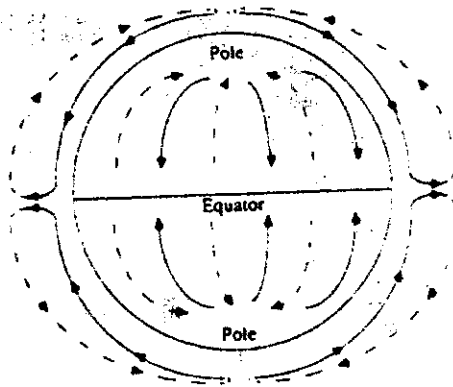
ที่บรรยากาศมีความสัมพันธ์ซึ่งกันและกันกับน้ำผิวดิน) เป็นขบวนการที่สำคัญที่สุดในทางอุทกวิทยา น้ำส่วนใหญ่ที่ตกลงมาสู่แผ่นดินจะได้น้ำจากความชื้นที่ระเหยจากมหาสมุทรและถูกพัดพาไปเป็นระยะทางไกลโดยการหมุนเวียนของบรรยากาศ (Atmospheric circulation) แรงขับเคลื่อนที่สำคัญสองอันของการหมุนเวียนนี้เป็นผลมาจากการหมุนของโลกและกฎการแลกเปลี่ยนพลังงานความร้อนระหว่างบริเวณเส้นศูนย์สูตรและบริเวณขั้วโลก

2.5 การหมุนเวียนของบรรยากาศ (Atmospheric circulation)

โลกได้รับความร้อนจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์อย่างคงที่ และส่งรังสีกลับออกไปโดยการ re-radiation หรือ back radiation สู่อากาศ ขบวนการนี้สมดุลอยู่ที่อัตราเฉลี่ยของการแผ่รังสีประมาณเท่ากับ 210 W/m^2 ผิวโลกได้รับความร้อนเพิ่มขึ้นอย่างไม่สม่ำเสมอ บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร รังสีที่ได้รับจะตกกระทบเกือบจะตั้งฉากกับพื้นผิวโลกโดยมีค่าเฉลี่ยประมาณ 270 W/m^2 ในขณะที่บริเวณขั้วโลกมันจะตกกระทบเป็นมุมเอียงด้วยอัตราประมาณ 90 W/m^2 เพราะว่าอัตราการแผ่รังสีจะแปรผันกับอุณหภูมิสมมูลของพื้นผิวโลก ซึ่งไม่แตกต่างกันเท่าไรระหว่างบริเวณเส้นศูนย์สูตรและบริเวณขั้วโลก เพราะฉะนั้นโลกจะส่งรังสีออกมาค่อนข้างจะสม่ำเสมอว่ารังสีดวงอาทิตย์ที่ได้รับ ผลเนื่องจากความไม่สมดุลของความร้อนนี้ บรรยากาศก็จะเปรียบเสมือนเครื่องยนต์ขนาด

นที่มาโดยมีการแลกเปลี่ยนความร้อนจากเส้นศูนย์สูตรไปยังขั้วโลกในอัตราเฉลี่ยประมาณ 4×10^9 MW

ถ้าโลกไม่หมุน การหมุนเวียนของบรรยากาศจะเป็นดังรูป 2.5.1 อากาศจะลอยตัวขึ้นบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรและเคลื่อนที่ไปในบรรยากาศตอนบนไปยังบริเวณขั้วโลก แล้วจึงเย็นตัวลงลอยต่ำลงยังบรรยากาศตอนล่าง และเคลื่อนที่กลับมายังบริเวณเส้นศูนย์สูตร ขบวนการนี้เรียกว่า Hadley circulation

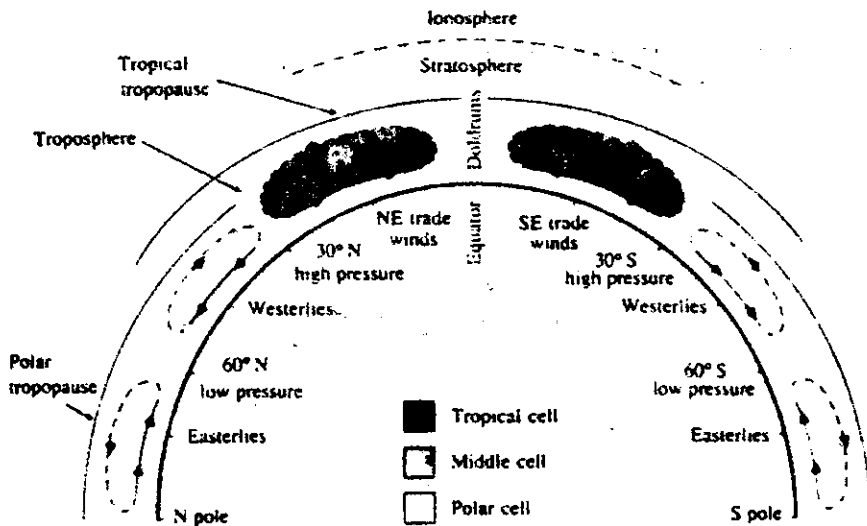


รูปที่ 2.5.1 การหมุนเวียนของบรรยากาศแบบช่วงเดียวของโลกที่ไม่มีการหมุนรอบตัวเอง

การหมุนของโลกจากตะวันตกไปตะวันออกทำให้รูปแบบการหมุนเวียนของบรรยากาศเปลี่ยนแปลงไป เมื่ออากาศที่บริเวณเส้นศูนย์สูตรเคลื่อนที่ไปยังบริเวณขั้วโลกรัศมีของมันที่มีต่อแกนของโลกจะลดลง เพื่อที่จะรักษาโมเมนตัมเชิงมุม (Angular momentum) ไว้ อากาศจะมีความเร็วเพิ่มขึ้นเมื่อเทียบความเร็วกับผิวโลก ซึ่งทำให้เกิดการพัดของอากาศมาจากทางทิศตะวันตก ในทางกลับกันอากาศที่เคลื่อนที่มายังเส้นศูนย์สูตร จะกลายเป็นลมที่พัดมาจากทางทิศตะวันออก ผลที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความเร็วและทิศทางของลมนี้เราเรียกว่า Coriolis force

รูปแบบของการหมุนเวียนของบรรยากาศที่แท้จริงจะมีสามช่วงในแต่ละครึ่งซีกโลก ดังแสดงอยู่ในรูปที่ 2.5.2 ในเขตร้อน (Tropical cell) อากาศร้อนจะลอยตัวขึ้นที่บริเวณเส้นศูนย์สูตร เคลื่อนตัวสู่ขั้วโลกที่บรรยากาศชั้นบนแล้วจึงสูญเสียความร้อนและลอยตัวลงสู่พื้นดินที่เส้นแวงที่ 30° ใกล้เคียง ๆ กับพื้นดิน อากาศจะแยกตัวเป็น 2 ทาง ทางหนึ่งเคลื่อนตัว

ไปสู่เส้นศูนย์สูตรและอีกทางหนึ่งเคลื่อนที่ไปยังขั้วโลก ในเขตขั้วโลก (Polar cell) อากาศจะลอยตัวขึ้นที่ 60° และเคลื่อนตัวไปยังขั้วโลกในบรรยากาศชั้นบน แล้วก็เย็นลงและเคลื่อนตัวกลับมายังที่ 60° ใกล้กับพื้นผิวโลก ในเขตกลาง (Middle cell) การเคลื่อนตัวของอากาศเกิดขึ้นจากความฝืดต่อการเคลื่อนตัวของอากาศในเขตร้อนและเขตขั้วโลก เป็นลมผิวหน้าที่เคลื่อนตัวเข้าหาขั้วโลก ทำให้เกิดลมที่พัดมาจากทางทิศตะวันตกในเขตเส้นแวงกลาง ๆ



รูปที่ 2.5.2 หน้าตัดของซีกโลกตามเส้นรุ้ง แสดงถึงการหมุนเวียนของบรรยากาศ

การกระจายของมหาสมุทรและแผ่นดินบนพื้นผิวโลกที่ไม่สม่ำเสมอควบคู่ไปกับคุณสมบัติในการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิที่แตกต่างกัน ทำให้เกิดการผันแปรเพิ่มขึ้นของการหมุนเวียนของบรรยากาศ บริเวณที่ร้อนที่สุดของเส้นศูนย์สูตรจะมีการเคลื่อนตัวในแต่ละช่วงของปี อันมีสาเหตุเนื่องมาจากการหมุนตัวของโลกรอบดวงอาทิตย์ทำให้เกิดการเคลื่อนตัวไปมาของรูปแบบของเขตการหมุนเวียนทั้งสามเขต เมื่อมีการเคลื่อนตัวไปมามากขึ้นกว่าปกติ การแลกเปลี่ยนของอากาศระหว่างเขตใกล้เคียงจะเกิดขึ้นบ่อยขึ้นและเกิดอย่างสมบูรณ์ ซึ่งอาจจะเป็นที่ทำให้เกิดที่มรสุมขึ้น ดังนั้น ลมมรสุม (Monsoon) อาจจะมีเข้าไปลึกไปยังประเทศต่าง ๆ เช่น อินเดียและออสเตรเลีย ด้วยการเคลื่อนตัวไปมาน้อยลงกว่าปกติ จะทำให้เกิดบริเวณที่มีความกดอากาศสูงเป็นบริเวณกว้างรอบ ๆ เขตเส้นแวง 30° ดังนั้นจึงทำให้เกิดช่วงเวลาแห่งแล้งยาวนานขึ้น เนื่องจากการหมุนเวียนของบรรยากาศนั้นซับซ้อนมาก เราจะสามารถแสดงให้เห็นได้แต่เพียงรูปแบบโดยทั่วไปเท่านั้น

เราแบ่งบรรยากาศในแนวตั้งออกเป็นชั้นต่าง ๆ การหมุนเวียนของบรรยากาศที่กล่าวมาข้างต้น เกิดขึ้นในชั้นที่เรียกว่า troposphere ซึ่งอยู่ในช่วงความสูงจากประมาณ 8 กม. ที่บริเวณขั้วโลกจนถึง 16 กม. ที่บริเวณเส้นศูนย์สูตร อุณหภูมิในชั้น troposphere จะลดลงตามความสูง ด้วยอัตราที่ผันแปรตามความชื้นที่อยู่ในบรรยากาศ สำหรับอากาศที่แห้งอัตราการลดลงเรียกว่า Dry adiabatic lapse rate และมีค่าประมาณ $9.8\text{ }^{\circ}\text{C / กม.}$ ส่วน Saturated adiabatic lapse rate จะมีค่าน้อยกว่าประมาณ $6.5\text{ }^{\circ}\text{C / กม.}$ เพราะเหตุว่าไอน้ำบางส่วนในอากาศจะควบแน่น เมื่อนั้นลอยตัวขึ้นและเย็นลงจึงปลดปล่อยความร้อนมาสู่บรรยากาศรอบ ๆ ค่าทั้งสองค่านี้เป็นค่าเฉลี่ยของ lapse rate ซึ่งจะสามารถผันแปรได้ค่อนข้างมากขึ้นอยู่กับความสูง ขอบเขต tropopause จะแย่งแยก troposphere ออกจาก stratosphere ใกล้เคียง ๆ กับ tropopause อุณหภูมิและความดันจะเปลี่ยนแปลงอย่างทันทีทันใด ทำให้เกิดกระแสลมแรงที่เรียกว่า Jet streams โดยมีความเร็วอยู่ในช่วง 15 ถึง 50 ม./วินาที กระแสลมนี้จะพัดไปเป็นระยะทางพัน ๆ กิโลเมตร และมีอิทธิพลอย่างสำคัญต่อการเคลื่อนตัวของมวลของอากาศ

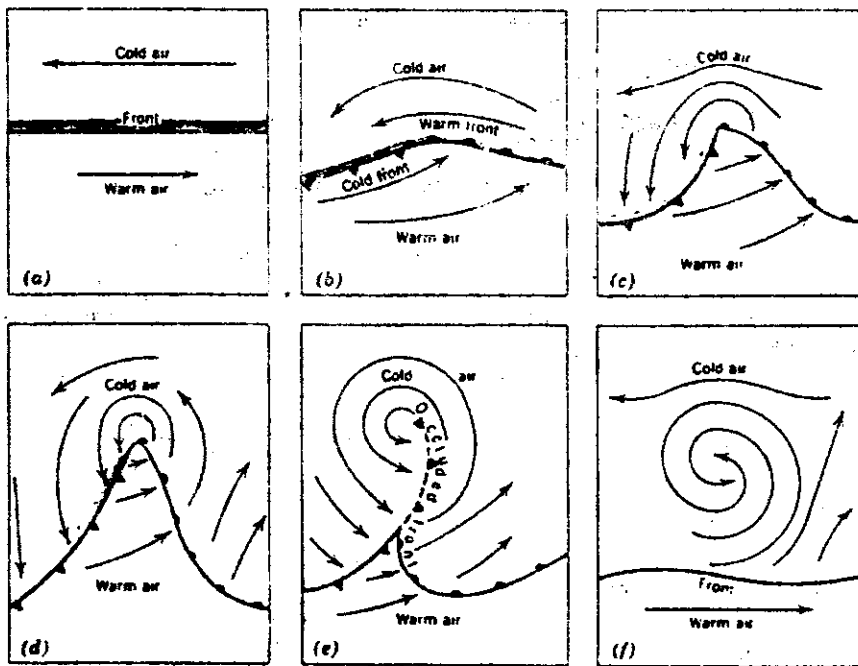
2.6 ขบวนการเกิดน้ำฟ้า (Precipitation process)

โดยทั่ว ๆ ไปแล้วขบวนการเกิดน้ำฟ้าจะมีด้วยกัน 3 แบบคือ อันแรกเรียกกันว่า Frontal storm ซึ่งเกิดขึ้นเนื่องจากการเคลื่อนตัวมาพบกันของมวลอากาศที่เย็น (Cold air mass) กับมวลอากาศที่ร้อน (Warm air mass) อันที่สองคือ พายุฝนฟ้าคะนอง (Air mass thunderstorm) ซึ่งเป็นผลมาจากการลอยตัวขึ้นของอากาศเหนือพื้นผิวของแผ่นดินหรือผิวน้ำ (Convective storm) อันที่สามคือ Orographic storm ที่ซึ่งน้ำฟ้าที่เกิดขึ้นเป็นผลมาจากอากาศถูกทำให้เย็นลงเนื่องจากการเคลื่อนตัวขึ้นไปของมวลอากาศ โดยเฉพาะอย่างยิ่งเคลื่อนตัวขึ้นไปในบริเวณเทือกเขา

2.6.1 Frontal storm

Frontal storm เกิดขึ้นที่ขอบเขตของอากาศที่อุ่นและชื้นและอากาศที่เย็นแต่แห้งมาสัมผัสกัน ซึ่งจะทำให้เกิดน้ำฟ้ามากที่สุดบริเวณศูนย์กลางของบริเวณที่มีความกดต่ำค่า ซึ่งเคลื่อนที่ไปตามขอบเขตของมวลอากาศ การก่อตัวของคลื่นหรือศูนย์กลางพายุนี้จะเป็นอย่างค่อยเป็นค่อยไป และจะตามติดด้วยการสลายไปของบริเวณกดต่ำค่าในที่สุด

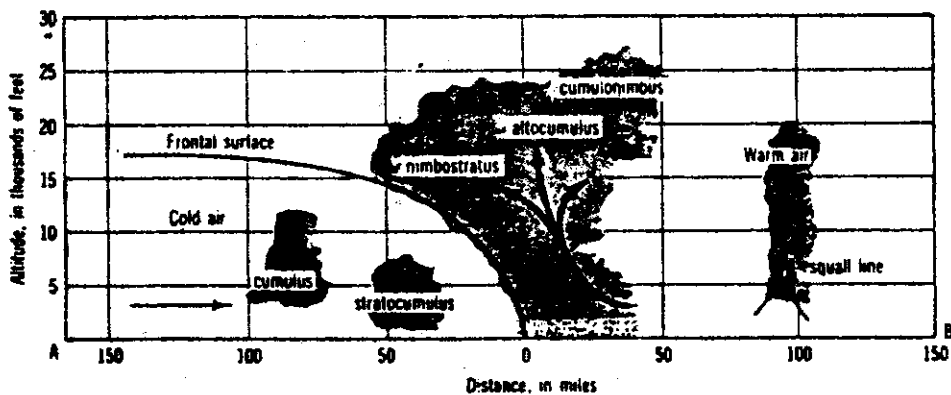
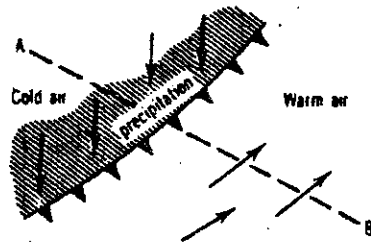
ขบวนการพัฒนาขึ้นมาและสลายตัวไปในที่สุดของ frontal storm center ได้แสดงไว้ในรูปที่ 2.6.1.1 ทิศทางของลมที่ตรงกันข้ามกันที่บริเวณขอบเขตของมวลอากาศ ในรูป 2.6.1.1 a จะทำให้เกิดการหมุนวนของมวลอากาศแสดงในรูป 2.6.1.1 b การหมุนวนนี้จะเพิ่มขึ้นอย่างช้า ๆ และอากาศที่อุ่นและชื้นก็จะลอยอยู่บนอากาศเย็นที่หนักกว่า การพัฒนาจะเป็นไปอย่างช้า ๆ จนกระทั่งเกิดเป็นรูป 2.6.1.1 c Cold front จะเกิดขึ้นเมื่ออากาศเย็นสามารถผลักดันอากาศอุ่นกลับไป และ Warm front จะเกิดขึ้นเมื่ออากาศอุ่นผลักดันอากาศเย็นที่อยู่ข้างหน้าออกไป เนื่องจากว่า cold front เคลื่อนที่รวดเร็วกว่า warm front มันก็จะไล่ warm front หัน(รูป 2.6.1.1 d) ทำให้อากาศอุ่นลอยตัวอยู่เบื้องบนและก่อให้เกิด Occluded front ดังแสดงในรูป 2.6.1.1 e ในที่สุด เมื่อคลื่นอ่อนตัวลงก็จะเหลือเพียงแต่การหมุนวนของอากาศ (รูป 2.6.1.1 f) ที่บริเวณที่เกิดคลื่นหรือพายุ



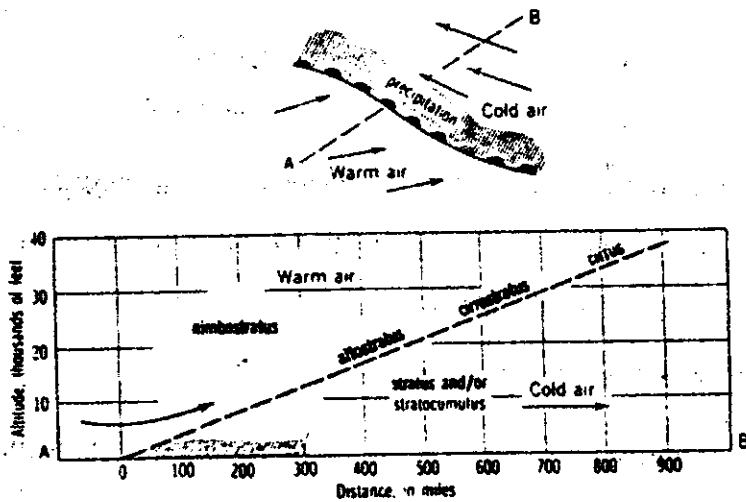
รูปที่ 2.6.1.1 การก่อตัวและสลายตัวของศูนย์กลางของ frontal storm

รูปตัดของ Cold, Warm และ Occluded fronts ได้แสดงไว้ในรูปที่ 2.6.1.2, 2.6.1.3 และ 2.6.1.4 ตามลำดับ ความลาดเอียงของ cold front นั้นชันกว่าของ warm front ดังนั้น cold front จึงก่อให้เกิดการลอยตัวขึ้นอย่างรวดเร็วของอากาศที่อุ่นและชื้น และทำให้พายุฝนฟ้าคะนองอย่างรุนแรงก่อตัวขึ้น ส่วน warm front จะมีความลาดเอียงน้อยกว่า ซึ่งเป็นผลทำให้เกิดฝนตกอย่างสม่ำเสมอมากกว่า คือ มีตั้งแต่ฝนปรอย จนถึงฝนตกหนัก น้ำฟ้าที่เกิดจาก warm-front โดยทั่ว ๆ ไปแล้วจะเกิดนานกว่าและครอบคลุมพื้นที่กว้างขวางกว่าน้ำฟ้าที่เกิดจาก cold-front

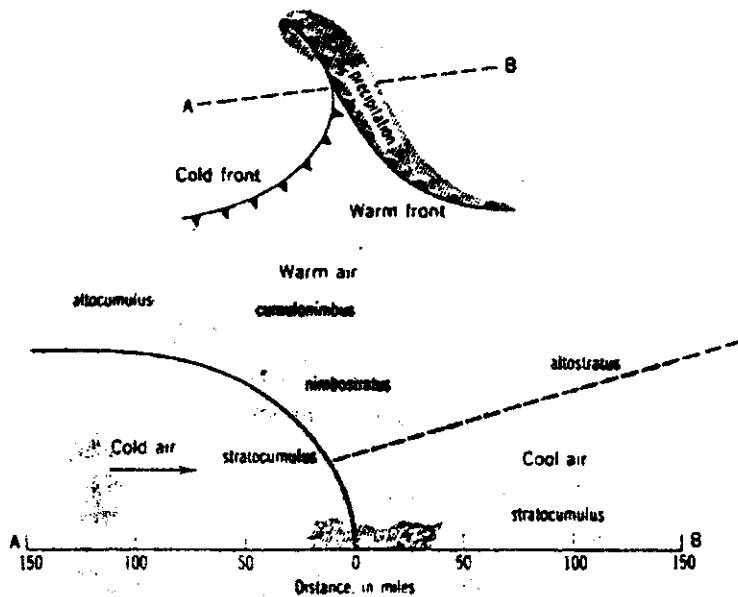
ทิศทางเดินและความเร็วของการเคลื่อนที่ของศูนย์กลางของพายุเหล่านี้จะผันแปรไป โดยทั่ว ๆ ไปนั้นจะเคลื่อนที่จาก 300 ถึง 800 กิโลเมตรในช่วงเวลา 24 ชั่วโมง หรือ จาก 10 ถึง 30 กม./ชม.



รูปที่ 2.6.1.2 รูปตัดและกลุ่มเมฆของ cold front



รูปที่ 2.6.1.3 รูปตัดและกลุ่มเมฆของ warm front



รูปที่ 2.6.1.4 รูปตัดและกลุ่มเมฆของ occluded front

2.6.2 Convective storm

ในช่วงระหว่างฤดูร้อนความแตกต่างกันระหว่างอากาศของทวีปซีกโลกและอากาศในทะเลเขตร้อนจะมีไม่มากนัก ในช่วงนี้อากาศจะมีความชื้นสูง (โดยเฉพาะใกล้ ๆ กับพื้นผิวโลก) และจะถูกแผ่เผาจากรังสีของดวงอาทิตย์ อากาศที่ถูกเผาให้ร้อนจะลอยตัวขึ้น แล้วถูกทำให้เย็นลงโดยทั้งอากาศที่ล้อมรอบและการขยายตัวของมัน เหนือมัน

ถูกทำให้เย็นลงจนถึงจุดควบแน่น จะก่อให้เกิดเมฆชนิดที่เกิดจากการพาความร้อน (Convective cloud) ที่อาจจะกลายเป็นพายุฝนฟ้าคะนองขึ้น การหมุนเวียนของอากาศแบบพาความร้อนนี้จะพัฒนาเป็นพายุฝนฟ้าคะนองหรือไม่ขึ้นอยู่กับความผันแปรของอุณหภูมิกับความสูงและสภาพความชื้นในบรรยากาศ ถึงแม้ว่าพายุนี้จะทำให้เกิดน้ำฟ้าขึ้นในบริเวณแคบ ๆ มันอาจจะทำให้เกิดฝนตกหนักและเป็นสาเหตุที่สำคัญที่ทำให้เกิดน้ำท่วมโดยเฉพาะอย่างยิ่งในพื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก

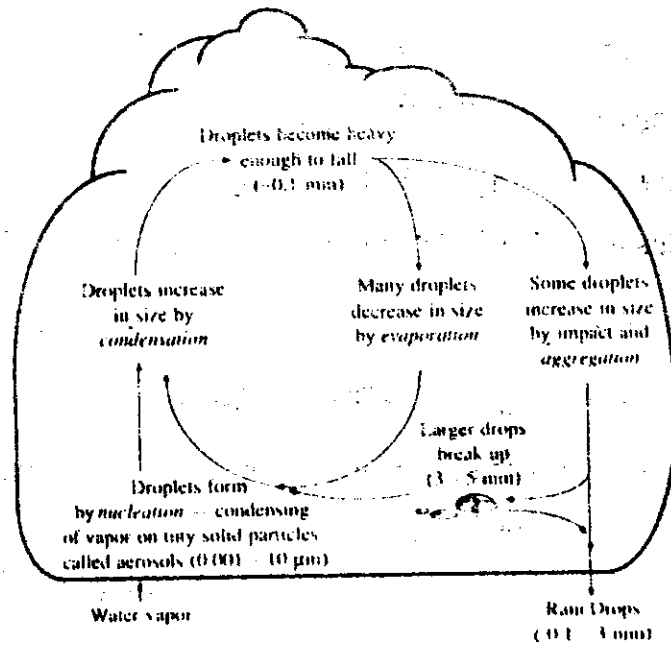
2.6.3 Orographic storms

อิทธิพลของภูมิประเทศที่มีต่อการเกิดน้ำฟ้าขึ้นมีความสำคัญอย่างยิ่งเมื่อมวลของอากาศเคลื่อนที่สู่ระดับที่สูงขึ้น เช่นบริเวณเทือกเขา อากาศจะถูกดันขึ้นเย็นลง และบ่อย ๆ ครั้งเย็นถึงจุดควบแน่น ดังนั้นจึงทำให้เกิดฝนขึ้นทางด้านหน้าของเทือกเขา ในทางกลับกันเมื่ออากาศเคลื่อนตัวลงมาทางลาดหลังเขามันจะอุ่นขึ้นและก่อให้เกิดฝนขึ้นเพียงเล็กน้อย

2.6.4 การก่อตัวของฝน (Precipitation formation)

การก่อตัวของฝนในก้อนเมฆได้แสดงไว้ในรูปที่ 2.6.4.1 เมื่ออากาศลอยตัวขึ้นและเย็นลง น้ำจะควบแน่นจากไอน้ำกลายเป็นของเหลว ถ้าอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ก็จะเกิดผลึกน้ำแข็งทันที การควบแน่นนั้นต้องการนิวเคลียสสำหรับการรวมตัวเรียกว่า condensation nucleus ซึ่งโมเลกุลของน้ำจะติดอยู่รอบ ๆ อนุภาคของฝุ่นที่ลอยอยู่ในอากาศสามารถจะทำหน้าที่เป็น condensation nuclei ได้ อนุภาคที่มีไอออนจะเป็น nuclei ที่ดี เพราะว่าไอออนจะมีประจุไฟฟ้าที่จะดึงดูดเอาโมเลกุลของน้ำไว้ได้ ไอออนในบรรยากาศจะมีทั้งอนุภาคของเกลือที่ได้มาจากน้ำทะเลที่ระเหยออกมาและสารประกอบของกำมะถันและไนโตรเจนที่เกิดมาจากการเผาไหม้ เส้นผ่านศูนย์กลางของอนุภาคเหล่านี้ในช่วงตั้งแต่ 10^{-3} ถึง 10^{-4} μ และอนุภาคเหล่านี้เราเรียกว่า aerosols เพื่อการเปรียบเทียบขนาดของอะตอมจะประมาณ 10^{-4} μ ดังนั้น aerosol ที่เล็กที่สุดอาจจะประกอบไปด้วยอะตอม 2-300 ตัวเท่านั้น

หยดน้ำเล็ก ๆ ที่เกิดจากการควบแน่นและกระทบกับหยดน้ำใกล้เคียงในขณะที่มันเคลื่อนที่ไปตามกระแสอากาศที่ปั่นป่วน จนกระทั่งมันมีขนาดใหญ่เพียงพอที่จะทำให้แรงดึงดูดของโลกมีมากกว่าความฝืด มันก็จะเริ่มตกลงมา และเพิ่มขนาดใหญ่ยิ่งขึ้นเมื่อมันกระทบกับหยดน้ำอื่นในระหว่างทาง อย่างไรก็ตาม เมื่อหยดน้ำตกลงมา น้ำจะระเหยจากผิวหน้าของมัน และ



รูปที่ 2.6.4.1 หยดน้ำในก้อนเมฆที่ก่อตัวมาจากการ nucleation ของไอน้ำบน aerosol แล้วผ่านไปยังวัฏจักรการควบแน่นและการระเหยอีกหลายครั้ง ขณะที่มันหมุนเวียนอยู่ในก้อนเมฆ จนกระทั่งมันจับตัวกันได้ขนาดที่ใหญ่พอที่จะตกลงมาจากก้อนเมฆ

ขนาดของหยดน้ำก็จะเล็กลงอีก ดังนั้นหยดน้ำก็อาจจะลดขนาดลงไปสู่ aerosol ได้อีกครั้งหนึ่ง และถูกนำขึ้นไปสู่ก้อนเมฆอีกด้วย กระแสลมที่ปั่นป่วน กระแสลมชั้นเบื้องบนที่มีความเร็วเพียง 0.5 ซม./วินาที ก็เพียงพอสำหรับการพัดมาหยดน้ำขนาด 10 μ ผลึกของน้ำแข็งที่น้ำหนักเท่ากันนี้ (เนื่องมากรูปปร่างและขนาดที่ใหญ่กว่า) สามารถที่จะถูกพัดพาไปด้วยกระแสลมที่มีความเร็วน้อยกว่า 0.5 ซม./วินาที วัฏจักรของการควบแน่น ตกลงมาระเหยและลอยขึ้นจะเกิดขึ้นโดยเฉลี่ยประมาณ 10 ครั้ง ก่อนที่หยดน้ำจะมีขนาดถึง 0.1 มม. ซึ่งใหญ่เพียงพอที่จะตกผ่านก้อนเมฆลงมาสู่พื้นดิน

หยดน้ำที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 1 มม. หรือน้อยกว่าจะยังคงมีลักษณะทรงกลม แต่ถ้ามีขนาดใหญ่กว่านั้นส่วนล่างของมันจะเริ่มแบนออกจนกระทั่งมันตกลงมาอย่างไม่มีเสถียรภาพ และแตกออกเป็นหยดน้ำฝนเล็ก ๆ หยดน้ำฝนที่ตกลงมาจากก้อนเมฆโดยปกติจะมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 0.1 ถึง 3 มม.

จากการสังเกตแสดงให้เห็นว่าหยดน้ำอาจจะเมื่ออยู่ในก้อนเมฆที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็งที่ -35°C ที่อุณหภูมินี้ หยดน้ำที่เย็นล้นจะแข็ง ถึงแม้ว่าจะไม่มี nuclei สำหรับเยือกแข็ง ความกดดันไอน้ำอินทรีย์ของไอน้ำสำหรับน้ำแข็งจะต่ำกว่าสำหรับน้ำที่เป็นของเหลว ดังนั้นถ้าอนุภาคของน้ำแข็งถูกผสมเข้ากับหยดน้ำ อนุภาคของน้ำแข็งจะโตขึ้นโดยการระเหยจากหยดน้ำและความแปรลงบนผลึกน้ำแข็ง โดยการชนกันเองและรวมตัวกัน ผลึกน้ำแข็งจะรวมเป็นก้อนและตกลงมาเป็นหิมะ อย่างไรก็ตาม ผลึกน้ำแข็งอันเดียวอาจจะโตขึ้นมีขนาดใหญ่จนมันจะตกลงมาโดยตรงสู่ผิวโลกในรูปของลูกเห็บ

2.7 ไอน้ำในอากาศ (Water vapor)

น้ำในบรรยากาศจะอยู่ในรูปของก๊าซหรือไอน้ำ แต่ในช่วงระยะเวลาหนึ่งมันจะกลายเป็นน้ำฝนหรือเป็นหยดน้ำอยู่ในก้อนเมฆ หรือมันจะกลายเป็นของแข็งเช่นหิมะ ลูกเห็บ และเป็นผลึกน้ำแข็งอยู่ในก้อนเมฆ ปริมาณของไอน้ำในบรรยากาศมีอยู่น้อยกว่า 1 ส่วนใน 100,000 ส่วนของปริมาณน้ำทั้งหมดในโลก แต่มันมีบทบาทที่สำคัญอย่างเห็นได้ชัดต่ออุทกวัฏจักร

2.7.1 ความชื้นจำเพาะ (Specific humidity)

ความชื้นจำเพาะ (q_v) คือ อัตราส่วนของมวลของไอน้ำในอากาศต่อมวลของอากาศที่ชื้น ซึ่งมีค่าเท่ากับอัตราส่วนของความหนาแน่นของไอน้ำ (ρ_v) ต่อความหนาแน่นของอากาศชื้น (ρ_a)

$$\rho_v = \frac{\rho_v}{\rho_a} \quad 2.7.1.1$$

2.7.2 ความดันไอ (Vapor Pressure)

กฎของ Dalton กล่าวว่าความดันไอของก๊าซใด ๆ จะเป็นอิสระไม่ขึ้นอยู่กับการมีก๊าซอื่น ๆ อยู่ด้วยหรือไม่ ดังนั้นความดันไอ (e) ก็จะสามารถหาได้จาก ideal gas law

$$e = \rho_v R_v T \quad 2.7.2.1$$

เมื่อ T = อุณหภูมิสัมบูรณ์เป็น $^{\circ}\text{K}$

R_v = เป็น gas constant ของไอน้ำ

ρ_v = ความหนาแน่นของไอน้ำ

e = ความดันไอ

ถ้าความดันรวมทั้งหมดของอากาศชื้นคือ p ดังนั้น $p-e$ ก็คือความดันของอากาศแห้ง

$$p - e = \rho_d R_d T \quad 2.7.2.2$$

เมื่อ ρ_d = ความหนาแน่นของอากาศแห้ง

R_d = gas constant ของอากาศแห้ง (287 J/Kg.K)

ความหนาแน่นของอากาศชื้น ρ_a คือผลรวมของความหนาแน่นของอากาศแห้งกับ

ความหนาแน่นของไอน้ำนั่นคือ $\rho_a = \rho_d + \rho_v$ และค่า gas constant สำหรับไอน้ำคือ

$R_v = \frac{R_d}{0.622}$ โดยที่ 0.622 คืออัตราส่วนของน้ำหนักโมเลกุลของน้ำต่อค่าเฉลี่ยของน้ำหนักโมเลกุลของอากาศแห้ง

จากสมการ 2.7.2.1 และ 2.7.2.2 และค่าจำกัดความข้างต้นเราจะได้ว่า

$$P = \left[\rho_d + \left(\frac{\rho_v}{0.622} \right) \right] R_d T \quad 2.7.2.3$$

เอาสมการที่ (2.7.2.1) ทหารด้วยสมการที่ (2.7.2.3) เราจะได้ว่าค่าความชื้นจำเพาะ q_v จะประมาณเท่ากับ

$$q_v = 0.622 \frac{e}{p} \quad 2.7.2.4$$

สมการที่ (2.7.2.3) สามารถเขียนใหม่ในรูปของ gas constant สำหรับอากาศชื้น, R_a , ได้เป็น

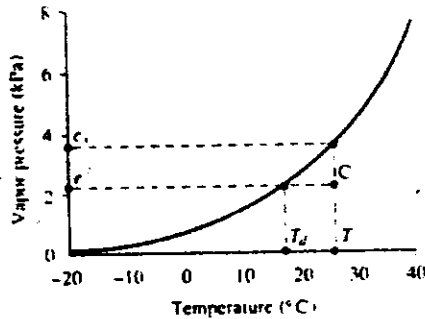
$$p = \rho_a R_a T \quad 2.7.2.5$$

ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gas constant สำหรับอากาศชื้น และอากาศแห้งจะเป็นดังนี้

$$\begin{aligned} R_a &= R_d(1 + 0.608 q_v) \\ &= 287(1 + 0.608 q_v) \text{ J/Kg.K} \end{aligned} \quad 2.7.2.6$$

ค่า gas constant ของอากาศชื้นเพิ่มขึ้นตามค่าความชื้นจำเพาะ (q_v) แต่ถึงแม้ว่า q_v ที่มีค่ามาก ๆ (เช่น $q_v = 0.03$ kg ของน้ำ/kg ของอากาศชื้น) ความแตกต่างระหว่างค่า gas constant สำหรับอากาศชื้นและอากาศแห้งนั้นจะต่างกันเพียง 2 เปอร์เซ็นต์ ที่อุณหภูมิของอากาศที่กำหนดให้ นั้นจะมีความชื้นที่อากาศสามารถจะอุ้มไว้ได้สูงสุด ซึ่งความชื้นไอน้ำที่จุดนี้เราจะเรียกว่า ความดันไอน้ำอิ่มตัว (Saturation vapor pressure) (e_s)

ที่ความดันไอน้ำ อัตรการระเหยและอัตรการควบแน่นของน้ำจะมีค่าเท่ากัน สำหรับอากาศเหนือผิวน้ำ ความดันไอน้ำอิ่มตัวจะมีความสัมพันธ์กับอุณหภูมิของอากาศดังแสดงในรูปที่ 3.2.1 หรือเขียนเป็นสมการได้ว่า



รูปที่ 2.7.2.1 ความดันไอน้ำอิ่มตัวเป็นฟังก์ชันของอุณหภูมิเหนือผิวน้ำ จุด c มีความดันไอ e และอุณหภูมิ T ซึ่งมีความดันไอน้ำอิ่มตัว e_s ความชื้นสัมพัทธ์คือ $R_h = \frac{e}{e_s}$ อุณหภูมิที่อากาศจะอิ่มตัว เมื่อมีความดันไอ e คือ อุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง T_d

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) \quad 2.7.2.7$$

เมื่อ e_s มีหน่วยเป็น Pascals ($\text{Pa} = \text{N}/\text{m}^2$)

และ T มีหน่วยเป็น $^{\circ}\text{C}$

ค่าของความดันไอน้ำอิ่มตัว ได้แสดงไว้ในตารางที่ 2.7.2.1

TABLE 2.7.2.1

Saturated vapor pressure of water
vapor over liquid water

Temperature $^{\circ}\text{C}$	Saturated Vapor Pressure Pa
- 20	125
- 10	286
0	611
5	872
10	1227
15	1704
20	2337
25	3167
30	4243
35	5624
40	7378

ความลาดเอียง $= \frac{de}{dT}$ ของกราฟความดันไอน้ำอิ่มตัวจะหาได้จากการ differentiate สมการที่ (2.7.2.7)

$$\Delta = \frac{4098es}{(237.3 + T)^2} \quad (2.7.2.8)$$

เมื่อ Δ คือความลาดเอียงเป็น Pascal ต่อ $^{\circ}C$

ค่าความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) R_h คือ อัตราส่วนของความดันไอน้ำที่แท้จริงกับค่าความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิของอากาศ (ดูรูปที่ 2.7.2.1)

$$R_h = \frac{e}{e_s} \quad (2.7.2.9)$$

อุณหภูมิที่อากาศจะเริ่มมีน้ำค้างเมื่อมีความชื้นสัมพัทธ์คงที่ก็คืออุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง T_d ตัวอย่างที่ 3.2.1 ที่สถานีตรวจอากาศแห่งหนึ่ง วัดความกดอากาศได้ 100 kPa อุณหภูมิอากาศที่ $20^{\circ}C$ และอุณหภูมิจุดเยือกหรือจุดน้ำค้างเท่ากับ $16^{\circ}C$ จงคำนวณหาความกดอากาศ ความชื้นสัมพัทธ์ ความชื้นจำเพาะและความหนาแน่นของอากาศ

วิธีทำ ความดันไอน้ำอิ่มตัวที่ $T = 20^{\circ}C$ หาได้จากสมการที่ (2.7.2.7)

$$\begin{aligned} e_s &= 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) \\ &= 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 20}{237.3 + 20}\right) \\ &= 2339 \quad \text{Pa} \end{aligned}$$

และค่าความดันไอน้ำที่แท้จริง e ก็คำนวณได้จากสูตรเดียวกันโดยใช้จุดน้ำค้าง $T_d=16^{\circ}C$

$$\begin{aligned} e &= 611 \exp\left(\frac{17.27 T_d}{237.3 + T_d}\right) \\ &= 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 16}{237.3 + 16}\right) \\ &= 1819 \quad \text{Pa} \end{aligned}$$

ค่าความชื้นสัมพัทธ์จากสมการที่ (2.7.2.9) คือ

$$\begin{aligned} R_h &= \frac{e}{e_s} \\ &= \frac{1819}{2339} \\ &= 0.78 \\ &= 78 \quad \% \end{aligned}$$

และค่าความชื้นจำเพาะหาได้จากสมการที่ (2.7.2.4) โดยมี $P = 100 \text{ kPa} = 100 \times 10^3 \text{ Pa}$

$$\begin{aligned} q_v &= 0.622 \frac{e}{P} \\ &= 0.622 \left(\frac{1819}{100 \times 10^3} \right) \\ &= 0.0113 \text{ Kgของน้ำ/Kg ของอากาศชื้น} \end{aligned}$$

ความหนาแน่นของอากาศคำนวณได้จาก ideal gas law (2.7.2.5) ค่า gas constant R_a หาได้จาก (2.7.2.6) โดยมี $q_v = 0.0113 \text{ Kg/Kg}$ และ $R_a = 287(1 + 0.608q_v)$ $R_a = 287(1 + 0.608 \times 0.0113) = 289 \text{ J/Kg.K}$ และ $T = 20^\circ\text{C} = (20 + 273) \text{ K} = 293\text{K}$ ทั้งนี้

$$\begin{aligned} \rho_a &= \frac{P}{R_a T} \\ &= \frac{100 \times 10^3}{289 \times 293} \\ &= 1.18 \text{ Kg/m}^3 \end{aligned}$$

2.7.3 ไอน้ำในแท่งบรรยากาศที่อยู่ในภาวะคงที่ (Water vapor in a static atmospheric column)

นี่กฎอยู่ 2 กฎที่ควบคุมคุณสมบัติของไอน้ำในแท่งบรรยากาศที่อยู่ในภาวะคงที่อันแรกคือ ideal gas law.

$$P = \rho_a R_a T \quad (2.7.3.1)$$

และ hydrostatic pressure law

$$\frac{dP}{dz} = -\rho_a g \quad (2.7.3.2)$$

ความผันแปรของอุณหภูมิอากาศกับความสูงจะขึ้นไปตามสมการ

$$\frac{dT}{dz} = -\alpha \quad (2.7.3.3)$$

เมื่อ α คือ lapse rate ดังแสดงในรูปที่ 2.7.3.1 ความผันแปรของอุณหภูมิในเชิงเส้นตรงร่วมกับกฎทางฟิสิกส์ 2 ข้อ จะทำให้ได้ความผันแปรแบบ nonlinear ของความ

ค้นกับความสูง ความหนาแน่นและความชันจำเพาะก็จะผันแปรแบบ nonlinear กับความสูง
ด้วย จากสมการที่ (2.7.3.1) $p_a = \frac{P}{RaT}$ และแทนค่าลงในสมการที่ (2.7.3.2)
จะได้ว่า

$$\frac{dp}{dz} = - \frac{pg}{RaT}$$

หรือ
$$\frac{dp}{p} = \left(\frac{-g}{RaT} \right) dz$$

แทนค่า
$$dz = - \frac{dT}{\alpha} \text{ จาก (2.7.3.3)}$$

$$\frac{dp}{p} = \left(\frac{g}{\alpha Ra} \right) \frac{dT}{T}$$

integrate ทั้งสองด้านระหว่างระดับที่ 1 และ 2 ในบรรยากาศเราจะได้

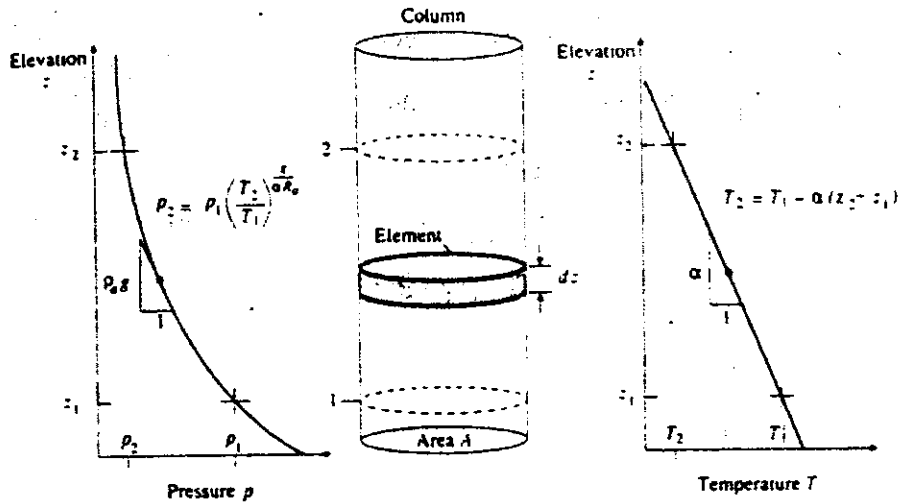
$$\ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) = \left(\frac{g}{\alpha Ra}\right) \ln\left(\frac{T_2}{T_1}\right)$$

หรือ

$$p_2 = p_1 \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^{g/\alpha Ra} \quad (2.7.3.4)$$

จากสมการที่ (2.7.3.3) ความผันแปรของอุณหภูมิระหว่างความสูง z_1 และ z_2 คือ

$$T_2 = T_1 - \alpha(z_2 - z_1) \quad (2.7.3.5)$$



รูปที่ 2.7.3.1 ความผันแปรของความดันและอุณหภูมิในแท่งบรรยากาศ

2.7.4 Precipitable water

ปริมาณความชื้นในแท่งบรรยากาศมาเรียกว่า Precipitable water พิจารณาแผ่นอากาศสูง dz ในแท่งอากาศที่พื้นที่ที่ตัดในแนวราบเท่ากับ A (รูปที่ 2.7.3.1) มวลของอากาศในแผ่นอากาศนี้คือ $\rho_a A dz$ และมวลของน้ำที่นํายู่ในอากาศคือ $q_v \rho_a A dz$ เพราะฉะนั้นมวลของ precipitable water ทั้งหมดในแท่งอากาศระหว่างระดับความสูง z_1 และ z_2 คือ

$$m_p = \int_{z_1}^{z_2} q_v \rho_a A dz \quad (2.7.4.1)$$

สมการ integral (2.7.4.1) สามารถคำนวณได้โดยใช้ช่วงความสูง Δz ในการคำนวณ โดยแต่ละช่วงจะมีมวลของ precipitable water เพิ่มขึ้นเท่ากับ

$$\Delta m_p = \bar{q}_v \bar{\rho}_a A \Delta z \quad (2.7.4.2)$$

เมื่อ \bar{q}_v และ $\bar{\rho}_a$ เป็นค่าเฉลี่ยของความชื้นจำเพาะและความหนาแน่นของอากาศในช่วงความสูงดังกล่าว precipitable water ทั้งหมดจะมีค่าเท่ากับผลบวกของ

มวลที่เพิ่มขึ้นของแต่ละช่วงความสูงของแท่งบรรยากาศ

ตัวอย่างที่ 2.7.4.1 จงคำนวณหา precipitable water ในแท่งอากาศที่ม้วนตัวสูง 10 กม. เหนือผิวพื้นดิน 1 ตารางเมตร ความดันที่พื้นผิวดินเท่ากับ 101.3 KPa อุณหภูมิอากาศที่ผิวพื้นคือ 30 °C และ lapse rate เท่ากับ 6.5 °C/Km.

วิธีทำ ผลของการคำนวณได้ถูกรวบรวมไว้ในตารางที่ 2.7.4.1 ความสูงของระดับแต่ละช่วงที่ใช้ในการคำนวณใช้เท่ากับ $\Delta z = 2\text{km} = 2000\text{ m}$ สำหรับความสูงช่วงแรกที่ $z_1 = 0\text{ m}$, $T_1 = 30\text{ }^\circ\text{C} = (30 + 273)\text{ K} = 303\text{ K}$ ที่ $z_2 = 2000\text{ m}$ จากสมการที่ (2.7.3.5) ใช้ $\alpha = 6.5\text{ }^\circ\text{C/km} = 0.0065\text{ }^\circ\text{C/m}$

$$\begin{aligned} T_2 &= T_1 - \alpha(z_2 - z_1) \\ &= 30 - 0.0065(2000 - 0) \\ &= 17\text{ }^\circ\text{C} \end{aligned}$$

ตารางที่ 2.7.4.1

Calculation of precipitable water in a saturated air column
(ตัวอย่างที่ 2.7.4.1)

Column	1	2	3	4	5	6
	Elevation	Temperature		Air Pressure	Density	Vapor Pressure
	z			P	ρ_a	e
	(km)	(°C)	(°K)	(KPa)	(kg/m ³)	(kPa)
	0	30	303	101.3	1.16	4.24
	2	17	290	80.4	0.97	1.94
	4	4	277	63.2	0.79	0.81
	6	-9	264	49.1	0.65	0.31
	8	-22	251	37.6	0.52	0.10
	10	-35	238	28.5	0.42	0.03

Column	7	8	9	10	11
	Specific humidity q_v (kg/kg)	Average over increment \bar{q}_v (kg/kg)	\bar{p}_a (kg/m ³)	Incremental mass m (kg)	% of total mass
	0.0261	0.0205	1.07	43.7	57
	0.0150	0.0115	0.88	20.2	26
	0.0080	0.0060	0.72	8.6	11
	0.0039	0.0028	0.59	3.3	4
	0.0017	0.0012	0.47	1.1	2
	0.0007			77.0	

$$T_2 = (17 + 273)K$$

$$= 290 K$$

ตั้งแสดงในคอลัมน์ 3 ของตาราง ค่า gas constant R_a สามารถใช้ค่า 287 J/kg.K ในตัวอย่างนี้ เพราะว่าการกระจายของมันตามค่าความชื้นจำเพาะนั้นน้อย (ดูรูปที่ 2.7.2.6) ความกดอากาศที่ 2000 m จะหาได้จากสมการที่ (2.7.3.4) โดยมี

$$g/\alpha R_a = 9.81/(0.0065 \times 287) = 5.26$$

$$P_2 = P_1 \left(\frac{T_2}{T_1} \right)^{g/\alpha R_a}$$

$$= 101.3 \left(\frac{290}{303} \right)^{5.26}$$

$$= 80.4 \text{ KPa}$$

ตั้งแสดงในคอลัมน์ 4

ความหนาแน่นของอากาศที่หาคำนวณได้จาก (2.7.3.1)

$$\rho_a = \frac{P}{R_a T}$$

$$\begin{aligned} &= \frac{101.3 \times 10^3}{(287 \times 303)} \\ &= 1.16 \text{ Kg/m}^3 \end{aligned}$$

ในการทำงานเดียวกันเราจะคำนวณหาความหนาแน่นของอากาศได้เท่ากับ 0.97 kg/m^3 ที่ 2.000 m ความหนาแน่นเฉลี่ยในช่วงความสูงที่เพิ่มขึ้น 2 km . จึงเท่ากับ $\bar{\rho}_a = (1.16 + 0.97)/2 = 1.07 \text{ kg/m}^3$ (ดูคอลัมน์ 5 และ 9)

ความดันไอน้ำอิ่มตัวที่พื้นดินคำนวณได้จากสมการ (2.7.2.7)

$$\begin{aligned} e &= 611 \exp\left(\frac{17.27 T}{237.3+T}\right) \\ &= 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 30}{237.3 + 30}\right) \\ &= 4244 \text{ Pa} \\ &= 4.24 \text{ KP}_a \end{aligned}$$

ที่ระดับ 2000 m เมื่อ $T = 17^\circ\text{C}$, $e = 1.94 \text{ KP}_a$ จากสูตรเดียวกันข้างต้น (คอลัมน์ 6) ค่าความชื้นจำเพาะที่พื้นผิวดินคำนวณได้จากสมการที่ (2.7.2.4)

$$\begin{aligned} q_v &= 0.622 \frac{e}{P} \\ &= 0.622 \times \frac{4.24}{101.3} \\ &= 0.026 \text{ kg/kg} \end{aligned}$$

ที่ 2000 m $q_v = 0.015 \text{ kg/kg}$ ค่าเฉลี่ยของความชื้นจำเพาะในช่วง 2 km เท่ากับ $\bar{q}_v = (0.026 + 0.015)/2 = 0.0205 \text{ kg/kg}$ (คอลัมน์ 8) แทนค่าในสมการที่ (2.7.4.2) มวลของ precipitable water ในช่วง 2 km แรกจะเท่ากับ

$$\begin{aligned} \Delta m_p &= \bar{q}_v \bar{\rho}_a A \Delta z \\ &= 0.0205 \times 1.07 \times 1 \times 2000 \\ &= 43.7 \text{ kg} \end{aligned}$$

โดยการบวกค่ามวลที่เพิ่มขึ้นแต่ละช่วง มวลรวมทั้งหมดของ precipitable water ในแห่งอากาศจะเท่ากับ $m_p = 77 \text{ kg}$ (คอลัมน์ 10) ซึ่งเท่ากับมวลของน้ำ

$$\frac{m_p}{\rho_w A} = 77 / (1000 \times 1) = 0.077 \text{ m} = 77 \text{ mm}$$

เลขที่แสดงในคอลัมน์ที่ 11 ของตารางที่ 2.7.4.1 สำหรับเปอร์เซ็นต์ของมวลรวมในแต่ละช่วงแสดงว่ามี precipitable water มากกว่าครึ่งหนึ่งอยู่ในช่วง 2 km แรกเหนือผิวดินดังแสดงในตัวอย่างนี้ มี precipitable water เพียงเล็กน้อยที่ระยะสูงกว่า 10 km ความลึกของ precipitable water ในแห่งอากาศนี้พอเพียงที่จะทำให้เกิดพายุขนาดเล็ก ๆ ได้ แต่ถ้าเป็นพายุขนาดใหญ่จะต้องมีความชื้นพัดเข้ามาจากพื้นที่รอบ ๆ เพื่อให้มีฝนตกต่อไป

การวัดหาปริมาณน้ำฟ้า การระเหยและการคายน้ำของพืช

(Measurement of precipitation, Evaporation and Transpiration)

3.1 รูปแบบของน้ำฟ้า (Form of precipitation)

น้ำฟ้า (Precipitation) คือน้ำในสถานะต่าง ๆ ที่ตกลงมาจากอากาศสู่พื้นดิน ซึ่งอาจจะอยู่ในรูปของหยดน้ำ น้ำแข็ง หรือหิมะ ซึ่งมีรูปแบบต่าง ๆ ดังต่อไปนี้คือ

ฝนปรอย (Drizzle) เป็นฝนที่ตกปรอย ๆ ขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของเม็ดน้ำ ฝนน้อยกว่า 0.5 มิลลิเมตร ความแรง (intensity) น้อยกว่า 1 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง

ฝน (Rain) เป็นฝนที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางมากกว่า 0.5 มิลลิเมตร การรายงานความแรงของฝนอาจจะรายงานได้เป็น 4 ขนาด คือฝนตกเล็กน้อย ความแรง (intensity) ของฝน 1-5 มม./ชม. ฝนตกปานกลาง 5-20 มม./ชม. ฝนตกหนัก 10-20 มม./ชม. และฝนตกหนักมาก มากกว่า 20 มม./ชม.

Glaze เป็นฝนหรือฝนปรอยที่ผิวของมันเป็นน้ำแข็ง เนื่องจากตกมากระทบกับวัตถุ เย็นใกล้ผิวโลก เช่นมวลอากาศ จะเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิใกล้ 0°C

Sleet เป็นเม็ดฝนที่แข็งตัวขณะตกผ่านมวลอากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0° มีลักษณะกลมโปร่งใส ปกติขนาดของเส้นผ่านศูนย์กลางอยู่ระหว่าง 1 มม. และ 4 มม.

หิมะ (Snow) น้ำที่ตกลงมาจากอากาศในรูปของผลึกน้ำแข็ง เรียกว่าหิมะ เกิดจากไอน้ำในอากาศเปลี่ยนเป็นน้ำแข็งโดยตรงด้วยขบวนการที่เรียกว่าการระเหิด (Sublimation) ผลึกน้ำแข็งแต่ละผลึกสามารถตกลงถึงพื้นได้ แต่โดยปกติผลึกหลาย ๆ ผลึกจะรวมตัวกันในอากาศก่อนและตกลงสู่พื้นดิน

ลูกเห็บ (Hail) เป็นน้ำที่ตกลงมาจากอากาศในรูปของน้ำแข็งที่มีลักษณะกลม หรือเป็นก้อนไม่แน่นอน ขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางมากกว่า 5 มิลลิเมตร

3.2 เครื่องมือวัดน้ำฝน (Rain gages)

น้ำฝนจะถูกบันทึกด้วยเครื่องมือวัดน้ำฝน 2 แบบด้วยกันคือ เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบธรรมดา (Nonrecording gages) และเครื่องมือวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ (Recording gages) เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติคือเครื่องมือที่ทำกรจดบันทึกความลึกของน้ำฝนที่ตกลง

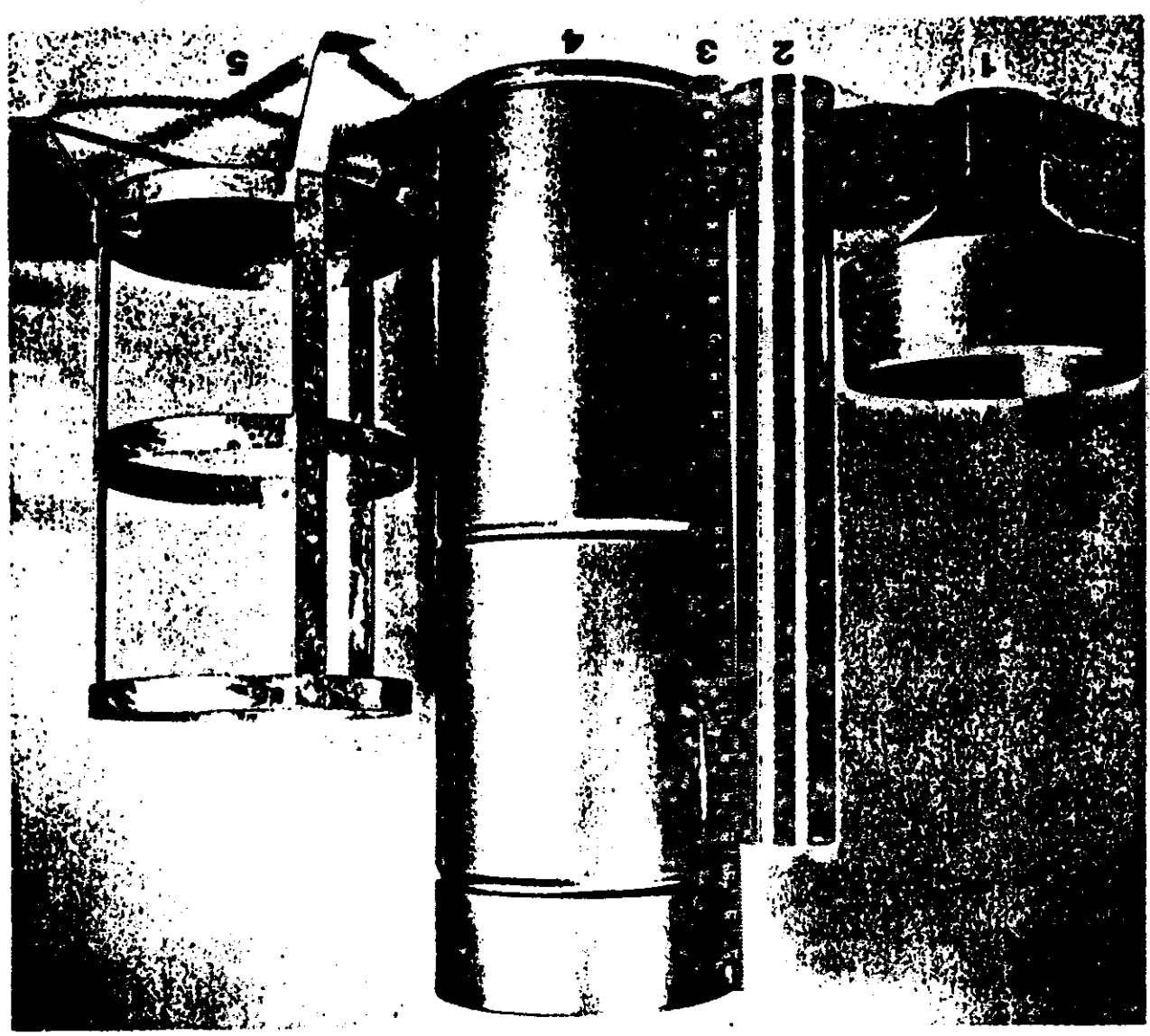
มาในช่วงเวลาอย่างน้อยที่สุดหนึ่งนาทีอย่างอัตโนมัติ ส่วนเครื่องมือวัดน้ำฝนแบบธรรมดาโดยทั่ว ๆ ไปแล้วจะประกอบด้วยภาชนะที่รองรับที่มีผนังอยู่ในแนวตั้ง ซึ่งใช้วัดความลึกของปริมาณน้ำฝนด้วยกระบอกตวงมาตรฐาน (Graduated measuring cylinder) หรือ บรรทัดหยั่ง เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบธรรมดาจะมียู 2 แบบคือ เครื่องมือวัดแบบมาตรฐาน (Standard gages) และ เครื่องมือวัดแบบเก็บกัก (Storage gages) ธรรมดาแล้วเครื่องมือวัดแบบมาตรฐาน (รูปที่ 3.2.1) จะใช้วัดปริมาณน้ำฝนในแต่ละวันและประกอบด้วยส่วนรวบรวมน้ำฝนเหนือกรวยที่น้ำฝนไปยังกระบอกตวงวัดน้ำฝน เครื่องวัดน้ำฝนสำหรับสถานี ซึ่งเราสามารถทำการวัดหรือเก็บข้อมูลได้ในช่วงหนึ่งสัปดาห์หรือหนึ่งเดือนเท่านั้น จะมีลักษณะเหมือนกับเครื่องมือวัดแบบมาตรฐาน แต่กระบอกตวงวัดน้ำฝนจะมีความจุมากกว่า เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบเก็บกักจะใช้ในการวัดปริมาณน้ำฝนในช่วงตลอดฤดูกาล ในพื้นที่ห่างไกลและมีผู้คนอาศัยอยู่น้อย เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบนี้จะประกอบด้วยภาชนะรองรับน้ำฝนเหนือกรวยที่น้ำฝนมาเก็บกักไว้ โดยส่วนที่เก็บกักจะต้องใหญ่พอที่จะกักปริมาณน้ำฝนที่ตกในหนึ่งฤดูกาล เครื่องมือวัดแบบมาตรฐานเป็นเครื่องมือที่ใช้ในการวัดหาข้อมูลปริมาณน้ำฝนกันอย่างกว้างขวางมากที่สุดในการศึกษาด้านอุทกวิทยา

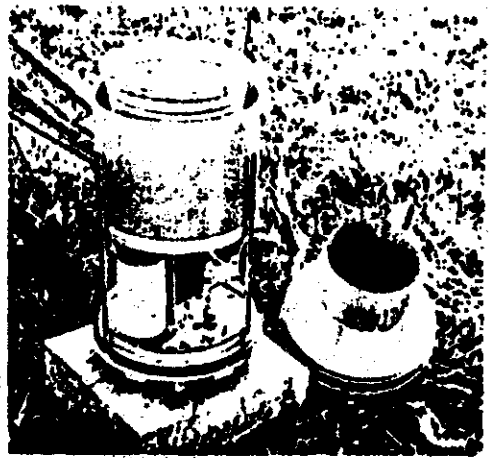
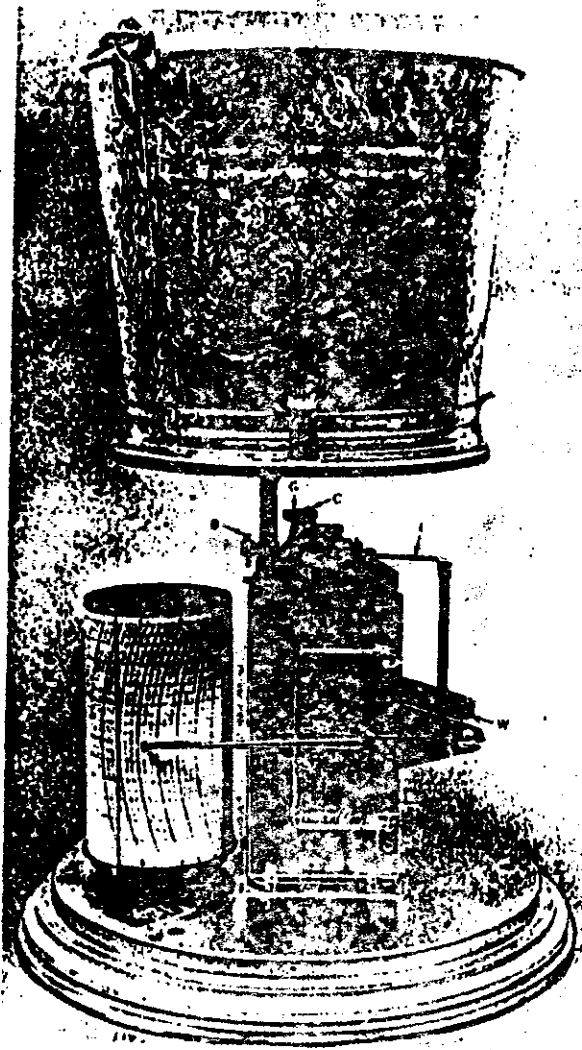
สำหรับเครื่องมือวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติที่ใช้กันอยู่โดยทั่วไปมีอยู่ 3 แบบ คือ แบบชั่งน้ำหนัก (Weighing type) แบบลูกลอย (Float type) และแบบถ้วยกระตัก (Tipping bucket type) เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนักจะทำการบันทึกน้ำหนักของถังรวมกับน้ำฝนที่สะสมในถังอย่างต่อเนื่องโดยใช้ระบบสปริงหรือระบบน้ำหนักสมดุลย์ (รูปที่ 3.2.2) เครื่องมือวัดน้ำฝนนี้ถูกออกแบบเพื่อป้องกันการระเหยของน้ำจากถัง ซึ่งอาจจะเกิดขึ้นมากเกินไปโดยการเติมน้ำมันหรือสารอย่างอื่นที่ทำให้การระเหยลดน้อยลง เพื่อให้เกิดเป็นฟิล์มบาง ๆ ที่ผิวน้ำ โดยเฉพาะอย่างยิ่ง เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก จะเหมาะในการจดบันทึกปริมาณหิมะ ลูกเห็บ และหิมะและฝนผสมกัน

เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบลูกลอย (รูปที่ 3.2.3) จะมีห้องที่มีลูกลอยอยู่ ลูกลอยจะลอยขึ้นในแนวตั้ง เมื่อระดับน้ำในห้องมีระดับเพิ่มขึ้น การเคลื่อนที่ในแนวตั้งของลูกลอยจะไปทำให้ปากกาทำการบันทึกลงในกระดาษจดบันทึก นอกจากนั้นห้องลูกลอยจะมีท่อไซฟอนสำหรับระบายน้ำออกจากห้องหรือเครื่องมือ เพื่อที่จะทำให้สามารถจดบันทึกปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมาทั้งหมดได้

เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระตักจะทำงานได้ด้วยตัวมันเอง (รูปที่ 3.2.4) น้ำฝนจะตกลงมาใส่ถ้วยใบหนึ่ง ซึ่งจะทำให้ถ้วยเสียความสมดุลย์ ด้วยจึงกระตักใบหนึ่งจะทำให้อีกใบหนึ่งกลาย

3.2.1 ԿՅՈՒՄԱՆԱԿԱՆԱԿՈՒՄԻՆԵՐԻ (U.S. Weather Bureau) ԾԱՌ 20 cm ԼՈՒ
 ԿՅՈՒՄԱՆԱԿԱՆԱԿՈՒՄԻՆԵՐԻ (1) ՆԱԽԵՐՄԱՆԻՆԻ (ԿՅՈՒՄՈՒ
 ԿՅՈՒՄԱՆԱԿՈՒՄԻՆԵՐԻ (2) ՆԱԽԵՐՄԱՆԻՆԻ (3) ՆԱԽԵՐՄԱՆԻՆԻ
 ԾԱՌ (5) ԿՅՈՒՄԱՆԱԿԱՆԱԿՈՒՄԻՆԵՐԻ (4)





รูปที่ 3.2.2 เครื่องมือวัดน้ำแบบซึ่ง
น้ำหนัก โดยถอดเอาส่วนนอก (รูปบน)
ส่วนรูปทางซ้ายมือเป็นส่วนประกอบภายใน
ที่ประกอบด้วยถัง ที่ซึ่งน้ำหนักและการจด
บันทึกลงบนกราฟ

เป็นด้วยที่รับน้ำฝนแทน การกระดกของถ้วยจะถูกแปลให้เป็นการบันทึกลงในกระดาษจกบันทึก ซึ่งทำให้สามารถวัดความแรงของฝนได้ (Rainfall Intensity)

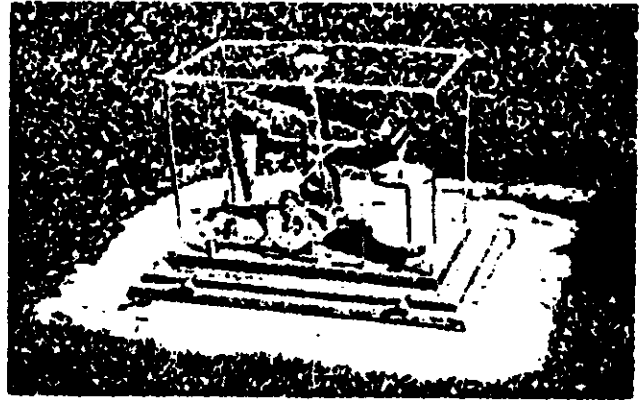
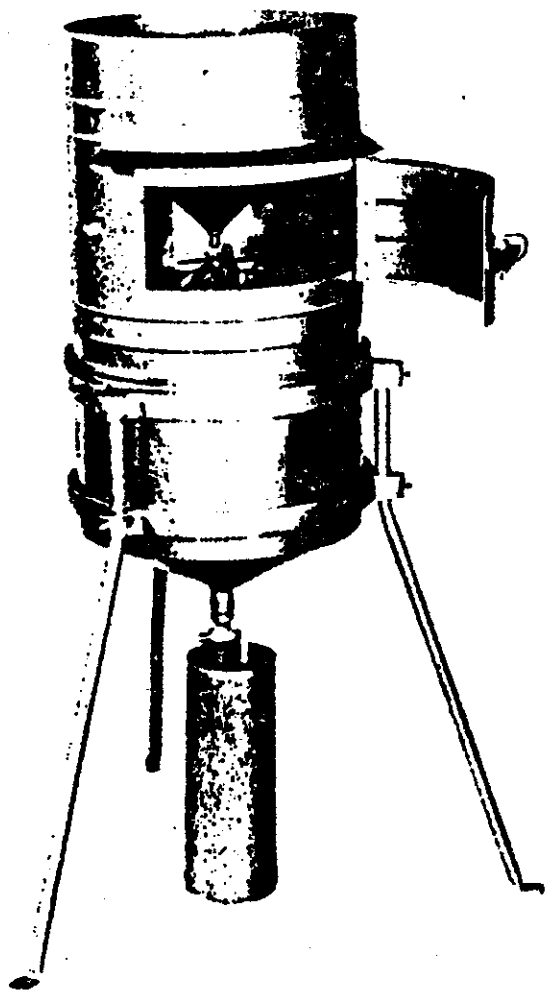


รูปที่ 3.2.3 เครื่องมือ วัดน้ำฝนแบบลูกลอย

ไม่ว่าเครื่องมือวัดน้ำฝนจะเป็นแบบลูกลอย แบบ ชั่งน้ำหนัก หรือแบบถ้วยกระดก ก็อาศัยหลักการบันทึกการเคลื่อน ที่ของปากกาที่เชื่อมติดกับกลไกที่เคลื่อนที่ เนื่องจากปริมาณน้ำฝน ที่ตกลงมา และจะมีกระบอกทรงกลมที่มีกระดาษจกบันทึกติดอยู่ที่ เคลื่อนที่หมุนรอบตัวเองด้วยสปริงหรือนาฬิกา สำหรับปากกาที่ติด อยู่กับลูกลอย เครื่องชั่ง หรือระบบถ้วยกระดก หากการจกบันทึก การเคลื่อนที่ของกลไกสามารถแปลงเป็นสัญญาณไฟฟ้า และส่ง สัญญาณไปยังเครื่องรับที่อยู่ไกลออกไป เครื่องวัดน้ำฝนมักจะมี เครื่องสำหรับป้องกันแรงลมสร้างชั้นรอบ ๆ เครื่องวัด เพื่อที่จะ ทำให้การ เบี่ยงเบนของการ วัดน้ำฝนที่เกิดจากแรงลมรอบ ๆ ลด น้อยลงได้

เราสามารถเลือกใช้เรดาร์ในการหาค่าตำแหน่ง และการ เคลื่อนที่ของบริเวณที่มีฝนตก เครื่องเรดาร์บางชนิดสามารถจะให้ การประมาณอัตราการตกของฝนในบริเวณที่อยู่ในรัศมีทำการของ เครื่องเรดาร์ได้ ในบางครั้งเราจะใช้เครื่องเรดาร์ในการดูภาพ บนจอภาพ เพื่อที่จะได้เห็นรูปแบบของพายุฝนฟ้าคะนองที่ทำให้เกิด ฝนและโดยเฉพาะอย่างยิ่งเหมาะสำหรับการติดตามการ เคลื่อนที่

ของพายุทอร์นาโด การนำเครื่องเรดาร์แบบสี่ที่ใช้ระบบคิวจิตอล มาใช้ทำให้เราสามารถทำการ วัดปริมาณน้ำฝนที่เกิดจากพายุฝนฟ้าคะนองในบริเวณที่ไกลออกไปด้วยความแม่นยำมากกว่าที่เคย ทำได้ หลักการทำงานของเรดาร์ตรวจสภาพอากาศก็คือ เครื่องเรดาร์จะปล่อยคลื่นไมโครเวฟ ออกไปซึ่งจะถูกสะท้อนกลับมายัง เครื่องเรดาร์ด้วยหยดน้ำของพายุฝน การสะท้อนกลับจะขึ้นอยู่กับ ความหนาแน่นของหยดน้ำ ซึ่งก็เท่ากับขึ้นอยู่กับความแรงของฝนนั่นเอง



รูปที่ 3.2.4 เครื่องมือวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระดก รูป
บนแสดงถึงโครงสร้างภายใน รูปซ้าย
มือเป็นรูปส่วนประกอบทั้งหมด

3.3 การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนตามพื้นที่ (Depth-Area relation)

ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้โดยเครื่องมือวัดน้ำฝนแบบต่าง ๆ นั้นเป็นเพียงการวัดที่จุด ๆ หนึ่ง (Point Measurement) ในพื้นที่เท่านั้น ซึ่งปริมาณน้ำฝนที่วัดได้นี้จะเป็นข้อมูลหลักที่สำคัญของเราที่จะไปใช้ในการคำนวณหาปริมาณน้ำจากรูปแบบต่าง ๆ ที่ได้จากพื้นที่ลุ่มน้ำ ถ้าข้อมูลนี้มีความผิดพลาดไปเพียงเล็กน้อย ผลที่ได้ก็คือปริมาณที่หาได้จะผิดพลาดไปคิดเป็นปริมาณน้ำเป็นจำนวนมาก ดังนั้นเราจึงจำเป็นต้องทำการติดตั้งเครื่องมือวัดน้ำฝนให้เป็นตัวแทนของปริมาณน้ำฝนที่ตกลงในพื้นที่ ๆ ทางการศึกษา เพื่อที่จะให้ได้ข้อมูลการกระจายของน้ำฝนของพื้นที่ได้อย่างถูกต้อง

จำนวนเครื่องวัดน้ำฝนที่ใช้หาความลึกเฉลี่ยของน้ำฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำที่พิจารณาขึ้นอยู่กับ
(1) ขนาดของพื้นที่ (2) ชนิดของพายุฝนที่เกิด (3) รูปแบบของน้ำจากอากาศ (4) ลักษณะ
ภูมิประเทศ (5) วัตถุประสงค์ (6) ฤดูกาล (7) เรื่องที่ทำการศึกษา ในพื้นที่ที่มีพายุไซ
โคลนเกิดขึ้นบ่อย ๆ โดยทั่วไปน้ำฝนจะมีความแรง (intensity) ต่ำ และแผ่กระจายไป
เป็นบริเวณกว้าง การกระจายของเครื่องวัดไม่จำเป็นต้องหนาแน่นมาก แต่ในพื้นที่ที่มี Convec-
tive storm เกิดขึ้นเป็นส่วนใหญ่ ลักษณะทั่วไปมีพายุฝนฟ้าคะนอง ความแรงของฝนสูง และมี
การแผ่กระจายของน้ำฝนไม่สม่ำเสมอ การกระจายของเครื่องวัดต้องมีความหนาแน่น คือมีจำนวน
เครื่องวัดมาก และกระจุกกระจายทั่วทั้งพื้นที่ ในพื้นที่ที่เป็นภูเขาที่มี Orographic storm เกิด
ขึ้นเป็นส่วนใหญ่ จึงจำเป็นต้องมีสถานีวัดน้ำฝนมากกว่าในพื้นที่ราบ สำหรับพื้นที่การเกษตรแล้ว
จำนวนเครื่องวัดน้ำฝนที่จะทำการติดตั้งจะแสดงในตารางที่ (3.3.1)

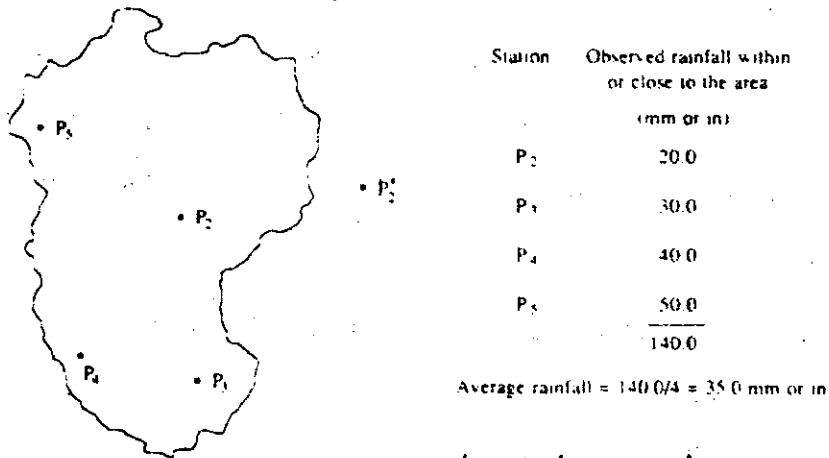
ตารางที่ 3.3.1 จำนวนความหนาแน่นของเครื่องวัดน้ำฝนในพื้นที่เกษตรกรรม

ขนาดของพื้นที่ ตร.กม.	จำนวนเครื่องวัด
0.16	2
0.40	3
2.43	4
13	10
26	15
52	20
130	30
260	50
777	100
2590	300

สำหรับการศึกษาลักษณะของลุ่มน้ำแล้ว (Point Measurement) จะถือว่าเป็นตัว
แทนของพื้นที่ 25 ตารางกิโลเมตรหรือจะกล่าวได้ว่า ปริมาณน้ำฝนที่ตกและวัดได้ในพื้นที่ จะเป็น
น้ำฝนที่ตกกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ 25 ตารางกิโลเมตร

3.4 ปริมาณฝนเฉลี่ยในพื้นที่

วิธีเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic-mean method) เป็นวิธีที่ง่ายที่สุดใน การหาปริมาณฝนเฉลี่ยในพื้นที่ ซึ่งจะทำได้โดยการเฉลี่ยความลึกของน้ำฝนที่บันทึกไว้ที่ เครื่องมือ วัดน้ำฝนต่าง ๆ รูปที่ 3.4.1 วิธีการนี้จะให้ผลดี ถ้าเครื่องมือวัดน้ำฝนได้ทำการติดตั้งกระ จายอย่างสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ และค่าปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จาก เครื่องมือวัดปริมาณน้ำฝนแต่ละอัน ไม่มีการผันแปรจากค่าเฉลี่ยไปมากเกินไป



รูปที่ 3.4.1 การคำนวณหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยในพื้นที่ด้วยวิธีเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic mean method)

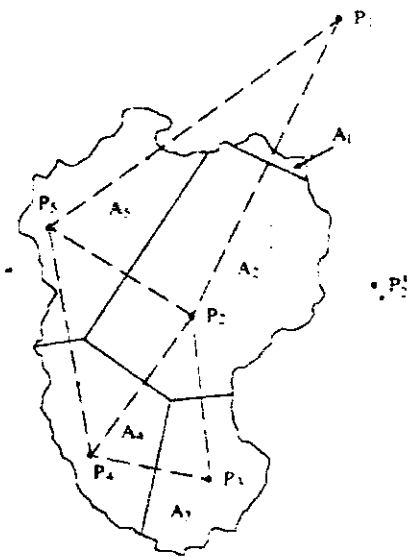
ถ้าเครื่องมือวัดน้ำฝนบางอันมีความเป็นตัวแทนของพื้นที่ที่เราพิจารณามากกว่าที่อื่น ๆ เราจะใช้วิธีการให้น้ำหนักกับปริมาณน้ำฝนในแต่ละสถานีในการหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย วิธีของธิเอสเซน (Thiessen method) จะสมมุติว่าที่จุดใด ๆ ในพื้นที่ลุ่มน้ำ ปริมาณน้ำฝน จะเท่ากับปริมาณน้ำฝนที่เครื่องมือวัดน้ำฝนที่อยู่ใกล้ที่สุด ดังนั้นความลึกของปริมาณน้ำฝนที่บันทึกไว้ที่เครื่องมือวัดน้ำฝนที่กำหนดให้ก็จะใช้เป็นปริมาณของพื้นที่ลุ่มน้ำในระยะครึ่งหนึ่งไปยังสถานีถัดไปในทิศทางใดทิศทางหนึ่ง น้ำหนักที่ให้สำหรับแต่ละ เครื่องมือวัดจะคำนวณจากพื้นที่ที่แบ่งแยกไว้สำหรับแต่ละ Thiessen polygon ขอบเขตของรูปหลายเหลี่ยม (Polygon) จะแบ่งแยกโดยเส้นตั้งฉากและแบ่งครึ่งเส้นที่เชื่อมระหว่างเครื่องมือวัดน้ำฝนที่ติดกัน (รูปที่ 3.4.2) ถ้าเรามีเครื่องมือวัดน้ำฝนอยู่ j สถานีและพื้นที่ภายในลุ่มน้ำที่อยู่ในอาณาเขตของสถานีคือ A_j และ P_j เป็นปริมาณน้ำฝนที่บันทึกไว้ที่เครื่องมือวัดน้ำฝนที่ j ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยในพื้นที่สำหรับลุ่มน้ำนั้นคือ

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{j=1}^J A_j P_j \quad (3.4.1)$$

เมื่อพื้นที่ของกลุ่มน้ำ $A = \sum_{j=1}^J A_j$ โดยทั่ว ๆ ไปแล้ววิธีของธิเอสเสน

จะให้ความถูกต้องแม่นยำกว่าวิธีการเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ แต่ไม่มีความคล่องตัว เพราะเหตุว่าเราจะต้องสร้างรูปหลายเหลี่ยมของธิเอสเสนใหม่ทุกครั้งที่มีการเปลี่ยนแปลงในที่ตั้งของเครื่องมือวัดน้ำฝน เช่น เมื่อเกิดมีข้อมูลขาดหายไปจากเครื่องมือวัดน้ำฝนอันใดอันหนึ่ง นอกจากนี้วิธีของธิเอสเสนจะไม่คำนึงถึงผลกระทบของภูเขา (Orographic) ที่มีต่อปริมาณน้ำฝน

วิธีการเขียนเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyetal method) จะทำให้ปัญหาที่กล่าวข้างบนลดน้อยลงไปโดยการเขียนเส้นชั้นน้ำฝน โดยใช้ความลึกของน้ำฝนที่บันทึกไว้ที่เครื่องมือวัดปริมาณน้ำฝนและทำการ interpolate ระหว่างสถานีที่ใกล้เคียงกัน (รูปที่ 3.4.3) เมื่อมีโครงข่ายของเครื่องมือวัดน้ำฝนอยู่อย่างหนาแน่น แผนที่เส้นชั้นน้ำฝนจะสามารถสร้างขึ้นได้



Station	Observed rainfall (mm or in)	Area (km ² or mi ²)	Weighted rainfall (mm or in)
P ₁	10.0	0.22	2.2
P ₂	20.0	4.02	80.4
P ₃	30.0	1.35	40.5
P ₄	40.0	1.60	64.0
P ₅	50.0	1.95	97.5
		9.14	284.6

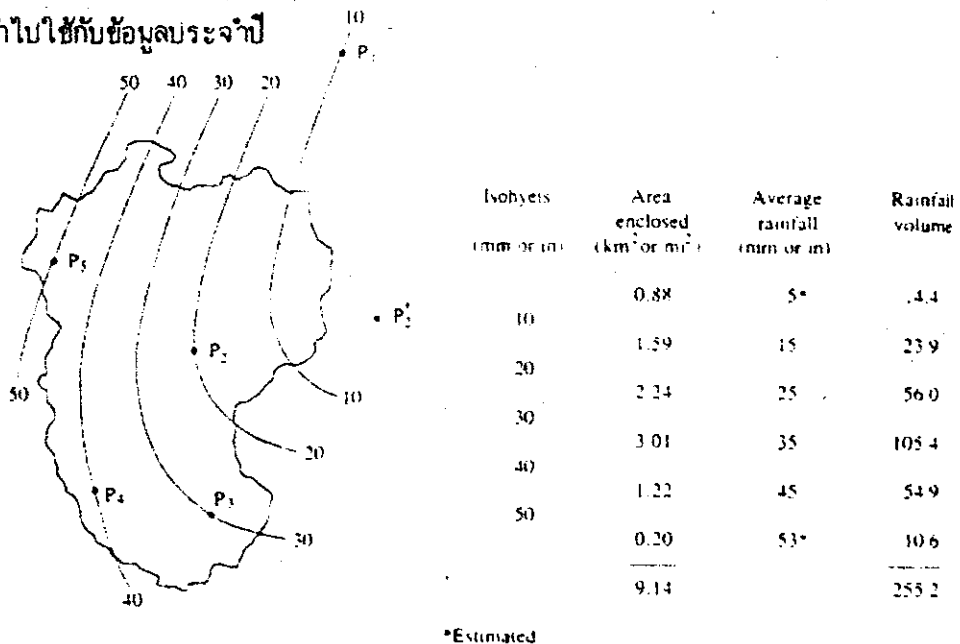
Average rainfall = 284.6/9.14 = 31.1 mm or in

รูปที่ 3.4.2 การคำนวณหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยโดยวิธีของธิเอสเสน

โดยใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ซึ่งจะเขียนเส้นชั้นน้ำฝนโดยอัตโนมัติ เมื่อ สร้างแผนที่เส้นชั้นน้ำฝนแล้วเสร็จ เราจะทำการวัดพื้นที่ A_j ระหว่างเส้นชั้นน้ำฝนแต่ละคู่ภายในเขตกลุ่มน้ำแล้วคูณด้วยค่าเฉลี่ยของความลึกของน้ำฝน P_j ของเส้นชั้นน้ำฝนที่แบ่งพื้นที่เป็นขอบเขตระหว่างเส้นชั้นน้ำฝนสองเส้น เพื่อจะคำนวณหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยในพื้นที่โดยสมการที่ (3.4.1) วิธีเขียนเส้นชั้น

น้ำฝนมีความคล่องตัว และถ้าเรารู้ว่ารูปแบบของพายุที่เกิดขึ้นเป็นอย่างไรก็สามารถนำมาใช้ในการเขียนเส้นชั้นน้ำฝนได้ แต่ว่าจะต้องมีโครงข่ายของเครื่องมือวัดน้ำฝนที่หนาแน่นพอสมควร เพื่อที่ว่าเราจะสามารถเขียนแผนที่เส้นชั้นน้ำฝนจากพายุฝนที่เกิดขึ้นได้อย่างถูกต้อง

จากการศึกษาพบว่าวิธีต่าง ๆ ที่ใช้ในการคำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยในพื้นที่ และสรุปว่าทุกวิธีจะให้ผลลัพธ์ที่ใกล้เคียงกัน โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อช่วงเวลาที่ใช้คำนวณยาว นั่นคือวิธีต่าง ๆ จะผันแปรเพิ่มขึ้นจากวิธีหนึ่งไปยังอีกวิธีหนึ่งเมื่อนำไปใช้กับข้อมูลน้ำฝนประจำวัน มากกว่าเมื่อนำไปใช้กับข้อมูลประจำปี



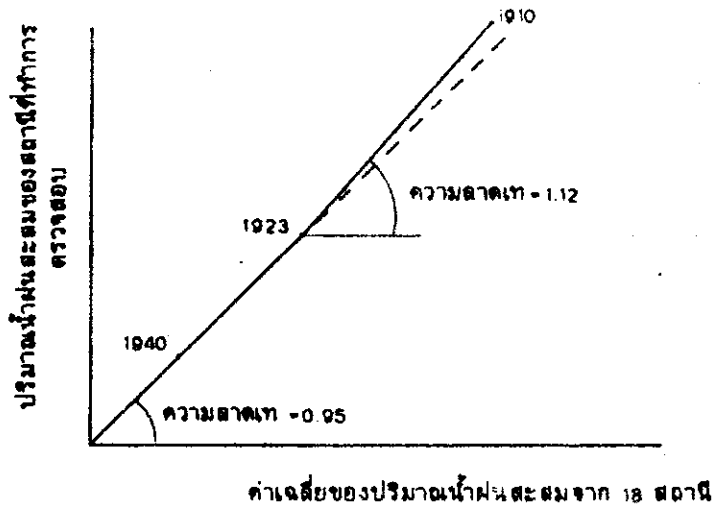
$$\text{Average rainfall} = 255.2 \div 9.14 = 27.9 \text{ mm or in}$$

รูปที่ 3.4.3 การคำนวณหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยโดยวิธีไอโซไฮน

3.5 การตรวจสอบและแก้ไขข้อมูลที่ผิดพลาด

การเปลี่ยนแปลงต่าง ๆ ของเครื่องมือวัดปริมาณน้ำฝน เช่น สถานที่ตั้งชนิดของเครื่องมือ หรือวิธีการเก็บข้อมูล อาจจะทำให้มีการเปลี่ยนแปลงของข้อมูลน้ำฝนที่วัดได้ วิธีที่เรียกว่า Double mass curve analysis เป็นวิธีการตรวจสอบความแน่นอนของข้อมูลที่สถานีใด ๆ โดยการเปรียบเทียบ ปริมาณน้ำฝนสะสมรายปีหรือต่อฤดูกาลกับค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนสะสมรายปีหรือต่อฤดูกาลของสถานีวัดน้ำฝนอื่น ๆ ที่อยู่โดยรอบ โดยทำการเปรียบเทียบในช่วงเวลาเดียวกัน ซึ่งจะต้องใช้ข้อมูลจากสถานีที่อยู่โดยรอบอย่างน้อยที่สุด 10 สถานี ถ้ามีการเปลี่ยนแปลงของลักษณะข้อมูลในสถานีที่ทำการตรวจสอบ เราจะได้กราฟที่มีการเปลี่ยนแปลง

แปลงความลาดชันไปจากเดิมอย่างเห็นได้ชัด (ดูรูปที่ 3.5.1) การเปลี่ยนแปลงความลาดชันในรูปที่ 3.5.1 นั้นเกิดจากการเคลื่อนย้ายของสถานีวัดน้ำฝนไปอยู่ใกล้ ๆ ที่เดิมในปี 1923

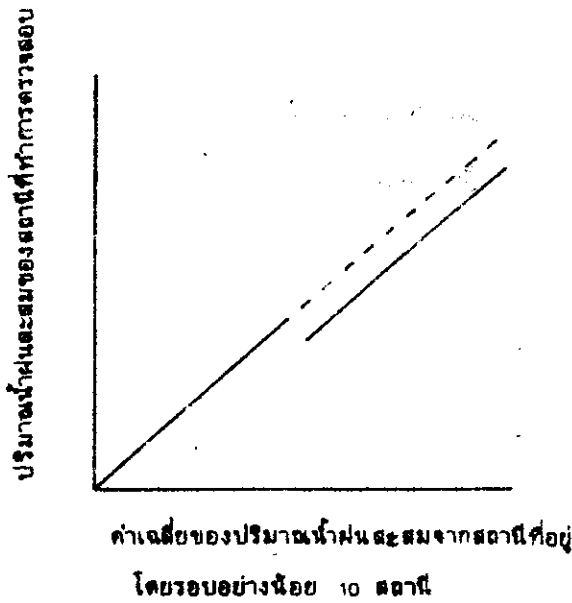


รูปที่ 3.5.1 Double mass curve analysis

การปรับค่าทำได้ 2 แบบ คือ

- ก) ถ้าต้องการปรับค่าปริมาณน้ำฝนของสถานีที่ทำการตรวจสอบให้เหมือนกับข้อมูลหลังปี 1923 ก็ให้เอาค่าในแกน y ทั้งหมดตั้งแต่ปี 1910 ถึง 1923 คูณด้วย $0.95/1.12$
- ข) ถ้าต้องการปรับค่าปริมาณน้ำฝนของสถานีที่ทำการตรวจสอบ ให้เหมือนกับข้อมูลก่อนปี 1923 ก็ให้เอาค่าในแกน y ทั้งหมดตั้งแต่ปี 1924 ไปจนหมดข้อมูล คูณด้วย $1.12/0.95$

การเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศจะไม่ทำให้กราฟของ Double mass curve เปลี่ยนแปลงไป เนื่องจากว่าทุก ๆ สถานีที่อยู่โดยรอบก็จะถูกกระทบกระเทือนด้วยเหมือนกัน อย่างไรก็ตามการตรวจสอบความแน่นอนของข้อมูลของสถานีโดยรอบด้วย และถ้ามีสถานีใดแสดงว่ามีความไม่แน่นอนของข้อมูลก็ควรจะต้องตัดสถานีนั้นออกเสียจากการวิเคราะห์ก่อนที่จะทำการตรวจสอบและแก้ไขข้อมูลในสถานีอื่น ๆ นอกจากนี้ยังมีการเปลี่ยนแปลงความแน่นอนของข้อมูลอีกอย่างหนึ่ง ซึ่งเกิดจากการอ่านข้อมูลผิดพลาดของผู้ที่ทำการจดบันทึกข้อมูล Double mass curve ที่ได้จะไม่มีการเปลี่ยนแปลงความลาดเท แต่จะเปลี่ยนแนวเส้นกราฟออกไปจากแนวเดิม (รูปที่ 3.5.2)



รูปที่ 3.5.2 การเปลี่ยนแปลงข้อมูลปริมาณน้ำฝนเนื่องจากการอ่านข้อมูลผิดพลาด

วิธีการวิเคราะห์แบบ Double mess curve นี้โดยทั่วไปแล้วไม่แนะนำให้ใช้ในการปรับแก้ข้อมูลน้ำฝนรายวันหรือข้อมูลที่เกิดจากพายุฝนลูกใดลูกหนึ่ง ควรจะใช้ข้อมูลตลอดฤดูกาลหรือข้อมูลรายปี ซึ่งจะให้ผลที่แน่นอนดีกว่า ในพื้นที่ที่มีการผันแปรของข้อมูลน้ำฝนในฤดูกาลใดอย่างเด่นชัด การวิเคราะห์ที่อาจจะให้ผลแน่นอนกว่าถ้าเราใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนในฤดูกาลนั้น แทนที่จะใช้ข้อมูลน้ำฝนประจำปี

3.6 การประมาณค่าของข้อมูลน้ำฝนที่ขาดหายไป (Estimating missing precipitation data)

ข้อมูลที่ขาดหายไปอาจเป็นเพราะเจ้าหน้าที่ไม่สามารถไปเก็บข้อมูลได้ เพราะป่วยหรือสาเหตุอื่น ๆ หรือเครื่องวัดน้ำฝนเสีย ก่อนที่จะนำข้อมูลไปใช้ในการวิเคราะห์ จึงจำเป็นต้องประมาณค่าของข้อมูลที่ขาดหายไป การประมาณค่าของข้อมูลอาจจะใช้วิธีเขียนเส้นชั้นน้ำฝนวิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิต หรือวิธีอัตราส่วนปกติ (Normal ration method)

วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิตและวิธีอัตราส่วนปกติ พิจารณาจากข้อมูลของสามสถานีโดยรอบและใกล้สถานีที่ข้อมูลขาดหายไป ทั้งสามสถานีที่ถูกนำมาพร้อมพิจารณา เรียกสถานีครรชนี (Index station) ถ้าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติ (Normal annual rainfall) ของสถานีครรชนีต่างกับปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานีที่ข้อมูลขาดหายไปเกิน 10 เปอร์เซ็นต์ หากการประมาณค่าของข้อมูลโดยวิธีอัตราส่วนปกติ โดยใช้สมการดังต่อไปนี้

$$P_x = \frac{1}{3} \left(\frac{N_x}{N_a} P_a + \frac{N_x}{N_b} P_b + \frac{N_x}{N_c} P_c \right) \dots\dots\dots(3.6.1)$$

ถ้าผลต่างดังกล่าวไม่เกิน 10 เปอร์เซ็นต์ ใช้วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิต จากสมการต่อไปนี้

$$P_x = \frac{1}{3} (P_a + P_b + P_c) \dots\dots\dots(3.6.2)$$

- เมื่อ P_x = ค่าของปริมาณน้ำฝนที่ขาดหายไปของสถานี x
 P_a, P_b, P_c = ค่าปริมาณน้ำฝนของสถานีครรรณี a, b และ c
 N_x = ค่าปริมาณน้ำฝนประจำปี ปกติของสถานี x
 N_a, N_b, N_c = ค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี a, b และ c

นอกจากนี้การประมาณค่าข้อมูลที่ขาดหายไปอาจจะทำได้โดยวิธีการทางสถิติ ที่เรียกว่า การวิเคราะห์แบบสหสัมพันธ์ (Correlation analysis) โดยใช้ข้อมูลของสถานีที่มีข้อมูลขาดหายไปกับข้อมูลของสถานีใกล้เคียงมาวิเคราะห์ ถ้าผลการวิเคราะห์ปรากฏว่าได้สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation coefficient) มากกว่า 0.8 เราก็สามารถใช้ข้อมูลของสถานีใกล้เคียงในการประมาณค่าข้อมูลที่ขาดหายไปได้

3.7 การระเหย (Evaporation)

มีปัจจัยอยู่ 2 ประการที่มีอิทธิพลต่อการระเหยของน้ำออกจากผิวน้ำเปิด (Open water Surface) ปัจจัยเหล่านี้คือ พลังงานที่ให้แก่น้ำในรูปของความร้อนแฝงที่ใช้ในการระเหย กลายเป็นไอและความสามารถในการเคลื่อนย้ายไอน้ำออกไปจากผิวน้ำของน้ำที่มีการระเหย รังสีจากดวงอาทิตย์เป็นแหล่งพลังงานความร้อนหลักที่ให้แก่น้ำ ความสามารถในการพาเอาไอน้ำออกไปจากผิวน้ำที่มีการระเหยขึ้นอยู่กับความเร็วลมเหนือพื้นผิวและค่าความชื้นจำเพาะของอากาศเหนือผิวน้ำ

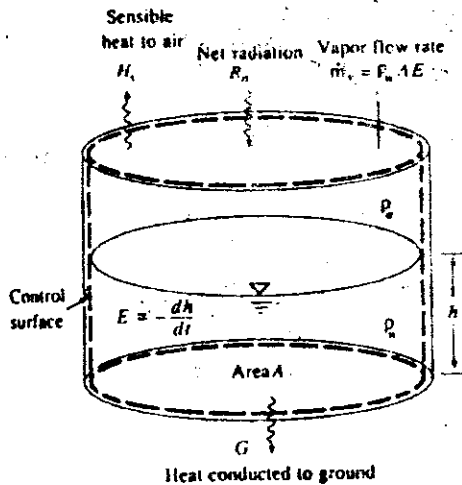
การระเหย (Evaporation) จากผิวดินประกอบไปด้วยการระเหยโดยตรงจากพื้นผิวของดินและของพืชกับการคายน้ำ (Transpiration) ออกมาจาดใบพืช ซึ่งเกิดขึ้นโดยการที่พืชดูดน้ำขึ้นมาจากดิน โดยที่น้ำจะเคลื่อนที่ผ่านลำต้นแล้วแพร่กระจายออกสู่บรรยากาศผ่านรูเล็ก ๆ ในใบที่เรียกว่ารูใบ (Stomata) ขบวนการระเหยของน้ำจากผิวดิน และการคายน้ำจากพืชนี้เรียกรวมกันว่าการใช้น้ำของพืช (Evapotranspiration) การใช้น้ำของพืชก็อยู่ภายใต้อิทธิพลของปัจจัย 2 ประการที่อธิบายมาแล้ว สำหรับการระเหยจากผิวน้ำเปิด และยังคงอยู่ภายใต้อิทธิพลของปัจจัยที่ 3 คือ การเคลื่อนตัวของน้ำมาสู่ผิวดิน ส่วนการใช้น้ำของพืชอ้างอิง (Potential evapotranspiration) นั่นคือ การใช้น้ำของพืชที่จะเกิดขึ้นจากพืชที่ปลูกโดยไม่ให้มีการขาดแคลนความชื้นในดิน และสามารถคำนวณหาได้ในแนวทางเดียวกันกับที่หาได้สำหรับผิวน้ำเปิด ค่าการใช้น้ำของพืชที่แท้จริงจะลดลงต่ำกว่าค่าการใช้น้ำของพืชอ้างอิง เมื่อความชื้นในดินต่ำ

วิธีการที่นิยมใช้กันมากที่สุดในการวัดค่าการระเหยก็ทำได้โดยวัดจากถาดวัดการระเหย (Evaporation Pan) ถาดวัดการระเหยมีอยู่หลายแบบอย่างไรก็ตามชนิดที่นิยมใช้กันมากที่สุดคือ U.S Class-A pan, U.S.S.R. GGI-3000 pan และ 20-m² tank Class A pan มีขนาดลึก 25.4 ซม. (10 นิ้ว) และเส้นผ่านศูนย์กลาง 120.67 ซม. (4 ฟุต) และทำด้วยเหล็กอาบสังกะสีโดยไม่มีการทาสี ถาดจะถูกวางไว้บนไม้รองเพื่อเว้นช่องว่างสำหรับให้อากาศสามารถถ่ายเทได้บริเวณข้างใต้ถาด U.S.S.R GGI-3000 pan เป็นถาดขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 61.8 ซม. โดยมีพื้นข้างใต้เป็นรูปกรวยปลายแหลมและทำขึ้นจากเหล็กอาบสังกะสี พื้นผิวหน้าของถาดเท่ากับ 0.3 ม² ส่วนที่เป็นถาดทรงกลมมีความลึกที่ขอบถาด 60 ซม. ส่วนความลึกที่จุดศูนย์กลางเท่ากับ 68.5 ซม. วิธีติดตั้งทำโดยฝังถาดลงไปใต้ดินให้ส่วนขอบของถาดสูงเหนือจากพื้นดินโดยประมาณเท่ากับ 7.5 ซม.

นอกจากถาดวัดการระเหยแล้ว ยังมีเครื่องมืออื่น ๆ อีกหลายชนิดที่ติดตั้งอยู่ในสถานีที่ทำกรวัดการระเหย ดังมีรายการดังต่อไปนี้ (1) เครื่องวัดความเร็วลม (Anemometer) ติดตั้งไว้ที่ระดับ 1 ถึง 2 เมตรเหนือถาดวัดการระเหย สำหรับวัดหาความเร็วของลม (2) เครื่องมือวัดปริมาณน้ำฝนแบบธรรมดา (3) เทอร์โมมิเตอร์ (Thermometer) สำหรับวัดอุณหภูมิของน้ำในถาดวัดการระเหยและ (4) เทอร์โมมิเตอร์สำหรับวัดอุณหภูมิของอากาศ หรือเครื่องมือวัดความชื้นสัมพัทธ์ (Psychrometer) เพื่อวัดหาอุณหภูมิและความชื้นของอากาศ

โดยการวัดระดับน้ำในถาดวัดการระเหยทุก ๆ วัน ปริมาณการระเหยที่เกิดขึ้นก็สามารถที่จะหาได้จากให้ค่าปริมาณน้ำฝนที่ตกในวันนั้นมาคำนวณด้วยแล้ว ความลึกของน้ำในถาดจะต้องทำการวัดให้ค่าถึงตำแหน่งที่สามของนิ้วโดยการใช้นิ้ววัดระดับน้ำ (Hook Gage) หรือโดยการเติมน้ำลงในถาดเพื่อให้ระดับน้ำในถาดสูงขึ้นถึงจุดที่กำหนดไว้ตายตัว ค่าการระเหยที่วัดได้ด้วยถาดวัดการระเหยจะมีค่ามากกว่าที่จะสามารถวัดได้จากผิวน้ำของทะเลสาบที่ใหญ่มากที่อยู่ในบริเวณพื้นที่เดียวกัน ได้มีการประเมินหาตัวคูณปรับแก้หรือสัมประสิทธิ์ถาดวัดการระเหย (Pan Coefficient) เพื่อที่จะใช้แปลงข้อมูลที่ได้จากถาดวัดการระเหยให้ได้ค่าการระเหยจากผิวน้ำเปิดขนาดใหญ่ที่ตรงกันขึ้น ค่าตัวคูณปรับแก้หรือสัมประสิทธิ์ถาดวัดการระเหยจะแตกต่างกันไปตามลักษณะของผิวน้ำเปิดหรือทะเลสาบขนาดใหญ่ แต่โดยทั่วไปแล้วค่าสัมประสิทธิ์ถาดวัดการระเหยจะมีค่าเท่ากับ 0.7

3.7.1 การหาค่าการระเหยโดยวิธีความสมดุลของพลังงาน (Energy Balance Method)



รูปที่ 3.5.1 ปริมาตรควบคุมที่พิจารณาในการเขียนสมการความต่อเนื่อง และสมการพลังงานสำหรับการวัดการระเหย

เพื่อที่จะเขียนสมการความต่อเนื่องและสมการพลังงานที่สามารถมาประยุกต์ใช้หาค่าการระเหยได้ ให้เราพิจารณาดูการระเหยจากภาควัดการระเหยดังแสดงในรูปที่ 3.5.1 ภาควัดการระเหยเป็นภาควัสดุที่ใส่น้ำเอาไว้ เพื่อใช้ทำการวัดอัตราการระเหยจากอัตราการวัดที่ระดับน้ำในภาควัดลดลง ส่วนปริมาตรควบคุมจะเขียนเป็นเส้นประในรูปที่ 3.5.1 รอบภาควัดโดยรวมเอาทั้งปริมาตรของน้ำในภาควัดและอากาศเหนือน้ำนั้น

สมการความต่อเนื่อง (Continuity Equation)

อัตราการไหลของมวลของน้ำเนื่องจากการระเหย (Mass rate of evaporation, m_v) = อัตราการเปลี่ยนแปลงของน้ำที่เก็บกักไว้ในระบบ (The rate of change of storage within the system)

ดังนั้นจากสมการความต่อเนื่องเราจะได้ว่า

$$-m_v = \rho_w A \left(\frac{dh}{dt} \right) \dots\dots\dots 3.7.1.1$$

หรือ $m_v = \rho_w A E \dots\dots\dots 3.7.1.2$

ในเมื่อ $E = -\frac{dh}{dt}$ หรืออัตราการระเหย

สมการพลังงาน (Energy Equation)

ความสมดุลของพลังงานความร้อนในระบบบอทุกวิทยา สำหรับปริมาตรที่ควบคุม (รูปที่ 3.5.1) จะเขียนได้เป็น

อัตราการความร้อนที่ให้กับระบบจากแหล่งภายนอก ($\frac{dH}{dt}$) - อัตราของงานที่กระทำโดยระบบ ($\frac{dw}{dt}$) จะเท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงของพลังงานความร้อนที่เก็บกักในปริมาตรที่ควบคุม + พลังงานความร้อนที่ไหลผ่านปริมาตรที่ควบคุมด้วยน้ำที่ไหลออกไป

จากรูปที่ 3.5.1 จะเห็นว่าไม่มีงานเกิดขึ้น ดังนั้น $\frac{dw}{dt} = 0$ และเนื่องจากเราสมมติให้อุณหภูมิของน้ำไม่เปลี่ยนแปลงดังนั้นการเปลี่ยนแปลงพลังงานความร้อนที่เก็บกักก็จะอยู่ในรูปของพลังงานภายใน (internal energy) ของน้ำที่ระเหยหลุดไป ซึ่งเท่ากับ $l_v m_v$ เมื่อ l_v คือ ความร้อนแฝงที่น้ำใช้ในการระเหย กลายเป็นไอ ค่าความร้อนแฝงในการเป็นไอของน้ำจะผันแปรเล็กน้อยกับอุณหภูมิความสมการ

$$l_v = 2.501 \times 10^6 - 2370T \quad (\text{J/kg}) \quad \dots\dots\dots 3.7.1.3$$

เมื่อ T เป็นอุณหภูมิเป็น °C และ l_v มีหน่วยเป็น Joules/Kilogram

เมื่อพิจารณาผิวน้ำที่มีพื้นที่หนึ่งหน่วย แหล่งของพลังงานความร้อนก็คือ การแผ่รังสีสุทธิ (Net radiation flux, R_n) เป็น watt/m² น้ำจะแผ่พลังงานความร้อนออกไป (Sensible heat flux, H_s) ยังอากาศและยังแผ่พลังงานความร้อนออกไปยังดิน (Ground heat flux, G) ดังนั้นเราจะได้ว่า

$$\frac{dH}{dt} = R_n - H_s - G \quad \dots\dots\dots 3.7.1.4$$

ซึ่งเท่ากับการเปลี่ยนแปลงพลังงานความร้อนที่เก็บกักในปริมาตรควบคุมหรือจะได้ว่า

$$R_n - H_s - G = l_v m_v \quad \dots\dots\dots 3.7.1.5$$

แทนค่า m_v จาก 3.7.1.2 โดยใช้ค่า $A = 1 \text{ m}^2$ ลงในสมการ 3.7.1.5 เราจะสามารถแก้สมการหา E ได้

$$E = \frac{1}{l_v P_w} (R_n - H_s - G) \quad \dots\dots\dots 3.7.1.6$$

สมการ^{3.4}คือสมการความสมดุลของพลังงานสำหรับการระเหย ถ้าหากว่า พลังงานความร้อนที่น้ำแผ่ออกไปให้แก่อากาศ (H_s) และพลังงานความร้อนที่แผ่ไปยังดิน (G) เป็นศูนย์

ทั้งสองตัว ดังนั้นอัตราการระเหย (Er) ก็จะสามารถคำนวณได้ว่าเป็นอัตราที่ปริมาณรังสีสุทธิทั้งหมดถูกใช้ไปในการระเหยของน้ำเพียงอย่างเดียว

$$Er = \frac{R_n}{l_v P_w} \dots\dots\dots 3.7.1.7$$

ตัวอย่างที่ 3.7.1.1 จงคำนวณโดยวิธีความสัมพันธ์ของพลังงาน หาดักรการระเหยจากผิวน้ำเปิด ถ้ารังสีอาทิตย์สุทธิเท่ากับ 200 W/m^2 และอุณหภูมิของอากาศคือ 25°C สมมติว่าไม่มีพลังงานความร้อนแผ่ให้อากาศและพื้นดิน

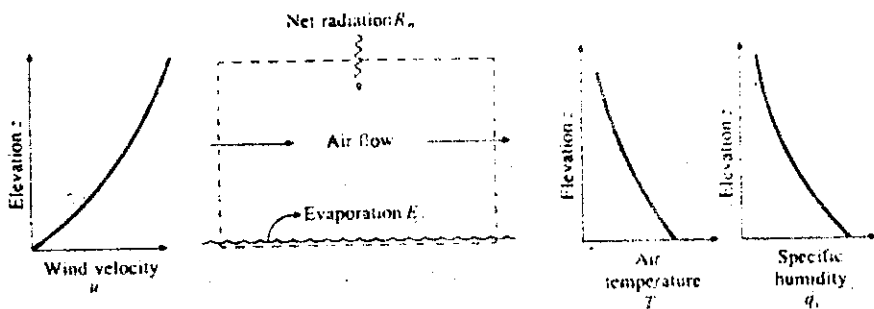
วิธีทำ จากสมการ (3.5.3) ความร้อนแฝงในการระเหยทำให้กลายเป็นไอที่ 25°C คือ

$$\begin{aligned} l_v &= 2500 - 2.36 \times 25 \\ &= 2441 \text{ KJ/Kg} \end{aligned}$$

จาก Appendix A Table A1 จะได้ว่าความหนาแน่นของน้ำ $\rho_w = 997 \text{ kg/m}^3$ แทนค่าใน 3.5.6

$$\begin{aligned} Er &= \frac{200}{2441 \times 10^3 \times 997} \\ &= 8.22 \times 10^{-8} \text{ m/s} \\ &= 8.22 \times 10^{-8} \times 1000 \times 86400 \text{ mm/day} \\ &= 7.10 \text{ mm/day} \end{aligned}$$

3.7.2 การหาค่าการระเหยโดยวิธี Aerodynamic Method



รูปที่ 3.5.2 การระเหยจากผิวน้ำเปิด

นอกจากพลังงานความร้อนที่ใช้ในการระเหยแล้ว ปัจจัยอันที่สองที่ควบคุมอัตราการระเหยจากผิวน้ำเปิดก็คือความสามารถในการพัดพาไอน้ำออกไปจากผิวน้ำ อัตราการพัดพาจะถูกควบคุมบังคับโดยความชื้นของอากาศเหนือผิวน้ำและความเร็วของลมที่พัดผ่านผิวน้ำของน้ำไป

ในปริมาตรควบคุมแสดงในรูปที่ 3.5.2 เราจะพิจารณาถึงระนาบในแนวราบที่มีพื้นที่หนึ่งหน่วยที่ความสูง z เหนือผิวน้ำ อัตราการไหลของมวลของน้ำเนื่องจากการระเหยต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ (\dot{m}_v) ที่ไหลผ่านชั้นสู่เบื้องบนโดยการพา (Convection) ผ่านพื้นระนาบนี้ จะแสดงได้โดยสมการ

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{d q_v}{dz} \dots\dots\dots 3.7.2.1$$

เมื่อ

- ρ_a = ความหนาแน่นของอากาศ
- K_w = Vapor eddy diffusivity
- q_v = ความชื้นจำเพาะ (Specific humidity)
- z = ความสูงเหนือผิวน้ำ

ส่วนการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมของมวลไอน้ำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ τ ที่ไหลผ่านชั้นระนาบดังกล่าวสามารถเขียนเป็นสมการได้ว่า

$$\tau = \rho_a K_m \frac{du}{dz} \dots\dots\dots 3.7.2.2$$

(ทั้งสมการที่ 3.5.2.1 และ 3.5.2.2 มีพื้นฐานมาจากกฎของความหนืดของนิวตัน, Newton's 1 Law of viscosity)

เมื่อ K_m = Momentum diffusivity

สมมติว่าความเร็วลม u_1 และความชื้นจำเพาะ q_{v1} วัดได้ที่ระดับ z_1 และ u_2 และ q_{v2} ที่ระดับ z_2 ระดับทั้งสองนี้มีค่าเข้าใกล้กันมากจนทำให้อัตราการพัดพา \dot{m}_v และ τ มีค่าคงที่ ดังนั้นเราสามารถแทนค่า $\frac{d q_v}{dz} = \frac{q_{v2} - q_{v1}}{z_2 - z_1}$ และ $\frac{du}{dz} = \frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1}$ ลงในสมการที่ 3.5.2.1 และ 3.5.2.2 ได้ตามลำดับ ดังนั้นเราจะได้อัตราส่วนของสองสมการดังกล่าวเป็น

$$\frac{\bar{m}_v}{\tau} = - \frac{K_w (q_{v2} - q_{v1})}{K_m (u_2 - u_1)}$$

$$\bar{m}_v = \tau \frac{K_w (q_{v1} - q_{v2})}{K_m (u_2 - u_1)} \dots\dots\dots 3.7.2.3$$

ความเร็วลมในชั้นเขต (boundary layer) ใกล้กับผิวโลก (สูงถึงราว ๆ 50 เมตร) จะมีหน้าตัดอยู่ในรูป logarithm (logarithmic profite law) ดังสมการ

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \dots\dots\dots 3.7.2.4$$

เมื่อ u^* = ความเร็วในการเฉือน (Shear velocity)

$$= \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}$$

k = von Karman constant

≈ 0.4

z_0 = ความสูงเหนือผิวหน้าวัตถุที่มีความเร็วลมเท่ากับศูนย์
(Roughness height of the surface)

ดังนั้น

$$\begin{aligned} u_2 - u_1 &= \frac{u^*}{k} \left[\ln \left(\frac{z_2}{z_0} \right) - \ln \left(\frac{z_1}{z_0} \right) \right] \\ &= \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \end{aligned}$$

และ $u^* = \frac{k (u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)}$

แต่ $u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}$

$$\therefore \tau = \rho_a \left[\frac{k(u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)} \right]^2$$

แทนค่า τ ที่ได้ลงในสมการที่ 3.5.2.3 จะได้ว่า

$$\bar{m}_v = \frac{Kw k^2 \rho_a (q_{v1} - q_{v2}) (u_2 - u_1)}{Km [\ln(Z_2/Z_1)]^2} \dots\dots\dots 3.7.2.5$$

สมการนี้คือสมการของ Thornthwaite-Holzman สำหรับการหาค่าไอน้ำซึ่งถูกพัดพาขึ้นครั้งแรกในปี ค.ศ. 1939 ในทางปฏิบัติเราจะสมมุติให้อัตราส่วนของ $\frac{Kw}{Km} = 1$ และมีค่าคงที่ Thornthwaite และ Holzman ได้ทำการสร้างหอคอยสำหรับวัดค่า q_v และ u ที่ความสูงต่าง ๆ กันและใช้ค่านี้คำนวณหาค่าอัตราการระเหยโดยมีนักค้นคว้าอีกหลายท่านได้ทำการทดลองในแบบอย่างเดียวกัน

สำหรับในการใช้งานจริง ๆ แล้วเราก็คงไม่สามารถสร้างหอคอยวัดค่า q_v และ u ที่ระดับต่าง ๆ ได้ โดยที่สถานีตรวจอากาศโดยทั่วไปจะมีการวัด q_v และ u อยู่ที่ระดับเดียวเท่านั้น เราจึงทำสมการ (3.5.2.5) ให้ง่ายขึ้นโดยการสมมุติว่าความเร็วลม $u_1 = 0$ ที่ระดับความสูง $Z_1 = Z_0$ และอากาศมีความชื้นอยู่ที่จุดอิ่มตัว จากสมการที่ (2.7.2.4) $q_v = 0.622 \frac{e}{p}$ เมื่อ e คือความดันไอและ p คือความกดดันของบรรยากาศ (มีค่าเท่ากันทั้งสองระดับ) ดังนั้นการวัดค่าของความดันไอน้ำสามารถใช้ในการแทนค่าหาความชื้นจำเพาะได้ที่ความสูง Z_2 ความดันไอน้ำจะเท่ากับ e_a เป็นค่าความดันไอน้ำของบรรยากาศและค่าความดันไอน้ำที่พื้นผิวจะเท่ากับ e_{as} ซึ่งเป็นค่าความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิของบรรยากาศ ภายใต้ข้อสมมุติ สมการ (3.7.2.5) สามารถเขียนขึ้นใหม่เป็น

$$\bar{m}_v = \frac{0.622 k^2 \rho_a (e_{as} - e_a) u_2}{p [\ln(Z_2/Z_0)]^2} \dots\dots\dots (3.7.2.6)$$

เนื่องจาก m_v เท่ากับอัตราการไหลของมวลของน้ำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ ดังนั้นเราจะได้ว่า $\bar{m}_v = \rho_w E_a$ โดยมี E_a เท่ากับอัตราการระเหยของน้ำมีหน่วยเป็น $[L/T]$ ดังนั้นเราจัดสมการ (3.7.2.6) ใหม่เราจะได้ว่า

$$E_a = B(e_{as} - e_a) \dots\dots\dots (3.7.2.7)$$

เมื่อ $B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{p \rho_w [\ln(Z_2/Z_0)]^2} \dots\dots\dots (3.7.2.8)$

สมการที่ 3.5.2.7 เป็นสมการที่ใช้เป็นพื้นฐานในการหาค่าสมการหาอัตราการระเหยอื่น ๆ อีกหลายสมการโดยมีค่าสัมประสิทธิ์ B สำหรับการเคลื่อนย้ายไอน้ำผ่านแผ่นแปรจากที่หนึ่งไปสู่อีกที่หนึ่ง สมการแบบนี้ถูกเสนอให้ใช้โดย Dalton ในปี ค.ศ. 1802

ตัวอย่าง 3.7.2.1 จงคำนวณหาอัตราการระเหยจากผิวน้ำเปิดโดยวิธี

Aerodynamic โดยอากาศมีอุณหภูมิ 25 °C ความชื้นสัมพัทธ์ 40 เปอร์เซ็นต์ ความกดอากาศ 101.3 K Pa และมีความเร็วลม 3 m/s โดยทำการวัดที่ความสูง 2 เมตรเหนือผิวน้ำ สมมติว่าค่า roughness height $Z_0 = 0.03$ Cm
วิธีทำ อุณหภูมิอากาศเท่ากับ 25 °C

$$\begin{aligned} e_{as} &= 611 \exp\left(\frac{17.27 T}{237.3+T}\right) \\ &= 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 25}{237.3+25}\right) \\ &= 3168.8 \quad \text{Pa} \end{aligned}$$

$$Rh = \frac{e_a}{e_{as}}$$

$$\begin{aligned} e_a &= 3168.8 \times 0.4 \\ &= 1267.5 \quad \text{Pa} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} q_v &= 0.622 \frac{e_a}{P} \\ &= 0.622 \frac{1267.5}{101.3 \times 10^3} \\ &= 0.0078 \quad \text{kg ของน้ำ / kg ของอากาศชื้น} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} Ra &= 287(1 + 0.608 q_v) \\ &= 287(1 + 0.608 \times 0.0078) \\ &= 288.4 \quad \text{J/Kg.K} \end{aligned}$$

$$P_a = \frac{P}{Ra T}$$

$$= \frac{101.3 \times 10^3}{288.4(273 + 25)}$$

$$= 1.18 \quad \text{kg/m}^3$$

จาก B = $\frac{0.622 k^2 p_{au}^2}{P_{pw} [\ln(Z_2/Z_0)]^2}$

จากตาราง A1 ใน Appendix A T = 25 °C p_w = 997 kg/m³

$$B = \frac{0.622 \times 0.4^2 \times 1.18 \times 3}{101.3 \times 10^3 \times 997 [\ln[2/(3 \times 10^{-4})]]^2}$$

$$= 4.5 \times 10^{-11} \quad \text{m/Pa.s}$$

∴ Ea = B(e_as - e_a)

$$Ea = 4.5 \times 10^{-11} (3168.8 - 1267.5)$$

$$= 8.55 \times 10^{-8} \quad \text{m/s}$$

$$= 8.55 \times 10^{-8} \times \left(\frac{1000 \text{ mm}}{1 \text{ m}}\right) \times \left(\frac{86400 \text{ s}}{\text{day}}\right)$$

$$= 7.39 \quad \text{mm/day}$$

3.7.3 การหาอัตราการระเหยโดยวิธี Combined Aerodynamic and Energy Balance

Method

ค่าการระเหยอาจจะคำนวณได้โดยวิธี Aerodynamic เมื่อพลังงานที่น้ำได้รับไม่ถูกจำกัด และคำนวณได้จากวิธี Energy Balance Method เมื่อการพัดพาของไอน้ำออกไปไม่ถูกจำกัด แต่โดยปกติแล้วปัจจัยทั้งสองนี้มักจะถูกจำกัด ดังนั้นเราจึงต้องการวิธีที่นำเอาหลักการทั้งสองมารวมกัน ในวิธีความสมดุลของพลังงาน ในวิธีความสมดุลของพลังงาน พลังงานความร้อนที่น้ำแผ่ออกไปในอากาศ H_S นั้นหาค่าได้ยาก แต่เนื่องจากว่าความร้อนที่ถ่ายเทโดยการพาผ่านอากาศเหนือผิวน้ำและไอน้ำจะถ่ายเทในทำนองเดียวกันโดยวิธีการหาเหมือนกัน ดังนั้นเราจะสามารถสมมติได้ว่า vapor heat flux l_v m_v และ Sensible heat flux H_s จะเป็นสัดส่วน ซึ่งกันและกัน ซึ่งเราเรียกอัตราส่วนนี้ว่า Bowen ratio B

$$\beta = \frac{H_s}{1_v m_v} \dots\dots\dots 3.7.3.1$$

จากสมการ 3.7.1.5 เมื่อ $G = 0$

$$R_n = 1_v m_v (1 + \beta) \dots\dots\dots 3.7.3.2$$

Bowen ratio จะคำนวณได้โดยการรวมสมการพัดพาของไอน้ำและความร้อนเข้าด้วยกัน ซึ่งเป็นวิธีการเดียวกันกับการตั้งสมการของ Thornwaite-Holzman สมการการพัดพาของไอน้ำและความร้อนเป็นดังนี้

$$m_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz} \dots\dots\dots 3.7.3.3$$

$$H_s = -\rho_a C_p K_h \frac{dT}{dz} \dots\dots\dots 3.7.3.4$$

เมื่อ C_p คือค่าความร้อนจำเพาะที่ความดันคงที่

K_h คือค่า heat diffusivity

โดยการวัด q_v และ T ที่สองระดับ z_1 และ z_2 และสมมุติว่าอัตราการพัดพานั้นคงที่ในระหว่างสองระดับนี้ ดังนั้นสมการ (3.7.3.4) ทหารด้วย (3.7.3.3) จะได้เท่ากับ

$$\frac{H_s}{m_v} = \frac{C_p K_h (T_2 - T_1)}{K_w (q_{v2} - q_{v1})} \dots\dots\dots 3.7.3.5$$

หารสมการ (3.7.3.5) ด้วย 1_v และแทนค่า $q_v = 0.622 \frac{e}{p}$ จะได้ว่า Bowen ratio β เท่ากับ

$$\beta = \frac{C_p K_h p (T_2 - T_1)}{0.622 1_v K_w (e_2 - e_1)}$$

หรือ
$$\beta = \gamma \left(\frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \right) \dots\dots\dots 3.7.3.6$$

เมื่อ γ คือ psychrometric constant

$$\gamma = \frac{C_p K_h p}{0.622 \frac{1}{V} K_w} \dots\dots\dots 3.7.3.7$$

อัตราส่วน K_h/K_w ของ heat และ vapor diffusivity มักจะใช้หาค่าเท่ากับ 1

แทนค่า (3.7.3.6) และ (3.7.1.2) ลงใน (3.7.3.2) จะได้ว่า

$$E = \frac{Rn}{1 \frac{\rho}{V} [1 + \gamma (\frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1})]}$$

จาก 3.7.1.7, $E_r = \frac{Rn}{1 \frac{\rho}{V}}$ ดังนั้น

$$E = \frac{E_r}{1 + \gamma (\frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1})} \dots\dots\dots 3.7.3.8$$

จากความลาดเอียง $\Delta = \frac{des}{dT}$ เมื่อเราพิจารณาในระดับ 2 ระดับใกล้ ๆ กับที่อุณหภูมิของอากาศ T_a เราจะได้ว่า

$$\Delta = (\frac{e_2 - e_s}{T_2 - T_1}) \dots\dots\dots 3.7.3.9$$

แทนค่า (3.7.3.7) ลงใน (3.7.3.6) จะได้

$$E = \frac{E_r}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} (\frac{e_2 - e_s}{e_2 - e_1})}$$

หรือ $E_r = E + E \frac{\gamma}{\Delta} (\frac{e_2 - e_s}{e_2 - e_1}) \dots\dots\dots 3.7.3.10$

จากสมการ Aerodynamic (3.7.2.7)

$$E_a = B(e_{as} - e_a)$$

เมื่อพลังงานสำหรับการระเหยไม่จำกัด และอุณหภูมิของน้ำเท่ากับ T_a

$$E_a = B(e_s - e_1)$$

เมื่อพลังงานที่ให้แก่น้ำมีขีดจำกัดและอุณหภูมิของน้ำไม่เท่ากับ T_a

$$E = B(e_2 - e_1)$$

$$\frac{E - E_a}{E} = \frac{e_2 - e_s}{e_2 - e_1} \dots\dots\dots 3.7.3.11$$

แทนค่า (3.7.3-9) ลงใน (3.7.3.8) จะได้

$$E = \frac{\Delta E_r + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \dots\dots\dots 3.7.3.12$$

เมื่อ

γ = psychrometric constant

Δ = ความลาดเทของกราฟความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิของอากาศ T_a

สมการนี้เป็นสมการพื้นฐานสำหรับวิธีการคำนวณหาค่าการระเหยโดยวิธี Combination method ซึ่งถูกพัฒนาขึ้นครั้งแรกโดย Penman (1948)

วิธี Combination Method สำหรับคำนวณหาค่าการระเหยจากข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาเป็นวิธีที่ให้ความละเอียดถูกต้องมากที่สุดเมื่อเรามีข้อมูลครบทุกตัวและมีข้อมูลตรงกับสมมุติฐานของสูตร ข้อสมมุติฐานหลักของความสมมูลย์ของพลังงานก็คือการถ่ายเทคพลังงานเป็นไปอย่างคงที่และการเปลี่ยนแปลงของความร้อนที่เก็บกักกับเวลาในน้ำนั้นน้อยมากจนไม่มีความสำคัญ ข้อสมมุติฐานนี้เป็นขีดจำกัดของการประยุกต์ใช้สมการวิธีนี้ สำหรับช่วงเวลาหนึ่งวันหรือยาวกว่า และในสถานการณ์ที่ไม่เกี่ยวข้องกับความจุในการเก็บกักความร้อนมาก ๆ เช่น ในทะเลสาบใหญ่ ๆ ส่วนข้อสมมุติฐานหลักของวิธีอากาศพลศาสตร์ (Aerodynamic Method) นั้นเกี่ยวข้องกับการรูปแบบของ

สัมประสิทธิ์ E มีรูปแบบของ B ที่ได้จากการทดลองที่ได้ถูกเสนอให้นำมาใช้ ซึ่งเหมาะสมกับข้อมูลที่ได้ทำการบันทึกและข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาอื่น ๆ

วิธี Combination Method นั้นเหมาะสมในการประยุกต์ใช้สำหรับพื้นที่เล็ก ๆ ที่มีข้อมูลสภาพภูมิอากาศโดยละเอียด ข้อมูลที่ต้องการก็มีรังสีอาทิตย์สุทธิ (Net radiation) อุณหภูมิของอากาศ ความชื้น ความเร็วลม และความกดอากาศ เมื่อขาดข้อมูลเหล่านี้บ้างตัวเราควรใช้สมการหาค่าการระเหยแบบง่าย ๆ ที่ต้องการข้อมูลน้อยกว่า สำหรับค่าการระเหยในพื้นที่กว้างมาก ๆ อัตราการระเหยส่วนใหญ่จะถูกกำหนดโดยความสมดุลย์ของพลังงาน ในกรณีนี้ Priestley และ Taylor (1972) พบว่าเทอมที่ 2 ของสมการ Combination equation (3.7.3.10) จะมีค่าประมาณ 30 เปอร์เซ็นต์ของเทอมแรก ดังนั้นสมการ (3.7.3.10) สามารถเขียนใหม่ได้เป็นสมการการระเหยของ Priestley-Taylor

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \dots\dots\dots 3.7.3.13$$

เมื่อ $\alpha = 1.3$ นักค้นคว้าคนอื่นได้ยืนยันความถูกต้องของสมการนี้ โดยมีค่า α ผันแปรเพียงเล็กน้อยจากสถานที่หนึ่งไปยังอีกสถานที่หนึ่ง

ตารางที่ 3.7.3.1 สรุปสมการสำหรับคำนวณหาค่าการระเหย

(1) Energy balance method

$$E_r = 0.0353 R_n \quad (\text{mm/day})$$

เมื่อ

$$R_n = \text{รังสีอาทิตย์สุทธิ} \quad (\text{W/m}^2)$$

(2) Aerodynamic method

$$E_a = B(e_{as} - e_a) \quad (\text{mm/day})$$

เมื่อ

$$B = \frac{0.102 u^2}{[\ln(\frac{Z}{Z_0})]^2} \quad (\text{mm/day} \cdot \text{Pa})$$

u^2 คือความเร็วลม (m/s) วัดที่ความสูง Z (cm) และ

พื้นผิว Roughness height Z_0 (cm)

น้ำ 0.01 - 0.05

พืช(สูง 1-2 ม) 20

ต้นไม้ (สูง 10-15 ม) 40 - 70

และ

$$e_{as} = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3+T}\right) \quad (\text{Pa})$$

$$T = \text{อุณหภูมิอากาศ} \quad (^\circ\text{C})$$

$$e_a = Rh e_{as} \quad (\text{Pa})$$

เมื่อ Rh คือความชื้นสัมพัทธ์ ($0 \leq Rh \leq 1$)

(3) Combination method

$$E = \frac{\Delta E_r + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (\text{mm/day})$$

เมื่อ

$$\Delta = \frac{4098 e_{as}}{(237.3+T)^2} \quad (\text{Pa/}^\circ\text{C})$$

และ

$$r = 66.8 \quad (\text{Pa/}^\circ\text{C})$$

(4) Priestley - Taylor method

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r$$

เมื่อ $\alpha = 1.3$

Note.- ค่าคงที่ที่ให้ในสูตร ใช้ได้กับความกดดันของบรรยากาศ ที่อุณหภูมิ 20 °C

ตัวอย่าง 3.7.3.1 ให้ใช้วิธี Combination method ในการคำนวณหาอัตราการระเหย จากผิวน้ำเปิดซึ่งมีรังสีอาทิตย์สุทธิเท่ากับ 200 W/m^2 อุณหภูมิอากาศ $25 \text{ }^\circ\text{C}$ ความชื้นสัมพัทธ์ 40 เปอร์เซ็นต์ และความเร็วลม 3 m/s ข้อมูลถูกบันทึกที่ระดับ 2 เมตร และความกดกันของบรรยากาศ 101.3 KPa

วิธีทำ จากตัวอย่างที่ 3.7.1.1 ได้ค่าอัตราการระเหยจากการได้รับรังสีสุทธิเท่ากับ 200 W/m^2 เท่ากับ $E_r = 7.10 \text{ mm/day}$ และจากตัวอย่าง 3.7.2.1 วิธี Aerodynamic เราจะได้ว่า $E_a = 7.39 \text{ mm/day}$ สำหรับอุณหภูมิของอากาศความชื้นและความเร็วลมที่กำหนดวิธี Combination ต้องการทราบค่า Δ และ γ ค่า Psychrometric constant γ หาได้จากสมการ (3.7.3.7) โดยมีค่า $c_p = 1005 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$ สำหรับอากาศ, $h_{fg}/Kw = 1.00$ และ $l_v = 244 \times 10^3 \text{ J/kg}$ ที่ 25 (จากตัวอย่างที่ 3.7.1.1)

$$\begin{aligned}\gamma &= \frac{c_p K_{hp}}{0.622 l_v Kw} \\ &= \frac{1005 \times 1.00 \times 101.3 \times 10^3}{0.622 \times 2441 \times 10^3} \\ &= 67.1 \text{ Pa/}^\circ\text{C}\end{aligned}$$

Δ คือความลาดเทของกราฟความกดกันไอน้ำอิ่มตัว จากสมการ (2.7.2.8) เมื่อ

$$e_s = e_{as} = 3167 \text{ Pa ที่ } T = 25 \text{ }^\circ\text{C} \text{ จากตารางที่ 2.7.2.1}$$

$$\begin{aligned}\Delta &= \frac{4098 e_s}{(237.3 + T)^2} \\ &= \frac{4098 \times 3167}{(237.3 + 25)^2} \\ &= 188.7 \text{ Pa/ }^\circ\text{C}\end{aligned}$$

$$\text{จาก } E = \frac{\Delta E_r + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

$$\begin{aligned} &= \frac{188.7 \times 7.10 + 67.1 \times 7.39}{188.7 + 67.1} \\ &= 7.18 \quad \text{mm./day} \end{aligned}$$

ตัวอย่างที่ 3.7.3.2 จงใช้วิธีของ Priestley-Taylor method ในการคำนวณหาอัตรา การระเหยจากน้ำที่ได้รับรังสีอาทิตย์สุทธิ 200 W/m^2 และอุณหภูมิของอากาศ 25°C

วิธีทำ

$$\begin{aligned} E_r &= 7.10 \text{ mm/day} \text{ จากตัวอย่างที่ 3.7.1.1} \\ \Delta &= 188.7 \text{ Pa/C} \quad \gamma = 67.1 \text{ Pa/C} \text{ จากตัวอย่างที่ 3.7.1.1} \\ \alpha &= 1.3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \therefore E &= \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \\ &= 1.3 \frac{188.7}{188.7 + 67.1} \times 7.10 \\ &= 6.8 \quad \text{mm/day} \end{aligned}$$

3.8 การใช้น้ำของพืช (Evapotranspiration)

การใช้น้ำของพืช (Evapotranspiration) เป็นค่ารวมของการระเหยจากผิว ดินและการคายน้ำของพืช ปัจจัยที่เป็นตัวกำหนด ค่าการระเหยจากผิวน้ำเปิดก็เป็นตัวกำหนดค่า การใช้น้ำของพืชด้วย ซึ่งก็มีปัจจัยเกี่ยวกับพลังงานและการพัดพาไอน้ำนอกจากนี้ยังมีปัจจัยตัวที่สาม ที่ควบคุมการใช้น้ำของพืช ปัจจัยตัวนี้ก็คือความชื้นของดินที่ผิวที่มีการระเหย เมื่อความชื้นในดินน้อย ลง อัตราการใช้น้ำของพืชจะลดลงต่ำกว่าระดับที่ควรจะเป็นถ้าดินมีความชื้นพอเพียงตลอดเวลา

การคำนวณหาอัตราการใช้น้ำของพืชจะทำโดยใช้วิธีการที่อธิบายไปแล้ว สำหรับ การระเหยจากผิวน้ำเปิด แต่มีการปรับปรุงแก้ไขเพื่อให้เข้ากับสภาพของพืชที่ปลูกและดิน อัตรา การใช้น้ำของพืชที่เรียกว่าการใช้น้ำของพืชอ้างอิง " (Reference crop evapotranspi- ration) " ที่เกิดขึ้นในสภาพอากาศที่กำหนดจะเป็นดังนี้คือ " เป็นอัตราการใช้น้ำจากพื้นที่กว้าง ขวางที่ปลูกหญ้าที่ตัดสั้นสม่ำเสมอโดยหญ้ามีความสูง 8-15 ซม. หญ้าอยู่ในระยะกำลังเจริญเติบโต กำลังคลุมดินอย่างเต็มที่ และไม่ขาดน้ำ "

ได้มีการเปรียบเทียบค่าของการใช้น้ำของพืชที่ได้จากการคำนวณและที่ได้จากการวัด
ในสถานที่ต่าง ๆ โดย American Society of Civil Engineers (1973) และ โดย
Doorenbos and Pruitt (1977) ซึ่งได้ข้อสรุปว่าวิธี Combination method เป็นวิธี
การที่ดีที่สุด โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าสัมประสิทธิ์การพัฒโอน้ำ B ได้ถูกสอบเทียบกับสภาพใน
ท้องถิ่น ตัวอย่างเช่น Doorenbos และ Pruitt ได้แนะนำให้ใช้

$$B = 0.0027 \left(1 + \frac{u}{100} \right) \dots\dots\dots(3.8.1)$$

ในเมื่อ B มีหน่วยเป็น (mm/day.Pa)

u คือ ความเร็วลมในช่วงเวลา 24 ชม.(Km/day) วัดที่ความ
สูง 2 เมตร

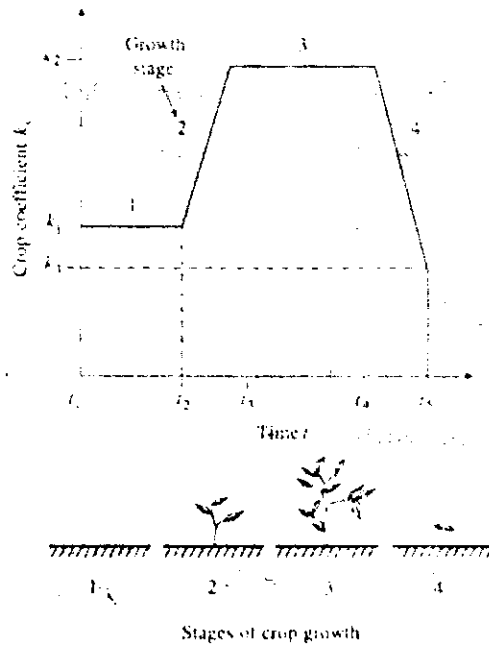
ค่าความเร็วลมในช่วงเวลา 24 ชม. เป็นค่าระยะทางสะสมที่อากาศจะเคลื่อนที่
ในเวลา 24 ชม. ภายใต้สภาพลมที่คงอยู่ สังเกตว่าหน่วยของ u ในที่นี้ไม่ใช่เป็น meters/
second ดังที่ใช้ในสมการของ B ในตาราง 3.7.3.1 แต่ว่าผลลัพธ์ที่ได้คือค่าของ E_u
เป็น มิลลิเมตรต่อวันในทั้งสองกรณี

ค่าการใช้น้ำของพืชที่ปลูกภายใต้สภาพเดียวกันกับพืชข้างอิงจะคำนวณได้โดยการ
คูณค่าการใช้น้ำของพืชข้างอิง E_{tr} โดย สัมประสิทธิ์พืช K_c (Crop coefficient)
ซึ่งมีค่าเปลี่ยนแปลงไปตามช่วงระยะเวลาการเจริญเติบโตของพืช ส่วนค่าการใช้น้ำของพืชที่แท้
จริง E_c จะหาได้โดยการคูณ ค่าการใช้น้ำของพืชโดยสัมประสิทธิ์ของดิน K_s (Soil
coefficient) ($0 \leq K_s \leq 1$)

$$E_c = K_s K_c E_{tr} \dots\dots\dots(3.8.2)$$

ค่าของสัมประสิทธิ์พืช K_c จะผันแปรในช่วงที่กว้างมากคือประมาณ $0.2 \leq$
 $K_c \leq 1.3$ ดังแสดงในรูปที่ 3.8.1 ค่า K_c ในระยะเริ่มต้น สำหรับดินที่ไม่ขาดน้ำ
และพืชยังมีขนาดเล็กอยู่จะมีค่าประมาณ 0.35 เมื่อพืชเจริญเติบโตขึ้น ค่า K_c จะเพิ่มขึ้น
ถึงค่าสูงสุด ซึ่งอาจจะมีค่ามากกว่า 1 สำหรับพืชที่เจริญงอกงามดีและมีใบคลุมดินได้มาก เช่น

ข้าวโพด ซึ่งคายน้ำด้วยอัตราที่สูงกว่าหญ้า เมื่อพืชแก่พร้อมที่จะเก็บเกี่ยว ความต้องการความชื้นของมันจะลดลงรูปร่างของกราฟสัมประสิทธิ์พืชที่แน่นอนจะแตกต่างกันไปตามการเพาะปลูกของแต่ละภูมิภาค เช่น เวลาการเพาะปลูกและเก็บเกี่ยว พืชบางอย่างเช่น ไม้ผล หรือพืชที่ปลูกคลุมดิน อยู่ตลอดเวลา อาจจะไม่มีการใช้น้ำขึ้นอยู่กับช่วงการเจริญเติบโตดังที่แสดงในรูปที่ 3.8.1



ระยะที่

ลักษณะการเจริญเติบโต

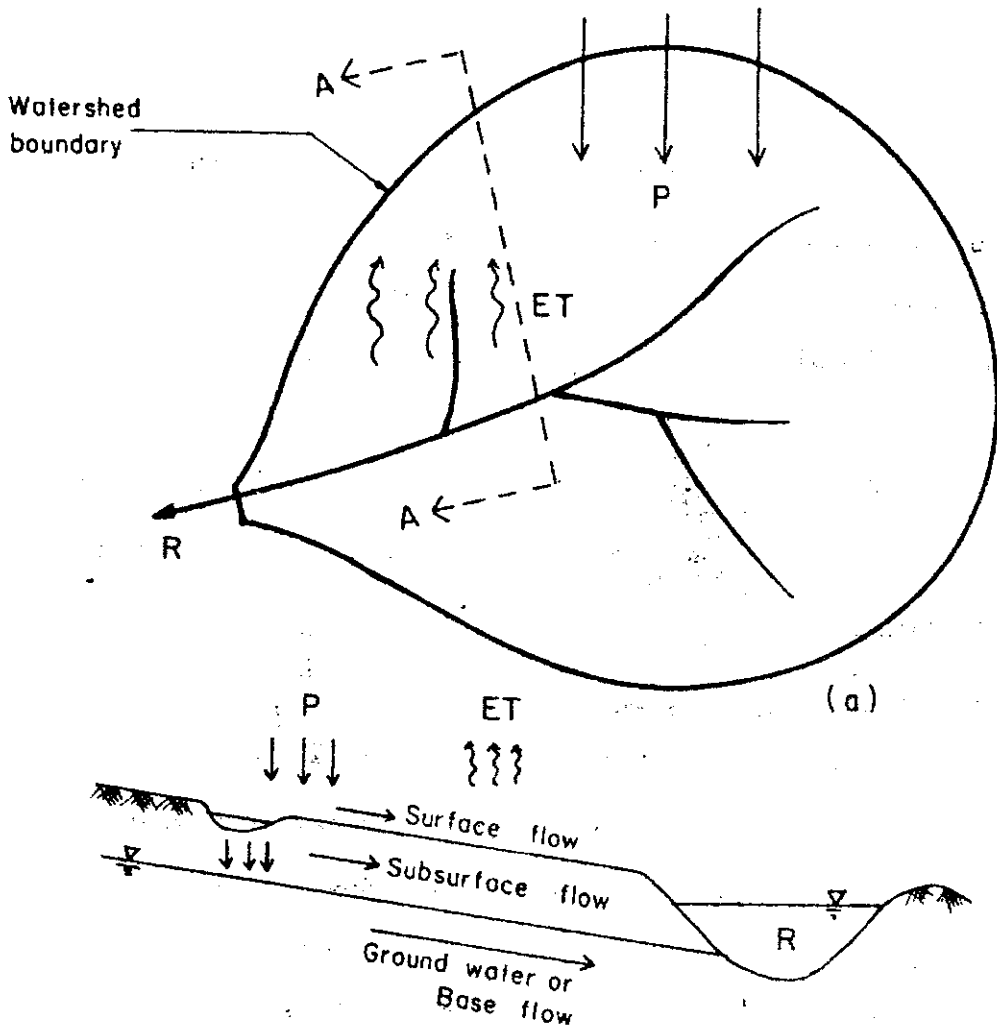
- | | |
|---|---|
| 1 | ระยะเริ่มต้น - พืชคลุมดินน้อยกว่า 10 % |
| 2 | ช่วงพัฒนาดำต้น - จากระยะเริ่มต้นจนกระทั่งคลุมดินเต็มที่ (70 - 80 %) |
| 3 | ช่วงกลางฤดู - จากคลุมดินเต็มที่จนกระทั่งแก่ |
| 4 | ช่วงปลายฤดู - แก่เต็มที่จนกระทั่งเก็บเกี่ยว |

รูปที่ 3.8.1 ความสัมพันธ์ระหว่าง ส.ป.ส. พืช K_c และช่วงระยะการเจริญเติบโตของพืช

บทที่ 4

น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร

น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร (Runoff or Streamflow) เป็นปริมาณน้ำที่ไหลออกจากทางออกของพื้นที่ลุ่มน้ำ (Watershed) (รูปที่ 4.1) ซึ่งแสดงถึงลักษณะทางอุทกวิทยาจักรของลุ่มน้ำ ในพื้นที่ลุ่มน้ำ ตัวแปรหลักทางอุทกวิทยาที่มาเกี่ยวข้องกับน้ำฟ้า (Precipitation, P) การใช้น้ำของพืช (Evapotranspiration, ET) และน้ำท่า (Runoff, R) ถ้าเราทราบตัวแปรเหล่านี้ 2 ใน 3 ตัว เราจะสามารถทราบถึงการกระจายของน้ำในลุ่มน้ำนั้น ๆ ได้



(b) Section A-A

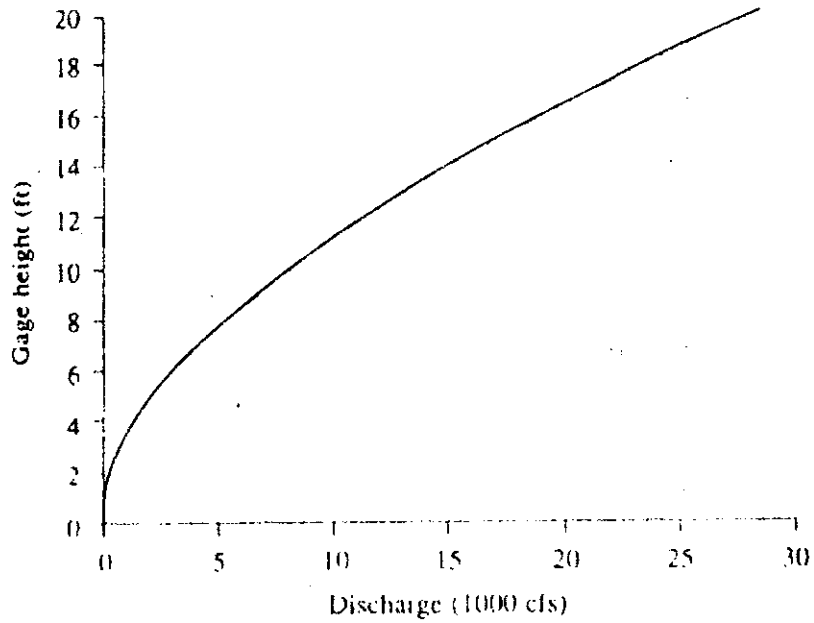
รูปที่ 4.1 ลักษณะทางอุทกวิทยาจักรของลุ่มน้ำ

การเกิดของน้ำท่าจะนับเริ่มต้นตั้งแต่การเกิดน้ำฝนตกลงในพื้นที่ลุ่มน้ำ น้ำฝนที่ตกลงก็จะไปทำให้ดินอิ่มตัวด้วยน้ำเสียก่อน แล้วจึงเกิดการสะสมน้ำในบ่อหรือแอ่งน้ำเล็ก ๆ ต่าง ๆ ในลุ่มน้ำ (pond หรือ depression) สรุปแล้วก็คือปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมาจะถูกดักไว้บางส่วน โดยดินและตามลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำ จากนั้นแล้วจึงจะเริ่มเกิดการไหลของน้ำผิวดิน (Surface flow) และน้ำไหลใต้ผิวดิน (Subsurface flow) โดยที่น้ำบางส่วนจะไหลเลยไปสู่ลำน้ำได้ดิน โดยที่น้ำใต้ดินก็จะไหลไปสู่แม่น้ำลำธารเช่นเดียวกับน้ำผิวดินและน้ำไหลใต้ผิวดิน (ดูรูปที่ 4.1) ดังนั้นเราจะเห็นว่าน้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธารจะเกิดจากการไหลมารวมกันของน้ำผิวดิน น้ำไหลใต้ผิวดิน และน้ำใต้ดิน

4.1 การวัดน้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร

ในทางน้ำปกติ เรามักจะไม่ได้ทำการจดบันทึกน้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธารไว้โดยตรง ถึงแม้ว่าข้อมูลอันนี้จะเป็นข้อมูลที่สำคัญที่สุดในการศึกษาทางด้านอุทกวิทยา แต่ทว่า เราจะทำทำการจดบันทึกระดับน้ำแทน โดยที่เราจะทราบปริมาณน้ำท่าจากโค้งปริมาณน้ำ (Rating curve) โค้งปริมาณน้ำจัดทำขึ้นโดยใช้ข้อมูลจากการวัดอัตราการไหลของน้ำท่า และระดับน้ำในแม่น้ำลำธาร การวัดหาข้อมูลนี้จะทำขึ้นในช่วงเวลาหลายเดือน หรือเป็นปี เพื่อที่จะให้ได้ความสัมพันธ์ที่แน่นอนระหว่างอัตราการไหลและระดับน้ำที่สถานีที่ทำการวัด สถานีที่ใช้ทำการวัดระดับน้ำควรจะอยู่ในบริเวณที่เป็นการตรงของแม่น้ำลำธาร เพื่อสะดวกในการวัดหาอัตราการไหลและรูปร่างลักษณะของทางน้ำไม่เปลี่ยนแปลงไปง่าย ๆ

โค้งปริมาณน้ำสร้างขึ้นโดยการพล็อตค่าอัตราการไหลที่วัดได้และระดับน้ำในขณะที่ทำการวัดหาอัตราการไหลลงในกราฟดังแสดงในรูปที่ 4.1.1 โค้งปริมาณน้ำที่ได้จะถูกใช้ในการแปลงค่าระดับน้ำให้เป็นอัตราการไหล เราจะห้องทำการตรวจสอบโค้งปริมาณน้ำที่ได้เป็นครั้งคราวไปเพื่อให้แน่ใจความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลและระดับน้ำที่ได้ยังคงไม่เปลี่ยนแปลง เพราะว่าการกักตร้อนของพื้นที่อ่างน้ำ หรือการตกตะกอนในลำน้ำจะทำให้โค้งปริมาณน้ำแตกต่างออกไปจากเดิม ทำให้ระดับน้ำที่วัดได้จะให้ค่าอัตราการไหลที่แตกต่างออกไป ตามปกติเราจะหาโค้งปริมาณน้ำสำหรับทางน้ำได้ดี เมื่อการไหลของน้ำในลำน้ำไม่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำและความเร็วของน้ำกับเวลาในขณะที่ทำการวัดหาอัตราการไหล



Gage height (ft)	Discharge (cfs)	Gage height (ft)	Discharge (cfs)
1.5	20	10.0	8,000
2.0	131	11.0	9,588
2.5	307	12.0	11,300
3.0	530	13.0	13,100
3.5	808	14.0	15,000
4.0	1,130	15.0	17,010
4.5	1,498	16.0	19,110
5.0	1,912	17.0	21,340
6.0	2,856	18.0	23,920
7.0	3,961	19.0	26,230
8.0	5,212	20.0	28,610
9.0	6,561		

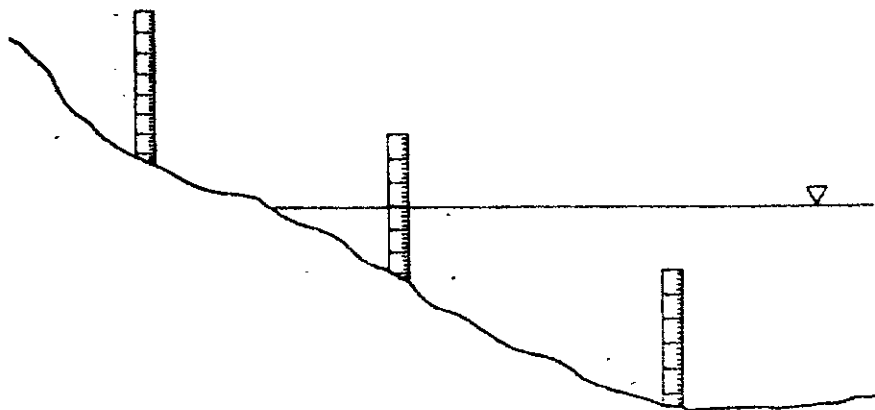
รูปที่ 4.1.1 โค้งปริมาณน้ำและตารางข้อมูลระดับน้ำ (Gage height) และอัตราการไหล (Discharge)

จะเห็นได้ว่าการหาปริมาณน้ำที่แน่นอน ค่าที่เราจะใช้ในการจกบันทึกจะเป็นระดับน้ำ (Stages) โดยทั่วไประดับน้ำจะวัดหน่วยเป็นเมตร และควรเป็นระดับที่ถ่ายทอมาจากระดับของน้ำทะเลปานกลาง (Mean sea level) สำหรับในบริเวณที่อยู่ห่างไกล เช่น บริเวณภูเขาหรือป่าทึบ อาจจะใช้ระดับที่ถ่ายทอมาจากหมุดหลักฐาน (Bench Mark) ที่มีค่าระดับซึ่งเราสมมุติขั้นก็ได้ เครื่องมือวัดระดับน้ำแบ่งออกเป็นประเภทใหญ่ ๆ ได้ 2 ประเภทคือ แบบอัตโนมัติหรือแบบที่มีการบันทึกด้วยตัวเองตลอดเวลา และแบบไม่อัตโนมัติ

4.1.1 เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบไม่อัตโนมัติ

1) แผ่นวัดระดับน้ำ (Staff gage) เป็นเครื่องมือวัดระดับน้ำที่ง่ายที่สุด และมีราคาถูกที่สุด ทำด้วยเหล็กทาสีกันสนิมหรือฉาบมัน อลูมิเนียม หรือ โพลีเอสเตอร์ เหมาะสำหรับติดตั้งในลำน้ำที่ไม่ต้องการข้อมูลอย่างต่อเนื่อง และมีช่วงความสูงที่ระดับน้ำเปลี่ยนแปลงน้อย จะติดตั้งในแนวตั้ง อยู่บนเสาหรือก้ำแพงของอาคารที่มีความมั่นคงแข็งแรงและต้องอยู่ในบริเวณที่สังเกตหรือทำการอ่านได้ง่าย

ในทางปฏิบัติจะไม่นิยมติดตั้งแผ่นวัดระดับน้ำที่มีความยาวมาก แต่จะติดตั้งแผ่นวัดระดับน้ำเป็นชั้น ๆ ตามแนวตั้ง (Sectional Staff gage) ดังแสดงในรูปที่ 4.1.1.1 หรือติดตั้งแผ่นวัดระดับน้ำไปตามความลาดเทของฝั่งลำน้ำ ซึ่งเสกในแนวเอียงจะเปรียบเทียบเป็นระดับในแนวตั้งเรียบร้อยแล้ว



รูปที่ 4.1.1.1 แผ่นวัดระดับน้ำเป็นชั้น ๆ ตามแนวตั้ง

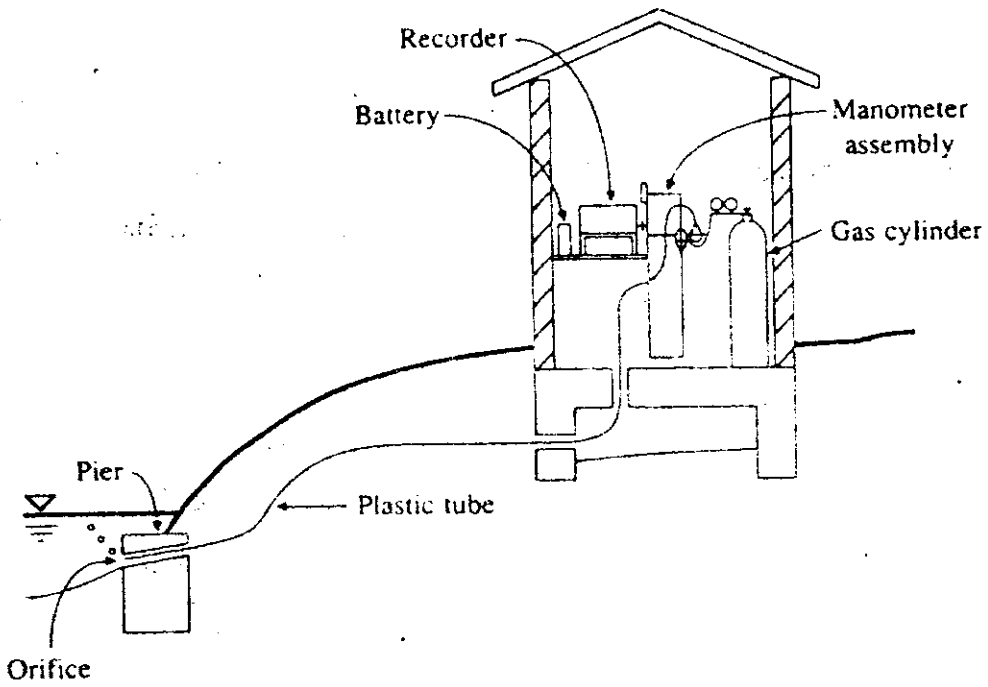
2) เครื่องวัดแบบใช้เส้นลวดและตุ้มน้ำหนัก (Wire-weight gauge) ประกอบด้วยเส้นลวดที่พันอยู่รอบตุ้มน้ำหนักที่ปลายของเส้นลวดด้านหนึ่งจะมีตุ้มน้ำหนักติดอยู่ เมื่อจะทำการวัดระดับน้ำก็ปล่อยตุ้มน้ำหนักลงมาจากสะพานหรืออาคารที่สร้างขึ้นเหนือผิวน้ำ จำนวนรอบของตุ้มน้ำหนักที่สามารถเปลี่ยนเป็นความยาวของเส้นลวดที่หย่อนลงมาได้ ระดับของผิวน้ำจะมีค่าเท่ากับระดับของสะพานหรืออาคารลบด้วยความยาวของเส้นลวดที่ปล่อยจากตัวอาคารหรือสะพานถึงผิวน้ำ

4.1.2 เครื่องวัดระดับน้ำแบบอัตโนมัติ เป็นเครื่องมือที่บันทึกระดับน้ำตลอดเวลาลงบนกระดาษกราฟหรือเทปแม่เหล็ก เหมาะสำหรับลำน้ำที่มีช่วงความสูงที่ระดับน้ำเปลี่ยนแปลงมาก การบันทึกก็ยังคงต่อเนื่องตลอดเวลา ช่วยให้การหาอัตราการไหลเฉลี่ยประจำวันและปริมาณการไหลทั้งหมดได้อย่างถูกต้องแม่นยำมากขึ้น ทำให้ทราบค่าระดับน้ำสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน และในช่วงที่เกิดน้ำท่วมเราจะทราบถึงเวลาที่เกิดและระดับน้ำด้วย

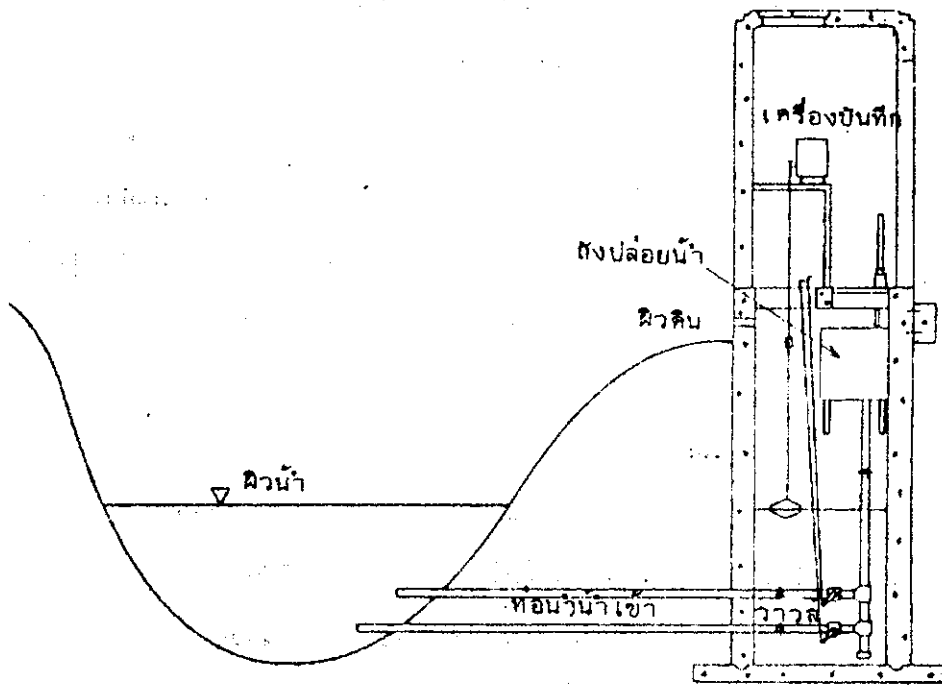
1) แบบใช้แรงดัน (Pressure bulb) อาศัยหลักการที่ว่าแรงดันของน้ำจะเปลี่ยนแปลงโดยตรงกับระดับน้ำ ทำการวัดระดับน้ำโดยการติดตั้งเครื่องวัดแรงดันไว้ที่บริเวณที่ลึกที่สุดของลำน้ำ แรงดันจะถูกถ่ายทอดไปตามท่อ จนถึงเครื่องบันทึกที่อยู่บนฝั่ง การติดตั้งเครื่องมือประเภทนี้ทำได้ง่าย เสียค่าใช้จ่ายถูก และไม่จำเป็นต้องสร้างบ่อวัดระดับน้ำ

2) แบบใช้ฟองอากาศ (Bubble gage) อาศัยหลักการที่ว่า ฟองอากาศที่ถูกปล่อยออกทางปลายของท่อขนาดเล็กใต้ผิวน้ำ จะลอยขึ้นสู่ผิวน้ำได้ ต้องอาศัยแรงดันจำนวนหนึ่งเอาชนะแรงดันที่เกิดจากความสูงของน้ำเหนือปลายท่อดังกล่าว วิธีวัดแรงดันและเครื่องบันทึกระดับน้ำมีกลไกคล้ายกับเครื่องวัดระดับน้ำแบบใช้แรงดัน ดังแสดงในรูปที่ 4.1.2.1 ซึ่งแสดงถึงส่วนประกอบของเครื่องแบบนี้

3) แบบทุ่นลอย (Float-operated recorder) การเคลื่อนที่ของทุ่นลอยในแนวตั้งอันเกิดจากการขึ้นลงของระดับน้ำจะถูกบันทึกลงบนกระดาษกราฟซึ่งหมุนไปรอบ ๆ แกนด้วยความเร็วสม่ำเสมอโดยใช้นาฬิกา เครื่องวัดระดับน้ำประเภทนี้ขึ้นอยู่กับหลายชนิด ซึ่งขึ้นอยู่กับบริษัทผู้ผลิต รูปที่ 4.1.2.2 แสดงการทำงานของเครื่องวัดระดับน้ำแบบทุ่นลอย



รูปที่ 4.1.2.1 เครื่องวัดระดับน้ำอัตโนมัติแบบใช้ห้องอากาศ



รูปที่ 4.1.2.2 เครื่องวัดระดับน้ำอัตโนมัติแบบทุ่นลอย

ค่าของระดับน้ำสูงสุดประจำวัน นอกจากจะอ่านได้จากการบันทึกของเครื่องวัดน้ำแบบอัตโนมัติแล้ว ยังมีเครื่องมือที่สร้างขึ้นใช้สำหรับวัดระดับน้ำสูงสุดโดยตรง อีกหลายชนิด รูปที่ 4.1.2.3 แสดงเครื่องวัดระดับน้ำแบบง่ายประกอบท่อมีฝาปิดทั้งสองปลาย ปลายท่อด้านล่างมีรูขนาดเล็ก 2 รู สำหรับให้น้ำไหลเข้า ในท่อมีไม้วัดระดับและผงไม้ก๊อกอยู่ ผงไม้ก๊อกจะลอยขึ้นมาตามน้ำในขณะที่น้ำขึ้น และจะเกาะอยู่ที่ไม้วัดระดับน้ำหลังจากที่น้ำลง ฉะนั้นผู้ทำการตรวจวัดสามารถอ่านค่าระดับน้ำสูงสุดประจำวันได้จากรอยคราบของผงไม้ก๊อก บนไม้วัดระดับหลังจากนั้นทำความสะอาดและวางไม้ระดับลงในท่อเหมือนเดิม และต้องเติมผงไม้ก๊อกลงในท่อด้วย

4.1.3 การวัดปริมาณน้ำฝน

การวัดปริมาณน้ำฝนจะทำได้โดยใช้เครื่องมือวัดความเร็วของกระแสไฟฟ้า (Current-Meter) หรือเครื่องมือชนิดอื่น ๆ เครื่องมือวัดความเร็วของกระแสไฟฟ้าจะใช้วัดน้ำในทางน้ำธรรมชาติที่พื้นที่หน้าตัดกว้างและไม่เหมาะที่จะใช้เครื่องมือวัดน้ำชนิดอื่นทำการวัด เครื่องมือวัดความเร็วของกระแสไฟฟ้าจะทำการวัดความเร็วของกระแสไฟฟ้าในทางน้ำตรงและมีการไหลราบเรียบสม่ำเสมอในแนวเดียวกับเส้นทางของทางน้ำ การหาอัตราการไหลก็ใช้สูตร

$$Q = AV$$

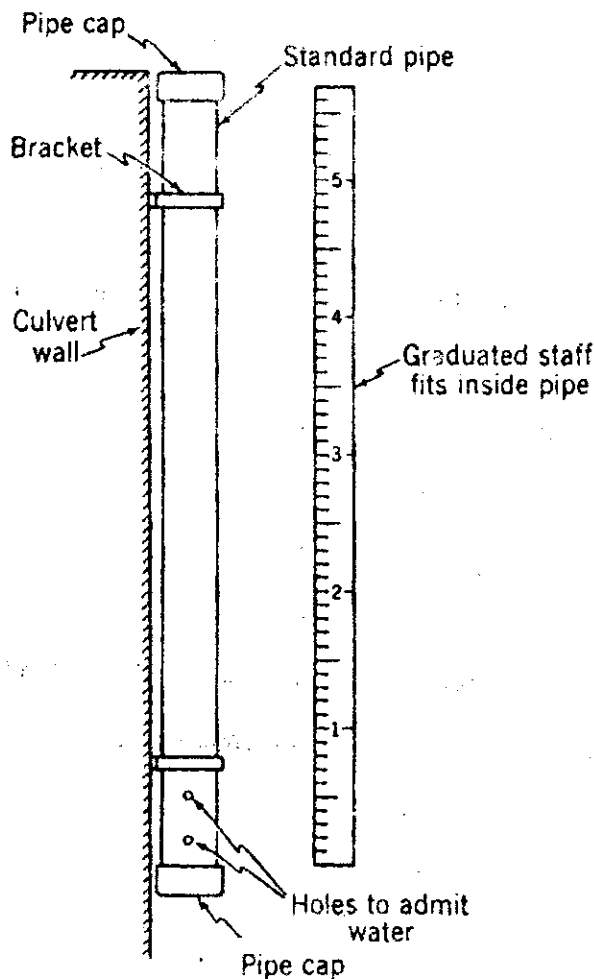
$$Q = \text{อัตราการไหลของน้ำ}$$

$$A = \text{พื้นที่หน้าตัดของส่วนของทางน้ำที่ทำการวัด}$$

$$V = \text{ความเร็วเฉลี่ยของน้ำของพื้นที่หน้าตัดส่วนนั้น}$$

เครื่องมือวัดความเร็วของกระแสไฟฟ้า (Current Meter) แบ่งออกเป็น 2 ชนิด คือ

1) แบบถ้วย (Price Meter หรือ Cup type) ซึ่งประกอบด้วยใบพัดรูปถ้วย 6 ใบ หมุนรอบแกนในแนวตั้ง (ดูรูปที่ 4.1.3.1) เมื่อใบพัดหมุนหนึ่งรอบจะทำให้วงจรไฟฟ้าเกิดครบวงจรขึ้น ทำให้เกิดเสียงดังขึ้นที่หูฟังที่ผู้ทำการวัดสวมไว้ โดยใช้แอมป์เตอร์ขนาดเล็กเป็นต้นกำลัง ถ้าเป็นการวัดน้ำในน้ำลึก ๆ ตัวใบพัดจะถูกห้อยลงมาโดยสายเคเบิล (cable) ลงไปในน้ำตามความลึกที่ต้องการเพื่อทำการวัดความเร็วของกระแสไฟฟ้า โดยที่ใบพัดจะมีส่วนหางเหมือนครีบบลา



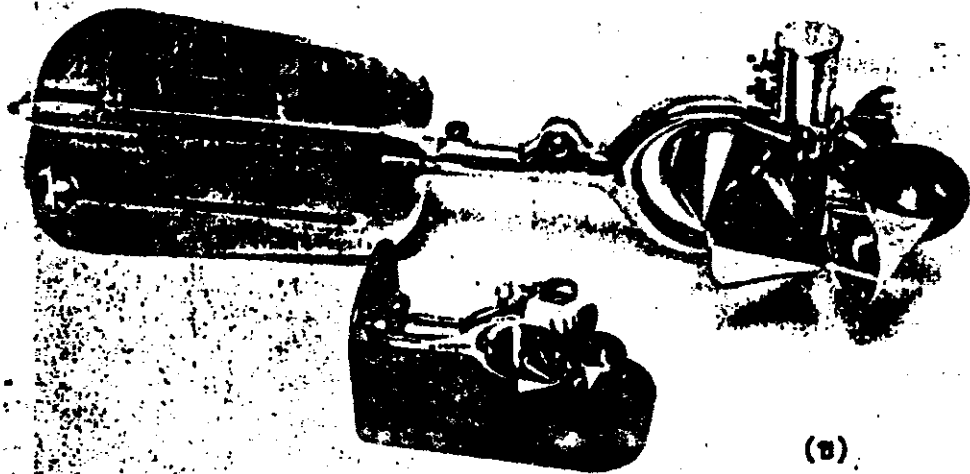
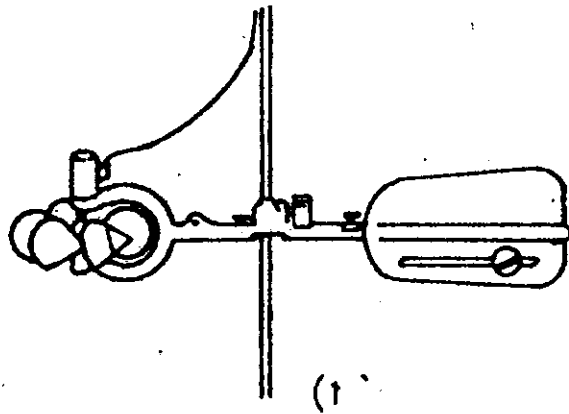
รูปที่ 4.1.2.3 เครื่องมือวัดระดับน้ำสูงที่สุดแบบง่าย

สำหรับเป็นทางเลือกทำให้ใบพัดหันหน้าเข้าหาทิศทางการไหลของกระแสน้ำ และที่ส่วนล่างจะมีตุ้มน้ำหนักสำหรับล่องใบพัดให้จมลงไปในน้ำในแนวตั้งเท่าที่จะเป็นไปได้ โดยจะมีรอกสำหรับใช้หย่อนสายเคเบิลลงไปในน้ำ เพื่อช่วยในการรองรับน้ำหนักของตุ้มน้ำหนักและวัดความยาวของสายเคเบิลที่หย่อนลงไป แต่ถ้าเป็นการวัดกระแสน้ำในทางน้ำตื้น ๆ แล้วจะใช้ Pygmy Price Meter ซึ่งจะมีขาที่ยังเป็นแท่งเหล็กติดใบพัดหย่อนลงไปในน้ำ และที่แท่งเหล็กที่หย่อนลงไปจะแบ่งออกเป็นช่อง ๆ และมีร่องที่เข้เข้าไปแสดงช่วงความลึกของแท่งเหล็กที่หย่อนลงไป โดยมากจะแบ่งไว้ช่องละ 3 - 5 เซนติเมตร

2) แบบใบพัด (Propeller type) จะมีใบพัดเหมือนกับใบพัดท้ายเรือยนต์ มีแกนหมุนในแนวราบ (ดูรูปที่ 4.1.3.2) การทำงานของมันก็เหมือนกับแบบถ้วย รวมทั้งวิธีการ

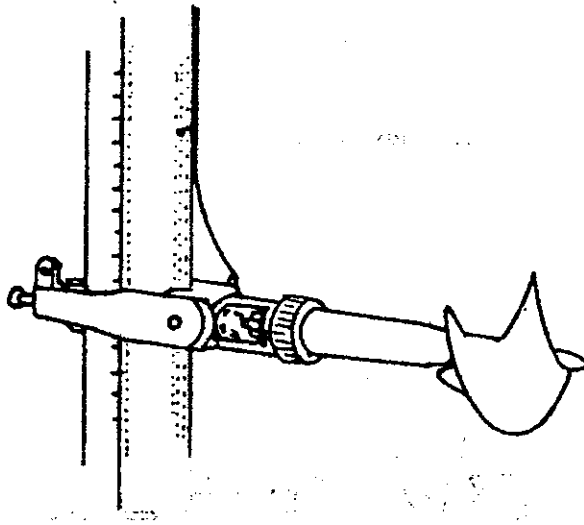
หย่อนลงไปใต้น้ำด้วย

เครื่องมือวัดความเร็วของกระแสน้ำแบบถ้วย (Price Meter) มีข้อที่สำคัญคือ
ตลับลูกปืนที่ใช้สำหรับรองรับแกนของใบพัดจะถูกสร้างให้เก็บอยู่ในช่อง



รูปที่ 4.1.3.1 เครื่องวัดความเร็วของกระแสน้ำแบบถ้วย (Cup type)

(ก) แบบใช้ซาหยัง (ข) อันเล็กด้านหน้าเป็นแบบใช้
ซาหยังอันใหญ่เป็นแบบที่ใช้สายเคเบิลหย่อนลงใต้น้ำ
โดยมีน้ำหนักถ่วง



รูปที่ 4.1.3.2 เครื่องมือวัดความเร็วของกระแสน้ำแบบใบพัด (Propeller type)

เก็บ ซึ่งจะเมื่ออากาศอยู่ในทำให้ น้ำเข้าไปไม่ได้ ทำให้ไม่มีปัญหาเรื่องอุทกตันของตะกอน ซึ่งจะทำให้การหมุนของใบพัดไม่คล่องตัว แต่คัลลบลูกปืนของแบบใบพัด (Propeller type) จะไม่สามารถออกแบบให้มีลักษณะเช่นเดียวกันได้ จึงอาจจะอุทกตันหรือสึกหรอเนื่องจากการขัดสีของตะกอนที่มากับน้ำ ทำให้เสียหายได้ง่าย นอกจากนี้แบบตัวนี้ยังไม่ถูกกระทบกระเทือนโดยกระแสน้ำที่อาจจะมึนในแนวตั้ง ซึ่งจะทำให้ใบพัดแบบ Propeller หมุน ซึ่งทำให้การวัดความเร็วได้สูงกว่าความเป็นจริง

สูตรหาความเร็วโดยทั่ว ๆ ไปของเครื่องมือวัดความเร็วของกระแสน้ำคือ

$$V = a + bN$$

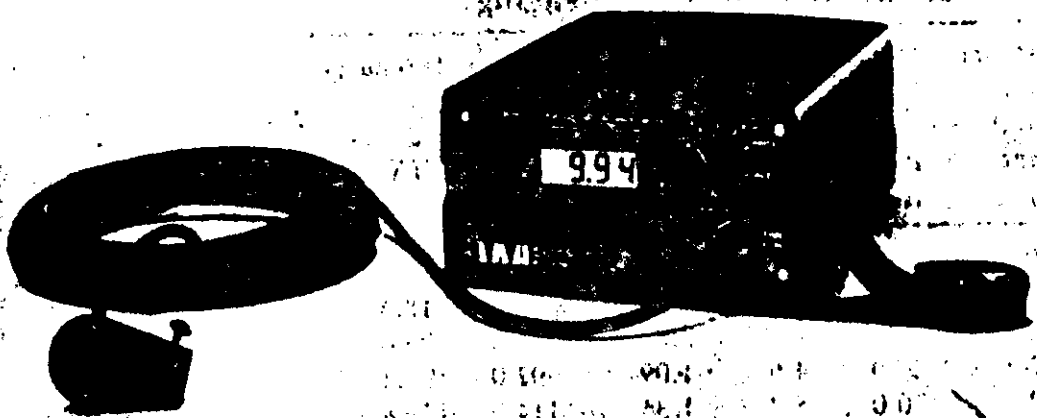
V = ความเร็วของกระแสน้ำ เมตร/วินาที

a = ความเร็วเบื้องต้น หรือความเร็วที่ต้องการที่จะทำให้ใบพัดเริ่มหมุนเนื่องจากความฝืด (Mechanical Friction)

b = ค่าคงที่

ในปัจจุบันเมื่อวิทยาการทางด้านอิเล็กทรอนิกส์เจริญก้าวหน้าขึ้น เราก็มียเครื่องมือวัด

ความเร็วของกระแสไฟฟ้าโดยใช้หลักการของแม่เหล็กไฟฟ้า (Electro-magnetic sensign) เครื่องมือนี้ชื่อเรียกว่ามาตรวัด VMFM (Velocity Modified Flow Measurement) เครื่องมือนี้สามารถนำไปยังที่ต่าง ๆ ได้สะดวก ดังแสดงในรูปที่ 4.1.3.3 ซึ่งประกอบด้วยกล่องตรวจวัดซึ่งเป็นระบบอิเล็กทรอนิกส์แบบโซลิตสเตท (Solid state electronic system) จุดตรวจจับคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (electromagnetic sensor) และสายเคเบิลต่อเชื่อมระหว่างส่วนประกอบทั้งสอง ที่ตรวจจับ (Sensor) จะติดตั้งไว้บนขาที่ยังที่ใช้กับเครื่องมือวัดกระแสไฟฟ้า แล้วหย่อนลงไปใต้น้ำเพื่อทำการตรวจวัดความเร็ว เมื่อที่ตรวจจับถูกจุ่มลงไปใต้น้ำที่กำลังไหล สนามแม่เหล็กภายในที่ตรวจจับจะถูกทำให้เปลี่ยนแปลงเนื่องจากความเร็วของกระแสไฟฟ้าทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงค่าโวลต์เตจ (Voltage) ซึ่งถูกทำการตรวจวัดโดยขั้วไฟฟ้า (electrodes) ที่ฝังอยู่ในที่ตรวจจับ (Sensor) ขนาดของการเปลี่ยนแปลงค่าโวลต์เตจจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความเร็วของน้ำ ซึ่งจะถูกถ่ายทอดผ่านสายเคเบิลไปยัง electronic processor system ซึ่งจะทำการหาค่าความเร็วเฉลี่ยของทั้งหมดตัดทั้งหมดอย่างอัตโนมัติ นอกจากนี้ ที่ตรวจจับ (Sensor) ก็จะทำกรตรวจสอบความลึกของน้ำโดยใช้ระบบพ้องอากาศ และ processor จึงจะทำหน้าที่วิเคราะห์ข้อมูลความเร็วและความลึกที่รวบรวมได้ เพื่อหาค่าอัตราการไหลออกมา มาตรวัดแบบนี้สามารถที่จะใช้วัดความเร็วของน้ำเสียหรือน้ำในทางน้ำแบบอื่น ๆ ได้ด้วย

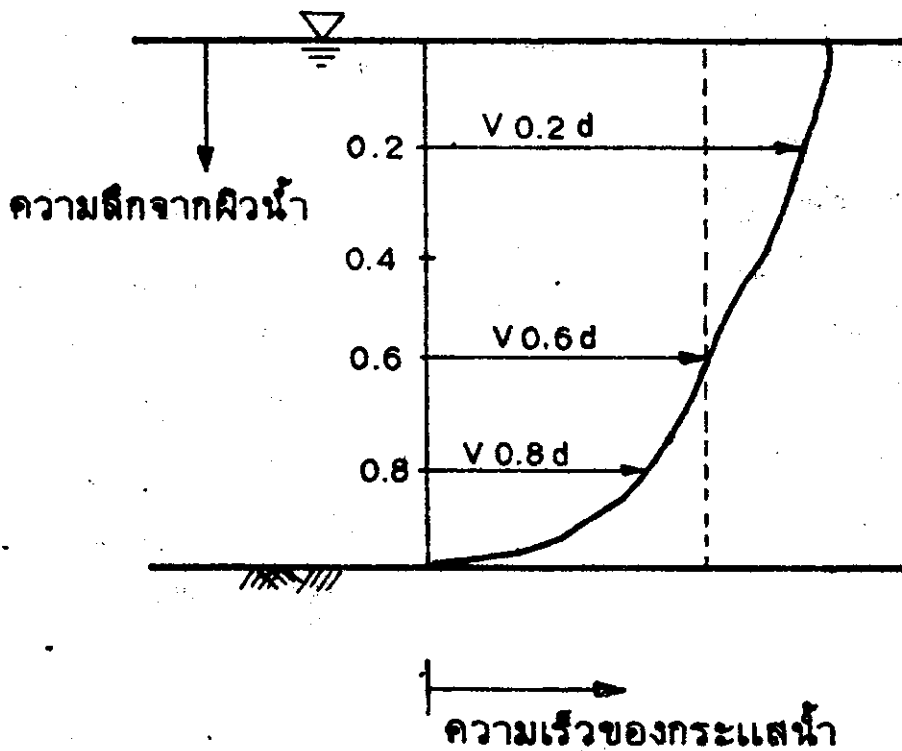


รูปที่ 4.1.3.3 มาตรวัด VMFM

4.1.3.1 การวัดหาความเร็วของกระแสน้ำและการคำนวณหาอัตราการไหล

ความเร็วของกระแสน้ำในทางน้ำจะมีรูปหน้าตัดเป็นรูปพาราโบลา โดยจะมีความเร็วเท่ากับศูนย์ที่พื้นทางน้ำ และเพิ่มขึ้นจนเกือบสูงสุดที่ใกล้ ๆ กับผิวน้ำดังแสดงในรูปที่

4.1.3.1.1 โดยมีค่าเฉลี่ยเกิดขึ้นที่ประมาณ 0.6 ของความลึกจากผิวน้ำ ในทางปฏิบัติแล้ว ถ้าความลึกของน้ำน้อยกว่า 60 เซนติเมตร เราจะทำการวัดความเร็วของกระแสน้ำที่จุดเดียวคือ ที่จุดลึกเท่ากับ 0.6 เท่า ของความลึกจากผิวน้ำ ถ้าความลึกของน้ำมากกว่า 60 เซนติเมตร แต่น้อยกว่า 3 เมตร ให้ทำการวัดที่ระยะ 0.2 และ 0.8 เท่าของความลึกจากผิวน้ำ โดยใช้ค่า



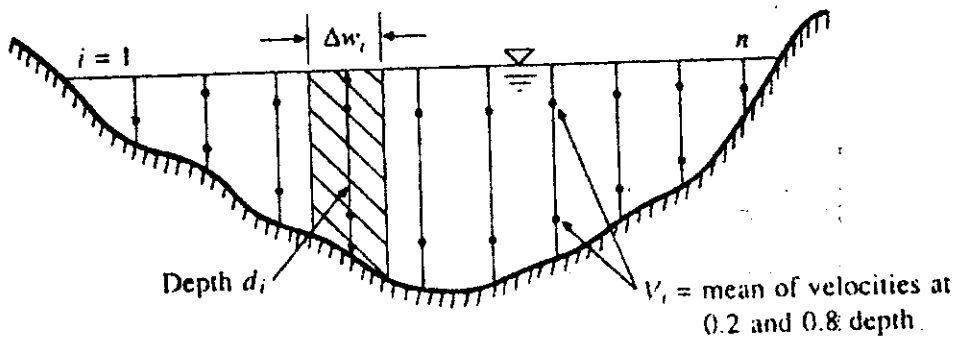
รูปที่ 4.1.3.1.1 รูปหน้าตัดความเร็วของกระแสน้ำ

เฉลี่ยของความเร็วที่ความลึกที่จุดทั้งสองเป็นความเร็วเฉลี่ยของน้ำ แต่ถ้าน้ำลึกกว่า 3 เมตร แล้ว ให้ทำการวัด 3 จุด คือที่ 0.2, 0.6 และ 0.8 เท่าของความลึกจากผิวน้ำ ส่วนความเร็วเฉลี่ย จะเท่ากับ 2 คูณกับความเร็วที่ความลึก 0.6 บวกกับความเร็วที่ความลึก 0.2 กับ 0.8 แล้วหาร ด้วย 4

ในการวัดหาอัตราการไหล เราจะต้องวัดทั้งความเร็วและความลึกของน้ำที่จุดที่ทำการวัดพร้อม ๆ กันไป โดยการแบ่งทางน้ำออกเป็นส่วนย่อย ๆ อย่างสม่ำเสมอแล้วจึงทำการวัด ความลึกของน้ำและความเร็วของกระแสน้ำที่หน้าตัดนั้น ๆ อัตราการไหลของน้ำจะให้จากการรวม

เอาอัตราการไหลของน้ำที่ผ่านส่วน i , $i = 1, 2, 3, \dots, n$ เข้าด้วยกันโดยที่ส่วน i ความเร็วของกระแสที่วัดได้จะเป็น v_i และความลึกของน้ำก็จะเป็น d_i โดยค่าที่วัดได้จะเป็นค่าเฉลี่ยของความกว้างส่วนย่อย Δw_i ของทางน้ำ ดังนั้นจะคำนวณอัตราการไหลได้เท่ากับ

$$Q = \sum_{i=1}^n v_i d_i \Delta w_i \quad (4.1.3.1.1)$$



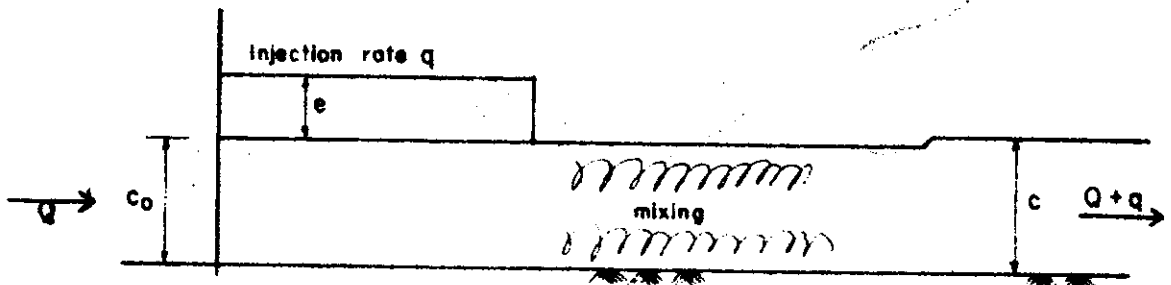
รูปที่ 4.1.3.1.1 การคำนวณหาอัตราการไหล

4.1.3.2 อาคารวัดน้ำ (Flow measuring structure) อาคารประเภทนี้ออกแบบขึ้นโดยอาศัยกฎเกณฑ์ของชลศาสตร์ เป็นเครื่องมือวัดน้ำที่เหมาะสมกับลำน้ำที่ไม่ใหญ่มากนัก โดยเฉพาะคลองชลประทาน และอาคารวัดน้ำจะเหมาะสมที่สุดสำหรับลำน้ำขนาดเล็ก อาคารแต่ละชนิดจะมีสูตรหรือกราฟช่วยในการหาอัตราการไหล อาคารประเภทนี้ได้แก่ ฝ่ายวัดน้ำแบบสันคม รางวัดน้ำแบบพาร์เซล รางวัดน้ำแบบไม่มีคอ ฝ่ายวัดน้ำแบบสันกว้าง รายละเอียดหาได้จากหนังสือเกี่ยวกับการวัดน้ำชลประทาน

4.1.3.3 วิธีเจือจางสาร (Tracer technique) การวัดด้วยวิธีนี้อาจจะนำมาใช้ได้ในการวัดที่การวัดแบบอื่น ๆ นั้นไม่สามารถกระทำได้ เช่นในการวัดลำน้ำขนาดเล็กโดยเฉพาะที่อยู่ในบริเวณหุบเขาหรือเป็นต้นน้ำเป็นต้น ความลึกของน้ำอาจจะตื้นเกินไปจนไม่สามารถวัดด้วยเครื่องมือที่ใช้วัดความเร็วของกระแสได้ ในการวัดแบบเจือจางสาร ปริมาณการไหลของน้ำจะเฉลี่ยตลอดช่วงความยาวของลำน้ำที่พิจารณาแทนที่จะเป็นจุดใดจุดหนึ่งเหมือนวิธีอื่น สารที่ทราบอัตราความเข้มข้นเช่น NaCl หรือ $\text{Na}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ จะถูกปล่อยลงไปในน้ำ ต่อจากนั้นก็ทำการเก็บ

ตัวอย่างน้ำที่จุดทางด้านท้ายน้ำ เพื่อนำมาตรวจวัดความเข้มข้นของสารที่ใส่ลงไป การปล่อยสารลงไปจะกระทำได้ 2 วิธีคือ

1) การปล่อยสารอย่างต่อเนื่อง (Continuous injection) วิธีนี้เป็นวิธีปล่อยสารที่ใส่ลงไปอย่างต่อเนื่อง แล้วเก็บตัวอย่างน้ำทางด้านท้ายน้ำเมื่อหาความเข้มข้นของสารสำหรับคำนวณหาอัตราการไหล โดยระยะทางด้านท้ายน้ำที่ทำการเก็บตัวอย่าง จะต้องห่างจากจุดที่ทำการปล่อยสารมากพอที่จะทำให้เกิดการผสมของสารเข้ากับน้ำอย่างสมบูรณ์ ดังนั้นเราจะสามารถหาอัตราการไหลได้จาก



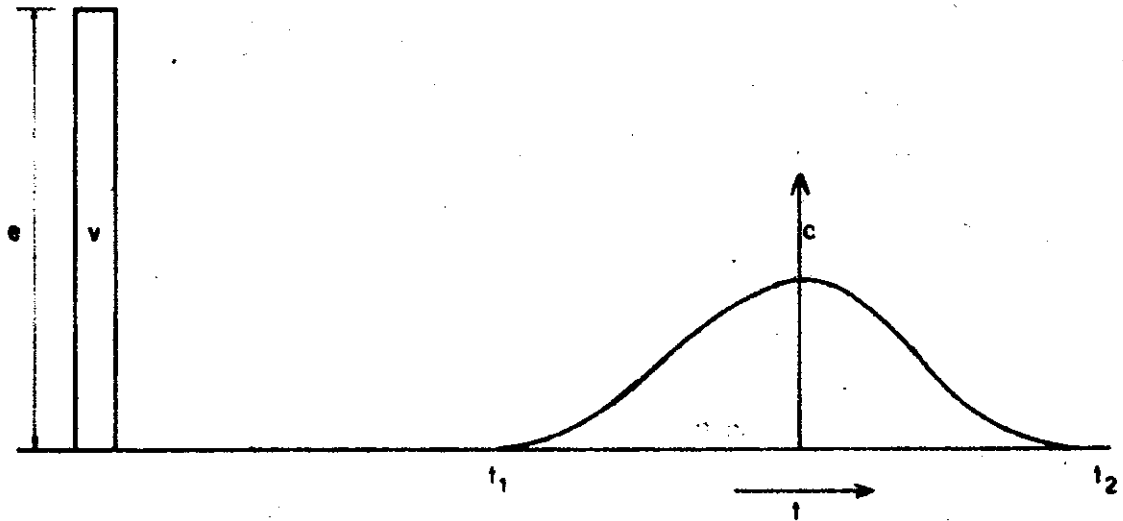
$$Qc_0 + qe = (Q + q)c$$

$$Q = \left(\frac{e - c}{c - c_0} \right) q \approx \frac{e}{c} q \quad (4.1.3.3.1)$$

เมื่อ c_0 = ความเข้มข้นของสารเดิมที่มีอยู่ในน้ำ, e = ความเข้มข้นของสารที่ปล่อยลงไป, c = ความเข้มข้นของสารที่ทำการวัดได้, q = อัตราการปล่อยสาร, Q = อัตราการไหลของน้ำ

ข้อดีของวิธีนี้ก็คือการวัดน้ำได้สะดวกและง่ายคือเพียงแต่วัดหาค่าความเข้มข้นของสารเพียงครั้งเดียวทางด้านท้ายน้ำก็เพียงพอแล้ว แต่ข้อเสียก็คือต้องทำการปล่อยสารตลอดเวลาจนกว่าจะเสร็จสิ้นการวัด

2) การปล่อยสารลงไปทั้งหมด (Bulk injection) วิธีนี้เป็นวิธีที่ทำการปล่อยสารที่ใส่ลงไปทั้งหมดครั้งเดียว แล้วทำการเก็บตัวอย่างทางด้านท้ายน้ำ หาความเข้มข้นของสารทางด้านท้ายน้ำอย่างต่อเนื่อง แล้วเราสามารถหาอัตราการไหลได้จาก



$$V_e = Q \int_{t_1}^{t_2} C dt \quad (4.1.3.3.2)$$

- เมื่อ
- v = ปริมาตรของสารที่ปล่อยลงทั้งหมด
 - e = ความเข้มข้นของสารที่ปล่อยลง
 - Q = อัตราการไหล
 - C = ความเข้มข้นของสารที่วัดทางท้ายน้ำอย่างต่อเนื่อง
 - t = เวลาระหว่างช่วงที่ทำกรวัดความเข้มข้นของสารทางด้านท้ายน้ำ

วิธีนี้เรามักจะใช้สารกัมมันตภาพรังสี เช่น Br^{82} , Na^{24} , T^{131} และ H^3 ปล่อยลงไปในน้ำ ซึ่งมีข้อดีอยู่ว่าต้องการใช้สารที่ปล่อยลงน้อยกว่าวิธีแรก แต่มีข้อเสียก็คือจะต้องทำการวัดปริมาณสารทางด้านท้ายน้ำอย่างต่อเนื่อง

เพื่อให้เกิดการผสมของสารกับน้ำตลอดความกว้างของลำน้ำ จุดที่เก็บตัวอย่างน้ำจะต้องอยู่ไกลจากจุดปล่อยสารไปทางด้านท้ายน้ำพอสมควร ระยะทางดังกล่าวประมาณ ได้จากสูตร

$$L = \frac{0.13 C_z (0.7 C_z + b)}{g} \left[\frac{b^2}{h} \right] \quad (4.1.3.3.3)$$

ในเมื่อ

- C_z คือสัมประสิทธิ์ความขรุขระของเซซี (Chezy roughness coefficient)
- b คือความกว้างผิวบนเฉลี่ยของลำน้ำเป็นเมตร
- h คือความลึกเฉลี่ยเป็นเมตร
- L คือความยาวตามแนวลำน้ำเป็นเมตร
- g คืออัตราเร่งเนื่องจากแรงดึงดูดของโลก (Gravitational constant)

4.2 ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำและปริมาณการไหลของน้ำ

(STAGE - DISCHARGE RELATIONS)

ในช่วงตั้งแต่ระดับน้ำสูงจนถึงระดับน้ำต่ำ ถ้าหากทำการวัดระดับน้ำและปริมาณการไหลของน้ำควบคู่กันไปหลาย ๆ ครั้ง ก็จะได้ข้อมูลสำหรับทำ Calibration Curve ซึ่งเรียกว่าโค้งปริมาณน้ำ (rating curve) หรือโค้งความสัมพันธ์ระหว่างระดับและปริมาณการไหลของน้ำ สถานีหรือลำน้ำส่วนมากการพล็อตความสัมพันธ์ดังกล่าวแบบธรรมดาข้างแสดงในรูปที่ 4.1.1 ก็อาจจะเพียงพอแล้ว โค้งความสัมพันธ์นี้มีลักษณะเป็นแบบพาราโบลา (parabola) แต่อาจจะผิดเพี้ยนไปบ้างหากคอนโทรล (control) เปลี่ยนแปรระหว่างช่วงที่น้ำไหลน้อยและช่วงที่น้ำไหลมากหรือหากว่ารูปตัดของลำน้ำไม่สม่ำเสมอ

ความละเอียดถูกต้องของโค้งปริมาณน้ำสามารถวัดได้ด้วยคัตรีของกาทรจะจักรกระจายหรือเบี่ยงเบนของปริมาณการไหลของน้ำที่วัดจากเส้นโค้งเฉลี่ย ถ้าหากว่าคอนโทรลค่อนข้างจะมั่นคงและความลาดชันของเส้น energy grade line ที่สถานีวัดน้ำคงที่หรือไม่เปลี่ยนแปลงมากนัก โค้งปริมาณน้ำแบบธรรมดาหรือแบบง่าย ๆ ดังรูปที่ 4.1.1 ก็เพียงพอสำหรับนำไปใช้งานได้

หากคอนโทรลเปลี่ยนแปลงอันเนื่องมาจากการกัดเซาะหรือการตกตะกอน ก็จำเป็นจะต้องทำการวัดปริมาณการไหลและระดับน้ำกันใหม่หลาย ๆ ครั้ง ในกรณีที่มีการเปลี่ยนแปลงคอนโทรลหรือเรียกว่า shifting control ปริมาณการไหลของน้ำจะประมาณหาค่าด้วยการพิจารณาถึงความแตกต่างระหว่างระดับน้ำที่เวลาทำการวัดปริมาณการไหลกับระดับน้ำที่อ่านจากโค้งปริมาณน้ำเฉลี่ยที่ปริมาณการไหลอันเดียวกัน ความแตกต่างของระดับน้ำจะนำไปปรับหรือแก้ไขระดับน้ำทุกค่าก่อนจะนำไปใช้กับโค้งปริมาณน้ำเพื่ออ่านค่าของปริมาณการไหลของน้ำสำหรับระดับน้ำดังกล่าว

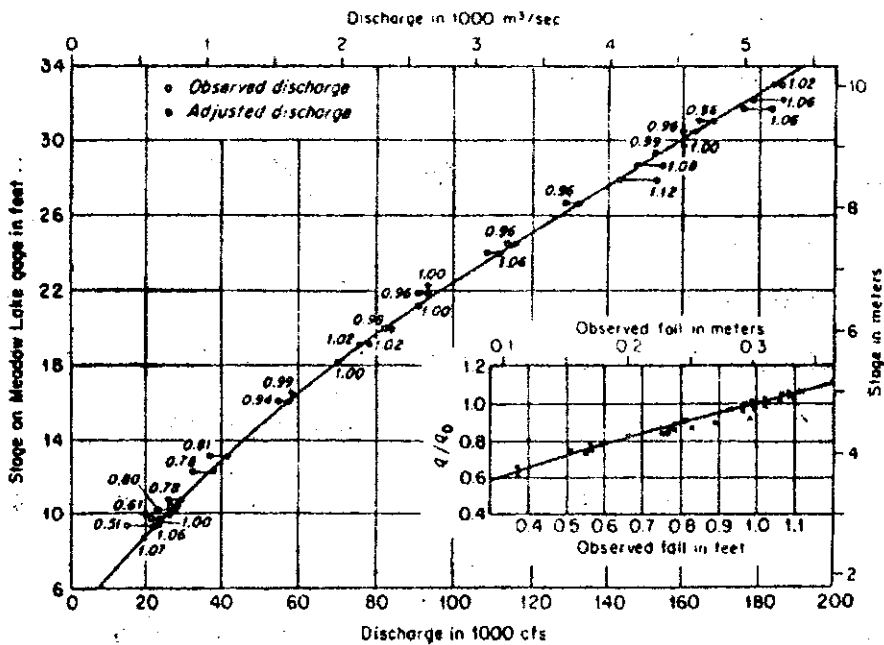
การวัดปริมาณน้ำในแต่ละครั้งอาจจะเบี่ยงเบนผิดแผกไปจากโค้งปริมาณน้ำเฉลี่ยก็ได้ อันเนื่องมาจากผลของความแตกต่างของความลาดชันผิวน้ำที่คอนโทรล โดยทั่วไปแล้วความลาดชันของผิวน้ำและ energy grade line จะไม่แตกต่างกันมากนักเพราะค่าของ velocity head มีค่าน้อยมาก ความแตกต่างของความลาดชันผิวน้ำอาจจะเนื่องมาจากผลของ backwater และผลของการกีดขวางที่ท้ายน้ำหรือระดับน้ำสูงที่สุดบรรจบของลำน้ำที่ท้ายน้ำ ถ้าเป็นกรณีดังกล่าวนี้จำเป็นจะต้องพิจารณาความลาดชันเป็นตัวพารามิเตอร์เพิ่มขึ้นในโค้งปริมาณน้ำด้วย ดังสมการ

$$\frac{q}{q_0} = \left(\frac{S}{S_0}\right)^m = \left(\frac{F}{F_0}\right)^k \quad (4.2.1)$$

ในสมการ (4.2.1) ปริมาณการไหล q จะเป็นสัดส่วนยกกำลังกับความลาดชันของผิวน้ำ S จากหลักวิชากลศาสตร์ของของไหล ค่าของ m จะเท่ากับ 0.5 ค่า F คือความแตกต่างของระดับผิวน้ำระหว่างรูปตัดลำน้ำสองแห่งที่พิจารณา โดยปกติแล้วผิวน้ำระหว่างรูปตัดลำน้ำทั้งสองแห่งที่พิจารณานั้นไม่จำเป็นต้องเป็นเส้นตรงเสมอไป ดังนั้นค่าของ k ในสมการ (4.2.1) จึงไม่จำเป็นต้องเท่ากับ 0.5 และจะต้องประมาณหาค่าจากผลของการวัดในแต่ละแห่งจริง ๆ

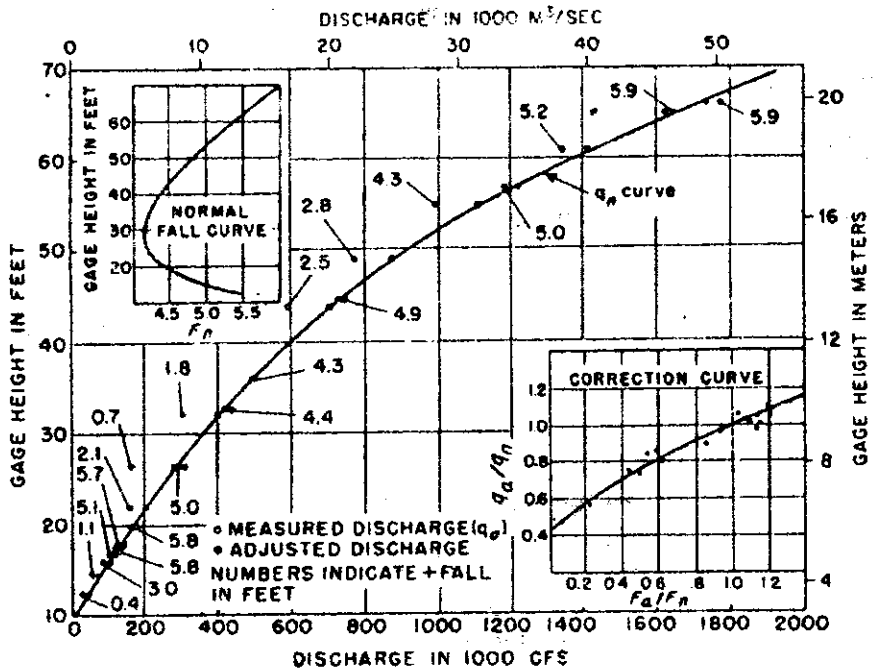
ในการคำนวณหาความสัมพันธ์ระหว่างความลาดชัน-ระดับ-ปริมาณการไหลของน้ำนั้นจำเป็นจะต้องมีสถานีวัด 2 แห่ง สถานีหรือเครื่องวัดอันแรกจะใช้เป็นสถานีฐาน (base gage) และอีกสถานีจะเป็นสถานีช่วย (auxiliary gage) สถานีทั้งสองนี้จะต้องอยู่ห่างกันพอสมควรเพื่อให้ F นี้ค่าอย่างน้อย 1 ฟุตหรือ 30 เซนติเมตรเพื่อจะทำให้ผลกระทบกระเทือนจากความคลาดเคลื่อนในการอ่านเครื่องวัดนั้นน้อยลง ค่าของ F จะถูกบันทึกทุกครั้งที่มีการวัดปริมาณการไหลของน้ำ ถ้าหากว่าข้อมูลของ F ที่ได้ไม่แตกต่างกันมากนัก ก็เลือกใช้ค่าเฉลี่ย F_0 ทำการพล็อตโค้ง ปริมาณน้ำระหว่างระดับน้ำและปริมาณการไหลของน้ำทุกครั้งซึ่งข้อมูลการวัดนี้ค่า F ใกล้เคียงหรือเท่ากับ F_0 จากนั้นก็ลากเส้นโค้งปริมาณน้ำโดยเฉลี่ยระหว่างจุดที่พล็อตด้วยสายตาหรือการคำนวณตั้งตัวอย่างแสดงในรูปที่ 4.2.1 โค้งปริมาณน้ำนี้เรียกว่า q_0 curve ซึ่งแสดงค่าของปริมาณการไหลในกรณีที่ $F = F_0$ ถ้าหากว่า F ไม่เท่ากับ F_0 แล้วก็ทำการพล็อตสัดส่วนระหว่าง F/F_0 และ q/q_0 ในกระดาษกราฟซึ่งจะเรียกว่า auxiliary chart การคำนวณปริมาณการไหลที่เวลาใด ๆ หรือ q จากโค้งปริมาณน้ำทำได้ดังนี้ ในขั้นแรกก็คำนวณอัตราส่วน F/F_0 และจาก auxiliary chart ก็จะอ่านค่าของอัตราส่วน q/q_0 ได้ต่อไปก็อ่านค่า q_0 จาก q_0 curve

สำหรับระดับน้ำที่วัดได้ในเวลาที่ต้องการหาปริมาณการไหลจากนั้นก็นำค่า q_o ไปคูณอัตราส่วน q/q_o ก็จะได้ปริมาณการไหล q ตามต้องการ ถ้า auxiliary curve มีลักษณะเป็นเส้นตรงในกระดาษกราฟแบบ logarithmic paper ความลาดชันของเส้นตรงที่ได้ก็คือค่าของ k ในสมการ 4.2.1 นั่นเอง โค้งปริมาณน้ำที่ได้อธิบายมาแล้วนั้นเรียกว่า constant fall rating เพราะค่าเฉลี่ยของ F_o นั้นสมมุติว่ามีค่าคงที่



รูปที่ 4.2.1 โค้งปริมาณน้ำแบบ Constant-fall rating

ในบางกรณีค่าของ F จะเปลี่ยนแปลงมากและเป็นฟังก์ชันกับระดับผิวน้ำ ในกรณีนี้จะใช้โค้งปริมาณน้ำแบบ normal-fall rating โค้งปริมาณน้ำแบบนี้คล้าย ๆ กับแบบ constant-fall rating นอกจากค่าแทนที่จะใช้ F_o ก็ใช้ F_n หรือ normal fall แทนค่า F_n จะเป็นฟังก์ชันกับระดับน้ำดังตัวอย่างแสดงในรูปที่ 4.2.2 การคำนวณปริมาณการไหลจากโค้งปริมาณน้ำแบบนี้กระทำตามขั้นตอนดังนี้ ในขั้นแรกก็คำนวณ F ที่วัดได้จริงหรือ F_a ก่อนจาก ระดับน้ำที่วัดได้ก็สามารถหาค่าของ F_n ได้ ต่อไปก็คำนวณอัตราส่วน F_a/F_n และจาก correction curve ในรูปที่ 4.13 ก็อ่านค่า q_a/q_n ได้ จากนั้นก็คูณอัตราส่วน q_a/q_n ด้วย q_n ซึ่งได้จากโค้งปริมาณน้ำในรูปที่ 4.13 ผลคูณก็คือค่าของปริมาณการไหลของน้ำที่ต้องการนั่นเอง



รูปที่ 4.22 โคงปริมาณน้ำแบบ normal-fall-rating

4.3 การต่อขยายโค้งปริมาณน้ำ (EXTENSION OF RATING CURVE)

ในการสร้างโค้งปริมาณน้ำขึ้นใช้งานนั้นส่วนมากจะได้รับความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำและปริมาณการไหลของน้ำเฉพาะในช่วงที่การไหลของน้ำในลำน้ำไม่มากนัก ในเวลาเกิดน้ำท่วมหรือน้ำนอง ไม่สามารถที่จะวัดปริมาณการไหลของน้ำได้โดยตรง เพียงแต่ระดับน้ำสูงสุดเท่านั้นที่บันทึกหรือสังเกตได้ การที่จะประมาณหาค่าปริมาณการไหลในช่วงน้ำขึ้นสูงสุดจำเป็นต้องอาศัยโค้งปริมาณน้ำปัญหาก็คือโค้งปริมาณน้ำที่สร้างขึ้นจากข้อมูลที่ได้จากการวัดมาก่อนนั้นมีช่วงไม่ถึงระดับน้ำสูง ๆ ในเวลาเกิดน้ำท่วม จึงจำเป็นต้องมีการต่อขยายโค้งปริมาณน้ำออกไปเพื่อให้ครอบคลุมถึงช่วงของระดับที่เกิดน้ำท่วมขนาดต่าง ๆ ด้วย การต่อขยายโค้งปริมาณน้ำหากไม่จำเป็นต้องต่อขยายออกไปมากแล้วก็จะอาจใช้การต่อจากโค้งปริมาณน้ำแบบง่าย ๆ โดยตรงได้หากช่วงที่จะทำการต่อออกไปมีมากแล้วการต่อแบบธรรมดาจะคลาดเคลื่อนมากจำเป็นต้องใช้วิธีอื่นที่มีความละเอียดถูกต้องและมีหลักการดีกว่าแทน

การต่อขยายโค้งปริมาณน้ำกระทำให้หลายวิธีพอสรุปได้ดังนี้

- (1) การต่อขยายแบบเลขกำลัง (logarithmic extension)
- (2) การต่อขยายแบบสตีเวนส์ (Stevens $A\sqrt{D}$ extension)
- (3) การต่อขยายแบบใช้สูตรแนบนิ่งหรือเรียกว่าแบบ Conveyance factor

4.3.1 การต่อขยายโค้งปริมาณน้ำแบบเลขกำลัง

ในวิธีนี้เราจะสมมุติให้ระดับน้ำและอัตราการไหลมีความสัมพันธ์อยู่ในรูปพาราโบลา

(Parabolic Relationship) ดังสมการ

$$Q = k(h - a)^b \quad (4.3.1.1)$$

ในเมื่อ Q = อัตราการไหลของน้ำ

h = ระดับน้ำ

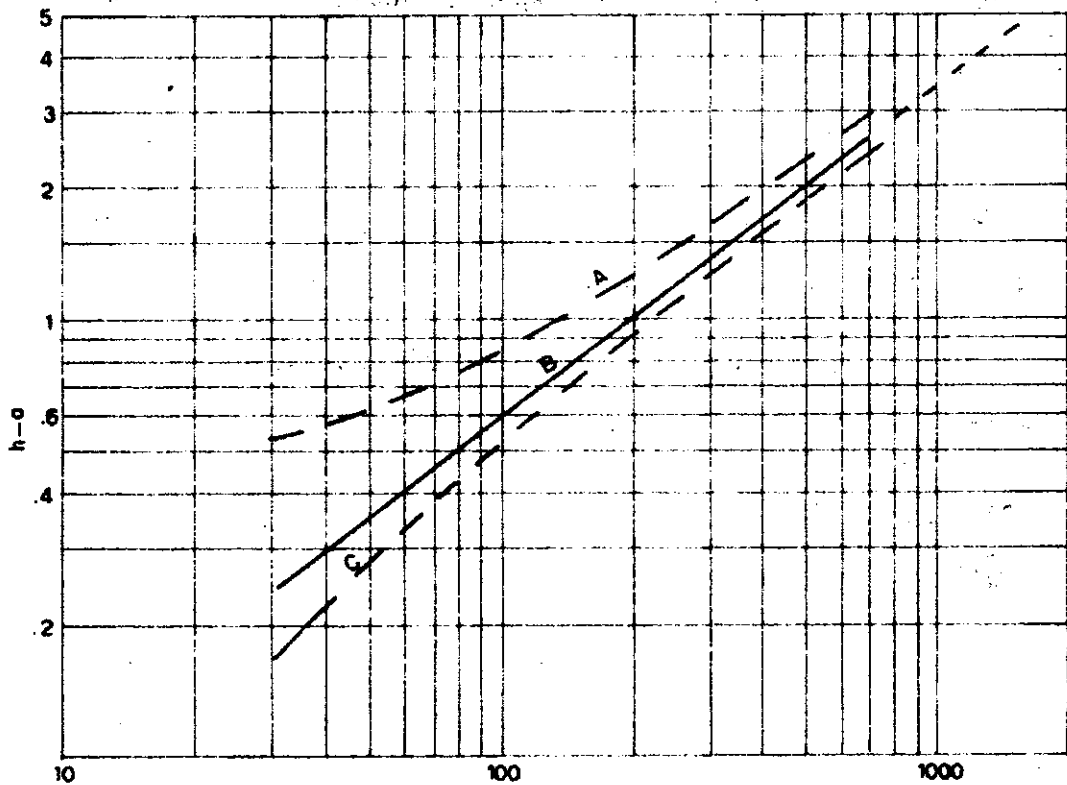
a = ระยะทางระหว่างที่จุดระดับน้ำเท่ากับศูนย์กับจุดที่ระดับน้ำ
อ่านได้เมื่ออัตราการไหลเท่ากับศูนย์

k, b = ค่าคงที่

จาก (4.3.1.1) เราจะได้ว่า

$$\log Q = \log k + b \log(h - a) \quad (4.3.1.2)$$

จะเห็นว่าความสัมพันธ์ระหว่าง Q กับ $h-a$ เมื่อพล็อตในกราฟ $\log-\log$ จะ
ได้กราฟเส้นตรง ดังนั้นหากข้อสมมุติฐานนี้ถูกต้องแล้ว การต่อขยายโค้งปริมาณน้ำที่เป็นเส้นตรงก็จะ
ทำได้ง่ายขึ้น จะเห็นว่าค่า Q และ h เราจะทราบจากโค้งปริมาณน้ำที่มีอยู่เดิม สิ่งที่เราต้อง
ทำคือสมมุติค่า a แล้วจึงหาค่า Q ต่อ $h-a$ เพื่อนำไปพล็อตในกระดาษกราฟ $\log - \log$
ซึ่งเรานั้นจะยังไม่ได้กราฟเส้นตรงเพราะว่าค่า a ยังไม่ถูกต้อง จึงต้องทำการสมมุติค่า a
ใหม่ จนกว่าเราจะได้กราฟเส้นตรงตามที่เรต้องการ (ดังรูปที่ 4.3.1.1)



อัตราการไหล (Q)

- A - เส้นกราฟเว้าขึ้นข้างบน แสดงว่าค่า มากเกินไป
- B - ได้กราฟเส้นตรงแสดงว่าค่า ถูกต้อง
- C - เส้นกราฟเว้าลงด้านล่าง แสดงว่าค่า น้อยเกินไป

รูปที่ 4.3.1.1 กราฟแสดงการต่อขยายโค้งปริมาณน้ำแบบเลขยกกำลัง

4.3.2 การต่อโค้งปริมาณน้ำโดยวิธีของสติเวนสัน

วิธีนี้ใช้สูตรของนายเชซี (Chezy)

$$Q = AC \sqrt{RS} \quad (4.3.2.1)$$

ในเมื่อ

Q = อัตราการไหล

A = พื้นที่หน้าตัดการไหล

C = สัมประสิทธิ์ความขรุขระของเชซี

R = รัศมีชลศาสตร์

S = ความลาดเทของเส้นพลังงาน

ถ้าสมมติว่า $C\sqrt{S}$ มีค่าคงที่และ D เป็นค่าของความลึกเฉลี่ย และใช้แทนค่า R ในสมการที่ (4.3.2.1) ฉะนั้นจะได้ว่า

$$Q = KA \sqrt{D} \quad (4.3.2.2)$$

เมื่อรู้ค่าของ $A \sqrt{D}$ และ Q นำค่าทั้งสองไปพล็อตลงในกระดาษกราฟจะได้กราฟที่มีความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงโดยประมาณ ฉะนั้นเราสามารถต่อโค้งปริมาณน้ำได้

ค่าของ $C\sqrt{S}$ มักจะไม่คงที่ตามข้อสมมุติฐาน แต่วิธีนี้ได้พิจารณารูปร่างของทางน้ำที่เปลี่ยนแปลงเข้าไว้ด้วย จึงเป็นวิธีที่มีเหตุผลมากกว่าวิธีแรก

4.3.3 การต่อขยายแบบใช้สูตรแมนนิ่ง

วิธีนี้ใช้สูตรของแมนนิ่งที่ว่า

$$Q = \frac{1}{n} AR^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad (4.3.3.1)$$

ในเมื่อ

Q = อัตราการไหล

n = สัมประสิทธิ์ความขรุขระ

A = พื้นที่หน้าตัด

R = รัศมีชลศาสตร์

S = ความลาดเทของทางน้ำ

โดยมีข้อสมมุติที่ว่า ภายใต้สถานการณ์น้ำท่วม ค่า n และ S จะยังคงที่ดังนั้น เราจะได้ว่า

$$Q = K A R^{\frac{2}{3}} \quad (4.3.3.2)$$

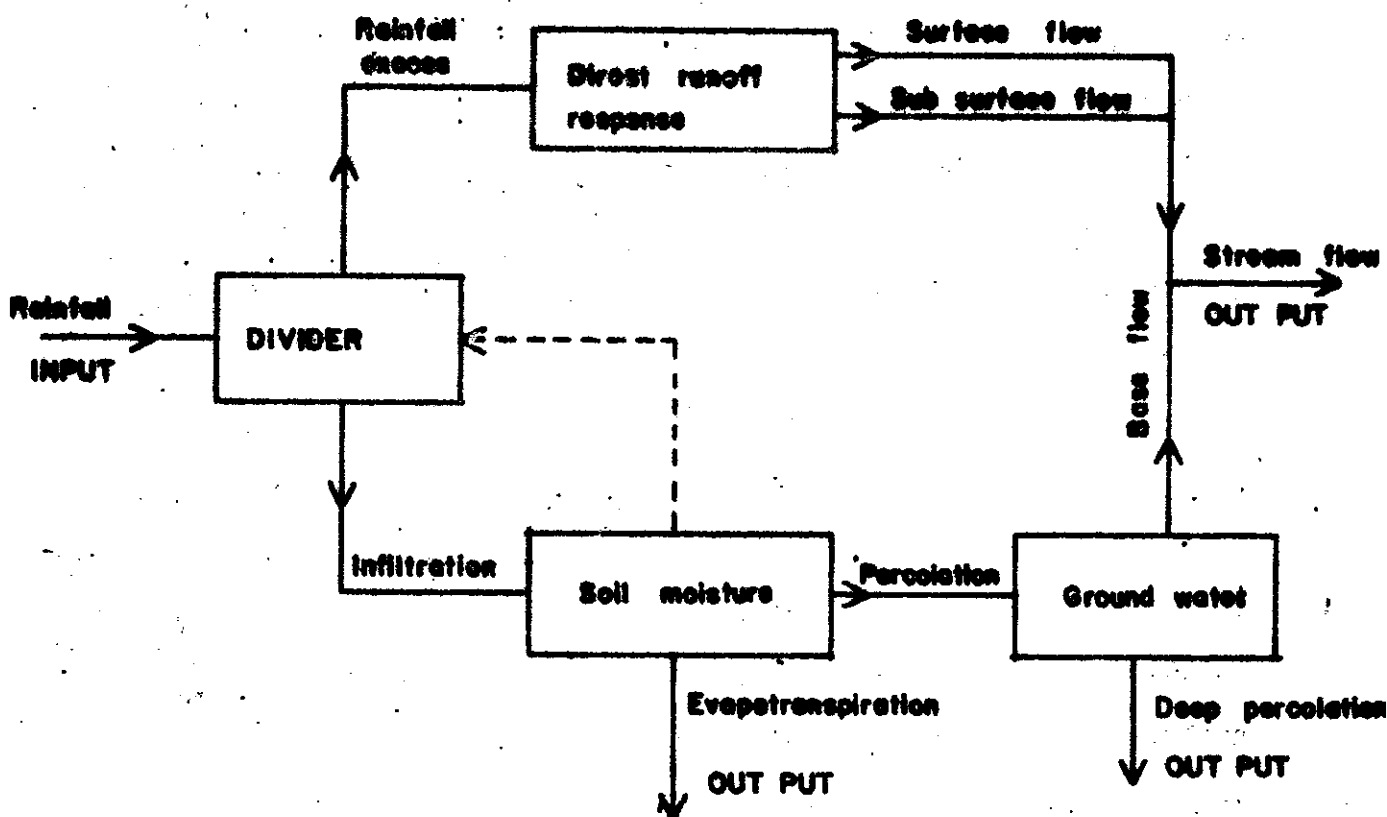
โดย K = Conveyance factor

$$= \frac{1}{n} S^{\frac{1}{2}}$$

วิธีการใช้ก็ทำโดยคำนวณหาค่า k ของข้อมูลที่มีอยู่แล้วใช้ค่า k ที่ได้นี้ในการคำนวณหา Q ของระดับน้ำเมื่อเกิดน้ำท่วมขึ้นแต่มีข้อแม้ว่าน้ำจะต้องไหลสม่ำเสมอ ถ้าเกิดการล้นฝั่งขึ้นจะต้องมีการคำนวณหาค่า Conveyance factor ของน้ำที่ล้นฝั่งมาคำนวณด้วย

การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า

พื้นที่ลุ่มน้ำ (Watershed หรือ Catchment) คือ พื้นที่ภายในเส้นขอบเขตที่บรรจบกัน โดยที่เมื่อมีฝนตกลงในพื้นที่ในขอบเขตนี้ จะทำให้เกิดน้ำไหลบนผิวดิน (Surface runoff) ในพื้นที่ โดยไม่มีน้ำไหลบนผิวดิน ไหลเข้ามาจากพื้นที่นอกเส้นขอบเขตดังกล่าว น้ำนี้จะไหลมารวมกันในทางน้ำที่ไหลออกจากพื้นที่ที่จุดเดียวจากรูปที่ 5.1 เราจะเห็นว่าถ้าเรามองพื้นที่ลุ่มน้ำเป็นเหมือนระบบระบบหนึ่ง ซึ่งภายในระบบจะต้องมีสิ่งที่ใส่ให้เข้าไป (Input) ซึ่งในที่นี้ก็คือปริมาณน้ำฝนนั่นเอง และจะต้องมีผลที่ได้ (Output) จากระบบซึ่งผลที่ได้ที่เราจะทำการพิจารณาในที่นี้ก็คือ น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร (Streamflow) ภายในระบบหรือพื้นที่ลุ่มน้ำ เมื่อฝนตกลงมายังพื้นดิน (Divider) ซึ่งจะทำหน้าที่แบ่งน้ำเป็น 2 ส่วน คือส่วนหนึ่งซึมลงไปในดิน (Infiltration) อีกส่วนหนึ่งกลายเป็นปริมาณฝนสุทธิ (Rainfall excess) โดยที่การแบ่งส่วนกันนี้จะขึ้นอยู่กับความชื้นของดินเดิมก่อนที่ฝนจะตก ปริมาณฝนสุทธิ ที่เกิดขึ้นจะเกิดขึ้นใน 2 รูปแบบด้วยกันคือ น้ำผิวดิน (Surface flow) และน้ำใต้ผิวดิน (Subsurface flow หรือ Interflow) ซึ่งปริมาณการไหลของทั้ง 2 แบบนี้จะรวมกันเรียกว่า Direct runoff ซึ่งจะไหลไปสู่ทางน้ำที่จะ ไหลออกจากพื้นที่ลุ่มน้ำอย่างรวดเร็วภายหลังจากที่เกิดฝนตกในลุ่มน้ำไม่นาน



รูปที่ 5.1 ระบบการหมุนเวียนน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำ

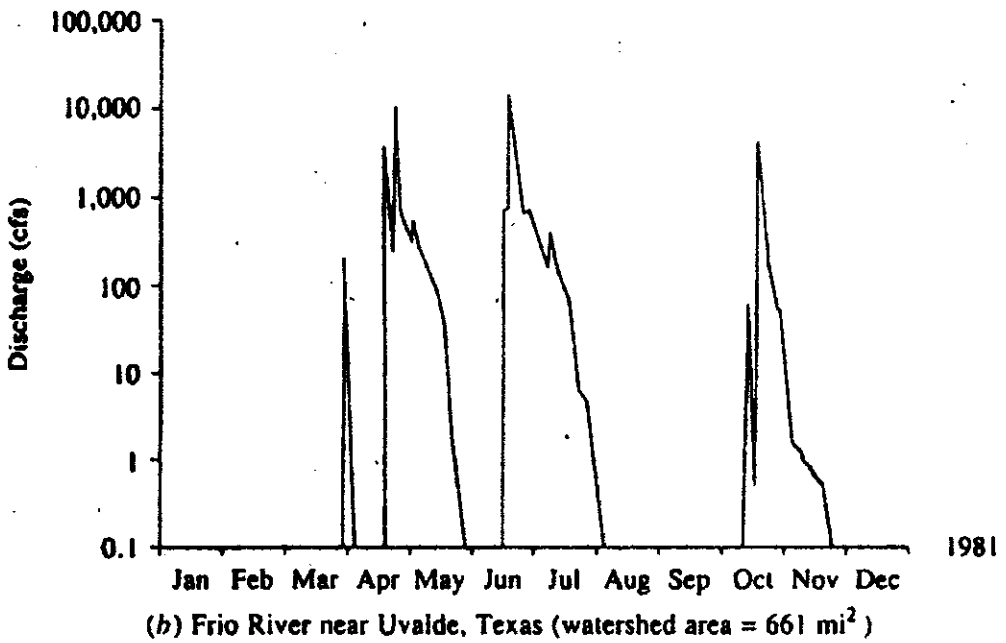
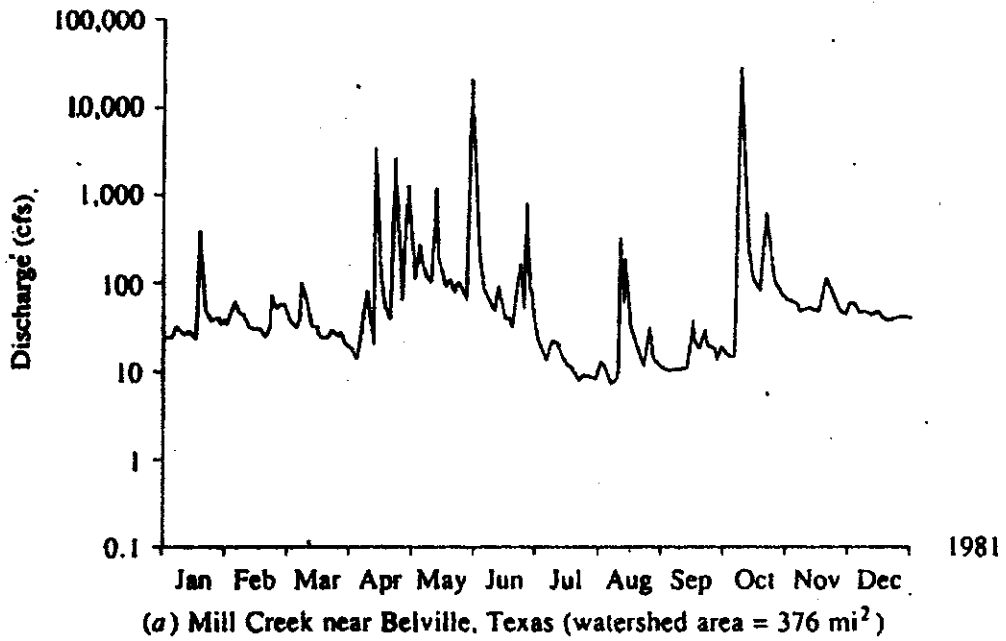
น้ำอีกส่วนหนึ่งที่ซึมลงไปในดิน ก็จะทำให้ดินมีความชื้นเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ จนกระทั่งอัตราการซึมน้ำของดินเริ่มน้อยกว่าอัตราการที่ฝนตกก็จะเริ่มเกิดน้ำผิวดินขึ้น จนกระทั่งเมื่อดินอิ่มตัวด้วยน้ำ น้ำก็จะเริ่มซึมลงสู่ระดับน้ำใต้ดิน ทำให้ปริมาณการเก็บกักของน้ำใต้ดิน (Ground water) เพิ่มขึ้น น้ำใต้ดินนี้จะมีน้ำส่วนหนึ่งที่ไหลซึมลึก (Deep percolation) ลงไปสู่ชั้นน้ำบาดาล (Aquifer) น้ำใต้ดินส่วนใหญ่จะไปไหลออกทางทางน้ำที่ตื้นกว่าที่ลุ่มน้ำ (Baseflow) แต่ปริมาณการไหลออกจะค่อย ๆ เป็นไปอย่างช้า ๆ เมื่อเทียบกับการไหลออกของ Direct runoff ส่วนความชื้นที่เก็บอยู่ในดิน ปริมาณน้ำที่ถูกกักไว้ (Interception) หรือปริมาณน้ำที่กักขังตามแอ่งเล็กแอ่งน้อยต่าง ๆ (Retention Storage) นั้นจะสูญเสียไปจากระบบในรูปการคายน้ำรวมการระเหย (Evapotranspiration)

5.1 กราฟน้ำท่า (Streamflow Hydrograph)

กราฟน้ำท่า (Streamflow หรือ Discharge Hydrograph) คือกราฟหรือตารางซึ่งแสดงถึงอัตราการไหลในรูปฟังก์ชันของเวลาที่สถานีที่กำหนดไว้ในแม่น้ำลำธาร ผลในทางปฏิบัติแล้วกราฟน้ำท่าก็คือกราฟที่แสดงถึงลักษณะต่าง ๆ ทางกายภาพและทางภูมิศาสตร์นี้เป็นตัวแสดงถึงความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำใดลุ่มน้ำหนึ่งโดยเฉพาะ กราฟน้ำท่าที่มีความสำคัญมีอยู่ 2 แบบคือ กราฟน้ำท่ารายปี (Annual Hydrograph) และกราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝนลูกใดลูกหนึ่ง

(1) กราฟน้ำท่ารายปี (Annual Hydrograph) เป็นกราฟที่ทำการพล็อตปริมาณน้ำท่ากับเวลาหนึ่งปี ซึ่งแสดงถึงลักษณะความสมดุลย์ในระยะยาวของน้ำฝน การระเหย และน้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธารในพื้นที่ลุ่มน้ำ ตัวอย่างของกราฟน้ำท่ารายปี 2 แบบได้แสดงไว้ในรูปที่ 5.1.1

กราฟน้ำท่าอันแรกซึ่งเป็นกราฟน้ำท่าจาก Mill Creek ใกล้กับ Belk vilk มลรัฐ Texas ในสหรัฐอเมริกา เป็นการไหลของน้ำแบบต่อเนื่องตลอดทั้งปี (Perennial stream) ซึ่งเป็นลักษณะของ ลำน้ำในเขตชุ่มชื้น อัตราการไหลที่ทำให้เกิดปลายยอดแหลมนั้นเกิดจากพายุฝน ที่เราเรียกว่า Direct runoff หรือ Quickflow ในขณะที่ส่วนของการไหลที่มีการเปลี่ยนแปลงช้าในช่วงที่ไม่มีฝนเราเรียกว่า Baseflow ปริมาตรทั้งหมดของอัตราการไหลของกราฟน้ำท่ารายปีก็คือ Basin yield สำหรับแม่น้ำที่มีการไหลแบบต่อเนื่องตลอดทั้งปี basin yield เกือบทั้งหมดมักจะได้จาก Baseflow แสดงให้เห็นว่าฝนที่ตกลงมาใน

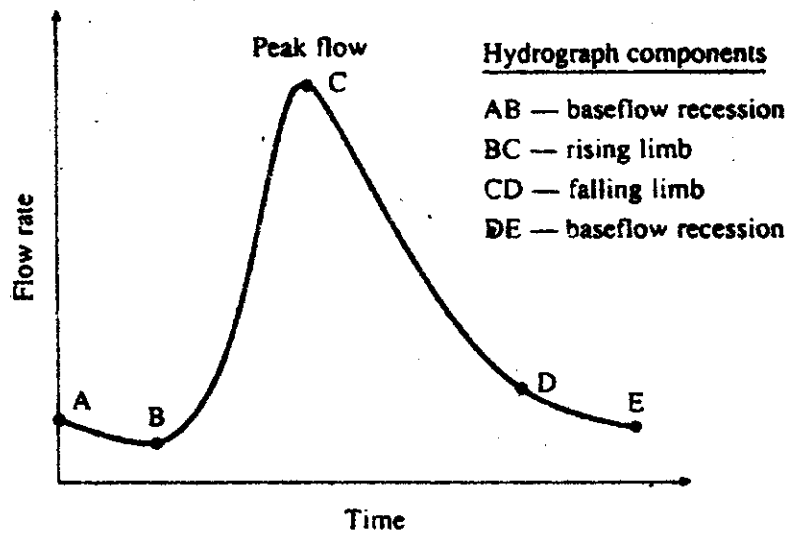


รูปที่ 5.1.1 กราฟน้ำท่ารายปี ในปี ค.ศ. 1981 จากสถานีวัดระดับน้ำ 2 สถานี ซึ่งแสดงถึงลักษณะทางอุทกวิทยาของลำน้ำ (a) แม่น้ำที่น้ำไหลตลอดปี (Perennial Stream) (b) แม่น้ำที่น้ำไหลเฉพาะช่วงที่น้ำท่วม (Ephemeral stream)

ลุ่มน้ำส่วนใหญ่จะซึมลงไปในพื้นที่ลุ่มน้ำและไหลออกทางแม่น้ำในรูป Subsurface flow

กราฟน้ำท่าอันที่ 2 ใ้มา จาก Frio Ruer ใกล้ ๆ Uvalde, Texas แห่ง ประเทศสหรัฐอเมริกา ใช้เป็นตัวอย่างสำหรับแม่น้ำที่มีน้ำไหลเฉพาะเวลานั้นฝนตก (ephemeral river) ในสภาพภูมิอากาศแบบแห้งแล้ง จะเห็นว่าในช่วงเวลาอันยาวนานที่แม่น้ำจะแห้ง ปริมาณน้ำฝนที่เกิดขึ้นในลุ่มน้ำเกือบทั้งหมดจะกลายเป็น Direct runoff และมีการซึมลงของน้ำน้อยมาก Basin yield จากพื้นที่ลุ่มน้ำอันนี้ก็เป็ผลอันเกิดมาจากปริมาณ Direct runoff ที่ได้มาจากพายุฝนขนาดใหญ่

(2) กราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝนลูกใดลูกหนึ่ง (Storm hydrograph) จาก การศึกษาถึงกราฟน้ำท่ารายปีแสดงให้ เห็นว่าอัตราการไหลสูงสุดจะเกิดขึ้นไม่บ่อยนักและอาจจะ เป็นผลมาจากการเกิดพายุฝนในลุ่มน้ำเพียงอย่างเดียว รูปที่ 5.1.2 แสดงถึงส่วนต่าง ๆ 4 ส่วนของกราฟน้ำท่าในช่วงเวลาที่เกิดพายุฝน ก่อนที่จะเกิดฝนตกหนัก Baseflow จะค่อย ๆ มี ปริมาณการไหลลดลงอย่างช้า ๆ (AB) Direct runoff จะเริ่มขึ้นที่จุด B มีจุดยอดอยู่ที่ C และสิ้นสุดการไหลที่ D ส่วนของกราฟ DE จะเป็นส่วนของการไหลของ Baseflow เริ่มต้นอีกครั้งหนึ่ง



รูปที่ 5.1.2 ส่วนประกอบของกราฟน้ำท่าระหว่างการเกิดพายุฝน

(3) การแยก Baseflow ออกจากกราฟน้ำท่า

มีเทคนิคต่าง ๆ หลายวิธีที่ใช้ในการแยก Baseflow ออกจาก Direct runoff วิธีที่เก่าแก่ที่สุดอันหนึ่งก็คือวิธี normal depletion curve ที่แสดงไว้โดย Horton วิธี normal depletion curve หรือ master baseflow recession

curve เป็นกราฟแสดงลักษณะของการไหลที่ลดลง หาโดยการทับ (Superimposing) โค้งการลดลงหลาย ๆ อันที่จับันที่กไว้ของทางน้ำนั้น ๆ โดยที่โค้งการลดลง (Recession curve) จะมีรูปของสมการเป็นแบบ exponential decay

$$Q(t) = Q_0 e^{-(t-t_0)/k} \quad (5.1.1)$$

เมื่อ Q_0 = อัตราการไหลที่เวลา t_0

k = exponential decay constant มีหน่วยเป็นเวลา

$Q(t)$ = อัตราการไหลเมื่อเวลา t

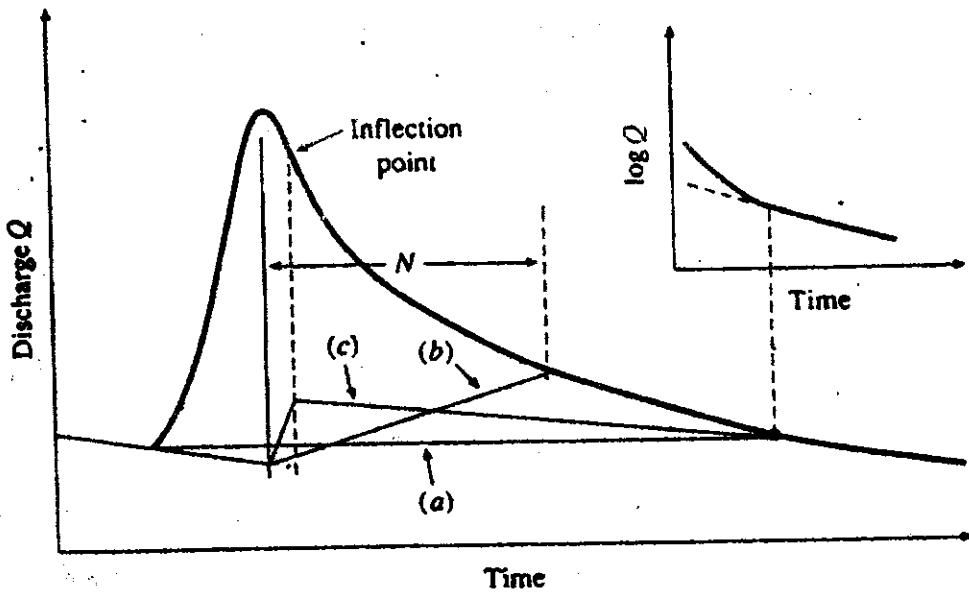
สมการที่ 5.1.1 จะพล็อตเป็นเส้นตรงบนกราฟ semi-log โดยให้ Q อยู่ทางแกน log และ t อยู่ทางแกนธรรมดา ตัวอย่างค่าของ k ในพื้นที่ลุ่มน้ำเท่ากับ 6×10^{-3} วัน ซึ่งตรงกับค่า half-life เท่ากับ 116 วัน ค่า half-life ก็คือเวลาที่ Baseflow จะมีค่าลดลงถึงจุดที่ว่า $\frac{Q(t)}{Q_0} = 0.5$ สมการที่ 5.1.1 ได้มาจากหลักการของ linear reservoir ซึ่งมีอัตราการไหลออก (Outflow rate) เป็นสัดส่วนกับปริมาณเก็บกักในปัจจุบัน (Current storage)

$$S(t) = K Q(t) \quad (5.1.2)$$

โดยการจับันที่ถึงช่วงเวลาที่กราฟน้ำท่า จะทับกันพอดีกับโค้งการลดลงปกติของ Baseflow (Normal baseflow recession curve) เราสามารถจะแยกได้ว่าจุดไหนที่ Direct runoff เริ่มต้นและหยุดลง (จุด B และ D บนรูปที่ 5.2.2) ระหว่าง 2 จุดนี้ ค่า Direct runoff และ Baseflow สามารถที่จะแยกออกจากกันได้โดยวิธีการต่าง ๆ

วิธีการต่าง ๆ ที่ใช้ในการแยก baseflow คือ (ก) วิธีเส้นตรง (Straight line method) (ข) วิธีกำหนดความยาวของฐานเวลา (Fixed base length method) (ค) วิธีความลาดเทเปลี่ยนแปลง (Variable slope method) วิธีการทั้งหมดนี้ได้แสดงไว้ในรูปที่ 5.1.3

วิธีเส้นตรง หาโดยลากเส้นตรงในแนวราบจากจุดที่เริ่มจะมีน้ำผิวดินไปยังจุดตัดกับโค้งของการลดลง (Recession limb) วิธีนี้ใช้ได้กับแม่น้ำที่น้ำไหลเฉพาะเวลาที่มีฝนตก



- (a) Straight line method.
- (b) Fixed base method.
- (c) Variable slope method.

รูปที่ 5.1.3 วิธีการแยก Baseflow จาก Direct runoff

(Ephemeral stream) วิธีการนี้อาจจะปรับปรุงให้ดีขึ้นโดยการใช้เส้นเอียงในการลากเชื่อมระหว่างจุดเริ่มต้นของการไหลของน้ำผิวดิน กับจุดเริ่มต้นของโค้งการลดลง (Recession limb) ของกราฟน้ำท่าเมื่อเกิดการไหลตามปกติของ Baseflow อีกครั้งหนึ่ง สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำเล็ก ๆ ที่เป็นป่าในเขตชุ่มชื้น, Hewlett และ Hibbert (1967) แนะนำว่า Baseflow ระหว่างการเกิดพายุฝน สามารถที่จะสมมติว่าเพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 0.0055 ลิตร/วินาที-ha-ชม. (0.05 cfs/mi²-h)

สำหรับวิธีกำหนดความยาวของฐานเวลาคงที่ เราจะสมมติว่าน้ำผิวดินจะหยุดไหลที่เวลา N คงที่หลังจากจุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า Baseflow ที่เกิดขึ้นก่อนการเกิดน้ำผิวดินจะถูกลากต่อมายังจุดที่ตรงกับจุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า แล้วจึงทำการลากเส้นตรงเชื่อมระหว่างจุดที่ลากต่อมาถึงจุดที่ตรงกับจุดสูงสุดกับจุดบนโค้งการลดลงที่เวลา N หลังจากจุดสูงสุดของกราฟน้ำท่า

ในวิธีความลาดเทเปลี่ยนแปลง กราฟของ Baseflow ก่อนที่จะเริ่มเกิดน้ำ

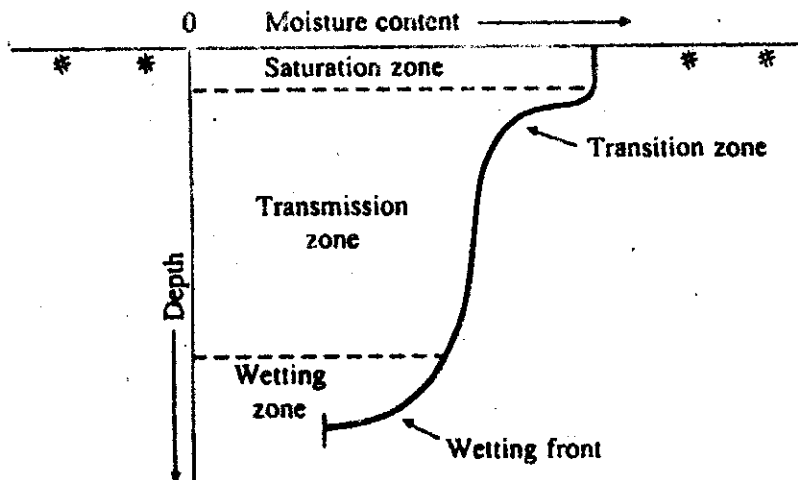
ผิวดินจะถูกลากต่อออกไปยังจุดที่ตรงกับจุดสูงสุดของกราฟหน้าท่า และลากกราฟของ Baseflow ทอกลับมาจากจุดที่น้ำผิวดินหยุดไหลแล้วไปยังจุดที่ตรงกับที่เปลี่ยนโค้ง (Inflection point) ใน falling limb ของกราฟหน้าท่า แล้วจึงลากเส้นตรงเชื่อมระหว่างจุดปลายของเส้นตรง 2 เส้นที่ลากมาจากการต่อออกมาของกราฟของ Baseflow

5.2 การดูดซึมของน้ำ (Infiltration)

การดูดซึมของน้ำเป็นขบวนการที่น้ำแทรกซึมจากผิวดินเข้าไปในดิน มีปัจจัยหลายประการที่มีอิทธิพลต่อการดูดซึมของน้ำ รวมทั้งสภาพของผิวดินและพืชที่ปกคลุมสมบัติของดิน เช่น ความพรุนของดิน (n) และความนำชลศาสตร์ของดิน (Hydraulic Conductivity) และความชื้นของดินขณะที่ดินซึมน้ำ ชั้นดินที่มีคุณสมบัติทางฟิสิกส์ต่างกันอาจจะเรียงกันอยู่เป็นชั้นๆ ทำให้เกิดชั้นของดิน (Horizone) ตัวอย่างเช่น ดินตะกอนทราย (silt) ซึ่งมีค่าความนำชลศาสตร์ค่อนข้างสูงอาจจะเรียงอยู่บนชั้นดินเหนียว (clay) ซึ่งมีความนำชลศาสตร์ต่ำ นอกจากนี้ดินยังอาจมีความผันแปรมากถึงแม้ว่าเนื้อที่ที่พิจารณาอาจจะจะเป็นเพียงแปลงเล็ก ๆ แปลงหนึ่ง ผลมาจากความผันแปรอย่างมากและความผันแปรต่อเวลาของคุณสมบัติของดินที่เกิดขึ้นเมื่อความชื้นในดินเปลี่ยนแปลงไป ทำให้การดูดซึมน้ำของดินเป็นขบวนการที่ซับซ้อนมาก ซึ่งเราสามารถอธิบายได้เพียงคร่าว ๆ ด้วยสมการทางคณิตศาสตร์

การกระจายของความชื้นภายในหน้าตัดดินระหว่างการเคลื่อนตัวลงของน้ำได้แสดงไว้ในรูปที่ 5.2.1 ซึ่งมีเขตของความชื้นอยู่ 4 เขต คือ เขตอิ่มน้ำ (Saturated Zone) ใกล้กับผิวดิน เขตที่น้ำเคลื่อนตัวผ่าน (Transmission Zone) ของการไหลแบบไม่อิ่มน้ำ ซึ่งมีความชื้นค่อนข้างสม่ำเสมอ เขตเปียกน้ำ (Wetting Zone) ซึ่งมีความชื้นลดลงตามความลึก และแนวเปียกน้ำ (Wetting front) ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงของความชื้นตามความลึกสูงมากจนทำให้สามารถแลเห็นความไม่ต่อเนื่องกันของดินเปียกที่อยู่ข้างบนและดินแห้งที่อยู่ข้างล่างได้ ขึ้นอยู่กับปริมาณการดูดซึมของน้ำและคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของดินแนวเปียกน้ำอาจจะแทรกซึมเข้าไปเพียง 2-3 นิ้วจนถึงหลาย ๆ ฟุต ลงไปในดิน

อัตราการซึมของน้ำ (Infiltration rate, f) เป็นนิ้วต่อชั่วโมง หรือเซนติเมตรต่อชั่วโมง ก็คืออัตราที่น้ำซึมเข้าไปในดินที่ผิวดิน ถ้าน้ำซึ่งอยู่บนผิวดิน การซึมของน้ำจะเกิดขึ้นในอัตราสูงสุดที่ดินจะซึมน้ำได้ (Potential infiltration rate) ถ้าอัตราที่น้ำให้ แก่ผิวดิน เช่น น้ำฝน นั้นน้อยกว่าอัตราสูงสุด ที่ดินจะซึมน้ำได้ในขณะนั้น ดังนั้นอัตราการดูดซึมของน้ำของดินที่แท้



รูปที่ 5.2.1 เขตความชื้นของดินระหว่างการซึมของน้ำเข้าไปในดิน

จริงก็จะน้อยกว่าค่าอัตราการดูดซึมน้ำสูงสุดด้วย สมการการดูดซึมน้ำของดินเกือบทั้งหมดจะ
ให้ค่าอัตราการดูดซึมน้ำสูงสุดของดิน การดูดซึมน้ำสะสม (Cumulative infiltration
 F) ก็คือ ความลึกสะสมของน้ำที่ซึมลงไปดินในช่วงเวลาที่กำหนดให้ และมีค่าเท่ากับอินทิเกรตของอัตราการดูดซึมน้ำของดินในช่วงเวลานั้นๆ

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau \quad (5.2.1)$$

เมื่อ τ คือ dummy variable ของเวลาในการอินทิเกรต

ในทางกลับกัน อัตราการดูดซึมน้ำของดิน ก็คือ

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} \quad (5.2.2)$$

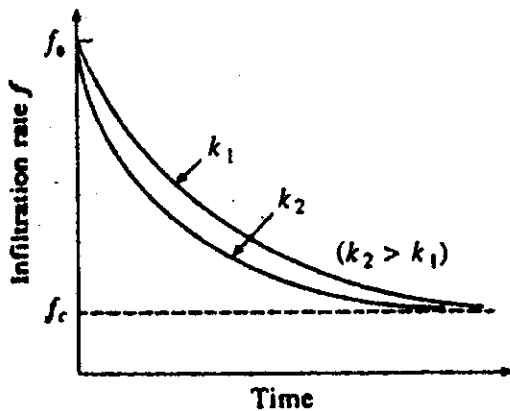
(1) สมการของ Horton

สมการที่พัฒนาขึ้นโดย Horton เป็นสมการการซึมของดินที่มีขุ่นก่อนใคร

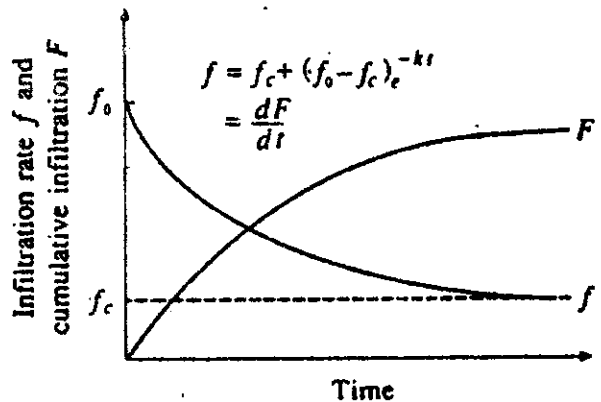
เพื่อน สมการหนึ่ง เขาได้สังเกตเห็นว่าการซึมของน้ำจะเริ่มด้วยอัตราหนึ่ง f_0 และลดลงแบบ exponential จนกระทั่งมันมีค่าการซึมที่อัตราคงที่ f_c (ดูรูปที่ 5.2.2)

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (5.2.3)$$

เมื่อ k คือ decay constant มีหน่วยเป็น (T^{-1})



(a) Variation of the parameter k .



(b) Infiltration rate and cumulative infiltration.

รูปที่ 5.2.2 การดูดซึมน้ำของดินโดยสมการของ Horton

(2) สมการของ Phillip

Phillip ได้แสดงให้เห็นว่าสมการของความลึกของน้ำซึมสะสม $F(t)$ สามารถที่จะแสดงได้เป็น

$$F(t) = St^{\frac{1}{2}} + Kt \quad (5.2.4)$$

เมื่อ S เป็น parameter ที่เรียกว่า sorptivity ซึ่งเป็นฟังก์ชันของ soil suction potential

K คือความนำชลศาสตร์

จากการ differentiate จะได้ว่า

$$f(t) = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} + K \quad (5.2.5)$$

เมื่อ $t \rightarrow \infty$, $f(t)$ มีค่าเข้าใกล้ K

เทอม 2 เทอมในสมการ (5.2.4) แสดงถึงผลของ soil suction head และ gravity head ตามลำดับ สำหรับดินที่เป็นแท่งอยู่ในแนวนอน soil suction จะเป็นแรงเพียงอันเดียวที่ดึงน้ำเข้าไปในแท่งดิน ดังนั้นสมการของ Philip ก็ลดลงเหลือเพียง

$$F(t) = St^{\frac{1}{2}}$$

ตัวอย่างที่ 5.2.1 หลอดเล็ก ๆ ที่มีพื้นที่หน้าตัดเท่ากับ 40 ซม.² นั้นมีดินอยู่เต็มและวางอยู่ในแนวราบ ที่ปลายข้างหนึ่งของหลอดจะอ้อมตัวด้วยน้ำ และภายหลังจากนั้น 15 นาที น้ำได้ซึมเข้าไปในหลอดเป็นปริมาตร 100 ซม.³ ถ้าความนำชลศาสตร์ของดินในสภาพอ้อมตัวเท่ากับ 0.4 ซม./ซม. จงหาว่าภายในเวลา 30 นาที น้ำจะมีน้ำซึมลงไปดินเท่าไร ถ้าแท่งดินวางตั้งตรงในแนวตั้งโดยมีผิวหน้าดินข้างบนอ้อมน้ำ

วิธีทำ ความลึกน้ำซึมสะสมในแท่งดินในแนวราบ $F = \frac{100 \text{ ซม.}^3}{40 \text{ ซม.}^2}$
 $= 2.5 \text{ ซม.}$

สำหรับการซึมในแนวราบ ความลึกของน้ำซึมสะสมจะเป็นฟังก์ชันของ soil suction แต่เพียงอย่างเดียว ดังนั้นหลังจาก $t = 15 \text{ นาที} = 0.25 \text{ ซม.}$

$$F(t) = St^{\frac{1}{2}}$$
$$2.5 = s(0.25)^{\frac{1}{2}}$$
$$s = 5 \text{ ซม. ซม.}^{-\frac{1}{2}}$$

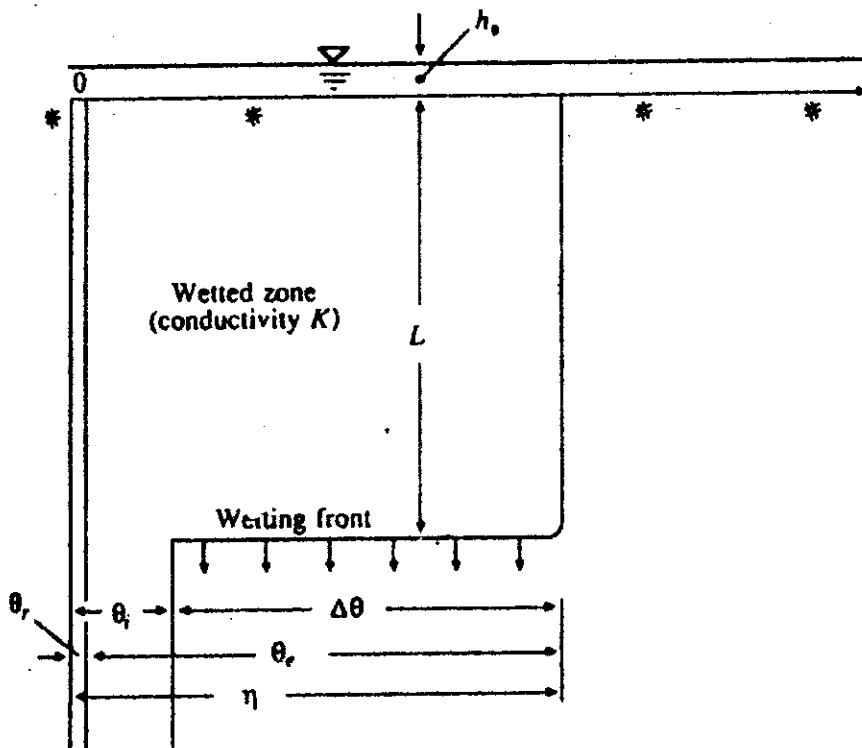
สำหรับการซึมของน้ำลงไปดินในแท่งดินในแนวตั้ง ใช้สมการ (5.2.5) โดยมี $k = 0.4 \text{ ซม./ซม.}$

ดังนั้น $t = 30 \text{ นาที} = 0.5 \text{ ซม.}$

$$F(t) = St^{\frac{1}{2}} + Kt$$
$$= 5(0.5)^{\frac{1}{2}} + 0.4(0.5)$$
$$= 3.74 \text{ ซม.}$$

5.3 วิธีของ Green - Ampt

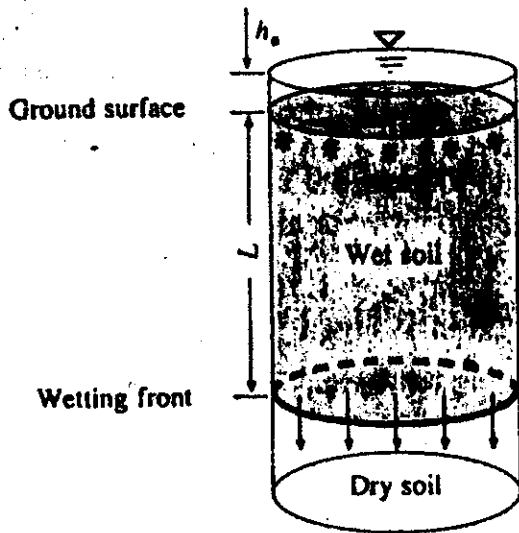
Green และ Ampt ได้เสนอรูปแสดงการซึมของน้ำในดินอย่างง่าย ๆ ไว้ดังแสดงในรูปที่ 5.3.1 โดยมีแนวเปียกน้ำเป็นแนวที่เห็นได้ชัดที่แบ่งระหว่างดินที่มีความชื้น θ_1 ที่อยู่ใต้ดินที่อิ่มตัวด้วยน้ำที่มีความชื้นเท่ากับ η (Porosity เท่ากับช่องว่าง ในระหว่างเม็ดดินทั้งหมดคือปริมาตรทั้งหมดของดิน) ของดินที่อยู่ข้างบน แนวเปียกน้ำได้แทรกซึมลงไปในดินลึกเท่ากับ L ในเวลา t นับตั้งแต่น้ำเริ่มซึมลงไปในดิน น้ำถูกขังอยู่บนผิวดินด้วยความลึกเพียงเล็กน้อยเท่ากับ h_0



รูปที่ 5.3.1 ตัวแปรในแบบจำลองการซึมของน้ำในดินของ Green-Ampt แกนตั้งเป็นระยะทางจากผิวดิน แกนนอนเป็นความชื้นในดิน

พิจารณาแท่งดินในแนวตั้งที่มีพื้นที่หน้าตัดในแนวราบหนึ่งหน่วย (รูปที่ 5.3.2) และให้มีปริมาตรที่พิจารณา (Control volume) รอบ ๆ ดินที่เปียกระหว่างผิวดินกับที่ความลึก L ถ้าดินมีความชื้นในระยะเริ่มต้นเท่ากับ θ_1 ตลอดความลึกความชื้นในดินจะเพิ่มขึ้นจาก θ_1 เป็น η (Porosity หรือความพรุนของดิน) เมื่อแนวเปียกน้ำเคลื่อนตัวผ่านไป ความชื้นในดิน θ ก็คืออัตราส่วนของปริมาตรของน้ำต่อปริมาตรทั้งหมดภายในพื้นที่ผิว

ที่พิจารณา (Control surface) ดังนั้นน้ำที่เก็บกักภายในปริมาตรที่พิจารณาที่เพิ่มขึ้นเนื่อง
 มาจากการซึมลงของดินก็คือ $L(\eta-\theta_1)$ ต่อหนึ่งหน่วยของพื้นที่หน้าตัดของดิน จากค่าจำกัด
 ความปริมาณน้ำมีค่าเท่ากับควมลึกของน้ำ



รูปที่ 5.3.2 การซึมของน้ำลงไปใน
 แ่งดินที่มพทหน้าตัดหนึ่งหน่วยสำหรับ
 แบบจำลองของ Green-Ampt

ซึมสะสม F ที่จุดซึมลงในดิน ดังนั้น

$$\begin{aligned}
 F(t) &= L(\eta-\theta_1) & (5.3.1) \\
 &= L\Delta\theta \\
 \Delta\theta &= \eta-\theta_1
 \end{aligned}$$

จากกฎของ Darcy ได้แสดงไว้ว่า

$$q = -k \frac{\partial h}{\partial z} \quad (5.3.2)$$

ในเมื่อ

q = Darcy flux

k = ความนำชลศาสตร์

$\frac{\partial h}{\partial z}$ = ความลาดเอียงชลศาสตร์

ในกรณีนี้ Darcy flux q มีค่าคงที่ตลอดความลึกและมีค่าเท่ากับ $-f$ เพราะ
ว่า q มีค่าเป็นบวกในแนวตั้งขึ้น ส่วน f มีค่าเป็นบวกในแนวตั้งลง ถ้าจุด 1 และ 2 เป็นจุด
ที่ตั้งอยู่บนผิวดินและที่ปลายข้างที่หนึ่งของแนวเบี่ยงน้ำ สมการ(5.3.2) สามารถจะประมาณได้โดย

$$f = k \left[\frac{h_1 - h_2}{z_1 - z_2} \right] \quad (5.3.3)$$

ค่า head h_1 ที่ผิวดินมีค่าเท่ากับความลึกของน้ำที่ขังอยู่ h_0 ค่า head h_2
ในดินแห้งใต้แนวเบี่ยงน้ำจะเท่ากับ $-\psi - L$ ($\psi = \text{Soil Suction head}$) ดังนั้นกฎของ
Darcy สำหรับแห่งดินนี้จะเขียนได้ว่า

$$f = k \left[\frac{h_0 - (-\psi - L)}{L} \right] \quad (5.3.4)$$

$$\approx k \left[\frac{\psi + L}{L} \right]$$

ถ้าความลึกของน้ำที่ขังอยู่บนผิวดิน h_0 นั้นตัดทิ้งได้เมื่อเทียบกับ ψ และ L
ข้อสมมุตินี้ก็เหมาะสมสำหรับปัญหาทางอุทกวิทยาของน้ำผิวดินเพราะว่าเราสมมุติให้น้ำที่ขังอยู่
บนผิวดินคือน้ำผิวดิน

จาก (5.3.1) ความลึกของแนวเบี่ยงน้ำคือ $F = \frac{F}{\Delta\theta}$ และสมมุติให้
 $h_0 = 0$ แทนค่าใน (5.3.4) จะได้ว่า

$$f = k \left[\frac{\psi\Delta\theta + F}{F} \right] \quad (5.3.5)$$

เนื่องจาก $f = \frac{dF}{dz}$ เราสามารถเขียนสมการ (5.3.5) ในรูปสมการ

$$\frac{dF}{dz} = k \left[\frac{\psi\Delta\theta + F}{F} \right]$$

แก้สมการหา F

$$\left[\frac{F}{F + \Psi \Delta \theta} \right] dF = k dt$$

$$\left[\frac{F + \Psi \Delta \theta}{F + \Psi \Delta \theta} - \frac{\Psi \Delta \theta}{F + \Psi \Delta \theta} \right] dF = k dt$$

$$\int_0^{F(t)} \left(1 - \frac{\Psi \Delta \theta}{F + \Psi \Delta \theta} \right) dF = \int_0^t k dt$$

$$F(t) - \Psi \Delta \theta \{ \ln [F(t) + \Psi \Delta \theta] - \ln (\Psi \Delta \theta) \} = kt$$

$$F(t) - \Psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{F(t)}{\Psi \Delta \theta} \right) = kt \quad (5.3.6)$$

นี่คือสมการของ Green-Ampt สำหรับหาความลึกของน้ำซึมสะสม เมื่อได้ค่า F จากสมการ (5.3.6) อัตราการซึมน้ำของดิน f จะหาได้จากสมการ (5.3.5)

$$f(t) = K \left(\frac{\Psi \Delta \theta}{F(t)} + 1 \right) \quad (5.3.7)$$

ในกรณีที่ความลึกของน้ำที่ซึ้งอยู่เหนือผิวดิน h_0 ไม่สามารถตัดทิ้งได้ เราใช้ค่าของ $-h_0$ แทนค่าแทน Ψ ในสมการที่ (5.3.6) และ (5.3.7)

ในการหาค่า F ในสมการที่ (5.3.6) จะต้องแก้สมการโดยวิธีการแทนค่าต่อเนื่อง โดยการจัดสมการ (5.3.6) เสียใหม่จะได้ว่า

$$F(t) = kt + \ln \left(1 + \frac{F(t)}{\Psi \Delta \theta} \right) \quad (5.3.8)$$

กำหนดค่า k , t , Ψ และ $\Delta \theta$ ให้เราก็ดลองแทนค่า F ลงในทางด้านขวามือของสมการ (การเริ่มต้นที่คิดจะเริ่มด้วยการแทนค่า $F = kt$) และคำนวณหาค่า F ทางด้านซ้ายมือ ซึ่งใช้แทนค่าต่อไปอีกในทางด้านขวามือของสมการ ทำเช่นนี้ไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งได้ว่า F ที่คำนวณได้มีค่าคงที่ ค่า F ค่าสุดท้ายที่ได้ก็ใช้ไปแทนค่าในสมการ (5.3.7) เพื่อหาอัตราการดูดซึมน้ำของดิน f

การประยุกต์แบบจำลองของ Green-Ampt ไปใช้นั้นจะต้องทราบค่าประเมินของความนำชลศาสตร์ k , ความพรุน n และ soil suction head Ψ ที่แนวเปียกน้ำ

Brooks และ Corey (1964) ได้ทำการศึกษาถึงความผันแปรของ suction head และ ความนำชลศาสตร์กับความชื้นในดิน θ หลังจากทำการทดลองในห้องทดลองกับดินเป็นจำนวนมาก เขาสรุปว่า ψ สามารถแสดงได้ในรูปของ พังชั้น logarithmic ของความอิ่มตัวใช้ การ (effective saturation) S_e (ดูรูป 5.3.3) ถ้าความชื้นเหลืออยู่ของดินภาย หลังจากที่มันได้ถูกระบายน้ำออกไปจนหมดจะเรียกว่า θ_r ค่า effective saturation ก็จะเป็นอัตราส่วนของความชื้นที่มีอยู่ (available moisture) $\theta - \theta_r$ กับความชื้นที่มีอยู่ ได้สูงสุด (Maximum possible available moisture) $\eta - \theta_r$

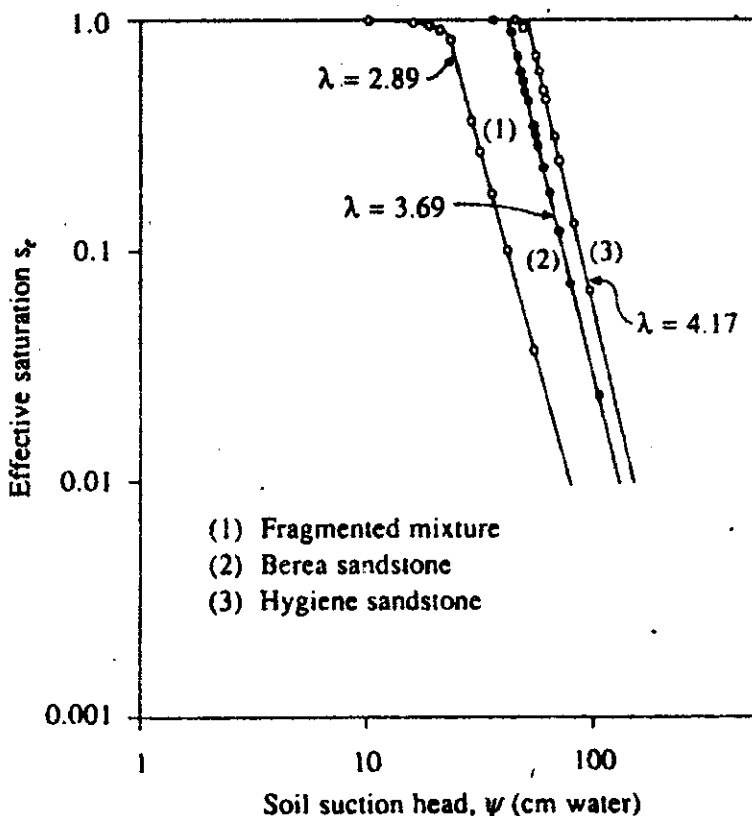
$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\eta - \theta_r} \quad (5.3.9)$$

เมื่อ $\eta - \theta_r$ เรียกว่าความพรุนใช้การ (Effective porosity), θ_e

ความอิ่มตัวใช้การจะมีช่วงอยู่ระหว่าง $0 \leq S_e \leq 1.0$

$\theta \leq \theta \leq \eta$ สำหรับในสภาพแรกเริ่ม เมื่อ $\theta = \theta_1$ จาก (5.3.9) จะได้ว่า

$$\theta_1 - \theta_r = S_e \theta_e$$



รูปที่ 5.3.3 ความสัมพันธ์ของ Soil suction head กับความอิ่มตัวใช้การโดย Brooks และ Corey

และความเปลี่ยนแปลงของความชื้นในดิน เมื่อแนวเปียกน้ำผ่านไปแล้ว

$$\begin{aligned} \Delta\theta &= \eta - \theta_1 \\ &= \eta - (s_e \theta_e + \theta_c) \end{aligned}$$

ดังนั้น
$$\Delta\theta = (1 - s_e)\theta_e \tag{5.3.10}$$

ความสัมพันธ์แบบ logarithmic แสดงไว้ในรูปที่ 5.3.3 สามารถแสดงได้โดยสมการของ Brooks - Corey

$$s_e = \left[\frac{\psi - \psi_b}{\psi} \right]^\lambda \tag{5.3.11}$$

ในเมื่อ ψ_b และ λ คือค่าคงที่ที่ได้โดยการระบายน้ำออกจากดินเป็นช่วง ๆ แล้ววัดค่าของ s_e และ ψ ในแต่ละช่วง แล้วใช้สมการ 5.3.11 ในการอธิบายความสัมพันธ์ของผลของข้อมูลที่ได้

Bouwer (1966) ได้ทำการศึกษาความสัมพันธ์ของค่าความนำชลศาสตร์กับความชื้นและสรุปว่าค่าความนำชลศาสตร์ใช้การสำหรับการไหลแบบไม่อิ่มน้ำจะมีค่าประมาณครึ่งหนึ่งของค่าความนำชลศาสตร์สำหรับการไหลแบบอิ่มน้ำ

จากการวิเคราะห์ตัวอย่างชั้นดินประมาณ 5,000 แห่งในสหรัฐอเมริกาพบว่าค่าเฉลี่ยของ parameter ต่าง ๆ ของ Green-Ampt η , θ_e , ψ และ k สำหรับดินชนิดต่าง ๆ เป็นดังตารางที่ 5.3.1 เมื่อดินมีเนื้อละเอียดขึ้นจากดินทรายถึงดินเหนียว soil suction head ของแนวเปียกน้ำมีค่าเพิ่มขึ้นในขณะที่ความนำชลศาสตร์มีค่าลดลง

ตารางที่ 5.3.1 Parameter ต่าง ๆ ในการขึ้นน้ำของดินชนิดต่าง ๆ ในสมการของ Green-Ampt

Soil class	Porosity η	Effective porosity e_e	Wetting front soil suction head ψ (cm)	Hydraulic conductivity K (cm/h)
Sand	0.437 (0.374-0.500)	0.417 (0.354-0.480)	4.95 (0.97-25.36)	11.78
Loamy sand	0.437 (0.363-0.506)	0.401 (0.329-0.473)	6.13 (1.35-27.94)	2.99
Sandy loam	0.453 (0.351-0.555)	0.412 (0.283-0.541)	11.01 (2.67-45.47)	1.09
Loam	0.463 (0.375-0.551)	0.434 (0.334-0.534)	8.89 (1.33-59.38)	0.34
Silt loam	0.501 (0.420-0.582)	0.486 (0.394-0.578)	16.68 (2.92-95.39)	0.65
Sandy clay loam	0.398 (0.332-0.464)	0.330 (0.235-0.425)	21.85 (4.42-108.0)	0.15
Clay loam	0.464 (0.409-0.519)	0.309 (0.279-0.501)	20.88 (4.79-91.10)	0.10
Silty clay loam	0.471 (0.418-0.524)	0.432 (0.347-0.517)	27.30 (5.67-131.50)	0.10
Sandy clay	0.430 (0.370-0.490)	0.321 (0.207-0.435)	23.90 (4.08-140.2)	0.06
Silty clay	0.479 (0.425-0.533)	0.423 (0.334-0.512)	29.22 (6.13-139.4)	0.05
Clay	0.475 (0.427-0.523)	0.385 (0.269-0.501)	31.63 (6.39-156.5)	0.03

The numbers in parentheses below each parameter are one standard deviation around the parameter value given. Source : Rawls, Brakensick, and Miller, 1983.

ตัวอย่างที่ 5.3.1 จงคำนวณหาอัตราการซึมผ่านของดิน f และความลึกของน้ำซึมสะสม F หลังจากให้น้ำซึมลงไปในพื้นที่ราบปนตะกอนทราย (silt loam) เป็นเวลาหนึ่งชั่วโมงโดยดินในระยะแรกเริ่มมีความอิ่มตัวใช้การเท่ากับ 30 เปอร์เซ็นต์ สมมติว่าน้ำซึ่งบนผิวดินมีค่าน้อยจนตัดทิ้งได้

วิธีทำ จากตารางที่ 5.3.1 สำหรับดินร่วนปนตะกอนทราย $\theta = 0.486$

$\Psi = 16.7$ ซม. และ $k = 0.65$ ซม./ชม. ความอิ่มตัวใช้การในระยะแรกเริ่มเท่ากับ $s_u = 0.3$ ดังนั้นจากสมการที่ (5.3.10)

$$\begin{aligned}\Delta\theta &= (1 - s_u) \theta_e \\ &= (1 - 0.3) 0.486 \\ &= 0.340\end{aligned}$$

และ $\Psi\Delta\theta = 16.7 \times 0.340$
 $= 5.68$ ซม.

ความลึกของน้ำซึมสะสมที่ $t = 1$ ชม. สามารถได้โดยใช้วิธีแทนค่าต่อเนื่องในสมการ (5.3.8) ลองแทนค่าแรก $F(t) = Kt = 0.65$ ซม. ดังนั้น

$$\begin{aligned}F(t) &= Kt + \Psi\Delta\theta \ln \left(1 + \frac{F(t)}{\Psi\Delta\theta} \right) \\ &= 0.65 \times 1 + 5.68 \ln \left(1 + \frac{0.65}{5.68} \right) \\ &= 1.27 \text{ ซม.}\end{aligned}$$

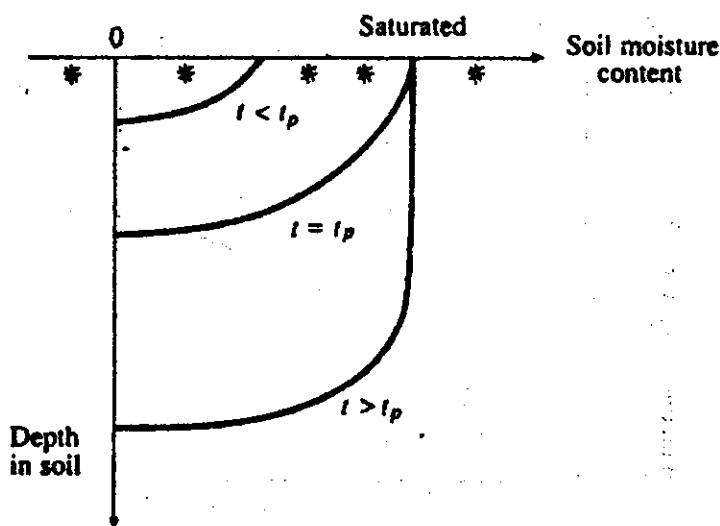
แทนค่า $F = 1.27$ ลงในข้างขวาของสมการ (5.3.8) ได้ $F = 1.79$ และหลังจากทำซ้ำ ๆ เช่นนี้อีกหลาย ๆ ครั้ง ค่า F ที่คงที่แล้วจะเท่ากับ 3.17 ซม. ดังนั้นอัตราการซึมของน้ำลงในดินหลังจากเวลา 1 ชม. จะหาได้จากสมการที่ (4.3.7)

$$\begin{aligned}f &= k \left(\frac{\Psi\Delta\theta}{F} + 1 \right) \\ &= 0.65 \left(\frac{5.68}{3.17} + 1 \right) \\ &= 1.81 \text{ ซม./ชม.}\end{aligned}$$

5.4. ระยะเวลาที่น้ำจะเริ่มซัง (Ponding time)

ในตอนที่แล้วเราได้กล่าวถึงวิธีการหลายวิธีสำหรับคำนวณหาอัตราการซังน้ำของดินวิธีต่าง ๆ เหล่านี้มีสมมุติฐานที่ว่าน้ำซังอยู่บนผิวดิน ดังนั้นจึงมีน้ำที่จะใช้ในการซังลงดินอยู่ตลอดเวลา อย่างไรก็ตาม ระหว่างที่มีฝนตก น้ำจะซังอยู่บนผิวดินก็ต่อเมื่อความซังของฝนมากกว่า ความสามารถซังน้ำสูงสุดของดินในขณะนั้น (Infiltration capacity) เท่านั้น ระยะเวลาที่น้ำจะเริ่มซัง (Ponding time) ก็คือ เวลาที่นับจากเมื่อฝนเริ่มตกจนกระทั่งเมื่อน้ำเริ่มซังอยู่บนผิวดิน

ถ้าฝนตกลงบนดินแห้ง หน้าตัดของความซังของดินในแนวตั้งอาจจะเหมือนกับที่แสดงไว้ในรูปที่ 5.4.1 กล่าวคือ ก่อนระยะเวลาที่มีน้ำซัง ($t < t_p$) ความซังของฝนจะน้อยกว่าอัตราการซังน้ำสูงสุดของดินและผิวดินก็จะไม่อมน้ำ น้ำจะเริ่มซังเมื่อความซังของฝนมากกว่าอัตราการซังน้ำสูงสุดของดิน ที่เวลานี้ ($t = t_p$) ผิวดินจะอึดอัดด้วยน้ำ เมื่อฝนตกต่อไปเรื่อย ๆ ($t > t_p$) ชั้นดินที่อึดอัดด้วยน้ำก็จะขยายลึกลงไปใต้ดิน จะทำให้เกิดการไหลหลากบนผิวดินจากน้ำที่ซังอยู่

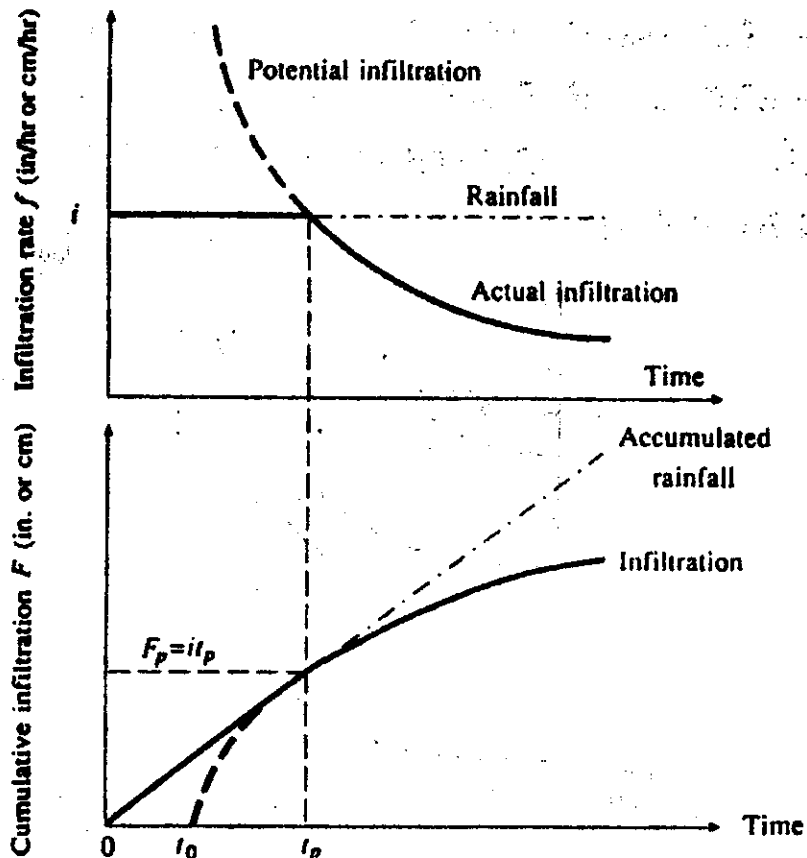


รูปที่ 5.4.1 หน้าตัดของความซังในดิน ก่อน ระหว่าง และภายหลังที่มีน้ำซังบนผิวดิน

Mein และ Larson (1973) ได้แสดงวิธีการสำหรับหาระยะเวลาที่น้ำจะเริ่มซังโดยใช้สมการของ Green-Ampt ในการหาการซึมของน้ำลงไปในดิน โดยมีฝนตกเริ่มซังอย่างทันทีทันใดและมีความเข้มเท่ากับ 1 และฝนจะตกต่อเนื่องไปอย่างไม่สิ้นสุด ในการนี้หลักการที่เกี่ยวข้องอยู่ 3 ข้อ (1) ก่อนเวลาที่น้ำจะเริ่มซัง น้ำฝนที่ตกลงมาจะซึมลงไปในดินทั้งหมด (2) อัตราการซึมเข้าของดินสูงสุด f เป็นฟังก์ชันของความลึกของน้ำซึมสะสม F และ (3) น้ำซังเกิดขึ้นเมื่ออัตราการซึมเข้าสูงสุดนั้นน้อยกว่าหรือเท่ากับความเข้มของฝน

ในสมการของ Green-Ampt อัตราการซึมเข้าของดิน f และความลึกของน้ำซึมสะสมจะสัมพันธ์กันโดย

$$f = K \left(\frac{y\Delta\theta}{F} + 1 \right) \quad (5.4.1)$$



รูปที่ 5.4.2 อัตราการซึมเข้าของดินและความลึกของน้ำซึมสะสมสำหรับการซังน้ำบนผิวดิน โดยมีฝนตกด้วยความเข้มคงที่

เมื่อ K คือความนำชลศาสตร์ของดิน

ψ คือ Capillary pressure head ของแนวเบี่ยงน้ำ

และ $\Delta\theta$ คือ ความแตกต่างระหว่างความชื้นเริ่มต้นและสุดท้ายของดิน

ทั้งแสดงในรูปที่ 5.4.2 ความลึกของน้ำซึมสะสมที่ระยะเวลาที่น้ำเริ่มจะขัง t_p

จะเขียนได้เป็น $F_p = i t_p$ และอัตราการซึมน้ำของดิน $f = i$ แทนค่าใน (5.4.1)

$$i = K \left(\frac{\psi \Delta\theta}{i t_p} + 1 \right)$$

$$t_p = \frac{K \psi \Delta\theta}{i(i-k)} \quad (5.4.2)$$

ซึ่งเป็นสมการแสดงถึงระยะเวลาที่น้ำเริ่มจะขังภายใต้ฝนที่ตกด้วยความเข้มคงที่ โดยใช้สมการการซึมน้ำของดินโดย Green-Ampt

ตัวอย่างที่ 5.4.1 จงคำนวณหาระยะเวลาที่น้ำจะเริ่มขัง (Ponding time) และความลึกของน้ำที่ขังที่เวลาที่น้ำจะเริ่มขัง สำหรับดินร่วนปนตะกอนทรายที่มีความอิ่มตัวใช้การเริ่มต้นเท่ากับ 30 เปอร์เซ็นต์ โดยมีฝนตกด้วยความเข้ม (n) 1 ซม./ชม (ข) 5 ซม./ชม.

วิธีทำ จากตัวอย่างที่ 5.3.1 สำหรับดินร่วนปนตะกอนทราย $\psi \Delta\theta = 5.68$ ซม. และ $K = 0.65$ ซม./ชม. ระยะเวลาที่น้ำจะเริ่มขังจะหาได้จาก (5.4.2)

$$t_p = \frac{K \psi \Delta\theta}{i(i-k)}$$

(n) สำหรับ $i = 1$ ซม./ชม.

$$t_p = \frac{0.65 \times 5.68}{1.0(1.0-0.65)}$$

$$= 10.5 \quad \text{ชม.}$$

และ $F_p = i t_p$

$$= 1.0 \times 10.5$$

$$= 10.5 \quad \text{ชม.}$$

(ข) สำหรับ $i = 5$ ซม./ชม.

$$t_p = \frac{0.65 \times 5.68}{5(5-0.65)}$$

$$= 0.17 \text{ ชม. หรือ } 10 \text{ นาที}$$

และ

$$F_p = i t_p$$

$$= 5.0 \times 0.17$$

$$= 0.85 \text{ ซม.}$$

ในแต่ละกรณีอัตราการซึมน้ำของดิน f เท่ากับความเข้มข้นของฝน i ที่เวลาที่น้ำยัง
 เพื่อที่จะหาอัตราการซึมน้ำของดินที่แท้จริงหลังจากเวลาที่เริ่มมีน้ำซัง เราก็ลากเส้น
 กราฟที่มีอัตราการซึมน้ำของดินสูงสุด เริ่มต้นจากเวลา t_0 โดยทำให้ความลึกของน้ำซังสะสมและ
 อัตราการซึมน้ำของดินที่เวลา t_p เท่ากันกับที่ได้จากปริมาณฝนตกที่เริ่มต้นจากเวลา (ดูเส้นประ
 ในรูปที่ 5.4.2) แทนค่า $t = t_p - t_0$ และ $F = F_p$ ลงในสมการ (5.3.6) จะได้ว่า

$$F_p - \Psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{F_p}{\Psi \Delta \theta} \right) = k(t_p - t_0) \quad (5.4.3)$$

เมื่อ $t > t_p$

$$F - \Psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{F}{\Psi \Delta \theta} \right) = k(t - t_0) \quad (5.4.4)$$

(5.4.4) ลบด้วย (5.4.3)

$$F - F_p - \Psi \Delta \theta \left[\ln \left(\frac{\Psi \Delta \theta + F}{\Psi \Delta \theta} \right) - \ln \left(\frac{\Psi \Delta \theta + F_p}{\Psi \Delta \theta} \right) \right] = k(t - t_p)$$

หรือ

$$F - F_p - \Psi \Delta \theta \ln \left[\frac{\Psi \Delta \theta + F}{\Psi \Delta \theta + \frac{F_p}{e}} \right] = k(t - t_p)$$

สมการที่ (5.4.5) สามารถใช้ในการคำนวณหาความลึกของน้ำที่ซึมลงดินภายหลัง
 เวลาที่น้ำเริ่มซัง และจึงใช้สมการ (5.3.7) ในการคำนวณหาอัตราการซึมน้ำของดิน f

ตัวอย่างที่ 5.4.2 จงคำนวณหาความลึกของน้ำขังสะสมและอัตราการรั่วซึมของดินหลังฝนตกด้วย ความเข้ม 5 ซม./ชม. เป็นเวลา 1 ชั่วโมง ในดินร่วนปนตะกอนทราย โดยมีความอิ่มตัวใช้การ เริ่มต้นเท่ากับ 30 %

วิธีทำ จากตัวอย่างที่ 5.3.1, $\Psi_{\Delta\theta} = 5.68$ ซม. และ $k = 0.65$ ซม./ชม.
สำหรับดินนี้ และจากตัวอย่าง 5.4.1, $t_p = 0.17$ ชม. และ $F_p = 0.85$ ซม. เมื่อ มีฝนตกด้วยความเข้ม 5 ซม./ชม. เมื่อ $t = 1.0$ ชม. ความลึกของน้ำขังสะสมจะหาได้จากสมการ (5.4.5)

$$F - F_p - \Psi_{\Delta\theta} \ln \left(\frac{\Psi_{\Delta\theta} + F}{\Psi_{\Delta\theta} + F_p} \right) = k(t - t_p)$$
$$F - 0.85 - 5.68 \ln \left(\frac{5.68 + F}{5.68 + 0.85} \right) = 0.65(1.0 - 0.17)$$
$$= 0.54$$

แล้วจึงหาค่า F โดยการทดลองแทนค่า F อย่างต่อเนื่องเหมือนในตัวอย่างที่ 5.3.1 เราจะได้ $F = 3.02$ ซม. ดังนั้นเราจะได้ว่าอัตราการซึมเข้าของดินเท่ากับ

$$f = k \left(\frac{\Psi_{\Delta\theta}}{F} + 1 \right)$$
$$f = 0.65 \left(\frac{5.68}{3.02} + 1 \right)$$
$$= 1.87 \text{ ซม./ชม.}$$

ตารางที่ 5.4.1 รวบรวมสมการที่ต้องการสำหรับคำนวณค่าต่าง ๆ เมื่อความเข้มของฝนตกคงที่ ซึ่งมีสมการของทั้ง Green-Ampt, Horton และ Philip สมการที่ (1) และ (2) เป็นสมการสำหรับคำนวณหาการซึมเข้าของดินภายใต้สภาพที่มีน้ำขังบนผิวดิน สมการที่ (3) นั้นใช้หาระยะเวลาที่น้ำเริ่มขัง (Ponding time) ภายใต้ความเข้มของฝนที่ตกคงที่และสมการที่ (4) ใช้สำหรับหาเวลา t_0 ซึ่งเป็นเวลาเริ่มต้นเทียบเท่าที่น้ำจะเริ่มซึมด้วยอัตราสูงสุดที่จะซึมได้จนกระทั่งมีความลึกของน้ำที่ขังสะสมเท่ากับปริมาณน้ำฝนสะสมที่เวลา t_p หลังจากที่เกิดมีน้ำขังบนผิวดินแล้ว พังชันของการซึมเข้าของดินสามารถจะหาได้จากสมการของ Horton และ Philip โดยการแทนค่า $t-t_0$ ลงในสมการที่ (1) และ (2) สำหรับสมการของ Green-Ampt ให้ใช้วิธีที่แสดงไว้ในตัวอย่างที่ 5.4.2

Equations for calculating ponding time and infiltration after ponding occurs

Equation	Variable calculated	Green-Ampt equation	Horton's equation	Philip's equation
(1)	Potential infiltration rate as a function of time	Solve for F from (2) then use (6).	$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$	$f = \frac{1}{2}St^{-1/2} + K$
(2)	Potential cumulative infiltration as a function of time	$F - \psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{F}{\psi \Delta \theta} \right) = Kt$	$F = f_c t + \frac{f_0 - f_c}{k} (1 - e^{-kt})$	$F = S t^{3/2} + Kt$
(3)	Ponding time under constant rainfall intensity i	$t_p = \frac{K \psi \Delta \theta}{i(i - K)}$ ($i > K$)	$t_p = \frac{1}{ik} \left[f_0 - i + f_c \ln \left(\frac{f_0 - f_c}{i - f_c} \right) \right]$ ($f_c < i < f_0$)	$t_p = \frac{S^2(i - K/2)}{2i(i - K)^2}$ ($i > K$)
(4)	Equivalent time origin for potential infiltration after ponding	$t_0 = t_p - \frac{1}{K} \left[F_p - \psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{\psi \Delta \theta}{F_p} \right) \right]$	$t_0 = t_p - \frac{1}{k} \ln \left(\frac{f_0 - f_c}{i - f_c} \right)$	$t_0 = t_p - \frac{1}{4K^2} \left(\sqrt{S^2 + 4KF_p} - S \right)^2$
(5)	Cumulative infiltration after ponding	$F - F_p - \psi \Delta \theta \ln \left(\frac{\psi \Delta \theta + F}{\psi \Delta \theta + F_p} \right) = K(t - t_p)$	Substitute $(t - t_0)$ for t in (2).	Substitute $(t - t_0)$ for t in (2).
(6)	Infiltration rate after ponding	$f = K \left(\frac{\psi \Delta \theta}{F} + 1 \right)$	Substitute $(t - t_0)$ for t in (1).	Substitute $(t - t_0)$ for t in (1).

5.5 ปริมาณน้ำฝนสุทธิ (Excess rainfall) และ Direct runoff

ปริมาณน้ำฝนสุทธิ (Excess rainfall) คือปริมาณน้ำฝนที่ไม่ค้างอยู่บนผิวดินหรือไม่ซึมลงไปในดิน หลังจากที่ไหลผ่านพื้นผิวของพื้นที่ลุ่มน้ำ ปริมาณน้ำฝนสุทธิจะกลายเป็น Direct runoff ที่ทางออกของพื้นที่ลุ่มน้ำ กราฟของปริมาณน้ำฝนสุทธิต่อเวลาหรือ excess rainfall hyetograph (ERH) เป็นกุญแจสำคัญในการศึกษาถึงความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่า ความแตกต่างระหว่าง hyetograph ของปริมาณฝนรวมกับ hyetograph ของปริมาณฝนสุทธิ เราเรียกว่าปริมาณน้ำที่สูญเสีย (Abstraction หรือ loss) ปริมาณที่สูญเสียคือ ปริมาณน้ำส่วนใหญ่มักซึมลงไปในดินโดยมีปริมาณบางส่วนที่แผ่วไว้สำหรับการสูญเสียโดยการดักหรือปริมาณน้ำที่เก็บกักอยู่บนผิวดิน

hyetograph ของปริมาณฝนสุทธิอาจจะหาได้จาก hyetograph ของน้ำฝนด้วย 2 แนวทาง ขึ้นอยู่กับว่าเรามีข้อมูลของน้ำในแม่น้ำลำธารหรือน้ำที่เกิดจากฝนหรือไม่ในตอนต่อไปนี้ เราจะกล่าวถึงการหา hyetograph ของปริมาณฝนสุทธิ ในกรณีที่เรามีข้อมูลปริมาณน้ำในแม่น้ำลำธาร

สมมุติว่าเรามี hyetograph ของปริมาณน้ำฝนและ hyetograph ของน้ำในแม่น้ำลำธารหรือน้ำท่า โดยมีการแยก baseflow ออกจากน้ำในแม่น้ำลำธาร เพื่อให้ได้กราฟน้ำท่าของ Direct runoff และเราต้องการหา hyetograph ของปริมาณน้ำฝนสุทธิ ซึ่งสามารถหาได้โดยใช้สมการของอัตราการซึมน้ำของดิน แต่วิธีการนี้ยุ่งยากซับซ้อน เรามีวิธีที่ง่ายกว่าที่เรียกว่าการใช้ ϕ -index ค่า ϕ -index ก็คืออัตราการสูญเสียน้ำที่คงที่เป็นนิ้ว/ชม. หรือ ซม./ชม. ที่จะให้ค่า hyetograph ของปริมาณฝนสุทธิ (ERH) ที่มีความลึกรวมทั้งหมดเท่ากับความลึกของ Direct runoff, r_d ค่าของ ϕ จะหาได้โดยใช้ค่าช่วงระยะเวลา Δt แล้วเลือกใช้ค่าจำนวนของช่วงระยะเวลาการที่มีปริมาณน้ำฝนทำให้เกิด Direct runoff หักลบค่า $\phi \Delta t$ จากปริมาณน้ำฝนที่วัดได้ในแต่ละช่วง และปรับค่า ϕ และ M ตามที่จำเป็นเพื่อทำให้ความลึกของ Direct runoff และปริมาณน้ำฝนสุทธิมีค่าเท่ากัน

$$r_d = \sum_{m=1}^M (R_m - \phi \Delta t) \tag{5.5.1}$$

เมื่อ R_m คือ ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้ในช่วงระยะเวลา

ตัวอย่างที่ 5.5.1 จงหากราฟน้ำท่าของ Direct runoff ϕ -index และ hyetograph ของปริมาณน้ำฝนสุทธิ จากปริมาณน้ำฝนที่วัดได้และข้อมูลของน้ำในแม่น้ำลำคลอง ดังแสดงใน ตารางที่ 5.5.1 พื้นที่ลุ่มน้ำมีค่าเท่ากับ 7.03 ไมล์²

วิธีทำ พล็อตปริมาณน้ำฝนที่วัดได้และข้อมูลปริมาณน้ำจากตารางที่ 5.5.1 ดังแสดงในรูปที่ 5.5.1 ซึ่งเราจะเห็นว่าฝนที่ตกก่อน 9.30 P.M ทำให้เกิดการไหลเพียงเล็กน้อยในลำน้ำ (ประมาณ 400 cfs) และ Direct runoff จะเกิดขึ้นหลังจากเกิดฝนตกอย่างหนาแน่นในช่วงเวลาระหว่าง 9.30 และ 11.30 P.M.

การคำนวณหา hyetograph ของปริมาณน้ำฝนสุทธิและกราฟน้ำท่าของ Direct runoff เราใช้วิธีการดังต่อไปนี้

ขั้นที่ 1 ประมาณค่า Base flow เราเลือกใช้ค่า Base flow ที่อัตราการตกที่เท่ากับ 400 cfs

ขั้นที่ 2 คำนวณหากราฟน้ำท่าของ Direct runoff (DRH) ค่า DRH ในคอลัมน์ 6 ของตารางที่ 5.5.1 นั้นหาโดยวิธีเส้นตรง โดยการหักลบค่า Base flow เท่ากับ 400 cfs จากค่าของน้ำในแม่น้ำลำธารที่วัดได้ (คอลัมน์ 3) เราจะได้ช่วงเวลาที่ Direct runoff อยู่ 11 ช่วง ช่วงละครึ่งชั่วโมง ดังแสดงในคอลัมน์ 4 เริ่มจากเวลา 9.30 P.M.

ขั้นที่ 3 คำนวณหาปริมาตร V_d และความลึกของ r_d ของ Direct runoff

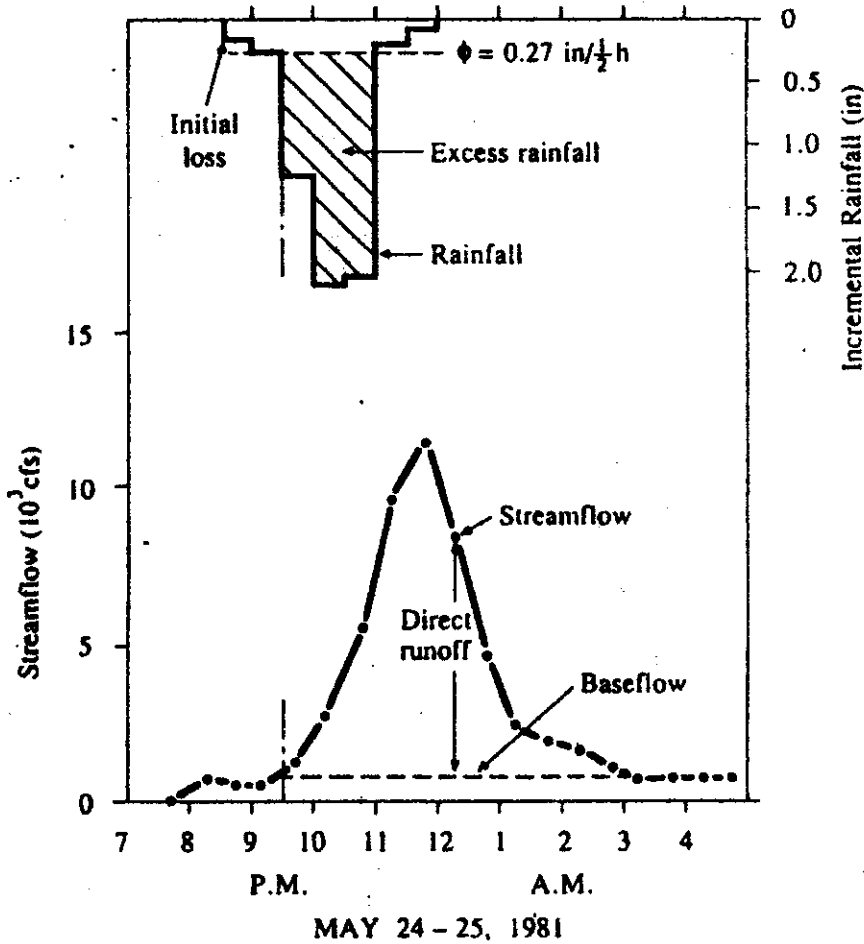
$$\begin{aligned}
 V_d &= \sum_{n=1}^{11} Q_n \Delta t \\
 &= 43,550 \times 3,600 \times \frac{1}{2} \\
 &= 7.839 \times 10^7 \quad \text{ฟุต}^3 \\
 r_d &= \frac{V_d}{\text{Watershed Area}} \\
 &= \frac{7.839 \times 10^7}{7.03 \times 5280^2}
 \end{aligned}$$

5.5.1 Rainfall and streamflow data adapted from the storm of May 24 - 25, 1981, on Shoal Creek at Northwest Park, Austin, Texas

Time	Observed		Time ($\frac{1}{2}$ h)	Excess	Direct
	Rainfall (in)	Streamflow (cfs)		rainfall hyetograph (ERH) (in)	runoff hydrograph (DRH) (cfs)
Column:	1	2	3	4	5
24 May 8:30 P.M.		203			
9:00	0.15	246			
9:30	0.26	283			
10:00	1.33	828	1	1.06	428
10:30	2.20	2323	2	1.93	1923
11:00	2.08	5697	3	1.81	5297
11:30	0.20	9531	4		9131
25 May 12:00 A.M.	0.09	11025	5		10625
12:30		8234	6		7834
1:00		4321	7		3921
1:30		2246	8		1846
2:00		1802	9		1402
2:30		1230	10		830
3:00		713	11		313
3:30		394			
4:00		354	Total	4.80	43550
4:30		303			

Excess rainfall = observed rainfall - abstractions (0.27 in per half - hour)

Direct runoff = observed streamflow - baseflow (400 cfs)



รูปที่ 5.5.1 Rainfall and streamflow for the storm of May 24-25, 1981 on Shoal Creek at Northwest Park, Austin, Texas.

$$= 0.400 \text{ ฟุต}$$

$$= 4.80 \text{ นิ้ว}$$

ขั้นที่ 4 ประมาณค่าอัตราการสูญเสียของน้ำฝนโดยการซึมของน้ำลงไปในดิน และการเก็บกักน้ำไว้ที่ผิวน้ำของชั้นที่ลุ่มน้ำ ฝนที่ตกก่อนที่ Direct runoff จะเริ่มไหลจะเรียกว่า การสูญเสียเริ่มต้น (Initial abstraction) อัตราการสูญเสีย ϕ และ M (จำนวน ช่วงที่มีปริมาณฝนสุทธิไม่เท่ากับศูนย์) จะหาได้โดยวิธี trial and error

1. ถ้า $M = 1$ ปริมาณน้ำฝนสูงสุด $R_m = 2.20$ นิ้ว แทนค่า R_m ลงในสมการ (5.5.1) ใช้ค่า $r_d = 4.80$ นิ้วและ $\Delta t = 0.5$ ชม.

$$r_d = \sum_{m=1}^M (R_m - \phi \Delta t)$$
$$4.80 = (2.20 - \phi \times 0.5)$$
$$\phi = -5.20 \text{ นิ้ว/ชม.}$$

ซึ่งเป็นไปไม่ได้

2 ถ้า $M = 2$ เราเลือกช่วงเวลา 1 ชม. ที่มีปริมาณน้ำฝนสูงสุดในระหว่างเวลา 10.00 P.M. และ 11.00 P.M. และแทนค่าลงใน (5.5.1) จะได้

$$r_d = \sum_{m=1}^M (R_m - \phi \Delta t)$$
$$4.80 = (2.20 + 2.08 - \phi \times 2 \times 0.5)$$
$$\phi = -0.52 \text{ นิ้ว/ชม.} \quad \text{ซึ่งเป็นไปไม่ได้}$$

3. ถ้า $M = 3$ เราเลือกช่วงเวลา $1\frac{1}{2}$ ชม. ที่มีฝน 1.33, 2.20 และ 2.08 นิ้ว แทนค่า ใน (5.5.1)

$$r_d = \sum_{m=1}^M (R_m - \phi \Delta t)$$
$$4.80 = (1.33 + 2.20 + 2.08 - \phi \times 3 \times 0.5)$$
$$\phi = 0.54 \text{ นิ้ว/ชม.}$$

ค่า ϕ ที่ได้เป็นค่าที่ถูกต้องเพราะว่า $\phi \Delta t = 0.27$ นิ้ว ซึ่งมากกว่าปริมาณน้ำฝนในแต่ละช่วงในคอลัมน์ 2 นอกเหนือจาก 3 ช่วงเวลาของฝนที่เราใช้ในการคำนวณและเป็นฝนที่ทำให้เกิด Direct runoff

ขั้นที่ 5 คำนวณหา hyetograph ของปริมาณน้ำฝนสุทธิ คอลัมน์ 5 ได้มาจาก หักลบ $\phi \Delta t = 0.27$ นิ้ว จากปริมาณน้ำฝนที่วัดได้ คอลัมน์ 2 โดยไม่คิดปริมาณน้ำฝนสุทธิในช่วงเวลาที่ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้มีค่าน้อยกว่า $\phi \Delta t$ ช่วงเวลาที่มีปริมาณน้ำฝนสุทธิคือ 1.5 ชม.

(9.30 ถึง 11.00 P.M.) แล้วตรวจสอบว่าความลึกปริมาณน้ำฝนสุทธิมีค่าเท่ากับ r_d หรือไม่ (แสดงในตารางที่ 5.5.1)

5.6 วิธีหาการสูญเสียโดยวิธีของ SCS

Soil Conservation Service ของสหรัฐอเมริกาได้พัฒนาวิธีการคำนวณหาการสูญเสียจากพายุฝน สำหรับพายุฝนทั้งลูก ความลึกของปริมาณน้ำฝนสุทธิหรือ Direct runoff P_e จะน้อยกว่าหรือเท่ากับความลึกของน้ำฝน P เสมอ ในทำนองเดียวกัน หลังจากเริ่มเกิดน้ำท่า ความลึกของน้ำที่ยังตกค้างอยู่ในพื้นที่ลุ่มน้ำที่เพิ่มขึ้น F_a จะมีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ S ซึ่งเป็นค่าเก็บกักสูงสุดที่จะเป็นไปได้ (ดูรูปที่ 5.6.1) ยังคงมีปริมาณน้ำฝนจำนวนหนึ่ง I_a (เป็นค่าการสูญเสียเริ่มต้นก่อนที่น้ำจะขัง) ซึ่งยังไม่มีการเกิดน้ำไหลบ่าบนผิวดิน ดังนั้นค่าน้ำไหลบ่าบนผิวดินสูงสุดก็คือ $P - I_a$ สมมุติฐานของวิธี SCS ก็คืออัตราส่วนของค่าที่แท้จริงสองค่ากับค่าสูงสุดสองค่าเท่ากันกล่าวคือ

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{p - I_a} \tag{5.6.1}$$

จากหลักของการต่อเนื่อง

$$p = p_e + I_a + F_a \tag{5.6.2}$$

จาก (5.6.1) และ (5.6.2) แก้สมการหาค่า p_e จะได้ค่า

$$p_e = \frac{(p - I_a)^2}{p - I_a + S} \tag{5.6.3}$$

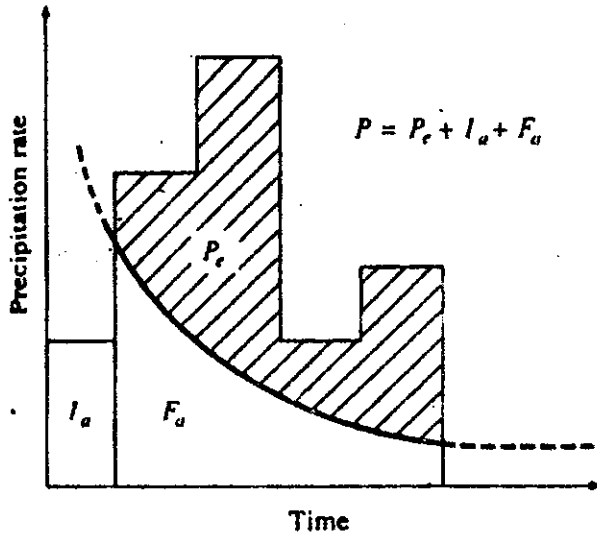
ซึ่งเป็นสมการพื้นฐานสำหรับคำนวณหาความลึกของปริมาณน้ำฝนสุทธิหรือ Direct runoff จากพายุฝนโดยวิธี SCS

โดยการศึกษาผลจากการทดลองในพื้นที่ลุ่มน้ำเล็ก ๆ จำนวนมากพบว่า

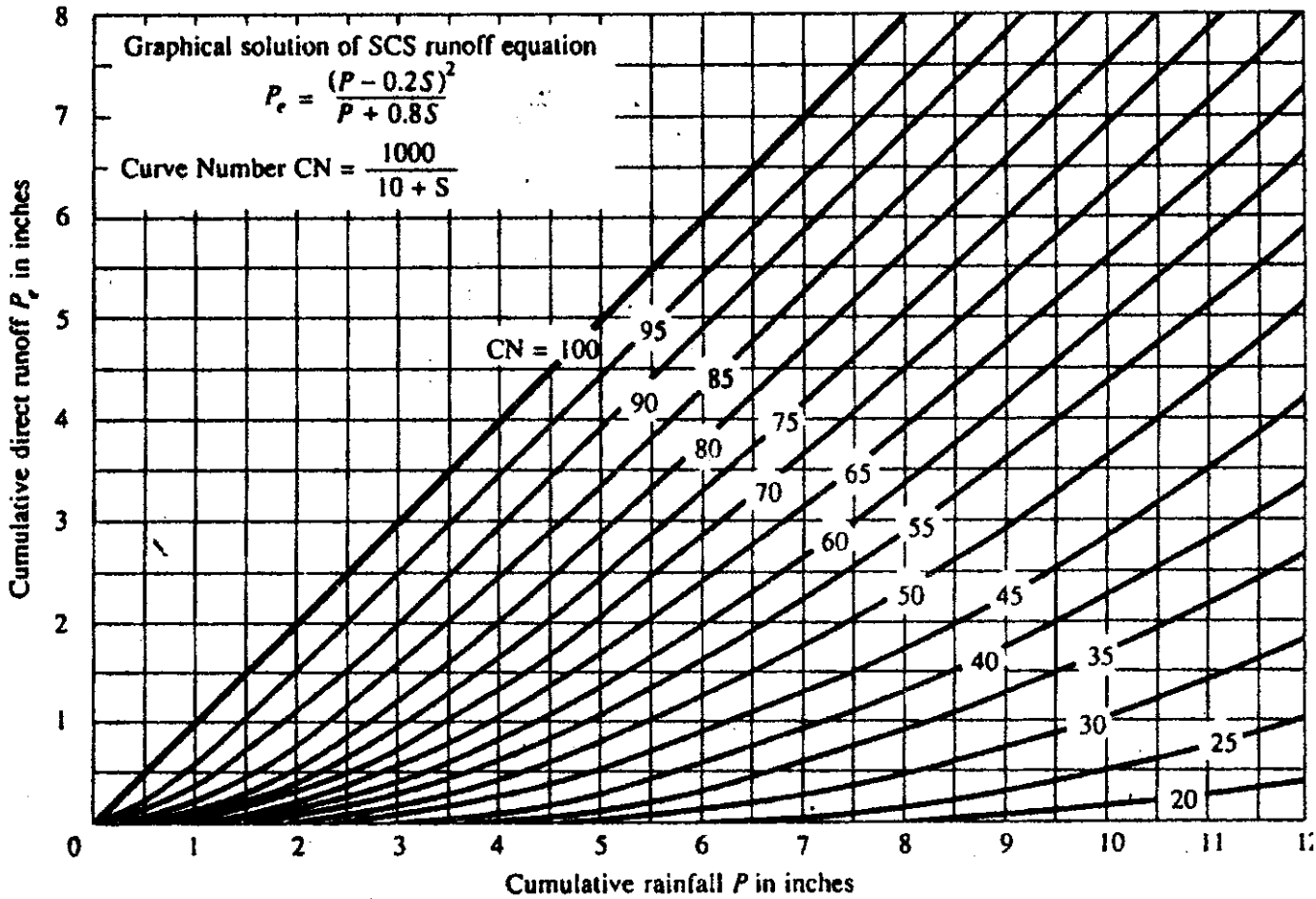
$$I_a = 0.2 S \tag{5.6.4}$$

จาก (5.6.4) เราจะได้ว่า

$$p_e = \frac{(p - 0.2 S)^2}{p + 0.8 S}$$



รูปที่ 5.6.1 ตัวแปรในการหาการสูญเสียของปริมาณน้ำฝนโดยวิธีของ SCS , I_a = Initial abstraction, P_e = rainfall excess, F_a = continuing abstraction, P = total rainfall



รูปที่ 5.6.2 การแก้สมการโดยกราฟ สำหรับ SCS runoff equation

จากการพล็อตข้อมูลสำหรับ P และ P_e จากพื้นที่ลุ่มน้ำจำนวนมาก SCS ก็ได้
โด้งตั้งแสดงในรูปที่ 5.6.2 ซึ่งแสดงถึง Curve Number (CN) ต่าง ๆ ซึ่งมีค่าอยู่ระหว่าง
0 ≤ CN < 100 สำหรับพื้นที่ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้และผิวน้ำ CN = 100 สำหรับพื้นผิวธรรมชาติ
CN < 100

เราจะหาค่า S จาก CN ได้จากสมการ

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (5.6.6)$$

เมื่อ S มีหน่วยเป็นนิ้ว curve number แสดงในรูปที่ 5.6.2 จะใช้กับสภาพ
ปกติที่เรียกว่า Antecedent Moisture conditions (AMC II) สำหรับสภาพที่แห้ง
(AMC I) or สภาพที่เปียก (AMC III) จะสามารถคำนวณหาค่า curve number
ได้จาก

$$CN(I) = \frac{4.2 CN(II)}{10 - 0.058 CN(II)} \quad (5.6.7)$$

และ

$$CN(III) = \frac{23 CN(II)}{10 + 0.13 CN(II)} \quad (5.6.8)$$

Soil Conservation Service ได้ทำการางสำหรับ curve number ต่าง ๆ
โดยยึดเอาชนิดของดิน (Soil type) และการใช้ที่ดินเป็นพื้นฐาน และได้แบ่งออกเป็นกลุ่มของ
ดิน 4 ชนิดคือ

Group A : Deep sand, deep loess, aggregated silts

Group B : Shallow loess, sandy loam

Group C : Clay loams, shallow sandy loam, soils low in organic
content and soils usually high in clay

Group D : Soils that swell significantly when wet, heavy
plastic clays and certain saline soils.

ตารางที่ 5.6.2

Runoff curve numbers for selected agricultural, suburban, and urban land uses (antecedent moisture condition II, $I_a = 0.25$)

Land Use Description	Hydrologic Soil Group			
	A	B	C	D
Cultivated land ¹ : 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 ²	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% to 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 ³ :				
Average lot size	Average % impervious ⁴			
1/8 acre or less	65	77	85	90
1/4 acre	38	61	75	83
1/3 acre	30	57	72	81
1/2 acre	25	54	70	80
1 acre	20	51	68	79
Paved parking lots, roofs, driveways, etc. ⁵	98	98	98	98
Streets and roads:				
paved with curbs and storm sewers ⁵	98	98	98	98
gravel	76	85	89	91
dirt	72	82	87	89

¹For a more detailed description of agricultural land use curve numbers, refer to Soil Conservation Service, 1972, Chap. 9

²Good cover is protected from grazing and litter and brush cover soil.

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

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

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

ค่าของ CN สำหรับการใช้น้ำที่ดินแบบต่าง ๆ และชนิดของดินเหล่านี้ได้ให้ไว้ใน ตารางที่ 5.6.2 สำหรับลุ่มน้ำที่มีชนิดของดินหลายชนิดและการใช้น้ำที่ดินหลายแบบ เราต้องคำนวณ ค่า CN แบบรวม

ตัวอย่างที่ 5.6.1 จงคำนวณหาปริมาณน้ำท่าจากการที่มีฝนตก 5 นิ้ว บนพื้นที่ลุ่มน้ำ 1000 เอเคอร์ โดยมีกลุ่มของดินที่แบ่งตามลักษณะทางอุทกวิทยาเป็นกลุ่ม B 50 เปอร์เซ็นต์และกลุ่ม C 50 เปอร์เซ็นต์ กระจายกันอยู่ทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยสมมุติว่าดินมี Antecedent Moisture Condition II และลักษณะการใช้น้ำที่ดิน

- 40 % ของพื้นที่อยู่อาศัย โดยมี 30 % ของพื้นที่น้ำซึมผ่านไม่ได้
- 12 % ของพื้นที่อยู่อาศัย ที่มพื้น 65 % ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้
- 18 % เป็นถนนลาดยาว โดยมีคันกันและทางทิ้งน้ำฝน
- 16 % เป็นพื้นที่เปียก โดยมี 50 % ของพื้นที่เป็นหญ้าคลุมอยู่ทั่วไป และอีก 50 % เป็นพื้นที่หญ้าคลุมอย่างดี
- 14 % เป็นที่จอดรถ โรงเรือนและอื่น ๆ (ซึ่งเป็นพื้นที่น้ำซึมผ่านไม่ได้)

วิธีทำ คำนวณค่า weighted curve number โดยใช้ตารางที่ 5.6.2

การใช้น้ำที่ดิน	กลุ่มของดิน					
	B			C		
	%	CN	ผลคูณ	%	CN	ผลคูณ
ที่อยู่อาศัย (30 % น้ำซึมผ่านไม่ได้)	20	72	1440	20	81	1620
ที่อยู่อาศัย (65 % น้ำซึมผ่านไม่ได้)	6	85	510	6	90	540
ถนน	9	98	882	9	98	882
ที่เปิด : มีหญ้าคลุมดี	4	61	244	4	74	296
มีหญ้าคลุมทั่วไป	4	69	276	4	79	316
ที่จอดรถ และอื่น ๆ	7	98	586	7	98	686
รวม	50		4038	50		4340

ดังนั้น

$$\text{Weighted CN} = \frac{4038 + 4340}{100} = 83.8$$

$$S = \frac{1000}{\text{CN}} - 10$$

$$= \frac{1000}{83.8} - 10$$

$$= 1.93 \text{ นิ้ว}$$

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

$$= \frac{(5 - 0.2 \times 1.93)^2}{5 + 0.8 \times 1.93} = 3.25 \text{ นิ้ว}$$

ตัวอย่างที่ 5.6.2 จงคำนวณหาปริมาณน้ำท่าจากพื้นที่ลุ่มน้ำนอกครั้งหนึ่ง ถ้าดินมีสภาพเปียก
Antecedent Moisture Condition III

วิธีทำ หา Curve Number สำหรับ AMC III ที่มีค่าเท่ากับ CN = 83.8 ภายใต้
AMC II ใช้สมการ 5.6.8

$$\text{CN (III)} = \frac{23 \text{ CN(II)}}{10 + 0.13 \text{ CN(II)}}$$

$$= \frac{23 \times 83.8}{10 + 0.13 \times 83.8}$$

$$= 92.3$$

ดังนั้น

$$S = \frac{1000}{\text{CN}} - 10$$

$$= \frac{1000}{92.3} - 10$$

$$= 0.83$$

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

$$= \frac{(5 - 0.2 \times 0.83)^2}{5 + 0.8 \times 0.83}$$

$$= 4.13 \text{ นิ้ว}$$

จะเห็นว่าค่าปริมาณน้ำท่าเปลี่ยนไปจากการเปลี่ยนค่า AMC คือเปลี่ยนจาก

$$4.13 - 3.25 = 0.88 \text{ นิ้ว หรือเพิ่มขึ้น } 27 \%$$

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Unit Hydrograph)

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Unit hydrograph) เป็น unit pulse response function ของระบบอุทกวิทยาเชิงเส้นตรง (linear hydrologic system) เสนอให้ใช้ เป็นครั้งแรกโดย Sherman (1932) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (เดิมเรียกชื่อว่ากราฟหนึ่งหน่วย, unit-graph) ของพื้นที่ลุ่มน้ำ หมายถึง กราฟน้ำท่าของ Direct runoff (DRH) ที่เกิดจาก ปริมาณฝนสุทธิ 1 นิ้ว (หรือ 1 ซม.) ที่ตกอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่รับน้ำด้วยอัตราที่คงที่ ในควม เวลาที่เกิดขึ้น ในระยะแรก Sherman ใช้คำว่าหนึ่งหน่วยเพื่อแสดงถึงหนึ่งหน่วยเวลา แต่ว่า หลังจากนั้นเป็นต้นมามันก็ถูกใช้ในความหมายที่ว่าเป็นหนึ่งหน่วยความลึกของปริมาณฝนสุทธิ Sherman ได้แยกน้ำท่าออกเป็นน้ำท่าผิวดิน (Surface runoff) และน้ำท่าใต้ดิน (Ground water runoff) และให้จำกัดความว่ากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับใช้กับน้ำท่าผิวดินเท่านั้น วิธีการสำหรับ คำนวณปริมาณฝนสุทธิและ Direct runoff จากน้ำฝนที่จับบนที่กไว้และข้อมูลน้ำในแม่น้ำลำคลอง นั้นได้แสดงไว้ในบทที่ 5

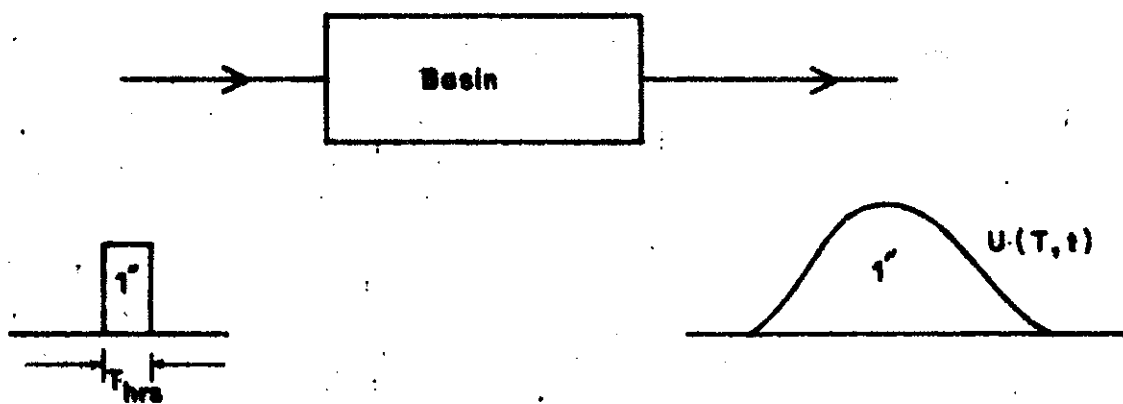
กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าเป็นแบบจำลองเชิงเส้นตรงอย่างง่าย ๆ (Simple linear model) ที่สามารถใช้สำหรับสร้างกราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิเท่าใดก็ได้ ซึ่งกราฟน้ำท่า จะมีข้อสมมุติฐานเบื้องต้นดังต่อไปนี้

1. ปริมาณฝนสุทธิมีความเข้ม (Intensity) คงที่ตลอดระยะเวลาที่เกิดขึ้น
2. ปริมาณฝนสุทธิจะกระจายอย่างสม่ำเสมอตลอดทั้งพื้นที่รับน้ำ
3. ระยะเวลาที่ฐาน (time base) ของกราฟน้ำท่าของ Direct runoff (DRH) ที่เกิดจากปริมาณฝนสุทธิที่มีความยาวตามเวลา (duration) ที่กำหนดจะมีค่าคงที่
4. ค่าของ Direct runoff (ordinate) ของกราฟน้ำท่าของค่า Direct runoff (DRH) ทั้งหมดที่มีฐานเวลาเดียวกันจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณทั้งหมดของ Direct runoff ที่เกิดขึ้นจากกราฟน้ำท่าแต่ละวัน
5. สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่กำหนดให้ กราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณฝนสุทธิที่กำหนดให้จะ สะท้อนให้เห็นถึงลักษณะที่ไม่มีมีการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ลุ่มน้ำ

ในสภาพธรรมชาติแล้ว ข้อสมมุติทั้งหมดนี้จะไม่สามารถที่จะเป็นจริงไปทั้งหมดได้ แต่อย่างไรก็ตาม เมื่อเราใช้ข้อมูลทางอุทกวิทยาที่เลือกสรรมาอย่างละเอียดละออแล้วก็จะทำให้ข้อ

สมมติฐานเหล่านี้ใกล้เคียงความเป็นจริง ดังนั้นผลที่ได้จากการใช้แบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำ
 ทำจึงสามารถยอมรับเพื่อนำมาใช้ในการปฏิบัติงานจริงได้ ถึงแม้ว่าการใช้แบบจำลองนี้ใน
 ระยะเริ่มต้นจะทำให้สนใจสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ เราพบว่ามันสามารถประยุกต์ใช้ได้กับพื้นที่
 ลุ่มน้ำขนาดเล็ก จากขนาดเล็กลงกว่า 0.5 เฮกตาร์ถึง 25 กม² ใบบางกรณีเราไม่สามารถ
 ใช้แบบจำลองนี้ได้ เพราะว่ามีข้อสมมติฐานบางข้อที่ไม่เกิดขึ้นจริง ด้วยสาเหตุนี้ แบบจำลอง
 นี้ก็ไม่สามารถใช้ได้กับน้ำท่าที่เกิดจากหิมะหรือน้ำแข็ง

ในข้อสมมติฐานที่ (1) พายุฝนที่เลือกไว้สำหรับการวิเคราะห์ควรจะมีคาบ
 เวลาที่สั้น เนื่องจากว่าพายุฝนจะทำให้เกิดฝนที่ตกหนักและมีอัตราของฝนสุทธิคงที่ทำให้ได้
 กราฟน้ำท่าที่มีอัตราการไหลสูงสุดยกเดี่ยวและมีความถูกต้องดี และมีฐานเวลาที่สั้น



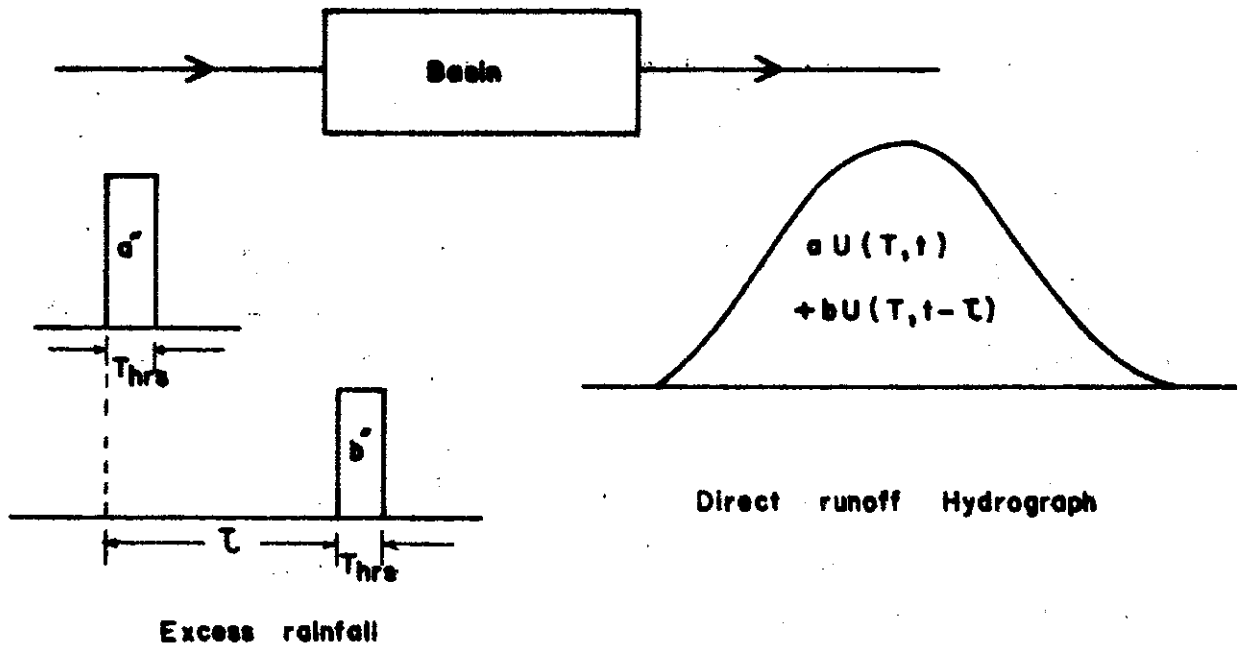
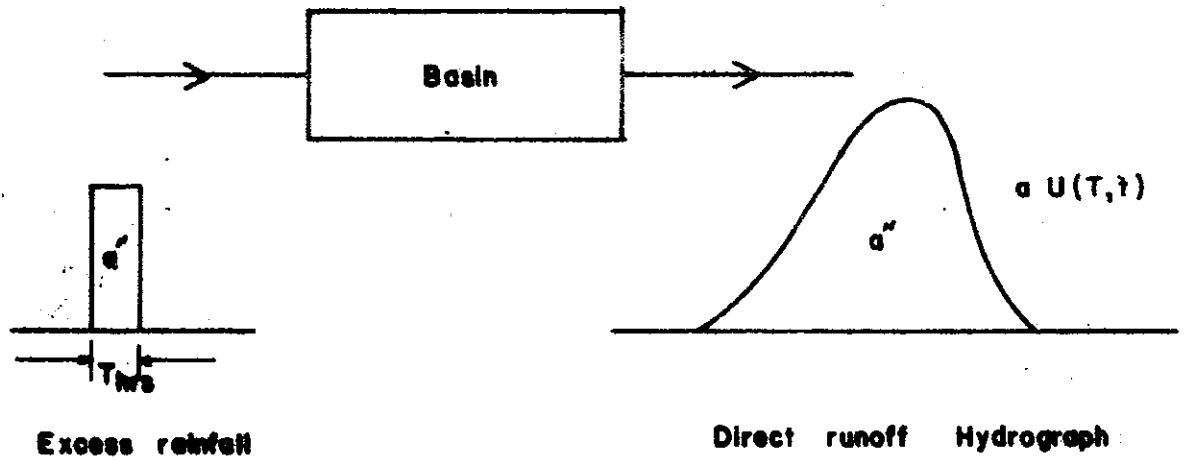
Excess rainfall of T hrs duration

Unit hydrograph of T durations

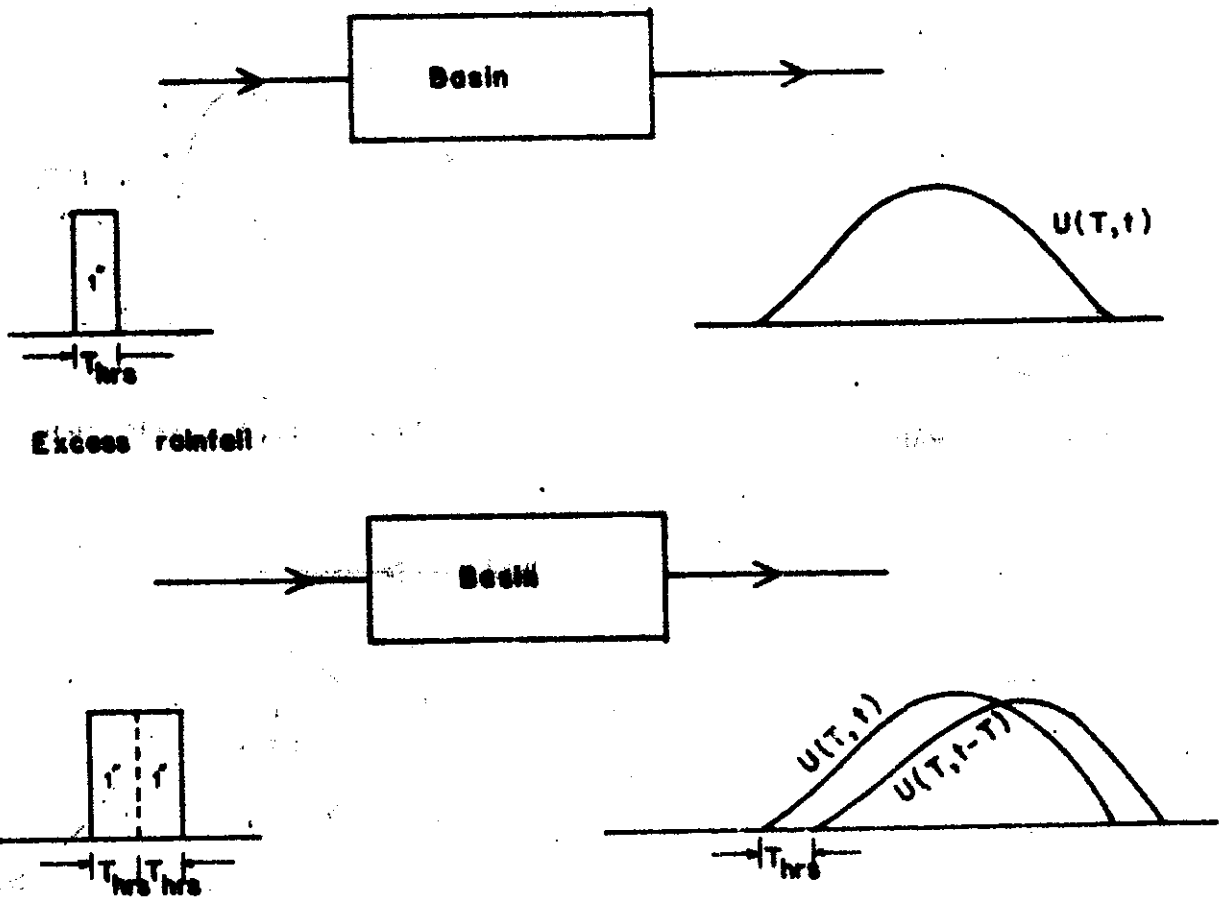
ในข้อสมมติที่ (2) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าอาจจะไม่สามารถนำมาใช้ได้เมื่อมีพื้นที่
 ที่รับน้ำกว้างใหญ่มากที่จะสามารถเกิดฝนที่ตกสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ ในกรณีนี้ เราจะต้องแบ่ง
 พื้นที่ออกเป็นพื้นที่ย่อย ๆ สำหรับการวิเคราะห์หากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับพื้นที่ทั้งหมดต่อไป

ในข้อสมมติที่ (3) ฐานเวลาของกราฟน้ำท่าของ Direct runoff (DRH)
 โดยทั่วไปแล้วจะไม่ค่อยแน่นอนแต่ขึ้นอยู่กับวิธีการที่ใช้ในการแยก Baseflow ฐานเวลามัก
 จะสั้น ถ้าเราพิจารณาว่า Direct runoff จะหมายถึงน้ำท่าผิวดินเท่านั้น และมักจะยาว
 ถ้า Direct runoff จะพิจารณารวมถึงน้ำท่าใต้ผิวดิน (Subsurface runoff)

ในข้อสมมติที่ (4) เราถือว่าเรานำหลักการของการทับทวี (Superposition)
 และอัตราส่วน (Proportionality) มาใช้กับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าได้ ึ่งในสภาพที่แท้
 จริงแล้ว ข้อมูลทางอุทกวิทยาจะไม่เป็นแบบเชิงเส้นตรงที่แท้จริง ดังนั้นกราฟน้ำท่าที่ได้จึง
 เป็นค่าโดยประมาณเท่านั้น แต่สามารถใช้งานได้อย่างน่าพึงพอใจในทางปฏิบัติ



ในข้อสมมุติที่ (5) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่านั้นถือว่าเป็นลักษณะที่เป็นหนึ่งเดียวเท่านั้นของพื้นที่ลุ่มน้ำที่กำหนดให้และไม่ผันแปรตามเวลา ซึ่งเป็นหลักการของ Time invariance เมื่อรวมกับหลักการของการทับทวี (Superposition) และอัตราส่วน (Proportionality) ก็คือหลักการเบื้องต้นของแบบจำลองของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Unit hydrograph) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (unit hydrograph) จะสามารถประยุกต์ใช้ได้ก็ต่อเมื่อสภาพของทางน้ำยังคงไม่เปลี่ยนแปลงและพื้นที่ลุ่มน้ำไม่มีการเก็บกักน้ำที่มากจนเกินไป สภาพเช่นนี้จะไม่เป็นจริงเมื่อพื้นที่ลุ่มน้ำมีอ่างเก็บน้ำอยู่เป็นจำนวนมาก หรือเมื่อเกิดน้ำท่วมขังในพื้นที่ราบลุ่ม (Flood plain) ซึ่งทำให้เกิดการเก็บกักน้ำในปริมาณที่มากพอ



ตัวอย่างที่ 6.1 จงหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ที่เกิดจากพายุฝนลูกหนึ่ง ซึ่งตกเป็นเวลานาน 6 ชม. อย่างสม่ำเสมอ ซึ่งก็ให้เกิดปริมาณน้ำท่าและ Base flow ดังตารางข้างล่างนี้ โดยพื้นที่รับน้ำมีเนื้อที่เท่ากับ 64.5 ตร.กม.²

(1) เวลา	(2) ปริมาณน้ำท่า Cms	(3)* Baseflow	(4) Direct run. off	(5) U(6, t)
0500	47	47	0	0
0800	120	44	76	3.8
1100	225	41	184	9.2
1400	292	38	254	12.7
1700	267	40	227	11.4
2000	206	41	165	8.3
2300	243	42	101	5.1
0200	110	43	67	3.4
0500	91	44	47	2.4
0800	78	45	33	1.7
1100	68	46	22	1.1

(1)	(2)	(3)*	(4)	(5)
เวลา	ปริมาณน้ำท่า Cms	Baseflow	Direct runoff	U(6, t)
1400	60	47	13	0.7
1700	54	48	6	0.3
2000	51	49	2	0.1
2300	50	50	0	0
			1197	

* แยกมา Base flow ตามวิธีในบทที่ 5

วิธีทำ หัก Base flow ออกจากปริมาณน้ำท่า คือคอลัมน์ (2) - (3) คือ ค่า Direct runoff คอลัมน์ที่ 4 รวมค่า D.R.O ของคอลัมน์ (4) จะได้ D.R.O ทั้งหมดเท่ากับ 1197 Cms

$$\begin{aligned}
 \therefore \text{ปริมาตรของ D.R.O} &= \text{ปริมาตรของฝนส่วนเกิน Rainfall excess} \\
 &= \frac{1197 \times 3 \times 60 \times 60}{64.5 \times 10^6} \\
 &= 200 \text{ มม.} \\
 &= 20 \text{ ซม.}
 \end{aligned}$$

\therefore เราจะได้ว่ากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลาเท่ากับ 6 ซม. จะมีขนาดเท่ากับ U(6, t) ในคอลัมน์ที่ (5) ซึ่งก็ได้มาจากคอลัมน์ที่ (4) ทหารด้วยปริมาตรของ D.R.O ซึ่งเท่ากับ 20 ซม.

ตัวอย่างที่ 6.2 จงหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลา $\frac{1}{2}$ ซม. U($\frac{1}{2}$, t) จากข้อมูล ปริมาณฝนส่วนเกินและกราฟน้ำท่าของ Direct runoff ที่ให้ไว้ในตารางข้างล่าง

เวลา	ปริมาณฝนส่วนเกิน	Direct runoff
($\frac{1}{2}$ ซม.)	(นิ้ว)	(Cfs)
1	1.06	428
2	1.93	1923
3	1.81	5297
4		9131
5		10625
6		7834
7		3921
8		1846
9		1402
		830
		313

วิธีทำ จากหลักการของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าข้อที่ (4) และข้อที่ (5) เราจะได้ที่เวลา
ครั้งแรกชั่วโมงแรก

$$1.06 U(\frac{1}{2}, 1) = 428$$

$$U(\frac{1}{2}, 1) = \frac{428}{1.06}$$

$$= 404 \quad \text{cfs/น้ำ}$$

ช่วงเวลาที่ 2 จะได้ว่า

$$1.93 U(\frac{1}{2}, 1) + 1.06 U(\frac{1}{2}, 2) = 1923$$

แทนค่า $U(\frac{1}{2}, 1)$

$$1.93 \times 404 + 1.06 U(\frac{1}{2}, 2) = 1923$$

$$U(\frac{1}{2}, 2) = \frac{1923 - 1.93 \times 404}{1.06}$$

$$= 1079 \quad \text{cfs/น้ำ}$$

ช่วงเวลาที่ 3

$$1.81 U(\frac{1}{2}, 1) + 1.93 U(\frac{1}{2}, 2) + 1.06 U(\frac{1}{2}, 3) = 5297$$

แทนค่า $U(\frac{1}{2}, 1)$ และ $U(\frac{1}{2}, 2)$ จะได้

$$1.81 \times 404 + 1.93 \times 1079 + 1.06 U(\frac{1}{2}, 3) = 5297$$

$$U(\frac{1}{2}, 3) = \frac{5297 - 1.81 \times 404 - 1.93 \times 1079}{1.06}$$

$$= 2343 \quad \text{cfs/น้ำ}$$

ในทำนองเดียวกันจะได้ว่า

$$U(\frac{1}{2}, 4) = \frac{9131 - 1.81 \times 1079 - 1.93 \times 2343}{1.06}$$

$$= 2506 \quad \text{cfs/น้ำ}$$

$$U(\frac{1}{2}, 5) = \frac{10625 - 1.81 \times 2343 - 1.93 \times 2506}{1.06}$$

$$= 1460 \quad \text{cfs/น้ำ}$$

$$U(\frac{1}{2}, 6) = \frac{7834 - 1.81 \times 2506 - 1.93 \times 1460}{1.06}$$

$$= 453 \quad \text{cfs/น้ำ}$$

$$\begin{aligned}
U(\frac{1}{2}, 7) &= \frac{3921 - 1.81 \times 1450 - 1.93 \times 453}{1.05} \\
&= 381 \text{ cfs/นิ้ว} \\
U(\frac{1}{2}, 8) &= \frac{1846 - 1.81 \times 453 - 1.93 \times 381}{1.06} \\
&= 274 \text{ cfs/นิ้ว} \\
U(\frac{1}{2}, 9) &= \frac{1492 - 1.81 \times 381 - 1.93 \times 274}{1.06} \\
&= 173 \text{ cfs/นิ้ว}
\end{aligned}$$

รวมค่า ordinate ของ $U(\frac{1}{2}, t) = 9073 \text{ cfs/นิ้ว}$ ซึ่งจะใช้ในการตรวจสอบค่า D.R.O ว่าเท่ากับ 1 นิ้วหรือไม่ ถ้าไม่เท่าก็สามารถทำการ adjust ordinate จนกระทั่งให้ความลึกของ D.R.O เท่ากับ 1 นิ้ว ในกรณีนี้ เราจะต้องทราบพื้นที่รับน้ำของ Watersted นี้เสียก่อน

6.1 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลาเปลี่ยนไปจากเดิม

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าเราจะหาได้จาก 2 กรณีคือ กรณีแรกได้จากการเลือกเอาพายุฝนเดี่ยวที่มีฐานเวลาเดียวกันในการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าหรือในกรณีที่สองได้มาจากเลือกรฐานเวลาอันเดียวกันของพายุฝนหลายลูกคิดต่อกันในการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (ตัวอย่างที่ 6.2) 'แต่เรามักจะพบเสมอว่าเราต้องการหาปริมาณน้ำท่าที่มีฐานเวลาของฝนส่วนเกินหรือของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าต่างจากที่เราหาได้ ดังนั้นเราจึงจำเป็นต้องมีวิธีการที่จะใช้หากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีช่วงเวลาแตกต่างกัน (มากหรือน้อยกว่าก็ได้) ซึ่งวิธีการนี้ก็ได้แก่วิธีการสร้าง S-curve แบบมาตรฐาน S-curve จะสร้างขึ้น การใช้ค่าสะสมต่อเนื่องกันของ ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า พล็อตเทียบกับเวลา เราจะได้ S-curve ที่เกิดจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่กำหนดให้ โดยมีผลลัพธ์เป็นกราฟของกราฟน้ำท่า runoff ที่เกิดจากปริมาณฝนส่วนเกินที่มีความเข้ม $\frac{1}{T_1}$ มม/ชม. ตกอย่างต่อเนื่องโดยไม่มีที่สิ้นสุด ดังแสดงในรูปที่ 6.1 a

เมื่อเราต้องการทราบ $U(T_2, t)$ เราก็ทำการพล็อต S-curve (S_2) อีกรูปหนึ่งซึ่งมีลักษณะเหมือน S-curve (S_1) เกือบทุกประการเพียงแต่ว่าเลื่อนจุดเริ่มต้นออกไปเท่ากับช่วงเวลา T_2 ดังแสดงในรูปที่ 6.16 ความแตกต่างระหว่าง S-curve ทั้งสองอันที่ต่างกันเท่ากับ T_2 จะมีค่าเท่ากับกราฟน้ำท่า (runoff) ปริมาณฝนส่วนเกินเท่ากับ $\frac{T_2}{T_1}$ มม. ดังนั้นความแตกต่าง ΔS_t ระหว่าง ordinate ของ S-curve ทั้งสองอันก็คือกราฟน้ำท่า

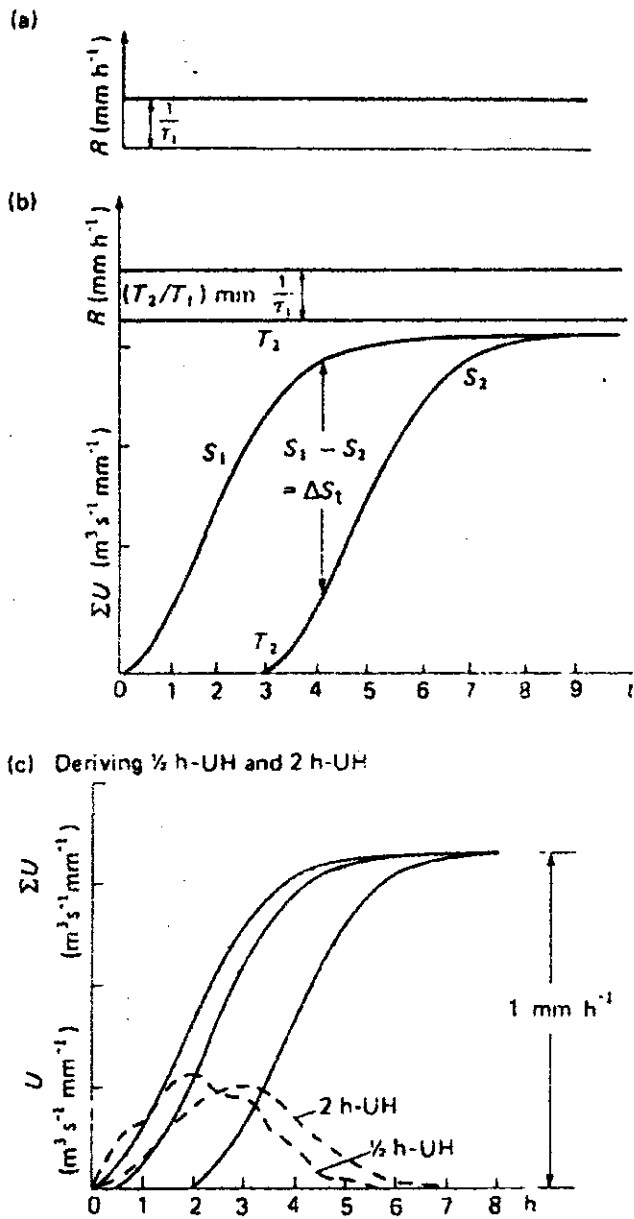
(runoff) ที่เกิดจากปริมาณฝนส่วนเกิน $\frac{T_2}{T_1}$ มม. ที่ตกในช่วงเวลา T_2 ชม. ดังนั้นกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า $U(T_2, t)$ จะแสดงได้โดย

$$U(T_2, t) = \frac{\frac{1}{T_1}(S_1 - S_2)}{\frac{T_2}{T_1}} \quad 6.1.1$$

หรือ

$$U(T_2, t) = \frac{\Delta S t}{T_2} \quad 6.1.2$$

เราต้องการทราบค่าความแตกต่างค่าระหว่างค่าสะสมของ S-curve ทั้งสองอัน ในช่วงระยะเวลาที่สม่ำเสมอ ซึ่งเราสามารถจะทำได้ง่ายและถูกต้องแม่นยำกว่าโดยการใช้ตารางในรูปที่ 6.1 c จะแสดงถึงกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลา 2 ค่า คือ $\frac{1}{2}$ ชม. และ 2 ชม. ที่เกิดจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลาเท่ากับ T_1 โดยมีตารางแสดงการคำนวณในตารางที่ 6.1 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ได้ใหม่นี้ควรจะได้ทำ การตรวจสอบเพื่อดูว่า พื้นที่ภายในกราฟนั้นมีค่าเท่ากับ 1 หน่วยของปริมาณน้ำฝนส่วนเกินหรือไม่ แล้วจึงทำการแก้ไขความที่จำเป็น



รูปที่ 6.1 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลาเปลี่ยนไปจากเดิม

ตารางที่ 6.1 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีฐานเวลาเปลี่ยนไปจากเดิม

เวลา (ชม.) $U(1, t)$ หรือ $1 h UH$ S-curve S-curve S-curve $U(\frac{1}{2}, t)$ หรือ
 เลื่อนไป $\frac{1}{2}$ ชม.difference $\frac{1}{2} h UH$

หา $U(\frac{1}{2}, t)$ หรือ $\frac{1}{2} h UH$

0	0	0	0	0	0
0.5		0.25	0	0.25	0.50
1	0.56	0.58	0.25	0.33	0.66
1.5		1.10	0.38	0.52	1.04
2	1.09	1.67	1.10	0.57	1.14
2.5		2.15	1.67	0.48	0.96
3	0.94	2.61	2.15	0.46	0.92
3.5		2.90	2.61	0.29	0.58
4	0.51	3.12	2.90	0.22	0.44
4.5		3.18	3.12	0.06	0.12
5	0.12	3.24	3.18	0.06	0.12
5.5		3.27	3.24	0.03	0.06
6	0.05	3.29	3.27	0.02	0.04
6.5		3.29	3.29	0	0
7	0	3.29	3.29	0	0

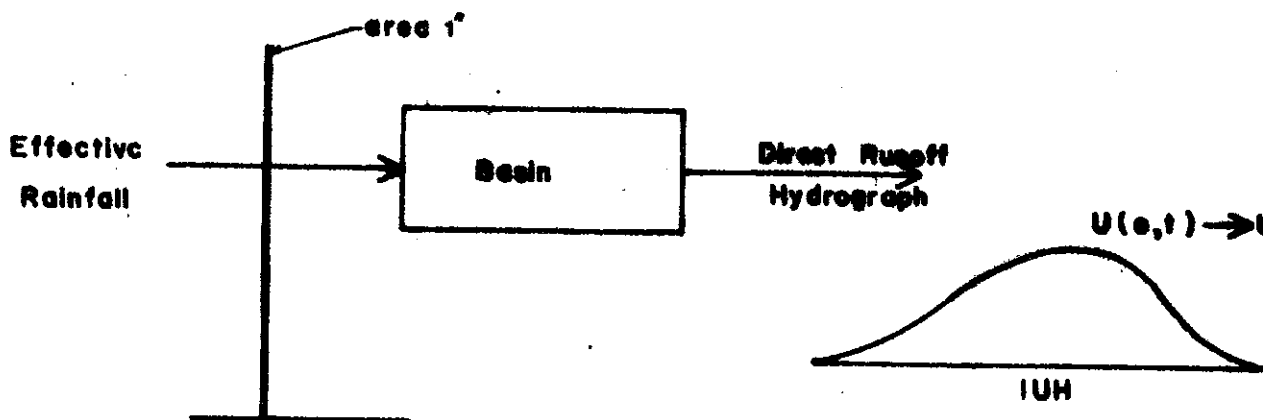
หา $U(2, t)$ หรือ $2h UH$

เลื่อนไป 2 ชม.

0	0	0	0	0	0
1	0.58	0.58		0.58	0.29
2	1.09	1.67	0	1.67	0.83
3	0.94	2.61	0.58	2.03	1.02
4	0.51	3.12	1.67	1.45	0.72
5	0.12	3.24	2.61	0.63	0.32
6	0.05	3.29	3.12	0.17	0.08
7	0	3.29	3.24	0.05	0.03
8			3.29	0	0

6.2 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉับพลัน (Instantaneous Unit Hydrograph)

ในการอธิบายถึงลักษณะการตอบสนองของพื้นที่ลุ่มน้ำ ในขณะที่เราสามารถอธิบายได้ด้วย กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Unit Hydrograph) และ S-curve โดยที่กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า $U(T, t)$ และ $S(t)$ มีความสัมพันธ์กันดังแสดงในสมการที่ 6.1.2 ถ้าเราพิจารณาพื้นที่ลุ่มน้ำเป็นระบบระบบหนึ่งโดยมีฝนเป็น input เข้าสู่ระบบ ถ้าฝนที่ตกลงสู่พื้นที่ลุ่มน้ำนั้นมีปริมาณฝนล้วนเกินเท่ากับ 1 หน่วย (นิ้วหรือมม.) และตกลงในระยะเวลาที่สั้นมาก กราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนที่สมมุติขึ้นนี้ เราเรียกว่า กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉับพลัน (IUH) หรือเรียกว่า Unit impulse response ดังนั้นเราจึงมี IUH อีกตัวหนึ่งซึ่งแสดงถึงการตอบสนองของพื้นที่ลุ่มน้ำนั้น ๆ



จากสมการที่ 6.1.2 เราจะได้ว่า

$$U(T, t) = \frac{S(t) - S(t - T)}{T}$$

สำหรับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉับพลัน เราจะได้ว่า

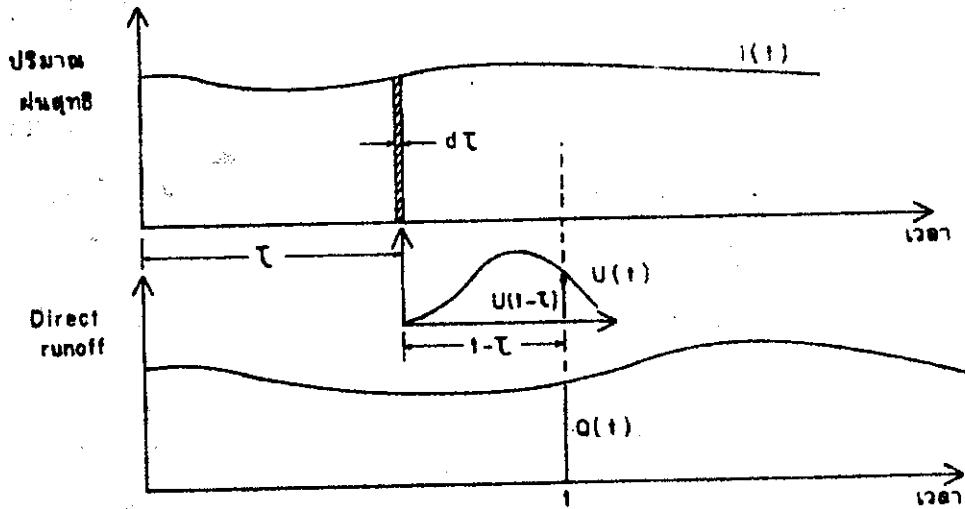
เมื่อ $T \longrightarrow 0$

$$U(o, t) = \frac{ds}{dt}$$

หรือ $U(t) = \frac{ds}{dt}$ 6.2.1

ดังนั้นเราจะเห็นว่าเราสามารถหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉับพลันจาก S-curve ได้

ส่วนความสัมพันธ์ระหว่าง Rainfall และ Runoff จะสามารถแสดงไว้ในรูปของ IUH ได้ทั้งในกรณีที่เป็นข้อมูลที่จับบันทึกอย่างต่อเนื่อง (Continuous Recorded) และข้อมูลแยก (Discrete Recorded) ดังรูปที่ 6.2.1 ถึง 6.2.4

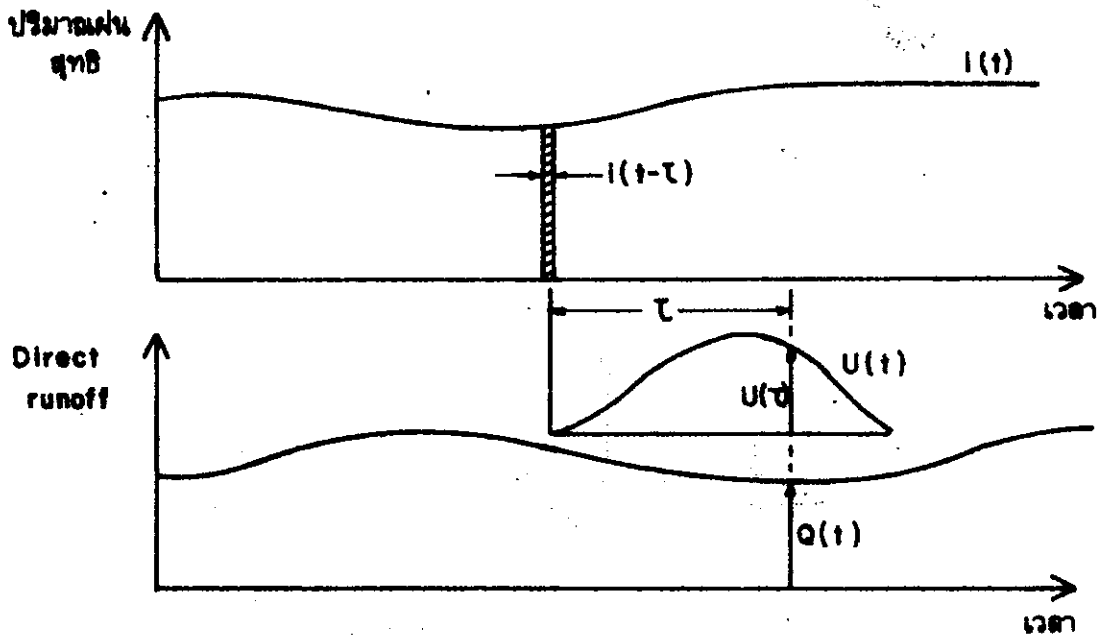


รูปที่ 6.2.1 ความสัมพันธ์ของ Direct runoff กับปริมาณฝนสุทธิ

จากคุณสมบัติของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า เราจะได้ว่า

$$\begin{aligned}
 Q(t) &= \int_{-\infty}^t i(\tau) d\tau \cdot U(t-\tau) \\
 &= \int_{-\infty}^t i(\tau) U(t-\tau) d\tau
 \end{aligned}
 \tag{6.2.2}$$

สมการนี้มีชื่อเรียกว่า Convolution หรือ Duhamel Integral

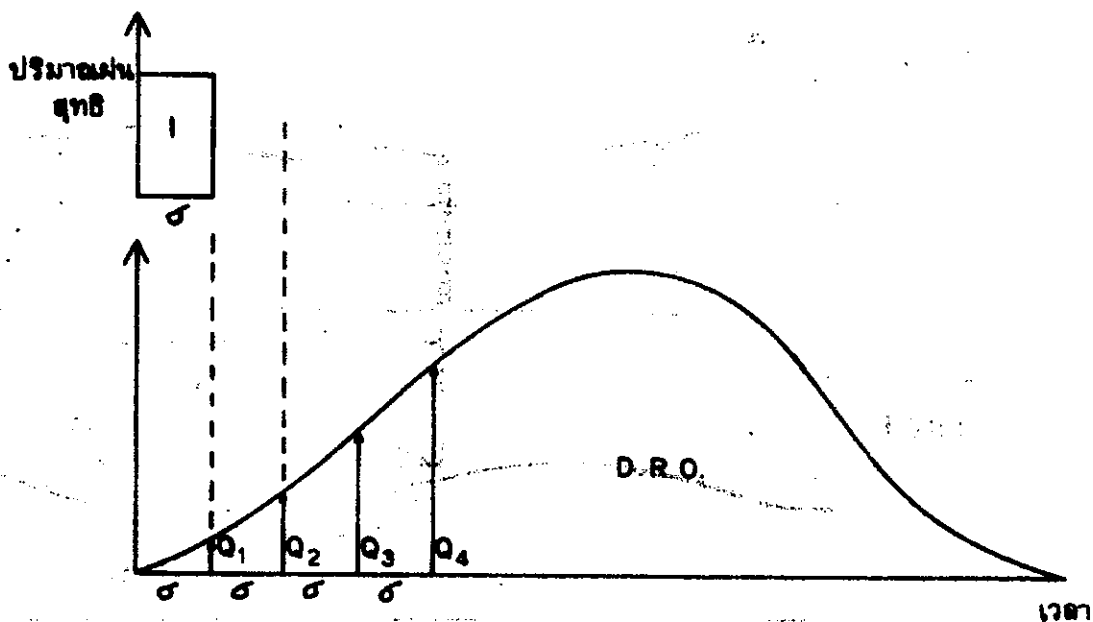


รูปที่ 6.2.2 ความสัมพันธ์ของ Direct runoff กับปริมาณฝนสุทธิ

ทำนองเดียวกันเราจะได้ว่า

$$Q(t) = \int_0^{\infty} i(t-\tau) \cdot U(\tau) d\tau \quad 6.2.3$$

ในสมการที่ 6.2.2 และ 6.2.3 นั้นเป็นสมการที่เราใช้สำหรับกรณีที่เป็นข้อมูลที่จับบันทึกอย่างต่อเนื่อง (Continuous recorded) ตัวอย่างเช่นข้อมูลที่ได้จากเครื่องมือวัดน้ำ ถ้าเป็นข้อมูลแยก (Discrete recorded) เราจะได้ความสัมพันธ์ทั้งในกรณี Single input และกรณี pulse input



รูปที่ 6.2.3 ความสัมพันธ์ของ D.R.O. กับปริมาณฝนสุทธิ

ปริมาณฝนสุทธิที่ใช้อาจจะเป็นปริมาณฝนที่จับบนที่กไว้ประจำวันโดยเครื่องมือวัด

น้ำฝนแบบธรรมดา

จากสมการที่ 6.2.2 และ 6.2.3 เราจะได้

$$Q(t) = \int_0^{\infty} i(t-\tau) U(\tau) d\tau$$

จากรูปที่ 6.2.3 จะได้ว่า

$$Q(\tau) = \int_0^{\sigma} \frac{I}{\sigma} U(\tau) d\tau$$

$$Q(1) = I \int_0^{\sigma} \frac{U(\tau) d\tau}{\sigma}$$

$$= I h(1)$$

$$Q(2) = \int_{\sigma}^{2\sigma} \frac{I}{\sigma} U(\tau) d\tau$$

$$= I \int_{\sigma}^{2\sigma} \frac{U(\tau) d\tau}{\sigma}$$

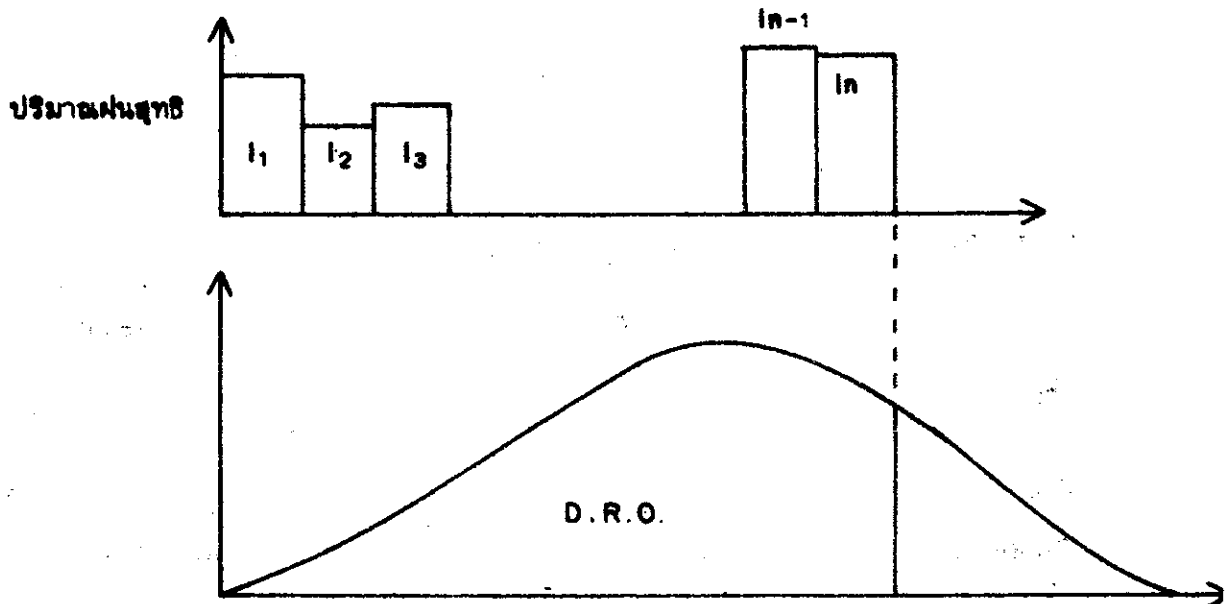
$$= I h(2)$$

.....

$$\begin{aligned}
 Q_n &= \int_{(n-1)\sigma}^{n\sigma} \frac{I}{\sigma} U(\tau) d\tau \\
 &= I \int_{(n-1)\sigma}^{n\sigma} \frac{U(\tau)}{\sigma} d\tau \\
 &= I h(n)
 \end{aligned}$$

เราจะเห็นว่า $h(1)$ ก็คือ ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของ ลุ่มน้ำนั้น ๆ นั่นเอง

สำหรับกรณีที่กำลังข้างต้นเป็นกรณีสำหรับ Single input สำหรับความสัมพันธ์ในกรณีของ pulse input จะได้แสดงให้เห็นดังต่อไปนี้



รูปที่ 6.2.4 ความสัมพันธ์ระหว่าง D.R.O กับปริมาณฝนสุทธิ

จากสมการที่ 6.2.3

$$Q(t) = \int_0^t i(t-\tau) U(\tau) dt$$

ในรูป discrete form ของ convolution integral

$$Q_n = \sum_{s=1}^n I_{n+1-s} h(s)$$

∴ เมื่อ $n = 1, \alpha = 1$

$$Q_1 = I_1 h(1)$$

$$n = 2, \alpha = 2 \quad Q_2 = I_1 h(2) + I_2 h(1)$$

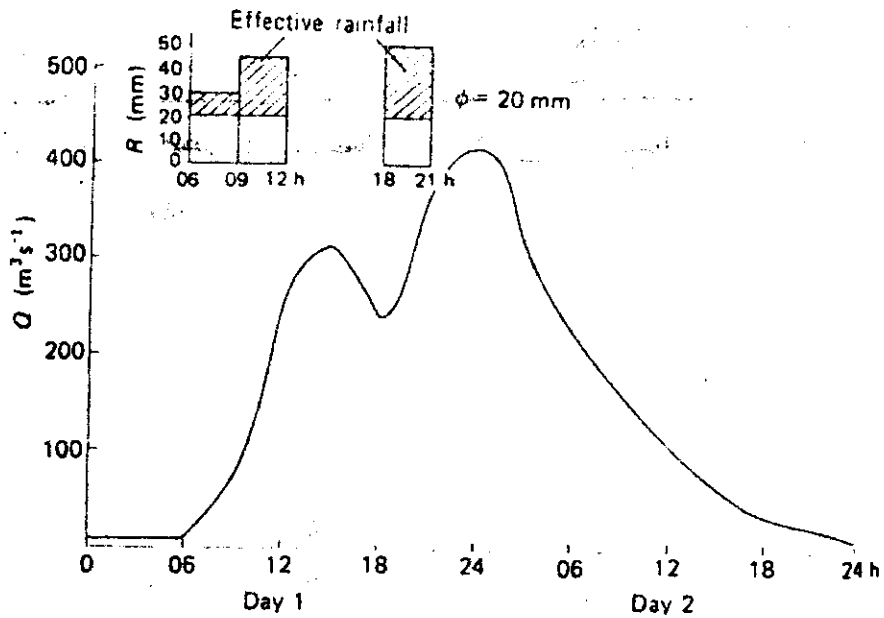
$$n = 3, \alpha = 3 \quad Q_3 = I_1 h(3) + I_2 h(2) + I_3 h(1)$$

.....
.....
.....

$$n = n, \alpha = n \quad Q_n = \sum_{s=1}^n I_{n+1-s} h(s)$$

ซึ่ง $h(1)$ ถึง h_n ก็คือ ordinate ของ Unit Hydrograph ที่เกี่ยวข้องกัน

ตัวอย่างที่ 6.2.1 ในพื้นที่ลุ่มน้ำแห่งหนึ่งมีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า $U(3, t)$ และ Base flow ดังแสดงในตารางที่ 6.2.1 โดยพื้นที่ลุ่มน้ำมีปริมาณฝนตกเป็น 2 ช่วง ดังแสดงในรูปที่ 6.2.1 จงหา กราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝน



รูปที่ 6.2.1 กราฟแสดงกราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝน

ให้ค่า ϕ index เท่ากับ 20 มม. เพราะฉะนั้น Effective rainfall จะมีค่าเท่ากับ 10 มม. ในช่วง 6-9 น. 25 มม. ในช่วง 9-12 น. และ 30 มม. ในช่วง 18-21 น.

6.3 Synthetic Unit Hydrograph

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ได้มาจากข้อมูลของน้ำฝนและน้ำท่าของพื้นที่ลุ่มน้ำใด ๆ จะใช้ได้กับพื้นที่ลุ่มน้ำนั้นและใช้ได้เฉพาะจุดตรงที่มีทำการวัดน้ำท่าแต่สำหรับ Synthetic Unit hydrograph แล้วจะใช้ในการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับตำแหน่งที่จะต้องการทราบปริมาณน้ำท่าที่ตำแหน่งอื่นของพื้นที่ลุ่มน้ำนั้น ๆ หรือสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีลักษณะอย่างเดียวกัน โดยที่ Synthetic Unit hydrograph จะเป็นกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ได้มาจากความสัมพันธ์ของลักษณะต่าง ๆ พื้นที่ลุ่มน้ำ เช่น พื้นที่ ความยาว ความลาดเท รูปปร่าง และ Time of concentration ของลุ่มน้ำกับลักษณะที่สำคัญของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ซึ่งก็ประกอบด้วย อัตราการไหลสูงสุด c_p = ช่วงเวลาจากกึ่งกลางเวลาที่เกิดพายุจนถึงจุดที่เกิดอัตราการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า และฐานเวลาของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

ตารางที่ 6.2.1 ตารางคำนวณหากราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝน

เวลา (ชม.)	$U(3,t)$	เวลา (น.)	$10U(3,t)$	$25U(3,t-3)$	$30U(3,t-6)$	Base flow	Total* flow
0	0	0600	0			10	10
3	6.0	0900	60	0		10	70
6	9.4	1200	94	150		9	253
9	7.1	1500	71	235		8	314
12	5.4	1800	54	1775	0	8	239.5
15	4.0	2100	40	135	180	9	364
18	2.9	2400	29	100	282	10	421
21	1.8	0300	18	72.5	213	10	313.5
24	1.0	0600	10	45	162	11	228
27	0.4	0900	4	25	120	11	160
30	0	1200	0	10	87	12	109
		1500		0	54	12	66
		1800			30	12	42
		2100			12	12	24
		2400			0	12	12

*

$$\text{Total Flow} = \text{Base flow} + 10U(3,t) + 25U(3,t-3) + 30U(3,t-6)$$

วิธีการที่ใช้ในการหา Synthetic Unit Hydrograph ที่มี

- 1) Rational Method
- 2) Time area หรือ isochrome method
- 3) Snyder's method
- 4) SCE Dimensionless Hydrograph
- 5) Taylor & Schwarz

6.3.1 Rational Method

วิธีนี้เป็นวิธีที่นิยมใช้ในการออกแบบระบายน้ำทั้งในพื้นที่เขตเทศบาลมาเป็นเวลานาน ถึงแม้ว่าวิธีนี้จะมีจุดอ่อนอยู่ก็ตาม แต่เพราะสาเหตุที่ว่ามันใช้ทำการคำนวณกันได้ง่าย จึงเป็นที่นิยมใช้กัน แนวความคิดของวิธีนี้ก็คือ มีฝนตกลงมาในพื้นที่อย่างฉับพลัน ด้วยอัตราความเข้มของฝน I และตกอย่างต่อเนื่องกันไปอย่างไม่มีที่สิ้นสุด อัตราการเกิดน้ำท่าจะเพิ่มขึ้นจนกระทั่งถึงเวลาที่น้ำจากจุดไกลที่สุดไหลมาถึงทางออก (T_c , Time of concentration) ผลคูณของความเข้มของฝน I และพื้นที่ลุ่มน้ำ A ก็คืออัตราการไหลเข้าของระบบ IA และอัตราส่วนของอัตราการไหลดังกล่าวต่ออัตราการไหลสูงสุด Q (ซึ่งเกิดขึ้นมีเวลา T_c) เราเรียก ว่า Runoff coefficient $C(0 < C < 1)$ ซึ่งแสดงอยู่ใน Rational Formula

$$Q = CIA$$

6.3.1

เมื่อ

- C = Runoff coefficient และเป็นลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำ
- I = ความเข้มของฝนที่เกิดขึ้นในช่วงเวลา T_c
- A = พื้นที่ลุ่มน้ำ

จะสังเกตเห็นว่าวิธีนี้ไม่ได้ใช้ลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำทุก ๆ ตัวในสูตรและค่า Runoff coefficient C เป็นตัวแปรที่มีข้อผิดพลาดมากที่สุดของวิธีการนี้ การใช้ค่านี้ในสูตรแสดงว่าอัตราส่วนของอัตราของน้ำท่าสูงสุดต่ออัตราการเกิดฝนสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำมีค่าคงที่ ซึ่งไม่ตรงกับความเป็นจริง การเดีอกค่า runoff coefficient ที่เหมาะสมนั้นขึ้นอยู่กับการศึกษาและประสบการณ์ของนักอุทกวิทยา สัดส่วนของปริมาณฝนทั้งหมดที่จะมาถึงจุดที่ระบายน้ำออกขึ้นอยู่กับ เฮอร์-เชนส์การซึมน้ำของพื้นที่ ความลาดเท และลักษณะการขังน้ำ (Ponding) ของพื้นที่ พื้นที่

น้ำซึมผ่านไม่ได้ เช่น asphalt และหลังคาอาคารต่าง ๆ จะทำให้เกิด runoff ขึ้นเกือบ 100 % หลังจากที่ดินนั้นเปียกอย่างทั่วถึงกันหมดแล้ว ไม่ว่าพื้นผิวนั้นจะมีความลาดเทเท่าใด การตรวจตราในสนามและโดยใช้ภาพถ่ายทางอากาศ จะช่วยให้การพิจารณาพื้นผิวในเขตการระบายน้ำ ได้ดีขึ้น นอกจากนี้ runoff coefficient ยังขึ้นอยู่กับลักษณะและสภาพของดินอีกด้วย อัตราการซึมผ่านของดินจะลดลงเมื่อมีฝนตกอย่างต่อเนื่องไปเรื่อย ๆ และยังคงขึ้นอยู่กับความชื้นของดิน ก่อนเกิดฝนอีกเช่นเดียวกัน ปัจจัยอื่น ๆ ที่มีผลกระทบกับค่า runoff coefficient ก็มี ความชื้นของผืน ความลึกของน้ำใต้ดิน การอัดตัวของดิน ความพรุนของดินชั้นล่าง ความลาดเทของพื้นดิน และ depression storage เราจะต้องเลือกสัมประสิทธิ์ที่เหมาะสมตามลักษณะของผลกระทบของปัจจัยทั้งหมดที่กล่าวมานี้

ส่วน T_c ของพื้นที่ลุ่มน้ำในทางการเกษตรจะหาได้จาก

$$T_c = 0.0078 \left(\frac{L}{S^{0.5}} \right)^{0.77} \quad 6.3.2$$

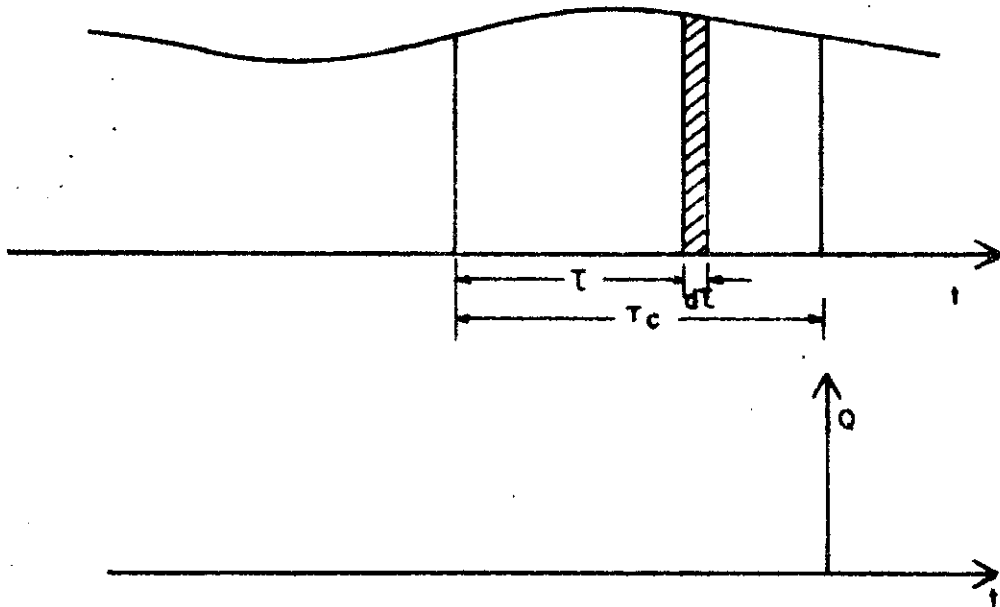
สูตรนี้แนะนำให้ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก โดยมี

L = เป็นระยะทางยาวที่สุดไปความลำนํ้าจนถึงจุดไกลสุดเป็น ฟุต

S = ความลาดเทของพื้นที่รับน้ำ

ต่อไปเราจะหาการพิสูจน์ว่า Impulse response function ของวิธี

Rational method นั้นไม่สมเหตุสมผลกับความเป็นจริง



ความเข้มของฝนเฉลี่ย

$$I = \frac{\int_{t-T_c}^t i(t) dt}{T_c}$$

$i(t)$ = ความเข้มของฝนที่เกิดขึ้นอย่างแท้จริง

แทนค่าลงในสูตร 6.3.1

$$\begin{aligned} Q &= \int_{t-T_c}^t i(t) \frac{CA}{T_c} dt \\ &= \int_0^{T_c} i(t-\tau) \cdot \frac{CA}{T_c} d\tau \end{aligned}$$

เปรียบเทียบกับสมการ Convolution Integral ที่ 6.2.3

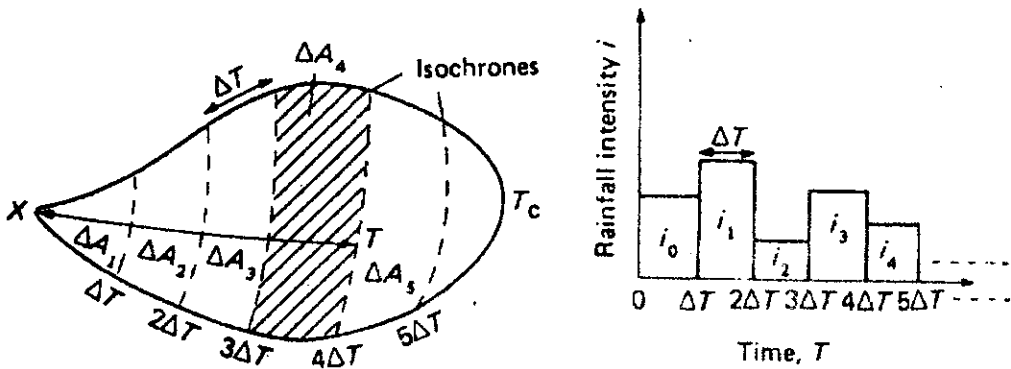
$$Q(t) = \int_0^{\infty} i(t-\tau) U(\tau) d\tau$$

จะเห็นว่า $U(\tau) = \frac{CA}{T_c}$ ซึ่งแสดงว่าสมการ Rational method

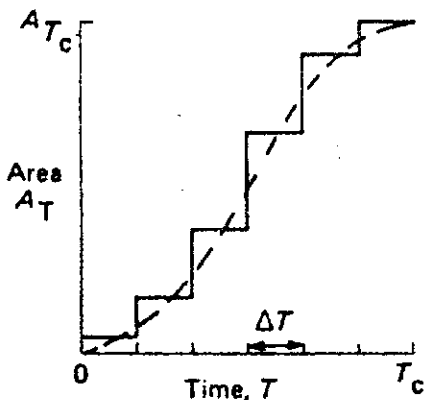
นั้นมีจุดอ่อนโดยที่ Unit hydrograph เป็นค่าคงที่ ในช่วงเวลา T_c เท่ากับ $\frac{CA}{T_c}$ ซึ่งไม่เป็นความจริง

6.3.2 Time area หรือ Isochrone method

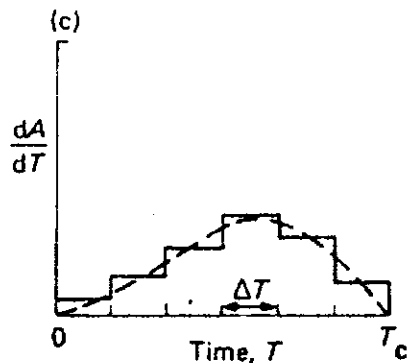
วิธี Time-area method เป็นวิธีหาน้ำท่าหรืออัตราการไหลของน้ำในแม่น้ำลำคลองจากปริมาณน้ำฝน อาจพิจารณาได้ว่าเป็นวิธีที่ขยายและปรับปรุงมาจากวิธี Rational Method อัตราการไหลสูงสุด Q_p ก็คือผลรวมของการไหลที่เกิดจากพื้นที่รับน้ำที่ถูกแบ่งเป็นส่วนย่อย ๆ ที่ทำให้เกิดการไหลของน้ำถึงทางน้ำในเวลาเดียวกัน (Isochrones) วิธีการนี้แสดงอยู่ในรูปที่ 13.1a การไหลของน้ำที่เกิดจากพื้นที่แต่ละส่วนย่อยในช่วงเวลา $T-\Delta T$ ถึง T จะได้มาจากการคูณค่าเฉลี่ยของความเข้มของฝน (i) จาก



(a) Rainfall bar graph and catchment showing isochrones of travel time



(b) Time-area curve



(c) Time-area-concentration curve

รูปที่ 6.3.2.1 Time area method

ช่วงเวลาดังกล่าวกับพื้นที่ส่วนย่อยนั้น (ΔA) ดังนั้น Q_4 จะนิยตรากการไหลที่ X เมื่อเวลา t ชม. เท่ากับ

$$Q_4 = i_3 \Delta A_1 + i_2 \Delta A_2 + i_1 \Delta A_3 + i_0 \Delta A_4$$

$$Q_T = \sum_{k=1}^T i(n-k) \Delta A(k) \quad 6.3.2.1$$

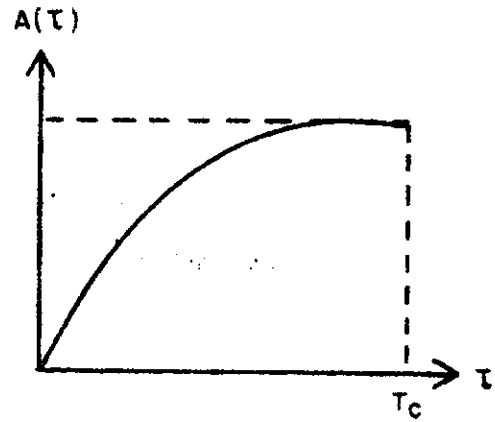
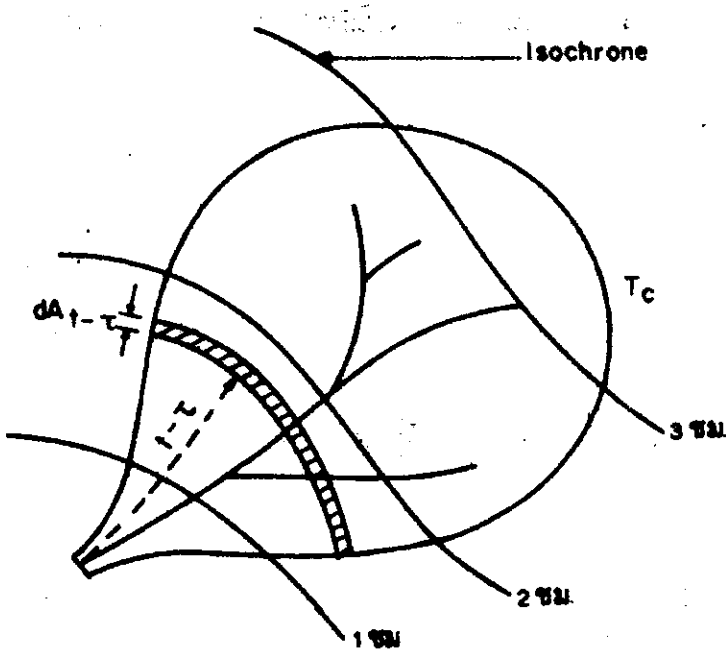
เหมือนกับในวิธี Rational Method วิธีนี้ก็เลือกใช้เวลาที่ T_c เป็นเวลาที่จะเกิดอัตราการไหลสูงสุดที่จุด X ดังนั้น

$$Q_p = \sum_{k=1}^n i(n-k) \Delta A(k) \quad 6.3.2.2$$

เมื่อ n จำนวนของพื้นที่รวมอยู่ที่อยู่ระหว่างเส้น isochrone ซึ่งมีค่าเท่ากับ $\frac{T_c}{\Delta T}$ X ก็คือ counter

ดังนั้นจึงเห็นได้ว่าวิธีการนี้ได้หลีกเลี่ยงจุดอ่อนของวิธี Rational method ที่สมมุติให้ฝนตกด้วยความเข้มอย่างสม่ำเสมอในช่วงเวลา T_c เสียโดยการที่ใช้การไหลของน้ำได้เกิดจากพื้นที่แต่ละส่วนย่อย และโดยการใช้ค่าความเข้มของฝนแบ่งแยกออกเป็นช่วงสั้น ๆ ที่มีฝนสม่ำเสมอตามช่วงเวลาของเส้น isochrone

ในตอนนี้เราจะกล่าวถึงสมมุติฐานของกราฟน้ำท่าของวิธี Time-area method



เราต้องทราบอัตราการไหลที่เวลา t

เราจะได้ว่า

$$dQ = i(\tau) dA_{t-\tau}$$

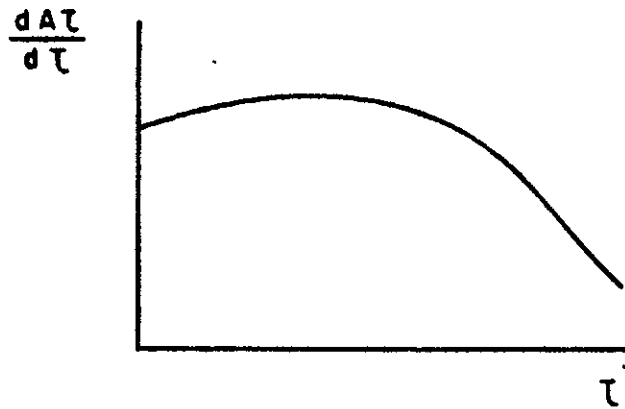
หรือ $dQ = i(t-\tau) dA_{\tau}$

$$Q = \int_0^{\infty} i(t-\tau) dA_{\tau}$$

$$= \int_0^{\infty} i(t-\tau) \frac{dA}{d\tau} \tau d\tau$$

6.3.2.3

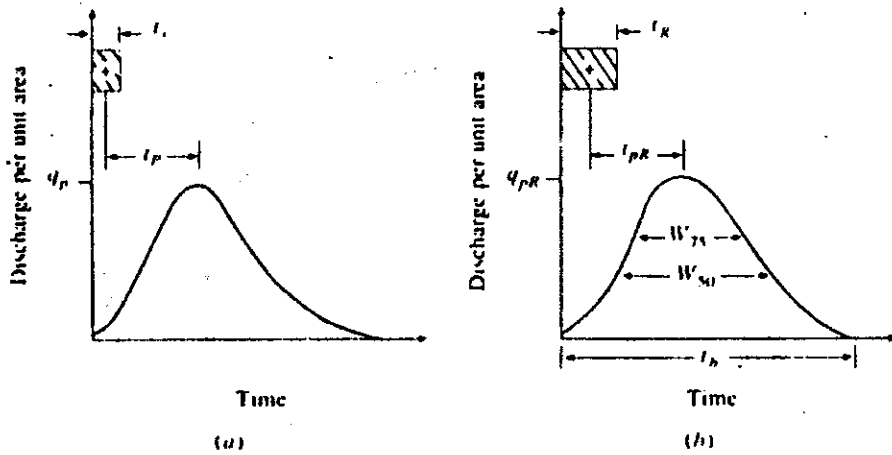
จาก Time-area plot ดังรูปข้างบนหรือรูปที่ 6.3.3.1 b เราจะสามารถพล็อตกราฟข้างล่างนี้ได้



กราฟข้างบนนี้เราเรียกว่า Time-area concentration curve มีไว้เพื่อสำหรับใช้กับสมการที่ 6.3.2.3 เพื่อหาอัตราการไหลได้ เมื่อเปรียบเทียบกับสมการที่ 6.3.2.3 กับ Convolution integral สมการที่ 6.2.3 เราจะได้ว่าวิธีนี้ใช้ $IUH = \frac{dA}{d\tau}$ ซึ่งใกล้เคียงกับความเป็นจริงมากกว่า

6.3.3 Snyder's method

ในการศึกษาของพื้นที่ลุ่มน้ำที่ตั้งอยู่ในที่สูงของสหรัฐอเมริกา และมีขนาดตั้งแต่ 10 ถึง 10,000 ไมล์² Snyder (1938) พบความสัมพันธ์แบบ Synthetic สำหรับลักษณะบางประการของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐาน (Synthetic Unit hydrograph) ความสัมพันธ์นี้หลังจากที่ทำการปรับแก้แล้วจะได้แสดงไว้ในช่วงต่อไป จากความสัมพันธ์นี้ เราสามารถใช้คำนวณหาลักษณะของกราฟน้ำท่าที่ต้องการ (Required Unit hydrograph) ได้ 5 อย่างคือ อัตราการไหลสูงสุดต่อพื้นที่ลุ่มน้ำ q_{PR} , basin lag t_{PR} (เป็นเวลาที่ต่างกันระหว่างจุดศูนย์กลางของปริมาณน้ำฝนส่วนเกิน, excess rainfall hyetograph และของค่าสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า) ฐานเวลาของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า, t_b , และความกว้าง w (เป็นหน่วยของเวลา) ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ 50 และ 75 เปอร์เซ็นต์ของอัตราการไหลสูงสุดโดยใช้ลักษณะต่าง ๆ เหล่านี้เราจะสามารถเขียนกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ต้องการได้ ตัวแปรต่าง ๆ ได้แสดงไว้ในรูปที่ 6.3.3.1



รูปที่ 6.3.3.1 Snyder's synthetic unit hydrograph (a)
 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐาน (Standard unit hydrograph)
 (b) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ต้องการ (Required unit hydrograph)

Snyder ได้ให้คำจำกัดความว่ากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐานเป็นกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีความนานของฝน (Rainfall duration) t_r ที่มีความสัมพันธ์กับ basin lag t_p ดังต่อไปนี้

$$t_p = 5.5 t_r \quad 6.3.3.1$$

สำหรับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐาน Snyder พบว่า

1. มี basin lag เท่ากับ

$$t_p = C_1 C_t (L L_c)^{0.3} \quad 6.3.3.2$$

เมื่อ t_p มีหน่วยเป็น ชม.

L = ความยาวของทางน้ำหลักจากปากทางออก (outlet) จนถึงปลายสุดทางค้ำตัน เป็นกิโลเมตร (หรือไมล์)

L_c = เป็นระยะทางเป็นกิโลเมตร (ไมล์) จากปากทางออกจนถึงจุดบนทางน้ำที่ใกล้กับจุดศูนย์ถ่วงของพื้นที่ลุ่มน้ำมากที่สุด

$$C_u = 0.75 \quad (1.0 \text{ สำหรับระบบอังกฤษ})$$

C_u = เป็นสัมประสิทธิ์ที่ได้จากพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีการวัดน้ำทำไว้ในภูมิภาคเดียวกัน

2. อัตราการไหลสูงสุดต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ลุ่มน้ำเป็น $m^3/วินาที-กม^2$ (cfs/ไมล์) ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐานมีค่าเท่ากับ

$$q_p = \frac{C_u C_p}{t_p} \tag{6.3.3.3}$$

เมื่อ $C_2 = 2.75$ (640 สำหรับระบบอังกฤษ)

และ $C_p =$ สัมประสิทธิ์ที่ได้จากพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีการวัดน้ำทำไว้ในภูมิภาคเดียวกัน

ในการคำนวณหา C_c และ C_p สำหรับลุ่มน้ำที่มีการวัดน้ำท่า เราจะทำการจัดค่าของ L และ L_c จากแผนที่ลุ่มน้ำ จากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของลุ่มน้ำที่เกิดขึ้น (Derived unit hydrograph) เราก็จะทราบความนานของปริมาณฝนสุทธิ t_R เป็นชั่วโมง ค่า basin lag t_{PR} เป็นชั่วโมงและอัตราการไหลสูงสุดต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ลุ่มน้ำ q_{PR} เป็น $m^3/s.Km^2.CM.$ (cfs/mi² in ในระบบอังกฤษ) ถ้า $t_{PR} = 5.5 t_R$ แสดงว่า $t_R = t_r, t_{PR} = t_p$ และ $q_{PR} = q_p$ ทั้งนี้เราจึงสามารถคำนวณหา C_c และ C_p จากสมการที่ 6.3.3.2 และ 6.3.3.3 ได้ ถ้า t_{PR} มีค่าแตกต่างไปจาก $5.5 t_R$ ค่อนข้างมาก เราจะได้ Standard basin lag เท่ากับ

$$t_p = t_{PR} + \frac{t_r - t_R}{4} \tag{6.3.3.4}$$

โดยใช้สมการ 6.3.3 และ 6.3.3.4 ในการแก้สมการหาค่า t_r และ t_p ดังนั้นค่าของ C_c และ C_p จะสามารถคำนวณได้จากสมการที่ 6.3.3.2 และ 6.3.3.3 ได้โดยใช้ $q_{PR} = q_p$ และ $t_{PR} = t_p$

เมื่อเรามีพื้นที่ลุ่มน้ำที่ไม่ได้ทำการวัดปริมาณน้ำท่าไว้ และมีคุณสมบัติคล้ายคลึงกับพื้นที่ลุ่มน้ำที่ทำการวัดปริมาณน้ำท่าไว้ เราสามารถใช้สัมประสิทธิ์ C_c และ C_p ของพื้นที่ลุ่มน้ำที่ทำการวัดปริมาณน้ำท่าไว้ ในสมการข้างบน ในการหา Synthetic unit hydrograph ที่ต้องการ สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่ไม่ได้ทำการวัดปริมาณน้ำท่าไว้

3. ความสัมพันธ์ระหว่าง q_p และอัตราการไหลสูงสุดของพื้นที่ลุ่มน้ำหนึ่งหน่วย q_{PR} ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ต้องการ

$$q_{PR} = \frac{q_p t_p}{t_{PR}} \quad 6.3.3.5$$

4. ความยาวของฐานเวลา t_b (base time) เป็นชั่วโมงของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า สามารถคำนวณหาได้จากหลักเบื้องต้นที่ว่าพื้นที่ภายใต้เส้นกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจะมีค่าเท่ากับ Direct runoff 1 ชม. (1 นิ้วในระบบอังกฤษ) โดยสมมติว่ากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามีรูปร่างเป็นสามเหลี่ยม เราจะประเมินความยาวของฐานเวลาได้จาก

$$t_b = \frac{C_3}{q_{PR}} \quad 6.3.3.6$$

เมื่อ $C_3 = 5.56$ (1290 ในระบบอังกฤษ)

5. ความกว้างเป็นชั่วโมงของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีอัตราการไหลเท่ากับเปอร์เซ็นต์ที่แน่นอนของอัตราการไหลสูงสุด q_{PR} จะหาได้จาก

$$W = C_w q_{PR}^{-1.08} \quad 6.3.3.7$$

เมื่อ $C_w = 1.22$ (440 ในระบบอังกฤษ) สำหรับความกว้างที่ 75

เปอร์เซ็นต์และ 2.14 (770 ระบบอังกฤษ) สำหรับความ

กว้างที่ 50 เปอร์เซ็นต์

ตัวอย่างที่ 6.3.3.1

จากแผนที่ลุ่มน้ำของ Watershed ที่กำหนดให้ เราได้ทำการวัดค่าต่อไปนี้คือ

$L = 150$ กม. $L_c = 75$ กม. และมีพื้นที่ = 3500 กม² จากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่หาได้ของลุ่มน้ำนี้ เราได้ทำการหาค่า $t_R = 12$ ชม. $t_{PR} = 34$ ชม. และอัตราการไหลสูงสุด = 157.5 ม³/วินาที. ชม. จงหาค่าสัมประสิทธิ์ C_t และ C_p สำหรับ Synthetic unit hydrograph ของพื้นที่ลุ่มน้ำนี้

วิธีทำ จากข้อมูลที่กำหนดให้ $5.5 t_R = 66$ ชั่วโมง ซึ่งแตกต่างจาก t_{PR} (34 ชั่วโมง) ก่อนข้างมาก ดังนั้นจากสมการที่ (6.3.3.4) จะได้ว่า

$$\begin{aligned}t_p &= t_{PR} + \frac{t_r - t_R}{4} \\ &= 34 + \frac{t_r - 12}{4}\end{aligned}$$

แทนค่า $t_p = 5.5 t_r$ สำหรับ Standard Unit Hydrograph

จะได้ $t_r = 5.9$ ชั่วโมง และ $t_p = 32.5$ ชั่วโมง

จากสมการที่ 6.3.3.2

$$\begin{aligned}t_p &= C_1 C_t (L L_c)^{0.3} \\ 32.5 &= 0.75 C_t (150 \times 75)^{0.3} \\ C_t &= 2.65\end{aligned}$$

อัตราการไหลสูงสุดต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ $q_{PR} = 157.5/3500$
 $= 0.045 \text{ ม}^3/\text{วินาที.กม}^2 \text{ ชม.}$

จากสมการที่ 6.3.3.3 เราจะคำนวณหา C_p โดยใช้ $q_p = q_{PR}$ และ $t_p = t_{PR}$

$$\begin{aligned}q_{PR} &= \frac{C_2 C_p}{t_{PR}} \\ C_p &= 0.56\end{aligned}$$

ตัวอย่างที่ 6.3.3.2

จงคำนวณหา synthetic unit hydrograph ที่เกิดจากพายุฝนนาน 6 ชั่วโมง
ของพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีขนาด 2500 กม^2 โดยมี $L = 100 \text{ กม.}$ และ $L_c = 50 \text{ กม.}$ พื้นที่ลุ่มน้ำ
ที่เป็นพื้นที่ระบายน้ำส่วนย่อยของลุ่มน้ำในตัวอย่างที่ 6.3.3.1

วิธีทำ

$C_t = 2.65$ และ $C_p = 0.56$ จากตัวอย่างที่ 6.3.3.1 นั้น ก็สามารถ
ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำนี้ได้ ดังนั้นจากสมการที่ 6.3.3.2 เราจะได้ว่า

$$t_p = 0.75 \times 2.65 \times (100 \times 50)^{0.3}$$
$$= 25.5 \text{ ชั่วโมง}$$

และจากสมการที่ 6.3.3.1 จะได้

$$t_r = \frac{25.5}{5.5} = 4.64 \text{ ชั่วโมง}$$

สำหรับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝนนาน 6 ชั่วโมง

$$t_R = 6 \text{ ชั่วโมง}$$

จากสมการที่ 6.3.3.4 จะได้ว่า

$$t_{PR} = t_p - \frac{t_r - t_p}{4}$$
$$= 25.5 - \frac{(4.64 -)}{4}$$
$$= 25.8 \text{ ชั่วโมง}$$

จากสมการที่ 6.3.3.3 จะได้

$$q_p = \frac{2.75 \times 0.56}{25.5}$$
$$= 0.0604 \text{ ม}^3/\text{วินาที.กม}^2.\text{ชม.}$$

และจากสมการที่ 6.3.3.5 จะได้

$$q_{PR} = \frac{0.0604 \times 25.5}{25.8} = 0.0597 \text{ ม}^3/\text{วินาที.กม}^2.\text{ชม.}$$

$$\therefore \text{อัตราการไหลสูงสุด} = 0.0597 \times 2500 = 149.2 \text{ ม}^3/\text{วินาที.ชม.}$$

หาความกว้างของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากสมการที่ 6.3.3.7 ที่ 75 % ของอัตราการไหล

$$\text{สูงสุด} \quad w = 1.22 q_{PR}^{-1.08}$$
$$= 1.22 \times 0.0597^{-1.08} = 25.6 \text{ ชั่วโมง}$$

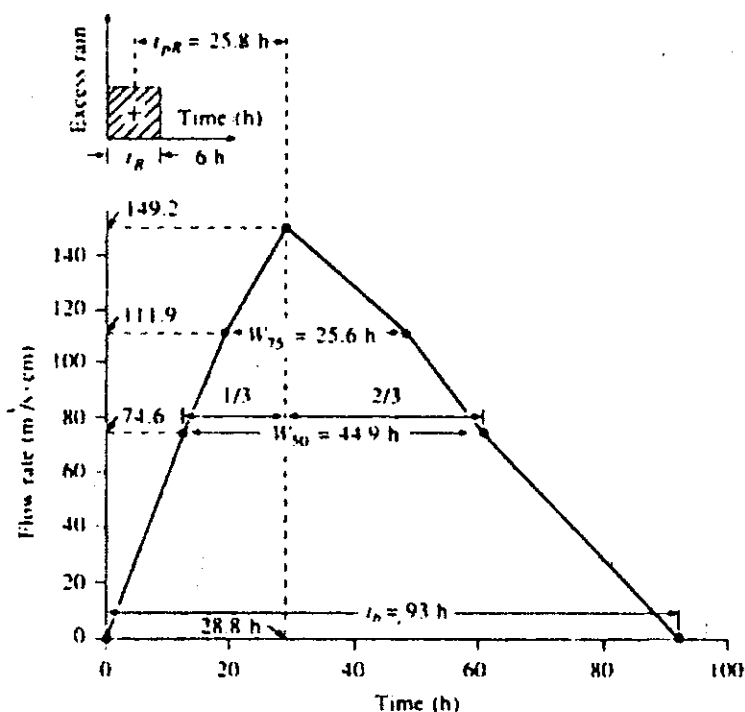
ในท่านองเดียวกันนี้ 50 % ของอัตราการไหลสูงสุด. $w = 44.9 \text{ ชั่วโมง}$

Base time จะหาได้จากสมการที่ 6.3.3.6 คือ $f_b = \frac{5.56}{q_{PR}}$

$$= \frac{5.56}{0.0597}$$

$$= 93 \text{ ชั่วโมง}$$

เสร็จแล้วจึงทำการลากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยทำการปรับจนกระทั่งได้กราฟที่เกิดจากปริมาณฝนสุทธิ 1 ซม. ดังแสดงในรูปที่ 6.3.3.2



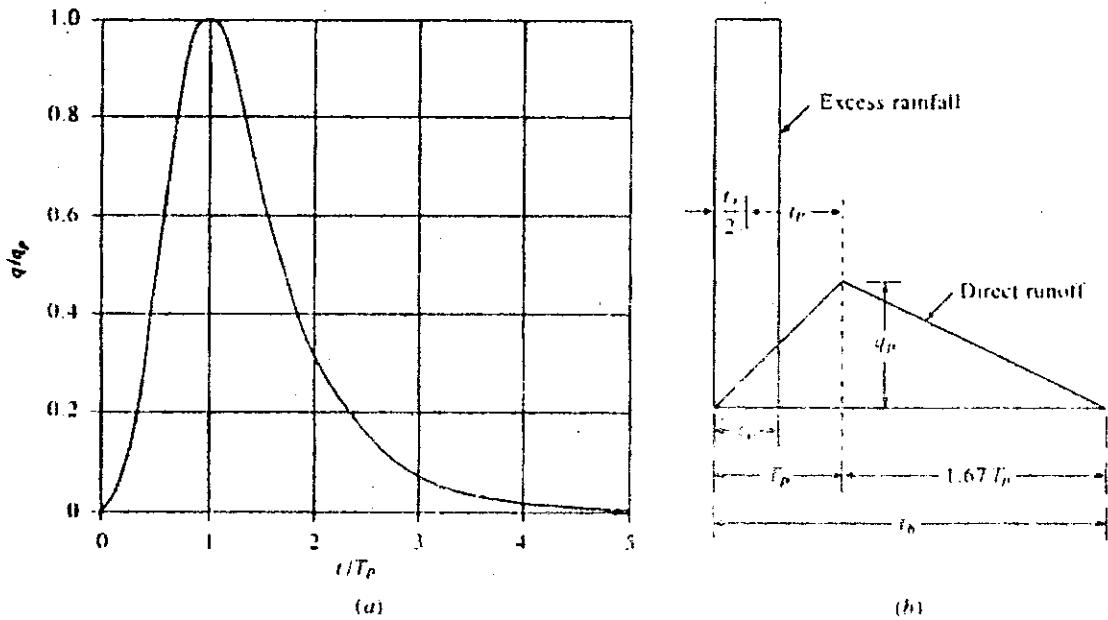
รูปที่ 6.3.3.2 Synthetic unit hydrograph โดยวิธี Snyder's method

6.3.4 SCS Dimensionless Hydrograph

SCS Dimensionless hydrograph เป็น synthetic unit hydrograph ซึ่งมีอัตราการไหลแสดงเป็นอัตราส่วนของ อัตราการไหล, q คืออัตราการไหลสูงสุด q_p และ เวลาแสดงเป็นอัตราส่วนของเวลา, t คือเวลาที่กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามีอัตราการไหลเพิ่มจาก ศูนย์ถึงค่าสูงสุด T_p กำหนดค่าอัตราการไหลสูงสุดและ lag time สำหรับช่วงเวลาที่เกิด ปริมาณฝนสุทธิ เราสามารถประเมินหากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจาก synthetic dimensionless hydrograph สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่กำหนดให้ รูปที่ 6.3.4.1 (a) แสดงถึง dimensionless

hydrograph ดังกล่าวซึ่งสร้างขึ้นมาจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของพื้นที่ลุ่มน้ำต่าง ๆ ชนิดกัน ค่าของ T_p และ q_p อาจจะได้จากการใช้รูปแบบอย่างง่าย ๆ ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบสามเหลี่ยมดังแสดงในรูปที่ 6.3.4.1 (b) โดยเวลาที่หน่วยเป็นชั่วโมงและอัตราการไหลเป็น $m^3/วินาที.ชม.$ (หรือ cfs /นิ้ว)

จากการตรวจสอบกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าเป็นจำนวนมาก SCS (Soil Conservation Service ของสหรัฐอเมริกา) แนะนำให้ใช้เวลาของการตกอย (Time of recession) ประมาณเท่ากับ $1.67 T_p$ เนื่องจากว่าพื้นที่ภายใต้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจะต้องเท่ากับ Direct runoff 1 ชม. (หรือ 1 นิ้ว) เรา



รูปที่ 6.3.4.1 Soil Conservation Service synthetic unit hydrograph

(a) Dimensionless hydrograph (b) Triangular unit hydrograph

จะได้ว่า

$$q_p = \frac{CA}{T_p}$$

6.3.4.1

เมื่อ $C = 2.08$ (483.4 ในระบบอังกฤษ)

$A =$ พื้นที่ลุ่มน้ำเป็นตารางกิโลเมตร (ตารางไมล์)

นอกจากนี้ ในการศึกษากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีขนาดใหญ่และเล็กจำนวนมาก แสดงให้เห็นว่า basin lag $t_p \approx 0.6 T_c$ เมื่อ T_c คือ time of concentration ของพื้นที่ลุ่มน้ำ ดังแสดงในรูปที่ 6.3.4.1 time of rise T_p สามารถจะแสดงอยู่ในรูปของ lag time t_p และช่วงเวลาที่เกิดปริมาณฝนสุทธิ

$$T_p = \frac{t_r}{2} + t_p \quad 6.3.4.2$$

ตัวอย่างที่ 6.3.4.1 จงสร้าง SCS unit hydrograph ที่เกิดจากฝนสุทธินาน 10 นาที สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีพื้นที่เท่ากับ 3.0 km^2 และมี time of concentration เท่ากับ 1.25 ชั่วโมง

วิธีทำ

$$\begin{aligned} t_r &= 10 \text{ นาที} = 0.166 \text{ ชั่วโมง} \\ \text{lag time } t_p &= 0.6 T_c = 0.6 \times 1.25 = 0.75 \text{ ชั่วโมง} \\ \text{rise time } T_p &= \frac{t_r}{2} + t_p = \frac{0.166}{2} + 0.75 = 0.833 \text{ ชั่วโมง} \end{aligned}$$

จากสมการที่ 6.3.4.1 $q_p = \frac{2.08 \times 3.0}{0.833} = 7.49 \text{ ม}^3/\text{วินาที.ชม.}$

แล้วทำการเปลี่ยน Dimensionless unit hydrograph ในรูป 6.3.4.1 ให้เป็นกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่ต้องการ โดยการคูณค่าในแกนนอนด้วย T_p และในแกนตั้งด้วย q_p หรือทำการลาก triangular unit hydrograph โดยมี $t_b = 2.67 T_p = 2.22$ ชั่วโมง แล้วทำการตรวจสอบว่าความลึกของ Direct runoff มีค่าเท่ากับ 1 ซม.

6.3.5 วิธีของ Taylor และ Schwarz

นาย Taylor และ Schwarz ได้ทำการศึกษาปริมาณน้ำท่วม 25 ลูกในพื้นที่ลุ่มน้ำ 20 แห่ง ที่มีขนาดตั้งแต่ 52 ถึง 4150 ตร.กม. ความไม่แน่นอนของวิธีของ Synder ในการเปลี่ยนแปลงของค่าสัมประสิทธิ์ได้ถูกขจัดออกไป โดยการใช้ความลาดเทเฉลี่ยของลำน้ำสายใหญ่

$$\frac{1}{S^{1/2}} = \frac{1}{N} \left[\frac{1}{S_1^{1/2}} + \frac{1}{S_2^{1/2}} + \frac{1}{S_3^{1/2}} + \dots + \frac{1}{S_n^{1/2}} \right] \quad 6.3.5.1$$

เมื่อ s_1, s_2, \dots, s_n เป็นความลาดเทของลำน้ำในแต่ละช่วงจำนวน N ช่วงติดต่อกัน แต่ละช่วงจะมีความยาวเท่ากับ L/N , L เป็นความยาวทั้งหมดของลำน้ำ

ค่า Basin lag ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ t_R หาได้

ดังนี้

$$t_{pR} = c' e^{m' t_R} \dots\dots\dots 6.3.5.2$$

เมื่อ t_R และ t_{pR} เป็นชั่วโมง และ e มีค่าเท่ากับ 2.7183

$$c' = 0.6/S^{1/2} \dots\dots\dots 6.3.5.3$$

และ $m' = 0.212/(LL_c)^{0.36} \dots\dots\dots 6.3.5.4$

ค่าอัตราการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า, q_{pR} หาจากสมการต่อไปนี้

$$q_{pR} = C'' e^{m'' t_R} \times A \dots\dots\dots 6.3.5.5$$

เมื่อ q_{pR} มีหน่วยเป็นลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที, A เป็นพื้นที่ลุ่มน้ำมีหน่วยเป็นตารางไมล์ ค่า L และ L_c มีหน่วยเป็นไมล์

$$C'' = 1800 m' \dots\dots\dots 6.3.5.6$$

และ $m'' = 0.121 S^{0.142} - m' - 0.05$

ค่าระยะเวลาที่ฐานของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (T_R) หาได้จาก

$$T_R = 5 (t_{pR} + t_R/2) \dots\dots\dots 6.3.5.7$$

เมื่อค่า T_R , t_c และ t_{pR} มีหน่วยเป็นชั่วโมง

เมื่อเราทราบค่าของอัตราการไหลสูงสุด, ระยะเวลาที่ฐาน และ Basin lag ทำการสเกตช์รูปร่างของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า โดยพยายามทำให้พื้นที่ใต้รูปมีค่าเท่ากับ หนึ่งหน่วย เพื่อช่วยในการสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าให้ง่ายขึ้น

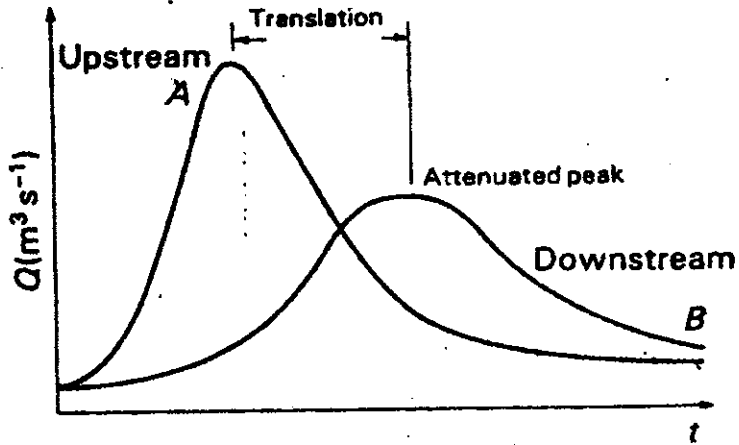
บทที่ 7

การเคลื่อนตัวของน้ำท่วม (Flood Routing)

ปัญหาวิศวกรรมประสมอยู่เป็นประจำในการทำงานที่เกี่ยวข้องกับอุทกวิทยาก็คือ การประเมินทากราพน้ำท่าของแม่น้ำ ณ ตำแหน่งที่กำหนดให้ใด ๆ บนแม่น้ำระหว่างการเกิดน้ำท่วม ปัญหานี้จะแก้ไขได้โดยใช้เทคนิคที่เรียกว่า การเคลื่อนตัวของน้ำท่วม (Flood routing) ซึ่งเป็นขบวนการติดตามพฤติกรรมของ flood hydrograph ที่ทางต้นน้ำหรือท้ายน้ำจากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่งของแม่น้ำ โดยมากแล้วเราจะหา Flood routing จากต้นน้ำลงมาทางด้านท้ายน้ำ ซึ่งเป็นที่ ๆ เราต้องการทราบ flood hydrograph การทำ routing จากท้ายน้ำไปยังต้นน้ำนั้นซับซ้อนมากกว่าและไม่ค่อยมีความต้องการนัก

เมื่อ flood hydrograph เคลื่อนตัวไปทางด้านท้ายน้ำจะเกิดการเปลี่ยนแปลงขึ้น 2 อย่างด้วยกัน ประการแรกที่เราเห็นได้ชัดก็คือ เวลาที่อัตราการไหลสูงสุดจะเกิดขึ้นช้ากว่าที่จุดทางด้านท้ายน้ำ ปรากฏการณ์นี้เราเรียกว่า Translation ประการที่ 2 ขนาดของอัตราการไหลสูงสุดจะลดน้อยลงที่จุดทางด้านท้ายน้ำ รูปร่างของกราฟน้ำท่าจะแบนเรียบออกไป และปริมาตรของน้ำท่วมจะใช้เวลานานกว่าที่เคลื่อนผ่านทางน้ำตอนล่าง การเปลี่ยนแปลงนี้ของกราฟน้ำท่าเราเรียกว่า attenuation จากรูปที่ 7.1

การหากราฟน้ำท่าทางด้านท้ายน้ำ ดังเช่น B ในรูปที่ 7.1 จากกราฟน้ำท่าที่ทำให้เกิดน้ำท่วม A นั้นจำเป็นสำหรับผู้จัดการน้ำในแม่น้ำที่มีหน้าที่เกี่ยวข้องกับการทำนายน้ำท่วมในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำตอนล่างของแม่น้ำ วิศวกรผู้ทำการออกแบบก็มีความต้องการที่จะทำการรู้ถึงการเคลื่อนตัวของ flood hydrograph เพื่อประเมินหาความจุของทางน้ำสั้นของอ่างเก็บน้ำ ในการออกแบบโครงการป้องกันน้ำท่วม หรือในการหาช่วงความยาวของคันและความสูงของสะพาน หรือโครงสร้างอื่น ๆ ของแม่น้ำ ในสถานการณ์ที่มีการวางแผนเพื่อจะเปลี่ยนแปลงรูปร่างทางน้ำของแม่น้ำ เรามีความจำเป็นที่จะต้องรู้ว่ามันจะมีผลกระทบต่อรูปร่างของ flood hydrograph อย่างไรนอกเหนือไปจากระดับน้ำสูงสุด เช่น ว่ากราฟน้ำท่าทั้งหมดที่ผ่านพื้นที่หน้าตัดนี้ไม่ใช่ว่าจะทราบเพียงอัตราการไหลสูงสุดค่าเดียวใด ๆ



รูปที่ 7.1 Flood translation and attenuation

7.1 Reservoir Routing

สำหรับระบบทางอุทกวิทยาแล้วเมื่อมีการไหลเข้า $I(t)$ และไหลออก $O(t)$ และการเก็บกัก $S(t)$ และจะมีความสัมพันธ์ซึ่งกันและกันตาม Continuity equation คือ

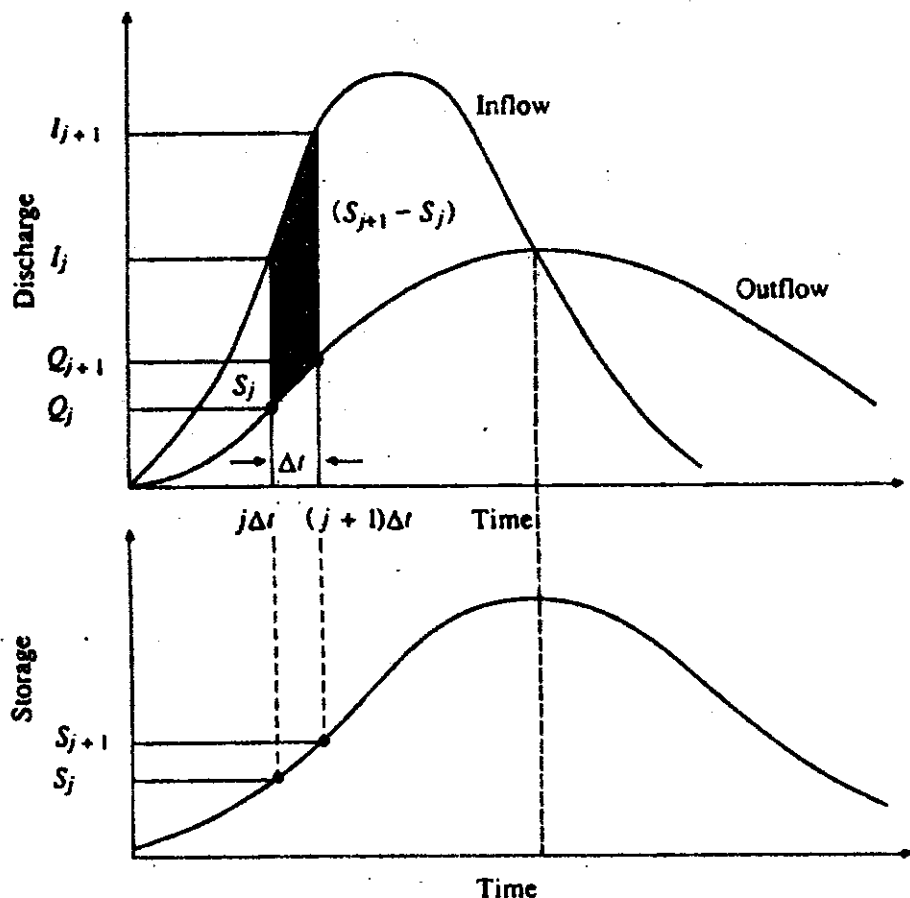
$$\frac{ds}{dt} = I(t) - O(t) \quad 7.1.1$$

Reservoir routing เป็นวิธีการสำหรับคำนวณหา Outflow hydrograph จากอ่างเก็บกักน้ำที่มีปริมาณน้ำอยู่ในแนวระดับ โดยกำหนด Inflow hydrograph และ storage outflow characteristics ให้

เราจะทำการแบ่งช่วงเวลาออกเป็นช่วงละ Δt โดยมีเลขกำกับเป็น j นั่นคือ $t=0, \Delta t, 2\Delta t, \dots, j\Delta t, (j+1)\Delta t$ และทำการ integrated สมการที่ 7.1.1 ในแต่ละช่วงเวลาดังแสดงในรูปที่ 7.1.1 สำหรับช่วงเวลา j จะได้

$$\frac{S_{j+1}}{S_j} ds = \int_{j\Delta t}^{(j+1)\Delta t} I(t) dt - \int_{j\Delta t}^{(j+1)\Delta t} Q(t) dt \quad (7.1.2)$$

ค่าการไหลเข้าที่เวลาเริ่มต้นและสิ้นสุดช่วงเวลาที่ j ก็คือ I_j และ I_{j+1} ตามลำดับ และมีค่าการไหลออกที่เกิดขึ้นเท่ากับ Q_j และ Q_{j+1} ถ้าความผันแปรของปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและไหลออกในช่วงเวลาที่พิจารณาเป็นแบบเส้นตรงโดยประมาณ ความเปลี่ยนแปลงของค่า storage ในช่วงเวลานั้นคือ $S_{j+1} - S_j$



รูปที่ 7.1.1 การเปลี่ยนแปลงของ storage ในระหว่างการ routing ด้วยช่วงเวลา Δt

สามารถที่จะหาได้จากสมการ

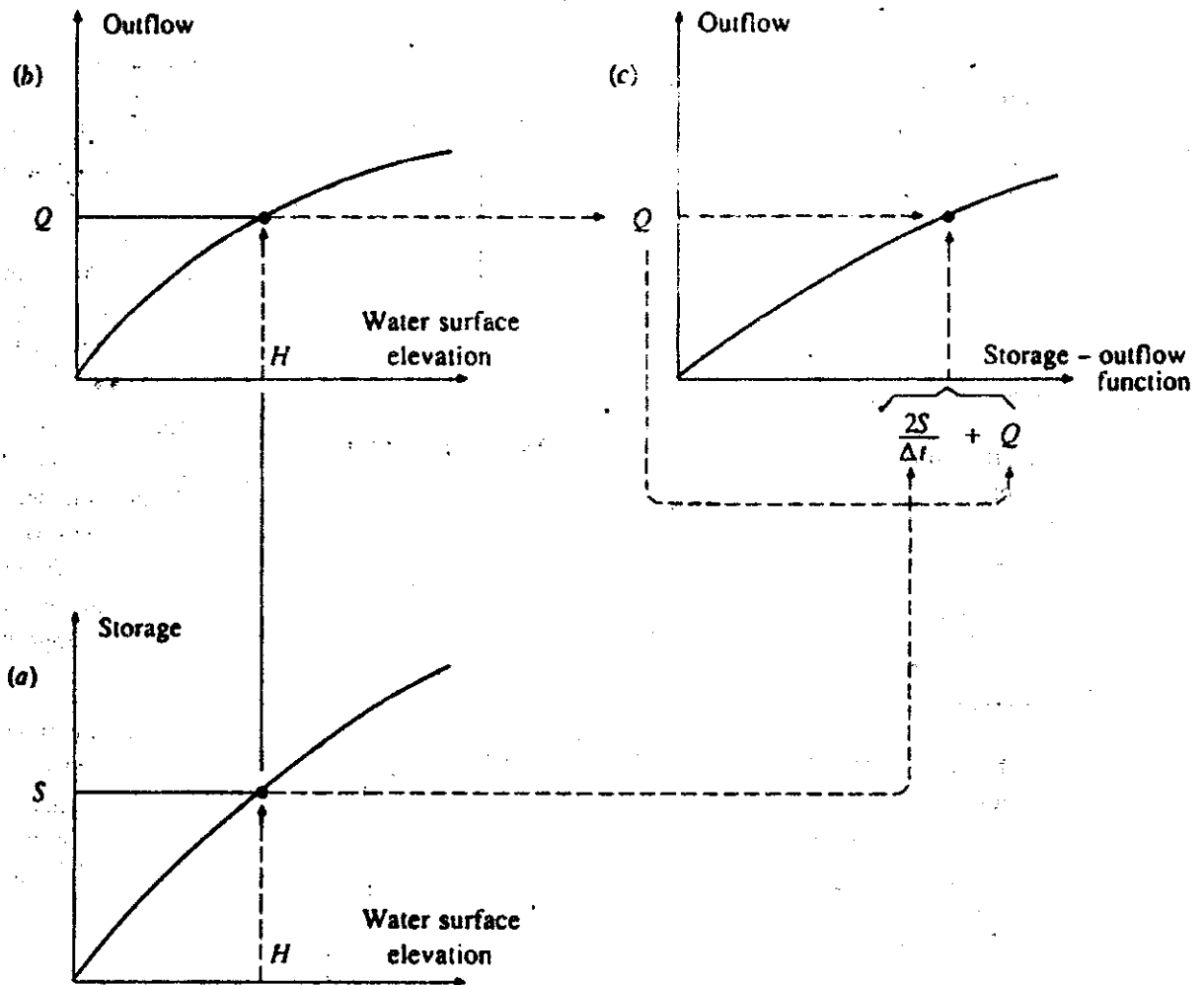
$$S_{j+1} - S_j = \frac{I_j + I_{j+1}}{2} \Delta t - \frac{Q_j + Q_{j+1}}{2} \Delta t \quad 7.1.3$$

เรหาค่าของ I_j และ I_{j+1} ซึ่งเป็นค่าของปริมาณน้ำไหลเข้า และเรหาค่าของ Q_j และ S_j ที่ช่วงเวลา j โดยได้จากการคำนวณในช่วงเวลาที่แล้ว ดังนั้น สมการที่ 7.1.3 จะประกอบด้วยตัวแปรที่ไม่ทราบค่า 2 ตัวคือ Q_{j+1} และ S_{j+1} ซึ่งสามารถแยกออกมาต่างหากได้โดยการคูณสมการที่ 7.1.3 ด้วย $2/\Delta t$ และจัดรูปสมการใหม่จะได้ว่า

$$\left(\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1} \right) = (I_j + I_{j+1}) + \left(\frac{2S_j}{\Delta t} - Q_j \right) \quad 7.1.4$$

ในการคำนวณหาน้ำไหลออก Q_{j+1} จากสมการ 7.1.4 เราต้องการทราบความสัมพันธ์ของ $2S/\Delta t + Q$ กับ Q (Storage-outflow function) วิธีการสำหรับหาความสัมพันธ์นี้ทำได้โดยใช้ความสัมพันธ์ของ elevation-Storage และ elevation-outflow ดังแสดงในรูปที่ 7.1.2 ความสัมพันธ์ระหว่างระดับผิวน้ำและความสามารถเก็บกักของอ่างเก็บน้ำสามารถจะหามาได้โดยการใช้ Planimeter วัดหาจากแผนที่ภูมิประเทศหรือจากการสำรวจในสนาม ความสัมพันธ์ของ elevation กับ Discharge สามารถหาได้จากสมการทางชลศาสตร์ที่แสดงถึงความสัมพันธ์ของ Head กับ Discharge ดังเช่นที่แสดงไว้ในตารางที่ 7.1.1 สำหรับทางน้ำล้น (Spillway) และทางน้ำออก (Outlet) แบบต่าง ๆ ค่าของ Δt จะถือเอาเป็นช่วงเวลาของ inflow hydrograph ที่ระดับผิวน้ำที่กำหนดให้เราจะสามารถหาค่าเก็บกัก S และ Discharge Q ได้ แล้วจึงทำการคำนวณค่า $\frac{2S}{\Delta t} + Q$ แล้วพล็อตบนแกนราบของกราฟโดยมีค่าของ Outflow Q อยู่บนแกนตั้ง (รูปที่ 7.1.1c)

ในการ Routing ของการเคลื่อนตัวผ่านช่วงเวลา j เรารู้ค่าของทุกตัวแปรทางด้านขวาของสมการที่ 7.1.4 ดังนั้นเราจึงสามารถคำนวณหา $\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1}$ ได้จากค่านี้เราก็จะหาค่า Q_{j+1} ได้จากรูปของ $\frac{2S}{\Delta t} + Q$ ต่อ Q แล้วจึงทำการเตรียมค่าสำหรับการ Routing ในช่วงต่อไปโดยคำนวณหา

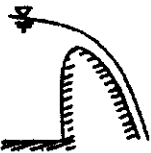
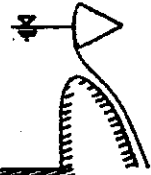
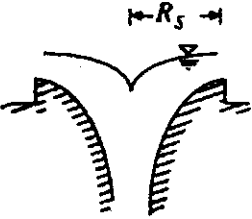
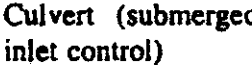


รูปที่ 7.1.2 การหา Storage-outflow function สำหรับ Reservoir Routing จากกราฟของ Storage-elevation และ elevation-outflow

$$\left(\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} - Q_{j+1} \right) = \left(\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1} \right) - 2Q_{j+1} \quad 7.1.5$$

แล้วจึงทำการคำนวณค่าสำหรับ routing period .ต่อไป

ตารางที่ 7.1.1 Spillway Discharge Equation

Spillway-type	Equation	Notation
Uncontrolled over- flow, ogee crest 	$Q = CLH^{3/2}$	Q = discharge, cfs C = variable coefficient of discharge L = effective length of crest H = total head on the crest including velocity of approach head.
Gate controlled ogee crest 	$Q = \frac{2}{3} \sqrt{2g} CL(H_1^{3/2} - H_2^{3/2})$	H_1 = total head to bottom of the opening H_2 = total head to top of the opening C = coefficient which differs with gate and crest arrangement
Morning glory spillway 	$Q = C_o(2\pi R_s)H^{3/2}$	C_o = coefficient related to H and R_s R_s = radius of the overflow crest H = total head
Culvert (submerged inlet control) 	$Q = C_d W D \sqrt{2gH}$	W = entrance width D = height of opening C_d = discharge coefficient

Source: *Design of Small Dams*, Bureau of Reclamation, U. S. Department of the Interior, 1973.

ตัวอย่างที่ 7.1.1 อ่างเก็บน้ำเพื่อสำหรับแก้มืดหาน้ำท่วมแห่งหนึ่งมีพื้นที่ในแนวราบเท่ากับ 1 เอเคอร์ มีผนังด้านข้างอยู่ในแนวตั้ง และมีท่อ outlet ขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 5 ฟุต เป็นท่อคอนกรีตเสริมเหล็ก ความสัมพันธ์ระหว่าง headwater กับ discharge ของท่อ outlet แสดงอยู่ในคอลัมน์ที่ 1 และ 2 ตารางที่ 7.1.2 จงทำ Reservoir routing เพื่อคำนวณหาปริมาณน้ำไหลออกจากอ่างเก็บน้ำ (Reservoir outflow)

จาก inflow hydrograph ที่กำหนดไว้ในคอลัมน์ที่ 2 และ 3 ตารางที่ 7.1.3 สมมุติว่าในตอนเริ่มต้นอ่างเก็บน้ำไม่มีน้ำอยู่เลย

วิธีทำ เรามีส inflow hydrograph ที่มีช่วงเวลา 10 นาที ดังนั้น ตารางที่ 7.1.2

ตารางสำหรับทำความเข้าใจระหว่าง Storage-outflow สำหรับอ่างเก็บน้ำสำหรับแก้ปัญหาน้ำท่วม

Elevation H (ft)	Discharge Q (cfs)	Storage S (ft ³)	$(2S/\Delta t)^* + Q$ (cfs)
0.0	0	0	0
0.5	3	21,780	76
1.0	8	43,560	153
1.5	17	65,340	235
2.0	30	87,120	320
2.5	43	108,900	406
3.0	60	130,680	496
3.5	78	152,460	586
4.0	97	174,240	678
4.5	117	196,020	770
5.0	137	217,800	863
5.5	156	239,580	955
6.0	173	261,360	1044
6.5	190	283,140	1134
7.0	205	304,920	1221
7.5	218	326,700	1307
8.0	231	348,480	1393
8.5	242	370,260	1476
9.0	253	392,040	1560
9.5	264	413,820	1643
10.0	275	435,600	1727

* ช่วงเวลา $\Delta t = 10$ นาที

$\Delta t = 10$ นาที หรือ 600 วินาที ในทุก ๆ ระดับน้ำ อ่างเก็บน้ำจะมีพื้นที่ผิวหน้าเท่ากับ 1 เอเคอร์ = 43,560 ฟุต² ดังนั้นจึงทำการคำนวณหา Storage ได้จาก $43,560 \times$ ความลึกของน้ำ ตัวอย่างเช่น สำหรับความลึก 0.5 ฟุต $S = 0.5 \times 43,560 = 21,780$ ฟุต³ ดังแสดงในคอลัมน์ที่ 3 ตารางที่ 7.1.2 ดังนั้นเราจึงสามารถทำการคำนวณหา $2S/\Delta t + Q$ ได้ สำหรับที่ความลึกของน้ำเท่ากับ 0.5 ฟุต อัตราการไหลได้ ถูกกำหนดให้อยู่ในคอลัมน์ที่ 2 ของตารางที่ 7.1.2 เท่ากับ 3 cfs ดังนั้นเราจะได้

$$\frac{2S}{\Delta t} + Q = \frac{2 \times 21,780}{600} + 3 = 76 \text{ cfs}$$

ดังแสดงอยู่ในคอลัมน์ที่ 4 ของตารางที่ 7.1.2 ค่าที่ได้ใช้ทำการพล็อตเป็นกราฟ ในรูปที่ 7.1.3

การทำ Routing กระทำโดยใช้สมการที่ (7.1.3) สำหรับช่วงเวลาแรก $S_1 = Q_1 = 0$ เพราะใช้อ่างเก็บน้ำไม่มีน้ำเลยในตอนแรก ดังนั้น $(2S_1/\Delta t - Q_1) = 0$ ด้วย ค่าการไหลเข้า $I_1 = 0$ และ $I_2 = 60 \text{ cfs}$ ดังนั้น $(I_1 + I_2) = 0 + 60 = 60 \text{ cfs}$ ค่าของความสัมพันธ์ของ Storage-outflow ในช่วงเวลาสุดท้าย จะคำนวณได้จากสมการ(7.1.3) โดยมี $j = 1$

$$\begin{aligned} \left(\frac{2S_2}{\Delta t} + Q_2\right) &= (I_1 + I_2) + \left(\frac{2S_1}{\Delta t} - Q_1\right) \\ &= 60 + 0 \\ &= 60 \end{aligned}$$

ค่าของ Q_{j+1} จะหาได้จาก linear interpolation โดยเรทราบค่า $\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1}$ ถ้าเรามีตัวแปรอยู่คู่หนึ่งคือ (x, y) โดยที่มีค่าที่เรทราบอยู่ 2 คู่ คือ (x_1, y_1) และ (x_2, y_2) ดังนั้นเราจะคำนวณค่าของ y ได้จาก

$$y = y_1 + \frac{(y_2 - y_1)(x - x_1)}{(x_2 - x_1)}$$

ในกรณีนี้ $x = \frac{2S}{\Delta t} + Q$ และ $y = Q$ ดังนั้นเราทำการเลือกค่าที่ใกล้
 เคียงกับ $\frac{2S}{\Delta t} + Q = 60$ จากตารางที่ 7.1.2 ซึ่งได้แก่ $(x_1, y_1) = (0, 0)$
 และ $(x_2, y_2) = (76, 3)$ ต้องการทราบค่า y สำหรับค่า $x = 60$ โดย
 linear interpolation

$$y = 0 + \frac{(3 - 0)(60 - 0)}{(76 - 0)}$$

$$= 2.4 \text{ cfs}$$

ดังนั้น $Q_2 = 2.4 \text{ cfs}$ และค่าของ $\frac{2S_2}{\Delta t} - Q_2$ ที่ต้องการสำหรับการทำการ
 Routing รอบต่อไป จะหาได้จากสมการที่ (7.1.5) โดยมีค่า $j = 2$

$$\left(\frac{2S_2}{\Delta t} - Q_2\right) = \left(\frac{2S_2}{\Delta t} + Q_2\right) - 2Q_2$$

$$= 60 - 2 \times 2.4$$

$$= 55.2 \text{ cfs}$$

ขั้นตอนการคำนวณที่เพิ่งอธิบายไปนี้ แสดงไว้ด้วยลูกศร ในสองแถวแรกของตาราง
 ที่ 7.1.3

สำหรับช่วงเวลาต่อไป $(I_2 + I_3) = 60 + 120 = 180 \text{ cfs}$ และทำ
 การ routing โดยมี $j = 2$ ในสมการที่ (7.1.4)

$$\left(\frac{2S_3}{\Delta t} + Q_3\right) = (I_2 + I_3) + \left(\frac{2S_2}{\Delta t} - Q_2\right)$$

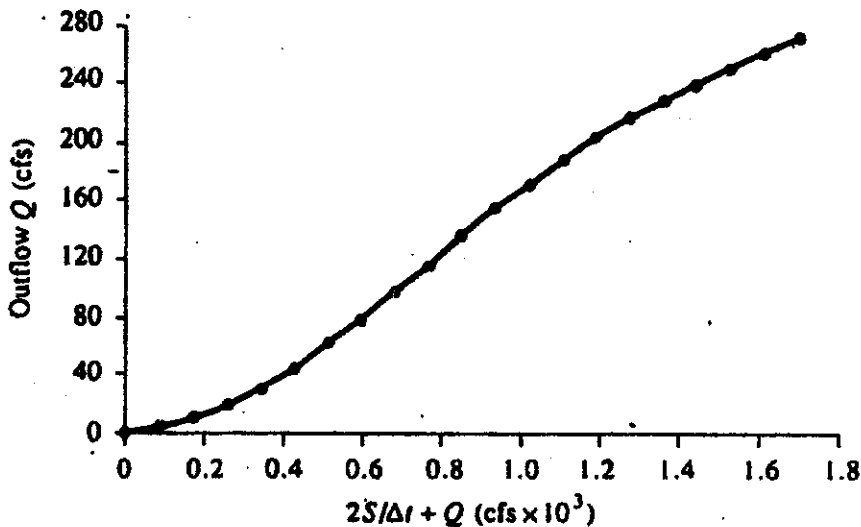
$$= 180 + 55.2$$

$$= 235.2 \text{ cfs}$$

โดยการทำ linear interpolation ในตารางที่ 7.1.2 จะได้ค่าของ
 $Q_3 = 17.1 \text{ cfs}$ และโดยใช้สมการที่ (7.1.5) $\frac{2S_3}{\Delta t} - Q_3 = 201.1$ ดังแสดงอยู่
 ในแถวที่ 3 ของตารางที่ 7.1.3 การคำนวณต่อไปก็ทำเหมือนกับการคำนวณรอบที่แล้ว ๆ มาโดย

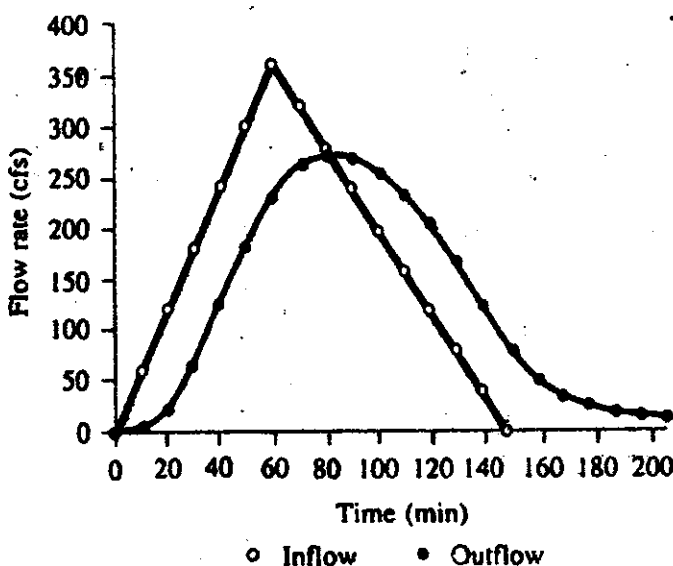
ตารางที่ 7.1.3 ตารางแสดงการ Routing ของ Reservoir ในตัวอย่างที่ 7.1.1
ขั้นตอนการคำนวณแสดงไว้โดยลูกศรในตาราง

Column:	1	2	3	4	5	6	7
Time	Time	Inflow	$I_j + I_{j+1}$	$\frac{2S_j}{\Delta t} - Q_j$	$\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1}$	Outflow	
index j	(min)	(cfs)	(cfs)	(cfs)	(cfs)	(cfs)	(cfs)
1	0	0		0.0		0.0	
2	10	60	= 60	55.2	60.0	2.4	
3	20	120	180	201.1	235.2	17.1	
4	30	180	300	378.9	501.1	61.1	
5	40	240	420	552.6	798.9	123.2	
6	50	300	540	728.2	1092.6	182.2	
7	60	360	660	927.5	1388.2	230.3	
8	70	320	680	1089.0	1607.5	259.3	
9	80	280	600	1149.0	1689.0	270.0	
10	90	240	520	1134.3	1669.0	267.4	
11	100	200	440	1064.4	1574.3	254.9	
12	110	160	360	954.1	1424.4	235.2	
13	120	120	280	820.2	1234.1	206.9	
14	130	80	200	683.3	1020.2	168.5	
15	140	40	120	555.1	803.3	124.1	
16	150	0	40	435.4	595.1	79.8	
17	160		0	338.2	435.4	48.6	
18	170			272.8	338.2	32.7	
19	180			227.3	272.8	22.8	
20	190			194.9	227.3	16.2	
21	200			169.7	194.9	12.6	
22	210				169.7	9.8	



รูปที่ 7.1.3 ความสัมพันธ์ระหว่าง Storage-outflow ของ Reservoir

ผลที่ได้ ได้แสดงไว้อยู่ในตารางที่ 7.1.3 และพล็อตอยู่ในรูปที่ 7.1.4 ค่าการไหลเข้าสูงสุดเท่ากับ 360 cfs และเกิดขึ้นที่เวลา 60 นาที อ่างเก็บน้ำทำให้การไหลออกสูงสุดเหลือเพียง 270 cfs และทำให้เวลาที่เกิดเลื่อนไปเป็นนาทีที่ 80 จะเห็นว่าค่า outflow จะมีค่าสูงสุดที่จุดที่ inflow เท่ากับ outflow เพราะว่าที่จุดนี้ Storage จะมีค่าสูงสุด



รูปที่ 7.1.4 Reservoir routing ในตัวอย่างที่ 7.1.1

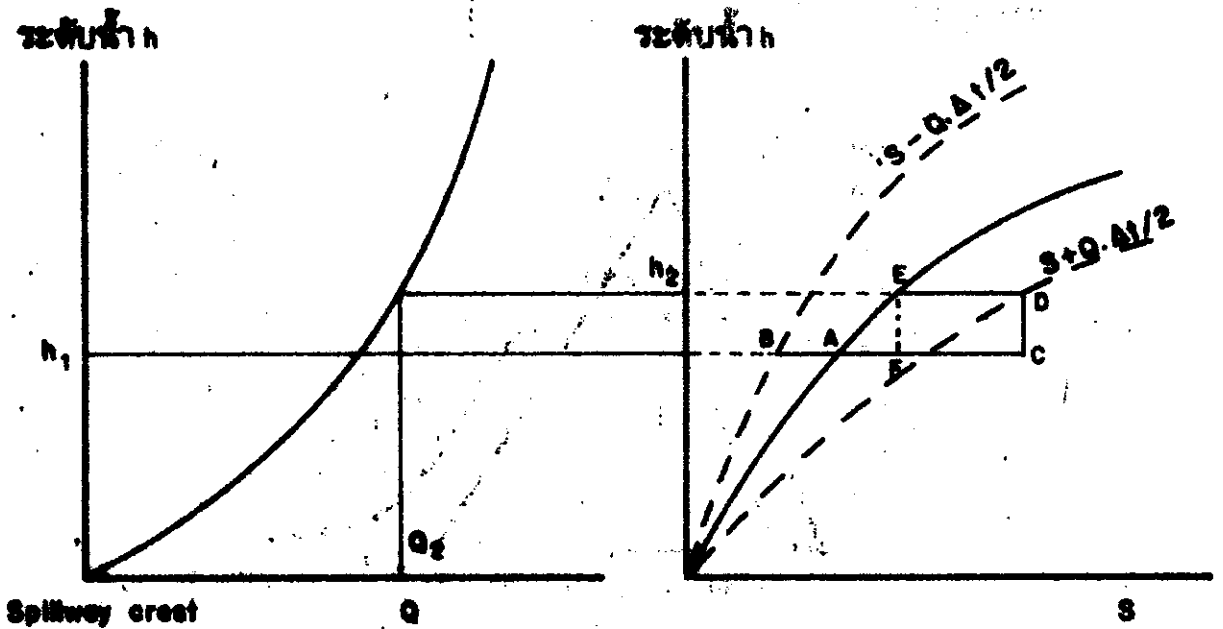
7.2 Graphic routing โดยวิธีของ Pul

จากสมการที่ 7.1.3 จะเขียนได้ใหม่ว่า

$$(S_{j+1} + \frac{Q_{j+1}}{2} \Delta t) - (S_j - \frac{Q_j}{2} \Delta t) = \frac{I_{j+1} + I_j}{2} \Delta t \quad 7.2.1$$

วิธีของ Pul เป็นวิธีการแก้สมการที่ 7.2.1 นี้โดยวิธีกราฟโดยใช้รูปกราฟของ $s + \frac{Q}{2} \Delta t$ และ $s - \frac{Q}{2} \Delta t$ กับระดับน้ำในอ่างเก็บน้ำแบบที่มีทางน้ำสันแบบ Free spillway (ไม่มี bottom outlet) กราฟนี้เรียกว่า Stage characteristic curve ในการทำ Stage characteristic curve ของอ่างเก็บน้ำในประการแรกเรา

จะต้องหา Stage-storage curves ให้ได้เสียก่อน แล้วจึงเลือกช่วงเวลา Δt ที่
 จะใช้เป็น Routing time แล้วใช้คำนวณหา $S + \frac{Q}{2} \Delta t$ และ $S - \frac{Q}{2} \Delta t$ จาก
 กราฟ Stage-storage และ Stage-discharge curves ดังแสดงในรูปที่ 7.2.1



รูปที่ 7.2.1 Stage-characteristic curve ที่ใช้ในวิธีของ Pul

วิธีการของ Pul ก็ทำโดยเริ่มการ routing ตั้งแต่ช่วงเวลา $t = 0$
 กับ $t = 0 + \Delta t$ เราก็จะหา Q_2 ที่เวลา Δt ขึ้นมาซึ่งระดับน้ำในอ่างจะอยู่ที่ระดับ h
 ที่นี้เราจะทำการ routing จาก t ขึ้นมาจนถึง $t + \Delta t$ วิธีการที่ท่าง่าย ๆ โดย
 จาก h_1 ที่เรามาได้จากการ routing ครั้งก่อน ๆ ที่เวลา $t = 0$ เป็นคัม
 มาลากเส้นตรงไปในแนวราบที่ระดับเท่ากับ h_1 จนตัดกราฟ $S - \frac{Q}{2} \cdot \Delta t$ ที่จุด B
 จากจุด B ลากเส้นไปในแนวราบคือให้ BC ยาวเท่ากับ $\frac{I_1 + I_2}{2} \cdot \Delta t$ แล้วลาก
 CD ตั้งขึ้นไปตัดกราฟ $S + \frac{Q}{2} \cdot \Delta t$ ที่จุด D จาก D ลากกลับในแนวราบตัดกราฟ
 S ที่จุด E ค่าตำแหน่งของจุด E ทางแกนอนจะเป็น S_2 ทางแกนราบจะเป็น h_2
 ซึ่งจะใช้หา Q_2 จากกราฟ stage-discharge curve ได้

พิสูจน์

$$BA = \frac{Q_1}{2} \Delta t$$

$$DE = \frac{Q_2}{2} \Delta t = FC$$

$$BA + FC = \frac{Q_1 + Q_2}{2} \Delta t$$

$$AF = S_2 - S_1$$

นอกจากวิธี **Graphic routing** โดยวิธีของ Puls แล้วยังมีวิธีการอื่นที่ใช้
กราฟอีกทั้งนี้คือ

จากสมการที่ 7.2.1 ในช่วงเวลา Δt จะได้

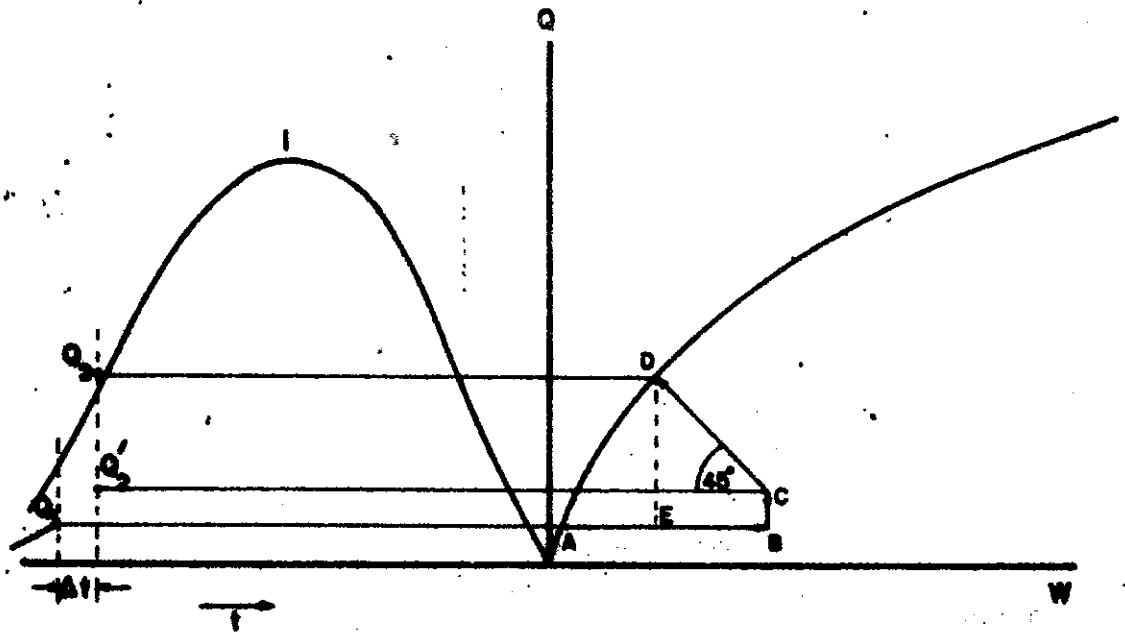
$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{Q_1 + Q_2}{2} = \frac{S_2 - S_1}{\Delta t} \quad 7.2.2$$

$$I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2 = \frac{2S_2}{\Delta t} - \frac{2S_1}{\Delta t}$$

$$\text{ให้ } \frac{2S}{\Delta t} = W$$

$$\therefore I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2 = W_2 - W_1 \quad 7.2.3$$

เราจะใช้สมการนี้ในการหาค่า **outflow** ออกจากอ่างเก็บน้ำ ดังจะแสดง
ต่อไปนี้



วิธีการ

สร้างกราฟระหว่าง Q กับ W ขึ้น คู่กับกราฟน้ำท่าของ Inflow ดังรูป
 เลือกค่าใด ๆ ก็ให้สำหรับ Q_2 สมมติว่าเราเลือกได้เท่ากับ Q_2' ที่ Q_1 ลากเส้นจาก
 กราฟ Q กับ W ไปในแนวราบให้ยาวเท่ากับ $I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2' = AB$ แล้วลาก
 BC ขึ้นไปในแนวตั้งจนถึงระดับ Q_2' จึงหยุด จากนั้นลากเส้น CD ไปตัดกับกราฟ Q
 กับ W ที่ D โดยทำมุม 45° กับแนวราบ ที่จุด D นั่นคือระดับที่เกิด Q_2 ที่แท้จริง

พิสูจน์

จากรูป $AB - EC = W_2 - W_1$

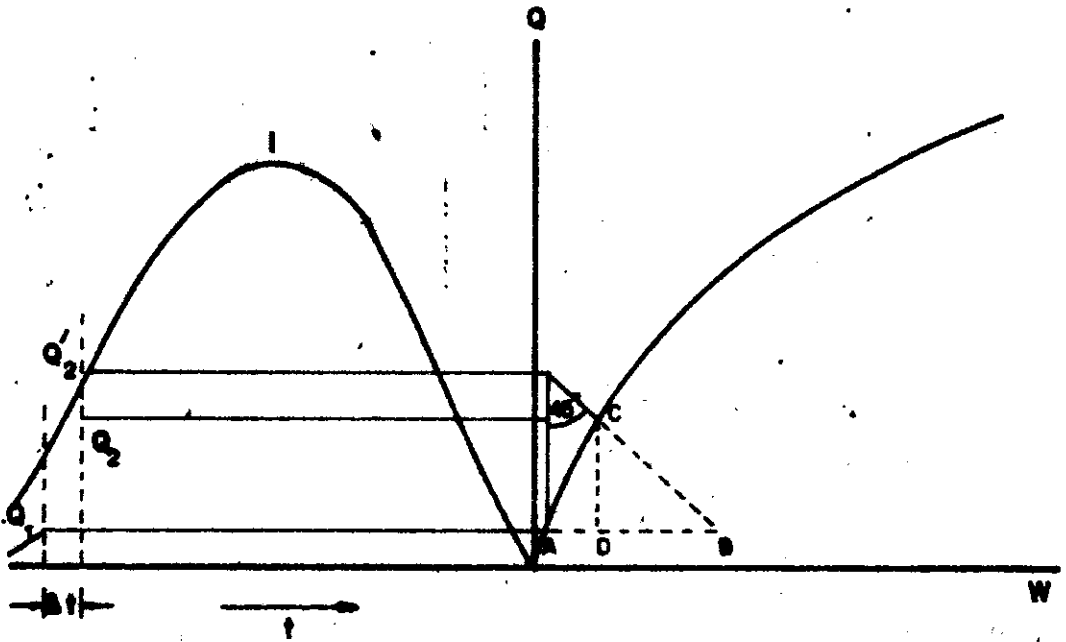
แทนค่า $I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2' - (Q_2 - Q_2') = W_2 - W_1$

$I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2 = W_2 - W_1$

เราจะสามารถทำวิธีนี้ให้ง่ายขึ้น โดยการเลือก $Q_2' = I_1 + I_2 - Q_1$ หรือ $Q_2' = Q_1$

เมื่อเลือก $Q_2' = I_1 + I_2 - Q_1$

เราจะได้ว่า $I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2 = 0$

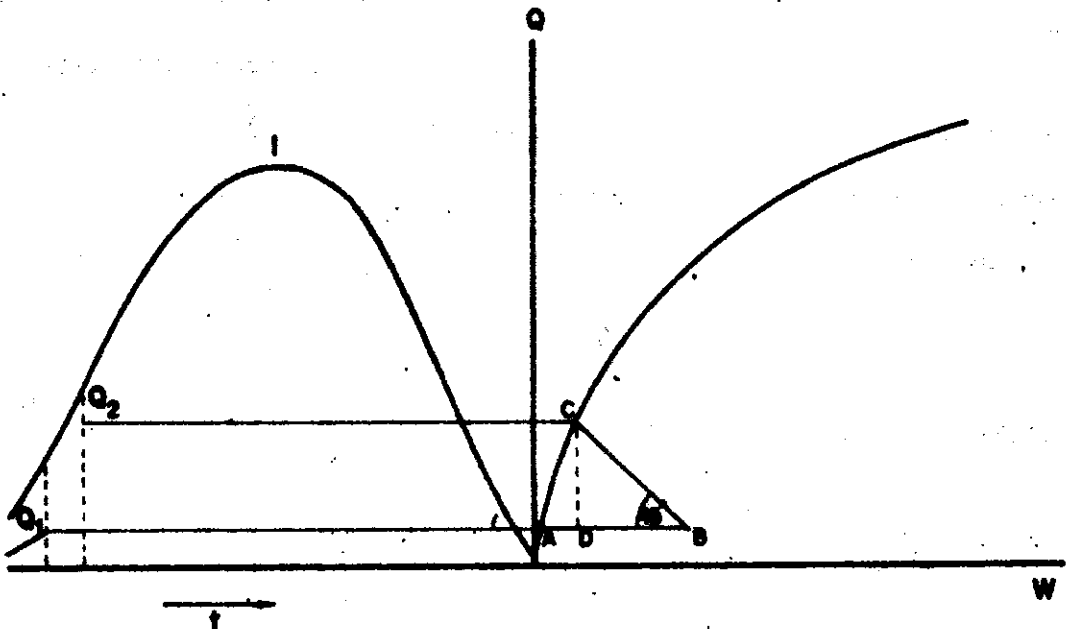


พิสูจน์

$$AD = AB - BD$$

$$\begin{aligned} W_2 - W_1 &= Q_2' - Q_1' - (Q_2' - Q_1') \\ &= I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2 \end{aligned}$$

เมื่อเลือก $Q_2' = Q_1$



พิสูจน์

$$AD = AB - DB$$

$$\begin{aligned} W_2 - W_1 &= I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2 - (Q_2 - Q_1) \\ &= I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2 \end{aligned}$$

วิธีการนี้สามารถใช้ได้กับกราฟที่มี $\Delta t'$ ของกราฟหน้าท่าของ Inflow ต่างจาก Δt ของกราฟ W กับ Q วิธีการอื่น ๆ เหมือนกันหมดเพียงแต่เปลี่ยนเส้น Slope 45 เป็นเส้น Slope ที่มี tangent เท่ากับ $\frac{\Delta t'}{\Delta t}$ และลากเส้น AB ด้วยความยาวเท่ากับ $(I_1 + I_2 - Q_1 - Q_2) \frac{\Delta t'}{\Delta t}$ เท่านั้น

7.3 Streamflow Routing

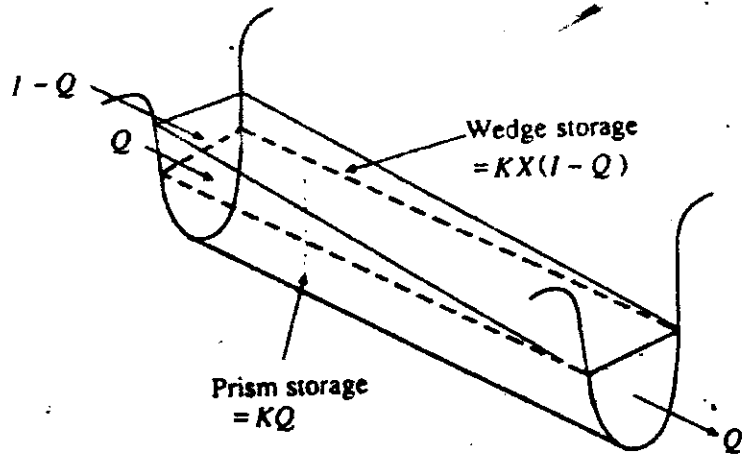
วิธีของ Muskingum เป็นวิธีที่นิยมใช้ในการ routing หาคความสัมพันธ์ของ variable stage-discharge วิธีการนี้จะทำเป็น model ของปริมาตรของน้ำท่วมที่เก็บกักอยู่ในทางน้ำ (river channel) ในรูปของ wedge และ prism storage (รูปที่ 7.3.1) ระหว่างที่คลื่นน้ำท่วมเคลื่อนตัวไปข้างหน้า การไหลเข้าจะมากกว่าไหลออก ก่อให้เกิด wedge storage ระหว่างการถดถอยของคลื่นน้ำท่วม การไหลออกมากกว่าไหลเข้า เป็นผลทำให้เกิด negative wedge storage นอกจากนี้ยังมี prism storage ซึ่งเกิดจากปริมาตรของหน้าตัดที่คงที่ของทางน้ำไปตามแนวยาวของลำน้ำเป็นทางน้ำรูปปริซึม

สมมติว่าพื้นที่หน้าตัดของคลื่นน้ำท่วมนั้นเป็นสัดส่วนโดยตรงกับอัตราการไหลที่หน้าตัดนั้น ปริมาตรของ prism storage จะเท่ากับ KQ เมื่อ K คือ proportionality coefficient และปริมาตรของ wedge storage คือ $Kx(I-Q)$ เมื่อ x เป็น weighting factor มีค่าอยู่ในช่วง $0 < x < 0.5$ ดังนั้น ปริมาตรเก็บกักทั้งหมดก็คือผลบวกของค่าทั้งสอง

$$S = KQ + Kx(I-Q) \tag{7.3.1}$$

ซึ่งสามารถจัดใหม่เพื่อให้ได้ฟังก์ชันเก็บกักสำหรับวิธีของ Muskingum

$$S = K(xI + (1-x)Q) \tag{7.3.2}$$



รูปที่ 7.3.1 Prism และ wedge storage ในทางน้ำ

และเป็น linear model สำหรับ streamflow routing

ค่าของ x ขึ้นอยู่กับรูปร่างของ wedge storage ที่ทำการจำลอง ค่าของ x จะมีตั้งแต่ 0 สำหรับอ่างเก็บน้ำถึง 0.5 เมื่อมี wedge storage เต็มที่ เมื่อ $x = 0$ ก็จะไม่มีการ wedge storage หรืออีกนัยหนึ่งก็คือไม่มี back water ซึ่งเป็นกรณีสำหรับ reservoir routing ในกรณีนี้สมการที่ (7.3.2) เราจะได้แบบจำลองเป็น $s = KQ$ ในลำน้ำธรรมชาติ x มีค่าระหว่าง 0 และ 0.3 โดยมีค่าเฉลี่ยเข้าใกล้ 0.2 เราไม่จำเป็นต้องหา x อย่างละเอียดถูกต้องมากนักเพราะว่าผลลัพธ์ของวิธีการนี้จะไม่ถูกกระทบกระเทือนจากการเปลี่ยนแปลงของค่า x นี้ K คือเวลาของการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านลำน้ำ สำหรับ streamflow routing ค่าของ K และ x นั้นเป็นค่าคงที่ตลอดช่วงการไหล

ค่าของการเก็บกักที่เวลา j และ $j+1$ สามารถเขียนได้ตามลำดับดังต่อไปนี้

$$S_j = K [xI_j + (1 - x)Q_j] \tag{7.3.3}$$

และ

$$S_{j+1} = K [xI_{j+1} + (1 - x)Q_{j+1}] \tag{7.3.4}$$

ใช้สมการที่ (7.3.3) และ (7.3.4) หากการเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักในช่วงเวลา Δt (รูปที่ 7.1.1) จะได้ว่า

$$S_{j+1} - S_j = K \left\{ [xI_{j+1} + (1-x)Q_{j+1}] - [xI_j + (1-x)Q_j] \right\} \quad 7.3.5$$

หรือจะสามารถเขียนปริมาตรเก็บกักที่เปลี่ยนไปในรูปสมการที่ (7.1.3) คือ

$$S_{j+1} - S_j = \frac{I_j + I_{j+1}}{2} \Delta t - \frac{Q_j + Q_{j+1}}{2} \Delta t \quad 7.3.6$$

รวมสมการที่ (7.3.5) และ (7.3.6) เข้าด้วยกันแล้วเขียนสมการให้ง่ายขึ้นเป็น

$$Q_{j+1} = C_1 I_{j+1} + C_2 I_j + C_3 Q_j \quad 7.3.7$$

ซึ่งก็คือ Routing equation สำหรับวิธีของ Muskingum ในเมื่อ

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2Kx}{2k(1-x) + \Delta t} \quad 7.3.8$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2Kx}{2k(1-x) + \Delta t} \quad 7.3.9$$

$$C_3 = \frac{2k(1-x) - \Delta t}{2k(1-x) + \Delta t} \quad 7.3.10$$

โดยที่

$$C_1 + C_2 + C_3 = 1$$

ถ้าเรามีกราฟน้ำท่าของน้ำไหลเข้าและน้ำไหลออกสำหรับทางน้ำที่พิจารณา เราจะสามารถหาค่าของ K และ x ได้ โดยการสมมติค่าต่าง ๆ ของ x และใช้ค่าที่ทราบของปริมาณการไหลเข้าและไหลออก เราจะได้ค่าต่าง ๆ ของตัวเศษและตัวส่วนจากสมการของ K ต่อไปนี้ ซึ่งได้มาจากสมการที่ (7.3.5) และ (7.3.6)

$$K = \frac{0.5 \Delta t [(I_{j+1} + I_j) - (Q_{j+1} + Q_j)]}{x(I_{j+1} - I_j) + (1-x)(Q_{j+1} - Q_j)} \quad 7.3.11$$

ค่าที่คำนวณได้ของตัวเศษและตัวส่วนจะใช้ในการพล็อตกราฟในแต่ละช่วงเวลา โดยตัวเศษจะพล็อตในแกนตั้ง และตัวส่วนพล็อตในแกนนอน ซึ่งมักจะได้อกราฟที่เป็น loop ค่าของ x ที่ทำให้เกิด loop ที่มีค่าใกล้เคียงกับเส้นตรงมากที่สุด ก็คือค่า x ที่ถูกต้องของทางน้ำ และเราจะหาค่า K ได้จากสมการที่ (7.3.11) ซึ่งมีค่าเท่ากับความลาดเอียงของเส้นกราฟ เนื่องจาก K เป็นเวลาที่ต้องการที่คลื่นน้ำท่วมจะเคลื่อนผ่านทางน้ำที่พิจารณา ค่าของมันก็อาจจะประเมินได้จาก การเคลื่อนตัวของยอดของคลื่นน้ำท่วมที่ผ่านทางน้ำที่พิจารณาที่วัดได้

ถ้าไม่มีค่ากราฟน้ำท่าที่ไหลเข้ากับไหลออกที่วัดเอาได้เลย เราก็จะไม่สามารถหาค่า k และ x ได้ แต่เราจะสามารถหาค่าของ k และ x ได้จากวิธีของ Muskingum-cunge ซึ่งใช้คุณสมบัติของลำน้ำในการหา ดังจะได้อธิบายต่อไปนี้

ดังได้แสดงมาแล้วว่า วิธีของ Muskingum นั้นถือเอาสมการของการเก็บกักเป็นพื้นฐาน โดยหาสัมประสิทธิ์ K และ x จากวิธี trial และ error Cunge ได้ แสดงให้เห็นว่า K และ x จะสามารถหาได้จากการพิจารณาการไหลทางชลศาสตร์

จาก $S = K[xI + (1 - x)Q]$ และ $\frac{ds}{dt} = I - Q$ ทำการ differentiate ต่อค่า t เราจะได้

$$k \frac{d}{dt} [xI + (1 - x)Q] = I - Q$$

ถ้าเป็น finite difference โดยใช้ Subscript 1 และ 2 เป็นค่าแทน ช่วงเริ่มต้นและสิ้นสุดเวลา ΔT ดังนี้

$$\frac{K}{\Delta T} x (I_2 - I_1) + \frac{K}{\Delta T} (1 - x)(Q_2 - Q_1) = \frac{(I_2 + I_1)}{2} - \frac{(Q_2 - Q_1)}{2} \quad 7.3.12$$

K มีค่าโดยประมาณเท่ากับ เวลาของการเดินทางของคลื่นน้ำท่วมผ่านช่วงของลำน้ำ ซึ่ง Cunge ก็ได้ใช้สมมุติฐานนี้ในการกำหนดให้ $K = \frac{\Delta L}{c}$ เมื่อ c คือ ความเร็วเฉลี่ยของยอดคลื่นน้ำท่วม และ ΔL เป็นความยาวของช่วงลำน้ำที่พิจารณาแทนค่า k ในสมการที่ 7.3.12 จะได้ว่า

$$\frac{\Delta L x}{c \Delta T} (I_2 - I_1) + \frac{\Delta L}{c \Delta T} (1 - x)(Q_2 - Q_1) + \frac{1}{2} (Q_2 - I_2 + Q_1 - I_1) = 0$$

คูณด้วย $\frac{c}{\Delta L}$ ตลอดแล้วจัดสมการใหม่

$$\frac{x(I_2 - I_1)}{\Delta T} + \frac{(1-x)(Q_2 - Q_1)}{\Delta T} + \frac{c}{2\Delta L} [(Q_2 - I_2) + (Q_1 - I_1)] = 0$$

ถ้า $k = \frac{\Delta L}{c}$ เป็นค่าที่ประมาณอย่างถูกต้อง เราก็ต้องมีวิธีการที่จะหาค่า x ซึ่งเป็นสัมประสิทธิ์เกี่ยวกับอัตราการไหลเข้าและออกของน้ำในลำน้ำ Cunge จึงได้ดำเนินการหาสมการของ x จากคุณสมบัติของลำน้ำ ได้ผลดังนี้คือ

$$x = \frac{1}{2} - \frac{\bar{Q}_p}{2\sigma\beta c \Delta L} \tag{7.3.13}$$

เมื่อ

- \bar{Q}_p = อัตราการไหลสูงสุดเฉลี่ย
- σ = ความลาดของท้องทางน้ำเฉลี่ย
- β = ความกว้างของทางน้ำเฉลี่ย

ในทางปฏิบัติ สัมประสิทธิ์ของ Muskingum จะใช้ในการประมาณค่าตามช่วงความยาวของทางน้ำที่พิจารณาที่แบ่งไว้เป็นช่วง ๆ ดังนั้นการ routing ของกราฟน้ำท่าไหลเข้าสามารถจะดำเนินการได้อย่างในตอนแรกเพื่อที่จะหากราฟน้ำท่าไหลออก โดยการประยุกต์ใช้สมการของ Muskingum (สมการที่ 7.3.7) โดยหาค่า C_1, C_2 และ C_3 ดังเดิม ดังนั้นจะเห็นได้ว่าวิธีนี้จะใช้ได้ผลดีหรือไม่ในการทำ Flood routing ก็ขึ้นอยู่กับ การเลือกค่า ΔL และ ΔT

ตัวอย่างที่ 7.3.1 กราฟน้ำท่าของน้ำไหลเข้ามายังช่วงของลำน้ำที่พิจารณานั้นแสดงอยู่ในคอลัมน์ที่ 1 และ 2 ของตารางที่ 7.3.1 จงหากราฟน้ำท่าของน้ำไหลออกจากช่วงของลำน้ำนี้ ถ้า $K = 2.3$ ชม., $x = 0.15$ และ $\Delta t = 1$ ชม. น้ำไหลออกตอนเริ่มต้นเท่ากับ $85 \text{ ฟูต}^3/\text{วินาที}$

ตารางที่ 7.3.1 การ routing อัตราการไหลผ่านช่วงของลำน้ำโดยวิธีของ Muskingum

คอลัมน์	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
	Routing period j	Inflow			Outflow	
(ชม.)	I	$C_1 I_{j+1}$	$C_2 I_j$	$C_3 Q_j$	Q	
	(มต ³ /วินาที)	($C_1 =$ 0.0631)	($C_2 =$ 0.3442)	($C_3 =$ 0.5927)	(มต ³ /วินาที)	
1	93				85	
2	137	8.6	32.0	50.4	91	
3	208	13.1	47.2	54.0	114	
4	320	20.2	71.6	67.7	159	
5	442	27.9	110.1	94.5	233	
6	546	34.5	152.1	137.8	324	
7	630	39.8	187.9	192.3	420	
8	678	42.8	216.8	248.9	509	
9	691	43.6	233.4	301.4	578	
10	675	42.6	237.8	342.8	623	
11	634	40.0	232.3	369.4	642	
12	571	36.0	218.2	380.4	635	
13	477	30.1	196.5	376.1	603	
14	390	24.6	164.2	357.3	546	
15	329	20.3	134.2	323.6	479	
16	247	15.6	113.2	283.7	413	
17	184	11.6	85.0	244.5	341	
18	134	8.5	63.3	202.2	274	
19	108	6.8	46.1	162.4	215	
20	90	5.7	37.2	127.6	170	

วิธีทำ หาค่าสัมประสิทธิ์ C_1, C_2 และ C_3 โดยใช้สมการที่ (7.3.8)-(7.3.10)

$$C_1 = \frac{1-2(2.3)(0.15)}{2(2.3)(1-0.15)+1} = \frac{0.31}{4.91} = 0.0631$$

$$C_2 = \frac{1+2(2.3)(0.15)}{4.91} = \frac{1.69}{4.91} = 0.3442$$

$$C_3 = \frac{2(2.3)(1-0.15)+1}{4.91} = \frac{2.91}{4.91} = 0.5927$$

ตรวจสอบว่าผลบวกของสัมประสิทธิ์ C_1, C_2 และ C_3 เท่ากับ 1 หรือไม่

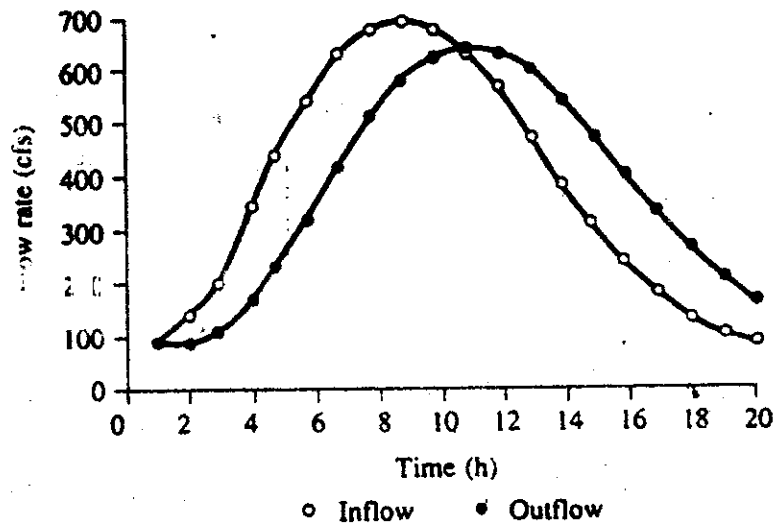
$$C_1+C_2+C_3 = 0.0631+0.3442+0.5927 = 1.000$$

สำหรับช่วงเวลาแรก ปริมาณน้ำไหลออกจะหาได้โดยใช้ค่า I_1 และ I_2 จากตารางที่ 7.3.1

โดยมีปริมาณน้ำไหลออกเริ่มต้น $Q_1 = 85$ cfs และจากสมการที่ 7.3.7 โดยมี $j=1$

$$\begin{aligned} Q_2 &= C_1 I_2 + C_2 I_1 + C_3 Q_1 \\ &= 0.0631(137) + 0.3442(93) + 0.5927(85) \\ &= 8.6 + 32.0 + 50.4 \\ &= 91 \quad \text{cfs} \end{aligned}$$

ดังได้แสดงไว้ในคอลัมน์ที่ (3) ถึง (6) ของตารางที่ 7.3.1 การคำนวณในช่วงเวลาต่อมาก็ใช้วิธีการเดียวกัน โดยมี $j=2, 3$ ก็จะได้ผลลัพธ์ดังแสดงในตารางที่ 7.3.1 กราฟหน้าท่าของน้ำไหลเข้าและของน้ำไหลออกได้แสดงไว้ในรูปที่ 7.3.2 เราจะเห็นได้ว่าน้ำไหลออกจะช้ากว่า (lag) น้ำไหลเข้าอยู่โดยประมาณ 2.3 ชม. ซึ่งเท่ากับค่า x ที่เราใช้ในการคำนวณ และแสดงถึงเวลาการเคลื่อนตัวของน้ำท่วมในลำน้ำที่พิจารณา



รูปที่ 7.3.2 การ Routing อัตราการไหลผ่านช่วงของลำน้ำที่พิจารณาโดยวิธีของ Muskingum

7.4 การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธี Flood Routing

การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยจากเทคนิคของ Flood Routing เป็นวิธีที่ทันสมัยของ ทฤษฎีกราฟหนึ่งหน่วย ทฤษฎีจะอ้างถึงหลักความจริงที่ว่า การที่ปริมาณน้ำฝนสุทธิในลุ่มน้ำ ไหลสู่ จุดออก (Outlet) จะต้องขึ้นอยู่กับแฟกเตอร์ 2 อย่างคือ (1) การเคลื่อนตัวหรือระยะเวลา เดินทางของปริมาณน้ำในลำน้ำและ Overland flow ซึ่งจะแสดงให้เห็นในรูปของ Time-Area Histogram (2) Storage โดยสมมติว่าที่จุดออกมี Reservoir อยู่ ฉะนั้นจะต้อง มีการ Route ผ่าน Reservoir เพื่อลดขนาดและยืดยาวการเกิดของปริมาณน้ำไหลออกสูง สุดให้ใกล้เคียงกับสภาพความเป็นจริงมากที่สุด

ในการใช้วิธีนี้หากกราฟหนึ่งหน่วย จะสมมติว่ารูปร่างของกราฟหนึ่งหน่วย ขึ้นอยู่กับ Time-Area Histogram ของลุ่มน้ำ ฉะนั้นไม่จำเป็นต้องรู้ลักษณะของแผนที่ตก แต่จะต้องรู้เวลาที่ฝนหยุดตก เราสามารถสร้าง Time-Area Histogram ได้จากแผนที่ของลุ่มน้ำ โดยการ สร้างเส้น Isochrone ลงในแผนที่ (ดังแสดงในรูปที่ 7.4.3) เส้น Isochrone เป็น เส้นที่แสดงถึงระยะเวลาที่ Direct runoff บนพื้นที่ลุ่มน้ำ ใช้ในการเดินทางถึงจุดออก โดย ใช้ระยะเวลาเท่ากัน หากการหาพื้นที่ระหว่างเส้น Isochrone ที่ใกล้กัน และทำการสร้าง Histogram จากพื้นที่และช่วงเวลาระหว่างเส้น Isochrone ที่ใกล้กัน ดังแสดงในรูปที่

7.4.4 Time-Area Histogram นี้จะทำหน้าที่เสมือนเป็นกราฟน้ำท่าของ Direct runoff ที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่ตกสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ลุ่มน้ำ มี Duration เท่ากับศูนย์ และไม่มี Storage ในลุ่มน้ำ

เวลาที่ฐานของ Time-Area Histogram จะมีค่าเท่ากับ Concentration time ของพื้นที่ลุ่มน้ำ (t_c) อาจจะหาค่าของ t_c ได้จากการวิเคราะห์กราฟน้ำท่า หรือจากสูตร Empirical ในกรณีที่มีข้อมูลของน้ำท่าและน้ำฝนอย่างเพียงพอ เราสามารถหาฐานเวลาได้โดยวัดระยะเวลาจากจุดที่ฝนหยุดตกถึงจุดเปลี่ยนโค้งบนโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่า ดังแสดงในรูปที่ 7.4.1

Clark (1945) เป็นบุคคลแรกที่แสดงให้เห็นว่าสามารถหา IUH ของพื้นที่ลุ่มน้ำน้ำได้โดยการ Route ค่าของ Time-Area Histogram ผ่าน Linear reservoir storage จำนวนหนึ่ง โดยสมมติว่ามี Reservoir แห่งหนึ่งตรงจุดออกของพื้นที่ลุ่มน้ำ และ Reservoir ดังกล่าว มีค่า $s = kQ$ เราเขียนสมการที่ 7.1.3 ได้ใหม่ว่า

$$\frac{I_1 + I_2}{2} = \frac{Q_1 + Q_2}{2} = \frac{k(Q_2 - Q_1)}{t} \quad 7.4.1$$

ทำการจัดเทอมในสมการที่ 7.4.1 ให้อยู่ในรูปที่ง่าย จะได้ว่า

$$Q_2 = C_1 I_2 + C_2 I_1 + C_3 Q_1 \quad 7.4.2$$

เมื่อ

$$C_1 = \frac{0.5t}{k+0.5t}$$

$$C_2 = \frac{0.5t}{k+0.5t}$$

$$C_3 = \frac{k-0.5t}{k+0.5t}$$

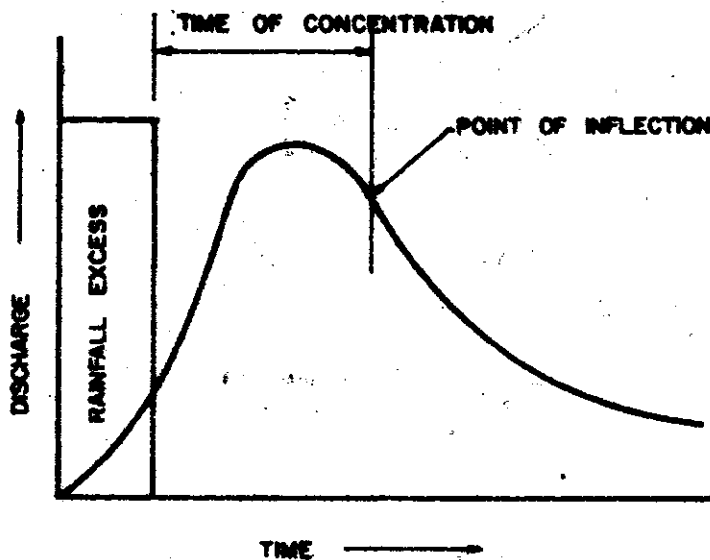
แทนค่า $ds = k dQ$ ลงในสมการที่ 7.1.1 จะได้

$$I - Q = \frac{k dQ}{dt} \quad 7.4.3$$

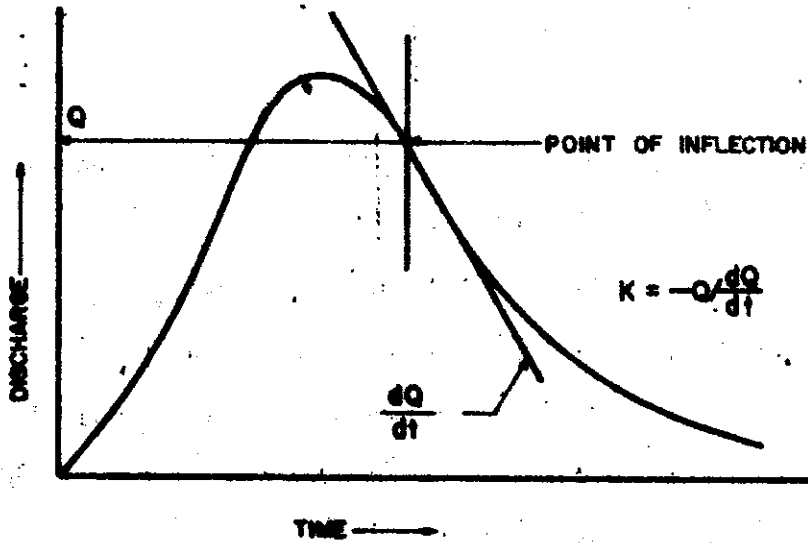
ถ้า $I = 0$ จะได้

$$K = -\frac{Q}{dQ} \quad 7.4.4$$

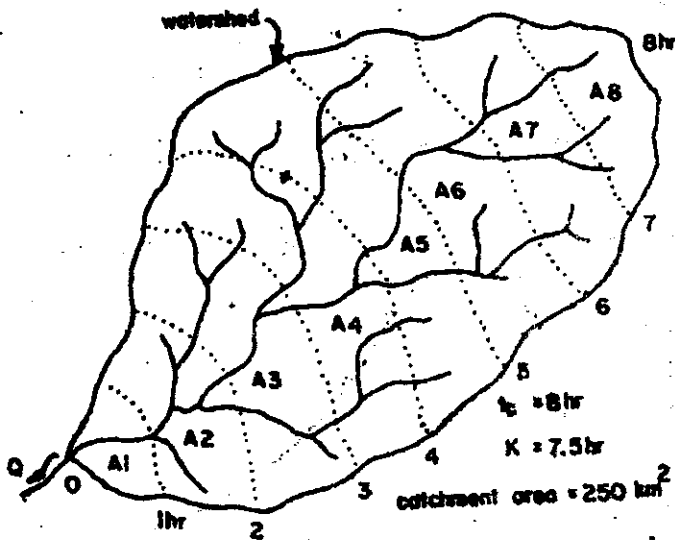
ค่า I เป็นศูนย์ หมายความว่า การไหลของปริมาณน้ำฝนสุทธิสู่ลำน้ำได้หยุดลง จุดดังกล่าวคือจุดเปลี่ยนโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่า ค่า K แสดงถึงอัตราการระบายน้ำออกของน้ำจาก channel storage หลังจากปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow) ทั้งหมดได้หยุดลง และค่าของ K ขึ้นอยู่กับลักษณะทางกายภาพของลำน้ำ รูปที่ 7.4.2 แสดงการหาค่า K จากกราฟน้ำท่า เพื่อให้เกิดข้อผิดพลาดน้อยลง ควรพล็อตโค้งการลดลงบนกระดาษกราฟ Semi-logarithm แล้วพิจารณาหาความลาดเทของโค้งที่มีค่ามากที่สุดใกล้จุดเปลี่ยนโค้ง ถ้าไม่มีข้อมูลน้ำท่า สามารถประมาณค่า K ได้จากสูตร Empirical ที่ใช้หาค่า t_c หรือค่าของ K จะมีค่าเท่ากับค่าของ t_c โดยประมาณ ตัวอย่างที่ 7.4.1 กราฟน้ำท่าของแม่น้ำแห่งหนึ่ง ซึ่งเกิดจากฝนที่ตกด้วยความเข้มอย่างสม่ำเสมอตลอดกลุ่มน้ำเป็นเวลา 1 ชั่วโมง ได้แสดงไว้ในตารางข้างล่างโดยได้ทำการหัก baseflow ออกไปแล้ว



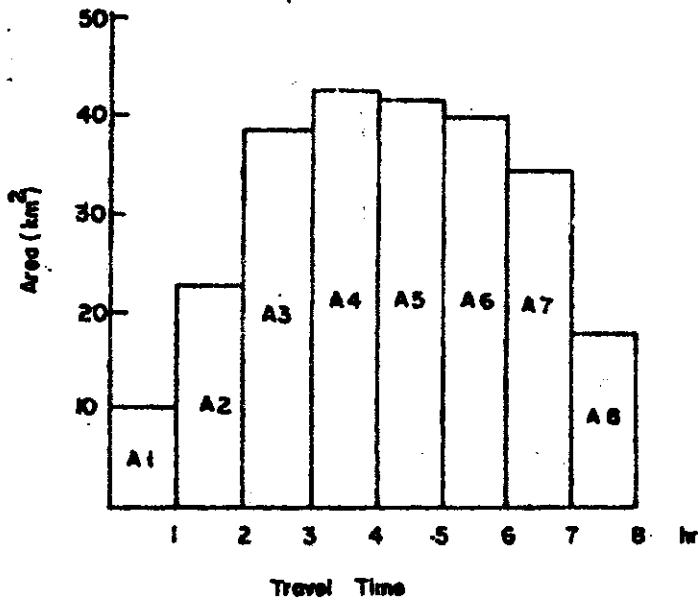
รูปที่ 7.4.1 แสดงวิธีการหาค่าของ t_c



รูปที่ 7.4.2 แสดงวิธีการหาค่าของ K



รูปที่ 7.4.3 แสดงพื้นที่ลุ่มน้ำและ Isochrones



รูปที่ 7.4.4 แสดง Time-area histogram ของรูปที่ 7.4.3

ชั่วโมง	Q(m ³ /s)	ชั่วโมง	Q(m ³ /s)
0	0	8	603
1	40	9	582
2	120	10	540
3	265	11	467
4	405	12	385
5	515	13	306
6	580	14	232
7	607	15	167

พื้นที่ลุ่มน้ำนี้ได้ถูกแบ่งออกเป็นพื้นที่ย่อย ๆ โดยเส้น Isochrones ทำให้ได้ ตารางของ time-area ซึ่งแสดงไว้ในตารางข้างล่างนี้

ชั่วโมง	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
พื้นที่ (กม ²)	25	40	80	200	340	300	220	170	110	50	20

กำหนดให้ $Q_2 = m' I + m_2 Q_1$ เมื่อ $m' = t / (k + \frac{1}{2}t)$ และ

$$m_2 = (k - \frac{1}{2}t) / (k + \frac{1}{2}t) \text{ จงหา } I - h \text{ unit hydrograph}$$

$[U(1, t)]$ สำหรับลุ่มน้ำนี้ และจงหา Q_p และ t_p และจงประเมินหาปริมาณฝนสุทธิที่ทำให้เกิดกราฟน้ำท่าที่กำหนดให้

วิธีทำ หาค่า k โดยการพล็อตกราฟน้ำท่าของลุ่มน้ำลงในกระดาษ semi-logarithm ดังแสดงในรูป 7.4.5 แล้วทำการลากเส้นสัมผัสที่จุดเปลี่ยนโค้ง จากรูปที่ 7.4.5 จะได้ว่า $Q = 385 \text{ cms.}$

จากนั้นพล็อต Discharge กับเวลาอีกครั้งหนึ่งในกระดาษกราฟธรรมดา เพื่อหา

$$\frac{dQ}{dt} \text{ ดังแสดงในรูปที่ 7.4.6 จะได้ว่า } \frac{dQ}{dt} = \frac{496}{6} = 82.67$$

$$\therefore k = \frac{Q}{\frac{dQ}{dt}} = \frac{385}{82.67} = 4.7$$

$$\therefore m' = \frac{t}{k + \frac{1}{2}t} = \frac{1}{4.7 + 0.5} = 0.192$$

$$m_2 = \frac{k - \frac{1}{2}t}{k + \frac{1}{2}t} = \frac{4.7 - 0.5}{4.7 + 0.5} = 0.808$$

$$\therefore Q_2 = 0.192 I + 0.808 Q_1 \quad 7.4.5$$

สำหรับค่า I จะคิดเท่ากับพื้นที่ในแต่ละส่วนของเส้น Isochrane ที่มีฝนตกด้วยความเข้ม 1 cm/h เพราะฉะนั้นฝนตกในพื้นที่ 1 ตร.กม. จะได้ว่ามีอัตราการไหล

$$\frac{10^6 \times 10^{-2}}{3600} = 2.78 \text{ ลบ.เมตร/วินาที}$$

หาคอลัมน์ (4) ในตารางที่ 7.4.1 ซึ่งเท่ากับ $2.78 \times 0.192 \times \text{col}(2)$ ดำเนินการหาคอลัมน์ที่ (5) และ (6) จากสมการที่ 7.4.5 ค่าที่ได้ในคอลัมน์ (6) คือ $IUH (U(t))$

$$\text{ตรวจสอบ D.R.O volume ของ } U(t) = \frac{4307.9 \times 1 \times 60 \times 60 \times 100}{1555 \times 10^6}$$

ตารางที่ 7.4.1 แสดงการคำนวณค่า Flood routing เพื่อหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
Hour	Q (cms)	Area (km ²)	$0.192I =$ $2.78 \times 0.192 \times c_1(2)$ (cms)	$0.803Q_1$ (cms)	$U(t)$ Q_2 (cms)	$U(t-1)$ (cms)	$U(1, t)$ (cms)
0	0	0	0	0	0		0
1	40	25	13.3	0	13.3	0	6.7
2	120	40	21.4	10.7	32.1	13.3	22.7
3	265	80	42.7	26.0	68.7	32.1	50.4
4	405	200	106.8	55.5	162.3	68.7	115.5
5	515	340	161.5	131.1	312.6	162.3	237.5
6	580	300	160.1	252.6	412.7	312.6	362.7
7	607	220	117.4	333.4	450.8	412.7	431.8
8	603	170	90.7	364.3	455.0	450.8	452.9
9	582	110	53.7	367.6	426.3	455.0	440.7
10	540	50	26.7	344.5	371.2	426.3	398.8
11	467	20	10.7	299.9	310.6	371.2	340.9
12	385			251.0	251.0	310.6	280.8
13	306			202.8	202.8	251.0	226.9
14	232			163.8	163.8	202.8	183.3
15	167			132.4	132.4	163.8	148.1
16				107.0	107.0	132.4	119.7
17				86.4	86.4	107.0	96.7
18				69.8	69.8	86.4	78.1
19				56.4	56.4	69.8	63.1
20				45.6	45.6	56.4	51.0
21				36.8	36.8	45.6	41.2
22				29.8	29.8	36.8	33.3
23				24.1	24.1	29.8	27.0
24				19.4	19.4	24.1	21.8
25				15.7	15.7	19.4	17.6
26				12.7	12.7	15.7	14.2
27				10.3	10.3	12.7	11.5
28				8.3	8.3	10.3	9.3
29				6.7	6.7	8.3	7.5
30				5.4	5.4	6.7	6.1
31				4.4	4.4	5.4	4.9
32				3.5	3.5	4.4	3.9

Total 5814 1555

4307.9

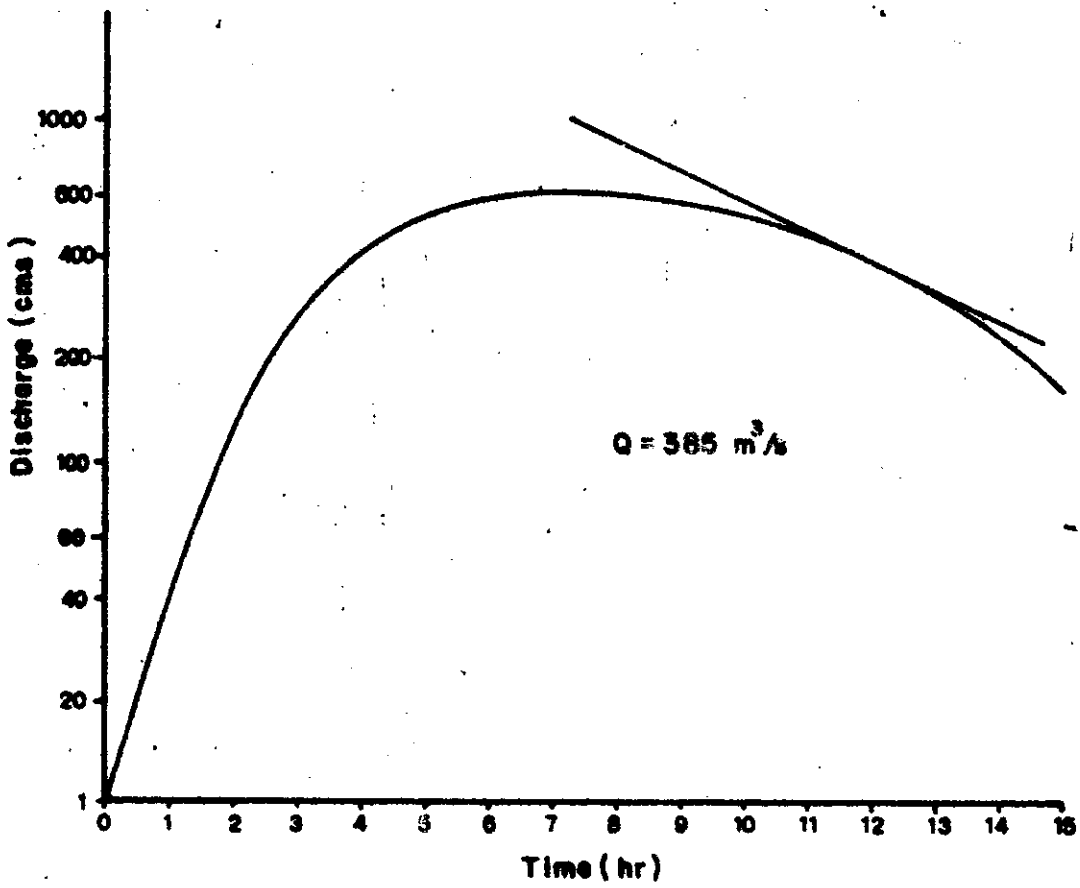
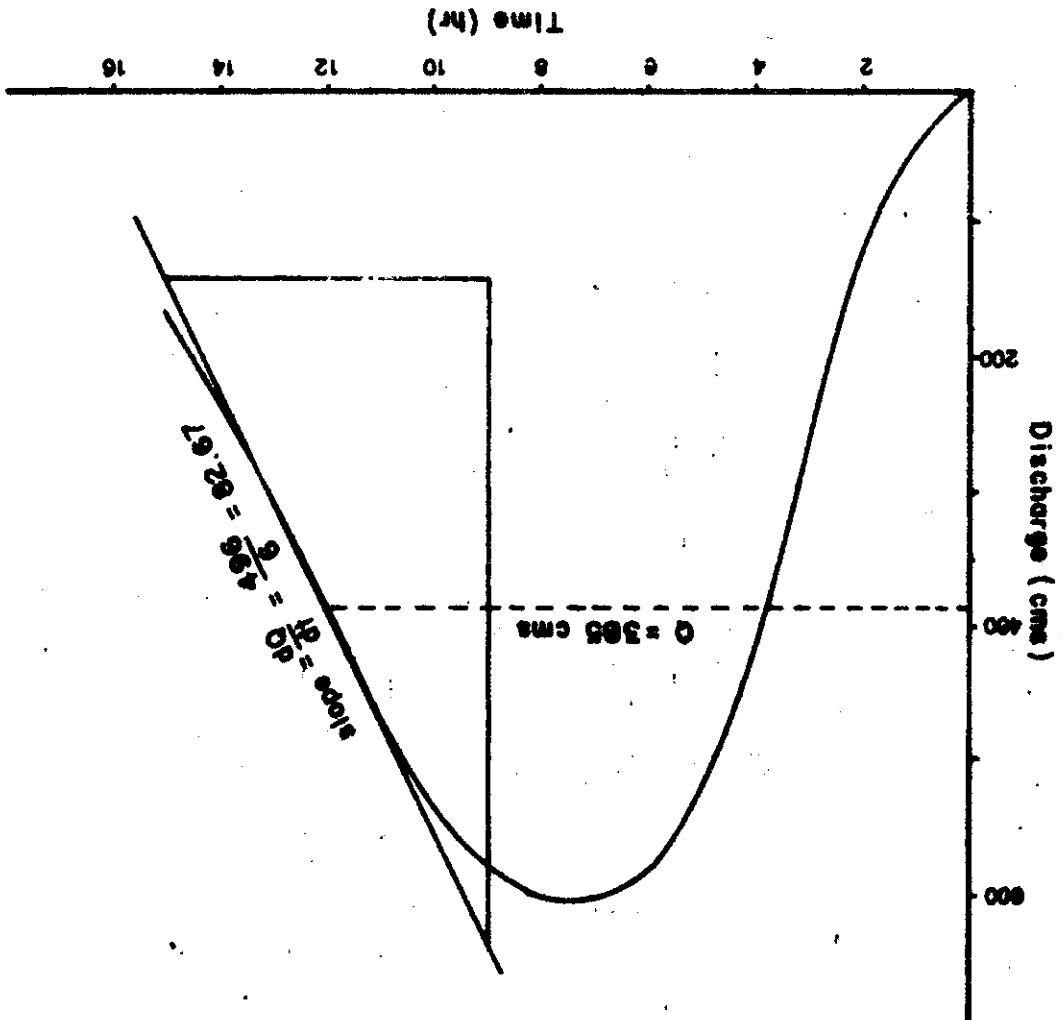


Fig 7.4.5 The Discharge vs Time graph showing the inflection point

July 7-4-6 1884-1885 K



$$= 1.35 \text{ min.}$$

$$= \frac{5,814 \times 1 \times 60 \times 60}{1555 \times 10^6} = 0.0135 \text{ min}$$

$$t = 8 \text{ min}$$

$$= 452.9 \text{ min}$$

(6) t_{lag}

$$t_{lag} = \frac{z}{u(t) + u(t-1)}$$

(6) t_{lag} is the time lag in min duration

$$= 0.997 \text{ min.}$$

การวิเคราะห์น้ำท่วมด้วยหลักความถี่ของการเกิด (Flood Frequency Analysis)

จุดประสงค์หลักของการวิเคราะห์น้ำท่วมด้วยหลักความถี่ของการเกิด ก็เพื่อใช้ในการออกแบบทางน้ำล้นของเขื่อน สะพาน ท่อลอด หรืออาคารประกอบอื่น ๆ และเพื่อใช้ในการหาคูณค่าทางเศรษฐศาสตร์ (Economic Value) ของโครงการนั้น ๆ อีกด้วย ดังนั้นจะเห็นว่าสิ่งที่เราต้องการทราบก็คือปริมาณน้ำท่วมสูงสุด (Flood peak) ซึ่งปัญหาในการออกแบบนั้นอยู่ที่ว่าเราจะใช้ค่าสูงสุดอันไหนในการออกแบบ ตัวอย่างเช่นในการออกแบบทางน้ำล้น (Spillway) เราอาจจะใช้ค่าปริมาณน้ำท่วมสูงสุดในรอบ 10 ปีมาใช้ในการออกแบบ ซึ่งจะได้ค่าปริมาณน้ำท่วมสูงสุดค่าหนึ่ง และจะมีผลทำให้ราคาค่าก่อสร้างของอาคารมีค่าใช้จ่ายในปริมาณหนึ่งไปด้วย โดยมีผลตอบแทนคิดเป็นมูลค่าได้จำนวนหนึ่ง แต่ถ้าหากว่าเราใช้ค่าปริมาณน้ำท่วมสูงสุดในรอบ 50 ปีมาออกแบบแล้ว ราคาค่าก่อสร้างที่ใช้ก็อาจจะสูงขึ้น และผลตอบแทนก็อาจจะสูงตามไปอีกด้วย

ค่าปริมาณน้ำท่วมสูงสุดในช่วงเวลาต่าง ๆ นั้น พร้อมทั้งกับความถี่ของการเกิดนั่นเองที่เราเรียกว่า Flood Frequency ซึ่งในการวิเคราะห์เราสามารถกระทำได้ 2 วิธีคือ

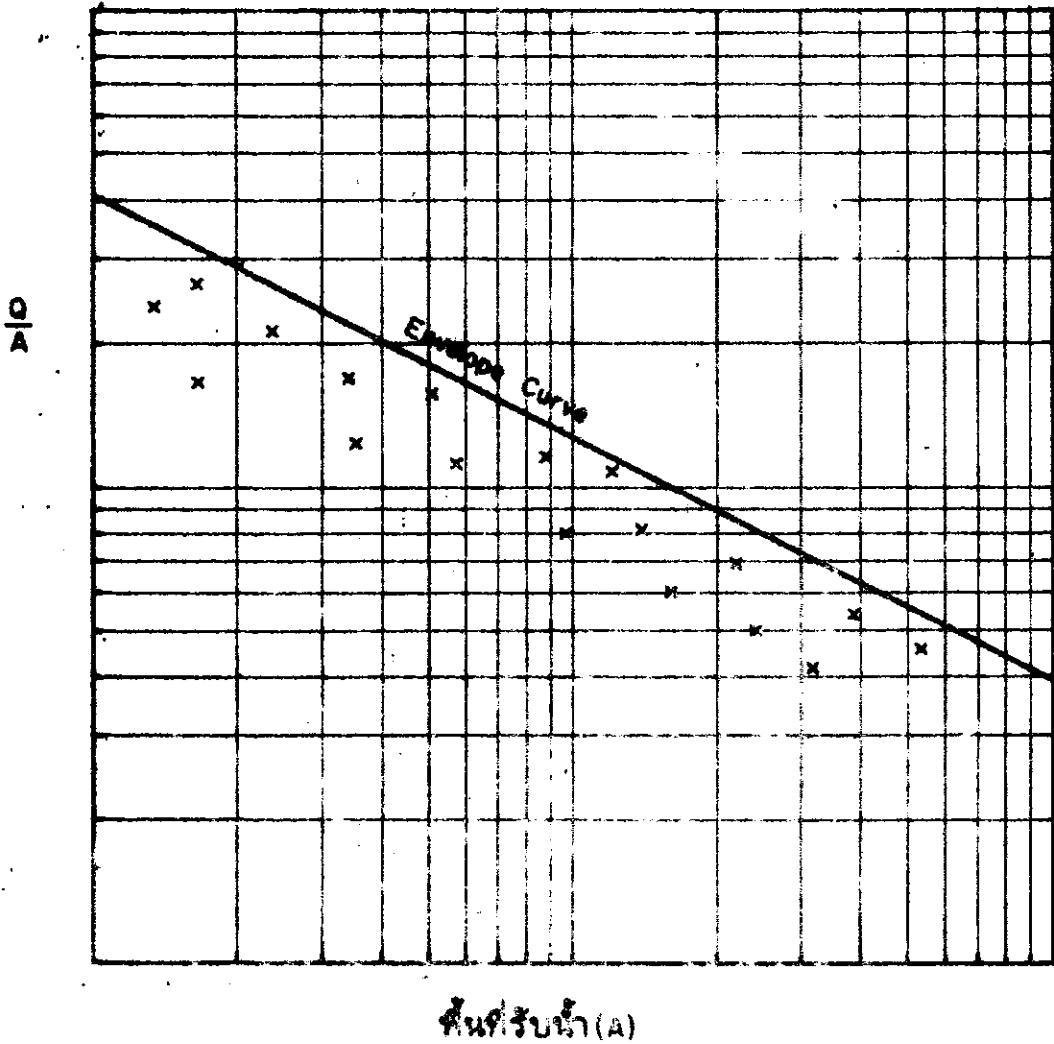
- 1) วิธีเอ็มไพริกัล (Empirical Method)
- 2) วิธีทางสถิติ (Statistical Method)

8.1 วิธีเอ็มไพริกัล (Empirical Method)

ในปัจจุบันได้มีการวัดปริมาณน้ำท่วมที่สำคัญ ๆ ไว้เป็นจำนวนมาก ทั้งที่บริเวณสถานีวัดน้ำ (Gauging station) และที่บริเวณจุดต่าง ๆ ซึ่งทำให้เรามีข้อมูลของปริมาณน้ำท่วมเป็นจำนวนมากที่เกิดจากส่วนต่าง ๆ ของพื้นที่รับน้ำ ข้อมูลเหล่านี้เมื่อได้รับการวิเคราะห์ที่ถูกต้อง ก็จะเป็นหลักสำคัญที่จะใช้ในการออกแบบ

8.1.1 Envelope Curve มีสูตรต่าง ๆ หลายสูตรที่ได้ถูกพัฒนาขึ้นเพื่อใช้ในการคำนวณหาปริมาณน้ำท่วมสูงสุดที่จะเกิดขึ้นได้ ณ ที่ใดที่หนึ่ง วิธีการเหล่านี้ได้ใช้ค่าของปริมาณน้ำท่วมสูงสุดที่รู้ค่าอยู่แล้วที่จุดต่าง ๆ โดยไม่คำนึงถึงความถี่ของการเกิดขึ้นของน้ำท่วม ดังนั้นเมื่อขอบเขตของพื้นที่ที่เราใช้หาปริมาณน้ำท่วมนั้นกว้างมาก ๆ และรวมไปทั้งพื้นที่ที่มีลักษณะทางอุทกวิทยาต่างกัน ค่าที่ได้จะมีความผิดพลาดร่วมอยู่ด้วยมาก ซึ่งไม่เหมาะที่จะนำไปใช้ในการออกแบบ สูตร

ต่าง ๆ ที่กล่าวถึงมานี้ได้มาจากการพล็อตข้อมูลของ $\frac{\text{Peak Discharge}}{\text{Area}}$ ($\frac{Q}{A}$) กับ A (พื้นที่รับน้ำของ Discharge) แล้วลากเส้น Envelope Curve ดังแสดงในรูปที่ 8.1.1 จากเส้น Envelope Curve นี้ได้จึงได้หาสมการของกราฟออกมาใช้งาน



รูปที่ 8.1.1 Envelope Curve สำหรับภูมิภาค

Envelope Curve สำหรับภูมิภาคนี้อาจจะเป็นเส้นตรงหรือเป็นเส้นโค้งก็ได้ มีสูตรอยู่ 3 สูตรสำหรับ Envelope Curve คือ

1. สูตรของ Talbat ซึ่งเป็นเส้นตรง

$$Q = CA^n \quad 8.1.1.1$$

2. สูตรของ Myers เป็นเส้นตรงเหมือนกัน

$$Q = CA^{\frac{1}{2}} \quad 8.1.1.2$$

3. สูตรของ Creager เป็นเส้นโค้ง

$$Q = 46 CA^{0.994} A^{-0.048} \quad 8.1.1.3$$

องค์การ SCSAR ได้แบ่งพื้นที่ในตะวันออกเฉียงใต้ออกเป็น 3 ภูมิภาค คือ

A - พม่า อินโดจีน ปากีสถาน บังกลาเทศและศรีลังกา

B - กัมพูชา จีนแผ่นดินใหญ่ อินโดนีเซีย ลาว มาเลเซียและประเทศไทย

C - ฟิลิปปินส์ เกาหลี ฟิลิปปินส์และเวียดนาม (พื้นที่ภายใต้อิทธิพลของไต้ฝุ่น)

และให้สูตรสำหรับ Envelope Curve ของพื้นที่เหล่านี้เป็น

พื้นที่ A กราฟเส้นตรง

$$Q = 206 A^{\frac{1}{2}}$$

กราฟเส้นโค้ง

$$Q = 5.37 A^{1.44} A^{-0.05}$$

พื้นที่ B

กราฟเส้นตรง

$$Q = 97 A^{\frac{1}{2}}$$

กราฟเส้นโค้ง

$$Q = 0.35 A^{1.6} A^{-0.05}$$

พื้นที่ C

กราฟเส้นตรง

$$Q = 364 A^{\frac{1}{2}}$$

กราฟเส้นโค้ง

$$Q = 87 A^{\frac{1}{2}} A^{-0.05}$$

8.1.2 ใช้สมการ Rational

สมการของ Rational นี้ นิยมใช้กันในการหาปริมาณน้ำท่วมสูงสุดของพื้นที่ในเขตเมือง หรือพื้นที่ที่มีพื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก สูตรดังกล่าวคือ

$$Q = C I A \tag{8.1.2.1}$$

ในเมื่อ

- Q = ปริมาณน้ำท่วมสูงสุดของความเร็วของการเกิดของความชื้นของฝนอันหนึ่ง
- C = สัมประสิทธิ์ของน้ำท่า ซึ่งขึ้นอยู่กับลักษณะของพื้นที่รับน้ำ
- I = ความชื้นของฝนที่ความเร็วของการเกิดที่กำหนดมาให้
- A = พื้นที่รับน้ำเป็น เอเคอร์

I สามารถคำนวณได้จาก

$$I = \frac{K T^x}{t^b} \tag{8.1.2.2}$$

- K = สัมประสิทธิ์ขึ้นอยู่กับตำแหน่งที่ตั้งทางธรณีวิทยา
- T = รอบปีการเกิดซ้ำ (Return period) สำหรับความชื้นของฝน I เป็น นิ้ว/ชม. ในช่วงเวลา t นาที ที่จะมีค่าเท่ากับหรือมากกว่า
- x, b = ค่าคงที่ของภูมิภาค
- t = ช่วงเวลาที่เกิดความชื้นของฝน I นิ้ว/ชม. ซึ่งมีค่าเท่ากับ time of concentration (t_c) ดังนี้

$$t_c = \frac{J^{1/e}}{(CAK)^s T^{2.8}} \tag{8.1.2.3}$$

เมื่อ $s = 1/(4-e)$

J = watershed factor = $1/PFS$ P คือ Shape

factor, F = Channel hydraulic factor และ S = slope factor

และ

$$C = C_{\max} \left(\frac{T}{100} \right)^x \quad 8.1.2.4$$

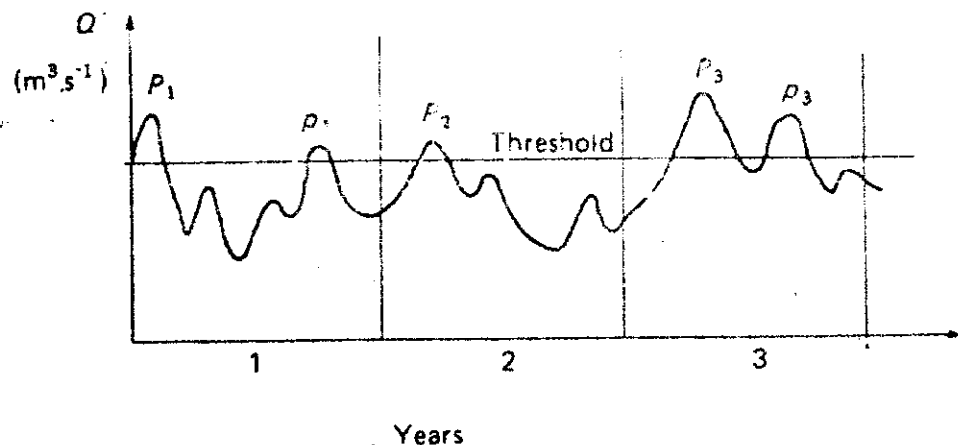
เมื่อ

$$C_{\max} = \text{สัมประสิทธิ์ของน้ำท่าที่จำกัดที่เพิ่มขึ้น โดยมีรอบปีการเกิดซ้ำเท่ากับ 100 ปี}$$

8.2 วิธีทางสถิติ (Statistical Method)

ปริมาณน้ำท่าสูงสุดที่เกิดขึ้นทันทีทันใดจะหาได้จากเครื่องมือวัดระดับน้ำอัตโนมัติที่ทำการสอบเทียบแล้ว ซึ่งจะเป็นข้อมูลที่สำคัญที่สุดสำหรับนักอุทกวิทยาโดยยิ่งได้ข้อมูลที่ต่อเนื่องและไม่ขาดหายไป ยิ่งยาวเท่าไร ก็ยิ่งเป็นประโยชน์มากขึ้นเท่านั้น แม้กระนั้นก็ตามก็เป็นการยากที่จะให้ได้ข้อมูลที่ยาวเพียงพอที่จะใช้ในการออกแบบงานทางวิศวกรรมที่มีอายุการใช้งาน ตามต้องการได้ เพราะว่าเราต้องการทราบปริมาณการไหลสูงสุดเท่าที่จะเป็นไปได้ในการประเมินหาความถี่ของการเกิดน้ำท่วม

นักอุทกวิทยาได้ทำการแบ่งปริมาณการไหลสูงสุดออกเป็น 2 แบบ คือ Annual maximum series และ Partial duration series ซึ่งจะสามารถเข้าใจได้ง่ายยิ่งขึ้นจากที่แสดงอยู่ในรูปที่ 8.2.1 ถ้า Annual Maximum Series จะนับเอาปริมาณการไหลสูงสุด (Maximum peak discharge) ในแต่ละปีของข้อมูลที่มีเก็บไว้ จึงทำให้จำนวนของข้อมูลที่เก็บไว้เท่ากับความยาวเป็นปีของข้อมูลที่มีเก็บไว้ เพื่อการใช้งานในทางสถิติแล้ว ข้อมูลที่มีปริมาณการไหลสูงสุดที่เลือกได้นั้นเป็นอิสระต่อกัน ซึ่งบางครั้งเป็นไม่ได้ยาก ตัวอย่างเช่นปริมาณการไหลสูงสุดประจำปีที่เกิดในเดือนมกราคม อาจจะมีการสัมพันธ์กับปริมาณการไหลสูงสุดประจำปีที่เกิดขึ้นในเดือนธันวาคมที่แล้วก็ได้ ด้วยสาเหตุนี้ในบางครั้งเราจึงแนะนำให้มีปีน้ำ (Water Year) มากกว่าใช้ปีตามปฏิทินในการหา Maximum peak discharge series ส่วน Partial duration series นั้นนับเอาค่าสูงสุดทุกค่าที่มากกว่าระดับปริมาณการไหลระดับหนึ่ง หรือที่เรียกว่าค่า Threshold ดังนั้นจึงอาจจะเรียกว่า "Peak over threshold" (POT) โดยปกติแล้วจะมีข้อมูลที่ใช้สำหรับการวิเคราะห์ใน Series แบบนี้มากกว่าแบบแรก แต่ว่ามันจะมีโอกาสที่จะมีค่าสูงสุดที่มากกว่าสัมพันธ์กันมากกว่า ซึ่งจะเป็นผลทำให้



รูปที่ 8.2.1 Flood peak data series

ข้อสมมุติว่าข้อมูลไม่มีความสัมพันธ์ซึ่งกันและกันไม่เป็นความจริง

จากรูป 8.2.1 P_1 , P_2 และ P_3 คือ Annual series และ p_1 , p_2 , P_2 , P_3 และ p_3 คือ POT series เราจะเห็นได้ว่าค่าสูงสุดอันหนึ่งใน POT series คือ p_3 นั้นมีค่ามากกว่าค่าสูงสุดประจำปีในปีที่ 2, P_2 สำหรับข้อมูลที่ยาวมาก ๆ จะเป็นการดีกว่าถ้าเราเลือกค่า Threshold ที่เหมาะสมสำหรับพิจารณาค่าสูงสุดที่สำคัญ ๆ ทุกค่า เพื่อให้ได้ series ที่มีความยาวเท่ากับจำนวนปีของข้อมูลซึ่งนับว่าเป็นว่าจะต้องเป็นหนึ่งค่าต่อหนึ่งปี ซึ่งเราเรียก Series แบบนี้ว่า Annual Excedance Series ซึ่งเป็น Series แบบเฉพาะของ POT Series

การวิเคราะห์ความถี่ของการเกิดน้ำท่วมจะเกี่ยวข้องกับการประเมินหาค่าปริมาณการไหลสูงสุด ซึ่งคาดว่าจะเกิดขึ้นเท่ากับหรือมากกว่า โดยเฉลี่ยหนึ่งครั้งในช่วงที่กำหนดคือ T ปี ค่า Q_T สูงสุดที่เกิดขึ้นในลักษณะนี้จะเรียกได้ว่ามีปีการเกิดซ้ำ (Return period หรือ Recurrence interval) เท่ากับ T ปี ปีการเกิดซ้ำ เช่น T ปี คือค่าเฉลี่ยระยะยาวของช่วงเวลาระหว่างที่เกิดปริมาณการไหลสูงสุดมากกว่า Q_T แต่จะต้องเน้นว่าช่วงเวลาเหล่านี้ อาจจะผันแปรค่อนข้างมากไปจากค่าเฉลี่ยของ T ดังนั้นข้อมูลอันหนึ่งอาจจะแสดงว่ามีรอบปีการเกิดซ้ำ 25 ปี Q_{25} แต่เกิดขึ้นในช่วงระยะเวลาที่มากกว่าหรือน้อยกว่า 25 ปีมาก ถึงแม้

จะเป็นที่ต่อเนื่องกันก็ตาม หรืออีกนัยหนึ่งก็คือ เราอาจจะจำเป็นต้องประเมินหารอบมีการเกิดซ้ำของน้ำท่วมสูงสุดอันใดอันหนึ่งโดยเฉพาะ

8.2.1 การแสดงด้วยกราฟ (Graphical presentation)

บ่อย ๆ ครั้งที่เราถูกทักทายว่าเป็นต้องวิเคราะห์ข้อมูลเป็นจำนวนมาก แต่เนื่องจากว่ามันเป็นการยากที่จะมองเห็นภาพรวมของข้อมูลทั้งหมดได้จากการร่างดังเช่นตารางที่ 8.2.1 ดังนั้นจึงเป็นการดีที่ในชั้นแรกเราจะทำการพล็อตข้อมูลในแบบของกราฟแท่งของความถี่ (Frequency histogram) ซึ่งกระทำโดยจัดกลุ่มข้อมูลออกเป็นชั้น ๆ (Class) และทำการพล็อตกราฟแท่งด้วยจำนวนของความถี่สัมพัทธ์ (Relative frequency) ของข้อมูลที่มีบันทึกไว้ในชั้นนั้น ๆ กับจุดกึ่งกลางของชั้น ซึ่งเรียกว่า Class Mark

ในการจัดข้อมูลเข้าชั้นต่าง ๆ นั้น เรามักจะเจอกับคำถามที่ว่าเราจะทำอะไรกับข้อมูลที่มีค่าเท่ากับ ขอบเขตของชั้น (Class boundary) สิ่งหนึ่งที่เราจะทำได้ก็คือทำการกำหนดขอบเขตของชั้นโดยใช้ตัวเลขที่มีรายละเอียดมากกว่าข้อมูลจริง ๆ ดังเช่นข้อมูลในตารางที่ 8.2.1 อัครการไหลสูงสุด (cfs) Kentucky River, near Salvisa, Kentucky

1895	47,300	1917	111,000	1939	84,300
96	54,400	18	71,700	40	45,000
97	87,200	19	96,100	41	28,400
98	65,700	20	92,500	42	46,000
99	91,500	21	34,100	43	80,400
1900	53,500	22	69,000	44	55,000
01	67,300	23	73,400	45	72,900
02	78,000	24	99,100	46	71,200
03	66,900	25	79,200	47	46,800
04	34,700	26	62,600	48	84,100
05	58,000	27	93,700	49	61,300
06	47,000	28	68,700	50	87,100
07	66,300	29	80,100	51	70,500
08	80,900	30	32,300	52	77,700
09	80,000	31	43,100	53	44,200
10	52,300	32	77,000	54	20,600
11	58,000	33	53,600	55	85,000
12	67,200	34	70,800	56	82,900
13	115,000	35	89,400	57	88,700
14	46,100	35	62,600	58	60,200
15	52,400	37	112,000	59	40,300
16	94,300	38	44,000	60	50,500

8.2.1 ให้ค่าใกล้เคียงที่สุดเป็น 100 cfs โดยการเลือกขอบเขตของชั้นที่มีค่าใกล้เคียงที่สุดเป็น 50 cfs (เช่น 19,950; 29,950.....) เราก็จะแน่ใจได้ว่าค่าต่าง ๆ ของข้อมูลจะไม่ตรงพอดีกับขอบเขตของชั้น หรืออาจจะทำได้ก็วิธีหนึ่งโดยการจัดให้ข้อมูลที่พอดีกับขอบเขตของชั้น ให้อยู่ในชั้นต่อไปที่สูงกว่า (หรือต่ำกว่า) เสมอหรือสลับกันก็ได้

การเลือกช่วงของชั้น (Class interval) และค่าแห่งของ Class mark อันแรกจะมีผลกระทบต่อลักษณะของกราฟแท่งความถี่ (Frequency histogram) ความกว้างที่พอเหมาะของช่วงของชั้นจะขึ้นอยู่กับช่วงของข้อมูล จำนวนข้อมูลที่บันทึกได้ และลักษณะของข้อมูล มีข้อเสนอแนะอยู่หลายแบบในการสร้างกราฟแท่งความถี่ Spiegel (1961) แนะนำว่ากราฟแท่งความถี่ควรจะมียันตั้งแต่ 5 ถึง 20 ชั้น Steel และ Torric (1960) แนะนำว่าช่องของชั้นไม่ควรจะมากกว่าหนึ่งในสี่ถึงครึ่งหนึ่งของค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard deviation) ของข้อมูล Sturges (1926) แนะนำว่าจำนวนชั้นสามารถจะหาได้จาก

$$m = 1 + 3.3 \log n \quad 8.2.1$$

เมื่อ m = จำนวนชั้น (Number of classes)

n = จำนวนของข้อมูล

ไม่ว่าจะใช้เกณฑ์แบบใดก็ตาม จะต้องงำไว้ว่าเราจะสูญเสียความไว (Sensitivity) ของผลลัพธ์ที่ได้ ถ้าเราใช้มันมากหรือน้อยเกินไป ชั้นที่น้อยเกินไปจะขจัดรายละเอียดออกไปและปิดบังรูปแบบพื้นฐานของข้อมูล ชั้นที่มากเกินไปเป็นผลทำให้เกิดรูปแบบที่ไม่แน่นอนของความถี่ที่ต่ำและสูงสลับกัน ถ้าเป็นไปไม่ได้ช่วงของชั้น (Class interval) และ Class mark ควรจะเป็นเลขจำนวนเต็ม

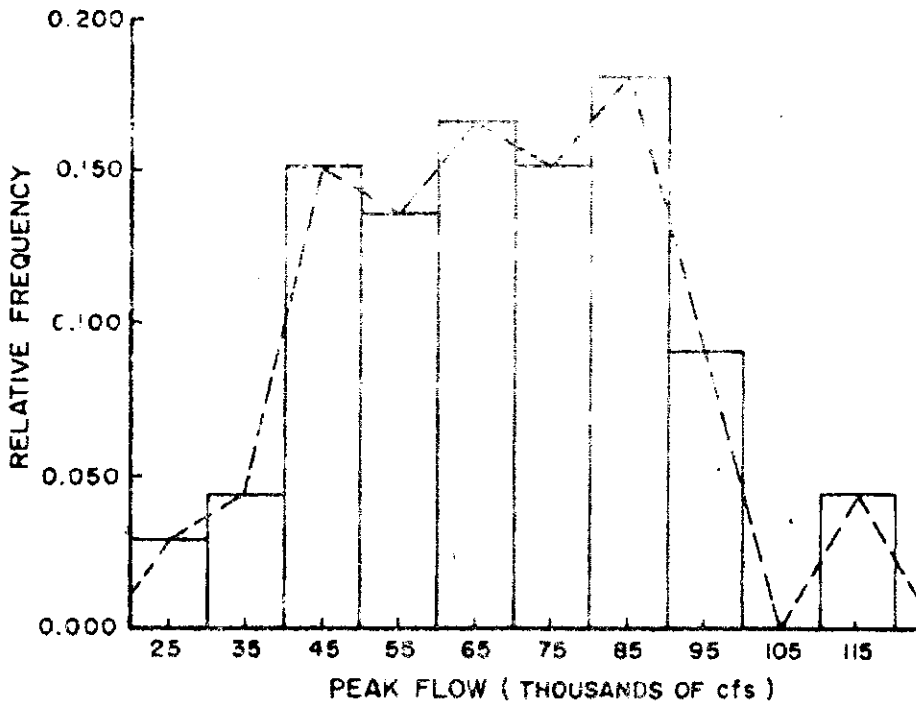
ตารางที่ 8.2.2 ตารางของอัตราการไหลสูงสุด Kentucky River, near
Salvisa, Kentucky

Class mark	Number	Relative Frequency	Cumulative
			Relative Frequency
25,000	2	.030	0.030
35,000	3	.045	.075
45,000	10	.152	.227
55,000	9	.136	.363
65,000	11	.167	.530
75,000	10	.152	.682
85,000	12	.182	.864
95,000	6	.091	.955
105,000	0	.000	.955
115,000	5	.045	1.000

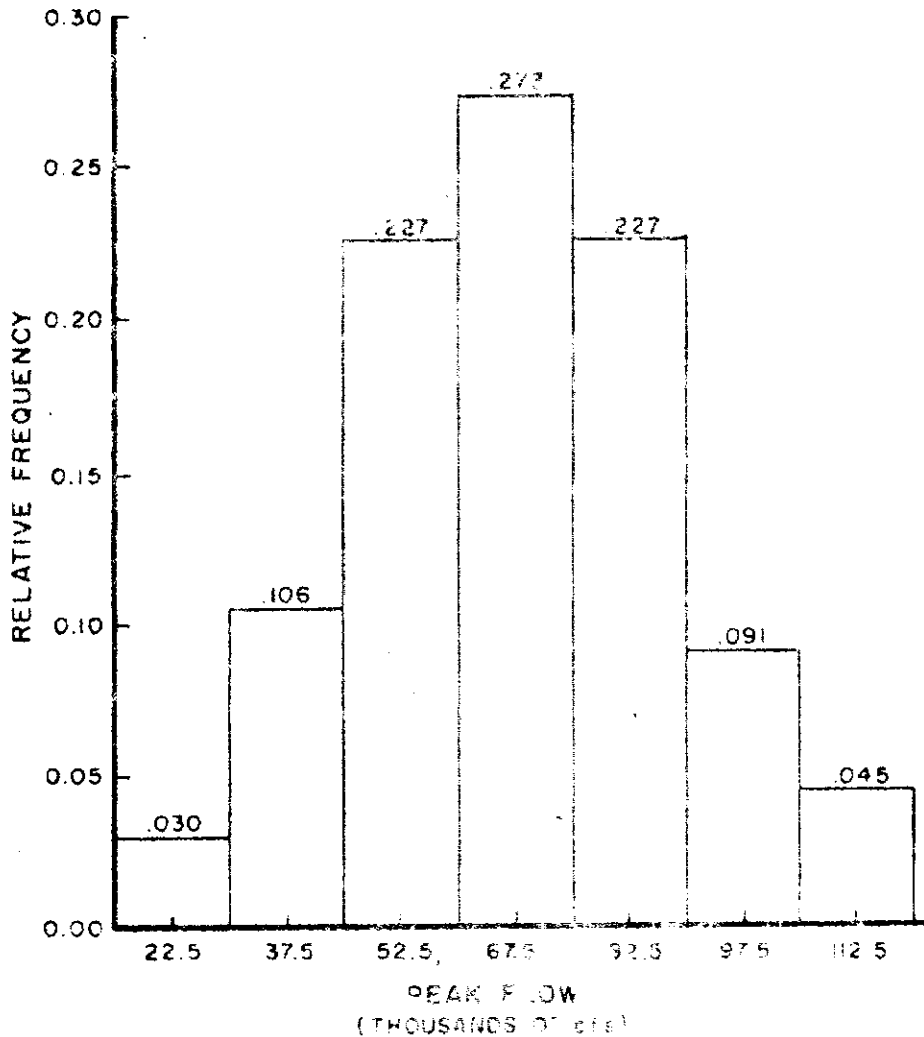
ตารางที่ 8.2.2 แสดงถึงตารางของข้อมูลที่ี้มาจากตารางที่ 8.2.1 แล้วทำการพล็อตข้อมูลในตารางที่ 8.2.2 ลงในรูปที่ 8.2.1 ซึ่งในที่นี้ใช้ช่วงของชั้นเท่ากับ 10,000 cfs

อิทธิพลของจำนวนของช่วงของชั้น สามารถเห็นได้โดยการเปรียบเทียบรูปที่ 8.2.1 กับรูปที่ 8.2.2 รูปที่ 8.2.2 นั้นเป็นการพล็อตข้อมูลของแม่น้ำ Kentucky โดยใช้ช่วงของชั้นเท่ากับ 15,000 cfs และมี 7 ชั้น จากสมการที่ 8.2.1 ก็จะได้ว่าควรแบ่งออกเป็น 7 ชั้นเช่นเดียวกัน รูปที่ 8.2.2 นั้นเรียกว่าและแสดงให้เห็นลักษณะการกระจายของความเป็นไปได้ (Probability distribution) ได้อย่างเด่นชัดมากกว่ารูปที่ 8.2.1

อีกวิธีการหนึ่งซึ่งมักนิยมใช้ในการนำเสนอข้อมูลก็คือการพล็อตกราฟของการกระจายของความถี่สัมพัทธ์สะสม (Cumulative Relative frequency distribution) การกระจายของความถี่สัมพัทธ์สะสมจะแสดงถึงความถี่ของการเกิดขึ้นของ event ที่น้อยกว่า

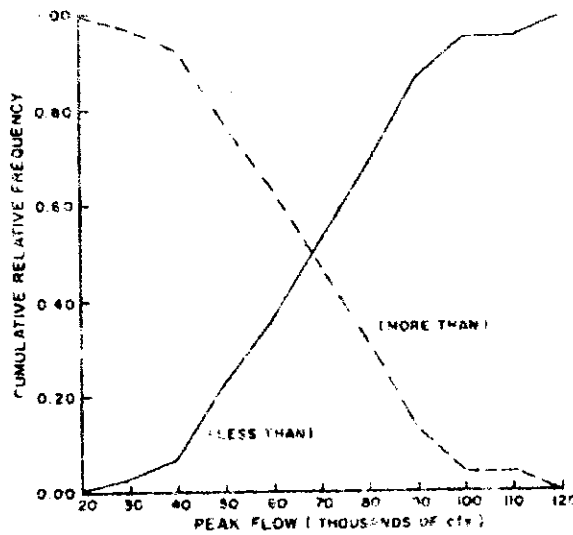


รูปที่ 8.2.1 กราฟแท่งความถี่สำหรับอัตราการไหลสูงสุดของแม่น้ำ Kentucky



รูปที่ 8.2.2 กราฟแท่งความถี่สำหรับอัตรา กระแสไหลสูงสุดของแม่น้ำ Kentucky ใช้ช่วง ของ bin เท่ากับ 15,000 cfs

(หรือมากกว่า) ค่าที่กำหนดให้ค่าใดค่าหนึ่ง ซึ่งหาได้โดยการรวมเอาความถี่สัมพัทธ์เข้าด้วยกันและพล็อตผลบวกสะสมกับค่าของข้อมูลที่ตรงกัน ถ้าแทนตั้งใช้ค่าของผลบวกจากค่าน้อยไปมาก (หรือมากไปน้อย) ในการพล็อต ผลลัพธ์ที่ได้จะเรียกว่า กราฟของสะสมถี่ของการเกิดน้อยกว่า (หรือมากกว่า) ค่าของของข้อมูลที่ตรงกันกับความถี่นั้น ๆ รูปที่ 8.2.3 คือ ความถี่สะสมที่พล็อตจากข้อมูลในตารางที่ 8.2.2 และรูปที่ 8.2.1



รูปที่ 8.2.3 ความถี่สะสมของอัตราการไหลสูงสุด Kentucky River

8.2.2 การกระจายแบบ Normal

เมื่อเราสามารถแสดงข้อมูลทางอุทกวิทยาที่ครบถ้วนแล้ว ขึ้นต่อไปเราก็จะพยายามที่จะ *fit* การกระจายความถี่ของข้อมูลที่เราได้ับรูปแบบของการกระจายของการเกิดที่เป็นไปได้ทางทฤษฎี (Theoretical probability distribution) ซึ่งมีอยู่หลายแบบ ในการ *fit* ข้อมูลนี้เราจะต้องเน้นเพื่อความเข้าใจว่า การกระจายของความถี่ที่เป็นไปได้ทางทฤษฎีนั้น ไม่ใช่เป็นตัวแทนที่แน่นอนของข้อมูลทางอุทกวิทยา แต่เป็นเพียงนิยามที่แสดงถึงการประมาณโดยอาศัยหลักการที่อยู่เบื้องหลังทฤษฎีนั้น ๆ และได้มีการพิสูจน์แล้วว่า มีประโยชน์ในการใช้อธิบายถึงลักษณะของข้อมูลที่มีบันทึกได้ รูปแบบของการกระจายของการเกิดที่เป็นไปได้ทางทฤษฎีที่ใช้กันบ่อย ๆ มีอยู่หลายแบบ แต่ในที่นี้จะกล่าวถึงเพียงแต่ การกระจายแบบ Normal เท่านั้น

การกระจายแบบ Normal เป็นการกระจายแบบมี parameter 2 ตัว โดยมี Density function (เป็น function ที่มีลักษณะเหมือนกับกราฟแท่งในรูปที่ 8.2.1 และ 8.2.2 แต่ได้จากข้อมูลต่อเนื่องกันเท่านั้น) เป็น

$$P_x(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{1}{2}(x - \theta_1)^2/\sigma^2} \quad -\infty < x < \infty \quad 8.2.2.1$$

โดยมี parameter 2 ตัวคือ $\theta_1 = \mu$ และ $\sigma^2 = \sigma$ ดังนั้นเราจะเขียนการกระจายแบบ Normal ได้ใหม่ว่า

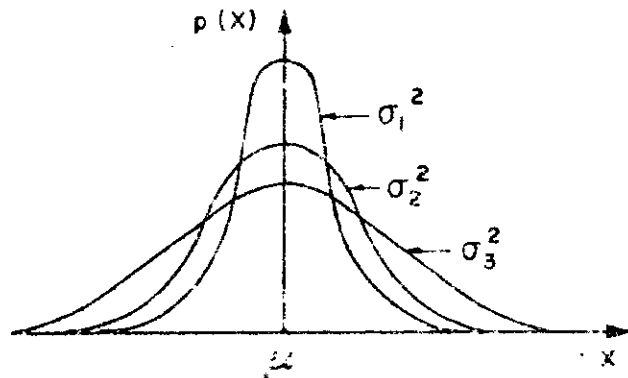
$$P_x(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{1}{2}(x - \mu)^2/\sigma^2} \quad -\infty < x < \infty \quad 8.2.2.2$$

ดังนั้น การกระจายแบบ Normal ก็เป็นการกระจายแบบมี parameter 2 ตัว ซึ่งมีรูปลักษณะเหมือนระฆัง ซึ่งมีความต่อเนื่องและ symmetry กับค่าของ μ (คือค่าเฉลี่ยทางเลขคณิตของข้อมูล $\mu = \frac{\sum x}{N}$, N คือจำนวนข้อมูล) ถ้า μ มีค่าคงที่และเราผันแปร σ^2 (คือค่า standard deviation หรือ variance ของข้อมูล $\sigma^2 = \frac{\sum (x-\mu)^2}{N-1}$) ไป รูปแบบการกระจายจะเปลี่ยนไปดังรูปที่ 8.2.2.1 ถ้าเราให้ σ^2 มีค่าคงที่และผันแปร μ ไป รูปแบบการกระจายจะไม่เปลี่ยนแปลงทางรูปร่าง แต่จะเปลี่ยนตำแหน่งไปจากเดิมดังแสดงในรูปที่ 8.2.2.2 การกระจายแบบ Normal นี้ จะแสดงโดยสัญลักษณ์ $N(\mu, \sigma^2)$ ซึ่งแสดงว่าตัวแปรที่กล่าวถึงเป็นการกระจายแบบ Normal โดยมีค่า mean เท่ากับ μ และ variance เท่ากับ σ^2

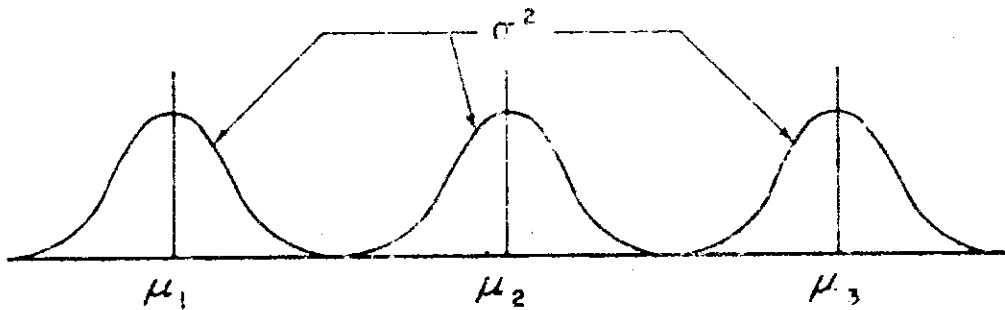
ความเป็นไปให้ที่ x มีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ x เมื่อ x คือ $N(\mu, \sigma^2)$ สามารถจะทราบได้จาก

$$\text{prob}(X < x) = P_x(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{1}{2}(t-\mu)^2/\sigma^2} dt \quad 8.2.2.3$$

สมการนี้ (8.2.2.3) ไม่สามารถจะวิเคราะห์ออกมาได้ ดังนั้นเราจึงจำเป็นต้องใช้วิธีการโดยประมาณในการอินทิเกรต ถ้าเราทำตารางสำหรับการอินทิเกรตออกมา เราจะต้อง



รูปที่ 8.2.2.1 การกระจายแบบ Normal ที่มีค่า mean คงที่ และ variance ต่างกันไป



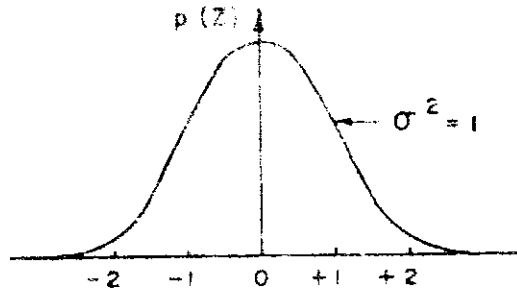
รูปที่ 8.2.2.2 การกระจายแบบ Normal โดยมี variance เท่ากัน แต่ค่า mean ต่างกัน

พารามิเตอร์ของ μ และ σ^2 แยกออกจากกันต่างหาก แต่ถ้าใช้การเปลี่ยนรูปตัวแปรเชิงเส้นตรง โดยใช้ $z = (x-\mu)/\sigma$ แล้วตัวแปร random z จะมีลักษณะในรูป $N(0,1)$ ซึ่งในที่นี้ตัวแปร random z จะถูก standardize (กล่าวคือมี $\mu = 0$ และ $\sigma^2 = 1$) และ $N(0,1)$ ก็ถูกเรียกว่า Standard Normal Distribution ซึ่งมี function เป็น

$$P_z(z) = (2\pi)^{-1/2} e^{-z^2/2} \quad -\infty < z < \infty \quad 8.2.2.4$$

และ Cumulative standard normal มีสูตรคำนวณได้โดย

$$\text{prob}(Z \leq z) = P_z(z) = \int_{-\infty}^z (2\pi)^{-1/2} e^{-t^2/2} dt \quad 8.2.2.5$$



รูปที่ 8.2.2.3 Standard normal distribution $(\mu = 0, \sigma^2 = 1)$

8.2.3 การสร้างกระดาษกราฟแบบ Probability

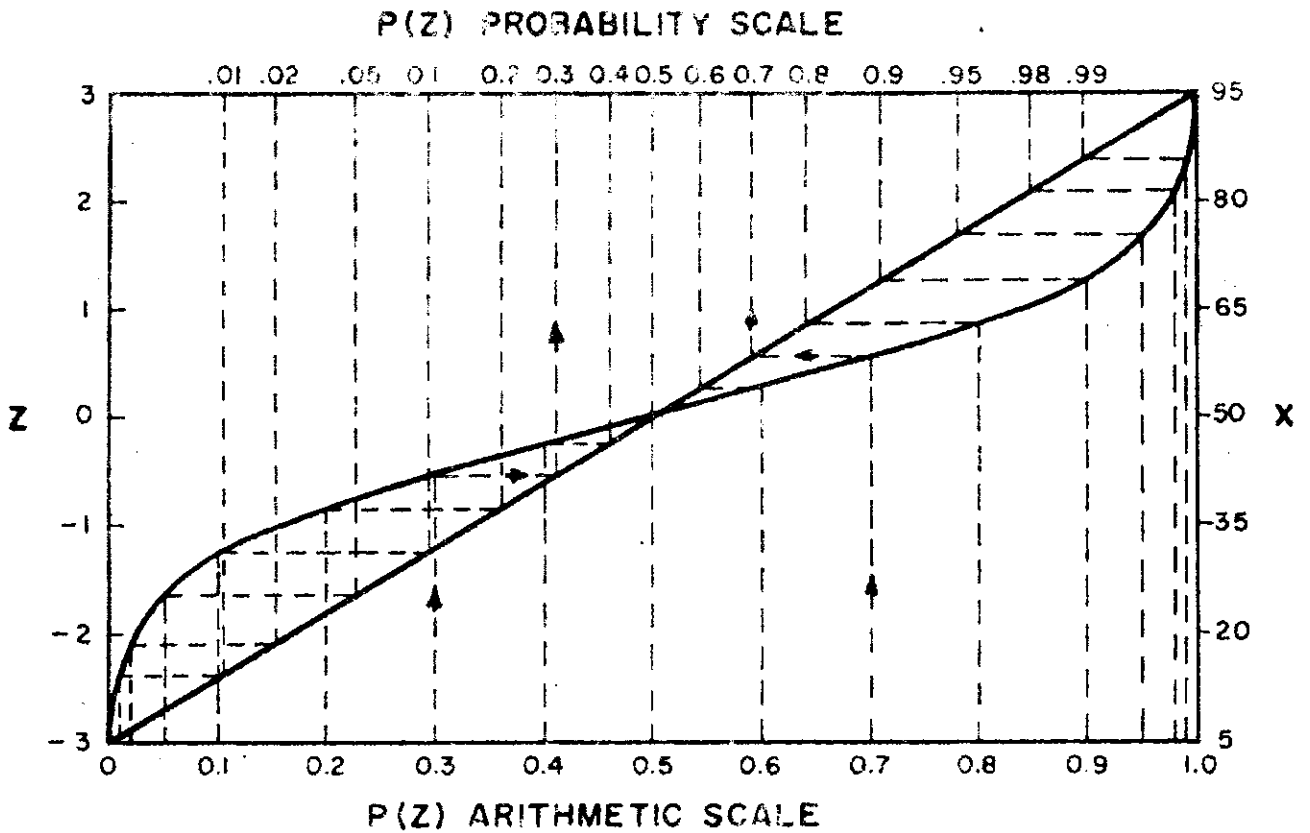
การสร้างกระดาษกราฟแบบ Probability เป็นขบวนการแปรสเกลแบบ Probability เพื่อที่ว่าเมื่อพล็อตกราฟความถี่สะสมลงไปจะได้เป็นเส้นตรง เทคนิคในการแปรรูปสเกลจะแสดงให้เห็นสำหรับการกระจายแบบ Normal (การกระจายแบบอื่นๆ ก็ใช้วิธีนี้ได้เช่นเดียวกัน) ตารางที่ 8.2.3.1 แสดงถึงค่าที่ได้มาจากตารางของ Standardized normal distribution ถ้าเราเอาข้อมูลอันนี้ไปพล็อตลงบนกระดาษกราฟธรรมดา (Arithmetic paper) เราจะได้เส้นโค้งดังแสดงในรูปที่ 8.2.3.1 เส้นโค้งนี้สามารถที่จะทำให้เป็นเส้นตรงโดยการลากเส้นตรงระหว่าง 2 จุด บนเส้นโค้งให้คลุมถึงช่วงของค่าที่เราต้องการ ดังนั้นเราจะหาสเกล Probability ได้จากเส้นประที่แสดงอยู่ในรูปที่ 8.2.3.1 ตัวอย่างเช่นเราพิจารณาจุด 0.3 บนสเกลธรรมดา จะเห็นว่าถ้าเราลากเส้นตามเส้นประตั้งขึ้นไปยังเส้นโค้ง แล้วลากในแนวราบไปยังเส้นตรง แล้วจึงลากตั้งขึ้นไปยังสเกล Probability สำหรับ $P_z(z)$ มากกว่า 0.5 เราก็ใช้วิธีการเดียวกัน ดังเห็นได้จากรูปที่ 8.2.3.1 สเกล Probability จะเบียดกันแน่นบริเวณจุดกึ่งกลาง ($P_z(z) = 0.5$) และขยายออกห่างปลายทั้งสองข้าง

ตารางที่ 8.2.3.1 Coordinates for cumulative standardized normal distribution

z	$P_z(z)$	z	$P_z(z)$
-3.0	.0013	0.5	.6915
-2.5	.0062	1.0	.8413
-2.0	.0227	1.5	.9332

ตารางที่ 8.2.3.1 (ต่อ)

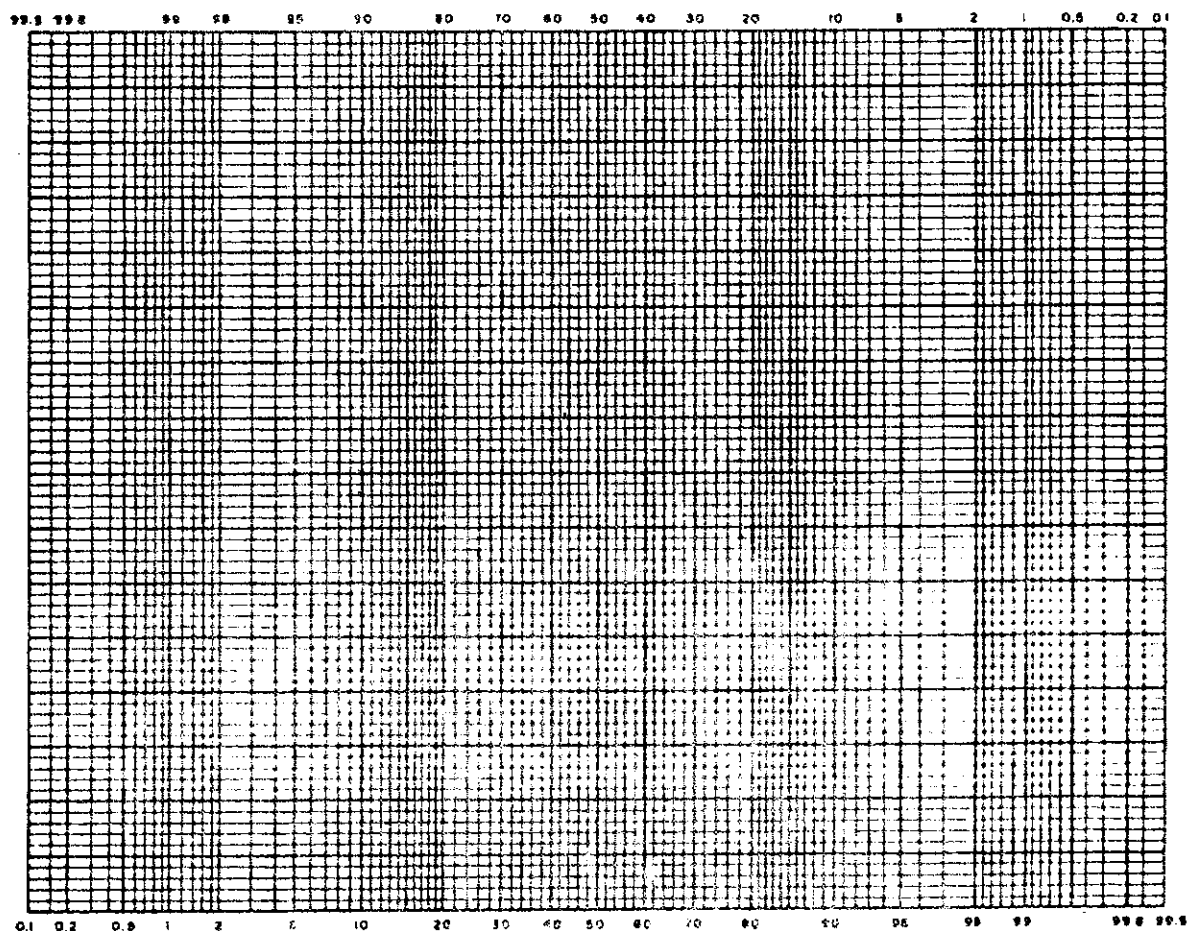
z	$P(z)$	z	$P(z)$
-1.5	.0668	2.0	.9772
-1.0	.1587	2.5	.9938
-0.5	.3085	3.0	.9987
0	.500		



รูปที่ 8.2.3.1 การสร้างกระดาษกราฟ Probability

ถ้าเราเอาตัวเลขและค่าบรรยายเกี่ยวกับแปรต่าง ๆ ออกยกเว้นเป็น Probability ผลที่ได้ก็คือ กระดาษกราฟแบบ Normal Probability รูปที่ 8.2.3.2 แสดงถึงกระดาษ Normal Probability โดยมีสเกล Probability เป็นเปอร์เซ็นต์ รูปที่มีสเกล 2 อัน เพื่อที่ว่าอันหนึ่งจะใช้สำหรับเปอร์เซ็นต์มากกว่าและอีกอันหนึ่งใช้สำหรับเปอร์เซ็นต์น้อยกว่าค่าที่แน่นอนค่าหนึ่ง ข้อมูลใด ๆ ที่มีการกระจายแบบ Normal เมื่อพล็อต

ในกระดาษ Normal Probability แล้วจะได้เป็นเส้นตรงเกิดขึ้น โดยมีค่า mean ตรงกับจุด 50 % และที่จุดห่างจากกึ่งกลาง (mean) ไปหนึ่ง Standard deviation จะตรงกับจุด 15.87 และ 84.13 % สเกลทางขวามือของรูปที่ 8.2.3.1 แสดงให้เห็นว่ากลุ่มข้อมูลที่มี $\mu = 50$ และ $\sigma = 15$ จะเป็นในลักษณะใด โดยใช้ $z = (x-\mu)/\sigma$ ในการแปรรูปสเกล z เป็นสเกล x ในรูปที่ 8.2.3.2 ถ้าสเกลในแนวตั้งเป็น log เราก็จะได้กระดาษกราฟของ log normal Probability และข้อมูลที่เหลือคือเป็นเส้นตรง ในกระดาษกราฟนี้ก็จะมีการกระจายแบบ log-normal ด้วย



รูปที่ 8.2.3.2 กระดาษกราฟ Normal Probability

8.2.4 การพล็อตข้อมูลความถี่

ตารางที่ 8.2.4.1 ตารางกำหนดค่า Plotting Position ของ Annual Flood Series

(1) Year	(2) Flood Peak	(3) Order of magnitude (m)	(4) $\frac{m}{N}$	(5) $\frac{m}{N+1}$	(6) $T = \frac{N+1}{m}$
1916	10,000	17	0.77	0.77	1.35
1917	9,950	19	0.86	0.83	1.21
1918	12,300	11	0.5	0.48	2.09
1919	16,100	7	0.32	0.30	3.29
1920	16,500	6	0.27	0.26	3.83
1921	24,000	3	0.14	0.13	7.67
1922	28,700	2	0.09	0.09	11.5
1923	10,300	16	0.86	0.70	1.44
1924	14,600	8	0.36	0.35	2.88
1925	6,700	21	0.95	0.91	1.10
1926	11,200	15	0.68	0.65	1.53
1927	14,000	9	0.41	0.39	2.56
1928	13,700	10	0.45	0.43	2.3
1929	11,300	14	0.64	0.61	1.64
1930	11,700	13	0.59	0.57	1.77
1931	10,000	18	0.82	0.78	1.28
1932	6,200	22	1.0	0.96	1.05
1933	18,200	4	0.18	0.17	5.75
1934	6,800	20	0.91	0.87	1.15
1935	17,000	5	0.23	0.22	4.6
1936	11,900	12	0.55	0.52	1.92
1937	30,900	1	0.05	0.04	23

จากตารางที่ 8.2.4.1 จะเห็นว่าข้อมูล เพียง 22 ปี ซึ่งไม่เพียงพอสำหรับการแบ่งออกเป็น ชั้นต่าง ๆ (Class interval) เพื่อใช้ในการสร้างกราฟแห่งความถี่ ดังนั้นเราจึงจัดเรียงข้อมูลตามขนาดจากมากไปหาน้อยดังแสดงในคอลัมน์ที่ 3 ในตารางที่ 8.2.4.1 เพราะฉะนั้น probability ของ flood peak ใด ๆ ที่มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับ $x = \frac{m}{N}$

($\frac{m}{N}$ เรียก Plotting Position) โดย N คือจำนวนของข้อมูลทั้งหมด หรือเขียนได้ว่า

$$\text{Prob} (X < x) = \frac{m}{N}$$

จะเห็นว่าเมื่อ $m = 22$ $\frac{m}{N} = 1$ ซึ่งแสดงว่า Prob ที่ x จะมีค่ามากกว่าหรือเท่ากับ x มีค่าเท่ากับ 100 % ซึ่งเป็นไปไม่ได้ ซึ่งเราอาจจะเปลี่ยนมาใช้ Plotting Position เป็น $\frac{m-1}{N}$ ก็จะได้เห็นว่า เมื่อ $m = 1$ Prob ก็จะเป็น 0 ซึ่งเป็นไปไม่ได้อีก ดังนั้นค่า Plotting Position ควรจะมีค่าอยู่ระหว่าง $\frac{m}{N}$ ถึง $\frac{m-1}{N}$ ซึ่งมีผู้ใช้ Plotting Position ต่าง ๆ กันหลายแบบ ดังแสดงในตารางที่ 8.2.4.2

ตารางที่ 8.2.4.2 สูตรของ Plotting position

Method	Plotting position	เมื่อ $m = 1$ และ $n = 10$	
		P	T
California	$\frac{m}{n}$.10	10
Hazen	$\frac{2m - 1}{2n}$.05	20
Beard	$1 - (0.5)^{\frac{1}{n}}$.067	14.9
Weibull	$\frac{m}{n + 1}$.091	11
Chegadavev	$\frac{m-0.3}{n+0.4}$.067	14.9
Blom	$\frac{m - \frac{3}{8}}{n + \frac{1}{4}}$.061	16.4
Tukey	$\frac{3m - 1}{3n + 1}$.065	15.5

เมื่อเราใช้ Plotting position ของ Weibull

$$X = 30,900 \quad P = \frac{m}{n + 1} = \frac{1}{23}$$

แสดงว่าProbability ที่ x จะมากกว่าหรือเท่ากับ 30,900 คือ $\frac{1}{23}$ หรืออีกนัยหนึ่งก็คือมันจะเกิดขึ้นได้อย่างน้อย 1 ปีใน 23 ปี ทั้งนี้

$$\text{Return period (T)} = \frac{N + 1}{m} = \frac{1}{p} = 23$$

(รอบการเกิดซ้ำ)

ค่าที่ได้คือรอบของการเกิดซ้ำเฉลี่ย (Average return period) ซึ่งไม่ได้หมายความว่า flood peak ไม่สามารถที่จะเกิดขึ้นได้มากกว่า 1 ครั้งในรอบ 23 ปี แต่หมายความว่า ในช่วงเวลา เช่น 1,000 ปี ถ้านับจำนวนครั้งที่เกิด flood peak มากกว่า 30,900 แล้วมาเฉลี่ยจะได้ค่าใกล้เคียงหรือเท่ากับ 23 ปี ทั้งนี้

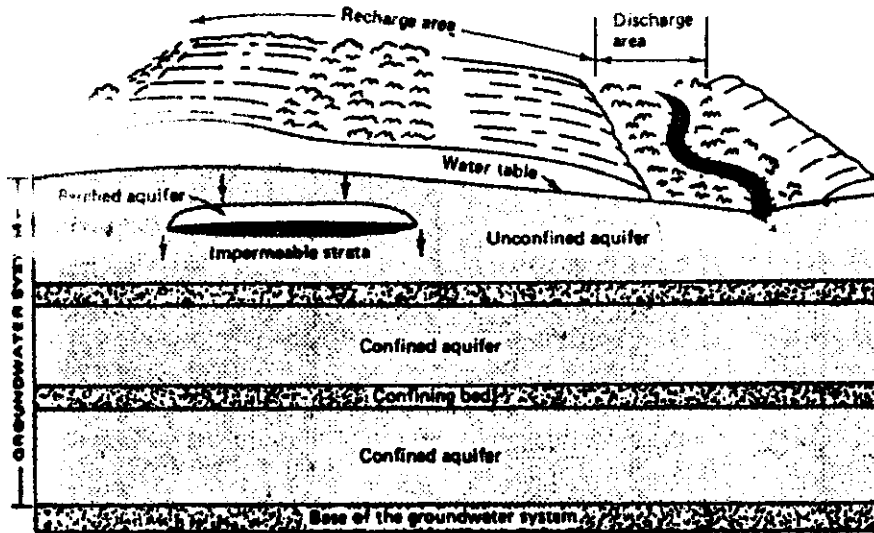
$$P(X < x) = \frac{1}{T} \quad \text{เป็น Probability of occurrence}$$

$$\therefore \text{Probability ของ non-occurrence ในปีใด ๆ} = 1 - \frac{1}{T}$$

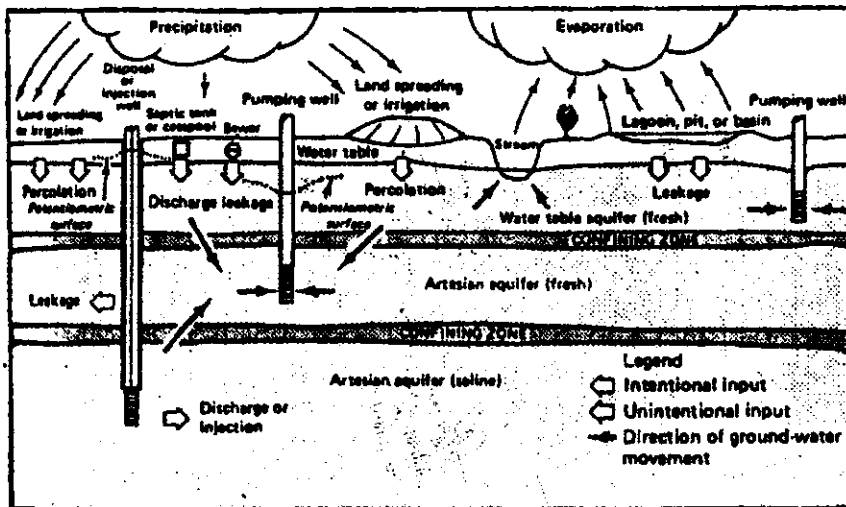
ถ้าโครงการที่เราพิจารณามีอายุเท่ากับ N ปี

$$\therefore \text{Probability ของ non-occurrence ทั้ง } N \text{ ปี} = \left(1 - \frac{1}{T}\right)^N$$

$$\therefore \text{ความเสี่ยงของโครงการ (Risk)} = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^N$$



(a)



(b)

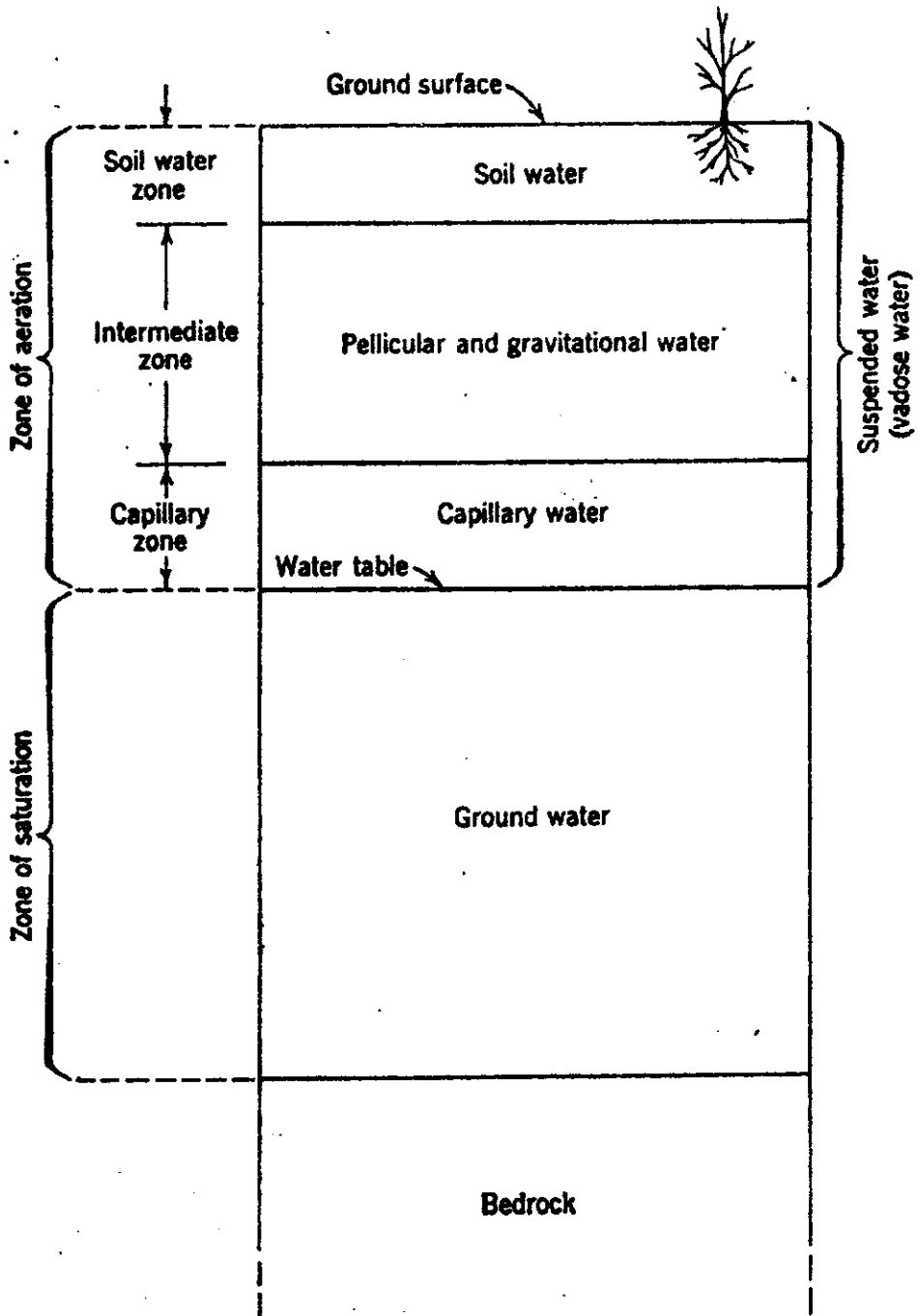
รูปที่ 9.1 แสดงถึงลักษณะของระบบน้ำใต้ดิน และกลไกในการ recharge และดึงน้ำใต้ดินออกมาใช้ (a) ลักษณะของ aquifer (b) ส่วนประกอบของอุทกวิทยาจักรที่มีผลกระทบต่อน้ำใต้ดิน

วัสดุพูน ซึ่งน้ำใต้ดินไหลผ่านอาจจะแยกออกได้เป็น isotropic anisotropic heterogeneous และ homogeneous หรือ ผสมกันระหว่างวัสดุพูนชนิดต่าง ๆ วัสดุพูนที่เป็น isotropic จะมีคุณสมบัติสม่ำเสมอในทุก ๆ ทิศทางจากจุดที่กำหนดให้ ส่วนตัวกลางที่เป็น Anisotropic จะมีคุณสมบัติหนึ่งหรือ 2 อย่างที่ขึ้นอยู่กับทิศทาง ตัวอย่างเช่น อัตราการซึมซาบ (permeability) ของตัวกลางในแนวราบอาจจะมากกว่าในแนวตั้ง ตัวกลางแบบ Heterogeneous จะมีคุณสมบัติไม่สม่ำเสมอในสภาพของ anisotropic หรือ isotropic ขณะที่ตัวกลาง Homogeneous จะมีคุณสมบัติต่าง ๆ สม่ำเสมอ

9.1 การกระจายของน้ำใต้ดิน

การกระจายของน้ำใต้ดิน อาจจะแบ่งออกได้เป็น aeration zone และ saturation zone ในส่วนของ saturated zone ก็คือเขตที่ช่องว่างระหว่างเม็ดดินทั้งหมดจะมีน้ำบรรจุอยู่เต็มภายใต้ความดันแบบ Hydrostatic ส่วน aeration zone นั้น ช่องว่างระหว่างเม็ดดินจะมีน้ำบรรจุอยู่ส่วนหนึ่ง อากาศอยู่อีกส่วนหนึ่ง โดยมากส่วน saturated zone จะถูกเรียกว่า groundwater zone และส่วน aeration zone ก็มักจะถูกแบ่งเรียกเป็น เขตย่อย ๆ หลายส่วนด้วยกัน ดังนี้คือ (ดูรูปที่ 9.1.1)

1. Soil water zone เขตนี้จะเริ่มจากผิวดินและแผ่ขยายลงไปตามบริเวณเขตรากพืช ความลึกของมันทั้งหมดจะแตกต่างกันออกไปขึ้นอยู่กับ ชนิดของดินและพืช เขตนี้จะไม่อึดตัวด้วยน้ำยกเว้นระหว่างช่วงที่มีอัตราการซึมน้ำสูง น้ำในเขตนี้จะสามารถแบ่งแยกออกไปอีกได้ 3 ประเภทคือ Hygroscopic water ซึ่งเป็นน้ำที่ดูดซับมาจากอากาศ capillary water คือ น้ำที่ดึงดูดได้ด้วยแรงตึงผิว และ gravitational water ซึ่งเป็นน้ำในดินส่วนเกินที่ระบายออกจากดินโดยแรงโน้มถ่วงของโลก
2. Intermediate zone เขตนี้จะเริ่มตั้งแต่ส่วนล่างของ soil water zone ไปยังจุดสูงสุดของ capillary fringe และอาจจะมีขนาดความหนาตั้งแต่หลายร้อยฟุตจนถึงไม่มีอยู่เลย ซึ่งเขตนี้โดยแท้จริงแล้วก็คือเขตที่เชื่อมต่อระหว่างเขตใกล้ผิวดินกับเขตใกล้ระดับน้ำใต้ดิน ซึ่งน้ำที่ซึมลงมาจะต้องซึมผ่าน
3. Capillary zone เขตนี้ เริ่มจากระดับน้ำใต้ดินจนถึงความสูงที่เท่ากับ ความสูงของ Capillary rise ของน้ำใต้ดิน ซึ่งดินนั้นจะสามารถซึมน้ำขึ้นไปได้ Capillary zone



รูปที่ 9.1.1 การแบ่งชั้นของน้ำใต้ผิวดิน

นี้จะมีขนาดความหนาขึ้นอยู่กับเนื้อดินและอาจจะมีขนาดแตกต่างกันไปตามแต่ละเขต แต่จะมีขนาดต่างกันไปในพื้นที่เดียวกันอีกด้วย

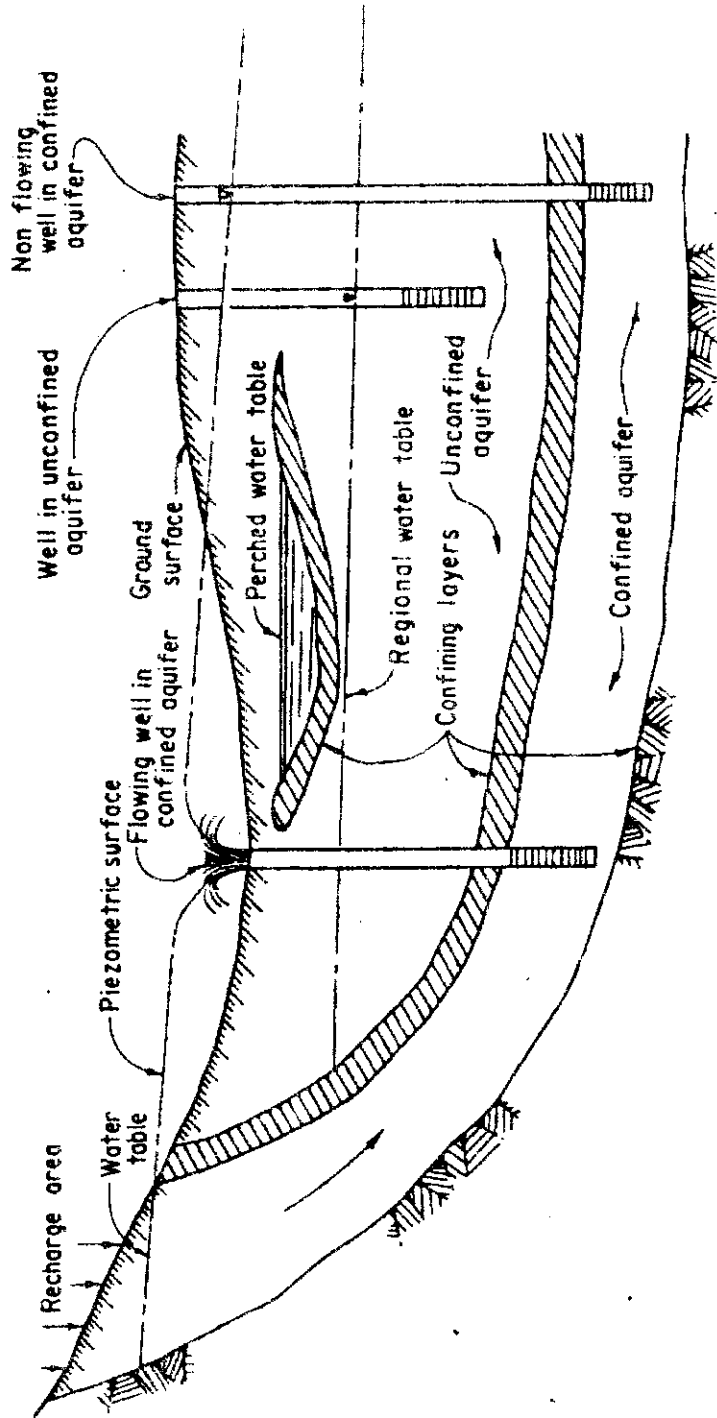
4. **Saturated Zone** ในเขตนี้อาจจะว่างระหว่างเม็ดดินจะมีน้ำได้ดินอยู่เต็ม และความพรุนของดินจะเป็นเครื่องวัดปริมาณเก็บกักของน้ำใต้ดินโดยตรง บางส่วนของน้ำนี้ (**Specific retention**) ไม่สามารถที่จะเอาออกจากดินได้ด้วยการสูบหรือการระบายน้ำเพราะแรงดึงของโมเลกุลและแรงดึงดูด **Specific retention** ก็คืออัตราส่วนของปริมาตรของน้ำที่คงเหลืออยู่หลังจากการระบายน้ำด้วยแรงโน้มถ่วงของโลกแล้ว ต่อปริมาตรของดินทั้งหมด

9.2 ชนิดของ Aquifer

รูปที่ 9.2.1 แสดงถึงหน้าตัดของดินที่น้ำซึมผ่านได้ที่ถูกจำกัดอยู่ระหว่างชั้นดินหรือหินที่อึดแน่นและน้ำซึมผ่านไม่ได้ที่มีขนาดค่อนข้างยาวที่เรียกว่า **Confining layer** ชั้นดินหรือหินเหล่านี้จะมีขอบนอกที่ประสานกันอย่างแน่นชิดจนทำให้ไม่สามารถซึมผ่านไปได้โดยสะดวก **Confining layer** อันบนในรูปนี้จะรองรับโดยชั้นดินที่ตกทับถมกันอย่างสม่ำเสมอจนกระทั่งถึงผิวหน้าดิน ชั้นดินทุกชั้นจะมีปลายข้างหนึ่งเชื่อมต่ออย่างอิสระเข้ากับมหาสมุทรหรือทะเล รูปที่ 9.2.1 จะประกอบไปด้วย aquifer 2 อัน ซึ่ง aquifer แต่ละอันจะมีปริมาณน้ำใต้ดินที่จะนำมาใช้ได้เล็กน้อยเพียงใด ก็ขึ้นอยู่กับ การ recharge ของน้ำสู่ aquifer จากธรรมชาติ คุณสมบัติทางกายภาพและคุณสมบัติทางเคมีของมัน สภาพภูมิอากาศ ลักษณะของขอบเขตของ aquifer ที่ขั้วที่ปกคลุม และกิจกรรมต่าง ๆ ของมนุษย์ ความยากง่ายในการที่น้ำจะซึมผ่านชั้นดินนั้น เราเรียกว่า **Soil permeability** ดังนั้น aquifer จึงควรจะมีความสามารถให้น้ำซึมผ่านได้ค่อนข้างสูง ชั้นดินที่เหนียวและได้ Aquifer นอกจากจะเป็นพวกชั้นดินที่ตึบน้ำแล้ว อาจจะเป็นชนิดของชั้นดินต่อไปนี้

1. **Aquiclude** เป็นชั้นที่ค่อนข้างจะตึบน้ำ เนื่องมาจากการแปรเปลี่ยนทางธรณีวิทยา ซึ่งจะเป็นตัวจำกัดชั้นดินอื่น ๆ และยอมให้น้ำซึมผ่านตัวของมันเองได้น้อยมาก อย่างไรก็ตาม ชั้น **Aquiclude** อาจจะมีน้ำไปด้วยน้ำโดยตลอดแต่น้ำจะไม่มี การเคลื่อนตัวเลย เช่น ชั้นของดินเหนียว

2. **Aquifuge** เป็นชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ ไม่สามารถจะเก็บน้ำหรือปล่อยน้ำออกมาได้ เช่น ดินแกรนิต



รูปที่ 9.2.1 ชนิดของ aquifer

3. **Aquitard** เป็นชั้นที่น้ำซึมผ่านได้มากกว่า **Aquiclude** ซึ่งเราอาจจะพิจารณาได้ว่าเป็นชั้นกึ่งจกั. ที่น้ำสามารถซึมผ่านได้ด้วยอัตราที่ช้ามาก แต่หาว่าปริมาณน้ำทั้งหมดที่ซึมผ่านอาจจะมาก ถ้ามีบริเวณที่ชั้น **aquitard** ครอบคลุมอยู่เป็นบริเวณที่กว้างขวาง นอกจากนั้น **Aquitard** อาจจะทำให้เกิดชั้นได้ในหลายรูปแบบเช่นมันอาจจะก่อตัวขึ้นจากชั้นบาง ๆ ของดินเหนียวซ้อนอยู่ในชั้นของหินทรายก็ได้

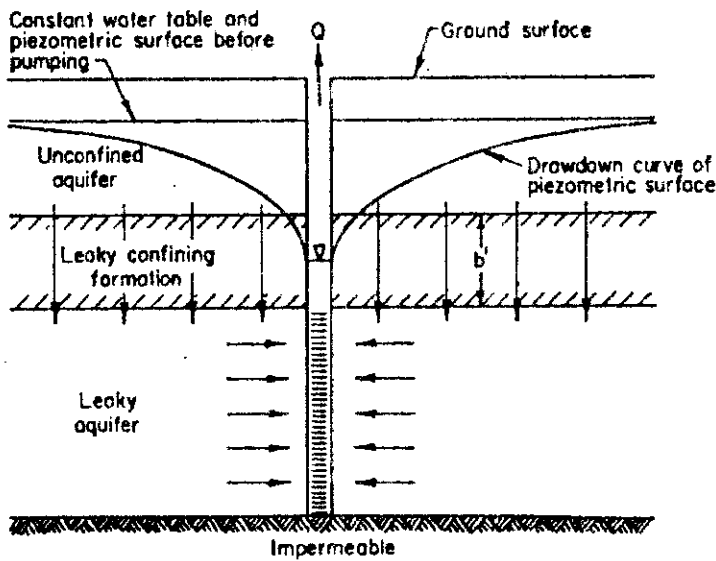
9.2.1 Unconfined and confined aquifers

Unconfined aquifer (รูปที่ 9.2.1) ก็คือ **aquifer** ที่ไม่มีชั้นที่จำกัดการไหลซึมของน้ำอยู่เหนือนั้น ซึ่งมีจะถูกเรียกว่าระดับน้ำใต้ดินอิสระ น้ำที่ซึมลงไปในพื้นที่ผิวดิน จะซึมลึกผ่านไปยังช่องว่างของดินที่อากาศอยู่ ที่อยู่เหนือชั้น **saturated zone** แล้วจึงไหลเข้าสู่ระดับน้ำใต้ดิน ระดับน้ำใต้ดินหรือผิวบนที่สัมผัสกับน้ำใน **Saturated Zone** นั้น ทุก ๆ จุดบนพื้นผิวน้ำนี้จะมีความดันเท่ากับความดันของบรรยากาศ ดังนั้นการเคลื่อนตัวของน้ำใต้ดินนี้จึงเป็นไปตามอำนาจของแรงโน้มถ่วงโลก

Confined หรือ **Artesian aquifer** (รูปที่ 9.2.1) จะมีชั้นที่จำกัดการไหลซึมของน้ำอยู่ด้านบน ชั้นนี้จะมีความสามารถซึมผ่านของน้ำต่ำกว่า **aquifer** และมีความดันมากกว่าความดันของบรรยากาศ ซึ่งมีผลทำให้เมื่อ **aquifer** ถูกเจาะลงไปด้วย บ่อบาดาล หรือ **piezometer** ที่ไม่รั่ว น้ำจะไหลขึ้นมาตามท่อมาสู่ระดับที่สมดุลกับความดันของบรรยากาศ ซึ่งแสดงถึงความดันของน้ำใน **aquifer** ที่จุดที่ทำการเจาะ ถ้าระดับน้ำนี้สูงกว่าระดับผิวดิน น้ำจะไหลออกจากบ่อเอง ระดับผิวน้ำอันนี้เองที่น้ำจะไหลขึ้นมาสูงเท่านี้ เมื่อเราทำการเจาะ **aquifer** เราเรียกว่า **potentiometric** หรือ **piezometric surface**

9.2.2 **Perched aquifer** ชั้นดินที่เป็นดินเหนียวหรือตะกอนทรายชั้นหินที่ไม่แตกร้าว หรือวัสดุอื่น ๆ ที่มีความสามารถให้น้ำซึมผ่านได้ค่อนข้างต่ำกว่าวัสดุที่อยู่รอบ ๆ อาจจะมีปรากฏขึ้นในบางพื้นที่ เหนือระดับน้ำใต้ดิน น้ำที่ซึมลึกลงไปจากผิวดินอาจจะถูกกักไว้ด้วยชั้นดินนี้ ทำให้เกิด **saturated zone** ขึ้นในบริเวณพื้นที่ที่จำกัด เป็นผลทำให้เกิด **perched aquifer** และ **perched water table** โดยจะเกิดมี **unsaturated zone** ขึ้นระหว่าง **perched aquifer** กับระดับน้ำใต้ดิน **Perched aquifer** ก็คือ **unconfined aquifer** ที่มีลักษณะพิเศษนั่นเอง ชั้นอยู่กับสภาพของภูมิอากาศ หรือการใช้พื้นที่ดินเหนียว **aquifer** นั้น **perched water table** อาจจะเป็นแบบถาวรหรือชั่วคราวก็ได้ (รูปที่ 9.2.1)

9.2.3 Leaky aquifer คือ aquifer ที่ชั้นดินที่น้ำซึมผ่านได้ปานกลาง (Semipermeable) อยู่เหนือหรือใต้ aquifer นั้น ๆ Aquifer แบบนี้จะถูกจำกัดในทางที่ว่าการคูดน้ำออกจาก aquifer ทั้งหมดจะกระทำไม่ได้ เพราะสาเหตุว่าน้ำที่คูดออกมาได้ส่วนมากจะได้จากการรั่วลงมาในแนวตั้งผ่านชั้นดินกึ่งจำกัดลงมายัง aquifer (ดูรูปที่ 9.2.2)



รูปที่ 9.2.2 ลักษณะของ Leaky aquifer

9.3 แหล่งการเกิดของน้ำใต้ดิน

น้ำใต้ดินมีแหล่งการเกิดอยู่ในช่องว่างระหว่างอนุภาคดินของชั้นดินที่เกิดจากการก่อตัวตามสภาพทางธรณีวิทยา ความพรุน (Porosity) เป็นการวัดปริมาณช่องว่างระหว่างอนุภาคดิน โดยมีค่าเท่ากับ

$$n = \frac{V_i}{V}$$

- เมื่อ n = ความพรุนของชั้นดินหรือหิน
- V_i = ปริมาตรของน้ำที่จะทำให้ช่องว่างระหว่างเม็ดดินอิ่มตัวไปด้วยน้ำ
- V = คือปริมาตรทั้งหมดของก้อนดินหรือหิน

โดยมาก n จะมีค่าเป็นเปอร์เซ็นต์ ตารางที่ 9.3.1 แสดงถึงความพรุนที่เป็นตัวแทนของชั้นดินที่เป็นหินตะกอน,

ตารางที่ 9.3.1 ความพรุนของชั้นดินที่เป็นหินตะกอน

	ความพรุน %
Soils	50-60
Clay	45-55
Silt	40-50
Medium to coarse mixed sand	35-40
Uniform sand	30-40
Fine to medium mixed sand	30-35
Gravel	30-40
Gravel and sand	20-35
Sand stone	10-20
Shale	1-10
Lime stone	1-10

เมื่อเราทำการสูบน้ำหรือระบายน้ำใต้ดินออกไป จะมีน้ำบางส่วนที่ยังคงเหลือค้างอยู่ในชั้นดิน เนื่องจากแรงดึงดูดของโมเลกุล และแรงตึงผิว Specific retention คืออัตราส่วนของ (โดยมากมักจะแสดงเป็นเปอร์เซ็นต์)

$$S_r = \frac{w_r}{V} \quad 9.3.2$$

- เมื่อ
- S_r = Specific retention
 - w_r = ปริมาตรของน้ำที่ยังคงค้างอยู่ในช่องว่างระหว่างอนุภาคดิน
 - V = ปริมาตรทั้งหมดของก้อนดินหรือหิน

ส่วนน้ำที่ถูกนำออกไปจากชั้นดินด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก คือ specific yield หรือ effective porosity โดยมีค่าเท่ากับ

$$S_y = \frac{w_y}{V} \quad 9.3.3$$

- เมื่อ S_y = Specific yield (มักจะแสดงเป็นเปอร์เซ็นต์)
 w_y = ปริมาตรของน้ำที่ระบายออกจากช่องว่างระหว่างอนุภาคดิน
 V = ปริมาตรทั้งหมดของก้อนดินหรือหิน

ดังนั้นเราจะได้ว่า

$$n = S_r + S_y \quad 9.3.4$$

ค่าของ specific yield ขึ้นอยู่กับขนาดของอนุภาคดิน รูปร่าง และการกระจายของช่องว่าง การอัดตัวของชั้นดิน ตารางที่ 9.3.2 แสดงค่า specific yield ของดินชนิดต่าง ๆ

สังเกตเห็นว่าดินเนื้อละเอียดจะมี specific yield น้อยกว่าดินเนื้อหยาบ

ตารางที่ 9.3.2 แสดงค่า specific yield ของดินชนิดต่าง ๆ

Material	Specific Yield Percent
Gravel, coarse	23
Gravel, medium	24
Gravel, fine	25
Sand, coarse	27
Sand, medium	28
Sand, fine	23
Silt	8
Clay	3
Sandstone, fine-grained	21
Sandstone, medium-grained	27
Limestone	14
Dune sand	38
Loess	18
Peat	44
Schist	26
Siltstone	12
Till, predominantly silt	6
Till, predominantly sand	16
Till, predominantly gravel	16
Tuff	21

9.4 Storativity

คำว่า Specific yield, effective porosity, storage coefficient และ Storativity เป็นคำที่มักจะใช้สลับกันบ่อย ๆ ในการแสดงถึงค่าความจุเก็บกักของ aquifer อย่างไรก็ตามหนังสือบางเล่มจะใช้คำว่า specific yield สำหรับ Unconfined aquifer ในขณะที่ใช้คำว่า storage coefficient สำหรับ confined aquifer เนื่องจากว่าผลกระทบของทั้งสอง aquifer นั้นเหมือนกัน และ s มักจะถูกใช้เป็นเครื่องหมายแทนค่านี้ ไม่ว่า aquifer จะเป็นลักษณะใดก็ตาม เราจึงจะใช้คำว่า Storativity แทนค่าในทั้งสองความหมาย

Storativity ถูกให้คำจำกัดความว่าเป็นปริมาตรของน้ำที่ปล่อยออก หรือนำเข้ามาเก็บกัก ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ผิวของ aquifer ต่อหนึ่งหน่วยการเปลี่ยนแปลง head ซลศาสตร์ที่ตั้งฉากกับพื้นผิวนั้น ๆ ในแท่งดินในแนวตั้งที่มีพื้นที่หน้าตัดในแนวราบ หนึ่งหน่วยพื้นที่และมีความสูงทะลุผ่าน aquifer (รูปที่ 9.4.1) ค่า storativity จะเท่ากับปริมาตรของน้ำที่ปล่อยออกหรือนำได้รับเข้ามายัง aquifer เมื่อ piezometric surface หรือระดับน้ำใต้ดินลดลงหรือเพิ่มขึ้นเท่ากับหนึ่งหน่วย Storativity จึงถูกแสดงอยู่ในรูปอัตราส่วนของ

$$s = \frac{V'}{V} \quad 9.4.1$$

เมื่อ

s = storativity

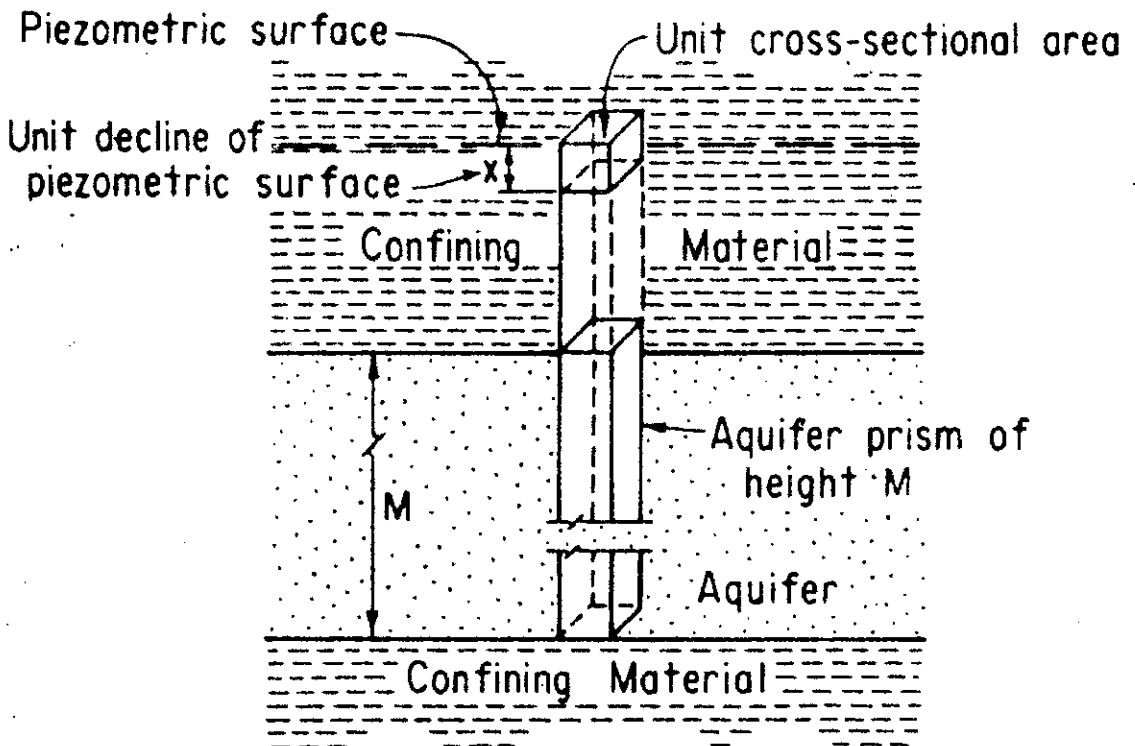
V' = ปริมาตรของน้ำที่ปล่อยออก

V = ปริมาตร ของวัสดุที่ถูกระบายน้ำออกใน Unconfined

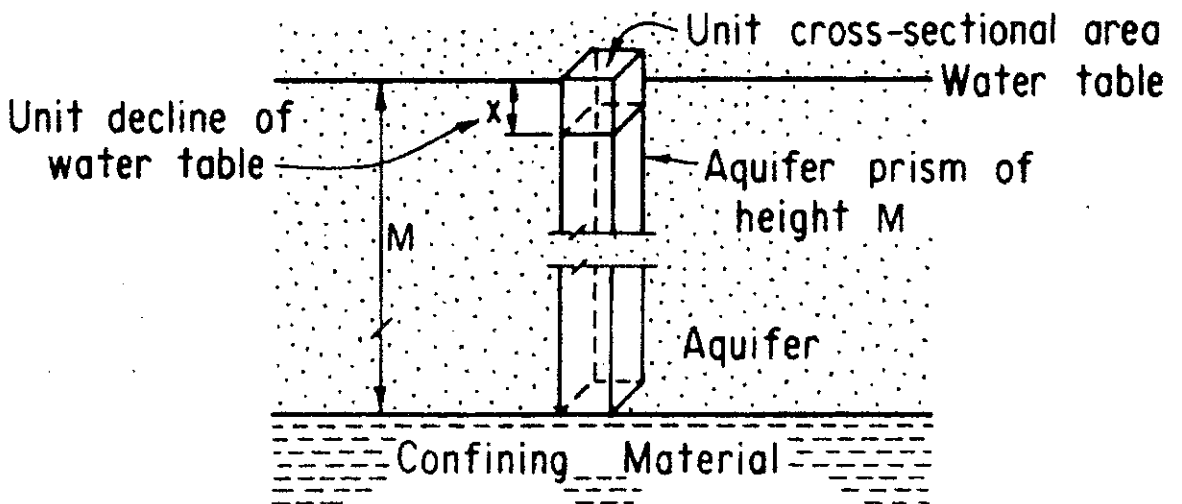
aquifer หรือปริมาตรที่ถูกกำหนดโดยการเปลี่ยนแปลง piezometric head สำหรับ confined หรือ artesian aquifer

เนื่องจากว่า $\frac{V'}{V} = \frac{L^3}{L^3}$, ดังนั้น s จึงไม่มีหน่วย

ใน unconfined aquifer นั้น s จะมีค่าขึ้นอยู่กับขนาดและจำนวนของช่องว่างระหว่างอนุภาคดินที่เชื่อมติดต่อกัน และแสดงถึงปริมาณน้ำที่แท้จริงที่ระบายออกจาก aquifer โดยการลดระดับของระดับน้ำใต้ดิน ค่า s จะมีค่าตั้งแต่ค่าต่ำสุด 1 เปอร์เซ็นต์ถึงกว่า 40



A. CONFINED AQUIFER



B. UNCONFINED AQUIFER

Storativity, $S = \frac{V'}{V}$, is non-dimensional

เปอร์เซ็นต์ แต่โดยทั่วไปจะอยู่ในช่วง 10-30 เปอร์เซ็นต์ ค่า s จะมีค่าน้อยถ้าชั้นดินไม่สม่ำเสมอ เมื่อภาคดินขนาดเล็กมาก และชั้นดินมีการเกาะตัวกันอย่างหนาแน่น

ใน confined aquifer ที่แห่งการลดลงของระดับน้ำไม่สามารถเขียนให้อยู่ต่ำกว่าจุดได้สุดของชั้นดินแข็งที่จำกัดการไหลซึมของน้ำ ดังนั้นจึงไม่ทำให้เกิดการระบายน้ำจริง ๆ ขึ้นใน aquifer น้ำจะถูกปล่อยออกจาก aquifer เนื่องจาก (1) น้ำเกิดการขยายตัวเล็กน้อยซึ่งเป็นผลมาจากการลดลงของแรงกดดัน (2) น้ำจะถูกขับคั้นออกมาจาก aquifer เนื่องจากเกิดแรงอัดตัวของโครงร่างของ aquifer อันเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงของแรงกดดันนี้ ดังนั้นค่าของ s ใน artesian aquifer อาจจะไม่ขึ้นอยู่กับลักษณะของช่องว่างระหว่างอนุภาคดินและอยู่ในช่วง 0.00001 ถึง 0.001

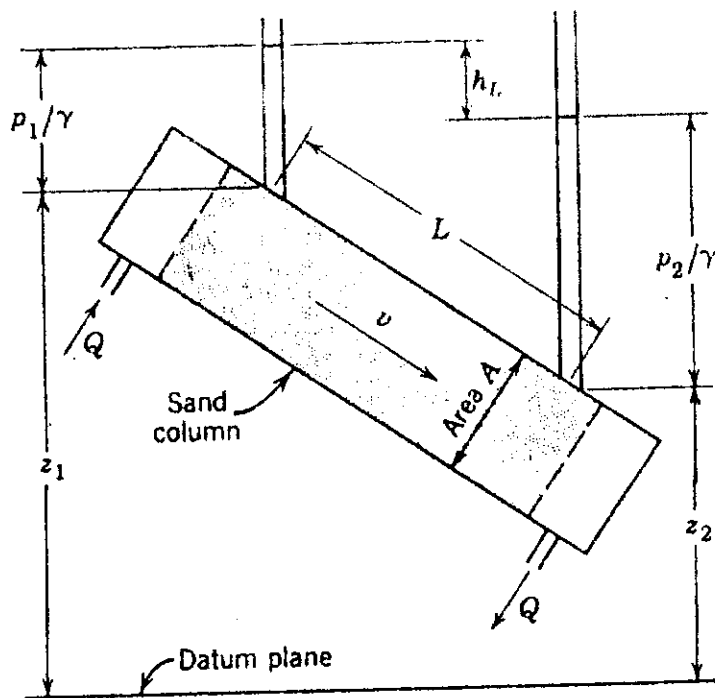
9.5 กฎของ Darcy

มากกว่า 1 ศตวรรษมาแล้วที่นาย Henry Darcy วิศวกรชลศาสตร์ ชาวฝรั่งเศส ได้ทำการค้นคว้าทดลองเกี่ยวกับการไหลของน้ำผ่านชั้นทรายในแนวราบที่ใช้ในการกรองน้ำ จากผลการทดลองนี้ เขาได้กล่าวไว้ว่าอัตราการไหลผ่านวัสดุพรุนจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับเขตที่สูญเสียไปและเป็นสัดส่วนผกผันกับระยะทางตามทิศทางการไหลของน้ำ กล่าวนี้ ให้เป็นที่รู้จักกันทั่วไปในนามของกฎของ Darcy

การตรวจสอบผลการทดลองของนาย Darcy สามารถจะกระทำได้โดยการปล่อยให้น้ำที่มีอัตราการไหล Q ไหลผ่านท่อทรงกระบอกที่มีพื้นที่หน้าตัด A โดยมีทรายบรรจุอยู่เต็ม พร้อมกับมี piezometer ติดตั้งอยู่ที่ระยะห่างกันเท่ากับ L ดังแสดงในรูปที่ 9.5.1 จากสมการของ Bernoulli เราจะได้ว่า Total energy head มีค่าเท่ากับ

$$\frac{P_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} + z_1 = \frac{P_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} + z_2 + h_L \quad 9.5.1$$

เมื่อ p คือความกดดัน γ คือ specific weight ของน้ำ v คือ ความเร็วของการไหล g คือ ความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก z คือ ระดับความสูง และ h_L คือ head ที่สูญเสียไป subscript หมายถึงจุดที่ทำการวัด ดังแสดงในรูปที่ 9.5.1



รูปที่ 9.5.1 แสดงการกระจายความดันและการสูญเสีย head เมื่อ
น้ำไหลผ่านแท่งทราย

เนื่องจากว่าความเร็วของการไหลในวัสดุพรุนจะมีค่าน้อย เราอาจจะตัดค่า head ความเร็วทิ้งได้ โดยไม่ทำให้สมการมีข้อผิดพลาดมากนัก ดังนั้นเมื่อเขียนสมการใหม่จะได้ว่า head ที่สูญเสียไปมีค่าเท่ากับ

$$h_L = \left(\frac{p_1}{\gamma} + z_1 \right) - \left(\frac{p_2}{\gamma} + z_2 \right) \quad 9.5.2$$

ดังนั้นเราจะเห็นได้ว่า ผลลัพธ์ของ head ที่สูญเสียไปจะเท่ากับการสูญเสียพลังงานไปในแท่งทราย การสูญเสียพลังงานนี้จะสูญเสียไปในการต่อต้านความฝืด แล้วกลายรูปพลังงานเป็นความร้อน นอกจากนี้เราจะเห็นว่าการสูญเสีย head จะไม่ขึ้นอยู่กับการเอียงของแท่งทรงกระบอก

จากการวัดของ Darcy แสดงว่า $Q \propto h_L$ และ $Q \propto \frac{1}{L}$ เมื่อนำค่าคงที่ K ซึ่งเป็นค่าคงที่ของการเป็นสัดส่วนกับมาใช้ เราจะเขียนสมการได้ว่า

$$Q = -K A \frac{h_L}{L} \quad 9.5.3$$

เขียนให้อยู่ในรูปสมการทั่วไป

$$Q = -K A \frac{dh}{dl} \quad 9.5.4$$

หรือ

$$v = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl} \quad 9.5.5$$

เมื่อ v เป็นค่าของ specific velocity หรือ Darcy velocity K เป็นค่าของ hydraulic conductivity ซึ่งเป็นค่าคงที่ที่ใช้แสดงถึงความสามารถซึมผ่านของน้ำในวัสดุพอรุน และ $\frac{dh}{dl}$ เป็นค่าของ Hydraulic gradient เครื่องหมายลบแสดงว่าน้ำไหลไปในทิศทางที่ head ลดลง

ความเร็ว v ในสมการที่ 9.5.5 นั้นเรียกว่า Darcy velocity เพราะว่ามันสมมุติว่าการไหลของของไหลเกิดขึ้นกับพื้นที่หน้าตัดทั้งหมดของวัสดุนั้น ๆ โดยไม่คำนึงถึงว่ามันมีส่วนที่เป็นของแข็งและส่วนที่เป็นช่องว่างอยู่จริง ๆ แล้วการไหลจะถูกจำกัดโดยช่องว่างอนุภาคของวัสดุเท่านั้น จนทำให้มีความเร็วที่แท้จริงที่ไหลผ่านช่องว่างเป็น

$$v_a = \frac{Q}{nA} \quad 9.5.6$$

เมื่อ n คือความพรุนของวัสดุ ซึ่งแสดงว่าถ้าทรายมีความพรุนเท่ากับ 33% จะให้

$$v_a = 3v$$

ในทางปฏิบัติที่เกี่ยวกับน้ำใต้ดิน Hydraulic conductivity จะเป็นค่าที่บอกถึงความสามารถของน้ำในการซึมผ่านดิน หนึ่งหน่วยของ Hydraulic conductivity หมายถึง ปริมาณน้ำหนึ่งหน่วยปริมาตรจะซึมผ่านดินที่มีพื้นที่หน้าตัด 1 หน่วย ภายใต้การเปลี่ยนแปลงไปหนึ่งหน่วยของ Hydraulic gradient ในเวลาหนึ่งหน่วย

$$K = - \frac{V}{dh/dL} = - \frac{m/day}{m/m} = m/day$$

แสดงว่าค่าของ Hydraulic conductivity มีหน่วยเหมือนความเร็ว

Transmissivity หรือ Transmissibility (T) เป็นค่าที่ใช้ในการแสดงลักษณะการไหลของน้ำผ่านวัสดุขรุขระเสริมจากค่า Hydraulic conductivity โดยกำหนดให้ใช้เป็นค่าบอความสามารถของ Aquifer ในการนำน้ำผ่านออกไป และหมายถึงอัตราการไหลของน้ำที่ไหลผ่าน Aquifer กว้างหนึ่งหน่วยภายใต้การเปลี่ยนแปลงไปหนึ่งหน่วยของ Hydraulic gradient

$$T = Kb = (m/day) (m) = m^2/day \quad 9.5.7$$

เมื่อ b เป็นความหนาของดินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำของ Aquifer

9.6 Velocity potential

ทฤษฎีของศักยภาพ (Potential theory) สามารถที่จะนำมาใช้กับการคำนวณการไหลของน้ำได้ Velocity potential ϕ เป็น scalar function ของเวลาและช่องว่าง (space) ศักยภาพนี้ถูกกำหนดให้เป็น

$$\phi(x, y, z) = -K(z + \frac{P}{\rho g}) + C \quad 9.6.1$$

เมื่อ C เป็นค่าคงที่ใด ๆ โดยจำกัดความค่า derivative ของมันในทิศทางใด ๆ จะมีค่าเท่ากับความเร็วของการไหลในทิศทางนั้น ๆ ดังนั้นเราจะสามารถเขียนได้ว่า

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad v = \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad w = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad 9.6.2$$

เมื่อ u, v และ w เป็นความเร็วในทิศทาง x, y และ z ตามลำดับโดยสมมุติว่า K มีค่าคงที่ ถ้าเขียนในรูปของ Vector จะได้ว่า

$$V = \text{grad } \phi = \nabla \phi \quad 9.6.3$$

โดย V = vector ของความเร็วรวม และ

$$\text{grad } \phi = \frac{\partial \phi}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial \phi}{\partial z} \mathbf{k} = \nabla \phi \quad 9.6.4$$

9.7 สมการ Hydrodynamic

การหาค่าของตัวแปร u, v, w และ h นั้นเป็นเป้าหมายของการแก้สมการการไหลของน้ำใต้ดิน ตัวแปร u ตัวแรก คือค่าของ specific velocity หรือ Darcy velocity ในทิศทางของ x, y และ z ตามลำดับ ในขณะที่ h คือ head รวมที่จุดที่กำหนดไว้ในขอบเขตของการไหล เพื่อให้แก้สมการได้ เราต้องมีสมการที่สัมพันธ์กับตัวแปรนี้ สมการเหล่านี้ก็คือสมการการเคลื่อนที่ในแต่ละทิศทาง และสมการความต่อเนื่อง

สมการการเคลื่อนที่นั้นก็ได้มาจากกฎข้อที่สองของ Newton

$$\mathbf{F} = m\mathbf{a} \quad 9.7.1$$

เมื่อ \mathbf{F} = แรงที่กระทำ
 m = มวลของสาร
 \mathbf{a} = อัตราความเร็ว

พิจารณารวมแรงที่กระทำกับอนุภาคของของไหล อัตราเร่งในทั้ง 3 ทิศทาง อาจหาได้จากสมการที่ 9.7.1 ถ้าเป็นการไหลแบบไม่มีความเสียดทาน (ซึ่งสมเหตุสมผลในหลาย ๆ กรณีของการไหลในวัสดุหยาบ) แรงในตัวของวัตถุเอง (body forces) รวมกับความดัน (surface force) จะต้องมีค่าเท่ากับแรงทั้งหมดที่กระทำในแต่ละทิศทาง ในลักษณะนี้เราจะได้สมการของ Euler's equation ในทิศทาง x ทิศทางอื่นมาดังนี้

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad 9.7.2$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad 9.7.3$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad 9.7.4$$

ในเมื่อ X, Y และ Z คือแรงในตัววัตถุเอง (body forces) ต่อหนึ่งหน่วยของมวลสาร ถ้ารับการไหลแบบสม่ำเสมอ (Steady flow) [u, v, w และ $h, = f(t)$]

เทอมแรกทางด้านซ้ายของแต่ละสมการจะหายไป ด้วยการไหลของน้ำใต้ดินแบบราบเรียบ (laminar groundwater flow) ในช่วงที่กฎของ Darcy ยังคงใช้ได้ ความเร็วจะมีค่าน้อย (โดยมากจะอยู่ไม่ต่าง 5 ฟุต/ปีถึง 5 ฟุต/วัน) ดังนั้นสำหรับการไหลราบเรียบและสม่ำเสมอ (Steady laminar flow) สมการที่ 9.7.2 - 9.7.4 จะเขียนใหม่ได้ว่า

$$x = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad y = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad z = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g \quad 9.7.5$$

สำหรับปัญหาของการไหลของน้ำใต้ดิน เมื่อความเร็วมีค่าน้อยมากจนคิดทิ้งได้ ดังนั้น p อาจแทนค่าได้ด้วย $\rho g(h-z)$ ดังนั้นสมการที่ 9.7.5 จึงกลายเป็น

$$x = \frac{g \partial h}{\partial x} \quad y = \frac{g \partial h}{\partial y} \quad z = \frac{g \partial h}{\partial z} \quad 9.7.6$$

จากกฎของ Darcy เราได้ว่า $\partial h / \partial x = -u/K$ เราจะได้ว่า

$$x = -\frac{g u}{K} \quad y = -\frac{g v}{K} \quad z = -\frac{g w}{K} \quad 9.7.7$$

สำหรับการไหลแบบสม่ำเสมอและราบเรียบ (Steady laminar flow) และในตัวเองจะเป็น linear function กับความเร็ว และเราจะเขียนสมการ 9.7.5 และ 9.7.6 ใหม่ได้ว่า

$$g \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{g u}{K} \quad 9.7.8$$

$$g \frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{g v}{K} \quad 9.7.9$$

$$g \frac{\partial h}{\partial z} = -\frac{g w}{K} \quad 9.7.10$$

เมื่อ

$$u = -K \frac{\partial h}{\partial x} \quad v = -K \frac{\partial h}{\partial y} \quad w = -K \frac{\partial h}{\partial z} \quad 9.7.11$$

ซึ่งแสดงได้เห็นว่าสมการของการเคลื่อนที่ (equation of motion) นั้นเข้ากันได้กับกฎของ Darcy สำหรับการไหลที่สม่ำเสมอและราบเรียบ

สมการความต่อเนื่องจะเขียนได้ว่า

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad 9.7.12$$

สมการนี้ใช้ได้กับของไหลที่มีคุณสมบัติ Compressible โดยขึ้นอยู่กับเวลา ในการไหลแบบ Steady compressible flow เทอมแรกของสมการจะเป็นศูนย์และสำหรับการไหลแบบ Steady incompressible สมการนี้จะกลายเป็น

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad 9.7.13$$

เนื่องจากว่า $u = \partial \phi / \partial x$ และอื่น ๆ สมการที่ 9.7.13 จะกลายเป็น

$$\nabla^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad 9.7.14$$

ซึ่งเรียกว่า Laplace equation ด้วยการไหลแบบ Steady-state laminar flow การเคลื่อนที่ของน้ำใต้ดินจะสามารถอธิบายได้โดยสมการการต่อเนื่อง ซึ่งขึ้นอยู่กับ boundary conditions ที่เหมาะสม

ถ้าค่า hydraulic conductivity K มีค่าคงที่ สมการที่ 9.7.14 สามารถเขียนได้ว่า

$$\nabla^2 h = 0 \quad 9.7.15$$

ซึ่งเป็นสมการของ steady incompressible flow ใน homogeneous isotropic porous medium

สำหรับการไหลแบบไม่สม่ำเสมอ มีแต่ความ compressibility ของทั้ง aquifer และน้ำเท่านั้นที่เราจะยกขึ้นมาพิจารณา พิจารณามุมเล็ก ๆ ของวัสดุพรุนที่มีปริมาตรเท่ากับ $\Delta x \Delta y \Delta z$ ดังนั้นเทอมในสมการความต่อเนื่องที่แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงปริมาตรที่เก็บกัก เขียนได้เป็น

$$\frac{\partial(\rho g \Delta x \Delta y \Delta z)}{\partial z}$$

9.7.16

สมมุติว่ามีแรงผลักดันอยู่แต่เฉพาะในแนวตั้ง (z) เท่านั้น เราจึงยกเว้นไม่พิจารณาความเปลี่ยนแปลงในแนวอื่นไว้ได้ ฉะนั้นในรูปแบบของอนุภาคที่อธิบายไว้ เราจะพิจารณาเพียง Δz ว่าเป็นตัวแปร ส่วน the age expression จะเขียนเป็นผลบวกของ 3 เทอมที่เกี่ยวข้องกับ partial derivatives ของตัวแปร $\Delta x, \rho$ และความพรุน η เป็น

$$\frac{\partial(\rho g \Delta x \Delta y \Delta z)}{\partial z} = \left(\eta \rho g \frac{\partial(\Delta x)}{\partial z} + \rho \Delta x \frac{\partial \eta}{\partial z} + \eta \Delta x \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \quad 9.7.17$$

เทอมทางด้านขวา 3 เทอม สามารถเขียนใหม่ให้อยู่ในรูป pore pressure p , aquifer compressibility α และ fluid compressibility β

Fluid compressibility นั้นคือเศษส่วนกลับของ Bulk modulus of elasticity และสัมพันธ์กับ

$$\beta = - \frac{\partial v / v}{\partial p} \quad 9.7.18$$

เมื่อ $v =$ ปริมาตร

$p =$ pore pressure

ถ้า phreatic surface ของ confined aquifer นั้นลดลงเป็นระยะทางหนึ่งหน่วย ปริมาตรน้ำที่ปล่อยออกตลอดทั้งของ aquifer ที่มีพื้นที่หน้าตัดในแนวราบเท่ากับหนึ่งหน่วยนั้นเรียกว่า storage coefficient S ซึ่งใช้แทนเท่ากับ specific yield S_y ของ unconfined aquifer เห็นได้ชัดว่าในสมการ 9.7.18 S มีค่าเท่ากับ ∂v นอกจากนั้น ค่าของ v ของ aquifer มีความสูง $b, v = b$ ความดันที่เปลี่ยนแปลงไป ∂p มีค่าเท่ากับสมมูลของ head ที่เปลี่ยนแปลงไป (one unit) และ specific weight ของน้ำ แทนค่าเหล่านี้ลงในสมการที่ 9.7.18 เราจะได้ว่า

$$\beta = - \frac{S}{\gamma_0} \quad 9.7.19$$

ถ้าหากว่า aquifer เป็นวัสดุที่อาจจะพิจารณาได้ว่า elastic นั่นคือ ถ้า α และ η สามารถที่จะเปลี่ยนแปลงได้ ปริมาตรที่เปลี่ยนแปลงไปสามารถที่จะเขียนได้อยู่ในรูปการผันแปรของความหนาแน่นของวัสดุเนื่องจากแรงอัดที่แตกต่างกันดังนี้

$$\frac{\partial v}{v} = - \frac{\partial p}{p} \quad 9.7.20$$

แทนค่าสมการที่ 9.7.19 และ 9.7.20 ลงในสมการที่ 9.7.12 เราจะได้

$$\partial p = \frac{\rho S}{b\gamma} \partial p \quad 9.7.21$$

แทนค่าสมการนี้สำหรับ ∂p ลงในสมการที่ 9.7.12 จะได้

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = - \frac{\rho S}{b\gamma} \frac{\partial p}{\partial t}$$

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) = - \frac{\rho S}{b\gamma} \frac{\partial p}{\partial t} \quad 9.7.22$$

เทอมที่สองทางด้านซ้ายมือ นั้นมักจะมีค่าน้อยมากจนตัดทิ้งได้ ซึ่งจะเป็นจริงก็ต่อเมื่อมุมของการไหลลดน้อยลง ดังนั้นสมการที่ 9.7.22 จึงกลายเป็น

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = - \frac{S}{b\gamma} \frac{\partial p}{\partial t} \quad 9.7.23$$

หรือถ้าเป็นสภาพแบบ isotropic

$$K \nabla^2 h = \frac{S}{b\gamma} \frac{\partial p}{\partial t} \quad 9.7.24$$

เนื่องจาก $\gamma = -K \partial h / \partial x$ และอื่น ๆ ทั้งสมการที่ 9.7.11 แทนค่า γh สำหรับค่า p และ transmissivity T สำหรับ Kb จะได้

$$\nabla^2 h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 9.7.25$$

ซึ่งเป็นสมการทั่วไปสำหรับ unsteady flow ใน confined aquifer ที่มี
ความหนาแน่นที่ b

Storage coefficient S และ transmissivity นั้นมักจะเรียกกันว่า Formation constant ของ confined aquifer สำหรับ unconfined aquifer สมการที่ 9.7.25 จะกลายเป็น

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{Kb} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 9.7.26$$

เนื่องจาก b เป็นฟังก์ชันของการเปลี่ยนแปลง head สมการ unsteady flow สำหรับ unconfined aquifer ก็จะเป็นสมการ nonlinear การแก้สมการของสมการแบบนี้ ได้กระทำไว้โดย Jacob เมื่อการผันแปรของความหนาของชั้นกั้นอิมตัวของ unconfined aquifer นี้น้อย สมการที่ 9.7.25 ก็อาจจะใช้ในการประมาณได้

สำหรับ unconfined aquifer เทอมทางด้านขวาของสมการที่ 9.7.26 นั้น สามารถตัดทิ้งไว้ ดังนั้น

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0 \quad 9.7.27$$

ซึ่งบ่อย ๆ ครั้งสามารถใช้การแก้ทั้ง steady และ unsteady flow

9.8 Dupuit's Theory

ปัญหาการไหลของน้ำใต้ดินที่มีขอบเขตด้านหนึ่งเป็น free surface สามารถที่จะวิเคราะห์ได้ตามพื้นฐานของทฤษฎีของ Dupuit สำหรับ unconfined flow ทฤษฎีนี้ตั้งอยู่บนพื้นฐานของสมมติฐาน 2 ข้อที่วางไว้โดย Dupuit ในปี ค.ศ. 1853 สมมติฐานอันแรกคือ ถ้าแนวของเส้น Seepage นั้นเอียงเล็กน้อย เราอาจจะพิจารณาได้ว่า Streamline มีลักษณะอยู่ในแนวราบ สมมติฐานอันที่ 2 ก็คือความลาดเอียงของเส้น Seepage จะเท่ากับ Hydraulic gradient เมื่อสภาพในสนามเป็นไปตามข้อสมมติฐานดังกล่าวนี้ ผลลัพธ์ที่ได้ตามทฤษฎีของ Dupuit จะมีค่าใกล้เคียงมากกับค่าที่ได้จากผลการใช้ทฤษฎีที่มีพื้นฐานแน่นกว่านี้

รูปที่ 9.8.1 นั้นมีประโยชน์สำหรับการตีความหมายของสมมติฐานข้างต้นเป็นสมการทางคณิตศาสตร์ โดยพิจารณาอนุภาคที่หาไว้ในรูป ซึ่งมีพื้นที่ฐาน $dx \, dy$ และความสูงในแนวตั้งเท่ากับ h เขียนสมการความต่อเนื่องในทิศทางของ x และให้การไหลเป็นแบบ steady flow

$$\text{inflow}_{x_0} = \text{velocity}_{x_0} \times \text{area}_0 \quad 9.8.1$$

ความเร็วที่ $x = 0$ นั้นจะได้จากกฎของ Darcy

$$u_{x0} = -K \frac{\partial h}{\partial x} \quad 9.8.2$$

ดังนั้นอัตราการไหลผ่านอนุภาคมี $x = 0$ เท่ากับ

$$Q_c = -K \frac{\partial h}{\partial x} h \, dy \quad 9.8.3$$

การไหลออกที่ $x = dx$ จะได้จาก

$$Q_{dx} = -K \frac{\partial h}{\partial x} h \, dy + dx \frac{\partial}{\partial x} \left(-K \frac{\partial h}{\partial x} h \, dy \right) \quad 9.8.4$$

ลบการไหลออกจากการไหลเข้า ถ้า K มีค่าคงที่ เราจะได้ว่า

$$I_x - O_x = K \, dx \, dy \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad 9.8.5$$

หรือ

$$I_x - O_x = \frac{K \, dx \, dy}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h^2}{\partial x} \right) \quad 9.8.6$$

เมื่อ dx และ dy มีความยาวคงที่ ในทำนองเดียวกัน ในทิศทางของ y เราจะได้ว่า

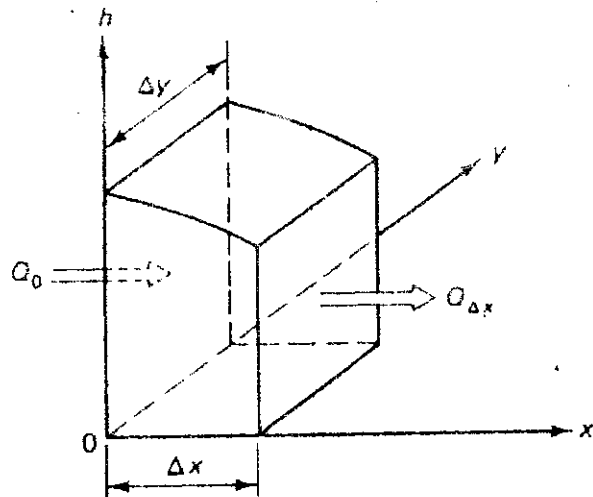
$$I_y - O_y = \frac{K \, dx \, dy}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial h^2}{\partial y} \right) \quad 9.8.7$$

สมมติว่าไม่มีการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง ดังนั้น 9.8.6 และ 9.8.7 จึงเป็นการไหลของการไหลเข้าและการไหลออกทั้งหมด นอกจากนี้ ในการไหลแบบ **steady flow** การเปลี่ยนแปลงของค่าเก็บกักจะต้องมีค่าเท่ากับศูนย์ ผลลัพธ์ก็คือ

$$K \frac{dx \, dy}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h^2}{\partial x} \right) + \frac{K \, dx \, dy}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial h^2}{\partial y} \right) = 0 \quad 9.8.8$$

และเนื่องจากว่า $K \, dx \, dy / 2$ มีค่าคงที่ ดังนั้น

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = 0 \quad 9.8.9$$



รูปที่ 9.8.1 รูปแสดงถึงอนุภาคที่ใช้ในการพัฒนาสมการของ Dupuit

$$\nabla h^2 = 0 \quad 9.8.10$$

จะเห็นได้ว่าสมการนี้เป็นไปตาม Laplace equation

ในเฉพาะบางกรณีที่มีการไหลของน้ำเติมเข้ามา ซึ่งเป็นผลมาจากการซึมของน้ำลงมาสู่ระดับน้ำใต้ดิน เราจะต้องทำการปรับแก้สมการที่ 9.8.9 เพียงเล็กน้อย ถ้าน้ำที่ไหลมาเติมให้ (หน่วยเป็น $L T^{-1}$) นั้นเราเรียกว่า R ดังนั้นน้ำที่ไหลมาเติมให้ทั้งหมดต่ออนุภาคในรูปที่ 9.8.1 ก็คือ $R \, dx \, dy$ และสมการความต่อเนื่องสำหรับ steady flow ก็จะกลายเป็น

$$\frac{K \, dx \, dy}{2} \left(\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right) + R \, dx \, dy = 0$$

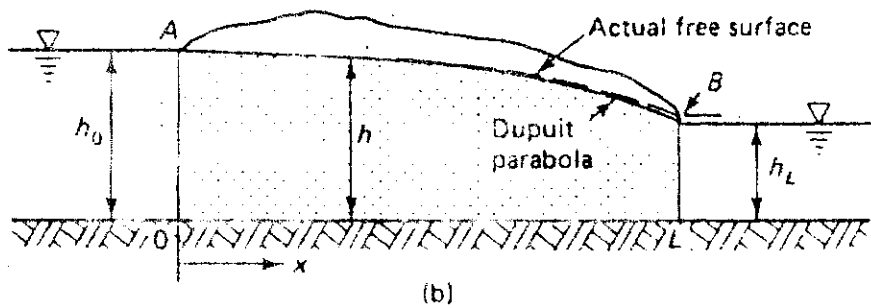
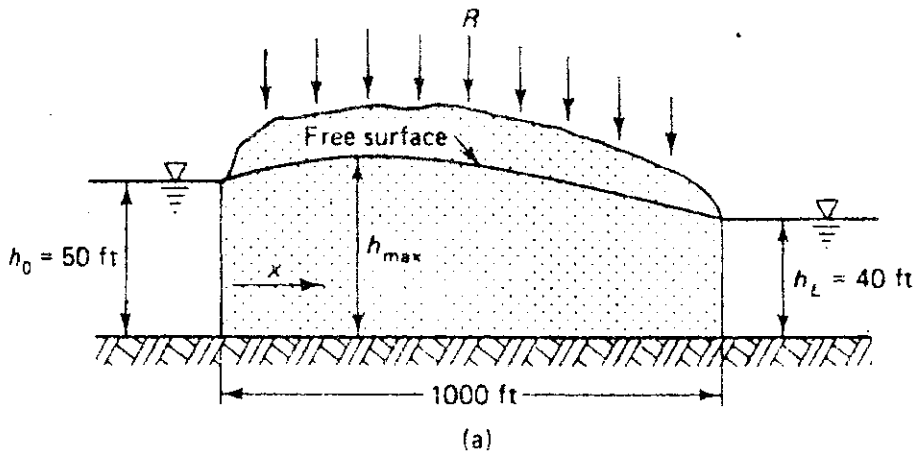
$$\nabla h^2 + \frac{2}{K} R = 0 \quad 9.8.11$$

โดยการประยุกต์ใช้ทฤษฎีของ Dupuit กับปัญหาการไหลที่แสดงในรูปที่ 9.8.2 และสมมติว่าการไหลเป็นแบบมิติเดียวในทิศทางของ x เราจะได้ว่าอัตรา

การไหลต่อหน่วยความกว้างของ aquifer จะหาได้จากกฎของ Darcy

$$Q = - Kh \frac{dh}{dx} \tag{9.8.12}$$

ในขณะนั้น q คือความสูงของแนวของเส้น Secpage ที่จุดใด ๆ x ตามแนวของชั้นดินที่น้ำซึมผ่านได้ยาก สำหรับตัวอย่างการไหลมิติเดียวที่พิจารณาในสมการที่ 9.8.9 จะกลายเป็น



รูปที่ 9.8.2 การไหลแบบ steady flow ในวัสดุพรุน ระหว่างแหล่งน้ำ 2 แหล่ง
(a) มีการไหลซึมจากด้านบน (b) ไม่มีการไหลซึม

$$\frac{d^2 h^2}{dx^2} = 0 \tag{9.8.13}$$

อินทิเกรต $h^2 = ax + b \tag{9.8.14}$

เมื่อ a และ b เป็นค่าคงที่

$$\text{เมื่อ } x = 0, h = h_0$$

$$b = h_0^2 \quad 9.8.15$$

differentiate 9.8.14

$$2h \frac{dh}{dx} = a \quad 9.8.16$$

จากสมการของ Darcy $hdh/dx = -\frac{Q}{K}$ แทนค่าเราจะได้

$$a = -\frac{2Q}{K} \quad 9.8.17$$

แทนค่า a ในสมการ 9.8.14

$$h^2 = -\frac{2Q}{K}x + h_0^2 \quad 9.8.18$$

ซึ่งเป็นสมการของ Free surface ซึ่งเป็นพาราโบลา (เรียกว่า Dupuit's Parabola) ถ้าเราไม่พิจารณา Seepage Surface ที่จุด B และจาก $x = L, h = h_L$ เราจะได้ว่าสมการที่ 9.8.18 จะกลายเป็น

$$h_L^2 = -\frac{2QL}{K} + h_0^2 \quad 9.8.19$$

หรือ

$$Q = \frac{K}{2L} (h_0^2 - h_L^2) \quad 9.8.20$$

เรียกว่า Dupuit equation

ตัวอย่างที่ 9.8.1 จากรูปที่ 9.8.2 a กำหนดให้มี dimension ดังแสดงในรูป และน้ำที่เติมให้ R เท่ากับ 0.01 ลูก/วัน จงหาอัตราการไหลที่ $x = 1000$ ฟุต โดยใช้ข้อมูลสมมุติของ Dupuit สมมุติว่า $K = 8$

วิธีทำ

เพราะว่า

$$\frac{dQ}{dx} = R$$

หรือ

$$Q = Rx + C$$

ที่ $x = 0$

$$Q = Q_0$$

ดังนั้น

$$Q = Rx + Q_0$$

และจาก

$$Q = -Kh \frac{dh}{dx}$$

$$-Kh \frac{dh}{dx} = Rx + Q_0$$

อินทิเกรต

$$-\frac{Kh^2}{2} \Big|_{h_0}^{h_L} = \frac{Rx^2}{2} \Big|_0^L + Q_0 x \Big|_0^L$$

$$-\frac{K(h_L^2 - h_0^2)}{2} = \frac{RL^2}{2} + Q_0 L$$

$$Q_0 = \frac{K(h_0^2 - h_L^2)}{2L} - \frac{RL}{2}$$

เนื่องจาก

$$Q = Rx + Q_0$$

$$Q = R\left(x - \frac{L}{2}\right) + \frac{K(h_0^2 - h_L^2)}{2L}$$

$$R = 0.01 \times 7.5 = 0.075 \text{ gpd/ft}^2$$

$$Q = 0.075(1000-500) + \frac{8(50^2 - 40^2)}{2000}$$

$$= 0.075 \times 500 + \frac{8 \times 900}{2000}$$

$$= 37.5 + 3.6$$

$$= 41.1 \text{ gpd/ft}^2$$

9.9 Steady unconfined radial flow ของบ่อบาดาล

สมการพื้นฐานของความสมดุลย์สำหรับ unconfined aquifer สามารถที่จะทำได้จากสัญลักษณ์ของรูปที่ 9.9.1 ซึ่งสมมุติการไหลเป็นตามทิศทางของรัศมีระดับน้ำใต้ดินเดิมนั้นอยู่ในแนวราบ บ่อบาดาลก็เจาะลึกลงไปถึงชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ และ aquifer นั้นกว้างใหญ่ไม่มีที่สิ้นสุด และทั้งหมดนี้อยู่ในสภาพ steady-state ดังนั้น น้ำที่ไหลมายังบ่อบาดาลที่ระยะ x ใด ๆ จะต้องเท่ากับผลคูณของพื้นที่ทรงกระบอกที่บริเวณหน้าตัดนั้นกับความเร็วของการไหล จากกฎของ Darcy เราจะได้ว่า

$$Q = 2\pi xy K_f \frac{dy}{dx} \quad 9.9.1$$

เมื่อ $2\pi xy$ = พื้นรูปทรงกระบอกรอบบ่อบาดาลเป็น ฟุต² โดยมีบ่อบาดาลเป็นแกนกลาง
 K_f = hydraulic conductivity (ฟุต/วินาที)
 dy/dx = water table gradient ที่ระยะ x ใด ๆ
 Q = อัตราการไหลของบ่อบาดาล (ฟุต³/วินาที)

อินทิเกรต

$$\int_{r_1}^{r_2} Q \frac{dx}{x} = 2\pi K_f \int_{h_1}^{h_2} y dy$$

$$Q/n \frac{r_2}{r_1} = \frac{2\pi K_f (h_2^2 - h_1^2)}{2} \quad 9.9.2$$

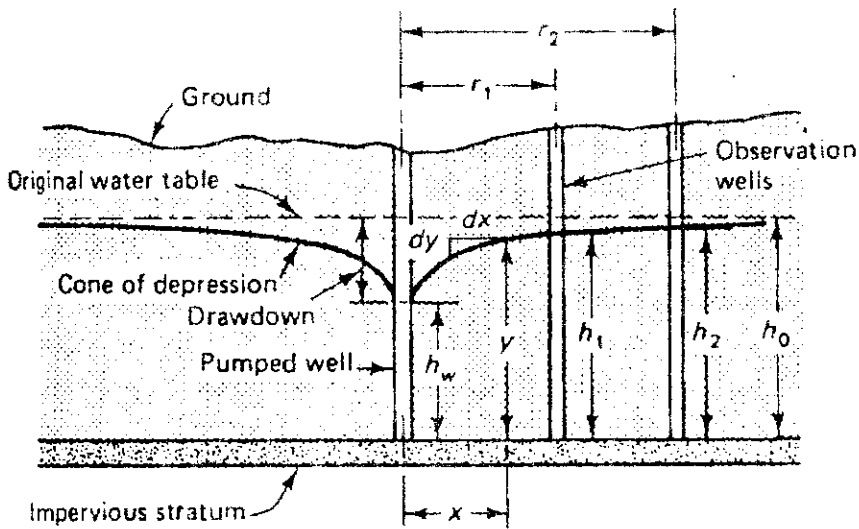
และ

$$Q = \frac{\pi K_f (h_2^2 - h_1^2)}{\ln(r_2/r_1)} \quad 9.9.3$$

เปลี่ยนหน่วย K_f เป็น gpd/ft², Q เป็น gpm และ \ln เป็น \log
 เราสามารถเขียนสมการที่ 9.9.3 เป็น

$$K_f = \frac{1055 Q \log (r_2/r_1)}{h_2^2 - h_1^2} \quad 9.9.4$$

ถ้าระดับน้ำในบ่อนาคาลที่ลดลงนั้นไม่เกิดครึ่งหนึ่งของความหนา h_0 ของ aquifer เดิม เราสามารถหาค่า Q หรือ K_f ได้โดยการใช้สมการที่ 9.9.3 หรือ 9.9.4 ได้อย่างใกล้เคียงความเป็นจริง ถึงแม้ว่าเราใช้ความสูง h_1 ที่บริเวณเส้นรอบวงของบ่อนาคาล $r_1 = r_w$ ในการคำนวณก็ตาม



รูปที่ 9.9.1 บ่อนาคาลใน confined aquifer

ตัวอย่างที่ 9.9.1 บ่อนาคาลขนาด 18 นิ้ว ซึ่งเจาะลึกถึงชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ของ unconfined aquifer ที่มีความลึก 100 ฟุต โดยมีบ่อสังเกตการณ์ 2 บ่อ อยู่ที่ระยะ 100 และ 235 ฟุต จากบ่อนาคาล และมีระดับน้ำที่ลดลง (drawdown) เท่ากับ 22.2 และ 21 ฟุต ตามลำดับ ถ้าการไหลเป็นแบบ steady และ $K_f = 1320 \text{ gpd/ft}^2$ อัตราการไหลของบ่อควรจะเป็นเท่าไร

วิธีทำ จากสมการที่ 9.9.4

$$Q = \frac{K_f (h_2^2 - h_1^2)}{1055 \log (r_2/r_1)}$$

$$\log(r_2/r_1) = \log(235/100) = 0.37107$$

$$h_2 = 100 - 21 = 79 \text{ ฟุต}$$

$$h_1 = 100 - 22.2 = 77.8 \text{ ฟุต}$$

$$Q = \frac{1320(79^2 - 77.8^2)}{1055 \times 0.37107}$$

$$= 634.46 \text{ gpm}$$

9.10. Steady confined radial flow ของบ่อบาดาล

สมการพื้นฐานของความสมดุลย์สำหรับ confined aquifer สามารถที่จะหาได้ในแนวทางเดียวกัน โดยใช้สัญลักษณ์ที่แสดงอยู่ในรูปที่ 9.10.1 โดยประยุกต์ใช้ข้อสมมุติเดียวกันกับ unconfined aquifer โดยวิธีทางคณิตศาสตร์ อัตราการไหลเป็น ฟุต³/วินาที จะหาได้จาก

$$Q = 2\pi x m K_f \frac{dy}{dx} \tag{9.10.1}$$

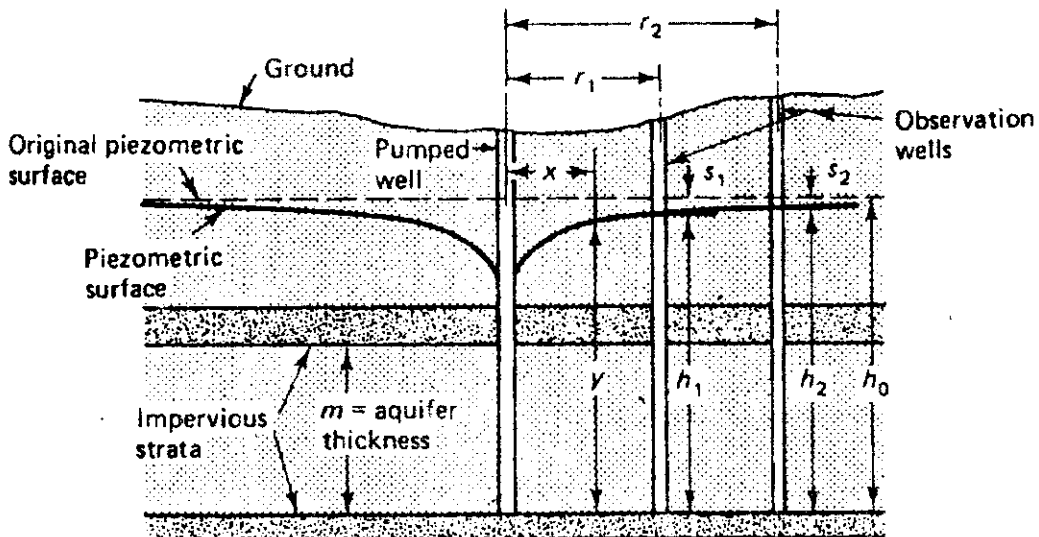
อินทิเกรต เราจะได้

$$Q = 2\pi K_f m \frac{h_2 - h_1}{\ln(r_2/r_1)} \tag{9.10.2}$$

และ

$$K_f = \frac{528 Q \ln(r_2/r_1)}{m(h_2 - h_1)} \tag{9.10.3}$$

เมื่อ Q = อัตราการไหล เป็น gpm
 K_f = permeability (gpd/ft²)
 r, h เป็น ฟุต



รูปที่ 9.10.1 Radial flow ของบ่อบาดาลใน confined aquifer

ตัวอย่างที่ 9.10.1 จงหา permeability ของ artesian aquifer ที่สูบน้ำออกด้วย บ่อบาดาลที่เจาะลึกถึงชั้นหินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ชั้นล่าง aquifer มีความหนา 90 ฟุต และ ประกอบไปด้วยทรายขนาดกลาง Steady-state pumping rate มีค่าเท่ากับ 850 gpm ค่า drawdown ของบ่อสังเกตการณ์ที่อยู่ห่างออกไป 50 ฟุต มีค่าเท่ากับ 10 ฟุต ในบ่อสังเกตการณ์บ่อที่ 2 ที่อยู่ห่างออกไป 500 ฟุต มีค่าเท่ากับ 1 ฟุต

$$\begin{aligned} s_{12} &= \frac{528 \cdot Q \cdot \log\left(\frac{r_2/r_1}{m}\right)}{m \cdot (h_2 - h_1)} \\ &= \frac{528 \times 850 \times \log 10}{90 \times (10 - 1)} \\ &= 554 \text{ gpd/ft}^2 \end{aligned}$$

9.11 บ่อบาดาลหลาย ๆ บ่อ (Well fields)

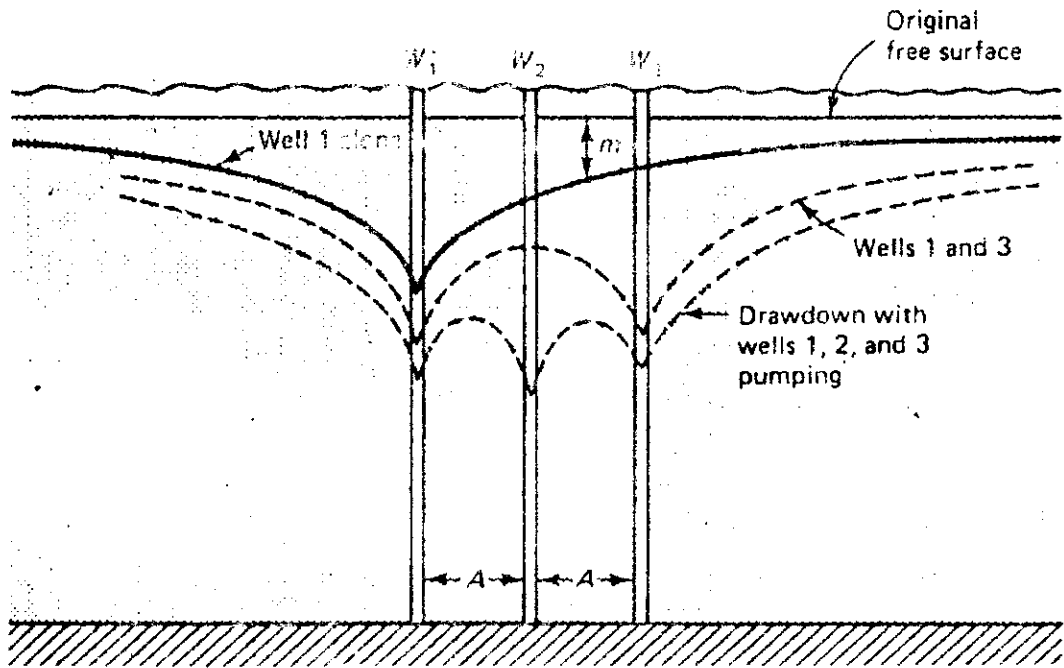
เมื่อมีการสูบน้ำจากบ่อบาดาลหลาย ๆ บ่อ จะมีผลกระทบรวมที่มีต่อ free water surface ผลที่ติดตามมาที่เห็นได้ ได้แสดงไว้ในรูปที่ 9.11.1 ซึ่งจะเห็นกรวยของระดับน้ำที่ลดลงนั้นเหลื่อมและซ้อนกัน drawdown ที่ตำแหน่งที่กำหนดให้จะเท่ากับผลบวกของ draw-down แต่ละบ่อรวมกัน

ถ้าเราทราบอัตราการสูบน้ำของบ่อบาดาลหลาย ๆ บ่อที่ทำกรสูบน้ำ ค่า drawdown รวมที่จุดต่าง ๆ จะสามารถคำนวณหาได้ ในทำนองเดียวกัน ถ้าเราทราบ drawdown ที่จุดใดจุดหนึ่ง เราสามารถคำนวณการไหลของบ่อบาดาลได้

ถ้าค่า drawdown ที่จุดที่กำหนดให้ เรียกว่า m และ subscript 1, 2..... n ใช้แทนค่าของ drawdown ของบ่อบาดาลแต่ละบ่อโดยเฉพาะ (เช่น m_1 เป็นค่า drawdown ของบ่อ w_1) สำหรับ drawdown รวม m_T ที่ตำแหน่งใด ๆ จะมีค่าเท่ากับ

$$m_T = \sum_{i=1}^n m_i \quad 9.11.1$$

จำนวนบ่อบาดาล อัตราการสูบน้ำ และลักษณะของบ่อและการกระจายของบ่อจะเป็นตัวกำหนดค่า drawdown รวมทั้งหมดที่ตำแหน่งใด ๆ โดยเฉพาะ



รูปที่ 9.11.1 ผลกระทบรวมในการสูบน้ำด้วยอัตราที่เท่า ๆ กันจากบ่อน้ำบาดาลหลาย ๆ บ่อ

จากสมการที่ 9.9.3 เราจะได้ว่า

$$h_o^2 - h^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{r_o}{r} \tag{9.11.2}$$

จะเห็นได้ว่าเราสามารถจะคำนวณหาค่า drawdown สำหรับบ่อน้ำบาดาลที่ทำการสูบน้ำด้วยอัตรา Q ถ้าเราทราบ h_o , r_o และ r สิ่งที่ต้องติดตามมาก็คือ จากสมการที่ 9.11.1 สำหรับบ่อสูบน้ำบาดาล n บ่อใน unconfined aquifer

$$h_o^2 - h^2 = \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{\pi K} \ln \frac{r_{oi}}{r_i} \tag{9.11.3}$$

เมื่อ h_o = ระดับความสูงเดิมของน้ำใต้ดิน

h = ผลกระทบรวมของระดับความสูงของน้ำใต้ดินหลังจากการสูบน้ำจากบ่อน้ำบาดาล n บ่อ

- Q_i = อัตราการไหลของบ่อที่ i
 r_{0i} = ระยะทางของบ่อที่ i ไปยังตำแหน่งที่คิดว่าค่า drawdown มีค่าน้อยมาก
 r_i = ระยะทางจากบ่อที่ i ไปยังจุดที่ซึ่งเรากำลังต้องการค่า drawdown

Todd ได้แสดงให้เห็นว่าค่าของ r_0 ที่ใช้ในทางปฏิบัติโดยมากจะมีค่าอยู่ระหว่าง 500 ถึง 1,000 ฟุต ผลกระทบของข้อสมมติที่ถูกทำให้ลดลง เพราะเหตุว่า Q ในสมการที่ 9.11.2 นั้นไม่ค่อยจะเปลี่ยนแปลงมากนัก เมื่อค่า r_0 เปลี่ยน สมการที่ 9.11.3 นั้นควรจะ ใช้เมื่อค่าของ drawdown มีค่าค่อนข้างน้อย

สำหรับการไหลใน confined aquifer สมการสำหรับค่า drawdown รวม จะกลายเป็น

$$h_c - h = \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{2\pi T K_m} \ln \frac{r_0}{r_i} \quad 9.11.4$$

สมการทั้งหมดที่ได้ไว้สำหรับบ่อมาคาลหลายบ่อ จะใช้ได้กับการไหลแบบ steady flow ใน homogeneous isotropic medium

9.12 Unsteady flow

เมื่อเราทำการสูบน้ำจากบ่อมาคาลใหม่ อัตราการไหลส่วนใหญ่ที่ได้จะได้อาจมาจาก ปริมาณเก็บกักที่ปล่อยออกมาจาก cone of depression โดยตรงภายใต้สถานการณ์แบบนี้ สมการความสมดุลจะให้อาณาการ permeability และ yield ของบ่อมาคาลสูงกว่าความเป็นจริง เมื่อเราไม่ประอบกับสภาวะ steady state ซึ่งเป็นสภาวะที่มักเกิดขึ้นจริงในทางปฏิบัติ เราจะต้องใช้สมการที่ไม่สมดุล (non equilibrium equation) ซึ่งอาจจะทำได้ 2 วิธีการคือ วิธีที่หนักไม่ทางทฤษฎีของ C.V Theis และวิธีที่ทำได้ง่ายขึ้นของ Jacob.

ในปี ค.ศ. 1935 Theis ได้แสดงถึงแนวทางการวิเคราะห์แบบ Nonequilibrium ที่ได้พิจารณาถึงเวลาและลักษณะการเก็บกักของ aquifer วิธีการที่เขาใช้คล้าย

คลึงกับวิธีการถ่ายเทของความร้อนจากกฎของ Biot-Fourier โดยเปรียบเทียบเป็นการไหลของน้ำใต้ดินเข้าสู่บ่ออากาศ Theis ได้กล่าวไว้ว่า drawdown (s) ในบ่อสังเกตการณ์ที่ตั้งอยู่ที่ระยะ r จากบ่อสูบล้อม จะมีค่าเท่ากับ

$$s = \frac{114.6 Q}{T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad 9.12.1$$

เมื่อ T = transmissibility (gpd/ft)

Q = อัตราการไหล (gpm.)

และ $u = \frac{1.87 r^2 S_c}{Tt} \quad 9.12.2$

เมื่อ S_c = สัมประสิทธิ์ของการเก็บกัก (Storage coefficient)

t = เวลาเป็นวันนับจากวันเริ่มต้นทำการสูบน้ำ

$\int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du$ นั้นเรียกว่า well function of u และมีชื่อที่เขียนกันโดยทั่วไปว่า $W(u)$ ซึ่งสามารถจะหาได้จากอนุกรมไม่รู้งบและตารางที่ 9.12.1

$$W(u) = -0.577216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \times 2!} + \frac{u^3}{3 \times 3!} \dots \dots \dots 9.12.3$$

สมมุติฐานพื้นฐานที่ใช้ใน Theis equation นั้นเหมือนกับของสมการที่ 9.9.3 นอกจากนี้ สมการนี้เป็นสมการของสภาพ non steady state condition

สมการที่ 9.12.1 และ 9.12.2 สามารถที่จะแก้สมการได้โดยการเปรียบเทียบกราฟ log-log ของ u กับ $W(u)$ ซึ่งเรียกว่า Type curve กับกราฟ log-log ของข้อมูลที่บันทึกไว้ของ r^2/c กับ s ในการพล็อต Type curve $W(u)$ และ s

ตารางที่ 5.12.1 ค่าของ W(u) สำหรับค่าต่าง ๆ ของ u

u	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0
x 1	0.219	0.049	0.013	0.0038	0.0011	0.00036	0.00012	0.000036	0.000012
x 10 ⁻¹	1.62	1.22	0.91	0.70	0.56	0.45	0.37	0.31	0.26
x 10 ⁻²	4.04	3.35	2.96	2.68	2.47	2.30	2.15	2.03	1.92
x 10 ⁻³	6.33	5.64	5.23	4.95	4.73	4.54	4.39	4.26	4.14
x 10 ⁻⁴	8.63	7.49	7.53	7.25	7.02	6.84	6.69	6.55	6.44
x 10 ⁻⁵	10.94	10.24	9.84	9.55	9.33	9.14	8.99	8.86	8.74
x 10 ⁻⁶	13.24	12.55	12.14	11.85	11.63	11.45	11.29	11.16	11.04
x 10 ⁻⁷	15.54	14.85	14.44	14.15	13.93	13.75	13.60	13.46	13.34
x 10 ⁻⁸	17.84	17.15	16.74	16.46	16.23	16.05	15.90	15.76	15.65
x 10 ⁻⁹	20.15	19.45	19.05	18.76	18.54	18.35	18.20	18.07	17.95
x 10 ⁻¹⁰	22.45	21.76	21.35	21.06	20.84	20.66	20.50	20.37	20.25
x 10 ⁻¹¹	24.75	24.06	23.65	23.36	23.14	22.96	22.81	22.67	22.55
x 10 ⁻¹²	27.05	26.36	25.96	25.67	25.44	25.26	25.11	24.97	24.86
x 10 ⁻¹³	29.35	28.66	28.26	27.97	27.75	27.56	27.41	27.28	27.16
x 10 ⁻¹⁴	31.66	30.97	30.56	30.27	30.05	29.87	29.71	29.58	29.46
x 10 ⁻¹⁵	33.96	33.27	32.86	32.58	32.35	32.17	32.02	31.88	31.76

Source : After L. K. Wenzel, "Methods for Determining Permeability of Water Bearing Materials with Special Reference to Discharging Well Methods," U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 887, Washington, DC, 1942

จะพล็อตอยู่ทางแกนตั้ง ส่วน u และ r^2/t จะพล็อตอยู่ทางแกนนอน แล้วเอากราฟทั้งสอง มาหาพบกันและเลื่อนจนกระทั่งมีส่วนของกราฟทับกันสนิท ในการหาพบกันนี้แกนทั้งสองของกราฟ จะต้องขนานกัน เลือกจุดที่ทับกันสนิทบนกราฟที่หาพบกันและทำเครื่องหมายไว้บนกราฟทั้งสอง Type curve จะให้ค่า u และ $w(u)$ สำหรับจุดที่ต้องการ ส่วนค่าของ S และ r^2/t ที่ได้ผลจากการหาพบกันก็จะได้จากพล็อตของ S และ r^2/t แทนค่าเหล่านี้ในสมการที่ 9.12.1 และ 9.12.2 เราก็จะสามารถหาค่า T และ S_c ได้

วิธีการนี้สามารถที่จะทำให้สั้นและง่ายขึ้นได้ เมื่อ r มีค่าน้อย และ t มีค่ามาก Jacob พบว่าค่าของ u จะมีค่าน้อย ดังนั้นเทอมต่าง ๆ ในอนุกรมของสมการ

9.12.3 ที่เกินกว่าเทอมที่ 2 จะสามารถตัดทิ้งได้ และเราจะได้

$$T = \frac{254 Q (\ln t_2 - \log t_1)}{h_0 - h} \quad 9.12.4$$

ซึ่งสามารถตัดทอนลงได้อีกเป็น

$$T = \frac{254 Q}{\Delta h} \quad 9.12.5$$

เมื่อ $\Delta h =$ drawdown per. log cycle of time

$$[(h_0 - h) / (\log t_2 - \log t_1)]$$

$Q =$ อัตราการไหลของบ่อบาดาล (gpm)

$h_0, h =$ เหมือนกับในรูป 9.10.1

$T =$ transmissibility (gpd/ft)

ข้อมูลสนามสำหรับ drawdown ($h_0 - h$) กับ t นั้นได้พล็อตลงใน Semi-log paper

โดยมีค่า drawdown พล็อตอยู่บนแกนธรรมดา (Arithmetic scale) ดังรูปที่

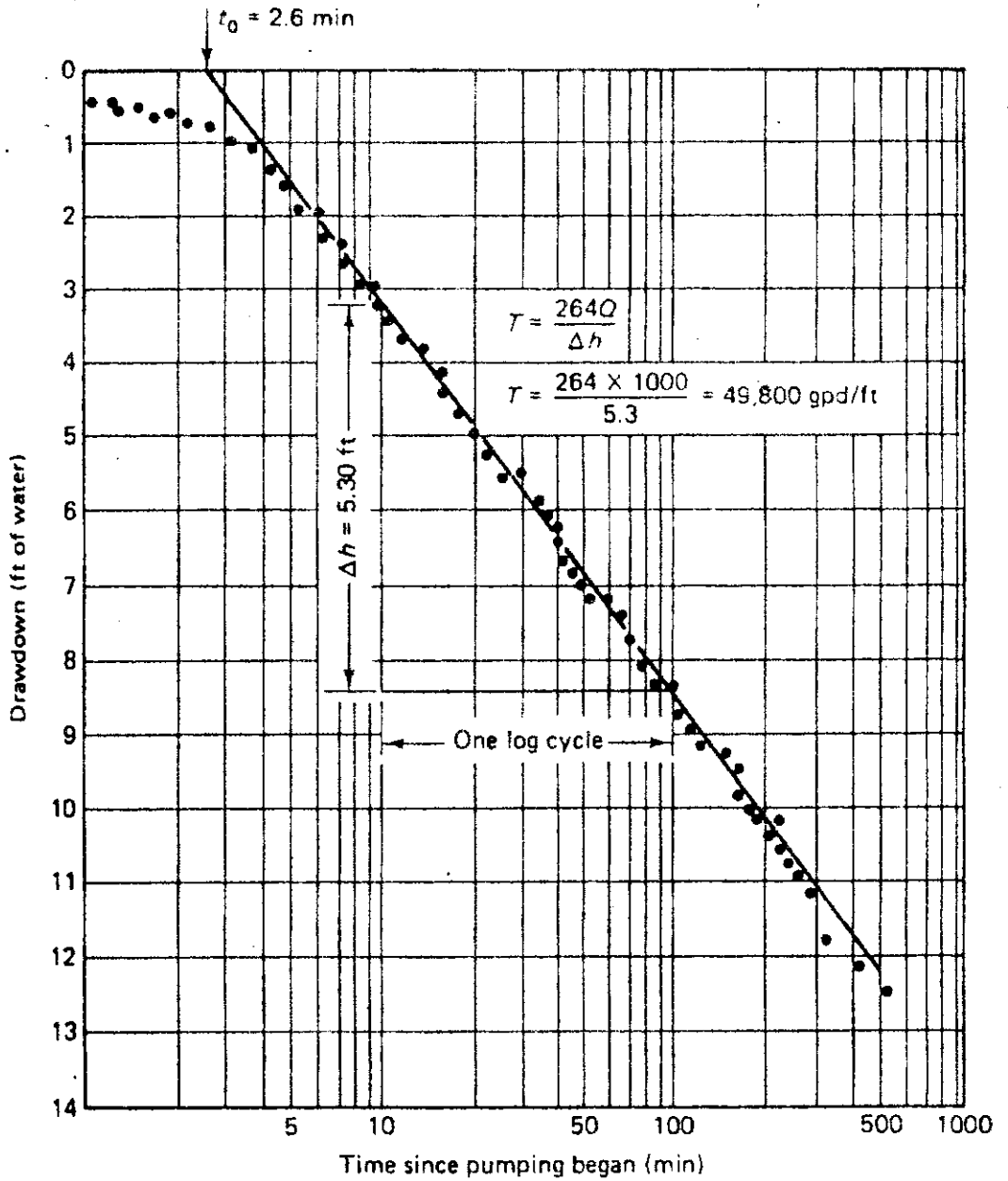
9.12.1 กราฟที่ได้เป็นกราฟเส้นตรงซึ่งมีความลาดเอียงที่ใช้สำหรับหา formation constant จากสมการที่ 9.12.5 และ

$$S_c = \frac{0.3 T t_0}{r^2} \quad 9.12.6$$

โดยมี t_0 เป็นเวลาที่เกิด drawdown เท่ากับศูนย์

ตัวอย่างที่ 9.12.1 จงใช้ข้อมูลต่อไปนี้ในการหา formation constant ของ aquifer

โดยการใช้กราฟในการแก้สมการของ Theis อัตราการไหลเท่ากับ 540 gpm



รูปที่ 9.12.1 Pumping test data, วัดผลของ Jacob

ระยะจากบ่อสูบ r(ฟุต)	r^2/t	Drawdown s(ฟุต)	เฉลี่ย
50	1,250	3.04	
100	5,000	2.16	
150	11,250	1.63	
200	20,000	1.26	
300	45,000	0.80	
400	60,000	0.51	
500	125,000	0.33	
600	180,000	0.22	
700	245,000	0.15	
800	320,000	0.10	

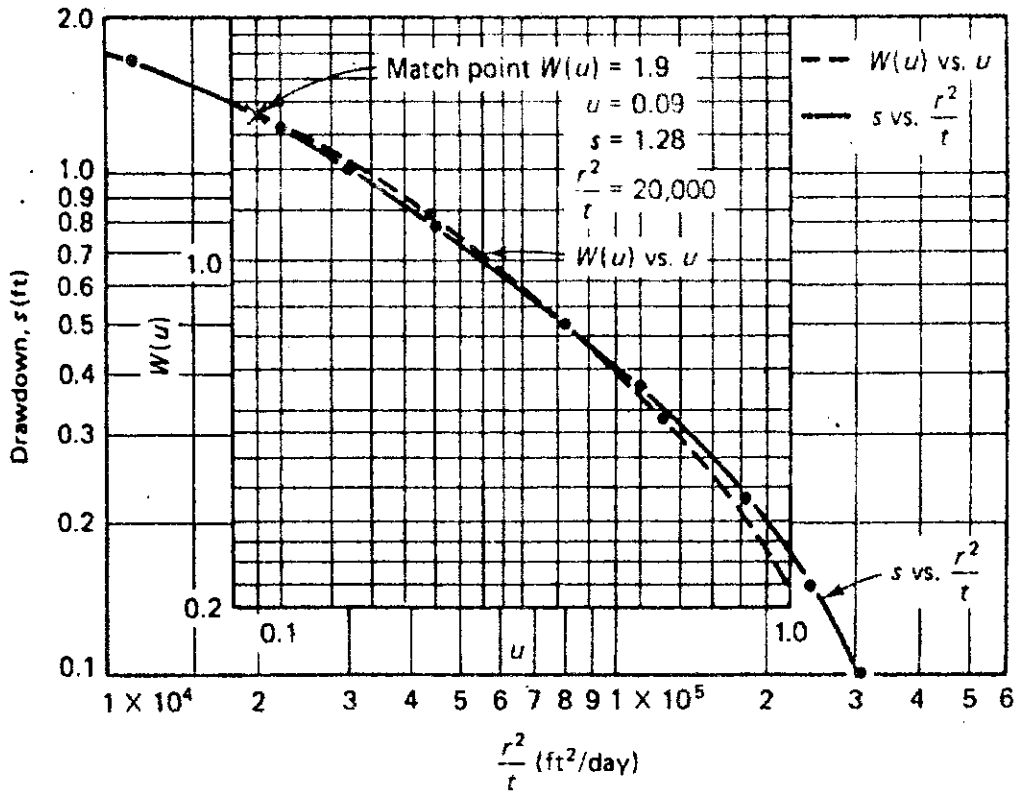
วิธีทำ พล็อต s กับ r^2/t และ $w(u)$ กับ u ดังแสดงในรูปที่ 9.12.2 แล้วหา match point และคำนวณ S_c และ T โดยใช้สมการที่ 9.12.1 และ 9.12.2

$$T = \frac{114.6 Q w(u)}{s}$$

$$= \frac{114.6 \times 540 \times 1.9}{1.26} = 91,860 \text{ gpd/ft}$$

$$S_c = \frac{u T}{1.37 r^2/t}$$

$$= \frac{0.09 \times 91,860}{1.37 \times 20,000} = 0.22$$



รูปที่ 9.12.2 การแก้สมการของ Theis โดยวิธีการ

ตัวอย่างที่ 9.12.2 โดยใช้ข้อมูลที่กำหนดไว้ในรูปที่ 9.12.1 จงหาสัมประสิทธิ์ของ Transmissibility T และ Storage coefficient S_c สำหรับ aquifer อันหนึ่ง โดยกำหนดให้ $Q = 1,000$ gpm และ $r = 300$ ฟุต

วิธีทำ หาค่าของ Δh จากกราฟ ได้เท่ากับ 5.3 ฟุต ดังนั้นจากสมการที่ 9.12.5

$$T = \frac{264 Q}{h} = \frac{264 \times 1000}{5.3} = 49,800 \text{ gpd/ft}$$

จากสมการ 9.12.6 เราจะได้ว่า

$$S_c = \frac{0.3 T t_o}{r^2}$$

จากรูปที่ 9.12.2 $t_o = 2.6$ นาที เปลี่ยนเป็นวัน จะได้

$$t_o = 1.81 \times 10^{-3} \text{ วัน}$$

และ

$$S_c = \frac{0.3 \times 49800 \times 1.81 \times 10^{-3}}{(300)^2} = 0.0003$$

References

1. Barfield, B.J., R.C. Warner and C.T. Haan "Applied Hydrology and Sedimentology for Disturbed Areas" Second Printing, Oklahoma Technical Press, 1963
2. Bedient, P.B. and W.C. Huber "Hydrology and Floodplain Analysis" Addison-Wesley Publishing Company, 1988
3. Chow, V.T., Maidment, D.R. and L.W. Mays "Applied Hydrology" McGraw-Hill Book Company, 1988
4. Chow, V.T. ed. "Handbook of Applied Hydrology" Mc-Graw-Hill Book Company, New York, 1964
5. Haan, C.T., "Statistical methods in hydrology" 3rd printing, The Iowa State University Press/Ames, Iowa, 1982
6. Linsley, R.K., Jr., M.A. Kohler, J.L.H. Paulhus "Hydrology for Engineers", 2nd ed., McGraw-Hill Book, Co. Ltd, New York, 1975
7. Linsley, R.K., M.A. Kohler and J.L.H. Paulhus "Applied Hydrology" McGraw-Hill Book, Co. Ltd, New York 1949
8. Raghunnath, H.M. "Hydrology" Wiley Eastern Limited, New Delhi, 1985
9. Raudkivi, A.J. "Hydrology : An Advance Introduction to Hydrological Processes and Modelling" Pergamon Press, Oxford, 1979
10. Schwab, G.O. and R.K. Frevert "Elementary Soiland Water Engineering" 3rd ed., John Wiley & Sons, New York, 1985
11. Selvalingum, S, "Applied Tropical Hydrology" Lecture note, Asian Institute of Technology, 1977
12. Shaw, Elizabeth M. "Hydrology in Practice", 2nd ed., Van Nostrand Reinhold (International) Co. Ltd., London, 1980

13. Todd, D.K. "Groundwater Hydrology", 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, 1960
14. USDA, "Field Manual for research in Agricultural Hydrology" Agriculture Hand book no. 224, Washington D.C., 1979
15. Viessman, W., Jr., G. W. Knapp, G.L. Lewis and. T.E. Harbaugh, "Introduction to Hydrology", 3rd ed., A Dun-Donnelley Publisher, New York, 1969
16. Ward, R.C. "Principles of Hydrology" 2nd ed., McGraw-Hill book Company (U.K.) Limited, London 1975
17. Wilson, E.M. "Engineering Hydrology", 3rd ed., English language Book Society/Macmillan, 1933
18. สันติ ทองสำนึก "หลักอุทกวิทยา" ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 2528
19. ไพโรจน์ เกรียงศิริ "อุทกวิทยากับไมโครคอมพิวเตอร์" ภาควิชาทรัพยากรน้ำ คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์
20. วิโรจน์ ชัยธรรม "อุทกวิทยา" ภาควิชาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น, 2528
21. วีรพล แต้สมิทธิ "หลักอุทกวิทยา" ภาควิชาทรัพยากรน้ำ คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 2525
22. วีรพล แต้สมิทธิ "อุทกวิทยาประยุกต์" ภาควิชาทรัพยากรน้ำ คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 2531
23. วิบูลย์ บุญธโรกุล "หลักการชลประทาน" ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 2526

Appendix

ตารางที่ 1 คุณสมบัติทางกายภาพของน้ำที่ความกดดันมาตรฐานของบรรยากาศ

Temperature	Density	Specific weight	Dynamic viscosity	Kinematic viscosity	Vapor pressure
	kg/m ³	N/m ³	N·s/m ²	m ² /s	N/m ² abs.
0°C	1000	9810	1.79×10^{-3}	1.79×10^{-6}	611
5°C	1000	9810	1.51×10^{-3}	1.51×10^{-6}	872
10°C	1000	9810	1.31×10^{-3}	1.31×10^{-6}	1250
15°C	999	9800	1.14×10^{-3}	1.14×10^{-6}	1700
20°C	998	9790	1.00×10^{-3}	1.00×10^{-6}	2340
25°C	997	9781	8.91×10^{-4}	8.94×10^{-7}	3170
30°C	996	9771	7.96×10^{-4}	7.99×10^{-7}	4250
35°C	994	9751	7.20×10^{-4}	7.24×10^{-7}	5630
40°C	992	9732	6.53×10^{-4}	6.58×10^{-7}	7380
50°C	988	9693	5.47×10^{-4}	5.54×10^{-7}	12,300
60°C	983	9643	4.66×10^{-4}	4.74×10^{-7}	20,000
70°C	978	9594	4.04×10^{-4}	4.13×10^{-7}	31,200
80°C	972	9535	3.54×10^{-4}	3.64×10^{-7}	47,400
90°C	965	9467	3.15×10^{-4}	3.26×10^{-7}	70,100
100°C	958	9398	2.82×10^{-4}	2.94×10^{-7}	101,300

	slugs/ft ³	lb/ft ³	lb-sec/ft ²	ft ² /sec	psia
40°F	1.94	62.43	3.23×10^{-5}	1.66×10^{-5}	0.122
50°F	1.94	62.40	2.73×10^{-5}	1.41×10^{-5}	0.178
60°F	1.94	62.37	2.36×10^{-5}	1.22×10^{-5}	0.256
70°F	1.94	62.30	2.05×10^{-5}	1.06×10^{-5}	0.363
80°F	1.93	62.22	1.80×10^{-5}	0.930×10^{-5}	0.506
100°F	1.93	62.00	1.42×10^{-5}	0.739×10^{-5}	0.949
120°F	1.92	61.72	1.17×10^{-5}	0.609×10^{-5}	1.69
140°F	1.91	61.38	0.981×10^{-5}	0.514×10^{-5}	2.89
160°F	1.90	61.00	0.838×10^{-5}	0.442×10^{-5}	4.74
180°F	1.88	60.58	0.726×10^{-5}	0.385×10^{-5}	7.51
200°F	1.87	60.12	0.637×10^{-5}	0.341×10^{-5}	11.53
212°F	1.86	59.83	0.593×10^{-5}	0.319×10^{-5}	14.70

Source: Roberson, J. A., and C. T. Crowe, Engineering Fluid Mechanics, 2nd ed., Houghton Mifflin, Boston, 1980, Table A-5, p. 642. Used with permission.