บทที่ 3

นิยามและทฤษฎีที่เกี่ยวข้องกับการเชื่อมต่อ

ในการศึกษาการเชื่อมต่อแบบจำลอง ที่ประกอบด้วยแบบจำลองน้ำผิวดิน และน้ำใต้ดินนั้น จำเป็นต้องนำข้อมูลและตัวแปรจำนวนมากมาวิเคราะห์ด้วยทฤษฎีทางอุทกวิทยาและชลศาสตร์ เพื่อหาผลลัพธ์ที่เกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่ของน้ำ ทั้งในมิติของปริมาณน้ำ การเคลื่อนที่ของน้ำและเวลาที่ใช้เดินทาง รวมไปถึงการประยุกต์ใช้ทฤษฎีเข้ากับวิธีการแก้ปัญหาด้วยวิธีเชิงตัวเลข ซึ่งในบทนี้ได้อธิบายถึงคำจำกัดความของตัวแปรที่ใช้ในการศึกษาและทฤษฎีที่เกี่ยวข้องทั้งน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน

3.1 นิยามคำศัพท์และพารามิเตอร์ที่ใช้

ในการศึกษาครั้งนี้ได้จำกัดความหมายของกระบวนการทางอุกทกวิทยา และตัวแปรทางอุทกวิทยา หลักที่ใช้ในการศึกษาไว้ดังนี้

1) <u>วัฏจักรของน้ำ (hydrologic cycle)</u>

น้ำฝนที่ตกลงมาสู่พื้นโลกบางส่วนอาจตกไม่ถึงผิวโลก แต่ส่วนที่ตกลงมาบางส่วนจะถูกพืชเก็บไว้บางส่วนตามใบไม้ หรือลำต้น ซึ่งเรียกว่า interception และขังอยู่ในหลุม บ่อ ตามพื้นผิวดิน ซึ่งเรียกว่า depression detention และในขณะเดียวกันการไหลจะเริ่มขึ้นโดยมีทิศทางไปตามความลาดชันของพื้นผิวดินจนกว่าจะถึงลำน้ำหรือแม่น้ำ ส่วนของน้ำฝนซึ่งไม่ซึมผ่านผิวดินลงสู่ใต้ดิน (infiltration) ก็กลายเป็นน้ำท่าไหลตามผิวดิน (surface runoff) สู่ลำน้ำนี้จะเรียกว่า น้ำเก็บกักที่ผิวดิน (surface retention) โดยน้ำท่าสามารถไหลออกเติมสู่ชั้นน้ำใต้ดินได้ (stream recharge)

น้ำที่ซึมลงดินไปบางส่วนถูกรากพืชดูดเอาไปปรุงอาหารเลี้ยงลำต้น แล้วคายออกไปทางใบเรียกว่าการคายน้ำ (transpiration) ซึ่งขึ้นอยู่กับชนิดพืช ส่วนที่ซึมไปแล้วนั้นอาจ ซึมลึกไปอีก เรียกว่า percolation ซึ่งจะซึมต่อไปจนถึงระดับน้ำใต้ดินที่มีมีน้ำอิ่มตัวขังอยู่ใต้ดินเรียกว่าน้ำใต้ดิน (groundwater) โดยน้ำใต้ดินมีหลายระดับชั้น โดยน้ำจะค่อย ๆ ไหลตาม ความลาดเทลงไป ซึ่งอาจจะไหลออกสู่แม่น้ำลำธารที่อยู่ระดับต่ำกว่าระดับน้ำใต้ดิน เรียกว่า baseflow หรือไหลออกสู่ทะเลโดยตรง

น้ำฝนส่วนที่ค้างอยู่ตามหนอง บึง หลุม บ่อ ตามผิวดินจะรวมเรียกว่า depression storage ในทันทีที่ความเข้มข้นของฝนเกินกว่าความสามารถซึมผ่านผิวดินหรือน้ำฝนส่วนเกิน

(rainfall excess) จะเริ่มเข้าไปขังใน surface depressions ต่างๆและเมื่อเต็มแล้ว ปริมาณการไหลของน้ำเข้ามาจะเท่ากับผลรวมของปริมาณการไหลออก การซึมผ่านผิวดินลงดิน และการระเหย

ในการดำเนินแบบจำลองของการศึกษานี้ ได้พิจารณาถึงส่วนประกอบในการคิดสมดุลน้ำของระบบน้ำผิวดินและใต้ดินตามที่แสดงไว้ในรูปที่ 3-1 โดยภายในระบบนั้นมีองค์ประกอบอุทกวิทยาของระบบน้ำผิวดิน (surface water system) ระบบน้ำในดิน (soil water system) ระบบน้ำใต้ดินชั้นน้ำส่วนติดผิวดิน (groundwater system : surface aquifer) และระบบน้ำใต้ดินชั้นน้ำส่วนล่าง (Groundwater system : lower aquifer) โดยมีองค์ประกอบที่สำคัญดังนี้

- Precipitation คือ ปริมาณน้ำฝนที่ตกในลุ่มน้ำในพื้นที่ศึกษา
- Streamflow (in) คือ ปริมาณน้ำที่ไหลในน้ำลำน้ำโดยไหลเข้ามาในพื้นที่ศึกษา
- Streamflow (out)คือ ปริมาณน้ำที่ไหลในน้ำลำน้ำโดยไหลออกจากพื้นที่ศึกษา
- Evaportranspiration, E/T คือ ปริมาณการระเหยและคายน้ำของพืช
- Water use (SW) คือ ปริมาณการใช้น้ำผิวดิน
- Direct runoff คือ ปริมาณน้ำฝนที่ไหลหลากเป็นน้ำท่า
- Infiltration คือ ปริมาณน้ำที่ซึมสู่ชั้นดิน
- Percolation คือ ปริมาณน้ำที่ไหลลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน
- Soil profile คือ ปริมาณน้ำที่ไหลอยู่ในชั้นดิน
- Soil storage คือ ปริมาณน้ำที่กักเก็บไว้ในชั้นดิน
- Lateral stream flow คือ ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากดินไปสู่ลำน้ำ
- Baseflow คือ ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นน้ำใต้ดินไปสู่ลำน้ำ
- Streamflow คือ ปริมาณน้ำที่ไหลในน้ำลำน้ำภายในพื้นที่ศึกษา
- Streamflow-GW interaction คือ ปริมาณการแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำกับน้ำใต้ดิน
- Leakage คือ ปริมาณน้ำที่ไหลจากชั้นน้ำใต้ดินหนึ่งไปสู่ชั้นอื่น
- Spring คือ ปริมาณน้ำใต้ดินที่ไหลออกชั้นน้ำใต้ดินสู่ผิวดินด้วยแรงดันน้ำ
- Water use (GW) คือ ปริมาณการใช้น้ำใต้ดิน
- Lateral groundwater outflow คือ ปริมาณน้ำใต้ดินที่ไหลเข้าหรือออกจากแอ่งน้ำใต้ดิน
- Aquifer storage คือ ปริมาณน้ำกักเก็บของชั้นน้ำใต้ดิน

เมื่อทำการเชื่อมต่อแบบจำลองแล้ว การวิเคราะห์องค์ประกอบทางอุทกวิทยาของน้ำผิวดินและน้ำใต้ดินมาพิจารณาหาสมดุลของระบบน้ำในพื้นที่ศึกษา โดยน้ำที่ไหลเข้ามาภายในระบบน้ำผิวดินนั้น มาจากน้ำฝน (precipitation) และ น้ำที่ไหลเข้ามาจากลำน้ำ (streamflow-in) และปริมาณน้ำไหลออกจากระบบคือ น้ำที่ไหลออกจากระบบทางลำน้ำ (streamflow-out), การระเหย (E/T), การใช้น้ำผิวดิน (sw use) ดังแสดงในรูปที่ 3-1 ส่วนระบบน้ำใต้ดิน มีการไหลเข้าของน้ำสู่ระบบชั้นน้ำใต้ดินจากการเติมน้ำจากผิวดิน (recharge) และมีการไหลเข้าและออกของน้ำใต้ดินจากลำน้ำ (streams) กับการไหลเข้า-ออกด้านข้าง (lateral flow) และมีการไหลออกของน้ำจากระบบในส่วนของน้ำพุ (spring) และการใช้น้ำใต้ดิน (gw use) ดังแสดงในรูปที่ 3-2

2) น้ำฝน (rainfall) และ น้ำจากอากาศ (precipitation)

น้ำจากอากาศหรือน้ำจากฟ้า หมายถึง การที่ไอน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศได้รับความเย็น และกลั่นตัวรวมกันมีขนาดโตขึ้น และน้ำหนักมากขึ้นจนไม่สามารถลอยอยู่ได้ในบรรยากาศ จึงตกลงสู่พื้นดิน น้ำจากอากาศดังกล่าวดังกล่าวตกลงมาสู่พื้นดินในลักษณะต่าง ๆ ทั้งของเหลว เช่น น้ำฝน ของแข็ง เช่น ลูกเห็บ และผลึก หิมะ เนื่องจากเมืองไทยน้ำจากอากาศเกือบทั้งหมดเป็นของเหลว ในการศึกษานี้จึงพิจารณาน้ำฝน เป็นน้ำจากอากาศ

3) น้ำท่าตรง (direct runoff)

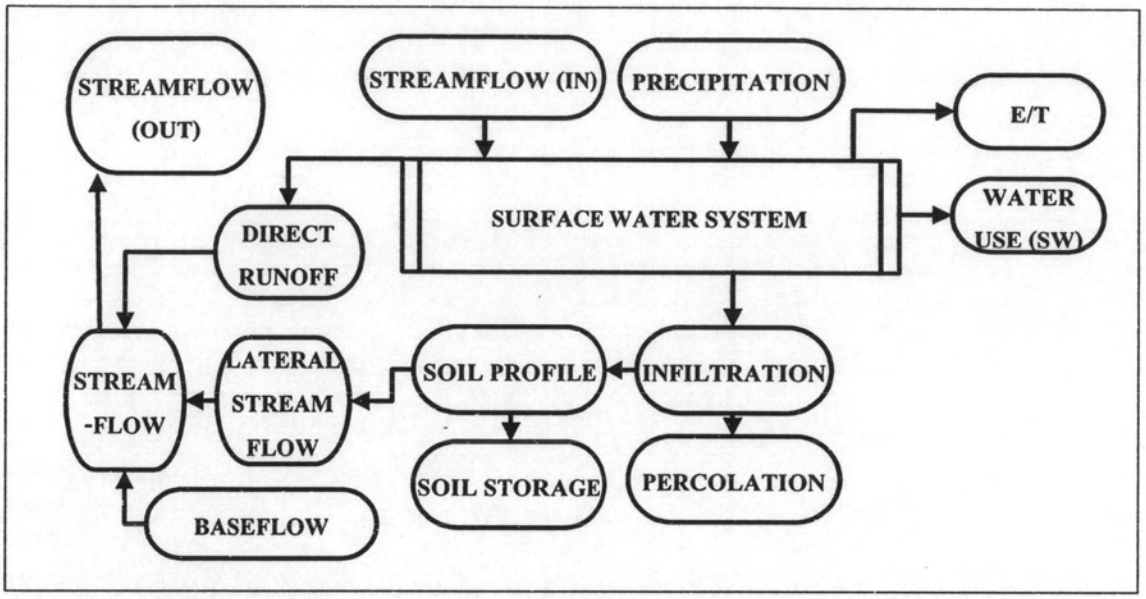
น้ำบนผิวดินที่ไหลมารวมกันสู่ลำน้ำ ซึ่งอาจจะมีขนาดใหญ่หรือเล็กหรืออาจไม่มีรูปแบบ มีแหล่งกำเนิดมาจากความชื้นในบรรยากาศที่ตกลงมาเป็นฝน ซึ่งในที่สุดจะไหลรวมกันลงสู่ลำน้ำ

4) น้ำใต้ดิน (groundwater)

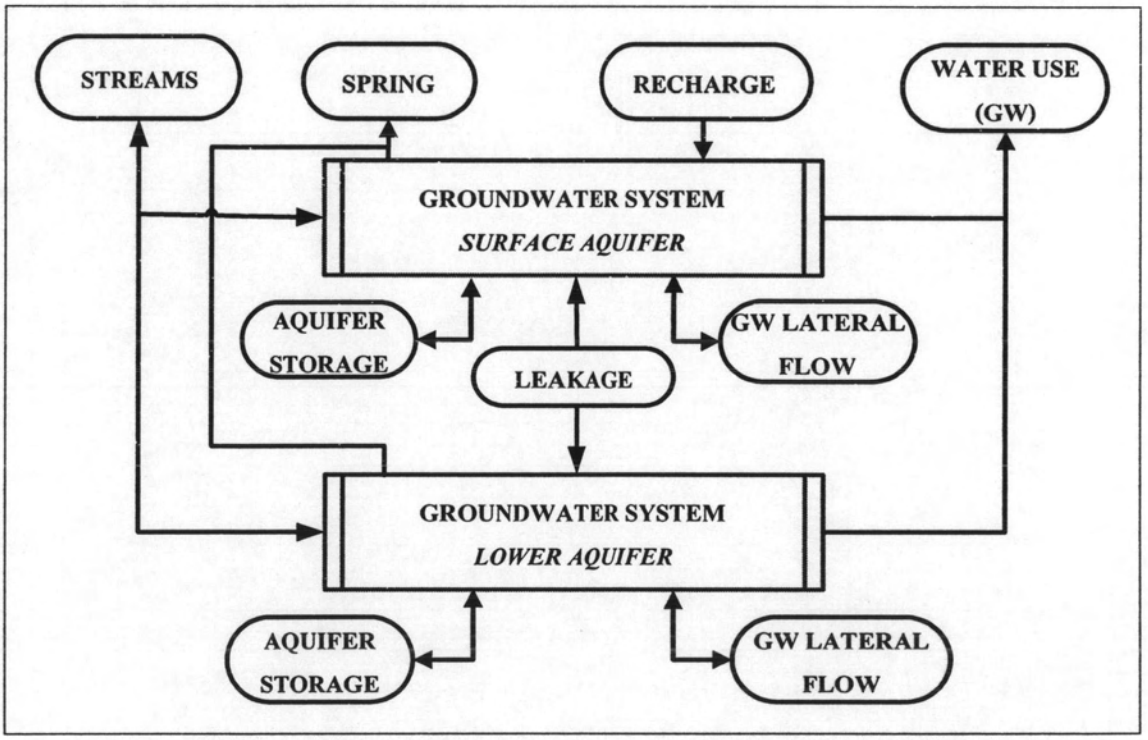
การศึกษานี้กำหนดให้น้ำใต้ดิน หมายถึง น้ำทั้งหมดที่อยู่ใต้ดิน แต่ในส่วนของแบบจำลองน้ำใต้ดิน จะมุ่งเน้นเฉพาะชั้นน้ำใต้ดินหรือชั้นที่อิ่มตัวด้วยน้ำเพราะเป็นชั้นที่มีการใช้งานมาก มีความสำคัญ ประกอบกับมีข้อมูลเพียงพอสำหรับการศึกษา

5) การซึมผ่านผิวดิน (infiltration)

หลังจากที่น้ำไหลซึมผ่านดินลงมาแล้วก็จะไหลต่อไปด้วยแรงดึงดูดของโลกตามช่องว่างขนาดใหญ่ของดินและแรงดูดซับ (capillarity) ตามช่องว่างขนาดเล็ก อัตราน้ำที่บนผิวดินไหลซึมเข้าไปในดินต่อหนึ่งหน่วยเวลาเรียกว่า infiltration rate



รูปที่ 3-1 องค์ประกอบทางอุทกวิทยาที่ใช้ในการศึกษาแบบจำลองน้ำผิวดิน



รูปที่ 3-2 องค์ประกอบทางอุทกวิทยาที่ใช้ในการศึกษาแบบจำลองน้ำใต้ดิน

6) การเติมน้ำใต้ดิน (groundwater recharge)

การเติมน้ำใต้ดินสามารถแยกได้เป็น 2 ส่วน คือ น้ำจากการซึมจากผิวดินลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินในส่วนที่ลึกกว่า และน้ำปริมาณน้ำที่ซึมลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินจากลำน้ำหรือแม่น้ำ ซึ่งการศึกษาครั้งนี้ พิจารณา pecoration เป็นปริมาณน้ำที่เติมสู่ชั้นน้ำใต้ดินส่วนบน ส่วนน้ำที่ซึมลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินจากลำน้ำพิจารณาการเติมเข้าจากระดับน้ำในลำน้ำและน้ำใต้ดิน

7) ค่าสัมประสิทธิ์ความซึมได้ (hydraulic conductivity, K)

ค่าสัมประสิทธิ์ความซึมได้ เป็นคุณสมบัติเฉพาะตัวของตัวกลางพรุนหรือชั้นให้น้ำ ซึ่งขึ้นอยู่กับลักษณะของตัวกลางพรุน เช่น ขนาดของเม็ดดิน และจำนวนช่องว่างระหว่างเม็ดดินของตัวกลางพรุน (ความพรุน) นอกจากนี้ค่าสัมประสิทธิ์ความซึมผ่าน จะขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของของไหลด้วย เช่น ความหนาแน่นและความหนืดสัมบูรณ์ของของไหล สำหรับการศึกษาครั้งนี้หาค่าสัมประสิทธิ์ความซึมได้ดังนี้

การประมาณค่าจากความสัมพันธ์ของค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านกับค่าความหนาของชั้นน้ำ ดังสมการ

$$K = \frac{T}{b} \tag{3-1}$$

โดยที่

T เป็นค่าสัมประสิทธิ์ความซึมผ่าน (transmissibility: T, L^2T^{-1})

b เป็น ความหนาของชั้นน้ำแบบปิด (L)

ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน คือความสามารถของชั้นน้ำแบบปิด ในการยอมให้น้ำไหลผ่านตัวเองได้

8) ค่าสัมประสิทธิ์ความซึมได้ในแนวดิ่งหรือความรั่วซึม (leakance)

เป็นค่าความนำทางชลศาสตร์ที่ตั้งฉากกับทิศทางการไหลของน้ำใต้ดิน ซึ่งเป็นตัวชี้ถึงความสามารถของชั้นน้ำที่ยอมให้น้ำรั่วระหว่างชั้นน้ำได้ หาได้จากสมการ

$$\frac{1}{L} = \frac{d_1/2}{k_{fv,1}} + \frac{d_2/2}{k_{fv,2}} \tag{3-2}$$

โดยที่

L เป็นค่าความรั่วซึมในแนวดิ่ง (1/T)

$k_{fv,1}$ และ $k_{fv,2}$ เป็นค่าความรั่วซึมในแนวดิ่งของชั้นน้ำที่อยู่ด้านบน และด้านล่างของชั้นน้ำ (L/T)

d_1 และ d_2 เป็นความหนาของชั้นน้ำที่อยู่ด้านบนและด้านล่างของชั้นน้ำ (T)

เนื่องจากค่าความรั่วซึมในแนวดิ่งเฉลี่ยของชั้นน้ำที่มีทั้งชั้นทรายและชั้นดินเหนียว ได้จากสมการ

9) <u>สัมประสิทธิ์การกักเก็บ (storage coefficient, S)</u>

สัมประสิทธิ์การกักเก็บ หมายถึง ปริมาตรของน้ำที่ปล่อยออกมาจากชั้นน้ำ หรือรับเข้าไปสู่ชั้นน้ำต่อหน่วยพื้นที่ผิวของชั้นน้ำใต้ดินต่อหน่วยการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ (head) ตั้งฉากกับผิวชั้นน้ำใต้ดินนั้น สำหรับชั้นให้น้ำแบบปิด เหมือนแท่งสี่เหลี่ยมที่มีพื้นที่ผิว 1 หน่วย หยั่งลงตลอดชั้นน้ำใต้ดิน ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ (S) จะเท่ากับปริมาตรของน้ำที่ปล่อยจาก ชั้นน้ำเมื่อระดับน้ำ (piezometric head) ลดลงหนึ่งหน่วยความยาว ในชั้นน้ำแบบปิดทั่วๆไป ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บจะอยู่ระหว่าง 0.00005 – 0.005

ในการหาค่า T และ S จะได้มาจากข้อมูลการสูบทดสอบของระเบียนบ่อบาดาล และนำมาคำนวณหาค่าได้จากสมการต่างๆ ดังนี้

จากสมการการไหลของน้ำใต้ดินที่ไม่คงที่ (unsteady-state) โดยไม่คิดผลกระทบของ well loss ในชั้นน้ำมีแรงดัน ของ Cooper และ Jacob (Todd,1980)) ดังสมการ

$$S_c = \frac{Q}{s} = \frac{4\pi T}{2.30 \log\left(2.25Tt / r^2 S\right)} \qquad (3\text{-}3)$$

โดยที่

S_c เป็นค่าความสามารถในการให้น้ำ (specific capacity) (L^2/T)

Q เป็นอัตราการสูบน้ำ (L^3/T)

T เป็นค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน (L^2/T)

t เป็นระยะเวลาในการสูบ (L)

r เป็นรัศมีของบ่อบาดาล

S เป็นสัมประสิทธิ์ความเก็บกัก (ไม่มีหน่วย)

ซึ่งความสามารถในการให้น้ำ คือ อัตราการไหลของน้ำต่อระยะน้ำลดของบ่อบาดาล และเป็นผลผลิตของบ่อบาดาลที่ได้

จากสมการไหลแบบคงที่ (steady-state) สำหรับชั้นน้ำมีแรงดันจากสมการของ Thiem (1906) ดังนี้

$$T = \frac{Q \ln\left(r_2 / r_1\right)}{2\pi\left(s_1 - s_2\right)} \qquad (3\text{-}4)$$

โดยที่

1 และ s2 เป็นระยะน้ำลดที่ระยะ r2 และ r1 ตามลำดับ (L)

r1 และ r2 เป็นระยะทางที่ห่างจากปากบ่อบาดาล (L)

ซึ่ง r^2 สามารถหาได้จากสมการ radius of influence ของ Klimentov (Todd,1980) ดังสมการ

$$r_2 = 2s\sqrt{T} \qquad (3\text{-}5)$$

โดยที่

s เป็นระยะน้ำลดของบ่อบาดาลที่มีรัศมี r (L)

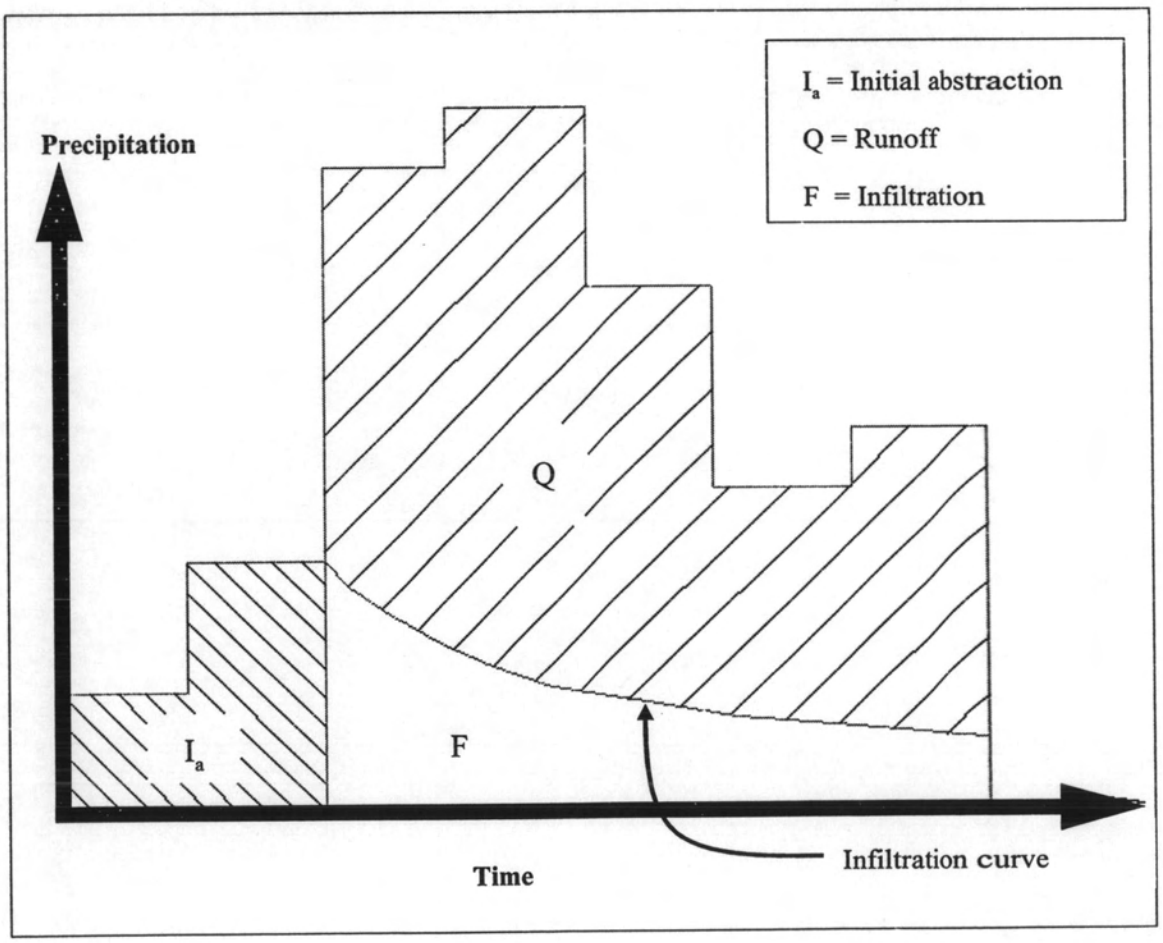
$$S_c = \frac{Q}{s} = \frac{5.46T}{\log\left(4Ts^2 / r^2\right)} \qquad (3\text{-}6)$$

จากสมการความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธ์ความซึมผ่านกับค่าความสามารถในการให้น้ำ (specific capacity) ของ Logan (Todd,1980)

3.2 ทฤษฎีเกี่ยวกับความสัมพันธ์ของน้ำฝนและน้ำท่า

1) <u>ทฤษฎีที่เกี่ยวกับการคำนวณน้ำท่าด้วยวิธี SCS</u>

US Soil Conservation Service ของประเทศสหรัฐอเมริกาได้พัฒนาวิธีนี้ขึ้นในปี 1972 สำหรับการคำนวณหาค่าการดักน้ำจากน้ำฝนเป็นค่าของความสูงของฝนส่วนเกิน (excess precipitation) หรือน้ำท่าตรง (direct runoff, P_e) ดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 3-3 คือ หลังจากฝนเริ่มตก การซึมของน้ำจะค่อย ๆ เพิ่มความลึกน้ำไปในลุ่มน้ำ ค่าการดักซึม (F_a) ที่น้อยกว่าหรือเท่ากับศักยภาพสูงสุดของการกักน้ำ (retention, S) จะมีปริมาณของน้ำฝนเริ่มดักซึม Ia (initial abstraction before ponding) สำหรับการที่ไม่มีน้ำท่าเกิดขึ้น ดังนั้นค่าศักยภาพของน้ำท่านั้นคือ $P - I_a$ สมมติฐานของวิธี SCS คืออัตราส่วนระหว่างปริมาณของศักยภาพทั้งสองส่วนนั้นเท่ากัน ดังนี้



รูปที่ 3-3 สมมติฐานของวิธี SCS

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \qquad (3\text{-}7)$$

และจาก

$$P = P_e + I_a + F_a \qquad (3\text{-}8)$$

P = total rainfall, P_e = rainfall excess, I_a = initial abstraction, F_a = continuing abstraction

จะได้ $$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \qquad (3\text{-}9)$$

เป็นสมการพื้นฐานสำหรับการคำนวณค่าความลึกของฝนส่วนเกิน (excess rainfall) หรือน้ำท่าจากพายุฝนโดยวิธี SCS method

จากการศึกษาที่ผ่านมาของแบบการทดลองลุ่มน้ำ จะได้ความสัมพันธ์ I_a=0.2S ดังนั้น จะได้

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \qquad (3\text{-}10)$$

เมื่อนำข้อมูล P และ P_e จากหลายลุ่มน้ำที่ SCS ได้จัดทำโค้งสำหรับแต่ละชนิดไว้เพื่อเป็นการหามาตรฐานตามลักษณะของพื้นที่ จะได้ค่า curve number (CN) โดย $0 \leq CN \leq 100$. สำหรับพื้นที่ที่ทึบน้ำ ค่า CN = 100 สำหรับสภาพธรรมชาตินั้น ค่า CN < 100 (Chow, 1988)

ค่า curve number และ S มีความสัมพันธ์ ดังนี้

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \qquad (3\text{-}11)$$

โดยที่ S เป็นสัมประสิทธิ์การกักน้ำ (retention parameter) ที่ขึ้นอยู่ชนิดดินและการใช้ที่ดิน ความชันของภูมิประเทศและปริมาณน้ำในดิน และค่า curve number เป็นค่า Anticedant moisture condition ที่ปกติ (AMC II) สำหรับค่าตอนสภาวะแห้ง (AMC I) และ สภาวะเปียก (AMC III) ต้องมีการเทียบโดยการคำนวณ ดังนี้

$$CN(I) = \frac{4.2CN(II)}{10 - 0.058CN(II)} \qquad (3\text{-}12)$$

และ $$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)} \qquad (3\text{-}13)$$

2) <u>ทฤษฎีที่เกี่ยวกับการไหลของน้ำในดิน</u>

การซึมของน้ำลงสู่ชั้นดินนั้นพิจารณาจากปริมาณ initial abstraction (I_a) และ infiltration (F_a) จากทฤษฎีน้ำท่าของ SCS ซึ่งสะสมกลายเป็นน้ำในดิน (soil water, SOW) โดยปริมาณน้ำในดินในแต่ละชั้นที่พิจารณา (layer)หาได้ดังนี้
โดยปริมาณน้ำที่ไหลเข้าชั้นดินชั้นแรกในแต่ละวัน

$$SOW = I_a + F_a \qquad (3\text{-}14)$$

และปริมาณน้ำที่ไหลไปสู่ชั้นดินต่อไปในแต่ละวัน

$$SOW_{excess} = SOW - FC \qquad (3\text{-}15)$$

โดย

$$FC = WP + AWC \qquad (3\text{-}16)$$

และ

$$WP = 0.40 \cdot \frac{m_c \rho_b}{100} \qquad (3\text{-}17)$$

เมื่อ FC คือ ปริมาณน้ำที่สามารถเก็บไว้ได้ (field capacity) (L^3)
WP คือ ปริมาณน้ำที่พืชนำไปใช้ได้ (wilting point) (L^3)
ρ_b คือ ความหนาแน่นของดินรวม (bulk density) (M/L^3)
m_c คือ ปริมาณของดินเหนียว (%)

เมื่อปริมาณน้ำเหล่านี้ไหลลงถึงด้านล่างสุดของชั้นดินจึงกลายเป็น percolation ซึ่งมีปริมาณเท่ากับ

$$w_{perc} = SOW_{excess} \cdot \left(1 - \exp\left[\frac{-\Delta t}{TT_{perc}}\right]\right) \qquad (3\text{-}18)$$

โดย

$$TT_{perc} = \frac{SAT - FC}{K_{sat}} \qquad (3\text{-}19)$$

เมื่อ FC w_{perc} คือ ปริมาณน้ำที่ไหลไปเป็น percolation (L^3)
Δt คือ ช่วงเวลาของการคำนวณ (T)
TT_{perc} คือ เวลาการเดินทางเพื่อของ percolation (T)
SAT คือ ปริมาณน้ำในดินในสภาพน้ำอิ่มตัว (L^3)
K_{sat} คือ ค่าการนำทางชลศาสตร์ในสภาพน้ำอิ่มตัว (L/T)

3) <u>ทฤษฎีที่เกี่ยวกับการไหลในลำน้ำ</u>

การเคลื่อนตัวของน้ำในลำน้ำ (channel routing) ใช้การจำลอง Kinematic Wave ด้วยวิธี Muskingum Routing และ Variable Storage โดยใช้สมการของแมนนิ่ง (Manning's equation) คำนวณความเร็วของกระแสน้ำ (Neitsch, 2001) โดย ความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำไหลเข้าและออกจากลำน้ำ เป็นดังนี้

$$\Delta t \cdot \left\langle \frac{q_{in,1} + q_{in,2}}{2} \right\rangle - \Delta t \cdot \left\langle \frac{q_{out,1} + q_{out,2}}{2} \right\rangle = V_{stored,2} - V_{stored,1} \qquad (3\text{-}20)$$

เมื่อ $q_{in,i}$ คือ ปริมาณน้ำไหลเข้าของวันที่ i (L^3)

$q_{out,,i}$ คือ ปริมาณน้ำไหลออกของวันที่ i (L^3)

$V_{store,i}$ คือ ปริมาณน้ำที่เก็บไว้ในลำน้ำของวันที่ i (L^3)

เมื่อปริมาณน้ำไหลออก q_{out} คือ

$$q_{out,i} = SC\,(I_i + Si\text{-}1) \qquad (3\text{-}21)$$

เมื่อ $q_{out,i}$ คือ ปริมาณน้ำไหลออกของวันที่ i (L^3)

I_i คือ ปริมาณน้ำไหลเข้าของวันที่ i (L^3)

S_{i-1} คือ ปริมาณน้ำความจุของช่วงลำน้ำของวันที่ i-1 (L^3)

SC คือ ค่า Storage coefficient

โดยคำนวณได้โดยใช้สมการ

$$SC = \frac{2 \cdot \Delta t}{2 \cdot TT + \Delta t} \qquad (3\text{-}22)$$

เมื่อ TT คือ Travel time (T)

โดยอัตราการไหล (q_{ch}) และความเร็ว (v_c) ของน้ำเฉลี่ยจะคำนวณโดยใช้สมการ Manning's equation ดังนี้

$$q_{ch} = \frac{A_{ch} \cdot R_{ch}^{2/3} \cdot slp_{ch}^{1/2}}{n}$$

และ $$v_c = \frac{R_{ch}^{2/3} \cdot slp_{ch}^{1/2}}{n} \qquad (3\text{-}23)$$

เมื่อ A_{ch} คือ พื้นที่หน้าตัดการไหล (L^2)

R_{ch} คือ รัศมีชลศาสตร์ (L))

slp คือ ความลาดชันของลำน้ำ (ไม่มีหน่วย)

n คือ สัมประสิทธิ์แมนนิ่ง

4) <u>ทฤษฎีที่เกี่ยวกับสมดุลน้ำผิวดิน</u>

การศึกษาวงจรอุทกวิทยา (hydrologic cycle) ในการวิเคราะห์ส่วนพื้นดินใช้สมการสมดุลน้ำ ดังนี้

$$SOW_t = SOW_0 + \sum_{i=1}^{t} (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \qquad (3\text{-}24)$$

เมื่อ SOW_t คือ ปริมาณน้ำในดินสุดท้าย (L^3)

SOW_0 คือ ปริมาณน้ำในดินเริ่มต้นในวันที่ i

t คือ เวลา (T)

R_{day} คือ ปริมาณฝนในวันที่ i (L^3)

Q_{surf} คือ ปริมาณน้ำผิวดินในวันที่ I (L^3)

E_a คือ ปริมาณการคายระเหยในวันที่ I (L^3)

W_{seep} คือ ปริมาณน้ำไหลซึมลงสู่ชั้นใต้ดินในวันที่ i (L^3)

และ Q_{gw} คือ ปริมาณน้ำใต้ดินที่ไหลกลับสู่ลำน้ำในวันที่ i (L^3)

ขั้นตอนการจำลองกระบวนการของ วงจรอุทกวิทยา จะกำหนดให้ปริมาณฝนที่จะตกลงสู่พื้นดินถูกพืชกักไว้เป็นบางส่วนปริมาณฝนส่วนที่เหลือที่ไหลลงสู่ผิวดินจะไหลซึมลงสู่ผิวดินหรือขังนองอยู่ตามผิวดินแล้วรวมตัวกันไหลลงสู่ที่ต่ำ จนกระทั่งไปอยู่ในแม่น้ำลำธารกลายเป็น น้ำท่า สำหรับปริมาณน้ำที่ไหลซึมลงสู่ผิวดินส่วนหนึ่งจะถูกเก็บกักไว้ในเนื้อดินซึ่งต่อมาจะระเหยคืนสู่บรรยากาศโดยพืช และอีกส่วนหนึ่งก็จะไหลซึมต่อลงไปยังชั้นน้ำใต้ดิน กลายเป็นน้ำใต้ดิน ซึ่งจะไหลกลับลงสู่แม่น้ำลำธารเมื่อผ่านไปช่วงเวลาหนึ่งด้วยการไหลไปทางด้านข้างของน้ำใต้ดิน

3.3 ทฤษฎีเกี่ยวกับสมการการไหลของน้ำใต้ดิน

สมการพื้นฐานในการอธิบายการไหลของของเหลวผ่านตัวกลางรูพรุน ซึ่งในที่นี้คือการไหลของน้ำใต้ดิน อาศัยสมการการไหลของ Darcy จากการทดลองของ Darcy พบว่าความเร็วของการไหลของน้ำผ่านตัวกลางรูพรุน จะแปรผันตามความแตกต่างของ head และจะแปรผกผันกับระยะที่น้ำเคลื่อนที่ เขียนเป็นสมการการไหลของน้ำใต้ดินผ่านตัวกลางรูพรุน หรือ Darcy's Equation ดังนี้

$$V = -K\frac{\Delta h}{\Delta l} \qquad (3\text{-}25)$$

โดยที่

V เป็นความเร็วของการไหลของน้ำใต้ดิน (LT-1)

K เป็นค่าสัมประสิทธิ์ความซึมผ่าน (hydraulic conductivity) (LT-1)

Δh เป็นความแตกต่างของระดับน้ำ หรือ piezometric head (L)

Δl เป็นระยะทางวัดตามทิศทางความเร็วเฉลี่ยของการไหล (L)

จากสมการของ Darcy จะได้ว่า การไหลของน้ำใต้ดินที่มีความหนาแน่นคงที่ ผ่านตัวกลางรูพรุนที่ไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (heterogeneous porous media) ภายใต้สภาวะการไหลแบบไม่คงตัว คือ สภาพการไหลที่มีระดับน้ำใต้ดินแปรเปลี่ยนตามเวลา (unsteady flow) ประกอบกับการไหลที่ขึ้นกับทิศทาง (anisotropic) สามารถอธิบายด้วยสมการ สมการพื้นฐานที่สามารถนำมาเขียนในรูปของสมการอนุพันธ์ย่อย (partial-differential) สำหรับกรณีการไหลแบบ 3 มิติ ได้แล้วใช้ระเบียบวิธีการเชิงตัวเลข (numerical method) มาช่วยในการแก้ชุดสมการเพื่อหาค่าคำตอบ เนื่องจากวิธีการเชิงตัวเลขเป็นวิธีที่เหมาะกับปัญหาที่มีความซับซ้อน โดยใช้การแก้ปัญหาแบบ Finite-difference แบบ Implicit

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)-W=S_s\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3\text{-}26)$$

โดยที่ Kxx, Kyy และ Kzz เป็นค่าของ hydraulic conductivity ตามแนวแกน x, y

z ซึ่งถูกสมมุติให้ขนานกับแกนหลักของ hydraulic conductivity (LT^{-1})

h เป็นระดับน้ำ (potentiometric head) (LT^{-1})

W เป็น volumetric flux ต่อหน่วยปริมาตร และ เป็นตัวแทนของ sources หรือ sinksของน้ำ (T^{-1})

Ss เป็น specific storage ของวัสดุรูพรุน (L^{-1}) และ

T เป็น เวลา (T)

3.4 แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษา

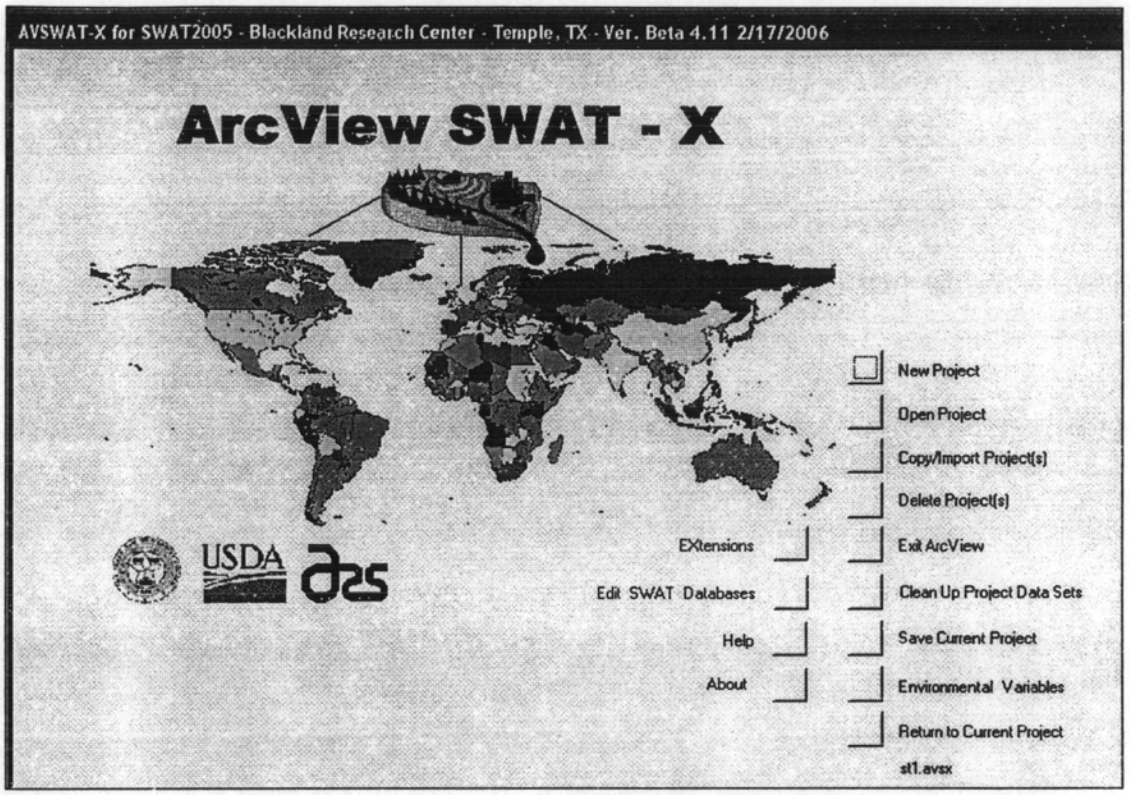
3.4.1 แบบจำลอง SWAT-2005

แบบจำลอง SWAT เป็นแบบจำลองที่สามารถคำนวณหาองค์ประกอบทางอุทกวิทยาน้ำผิวดินได้อย่างครบถ้วนประกอบด้วยเป็นแบบจำลองที่เผยแพร่ให้ใช้โดยไม่มีค่าใช้จ่าย นอกจากนี้ยังเป็นโปรแกรมที่มีการใช้งานกับระบบสารสนเทศทางภูมศาสตร์ได้ การศึกษานี้จึงเลือกใช้แบบจำลอง MODFLOW ในการจำลองสภาพน้ำใต้ดิน และเมื่อพิจารณาจุดเด่นและจุดด้อยของโปรแกรม MODFLOW แล้ว สามารถสรุปได้ดังตารางที่ 3-1 และการเชื่อมต่อแบบจำลองจะเข้าไปปรับปรุงจุดด้อยของโปรแกรม SWAT

แบบจำลอง SWAT ที่นำมาใช้ในการศึกษาครั้งนี้เป็นรุ่น SWAT-2005 เป็นชุดการคำนวณหาน้ำท่า ที่ถูกพัฒนาขึ้นโดย Blackland Research Center และกระทรวงเกษตรของสหรัฐอเมริกา (United States Department of Agriculture - Agricultural Research Service, USDA-ARS) โดยใช้โปรแกรม AVSWAT-X (ดังแสดงในรูปที่ 3-4) เป็นโปรแกรมสร้างข้อมูลนำเข้าและอ่านผลการคำนวณให้อยู่ในรูปแบบแผนที่ที่เข้าใจง่าย โดยการประยุกต์ใช้ระบบสารสนเทศทางภูมิศาสตร์สื่อสารกับผู้ใช้ผ่านโปรแกรม ArcView

ตารางที่ 3-1 การวิเคราะห์จุดเด่นและจุดด้อยของโปรแกรม SWAT-2005

จุดเด่น	จุดด้อย
• คำนวณการเติมน้ำใต้ดินจากการปริมาณการซึมของน้ำผิวดินซึ่งสอดคล้องกับระบบอุทกวิทยา • อัตราการซึมของน้ำแปรผันตามพารามิเตอร์ ชนิดของดิน การใช้ที่ดิน รวมถึงความชื้นของดินด้วย • สามารถคำนวณหาน้ำในส่วนที่ไม่อิ่มตัวด้วยน้ำได้ • เป็นแบบจำลองแบบ Distributed-parameters สามารถสะท้อนให้เห็นสภาพจริงในพื้นที่ได้	• พารามิเตอร์การไหลของน้ำใต้ดินและระดับน้ำใต้ดิน ที่ใช้ในการคำนวณ เป็นค่าเฉลี่ยของทั้งลุ่มน้ำที่ใช้พิจารณา • การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใต้ดินไม่ส่งผลต่อการคำนวณอัตราการไหลในแบบจำลอง • ไม่มีการคำนวณหาน้ำจากชั้นน้ำใต้ดินที่เติมให้กับลำน้ำ • ไม่มีการคำนวณหาปริมาณน้ำใต้ดินที่เติมมาจากด้านข้างแอ่งน้ำใต้ดิน



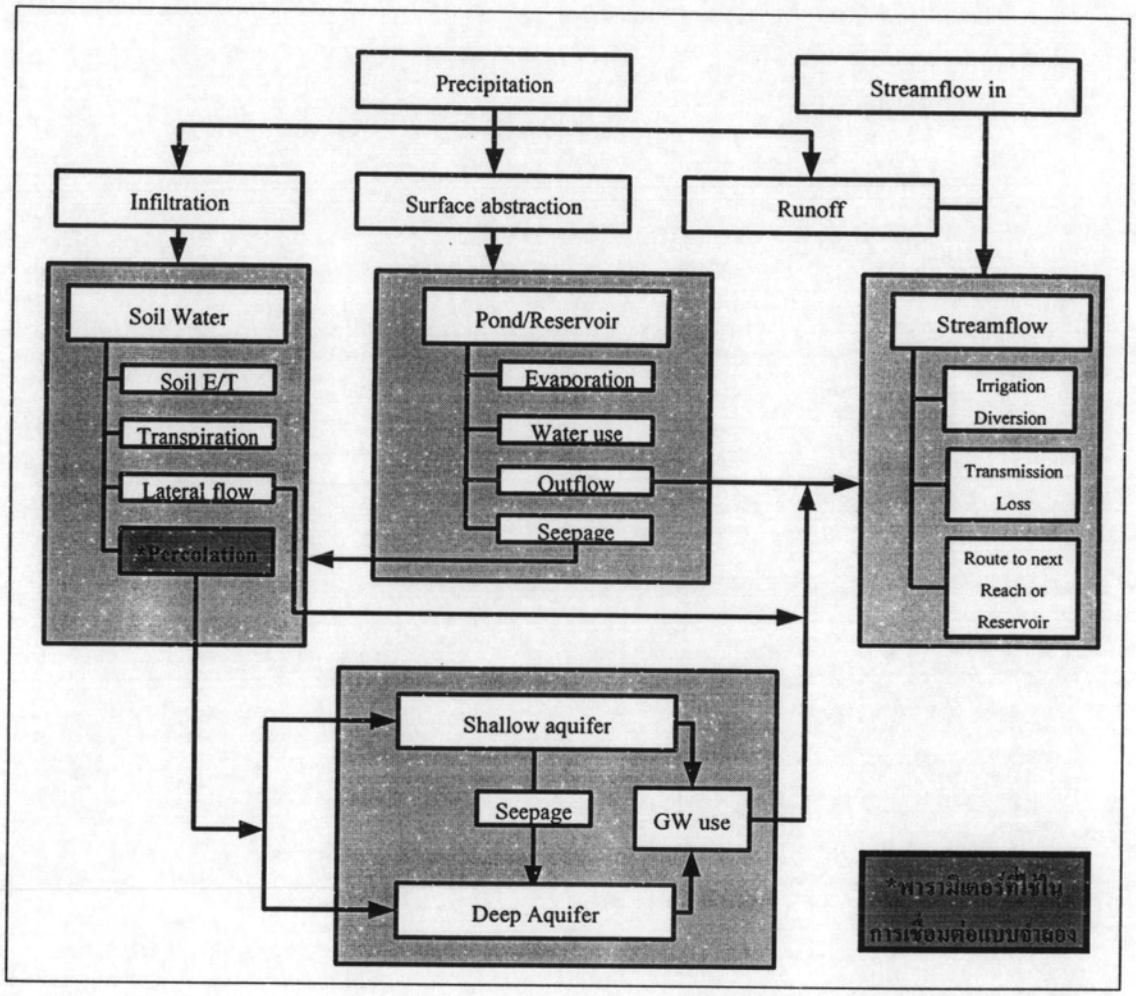
รูปที่ 3-4 โปรแกรม AVSWAT-X ที่ใช้ในการศึกษาน้ำผิวดิน

วัตถุประสงค์ของโปรแกรมนี้ ได้ถูกพัฒนาขึ้นมาเพื่อใช้ในการทำนายผลกระทบของการใช้ที่ดินต่อทรัพยากรน้ำ ได้แก่ น้ำท่า ตะกอน และสารเคมีจากการเกษตร ของพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีขนาดใหญ่และซับซ้อน ที่มีการเปลี่ยนแปลงของสภาพ ดิน การใช้ที่ดิน และการจัดการ โดยสามารถจำลองกระบวนการทางกายภาพต่างๆ ที่เกิดขึ้นในลุ่มน้ำ โดยแบ่งลุ่มน้ำที่ต้องการศึกษาออกเป็นลุ่มน้ำย่อยต่าง ๆ โดยข้อมูลที่ผู้ใช้ต้องกำหนดให้แต่ละลุ่มน้ำย่อย ประกอบด้วย ภูมิอากาศ หน่วยตอบสนองทางอุทกวิทยา (Hydrologic Response Unit, HRUs) หนอง/บึง น้ำใต้ดิน ลำน้ำสายหลัก ลำน้ำสาขา

การวิเคราะห์และการคำนวณด้วยแบบจำลอง SWAT แบ่งออกเป็น 2 ส่วน ได้แก่ ส่วนพื้นดิน (land phase) และส่วนการเคลื่อนที่ในลำน้ำ (routing phase) โดยการวิเคราะห์ใน ส่วนพื้นดินจะเป็นการศึกษาวงจรอุทกวิทยา เพื่อประเมินหาปริมาณน้ำท่า การวิเคราะห์ของส่วนการเคลื่อนที่ในลำน้ำจะคำนวณการเคลื่อนที่ของน้ำ ตลอดทั้งโครงข่ายระบบลำน้ำของลุ่มน้ำ

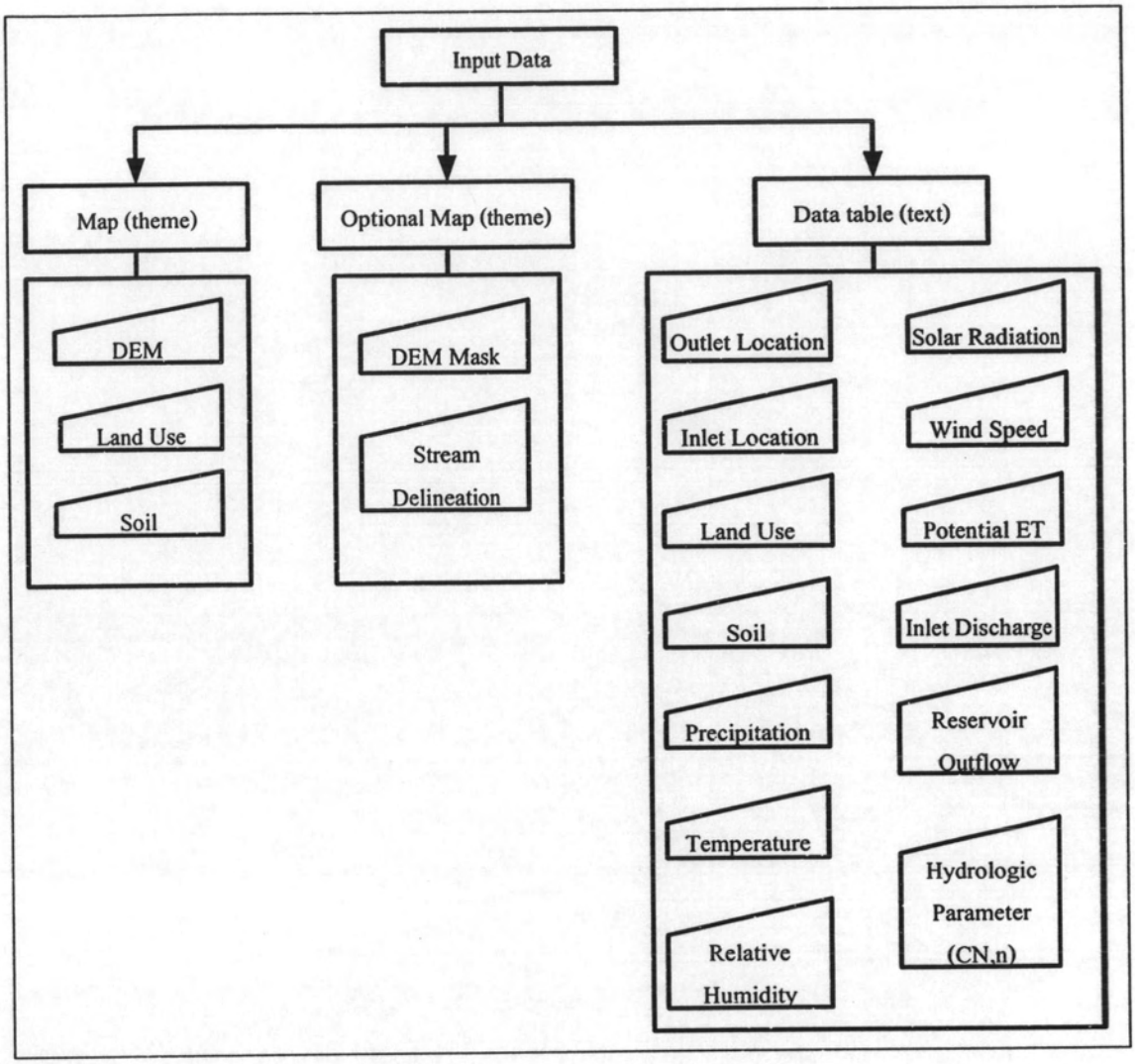
ขั้นตอนการจำลองกระบวนการของ วงจรอุทกวิทยา จะกำหนดให้ปริมาณฝนที่จะตกลงสู่พื้นดินถูกพืชกักไว้เป็นบางส่วน ปริมาณฝนส่วนที่เหลือที่ไหลลงสู่ผิวดินก็จะไหลซึมลงสู่ผิวดินหรือขังนองอยู่ตามผิวดินแล้วรวมตัวกันไหลลงสู่ที่ต่ำ จนกระทั่งไปเป็น น้ำท่า อยู่ในแม่น้ำลำธาร สำหรับปริมาณน้ำที่ไหลซึมลงสู่ผิวดินส่วนหนึ่งจะถูกเก็บกักไว้ในเนื้อดิน ซึ่งต่อมาจะระเหย

คืนสู่บรรยากาศโดยพืช และอีกส่วนหนึ่งจะไหลซึมต่อลงไปยังชั้นน้ำใต้ดินกลายเป็นน้ำใต้ดิน โดยบางส่วนจะไหลกลับลงสู่แม่น้ำลำธาร ซึ่งการไหลในส่วนที่ต่อเนื่องกับน้ำใต้ดินนี้จะถูกนำไปใช้ในการดำเนินการเชื่อมต่อแบบจำลอง ดังแสดงขั้นตอนการจำลองกระบวนการในแบบจำลองในรูปที่ 3-5 และข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณในแบบจำลอง ในรูปที่ 3-6



ที่มา : Neitsch, 2001

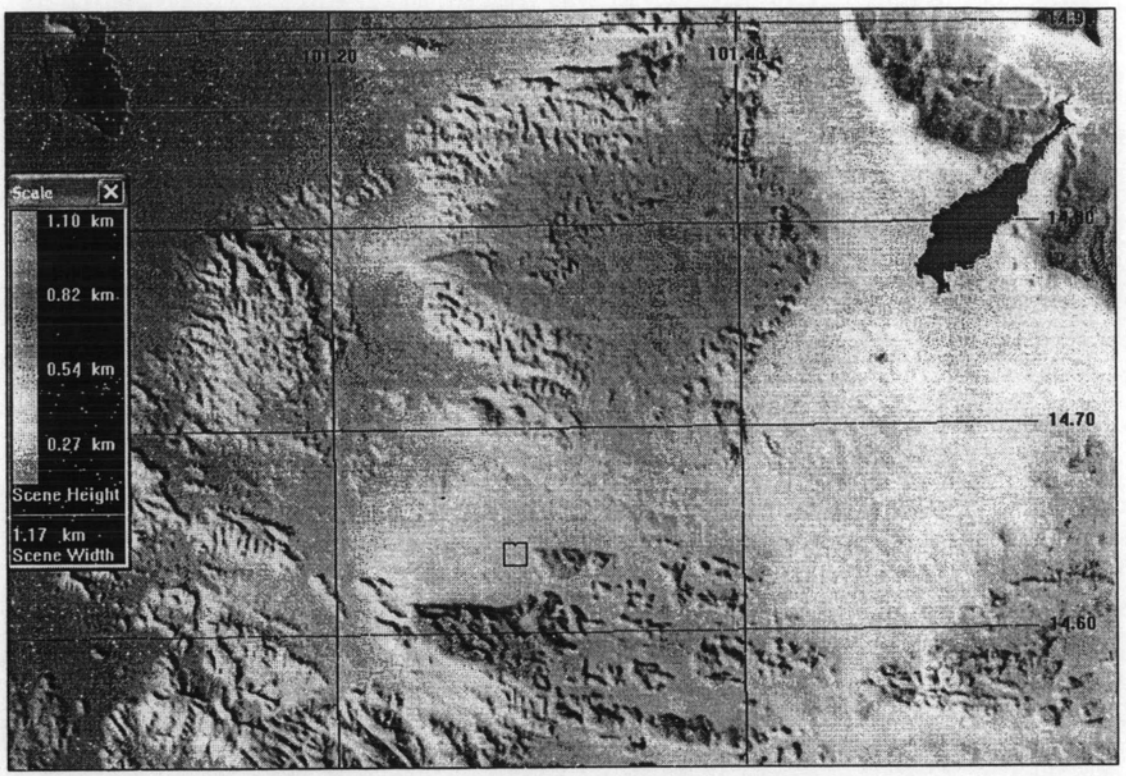
รูปที่ 3-5 ขั้นตอนการจำลองการไหลของน้ำในวงจรอุทกวิทยาที่คำนวณด้วยแบบจำลอง SWAT



ที่มา : Neitsch, 2001

รูปที่ 3-6 ข้อมูลการนำเข้าของแบบจำลอง SWAT

แบบจำลอง SWAT เป็นแบบจำลองทางอุทกวิทยาที่จำลองลักษณะทางกายภาพของพื้นที่ (physically based modeling) สามารถวิเคราะห์และตรวจสอบความถูกต้อง ซึ่งเปรียบเทียบผลที่ได้จากความสัมพันธ์ทางลักษณะภูมิประเทศ ซึ่งใช้ข้อมูลระดับความสูงเชิงเลข DEM (Digital Elevation Model) ซึ่งเป็นข้อมูลในการกำหนดระดับความสูงของภูมิประเทศให้กับแบบจำลอง ดังแสดงในรูปที่ 3-7 นอกจากนั้นเป็นแบบจำลองชนิดกระจายพารามิเตอร์ (distributed) ที่คำนวณผล ครอบคลุมในระดับของลุ่มน้ำ พัฒนาขึ้นมาเพื่อทำนายผลกระทบต่อน้ำจากการบริหารจัดการ ได้ทั้งระบบลุ่มน้ำ สามารถคำนวณผล หรือปฏิบัติการได้ทั้งในระดับการเปลี่ยนแปลงรายวัน รายเดือน และรายปี โดยสามารถจำลองได้ในช่วงระยะเวลาที่ยาวนาน และประเมินผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินได้อีกด้วย



รูปที่ 3-7 ข้อมูลระดับความสูงเชิงเลข DEM เมื่อแสดงเป็นภาพ 3 มิติ

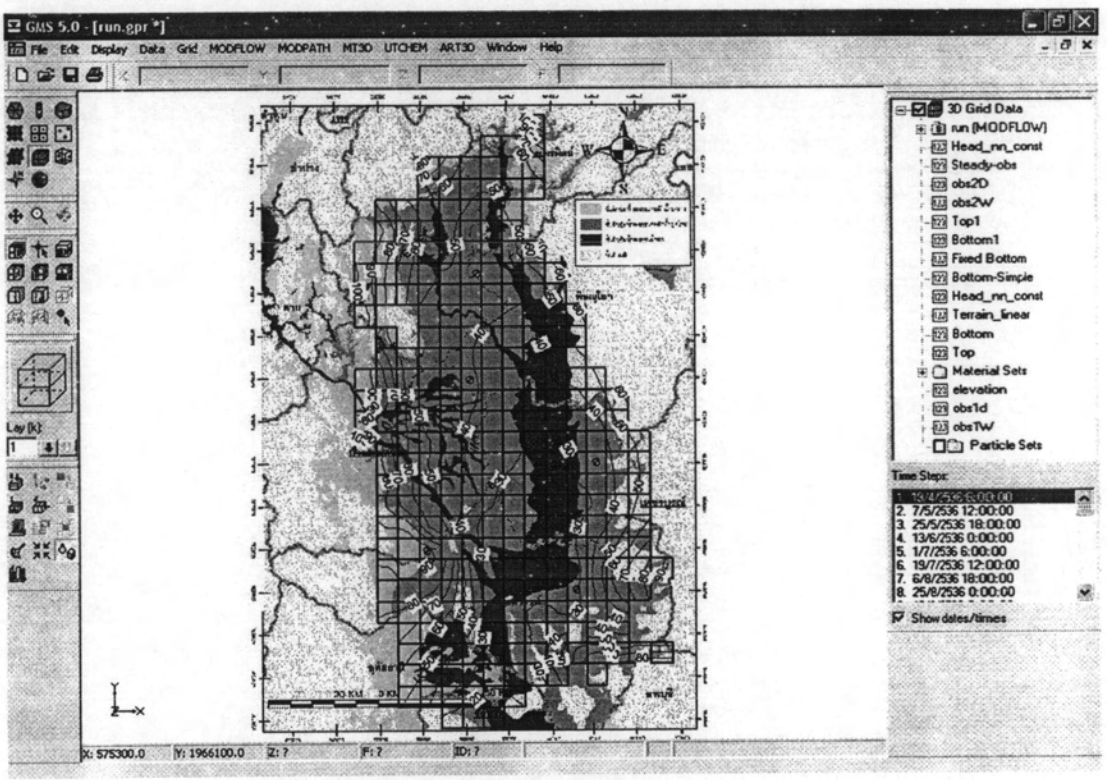
3.4.2 แบบจำลอง MODFLOW-2000

จากการทบทวนการศึกษาที่ผ่านมาพบว่า แบบจำลอง MODFLOW นั้นเป็นที่นิยมในการใช้จำลองสภาพน้ำใต้ดินและนำไปใช้ในการเชื่อมต่อกับน้ำผิวดิน ซึ่งได้สรุปจุดเด่นและจุดด้อยของโปรแกรม MODFLOW ไว้ในตารางที่ 3-2 ซึ่งและการเชื่อมต่อแบบจำลองจะเข้าไปปรับปรุงจุดด้อยของโปรแกรม SWAT

แบบจำลอง MODFLOW ที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้เป็นรุ่น MODFLOW 2000 เป็นชุดการคำนวณการไหลของน้ำใต้ดินด้วยระเบียบวิธีเชิงตัวเลข (Modular Three-dimensional Finite-difference Groundwater Flow Model) ได้รับการพัฒนาโดย USGS ตั้งแต่ปี พ.ศ.2531 โดยใช้โปรแกรม GMS 5.0 (ดังแสดงในรูปที่ 3-8) เป็นโปรแกรมสร้างข้อมูลนำเข้าและอ่านผลการคำนวณให้อยู่ในรูปของแผนภูมิ แผนภาพ โครงสร้าง 2 และ 3 มิติบนแผนที่ โดยถูกพัฒนาขึ้นโดยมหาวิทยาลัย Brigham Young ประเทศสหรัฐอเมริกา

ตารางที่ 3-2 การวิเคราะห์จุดเด่นและจุดด้อยของโปรแกรม MODFLOW-2000

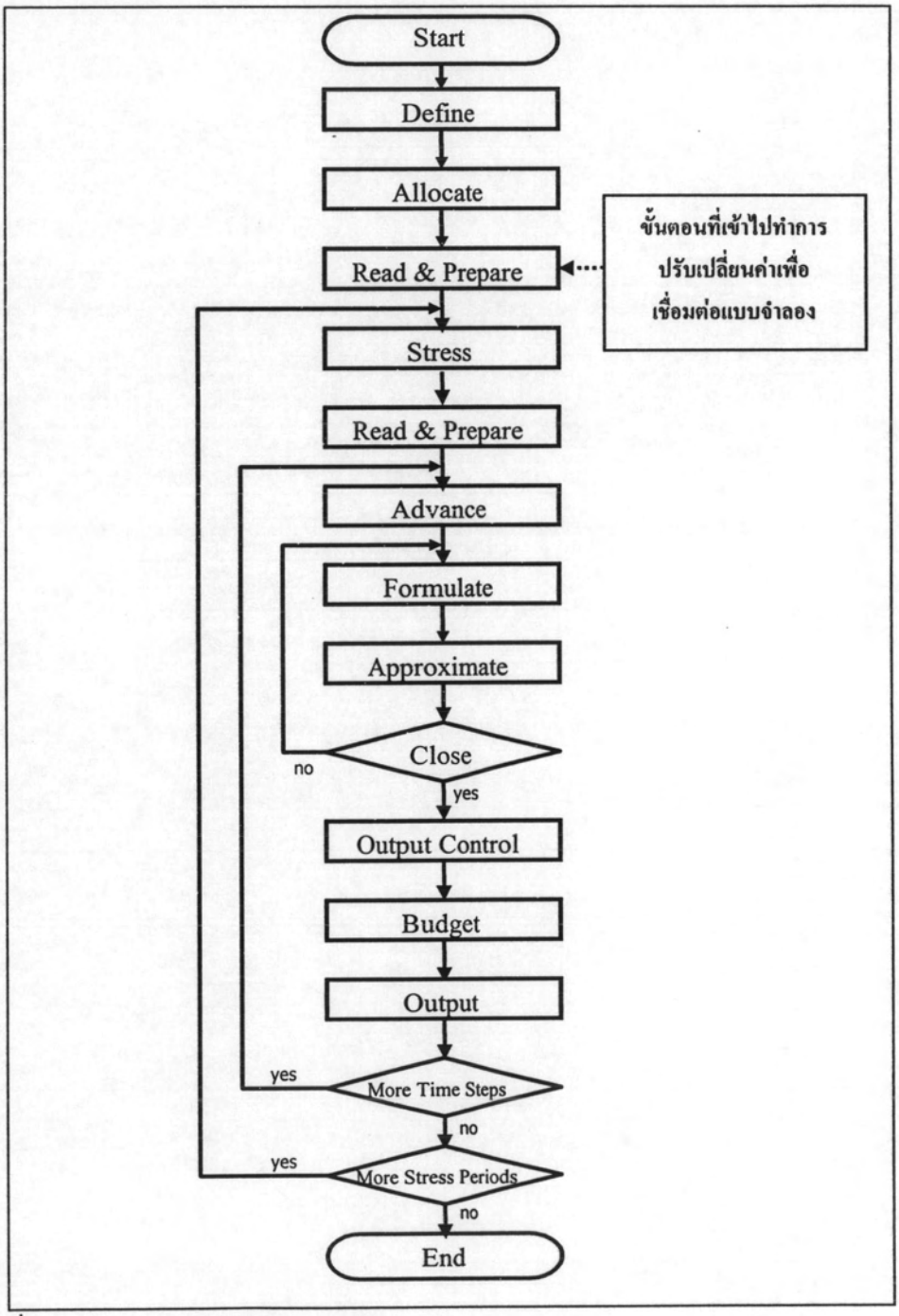
จุดเด่น	จุดด้อย
• สามารถคำนวณหาระดับน้ำใต้ดินและอัตราการไหล • สามารถคำนวณหาการไหลระหว่างลำน้ำกับชั้นน้ำใต้ดินด้วยความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำทั้ง 2 ส่วน	• ไม่มีการคำนวณในชั้นน้ำ0ไม่อิ่มตัว • อัตราการเติมน้ำและการระเหยเป็นค่าที่กำหนดจากสมมติฐาน • ไม่มีปฏิสัมพันธ์แบบพลวัตกับพารามิเตอร์บริเวณผิวดิน • ไม่มีการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์แม้สภาพน้ำผิวดินจะเปลี่ยนไป



รูปที่ 3-8 โปรแกรม GMS 5.0 ที่ใช้ในการศึกษาน้ำใต้ดิน

ชุดคำนวณ MODFLOW สามารถทำการคำนวณการไหล 3 มิติ ของน้ำใต้ดินที่ความหนาแน่นคงที่ผ่านตัวกลางรูพรุน (porous media) โดยอาศัยสมการ Darcy และสมการการไหลต่อเนื่องเป็นสมการหลักในการคำนวณ ประกอบกับเงื่อนไขขอบเขตต่าง ๆ สร้างเป็นแบบจำลองสำหรับการไหลของน้ำใต้ดินในพื้นที่ แล้วทำการคำนวณโดยอาศัยระเบียบวิธีการแก้ปัญหาทางคณิตศาสตร์ด้วยวิธีการคำนวณเชิงอนุพันธ์ย่อย (finite difference) เพื่อแก้สมการดังกล่าวให้ได้คำตอบ

โดยประมาณ ด้วยเทคนิควิธีการคำนวณซ้ำ 2 วิธี คือ วิธี Strongly Implicit Procedure เป็นการแก้ปัญหาการทดลองหาค่า (iterative) บนสมการเส้นตรงด้วยตารางเมตริก 2 มิติ และวิธี Slice successive overrelaxation แก้ปัญหาการทดลองหาค่าบนสมการเส้นตรงขนาดใหญ่แบบ 3 มิติ โดยขั้นตอนการคำนวณการไหลของน้ำใต้ดินของแบบจำลอง MODFLOW ในรูปที่ 3-8 ซึ่งการเชื่อมต่อแบบจำลองนั้นจะทำการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์ ก่อนที่โปรแกรม MODFLOW จะทำการอ่านข้อมูลดังแสดงในรูปที่ 3-9



ที่มา : Brigham Young University, 1996

รูปที่ 3-9 ขั้นตอนการทำงานของแบบจำลอง MODFLOW

การจำลองสภาพโดยแบบจำลอง MODFLOW สามารถจำลองสภาพทางอุทกธรณีวิทยาได้ทั้งแบบที่เป็นชั้นน้ำแบบมีความดัน และไม่มีความดัน และสามารถคำนวณชุดข้อมูลที่เกี่ยวข้องได้ อาทิเช่น อัตราการสูบน้ำ การเติมน้ำ การคายระเหย การระบายน้ำ และความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำในทางน้ำกับน้ำใต้ดิน

แบบจำลอง MODFLOW ประกอบขึ้นด้วยชุดการคำนวณที่มีหน้าที่จัดการข้อมูลต่าง ๆ กัน ทั้งหมด 10 ชุด ดังแสดงในตารางที่ 3-3 ซึ่งในการคำนวณทั่วไป ชุดการคำนวณ Basic และ ชุดการคำนวณ Block Centered Flow เป็นชุดการคำนวณพื้นฐานของการคำนวณทุกครั้ง ในการจำลองสภาพการไหลของน้ำใต้ดินประกอบขึ้นด้วยชุดการคำนวณทั้ง 10 ชุดซึ่งต้องการข้อมูลและพารามิเตอร์แตกต่างกัน แต่ในการศึกษาครั้งนี้ใช้ชุดการคำนวณหลัก 7 ชุด ได้แก่ ชุดการคำนวณพื้นฐาน ชุดพารามิเตอร์การไหล ชุดข้อมูลการสูบน้ำ ชุดข้อมูลการเติมน้ำ ชุดข้อมูลทางน้ำ ชุดข้อมูลระดับน้ำ และชุดควบคุมระเบียบวิธีการทางคณิตศาสตร์ โดยแต่ละชุดใช้ข้อมูลตามรายการที่แสดงในตารางที่ 3-3 โดยการเชื่อมต่อแบบจำลองนั้น จะทำการแลกเปลี่ยนค่าพารามิเตอร์ในชุดการคำนวณ Recharge และชุดการคำนวณ River

อย่างไรก็ตาม การพิจาณาค่าพารามิเตอร์ทางอุทกวิทยาที่ใช้แบบจำลองนั้น ควรคำนึงเสอมว่า ค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลองเป็นค่าตัวแทนหรือเป็นค่าเฉลี่ยของสภาพพื้นที่ในบริเวณที่เรากำหนดไว้ ฉะนั้นค่าที่วัดได้ในสนามนั้น อาจแตกต่างกับค่าที่ใช้ในการคำนวณ ไม่ว่าจะเป็นคุณสมบัติของดิน คุณสมบัติของชั้นน้ำ ระดับน้ำ เป็นต้น

ตารางที่ 3-3 ชุดการคำนวณในแบบจำลอง MODFLOW

ชื่อชุดการคำนวณ	หน้าที่
Basic	จัดการพื้นฐานของแบบจำลอง เช่น การกำหนดขอบเขต, ระบบกริด,ช่วงเวลาในการคำนวณ , เงื่อนไขตั้งต้น และรูปแบบการนำเสนอผลลัพธ์
Block Centered Flow	กำหนดค่าพารามิเตอร์ในการคำนวณสมการเชิงอนุพันธ์ของการไหลในตัวกลางรูพรุนในแต่ละกริดเซลล์ เช่น ค่าพารามิเตอร์ทางชลศาสตร์ของชั้นน้ำ
Well	จัดการข้อมูลการสูบน้ำ ที่ตั้งบ่อน้ำใต้ดิน และพจน์ที่เกี่ยวข้องในสมการเชิงอนุพันธ์
***Recharge** **(ใช้ในการเชื่อมต่อแบบจำลอง)**	จัดการข้อมูลการเติมน้ำลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน และพจน์ที่เกี่ยวข้องในสมการ (เชื่อมโยงค่าพารามิเตอร์เพื่อเชื่อมต่อแบบจำลอง)
***River** **(ใช้ในการเชื่อมต่อแบบจำลอง)**	จัดการข้อมูลทางน้ำ และระดับน้ำในทางน้ำ ซึ่งมีผลต่อการไหลของ น้ำใต้ดิน (เชื่อมโยงค่าพารามิเตอร์เพื่อเชื่อมต่อแบบจำลอง)
Drain	จัดการข้อมูลการระบายน้ำ
Evapotranspiration	จัดการข้อมูลการคายระเหย
General Head Boundary	กำหนดระดับน้ำใต้ดินในชั้นน้ำต่าง ๆ ในการคำนวณสมการเชิงอนุพันธ์
Strongly Implicit Procedure	ควบคุมระเบียบวิธีการทางคณิตศาสตร์ เพื่อแก้ปัญหาระบบสมการ Finite Difference โดยการคำนวณซ้ำแบบ Implicit
Slice Successive Overrelaxation	ควบคุมระเบียบวิธีการทางคณิตศาสตร์ เพื่อแก้ปัญหาระบบสมการ Finite Difference

3.5 ทฤษฎีเกี่ยวกับการเชื่อมต่อแบบจำลอง

1) หลักการเชื่อมต่อแบบจำลอง

จากการทบทวนการศึกษาแบบจำลอง พบว่าโปรแกรมคำนวณน้ำผิวดินและน้ำใต้ดินนั้นยังมีจุดด้อยอยู่ จึงทำการพัฒนาจุดด้อยของโปรแกรมทั้ง 2 ส่วนด้วยการเชื่อมต่อแบบจำลอง และการเชื่อมต่อได้พิจาณาคงจุดเด่นของแต่ละแบบจำลองในการเข้าไปพัฒนาจุดด้อยเหล่านั้นอีกด้วย

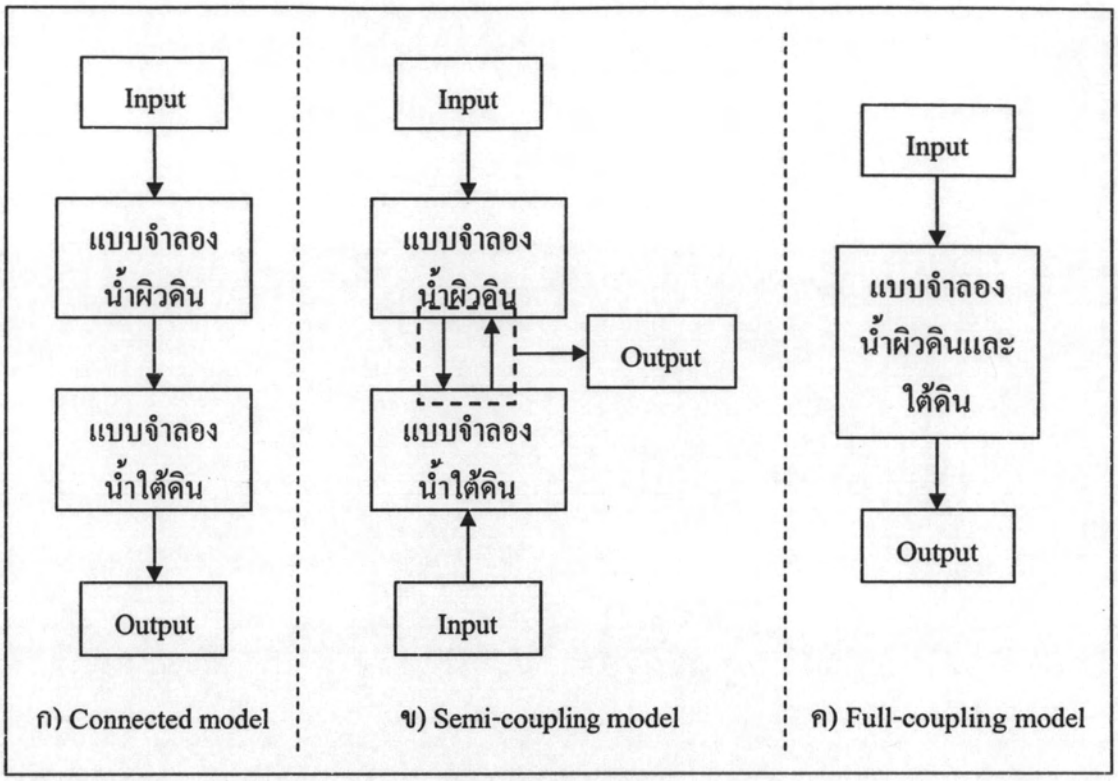
วิธีในการการเชื่อมต่อแบบจำลองที่เคยมีการศึกษามานั้น สามารถพิจารณาแบ่งลักษณะการเชื่อมต่อได้เป็น 3 แบบ ดังแสดงในรูปที่ 3-10 โดยมีรายละเอียดดังนี้

ก. การเชื่อมต่อแบบส่งต่อข้อมูล (connected model) เป็นการเชื่อมต่อของข้อมูลที่ได้จากการดำเนินการแบบจำลองแต่ละแบบจำลองให้เสร็จสิ้น แล้วทำการส่งผ่านข้อมูลส่วนออก (ouput) จากแบบจำลองหนึ่งไปสู่ข้อมูลส่วนเข้า (input) ของอีกแบบจำลองหนึ่ง โดยไม่มีการส่งผลลัพธ์กลับไปมาระหว่างแบบจำลองทั้งสอง

ข. การเชื่อมต่อแบบกึ่งสมบูรณ์ (semi-coupling model) เป็นการเชื่อมต่อของข้อมูลที่ถูกพัฒนาขึ้นจากแบบส่งต่อข้อมูล โดยข้อมูลที่ได้จากแบบจำลองแต่ละส่วน จะถูกส่งผ่านจากแบบจำลองหนึ่งไปสู่ข้อมูลส่วนเข้าของอีกแบบจำลองหนึ่ง ระหว่างการดำเนินการแบบจำลอง และมีการส่งผลลัพธ์กลับไปมาระหว่างแบบจำลองทั้งสองเพื่อหาค่าที่เหมาะสมตามที่กำหนดไว้ โดยค่าที่ส่งกลับไปมานี้ เป็นการนำพารามิเตอร์ที่สัมพันธ์กัน มาทำให้มีกระบวนการทำงานที่ต่อเนื่องกัน แต่การจำลองสภาพน้ำในแบบจำลองทั้งสองส่วนยังดำเนินแบบจำลองแยกกันอยู่

ค. การเชื่อมต่อแบบสมบูรณ์ (full-coupling model) เป็นการรวมเอาแบบจำลองทั้งสองให้ดำเนินการไปพร้อมกัน โดยอาจปรับปรุงสมการในการดำเนินแบบจำลอง หรือเพิ่มเติมคำสั่ง (source code) ในแบบจำลองให้ดำเนินการแบบจำลอง อีกส่วนไปพร้อมกันโดยอัตโนมัติ

โดยการศึกษาครั้งนี้ เป็นการเชื่อมต่อแบบจำลองแบบกึ่งสมบูรณ์ โดยมีการปรับค่าระหว่างดำเนินการแบบจำลองให้มีความผิดพลาดไม่เกินจากที่ผู้ใช้กำหนดไว้



รูปที่ 3-10 รูปแบบการเชื่อมต่อแบบจำลอง

2) <u>ทฤษฎีที่เกี่ยวข้องกับการเชื่อมต่อแบบจำลอง</u>

การเชื่อมต่อแบบจำลองในการศึกษานี้ได้พิจารณาพารามิเตอร์ที่ใช้ในการเชื่อมต่อแบบจำลองไว้ 2 ส่วนคือ ส่วนของเติมน้ำจากผิวดินสู่ชั้นน้ำใต้ดินและการแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำและน้ำใต้ดิน โดยทฤษฎีการแลกเปลี่ยนน้ำ มีรายละเอียดดังนี้

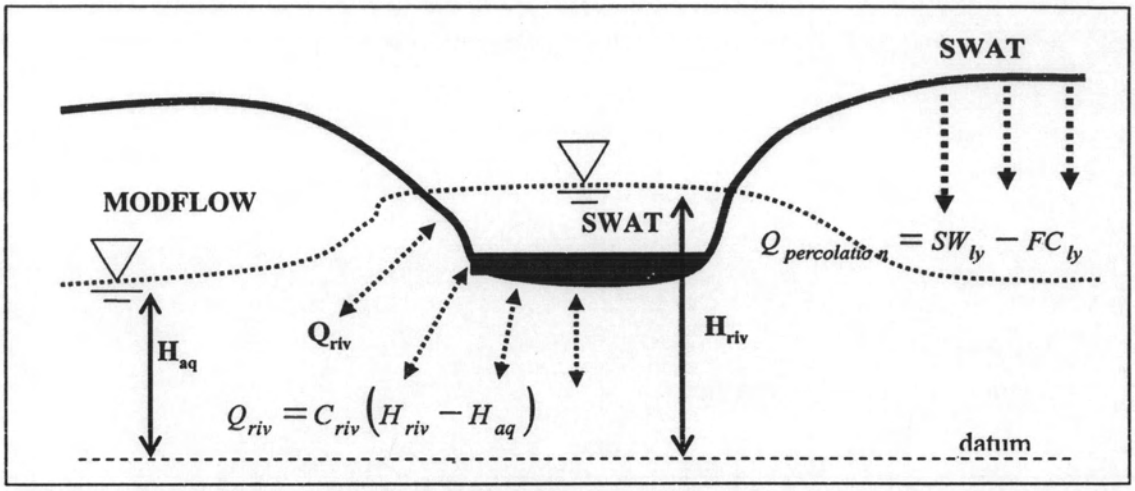
ก. <u>การแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำกับน้ำใต้ดิน</u>

นอกจากการเติมน้ำใต้ดินจากผิวดินแล้ว ความสัมพันธ์ระหว่างลำน้ำกับน้ำใต้ดินได้ถูกนำมาใช้ในการเชื่อมต่อแบบจำลองน้ำผิวดินกับน้ำใต้ดินด้วยเช่นกัน โดยความสัมพันธ์นี้แปรผันตามระดับน้ำในลำน้ำ (H_{riv}) กับระดับน้ำใต้ดิน (H_{aq}) ดังแสดงในสมการที่ 3-27 และรูปที่ 3-11 โดย C_{riv} เป็นค่าการนำของความสัมพันธ์ระหว่างแม่น้ำกับน้ำใต้ดิน

$$Q_{riv} = C_{riv}\left(H_{riv} - H_{aq}\right) \qquad (3\text{-}27)$$

ปริมาณน้ำที่ไหลในลำน้ำ = Streamflow_{swat} + Qriv + Lateral flow (3-28)

การเติมน้ำจาก/เข้าสู่ลำน้ำ = Qriv (3-29)



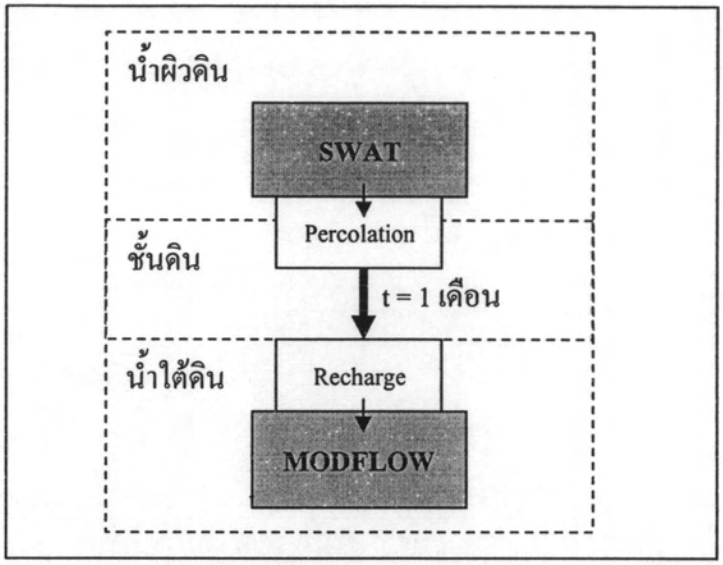
รูปที่ 3-11 การแลกเปลี่ยนน้ำในแบบจำลองน้ำผิวดินและใต้ดิน

โดยการศึกษานี้ได้กำหนดให้ระดับน้ำในแม่น้ำในแต่ละฤดูกาล เป็นค่าเฉลี่ยของฤดูฝนและฤดูแล้งและมีปริมาณน้ำที่ไหลในลำน้ำตามที่คำนวณได้จากแบบจำลอง SWAT และระดับน้ำใต้ดินคำนวณได้จากแบบจำลอง MODFLOW และเมื่อทำการเชื่อมต่อแบบจำลองแล้วจะได้ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการไหลในลำน้ำกับระดับน้ำใต้ดิน

ข. <u>การเติมน้ำใต้ดิน</u>

การเชื่อมต่อแบบจำลองน้ำผิวดินกับใต้ดินนั้น ได้กำหนดความสัมพันธ์แบบจำลองทั้งสองส่วนตามหลักอุทกวิทยา คือพิจารณาค่า percolation หรือน้ำส่วนที่ซึมผ่านสู่ชั้นดินที่อิ่มตัวด้วยน้ำของแบบจำลองน้ำผิวดิน ดังสมการที่ 3-30 โดย SOW_{ly} เป็นปริมาณน้ำในดินที่ได้จากการซึมในแต่ละวัน (soil water) ซึ่งได้จากปริมาณน้ำที่ไหลลงมาจากการซึมในแต่ละวัน และ FC_{ly} เป็นความสามารถในการกักน้ำของดิน (field capacity) ซึ่งได้มาจาก ปริมาณของดินเหนียวในดิน ความหนาแน่นของดิน และค่าปริมาณน้ำที่เก็บได้ในดิน โดยได้แสดงกระบวนการไหลของการเติมน้ำในดินในรูปที่ 3-11 ซึ่งในระยะยาว น้ำในส่วนนี้ จะเป็นส่วนเติมน้ำใต้ดินให้กับแบบจำลองน้ำใต้ดิน (recharge)โดยระยะเวลาในการไหลไปเป็น percolation นั้นขึ้นอยู่กับค่าการนำทางชลศาสตร์ ซึ่งในการศึกษานี้ได้สมมติฐานที่ถือว่าใน 1 เดือนปริมาณน้ำที่ไหลจากส่วน percolation จะไหลลงไปเติมในส่วนของน้ำใต้ดิน ดังแสดงในรูปที่ 3-12

$$Q_{percolation} = SOW_{ly} - FC_{ly} \qquad (3\text{-}30)$$

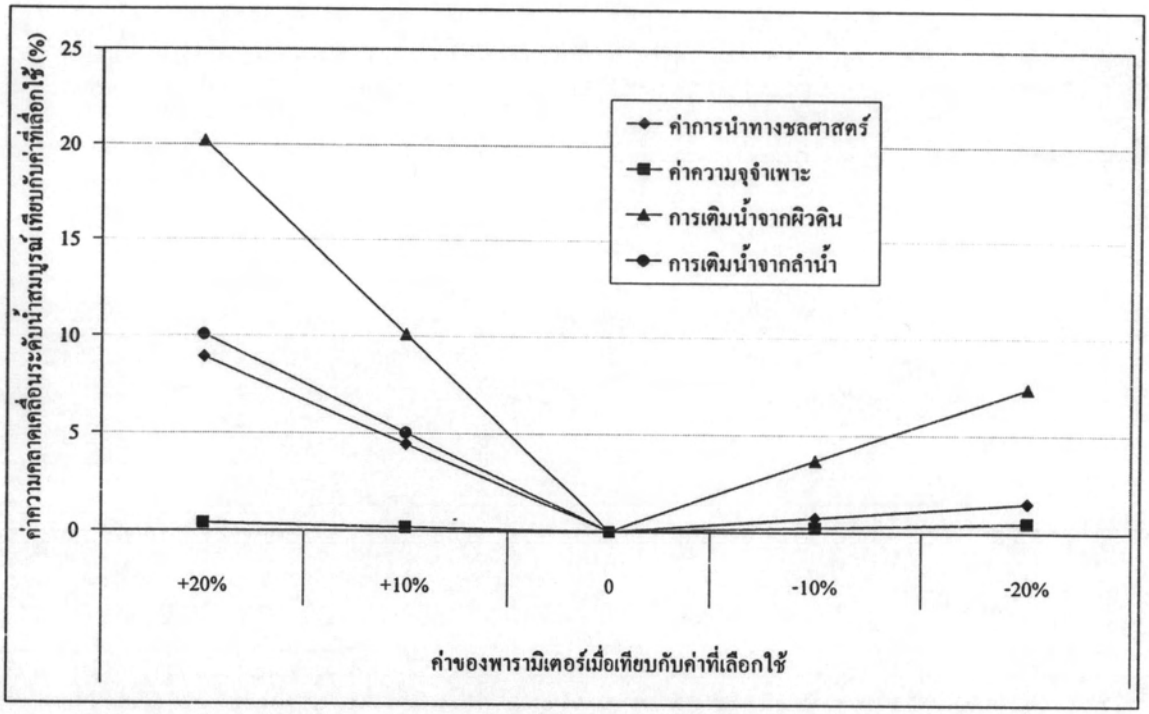


รูปที่ 3-12 การเชื่อมต่อแบบจำลองน้ำผิวดินและใต้ดินด้วยพารามิเตอร์การเติมน้ำใต้ดิน

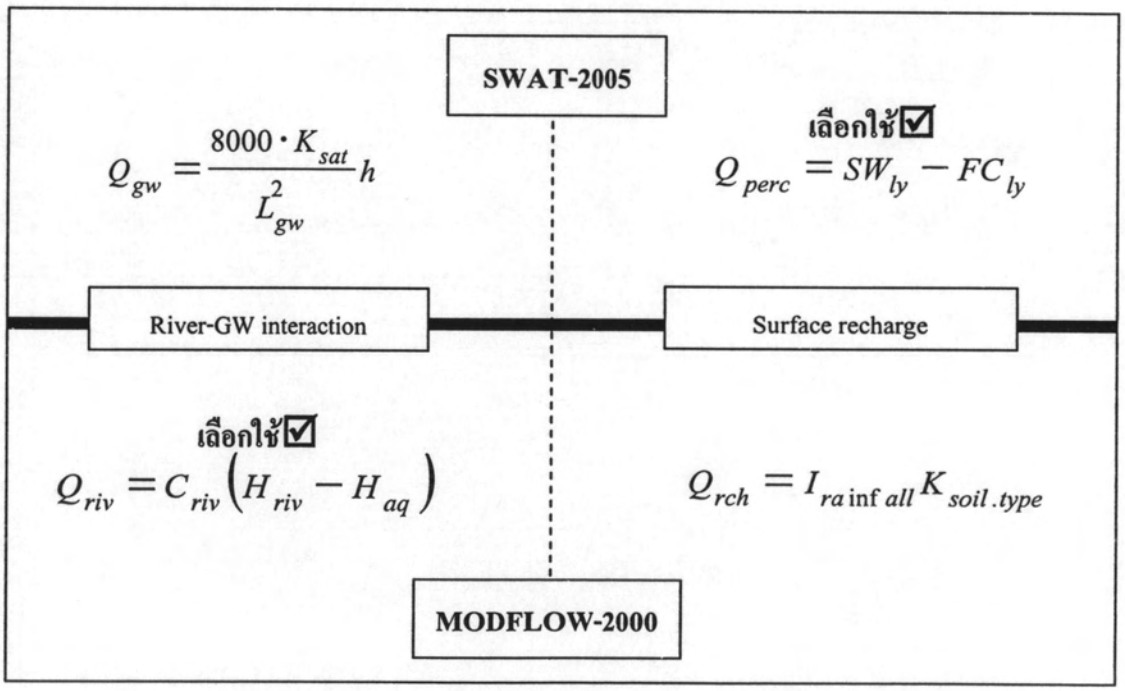
3) <u>การเลือกพารามิเตอร์ในการเชื่อมต่อแบบจำลอง</u>

การศึกษานี้ได้วิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลอง (sensitivity analysis) ในสำหรับพิจารณาองค์ประกอบทางอุทกวิทยาว่าเหมาะสมในการนำไปใช้เชื่อมต่อแบบจำลอง โดยพิจารณาค่าความอ่อนไหวของแบบจำลองน้ำใต้ดินที่ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใต้ดินในพื้นที่ศึกษา ดังรูปที่ 3-13 พบว่า การเติมน้ำทั้งจากผิวดินมีผลต่อระดับน้ำใต้ดินมากที่สุด และรองลงมาพบว่าการเติมน้ำจากลำน้ำมีอิทธิพลในอันดับรองลงมา นอกจากนั้นตามหลักอุทกวิทยาการเติมน้ำในลำน้ำยังส่งผลต่อปริมาณน้ำท่าในแบบจำลองน้ำผิวดินอีกด้วย ดังนั้นจึงพิจารณาการเติมน้ำจากผิวดินและลำน้ำในการเชื่อมต่อแบบจำลองน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน

การเชื่อมต่อแบบจำลองในการศึกษานี้ได้พิจารณาพารามิเตอร์ที่ใช้ในการเชื่อมต่อแบบจำลองไว้ 2 ส่วนคือ ส่วนของเติมน้ำจากผิวดินสู่ชั้นน้ำใต้ดิน และการแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำและน้ำใต้ดิน โดยเลือกใช้ทฤษฎีการแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำ (river-gw interaction) ของแบบจำลอง MODFLOW และการเติมน้ำจากผิวดิน (percolation) ด้วยทฤษฎีของแบบจำลอง SWAT ดังแสดงการเปรียบเทียบทฤษฎีในแบบจำลองทั้งสองในรูปที่ 3-14 จากการการเปรียบเทียบพบว่า ทฤษฎีที่ใช้ในการเชื่อมต่อในรูปที่ 3-14 นั้น ได้พิจารณาการแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำ ของโปรแกรม SWAT และ MODFLOW โดย SWAT พิจาณาการแลกเปลี่ยนน้ำใต้ดินเป็นการเติมน้ำจากชั้นน้ำใต้ดิน (baseflow) จากระดับน้ำใต้ดิน (h) ที่ได้จากการสมมติค่าคงที่ของน้ำใต้ดินในลุ่มน้ำ ระยะทางจากขอบแอ่งของน้ำบาดาล (L_{gw}) และค่าการนำทางชลศาสตร์ของชั้นน้ำใต้ดิน (K_{sat}) ผิวดิน และของโปรแกรม MODFLOW นั้นพิจารณาการแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำกับน้ำใต้ดิน (river-gw interaction) จากความแตกต่างของระดับน้ำในลำน้ำ (H_{riv}) กับระดับใต้ดิน (H_{aq}) ที่ได้มาจากการคำนวณและปรับเทียบสมการการไหล



รูปที่ 3-13 ความอ่อนไหวของพารามิเตอร์ที่มีต่อระดับน้ำใต้ดินในแบบจำลองน้ำใต้ดิน

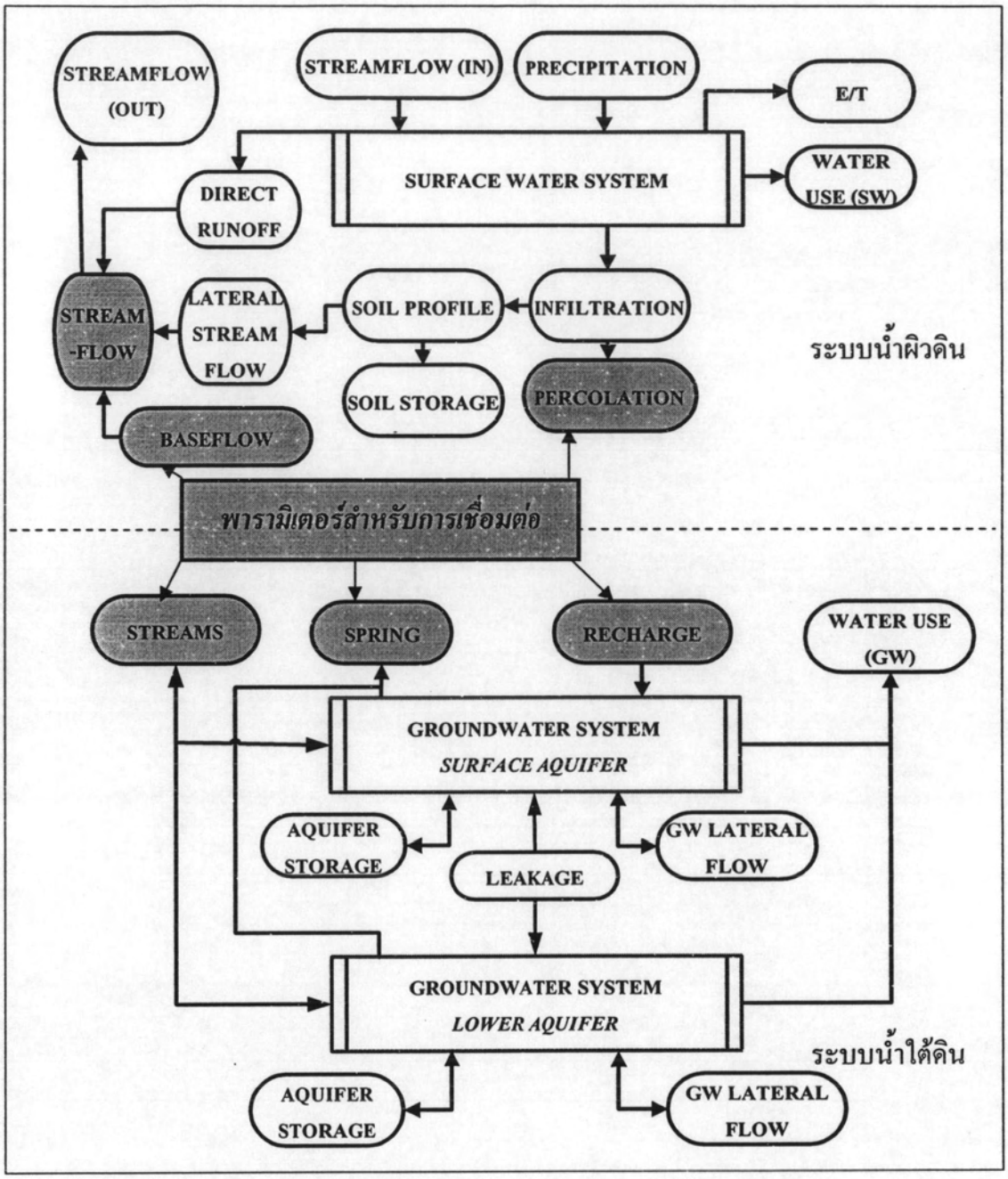


รูปที่ 3-14 การพิจารณาทฤษฎีทางอุทกวิทยาที่ใช้ในการเชื่อมต่อแบบจำลอง

ของน้ำใต้ดิน เห็นได้ว่าแบบจำลอง MODFLOW มีการการปรับเทียบเพื่อหาระดับน้ำใต้ดินในแบบจำลอง นอกจากนั้นแบบจำลอง SWAT ยังไม่คำนึงถึงาพารามิเตอร์ของน้ำใต้ดินในการคำนวณระดับน้ำโดยตรง หากใช้การคำนวณหาค่าเฉลี่ยระดับน้ำภายในลุ่มน้ำเท่านั้น นอกจากนี้การแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำเป็นเพียงการเติมน้ำจากชั้นน้ำใต้ดินสู่ลำน้ำในทิศทางเดียว รวมถึงไม่สามารถทำการคำนวณระดับน้ำใต้ดินได้อย่างละเอียด ฉะนั้นจึงเลือกใช้ทฤษฎีการแลกเปลี่ยนน้ำในลำน้ำของโปรแกรม MODFLOW ในการเชื่อมต่อแบบจำลอง

การพิจารณาการเติมน้ำจากผิวดินนั้น โปรแกรม SWAT พิจาณาการการเติมน้ำจากผิวดินจากการซึมของน้ำฝนสู่ชั้นดิน (SW_{ly}) และคิดปริมาณที่สามารถซึมไปสู่ชั้นที่ลึกลงไปได้ (percolation) โดยการคำนวณการไหลจากผิวดินสู่ชั้นน้ำใต้ดินนั้น ได้พิจารณาหาอัตราการเคลื่อนที่ในแนวดิ่งของน้ำในดินที่เคลื่อนที่ผ่านความลึกของชั้นดินลงไปจนถึงส่วนที่เป็นอิ่มตัวด้วยน้ำ ส่วนแบบจำลอง MODFLOW นั้นพิจารณาการเติมน้ำ (recharge) จากสัดส่วนของปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมาในพื้นที่ ($I_{rainfall}$) ที่หามาจากความสัมพันธ์ของน้ำฝนกับอัตราการซึม ซึ่งเห็นได้ว่าแบบจำลอง SWAT นั้นคำนวณหาการเติมน้ำจากทฤษฎีในวงจรอุทกวิทยาโดยที่กระบวนการไหลนี้แปรผันตามสถาพภูมิประเทศ การใช้ที่ดินและคุณสมบัติของดิน ในขณะที่ MODFLOW นั้น คำนวณการเติมน้ำจากพารามิเตอร์ที่เป็นค่าตัวแทนในพื้นที่อย่างหยาบ ฉะนั้นจึงเลือกใช้ทฤษฎีการเติมน้ำสู่ชั้นน้ำใต้ดินของโปรแกรม SWAT ในการเชื่อมต่อแบบจำลอง

จากการพิจารณาพารามิเตอร์ที่ใช้ในการเชื่อมต่อนั้น สรุปได้ว่าพารามิเตอร์ที่สามารถนำไปใช้เป็นส่วนเชื่อมระหว่างน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน คือ percolation, recharge, spring, streamflow, baseflow และ streams (gw) ดังแสดงในรูปที่ 3-15



รูปที่ 3-15 พารามิเตอร์ที่ใช้ในพิจาณาการเชื่อมต่อแบบจำลอง

3.6 การประเมินการปรับปรุงของการเชื่อมต่อแบบจำลอง

หลักการประเมินความเหมาะสมในการเชื่อมต่อแบบจำลอง อาศัยการพิจารณาวิธีการคำนวณน้ำผิวดินและน้ำใต้ดินให้สอดคล้องกับหลักอุทกวิทยามากขึ้น และทำการประเมินผลการเชื่อมต่อจากค่าความอ่อนไหวของแบบจำลอง ในแต่ละพารามิเตอร์ที่ส่งผลต่อปริมาณน้ำในลำน้ำและระดับน้ำใต้ดิน โดยพิจารณาความคลาดเคลื่อนจากแบบจำลองน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน

การประเมินผลการปรับปรุงแบบจำลองด้วยเทคนิคเชื่อมต่อที่ได้ถูกพัฒนาขึ้นในการศึกษานี้ ใช้การพิจารณาความสามารถของแบบจำลองที่ใช้คำนวณหาองค์ประกอบทางอุทกวิทยา โดยใช้วิธีเปรียบเทียบความแตกต่างของความคลาดเคลื่อนในการจำลองสภาพของน้ำผิวดินและน้ำใต้ดินที่ยังไม่ได้เชื่อมต่อ เทียบกับความคลาดเคลื่อนของแบบจำลองที่เชื่อมต่อแล้ว ในแต่ละช่วงเวลาและฤดูกาล ซึ่งนำไปใช้พิจารณาถึงความเหมาะสมในการประยุกต์ใช้เทคนิคการเชื่อมต่อนี้

1) <u>ผลการปรับปรุงจากการเชื่อมแบบจำลอง</u>

พิจารณาผลการปรับปรุงของแบบจำลอง ด้วยการเปรียบเทียบความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสัมบูรณ์สัมพัทธ์ (relative mean absolute error; *RMAE*) ของแบบจำลองที่ยังได้ทำการเชื่อมต่อกับแบบจำลองที่เชื่อมต่อแล้ว โดยผลการปรับปรุงแบบจำลองน้ำผิวดินพิจารณาจาก

$$Dev.\,\mathrm{Re}\,sult = \frac{1}{n}\left[\sum_{i=1}^{n}\left|\frac{(Q_{\mathrm{mod}\,el}-Q_{cal})_i}{Q_{\mathrm{mod}\,el}}\right|_{Uncoupled} - \sum_{i=1}^{n}\left|\frac{(Q_{\mathrm{mod}\,el}-Q_{cal})_i}{Q_{\mathrm{mod}\,el}}\right|_{Coupled}\right] \quad (3\text{-}31)$$

โดย Q คือ ปริมาณน้ำในลำน้ำรายเดือนหรือรายฤดูกาล (ลบ.ม.)

และผลการปรับปรุงแบบจำลองน้ำใต้ดินพิจารณาจาก

$$Dev.\,\mathrm{Re}\,sult = \frac{1}{n}\left[\sum_{i=1}^{n}\left|\frac{(h_{\mathrm{mod}\,el}-h_{cal})_i}{h_{\mathrm{mod}\,el}}\right|_{Uncoupled} - \sum_{i=1}^{n}\left|\frac{(h_{\mathrm{mod}\,el}-h_{cal})_i}{h_{\mathrm{mod}\,el}}\right|_{Coupled}\right] \quad (3\text{-}32)$$

โดย h คือ ระดับความสูงของน้ำบาดาล (ม.)

2) <u>การพิจารณาการปรับเทียบแบบจำลอง</u>

การปรับเทียบแบบจำลอง ซึ่งเป็นขั้นตอนการเตรียมแบบจำลอง ได้พิจารณาความคลาดเคลื่อนด้วยวิธีต่างๆ มีวัตถุประสงค์เพื่อการลดความคลาดเคลื่อนของแบบจำลองให้มากที่สุดภายใต้เงื่อนไขที่มีอยู่ โดยทำให้เกิดพฤติกรรมการไหลที่เหมาะสม และประมาณค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะกับคุณลักษณะของพื้นที่ ซึ่งข้อมูลที่ใช้สำหรับการปรับค่าพารามิเตอร์ คือ อัตราการไหลของน้ำในลำน้ำและระดับน้ำใต้ดินนอกจากนั้น โดยวิธีการพิจารณาความคลาดเคลื่อนของแบบจำลองสามารถแบ่งวิธีการพิจารณาความคลาดเคลื่อนนั้นอธิบายได้ 3 วิธี คือ

i. <u>ความคลาดเคลื่อนเฉลี่ย</u>

ความคลาดเคลื่อนเฉลี่ย (mean error, ME) คือค่าเฉลี่ยของผลต่างระหว่างค่าที่วัดจากข้อมูลจริง (h_m) และค่าที่ได้จากการคำนวณจากแบบจำลอง (h_{cal}) ตามสมการที่ 3-27 โดยที่ n คือ จำนวนข้อมูลที่ใช้ในการปรับเทียบ (เท่ากับจำนวนข้อมูลจากสถานีตรวจวัดระดับน้ำที่มี) ค่าความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยนี้ทำการคำนวณได้ง่าย แต่มีจุดอ่อนเนื่องจากค่าความคลาดเคลื่อนที่เป็นบวกและลบจะถูกคำนวณรวมกันและอาจจะชดเชยกันไป ดังนั้นค่าความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยที่ต่ำมิได้หมายความว่า ความผิดพลาดต่ำเสมอไป

$$ME = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(h_m - h_{cal})_i \qquad (3\text{-}33)$$

ii. <u>ความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสัมบูรณ์</u>

ความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสัมบูรณ์ (mean absolute error, MAE) คือ ค่าเฉลี่ยของ ค่าสัมบูรณ์ของผลต่างระหว่างค่าที่วัดจากสนามและค่าที่ได้จากแบบจำลอง

$$MAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|(h_m - h_{cal})_i\right| \qquad (3\text{-}34)$$

iii. <u>ค่ารากที่สองของกำลังสองเฉลี่ยของความคลาดเคลื่อน</u>

ค่ารากที่สองของกำลังสองเฉลี่ยของความคลาดเคลื่อน (root mean square error, RMSE) หรือค่าความแปรปรวนมาตรฐาน (standard deviation)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(h_m - h_{cal})_i^2} \qquad (3\text{-}35)$$

iv. <u>ความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสัมบูรณ์สัมพัทธ์</u>

ค่าความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสัมบูรณ์สัมพัทธ์ (relative mean absolute error; *RMAE*) คือ สัดส่วนของค่าความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสัมบูรณ์ต่อค่าที่วัดได้จริง ทำให้สามารถเทียบค่าความผิดพลาดเป็นเปอร์เซ็นต์ของค่าที่ได้จากการวัด

$$RMAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|\frac{(h_m - h_{cal})_i}{h_m}\right| \qquad (3\text{-}36)$$

ในการพิจารณาผลของการเชื่อมต่อของการศึกษานี้ ได้ใช้ค่าความคลาดเคลื่อนเฉลี่ยสมบูรณ์ในการพิจารณาถึงความสามารถในการปรังปรุงแบบจำลอง