บทที่ 2

หลักการ และทฤษฎีที่ใช้ในการวิจัย

แบบจำลอง (model) เป็นเครื่องมือที่ใช้เป็นตัวแทนในการประเมินสภาพ และเหตุการณ์ต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นจริงในธรรมชาติของสิ่งที่ต้องการจำลอง แบบจำลองน้ำใต้ดิน (groundwater model) เป็นเครื่องมือชนิดหนึ่งที่ใช้ในการประเมิน และคำนวณผลของข้อมูลน้ำใต้ดินในสนาม และใช้ในการจำลองสภาพต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในธรรมชาติที่ทำการทดลอง และคาดคะเนเหตุการณ์ต่าง ๆ แบบจำลองน้ำใต้ดิน มี 2 ประเภทใหญ่ ๆ คือ แบบจำลองทางกายภาพ (physical model) และแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (mathematical model) โดยแบบจำลองทางกายภาพใช้ในการจำลองการไหลของน้ำใต้ดินในกรณีต่าง ๆ แต่จะไม่สามารถจำลองระบบที่มีขนาดใหญ่มาก ๆ ได้ ส่วนแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ได้มีการนำมาใช้กันอย่างแพร่หลายในการจำลองสภาพน้ำใต้ดิน โดยนำวิธีการทางคณิตศาสตร์มาใช้คำนวณ และวิเคราะห์ระบบน้ำใต้ดินแทนแบบจำลองทางกายภาพ เพื่อให้สามารถทราบการเปลี่ยนแปลงของแรงดันของน้ำ ทิศทางการไหล การเคลื่อนตัวของมวลน้ำ และประเมินสมดุลน้ำใต้ดินได้ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ได้ถูกนำมาใช้เพื่อแก้ปัญหาทางอุทกธรณีวิทยา และคาดคะเนผลกระทบจากทางเลือกในการจัดการน้ำใต้ดิน เช่น การใช้น้ำใต้ดิน การเติมน้ำลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ การเคลื่อนที่ของสารเคมีที่เป็นพิษ และการแทรกตัวของน้ำเค็ม เป็นต้น

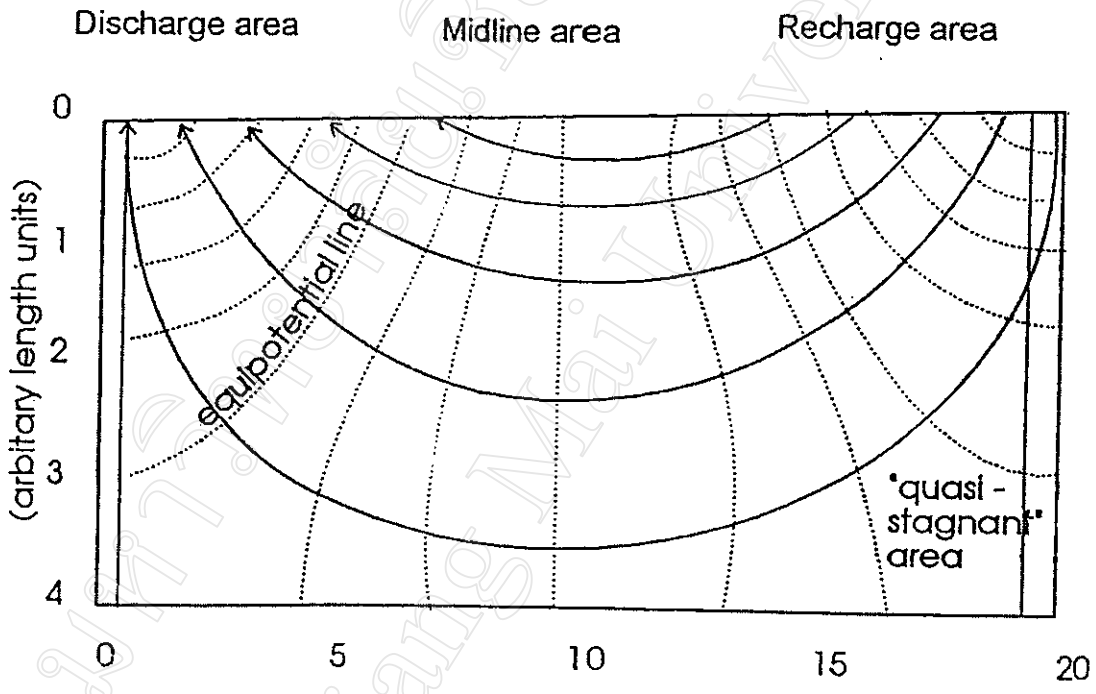
2.1 การไหลของน้ำใต้ดิน

น้ำใต้ดินถูกกักเก็บไว้ในรูพรุน และรอยแตกของหิน ดังนั้นชั้นหินอุ้มน้ำจะต้องมีความพรุนพอ ลักษณะของน้ำใต้ดิน โดยเฉพาะในส่วนของน้ำบาดาลจะอิ่มตัวในชั้นหินอุ้มน้ำ ส่วนน้ำในดินจะอยู่ในโซนที่ไม่อิ่มตัว ดังนั้น การไหลของน้ำใต้ดินหรือน้ำบาดาลจะมี 2 ทิศทางใหญ่ คือ แนวราบและแนวดิ่ง โดยทิศทางการไหลขึ้นอยู่กับแรงดันของน้ำ และลักษณะพื้นที่ที่พิจารณา ซึ่ง Toth (1963) แบ่งพื้นที่ตามลักษณะของทิศทางการไหลของน้ำใต้ดินได้เป็น 3 แบบ ดังแสดงในรูป 2.1 คือ

- พื้นที่รับน้ำ (recharge area) คือ พื้นที่ที่น้ำใต้ดินไหลเข้าไปกักเก็บในตัวกลางพรุน
- พื้นที่เส้นกึ่งกลาง (midline area) คือ พื้นที่ที่น้ำใต้ดินไหลในแนวราบ
- พื้นที่สูญเสียน้ำ (discharge area) คือ พื้นที่ที่น้ำใต้ดินไหลออกจากตัวกลางพรุน

Freeze and Cherry (1979) ทำการจำแนกพื้นที่รับน้ำ และพื้นที่สูญเสียน้ำ โดยอาศัยหลัก 3 ประการ คือ

1. ลักษณะภูมิประเทศ พื้นที่รับน้ำส่วนใหญ่ได้แก่ บริเวณที่สูง ส่วนพื้นที่สูญเสียน้ำได้แก่ บริเวณที่ลุ่ม (ชั้นหินอุ้มน้ำแบบไร้แรงดัน)
2. ลักษณะของเส้นชั้นความสูงของระดับน้ำ โดยน้ำใต้ดินจะไหลจากบริเวณที่มีแรงดันของน้ำ (Head) สูงกว่า ไปยังบริเวณที่มีแรงดันของน้ำต่ำกว่า
3. คุณภาพของน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ



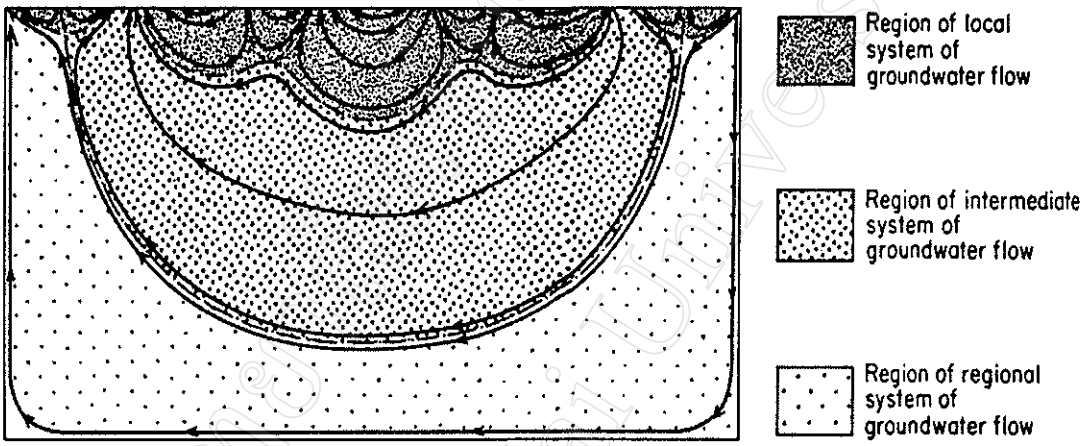
รูป 2.1 การกระจายตัวของพื้นที่รับน้ำ พื้นที่เส้นกึ่งกลาง และพื้นที่สูญเสียน้ำ (ที่มา Toth, 1963)

Toth (1963) แบ่งระบบการไหลของน้ำใต้ดินในแหล่งน้ำใต้ดินออกเป็น 3 ระบบ ดังแสดงในรูป 2.2 คือ

1. ระบบการไหลเฉพาะแห่ง (local groundwater flow system) เป็นการไหลในระดับตื้น มีการเปลี่ยนแปลงทิศทาง และอัตราการไหลที่ไม่แน่นอน เนื่องจากได้รับผลกระทบจากการซึมของน้ำผิวดิน และมีการคายระเหยที่สูงกว่าน้ำที่อยู่ที่ระดับลึกกว่า ระยะทางและเวลาการไหลจะสั้น คุณภาพของน้ำมีความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม (Total

Dissolved Solids, TDS) HCO_3^- , Ca^{2+} และ Mg^{2+} ต่ำ มีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแนวดิ่งค่อนข้างสูง

2. ระบบการไหลขนาดกลาง (intermediate groundwater flow system) เป็นการไหลในบริเวณที่กว้างขึ้น มีความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม เพิ่มขึ้นตามระยะทางการไหล มีการเปลี่ยนแปลงของสารละลาย SO_4^{2-} และ Cl^- บ้างเล็กน้อย ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลน้อย



รูป 2.2 ระบบการไหลของน้ำใต้ดิน (ที่มา Toth, 1963)

3. ระบบการไหลบริเวณกว้าง (regional groundwater flow system) เป็นระบบการไหลที่ค่อนข้างลึก มีความเร็วการไหลช้า อุณหภูมิของน้ำค่อนข้างสูง ความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม SO_4^{2-} , Cl^- มีค่าสูง และมีค่า HCO_3^- ลดลง

ระบบการไหลของน้ำใต้ดินมีความสัมพันธ์กับพื้นที่รับน้ำ และพื้นที่สูญเสียน้ำสรุปได้ดังนี้

<u>พื้นที่รับน้ำ (recharge area)</u>

- แหล่งน้ำบาดาลได้รับน้ำเพิ่มเติมจากฝน
- มีปริมาณสารละลายมวลรวม และอุณหภูมิต่ำ
- การไหลของน้ำผ่านชั้นหิน (cross formational flow) น้ำจะไหลลงในแนวดิ่ง
- ขบวนการทางเคมีที่เกิดขึ้นได้แก่ Dissolution, Hydration และ Oxidation
- สภาพแวดล้อมเป็นกรดสูง มี CO_2 ต่ำ
- มีการเปลี่ยนแปลงของ HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , CO_3^{2-} และ SO_4^{2-} ค่อนข้างสูง

พื้นที่เส้นกึ่งกลาง (midline area)

- น้ำใต้ดินไหลในแนวราบ อุณหภูมิของน้ำค่อนข้างคงที่
- ขบวนการทางเคมีที่เกิดขึ้นได้แก่ Dissolution, Precipitation, Sulfate reduction และ Base exchange
- คุณภาพของน้ำมี Na^{+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^{-} , CO_3^{2-} , HCO_3^{-} และ SO_4^{2-} ปริมาณสูง และมีปริมาณสารละลายมวลรวมสูงขึ้นด้วย

พื้นที่สูญเสียน้ำ (discharge area)

- การไหลของน้ำใต้ดินไหลผ่านชั้นหินอุ้มน้ำขึ้นในแนวดิ่ง
- ขบวนการทางเคมีของน้ำได้แก่ Precipitation. Reduction และ Membrane filtration
- คุณภาพของน้ำมีปริมาณสารละลายมวลรวม Na^{+} , Ca^{2+} , Cl^{-} และ SO_4^{2-} ในปริมาณสูง

2.2 สมดุลของน้ำใต้ดินในเขตเมือง

สมการทั่วไปของสมดุลของน้ำใต้ดิน คือ

$$\Delta S = Q_r - Q_d \qquad (1)$$

เมื่อ

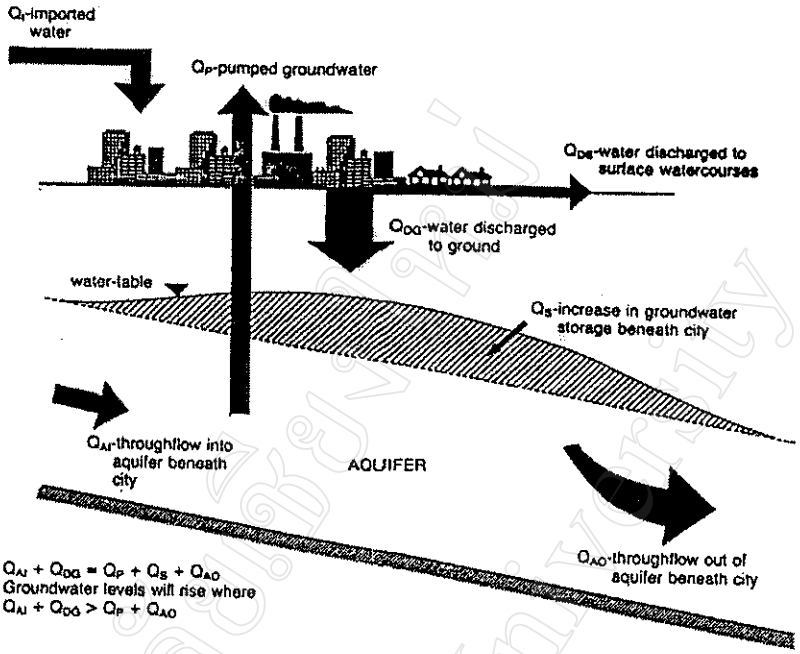
ΔS คือ การเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำที่เก็บกักในชั้นหินอุ้มน้ำ

Q_r คือ ปริมาณน้ำที่เข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

และ Q_d คือ ปริมาณน้ำที่ออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ

จากสมการ(1) จะเห็นว่าถ้าทราบค่า Q_r , Q_d แล้ว จะสามารถประเมินค่า ΔS หรือ "Safe yield" ได้ซึ่งจะช่วยให้รู้ถึงปริมาณที่เหมาะสมที่สามารถนำน้ำใต้ดินขึ้นมาใช้โดยไม่ก่อให้เกิดปัญหาการลดลงของปริมาณน้ำใต้ดิน

ในเขตเมืองสมดุลของน้ำใต้ดินจะแตกต่างจากเขตชนบทและเขตกสิกรรม เนื่องจากความหลากหลายของลักษณะการใช้พื้นที่ การมีระบบสาธารณูปโภค การนำน้ำจากนอกพื้นที่เข้ามาใช้ การมีระบบระบายน้ำ และมีการสูบน้ำใต้ดินขึ้นมาใช้เป็นจำนวนมาก ดังนั้น ปริมาณน้ำที่เข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ และปริมาณน้ำที่ออกจากชั้นหินอุ้มน้ำจะมีจากหลากหลายแหล่งมากขึ้น



รูป 2.3 ลักษณะอุทกธรณีวิทยา และสมดุลน้ำใต้ดินในเขตเมือง (ที่มา Foster *et al.*, 1994)

2.2.1 ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

ปริมาณการไหลสู่ชั้นน้ำใต้ดินในเขตเมืองดังแสดงในรูป 2.3 ส่วนใหญ่มาจากน้ำฝนไม่ว่าจะเป็นทางตรงหรือโดยอ้อม คือ การซึมลงสู่ผิวดินโดยตรงจากปริมาณฝนทั้งหมด การรั่วซึมจากอ่างเก็บน้ำ ทางน้ำธรรมชาติ และการรั่วซึมของชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ติดกัน และในกรณีที่เป็นเขตพื้นที่ชุมชนเมืองการเพิ่มเติมน้ำใต้ดินจากแหล่งอื่น (Artificial recharge) เป็นส่วนหนึ่งที่สำคัญมาก คือ การรั่วซึมของระบบประปา ถังส้วม และทางระบายน้ำทิ้ง เป็นต้น สามารถอธิบายรายละเอียดได้ดังนี้ คือ

ก. ปริมาณฝนที่ซึมสู่ชั้นหินอุ้มน้ำขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายอย่าง คือ ลักษณะของพายุฝน พืชปกคลุมดิน ลักษณะภูมิประเทศ การใช้ที่ดิน ระดับน้ำใต้ดิน และลักษณะทางธรณีวิทยา โดยน้ำจะซึมลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำผ่านโซนชั้นน้ำไม่อิ่มตัว น้ำฝนบางส่วนจะถูกดักโดยระบบระบายหรือ โดยชั้นหินที่น้ำซึมผ่านในแนวราบได้ดีกว่า ซึ่งจะไหลออกสู่ทางน้ำเปิดในที่สุด และมีบางส่วนถูกใช้โดยพืช ในพื้นที่เขตเมืองที่ดินได้ถูกพัฒนาจนความสามารถในการซึมผ่านผิวดินเกิดการเปลี่ยนแปลงไปมาก ดังแสดงในตาราง 2.1 ซึ่ง Foster *et al.* (1994) ได้เสนอปัจจัยที่ต้องพิจารณา คือ

- การซึมผ่านผิวดินปรากฏรอบ ๆ พื้นที่ที่มีการดาดและในพื้นที่ดาดนั้นเอง โดยเฉพาะเมื่อพื้นที่นั้นปูด้วยกระเบื้อง อิฐ หรือ แอสฟัลท์ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ ตัวอย่างเช่น ลาน

จอดรถขนาดใหญ่แห่งหนึ่งในประเทศเนเธอร์แลนด์ มีการดาดแบบน้ำซึมผ่านไม่ได้ประมาณร้อยละ 42 ของพื้นที่ พบว่ามีปริมาณน้ำหลากร้อยละ 45 ปริมาณน้ำซึมผ่านผิวดินร้อยละ 39 และปริมาณน้ำที่ระเหยไปร้อยละ 16 ของปริมาณฝนที่ตกตามลำดับ ในพื้นที่เดียวกันกรณีที่มีปริมาณฝนเท่ากับ 800 มม./ปี สัดส่วนของปริมาณการซึมผ่านผิวดินนั้นมีค่าเท่า ๆ กับกรณีที่ฝนตกกระจายอย่างสม่ำเสมอในพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืชตามธรรมชาติ แต่ปริมาณน้ำที่ระเหยไปมีค่าต่ำกว่ามาก และค่าปริมาณน้ำหลากสูงกว่ากรณีที่ฝนตกในพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืชมาก

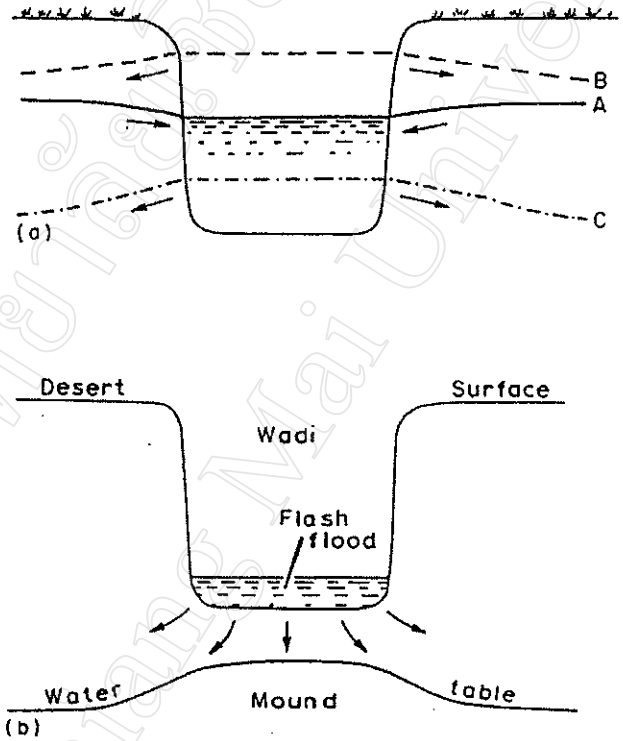
- การพัฒนาของเมืองจะมีผลต่อสภาพภูมิอากาศเล็กน้อย โดยเฉพาะกรณีที่เมืองมีการพัฒนาในบริเวณศูนย์กลางมากกว่าส่วนอื่น เช่น พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงของการกระจายตัวของฝนในเมือง Hamburg ประเทศเยอรมัน จากผลของตึกสูง ซึ่งการเปลี่ยนแปลงนี้นำไปสู่การลดลงหรือเพิ่มขึ้นของปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

ตาราง 2.1 ผลของการกลายเป็นเมืองต่อการซึมผ่านผิวดิน และปริมาณน้ำเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ (ที่มา Foster *et al.*, 1994)

Process	**Effect on Subsurface Infiltration**		
	Rates	**Area**	**Time base**
(A) Modification to natural system			
Surface Impermeabilisation	Reduction	Extensive	Permanent
Stormwater Soakaways*(b)	Increase	Extensive	Intermittent
Mains Drainage	Reduction	Extensive	Intermittent to continuous
Surface Water Canalisation*(b)	Marginal reduction	Linear	Variable
Irrigation of Amenity Areas*(b)	Increase	Restricted	Seasonal
(B) Introduction of water-service network			
Local Groundwater Abstraction	Minimal	Extensive	Continuous
Imported Mains Water-Supply	Increase	Extensive	Continuous
Unsewered Sanitation*(a)	Increase	Extensive	Continuous
Mains Sewerage	Marginal increas	Extensive	Continuous

* also has (a) major and (b) variable/minor impact on groundwater quality

ช. การแลกเปลี่ยนของน้ำใต้ดิน และน้ำในทางน้ำเปิด หรือแหล่งน้ำเกิดขึ้นตลอดเวลา กรณีที่น้ำไหลจากทางน้ำเข้าสู่ชั้นน้ำใต้ดินเรียกว่า influent seepage ส่วนกรณีที่น้ำไหลออกจากชั้นน้ำใต้ดินสู่ทางน้ำเรียกว่า effluent seepage รูป 2.4 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างน้ำใต้ดินและน้ำผิวดิน โดยรูป 2.4(a) แสดงความสัมพันธ์ในเขตชุ่มชื้น รูป 2.4(b) แสดงความสัมพันธ์ในเขตแห้งแล้ง พิจารณารูป 2.4(a) ในภาวะปรกติ effluent seepage แสดงโดยแนวเส้น A ในภาวะที่มีน้ำหลากแสดงโดยแนวเส้น B ซึ่งจะมีน้ำไหลเข้าสู่ชั้นน้ำใต้ดิน และในฤดูแล้งการลดลงของระดับน้ำใต้ดินจะดึงให้น้ำในทางน้ำไหลเข้าสู่ชั้นน้ำใต้ดินดังแนวเส้น C



รูป 2.4 ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำใต้ดินและน้ำผิวดิน (a) เขตชุ่มชื้น และ (b) เขตแห้งแล้ง (ที่มา Ward and Robinson, 1990)

ค. การรั่วซึมระหว่างชั้นหินอุ้มน้ำ ในธรรมชาติการกั้นขวางการไหลของน้ำใต้ดินอย่างสมบูรณ์นั้นเป็นไปได้ยากมาก จึงมีปริมาณน้ำส่วนหนึ่งที่ไหลจากชั้นหินอุ้มน้ำหนึ่งไปอีกชั้นหนึ่งอย่างช้า ๆ ผ่านชั้นหินทึบน้ำที่ขวางอยู่แต่เป็นการยากที่จะบอกถึงปริมาณที่แน่นอนของน้ำส่วนนี้ จึงมักใช้การประมาณในการแทนค่าในสมการสมดุลของน้ำใต้ดิน แต่ในกรณีที่เป็นเขตแห้งแล้งปริมาณน้ำไหลสู่ชั้นหินอุ้มน้ำส่วนใหญ่มาจากการรั่วซึมจากแอ่งน้ำใต้ดินที่วางตัวอยู่ด้านบน

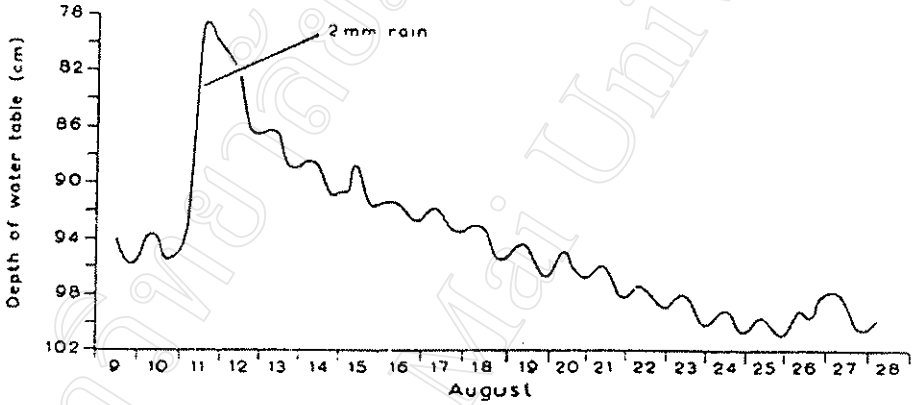
ง. การเพิ่มเติมน้ำใต้ดินจากแหล่งอื่น (Artificial recharge) เป็นส่วนที่สำคัญมากในเขตพื้นที่เมือง ได้แก่ การรั่วซึมจากระบบประปา ถังส้วม คลองชลประทาน และระบบระบายน้ำทิ้ง มีรายละเอียดดังนี้

- การรั่วซึมจากระบบประปา การสูญเสียของระบบประปานี้เป็นที่มาหลักของปริมาณน้ำที่เพิ่มเติมสู่ชั้นหินอุ้มน้ำในเขตเมืองใหญ่ ๆ ทุกเมือง Foster *et al.* (1994) พบว่าการสูญเสียนี้มากกว่าร้อยละ 20 ของปริมาณน้ำทั้งหมดในระบบ ซึ่งเทียบได้กับปริมาณน้ำกว่าครึ่งของปริมาณน้ำที่ต้องสูบขึ้นมาใช้ในกิจกรรมทั้งหมด ซึ่งมีผลให้ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำ (recharge) สูงขึ้นในพื้นที่เมือง
- การรั่วซึมจากถังส้วม ระบบของถังส้วมส่วนใหญ่จะออกแบบให้น้ำซึมออก และมีกากตะกอนตกอยู่ในถัง ปริมาณน้ำที่ซึมออกจะสัมพันธ์กับชนิดของระบบชะล้าง และปริมาณน้ำที่ใช้
- การรั่วซึมจากคลองชลประทาน และคลองประปา ในเขตเมืองอาจมีคลองชลประทานหรือ คลองประปาไหลผ่าน และเกิดการรั่วซึมของคลอง
- การรั่วซึมจากระบบระบายน้ำทิ้ง Lawrence *et al.* (1994) พบว่าที่อำเภอหาดใหญ่ ประเทศไทย มีการรั่วซึมจากทางระบายน้ำทิ้งสู่ชั้นหินอุ้มน้ำระดับตื้นร้อยละ 18 ของปริมาณน้ำทั้งหมดที่มีการสูบขึ้นมาใช้ในเมือง ในพื้นที่ที่มีระบบระบายน้ำ ปริมาณน้ำฝนส่วนใหญ่ไหลลงสู่แม่น้ำ หรือ ทะเล และมีบางส่วนที่รั่วซึมลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ มีผู้ทำการศึกษาในพื้นที่บางส่วนของ Long Island (New York), USA. พบว่าในพื้นที่ที่มีฝนตก 1,140 มม./ปี และค่าปริมาณการซึมผ่านผิวดิน 550 มม./ปี ผลกระทบของการกลายเป็นเมืองที่มีพื้นที่ซึ่งน้ำซึมผ่านไม่ได้ร้อยละ 20 ถึง 30 ของพื้นที่ทั้งหมด ทำให้การเพิ่มเติมน้ำใต้ดินเพิ่มขึ้นร้อยละ 12 และระดับน้ำใต้ดินสูงขึ้น 1.5 ม.ในพื้นที่ที่ระบบระบายน้ำไหลลงสู่อ่างพักน้ำ (recharge basin) แต่จะมีการเพิ่มเติมน้ำใต้ดินลดลงร้อยละ 10 ในพื้นที่ซึ่งระบบระบายน้ำไหลลงสู่ทะเลโดยตรง และทำให้ระดับน้ำใต้ดินจะลดลง 0.9 ม. (Foster *et al.*,1994)

2.2.2 ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ

ขบวนการที่มีปริมาณการไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำใต้ดินที่สำคัญ คือ การระเหยสู่บรรยากาศโดยเฉพาะน้ำใต้ดินระดับตื้น การไหลออกสู่ทางน้ำเปิด การไหลออกสู่ชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ติดกัน และการสูบมาใช้โดยมนุษย์เพื่อใช้ในกิจกรรมต่าง ๆ เช่น การอุปโภคบริโภค การเกษตรกรรม และการอุตสาหกรรม ฯลฯ

ก. การระเหยสู่บรรยากาศนั้นมีผลกระทบต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใต้ดินในระดับตื้น มี 2 กรณี คือ ผลกระทบในระยะสั้นและระยะยาว กรณีระยะสั้น เช่น กรณีการลดลงของระดับน้ำใต้ดินในแต่ละวัน เกิดจากปัจจัยหลัก คือ เกิดจากความร้อนในช่วงกลางวันที่ทำให้เกิดการระเหยในอัตราที่สูงกว่าการไหลเข้ามาทดแทนของน้ำส่วนที่อยู่รอบ ๆ จึงทำให้ระดับน้ำใต้ดินลดลง ส่วนในเวลากลางคืนที่รูปากใบของพืชปิดลง อัตราการระเหยจะลดลงมาก น้ำที่อยู่รอบ ๆ ไหลเข้ามาแทนที่น้ำที่ระเหยไป ทำให้ระดับน้ำใต้ดินเกิดการคืนตัว ผลกระทบกรณีระยะสั้นพบว่าการเปลี่ยนแปลงไม่ชัดเจน แต่ถ้าพิจารณาในระยะยาว เช่นระยะประมาณ 2 สัปดาห์ ดังในรูป 2.5 จะเห็นว่าการลดลงของระดับน้ำใต้ดินมีลักษณะเป็นแบบยกกำลัง



รูป 2.5 การเปลี่ยนแปลงระดับของน้ำใต้ดินในระดับตื้นเนื่องจากการระเหยสู่บรรยากาศ (ที่มา Ward and Robinson, 1990)

ข. การไหลออกสู่ทางน้ำเปิดหรืออ่างเก็บน้ำ ได้กล่าวไว้แล้วในกรณีที่ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

ค. การไหลรั่วออกจากชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ติดกัน ได้กล่าวไว้แล้วในกรณีที่ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

ง. ในเขตเมืองการสูบน้ำใต้ดินขึ้นมาใช้โดยมนุษย์เป็นส่วนที่สำคัญมาก เพราะมีการสูบน้ำใต้ดินขึ้นมาใช้เพื่อกิจกรรมต่าง ๆ มากมาย คือ

- การอุปโภคบริโภคในแต่ละครัวเรือนซึ่งระบบประปาบริการให้ไม่ทั่วถึง หรือใช้ควบคู่กันทั้ง 2 ระบบ

- การผลิตประปา บางชุมชนที่การระบบบริการประปาไม่สามารถให้บริการได้ จึงต้องมีการผลิตน้ำประปาเองโดยอาศัยแหล่งน้ำใต้ดิน เช่น ระบบประปาหมู่บ้าน เป็นต้น
- การใช้น้ำในโรงงานอุตสาหกรรม
- การใช้งานในกิจการโรงแรม
- การเกษตรกรรม พื้นที่กสิกรรมที่ไม่สามารถใช้น้ำจากระบบชลประทานได้

2.3 สมการการไหลของน้ำใต้ดิน

การวิเคราะห์เชิงตัวเลขถูกนำมาใช้ในการแก้ปัญหาการจำลองแบบน้ำใต้ดิน โดยใช้สมการหลัก 2 สมการ คือ กฎทรงมวล และสมการของดาร์ซี เพื่อประยุกต์ให้ได้สมการการไหลทั่วไปของน้ำใต้ดินที่มีความหนาแน่นคงที่ ผ่านตัวกลางที่ไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (heterogeneous) และมีคุณสมบัติทางชลศาสตร์เปลี่ยนแปลงตามทิศทาง (anisotropic) ภายใต้สภาวะไม่คงที่ คือ

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s \frac{\partial h}{\partial t}-R \qquad (2)$$

เมื่อ

K_x, K_y, K_z เป็นค่า ความนำทางชลศาสตร์ (Hydraulic Conductivity) ตามแนวแกน x,y,z

h เป็นค่า แรงดันน้ำใต้ดิน (Potentiometric Head) (L)

S_s เป็นค่า สัมประสิทธิ์การเก็บกัก (Specific Storage) (L^{-1})

t เป็นค่า เวลา

และ R เป็นค่า ปริมาตรน้ำเข้า/ออก ต่อหน่วยปริมาตรของชั้นหินอุ้มน้ำ ต่อหน่วยเวลาที่จุดเติมน้ำ/สูบน้ำ (T^{-1}) (กรณี จำลองการไหลออก $R=-W$)

การพิสูจน์สมการการไหลผ่านตัวกลางพรุนอ้างอิง [Representation Elementary Volume (REV)] ของตัวกลางพรุน ดังรูป 2.6 ซึ่งต้องมีสมบัติดังนี้ คือ มีขนาดใหญ่พอที่จะบรรจุคุณสมบัติของตัวกลางพรุนนั้นได้ และจะต้องเล็กพอที่ทำให้การเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำภายในมีค่าน้อยมาก ๆ โดยปริมาตรของ REV ที่มีลักษณะเป็นรูปลูกบาศก์มีค่าเท่ากับ $\Delta x \Delta y \Delta z$

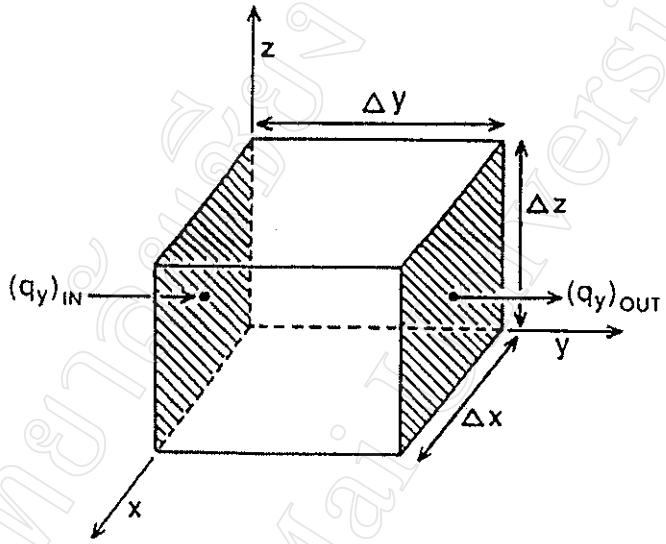
การไหลผ่าน REV กำหนดให้เป็นเทอมของ อัตราการไหล (q) เมื่อ $\vec{q}$ คือ เวคเตอร์ซึ่งมีขนาดที่สามารถแสดงในรูปแบบ 3 มิติทั่วไป คือ

$$\vec{q}=q_x \vec{i}_x + q_y \vec{i}_y + q_z \vec{i}_z \qquad (3)$$

เมื่อ $\vec{i}_x, \vec{i}_y, \vec{i}_z$ คือ ยูนิตเวคเตอร์ในแนวแกน x,y,z

จากกฎทรงมวลของการไหลผ่านตัวกลางพรุน

Outflow - Inflow = Change in storage (4)



รูป 2.6 Representation Elementary Volume (REV) ใช้พิสูจน์สมการ(2)
(ที่มา Anderson and Woessner, 1992)

พิจารณาการไหลในแนวแกน y ของ REV ดังแสดงในรูป 2.6 การไหลเข้าสู่ REV ผ่านผนังด้าน $\Delta x\Delta z$ มีค่าเท่ากับ $[q_y]_{in}$ และการไหลออก $[q_y]_{out}$ ถ้าเอาค่าการไหลออกลบการไหลเข้าในแนวแกน y จะได้

$$\{[q_y]_{out} - [q_y]_{in}\}\Delta x\Delta z \tag{5}$$

เขียนใหม่ได้เป็น

$$\frac{[q_y]_{out} - [q_y]_{in}}{\Delta y}(\Delta x\Delta y\Delta z) \tag{6}$$

หรือ กล่าวได้ว่าการเปลี่ยนแปลงอัตราการไหลผ่าน REV ในแนวแกน y คือ

$$\frac{\partial q_y}{\partial y}(\Delta x \Delta y \Delta z) \tag{7}$$

สำหรับการไหลในแนวแกน x และ z ก็เช่นกัน ดังนั้นสามารถเขียนสมการผลรวมของการเปลี่ยนแปลงอัตราการไหลว่าเท่ากับ การเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกัก คือ

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x}+\frac{\partial q_y}{\partial y}+\frac{\partial q_z}{\partial z}\right)\Delta x \Delta y \Delta z = \text{Change in storage} \tag{8}$$

ในความเป็นจริงจะต้องมีจุดสูญเสียหรือจุดเติมน้ำ (Sink/Source) ใน REV ดังนั้นจะต้องมีพจน์ของ Volumetric inflow rate คือ $R\,\Delta x \Delta y \Delta z$ เมื่อกำหนดให้ R คือ ค่า Source of water ซึ่งจะเพิ่มเข้าทางด้านซ้ายของสมการ (8) { ค่าลบหน้า R แสดงดังสมการ(4)} ผล คือ

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x}+\frac{\partial q_y}{\partial y}+\frac{\partial q_z}{\partial z}-R\right)\Delta x \Delta y \Delta z = \text{Change in storage} \tag{9}$$

พิจารณาขวามือของสมการ(9) (Change in storage) ซึ่งสามารถแทนโดยค่า Specific storage (S_s) ซึ่งกำหนดให้เป็นสัดส่วนของปริมาตรของน้ำซึ่งไหลออกจากการเก็บกัก ต่อหน่วยการเปลี่ยนแปลงของแรงดันน้ำ ต่อหน่วยปริมาตรของตัวกลาง

$$S_s = -\frac{\Delta V}{\Delta h \Delta x \Delta y \Delta z} \tag{10}$$

ในการใช้งานโดยทั่วไปค่า ΔV ในสมการ(10) เป็นบวกเสมอ เมื่อค่า Δh เป็นค่าลบ หรือกล่าวได้ว่าปริมาณน้ำที่เก็บกักจะลดลงเมื่อแรงดันน้ำลดลง ค่าของอัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกักใน REV คือ

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \tag{11}$$

รวมสมการ(9) และสมการ(11) แล้วหารตลอดด้วย $\Delta x \Delta y \Delta z$ ได้สมการสุดท้าย คือ

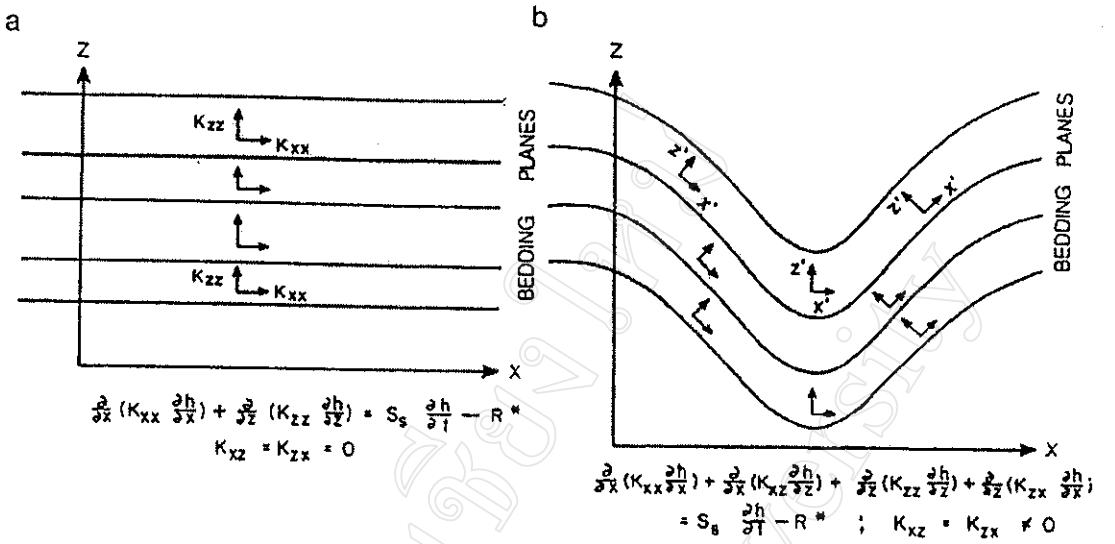
$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} + R \tag{12}$$

สมการที่ได้นี้มีการใช้งานน้อยมากเพราะไม่สามารถวัดค่า q ได้โดยตรง ดังนั้นจะใช้สมการของดาร์ซีช่วยกำหนดความสัมพันธ์ระหว่างค่า q และค่า h ซึ่งค่าแรงดันน้ำสามารถวัดได้โดยตรงโดยสมการของดาร์ซีใน 3 มิติสามารถเขียนได้ดังนี้

$$\begin{aligned} q_x &= -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ q_y &= -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ q_z &= -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \tag{13}$$

แทนค่าสมการ(13)ลงในสมการ(12) จะได้สมการ(2) ซึ่งสมมติให้ K_x, K_y, K_z มีทิศทางในแนวเดียวกันกับแกน x, y, z ดังรูป 2.7(a) แต่ในกรณีที่ตัวกลางไม่ให้ค่าความนำทางชลศาสตร์ในทิศทางตามแกนหลักดังรูป 2.7(b) ดังนั้น Hydraulic conductivity tensor ในสมการหลักจะต้องเปลี่ยนเป็น

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \tag{14}$$



รูป 2.7 Orientation of the coordinate system. (ที่มา Anderson and Woessner, 1992)

(a) กรณี x-z coordinate system วางตัวแนวเดียวกับค่าความนำทางชลศาตร์ แสดงสมการการไหล 2 มิติ ในสภาวะการไหลไม่คงที่

(b) กรณี global coordinate system (x-z) ถูกกำหนด แต่ local coordinates (x'-z') มีหลายทิศทาง แสดงสมการการไหล 2 มิติ ในสภาวะการไหลไม่คงที่

2.4 แบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดินทางคณิตศาสตร์

เป็นการสร้างแบบจำลองของแหล่งน้ำใต้ดินโดยอาศัยสมบัติทางด้านกายภาพ ชลศาสตร์ และเคมีของน้ำ นำมาวิเคราะห์โดยใช้สมการทางคณิตศาสตร์ เพื่อสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน ประกอบกับการนำคอมพิวเตอร์เข้ามาช่วยในการแก้ปัญหาที่ซับซ้อนและมีขนาดใหญ่ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ สามารถแบ่งออกตามสภาพข้อมูลทางชลศาสตร์ได้ เป็น 2 ประเภท คือ

2.4.1 แบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลเป็นกลุ่มก้อน (Lumped parameter models)

เป็นแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลเป็นค่าคงที่ หรือข้อมูลที่มีการแปรเปลี่ยนอย่างมากเพียง 2 ทิศทางเท่านั้น ประกอบด้วยข้อมูลของน้ำที่ไหลเข้าและออกจากแหล่งน้ำใต้ดิน สัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแหล่งน้ำใต้ดินแบบง่าย ๆ สภาพการเปลี่ยนแปลงในระยะเวลาใดเวลาหนึ่ง และค่าสมบัติทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ เช่น ค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์ของการจ่ายน้ำและสัมประสิทธิ์ของการกักเก็บ ด้วยเหตุนี้แบบจำลองชนิดนี้จะใช้ได้ เมื่อชั้นหินอุ้มน้ำมีเนื้อหินสม่ำเสมอ (homogeneous aquifer)

ระดับน้ำใต้ดินสามารถคำนวณได้จากการหาค่าเฉลี่ย สมการหลักของแบบจำลองชนิดนี้ คือ ปริมาณน้ำไหลเข้าลบปริมาณน้ำไหลออก เท่ากับ การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ (Input – Output = Change in storage)

แบบจำลองชนิดนี้มีข้อจำกัดมาก เพราะไม่สามารถใช้จำลองน้ำใต้ดินในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีสมบัติทางชลศาสตร์ที่แตกต่างกันในแต่ละตำแหน่ง (heterogeneous aquifer) ได้

2.4.2 แบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลกระจาย (Distributed parameter models)

เป็นแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลซึ่งแปรเปลี่ยนไปตามกริด (grid) ทุก ๆ ช่องในแบบจำลอง การสร้างแบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลกระจายสามารถใช้ข้อมูลต่าง ๆ ที่มีความสัมพันธ์กัน และขึ้นตรงต่อกันในการคำนวณตามธรรมชาติที่มีความซับซ้อน และใช้กับแบบจำลองที่มีกริดหลาย ๆ ชั้นได้ และยังสามารถใช้วิธีการประมาณการเชิงตัวเลข (numerical approximation methods) เข้ามาช่วยให้มีการแก้ปัญหาได้เร็วขึ้นมาก เนื่องจากสามารถใช้คอมพิวเตอร์ช่วยในการคำนวณได้

<u>วิธีการประมาณการเชิงตัวเลข</u>

แบบจำลองเชิงตัวเลขที่ใช้ในการจำลองการไหลของน้ำใต้ดินนั้น ประกอบด้วยสมการพื้นฐานที่ควบคุมพฤติกรรมการไหลในสภาพทั่วไป (basic governing equation) สภาพขอบเขต (boundary conditions) และสภาพเริ่มแรก (initial conditions) ซึ่งเป็นตัวกำหนดให้สภาพการไหลแตกต่างกันในแต่ละตำแหน่งและเวลา วิธีการเชิงตัวเลข (numerical method) ที่ใช้หาค่าโดยประมาณของตัวแปรที่ไม่ทราบค่าของสมการมีหลายวิธี เช่น Finite differences, Finite elements, Integrated finite differences, Boundary integral equation method และ Analytic element เป็นต้น แต่วิธี Finite difference และ Finite element เป็นวิธีการที่ใช้มานาน และได้รับความนิยมมากกว่าวิธีอื่น ๆ ซึ่งสมการที่ใช้ในการจำลองถูกสร้างขึ้นมาจากการประมาณค่าของสมการอนุพันธ์บางส่วน (partial differential) คือ governing equation, boundary conditions และ initial condition ซึ่งสร้างขึ้นจากสมการทางคณิตศาสตร์ โดยใช้เทคนิคการประมาณค่าแบบ Finite difference หรือ Finite element แล้วจัดให้อยู่ในรูปแบบที่ง่าย และรวดเร็วต่อการใช้งานในคอมพิวเตอร์ โดยสมการทางพีชคณิตจะถูกจัดให้อยู่ในรูปเมตริกซ์ ซึ่งจะมีขั้นตอนในการแก้ปัญหาอยู่ 2 ขั้นตอนคือ (1) ประยุกต์เทคนิควิธี Finite difference หรือ Finite element กับสมการทางคณิตศาสตร์ดั้งเดิม และ (2) ทำการแก้สมการในรูปเมตริกซ์ จะได้คำตอบออกมา ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณ (node) ในแบบจำลองที่คำนวณโดยวิธี Finite difference จะเป็นจุดกึ่งกลางของกริดรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้าหรือ สี่เหลี่ยมจัตุรัส

แต่ในแบบจำลองที่คำนวณโดยวิธี Finite element จุดที่ใช้ในการคำนวณจะเป็นจุดตัดของเส้นจะเป็นจุดตัดของเส้นแบ่งกริดหรือตรงมุมของรูปเหลี่ยมของกริด

สำหรับการเลือกใช้งาน Finite difference และ Finite element นั้นขึ้นอยู่กับปัญหาและตัวผู้เลือกใช้งานเองว่าสะดวกที่จะใช้วิธีไหน วิธี Finite difference เป็นวิธีที่ทำการโปรแกรม และเข้าใจได้ง่ายกว่า การสร้างกริดใช้ข้อมูลน้อยกว่า ส่วนวิธี Finite element จะสามารถกำหนดขนาดของแต่ละ Element และกำหนดขอบเขตได้ง่าย ซึ่งทำให้การทดสอบผลของระยะระหว่างตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณต่อผลลัพธ์ที่ได้ทำได้ง่าย และทำการกำหนดรายละเอียดเช่น fault zone และจำลองจุดให้น้ำ สูบน้ำ จุดรั่วซึม การขึ้นลงของระดับน้ำใต้ดินได้ดีกว่า ดังนั้นวิธี Finite difference จึงเป็นกรณีพิเศษกรณีหนึ่งของวิธี Finite element

สำหรับปัญหาที่ขนาดของกริด หรือระยะห่างของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณนั้นมีขนาดเท่า ๆ กัน การเลือกใช้วิธี Finite difference จะเหมาะสมกว่า อย่างไรก็ตาม ระหว่างทั้ง 2 วิธีนี้ วิธี Finite difference คำนวณค่าของแรงดันน้ำที่ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณเป็นค่าแรงดันเฉลี่ยของทุกเซลล์ที่อยู่รอบตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณนั้น แต่ไม่มีสมมติฐานใดที่บอกถึงรูปแบบของการเพิ่มขึ้น หรือลดลงของแรงดันน้ำจากตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณหนึ่งไปยังอีกตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณหนึ่ง แต่วิธี Finite element จะให้ค่าการเพิ่มขึ้นและลดลงของแรงดันน้ำในแต่ละ element ได้ดีกว่าโดยใช้การคำนวณแบบ Interpolation (basis) Functions

รูปแบบทั่วไปของสมการ Finite difference ของสมการ(2) ซึ่งเขียนในแบบที่ใช้ในการคำนวณสำหรับแต่ละตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณ ดังแสดงในรูป 2.8 (a) สามารถเขียนได้ดังนี้

$$Bh_{i-1,j,k} + Ch_{i,j+1,k} + Dh_{i+1,j,k} + Eh_{i,j-1,k} + Fh_{i,j,k+1} + Gh_{i,j,k-1} + Hh_{i,j,k} = RSH_{i,j,k} \qquad (15)$$

เมื่อ $h_{i,j,k}$ คือ สมการสำหรับแรงดันน้ำที่จุดคำนวณ i, j, k และ ที่แต่ละตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณรอบ ๆ ทั้ง 6 ตำแหน่ง

B,C,D,E,F,G คือ ฟังก์ชันของค่าความนำทางชลศาสตร์ระหว่างจุดคำนวณ

H คือ ฟังก์ชันของค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ

และ $RSH_{i,j,k}$ คือ เทอมของค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ และการเพิ่มเติมน้ำใต้ดิน

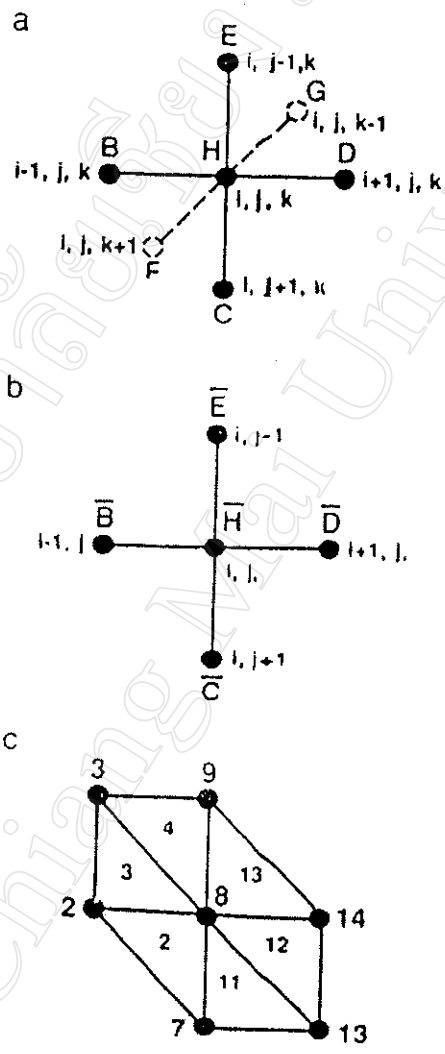
สมการ(15)เป็นสมการที่ใช้ในโปรแกรมจำลองการไหล A Modular Three-Dimension Finite-Difference Groundwater Flow Model (MODFLOW) ซึ่งพัฒนาโดย M.G.McDonald และ A.W. Herbaugh ในปี ค.ศ. 1988 สามารถเขียนในรูปเมตริกซ์ได้ดังนี้

$$[A]\{h\} = \{f\} \tag{16}$$

เมื่อ $[A]$ คือ Coefficient matrix

$\{h\}$ คือ Array of unknown heads และ

และ $\{f\}$ คือ Array of terms on the right-hand side (RHS)



รูป 2.8 Computational molecules. (ที่มา Anderson and Woessner, 1992)

(a) Three-dimensional finite difference molecule.

(b) Two- dimensional finite difference molecule.

(c) Patch of six finite elements around node 8.The patch is taken from the two-dimensional finite element grid.

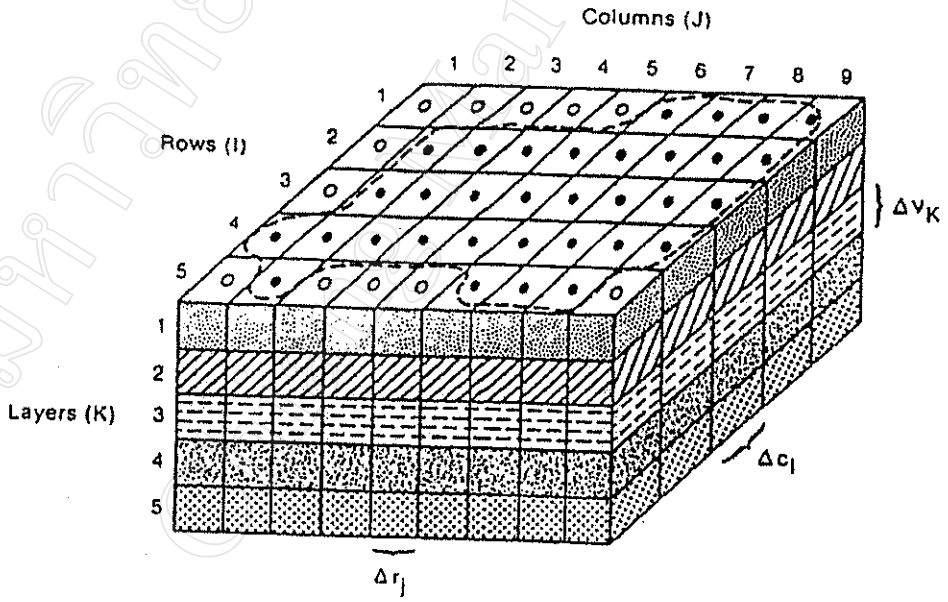
มหาวิทยาลัยเชียงใหม่ Chiang Mai University

ในการศึกษาครั้งนี้แบบจำลองที่ใช้มีการแก้ปัญหาโดยวิธี Finite difference โดยใช้ กริดสี่เหลี่ยมในการแบ่งพื้นที่ศึกษา โดยแบ่งเป็นแถว (rows) สดมภ์ (columns) และชั้น (layers) จัดเป็นเซลล์รูปลูกบาศก์ โดยสมมุติว่าเป็นเนื้อเดียวกันหมดทั้งเซลล์ ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งแถวถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ Δr_j สำหรับสดมภ์ที่ j^{th} ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งสดมภ์ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ Δc_i สำหรับแถวที่ i^{th} และความหนาของชั้นหินอุ้มน้ำในแนวดิ่ง ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ Δv_k สำหรับชั้นที่ k^{th} ดังแสดงในรูป 2.9

ลักษณะรูปร่างของเซลล์แต่ละเซลล์ จะประกอบขึ้นด้วยความสัมพันธ์ของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณในแต่ละตำแหน่ง โดยแบ่งเป็น 2 แบบ คือ แบบ Block-centered และแบบ Mesh-centered โดยทั้ง 2 แบบ มีการแบ่งชั้นหินอุ้มน้ำด้วยเส้นกริดคู่ขนานที่ตั้งฉากกัน

แบบ Block-centered เซลล์ถูกกำหนดโดยเส้นกริดที่ตัดกันเป็นเซลล์ ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณอยู่ที่จุดศูนย์กลางของเซลล์ ดังแสดงในรูป 2.10

แบบ Mesh-centered ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณอยู่ที่จุดตัดของเส้นกริด ขอบเขตของเซลล์คือ หน้าตัดครึ่งหนึ่งของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณที่อยู่โดยรอบ ดังแสดงในรูป 2.10



---- ขอบเขตของชั้นให้น้ำ ● Active Cell ○ Inactive Cell

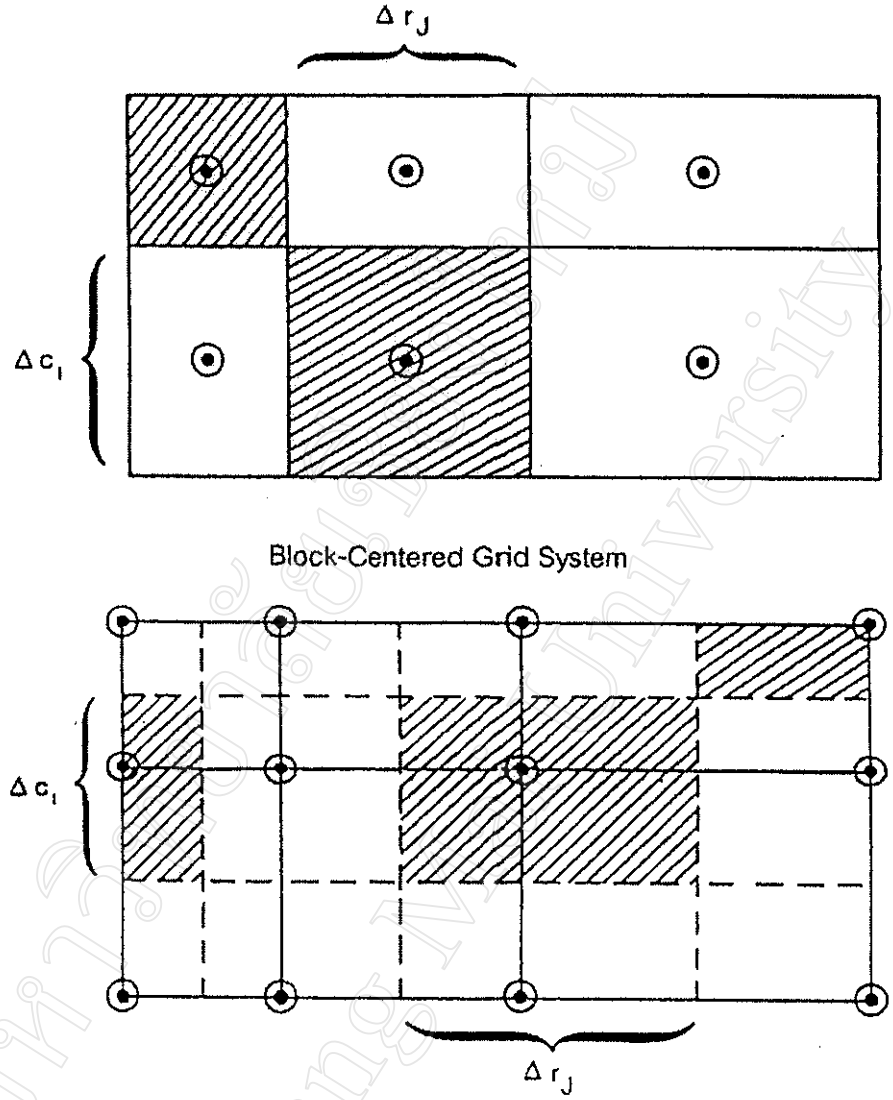
Δr_j Dimension of Cell Along the Row Direction. Subscript (j) Indicates the Number of the Column.

Δc_i Dimension of Cell Along the Column Direction. Subscript (i) Indicates the Number of the Row.

Δv_k Dimension of Cell Along the Vertical Direction. Subscript (k) Indicates the Number of the Layer.

รูป 2.9 การกำหนดขอบเขตของชั้นหินอุ้มน้ำในรูปของ แถว สดมภ์ และชั้น

(ที่มา Mahadeva, 1991)



รูป 2.10 การกำหนดรูปแบบของเซลล์ (ที่มา Mahadeva, 1991)

2.5 ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน

การสร้างแบบจำลองเพื่อวิเคราะห์ข้อมูลสนาม และระบบอุทกวิทยา เพื่อตรวจสอบทิศทางการไหลของน้ำใต้ดิน เป็นการประมวลผลที่เร็ว และได้ผลดีที่สุด ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับปริมาณ และความถูกต้องของข้อมูลภาคสนามที่ใช้ในการปรับแก้แบบจำลอง ขั้นตอนการทำงานมี 10 ขั้นตอนใหญ่ ๆ(ดูรูป 2.11) คือ

2.5.1 กำหนดวัตถุประสงค์ของแบบจำลอง (Define purpose)

การกำหนดวัตถุประสงค์ของแบบจำลองจะต่างกันไป เช่น เพื่อใช้แบบจำลองในการวางแผนงาน หรือ คำนวณทิศทางการไหล ปริมาณการไหล หรือออกแบบผลกระทบ ดังนั้นขั้นตอนของการจำลองไม่จำเป็นต้องครบวงจรทั้งหมด ขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของงานเป็นหลัก

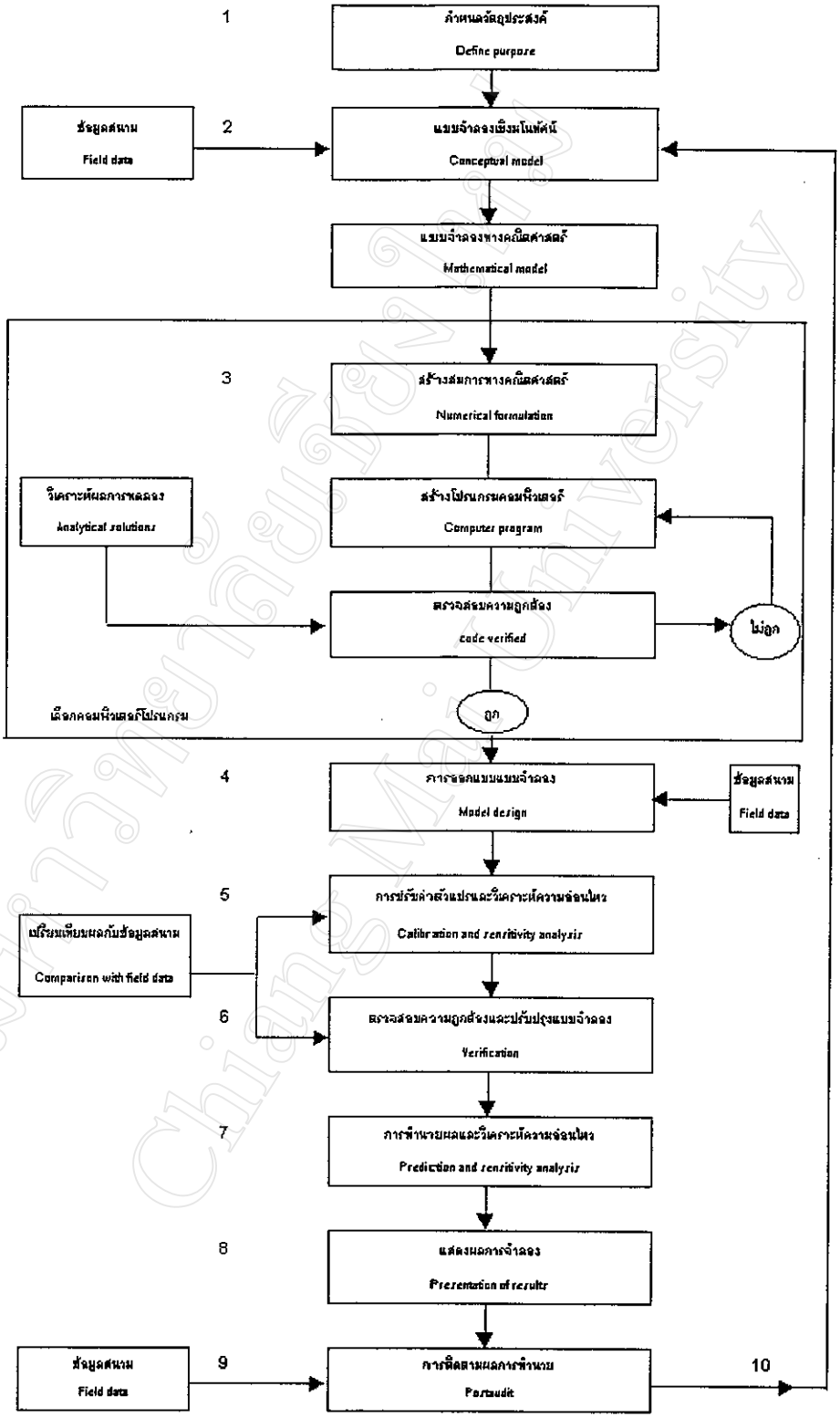
2.5.2 สร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ (Conceptual model)

การสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ เป็นการรวมรวมข้อมูลทางอุทกธรณีวิทยาร่วมกับข้อมูลด้านสิ่งแวดล้อมอื่น ๆ ได้แก่ ข้อมูลชั้นหินอุ้มน้ำ คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ ระดับน้ำใต้ดิน ข้อมูลสภาพภูมิประเทศ ลักษณะภูมิประเทศ การใช้ที่ดิน ข้อมูลอุทกวิทยา เช่น ปริมาณฝน อัตราการคายระเหย และข้อมูลการใช้น้ำใต้ดิน โดยใช้ข้อมูลเหล่านี้สร้างแนวคิดรวบยอดทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาออกมา ในรูปแผนที่ หรือรูปตัดที่แสดงความสัมพันธ์ของข้อมูลเหล่านี้

ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์เป็นขั้นตอนที่ต้องใช้เวลา และงบประมาณค่อนข้างสูง ในทางปฏิบัติจะเริ่มจากการรวบรวมข้อมูลที่มีอยู่ในปัจจุบันหรืองานเก่าที่ได้มีการบันทึก ถ้าข้อมูลไม่เพียงพอต้องวางแผนการสำรวจภาคสนาม และศึกษาเพิ่มเติม

2.5.3 การเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์ (Computer program)

การสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน เริ่มจากการสร้างสมการทางคณิตศาสตร์ สร้างโปรแกรมคอมพิวเตอร์ แล้วทำการตรวจสอบความถูกต้องของโปรแกรมที่สร้างขึ้นกับข้อมูลจริง ในปัจจุบันมีโปรแกรมสำเร็จรูปมากมายที่ได้มีการทดสอบหรือแก้ไขจากการเปรียบเทียบผลการทดลองในห้องปฏิบัติการ และในสนามจนเป็นที่เชื่อถือได้แล้ว ประกอบกับการมีโปรแกรมที่ใช้ป้อนข้อมูล (Pre-processing) และโปรแกรมที่ใช้ในการแสดงผล (Post-processing) ที่สะดวกในการใช้งาน ดังนั้นการเลือกโปรแกรมจึงควรพิจารณาวัตถุประสงค์ของงาน ระดับความน่าเชื่อถือของโปรแกรม ความสะดวกในการใช้งาน และราคาของโปรแกรมเป็นหลัก



รูป 2.11 ขั้นตอนการจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน (ที่มา Anderson and Woessner,1992)

2.5.4 การออกแบบแบบจำลอง (Model design)

เมื่อสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ และเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์แล้ว ข้อมูลสภาพทางกายภาพ และอุทกวิทยา จะถูกแปลงเข้าสู่แบบจำลอง โดยการแบ่งออกเป็นหน่วยเล็ก ๆ ขึ้นอยู่กับวิธีการประมาณค่าเชิงตัวเลขที่เลือกใช้ ว่าเป็นวิธี Finite Difference หรือวิธี Finite Element และเลือกขนาดของขั้นเวลาของการคำนวณ (Time step) และสภาพขอบเขตของแบบจำลอง (Boundary conditions) โดยมีหลักดังนี้

1) ขนาดของกริด (Grid Size) จำนวนชั้น (Layers) ขนาดของกริดในแบบจำลองขึ้นอยู่กับข้อมูลที่มีอยู่ และวัตถุประสงค์ของการจำลองนั้น ๆ เช่น การจำลองเพื่อวางแผนการจัดการน้ำใต้ดินในระดับภูมิภาค พื้นที่ขนาด 500 ตร.กม. อาจเลือกใช้ขนาดของกริดเท่ากับ 1 ตร.กม. ได้เพราะจะให้ผลการคำนวณเชื่อถือได้ในระดับวางแผน แต่ในการจำลองเพื่อคำนวณการไหลระหว่างบ่อน้ำในพื้นที่ที่มีบ่อหนาแน่น ควรใช้ขนาดของกริดเล็กลงเป็น 2-3 ตร.ม. แทนจึงจะได้ผลการจำลองที่นำไปใช้ประโยชน์ได้ โดยที่ความกว้างของกริดที่ติดต่อกันไม่ควรต่างกันเกิน 1.5 เท่าของกริดข้างเคียง เพื่อไม่ให้เกิดผลการคำนวณที่ผิดพลาดมาก (Domenico and Schwartz, 1998) ในกรณีที่ใช้กริดขนาดเล็กเกินความจำเป็นกลับทำให้เกิดผลเสียแทน เพราะการปรับเทียบตัวแปรต่าง ๆ ในแบบจำลอง เวลาที่ใช้ในการคำนวณแต่ละครั้งจะขึ้นอยู่กับจำนวนของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณของแบบจำลองนั่นเอง ดังนั้นจึงควรเลือกใช้กริดที่มีขนาดเหมาะสมกับลักษณะของงาน และสภาพทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ เพื่อความถูกต้องของผลการจำลอง และประหยัดเวลา

2) สภาพขอบเขต (Boundary Conditions) สภาพขอบเขตของแบบจำลอง คือ ขอบเขตที่แบบจำลองได้รับผลกระทบจากสภาพภายนอก ในแต่ละรูปแบบที่แต่ละตำแหน่ง ดังนั้นจึงจำเป็นที่จะต้องกำหนดเงื่อนไขทางคณิตศาสตร์ให้ถูกต้องกับสภาพที่แท้จริง สภาพขอบเขตที่มีการใช้ในแบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน มี 3 แบบใหญ่ ๆ โดยทั้ง 3 แบบนั้นมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา คือ

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 1 หรือ Dirichlet boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีแรงดันของน้ำคงที่ (Prescribed pressure hydraulic head) มักใช้กับ ทะเลสาป แม่น้ำ น้ำพุ บ่อบาดาลที่มีระดับน้ำคงที่ และ พื้นผิวที่น้ำซึม (seepage faces) สภาพขอบเขตแบบที่ 1 เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองมากที่สุด และง่ายในการคำนวณที่สุด

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 2 หรือ Neumann boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีอัตราการไหลคงที่ (Prescribed flux) มักใช้กับ ขอบเขตที่ทึบน้ำ สันปันน้ำใต้ดิน แนวการไหล การซึมผ่านผิวดิน การคายระเหย จุดสูบน้ำ และจุดเติมน้ำ เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองปานกลาง และคำนวณได้ง่ายปานกลาง

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 3 หรือ Cauchy boundary เป็นสภาพขอบเขตแบบกึ่งทึบน้ำ หรือแบบที่อัตราการไหลขึ้นอยู่กับแรงดันของน้ำ (Semi-permeable or Head dependent flux) เหมาะที่จะใช้กับชั้นหินอุ้มน้ำแบบรั่วซึม หรือขอบเขตบริเวณที่ใกล้ลำน้ำที่มีระดับน้ำไม่คงที่ เป็นผลให้เกิดความแตกต่างของแรงดันน้ำ ขอบเขตแบบนี้เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองน้อยที่สุด และคำนวณได้ยากที่สุด

ในกรณีที่แอ่งมีความลึกมาก (มากกว่า 3,000 ม.) การเลือกใช้ขอบเขตที่ฐานล่างของแบบจำลอง จำเป็นต้องเลือกบริเวณที่รู้สภาพการไหล และพิจารณาถึงวัตถุประสงค์ของการจำลอง เช่น กรณีที่เป็นชั้นหินที่มีการซึมผ่านได้ต่ำมาก จากข้อมูลภาคสนามหรือข้อมูลหลุมเจาะ (Lithologic log) หรือจากลักษณะทางโครงสร้างของแอ่ง (Structural characteristics) อาจกำหนดให้เป็นขอบเขตที่ไม่มีการไหลได้ แต่ในกรณีที่ไม่มีชั้นหินที่มีคุณสมบัติข้างต้น Boonstra and deRidder (1981) แนะนำให้ใช้ค่าประมาณจากระยะ 1/4 ถึง 1/8 ของระยะห่างเฉลี่ยของแม่น้ำสายหลักที่ระบายน้ำออกจากพื้นที่แทน

3) ขนาดของขั้นเวลาในการคำนวณ (Time step) ต้องเลือกให้เหมาะสมกับวัตถุประสงค์ของงาน และโปรแกรมที่ใช้ ขนาดของขั้นเวลาที่ใหญ่เกินไปจะทำให้ผลการคำนวณผิดพลาดมาก และขนาดของขั้นเวลาที่เล็กเกินไปจะทำให้เปลืองเวลาที่ใช้ในการคำนวณโดยไม่จำเป็น

de Marsily (1986) กล่าวว่าขนาดของขั้นเวลาที่ใช้ในการคำนวณที่ดีที่สุดคือขนาดของเวลาที่นานที่สุดที่ยอมให้ใช้ในสมการนั้น ๆ บางครั้งเรียกว่า Critical time step (Δt_c) โดยทั่วไปการหาค่าขนาดของขั้นเวลาที่เหมาะสมนี้ จะประมาณได้จากสมการ(17)

$$\Delta t_c = S*a^2/4T \qquad (17)$$

เมื่อ

a คือ ค่าขนาดของกริดเซลล์ ($\Delta x = \Delta y = a$) [L]

S คือ ค่าสัมประสิทธิ์ของการเก็บกัก

และ T คือ ค่าสัมประสิทธิ์การจ่ายน้ำ [L^2T^{-1}]

สมมุติฐานที่ใช้กับสมการ(17) คือ ขนาดของกริดมีด้านทั้งสองเท่ากัน ตัวกลางเป็นวัสดุเนื้อเดียวกัน และมีสมบัติทางชลศาสตร์เหมือนกันทุกทิศทาง

2.5.5 การปรับค่าตัวแปร และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Calibration and Calibration sensitivity analysis)

ในการจำลองแต่ละขั้นตอน ข้อมูลป้อนเข้าอาจยังไม่ถูกต้อง ผลการจำลองที่ได้จึงต้องนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลจากจุดสังเกตุการณ์ในสนามที่ตำแหน่ง และเวลาเดียวกัน เมื่อผลการจำลองไม่ตรงกับค่าจริงในสนามต้องมีการปรับเปลี่ยนค่าตัวแปรที่ไม่ทราบค่าแน่นอน เช่น ค่าความนำทางชลศาสตร์ ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำใต้ดิน และสภาพขอบเขตของแบบจำลองที่เห็นว่าเหมาะสมกว่า เพื่อให้ผลการจำลองที่ได้เปรียบเทียบได้กับข้อมูลในสนาม การปรับแก้ข้อมูลจำเป็นต้องใช้ความเข้าใจระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่อย่างดี และต้องลองผิดลองถูกจนกระทั่งทราบขอบเขตและช่วงค่าของตัวแปรต่าง ๆ และหากผลการจำลองมีความแตกต่างจากของข้อมูลสนามมาก อาจจะต้องตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลสนามอีกครั้ง หลังจากนั้นจึงเริ่มการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรที่มีความไม่แน่นอน เช่น ค่าความนำทางชลศาสตร์ ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำใต้ดิน และสัมประสิทธิ์การกักเก็บของชั้นหินอุ้มน้ำ เป็นต้น

2.5.6 การตรวจสอบความถูกต้อง และปรับปรุงแบบจำลอง (Model Verification)

เมื่อทำการปรับค่าตัวแปรแล้ว อาจมีการตรวจสอบแบบจำลองเพิ่มเติม เพื่อตรวจสอบว่าแบบจำลองนั้นสามารถเป็นตัวแทนของระบบอุทกธรณีวิทยาได้อย่างถูกต้อง โดยการใช้แบบจำลองที่ได้จำลองผลการตอบสนองของตัวแปรทางอุทกธรณีวิทยาที่ปรับแก้แล้ว เปรียบเทียบกับผลการจำลองของข้อมูลสนามชุดใหม่ ถ้าผลการจำลองมีความผิดพลาดไม่แตกต่างจากผลการจำลองในครั้งแรกมาก ไม่จำเป็นต้องปรับแก้ตัวแปรอีก และนำไปใช้คาดคะเนผลได้

2.5.7 การทำนายผล และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Prediction and Predictive sensitivity analysis)

การทำนายผล หรือคาดคะเนผลการคำนวณระดับน้ำ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวแปรที่อาจเกิดจากเหตุการณ์ต่าง ๆ ที่จะเกิดขึ้นในอนาคต เช่นมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเพิ่มเติมน้ำ หรือการสูบน้ำ และถ้ามีการวางแผนการใช้ข้อมูลในอนาคตร่วมกับการทำนายผล และการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปร การเปลี่ยนแปลงของตัวแปรบางตัวจะทำให้ผลการจำลองเปลี่ยนไปมาก และความอ่อนไหวของตัวแปรของแบบจำลองเป็นสมบัติเฉพาะของระบบนั้น ๆ ดั้งนั้นการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรทำให้ทราบถึงช่วงของค่าตัวแปรที่เป็นไปได้ และเตรียมการเฝ้าระวังข้อมูลในการศึกษา และวิเคราะห์ในระยะยาว (monitoring program)

2.5.8 แสดงผลการจำลอง (Presentation of modeling design and result)

การแสดงผลการจำลอง เพื่อสื่อให้เห็นแบบจำลองที่สร้างขึ้น ที่มาของข้อมูล การวิเคราะห์ข้อมูล การออกแบบ การปรับแก้ค่าตัวแปร การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปร ผลการคำนวณเชิงตัวเลข เชิงแผนที่ ระดับความถูกต้องของผลการจำลอง ข้อจำกัดข้อเสนอแนะ และผลสรุปตามวัตถุประสงค์ของการจำลองต้องชัดเจน และ เข้าใจง่าย

2.5.9 การติดตามผลการทำนาย (Postaudit)

การติดตามผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาว ซึ่งควรมีตลอดช่วงเวลาของการทำนายของแบบจำลอง โดยการเก็บข้อมูลสนามเพิ่มเติม เพื่อใช้ตรวจสอบความถูกต้องของผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาว

2.5.10 การจำลองใหม่ (Model redesign)

อาจเกิดขึ้นหลังการติดตามผลการจำลองแล้วมีความเข้าใจในระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษามากขึ้น และพบว่าควรมีการเปลี่ยนแปลงแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ เงื่อนไขที่ขอบเขต หรือควรมีการเปลี่ยนแปลงค่าของตัวแปรที่ใช้ในแบบจำลอง

2.6 แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษา

การศึกษาครั้งนี้ได้เลือกใช้แบบจำลอง Visual MODFLOW 2.8.1 ซึ่งเป็นโปรแกรมสำเร็จรูปใช้ในการเตรียมข้อมูลก่อนการคำนวณ และแสดงผลการคำนวณ โดยมีแบบจำลอง MODFLOW เป็นแบบจำลองที่ใช้ในการคำนวณการไหลของน้ำใต้ดิน

แบบจำลอง Visual MODFLOW เป็นแบบจำลองที่ได้รับการพัฒนาขึ้นเพื่อช่วยในการจัดเตรียมข้อมูลก่อนการคำนวณและแสดงผลหลังจากการคำนวณของการจำลองน้ำใต้ดิน เป็นผลงานของ Waterloo Hydrogeologic Inc. ของมหาวิทยาลัย Waterloo ประเทศแคนนาดา คุณประโยชน์ที่สำคัญ คือ สามารถใช้งานในแต่ละขั้นตอนของการจำลองการไหลของน้ำใต้ดินได้อย่างครบถ้วนตั้งแต่การกำหนดลักษณะพื้นที่ การแบ่งพื้นที่ การปรับปรุงแบบจำลอง การแสดงผลคำนวณ การปรับเทียบแบบจำลอง การแสดงภาพในมุมมองต่าง ๆ และสามารถใช้งานร่วมกับแบบจำลอง 2 มิติและ 3 มิติ เช่น MODFLOW, MODPATH และ MT3D เป็นต้น ได้โดยใช้คำสั่งจาก Visual MODFLOW โดยตรง การส่งออก และนำเข้าข้อมูลจากข้อมูล GIS (Geographic Information System) ได้ โดยที่หน้าจอของแบบจำลองได้รับการออกแบบเช่นเดียวกับหน้าจอ Window ทำให้สะดวกต่อการใช้งาน

แบบจำลอง MODFLOW พัฒนาโดย U.S. Geological Survey, McDonald and Herbaugh (1988) เป็นแบบจำลองที่ใช้หลักทฤษฎีทาง Finite Difference แบ่งกริดแบบ Block-centered ซึ่งมีการใช้งานแพร่หลายมาก สมการพื้นฐานที่ใช้ในการคำนวณ เป็นสมการของดาร์ซีและกฎทรงมวล แบบจำลองประกอบด้วย 10 Package คือ

- Basic Package (BAS) กำหนดจำนวนชั้นและ แถวของชั้นหินอุ้มน้ำ ค่าระดับน้ำเริ่มต้น ช่วงเวลาคำนวณ ขนาดช่วงเวลาที่ใช้การคำนวณ การกำหนดข้อมูลที่ขอบเขต ฯลฯ
- Block Centered Flow Package (BCF) กำหนดสภาพของการจำลอง ชนิดของชั้นหินอุ้มน้ำ ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ ค่าความนำทางชลศาสตร์ ฯลฯ
- Well Package (WEL) กำหนดบ่อบาดาล อัตราการสูบ ตำแหน่งบ่อบาดาล ฯลฯ
- Recharge Package (RCH) กำหนดพื้นที่เพิ่มเติมน้ำ อัตราการเพิ่มเติมน้ำฯลฯ
- River Package (RIV) กำหนดระดับน้ำ ระดับท้องน้ำ ความนำของตะกอนท้องน้ำฯลฯ
- General Head Boundary Package (GHB) กำหนดขอบเขตที่อัตราการไหล ถูกกำหนดโดยระดับน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำต่าง
- Solver Package กำหนดวิธีการคำนวณ จำนวนการคำนวณซ้ำในการคำนวณแต่ละช่วงเวลา ค่าความละเอียดในการคำนวณ ฯลฯ
- Drain Package (DRN) กำหนดขอบเขตการระบายน้ำ
- Evapotranspiration Package (EVT) กำหนดพื้นที่ อัตรา และความลึกที่มีการคายระเหย
- Output Control (OUT) กำหนดรูปแบบการแสดงผลการจำลองที่ต้องการ

การใช้แบบจำลองไม่จำเป็นต้องใช้ทั้งหมดทุก Package การคำนวณโดยใช้แบบจำลอง MODFLOW นี้ต้องมีข้อมูลทางด้านอุทกธรณีวิทยา อุทกวิทยา และชลศาสตร์มาช่วยกำหนดเงื่อนไขของชั้นหินอุ้มน้ำที่พิจารณา ผลลัพธ์ที่ได้จะเป็นค่าความเร็ว และแรงดันน้ำในตำแหน่ง และเวลาที่คำนวณ

ในการประยุกต์แบบจำลอง Visual MODFLOW เพื่อจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน มีขั้นตอนการเตรียมข้อมูล และจำลอง 5 ขั้นตอนหลัก คือ

- เตรียมข้อมูล
- ป้อนข้อมูล (Visual MODFLOW)
- แปลงข้อมูล และจำลองทางคณิตศาสตร์ (MODFLOW)
- แสดงผลการจำลอง (Visual MODFLOW)

- ปรับเทียบค่าคงที่ และวิเคราะห์ความอ่อนไหว

การจำลองสามารถดำเนินการภายใต้แบบจำลอง Visual MODFLOW ได้ตลอด เพราะข้อมูลสามารถเชื่อมโยงกับแบบจำลอง MODFLOW (หรือโปรแกรมอื่น)ได้ทันที

ขั้นตอนการแสดงผลการคำนวณได้นั้น แบบจำลอง Visual MODFLOW สามารถดึงข้อมูลที่คำนวณได้โดยแบบจำลอง MODFLOW แสดงในรูปแผนที่เส้นแรงดันน้ำเท่า ระดับน้ำในแนวตัดขวาง รวมทั้งสถิติจากความคลาดเคลื่อนของการจำลอง และการเปรียบเทียบผลการจำลองกับค่าจริงในสนามในรูปกราฟตามแกนเวลาได้

มหาวิทยาลัยเชียงใหม่ Chiang Mai University