บทที่ 3
หลักการ และทฤษฎีที่ใช้ในการวิจัย

3.1 การไหลของน้ำบาดาล

ในธรรมชาตินำ้บาดาลจะมีการเคลื่อนที่ หรือไหลไปตามช่องว่างของหินที่น้ำถูกกักเก็บสะสมตัวอยู่ การไหลของน้ำบาดาลเป็นการไหลผ่านตัวกลางที่มีรูพรุน (Porous media) ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อการไหลของน้ำบาดาลได้แก่ แรงโน้มถ่วงของโลก (Gravity) ความดันบรรยากาศ และความดันที่เกิดจากน้ำหนักของน้ำที่วางกดทับ รวมถึงแรงต้านที่เกิดจากแรงดึงดูดระหว่างโมเลกุล (Molecular attraction) ระหว่างผิวของเม็ดตะกอน

น้ำใต้ดินถูกกักเก็บไว้ในรูพรุน และรอยแตกของหิน ดังนั้นชั้นหินอุ้มน้ำจะต้องมีความพรุนพอ โดยเฉพาะในส่วนของน้ำใต้ดินจะอิ่มตัวในชั้นหินอุ้มน้ำ ส่วนน้ำในดินจะอยู่ในโซนที่ไม่อิ่มตัว

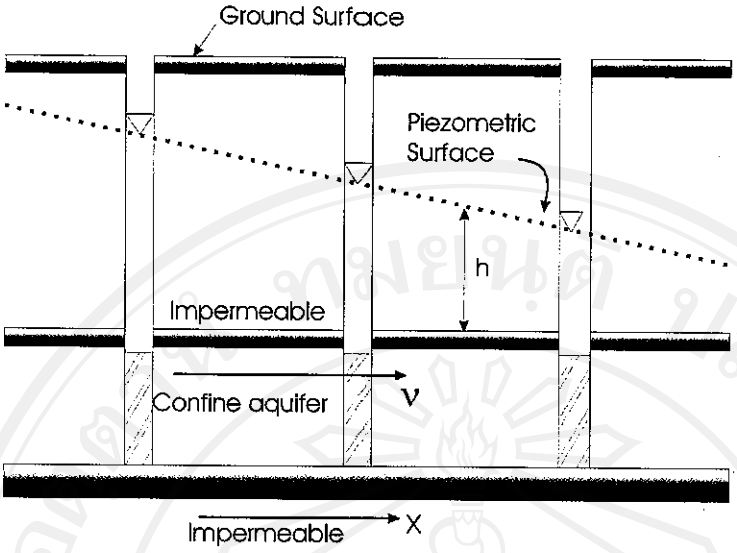
3.2 การไหลแบบคงที่ทิศทางเดียว (Steady unidirectional flow)

TODD (1980) กล่าวว่า การไหลคงตัว (Steady flow) หมายถึง การไหลของน้ำใต้ดินในสภาพต่างๆ คงที่ไม่เปลี่ยนแปลงไปตามเวลา ลักษณะการไหลของน้ำใต้ดินมีความแตกต่างไป ในกรณีของการไหลในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีแรงดัน และชั้นหินอุ้มน้ำที่ไร้แรงดัน พิจารณาการไหลแต่ละชนิดแยกออกจากกันดังนี้

- การไหลคงตัวในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีแรงดัน (Steady flow in a confined aquifer) พิจารณาการไหลแบบคงที่ในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีแรงดัน แสดงในรูปที่ 3.1 ถ้าให้น้ำใต้ดินไหลด้วยความเร็ว v ไปตามทิศทาง x ในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีแรงดันที่มีความหนาสม่ำเสมอ ดังนั้น จากกฎของดาร์ซี สามารถคำนวณปริมาณการไหลของน้ำผ่านหนึ่งหน่วยความกว้าง ของชั้นหินอุ้มน้ำได้ ดังนี้

$$h = \frac{-vx}{k}$$

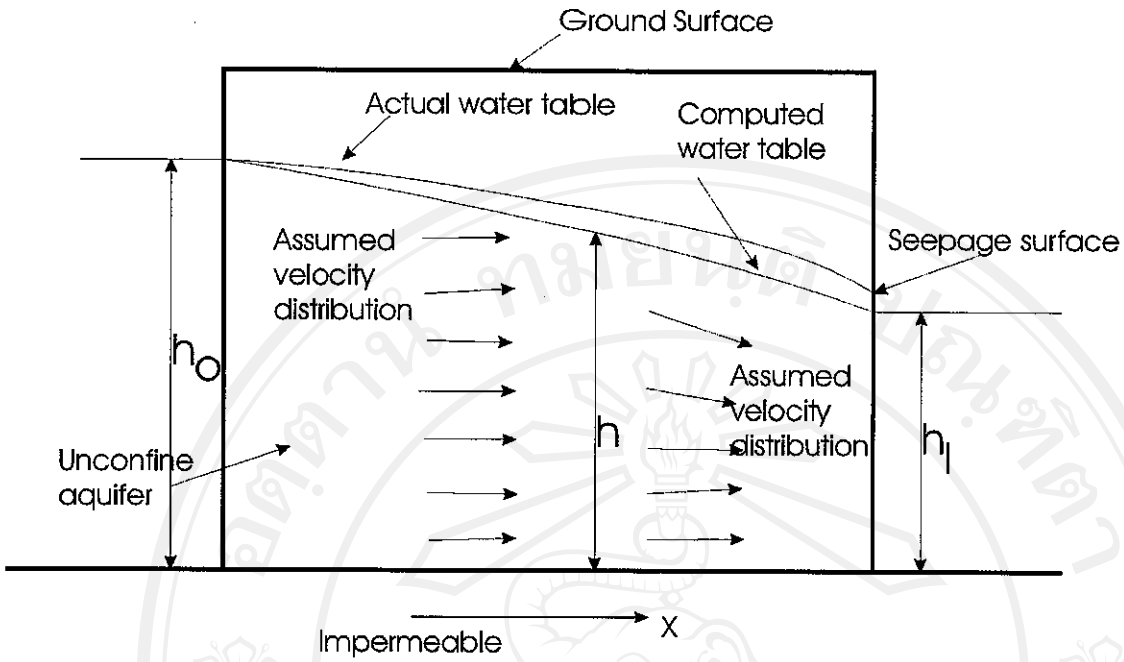
ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved



รูป 3. 1 การไหลคงตัวทิศทางเดียวในชั้นอุ้มน้ำใต้ดินปิด

❖ การไหลแบบคงที่ในชั้นหินอุ้มน้ำเปิด (Steady flow in an unconfined aquifer) ในกรณีนี้ความสูงของน้ำใต้ดินที่แตกต่างกัน ณ ตำแหน่งต่างๆส่งผลให้การไหลของน้ำใต้ดินยุ่งยากมากขึ้น ถ้าพิจารณาในรูปที่ 3.2 น้ำใต้ดินจะไหลได้ก็ต่อเมื่อมีลาดชลศาสตร์เกิดขึ้น ระดับความสูงของน้ำใต้ดินที่ตำแหน่ง h1 และ ho จะแตกต่างกันซึ่งจะส่งผลให้ส่วนที่อิ่มตัวด้วยน้ำหรือความหนาของส่วนที่น้ำไหลแตกต่างกันถ้าไม่มีปริมาณน้ำไหลเข้ามาเพิ่มเติม (Recharge) ในระบบแล้ว ปริมาณน้ำที่ไหลผ่านจากด้านซ้ายมือจะต้องเท่ากับปริมาณน้ำที่ไหลผ่านทางขวามือ ในขณะที่พื้นที่ทางด้านขวามือจะน้อยกว่าทางด้านซ้ายมือ ซึ่งจากกฎของดาร์ซี นั่นหมายถึงว่าลาดชลศาสตร์ (Hydraulic gradient) ทางด้านขวามือจะต้องมากกว่าทางด้านซ้ายมือ ถึงจะส่งผลให้ปริมาณของน้ำที่เท่ากันทั้งสองด้านได้ แสดงว่าในกรณีการไหลแบบคงที่ในชั้นหินอุ้มน้ำไม่มีแรงดัน ลาดชลศาสตร์จะไม่คงที่ โดยจะเพิ่มมากขึ้นไปตามทิศทางการไหลของน้ำซึ่งจะไม่เหมือนในกรณีของชั้นหินอุ้มน้ำมีแรงดันที่ลาดชลศาสตร์จะคงที่

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved



รูป 3. 2 การไหลคงตัวทิศทางเดียวในชั้นอุ้มน้ำใต้ดินเปิด

Freeze and Cherry (1979) ได้จำแนกพื้นที่รับน้ำ และพื้นที่สูญเสียน้ำ โดยอาศัยหลักดังนี้ คือ

- ❖ ลักษณะภูมิประเทศ ซึ่งส่วนใหญ่ บริเวณที่เป็นที่สูงจะเป็นพื้นที่รับน้ำ และบริเวณที่ลุ่มจะเป็นพื้นที่สูญเสียน้ำ
- ❖ ลักษณะของเส้นชั้นความสูงของระดับน้ำ โดยน้ำใต้ดินจะไหลจากบริเวณที่มีแรงดันของน้ำสูงกว่าไปยังบริเวณที่มีแรงดันของน้ำต่ำกว่า
- ❖ คุณภาพของชั้นน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ

Toth (1963) ได้เสนอรูปแบบการไหลของน้ำใต้ดินในภาพกว้างๆเป็น 3 แบบ ดังนี้

- ❖ ระบบการไหลเฉพาะแห่ง (local groundwater flow system) เป็นการไหลของน้ำในระดับตื้นมีการเปลี่ยนแปลงทิศทาง และอัตราการไหลที่ไม่แน่นอน เนื่องจากได้รับผลกระทบจากการซึมลงของน้ำผิวดิน มีการคายระเหยที่สูงกว่าน้ำที่อยู่ที่ระดับลึกกว่า ระยะทางและระยะเวลาการไหลจะสั้น คุณภาพของน้ำมีความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม (Total Dissolved Solids, TDS) HCO3, Ca และ Mg ต่ำมีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแนวดิ่งค่อนข้างสูง

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

- ❖ ระบบการไหลขนาดกลาง (Intermediate groundwater flow system) เป็นการไหลของน้ำในบริเวณที่กว้างขึ้น มีความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม (Total Dissolved Solids, TDS) มีปริมาณเพิ่มมากขึ้นในส่วนของ SO4 และ Cl มีการเปลี่ยนแปลงเพิ่มขึ้นบ้างเล็กน้อย ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลไม่มากนัก
- ❖ ระบบการไหลบริเวณกว้าง (regional groundwater flow system) เป็นระบบการไหลของน้ำที่กว้างและส่วนใหญ่อยู่ค่อนข้างลึก อัตราการไหลของน้ำใต้ดินจะช้ามาก อุณหภูมิของน้ำค่อนข้างสูง ความเข้มข้นของสารละลายมวลรวม(Total Dissolved Solids, TDS), SO4 และ Cl จะมีปริมาณเพิ่มมากขึ้นในขณะที่ค่า HCO3 มีปริมาณลดลง

ระบบการไหลของน้ำใต้ดินในแอ่งน้ำใต้ดินประกอบด้วยพื้นที่ 3 ส่วน คือ

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

มีบางบริเวณที่น้ำใต้ดินไม่มีการไหลหรือไหลช้ามาก ซึ่งเป็นบริเวณที่เหมาะสมในการกักเก็บสารพิษไม่ให้เข้ามาปนเปื้อนกับสิ่งแวดล้อมทั้งใต้ดินและผิวดิน ซึ่งระบบการไหลของน้ำบาดาลมีความสัมพันธ์กับพื้นที่รับน้ำ และพื้นที่สูญเสียน้ำ

3.3 สมการการไหลของน้ำใต้ดิน

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

$$\frac{\partial}{\partial_x}(K_x\frac{\partial_h}{\partial_x})+\frac{\partial}{\partial_y}(K_y\frac{\partial_h}{\partial_y})+\frac{\partial}{\partial_z}(K_z\frac{\partial_h}{\partial_z})=S_s\frac{\partial_h}{\partial_t}-R \qquad (1)$$

เมื่อ

Kx, Ky, Kz เป็นค่า ความนำทางชลศาสตร์ (hydraulic conductivity) ตามแนวแกน x,y, z

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

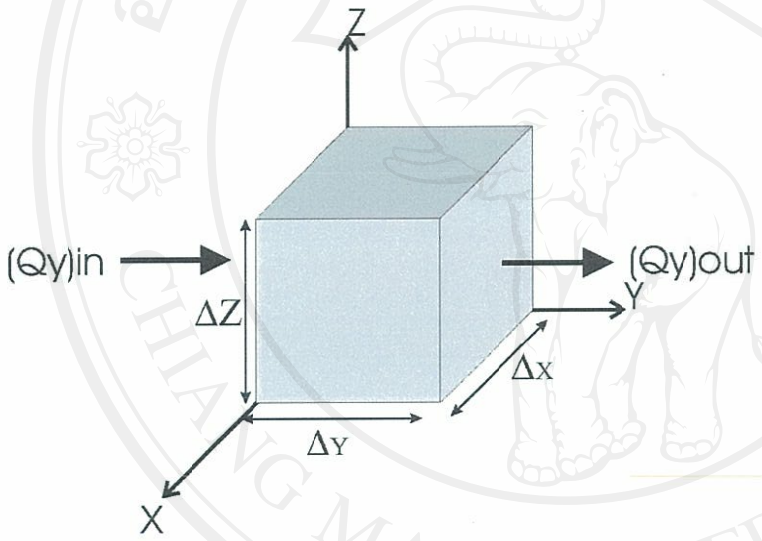
h เป็นค่า แรงดันน้ำใต้ดิน (potentiometric head,L)

Ss เป็นค่า สัมประสิทธิ์การกักเก็บ (specific storage, L-1)

t เป็นค่า เวลา

R เป็นค่า ปริมาตรน้ำเข้า/ออก ต่อหน่วยปริมาตรของชั้นหินอุ้มน้ำ ต่อหน่วยเวลาที่จุดเติมน้ำ/สูบน้ำ (T-1)

การพิสูจน์สมการการไหลผ่านตัวกลางพรุนอ้างอิง (Representation Elementary Volume [REV]) ของตัวกลางพรุน ดังรูปที่ 3.3 ซึ่งต้องมีขนาดใหญ่พอที่จะบรรจุคุณสมบัติของตัวกลางพรุนนั้นได้ และจะต้องเล็กพอที่จะทำให้การเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำภายในมีค่าน้อยมากๆ โดยปริมาตรของ REV ที่มีลักษณะเป็นลูกบาศก์มีค่าเท่ากับ $\Delta x \Delta y \Delta z$



รูป 3. 3 Representation Elementary Volume (REV)

การไหลผ่าน REV กำหนดเป็นเทอมของ อัตราการไหล (q) เมื่อ $\vec{q}$ คือ เวคเตอร์ซึ่งมีขนาดที่สามารถแสดงรูปแบบ 3 มิติทั่วไปคือ

$$\vec{q} = q_x \vec{i}_x + q_y \vec{i}_y + q_z \vec{i}_z \qquad (2)$$

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

จากกฎทรงมวลของการไหลผ่านตัวกลางพรุน

In Flow – Out Flow = Change in Storage

เมื่อพิจารณาการไหลในแนวแกน y ของ REV ดังแสดงในรูป 3.3 การไหลเข้าสู่ REV ผ่านผนังด้าน $\Delta x, \Delta z$ มีค่าเท่ากับ $[q_y]_{in}$ และการไหลออก $[q_y]_{out}$ ถ้าเอาค่าการไหลออกลบการไหลเข้าในแนวแกน y จะได้

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

$$\{[q_y]_{out} - [q_y]_{in}\}\Delta x\Delta z \tag{3}$$

สามารถเขียนใหม่ได้เป็น

$$\frac{[q_y]_{out} - [q_y]_{in}}{\Delta y}(\Delta x\Delta y\Delta z) \tag{4}$$

หรือกล่าวได้ว่าการเปลี่ยนแปลงอัตราการไหลผ่าน REV ในแนวแกน y คือ

$$\frac{\partial q_y}{\partial y}(\Delta x\Delta y\Delta z) \tag{5}$$

เช่นเดียวกันกับการไหลในแนวแกน x และ z สามารถเขียนสมการผลรวมของการเปลี่ยนแปลงอัตราการไหลว่าเท่ากับ การเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกัก คือ

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial_x} + \frac{\partial q_y}{\partial_y} + \frac{\partial q_z}{\partial_z}\right)\Delta x\Delta y\Delta z = \text{Change in storage} \tag{6}$$

ในความเป็นจริงจะต้องมีจุดสูญเสียน้ำหรือจุดเติมน้ำ (Sink/Source) ใน REV ดังนั้นจะต้องมีพจน์ของ Volumetric rate คือ $R\Delta x\Delta y\Delta z$ เมื่อกำหนดให้ R คือ ค่า Source of water ซึ่งจะเพิ่มเข้าทางด้านซ้ายของสมการ {ค่าลบหน้า R แสดงดังสมการ(6)} ผล คือ

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial_x} + \frac{\partial q_y}{\partial_y} + \frac{\partial q_z}{\partial_z} - R\right)\Delta x\Delta y\Delta z = \text{Change in storage} \tag{7}$$

พิจารณาขวามือของสมการ (Change in storage) ซึ่งสามารถแทนค่าโดยค่า Specific storage (Ss) ซึ่งกำหนดให้เป็นสัดส่วนของปริมาตรของน้ำซึ่งไหลออกจากการเก็บกัก ต่อหน่วยการเปลี่ยนแปลงของแรงดันน้ำ ต่อหน่วยปริมาตรของตัวกลาง

$$S_s = -\frac{\Delta V}{\Delta h\Delta x\Delta y\Delta z} \tag{8}$$

ในการใช้งานโดยทั่วไปค่า ΔV ในสมการ เป็นบวกเสมอ เมื่อค่า Δh เป็นค่าลบ หรือกล่าวได้ว่าปริมาณน้ำที่เก็บกักจะลดลงเมื่อแรงดันน้ำลดลง ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกักใน REV คือ

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -S_s\frac{\Delta h}{\Delta t}\Delta x\Delta y\Delta z \tag{9}$$

รวบสมการที่ (7) สมการที่ (8) และสมการที่ (9) แล้วหารตลอดด้วย $\Delta x\Delta y\Delta z$ ได้สมการสุดท้าย คือ

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial_y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = -S_s\frac{\partial h}{\partial t} + R \tag{10}$$

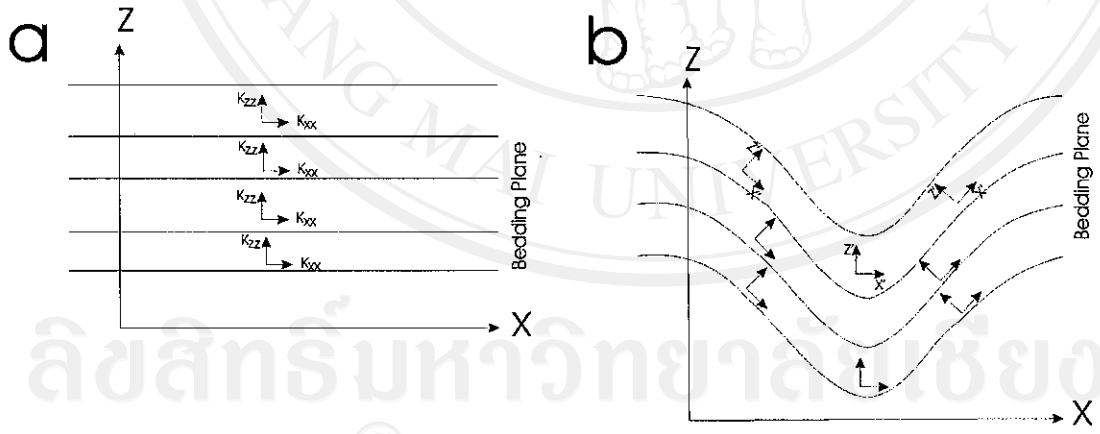
ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

สมการที่ได้นี้มีการใช้งานน้อยมากเพราะไม่สามารถวัดค่า q ได้โดยตรง ดังนั้นจะใช้สมการของ ดาร์ซี ช่วยกำหนดความสัมพันธ์ระหว่างค่า q และค่า h ซึ่งค่าแรงดันน้ำสามารถวัดได้โดยตรง สมการของดาร์ซีใน 3 มิติสามรถเขียนได้ดังนี้

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}$$
$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (11)$$
$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial x}$$

แทนค่าสมการ (11) ลงในสมการ (10) จะได้สมการ (1) ซึ่งสมมุติให้ K_x, K_y, K_z มีทิศทางในแนวเดียวกันกับแกน x,y,z ดังรูปที่ 3.4(a) แต่ในกรณีที่ตัวกลางไม่ให้ค่าความนำทางชลศาสตร์ในทิศทางตามแกนหลักดังรูป 3.4(b) ดังนั้น Hydraulic conductivity tensor ในสมการหลัก จะต้องเปลี่ยนเป็น

$$\overline{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \qquad (12)$$



รูป 3. 4 ทิศทางการวางตัวของระบบระยะพิกัด (Anderson and Woessner, 1992)

3.4 ที่มาของสมการ Finite Difference

การพัฒนาของสมการการไหลของน้ำใต้ดินใน Finite difference ประยุกต์จากมาจากสมการการไหลอย่างต่อเนื่อง ซึ่งผลรวมของการไหลเข้า และไหลออกจาก เซลล์เท่ากับอัตราการ

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

เปลี่ยนแปลงการกักเก็บในเซลล์ใน ภายใต้สมมุติฐานที่ว่าความหนาแน่นของน้ำใต้ดินคงที่ สมการการไหลอย่างต่อเนื่องแสดงถึงความสมดุลของการไหลสำหรับเซลล์

$$\Sigma Q_i = S_S \frac{\Delta h}{\Delta v} \qquad (13)$$

เมื่อ

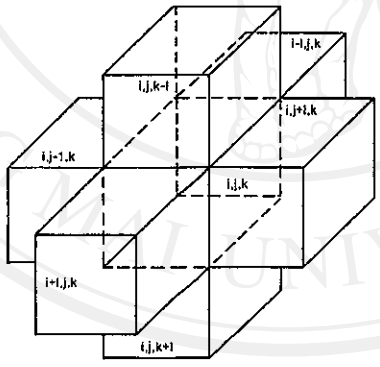
Q_i = อัตราการไหลเข้าสู่เซล

S_S = ปริมาตรของน้ำที่สามารถอัดเข้าสู่ชั้นอุ้มน้ำต่อหน่วยปริมาตร ต่อการเปลี่ยนแปลงเฮด

Δh = ปริมาตรของเซล

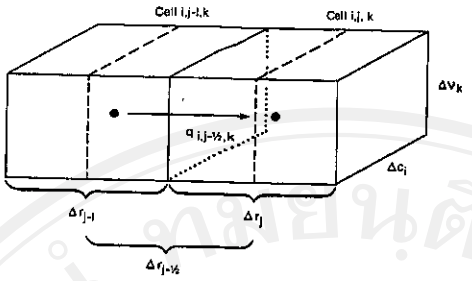
Δv = การเปลี่ยนแปลงเฮดในช่วงเวลา

ด้านขวามือของสมการที่ (13) นั้นเท่ากับปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ชั้นกักเก็บในช่วงเวลาทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำ รูปที่ 3.5 แสดงถึงเซลล์ i,j, k และ ด้านที่ติดกันของเซลล์ทั้ง 6ด้าน ได้แก่ i-1, j, k; i+1, j, k; i, j-1, k; i, j-1, k; i, j, k-1; และ i, j, k-1 ซึ่งทิศทางการไหลเข้าในเซลล์ i, j, k มีเครื่องหมายเป็น บวก และไหลออกจาก เซลล์ i, j, k มีเครื่องหมายเป็นลบ



รูป 3. 5 เซลล์ i, j, k และ ด้านที่ติดกับเซลล์ทั้ง 6 ด้าน (Michael G. McDonal and Arlen W. Harbaugh, 1988)

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved



รูป 3. 6 การไหลเข้าสู่เซลล์จากเซลล์ i, j, k จาก เซลล์ i, j-1, k (Michael G. McDonal and Arlen W. Harbaugh, 1988)

การไหลเข้าเซลล์ i, j, k ตามแนวแถวจาก เซลล์ i, j-1, k แสดงในรูปที่ 3.6 ตามกฎของดารซี ได้ความสัมพันธ์ของสมการเป็น

$$q_{i,j-1,k} = KR_{i,j-\frac{1}{2},k}\,\Delta c_i \Delta v_k \frac{(h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta r_{j-\frac{1}{2}}} \qquad (14)$$

เมื่อ

$h_{i,j,k}$ = เฮดที่ตำแหน่ง i, j, k และ $h_{i,j-1,k}$ เฮดที่ตำแหน่ง i, j-1,k

$q_{i,j-1,k}$ = ปริมาตรของเหลวไหลผ่านระหว่างเซลล์ i, j, k กับ i, j-1, k

$KR_{i,j-\frac{1}{2},k}$ = hydraulic conductivity ตามแนวแถวระหว่างตำแหน่ง i, j ,k กับ i, j-1, k

$\Delta c_i \Delta v_k$ = พื้นที่ผิวเซลล์ทิศทางตามแถว

$\Delta r_{j-1/2}$ = ระยะห่างระหว่างตำแหน่ง i, j, k กับ i, j-1, k

สมการที่ (14) ใช้สำหรับใช้ในเงื่อนไขของการไหลแบบคงที่ มิติเดียว ซึ่งด้านที่เหลือสามารถเขียนออกเป็นสมการต่างๆ ดังนี้

การไหลผ่านในแนวแถวผ่านระหว่างเซลล์ i, j, k กับ i, j+1 ,k

$$q_{i,j+1,k} = KR_{i,j+\frac{1}{2},k}\,\Delta c_i \Delta v_k \frac{(h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta r_{j+\frac{1}{2}}} \qquad (15)$$

การไหลในแนวสดมภ์ ผ่านจากด้านหน้าของเซลล์

$$q_{i+1,j,k} = KC_{i+1,j,k}\,\Delta r_j \Delta v_k \frac{(h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k})}{\Delta c_{j+\frac{1}{2}}} \qquad (16)$$

การไหลผ่านในแนวสดมภ์ผ่านจากด้านหลังของเซลล์

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

$$q_{i-1,j,k} = KC_{i-\frac{1}{2},j,k}\Delta r_j \Delta v_k \frac{(h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k})}{\Delta c_{i-\frac{1}{2}}} \quad (17)$$

สำหรับการไหลในแนวดิ่งไหลผ่านจากด้านล่างของเซลล์

$$q_{i,j,k+1} = KV_{i,j,k+\frac{1}{2}}\Delta r_j \Delta c_i \frac{(h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k})}{\Delta v_{k+\frac{1}{2}}} \quad (18)$$

ในขณะที่การไหลในแนวดิ่งผ่านจากด้านบนของเซลล์

$$q_{i,j,k-1} = KV_{i,j,k-\frac{1}{2}}\Delta r_j \Delta c_i \frac{(h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k})}{\Delta v_{k-\frac{1}{2}}} \quad (19)$$

3.5 ขอบเขตของแบบจำลอง (Boundary Condition)

ในการศึกษาการจำลองการไหลของน้ำใต้ดินครั้งนี้ ได้กำหนดเป็นพื้นที่ขนาดเล็กซึ่งอยู่ภายแบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดินที่ได้เคยทำการศึกษาไว้แล้วของ Dames&Moore (1996) ที่ทำการศึกษาครอบคลุมเหมืองแม่เมาะ และมีเส้นทางการไหลของน้ำใต้ดินเบื้องต้น (Initial Head) ดังแสดงในรูป ดังนั้นในการกำหนดเงื่อนไขขอบเขตของแบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดินจึงใช้เพียง เงื่อนไข General Head Boundary ตัวเดียวเท่านั้น ซึ่งกำหนดให้มีเฉพาะในชั้น หน่วยหิน หินฐานราก และหน่วยหินห้วยคิง โดยใช้ข้อมูลเส้นทางการไหลของน้ำใต้ดินเบื้องต้นมาที่ได้ศึกษามาแล้ว

3.5.1 General Head Boundary (GHB)

หลักการและขอบเขตการทำงานของ General-Head Boundary (GHB) มีการคำนวนจากแหล่งกำเนิดที่อยู่ภายนอกเป็นสัดส่วนความแตกต่างระหว่างเฮดภายในเซลล์กับ เฮดที่กำหนดขึ้นซึ่งเป็นสมการเส้นตรงระหว่าง การไหลเข้าสู่เซลล์กับ เฮดภายในเซลล์ ดังสมการ (20)

$$Q_{b_{i,j,k}} = C_{b_{i,j,k}}(h_{b_{i,j,k}} - h_{i,j,k}) \quad (20)$$

เมื่อ

$Q_{b_{i,j,k}}$ = การไหลจากแหล่งภายนอกเข้าสู่เซลล์ i, j ,k

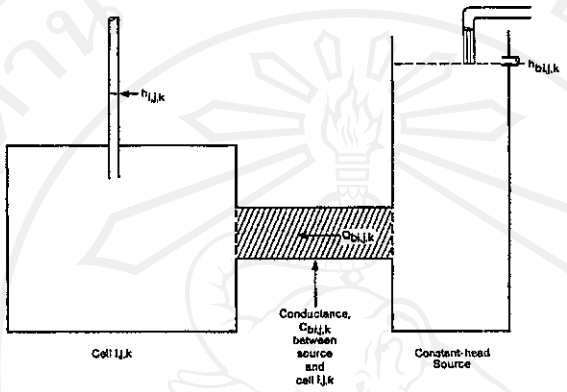
$C_{b_{i,j,k}}$ = ค่าความต้านทานระหว่างเซลล์กับแหล่งภายนอก

$h_{b_{i,j,k}}$ = เฮดที่กำหนดขึ้นจากแหล่งภายนอก

$h_{i,j,k}$ = เฮดที่อยู่ภายในเซลล์ i, j, k

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

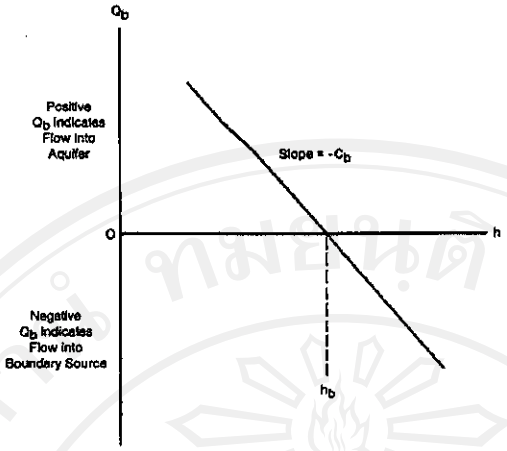
ในรูป 3.7 แสดงให้เห็นแหล่งเติมน้ำภายนอกที่อยู่ทางด้านขวามือ มีน้ำเติมเข้ามาตลอดเวล เพื่อรักษาให้ค่าเฮดคงที่อยู่ที่ระดับ h_b และระหว่างแหล่งเติมน้ำภายนอกกับเซลล์ i,j,k มีตัวเชื่อม ให้น้ำไหลจากแหล่งเติมน้ำไหลเข้าสู่เซลล์โดยวัสดุตัวกลางมีรูพรุนค่าการนำเป็น $C_{b_{i,j,k}}$ นอกจากนั้นจะสังเกตได้ว่าไม่มีกลไกหรือตัวแปรอื่นที่จำกัดทิศทางการไหลเพิ่มขึ้นหรือลดลง ภายในเซลล์ i,j,k



รูป 3. 7 แผนภาพแสดงที่มาของ General Head Boundary (Michael G McDonal Arlen W Harbaugh, 1988)

กราฟระหว่าง $Q_{b_{i,j,k}}$ กับ $h_{i,j,k}$ แสดงในรูป 3.8 เป็นกราฟเส้นตรง ซึ่งได้จากสมการเส้นตรง ซึ่งไม่มีการจำกัดการไหลเข้าสู่ขอบเขตที่กำหนด เมื่อความต่างระหว่าง เซลล์ i,j,k และแหล่งกำเนิดแรงดันน้ำคงที่ เพิ่มขึ้น อัตราการไหลเข้าหรือออกจากเซลล์เพิ่มขึ้นด้วยโดยไม่มีขีดจำกัด ดังนั้นการในการกำหนด GHB จะไม่เกิดการไหลที่ไม่สมจริงไหลเข้าหรือไหลออกจากระบบ ระหว่างที่มีการจำลอง

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved



รูป 3. 8 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหล กับ แรงดันน้ำดงที่เข้าสู่เซลล์ (Michael G. McDonal and Arlen W. Harbaugh, 1988)

3.6 ชนิดของชั้นหินอุ้มน้ำ

Freeze and Cherry (1979) ได้ให้นิยามชนิดของชั้นหินอุ้มน้ำตาม ลักษณะทางอุทกธรณีวิทยา ดังนี้

- ชั้นหินอุ้มน้ำ หรือหินอุ้มน้ำ (aquifer) หมายถึงชั้นดินหรือหินที่อิ่มตัวด้วยน้ำ มีคุณสมบัติยอมให้น้ำซึมผ่านได้ดี และมีความสามารถส่งผ่านน้ำที่กักเก็บอยู่ในรูพรุน หรือช่องว่างภายใต้สภาวะความลาดแรงดัน(hydraulic gradient) ตามธรรมชาติได้ เช่น ในชั้นทราย ชั้นกรวดที่ยังไม่จับตัวแข็ง ในหินตะกอนที่มีการยอมให้น้ำซึมผ่านได้ เช่น หินทราย หินปูน และหินที่มีรอยแตกหรือมีโพรงช่องว่างจำนวนมาก ชั้นหินอุ้มน้ำแบบนี้สามารถสร้างบ่อผลิตน้ำได้ (production bore) และยังจำแนกย่อยได้ดังนี้
  - ชั้นหินอุ้มน้ำแบบเปิด (unconfined aquifer) เป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่ไม่มีแรงดัน หรือไม่มีชั้นทึบน้ำ (confining layer) ปิดทับอยู่ด้านบน ทำให้ระดับน้ำบาดาลเท่ากับหรือต่ำกว่าชั้นหินอุ้มน้ำ
  - ชั้นหินอุ้มน้ำแบบปิด (confined aquifer) เป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่มีแรงดันของน้ำ หรือมีชั้นทึบน้ำปิดอยู่ด้านบนของชั้นหินอุ้มน้ำ ทำให้ระดับน้ำบาดาลสูงกว่าชั้นหินอุ้มน้ำ ซึ่งถ้ามีระดับสูงกว่าพื้นดิน (ground surface) จะเกิดเป็นน้ำพุ (artesian)

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

- ชั้นหินอุ้มน้ำแบบกึ่งเปิด (semi-unconfined aquifer) เป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่ไม่มีแรงดันของน้ำ หรือไม่มีชั้นทึบน้ำปิดทับอยู่ด้านบน ระดับน้ำใต้ดินมักจะอยู่ต่ำกว่าหรือเท่ากับชั้นหินอุ้มน้ำ
- ชั้นหินอุ้มน้ำแบบกึ่งปิด (semi-confined aquifer) เป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่มีแรงดันของน้ำ หรือมีชั้นทึบน้ำปิดทับเป็นบางส่วนอยู่ด้านบน ทำให้ระดับน้ำใต้ดินอาจสูงกว่าชั้นหินอุ้มน้ำในบางบริเวณ
- ชั้นหินอุ้มน้ำแบบกะเปาะ (perched aquifer) เป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่มีขนาดไม่กว้างมากนัก และแทรกอยู่ตามชั้นหินอุ้มน้ำเปิดโดยอาจมีชั้นทึบน้ำปิดทับอยู่ด้านบนเป็นบางส่วน ทำให้ระดับน้ำใต้ดินอาจจะอยู่สูงหรือต่ำกว่าชั้นหินอุ้มน้ำได้

❖ ชั้นหินต้านน้ำ (aquitard) หมายถึง ชั้นดินหรือชั้นหินที่มีคุณสมบัติการยอมให้น้ำซึมผ่านได้ แต่ไม่สูงมากนัก ทำให้สามารถส่งผ่านน้ำที่กักเก็บอยู่ในช่องว่างหรือรูพรุนได้ต่ำ ภายใต้สภาวะความลาดแรงดัน(hydraulic gradient) ตามธรรมชาติซึ่งปริมาณน้ำที่ได้ไม่เพียงพอต่อการสร้างเป็นบ่อผลิตน้ำ เช่นชั้นดินเหนียว หินดินดานหินที่มีผลึกแน่น (dense crystalline rocks)

❖ ชั้นหินซับน้ำ (aquiclude) หมายถึง ชั้นดินหรือชั้นหินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำ ซึ่งไม่มีความสามารถในการส่งผ่านน้ำที่กักเก็บอยู่ในช่องว่างหรือรูพรุนได้ ภายใต้สภาวะความลาดแรงดัน(hydraulic gradient) ตามธรรมชาติได้ แต่สามารถดูดซับน้ำเข้าสู่ชั้นดินหรือชั้นหินได้อย่างช้าๆ และไม่สามารถสร้างเป็นบ่อผลิตน้ำได้ เช่น หินเคลย์

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved