

นิพนธ์ต้นฉบับ

การหาสมการเส้นอรรถลักษณะของน้ำในดินเพื่อประมาณการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน
บริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา จังหวัดเชียงใหม่

**Determination of Soil Water Characteristic Curve Equation
for Estimating Soil Moisture Change
at Mae-Sa Watershed, Chiang Mai Province**

ปณิฏฐา สะอาด

Panidtha Saard

บริษัทเทมทริกซ์ แอสโซซิเอทส์ จำกัด 629/22 ม.1 ถนนพุทธรักษา ตำบลท้ายบ้านใหม่ อำเภอเมือง จังหวัดสมุทรปราการ 10280

โทรศัพท์: 02-672-5550 ต่อ 25, 089-7989209 โทรสาร: 02-672-5551 e-mail: au_envi@hotmail.com

รับต้นฉบับ 2 พฤษภาคม 2551

รับลงพิมพ์ 20 พฤษภาคม 2551

ABSTRACT

A study to formulate the suitable soil water characteristic curve equations for estimating soil moisture change at Mae Sa watershed, Chiang Mai province, Northern Thailand. Twenty one samples were collected from seven different places at different soil depths (5, 115 and 215 cm). The objectives were to determine the relationship between soil water content and matric potential and to obtain appropriated equations of that relation considering form Brooks and Corey's, Campbell's, and Van Genuchten's equations. Coefficients from the obtained equation were employed in a soil water movement model in order to estimate change in soil moisture. Modelling accuracy was verified using a parameter called Model Efficiency (EFF) proposed by Nash and Sutcliffe (1970). Estimated soil moisture from the model was calibrated using Generalized Reduced Gradient technique. The results could be summarized as follows.

The relationship between soil water content and matric potential of all samples collected from seven different locations were clear that water content in soil decreases when matric potential increases. Beside, it is found that at all matric potential level, soil water content at shallower depth of five stations is higher than the deeper. However, results of the rest locations are in the opposite direction. The reason caused remaining water content in shallower soil depth lower than the deeper is due to land cover of these locations are agricultural area which total porosity in soil can be reduced. To select an appropriated soil water characteristic curve equation for a soil sample, R^2 can not be used since its value is not much difference. Nevertheless, curves that derived from Van Genuchten's equation are the most reasonable curve especially when it close to Y axis which is the point that soil is close to saturation point and matric potential is nearly zero. Based on coefficient from Van Genuchten's equation, estimated soil moisture change before model calibration of a selected soil sample is lower than observed soil moisture. However, a very good fit between observed and estimated was found after calibration. Total porosity and saturated hydraulic conductivity which caused the highest EFF (0.9397) are 0.4988 and 0.0001 cm/s respectively.

Keywords: Soil water content, Matric potential, Soil water characteristic curve equation, Soil moisture change, Mae Sa watershed

บทคัดย่อ

การศึกษาเพื่อหาแบบจำลองเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินที่เหมาะสมกับการประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา จังหวัดเชียงใหม่ ทำการเก็บตัวอย่างดินที่ 3 ระดับความลึก ได้แก่ 5, 115 และ 215 เซนติเมตร รวมทั้งสิ้นจำนวน 21 ตัวอย่าง จากพื้นที่ 7 แห่ง ที่กระจายครอบคลุมทั่วทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา ได้แก่ บ้านบวกจั่น บวกเตย ผานกกก แม่สาใหม่ โป่งไคร้ ห้วยดอกจิวและแม่เมะ โดยพิจารณาเปรียบเทียบระหว่างสมการของ Brooks and Corey สมการของ Campbell และ สมการของ Van Genuchten กับเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินที่เกิดขึ้นจากการเก็บวัดในพื้นที่ศึกษา จากนั้นนำค่าสัมประสิทธิ์ของสมการที่เหมาะสมที่สุดไปใช้ในแบบจำลองประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน โดยทำการตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลองด้วยค่าประสิทธิภาพของแบบจำลองของ Nash and Sutcliffe (EFF) และเปรียบเทียบแบบจำลองด้วยวิธี Generalized Reduced Gradient

ผลการศึกษาพบว่า ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินกับพลังงานก่อกับกอนดินระดับต่างๆ ทั้ง 21 ตัวอย่าง จากห้องปฏิบัติการ มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินไปในทิศทางเดียวกันคือ เมื่อเพิ่มแรงดันในการผลักดันน้ำออกจากดินมากขึ้นปริมาณน้ำในดินจะลดลง และเมื่อเปรียบเทียบความสัมพันธ์ดังกล่าวตามระดับความลึกที่แตกต่างกันทั้ง 7 สถานี พบว่า 5 สถานี มีปริมาณความชื้นในดินที่ทุกระดับพลังงานก่อกับกอนสูงกว่าดินชั้นที่ลึกลงไป ส่วนอีก 2 สถานี พบว่าดินชั้นล่างมีค่าดังกล่าวสูงกว่าดินชั้นบน เนื่องจากการใช้ประโยชน์ที่ดินที่มีผลต่อปริมาณช่องว่างในดินทำให้ความสามารถในการเก็บกักน้ำของดินบนลดน้อยลง เมื่อนำผลการศึกษาที่ได้ไปหาสมการเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินที่เหมาะสมที่สุดพบว่า ค่า R^2 ของทั้ง 3 สมการไม่แตกต่างกันมากนัก แต่สมการของ Van Genuchten มีลักษณะเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินที่ใกล้เคียงเส้นแนวโน้มจากห้องปฏิบัติการมากที่สุด โดยเฉพาะในส่วนที่ใกล้จุดตัดแกน y ของกราฟ ซึ่งเป็นค่าความชื้นเมื่อดินอิ่มตัวด้วยน้ำที่ระดับพลังงานก่อกับกอนเป็นศูนย์ ดังนั้นจึงนำค่าสัมประสิทธิ์จากสมการของ Van Genuchten ไปประยุกต์ใช้ในแบบจำลองเพื่อประมาณค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน ซึ่งพบว่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ได้ก่อนการเปรียบเทียบแบบจำลองมีค่าต่ำกว่าค่าที่ได้จากการตรวจวัดจริงค่อนข้างมาก อย่างไรก็ตามหลังจากการเปรียบเทียบแบบจำลองแล้วพบว่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินจากแบบจำลองมีความใกล้เคียงค่าที่ตรวจวัดได้จริงมาก ค่าความพหุรวมและสัมประสิทธิ์การนำน้ำเมื่อดินอิ่มตัวที่ทำให้ค่า EFF มีค่าสูงสุด (0.9397) คือ 0.4988 และ 0.0001 เซนติเมตรต่อวินาที ตามลำดับ

คำสำคัญ: ความชื้นในดิน พลังงานก่อกับกอนดิน สมการอัตราลักษณ์ของน้ำในดิน การเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน ลุ่มน้ำแม่สา

คำนำ

ปัจจุบันปัญหาสำคัญที่ก่อให้เกิดผลกระทบต่อการเปลี่ยนแปลงผลผลิตน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำคือการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินที่ส่งผลกระทบต่อกระบวนการอุทกวิทยาลุ่มน้ำ รวมถึงคุณสมบัติของดิน กล่าวคือเมื่อสมบัติของดินเปลี่ยนแปลงไป ความสามารถของดินในการซับซึมน้ำและเก็บกักน้ำก็จะลดลง ส่งผลต่อเนื่องไปยังปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินและ

ส่วนที่จะปลดปล่อยออกสู่แหล่งน้ำในช่วงเวลาต่างๆ และวิธีการหนึ่งที่จะช่วยให้สามารถประเมินและคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงทางด้านอุทกวิทยาได้คือ การใช้แบบจำลองหรือสมการคณิตศาสตร์ (mathematical model) สำหรับแบบจำลองที่ใช้ประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินมีอยู่หลายวิธี วิธีหนึ่งที่นิยมใช้คือ การใช้สมการเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินที่เหมาะสมกับ

ดินบริเวณที่ศึกษามาประมาณการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินบริเวณนั้น

วัตถุประสงค์หลักของการศึกษานี้ เพื่อหาแบบจำลองเส้นอัตราสัมพันธ์ของน้ำในดินที่เกิดจากความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินกับพลังงานก่อกับก่อนดินระดับต่างๆ มาประยุกต์ใช้ในการประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินซึ่งยังไม่มีรายงานการศึกษาวิจัยในลักษณะนี้มาก่อนในประเทศไทย จึงน่าจะเป็นประโยชน์อีกด้านหนึ่งของการจัดการพื้นที่ลุ่มน้ำที่สามารถประมาณการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินจากแบบจำลองที่สร้างขึ้นให้เหมาะสมกับดินในประเทศไทย โดยเฉพาะบริเวณพื้นที่ต้นน้ำลำธารซึ่งปัจจุบันกำลังประสบปัญหาจากผลของการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน ทำให้ศักยภาพของดินในการดูดซับและเก็บกักน้ำลดลง ส่งผลต่อปริมาณน้ำท่าและทรัพยากรต่างๆ ในพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยพื้นที่ลุ่มน้ำที่เลือกเป็นตัวแทนในการวิจัยครั้งนี้คือพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา ตั้งอยู่ทางภาคเหนือของประเทศไทย ซึ่งเป็นแหล่งต้นน้ำลำธารที่สำคัญ และผลการศึกษาที่ได้ก็สามารถใช้เป็นแนวทางในการประยุกต์หาสมการเส้นอัตราสัมพันธ์ของน้ำในดินในพื้นที่ลุ่มน้ำอื่นๆ ต่อไป

อุปกรณ์และวิธีการ

การศึกษาเส้นอัตราสัมพันธ์ของน้ำในดินบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา จังหวัดเชียงใหม่ ดำเนินการ โดยเก็บข้อมูลในภาคสนามและนำมาวิเคราะห์ในห้องปฏิบัติการ เพื่อใช้เป็นตัวแปรในการหาความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินกับพลังงานก่อกับก่อนดินระดับความลึกของชั้นดินต่างๆ เพื่อใช้เปรียบเทียบแบบจำลองเส้นอัตราสัมพันธ์ของน้ำในดินที่เหมาะสมกับพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา ก่อนประยุกต์ใช้เพื่อประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินบริเวณพื้นที่ศึกษาดังกล่าว โดยมีขั้นตอนในการศึกษาดังนี้

การรวบรวมข้อมูล

ใช้ข้อมูลทุติยภูมิซึ่งได้จากการรวบรวมของโครงการวิจัยร่วมระหว่างคณะวนศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ กับมหาวิทยาลัยฮาวาย ประเทศสหรัฐอเมริกา บริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สาจังหวัดเชียงใหม่ ได้แก่ ข้อมูลปริมาณน้ำฝนผ่านเรือนยอด (throughfall) ข้อมูลภูมิอากาศ ข้อมูลความชื้นในดิน (soil moisture) และค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำของดินอิ่มตัว (hydraulic conductivity)

การเก็บข้อมูลดิน

ทำการเก็บตัวอย่างดินด้วยวิธีเก็บแบบไม่ถูกรบกวน (undisturbed soil sampling) ที่ระดับความลึก 3 ระดับ ได้แก่ 5, 115 และ 215 เซนติเมตร จำนวน 7 สถานี ได้แก่ บ้านบวกจัน (421) บวกเคย (423) ผานกกก (425) แม่สาใหม่ (426) โป่งไคร้ (428) ห้วยดอกจั่ว (429) และแม่เมะ (433) (Figure 1) รวมทั้งสิ้น 21 ตัวอย่าง วิธีการเก็บตัวอย่างดินอธิบายโดยวิทยา (2526)

การวิเคราะห์ข้อมูลดิน

1. นำตัวอย่างดินที่ได้จากภาคสนามมาหุ้มด้วยกระดาษกรอง นำไปแช่น้ำจนกระทั่งดินอิ่มตัวด้วยน้ำ นำไปวางบนแผ่นวัสดุพูนที่ทำให้อิ่มตัวด้วยน้ำแล้ว ก่อนนำไปวางในหม้ออัดความดัน (pressure chamber) โดยใช้ความดันระดับต่างๆ ที่ได้กำหนดไว้คือ 0.3 0.5 1 3 7 10 และ 15 บรรยากาศ

2. นำตัวอย่างดินที่ได้ทดลองในทุกๆ ระดับความดันออกจากหม้ออัดความดัน เพื่อนำมาชั่งน้ำหนักของตัวอย่างดินที่เปลี่ยนไปในแต่ละระดับความดันที่เพิ่มขึ้นแล้ว นำไปอบในตู้อบดินที่อุณหภูมิ 100 ± 5 องศาเซลเซียส (24 ชั่วโมง) เพื่อให้ทราบน้ำหนักดินแห้ง พร้อมจดบันทึก

3. นำค่าที่ได้จากผลการทดลองคือ ค่าความชื้นในดิน (soil water content, θ) กับค่าพลังงานก่อกับก่อนดินระดับต่างๆ (matric potential, ψ_θ) มาสร้างกราฟความสัมพันธ์

การสร้างเส้นอัตลักษณ์ของน้ำในดินของดินบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา

สร้างเส้นอัตลักษณ์ของน้ำในดิน จากข้อมูลตัวอย่างดินที่ได้จากภาคสนามและผลการวิเคราะห์ในห้องปฏิบัติการจำนวนทั้งสิ้น 21 ตัวอย่าง จากแบบจำลองเส้นอัตลักษณ์ของน้ำในดินที่คัดเลือกว่าจำนวน 3 สมการ ได้แก่ สมการของ Brooks and Corey (1964) Campbell (1974) และ Van Genuchten (1980) ทำการเปรียบเทียบหาสมการที่เหมาะสมและใกล้เคียงกับดินในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สามากที่สุด ด้วยวิธีวิเคราะห์แบบถดถอยเชิงเส้นโค้ง (non linear regression analysis) โดยพิจารณาจากค่าสัมประสิทธิ์ตัวกำหนด (coefficient of determination, R^2) และเปรียบเทียบลักษณะความใกล้เคียงของกราฟที่ได้จากสมการกับที่ได้จากห้องปฏิบัติการ โดยแต่ละสมการมีรูปแบบและตัวแปรที่ต้องทำการวิเคราะห์ดังนี้

1. สมการของ Brooks and Corey (1964) มีรูปแบบสมการที่ใช้วิเคราะห์หาค่าพลังงานก่อกับก่อนดินของน้ำขณะที่ช่องอากาศของดินติดต่อกันเป็นครั้งแรกหลังจากที่มีการระบายน้ำออกจากดินอิ่มตัว (ψ_{ae}) และค่าสัมประสิทธิ์หรือค่าคงที่ของสมการ (λ) ดังสมการ

$$S_e = \left[\frac{\psi_{ae}}{\psi_\theta} \right]^\lambda \quad (1)$$

2. สมการของ Campbell (1974) มีรูปแบบสมการที่ใช้วิเคราะห์หาค่าพลังงานก่อกับก่อนดินของน้ำขณะที่ช่องอากาศของดินติดต่อกันเป็นครั้งแรกหลังจากที่มีการระบายน้ำออกจากดินอิ่มตัว (ψ_{ae}) และค่าสัมประสิทธิ์หรือค่าคงที่ของสมการ (b) ดังสมการ

$$\psi_\theta = \psi_{ae} \cdot \left(\frac{\phi}{\theta} \right)^b \quad (2)$$

3. สมการของ Van Genuchten (1980) มีรูปแบบสมการที่ใช้วิเคราะห์หาค่าสัมประสิทธิ์หรือค่าคงที่ของสมการ (a, n) ดังสมการ

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + (a - \psi_e)^n} \right]^m \quad (3)$$

โดยที่ S_e คือ สัดส่วนความอิ่มตัวด้วยน้ำสัมพัทธ์ของดิน (effective saturation)

ψ_θ คือ พลังงานก่อกับก่อนดินที่ระดับความชื้นใดๆ (บรรยากาศ)

ψ_{ae} คือ พลังงานก่อกับก่อนดินของน้ำขณะที่ช่องอากาศของดินติดต่อกันเป็นครั้งแรกหลังจากที่มีการระบายน้ำออกจากดินอิ่มตัว (บรรยากาศ)

θ คือ ปริมาตรของน้ำในดินหรือความชื้นในดิน (ลบ.ชม. ต่อ ลบ.ชม.)

ϕ คือ ความพรุนรวมของดิน

λ, b, a, m, n คือ ค่าคงที่ของแต่ละสมการ

การประยุกต์สมการเส้นอัตลักษณ์ของน้ำในดินเพื่อประมาณการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน

การเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ระดับความลึกใดๆ เป็นผลเนื่องมาจากการไหลเข้าของน้ำสู่ชั้นดินและการเคลื่อนตัวของน้ำออกไปจากชั้นดิน โดยการเปลี่ยนแปลงของความชื้นในดิน ณ เวลาใดๆ ($\Delta\theta_t$) หาได้จากผลต่างระหว่างปริมาณน้ำที่ไหลเข้ามาสู่ชั้นดิน (q_1) ซึ่งมีค่าเท่ากับอัตราการแทรกซึมของน้ำที่เวลาใดๆ (infiltration rate, f_t) กับปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นดิน ซึ่งประกอบด้วยน้ำที่ระบายออกจากชั้นดิน (q_2) และน้ำที่เกิดจากการคายน้ำของพืช (transpiration, T_t)

โดยการศึกษาครั้งนี้เลือกศึกษาเฉพาะดินชั้นบน (0-15 เซนติเมตร) ของสถานีห้วยดอกจิว ในช่วงระหว่างวันที่ 12 สิงหาคม พ.ศ. 2548 เวลา 13.40 น. ถึง 14 สิงหาคม พ.ศ. 2548 เวลา 20.00 น. ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงของความชื้นในดินที่ชัดเจน โดยมีขั้นตอนในการศึกษาดังนี้

คำนวณการเปลี่ยนแปลงของความชื้นในดิน ณ เวลาใดๆ ($\Delta\theta_t$, คำนวณทุกๆ 20 นาที) จากค่าที่วัดได้

จริงในภาคสนามและที่คำนวณได้จากสมการเส้นอัตรา
ลักษณะของน้ำในดินที่เหมาะสมกับดินบริเวณพื้นที่ศึกษา
ที่ได้จากข้อ 4 ดังสมการ $\theta_t = \theta_{t-1} + \Delta\theta_t$ (4)

โดยที่ $\Delta\theta_t$ หาได้จากผลต่างระหว่างปริมาณ
น้ำที่ไหลเข้ามาสู่ชั้นดิน (q_1) ซึ่งมีค่าเท่ากับอัตราการ
แทรกซึมของน้ำที่เวลาใดๆ (infiltration rate, f_t) กับ
ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นดิน ซึ่งประกอบด้วยน้ำที่
ระบายออกจากชั้นดิน (q_2) และน้ำที่เกิดจากการคายน้ำ
ของพืช (transpiration, T_t) ดังสมการ

$$\Delta\theta_t = q_1 - q_2 - T_t \quad (5)$$

โดยอัตราการแทรกซึมผ่านผิวดินต้องไม่เกิน
สมรรถนะการแทรกซึมของน้ำที่เวลาใดๆ (infiltration
capacity, f_c) และมีค่าไม่เกินช่องว่างที่เหลืออยู่ในดิน
(soil moisture deficit) โดยกำหนดให้น้ำฝนผ่านเรือนยอด
(throughfall) เป็นข้อมูลนำเข้าแทนปริมาณน้ำฝน (pre-
cipitation) ทั้งนี้เพื่อหักส่วนที่เป็นน้ำพืชยึด (intercepted
water) ออกไปจากการคำนวณ

การประมาณค่าสมรรถนะการแทรกซึมผ่าน
ผิวดินที่เวลาใดๆ ใช้สมการของฟิลิป (Philip's Infiltration
Law) ซึ่งเป็นสมการหนึ่งที่ได้รับการยอมรับ โดยมีรูปแบบ
ของสมการดังนี้

$$f_c = \frac{S_p}{2} \cdot t^{-1/2} + K_s \quad (6)$$

โดยที่ K_s คือ ค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำของดินอิ่ม
ตัว (เซนติเมตรต่อวินาที)

S_p คือ ค่าความสามารถในการดูดซับน้ำของ
ดิน (เซนติเมตรต่อวินาที)

โดยความสามารถในการดูดซับน้ำของดิน
(Sorptivity, S_p) ประมาณค่าจากสัมประสิทธิ์ของสมการเส้น
อัตราลักษณะของน้ำในดินที่ได้จากข้อมูลการศึกษาในข้อ 4
ส่วนค่า q_2 ประมาณจากสมการ $q_2 = K_{\theta t}$ (7)

โดยค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำของดินไม่อิ่มตัว
(unsaturated hydraulic conductivity, K_{θ}) หาจากสมการ

ที่ใช้คำนวณหาความสัมพันธ์การนำน้ำของดินจากเส้น
อัตราลักษณะของน้ำในดินที่ได้จากข้อ 4 และประมาณค่า T_t

$$\text{จากสมการ } T_t = E_p \left(\frac{\theta}{\phi} \right) \quad (8)$$

โดยที่ E_p ประมาณค่าจากสมการของ Penman (1963)

$$E_p = \frac{s \cdot Rn + (p_c \cdot VPD) / r_a}{\lambda \cdot (s + y)} \quad (9)$$

การตรวจสอบความเปรียบเทียบและถูกต้องแบบจำลอง (Model Calibration and Verification)

การเปรียบเทียบค่าสัมประสิทธิ์สมการเส้น
อัตราลักษณะของน้ำในดินและค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ที่ใช้ใน
การประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงของความชื้นในดินใช้วิธี
Generalized Reduced Gradient (GRG) ของคำสั่ง Solver
ในโปรแกรม Microsoft Excel มีขั้นตอนดังต่อไปนี้

1. กำหนดค่าสัมประสิทธิ์ของสมการเส้นอัตรา
ลักษณะของน้ำในดิน ซึ่งเป็นค่าที่ใช้เริ่มต้น
ในวิธีการ GRG โดยการศึกษาความสัมพันธ์
ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์ที่ทดลองกำหนดขึ้น
หลายๆ ค่ากับรากที่สองของค่าเฉลี่ยความ
คลาดเคลื่อนกำลังสอง (root mean square
error, RMSE) และเลือกค่าสัมประสิทธิ์ที่
ทำให้แบบจำลองมีค่า RMSE ต่ำที่สุดมาใช้
เป็นค่าสัมประสิทธิ์ตั้งต้น
2. กำหนดให้สมการประเมินค่าประสิทธิภาพ
ในการจำลองแบบ (model efficiency, EFF)
ของ Nash and Sutcliffe (1970) เป็นสมการ
เป้าหมาย ซึ่งค่า EFF ที่ได้อาจมีค่าสูงสุด
และมีความใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการ
ตรวจวัดในภาคสนามมากที่สุด

ผลและวิจารณ์

ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินกับพลังงานก่อกับ
ก้อนดินระดับต่างๆ

ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินกับพลังงานกำกับก่อนดินระดับต่างๆ ที่ได้จากการทดลองในห้องปฏิบัติการ มีการเปลี่ยนแปลงเป็นไปในทิศทางเดียวกัน กล่าวคือ เมื่อเพิ่มแรงดันในการผลักดันน้ำออกจากดินมากขึ้นปริมาณน้ำในดินจะลดลง โดยจะลดลงอย่างรวดเร็วในช่วงแรกเนื่องจากปริมาณน้ำที่สูญเสียออกจากดินเป็นส่วนของน้ำที่อยู่ในช่องว่างขนาดใหญ่ และเมื่อพิจารณาความสัมพันธ์ตามระดับความลึกของชั้นดินที่แตกต่างกัน 3 ระดับ พบว่า 5 สถานี มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงตามระดับความลึกของชั้นดินไปในทิศทางเดียวกัน ทั้งนี้เนื่องจากดินบนมีปริมาณช่องว่างในดินซึ่งเกิดจากปริมาณอินทรีย์วัตถุในดินสูงกว่าดินชั้นที่ลึกลงไป ทำให้สามารถเก็บกักน้ำไว้ในดินได้มากกว่า ส่วนอีก 2 สถานี คือ บวกจั่นและบวกเตย พบว่าดินชั้นล่างมีปริมาณความชื้นในดินที่ทุกระดับพลังงานกำกับก่อนดินสูงกว่าดินชั้นบน ทั้งนี้อาจเนื่องมาจากผลของการใช้ประโยชน์ที่ดินเพื่อทำการเกษตรที่ส่งผลต่อความสามารถในการเก็บกักน้ำของดินบนลดน้อยลง

สมการเส้นอัตราลักษณะของน้ำในดินที่เหมาะสมกับดินบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา

จากการเปรียบเทียบสมการทั้ง 3 สมการ คือ Brooks and Corey (1964) Campbell (1974) และ Van Genuchten (1980) พบว่ามีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของเส้นอัตราลักษณะของน้ำในดินใกล้เคียงกับค่าที่ตรวจวัดได้จริงจากห้องปฏิบัติการ มาก (Figure 2) อย่างไรก็ตามเมื่อเปรียบเทียบค่าสัมประสิทธิ์ตัวกำหนด (R^2) (Table 1) พบว่าทั้ง 3 สมการมีค่า R^2 ไม่แตกต่างกันมากนัก แต่เมื่อพิจารณาลักษณะของเส้นอัตราลักษณะของน้ำในดินที่ได้พบว่า สมการของ Van Genuchten (1980) มีลักษณะใกล้เคียงกับแนวโน้มที่ได้จากห้องปฏิบัติการมากที่สุด โดยเฉพาะส่วนที่เข้าใกล้จุดตัดแกน y ของกราฟ ซึ่งเป็นค่าความชื้นเมื่อดินใกล้จุดอิ่มตัวด้วยน้ำ (ใกล้เคียงค่าความ

พรมรวมของดิน) ในขณะที่สมการอีก 2 สมการมีค่าความชื้นในดิน ณ จุดดังกล่าวสูงมากเกินไปกว่าค่าสูงสุดที่เป็นไปได้ ดังนั้นจึงสรุปได้ว่า สมการของ Van Genuchten (1980) เหมาะสมที่สุดในการเป็นตัวแทนของสมการเส้นอัตราลักษณะของน้ำในดินบริเวณพื้นที่ศึกษาซึ่งสอดคล้องกับงานวิจัยส่วนมากที่นิยมนำสมการของ Van Genuchten (1980) มาพิจารณา (Greminger *et al.*, 1985; Echinger *et al.*, 1994; Stankovich and Lockington, 1995; Nandagiri and Prasad, 1996; Rajkai *et al.*, 1996; Wu *et al.*, 1996; Zhu and Mohanty, 2002; Olyphant, 2003; Huang *et al.*, 2004)

อย่างไรก็ตามการใช้สมการของ Van Genuchten (1980) และค่าความพรมรวมของดินที่ได้จากการตรวจวัดจริง (ϕ^+ , Table 1) ของตัวอย่างดินหมายเลข 24 ถึง 25, 32 ถึง 34, 38 และ 41 ถึง 42 ไม่สามารถหาค่า a, n ได้เนื่องจากค่าความชื้นในดิน (θ) ที่ระดับแรงดันต่างๆ โดยเฉพาะช่วงที่ใกล้จุดอิ่มตัวที่ 0.3 หรือ 0.5 บรรยากาศมีค่าสูงกว่าค่า ϕ^+ เนื่องจากการคำนวณใช้ค่าความหนาแน่นของอนุภาคดินที่ไม่ได้ตรวจวัดจากตัวอย่างดินเดียวกันกับที่ใช้ในห้องปฏิบัติการ ดังนั้นเพื่อหาค่า a, n ของสมการเส้นอัตราลักษณะของน้ำในดินของตัวอย่างดินดังกล่าวข้างต้นได้ จึงทำการปรับเทียบค่าความพรมรวมของดินเพื่อให้สมการถดถอยเชิงเส้นโค้ง (non linear regression) ระหว่างค่าความชื้นในดินและพลังงานกำกับก่อนดินมีค่า R^2 สูงสุด อย่างไรก็ตามค่าความพรมรวมของดินที่เกิดจากการปรับเทียบ (ϕ^+) ดังกล่าวอาจไม่ใช่ค่าที่แท้จริงเพราะเป็นเพียงค่าที่ได้จากเส้นแนวโน้มความสัมพันธ์ของสมการเส้นอัตราลักษณะของน้ำในดิน สังเกตได้จากค่า ϕ^+ ของตัวอย่างดินที่ไม่เกิดปัญหาส่วนใหญ่ต่ำกว่าค่าที่ได้จากการตรวจวัดจริง แต่ทำให้ค่า R^2 มีค่าสูงกว่าการใช้ค่าความพรมรวมของดินที่ได้จากการตรวจวัดจริง (ϕ^+) จากผลความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากค่าความพรมรวมของดินทำให้ทราบว่า การนำสมการเส้นอัตราลักษณะของน้ำใน

ดินของ Van Genuchten (1980) ไปศึกษาและประยุกต์ใช้จำเป็นต้องคำนึงถึงความถูกต้องของค่าความพรุนรวมของดินเป็นสำคัญ ในขณะที่สมการของ Brooks and Corey (1964) และ Campbell (1974) ไม่ได้คำนึงถึงความถูกต้องของค่าความพรุนรวมของดินจึงทำให้เส้นอัตรา

ลักษณะของน้ำในดินที่สร้างจากสมการดังกล่าวมีลักษณะไม่ใกล้เคียงกับค่าที่ตรวจวัดได้จริง เพราะค่าความชื้นขณะที่ดินอิ่มตัวด้วยน้ำไม่ถูกจำกัดโดยความพรุนในดิน จึงมีค่าสูงกว่าค่าความเป็นจริงมากจึงเป็นข้อจำกัดของสมการดังกล่าว

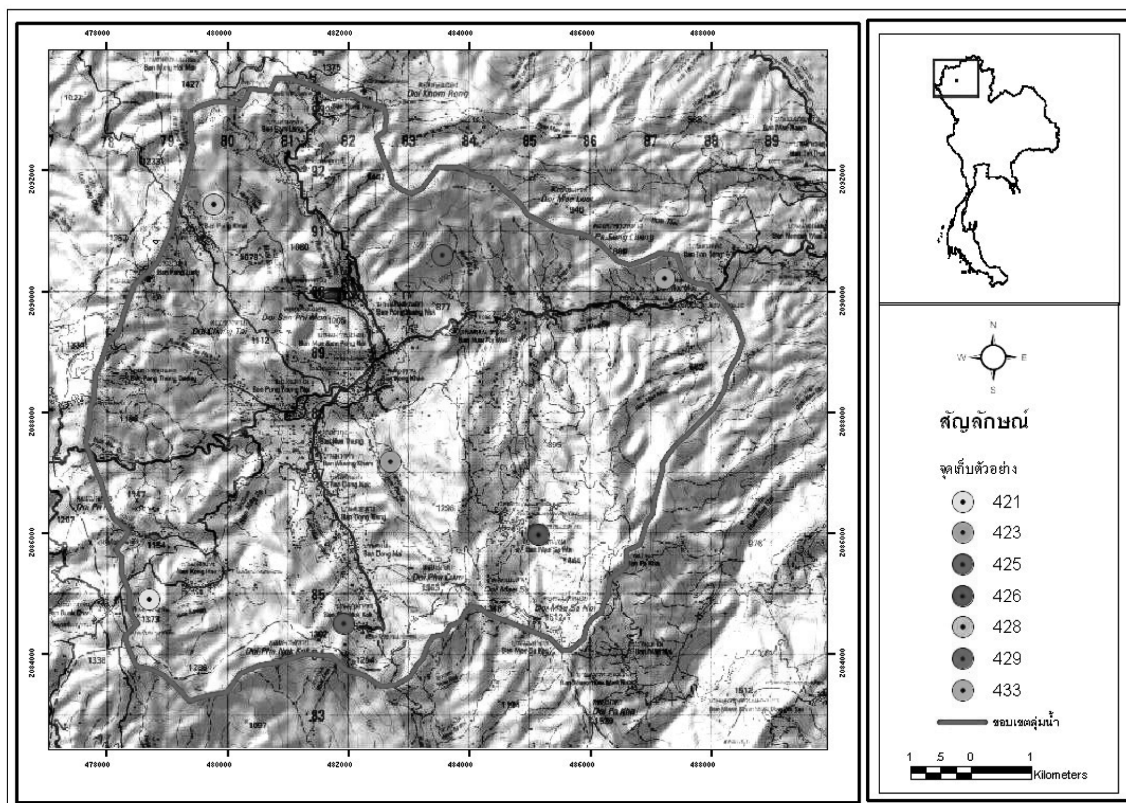


Figure 1. Study Area and Soil Sample Station at Mae-Sa Watershed, Chiang Mai Province.

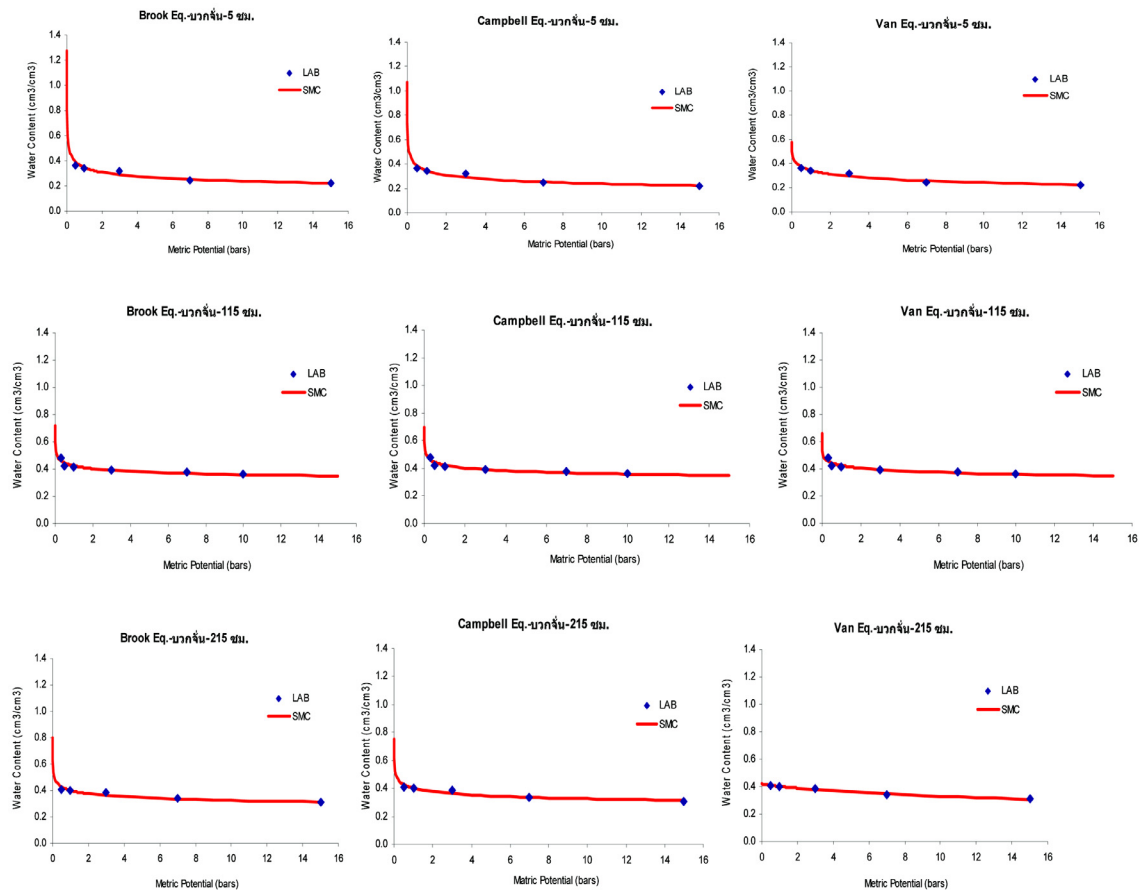


Figure 2. Soil water characteristic curve equations at different soil depths (5, 115 and 215 cm).

Remark: LAB is soil water content at the level of Matric Potential from Laboratory data

SMC is soil water content at level of Matric Potential from Model data

Brook Eq. Campbell Eq. Van Eq. is Soil Water Characteristic Curve Equations by Brooks and Corey (1964) Campbell (1974) and Van Genuchten (1980) respectively

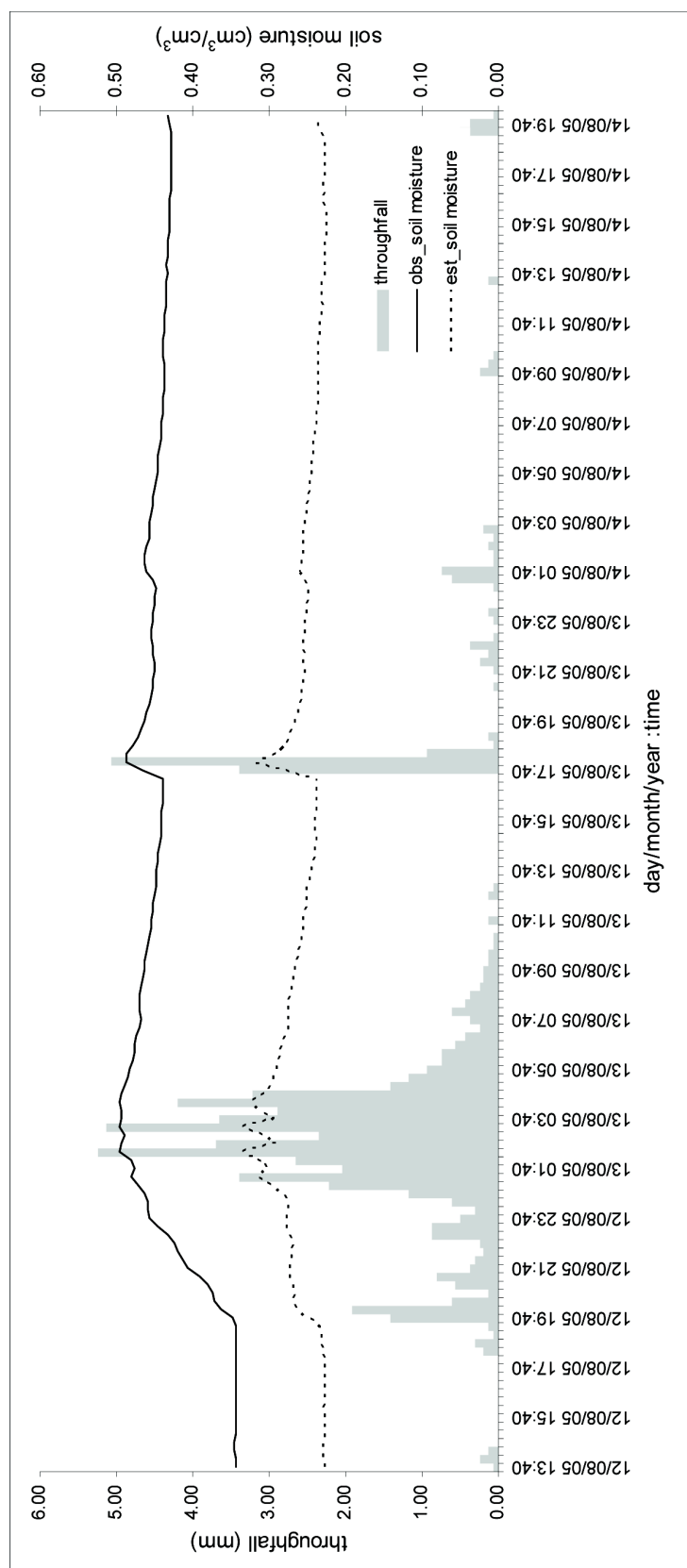


Figure 3. Comparison Curve of Soil moisture change between estimation (est_soil moisture) and observation (obs_soil moisture) before model calibration.

Table 1. Soil water characteristic coefficients at Mae Sa Watershed

Station	Soil sample No.	Soil Depth (cm)	$\phi^{1/}$	θ_r	Brooks and Corey (1964)			Campbell (1974)			Van (1980) from Laboratory			Van (1980) from Model			
					ψ_{ae}	λ	R ²	ψ_{ae}	Coefficients	R ²	α	η	R ²	Coefficients	R ²	α	η
BUAK JUN	23	5	0.58	0.06	0.057	0.209	0.9289	0.042	6.110	0.9337	0.598	0.351	<u>0.9488</u>	0.078	0.764	<u>0.9814</u>	0.39
	24	115	0.46	0.07	0.317	0.087	<u>0.9130</u>	0.318	13.748	0.9091	-	-	-	0.121	0.193	0.8718	0.66
	25	215	0.37	0.07	2.374	0.114	0.9016	2.407	10.973	0.9047	-	-	-	0.026	0.773	<u>0.9770</u>	0.42
BUAK TOEY	26	5	0.49	0.08	0.002	0.126	0.9097	0.0008	11.780	0.9195	2.493	0.198	<u>0.9292</u>	0.063	0.352	<u>0.9490</u>	0.34
	27	115	0.46	0.05	0.002	0.070	0.9295	0.002	17.209	0.9322	0.026	0.171	<u>0.9528</u>	0.009	0.472	<u>0.9870</u>	0.35
PA NOK KOK	28	215	0.47	0.08	0.022	0.181	0.7683	0.009	8.665	0.7876	1.373	0.232	<u>0.8060</u>	0.037	0.676	<u>0.9191</u>	0.29
	29	5	0.43	0.07	0.070	0.092	0.9037	0.063	13.848	0.9073	0.018	0.332	<u>0.9257</u>	0.022	0.284	<u>0.9266</u>	0.45
	30	115	0.47	0.07	0.055	0.121	<u>0.9095</u>	0.051	10.390	0.9037	0.075	0.368	0.8053	0.108	0.311	0.8331	0.50
MAE SA MAI	31	215	0.54	0.09	0.037	0.213	0.9000	0.019	7.210	0.9065	1.178	0.317	<u>0.9149</u>	0.072	0.798	<u>0.9651</u>	0.34
	32	5	0.28	0.06	185.227	0.079	0.9491	163.085	15.044	0.9500	-	-	-	0.073	0.184	<u>0.9508</u>	0.60
	33	120	0.16	0.07	1164487.6	0.084	<u>0.9153</u>	172413.7	14.822	0.9109	-	-	-	0.301	0.166	0.8847	0.60
	34	215	0.29	0.06	3.100	0.200	0.9300	3.204	6.418	0.9403	-	-	-	0.083	0.620	<u>0.9913</u>	0.41

Table 2. Soil water characteristic curve parameters at Huai Dog Ngeaw Station

Parameters	Value
α Coefficient from Van Genuchten's equation	0.0061
n Coefficient from Van Genuchten's equation	0.4515
m Coefficient from Van Genuchten's equation	1.0000
Soil water content (θ)	0.3439
Soil depth (m)	0.1000
Soil porosity (ϕ)	0.3788
Saturated hydraulic conductivity (K_s , cm/s)	0.0079
Residual water content (θ_r)	0.0810
Time (s)	1200

การประยุกต์สมการเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินเพื่อประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน

การประยุกต์สมการเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินเพื่อประเมินค่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน โดยใช้ค่าสัมประสิทธิ์ของสมการเส้นอัตราลักษณ์ของน้ำในดินของ Van Genuchten (1980) และค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ที่ได้จากการตรวจวัด (Table 2) ได้ผลดังแสดงใน (Figure 3) ซึ่งไม่สามารถหาค่าประสิทธิภาพของแบบจำลอง (model

efficiency, EFF) ได้จากภาพพบว่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ได้จากแบบจำลองมีค่าต่ำกว่าค่าที่ได้จากการตรวจวัดจริงอย่างไรก็ตามแนวโน้มความผันแปรของการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ประมาณได้มีความใกล้เคียงกับค่าที่ตรวจวัดจริงมาก จึงทำการปรับเทียบแบบจำลองโดยศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนค่าความพรุนรวมของดิน (ϕ) และค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำของดินอิ่มตัว (K_s) กับค่า RMSE ดังแสดงใน (Figure 4) พบว่า

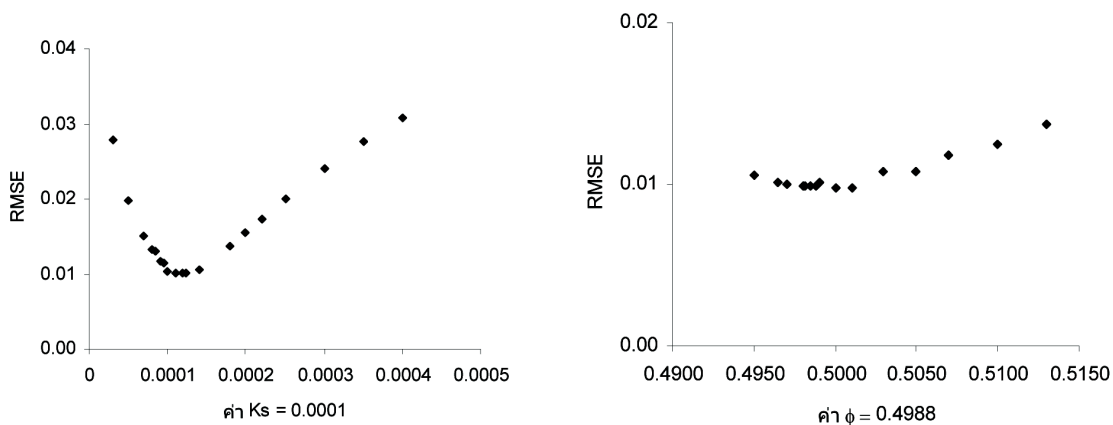


Figure 4. Root Mean Square Error (RMSE) from relationship between soil porosity (ϕ) and saturated hydraulic conductivity (K_s).

ค่า K_s มีความไว (sensitivity) ต่อการเปลี่ยนแปลงค่าความถูกต้องของแบบจำลองมากกว่าค่าความพรุนรวมและเมื่อทำการปรับเทียบด้วยวิธี GRG โดยใช้คำสั่ง Solver ของโปรแกรม Microsoft Excel โดยการเปลี่ยนค่าความพรุนรวมของดินและค่า K_s ซึ่งเป็นค่าตัวแปรหลักที่มีผลทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินอย่างมากเมื่อเทียบกับการทดลองเปลี่ยนค่าตัวแปรอื่นที่เกี่ยวข้องผลที่ได้จากการปรับเทียบพบว่าค่า ϕ และค่า K_s ที่ทำให้ค่า EFF มีค่าสูงสุด (0.9397) คือ 0.4988 และ 0.0001 เซนติเมตรต่อวินาที ตามลำดับ โดยค่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ได้จากแบบจำลองหลังจากการปรับเทียบแสดงดัง (Figure 5)

จาก (Figure 5) พบว่าการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ประมาณได้จากค่าสัมประสิทธิ์ a และ n ของสมการ Van Genuchten (1980) มีการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินสอดคล้องกับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณ

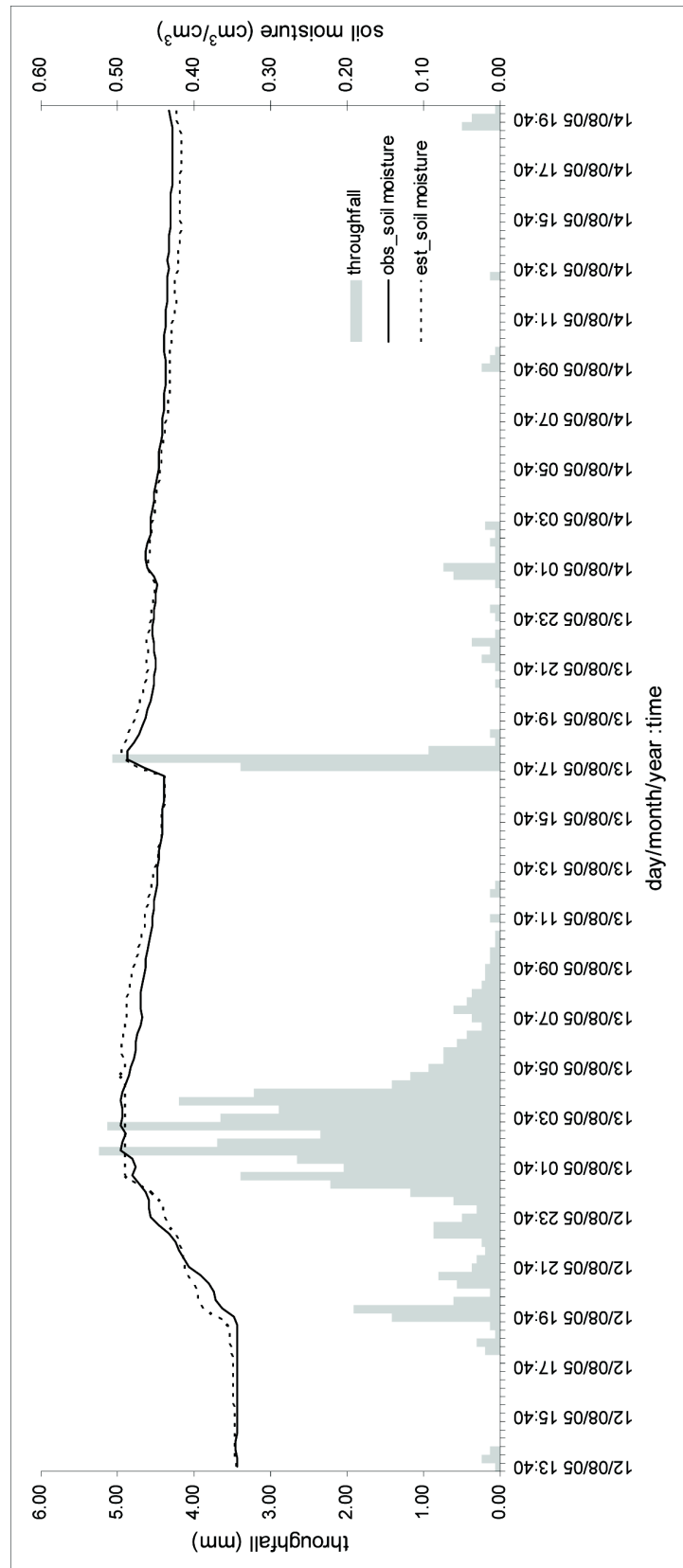


Figure 5. Comparison Curve of Soil moisture change between estimation (est_soil moisture) and observation (obs_soil moisture) after model calibration.

น้ำฝนผ่านเรือนยอด (throughfall) อย่างไรก็ตามการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ประมาณได้จากแบบจำลองมีความแตกต่างกันเล็กน้อยในบางช่วงเวลาเพราะเหตุว่าในสภาพจริงตามธรรมชาติมีปัจจัยหลายอย่างส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน ทั้งที่เกิดจากตัวดินเองและปัจจัยแวดล้อมต่างๆ ที่เกี่ยวข้อง (Crawford *et al.*, 2000) ดังนั้นในการนำค่าสัมประสิทธิ์จากสมการเส้นอัตราส่วนของน้ำในดินและค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ที่ได้จากการตรวจวัดในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สาไปประยุกต์ใช้เพื่อประมาณการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินกับดินในพื้นที่อื่นๆ ของประเทศไทย จำเป็นอย่างยิ่งที่ต้องคำนึงถึงสมบัติของดินด้านต่างๆ โดยเฉพาะเนื้อดิน ความพรุนรวมของดิน และค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำของดินซึ่งเป็นปัจจัยหลักที่ส่งผลต่อลักษณะการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ประมาณค่าได้จากแบบจำลอง

สรุปและข้อเสนอแนะ

1. ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินกับพลังงานกัมมันตภาพรังสีของระดับความลึก 5, 115 และ 215 เซนติเมตร จาก 7 สถานี จำนวนทั้งสิ้น 21 ตัวอย่าง มีลักษณะของการเปลี่ยนแปลงไปในทิศทางเดียวกันคือเมื่อเพิ่มแรงดันในการดึงน้ำออกจากดินมากขึ้นปริมาณน้ำในดินจะลดลง เปรียบเทียบความสัมพันธ์ดังกล่าวตามระดับความลึกจากพื้นดินทั้ง 7 สถานี พบว่า 5 สถานี มีการเปลี่ยนแปลงของกราฟตามระดับความลึกของดินที่เพิ่มขึ้นไปในทิศทางเดียวกัน ส่วนอีก 2 สถานีพบที่มีความแปรผัน ทั้งนี้อาจเนื่องมาจากผลของการใช้ประโยชน์ที่ดินเพื่อทำการเกษตรทำให้ความสามารถในการเก็บกักน้ำของดินบนลดน้อยลง

2. สมการเส้นอัตราส่วนของน้ำในดินที่เหมาะสมที่สุดกับดินบริเวณพื้นที่ศึกษาเมื่อเปรียบเทียบกับค่า R^2 พบว่าไม่มีความแตกต่างกันมากนัก แต่สมการของ Van Genuchten (1980) มีลักษณะเส้นอัตราส่วนของน้ำในดินที่ใกล้เคียงเส้นแนวโน้มจากห้องปฏิบัติการ ดังนั้นสมการของ Van Genuchten (1980) จึงเหมาะสมที่สุดที่จะใช้เป็นตัวแทนของสมการเส้นอัตราส่วนของน้ำในดินบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สา และหากสามารถสร้างสมการจากตัวแปรที่เป็นตัวแทนดินบริเวณพื้นที่ศึกษานั้นๆ ก็จะได้สมการเส้นอัตราส่วนของน้ำในดินที่เหมาะสมและใกล้เคียงกับสภาพธรรมชาติของดินมากที่สุด ซึ่งจะเป็นประโยชน์อย่างยิ่งต่อการนำไปประยุกต์ใช้ในด้านต่างๆ ที่เกี่ยวข้องต่อไป

3. การประยุกต์ค่าสัมประสิทธิ์ของสมการเส้นอัตราส่วนของน้ำในดินของ Van Genuchten (1980) และค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ที่ได้จากการตรวจวัด เพื่อประมาณการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินของดินตัวอย่างบริเวณสถานีห้วยคอกจั่วพบว่า การเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ได้จากแบบจำลองมีค่าต่ำกว่าค่าที่ได้จากการตรวจวัดจริง จึงทำการปรับเทียบแบบจำลองโดยการเปลี่ยนค่าความพรุนรวมของดิน (ϕ) และค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำของดินอิ่มตัว (K_s) ผลที่ได้พบว่าค่า ϕ และค่า K_s ที่ทำให้ค่า EFF มีค่าสูงสุด (0.9397) คือ 0.4988 และ 0.0001 เซนติเมตรต่อวินาทีตามลำดับ โดยค่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินที่ได้จากแบบจำลองหลังการปรับเทียบมีความใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการตรวจวัดจริงมาก อย่างไรก็ตามในการประยุกต์ใช้ผลการศึกษาที่ได้จากพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สาในพื้นที่อื่นๆ ของประเทศไทย จำเป็นอย่างยิ่งที่ต้องคำนึงถึงความแตกต่างของสมบัติของดิน

ด้านต่างๆ ซึ่งเป็นปัจจัยหลักที่ส่งผลต่อลักษณะการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน ทั้งนี้เพื่อให้แบบจำลองที่ประเมินค่าได้สามารถเป็นตัวแทนของลักษณะการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินตามธรรมชาติบริเวณพื้นที่นั้นๆ มากที่สุด

เอกสารและสิ่งอ้างอิง

- วิทยา ตรีโลเกศ. 2526. สมบัติในการนำน้ำและความชื้นประโยชน์ต่อพืชของน้ำในดินชุดหลักบริเวณลุ่มน้ำแม่กลอง. วิทยานิพนธ์ปริญญาโท, มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.
- Brooks, R. H. and A. T. Corey. 1964. **Hydraulic properties of porous media. Colorado State Univ.** Hydrology Paper No. 3. :111-116.
- Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. **Soil Sci.** 117: 311-314.
- Crawford, T. M., D. J. Stensrud, T. N. Carlson and W. J. Capehart. 2000. **Using a soil hydrology model to obtain regionally averaged soil moisture values.** **J. Hydrol.** 353-363.
- Eching, S. O., J. W. Hopmans and O. Wendroth. 1994. Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 58: 687-695.
- Greminger, P. J., Y. K. Sud and D. R. Nielsen. 1985. Spatial variability of field-measured soil water characteristics. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 49: 1075-1081.
- Huang, H. C., Y. C. Tan, C. W. Liu and C.H. Chen. 2004. **A novel hysteresis in unsaturated soil.** **Proceedings in Hydrol. Process.** John Wiley & Sons, Inc., USA.
- Nandagiri, L. and R. Prasad. 1996. Field evaluation of unsaturated hydraulic conductivity models and parameter estimation from retention data. **J. Hydrol.** 179: 197-205.
- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual model, Part I: A discussion of principles. **J. Hydrol.** 10: 282-290.
- Olyphant, G. A. 2003. Temporal and spatial (down profile) variability of unsaturated soil hydraulic properties determined from a combination of repeated field experiment and inverse modeling. **J. Hydrol.** 281: 23-35.
- Rajkai, K., S. Kabos, M. Th. Van Genuchten and P. E. Jansson. 1996. Estimation of water-retention from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. **Soil Sci.** 161: 832-845.
- Stankovich, J. M. and D. A. Lockington. 1995. Brooks-Corey and Van Genuchten soil water retention models. **J. Irrig. Drain. Eng.** 121: 1-7.
- Van Genuchten, Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 44: 892-898.

Wu, L., R. R. Allmaras, J. B. Lamb and K. E. Johnsen.
1996. Model sensitivity to measured and
estimated hydraulic properties of a Zimmerman
fine sand. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 60: 1283-1290.

Zhu, J. and B. P. Mohanty. 2002. Spatial averaging of
Van Genuchten hydraulic parameters for
steady-state flow in heterogeneous soils: A
numerical study. **Vadose Zone J.** 1: 261-27.
