

การทำนายสภาพน้ำของดินปนเศษหินจากอัตราแทรกซึมน้ำสะสม : กรณีศึกษา
บ้านบ่อหวี อำเภอสวนผึ้ง จังหวัดราชบุรี

Prediction of Soil Hydraulic Conductivity of a Skeletal Soil from Cumulative Water
Infiltration Rate: A Case Study at Bo-Wi Village, Suan Phueng District,
Ratchaburi Province

ชาญณรงค์ เขตแดน^{1,2}, ณัฐพล จิตมาตย์^{1,2}, เสาวนุช ถาวรพฤษี¹

บทคัดย่อ

สภาพน้ำของดินเป็นปัจจัยหนึ่งที่มีความสำคัญอย่างยิ่งสำหรับการดินและน้ำเพื่อการเกษตรอย่างมีประสิทธิภาพโดยเฉพาะพื้นที่บริเวณภูเขาซึ่งส่วนใหญ่เป็นดินปนเศษหิน การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาผลกระทบของปริมาณเศษหินโดยปริมาตรที่มีผลต่อสภาพน้ำของดินที่จุดอิมิตด้วยน้ำโดยใช้วิธี inverse ซึ่งประเมินจากข้อมูลอัตราการแทรกซึมน้ำสะสมของดินร่วมกับพารามิเตอร์ทางชลศาสตร์ที่ได้จากกราฟดูดยืดความชื้นในดินปนเศษหิน ผลการศึกษา พบว่า ตัวแปรที่บ่งบอกถึงประสิทธิผลที่ได้จากการทดลองและการทำนายของวิธี inverse มีค่าต่ำ (r^2 , Φ , RMSE และ ME) แสดงให้เห็นว่า วิธี inverse สามารถทำนายสภาพน้ำของดินได้แม่นยำ นอกจากนี้เมื่อเปรียบเทียบค่าสภาพน้ำของดินที่จุดอิมิตด้วยน้ำเทียบกับวิธีการที่อาศัยหลักการของ Wooding's พบว่า มีค่าสภาพน้ำขณะอิมิตด้วยน้ำ แตกต่างกันเพียง 1.46-1.73 เท่า ผลการศึกษาผลกระทบของหินต่อสภาพน้ำของดินที่จุดอิมิตด้วยน้ำ พบว่า สภาพน้ำของดินที่จุดอิมิตด้วยน้ำลดลงตามปริมาณเศษหินที่เพิ่มขึ้นไม่เกินช่วงร้อยละ 35 โดยปริมาตร โดยที่สภาพน้ำของดินลดลงจากดินที่มีเศษหินช่วงร้อยละ 0-5 เท่ากับ 1.30 สำหรับดินที่มีเศษหินช่วงร้อยละ 5-15 (ค่าเฉลี่ย < 11.80 % vol.) และเท่ากับ 1.92 เท่า สำหรับดินที่มีปริมาณเศษหินในช่วงร้อยละ 15-35 (ค่าเฉลี่ย < 25.95 % vol.)

คำสำคัญ : สภาพน้ำ มาตรการแทรกซึมน้ำ ดินปนเศษหิน inverse method กราฟดูดยืดความชื้น

Abstract

Soil hydraulic conductivity is a key factor for efficiency soil and water conservation for agriculture especially in mountainous area that soil usually contains many rock fragments. The objective of this study was to investigate the influence of volumetric rock fragment content on saturated hydraulic conductivity using inverse method by determining the cumulative infiltration and optimizing with water retention data on a loamy skeletal soil. The results showed that precision indices of the inverse method (Φ , RMSE and ME) were low between observed and predict values indicating that this method had high precision in prediction of soil hydraulic conductivity. Additionally, the differences of average K_{sat} values were of 1.46-1.73 times as compared to K_{sat} values by the Wooding's method. The result of a study on influence of rock fragment content on K_{sat} revealed that K_{sat} decreased with increasing of rock fragment content in the range less than 35 % vol., where K_{sat} value decreased from soil with 0-5% of rock fragments equal to 1.30 time for the soil with 5-15 % of rock fragment (mean < 11.80 % vol.) and equal to 1.92 time for the soil with 15-35 % of rock fragment (mean < 25.95 % vol.).

¹ภาควิชาปฐพีวิทยา คณะเกษตร มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตบางเขน กรุงเทพมหานคร 109001

²ศูนย์วิทยุทางการชั้นสูงเพื่อเกษตรและอาหาร สถาบันวิทยุทางการชั้นสูงแห่งมหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ กรุงเทพมหานคร 109002

คำนำ

ดินปนเศษหินเป็นดินปัญหาหนึ่งของประเทศไทย โดยเฉพาะในพื้นที่ภูเขาและพื้นที่ลาดชันเชิงซ้อนที่มีการใช้ทางการเกษตร การที่ดินมีเศษหินในปริมาณมากทำให้ยากต่อการปฏิบัติทางการเกษตร เช่น การไถพรวน และดินนี้มักมีการกักเก็บน้ำได้ต่ำทำให้ดินเสี่ยงต่อภาวะขาดความชื้นได้ (บารุง, 2550) สภาพน้ำของดิน (soil hydraulic conductivity) มีความสำคัญอย่างยิ่งในการศึกษาและทำความเข้าใจเกี่ยวกับการไหลของน้ำในดิน ความสามารถในการกักเก็บน้ำของดิน การเคลื่อนที่ของธาตุอาหารในดิน ตลอดจนปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินและการกร่อนของดิน ซึ่งข้อมูลเหล่านี้มีความจำเป็นสำหรับการจัดการดินและน้ำเพื่อการเกษตรอย่างมีประสิทธิภาพโดยเฉพาะอย่างยิ่งในพื้นที่ที่ง่ายต่อการสูญเสียน้ำออกจากดิน เช่น ดินปนเศษหิน และดินเนื้อหยาบ

การศึกษาสภาพน้ำของดินจำเป็นต้องเข้าใจถึงความสัมพันธ์ระหว่างสภาพน้ำกับแรงขับชลศาสตร์หรือสภาพน้ำกับปริมาณน้ำ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการศึกษาในสภาพสนามซึ่งมีวิธีการศึกษาหลายวิธีการ แต่ก็ยังมีข้อจำกัดทางด้านเวลา ราคา และความซับซ้อนของวิธีการศึกษา อาทิ วิธีการทดสอบการซาบซึมน้ำในสนาม (*in situ* instantaneous profile method) ซึ่งมีข้อจำกัดในด้านการติดตั้งอุปกรณ์ และมีลักษณะของดินเป็นข้อจำกัด และวิธีการหาค่าสภาพดูดซึมน้ำของดิน (sorptivity) ซึ่งมีขั้นตอนการศึกษาและใช้เวลานาน และมีผลกระทบจากลักษณะของโครงสร้างดิน เป็นต้น (Ankeny *et al.*, 1991)

มาตรวัดการแทรกซึมน้ำชนิดมีแรงดึงกลับ (tension infiltrometer) เป็นวิธีการหนึ่งสำหรับการประเมินสภาพน้ำของดินโดยอัตราการแทรกซึมน้ำของดิน เนื่องจากมีความรวดเร็วในการวัด ขั้นตอนไม่ยุ่งยากซับซ้อน และไม่รบกวนโครงสร้างดิน การประเมินสภาพน้ำของดินด้วยวิธีนี้ยังประกอบด้วยหลายวิธีย่อย อาทิเช่น วิธีการ Wooding's (Wooding, 1968), วิธีการตามหลักฟิสิกส์ (physical base) (Haverkamp *et al.*, 1994) และวิธีการ inverse (Šimůnek and van Genuchten, 1996) เป็นต้น ซึ่งสภาพน้ำของดินที่ได้จากแต่ละวิธีจะมีค่าที่แตกต่างกัน อย่างไรก็ตามการศึกษากการประเมินสภาพน้ำของดินด้วยวิธีนี้ในดินปนเศษหิน ดินปนหิน และดินปนกรวดยังอยู่ในวงที่จำกัด เช่น Sauer and Logsdon (2002) ได้ศึกษาสมบัติทางชลศาสตร์ของดินปนหินด้วยวิธีการตามหลักวิธี Wooding's พบว่าเมื่อปริมาณของหินเพิ่มขึ้น สภาพน้ำที่จุดอิ่มตัว (K_{sat}) มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ และ Li *et al.* (2008) ได้ศึกษาสภาพน้ำที่จุดไม่อิ่มตัว (K_p) ในพื้นที่แนวหินปูน พบว่า สภาพน้ำที่จุดไม่อิ่มตัว มีสหสัมพันธ์เชิงบวกกับปริมาณหินปูนอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ และเมื่อแรงขับชลศาสตร์เพิ่มขึ้นสหสัมพันธ์กลับลดลง เป็นต้น ถึงแม้ว่าการประเมินสภาพน้ำของดินด้วยวิธีดังกล่าว เป็นวิธีที่นิยมกันอย่างแพร่หลายในปัจจุบัน แต่ความถูกต้องของข้อมูลขึ้นอยู่กับความสัมพันธ์ระหว่างสภาพน้ำและแรงขับชลศาสตร์ ($K(\Psi)$) ซึ่งแตกต่างกันไปตามแต่ละชนิดดินและลักษณะโครงสร้างของดินขนาดใหญ่ (macrostructure)

ดังนั้นการศึกษาในครั้งนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อ 1) ทำนายสภาพน้ำของดินด้วยวิธี inverse ในกลุ่มดินร่วนปนเศษหิน และ 2) เพื่อศึกษาผลกระทบของปริมาณเศษหินที่แตกต่างกันต่อ K_{sat} ซึ่งผลที่ได้จากการศึกษานี้จะเป็นต้นแบบในการนำวิธีการทางอ้อมมาใช้ในการทำนายค่าสภาพน้ำของดินปนเศษหินในพื้นที่อื่นๆ ได้

สมการที่เกี่ยวข้องกับการศึกษา

1. สมการ Richards' equation (Richards, 1931)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rK(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial r} \right) \quad [1]$$

เมื่อ คือ ปริมาณน้ำ (ลูกบาศก์เซนติเมตร), t คือเวลา (วินาที), z คือระยะทางในแนวตั้งมีค่าเป็นบวก (เซนติเมตร), K คือ ค่าสภาพน้ำ (เซนติเมตรวินาที), h คือแรงขับชลศาสตร์ (เซนติเมตร) และ r คือ ระยะ (เซนติเมตร) ซึ่งสามารถเปลี่ยนรูปให้อยู่ในรูปของปริมาณเริ่มต้นของปริมาณน้ำเป็นระดับความลึกของดิน ($\theta_i(z)$) ได้เป็น

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) \quad t = 0 \quad [2]$$

และมีขอบเขตจากสมการ 3a ถึง 3e

$$h(r, z, t) = h_0(z) \quad 0 < r < r_0, \quad z = 0 \quad [3a]$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = 1 \quad r > r_0, \quad z = 0 \quad [3b]$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = 0 \quad z = \infty \quad [3c]$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial r} = 0 \quad r = \infty \quad [3d]$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial r} = 0 \quad r = 0 \quad [3e]$$

เมื่อ คือแรงขับเคลื่อนศาสตร์ที่ดึงน้ำเข้าสู่ผิวดิน อย่างไรก็ตาม สมการที่ 1 กำหนดให้มีการไหลที่รัศมีเท่ากับศูนย์ เพราะฉะนั้นจะต้องใช้ขอบเขตจากสมการ 3e และสามารถเปลี่ยนรูปได้เป็น

$$\lim_{r \rightarrow 0} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rK(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial r} \right) = 2K(r, z, t) \frac{\partial^2 h(r, z, t)}{\partial r^2} \quad [4]$$

2. สมการ VGM (Mualem, 1976 and van Genuchten, 1980)

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} \quad [5]$$

$$K(h) = K_{sat} S^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S^{\frac{1}{m}} \right)^2 \right] \quad h < h_{p0} \quad [6]$$

$$S = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [7]$$

สมการนี้สามารถใช้ในการอธิบายคุณสมบัติทางไฮดรอลิกในสมการที่ 1 เมื่อแรงขับเคลื่อนศาสตร์น้อยกว่าศูนย์ โดยที่ θ และ θ_r คือ ปริมาณน้ำที่จุดอิมตัวและปริมาณน้ำที่เหลืออยู่ในดินตามลำดับ (ลูกบาศก์เซนติเมตร), K_{sat} คือ สภาพนำน้ำที่จุดอิมตัวด้วยน้ำ (เซนติเมตรวินาที), S คือสัดส่วนการอิมตัวด้วยน้ำ, $m=1-(1/n)$, n และ α คือ สัมประสิทธิ์ที่เกี่ยวข้องกับการประเมินด้วยสมการ (1/เซนติเมตร)

3. สมการ Wooding's (Wooding, 1968)

$$\frac{Q(h_0)}{\pi r_0^2} = K(h_0) + \frac{4}{\pi r_0} \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad [8]$$

$$\frac{Q(h_0)}{\pi r_0^2} = K(h_0) + \left(1 + \frac{4}{\pi r_0 k} \right) \quad [9]$$

เมื่อ r_0 คือรัศมีของมาตรวัดการแทรกซึมน้ำชนิดมีแรงดึงกลับ (เซนติเมตร), $K(h_0)$ คือ สภาพนำน้ำ ณ จุดไม่อิมตัวด้วยน้ำ, k คือค่าที่คำนวณได้จากกราฟการซาบซึมน้ำต่อเวลาและ h_i คือแรงขับเคลื่อนศาสตร์ที่สัมพันธ์กับปริมาณเริ่มต้นของปริมาณน้ำ

4. แบบจำลอง Dual porosity

โมเดล Dual porosity เป็นวิธีที่สมมุติให้การไหลของน้ำมีสถานะสองแบบ คือ การไหลของน้ำระหว่างช่องว่าง (ระหว่างเม็ดดิน, ระหว่างช่องว่างขนาดใหญ่ที่เกิดจากรากพืช รอยแตกกระแหง หรือโพรงจากสิ่งมีชีวิต) และอยู่กับที่ (การกักเก็บของน้ำในเม็ดดิน การกักเก็บของน้ำในหิน) ซึ่ง Durner *et al.* (1999) ได้เสนอสมการที่ใช้ในการประเมินพารามิเตอร์ทางศาสตร์ของดินในแต่ละสถานะโดยใช้ฟังก์ชัน van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980)

$$S = w_1 [1 + (\alpha_1 h)^{n_1}]^{m_1} + w_2 [1 + (\alpha_2 h)^{n_2}]^{m_2} \quad [10]$$

รวมสมการเข้ากับแบบจำลอง pore-size distribution ของ Mualem (1976)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

$$K(S) = \frac{(w_1 S_1 + w_2 S_2)^1 (w_1 \alpha_1 [1 - (1 - S_1^{1/m_1})^{m_1}] + w_2 \alpha_2 [1 - (1 - S_2^{1/m_2})^{m_2}])^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad [11]$$

เมื่อ w_i คือค่าถ่วงน้ำหนัก, α_i , n_i และ m_i โดยที่ $m = 1 - (1/n)$ เป็นค่าสัมประสิทธิ์ที่เกี่ยวข้องกับการประเมินด้วยสมการ

วิธีการ Parameter Optimization

Simunek and van Genuchten (1996) ได้อธิบายวิธีการประเมินไฮดรอลิกส์พารามิเตอร์โดยสมการ

$$\Phi(\beta, \chi) = \left[\sum_{j=1}^m \frac{1}{N_j \sigma_j^2} \sum_{i=1}^{N_j} w_{i,j} (y_{X_{i,j}} - f(\beta, X_{i,j}))^2 \right] \quad [12]$$

เมื่อ β เวกเตอร์ของพารามิเตอร์ในสมการ, χ คือค่าที่สื่อถึง m ของตัวแปรอิสระ, N_j คือความยาว j th ของ, χ , σ_j คือส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน, $w_{i,j}$ คือค่าถ่วงน้ำหนัก, y คือค่าที่ได้จากการวัดในแต่ละ $X_{i,j}$ และ $f(\beta, X_{i,j})$ คือค่าที่ได้จากการทำนาย

อุปกรณ์และวิธีการ

1. สถานที่ทำการทดลอง

สถานที่ศึกษาตั้งอยู่ในพื้นที่ศูนย์โครงการฟาร์มตัวอย่างตามพระราชดำริสมเด็จพระนางเจ้าสิริกิติ์ พระบรมราชินีนาถ (13°28'N, 099°16'E) บ้านบ่อหวี อำเภอสวนผึ้ง จังหวัดราชบุรี พื้นที่ทำการศึกษเป็นพื้นที่ทดลองระบบการปลูกพืช และศึกษาการกร่อนดินตั้งแต่ พ.ศ. 2552 มีสภาพพื้นที่โดยทั่วไปของแปลงทดลองเป็นเนินเขาที่มีความชันระหว่างร้อยละ 9 ถึง 25 มีวัตถุต้นกำเนิดดินเกิดจากการสลายตัวอยู่กับที่ของหินทราย หินควอตไซต์ หินดินดาน และหินฟิลไลต์ มีพืชพรรณธรรมชาติเป็นป่าไผ่และไม้พุ่มเตี้ย ก่อนที่จะเปลี่ยนการใช้ประโยชน์ที่ดินในการปลูกข้าวโพดพริก และถั่ว สามารถจำแนกดินตามแผนที่ดิน (กรมพัฒนาที่ดิน, 2554) ได้เป็น loamy-skeletal, Kanhaplic Haplustults (สถิระ และคณะ, 2547)

2. การศึกษาในแปลงทดลอง

ทำการวัดอัตราการแทรกซึมน้ำด้วยเครื่องวัดอัตราการแทรกซึมน้ำที่ผิวดินแบบแรงดึงจำนวน 4 แรงขับชลศาสตร์ ได้แก่ 0, -30, -60 และ -120 มิลลิเมตร จำนวน 18 จุด ที่ทำการวัดตามตำแหน่งสภาพภูมิประเทศ คือ ตอนบน ตอนกลาง และตอนล่างของความลาดชัน และชั้นดิน รายละเอียดของเครื่องมือและวิธีการวัดอัตราการแทรกซึมน้ำได้อธิบายโดย วิสุทธ์ และคณะ (2554) ก่อนทำการวัดอัตราการแทรกซึมน้ำควรทำความสะอาดผิวดินที่จะทำการวัดจนเห็นเพียงผิวน้ำดิน ไรซันทรายละเอียดหนาประมาณ 5-10 มิลลิเมตร เพื่อเป็นวัสดุเชื่อมต่อการไหลของเครื่องมือและดิน ทำการวัดอัตราการแทรกซึมน้ำจนมีอัตราคงที่โดยเริ่มจากแรงขับชลศาสตร์ที่ -120 มิลลิเมตร จนถึงแรงขับชลศาสตร์ที่ 0 มิลลิเมตร หรือจุดอิ่มตัว หลังจากนั้นทำการเก็บตัวอย่างดินแบบไม่รบกวนด้วยกระบอกเก็บตัวอย่างดิน (soil core) ขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 8 เซนติเมตร สูง 4 เซนติเมตร ซึ่งมีขนาดใหญ่เพียงพอที่จะศึกษาผลกระทบของปริมาณเศษหิน (Buchter *et al.*, 1994) จำนวน 3 ตัวอย่างในแต่ละการวัด รวมจำนวนทั้งสิ้น 54 ตัวอย่าง เพื่อใช้สำหรับการวัดกราฟดูยึดความชื้นของดิน (soil water retention curve) การกระจายขนาดอนุภาคดิน และปริมาณเศษหิน (Figure 1)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

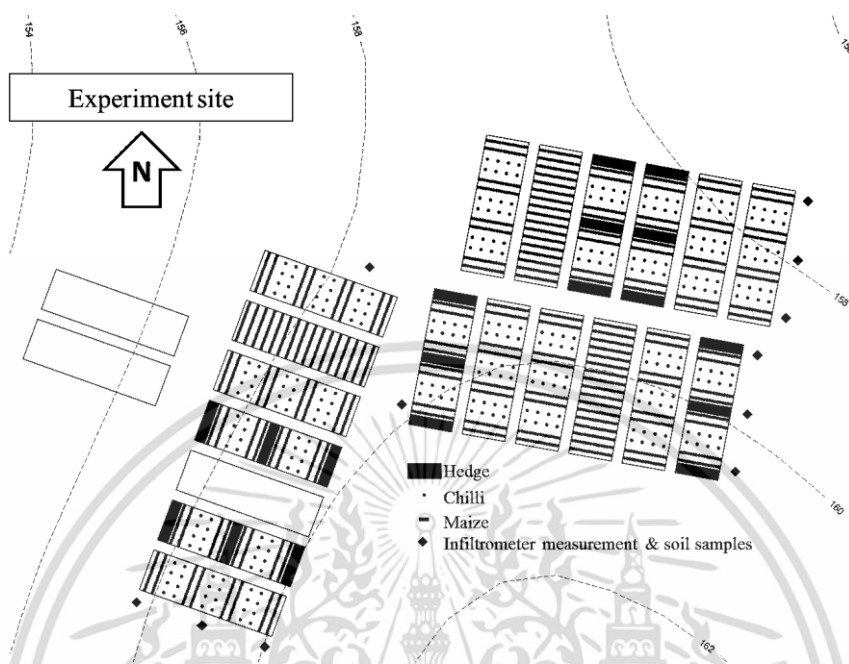


Figure 1 Sampling and infiltration measurement points in the field.

วิธีการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำจากอัตราการแทรกซึมน้ำของดิน นำข้อมูลอัตราการแทรกซึมน้ำที่ผิวดินต่อเวลาประเมินพารามิเตอร์ทางชลศาสตร์ของดินโดย

1. วิธีการคำนวณตามหลักการของ Wooding's

1.1 คำนวณ K_{sat} และ K_h ด้วยวิธีการคำนวณของ Ankeny *et al.* (1991) (AN)

$$K_{h1} = \frac{q_{h1}}{\pi r^2 + 2(h_1 - h_2)R[(1 + q_{h2} + q_{h1}) / (1 - q_{h2} - q_{h1})]} \quad [13]$$

$$K_{h2} = \frac{q_{h2} K_{h1}}{q_{h1}} \quad [14]$$

$$K = \frac{2(K_{h1} - K_{h2})}{(h_1 - h_2)(K_{h1} + K_{h2})} \quad [15]$$

แทนค่า K จากสมการ 15 ลงในสมการ 9

1.1 คำนวณ K_{sat} และ K_h ด้วยวิธีการคำนวณโดย Logsdon and Jaynes (1993) (LJ)

$$K = \frac{\ln(q_{h1}/q_{h2})}{(h_1 - h_2)} \quad [16]$$

$$K(h_0) = K_{sat} \exp(kh) \quad [17]$$

แทนค่า $K(h_0)$ จากสมการ 17 ลงในสมการ 9

2. วิธีการ inverse

ประเมิน K_{sat} และ K_h ด้วยโปรแกรม DISC (Šimůnek and van Genuchten, 2000) โดยใช้พารามิเตอร์, n , α และ K_{sat} ที่ได้จากการฟิตความชื้นของดิน โดยแบ่งเป็น 1) กำหนดให้ค่า K_{sat} เป็นค่าอิสระ (IV1) และ 2)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

กำหนดให้ค่า K_{sat} มีค่าเท่ากับวิธี AN (IV2)

3. การทดสอบในห้องปฏิบัติการ

ทำการวัดกราฟดูดซับความชื้นของดินในตัวอย่างดินที่ไม่ถูกรบกวนจำนวน 54 ตัวอย่าง โดยใช้ชุดเครื่องมืออัดความดัน (pressure plate apparatus) ที่แรงขับชลศาสตร์ 10, 30, 100, 300, 500, 1,000 และ 1,500 กิโลพาสคาล (Klute, 1986) แล้วทำการประเมินพารามิเตอร์ทางชลศาสตร์ของดินโดยใช้โมเดล Dual porosity ด้วยโปรแกรม RETC (van Genuchten *et al.*, 1991) และวิเคราะห์หากกระจายขนาดอนุภาคดินที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางน้อยกว่า 2 มิลลิเมตร ด้วยวิธีปิเปต (Gee and Bauder, 1986) และคำนวณหาร้อยละโดยปริมาตรของเศษหิน โดยใช้ร้อยละโดยน้ำหนักกับความหนาแน่นของเศษหินโดยใช้สมการที่เสนอโดย Poesen and Lavee (1994) แล้วทำการแบ่งกลุ่มเศษหินออกเป็นร้อยละ 0-5, 5-15, 15-35 และมากกว่า 35 โดยปริมาตร

4. การวิเคราะห์ข้อมูลทางสถิติ

ตัวแปรที่ใช้ในการเปรียบเทียบประสิทธิผลของอัตราการแทรกซึมน้ำที่ได้จากการทำนาย (predicted) โดยโปรแกรม DISC กับอัตราการแทรกซึมน้ำที่ได้จากการทดลองในสนาม (observed) จะใช้ค่า R-Squared (r^2), ค่า parameter Optimization () (ยิ่งมีค่าต่ำยิ่งมีความถูกต้องของการทำนายมาก), ค่า Root mean square error (RMSE), ค่า Mean error (M E) และวิเคราะห์ Pearson correlation () ด้วยโปรแกรม SPSS ในการเปรียบเทียบความแตกต่างข้างต้นและความแตกต่างของ และ ในแต่ละวิธี โดยค่า RMSE และ ME คำนวณได้จากสมการ 18 และ 19 ตามลำดับ

$$RMSE = \sqrt{1/N \sum_{z=1}^N (y_{z1} - y_{z2})^2} \quad [18]$$

$$ME = 1/N \sum_{z=1}^N (y_{z1} - y_{z2}) \quad [19]$$

เมื่อ N คือจำนวนข้อมูล, y_{z1} คือข้อมูลชุดที่หนึ่งและ y_{z2} คือข้อมูลในชุดที่สอง (Beatens *et al.*, 2009)

ผลการทดลองและวิจารณ์

1. สภาพน้ำในดินที่ได้จากการประเมินโดยมาตรวัดการแทรกซึมน้ำแบบแรงดึงกลับ

เมื่อทำการคำนวณสภาพน้ำที่แรงขับชลศาสตร์แตกต่างกัน (0, -30, -60 และ -120 มิลลิเมตร) จากอัตราการแทรกซึมน้ำในแต่ละวิธีการ (Figure 2) พบว่า ที่แรงขับชลศาสตร์มีค่าเท่ากับ 0 มิลลิเมตร หรือที่จุดอิ่มตัวด้วยน้ำนั้น สภาพน้ำ (K_{sat}) ในวิธี IV1 มีค่าสูงสุดเท่ากับ 257.57×10^{-4} เซนติเมตร/นาที่ โดยที่มีค่าสูงกว่าวิธี AN, LJ และวิธี IV2 เท่ากับ 1.73, 1.46 และ 1.73 เท่าตามลำดับ ในขณะที่เมื่อแรงขับชลศาสตร์มีค่าตั้งแต่ -30 จนถึง -120 มิลลิเมตร สภาพน้ำ K_{-30} K_{-60} K_{-120} โดยวิธี LJ กลับมีค่าสูงสุด เท่ากับ 50.76×10^{-4} , 5.92×10^{-4} และ 1.33×10^{-4} เซนติเมตร/นาที่ ตามลำดับ โดยที่มีค่าสูงกว่าวิธี AN, IV1 และวิธี IV2 ถึง 3.65, 2.82 และ 1.82 เท่า ที่แรงขับชลศาสตร์เท่ากับ -30 มิลลิเมตร แต่อย่างไรก็ตามที่แรงขับชลศาสตร์เท่ากับ -60 และ -120 มิลลิเมตร สภาพน้ำโดยวิธี LJ มีค่าสูงกว่าวิธี AN, IV1 และวิธี IV2 เท่ากับ 1.53, 1.79, 1.28 เท่า และ 1.36, 1.69 และ 1.43 เท่า ตามลำดับ

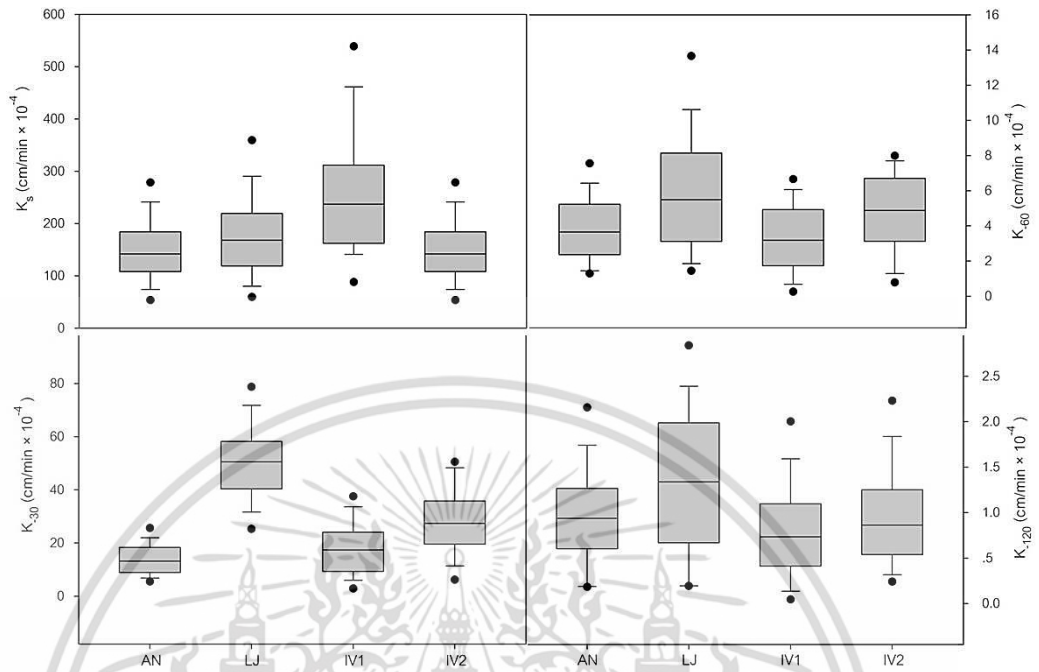


Figure 2 Box plots of mean hydraulic conductivities in different pressure heads (0, -30, -60 and -120 mm) measured by the tension infiltrometer and in different calculation methods of Ankeny *et al.* (1991) (AN method), Logsdon and Jaynes (1993) (LJ), Šimůnek and van Genuchten (1996). Boxes represent the mean and the 25th and 75th percentiles, while the whiskers (error bars) indicate the 10th and 90th percentiles.

ค่าสัมประสิทธิ์การนำน้ำในแต่ละแรงขับชลศาสตร์เป็นค่าที่ได้จากการคำนวณ ไม่ใช่ค่าที่แท้จริง (Verbist *et al.*, 2009) ดังนั้น จึงแสดงค่าความแตกต่างของสภาพน้ำในแต่ละแรงขับชลศาสตร์ของวิธี AN, IV1 และ IV2 ด้วยค่า ME และ RMSE (Table 1) เปรียบเทียบกับวิธี LJ ซึ่งผลในการทดลองนี้แตกต่างจากผลการทดลองของ Verbist *et al.* (2009) ที่พบว่า สภาพน้ำในวิธี IV1 มีค่าสูงกว่าวิธี AN และ LJ ในทุกแรงขับชลศาสตร์ แต่สอดคล้องกับผลการทดลองของ Šimůnek *et al.* (1998) ที่พบว่า วิธีตามหลักการคำนวณของ Wooding's มีค่าสูงกว่าวิธี Inverse ซึ่งข้อแตกต่างนี้อาจเนื่องมาจากลักษณะทางสัณฐานของดินและลักษณะของเครื่องมือที่แตกต่างกัน (Angulo-Jaramillo *et al.* 2000) แต่อย่างไรก็ตาม สภาพน้ำที่ได้จากวิธี Inverse (IV1 และ IV2) และวิธี Wooding's (AN และ LJ) ในการทดลองนี้ยังคงมีค่าอยู่ในช่วงเดียวกันโดยเฉพาะอย่างยิ่งวิธี IV1 กับวิธี AN ซึ่งสอดคล้องกับผลการทดลองของ Ramos *et al.* (2006)

Table 1 Indices for the hydraulic conductivity for different pressure head (0, -30, -60 and -120 mm) calculation methods of Ankeny *et al.* (1991) (AN), Šimůnek and van Genuchten (1996) with K_{sat} as a free parameter (IV1) and Šimůnek and van Genuchten (1996) with K_{sat} fixed at AN method (IV2) relative to the method of Logsdon and Jaynes (1993) (LJ).

Method	ME				RMSE			
	Saturated	-30 mm	-60 mm	-120 mm	Saturated	-30 mm	-60 mm	-120 mm
	(cm/min $\times 10^{-2}$)							
AN	0.273	0.368	0.021	0.004	1.157	1.563	0.087	0.015
IV1	-0.812	0.328	0.026	0.005	3.447	1.391	0.111	0.023
IV2	0.273	0.228	0.013	0.004	1.157	0.967	0.055	0.017

2. ประสิทธิภาพของวิธี Inverse

ผลการศึกษาค่าความแม่นยำในการทำนายค่าสภาพน้ำที่เทียบระหว่างอัตราแทรกซึมน้ำที่วัดได้จริงกับอัตราแทรกซึมน้ำที่ทำนายได้ด้วยวิธี IV1 และ IV2 พบว่า ตัวแปร (r^2 , RMSE และ ME) ที่บ่งบอกถึงประสิทธิภาพของการทำนายผลของอัตราการแทรกซึมน้ำของทั้งสองวิธี แสดงให้เห็นว่า อัตราการแทรกซึมน้ำที่ได้จากการทำนายมีค่าใกล้เคียงกับอัตราการแทรกซึมน้ำที่ได้จากการทดลองในสนาม (Figure 3) (Table 2) โดยที่อัตราการแทรกซึมน้ำที่ได้จากการทำนายมีค่าสูงกว่าอัตราการแทรกซึมน้ำที่ได้จากการทดลองเล็กน้อย ซึ่งสามารถพิจารณาได้จากค่า ME ที่เป็นบวก ซึ่งสอดคล้องกับการทดลองของ Beatens *et al.* (2009) ที่ใช้วิธีเดียวกันในการประเมินคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดินปนเศษหิน ในขณะที่เมื่อพิจารณาในแต่ละวิธีการ พบว่า วิธี IV1 มีค่าตัวแปรบ่งบอกถึงประสิทธิภาพของการทำนายต่ำกว่าวิธี IV2 ทุกตัวแปร อีกทั้งเมื่อสร้างกราฟระหว่างอัตราการแทรกซึมน้ำสะสมที่ได้จากการทดลองเทียบกับอัตราการแทรกซึมน้ำสะสมที่ได้จากการทำนายพบว่าการกระจายตัวของกราฟอัตราการแทรกซึมน้ำสะสมในวิธี IV1 มีลักษณะของเส้นข้อมูลแคบกว่าในวิธี IV2 ถึงแม้จะมีหนึ่งชุดข้อมูลที่มีการเบี่ยงเบนไปจากแกนสมมาตรอย่างเห็นได้ชัด (วิธี IV1 เข้าใกล้แกนสมมาตรของกราฟมากกว่าวิธี IV2)

Table 2 Results of mean evaluated indices of observed vs. predicted cumulative infiltrations obtained by method of Šimůnek and van Genuchten (1996) with K_{sat} as a free parameter (IV1) and fixed K_{sat} by AN method (IV2) using DISC program with initial parameters from water retention measurement.

Data set	Φ ($\times 10^{-3}$)	N^\dagger	r^2	RMSE	ME	ρ
				(cm)		
IV1	4.326	36	0.999	0.261	0.168	0.996
IV2	8.869	36	0.995	0.420	0.227	0.996

[†] Number of cumulative infiltration measurement plus number of water retention measurement.

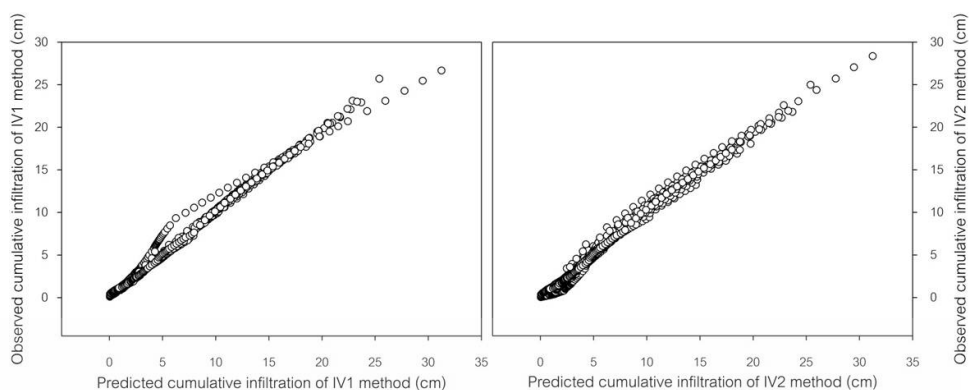


Figure 3 Scatter plot between observed cumulative infiltration value (y-axis) and predicted cumulative infiltration (x-axis) by method of Šimůnek and van Genuchten (1996) with K_{sat} as a free parameter IV1) and fixed K_{sat} by AN method using DISC program (IV2).

3. ความสัมพันธ์ของปริมาณเศษหินกับสภาพน้ำของดิน

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของปริมาณเศษหินกับสภาพน้ำของดินที่จุดอิมิตัวด้วยน้ำ (K_{sat}) โดยการหาความสัมพันธ์ (Pearson's correlation: ρ) (Table 3) พบว่า K_{sat} ในแต่ละวิธีการมีสหสัมพันธ์ในเชิงลบกับปริมาณเศษหิน อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติ กล่าวคือ เมื่อปริมาณเศษหินมีค่าเพิ่มมากขึ้นมีผลทำให้ K_{sat} มีค่าลดลง โดยที่วิธี IV1 แสดงสหสัมพันธ์สูงสุด ($\rho = 0.169$) ซึ่งเป็นเพราะการวิเคราะห์ปริมาณเศษหินด้วยกระบอกเก็บตัวอย่างดินที่มีมาตราส่วนเล็กกว่าในสภาพจริง ทำให้มีปริมาณหินที่แตกต่างไปจากสภาพสนาม (Sauer and Logsdon, 2002; Verbist *et al.*, 2009 and Novák *et al.*, 2011)

Table 3 Pearson's correlation between volumetric rock fragment content for K_{sat} in different calculation techniques of Ankeny *et al.* (1991) (AN), Logsdon and Jaynes (1993) (LJ), Šimůnek and van Genuchten (1996) (IV).

Method	AN	LJ	IV
Pearson correlation	-0.012	-0.047	-0.169
Number of sample (n)	18		

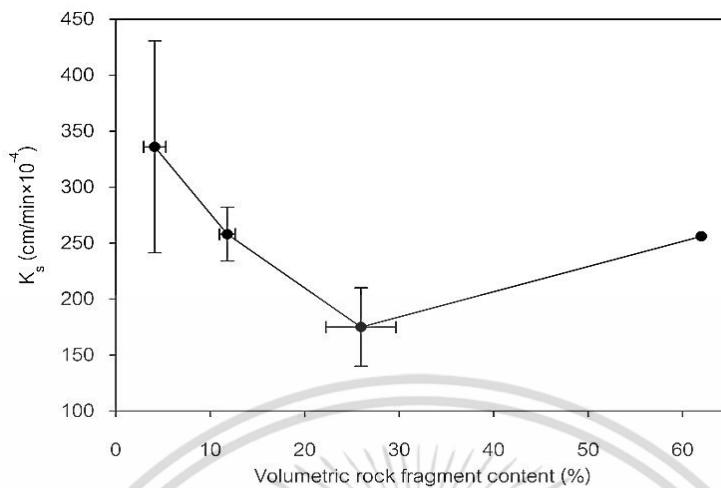


Figure 4 Mean hydraulic conductivities by varying pressure heads (0, -30, -60 and -120 mm) of the IV technique (Šimůnek and van Genuchten, 1996) related to different volumetric rock fragment content (0-5, 5-15, 15-35 and >35 %). The whiskers indicate standard error of rock fragment content (lateral direction) and standard error of hydraulic conductivities (vertical direction) except in $R_v > 35$ %.

ผลของปริมาณเศษหินโดยปริมาตร (ร้อยละ 0-5, 5-15, 15-35 และมากกว่า 35) ที่มีผลต่อ K_{sat} (Figure 4) พบว่า เมื่อปริมาณเศษหินเพิ่มขึ้นจนถึงปริมาณเศษหินในช่วงร้อยละ 15-35 (ค่าเฉลี่ยร้อยละ 25.95) K_{sat} มีค่าลดลงอย่างต่อเนื่อง ในขณะที่เมื่อปริมาณเศษหินเพิ่มขึ้นมากกว่าช่วงร้อยละ 15-35 (ตัวอย่างที่ใช้ในการศึกษามีเพียงหนึ่งตัวอย่าง) K_{sat} กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น สอดคล้องกับรายงานของ Milczarek *et al.* (2005) ซึ่งการเพิ่มขึ้นปริมาณของหินที่ไม่มีช่องว่าง (non porous rock) ทำหน้าที่เสมือนสิ่งกีดขวางการไหลของน้ำ มีผลทำให้พื้นที่สำหรับการเคลื่อนที่ของน้ำลดลง และเพิ่มความคดเคี้ยวของช่องว่างในการเคลื่อนที่ของน้ำอ้อมก้อนหิน ทำให้การไหลของน้ำช้าลงถึงแม้ว่าการเพิ่มขึ้นของปริมาณหินจะทำให้ช่องว่างในดินมีขนาดใหญ่ขึ้นก็ตาม แต่ช่องว่างเหล่านี้เป็นช่องว่างที่ไม่ต่อเนื่อง อย่างไรก็ตามปริมาณหินที่เพิ่มขึ้นจนถึงระดับหนึ่ง ทำให้เกิดช่องว่างระหว่างหินที่สัมผัสกันเอง ซึ่งเป็นช่องว่างที่มีขนาดใหญ่และต่อเนื่อง (Beibei *et al.*, 2009) ที่ส่งเสริมการไหลของน้ำ แต่การเคลื่อนที่ของน้ำในกรณีนี้ยังคงช้ากว่าดินที่ไม่มีหินปน ซึ่งสอดคล้องกับรายงานของ Ma *et al.* (2010) ที่ระบุว่า การเพิ่มขึ้นของปริมาณหินมีแนวโน้มที่จะขัดขวางการไหลของน้ำมากกว่าการส่งเสริมการไหล โดยเฉพาะอย่างยิ่งหินที่ไม่มีช่องว่าง (Sauer and Logsdon, 2002) เหมือนในการทดลองนี้

สรุปผลการทดลอง

การศึกษาวิธีการประเมินสภาพน้ำในสนามของดินปนเศษหิน และเปรียบเทียบความแม่นยำของวิธีการประเมินโดยวิธี inverse กับวิธีมาตรฐาน พบว่า วิธีการประเมินสภาพน้ำจากอัตราการแทรกซึมน้ำสะสมโดยวิธี inverse โดยกำหนดให้ K_{sat} เป็นตัวแปรอิสระร่วมกับพารามิเตอร์ทางชลศาสตร์ที่ได้จากกราฟผูดัดความชื้น สามารถใช้ในการประเมินสภาพน้ำทั้งสภาพอิ่มตัวด้วยน้ำและสภาพไม่อิ่มตัวด้วยน้ำของดินปนเศษหิน ซึ่งพิจารณาจาก r^2 , Φ , RMSE และ ME ที่มีค่าต่ำ มีค่าเท่ากับ 0.999, 4.326×10^{-3} , 0.261 และ 0.168 ตามลำดับ อีกทั้งวิธีการ inverse ยังมีความรวดเร็ว เหมาะสมและมีปัญหาเกี่ยวกับความต่อเนื่องของช่องว่างในขณะการวัดน้อย เมื่อเทียบกับวิธีการ

ประเมินสภาพน้ำในสนามโดยวิธีอื่น ในขณะที่เมื่อทำการเปรียบเทียบวิธีการ inverse กับวิธีการที่ใช้หลักการของ Wooding's พบว่า ค่าสภาพน้ำที่จุดอิมตัวด้วยน้ำ โดยวิธี inverse มีค่าต่างกับวิธีของ Wooding's เท่ากับ 1.46-1.73 เท่า ในขณะที่สภาพน้ำที่จุดอิมตัวด้วยน้ำมีค่าต่างกัน 0.35-1.29 เท่า ซึ่งมีค่าแตกต่างกันเพียงเล็กน้อย อีกทั้งวิธี inverse ยังเป็นวิธีการประเมินสภาพน้ำจากอัตราการแทรกซึมน้ำตั้งแต่เริ่มต้นจนถึงจุดคงที่ (transient flow) แทนที่จะใช้เพียงอัตราการแทรกซึมน้ำที่จุดคงที่ (steady state flow) เหมือนหลักการจาก Wooding's สำหรับอิทธิพลของปริมาณเศษหินต่อสภาพน้ำที่จุดอิมตัวด้วยน้ำนั้น พบว่า สภาพน้ำที่จุดอิมตัวด้วยน้ำจะลดลงเมื่อมีปริมาณเศษหินน้อยกว่าร้อยละ 35 โดยปริมาตร โดยที่สภาพน้ำของดินลดลงเท่ากับ 1.30 และ 1.92 เท่า เมื่อมีปริมาณเศษหินในช่วงร้อยละ 5-15 (ค่าเฉลี่ย < 11.80 % vol.) และในช่วงร้อยละ 15-35 (ค่าเฉลี่ย < 25.95 % vol.) ตามลำดับ แต่เมื่อปริมาณเศษหินมากกว่าร้อยละ 35 โดยปริมาตร สภาพน้ำที่จุดอิมตัวด้วยน้ำกลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ซึ่งยังอยู่ในเกณฑ์ที่ยังต่ำกว่าสภาพน้ำเมื่อดินมีปริมาณเศษหินน้อยกว่าร้อยละ 5 โดยปริมาตร แต่อย่างไรก็ตามในการศึกษาค้างนี้ จำนวนตัวอย่างของดินที่มีปริมาณเศษหินมากกว่าร้อยละ 35 โดยปริมาตร มีเพียงหนึ่งตัวอย่าง ซึ่งยังไม่สามารถสรุปสภาพน้ำของดินที่มีปริมาณเศษหินมากกว่าร้อยละ 35 ได้อย่างชัดเจน ดังนั้นจึงควรศึกษาเพิ่มเติมถึงแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงสภาพน้ำของดินที่มีปริมาณเศษหินที่มากกว่าร้อยละ 35 ขึ้นไป

ผลจากการทดลองนี้มีความสำคัญอย่างยิ่งสำหรับการวางแผนการจัดการชลประทาน ตลอดจนมาตรการในการอนุรักษ์ดินและน้ำในดินปนเศษหินซึ่งส่วนใหญ่เป็นพื้นที่สูงชัน เพื่อลดปัญหาการกร่อนดินรวมทั้งการสูญเสียธาตุอาหารจากการกร่อนดิน และการชะล้างในแนวตั้ง (leaching) และแนวราบ (subsurface flow) การจัดการดินเพื่อเพิ่มการไหลของน้ำในทางตั้งให้มากขึ้น จะช่วยลดอัตราการกร่อนดินจากน้ำไหลป่าได้ และควรมีการจัดการเพื่อรักษาความชื้นของดินชั้นไทรพรวนร่วมด้วย

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยนี้ได้รับการสนับสนุนทุนวิจัยบางส่วนจาก ศูนย์วิทยการขั้นสูงเพื่อเกษตรและอาหารมหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ ภายใต้ โครงการส่งเสริมการวิจัยในอุดมศึกษาและพัฒนามหาวิทยาลัยวิจัยแห่งชาติ สำนักงานคณะกรรมการการอุดมศึกษา ขอขอบคุณอาจารย์ ดร.วิสุทธ์ วีรสวรร ที่อำนวยความสะดวกในการใช้เครื่องมือและอุปกรณ์ในการทำงานวิจัยให้สำเร็จลุล่วงได้ด้วยดี และขอขอบพระคุณอาจารย์ ดร.ธัญชัย กองแก้ว

เอกสารอ้างอิง

- กรมพัฒนาที่ดิน. 2554. แผนที่ชุดดินมาตราส่วน 1:100,000 อำเภอสวนผึ้ง จังหวัดราชบุรี. แผนที่ดินรายอำเภอ. แหล่งที่มา (ระบบออนไลน์) : http://oss101.1dd.go.th/web_th/soilseries/01/central/70/Ratchaburi/70_map/70_AMP/7003.pdf. 27 มิถุนายน 2555.
- บำรุง ทรัพย์มาก. 2550. ปัญหาทรัพยากรดินรายจังหวัดของประเทศไทย. สำนักสำรวจดินและวางแผนการใช้ที่ดิน กรมพัฒนาที่ดิน. กรุงเทพฯ. 193 หน้า.
- วิสุทธ์ วีรสวรร, อาณัติ เสงเจริญ และ เกวลิณ ศรีจันทร์. 2554. คู่มือการใช้งานอุปกรณ์วัดการซาบซึมน้ำแบบมีแรงดึงกลับ (tension infiltrometer) ของภาควิชาปฐพีวิทยา. ภาควิชาปฐพีวิทยา มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน. นครปฐม.
- สธิระ อุดมศรี, ชนิษฐศรี ผู้ตระกูล และ สุมิตรา วัฒนา. 2547. การกำหนดลักษณะของชุดดินที่จัดตั้งในภาคกลางของประเทศไทย จำแนกใหม่ตามระบบอนุกรมวิธานดิน 2546. ส่วนมาตรฐานการสำรวจจำแนกดินและที่ดิน สำนักสำรวจดินและวางแผนการใช้ที่ดิน กรมพัฒนาที่ดิน. กรุงเทพฯ. 148 หน้า.
- Angulo-Jaramillo, F., J.P. Vandervaere, S. Roulier, J.L. Thony, J.P. Gaudet and M. Vauclin. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. *Soil Till. Res.* 55: 1–29.
- Ankeny, M.D., M. Ahmed, T.C. Kaspar, and R. Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 467–470.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Beatens, J.M, K. Verbist, W.M. Cornelis, D. Gabriels and G. Soto. 2009. On the influence of coarse fragments on soil water retention. *Water Resour. Res.* 45: doi: 10.1029/2008WR007402.
- Beibei, Z., S. Ming and S. Hongbo. 2009. Effects of rock fragments on water movement and solute transport in a Loess Plateau soil. *C.R. Geoscience.* 341:462-472.
- Buchter, B., C. Hinz and H. Flühler. 1994. Sample size for determination of coarse fragment content in stony soil. *Geoderma*, 63: 265-275.
- Durner, W., E. Priesack, H.-J. Vogel, and T. Zurmühl. 1999. pp. 817-829. Determination of parameters for flexible hydraulic functions by inverse modeling. In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij, L. Wu (Eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. University of California, Riverside, CA.
- Fies, J.C., N. Delouevny and A. Chanzy. 2002. The role of stones in soil water retention. *Eur. J. Soil Sci.* 53:95-104.
- Gee, G.W. and J.W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. pp. 383–411. In A Klute. Ed. *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*, 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. 1173 p.
- Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smettem, and J.-Y. Parlange. 1994. Three- dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 30:2931–2935.
- Klute, A., 1986. Water retention: laboratory methods. pp. 635–662. In A Klute. Ed. *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*, 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. 1173 p.
- Li, X.Y., S. Conteras and A. Solé-benet. 2008. Unsaturated hydraulic conductivity in limestone dolines: Influence of vegetation and rock fragments. *Geoderma*. 145:288-294.
- Logsdon, S., and D. Jaynes. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1426–1431.
- Ma, D., M. Shao, J. Zhang and Q. Wang. 2010. Validation of an analytical method for determining soil hydraulic properties of stony soils using experimental data. *Geoderma*. 159(3-4):262-269.
- Milczarek, M., R.C. Rice, M. Trevino and D. van Zyl. 2005. Hydraulic properties of stony vadose zone soils revisited. *Arizona hydrological society. Annual symposium.* pp. 1.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12: 513–522.
- Novák, V., K. Křáva and J. Šimůnek. 2011. Determining the influence of stones on hydraulic conductivity of saturated soils using numerical method. *Geoderma*. 161:177-181.
- Poesen, J. and H. Lavee. 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. *Catena*. 23: 1-28.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*. 1: 318–333.
- Sauer, T.J. and S.D. Logsdon. 2002. Hydraulic and physical properties of stony soils in a small watershed. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 1947-1956.
- Šimůnek, J. and M.Th. van Genuchten. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resour. Res.* 32: 2683–2696.
- Šimůnek, J., R.A.-Jaramillo, M.G. Schaap, J. -P. Vandervaere and M.Th. van Genuchten. 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma*. 86:61–81.
- Šimůnek, J. and M.Th. van Genuchten. 2000. The DISC computer software for analyzing tension disc infiltrometer data by parameter estimation. Version 1.0. Res. Rep. 145. U.S. Salinity Lab., Riverside, CA.
- Van Genuchten, M.Th., F.J. Leij, and S. R. Yates. 1991. *The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils*, Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065. U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892–898.

Verbist, K., J. Baetens, W.M. Cornelis, D. Gabriels, C. Torres and G. Soto. 2009. Hydraulic conductivity as influenced by stoniness in degraded drylands of Chile. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73: 471-484.

Wooding, R.A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4: 1259-1273.



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้