

การหาคุณสมบัติเชิงชลศาสตร์ของดินเม็ดหยาบโดยวิธีระเหย

Hydraulic properties determination of coarse grain soils by evaporation method.

สิวพร สีลเตโช^{1*}, วิชัย ศรีบุญลือ², Claude Hammecker³, วิทยา ตรีโลเกศ¹

และ Jean Luc Maght⁴

Siwaporn Siltecho^{1*}, Vichai Sriboonlue², Claude Hamecker³, Vidhaya Trelo-ges¹

and Jean Luc Maght⁴

บทคัดย่อ: ดินที่พบมากที่สุดและมักจะมีปัญหาในภาคตะวันออกเฉียงเหนือเป็นดินเม็ดหยาบ การหาสมบัติเชิงชลศาสตร์ของดินเม็ดหยาบจึงมีความจำเป็นต่อการวิเคราะห์ ออกแบบ และจัดการเกี่ยวกับการชลประทาน การป้องกันดินเค็ม และการจัดการดินถล่ม สมบัติเชิงชลศาสตร์ของดินที่สำคัญมี 2 ส่วนคือ ค่าลักษณะความชื้นดินและฟังก์ชันสภาพนำชลศาสตร์ของดิน วิธีการหาค่าสมบัติทั้ง 2 ของดินมีหลากหลายวิธี ส่วนใหญ่ใช้เวลานาน ค่าใช้จ่ายสูง ยุ่งยากซับซ้อน และหาได้เพียงค่าใดค่าหนึ่ง วิธีการระเหยเป็นวิธีทดสอบในห้องปฏิบัติการ สามารถหาสมบัติทั้งสองได้ทั้งในสภาพธรรมชาติหรือสภาพบดอัด สำหรับขั้นตอนการคำนวณค่าพารามิเตอร์ด้วยข้อมูลที่ได้จากวิธีการระเหยนั้น มักจะมี 2 แบบคือ แบบดั้งเดิมเรียกว่าวิธีตรง (direct method) และแบบที่พัฒนาขึ้นมาใหม่เรียกว่าวิธีผกผัน (inverse method) แต่ในดินเม็ดหยาบการใช้วิธีผกผันอาจทำให้เกิด nonuniqueness ได้ง่าย โดยเฉพาะเมื่อต้องการหาค่าของพารามิเตอร์ทั้ง 5 ตัว (θ_r , θ_s , α , n และ K_s) ดังนั้นวัตถุประสงค์ของการศึกษานี้เพื่อทดสอบหาแนวทางให้ได้ค่าพารามิเตอร์ van Genuchten ที่เป็น unique ที่คำนวณจากวิธีผกผัน โดยใช้ข้อมูลเริ่มต้นที่ได้จากวิธีตรงในการป้อนข้อมูล ในการศึกษานี้ได้ทำการวัดเสถียรภาพและความชื้นของดินเม็ดหยาบ 2 ชนิด คือ ดินทราย 4 ชุด และดินทรายปนร่วน 5 ชุด โดยในขั้นแรกสมบัติเชิงชลศาสตร์ของดินจะถูกหาด้วยวิธีตรง จากนั้นผลลัพธ์นี้จะนำไปใช้เป็นค่าเริ่มต้นในการหาค่าสมบัติเชิงชลศาสตร์ด้วยวิธีผกผัน จากผลการศึกษาพบว่าค่าพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α และ n ที่หาได้จากวิธีตรงสามารถนำมาเป็นค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นสำหรับวิธีผกผัน โดยทำให้ได้ค่าพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α , n , $K(h)$ และ $K(\theta)$ ที่ถูกต้องสมบูรณ์และเป็น unique มากขึ้น

คำสำคัญ: สมบัติเชิงชลศาสตร์, วิธีการระเหย

¹ ภาควิชาพืชศาสตร์และทรัพยากรการเกษตร คณะเกษตรศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น ขอนแก่น 40002

Department of Plant Science and Agricultural Resources, Faculty of Agriculture, Khon Kaen University, Khon Kaen 40002

² คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น ขอนแก่น 40002

Department of Agricultural Engineering, Khon Kaen University, Khon Kaen 40002

³ Institute of Research for Development UMR 210, Land Development Department, Office of Science for Land Development, Bangkok 10900

⁴ Institute of Research for Development, Water Management Institute-National Agriculture and Forestry Research Institute, UR Solutions, BP 06, Vientiane, Lao P.D.R.

* Correspondent author: aom_siwaporn@yahoo.com

ABSTRACT: Coarse-grained soil is the most common and problematic soil of Northeastern Thailand. The knowledge of its hydraulic properties is, therefore, essential for the analysis, design, and management of irrigation, saline soil dissemination, and landslide protection. The two main hydraulic properties are soil water characteristics curve and hydraulic conductivity function as described by the van Genuchten functions. There are many determination methods for these soil properties available, but most of them are tedious, time consuming, complex, have high cost, and usually provide only one the soil characteristics. The evaporation method is a laboratory method which can be used to determine both properties from a single set of data. This method can deal with both undisturbed soil samples and repacked soil samples. There are two calculation procedures from the evaporation data, i.e. the traditional so-called “direct method,” and the newly developed method called the “inverse method.” However, for coarse-grained soil, the inverse method can easily result in nonuniqueness, especially when determining the values of the five parameters (θ_r , θ_s , α , n and K_s). Therefore, the objective of this study is to test the evaporation method with sandy and loamy sandy soils using the inverse method in order to find the correct set of van Genuchten parameters; by utilizing the initial data derived from the direct method for the fitting procedure. During the evaporation experiments with four sandy and five loamy sandy soils, series of pressure head and soil water content values were obtained. In the first stage, the direct method was used to calculate soil hydraulic properties in order to first get the approximate parameter values. Then, these values were used as the initial guesses for the inverse method. The results showed that parameters θ_r , θ_s , α and n obtained from the direct method could be used as the initial guesses for the inverse method, making the complete set of parameters (θ_r , θ_s , α , n , $K(h)$ and $K(\theta)$) more robust and unique.

Keywords: Hydraulic properties, Evaporation method

บทนำ

ดินเม็ดหยาบหมายถึงดินที่เป็นทรายจัดได้แก่ดินทราย (sandy soil) และดินทรายปนร่วน (loamy sand) เป็นดินส่วนใหญ่ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ซึ่งเป็นผลจากวัสดุต้นกำเนิดดิน (parent material) ที่เป็นหินทราย (sand stone) (เพิ่มพูน, 2527) ดินเม็ดหยาบมักจะเป็นดินที่เป็นปัญหา (problematic soils) เช่น ความสามารถอุ้มน้ำต่ำ การชะล้างปุ๋ยสูง การแพร่กระจายดินเค็ม และการเกิดดินถล่มบนพื้นที่ลาดชันในการวิเคราะห์เพื่อแก้ปัญหาต่างๆ เหล่านี้ จำเป็นจะต้องรู้ค่าคุณสมบัติเชิงกลศาสตร์ของดินปัญหา (Schindler et al., 2010; Siltecho, 2012) คุณสมบัติเชิงกลศาสตร์ที่สำคัญมี 2 อย่างคือ โค้งลักษณะความชื้นดิน (soil water characteristic curve) และฟังก์ชันสภาพนำชลศาสตร์ (hydraulic conductivity function) (Tamari et al., 1993) โดยที่โค้งลักษณะความชื้นดินแสดงค่าความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นของดิน (soil water content, θ) และเฮดความดัน (pressure head, h) ของน้ำในดิน ส่วนฟังก์ชันสภาพนำชลศาสตร์คือค่าความสัมพันธ์ระหว่างสภาพนำชลศาสตร์ (K) กับความชื้นของดิน (θ) หรือระหว่างสภาพนำชลศาสตร์กับเฮดความดัน (h) โดยปกติ

มักจะเขียนค่าความสัมพันธ์ทั้งสองเป็นสมการ ซึ่งสมการสำคัญที่นิยมใช้มากคือสมการ van Genuchten (1980) ซึ่งมีรูปแบบดังนี้

$$S_e = [1 + (-\alpha h)^n]^{-m} \quad (1)$$

$$S_e = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (2)$$

$$K = K_s S_e^{0.5} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (3)$$

$$m = 1 - 1/n \quad (4)$$

เมื่อ S_e คือความอิ่มตัวยังผล (effective saturation), h คือเฮดความดัน, θ_r และ θ_s คือความชื้นคงค้าง (residual soil water content) และความชื้นอิ่มตัว (saturated soil water content) ตามลำดับ, K คือสภาพนำชลศาสตร์, K_s คือสภาพนำชลศาสตร์อิ่มตัว, m , n และ α เป็นพารามิเตอร์ของ van Genuchten ความสัมพันธ์ของ m และ n มีหลายรูปแบบ สมการ (4) เป็นความสัมพันธ์ที่นิยมใช้มากที่สุดและเป็นแบบจำลองของ Mualem (1976) สมการ (1) ถึง (4) แสดงความสัมพันธ์ของ h กับ θ และ K กับ θ เขียนในรูปของฟังก์ชันเป็น $h(\theta)$ กับ $K(\theta)$ และอาจจะได้ความสัมพันธ์ของ K กับ h ในรูป $K(h)$ ด้วย จากสมการ (1) ถึง (4) แสดงว่าพารามิเตอร์สำคัญที่จะต้องหาคือ θ_r , θ_s , α , n และ K_s โดยแต่ละฟังก์ชันต้องหาพารามิเตอร์

4 ตัว นั่นคือสำหรับโค้งลักษณะความชื้นดิน ($h(\theta)$) ในสมการ (1) ต้องหา θ_r , θ_s , α และ n ส่วนฟังก์ชันสภาพนำชลศาสตร์ ($K(\theta)$) ในสมการ (3) ต้องหา θ_r , θ_s , α , n และ K_s

ดังนั้นในการหาคุณสมบัติเชิงชลศาสตร์ของดิน จึงหมายถึงการหาค่าพารามิเตอร์ทั้ง 5 ตัว ของดิน นั้นซึ่งจะทำให้เราได้ความสัมพันธ์ 2 ตัวคือ $h(\theta)$ และ $K(\theta)$ วิธีการหาคุณสมบัติมักจะประกอบด้วย 2 ขั้นตอนคือ ขั้นตอนการทดสอบเพื่อให้ได้ข้อมูลที่เกี่ยวข้องกับความชื้นและเสดความดัน และขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูลเพื่อให้ได้พารามิเตอร์ทั้ง 5 ตัว วิธีการหาคุณสมบัติเชิงชลศาสตร์ของดินมีมากมาย (Kool et al., 1987; Hopmans et al., 2002) แต่ที่ได้รับความนิยมมากและมีการพัฒนาอย่างต่อเนื่องคือวิธีการระเหย (evaporation method) ซึ่งเป็นวิธีที่สามารถติดตั้งทดสอบค่อนข้างง่าย (Minasny and Field, 2005) การทดสอบก็เพียงปล่อยให้เกิดการระเหยตามธรรมชาติแล้วเก็บข้อมูล (Bohne and Salzmann, 2002) วิธีนี้ได้มีการสอบเทียบกับวิธีอื่นๆ แล้วได้ผลเข้ากันดี (Wendroth et al., 1993; Tamari et al., 1993) และที่สำคัญคือเป็นวิธีที่ได้รับการรับรองให้เป็นวิธีมาตรฐาน (ISO, 2004; Schindler and Muller, 2006)

สำหรับขั้นตอนการคำนวณค่าพารามิเตอร์ด้วยข้อมูลที่ได้จากวิธีการระเหยนั้น มักจะมี 2 แบบคือแบบดั้งเดิมเรียกว่าวิธีตรง (direct method) และแบบที่พัฒนาขึ้นมาใหม่เรียกว่าวิธีผกผัน (inverse method) โดยที่วิธีตรงเป็นการคำนวณโดยตรงจากข้อมูลเฉลี่ยค่าเสดความดันที่วัดได้กับค่าความชื้นดินเฉลี่ย เมื่อปัดสมการ (1) เข้ากับข้อมูลที่ได้ก็จะได้พารามิเตอร์ 4 ตัวแรก และจากชุดข้อมูลเดียวกันนี้ ก็จะสามารถหาค่าอัตราการไหลจำเพาะเฉลี่ย (specific discharge, q) ระหว่างจุดวัดเสดความดัน ทำให้สามารถหาฟังก์ชันสภาพนำชลศาสตร์ได้ และสามารถประมาณค่า K_s ได้ด้วย (Wendroth et al., 1993; Mohrath et al., 1997; Schindler et al., 2010) Wendroth et al. (1993) พบว่าวิธีตรงนี้ใช้ได้กับดินทั่วไปแต่สำหรับดิน

เม็ดหยาบ วิธีนี้จะสามารถวัดได้เพียงในช่วงสั้นๆ คือที่เสดความดันระหว่าง -100 ซม. ถึง -500 ซม. เท่านั้น ทั้งนี้เนื่องจากค่าความต่างของเสดความดันระหว่างจุดวัดมีค่าน้อยมาก ใน 2 กรณีคือ เมื่อดินชื้นมากกับเมื่อดินแห้งมากค่าความต่างของเสดอาจจะน้อยกว่าค่าความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการวัดด้วยซ้ำไป

ส่วนวิธีผกผันเป็นการแก้สมการริชาร์ด (Richards equation) ซึ่งเป็นสมการจำลองการเคลื่อนที่ของน้ำในดิน ซึ่งในวิธีการระเหยนี้อจะเป็นการเคลื่อนที่ของน้ำแบบหนึ่งมิติ คือเคลื่อนที่จากส่วนล่างของดินตัวอย่างขึ้นสู่ผิวดินแล้วระเหยออกสู่บรรยากาศ จากการทดลองจะได้ค่าอัตราการระเหย และค่าเสดความดันที่จุดวัดที่เวลาต่างๆ เมื่อเริ่มการทดลอง เราจะประมาณค่าความชื้นของดินเพื่อใช้เป็นเงื่อนไขเริ่มต้น (initial condition) ส่วนเงื่อนไขขอบเขต (boundary condition) จะใช้ค่าอัตราการระเหยเป็นขอบเขตบนและไม่มีการเคลื่อนที่ของน้ำเข้าหรือออกที่ขอบเขตล่าง วิธีผกผันไม่ใช่เป็นการแก้สมการตรงๆ แต่เป็นการแก้สมการแบบสมมุติค่าพารามิเตอร์ของ van Genuchten ทั้ง 5 ตัว แล้วคำนวณหาเสดความดันที่จุดวัด เปรียบเทียบผลรวมเสดความดันจากการคำนวณและที่ได้จากการวัด เมื่อผลต่างจากการคำนวณและจากการวัดน้อยกว่าค่าที่กำหนดไว้ถือว่าค่าพารามิเตอร์ที่สมมุติขึ้นเป็นค่าถูกต้อง แต่เนื่องจากพารามิเตอร์ที่ต้องการหามีถึง 5 ตัว ทำให้ค่าที่ได้ไม่ได้มีเพียงชุดเดียว (nonunique) หมายถึงมีค่าพารามิเตอร์ได้หลายชุด แต่มีเพียงชุดเดียวที่เป็นค่าที่ถูกต้อง (Carrera and Neuman, 1986) โดยเฉพาะดินเม็ดหยาบจะทำให้เกิด nonuniqueness ได้ง่ายที่สุด (Hwang and Powers, 2003) เนื่องจากค่าพารามิเตอร์ที่ได้จากวิธีผกผันสามารถใช้ได้กับช่วงค่าของ $h(\theta)$ และ $K(\theta)$ ตลอดตั้งแต่ดินอิ่มตัวไปจนถึงจุดเหี่ยวถาวร ดังนั้นวัตถุประสงค์ของการศึกษานี้จึงเพื่อทดสอบวิธีการระเหยกับดินเม็ดหยาบทั้ง ดินทรายและดินทรายปนร่วน และหาวิธีการคำนวณโดยวิธีผกผันเพื่อหาค่าพารามิเตอร์ van Genuchten ให้ได้ค่าที่เป็น unique

วิธีการศึกษา

พื้นที่ศึกษา

พื้นที่เก็บตัวอย่างดินอยู่ในเขตบ้านโนนตุน อ.พระยืน จ.ขอนแก่น ที่พิกัด UTM คือ 259275E, 1806656N มีความสูงจากระดับน้ำทะเลปานกลางประมาณ 187-198 เมตร เป็นพื้นที่ลูกคลื่นลอนลาด จุดที่เก็บตัวอย่างกระจายอยู่บนลุ่มน้ำขนาดเล็ก ที่มีความลาดชันเฉลี่ยประมาณร้อยละ 3.5 สวนยางพาราครอบคลุมพื้นที่ส่วนใหญ่ มีแปลงหญ้าสำหรับเลี้ยงสัตว์ มีพื้นที่ป่าชุมชนที่ยังไม่ได้เปลี่ยนแปลงเป็นพื้นที่เกษตรกรรม และมีนาข้าวอยู่ที่จุดต่ำสุดของลุ่มน้ำขนาดเล็ก เราได้เก็บตัวอย่างดินบนสวนยางพารา 3 จุด คือจุดที่อยู่ค่อนข้างสูง (196 ม. รทก) จุดประมาณกึ่งกลาง (194 ม. รทก) และจุดล่าง (190 ม. รทก) และเก็บตัวอย่างดินที่แปลงหญ้าร่วมกับพื้นที่ป่าแห่งละจุด โดยตัวอย่างดินจากสวนยางพาราเก็บที่ 3 ความลึกคือ 0-9, 34-43 และ 55-64 ซม. แปลงหญ้าเก็บ 2 ความลึก 0-9 และ 40-49 ซม. ส่วนพื้นที่ป่าเก็บ 2 ความลึกคือ 0-9 และ 33-42 ซม.

การเก็บตัวอย่างดิน

ในการเก็บตัวอย่างดินทั้ง 5 จุด จะเก็บตัวอย่างดินทั้งแบบสภาพธรรมชาติ (undisturbed) และแบบทำลายโครงสร้าง (disturbed) ตัวอย่างดินที่เก็บแบบสภาพธรรมชาติจะนำไปหาความหนาแน่นดินและสมบัติเชิงกลศาสตร์ของดิน (โค้งลักษณะความขึ้นดินและฟังก์ชันสภาพนาชลศาสตร์) โดยวิธีการระเหย การเก็บตัวอย่างดินแบบสภาพธรรมชาติจะใช้กระบอกรบ PVC ปลายเปิดทั้งด้านบนและด้านล่าง ที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางภายใน 15.5 ซม. สูง 9.0 ซม. วิธีการโดยกดกระบอกรบ PVC ให้จมลงในดิน (Figure 2) แล้วขุดกระบอกรบขึ้น ปาดหน้าดินที่หัวและท้ายกระบอกรบให้เรียบ แล้วปิดฝาทั้ง 2 ด้าน เก็บระดับละ 3 ตัวอย่าง จากนั้นเก็บตัวอย่างดินแบบทำลายโครงสร้างเพื่อนำไปหาชนิดของเนื้อดินเพื่อคัดเลือกเฉพาะดินเม็ดหยาบเพื่อทดสอบการหาสมบัติเชิงกลศาสตร์ของดินด้วยวิธีการระเหยกับดินเม็ดหยาบต่อไป

จากผลการหาเนื้อดินพบว่าตัวอย่างดินทั้งหมดเป็นดินเม็ดหยาบ โดยตัวอย่างดินที่ใช้ในการศึกษานี้ประกอบด้วยดินทราย 4 ชุด และดินทรายปนร่วน 5 ชุด ซึ่งมีรายละเอียดแสดงดัง Table 1 และ Figure 1

Table 1 Particle size distribution and bulk density.

Texture	Position	Sand	Silt	Clay	Bulk density (g cm ⁻³)
		(%)			
sand	R.upsur	89.3	7.2	3.5	1.39
	R.midsur	88.5	7.4	4.1	1.38
	Ruzi sur	89.0	7.5	3.5	1.50
	Ruzi 40	87.2	10.6	2.2	1.64
	R.mid 34	84.7	11.2	4.1	1.51
Loamy sand	R.mid 55	87.0	8.5	4.5	1.49
	R.downsur	85.5	12.2	2.3	1.46
	F.sur	84.6	11.1	4.3	1.49
	F. 33	87.8	8.7	3.5	1.46

R.upsur, R.midsur, R.mid 34, R.mid 55, and R.downsur is rubber surface upslope, rubber surface midslope, rubber midslope at 34 cm, rubber midslope at 55 cm and rubber surface downslope respectively. Ruzi sur and Ruzi 40 is ruzi surface and ruzi at 40 cm respectively. F.sur and F. 33 is forest surface and forest at 33 cm respectively.

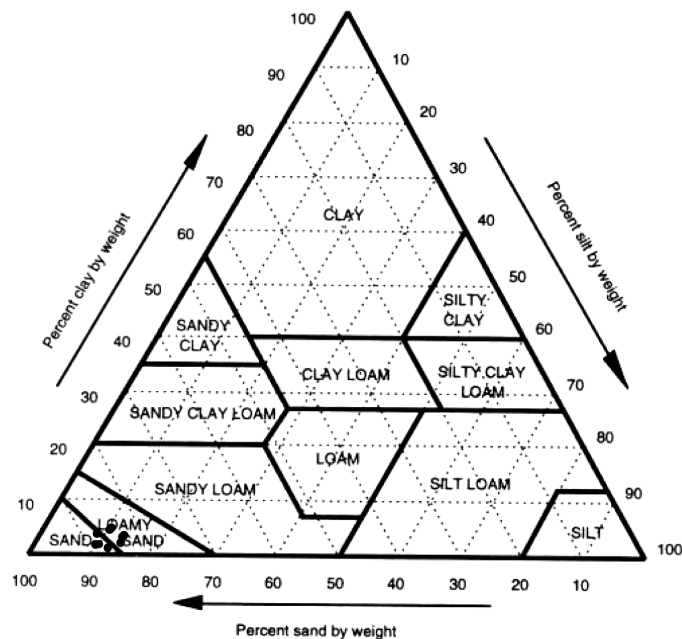


Figure 1 Position of soil sample in soil texture triangle.

วิธีการหาสมบัติเชิงกลศาสตร์ด้วยวิธีการระเหย

วิธีการระเหยเริ่มต้นจากการเก็บตัวอย่างดินในสภาพธรรมชาติด้วยกระบอก PVC ปลายเปิดทั้งด้านบนและด้านล่าง ที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางภายใน 15.5 ซม. สูง 9.0 ซม. โดยการกดกระบอก PVC ให้จมลงในดิน (Figure 2) แล้วขุดกระบอกดินขึ้น ปาดหน้าดินที่หัวและท้ายกระบอกให้เรียบ แล้วปิดฝาทั้ง

2 ด้าน ในการศึกษานี้ได้เก็บตัวอย่างดินจากแปลงยางพาราที่ 3 ตำแหน่ง คือที่หัวแปลง กลางแปลง และท้ายแปลง โดยหัวแปลงและท้ายแปลงเก็บที่ตำแหน่ง 0-9 ซม. ส่วนที่กลางแปลงเก็บ 3 ระดับความลึก 0-9, 34-43 และ 55-64 ซม. แปลงหย่อนน้ำรูซี่ที่ระดับความลึก 0-9 และ 40-49 ซม. และแปลงป่าที่ระดับความลึก 0-9 และ 33-32 ซม. จากผิวดิน โดยเก็บระดับละ 3 ตัวอย่าง



Figure 2 Soil sample collecting for evaporation method.

นำตัวอย่างดินทั้งหมดไปยังห้องปฏิบัติการเพื่อทำการวัด โดยขั้นแรกใช้สว่านขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 3 มม. เจาะรูที่กระบอก PVC ที่ระดับ 1.17, 3.33, 5.58 และ 7.83 ซม. จากปลายบน สำหรับเสียบ เทนซิโอมิเตอร์ขนาดเล็กที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางภายนอกประมาณ 2.1 มม. ยาว 20 มม. (Figure 3) ในแนวระนาบลึก 60 มม.

แช่ตัวอย่างดินในน้ำสะอาดที่ความสูงประมาณครึ่งหนึ่งของตัวอย่างดิน จนกระทั่งมั่นใจว่าดินอิ่มตัวในขณะเดียวกันก็แช่หัวดินเผาเทนซิโอมิเตอร์ในน้ำที่ไล่อากาศแล้ว (deaired water) จนอิ่มตัว จากนั้นหาซิลิโคนด้านล่างของตัวอย่างดินเพื่อกันน้ำรั่วออกทางด้านล่างแต่ให้น้ำระเหยจากด้านบนของตัวอย่างดินเพียงอย่างเดียว วางตัวอย่างดินบนตาชั่ง จากนั้นประกอบหัวดินเผาเทนซิโอมิเตอร์เข้าในตัวอย่างดินลึกประมาณ 6 ซม. ทั้ง 4 ระดับ แล้วต่อเชื่อมปลาย

อีกด้านของเทนซิโอมิเตอร์กับตัวแปลงสัญญาณแรงดัน (pressure transducer ของ Honeywell 103.42 กิโลปาสคาล) จากนั้นต่อสายจากตาชั่งและตัวแปลงสัญญาณแรงดันเข้ากับเครื่องวัดและบันทึกข้อมูล (data logger) ซึ่งสามารถบันทึกน้ำหนักดินและความดันแบบอัตโนมัติทุก ๆ 30 นาที (Figure 4) เนื่องจากน้ำระเหยออกจากตัวอย่างดินตลอดเวลา น้ำหนักของน้ำในตัวอย่างดินย่อมลดลงตลอดเวลา ในขณะเดียวกันเฮดความดันของน้ำในตัวอย่างดินก็ย่อมลดลงตลอดเวลาด้วย เมื่อเฮดความดันน้ำลดลงถึงระดับหนึ่งประมาณ -800 ซม. อากาศสามารถรั่วผ่านหัวดินเผาของเทนซิโอมิเตอร์ได้ จึงไม่สามารถวัดค่าเฮดของน้ำในดินอีกต่อไปได้ จึงหยุดการบันทึกค่า นำตัวอย่างดินนี้ไปหาปริมาณน้ำที่เหลือโดยวิธี gravimetric

Inner diameter 0.9 mm

Outer diameter 2.1 mm

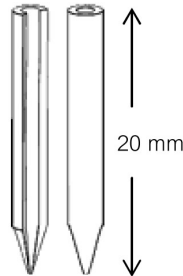


Figure 3 Porous ceramic.

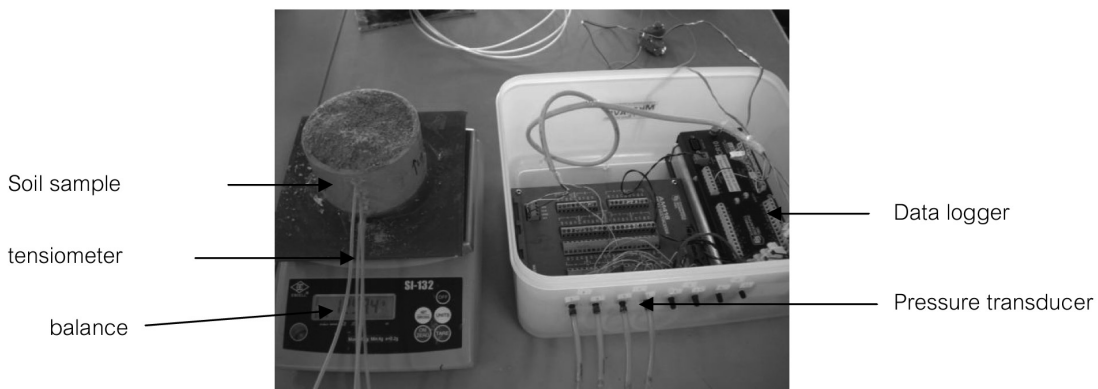


Figure 4 Equipment for evaporation method.

วิธีการคำนวณ

วิธีตรง (direct method)

ข้อมูลทั้งหมดจากการทดลองจะได้ค่าเสดความดันของน้ำในตัวอย่างดินที่ระดับ 1.17, 3.33, 5.58 และ 7.83 ซม. จากผิวตัวอย่างดินทุกๆ ช่วง 30 นาที เมื่อเฉลี่ยค่าเสดความดันของน้ำในดินทั้ง 4 ระดับ จะได้ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นกับเสดความดันของน้ำในดิน แล้วจึงนำข้อมูลไปหาพารามิเตอร์สำหรับโค้งลักษณะความชื้นดิน โดยฟิตสมการ (1) และ (2) (van Genuchten, 1980) เข้ากับข้อมูลที่ได้ ก็จะได้อพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α , m และ n ตามต้องการ หลักการฟิตสมการ (1) และ (2) ควรเริ่มด้วยการพล็อตค่าความชื้นรวมของตัวอย่างดินทั้งก้อนกับค่าเสดความดัน ดังเช่นจุด x ใน Figure 5 และ Figure 6 จากกราฟที่ได้ ค่าความชื้นที่ปลายของโค้งทางด้านแห้งจะเป็นค่าความชื้นคงค้าง θ ส่วนปลายด้านเปียกเป็นค่าความชื้นอิ่มตัว θ_s จากนั้นเริ่มหาค่า α และ n ซึ่งดินเม็ดหยาบค่า α อยู่ในช่วง 0.124-0.145 ซม.⁻¹ และค่า n อยู่ในช่วง 2.28-2.68 (Carsel and Parrish, 1988) แล้วคำนวณค่า m จากสมการ (4) กำหนดค่า h ขึ้นมาหลายๆ ค่าให้ครอบคลุมช่วงที่ได้จากการทดลอง เช่น 0, 9, 10, 90, 900 และ 1000 ซม. แล้วคำนวณ θ จากสมการ (1) และ (2) พล็อตความสัมพันธ์ของ $h \sim \theta$ ที่คำนวณได้ลงเทียบกับ 'x' ซึ่งเป็นความสัมพันธ์ $h \sim \theta$ ที่ได้จากข้อมูลการทดลอง ขยับค่า α และ n จนกระทั่งโค้งที่ได้จากการคำนวณและจากข้อมูลการวัดทับกันดีที่สุด แล้วค่า θ_r , θ_s , α , m และ n คือพารามิเตอร์ที่ได้จากวิธีตรง ส่วนในการหาค่า K ไม่อิมิตัวด้วยวิธีตรงจะต้องใช้สมการ Darcy-Buckingham ซึ่งมีรูปดังนี้

$$q = -K \left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right] \quad (5)$$

ซึ่ง q คืออัตราการไหลออก K คือฟังก์ชันสภาพนำชลศาสตร์ h คือเสดความดัน และ z คือระยะห่างในแนวตั้งระหว่างหัววัดเทนซิโอมิเตอร์

สมการ (5) สามารถเขียนได้เป็น

$$K = -\frac{q}{(\partial h / \partial z) + 1} \quad (6)$$

ซึ่งอัตราการไหลออกสามารถคำนวณจากสมการ $q = \frac{\Delta V}{\Delta t}$ ดังนั้นสมการ (6) สามารถเขียนใหม่ได้เป็น

$$K = -\frac{(\Delta V / \Delta t)}{(\Delta h / \Delta z) + 1} \quad (7)$$

จากสมการ (7) เมื่อพิจารณาพจน์ทางขวามือและพิจารณาการเปลี่ยนแปลงในช่วงเวลา t_j ถึง t_{j+1} และฟังก์ชันนำชลศาสตร์ของชั้นที่ K_j และ K_{j+1} จะได้ว่า

$$K_{i+1/2, j+1/2} = -\frac{(\Delta V_{j+1/2} / \Delta t_{j+1/2})}{(\Delta h_{i+1/2, j+1/2} / \Delta z) + 1} \quad (8)$$

หรือ

$$K_{i+1/2, j+1/2} = \frac{(V_j - V_{j+1}) / A(t_{j+1} - t_j)}{((h_{i,j} + h_{i,j+1}) / 2) - ((h_{i+1,j} + h_{i+1,j+1}) / 2)} \quad (9)$$

วิธีผกผัน (inverse method)

โดยปกติการคำนวณการเคลื่อนที่ของน้ำในดินหมายถึงการหาค่า h หรือ θ ที่ตำแหน่งต่างๆ ในดินและที่เวลาต่างๆ โดยที่เราทราบค่าคุณสมบัติเชิงชลศาสตร์ของดินนั้นก่อนแล้ว แต่กรณีวิธีผกผันหมายถึงการคำนวณการเคลื่อนที่ของน้ำในดินโดยที่เราทราบค่า h หรือ θ ที่ตำแหน่งและเวลาต่างๆ ก่อนแล้ว แต่ยังไม่ทราบค่าคุณสมบัติเชิงชลศาสตร์ของดิน ดังนั้นจึงใช้วิธีลองผิดลองถูกคุณสมบัติเชิงชลศาสตร์ในการคำนวณจนได้ค่า h หรือ θ ที่ใกล้เคียงกับค่าจริงที่ทราบก่อนแล้ว

การเคลื่อนที่ของน้ำในตัวอย่างดิน ที่มีการระเหยออกจากผิวดิน เป็นการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งแบบ 1 มิติ สมการที่จำลองการเคลื่อนที่นี้เรียกว่าสมการริชาร์ดมีรูปแบบดังนี้

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (8a)$$

หรือ

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (8b)$$

ซึ่ง K คือฟังก์ชันสภาพนำชลศาสตร์, h คือเสดความดัน, θ คือความชื้นของดิน, z คือ ระยะทางในแนวตั้ง และ t คือเวลา

สมการ (8) เป็นสมการอนุพันธ์ย่อยแบบไม่เชิงเส้น (nonlinear partial differential equation) ดังนั้นวิธีการแก้สมการแบบที่ง่ายที่สุดคือวิธีเชิงเลข (numerical method) โดยการแปลงสมการเชิงเลขได้เป็น (Simunek et al., 1998a)

$$\frac{1}{\Delta z} \left(K_{i+1/2}^{j+1,k} \frac{h_{i+1}^{j+1,k+1} - h_i^{j+1,k+1}}{\Delta z_i} - K_{i-1/2}^{j+1,k} \frac{h_i^{j+1,k+1} - h_{i-1}^{j+1,k+1}}{\Delta z_{i-1}} \right) + \frac{K_{i+1/2}^{j+1,k} - K_{i-1/2}^{j+1,k}}{\Delta z} = \frac{\theta_i^{j+1,k+1} - \theta_i^j}{\Delta t} \quad (9)$$

ซึ่ง $\Delta t = t^{j+1} - t^j$, $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$, $\Delta z_{i-1} = z_i - z_{i-1}$, $K_{i+1/2}^{j+1,k} = \frac{K_{i+1}^{j+1,k} + K_i^{j+1,k}}{2}$, $K_{i-1/2}^{j+1,k} = \frac{K_i^{j+1,k} + K_{i-1}^{j+1,k}}{2}$ ซึ่ง $i-1, i$ และ $i+1$ คือจุดต่อในโครงสร้างแบบตาข่าย, k และ $k+1$ คือการทำซ้ำก่อนหน้าและปัจจุบัน, j และ $j+1$ คือเวลาก่อนหน้าและปัจจุบัน

ในการแปลงสมการ (8b) ไปเป็นสมการ (9) อาจใช้วิธี finite difference ตรงๆ คือการเปลี่ยนจาก dz ไปเป็น Δz และ dt ไปเป็น Δt ซึ่งเป็นกรณีที่มีการแบ่งระยะห่างของจุดต่อ (nodes) และช่วงเวลา (time step) คงที่ ส่วน ∂h หาค่าแตกต่างของ h ที่จุดต่อที่ $i+1$ กับที่ i และที่จุดต่อที่ i กับ $i-1$ ในเทอมแรกกับเทอมที่ 2 ตามลำดับ ส่วน ∂K เป็นการหาค่าแตกต่างของค่า K เฉลี่ยระหว่างจุดต่อที่ $i+1$ กับที่ i และ K เฉลี่ยระหว่างจุดต่อที่ i กับ $i-1$ เทอมซ้ายมือของสมการ (9) ทั้งหมดมีตัวไม่ทราบค่า (unknowns) 3 ตัวคือ h ที่จุดต่อ $i+1, i$ และ $i-1$ ที่ time step ถัดไปคือ $j+1$ ส่วนเทอมขวามือมีตัวไม่ทราบค่า 1 ตัวคือ θ ที่จุดต่อ i และที่ time step $j+1$ สมการที่มีตัวไม่ทราบค่าหลายตัวอยู่ในสมการเดียวเช่นนี้เรียกว่าสมการแบบ implicit การแก้สมการเช่นนี้อาจจะต้องมีการคำนวณซ้ำๆ เช่นวิธี Gauss-Siedel โดยการกำหนดค่าให้ตัวไม่ทราบค่า แล้วคำนวณใหม่ ถ้าค่าที่กำหนดไม่ใกล้เคียงกับค่าที่คำนวณได้ก็ใช้ค่าที่ได้เป็นฐานในการคำนวณใหม่อีก ทำเช่นนี้เรื่อยไปจนค่าใหม่กับค่าเดิมใกล้เคียงกัน ค่าที่ได้ใหม่นี้คือผลลัพธ์ที่ต้องการ

กรณีที่หาค่าพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α , n และ K_s ดังในสมการ (1) ถึง (4) โดยวิธีผกผัน (inverse method) นั้น การคำนวณก็จะยิ่งซับซ้อนมากขึ้น

หรือ เมื่อพิจารณาพจน์ทางซ้ายและขวามือที่การเปลี่ยนแปลงในช่วงเวลา t_j ถึง t_{j+1} และตำแหน่ง i และ $i+1$ จะได้ว่า

นั่นคือเราต้องกำหนดค่าพารามิเตอร์ทุกตัว แล้วคำนวณค่า h โดยการแก้สมการ (9) โดยวิธีที่กล่าวข้างต้น แล้วจึงเปรียบเทียบค่า h ที่คำนวณได้กับค่า h ที่ได้จากการวัดจริง ซึ่งจุดที่ทำการวัดค่า h อาจจะมีจุดเดียวหรือหลายจุดก็ได้ และในช่วงเวลาเดียวหรือหลายช่วงเวลาก็ได้ หากค่า h จากการคำนวณกับค่า h ที่วัดจริงต่างกัน ก็แสดงว่าค่าพารามิเตอร์ที่กำหนดขึ้นมายังไม่ถูกต้องก็เปลี่ยนค่าไปเรื่อยๆ จนกว่าค่า h จากการคำนวณใกล้เคียงกับค่า h ที่วัดจริงจนเป็นที่ยอมรับได้ จึงจะถือว่าค่าพารามิเตอร์ที่ได้มานั้นถูกต้อง การตรวจสอบค่าแตกต่างระหว่างค่า h ที่ได้จากการวัด (h^*) กับ h ที่ได้จากการคำนวณ (h^c) จะต้องเป็นผลรวมของค่าแตกต่างยกกำลังสองดังนี้

$$\Phi = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (h^*(z, t) - h^c(z, t, b))^2 \quad (10)$$

ซึ่ง z คือ ระยะทางในแนวดิ่ง, t คือเวลา และ b คือเวกเตอร์ของพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α , n หรือ K_s

ผลการศึกษาและวิจารณ์

ค่าพารามิเตอร์ van Genuchten

คุณสมบัติเชิงกลศาสตร์ของน้ำในดินทั้ง 2 คุณสมบัติสามารถแทนได้ด้วยสมการ (1) ถึง (4) โดยที่คุณสมบัติแรกคือโค้งลักษณะความชื้นดิน แทนด้วยสมการ (1) ประกอบด้วยพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α และ n ส่วนคุณสมบัติที่ 2 คือฟังก์ชันสภาพน้ำศาสตร์แทนด้วยสมการ (3) ประกอบด้วยพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α , n และ K_s จะเห็นได้ว่ามีพารามิเตอร์ทั้งหมด 5 ตัว คือ θ_r , θ_s , α , n และ K_s โดยที่ n กับ m มีความสัมพันธ์กัน

ดังสมการ (4) ดังนั้นจึงตัดพารามิเตอร์ m ออกไปได้ ในพารามิเตอร์ทั้ง 5 ตัวนั้น เฉพาะ α กับ n เท่านั้นที่เป็นของ van Genuchten จริงๆ ส่วนอีก 3 พารามิเตอร์ θ_r , θ_s และ K_s เป็นพารามิเตอร์ที่ใช้กับแบบจำลองโดยทั่วไป ไม่เฉพาะเจาะจงของ van Genuchten เท่านั้น อย่างไรก็ตามเราก็จะวิเคราะห์รวมพารามิเตอร์ทั้ง 5 ตัวในการศึกษา

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์หลักเพื่อหาวิธีเอาชนะ nonuniqueness ที่มักจะเกิดกับการคำนวณค่าพารามิเตอร์ด้วยวิธีผกผันกับดินเม็ดหยาบ การเกิด nonuniqueness หมายถึงการคำนวณที่อาจได้ค่าพารามิเตอร์ที่ผิดเพี้ยนไปจากค่าจริง เกิดขึ้นเนื่องจากการเลือกค่าเริ่มต้นในการคำนวณซ้ำที่ไม่เหมาะสม ทำให้ค่า objective function ϕ ในสมการ (10) ไม่ใช่ค่าต่ำสุดจริง (global minimum) แต่เป็นค่าต่ำสุดเฉพาะแห่ง (local minimum) การคำนวณพารามิเตอร์ด้วยวิธีตรงที่ง่ายและสะดวกทำให้ได้ค่าพารามิเตอร์ 4 ตัวแรกคือ θ_r , θ_s , α และ n ดังแสดงใน Table 2 ค่าสำหรับดินทรายคือ 0.06, 0.39, 0.020 ซม.⁻¹ และ 2.948 ตามลำดับ ส่วนดินทรายปนร่วนคือ 0.05, 0.35, 0.018 ซม.⁻¹ และ 2.751 ตามลำดับ จะเห็นได้ว่าค่าทุกค่าของดินทรายมีค่ามากกว่าค่าของดินทรายปนร่วนทุกค่า สำหรับค่า α ซึ่งเป็นค่าแฟกเตอร์สัดส่วน (scale factor) หมายถึงเมื่อค่า α เปลี่ยนไปคงจะยืดออกหรือหดเข้าแต่รูปร่างยังคงเดิม α เป็นค่าที่มีหน่วย จึงต้องระวังเรื่องหน่วยซึ่งเป็นส่วนกลับของเฮกความดัน (เช่น ซม.⁻¹, เมตร⁻¹) หรือส่วนกลับของความดันก็ได้ (เช่น กิโลปาสกาล⁻¹) ส่วนค่า n เป็นค่าแฟกเตอร์รูปร่าง (shape factor) คือเมื่อค่า n เปลี่ยนไปรูปร่างของโค้งจะเปลี่ยนไปด้วย วิธีตรงจะไม่ให้ค่า K_s เพราะเมื่อ

ดินอิ่มตัวค่า h ทุกๆ จุดในตัวอย่างดินมีค่าเท่ากันหมด เมื่อเริ่มเกิดการระเหยทำให้น้ำในดินเคลื่อนที่ขึ้น แต่ค่าเกรเดียนท์ของ h จะมีค่าน้อยมากทำให้การคำนวณคลาดเคลื่อนได้มาก ดังนั้นจึงไม่สามารถหาค่า K_s ที่ถูกต้องได้ (Wendroth et al., 1993)

การหาค่าพารามิเตอร์โดยวิธีตรง นอกจากจะไม่ได้ค่า K_s แล้ว ค่าพารามิเตอร์ตัวอื่นก็มีความคลาดเคลื่อนเนื่องจากตัวแปรที่ใช้ในการคำนวณ เช่น θ และ h เป็นค่าเฉลี่ย ถึงแม้จะมีความคลาดเคลื่อนแต่ก็ไม่ผิดจากค่าจริงมากนักหรืออาจจะตรงกับค่าจริงก็ได้ ดังนั้นพารามิเตอร์ที่หาได้จากการคำนวณแบบวิธีตรง จึงสามารถใช้เป็นค่าเริ่มต้นของการคำนวณด้วยวิธีผกผันได้อย่างดีที่สุด ยกเว้น K_s ซึ่งเป็นพารามิเตอร์ตัวเดียวซึ่งเราจะต้องกำหนดโดยปกติค่า K_s ของดินทรายและทรายปนร่วนจะอยู่ประมาณ 100 ซม. วัน⁻¹ ดังนั้นการกำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นเพียงค่าเดียว จะไม่ทำให้เกิด nonuniqueness ค่าพารามิเตอร์ของดินทั้ง 2 ชนิดที่ได้จากการคำนวณด้วยวิธีผกผันแสดงใน Table 3 ค่าพารามิเตอร์เฉลี่ยของดินทรายเกือบทั้งหมดมีค่าสูงกว่าของดินทรายปนร่วน ยกเว้นค่า shape factor n

เมื่อเปรียบเทียบค่าพารามิเตอร์ที่ได้จากวิธีตรง (Table 2) กับวิธีผกผัน (Table 3) จะเห็นได้ว่าค่าใกล้เคียงกันมาก และหลายๆ ค่ามีค่าที่ตรงกัน มีเพียงค่า θ_r กับ n ของแปลงหญ้ารัฐซึ่งดินที่ผิวดินที่มีค่าต่างกันค่อนข้างชัดคือ 0.05 กับ 0.01 ของ θ_r และ 3.048 กับ 1.862 ของค่า n สำหรับวิธีตรงและวิธีผกผันตามลำดับ อย่างไรก็ตามถ้าหากค่าต่างกันมากเช่นนี้อาจจะต้องทำการเปลี่ยนค่าเริ่มต้นหรืออาจต้องทำการทดลองวัดเพิ่มเติมก็ได้ เพื่อความมั่นใจในค่าที่ได้ว่าเป็น unique solution

Table 2 van Genuchten parameters from direct method.

Texture	Position	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n
Sand	R.upsur	0.08	0.38	0.023	2.551
	R.midsur	0.04	0.39	0.021	2.895
	Ruzi sur	0.05	0.40	0.021	3.048
	Ruzi 40	0.08	0.39	0.016	3.299
	Average	0.06	0.39	0.020	2.948
Loamy sand	R.mid34	0.04	0.39	0.021	2.895
	R.mid55	0.03	0.35	0.015	2.643
	R.downsur	0.03	0.38	0.022	2.582
	F.sur	0.05	0.29	0.018	2.950
	F.33	0.09	0.34	0.014	2.683
	Average	0.05	0.35	0.018	2.751

Table 3 van Genuchten parameters from inverse method.

Texture	Position	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n	K_s (cm d ⁻¹)
Sand	R.upsur	0.09	0.41	0.026	2.184	190.60
	R.midsur	0.04	0.43	0.019	2.306	126.63
	Ruzi sur	0.01	0.44	0.025	1.862	110.25
	Ruzi 40	0.08	0.42	0.011	3.097	141.94
	AV	0.06	0.43	0.020	2.362	142.36
Loamy sand	R.mid34	0.06	0.38	0.016	2.329	125.39
	R.mid55	0.03	0.34	0.015	2.564	85.07
	R.downsur	0.07	0.42	0.020	2.484	87.94
	F.sur	0.05	0.31	0.019	2.298	82.11
	F.33	0.07	0.32	0.013	2.452	119.75
	Av	0.06	0.35	0.017	2.425	100.05

โค้งลักษณะความชื้นดิน

โค้งลักษณะความชื้นดินแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นของดิน θ กับเฮดความดัน (h) ของน้ำในดิน หรือ θ กับ pF หรือ θ กับ suction หรือความอิ่มตัวยังผล (effective saturation, S_e) กับ h แล้ว

แต่ลักษณะงานที่นำไปใช้ จากความสัมพันธ์ θ กับ h เราสามารถเปลี่ยนไปเป็นความสัมพันธ์อื่นได้ทั้งหมด เช่น pF มีค่าเท่ากับค่าล็อกของค่าลบของเฮดความดันในหน่วย ซม. ($pF = \log(-h(\text{ซม.}))$) ส่วน suction เป็นค่าลบของค่าความดัน (pressure) ของน้ำในดิน ดังนั้น

จึงอาจแปล suction เป็นภาษาไทยว่าความดูด ซึ่งมีหน่วยเช่นเดียวกับความดันคือกิโลปาสคาบ ส่วนค่าความอิ่มตัวยังผล S_u หาได้จากความขึ้นดั่งสมการ (2)

โค้งลักษณะความขึ้นดินมีลักษณะเป็นโค้งรูปตัว 'S' เขียนเป็นสมการ van Genuchten ดังสมการ (1) ประกอบด้วยพารามิเตอร์ 4 ตัวคือ θ_r , θ_s , α , n และ K_s Figure 5 และ 6 แสดงโค้งลักษณะความขึ้นดินของดินทรายและดินทรายปนร่วนตามลำดับ โดยเปรียบเทียบโค้งที่ได้จากวิธีคำนวณแบบตรงและแบบผกผัน โดยที่วิธีคำนวณแบบตรงจะได้ค่าโดยประมาณ แล้วใช้ผลลัพธ์จากวิธีตรงเป็นค่าเริ่มต้นในการคำนวณโดยวิธีผกผัน ซึ่งการคำนวณจะลู่เข้า (converge) ผู้ค่าที่ถูกต้อง Figure 5 และ Figure 6 แสดงให้เห็นว่าโค้งที่ได้จากวิธีผกผันมีค่าใกล้เคียงกับวิธีตรงเกือบทุกรูป

รูปร่าง (shape) เหมือนกันทุกรูปแสดงว่าค่า n (shape factor) มีค่าใกล้เคียงกันมาก (Table 2 และ Table 3) ยกเว้น Figure 5(c) ดินส่วนผิวดินในแปลงหญ้าที่วิธีตรง $n = 3.048$ ส่วนวิธีผกผัน $n = 1.862$ ซึ่งวิธีตรงที่ว่าดินมีลักษณะเป็นทรายจัดควรจะได้ใกล้เคียงกับโค้งใน Figure 5(a)

Figure 5 และ Figure 6 แสดงความแตกต่างของค่า θ_s ที่ได้จากวิธีตรงกับวิธีผกผัน มีเพียง 2 ดินเท่านั้นที่มีค่าใกล้เคียงกันคือ Figure 6(b) และ Figure 6(c) นอกนั้นค่าแตกต่างกันแม้เพียงเล็กน้อยก็ต้องระวัง ทั้งนี้เพราะค่า θ_s มีความอ่อนไหวต่อการคำนวณมาก (Simunek et al., 1998b) ดังนั้นการใช้วิธีผกผันเพื่อหาค่าพารามิเตอร์จึงน่าจะเป็นวิธีที่ถูกต้อง

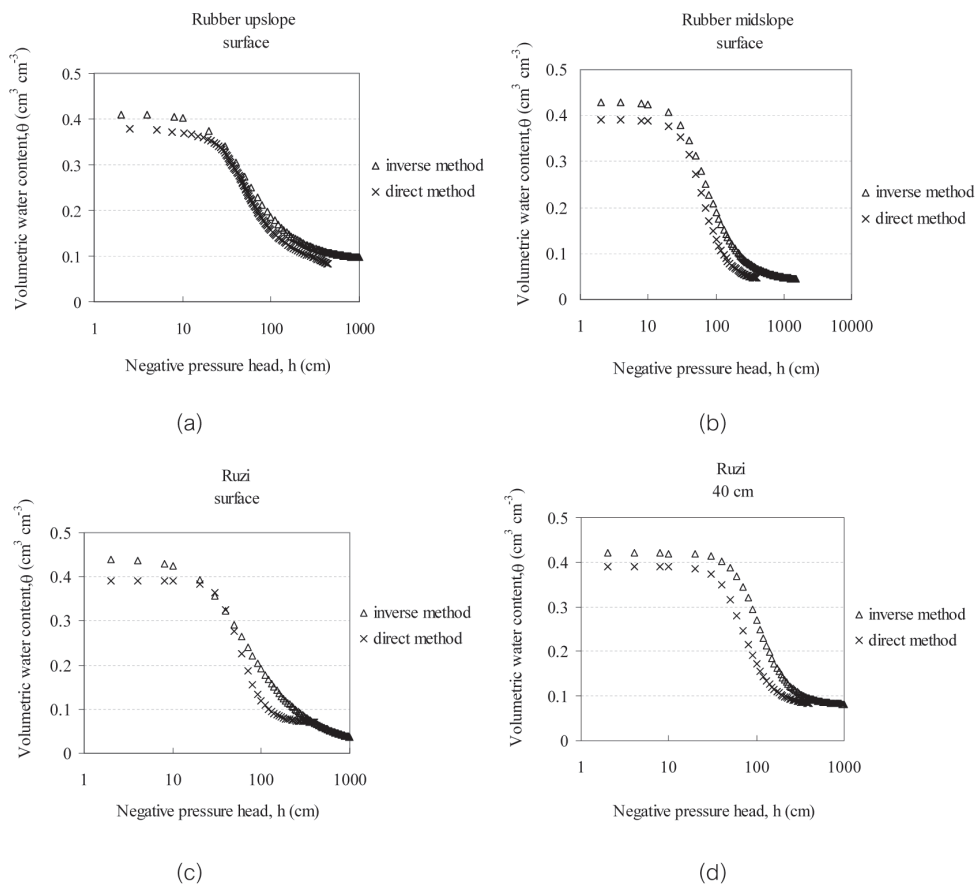


Figure 5 Relationship between soil water content and pressure head for sand.

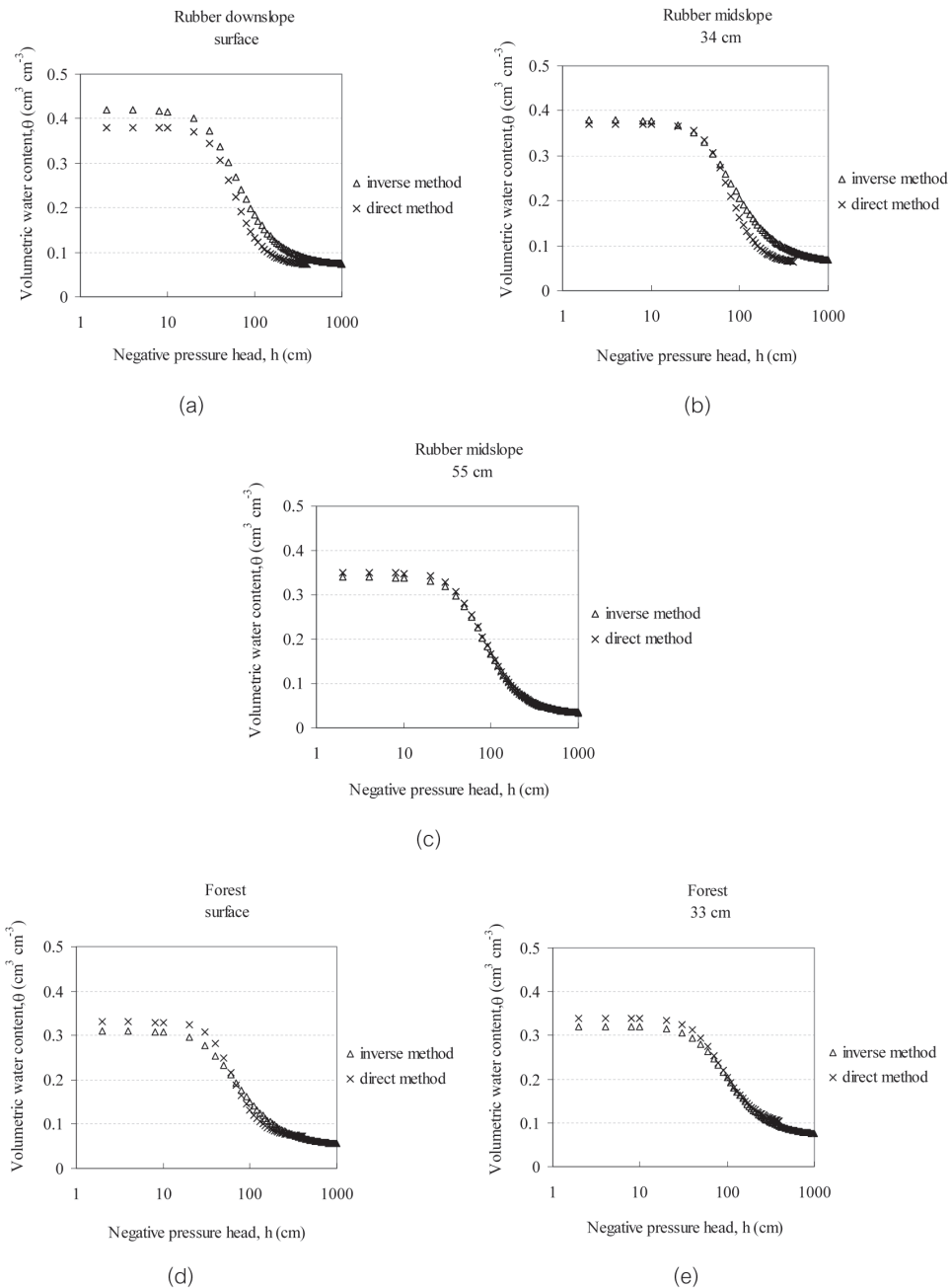


Figure 6 Relationship between soil water content and pressure head for loam sand.

ฟังก์ชันสภาพน้ำชลศาสตร์

ฟังก์ชันสภาพน้ำชลศาสตร์หมายถึงสภาพน้ำชลศาสตร์ K ที่เป็นฟังก์ชันหรือแปรผันตามความชื้น (θ) หรือเฮดความดัน (h) ดังแสดงในสมการ (1)-(4) โดยมีสมการ (3) เป็นสมการหลัก ถ้าพิจารณาสมการ (3)

กับ (2) จะได้ฟังก์ชัน $K(\theta)$ ถ้าพิจารณาสมการ (3) กับ (1) จะได้ฟังก์ชัน $K(h)$ จากทั้งสองฟังก์ชันคือ $K(\theta)$ กับ $K(h)$ จะมีพารามิเตอร์ที่สำคัญเพิ่มมาอีก 1 ตัว คือสภาพน้ำชลศาสตร์อิ่มตัว K_s ในวิธีการระเหยเราสามารถหาค่า K_s ได้โดยการคำนวณตามวิธีตรง หรือ

แม้แต่ค่า K ในดินที่ชื้นมากๆ ก็อาจจะได้ค่าที่ผิดเพี้ยนได้ง่าย (Mohrath et al., 1997) การคำนวณ K ด้วยวิธีตรงสามารถทำได้เฉพาะช่วง -100 ถึง -500 ซม. เท่านั้น เช่นเดียวกับการศึกษาของ Minasny and Field (2005)

Figure 7 และ 8 เปรียบเทียบ $K(h)$ ที่ได้จากวิธีตรงและวิธีผกผันของดินทรายและดินทรายปนร่วน และ Figure 9 และ 10 เปรียบเทียบ $K(\theta)$ จากการคำนวณด้วยวิธีตรงและวิธีผกผันของดินทรายและดินทรายปนร่วนตามลำดับ จะเห็นได้ว่าการคำนวณด้วยวิธีตรงให้ค่าในช่วงสั้นๆ และไม่เป็นที่น่าเชื่อถือ Wendroth et al. (1993) แนะนำให้ตัดผลการทดลองที่ให้ค่าเกรเดียนต์น้อยกว่า 0.2 ออก โดยเฉพาะเมื่อดินชื้นมากใกล้กับค่าอิ่มตัว ความผิดพลาดของค่า $K(h)$ และ $K(\theta)$ จากวิธีตรงเกิดจากหลายสาเหตุ เช่น การผิดพลาดจากการวัดตำแหน่งของเทนซิโอมิเตอร์และการปรับแปลงค่าความดันจากการอ่านของเทนซิโอมิเตอร์

(Peters and Durner, 2008) การสมมุติความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงในอัตราการระเหยกับเวลา (Schindler and Muller, 2006) ซึ่งในการศึกษานี้พบว่าอัตราการระเหยค่อนข้างคงที่ในช่วง 6 วันแรกของการทดลอง หลังจากนั้นความสัมพันธ์ไม่เป็นเชิงเส้นตรง

การคำนวณด้วยวิธีผกผันจึงมีความจำเป็นมากสำหรับค่า $K(h)$ และ $K(\theta)$ ถึงแม้ว่าการคำนวณด้วยวิธีผกผันสำหรับดินเม็ดหยาบมักจะให้ค่าที่อาจไม่ถูกต้อง (nonuniqueness) (Hwang and Powers, 2003) ในการศึกษาที่เราสามารถแก้ปัญหานี้ได้ง่ายโดยใช้ค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นในการคำนวณแบบผกผันจากวิธีตรงในการคำนวณ $\theta(h)$ ซึ่งได้แก่ θ_r , θ_s , α และ n เหลือเพียง K_s อีกตัวเดียวที่จะต้องกำหนดเอง การกำหนดอีกหนึ่งตัวจากทั้งหมด 5 ตัว จะไม่ทำให้เกิดปัญหา nonuniqueness

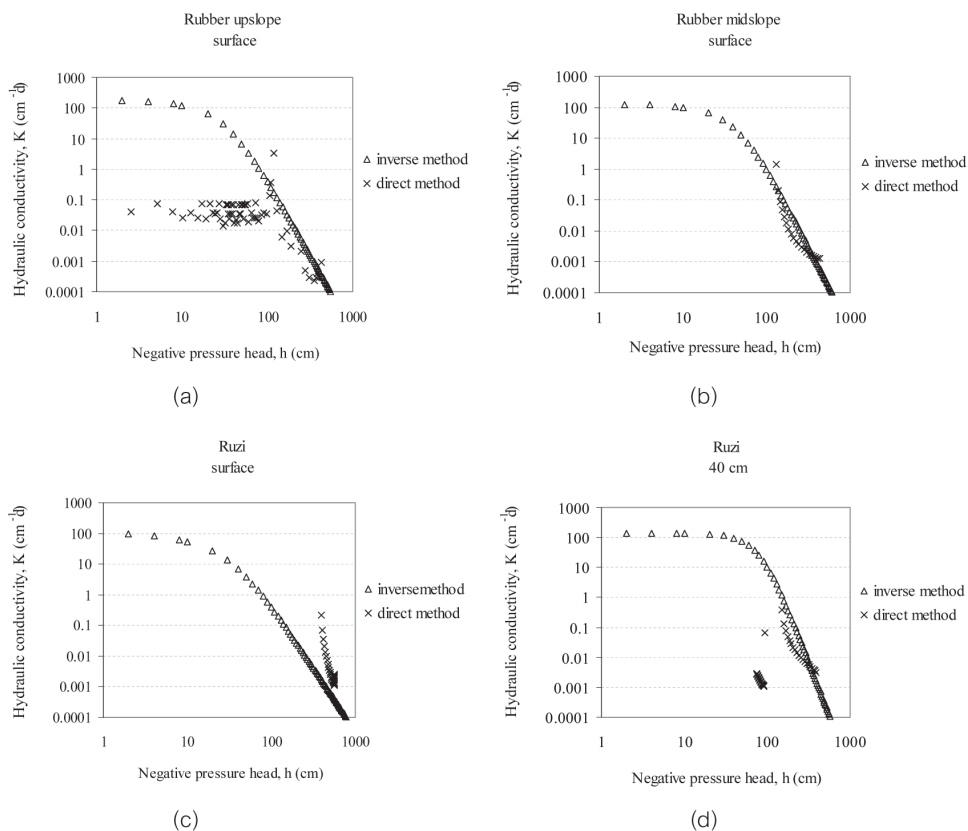


Figure 7 Hydraulic conductivity corresponding to pressure head $K(h)$ for sandy soil.

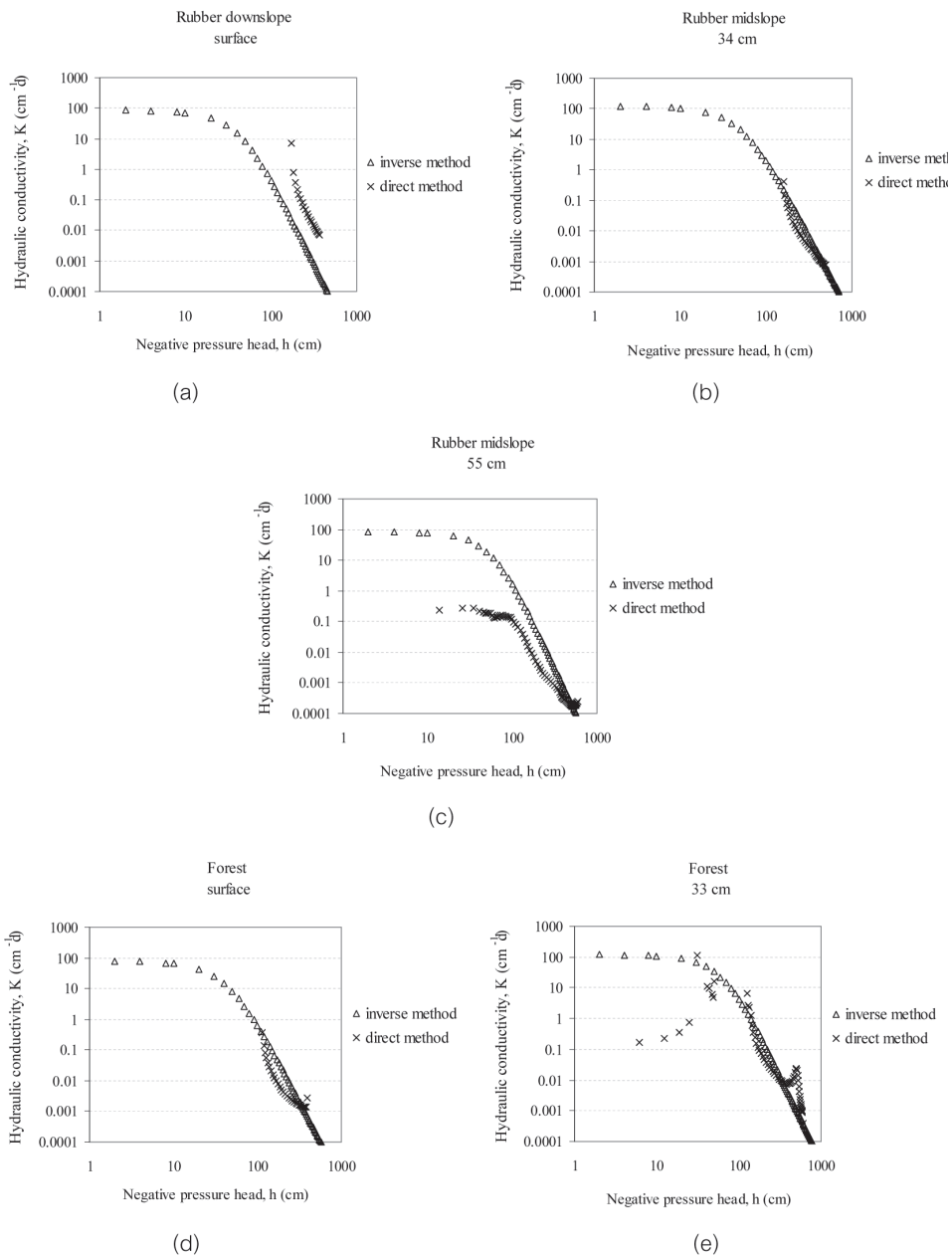
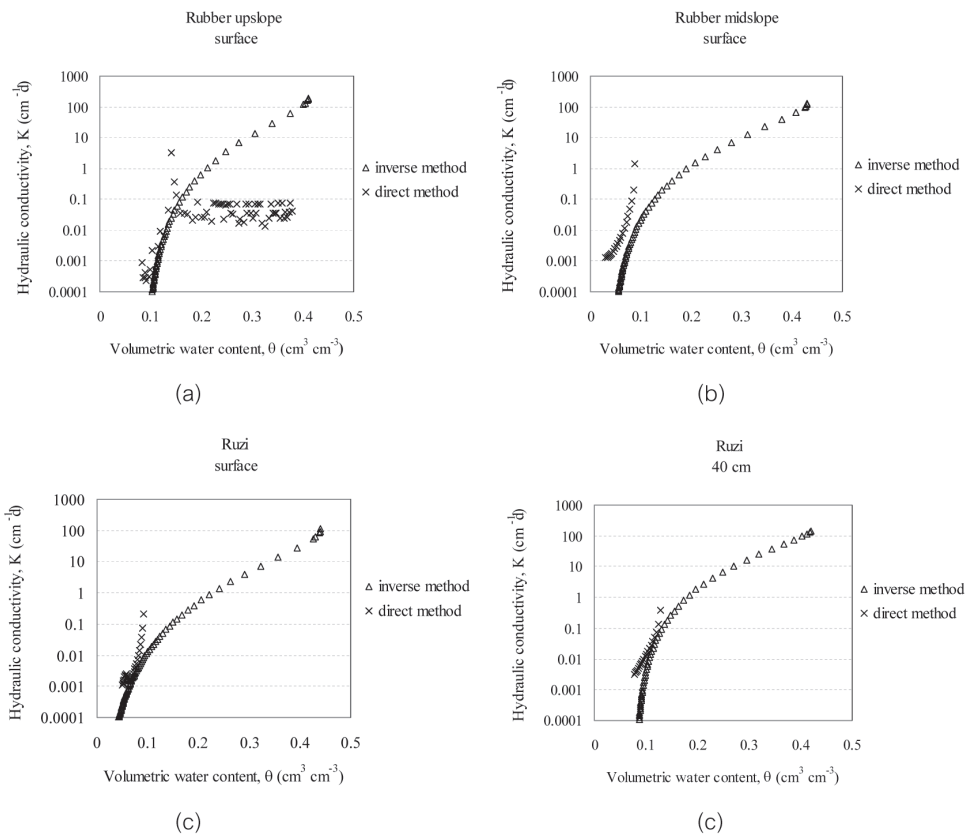


Figure 8 Hydraulic conductivity corresponding to pressure head $K(h)$ for loamy sand.

Figure 9 Hydraulic conductivity corresponding to water content $K(\theta)$ for sand soil

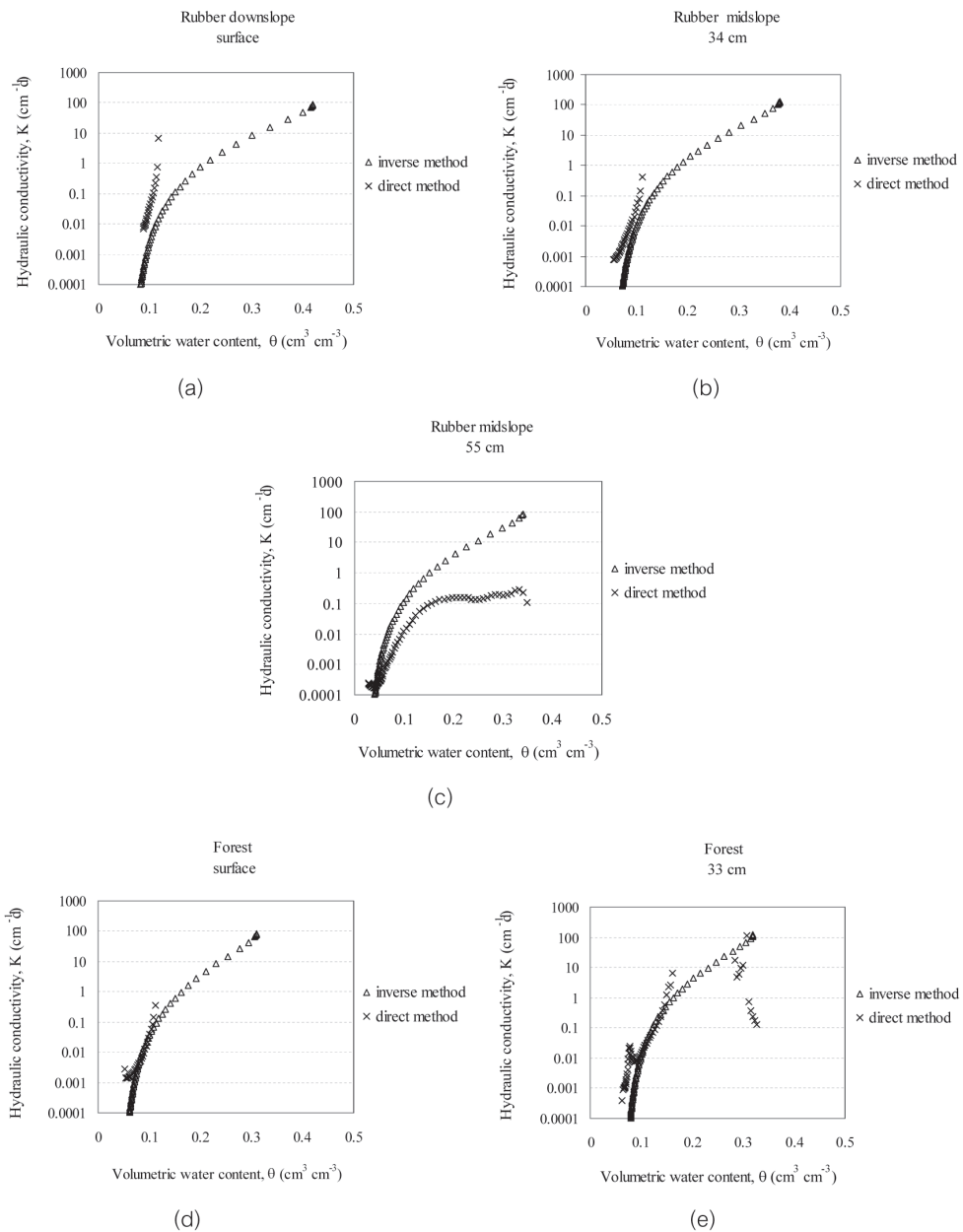


Figure 10 Hydraulic conductivity corresponding to water content $K(\theta)$ for loamy sand soil

สรุป

การศึกษานี้แสดงให้เห็นว่าค่าพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α และ n ที่ได้จากวิธีการระเหยด้วยการคำนวณจากวิธีตรงถึงแม้จะมีความคลาดเคลื่อนไปบ้างแต่ก็ไม่ผิดจากค่าจริงมากนัก สามารถนำมาเป็นค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นสำหรับการคำนวณโดยวิธีผกผัน ยกเว้น K_s ซึ่งต้องกำหนดขึ้นมาเนื่องจากไม่สามารถหาจากวิธีตรง โดยเมื่อเปรียบเทียบค่าพารามิเตอร์ θ_r , θ_s , α และ n และโค้งลักษณะความชื้นดินที่ได้จากวิธีตรงกับวิธีผกผันพบว่าค่าใกล้เคียงกันมาก ดังนั้นการใช้ค่าพารามิเตอร์เริ่มต้น θ_r , θ_s , α และ n จากวิธีตรงในการคำนวณแบบผกผันทำให้ได้ค่าพารามิเตอร์ที่ถูกต้องและไม่ทำให้เกิดปัญหา nonuniqueness เช่นเดียวกับฟังก์ชันสภาพนาซศาสตร์ การคำนวณด้วยวิธีตรงให้ค่าในช่วงสั้นๆ และไม่เป็นที่น่าเชื่อถือ ซึ่งสามารถแก้ปัญหานี้ได้โดยใช้วิธีผกผันสำหรับการคำนวณ $K(h)$ และ $K(\theta)$ ซึ่งทำให้ได้ค่าที่ถูกต้องและเป็น unique

คำขอบคุณ

ผู้เขียนขอขอบพระคุณ สถาบันวิจัย IRD และ ศูนย์วิจัยน้ำบาดาล มหาวิทยาลัยขอนแก่น ที่สนับสนุนงบประมาณในการทำงานวิจัย คุณอภิชัย เจ้าของสวนยางพาราที่ให้ความอนุเคราะห์สถานที่ในการทำงานวิจัยครั้งนี้ คุณวัชร ผู้จัดการสวนยางพาราที่ให้ความอนุเคราะห์ในการติดต่อประสานงาน รวมทั้งอำนวยความสะดวกต่างๆ ในการทำงาน ผู้ช่วยวิจัยของสถาบันวิจัย IRD ที่ให้ความช่วยเหลือในการทำงานในสนามและห้องปฏิบัติการ และกลุ่มวิศวกรหัตถดิน สำนักงานพัฒนาที่ดินเขต 5 ที่ให้ความอนุเคราะห์ในการใช้อุปกรณ์และเครื่องมือวิทยาศาสตร์สำหรับการวิเคราะห์ดินในห้องปฏิบัติการ

เอกสารอ้างอิง

- เพิ่มพูน กิริติสิกร. 2527. ดินภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย. คณะเกษตรศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น, ขอนแก่น.
- Bohne, K. and W. Salzmänn. 2002. Inverse simulation of non-steady state evaporation using nonequilibrium water retention data: a case study. *Geoderma* 110: 49-62.
- Carrera, J. and S.P. Neuman. 1986. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions 2. Uniqueness, stability, and solution algorithms. *Water Resour. Res.* 22: 211-227.
- Carsel R.S. and R.S. Parrish. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24: 755-769.
- Hopmans, J.W., J. Simunek, N. Romano and W. Durner. 2002. Water retention and storage: inverse methods. In Dane, J.H. and Topp, G.C. (Eds), *Methods of Soil Analysis: Part 4. Physical Methods*, Soil Science Society of America Book Series, vol. 5. Madison, Wisconsin.
- Hwang, S.I. and S.E. Powers. 2003. Estimating unique soil hydraulic parameters for sandy media from multi-step outflow experiments. *Adv. Water Res.* 26: 445-456.
- ISO. 2004. Soil Quality-Determination of the Unsaturated Hydraulic Conductivity and Water Retention Characteristic –Wind's Evaporation Method. ISO 11275.
- Kool, J.B., J.C. Parker, and M.T. van Genuchten. 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models-a review. *J. Hydrol.* 91: 255-293.
- Minasny, B. and D.J. Field. 2005. Estimating soil hydraulic properties and their uncertainty: the use of stochastic simulation in the inverse modeling of the evaporation method. *Geoderma* 126: 277-290.
- Mohrath, D., L. Bruckler, P. Bertuzzi J.C. Gaudu and M. Bourlet. 1997. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in saturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 725-735.
- Peters, A. and W. Durner. 2008. Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties. *J. Hydrol.* 356: 147-162.

- Schindler, U. and L. Muller. 2006. Simplifying the evaporation method for quantifying soil hydraulic properties. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169: 623-629.
- Schindler, U., W. Durner, G. von Unold and L. Mueller. 2010. Evaporation method for measuring unsaturated hydraulic properties of soils: Extending the range. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74: 1071-1083.
- Siltecho S. 2012. Unsaturated soil water flow modeling under para rubber plantation. PhD Thesis. Khon Kaen University, Khon Kaen.
- Simunek, J, M.Th. van Genuchten, M. Gribb and J.W. Hopmans. 1998a. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil Till. Res.* 47: 27-36.
- Simunek, J., O. Wendroth and M.Th. van Genuchten. 1998b. Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 894-905.
- Tamari, S., L. Bruckler, J. Halbertsma, and J. Chadoeuf. 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 642-651.
- 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.
- Wendroth, O., W. Ehlers, J.W. Hopman, H. Kage, J. Halbertma and J.H.M. Wosten. 1993. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1436-1443.