

อิทธิพลของความเข้มฝนต่อการตอบสนองทางชลศาสตร์ของลาดดินต้น

นางสาวชลธิชา จีบตะคุ



วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี

ปีการศึกษา 2557

**INFLUENCES OF RAINFALL INTENSITY ON
HYDRAULIC RESPONSE IN
SHALLOW SLOPE**

Cholticha Jeebtaku



**A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the
Degree of Master of Engineering in Civil Engineering**

Suranaree University of Technology

Academic Year 2014

อิทธิพลของความเข้มฝนต่อการตอบสนองทางชลศาสตร์ของลาดดินต้น

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี อนุมัติให้นับวิทยานิพนธ์ฉบับนี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา
ตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรบัณฑิต

คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

(ศ. ดร.สุขสันต์ หอพิบูลสุข)

ประธานกรรมการ

(รศ. ดร.อวิรุทธิ์ ชินกุลกิจนิวัฒน์)

กรรมการ (อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์)

(ผศ. ดร.พรพจน์ ตันเส็ง)

กรรมการ

(ศ. ดร.ชูกิจ ลิ้มปิจำนงค์)

รองอธิการบดีฝ่ายวิชาการและนวัตกรรม

(รศ. ร.อ. ดร.กนต์ธร ชำนิประศาสน์)

คณบดีสำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์

ชลธิชา จีบตะคุ : อิทธิพลของความเข้มฝนต่อการตอบสนองทางชลศาสตร์ของลาดดินตื้น
(INFLUENCES OF RAINFALL INTENSITY ON HYDRAULIC RESPONSE IN
SHALLOW SLOPE) อาจารย์ที่ปรึกษา : รองศาสตราจารย์ ดร.อวิรุทธิ์ ชินกุลกิจนิวัฒน์,
69 หน้า.

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาอิทธิพลของความเข้มฝนที่มีผลต่อการตอบสนองทางชลศาสตร์ต่อลาดดินตื้น โดยส่วนใหญ่เหตุการณ์ดินถล่มในระดับตื้นมักเกิดขึ้นหลังจากมีฝนตกหนักติดต่อกันเป็นเวลานานหรือช่วงเวลาที่เกิดพายุฝน จะเห็นว่าการตอบสนองของลาดดินต่อปริมาณน้ำฝนเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วดังนั้นก็ได้นำไปใช้ในการศึกษาอิทธิพลของความเข้มฝนต่อลาดดินตื้น โดยทั่วไปกระบวนการสำคัญที่ควบคุมกลไกการการวิบัติของลาดดินตื้นคือการซึมลงสู่ลาดดินของน้ำฝน เพื่อให้เข้าใจต่อกระบวนการซึมลงสู่ลาดดินของน้ำฝน จึงได้สร้างแบบจำลองลาดดินในห้องปฏิบัติการเพื่อศึกษาผลกระทบความเข้มฝนที่สูงขึ้น ผลการทดสอบพบว่า การตอบสนองทางชลศาสตร์ต่อปริมาณความเข้มฝนเกิดขึ้นสองช่วง ช่วงแรกคือการซึมของน้ำฝนลงสู่ลาดดินซึ่งในช่วงนี้ดินยังคงไม่อิ่มตัวด้วยน้ำแต่จะอยู่ในสภาวะอิ่มตัวด้วยน้ำในช่วงที่สองเนื่องจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดิน โดยผลกระทบจากความเข้มฝนที่เพิ่มขึ้นจากการวิจัยสรุปได้ว่า อัตราการเพิ่มขึ้นของความชื้นในลาดดินส่วนใหญ่ขึ้นอยู่กับอัตราการเพิ่มขึ้นของความเข้มฝนที่เพิ่มขึ้นและความสามารถในการซึมของดินอิ่มตัวด้วยน้ำ รวมทั้งอัตราเร็วในการเพิ่มขึ้นของความชื้นก็ขึ้นอยู่กับความเข้มฝนที่เพิ่มขึ้นเช่นกัน

CHOLTICHA JEEBTAKU : INFLUENCES OF RAINFALL INTENSITY
ON HYDRAULIC RESPONSE IN SHALLOW SLOPE.

THESIS ADVISOR : ASSOC. PROF. AVIRUT CHINKULKIJNIWAT,
Ph.D., 69 PP.

RAINFALL INFILTRATION/LABORATORY MODEL/SUBSURFACE FLOW/
UNSATURATED SOIL/INITIAL WATER CONTENT

The purpose of this research is to investigate influences of rainfall intensity on hydraulic response and stability of shallow slope. Typically, the shallow landslides in Thailand are mostly taken place during rain storm, which indicate a rapid infiltration of rainfall into soil slope. The study focuses on influences of rainfall intensity on shallow slope. Generally, a key process controlling failure mechanisms is an infiltration of rain water into the soil slope. In order to understand the key process, a series of large scale laboratory model tests was carefully conducted to study effect of rainfall intensity. The results showed that a change of water content is divided into two stages. The first stage involves the movement downward of the wetting front. In this stage, the soil remains in unsaturated state. The second stage, the water content rises to almost saturated state due to a rise of water table. The effect of rainfall intensity is presented in this research. The rate of rising of water content mainly depends on a ratio between rainfall intensity and saturated permeability of soil. The higher this ratio is the faster the rate of rising of water content.

School of Civil Engineering

Academic Year 2014

Student's Signature_____

Advisor's Signature_____

สารบัญ

หน้า

บทคัดย่อ (ภาษาไทย)	ก
บทคัดย่อ (ภาษาอังกฤษ)	ข
กิตติกรรมประกาศ	ค
สารบัญ	ง
สารบัญตาราง	ฉ
สารบัญรูป	ช
คำอธิบายสัญลักษณ์และคำย่อ	ฌ
บทที่	
1 บทนำ	1
1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหา	1
1.2 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย	3
1.3 ขอบเขตของงานวิจัย	3
1.4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ	4
2 ปรีทรรสน์วรรณกรรมและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	5
2.1 บทนำ	5
2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	6
2.2.1 เสถียรภาพดินภายใต้กระบวนการทางอุทกวิทยา	6
2.2.2 การตอบสนองต่อกระบวนการทางอุทกวิทยาของลาดดิน	10
2.2.3 ปัจจัยที่ส่งผลกระทบต่อพฤติกรรมน้ำในลาดดิน	11
2.2.4 ปัจจัยกระตุ้นภายนอกต่อการวิบัติในลาดดินธรรมชาติ	12
2.2.5 แบบจำลองกายภาพของลาดดิน	14
3 วิธีการดำเนินงานวิจัย	21
3.1 บทนำ	21
3.2 การสร้างแบบจำลองลาดดินและการสร้างแบบจำลองน้ำฝน	21

สารบัญ (ต่อ)

หน้า

3.2.1 รายละเอียดของแบบจำลองลาดดิน	21
3.2.2 รายละเอียดของแบบจำลองน้ำฝน	24
3.3 การติดตั้งอุปกรณ์ตรวจวัดความชื้น (Sensor) และการสอบเทียบ	28
3.3.1 ตัววัดความชื้น (Sensor)	28
3.3.2 การสอบเทียบตัววัดความชื้น	29
3.4 มาตรฐานการทดสอบคุณสมบัติพื้นฐานของดินตัวอย่าง	30
3.5 ขั้นตอนการทดสอบ	33
3.5.1 เตรียมดิน	33
3.5.2 เงื่อนไขการทดสอบ	33
4 วิเคราะห์ผลการวิจัย	34
4.1 บทนำ	34
4.2 การตอบสนองของความชื้นในดิน	34
4.3 การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดิน	43
4.4 การระบายของน้ำภายในลาดดิน	49
5 สรุปผลการวิจัย	53
รายการอ้างอิง	55
ภาคผนวก	59
ภาคผนวก ก. บทความที่ได้รับการตีพิมพ์เผยแพร่ในระหว่างการศึกษา	60
ประวัติผู้เขียน	70

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
3.1 แสดงการทดสอบคุณสมบัติของดิน.....	32
3.2 แสดงคุณสมบัติของแต่ละการทดลอง.....	33



สารบัญรูป

รูปที่	หน้า
1.1 การวิเคราะห์แบบลาดดินอนันต์	1
2.1 การวิเคราะห์แบบลาดดินอนันต์	9
2.2 การเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำกับชั้นดินภายใต้การเปลี่ยนแปลงอัตราน้ำเข้า-ออก บริเวณผิวดิน	11
2.3 แบบจำลองการซึม	13
2.4 ความสัมพันธ์ระหว่างการซึมและการไหลผิวดิน	13
2.5 แสดงแบบจำลองลาดดินและแบบจำลองน้ำฝน	14
2.6 แสดงการวิบัติของลาดดินHuang et al,(2009)	15
2.7 แสดงช่วงเวลาการวิบัติของลาดดินHuang et al,(2009)	16
2.8 แสดงแบบจำลองลาดดินLee (2011)	17
2.9 กราฟแสดงค่าแรงดันน้ำตามความลึกของดิน Lee (2011)	18
2.10 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่า Suction ระยะเวลาของน้ำฝน ที่ 1 ชั่วโมง และ 24 ชั่วโมง ของดินแต่ละชนิด Lee (2011)	19
3.1 แผนการดำเนินงานวิจัย	22
3.2 แสดงรายละเอียดของกล่องทดสอบลาดดิน	23
3.3 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความชื้นฝนกับความดัน	25
3.4 แสดงแผนผังของแบบจำลองการทดสอบ	27
3.5 แสดงภาพถ่ายของแบบจำลองลาดดิน	27
3.6 หัววัด (Sensor)	28
3.7 เครื่องบันทึกข้อมูล (data logger) รุ่น EM50	29
3.8 ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นที่ได้จากการคำนวณกับความชื้นที่ได้จาก ตัววัดความชื้น (Sensor)	30
3.9 แสดงการจำแนกขนาดและการกระจายของเม็ดดิน	31
3.10 ความสัมพันธ์ระหว่างแรงดึงดูดเมตริกกับความชื้นดิน (SWCC)	31

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
3.11 แสดงความสามารถในการซึมผ่านของดินที่ใช้ในการศึกษา.....	32
4.1 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงปริมาตรความชื้นกับเวลา.....	36
4.2 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความลึกของลาดดินกับปริมาตรความชื้น.....	39
4.3 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วในการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นที่ผิวหน้าของ ลาดดินกับปริมาณความชื้นของน้ำฝน.....	42
4.4 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาตรความชื้นภายหลังจากการเคลื่อนตัวของ แผ่นความชื้นที่ผิวหน้าของลาดดินกับปริมาณความชื้นฝน.....	42
4.5 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำใต้ดินและเวลาที่ตำแหน่งตรวจวัด.....	44
4.6 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำใต้ดินที่ปริมาณความชื้นฝนต่างๆและเวลา.....	47
4.7 แสดงการเปรียบเทียบระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ปล่อยลงสู่ลาดดินและปริมาณน้ำสะสมที่ถูก ระบายออกจากลาดดินที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา.....	50

คำอธิบายสัญลักษณ์และคำย่อ

τ_f	=	กำลังรับแรงเฉือนของดิน (Shear Strength of the soil)
τ_m	=	หน่วยแรงเฉือนที่เกิดตลอดระนาบการวิบัติสมมุติ (Shearing stress along the assumed failure surface)
c'	=	หน่วยแรงยึดเกาะประสิทธิผลของดิน (Effective Cohesion Intercept)
σ'_n	=	หน่วยแรงตั้งฉากประสิทธิผล (Effective Normal Stress)
ϕ'	=	มุมเสียดทานภายในประสิทธิผลของดิน (Friction Angle)
σ	=	หน่วยแรงรวม (Total Stress)
u_a	=	แรงดันอากาศในช่องว่างเม็ดดิน (Air Pressure)
u_w	=	แรงดันน้ำในช่องว่างเม็ดดิน (Water Pressure)
f	=	ความสามารถในการซึมของดิน
f_0	=	ความสามารถในการซึมเริ่มต้นของดิน
f_c	=	ความสามารถในการซึมสุดท้ายของดิน
i	=	ความเข้มฝน
K_s	=	ค่าการนำทางชลศาสตร์ในสถานะอิ่มตัวด้วยน้ำ
c_u	=	ค่าสัมประสิทธิ์ของความสม่ำเสมอ
I_i	=	ปริมาณความเข้มฝนที่วัดได้ของแต่ละกระป๋อง
I_m	=	ปริมาณความเข้มฝนเฉลี่ยที่วัดได้ของทุกกระป๋อง
n	=	จำนวนกระป๋องทั้งหมด
θ'	=	ค่าความชื้นโดยปริมาตร
w	=	ปริมาณความชื้นของน้ำในมวลดิน (%)
γ_d	=	หน่วยน้ำหนักของดินแห้ง
γ_w	=	หน่วยน้ำหนักของน้ำ (เท่ากับ 1 กรัมต่อลูกบาศก์เซนติเมตร)
θ_{wi}	=	ความชื้นที่สถานะเริ่มต้น
θ_{wb}	=	ความชื้นหลังจากการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้น (wetting front)
θ_{wa}	=	ความชื้นที่สถานะอิ่มตัว

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหา

ปัญหาการวิบัติของลาดดินตื้น (Shallow slope failures) เป็นภัยพิบัติทางธรรมชาติที่พบได้บ่อยในทางตอนเหนือและตอนใต้ของประเทศไทย การวิบัติเหล่านี้ทำให้เกิดการสูญเสียทั้งชีวิตและทรัพย์สินของประชากรที่อาศัยอยู่ใกล้เคียงกับพื้นที่เสี่ยงภัย ดังตัวอย่างในรูปที่ 1.1 เป็นการวิบัติของลาดดินแบบตื้นที่เกิดในจังหวัดอุดรดิตถ์ เมื่อปี พ.ศ. 2549 ในเหตุการณ์นั้นเป็นเหตุให้มีผู้เสียชีวิต 75 ราย และบ้านเรือนกว่า 445 หลังคาเรือนได้รับความเสียหาย โดยทั่วไปแล้ว ปริมาณน้ำฝนในฤดูฝนและในช่วงการเกิดพายุคือปัจจัยหลักที่ไปกระตุ้นการวิบัติของลาดดินในประเทศไทยเพราะตำแหน่งที่ตั้งอยู่ในบริเวณใกล้เคียงกับเส้นศูนย์สูตร



รูปที่ 1.1 ดินโคลนถล่มในพื้นที่จังหวัดอุดรดิตถ์ เมื่อวันที่ 29 พฤษภาคม 2549 (ที่มา:กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม มิถุนายน 2554)

ปัจจุบันรัฐบาลไทยได้เล็งเห็นความสำคัญของปัญหาภัยพิบัติทางธรรมชาติ ได้มีการจัดตั้งหน่วยงานเพื่อเฝ้าระวังและเตือนภัยเบื้องต้น (An early warning system) ของภัยพิบัติที่รวมทั้ง

ปัญหาน้ำหลากและการวิบัติของลาดดิน ชื่อว่า ห้องปฏิบัติการเฝ้าระวังและเตือนภัยน้ำหลาก-ดินถล่ม สำนักวิจัย พัฒนาและอุทกวิทยา กรมทรัพยากรน้ำ การเตือนภัยจะนำข้อมูลน้ำฝนสะสมจากสถานีวัดที่ใกล้เคียงกับพื้นที่เสี่ยงมาเปรียบเทียบกับเกณฑ์น้ำฝนสะสมวิกฤติของแต่ละพื้นที่ คือในพื้นที่ภาคเหนือและภาคใต้มีการตั้งเกณฑ์น้ำฝนสะสมวิกฤติ 12 ชั่วโมงเท่ากับ 150 และ 180 มิลลิเมตร ตามลำดับ ระดับของการเตือนภัยจะถูกประเมินเป็น 3 ระดับ คือ 1) ระดับสีเขียว เป็นพื้นที่ที่มีค่าน้ำฝนสะสมจากสถานีวัดอยู่ระหว่าง 55 และ 65 เปอร์เซ็นต์ ของน้ำฝนสะสมวิกฤติ ถือว่าเป็นพื้นที่ปลอดภัยต่อการเกิดดินโคลนถล่ม 2) ระดับสีเหลือง เป็นพื้นที่ที่มีค่าน้ำฝนสะสมอยู่ระหว่าง 65 และ 80 เปอร์เซ็นต์ ของน้ำฝนสะสมวิกฤติ เป็นพื้นที่ที่มีการเตือนภัย 3) ระดับสีแดง เป็นพื้นที่ที่มีค่าน้ำฝนสะสมมากกว่า 80 เปอร์เซ็นต์ ของน้ำฝนสะสมวิกฤติ เป็นพื้นที่ที่ต้องมีการอพยพเพราะเสี่ยงต่อการเกิดดินโคลนถล่มและน้ำหลาก

เกณฑ์น้ำฝนวิกฤติที่ใช้ในการเตือนภัยเบื้องต้นนี้ เป็นปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการรวบรวมเหตุการณ์ภัยพิบัติที่เกิดขึ้นในอดีตรวมถึงการวิเคราะห์เชิงสถิติ ซึ่งถือว่าการเตือนภัยที่สามารถช่วยบรรเทาความเสี่ยงต่อชีวิตและทรัพย์สินในพื้นที่เสี่ยงได้เป็นอย่างดี และเนื่องจากการใช้เกณฑ์น้ำฝนวิกฤติในการประเมินความเสี่ยงของภัยพิบัติเป็นวิธีที่ง่ายและรวดเร็วในการคำนวณ หลักการนี้จึงได้ถูกนำไปใช้อย่างแพร่หลายในหลายพื้นที่ทั่วโลกเพื่อเป็นส่วนหนึ่งของระบบการเตือนภัยเบื้องต้น เช่น ระบบที่ถูกดำเนินการโดย the Geotechnical Engineering Office of Hong Kong (Brand et al., 1984); the early warning system of San Francisco Bay area, California, USA (Keefer et al., 1987; Wilson et al., 1993); the landslide warning system adopted by the civil protection agency of Campania, Italy (Versace et al., 2003; Sirangelo and Braca, 2004; Sirangelo et al., 2007) อย่างไรก็ตาม การเตือนภัยเบื้องต้นดังกล่าวมานั้น เป็นการใช้เกณฑ์น้ำฝนวิกฤติที่ตั้งอยู่บนข้อมูลของเหตุการณ์ในอดีตเป็นตัวแทนสำหรับการประเมินความภัยพิบัติในพื้นที่เสี่ยงที่กว้างขวาง ดังนั้น หลายปัจจัยที่สามารถกระตุ้นการเกิดการวิบัติของลาดดินจึงถูกละเลยในการประเมินความเสี่ยง เช่น การกระจายความชันของลาดดิน (Slope angle) ความชื้นและแรงดึงน้ำเริ่มต้นในลาดดิน (Antecedent moisture content and metric suction) การแปรเปลี่ยนของความเข้มฝนเชิงเวลาและเชิงพื้นที่ (Temporal and spatial variations of rain intensity) รวมไปถึงการกระจายของพืชคลุมดินและคุณสมบัติดิน (vegetation covers and variation of soil property) ในพื้นที่เสี่ยง ซึ่งปัจจัยเหล่านี้อาจจะส่งผลทั้งทางด้านเวลาและรูปแบบในการเกิดการวิบัติของลาดดินรวมถึงเกณฑ์น้ำฝนวิกฤติที่ใช้ในการเตือนภัย

งานวิจัยนี้ จึงเป็นการศึกษาเบื้องต้นเพื่อให้เข้าใจผลกระทบของปัจจัยกระตุ้นที่มีอิทธิพลต่อการวิบัติของลาดดิน โดยมุ่งเน้นไปที่การวิบัติในลาดดินต้นซึ่งเป็นการวิบัติที่พบบ่อยที่สุดในลาดดินธรรมชาติและการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนในเชิงความเข้มจะถูกนำมาศึกษาเป็นปัจจัยแรก เนื่องจากเป็นปัจจัยกระตุ้นหลักของการวิบัติของลาดดินในประเทศไทย การศึกษานี้จะตั้งอยู่บนกลไกทางกายภาพที่เกิดขึ้นจริงในลาดดิน ประกอบด้วย กระบวนการซึมของน้ำฝน (Rainfall infiltration) การเพิ่มของระดับน้ำใต้ดิน (Rising of water table) และกลไกการไหลออก (runoff generation) ของลาดดินต้น เพื่อให้เข้าใจอิทธิพลของความชื้นฝนต่อเสถียรภาพของลาดดินต้น ผลการศึกษาที่ได้รับจะถูกนำมาอธิบายร่วมกับหลักการวิเคราะห์เสถียรภาพ (Slope stability analysis) ที่สอดคล้องกับการวิบัติในลาดดินต้น

1.2 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย

เพื่อศึกษาอิทธิพลของความชื้นฝนต่อกลไกทางกายภาพที่เกิดขึ้นจริงในลาดดินธรรมชาติ ประกอบด้วย การซึมของน้ำฝน การเพิ่มของระดับน้ำใต้ดิน รวมทั้งกลไกการไหลออกในลาดดินต้น

1.3 ขอบเขตของงานวิจัย

เนื่องจากปัญหาการวิบัติของลาดดินเป็นปัญหาที่มีขนาดกว้าง การติดตั้งเครื่องมือวัดในสนามรวมถึงการควบคุมปัจจัยที่ไม่เกี่ยวข้องกับการศึกษาเป็นเรื่องที่ยาก งานวิจัยนี้จึงนำมาศึกษาในห้องปฏิบัติการโดยสร้างแบบจำลองลาดดินขนาดกว้าง 200 มม. ยาว 1500 มม. และสูง 600 มม. และแบบจำลองน้ำฝนเทียม (Simulated rainfall simulator) โดยใช้ความชื้นฝน (i) ในการศึกษาเท่ากับ 45, 70, 100, 130 และ 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง ติดตั้งเครื่องมือวัดความชื้น (moisture sensors) ที่โปรไฟล์กึ่งกลางของลาดดินจำนวน 5 จุด ติดตั้งเครื่องมือวัดระดับน้ำ (Piezometers) จำนวน 3 จุด คือ ที่กึ่งกลางลาดดิน รวมทั้งบริเวณใกล้เคียงกับ ทางด้านต้นและท้ายของลาดดิน การวัดการไหลออกจะทำการวัดปริมาณน้ำที่ไหลออกด้านท้ายของลาดดินโดยใช้กระบอกตวง 2000 มิลลิลิตร สุดท้ายผลการตอบสนองทางด้านชลศาสตร์เหล่านี้จะถูกนำมาอธิบายร่วมกับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินอนันต์ (Infinite slope stability)

1.4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

งานวิจัยนี้จะเป็นองค์ความรู้เพื่อให้เข้าใจอิทธิพลของความเข้มข้นต่อการตอบสนองทางกลศาสตร์รวมทั้งเสถียรภาพของลาดดินตื้น องค์ความรู้ที่ได้รับจะสามารถนำไปร่วมพัฒนาการเตือนภัยเบื้องต้นเพื่อให้การทำนายการวิบัติของลาดดินมีความแม่นยำมากขึ้นในอนาคต



บทที่ 2

ปรัทัศน์วรรณกรรมและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 บทนำ

ปัจจุบันปัญหาดินโคลนถล่มในประเทศไทยจะยิ่งทวีความรุนแรงและเกิดบ่อยครั้ง ส่งผลกระทบต่อชีวิตและทรัพย์สินของชุมชนที่อาศัยในบริเวณพื้นที่เสี่ยง เนื่องจากภูมิอากาศของโลกที่เปลี่ยนแปลงไป โดยเฉพาะเมื่อฝนตกเป็นปริมาณมากและต่อเนื่องยาวนาน และมักเกิดขึ้นจากมวลดินและหินเคลื่อนที่อย่างรวดเร็วจากอิทธิพลของแรงโน้มถ่วงของโลก ระหว่างการเกิดพายุฝนตกหนักไม่นาน หรือหลังจากเกิดฝนหนัก จากการรวบรวมข้อมูลรายงานสรุปเหตุการณ์ธรณีพิบัติภัย กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2549 ถึง พ.ศ. 2553 พบว่า การเกิดดินโคลนถล่มในพื้นที่ประเทศไทย จะมีรูปแบบการวิบัติได้หลายรูปแบบ แต่โดยส่วนมากแล้วจะเป็นวิบัติที่เกิดขึ้นในระดับตื้น (Shallow Landslides) ซึ่งสามารถจำแนกรูปแบบการวิบัติเป็นการเลื่อนไถลลงมาตามระนาบการเคลื่อนที่ (Translational Slides) ภายหลังการวิบัติรูปแบบนี้มักจะเกิดการไหลร่วมด้วยเนื่องจากปริมาณน้ำฝนที่มีจำนวนมากและมีความเร็วการไหลสูงตามไหลเขา จึงทำให้เหตุการณ์ดินโคลนถล่มทวีความรุนแรงขึ้นไปอีกขั้น

การเลื่อนไถลลงมาตามระนาบการเคลื่อนที่ (Translational Slides) เป็นการวิบัติที่ระนาบการวิบัติขนานกับความลาดของผิวดินและเกิดการวิบัติในระดับตื้นถึงแม้ชั้นดินจะมีความหนาแน่นหรือน้อยก็ตาม โดยปกติแล้วจะเกิดขึ้นในพื้นที่ที่มีความลาดชันสูง (Steep Slope) และมีปริมาณฝนตกหนัก สำหรับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินด้วยวิธี Limit Equilibrium ที่สอดคล้องกับการวิบัติรูปแบบนี้จะนิยมใช้วิธีลาดดินอนันต์ (Infinite Slope)

การวิเคราะห์นั้นนอกเหนือจากการใช้พารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้องกับกำลังของดินแล้ว ในชั้นดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำจะมีความซับซ้อนในการวิเคราะห์ขึ้นมาอีกขั้น เนื่องจากการรวมผลกระทบที่ตอบสนองต่อปัจจัยกระตุ้นทางอุทกวิทยา (ความชื้นฝน และอัตราการระเหย) เข้าด้วย กล่าวคือ ในการเปลี่ยนแปลงแรงดึงน้ำ และความชื้นในลาดดิน ซึ่งจะเปลี่ยนแปลงตามกระบวนการทางอุทกวิทยา อีกทั้งยังขึ้นอยู่กับเวลาที่ตอบสนองด้วย เช่นเดียวกับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำวิธีอื่นๆ ก็ต้องคำนึงถึงปัจจัยเหล่านี้ด้วยเช่นกัน ดังนั้นงานวิจัยนี้จึงมีแนวคิดที่จะศึกษา

ปัจจัยทางอุทกวิทยาที่ตอบสนองต่อลาดดินให้ชัดเจน เพื่อนำผลลัพธ์ที่ได้ไปใช้ในการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินให้แม่นยำ

2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

การเกิดดินโคลนถล่มและดินไหล (Flow landslides) ส่วนมากแล้วจะเกิดขึ้นบริเวณพื้นที่ภูเขาที่มีความลาดชันสูง และมีปริมาณน้ำฝนที่ตกในพื้นที่ดังกล่าวเป็นปัจจัยกระตุ้นหลัก ซึ่งจะมีการซึมผ่าน (Infiltration) ลงสู่ลาดดินทำให้เกิดการสูญเสียกำลังรับแรงเฉือนในดิน ดังนั้นสิ่งจำเป็นจะต้องพิจารณาเมื่อทำการศึกษาปัญหาการเกิดดินโคลนถล่มคือ กระบวนการทางอุทกวิทยา และการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติทางด้านกลศาสตร์ของดินระหว่างกระบวนการทางอุทกวิทยา

2.2.1 เสถียรภาพดินภายใต้กระบวนการทางอุทกวิทยา

การศึกษาและวิจัยเกี่ยวกับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินได้มีการศึกษาเป็นระยะเวลายาวนาน และมีวิธีการวิเคราะห์หลายวิธี เช่น Slope Stability Charts โดย Janbu (1968) และ Duncan et al (1987), Ordinary Method of Slices โดย Fellenius (1927), Bishop's Modified Method โดย Bishop (1955), Force Equilibrium Methods โดย Lowe และ Karafiath (1955) และ Corps of Engineers (1982), Janbu's Generalized Procedure of Slices โดย Janbu (1968) และ Morgenstern and Price's Method โดย Morgenstern and Price (1965) เป็นต้น วิธีการวิเคราะห์เหล่านี้เป็นการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินที่เรียกว่า Limit Equilibrium Method การวิเคราะห์ด้วยวิธีนี้จะกำหนดระนาบการวิบัติ (Failure Surface) สมมุติแตกต่างกันออกไป และการวิเคราะห์ทุกวิธีจะมีการประเมินเสถียรภาพของลาดดินเป็นค่าอัตราส่วนความปลอดภัย (Factor of safety, FOS) ดังต่อไปนี้

$$FOS = \frac{\tau_f}{\tau_m} \quad (1)$$

เมื่อ τ_m หน่วยแรงเฉือนที่เกิดตลอดระนาบการวิบัติสมมุติ (Shearing stress along the assumed failure surface)

τ_f กำลังรับแรงเฉือนของดิน (Shear Strength of the soil)

เมื่ออัตราส่วนความปลอดภัยมีค่าต่ำกว่า 1 ($FOS < 1.0$) จะเกิดการวิบัติของลาดดินที่ระนาบสมมุติขึ้น ในขณะที่อัตราส่วนความปลอดภัยมากกว่า 1 ($FOS > 1.0$) จะไม่เกิดการวิบัติขึ้นที่ระนาบสมมุติ

สำหรับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินที่สอดคล้องกับเหตุการณ์การเกิดฝนตกนั้น สามารถประยุกต์ใช้วิธี Limit Equilibrium ในการวิเคราะห์ได้เช่นเดียวกัน แต่อย่างไรก็ดีแล้วจะต้องมีความสอดคล้องกับรูปแบบการวิบัติที่เกิดขึ้นจริง จากการรวบรวมข้อมูลจากรายงานสรุปเหตุการณ์ธรณีพิบัติภัย กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2549 ถึง พ.ศ. 2553 พบว่า การเกิดดินโคลนถล่มในพื้นที่ประเทศไทย จะมีรูปแบบการวิบัติได้หลายรูปแบบ แต่โดยส่วนมากแล้วจะเป็นวิบัติที่เกิดขึ้นในระดับตื้น (Shallow Landslides) ซึ่งสามารถจำแนกรูปแบบการวิบัติเป็นการเคลื่อนไถลงมาตามระนาบการเคลื่อนที่ (Translational Slides) ภายหลังการวิบัติรูปแบบนี้มักจะเกิดการไหลร่วมด้วยเนื่องจากปริมาณน้ำฝนที่มีจำนวนมาก และมีความเร็วการไหลสูงตามไหลเขา จึงทำให้เหตุการณ์ดินโคลนถล่มทวีความรุนแรงขึ้นไปอีก

Sorbino and Nicora ได้รวบรวมงานวิจัยและศึกษาการเกิดเหตุการณ์ดินโคลนถล่มที่มีการวิบัติแบบการไหลหรือที่เรียกว่าดินไหล (Flow landslides) ทำการศึกษาเกี่ยวกับลาดดินเม็ดหยาบ (Coarse-grained soils) เนื่องจากเป็นลาดดินที่มีการตอบสนองต่อน้ำฝนอย่างรวดเร็วและมีความรุนแรงมากกว่าลาดดินเม็ดละเอียด (Fine-grained soils) ได้มีการอธิบายให้เห็นว่า การเกิดดินโคลนถล่มจะประกอบด้วย 2 สถานะคือ สถานะวิบัติ (Failure Stage) และสถานะหลังการวิบัติ (Post-Failure) สำหรับสถานะวิบัติจะเกิดภายใต้การตอบสนองต่อปริมาณน้ำฝนของลาดดิน ทำให้เกิดการเพิ่มขึ้นของแรงดันน้ำ (Pore pressure) ในมวลดิน ส่งผลกระทบให้เกิดการลดลงของหน่วยแรงประสิทธิภาพ ในมวลดินจนกระทั่งสถานะของหน่วยแรงเข้าสู่สถานะวิบัติ และภายหลังสถานะวิบัติหากน้ำไม่สามารถระบายออกจากลาดดินหรืออยู่สภาวะแบบไม่ระบายน้ำ (Undrained conditions) จะมีการพัฒนาจากสถานะวิบัติไปสู่การเกิดการวิบัติแบบไหลหรือดินไหล ซึ่งการวิบัติรูปแบบนี้ได้มีงานวิจัยหลายงานที่ให้ความสนใจศึกษาเกี่ยวกับการวิบัติแบบไหลของลาดดินทั้งในแบบจำลองทางกายภาพ (Physical Mode) และแบบจำลองเชิงตัวเลข (Numerical Model) เพราะเป็นสถานะที่เกิดร่วมกับการหลากของน้ำฝน ทำให้เกิดความเสียหายอย่างรุนแรง เช่น Huang et al,(2008) และ Cascini et al,(2008) เป็นต้น

อย่างไรก็ตาม ถึงแม้มีการศึกษาที่เกี่ยวข้องกับดินไหลเป็นจำนวนมาก แต่สถานะดังกล่าวได้เกิดขึ้นหลังสถานะวิบัติ ดังนั้น จึงควรให้ความสนใจตั้งแต่สถานะวิบัติเพื่อการพัฒนา ระบบเตือนภัยดินโคลนถล่ม และภายใต้สภาวะการวิบัติในชั้นดินตื้นที่เกิดขึ้นส่วนมากในประเทศไทย สามารถพิจารณาให้เป็นการวิบัติแบบการเคลื่อนไถลงมาตามระนาบการเคลื่อนที่ (Translational Slides) สอดคล้องกับการจำแนกโดย

การเลื่อนไถลลงมาตามระนาบการเคลื่อนที่ (Translational Slides) เป็นการวิบัติที่ระนาบการวิบัติขนานกับความลาดของผิวดินและเกิดการวิบัติในระดับดินถึงแม้ชั้นดินจะมีความหนาแน่นหรืออ่อนก็ตาม โดยปกติแล้วจะเกิดขึ้นในพื้นที่ที่มีความลาดชันสูง (Steep Slope) และมีปริมาณฝนตกหนัก สำหรับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินด้วยวิธี Limit Equilibrium ที่สอดคล้องกับการวิบัติรูปแบบนี้จะนิยมใช้วิธีลาดดินอนันต์ (Infinite Slope) โดย Skempton and DeLory (1957) ตัวอย่างเช่น Cho(2009), Ma et al,(2011), Santos et al,(2011), Xie et al,(2004), Eichenberger et al,(2013) และ Lu and Godt (2008) เป็นต้น วิธีวิเคราะห์นี้จะมีการประเมินเสถียรภาพของลาดดินตามสมการ (1) ดังนี้

$$FOS = \frac{\tau_f}{\tau_m} = \frac{c' + \sigma'_n \tan \phi'}{\tau_m} \quad (2)$$

เมื่อ c' หน่วยแรงยึดเกาะประสิทธิผลของดิน (Effective Cohesion Intercept)

σ'_n หน่วยแรงตั้งฉากประสิทธิผล (Effective Normal Stress)

ϕ' มุมเสียดทานภายในประสิทธิผลของดิน (Friction Angle)

สมการ (2) ใช้ประเมินค่าอัตราส่วนความปลอดภัยด้วยวิธีลาดดินอนันต์โดยพิจารณาบนระนาบการวิบัติของมอร์-คูลอมบ์ (Mohr-Coulomb Failure Plane) ซึ่งเหมาะสำหรับการวิเคราะห์ในลาดดินที่อิ่มตัวด้วยน้ำ แต่หากมีการประยุกต์ใช้กับลาดดินที่ตอบสนองต่อฝน ดังรูปที่ 2.1 การเปลี่ยนแปลงเสถียรภาพของลาดดินจะสอดคล้องกับการซึมของน้ำฝนลงสู่ชั้นดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ ดังนั้น กำลังรับแรงเฉือนของดิน (τ_f) จึงต้องพิจารณาเป็นกำลังรับแรงเฉือนในสถานะไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ และสามารถพิจารณาตาม Bishop (1959) ได้เสนอให้มีการใช้หน่วยแรงประสิทธิผล (Bishop's Effective Stress, σ') สำหรับดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ ดังนี้

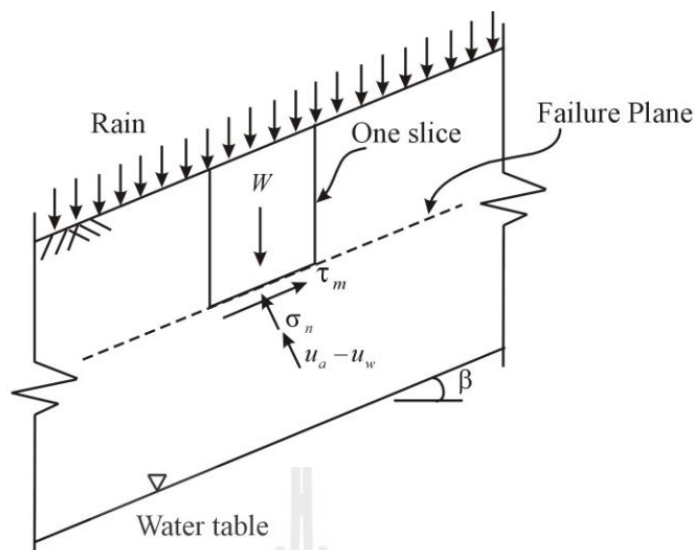
$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(u_a - u_w) \quad (3)$$

เมื่อ σ หน่วยแรงรวม (Total Stress)

u_a แรงดันอากาศในช่องว่างเม็ดดิน (Air Pressure)

u_w แรงดันน้ำในช่องว่างเม็ดดิน (Water Pressure)

χ ค่าคงตัวของ Bishop จะสัมพันธ์กับระดับความอิ่มตัวด้วยน้ำ (Degree of Saturation) หรือความชื้น (Moisture Content) ในมวลดิน



รูปที่ 2.1 การวิเคราะห์แบบลาดดินอนันต์

ดังนั้นอัตราส่วนความปลอดภัยในลาดดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ จะเป็นดังนี้

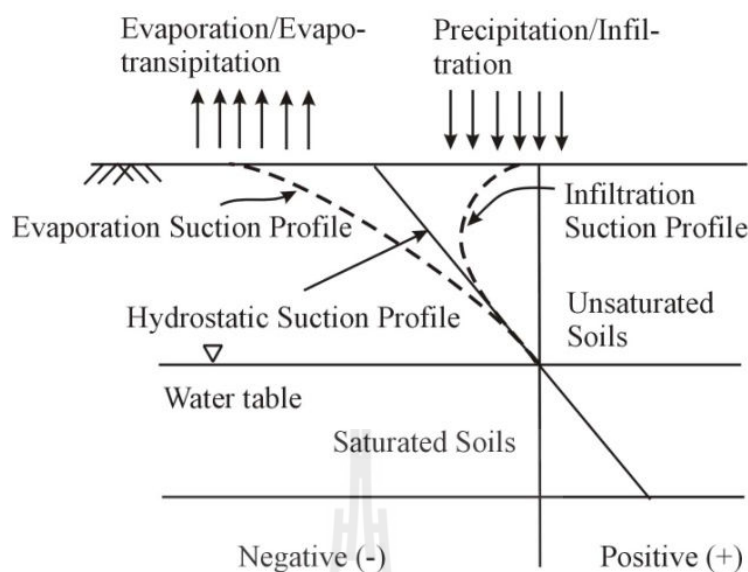
$$FOS = \frac{c' + (\sigma_n - u_a) \tan \phi' + \chi(u_a - u_w) \tan \phi'}{\tau_m} \quad (4)$$

การวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำแบบลาดดินอนันต์ตามสมการ (4) นอกเหนือจากการใช้พารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้องกับกำลังของดินแล้ว จะเห็นได้ว่าในชั้นดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำจะมีความซับซ้อนในการวิเคราะห์ขึ้นมาอีกชั้น เนื่องจากการรวมผลกระทบที่ตอบสนองต่อปัจจัยกระตุ้นทางอุทกวิทยา (ความชื้นฝน และอัตราการระเหย) เข้าด้วย กล่าวคือ ในเทอมของ $\chi(u_a - u_w)$ ซึ่งเป็นเทอมที่สอดคล้องกับการเปลี่ยนแปลงแรงดึงน้ำ และความชื้นในลาดดิน จะเปลี่ยนแปลงตามกระบวนการทางอุทกวิทยา อีกทั้งยังขึ้นอยู่กับเวลาที่ตอบสนองด้วย เช่นเดียวกันกับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำวิธีอื่น ๆ ดังนั้นจึงจำเป็นอย่างยิ่งที่ต้องศึกษาถึงกระบวนการทางอุทกวิทยาที่ตอบสนองต่อลาดดิน เพื่อให้มีความชัดเจนในการทำนายเหตุการณ์ดินโคลนถล่มได้อย่างแม่นยำ และนำไปสู่ระบบการเตือนภัยดินโคลนถล่มที่ช่วยลดการสูญเสียชีวิตและทรัพย์สินได้มากยิ่งขึ้น

2.2.2 การตอบสนองต่อกระบวนการทางอุทกวิทยาของลาดดิน

กระบวนการทางอุทกวิทยาที่สำคัญต่อเสถียรภาพของลาดดิน ได้แก่ การเกิดฝนตก การซึมของน้ำฝน การระเหย เมื่อฝนตกน้ำฝนจะซึมลงสู่ชั้นดินถือเป็นกระบวนการที่มีความซับซ้อนและสำคัญต่อการเกิดดินโคลนถล่ม เนื่องจากน้ำฝนที่ซึมลงสู่ชั้นดินจะทำให้ความชื้นในดินสูงขึ้น ผลที่ตามมาคือมวลดินสูญเสียหน่วยแรงที่เรียกว่า แรงดึงน้ำ (Suction) ซึ่งเป็นหน่วยแรงที่เกิดจากปรากฏการณ์ค่าพิลลารี (Capillary) และทำให้เกิดแรงยึดเหนี่ยวระหว่างเม็ดดินจากแรงดึงผิวของน้ำ

Fredlund (2000) แสดงเปลี่ยนแปลงแรงดึงน้ำตามความลึกของชั้นดินที่สัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงอัตราการน้ำเข้า-ออก (Water flux) บริเวณผิวดินที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงสภาพทางอุทกวิทยา ดังรูปที่ 2.2 เมื่อชั้นดินถูกแบ่งออกเป็นสองโซนคือ ชั้นดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ (Unsaturated zone) จะอยู่เหนือจากระดับน้ำใต้ดิน และชั้นดินอิ่มตัวด้วยน้ำ (Saturated zone) ที่ต่ำกว่าระดับน้ำใต้ดิน เมื่ออยู่ในสภาวะสมดุล (Equilibrium) และไม่มีการเปลี่ยนแปลงอัตราการน้ำเข้า-ออกบริเวณผิวดินแรงดันน้ำตลอดชั้นดินจะเป็นแรงดันน้ำสถิตย (Hydrostatic pressure) ซึ่งเป็นสภาวะเริ่มต้น (Initial condition) ของแรงดันน้ำในชั้นดิน ภายใต้สภาวะนี้ในโซนอิ่มตัวด้วยน้ำแรงดันน้ำจะมีค่าเป็นบวก ในขณะที่โซนไม่อิ่มตัวจะมีค่าเป็นลบ หลังจากนั้นเมื่อมีการไหลจากน้ำฝนซึมสู่ชั้นดิน ในโซนดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำจะเกิดการเพิ่มขึ้นของแรงดันน้ำ เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของความชื้นในชั้นดิน ในทางกลับกันหากอัตราการน้ำเข้า-ออกบริเวณผิวดินเท่ากับอัตราการระเหยจะทำให้ชั้นดินในโซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำมีแรงดึงน้ำเพิ่มขึ้น จากการเปลี่ยนแรงดันน้ำข้างต้นนี้ จะเห็นได้ว่า เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการน้ำเข้า-ออก ที่ผิวดิน ภายในชั้นดินจะเกิดการเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำจากสภาวะเริ่มต้นซึ่งเป็นสภาวะสมดุล ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงเสถียรภาพของลาดดินตามไปด้วย โดยเฉพาะในช่วงที่เกิดฝนเพราะทำให้แรงดันน้ำเพิ่มขึ้นในโซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ และเป็นการเปลี่ยนแปลงภายใต้ระยะเวลาอันสั้น ดังนั้นจึงเรียกได้ว่าเป็นการเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำภายใต้สภาวะการซึมแบบไม่คงที่ขึ้นกับเวลา (Transient seepage) สอดคล้องกับเหตุการณ์ดินโคลนถล่มที่จะเกิดขึ้นในช่วงระหว่างพายุฝน หรือหลังจากพายุฝนไม่นานการวิเคราะห์การซึมแบบไม่คงที่ขึ้นกับเวลา ทำให้ทราบถึงการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นในดิน และแรงดันน้ำที่สัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงเวลาและความหนาชั้นดินด้วย ซึ่งสามารถนำไปรวมวิเคราะห์กับการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินวิธีต่าง ๆ และจะทำให้ทราบการเปลี่ยนแปลงอัตราส่วนความปลอดภัยกับเวลาและชั้นดินด้วยเช่นเดียวกัน ตัวอย่างการวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินที่สอดคล้องกับการไหลแบบไม่คงที่ โดย Ma et al,(2011), Santoso et al,(2011), และ Xie et al,(2014)



รูปที่ 2.2 การเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำกับชั้นดินภายใต้การเปลี่ยนแปลง
อัตราน้ำเข้า-ออกบริเวณผิวดิน Fredlund(2000)

2.2.3 ปัจจัยที่ส่งผลกระทบต่อพฤติกรรมน้ำในลาดดิน

ถึงแม้ว่าการวิเคราะห์การซึมแบบไม่คงที่ขึ้นกับเวลาจะทำให้ทราบถึงการเปลี่ยนแปลงเสถียรภาพของดินกับเวลาและความลึกของดินได้ แต่เนื่องจากกระบวนการทางอุทกวิทยามีความซับซ้อนจึงไม่สามารถวิเคราะห์ได้อย่างง่ายดาย จากการศึกษางานวิจัย Cho (2009), Ma et al,(2011), Ng and Shi (1998), Ng et al,(2001), Zhan and Ng,(2004),Shama and Nakaraki,(2010), Kim (2004), Kim et al,(2012), Rahardjo et al,(2011), Rahardjo et al,(2010), Kassim et al,(2012), Horton (1933) และ Green and Ampt (1911) ซึ่งเป็นการวิเคราะห์การซึมของดินทั้งวิธีการคำนวณเชิงวิเคราะห์ (Analytical Method) และวิธีการคำนวณเชิงตัวเลข ทำให้สามารถสรุปปัจจัยที่มีผลกระทบต่อการซึมของน้ำในลาดดินได้

ปัจจัยที่ส่งผลกระทบต่อพฤติกรรมน้ำในลาดดินสามารถแบ่งได้เป็น 4 ปัจจัยหลักคือ 1) ปัจจัยทางด้านรูปร่างของลาดดิน (Geometry) 2) ปัจจัยที่เกิดจากคุณสมบัติของดินภายในลาดดิน (Internal Factors) 3) ปัจจัยกระตุ้นภายนอก (External Factors) และ 4) ปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับสภาวะเริ่มต้นและสภาวะขอบเขต (Initial and Boundary Conditions)

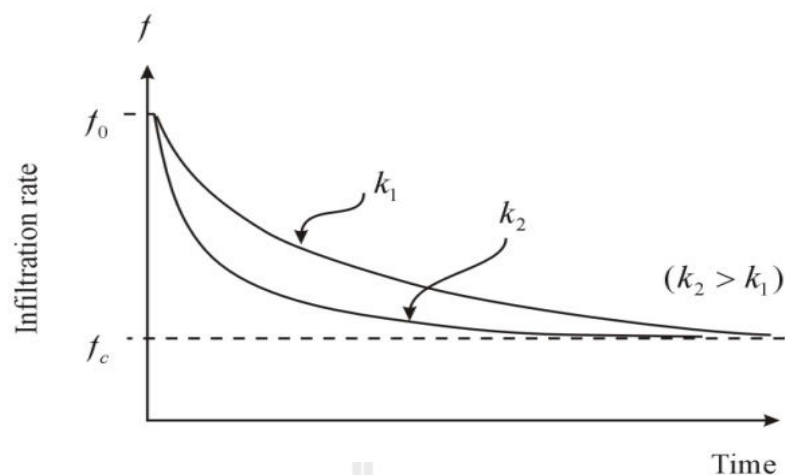
จากการศึกษาปัจจัยหลักที่มีผลกระทบต่อการซึมทั้ง 4 ปัจจัย พบว่า ปัจจัยที่มีความสำคัญมากที่สุดคือปัจจัยกระตุ้นภายนอกที่เกี่ยวข้องกับกระบวนการทางอุทกวิทยา คือ ความ

เข้มของฝนในพื้นที่ (Rainfall intensity) ช่วงเวลาในการเกิดพายุ (Rainfall Duration) อัตราการระเหย (Evaporation rate) เป็นต้น เพราะถ้าปราศจากปัจจัยนี้ ปัญหาที่มีความรุนแรงอย่างดินโคลนถล่มและน้ำหลากคงไม่มีทางเกิดขึ้นได้ อีกทั้งงานวิจัยก่อนหน้านี้ที่ได้การศึกษายังไม่มีงานวิจัยใดที่ศึกษาเกี่ยวกับปัจจัยนี้อย่างแน่ชัด เป็นเพียงการนำเอาปัจจัยมาแสดงให้เห็นถึงผลกระทบ ผ่านผลที่ได้จากการในแบบจำลองเชิงตัวเลขและวิธีคำนวณเชิงวิเคราะห์เท่านั้น

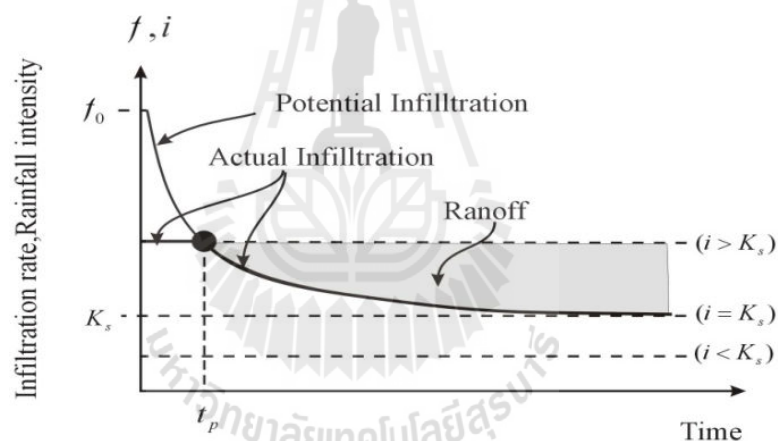
2.2.4 ปัจจัยกระตุ้นภายนอกต่อการวิบัติในลาดดินธรรมชาติ

ปัจจัยกระตุ้นภายนอกได้แก่ ความเข้มของฝนในพื้นที่ ช่วงเวลาในการเกิดฝน (Rainfall Duration) อัตราการระเหย (Evaporation rate) รูปแบบฝน (Rainfall pattern) เป็นต้น ในทางอุทกวิทยาเหตุการณ์ที่เกิดฝนตกลงสู่พื้นดิน สามารถแยกย่อยได้หลายกระบวนการตามหลักการสมดุลน้ำ (Water Balance) ภายในปริมาตรควบคุม (Control Volume) ได้แก่การไหลออกที่ผิวดิน (Surface Runoff) การไหลออกใต้ผิวดิน (Subsurface Runoff) และการระเหย ซึ่งกระบวนการย่อยเหล่านี้ถือเป็นกระบวนการที่ซับซ้อนเป็นอย่างมาก การที่จะศึกษาปัจจัยกระตุ้นภายนอกจึงควรจะคำนึงถึงปัจจัยย่อยเหล่านี้ด้วยเช่นกัน

Horton (1933) เสนอแบบจำลองอย่างง่ายในการอธิบายความสามารถในการซึมผ่านของดินกับเวลาดังรูปที่ 2.3 โดยความสามารถในการซึม (f) ของดินจะลดตามระยะเวลาที่เกิดฝน จากความสามารถในการซึมเริ่มต้น (f_0) จนกระทั่งถึง เมื่อความสามารถในการซึมมีค่าใกล้เคียงกับความสามารถในการซึมสุดท้ายของดิน (f_s) สามารถประมาณให้มีค่าเท่ากับค่าการนำทางชลศาสตร์ในสภาวะอิ่มตัวด้วยน้ำ (Hydraulic Conductivity, K_s) โดย Green and Ampt (1911) และ Philip (1957) จากแบบจำลองการซึมข้างต้น สามารถใช้แยกฝนที่ตกลงสู่พื้นดินออกเป็น การซึม และการไหลบนผิวดิน ดังรูปที่ 2.4 สมมติให้ความเข้มฝน (i) มีค่าคงที่ เมื่อฝนตกที่เวลาต่ำกว่า t_p ความสามารถในการซึมของดินจะมีค่าเท่ากับความเร็วในการซึมของดิน จึงทำให้เกิดการไหลบนผิวขึ้น ซึ่งจุดที่เวลาฝนตกมีค่าเท่ากับ t_p จะเรียกว่าเวลาที่เกิดน้ำขัง (Ponding time) ในขณะเดียวกัน หากความเข้มมีค่าต่ำกว่าความสามารถในการซึมสุดท้ายของดิน จะไม่มีการไหลบนผิวดินขึ้น



รูปที่ 2.3 แบบจำลองการซึม Philip (1957)



รูปที่ 2.4 ความสัมพันธ์ระหว่างการซึมและการไหลผิวดิน

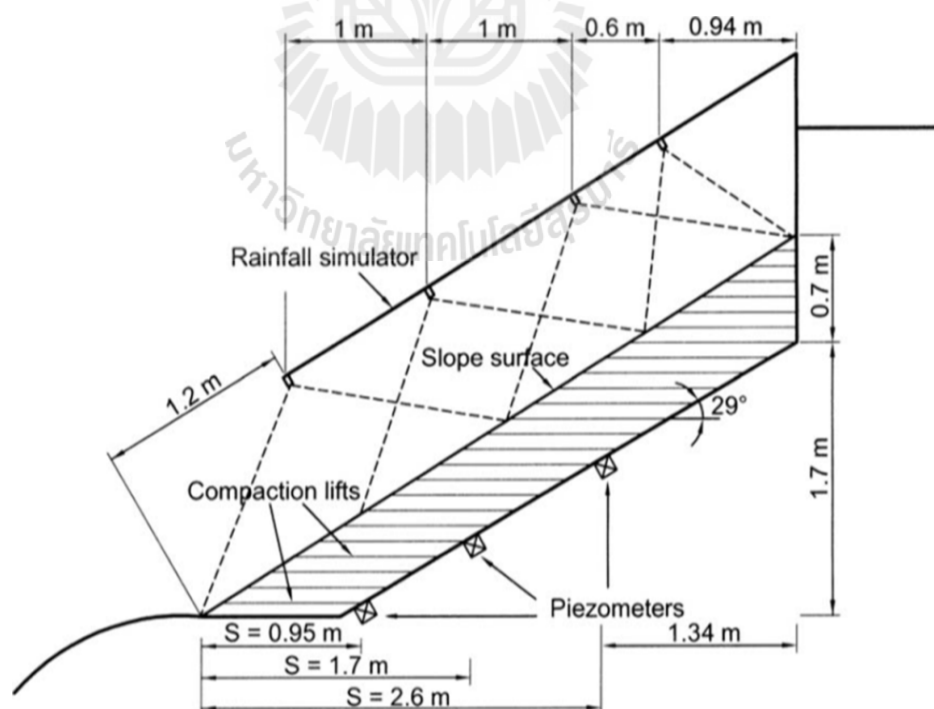
จากหลักการแยกความสามารถในการซึมและการไหลบนผิวดิน งานวิจัยนี้จะใช้ในการกำหนดความเข้มฝนเบื้องต้นในการศึกษาผลกระทบจากการตอบสนองลาดดินต่อปริมาณน้ำฝน โดยจะมีการเปลี่ยนความเข้มฝนคือ ความเข้มฝนต่ำกว่าการนำทางชลศาสตร์ ($i < K_s$) ความเข้มฝนเท่ากับการนำทางชลศาสตร์ ($i = K_s$) และความเข้มสูงกว่าการนำทางชลศาสตร์ ($i > K_s$) การศึกษานี้จะทำให้ทราบอิทธิพลของความเข้มฝน ในช่วงเวลาการเกิดฝน ทั้งการซึมและการไหลตามผิวดิน อีกทั้งเพื่อให้งานวิจัยนี้มีความสมบูรณ์ จึงได้นำเอาอิทธิพลของความชันของลาด

ดินมาศึกษาเพิ่มเติม เนื่องจากปัญหาดินโคลนถล่มเป็นปัญหาเชิงพื้นที่ซึ่งมีการกระจายความชันของลาดดินตามลักษณะภูมิประเทศ

2.2.5 แบบจำลองกายภาพของลาดดิน

การวิเคราะห์เสถียรภาพของลาดดินนั้นจำเป็นต้องมีการศึกษาพฤติกรรมการวิบัติที่เกิดขึ้นจริง เนื่องจากปัจจัยที่เป็นตัวกระตุ้นให้เกิดการวิบัติของลาดดิน เช่น ความชื้นน้ำฝน ระยะเวลาที่น้ำฝน ความชันของพื้นที่ คุณสมบัติของดินที่แตกต่างกัน ล้วนเป็นปัจจัยที่ควบคุมไม่ได้ ดังนั้นจึงต้องมีการจำลองการวิบัติของลาดดินที่คาดว่าจะมีโอกาที่จะเกิดขึ้น เพื่อให้เข้าใจพฤติกรรมและสามารถนำไปหาแนวทางป้องกันการเกิดการวิบัติได้

Huang et al, (2008,2009 and 2011) ศึกษาการวิบัติของลาดดินแบบไหล โดยจำลองลาดดินดังแสดงในรูปที่ 2.5 ที่อยู่ในสภาวะรับน้ำฝนและเปลี่ยนค่าความชื้นน้ำฝนในการทดลอง พบว่าการวิบัติของลาดดินเกิดขึ้นในสองช่วงคือเกิดขึ้นในตอนปลายของลาดดิน และเกิดขึ้นที่ตอนกลางของลาดดินในเวลาต่อมา ดังแสดงในรูปที่ 2.6 และได้ศึกษาผลของความชื้นฝนกับเวลาที่เกิดการวิบัติของลาดดินในตำแหน่ง โดยค่าความชื้นฝนสูงจะเกิดการวิบัติเร็วกว่าค่าความชื้นฝนต่ำ ดังรูปที่ 2.7



รูปที่ 2.5 แสดงแบบจำลองลาดดินและแบบจำลองน้ำฝน Huang et al,(2009)

Original slop toe ($S = 0$ m) First trench ($S = 0.95$ m)



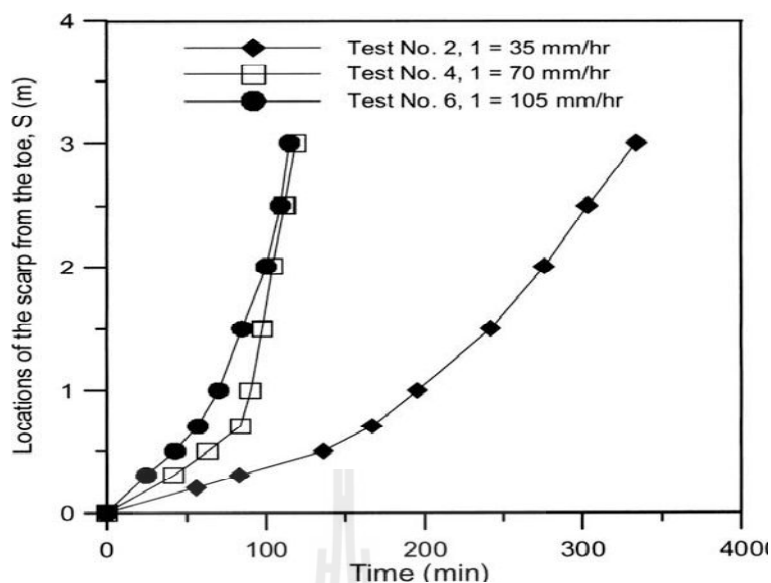
(a)

First trench ($S = 0.95$ m) Second trench ($S = 1.7$ m)



(b)

รูปที่ 2.6 แสดงการวิบัติของลาดดิน (a) การวิบัติในช่วงแรกที่ปลายลาดดิน (b) การวิบัติในช่วงที่สอง ที่ตอนกลางของลาดดินHuang et al,(2009)



รูปที่ 2.7 แสดงช่วงเวลาการวิบัติของลาดดินHuang et al,(2009)

Lee (2011) ได้ศึกษาพฤติกรรมของลาดดินที่ตอบสนองต่อน้ำฝนโดยการจำลองลาดดินแบบ 1 มิติและ 2 มิติ ดังแสดงในรูปที่ 2.8 เพื่อสังเกตการณ์ซึมของน้ำฝน แล้ววัดค่าแรงดึง (suction) เปรียบเทียบกัน พบว่าผลการทดลองทั้ง 2 แบบให้ผลการทดลองที่เหมือนกัน ดังรูปที่ 2.9 และได้ศึกษาผลของช่วงเวลารับน้ำฝนต่อค่าแรงดันน้ำในลาดดินที่เวลา 1 ชม. และ 24 ชม. โดยใช้ดินที่แตกต่างกันในการทดลอง พบว่าที่ 1 ชม. มีค่าแรงดันน้ำน้อยกว่าที่ 24 ชม. ดังรูปที่ 2.10 นอกจากนี้ยังสังเกตการณ์ซึมของน้ำฝนในลาดดินที่ชั้นดินมีคุณสมบัติแตกต่างกัน พบว่าเมื่อดินชั้นล่างมีค่าการซึมผ่านน้อยกว่าชั้นบน เมื่อเกิดการซึมถึงช่วงเวลาหนึ่งแล้ว น้ำที่ซึมลงสู่ดินชั้นล่างบางส่วนจะเกิดการไหลไปตามระนาบของรอยระหว่างชั้นดิน

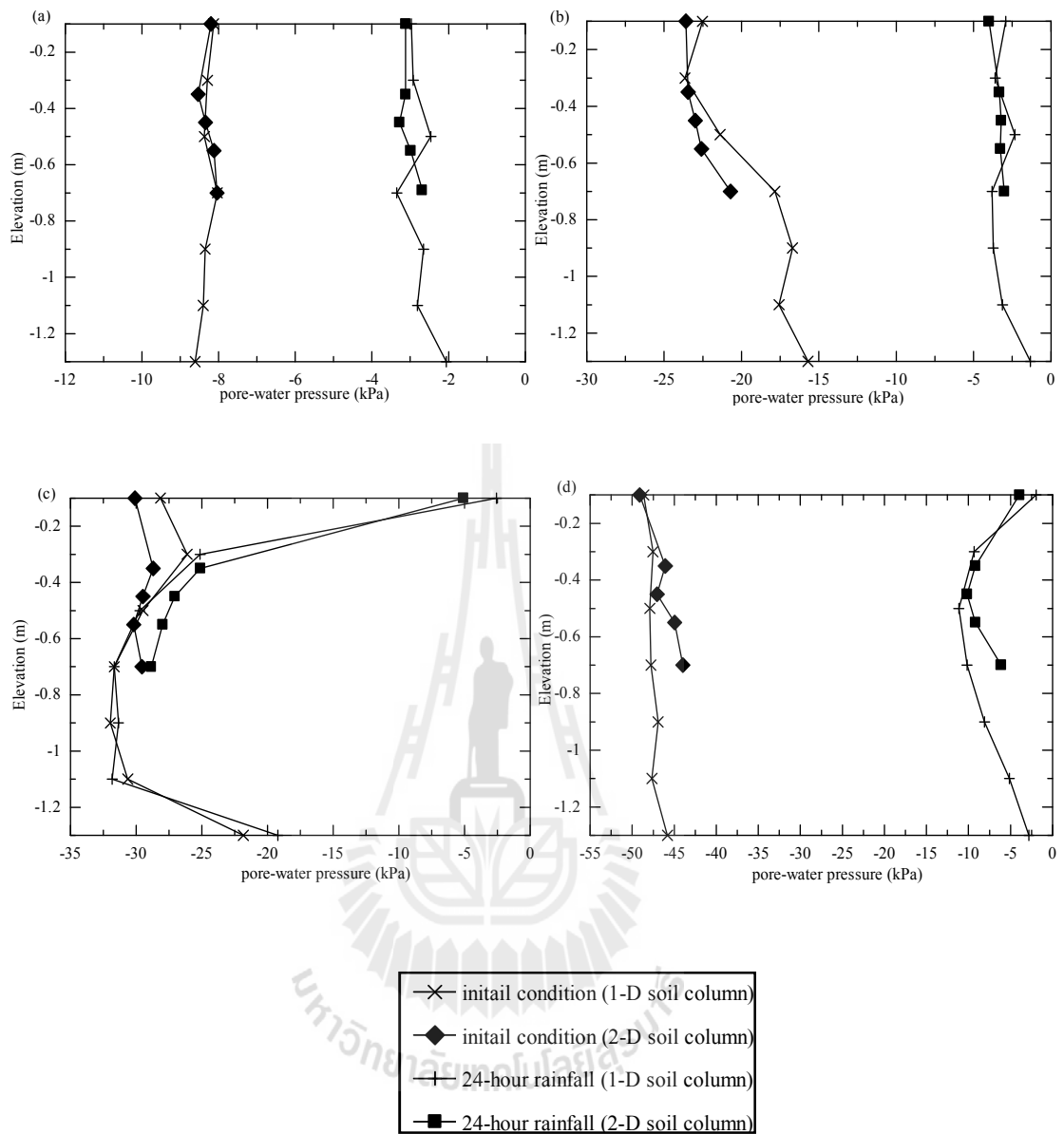


(a)

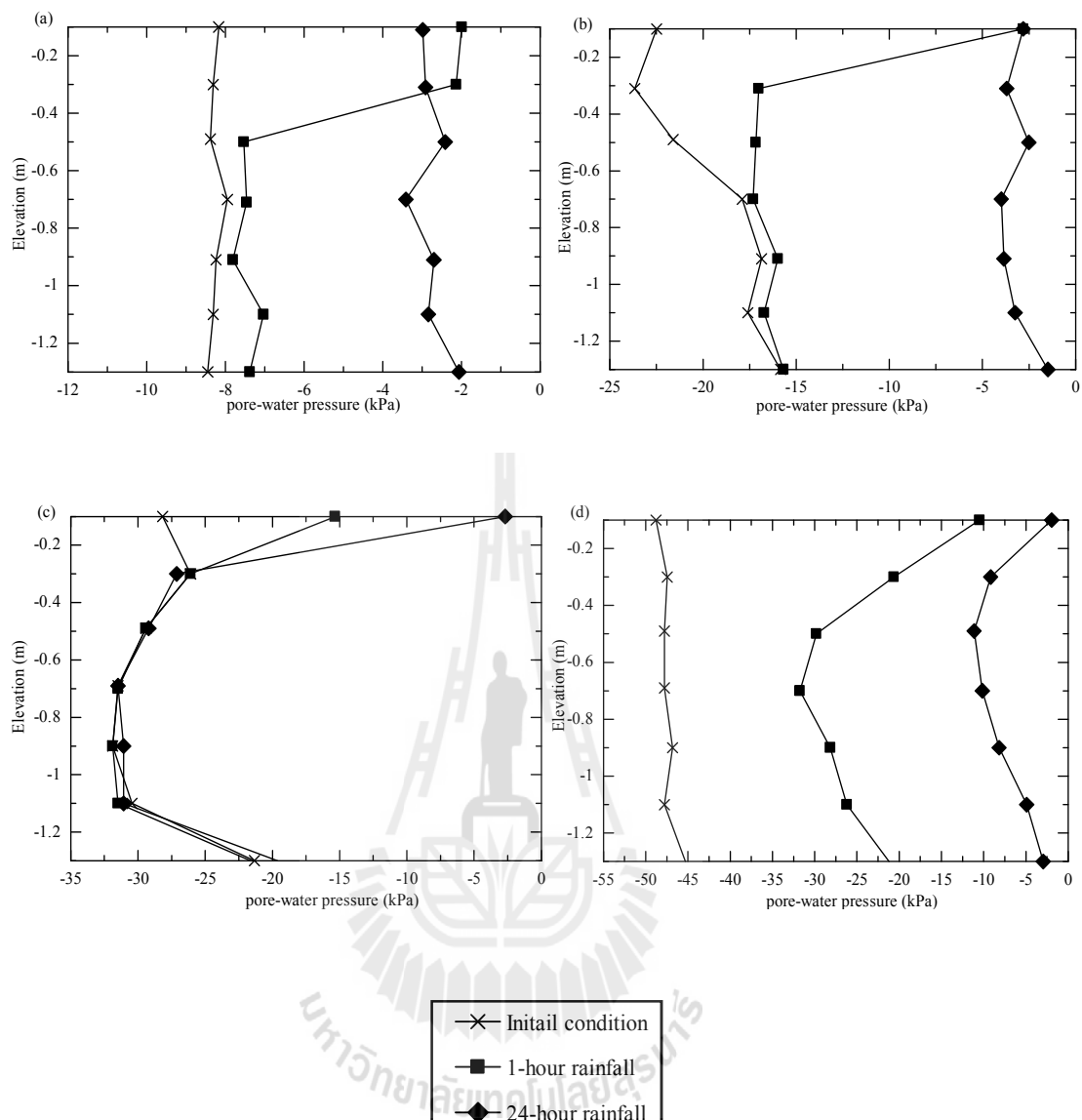


(b)

รูปที่ 2.8 แสดงแบบจำลองลาดดิน (a) แบบ 1 เมตร (b) แบบ 2 เมตร Lee (2011)



รูปที่ 2.9 กราฟแสดงค่าแรงดันน้ำตามความลึกของดิน ในแบบ 1 มิติและ 2 มิติ ของ Lee (2011)



รูปที่ 2.10 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่า Suction ระยะเวลาของน้ำฝน
ที่ 1 ชั่วโมงและ 24 ชั่วโมง ของดินแต่ละชนิด Lee (2011)

งานวิจัยของ Huang Ching-Chuan เป็นต้นแบบที่ดีในการศึกษาผลกระทบที่เกิดจากความชื้นฝน แต่จากที่ได้กล่าวมาแล้วว่าการวิบัติส่วนใหญ่เป็นแบบการเลื่อนไถลลงมาตามระนาบการเคลื่อนที่ (Translational Slides) จึงไม่สอดคล้องกับงานวิจัย ดังนั้นจึงใช้การเปลี่ยนแปลงค่าปริมาณความชื้นฝนมาประยุกต์ให้สอดคล้องกับรูปแบบลาดดินที่มีแนวโน้มจะเกิดกรวิบัติแบบการเลื่อนไถลลงมาตามระนาบการเคลื่อนที่ (Translational Slides) และงานวิจัยของ Lee Min Lee ที่พบว่า การซึมในแบบ 1 มิติให้ผลเหมือนกันกับแบบ 2 มิติ อาจเป็นเพราะในแบบจำลองแบบ 2 มิติ

ด้านข้างมีความทึบน้ำจึงทำให้ดูเหมือนมีการซึมในแนวตั้งเพียงทางเดียว และอาจเป็นเพราะมีชั้นความชันเพียง 15 องศาจึงทำให้ผลที่ได้ไม่แตกต่างกัน เพราะฉะนั้นจึงควรพิจารณาผลจากความชันที่แตกต่างกันของแต่ละพื้นที่ร่วมด้วย



บทที่ 3

วิธีการดำเนินงานวิจัย

3.1 บทนำ

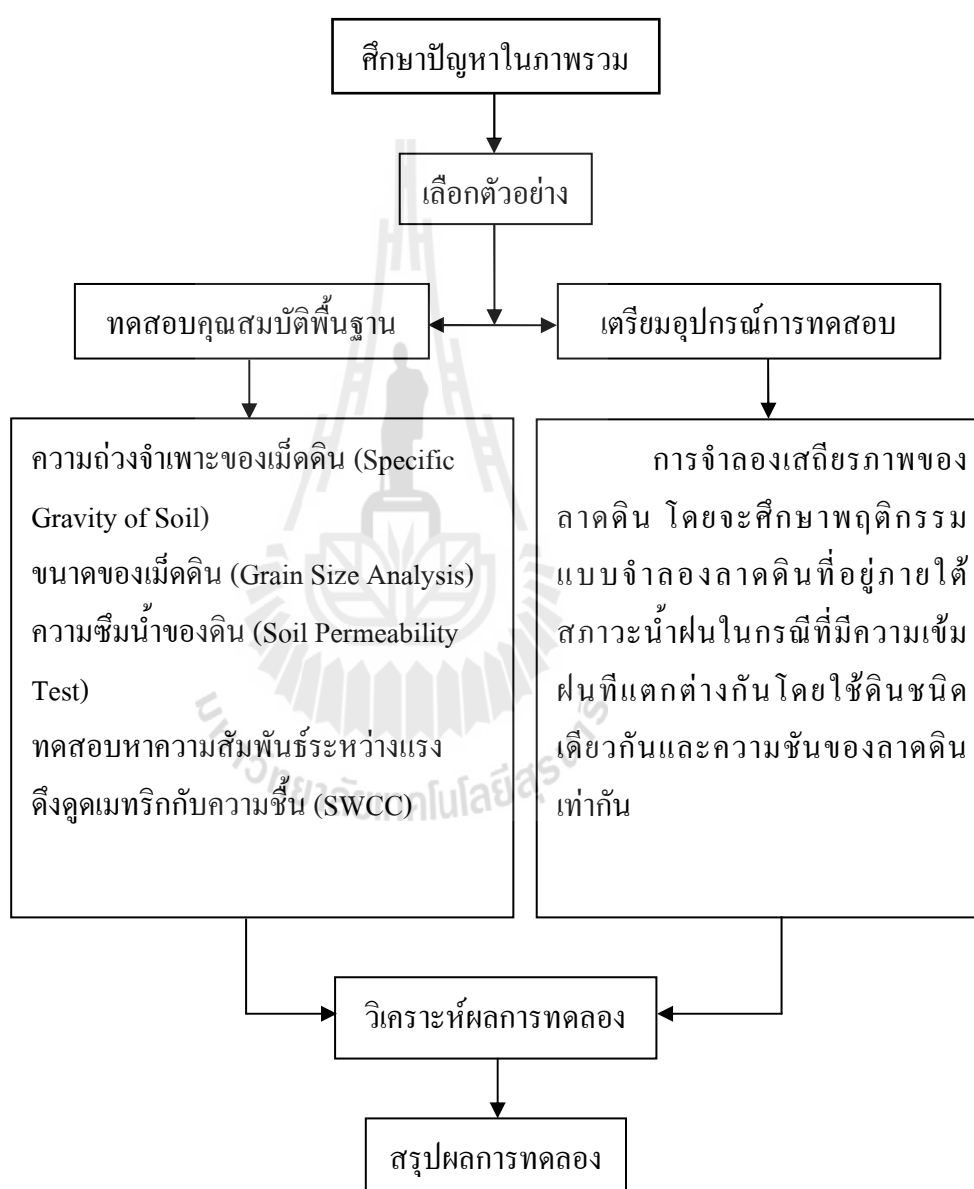
งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาอิทธิพลของความเข้มฝนต่อการตอบสนองทางชลศาสตร์และเสถียรภาพของลาดดินต้นด้วยการทดสอบแบบจำลองทางกายภาพ ในการศึกษานี้ได้สร้างแบบจำลองลาดดิน และสร้างแบบจำลองน้ำฝนในห้องปฏิบัติการ เพื่อดูพฤติกรรมของลาดดินที่อยู่ในสภาวะรับน้ำฝน โดยได้นำปัจจัยที่เป็นตัวกระตุ้นที่มีผลต่อการเกิดการวิบัติของลาดดินมาใช้ในการศึกษาพฤติกรรมของลาดดินที่ตอบสนองต่อปัจจัยกระตุ้นดังกล่าววิธีการดำเนินการวิจัยแสดงดังรูปที่ 3.1

3.2 การสร้างแบบจำลองลาดดินและการสร้างแบบจำลองน้ำฝน

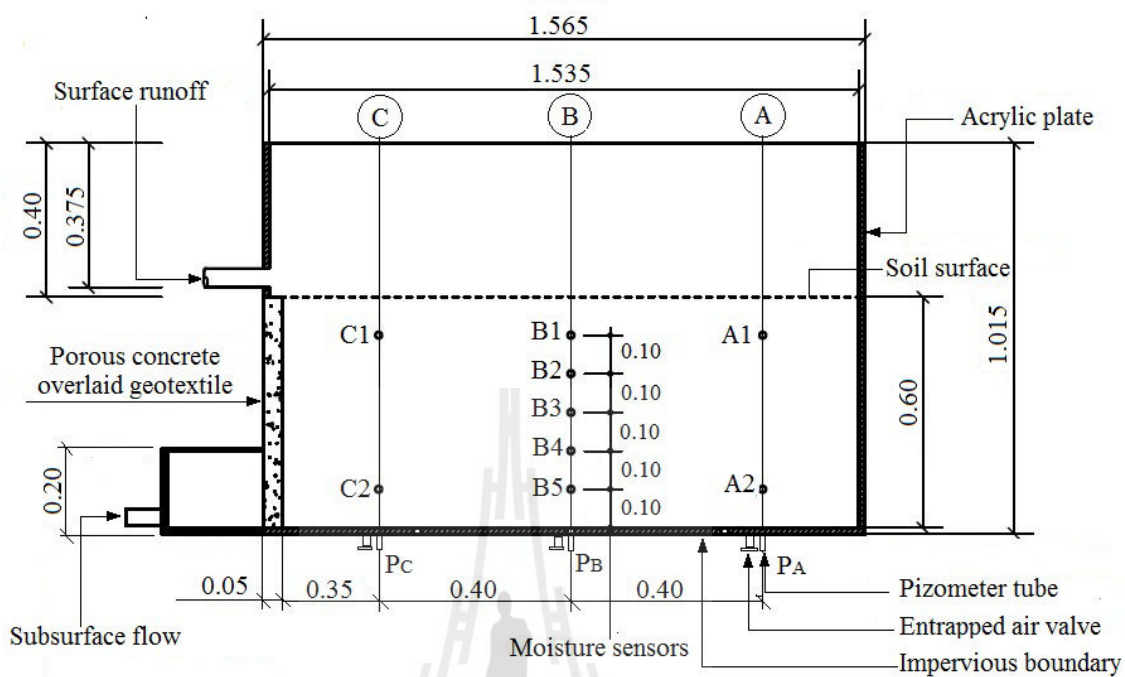
3.2.1 รายละเอียดของแบบจำลองลาดดิน

ประกอบไปด้วยส่วนที่เป็นกล่องทดสอบสี่เหลี่ยมผืนผ้าเพื่อใช้บรรจุดินตัวอย่างที่จะใช้ในการทดสอบ ซึ่งทำด้วยอะคริลิกใสมีความหนา 15 มิลลิเมตร เพื่อให้ง่ายต่อการมองเห็นและสังเกตพฤติกรรมการซึมของน้ำฝนอย่างชัดเจน มีขนาดกว้าง 200 มิลลิเมตร ยาว 1500 มิลลิเมตร และสูง 1000 มิลลิเมตร ด้านหลังของกล่องทดสอบเจาะรูขนาด 9 มิลลิเมตร 5 รู มีระยะห่างจากพื้นกล่อง 100, 200, 300, 400 และ 500 มิลลิเมตรตามลำดับ เพื่อติดตั้งตัววัดความชื้น (sensor) ส่วนด้านข้างที่ตอนปลายของลาดดินมีแผ่นคอนกรีตพรุน (porous concrete overlaid geotextile) หนา 50 มิลลิเมตร สูง 600 มิลลิเมตรและกว้าง 210 มิลลิเมตรกันไว้เพื่อให้ น้ำในลาดดินสามารถไหลซึมออกได้ โดยน้ำที่ไหลซึมออกมาจะไหลลงสู่กล่องรับน้ำอยู่ตอนปลายของลาดดินมีขนาดกว้าง 200 มิลลิเมตร ยาว 300 มิลลิเมตรและสูง 200 มิลลิเมตร เพื่อวัดปริมาณฝนที่ซึมลงสู่ลาดดินทุกๆ 5 นาที ด้วยกระบอกตวงขนาด 2000 มิลลิลิตร ตลอดระยะเวลาการทดสอบ โดยมีโครงเหล็กยึดตัวกล่องอะคริลิกเพื่อป้องกันการแอ่นตัวหรือการเคลื่อนของอะคริลิกเพื่อไม่ให้เกิดการรั่วซึมของน้ำ กล่องทดสอบจะเชื่อมต่อกับฐานด้วยเพลลาเพื่อใช้ในการปรับเปลี่ยนองศาความลาดชันของลาดดิน เพื่อที่จะตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำใต้ดิน พื้นของกล่องทดสอบเจาะรูขนาด 10 มิลลิเมตร 3 รู มีระยะห่างจากปลายของลาดดิน 350, 750 และ 1125 มิลลิเมตรตามลำดับ เพื่อติดตั้งตัววัดระดับน้ำใต้ดิน (Pizometer) ด้วยท่อพลาสติกใสขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 8 มิลลิเมตร สังเกต

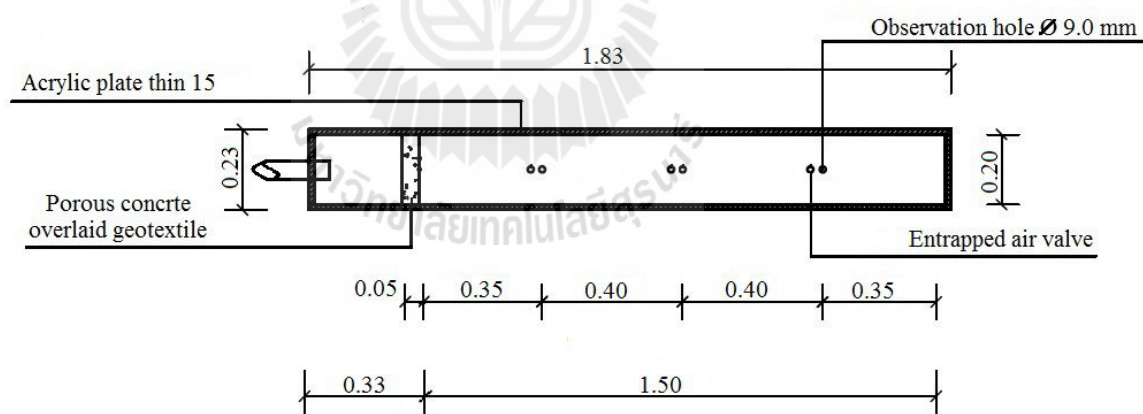
การเปลี่ยนแปลงและบันทึกค่าของระดับน้ำใต้ดินทุกๆ 5 นาทีตลอดการทดสอบ นอกจากนี้ยังติดตั้ง วาล์วอีก 3 ตัว ที่ด้านล่างของกล่องทดสอบใกล้ๆ กับตัววัดระดับน้ำใต้ดินสำหรับไล่อากาศที่อยู่ใน ลาดดินขณะที่น้ำกำลังซึมลงสู่ลาดดิน ที่อาจทำให้เกิดการดักจับของอากาศเป็นสาเหตุให้ค่า ความชื้นคลาดเคลื่อนได้ ซึ่งได้แสดงรายละเอียดของกล่องทดสอบอะคริลิกไว้ในรูปที่ 3.2



รูปที่ 3.1 แผนการดำเนินงานวิจัย



(a)



(b)

รูปที่ 3.2 แสดงรายละเอียดของกล่องทดสอบลาดดิน (a) รายละเอียดกล่องทดสอบจากด้านบน
(b) รายละเอียดกล่องทดสอบจากด้านล่าง

3.2.2 รายละเอียดของแบบจำลองน้ำฝน

แบบจำลองน้ำฝนถูกติดตั้งไว้เหนือแบบจำลองลาดดินซึ่งประกอบไปด้วย ถังเก็บน้ำขนาด 2000 ลิตร ป้อนน้ำแบบความดันคงที่ วาล์วควบคุมการไหลของน้ำ มาตรวัดความดันน้ำ ท่อพลาสติกขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 40 มิลลิเมตร และหัวสเปรย์ขนาดเล็ก น้ำจะถูกส่งจากถังเก็บน้ำขนาด 2000 ลิตร โดยอาศัยแรงดันจากปั้มน้ำความดันคงที่ ซึ่งถูกควบคุมปริมาณน้ำเข้าด้วยวาล์ว และมาตรวัดแรงดันดันน้ำ ก่อนส่งผ่านเข้าไปในท่อพลาสติกที่ติดหัวสเปรย์ที่ปล่อยน้ำออกให้คล้ายกับลักษณะการกระจายของน้ำฝนที่ตกลงสู่ลาดดิน โดยท่อพลาสติกที่ปล่อยน้ำฝนแต่ละเส้นนั้นจะมีระยะห่างระหว่างหัวสเปรย์แต่ละตัวเท่ากับ 300, 450, 600 และ 900 มิลลิเมตร ทำให้ได้ค่าปริมาณความชื้นฝนในช่วงระหว่าง 30 และ 450 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง ใช้ความดันอยู่ในช่วงระหว่าง 10 และ 45 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว เมื่อทำการทดสอบจะเลือกจากระยะห่างของหัวสเปรย์ที่สามารถให้ค่าปริมาณความชื้นฝนที่ต้องการได้จากการสอบเทียบความสม่ำเสมอของความชื้นฝนโดยใช้กระป๋อง 35 ใบวางไว้ด้านบนของกล่องทดสอบขณะที่ปล่อยน้ำฝนเพื่อวัดปริมาณน้ำฝนกับเวลา นำมาสร้างความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความชื้นฝนกับความดันซึ่งได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.3 จากผลการสอบเทียบของความสม่ำเสมอของปริมาณน้ำฝนในช่วงของปริมาณความชื้นฝนทั้งหมด คำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์ของความสม่ำเสมอ (C_u) จากสมการที่ 5

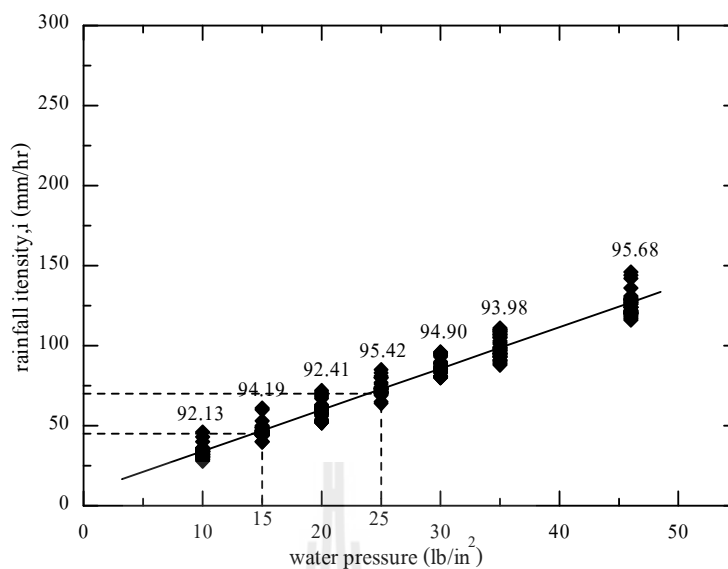
$$C_u = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n I_i - I_m}{\sum_{i=1}^n I_i} \quad (3.1)$$

เมื่อ I_i ปริมาณความชื้นฝนที่วัดได้ของแต่ละกระป๋อง

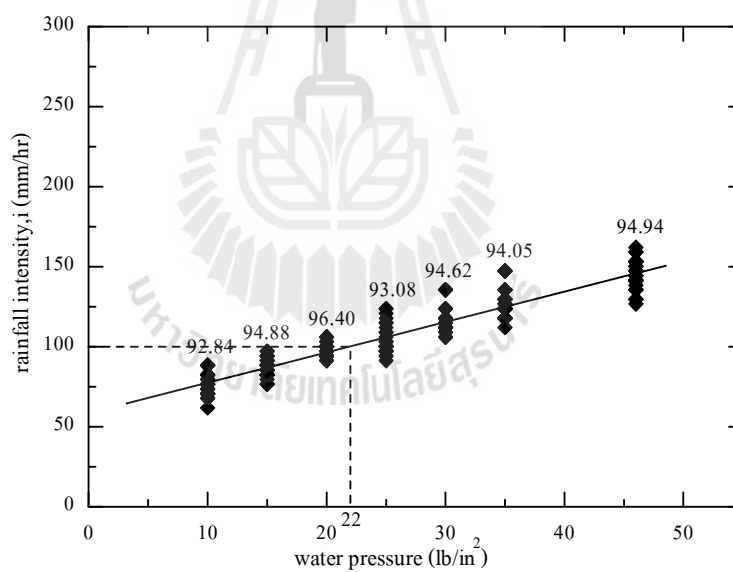
I_m ปริมาณความชื้นฝนเฉลี่ยที่วัดได้ของทุกกระป๋อง

n จำนวนกระป๋องทั้งหมด

ได้ค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 90% และ 99% ซึ่งแสดงให้เห็นว่าแบบจำลองน้ำฝนนี้มีความน่าเชื่อถือที่จะนำมาใช้ในการทดสอบได้ โดยแสดงแผนผังของแบบจำลองการทดสอบทั้งหมดไว้ในรูปที่ 3.4 และแสดงภาพถ่ายของแบบจำลองลาดดินไว้ในรูปที่ 3.5

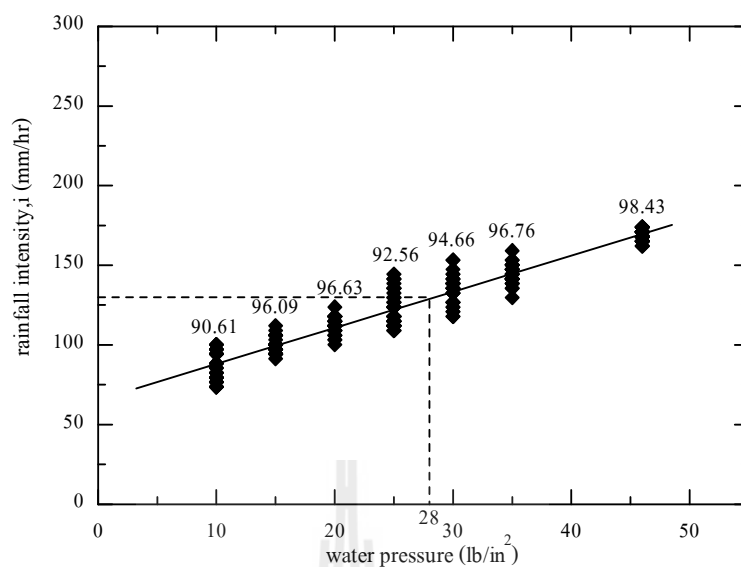


(a)

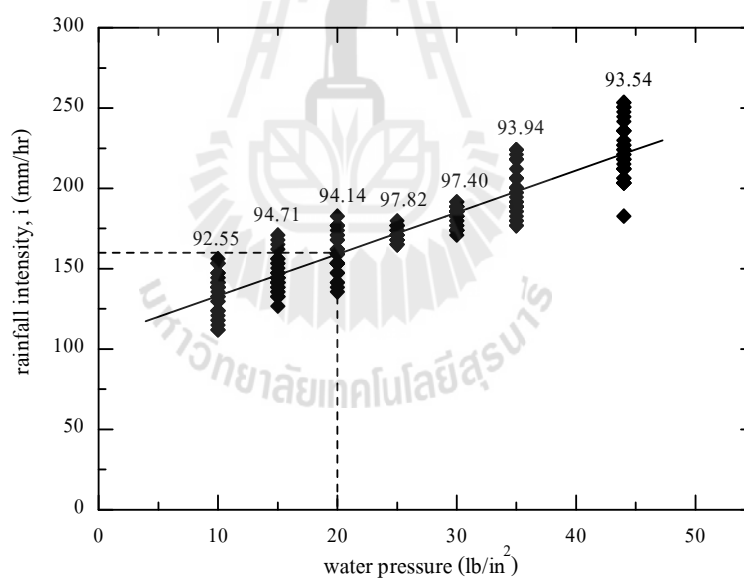


(b)

รูปที่ 3.3 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความเข้มฝนกับความดัน (a) ทดสอบที่ความเข้มฝน 45 และ 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ทดสอบที่ความเข้มฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ทดสอบที่ความเข้มฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง และ (d) ทดสอบที่ความเข้มฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง

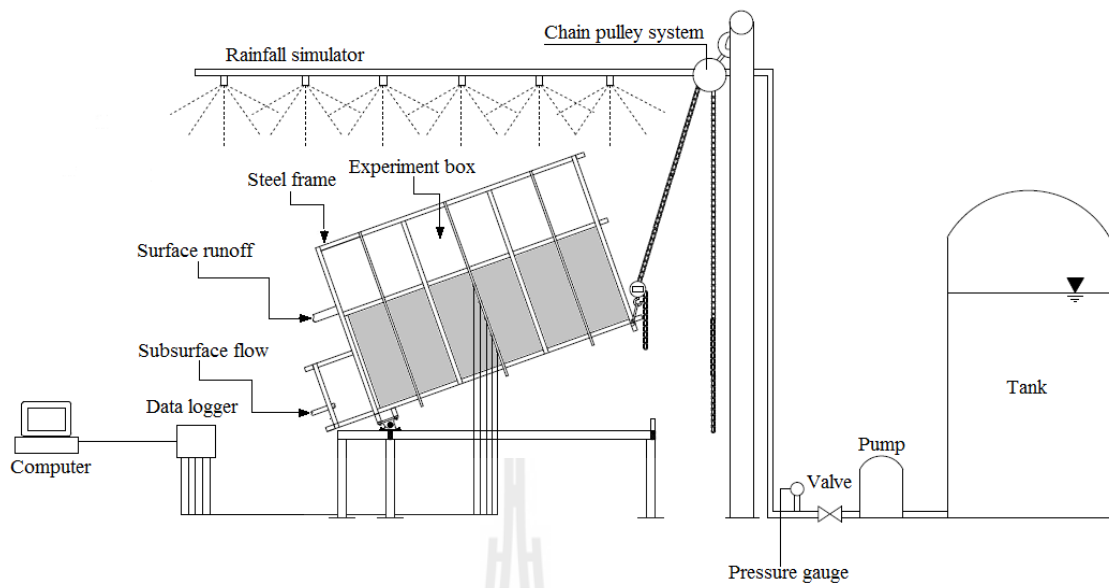


(c)



(d)

รูปที่ 3.3 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความเข้มฝนกับความดัน (a) ทดสอบที่ความเข้มฝน 45 และ 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ทดสอบที่ความเข้มฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ทดสอบที่ความเข้มฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง และ (d) ทดสอบที่ความเข้มฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)



รูปที่ 3.4 แสดงแผนผังของแบบจำลองการทดสอบ



รูปที่ 3.5 แสดงภาพถ่ายของแบบจำลองลาดดิน

3.3 การติดตั้งอุปกรณ์ตรวจวัดความชื้น (sensor) และการสอบเทียบ

3.3.1 ตัววัดความชื้น (sensor)

หัววัด (sensor) รุ่น EC-5 และหัววัด (sensor) รุ่น 5TE แสดงดังรูปที่ 3.7 เป็นอุปกรณ์ที่สามารถวัดความชื้น ด้วยวิธี Frequency Domain Reflectometry (FDR) ซึ่งอาศัยหลักความต่างศักย์ไฟฟ้า

เครื่องบันทึกข้อมูล (data logger) รุ่น EM50 แสดงดังรูปที่ 3.8 มีช่องสำหรับต่อเข้ากับหัววัด 5 ช่อง สามารถกำหนดระยะเวลาในการวัดค่าได้ ตั้งแต่ 1 นาทีต่อครั้ง จนถึง 24 ชั่วโมงต่อครั้ง มีโปรแกรมสำเร็จรูปแบบปฏิบัติการบน Windows ลงบนคอมพิวเตอร์ ข้อมูลที่ได้จากเครื่องบันทึกข้อมูลแสดงค่าความชื้นโดยปริมาตร θ' (%)



(a)

(b)

รูปที่ 3.6 หัววัด (sensor) (a) หัววัด (sensor) รุ่น EC-5 (b) หัววัด (sensor) รุ่น 5TE



รูปที่ 3.7 เครื่องบันทึกข้อมูล (data logger) รุ่น EM50

3.3.2 การสอบเทียบตัววัดความชื้น

ค่าปริมาณความชื้นที่ได้จากตัววัดความชื้นจะต้องได้รับการสอบเทียบกับดินที่ใช้ในการทดสอบก่อน ทำการสอบเทียบด้วยการฝังตัววัดความชื้นลงในแบบทรงกระบอกขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 150 มิลลิเมตร ที่บดอัดดินไว้ภายใน ซึ่งทราบความหนาแน่นแห้งและปริมาณความชื้นในมวลดิน นำค่าดังกล่าวมาหาค่าความชื้นตามสมการที่ 6

$$\theta_w = w \frac{\gamma_d}{\gamma_w} \quad (3.2)$$

เมื่อ w ปริมาณความชื้นของน้ำในมวลดิน (%)

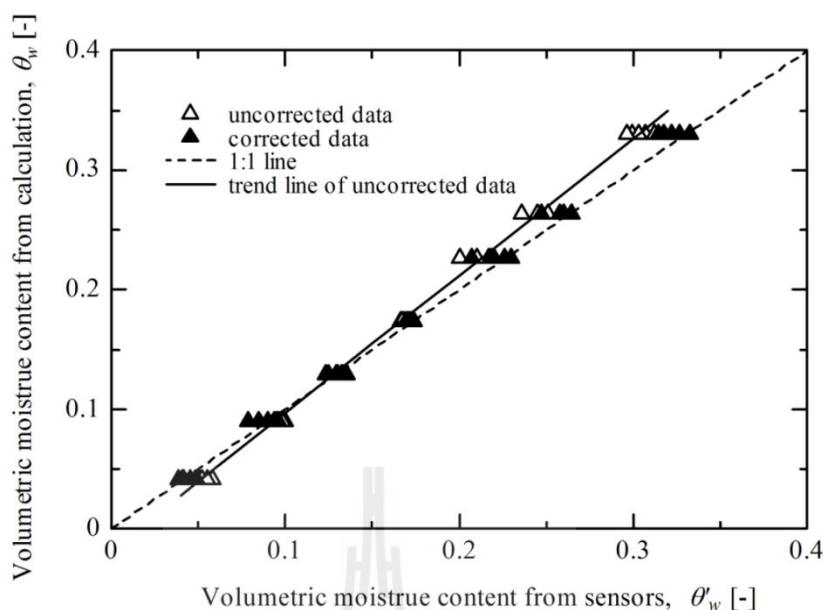
γ_d หน่วยน้ำหนักของดินแห้ง (อยู่ในช่วง 1.60 – 1.70 กรัมต่อลูกบาศก์เซนติเมตร)

γ_w หน่วยน้ำหนักของน้ำ (เท่ากับ 1 กรัมต่อลูกบาศก์เซนติเมตร)

รูปที่ 3.8 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าความชื้นที่ได้จากการคำนวณกับค่าความชื้นที่อ่านได้จากตัววัดความชื้น จากการสังเกตจะพบว่าค่าความชื้นที่ได้จากสมการกับค่าที่อ่านได้จากตัววัดความชื้นมีค่าต่างกัน ดังนั้นจึงต้องปรับแก้ค่าความชื้นที่ได้จากการวัดความชื้นเพื่อให้ได้ค่าที่ใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากสมการ โดยปรับแก้จากสมการที่ 7

$$\theta_w = 1.116\theta'_w - 0.016 \quad (3.3)$$

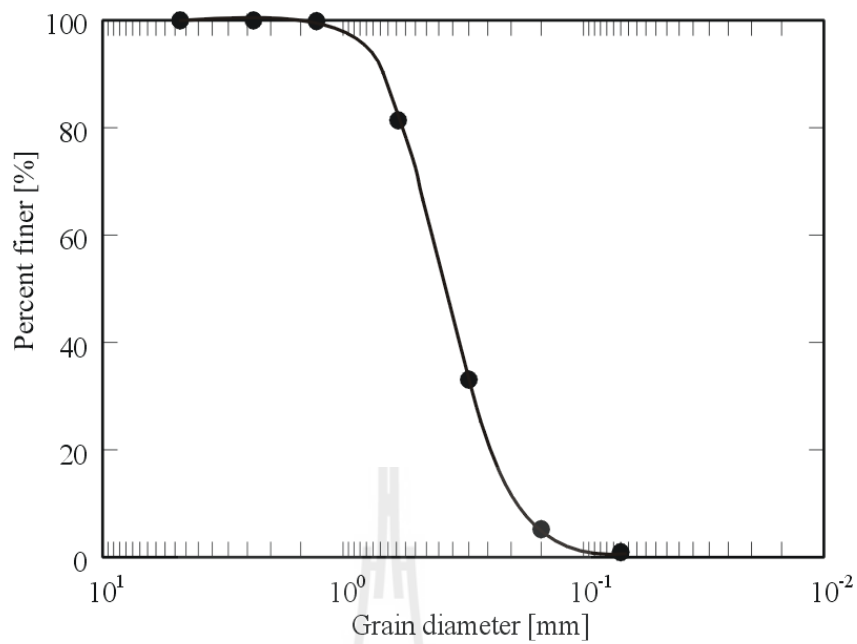
เมื่อ θ'_w ค่าความชื้นที่ได้จากสมการ



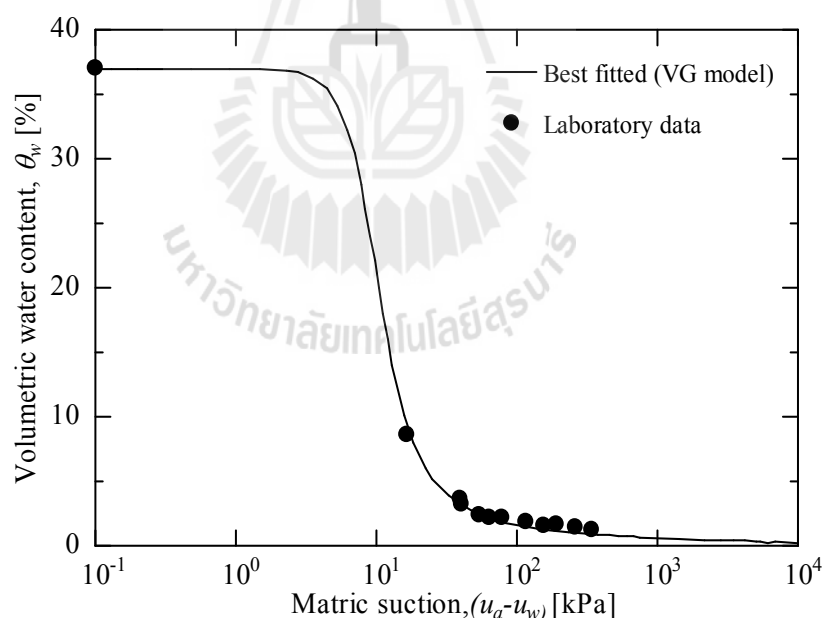
รูปที่ 3.8 ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นที่ได้จากการคำนวณกับความชื้นที่ได้จากตัววัดความชื้น (sensor)

3.4 มาตรฐานการทดสอบคุณสมบัติพื้นฐานของดินตัวอย่าง

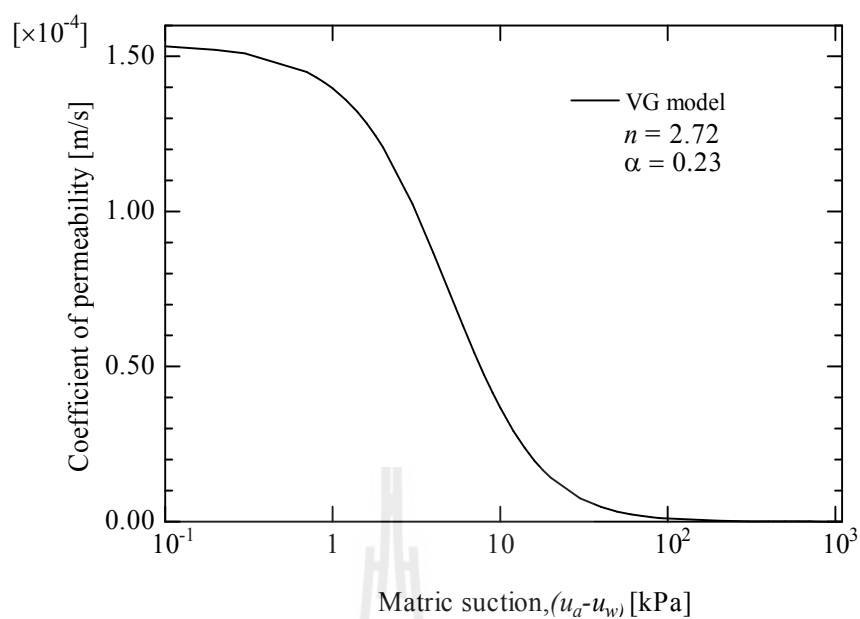
คุณสมบัติพื้นฐานของดินเป็นตัวแปรที่มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อการวิเคราะห์ปัญหาทางวิศวกรรม ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้ดินตัวอย่างที่นำมาใช้ในการทดสอบ คือ ดินทราย ทำการทดสอบหาค่าคุณสมบัติพื้นฐานของดินตามมาตรฐาน ASTM ดังนี้ รูปที่ 3.10 แสดงการจำแนกขนาดคละของดินตัวอย่างการกระจายของเม็ดดินจากการจำแนกตามระบบเอกภาพ (USCS) ตามมาตรฐาน ASTM D2487 ดินตัวอย่างที่ทดสอบนี้จัดเป็นดินทรายที่มีขนาดคละกันดี (SW) หาค่าความถ่วงจำเพาะของดินตามมาตรฐาน ASTM D854 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านตามมาตรฐาน ASTM D2434 – 68 และทดสอบหาความสัมพันธ์ระหว่างแรงดึงดูดเมตริกกับความชื้น (SWCC) โดยวิธีห่มมือแรงดัน ทดสอบตามมาตรฐาน ASTM D6836 – 02 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างแรงดึงดูดเมตริกกับความชื้นดินไว้ในรูปที่ 3.12 และได้คำนวณความสามารถในการซึมผ่านของดินจากสมการของ Van Genuchten (van Genuchten 1980) โดยได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.13 และแสดงคุณสมบัติทั้งหมดของดินดังตารางที่ 3.1



รูปที่ 3.9 แสดงการจำแนกขนาดและการกระจายของเม็ดดิน



รูปที่ 3.10 ความสัมพันธ์ระหว่างแรงดึงดูดเมตริกกับความชื้นดิน (SWCC)



รูปที่ 3.11 แสดงความสามารถในการซึมผ่านของดินที่ใช้ในการศึกษา

ตารางที่ 3.1 แสดงการทดสอบคุณสมบัติของดิน

Unified soil classification system	SW
Specific gravity, G_s	2.73
Grain size distribution	
D_{60} (mm)	0.4
D_{30} (mm)	0.26
D_{10} (mm)	0.17
Coefficient of uniformity, C_u	2.35
Coefficient of curvature, C_c	1.00
Dry density, ρ_d (Mg/m ³)	1.687
Saturated permeability, k_s (m/s)	1.56E-04
Porosity, η	0.37
Void ratio	0.67

3.5 ขั้นตอนการทดสอบ

3.5.1 เตรียมดิน

การเตรียมดินภายในกล่องทดสอบเป็นสิ่งสำคัญมากที่จะทำให้ดินจำนวนมากเป็นเนื้อเดียวกัน การเตรียมดินครั้งแรกทิ้งไว้ที่อากาศแห้งและพลิกกลับเป็นเวลา 14 วัน จนดินที่ได้รับอย่างสม่ำเสมอความชื้นเป็น 3% ของน้ำหนักดินแห้งซึ่งสอดคล้องกับปริมาณความชื้นที่เหลือของ SWCC ของดิน หลังจากนั้นดินบดอัดอย่างรอบคอบภายในกล่องทดสอบแบ่งออกเป็น 10 ชั้นในแนวนอนซึ่งแต่ละชั้นมีความหนา 60 มิลลิเมตร น้ำหนักของดินที่ถูกควบคุมในแต่ละชั้นซึ่งหน่วยน้ำหนักแห้งเท่ากับ 1.69 กรัมต่อลูกบาศก์เซนติเมตร และอัตราช่องว่างของ 0.67 ในระหว่างกระบวนการบดอัดดินนั้นได้ติดตั้งตัววัดความชื้น (sensor) ที่ผ่านการสอบเทียบแล้วกับรูที่อยู่ด้านหลังกล่องทดสอบด้วย

3.5.2 เงื่อนไขการทดสอบ

แบบจำลองสองมิติได้รับการออกแบบเพื่อที่จะศึกษาผลของปริมาณความชื้นน้ำฝน ความชื้นในการตอบสนองต่อความชื้นของลาดดินที่มีความสามารถในการซึมผ่านสูง ซึ่งมีทั้งหมด 5 ทดสอบ แต่ละการทดสอบใช้ค่าปริมาณความชื้นฝนที่แตกต่างกัน ในการทดสอบแต่ละครั้งถูกกำหนดปริมาณความชื้นฝนในช่วงที่ต่ำกว่าการซึมผ่านอิ่มตัวของดินคือ 45, 70, 100, 130, 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง การทดลองทั้งหมดใช้มุมความลาดชันของลาดดินเท่ากับ 20 องศา ปริมาตรความชื้นเริ่มต้นของดินอยู่ระหว่าง 0.40 ถึง 0.50 โดยใช้ระยะเวลาในการทดสอบ 9 ชั่วโมงสำหรับการทดสอบที่ 1 และ 8 ชั่วโมงในการทดสอบที่ 2, 3, 4 และ 5 โดยเงื่อนไขการทดสอบได้แสดงไว้ในตารางการทดสอบที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 แสดงคุณสมบัติของแต่ละการทดลอง

Experiment No.	Rainfall, i (mm/hr)	Rainfall duration, t (hr)	Slope angle, α (degrees)	ρ (g/cm ³)
1	45	9	20	1.687
2	70	8		
3	100	8		
4	130	8		
5	160	8		

บทที่ 4

การทดสอบและวิเคราะห์ผล

4.1 บทนำ

ผลการทดสอบ และวิเคราะห์หัตถิพลของความชื้นฝน และกลไกการเพิ่มขึ้นของความชื้นในลาดดินที่ตรวจวัดได้จากการทดสอบด้วยแบบจำลองทางกายภาพขนาดใหญ่ ภายใต้เงื่อนไขของความชื้นฝนที่แตกต่างกัน ได้ถูกนำเสนอแยกตามหัวข้อดังนี้

4.2 การตอบสนองของความชื้นในดิน

ผลการตอบสนองของปริมาณความชื้นในดินระหว่างการทดสอบได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.1 ค่าความชื้นจากการทดสอบทั้งหมดได้จากตัววัดความชื้นที่ถูกติดตั้งไว้ที่ตำแหน่งกึ่งกลางของแบบจำลองลาดดิน ซึ่งอยู่ในระดับความลึกที่แตกต่างกันจากผิวคือ B1, B2, B3, B4 และ B5 อยู่ห่างจากผิวดิน 100, 200, 300, 400 และ 500 มิลลิเมตร ตามลำดับ

รูปที่ 4.1 (a) แสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นต่อเวลา สำหรับปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง ($i = 45 \text{ mm/hr}$) ปริมาณความชื้นเริ่มต้นของดินมีค่าใกล้เคียงกันในช่วง 0.041 ถึง 0.045 (ค่าของระดับความอิ่มตัวที่คำนวณได้อยู่ระหว่างร้อยละ 3 ถึง 5 ของค่าความชื้นเริ่มต้น) หลังจากเริ่มปล่อยน้ำฝนตัววัดความชื้นที่ตำแหน่ง B1 (sensor B1) ตอบสนองครั้งแรกเมื่อเวลาผ่านไป 30 นาที จากนั้นน้ำฝนที่ตกลงสู่ลาดดินทำให้แผ่นความชื้นที่ผิวดินเคลื่อนตัวลงสู่ลาดดิน การเปลี่ยนแปลงของปริมาณความชื้นเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วจากความชื้นเริ่มต้นและคงที่ที่ 0.225 (ค่าของระดับความอิ่มตัวที่คำนวณได้เท่ากับร้อยละ 55 ของค่าความชื้นเริ่มต้น) ตัววัดความชื้นที่ตำแหน่ง B2 และ B3 เริ่มตอบสนองต่อความชื้นที่เคลื่อนตัวลงมาเมื่อเวลาผ่านไป 60 และ 90 นาทีตามลำดับ โดยค่าปริมาณความชื้นคงที่ตลอดการทดสอบที่ 0.225 ซึ่งใกล้เคียงกับค่าปริมาณความชื้นที่ตำแหน่ง B1

การเปลี่ยนแปลงความชื้นที่วัดได้จากตัววัดความชื้นที่ตำแหน่ง B4 และ B5 อยู่ห่างจากผิวดิน 400 และ 500 มิลลิเมตร พบว่าเกิดการเปลี่ยนแปลงของปริมาณความชื้นเกิดขึ้นสองช่วง คือในช่วงแรกเมื่อเริ่มการทดสอบไป 120 และ 150 นาที สำหรับตัววัดความชื้นที่ตำแหน่ง B4 และ B5 ตามลำดับ ตัววัดความชื้นทั้งสองตัววัดค่าปริมาณความชื้นได้ใกล้เคียงกันที่ 0.225 จากการเคลื่อน

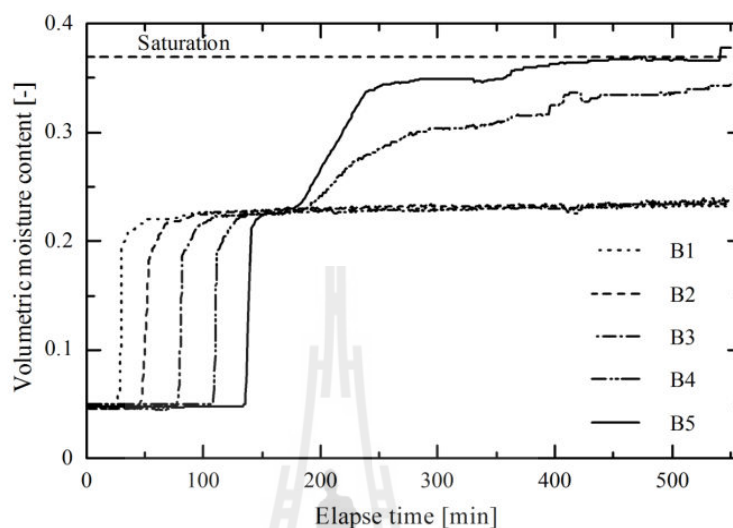
ตัวของแผ่นความชื้นลงสู่ด้านล่างของลาดดิน เนื่องจากพื้นของกล่องทดสอบไม่สามารถระบายน้ำได้ ดังนั้นน้ำที่ซึมลงสู่ด้านล่างของลาดดินเกิดการสะสมและเพิ่มระดับขึ้นอย่างต่อเนื่อง เป็นสาเหตุให้เกิดการตอบสนองของตัววัดความชื้นที่ตำแหน่ง B5 เมื่อเวลาผ่านไป 180 นาที ทำให้ปริมาณความชื้นเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องจาก 0.225 ถึง 0.360 (ร้อยละ 98 ของค่าความอิ่มตัว) ซึ่งใกล้เคียงกับค่าปริมาณความชื้นที่สภาวะอิ่มตัวของดิน เมื่อระดับน้ำใต้ดินเพิ่มขึ้นเกินตัววัดความชื้นที่ตำแหน่ง B5 จากนั้นตัววัดความชื้นที่ตำแหน่ง B4 (sensor B4) ตอบสนองที่เวลาประมาณ 190 นาที มีการเพิ่มขึ้นของปริมาณความชื้นจาก 0.225 ถึง 0.30 (ร้อยละ 70 ของค่าความอิ่มตัว)

รูปที่ 4.2 (a) แสดงการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นตามความลึกของลาดดิน ในช่วงเวลาที่ปล่อยน้ำฝนสำหรับความเข้มฝนเท่ากับ 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง แสดงให้เห็นชัดเจนว่าการเปลี่ยนแปลงของปริมาณความชื้นผ่านขบวนการสองขั้นตอน คือ 1) การแทรกซึมของน้ำฝนที่ผิวหน้าของลาดดิน และ 2) การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดิน

โดยจะสามารถสังเกตการเปลี่ยนแปลงช่วงแรกได้จากค่าปริมาณความชื้นเริ่มต้นที่เพิ่มขึ้นจาก 0.040 ค่าปริมาณความชื้นที่เกิดหลังจากการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นจากผิวหน้าดิน (θ_{wb}) ทำให้ปริมาณความชื้นเพิ่มขึ้นถึง 0.225 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าในขั้นตอนนี้น้ำยังอยู่ในสถานะที่ไม่อิ่มตัว ในขณะที่ช่วงที่สองเกิดหลังจากการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นมาถึงพื้นล่างของลาดดินจนเริ่มเกิดการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินทำให้ปริมาณความชื้นเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องจนถึง 0.36 ($\theta_w = 0.36$) ซึ่งใกล้เคียงกับค่าปริมาณความชื้นที่สภาวะอิ่มตัว ซึ่งสามารถศึกษาได้จากงานวิจัย (Huang et al. 2008; Huang and Yui 2010; Sharma and Nakagawa 2010; Tohari et al. 2007)

เปรียบเทียบระหว่างการเปลี่ยนแปลงของปริมาณความชื้นกับเวลาแสดงไว้ใน รูปที่ 4.1 (b) และการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นกับความลึกแสดงไว้ในรูปที่ 4.2 (b) แสดงให้เห็นการเปลี่ยนแปลงในสองขั้นตอน เวลาในการตอบสนองจะเร็วกว่าที่ความเข้มฝนที่ 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง เช่นเดียวกับปริมาณความชื้นที่เกิดขึ้นหลังขั้นตอนการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นที่ผิวหน้าของลาดดิน นอกจากนี้การเปลี่ยนแปลงในช่วงที่สองของปริมาณความชื้นจะแสดงที่ระดับความลึกที่มากขึ้นจากพื้นของลาดดิน เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของปริมาณความชื้นที่มากกว่า 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง ในขณะที่ผลของความเข้มฝนอื่นๆ แสดงการเปรียบเทียบระหว่างการเปลี่ยนแปลงของปริมาณความชื้นกับเวลาและการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นกับความลึกแสดงไว้ดังนี้ สำหรับความเข้มฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง รูปที่ 4.1 (c) กับ รูปที่ 4.2 (c), สำหรับความเข้มฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง รูปที่ 4.1 (c) กับ รูปที่ 4.2 (c) และ สำหรับความเข้มฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง รูปที่ 4.1 (e) กับ รูปที่ 4.2 (e) การเปลี่ยนแปลงในช่วงแรกแสดงให้เห็นเวลาในการตอบสนองของปริมาณความชื้นที่เร็วขึ้นตามปริมาณความชื้นที่เพิ่มขึ้น ในขณะที่การ

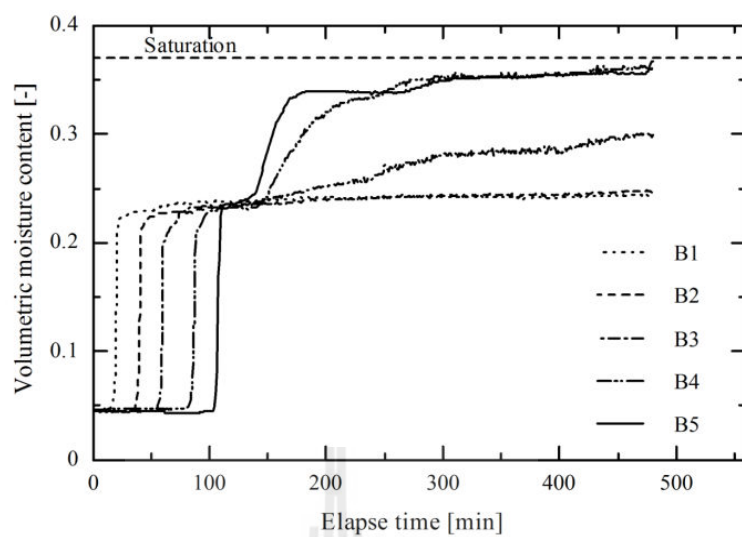
เปลี่ยนแปลงในช่วงที่สองแสดงให้เห็นการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินที่สูงขึ้นตามปริมาณความชื้นที่เพิ่มมากขึ้นเช่นกัน



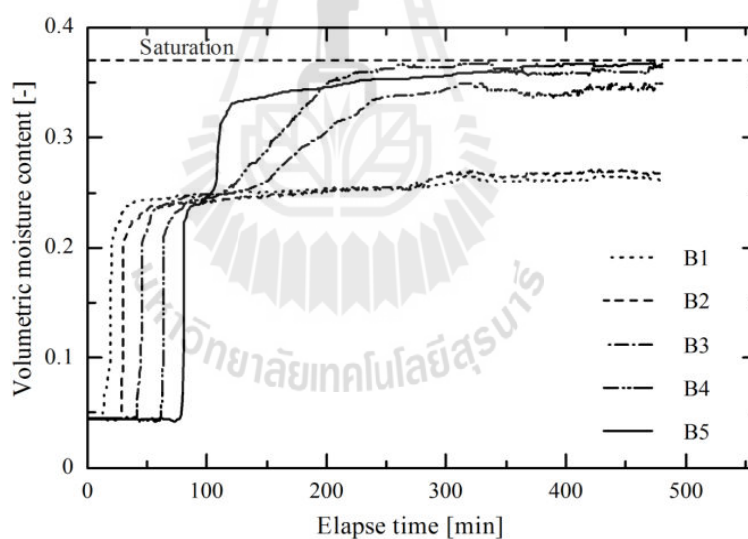
(a)

รูปที่ 4.1 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงปริมาตรความชื้นกับเวลา

- (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง



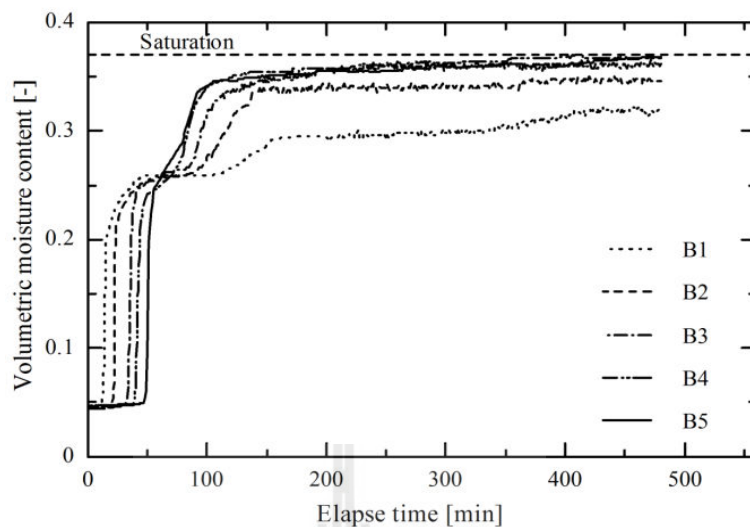
(b)



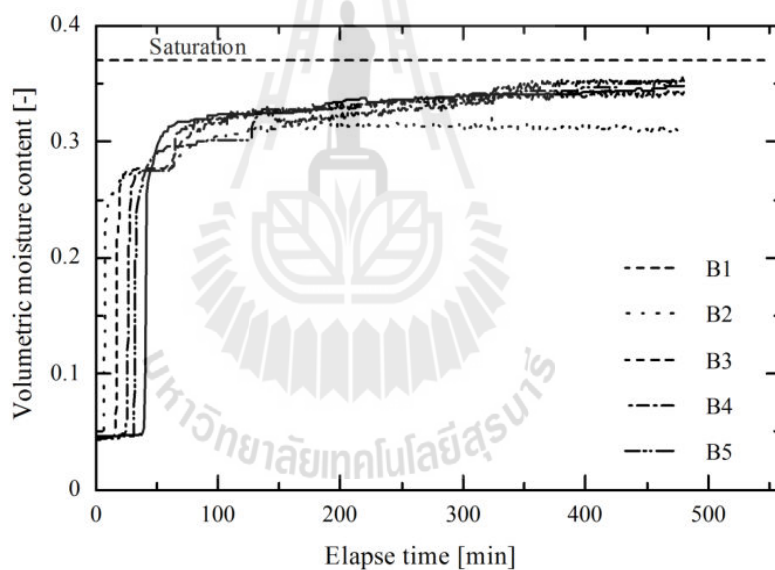
(c)

รูปที่ 4.1 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นกับเวลา

- (a) ปริมาณความชื้นผืน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นผืน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นผืน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นผืน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นผืน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)



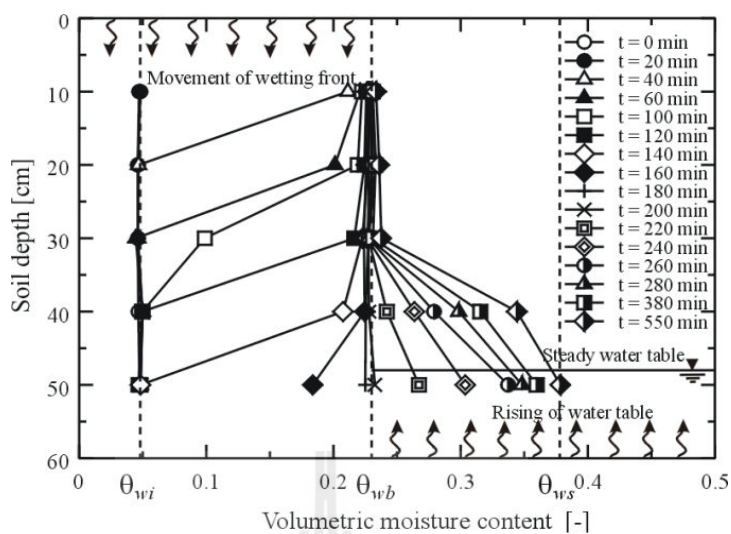
(d)



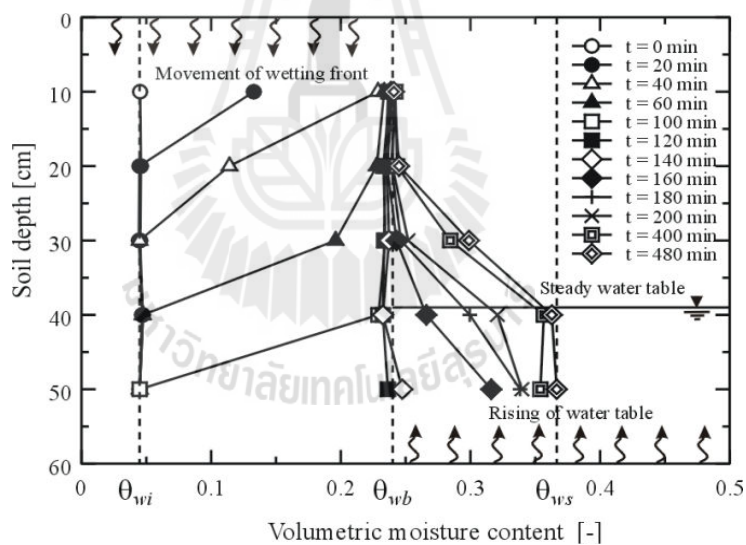
(e)

รูปที่ 4.1 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นกับเวลา

(a) ปริมาณความชื้นผืน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นผืน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นผืน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นผืน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นผืน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)



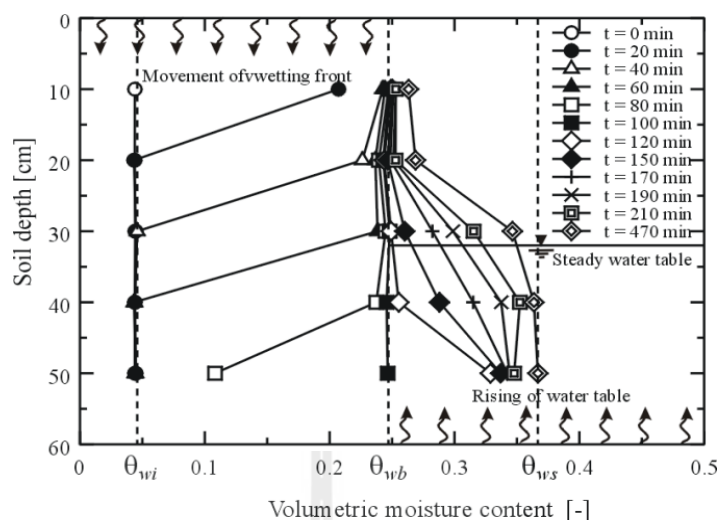
(a)



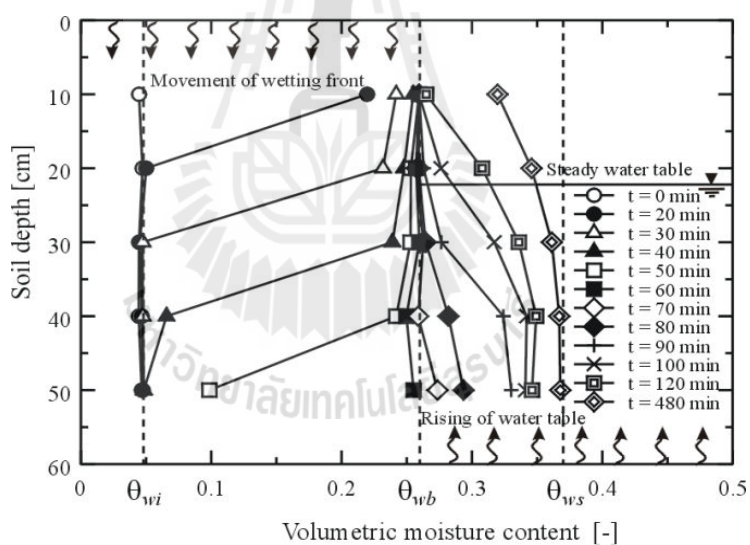
(b)

รูปที่ 4.2 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความลึกของลาดดินกับปริมาณความชื้น

(a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง



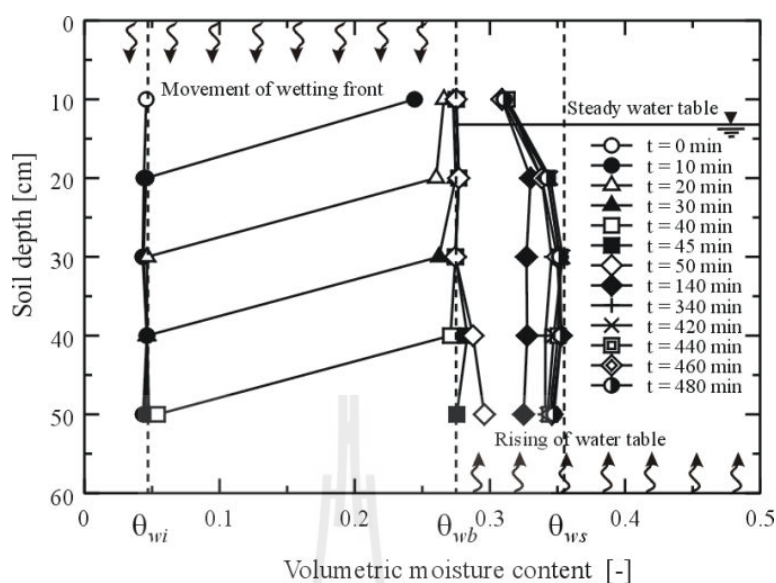
(c)



(d)

รูปที่ 4.2 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความลึกของลาดดินกับปริมาณความชื้น

(a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)



(e)

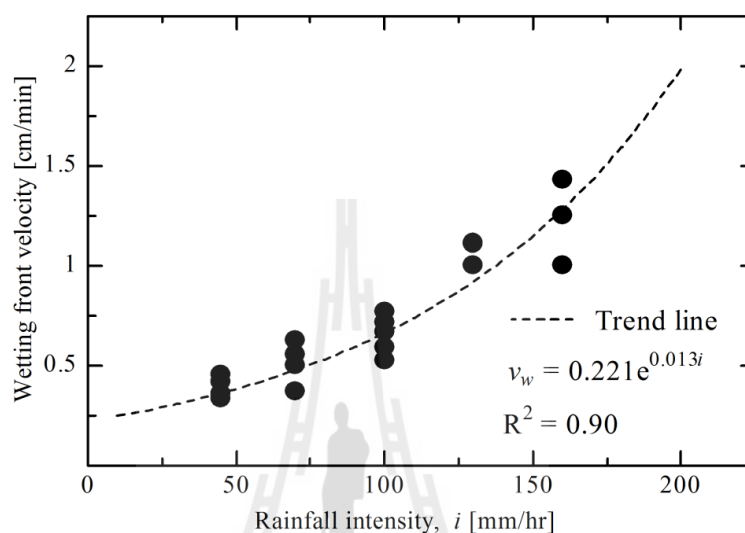
รูปที่ 4.2 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความลึกของลาดดินกับปริมาณความชื้น

- (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)

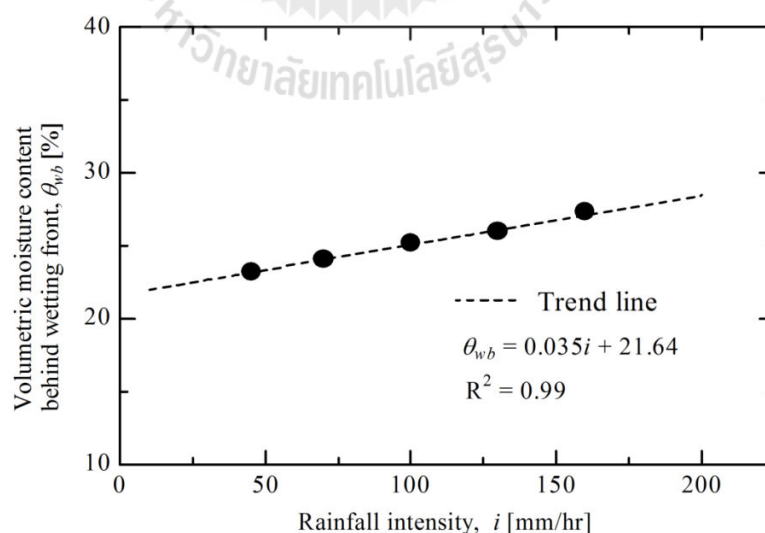
จากที่กล่าวมาข้างต้นสรุปได้ว่าเวลาในการเปลี่ยนแปลงความชื้นและการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินได้รับอิทธิพลอย่างมากจากปริมาณความชื้นฝน ซึ่งมีความเร็วในการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นจากผิวหน้าดินตามการเพิ่มขึ้นของปริมาณความชื้นฝน รูปที่ 4.3 แสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วในการซึมของการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นที่ผิวหน้าของลาดดินกับปริมาณความชื้นฝน ความเร็วในการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นภายในลาดดินในแต่ละการทดสอบโดยคำนวณจากอัตราส่วนระหว่างความลึกของตำแหน่งตัววัดความชื้นกับเวลาที่ตัววัดความชื้นที่ตอบสนอง ($\frac{\Delta h}{\Delta t}$)

รูปที่ 4.4 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความชื้นที่เพิ่มขึ้นจากกระบวนการซึมจากผิวหน้าของลาดดินกับปริมาณความชื้นฝน เนื่องจากความเร็วของการซึมมีความสัมพันธ์กับปริมาณความชื้นฝนที่เพิ่มขึ้น ด้วยเหตุนี้ น้ำฝนสามารถแทรกซึมลงสู่ลาดดินด้วยความเร็วที่สูงขึ้นตามความ

เข้มน้ำที่ตื้นขึ้น แต่ดินในแต่ละการทดสอบมีคุณสมบัติในการซึมผ่านเท่ากัน จึงทำให้เกิดการสะสมของน้ำฝนที่ซึมลงอย่างรวดเร็วในแนวตั้งสู่พื้นล่างของลาดดินส่งผลให้ความชื้นด้านล่างของลาดดินเพิ่มสูงขึ้น



รูปที่ 4.3 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วในการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นที่ผิวหน้าของลาดดินกับปริมาณความเข้มน้ำฝน



รูปที่ 4.4 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความชื้นภายหลังจากการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นที่ผิวหน้าของลาดดินกับปริมาณความเข้มน้ำฝน

4.3 การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดิน

ระดับน้ำใต้ดินเพิ่มระดับขึ้นเมื่อการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นจากผิวหน้าของลาดดินมาถึงพื้นล่างของลาดดินซึ่งเปรียบเสมือนชั้นที่บน้ำ การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินนี้ทำให้เห็นการพัฒนาของพื้นที่ที่เข้าสู่สภาวะอิ่มตัว โดยการทดสอบมีการตรวจวัดระดับน้ำที่ตำแหน่งต่างๆตลอดความยาวของลาดดิน โดยตำแหน่งที่วัดค่าระดับน้ำใต้ดินที่ P_C , P_B และ P_A มีระยะห่างจากปลายของลาดดิน 375, 750 และ 1125 มิลลิเมตร ตามลำดับ รูปที่ 4.5 แสดงให้เห็นการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินที่บันทึกไว้ทุกๆ 5 นาทีตลอดการทดสอบ

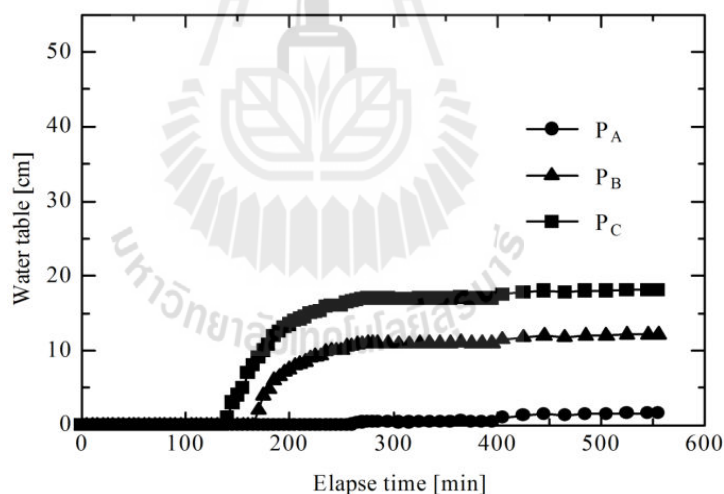
บันทึกค่าการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินสำหรับความชื้นผืนที่ 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง โดยแสดงไว้ในรูปที่ 4.5 (a) พบว่าระดับน้ำเพิ่มขึ้นครั้งแรกที่ตำแหน่ง P_C (ใกล้กับตอนปลายของความลาดชันของลาดดิน) ระดับน้ำใต้ดินมีค่าจาก 0 (ก่อนการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นที่ผิวหน้าของลาดดินจะมาถึงพื้นล่างของลาดดิน) เมื่อการทดสอบผ่านไป 100 นาที การซึมจากผิวหน้าดินมาถึงพื้นล่างของลาดดินที่เวลา 220 นาที ระดับน้ำใต้ดินเพิ่มสูงขึ้น 20 เซนติเมตร และคงที่จนถึงสิ้นสุดการทดลอง ที่ตำแหน่ง P_B พบว่าระดับน้ำเริ่มเพิ่มขึ้นที่เวลา 170 นาที เป็นที่สังเกตว่าการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินมีแนวโน้มที่คล้ายกับที่ตำแหน่ง P_C แต่แตกต่างกันตรงที่มีความล่าช้ากว่า (ประมาณ 170 นาที) และระดับน้ำเพิ่มขึ้นที่จุด P_A (ใกล้กับตอนบนของความลาดชันของลาดดิน) เมื่อเวลาผ่านไป 250 นาที แต่การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินมีเพียงเล็กน้อยเท่านั้นจนกระทั่งสิ้นสุดการทดสอบ

การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินที่ความชื้นน้ำผืน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง แสดงดังรูป 4.5 (b) พบว่าเวลาที่เริ่มมีการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินระหว่างตำแหน่ง P_B และ P_C ต่างกันประมาณ 100 นาที ซึ่งจะสั้นกว่าที่ปริมาณความชื้นผืน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง เช่นเดียวกับความแตกต่างของเวลาเริ่มเกิดการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินระหว่างที่ตำแหน่ง P_A และ P_B (110 นาที) ส่วนที่ปริมาณความชื้นผืน 100, 130 และ 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง ดูได้จากรูปที่ 4.5 (c) ถึงรูปที่ 4.5 (e) นั่นคือความแตกต่างของเวลาในการเริ่มเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินระหว่างตำแหน่งต่างๆตามความยาวของลาดดิน ก็จะใช้เวลาน้อยในการเริ่มเพิ่มระดับของน้ำใต้ดินตามปริมาณความชื้นผืนที่สูงขึ้น

นอกจากการปริมาณความชื้นผืนแล้ว ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินยังได้รับผลกระทบมาจากการไหลตามแนวรอยต่อระหว่างชั้นที่น้ำก็มีบทบาทสำคัญในการพัฒนาไปสู่สภาวะอิ่มตัวด้วยน้ำของบริเวณรอยต่อนั้น จะเห็นได้จากปริมาณความชื้นผืนต่ำสุดในรูปที่ 4.5 (a) บริเวณที่เข้าสู่สภาวะอิ่มตัวเริ่มจากทางตอนปลายความลาดชันของลาดดิน น้ำผืนที่ไหลตามรอยต่อระหว่างชั้นดินกับชั้นที่น้ำที่เป็นพื้นของกล่องทดสอบลงไปทางตอนปลายของลาดดินแล้ว

ค่อยๆ สะสมกลับขึ้นไป ที่ตอนบนของลาดดินทำให้บริเวณนั้นอยู่ในสภาวะอิ่มตัวด้วยน้ำ (Ching-Chuan et al. 2009; Take et al. 2004)

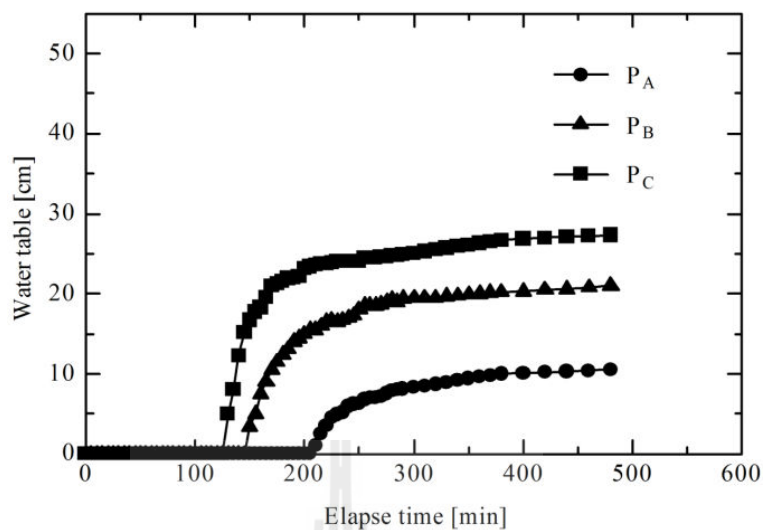
อย่างไรก็ตามการไหลของน้ำในดินมีบทบาทลดลงเมื่อปริมาณความชื้นฝนสูงขึ้น สามารถเห็นได้อย่างชัดเจนจากผลการทดสอบที่ปริมาณความชื้นฝนสูงสุดในรูปที่ 4.5 (e) ซึ่งระยะเวลาเริ่มต้นของการเพิ่มระดับของน้ำใต้ดินเกิดขึ้นในเวลาใกล้เคียงกันในทุกๆ ตำแหน่ง แสดงให้เห็นว่าเมื่อความชื้นฝนสูงขึ้น ความเร็วในการซึมสูงขึ้นทำให้น้ำเคลื่อนที่ในแนวตั้งจากผิวหน้าของลาดดินลงสู่ชั้นล่างของลาดดินได้ในเวลาใกล้เคียงกัน และยังมีบางส่วนไหลในแนวระนาบตามรอยต่อระหว่างลาดดินกับชั้นตึมน้ำ โดยน้ำส่วนใหญ่ถูกสะสมอย่างกะทันหันในแนวตั้งทำให้บริเวณลาดดินส่วนล่างมีค่าปริมาตรความชื้นอยู่ในสภาวะคงที่ ด้วยเหตุนี้สามารถอธิบายได้ว่าการไหลในดินตามแนวรอยต่อระหว่างชั้นดินกับชั้นตึมน้ำมีบทบาทที่โดดเด่นในการนำไปสู่สภาวะอิ่มตัวของลาดดินสำหรับปริมาณความชื้นฝนต่ำๆ แต่บทบาทนี้จะลดลงเมื่อเพิ่มปริมาณความชื้นฝนขึ้น เนื่องจากจะถูกแทนที่ด้วยการสะสมของน้ำที่ซึมลงมาในแนวตั้งเมื่อปริมาณความชื้นฝนสูงขึ้น



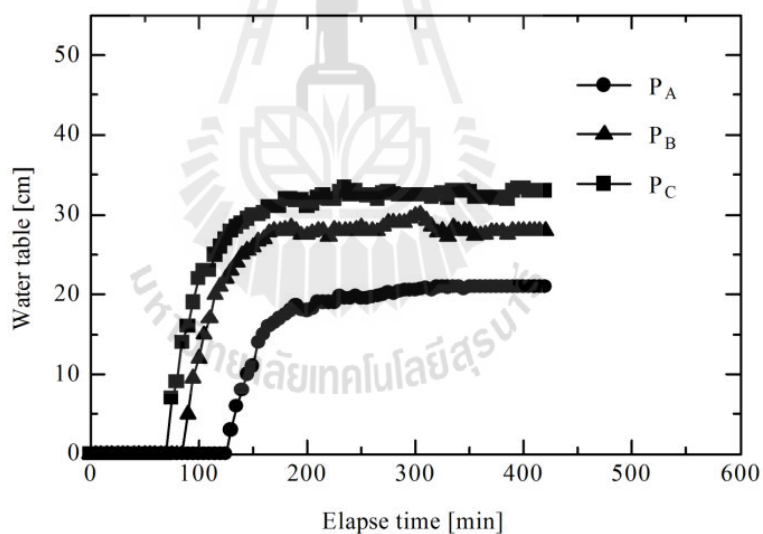
(a)

รูปที่ 4.5 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำใต้ดินและเวลาที่ตำแหน่งตรวจวัด

- (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง



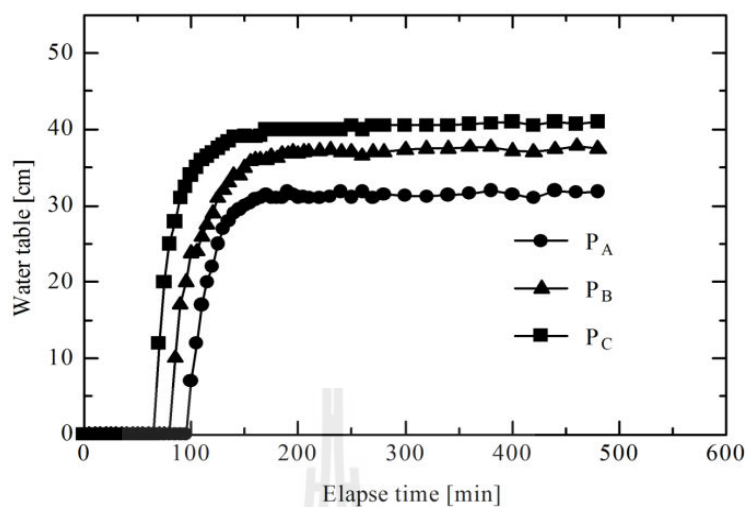
(b)



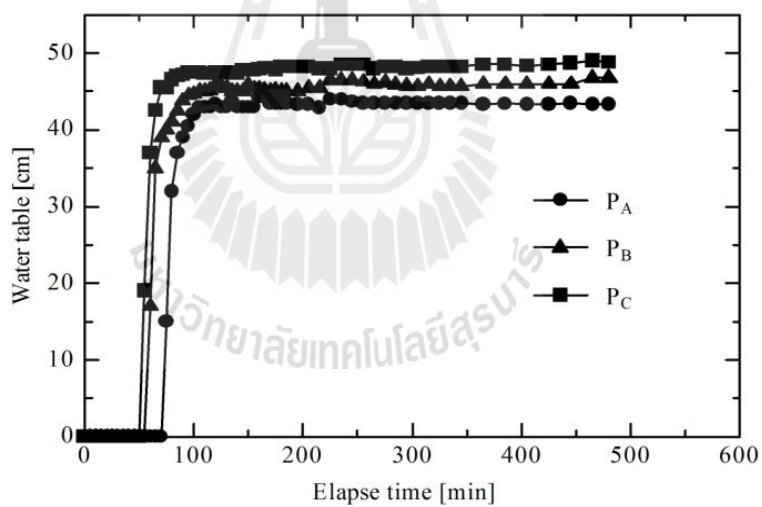
(c)

รูปที่ 4.5 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำใต้ดินและเวลาที่ตำแหน่งตรวจวัด

- (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)



(d)

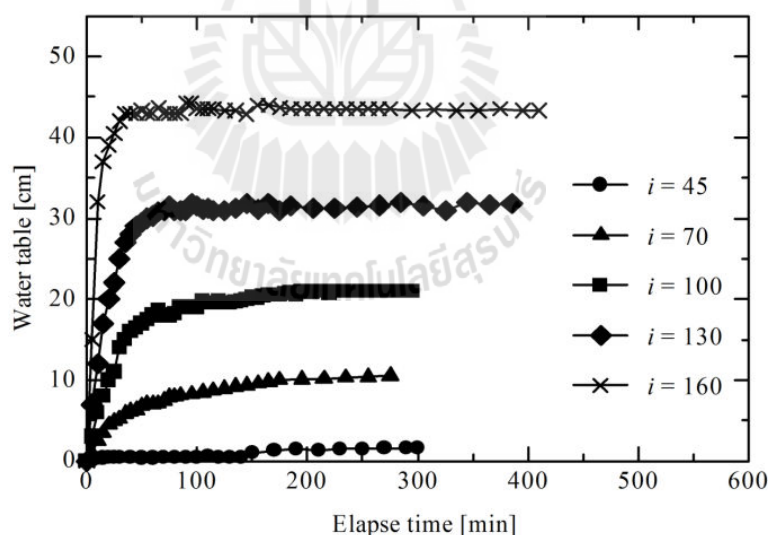


(e)

รูปที่ 4.5 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำใต้ดินและเวลาที่ตำแหน่งตรวจวัด

- (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)

จากการสังเกตการณ์เพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดิน แสดงให้เห็นความแตกต่างของช่วงเวลาในการเริ่มเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินจากตำแหน่งต่างๆ ที่ตรวจวัดระดับน้ำใต้ดิน ที่มีความสัมพันธ์ต่อการพัฒนาของลาดดินในการเกิดสภาวะอิ่มตัว ดังเช่นในรูปที่ 4.6 สังเกตว่าการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินในทุกตำแหน่งมีแนวโน้มเป็นเส้นโค้งในลักษณะที่คล้ายคลึงกัน โดยเพิ่มจากศูนย์จนถึงค่าคงที่ของทุกค่าความชื้นฝน ระดับน้ำใต้ดินสูงสุดที่วัดได้อยู่ที่ตำแหน่ง P_C ซึ่งอยู่ใกล้กับตอนปลายของลาดดินและระดับน้ำใต้ดินลดลงตามลำดับต่อมาเมื่อมีระยะห่างจากตอนปลายของลาดดิน เมื่อเปรียบเทียบผลต่างของระดับน้ำใต้ดินที่ความชื้นฝนสูงสุดของทั้งสามตำแหน่งที่ตรวจวัดกับผลต่างของระดับน้ำใต้ดินที่ความชื้นฝนต่ำสุด พบว่าที่ผลต่างของระดับน้ำใต้ดินที่ความชื้นฝนสูงสุดมีค่าน้อยกว่าผลต่างของระดับน้ำใต้ดินที่ความชื้นฝนต่ำสุด ซึ่งสอดคล้องกับลักษณะการซึมของน้ำภายในลาดดิน ว่าที่ความชื้นฝนต่ำการไหลตามแนวรอยต่อจะมีบทบาทมากจึงทำให้ที่ตำแหน่ง P_C มีระดับน้ำสูงกว่าตำแหน่ง P_B และ P_A ส่วนในปริมาณความชื้นสูงสุดการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำจากตำแหน่งตรวจวัดมีค่าใกล้เคียง เกิดจากความเร็วที่ใกล้เคียงกันของการซึมของน้ำในแนวตั้ง

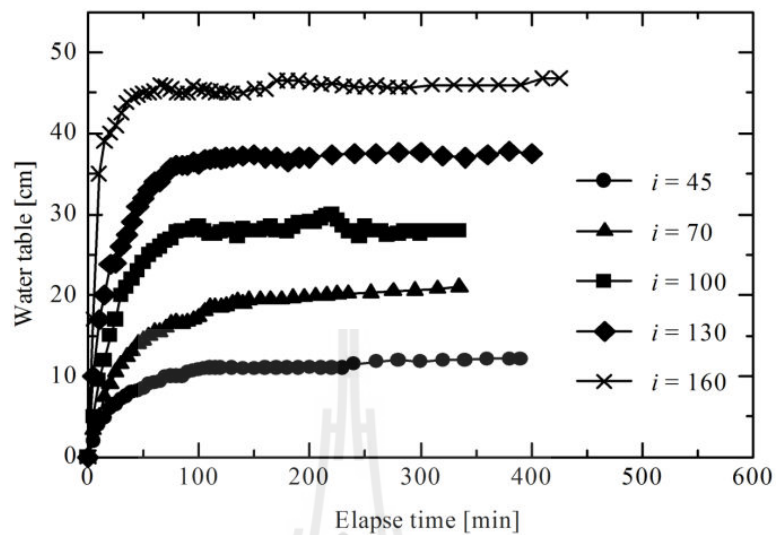


(a)

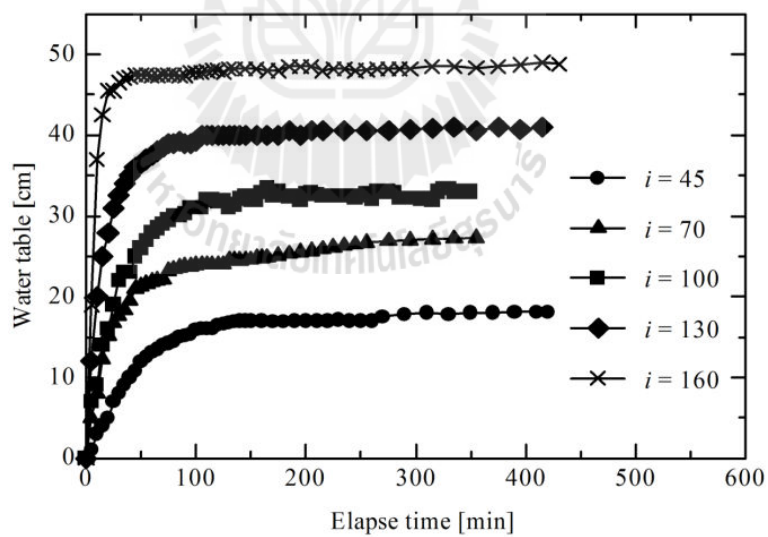
รูปที่ 4.6 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำใต้ดินที่ปริมาณความชื้นฝนต่างๆและเวลา

(a) จุดวัดระดับน้ำใต้ดินที่ตำแหน่ง PA (b) จุดวัดระดับน้ำใต้ดินที่ตำแหน่ง PB (c)

จุดวัดระดับน้ำใต้ดินที่ตำแหน่ง PC



(b)



(c)

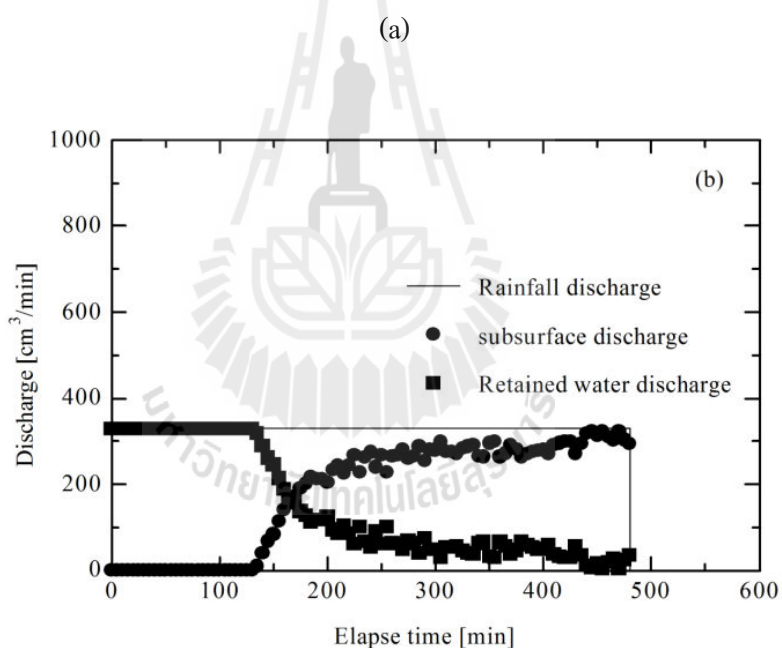
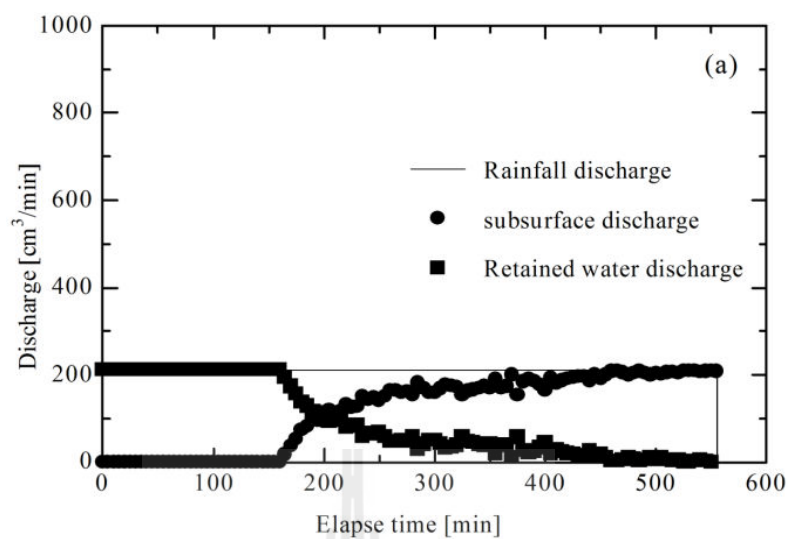
รูปที่ 4.6 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำใต้ดินที่ปริมาณความเข้มข้นต่างๆและเวลา
 (a) จุดวัดระดับน้ำใต้ดินที่ตำแหน่ง PA (b) จุดวัดระดับน้ำใต้ดินที่ตำแหน่ง PB (c)
 จุดวัดระดับน้ำใต้ดินที่ตำแหน่ง PC (ต่อ)

4.4 การระบายของน้ำภายในลาดดิน

การระบายออกของน้ำที่ผิวดินและใต้ผิวดินจะถูกบันทึกทุก 5 นาที ตลอดการทดสอบโดยที่ผิวดินจะมีรูระบายน้ำออกที่ระดับผิวดินที่อยู่ตอนปลายของผิวดินปล่อยให้ น้ำไหลออกและน้ำใต้ผิวดินที่ระบายออกจะไหลออกไปที่กล่องรับน้ำที่ตอนปลายของลาดดิน ซึ่งการไหลที่ผิวดิน อาจเกิดขึ้นได้ทั้งจากน้ำส่วนเกินที่เกิดจากการซึมและส่วนเกินที่เกิดจากการสภาวะอิ่มในลาดดิน แต่สำหรับการทดลองนี้ไม่สามารถเกิดขึ้นได้ทั้งสองกรณีเนื่องจากน้ำฝนสามารถซึมลงสู่ลาดดินได้ทุก การทดสอบ แม้ว่าเงื่อนไขในการทดสอบจะไม่สามารถตรวจสอบการไหลที่ผิวดินได้ แต่การไหลในลาดดินในระดับตื้นก็เป็นกระบวนการที่สำคัญเช่นกันเพราะทำให้เกิดการวิบัติของลาดดินในระดับตื้น

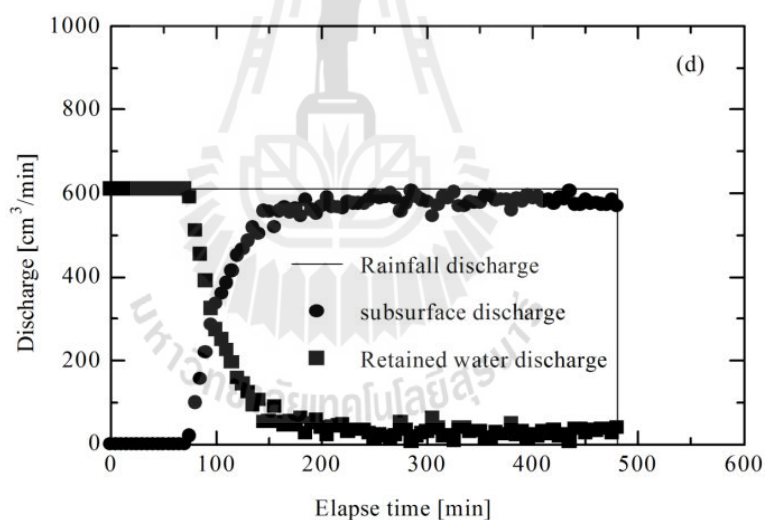
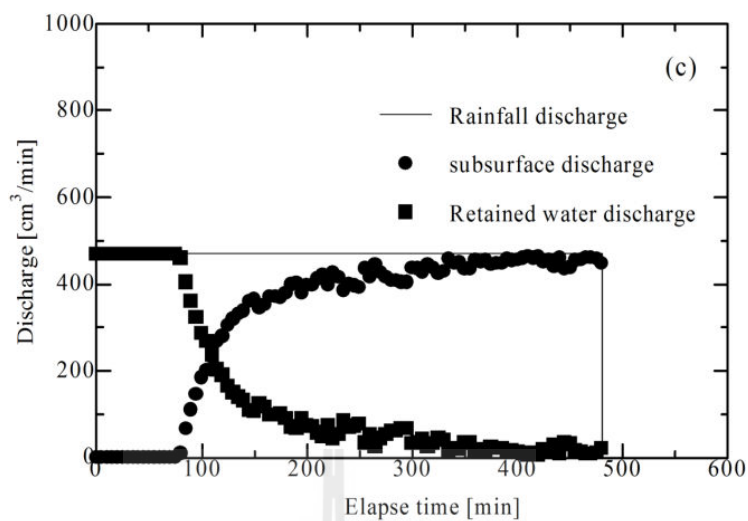
สามารถเห็นการเปลี่ยนแปลงตามเวลาของน้ำที่ระบายออกมาประกอบไปด้วยปริมาณน้ำฝน น้ำที่ไหลภายในลาดดิน และน้ำที่สะสม โดยการเปลี่ยนแปลงความชื้นฝนจากแบบจำลองความชื้นฝน ในรูปที่ 4.7 น้ำที่สะสมได้จากการคำนวณโดยค่าความแตกต่างระหว่างปริมาณน้ำฝนและน้ำที่ระบายออกจากลาดดิน (สมการสมดุลของน้ำ) ซึ่งแสดงให้เห็นน้ำฝนที่สะสมในลาดดิน โดยทั้งกระบวนการซึมและการเพิ่มขึ้นของน้ำใต้ดิน จากรูปที่ 4.7 (a) สำหรับปริมาณความชื้นฝนที่ 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง น้ำฝนที่ปล่อยออกจากแบบจำลองน้ำฝนคำนวณเป็นปริมาณน้ำฝนที่ตกลงสู่พื้นที่แบบจำลองลาดดินมีค่าที่ 200 ลูกบาศก์เซนติเมตรต่อนาที ตลอดเวลาในช่วงที่ปล่อยปริมาณน้ำฝน ในขณะที่ทำการทดสอบน้ำฝนระบายออกจากลาดดินครั้งแรก สามารถวัดค่าได้หลังจากเริ่มต้นการทดสอบผ่านไป 200 นาที น้ำภายในลาดดินถูกระบายออกอย่างต่อเนื่องจากศูนย์จนถึงค่าสูงสุดและเริ่มคงที่ประมาณ 200 ลูกบาศก์เซนติเมตรต่อนาที ที่เวลา 300 นาที และคงที่ไปตลอดการทดสอบ จะเห็นว่าค่าปริมาณน้ำที่ไหลออกสูงสุดที่สามารถวัดได้มีค่าใกล้เคียงกับปริมาณน้ำที่ปล่อยลงสู่ลาดดินเมื่อปริมาณความชื้นในลาดดินอยู่ในสภาวะคงที่ แสดงให้เห็นว่าระบบได้เข้าสู่สภาวะการไหลแบบคงที่ (Steady state) (200 ลูกบาศก์เซนติเมตรต่อนาที)

ลักษณะการระบายออกของน้ำที่ได้จากการวัด แสดงให้เห็นแนวโน้มที่คล้ายกันเมื่อเปรียบเทียบกับปริมาณความชื้นฝนที่สูงขึ้น จากรูปที่ 4.7 (b) ถึงรูปที่ 4.7 (c) การระบายออกของน้ำจากลาดดินเพิ่มขึ้นจากค่าเริ่มต้นจนถึงค่าคงที่ โดยผลการทดสอบทั้งหมดพบว่าน้ำฝนที่ระบายออกมาในช่วงที่มีค่าคงที่ ใกล้เคียงกับปริมาณน้ำฝนที่ปล่อยลงสู่ลาดดินของการทดสอบเหล่านั้น อย่างไรก็ตามผลการทดสอบยังชี้ให้เห็นว่าระยะเวลาในช่วงเริ่มต้นและระยะเวลาที่เข้าสู่ช่วงสภาวะคงที่ ใช้เวลาที่สั้นลงตามการเปลี่ยนแปลงความชื้นฝนที่สูงขึ้น



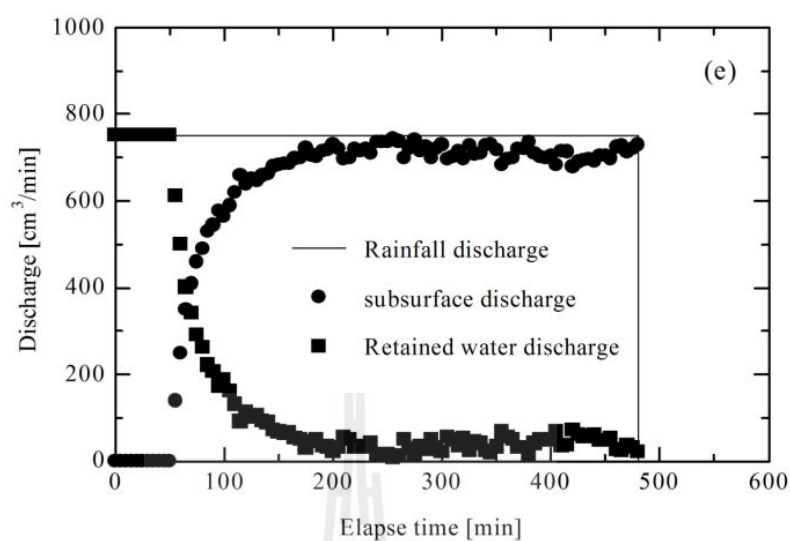
(b)

รูปที่ 4.7 แสดงการเปรียบเทียบระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ปล่อยลงสู่ลาดดินและปริมาณน้ำสะสมที่ถูกระบายออกจากลาดดินที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง



(d)

รูปที่ 4.7 แสดงการเปรียบเทียบระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ปล่อยลงสู่ลาดดินและปริมาณน้ำสะสมที่ถูกระบายออกจากลาดดินที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)



รูปที่ 4.7 แสดงการเปรียบเทียบระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ปล่อยลงสู่ลาดดินและปริมาณน้ำสะสมที่ถูกระบายออกจากลาดดินที่เปลี่ยนแปลงตามเวลา (a) ปริมาณความชื้นฝน 45 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (b) ปริมาณความชื้นฝน 70 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (c) ปริมาณความชื้นฝน 100 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (d) ปริมาณความชื้นฝน 130 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (e) ปริมาณความชื้นฝน 160 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (ต่อ)

บทที่ 5

สรุปผลการวิจัย

แบบจำลอง 2 มิติ ที่สร้างขึ้นในห้องปฏิบัติการเพื่อศึกษาอิทธิพลของความเข้มข้นต่อการตอบสนองเชิงกลศาสตร์ ประกอบด้วย การเปลี่ยนแปลงปริมาตรความชื้นในดิน การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินและกลไกการไหลออกของน้ำจากลาดดินในลาดดินต้น รวมทั้งการวิเคราะห์เพื่อให้เห็นถึงอิทธิพลของการเปลี่ยนแปลงเสถียรภาพของลาดดินต้น โดยทำการศึกษากับดินเม็ดหยาบที่มีความสามารถในการซึมผ่านสูงและเป็นดินเนื้อเดียวกัน ผลการทดสอบสามารถสรุปได้ดังนี้

1. การตอบสนองความชื้นภายในลาดดินต่อน้ำฝน จะแสดงให้เห็นการตอบสนองที่แบ่งเป็นสองช่วงคือ ช่วงแรกจะเกิดจากการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นจากการซึมของฝน ในขณะที่ ช่วงที่สองจะเกิดจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดิน
2. ในการตอบสนองความชื้นในช่วงแรก พบว่า ความเร็วในการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้นจะขึ้นอยู่กับความเข้มข้น โดยจะเคลื่อนตัวเร็วขึ้นตามความเข้มข้นที่เพิ่มขึ้น นอกจากนี้ยังพบว่า ความชื้นหลังแผ่นความชื้นจะมีค่าสูงขึ้นตามการเพิ่มขึ้นของความเข้มข้น
3. การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินในช่วงที่ส่งผลให้ค่าความชื้นเข้าใกล้สถานะอิ่มตัวของลาดดิน จากการศึกษาระดับน้ำใต้ดิน พบว่า ระดับน้ำใต้ดินทุกตำแหน่งที่ทำการตรวจวัดจะเพิ่มขึ้นตามการเพิ่มขึ้นของความเข้มข้น อย่างไรก็ตาม การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำใต้ดินจะไม่เป็นการเพิ่มที่ขนาดชั้นที่บ้นเนื่องจากมีอิทธิพลการไหลในแนวนอนบริเวณรอยต่อระหว่างชั้นดินกับชั้นที่บ้นน้ำเข้ามาเกี่ยวข้อง
4. กลไกการไหลออกของลาดดินที่ศึกษาจะเป็นการไหลตามแนวรอยต่อชั้นดินกับชั้นที่บ้นน้ำ อัตราการไหลออกสูงสุดในทุกการทดสอบ พบว่าจะมีค่าใกล้เคียงกับอัตราการไหลเข้าเนื่องจากฝน ซึ่งแสดงให้เห็นว่า ระบบได้เข้าสู่สถานะการไหลแบบคงที่(Steady state) และเวลาที่ทำให้เกิดการไหลแบบคงที่จะมีความเร็วขึ้นตามการเพิ่มขึ้นของความเข้มข้น

- 5 จากการนำผลการตอบสนองเชิงพลศาสตร์ไปวิเคราะห์เสถียรภาพโดยวิธีลาดดินอนันต์ พบว่า อิทธิพลของความชื้นฝนในช่วงของการเคลื่อนตัวของแผ่นความชื้น จะส่งผลทำให้เสถียรภาพของดินลดตามเวลาของฝนที่เพิ่มขึ้น และอัตราการลดลงของเสถียรภาพของลาดดินจะเพิ่มขึ้นตามการเพิ่มของความชื้นฝน

การศึกษารุ่นนี้แสดงให้เห็นว่าการตอบสนองเชิงพลศาสตร์และเสถียรภาพของลาดดินต้นจะได้รับอิทธิพลมาจากการเปลี่ยนแปลงความชื้นฝน อย่างไรก็ตาม การศึกษานี้ยังไม่สามารถอธิบายการเสถียรภาพของลาดดินต้นที่สอดคล้องกับการเพิ่มของระดับน้ำใต้ดินได้ เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำเป็นกลไกที่ซับซ้อนและข้อจำกัดทางด้านสมมุติฐานของวิธีวิเคราะห์แบบลาดดินอนันต์ ดังนั้น จึงต้องอาศัยเครื่องมือที่สามารถวิเคราะห์เสถียรภาพที่สอดคล้องกับกลไกของการเพิ่มระดับน้ำในลาดดินได้ นอกจากนี้งานวิจัยนี้ยังเป็นการศึกษาปัจจัยกระตุ้นเสถียรภาพของลาดดินเพียงปัจจัยเดียว ซึ่งปัจจัยกระตุ้นอื่น ๆ เช่น ความชันของลาดดิน ความชื้นเริ่มต้น รวมถึงชั้นของดิน อาจส่งผลต่อเสถียรภาพของลาดดินต้นได้เช่นเดียวกัน จากข้อจำกัดเหล่านี้จึงเป็นแนวทางสำหรับการศึกษาปัญหาการวิบัติของลาดดินต้นในอนาคตเพื่อให้ได้องค์ความรู้ที่ครบถ้วนสำหรับการพัฒนาระบบการเตือนภัยเบื้องต้น



รายการอ้างอิง

- Bishop, A.W., 1955. **The use of slip circle in the stability analysis of slopes.** *Geotechnique* 5 (1), 7–17.
- Bishop, A.W., 1959. **The principle of effective stress.** *Teknisk Ukeblad* 106(39), 859-863.
- Corps of Engineers, 1982. **Slope stability manual EM-1110-2-1902,** Washington, DC:Department of the Army, Office of the Chief of Engineers.
- Cascini, L., Cuomo, S., Sorbino, G., 2005. **Flow-like mass movements in pyroclastic soils: Remarks on the modelling of triggering mechanisms.** *Italian Geotechnical Journal* 4,11–31.
- Cascini, L., Cuomo, S., Guida, D., 2008. **Typical source areas of May 1998 flow-like mass movements in the Campania region, Southern Italy.** *Engineering Geology* 96, 107–125.
- Cascini, L., Cuomo, S., Pastor, M., Sorbino, G., 2010. **Modeling of rainfall-induced shallow landslides of the flow-type.** *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 136 (1), 85–98
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. **Landslide types and processes.** In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), **Transportation Research Board Special Rep. No. 247. Land-slides Investigation and Mitigation,** National Research Council, National Academy Press, Washington D.C., pp. 36–75.
- Duncan, J.M., Buchignani, A.L., Marius, D.W., 1987. **An engineering manual for slope stability studies.** Virginia : **Department of Civil Engineering,** Virginia Polytechnic Institute and State University, March.
- Dai, F., Lee, C.F., Wang, S., Feng, Y., 1999. **Stress–strain behaviour of a loosely compacted volcanic-derived soil and its significance to rainfall-induced fill slope failures.** *Engineering Geology* 53, 359–370.
- Eichenberger, J., Ferrari, A., Laloui, L., 2013. **Early warning thresholds for partially saturated slopes in volcanics ashes.** *Computer and Geotechnics* (Article in press)

- Fredlund, D.G., 2000. **The emergence of unsaturated soil mechanic. The Fourth Spencer J. Buchanan lecturer, College Station, Texas, A&M University Press, p.39.**
- Gabet, E.J., Mudd, S.M., 2006. **The mobilization of debrisflows from shallow landslides. Geomorphology 74, 207–218.**
- Green, W.H., Ampt, G.A., 1911. **Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils. J. Agric. Sci., vol. 4, no. 1, pp. 1-24.**
- Huang, C.-C., Lo, C.-L., Jang, J.-S., Hwu, L.K., 2008. **Internal soil moisture response to rainfall-induced slope failures and debris discharge. Engineering Geology 101, 134–145.**
- Huang, C.-C., Ju, Y.J., Lee, J.L., Hwu, L.K., 2009. **Internal soil moisture and piezometric responses to rainfall-induced shallow slope failures. Journal of Hydrology 370, 39–51.**
- Huang, C.-C., Yuin, S.C., 2010. **Experimental investigation of rainfall criteria for shallow slope failures. Geomorphology 120, 326–338.**
- Hutchinson, J.N., 1988. **Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. State of the art report. Proc., V Int. Symp. on Landslides, vol. 1, pp. 3–35 (Lausanne, Switzerland).**
- Horton, R.E., 1933. **The role of infiltration in the hydrological cycle. Transactions of the American Geophysical Union 14, 446–460.**
- Janbu, N. 1968. **Slope stability computations. Soil Mechanics and Foundation Engineering Report, The Technical University of Norway, Trondheim, Norway.**
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., Sharma, J., 2004. **Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. Engineering Geology 75, 251–262.**
- Kim, J., Jeong, S., Regueiro, R.A., 2012. **Instability of partially saturated soil slopes due to alteration of rainfall pattern. Engineering Geology 147-148, 28–36.**
- Kassim, A., Gofar, N., Lee, L.M., Rahardjo, H., 2012. **Modeling of suction distributions in an unsaturated heterogeneous residual soil slope. Engineering Geology 131-132, 70–82.**

- Lowe, J., Karafiath, L., 1955. **Stability of earth dams upon drawdown. Proceedings of the 1st Pan American Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico City, 537-552.**
- Lu, N., Godt, J., 2008. **Infinite slope stability under steady unsaturated seepage conditions. Water Resources Research 44, W11404.**
- Lee, L.M., Gofar, N., Rahardjo, H., 2009. **A simple model for preliminary evaluation of rainfall-induced slope instability. Engineering Geology 108, 272–285.**
- Morgenstern, N.R., Price, V.E., 1965. **The analysis of the stability of general slip surfaces. Geotechnique 15 (1), 79–93.**
- Ng, C.W.W., Shi, Q., 1998b. **A numerical investigation of the stability of unsaturated soil slopes subjected to transient seepage. Computer and Geotechnics 22 (1), 1–28**
- Ng, C.W.W., Wang, B., Tung Y.K., 2001. **Three-dimensional numerical investigation of groundwater responses in an unsaturated slope subjected to various rainfall patterns. Canadian Geotechnical Journal 38, 1049–1062.**
- Philip, J.R., 1957. **The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution, Soil Sci., vol. 83, no. 5, pp. 345-357.**
- Rahardjo, H., Li, X.W., Toll, D.G., Leong, E.C., 2001. **The effect of antecedent rainfall on slope stability. Journal of Geotechnical and Geological Engineering. Special Issue on “Unsaturated and Collapsible Soils” 19, 371–399 (3–4 Sep.).**
- Rahardjo, H., Satyanaga, A., Leong, E.C., Ng, Y.S., 2010. **Effects of groundwater table position and soil properties on stability of slope during rainfall. ASCE Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 136 (11), 1555–1564.**
- Sorbino, G., Nicotera, M.V., 2012. **Unsaturated soil mechanics in rainfall-induced flow landslides. Engineering Geology (Article in press)**
- Skempton, A.W., DeLory, F.A., 1957. **Stability of natural slopes in London clay. In: Proceedings of the international conference on soil mechanics and foundation engineering, vol. 4. London II; p. 378–81**
- Santoso, A.M., Phoon, K.K., Quek, S.T., 2011. **Effect of soil spatial variability on rainfall-induced landslides. Computers and Structures 89, 893-900.**

- Shama, R.H., Nakaraki, H., 2010. **Numerical model and flume experiments of single- and two-layered hillslope flow related to slope failure**7, 425-432.
- Ma, K.C., Tan, Y.C., Chen, C.H., 2011. **The influence of water retention curve hysteresis on the stability of unsaturated soil slopes. Hydrological Processes** 25, 3563-3574.
- Xie, M., Esaki, T., Cai, M., 2004. **A time-space based approach for mapping rainfall-induced shallow landslide hazard. Environmental Geology**46, 840-850.
- Zhan, T.L.T., Ng, C.W.W., 2004. **Analytical analysis of rainfall infiltration mechanism in saturated soils, Int. J. Geomech.**, 4(1), 273–284 .





ภาคผนวก ก

บทความที่ได้รับการตีพิมพ์เผยแพร่

บทความที่ได้รับการตีพิมพ์เผยแพร่ในระหว่างศึกษา

C. Jeebtaku, A. Chinkulkijmiwat, P. Yubonchit, (2014). Effect of Rainfall Intensity on Moisture Content in Shallow Slope with High Permeable Soil. International Congress on Environmental Geotechnics (7ICEG2014), หน้า 741-749



Effect of Rainfall Intensity on Internal Moisture Content in Shallow Slope with High Permeable Soil

C. Jeeptaku, A. Chinkulkijniwat & S. Yubonchit
Suranaree University of Technology, Nakhon Ratchasima, Thailand

ABSTRACT: In tropical regions, shallow landslides triggered by rainfall are commonly occurrence which causes damages in human lives and their properties nearby hazardous areas. Generally, a key process that controls the complicated failure mechanisms is the infiltration of rain water into the soil slope. Therefore, Laboratory models were carefully conducted to study effect of rainfall intensity hidden in ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil. The findings from laboratory models were used to prove the understanding of the changes in internal volumetric moisture content in shallow slope with high permeable homogenous soil. The results showed that the responses of internal volumetric moisture content to rainfall for high permeable soil can be divided into two stages. The first stage involves the movement downward of the wetting front. In this stage, the soil remains unsaturated condition. The second stage, the volumetric moisture content closes to saturated condition due to a rise of water table, when the wetting front arrive simulated bed rock. The effect of rainfall intensity can be found by comparing experiment results. The responses time to volumetric moisture content is significantly varied with the ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil. The high ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil can cause the response time of volumetric moisture content faster than the low ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil. Moreover, the change in second stage of the volumetric moisture content is shown in high depth due to the rise of water table is higher than the low ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil.

1 INTRODUCTION

In tropical regions, shallow landslides triggered by rainfall are commonly occurrence which causes damages in human lives and their properties nearby hazardous areas such as the landslide event at Uttaradit Province, Thailand in 2006 which caused 75 fatalities and destroyed more than 445 households. Typically, the shallow landslides in Thailand are mostly occurred by rain storm and the time of events are during rainfall period. These indicate that the infiltration of rainfall into soil slope is rapidly responded due to the soils in tropical forest in Thailand are coarse texture with high permeable.

In general, the rainfall-induced landslides are widely known that relate to two hydraulic responses: i) the propagation of wetting front due to infiltration of rainfall causes an increase in water content and a reduction in negative pore-water pressure (matric suction). As a result, the effective stress and stability of soil slope behind wetting front are successively decreased during infiltration (Fredlund and Rahardjo 1993). As previous research works also suggested that landslides can be triggered by a propagation of

wetting front including (Collins and Znidarcic, 2004; Kim, Jeong, Park, and Sharma, 2004; Ng, Wang, and Tung, 2001; H. Rahardjo, Rezaur, and Leong, 2007); ii) the infiltration of rainfall causes an increase of ground water table and a rise of positive pore water pressure. The increase of ground water table exerts seepage force and adds weight to the slope, and eventually triggers the slope failure (Cho and Lee, 2002; Crosta and Frattini, 2003; Harianto Rahardjo, Nio, Leong, and Song, 2010; Soddu, Delitala, Sciabica, and Barrocu, 2003). These responses show the important role to trigger landslides which associate with the infiltration of rainfall into soil mass. In the first response, slope failures can be triggered when the metric suction behind the wetting front reduces to minimum value which occurs in condition as the rainfall intensity not less than the infiltration capacity of soil. When the wetting front moves to sufficient critical depth, slope failure will be occurred normally in the soils of low infiltration capacity. While the second response, slope failure normally in the soils of high infiltration capacity will be occurred due to the accumulation of

rainfall and subsurface flow along impermeable layers (i.e., initial water table and bed rock).

According to the infiltration capacity of soil, the Hortonian mechanism (Horton, 1933) is commonly used to describe runoff generation process in the control volume near-surface soil called infiltration excess. The mechanism explained that when rainfall intensity higher than the potential infiltration capacity, the surface runoff was generated by the excess rainfall, the actual infiltration capacity of soil exponentially decreased with time of rainfall period until the steady final infiltration capacity of soil. While rainfall intensity lowers than steady final infiltration capacity, the actual infiltration capacity equaled the rainfall intensity, and the surface runoff wasn't generated in this condition. In group of the physically-based model, the steady final infiltration capacity was suggested that approached the saturated permeability of soil (Green and Ampt, 1911). In other words, the saturated permeability of soil can be used as a parameter that governs the characteristics of infiltration of rainfall into soil mass. The effect of saturated permeability of soil on hydraulic responses and instability of slope under rainfall conditions was shown by previous research works including (Cuomo and Della Sala, 2013; Pradel and Raad, 1993; Harianto Rahardjo et al., 2010; H. Rahardjo et al., 2007; Rahimi, Rahardjo, and Leong, 2010; Zhan and Ng, 2004).

Referring to shallow soil slope with high permeable, although the rainfall intensity normally not exceeds saturated permeability of soil, but landslides still pose significant threats to populations and structures due to their high velocities, long travel distance. Furthermore, the different mechanisms of mass movement will be occurred which depend on drainage conditions along impermeable layer (Cascini, Cuomo, Pastor, and Sorbino, 2010; Sorbino and Nicotera, 2013). These are similarly supported by several evidences from laboratory and full-scale tests including (Acharya, Cochrane, Davies, and Bowman, 2009; Ching-Chuan, Yih-Jang, Lih-Kang, and Jin-Long, 2009; Huang, Lo, Jang, and Hwu, 2008; Huang and Yuin, 2010; Lourenço, Sassa, and Fukuoka, 2006; Moriwaki et al., 2004; Okura, Kitahara, Ochiai, Sammori, and Kawanami, 2002; Sharma and Nakagawa, 2010; Take, Bolton, Wong, and Yeung, 2004; Wang and Sassa, 2003). One predominant factor that may govern hydraulic responses, and subsequently failure mechanisms is couple between rainfall intensity and saturated permeability of soil. (Lee, Gofar, and Rahardjo, 2009) developed a simple model based on infinite slope to investigate the hydraulic responses of four typical soils under

extreme rainfall conditions. They concluded that the ratio of rainfall intensity to saturated permeability plays an important role in determining the critical rainfall pattern for a soil slope. As (Li et al., 2013) performed infinite slope analysis to investigate the combined effect of the rainfall characteristics and saturated permeability. They concluded that the hydraulic responses to rainfall for homogenous infinite slope underlain by an impervious layer can be divided into two stages: 1) the propagation of wetting front, and 2) the rise of water table. Both the rainfall characteristics and saturated permeability were found to be predominant in controlling the hydraulic responses of soil, and hence the occurrence time, depth of failure plane, and type of surficial failures. However, the hydraulic responses in shallow slope especially for high saturated permeability soil are still more complicate and unclear. Due to the high permeable and boundary conditions, the couple between rainfall intensity and saturated permeability of soil not only effects during infiltration process but may also effects on variation of water table. Because of actual shallow soil slopes are normally finite slopes, the subsurface flow along impermeable layers could be dominant factor (Huang and Yuin, 2010; Li et al., 2013; Take et al., 2004). This is some limitation of analytical and numerical method especially for infinite slope and one dimensional slope analysis. Besides, previous laboratory and full-scale tests that mostly focused on failure mechanisms were still insufficient to understanding the governing hydraulic responses.

Therefore, the aims of this research are to study the couple effect between rainfall intensity and saturated permeability which focus on shallow slope with high permeable soil. The two-dimensional finite slope model is carefully performed in laboratory in order to improve the understanding of governing hydraulic responses. The results consists internal soil moisture response, water table generation, and subsurface flow that may cause of the different failure mechanisms.

2 DETAILS OF LABORATORY MODEL

Figure1 shows the overview of experiment flume that mainly consists in four components. The first part is steel flumes for rainfall simulator, embraced experiment box, supported experiment box, and supported chain pulley system. The experiment box embraced by steel frame and supported experiment box was joined by pinned support in order to enable expedient prescription of slope angle raised by chain pulley.

2.1 Experiment box

The detail of experiment box was shown in Figure 2. The two-dimensional model in this investigation was designed by 1550 mm in length, 1000 mm in high and 200 mm in width. It was carefully designed in order to water leakages between the acrylic plates. The sides and base of the box were used 15 mm thick impervious acrylic plates in order to enable visual observation of the advancement of wetting front during rainfall infiltration process. One side of the box was drilled at distance from the slope toe of 750 mm which drilled of 5 mm in diameter in order to install soil moisture sensors every 100 mm from soil surface. At bottom of the box, an acrylic plate was drilled in order to install piezometers. The holes were drilled of 9 mm in diameter at distances from the slope toe of 375 mm, 750 mm, and 1125 mm, respectively. In order to reduce entrapped air affecting to measured volumetric water content (Tohari, Nishigaki, and Komatsu, 2007), during infiltration until the wetting front touched the base of the box, the holes were drilled nearly piezometer holes to install 3 opening valves. Additionally, the down slope side was placed by 50 mm highly permeable porous stone overlaid geotextile in order to let freely water outflow when soil approached saturation, and prevent the clogged soil in porous stone.

2.2 Rainfall simulator

A rainfall simulator was installed on the top of the box (Figure 1). The rainfall simulator system consisted of a 2000L water tank, a constant pressure pump, a pressure gauge, plastic pipes, small opening nozzles, and valves. The nozzles placed in plastic pipe with spacing of 600 mm and 900 mm which produced a variety of rainfall intensities in the range between 30 and 450 mm/hr. In each spaced of nozzles, the intensity of rainfall was linearly varied with a variety of outlet pressure pipe in range between 10 and 45 lb/in² controlled by an outlet valve. The uniformity and rainfall intensities were carefully calibrated by using 35 containers placed in a regular pattern on top of the box. The calibrated results show that the coefficients of uniformity (*CU*) in the range of all rainfall intensity ranged between 90% and 99% which indicating that appropriate uniformity was achieved in the tests. *CU* was explained by (Hall, Johnston, and Wheather, 1989) as:

$$CU = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n I_i - I_m}{\sum_{i=1}^n I_i} \quad (1)$$

I_i measured rainfall intensity for cup No. i
 I_m average rainfall intensity for all cups
 n total number of cups

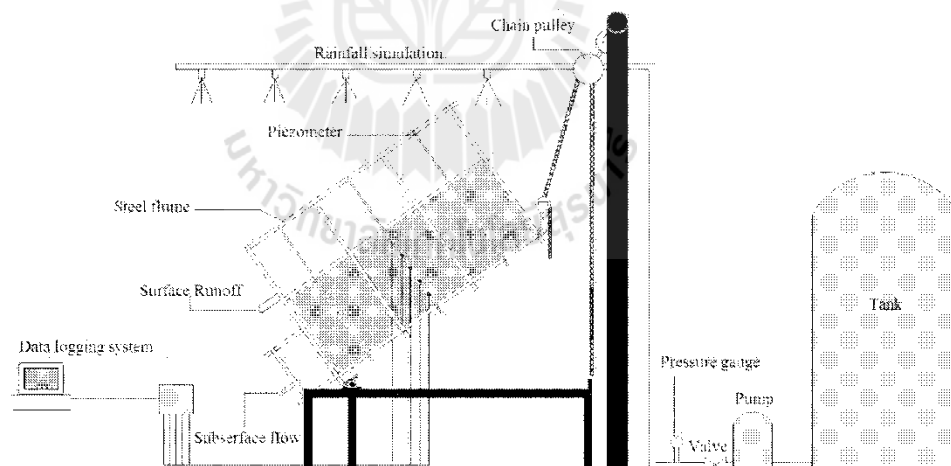


Figure 1. General schematic diagram of the physical slope model.

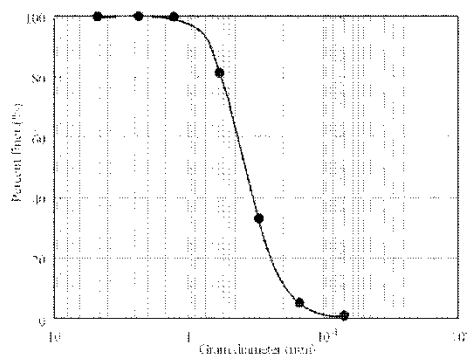


Figure 3. Grain size distribution of soil used in this study.

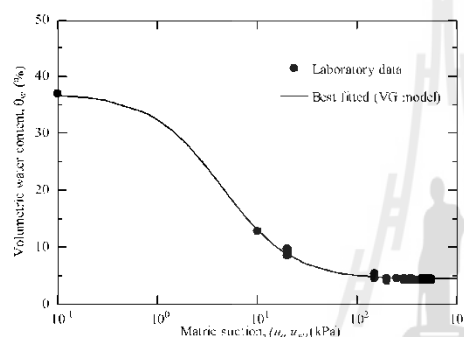


Figure 4. Soil-water characteristic (SWCC) of soil used in this study.

Table 1. Physical and hydraulic properties of soil used in this study.

Unified soil classification system	SP
Specific gravity, G_s	2.63
Grain size distribution	
D_{60} (mm)	0.40
D_{30} (mm)	0.26
D_{10} (mm)	0.17
Coefficient of uniformity, C_u	2.35
Coefficient of curvature, C_c	1.00
Dry density, ρ_d (kN/m ³)	16.87
Coefficient of permeability at saturation, k_s (m/s)	1.56E-04

4 EXPERIMENTAL PROCEDURE

4.1 Placement of the soil inside the experiment box

The placement of the soil inside the box is very important in order to achieve homogenous soil slopes. The large amount of the soil were firstly prepared by air-drying and flipping at 14 days until the soil was uniformly obtained water content as 3 % gravimetric which corresponded to residual water

content of SWCC of the soil as shown in Figure 4. After wards, the soil is carefully compacted inside the box divided into 10 horizontal layers which each layer had a thickness of 60 mm. The weight of each layer was controlled in order to obtain a dry unit weight of 16.87 kN/m³ and void ratio of 0.67. During this process, the soil moisture sensors were carefully installed in the holes.

4.2 Experimental programs

The two dimensional model was designed in order to investigate the effect of rainfall intensity on hydraulic responses in shallow slope with highly permeable soil that included internal soil moisture, water table, subsurface flow and water storage capacity. The experimental program was closely shown in table 2 that comprised three experiments with varying in rainfall intensities. The rainfall intensity in each experiment was judiciously prescribed in the range lower than saturated permeability of the soil including 40, 80, 120 mm/hr, respectively. As a result, the ratio of rainfall intensity and saturated permeability in each experiment were ranged less than 1.00. All of experiments, the slope angle was permanently set as 20°, and the average initial volumetric water content ($\bar{\theta}_{wi}$) narrowly varied in the range of 0.40 to 0.50, while the duration of rainfall was prescribed at 8 hours shown in table 2

Table 2. Experimental programs designed in this study.

Experiment No.	Soil used	α (degrees)	ρ (kN/m ³)	i/k_{sat}
1	Fine sand	20	16.87	0.0722
2	Fine sand	20	16.87	0.144
3	Fine sand	20	16.87	0.216

5 RESULTS AND DISCUSSIONS

The responses of volumetric moisture contents measured during experiments are shown in Figure 5. All of experiments were only recorded at the middle profile of slope according to the reason by (Lee et al., 2011). The moisture sensors were located at different depth from soil surface. The sensors B1, B2, B3, B4 and B5 represent the volumetric moisture contents at 100 mm, 200 mm, 300 mm, 400 mm, and 500 mm from soil surface, respectively.

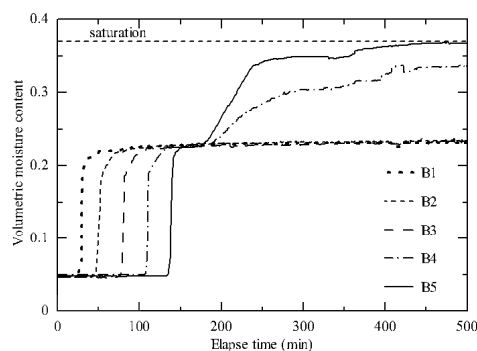
Figure 5(a) shows the changes in volumetric moisture content with time for ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil equal to

0.072 ($i/k_{sat}=0.072$). The initial volumetric moisture contents of soil are well distributed between 0.041 to 0.045 or 0.3% to 1.5% calculated degree of saturation. After rainfall start, a sensor B1 located at 100 mm near-soil surface is first responded by propagation of wetting front. The wetting front moves downward through a sensor during rainfall at the beginning time of about 30 min. The changes in volumetric moisture content are rapidly increased during few minutes from initial moisture content to steady volumetric moisture content of about 0.225 or 56% calculated degree of saturation of the soil. When wetting front moves downward at 200 mm and 300 mm of soil surface, moisture sensors B2 and B3 are responded at beginning time of about 60 and 90 min, respectively. While volumetric moisture content is constantly throughout the experiment in value of about 0.225 which close to volumetric moisture content of B1.

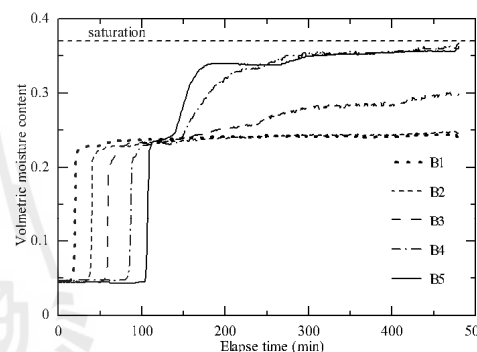
The different responses of volumetric water content are shown by moisture sensors B4 and B5 located at 400 mm and 500 mm from soil surface, respectively. The changes in volumetric moisture content are interestingly shown in two stages. For moisture sensors B4 and B5, the volumetric moisture content is increased at beginning time of about 120 and 150 min, respectively which close to steady volumetric moisture content of about 0.225 in the first stage. After the wetting front moves though moisture sensor B5 located nearly simulated bed rock, the water table is successively generated when the wetting front arrive bed rock, and hence the response of moisture sensor B5 in second stage is first responded at beginning time of about 180 min, the volumetric moisture content is successively increased from 0.225 to 0.360 or 97% calculated degree of saturation which close to the volumetric moisture content at saturated conditions of soil. After that, the moisture sensor B4 is responded at beginning time of about 190 min when the water table is rising beyond a moisture sensor B5. The volumetric moisture content is increased from 0.225 to 0.33 or 88% degree of saturation of soil.

To show clearly in two stages of volumetric moisture content, Figure 6(a) plots the changes in volumetric moisture content with soil depth at given time of rainfall for ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil equal to 0.072. The result shows that the changes in volumetric moisture content directly relate with hydraulic responses to soil slope: 1) the downward movement of the wetting front, and 2) the rise of water table. For the first stage, the volumetric moisture content increases from initial moisture content of 0.040

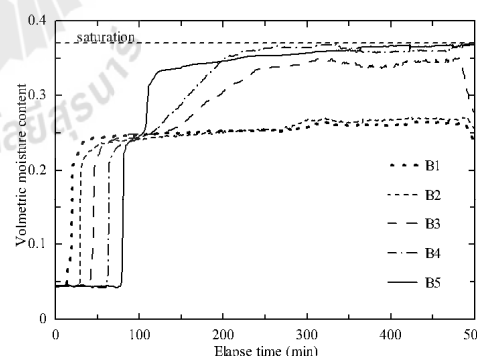
($\bar{\theta}_{wt}=0.040$) to volumetric moisture content behind the wetting front of 0.225 ($\theta_{wb}=0.225$)



(a)



(b)



(c)

Figure 5. The changes in measured volumetric moisture content with time of rainfall (a) $i/k_{sat}=0.0722$, (b) $i/k_{sat}=0.144$, (c) $i/k_{sat}=0.216$.

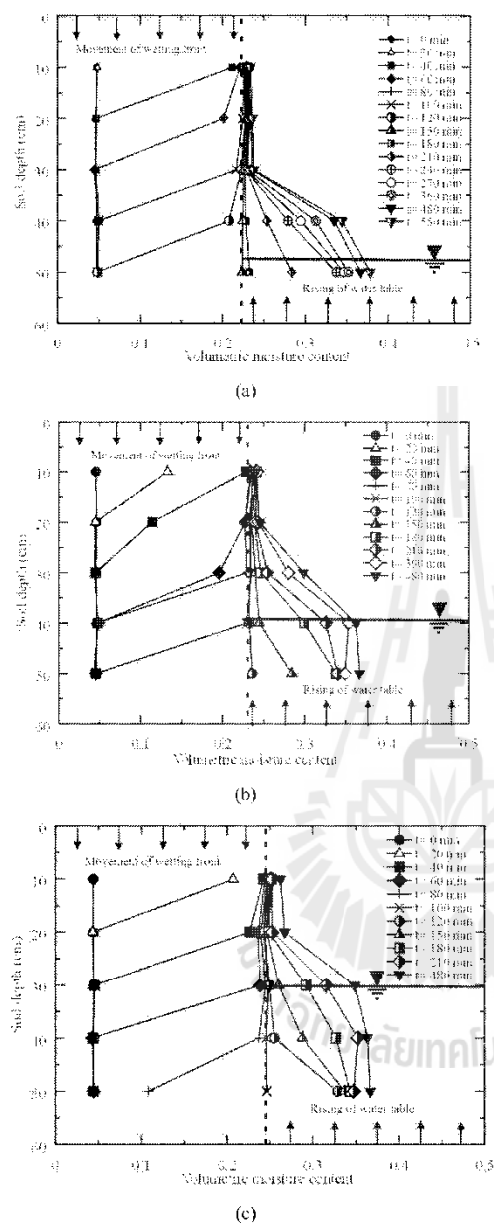


Figure 6. The changes in measured volumetric moisture content with soil depth as given time of rainfall (a) $i/k_{sat}=0.0722$, (b) $i/k_{sat}=0.144$, (c) $i/k_{sat}=0.216$.

which remains unsaturated condition. For the second stage, the volumetric moisture content increases from volumetric moisture content behind the wetting front to volumetric moisture content of $0.35(\theta_w - 0.35)$ which close to saturated condition.

Comparing with ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil equal to $0.144(i/k_{sat}=0.144)$, Figure 5(b) and Figure 6(b) show the changes in volumetric moisture content with time and soil depth, respectively. The results show the change in two stages of the volumetric moisture content. However, the response time to moisture sensors is faster than the results for ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil equal to 0.072. Moreover, the change in second stage of the volumetric moisture content is shown high depth due to the rise of water table is higher than ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil equal to 0.072. As the results for ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil equal to 0.216 (Figure 5(c) and Figure 6(c)), the response time to moisture sensors is fastest responded, while the change in second stage of the volumetric moisture content is also shown highest depth.

6 CONCLUSIONS

Laboratory models were carefully conducted to study effect of rainfall intensity hidden in ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil. The findings from laboratory models were used to prove the understanding of the changes in internal volumetric moisture content in shallow slope with high permeable homogenous soil. The results from this research can be concluded that:

1) The responses of internal volumetric moisture content to rainfall for high permeable soil can be divided into two stages. The first stage involves the movement downward of the wetting front. In this stage, the soil remains unsaturated condition. The second stage, the volumetric moisture content closes to saturated condition due to a rise of water table, when the wetting front arrive simulated bed rock.

2) The effect of rainfall intensity hidden in ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil can be found by comparing experiment results. The responses time to volumetric moisture content is significantly varied with the ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil. The higher ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil can cause the response time of volumetric moisture content faster

than the lower ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil. Moreover, the change in second stage of the volumetric moisture content is shown high depth due to the rise of water table is higher than the lower ratio between rainfall intensity to saturated permeability of soil.

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors are grateful to the Suranaree University of Technology. The authors would like to acknowledge the financial support from the Thailand Research Fund (TRF) under the TRF Senior Scholar Program Grant No. RTA 5680002.

REFERENCES

- Acharya, G., Cochrane, T. A., Davies, T., and Bowman, E. 2009. The influence of shallow landslides on sediment supply: A flume-based investigation using sandy soil. *Engineering Geology*, 109(3-4): 161-169. doi: 10.1016/j.enggeo.2009.06.008
- Cascini, L., Cuomo, S., Pastor, M., and Sorbino, G. 2010. Modeling of rainfall-induced shallow landslides of the flow-type. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 136(1): 85-98.
- Ching-Chuan, H., Yih-Jang, J., Lih-Kang, H., and Jin-Long, L. 2009. Internal soil moisture and piezometric responses to rainfall-induced shallow slope failures. *Journal of Hydrology*, 370(1-4): 39-51. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.02.051
- Cho, S. E., and Lee, S. R. 2002. Evaluation of suffical stability for homogenous slopes considering rainfall characteristics. *Journal of Agricultural Research*, 128: 756-763.
- Collins, B. D., and Znidarcic, D. 2004. Stability analyses of rainfall induced landslides. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130(4): 362-372.
- Crosta, G. B., and Frattini, P. 2003. Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3:81-93.
- Cuomo, S., and Della Sala, M. 2013. Rainfall-induced infiltration, runoff and failure in steep unsaturated shallow soil deposits. *Engineering Geology*, 162: 118-127. doi: 10.1016/j.enggeo.2013.05.010
- Green, W. H., and Ampt, G. A. 1911. Studies on soil physics 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Research*, 4:1-24.
- Hall, M. J., Johnston, P. M., and Wheather, H. S. 1989. Evaluation of overland flow models using laboratory catchment data. I. An apparatus for laboratory catchment studies. *Hydrological Science Journal*, 34: 277-288.
- Horton, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions of American Geophysical Union*, 14(446-460): 446.
- Huang, C.-C., Lo, C.-L., Jang, J.-S., and Hwu, L.-K. 2008. Internal soil moisture response to rainfall-induced slope failures and debris discharge. *Engineering Geology*, 101(3-4): 134-145. doi: 10.1016/j.enggeo.2008.04.009
- Huang, C.-C., and Yuin, S.-C. 2010. Experimental investigation of rainfall criteria for shallow slope failures. *Geomorphology*, 120(3-4): 326-338. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.04.006
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., and Sharma, J. 2004. Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology*, 75(3-4): 251-262. doi: 10.1016/j.enggeo.2004.06.017
- Lee, L. M., Gofar, N., and Rahardjo, H. 2009. A simple model for preliminary evaluation of rainfall-induced slope instability. *Engineering Geology*, 108(3-4): 272-285. doi: 10.1016/j.enggeo.2009.06.011
- Lee, L. M., Kassim, A., and Gofar, N. 2011. Performances of two instrumented laboratory models for the study of rainfall infiltration into unsaturated soils. *Engineering Geology*, 117(1-2): 78-89. doi: 10.1016/j.enggeo.2010.10.007
- Li, W. C., Lee, L. M., Cai, H., Li, H. J., Dai, F. C., and Wang, M. L. 2013. Combined roles of saturated permeability and rainfall characteristics on surficial failure of homogeneous soil slope. *Engineering Geology*, 153: 105-113. doi: 10.1016/j.enggeo.2012.11.017
- Lourenço, S. D. N., Sassa, K., and Fukuoka, H. 2006. Failure process and hydrologic response of a two layer physical model: Implications for rainfall-induced landslides. *Geomorphology*, 73(1-2): 115-130. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.06.004
- Moriwaki, H., Inokuchi, T., Hattantji, T., Sassa, K., Ochiai, H., and Wang, G. 2004. Failure processes in a full-scale landslide experiment using a rainfall simulator. *Landslides*, 1(4): 277-288. doi: 10.1007/s10346-004-0034-0
- Ng, C. W. W., Wang, B., and Tung, Y. K. 2001. Three-dimensional numerical investigations of groundwater responses in an unsaturated slope subjected to various rainfall patterns. *Canadian Geotechnical Journal*, 38, 1049-1062.
- Okura, Y., Kitahara, H., Ochiai, H., Sammori, T., and Kawanami, A. 2002. Landslide fluidization process by flume experiments. *Engineering Geology*, 66: 65-78.
- Pradel, D., and Raad, G. 1993. Effect of permeability on surficial stability of homogeneous slope. *Journal of Geotechnical Engineering*, 119(2): 315-332.
- Rahardjo, H., Nio, A. S., Leong, E. C., and Song, N. Y. 2010. Effects of groundwater table position and soil properties on stability of slope during rainfall. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 136(11): 1555-1564.
- Rahardjo, H., Rezaur, R. B., and Leong, E. C. 2007. Factors controlling instability of homogenous soil slopes under rainfall. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 133(2): 1532.
- Rahimi, A., Rahardjo, H., and Leong, E.-C. 2010. Effect of hydraulic properties of soil on rainfall-induced slope failure. *Engineering Geology*, 114(3-4): 135-143. doi: 10.1016/j.enggeo.2010.04.010
- Sharma, R. H., and Nakagawa, H. 2010. Numerical model and flume experiments of single- and two-layered hillslope flow related to slope failure. *Landslides*, 7(4): 425-432. doi: 10.1007/s10346-010-0205-0
- Soddu, S., Delitala, G., Sciabica, M., and Barrocu, G. 2003. Modelling groundwater effects on slope stability. *Materials and Geoenvironmental*, 50(1): 349-352.
- Sorbino, G., and Nicotera, M. V. 2013. Unsaturated soil mechanics in rainfall-induced flow landslides. *Engineering Geology*, 165, 105-132. doi: 10.1016/j.enggeo.2012.10.008
- Take, W. A., Bolton, M. D., Wong, P. C. P., and Yeung, F. J. 2004. Evaluation of landslide triggering mechanisms in model fill slopes. *Landslides*, 1(3): 173-184. doi: 10.1007/s10346-004-0025-1

- Tohari, A., Nishigaki, M., and Komatsu, M. 2007. Laboratory rainfall-induced slope failure with moisture content measurement. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 133(5): 575-587.
- Wang, G., and Sassa, K. 2003. Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69(1-2): 109-125. doi: 10.1016/s0013-7952(02)00268-5
- Zhan, T. L. T., and Ng, C. W. W. 2004. Analytical analysis of rainfall infiltration mechanism in unsaturated soils. *International Journal of Geomechanics*, 4(4): 273-284.



ประวัติผู้เขียน

นางสาวชลธิชา จีบตะคุ เกิดเมื่อวันที่ 9 พฤษภาคม พ.ศ. 2531 เริ่มศึกษาชั้นประถมที่โรงเรียนอนุศาสน์วิทยา ระดับประถมศึกษา 1-6 จังหวัดนครราชสีมา และเข้าศึกษาต่อที่โรงเรียนปทุมคงคาประชา
นิรมิต ระดับมัธยมศึกษา 1-6 และสำเร็จการศึกษาระดับปริญญาวิศวกรรมศาสตรบัณฑิต (วิศวกรรม
โยธา) มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี จังหวัดนครราชสีมา เมื่อปี พ.ศ.2555 และได้เข้าศึกษาต่อใน
ระดับปริญญาโท สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี โดยขณะศึกษาได้เป็นผู้ช่วย
วิจัย สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา วิชาปฏิบัติการปฐพีกลศาสตร์ ซึ่งได้นำความรู้ที่ใช้อยู่มาประยุกต์ใช้กับ
งานวิจัยได้เป็นอย่างดี ระหว่างการศึกษาระดับปริญญาโท มีผลงานวิชาการที่ได้รับการตีพิมพ์เผยแพร่ มี
รายละเอียดปรากฏดังภาคผนวก ก.

