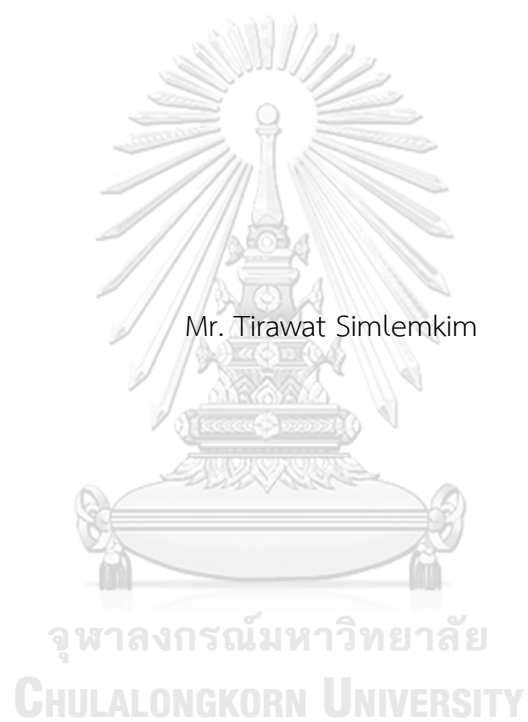


การวิเคราะห์ชั้นดินโดยการวิเคราะห์คลื่นผิวดินหลายโหมดแบบย้อนกลับ



วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา ภาควิชาวิศวกรรมโยธา
คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
ปีการศึกษา 2561
ลิขสิทธิ์ของจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

Determination of ground surface based on multimode inversion of surface waves



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

Department of Civil Engineering

Faculty of Engineering

Chulalongkorn University

Academic Year 2018

Copyright of Chulalongkorn University

หัวข้อวิทยานิพนธ์	การวิเคราะห์ชั้นดินโดยการวิเคราะห์คลื่นผิวดินหลายโหมด
	แบบย้อนกลับ
โดย	นายถิรวัฒน์ ชี้มเล่มกิม
สาขาวิชา	วิศวกรรมโยธา
อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก	รองศาสตราจารย์ ดร.ฐิรวัตร บุญญะฐี

คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย อนุมัติให้หัวข้อวิทยานิพนธ์ฉบับนี้เป็นส่วนหนึ่ง
ของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต

.....	คณบดีคณะวิศวกรรมศาสตร์
(ศาสตราจารย์ ดร.สุพจน์ เตชวรสินสกุล)	
คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์	
.....	ประธานกรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร.บุญชัย อุกฤษฏ์ชน)	
.....	อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก
(รองศาสตราจารย์ ดร.ฐิรวัตร บุญญะฐี)	
.....	กรรมการ
(ศาสตราจารย์ ดร.สุเชษฐ์ ลิขิตเลอสรวง)	
.....	กรรมการ
(ดร.วีรยุทธ โภมลาวาศ)	
.....	กรรมการภายนอกมหาวิทยาลัย
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สยาม ยิ้มศิริ)	

ธีรวัฒน์ ชัมเล่มกิม : การวิเคราะห์ชั้นดินโดยการวิเคราะห์คลื่นผิวดินหลายโหมดแบบย้อนกลับ. (Determination of ground surface based on multimode inversion of surface waves) อ.ที่ปรึกษาหลัก : รศ. ดร.ฐิรวัตร บุญญะฐิติ

งานวิจัยนี้ได้เสนอวิธีการสำรวจชั้นดินด้วยวิธีการตรวจวัดคลื่นผิวดินแบบพาสซีฟแบบใหม่ใช้ชื่อว่า Power of Phase (POP) และการวิเคราะห์แบบย้อนกลับที่คำนึงถึงผลการสั่นไหวของโหมดที่สูงขึ้นของคลื่นผิวดิน การสร้างเส้นโค้งการกระจายของความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธีการใหม่ไม่จำเป็นต้องหารากของสมการเบสเซลจึงไม่จำเป็นต้องใช้ปริพันธ์เชิงเส้นรอบรูปวงกลมที่มีสมมติฐานว่าทุกจุดบนเส้นรอบรูปวงกลมต้องหาค่าได้หรือในทางปฏิบัติคือ จำเป็นต้องมีจีโอโฟนเพื่อวัดการเคลื่อนที่ของผิวดินทุกจุดบนเส้นรอบรูปวงกลมเหมือนวิธีการที่ได้รับความนิยมในอดีต เช่น SPAC และ CCA เป็นต้น โดยหลักการการสร้างเส้นโค้งการกระจายด้วยวิธี POP คือการหาความสัมพันธ์ของเฟสของคลื่นผิวดินที่ได้จากการตรวจวัด จึงเป็นผลให้เส้นโค้งการกระจายที่คำนวณได้มีความซับซ้อนในการวิเคราะห์น้อยลงและมีความถูกต้องมากขึ้น

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยยังได้พัฒนาวิธีการวิเคราะห์แบบย้อนกลับที่คำนึงถึงผลของการสั่นไหวในโหมดที่สูงขึ้นของคลื่นผิวดิน ซึ่งทำให้สามารถวิเคราะห์ชั้นดินที่ความเร็วคลื่นเฉือนไม่ได้เพิ่มขึ้นตามความลึก ทั้งนี้ผู้วิจัยได้ทำการทวนสอบกระบวนการที่ได้พัฒนาขึ้นกับสัญญาณคลื่นที่สร้างจากแบบจำลองชั้นดินตามระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์และผลตรวจวัดคลื่นผิวดินในสนามที่มีโครงสร้างพื้นดินแตกต่างกัน ซึ่งพบว่าวิธี POP สามารถคำนวณเส้นโค้งการกระจายได้ใกล้เคียงกับเส้นโค้งการกระจายทางทฤษฎีมากกว่าวิธี SPAC และการวิเคราะห์แบบย้อนกลับที่คำนึงโหมดการสั่นไหวของคลื่นผิวดินโหมดที่สูงขึ้นแสดงแยกแยะโครงสร้างชั้นดินได้ละเอียดกว่าการวิเคราะห์จากการสั่นไหวในโหมดพื้นฐานอย่างเดียว

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

สาขาวิชา วิศวกรรมโยธา

ปีการศึกษา 2561

ลายมือชื่อนิสิต

ลายมือชื่อ อ.ที่ปรึกษาหลัก

6070426921 : MAJOR CIVIL ENGINEERING

KEYWORD: Shear wave velocity, Dispersion curve, Rayleigh, Power of phase, Microseism
 Tirawat Simlemkim : Determination of ground surface based on multimode inversion
 of surface waves. Advisor: Assoc. Prof. Tirawat Boonyatee, D.Eng.

A method for estimating the shear wave velocity profile of a ground from ambient vibrations on ground surface is developed in this study. The proposed method consists of an algorithm named the Power of Phase (POP) for determining the dispersion curve of surface waves and an inversion code for estimating the shear wave velocity profile which also consider higher modes of vibrations in addition to the fundamental one. The proposed method does not determine the dispersion curve from the Bessel's function and does not assume an infinite number of sensors, therefore, it is less complex and less prone to assumption artifacts when compared to other conventional methods such as SPAC or CCA. The multimodal inversion is vital when an observed vibration is dominated by higher modes e.g. when the ground stiffness does not monotonically increase with depth.

The proposed method is validated by finite element simulations and field measurements from 5 locations including cases of normally dispersive ground type, inversely dispersive ground type and un-ordered layered grounds. By comparing the estimated shear wave velocity profiles with the FEM models and site investigation reports, it can be verified that the predictions agree well with the validation data. In addition, the resolution and accuracy of predictions are enhanced when higher modes of vibration are considered in the inversion.

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
 CHULALONGKORN UNIVERSITY

Field of Study: Civil Engineering

Student's Signature

Academic Year: 2018

Advisor's Signature

กิตติกรรมประกาศ

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จลุล่วงด้วยความกรุณาจากรองศาสตราจารย์ ดร.ฐิรวัตร บุญญะฐิติ
อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ที่ได้ให้คำแนะนำ แนวคิด ตลอดจนแก้ไขข้อบกพร่องต่างๆมาโดยตลอด
จนวิทยานิพนธ์ฉบับนี้เสร็จสมบูรณ์ ผู้ศึกษาจนขอบพระคุณเป็นอย่างสูง

ขอขอบพระคุณศาสตราจารย์ ดร.สุเชษฐ์ ลิขิตเลอสรวง ที่ได้ให้โอกาสติดตามไปทำงานที่
จังหวัดน่าน เพื่อเก็บข้อมูลมาใช้ในการวิจัยครั้งนี้

ขอขอบพระคุณอาจารย์ ดร.วิริยทศ โกลมวิลาศ ที่ได้ให้คำแนะนำ และช่วยแก้ปัญหา

สุดท้ายขอขอบคุณเพื่อนนักวิจัยปริญญาโท-เอก ทุกท่านที่ได้ให้ความช่วยเหลือในงาน
วิทยานิพนธ์ฉบับนี้



ธิรวัฒน์ ชัมเล่มกิม

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

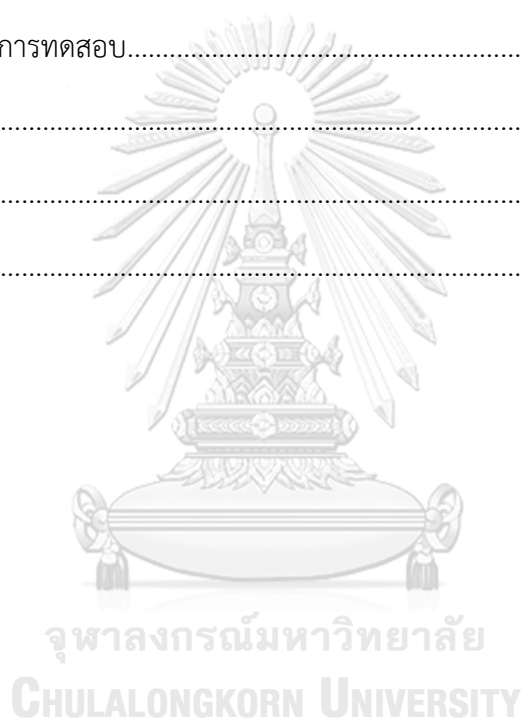
สารบัญ

	หน้า
.....	ค
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ค
.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	ง
กิตติกรรมประกาศ.....	จ
สารบัญ.....	ฉ
สารบัญตาราง.....	ญ
สารบัญรูป.....	ฎ
บทที่ 1 บทนำ.....	16
1.1 ที่มาและความสำคัญของปัญหา.....	16
1.2 วัตถุประสงค์.....	18
1.2.1 เพื่อพัฒนาวิธีการประเมินหน้าตัดชั้นดินจากการคำนวณแบบย้อนกลับโดยคำนึงถึง โหมดการสั่นของคลื่นผิวดินหลายโหมด.....	18
1.3 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับการศึกษา.....	19
1.3.1 วิธีการวิเคราะห์หน้าตัดชั้นดินจากคลื่นผิวดินที่มีความแม่นยำมากขึ้นกว่าวิธีที่มีอยู่ใน อดีต ซึ่งสามารถวิเคราะห์ชั้นดินที่มีลักษณะการเรียงตัวแบบไม่ปกติได้.....	19
1.3.2 ลดเวลาและค่าใช้จ่ายในการสำรวจชั้นดินสำหรับการออกแบบโครงสร้างด้านทาน แผ่นดินไหว หรือโครงสร้างรองรับเครื่องจักร.....	19
1.3.3 ลดเวลาและค่าใช้จ่ายในการประเมินสภาพชั้นดินเพื่อการจัดทำแผนที่เสี่ยงภัยและการ จัดการภัยแผ่นดินไหว.....	19
1.4 ขอบเขตการศึกษา.....	20

1.4.1	คลื่นผิวดินที่สนใจในงานวิจัยนี้คือคลื่นผิวดินในแนวตั้งซึ่งได้แก่ คลื่นเรย์ลี (Rayleigh waves) 20
1.4.2	การศึกษานี้ไม่คำนึงถึงสัญญาณรบกวน (Noise) ต่างๆ เช่น สัญญาณรบกวนจากสายส่งไฟฟ้า อุปกรณ์ในวงจรอิเล็กทรอนิกส์ 20
1.4.3	การศึกษานี้จะสมมติให้ชั้นดินมีการวางตัวเป็นแนวราบ (Horizontally layered grounds)..... 20
บทที่ 2	ทฤษฎีและการศึกษาคลื่นผิวดินในอดีต 21
2.1	คลื่นไหวสะเทือน (Seismic waves)..... 21
2.2	การเคลื่อนไหวของคลื่นกระจายตัว (Motion of dispersive waves)..... 25
2.3	ความเร็วกลุ่ม (Group velocity) 26
2.4	คลื่นผิว (Surface waves)..... 27
2.5	การวัดตรวจคลื่นผิวดิน (Measurement of surface waves)..... 29
2.5.1	ข้อมูลการสั่นไหว (Seismic data) 29
2.5.2	การวัดคลื่นผิวดิน (Surface wave acquisition)..... 31
2.6	การวิเคราะห์เชิงสเปกตรัมของคลื่นผิว (Spectral analysis of surface waves, SASW)... 31
2.7	วิธีสหสัมพันธ์ในตัวเชิงพื้นที่ (Spatial autocorrelation method, SPAC)..... 32
2.8	การวิเคราะห์คลื่นผิวดินด้วยวิธี SPAC ที่คำนึงถึงโหมดการสั่นไหวหลายโหมด 33
2.9	ปัญหาค่าลักษณะเฉพาะเรย์ลีในตัวกลางยืดหยุ่น (Rayleigh Eigenvalue problems in elastic media) 35
2.10	ความเร็วประสิทธิผลของคลื่นเรย์ลีในตัวกลางอีลาสติก (Effective Phase Velocity in Elastic Media)..... 38
บทที่ 3	ระเบียบวิธีการวิจัย 42
3.1	การพัฒนาวิธี Power of phase Modified wave number, and noise-to-signal power ratio 42
3.2	การตรวจสอบความถูกต้องวิธี Power of phase ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (Finite Element Method) บนตัวกลางกึ่งปริภูมิแบบอีลาสติก (Elastic Half-space) 46

3.2.1	ขั้นตอนการกำหนดรูปแบบเรขาคณิตของแบบจำลองดินในระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์	
		46
3.2.2	ขั้นตอนการสร้างโครงสร้างตาข่ายระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (Meshing).....	49
3.2.3	ขั้นตอนการสร้างคลื่นผิวดินแบบคลื่นตล (Impulse wave)	50
3.2.4	การกำหนดพารามิเตอร์และวิเคราะห์การคำนวณระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์	50
3.2.5	การเปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายด้วยวิธี POP กับเส้นโค้งการกระจายตามทฤษฎี (Theoretical Dispersion curve)	50
3.2.6	การเปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายด้วยระเบียบวิธี POP กับวิธี SPAC.....	51
3.3	การตรวจความถูกต้องจากการตรวจวัดในสนาม	52
3.3.1	เครื่องมือและอุปกรณ์.....	52
3.3.2	สถานที่ในการทดสอบ	53
3.4	การวิเคราะห์คลื่นผิวดินหลายโหมดแบบย้อนกลับ (Inverse analysis) เพื่อสร้างหน้าตัดชั้น ดิน ด้วยระเบียบวิธีที่ถูกพัฒนาขึ้น.....	58
3.4.1	หลักการการวิเคราะห์แบบย้อนกลับโดยคำนึงถึงโหมดที่สูงขึ้นของการสั่นไหวของคลื่น ผิวดิน	58
3.4.2	ตัวแปรที่จำเป็นในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับในงานวิจัยนี้	58
3.4.3	สมการวัตถุประสงค์ในการ Optimization ใน fmincon	59
3.4.4	ขอบเขตจำกัด (Bound constraints).....	59
3.4.5	กำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้น (Initial parameter) ในขั้นตอน Optimization	61
3.4.6	อัลกอริทึมที่ใช้ในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ	61
3.4.7	การวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นผิวดินสังเคราะห์จากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์.....	61
3.4.8	การกำหนดพารามิเตอร์ขอบเขตจำกัด.....	61
3.4.9	กำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้น	63
3.4.10	การวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นผิวดินจากการตรวจวัดจริง.....	64
บทที่ 4	ผลการทดสอบและการอภิปรายผล	72

4.1 ผลการวิเคราะห์ ความถูกต้องวิธี Power of phase ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (Finite Element Method) บนตัวกลางกึ่งปริภูมิแบบอีลาสติก (Elastic Half-space)	72
4.2 ผลการเปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายที่สร้างจากวิธี Power of Phase และวิธี Spatial Autocorrelation	74
4.3 ผลการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมดโดยใช้ข้อมูลจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์	77
4.3.1 ผลกระทบของการเลือกค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นต่อผลลัพธ์การวิเคราะห์แบบย้อนกลับ	79
4.4 ผลการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมดจากการตรวจวัดจริง	80
บทที่ 5 สรุปผลการทดสอบ	90
ภาคผนวก ก	92
บรรณานุกรม	98
ประวัติผู้เขียน	103



สารบัญตาราง

หน้า

ตารางที่ 2.1	ความเร็วคลื่นปฐมภูมิและทุติยภูมิของดินและหินในสภาพแห้ง (Foti et al. 2004)...	24
ตารางที่ 2.2	นิยามและความสัมพันธ์ระหว่างพารามิเตอร์ต่างๆ ในสมการคลื่น	25
ตารางที่ 3.1	คุณสมบัติชั้นดินแบบธรรมดาใช้ในการวิเคราะห์ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์.....	48
ตารางที่ 3.2	ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงที่ต้องการบันทึกข้อมูลการเคลื่อนที่ของลักษณะชั้นดินที่ 1.....	48
ตารางที่ 3.3	คุณสมบัติชั้นดินแบบย้อนใช้ในการวิเคราะห์ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์	49
ตารางที่ 3.4	ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงที่ต้องการบันทึกข้อมูลการเคลื่อนที่ของลักษณะชั้นดินที่ 2.....	49
ตารางที่ 3.5	คุณสมบัติชั้นดินแบบย้อนกลับใช้ในการวิเคราะห์ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์	50
ตารางที่ 3.6	ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงที่ต้องการบันทึกข้อมูลการเคลื่อนที่ของลักษณะชั้นดินที่ 3.....	50
ตารางที่ 3.7	คลื่นผิวดินที่สร้างจากการกำหนดการเคลื่อนที่.....	51
ตารางที่ 3.8	การตั้งค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ในการวิเคราะห์แบบจลน์	51
ตารางที่ 3.9	ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงของรูปแบบการตรวจวัดด้วยวิธี POP.....	52
ตารางที่ 3.10	สภาพชั้นดินที่ใช้ในการวิเคราะห์ POP และ SPAC	53
ตารางที่ 3.11	ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงของรูปแบบการตรวจวัดด้วยวิธี POP และ SPAC	53
ตารางที่ 3.12	พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของชั้นดินลักษณะที่ 1	63
ตารางที่ 3.13	พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของชั้นดินลักษณะที่ 2	63
ตารางที่ 3.14	พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของชั้นดินลักษณะที่ 3	63
ตารางที่ 3.15	พารามิเตอร์เริ่มต้นของชั้นดินลักษณะที่ 1	64
ตารางที่ 3.16	พารามิเตอร์เริ่มต้นของชั้นดินลักษณะที่ 2	64
ตารางที่ 3.17	พารามิเตอร์เริ่มต้นของชั้นดินลักษณะที่ 3	64
ตารางที่ 3.18	พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของการทดสอบที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.....	65
ตารางที่ 3.19	พารามิเตอร์เริ่มต้นของการทดสอบที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย	65



จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

สารบัญรูป

หน้า

รูปที่ 2.1 ทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่นอัด คลื่นเฉือน และการสั่นไหวของอนุภาคตัวกลาง	23
รูปที่ 2.2 อัตราส่วนความเร็วคลื่นปฐมภูมิต่อความเร็วคลื่นทุติยภูมิเมื่ออัตราส่วนปัวซองเปลี่ยนแปลงไป (Foti et al. 2004).....	23
รูปที่ 2.3 สมการคลื่นตามฟังก์ชันของเวลาและระยะทาง (Foti et al. 2004).....	24
รูปที่ 2.4 ความแตกต่างระหว่างความเร็วเฟส (c_0) และความเร็วกลุ่ม (c_g) (Foti et al. 2004).....	28
รูปที่ 2.5 รูปแบบการแพร่กระจายของคลื่นผิวดินเรย์ลีที่เกิดจากแหล่งกำเนิดคลื่นในทิศทางตั้ง (Foti et al. 2004).....	29
รูปที่ 2.6 รูปแบบการเคลื่อนที่ของคลื่นเรย์ลีที่มีฮาร์โมนิคต่างกันสองฮาร์โมนิคเมื่อเดินทางผ่านชั้นดินสามชั้น (Foti et al. 2004).....	29
รูปที่ 2.7 กราฟการสั่นไหวที่ได้จากการตรวจวัดในตำแหน่งต่างๆ (Foti et al. 2004).....	30
รูปที่ 2.8 การทดลองวัดการสั่นไหวจากคลื่นผิวดิน ก) ลักษณะของคลื่นประเภทต่างๆ ที่ปรากฏบนกราฟเมื่อพล็อตกราฟการสั่นไหวจากเซนเซอร์รวมกัน ข) กราฟการสั่นไหวแบบ wiggle และแบบความหนาแน่นจากแต่ละเซนเซอร์ ค) กราฟการสั่นไหวแบบ wiggle และแบบความหนาแน่นเมื่อพล็อตรวมกัน (Foti et al. 2004).....	31
รูปที่ 2.9 การทดสอบ SASW แบบ ก) จุดกึ่งกลางตัวรับสัญญาณร่วม และ ข) แหล่งกำเนิดคลื่นร่วม (Foti et al. 2004).....	32
รูปที่ 3.1 ความต่างเฟส (ก) ตามเส้นรอบรูปของวงกลม (ข) เฟสที่ได้จากการบันทึกคลื่นจากเซนเซอร์	43
รูปที่ 3.2 จีไอโฟนย่านความถี่ 2 Hz.....	54
รูปที่ 3.3 National Instrument Interface (NI cRIO 9063)	54
รูปที่ 3.4 National Instrument Module (NI9234).....	54
รูปที่ 3.5 ข้างหอประชุมจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.....	55
รูปที่ 3.6 แผนที่ ถนนปาดอง-กมลา ตำบลกมลา อำเภอกะทู้ จังหวัดภูเก็ต.....	56

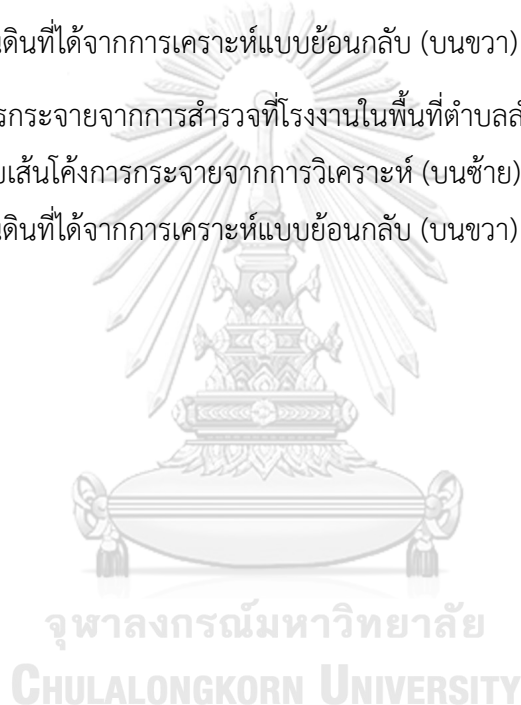
รูปที่ 3.7 ตำแหน่งในการทำการทดสอบ POP	56
รูปที่ 3.8 ต.บ่อเกลือเหนือ อ.บ่อเกลือ จ.น่าน	57
รูปที่ 3.9 โครงการก่อสร้างใน ตำบลท่าข้าม อำเภอบางปะกง จังหวัดฉะเชิงเทรา.....	58
รูปที่ 3.10 สถานที่ตั้งโรงงานในพื้นที่ ตำบลลำไทร อำเภอยางน้อย จังหวัดพระนครศรีอยุธยา.....	58
รูปที่ 3.11 แผนภาพแสดงระบบการวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นหลายโหมด	61
รูปที่ 4.1 เส้นโค้งการกระจายของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โหมดหลัก และเส้นโค้งการกระจาย ประสิทธิผลของชั้นดินลักษณะที่ 1	73
รูปที่ 4.2 เส้นโค้งการกระจายของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โหมดหลัก และเส้นโค้งการกระจาย ประสิทธิผลของชั้นดินลักษณะที่ 2	74
รูปที่ 4.3 เส้นโค้งการกระจายของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โหมดหลัก และเส้นโค้งการกระจาย ประสิทธิผลของชั้นดินลักษณะที่ 3	75
รูปที่ 4.4 เส้นโค้งการกระจายที่สร้างจากวิธี Power of Phase และวิธี SPAC แบบ 3 เซนเซอร์ โดย ใช้ความละเอียดของโครงสร้างตาข่าย 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05 และ 0.008	76
รูปที่ 4.5 เส้นโค้งการกระจายที่สร้างจากวิธี Power of Phase และวิธี SPAC แบบ 6 เซนเซอร์ โดย ใช้ความละเอียดของโครงสร้างตาข่าย 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05 และ 0.008	76
รูปที่ 4.6 เส้นโค้งการกระจายของชั้นดินแบบเป็นเนื้อเดียวกัน (Homogeneous Layer) จากการ วิเคราะห์คลื่นผิวดินในระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โดยการเปรียบเทียบวิธี POP และ SPAC ที่มี จำนวนเซนเซอร์ในการตรวจวัดแตกต่างกัน 5 ค่า คือ 3, 6, 12, 24 และ 48 เซนเซอร์.....	77
รูปที่ 4.7 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับเส้นโค้งทฤษฎี (บนขวา) แสดง ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับชั้นดินในแบบจำลองระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ (บน ซ้าย) และแสดงค่า misfit ของการวิเคราะห์ที่รอบต่างๆ ของชั้นดินลักษณะที่ 1 (ล่าง).....	78
รูปที่ 4.8 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับเส้นโค้งทฤษฎี (บนขวา) แสดง ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับชั้นดินในแบบจำลองระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ (บน ซ้าย) และแสดงค่า misfit ของการวิเคราะห์ที่รอบต่างๆ ของชั้นดินลักษณะที่ 2 (ล่าง).....	79
รูปที่ 4.9 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับเส้นโค้งทฤษฎี (บนขวา) แสดง ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับชั้นดินในแบบจำลองระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ (บน ซ้าย) และแสดงค่า misfit ของการวิเคราะห์ที่รอบต่างๆ ของชั้นดินลักษณะที่ 3 (ล่าง).....	80

รูปที่ 4.19 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST10 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง) 87

รูปที่ 4.20 เส้นโค้งการกระจายจากการสำรวจที่จังหวัดน่านกับ เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง) 88

รูปที่ 4.21 เส้นโค้งการกระจายจากการสำรวจที่โครงการก่อสร้างใน ตำบลท่าข้าม อำเภอบางปะกง จังหวัดฉะเชิงเทรากับเส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จาก ข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง) .. 89

รูปที่ 4.22 เส้นโค้งการกระจายจากการสำรวจที่โรงงานในพื้นที่ตำบลลำไทร อำเภอวังน้อย จังหวัด พระนครศรีอยุธยา กับเส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จาก ข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง) .. 90



บทที่ 1

บทนำ

1.1 ที่มาและความสำคัญของปัญหา

คลื่นผิวดิน (Surface wave) เข้ามามีบทบาทสำคัญในงานวิศวกรรมปฐพีเพื่อใช้ในการประเมินโครงสร้างชั้นดินก่อนงานก่อสร้างโครงสร้างใต้ดิน เนื่องจากวิธีคลื่นผิวเป็นวิธีที่ไม่รบกวนชั้นดิน (Noninvasive technique) และสามารถแยกแยะชั้นดินได้ตั้งแต่ระดับมิลลิเมตร เช่น การตรวจสอบความผิดปกติของวัสดุ โดยใช้คลื่นผิวอัลตราโซนิก เป็นต้น จนถึงระดับชั้นแมนเทิล โดยหลักการของวิธีคลื่นผิวประกอบด้วยขั้นตอน 3 ขั้นตอนคือ 1) การวัดการสั่นไหวของคลื่นผิวในสนาม 2) การสร้างเส้นโค้งการกระจาย (Dispersion curve) จากการวิเคราะห์คลื่นผิวดิน 3) การสร้างแบบจำลองและใช้วิธีการแก้ปัญหาแบบย้อนกลับ (Inversion method) เพื่อหาโครงสร้างชั้นดิน และโปรไฟล์ความเร็วคลื่นเฉือน (Shear wave velocity profile)

การวัดการสั่นไหวของคลื่นผิวดินในสนามแบ่งออกเป็นสองประเภทคือ การทดสอบแบบแอ็กทีฟ (Active) และ การทดสอบแบบพาสซีฟ (Passive) สำหรับการทดสอบแบบแอ็กทีฟจะวัดการสั่นไหวของผิวดินจากการให้พลังงานที่ผิวดิน เช่นการใช้ค้อนตีที่ขอนไม้ที่วางอยู่บนผิวดิน วิธีแบบแอ็กทีฟที่ถูกเสนอในยุคแรกๆ มีตัวอย่างเช่น วิธีวิเคราะห์สเปกตรัมของคลื่นผิวดิน (Spectral analysis of surface waves, SASW) (Nazarian, Stokoe, & Hudson 1983; Stokoe, Wright, Bay, & Roesset 1994) ซึ่งได้มีการพัฒนาต่อมาให้สามารถวิเคราะห์ผลจากเซนเซอร์ที่มีจำนวนมากขึ้นเช่น วิธีวิเคราะห์สเปกตรัมของคลื่นผิวดินจากหลายช่องสัญญาณ (Multi-channel Analysis of Surface Waves, MASW) (Choon B. Park, Miller, & Xia, 1999) ซึ่งต้องใช้เซนเซอร์จำนวน 24 ~ 48 ตัววางเรียงเป็นแนวเส้นตรง

การวัดคลื่นผิวดินแบบพาสซีฟ จะวัดการสั่นไหวของตามธรรมชาติ (Ambient vibration) ซึ่งมีความยาวคลื่นตั้งแต่ 10 เมตร ถึงหลายกิโลเมตร (Okada, 2003) ซึ่งมีค่ามากกว่าความยาวคลื่นที่ตรวจวัดได้ในวิธีแบบแอ็กทีฟมากเนื่องจากความลึกที่สามารถแปรผลได้จากการวิเคราะห์จะเพิ่มขึ้นตามความยาวคลื่นที่ตรวจวัดได้ วิธีการนี้จึงมีประโยชน์ต่อการสำรวจชั้นดินขนาดลึกหรือการประเมินโครงสร้างทางธรณีขนาดใหญ่ (Arai & Tokimatsu 2005; García-Jerez et al. 2007)

วิธีการจัดเรียงเซนเซอร์แบบพาสซีฟที่ได้รับความนิยมมากที่สุดคือการจัดเรียงเซนเซอร์ตามเส้นรอบรูปของวงกลม แล้วนำไปวิเคราะห์หาเส้นโค้งการกระจายด้วยวิธี *Spatial Auto-*

Correlation, SPAC (Aki, 1957) และวิธีที่พัฒนาต่อจาก SPAC เช่น *Extended Spatial Auto-Correlation (ESPA)* (Asten 1984; Capon 1969; Luo 2008; Park & Miller 2008)

นอกจากการตรวจวัดตามเส้นรอบรูปของวงกลมแล้วยังมีรูปแบบการการจัดเรียงเซนเซอร์รูปแบบอื่นๆ การจัดเรียงเซนเซอร์รูปวงกลมหลายรูปซ้อนกัน การจัดเรียงในรูปแบบที่ไม่ปกติ การจัดเรียงแบบเชิงเส้นและอื่นๆ (Cho, Tada, & Shinozaki 2006; Nakamura 1989) เป็นต้น

ทั้งนี้งานวิจัยที่ได้ถูกกล่าวถึงข้างต้นเป็นการวิเคราะห์คลื่นผิวดินจากโหมดหลักมูล (Fundamental mode) เพียงอย่างเดียว ซึ่งเหมาะสมกับชั้นดินที่มีการกระจายของความเร็วแบบปกติ (Normally dispersive ground) หรือชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นเพิ่มขึ้นตามความลึกของชั้นดิน เพราะพลังงานส่วนใหญ่จะอยู่กระจุกตัวอยู่ในโหมดการสั่นหลักมูลเพียงโหมดเดียว

เมื่อชั้นดินมีลักษณะการเรียงตัวไม่ตรงแบบ (Irregular dispersive ground) เช่น ชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นเหมือนแปรผกผันกับความลึก (Inversely dispersive ground) พลังงานการสั่นจะกระจายไปอยู่ในโหมดอื่นๆ ที่สูงขึ้น (Higher modes of vibrations) ดังนั้นจึงจำเป็นต้องคำนึงถึงโหมดการสั่นเหล่านั้นในการวิเคราะห์ด้วย (Gucunski & Woods 1992; Tokimatsu, Tamura, & Kojima 1992) (Asten & Robert 2006; Foti et al. 2004; Ohori, Nobata, & Wakamatsu 2002; Tokimatsu 1997) โดย Luo, Xia, Liu; Liu & Xu (2007) ได้แสดงให้เห็นว่าเมื่อวิเคราะห์คลื่นผิวดินโดยคำนึงถึงโหมดการสั่นที่สูงขึ้นจะช่วยเพิ่มความละเอียดในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับได้

ในงานวิจัยนี้ได้เสนอวิธีการสร้างเส้นโค้งการกระจายจากวิเคราะห์เฟสของคลื่นผิวดินแทนการใช้เบสเซลฟังก์ชัน (Bessel's function) และการหาคอนทัวร์อินทิกรัลเชิงวงกลม (Circular contour integral) โดยการหาความสัมพันธ์โดยตรงจากกำลังของเฟสของสัญญาณ (Power of Phase, POP) จึงทำให้ง่ายต่อการคำนวณเมื่อเทียบกับวิธีสัญญาณเช่น SPAC (Aki, 1957) และ CCA (Cho et al. 2004)

1.2 วัตถุประสงค์

- 1.2.1 เพื่อพัฒนาวิธีการประเมินหน้าตัดชั้นดินจากการคำนวณแบบย้อนกลับโดยคำนึงถึงโหมดการสั่นของคลื่นผิวดินหลายโหมด



- 1.3 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับการศึกษา
 - 1.3.1 วิธีการวิเคราะห์หน้าตัดชั้นดินจากคลื่นผิวดินที่มีความแม่นยำมากขึ้นกว่าวิธีที่มีอยู่ในอดีต ซึ่งสามารถวิเคราะห์ชั้นดินที่มีลักษณะการเรียงตัวแบบไม่ปกติได้
 - 1.3.2 ลดเวลาและค่าใช้จ่ายในการสำรวจชั้นดินสำหรับการออกแบบโครงสร้างด้านทานแผ่นดินไหวหรือโครงสร้างรองรับเครื่องจักร
 - 1.3.3 ลดเวลาและค่าใช้จ่ายในการประเมินสภาพชั้นดินเพื่อการจัดทำแผนที่เสี่ยงภัยและการจัดการภัยแผ่นดินไหว



1.4 ขอบเขตการศึกษา

- 1.4.1 คลื่นผิวดินที่สนใจในงานวิจัยนี้คือคลื่นผิวดินในแนวตั้งซึ่งได้แก่ คลื่นเรย์ลี (Rayleigh waves)
- 1.4.2 การศึกษานี้ไม่คำนึงถึงสัญญาณรบกวน (Noise) ต่างๆ เช่น สัญญาณรบกวนจากสายส่งไฟฟ้า อุปกรณ์ในวงจรอิเล็กทรอนิกส์
- 1.4.3 การศึกษานี้จะสมมติให้ชั้นดินมีการวางตัวเป็นแนวนราบ (Horizontally layered grounds)



บทที่ 2

ทฤษฎีและการศึกษาคลิ้นผิวดินในอดีต

2.1 คลื่นไหวสะเทือน (Seismic waves)

คลื่นไหวสะเทือนในดินประกอบด้วยคลื่น 2 ประเภทหลัก คือ คลื่นที่เดินทางในเนื้อดิน (Body waves) และคลื่นที่เดินทางบนผิวดินหรือรอยต่อระหว่างชั้นดิน (Guided waves) คลื่นที่เดินทางในเนื้อดินประกอบด้วยคลื่นสองชนิด คือ 1. คลื่นอัดหรือคลื่นตามยาว (Compressional or Longitudinal waves) หรือเรียกว่าคลื่นปฐมภูมิ (Primary waves or P-waves) คลื่นปฐมภูมิเป็นคลื่นที่มีความเร็วสูงที่สุด สามารถเดินทางผ่านได้ทั้งตัวกลางของเหลวและของแข็ง โดยอนุภาคตัวกลางจะสั่นไหวในทิศทางเดียวกับการเคลื่อนที่ของคลื่นดังแสดงใน

รูปที่ 2.1(ก) และคลื่นเฉือนหรือคลื่นตามขวาง (Shear or Transversal waves) หรือเรียกว่าคลื่นทุติยภูมิ (Secondary waves or S-waves) ซึ่งไม่สามารถแพร่กระจายผ่านตัวกลางที่เป็นของเหลวได้ เนื่องจากโมดูลัสเฉือนของของเหลวมีค่าต่ำมาก โดยอนุภาคตัวกลางจะสั่นไหวในทิศทางตั้งฉากกับทิศทางของการเคลื่อนที่ของคลื่น

รูปที่ 2.1 (ข) ความเร็วของคลื่นที่เดินทางผ่านตัวกลางสามารถหาได้จากสมการต่อไปนี้

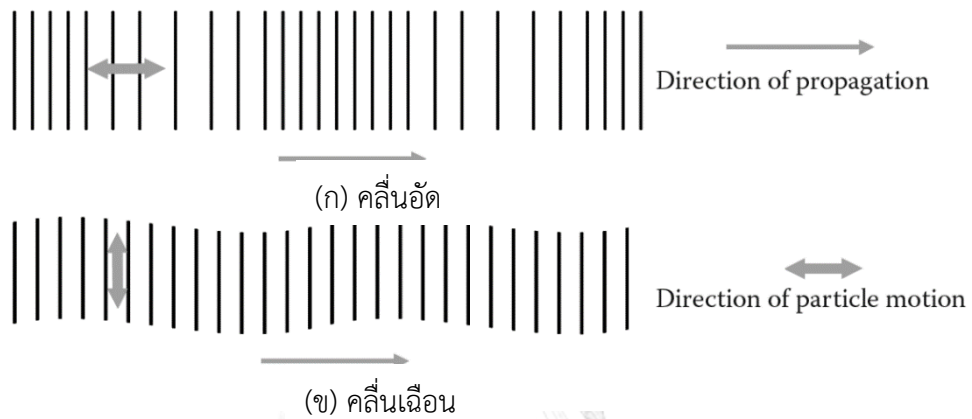
$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$
(2.1)

โดย V_p คือ ความเร็วคลื่นปฐมภูมิ (Primary wave velocity)
 V_s คือ ความเร็วคลื่นทุติยภูมิ (Secondary wave velocity)
 λ, μ คือ ค่าคงที่ของลามีตัวที่หนึ่งและสอง (The first and second Lamé's constants)
 ρ คือ ความหนาแน่นของตัวกลาง (Density)

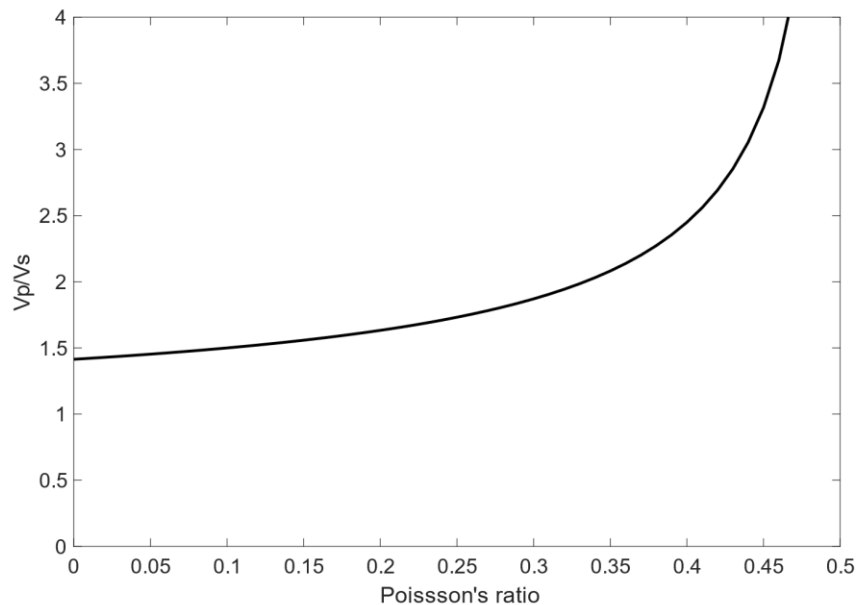
จากสมการที่ 2.1 อัตราส่วนระหว่าง V_p และ V_s สามารถแสดงให้อยู่ในรูปของอัตราส่วน
ปัวซอง Poisson's ratio (ν) ดังนี้

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\mu} = \frac{2(1-\nu)}{1-2\nu} > 1 \quad (2.2)$$



รูปที่ 2.1 ทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่นอัด คลื่นเฉือน และการสั่นไหวของอนุภาคตัวกลาง

(Foti et al. 2004)



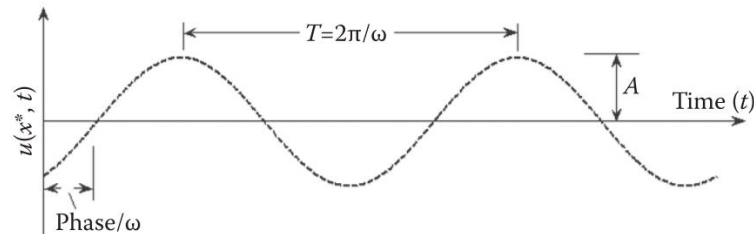
รูปที่ 2.2 อัตราส่วนความเร็วคลื่นปฐมภูมิต่อความเร็วคลื่นทุติยภูมิเมื่ออัตราส่วนปัวซองเปลี่ยนแปลงไป (Foti et al. 2004)

สมการที่ 2.2 แสดงให้เห็นว่า V_p มากกว่า V_s เสมอ และเมื่อรู้ค่าความเร็วคลื่นปฐมภูมิ V_p และอัตราส่วนปัวซอง U จะสามารถประเมินหาค่าความเร็วคลื่นเฉือน V_s ได้ แต่การประเมินความเร็วคลื่นเฉือนจากความเร็วคลื่นปฐมภูมิและอัตราส่วนปัวซองจะมีความคลาดเคลื่อนมากเมื่อดินมีความชื้นสูง เนื่องจากความเร็วคลื่นปฐมภูมิแปรผันตามปริมาณน้ำในเม็ดดิน และเมื่อดินอิ่มตัวด้วยน้ำความเร็วคลื่นปฐมภูมิจะลู่เข้าสู่ 1500 m/s ซึ่งเป็นความเร็วคลื่นอัดในน้ำ ในทำนองเดียวกันอัตราส่วนปัวซองจะลู่เข้าสู่ 0.5 เป็นผลทำให้อัตราส่วนความเร็วคลื่นปฐมภูมิต่อความเร็วคลื่นทุติยภูมิที่คำนวณตามสมการที่ 2.2 มีค่าลู่สู่นันต์ดังแสดงในรูปที่ 2.2 ความเร็วคลื่นปฐมภูมิ คลื่นทุติยภูมิและอัตราส่วนปัวซองในชั้นดินและหินที่พบบ่อยๆ ได้แสดงไว้ในตารางที่ 2.1

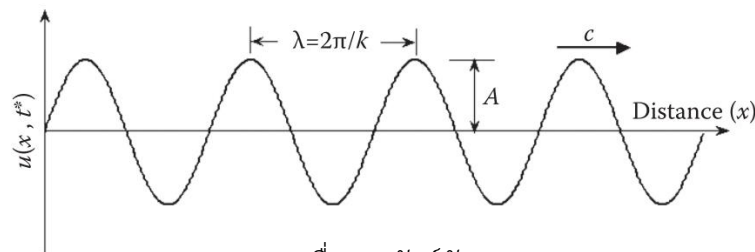
ตารางที่ 2.1 ความเร็วคลื่นปฐมภูมิและทุติยภูมิของดินและหินในสภาพแห้ง (Foti et al. 2004)

<i>Geomaterial</i>	V_p (m/s)	V_s (m/s)	<i>Poisson's ratio</i>
Crystalline rocks	4000-6500	2500-3500	0.20-0.30
Calcareous fractured rocks	1600-3000	1000-1500	0.20-0.30
Soft rocks, very dense gravels	800-2000	500-1000	0.20-0.30
Medium to dense gravels	650-1500	400-800	0.20-0.30
Medium to dense sands	350-750	200-400	0.20-0.30

NC clays and silts	250-500	150-300	0.15-0.25
Very soft clays	80-200	50-100	0.15-0.25



(ก) คลื่นตามฟังก์ชันของเวลา



(ข) คลื่นตามฟังก์ชันของระยะทาง

รูปที่ 2.3 สมการคลื่นตามฟังก์ชันของเวลาและระยะทาง (Foti et al. 2004)

การสั่นไหวของคลื่นฮาร์โมนิก (Harmonic waves) สามารถเขียนได้ดังสมการที่(2.3) เมื่อพิจารณาอนุภาคที่ตำแหน่ง x^* บนตัวกลางที่คลื่นแพร่กระจายผ่าน จะสามารถสร้างสมการคลื่นซึ่งเป็นฟังก์ชันของเวลาได้ดังแสดงในรูปที่ 2.3(ก) โดยที่คาบ (Period, T) คือ ระยะเวลาระหว่างสองจุดที่มีเฟสตรงกัน เช่น ระยะเวลาระหว่างจุดยอดคลื่นหนึ่งไปอีกจุดยอดคลื่นหนึ่ง โดยส่วนกลับของคาบเรียกว่าความถี่ (Frequency, $f = \frac{1}{T}$) ซึ่งมีความสัมพันธ์กับความถี่เชิงมุมจากความสัมพันธ์ $\omega = 2\pi f$ และเมื่อพิจารณาลูกคลื่นที่เวลา t^* จะสามารถสร้างสมการคลื่นซึ่งเป็นฟังก์ชันของระยะทางดังแสดงในรูปที่ 2.3(ข) โดยที่ความยาวคลื่น (Wavelength, λ) มีความเชื่อมโยงกับเลขคลื่น (Wavenumber, k) ตามสมการ $k = 2\pi / \lambda$

$$u(x, t) = A \sin(kx - \omega t) \quad (2.3)$$

โดย $u(x, t)$ คือ การเคลื่อนที่ของอนุภาคตัวกลาง

ตารางที่ 2.2 นิยามและความสัมพันธ์ระหว่างพารามิเตอร์ต่างๆ ในสมการคลื่น

Symbol	Definition	Dimension	SI unit
--------	------------	-----------	---------

Temporal parameters	T	Period	[time]	[s]
	f	Frequency	[1/time]	[Hz=1/s]
	ω	Angular frequency	[1/time]	[rad/s]
Spatial parameters	λ	Wavelength	[length]	[m]
	k	Wavenumber	[1/length]	[rad/m]
Other parameters	c	Phase velocity	[length/time]	[m/s]
	A	Amplitude	[length]	[m]
Relationships	$c = \omega / k = \lambda / T = \lambda f$ $\omega = 2\pi f = 2\pi / T$			

2.2 การเคลื่อนไหวของคลื่นกระจายตัว (Motion of dispersive waves)

การเคลื่อนไหวของคลื่นโดยทั่วไปสามารถอธิบายได้ด้วยสมการคลื่นไฮเพอร์โบลิก (Hyperbolic waves) แต่เมื่อความเร็วเฟสไม่คงที่และแปรผันตามเลขคลื่น (Wavenumber) จะเรียกคลื่นชนิดนี้ว่าคลื่นกระจายตัว การสั่นไหวของคลื่นกระจายเชิงเส้น, $\phi(x, t)$ สามารถอธิบายได้ด้วยสมการ

$$\phi(x, t) = A \cdot e^{i[kx - \omega(k)t]} \quad (2.4)$$

โดย A คือ แอมพลิจูดของคลื่น

$\omega(k)$ คือ ความเร็วเชิงมุม ซึ่งเป็นฟังก์ชันของเลขคลื่น k

k คือ เลขคลื่น (wavenumber)

ความเร็วเฟสคือความเร็วของหน้าคลื่น โดยหน้าคลื่นหมายถึงแนวของจุดบนตัวกลางที่มีเฟสในการสั่นเท่ากัน ซึ่งเขียนเป็นสมการได้ว่า

$$[kx - \omega(k)t] = \text{constant} \quad (2.5)$$

และความเร็วเฟส c_0 มีค่าดังนี้

$$c_0 = \frac{dx}{dt} = \frac{w(k)}{k} \quad (2.6)$$

สมการที่ (2.5) แสดงให้เห็นว่า ความเร็วเฟสมีค่าขึ้นอยู่กับเลขคลื่น (Wavenumber, k) ดังนั้นคลื่นที่มีเลขคลื่นต่างๆ จะกระจายตัว (Disperse) ในระหว่างการแพร่กระจายผ่านตัวกลาง เนื่องจากคลื่นต่างๆ นั้นเดินทางด้วยความเร็วเฟสที่แตกต่างกัน

สำหรับปัญหาแบบเชิงเส้นนั้น พฤติกรรมการเคลื่อนที่ของคลื่นที่เกิดจากการทับซ้อนกันของคลื่นที่มีความเร็วเฟสแตกต่างกันจะแสดงด้วยสมการปริพันธ์ของฟูเรียร์ (Fourier integral) ได้ดังนี้

$$\phi(x,t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A(k) \cdot e^{i[kx - \omega(k)t]} dk \quad (2.7)$$

2.3 ความเร็วกลุ่ม (Group velocity)

ความเร็วกลุ่มซึ่งถูกอธิบายครั้งแรกโดย Stokes (1880) ด้วยนิยามที่แสดงตามสมการ

$$c_g = \frac{dw(k)}{dk} = c_0 + k \frac{dc_0}{dk} \quad (2.8)$$

โดยพิสูจน์จากการสมมติให้ $f(x,t)$ เป็นการซ้อนทับกันของคลื่นเดี่ยวสองคลื่นที่มีเลขคลื่นและความถี่แตกต่างกันเล็กน้อย ซึ่งเขียนได้ตามสมการที่ (2.9)

$$\phi(x,t) = A \sin(k_1 x - \omega_1 t) + A \sin(k_2 x - \omega_2 t) \quad (2.9)$$

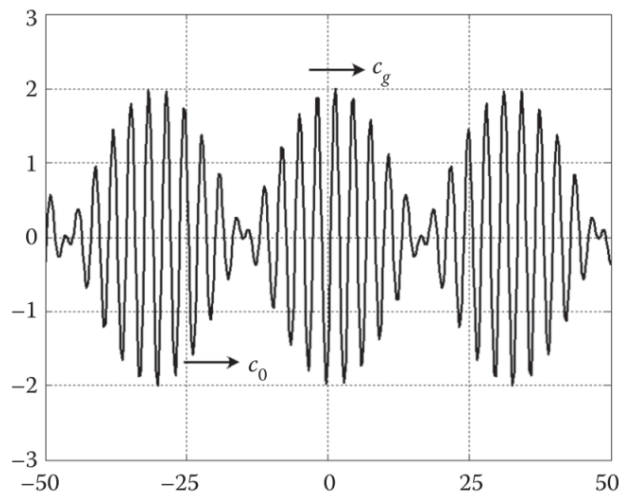
เมื่อกำหนดให้

$$\begin{aligned} k_m &= \frac{k_1 + k_2}{2}, & \omega_m &= \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} \\ \Delta k &= \frac{k_1 - k_2}{2}, & \Delta \omega &= \frac{\omega_1 - \omega_2}{2} \end{aligned} \quad (2.10)$$

จะสามารถจัดรูปสมการที่ (2.8) ใหม่ให้อยู่ในรูป

$$\phi(x, t) = 2A \cos(\Delta kx - \Delta \omega t) \cdot \sin(k_m x - \omega_m t) \quad (2.11)$$

สมการ (2.11) แสดงให้เห็นว่าคลื่นที่แพร่กระจายผ่านตัวกลาง ประกอบด้วยคลื่นพาหะ (Carrier wave) ที่เคลื่อนที่ด้วยความเร็วเฟส $c_0 = \frac{\omega_m}{k_m}$ และสิ่งหุ้มคลื่น (Wave envelop) ที่เดินทางด้วยความเร็วกลุ่ม $c_g = \frac{D\omega}{Dk}$ ยกตัวอย่างเช่น เมื่อกำหนดให้ $A = 1$, $Dk = 10^{-1}$, $D\omega t = 10^{-1}$, $k_m = 2$ จะสามารถแสดงรูปคลื่นจากสมการที่ (2.11) ดังรูปที่ 2.4



รูปที่ 2.4 ความแตกต่างระหว่างความเร็วเฟส (c_0) และความเร็วกลุ่ม (c_g) (Foti et al. 2004)

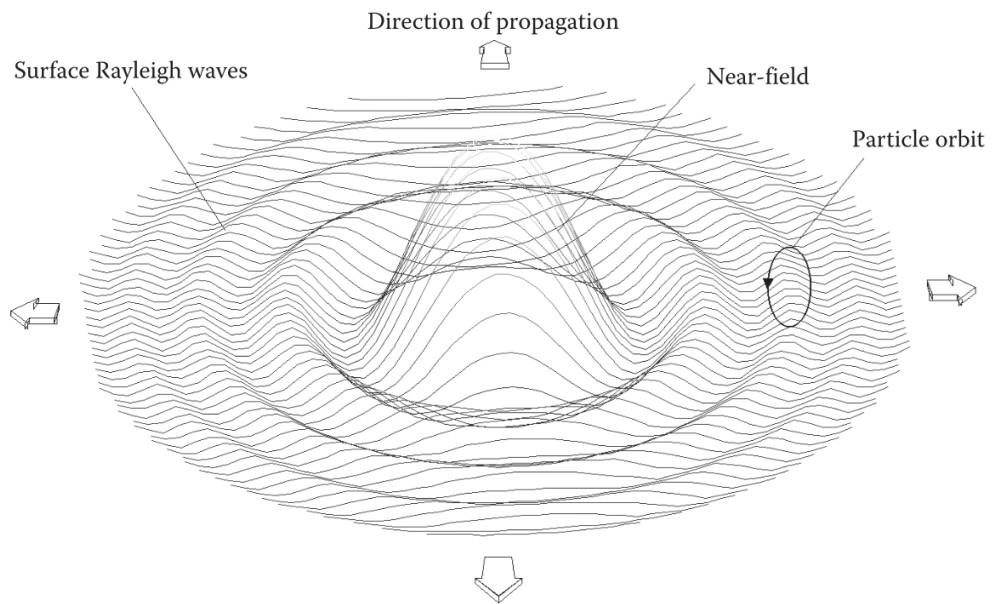
2.4 คลื่นผิว (Surface waves)

คลื่นผิวหรือคลื่นพื้นผิว (Surface waves) มีรูปแบบการแพร่กระจายเป็นแบบสองมิติไปตามผิวดิน พลังงานส่วนใหญ่ของคลื่นจะรวมตัวกันอยู่ภายในระยะหนึ่งเท่าของความยาวคลื่นเมื่อวัดจากผิวดิน (Achenbach 1984) เมื่อเปรียบเทียบกับคลื่นปฐมภูมิและทุติยภูมิซึ่งหน้าคลื่นแพร่กระจาย

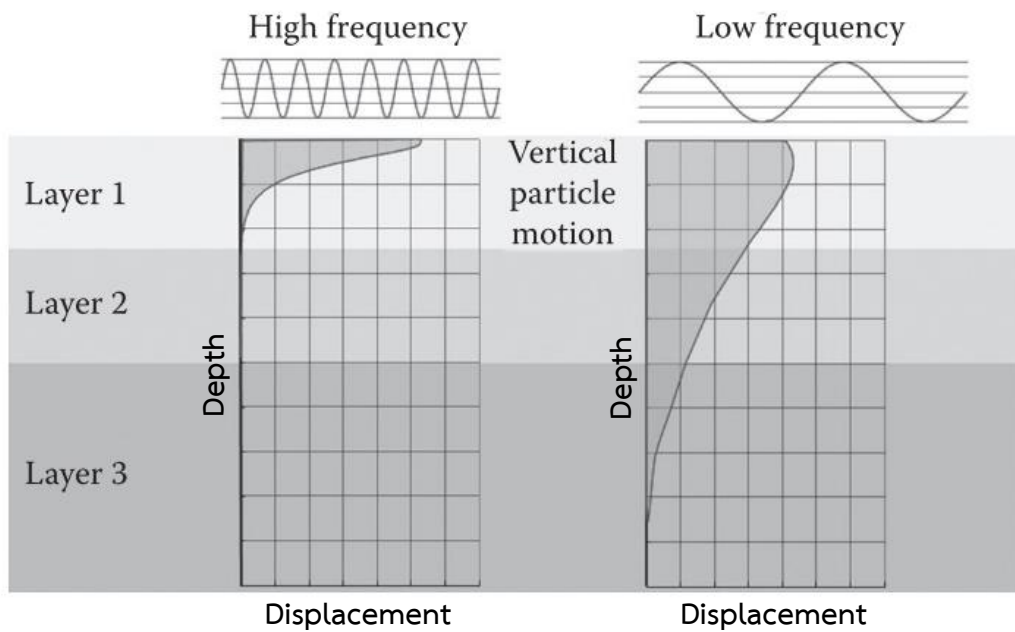
ออกไปเป็นทรงกลมทั้งในแนวราบและในแนวลึก จึงพบว่าอัตราการลดลงของพลังงานต่อระยะทางของคลื่นผิวมีค่าน้อยกว่าคลื่นในตัวกลางมาก ยกตัวอย่างเช่น คลื่นเรย์ลี (Rayleigh waves) (Whitham 1999) ที่เกิดจากแหล่งกำเนิดคลื่นเชิงเส้น (Line source) ในกึ่งปริภูมิแบบยืดหยุ่นเอกพันธ์ (Homogeneous elastic half-space) จะไม่มีการสูญเสียพลังงานตามระยะทาง สำหรับแหล่งกำเนิดคลื่นแบบจุด (Point Source) อัตราการลดลงของพลังงานจะเป็นสัดส่วนกับส่วนกลับของรากที่สองของระยะทางจากจุดกำเนิดคลื่น (Ewing et al. 1957) ดังนั้นในระยะทาง 1 ถึง 2 เท่าของความยาวคลื่นจากจุดกำเนิด คลื่นปฐมภูมิและทุติยภูมิจะมีพลังงานลดลงเป็นส่วนกลับของเอ็กโพเนนเชียลของระยะการเดินทางของคลื่น

คลื่นเรย์ลีที่มีขนาดใหญ่ (ความยาวคลื่นมาก) จะเดินทางผ่านตัวกลางในช่วงความลึกตั้งแต่ผิวดินถึงความลึกใกล้เคียงกับความยาวคลื่น และเนื่องจากความยาวคลื่น / ส่วนใหญ่จะแปรผกผันกับความถี่ f จึงสรุปได้ว่าคลื่นความถี่สูงจะเกี่ยวข้องกับคุณสมบัติของชั้นดินในช่วงตื้นๆ ส่วนคลื่นความถี่ต่ำจะมีความสัมพันธ์กับคุณสมบัติของชั้นดินในช่วงที่ลึกลงไปดังแสดงที่รูปที่ 2.6

รูปที่ 2.6 ด้านซ้ายแสดงการเคลื่อนไหวของคลื่นเรย์ลีที่มีความถี่สูงและมีขนาดเล็ก จะเดินทางผ่านชั้นดินชั้นแรกเท่านั้น เพราะฉะนั้นความเร็วคลื่นเรย์ลีจึงถูกควบคุมด้วยคุณสมบัติของดินชั้นดังกล่าว และเมื่อพิจารณาคคลื่นที่มีขนาดใหญ่ขึ้น (หรือมีความยาวคลื่นมากขึ้น) จะพบว่าคลื่นผิวนั้นเดินทางผ่านชั้นดินตั้งแต่ชั้นแรกจนถึงชั้นที่สาม เพราะฉะนั้นคุณสมบัติโดยรวมของดินทั้งสามชั้นจะเป็นตัวควบคุมความเร็วของคลื่นเรย์ลี



รูปที่ 2.5 รูปแบบการแพร่กระจายของคลื่นผิวดินเรย์ลีที่เกิดจากแหล่งกำเนิดคลื่นในทิศทางตั้ง (Foti et al. 2004)



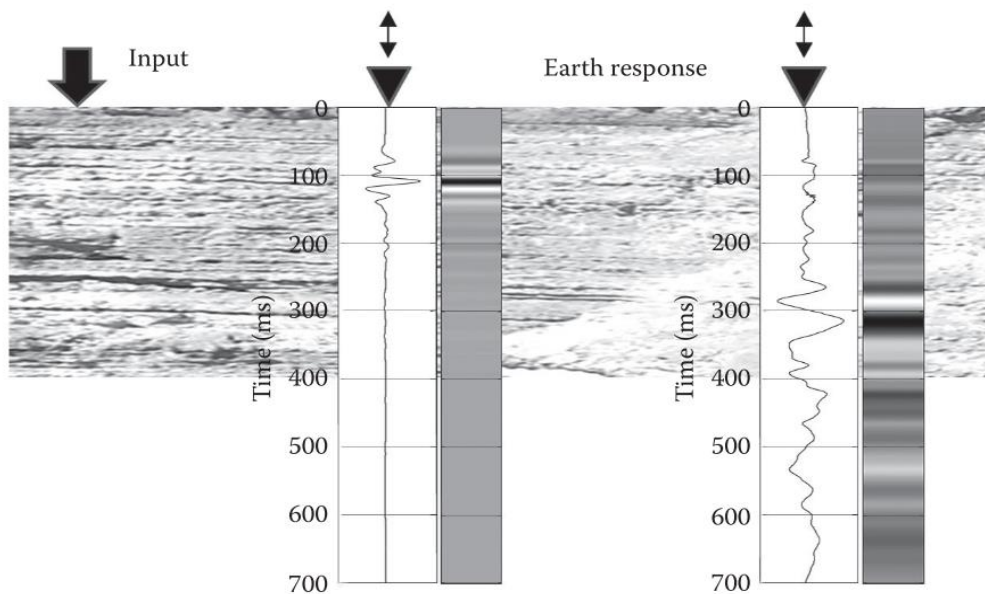
รูปที่ 2.6 รูปแบบการเคลื่อนที่ของคลื่นเรย์ลีที่มีฮาร์โมนิคต่างกันสองฮาร์โมนิคเมื่อเดินทางผ่านชั้นดินสามชั้น (Foti et al. 2004)

2.5 การวัดตรวจคลื่นผิวพื้น (Measurement of surface waves)

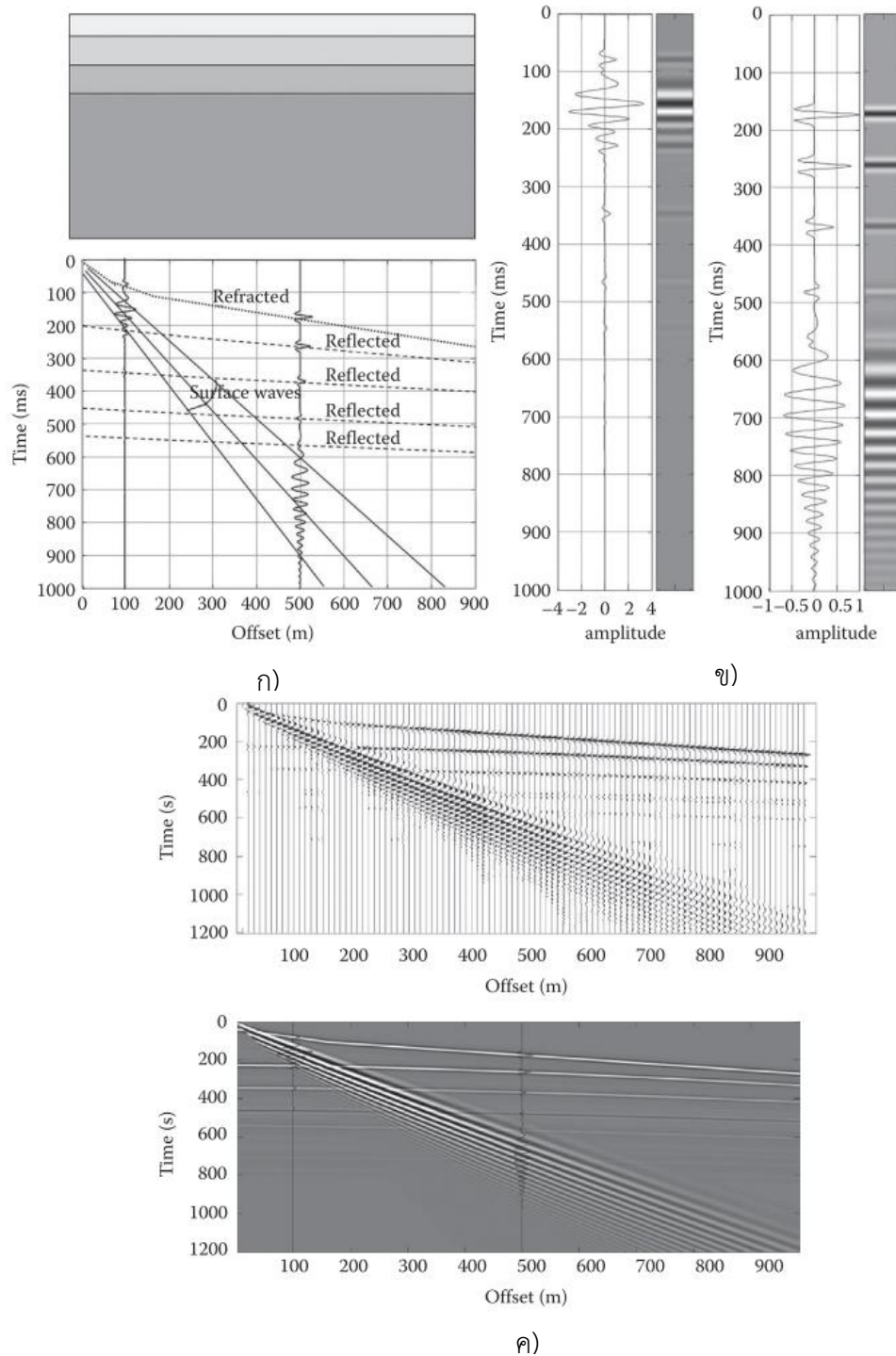
2.5.1 ข้อมูลการสั่นไหว (Seismic data)

การเก็บข้อมูลการสั่นไหวของคลื่นผิวพื้นถือว่าเป็นขั้นตอนแรกของการประเมินสภาพโครงสร้างชั้นดินจากการวิเคราะห์ด้วยวิธีคลื่นผิวพื้น เนื่องจากการแพร่กระจายคลื่นเป็นฟังก์ชันของเวลาและระยะทาง จึงต้องตรวจวัดการสั่นไหวจากหลายตำแหน่งพร้อมกัน ด้วยเซนเซอร์ที่มีรูปแบบการจัดเรียงเซนเซอร์ (Array configuration) และวิธีการรับสัญญาณ (Acquisition method) ที่เหมาะสม ทั้งนี้เซนเซอร์ที่ใช้จะอาจตรวจจับเป็นสัญญาณการเคลื่อนตัว ความเร็ว หรือความเร่งของผิวพื้นก็ได้

ระเบียบคลื่น (Seismic trace) คือ ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดการสั่นไหวตามเวลา โดยปกติระเบียบคลื่นที่บันทึกได้จะแสดงในรูปกราฟการสั่นไหว (wiggles) (รูปที่ 2.7) เมื่อนำระเบียบคลื่นหลายๆ คลื่นมารวมกัน จะทำให้สามารถวิเคราะห์ประเภทและทิศทางของการแพร่กระจายได้ง่ายขึ้น ยกตัวอย่างเช่น การแพร่กระจายของคลื่นตรง (Direct waves) คลื่นหักเห (Refraction waves) และคลื่นสะท้อน (Reflection waves) จะปรากฏอยู่ในพื้นที่กราฟที่แตกต่างกันดังแสดงในรูปที่ 2.8 ข้อมูลคลื่นที่ได้จากการตรวจวัดนั้นสามารถนำมาวิเคราะห์เพื่อประเมินคุณสมบัติของดินในแต่ละความลึกได้ ซึ่งความละเอียดของการวิเคราะห์นั้นจะเพิ่มตามจำนวนเซนเซอร์ที่ใช้ในการตรวจวัด



รูปที่ 2.7 กราฟการสั่นไหวที่ได้จากการตรวจวัดในตำแหน่งต่างๆ (Foti et al. 2004)



รูปที่ 2.8 การทดลองวัดการสั่นไหวจากคลื่นผิวดิน ก) ลักษณะของคลื่นประเภทต่างๆ ที่ปรากฏบนกราฟเมื่อพล็อตกราฟการสั่นไหวจากเซนเซอร์รวมกัน ข) กราฟการสั่นไหวแบบ wiggle และแบบความหนาแน่นจากแต่ละเซนเซอร์ ค) กราฟการสั่นไหวแบบ wiggle และแบบความหนาแน่นเมื่อพล็อตรวมกัน (Foti et al. 2004)

2.5.2 การวัดคลื่นผิวดิน (Surface wave acquisition)

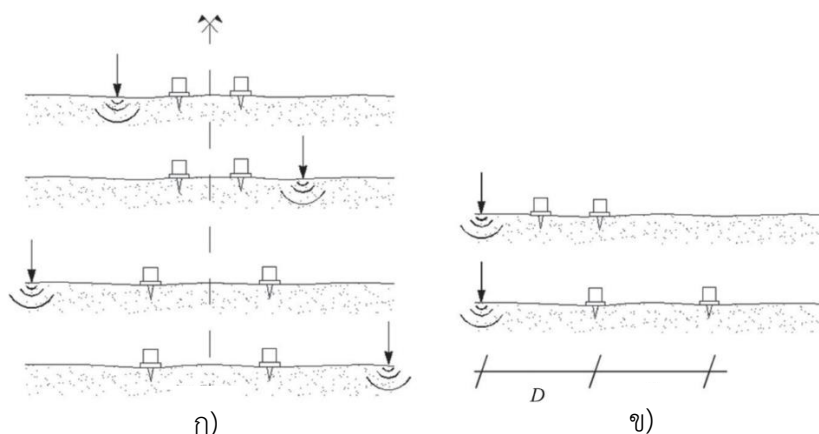
ข้อมูลที่ใช้ในการประมวลผลที่เกี่ยวกับคลื่นผิวดินส่วนใหญ่จะทำในโดเมนของความถี่ (Frequency domain) ในงานด้านการแยกแยะคุณสมบัติชั้นดินนั้นจะนำข้อมูลในโดเมนของความถี่มาผ่านกระบวนการแก้ปัญหาแบบย้อนกลับ (Inverse problem) โดยแต่ละความยาวคลื่นของคลื่นผิวดินที่แตกต่างกันจะมีความสัมพันธ์กับความหนาของชั้นดินที่สอดคล้องกับความยาวคลื่นนั้นๆ

การตรวจวัดคลื่นผิวดินแบบแพสซีฟจำเป็นต้องบันทึกการสั่นไหวในช่วงความถี่ที่ต่ำมากๆ จนถึงความถี่สูง เพื่อให้มั่นใจว่าความยาวคลื่นที่บันทึกได้ครอบคลุมถึงระดับความลึกสูงสุดที่ต้องการประเมิน

2.6 การวิเคราะห์เชิงสเปกตรัมของคลื่นผิว (Spectral analysis of surface waves, SASW)

การวิเคราะห์เชิงสเปกตรัมของคลื่นผิว (SASW) (Nazarian & Stokoe II 1984; Stokoe II et al. 1994) เป็นวิธีการวิเคราะห์คลื่นผิวดินโดยใช้เซนเซอร์ (Receivers) สองตัวที่ทราบระยะห่างและอยู่บนระนาบเชิงเส้นเดียวกัน (Colinear) รับสัญญาณจากแหล่งกำเนิดแบบแอ็กทีฟ (Active source) ซึ่งสัญญาณแบบแอ็กทีฟสร้างจากการใช้ค้อนตีขอนไม้ที่วางอยู่บนพื้นดิน หลักการพื้นฐานของวิธี SASW คือ ความเร็วคลื่น (Wave velocity) สามารถประเมินได้จากอัตราส่วนของระยะทาง (Distance) ต่อเวลา (Time delay)

รูปที่ 2.9 แสดงวิธี SASW สองแบบคือ ก) แบบจุดกึ่งกลางตัวรับสัญญาณร่วม (Common receivers midpoint) และ ข) แบบแหล่งกำเนิดคลื่นร่วม (Common source)



รูปที่ 2.9 การทดสอบ SASW แบบ ก) จุดกึ่งกลางตัวรับสัญญาณร่วม และ ข) แหล่งกำเนิดคลื่นร่วม (Foti et al. 2004)

2.7 วิธีสหสัมพันธ์ในตัวเชิงพื้นที่ (Spatial autocorrelation method, SPAC)

วิธี SPAC ถูกเสนอโดย Aki (1957) เพื่อใช้ในการคำนวณเส้นโค้งการกระจายจากผลการตรวจวัดการสั่นไหวของคลื่นผิวดินขนาดเล็ก (Microtremors) วิธีการตรวจวัดข้างต้นนี้ทำโดยการจัดเรียงเซนเซอร์เป็นวงกลม และมีเซนเซอร์อีกหนึ่งตัวตรงจุดศูนย์กลางวงกลม หลังจากนั้น Ohori et al. (2002) ได้เสนอวิธีสหสัมพันธ์ในตัวเชิงพื้นที่แบบขยาย (Extended spatial autocorrelation, ESAC) ซึ่งไม่มีข้อจำกัดทางด้านเรขาคณิตของการจัดเรียงเซนเซอร์

วิธี SPAC มีพื้นฐานจากการหาสหสัมพันธ์เชิงซ้อน $\gamma_{jc}(f)$ ระหว่างขบวนคลื่นที่เดินทางผ่านเซนเซอร์ตรงกลางและเซนเซอร์ที่อยู่รอบเส้นรอบรูปวงกลม ซึ่งแสดงในสมการที่ (2.12)

$$\gamma_{jc}(f) = \exp(ir_{jc}k \cos(\theta_{jc} - \phi)) \quad (2.12)$$

โดย $\gamma_{jc}(f)$ คือ สหสัมพันธ์เชิงซ้อนระหว่างขบวนคลื่นที่เดินทางผ่านเซนเซอร์ตรงกลางและเซนเซอร์ที่อยู่รอบเส้นรอบรูปวงกลม

r_{jc} คือ ระยะทางระหว่างเซนเซอร์ตัวที่ j กับเซนเซอร์ตรงกลางวงกลมที่มีมุมภายในสัมพันธ์เท่ากับ θ_{jc}

k คือ เลขคลื่นที่ความถี่เท่ากับ f

ϕ คือ มุมแอสิมัทที่ระนาบคลื่นเคลื่อนที่ผ่านวงกลมตรวจวัด

โดยสมการ (2.12) มีสมมติฐานว่าพลังงานของคลื่นที่เดินทางผ่านการตรวจวัดเป็นพลังงานที่มาจากโหมดการสั่นไหวโหมดเดียว และการเดินทางของคลื่นมีความเร็วแปรผันตามความถี่ที่เปลี่ยนไป

ในทางอุดมคติ ถ้าคลื่นระนาบเดียวเดินทางผ่านการตรวจวัดที่มีเซนเซอร์อยู่เป็นจำนวนอนันต์แล้ว จะสามารถคำนวณสหสัมพันธ์เชิงซ้อนระหว่างเซนเซอร์ทุกตัวบนเส้นรอบวงกับเซนเซอร์ที่กึ่งกลางวงกลมแล้วนำมาหาค่าเฉลี่ยได้ในรูปของคอนทัวร์อินทิกรัลได้ตามสมการที่ (2.13)

$$\begin{aligned} \bar{\gamma}(f) &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} d\theta \\ &= J_0(rk) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{c(f)}\right) \end{aligned} \quad (2.13)$$

โดย $\bar{\gamma}(f)$ คือ ค่าเฉลี่ยของสหสัมพันธ์เชิงซ้อน

- J_0 คือ เบสเซลฟังก์ชันลำดับที่ศูนย์ที่มีค่าขึ้นอยู่กับ rk
 k คือ เลขคลื่น
 $c(f)$ คือ ความเร็วเฟสของเส้นโค้งการกระจาย
 r คือ ตำแหน่งของเซนเซอร์บนเส้นรอบรูปวงกลม

เพราะฉะนั้นจะสามารถหาความเร็วเฟส $c(f)$ ของเส้นโค้งการกระจาย ตามสมการต่อไปนี้

$$c(f) = \frac{2\pi fr}{J_0^{-1}(rk)} \quad (2.14)$$

2.8 การวิเคราะห์คลื่นผิวดินด้วยวิธี SPAC ที่คำนึงถึงโหมดการสั่นไหวหลายโหมด

ค่าสัมประสิทธิ์ SPAC ของคลื่นผิวดินที่รวมการสั่นไหวโหมดอื่นๆ นอกเหนือจากการสั่นไหวหลักมูล(Fundamental mode vibration) ถูกเสนอโดย Aki (1957) ซึ่งสามารถคำนวณได้ตามสมการ

$$\bar{\gamma}(r, \omega) = \sum_i \frac{P_i(\omega)}{P(\omega)} J_0 \left[\frac{\omega}{c_i(\omega)} r \right] \quad (2.15)$$

$$P(\omega) = \sum_i P_i(\omega) \quad (2.16)$$

โดย P_i คือ พลังงานของโหมดการสั่นไหวที่ i

c_i คือ ความเร็วคลื่นของโหมดการสั่นไหวที่ i

จากสมการที่ (2.15) ค่าสัมประสิทธิ์ SPAC ของคลื่นผิวดินรวมการสั่นไหวโหมดอื่นๆ สามารถคำนวณได้จากผลรวมพลังงานแต่ละโหมดการสั่นไหวหารด้วยพลังงานการสั่นไหวทั้งหมด

Tokimatsu et al. (1992) ได้พัฒนาการวิเคราะห์คลื่นผิวดินแบบหลายโหมดการสั่นไหว และสามารถแยกการสั่นไหวของคลื่นผิวดินแต่ละโหมดที่ขึ้นอยู่กับเฉพาะความถี่ โดยพิจารณาจากสัดส่วนพลังงานในสมการที่ (2.15) สามารถเขียนได้ตามสมการต่อไปนี้

$$\frac{P_i(\omega)}{P(\omega)} = \frac{c_i(\omega) A_i^2(\omega)}{\sum_i c_i(\omega) A_i^2(\omega)} \quad (2.17)$$

โดย A_i คือ แอมพลิจูดของโหมดการสั่นไหวที่ i

Tokimatsu (1997) ได้ประยุกต์ใช้สมการที่ (2.17) ในการวิเคราะห์คลื่นผิวดินด้วยวิธี F-K analysis โดยอยู่บนสมมติฐานของคลื่นเรย์ลีแบบสุ่มในหนึ่งมิติ (1-D stochastic Rayleigh waves) หลังจากนั้น Yokoi (2010) ได้ทำการพิสูจน์สัดส่วนพลังงานของโหมดที่สูงขึ้นของคลื่นผิวดินจากวิธีอินเตอร์เฟอโรเมทรี (Seismic interferometry) ซึ่งมีความแตกต่างจากสมการที่ (2.17)

เส้นโค้งการกระจายที่รวมผลจากการสั่นไหวหลายๆ โหมดเรียกว่าเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผล (Effective dispersion curves) หรือ เส้นโค้งการกระจายปรากฏ (Apparent dispersion curves) Obuchi & Yamamoto (2004) ได้เสนอวิธีการคำนวณความเร็วเฟสปรากฏทางทฤษฎี (Theoretical effective phase velocity) โดยการคำนวณค่ารากที่สองของค่าเฉลี่ยของความคลาดเคลื่อนยกกำลังสอง (Root mean square error, RMSE) ระหว่างเบสเซลฟังก์ชัน (Bessel's function) เทียบกับค่าสัมประสิทธิ์ SPAC ทางทฤษฎี ตามที่ได้แสดงไว้ในสมการ (2.18) โดยการสุ่มค่าความเร็วเฟส

$$\text{RMSE}(c, \omega) = \sqrt{\left[J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right) - \sum_i \frac{P_i(\omega)}{P(\omega)} J_0\left(\frac{\omega}{c_i(\omega)} r\right) \right]^2}. \quad (2.18)$$

จากสมการที่ (2.18) ความเร็วเฟสที่ทำให้ RMSE มีค่าน้อยที่สุดจะเป็นความเร็วเฟสปรากฏทางทฤษฎี $c_e(r, W)$ ที่ความเร็วเชิงมุม W โดยความเร็วเฟสปรากฏทางทฤษฎีนี้จะมีความสัมพันธ์กับความเร็วเฟสที่ได้จากการทดสอบก็ต่อเมื่อคลื่นผิวดินได้รับอิทธิพลจากการสั่นไหวของโหมดที่สูงกว่า Ohori et al. (2002) ได้ทำการเปรียบเทียบความเร็วเฟสที่ได้จากการทำการทดสอบในสนามกับวิธี Extend Spatial autocorrelation (ESPAC) กับความเร็วเฟสปรากฏ แต่ในงานวิจัยของ Ohori et al. (2002) ใช้ระยะห่างระหว่างเซนเซอร์ที่สั้นที่สุดในการคำนวณความเร็วเฟสปรากฏทางทฤษฎี จากนั้น Ikeda, Matsuoka, Tsuji, & Hayashi (2012) ได้เสนอวิธีการคำนวณความเร็วเฟสปรากฏทางทฤษฎีที่มีระยะห่างระหว่างเซนเซอร์แบบเลือกกำหนดเองได้ โดยหา RMSE ระหว่างเบสเซลฟังก์ชันกับค่าสัมประสิทธิ์ SPAC ทางทฤษฎี ตามสมการต่อไปนี้

$$\text{RMSE}(c, \omega) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_j \left[J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r_j\right) - \sum_i \frac{P_i(\omega)}{P(\omega)} J_0\left(\frac{\omega}{c_i(\omega)} r_j\right) \right]^2}. \quad (2.19)$$

โดย r_j คือ ระยะห่างของเซนเซอร์ตัวที่ j ในการทดสอบ

2.9 ปัญหาค่าลักษณะเฉพาะเรย์ลีในตัวกลางยืดหยุ่น (Rayleigh Eigenvalue problems in elastic media)

ค่าลักษณะเฉพาะเรย์ลี (Rayleigh Eigenvalue) ใช้ในการอธิบายพฤติกรรมเชิงกลต่อเนื่องในวัสดุโดยสามารถพิสูจน์มาจากฟังก์ชันสเกลาร์ที่มีชื่อว่า ความหนาแน่นของลากรานจ์ (Lagrangian Density, L) โดยมีสมการที่ใช้บังคับ (Governing Equation) การเคลื่อนที่ของระบบ พิสูจน์จากหลักการของ Hamilton (Hamilton's Principle)

จากกฎอนุรักษ์พลังงาน ความหนาแน่นของลากรานจ์ $L(q_i, \dot{q}_i, q_{i,j})$ จะมีค่าเท่ากับ $L = T - U$ โดย T และ U คือพลังงานจลน์และพลังงานศักย์ตามลำดับ และ q_i ($i=1, N$), $q_{i,j}$ ($j=1, 3$) และ \dot{q}_i คือ พิกัด อนุพันธ์เชิงพื้นที่ และอนุพันธ์เชิงเวลาตามลำดับ สมการอนุรักษ์ของลากรานจ์แสดงได้ตามสมการต่อไปนี้

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial L}{\partial \dot{q}_i} \right) + \sum_{j=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\frac{\partial L}{\partial (q_{i,j})} \right] - \frac{\partial L}{\partial q_i} = 0 \quad (2.20)$$

โดย x_j คือ ตำแหน่งของเวกเตอร์ \mathbf{x} ในระบบพิกัดคาร์ทีเซียน

สำหรับวัสดุยืดหยุ่นเชิงเส้น พลังงานศักย์สามารถหาได้จากพลังงานความเครียดแบบยืดหยุ่น ดังนั้นสมการความหนาแน่นของลากรานจ์จะเป็นไปตามสมการ

$$L(\dot{u}_i, u_{i,j}) = \frac{1}{2} \rho \dot{u}_i \dot{u}_i - \frac{1}{2} \sigma_{ij} \varepsilon_{ij} \quad (2.21)$$

โดย u_i ($i=1, 3$) คือ เวกเตอร์การเคลื่อนที่
 σ_{ij} คือ ความเค้น (Stress)
 ε_{ij} คือ ความเครียด (Strain)
 ρ คือ ความหนาแน่น (Mass density)

เมื่อพิจารณากฎของฮุก (Hooke's Law) $\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2G \varepsilon_{ij}$ โดย $\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i})$, δ_{ij} คือ เครื่องหมาย Kronecker และ λ และ G คือ ค่าคงที่ลามี สมการที่ (2.21) สามารถเขียนใหม่ได้ดังนี้

$$L(\dot{u}_i, u_{i,j}) = \frac{1}{2} \rho \dot{u}_i \dot{u}_i - \left(\frac{1}{2} \lambda (\varepsilon_{kk})^2 + G \varepsilon_{ij} \varepsilon_{ij} \right) \quad (2.22)$$

โดยค่าคงที่ของลามีและความหนาแน่น อาจจะแปรผันตามตำแหน่งได้ดังนี้ $\lambda = \lambda(x_j)$, $G = G(x_j)$ และ $\rho = \rho(x_j)$

เมื่อพิจารณาเฉพาะกรณีที่ชั้นดินที่ระดับเดียวกันมีคุณสมบัติเหมือนกัน แต่อาจมีคุณสมบัติเปลี่ยนแปลงไปตามแนวตั้งได้ จะสามารถพัฒนาสมการสำหรับกรณีเฉพาะนี้ได้จากสมการที่ (2.20) และสมการที่ (2.22) ได้ว่า

$$GV^2 \mathbf{u} + (\lambda + G) \text{grad}(\text{div} \mathbf{u}) + \mathbf{e}_y \frac{d\lambda}{dy} \text{div} \mathbf{u} + \frac{dG}{dy} (\mathbf{e}_y \times \text{curl} \mathbf{u} + 2 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial y}) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (2.23)$$

ซึ่งเรียกว่าสมการการเคลื่อนที่ของนาเวียร์ (Navier's equation of motion) ในตัวกลางพหุพันธ์ เมื่อสมมติให้มีคลื่นระนาบเดินทางผ่านตัวกลางด้วยสมการในพิกัดคาร์ทีเซียน $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$

$$\mathbf{u} : \{u_1 = r_1(y, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kr)}, u_2 = 0, u_3 = r_2(y, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kr)}\} \quad (2.24)$$

เพื่อหาผลเฉลยของระบบสมการ จำเป็นจะต้องกำหนดเงื่อนไขเฉพาะขึ้น โดยเงื่อนไขขอบเขตที่ใช้ประกอบด้วย เงื่อนไขการแผ่รังสี (Radiation Condition) ซึ่ง Schot (1992) ได้กล่าวไว้ว่า พลังงานที่ถ่ายเทสู่กึ่งปริภูมิจะต้องแผ่ออกไปถึงระยะอนันต์และไม่มีการถ่ายเทกลับสู่ระบบ และเงื่อนไขที่ว่าไม่มีแรงกระทำบนผิวดิน (Stress free boundary) สามารถอธิบายตามสมการเงื่อนไขต่อไปนี้

$$\begin{aligned} \sigma(r, y) \cdot \mathbf{n} &= 0 \quad \text{at } y=0 \\ \mathbf{u}(r, y) &\rightarrow 0, \quad \sigma(r, y) \cdot \mathbf{n} \rightarrow 0 \quad \text{as } y \rightarrow \infty \end{aligned} \quad (2.25)$$

โดย $\sigma(r, y)$ คือ เทนเซอร์ความเค้นของโคชี (Cauchy's stress tensor)

n คือ เวกเตอร์หนึ่งหน่วยตั้งฉาก

และกำหนดให้ความเค้นและการเคลื่อนที่ ที่รอยต่อระหว่างชั้นต่างๆ ของตัวกลางต้องต่อเนื่องกันดังนี้

$$\begin{aligned} \mathbf{u}(r, y^+) &= \mathbf{u}(r, y^-) \\ \boldsymbol{\sigma}(r, y^+) \cdot \mathbf{n} &= \boldsymbol{\sigma}(r, y^-) \cdot \mathbf{n} \end{aligned} \quad (2.26)$$

เมื่อแทนสมการที่ (2.24) ในสมการที่ (2.23) ผลลัพธ์ที่ได้สามารถเขียนให้อยู่ในรูปเมตริกดังนี้

$$\frac{d}{dy} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & k(\omega) & G^{-1}(y) & 0 \\ -k(\omega)\lambda(y) \cdot [\lambda(y) + 2G(y)]^{-1} & 0 & 0 & [\lambda(y) + 2G(y)]^{-1} \\ [k(\omega)]^2 \zeta(y) - \omega^2 \rho(y) & 0 & 0 & k(\omega)\lambda(y) \cdot [\lambda(y) + 2G(y)]^{-1} \\ 0 & -\omega^2 \rho(y) & -k(\omega) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} \quad (2.27)$$

โดย $r_3(y, k, \omega) = G \left(\frac{dr_1}{dy} - kr_2 \right)$, $r_4(y, k, \omega) = \left[(\lambda + 2G) \frac{dr_2}{dy} + k\lambda r_1 \right]$ และฟังก์ชันของ $\zeta(y)$ ขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์ของลามีตามความสัมพันธ์ $\zeta(y) = 4G \frac{(\lambda + G)}{(\lambda + 2G)}$

จากนั้นกำหนดให้เวกเตอร์ $\mathbf{f}(y) = [r_1 \ r_2 \ r_3 \ r_4]^T$ และเมตริก $\mathbf{A}(y)$ เป็นเมตริกขนาด 4x4 ตามที่ได้แสดงไว้ในสมการที่ (2.27) สมการที่ (2.27) จะสามารถเขียนใหม่ให้อ่านได้ง่ายขึ้นดังนี้

$$\frac{d\mathbf{f}(y)}{dy} = \mathbf{A}(y) \cdot \mathbf{f}(y) \quad (2.28)$$

เมื่อใช้วิธีการแก้ปัญหาเฉพาะเชิงเส้น (Linear Eigen Problem) แก่สมการที่ (2.28) ที่ความถี่ (ω) ที่สนใจ จะได้ผลลัพธ์คือ เลขคลื่น (Wavenumber, $k_j = k_j(\omega)$) โดย ($j=1, M$) และ M คือ โหมดการสั่นไหวของการแพร่กระจายของคลื่นเรย์ลี เลขคลื่นที่ได้จากการแก้ปัญหาเฉพาะนี้คือค่าเฉพาะ (Eigenvalue) และมี $r_i(y, k, \omega)$, ($i=1,4$) เป็นฟังก์ชันเฉพาะ (Eigenfunction) ความสัมพันธ์ $k_j = k_j(\omega)$ สามารถหาได้จากการหาค่าตอบโดยปริยายของฟังก์ชัน $F_R[\lambda(y), G(y), \rho(y), k_j, \omega] = 0$ โดย $F_R[\cdot]$ เป็นฟังก์ชันที่ค่าขึ้นกับค่าคงที่ของลามี ความหนาแน่น เลขคลื่น และความถี่ เรียกว่าสมการเส้นโค้งการกระจายของคลื่นเรย์ลี (Rayleigh dispersion equation)

หลักการโดยทั่วไปในการคำนวณหาเส้นโค้งการกระจายแบ่งออกเป็นสองส่วนคือ ส่วนแรกสร้างสมการเส้นโค้งการกระจาย ($F_R[\lambda(y), G(y), \rho(y), k_j, \omega] = 0$) และในส่วนที่สองคือการคำนวณหารากของสมการ การคำนวณหารากของสมการการกระจายหรือการแก้หาค่าเฉพาะของเชิง

เส้นมีหลายวิธีการ ในอดีตมีนักวิจัยจำนวนหลายคนได้ทำการเสนอวิธีการไว้ เช่น *Variable coefficients including numerical integration, Finite difference, Finite element, boundary element* และ *Spectral element methods* ซึ่งวิธีที่ได้กล่าวไปข้างต้นจัดอยู่ในกลุ่มของวิธี *Propagator-matrix methods* (Kennett 1986) อีกเทคนิคหนึ่งที่ได้รับการยอมรับคือ *Thomson-Haskell algorithm* (Haskell 1953; Thomson 1950) วิธีนี้ใช้ชื่อว่า *Transfer-matrix method* หลังจากนั้น Kennett (1974, 1986) และ Kennett & Kerry (1979) ได้เสนอเทคนิคใหม่ที่ถือว่ามีค่าสำคัญอย่างมากในการแก้ปัญหาเฉพาะเชิงเส้น คือ *Method of reflection and transmission coefficients* และวิธีนี้ได้ถูกพัฒนาต่อเป็นวิธี *Method of modified reflection and transmission coefficients* (Chen, 1993)

2.10 ความเร็วประสิทธิผลของคลื่นเรย์ลีในตัวกลางอีลาสติก (Effective Phase Velocity in Elastic Media)

ในหัวข้อที่ 2.9 ได้กล่าวถึงการหาความเร็วคลื่นผิวเรย์ลีในโหมดต่างของการแพร่กระจายลงในแนวตั้งของตัวกลางที่ความถี่ต่างๆ โดยในแต่ละโหมดของการแพร่กระจายจะสามารถหาได้จากคู่ความสัมพันธ์ $\{k_j, r_i(y, k_j, \omega)\}$ โดย $k_j(\omega)$ ($j=1, M$) คือเลขคลื่น (Wavenumber) และ $r_i(y, k_j, \omega)$ ($i=1, 4$) คือเซตของฟังก์ชันเฉพาะ (Eigenfunctions) ในปัญหาตัวกลางที่มีคุณสมบัติไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Inhomogeneous) คลื่นเรย์ลีที่ถูกสร้างขึ้นจากแหล่งกำเนิดคลื่นที่ถูกสร้างขึ้นแบบฮาร์โมนิกที่บริเวณผิวของตัวกลางกึ่งปริภูมิส่งผลให้การแพร่กระจายของคลื่นในโหมดต่างๆจะซ้อนทับกันรวมเป็นคลื่นเดียว โดยความเร็วของขบวนคลื่นที่ได้จากการซ้อนทับกันนี้เรียกว่าความเร็วเฟสประสิทธิผลของคลื่นเรย์ลี (Effective Rayleigh phase velocity) ในบทนี้จะอธิบายการพิสูจน์การหาความเร็วคลื่นเฟสประสิทธิผลจากการหาปริมาณพลังงานจลน์จากปัญหาเฉพาะของเรย์ลี

ในตัวกลางประเภทไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Isotropic vertically heterogeneous media) ที่มีแหล่งกำเนิดคลื่นแบบจุดกระทำในทิศทางตั้งฉากกับพื้นผิวของตัวกลางกึ่งปริภูมิที่ตำแหน่ง $(r=0, y=y_s)$ และมีหน้าคลื่นแพร่กระจายออกเป็นวงกลม การเคลื่อนที่ของอนุภาคคลื่นเรย์ลีสามารถอธิบายด้วย $\mathbf{u}(r, y, \omega) = [u_r(r, y, \omega)\mathbf{e}_r + u_y(r, y, \omega)\mathbf{e}_y]$ ซึ่งเป็นผลจากการซ้อนทับกันของโหมดการแพร่กระจาย M โหมด สามารถเขียนให้อยู่ในรูปของฟังก์ชันวงกลมได้ดังนี้

$$u_\beta(r, y, \omega) = \sum_{j=1}^M [A_\beta(r, y, \omega)]_j \cdot e^{i(\omega t - k_j r + \phi_\beta)} \quad (2.29)$$

โดย β คือ r, y

$[A_\beta(r, y, \omega)]_j$ คือ การเคลื่อนที่ในแนวตั้งของการแพร่กระจายของคลื่นเรย์ลี

$k_j(\omega)$ คือ เลขคลื่นที่โหมดการแพร่กระจาย j

$\varphi_\beta = -\pi/4$ เมื่อ $\beta=r$ และ $\varphi_\beta = \pi/4$ เมื่อ $\beta=y$ สมการที่ (2.29)

สามารถเขียนให้อยู่ในรูปตรีโกณมิติได้อย่างง่ายได้ดังต่อไปนี้

$$\Im[u_\beta(r, y, \omega)] = U_\beta(r, y, \omega) \cdot \sin[\omega t - \psi_\beta(r, y, \omega)] \quad (2.30)$$

โดย

$$U_\beta(r, y, \omega) = \left\{ \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M [A_\beta(r, y, \omega)]_i \cdot [A_\beta(r, y, \omega)]_j \cdot \cos[r \cdot (k_i - k_j)] \right\}^{0.5} \quad (2.31)$$

$$\psi_\beta(r, y, \omega) = \tan^{-1} \left\{ \frac{\sum_{i=1}^M [A_\beta(r, y, \omega)]_i \cdot \sin(k_i \cdot r + \varphi_\beta)}{\sum_{j=1}^M [A_\beta(r, y, \omega)]_j \cdot \cos(k_j \cdot r + \varphi_\beta)} \right\} \quad (2.32)$$

และจากสมการที่ 2.31 สามารถแสดงให้อยู่ในรูปสมการต่อไปนี้

$$[\omega t - \psi_\beta(r, y, \omega)] = \text{constant} \quad (2.33)$$

สมการที่ 2.33 เป็นสมการของหน้าคลื่นของการแพร่กระจาย จากนั้นสมมติฐานว่า $\psi_\beta(r, y, \omega)$ สามารถหาค่าได้ทุกตำแหน่งในโดเมนของเวลาเพื่อหาอนุพันธ์ของสมการที่ 2.33 เทียบกับเวลาได้ดังต่อไปนี้

$$\omega - \frac{\partial \psi_\beta}{\partial r}(r, y, \omega) \cdot \frac{dr}{dt} = 0 \quad (2.34)$$

จะได้ผลลัพธ์ตามสมการ

$$\hat{V}_\beta(r, y, \omega) = \frac{\omega}{[\psi_\beta(r, y, \omega)]_r} \quad (2.35)$$

โดย $\hat{V}_\beta(r, y, \omega)$ คือ ความเร็วคลื่นประสิทธิผลของคลื่นเรย์ลี
 ความเร็วคลื่นประสิทธิผลของคลื่นเรย์ลีที่ได้จากสมการที่ (2.35) นั้นเป็นปริมาณเฉพาะที่
 (Local quantity) ($y = y_c$) หรือสามารถเรียกสมการที่ (2.35) ได้ว่าเป็นเส้นโค้งการกระจายที่ผิว
 ของตัวกลาง แต่เมื่อต้องพิจารณาความเร็วประสิทธิผลในทิศทางสองมิติ ส่วนประกอบหรือเวกเตอร์
 ของความเร็วประสิทธิผลที่แตกต่างกันจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วเฟสที่ต่างกัน

$$\text{เมื่อ } \frac{\partial \hat{V}_\beta}{\partial t} = -\frac{\omega \hat{V}_\beta \cdot (\psi_\beta)_r}{(\psi_\beta)_r \cdot (\psi_\beta)_r} \text{ มีค่าไม่เท่ากับศูนย์ หรือขบวนการแพร่กระจายของคลื่น}$$

มีความเร่งไปตามพื้นผิวกึ่งปริภูมิ $(\psi_\beta)_r$ ในสมการที่ (2.35) สามารถแปลความหมายได้ว่าเป็นเลข
 คลื่นประสิทธิผล (Effective Rayleigh wavenumber) ($\hat{k}_\beta(r, y, \omega)$) อย่างไรก็ตามพจน์ของคลื่น
 ฮาร์โมนิก ($\omega t - \hat{k}_\beta r$) ในสมการที่ (2.33) นั้นไม่ถูกต้องสำหรับสมการที่ (2.35) เนื่องจาก $(\psi_\beta)_r$
 เป็นปริมาณเฉพาะที่ จำเป็นที่จะต้องหาปริพันธ์รอบรัศมีวงกลม r เพื่อที่จะหาผลลัพธ์ของ
 $\psi_\beta(r, y, \omega)$ ก่อน หลังจากนั้นแทนสมการ (2.33) เข้าไปในสมการที่ (2.36) จะสามารถคำนวณหา
 ความเร็วเฟสเรย์ลีได้ตามสมการต่อไปนี้

$$\hat{V}_\beta(r, y, \omega) = 2\omega \cdot \frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \{(A_\beta)_i (A_\beta)_j \cdot \cos[r(k_i - k_j)]\}}{\sum_{r=1}^M \sum_{s=1}^M \{(A_\beta)_r (A_\beta)_s (k_r - k_s) \cdot \cos[r(k_r - k_s)]\}} \quad (2.36)$$

เมื่อแหล่งกำเนิดคลื่นผิวเป็นแบบฮาร์โมนิกที่ตำแหน่ง $\{r = r_0, y = y_s\}$ แล้ว การเคลื่อนที่ใน
 แนวตั้งของคลื่นเรย์ลี $[A_\beta(r, y, \omega)]$ ในแต่ละโหมดการแพร่กระจายจะมีความสัมพันธ์กับการ
 เคลื่อนที่ของสมการเฉพาะ (Displacement Eigenfunction) $r_1(y, k, \omega)$, $r_2(y, k, \omega)$ และ
 พารามิเตอร์อื่นๆที่เกี่ยวข้องอีกดังต่อไปนี้

$$[A_\beta(r, y, \omega)]_j = \begin{bmatrix} A_r(r, y, \omega) \\ A_y(r, y, \omega) \end{bmatrix} = \frac{F_y \cdot r_2(y_s, k_j, \omega)}{4V_j \cdot U_j \cdot I_j \cdot \sqrt{2\pi r \cdot k_j}} \cdot \begin{bmatrix} r_1(y, k_j, \omega) \\ r_2(y, k_j, \omega) \end{bmatrix} \quad (2.37)$$

โดย V_j คือ ความเร็วเฟสของคลื่นเรย์ลีของโหมดการแพร่ j ($j=1, M$)
 U_j คือ ความเร็วกลุ่มของคลื่นเรย์ลีของโหมดการแพร่ j ($j=1, M$)
 k_j คือ เลขคลื่นของคลื่นเรย์ลีของโหมดการแพร่ j ($j=1, M$)

พจน์ของ $I_j(y, k_j, \omega)$ เป็นปริพันธ์ของพลังงานคลื่นเรย์ลีที่โหมดการแพร่กระจาย j ($j=1, M$) โดยให้คำนิยามไว้ดังนี้

$$I_j(y, k_j, \omega) = \frac{1}{2} \int_0^\infty \rho(y) [r_1^2(y, k_j, \omega) + r_2^2(y, k_j, \omega)] dy \quad (2.38)$$

จากนั้นแทนสมการที่ (2.38) เข้าไปในสมการที่ (2.37) ความเร็วเฟสของคลื่นเรย์ลีสามารถแสดงออกมาในรูปของสมการต่อไปนี้

$$\hat{V}_r(r, y, \omega) = \frac{2\omega \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \left\{ \frac{r_1(y, k_i) r_1(y, k_j) r_2(y_s, k_i) r_2(y_s, k_j) \cos[r(k_i - k_j)]}{(V_i U_i I_i)(V_j U_j I_j) \sqrt{k_i k_j}} \right\}}{\sum_{r=1}^M \sum_{s=1}^M \left\{ \frac{r_1(y, k_r) r_1(y, k_s) r_2(y_s, k_r) r_2(y_s, k_s) (k_r + k_s) \cos[r(k_r - k_s)]}{(V_r U_r I_r)(V_s U_s I_s) \sqrt{k_r k_s}} \right\}} \quad (2.39)$$

$$\hat{V}_y(r, y, \omega) = \frac{2\omega \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \left\{ \frac{r_2(y, k_i) r_2(y, k_j) r_2(y_s, k_i) r_2(y_s, k_j) \cos[r(k_i - k_j)]}{(V_i U_i I_i)(V_j U_j I_j) \sqrt{k_i k_j}} \right\}}{\sum_{r=1}^M \sum_{s=1}^M \left\{ \frac{r_2(y, k_r) r_2(y, k_s) r_2(y_s, k_r) r_2(y_s, k_s) (k_r + k_s) \cos[r(k_r - k_s)]}{(V_r U_r I_r)(V_s U_s I_s) \sqrt{k_r k_s}} \right\}} \quad (2.40)$$

โดย

$\hat{V}_r(r, y, \omega)$ คือ ส่วนประกอบของความเร็วเฟสประสิทธิผลของคลื่นเรย์ลี
ในทิศทาง r

$\hat{V}_y(r, y, \omega)$ คือ ส่วนประกอบของความเร็วเฟสประสิทธิผลของคลื่นเรย์ลี
ในทิศทาง y

บทที่ 3

ระเบียบวิธีการวิจัย

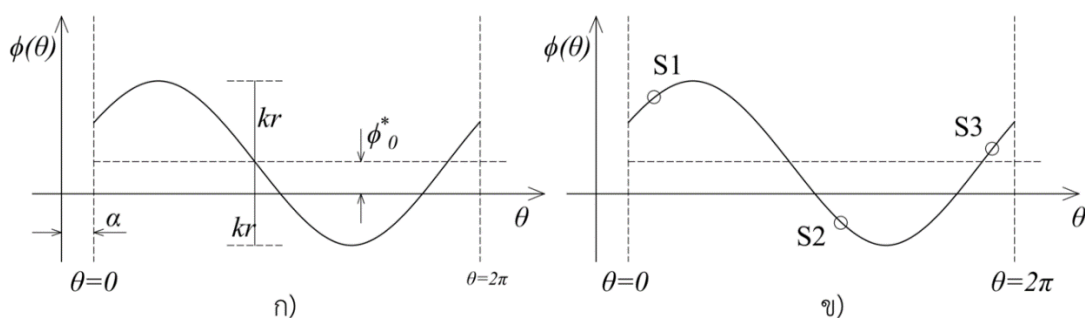
3.1 การพัฒนาวิธี Power of phase Modified wave number, and noise-to-signal power ratio

ในการสร้างเส้นโค้งการกระจายโดยทั่วไปจำเป็นต้องใช้ Bessel's function เข้ามาเกี่ยวข้อง และจำเป็นต้องใช้เซนเซอร์ที่ตำแหน่งจุดศูนย์กลางของวงกลม ในงานวิจัยนี้จะนำเสนอวิธีใหม่ในการสร้างเส้นโค้งการกระจาย โดยไม่ใช้ Bessel's function มีชื่อว่า Power of phase (POP) ในหัวข้อนี้จะนำเสนอแนวคิดและวิธีการพิสูจน์วิธีการสร้างเส้นโค้งการกระจายโดยใช้วิธี POP โดยเริ่มจากสมการที่ (2.4) จะสามารถคำนวณหาเฟสของการสั่นไหวของคลื่นผิวดินได้ตามสมการต่อไปนี้

$$\begin{aligned}\phi(r) &= kr \cos(\theta + \alpha) + \phi_0 + \sigma_n \\ &= kr \cos(\theta + \alpha) + \phi_0^* \\ &\triangleq \phi(\theta)\end{aligned}\quad (3.1)$$

โดย F_0^* คือ อัตราส่วนแอมพลิจูดระหว่างสัญญาณกับสัญญาณรบกวน

จากบทที่ 2 เฟสของคลื่นผิวดินที่ตำแหน่ง r $f(r)$ สามารถหาได้จากการหาสเปกตรัมของสัญญาณที่ตรวจวัดได้ที่ตำแหน่ง r โดยใช้ฟูเรียร์ทรานส์ฟอร์ม (Fourier's transform) รูปที่ 3.1(ก) แสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ระหว่าง $f(q)$ และ q ที่ได้จากการทดสอบแบบเซนเซอร์ 3 ตัว



รูปที่ 3.1 ความต่างเฟส (ก) ตามเส้นรอบรูปของวงกลม (ข) เฟสที่ได้จากการบันทึกคลื่นจากเซนเซอร์

จากรูปที่ 3.1(ก) จะเห็นได้ว่าข้อมูลเฟสในแต่ละเซนเซอร์สามารถพิทเข้ากับฟังก์ชันโคไซน์ (Cosine function) ได้อย่างสมบูรณ์ เส้นฐาน (Baseline) จะถูกยกขึ้นจาก $f(q) = 0$ เนื่องจากได้รับอิทธิพลของสัญญาณรบกวน และค่าเริ่มต้น $f(0)$ ได้รับอิทธิพลจากทิศทางของคลื่นผิวดินที่เดินทางผ่านการตรวจวัด แอมพลิจูดของเฟสสามารถพิจารณาให้อยู่ในรูปของเลขคลื่น k และถูกขยายด้วยขนาดของรัศมี r ในเงื่อนไขปราศจากสัญญาณรบกวนและมีแหล่งกำเนิดคลื่นเพียงตำแหน่งเดียว ตัวแปร 3 ตัวแปรในสมการที่ 3.1 ($kr, a, \text{ and } f_0$) สามารถหาได้พร้อมกันโดยง่ายจากการแก้สมการ ยกตัวอย่างเช่นการตรวจวัดคลื่นในสนามด้วยเซนเซอร์ 3 ตัวคือ S1, S2 และ S3 ตามรูปที่ 3.1(ข) จะสามารถนำมาเขียนสมการควบคุมได้ 3 สมการ แต่อย่างไรก็ตามในกรณีที่มีแหล่งกำเนิดคลื่นหลายแหล่ง หรือไม่สามรถระบุได้อย่างแน่นอน การแก้สมการด้วยสมการควบคุมจะไม่สามารถทำได้โดยง่าย

จุดประสงค์ของวิธี POP คือพิจารณาผลคูณของเลขคลื่นกับรัศมีการตรวจวัด kr จากข้อมูลคลื่นที่ตรวจวัดได้โดยตรงแทนการแก้สมการควบคุม โดยเริ่มจากการตั้งสมมติฐานว่ามีเซนเซอร์เป็นจำนวน N ตัวรอบเส้นรอบรูปวงกลมที่จะทำการตรวจวัด และมีเซนเซอร์ตัวแรกให้ติดตั้งอยู่ในตำแหน่ง $q_i = X$ เซนเซอร์ตัวถัดไปจะถูกติดตั้งอยู่ในตำแหน่งมุม $q_i = q_i + \frac{360}{N}$ ดังนั้นในเซนเซอร์สุดท้ายจะถูกติดตั้งในอยู่ตำแหน่ง $q_f = NX$ จากนั้นหาค่าเฉลี่ยเฟส (m) ของทุกเซนเซอร์ได้ดังนี้

$$\mu = \frac{1}{N} \sum_{s=1}^N \phi(\theta_s) = \phi(X + \alpha) + \phi(2X + \alpha) + \phi(3X + \alpha) + \dots + \phi(NX + \alpha) \quad (3.2)$$

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY
โดย m คือ ค่าเฉลี่ยของ $f(q_s)$

จากสมการของออยเลอร์ (Euler's Equation) สมการที่ (3.1) สามารถเขียนให้อยู่ในรูปของเอกซ์โพเนนเชียลดังนี้

□

$$\begin{aligned} \phi(\theta) &= kr \cos(\theta + \alpha) + \phi_0^* \\ &= kr \frac{e^{i(\theta+\alpha)} + e^{-i(\theta+\alpha)}}{2} + \phi_0^* \\ &= kr \cdot \text{RE}[e^{i(\theta+\alpha)}] + \phi_0^* \end{aligned} \quad (3.3)$$

แทนสมการที่ (3.3) ไปในสมการที่ (3.2)

$$\mu = \frac{kr}{N} \cdot \text{RE}[e^{i\alpha} (e^{iX} + e^{i2X} + e^{i3X} + \dots e^{iNX})] + \overline{\phi_0^*} \quad (3.4)$$

เนื่องจากพจน์ที่อยู่ในวงเล็บเป็นอนุกรมเรขาคณิตแบบหาค่าได้โดยมีอัตราส่วนร่วมเป็น $\exp(iX)$ สมการที่ (3.4) จึงสามารถเขียนให้อยู่ในรูปต่อไปนี้

$$\begin{aligned} \mu &= \frac{kr}{N} \cdot \text{RE} \left[e^{i\alpha} \cdot e^{iX} \frac{e^{iNX} - 1}{e^{iX} - 1} \right] + \overline{\phi_0^*} \\ &= \frac{kr}{N} \cdot \text{RE} \left[e^{i\alpha} \cdot e^{iX} \cdot \frac{e^{iNX}}{e^{iq}} \cdot \frac{e^{iNX} - e^{-iNX}}{e^{iq} - e^{-iq}} \right] + \overline{\phi_0^*} \\ &= \frac{kr}{N} \cdot \text{RE} \left[e^{i(Nq-q-\alpha)} \frac{\sin(Nq)}{\sin(q)} \right] + \overline{\phi_0^*} \\ &= \frac{kr}{N} \cdot \underbrace{\cos(Nq - q + \alpha)}_{G(\cdot)} \frac{\sin(Nq)}{\sin(q)} + \overline{\phi_0^*} \end{aligned} \quad (3.5)$$

โดย $q = X/2$ และความแปรปรวน (σ^2) ของเฟสสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= \frac{1}{N} \sum_{s=1}^N (\phi(\theta_s) - \mu)^2 \\ &= \frac{1}{N} \sum \left\{ \underbrace{kr \cos(\theta + \alpha)}_A - G(\cdot) + \phi_0^* - \overline{\phi_0^*} \right\}^2 \\ &= \frac{1}{N} \sum A^2 + \frac{2B}{N} \sum A + \frac{1}{N} \sum (\phi_0^* - \overline{\phi_0^*})^2 \\ &= \frac{1}{N} \sum A^2 + 0 + \sigma_n^2 \end{aligned} \quad (3.6)$$

จะเห็นว่าพจน์สุดท้ายของสมการที่ (3.6) สามารถเขียนใหม่ให้อยู่ในรูปของความแปรปรวนของอัตราส่วนแอมพลิจูดของสัญญาณรบกวนต่อสัญญาณได้ (Noise-to-Signal amplitude ratio) ซึ่งคล้ายกับนิยามของอัตราส่วนของความเข้มของสัญญาณรบกวนต่อสัญญาณ (N/S ratio) เมื่อการ

ทดสอบใช้เวลาในการตรวจวัดข้อมูลที่นานพอ จากนั้นจึงแยกข้อมูลที่บันทึกได้ออกเป็นส่วนๆ (Segment) และหาค่าเฉลี่ยของทุกส่วนข้อมูลแล้ว จากสมการที่ (3.6) จะสามารถพิจารณาเพียงแค่ว่าพจน์แรกได้ ดังนี้

$$\begin{aligned} \frac{1}{N} \sum A^2 &= \frac{1}{N} \sum [kr \cos(\theta_s + \alpha) - G(\bullet)]^2 \\ &= \frac{1}{N} \left\{ \underbrace{\sum [kr \cos(\theta_s + \alpha)]^2}_{F(\bullet)} - 2 \cdot \sum [kr \cos(\theta_s + \alpha) \cdot G(\bullet)] + \sum G^2(\bullet) \right\} \end{aligned} \quad (3.7)$$

และในพจน์แรกของสมการที่ (3.7) สามารถเปลี่ยนให้อยู่ในรูปของอนุกรมเรขาคณิตแบบหาค่าได้ ตามสมการต่อไปนี้

$$\begin{aligned} F(\bullet) &= (kr)^2 \sum \cos^2(\theta_s + \alpha) \\ &= (kr)^2 \sum \left(\frac{e^{i(\theta_s + \alpha)} + e^{-i(\theta_s + \alpha)}}{2} \right)^2 \\ &= (kr)^2 \sum \left(\frac{e^{i2(\theta_s + \alpha)} + 2 + e^{-i2(\theta_s + \alpha)}}{4} \right)^2 \\ &= (kr)^2 \sum \left(\frac{\cos(2(\theta_s + \alpha))}{2} + \frac{1}{2} \right) \\ &= (kr)^2 \frac{\cos(2Nq - 2q + 2\alpha)}{2} \frac{\sin(2Nq)}{\sin(2q)} + (kr)^2 \frac{N}{2} \end{aligned} \quad (3.8)$$

จากสมการที่ (3.5) และสมการที่ (3.8) จะเห็นได้ว่าอิทธิพลของ DOA จะหายไป เมื่อกำหนดให้ $2Nq$ หรือ Nx มีค่าใกล้เคียงกับ $2p$ มากที่สุดเท่าที่จะเป็นไปได้ พจน์ที่เกี่ยวข้องกับ DOA (a) จะเป็นศูนย์เนื่องจาก $\sin(2Nq)$ มีค่าเท่ากับศูนย์ ดังนั้นในสมการที่ (3.8) จะเหลือเพียงพจน์สุดท้ายเท่านั้น อย่างไรก็ตามในสมการที่ (3.8) ต้องไม่ให้มีตัวส่วนเป็นศูนย์ เพราะฉะนั้นจะสามารถหาค่าของ (kr) จากการคำนวณสมการความสัมพันธ์ต่อไปนี้

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= \frac{(kr)^2}{2} + \sigma_\eta^2 \\ &= (kr)_{rms}^2 + \sigma_\eta^2 \quad ; N \in \{3, 4, \dots, I\}, X = 2\pi / N \end{aligned} \quad (3.9)$$

สมการที่ 3.9 อยู่บนสมมติฐานว่าค่าของ S^2 ต้องมีค่ามากกว่า S_h^2 และ S_h^2 พิจารณาเป็นสัญญาณรบกวนที่มาจากเครื่องมือทางอิเล็กทรอนิกส์หรือสัญญาณรบกวนที่ไม่มีรูปแบบ จากสมการที่ (3.9) สามารถจัดรูปใหม่เพื่อคำนวณเลขคลื่นได้ดังนี้

$$k = \frac{\sqrt{2(\sigma^2 - \sigma_h^2)}}{r} \quad (3.10)$$

3.2 การตรวจสอบความถูกต้องวิธี Power of phase ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (Finite Element Method) บนตัวกลางกึ่งปริภูมิแบบอิลาสติก (Elastic Half-space)

การตรวจสอบความถูกต้องของวิธี Power of phase (POP) ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ ในงานวิจัยนี้จะวิเคราะห์ในโปรแกรม PLAXIS 2D โดยชั้นดินตัวกลางของคลื่นผิวดินที่ใช้ในการวิเคราะห์ถูกนิยามให้เป็นตัวกลางกึ่งปริภูมิแบบอิลาสติก (Elastic half space) ซึ่งแบ่งออกเป็น 2 ลักษณะชั้นดิน คือ ชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นเฉือนแปรผันตามความลึกของชั้นดิน หรือเรียกว่าชั้นดินเรียงตัวแบบปกติ (Ordered ground) และชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นเฉือนไม่แปรผันตามความลึกของชั้นดิน หรือเรียกว่าชั้นดินที่ไม่ได้เรียงตัวตามปกติ (Non-ordered ground) โดยคลื่นผิวดินบนตัวกลางกึ่งปริภูมิสร้างจากคลื่นดล (Impulse wave) ที่มีความถี่ 25 เฮิรตซ์ ในส่วนของขั้นตอนการวิเคราะห์ จะใช้การวิเคราะห์แบบจลน์ (Dynamic analysis) และตรวจวัดการเคลื่อนที่บนจุดเชื่อมโยง (node) ในแนวตั้ง 2 จุด เสมือนเป็นเซนเซอร์ที่ใช้ตรวจวัดการเคลื่อนที่ของผิวดินในการตรวจวัดในสนามจำนวน 3 เซนเซอร์ หลังจากวิเคราะห์และบันทึกผล ข้อมูลการเคลื่อนที่ในแนวตั้งที่ตำแหน่งที่กำหนดจะนำวิเคราะห์ด้วยกระบวนการวิธี POP เพื่อสร้างเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการวิเคราะห์ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (Finite element dispersion curve) และนำมาเปรียบเทียบกับเส้นโค้งการกระจายที่สร้างจากทฤษฎีคลื่นสะท้อนและหักเห (Theoretical of reflection and transmission coefficient dispersion curve) โดยมีรายละเอียดการวิเคราะห์ตามหัวข้อต่อไปนี้

3.2.1 ขั้นตอนการกำหนดรูปแบบเรขาคณิตของแบบจำลองดินในระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์

รูปแบบเรขาคณิตของแบบจำลองชั้นดินในงานวิจัยนี้ใช้รูปแบบสมมาตร (Symmetry) มีชั้นดินเพียงด้านเดียว โดยมีแหล่งกำเนิดคลื่นอยู่ที่ตำแหน่งจุดเริ่มต้น (Origin) และมีความลึกของตัวกลางกึ่งปริภูมิอยู่ที่ 100 เมตร จากผิวดินตัวกลาง และกว้าง 600 – 1000 เมตร โดยแบ่งออกเป็น 3 ประเภทชั้นดินดังต่อไปนี้

- ชั้นดินแบบที่ 1 เป็นชั้นดินที่เรียงตัวแบบปกติ ตัวกลางกึ่งปริภูมิสร้างจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ที่มีขนาดความกว้าง 600 เมตร และลึก 100 เมตร เงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) ที่ด้านล่างและด้านขวาสุดของโมเดลเป็นแบบหนืด (viscous) เพื่อลดผลกระทบของคลื่นสะท้อนเมื่อคลื่นเดินทางไปกระทบกับขอบของโมเดล ใช้อัตราส่วนขยาย (Poisson's ratio) เท่ากับ 0.33 ทุกชั้นดิน

ตารางที่ 3.1 คุณสมบัติชั้นดินแบบธรรมดาใช้ในการวิเคราะห์ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์

ความลึก (เมตร)	ความเร็วคลื่นเฉือน (เมตร/วินาที)	ความหนาแน่น (ตัน/ลบ.ม)
Depth (m)	Shear wave velocity (m/s)	Density (t/m ²)
10	200	1.7
15	300	1.8
15	400	1.8
∞	500	1.8

กำหนดตำแหน่งจุดเชื่อมโยง 4 ตำแหน่งเพื่อแทนการจัดเรียงเซนเซอร์แบบ 3 เซนเซอร์จำนวน 2 วง ตามที่แสดงไว้ในตารางที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงที่ต้องการบันทึกข้อมูลการเคลื่อนที่ของลักษณะชั้นดินที่ 1

จุดเชื่อมโยง	พิกัด (เมตร) (Coordinate, m)	
node	X	Y
1	400.00	100.00
2	405.03	100.00
3	407.52	100.00
4	410.00	100.00

- ชั้นดินแบบที่ 2 เป็นชั้นดินที่เรียงตัวแบบไม่ปกติ โดยมีชั้นดินที่ความเร็วคลื่นเฉือนต่ำแทรกอยู่ระหว่างชั้นดินที่ความเร็วคลื่นเฉือนสูงกว่าทั้งด้านบนและด้านล่าง ตัวกลางกึ่งปริภูมิสร้างจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ที่มีขนาดความกว้าง 1000 เมตร และลึก 100 เมตร เงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) ที่ด้านล่างและด้านขวาสุดของโมเดลเป็นแบบหนืด (viscous) เพื่อลด

ผลกระทบของคลื่นสะท้อนเมื่อคลื่นเดินทางไปกระทบกับขอบของโมเดล ใช้อัตราส่วนขยาย (Poisson's ratio) เท่ากับ 0.33 ทุกชั้นดิน

ตารางที่ 3.3 คุณสมบัติชั้นดินแบบย้อนใช้ในการวิเคราะห์ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์

ความลึก (เมตร) Depth (m)	ความเร็วคลื่นเฉือน (เมตร/วินาที) Shear wave velocity (m/s)	ความหนาแน่น (ตัน/ลบ.ม) Density (t/m ³)
10	500	1.8
15	300	1.8
15	500	1.8
∞	600	1.8

กำหนดตำแหน่งจุดเชื่อมโยง 4 ตำแหน่งเพื่อแทนการจัดเรียงเซนเซอร์แบบ 3 เซนเซอร์จำนวน 2 วง ตามที่แสดงไว้ในตารางที่ 3.4

ตารางที่ 3.4 ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงที่ต้องการบันทึกข้อมูลการเคลื่อนที่ของลักษณะชั้นดินที่ 2

จุดเชื่อมโยง (node)	พิกัด (เมตร) (Coordinate, m)	
	X	Y
1	600.00	100.00
2	605.02	100.00
3	607.52	100.00
4	610.00	100.00

- ชั้นดินแบบที่ 3 เป็นชั้นดินที่เรียงตัวไม่ปกติ โดยมีชั้นดินที่ความเร็วคลื่นเฉือนสูงแทรกอยู่ระหว่างชั้นดินที่ความเร็วคลื่นเฉือนสูงกว่าทั้งด้านบนและด้านล่าง ตัวกลางกึ่งปริภูมิสร้างจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ที่มีขนาดความกว้าง 600 เมตร และลึก 100 เมตร เงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) ที่ด้านล่างและด้านขวาสุดของโมเดลเป็นแบบหนืด (viscous) เพื่อลดผลกระทบของคลื่นสะท้อนเมื่อคลื่นเดินทางไปกระทบกับขอบของโมเดล ใช้อัตราส่วนขยาย (Poisson's ratio) เท่ากับ 0.33 ทุกชั้นดิน

ตารางที่ 3.5 คุณสมบัติชั้นดินแบบย้อนกลับใช้ในการวิเคราะห์ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์

ความลึก (เมตร) Depth (m)	ความเร็วคลื่นเฉือน (เมตร/วินาที) Shear wave velocity (m/s)	ความหนาแน่น (ตัน/ลบ.ม) Density (t/m ²)
10	200	1.7
15	500	1.8
15	300	1.8
∞	500	1.8

กำหนดตำแหน่งจุดเชื่อมโยง 4 ตำแหน่งเพื่อแทนการจัดเรียงเซนเซอร์แบบ 3 เซนเซอร์จำนวน 2 วง ตามที่แสดงไว้ในตารางที่ 3.6

ตารางที่ 3.6 ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงที่ต้องการบันทึกข้อมูลการเคลื่อนที่ของลักษณะชั้นดินที่ 3

จุดเชื่อมโยง (node)	พิกัด (เมตร) (Coordinate, m)	
	x	y
1	600.00	100.00
2	605.02	100.00
3	607.52	100.00
4	610.00	100.00

3.2.2 ขั้นตอนการสร้างโครงสร้างตาข่ายระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (Meshing)

การสร้างโครงสร้างตาข่ายเป็นหนึ่งในปัจจัยหลักในการหาคำตอบที่เหมือนความเป็นจริงมากที่สุดในการวิเคราะห์ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โครงสร้างตาข่ายที่หยาบ (Coarse mesh) ใช้เวลาในการสร้างไม่นาน แต่ผลลัพธ์ที่ได้จะมีความคลาดเคลื่อนสูง ต่างจากการสร้างโครงสร้างตาข่ายแบบละเอียด (Fine mesh) ที่ยังมีความละเอียดมากเท่าไร ความถูกต้องของผลลัพธ์ก็จะมีมากขึ้นตามไป แต่ใช้เวลาในการสร้างโครงสร้างตาข่ายแบบละเอียดนานกว่าโครงสร้างตาข่ายแบบหยาบมาก จึงควรเลือกใช้ความละเอียดที่เหมาะสม หรือกำหนดให้บริเวณที่สนใจ เช่น บริเวณจุดเชื่อมโยงที่เป็นตัวแทนของเซนเซอร์ และบริเวณขอบเขตของโมเดล

ในงานวิจัยนี้ผู้จัดทำได้กำหนดให้บริเวณจุดเชื่อมโยงที่สนใจ ขอบเขตของตัวกลางกึ่งปริภูมิ และบริเวณรอยต่อระหว่างชั้นดิน ให้มีความละเอียดมากกว่าบริเวณอื่นๆ และกำหนดความละเอียดของโครงร่างตาข่ายโดยใช้หลักการว่าหนึ่งลูกคลื่นต้องมีอย่างน้อย 5 โครงร่างตาข่าย

3.2.3 ขั้นตอนการสร้างคลื่นผิวดินแบบคลื่นตล (Impulse wave)

คลื่นผิวดินแบบคลื่นตลที่ใช้ในการวิเคราะห์ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ เป็นคลื่นตลที่มีความถี่ 25 เฮิร์ตซ์จำนวนครึ่งลูกคลื่นซึ่งสร้างจากการกำหนดการเคลื่อนที่ที่ผิวดิน (Prescribed displacement) ที่ตำแหน่ง (0,100) เมตร ตามตารางที่ 3.7

ตารางที่ 3.7 คลื่นผิวดินที่สร้างจากการกำหนดการเคลื่อนที่

ข้อมูล	แอมพลิจูด (เซนติเมตร)	เวลา (วินาที)
No. data	Amplitude (cm)	Time (s)
1	0.0	0.00
2	1.0	0.01
3	0.0	0.02

3.2.4 การกำหนดพารามิเตอร์และวิเคราะห์การคำนวณระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์

ความเค้นเริ่มต้น (Initial stresses) จะสร้างมาจากสถานะแรงดันดินด้านข้างมีค่าเท่ากับแรงดันดินแนวตั้งประสิทธิผลคูณกับสัมประสิทธิ์แรงดันดินด้านข้างที่สภาวะสถิตย์ (K_0) จากนั้นจะวิเคราะห์แบบจลน์ โดยการสร้างคลื่นตลที่ผิวกึ่งปริภูมิตามหัวข้อ 3.2.3 โดยกำหนดให้มีความถี่ในการบันทึกข้อมูล (Sampling rate) 800 เฮิร์ตซ์ เป็นเวลา 5 วินาที

3.2.5 การเปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายด้วยวิธี POP กับเส้นโค้งการกระจายตามทฤษฎี (Theoretical Dispersion curve)

ข้อมูลการเคลื่อนที่ที่ผิวดินที่ได้จากการตรวจวัดแบบระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์นำมาวิเคราะห์ด้วยวิธี Power of phase โดยมีการกำหนดค่าเริ่มต้นดังนี้
ตารางที่ 3.8 การตั้งค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ในการวิเคราะห์แบบจลน์

ตัวแปร	ค่า
ความถี่ (Sampling rate)	800 Hz
ความยาวข้อมูล (Sample length)	4000 points
ระยะเวลา (Time interval)	5 s
รัศมีของการตรวจวัด (Radius)	5.0 m

มีการกำหนดตำแหน่งจุดบันทึกข้อมูลซึ่งเสมือนเป็นเซนเซอร์ของการตรวจวัดแบบ 3 เซนเซอร์ตามที่ได้แสดงต่อไปนี้

ตารางที่ 3.9 ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงของรูปแบบการตรวจวัดด้วยวิธี POP

รูปแบบการตรวจวัด	เซนเซอร์	ตำแหน่ง (เมตร)	
		x	y
1	1	400.00	100.00
	2	407.52	100.00
	3	407.52	100.00
2	1	405.03	100.00
	2	410.00	100.00
	3	410.00	100.00

หลังจากบันทึกการสั่นไหวของคลื่นผิวดินแล้ว จึงนำข้อมูลมาวิเคราะห์เพื่อสร้างเส้นโค้งการกระจายด้วยวิธี POP ตามที่ได้อธิบายไว้ในหัวข้อที่ 3.1 จากนั้นนำมาเปรียบเทียบกับเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากทฤษฎี โดยมีการกำหนดค่าตัวแปรตามที่ได้แสดงไว้ในตารางที่ 3.9

3.2.6 การเปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายด้วยระเบียบวิธี POP กับวิธี SPAC

โดยการสร้างคลื่นผิวดินจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์แบบชั้นดินแบบไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneous media) โดยมีสภาพชั้นดินตามตารางที่ 3.10

ตารางที่ 3.10 สภาพชั้นดินที่ใช้ในการวิเคราะห์ POP และ SPAC

ความลึก (เมตร) Depth (m)	ความเร็วคลื่นเฉือน (เมตร/วินาที) Shear wave velocity (m/s)	ความหนาแน่น (ตัน/ลบ.ม) Density (t/m ³)
30	200	1.7
170	500	1.8

ใช้โครงสร้างตาข่ายความละเอียดสัมพัทธ์แตกต่างกัน 6 ค่าคือ 0.05, 0.04, 0.03, 0.02, 0.01 และ 0.008 และกำหนดให้มีความถี่ในการบันทึกข้อมูล (Sampling rate) 800 เฮิร์ตซ์ เป็นระยะเวลา 5 วินาที และกำหนดตำแหน่งในการเก็บข้อมูลการเคลื่อนไหวของคลื่นผิวดินตามตารางที่ 3.11

ตารางที่ 3.11 ตำแหน่งจุดเชื่อมโยงของรูปแบบการตรวจวัดด้วยวิธี POP และ SPAC

เซนเซอร์	ตำแหน่ง (เมตร)	
	X	Y
1	400.00	100.00
2	405.00	100.00
3	407.52	100.00
4	407.52	100.00

3.3 การตรวจความถูกต้องจากการตรวจวัดในสนาม

3.3.1 เครื่องมือและอุปกรณ์

- จีโอโฟน (Geophone) จีโอโฟน คือ เซนเซอร์ใช้สำหรับการวัดความสั่นไหวของผิวดิน ในวิธี POP จะใช้เซนเซอร์อย่างน้อย 3 ตัว (รูปที่ 3.2)
- National Instrument Interface (NI cRIO 9063) (รูปที่ 3.3)
National Instrument Module (NI 9234) 2 ตัว (รูปที่ 3.4)



รูปที่ 3.2 จีโอโฟนย่านความถี่ 2 Hz



รูปที่ 3.3 National Instrument Interface (NI cRIO 9063)



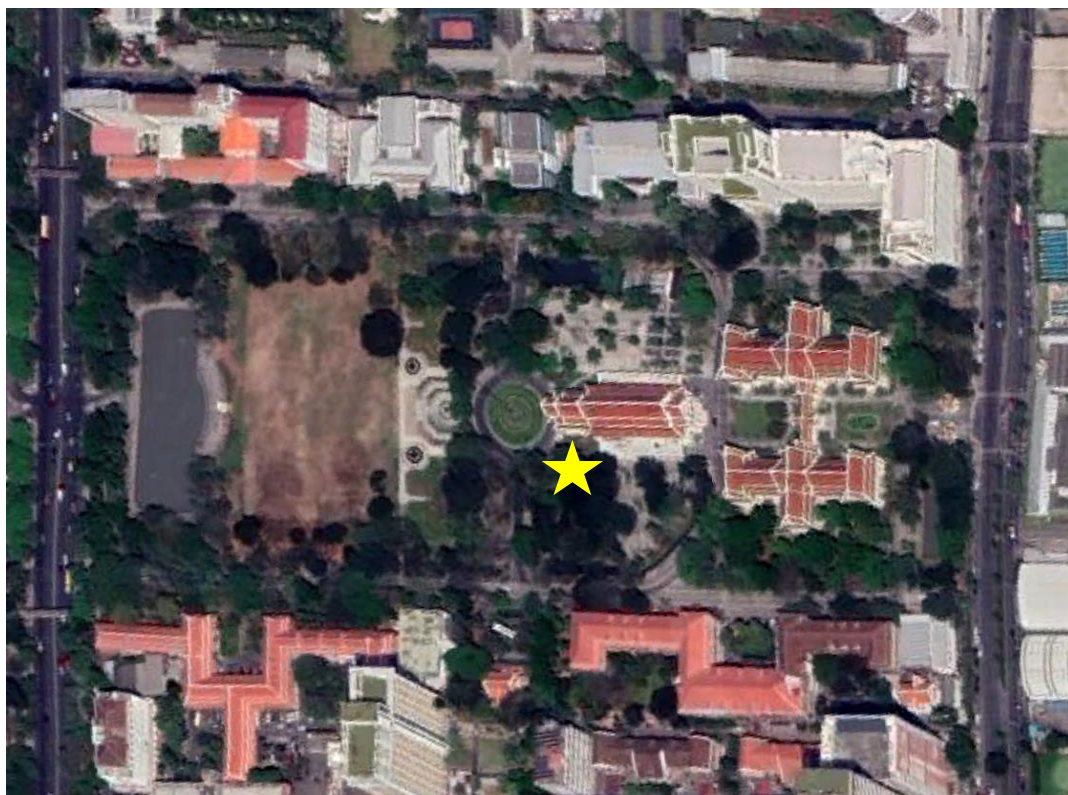
รูปที่ 3.4 National Instrument Module (NI9234)

3.3.2 สถานที่ในการทดสอบ

- จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บริเวณที่ทำการทดสอบคือสนามหญ้าข้างหอประชุมจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย กรุงเทพมหานคร บริเวณนั้นมีการทดสอบตาวนโฮล์ (Downhole test) เพื่อเก็บค่าความเร็วเฉือนชั้นดินไว้เรียบร้อยแล้ว

ในขั้นตอนการเตรียมการทดสอบใช้วิธีและอุปกรณ์ตามหัวข้อที่ 3.3 โดยใช้รัศมีในการทดสอบ 5 เมตร และจำนวนจีโอโฟน 3 ตัว ความถี่ในการเก็บข้อมูล 256 Hz ใช้เวลาในการตรวจวัด 10 นาที



รูปที่ 3.5 ข้างหอประชุมจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

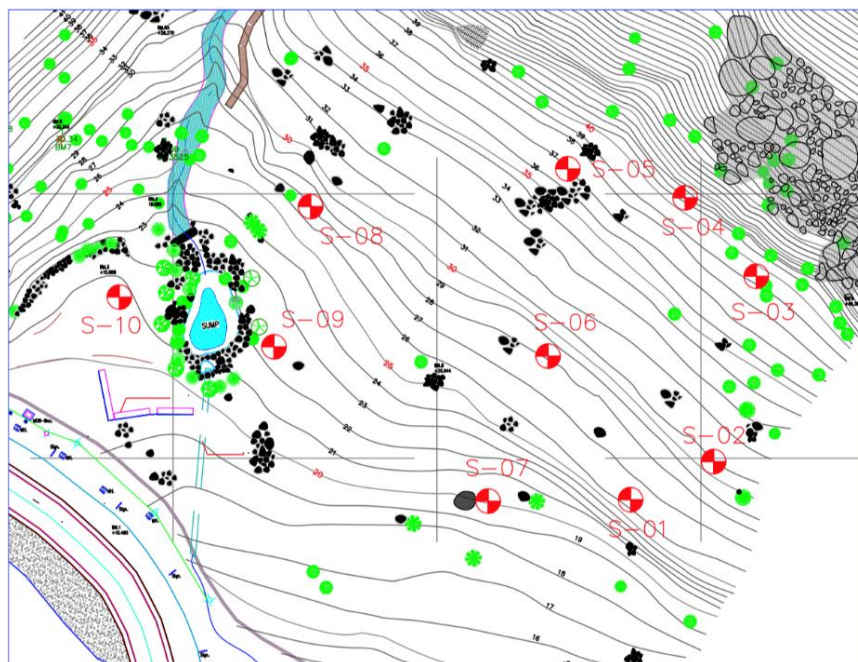
- จังหวัดภูเก็ต

ตั้งอยู่บนถนนปาดอง-กมลา ตำบลกมลา อำเภอกะทู้ จังหวัดภูเก็ต โดยมีที่ตั้งดังแสดงในรูปที่ 3.6 แผนที่ ถนนปาดอง-กมลา ตำบลกมลา อำเภอกะทู้ จังหวัดภูเก็ต สำหรับตำแหน่งทดสอบภายในโครงการได้แสดงไว้ในรูปที่ 2 ทำการทดสอบความเร็วคลื่นเฉือนในชั้นดินเทียบกับข้อมูลสำรวจชั้นดินจากการทดสอบ Standard Penetration Test โดยคำนวณหาความเร็วคลื่นเฉือนจากความสัมพันธ์ $V_s = 91N^{0.340}$ เมื่อ N คือ จำนวนครั้งในการตอก (IMAI 1981)

ในขั้นตอนการเตรียมการทดสอบใช้วิธีและอุปกรณ์ตามหัวข้อที่ 3.3 โดยใช้รัศมีในการทดสอบ 0.8 เมตร และจำนวนจีโอโฟน 3 ตัว ความถี่ในการเก็บข้อมูล 256 Hz ใช้เวลาในการตรวจวัด 10 นาที



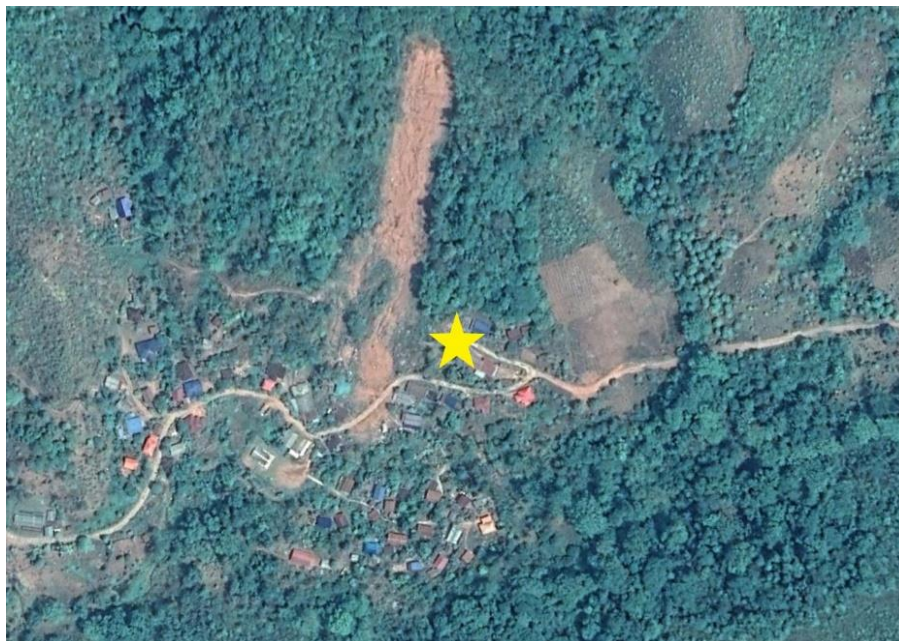
รูปที่ 3.6 แผนที่ ถนนปาดอง-กมลา ตำบลกมลา อำเภอกะทู้ จังหวัดภูเก็ต



รูปที่ 3.7 ตำแหน่งในการทำการทดสอบ POP

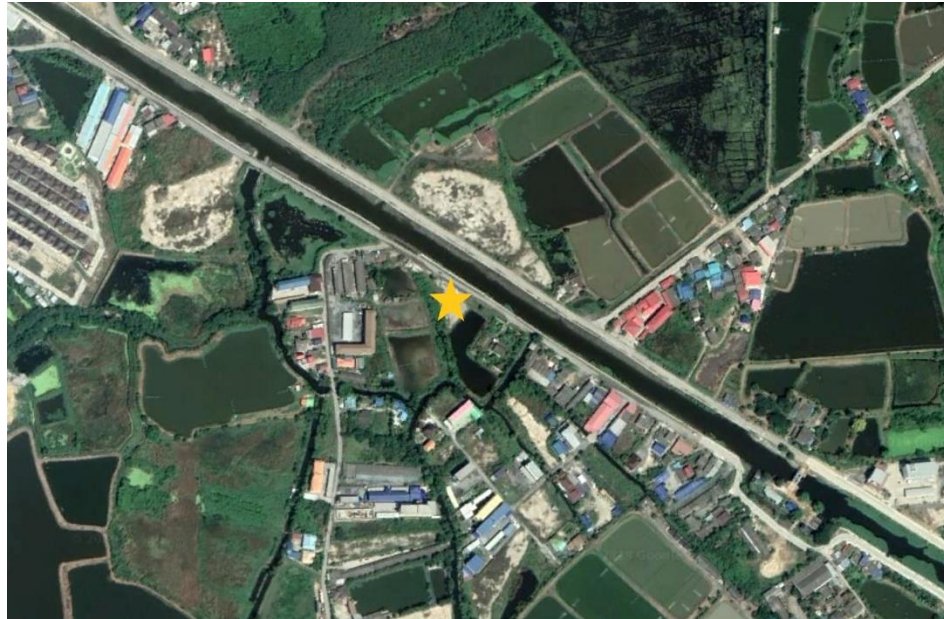
- จังหวัดน่าน

บ้านห้วยขาบ หมู่ 7 ต.บ่อเกลือเหนือ อ.บ่อเกลือ จ.น่าน สภาพพื้นที่เป็นพื้นที่เชิงเขา ทำการทดสอบ POP คู่กับการทดสอบคูนเซล (Kunzel Stab) ในขั้นตอนการเตรียมการทดสอบใช้วิธีและอุปกรณ์ตามหัวข้อที่ 3.3 โดยใช้รัศมีในการทดสอบ 2 เมตร และจำนวนจีไอโฟน 3 ตัว ความถี่ในการเก็บข้อมูล 256 Hz ใช้เวลาในการตรวจวัด 10 นาที

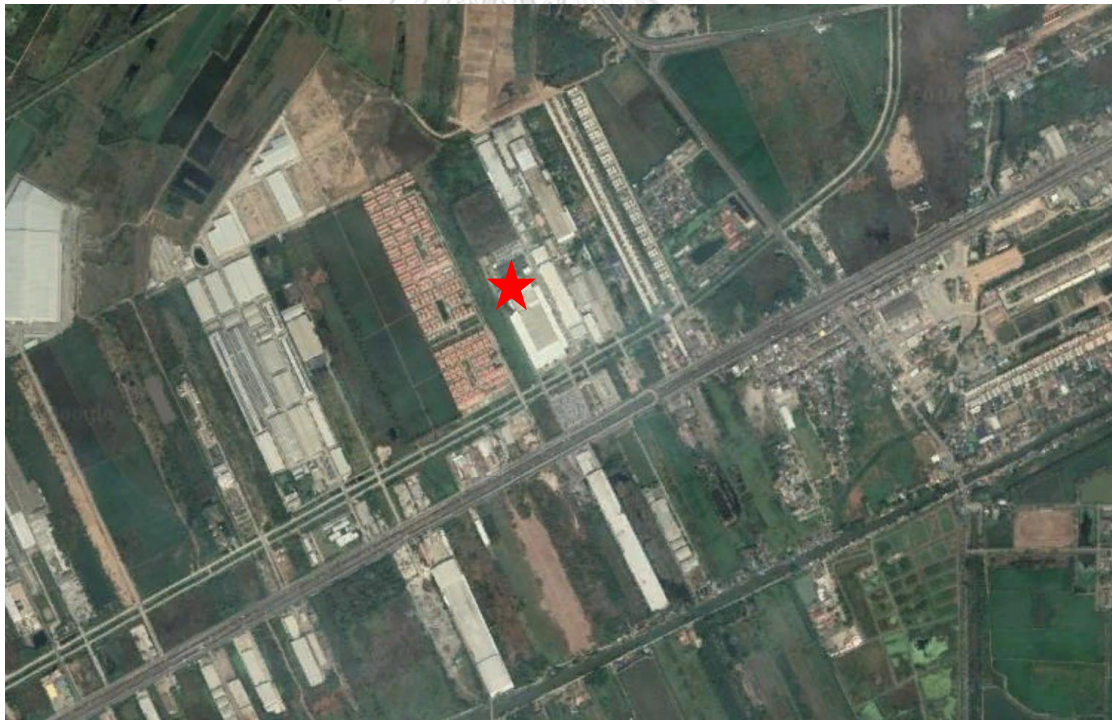


รูปที่ 3.8 ต.บ่อเกลือเหนือ อ.บ่อเกลือ จ.น่าน

- โครงการก่อสร้างในตำบลท่าข้าม อำเภอบางปะกง จังหวัดฉะเชิงเทรา
ในพื้นที่ที่มีการซ่อมแซมฐานรากค้ำคลองจึงได้มีการเจาะสำรวจด้วยวิธีการตอกทดลองแบบมาตรฐาน (Standard Penetration Test) โดยการใช้กระบอกผ่าซีก จึงได้เข้าไปสำรวจด้วยวิธี POP เพื่อเทียบกับผลการตอกสำรวจจำนวนตก (SPT N-value)
ในขั้นตอนการเตรียมการทดสอบใช้วิธีและอุปกรณ์ตามหัวข้อที่ 3.3 โดยใช้รัศมีในการทดสอบ 5 และ 7 เมตร และจำนวนจีไอโฟน 3 ตัว ความถี่ในการเก็บข้อมูล 256 Hz ใช้เวลาในการตรวจวัด 10 นาที
- โรงงานในพื้นที่ตำบลลำไทร อำเภอวังน้อย จังหวัดพระนครศรีอยุธยา
โดยโครงการมีจุดประสงค์หลักในการปรับปรุงคุณสมบัติยางและกาวเพื่อสร้างสนามเด็กเล่นและลานจอดรถ ในโครงการจะมีการทดสอบคุณสมบัติชั้นดินที่จะทำการก่อสร้างสนามเด็กเล่นและลานจอดรถจึงทำการทดสอบคุณสมบัติชั้นดินด้วยวิธีคุนเซลและ POP เพื่อหาความเร็วคลื่นเฉือนในชั้นดิน
ในขั้นตอนการเตรียมการทดสอบใช้วิธีและอุปกรณ์ตามหัวข้อที่ 3.3 โดยใช้รัศมีในการทดสอบ 2 เมตร และจำนวนจีไอโฟน 3 ตัว ความถี่ในการเก็บข้อมูล 256 Hz ใช้เวลาในการตรวจวัด 10 นาที



รูปที่ 3.9 โครงการก่อสร้างใน ตำบลท่าข้าม อำเภอบางปะกง จังหวัดฉะเชิงเทรา



รูปที่ 3.10 สถานที่ตั้งโรงงานในพื้นที่ ตำบลลำไทร อำเภอวังน้อย จังหวัดพระนครศรีอยุธยา

3.4 การวิเคราะห์คลื่นผิวดินหลายโหมดแบบย้อนกลับ (Inverse analysis) เพื่อสร้างหน้าตัดชั้นดิน ด้วยระเบียบวิธีที่ถูกพัฒนาขึ้น

การวิเคราะห์แบบย้อนกลับด้วยวิธีทั่วไปหรือการวิเคราะห์คลื่นเพียงโหมดฐานอย่างเดียว จะมีความถูกต้องลดลงอย่างมากเมื่อชั้นดินที่กำลังวิเคราะห์อยู่ไม่ได้เรียงตัวอยู่ในรูปแบบปกติ (ความเร็วคลื่นเฉือนมีความเพิ่มขึ้นตามความลึกของชั้นดิน) เมื่อชั้นดินมีการเรียงตัวในรูปแบบไม่ปกติ (ชั้นดินเหนียวแข็งแทรกตัวอยู่ในชั้นดินเหนียวอ่อน หรือ ชั้นดินเหนียวอ่อนแทรกตัวอยู่ระหว่างชั้นดินเหนียวแข็ง) จะเกิดคลื่นสะท้อนระหว่างชั้นดินเป็นผลให้เกิดคลื่นผิวดินในโหมดการสั่นไหวที่สูงขึ้น ดังนั้นการวิเคราะห์คลื่นผิวดินทั้งโหมดพื้นฐานและโหมดที่สูงขึ้นจะทำให้ความถูกต้องในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเพิ่มมากขึ้น (Gucunski & Woods 1992; Tokimatsu et al. 1992; Luo et al. 2007)

การวิเคราะห์แบบย้อนกลับในวิทยานิพนธ์ฉบับนี้แบ่งออกเป็น 2 ประเภทคือ วิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นผิวดินที่สังเคราะห์มาจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ และวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นผิวดินจากการตรวจวัดคลื่นผิวดินด้วยวิธีการตรวจวัดแบบ POP ในสนาม

3.4.1 หลักการการวิเคราะห์แบบย้อนกลับโดยคำนึงถึงโหมดที่สูงขึ้นของการสั่นไหวของคลื่นผิวดิน

ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงการสร้างระเบียบวิธีการวิเคราะห์แบบย้อนกลับโดยคำนึงถึงโหมดที่สูงขึ้นของการสั่นไหวของคลื่นผิวดินโดยอ้างอิงงานวิจัยของ Lai & Rix (1998) ในการคำนวณเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลตามที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อที่ 2.8 ในงานวิจัยนี้ใช้โปรแกรม MATLAB ในการสร้างอัลกอริทึมการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ โดยมีหลักการคือ เปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการตรวจวัดหรือข้อมูลที่สังเคราะห์ขึ้นกับเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลตามทฤษฎีจากการหาพารามิเตอร์ที่เหมาะสมที่สุด (Optimization) ซึ่งในงานวิจัยนี้เลือกใช้โมดูลสำเร็จรูป “*fmincon*” ใน MATLAB ในการหาพารามิเตอร์ที่เหมาะสมที่สุด แผนภาพการทำงานของกรวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นหลายโหมดแสดงตามรูปที่ 3.11 ต่อไปจะกล่าวถึงตัวแปรที่จำเป็นในการหาพารามิเตอร์ที่เหมาะสมที่สุดโดยใช้ *fmincon* ในงานวิจัยฉบับนี้

3.4.2 ตัวแปรที่จำเป็นในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับในงานวิจัยนี้

- ความหนาของชั้นดิน
- ความเร็วคลื่นเฉือน (V_s)
- ความเร็วคลื่นอัดต่ำสุด (V_p)
- ความหนาแน่นสูงสุด (ρ)

3.4.3 สมการวัตถุประสงค์ในการ Optimization ใน fmincon

สมการวัตถุประสงค์ หรือสมการเงื่อนไขในงานวิจัยนี้คือการเปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการตรวจวัดหรือข้อมูลที่สังเคราะห์ขึ้นกับเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลตามทฤษฎี ในงานวิจัยนี้ใช้สมการรากที่สองของค่าเฉลี่ยของความผิดพลาด (Root mean square misfit) เป็นสมการวัตถุประสงค์

$$\text{RMS misfit} = \sum_{i=1}^N \sqrt{\frac{1}{N} [V_{\text{obs}i} - \hat{V}_y(r, y, \omega)_{\text{theoretical}i}]^2} \quad (3.11)$$

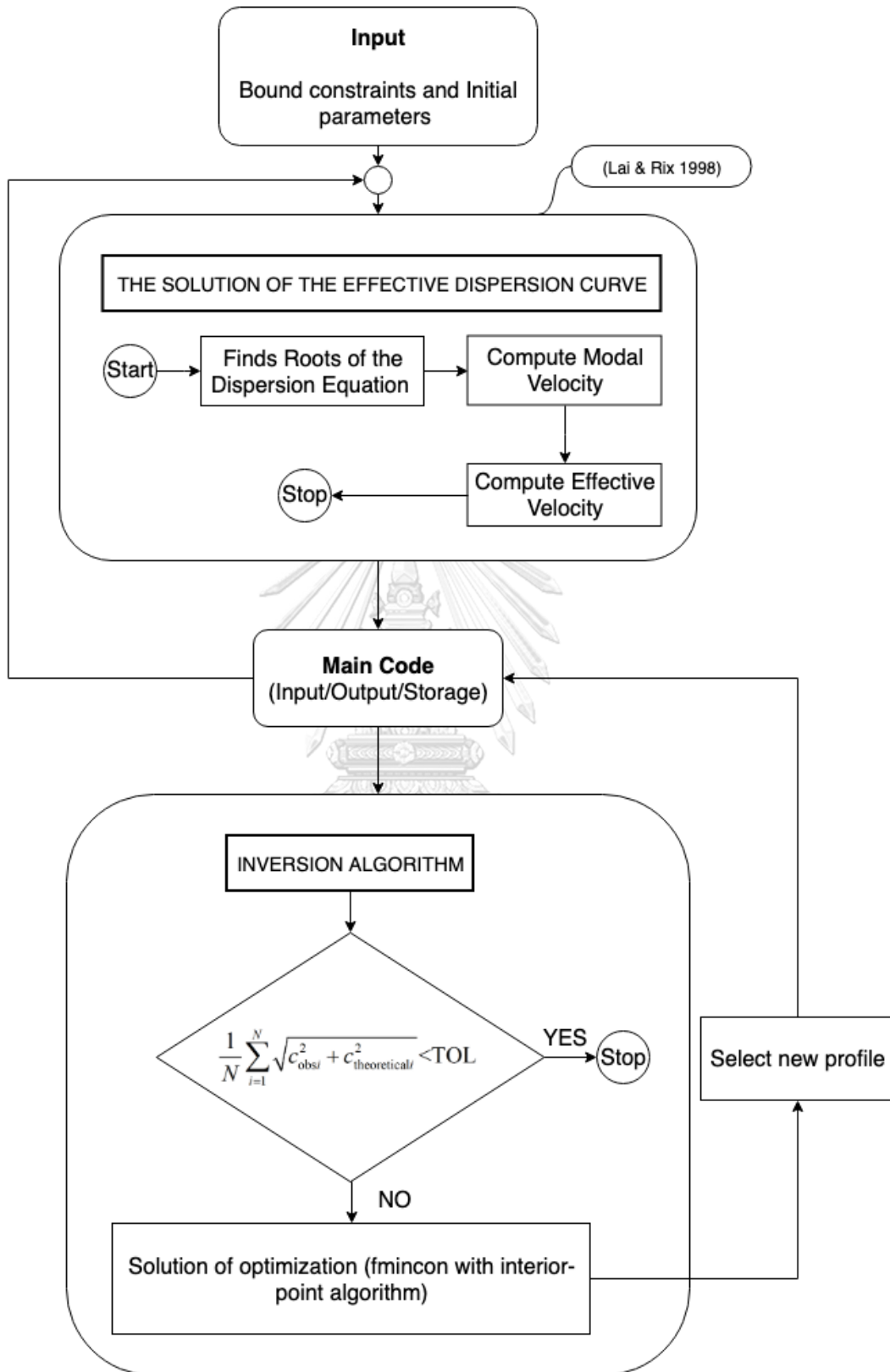
โดย $V_{\text{obs}i}$ คือ ความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากการตรวจวัดจริงที่ความถี่ที่ i
 $\hat{V}_y(r, y, \omega)_{\text{theoretical}i}$ คือ ความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากทฤษฎีที่ความถี่ที่ i

3.4.4 ขอบเขตจำกัด (Bound constraints)

การหาพารามิเตอร์ที่เหมาะสมที่ทำให้สมการวัตถุประสงค์ได้ค่าที่ต่ำที่สุดต้องทำภายใต้เงื่อนไขจำกัด (Bound constraints) หรือพูดอีกนัยคือ การกำหนดช่วงการคำนวณในการทำ Optimization โดยการกำหนดค่าพารามิเตอร์ต่ำสุด (Lower bound) และ ค่าสูงสุด (Upper bound) ตามหัวข้อที่ 3.4.1.1 ขั้นตอนในการกำหนดขอบเขตของพารามิเตอร์เป็นส่วนสำคัญอีกหนึ่งส่วน ต้องมีการตัดสินใจกำหนดช่วงขอบเขตอย่างมีหลักการโดยพิจารณาจากเส้นโค้งการกระจาย เมื่อกำหนดให้ $c(f)$ เป็นความเร็วคลื่นที่ความถี่ f จะคำนวณหาความยาวคลื่น λ ได้จาก $\lambda = \frac{c(f)}{f}$ จากงานวิจัยของ Taylor & Soczkiewicz (2007) กล่าวไว้ว่า ความหนาของชั้นดินที่คลื่นผิวดินมีอิทธิพลถึงมีค่าเท่ากับ $\frac{\lambda}{3}$ ฉะนั้นจะสามารถกำหนดขอบเขตความหนาของชั้นดินที่สนใจได้ดังนี้

$H = \frac{c(f)}{3f}$ ในสวนของการกำหนดขอบเขตจำกัดของความเร็วคลื่นเฉือนและคลื่นอัดจะใช้

$V_{S_{\text{min,max}}} = c(f) \pm 50\%$ และ $V_{P_{\text{min,max}}} = 2 \cdot c(f) \pm 50\%$ ตามลำดับ



รูปที่ 3.11 แผนภาพแสดงระบบการวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นหลายโหมด

3.4.5 กำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้น (Initial parameter) ในขั้นตอน Optimization

ค่าเริ่มต้นเป็นพารามิเตอร์อีกชุดหนึ่งที่มีความสำคัญ การกำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับได้อย่างเหมาะสมจะช่วยให้ได้ค่าความผิดพลาดเฉลี่ยรากที่สอง (RMS misfit) ที่มีความแม่นยำและใช้จำนวนครั้งในการวิเคราะห์น้อยกว่า ในงานวิจัยนี้เลือกใช้ค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นเป็นค่ากลางระหว่างขอบเขตจำกัดต่ำสุดและสูงสุด ตามที่ได้แสดงไว้ต่อไปนี้

$$I = \frac{(ub + lb)}{2} \quad (3.12)$$

เมื่อ I คือ ค่าพารามิเตอร์เริ่มต้น (Initial parameter)

3.4.6 อัลกอริทึมที่ใช้ในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ

ในวิจัยฉบับนี้ผู้จัดทำได้เลือกอัลกอริทึม Interior point ในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ เนื่องจากวิธี Interior point ใช้หน่วยความจำในการประมวลผลน้อยกว่า ทำให้ใช้เวลาในการประมวลผลน้อยกว่า และยังสามารถในการแก้ปัญหาผลลัพธ์ของสมการวัดถูประสงค์เป็นอนันต์หรือไม่สามารถหาค่าได้ จึงเหมาะกับปัญหาที่เป็นแบบ Large-scale หรือปัญหาจำพวกเมตริกมากเลขศูนย์ (Sparse matrix)

3.4.7 การวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นผิวดินสังเคราะห์จากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์

ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงขั้นตอนการนำเส้นโค้งการกระจายจากหัวข้อที่ 3.2 ทั้ง 3 ลักษณะชั้นดิน มาวิเคราะห์แบบย้อนกลับเพื่อสร้างหน้าตัดชั้นดินและเปรียบเทียบกับแบบจำลองชั้นดินของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โดยมีสมการวัดถูประสงค์ตามสมการที่ (3.11)

3.4.8 การกำหนดพารามิเตอร์ขอบเขตจำกัด

กำหนดค่าขอบเขตของพารามิเตอร์ที่จำเป็นต่อการวิเคราะห์ย้อนกลับตามตารางต่อไปนี้

- ลักษณะชั้นดินที่ 1

กำหนดค่าพารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดตามตารางที่ 3.12

ตารางที่ 3.12 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของชั้นดินลักษณะที่ 1

THK_{\min} (m)	THK_{\max} (m)	$V_{S_{\min}}$ (m/s)	$V_{S_{\max}}$ (m/s)	$V_{P_{\min}}$ (m/s)	$V_{P_{\max}}$ (m/s)	ρ_{\min} (t/m)	ρ_{\max} (t/m)
8	14	150	280	300	560	1.7	1.7
12	21	225	420	450	840	1.8	1.8
12	21	300	560	600	1120	1.8	1.8
Half-Space		375	700	750	1400	1.8	1.8

- ลักษณะชั้นดินที่ 2

กำหนดค่าพารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดตามตารางที่ 3.13

ตารางที่ 3.13 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของชั้นดินลักษณะที่ 2

THK_{\min} (m)	THK_{\max} (m)	$V_{S_{\min}}$ (m/s)	$V_{S_{\max}}$ (m/s)	$V_{P_{\min}}$ (m/s)	$V_{P_{\max}}$ (m/s)	ρ_{\min} (t/m)	ρ_{\max} (t/m)
8	14	375	700	750	1400	1.8	1.8
12	21	225	420	450	840	1.8	1.8
12	21	375	700	750	1400	1.8	1.8
Half-Space		450	840	900	1680	1.8	1.8

- ลักษณะชั้นดินที่ 3

กำหนดค่าพารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดตามตารางที่ 3.14

ตารางที่ 3.14 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของชั้นดินลักษณะที่ 3

THK_{\min} (m)	THK_{\max} (m)	$V_{S_{\min}}$ (m/s)	$V_{S_{\max}}$ (m/s)	$V_{P_{\min}}$ (m/s)	$V_{P_{\max}}$ (m/s)	ρ_{\min} (t/m)	ρ_{\max} (t/m)
8	14	150	280	300	560	1.7	1.7
12	21	375	700	750	1400	1.8	1.8
12	21	225	420	450	840	1.8	1.8
Half-Space		375	700	750	1400	1.8	1.8

3.4.9 กำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้น

- ลักษณะชั้นดินที่ 1

กำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นตามตารางที่ 3.15
 ตารางที่ 3.15 พารามิเตอร์เริ่มต้นของชั้นดินลักษณะที่ 1

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{s_{ini}}$ (m/s)	$V_{p_{ini}}$ (m/s)
11	1.7	215	430
16.5	1.8	322.5	645
16.5	1.8	430	860
Half-Space	1.8	537.5	1075

- ลักษณะชั้นดินที่ 2

กำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นตามตารางที่ 3.16
 ตารางที่ 3.16 พารามิเตอร์เริ่มต้นของชั้นดินลักษณะที่ 2

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{s_{ini}}$ (m/s)	$V_{p_{ini}}$ (m/s)
11	1.8	537.5	1075
16.5	1.8	322.5	645
16.5	1.8	537.5	1075
Half-Space	1.8	645	1290

- ลักษณะชั้นดินที่ 3

กำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นตามตารางที่ 3.17
 ตารางที่ 3.17 พารามิเตอร์เริ่มต้นของชั้นดินลักษณะที่ 3

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{s_{ini}}$ (m/s)	$V_{p_{ini}}$ (m/s)
11	1.7	215	430
16.5	1.8	537.5	1075
16.5	1.8	322.5	645
Half-Space	1.8	537.5	1075

3.4.10 การวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นผิวดินจากการตรวจวัดจริง

หลังจากทำการตรวจวัดคลื่นผิวดินตามหัวข้อที่ 3.3 เรียบร้อยแล้ว ข้อมูลคลื่นผิวดินถูกนำมาคำนวณด้วยอัลกอริทึมของ POP เพื่อคำนวณหาความเร็วคลื่นเฉือนตรวจวัด ($C_{\text{observation}}$) และสร้างเส้นโค้งการกระจายตรวจวัด จากนั้นใช้ข้อมูลเส้นโค้งการกระจายตรวจวัดนำไปเข้าสู่ขั้นตอนการวิเคราะห์แบบย้อนกลับคลื่นหลายโหมดตามขั้นตอนที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.11 จะได้โปรไฟล์ชั้นดินเพื่อนำไปเปรียบเทียบข้อมูลชั้นดินที่ได้จากแหล่งที่มาต่างๆ เช่น การทดสอบตาวนโฮล์ (Downhole Test) การทดสอบคุนเซล (Kunzel) และข้อมูลการเจาะทดสอบดิน (Standard penetration test)

- สนามหญ้าข้างหอประชุมจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
กำหนดพารามิเตอร์ในการวิเคราะห์ตามตารางที่ 3.18 และ
ตารางที่ 3.19

ตารางที่ 3.18 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของการทดสอบที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

THK_{\min} (m)	THK_{\max} (m)	$V_{S_{\min}}$ (m/s)	$V_{S_{\max}}$ (m/s)	$V_{P_{\min}}$ (m/s)	$V_{P_{\max}}$ (m/s)	ρ_{\min} (t/m)	ρ_{\max} (t/m)
1	8	80	170	160	340	1.6	1.9
3	5	100	200	200	400	1.7	1.9
3	5	130	220	260	440	1.8	2.0
3	5	150	250	300	500	1.8	2.0
3	8	200	300	400	600	1.8	2.0
Half-Space		250	500	500	1000	1.8	2.0

ตารางที่ 3.19 พารามิเตอร์เริ่มต้นของการทดสอบที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{\text{ini}}}$ (m/s)	$V_{P_{\text{ini}}}$ (m/s)
7.91	1.86	93.3	214.8
4.87	1.90	100.6	229.4
4.97	1.96	195.9	435.6
4.97	1.82	224.8	494.6
7.86	1.84	282.8	594.0
Half-Space	1.95	483.6	974.1

- บ้านห้วยขาบ หมู่ 7 ต.บ่อเกลือเหนือ อ.บ่อเกลือ จ.น่าน
กำหนดพารามิเตอร์ในการวิเคราะห์ตามตารางที่ 3.20 และตารางที่ 3.21

ตารางที่ 3.20 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของการทดสอบที่บ้านห้วยขาบ จังหวัดน่าน

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
0	3	40	250	80	500	1.6	1.9
0	3	60	300	120	600	1.7	1.9
0	4	100	400	200	800	1.7	2.0
0	4	150	500	300	1000	1.7	2.0
0	5	200	700	400	1400	1.7	2.0
Half-Space		300	750	600	1500	1.7	2.0

ตารางที่ 3.21 พารามิเตอร์เริ่มต้นของการทดสอบที่บ้านห้วยขาบ จังหวัดน่าน

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
0.2	1.7	250	292
2.5	1.9	240	278.2
2.6	2.0	306.5	656
3.4	2.0	435.1	865.1
0.9	2.0	617.5	1172.8
Half-Space	2.0	717.4	1365.0

- โครงการก่อสร้างใน ตำบลท่าข้าม อำเภอบางปะกง จังหวัดฉะเชิงเทรา
กำหนดพารามิเตอร์ในการวิเคราะห์ตามตารางที่ 3.22 และตารางที่ 3.23

ตารางที่ 3.22 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของโครงการก่อสร้างในตำบลท่าข้าม

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
5	12	60	120	120	240	1.6	1.8

3	10	80	150	160	300	1.6	1.8
3	10	80	220	160	440	1.7	2.2
3	10	150	250	300	500	1.7	2.2
Half-Space		200	400	400	800	1.8	2.2

ตารางที่ 3.23 พารามิเตอร์เริ่มต้นของโครงการก่อสร้างในตำบลท่าข้าม

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)	
11	1.7	215	430	
16.5	1.8	537.5	1075	
16.5	1.8	322.5	645	
Half-Space		1.8	537.5	1075

- จังหวัดภูเก็ต

กำหนดพารามิเตอร์ในการวิเคราะห์ตามตารางที่ 3.24 ถึงตารางที่ 3.41

ตารางที่ 3.24 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีตรวจวัดที่ 1

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	1.5	200	300	400	600	1.6	1.9
1	2	250	350	500	700	1.7	1.9
1	2	300	350	600	700	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.25 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีตรวจวัดที่ 1

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)	
1.25	1.75	250	500	
1.5	1.8	300	600	
1.5	1.9	325	650	
Half-Space		1.9	475	950

ตารางที่ 3.26 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 2

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	1.5	150	250	300	500	1.6	1.9
1	2	250	350	500	700	1.7	1.9
1	2	300	400	600	800	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.27 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 2

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
1.25	1.75	200	400
1.5	1.8	300	600
1.5	1.9	350	700
Half-Space	1.9	475	950

ตารางที่ 3.28 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 3

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	1.5	200	300	400	600	1.6	1.9
1	2	250	300	500	600	1.7	1.9
1	2	300	350	600	700	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.29 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 3

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
1.25	1.75	250	500
1.5	1.8	275	550
1.5	1.9	325	650
Half-Space	1.9	475	950

ตารางที่ 3.30 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 4

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	2	200	300	400	600	1.6	1.9
1	2	250	350	500	700	1.7	1.9
1	2	300	400	600	800	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.31 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 4

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
1.25	1.75	250	400
1.5	1.8	300	600
1.5	1.9	350	700
Half-Space	1.9	475	950

ตารางที่ 3.32 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 5

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	3	150	250	300	500	1.6	1.9
1.5	3	250	350	500	700	1.7	1.9
1.5	2	300	400	600	800	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.33 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 5

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
2	1.7	200	400
2.25	1.8	300	600
1.75	1.8	350	700
Half-Space	1.8	450	900

ตารางที่ 3.34 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 6

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	3	150	250	300	500	1.6	1.9
1.5	3	250	350	500	700	1.7	1.9
1.5	2	300	400	600	800	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.35 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 6

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
2	1.7	200	400
2.25	1.8	300	600
1.75	1.8	350	700
Half-Space	1.8	450	900

ตารางที่ 3.36 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 7

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	3	200	300	400	600	1.6	1.9
1	3	250	350	500	700	1.7	1.9
1	2	300	400	600	800	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.37 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 7

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
2	1.7	250	500
2	1.8	300	600
1.5	1.9	350	700
Half-Space	1.9	475	950

ตารางที่ 3.38 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 8

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	3	150	300	300	600	1.6	1.9
1	3	200	350	500	700	1.7	1.9
1	2	300	400	600	800	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.39 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 8

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
2	1.7	220	400
2	1.8	275	550
1.5	1.8	350	700
Half-Space	1.8	475	950

ตารางที่ 3.40 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 10

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	3	150	300	300	600	1.6	1.9
1.5	3	200	350	400	700	1.7	1.9
1.5	2	300	400	600	800	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.41 พารามิเตอร์เริ่มต้นของจังหวัดภูเก็ตสถานีวิจัยวัดที่ 10

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
2	1.7	225	450
2.25	1.8	275	550
1.75	1.8	350	700
Half-Space	1.8	475	950

- โรงงานในพื้นที่ตำบลลำไทร อำเภอลำดวน จังหวัดพระนครศรีอยุธยา
กำหนดพารามิเตอร์ในการวิเคราะห์ตามตารางที่ 3.42 และตารางที่ 3.43

ตารางที่ 3.42 พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัด โรงงานในพื้นที่ต.ไทร อ.วังน้อย จ.พระนครศรีอยุธยา

THK_{min} (m)	THK_{max} (m)	$V_{S_{min}}$ (m/s)	$V_{S_{max}}$ (m/s)	$V_{P_{min}}$ (m/s)	$V_{P_{max}}$ (m/s)	ρ_{min} (t/m)	ρ_{max} (t/m)
1	1.5	200	300	400	600	1.6	1.9
1	2	250	350	500	700	1.7	1.9
1	2	300	350	600	700	1.8	2.0
Half-Space		350	600	700	1200	1.8	2.0

ตารางที่ 3.43 พารามิเตอร์เริ่มต้น โรงงานในพื้นที่ต.ไทร อ.วังน้อย จ.พระนครศรีอยุธยา

THK_{ini} (m)	ρ_{ini} (t/m)	$V_{S_{ini}}$ (m/s)	$V_{P_{ini}}$ (m/s)
1.25	1.75	250	500
1.5	1.8	300	600
1.5	1.8	325	650
Half-Space	1.8	475	950

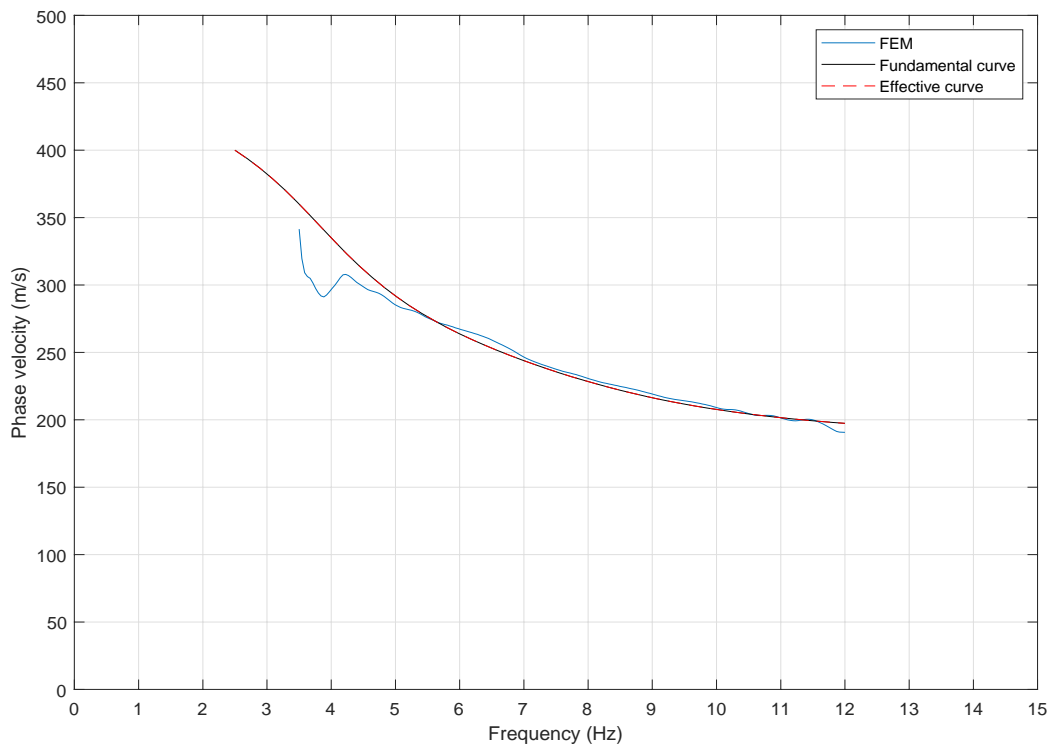
บทที่ 4

ผลการทดสอบและการอภิปรายผล

4.1 ผลการวิเคราะห์ ความถูกต้องวิธี Power of phase ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (Finite Element Method) บนตัวกลางกึ่งปริภูมิแบบอิลาสติก (Elastic Half-space)

- ชั้นดินลักษณะที่ 1 หรือชั้นดินเรียงตัวปกติ

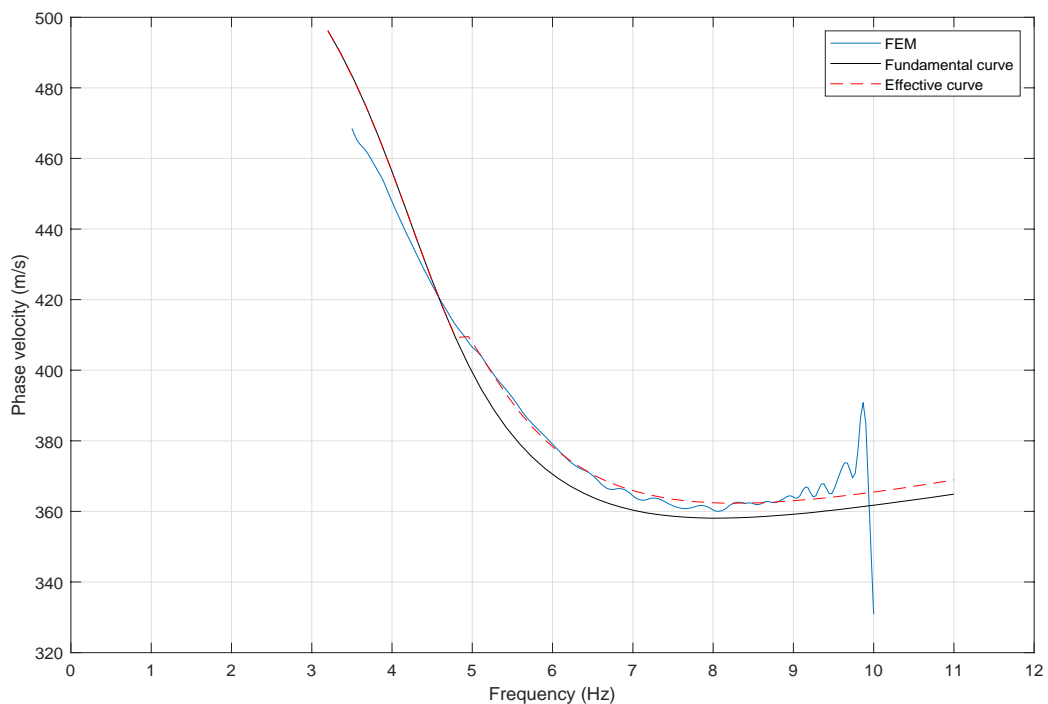
จากรูปที่ 4.1 จะสังเกตเห็นว่าในช่วงความถี่ต่ำ 2 – 5 Hz ผลการวิเคราะห์ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์จะได้เส้นโค้งการกระจายที่ต่ำกว่าเส้นโค้งการกระจายทางทฤษฎีเล็กน้อย แต่ในช่วงความถี่ตั้งแต่ 5 – 12 Hz เส้นโค้งการกระจายเป็นไปในทิศทางเดียวกัน ในส่วนของเส้นโค้งการกระจายโหมดหลักและเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลทับเป็นเส้นเดียวกันเนื่องจากชั้นดินที่เรียงตัวกันแบบปกติ (ความเร็วคลื่นเฉือนมากขึ้นเมื่อชั้นดินลึกลงไป) จะไม่มีผลของโหมดการสั่นไหวที่สูงขึ้น ฉะนั้นแล้วเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลจึงเป็นเส้นเดียวกันกับเส้นโค้งการกระจายโหมดหลัก



รูปที่ 4.1 เส้นโค้งการกระจายของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โหมดหลัก และเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลของชั้นดินลักษณะที่ 1

- ชั้นดินลักษณะที่ 2 หรือชั้นดินอ่อนแทรกตัวอยู่ระหว่างชั้นดินแข็ง

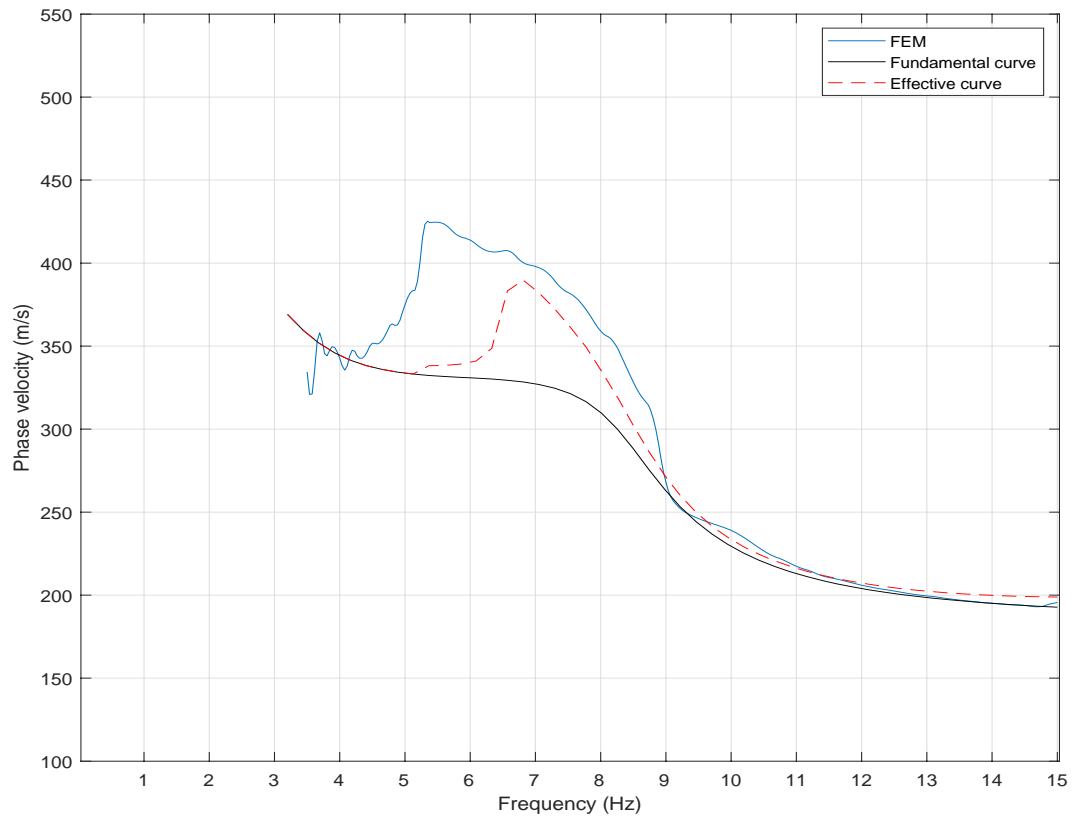
จากรูปที่ 4.2 ในช่วงความถี่ 3.5 - 4.5 Hz เส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการวิเคราะห์ด้วยระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ต่ำกว่าเส้นโค้งการกระจายทางทฤษฎีเล็กน้อยและเส้นโค้งการกระจายในโหมดหลักทับกับเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลพอดีเนื่องจากในชั้นดินลึกมีการเรียงตัวแบบปกติอยู่ในส่วนของความถี่ตั้งแต่ 4.5 Hz เป็นต้นไป เส้นโค้งการกระจายจากระเบียบวิธีการไฟไนต์เอลิเมนต์เป็นไปในทิศทางเดียวกันกับเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผล ซึ่งมีความมากกว่าเส้นโค้งกระจายโหมดหลักเล็กน้อย ซึ่งเป็นผลมาจากการสั่นในโหมดที่สูงขึ้นของชั้นดินที่เรียงตัวไม่ปกติ



รูปที่ 4.2 เส้นโค้งการกระจายของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โหมดหลัก และเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลของชั้นดินลักษณะที่ 2

- ชั้นดินลักษณะที่ 3 หรือชั้นดินแข็งแทรกตัวอยู่ระหว่างชั้นดินอ่อน

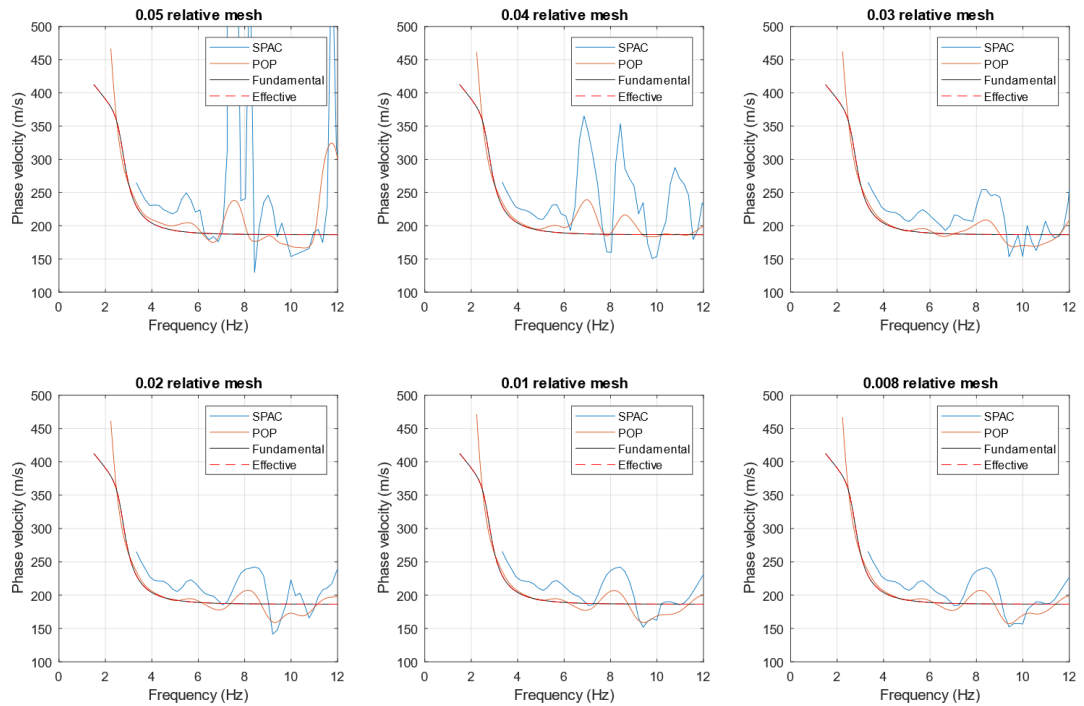
จากรูปที่ 4.3 จะสังเกตได้ว่าในช่วงความถี่ 4 - 9 Hz เส้นโค้งการกระจายที่ได้จากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์มีค่าสูงกว่าทั้งเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลและเส้นโค้งการกระจายโหมดหลัก แต่รูปทรงของกราฟเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์และเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกัน เป็นผลมาจากเกิดการเรียงตัวของชั้นดินที่ไม่ปกติ ในส่วนของความถี่ตั้งแต่ 9 Hz ขึ้นไปเส้นโค้งการกระจายทั้งสามมีแนวโน้มเหมือนกัน



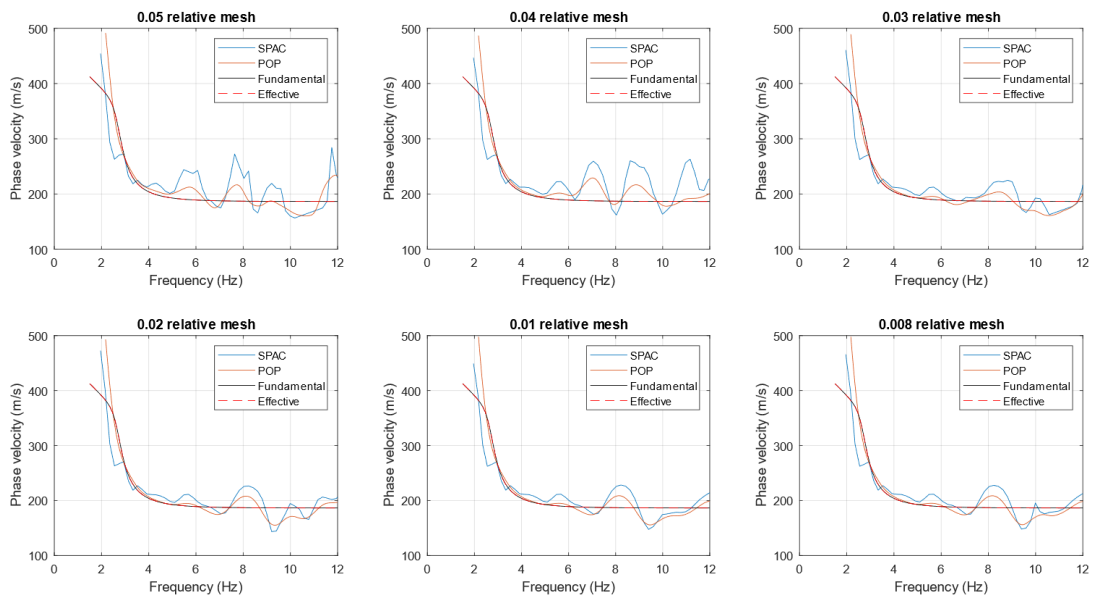
รูปที่ 4.3 เส้นโค้งการกระจายของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โหมดหลัก และเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลของชั้นดินลักษณะที่ 3

4.2 ผลการเปรียบเทียบเส้นโค้งการกระจายที่สร้างจากวิธี Power of Phase และวิธี Spatial Autocorrelation

จากรูปที่ 4.4 และ รูปที่ 4.5 คือเส้นโค้งการกระจายที่คำนวณจากวิธี POP และ SPAC แบบ 3 และ 6 เซนเซอร์ตามลำดับ โดยมีคลื่นผิวดินที่สร้างมาจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ที่มีความละเอียดสัมพันธ์ของโครงสร้างตาข่ายที่แตกต่างกัน 6 ค่า โดยมีผลการคำนวณดังต่อไปนี้

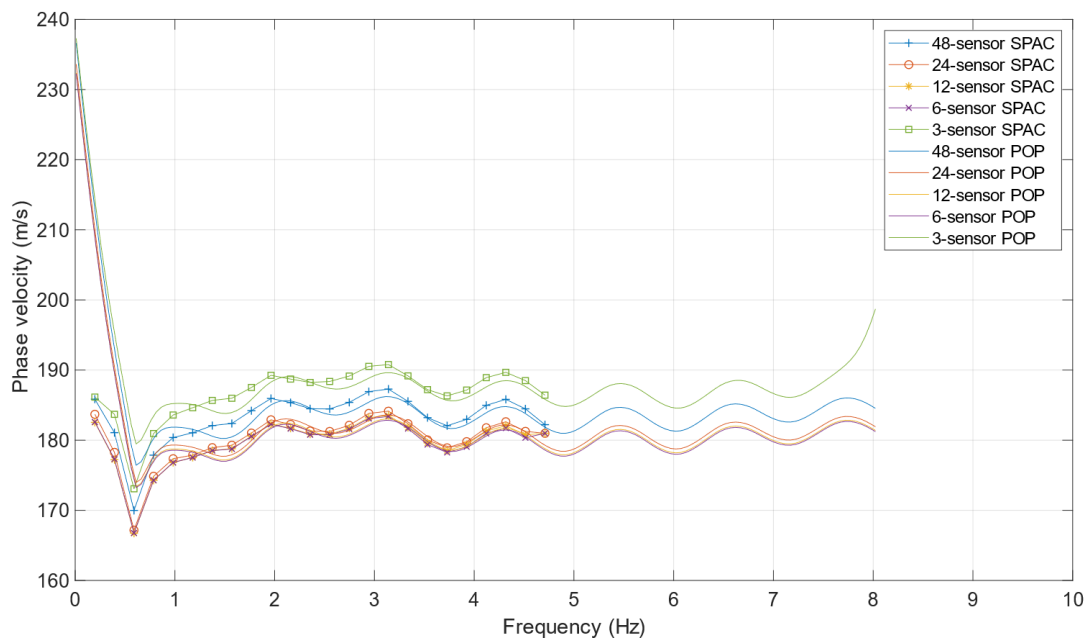


รูปที่ 4.4 เส้นโค้งการกระจายที่สร้างจากวิธี Power of Phase และวิธี SPAC แบบ 3 เซนเซอร์ โดยใช้ความละเอียดของโครงสร้างตาข่าย 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05 และ 0.008



รูปที่ 4.5 เส้นโค้งการกระจายที่สร้างจากวิธี Power of Phase และวิธี SPAC แบบ 6 เซนเซอร์ โดยใช้ความละเอียดของโครงสร้างตาข่าย 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05 และ 0.008

เส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการคำนวณด้วยวิธี SPAC มีการแกว่งของข้อมูลอย่างมากเมื่อเทียบกับวิธีการคำนวณเส้นโค้งการกระจายแบบ POP เมื่อใช้ความละเอียดของโครงสร้างตาข่ายแบบหยาบ แต่เมื่อใช้โครงสร้างตาข่ายที่มีความละเอียดมากขึ้นเส้นโค้งการกระจายจากวิธี SPAC จะมีการแกว่งของข้อมูลที่น้อยลง ทั้งการทดสอบแบบ 3 เซนเซอร์และ 6 เซนเซอร์ ในส่วนของย่านความถี่ต่ำที่สุดที่วิธี SPAC แบบ 3 เซนเซอร์สามารถคำนวณได้คือ 2.7 Hz ในขณะที่ POP สามารถคำนวณได้ต่ำสุด 2.2 Hz ในส่วนของการใช้ 6 เซนเซอร์นั้นในย่านความถี่ต่ำ SPAC มีความคลาดเคลื่อนจากเส้นโค้งการกระจายทางทฤษฎี ซึ่งแตกต่างจากวิธี POP ที่มีความแม่นยำมากกว่า



รูปที่ 4.6 เส้นโค้งการกระจายของชั้นดินแบบเป็นเนื้อเดียวกัน (Homogeneous Layer) จากการวิเคราะห์คลื่นผิวดินในระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ โดยการเปรียบเทียบวิธี POP และ SPAC ที่มีจำนวนเซนเซอร์ในการตรวจวัดแตกต่างกัน 5 ค่า คือ 3, 6, 12, 24 และ 48 เซนเซอร์

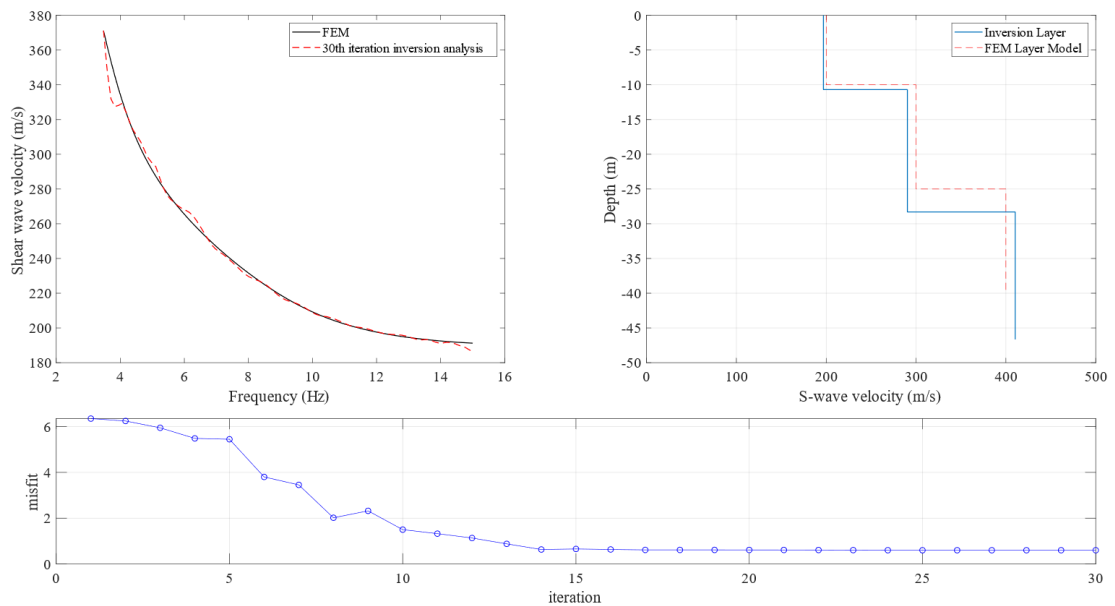
จากรูปที่ 4.6 จะสังเกตได้ว่าเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากคลื่นผิวดินในระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ทั้งวิธี SPAC และ POP มีลักษณะที่ใกล้เคียงกันคือมีเส้นโค้งการกระจายอยู่ในช่วงความเร็ว 180 – 190 เมตรต่อวินาที แต่ผลการวิเคราะห์ด้วยวิธี SPAC มีช่วงความถี่ที่สั้นกว่าการวิเคราะห์แบบ POP โดยผลการวิเคราะห์แบบ SPAC มีช่วงความถี่อยู่ที่ 0.3 – 4.8 Hz ในขณะที่ผลการวิเคราะห์แบบ POP มีผลการวิเคราะห์อยู่ในช่วงความถี่ 0.0 – 8.0 Hz

4.3 ผลการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมดโดยใช้ข้อมูลจากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์

หลังจากในหัวข้อที่ 3.4.7 ได้ทำการวิเคราะห์แบบย้อนกลับหลายโหมดโดยใช้เส้นโค้งการกระจายที่ได้จากระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ ในหัวข้อนี้จะแสดงผลที่ได้จากการวิเคราะห์ ดังนี้

- ชั้นดินลักษณะที่ 1 หรือชั้นดินเรียงตัวปกติ

เส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับของชั้นดินลักษณะที่ 1 สอดคล้องกับเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากทฤษฎี โดย misfit มีค่าเท่ากับ 0.60 ค่า misfit เริ่มไม่มีการเปลี่ยนแปลงตั้งแต่การวิเคราะห์ผลครั้งที่ 15 และชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับมีความสอดคล้องกับโมเดลชั้นดินระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ในชั้นดินลึก 0-25 เมตร จากผิวดิน ชั้นดินที่สองจากผิวดินมีความแตกต่างในเรื่องของความหนาและความเร็วคลื่นเล็กน้อย อยู่ในเกณฑ์สามารถแยกแยะชั้นดินได้ แสดงไว้ตามรูปที่ 4.7

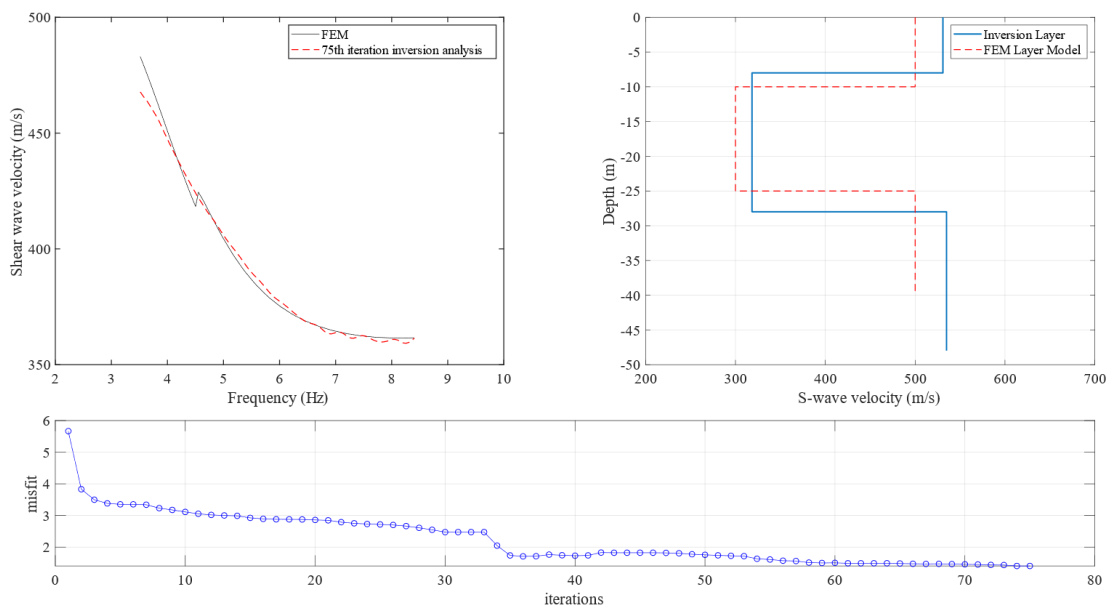


รูปที่ 4.7 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับเส้นโค้งทฤษฎี (บนขวา) แสดงชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับชั้นดินในแบบจำลองระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ (บนซ้าย) และแสดงค่า misfit ของการวิเคราะห์ที่รอบต่างๆ ของชั้นดินลักษณะที่ 1 (ล่าง)

- ชั้นดินลักษณะที่ 2 หรือชั้นดินอ่อนแทรกตัวอยู่ระหว่างชั้นดินแข็ง

เส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับของชั้นดินลักษณะที่ 2 เมื่อเปรียบเทียบกับเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากทฤษฎีจะสังเกตได้ว่า ในช่วงความถี่ต่ำ 3.2 – 4.0 Hz ความเร็วประสิทธิผลที่ระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์มีค่าสูงกว่าความเร็วทฤษฎี เมื่อความถี่สูงกว่า 4.0 Hz ขึ้นไปเส้นโค้งการกระจายของระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์และทฤษฎีสอดคล้องกัน โดย misfit มีค่าเท่ากับ 1.40 ค่า misfit ลดลงเรื่อยๆตามจำนวนครั้งในการวิเคราะห์และเริ่มไม่มีการเปลี่ยนแปลงเมื่อเกิน 35 ครั้ง

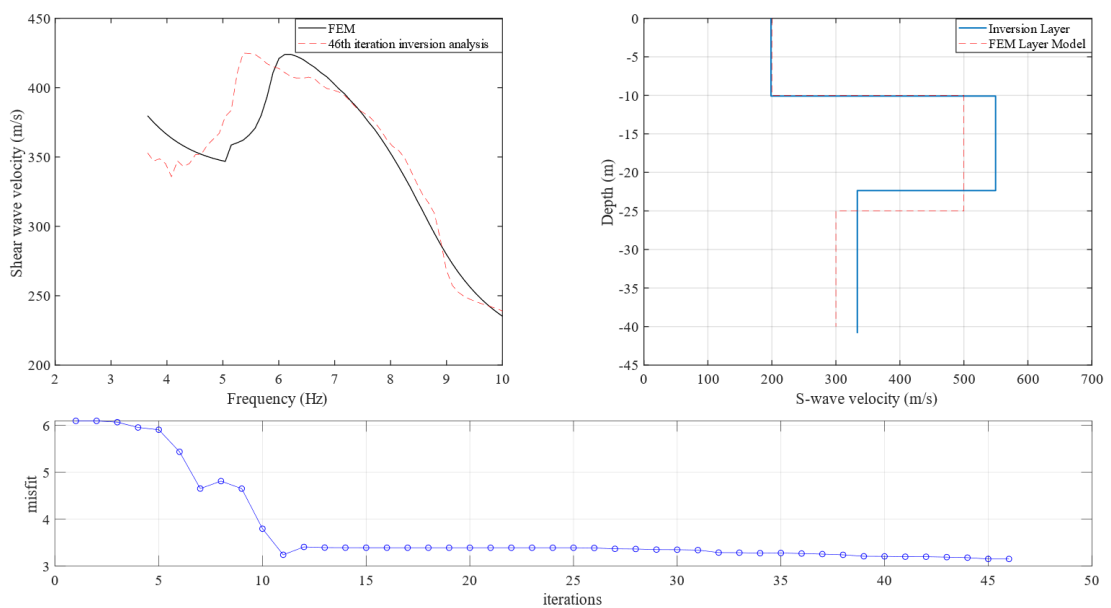
เมื่อเปรียบเทียบความถูกต้องของหน้าตัดชั้นดินพบว่า ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับพบว่าชั้นผลทำนายความหนาของชั้นดินอ่อนมีค่ามากกว่าชั้นดินในแบบจำลองระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์และมีความเร็วคลื่นเฉือนมากกว่าประมาณ 23 เมตรต่อวินาที และชั้นดินแข็งของชั้นดินจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับมีความเร็วคลื่นเฉือนมากกว่าโมเดลระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์อยู่ประมาณ 38 เมตรต่อวินาที โดยรวมถือว่าสามารถแยกแยะชั้นดินเหนียวอ่อนที่แทรกอยู่ตรงกลางได้อย่างชัดเจน แสดงไว้ตามรูปที่ 4.8



รูปที่ 4.8 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับเส้นโค้งทฤษฎี (บนขวา) แสดงชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับชั้นดินในแบบจำลองระเบียบวิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (บนซ้าย) และแสดงค่า misfit ของการวิเคราะห์ที่รอบต่างๆ ของชั้นดินลักษณะที่ 2 (ล่าง)

- ชั้นดินลักษณะที่ 3 หรือชั้นดินแข็งแทรกตัวอยู่ระหว่างชั้นดินอ่อน

จากรูปที่ 4.9 จะสังเกตได้ว่า เส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ มีความสอดคล้องกับเส้นโค้งการกระจายทางทฤษฎีในช่วงความถี่ 3.0 – 6.5 Hz รูปร่างของเส้นโค้งการกระจายทั้งสองมีความสอดคล้องกันเมื่อความถี่มีค่ามากกว่า 6 Hz แต่เส้นโค้งการกระจายเริ่มเบี่ยงไปทางซ้ายเมื่อความถี่มีค่าต่ำลง ซึ่งเป็นผลทำให้การวิเคราะห์มีความคลาดเคลื่อน ค่า misfit ของดินลักษณะที่สามมากกว่า 2 ลักษณะแรก โดยมีค่าเท่ากับ 3.15 แต่จะสังเกตได้ว่าค่าเริ่มลู่ออกตั้งแต่การวิเคราะห์ครั้งที่ 11



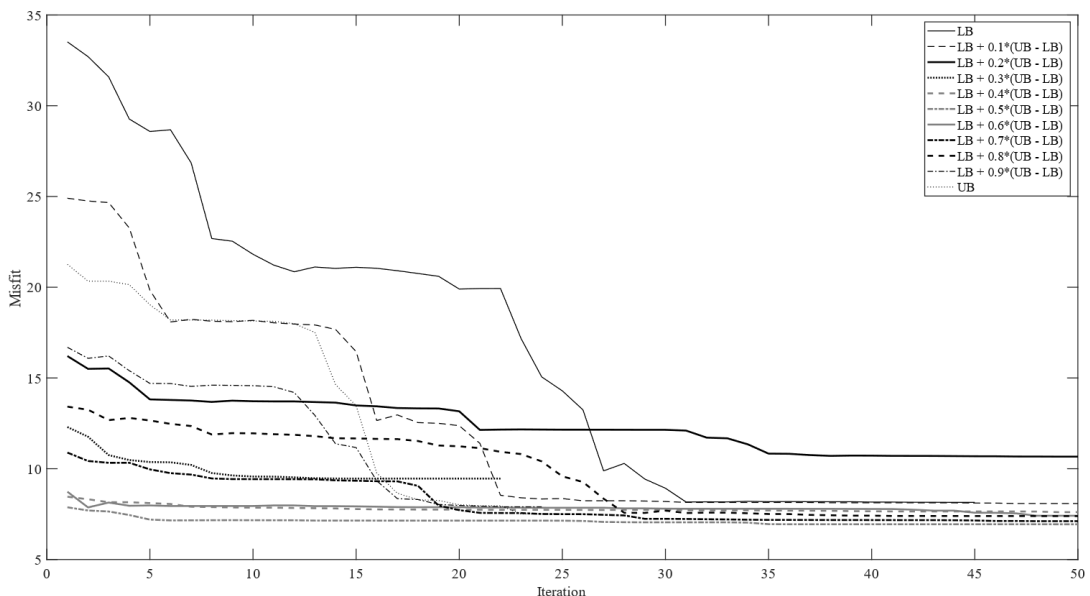
รูปที่ 4.9 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับเส้นโค้งทฤษฎี (บนขวา) แสดงชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับชั้นดินในแบบจำลองระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ (บนซ้าย) และแสดงค่า misfit ของการวิเคราะห์ที่รอบต่างๆ ของชั้นดินลักษณะที่ 3 (ล่าง)

4.3.1 ผลกระทบของการเลือกค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นต่อผลลัพธ์การวิเคราะห์แบบย้อนกลับ

ตามที่ได้กล่าวไว้ในบทที่ 3.4.8 ว่าค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นมีความสำคัญมากต่อการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ ถ้ามีการเลือกค่าพารามิเตอร์ได้ใกล้เคียงกับผลลัพธ์มากเท่าไร ผลการวิเคราะห์ที่ได้ก็จะมี ความถูกต้องแม่นยำในเวลากการวิเคราะห์ที่น้อยกว่า ในหัวข้อนี้จะแสดงให้เห็นถึงผลลัพธ์ของการเลือกพารามิเตอร์เริ่มต้นที่แตกต่างกัน โดยจะใช้ชั้นดินลักษณะที่ 3 ในการวิเคราะห์

จากรูปที่ 4.10 จะสังเกตได้ว่าถ้าใช้ค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นมีค่าเท่ากับค่าพารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดมากที่สุด ค่า Misfit เริ่มต้นจะมีค่าสูงมากโดยมีค่าเริ่มต้น 38.3 แล้วจึงลดลงตามจำนวนครั้งที่วิเคราะห์เพิ่มมากขึ้น จากนั้นค่า Misfit จะเริ่มคงที่เมื่อจำนวนครั้งในการวิเคราะห์มากกว่า 32 ครั้ง ต่างจากการกำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นให้อยู่ตรงกลางระหว่างค่าพารามิเตอร์ขอบเขตสูงสุดกับต่ำสุด จะได้ค่า Misfit เริ่มต้นต่ำที่สุดและค่า Misfit สุดท้ายต่ำที่สุด

การกำหนดค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นเท่ากับค่าตรงกลางระหว่างค่าพารามิเตอร์ขอบเขตสูงสุดกับต่ำสุดไม่ใช่พารามิเตอร์เริ่มต้นที่ดีที่สุดในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ แต่ง่ายต่อการกำหนดเพื่อใช้ในกระบวนการวิเคราะห์ ทั้งนี้การเลือกค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นจำเป็นจะต้องดูเส้นโค้งการกระจายเป็นส่วนประกอบด้วย ค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นกลางจะเหมาะสมกับชั้นดินที่มีค่าความเร็วคลื่นเฉือนแต่ละชั้นดินไม่ต่างกันมาก เส้นโค้งการกระจายของชั้นดินจะมีความชันน้อย ในส่วนของเส้นโค้งการกระจายที่มีความชันมากๆ จะไม่เหมาะสมกับค่าพารามิเตอร์เริ่มต้นกลาง



รูปที่ 4.10 ค่า Misfit เทียบกับ จำนวนครั้งในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ โดยการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์เริ่มต้น

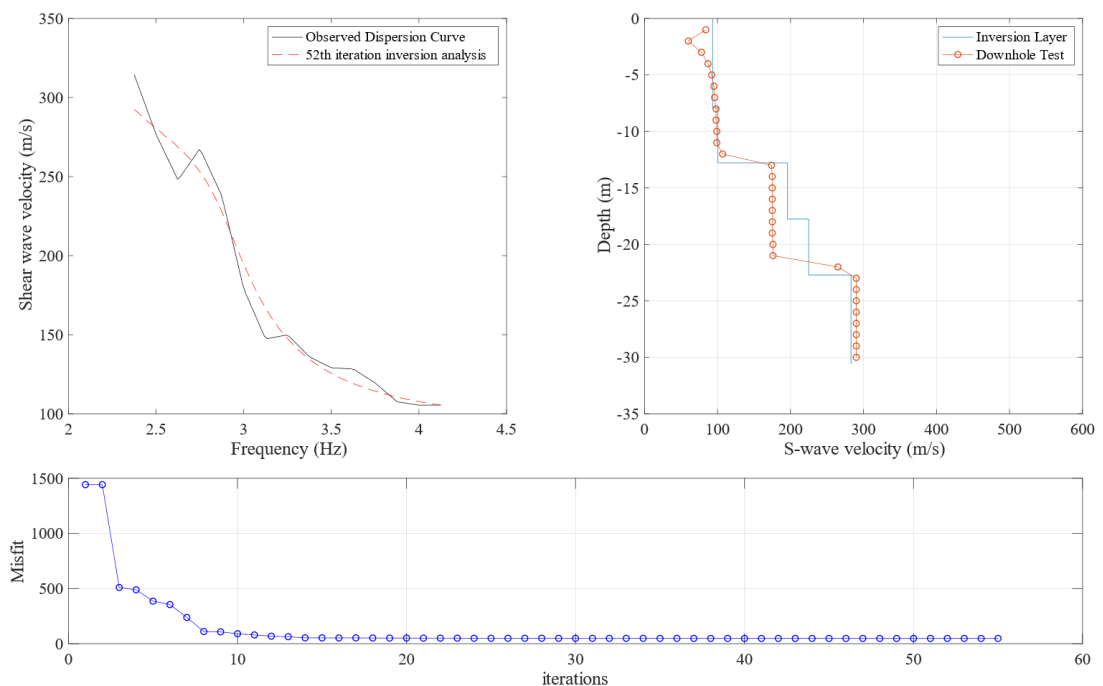
4.4 ผลการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมตจากการตรวจวัดจริง

หลังจากทำการบันทึกคลื่นผิวดินตามวิธีและการจัดรูปแบบการตรวจวัดด้วยวิธี POP แล้ว ข้อมูลคลื่นผิวดินจะถูกนำมาวิเคราะห์ด้วยอัลกอริทึมของ POP เพื่อสร้างเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผล แล้วหลังจากนั้นจะทำการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมตเพื่อทำการวิเคราะห์ชั้นดิน ตาม

กระบวนการวิเคราะห์แบบย้อนกลับหลายโหมดที่ได้แสดงไว้ในแผนภาพไดอแกรม (รูปที่ 3.11) จากนั้นจะทำการเปรียบเทียบชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมดกับข้อมูลการทดสอบชั้นดินที่มีความน่าเชื่อถือได้ โดยผลลัพธ์ได้ดังต่อไปนี้

- จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

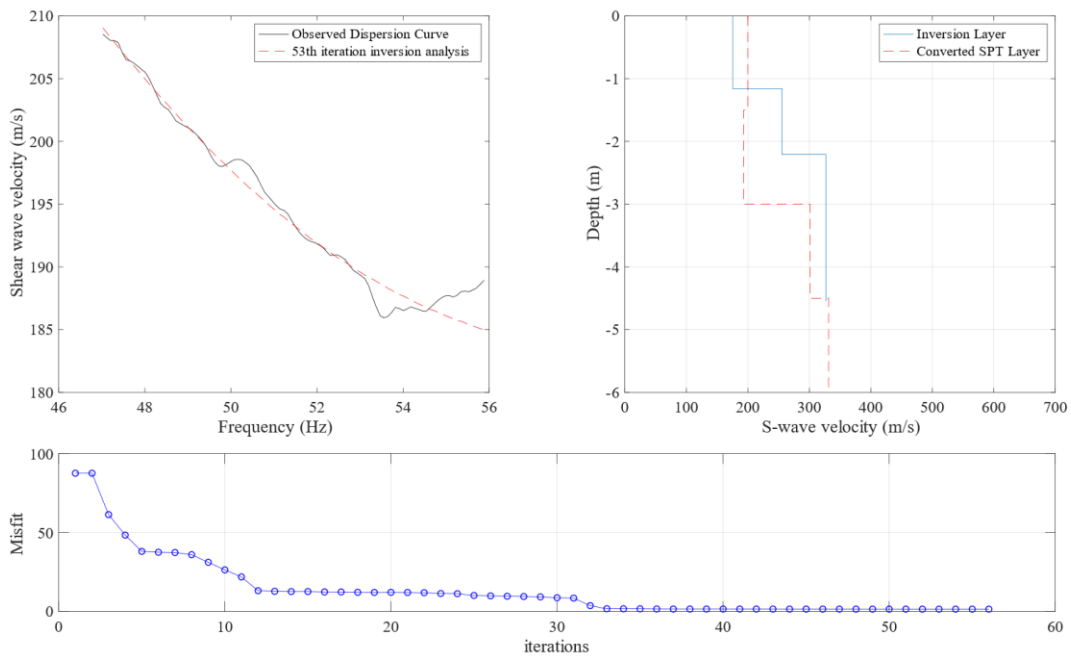
จากรูปที่ 4.11 จะสังเกตเห็นว่าเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมด สอดคล้องกับเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการสำรวจหน้างานจริง โดยมีค่าความผิดพลาดเฉลี่ยรากที่สอง Misfit อยู่ที่ 47.72 และความเร็วคลื่นเฉือนในชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมด สอดคล้องกับค่าความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากการทำการทดสอบดาวนโฮล (Downhole Test) โดยความเร็วคลื่นเฉือนในช่วง 0-10 เมตรจากผิวมีค่าประมาณ 100 เมตรต่อวินาที และในช่วง 22 – 30 เมตร มีค่าประมาณ 300 เมตรต่อวินาที ซึ่งมีความถูกต้องใกล้เคียงกันมาก



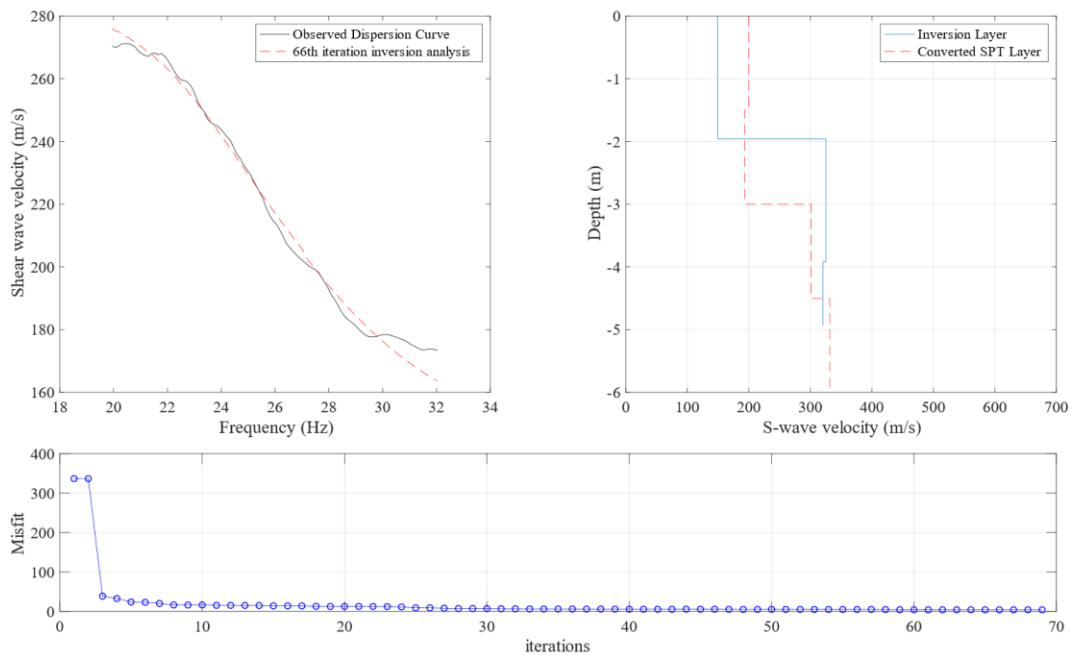
รูปที่ 4.11 เส้นโค้งการกระจายจากการสำรวจที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัยกับเส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)

- จังหวัดภูเก็ต

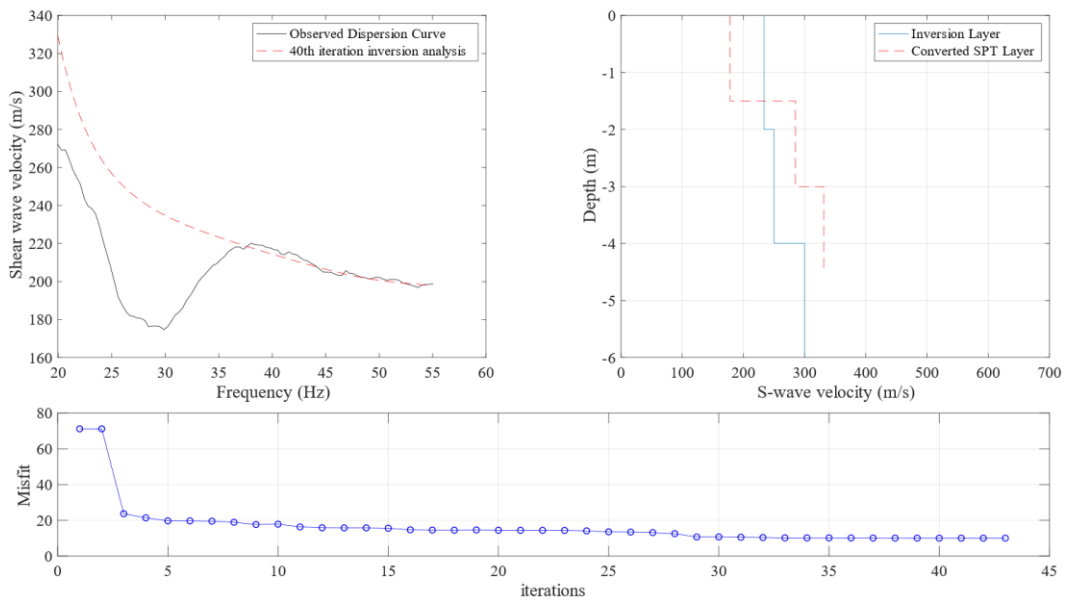
จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับหลายโหมดด้วยอัลกอริทึม POP จะสามารถแยกแยะหาชั้น
 สันฐานหรือชั้นหินภูเขาได้อยู่ในช่วง 2-4 เมตรจากผิวดินซึ่งเป็นไปในทิศทางเดียวกับการเจาะทดสอบ
 ชั้นดินที่พบชั้นหินลึกจากผิวดินประมาณ 3-4 เมตร โดยการทดสอบครั้งนี้มีค่าความผิดพลาดเฉลี่ยราก
 ที่สอง Misfit ในการวิเคราะห์แบบย้อนกลับหลายโหมดอยู่ที่ 1.5 – 10.0 ผลการทดสอบแสดงอยู่ใน
 รูปที่ 4.12 - รูปที่ 4.19



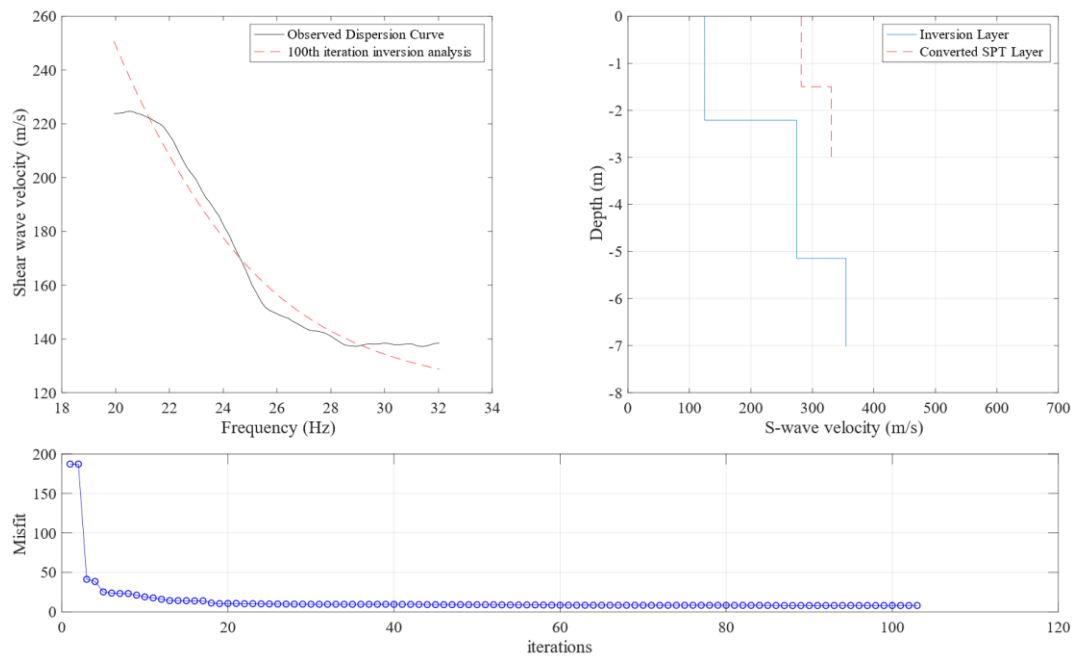
รูปที่ 4.12 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST1 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย)
 และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ
 (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)



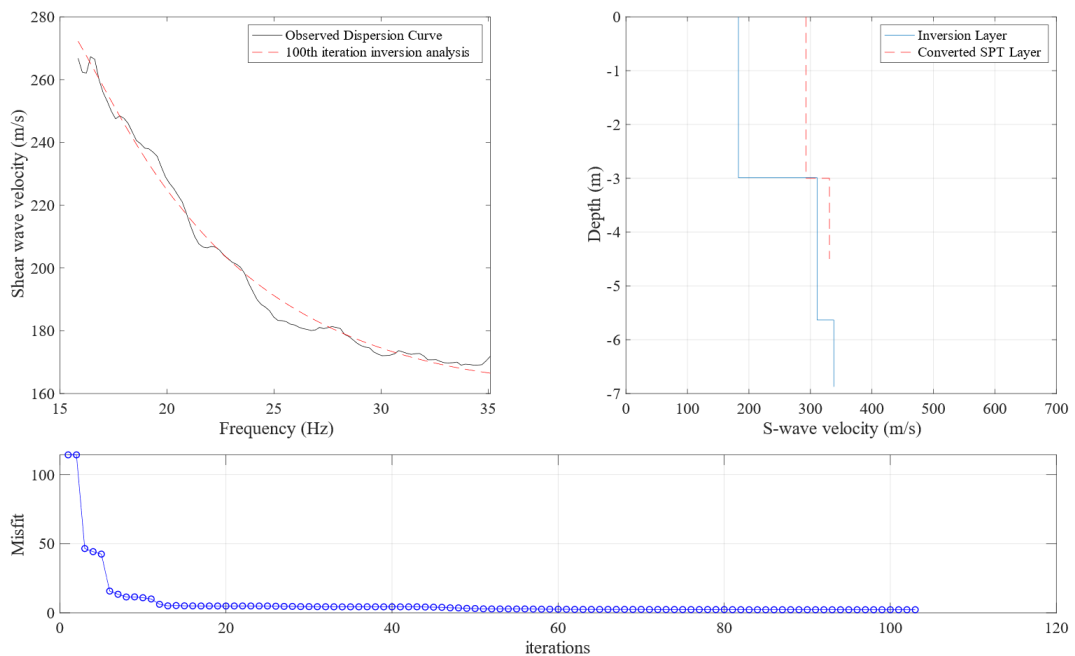
รูปที่ 4.13 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST2 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)



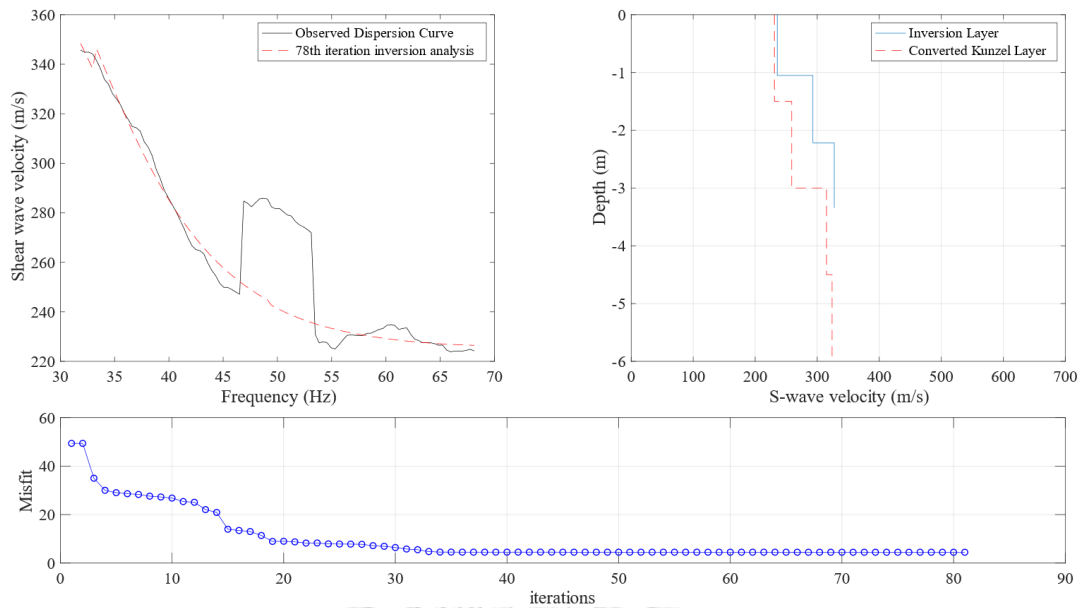
รูปที่ 4.14 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST4 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)



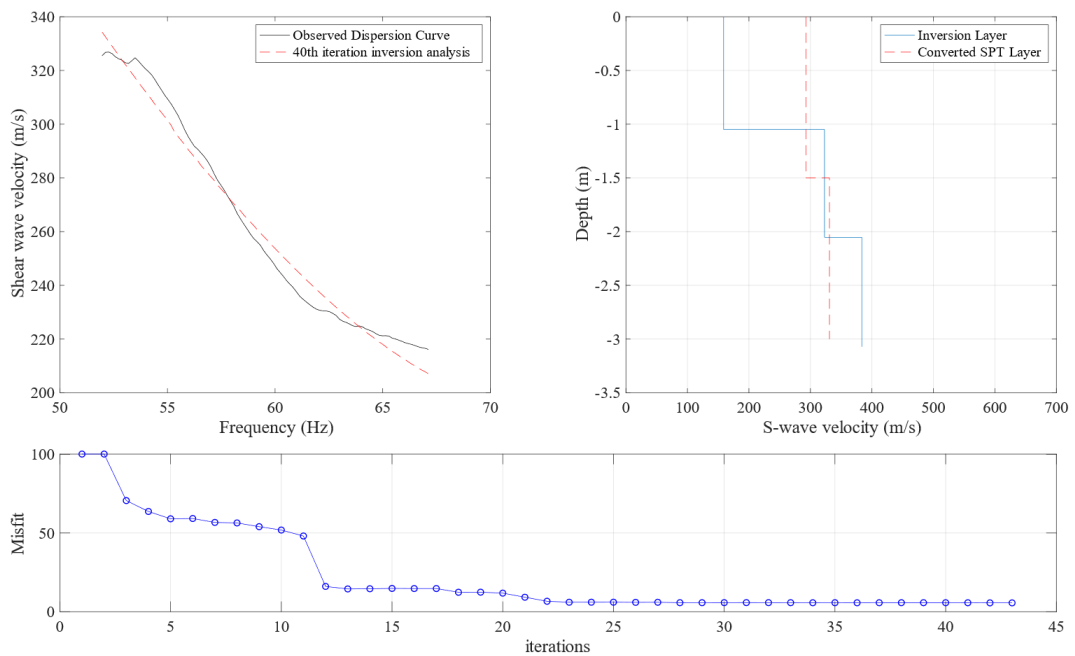
รูปที่ 4.15 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST5 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)



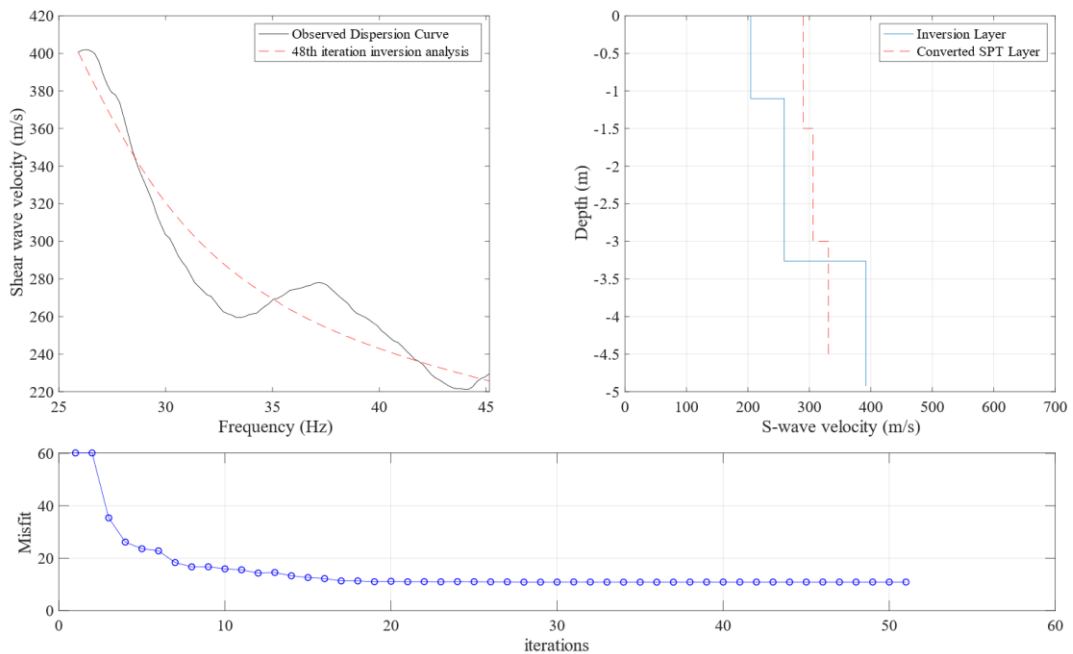
รูปที่ 4.16 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST6 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)



รูปที่ 4.17 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST7 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)



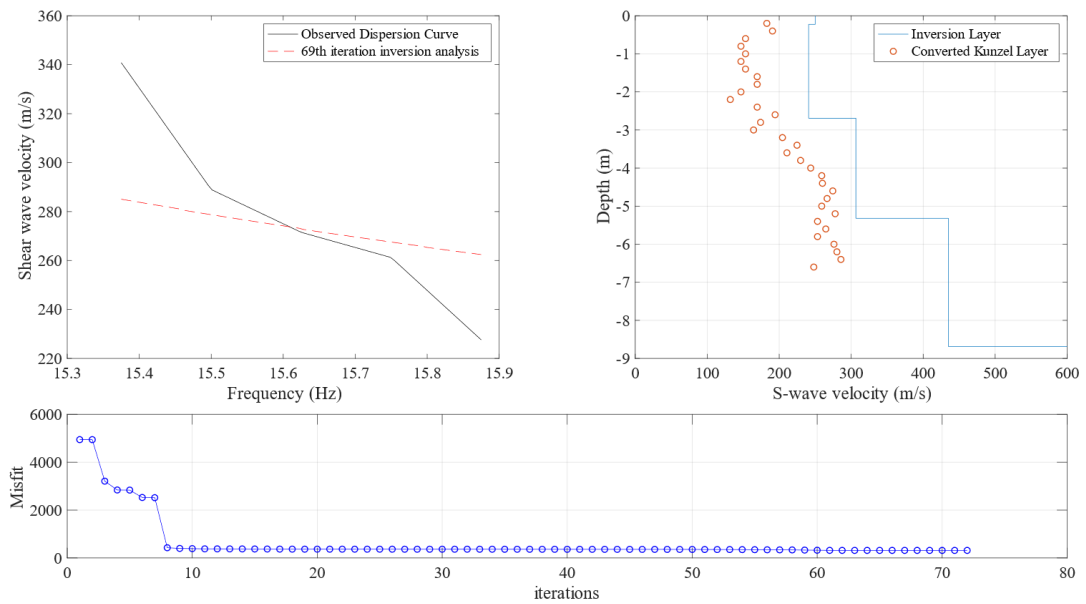
รูปที่ 4.18 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST8 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)



รูปที่ 4.19 เส้นโค้งการกระจายจากจุดสำรวจที่ ST10 เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)

- บ้านห้วยขาบ จังหวัดน่าน

จากรูปที่ 4.20 จะสังเกตได้ว่าเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับแบบหลายโหนดและจากการสำรวจหน้างานค่อนข้างต่างกันมากจึงทำให้ค่าความผิดพลาดเฉลี่ยรากที่สอง สูง โดยมีค่าความผิดพลาด Misfit เท่ากับ 315.73 และมีจำนวนครั้งในวิเคราะห์ถึง 69 ครั้ง เนื่องจากพื้นที่ที่ตรวจวัดเป็นภูเขาชั้นดินแข็งมาก และมีคลื่นตามธรรมชาติมีขนาดสัญญาณต่ำจึงทำให้สัญญาณคลื่นผิวดินที่บันทึกได้ต่ำเมื่อเทียบกับสัญญาณรบกวนอิเล็กทรอนิกส์ ในส่วนของความเร็วคลื่นเฉือนในชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับมีความคลาดเคลื่อนกับความเร็วคลื่นเฉือนที่แปลงมาจากการทดสอบคุนเซล โดยความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับหลายโหนดมีค่าสูงกว่าการทดสอบคุนเซลประมาณ 50 เมตรต่อวินาที แต่ยังสามารถแยกแยะความแตกต่างของชั้นดินได้อยู่

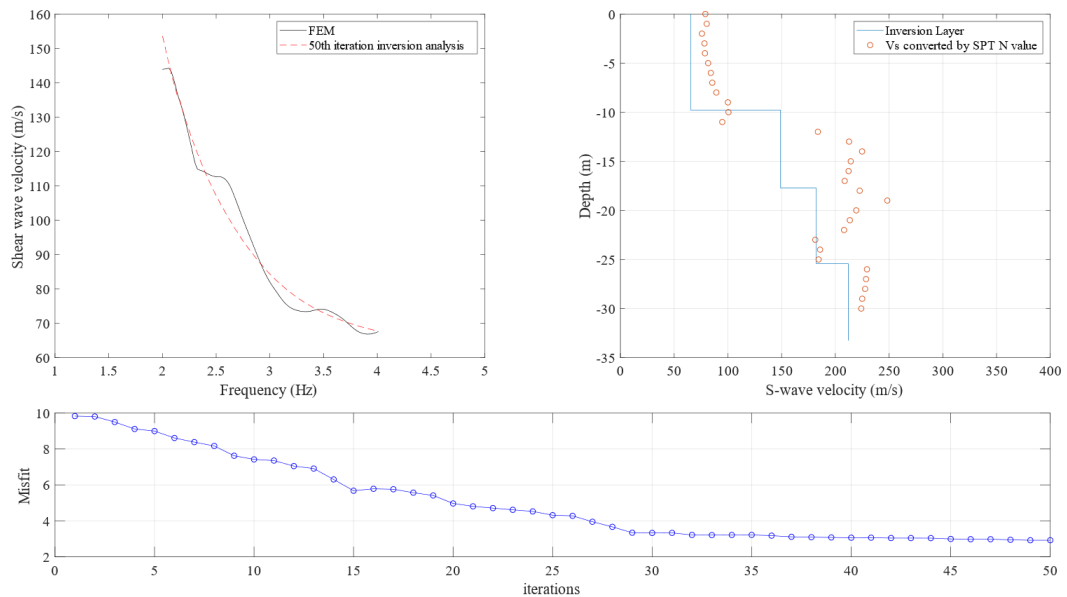


รูปที่ 4.20 เส้นโค้งการกระจายจากการสำรวจที่จังหวัดน่านกับ เส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)

- โครงการก่อสร้างใน ตำบลท่าข้าม อำเภอบางปะกง จังหวัดฉะเชิงเทรา

จากการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมดสังเกตได้ว่าเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับมีความสอดคล้องกับเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการสำรวจหน้างานในช่วงความถี่ 2-4 เฮิรตซ์ โดยมีค่าความผิดพลาดเฉลี่ยรากที่สอง Misfit อยู่ที่ 2.93

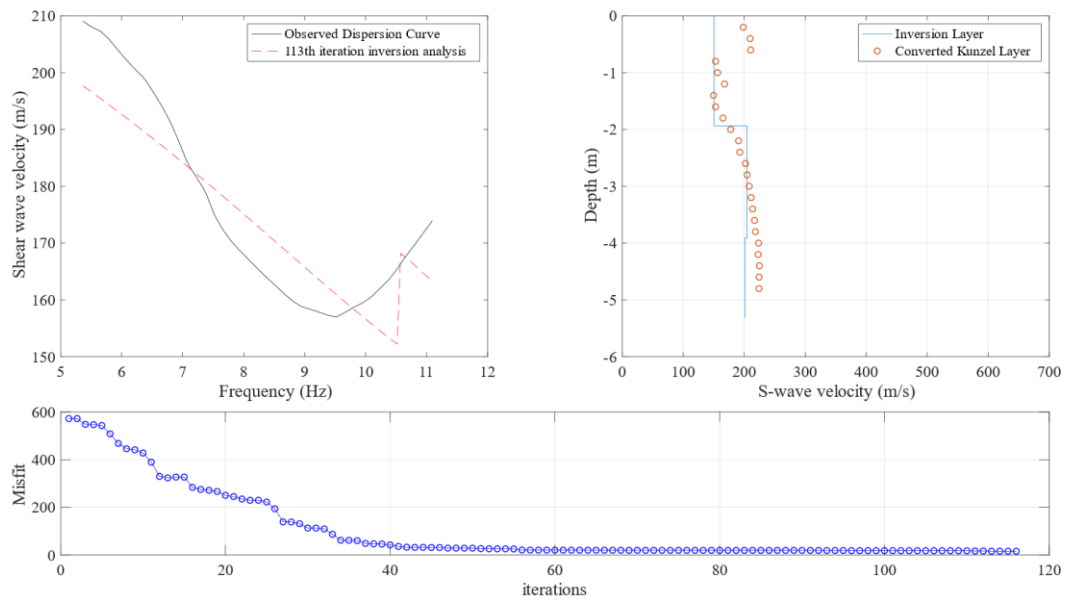
ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับหลายโหมดในช่วงความลึก 0 – 10 เมตร มีความเร็วเฉือนในชั้นดินน้อยกว่าความเร็วเฉือนในชั้นดินที่ได้จากการแปลงค่ามาจากการทดสอบ SPT เล็กน้อย แต่มีการเปลี่ยนความเร็วคลื่นเฉือนที่ความลึก 10 เมตรเหมือนกัน ในช่วงความลึก 10-22 เมตร ค่าความเร็วเฉือนที่วิเคราะห์ค่อนข้างมีความผิดพลาดอยู่ อาจเกิดจากในชั้นดินมีสิ่งผิดปกติอยู่ เช่น ซากต้นไม้ หรือสิ่งปลูกสร้างเก่าอยู่ ความเร็วในชั้นความลึกตั้งแต่ 22.0 เมตรเป็นต้นไปมีความถูกต้องเมื่อเทียบกับผลเจาะสำรวจดินสามารถสำรวจได้ความลึกประมาณ 30 เมตร ตามที่ได้แสดงไว้รูปที่ 4.21



รูปที่ 4.21 เส้นโค้งการกระจายจากการสำรวจที่โครงการก่อสร้างใน ตำบลท่าข้าม อำเภอบางปะกง จังหวัดฉะเชิงเทรากับเส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบกับชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)

- โรงงานในพื้นที่ตำบลลำไทร อำเภอน้อย จังหวัดพระนครศรีอยุธยา

จากรูปที่ 4.22 การวิเคราะห์แบบย้อนกลับหลายโหมตจะสังเกตเส้นโค้งการกระจายที่ได้ค่อนข้างมีความผิดพลาดเมื่อเทียบกับเส้นโค้งการกระจายที่ได้จากการสำรวจในสนาม แต่ทิศทางของเส้นโค้งการกระจายเป็นในทิศทางเดียวกัน โดยมีค่าความผิดพลาดเฉลี่ยรากที่สอง Misfit อยู่ที่ 15.89 ซึ่งได้มาจากการคำนวณย้อนกลับถึง 115 ครั้ง เป็นผลมาจากการกำหนดค่าพารามิเตอร์ที่ไม่ดีหรือไม่เหมาะสมกับปัญหา ในส่วนของชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมตความเร็วเฉือนในชั้นดินค่อนข้างมีความสอดคล้องกับความเร็วเฉือนของชั้นดินที่ได้จากการแปลงค่าจำนวนการตอกคุนเซล (Kunzel Stab)



รูปที่ 4.22 เส้นโค้งการกระจายจากการสำรวจที่โรงงานในพื้นที่ตำบลลำไทร อำเภอลำทะเมนชัย จังหวัดนครราชสีมา กับเส้นโค้งการกระจายจากการวิเคราะห์ (บนซ้าย) และเปรียบเทียบชั้นดินที่จากข้อมูลสำรวจดินกับชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ (บนขวา) และแสดงค่า Misfit (ล่าง)

บทที่ 5

สรุปผลการทดสอบ

การทดสอบหรือสำรวจชั้นดินแบบไม่ทำลาย (Non-invasion ground test) เป็นที่นิยมมากขึ้นอย่างมากในปัจจุบัน เนื่องด้วยเหตุผลที่จำนวนงานก่อสร้างที่เพิ่มมากขึ้นจึงจำเป็นต้องสำรวจชั้นดินให้ทันต่อความต้องการ และประหยัด ไม่ต้องทำการขุดเจาะหรือเปิดหน้าดิน การสำรวจชั้นดินด้วยการตรวจวัดคลื่นผิวดินจึงเป็นอีกวิธีหนึ่งที่นักวิจัยจำนวนมากให้ความสนใจ แต่ด้วยความซับซ้อนทางสมการคณิตศาสตร์ และข้อจำกัดทางด้านกายภาพจึงทำให้ผลการวิเคราะห์ดังกล่าวอาจมีความไม่ถูกต้องอยู่บ้าง ในงานวิจัยนี้จึงเสนอวิธีการทดสอบคลื่นผิวดินแบบใหม่ชื่อว่า Power of phase (POP) ซึ่งเป็นวิธีที่ไม่ต้องใช้เบสเซลฟังก์ชัน (Bessel's Function) จึงง่ายต่อการคำนวณความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดิน และสามารถลดจำนวนจีโอโฟนตรงกลางการจัดเรียงไปได้อีก 1 ตัว ซึ่งจากการตรวจวัดจริงก็พบว่าชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับโดยใช้เส้นโค้งการกระจายประสิทธิผลที่ได้จากวิธีการตรวจวัดแบบ POP มีความสอดคล้องกับผลการตรวจวัดที่ได้จากวิธีการตรวจวัดดาวินโซล, การตอกทดลองมาตรฐาน (Standard penetration test, SPT) และคุนเซล (Kunzel)

เมื่อเปรียบเทียบความแม่นยำที่อาจเกิดขึ้นจากการเพิ่มจำนวนเซนเซอร์พบว่าใช้จำนวนจีโอโฟน 3 ตัวเพียงพอต่อการนำข้อมูลไปใช้งานและสะดวกในการติดตั้ง จำนวนจีโอโฟนในการตรวจวัดยิ่งมากจะเป็นการสะสมสัญญาณรบกวนเพิ่มขึ้นตามไปด้วย และรัศมีในการตรวจวัดจำเป็นต้องคำนึงถึงความลึกในการตรวจวัดด้วย รัศมีในการตรวจวัดควรมีน้อยกว่า 1/3 เท่าของความลึกที่สนใจ ฉะนั้นควรทำการตรวจวัดหลายรัศมีเพื่อได้ข้อมูลการตรวจวัดที่ครอบคลุมความลึกที่สนใจ

การเรียงตัวของชั้นดินในธรรมชาติมีการเรียงตัวทั้งแบบปกติ (Normally dispersive layers) คือความเร็วคลื่นเฉือนเพิ่มขึ้นตามความลึกที่เพิ่มขึ้น และแบบไม่ปกติ (Inversely dispersive layers) คือ มีชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นเฉือนไม่แปรผันตามความลึกของชั้นดิน ชั้นดินในลักษณะที่เรียงตัวไม่ปกตินี้ จะส่งผลให้คลื่นผิวดินได้รับอิทธิพลการสั่นไหวของการสั่นไหวโหมดสูง (Higher modes) เมื่อคลื่นการสั่นไหวในโหมดสูงรวมตัวกับคลื่นโหมดพื้นฐาน (Fundamental mode) จะส่งผลให้เส้นโค้งการกระจายที่สร้างขึ้นมานั้นจะมีผลของโหมดที่สูงขึ้นด้วยเรียกว่าเส้นโค้งการกระจายปรากฏหรือเส้นโค้งการกระจายประสิทธิผล (Effective or apparent dispersion curve) จึงเป็นเหตุผลว่าการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเพื่อสร้างหน้าตัดชั้นดินมีความคลาดเคลื่อนอยู่มาก

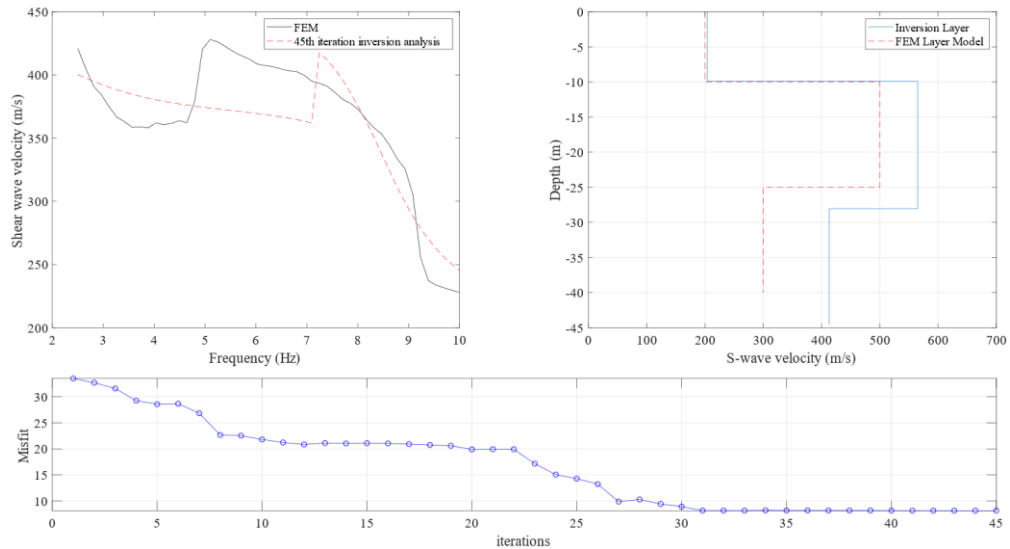
ในงานวิจัยนี้จึงพัฒนาการวิเคราะห์แบบย้อนกลับที่คำนึงถึงโหมดการสั่นไหวที่สูงขึ้นด้วยทำให้หน้าตัดชั้นดินที่ได้จากการคำนวณย้อนกลับมีรายละเอียดของชั้นดินที่มีความถูกต้องมากขึ้นกว่า

การวิเคราะห์แบบย้อนกลับที่พิจารณาเฉพาะการสั่นไหวของคลื่นผิวดินโหมดพื้นฐานเท่านั้น จากผล การสอบทวนจากผลการตรวจวัดจริงที่สภาพพื้นที่การตรวจวัดแตกต่างกัน 5 ที่ แสดงให้เห็นว่าผลการ วิเคราะห์ย้อนกลับที่คำนึงถึงโหมดการสั่นไหวที่สูงขึ้นมีความสอดคล้องกับผลการทดสอบชั้นดิน

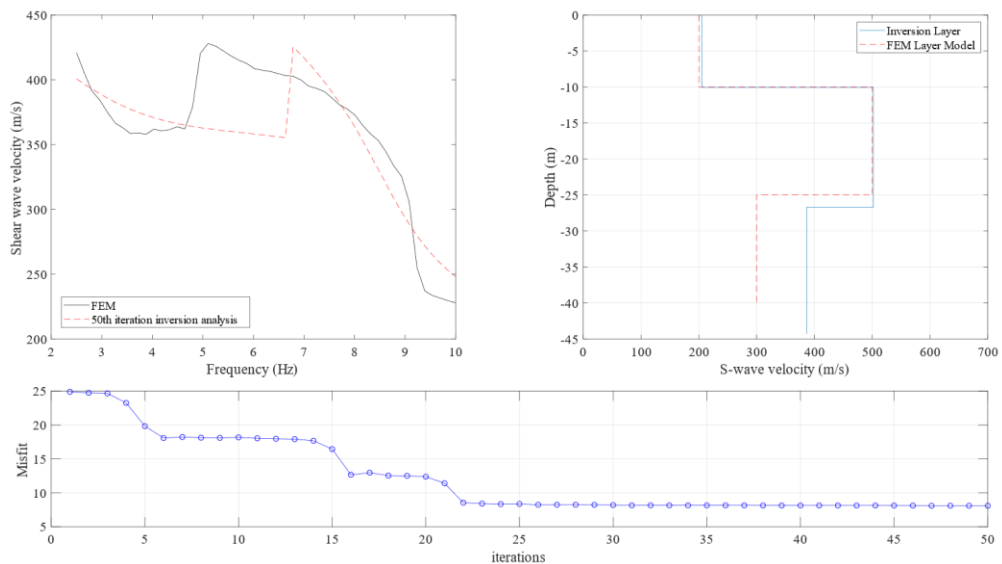
พารามิเตอร์ที่จำเป็นในการวิเคราะห์ย้อนกลับหลายโหมดที่ถูกพัฒนาขึ้นนั้นมีด้วยกันอยู่ 2 ส่วน คือ 1. พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัด (Bound Constraint Parameter) ทั้งขอบเขตสูงสุดและ ขอบเขตต่ำสุด 2. พารามิเตอร์เริ่มต้น (Initial Parameter) ทั้ง 2 ส่วนที่กล่าวมานั้นมีผลต่อทั้ง คุณภาพของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ และเวลาที่ใช้ในการการวิเคราะห์แบบย้อนกลับ กล่าวคือ พารามิเตอร์ขอบเขตจำกัดและพารามิเตอร์เริ่มต้นจะต้องกำหนดอย่างเหมาะสมโดยพิจารณาจากเส้น โค้งการกระจายที่ได้จากการสำรวจหน้างานจากความสัมพันธ์ $H = \frac{c(f)}{3f}$ ซึ่ง H หมายถึงความ หนาของชั้นดินที่ความถี่ f เฮิรตซ์ที่มีความเร็วคลื่นเฉือนในชั้นดินเท่ากับ $c(f)$ เมตรต่อวินาที



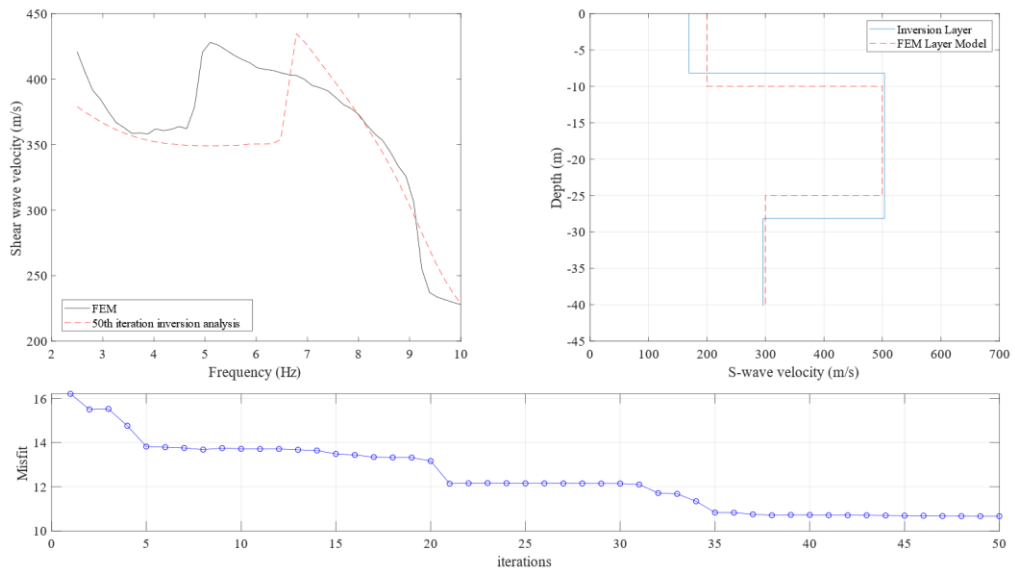
ภาคผนวก ก



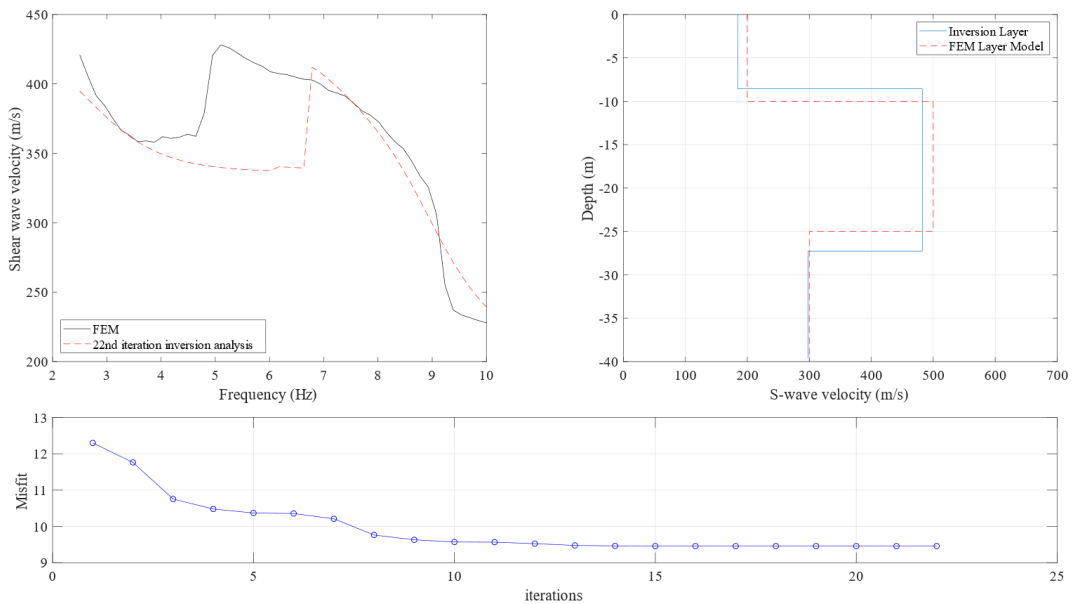
รูปที่ ๘ - 1 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 1



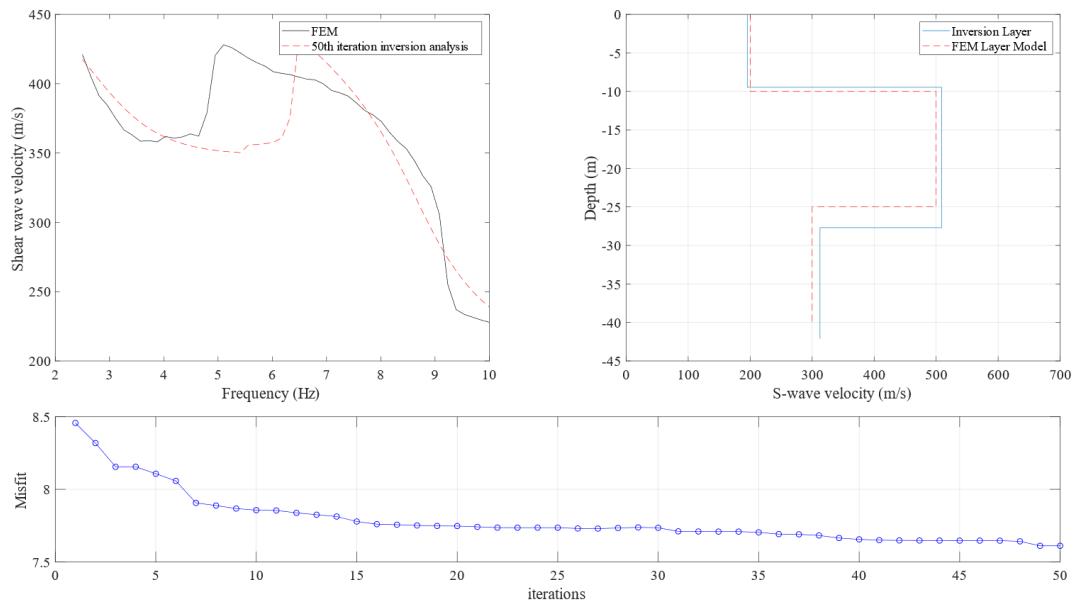
รูปที่ ๘ - 2 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 2



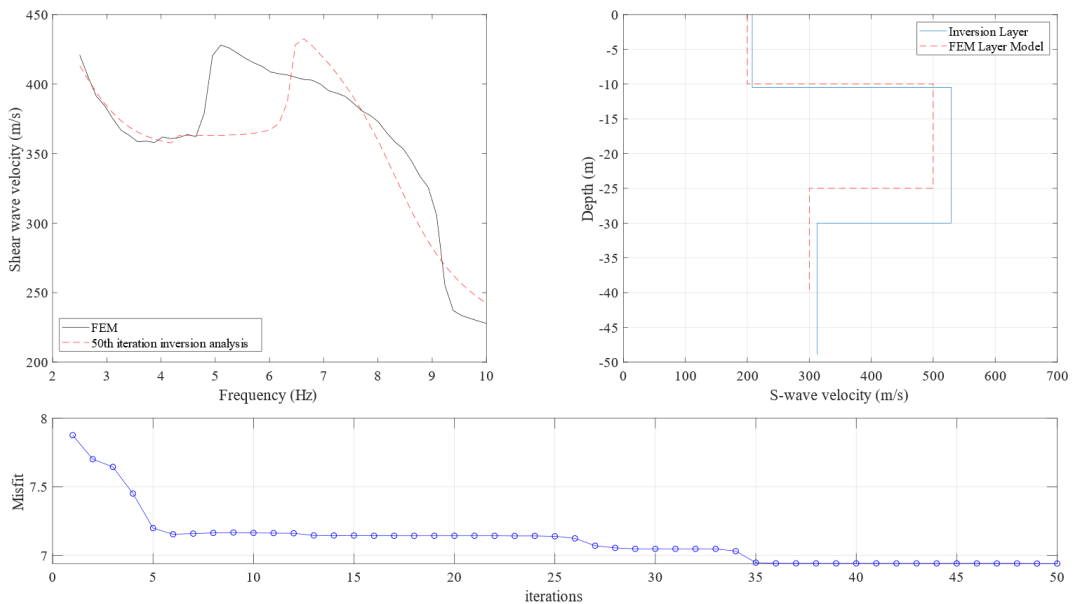
รูปที่ ๓ - 3 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 3



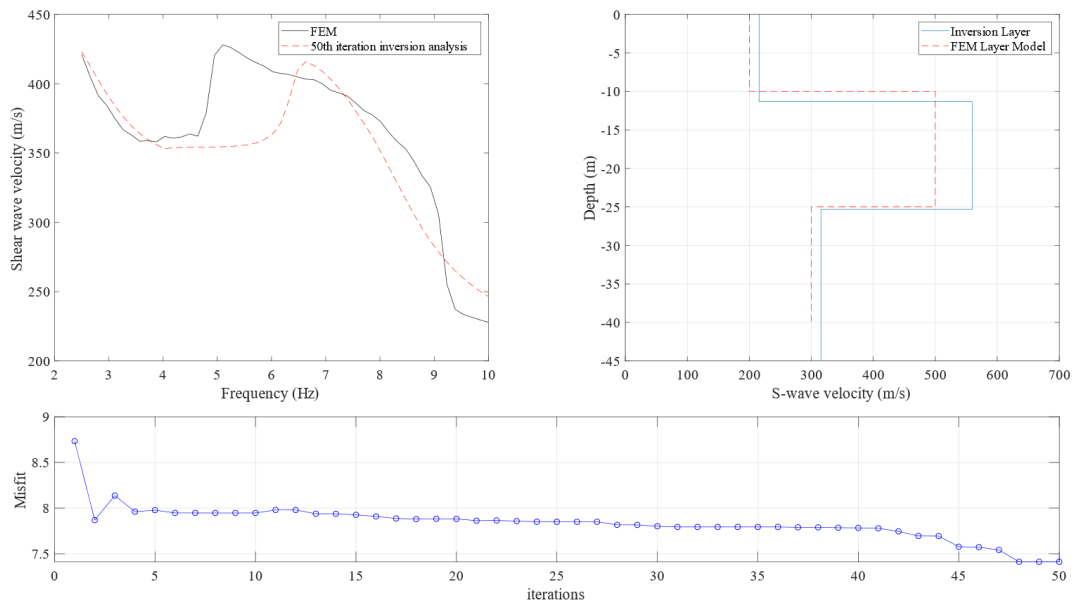
รูปที่ ๔ - 4 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 4



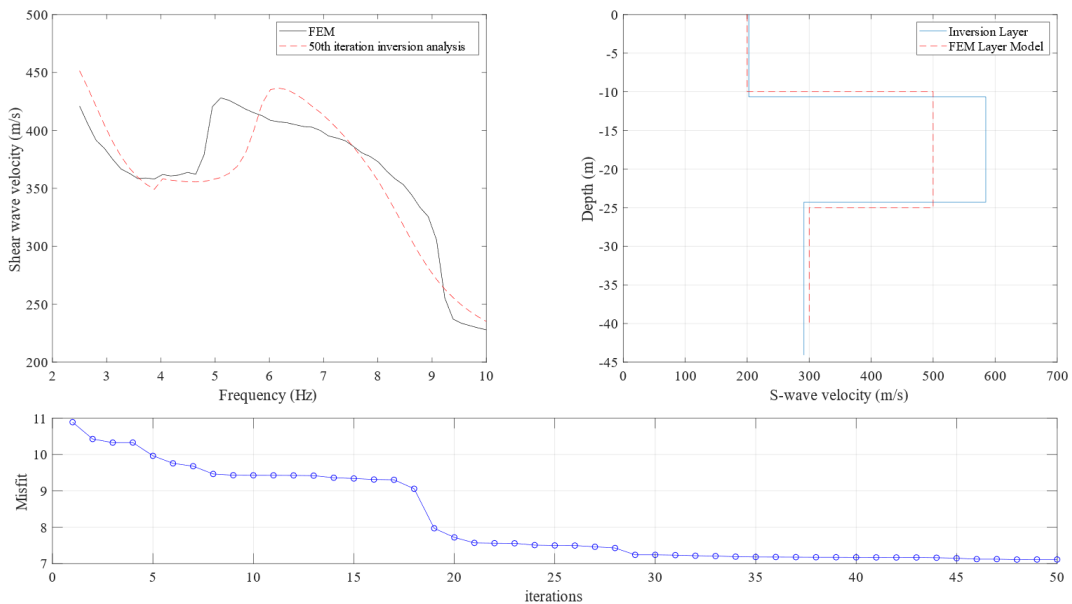
รูปที่ ๕ - 5 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเหยไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 5



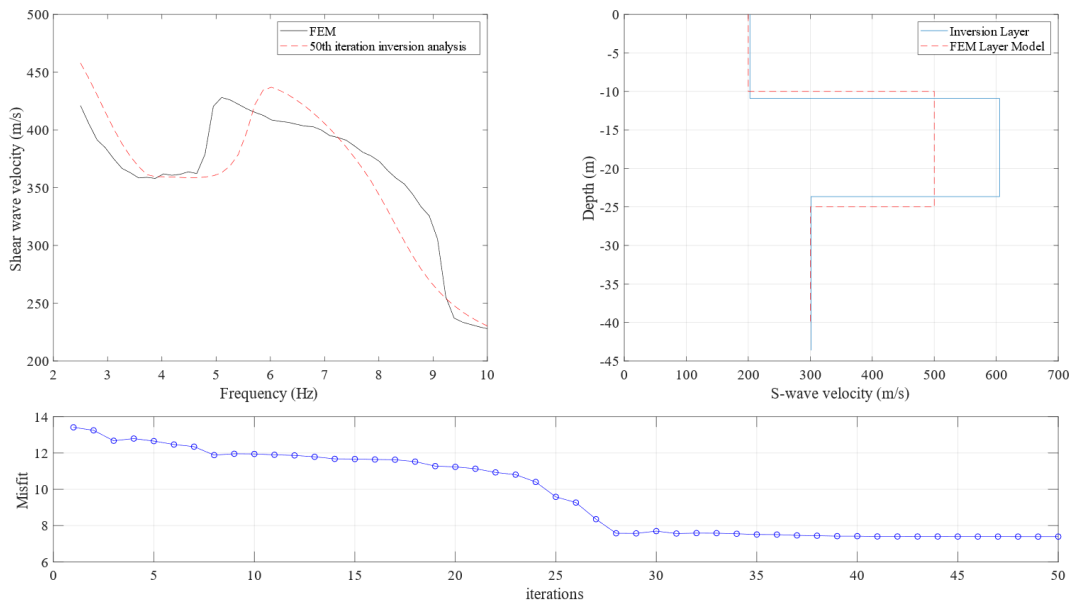
รูปที่ ๖ - 6 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเหยไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 6



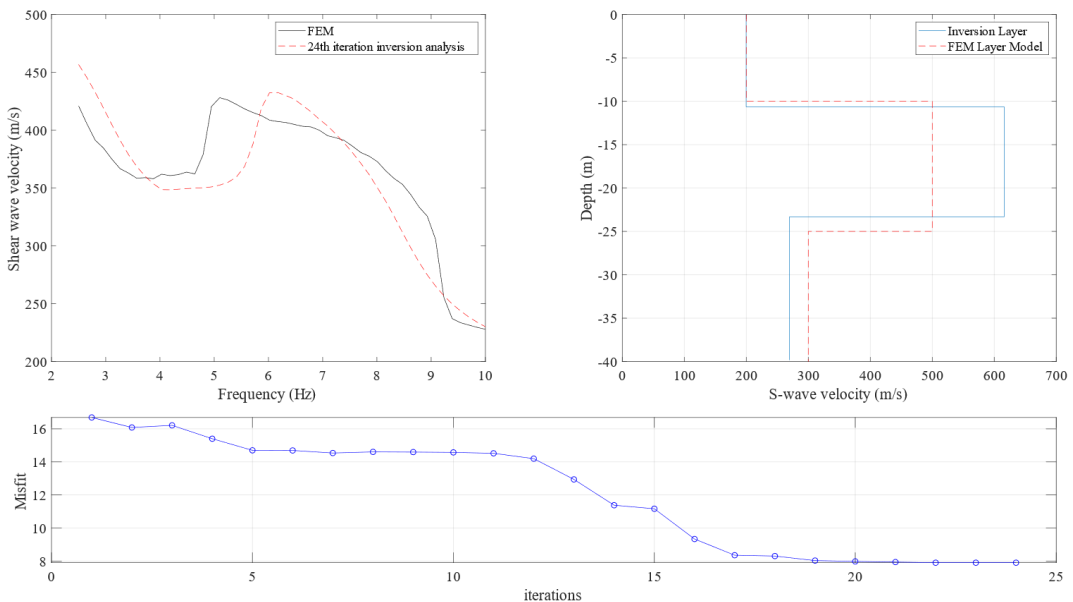
รูปที่ ๗ - 7 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 7



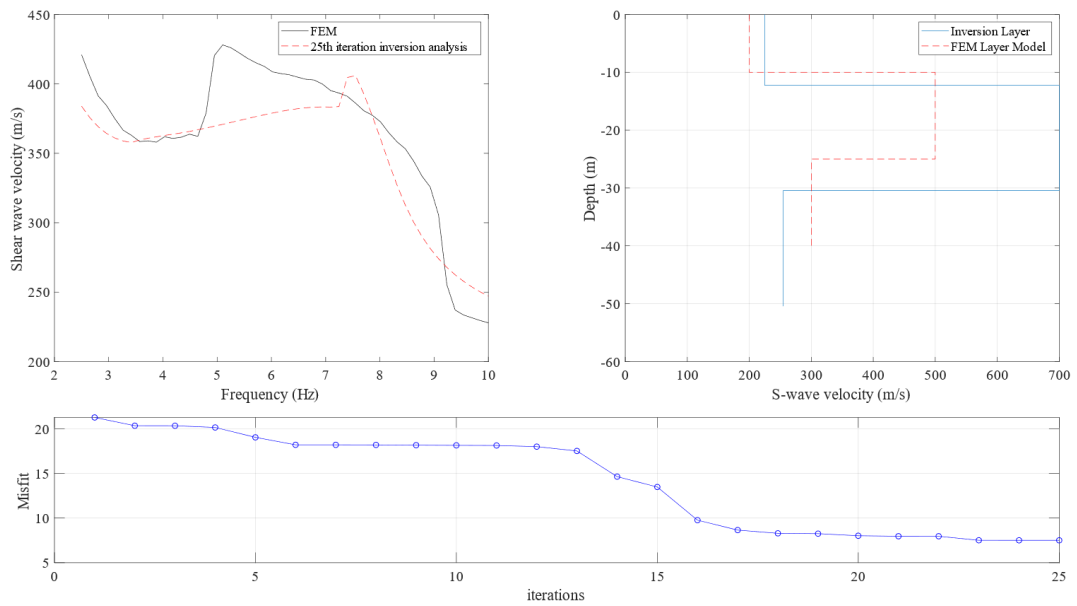
รูปที่ ๘ - 8 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 1



รูปที่ ๙ - 9 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 9



รูปที่ ๑๐ - 10 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 10



รูปที่ ๘ - 11 เส้นโค้งการกระจายของการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับทฤษฎี ชั้นดินที่ได้จากการวิเคราะห์แบบย้อนกลับเทียบกับโมเดลระเบียบไฟไนต์เอลิเมนต์ และค่า misfit แต่ละจำนวนครั้งที่ทำการวิเคราะห์ ของพารามิเตอร์แบบที่ 11

บรรณานุกรม

- Achenbach, J. (1984). *Wave Propagation in Elastic Solids*. Elsevier Science.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 35, pp. 415–457. <https://doi.org/http://hdl.handle.net/2261/11892>
- Arai, H., & Tokimatsu, K. (2005). S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 1766–1778. <https://doi.org/10.1785/0120040243>
- Asten ~ Robert, J., M. W. (2006). Analysis of ESG2006 blind-trial microtremor data using the MMSPAC method. *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion Grenoble*, (January 2006).
- Asten, M. W. (1984). Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49(11), 1828. <https://doi.org/10.1190/1.1441596>
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8), 1408–1418. <https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7278>
- Chen, X. (1993). A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space. *Geophysical Journal International*, 115(2), 391–409. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01194.x>
- Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2004). A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. 69(6), 1535–1551.
- Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2006). Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(9), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2005JB004235>
- Ewing, W. M., Jardetzky, W. S., Press, F., & Beiser, A. (1957). Elastic Waves in Layered Media. *Physics Today*, 10(12), 27. <https://doi.org/10.1063/1.3060203>
- Foti, S. (2004). *Surface Wave Testing for Geotechnical Characterization*. https://doi.org/10.1007/3-211-38065-5_2
- Foti, S., Lai, C. G., Rix, G. J., & Strobbia, C. (2004). *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*.
- García-Jerez, A., Navarro, M., Alcalá, F. J., Luzón, F., Pérez-Ruiz, J. A., Enomoto, T.,

- ... Ocaña, E. (2007). Shallow velocity structure using joint inversion of array and h/v spectral ratio of ambient noise: The case of Mula town (SE of Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27(10), 907–919. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2007.03.001>
- Gucunski, N., & Woods, R. D. (1992). Numerical simulation of the SASW test. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 11(4), 213–227. [https://doi.org/10.1016/0267-7261\(92\)90036-D](https://doi.org/10.1016/0267-7261(92)90036-D)
- Haskell, N. A. (1953). Dispersion Waves Abstract. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43(1), 17–34.
- Ikeda, T., Matsuoka, T., Tsuji, T., & Hayashi, K. (2012). Multimode inversion with amplitude response of surface waves in the spatial autocorrelation method. *Geophysical Journal International*, 190(1), 541–552. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05496.x>
- IMAI, & T. (1981). P- and S- wave velocities of the ground in Japan. *Proc. 9th ISCMFE, Tokyo*, 2, 257–260. Retrieved from <http://ci.nii.ac.jp/naid/80014844954/en/>
- Kennett, B. L. N. (1974). Reflections, rays, and reverberations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(6), 1685–1696.
- Kennett, B. L. N. (1986). Seismic Wave Propagation In Stratified Media. In *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* (Vol. 86). <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb01087.x>
- Kennett, B. L. N., & Kerry, N. J. (1979). Seismic waves in a stratified half space. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57(3), 557–583. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb06779.x>
- Lai, C. G., & Rix, G. J. (1998). Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization. *Georgia Institute of Technology*, 258. Retrieved from [file://localhost/Users/andrewking/Documents/Papers/1998/Lai/Georgia Institute of Technology 1998 Lai.pdf%5Cnpapers://8a7341e4-9daa-4c0d-bcf2-2d9b813974af/Paper/p7048%5Cnhttp://zanran_storage.s3.amazonaws.com/geosystems.ce.gatech.edu/ContentPages/16090503](file://localhost/Users/andrewking/Documents/Papers/1998/Lai/Georgia%20Institute%20of%20Technology%201998%20Lai.pdf%5Cnpapers://8a7341e4-9daa-4c0d-bcf2-2d9b813974af/Paper/p7048%5Cnhttp://zanran_storage.s3.amazonaws.com/geosystems.ce.gatech.edu/ContentPages/16090503).
- Luo, Y. (2008). *SPECIAL SECTION: Near-surface*. (November).
- Luo, Y., Xia, J., Liu, J., Liu, Q., & Xu, S. (2007). Joint inversion of high-frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics*, 62(4), 375–384. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.02.004>

- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute*, Vol. 30, pp. 25–33. Retrieved from <http://ci.nii.ac.jp/naid/10030184975/en/>
- Nazarian, S., & Stokoe II, K. H. (1984). Nondestructive Testing of Pavements Using Surface Waves. *Transportation Research Record*.
- Nazarian, S., Stokoe II, K. H., & Hudson, W. R. (1983). USE OF SPECTRAL ANALYSIS OF SURFACE WAVES METHOD FOR DETERMINATION OF MODULI AND THICKNESSES OF PAVEMENT SYSTEMS. *Transportation Research Record*.
- Obuchi, T., & Yamamoto, H. (2004). Estimation of underground velocity structure based on both fundamental and higher modes. *Society of Exploration Geophysicists*
- Ohori, M., Nobata, A., & Wakamatsu, K. (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2323–2332. <https://doi.org/10.1785/0119980109>
- Okada, H. (2003). Front Matter. In *The Microtremor Survey Method* (pp. i–xiv). <https://doi.org/10.1190/1.9781560801740.fm>
- Park, C. B., & Miller, R. D. (2008). Roadside Passive Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 13(1), 1–11. <https://doi.org/10.2113/JEEG13.1.1>
- Park, Choon B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *GEOPHYSICS*, 64(3), 800–808. <https://doi.org/10.1190/1.1444590>
- Stokes, G. G. (1880). *Mathematical and Physical Papers* (J. Larmor, ed.). Reprinted from the original journals and transactions, with additional notes by the author.
- Stokoe II, K. H., Wright, S. G., Bay, J. A., & Roesset, J. M. (1994). Characterization of geotechnical sites by SASW method. *Geophysical Characterization of Sites*, pp. 15–25.
- Taylor, P., & Soczkiewicz, E. (2007). *Nondestructive Testing and Evaluation THE PENETRATION DEPTH OF THE RAYLEIGH SURFACE WAVES*. (August 2012), 37–41.
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 89–93. <https://doi.org/10.1063/1.1699629>

- Tokimatsu, B. K., Tamura, S., & Kojima, H. (1992). Effects of Multiple Modes on Rayleigh Wave Dispersion Characteristics. *Journal of Geotechnical Engineering*, 118(10), 1529–1543. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1992\)118:10\(1529\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1992)118:10(1529))
- Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. *Proceedings of the 1st International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, 36. Retrieved from <http://ci.nii.ac.jp/naid/10015472870/en/>
- Whitham, G. B. (1999). *Linear and Nonlinear Waves*. <https://doi.org/10.1002/9781118032954>
- Yokoi, T. (2010). Velocity Estimates From Correlation Methods Using Microtremor. *Geophysics*, 75(4).





จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

ประวัติผู้เขียน

ชื่อ-สกุล	ฉิรวัดน์ ชี้มเล่ม่กิม
วัน เดือน ปี เกิด	13 กรกฎาคม 2537
สถานที่เกิด	โรงพยาบาลจุฬาลงกรณ์
วุฒิการศึกษา	ปริญญาตรี
ที่อยู่ปัจจุบัน	279/38 หมู่ 6 หมู่บ้านภูมิไฉนเวศน์ 4 ตำบลในคลองบางปลากด อำเภอพระสมุทรเจดีย์ จังหวัดสมุทรปราการ 10290
ผลงานตีพิมพ์	Distributed strain measurement in load testing of a large bored pile in Bangkok, The Thirtieth KKHTCNN Symposium on Civil Engineering November 2-4, 2017, Taiwan