



ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนของแอ่งหาดใหญ่
Seismic Section of Hatyai Basin

นายพัทวี ศรีระชา
Patawee Srirasa

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญา
วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาธรณีฟิสิกส์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for
the Degree of Master of Science in Geophysics
Prince of Songkla University

2560

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์



ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนของแอ่งหาดใหญ่
Seismic Section of Hatyai Basin

นายพัทวิ ศรีระชา
Pattawee Srirasa

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญา
วิทยาศาสตร์มหาบัณฑิต สาขาวิชาธรณีฟิสิกส์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements
for the Degree of Master of Science in Geophysics
Prince of Songkla University

2560

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

ชื่อวิทยานิพนธ์ ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนของแอ่งหาดใหญ่
 ผู้เขียน นายพัทวิ ศรีระชา
 สาขาวิชา ธรณีฟิสิกส์

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

คณะกรรมการสอบ

.....
 (ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สวัสดี ยอดขยัน)

.....ประธานกรรมการ
 (ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ภาสกร ปนานนท์)

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ร่วม

.....กรรมการ
 (ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สวัสดี ยอดขยัน)

.....
 (ดร.กำแหง วัฒนแสน)

.....กรรมการ
 (ดร.กำแหง วัฒนแสน)

.....กรรมการ
 (ดร.สุขสวัสดิ์ ศิริจารุกุล)

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ อนุมัติให้รับวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ เป็นส่วนหนึ่ง
 ของการศึกษา ตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาธรณีฟิสิกส์

.....
 (รองศาสตราจารย์ ดร.ธีระพล ศรีชนะ)
 คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย

ขอรับรองว่าผลงานวิจัยนี้เป็นผลมาจากการศึกษาวิจัยของนักศึกษาเอง และขอแสดงความขอบคุณ
บุคคลที่มีส่วนเกี่ยวข้อง

ลงชื่อ.....

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สวัสดี ยอดขยัน)

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

ลงชื่อ.....

(นายพัทวิ ศีรระชา)

นักศึกษา

ข้าพเจ้าขอรับรองว่า ผลงานวิจัยนี้ไม่เคยเป็นส่วนหนึ่งในการอนุมัติปริญญาในระดับใดมาก่อน และ
ไม่ได้ถูกใช้ในการยื่นขออนุมัติปริญญาในขณะนี้

ลงชื่อ.....

(นายพัทวิ ศรีระชา)

นักศึกษา

ชื่อวิทยานิพนธ์ ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนของแอ่งหาดใหญ่
ผู้เขียน นายพัทวิ ศรีระชา
สาขาวิชา ธรณีฟิสิกส์
ปีการศึกษา 2559

บทคัดย่อ

แอ่งหาดใหญ่เป็นแอ่งสะสมตะกอนในยุคเทอร์เชียรี ตั้งอยู่ทางตอนใต้ของกลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา มีลักษณะธรณีสัณฐานโครงสร้างแบบกราเบน (Graben) ซึ่งเป็นที่ตั้งของแหล่งเศรษฐกิจที่สำคัญในทางภาคใต้ของประเทศไทย การทำความเข้าใจโครงสร้างใต้ผิวดินเกี่ยวกับแอ่งหาดใหญ่นั้นมีความสำคัญเป็นอย่างยิ่ง งานวิจัยในครั้งนี้จึงได้ทำการสำรวจโครงสร้างภายในแอ่งหาดใหญ่ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน และวิธีวัดคลื่นพื้นผิวแบบหลายช่องรับสัญญาณ (Multi-channel Analysis of Surface Wave, MASW) โดยมีแนวสำรวจ 2 แนวสำรวจ เป็นระยะทางรวมทั้งหมด 5.3 กิโลเมตร ซึ่งแนวสำรวจทั้งสองแนวอยู่ทางทิศตะวันออก และทางทิศตะวันตกของแอ่ง

ผลการศึกษาโครงสร้างของชั้นใต้ผิวดินด้วยวิธีการทั้งสองนี้ร่วมกับข้อมูลหลุมเจาะสามารถแปลความลักษณะโครงสร้างใต้ผิวดินได้ในระดับความลึกประมาณ 150 เมตร โดยที่ชั้นดินตะกอนในยุคควอเทอร์นารีมีความลึกจากผิวดินประมาณ 50 เมตร และ 70 เมตร สำหรับแนวสำรวจที่หนึ่งและแนวสำรวจที่สองตามลำดับ ส่วนความลึกของชั้นหินฐานคาดว่ามีความลึกมากกว่า 100 เมตร

นอกจากนี้ผลการศึกษาพบบริเวณที่คาดว่าเส้นทางน้ำเก่าปรากฏในแนวสำรวจทั้งสองแนว โดยอยู่ในชั้นตะกอนยุคควอเทอร์นารี และข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์มีความสอดคล้องกับข้อมูลชั้นน้ำบาดาลในพื้นที่

Thesis Title Seismic Section of Hatyai Basin
Author Mr. Pattawee Srirasa
Major Program Geophysics
Academic year 2016

Abstract

Hat Yai Basin is a Quaternary sediment basin in the southern part of Songkhla lake basin. The geological structure is thought to be graben and horst structure. Understanding subsurface of this area is important because it is located in the economic zone. Seismic reflection and multichannel analysis of surface wave (MASW) method were conducted nearby the boundary of the Hat Yai basin to characterize the subsurface geological structure and to determine the depth to bedrock. Two survey lines, locating in the east and west of the basin, were investigated nearby the boundary of the Hat Yai Basin with a total length of 5.3 kilometers.

The study shows that the seismic sections, seismic tomography and V_s sections could assist in the delineation of subsurface at about 150 m depth. The thickness of Quaternary sedimentary layers of the first survey and the second survey line is about 50 m and 70 m, respectively. The depth of bedrock is approximately more than 100 m. The appearance of seismic discontinuities in seismic section is interpreted to be paleochannel in the shallow subsurface of Quaternary sediment. This study can develop more details of the hydrogeological structure.

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ประสบความสำเร็จลงได้เนื่องจากได้รับความกรุณาจากหน่วยงานและบุคลากรหลายฝ่าย จึงขอขอบพระคุณไว้ ดังต่อไปนี้

ขอขอบคุณบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ สำหรับเงินทุนอุดหนุนการทำวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์ ขอขอบคุณภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่ให้โอกาสในการศึกษาต่อระดับปริญญาโทจนสำเร็จการศึกษา

ขอขอบพระคุณ ผศ.ดร. สวัสดิ์ ยอดขยัน อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก ดร.กัมแพง วัฒนเสน อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ร่วม ที่ให้ความรู้และคำปรึกษาเกี่ยวกับการวางแผน การแก้ปัญหา และแนวทางในการศึกษาเรียนรู้ซึ่งเป็นประโยชน์อย่างยิ่งสำหรับงานวิจัยเพื่อการทำวิทยานิพนธ์ในครั้งนี้ ขอขอบพระคุณ นายเอกรัฐ ฤทธิเนียม ที่ให้ความช่วยเหลือและให้ความรู้ในการวางแผนในการทำงานในงานวิจัยครั้งนี้ ขอขอบคุณเพื่อนพี่น้องนักศึกษาปริญญาโทและปริญญาเอก ธรณีฟิสิกส์ทุกท่าน ที่คอยช่วยเหลือและให้กำลังใจในการทำงานวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์ในครั้งนี้สำเร็จ ลุล่วงไปได้ด้วยดี

ขอกราบขอบพระคุณ คุณพ่อนิรันดร์ คุณแม่กัลยา ศรีระชา ที่ให้ความรักความอบอุ่น กำลังใจ และคอยให้คำปรึกษาในทุกๆ เรื่อง ตลอดจนจบการศึกษา

สุดท้ายนี้ขอมอบคุณงามความดีและประโยชน์ที่พึงได้รับจากวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ให้ แต่ คุณพ่อ-แม่ ครูบาอาจารย์ผู้ประสิทธิ์ประสาทวิชาความรู้ และผู้มีประคุณทุกท่านที่มีต่อข้าพเจ้า

พัทวิ ศรีระชา

สารบัญ

	หน้า
สารบัญ	(8)
รายการตาราง	(10)
รายการภาพประกอบ	(11)
บทที่	
1. บทนำ	1
1.1 บทนำต้นเรื่อง	1
1.2 ตรวจเอกสาร	3
1.2.1 ที่ตั้งของพื้นที่ศึกษา	4
1.2.2 ลักษณะทางธรณีวิทยาพื้นที่ศึกษา และบริเวณใกล้เคียง	4
1.2.3 ทฤษฎีพื้นฐาน	8
1.2.3.1 ทฤษฎีคลื่นไหวสะเทือน	8
1.2.3.2 วิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	14
1.2.3.3 วิธีการประมวลผลข้อมูล	17
1.2.3.4 การแปลความคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	20
1.2.3.5 โทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน	20
1.2.3.6 วิธีการ MASW	21
1.2.6 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	23
1.3 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย	25
2. วิธีการวิจัย	26
2.1 วัสดุและอุปกรณ์ (material and equipment)	26
2.1.1 วัสดุและอุปกรณ์สำหรับการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์	26
2.1.2 วัสดุและอุปกรณ์รวมทั้งโปรแกรมที่ใช้ในการศึกษาวิเคราะห์ข้อมูล	28
2.2 วิธีดำเนินการวิจัย	
2.2.1 การเก็บข้อมูลในภาคสนาม	28
2.2.2 การวิเคราะห์ข้อมูลในห้องปฏิบัติการ	30
3. ผลและการวิเคราะห์ผล	54
3.1 ผลและการวิเคราะห์ผลของแนวสำรวจที่ 1	54

สารบัญ (ต่อ)

บทที่	หน้า
3.1.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	54
3.1.2 ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน	54
3.1.3 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน	54
3.1.4 วิเคราะห์ผลของแนวสำรวจที่ 1	58
3.2 ผลและการวิเคราะห์ผลของแนวสำรวจที่ 2	60
3.2.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	60
3.2.2 ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน	60
3.2.3 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน	60
3.2.4 วิเคราะห์ผลของแนวสำรวจที่ 2	64
4. สรุปและข้อเสนอแนะ	67
4.1 สรุปผล	67
บรรณานุกรม	69
ผลงานตีพิมพ์เผยแพร่จากวิทยานิพนธ์	73
ประวัติผู้เขียน	84

รายการตาราง

ตาราง	หน้า
1.1 ความเร็วความเร็วของคลื่นพีในหินแต่ละชนิด	12
1.2 รายละเอียดการพิจารณาเลือกพารามิเตอร์เพื่อเก็บข้อมูล	17
2.1 แสดงพารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูล	30
2.2 ขั้นตอนการประมวลผลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	31
2.3 ขั้นตอนในการประมวลผลข้อมูล	45
3.1 ข้อมูลหลุมเจาะที่ 1 (H0687SKL298) สำหรับแนวสำรวจที่ 1	58
3.2 ข้อมูลหลุมเจาะที่ 2 (H0515SKL215) สำหรับแนวสำรวจที่ 2	65

รายการภาพประกอบ

ภาพประกอบ	หน้า
1.1 พื้นที่ศึกษา	2
1.2 แนวขอบเขตของแอ่งขนาดใหญ่	3
1.3 ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาวิจัย	6
1.4 การการสะท้อน การหักเห และการแปลงผันของคลื่น	9
1.5 รังสีสะท้อน และรังสีหักเหเกิดจากรังสีตกกระทบตั้งฉากบริเวณผิวรอยต่อ	10
1.6 หลักการของ Fresnel-Zone	13
1.7 การเก็บข้อมูลแบบ roll along	15
1.8 ลักษณะการจัดเรียงข้อมูลแบบต่างๆ	16
1.9 การปรับแก้ Static correction	18
1.10 วิธีการจตุรร่วมสะท้อนเดียวกัน (common midpoint, CMP)	19
1.11 หลักการไมเกรชัน แท่ง AB จะย้ายมาเป็น แท่ง A'B' หลังจากการทำไมเกรชัน	20
1.12 รูปแสดงผลลัพธ์ของวิธีการ limited number of rays	21
1.13 รูปวิธีสำรวจ MASW	22
1.14 วิธีการประมวลผลข้อมูลด้วยวิธี MASW	23
2.1 วัสดุอุปกรณ์ในการสำรวจ	27
2.2 แนวการสำรวจ	29
2.3 การวางตำแหน่งตัวรับและตัวกำเนิดคลื่น และการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและวิธี MASW	29
2.4 ภาพสัญญาณที่ได้จากเก็บข้อมูลภาคสนาม	32
2.5 รูปสัญญาณ ก่อนกำจัด (ซ้าย) และหลังกำจัด (ขวา)	33
2.6 การปรับแก้ Static correction (การ pick first break (บน), สัญญาณก่อนการปรับแก้ (ซ้าย) และ สัญญาณหลังการปรับแก้ (ขวา)	34
2.7 การสร้างโมเดลเพื่อใช้ในการปรับแก้ Static correction (a) Elevation static shifts (b) Refraction static shifts และ (c) A near surface model	35
2.8 องค์ประกอบของความถี่สัญญาณ (frequency content)	36

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

ภาพประกอบ	หน้า
2.9 แสดงตัวอย่างการกรองความถี่ (band-pass filtering) (a) Raw data (b) Band-pass filtering with $f = 10, 30, 100, 200$ Hz. (c) Band-pass filtering with $f = 20, 40, 100, 200$ Hz. (d) Band-pass filtering with $f = 30, 50, 100, 200$	37
2.10 แสดงทดสอบ AGC (a) AGC with 50 ms. (b) AGC with 100 ms. (c) AGC with 150 ms และ (d) AGC with 200 ms	38
2.11 แสดง Band-pass filtering และ AGC ที่แตกต่างกันสำหรับแนวการสำรวจที่ 1	39
2.12 แสดง Band-pass filtering และ AGC ที่แตกต่างกันสำหรับแนวการสำรวจที่ 2	40
2.13 แสดงการกำจัดสัญญาณคลื่นพื้นผิว	41
2.14 แสดง CMP sorting ของแนวสำรวจที่ 1 CDP ที่ 248	42
2.15 ตัวอย่างของการวิเคราะห์ความเร็ว (velocity analysis) ที่ความเร็ว NMO ที่แตกต่างกัน	43
2.16 แสดงภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน (Seismic section) (a) แนวสำรวจที่ 1 (b) แนวสำรวจที่ 2	44
2.17 แสดงการ pick first breaks ด้วยโปรแกรม Tomoplus	45
2.18 แสดงการสร้างแบบจำลองเริ่มต้น	46
2.19 แสดงการสร้างแบบจำลอง Seismic tomography	47
2.20 แสดงแบบจำลองสุดท้าย (a) ผลของแนวสำรวจที่ 1 (b) ผลของแนวสำรวจที่ 2	48
2.21 แสดงขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลด้วยโปรแกรม Surfseis version 4.0	50
2.22 การตัดเอาสัญญาณรบกวนและคลื่นที่มาถึงตัวรับสัญญาณแรก (First breaks)	51
2.23 การกรองคลื่นที่มีความถี่สูงออก ก่อนกรอง (ซ้าย) และหลังกรอง (ขวา)	51
2.24 แสดงการเลือกจุดกราฟกระจายความเร็ว Phase velocity spectrum	51
2.25 การตั้งค่าพารามิเตอร์สำหรับการผกผัน	52
2.26 แสดงแบบจำลองของคลื่นเฉือน	52
2.27 ภาพตัดขวางของการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน	53
3.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน (a) และภาพการวิเคราะห์แนวสัญญาณสะท้อนหลักในแนวสำรวจ (b)	55
3.2 ภาพตัดขวางโทโมกราฟฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography) (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดินจากการกระจายตัวของความเร็วคลื่น (b)	56

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

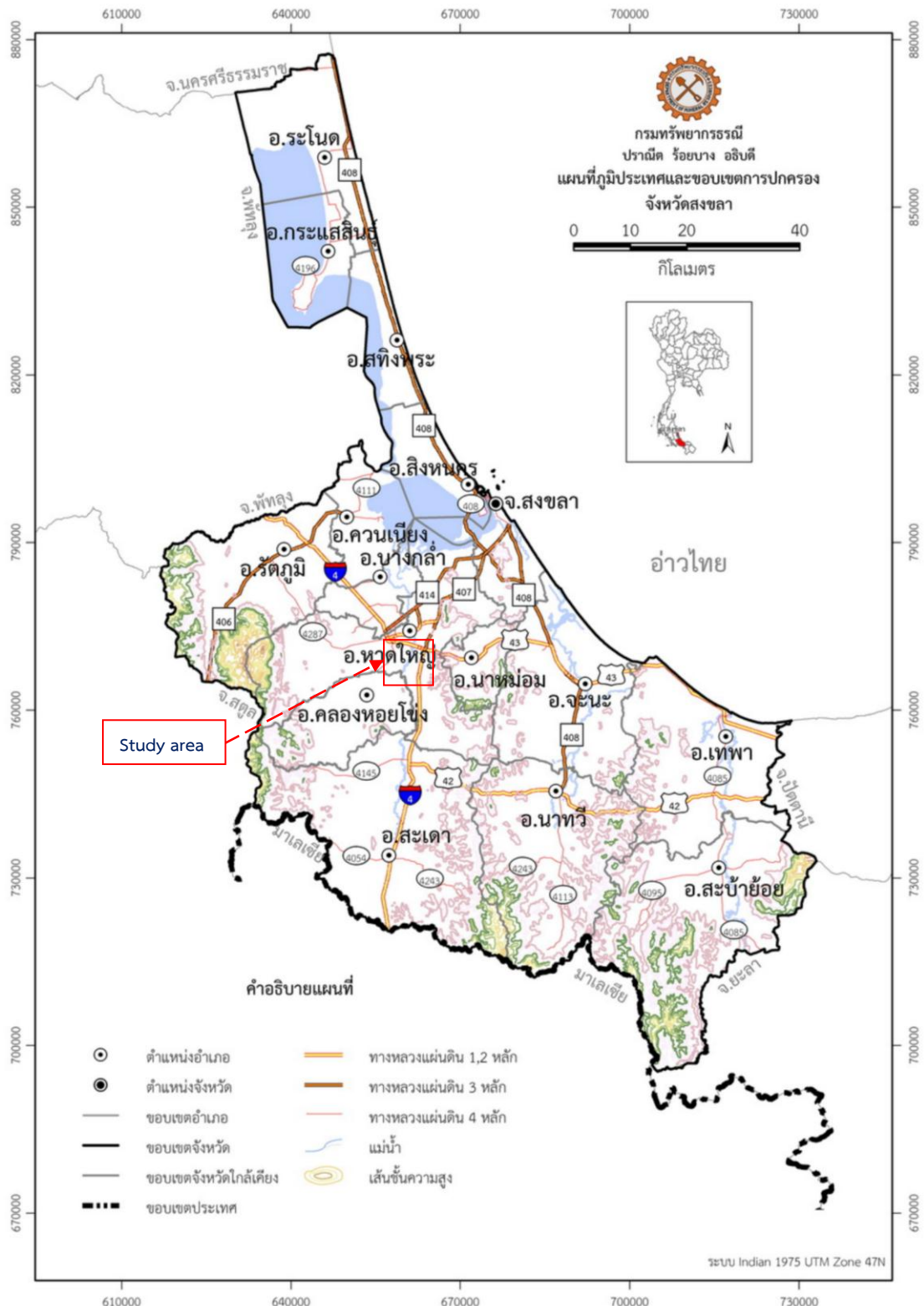
ภาพประกอบ	หน้า
3.3 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดิน (b)	57
3.4 ภาพแสดงข้อมูลหลุมเจาะ H0687SKL298 (บน) และภาพแสดงการวิเคราะห์ชั้นร่วม (ล่าง)	59
3.5 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน (a) และภาพการวิเคราะห์แนวสัญญาณสะท้อนหลักแนวสำรวจ (b)	61
3.6 ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography) (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดินจากการกระจายความเร็ว (b)	62
3.7 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดิน (b)	63
3.8 ภาพแสดงข้อมูลหลุมเจาะ H0687SKL298 (บน) และภาพแสดงการวิเคราะห์ชั้นร่วม (ล่าง)	65

บทที่ 1

บทนำ

1.1 บทนำต้นเรื่อง

แอ่งหาดใหญ่เป็นแอ่งสะสมตะกอนในยุคเทอร์เชียรี ตั้งอยู่ทางตอนล่างของกลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบชายฝั่งทะเลด้านฝั่งตะวันออกของภาคใต้ ครอบคลุมพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ อำเภอควนเนียง อำเภอสิงหนคร อำเภอบางกล่ำ และอำเภอคลองหอยโข่ง มีลักษณะโครงสร้างแบบกราเบน (Graben) จากข้อมูลการหยั่งธรณี ข้อมูลการสำรวจความต้านทานไฟฟ้าของชั้นหิน และข้อมูลจากบ่อน้ำบาดาล แอ่งหาดใหญ่มีชั้นน้ำบาดาลในแหล่งกรวดทรายจำนวน 3 ชั้น คือ ชั้นน้ำหาดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่า และชั้นน้ำคองหงส์ อยู่ทุกระดับความลึก 10-50 เมตร, 60-100 เมตร และลึกมากกว่า 100 เมตร (กุลนันท์, 2549) และจากการศึกษาค่าสนามโน้มถ่วง (Gravity) พบว่าขอบเขตของแอ่งหาดใหญ่ (Lohawijarn, 2005) อยู่ในแนวเหนือ-ใต้ ที่พิกัด UTM 750000-810000 N จากบริเวณอำเภอสิงหนครต่อเนื่องถึงเขาวังชิงอำเภอคลองหอยโข่ง จังหวัดสงขลา และการวางตัวของแอ่งหาดใหญ่ มีทิศทางโค้งไปทางทิศตะวันออก ซึ่งไม่ได้วางตัวตามแนวเหนือ-ใต้ โดยตรง แต่งานวิจัยของ Sawata et al. (1983) ขอบเขตของแอ่งหาดใหญ่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ ที่พิกัด UTM 720000-810000N ซึ่งขอบเขตทางเหนือติดกับอ่าวไทยและต่อเนื่องไปทางตอนใต้ถึงชายแดนไทย-มาเลเซีย และความลึกของแอ่งมากที่สุดอยู่บริเวณในตัวเมืองหาดใหญ่ซึ่งมีความลึกประมาณ 200 เมตรจะเห็นได้ว่าข้อมูลเกี่ยวกับโครงสร้างและขอบเขตของแอ่งหาดใหญ่ยังไม่ชัดเจน ดังนั้นงานวิจัยนี้จึงได้ศึกษาโครงสร้างภายในแอ่งหาดใหญ่ในบริเวณที่พาดผ่าน อำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา (รูปที่ 1.1) ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน และนำข้อมูลที่ได้จากการสำรวจมาวิเคราะห์ เพื่อศึกษาโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดิน เช่น การเรียงตัวของลำดับชั้นดิน ความลึกของชั้นน้ำบาดาลในแต่ละชั้น ความลึกของชั้นหินฐาน และขอบเขตของแอ่ง เพื่อทำความเข้าใจเกี่ยวกับแอ่งหาดใหญ่มากยิ่งขึ้น เนื่องจากแอ่งหาดใหญ่เป็นที่ตั้งของอำเภอหาดใหญ่ ซึ่งเป็นศูนย์กลางทางเศรษฐกิจ การท่องเที่ยวและการศึกษาที่สำคัญทางภาคใต้ของประเทศไทย ข้อมูลที่ได้จึงมีประโยชน์ในการบริหารจัดการทรัพยากร การรองรับการขยายตัวของชุมชน และการจัดการภัยพิบัติในอนาคต

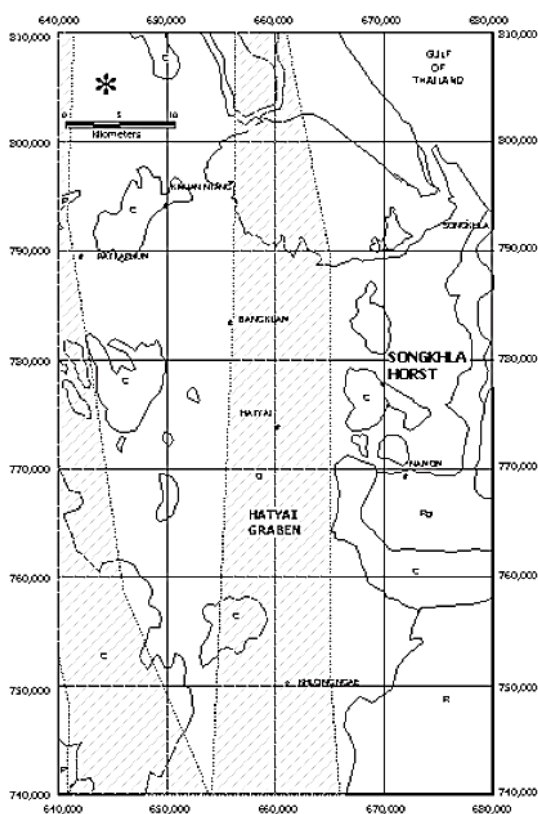


รูปที่ 1.1 แสดงตำแหน่งของพื้นที่ศึกษา (ดัดแปลงจาก กรมทรัพยากรธรณี, 2557)

1.1 ตรวจเอกสาร

1.2.1 ที่ตั้งของพื้นที่ศึกษา

แอ่งหัดใหญ่เป็นแอ่งขนาดย่อมสะสมตะกอนในทางตอนล่างของกลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา อยู่บนพื้นที่ราบชายฝั่งทะเลด้านฝั่งตะวันออกของภาคใต้ ตั้งอยู่ที่พิกัด UTM 640000-670000E และ UTM 750000-810000N วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ มีความยาวประมาณ 60 กิโลเมตร ความกว้างประมาณ 20 กิโลเมตร และมีความลึกมากที่สุด 1 กิโลเมตร คิดเป็นพื้นที่ประมาณ 1,200 ตารางกิโลเมตร (Lohawijarn, 2005) ครอบคลุมพื้นที่ อำเภอหาดใหญ่ อำเภอสิงหนคร อำเภอบางกล่ำ อำเภอกวนเนียง



รูปที่ 1.2 แสดงแนวขอบเขตของแอ่งหัดใหญ่ (Lohawijarn, 2005)

และอำเภอคลองหอยโข่ง (รูปที่ 1.2) แอ่งหัดใหญ่มีโครงสร้างแบบกราเบน (แท่งหินแนวยาวยุบตัวลงระหว่างรอยเลื่อน) เนื่องจากมีแนวเขาและแอ่งขนาดเล็กอยู่ทางด้านตะวันออกของกราเบนและฮอर्स นี่เป็นลักษณะเหมือนกับลักษณะโครงสร้างบริเวณอ่าวไทยที่เกิดจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน (Sawata et al., 1983) ขอบเขตแอ่งหัดใหญ่ตามแนวเหนือ-ใต้ มีข้อถกเถียงกันทางด้านวิชาการสามารถสรุปได้เป็น 2 แบบ คือ

1) ขอบเขตแอ่งตามทิศทางเหนือ-ใต้ สิ้นสุดที่เขาวังชิง

ผลงานวิจัยของ Lohawijarn (2005) โดยสนามโน้มถ่วง (Gravity) พบว่าแอ่งขนาดใหญ่มีความจำกัดในแนวเหนือ-ใต้ อยู่ระหว่างพิกัด UTM 750000-810000N โดยเริ่มจากบริเวณอำเภอสิงหนครจนถึงเขาวังชิงอำเภอคลองหอยโข่ง จังหวัดสงขลา การวางตัวของแอ่งขนาดใหญ่ไม่ได้วางตัวตรงในแนวเหนือ-ใต้ และขอบเขตแอ่งในแนวเหนือ-ใต้ มีทิศโค้งไปทางตะวันออก

2) ขอบเขตแอ่งในทิศเหนือ-ใต้ สิ้นสุดที่ชายแดนไทย-มาเลเซีย

ผลงานวิจัยของ Sawata et al. (1983) พิจารณารอยเลื่อน Horst and graben เป็นหลัก สรุปได้ว่าอยู่ระหว่างพิกัด UTM 720000-810000N ซึ่งขอบเขตของแอ่งทางเหนือจะชนกับอ่าวไทยและทางใต้จะต่อเนื่องไปจนถึง ชายแดนไทย-มาเลเซีย โดยแอ่งมีความลึกบริเวณตัวเมืองขนาดใหญ่มากกว่า 200 เมตร

1.2.2 ลักษณะทางธรณีวิทยาพื้นที่ศึกษา และบริเวณใกล้เคียง

พื้นที่ส่วนใหญ่ของจังหวัดสงขลา ประกอบไปด้วยชั้นหินที่มีอายุแตกต่างกันตั้งแต่หินอายุมากที่สุดคือหินแคมเบรียนถึงตะกอนที่มีอายุน้อยที่สุด คือ ตะกอนควอเทอร์นารี ลักษณะธรณีวิทยาดังรูปที่ 1.3 ประกอบด้วยหินตะกอน หินแปร หินอัคนี ดินทราย และ กรวดที่ยังไม่จับตัว หินตะกอนและหินแปรมีอายุประมาณในช่วงต้นยุคคาร์บอนิเฟอรัส ปลายยุคไทรแอสซิก หินอัคนีมีอายุอยู่ในช่วงปลายยุคไทรแอสซิกถึงต้นยุคจูแรสซิก ดิน ทราย กรวด สละสมตัวในยุคควอเทอร์นารีโดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

1. หินอัคนี

หินอัคนี มี 2 ยุค คือ ยุคไทรแอสซิก (Triassic) และยุคครีเทเชียส (Cretaceous) ซึ่งเป็นตัวการสำคัญในการกำเนิดแร่ดีบุก ทั้งสแตน และแร่อื่นๆ หินอัคนียุคครีเทเชียส (Cretaceous) ประกอบด้วย หินแกรนิต หินเพกมาไทต์ (pegmatite) หินแอปไลต์ (aplite) หินทัวร์มาลีนแกรนิต (tourmaline granite) พบอยู่ในพื้นที่อำเภอนาหม่อม อำเภอจะนะ และอำเภอเทพา

หินอัคนียุคไทรแอสซิก (Triassic) ประกอบด้วย หินไบโอไทต์แกรนิต (biotite granite) หินทัวร์มาลีนแกรนิต (tourmaline granite) หินแกรนิตเนื้อดอก (porphyritic granite) และสายแร่ควอตซ์ (quartz veins) พบมากในพื้นที่รอยต่อจังหวัดสงขลาและจังหวัดสตูล และบางส่วนของอำเภอเมือง อำเภอหาดใหญ่ และอำเภอนาหม่อม

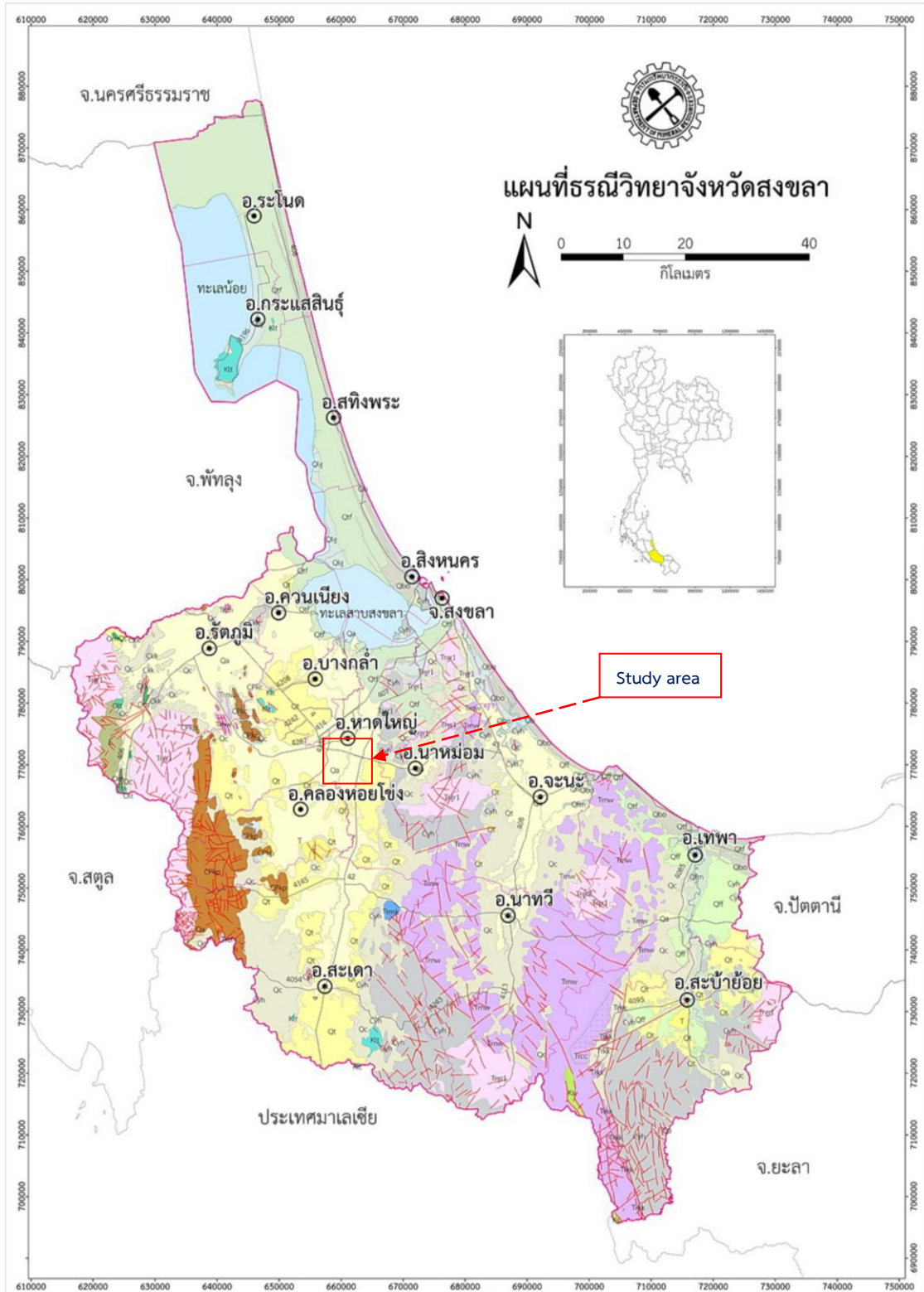
2. หินตะกอนและหินแปร

หินยุคคาร์บอนิเฟอรัส (Carboniferous) พบวางตัวตามแนวเหนือ-ใต้ จากบริเวณอำเภอสะเตา ติดต่อขึ้นมาทางเหนือ จนถึงอำเภอเมือง อำเภอรัษฎุมิ และยังคงต่อไปในพื้นที่จังหวัดพัทลุง ประกอบด้วย หินควอร์ตไซต์ (quartzite) หินทราย หินเชิร์ต (chert) หินดินดาน (shale) หินดินดานเนื้อปนทราย หินดินดานเนื้อปนซิลิกา (siliceous shale) และหินทรายแป้ง (siltstone)

หินยุคเพอร์เมียน (Permian) หรือเรียกว่า กลุ่มหินราชบุรี (Rat buri group) มักโผล่เป็นเขาโดด ๆ ตามที่ราบบริเวณอำเภอรัษฎุมิและตอนใต้ของอำเภอสะบ้าย้อย ประกอบด้วยหินปูน (limestone) เนื้อสมานแน่น (massive) สีเทา และหินปูนเป็นชั้น (bedded limestone) และหินเชิร์ต หินทราย หินดินดาน

หินยุคไทรแอสซิก (Triassic) ประกอบด้วย หินทราย หินกรวดมน (conglomerate) หินทรายแป้ง หินโคลน (mudstone) หินดินดาน ชั้นหินนี้จัดอยู่ในหน่วยหินนาทวิ (Na Thawi Formation) พบมากในพื้นที่อำเภอที่อยู่ด้านทิศตะวันออกและทิศใต้ของจังหวัดสงขลา (Jongjit, 2013)

ตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary) เป็นตะกอนที่ยังไม่ถูกประสานเชื่อมให้แข็งกลายเป็นหิน ได้แก่ ชั้นตะกอนกรวด ทราย ทรายแป้ง ดินเหนียว และโคลนตม ที่มีสภาพแวดล้อมการสะสมตัวของตะกอนในพื้นที่จังหวัดสงขลา 2 ชนิด คือ สภาพแวดล้อมทะเล และสภาพแวดล้อมพื้นที่ป บริเวณด้านทิศตะวันออกของแอ่งลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา เป็นบริเวณที่มีการสะสมตัวจากการกระทำของน้ำทะเล ได้แก่ ทรายชายหาด (beach sands) ตะกอนใกล้ฝั่ง (nearshore sediments) และแหล่งตะกอนน้ำทะเลตื้น พื้นที่ด้านตะวันตกของแอ่งหาดใหญ่และด้านทิศใต้ ส่วนใหญ่เป็นบริเวณที่มีการสะสมตัวของตะกอนที่ไม่ได้รับอิทธิพลจากน้ำทะเล นั่นคือ เป็นตะกอนเศษหินเชิงเขา (colluvial sediments) ที่อยู่เป็นแนวยาวบริเวณของภูเขาเชิงเขา โดยอาจมีดินลูกรังที่วางตัวอยู่บนชั้นกรวดที่เกิดจากหินที่ผุ (weathered rocks) และตะกอนธารน้ำพาที่มาสะสมตัวบริเวณที่ราบ (fluvial sediments) พบอย่างกว้างขวางในที่ราบ ที่มีส่วนประกอบเป็น ดินเหนียว ทรายแป้ง ทรายที่มีเศษพืชปนค่อนข้างมาก นอกจากนั้น ยังมีบริเวณเปลี่ยนแปลง (transitional zone) ที่มีอิทธิพลจากทั้งแม่น้ำและน้ำขึ้น-น้ำลง ส่วนใหญ่ในบริเวณนี้ประกอบด้วยตะกอนทรายแป้ง ดินเหนียวปนพีต (peaty clay) หรือมีชั้นของพีต (peats) อยู่บริเวณที่เป็นแหล่งตะกอนน้ำพาต่อกับบริเวณที่มีอิทธิพลของทะเล (นิรันทร ชัยมณี และคณะ, 2527)



รูปที่ 1.3 แสดงธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาวิจัย (ดัดแปลงจาก กรมทรัพยากรธรณี, 2557)

ตะกอน หินตะกอน และหินแปร (SEDIMENT, SEDIMENTARY AND METAMORPHIC ROCK)

Q_a	ตะกอนน้ำพา : กรวด หทราย หทรายแป้ง และดินเหนียว
Q_b	หาดทรายปัจจุบัน : ทราย, กรวดปนทราย, ร่วน, เม็ดทรายขนาด 300-1,000 ไมครอน, เม็ดกรวดขนาด 2-5 มม.
Q_{fr}	ตะกอนที่ราบน้ำท่วมถึง : ดินเคลือบปนทรายแป้งและทรายละเอียด สีเทา สีน้ำตาลแกมแดงและน้ำตาลแกมเหลือง เนื้อแน่นมาก เป็นชั้นหนา มีชั้นทรายปนกรวดแทรกเป็นเลนสีนบางบริเวณ
Q_{fm}	ตะกอนน้ำพาที่สะสมในทางน้ำโค้งวัด : ทราย ปนกรวด สีเทา เม็ดหยาบบางถึงหยาบ, การคัดขนาดปานกลาง ค่อนข้างกลม ร่วน สอดแทรกกับทรายแป้งสีน้ำตาล และดินเคลือบปนทรายแป้ง
Q_{lg}	ตะกอนลาถูก : ทรายปนพิท และทรายปนดิน เมื่อร่วนสีเทาถึงเทาจาง ทรายขนาด 200 - 500 ไมครอน การคัดขนาดดี
Q_{lf}	ตะกอนชายฝั่งทะเลโดยอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง : ดินเหนียว ทรายแป้ง และทรายละเอียด ของที่ลุ่มราบน้ำท่วมถึง ที่ลุ่มชื้นและที่ลุ่มน้ำขังป่าชายเลน
Q_{lo}	ตะกอนเลนทรายเก่า : ทราย สีเทาแกมเขียวแกมออก, เม็ดละเอียดมาก การคัดขนาดดี ค่อนข้างกลม ร่วน ประกอบด้วยควอร์ตซ์ ไมกา และเศษหอยปะปนเล็กน้อย
Q_{li}	ตะกอนตะกอนน้ำระดับต่ำ : ดินเคลือบปนทราย สีน้ำตาลแกมแดง เป็นชั้นหนา สอดแทรกกับกรวดและลูกรังชั้นบาง ๆ และช่วงบนสุดปนชั้นทรายนูน สีส้มแกมแดง
Q_{lh}	ตะกอนตะกอนน้ำระดับสูง : กรวดปนทราย และดินเคลือบ สีน้ำตาลแกมแดง เป็นชั้นหนา ก่อนกรวดขนาดกรวดถึงก้อนหินขนาดใหญ่ ประกอบด้วย หินทราย แร่ควอร์ตซ์ และหินเจิร์ต พบที่ระดับความสูงมากกว่า 30 เมตร
Q_c	ตะกอนเศษหินจึงเขา : เศษหิน กรวด หทราย ทรายแป้ง ดินเหนียว ขนาดตะกอนละเอียดถึงหยาบมาก การคัดขนาดไม่ดี
T	หินทราย สีเทาอ่อน เนื้อละเอียดถึงหยาบ การคัดขนาดไม่ดีถึงปานกลาง เม็ดเหลี่ยมถึงค่อนข้างกลม มีรอยชั้นเฉียงระดับ เป็นชั้นบาง ; แทรกสลับกับหินทรายแป้ง สีเทาอ่อนถึงเทา กึ่งแข็งตัว ; หินเคลือบสีเทา ; หินกรวดมนชั้นบาง ๆ ซึ่งมีกรวดขนาด 0.2 - 1 ซม. ประกอบด้วย กรวดของหินเจิร์ต แร่ควอร์ตซ์ หินทรายและทรายแป้ง ; และชั้นถ่านหิน
K_{co}	หินกรวดมน กึ่งแข็งตัวถึงแข็งตัว สีน้ำตาลแกมแดง เม็ดกรวดประกอบด้วย หินทราย หินทรายแป้ง หินปูน หินเจิร์ต และแร่ควอร์ตซ์ รูปร่างค่อนข้างเหลี่ยมความกลมรีต่ำ การคัดขนาดไม่ดี
K_f	หินทรายเนื้ออาริสิก หินทรายเนื้ออิทิก หินโคลน และหินทรายแป้ง สีน้ำตาลแกมแดง ชั้นหนาปานกลางถึงหนา แล่งชั้นเฉียงระดับ รอยริ้วคลื่น การคัดขนาดปานกลางถึงดี เม็ดเริ่มมีการเชื่อมประสานปานกลาง ; หินกรวดมน สีน้ำตาลเทาถึงน้ำตาลแดง ชั้นหนาปานกลางถึงหนาเมื่อหินแล่งการคัดขนาดไม่ดี เม็ดกรวดประกอบด้วยแร่ควอร์ตซ์ หินทราย และหินควอร์ตไซต์ ขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 0.2-0.5 ซม.
Tr_{mk}	หินกรวดมน หินทรายเนื้อกรวดมน และหินทราย ขนาดเม็ดกรวดตั้งแต่ 0.2-1.5 ซม. และมีขนาดใหญ่ถึง 30 ซม. ประกอบด้วย แร่ควอร์ตซ์ หินควอร์ตไซต์ หินเจิร์ต และหินดินดาน ; หินทราย เนื้อปานกลาง ถึงหยาบ การเชื่อมประสานดี
Tr_{ch}	หินปูน หินปูนสลับชั้นกับเจิร์ต และเจิร์ตในอูล สีเทา เทาอ่อน ชั้นหนาถึงไม่แสดงชั้น แล่งชั้นหินชัดเจน เนื้อหินคอกกลีบ ส่วนบนเป็นหินปูนโดโลไมต์ พบซากดึกดำบรรพ์ฟอสซิลในคอนอายุโทรแอลจิก
Tr_{lk}	หินปูน สีเทาอ่อนถึงเทาเข้ม เนื้อคอกกลีบ ไม่แสดงชั้น พบซากดึกดำบรรพ์จำพวก แบคทีเรียไฮดรอลิต ปะการัง และฟอสเฟอไรต์ขนาดเล็ก
Tr_{co}	หินกรวดมน ขนาดของกรวด 2-15 ซม. กรวดบางก้อนมีขนาดใหญ่อถึง 30 ซม. ประกอบด้วย กรวดของแร่ควอร์ตซ์ หินเจิร์ต หินโคลน และหินทราย ; หินทราย เม็ดละเอียดถึงหยาบบางปานกลาง และหินโคลนสีเทา ชั้นบางๆ
Tr_{nw}	หินทรายสลับกับหินทรายแป้ง หินดินดาน และหินเจิร์ต พบซากดึกดำบรรพ์ ชนิด <i>Posidonia</i> sp. และ <i>Doanella</i> sp. ; หินทราย สีเทาจาง เนื้อละเอียดถึงปานกลาง ; หินดินดาน สีเทาถึงน้ำตาลแกมเทา ; หินเจิร์ต สีเทาจาง มีการคดโค้งอย่างรุนแรง
P	หินปูน สีเทาเข้มเทา สีเทาเข้ม เป็นชั้นชัดเจน ชั้นบางถึงหนา มีซากฟอสซิลใน ไบรโอซัว และฟอสเฟอไรต์ฟอสรา หินเจิร์ต ชั้นบาง และหินดินดานสลับกับหินทราย สีน้ำตาล
CP_{lc}	หินทรายเนื้อควอร์ตซ์ สีขาว สีขาวนวล ส่วนประกอบหลักเป็นแร่ควอร์ตซ์ และเฟลด์สปาร์ เม็ดขนาดปานกลางถึงหยาบ ความกลมมนปานกลางถึงดี การคัดขนาดดีถึงดีมาก
CP_{hp}	หินโคลน สีเทาเข้ม ชั้นบางถึงชั้นหนามาก มีทรายแป้งเป็นริ้วบางๆ หินสีน้ำตาลแกมแดง สลับกับหินทรายแป้ง หินทรายเนื้อดิน และหินโคลนปนกรวด หินทรายเม็ดละเอียดถึงปานกลาง ชั้นหนา การคัดขนาดปานกลาง เม็ดค่อนข้างมน กรวดประกอบด้วยแร่ควอร์ตซ์ หินทราย หินเจิร์ต
C_{kk}	หินโคลน หินดินดาน หินทราย หินทรายปนกรวด และหินโคลนปนกรวด สีขาว สีเทาขาวเทา สีน้ำตาล สีม่วงแดง สีน้ำตาลเหลือง ชั้นหนา มีเม็ดตะกอนขนาดเล็กถึงหยาบ การคัดขนาดไม่ดี ความกลมมนค่อนข้างดี การเชื่อมประสานไม่ดี ก่อนกรวดเป็นควอร์ตซ์ หินทราย และหินดินดาน ซากดึกดำบรรพ์เป็น <i>Posidonomya</i> sp. ไทรโลไบต์ หอยงวงช้าง หอยตะเบียง ไครนอยด์ และหอยเจดีย์
C_{yh}	หินทราย สีเทาจาง เนื้อปานกลางถึงหยาบ การคัดขนาดดี การเชื่อมประสานปานกลางถึงดีมาก ชั้นปานกลางถึงหนา ; หินดินดาน และหินโคลน สีเทาแกมเขียวถึงเทา ; หินทรายสลับกับหินดินดาน เป็นชั้นดี พบซากดึกดำบรรพ์ชนิด <i>Posidonomya</i> sp. แอมโมไนต์ หอยสองฝา และไทรโลไบต์ ; หินทรายแป้ง สีน้ำตาล แกมแดง สีน้ำตาลอ่อนถึงเทา แล่งชั้นดี และรอยคดโค้ง พบซากดึกดำบรรพ์ชนิดเรติโอลาเรีย
O_{m}	หินปูน หินปูนเนื้อดิน สีเทาเข้ม ชั้นหนาถึงหนามาก มีชั้นดินบาง ๆ แทรก พบซากดึกดำบรรพ์ของนอติคอลลิต
O_p	หินดินดาน หินดินดานเนื้อปูน สีน้ำตาลแกม น้ำตาล น้ำตาลเหลือง ชั้นบาง สลับกับหินทรายแป้ง หินทรายเนื้อดิน เม็ดละเอียด การคัดขนาดดี มีหินปูนเป็นเลนสแทรกด้านบน
ϵ	หินทรายเนื้อควอร์ตซ์ สีเทาอ่อน น้ำตาลอ่อน เม็ดละเอียดถึงปานกลาง การคัดขนาดดี เม็ดกลมมนดี การเชื่อมประสานดี ชั้นหนาถึงหนามาก สลับกับหินดินดาน และหินทรายแป้งสีน้ำตาลแกม ชั้นบาง

หินอัคนี (IGNEOUS ROCK)

Tr_{gr}	หินไบโอดี-อัลโคไวต์แกรนิต หินแอโพลี และหินเพกมาไทต์ เนื้อละเอียดถึงหยาบ เนื้อคอก แร่คอกเป็นแร่เฟลด์สปาร์ผลึกชัดเจน
Tr_{gr}	หินอัลโคไวต์-ทิวร์มาลีนแกรนิต หินไบโอดี-อัลโคไวต์แกรนิต ผกหินขนาดเท่า ๆ กัน เนื้อละเอียดถึงหยาบบางปานกลาง คอกแร่เฟลด์สปาร์ ขนาด 10-15 มม. เล็กน้อย และเม็ดแร่ควอร์ตซ์ถึงกลมขนาด 8-10 มม.

1.2.3 ทฤษฎีพื้นฐาน

ทฤษฎีคลื่นไหวสะเทือน

สมการคลื่น (Wave equation)

การสำรวจด้วยคลื่นไหวสะเทือนเป็นวิธีการที่ประยุกต์จากการเดินทางไปในตัวกลาง (โลก) ของคลื่น ซึ่งการเดินทางของคลื่นนี้สามารถอธิบายด้วยสมการของคลื่น โดยใช้หลักการพื้นฐานทางฟิสิกส์ ภายใต้สมมุติฐานให้อนุภาคเล็กๆ มีการกระจัดที่เปลี่ยนไปเมื่อมีแรงมากระทำ สามารถพิสูจน์โดยอาศัยหลักการของแรงดึง คุณสมบัติความยืดหยุ่น กฎของฮุก และกฎข้อที่สองของนิวตัน สำหรับการเดินทางของคลื่นธรรมชาติที่มีความซับซ้อนเป็นอย่างมาก การเดินทางของคลื่นไม่ว่าจะเป็นตัวกลางเนื้อเดียวกัน และมีความยืดหยุ่น จากการกระจัดของเวกเตอร์สามารถเขียนดังสมการ

$U = (u, v, w)$:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \Delta + \mu \nabla^2 u \quad (1)$$

เมื่อ λ และ μ คือ Lamé elastic properties และ ρ คือความหนาแน่น

$$\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}, \Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \text{ และ } \nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

สมการคลื่นในเชิงสเกลาร์ สำหรับตัวกลางที่เป็นเนื้อเดียวกัน ดังสมการ

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad (2)$$

เมื่อ V คือ ค่าคงที่ ปริมาณ Ψ คือ อนุภาคที่ถูกรบกวนเมื่อคลื่นเคลื่อนที่จากจุดหนึ่งไปยังจุดหนึ่งด้วยอัตราเร็ว V การรบกวนหมายถึงคลื่นปฐมภูมิ (คลื่นพี) เมื่อทิศทางการสั่นของอนุภาคมีทิศทางเดียวกับทิศทางที่คลื่นเคลื่อนที่ และจะหมายถึงคลื่นทุติยภูมิ (คลื่นเอส) เมื่อทิศทางการสั่นของอนุภาคมีทิศทางตั้งฉากกับทิศทางที่คลื่นเคลื่อนที่

การแบ่งแยกพลังงานที่ผิวยอต่อระหว่างตัวกลาง (Partitioning of an interface)

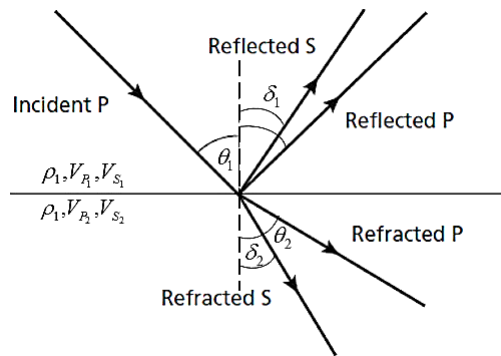
ลักษณะการเคลื่อนที่ของคลื่น สามารถใช้รังสีในการอธิบายทิศทางในการเคลื่อนที่เมื่อคลื่นเดินทางไปกระทบผิวยอต่อระหว่างตัวกลางที่แตกต่างกัน พลังงานบางส่วนจะสะท้อนและส่วนที่จะหักเหไปในตัวกลาง หรือมีการเปลี่ยนเป็นคลื่นแปลงผัน ดังรูปที่ 1.4 (คลื่นพี เปลี่ยนเป็นคลื่นเอส หรือคลื่นเอสเปลี่ยนไปเป็นคลื่นพี) ซึ่งเป็นไปตามกฎของสเนลล์

$$\frac{\sin \theta_1}{V_{P_1}} = \frac{\sin \delta_1}{V_{S_1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{P_2}} = \frac{\sin \delta_2}{V_{S_2}} = \text{constant} \quad (3)$$

เมื่อ $\theta_1, \theta_2, \delta_1$ และ δ_2 คือ มุมสะท้อนและมุมหักเห ของคลื่นพีและคลื่นเอสตามลำดับ V_{P_1}, V_{S_1} และ V_{P_2} และ V_{S_2} คือ ความเร็วของคลื่นตกกระทบและคลื่นสะท้อนตามลำดับ เมื่อเกิดมุมวิกฤต $\theta_2 = 90^\circ$ คลื่นเอสจะถูกสร้างขึ้นบริเวณผิวรอยต่อของตัวกลาง สามารถคำนวณพลังงานที่เกิดจากการสะท้อนและหักเหของคลื่นที่ผิวรอยต่อ ซึ่งสามารถอธิบายด้วยสมการของ Zoeppritze เป็นสมการที่แสดงความสัมพันธ์ของแอมพลิจูดที่สะท้อนและหักเห ซึ่งเปลี่ยนแปลงไปตามค่าอะคูสติกอิมพีแดนซ์ (Acoustic Impedance) คือ

$$Z = \rho V_p \quad (4)$$

เมื่อ ρ และ V_p คือ ความหนาแน่น และความเร็วคลื่นพีตามลำดับ ซึ่งหินที่มีความหนาแน่นมากจะมีค่า Z ที่สูงเช่นกัน



รูปที่ 1.4 แสดงการสะท้อน การหักเห และการแปลงผันของคลื่น (ที่มา:<http://www.liag-hannover.de>)

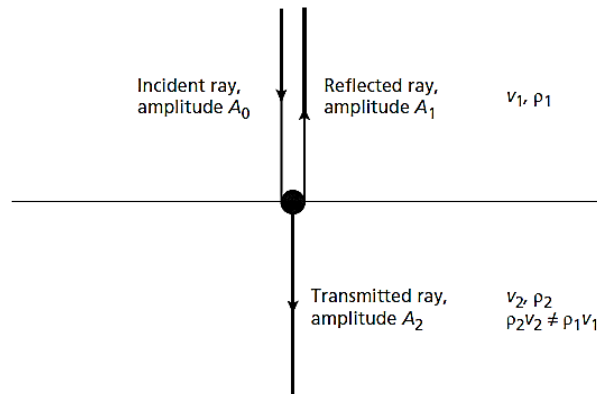
จากสมการของ Zoeppritze เมื่อมุมตกกระทบมีค่าน้อยๆ ($\theta_1 > 15^\circ$) แสดงดังรูปที่ 1.4 สมการถูกลดทอนอยู่ในรูปแบบง่ายๆ และคำตอบของสมการ คือ

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \quad (5)$$

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2\alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (6)$$

เมื่อ A_0, A_1 และ A_2 คือ แอมพลิจูดของคลื่นตกกระทบ คลื่นสะท้อน และคลื่นหักเหตามลำดับ ส่วน Z_1 และ Z_2 คือค่า *acoustic impedance* ของตัวกลางที่สะท้อนและตัวกลางที่หักเห ถ้ามุมเฟสของคลื่นสะท้อนต่างจากคลื่นตกกระทบ 180° ค่า R จะมีค่าเป็นลบ ซึ่งการกลับเฟสจะเกิดขึ้นได้ในกรณีที่ Z_1 มากกว่า Z_2 สำหรับคลื่นตกกระทบที่มีมุมมากกว่า 15 องศา จะทำให้

เกิดการเปลี่ยนแปลงของคลื่น (คลื่นพี ↔ คลื่นเอส) และการเปลี่ยนแปลงของแอมพลิจูด โดยเฉพาะเมื่อมุมมีค่าใกล้เคียงค่ามุมวิกฤติ



รูปที่ 1.5 แสดงรังสีสะท้อน และรังสีหักเหเกิดจากรังสีตกกระทบตั้งฉากบริเวณผิวรอยต่อซึ่งมีค่าอะคูสติคิมพีแดนซ์ที่แตกต่างกัน (ที่มา:<http://www.liag-hannover.de>)

ความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน (Seismic velocity)

ในการวิเคราะห์ความเร็วการทำความเข้าใจ ความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนนั้นมีความสำคัญเป็นอย่างมาก เนื่องจากความเร็วคลื่นเป็นตัวแปรสำคัญ ในการแปลงเวลาเดินทางของคลื่นเป็นความลึก, การตรวจสอบข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนกับแบบจำลอง, การปรับแก้รูปแบบเรขาคณิต (*migration*), การจำแนกและกรองสัญญาณจากสัญญาณรบกวน และรวมทั้งการแปลความหมายถึงลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาและลำดับหิน เป็นต้น ซึ่งความเร็วของคลื่นพี (V_p) และความเร็วคลื่นเอส (V_s) แสดงดังสมการ

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (7)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (8)$$

เมื่อ λ คือ Lamé constant κ คือ bulk modulus ρ คือ ความหนาแน่น และ μ คือ shear modulus สำหรับในของเหลวและอากาศ ค่า $\mu = 0$ ทำให้ไม่มีคลื่นเอสเดินทางผ่าน และจะสังเกตเห็นว่าความเร็วคลื่นพีจะมีค่ามากกว่าคลื่นเอสเสมอ ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่นเอสกับความเร็วของคลื่นพีมีความสัมพันธ์กับอัตราส่วนปัวซอง (Poisson's ratio, σ) แสดงดังสมการ

$$\frac{V_s}{V_p} = \sqrt{\frac{\mu}{\lambda + 2\mu}} = \sqrt{\frac{0.5 - \sigma}{1 - \sigma}} \quad (9)$$

ซึ่งอัตราส่วนระหว่างคลื่นเอสต่อคลื่นพีจะมีค่ามากที่สุดเท่ากับ $1/\sqrt{2}$ เนื่องจากอัตราส่วนปัวซองมีค่าอยู่ระหว่าง 0 ถึง 0.5 ดังนั้นความเร็วของคลื่นเอสจะมีค่าตั้งแต่ 0 ถึง 70% ของความเร็วคลื่นพี ถึงแม้ความเร็วของคลื่นพีและคลื่นเอสจะเพิ่มขึ้นเมื่อความหนาแน่นของหินเพิ่มขึ้น อย่างไรก็ตามปัจจัยอื่นในธรรมชาติที่มีผลต่อความเร็วของคลื่น คือ ชนิดของชั้นดินชั้นหิน, ความลึก, ของเหลวที่แทรกอยู่ในช่องว่างของหิน, ความดัน, ความพรุน, อัตราการกดทับ และการเชื่อมประสาน เป็นต้น (Wang, 2001) ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วและความหนาแน่นสำหรับตัวกลางที่มีความพรุน (Gardner et al., 1974) แสดงดังสมการ

$$\rho = aV^{\frac{1}{4}} \quad (10)$$

เมื่อ ρ คือ ความหนาแน่น a คือ ค่าคงที่ มีค่าเท่ากับ 310 หน่วย SI และ V คือ ความเร็วคลื่นพี

สมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วกับความพรุนหรือรอยแตกที่เกิดในช่องว่างเนื้อหิน (Wyllie et al., 1956) คือ

$$\frac{1}{V_p} = \frac{1 - \phi}{V_{pS}} + \frac{\phi}{V_{pF}} \quad (11)$$

เมื่อ ϕ คือ ความพรุน (porosity), V_p คือ ความเร็วคลื่นพี และ V_{pS} และ V_{pF} คือ ความเร็วของคลื่นในของแข็งและความเร็วของคลื่นในของเหลวที่แทรกตัวในหินตามลำดับ ซึ่งความพรุนนี้จะทำให้ความเร็วของคลื่นลดลงความเร็วของคลื่นพีในหินแต่ละชนิดจะมีความเร็วที่แตกต่างกัน ตัวอย่างความเร็วคลื่นในหินและตัวกลางบางชนิด (Keary and Brook, 2002) แสดงดังตารางที่ 1

ตารางที่ 1.1 แสดงความเร็วของคลื่นพีในหินแต่ละชนิด

Material	P-wave velocity, V_p (km/s)
<i>Unconsolidated Material</i>	
Sand (dry)	0.2-1.0
Sand (water saturated)	1.5-2.0
Clay	1.0-2.5
Glacial till (water saturated)	1.5-2.5
Permafrost	3.5-4.0
<i>Sedimentary rocks</i>	
Sandstone	2.0-6.0
Tertiary sandstone	2.0-2.5
Pennant sandstone (Carboniferous)	4.0-4.5
Cambrian quartzite	5.5-6.0
Limestone	2.0-6.0
Cretaceous chalk	2.0-2.5
Jurassic oolites and bioclastic limestones	3.0-4.0
Carboniferous limestone	5.0-5.5
Dolomites	2.5-6.5
Salt	4.5-5.0
Anhydrite	4.5-6.5
Gypsum	2.0-3.5
<i>Igneous/Metamorphic rocks</i>	
Granite	5.5-6.0
Gabbro	6.5-7.0
Ultramafic rocks	7.5-8.5
Serpentine	5.5-6.5
<i>Pore fluids</i>	
Air	0.3
Water	1.4-1.5
Ice	3.4
Petroleum	1.3-1.4
<i>Other materials</i>	
Steel	6.1
Iron	5.8
Aluminum	6.6
Concrete	3.6

ชั้นหินที่อยู่ใต้ความกดดันมากๆ จะทำให้รูพรุนมีขนาดเล็กลงและความหนาแน่นเพิ่มขึ้น ส่งผลให้ความเร็วของคลื่นมีค่าเพิ่มขึ้นตามความลึก

ความละเอียดของข้อมูลคลื่นไหวสะเทือน (Seismic resolution)

ความละเอียดของข้อมูล คือ ความสามารถในการแยกแยะลักษณะความแตกต่างของสองลักษณะที่อยู่ใกล้กันมากๆ ได้ (Sheriff, 1991) การพิจารณาความละเอียดของข้อมูลนั้น

แบ่งเป็นสองส่วน คือ ความละเอียดของข้อมูลในแนวตั้ง (vertical resolution) และความละเอียดของข้อมูลในแนวราบ (lateral resolution)

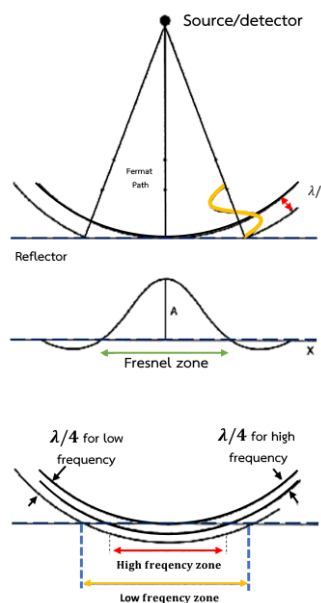
Vertical resolution คือ ความสามารถในการแยกแยะความหนาของชั้นดินจากด้านบนและด้านล่างในชั้นดินใดๆ ซึ่งพิจารณาจากหนึ่งในสี่ของความยาวคลื่น ($\frac{1}{4}\lambda$) คำนวณได้จากสมการ $\lambda = v/f$ (รูปที่ 1.6)

Lateral resolution คือ ความสามารถในการจำแนกตำแหน่งของจุดสะท้อนในแนวราบที่อยู่ใกล้กันมากๆ (Yilmaz, 1987) ซึ่งจะขึ้นอยู่กับระยะห่างระหว่างจุดยิง (offset), ตัวรับสัญญาณ และความลึกของชั้นดิน สามารถพิจารณาจากพื้นที่ผิวของพลังงานที่สะท้อนกลับ (Fresnel zone) ซึ่งความกว้างของ Fresnel zone (รูปที่ 1.6) จะใช้แทนขีดจำกัดของ Lateral resolution ขนาดและรูปร่างของ Fresnel zone ขึ้นอยู่กับตำแหน่งของแหล่งกำเนิดกับตัวรับสัญญาณ, การกระจายความเร็ว, ความยาวคลื่น, ความลาดเอียง และแสดงดังสมการ

$$\text{ความกว้างของ Fresnel zone (w)} : w = \sqrt{2z\lambda} \text{ เมื่อ } z \gg \lambda \quad (12)$$

$$\text{รัศมีของ Fresnel zone (R)} : R = \left(\frac{v}{2}\right) \sqrt{\frac{t_{twf}}{f}} = \sqrt{\frac{\lambda h_0}{2}} \quad (13)$$

เมื่อ v คือ ความเร็วเฉลี่ยถึงผิวสะท้อน, t_{twf} คือ เวลาเดินทางไปกลับของคลื่น, f คือ ความถี่หลัก (Dominance frequency) และ h_0 คือ ความลึก จากสมการแสดงให้เห็นว่าความถี่ที่สูงจะทำให้ได้ข้อมูลที่มีความละเอียดของข้อมูลที่สูงด้วย และความละเอียดของข้อมูลจะมีค่าลดลงเมื่อความถี่มากขึ้น



รูปที่ 1.6 แสดงหลักการของ Fresnel-Zone

1.2.3.2 วิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Reflection seismic method)

การเก็บข้อมูล (Data acquisition)

การเลือกใช้เครื่องมือหรืออุปกรณ์ที่เหมาะสมนั้น จะทำให้ได้ข้อมูลที่ดี และตรงตามเป้าหมายในการสำรวจ โดยทั่วไปในการสำรวจในระดับตื้นจะนิยมใช้ตัวรับสัญญาณคลื่นหนึ่งตัวต่อหนึ่งช่องสัญญาณ (one geophone per channel) สำหรับการวางตำแหน่งของตัวรับสัญญาณคลื่นจะพิจารณาจาก ออปติ멈วินโดว์ (optimum window) โดยเลือกเก็บข้อมูลในช่วงที่ไม่มีการรบกวนของคลื่นอากาศ และคลื่นผิวดิน ซึ่งเป็นช่วงที่สัญญาณสะท้อนเห็นชัดเจน และสิ่งที่ควรคำนึงที่สำคัญคือ ต้องเก็บข้อมูลให้ได้ความถี่ที่สูง และกำจัดสัญญาณรบกวนให้มากที่สุด

อุปกรณ์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูล (Acquisition hardware)

แหล่งกำเนิดคลื่น (Source) การเลือกใช้แหล่งกำเนิดคลื่นมีหลักการที่สำคัญที่ต้องพิจารณาดังนี้

1. ความลึกที่ต้องการศึกษา
2. Bandwidth ช่วงความถี่ของการใช้งาน
3. อัตราส่วนระหว่างสัญญาณต่อสัญญาณรบกวน (signal to noise ratio)
4. สภาพแวดล้อม
5. ความสามารถในการเก็บข้อมูลซ้ำ
6. ความสะดวกในการใช้และค่าใช้จ่าย

ตัวรับคลื่น (Seismic receiver)

ตัวรับสัญญาณคลื่น หรือจีโอโฟน ซึ่งจะใช้หลักการเปลี่ยนพลังงานกลของคลื่นเป็นพลังงานไฟฟ้า อาศัยหลักการเหนี่ยวนำแม่เหล็กไฟฟ้า ควรเลือกจีโอโฟนที่ตอบสนองในช่วงองค์ประกอบของความถี่ของข้อมูลที่ต้องการ สำหรับการสำรวจด้วยคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในระดับตื้น ความถี่ธรรมชาติจะอยู่ในช่วง 30-50 Hz (Steeple et al., 1997)

ระบบบันทึกข้อมูลส่วนประกอบของระบบบันทึกข้อมูลจะประกอบไปด้วย

1. สัญญาณจากจีโอโฟน
2. Preamplifier
3. Filter
4. Multiplexer
5. A-D Converter

การชักตัวอย่าง (Sampling)

สำหรับการบันทึกข้อมูลแบบดิจิทัล ข้อมูลจะไม่เป็นแบบต่อเนื่อง แต่จะเป็นการวัดในช่วงเวลาเฉพาะ ซึ่งความถี่ในการชักตัวอย่าง คือ จำนวนชุดที่จะชักตัวอย่างในหนึ่งหน่วยเวลาดังนั้นเพื่อให้ข้อมูลมีการผิดเพี้ยนความถี่ของการชักตัวอย่างควรมีค่าน้อยเป็นสองเท่าขององค์ประกอบความถี่สูงสุดในข้อมูลโดยทั่วไปแล้วในการสำรวจระดับต้นจะใช้ความถี่ในการชักตัวอย่างคือ 0.25 ms และ 0.5 ms

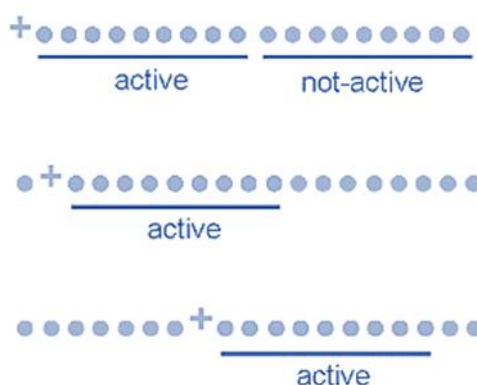
วิธีการเก็บข้อมูลภาคสนาม (Acquisition setup)

การวัดแบบช่องสัญญาณช่องเดียว (Single channel measurements (profiling)) สำหรับวิธีการนี้จะใช้แหล่งกำเนิดและตัวรับคลื่นเพียงตัวเดียวอยู่ห่างเป็นระยะทางที่คงที่ และทำการเก็บข้อมูลซ้ำๆ หลายตำแหน่งตามแนวสำรวจ

การวัดแบบหลายช่องสัญญาณ (Multi-channel measurements) สำหรับวิธีการนี้จะใช้แหล่งกำเนิดตัวเดียวและตัวรับสัญญาณหลายๆตัว

ระบบการวัดแบบ Roll along

เป็นวิธีการที่วางจำนวนของจีโอโฟนไว้มากกว่าที่ระบบใช้ในแต่ละครั้ง โดยที่ช่องสัญญาณที่ใช้งานจะต่อเข้ากับระบบโดยที่เราไม่ต้องเปลี่ยนแปลงชุดสำรวจทั้งหมด

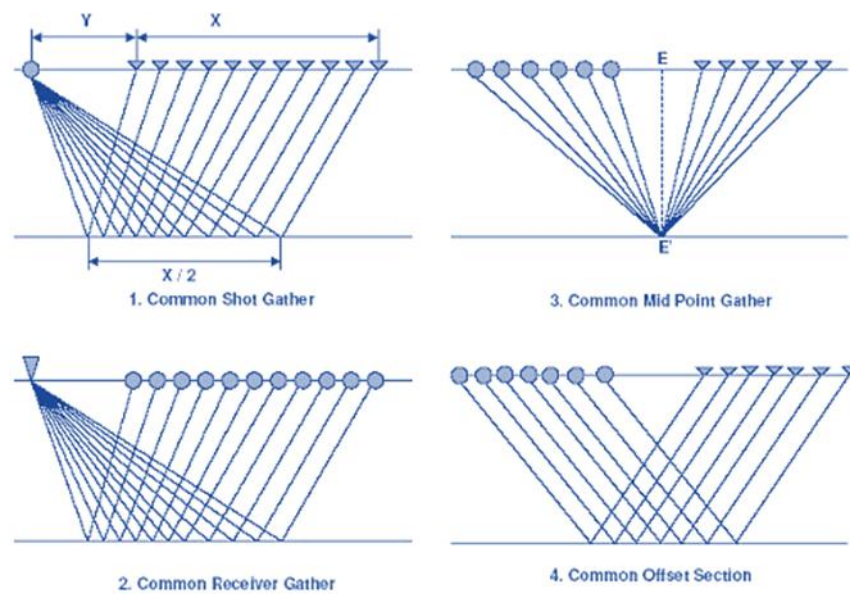


รูปที่ 1.7 แสดงการเก็บข้อมูลแบบ roll along

ลักษณะการเก็บข้อมูล หรือการจัดเรียงข้อมูล

- Common midpoint (CMP) ทุกๆ เส้นสัญญาณที่บันทึกจากจุดกลางร่วม midpoint เดียวกันดังรูปที่ 1.8

- Common receiver ทุกๆ เส้นสัญญาณที่บันทึกได้จากจีโอโฟนตัวเดียวกันดังรูปที่ 1.8
- Common offset ทุกๆ เส้นสัญญาณที่มีระยะ offset ระหว่างจุดยิงและจีโอโฟน เท่ากันดังรูปที่ 1.8
- Common shot gather ทุกๆ เส้นสัญญาณที่บันทึกจาก shot เดียวกันดังรูปที่ 1.8



รูปที่ 1.8 แสดงลักษณะการจัดเรียงข้อมูลแบบต่างๆ

สำหรับจำนวนของเส้นสัญญาณ (fold) สามารถคำนวณได้จาก จำนวนจีโอโฟน (n) คูณกับระยะห่างระหว่างจีโอโฟน (Δr) ทหารด้วย สองเท่าของระยะห่างระหว่างจุดยิง ($2\Delta s$)

การพิจารณาเลือกพารามิเตอร์เพื่อเก็บข้อมูล (Recording Parameters) สิ่งที่ต้องพิจารณามีดังนี้

1. จำนวนช่วงของการเก็บข้อมูล (Sampling interval) ช่วงความถี่ที่ต้องการให้เครื่องบันทึกเปิดรับหรือตัดออก (high-cut, low-cut filter or Notch)
2. ระยะห่างของตัวรับคลื่นตัวแรกกับจุดกำเนิดคลื่น (minimum offset)
3. ระยะห่างของตัวรับสัญญาณคลื่นตัวสุดท้ายกับจุดกำเนิดคลื่น (maximum offset)
4. ระยะห่างช่องรับสัญญาณแต่ละช่อง (group interval) สำหรับรายละเอียดสามารถแสดงดังตารางที่ 1.2

ตารางที่ 1.2 แสดงรายละเอียดการพิจารณาเลือกพารามิเตอร์เพื่อเก็บข้อมูล (Recording parameters)

สิ่งที่ต้องพิจารณา	หลักการพิจารณาพารามิเตอร์
เป้าหมายการสำรวจ	ความลึก (depth of target) ความหนา-บางที่ต้องการทราบ (vertical resolution) ความต่อเนื่องของชั้นหิน (horizontal resolution) ลักษณะของพื้นที่ (surface condition)
อุปกรณ์	จำนวนตัวรับคลื่น ชนิดของตัวรับคลื่น ความถี่ธรรมชาติของตัวรับคลื่น ชนิดของตัวกำเนิดคลื่น
รูปแบบการวางตัวรับคลื่น	ลักษณะของคลื่นรบกวนในพื้นที่ ลักษณะการวางตัวรับคลื่น เพื่อกำจัดคลื่นรบกวน รูปแบบที่เหมาะสมในการวางตัวรับคลื่น และจำนวนข้อมูลที่ต้องการเก็บ จำนวนตัวรับคลื่นต่อหนึ่งช่องสัญญาณ จำนวนช่องรับสัญญาณ
การเก็บข้อมูล	ช่วงของการเก็บข้อมูล (sampling rate) ช่วงคลื่นสัญญาณที่ต้องการบันทึก ระยะห่างของตัวรับคลื่นตัวแรกกับจุดกำเนิดคลื่น ระยะห่างของคลื่นตัวสุดท้ายกับจุดกำเนิดคลื่น ระยะห่างของช่องรับสัญญาณ

1.2.3.3 วิธีการประมวลผลข้อมูล (Data Processing)

วัตถุประสงค์สำคัญในการประมวลผลข้อมูล คือ เพื่อปรับปรุงอัตราส่วนของสัญญาณต่อสัญญาณรบกวน (Signal to noise ratio) แยกแยะสัญญาณที่ต้องการออก (สัญญาณสะท้อนจากคลื่น multiple และคลื่นพื้นผิว) เพื่อให้ได้ภาพที่เป็นจริงของโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดิน โดยทั่วไปขั้นตอนการประมวลผลมีดังนี้

1. Geometry and editing

1.1 นำข้อมูลที่ได้เครื่องบันทึกสัญญาณภาคสนามแปลงเป็นไฟล์ข้อมูลในรูปแบบที่สามารถใช้ในการประมวลผลข้อมูลด้วยซอฟต์แวร์ประมวลผล

1.2 ระบุตำแหน่งของแหล่งกำเนิดสัญญาณและตัวรับสัญญาณ และตำแหน่งจุดสะท้อนร่วมเดียวกัน (CMP)

1.3 กำจัดสัญญาณที่เสีย หรือสัญญาณที่มีสัญญาณรบกวนมากๆ

1.4 ปรับแก้การลดทอนสัญญาณที่เกิดจากสัญญาณรบกวน

2. Signal enhancement (scaling, filtering and muting)

เนื่องจากเมื่อคลื่นเดินทางไปในตัวกลางซึ่งจะทำให้เกิดการลดทอนของสัญญาณโดยมีสาเหตุมากจากการสะท้อนและการส่งผ่านพลังงานที่ผิวยรอยต่อ, geometrical spreading, การดูดกลืนพลังงาน, การตอบสนองของตัวรับสัญญาณ และระบบบันทึกผลข้อมูล แอมพลิจูดของคลื่นไหวสะเทือนจะลดลงเมื่อเวลาเพิ่มขึ้น จึงจำเป็นต้องปรับแก้การลดทอน โดยการประมาณค่าด้วยวิธีการปรับแก้ ; Trace equalization, AGC, Spherical divergent และ programmable gain function

2.1 การกรอง (Filter)

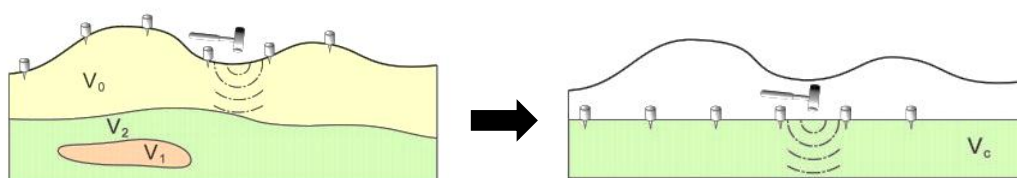
พลังงานของคลื่นไหวสะเทือนจะมีองค์ประกอบของความถี่ในช่วงใดช่วงหนึ่ง และองค์ประกอบของความถี่ของสัญญาณจะรบกวนอยู่ในช่วงที่แตกต่างกัน ซึ่งสามารถแยกออกจากกันได้โดยการตรวจสอบองค์ประกอบความถี่ของสัญญาณสะท้อน

2.2 Time-dependent-Frequency filter

ปรับแก้การลดทอนของสัญญาณเนื่องจากความสูงที่เวลาเดินทางเพิ่มขึ้น

3 Travel time Correction (Static, correction, dynamic correction)

3.1 Static correction เนื่องจากการเดินทางของคลื่นเป็นฟังก์ชันกับระยะทางแบบไฮเพอร์โบลาลสำหรับผิวยรอยต่อในแนวนอนเนื่องจากตำแหน่งที่แตกต่างกันของแหล่งกำเนิดและตัวรับสัญญาณ, ความหนาของชั้นหินผุซึ่งมีความเร็วของคลื่นต่ำ และจุดอ้างอิงของข้อมูล การปรับแก้เพื่อให้สัญญาณคลื่นไหวสะเทือนนั้นมีตัวส่งสัญญาณและตัวรับสัญญาณอยู่ในระนาบเดียวกัน แสดงดังรูปที่ 1.9 ซึ่งสามารถปรับแก้ด้วยวิธีดังนี้ คือ Topographic Correction, Uphole Correction และ Refraction Static

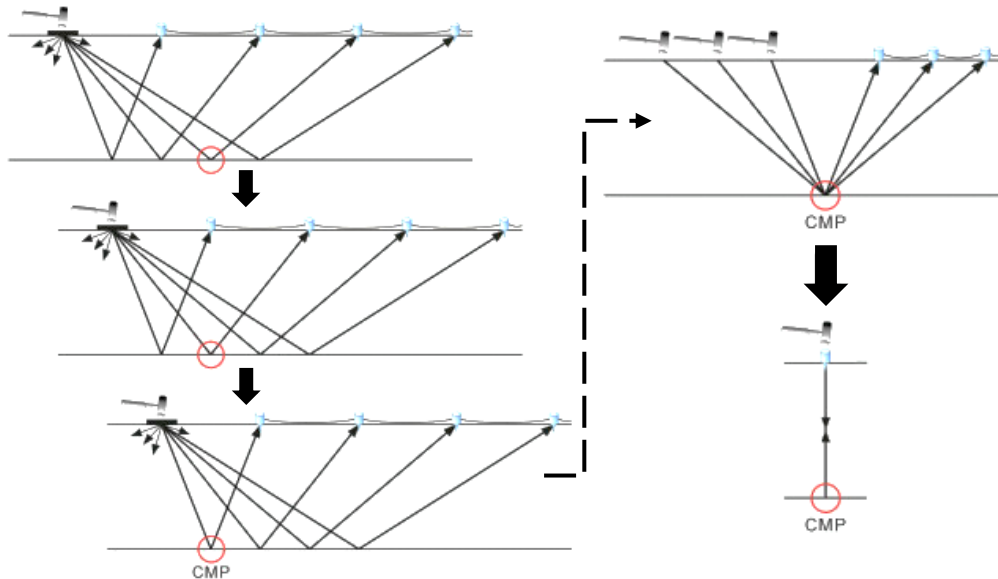


รูปที่ 1.9 แสดงการปรับแก้ Static correction (ที่มา:<http://www.liag-hannover.de>)

3.2 Dynamic correction หรือ normal-moveout

เป็นวิธีการปรับแก้ความแตกต่างของเวลาที่ระยะทางใดๆ ของตัวรับสัญญาณกับระยะ zero offset ซึ่งความเร็วที่ได้เรียกว่า NMO velocity จะเป็นความเร็วที่สอดคล้องกับระยะ offset น้อยๆ ส่วนความเร็วที่ระยะ offset ซึ่งสอดคล้องกับข้อมูลทั้งหมดจะเรียกว่า stacking velocity หลังจากการปรับแก้ NMO correction องค์ประกอบของความถี่จะมีค่าเปลี่ยนไปซึ่งมีค่า

ต่ำลงในส่วนของสเปกตรัม การบิดเบือนของสัญญาณจะเพิ่มขึ้นที่ระดับต้นและ offset มากๆ ดังนั้น แอมพลิจูดที่บิดเบือนไปนั้นจำเป็นต้องกำจัดออกก่อนการรวมสัญญาณ (stacking)



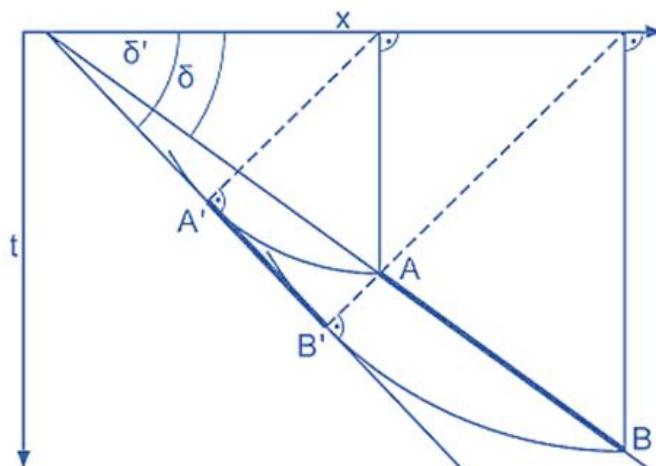
รูปที่ 1.10 แสดงวิธีการจุดร่วมสะท้อนเดียวกัน (common midpoint, CMP)
(ที่มา:<http://www.liag-hannover.de>)

4. CMP stacking

เป็นการรวมสัญญาณที่ระยะตาม offset ต่างๆ ดังรูปที่ 1.10 หลังจากการทำ NMO correction ของแต่ละสัญญาณที่มีจุดร่วมสะท้อนเดียวกัน สเกลในแนวแกนตั้งจะแสดงเวลาในการเดินทางไปกลับของคลื่น (two-way-time, TWT) ถ้าตัวสะท้อนสัญญาณอยู่ในแนวระดับเดียวกันทั้งหมด ก็สามารถแปลง TWT ให้เป็นความลึกโดยใช้ stacking velocity จะได้ความเร็วของชั้นตัวกลางจริงๆ ที่มีค่าความคาดเคลื่อนจาก stacking velocity เล็กน้อยซึ่งผิดพลาดประมาณ 10 %

5. Migration

สำหรับในกรณีตำแหน่งของตัวสะท้อนอยู่ในแนวเอียง (\overline{AB}) ดังรูปที่ 1.11 มีความจำเป็นที่จะต้องทำ migration เพื่อให้ได้ตำแหน่งตัวสะท้อนจริงใต้ผิวดิน ($\overline{A'B'}$) เมื่อทำการปรับแก้ migration สิ่งที่เกิดขึ้นคือ มุมเอียงของผิวสะท้อนจะมีค่ามากขึ้น ($\delta \rightarrow \delta'$) คือทำให้ตัวสะท้อนสัญญาณมีความชันมากขึ้น, ความยาวของตัวสะท้อนจะมีค่าลดลง คือ ตัวสะท้อนจะสั้นลง และ ทำให้ตัวสะท้อนสัญญาณยกสูงขึ้น ซึ่งการทำ migration นั้นมีความจำเป็นที่จะต้องทราบความเร็วของตัวกลางจริงๆ



รูปที่ 1.11 แสดงหลักการไมเกรชัน แห่ง AB จะย้ายมาเป็น แห่ง A'B' หลังจากการทำไมเกรชัน
(ที่มา: <http://www.liag-hannover.de>)

1.2.3.4 การแปลความคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Seismic Interpretation)

การแปลความหมายคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนหลังจากการประมวลผลข้อมูลเรียบร้อยแล้ว ลักษณะของโครงสร้างทางธรณีวิทยาจะอธิบายโดยตัวสะท้อนสัญญาณใต้ผิวดิน ซึ่งการแปลความนั้นจะแปลความจะต้องมีความสัมพันธ์กันในแต่ละแนวสำรวจที่ทำการสำรวจ โดยที่เวลาของการสะท้อนจะเปรียบเทียบและแก้ไขให้ถูกต้องจากแนวสำรวจที่ซ้อนทับหรือตัดขวางกัน ซึ่งวิธีที่ใช้ในการแปลความข้อมูลหลักๆ จะมีอยู่สองวิธี คือ การวิเคราะห์โครงสร้าง (Structural analysis) ซึ่งเป็นการศึกษาลักษณะโครงสร้างทางเรขาคณิตของตัวสะท้อน

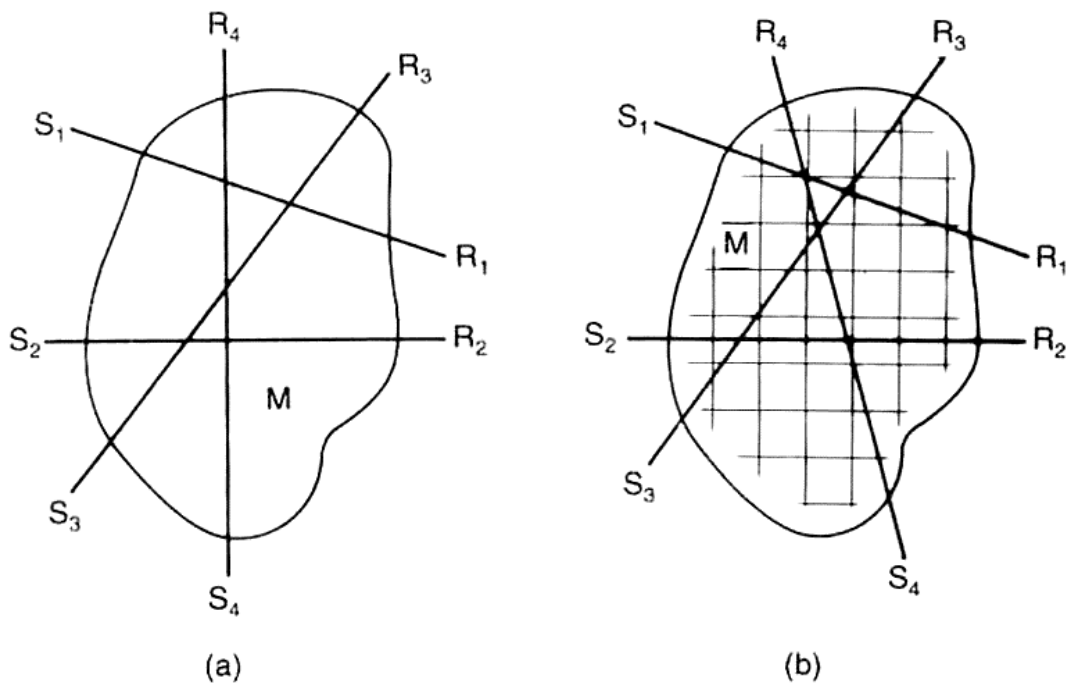
การวิเคราะห์ลำดับชั้นดิน (Stratigraphical analysis) ซึ่งจะเกี่ยวกับการวิเคราะห์ลำดับของตัวสะท้อน ที่จะแสดงลักษณะการตกตะกอนของลำดับชั้นดินต่างๆ และเพื่อให้การวิเคราะห์มีความแม่นยำมากยิ่งขึ้นการใช้โมเดลของคลื่นจากการสังเคราะห์สัญญาณซึ่งอาศัยคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของตัวสะท้อนนั่นเอง

1.2.3.5 โทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography)

โทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน เป็นลักษณะการสมมติให้คุณสมบัติของฟังก์ชันต่อเนื่อง (continuous functions) ของตัวกลางจะประกอบไปด้วยจำนวนจำกัดขององค์ประกอบย่อยๆ (finite numbers of elements) (Sheriff and Geldart, 1995) และโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือนจะใช้วิธีการที่ดีที่สุดที่เรียกว่า ตัวเลขจำกัดของรังสีคลื่น (a quite limited number of ray) (รูปที่ 1.11) ซึ่งอาศัยหลักการของ Stewart (1991) และผลลัพธ์ของคำตอบที่คิดด้วยวิธีการนี้จะแบ่ง

ตัวกลางออกเป็นตัวกลาง M ใน m แต่ละเซลล์ และจะสมมติให้ รังสี n ผ่านไปในตัวกลาง M (รูปที่ 1.12b) โดยกำหนดให้ $g(x,y)$ เป็นคุณสมบัติของตัวกลาง M ในแต่ละ m เซลล์ จะมีค่าคุณสมบัติ $g(x,y)$ และ บันทึกค่าไว้ที่ R_i (ค่าโปรเจกชันมีค่าเท่ากับค่าผลรวม) เราสามารถเขียนเวลาการเดินทางของคลื่น (travel times, t^i) ได้ดังสมการ

$$t^i = d_1^i g_1 + d_2^i g_2 + \dots + d_m^i g_m = \sum d_j^i g_j, i = 1, 2, \dots, n. \quad (14)$$



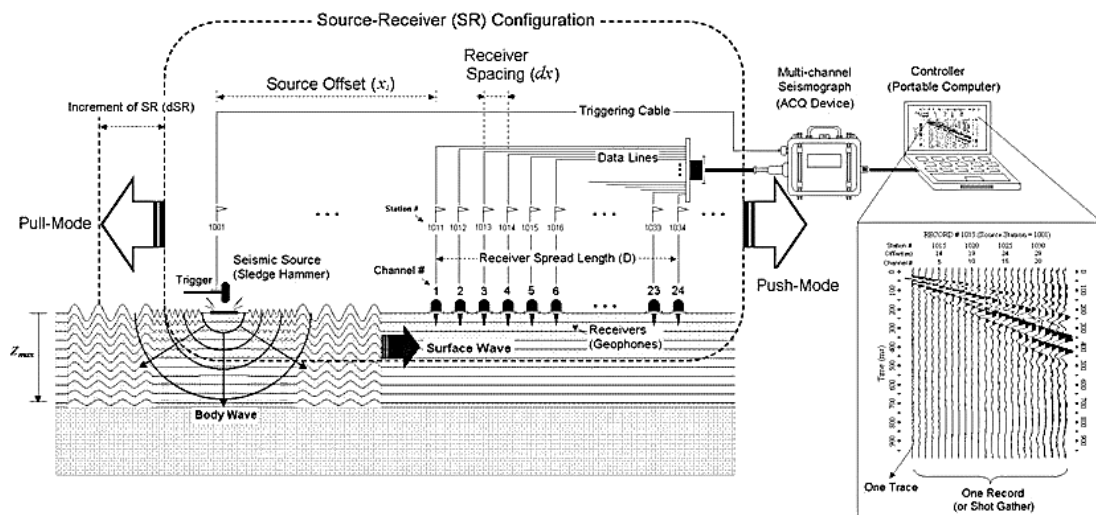
รูปที่ 1.12 แสดงผลลัพธ์ของวิธีการ limited number of rays. (a) เส้นทางของรังสีคลื่นจากทิศทางใดๆ (b) กริดของเซลล์เฉพาะ (Sheriff and Geldart, 1995)

1.2.3.6 วิธีการ MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave)

สำหรับวิธีการนี้จะอาศัยข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนในส่วนที่เป็นคลื่นพื้นผิว (Surface wave) มาใช้ในการวิเคราะห์และสร้างแบบจำลองความเร็วของคลื่นเฉือน โดยที่ความเร็วของคลื่นเฉือนนั้นจะมีความสัมพันธ์กับค่าคงที่ของความยืดหยุ่น เช่น ยังมอดูลัส (Young's modulus) มอดูลัสเฉือน (Shear modulus) อัตราส่วนปัวซอง (Poisson's ratio) สามารถนำมาใช้ในการประเมินค่าความยืดหยุ่นและความแข็ง (Stiffness) ของพื้นดินเพื่อวัตถุประสงค์ทางด้านธรณีวิศวกรรมได้ (Park, 1999) ลักษณะของการสำรวจจะอาศัยคุณสมบัติการกระจายความเร็วเฟส (Dispersion) ของคลื่นพื้นผิว โดยที่สาเหตุมาจากการที่คลื่นมีความถี่ต่างกันทำให้ความสามารถในการ

เดินทางได้ในระดับความลึกที่ต่างกันด้วย เช่น คลื่นที่มีความถี่ต่ำ สามารถเดินทางได้ระยะทางที่ลึกกว่าคลื่นที่มีความถี่สูง

การสำรวจด้วยวิธีการนี้จะเหมือนกับการสำรวจโดยใช้ตัวรับสัญญาณ 2 ตัว แต่มีความแตกต่างที่จะมีตัวรับสัญญาณหลายตัว แสดงดังรูปที่ 1.13 โดยที่ระยะห่างของตัวรับสัญญาณจะไม่เท่ากัน



รูปที่ 1.13 แสดงรูปวิธีสำรวจ MASW (Park et al., 2005)

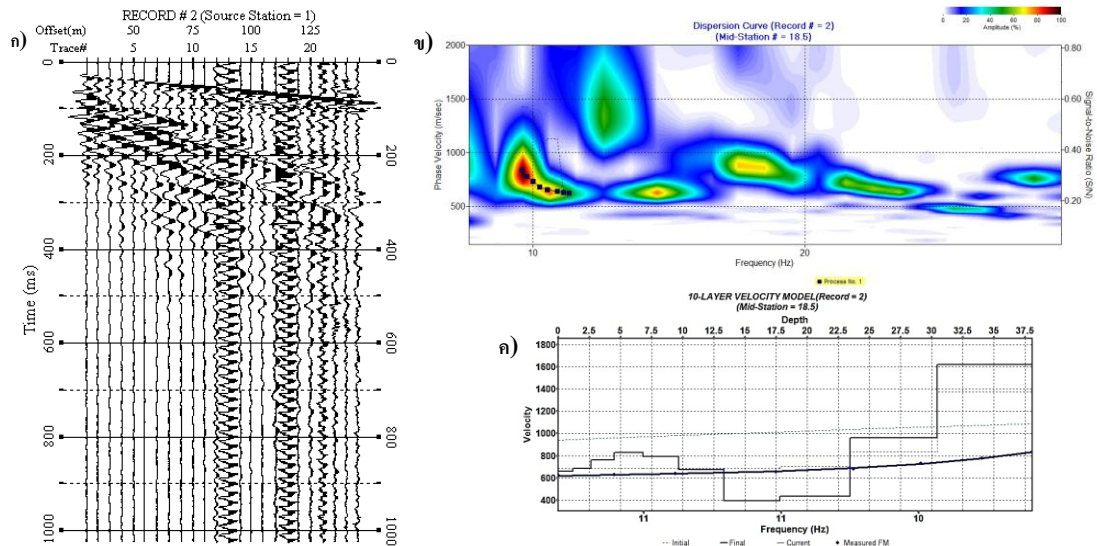
สำหรับขั้นตอนในการสำรวจด้วยวิธี MASW แบ่งออกเป็น 2 ขั้นตอน คือ

1. การเก็บข้อมูล (Data acquisition) จะเป็นวิธีการเก็บข้อมูลแบบ Active method คือ การใช้แหล่งกำเนิดคลื่นแบบ Active seismic source และวางแนวสำรวจด้วยตัวรับสัญญาณแบบ roll-along

2. การประมวลผลข้อมูล (Data processing) จะประกอบด้วย

2.1 นำข้อมูลสัญญาณคลื่นที่ได้จากการสำรวจซึ่งอยู่ในรูปของโดเมนเวลามาแปลงเป็นโดเมนของความถี่ และกำหนดตำแหน่งของความเร็วเฟส จะเป็นความเร็วเฟสของแต่ละความถี่ เพื่อที่จะหากราฟการกระจายความเร็ว (Dispersion curve)

2.2 การแปลงกราฟการกระจายความเร็ว (inversion) เกิดเป็นความเร็วของคลื่นเฉือนของชั้นดิน (V_s) ในหนึ่งมิติจะมีความสอดคล้องกับชั้นดินบริเวณกึ่งกลางของแนวตัวรับคลื่น แสดงดังรูปที่ 1.14



รูปที่ 1.14 แสดงวิธีการประมวลผลข้อมูลด้วยวิธี MASW ก) ข้อมูลคลื่นที่ได้จากการสำรวจ ข) กราฟการกระจายความเร็ว (dispersion curve) ค) ความเร็วของคลื่นเฉือนจากวิธีการผกผัน (Inversion)

1.2.3.6 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

Sawata et al. (1983) ได้ทำการศึกษาแอ่งหัดใหญ่ พิจารณาแอ่งหัดใหญ่มีลักษณะโครงสร้างแบบ Horst and Graben และได้ทำการสรุปว่าแอ่งหัดใหญ่มีพิกัดอยู่ระหว่าง UTM 720000-810000 โดยขอบเขตทางทิศเหนือของแอ่งติดกับอ่าวไทย และทางทิศใต้ติดกับชายแดนประเทศไทยกับประเทศมาเลเซีย และความลึกของแอ่งในบริเวณตัวเมืองหัดใหญ่จะมีค่ามากกว่า 200 เมตร

Pullan et al. (1987) ได้ประยุกต์ใช้วิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในระดับตื้น บริเวณवालเกกนี ออนแทรีโอ ประเทศแคนาดา โดยเลือกใช้ระยะห่างระหว่างตำแหน่งกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนกับตำแหน่งตัวรับสัญญาณ (Offset) ที่เหมาะสมที่สุดในพื้นที่สำรวจ พบว่าข้อมูลสัญญาณสะท้อนนั้นมีความสอดคล้องกับข้อมูลหลุมเจาะ และสามารถสร้างภาพโครงสร้างธรณีวิทยาใต้ผิวดินของชั้นตะกอนฐานน้ำแข็งที่ไม่สามารถแบ่งแยกชั้น (till) กับชั้นของหินแข็ง (bedrock) ได้ชัดเจน และนำข้อมูลที่ได้สามารถช่วยในการสำรวจแหล่งแร่ทองคำ และการวางแผนตำแหน่งขุดหลุมเจาะก่อนการเจาะจริงเพื่อให้ได้ประโยชน์สูงสุด

Whiteley et al. (1998) ได้ประยุกต์ใช้วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในระดับตื้น ในบริเวณที่ราบในกรุงเทพมหานคร จากการศึกษาครั้งนี้สามารถนำข้อมูลโครงสร้างธรณีวิทยาใต้ผิวดินที่แสดงชั้นน้ำบาดาลที่มีลักษณะของความต่อเนื่องอย่างชัดเจนและมีระยะทางหลายกิโลเมตรใน

แนวราบทั้งสองชั้น สำหรับชั้นน้ำบาดาลชั้นที่สองนั้นอยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 80-130 เมตร และความลึกมากที่สุดที่ได้จากการสำรวจคือ 180 เมตร จากการศึกษาครั้งนี้วิธีการนี้สามารถช่วยให้มีความเข้าใจปัญหาการยุบตัวของกรุงเทพมหานครได้มากขึ้น

Sheley and Yu (2001) ได้ทำการสำรวจโครงสร้างของชั้นหินแข็งที่บริเวณคลังพัสดุของกองทัพพูลลา (Tooel) ได้ประยุกต์ใช้วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและหักเห โดยนำข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนมาสร้างภาพโครงสร้างธรณีวิทยาใต้ผิวดิน และนำข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหมาใช้ในการสร้างแบบจำลองความเร็วของชั้นใต้ผิวดิน ซึ่งจากการวิเคราะห์ผลข้อมูลควบคู่กับข้อมูลหลุมเจาะและแบบจำลองความเร็ว พบว่าสัญญาณสะท้อนนั้นมีความชัดเจนและสอดคล้องกับข้อมูลหลุมเจาะของทั้งสามแนวบริเวณสำรวจ แนวรอยต่อสัญญาณสะท้อนของชั้นหินแข็งนั้นมีความไม่ต่อเนื่องในบางช่วงเนื่องจากข้อจำกัดในการเก็บข้อมูลและสามารถประมาณค่าความลึกได้ และการสำรวจในบริเวณนี้ควรมีจำนวนครั้งในการกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนและตัวรับสัญญาณที่มากกว่าจะทำให้ได้ข้อมูลที่ชัดเจนมากขึ้น

Lohawijarn (2005) ได้ศึกษาแอ่งหัดใหญ่ด้วยวิธีวัดค่าสนามโน้มถ่วง พบว่าค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติก้างของแอ่งหัดใหญ่ มีค่าประมาณ $-140 \mu\text{m s}^{-2}$ มีความยาวจำกัดในแนวเหนือใต้ แอ่งมีความลึกมากที่สุด 1 กิโลเมตร มีความยาว 60 กิโลเมตร และความกว้างประมาณ 20 กิโลเมตร ซึ่งไม่ได้มีความต่อเนื่องจากตอนใต้ลาวไทยมาถึงฝั่งประเทศมาเลเซีย

Suriyo (2006) ได้ทำการศึกษารูปร่างของน้ำเค็มในแอ่งหัดใหญ่ จากการศึกษาแนวตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาโดยอาศัยข้อมูลของการหยั่งธรณี ข้อมูลการสำรวจความต้านทานของชั้นหินและข้อมูลชั้นดินจากบ่อบาดาล สามารถสรุปได้ว่า แอ่งหัดใหญ่ เป็นชั้นน้ำบาดาลในแหล่งกรวดทรายจำนวน 3 ชั้น คือ ชั้นน้ำหัดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่า และชั้นน้ำคองส์ ซึ่งเป็นชั้นน้ำมีแรงดันและกึ่งภายใต้แรงดันอยู่ที่ระดับลึก 20-50 เมตร, 600-100 เมตร และ มากกว่า 100 เมตร ตามลำดับ

Sumanovac (2006) ได้ประยุกต์ใช้วิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนที่มีความละเอียดสูงและวิธีวัดสภาพต้านทานไฟฟ้าใต้ผิวดินแบบสองมิติ เพื่อช่วยในการสร้างแผนที่ของชั้นทรายบางซึ่งเป็นบริเวณที่กักเก็บน้ำใต้ผิวดิน พบว่าวิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนที่มีความละเอียดสูงสามารถช่วยในการจำแนกความแตกต่างของชั้นทรายกับชั้นโคลนออกจากกันได้ ซึ่งได้ทำการวิเคราะห์ผลควบคู่ไปกับข้อมูลหลุมเจาะ และวิธีการนี้สามารถช่วยในการจำแนกชั้นดินได้ดีที่ระดับความลึก 40 เมตร และช่วยในการเลือกแบบชั้นลงใต้ผิวดินที่ระดับความลึกน้อยกว่า 40 เมตร ได้อย่างถูกต้องของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า

Dorn et al. (2010) ได้ทำการสำรวจโครงสร้างชั้นใต้ดินของบริเวณพื้นที่มีการตกตะกอนอย่างรวดเร็วของตะกอนในยุคไพลสโตซีนตอนปลาย ทางภาคตะวันตกเฉียงเหนือของแคนเทอร์บิวรีเพลนส์ ประเทศนิวซีแลนด์ ซึ่งจากลักษณะธรณีวิทยาของชั้นใต้ผิวดินมีความหนาและอายุที่น้อยทำให้การศึกษาแผ่นดินไหวในยุคโบราณแบบทั่วไปเพื่อทำความเข้าใจเกี่ยวกับโครงสร้างที่มีพลังไม่ได้ จึงได้ประยุกต์ใช้วิธีการสำรวจด้วยวิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน สำหรับผลที่ได้จากการประมวลผลและวิเคราะห์ข้อมูลจากข้อมูลที่มีสัญญาณรบกวนค่อนข้างสูง ทำให้ได้ภาพโครงสร้างชั้นใต้ผิวดินซึ่งอยู่ในยุคครีเทเชียสถึงยุคควอเทอร์นารีและโครงสร้างของรอยเลื่อนและชั้นหินคดโค้ง

Anezi et al. (2013) ได้ทำการสร้างแผนที่โครงสร้างธรณีวิทยาของชั้นหินแข็งใต้ผิวดิน โดยใช้วิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนที่มีความละเอียดสูง บริเวณวาดีอาดาเซอร์ (Wadi al dawasir) ประเทศซาอุดีอาระเบีย ซึ่งอยู่ห่างจากเมืองริยาด (Riyadh) ประมาณ 690 กิโลเมตร สำหรับแนวการสำรวจมีทั้งหมดสี่แนวสำรวจ ผลที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูล พบว่าสัญญาณสะท้อนของชั้นหินแข็งมีความชัดเจนของในทุกแนวสำรวจ ซึ่งความลึกของชั้นหินแข็งนั้นมีความสอดคล้องกับข้อมูลหลุมเจาะ จากการสำรวจครั้งนี้ทำให้สร้างสามารถสร้างแผนที่ความลึกของชั้นหินแข็งและลอยเลื่อนในบริเวณนี้ได้

Malehmir et al. (2013) ได้ใช้วิธีการสำรวจด้วยคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนที่มีความละเอียดสูง (HRSR) โดยใช้แหล่งกำเนิดคลื่นไหวสะเทือน 3 ชนิด คือแบบค้อน แบบตุ้มถ่วง น้ำหนัก และไดนาไมท์ เพื่อเปรียบเทียบประสิทธิภาพ บริเวณแนวชายฝั่งแม่น้ำโกทาทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของประเทศสวีเดน จากข้อมูลที่ได้จากการประมวลผลพบว่าแหล่งกำเนิดคลื่นแบบตุ้มถ่วง น้ำหนักและไดนาไมท์มีองค์ประกอบของความถี่ที่สูงและมีพลังงานมากกว่า และข้อมูลยังมีความเหมาะสมสำหรับนำไปใช้ในการวิเคราะห์คลื่นพื้นผิว ส่วนสัญญาณสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือนนั้นสามารถแสดงชั้นของดินเหนียวและชั้นหินที่มีเม็ดหยาบซึ่งวางตัวอยู่บนชั้นหินแข็งและยังแสดงให้เห็นโครงสร้างใต้ผิวดินแบบถ้วย (bowl shaped)

Stumpf and Ismil (2013) ได้ทำการสำรวจ ณ บริเวณ หุบเขาหินแข็งพีโซตัม (Pesotum Bedrock Valley) ซึ่งอยู่บริเวณศูนย์กลางของรัฐอิลลินอยส์ ประเทศสหรัฐอเมริกา โดยใช้วิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนที่มีความละเอียดสูง (HRSR) เพื่อสร้างโครงสร้างใต้ผิวดินของตะกอนที่ทับถมในยุคไพลสโตซีน ซึ่งทำการวิเคราะห์ข้อมูลควบคู่กับข้อมูลหลุมเจาะและข้อมูลสัญญาณสังเคราะห์ ซึ่งสามารถแบ่งลำดับชั้นดินออกเป็น 8 ลำดับชั้น ชั้น A-F สำหรับลำดับชั้น A และ B จะประกอบไปด้วย ตะกอนธารน้ำแข็ง และลำดับชั้น C-F จะประกอบไปด้วยตะกอนธารน้ำแข็งไม่แสดงชั้น และตะกอนธารน้ำแข็งทะเลสาบ ซึ่งข้อมูลที่ได้จากการสำรวจ สามารถใช้การจำแนกลักษณะของชั้นใต้ผิวดินได้และยังสามารถนำข้อมูลมาวิเคราะห์ลำดับชั้นดินที่ไม่เป็นเนื้อเดียวกันได้ ซึ่งข้อมูลบริเวณผิวดินเพียงอย่างเดียวนั้นไม่สามารถวิเคราะห์ได้

Yordkayhun et al. (2016) ได้ศึกษาแนวรอยเลื่อนครองมะรุ่ย บริเวณจังหวัดสุราษฎร์ธานี ซึ่งยังเป็นรอยเลื่อนที่มีพลังทางภาคใต้ของประเทศไทย โดยใช้วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและวิธีการ MASW เพื่อสร้างภาพตัดขวางชั้นใต้ผิวดินของคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน และสร้างภาพตัดขวางชั้นใต้ผิวดินของการกระจายความเร็วของคลื่นเฉือน ซึ่งวิธีการทั้งสองวิธีนี้สามารถทำให้วิเคราะห์โครงสร้างชั้นใต้ผิวดินและการลำดับชั้นดินถึงระดับความลึกประมาณ 250 เมตร

1.3 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย

เพื่อศึกษาโครงสร้างทางธรณีวิทยาภายในแอ่งขนาดใหญ่ โดยสร้างภาพใต้ผิวดินจากข้อมูลการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน

บทที่ 2

วิธีการวิจัย

2.1 วัสดุและอุปกรณ์ (material and equipment)

วัสดุอุปกรณ์ที่ใช้ในงานวิจัย แบ่งออกเป็น 2 ส่วน ได้แก่ ส่วนแรก คือ วัสดุและอุปกรณ์ที่ใช้สำหรับการสำรวจด้วยวิธีทางธรณีฟิสิกส์ และส่วนที่สอง คือ วัสดุและอุปกรณ์และโปรแกรมที่ใช้ในการศึกษาวิเคราะห์และแปลความข้อมูลในห้องปฏิบัติการ

2.1.1 วัสดุและอุปกรณ์สำหรับการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์

1. เครื่องบันทึกข้อมูลคลื่นไหวสะเทือน (Recorder) รุ่น SmartSies™ S-24 Seismograph (รูปที่ 2.1a) สำหรับบันทึกสัญญาณคลื่น
2. ตัวรับสัญญาณคลื่น (Seismic receiver) หรือจีโอโฟน (Geophone) ซึ่งเป็นจีโอโฟนแนวตั้ง (Vertical component geophones) (รูปที่ 2.1e) มีความถี่ธรรมชาติ 14 Hz ทำหน้าที่รับสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน
3. แหล่งกำเนิดคลื่น (Source) คือ ค้อนทุบ (Sledgehammer) ขนาด 5 กิโลกรัม (รูปที่ 2.1f)
4. ตัวสวิตช์รับสัญญาณ (Hammer switch) (รูปที่ 2.1b)
5. สายเคเบิลส่งสัญญาณ (Cable) (รูปที่ 2.1d)
6. แบตเตอรี่ (Battery 12 Volt.)
7. เทปวัดระยะ (Tape 50 meters)
8. เครื่องมืออ่านพิกัดภูมิศาสตร์ (GPS) ยี่ห้อ GARMIN รุ่น eTrex Legend® H



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

รูปที่ 2.1 วัสดุอุปกรณ์ที่ใช้ในการสำรวจ a) เครื่อง SmartSies™ S-24 Seismograph b) ตัวสวิทซ์
ตัวรับสัญญาณ (Hammer switch) c) Roll along d) สายเคเบิล e) จีโอฟอนแนวตั้ง f) ค้อนและแผ่น
เหล็ก

2.1.2 วัสดุและอุปกรณ์รวมทั้งโปรแกรมที่ใช้ในการศึกษาวิเคราะห์ข้อมูล

1. เครื่องคอมพิวเตอร์
2. โปรแกรมคอมพิวเตอร์ที่ใช้วิเคราะห์และแปลความข้อมูล
 - 2.1 โปรแกรม Microsoft Excel version 2010 ใช้สำหรับการคำนวณ
 - 2.2 โปรแกรม Surfer version 8.0 ใช้สำหรับการสร้างแผนภาพคอนทัวร์
 - 2.3 โปรแกรม MapInfo Professional Version 9.3 ใช้สำหรับสร้างแผนที่
 - 2.4 โปรแกรม Geotomo, Tomoplus ใช้สำหรับประมวลผลโทโมกราฟฟีคลื่นไหวสะเทือน
 - 2.5 โปรแกรม *GLOBE CLARITAS Version 5.5* ใช้สำหรับประมวลผลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน
 - 2.6 โปรแกรม Google Earth ใช้สำหรับวางแผนแนวสำรวจ
 - 2.7 โปรแกรม Surfseis V.4 ใช้สำหรับวิเคราะห์วิธีการ MASW

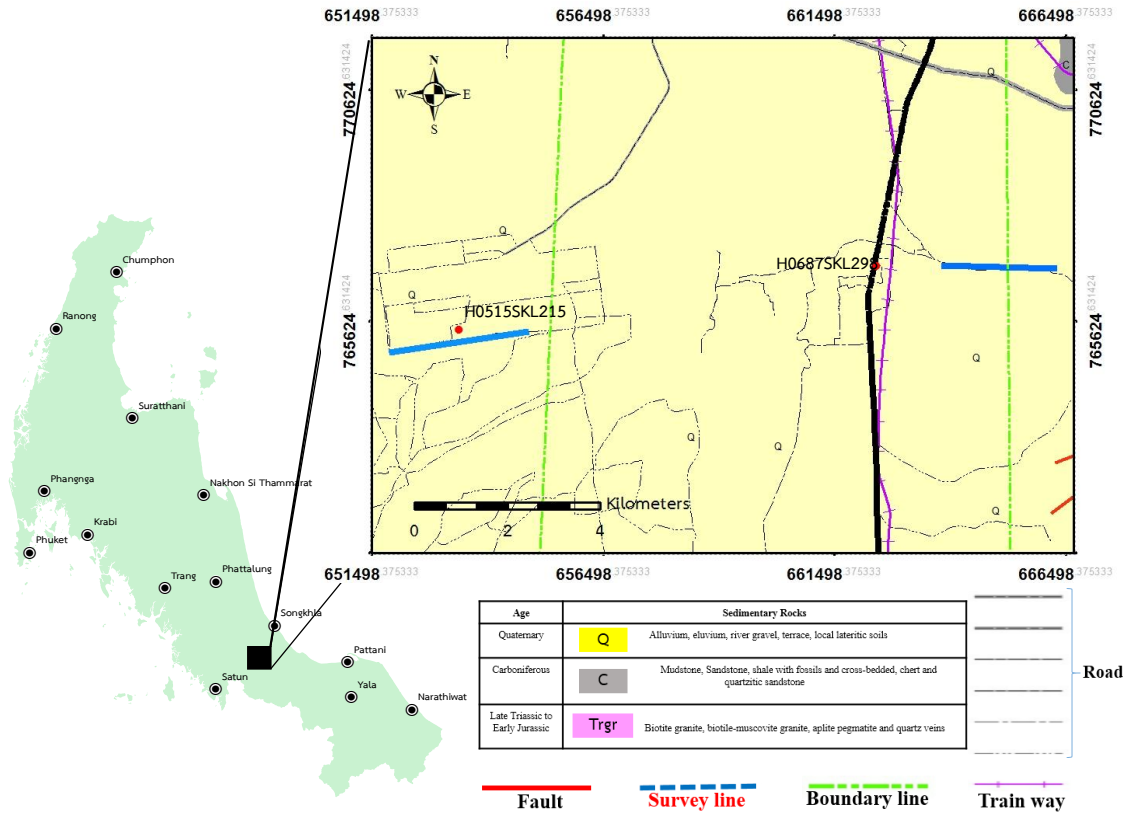
2.2 วิธีดำเนินการวิจัย

การดำเนินงานวิจัยแบ่งออกเป็น 2 ตอน ประกอบด้วย การเก็บข้อมูลในภาคสนามและการวิเคราะห์ข้อมูลในห้องปฏิบัติการ

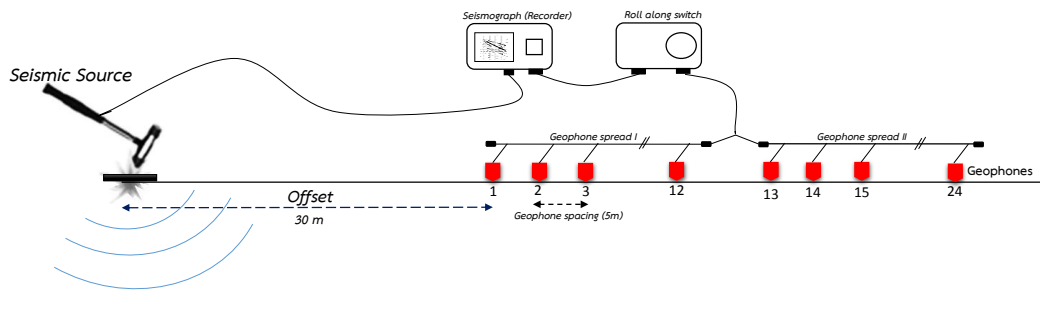
2.2.1 การเก็บข้อมูลในภาคสนาม

การเก็บข้อมูลในภาคสนาม มีขั้นตอนดังนี้

- กำหนดจุดแนวสำรวจเพื่อเก็บข้อมูลด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนบนบริเวณพื้นที่ศึกษาซึ่งอยู่ในบริเวณอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา ซึ่งมีแนวสำรวจ 2 แนว (รูปที่ 2.2)



รูปที่ 2.2 แสดงแนวการสำรวจ (สีน้ำเงิน)



รูปที่ 2.3 แสดงการวางตำแหน่งตัวรับและตัวกำเนิดคลื่น และการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและวิธี MASW

2. ทำการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในแนวสำรวจทั้งสองแนวสำรวจ โดยกำหนดพารามิเตอร์ ในการสำรวจดังตารางที่ 2.1 และการติดตั้งอุปกรณ์ในการเก็บข้อมูลแสดงดังรูปที่ 2.3

ตารางที่ 2.1 แสดงพารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูล

Parameters	Detail
Recording system	Geometrics SmartSeis
Source	5 kg Sledgehammer
Receiver	14 Hz vertical geophones
Number of channels	24
Shot spacing	5 m
Geophone spacing	5 m
Offset	30 m
Sampling interval	0.5 ms
Record length	1024 ms

2.2.2 การวิเคราะห์ข้อมูลในห้องปฏิบัติการ

2.2.1.1 การประมวลผลข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

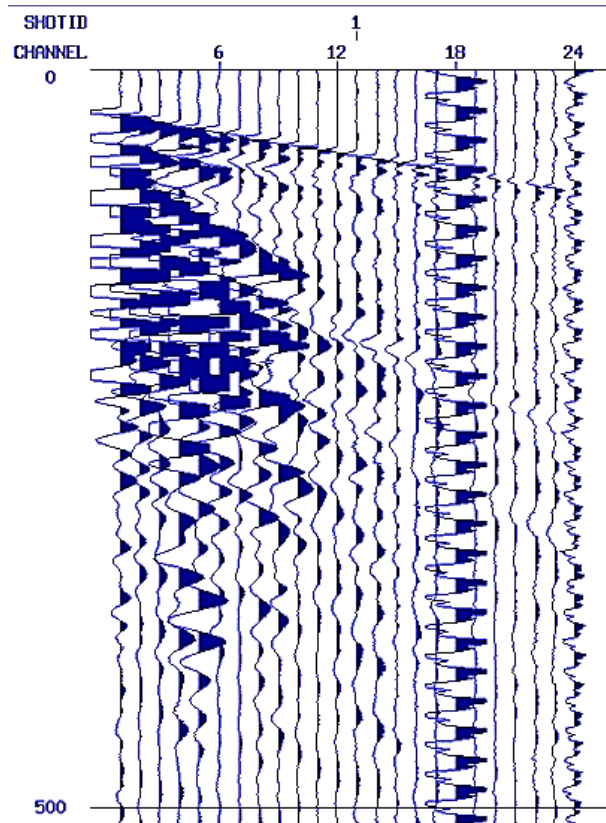
เป้าหมายสำคัญในการประมวลผลข้อมูลคือการสร้างภาพใต้ผิวดินที่มีความละเอียดสูงและสามารถนำภาพที่ได้นั้นมีความเหมาะสมในการแปลความข้อมูลต่อไป

สำหรับขั้นตอนในการประมวลผลข้อมูลนั้นจะใช้โปรแกรม GLOBE CLARITAS Version 5.5 ซึ่งขั้นตอนการประมวลผลพื้นฐาน เพื่อให้ได้ภาพตัดขวางของสัญญาณสะท้อน (Hunter et al. (1984) Miller (1992) และ Yilmaz (2008)) เป็นไปตามตารางที่ 2.2

ตารางที่ 2.2 แสดงขั้นตอนการประมวลผลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Data processing step)

Processing Step	Description and parameters
1. Setup of field geometry	Assign input shot location and receiver locations into headers
2. Editing bad traces	Remove bad traces
3. Elevation statics and refraction statics	Calculate static correction based on near surface models and elevations
4. Band-pass filtering	Minimum phase Butterworth filtering $f_c = 20, 40, 100, 200$ Hz, Design Amplitude = 0, 1, 1, 0
5. Automatic gain control (AGC)	Adjust reflection amplitude using 250 ms window
6. Bottom mute	Zero data in the ground roll rang
7. CMP sorting	Sort data by common midpoint number
8. Velocity analysis	Find velocity value that fit layers
9. NMO correction	Apply stacking velocity function including 70% stretch mute
10. Stack	
11. Relative trace balancing	0-512 ms range

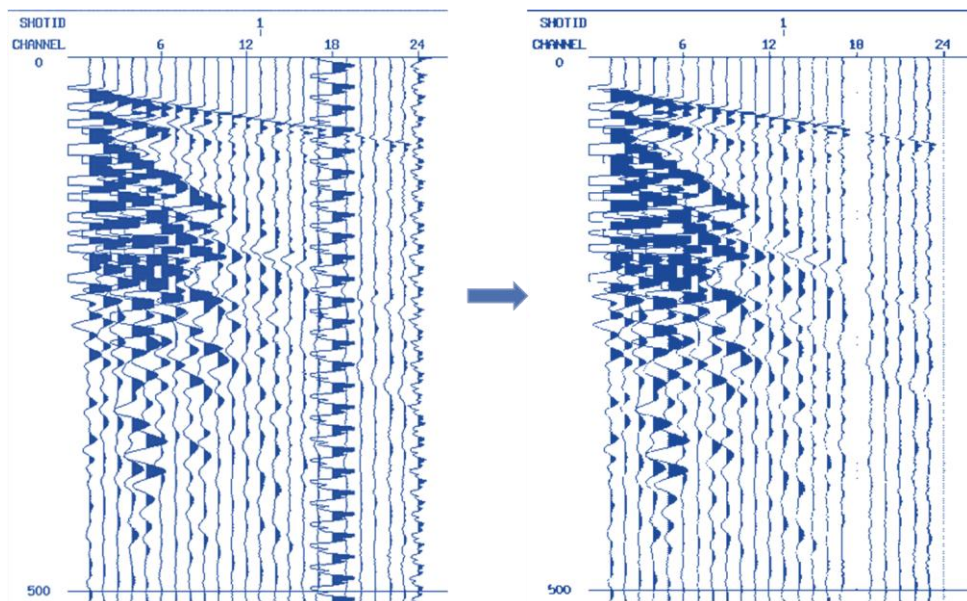
รายละเอียดในการประมวลผลข้อมูลในขั้นตอนหลักๆ มีดังต่อไปนี้



รูปที่ 2.4 แสดงภาพสัญญาณที่ได้จากเก็บข้อมูลภาคสนาม (raw data)

การกำจัดสัญญาณเสีย (Editing bad traces)

สัญญาณที่เสียแต่ละเส้นสัญญาณ (traces) นั้นอาจมีสาเหตุมาจากการเชื่อมต่อสายที่ไม่ดีหรือตัวรับสัญญาณเสีย (bad geophone) และเหตุผลในการกำจัดสัญญาณที่เสียออกไปนั้นคือ เพื่อให้ค่าอัตราส่วนของสัญญาณรบกวนต่อสัญญาณจริง (Signal to noise ratio) มีค่าสูงขึ้นและสัญญาณรบกวนจะส่งผลต่อการประมวลผลของความถี่ (frequency-related) ของข้อมูลทำได้ยากขึ้นและยังรบกวนกันตอนการประมวลผลข้อมูลขั้นตอนอื่น (รูปที่ 2.4) ตัวอย่างของการกำจัดสัญญาณเสียออกจากข้อมูลแสดงดังรูปที่ 2.5

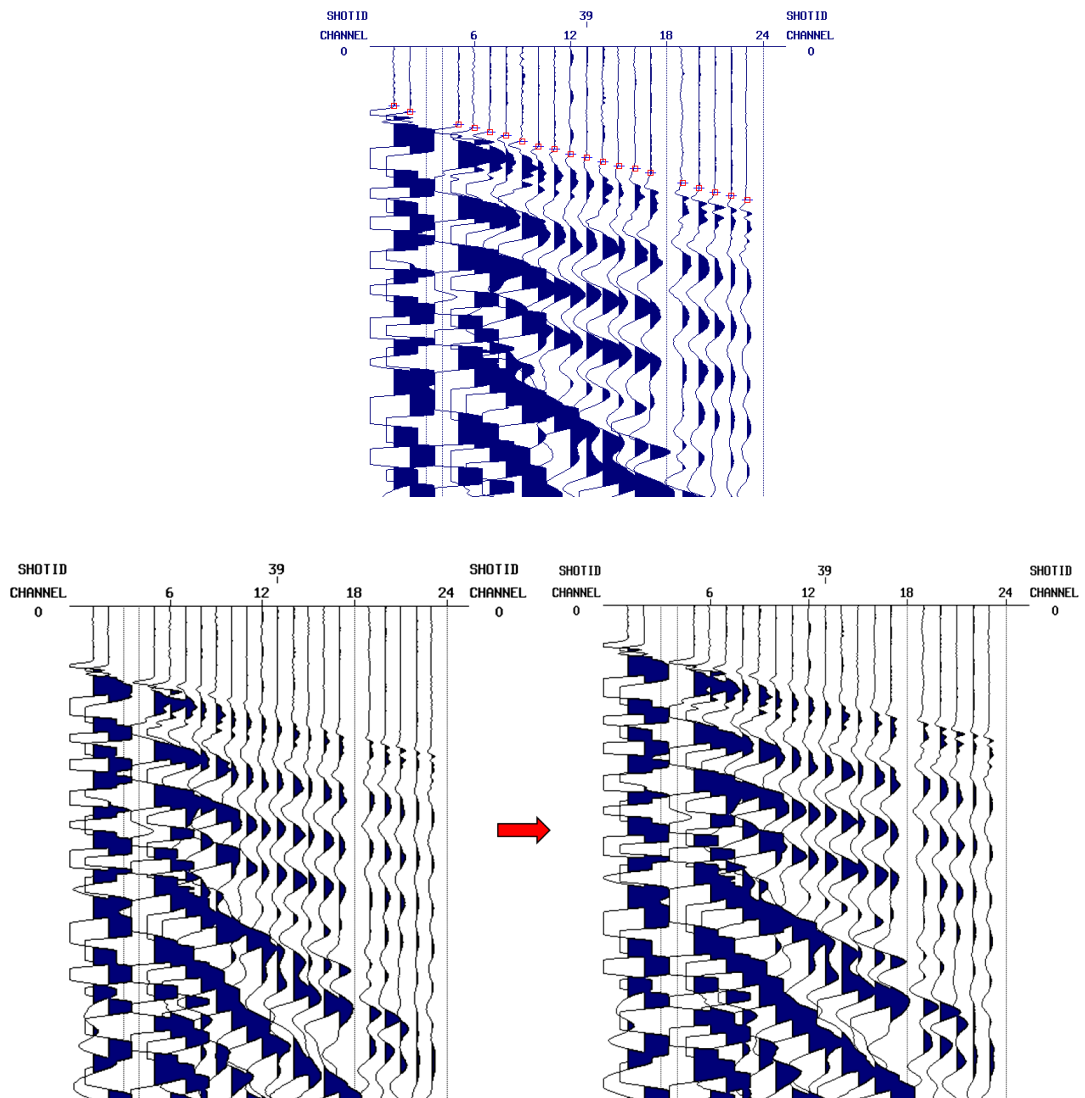


รูปที่ 2.5 รูปก่อนกำจัด (ซ้าย) และหลังกำจัด (ขวา)

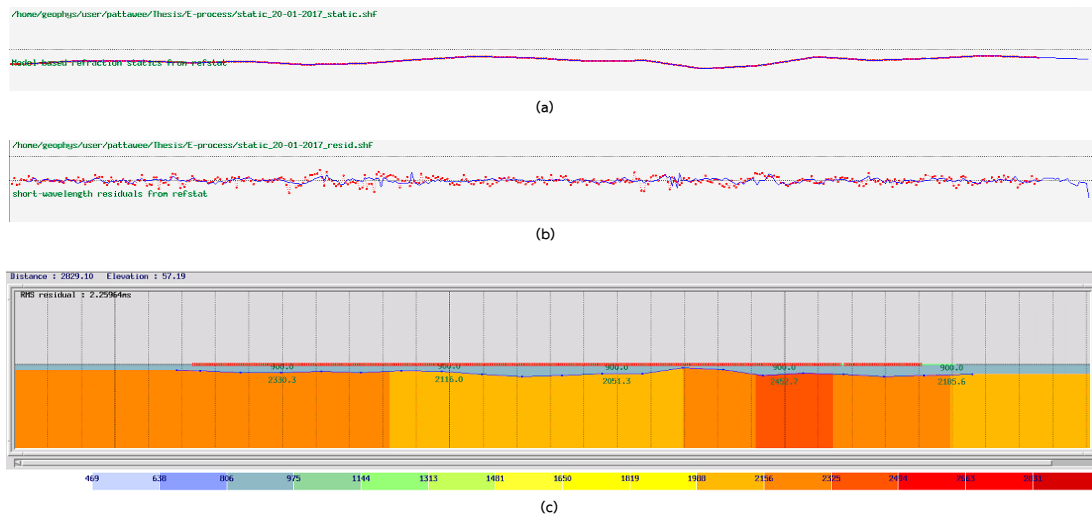
ปรับแก้ตำแหน่งแหล่งกำเนิดและตัวรับสัญญาณ (Elevation statics and refraction statics)

เนื่องจากเกิดการรบกวนเวลาของสัญญาณ (travel-time distortions) ทำให้เกิดการเลื่อนของสัญญาณคลื่นสั้น (short-wavelength static shifts) จากตำแหน่งความสูงของตัวรับสัญญาณที่ต่างกัน(ความสูงต่ำของภูมิประเทศ(Elevation or Tomography) และความหนาของชั้นหินผุซึ่งมีความเร็วของคลื่นต่ำ (Weathering layer or low velocity layer) จึงต้องปรับเพื่อให้ตำแหน่งตัวส่งสัญญาณและตัวรับสัญญาณอยู่ในระนาบเดียวกัน (เป็นการปรับแกนของเวลาขึ้นหรือลงแบบคงที่) การปรับแก้ในส่วนนี้จะต้องอาศัยแบบจำลองความลึกของความเร็วคลื่นหักเหที่ใกล้พื้นผิว (Near-surface velocity-depth models)

การสร้างแบบจำลองความเร็วตามความลึกที่อยู่ใกล้พื้นผิว (Near-surface velocity-depth models) จะคำนวณจากเวลาสัญญาณแรกของคลื่น (first break times) เมื่อได้แบบจำลองก็จะสามารถปรับตำแหน่งของแหล่งกำเนิดและตัวรับสัญญาณได้ (Yilmaz, 2008) ดังรูปที่



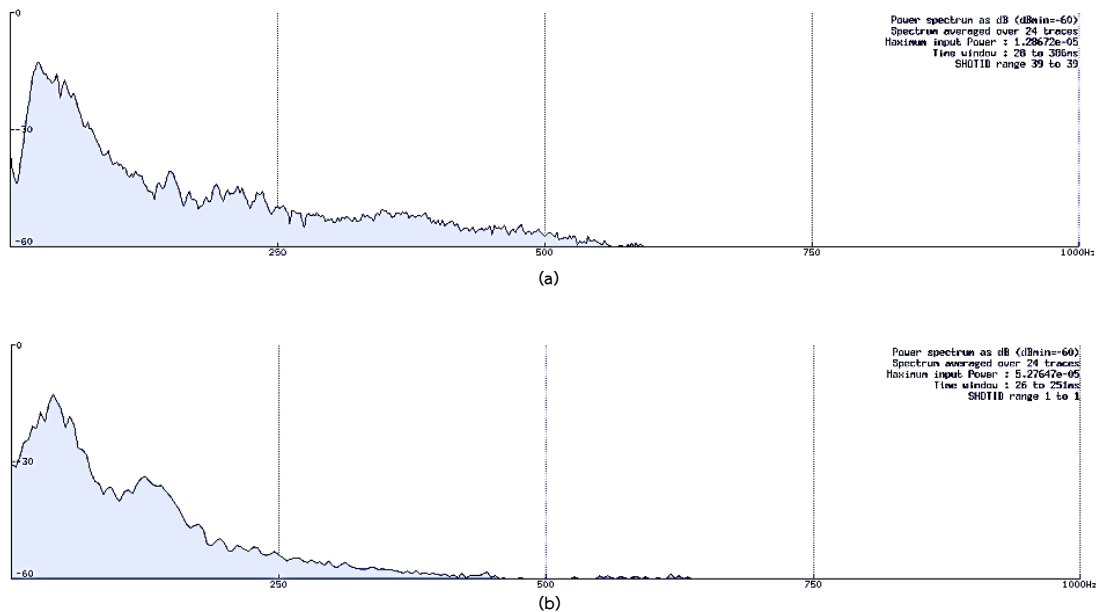
รูปที่ 2.6 แสดงการปรับแก้ Static correction (การ pick first break (บน), สัญญาณก่อนการปรับแก้ (ซ้าย) และ สัญญาณหลังการปรับแก้ (ขวา)



รูปที่ 2.7 แสดงการสร้างแบบจำลองเพื่อใช้ในการปรับแก้ Static correction (a) Elevation static shifts (b) Refraction static shifts และ (c) A near surface model

การกรองสัญญาณ (Band-pass filtering)

โดยปกติแล้วพลังงานของสัญญาณสะท้อนคลื่นจะอยู่ในช่วงความถี่ประมาณ 10 ถึง 70 Hz และมีความถี่โดดเด่น (Dominant frequency) ประมาณ 30-40 Hz ดังนั้นสัญญาณรบกวนที่อยู่ในช่วงความถี่ต่ำ (Ground roll) และสัญญาณรบกวนที่อยู่ในช่วงความถี่สูง (high-frequency ambient noise) จะกำจัดโดยการใช้ Band-pass filtering (Yilmaz, 2008) (อธิบายการออกแบบตัวกรองสัญญาณเพิ่มเติมและรูปภาพ โดยการพิจารณาองค์ประกอบความถี่ของสัญญาณ (frequency content) ดังรูปที่ 2.8-2.9)



รูปที่ 2.8 แสดงองค์ประกอบของความถี่สัญญาณ (frequency content) (a) ตัวอย่างขององค์ประกอบความถี่ของสัญญาณ shot 39 ของแนวสำรวจที่ 1 (b) ตัวอย่างขององค์ประกอบความถี่ของสัญญาณ shot 1 ของแนวสำรวจที่ 2

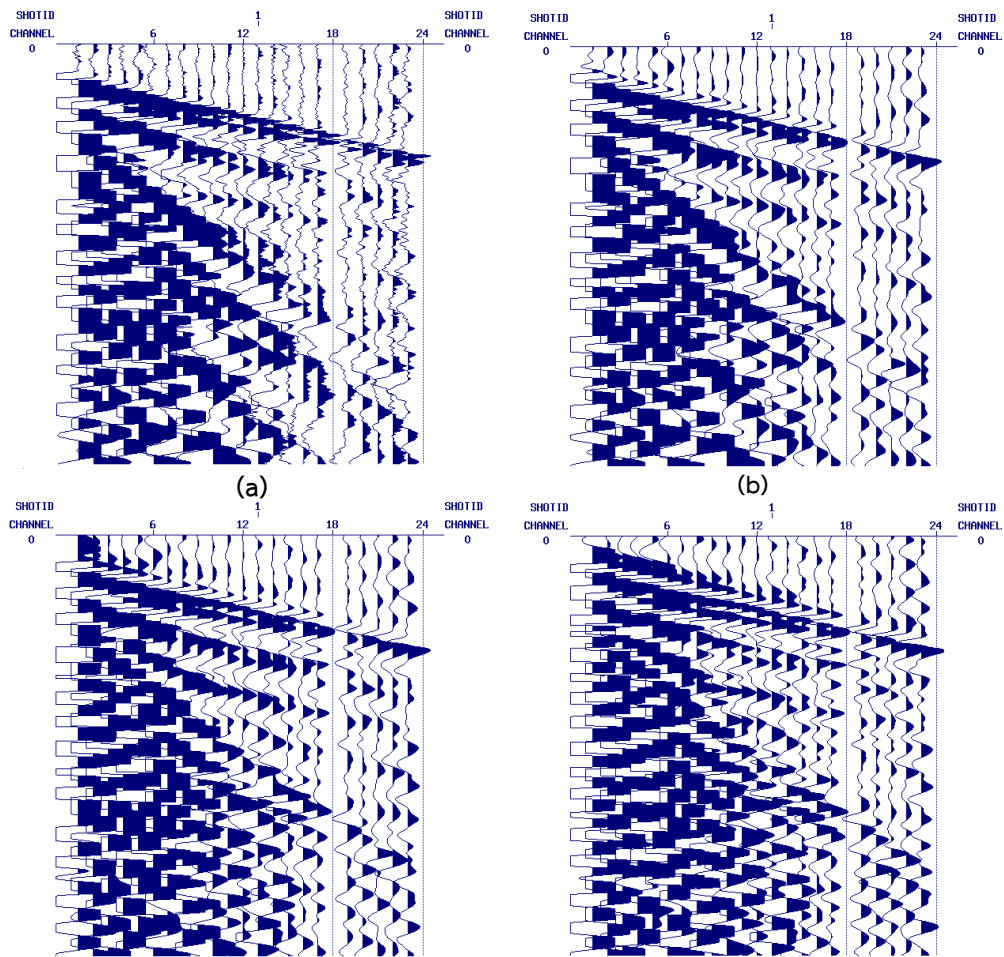
การขยายสัญญาณ Automatic gain control (AGC)

เป็นวิธีที่ใช้ในการที่ทำให้แอมพลิจูดของข้อมูลเพิ่มขึ้นเพื่อใช้ในการแสดงผลข้อมูล เนื่องจากผลของแอมพลิจูดที่เพิ่มขึ้นหรือลดลงของแอมพลิจูดของสัญญาณสะท้อนและแอมพลิจูดของสัญญาณรบกวนมีสองประการ คือ แอมพลิจูดของหน้าคลื่นทรงกลมเป็นสัดส่วนผกผันกับระยะจากแหล่งกำเนิด และสัญญาณที่มีความถี่สูงจะมีการลดทอนของสัญญาณไปอย่างรวดเร็วมากกว่าสัญญาณที่มีความถี่ต่ำ เพื่อแก้ปัญหานี้จึงใช้ Automatic gain control (AGC)

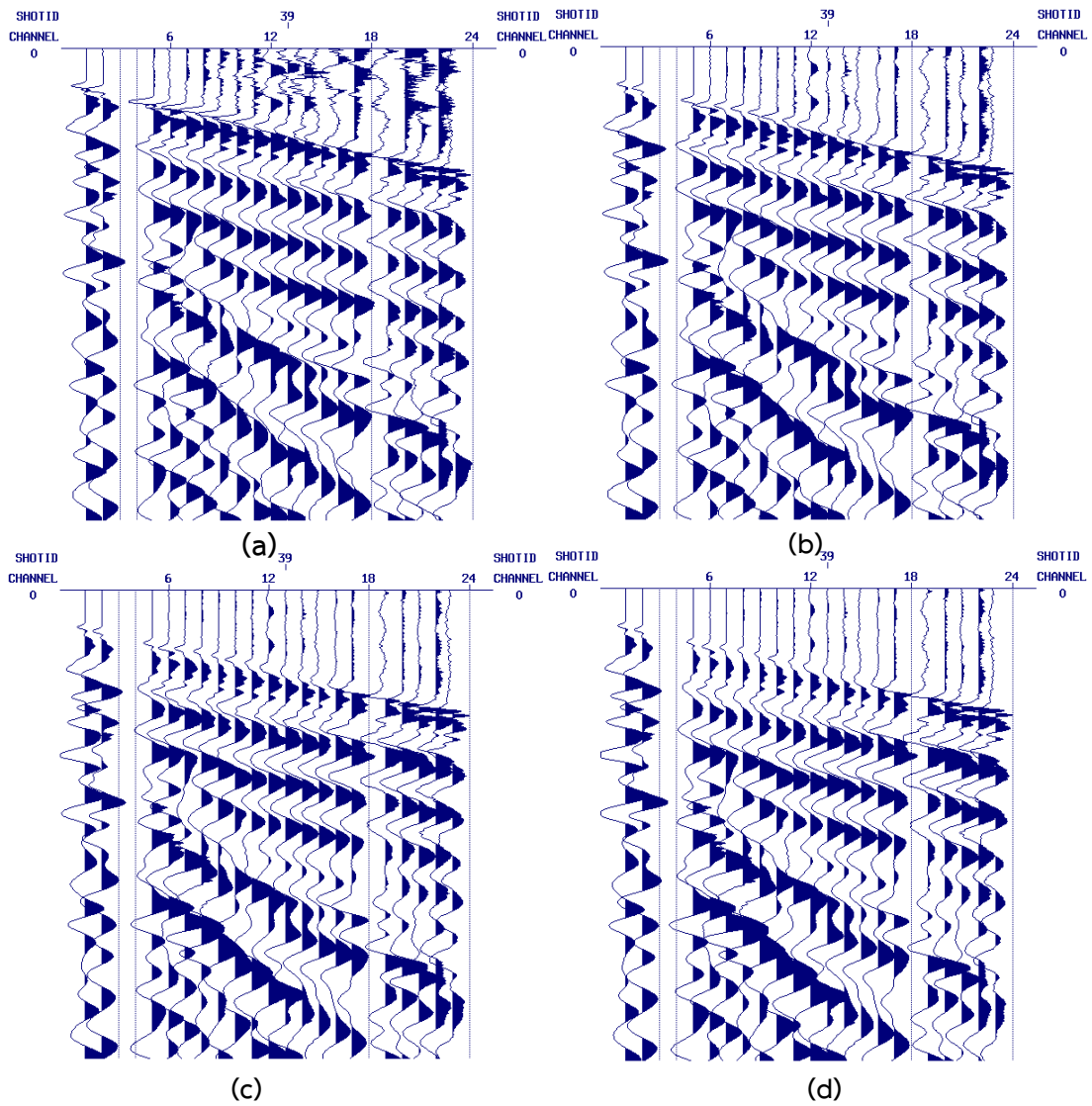
AGC ซึ่งเป็นฟังก์ชันที่สร้างจากค่ารากที่สองของกำลังสองเฉลี่ยของแอมพลิจูด (rms-Amplitude) ในช่วงของเวลาเฉพาะ (Specified time gate) ที่เลือกไว้ในเกต (Gate) สมการของฟังก์ชันขยาย (Gain function, $g(t)$) สามารถแสดงได้ดังสมการที่ 2.1 (Yilmaz, 2008)

$$g(t) = \frac{\text{desiredRMS}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i^2}} \quad (2.1)$$

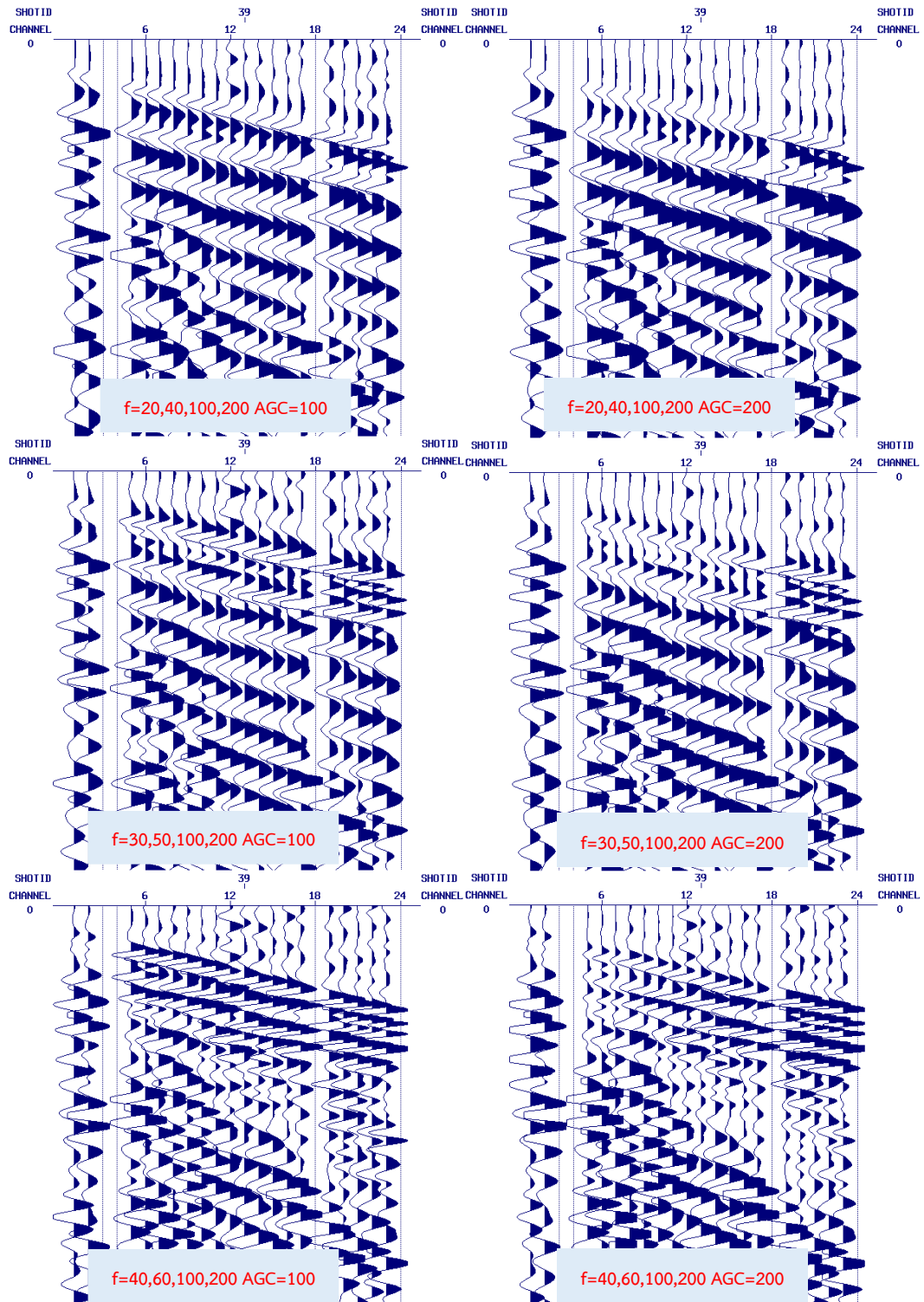
เมื่อ X_i คือ trace amplitude และ N คือ จำนวนของตัวอย่างภายในเกต จากนั้นเขียนอธิบาย
ขั้นนี้ต่อและรูปภาพ



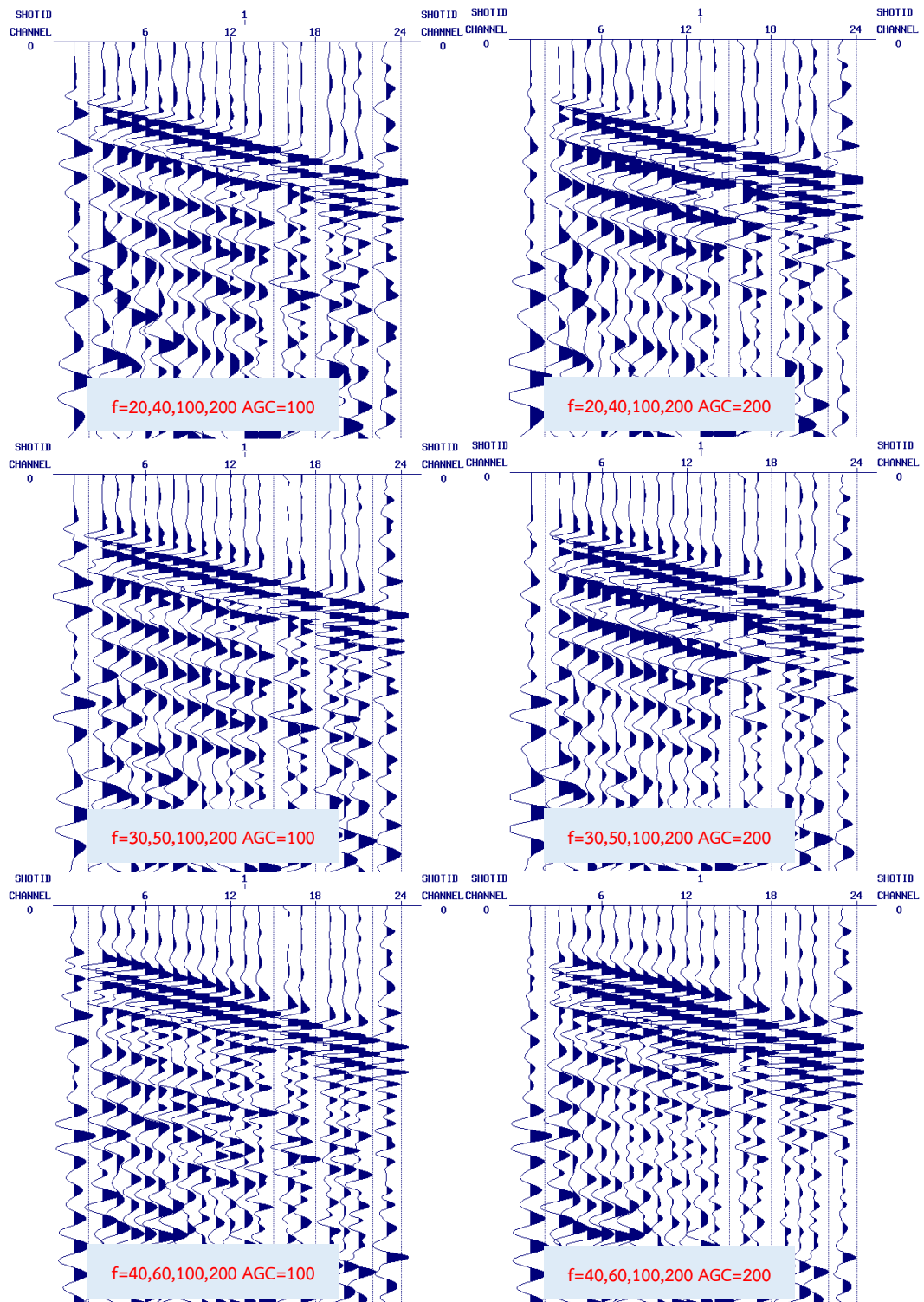
รูปที่ 2.9 แสดงตัวอย่างการกรองความถี่ (band-pass filtering) (a) Raw data (b) Band-pass filtering with $f = 10, 30, 100, 200$ Hz. (c) Band-pass filtering with $f = 20, 40, 100, 200$ Hz. (d) Band-pass filtering with $f = 30, 50, 100, 200$



รูปที่ 2.10 แสดงทดสอบ AGC (a) AGC with 50 ms. (b) AGC with 100 ms. (c) AGC with 150 ms และ (d) AGC with 200 ms



รูปที่ 2.11 แสดง Band-pass filtering และ AGC ที่แตกต่างกันสำหรับแนวการสำรวจที่ 1

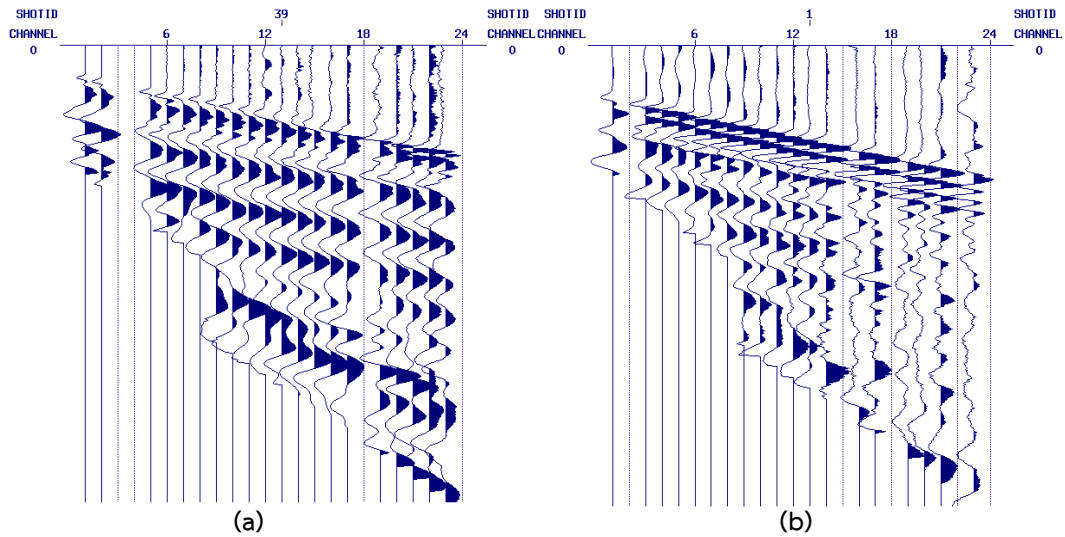


รูปที่ 2.12 แสดง Band-pass filtering และ AGC ที่แตกต่างกันสำหรับแนวการสำรวจที่ 2

กำจัดสัญญาณรบกวน (Bottom mute)

Bottom mute เป็นกระบวนการในการกำจัด คลื่นพื้นผิว (ground roll) แสดงดัง

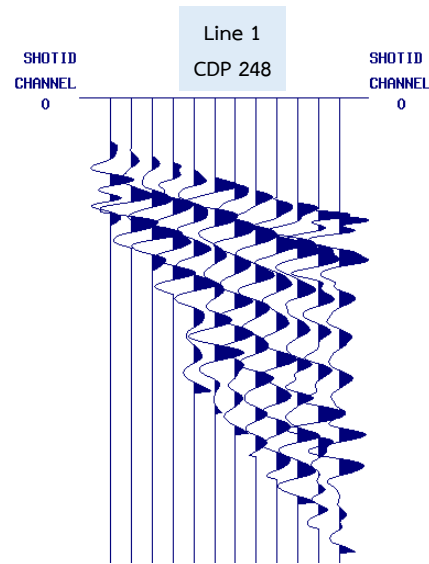
รูปที่ 2.13



รูปที่ 2.13 แสดงการกำจัดสัญญาณคลื่นพื้นผิว (bottom mute) (a) Bottom mute line 1 (b) Bottom mute line 2

CMP sorting

เป็นขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลโดยการนำข้อมูลที่เป็นจุดร่วมสะท้อนที่ซ้ำกันมาเรียงใหม่ให้อยู่ในรูปของชุดข้อมูลร่วมความลึก (CMP gathers) เพื่อนำข้อมูลนี้ไปใช้ในการทำ NMO correction ต่อไป (Yilmaz, 2008) สำหรับตัวอย่างการทำ CMP sorting แสดงดังรูปที่ 2.14



รูปที่ 2.14 แสดง CMP sorting ของแนวสำรวจที่ 1 CDP ที่ 248

การปรับแก้ نرمอลมูวเอาท์และการวิเคราะห์ความเร็ว (Normal move-out correction (NMO) and Velocity analysis)

เป็นขั้นตอนการปรับแก้เวลาของสัญญาณสะท้อนที่มีระยะของตัวรับคลื่นและตัวกำเนิดไม่เท่ากัน เพื่อให้ตำแหน่งของตัวรับสัญญาณและตัวกำเนิดสัญญาณอยู่ทับตำแหน่งเดียวกัน ซึ่งเวลาของสัญญาณสะท้อนจะต้องปรับแก้ NMO ก่อนที่จะรวมสัญญาณสะท้อนที่จุดร่วมสะท้อนเดียวกัน (CMP gathers) (Yilmaz, 2008)

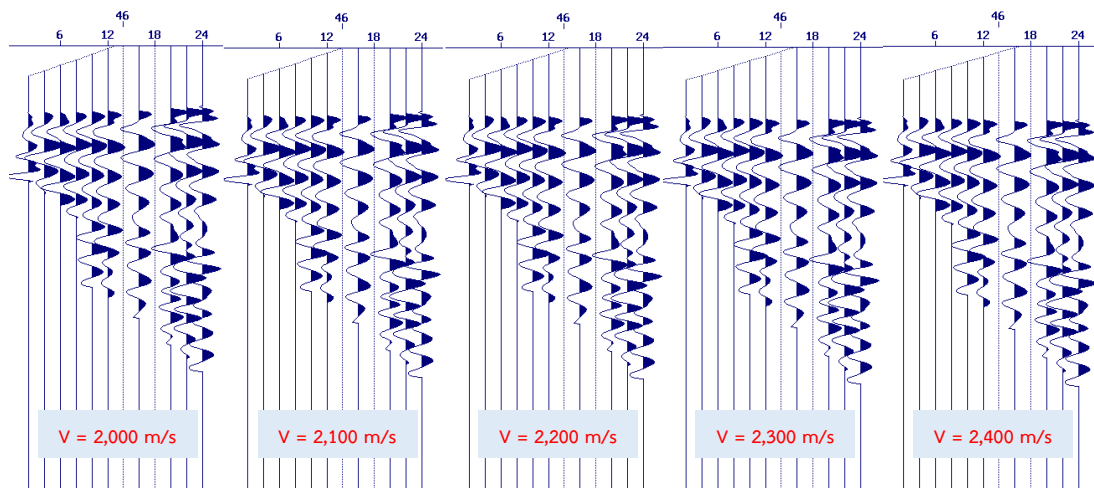
สำหรับการปรับแก้ นั้นเราจะปรับแก้ช่วงของเวลาที่แตกต่างกันระหว่างเวลา t และ t_0

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0 \quad (2.2)$$

หรือ

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{(v_{NMO})(t_0)} \right)^2} - 1 \right] \quad (2.3)$$

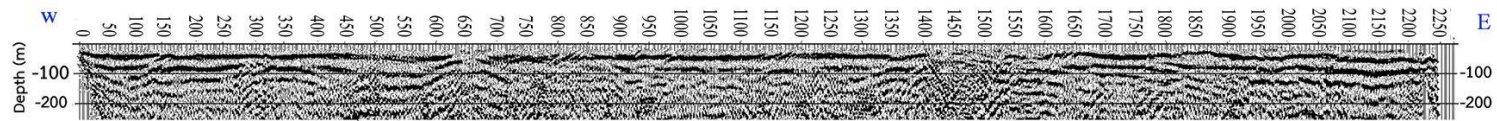
เมื่อ t_0 คือ two-travel-time of zero offset x คือ ระยะ offset Δt_{NMO} คือ ช่วงเวลาที่ต่างกันของที่ลบด้วย t_0 และ v_{NMO} คือ ความเร็วเฉลี่ยของชั้นดินที่ได้จากการคำนวณจากเวลา Δt_{NMO} สำหรับความเร็วเฉลี่ยที่ดีที่สุด จะทำให้ให้สัญญาณสะท้อนที่มีลักษณะเป็นไฮเพอร์โบลามีลักษณะเป็นแนวราบมากที่สุด (รูปที่ 2.15) ซึ่งจะเป็นความเร็วที่นำไปใช้ในการปรับแก้ NMO (NMO correction) เพื่อทำการ stacking สัญญาณต่อไป



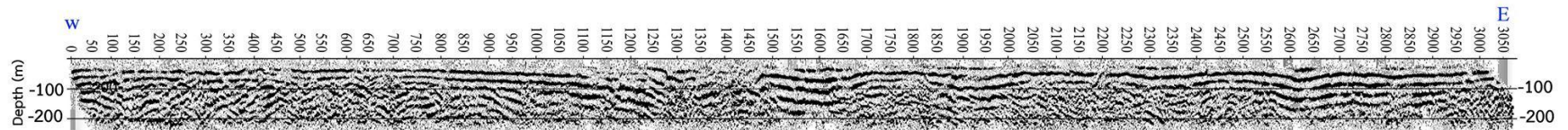
รูปที่ 2.15 ตัวอย่างของการวิเคราะห์ความเร็ว (velocity analysis) ที่ความเร็ว NMO ที่แตกต่างกัน

การรวมข้อมูล (Stacking)

เป็นขั้นตอนที่ทำหลังจากการทำ NMO correction ก็จะมารวมสัญญาณที่ระยะตาม offset ต่างๆ ของแต่ละสัญญาณที่มีจุดร่วมสะท้อนเดียวกัน (CMP gathers) และจะได้ภาพตัดขวางคลื่นสั้นสะเทือน (Seismic section) ออกมา โดยที่สเกลในแนวดิ่งจะแสดงเวลาในการเดินทางไปกลับของคลื่น (TWT) การ Stack นั้นจะช่วยในการลดสัญญาณรบกวนที่เกิดจากการสุมและเพิ่มอัตราส่วนของสัญญาณจริงต่อสัญญาณรบกวน (Signal to noise ratio) (Yilmaz, 2008) โดยที่ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน ของแนวสำรวจที่ 1 และ แนวสำรวจที่สอง แสดงดังรูปที่ 2.16



(a)



(b)

รูปที่ 2.16 แสดงภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน (Seismic section) (a) แนวสำรวจที่ 1 (b) แนวสำรวจที่ 2

2.2.1.2 การประมวลผลข้อมูลโทโมกราฟฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography)

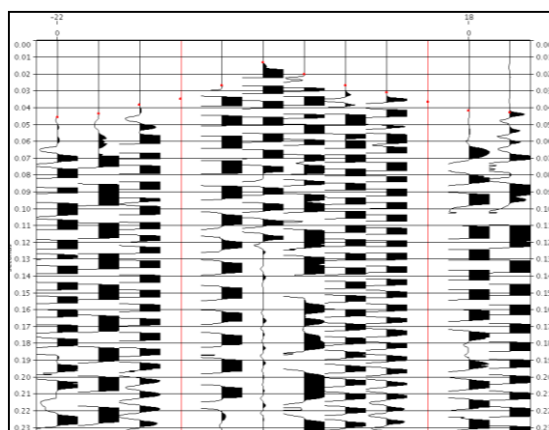
การประมวลผลนี้จะใช้โปรแกรม TomoPlus 64 bit Version 5.0 ซึ่งเป็นโปรแกรมของ Geotomo และโปรแกรมนี้จัดทำโดย Houston, Texas, USA และสำหรับขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลจะแสดงดังตารางที่ 2.3

ตารางที่ 2.3 แสดงขั้นตอนในการประมวลผลข้อมูล

Processing steps
1. Pick first breaks
2. Create initial model
3. Inversion

Pick first breaks

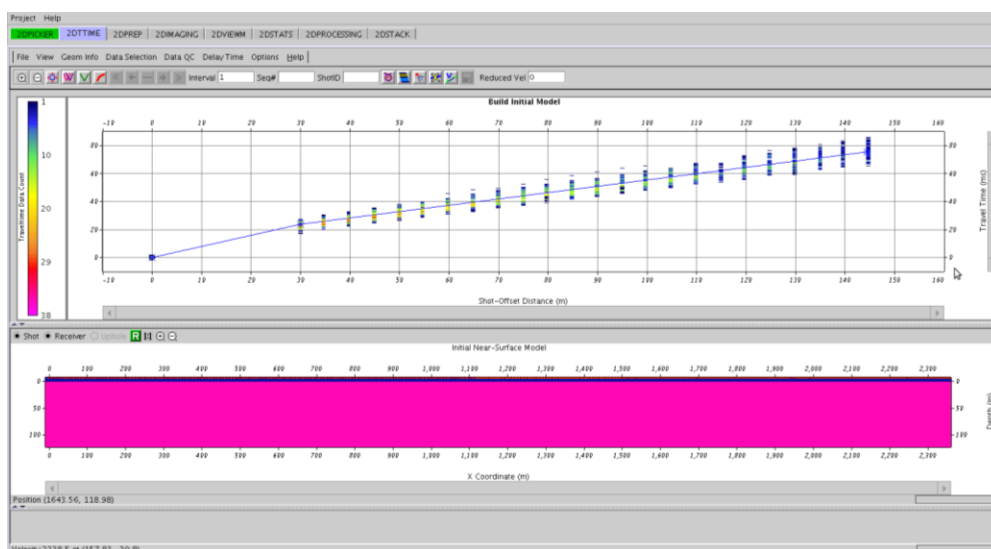
สำหรับการ pick first breaks นั้นจะทำเช่นเดียวกับการประมวลผลข้อมูลของคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในขั้นตอนการปรับแก้ Static correction ซึ่งแสดงดังรูปที่ 2.17



รูปที่ 2.17 แสดงการ pick first breaks ด้วยโปรแกรม Tomoplus

การสร้างแบบจำลองเบื้องต้น (Create initial models)

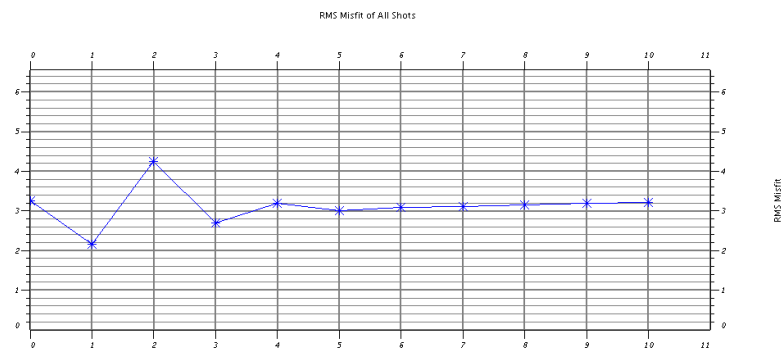
หลังจากทำการ pick first breaks เรียบร้อยแล้ว ในขั้นตอนนี้จะแสดงข้อมูลของ first breaks ในพิกัดของ T-X กราฟ จากนั้นก็ทำการสร้างแบบจำลองเริ่มต้น ซึ่งการสร้างแบบจำลองเริ่มต้นจะแสดงดังรูปที่ 2.18 จากรูปนั้นเส้นกราฟความชันของเวลาเดินทางของคลื่น (Travel time) จะแสดงแบบจำลองเริ่มต้นที่ได้สร้างขึ้นนั่นเองและจากนั้นก็ทำการบันทึกแบบจำลองเริ่มต้นไว้เพื่อใช้ในขั้นตอนการ Inversion ต่อไป



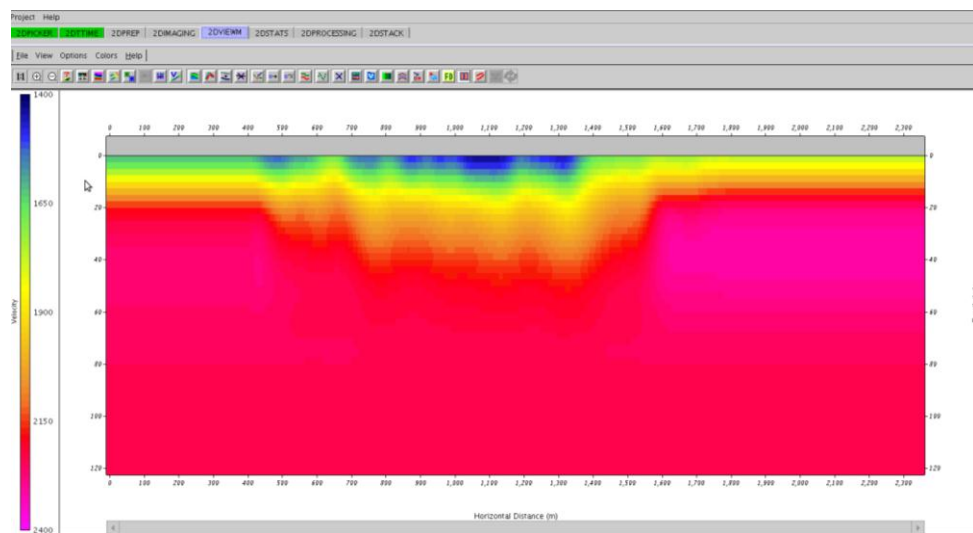
รูปที่ 2.18 แสดงการสร้างแบบจำลองเริ่มต้น

การผกผัน (Inversions)

สำหรับการผกผันนั้นจะคำนวณโดยใช้โปรแกรม Tomoplus โดยใช้กระบวนการที่เรียกว่า nonlinear inversion algorithm (Geotomo software, 2015) แสดงดังรูปที่ 2.19 และในการคำนวณนั้นการวนรอบในการคำนวณเพื่อให้ได้แบบจำลองที่เหมาะสมกับข้อมูลจริงมากที่สุด และค่าของรากที่สองของกำลังสองของมิสฟิท (RMS misfit) ของทุก shot แสดงดังรูปที่ 2.19a และแบบจำลองสุดท้ายแสดงดังรูปที่ 2.19b



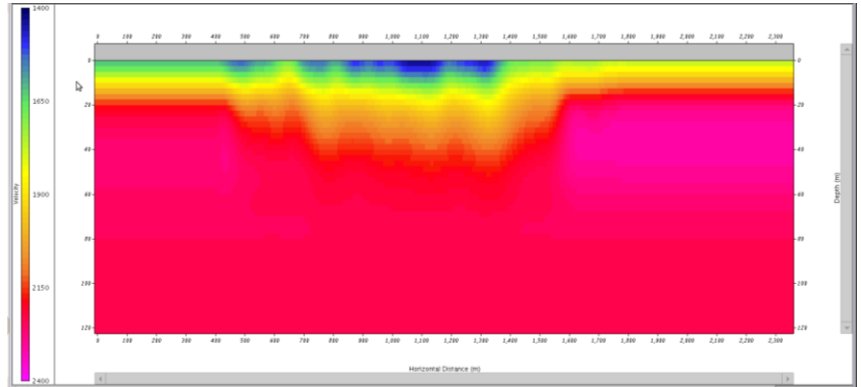
(a)



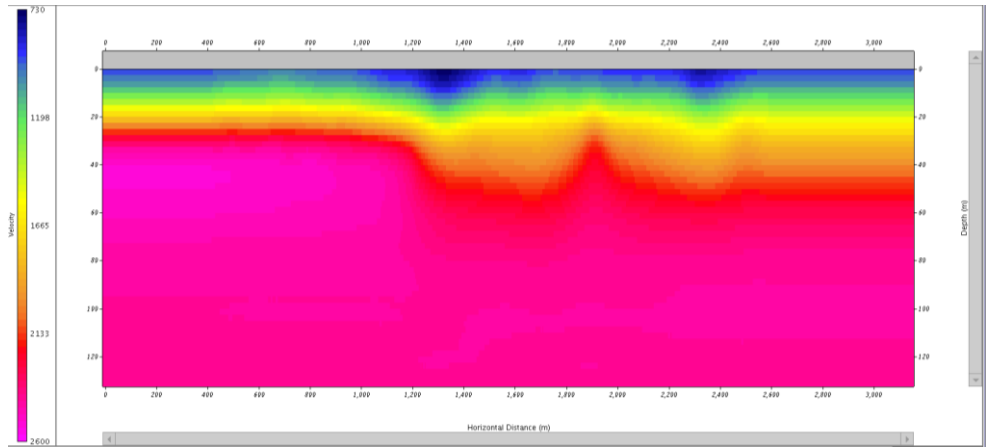
(b)

รูปที่ 2.19 แสดงการสร้างแบบจำลอง Seismic tomography (a) RMS misfit ทุก shot (b) แบบจำลองสุดท้าย

จากการคำนวณแบบจำลองสุดท้ายของแนวสำรวจที่ 1 และแนวสำรวจที่ 2 แสดงดังรูปที่ 2.20a และรูปที่ 2.20b โดยที่ข้อมูลนั้นแสดงชั้นของความเร็วเป็นสองชั้นและค่าประมาณแบบจำลองที่ใช้ทดสอบนั้นมีค่าไม่เกิน 2.5 m และจำนวนของการคำนวณรอบของการผกผัน (iterations) เท่ากับ 10 ครั้ง



(a)



(b)

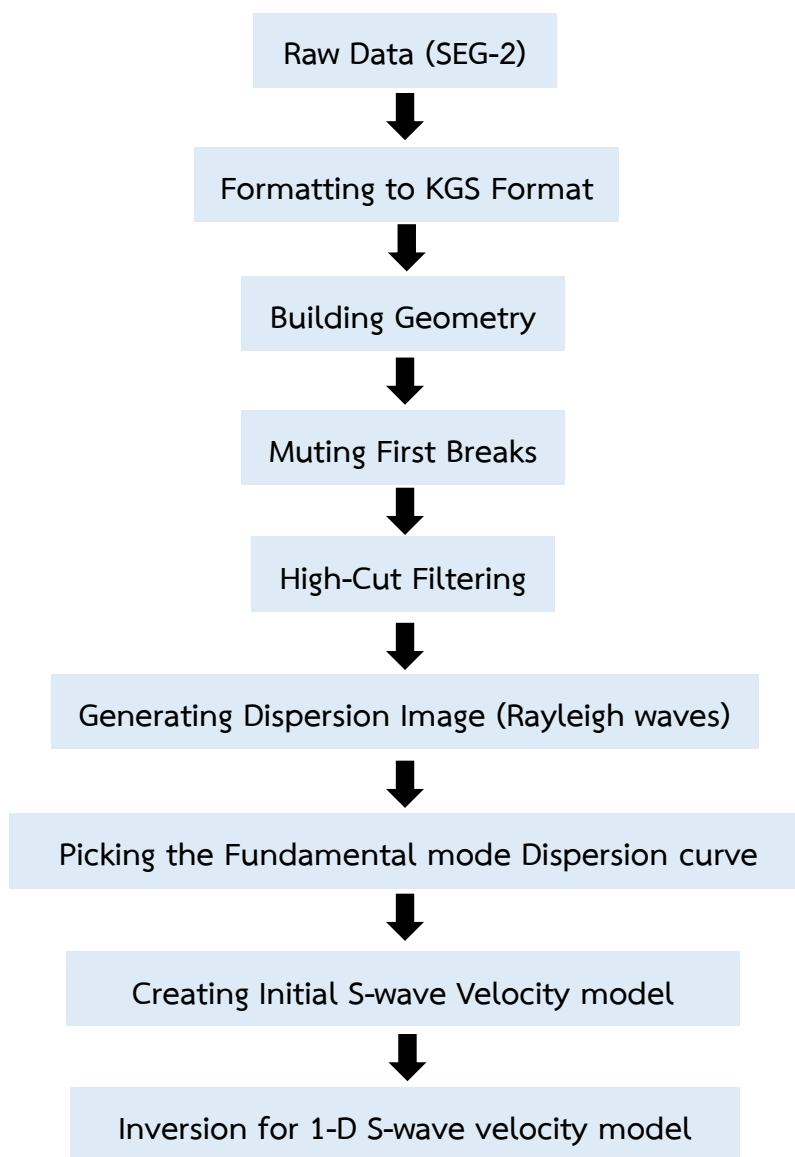
รูปที่ 2.20 แสดงแบบจำลองสุดท้าย (a) ผลของแนวสำรวจที่ 1 (b) ผลของแนวสำรวจที่ 2

2.2.1.3 การประมวลผลและวิเคราะห์คลื่นไหวสะเทือนด้วยวิธี MASW

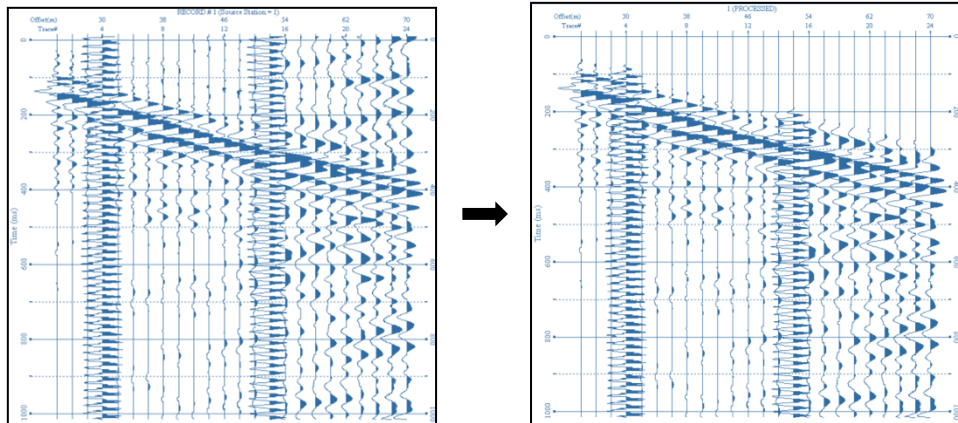
ขั้นตอนการสร้างกราฟกระจายความเร็วของคลื่นพื้นผิว (Dispersion Analysis)

1. นำข้อมูลที่ได้จากเครื่องบันทึกสัญญาณซึ่งเป็นข้อมูลเดียวกับการประมวลผลข้อมูลด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Seg-2) จากนั้นนำข้อมูลมาวิเคราะห์ด้วยโปรแกรม Surfseis version 4.0 โดยการแปลงข้อมูลเป็นรูปแบบของ KGS (Kansas Geological Survey)
2. กำหนดค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูล เช่น ตำแหน่งจุดกำเนิดสัญญาณและตัวรับสัญญาณ และระยะห่างระหว่างตัวรับสัญญาณ
3. ปรับปรุงสัญญาณคลื่นโดยการกำจัดสัญญาณรบกวนออก (Noise) และสัญญาณคลื่นหักเห และคลื่นตรง (First Breaks) ดังรูปที่ 2.22
4. กรองข้อมูลที่มีความถี่สูงออก (High-cut filtering) เพื่อทำการปรับปรุงสัญญาณ เนื่องจากสัญญาณรบกวนที่มีความถี่สูง
5. เลือกข้อมูลเฉพาะสัญญาณช่วงคลื่นพื้นผิว มาแปลงข้อมูลจากโดเมนของเวลา (Time domain) มาอยู่ในรูปของความถี่และความเร็วเฟส (phase velocity spectrum) โดยใช้วิธีการของ Park et al. (1998)
6. นำข้อมูลที่อยู่ในรูปของความถี่และความเร็วเฟส (Phase velocity spectrum) เลือกจุดของข้อมูลที่อยู่ในช่วงของแอมพลิจูดที่สูงและโหมตมูลฐาน ดังรูปที่ 2.24
7. สร้างแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนเบื้องต้น (Initial Model) จากกราฟการกระจายความเร็วที่ได้จากการเลือกจุดจาก Phase velocity spectrum ทั้งนี้สามารถตั้งค่าพารามิเตอร์ได้ถ้าทราบความเร็วของคลื่นพีและความหนาของชั้นดินในแต่ละชั้นจากหลุมเจาะ และถ้าไม่มีข้อมูลโปรแกรมจะตั้งค่าชั้นดินไว้อัตโนมัติจำนวน 10 ชั้น
8. ทำการผกผัน เพื่อสร้างแบบจำลองความเร็วของคลื่นเฉือนใน 1 มิติ โดยที่กระบวนการผกผันของโปรแกรมนี้อาจใช้หลักการของ Xia et al. (1999) แบบจำลองที่ได้แสดงดังรูปที่ 2.26

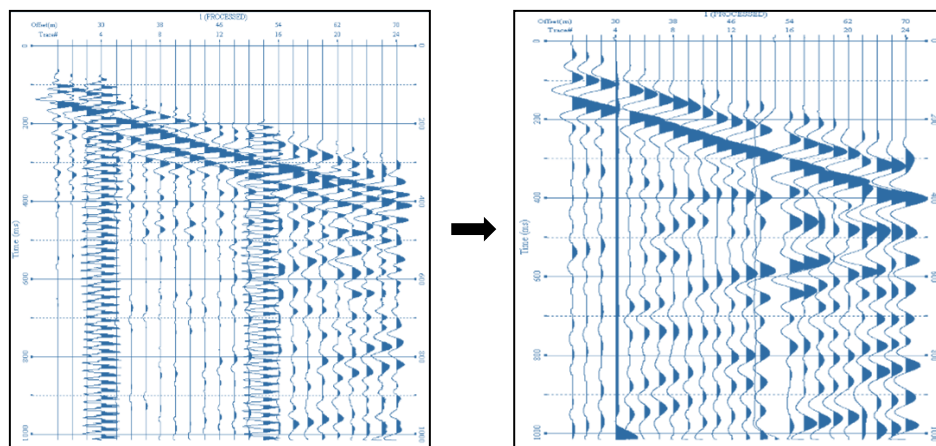
9. เมื่อได้แบบจำลองการกระจายความเร็วของคลื่นเฉือนในทุก shot สำหรับในแต่ละแนวการสำรวจ นำข้อมูลนี้มาสร้างภาพตัดขวางการกระจายความเร็วของคลื่นเฉือน(V_s section) โดยใช้โปรแกรม Surfer version 8.0 ดังรูปที่ 2.27



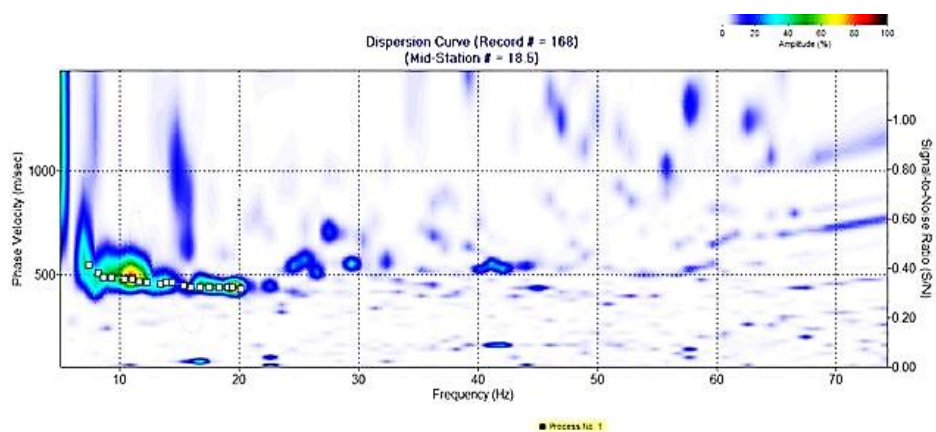
รูปที่ 2.21 แสดงขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลด้วยโปรแกรม Surfseis version 4.0



รูปที่ 2.22 การตัดเอาสัญญาณรบกวนและคลื่นที่มาถึงตัวรับสัญญาณแรก (First breaks) สัญญาณก่อนตัด (ซ้าย) และสัญญาณหลังตัด (ขวา)



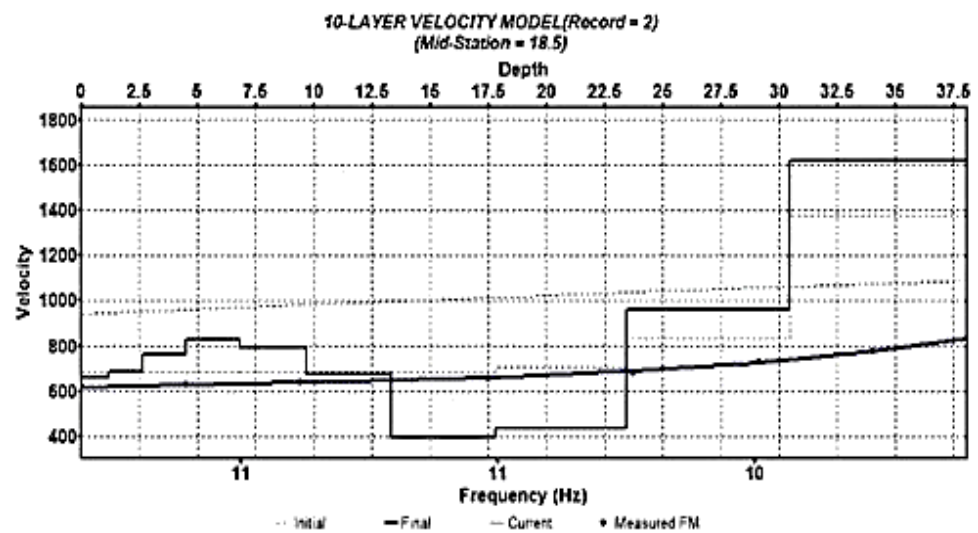
รูปที่ 2.23 การกรองคลื่นที่มีความถี่สูงออก ก่อนกรอง (ซ้าย) และหลังกรอง (ขวา)



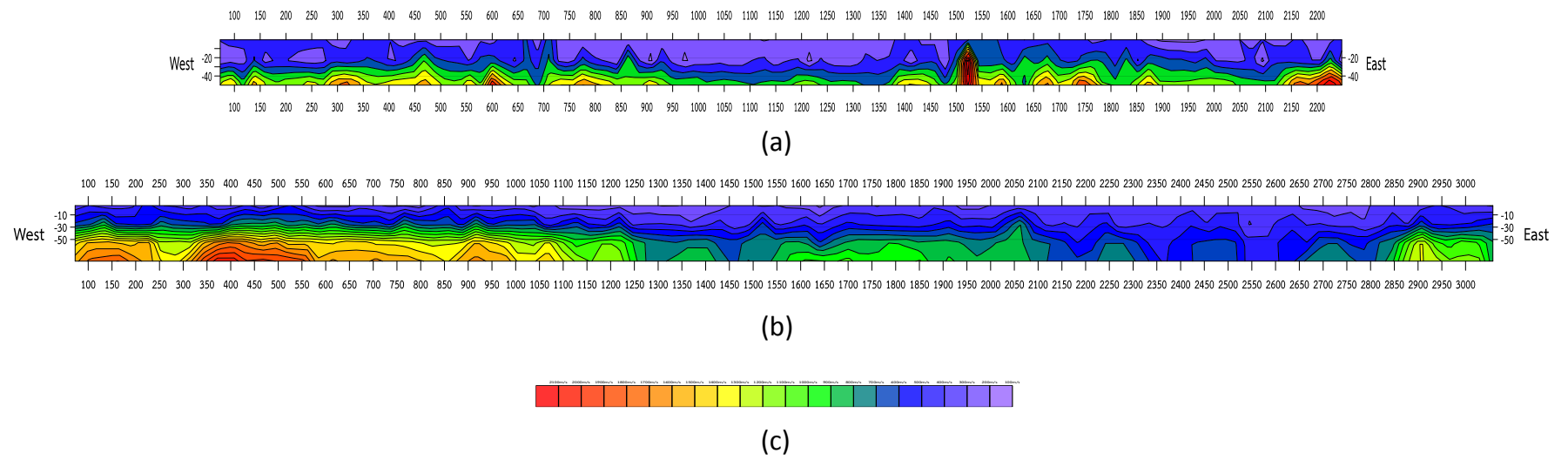
รูปที่ 2.24 แสดงการเลือกจุดกราฟกระจายความเร็ว Phase velocity spectrum

Stopping Criteria R-M-S Error (in Phase Velocity) <input type="text" value="5.00"/> Max. Iteration <input type="text" value="15"/>		Poisson's Ratio or Vp A-Priori Assumptions <input type="radio"/> Vp fixed (update Poisson's ratio) <input checked="" type="radio"/> Poisson's ratio fixed (update Vp)		
Stop automatically when converging <input type="checkbox"/>		Inversion-velocity Range		
Weighting of Individual Points <input type="radio"/> Signal-to-Noise Ratio (S/N) <input checked="" type="radio"/> Equal		Initial Model Minimum velocity 193 Maximum velocity 861	Scale <input type="text" value="0.40"/> <input type="text" value="350"/>	For Inversion 77 3012
Synchronize inversion displays <input checked="" type="checkbox"/>				
<input type="button" value="Restore Defaults"/>		<input type="button" value="OK"/> <input type="button" value="Cancel"/>		

รูปที่ 2.25 การตั้งค่าพารามิเตอร์สำหรับการผกผัน



รูปที่ 2.26 แสดงแบบจำลองของคลื่นเฉือน



รูปที่ 2.27 ภาพตัดขวางของการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (a) แนวสำรวจที่ 1 (b) แนวสำรวจที่ 2 และ (c) สเกลสีแสดงความเร็วคลื่นเฉือน

บทที่ 3

ผลและการวิเคราะห์ผล

3.1 ผลและการวิเคราะห์ผลของแนวสำรวจที่ 1

3.1.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Seismic section)

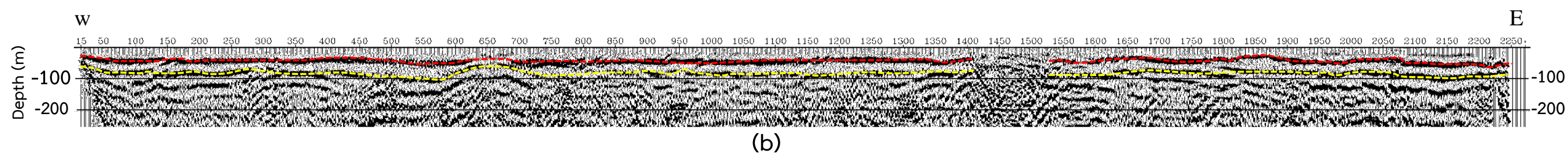
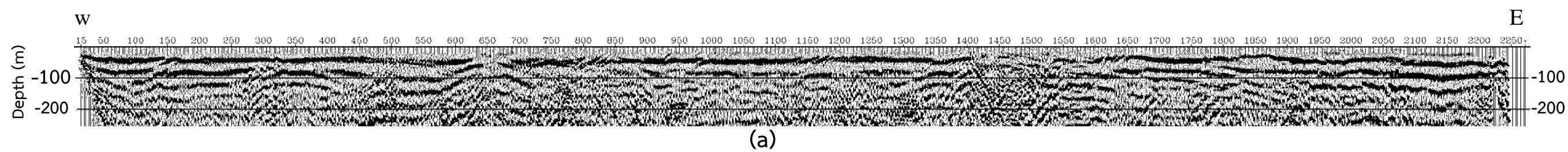
ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนที่แสดงในพิกัดระยะทางกับเวลาถูกแปลงเป็นพิกัดระยะทางกับความลึกเพื่อแสดงการเปลี่ยนแปลงของแนวสัญญาณสะท้อน (horizon) และโครงสร้างใต้ผิวดินโดยใช้ความเร็วคลื่นที่วิเคราะห์จากข้อมูล (รูปที่ 3.1a) จากการวิเคราะห์ความเร็วคลื่นพบว่า ความเร็วคลื่นเฉลี่ยมีค่าอยู่ในช่วง 900-1600 m/s และตรวจพบแนวสัญญาณสะท้อนที่ชัดเจนอยู่ที่ความลึกประมาณ 50 เมตร และ 100 เมตร ดังแสดงในรูปที่ 3.1b ซึ่งคาดว่าเป็นแนวของชั้นหินที่เป็นโครงสร้างหลักในพื้นที่ ในขณะที่แนวสัญญาณสะท้อนที่อยู่ในระดับลึกกว่า 150 เมตร มีความเข้มลดลงเนื่องจากสัญญาณถูกลดทอนอย่างรวดเร็ว นอกจากนี้ยังพบว่าแนวสัญญาณสะท้อนบางตำแหน่งมีความไม่ต่อเนื่องซึ่งอาจเกิดจากการถูกรบกวนหรืออาจมีความสัมพันธ์กับรอยเลื่อนในพื้นที่

3.1.2 ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography)

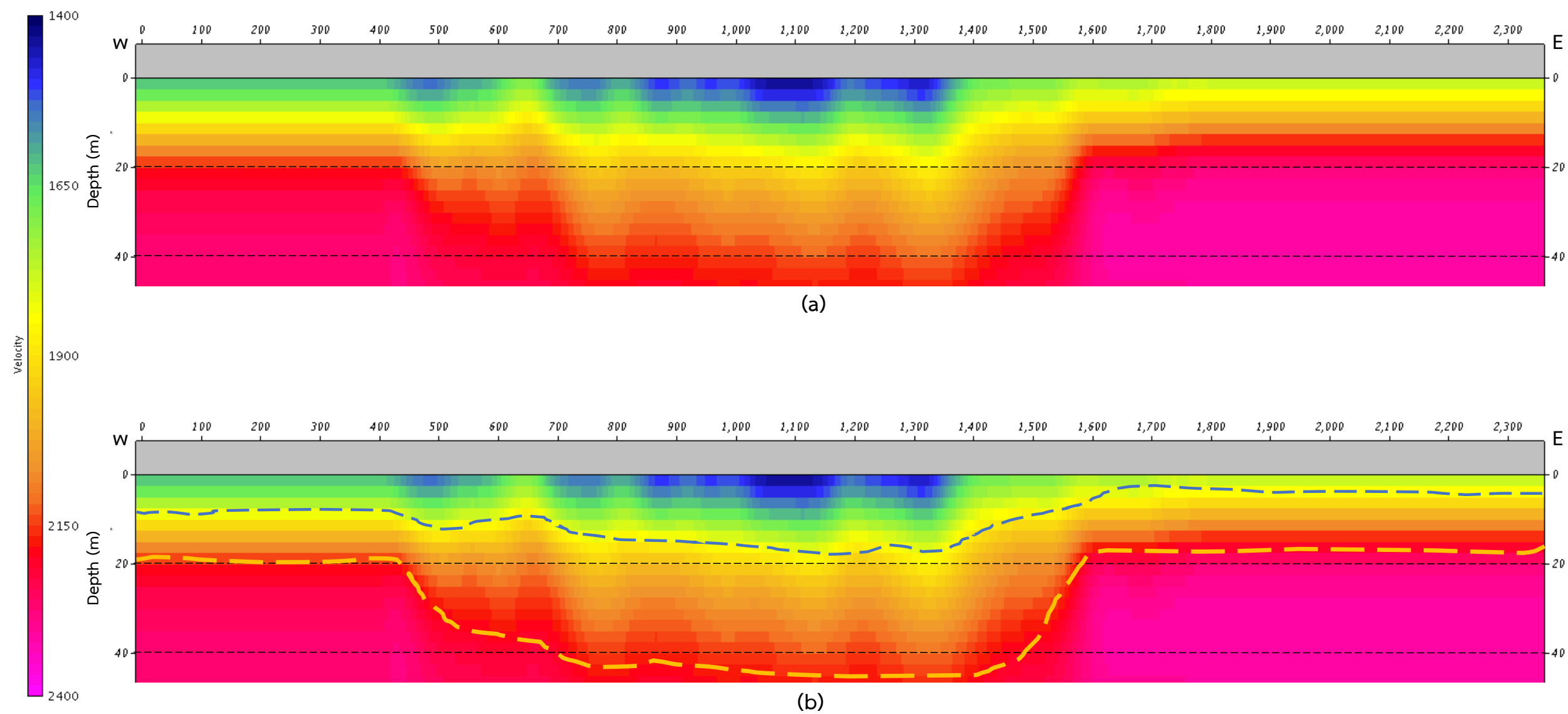
ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (seismic tomography) แสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นอัดที่เกิดจากการวิเคราะห์สัญญาณหักเหของคลื่นหรือคลื่นแรกที่เดินทางมาถึงตัวรับสัญญาณ (รูปที่ 3.2a) จากภาพจะแสดงข้อมูลของชั้นดินตั้งแต่ผิวดินจนถึงระดับความลึกประมาณ 40 เมตร พบว่าความเร็วคลื่นมีค่าอยู่ในช่วง 1,400-2,400 m/s โดยสามารถจำแนกชั้นดินออกได้เป็น 3 ชั้น คือชั้นที่ 1 มีความเร็วประมาณ 1,400-1,700 m/s ที่ระดับความลึกประมาณ 0-10 เมตร และชั้นที่ 2 มีความเร็วประมาณ 1,700-2,100 m/s ที่ระดับความลึกประมาณ 10-40 เมตร และชั้นที่ 3 มีความเร็วมากกว่า 2,100 m/s (รูปที่ 3.2b)

3.1.3 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (V_s section)

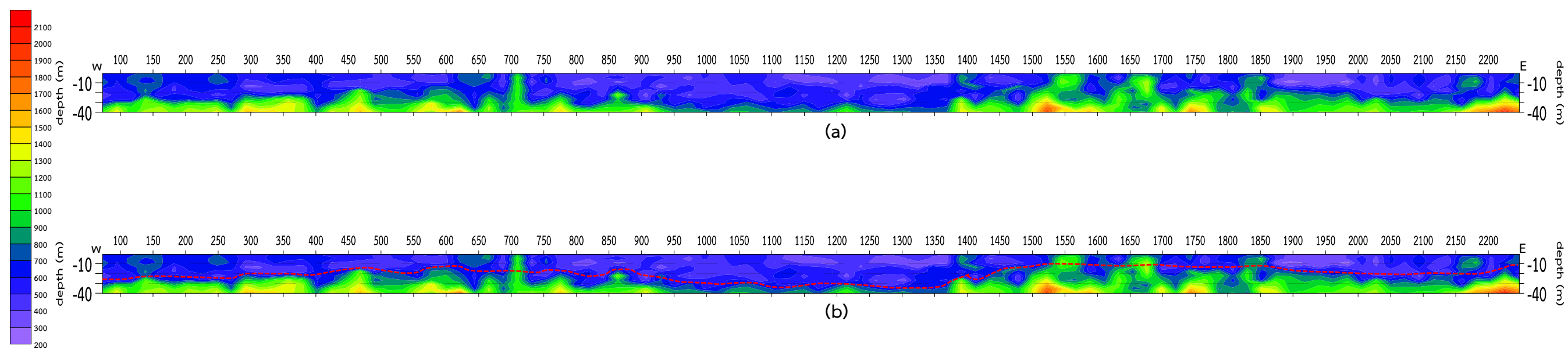
ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วของคลื่นเฉือนตั้งแต่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 40 เมตร แสดงดังรูปที่ 3.3a พบว่าความเร็วคลื่นเฉือน (V_s) มีค่าอยู่ในช่วง 200-1,200 m/s จากการพิจารณาความเร็วคลื่นสามารถจำแนกชั้นดินออกเป็น 2 ชั้นคือ ชั้นที่ 1 มีความเร็วคลื่นอยู่ในช่วง 200-600 m/s ที่ความลึกประมาณ 0-20 เมตร และชั้นที่ 2 มีความเร็วคลื่นอยู่ในช่วง 600-1,200 m/s มีความลึกอยู่ในช่วง 20-40 เมตร (รูปที่ 3.3b)



รูปที่ 3.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน (a) และภาพการวิเคราะห์แนวสัญญาณสะท้อนหลักในแนวสำรวจ (b)



รูปที่ 3.2 ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography) (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดินจากการกระจายตัวของความเร็วคลื่น (b)



รูปที่ 3.3 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดิน (b)

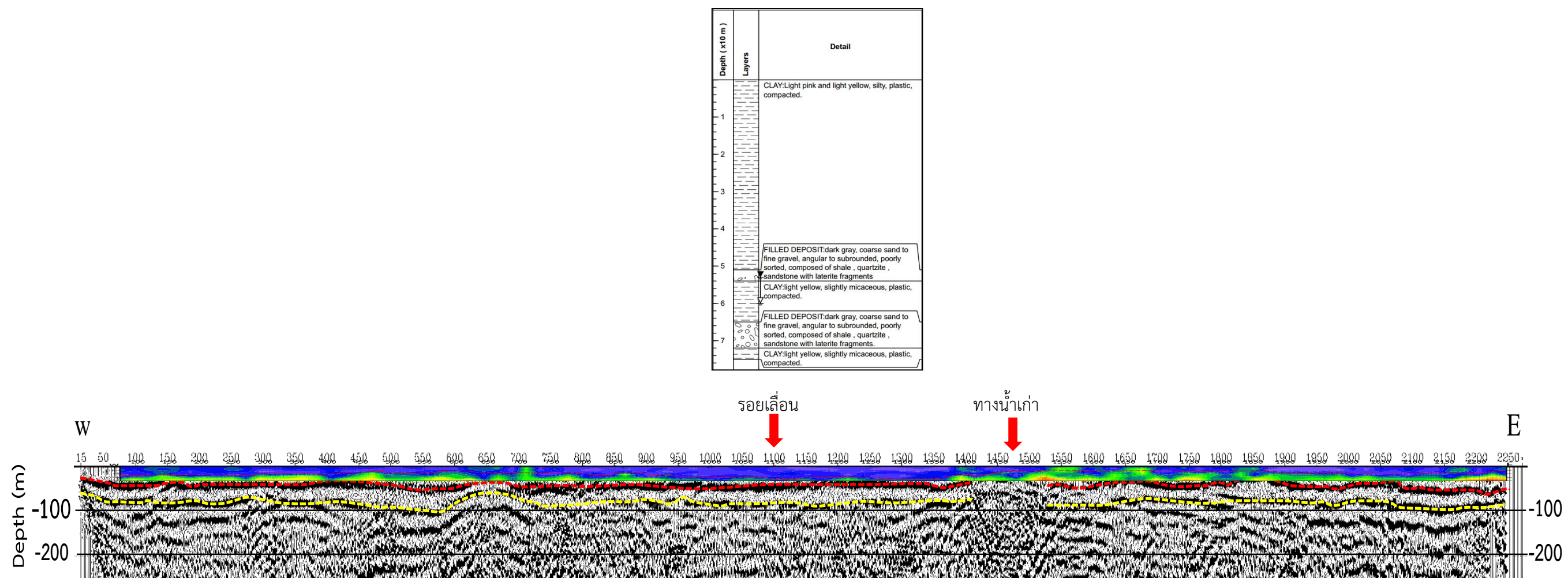
3.1.4 วิเคราะห์ผลของแนวสำรวจที่ 1

จากผลของข้อมูลภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Seismic section) ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography) และภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (V_s section) (รูปที่ 3.4) เมื่อพิจารณาพร้อมกับข้อมูลชั้นดินจากหลุมเจาะที่อยู่ในแนวสำรวจ (ตารางที่ 3.1) สามารถตีความได้ว่าโครงสร้างของชั้นใต้ผิวดินที่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 50 เมตรจะเป็นชั้นดินตะกอนเศษหินเชิงเขา ซึ่งอยู่ในยุคควอเทอร์นารี โดยชั้นดินที่หนึ่งที่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 10-15 เมตร จะเป็นชั้นของดินเหนียวที่ค่อนข้างจับตัวกันแน่น และชั้นดินที่สองที่ความลึกประมาณ 15-40 เมตร จะเป็นชั้นดินตะกอน ประกอบด้วย กรวด เศษหิน และทราย และชั้นดินที่สามจะเป็นชั้นหินมาร์ล อยู่ที่ความลึกประมาณ 50 เมตร ชั้นสุดท้ายคือชั้นหินฐานซึ่งอยู่ที่ความประมาณ 100 m เป็นชั้นที่อยู่ในยุคคาร์บอนิเฟอรัส

สำหรับลักษณะความไม่ต่อเนื่องของชั้นดินนั้นอาจมีสาเหตุมาจากการผุพังและการทับถมของชั้นดินที่แตกต่างกันในแต่ละบริเวณและลักษณะทางธรณีสังฐานโดยลักษณะชั้นดินจะมีความลาดเอียงจากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตก ตามแนวการสำรวจ สังเกตได้จากบริเวณที่ระยะประมาณ 1,400-1,500 เมตร เป็นบริเวณที่ลักษณะของชั้นดินมีแนวสูงตั้งแต่ระยะ 1,500 เมตร ถึงระยะ 2,300 เมตร มากกว่าบริเวณอื่นอาจมีสามารถบ่งชี้ได้ว่าบริเวณที่ระยะ 0-1,400 เมตร เป็นบริเวณของชั้นดินที่มีการทรุดตัวลงของชั้นหินฐานเนื่องจากบริเวณนี้อยู่ใกล้กับแนวขอบของแอ่งหาดใหญ่ (Lohawijarn, 2005) ซึ่งบริเวณดังกล่าวแนวของสัญญาณสะท้อนมีความไม่ต่อเนื่องอาจเกิดจากการถูกรบกวนหรือการลดทอนของสัญญาณ คาดว่าเป็นบริเวณของทางน้ำเก่า (1,500 เมตร) และยังเป็นบริเวณที่อยู่ใกล้ตำแหน่งของขอบแอ่งหาดใหญ่ ซึ่งมีตำแหน่งห่างจากตำแหน่งรอยเลื่อนจากแบบจำลองค่าความโน้มถ่วงผิดปกติตกค้างซึ่งอยู่ที่ตำแหน่งประมาณ 1,100 เมตร (Lohawijarn, 2005)

ตารางที่ 3.1 ข้อมูลหลุมเจาะที่ 1 (H0687SKL298) สำหรับแนวสำรวจที่ 1

Layer	Detail	Depth (m)
CLAY	light pink, silty, partially lateritic, plastic, compacted.	0-21
FILLED DEPOSIT	various colors, coarse sand to medium gravel, angular to subrounded, poorly sorted, composed of quartz , quartzite , sandstone with feldspars with chert fragments.	21 - 30
MARL	light yellow and light pink.	30 - 45



รูปที่ 3.4 ภาพแสดงข้อมูลหลุมเจาะ H0687SKL298 (บน) และภาพแสดงการวิเคราะห์ชั้นดินร่วม (ล่าง)

3.2 ผลและการวิเคราะห์ผลของแนวสำรวจที่ 2

3.2.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Seismic section)

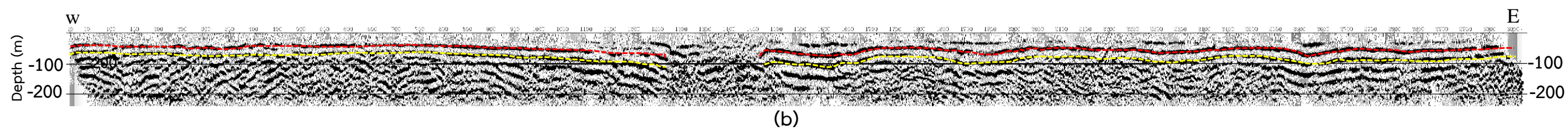
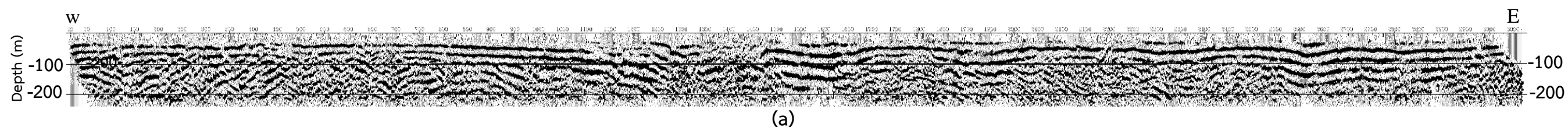
ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนที่แสดงพิกัดระยะทางกับเวลาถูกแปลงเป็นพิกัดระยะทางกับความลึกเพื่อแสดงการเปลี่ยนแปลงของแนวสัญญาณสะท้อน (horizon) และโครงสร้างใต้ผิวดินโดยใช้ความเร็วคลื่นที่วิเคราะห์จากข้อมูล (รูปที่ 3.2a) จากการวิเคราะห์ความเร็วคลื่นพบว่าความเร็วคลื่นเฉลี่ยมีค่าอยู่ในช่วง 900-1700 m/s และตรวจสอบแนวสัญญาณสะท้อนที่ชัดเจนอยู่ที่ความลึกประมาณ 50 เมตร และ 100 เมตร ดังแสดงในรูปที่ 3.2b ซึ่งคาดว่าเป็นแนวของชั้นหินที่เป็นโครงสร้างหลักในพื้นที่ ในขณะที่แนวสัญญาณสะท้อนที่อยู่ในระดับลึกกว่า 150 เมตร มีความเข้มลดลงเนื่องจากสัญญาณถูกกลทอนอย่างรวดเร็ว นอกจากนี้ยังพบว่าแนวสัญญาณสะท้อนบางตำแหน่งมีความไม่ต่อเนื่องซึ่งอาจเกิดจากการถูกรบกวนหรืออาจมีความสัมพันธ์กับรอยเลื่อนในพื้นที่

3.2.2 ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography)

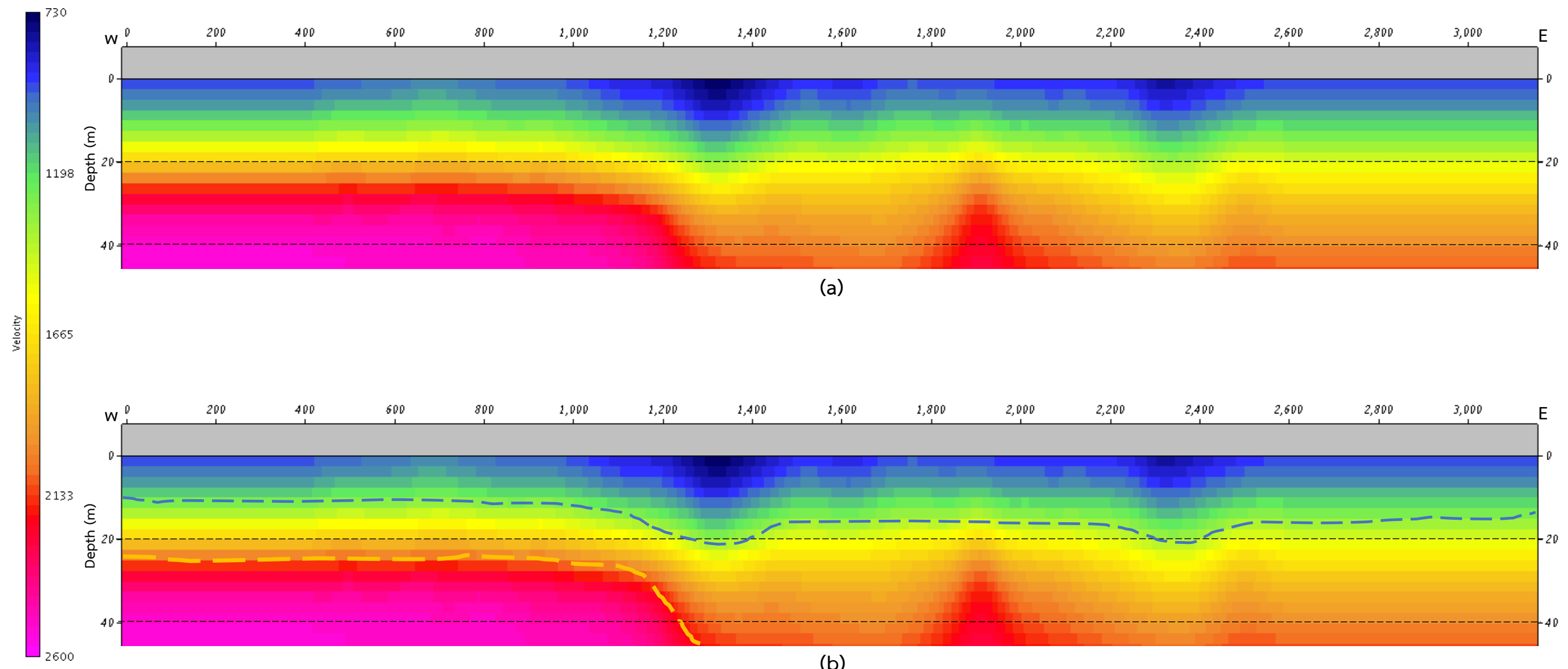
ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (seismic tomography) แสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นอัดที่เกิดจากการวิเคราะห์สัญญาณหักเหของคลื่นหรือคลื่นแรกที่เดินทางมาถึงตัวรับสัญญาณ (รูปที่ 3.6a) จากภาพจะแสดงข้อมูลของชั้นดินตั้งแต่ผิวดินจนถึงระดับความลึกประมาณ 40 เมตร พบว่าความเร็วคลื่นมีค่าอยู่ในช่วง 730-2,500 m/s โดยสามารถจำแนกชั้นดินออกได้เป็น 3 ชั้น คือชั้นที่ 1 มีความเร็วประมาณ 730-1,200 m/s ที่ระดับความลึกประมาณ 0-10 เมตร และชั้นที่ 2 มีความเร็วประมาณ 1,200-1,800 m/s ที่ระดับความลึกประมาณ 10-40 เมตร และชั้นที่ 3 มีความเร็วมากกว่า 1,800 m/s (รูปที่ 3.6b)

3.2.3 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (V_s section)

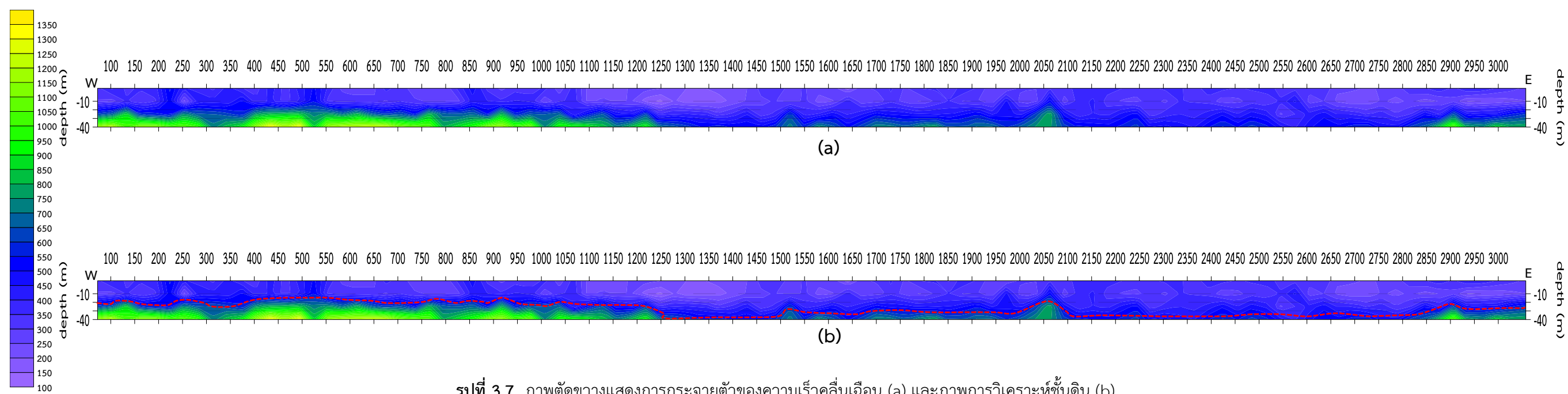
ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วของคลื่นเฉือนตั้งแต่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 40 เมตร แสดงดังรูปที่ 3.7a พบว่าความเร็วคลื่นเฉือน (V_s) มีค่าอยู่ในช่วง 200-1,200 m/s จากการพิจารณาความเร็วคลื่นสามารถจำแนกชั้นดินออกเป็น 2 ชั้นคือ ชั้นที่ 1 มีความเร็วคลื่นอยู่ในช่วง 200-600 m/s ที่ความลึกประมาณ 0-10 เมตร และชั้นที่ 2 มีความเร็วคลื่นอยู่ในช่วง 600-1,200 m/s มีความลึกอยู่ในช่วง 10-40 เมตร (รูปที่ 3.7b)



รูปที่ 3.5 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน (a) และภาพการวิเคราะห์แนวสัญญาณสะท้อนหลักในแนวสำรวจ (b)



รูปที่ 3.6 ภาพตัดขวางโทโมกราฟฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography) (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดินจากการกระจายตัวของความเร็วคลื่น (b)



รูปที่ 3.7 ภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเดือน (a) และภาพการวิเคราะห์ชั้นดิน (b)

3.2.2.4 การวิเคราะห์ผลรวมทั้งหมด

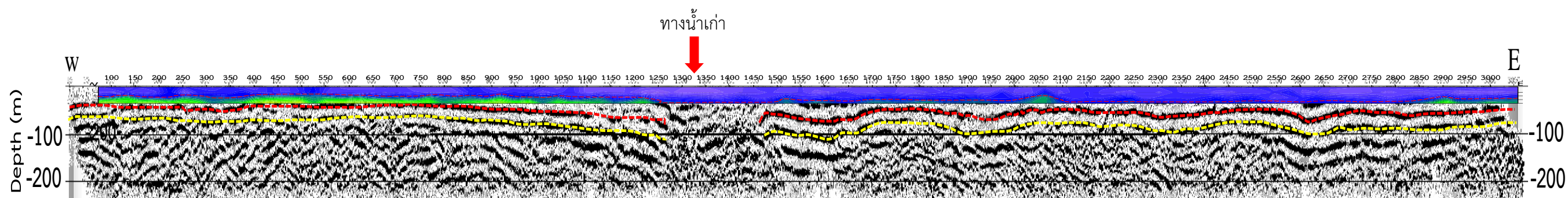
จากผลของข้อมูลภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Seismic section) ภาพตัดขวางโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic tomography) และภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน (V_s section) (รูปที่ 3.8) เมื่อพิจารณาร่วมกับข้อมูลชั้นดินจากหลุมเจาะที่อยู่ในแนวสำรวจ (ตารางที่ 3.2) สามารถตีความได้ว่าโครงสร้างของชั้นใต้ผิวดินที่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 75 เมตรจะเป็นชั้นดินตะกอนเศษหินเชิงเขาและชั้นดินตะกอนน้ำพัดพา ซึ่งอยู่ในยุคควอเทอร์นารี โดยชั้นดินที่หนึ่งที่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 10 เมตร จะเป็นชั้นของดินเหนียวที่ค่อนข้างจับตัวกันแน่น และชั้นดินที่สองที่ความลึกประมาณ 10-30 เมตร จะเป็นชั้นดินตะกอนผสมดินเหนียว ประกอบด้วย กรวด และทราย และชั้นดินที่สามจะเป็นชั้นดินเหนียวที่ค่อนข้างจับตัวกันแน่น อยู่ที่ความลึกประมาณ 30-50 เมตร ส่วนชั้นดินชั้นที่สี่จะเป็นชั้นดินตะกอน ประกอบด้วย กรวด เศษหินและทราย อยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 50-70 เมตร ส่วนชั้นดินสุดท้ายจะเป็นชั้นของดินเหนียวที่จับตัวกันแน่น อยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 70-75 เมตร ส่วนชั้นหินฐานนั้นมีความลึกมากกว่า 100 เมตร เป็นชั้นที่อยู่ในยุคคาร์บอนิเฟอรัส

สำหรับลักษณะความไม่ต่อเนื่องของชั้นดินนั้นอาจมีสาเหตุมาจากการผุพังและการทับถมของชั้นดินที่แตกต่างกันในแต่ละบริเวณและลักษณะทางธรณีวิทยา โดยลักษณะชั้นดินจะมีความลาดเอียงจากทิศตะวันตกไปยังทิศตะวันออก ตามแนวการสำรวจ สังเกตได้จากบริเวณที่ระยะประมาณ 1,300-1,400 เมตร เป็นบริเวณที่ลักษณะของชั้นดินมีแนวต่ำตั้งแต่ระยะ 1,400 เมตร ถึงระยะ 3,000 เมตร มากกว่าบริเวณอื่นอาจมีสามารถบ่งชี้ได้ว่าบริเวณที่ระยะ 1,400-3,000 เมตร เป็นบริเวณของชั้นดินที่มีการทรุดตัวลงของชั้นหินฐานเนื่องจากบริเวณนี้อยู่ใกล้กับแนวขอบของแอ่งหัดใหญ่ (Lohawijarn, 2005) ซึ่งบริเวณดังกล่าวแนวของสัญญาณสะท้อนมีความไม่ต่อเนื่องซึ่งอาจเกิดจากการถูกรบกวนหรือการลดทอนของสัญญาณ คาดว่าเป็นบริเวณของทางน้ำเก่า (1,350 เมตร) และยังเป็นบริเวณที่อยู่ใกล้ตำแหน่งของขอบแอ่งหัดใหญ่ ซึ่งมีตำแหน่งห่างจากตำแหน่งรอยเลื่อนจากแบบจำลองค่าความโน้มถ่วงผิดปกติตกค้างซึ่งอยู่ที่ตำแหน่งประมาณ 3,400 เมตร (Lohawijarn, 2005)

ตารางที่ 3.2 ข้อมูลหลุมเจาะที่ 2 (H0515SKL215) สำหรับแนวสำรวจที่ 2

Layer	Detail	Depth (m)
CLAY	Light pink and light yellow, silty, plastic, compacted.	0-51
FILLED DEPOSIT	dark gray, coarse sand to fine gravel, angular to subrounded, poorly sorted, composed of shale , quartzite , sandstone with laterite fragments.	51 - 54
CLAY	light yellow, slightly micaceous, plastic, compacted.	54 - 65
FILLED DEPOSIT	dark gray, coarse sand to fine gravel, angular to subrounded, poorly sorted, composed of shale , quartzite , sandstone with laterite fragments.	65 - 72
CLAY	light yellow, slightly micaceous, plastic, compacted.	72 - 75

Depth (x10 m)	Layers	Detail
1		CLAY: light pink, silty, partially lateritic, plastic, compacted.
2		FILLED DEPOSIT: various colors, coarse sand to medium gravel, angular to subrounded, poorly sorted, composed of quartz, quartzite, sandstone with feldspars with chert fragments.
3		MARL: light yellow and light pink.
4		



รูปที่ 3.8 ภาพแสดงข้อมูลหลุมเจาะ H0515SKL215 (บน) และภาพแสดงการวิเคราะห์ชั้นดินร่วม (ล่าง)

บทที่ 4

สรุป

4.1 สรุปผล

การศึกษาวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาโครงสร้างภายในแอ่งขนาดใหญ่ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน ซึ่งประกอบด้วยวิธีการสำรวจด้วยคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน และวิธีการวัดคลื่นพื้นผิวแบบหลายช่องสัญญาณ ((Multi-channel Analysis of Surface Wave (MASW)) โดยมีแนวสำรวจ 2 แนวสำรวจ เป็นระยะทางรวมทั้งหมด 5.3 กิโลเมตร การวางแนวสำรวจจะอยู่ในแนวทิศตั้งฉากกับขอบเขตของแอ่ง ทั้งทางด้านฝั่งทางทิศตะวันออก และทางทิศตะวันตก เพื่อสร้างภาพโครงสร้างชั้นใต้ผิวดินของแอ่งขนาดใหญ่

ผลจากการศึกษาโครงสร้างของชั้นใต้ผิวดินด้วยวิธีการทั้งสองและการวิเคราะห์ข้อมูลร่วมกับหลุมเจาะสามารถสร้างภาพตัดขวางชั้นใต้ผิวดินตั้งแต่ระดับผิวดินจนถึงระดับความลึกประมาณ 150 เมตร โดยประกอบด้วยวิธีการ MASW และวิธีการโทโมกราฟีคลื่นไหวสะเทือนสามารถสร้างภาพโครงสร้างชั้นใต้ผิวดินในระดับตื้นมีความลึกประมาณ 40 เมตร และวิธีการคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนสามารถช่วยสร้างภาพโครงสร้างชั้นใต้ผิวดินได้ที่ระดับความลึกตั้งแต่ 40-150 เมตร

แนวสำรวจที่หนึ่ง โครงสร้างชั้นใต้ผิวดินที่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 50 เมตร จะเป็นชั้นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนเศษหินเชิงเขา เป็นชั้นดินที่อยู่ยุคควอเทอร์นารี ชั้นดินระดับนี้สามารถแบ่งออกเป็น 3 ชั้น คือ ชั้นดินที่หนึ่งจะเป็นชั้นดินเหนียวที่ค่อนข้างจับตัวกันแน่น มีความหนาประมาณ 10-15 เมตร ชั้นดินที่สองจะเป็นชั้นดินตะกอน ประกอบด้วย กรวด เศษหิน และทรายมีความหนาประมาณ 15-20 เมตร อยู่ที่ความลึกตั้งแต่ประมาณ 15-40 เมตร และชั้นดินที่สามจะเป็นชั้นหินมาร์ล อยู่ที่ความลึกประมาณ 50 เมตร ชั้นของหินฐานจะอยู่ที่ระดับความลึกประมาณ 100 เมตร ซึ่งอยู่ในยุคคาร์บอนิเฟอรัส ส่วนลักษณะทางธรณีฐานของชั้นดินจะมีลักษณะขาดความต่อเนื่องและลาดเอียงของชั้นดินจากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตก และที่ระยะประมาณ 1,500 เมตร บนแนวสำรวจ (พิกัด UTM 664915E 7676000N) เป็นบริเวณที่สัญญาณถูกรบกวนคาดว่าป็นทางน้ำเก่า

แนวสำรวจที่สอง โครงสร้างชั้นใต้ผิวดินที่ระดับผิวดินถึงความลึกประมาณ 75 เมตร จะเป็นชั้นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนเศษหินเชิงเขาและตะกอนน้ำพัดพา เป็นชั้นดินที่อยู่ยุคควอเทอร์นารี ชั้นดินระดับนี้สามารถแบ่งออกเป็นสี่ชั้น คือ ชั้นดินที่หนึ่งจะเป็นชั้นดินเหนียวที่ค่อนข้างจับตัวกันแน่น มีความหนาประมาณ 10 เมตร ชั้นดินที่สองจะเป็นชั้นดินตะกอนผสมดินเหนียว ประกอบด้วย กรวด เศษหิน และทรายมีความหนาประมาณ 15-20 เมตร อยู่ที่ความลึกตั้งแต่ประมาณ 10-30 เมตร และชั้นดินที่สามจะเป็นชั้นดินเหนียวที่ค่อนข้างจับตัวกันแน่น มีความหนาประมาณ 20 เมตร อยู่ที่ความลึกประมาณ 30-50 เมตร ชั้นดินที่สี่จะเป็นชั้นดินตะกอน ประกอบด้วย

กรวด เศษหิน และทราย มีความหนาประมาณ 20 เมตร อยู่ที่ความลึกประมาณ 50-70 เมตร ชั้นของหินฐานจะอยู่ที่ระดับความลึกมากกว่า 100 เมตร ซึ่งอยู่ในยุคคาร์บอนิเฟอรัส ส่วนลักษณะทางธรณีสัมพันธ์ของชั้นดินจะมีลักษณะลาดเอียงของชั้นดินจากทิศตะวันตกไปยังทิศตะวันออก และที่ระยะประมาณ 1,350 เมตร บนแนวสำรวจ (พิกัด UTM 653220E 7651788N) เป็นบริเวณที่สัญญาณถูกรบกวนคาดว่าป็นทางน้ำเก่า

จากข้อมูลที่ได้จากการศึกษาในครั้งนี้สามารถนำข้อมูลเหล่านี้ไปเป็นพื้นฐานในการประยุกต์ใช้ทางด้านธรณีวิศวกรรม อาทิเช่น การสร้างถนน การสร้างอาคารบ้านเรือน และการสร้างระบบสาธารณูปโภค เป็นต้น สำหรับบริเวณพื้นที่ใกล้เคียงกับบริเวณแนวสำรวจ

บรรณานุกรม

- กรมทรัพยากรธรณี. 2550. แผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสงขลา. กรุงเทพมหานคร: กรมทรัพยากรธรณี ประเทศไทย.
- กุลนันท์ สุริโย. 2549. การลู่กล้าของน้ำเค็มในบริเวณแอ่งหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา. กรุงเทพมหานคร: คณะวิทยาศาสตร์ ภาควิชาธรณีวิทยา จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- นิรันดร์ ชัยมณี, สุวัฒน์ ตริยะไพรัช. 2526. รายงานธรณีวิทยาควอเทอร์นารีระหว่างจังหวัดสงขลา: กองธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี 67 หน้า.
- ประภาพร จันทะมาศ. 2550. การเปรียบเทียบความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดินกรุงเทพมหานคร ที่ได้จากวิธีการวิเคราะห์คลื่นผิวดินแบบหลายช่องทางรับสัญญาณกับวิธีจากหลุมเจาะ. กรุงเทพมหานคร: คณะวิทยาศาสตร์ ภาควิชาธรณีวิทยา จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- เพ็ญตา สาดรักษ์. 2544. การสำรวจใต้ผิวดินด้วยคลื่นไหวสะเทือน. ขอนแก่น: ภาควิชาเทคโนโลยี ธรณี คณะเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยขอนแก่น.
- อรุณ ลูกจันทร์, ธนิต เฉลิมยานนท์และ สุรพล อารีย์กุล. 2552. แบบจำลอง 3 มิติ การรู่กล้าของน้ำเค็มในแอ่งหาดใหญ่. การประชุมวิชาการทางวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 14 : มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี . 13-15 พฤษภาคม. หน้า 1,253-1,259.
- Al-Anezi, G.T., AlMalki, M., Alkhalifa, T., 2013. Mapping of bedrock using the high-resolution seismic reflection technique at Wadi Al DAwasir Region, Saudi Arabia; Arab J Geosci 6:pp. 235-245
- Anbazhagan, P., Sitharam, T.G., Vipin, K.S., 2008. Site classification and estimation of surface level seismic hazard using geophysical data and probabilistic approach, Civil Engineering Department,, India. Journal of Applied Geophysics 68: pp.219–230.
- Chalermyanont, T. 1995: Engineering properties of Hatyai subsoils. A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of engineering, Bangkok, Asian institute of technology school of civil engineering. 144 p.

- Dorn, C., Carpentier, S., Kaiser, A.E., Green, A.G., Horstmeyer, H., Campbell, F., Campbell, J., Jongens, R., Finnemore, M., and Nobes D.C., 2010. First seismic imaging results of tectonically complex structures at shallow depths beneath the northwest Canterbury Plains, New Zealand; *Journal of Applied Geophysics* 70: pp. 317-331
- Daniele Boiero. 2009: Surface wave analysis for building shear wave velocity models. A Thesis of ph.D in water and territory management engineering, Politecnico di Torino. 244 p.
- Dulaijan, K.A. 2008: Near-surface Characterization Using Seismic Refraction and Surface-wave Methods. A Thesis Submitted to the faculty of graduate studies in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science, Calgary Alberta, department of geoscience, university of Calgary. 154 p.
- Kearey, P., and Brooks, M. 1991. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Scientific Publications.
- Lohawijarn, W., 2005. Potential ground water resources of Hat Yai Basin in Peninsular Thailand by gravity study. *Songklanakarin J. Sci. Technol.*, 27(3). pp.633-647.
- Malehmir, A., Saleem, M.U., Bastani, M., 2013. High-resolution reflection seismic investigations of quick-clay and associated formations at a landslide scar in southwest Sweden; *Journal of Applied Geophysics* 92: 84-102.
- McMechan, G. A., and Yedlin, M. J. 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation: *Geophysics*, **46**: pp. 869–874.
- Park, C. B., Millar, R. D., and Xia, J. 1998, Imaging dispersion curves of surface waves, Presented at the 68th Ann. Mtg of SEG, New Orleans, Expanded Abstract: pp.1377-1380.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J. 1999. Multi-channel analysis of surface waves. *Geophysics* 64 (3):pp. 800–808.

- Park, C.B. 2014. Type of multi-channel analysis of surface waves. Kansas Geological Survey. <http://www.masw.com/index.html>.(accessed 1 June,2016)
- Park, C.B. 2014. Data acquisition . Kansas Geological Survey. <http://www.masw.com/index.html>.(accessed 1 June,2016)
- Pullan, S.E., Hunter, J.A., Gagne, R.M., Good R.L., 1987. Delineation of bedrock topography at Val Gagne, Ontario, using seismic reflection techniques; Geological Survey of Canada 87-1A:pp. 905-912.
- Ramnarong, V., Wongsawat, S., Sakulkao, S., Phanjasutarot, S. 1984. Hydrogeologic map of Hatyai basin, Songkhla, scale 1: 50,000, Groundwater Div., Dept. of Mineral Resource, Thailand
- Richart, F. E. Hall, J. R., Woods, R. D. 1970. Vibrations of soils and foundations: Prentice-Hall, Inc.
- Sawata, H., Wongsomsak, S., Tanchotikul, A., Dansawasdi, R., Maneeprapun, K., Muenlek, S. 1983. A hypothetical idea on the formation of HatYai basin and the Songkhla lagoon. Proceeding of the Annual Technical Meeting 1982, Department of Geological Sciences, Chiang Mai University: pp.109-120.
- Shafiee, A., Azadi, A. 2007. Shear-wave velocity characteristics of geological units throughout Tehran City, Iran, Geotechnical Department,, India. Journal of Asian Earth Sciences 29: pp. 105–115.
- Sheley, D.,Yu, J., 2001. Bedrock delineation by a seismic reflection and reflection survey at Tooele army depot, Utah.
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P. 1995. Exploration Seismology second edition. Cambridge University.
- Stumpf, A.J., Ismail, A., 2013. High-resolution reflection seismic profiling: an aid for resolving the Pleistocene stratigraphy of a buried valley in central Illions, USA; Annals of Glaciology 54: pp. 10-20.

- Tachavichitpaisarn, S. 1990: Analysis of the geotechnical land use of the Songkhla area. A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of engineering, Bangkok, Asian institute of technology school of civil engineering.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E. 1990. Applied Geophysics 2nd ed. Cambridge University.
- Tuladhar,R., Yamazaki,F., Wanitchai, P., Saita,J. 2004. Seismic microzonation of greater Bangkok using microtremor observation, Earthquake Engineering and Structural Dynamic, 33: pp. 211-225
- Wills, C.J., Petersen, M., Bryant, W.A., Reichle, M., Saucedo, G.J., Tan,S., Taylor, G., Treiman, J. 2000. A site-conditions map for California based on geology and shear-wave velocity. Bulletin of Seismological Society of America 90: pp. 187–208.
- Xia, J, Miller, R.D., Park, C.B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves Geophysics 64 (3):pp. 691–700.
- Yilmaz, O.Z. 2008. Seismic Data Analysis: DVD edition. No.10. Society of Exploration Geophysicists.
- Yordkayhun, S., Sreesuwan, P., Giese, R., Wattanasen, K. 2016. Characterization of Khlong Marui Fault Zone using Seismic Reflection and Shear-wave Velocity Profiles: Case study in Khiriratnikhom District, Surat Thani, Thailand. Chiang Mai Journal of Science. 43: pp. 1279-1291.

ผลงานตีพิมพ์เผยแพร่จากวิทยานิพนธ์



PROCEEDINGS

The 41st National and 5th International
Graduate Research Conference

“Research Driven Globalization”

December 8th - 9th , 2016
Valaya Alongkorn Rajabhat University under the Royal Patronage

การประชุมวิชาการเสนอผลงานวิจัยระดับบัณฑิตศึกษาแห่งชาติครั้งที่ 41
The 41st National and International Graduate Research Conference

COMBINED SEISMIC REFLECTION AND MASW METHOD TO CHARACTERIZE THE SUBSURFACE NEARBY HAT YAI BASIN

Pattawee Srirasa,¹ Sawasdee Yordkayhun,² Kamhaeng Wattanasen³

¹ Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University pattawee.s@hotmail.com

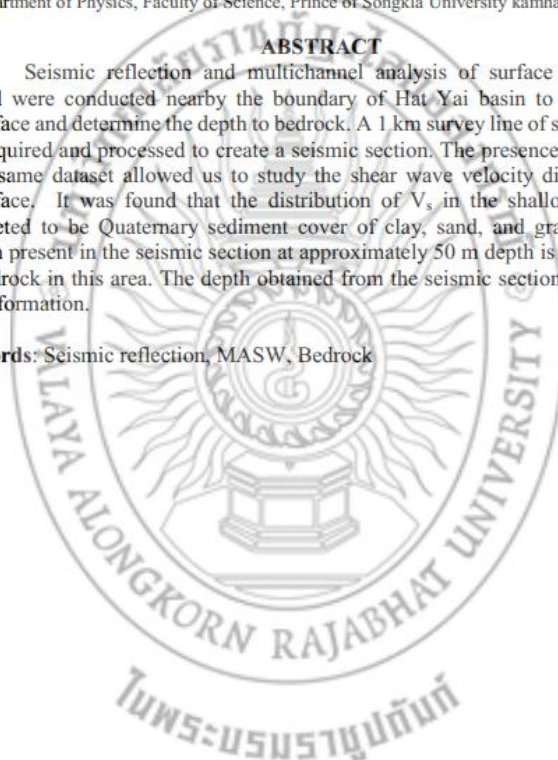
² Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University sawasdee.y@psu.ac.th

³ Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University kamhaeng.w@psu.ac.th

ABSTRACT

Seismic reflection and multichannel analysis of surface wave (MASW) method were conducted nearby the boundary of Hat Yai basin to characterize the subsurface and determine the depth to bedrock. A 1 km survey line of seismic reflection was acquired and processed to create a seismic section. The presence of surface wave in the same dataset allowed us to study the shear wave velocity distribution in the subsurface. It was found that the distribution of V_s in the shallow subsurface is interpreted to be Quaternary sediment cover of clay, sand, and gravel. A coherent horizon present in the seismic section at approximately 50 m depth is interpreted to be the bedrock in this area. The depth obtained from the seismic section agreed with the well information.

Keywords: Seismic reflection, MASW, Bedrock



Introduction

Hat Yai basin is a sedimentary basin in peninsular southern of Thailand. It is located approximately between longitude $100^{\circ}15'E$ and $100^{\circ}30'E$, and latitudes $6^{\circ}30'N$ and $7^{\circ}15'N$. The northern border is connected to the Songkhla Lake and bounded by the Gulf of Thailand. The southern border is bounded by the Thai-Malaysian border. Hat Yai city is located at the center of this basin. The structure of Hat Yai basin is thought to be a graben whereas the hill ranges and the small basins east of the graben are parts of a horst (Figure 1).

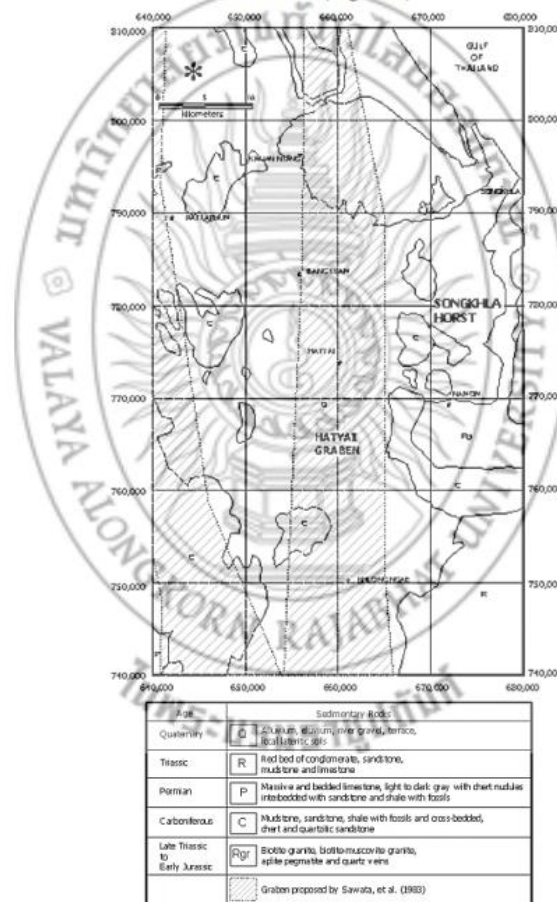


Figure 1. Geological map and Graben/host structures within the study area (Lohawijarn, 2005).

Geophysical study based on gravity measurement revealed that Hat Yai basin was found to be about 1 km deep at its deepest, 60 km long and 20 km wide (Figure 1). Its' boundary may not extend southward to Malaysia or northward to the Gulf of Thailand (Lohawijarn, 2005). However, the spatial resolution of gravity model is limited due to the spacing between gravity measuring points were about 1-2 km. This resulted in less reliable of the boundaries and characteristic of the bedrock in Hat Yai basin. To obtain the detailed information regarding the basin boundaries and the depth to bedrock, the seismic reflection method and multichannel analysis of surface wave (MASW) are combined to fulfill the information about the subsurface.

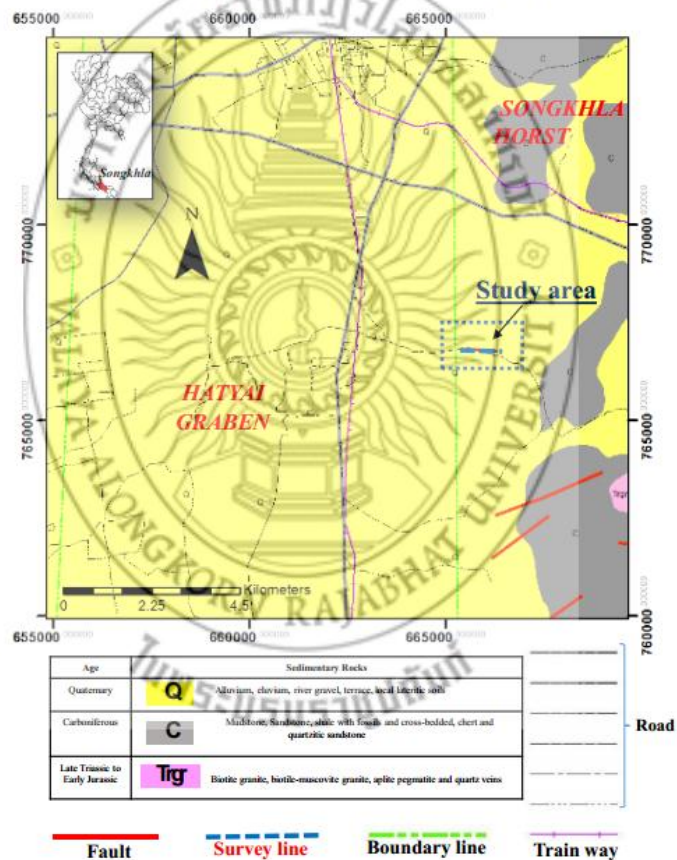


Figure 2. Geological map of the study area showing seismic survey lines.

Seismic methods have been widely used in detecting and mapping subsurface features, especially the layered sedimentary sequences in search of oil and gas

reservoirs. The advantage of seismic methods over other geophysics techniques are due to their high accuracy, high resolution, deeper penetration, and the variety of applications including mapping of the structures, faults, and compaction of various layers. Since the engineering and environmental problems are located at shallow depths, high-resolution seismic reflection method, has been applied to map shallow subsurface structures, depth of water tables, and identification of engineering related problems (Al-Anezi *et al.*, 2013).

The MASW method is the seismic survey method that effectively used to evaluate the stiffness of the ground. This method deals with analysis of surface waves in the lower frequencies and uses for the shallower depth range of investigation (Park *et al.*, 2005). For understanding the subsurface structures the two methods are combined to classify layering of subsurface nearby the Hat Yai basin boundary (Figure 2).

Objectives

The objective of this survey is to characterize the subsurface structures and to determine the depth to bedrock nearby the boundary of Hat Yai basin.

Methods

Reflection seismic and MASW are the geophysical methods use for this study. Reflection seismic method depends on the existence of discrete velocity and density change in the subsurface. Discrete changes in seismic velocity or mass density are known as acoustical contrasts. The measure of acoustical contrast is generally known as acoustic impedance, which is the product of mass density and seismic velocity ($Z = \rho V$). Hence this method involves identifying the boundaries of the layered geologic unit.

The signal intensity of seismic wave is directly related in a variation of the reflection coefficient (R) as expressed in equation 1.

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (1)$$

Where ρ_1 and ρ_2 are density of media 1 and media 2, V_1 and V_2 are the seismic velocity in media 1 and media 2, respectively.

The Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW) method deals with analysis of surface waves to generate the shear-wave velocity (V_s) model. Shear modulus obtained from V_s is directly linked to a material's stiffness of the ground for earthquake and geotechnical engineering (Park *et al.*, 2005). For the shear wave propagation in elastic media V_s is given by equation 2

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Where μ is shear modulus and ρ is medium density.

Data acquisition

A seismic survey line as shown in Figure 2 was acquired in June 2016. The survey line is oriented west to east with the total lengths of 900 m. The survey line is on transportation roads where the traffic was quiet, simplifying the data acquisition.

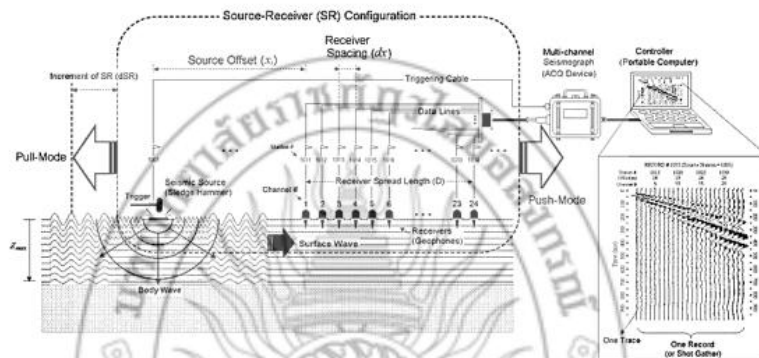


Figure 3. Schematic of the seismic reflection and active MASW field survey (Park et al., 2005).

For seismic reflection data acquisition, common midpoint geometry (CMP) were recorded with 24-channel Geometric SmartSeis seismic recorder using sampling interval and record length of 0.5 ms and 1024 ms, respectively (Figure 3). 24-vertical geophones (natural frequency of 14 Hz) were deployed into the surface with 5 m spacing, connected with roll along system. The source was 10 kg sledgehammer with 5 m spacing, resulting in a 12 common depth point (CDP) fold of coverage. The optimum window for data recording is tested and 30 m offset appeared to be appropriated.

Data processing

Geophysical data processing is aimed to construct high quality images of subsurface and make it suitable for the structural interpretation.

The seismic data were processed using *GLOBE CLARITAS Version 5.5* software developed by the Geological & Nuclear (GNS Science), New Zealand. A basic processing to establish seismic section, following Hunter et al. (1984), Miller (1992) and Yilmaz (2001) is given in Table 1.

In this study, seismic section will be correlated with available geologic information for the interpretation.

Table 1. Data processing step

Processing Step	Description and parameters
1. Setup of field geometry	Assign input shot location and receiver locations into headers
2. Editing bad traces	Remove bad traces
3. Elevation statics and refraction statics	Calculate static correction based on near surface models and elevations
4. Band-pass filtering	Minimum phase Butterworth filtering f_c = 20, 40, 100, 200 Hz, Design Amplitude = 0, 1, 1, 0
5. Automatic gain control (AGC)	Adjust reflection amplitude using 250 ms window
6. Bottom mute	Zero data in the ground roll rang
7. CMP sorting	Sort data by common midpoint number
8. Velocity analysis	Find velocity value that fit layers
9. NMO correction	Apply stacking velocity function including 70% stretch mute
10. Stack	
11. Relative trace balancing	0-512 ms range

For the MASW data processing, SurfSeis software version 4 developed by Kansas Geological Survey (KGS) were used. Each shot record was transformed from the time domain into the frequency domain using Fourier Transform technique in order to estimate a specific dispersion curves (phase velocity versus frequency). An iterative inversion method performed on the dispersion curves resulted in 1-D shear-wave velocity profiles (Figure 4). The processing step of MASW is briefly described in Table 2.

Table 2. Processing steps of MASW.

Processing step	Detail
1.Data import	Conyert SEG2 format into KGS format
2.Assign geometry	Assign shot location and receiver location
3.Editing	Kill dead traces
4. High cut filtering	Remove high frequency noises
5.Dispersion analysis	Transformed the time-space (t-x) domain into the frequency-phase velocity (f-v) domain
6.Inversion	Create 1D shear wave velocity profile

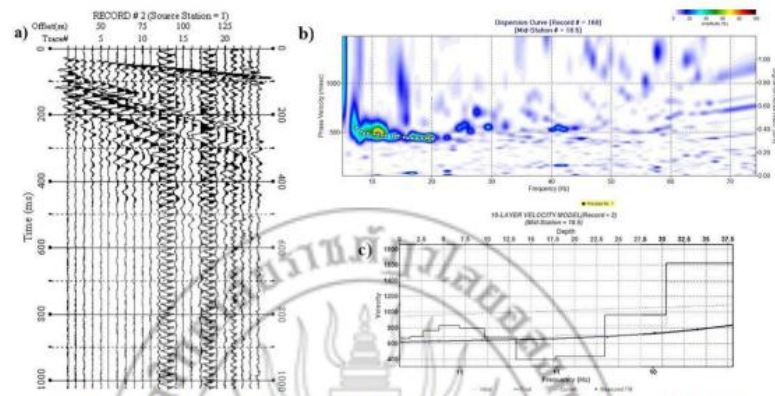


Figure 4. MASW data processing steps a) Raw shot record in time domain b) Dispersion curve, and c) 1D shear wave velocity profile by inversion method.

Results

The interval velocity, amplitude and continuity of the seismic horizons are described and used to classify the sediments and bedrock following the procedure of seismic facies interpretation. Interval velocities of the layer present in the seismic section as shown in Figure 5b were found in a range of 900-3000 m/s. Coherent reflectors are clearly seen at depth of about 50 m and 100 m, respectively. The discontinuities of reflectors are found in the range of about 275-325 m and 625-675 m along the survey line, respectively.

For MASW analysis, the distribution of V_s as shown in Figure 5a can be classified as 2 layers. The first layer is characterized by low velocities of 200-800 m/s with a thickness of about 25 m. The deeper layer is characterized by velocity of higher than 900 m/s at depth below about 30 m.

Discussion and conclusion

Combining stacked depth section and V_s distribution section show sequence of sedimentary units of the subsurface in the depth of 150 m. 2-D shear-wave velocity (V_s) provide information on the internal structures of Quaternary sediments at shallow depth. The first layer is characterized by low velocities of 200-800 m/s with a thickness of 30 m. This layer is interpreted to be Quaternary sediment cover of clay, sand, and gravel. The deep layer about 30-40 m that is characterized by the velocity of higher than 800 m/s may correspond to unconsolidated sedimentary layer because of the variability of the V_s distribution of this layer (Figure 5c). The seismic section along with borehole information from wells logs located approximately 2 km west of the survey line was successfully used to map bedrock. However, the large distance between the boreholes and the survey line means that these logs can be used only as a very general guide in the interpretation of seismic data. The bedrock reflection is clearly present in the seismic section at 50 m depth where the strong impedance contrasts between the sediments and the hard rock (Figure 5d). This probably reveals the Quaternary basement overlying the Carboniferous sedimentary unit and below this

layer at depth 100 m, the quite amplitude reflector is interpreted to represent the bedrock (Indicated by the well screen position of the borehole). However, the shape and characteristics of the reflector vary along the line at this layer. These changes may be attributed to the nature of the transition from sediments to the bedrock.

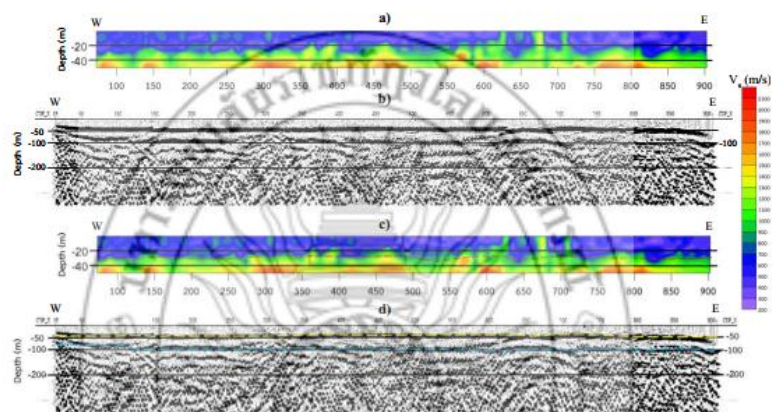


Figure 5. a) The MASW cross section, b) The seismic cross section, c) The MASW cross section after interpretation and d) The seismic cross section after interpretation. The dash line marked the boundary between 2 layers.

Acknowledgement

The author would like to thank the Graduate School at Prince of Songkla University for grant support. Department of Physics and Geophysics Research Center, Faculty of Science are thanked for equipment support. Many thanks graduate students who help, encourage and support during the field work.

References

- Al-Anezi, G.T., AlMalki, M., Alkhalifa, T. (2013). Mapping of bedrock using the high-resolution seismic reflection technique at Wadi Al Dawasir Region. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 235-245.
- Hunter, J. A., Pullan, S. E., Burns, R. A., Gagne, R. M., Good, R. L. (1984). Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph: some simple techniques. *Journal of Geophysics*, 49, 1381-1385.
- Lohawijam, W. (2005) Potential ground water resources of Hat Yai Basin in Peninsular Thailand by gravity study. *Songklanakarin Journal of Science and Technology*. Sci. Technol., 27(3), 633-647.
- Miller, R. (1992). Normal moveout stretch mute on shallow-reflection data. *Journal of Geophysics*, 57, 1502-1507.

- Park, C. B., Miller, R. D., Ryden, N., Xia, J., and Ivanov, J. (2005). Combined use of active and passive surface wave. *Journal of Engineering and Environmental Geophysics*, 10, 323-334.
- Yilmaz, Ö., (2001). *Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data*. 2nd ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.



ประวัติผู้เขียน

ชื่อ สกุล	นายพัทวิ ศรีระชา	
รหัสประจำตัวนักศึกษา	5510220072	
วุฒิการศึกษา		
วุฒิ	ชื่อสถาบัน	ปีที่สำเร็จการศึกษา
วิทยาศาสตร์บัณฑิต (ฟิสิกส์)	มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์	2554

ทุนการศึกษา (ที่ได้รับในระหว่างการศึกษา)

ทุนอุดหนุนเพื่อวิทยานิพนธ์บัณฑิตวิทยาลัย ปีการศึกษา 2551 และทุนผู้ช่วยสอน
ของคณะวิทยาศาสตร์ ปีการศึกษา 2551-2553

การตีพิมพ์เผยแพร่ผลงาน

Srirasa, P., Yordkayhun, S., Wattanasen, K., 2016. Combined Seismic Reflecton And MASW Method to Characterize The Subsurface Nearby Hat Yai Basin, Proceeding of the 41th National and 5th International Graduate Research Conference, pp. 12-20.