

รายงานผลการวิจัยฉบับสมบูรณ์

การใช้วิธีทางธรณีฟิสิกส์ตรวจหารอยเลื่อนคลองมะรุ่ยในพื้นที่คีรีรัฐนิคม
จังหวัดสุราษฎร์ธานี
Geophysical investigation of the Khlong Marui Fault in Khiriratnikom
area, Surat Thani province

โดย

นายสวัสดิ์ ยอดขยัน
นายกำแหง วัฒนเสน

โครงการวิจัยนี้ได้รับทุนสนับสนุนจากงบประมาณแผ่นดิน
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์
ประจำปีงบประมาณ 2558-2559 รหัสโครงการ SCI580324S

ชื่อโครงการ

การใช้วิธีทางธรณีฟิสิกส์ตรวจหารอยเลื่อนคลองมะรุ่ยในพื้นที่คีรีรัฐนิคม
จังหวัดสุราษฎร์ธานี
Geophysical investigation of the Khlong Marui Fault in Khiriratnikom
area, Surat Thani province

คณะผู้ดำเนินการวิจัย

นายสวัสดิ์ ยอดขยัน
นายกำแหง วัฒนเสน

ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์
โทรศัพท์: 074-288765 โทรสาร: 074-558849

กันยายน 2559

สารบัญ

เนื้อหา	หน้า
รายการตาราง	ii
รายการภาพประกอบ	iii
กิตติกรรมประกาศ	v
บทคัดย่อ	vi
Abstract	vii
1. บทนำ	1
1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย	1
1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ	3
1.3 ระยะเวลาวิจัย	3
1.4 แหล่งทุนสนับสนุน	3
2. ทฤษฎีและการตรวจเอกสาร	4
2.1 การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน	4
2.2 รายละเอียดเกี่ยวกับพื้นที่ศึกษา	14
2.3 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการประยุกต์ใช้วิธีธรณีฟิสิกส์เพื่อศึกษารอยเลื่อน	25
2.4 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับพื้นที่ศึกษา	26
3. การดำเนินการวิจัย	30
3.1 ระยะที่ 1: ศึกษาและรวบรวมข้อมูลพื้นฐาน	31
3.2 ระยะที่ 2: สำรวจและวิเคราะห์ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	34
3.3 ระยะที่ 3: การวิเคราะห์ข้อมูลด้วยวิธี MASW เพื่อศึกษาโครงสร้างระดับตื้น	40
4. ผลและวิเคราะห์ผลการวิจัย	43
4.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและการแปลความหมาย	43
4.2 ผลการศึกษาโครงสร้างระดับตื้นจากภาพตัดขวางความเร็วคลื่นเฉือน	47
4.3 การแปลความหมายร่วมกันระหว่างภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนกับภาพตัดขวางความเร็ว	49
คลื่นเฉือน	
5. สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ	53
5.1 สรุปผลการวิจัย	53
5.2 ข้อเสนอแนะ	54
เอกสารอ้างอิง	55
ภาคผนวก	61

รายการตาราง

รายการ	หน้า
ตารางที่ 2.1 ค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนชนิดคลื่นอัดและคลื่นเฉือนของดินและหินบางชนิด (ดัดแปลงจาก เพียงตา สาตรักษ์, 2544)	6
ตารางที่ 2.2 การจำแนกชนิดของพื้นที่บนพื้นฐานของ Vs30 ตาม NEHRP site classification (Dobry et al., 2000)	10
ตารางที่ 2.3 ข้อมูลแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย จังหวัดสุราษฎร์ธานี ระหว่างปี ค.ศ. 2008- 2015	20
ตารางที่ 3.1 พารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	38
ตารางที่ 3.2 ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูล	39
ตารางที่ 4.1 ตัวอย่างข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนและความหนาของแต่ละชั้นดินและการคำนวณค่าเฉลี่ย ความเร็วคลื่นเฉือนในระดับความลึก 30 เมตร ที่ระยะทาง 822.5 เมตร ในแนวสำรวจ KR1	47

รายการภาพประกอบ

รายการ	หน้า
รูปที่ 2.1 ชนิดของคลื่นพร้อมแสดงการเดินทางของคลื่นและการสั่นของอนุภาคในตัวกลาง a) คลื่นอัด b) คลื่นเฉือนชนิดโพลาริซในแนวตั้ง c) คลื่นเฉือนชนิดโพลาริซในแนวราบ d) คลื่นเรย์ลี และ e) คลื่นเลิฟ (ที่มา: Steeples, 2005)	5
รูปที่ 2.2 กราฟเวลาเดินทางของคลื่นกรณีผิวรอยต่อระหว่างตัวกลางอยู่ในแนวราบ (Sheriff and Geldart, 1995)	8
รูปที่ 2.3 การขยายขนาดของคลื่นแผ่นดินไหว (site amplification) (http://seismo.geology.upatras.gr/MICROZON-THEORY1.htm)	11
รูปที่ 2.4 การกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินในตัวกลาง (a) ตัวกลางมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน (b) ตัวกลางมีลักษณะไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Strobbia, 2003)	12
รูปที่ 2.5 a) แสดงหลักการสำรวจด้วยวิธี MASW (Park et al, 1999) b) ขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล	13
รูปที่ 2.6 แผนที่ภูมิประเทศแสดงอาณาเขต อำเภอกีรีรัฐนิคม จังหวัดสุราษฎร์ธานี	15
รูปที่ 2.7 แผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสุราษฎร์ธานี (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)	18
รูปที่ 2.8 แผนที่แสดงตำแหน่งรอยเลื่อนมีพลังในประเทศไทย (กรมทรัพยากรธรณี, 2555)	21
รูปที่ 2.9 แผนที่แสดงค่า PGA สำหรับความน่าจะเป็น 10% ในเวลา 50 ปี (Ornthammarath et al., 2010)	22
รูปที่ 2.10 แผนที่แสดงกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (เส้นสีแดง) (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)	23
รูปที่ 2.11 แสดงตำแหน่ง epicenter แผ่นดินไหวท้องถิ่นขนาดต่างๆตรวจวัดระหว่าง ปี ค.ศ. 2009-2015	24
รูปที่ 2.12 ภาพขยายแผนที่กัมมันตรังสี ผสม 3 สี (Ternary map) โดย วงกลมสีแดงแสดงตำแหน่งบ่อน้ำร้อน, เส้นทึบสีแดงเส้นทึบสีขาวแสดงขอบเขตอำเภอละพูนและเส้นประสีดำแสดงเส้น Ternary Lineament (ไทรภาพ ผ่องสุวรรณ และคณะ, 2556) มาตราส่วนแผนที่ 1:1000000	29
รูปที่ 2.13 แผนที่ความเข้มสนามแม่เหล็กผิดปกติซ้อนทับขอบเขตทางธรณีวิทยา (กรมทรัพยากรธรณี, 2550) เส้นทึบสีดำแสดงแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (กรมทรัพยากรธรณี, 2553) เส้นประสีดำแสดงแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (ไทรภาพ ผ่องสุวรรณ และคณะ, 2556) และจุดสีแดงแสดงตำแหน่งน้ำพุร้อน มาตราส่วนแผนที่ 1:1000000	29
รูปที่ 3.1 แผนภูมิแสดงขั้นตอนการดำเนินงานวิจัย	30
รูปที่ 3.2 แสดงข้อมูลแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (DEM) และแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาครอบคลุมพื้นที่ทำวิจัยในภาพกว้าง โดยครอบคลุมพื้นที่อำเภอกีรีรัฐนิคม และบางส่วนของกิ่งอำเภอกาวิหวาด อำเภอนาหวาด อำเภอนาขัน อำเภอบ้านนาเดิม อำเภอกะเนียง และอำเภอบ้านขุนตาล จังหวัดสุราษฎร์ธานี	33

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

รายการ	หน้า
รูปที่ 3.3 ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาพร้อมแสดงแนวสำรวจ (เส้นทึบสีน้ำเงิน) แนวรอยเลื่อนที่กำหนดโดยกรมทรัพยากรธรณีแสดงด้วยเส้นทึบสีแดงและแนวรอยเลื่อนที่ได้จากการแปลความธรณีฟิสิกส์ทางอากาศแสดงด้วยเส้นทึบสีดำ	34
รูปที่ 3.4 อุปกรณ์และเครื่องมือที่ใช้ในการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือน a) Geometric SmartSeis seismograph b) จีไอโฟนและเคเบิล c) ค้อนและแผ่นเหล็กรับการกระแทก	35
รูปที่ 3.5 (a) รูปแบบการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน และ (b) ภาพแสดงการเก็บข้อมูลภาคสนาม	37
รูปที่ 3.6 แสดงลักษณะการเก็บข้อมูลแบบ roll along	38
รูปที่ 3.7 ตัวอย่างข้อมูลดิบที่ได้จากภาคสนาม พร้อม Power spectrum ของข้อมูลแสดงความถี่ของสัญญาณที่โดดเด่นในช่วง 20-150 Hz (a) และข้อมูลหลังจากประมวลผลแล้ว (b)	40
รูปที่ 3.8 แสดงขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล MASW (a) ข้อมูลดิบ (b) dispersion curve และ (c) แบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากการแปลงกลับข้อมูล	42
รูปที่ 4.1 ภาพตัดขวางเชิงเวลาและเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR1 (a และ b) แนวสำรวจ KR2 (c และ d) และแนวสำรวจ KR3 (e และ f)	44
รูปที่ 4.2 ภาพตัดขวางเชิงเวลาและเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR4 (a และ b) แนวสำรวจ KR5 (c และ d) และแนวสำรวจ KR6 (e และ f)	46
รูปที่ 4.3 ค่า Vs30 และการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนในแนวสำรวจ KR1-KR3 โดยเส้นประแสดงแนวรอยต่อระหว่างชั้นดินในระดับตื้น	48
รูปที่ 4.4 ค่า Vs30 และการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนในแนวสำรวจ KR4-KR6 โดยเส้นประแสดงแนวรอยต่อระหว่างชั้นดินในระดับตื้น	49
รูปที่ 4.5 แบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนซ้อนทับบนภาพตัดขวางเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR1 (a) แนวสำรวจ KR2 (b) และแนวสำรวจ KR3 (c)	50
รูปที่ 4.6 (a) ข้อมูลหลุมเจาะ V153 บริเวณจุดเริ่มต้นของแนวสำรวจ KR1 (b) ภูเขาหินปูนและรอยแตกในหินปูนที่พบในพื้นที่ศึกษา	51
รูปที่ 4.7 แบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนซ้อนทับบนภาพตัดขวางเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR4 (a) แนวสำรวจ KR5 (b) และแนวสำรวจ KR6 (c)	52
รูปที่ 4.8 ข้อมูลหลุมเจาะหมายเลข DA240 ที่อยู่บริเวณตอนปลายของแนวสำรวจ KR4	52
รูปที่ 5.1 แสดงแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยที่ตรวจพบในการศึกษาครั้งนี้ (แนวเส้นและพื้นที่ตามกรอบสีเขียว)	54

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยนี้ได้รับทุนสนับสนุนจากเงินงบประมาณแผ่นดิน มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ขอขอบคุณ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ และสถานวิจัยธรณีฟิสิกส์ที่อนุญาตให้ดำเนินการสำรวจและสนับสนุนด้านเครื่องมือสำรวจและเครื่องมือช่างในการเก็บข้อมูลภาคสนาม รวมทั้งขอขอบคุณทีมงานนักศึกษาทั้งระดับปริญญาตรีฟิสิกส์ และปริญญาโทธรณีฟิสิกส์ที่ช่วยงานเก็บข้อมูลภาคสนามในการดำเนินงานวิจัยครั้งนี้ ขอขอบคุณ กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงอุตสาหกรรมสำหรับข้อมูลชั้นดินหินจากหลุมเจาะน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

บทคัดย่อ

พื้นที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวส่วนใหญ่อยู่ในบริเวณที่มีรอยเลื่อนมีพลังพาดผ่าน สำหรับประเทศไทยมีแนวรอยเลื่อนหรือมีลักษณะของชั้นดินที่ขยายความรุนแรงของการสั่นสะเทือนที่ซ่อนตัวอยู่และยังไม่ได้สำรวจตรวจสอบอย่างทั่วถึงในหลายพื้นที่ การศึกษาวิจัยเชิงท้องถิ่นจึงมีความสำคัญในการประเมินและวางแผนการก่อสร้างอาคารสิ่งปลูกสร้าง รวมทั้งสิ่งอำนวยความสะดวกในชุมชนเพื่อให้ปลอดภัยจากแผ่นดินไหวที่อาจเกิดขึ้นในอนาคต แนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยเป็นแนวรอยเลื่อนมีพลังที่สำคัญทางภาคใต้ของประเทศไทยที่ยังมีความคลุมเครือในเรื่องของตำแหน่งและแนวการวางตัวของกลุ่มรอยเลื่อนย่อยที่อาจซ่อนตัวอยู่ภายใต้บริเวณที่มีชั้นตะกอนปิดทับค่อนข้างหนา งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อประยุกต์ใช้เทคนิคธรณีฟิสิกส์ในการสำรวจ ศึกษา วิเคราะห์ กำหนดตำแหน่ง ความลึกและขอบเขตของแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย รวมทั้งศึกษาลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินในพื้นที่อำเภอคีรีรัฐนิคม จังหวัดสุราษฎร์ธานี โดยได้สำรวจและวิเคราะห์ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนจำนวน 6 แนวสำรวจ และการศึกษาโครงสร้างชั้นดินระดับตื้นด้วยความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากวิธีวิเคราะห์คลื่นพื้นผิว ผลการแปลความหมายภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน ภาพตัดขวางการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือน ค่าความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยเหนือระดับความลึก 30 เมตร (V_{s30}) ร่วมกับข้อมูลธรณีวิทยาและชั้นดินในหลุมเจาะน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา พบว่าพื้นที่ตอนกลางและตอนเหนือของอำเภอคีรีรัฐนิคมปกคลุมด้วยชั้นตะกอนกรวดทรายและทรายแป้งยุคควอเทอร์นารีที่มีความหนาตั้งแต่ 15-30 เมตร ลึกลงไปเป็นชั้นตะกอนอัดแน่นหรือชั้นหินปูนที่ผุกร่อน และหินฐานในพื้นที่ตอนกลางอาจเป็นชั้นหินปูน และทางตอนเหนือเป็นชั้นหินโคลน หินดินดาน หรือหินแกรนิตที่แทรกตัวขึ้นมาในระดับตื้น นอกจากนี้ยังพบว่าแนวสำรวจในพื้นที่ตอนกลางของพื้นที่ศึกษาอาจมีรอยเลื่อนพาดผ่านโดยมีมุมเทของระนาบรอยเลื่อนค่อนข้างชัน คาดว่าเกิดจากรอยเลื่อนตามแนวระดับ โดยตำแหน่งและแนวการวางตัวของรอยเลื่อนอยู่ในทิศตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือสอดคล้องกับแนวรอยเลื่อนหลักที่ได้จากงานวิจัยก่อนหน้านี้ สำหรับพื้นที่ตอนเหนือของพื้นที่ศึกษา ไม่พบความผิดปกติของภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนที่สัมพันธ์กับรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย แต่ตรวจพบรอยเลื่อนย่อยที่สัมพันธ์กับรอยแตกรอยแยกในหินยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียนหรือการดันตัวขึ้นมาของหินแกรนิตในระดับตื้น

Abstract

Active fault is considered to be a major potential source of seismic hazard. Related site investigation for fault studies and ground shaking by site amplification during an earthquake in Thailand has not been focused. Local scale geologic and geophysical research is an important contributor to fault activity and risk analysis. The Khlong Marui Fault Zone (KMFZ) is a major active strike-slip fault system in southern Thailand that its extension and location are not obvious where thick sediments cover the area. Therefore, the objectives of this work are to investigate and characterize the subsurface geological structures in the vicinity of the fault zone in the Khiriratnikhom district, Surat Thani province using geophysical methods. Six seismic reflection profiles were acquired and analysed in combination with shear wave velocity (V_s) profiles obtained from multichannel analysis of surface waves (MASW). Integrated interpretation of seismic sections, V_s section, V_s30 profile, geology and available borehole in the area reveal a 15-30 m thick of Quaternary sediment cover. In the middle part of study area, this layer is underlain by sequence of consolidated sediments or weathered limestone. Variations in seismic velocities and vertical offset of the main horizon are the fault signature observed on seismic sections and in the shear wave velocity fields. The results coincide well with the fault strike obtained from a previous works. However, no clear evidence of the major fault is visible in the seismic sections located in the northern part of the study area. Small faulting observed in this area is appeared to relate with granitic rock that extrude to the near surface.

1. บทนำ

1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย

ปัจจุบันข่าวสารเกี่ยวกับภัยพิบัติทางธรรมชาติ โดยเฉพาะผลกระทบจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวในประเทศต่างๆ รวมทั้งประเทศไทยเองสร้างความตื่นตระหนกให้กับคนไทยเป็นอย่างมาก เช่น เหตุการณ์คลื่นสึนามิถล่มประเทศไทยเมื่อปี พ.ศ. 2547 หรือเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ทางชายฝั่งทิศตะวันออกของประเทศญี่ปุ่นเมื่อเดือนมีนาคม พ.ศ. 2554 ส่งผลให้เกิดคลื่นสึนามิและตาปฏิกิริยาของโรงไฟฟ้านิวเคลียร์ระเบิดติดต้ามมา และเมื่อเดือนกุมภาพันธ์ พ.ศ. 2559 เกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.4 ตามมาตราโมเมนต์ ทำให้อาคารหลายแห่งพังถล่มและมีผู้เสียชีวิตกว่า 100 คนและบาดเจ็บอีกจำนวนมาก นอกจากนี้ภัยพิบัติด้านแผ่นดินไหวยังมีอีกหลายรูปแบบ เช่น การสั่นสะเทือนของแผ่นดิน การเกิด liquefaction และการกระตุ้นให้เกิดดินถล่ม เป็นต้น สำหรับประเทศไทยแม้ว่าอยู่ห่างจากแนวรอยต่อระหว่างแผ่นเปลือกโลก แต่เหตุการณ์แผ่นดินไหวรุนแรงหลายครั้งในแถบสุมาตราและทางตอนเหนือของประเทศไทยส่งผลให้มีการสั่นไหวที่รู้สึกได้ในอาคารสูง โดยเฉพาะในพื้นที่จังหวัดกรุงเทพมหานครซึ่งสภาพดินส่วนใหญ่เป็นดินอ่อนที่ทำให้เกิดการสั่นสะเทือนของพื้นดินรุนแรงขึ้นเมื่อคลื่นแผ่นดินไหวเดินทางผ่านไป (สุพจน์ เตชวรสินสกุลและรัตมณี นันทสาร, 2548) สำหรับการศึกษาเกี่ยวกับพื้นที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวในประเทศไทย ได้มีการศึกษาจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวหลายๆครั้งในอดีตโดยการวิเคราะห์เชิงสถิติ และได้สร้างแผนที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวบนพื้นฐานของความเร่งการสั่นสะเทือนของผิวดิน (peak ground acceleration) (Warnitchai and Lisantono, 1996; Ornthammarath et al., 2010) พบว่าพื้นที่เสี่ยงภัยส่วนใหญ่อยู่ในบริเวณที่มีรอยเลื่อนมีพลังพาดผ่านซึ่งมีศักยภาพเป็นต้นกำเนิดของแผ่นดินไหวในประเทศไทยได้ อย่างไรก็ตามตราบใดที่ยังไม่มีวิทยาการสำหรับการทำนายเหตุการณ์แผ่นดินไหวได้อย่างชัดเจน การรู้สึกได้ถึงแรงสั่นไหวในพื้นที่ที่ไม่อยู่ในบริเวณเสี่ยงภัยแผ่นดินไหวก็อาจเกิดขึ้นได้ เช่น การสั่นไหวที่เกิดขึ้นในจังหวัดตรังเมื่อปี พ.ศ. 2555 และการเกิดแผ่นดินไหวในอำเภอพาน จังหวัดเชียงรายเมื่อปี พ.ศ. 2557 ที่มีขนาด 6.3 ซึ่งมีความรุนแรงที่สุดในรอบ 50-100 ปี แสดงให้เห็นว่าในประเทศไทยยังมีแนวรอยเลื่อนหรือมีลักษณะของชั้นดินที่ขยายความรุนแรงของการสั่นสะเทือนที่ซ่อนตัวอยู่และยังไม่ได้สำรวจตรวจสอบอย่างทั่วถึง ดังนั้นการศึกษาวิจัยเชิงท้องถิ่นจึงมีความสำคัญในการประเมินและวางแผนการก่อสร้างอาคาร สิ่งปลูกสร้าง รวมทั้งสิ่งอำนวยความสะดวกในชุมชน เช่น อุโมงค์ ท่อส่งน้ำ รถไฟใต้ดิน สายไฟฟ้า หรือเส้นทางคมนาคมขนส่ง เพื่อให้ปลอดภัยจากแผ่นดินไหวที่อาจเกิดขึ้นในอนาคต

ในภาคใต้ของประเทศไทยมีแถบรอยเลื่อนมีพลังที่สำคัญ 2 รอยเลื่อน คือรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ในงานวิจัยนี้ได้มุ่งเป้าไปที่แถบรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยเพราะยังมีความคลุมเครือในเรื่องของตำแหน่งและแนวการวางตัวของกลุ่มรอยเลื่อนย่อยที่อาจซ่อนตัวอยู่ภายใต้บริเวณที่มีชั้นตะกอนปิดทับค่อนข้างหนา จากงานวิจัยก่อนหน้านี้ได้ระบุว่าแถบรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (Khleng Marui Fault Zone: KMFZ) เป็นรอยเลื่อนตามแนวระดับ (strike-slip fault) ขนาดใหญ่ของคาบสมุทรไทยพาดผ่านพื้นที่ตั้งแต่จังหวัดสุราษฎร์ธานี กระบี่ พังงาและภูเก็ต ซึ่งกลุ่มรอยเลื่อนนี้มีการเคลื่อนที่ตามแนวระนาบแบบซ้ายเข้า (Left Lateral Strike-Slip Fault) โดยเฉพาะในพื้นที่จังหวัดพังงาแนวรอยเลื่อนเห็นได้ชัดเจนจากลักษณะภูมิประเทศที่เป็นเทือกเขาและแนวรอยเลื่อนจะมุดหายไปทางฝั่งตะวันออกเนื่องจากมีชั้นตะกอนยุคควอเทอร์นารีปิดทับอยู่ และจากรายงานการศึกษาแอ่งเมอร์กูยในทะเลอันดามันพบว่ามีรอยค่อยๆเปิดออกของแอ่งทางด้านทิศเหนือเป็นผลจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนตามแนวระดับ (strike-slip fault) ของรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยในยุคโอลิโกซีน (Molnar and Tapponnier, 1975) จากข้อมูลของ Watkinson et al. (2011) ได้รายงานผลการศึกษาธรณีวิทยาและการเสียรูปของหินในแถบรอยเลื่อน (deformation) แต่ก็ไม่สามารถสรุปได้ว่า KMFZ เป็นรอยเลื่อนมีพลังหรือไม่ Daengmuan (2008), Pisapak (2009) และสำนักแผ่นดินไหวของกรม

อุตุนิยมวิทยาได้ติดตั้งเครื่องวัดแผ่นดินไหวใน จังหวัดพังงา และ จังหวัดสุราษฎร์ธานี ตรวจพบแผ่นดินไหว ท้องถิ่นระยะใกล้ในแนวรอยเลื่อนในช่วงเวลาต่างๆนับตั้งแต่เกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่เกาะสุมาตรา ในปี พ.ศ. 2547 ซึ่งน่าจะเป็นหลักฐานส่วนหนึ่งที่บ่งชี้ว่า KMFZ นี้เป็นรอยเลื่อนมีพลังหรือไม่

ความรู้เกี่ยวกับแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยได้มาจากการศึกษาธรณีแปรสัณฐานของคาบสมุทรไทยมากกว่า 30 ปี (Garson and Mitchell, 1970; Bunopas, 1981; Polachan and Sattayarak, 1989) รวมทั้ง การศึกษาทางด้าน การแปลความหมายข้อมูลโทรสัมผัส (remote-sensing) และการขุดร่องสำรวจ (trenching) พบว่าแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยเคยเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวใหญ่ 4 ครั้ง โดยเหตุการณ์แผ่นดินไหวใหญ่สุดที่ เคยเกิดขึ้นมีขนาด 7.2 เมื่อประมาณ 2000 ปีที่แล้ว และรอยเลื่อนนี้มีคาบของการอุบัติซ้ำ 2200 ± 830 ปี ใน ปัจจุบันรอยเลื่อนนี้ยังคงมีการเลื่อนตัวด้วยอัตรา 0.08-0.5 มิลลิเมตรต่อปี ดังนั้นจึงสรุปได้ว่ารอยเลื่อนคลองมะรุ่ยเป็นรอยเลื่อนที่ยังคงมีพลังอยู่จนถึงปัจจุบัน (Chansawad et al., 2008; Kaewmuangmoon et al., 2008; Kaewmuangmoon, 2010; Sutiwanich, 2010) อย่างไรก็ตามรายละเอียดเกี่ยวกับตำแหน่งและขอบเขตของ แนวรอยเลื่อนยังไม่เป็นที่ทราบแน่นอนในบางพื้นที่ ดังนั้นการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์จึงมีส่วนช่วยให้ รายละเอียดเกี่ยวกับแนวรอยเลื่อนนี้ชัดเจนยิ่งขึ้น

โดยทั่วไปการหาตำแหน่งและขอบเขตของแนวรอยเลื่อนที่คาดว่าเป็นรอยเลื่อนมีพลังและอาจเกิดการ เปลี่ยนแปลงเกี่ยวเนื่องกับการเกิดแผ่นดินไหวจะใช้วิธีการขุดร่องระดับตื้นผ่านบริเวณที่คาดว่าเป็นแนวรอยเลื่อน (Jeng et al., 2007) อย่างไรก็ตามในบางพื้นที่ที่มีการเปลี่ยนแปลงทางธรณีแปรสัณฐานอย่างช้าๆการศึกษาแนว รอยเลื่อนอาจทำได้ยากเนื่องจากความซับซ้อนที่เกี่ยวข้องกันระหว่างธรณีแปรสัณฐานการตกตะกอนและ กระบวนการกัดกร่อนหรือกิจกรรมบนผิวโลก (Demanet et al., 2001) ในบางกรณีรอยเลื่อนอาจถูกปิดทับด้วย ชั้นตะกอนที่หนามากจึงไม่อาจตรวจพบจากการขุดร่องสำรวจดังนั้นการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์จึงเข้ามามี บทบาทในการศึกษาแนวรอยเลื่อนในระดับลึกใต้ผิวดิน (Wise et al., 2003; Demanet et al., 2001) ซึ่งวิธีที่ นิยมใช้คือการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (Karastathiset al., 2007; Pratt et al., 1998; Treadway et al., 1988) วิธีนี้จะให้ภาพของความไม่ต่อเนื่องในชั้นดินซึ่งเกิดจากการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติด้านความยืดหยุ่น บริเวณรอยเลื่อนทำให้สามารถระบุตำแหน่ง ความลึกและมุมเอียงของแนวรอยเลื่อนได้ โดยเฉพาะการสำรวจ แบบ 3 มิติจะให้ภาพความต่อเนื่องของแนวรอยเลื่อนที่ค่อนข้างชัดเจน (Yordkayhun et al., 2009) ข้อจำกัด ของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนเชิงภูมิภาค คือไม่สามารถอธิบายลักษณะโครงสร้างชั้นดินในระดับตื้นได้ ชัดเจน ในบางครั้งจึงต้องอาศัยการสำรวจด้วยวิธีเรดาร์หยั่งชั้นดินและวิธีทางธรณีฟิสิกส์วิธีอื่นๆ ร่วมด้วยเพื่อให้ ได้ภาพของชั้นดินในระดับตื้นและติดตามการแผ่ขยายของรอยเลื่อนสู่ผิวดิน (Chow et al., 2001) นอกจากนี้ การสำรวจในระดับลึกยังต้องใช้แหล่งกำเนิดคลื่นที่มีพลังงานมากพอ ทำให้ค่าใช้จ่ายในการดำเนินงานสูงตามไป ด้วย ข้อจำกัดอีกอย่างหนึ่งคือ การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนอาจไม่ได้ผลที่ดีถ้าความแตกต่างของ acoustic impedence (ผลคูณระหว่างความหนาแน่นกับความเร็วคลื่น) ระหว่างชั้นดินมีค่าน้อย ในกรณีนี้อาจ ใช้การสำรวจธรณีฟิสิกส์วิธีอื่นๆ เช่น การสำรวจด้านความโน้มถ่วงและวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าร่วมด้วย (Carvalho et al., 2006; วรวิทย์ และคณะ, 2552)

1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ

เพื่อประยุกต์ใช้เทคนิคธรณีฟิสิกส์ในการสำรวจ ศึกษา วิเคราะห์ กำหนดตำแหน่ง ความลึก และขอบเขตของแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยรวมทั้งรอยเลื่อนอื่นๆ และลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินในอำเภอศรีรัตนนิคม จังหวัดสุราษฎร์ธานี

1.3 ระยะเวลาวิจัย

2 ปี (เดือน ตุลาคม พ.ศ. 2557 ถึง เดือน กันยายน พ.ศ. 2559)

1.4 แหล่งทุนสนับสนุน

ทุนอุดหนุนการวิจัยจากเงินงบประมาณแผ่นดิน ประจำปีงบประมาณ 2558-2559

2. ทฤษฎีและการตรวจเอกสาร

ข้อมูลพื้นฐานที่เกี่ยวข้องกับงานวิจัย ได้แก่ ทฤษฎีและหลักการพื้นฐาน การประยุกต์ใช้วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์โดยเฉพาะวิธีคลื่นไหวสะเทือนซึ่งเป็นวิธีหลักในงานวิจัยนี้ ตลอดจนรายละเอียดเกี่ยวกับพื้นที่ศึกษาและงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับปัญหาของงานวิจัยมีรายละเอียด ดังนี้

2.1 การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน

2.1.1 คลื่นไหวสะเทือนและชนิดของคลื่นไหวสะเทือน

เมื่อมีแรงมากระทำต่อตัวกลางที่มีคุณสมบัติเป็นวัตถุยืดหยุ่น (Elastic body) ทำให้เกิดคลื่นยืดหยุ่นหรือคลื่นไหวสะเทือน (elastic waves หรือ seismic wave) ขึ้น โดยคลื่นยืดหยุ่นแบ่งออกได้เป็น 2 กลุ่ม คือ คลื่นในตัวกลาง (body waves) และคลื่นพื้นผิว (surface waves) (Steeple, 2005)

(1) คลื่นในตัวกลาง เป็นคลื่นที่เดินทางผ่านเข้าไปภายในตัวกลาง เมื่อทำการวิเคราะห์ความเค้นและความเครียดที่เกิดขึ้นในตัวกลาง ความเครียดก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงลักษณะของตัวกลางได้ 2 ลักษณะ ทำให้แบ่งชนิดของคลื่นในตัวกลางที่สำคัญในการสำรวจด้านคลื่นไหวสะเทือนได้เป็น

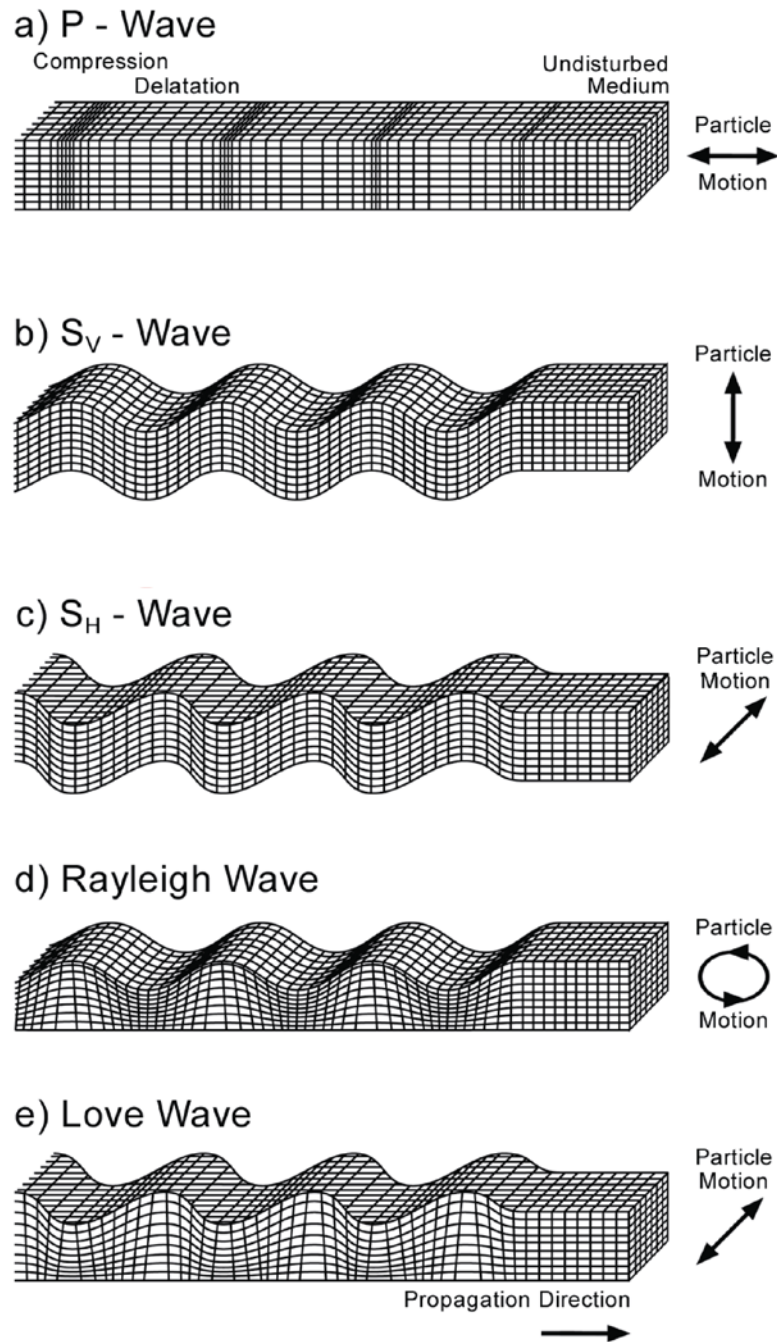
คลื่นตามยาว (longitudinal wave) หรือเรียกว่า คลื่นปฐมภูมิ (primary wave) หรือคลื่นอัด (compressional wave) เป็นคลื่นที่ทำให้อนุภาคของตัวกลางที่คลื่นเคลื่อนผ่านมีการสั่นแบบอัด (compression) และขยาย (rarefaction) ในทิศทางเดียวกันกับคลื่นเคลื่อนที่ (รูปที่ 2.1a)

คลื่นตามขวาง (transverse Wave) หรือเรียกว่า คลื่นทุติยภูมิ (secondary wave) หรือ คลื่นเฉือน (shear wave) เป็นคลื่นที่ทำให้อนุภาคของตัวกลางที่คลื่นเคลื่อนที่ผ่านมีการเคลื่อนในทิศทางตั้งฉากกับทิศทางที่คลื่นเคลื่อนที่ คลื่นชนิดนี้อาจจำแนกตามการโพลาไรซ์ได้สองทิศทาง ดังรูปที่ 2.1b และ 2.1c

(2) คลื่นพื้นผิว เป็นคลื่นที่เดินทางอยู่เฉพาะส่วนของผิวหน้าของตัวกลางหรือที่รอยต่อระหว่างตัวกลาง 2 ชนิดที่มีสมบัติแตกต่างกันอย่างมาก ตัวอย่างที่สำคัญของคลื่นพื้นผิว ได้แก่ คลื่นเรย์ลี (Rayleigh waves) และ คลื่นเลิฟ (Love waves)

คลื่นเรย์ลี (Rayleigh waves) เป็นคลื่นที่เดินทางตามผิวหน้าของตัวกลาง คลื่นมีการเคลื่อนที่อยู่ในระนาบแนวตั้งไปตามทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น การเคลื่อนที่ของอนุภาคของตัวกลางเป็นวงรีในระนาบที่ตั้งฉากกับผิวหน้าและทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น (รูปที่ 2.1d) แอมพลิจูดของคลื่นมีค่ามากที่สุดที่ผิวของตัวกลาง และมีค่าลดลงอย่างรวดเร็วตามความลึก ความเร็วของคลื่นเรย์ลีน้อยกว่าของคลื่นทุติยภูมิเล็กน้อย (ประมาณ $0.9 V_s$) ในตัวกลางเดียวกัน คลื่นเรย์ลี มีคุณสมบัติการกระจายคลื่น (dispersive) ในการสำรวจด้านคลื่นไหวสะเทือน คลื่นเรย์ลีมักพบกวนสัญญาณที่บันทึกได้ ซึ่งเรียกว่า ground roll โดยสังเกตจากลักษณะของคลื่นที่มีแอมพลิจูดขนาดใหญ่และมีความถี่ต่ำ

คลื่นเลิฟ (love waves) เป็นคลื่นที่เกิดขึ้นในกรณีที่ความเร็วของคลื่นทุติยภูมิของชั้นหินใกล้ผิวดินมีค่าน้อยกว่าของชั้นหินที่อยู่ด้านล่าง คลื่นเลิฟเป็น คลื่นเฉือนโพลาไรซ์ (polarized shear waves) ที่การเคลื่อนที่ของอนุภาคของตัวกลางขนานกับผิวหน้าและตั้งฉากกับทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น (รูปที่ 2.1e) ความเร็วคลื่นเลิฟอยู่ระหว่าง ความเร็วของคลื่นทุติยภูมิของชั้นหินใกล้ผิวดินกับของชั้นหินที่ลึกลงไป



รูปที่ 2.1 ชนิดของคลื่นพร้อมแสดงการเดินทางของคลื่นและการสั่นของอนุภาคในตัวกลาง a) คลื่นอัด b) คลื่นเฉือนชนิดโพลาริซในแนวตั้ง c) คลื่นเฉือนชนิดโพลาริซในแนวราบ d) คลื่นเรย์ลี และ e) คลื่นเลิฟ (ที่มา: Steeples, 2005)

2.1.2 ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนและสมบัติด้านความยืดหยุ่น

วิธีธรณีฟิสิกส์สามารถประยุกต์ใช้ศึกษาลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดิน โดยให้ภาพที่ต่อเนื่องของโครงสร้างของชั้นดินจากข้อมูลการเปลี่ยนแปลงค่าคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของชั้นดินที่ตรวจสอบ โดยเฉพาะการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (seismic method) เนื่องจากค่าคงที่ความยืดหยุ่นมีความสัมพันธ์กับค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนที่เคลื่อนที่ในตัวกลางของวัสดุ นอกจากนี้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในหินขึ้นอยู่กับปัจจัยอื่น ๆ อีกหลายอย่าง เช่น ความพรุน ลำดับชั้นหิน การเชื่อมประสาน ความลึก อายุ ความดัน และของเหลวที่แทรกตัวในช่องว่างของหิน เป็นต้น

กรณีที่ตัวกลางมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน ความเร็วคลื่นปฐมภูมิ หรือ คลื่นอัด (V_p) และความเร็วคลื่นทุติยภูมิ หรือ คลื่นเฉือน (V_s) มีความสัมพันธ์กับค่าคงที่ยืดหยุ่นดังสมการ

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1)$$

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

เมื่อ K คือ บัลค์มอดุลัส (Bulk modulus)

μ คือ มอดุลัสเฉือน (Shear modulus)

ρ คือ ความหนาแน่นของตัวกลาง

จากสมการที่ 2 จะเห็นได้ว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนขึ้นอยู่กับค่ามอดุลัสเฉือนและความหนาแน่นของตัวกลาง ดังนั้นสำหรับตัวกลางที่เป็นของเหลวและก๊าซ คลื่นเฉือนไม่สามารถเดินทางผ่านตัวกลางได้ เนื่องจากทั้ง

ของเหลวและก๊าซมีค่า μ เท่ากับ 0

จากสมการความเร็วคลื่นในตัวกลางใดๆ แสดงให้เห็นว่าในตัวกลางเดียวกันคลื่นอัดเดินทางได้เร็วกว่าคลื่นเฉือนเสมอ โดยอัตราส่วนระหว่างความเร็วคลื่นเฉือนกับความเร็วของคลื่นอัดมีความสัมพันธ์กับอัตราส่วนปัวซอง (Poisson's ratio, σ) (Telford et al, 1990) ดังสมการ

$$\frac{V_s}{V_p} = \sqrt{\frac{0.5 - \sigma}{1 - \sigma}} \quad (3)$$

โดยทั่วไปค่าอัตราส่วนปัวซอง (Poisson's ratio, σ) มีค่าจาก 0 ถึง 0.5 ดังนั้นอัตราส่วนระหว่างความเร็วคลื่นเฉือนต่อคลื่นอัดมีค่ามากที่สุดเท่ากับ $\frac{1}{\sqrt{2}}$ ซึ่งทำให้ค่าความเร็วของคลื่นเฉือนมีค่าตั้งแต่ค่า 0 จนถึงประมาณ 70% ของความเร็วคลื่นอัด ดังแสดงในตารางที่ 2.1

ตารางที่ 2.1 ค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนชนิดคลื่นอัดและคลื่นเฉือนของดินและหินบางชนิด (ดัดแปลงจาก เพ็ญตา สาทรรักษ์, 2544)

วัสดุ/หิน	ความเร็วคลื่นอัด (m/s)	ความเร็วคลื่นเฉือน (m/s)
ดินปนทราย	250-600	120-300
ทรายปนกรวด (แห้ง)	400-1,500	160-600
ทรายปนกรวด (เปียก)	500-1,800	200-700
ดินเหนียว (แห้ง)	700-1,200	300-600
ดินเหนียว (เปียก)	1,200-1,800	400-600
ทราย (แห้ง)	200-1,800	100-800
ทราย (เปียก)	800-1,800	300-750
น้ำ	1,400-1,600	-
น้ำทะเล	1,460-1,530	-
อากาศ	330-350	-
หินทราย	1,400-4,200	700-2,200
หินดินดาน	1,800-2,800	800-1,600
หินปูน	3,000-4,800	1,800-2,800
หินเกลือ	4,200-5,000	2,100-2,800
หินแกรนิต	4,500-5,500	2,500-3,300

2.1.3 การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

การสำรวจธรณีฟิสิกส์โดยวิธีคลื่นไหวสะเทือน อาศัยหลักการทำให้เกิดพลังงานของคลื่นยืดหยุ่นที่ผิวดินหรือใกล้ๆผิวดิน แล้ววัดผลการตอบสนองของคลื่นที่เดินทางไปใต้ผิวดินและกลับขึ้นสู่ผิวดิน เพื่อแปลความหมายถึงสภาพทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินอันเกิดจากคุณสมบัติด้านความยืดหยุ่นที่แตกต่างกันของชั้นดินชั้นหิน เช่น ค่ามอดุลัสของความยืดหยุ่น (elastic moduli) และความหนาแน่นของหิน การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบ่งเป็นสองชนิดตามคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของคลื่นที่เดินทางในตัวกลาง คือการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน สำหรับงานวิจัยนี้ได้ทำการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน โดยเกี่ยวข้องกับการวัดเวลาเดินทางของคลื่นไหวสะเทือนที่กำเนิดที่ผิวดินและสะท้อนที่ผิวรอยต่อระหว่างชั้นตัวกลางที่มีความแตกต่างทางธรณีวิทยากลับไปยังผิวดิน แอมพลิจูดและเฟสของสัญญาณคลื่นสะท้อนขึ้นอยู่กับความแตกต่างของ acoustic impedance (ผลคูณระหว่างความหนาแน่นกับความเร็วคลื่น) ระหว่างตัวกลางที่ผิวรอยต่อนี้พลังงานคลื่นจะแบ่งแยกออกเป็นคลื่นสะท้อนและคลื่นส่งผ่านไปยังตัวกลาง ในกรณีคลื่นอัดตกกระทบด้วยมุมปกติ สัมประสิทธิ์การสะท้อน (R) คือ

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (4)$$

เมื่อ A_0 และ A_1 คือแอมพลิจูดของตกกระทบและคลื่นสะท้อน ตามลำดับ

ρ_1 และ ρ_2 คือความหนาแน่นของตัวกลางที่หนึ่งและตัวกลางที่สอง ตามลำดับ

V_1 และ V_2 คือความเร็วคลื่นในตัวกลางที่หนึ่งและตัวกลางที่สอง ตามลำดับ

พิจารณากรณีชั้นดินมีผิวสะท้อนวางตัวในแนวราบ (มุมเอียงเป็นศูนย์) ดังรูปที่ 2.2 ผิวสะท้อน AB อยู่ที่ความลึก h ใต้แหล่งกำเนิดคลื่น S พลังงานคลื่นจะเดินทางจาก S ไปตามแนว SC โดยแนวทางการเดินทางของรังสีสะท้อนไปตามกฎการสะท้อน กล่าวคือมุมตกกระทบเท่ากับมุมสะท้อน กำหนดให้ความเร็วเฉลี่ยของคลื่นในตัวกลางเป็น V จะได้ว่าเวลาเดินทางสำหรับคลื่นสะท้อน (t) ในเทอมของ x หรือหรือระยะออฟเซต (offset) สามารถเขียนได้เป็น

$$\frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1 \quad (5)$$

จะเห็นว่าเวลาเดินทางของคลื่นสะท้อนสอดคล้องกับสมการไฮเพอร์โบลาในกราฟเวลา-ระยะทาง ดังแสดงในรูปที่ 2.2

ตำแหน่งของผิวสะท้อนหาได้จากการวัดเวลาเดินทาง ณ ตำแหน่งที่ตัวรับสัญญาณหรือจีโอโฟนและจุดกำเนิดคลื่นอยู่ที่ตำแหน่งเดียวกัน (t_0) เมื่อ $x=0$ ในสมการที่ 5 จะได้ว่า

$$h = \frac{1}{2} V t_0 \quad (6)$$

สมการที่ 5 สามารถเขียนได้อีกรูปแบบหนึ่ง ดังสมการ

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2} = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2 \quad (7)$$

โดยพิจารณาว่าในทางปฏิบัติระยะ $2h$ มีค่ามากกว่าระยะ x มากๆ จึงสามารถกระจายสมการโดยใช้การกระจายแบบไบนอมิเยล (binomial expansion) ได้ดังนี้

$$\begin{aligned} t &= \frac{2h}{V} \left[1 + \left(\frac{x}{2h} \right)^2 \right]^{1/2} = t_0 \left[1 + \left(\frac{x}{V t_0} \right)^2 \right]^{1/2} \\ &= t_0 \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{V t_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left(\frac{x}{V t_0} \right)^4 + \dots \right] \end{aligned} \quad (8)$$

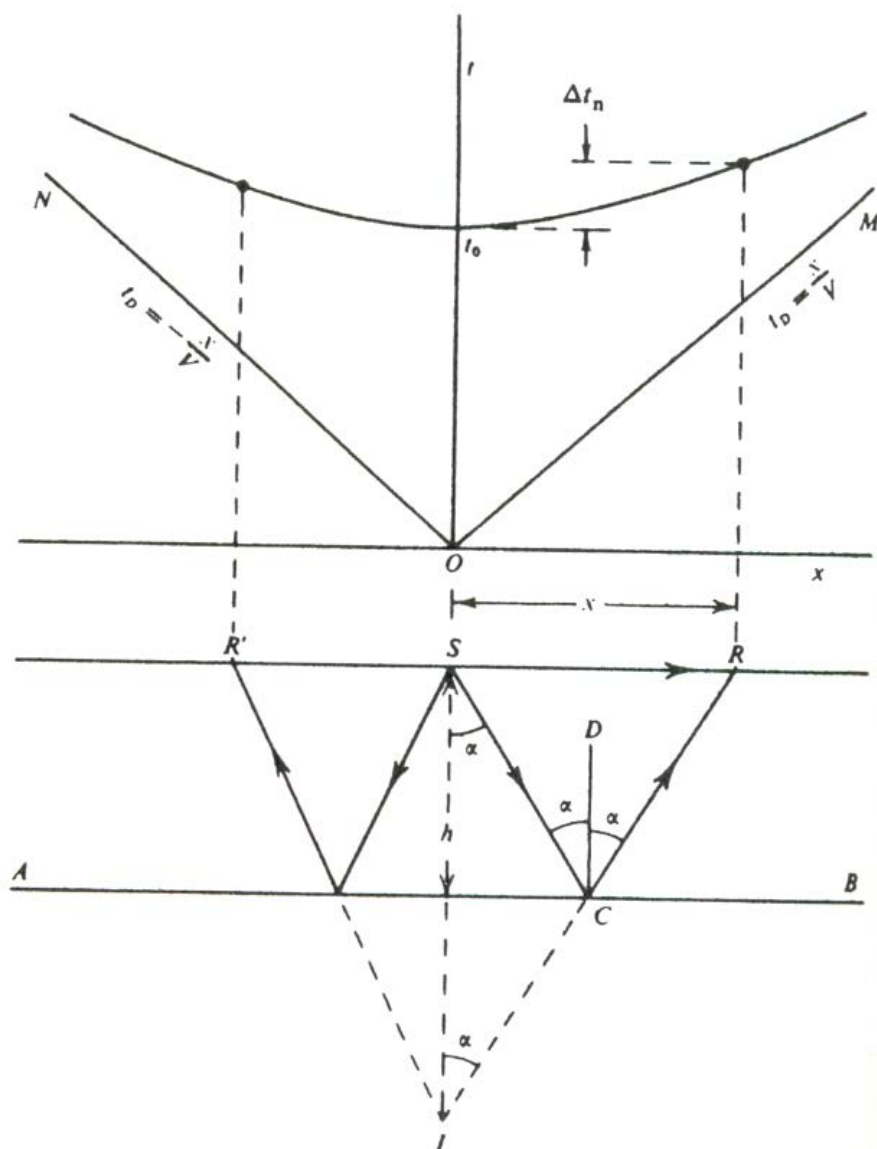
ถ้า t_1, t_2 เป็นเวลาเดินทางจากแหล่งกำเนิดคลื่นไปยังตำแหน่ง x_1 และ x_2 ตามลำดับ จะได้ว่า

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx \frac{(x_2^2 - x_1^2)}{2V^2 t_0} \quad (9)$$

กรณีที่จีโอโฟนตัวหนึ่งอยู่ตำแหน่งเดียวกับแหล่งกำเนิดคลื่น Δt เรียกว่า นอร์มอลมูฟเอาว (normal moveout) หรือ NMO ซึ่งเขียนแทนด้วย Δt_{NMO} ดังสมการ

$$\Delta t_{NMO} \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0} \approx \frac{x^2}{4Vh} \quad (10)$$

จากสมการที่ 10 จะเห็นว่า NMO เพิ่มขึ้นตามกำลังสองของระยะทางและแปรผกผันกับกำลังสองของความเร็วและเวลาเดินทาง (หรือความลึก) ดังนั้นความโค้งของกราฟสัญญาณสะท้อนจะเพิ่มขึ้นเมื่อระยะทางเพิ่มขึ้นและจะลดลงเมื่อเวลา (ความลึก) เพิ่มขึ้น หลักการของ NMO มีความสำคัญมาก เพราะเป็นตัวบ่งชี้ว่าสัญญาณคลื่นไหวสะเทือนที่บันทึกได้นั้นเป็นสัญญาณสะท้อนหรือไม่



รูปที่ 2.2 กราฟเวลาเดินทางของคลื่นกรณีผิวรอยต่อระหว่างตัวกลางอยู่ในแนวราบ (Sheriff and Geldart, 1995)

โดยทั่วไปการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนจะให้กำเนิดคลื่นหลายๆ จุด ที่ตำแหน่งต่างกันในแนวสำรวจเพื่อให้ได้สัญญาณสะท้อนจากผิวย่อยต่อที่จุดเดียวกันหลายๆ ครั้ง (fold) ทำให้สัญญาณที่ได้มีความเข้มสูงและลดสัญญาณรบกวน จุดสะท้อนร่วมนี้เรียกว่า common midpoint (CMP) เส้นสัญญาณที่มี CMP เดียวกันจะนำมาปรับแก้ NMO แล้วรวมกัน (stacked) เพื่อเพิ่มความเข้มของสัญญาณและลดสัญญาณรบกวน ก่อนที่จะมาจัดเรียงกับเส้นสัญญาณที่มี CMP อื่นๆ เพื่อสร้างภาพตัดขวางของสัญญาณสะท้อน (stacked section) ในการสร้างภาพตัดขวางนี้จะต้องผ่านกระบวนการประมวลผลข้อมูล (data processing) หลายๆ ขั้นตอน เพื่อให้ได้ภาพที่ชัดเจนและแปลความหมายให้ใกล้เคียงกับลักษณะทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินที่เป็นจริงมากที่สุด (Telford et al., 1998)

ปัจจุบันได้มีการประยุกต์การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนแบบ 2 มิติ และ 3 มิติ ในงานศึกษาลักษณะโครงสร้างธรณีวิทยาใต้ผิวดินอย่างกว้างขวางทั้งในระดับความลึกตั้งแต่ 1-2 เมตร ไปจนระดับลึกถึงกิโลเมตร เช่น การสำรวจแหล่งน้ำมันและก๊าซธรรมชาติ แหล่งน้ำบาดาล (Buker et al., 2000; Francese et al., 2002; Woodward, 1994) แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ ทรัพยากรแร่ การศึกษาฐานรากในงานด้านวิศวกรรม (Hunter et al., 1984; Steeples and Miller, 1990) การศึกษารอยเลื่อนและเสถียรภาพของชั้นดิน (Bergman et al., 2002; Schmelzbach et al., 2007; Saetang et al., 2014) การตรวจสอบและติดตามการเคลื่อนที่ของคาร์บอนไดออกไซด์ในแหล่งกักเก็บ (Davis et al., 2002, Arts et al., 2004) เป็นต้น ในอดีตการสำรวจแบบ 3 มิติ นิยมใช้เพื่อการสำรวจแหล่งไฮโดรคาร์บอนเป็นหลัก โดยเฉพาะการสำรวจภาคพื้นดินเริ่มมีการพัฒนาในช่วงปลาย ค.ศ. 1990 ปัจจุบันการสำรวจแบบ 3 มิติ สำหรับศึกษาโครงสร้างในระดับตื้นได้รับความนิยมมากขึ้นเนื่องจากค่าใช้จ่ายในการเก็บข้อมูลและประมวลผลลดลง ข้อมูลมีสัญญาณรบกวนน้อย ให้อยู่รายละเอียดและตำแหน่งของโครงสร้างที่ซับซ้อนได้ดี (Sheriff and Geldart, 1995) ส่วนการสำรวจแบบ 2 มิติ อาจนำมาใช้สำรวจเบื้องต้นเพื่อให้เห็นโครงสร้างแบบภาพกว้างในเวลาอันรวดเร็ว

2.1.4 ความเร็วคลื่นเฉือนกับงานด้านวิศวกรรมแผ่นดินไหว

ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อระดับความรุนแรงและความเสียหายเนื่องจากคลื่นแผ่นดินไหว ได้แก่ ขนาดของแผ่นดินไหว ตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหว (Epicenter Distance) และคุณสมบัติที่ตั้งของชั้นดิน (Local Site Effect) (Kramer, 1996) โดยเฉพาะตัวแปรหลักที่เกี่ยวข้องกับคุณสมบัติดินทางพลศาสตร์มีความสำคัญทางธรณีวิศวกรรม คือความเร็วคลื่นเฉือนของดิน ภายใต้เงื่อนไขความเครียดน้อยๆ ความเร็วคลื่นเฉือนสัมพันธ์อยู่กับค่ามอดูลัสเฉือนสูงสุด (small strain shear modulus, G_{max}) ดังสมการ (Andrus and Stokoe, 2000)

$$G_{max} = \rho V_s^2 \quad (11)$$

เมื่อ G_{max} คือ shear modulus ในหน่วย Pa

V_s คือความเร็วคลื่นเฉือน ในหน่วย m/s

ρ คือความหนาแน่น ในหน่วย kg/m^3

การเพิ่มขึ้นของแอมพลิจูดของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นดินอ่อนเป็นปัจจัยสำคัญที่ทำให้เกิดความรุนแรงของสั่นสะเทือนของผิวดินเมื่อเกิดแผ่นดินไหว การขยายสัญญาณ (A) แปรผกผันกับรากที่สองของความเร็วคลื่นเฉือน (V_s) และความหนาแน่น (ρ) (Aki & Richards, 2002) นั่นคือ

$$A \propto \frac{1}{\sqrt{V_s \rho}} \quad (12)$$

เนื่องจากความหนาแน่นค่อนข้างคงที่ตามความลึก ค่า V_s จึงเป็นตัวแทนของการตอบสนองในพื้นที่นั้นๆ

การประเมินความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดินในระดับตื้นเกี่ยวข้องกับการประเมินความเสี่ยงด้านภัยแผ่นดินไหว โดยทั่วไปจะใช้ความเร็วคลื่นเฉือนในช่วง 30 เมตรแรกจากผิวดิน (V_{s30}) เป็นตัวแปรสำหรับการทำนายศักยภาพในการขยายสัญญาณของคลื่นไหวสะเทือน (Ergina et al., 2004) นอกเหนือจากการทดสอบทางธรณีเทคนิคโดยวิธี standard penetrometer test (SPT) แล้ว ตัวแปรนี้ยังใช้เป็นข้อกำหนดสำหรับการก่อสร้างอาคารในปัจจุบัน (BSSC, 1997; Dobry et al., 2000) เช่น ถ้าค่า V_{s30} ลดลงจะสอดคล้องกับการเพิ่มความรุนแรงของการสั่นสะเทือนของพื้นดินในชั้นตะกอนที่ไม่แข็งตัว (Wills et al., 2000) ความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเหนือระดับลึก 30 เมตรสามารถคำนวณได้จากสมการ

$$V_{s30} = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{\sum_{i=1}^N (d_i / v_i)} \quad (13)$$

เมื่อ d_i และ v_i คือความหนา (ในหน่วยเมตร) และความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดินที่ i จากจำนวนทั้งหมด N ชั้นที่อยู่เหนือความลึก 30 เมตร

การใช้ V_{s30} ในการจำแนกประเภทชั้นดินนี้ถูกพัฒนาขึ้นโดยองค์กร BSSC (Building Seismic Safety Council) ที่ก่อตั้งขึ้นในปี ค.ศ. 1979 เป็นองค์กรที่ดำเนินงานเกี่ยวกับการกำหนดมาตรฐานในการก่อสร้างอาคารให้ปลอดภัยจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว โดยได้รวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวและวิเคราะห์การสั่นสะเทือนของแผ่นดินที่เกี่ยวข้องกับสภาพธรณีวิทยาใต้ผิวดิน และได้แบ่งกลุ่มของชั้นดินออกเป็น 5 กลุ่ม (ตารางที่ 2.2) ตามค่าเฉลี่ยของความเร็วคลื่นเฉือน (V_s) ในระดับความลึก 30 เมตร โดยเรียกว่าเกณฑ์หรือข้อกำหนดของ National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP)

ตารางที่ 2.2 การจำแนกชนิดของพื้นที่บนพื้นฐานของ V_{s30} ตาม NEHRP site classification (Dobry et al., 2000)

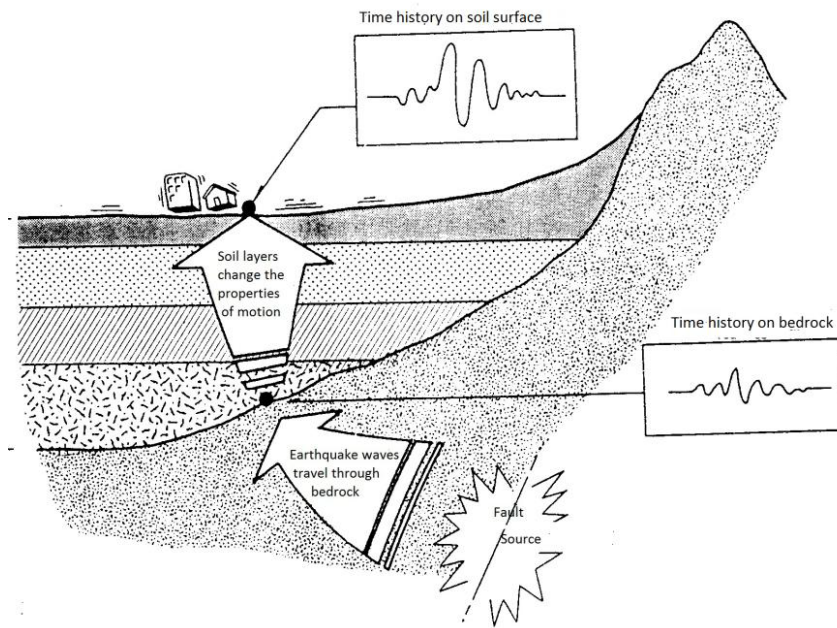
Site Class	Description	Range of V_{s30} (m/s)	Amplification
A	Hard rock	$V_{s30} > 1500$ m/s	-
B	Firm to hard rock	$760 \text{ m/s} < V_{s30} < 1500$ m/s	None
C	Dense soil and soft rock	$360 \text{ m/s} < V_{s30} < 760$ m/s	Low
D	Stiff soil	$180 \text{ m/s} < V_{s30} < 360$ m/s	Intermediate
E	Soft soil	$V_{s30} < 180$ m/s	High

นอกจากความเร็วคลื่นเฉือนแล้ว คุณสมบัติทางพลศาสตร์ของชั้นดินที่มีความจำเป็นต่อการประเมินการศึกษาผลกระทบของแผ่นดินไหวต่อโครงสร้าง ยังประกอบด้วย ความถี่ธรรมชาติ (Natural Frequency) หรือคาบอิทธิพลหลัก (Predominant Period) ทั้งนี้กรณีที่เป็นชั้นดินอ่อน เมื่อเกิดแผ่นดินไหวชั้นดินอาจสามารถเพิ่มระดับความรุนแรงของคลื่นแผ่นดินไหว ดังรูปที่ 2.3 เนื่องจากเกิดการสั่นพ้อง (Resonance) ของคลื่นแผ่นดินไหวกับคาบธรรมชาติ (T_s) ของโครงสร้างชั้นดิน (Kramer, 1996) ดังสมการ

$$T_s = \frac{4H}{V_s} \quad (14)$$

เมื่อ H คือ ความหนาของชั้นดินที่วางตัวอยู่บนหินฐาน

V_s คือ ค่าเฉลี่ยความเร็วของคลื่นเฉือนของชั้นดินที่วางตัวบนหินฐาน



รูปที่ 2.3 การขยายขนาดของคลื่นแผ่นดินไหว (site amplification)
 (<http://seismo.geology.upatras.gr/MICROZON-THEORY1.htm>)

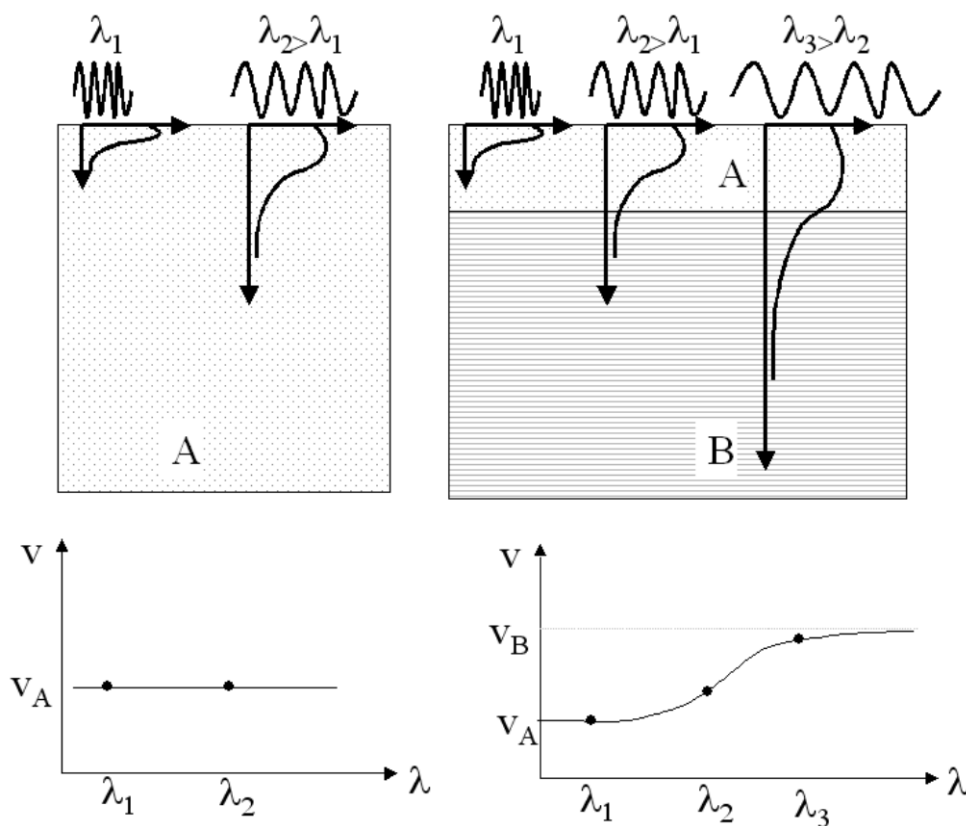
โดยทั่วไปการหาค่า V_s ได้มาจากข้อมูลการทดสอบในหลุมเจาะและการสำรวจบนผิวดิน สำหรับการสำรวจหรือทดสอบในหลุมเจาะ ได้แก่ การทดสอบทะลุทะลวงมาตรฐาน (SPT) และการสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนในหลุมเจาะ (เช่น วิธี crosshole และ downhole) ข้อเสียของวิธีเหล่านี้ คือความยุ่งยากในการดำเนินงานและมีค่าใช้จ่ายสูงเนื่องจากต้องขุดเจาะหลุมทดสอบ สำหรับการสำรวจบนผิวดิน ซึ่งทำได้สะดวกและรวดเร็วกว่า ได้แก่ การสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Reflection seismics) และแบบหักเห (Refraction seismics) ของคลื่นเฉือน และวิธีวิเคราะห์คลื่นพื้นผิวแบบหลายช่องสัญญาณ (Multichannel Analysis of Surface Waves, MASW) โดยเฉพาะวิธี MASW ได้รับความนิยมมากในปัจจุบันเนื่องจากเก็บข้อมูลได้เร็วและไม่มีปัญหาในกรณีที่ชั้นดินที่อยู่ลึกกว่ามีความเร็วน้อยกว่าชั้นที่อยู่ตื้น งานวิจัยนี้จึงเลือกใช้วิธี MASW เพื่อศึกษาโครงสร้างชั้นดินในระดับตื้น

สำหรับวิธี MASW เป็นการสำรวจเพื่อหาความเร็วคลื่นเฉือนในตัวกลางโดยอาศัยหลักการบันทึกและวิเคราะห์คุณสมบัติการกระจายคลื่น (dispersion) ของคลื่นผิวดิน (surface wave) กล่าวคือคลื่นที่มีความถี่แตกต่างกันเดินทางด้วยความเร็วที่ต่างกัน ซึ่งคุณสมบัตินี้จะเกิดขึ้นเมื่อตัวกลางมีลักษณะไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (heterogenous medium) แต่ถ้าตัวกลางมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน (homogenous medium) การกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินก็จะไม่เกิดขึ้น ดังรูปที่ 2.4a จากรูปที่ 2.4b แสดงลักษณะของการกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินจากแบบจำลองชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นเฉือนเป็น β_1 และ β_2 โดยที่ $\beta_2 > \beta_1$ เมื่อคลื่นผิวดินที่มีความยาวคลื่นต่างกัน λ_1, λ_2 และ λ_3 เคลื่อนที่ผ่านโดยที่ $\lambda_1 < \lambda_2 < \lambda_3$ คลื่นที่มีความยาวคลื่นมากกว่า (ความถี่ต่ำ) จะเดินทางลงไปได้ลึกกว่า ทำให้มีความเร็วคลื่นมากกว่าคลื่นที่มีความยาวคลื่นต่ำกว่า (ความถี่สูง) ในทางกลับกันถ้า $\beta_2 < \beta_1$ หรือความเร็วคลื่นลดลงตามความลึก คลื่นที่มีความยาวคลื่นมากกว่าจะมีความเร็วคลื่นน้อยกว่าคลื่นที่มีความยาวคลื่นต่ำกว่า

โดยทั่วไปคลื่นผิวดินนั้นมักจะถูกจัดให้เป็นคลื่นรบกวน (Noise) ซึ่งต้องกำจัดออกไปในขั้นตอนประมวลผลของการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนทั่วไป ข้อดีของการวิเคราะห์ข้อมูลด้วยวิธีนี้คือ การเก็บข้อมูลทำได้สะดวกและรวดเร็ว นอกจากนี้คลื่นผิวดินมีพลังงานของคลื่นมากเมื่อเทียบกับคลื่นชนิดอื่นๆ จึงทำให้สามารถตรวจจับ และแยกแยะได้ง่ายในข้อมูล และไม่มีปัญหาเรื่องการลดลงของสัญญาณคลื่นในระดับลึก การสำรวจด้วยวิธี MASW แบ่งได้เป็น 2 ประเภทตามลักษณะแหล่งกำเนิดคลื่น (MASW, 2012) ได้แก่

1) Active method เป็นวิธีการสำรวจที่อาศัยแหล่งกำเนิดคลื่นแบบ Active seismic source เช่น ค้อนขนาดใหญ่ (sledge hammer) ตุ่มน้ำหนัก (weight drop) ฯลฯ และวางแนวสำรวจด้วยตัวรับสัญญาณที่มีการเก็บข้อมูลแบบ roll-along โดยจะได้รับข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนอยู่ในช่วง 1-30 เมตร

2) Passive method (Microtremor) เป็นการสำรวจที่มีแหล่งกำเนิดคลื่นจากสิ่งแวดล้อม หรือกิจกรรมต่างๆ ที่ไม่เกี่ยวกับแนวการสำรวจ เช่น การจราจร เสียงฟ้าร้อง การเคลื่อนที่ของน้ำขึ้น-น้ำลง การเปลี่ยนแปลงความดันบรรยากาศ ฯลฯ สามารถให้ข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนอยู่ในช่วง 20-100 เมตร



รูปที่ 2.4 การกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินในตัวกลาง (a) ตัวกลางมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน (b) ตัวกลางมีลักษณะไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Strobbia, 2003)

สำหรับงานวิจัยนี้ใช้วิธี active method เท่านั้น การเก็บข้อมูล MASW จะเหมือนกับการเก็บข้อมูลวิธีการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนทั่วไป กล่าวคือใช้ vertical geophone เป็นตัวรับสัญญาณในแนวสำรวจ แต่วิธีนี้จะใช้ตัวรับสัญญาณที่มีความถี่ต่ำกว่าอยู่ในช่วง 4 – 8 Hz และใช้ตัวกำเนิดคลื่นชนิดคลื่นอัด เช่น ค้อนทุบบนแผ่นเหล็ก เป็นแหล่งกำเนิดคลื่น สัญญาณที่ถูกตรวจวัด ได้จากตัวรับสัญญาณทุกตัว จะถูกส่งไปที่เครื่องบันทึกสัญญาณ แล้วนำไปประมวลผลต่อไป (รูปที่ 2.5a)

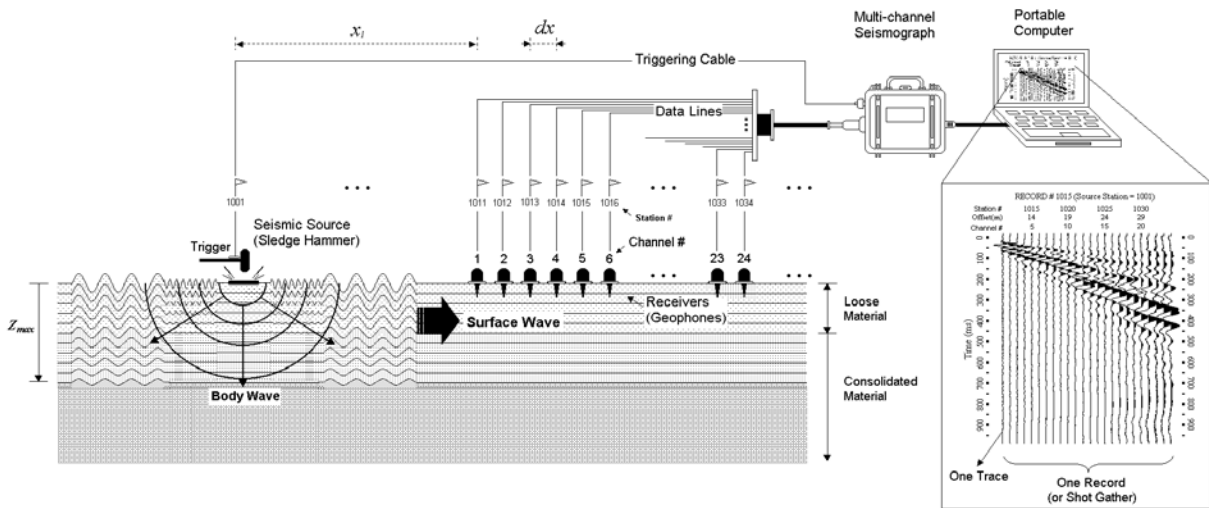
การประมวลผลข้อมูล MASW ประกอบไปด้วย การแปลงข้อมูลจากโดเมนเวลา-ระยะทางเป็นโดเมนความเร็วเฟส-ความถี่ของคลื่นพื้นผิวดังแสดงในรูปที่ 2.5b จากนั้นทำการเลือกตำแหน่งของความเร็วและความถี่ที่สอดคล้องกับข้อมูล ซึ่งได้กราฟที่เรียกว่า dispersion curve จากนั้นเป็นการหาความเร็วคลื่นเฉือนจากกราฟด้วยวิธี Inversion เพื่อแปลงความเร็วเฟสของคลื่นพื้นผิวดินจากกราฟที่ได้ไปเป็นความเร็วคลื่นเฉือนที่มีความลึกแตกต่างกัน

Richart et al. (1970) ได้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วของคลื่นเฉือนและคลื่นเรย์ลี (คลื่นพื้นผิวดิน) ซึ่งเดินทางในตัวกลางยืดหยุ่น ดังสมการที่ 8

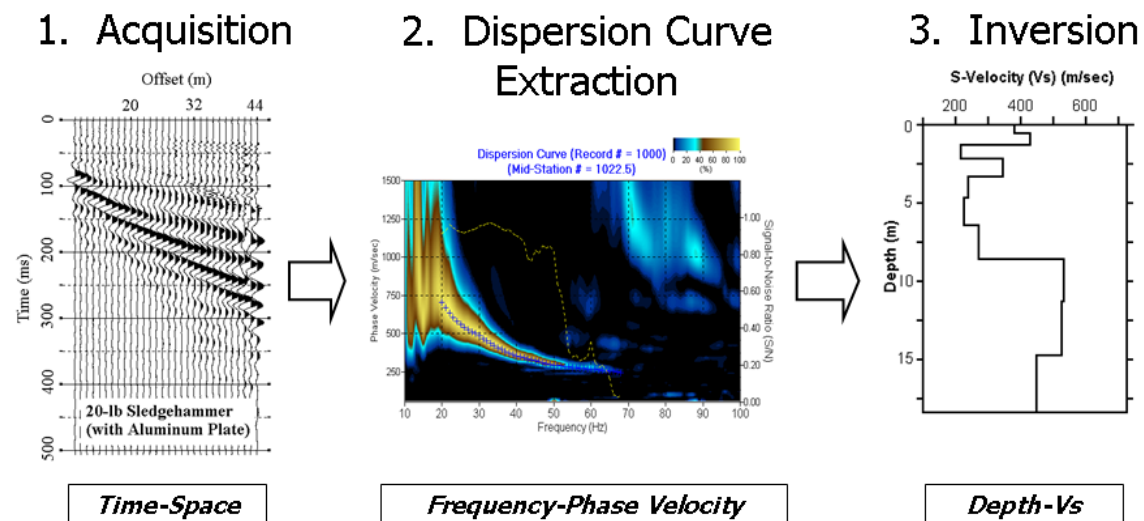
$$\left(\frac{V_R}{V_s}\right)^6 - 8\left(\frac{V_R}{V_s}\right)^4 + \left(24 - 16\frac{1-2\sigma}{2-2\sigma}\right)\left(\frac{V_R}{V_s}\right)^2 + 16\left(\frac{1-2\sigma}{2-2\sigma} - 1\right) = 0 \quad (15)$$

เมื่อ V_R คือ ความเร็วของคลื่นเรย์ลี และ σ คือ ค่าอัตราส่วนปัวซองส์ (Poisson's ratio) โดยทั่วไปค่าของอัตราส่วนปัวซองจะอยู่ระหว่าง 0 สำหรับตัวกลางที่เป็นของแข็ง ถึง 0.5 สำหรับตัวกลางที่เป็นของเหลว ดังนั้นค่าความเร็วของคลื่นเรย์ลี จะมีค่าประมาณ 0.87 - 0.96 เท่าของคลื่นเฉือน

a)



b)



รูปที่ 2.5 a) แสดงหลักการสำรวจด้วยวิธี MASW (Park et al, 1999) b) ขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล

2.2 รายละเอียดเกี่ยวกับพื้นที่ศึกษา

2.2.1 ที่ตั้งและอาณาเขต

อำเภอคีรีรัฐนิคม เป็นหนึ่งใน 19 อำเภอของจังหวัดสุราษฎร์ธานี ตั้งอยู่ทางตอนกลาง ค่อนไปทางทิศตะวันตกของจังหวัดสุราษฎร์ธานี มีเนื้อที่ประมาณ 812.3 ตารางกิโลเมตร (กรมทรัพยากรธรณี, 2550) และมีอาณาเขตติดต่อกับเขตการปกครองข้างเคียง (รูปที่ 2.6) ดังต่อไปนี้

ทิศเหนือ ติดต่อกับ อำเภอวิภาวดี

ทิศตะวันออก ติดต่อกับ อำเภอพุนพิน

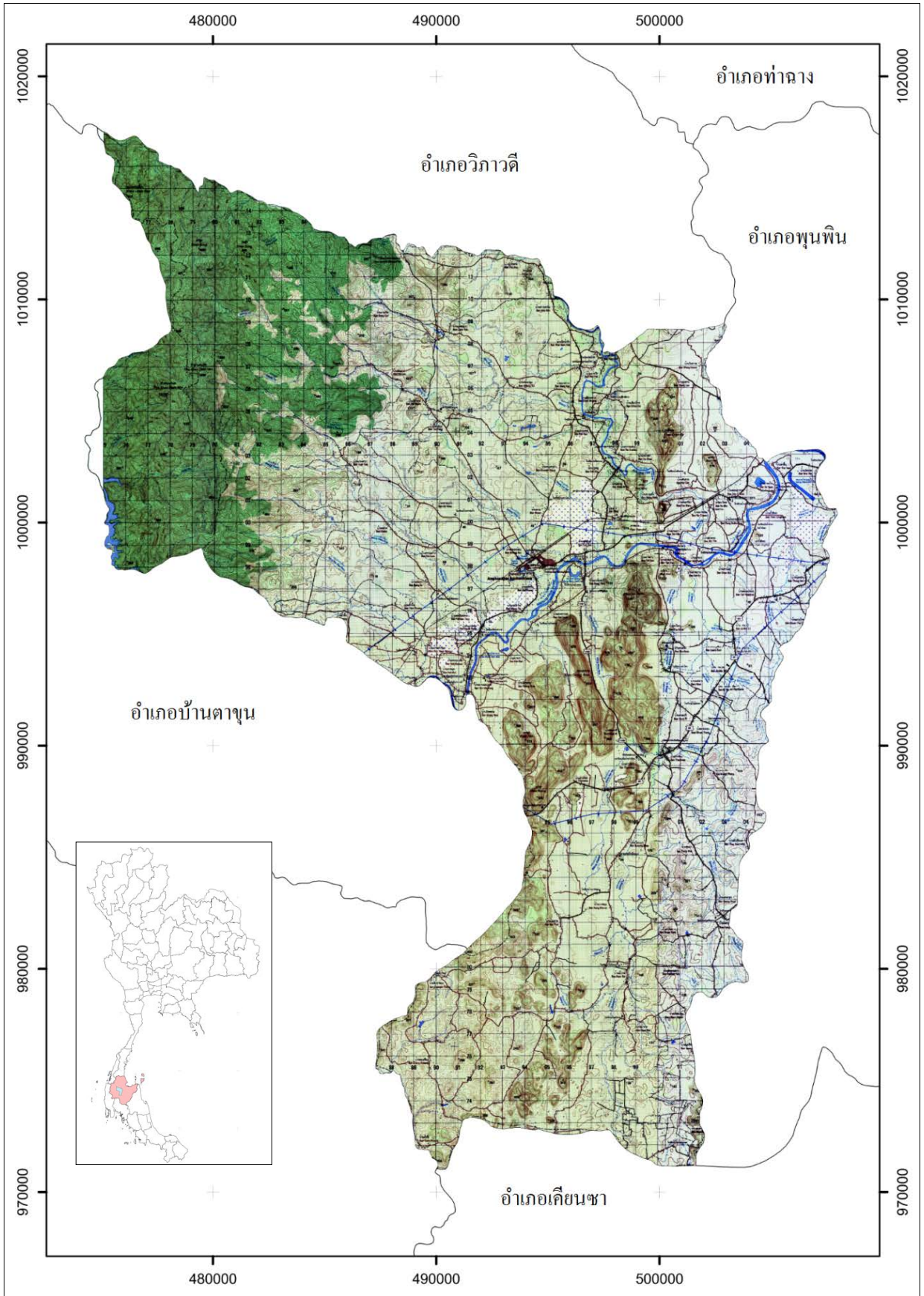
ทิศใต้ ติดต่อกับ อำเภอเคียนซาและอำเภอพนม

ทิศตะวันตก ติดต่อกับ อำเภอบ้านตาขุนและอำเภอพนม

2.2.2 ลักษณะภูมิประเทศและลักษณะภูมิอากาศ

ลักษณะภูมิประเทศของจังหวัดสุราษฎร์ธานี มีลักษณะผสมผสานกันหลายแบบ ส่วนใหญ่เป็นภูเขา ประมาณ 49% ของพื้นที่จังหวัด โดยอำเภอคีรีรัฐนิคมซึ่งตั้งอยู่ทางด้านตะวันตกของจังหวัด จะมีลักษณะภูมิประเทศเป็นแบบเทือกเขาสูงสลับซับซ้อนทอดยาวตามแนวเหนือใต้ เป็นแหล่งต้นน้ำลำธารสำคัญ ได้แก่ กลุ่มน้ำตาปี กลุ่มน้ำพุมดวง ไหลลงสู่อ่าวไทย ในส่วนทางตอนกลางและด้านตะวันออกของจังหวัดจะเป็นที่ราบชายฝั่งทะเลอ่าวไทย ที่ราบและที่ราบระหว่างหุบเขา และเกาะขนาดใหญ่ในอ่าวไทย ได้แก่ เกาะสมุย เกาะพะงัน และหมู่เกาะอ่างทอง โดยจะมีพื้นที่ราบสูงทางทิศตะวันตก คือส่วนที่เป็นสันเขาตะนาวศรี ซึ่งเป็นเส้นแบ่งเขตแดนระหว่างจังหวัดสุราษฎร์ธานีกับจังหวัดระนองและจังหวัดพังงา จะค่อยๆลาดเอียงไปทางทิศตะวันออกตลอดเขตจังหวัด

ลักษณะภูมิอากาศของจังหวัดสุราษฎร์ธานีมีสภาพภูมิอากาศแบบมรสุมเขตร้อน สามารถแบ่งได้ 3 ฤดูกาลคือ ฤดูร้อน เริ่มตั้งแต่กลางเดือนกุมภาพันธ์ถึงกลางเดือนพฤษภาคม ฤดูฝน ระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคมที่อยู่ภายใต้อิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ซึ่งเป็นลมร้อนและชื้น พัดพามาจากมหาสมุทรอินเดีย และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่พัดผ่านอ่าวไทยจึงทำให้ช่วงฤดูฝนยาวนานและมีฝนตกมากในช่วงฤดูหนาว ในช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนธันวาคม เป็นสาเหตุทำให้มีปริมาณน้ำฝนตลอดปีแปรผันค่อนข้างมากในพื้นที่ต่างๆ โดยเฉลี่ยจะอยู่ระหว่าง 1,280 ถึง 3,694 มิลลิเมตรต่อปี และมีอุณหภูมิเฉลี่ยตลอดปีประมาณ 26.3 องศาเซลเซียส ความชื้นสัมพัทธ์ตลอดปี 83.0 และฤดูหนาว เริ่มต้นตั้งแต่กลางเดือนตุลาคมถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่เย็นและแห้งจากประเทศจีน พัดผ่านอ่าวไทยปกคลุมประเทศไทย ทำให้อุณหภูมิลดลงทั่วไปและมีอากาศหนาวเย็น (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)



รูปที่ 2.6 แผนที่ภูมิประเทศแสดงอาณาเขต อำเภอคีรีรัฐนิคม จังหวัดสุราษฎร์ธานี

2.2.3 ลักษณะทางธรณีวิทยา

ลักษณะทางธรณีวิทยาทั่วไปของจังหวัดสุราษฎร์ธานีร้อยละ 80 ของพื้นที่ถูกปกคลุมด้วยตะกอนร่วน และภูเขาเป็นลักษณะเขาโดด ทำให้ความสัมพันธ์ของหินแต่ละหน่วยแต่ละชุดไม่ชัดเจน ต้องอาศัยการเทียบเคียงลำดับชั้นหินสามารถแบ่งหินต่างๆเรียงลำดับจากหน่วยหินที่แก่สุดถึงอ่อนสุด (รูปที่ 2.7) ดังนี้

หินยุคออร์โดวิเซียน (O) (ประมาณ 505-438 ล้านปี) หินที่พบในบริเวณนี้ประกอบด้วยหินปูนเนื้อดินและหินปูนสีเทาและสีชมพู หินปูนเนื้อโดโลไมต์และหินอ่อน แทรกสลับด้วยหินดินดาน เนื้อปูนผสมหินดินดานปนทราย กระจายตัวอยู่บริเวณอำเภอดอนสัก อำเภอบ้านนาสาร และอำเภอเวียงสระ อยู่ในหมวดหินเขาติน (SDCtp) ประกอบด้วย หินแกรนิต หินทรายแป้ง หินชนวน และหินดินดานกึ่งชนวน

หินยุคไซลูเรียน - ดีโวเนียน (SD) (ประมาณ 438-360 ล้านปี) ประกอบด้วย หินดินดาน และหินดินดานกึ่งหินชนวน สีเทาเข้มถึงสีดำ พบกระจายตัวทางด้านตะวันตกเฉียงใต้ของเกาะสมุย

หินยุคไซลูเรียน - ดีโวเนียน - คาร์บอนิเฟอรัส (SDC) (ประมาณ 438-320 ล้านปี) ประกอบด้วย หินดินดาน หินทรายอาร์โคส หินดินดานกึ่งหินชนวนและหินชนวน แทรกสลับด้วยหินทรายเนื้อละเอียด พบกระจายตัวบริเวณอำเภอดอนสัก บ้านนาสาร และเวียงสระ

หินยุคคาร์บอนิเฟอรัส (C) (ประมาณ 360-286) ในหมวดหินยะหา (Cy) ประกอบด้วย หินดินดาน หินทรายเนื้อควอตซ์ และหินทรายเนื้ออาร์โคส พบกระจายตัวบริเวณเกาะสมุย และเกาะทางด้านใต้ของเกาะสมุย

หินยุคคาร์บอนิเฟอรัส - เพอร์เมียน (CP) (ประมาณ 350-245 ล้านปี) กลุ่มหินที่พบในบริเวณนี้ประกอบด้วยกลุ่มหินแก่งกระเจาน พบกระจายตัวเป็นแนวเทือกเขาสูงทางด้านตะวันตกของจังหวัด และพบกระจายตัวทั่วไปทางด้านตะวันออก ประกอบด้วยหมวดหินต่างๆ ดังนี้ หมวดหินเกาะเฮ (CPkh) ประกอบด้วย หินทราย และหินโคลนเนื้อปนกรวด หมวดหินเขาพระ (CPkp) ประกอบด้วยหินโคลน หินทรายแป้ง หินโคลนปนกรวด หินทรายปนกรวด หินทรายแกรนิต และหินทรายอาร์โคส หมวดหินเขาเจ้า (CPkc) ประกอบด้วย หินทรายเนื้ออาร์โคส นอกจากนี้ยังพบหมวดหินเกาะยวน้อย (CPky) ประกอบด้วย หินโคลนปนกรวด หินโคลน และหินทรายเนื้อควอตซ์ แทรกสลับด้วยหินทรายแป้ง พบกระจายตัวทางด้านตะวันออกของอำเภอพนมและด้านตะวันตกของอำเภอชัยบุรี

หินยุคเพอร์เมียน (P) (ประมาณ 286-245 ล้านปี) ที่พบในบริเวณนี้ประกอบด้วยหินปูน หินปูนเนื้อโดโลไมต์ มีลักษณะหินปูนสีเทาอ่อนถึงสีเทาแก่ หรือสีดำเนื้อแน่น โดยบางพื้นที่พบหินเชิร์ตสีดำแทรกตัวอยู่ หินปูนชุดนี้จัดอยู่ในกลุ่มหินปูนชุดราชบุรี (Ratburi Group) มีลักษณะเป็นภูเขาสูงต่ำสลับกันผสมผสานกับภูมิประเทศแบบคาสต์และบางแห่งมีหน้าผาสูงชันพบในพื้นที่อำเภอคีรีรัฐนิคม คือ เขาชันกะ เขาไคร เขาหลุง เขาติน เขาสิงขร และเขาน้อย และปรากฏลักษณะเป็นภูเขาโดดที่มีความสูงและชันมาก ในอำเภอกาญจนดิษฐ์ เช่น เขากุ่มแป เขานาพลับ เขาพุด และเขาพนมไพร นอกจากนี้บางพื้นที่มีลักษณะเป็นทิวเขาวางตัวแนวยาวต่อเนื่องจากทิศเหนือลงสู่ทิศใต้ เช่น บริเวณเขาชันกะ อำเภอคีรีรัฐนิคม คาดว่ากลุ่มหินปูนดังกล่าวอาจจะเป็นภูเขาหินปูนที่เกิดจากการถูกรอยเลื่อนตัดผ่าน

หินยุคไทรแอสซิก (TR) (ประมาณ 245-210 ล้านปี) ประกอบด้วย หินทราย หินทรายแป้ง หินปูน และหินกรวดมน บางแห่งพบหน่วยหินไซบอน (Sai Bon Formation, Trsb) หน่วยหินนี้ประกอบด้วยหินทรายอาร์โกส หินทรายเนื้อทัฟฟ์ และหินดินดาน บางแห่งจะมีหินปูนเนื้อโดโลไมต์เป็นเลนส์แทรกอยู่ตรงกลาง พบกระจายตัวทางด้านใต้ ของอำเภอพนมและด้านตะวันออกของอำเภอตาขุน และพบเป็นเขาโดดบริเวณอำเภอพุนพิน

หินยุคจูแรสซิก (J) (ประมาณ 210-140 ล้านปี) พบหมวดหินของกลุ่มหินสร้างจำนวน 3 หมวดหิน คือ หมวดหินคลองมื่น หมวดหินลำทับ และหมวดหินพุนพิน โดยหมวดหินคลองมื่น (JK) ประกอบด้วย ตอนล่างเป็น

หินปูนเนื้อดิน แทรกสลับกับหินดินดาน หินปูนเนื้อดินมีสีเทาอ่อน ตอนบนเป็นหินทรายเนื้อปูนถึงหินโคลนเนื้อปูนสลับชั้น พบกระจายตัวทางด้านตะวันตกของอำเภอเคียนซา

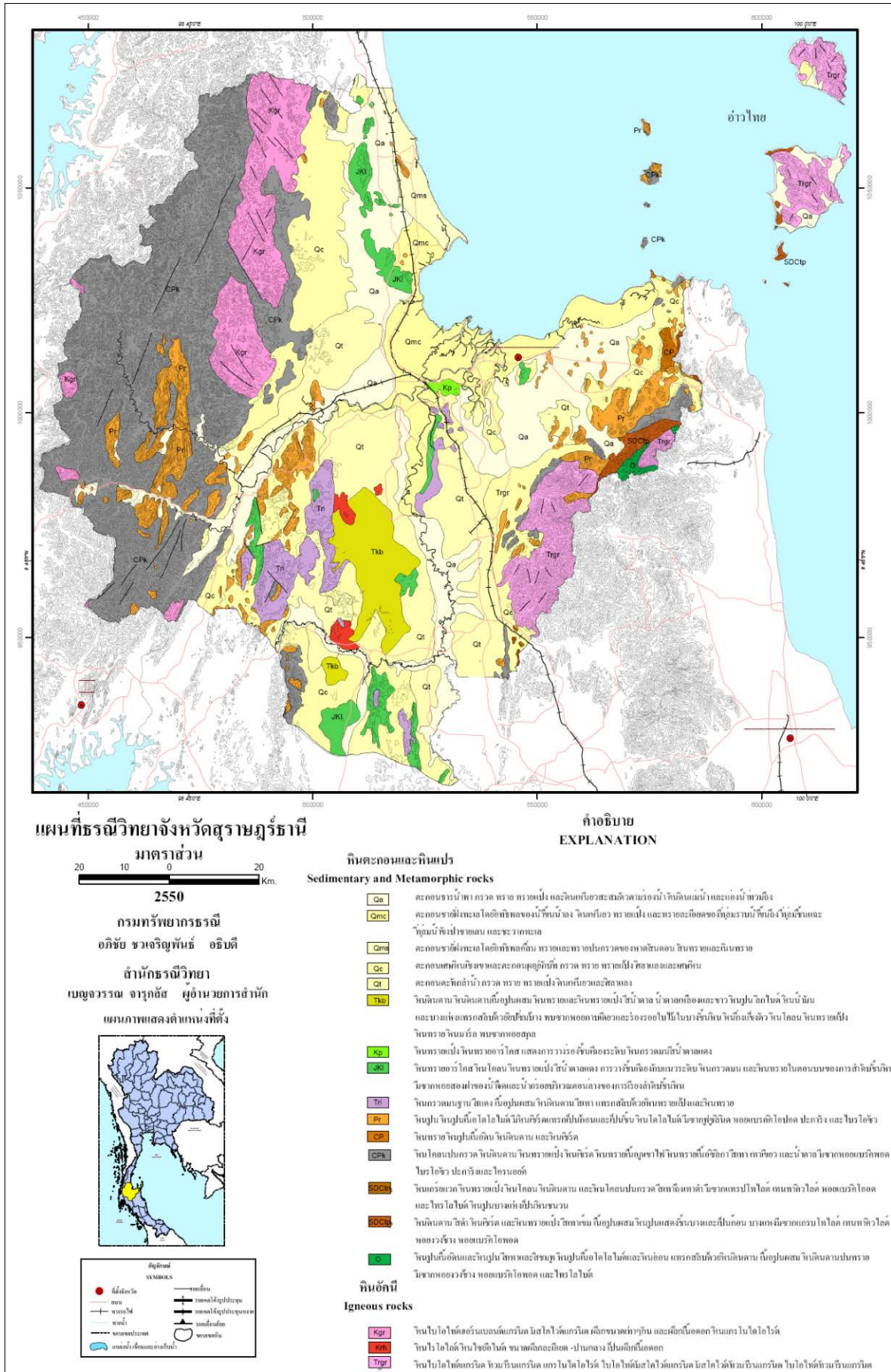
หินยุคจูแรสซิก - ครีเทเชียส (JK) (ประมาณ 200-65 ล้านปี) ประกอบด้วยหมวดหินลำทับ (Lum Thap Formation) ที่พบประกอบด้วยหินทรายอาร์โคส แทรกสลับด้วยหินทรายแป้งหินโคลน หินทรายเนื้อควอตซ์ และหินกรวดมน พบกระจายทั่วไปบริเวณอำเภอเคียนซา ชัยบุรี และท่าชนะ

หินยุคครีเทเชียส (KGr) (ประมาณ 140-65 ล้านปี) ประกอบด้วยหมวดหินพุนพิน (Phun Phin Formation) ที่พบประกอบด้วย หินทรายอาร์โคส และหินทรายเนื้อไมกา แทรกสลับด้วยหินทรายแป้งและหินโคลน พบกระจายตัวบริเวณอำเภอเคียนซา พระแสง ชัยบุรี พุนพิน และท่าชนะ

หินยุคเทอร์เชียรี (T) (ประมาณ 65-1.8 ล้านปี) ที่พบในบริเวณนี้ คือ กลุ่มหินกระบี่ (Krabi group) ประกอบด้วย หินดินดาน หินทรายเนื้อปูนผสม หินทรายและหินทรายแป้งสีน้ำตาล สีน้ำตาลเหลืองและขาว หินปูน ลิกไนต์ หินน้ำมัน และบางแห่งแทรกสลับด้วยยิปซัมบ้าง พบในบริเวณแอ่งเคียนซา

ตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Q) (1.8 ล้านปี ถึง 11,700 ปี) ประกอบด้วยหน่วยตะกอนทรายและกรวดน้ำพา (Qa) เป็นตะกอนน้ำพาพวกกรวด ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียวสะสมตัวตามร่องน้ำ คันดินแม่น้ำ และแอ่งน้ำท่วมถึง ตะกอนชายฝั่งทะเลโดยอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง (Qmc) เป็นตะกอนพวกดินเหนียว ทรายแป้ง และทรายละเอียดของที่ราบลุ่มน้ำขึ้นถึง ที่ลุ่มชื้นแฉะ ที่ลุ่มน้ำขังป่าชายเลน และชะวากทะเล ตะกอนชายฝั่งทะเลโดยอิทธิพลคลื่น (Qms) เป็นตะกอนพวกทราย และทรายปนกรวดของหาดสันดอน สันทรายและเนินทราย ตะกอนหน่วยนี้สะสมตัวเป็นแนวแคบๆยาวต่อเนื่องกัน ตะกอนนี้ประกอบด้วยทรายร่วนสีเทาอ่อนและสีน้ำตาลอ่อน ตะกอนเศษหินเชิงเขาและตะกอนผุอยู่กับที่ (Qc) เป็นตะกอนพวกกรวด ทราย ทรายแป้ง ศิลาแลงและเศษหิน พบตะกอนหน่วยนี้ตามเชิงเขาทั่วไป ตะกอนนี้ประกอบด้วยชั้นทรายละเอียดปนทรายแป้ง สีส้มแดงบางแห่งพบเศษหินผุหรือเม็ดเหล็กปนอยู่ในชั้นดินเหนียวด้วย และคาดว่าจะเกิดจากการผุพังของหินเดิมมากกว่าถูกพัดพามา และตะกอนทรายและชั้นกรวดตะกอนน้ำ (Qt) เป็นตะกอนพวกกรวด ทราย ทรายแป้ง ดินเหนียวและศิลาแลง สีขาวขุ่น และเม็ดเล็ก

หินอัคนีที่พบในจังหวัดสุราษฎร์ธานีประกอบด้วย หินแกรนิตอายุครีเทเชียส (KGr) คือ หินไปโอไทด์ ฮอร์นเบลนด์แกรนิต หินมีสโคไวต์แกรนิต มีผลึกขนาดเท่ากัน และผลึกเนื้อดอก พบบริเวณกิ่งอำเภอวิภาวดี อำเภอท่าชนะ และอำเภอไชยา โดยวางตัวในแนวทิศเหนือสู่ทิศใต้ และหินแกรนิตอายุไทรแอสซิก (TR) พบบริเวณทางด้านทิศตะวันตกบริเวณอำเภอบ้านนาเดิม และอำเภอเกาะสมุย เป็นหินแกรนิต จำพวกหินไปโอไทด์แกรนิต ทิวมารีนแกรนิต แกรโนไดโอไรต์ ไปโอไทด์ มีสโคไวต์แกรนิต มีสโคไวต์ทิวมารีนแกรนิต ไปโอไทด์ทิวมารีนแกรนิต และหินไดโอไรต์ (Diorite) ในบริเวณเขาหัวควาย และเขาผีเสื้อในอำเภอพุนพิน (สุวัฒน์ ตียะไพรัชน์ และคณะ, 2532)



รูปที่ 2.7 แผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสุราษฎร์ธานี (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

2.2.4 ข้อมูลด้านเทคนิคและแผ่นดินไหว (Tectonics and seismicity)

ประเทศไทยเป็นส่วนใต้สุดของแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย มีหลักฐานบ่งชี้ว่าแผ่นเปลือกโลกแปซิฟิกยังคงเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ เข้าหาแผ่นยูเรเชีย ซึ่งเหมือนจะหยุดนิ่งอยู่กับที่ ขณะที่แผ่นอินเดียน-ออสเตรเลียเคลื่อนขึ้นมาทางด้านเหนือในลักษณะตามเข็มนาฬิกา ทำให้เกิดโครงสร้างใหญ่ในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ กล่าวคือทำให้ขอบของแผ่นเปลือกโลกเหล่านี้แสดงสภาพที่เป็นร่องลึกและแนวรอยเลื่อนที่เกิดขึ้นเป็นผลมาจากแนวการแยกตัวออกจากกัน แนวการมุดตัวของแผ่นอินเดียนลงไปใต้แผ่นยูเรเชีย (ส่วนที่เป็นเอเชียตะวันออกเฉียงใต้) และรอยเลื่อนชนิดต่างๆ ในทะเลอันดามันก็ยังคงเป็นแนวการเกิดแผ่นดินไหวด้วย โดยทั่วไป การเลื่อนตัวในแนวราบมักทำให้เกิดแผ่นดินไหวชนิดตื้น ในขณะที่การเลื่อนตัวแบบเฉียงก่อให้เกิดแผ่นดินไหวระดับกลางมากกว่า

ธรณีวิทยาแปรสัณฐานช่วงมหายุคมีโซโซอิกเกิดในช่วงอายุตั้งแต่ยุคจูแรสซิกจนถึงยุคครีเทเชียส เป็นช่วงเหตุการณ์การรวมตัวกันของแผ่นเปลือกโลกขานไทย-กับแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนเข้าด้วยกัน จากการชนปะทะกันของแผ่นเปลือกโลกขานไทย และแผ่นเปลือกโลกอินโดจีน หรือเดิมเรียกว่าการก่อเทือกเขาอินโดจีนเนียน (Indosinian orogeny) ทำให้พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยยกตัวอยู่เหนือระดับน้ำทะเล ยกเว้นทางด้านตะวันตกของประเทศที่มีหลักฐานการสะสมตัวของตะกอนทะเลเป็นแนวแคบๆ จากแม่สอด ลงไปจนถึงภาคใต้ ในช่วงยุคครีเทเชียสตอนกลาง เกิดจากการเชื่อมตัวของแผ่นเปลือกโลกพม่าตะวันตก กับแผ่นเปลือกโลกขานไทย หรืออาจเป็นผลจากการดันตัวของหินแกรนิตอายุครีเทเชียสตามแนวประาะบางที่วางตัวอยู่ในแนวเหนือ-ใต้ บริเวณภาคกลาง อ่าวไทยและภาคตะวันตกของประเทศไทย แรงบีบอัดดังกล่าวทำให้เกิดการยกตัวของเทือกเขาเพชรบูรณ์ ซึ่งธรณีวิทยาแปรสัณฐานยุคนี้ส่วนใหญ่มีส่วนสัมพันธ์กับการเกิดกลุ่มรอยเลื่อนแบบรอยเลื่อนตามแนวระดับที่มีการเคลื่อนตัวไปทางซ้าย ได้แก่ กลุ่มรอยเลื่อนแม่ปิง กลุ่มรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ กลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย เป็นต้น (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

โครงสร้างทางธรณีวิทยาบริเวณอำเภอคีรีรัฐนิคม เป็นผลจากขบวนการแปรสัณฐานของเปลือกโลกตั้งแต่บรรพกาลจนถึงปัจจุบัน ซึ่งได้รับอิทธิพลจากขบวนการแปรสัณฐานช่วงมหายุคมีโซโซอิกตอนปลายถึงช่วงมหายุคซีโนโซอิกตอนกลาง และจากกลุ่มรอยเลื่อนระนอง ที่มีการเคลื่อนตัวตามแนวระนาบไปทางซ้ายเป็นสำคัญ โดยในมหายุคพาลีโอโซอิกเป็นระยะเวลาที่มีการสะสมตัวของกลุ่มหินแก่งกระจานภายใต้สภาพแวดล้อมโบราณของธารน้ำแข็งในทะเลรวมทั้งการไหลของกองหินในกระแสน้ำขึ้นขึ้นตามไหล่ทวีป และกลุ่มหินราชบุรีซึ่งมีการสะสมตัวในน้ำทะเลอุ่นใกล้กับชายฝั่ง ช่วงมหายุคมีโซโซอิกตอนปลายถึงมหายุคซีโนโซอิกเป็นระยะเวลาที่มีการยกตัวของชั้นหินเดิมเกิดเป็นภูเขาและเทือกเขาซึ่งเกิดจากการชนกันของแผ่นทวีป ได้แก่ อนุทวีปพม่าตะวันตกกับอนุทวีปฉานไทย และกับแผ่นทวีปอินเดีย และมีการพัฒนาเกิดเป็นรอยเลื่อนชนิดต่างๆ ได้แก่ กลุ่มรอยเลื่อนระนองและกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ที่มีการแทรกดันของหินแกรนิตซึ่งเกิดจากการชนกันของแผ่นทวีปดังกล่าว (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

ประเทศไทยมีกลุ่มรอยเลื่อนที่สำคัญปรากฏหลายแนว และที่สำคัญเกือบทั้งหมดเป็นกลุ่มรอยเลื่อนตามแนวระดับ ประกอบด้วย 14 กลุ่มรอยเลื่อน (รูปที่ 2.8) พบว่าเหตุการณ์แผ่นดินไหวส่วนใหญ่มีศูนย์กลางการเกิดบริเวณรอยเลื่อนเหล่านี้ เช่น แผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 5 พฤษภาคม พ.ศ. 2557 บริเวณอำเภอแม่ลาว จังหวัดเชียงราย ที่ตำแหน่งรอยเลื่อนแม่จัน มีขนาด 6.3 ตามมาตราริกเตอร์ ในภาคใต้เกิดแผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 20 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2558 บริเวณทางทิศใต้ของเกาะยาวใหญ่ อำเภอเกาะยาว จังหวัดพังงา ขนาด 4 ตามมาตราริกเตอร์ เหตุการณ์การเกิดแผ่นดินไหวในภาคใต้จากในอดีตจนถึงปัจจุบัน ที่กระจายตัวอยู่บริเวณรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ตั้งแต่ ปี ค.ศ. 2008-2015 มีขนาด $1 \leq M \leq 5$ แสดงไว้ดังรูปที่ 2.11 และตารางที่ 2.3

นอกจากนี้แผนที่ภัยพิบัติแผ่นดินไหว (Seismic hazard map) ที่พัฒนาโดย Ornthammarath et al. (2010) แสดงให้เห็นว่าการสั่นสะเทือนของแผ่นดินไหวในประเทศไทยซึ่งแสดงด้วยค่า peak ground acceleration

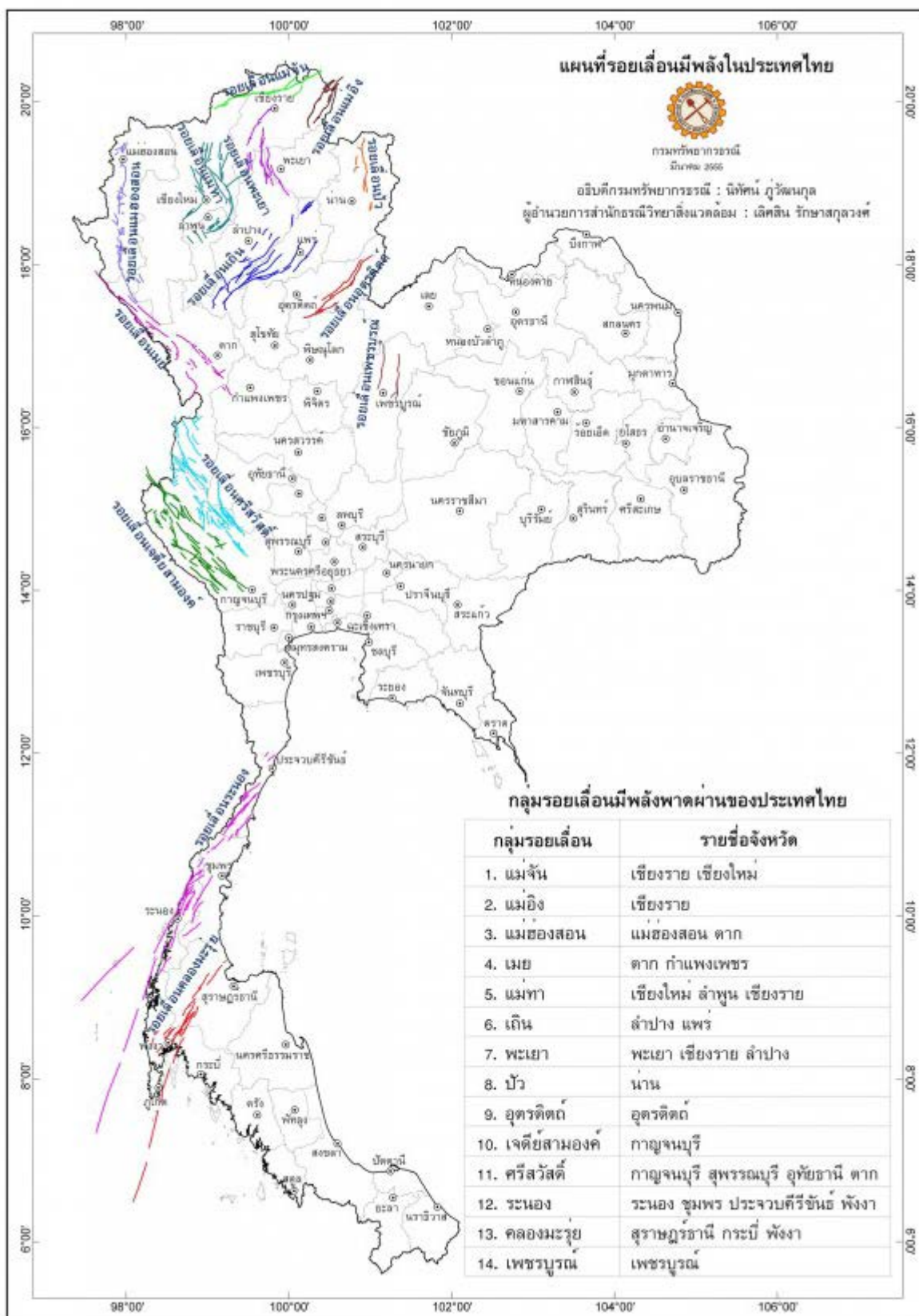
(PGA) มีค่าอยู่ในช่วง 0.8-28% ของค่าความเร่งโน้มถ่วงของโลก สำหรับคาบอุบัติซ้ำ 475 ปี (รูปที่ 2.9) จะเห็นได้ว่าบริเวณที่มีความเสี่ยงภัยแผ่นดินไหวสูงจะอยู่ทางภาคเหนือและภาคตะวันตกของประเทศไทยซึ่งมีแนวรอยเลื่อนพาดผ่านอยู่เป็นจำนวนมาก อย่างไรก็ตามแผนที่นี้ได้จากการประมาณค่าความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเหนือระดับ 30 เมตร เป็น 760 m/s เป็นค่าอ้างอิง ซึ่งในความเป็นจริงแต่ละพื้นที่จะมีค่าความเร็วคลื่นเฉือนที่แตกต่างกันออกไปเนื่องจากลักษณะทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกัน ดังนั้นแผนที่นี้จึงให้มุมมองของภัยพิบัติเชิงภูมิภาคซึ่งอาจมีความคลาดเคลื่อนจากความเป็นจริงได้

รอยเลื่อนมีพลัง (Active fault) บริเวณภาคใต้ของประเทศไทยประกอบด้วยรอยเลื่อนที่มีพลัง 2 รอยเลื่อน คือ กลุ่มรอยเลื่อนระนอง (Ranong Fault Zone) วางตัวในทิศตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ โดยเริ่มตั้งแต่ทะเลอันดามันขึ้นแผ่นดินที่อำเภอตะกั่วป่า อำเภอกระบุรี จังหวัดพังงา ต่อเนื่องมายังอำเภอสุขสำราญ อำเภอกะเปอร์ อำเภอเมืองระนอง อำเภอละอุ่น และอำเภอกระบุรี จังหวัดระนอง พาดผ่านพื้นที่อำเภอพะโต๊ะ อำเภอสวี อำเภอเมืองชุมพร และอำเภอท่าแซะ จังหวัดชุมพร ต่อเนื่องสู่อำเภอบางสะพานน้อย อำเภอบางสะพาน อำเภอทับสะแก อำเภอสามร้อยยอด อำเภอเมืองประจวบคีรีขันธ์ และลงสู่อ่าวไทยบริเวณทิศตะวันออกเฉียงของอำเภอสามร้อยยอด มีความยาวเฉพาะส่วนที่ปรากฏบนแผ่นดินประมาณ 300 กิโลเมตร ลักษณะหินต่างๆ ที่ผ่านรอยเลื่อนคือ หินโคลนปนกรวด หินทราย หินดินดาน หินปูนและหินแกรนิต (สุวิรัตน์ ติยะไพรัช, 2532)

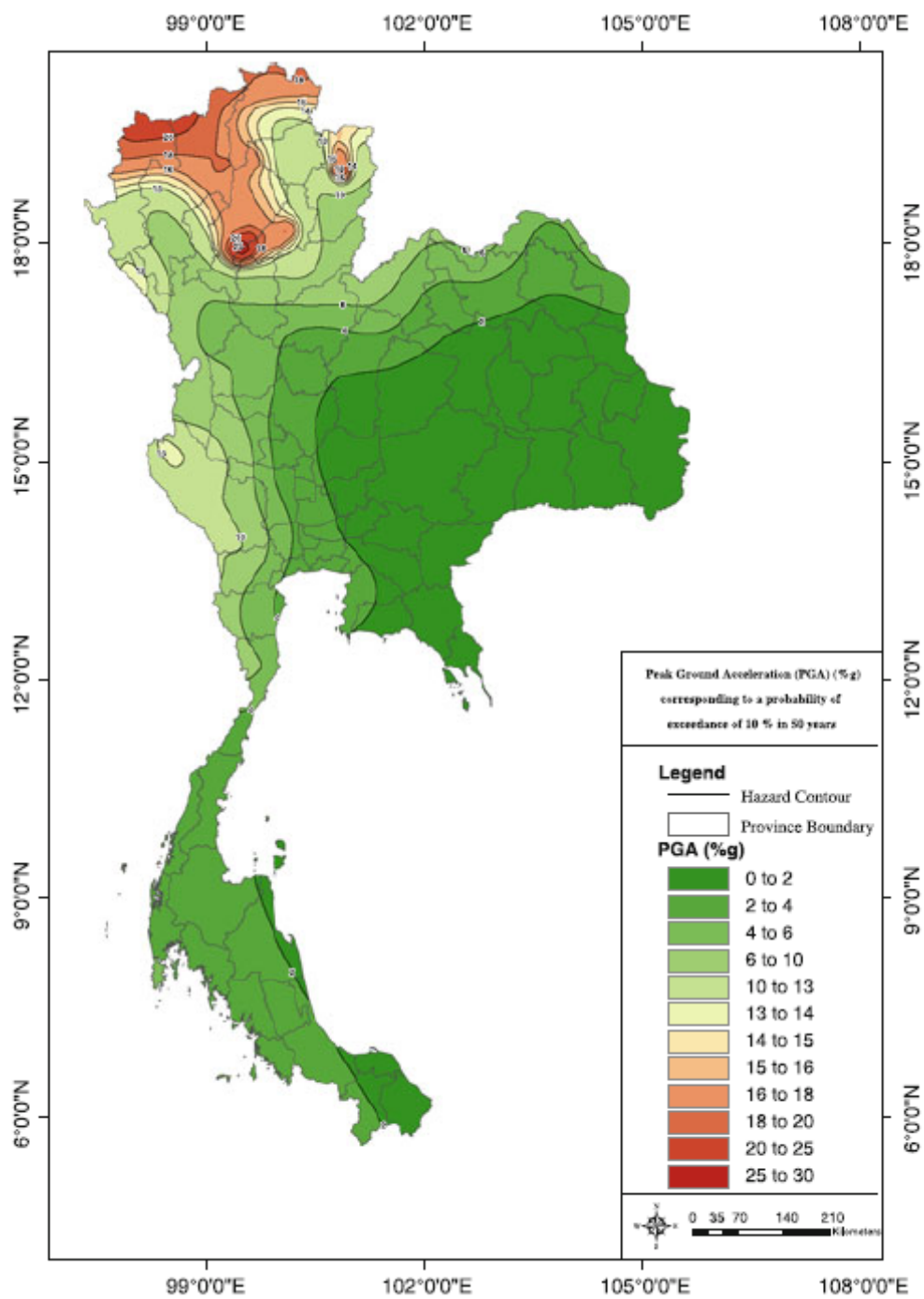
รอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (Khlong Marui Fault Zone) (รูปที่ 2.10) เป็นรอยเลื่อนตามแนวระดับที่วางตัวขนานกับรอยเลื่อนระนองและเลื่อนตัวแบบแนวตั้งและรอยเลื่อนย้อน วางตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ แนวรอยเลื่อนปรากฏในทะเลอันดามันตามทิศตะวันออกเฉียงของเกาะภูเก็ตและเกาะยาว ในบริเวณอ่าวพังงา รอยเลื่อนยาวผ่านลำคลองมะรุ่ย ในอำเภอทับปุด อำเภอตะกั่วทุ่ง และอำเภอท้ายเหมือง จังหวัดพังงา พาดผ่านมายังอำเภอพนม อำเภอคีรีรัฐนิคม อำเภอบ้านตาขุน อำเภอท่าฉาง และอำเภอไชยา จังหวัดสุราษฎร์ธานี การเคลื่อนตัวของกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยมีการเคลื่อนตัวไปทางขวา (dextral movement) และน่าจะมีผลจากการมุดตัว (subduction) ของแผ่นเปลือกโลกอินเดียหรืออินเดีย-ออสเตรเลีย ลงใต้แผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย ไกล่ร่องลึกกันสมุทรในทะเลอันดามันในช่วงยุคจูแรสซิกตอนปลายถึงยุคครีเทเชียสตอนต้น โดยมีการเคลื่อนตัวประมาณ 150 กิโลเมตร เฉพาะส่วนแผ่นดิน (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

ตารางที่ 2.3 ข้อมูลแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย จังหวัดสุราษฎร์ธานี ระหว่างปี ค.ศ. 2008-2015

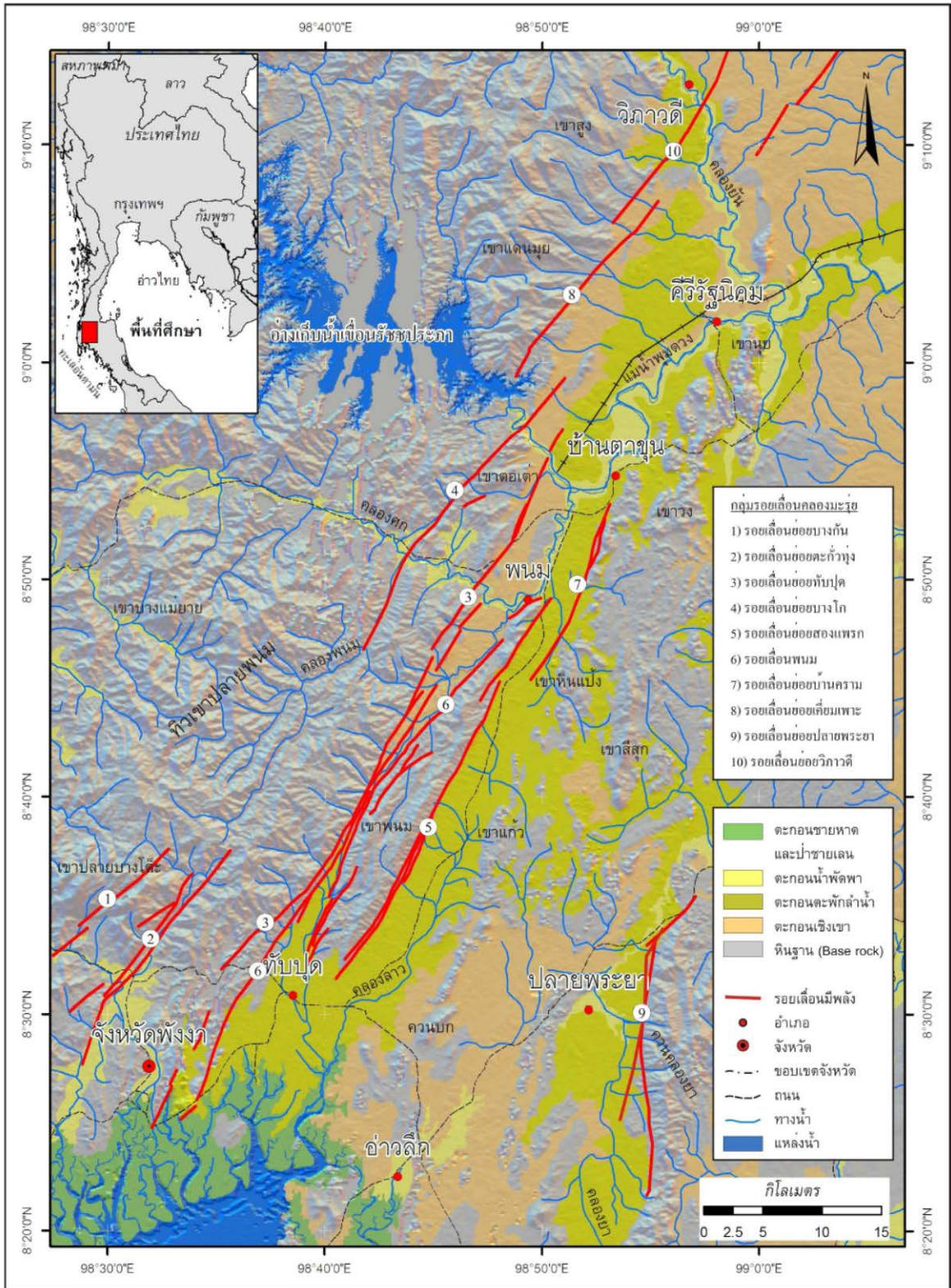
REF. ID	DATE - TIME	LAT.	LONG.	MAG.	REGION.	DETAIL
TM0077	2008-05-24 10:14:54	8.8273	98.8942	1	จ.สุราษฎร์ธานี	จุดศูนย์กลางห่างจาก อ.พนม ทางด้านตะวันออกเฉียงประมาณ 10 กิโลเมตร
TM0095	2008-09-04 02:56:23	9.256	98.619	3.1	จ.สุราษฎร์ธานี	
TM0118	2008-12-23 06:38:41	8.649	98.99	4.1	อ.พระแสง จ.สุราษฎร์ ธานี	รู้สึกสั่นไหวในบริเวณ อ.พระแสง
TM0967	2011-07-25 10:37:17	8.77	98.98	2.86	ตำบลบ้านเสด็จ อำเภอเคียนซา จังหวัดสุราษฎร์ธานี	ห่างจากอำเภอเคียนซา ไปทางทิศ ตะวันตกเฉียงใต้ประมาณ 25 กิโลเมตร
TM1890	2013-09-09 05:18:38	9.2	98.86	2.9	ต.ตะกุกใต้ อ.วิภาวดี จ.สุราษฎร์ธานี	
TM1972	2014-01-16 05:18:30	9.09	98.67	4	ต.เขาพัง อ.บ้านตาขุน จ.สุราษฎร์ธานี	ทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือของ อ.เมือง จ.พังงา ประมาณ 74 กม.



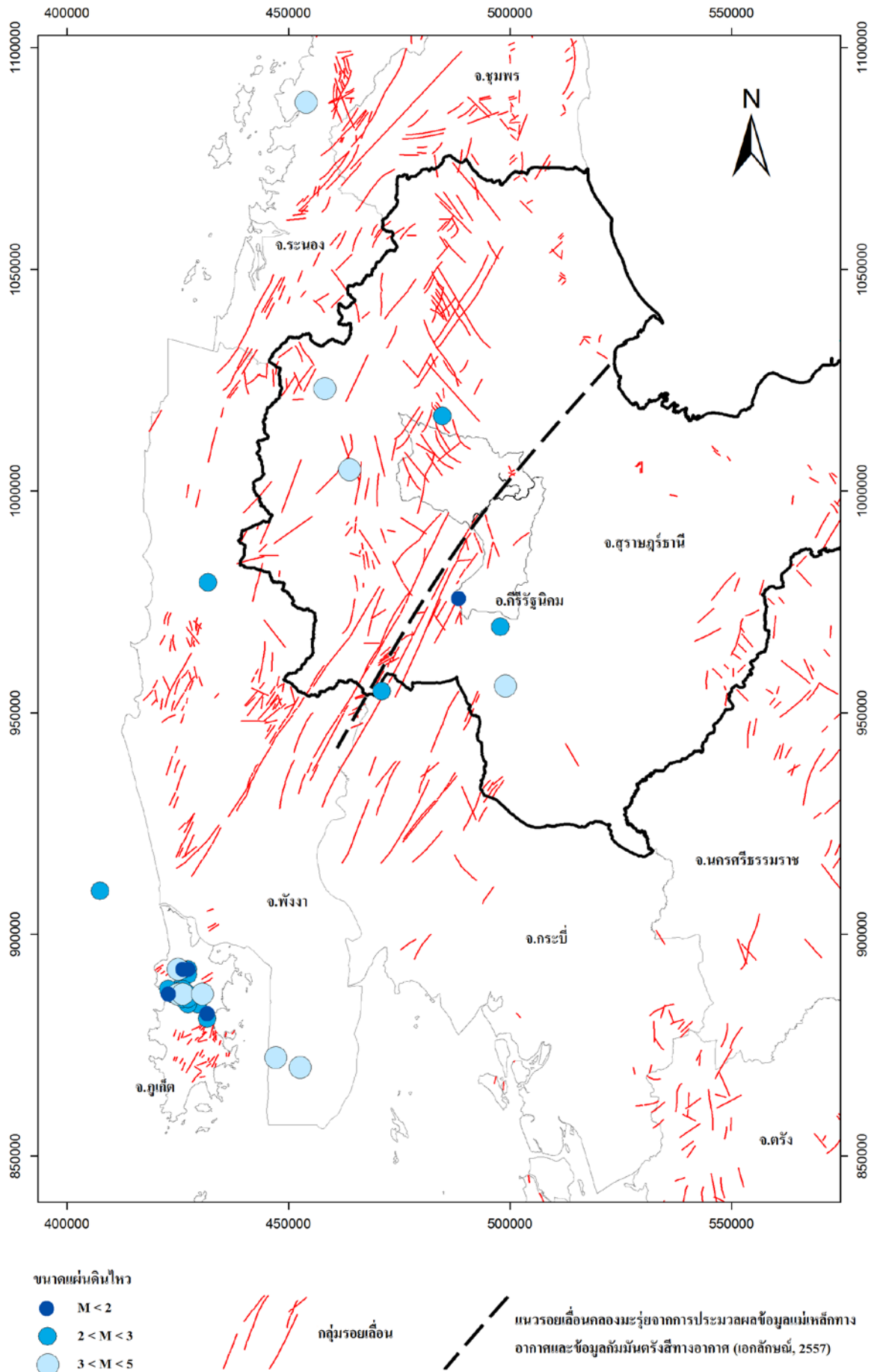
รูปที่ 2.8 แผนที่แสดงตำแหน่งรอยเลื่อนมีพลังในประเทศไทย (กรมทรัพยากรธรณี, 2555)



รูปที่ 2.9 แผนที่แสดงค่า PGA สำหรับความน่าจะเป็น 10% ในเวลา 50 ปี (Ornthammarath et al., 2010)



รูปที่ 2.10 แผนที่แสดงกลุ่มรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (เส้นสีแดง) (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)



รูปที่ 2.11 แสดงตำแหน่ง epicenter แผ่นดินไหวท้องถิ่นขนาดต่างๆตรวจวัดระหว่าง ปี ค.ศ. 2009-2015

2.3 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการประยุกต์ใช้วิธีธรณีฟิสิกส์เพื่อศึกษารอยเลื่อน

การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ได้ถูกนำไปประยุกต์ในงานศึกษาลักษณะโครงสร้างธรณีวิทยาใต้ผิวดินอย่างกว้างขวางทั้งในระดับความลึกตั้งแต่ 1-2 เมตร ไปจนระดับลึกถึงกิโลเมตร เช่น การสำรวจแหล่งน้ำมันและก๊าซธรรมชาติ แหล่งน้ำบาดาล แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ ทรัพยากรแร่ การศึกษาฐานรากในงานด้านวิศวกรรม และการศึกษาแหล่งโบราณคดี เป็นต้น ในที่นี้จะยกตัวอย่างงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการศึกษารอยเลื่อนโดยใช้เทคนิคทางธรณีฟิสิกส์ในพื้นที่ศึกษาอื่นๆ ได้แก่

Jarin Tulyatid (1992) ได้แปลความกัมมันตรังสีทางอากาศของโพแทสเซียม (K) ยูเรเนียมสมมูล (eU) และทอเรียมสมมูล (eTh) เพื่อศึกษาธรณีวิทยาของหินแกรนิตครอบคลุมพื้นที่อำเภอหัวหินจนกระทั่งถึงอำเภอปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ จากการแปลความสามารถจำแนกหินแกรนิตออกเป็น 2 ประเภท คือ แกรนิตที่มีริ้วขนาน (foliation) ในตอนกลางของพื้นที่ศึกษา และแกรนิตที่ไม่มีริ้วขนาน (non-foliation) บริเวณขอบของหินแกรนิต pluton โดยมีความเห็นว่าหินอัคนีแทรกซอนนี้วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ขนานกับแนวรอยเลื่อนหัวหินปราณบุรีสัมพันธ์กับบริเวณที่แผ่นเปลือกโลกยังมีการเคลื่อนตัว

Raksaskulwong and Subprinyaporn (1992) ได้แปลความข้อมูลสนามแม่เหล็กทางอากาศในอำเภอแม่แจ่ม อำเภอป่าแป๋ และอำเภอสันกำแพง จังหวัดเชียงใหม่ เพื่อกำหนดลักษณะทางธรณีวิทยาที่สอดคล้องกับแหล่งน้ำพุร้อน พบว่าแหล่งน้ำพุร้อนในอำเภอแม่แจ่มสัมพันธ์กับวัตถุที่มีสภาพรีปไว้ได้ทางแม่เหล็กสูงในระดับลึกแนวรอยสัมผัสของหิน และแนวรอยเลื่อนที่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ ส่วนในกรณีของแหล่งน้ำพุร้อนป่าแป๋ สนามแม่เหล็กผิดปกติสัมพันธ์กับหินอัคนีทั้งในระดับต้นและระดับลึก แนวรอยต่อของหินแกรนิตและหินตะกอนในท้องที่ และแหล่งน้ำพุร้อนสันกำแพงสนามแม่เหล็กผิดปกติสัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อน แนวรอยต่อระหว่างหน่วยหินต่างๆและหินฐานที่วางตัวอยู่ในระดับลึก

Pratt et al. (1998) ได้ศึกษาและประเมินความเสี่ยงที่จะเกิดภัยพิบัติเนื่องจากแนวรอยเลื่อนโดยใช้วิธีการสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนที่มีระดับสเกลแตกต่างกันโดยสเกลใหญ่ใช้ศึกษาโครงสร้างในระดับภูมิภาคและสเกลเล็กเพื่อศึกษาโครงสร้างในระดับท้องถิ่นผลการศึกษาจากสเกลใหญ่ยืนยันตำแหน่งของรอยเลื่อนที่สอดคล้องกับตำแหน่งของรอยเลื่อนในระดับต้นที่สังเกตได้จากการขุดร่องสำรวจโดยความกว้างของแนวรอยเลื่อนค่อนข้างแคบและมีแนวโน้มวางตัวต่อเนื่องสู่ผิวดิน สำหรับผลการศึกษาในสเกลเล็กที่ใช้ระยะห่างระหว่างตัวรับสัญญาณน้อยกว่าและอยู่ใกล้กับแนวขุดค้นให้ภาพของรอยต่อระหว่างชั้นดินที่ระดับความลึก 15-60 เมตร

Demant et al. (2001) ประยุกต์วิธีการสำรวจธรณีฟิสิกส์หลายวิธี (วิธีโทโมกราฟีทางไฟฟ้า วิธีวัดคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า วิธีเรดาร์หยังชั้นดิน และวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและแบบหักเห) เพื่อระบุตำแหน่งและทำแผนที่แนวรอยเลื่อนยุคควอเทอร์นารี ที่อยู่ในระดับต้นซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาแผ่นดินไหวในอดีตและช่วยในการหาตำแหน่งของแนวขุดร่องสำรวจที่ผิวหน้าของรอยเลื่อน ผลการสำรวจได้ตรวจพบความผิดปกติของคุณสมบัติทางฟิสิกส์ระหว่างสองด้านของแนวรอยเลื่อนที่มีชั้นหินและระดับน้ำบาดาลที่แตกต่างกัน นอกจากนี้ยังตรวจพบความต่อเนื่องของรอยเลื่อนที่ระดับลึกถึง 120 เมตรการศึกษาครั้งนี้ได้ขอเสนอแนะว่าควรใช้วิธีสำรวจธรณีฟิสิกส์หลายวิธีในการทำแผนที่แนวรอยเลื่อนโดยเฉพาะในระยะแรกของการสำรวจซึ่งข้อมูลทางธรณีวิทยายังไม่ชัดเจน

Wise et al. (2003) ใช้วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์หลายวิธีร่วมกันเพื่อศึกษาแนวรอยเลื่อนโดยวิธีการสำรวจที่ใช้ได้แก่วิธีวัดค่าความโน้มถ่วงการหยังลึกทางไฟฟ้าภาพตัดขวางทางไฟฟ้าแบบ 2 มิติ เรดาร์หยังชั้นดิน

และคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและหักเห ผลการศึกษาจากแต่ละวิธีให้ผลที่สอดคล้องกันโดยพบว่ามี ความผิดปกติของชั้นดินที่อยู่เหนือระนาบของรอยเลื่อนแต่ภาพที่ได้จากการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนและเรดาร์ หยั้งชั้นดินยังไม่ชัดเจนนัก เนื่องจากไม่พบความผิดปกติเหนือระนาบของแนวรอยเลื่อนทั้งนี้อาจเกิดจากไม่มี รอยต่อระหว่างชั้นดินที่โดดเด่นในชั้นตะกอนยุคควอเทอร์นารี รวมทั้งตะกอนที่เกิดจากการผุพังนี้อาจมีความหนา มากในกรณีนี้พบว่าการสำรวจด้วยวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าให้ข้อมูลของชั้นหินที่ระดับลึกได้ดีกว่า

Moussa et al. (2003) สำรวจบริเวณแนวของรอยเลื่อนมีพลังในทะเลทรายตะวันออกของประเทศ อียิปต์โดยการตรวจวัดแก๊สเรดอนในดินด้วยเครื่องอัตโนมัติ Alpha GUARD PQ2000 ผลการศึกษาสรุปได้ว่าการ ตรวจวัดแก๊สเรดอนและการศึกษาธรณีเคมีของน้ำบาดาลสามารถใช้ตรวจหาตำแหน่งรอยเลื่อนมีพลังในบริเวณ ดังกล่าวได้ผลดี

Carvalho et al. (2006) ได้ประยุกต์การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนเพื่อศึกษาและยืนยันตำแหน่ง ของรอยเลื่อนพร้อมทั้งตรวจสอบว่ารอยเลื่อนนั้นเป็นรอยเลื่อนที่มีพลังหรือไม่ จากการสำรวจทางธรณีวิทยาใน บริเวณใกล้เคียงกับพื้นที่ศึกษาได้ตรวจพบแนวรอยเลื่อนจากหินโผล่และการเปลี่ยนแปลงของตะกอนยุค Pleistocene ที่ปิดทับการศึกษาครั้งนี้จึงเป็นการตรวจสอบว่าแนวรอยเลื่อนในชั้นหินยุค Tertiary และ Quaternary มีลักษณะเดียวกัน นอกจากนี้ยังแปลความหมายการสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและการ หยั้งลึกทางไฟฟ้าในพื้นที่สำรวจโดยตรวจพบความผิดปกติในตะกอนยุคควอเทอร์นารีในบริเวณรอยเลื่อนซึ่งอาจ เกิดจากลักษณะทางเทคนิคในพื้นที่

Karastathis et al. (2007) ใช้วิธีการสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนเพื่อหาตำแหน่งขอบเขตและ cumulative displacement ของแนวรอยเลื่อน การศึกษาครั้งนี้สามารถบอกรูปร่างของแนวรอยเลื่อน ตลอดจนรูปร่างของแอ่งตะกอนที่ปิดทับ อย่างไรก็ตามการแปลความหมายข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนจะมีความ แม่นยำมากขึ้นถ้ามีข้อมูลธรณีฐานวิทยาและธรณีวิทยาประกอบ นอกจากนี้ผลที่ได้ยังให้ข้อมูลที่สำคัญ เกี่ยวกับการเกิด liquefaction ในพื้นที่ศึกษาที่อยู่ใกล้ชายฝั่งทะเลโดยได้ประมาณค่าอัตราส่วนปัวส์ซองอยู่ ในช่วง 0.48-0.49 ซึ่งบ่งบอกถึงการอิมตัวด้วยน้ำในตะกอนร่วน

2.4 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับพื้นที่ศึกษา

องค์ความรู้เกี่ยวกับรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยที่ได้จากการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์นั้นยังมีงานวิจัยที่เกี่ยวข้องไม่ มากนัก อย่างไรก็ตามมีงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับพื้นที่ศึกษา ได้แก่ การสำรวจแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพที่อยู่ ทางภาคใต้ของประเทศไทยโดยใช้เทคนิคทางธรณีฟิสิกส์ เช่น การสำรวจด้านความโน้มถ่วงการสำรวจด้านคลื่น ไหวสะเทือน การสำรวจสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดินและการแปลความแผนที่การสำรวจแม่เหล็กทางอากาศ ความรู้เกี่ยวกับต้นกำเนิดของความร้อนและการไหลถ่ายความร้อนจะเชื่อมโยงกับแนวรอยเลื่อนและการศึกษา เหตุการณ์แผ่นดินไหวได้เช่นกัน ตัวอย่างงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับพื้นที่ศึกษา ได้แก่

Keawmuangmoon (2010) ได้แปลความข้อมูลโทรสัมผัส (remote-sensing) และประเมินดัชนีธรณี ฐานในพื้นที่เขาพนมพบว่าลักษณะภูมิลักษณะการแปรสัณฐานทางตอนกลางของรอยเลื่อนมีหลายรูปแบบ และจากข้อมูลการชดเชยสำรวจพบว่าตามแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยเคยเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวใหญ่ 4 ครั้ง โดยมีขนาดใหญ่สุด 7.2 ตามมาตราริกเตอร์ และปัจจุบันรอยเลื่อนนี้ยังคงมีการเลื่อนตัวอยู่ด้วยอัตรา 0.4-0.5 มิลลิเมตรต่อปี

Sutiwanich (2010) ได้แปลความข้อมูลโทรสัมผัส (remote-sensing) และการสำรวจภาคสนาม เพื่อหาอายุของรอยเลื่อน พบว่ารอยเลื่อนคลองมะรุ่ยและรอยเลื่อนระนองเคยเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งใหญ่ขนาด 6.6 และ 6.2 ตามมาตราริกเตอร์ เมื่อประมาณ 2000 ปี และ 9000 ปีที่แล้ว ตามลำดับ และรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยมีคาบการอุบัติซ้ำ 2200 ± 803 ปี ขณะที่รอยเลื่อนระนองมีคาบการอุบัติซ้ำ 8300 ± 5544 ปี นอกจากนี้ยังพบว่าเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยมีอัตรา 0.08-0.5 มิลลิเมตรต่อปี ในขณะที่รอยเลื่อนระนองมีอัตราการเคลื่อนตัว 0.04-0.17 มิลลิเมตรต่อปี

ปัญญา จารุศิริ และคณะ (2550) ได้ใช้การแปลความข้อมูลโทรสัมผัสและภาพถ่ายจากดาวเทียม Landsat 7 ETM⁺ ในการจำแนกแ่งสะสมตัวของตะกอนควอเทอร์นารีและแนวเทือกเขาพบว่าแนวรอยเลื่อนหลายแนววางตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ขนานไปกับแนวเทือกเขา และทั้งแนวรอยเลื่อนระนองและแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยเป็นรอยเลื่อนตามแนวระดับ (strike-slip fault) มีการเคลื่อนตัวไปทางซ้าย นอกจากนี้ยังมีการสำรวจภาคสนาม และชุดร่องสำรวจและเก็บตัวอย่างตะกอนเพื่อหาอายุด้วยวิธีการเรืองแสงของความร้อน (Thermoluminescence, TL) และวิธีคาร์บอน-14 (Carbonyl-14) ผลการหาอายุอยู่ระหว่าง 1240-50000 ปี สอดคล้องกับตะกอนที่ถูกรอยเลื่อนตัดผ่านจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 6-7 ตามมาตราริกเตอร์ อย่างน้อย 5 ครั้ง และครั้งล่าสุดเกิดขึ้นเมื่อประมาณ 2000 ปีที่แล้ว ดังนั้นจึงจัดแนวรอยเลื่อนระนองและแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยเป็นรอยเลื่อนมีพลังมีคาบการอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหว 2000 ปี และ 1000 ปี ตามลำดับ

วรวิทย์ โลหะวิจารณ์ และคณะ (2552) ประยุกต์ใช้วิธีการวัดค่าสนามโน้มถ่วงเชิงภูมิภาคและวิธีการหยั่งลึกสภาพต้านทานไฟฟ้าของดินเพื่อกำหนดลักษณะโครงสร้างธรณีวิทยาในระดับลึกของแหล่งน้ำพุร้อนในบริเวณอำเภอไชยาและอำเภอท่าฉาง จังหวัดสุราษฎร์ธานี ผลการศึกษาพบค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติที่มีรูปทรงเรียวยาวมีแอมพลิจูดประมาณ 100 ถึง 120 $\mu\text{m/s}^2$ ปรากฏอยู่เหนือบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนไชยา ในขณะที่ค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติมีค่าต่ำในพื้นที่ของตะกอนยุคควอเทอร์นารี

ไตรภพ ผ่องสุวรรณ (2552) รายงานผลการวัดความเข้มข้นแก๊สเรดอนในดินที่จุดวัดหนึ่งในบริเวณรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย อ.ทับปุด จ.พังงาซึ่งพบความเข้มข้นแก๊สเรดอนสูงกว่าที่จุดตรวจวัดอื่นๆอย่างมากเชื่อว่าแก๊สเรดอนที่จุดดังกล่าวมีความเชื่อมโยงถึงแก๊สเรดอนในรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยที่สัมพันธ์กับระดับความแรงของแรงเทคโทนิคที่กระทำระหว่างเพลต Indian-Australian กับ Eurasian ผู้วิจัยสรุปว่าการเปลี่ยนแปลงความเค้นเทคโทนิค (Tectonic stress) ที่กระทำระหว่างเพลตและการเปลี่ยนแปลงความเครียดบนเพลต (Strain) กับเหตุการณ์แผ่นดินไหว อาจส่งผลให้ความเข้มข้นแก๊สเรดอนในบริเวณรอยเลื่อนมีการเปลี่ยนแปลงที่สามารถตรวจวัดได้และมีความสัมพันธ์กับเหตุการณ์แผ่นดินไหว

ไตรภพ ผ่องสุวรรณ และคณะ (2556) ได้ใช้เทคนิคธรณีฟิสิกส์ชนิดต่างๆ ได้แก่ การสำรวจสนามแม่เหล็กโลกทางอากาศ และกัมมันตรังสีทางอากาศ ร่วมกับการหาอายุตะกอนในร่องสำรวจ การวิเคราะห์ข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ การตรวจวัดแก๊สกัมมันตรังสีเรดอน-220/222 ในดิน และในน้ำ การตรวจวัดปริมาณเรเดียม-226 ในน้ำ การตรวจวิเคราะห์สารกัมมันตรังสีธรรมชาติในดิน/หินตัวอย่าง พบว่าแนวเส้นโพแทสเซียม ทอเรียม และ ยูเรเนียม มีความสัมพันธ์ใกล้ชิดในลักษณะเป็นแนวขนานกับแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ส่วนข้อมูลแก๊สกัมมันตรังสีในดินสามารถใช้กำหนดแนวรอยเลื่อนได้เช่นกัน นอกจากนี้ผลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีตรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนสามารถตรวจสอบโครงสร้างแบบรอยเลื่อนได้อย่างชัดเจนที่ระดับลึก 50 – 150 เมตร ผลการศึกษาสรุปว่าแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยตัดผ่านลงทะเลอ่าวไทยในเขตอำเภอท่าฉางมี

ตำแหน่งอยู่ทางตะวันตกของอำเภอท่าฉางประมาณ 1 – 2 กิโลเมตร และอยู่ทางเหนือของอำเภอประมาณ 2 – 4 กิโลเมตร

ไตรภพ ผ่องสุวรรณและคณะ (2556) ได้ทำการสำรวจธรณีวิทยาหินโผล่และบ่อดินในพื้นที่อำเภอท่าฉางสำรวจพบรอยเลื่อน ทั้งยังตรวจพบหิน Silicified rocks และพบรอยเลื่อนไถล Slickensides ที่เป็นหลักฐานรอยเลื่อนจำนวนมาก ในจุดหินโผล่ ซึ่งอยู่ไม่ไกลจากแนวที่สำรวจคลื่นไหวสะเทือน ซึ่งผลการวิเคราะห์ข้อมูลไซสโมแกรมพบแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยได้ชัดเจน และสอดคล้องกับแนวรอยเลื่อนที่วิเคราะห์จากข้อมูลแผนที่กัมมันตรังสี โดยมีทิศทางหลักในทิศ N-NE

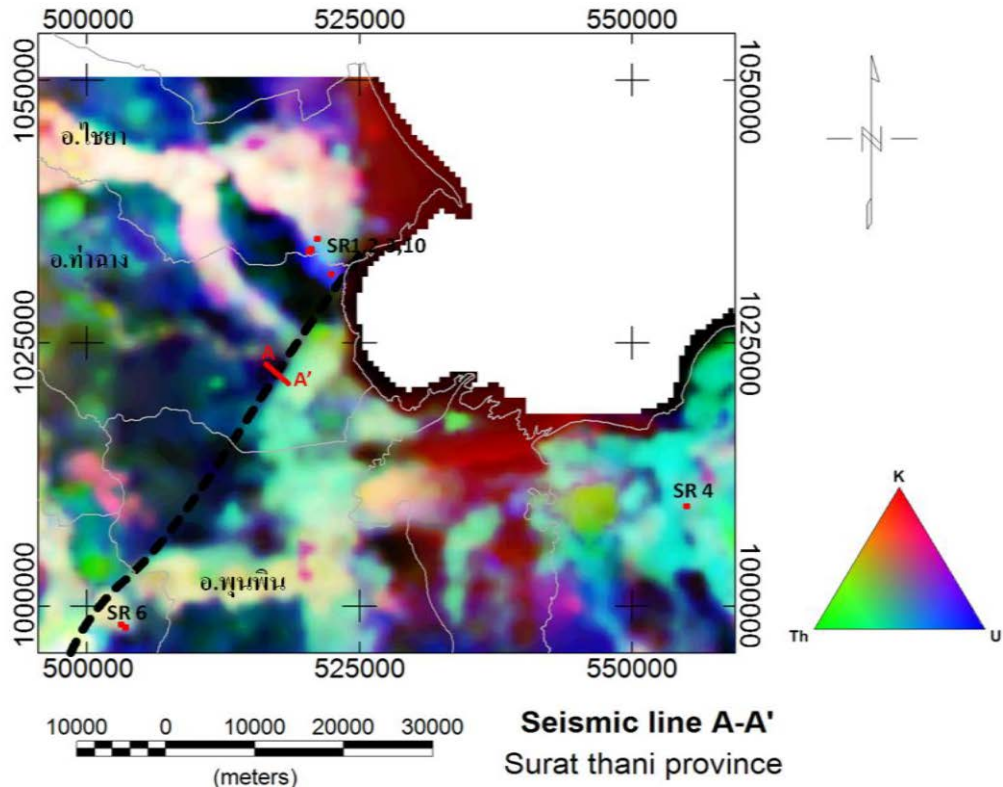
เอกลักษณ์ มอภิจิต (2557) ได้ใช้เทคนิคธรณีฟิสิกส์ทางอากาศโดยทำการวิเคราะห์ข้อมูลแม่เหล็กทางอากาศ และการวิเคราะห์ข้อมูลกัมมันตรังสีทางอากาศ พบว่าการวิเคราะห์ข้อมูลแม่เหล็กทางอากาศมีตำแหน่งบริเวณที่เกิดค่าผิดปกติทางแม่เหล็ก ซึ่งแสดงถึงตำแหน่งรอยต่อทางแม่เหล็กในบริเวณอำเภอไชยา อำเภอพุนพิน ไปสู่อำเภอคีรีรัฐนิคม โดยบริเวณดังกล่าวเป็นบริเวณใกล้เคียงกับแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ที่ได้ศึกษาโดย ไตรภพ ผ่องสุวรรณ และคณะ (2556)

จากการสร้างแผนที่กัมมันตรังสีทางอากาศโพแทสเซียม (K) พบว่ามีค่ากัมมันตภาพรังสีโพแทสเซียมสูงบริเวณแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย เนื่องมาจากการสลายตัวของภูเขาหินแกรนิต โดยการสลายตัวของแร่ประกอบหินแกรนิตชนิด โพแทสเซียมเฟลด์สปาร์ (K-feldspar) ไปเป็นแร่เคลย์ (Clay) ที่มีขนาดเล็กทำให้เคลื่อนที่ไปได้ไกลจากภูเขาหินแกรนิต ส่งผลให้บริเวณตะกอนต่างๆ เช่น ตะกอนฝุ่ขิงเขา (Qc), ตะกอนชายฝั่ง (Qmc), และตะกอนทรายกรวดน้ำพา (Qa) มีค่ากัมมันตภาพรังสีโพแทสเซียมสูง แสดงถึงแนวรอยเลื่อนพาดผ่านอำเภอไชยาไปสู่อำเภอคีรีรัฐนิคม

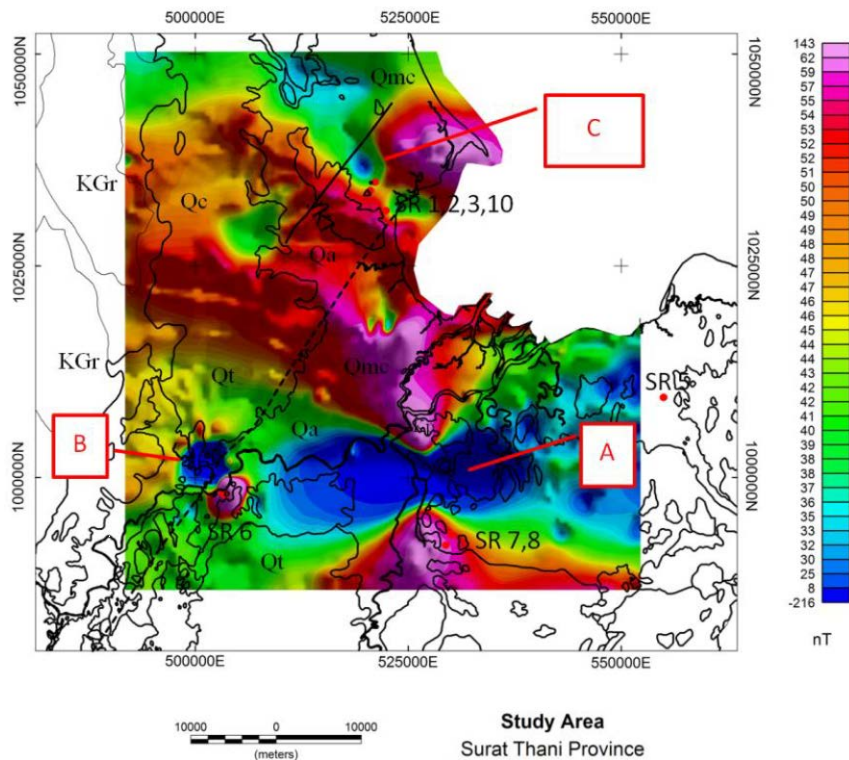
แผนที่กัมมันตภาพรังสียูเรเนียมสมมูล (eU) พบว่ามีค่ากัมมันตภาพรังสียูเรเนียมสมมูลมีค่าสูงในบริเวณอำเภอคีรีรัฐนิคม เป็นหน่วยหินปูนชุดราชบุรี (Pr) เนื่องมาจากการสลายตัวของแร่ฟลูออไรต์ของภูเขาหินแกรนิตได้เคลื่อนที่ปกคลุมตะกอนเศษหินเชิงเขาฝุ่ขิงเขาอยู่ใกล้กับที่ (Qc) และเคลื่อนที่กระจายไปทั่วบริเวณตะกอนน้ำพา (Qa) ต่อเนื่องไปยังตะกอนชายฝั่ง (Qmc) และตะกอนน้ำพาตามแนวแม่น้ำ (Qt) มาจากการสลายตัวของยูเรเนียม-238 เป็นเรเดียม -226 ซึ่งสลายได้ดีในน้ำจึงสามารถเคลื่อนที่ไปได้ไกลจากภูเขาหินแกรนิต แสดงถึงแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยใหม่ลากผ่านบริเวณแนวหินปูนบริเวณอำเภอไชยาไปสู่อำเภอคีรีรัฐนิคม

แผนที่กัมมันตภาพรังสี 3 มิติ (รูปที่ 2.12) แสดงถึงระดับปริมาณทอเรียมสมมูล (eTh) พบว่ามีค่ากัมมันตภาพรังสีสูงบริเวณภูเขาหินแกรนิต (KGr) ที่เกิดจากการฝุ่ขิงและเคลื่อนที่มายังบริเวณตะกอนเชิงเขา (Qc), ตะกอนชายฝั่ง (Qmc) และตะกอนน้ำพาต่อเนื่องบนหินปูนราชบุรี (Pr) บริเวณอำเภอไชยาไปสู่อำเภอคีรีรัฐนิคม

ผลการแปลความแม่เหล็กทางอากาศในพื้นที่จังหวัดสุราษฎร์ธานี (รูปที่ 2.13) พบว่ามีตำแหน่งบริเวณที่เกิดค่าผิดปกติทางแม่เหล็ก 3 บริเวณ คือบริเวณเขาหัวควาย อำเภอพุนพินติดต่อกับอำเภอเมืองสุราษฎร์ธานี บริเวณเขาชันกะ เขาดิน และเขาหลง อำเภอคีรีรัฐนิคม และบริเวณเขาน้ำร้อน อำเภอไชยติดต่อกับอำเภอท่าฉาง มีความผิดปกติมีลักษณะเป็นแบบคู่ขั้ว (Magnetic dipole) ความเข้มสนามแม่เหล็กบริเวณค่าผิดปกติอยู่ในช่วงระหว่าง -70 ถึง 140 นาโนเทสลา แสดงถึงตำแหน่งรอยต่อทางแม่เหล็กใกล้เคียงกับแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (กรมทรัพยากรธรณี, 2553)



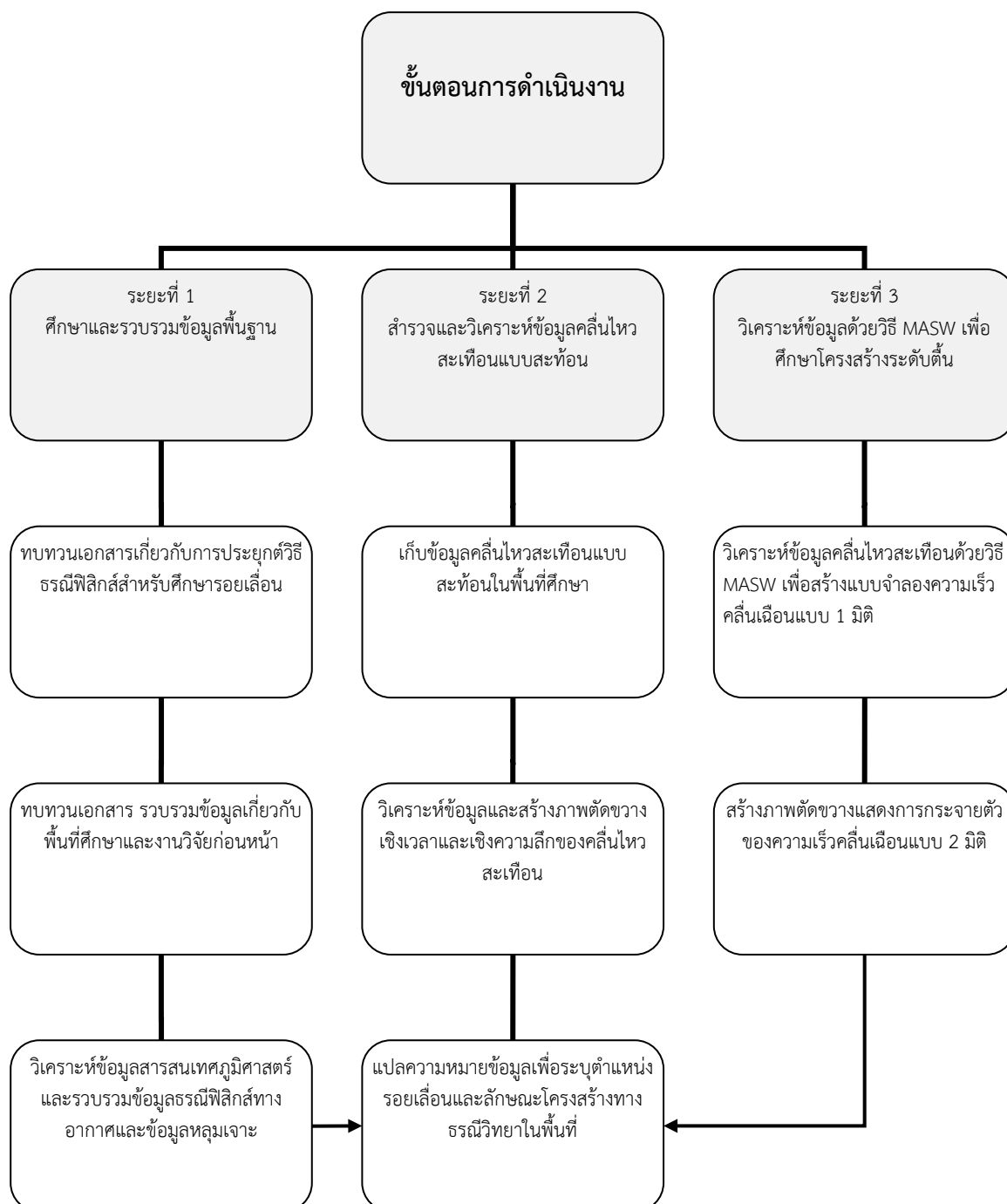
รูปที่ 2.12 ภาพขยายแผนที่ที่กัมมันตรังสี ผสม 3 สี (Ternary map) โดย วงกลมสีแดงแสดงตำแหน่งบ่อน้ำร้อน, เส้นทึบสีแดงเส้นทึบสีขาวแสดงขอบเขตอำเภอและเส้นประสีดำแสดงเส้น Ternary Lineament (ไตรภพ ผ่องสุวรรณ และคณะ, 2556) มาตรฐานแผนที่ 1:1000000



รูปที่ 2.13 แผนที่ความเข้มสนามแม่เหล็กผิดปกติซ้อนทับขอบเขตทางธรณีวิทยา (กรมทรัพยากรธรณี, 2550) เส้นทึบสีดำแสดงแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (กรมทรัพยากรธรณี, 2553) เส้นประสีดำแสดงแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย (ไตรภพ ผ่องสุวรรณ และคณะ, 2556) และจุดสีแดงแสดงตำแหน่งน้ำพุร้อน มาตรฐานแผนที่ 1:1000000

3. การดำเนินการวิจัย

งานวิจัยนี้แบ่งขั้นตอนการดำเนินงานออกเป็น 3 ระยะ เพื่อให้บรรลุผลสอดคล้องตามวัตถุประสงค์ของงานวิจัยดังกล่าวมาแล้วในบทที่ 1 ดังแสดงในแผนภูมิดังรูปที่ 3.1



รูปที่ 3.1 แผนภูมิแสดงขั้นตอนการดำเนินงานวิจัย

3.1 ระยะที่ 1: ศึกษาและรวบรวมข้อมูลพื้นฐาน

การดำเนินงานในระยะนี้เป็นกรรวบรวมข้อมูลพื้นฐานใช้ประกอบการวางแผนการสำรวจธรณีสัณฐาน และการแปลความหมายข้อมูล โดยมีรายละเอียดดังนี้

3.1.1 สำรวเอกสารที่เกี่ยวข้อง

สืบค้นข้อมูลธรณีวิทยาเชิงภูมิภาคและเชิงท้องถิ่น ตลอดจนธรณีแปรสัณฐาน ข้อมูลด้านแผ่นดินไหว และการศึกษาทางธรณีสัณฐานในพื้นที่ศึกษาเพื่อได้องค์ความรู้และแนวทางในการวางแผนการดำเนินงาน และใช้ประกอบการเลือกพื้นที่ศึกษาด้วยวิธีธรณีสัณฐาน (ดังรายละเอียดในบทที่ 2)

3.1.2 ศึกษาข้อมูลทางสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS) และภาพถ่ายดาวเทียม

ได้ทำการแปลความหมายข้อมูลแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model: DEM) ที่มีความละเอียดของข้อมูลที่มีระยะห่างระหว่างกริด 90 เมตร และทำการประมวลผลข้อมูลโดยใช้โปรแกรม ENVI 4.7 และ ArcGIS Version 9.3 ผู้ทำการวิจัยได้กำหนดกรอบพื้นที่การประมวลผลข้อมูลการสำรวจข้อมูลระยะไกลให้ครอบคลุมพื้นที่ศึกษา ระหว่างพิกัด 966000 – 1029000N และ 465000 - 524000E ซึ่งครอบคลุมพื้นที่อำเภอศรีรัตนนิคม และบางส่วนของกิ่งอำเภอวิภาวดี อำเภอท่าฉาง อำเภอท่าชนะ อำเภอพุนพิน อำเภอบ้านนาเดิม อำเภอเคียนซา และอำเภอบ้านขุนตาล จังหวัดสุราษฎร์ธานี ทั้งนี้เพื่อหาแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องของโครงสร้างทางธรณีวิทยา (lineament) ที่คาดว่าจะมีความสัมพันธ์กับตำแหน่งรอยเลื่อนทำการประมวลผลข้อมูลให้ครอบคลุมพื้นที่ทำการวิจัยในภาพกว้าง

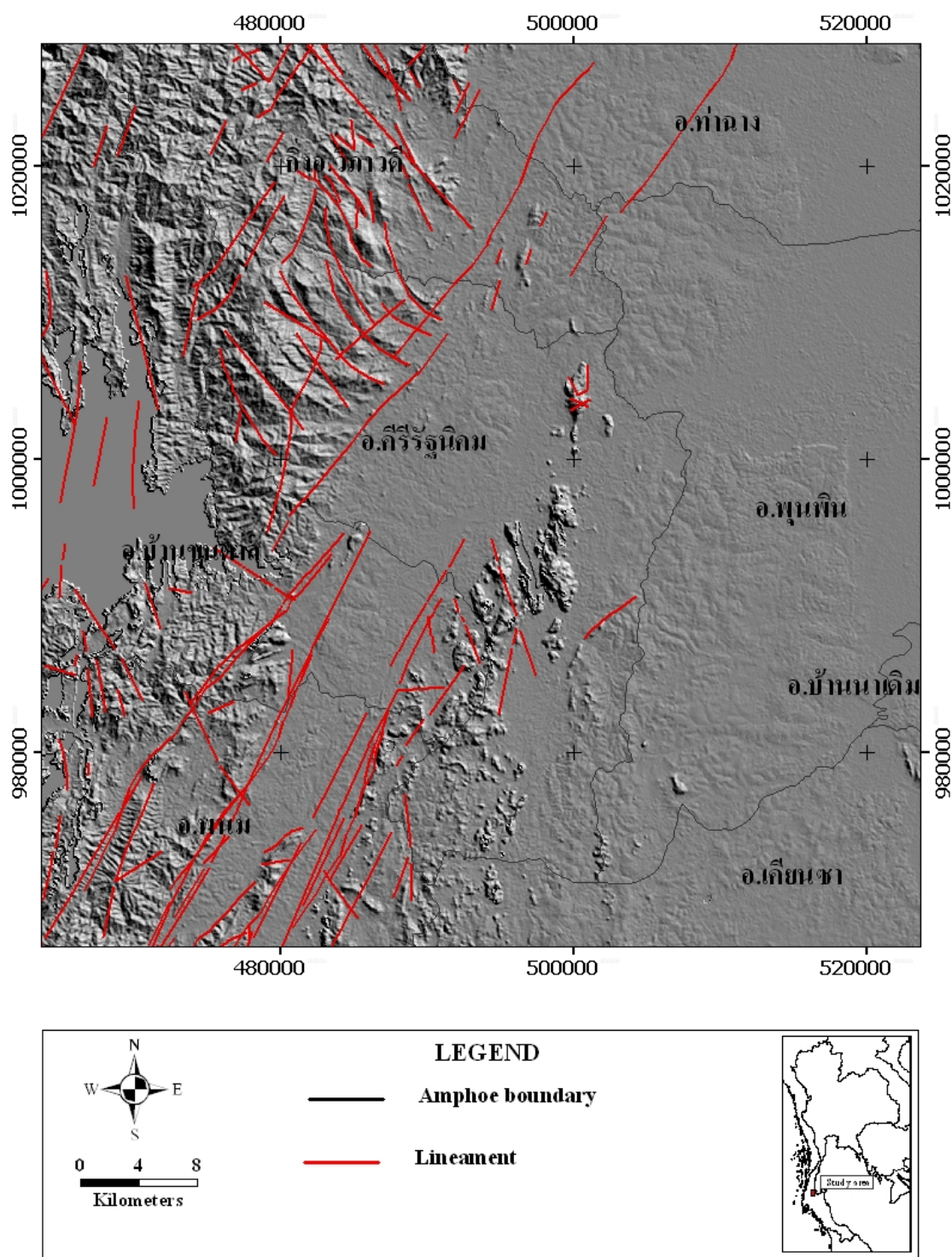
วิธีดำเนินการวิจัยการวิเคราะห์ภาพถ่ายดาวเทียม มีรายละเอียด ดังนี้

ภาพถ่ายดาวเทียมที่ใช้ในงานวิจัยครั้งนี้ คือ ภาพถ่ายดาวเทียมระดับความสูงเชิงเลข (Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model หรือ SRTM DEM) สำหรับข้อมูลแบบจำลองระดับความสูง SRTM DEM สร้างขึ้นโดย NASA มีความละเอียดทางราบ 90 เมตร เป็นข้อมูลที่จัดทำขึ้นมาจาก Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometric data (Rabus et al., 2003) ข้อมูลชุดนี้เป็นที่ยอมรับว่าสามารถนำมาสร้างแบบจำลองความสูงเชิงตัวเลขได้เป็นอย่างดี โดยมีต้นแบบได้ถูกจัดทำขึ้นที่ความละเอียด 1 arc-second หรือประมาณ 30 เมตร แต่ชุดที่ให้บริการฟรีผ่านระบบเครือข่ายอินเทอร์เน็ต ถูกลดความละเอียดลงเหลือ 3 arc-second หรือ 90 เมตร ในระบบพิกัดทางราบอ้างอิง WGS1984 ข้อมูลดังกล่าวมีรูปแบบเป็นข้อมูลดิจิทัลที่บอกถึงระดับความสูงต่ำของพื้นผิวโลก จากนั้นนำข้อมูลที่ได้นำมาสร้างเป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เพื่อให้เห็นถึงลักษณะภูมิประเทศที่ปรากฏจริง และแสดงออกมาในรูปแบบของแผนที่ภูมิประเทศหรือแบบจำลอง 3 มิติ เนื่องจาก DEM ช่วยให้เห็นถึงสภาพภูมิประเทศในลักษณะที่เสมือนจริง จึงเป็นประโยชน์อย่างมากต่อการศึกษารธรณีวิทยา โดยเฉพาะใช้ศึกษาด้านธรณีสัณฐาน เพื่อจำแนกชนิดหินและธรณีวิทยาโครงสร้าง ข้อมูล SRTM DEM ที่ใช้ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้มีความละเอียด 90 เมตร สามารถดาวน์โหลดได้ (<http://srtm.usgs.gov>) โดยพื้นที่ศึกษาวิจัยครอบคลุมข้อมูล DEM จำนวนทั้งหมด 1 ภาพด้วยกันดังต่อไปนี้ SRTM_57_11 คือ Path 57 และ Roll 11 ตามลำดับ ข้อมูลเมื่อ 25 มิถุนายน 2547 ความละเอียด 90 เมตร ข้อมูลทั้งหมดอยู่ในรูปแบบของข้อมูลดิจิทัล และใช้โปรแกรม ENVI 4.2 ในการปรับปรุงคุณภาพข้อมูล

แบบจำลองลักษณะภูมิประเทศ เป็นการประมวลผลข้อมูล DEM แล้วนำมาแสดงได้หลายแบบ เช่น เส้นชั้นความสูง (contour line), TIN (Triangulated Irregular Network), Shade relief หรือภาพ 3 มิติ ซึ่งในงานวิจัยครั้งนี้ได้แสดงผลในรูปแบบของการแลเงภูมิประเทศ (Shade relief) โดยการกำหนดตำแหน่งของดวงอาทิตย์ด้วยค่า sun azimuth และค่า sun elevation angle โดยภาพที่ได้จะเป็นภาพในโทนสีเทา ดังรูปที่ 3.2 ซึ่งระดับเข้มโทนสี ขึ้นอยู่กับทิศทาง (azimuth) โดยมีค่าตั้งแต่ 0°-360° และมุมของแสงอาทิตย์ (sun angle) โดยมีค่าตั้งแต่ 0°-90° ที่มาตกระทบกับพื้นผิว ยิ่งแสงอาทิตย์ทำมุมต่ำมากขึ้นเท่าไร ระดับความเข้มของสีเทาก็จะเพิ่มมากขึ้นเรื่อยๆ จนเข้มที่สุดคือสีดำ และนอกจากนั้นโทนสีเทา ยังขึ้นอยู่กับลักษณะภูมิประเทศ เช่น ความ

ชัน (slope) และ ทิศทาง (aspect) ของพื้นผิวอีกด้วยซึ่งข้อมูล DEM นั้นมีประโยชน์เป็นอย่างมากในการศึกษาธรณีสัณฐาน การจำแนกชนิดหิน และธรณีวิทยาโครงสร้าง โดยในการศึกษาครั้งนี้ใช้ ทำการปรับปรุงข้อมูลด้วยการแรเงาภูมิประเทศ (shaded-relief image) ด้วยมุมระดับความสูงดวงอาทิตย์ (sun elevation angle) ที่ 30° และมุม sun azimuth 45° , ลงในบริเวณพื้นที่ศึกษาที่กำหนด จากนั้นจึงนำข้อมูลภาพเข้าสู่โปรแกรม ArcGis 9.3 เพื่อทำการแปลความลากแนว lineaments ผลการลากเส้นแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาแสดงดังรูปที่ 3.2

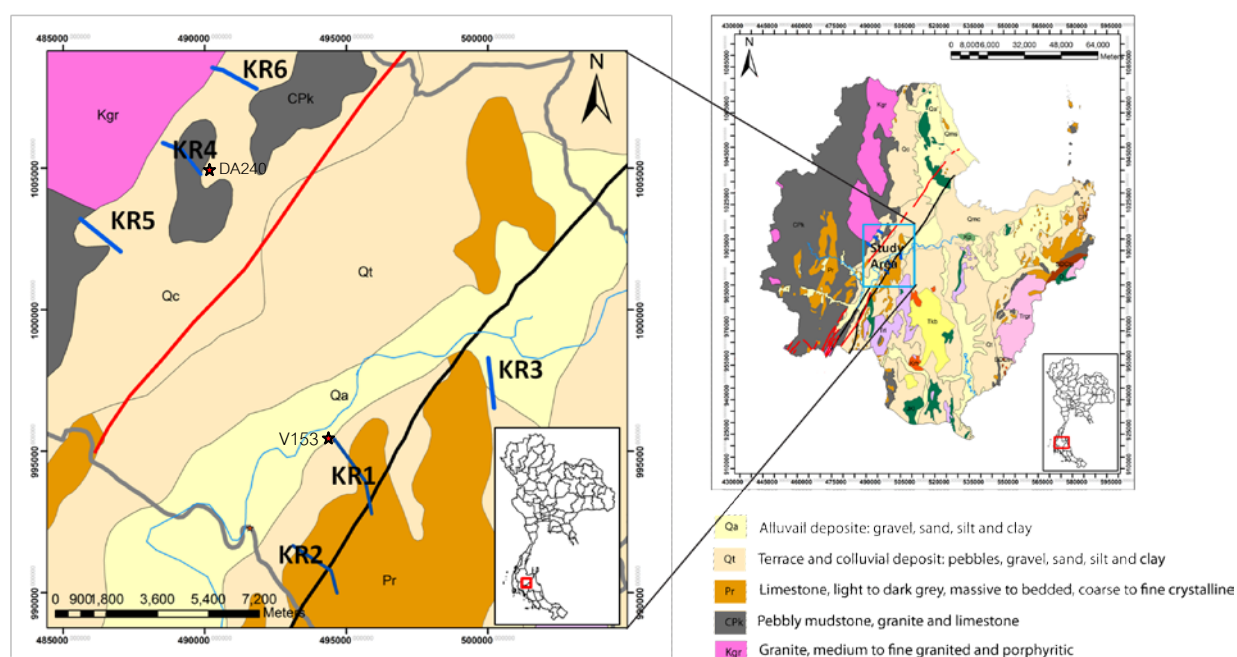
จากผลการแปลความหมายข้อมูล DEM ตำแหน่งที่แน่นอนของแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยา จะทำการตรวจสอบด้วยเครื่องวัดพิกัดทางภูมิศาสตร์ (GPS) พร้อมทั้งทำการตรวจสอบลักษณะรูปร่างทางธรณีวิทยา (Geomorphology) เพื่อยืนยันผลของตำแหน่งแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาที่สนใจนั้นมีความสัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อน จากนั้นจึงกำหนดแนววัดเพื่อทำการวัดด้วยวิธีทางธรณีฟิสิกส์เพื่อยืนยันตำแหน่งที่แท้จริงของรอยเลื่อนในพื้นที่วิจัยในลำดับต่อไป



รูปที่ 3.2 แสดงข้อมูลแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (DEM) และแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาครอบคลุมพื้นที่ทำวิจัยในภาพกว้าง โดยครอบคลุมพื้นที่อำเภอคีรีรัฐนิคม และบางส่วนของกิ่งอำเภอวิภาวดี อำเภอท่าฉาง อำเภอท่าชนะ อำเภอพุนพิน อำเภอบ้านนาเดิม อำเภอเคียนซา และอำเภอบ้านขุนताल จังหวัดสุราษฎร์ธานี

3.2 ระยะที่ 2: สำรองและวิเคราะห์ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

ผลที่ได้จากการทบทวนข้อมูลพื้นฐานที่เกี่ยวข้อง นำไปสู่การวางแผนสำรวจธรณีฟิสิกส์ขั้นต้นในพื้นที่ศึกษา และวิเคราะห์ข้อมูลในห้องปฏิบัติการ เพื่อสร้างภาพตัดขวางเชิงเวลาและเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือน จำนวน 3 แนวสำรวจ คือ KR1, KR2 และ KR3 (รูปที่ 3.3) ผลที่ได้นี้จะใช้เป็นข้อมูลยืนยันตำแหน่งและแนวการวางตัวของรอยเลื่อนที่ได้แปลความไว้ด้วยข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ (ไตรกราฟ ผ่องสุวรรณ และคณะ 2556) ต่อมาได้ทำการสำรวจธรณีฟิสิกส์เพิ่มเติมจำนวน 3 แนวสำรวจ คือ KR4, KR5 และ KR6 (รูปที่ 3.3) เพื่อตรวจสอบตำแหน่งและแนวการวางตัวของรอยเลื่อนที่ได้ระบุไว้ก่อนหน้านี้โดยกรมทรัพยากรธรณี โดยมีรายละเอียดวัสดุ อุปกรณ์และการดำเนินงาน ดังนี้



รูปที่ 3.3 ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาพร้อมแสดงแนวสำรวจ (เส้นทึบสีน้ำเงิน) แนวรอยเลื่อนที่กำหนดโดยกรมทรัพยากรธรณีแสดงด้วยเส้นทึบสีแดงและแนวรอยเลื่อนที่ได้จากการแปลความธรณีฟิสิกส์ทางอากาศแสดงด้วยเส้นทึบสีดำ

3.2.1 วัสดุและอุปกรณ์ที่ใช้ในการวิจัย

การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน มีเครื่องมือและวัสดุ อุปกรณ์ที่เกี่ยวข้องได้แก่

1. เครื่องมือสำรวจคลื่นไหวสะเทือน 1 ชุด ประกอบด้วย

- เครื่องบันทึกสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน (seismograph) ยี่ห้อ Geometric รุ่น SmartSeis ชนิด 24 ช่องสัญญาณ สำหรับควบคุมการเก็บข้อมูลและบันทึกผลหรือแสดงผลในขณะเก็บข้อมูล (รูปที่ 3.4a)

- hammer switch และ/หรือ trigger geophone เป็นอุปกรณ์สำหรับส่งสัญญาณทริกไปยังเครื่องบันทึกสัญญาณเพื่อบอกเวลาที่เริ่มบันทึกข้อมูล

- จีโอโฟน (geophone) จำนวน 24 ตัว สำหรับรับสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน โดยใช้ vertical geophone ที่มีความถี่ธรรมชาติ 14 Hz สำหรับตรวจวัดคลื่นอัดและคลื่นเรย์ลี จีโอโฟนที่ปักบนพื้นดินแล้วจะเชื่อมต่อกันด้วย extension cables (รูปที่ 3.4b) เพื่อเชื่อมต่อข้อมูลและส่งข้อมูลจากตัวรับสัญญาณไปยังเครื่องบันทึกสัญญาณ

- seismic source สำหรับให้กำเนิดสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน โดยใช้ก้อนขนาด 5 กิโลกรัมทุบบนแผ่นเหล็กในแนวตั้ง (รูปที่ 3.4c)

2. ตลับเมตร 1 ชุด สำหรับวัดระยะทางและวางแนวสำรวจ
3. แบตเตอรี่ขนาด 12 โวลต์ สำหรับจ่ายแรงดันไฟฟ้าให้กับเครื่องมือบันทึกสัญญาณ
4. GPS 1 ชุด สำหรับระบุตำแหน่งพิกัดทางภูมิศาสตร์ของแนวสำรวจ
5. โปรแกรม Globe Claritas (GNS Science, Ins.) สำหรับวิเคราะห์คลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและ Surfseis (Kansas University) สำหรับวิเคราะห์ข้อมูลด้วยวิธี MASW
5. โปรแกรม Surfer สำหรับทำแผนที่คอนทัวร์
6. เครื่องคอมพิวเตอร์ส่วนบุคคล

a)



b)



c)



รูปที่ 3.4 อุปกรณ์และเครื่องมือที่ใช้ในการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือน
seismograph b) จีไอโฟนและเคเบิล c) ค้อนและแผ่นเหล็กรับการกระแทก

a) Geometric SmartSeis

3.2.2 ขั้นตอนและวิธีเก็บรวบรวมข้อมูล

ในการดำเนินงานภาคสนาม ทีมวิจัยได้กำหนดช่วงเวลาในการเก็บข้อมูลไว้ 3 ครั้ง โดยแต่ละครั้งใช้ระยะเวลาในการเก็บข้อมูลประมาณ 7-10 วัน โดยมีรายละเอียดดังนี้

การสำรวจภาคสนามครั้งที่ 1 เดือนกุมภาพันธ์ พ.ศ. 2558 ได้ทำการเก็บข้อมูลภาคสนามด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในพื้นที่อำเภอศรีรัตนนิคม จำนวน 2 แนววัด โดยแนวสำรวจวางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ - ตะวันออกเฉียงใต้ ได้แก่ แนววัด KR1 มีความยาวประมาณ 2,030 เมตร และแนววัด KR2 มีความยาวประมาณ 1,770 เมตร ลักษณะภูมิประเทศเป็นที่ราบเชิงเขาและพื้นดินเป็นดินลูกรัง

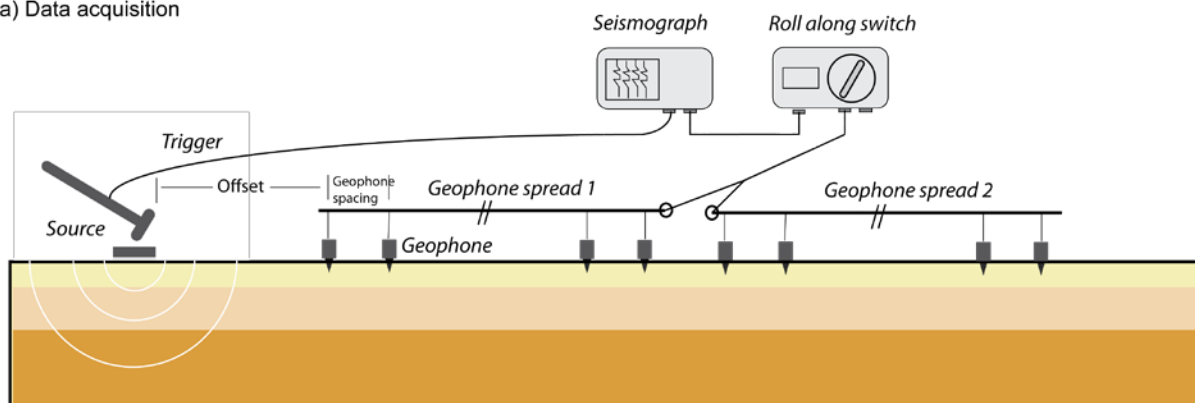
การสำรวจภาคสนามครั้งที่ 2 ในเดือนกรกฎาคม พ.ศ. 2558 ได้ทำการเก็บข้อมูลภาคสนามด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในพื้นที่เพิ่มเติมจำนวน 2 แนววัด โดยแนวสำรวจวางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ - ตะวันออกเฉียงใต้ ได้แก่ แนววัด KR3 มีความยาวประมาณ 1,910 เมตร และแนววัด KR4 มีความยาวประมาณ 890 เมตร โดยแนวสำรวจวางตัวตามแนวทางหลวงแผ่นดินที่ตัดผ่านพื้นที่ ลักษณะภูมิประเทศในพื้นที่สำรวจค่อนข้างเป็นที่ราบ

การสำรวจภาคสนามครั้งที่ 3 ในเดือนกุมภาพันธ์ พ.ศ. 2559 ได้ทำการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนเพิ่มเติมจำนวน 3 แนวสำรวจคือ KR4, KR5 และ KR6 ซึ่งอยู่ทางตอนเหนือของอำเภอศรีรัตนนิคม เพื่อติดตามแนวรอยเลื่อนที่อาจซ่อนตัวอยู่ในบริเวณที่ได้ระบุไว้จากผลการศึกษารายการธรณี แนววัด KR5 มีความยาวประมาณ 2,000 เมตร และ KR6 มีความยาวประมาณ 2,000 เมตร โดยแนวสำรวจวางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ - ตะวันออกเฉียงใต้ อย่างไรก็ตามแนวสำรวจทั้งสามแนวไม่สามารถดำเนินการให้ครอบคลุมพื้นที่ตามที่ได้วางแผนไว้เนื่องจากอุปสรรคด้านการเข้าถึงพื้นที่ นอกจากนี้ได้เก็บข้อมูลในแนวสำรวจเดิมคือ KR1 และ KR2 ให้มีความยาวของแนวสำรวจเพิ่มขึ้น เพื่อให้ครอบคลุมแนวรอยเลื่อนที่ได้ระบุไว้จากข้อมูลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ

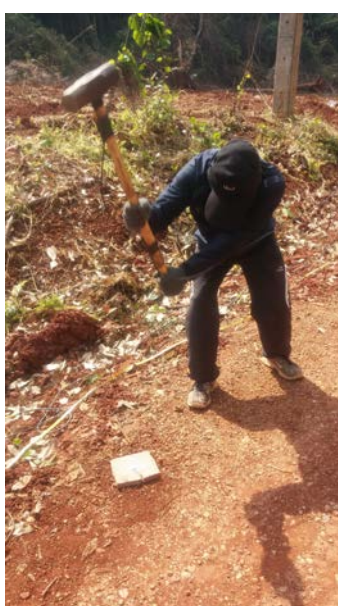
การเก็บข้อมูลภาคสนามของการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน ลักษณะการจัดวางรูปแบบการเก็บข้อมูล แสดงไว้ดังรูปที่ 3.5 และ 3.6 ซึ่งลำดับขั้นตอนสรุปได้ดังนี้

1. วางแนวสำรวจให้อยู่ในแนวตรงให้มากที่สุด ซึ่งในที่นี้จะดำเนินการบริเวณขอบถนนที่มีการจราจรไม่คับคั่งเพื่อหลีกเลี่ยงสัญญาณรบกวน โดยใช้ตลับเมตรสำหรับวัดระยะทางและกำหนดตำแหน่งปักจีโอโฟน
2. ปักจีโอโฟนจำนวน 36 ตัวให้อยู่ในแนวตั้งและติดแน่นกับพื้นดินในแนวสำรวจ โดยให้ระยะห่างระหว่างจีโอโฟนเป็น 5 เมตร แล้ววาง extension cable จำนวน 3 สาย ให้ขนานไปกับแนวสำรวจ แล้วหนีบขั้วของจีโอโฟนทุกตัวเข้ากับ extension cable จากนั้นต่อ extension cable เข้ากับเครื่องบันทึกสัญญาณ Geometric seismograph
3. ติดตั้งชุดให้กำเนิดคลื่นโดยนำ hammer switch มาติดไว้ที่ปลายค้อนด้วยเทปพันสายไฟให้แน่น แล้วต่อสายเชื่อมต่อสัญญาณจาก hammer switch ไปยังเครื่องบันทึกสัญญาณ
4. เปิดเครื่องบันทึกสัญญาณแล้วตั้งค่าพารามิเตอร์สำหรับบันทึกข้อมูล เช่น ความถี่ของการชักตัวอย่าง ความยาวของการบันทึกข้อมูล รูปแบบการจัดวางแนวสำรวจ (ดูตารางที่ 3.1) เป็นต้น
5. เริ่มบันทึกข้อมูล โดยการใช้ค้อนทุบลงบนแผ่นโลหะในแนวตั้งอย่างแรง จำนวน 5-10 ครั้ง แล้วบันทึกข้อมูลที่ได้ของจุดกำเนิดคลื่นนี้ เมื่อต้องการบันทึกข้อมูลสำหรับจุดกำเนิดคลื่นอื่นๆ ก็ทำการย้ายตำแหน่งของการทุบไปยังตำแหน่งอื่นๆในแนวสำรวจต่อไป สำหรับในงานวิจัยนี้ได้กำหนดจุดกำเนิดคลื่นให้ห่างจากจีโอโฟนตัวแรกเป็นระยะทาง 30 เมตร (off-end geometry) เนื่องจากพบว่าเป็นระยะที่มีสัญญาณรบกวนน้อยที่สุด

a) Data acquisition

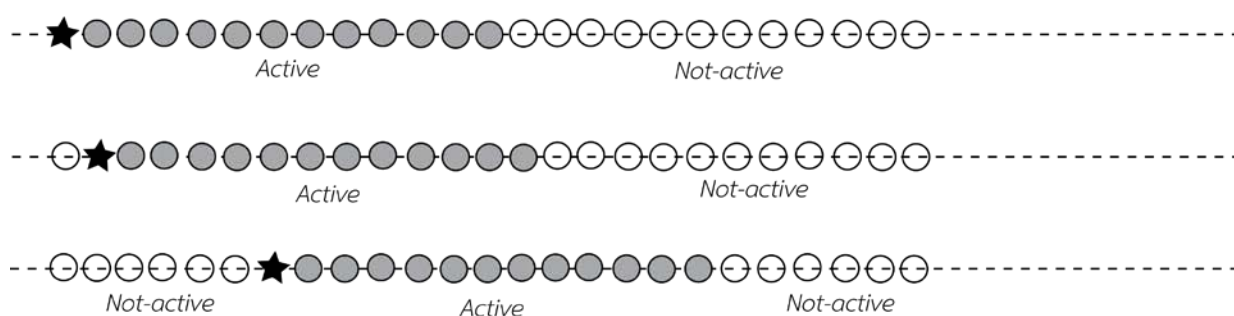


b) Field works



รูปที่ 3.5 (a) รูปแบบการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน และ (b) ภาพแสดงการเก็บข้อมูลภาคสนาม

หมายเหตุการเก็บข้อมูลแบบนี้เรียกว่า roll along ดังแสดงในรูปที่ 3.6 ซึ่งทำได้โดยการปักจีโอโฟนเตรียมไว้มากกว่าจำนวนช่องสัญญาณที่ระบบใช้จริง จีโอโฟนที่ใช้งาน (active) จะต่อเข้ากับช่องสัญญาณของระบบโดยไม่ต้องเปลี่ยนแปลงชุดสำรวจทั้งหมดขณะบันทึกข้อมูล เช่น ปักจีโอโฟนไว้ 36 ตัว แต่ในการบันทึกข้อมูลแต่ละครั้งจะใช้เพียง 24 ช่องสัญญาณ ดังนั้นจีโอโฟนที่รับข้อมูลในจุดกำเนิดคลื่นแรกคือตัวที่ 1-24 เมื่อเปลี่ยนตำแหน่งจุดกำเนิดคลื่นไปยังจุดที่สอง จีโอโฟนที่รับข้อมูลในจุดกำเนิดคลื่นนี้คือตัวที่ 2-25 จะเห็นได้ว่าจำนวนช่องสัญญาณที่บันทึกยังคงเป็น 24 ช่องสัญญาณเหมือนเดิม ดำเนินการเช่นนี้ต่อไปจนสุดแนวสำรวจ ในกรณีที่แนวสำรวจมีความยาวมาก อาจต้องย้ายจีโอโฟนชุดที่อยู่ตอนต้นของแนวสำรวจซึ่งไม่ได้บันทึกข้อมูลแล้วไปยังตอนท้ายของแนวสำรวจ การเก็บข้อมูลในลักษณะนี้จำเป็นต้องมีอุปกรณ์ควบคุมเพิ่มเติมคือ roll along switchbox



รูปที่ 3.6 แสดงลักษณะการเก็บข้อมูลแบบ roll along

ตารางที่ 3.1 พารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

พารามิเตอร์ที่ใช้	รายละเอียด
แหล่งกำเนิดคลื่น	5 kg sledgehammer
ระยะห่างระหว่างจุดกำเนิดคลื่น	5 m
ความถี่ธรรมชาติของจีโอโฟน	14 Hz (vertical)
ระยะห่างระหว่างจีโอโฟน	5 m
ระยะออฟเซต (Minimum offset)	30 m
รูปแบบการเก็บข้อมูล (Field geometry)	Roll along, Off-end
เครื่องมือบันทึกสัญญาณ (Recording system)	Geometric SmartSeis
จำนวนช่องสัญญาณ	24 channels
ความยาวของการบันทึกข้อมูล	1024 ms
ระยะห่างของการชักตัวอย่าง (Sampling interval)	0.5 ms

3.2.3 การประมวลผลข้อมูล (Data processing)

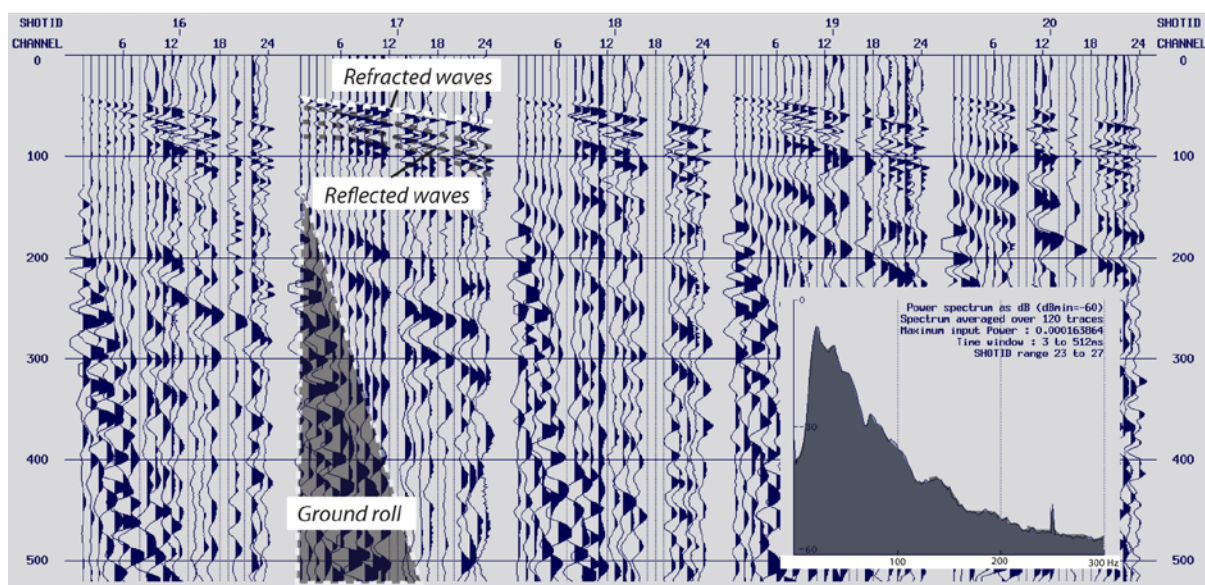
จากตัวอย่างของข้อมูลดิบดังรูปที่ 3.7a พบว่ามีสัญญาณสะท้อนที่ค่อนข้างชัดเจนอยู่ในช่วง 200 ms แรกใน shot gather หลังจากนั้นข้อมูลส่วนใหญ่จะถูกรบกวนด้วยคลื่นผิวหรือ ground roll ที่มีแอมพลิจูดค่อนข้างสูงและความถี่ต่ำ ดังนั้นการประมวลผลข้อมูลจึงมุ่งเน้นปรับปรุงคุณภาพของสัญญาณในช่วง 200 ms แรก และลดทอนสัญญาณรบกวนเนื่องจาก ground roll ในระดับลึก ในการประมวลผลครั้งนี้ใช้โปรแกรมประมวลผล Globe Claritas (Ravens, 2007) สำหรับสร้างภาพตัดขวางเชิงเวลาและความลึกของสัญญาณคลื่น

ไหวสะเทือน (seismic section) (Yilmaz, 2001) การประมวลผลข้อมูลเริ่มจากการแปลงรูปแบบของข้อมูลดิจิทัลที่บันทึกได้จากเครื่องมือไปเป็นรูปแบบที่ใช้สำหรับโปรแกรมประมวลผล หลังจากนั้นจะกำจัดเส้นสัญญาณที่เสียและมีสัญญาณรบกวนสูงออกไป แล้วทำการปรับแก้การลดทอนของแอมพลิจูดตามระยะทาง หลังจากนั้นทำการเลือกตำแหน่งของคลื่นแรก (first break) สำหรับสร้างแบบจำลองชั้นดินในระดับต้นและคำนวณ refraction statics เพื่อใช้ในการปรับแก้การเลื่อนของเส้นสัญญาณเนื่องจากชั้นความเร็วคลื่นต่ำที่อยู่ใต้แนวสำรวจและปรับแก้ลักษณะภูมิประเทศ จากการวิเคราะห์สเปกตรัมกำลัง (power spectra) ของข้อมูล พบว่ามีความถี่โดดเด่นของสัญญาณอยู่ในช่วง 20-150 Hz (รูปที่ 3.7) ดังนั้นการกำจัด ground roll และสัญญาณรบกวนที่มีความถี่ต่ำและสูงกว่าปกติจะใช้วิธีการกรองสัญญาณแบบ band pass filter กรองความถี่ที่อยู่นอกช่วง 30-150 Hz ออกไป รูปที่ 3.7b แสดงตัวอย่างข้อมูลหลังจากประมวลผลถึงขั้นตอนการกรองสัญญาณ จะเห็นว่าเส้นสัญญาณสะท้อนมีความชัดเจนมากขึ้น ในขณะที่สัญญาณรบกวนถูกลดทอนไป หลังจากจัดเรียงข้อมูลอยู่ในรูปแบบ CMP แล้ว จะทำการวิเคราะห์ความเร็วและเลือกฟังก์ชันความเร็วที่เหมาะสมสำหรับปรับแก้ NMO ขั้นตอนนี้จะดำเนินการร่วมกับการปรับแก้ residual statics จนได้ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือน (stacked section) ที่ใช้สำหรับแปลความหมายข้อมูลต่อไป ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลทั้งหมดสรุปไว้ในตารางที่ 3.2

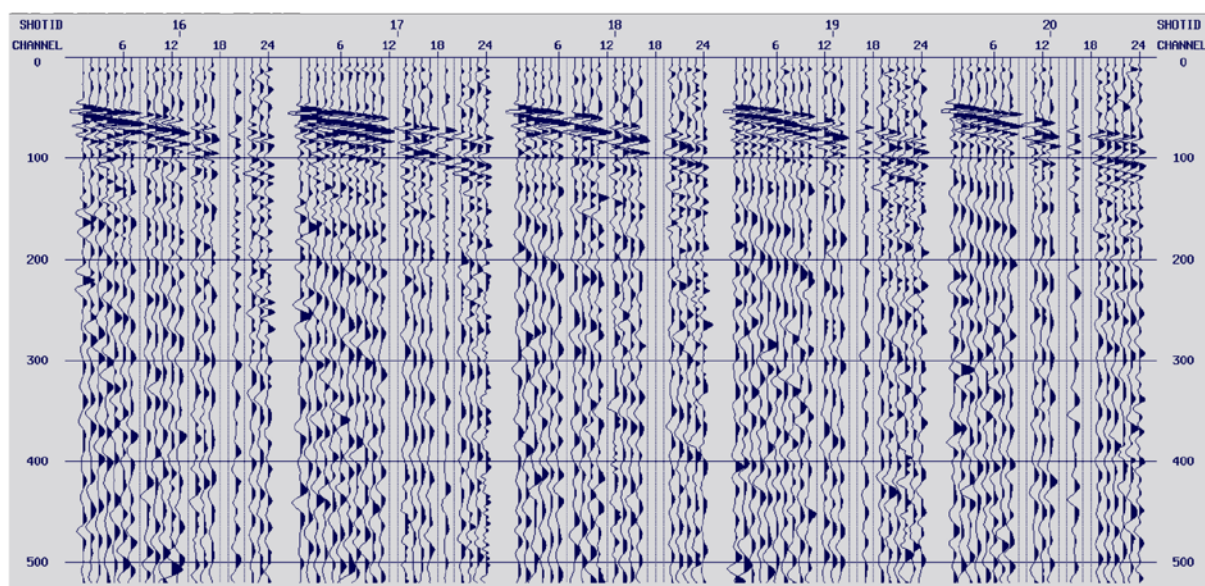
ตารางที่ 3.2 ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูล

ลำดับขั้นตอนการประมวลผล	รายละเอียด
1. Data import	SEG2 to SEG-Y conversion
2. Geometry	Assign input source and receiver locations into header
3. Trace editing	Kill bad traces and fix polarity reversals
4. True amplitude recovery	Compensate for geometrical spreading by scaling by t^2
5. Refraction statics	Pick first breaks and model near-surface structure and calculate static corrections
6. Bandpass Filter	15-30-150-240 Hz
7. AGC	Adjust amplitudes using 150 ms sliding window
8. Sort to CDP Domain	Reorder data by common midpoint number
9. Velocity analysis -Pass 1	Integrate analysis of stacked velocity panels and semblance plots
10. Residual Statics	Surface-consistent, based on maximum stack power
11. Velocity analysis -Pass 2	
12. NMO	Apply stacking velocities
13. Stack	
14. Time to depth conversion	Convert to depth section using interval velocity

a) Raw data



b) Processed data



รูปที่ 3.7 ตัวอย่างข้อมูลดิบที่ได้จากภาคสนาม พร้อม Power spectrum ของข้อมูลแสดงความถี่ของสัญญาณที่โดดเด่นในช่วง 20-150 Hz (a) และข้อมูลหลังจากประมวลผลแล้ว (b)

3.3 ระยะที่ 3: การวิเคราะห์ข้อมูลด้วยวิธี MASW เพื่อศึกษาโครงสร้างระดับดิน

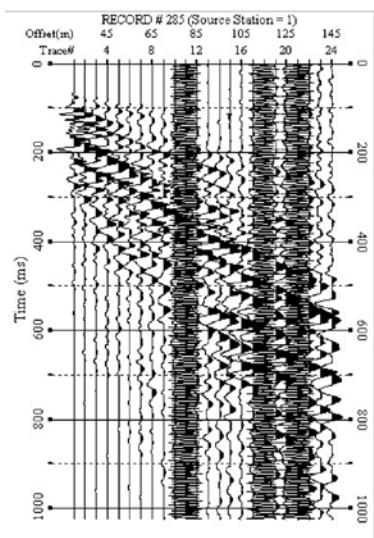
ภาพตัดขวางเชิงความลึกที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนดังที่กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.2 . ไม่สามารถอธิบายลักษณะโครงสร้างชั้นดินในระดับดินได้เนื่องจากผลกระทบของการประมวลผลข้อมูลที่ต้องตัดสัญญาณรบกวนบางส่วนออกไป เพื่อเป็นการศึกษาโครงสร้างชั้นดินระดับดินที่ไม่ชัดเจนนี้ จึงได้วิเคราะห์ข้อมูลด้วยวิธี MASW (หลักการและทฤษฎีได้กล่าวไว้ในบทที่ 2) เพื่อติดตามความต่อเนื่องของความเร็วคลื่นเฉือนที่อาจสัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อนในระดับดิน ข้อมูลที่ใช้สร้างแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนเป็นข้อมูลชุดเดียวกับการวิเคราะห์คลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน รายละเอียดการวิเคราะห์ข้อมูลด้วยวิธี MASW สรุปได้ดังนี้

3.3.1 การวิเคราะห์ข้อมูล MASW

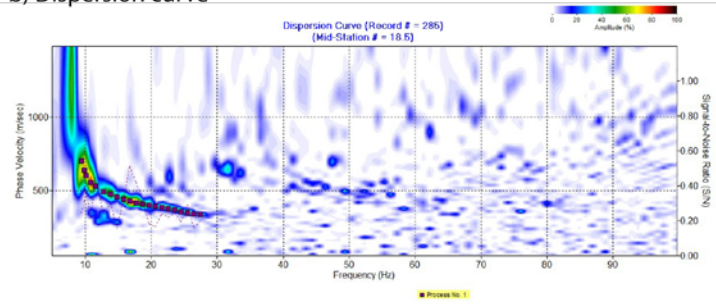
ดังที่ได้กล่าวมาแล้ว การเก็บข้อมูล MASW จะเหมือนกับการเก็บข้อมูลวิธีการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนทั่วไป นั่นคือใช้ vertical geophone เป็นตัวรับสัญญาณในแนวสำรวจ แต่จะใช้ตัวรับสัญญาณที่มีความถี่ต่ำอยู่ในช่วง 4 – 8 Hz และใช้แหล่งกำเนิดคลื่นชนิดเดียวกับคลื่นอัด เช่น ค้อนทุบบนแผ่นเหล็ก ดังนั้นข้อมูลที่ได้จากการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนทั่วไปจึงสามารถนำมาวิเคราะห์หาความเร็วคลื่นเฉือนโดยวิธี MASW ได้โดยไม่ต้องเก็บข้อมูลใหม่ การประมวลผลข้อมูลใช้โปรแกรม Surfseis Version 4.0 (Kansas Geological Survey) ขั้นตอนและตัวอย่างการวิเคราะห์ข้อมูลแสดงไว้ดังรูปที่ 3.8 ซึ่งมีรายละเอียด ดังนี้

- 1) แปลงข้อมูลจากโดเมนเวลาและระยะทาง (รูปที่ 3.8a) เป็นโดเมนความเร็วเฟสของคลื่นและความถี่ โดยใช้การแปลงฟูเรียร์แบบ 2 มิติ ตามวิธีของ Park et al. (1999) หลังจากนั้นทำการเลือกตำแหน่งของความเร็วและความถี่ที่สอดคล้องกัน ซึ่งจะได้กราฟที่เรียกว่า dispersion curve (รูปที่ 3.8b)
- 2) ทำการผกผันข้อมูล (inversion) ของ dispersion curve เพื่อสร้างแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนตามความลึกแบบ 1 มิติ (รูปที่ 3.8c) เนื่องจากเป็นปัญหาแบบไม่เป็นเชิงเส้น วิธีการผกผันข้อมูลจะใช้เทคนิคการผกผันวิธีกำลังสองน้อยสุดที่มีการคำนวณซ้ำหลายรอบ (iterative least-squares inverse) นั่นคือ เริ่มจากสร้างแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนเบื้องต้น แล้วทำการคำนวณ dispersion curve จากแบบจำลองนี้ นำค่าที่ได้ไปเปรียบเทียบกับ dispersion curve จากข้อมูล แล้วทำการปรับแก้แบบจำลองใหม่จนได้แบบจำลองสุดท้ายที่มีค่าความแตกต่างระหว่างค่าจากการคำนวณกับข้อมูลน้อยที่สุด
- 3) สร้างภาพตัดขวางความเร็วคลื่นเฉือนแบบ 2 มิติจากแบบจำลองความเร็วคลื่นตามความลึกแบบ 1 มิติ หลายๆตำแหน่งในแนวสำรวจ โดยใช้โปรแกรมเขียนคอนทัวร์แสดงการกระจายตัวของค่าความเร็วคลื่นในแนวสำรวจ (หมายเหตุ ตำแหน่งของแบบจำลอง 1 มิติในแนวสำรวจอยู่ที่ตำแหน่งกึ่งกลางระหว่างแหล่งกำเนิดคลื่นและจีโอโฟนที่อยู่ไกลสุด)
- 4) คำนวณค่าความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยที่ระดับความลึกจากผิวดินถึง 30 เมตร (V_{s30}) จากแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนกับความลึกที่ได้ในแต่ละจุดวัด โดยใช้สมการที่ 13

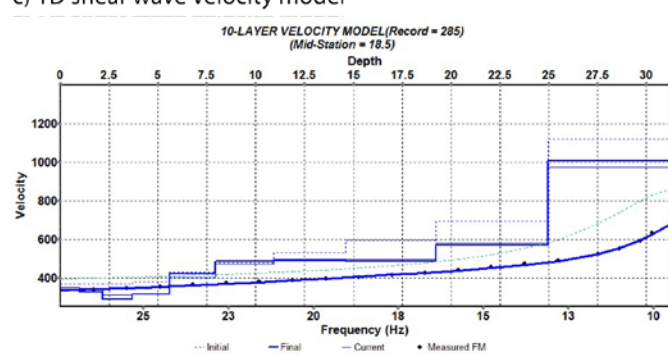
a) Raw shot gather



b) Dispersion curve



c) 1D shear wave velocity model



รูปที่ 3.8 แสดงขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล MASW (a) ข้อมูลดิบ (b) dispersion curve และ (c) แบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากการผกผันข้อมูล

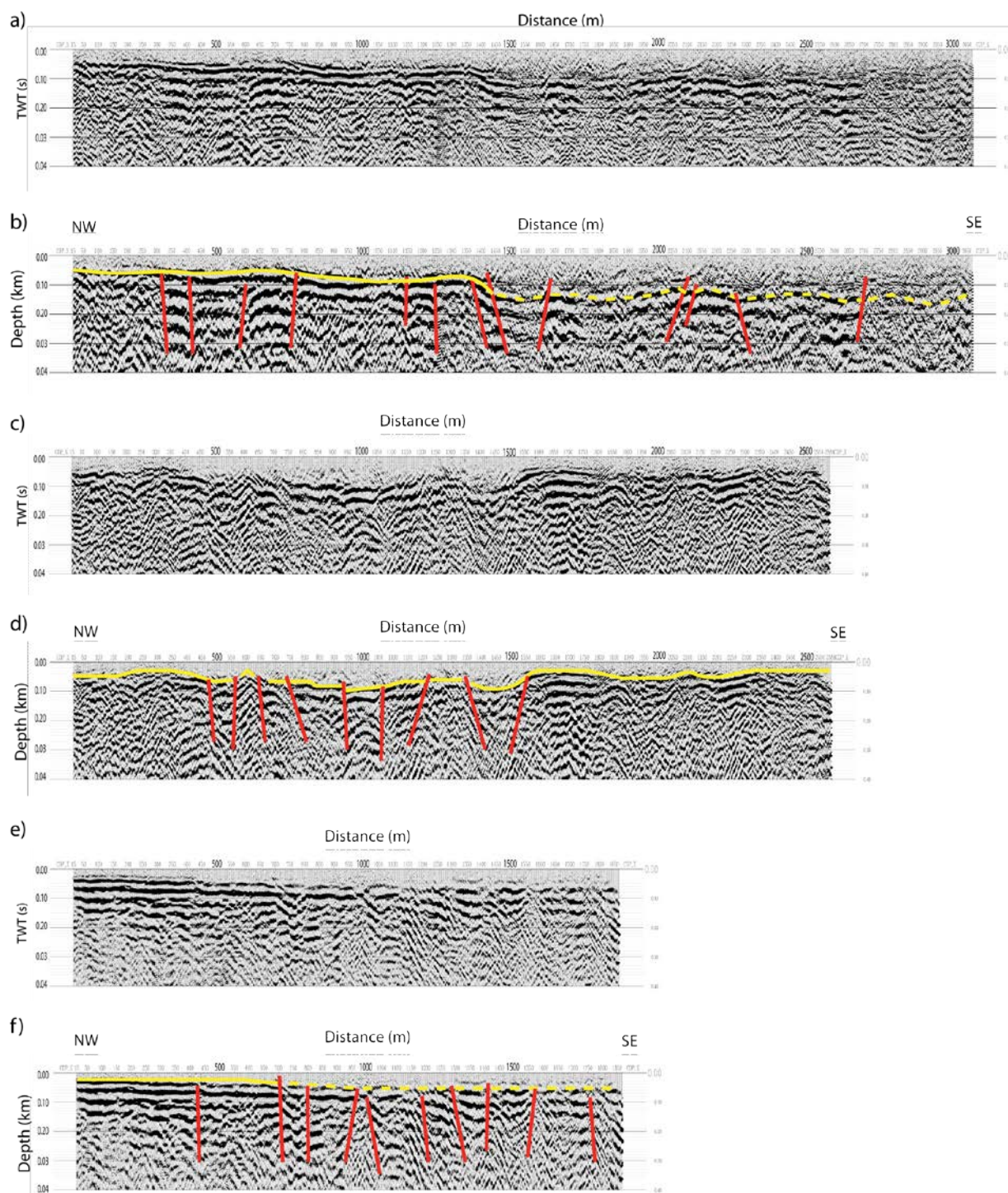
4. ผลและวิเคราะห์ผลการวิจัย

4.1 ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและการแปลความหมาย

เนื่องจากพื้นที่สำรวจสามารถแบ่งออกเป็น 2 พื้นที่ย่อย ดังที่กล่าวมาแล้ว จึงได้แสดงผลการแปลความหมายเป็น 2 พื้นที่ รูปที่ 4.1 แสดงภาพตัดขวางเชิงเวลาและเชิงความลึกถึงระดับความลึก 400 เมตร ที่ได้จากการประมวลผลข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนในแนว KR1-KR3 ที่อยู่ทางตอนกลางของอำเภอศรีรัฐนิคม พบว่าเริ่มตรวจพบลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่ระดับความลึกประมาณ 30 เมตร ทั้งนี้ข้อมูลที่ขาดหายไปในระดับตื้นเนื่องจากการเก็บข้อมูลที่ใช้ระยะ minimum offset และผลจากการประมวลผลข้อมูลที่ต้องตัดสัญญาณส่วนบนซึ่งเป็นสัญญาณหักเหออกไป อย่างไรก็ตามลักษณะโครงสร้างที่ระดับลึกกว่า 200 เมตร นั้นอาจมีความกำกวมของข้อมูลอยู่เนื่องจากเป็นช่วงที่มีสัญญาณรบกวนสูงดังที่เห็นได้จากข้อมูลดิบของ *shot gather* ดังนั้นการแปลความหมายผลการสำรวจที่ระดับความลึกกว่า 200 เมตรจึงมีความคลาดเคลื่อนสูงกว่าในระดับตื้น การวิเคราะห์ความสามารถในการแยกแยะรายละเอียด (resolution) ของข้อมูลโดยใช้เกณฑ์ของเรย์ลี (Rayleigh criteria) กล่าวคือชั้นโครงสร้างทางธรณีวิทยาสามารถแยกแยะเป็นสองชั้นได้ภายใต้เงื่อนไขที่คลื่นไหวสะเทือนมีระยะต่างกันอย่างน้อยหนึ่งในสี่ของความยาวคลื่น โดยใช้ความถี่ที่โดดเด่นของข้อมูลมีค่าประมาณ 60 Hz และใช้ค่าความเร็วคลื่นเฉื่อย 2000 m/s สามารถคำนวณได้ว่าความสามารถในการแยกแยะรายละเอียดในภาพตัดขวางมีค่าประมาณ 8 เมตร

สำหรับการแปลความหมายข้อมูลถึงลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาและรอยเลื่อน อาจกล่าวได้ว่าลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาในช่วงความลึก 30-200 เมตร ในพื้นที่ตอนกลางของอำเภอศรีรัฐนิคม ประกอบด้วยลำดับชั้นตะกอนที่มีอายุต่างกัน สังเกตได้จากความต่อเนื่องของผิวสัญญาณสะท้อน (horizon) ที่ตรวจพบในระดับความลึกที่แตกต่างกัน โดยผิวสัญญาณสะท้อนแรกสุดที่โดดเด่น (ระบุด้วยเส้นทึบสีเหลืองในรูปที่ 4.1) อาจเป็นแนวฐานของหน่วยหินตะกอนยุคควอเทอร์นารี ลึกลงไปเป็นแนวรอยต่อกับส่วนบนของหน่วยหินปูนยุคเพอร์เมียน ซึ่งแสดงลักษณะภูมิประเทศแบบคาร์ส

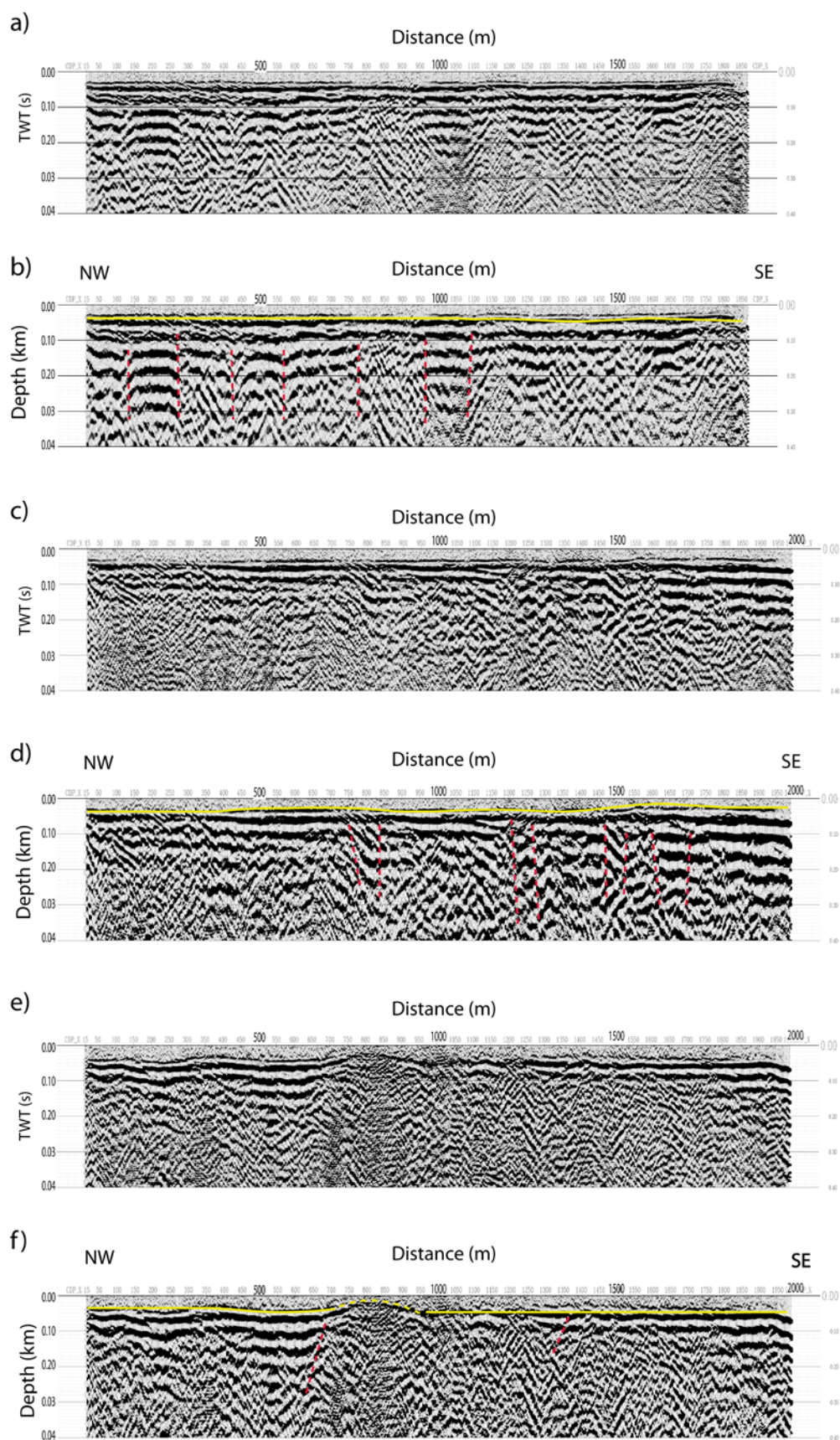
การแปลความหมายข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนที่สัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อน ใช้วิธีการติดตามความไม่ต่อเนื่องในแนวระดับและในแนวตั้งของผิวสะท้อนหลักที่ตรวจพบในพื้นที่ พบว่าแนวสำรวจทั้งสามแนวอาจมีรอยเลื่อนพาดผ่านโดยมีมุมของระนาบรอยเลื่อนค่อนข้างชันประมาณ 70-90 องศา แนวรอยเลื่อนที่ปรากฏเป็นกลุ่มมีลักษณะคล้ายดอกไม้ (complex flower structures) หรือรูปพัด โดยมุมเอียงของแนวรอยเลื่อนย่อยลู่อเข้าหากันเป็นรอยเลื่อนเดียวในระดับลึกลงไป แม้ว่าโครงสร้างระดับลึกในภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนไม่เด่นชัด แต่หลักฐานที่ปรากฏนี้อาจบ่งชี้ได้ว่าน่าจะเกิดจากรอยเลื่อนตามแนวระดับ



รูปที่ 4.1 ภาพตัดขวางเชิงเวลาและเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR1 (a และ b) แนวสำรวจ KR2 (c และ d) และแนวสำรวจ KR3 (e และ f)

รูปที่ 4.2 แสดงภาพตัดขวางเชิงเวลาและเชิงความลึกถึงระดับความลึก 400 เมตร ที่ได้จากการประมวลผลข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนในแนว KR4-KR6 ซึ่งอยู่ในพื้นที่ด้านทิศเหนือของอำเภอศรีรัฐนิคม พบว่าเริ่มตรวจพบลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่ระดับความลึกประมาณ 10-20 เมตร เช่นเดียวกับรูปที่ 4.1 ข้อมูลที่ขาดหายไปในระดับตื้นเนื่องจากการเก็บข้อมูลที่ใช้ระยะ minimum offset และผลจากการประมวลผลข้อมูลที่ต้องตัดสัญญาณส่วนบนซึ่งเป็นสัญญาณหักเหออกไป อย่างไรก็ตามลักษณะโครงสร้างที่ระดับลึกกว่า 200 เมตรนั้นอาจมีความกำกวมของข้อมูลอยู่เนื่องจากเป็นช่วงที่มีสัญญาณรบกวนสูง

สำหรับการแปลความหมายข้อมูลถึงลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาและรอยเลื่อน พบว่าลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาในช่วงความลึก 10-200 เมตร ในพื้นที่ตอนเหนือของอำเภอศรีรัฐนิคมประกอบด้วยลำดับชั้นตะกอนที่มีอายุต่างกัน สังเกตได้จากความต่อเนื่องของผิวสัญญาณสะท้อน (horizon) ที่ตรวจพบในระดับความลึกที่แตกต่างกัน โดยผิวสัญญาณสะท้อนแรกที่โดดเด่นมีลักษณะเป็นแนวราบต่อเนื่อง (ระบุด้วยเส้นทึบสีเหลืองในรูปที่ 4.2) แสดงถึงการสะสมตัวของตะกอนอย่างต่อเนื่องและสภาพแวดล้อมขณะสะสมตัวไม่ถูกรบกวนด้วยการเปลี่ยนแปลงทางเทคนิคซึ่งอาจเป็นแนวฐานของหน่วยหินตะกอนยุคควอเตอร์นารี ลึกลงไปเป็นแนวรอยต่อกับส่วนบนของหน่วยหินยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน ซึ่งอาจเป็นหินโคลน หินดินดานหรือหินทราย เป็นที่น่าสังเกตว่าแนวสำรวจ KR6 ตรวจพบความโค้งงอของผิวสะท้อนบริเวณตอนกลางของแนวสำรวจ และได้มีรอยต่อมีสัญญาณไม่ชัดเจนเนื่องจากการลดทอนและการรบกวนของสัญญาณค่อนข้างสูง บริเวณนี้คาดว่ามีการดันตัวขึ้นมาของหินแกรนิตในระดับตื้น สอดคล้องกับข้อมูลทางธรณีวิทยาที่มีหน่วยหินแกรนิตอยู่ทางด้านเหนือของพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4.2 ภาพตัดขวางเชิงเวลาและเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR4 (a และ b) แนวสำรวจ KR5 (c และ d) และแนวสำรวจ KR6 (e และ f)

4.2 ผลการศึกษาโครงสร้างระดับดินจากภาพตัดขวางความเร็วคลื่นเฉือน

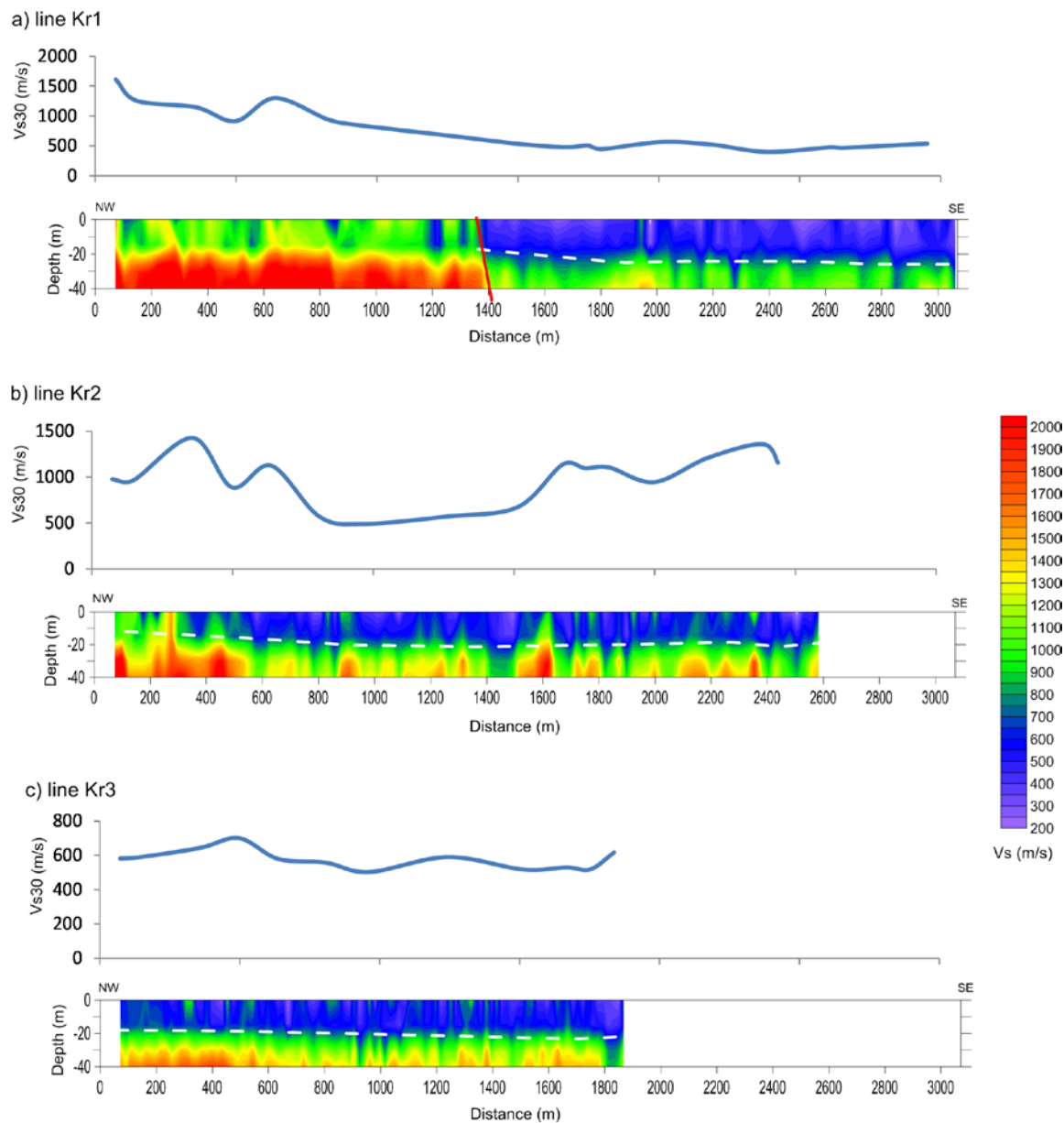
ตัวอย่างการคำนวณความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยเหนือระดับความลึก 30 เมตร (V_{s30}) ที่ตำแหน่งใดๆในแนวสำรวจ แสดงดังตารางที่ 4.1 เมื่อเขียนกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงค่า V_{s30} ตามระยะทาง ร่วมกับภาพตัดขวาง แสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนสำหรับแนวสำรวจ KR1-KR3 (รูปที่ 4.3) ในพื้นที่ตอนกลางของอำเภอศรีรัฐนิคม พบว่าการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนในช่วงความลึก 40 เมตร สามารถจำแนกโครงสร้างชั้นดินได้เป็น 2 ชั้น โดยชั้นแรกมีความลึกประมาณ 15-20 เมตรจากผิวดิน มีความเร็วคลื่นเฉือนอยู่ในช่วงประมาณ 300-700 m/s คาดว่าเป็นตะกอนตะพักลำน้ำพวก กรวด ทรายและทรายแป้งที่ไม่แข็งตัว ชั้นดินชั้นที่สองตรวจพบที่ความลึกมากกว่า 20 เมตรจากผิวดิน มีความเร็วคลื่นเฉือนมากกว่า 800 m/s คาดว่าเป็นชั้นตะกอนที่อัดแน่นยุคควอเทอร์นารี โดยมีค่า V_{s30} เปลี่ยนแปลงในช่วงประมาณ 400-1500 m/s เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงค่าความเร็วคลื่นเฉือนในแนวราบพบว่าการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วของค่าความเร็วคลื่นเฉือนในแนวสำรวจ KR1 และ KR2 น่าจะบ่งชี้การมีอยู่ของรอยเลื่อนในระดับดินได้

ตารางที่ 4.1 ตัวอย่างข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนและความหนาของแต่ละชั้นดินและการคำนวณค่าเฉลี่ยความเร็วคลื่นเฉือนในระดับความลึก 30 เมตร ที่ระยะทาง 822.5 เมตร ในแนวสำรวจ KR1

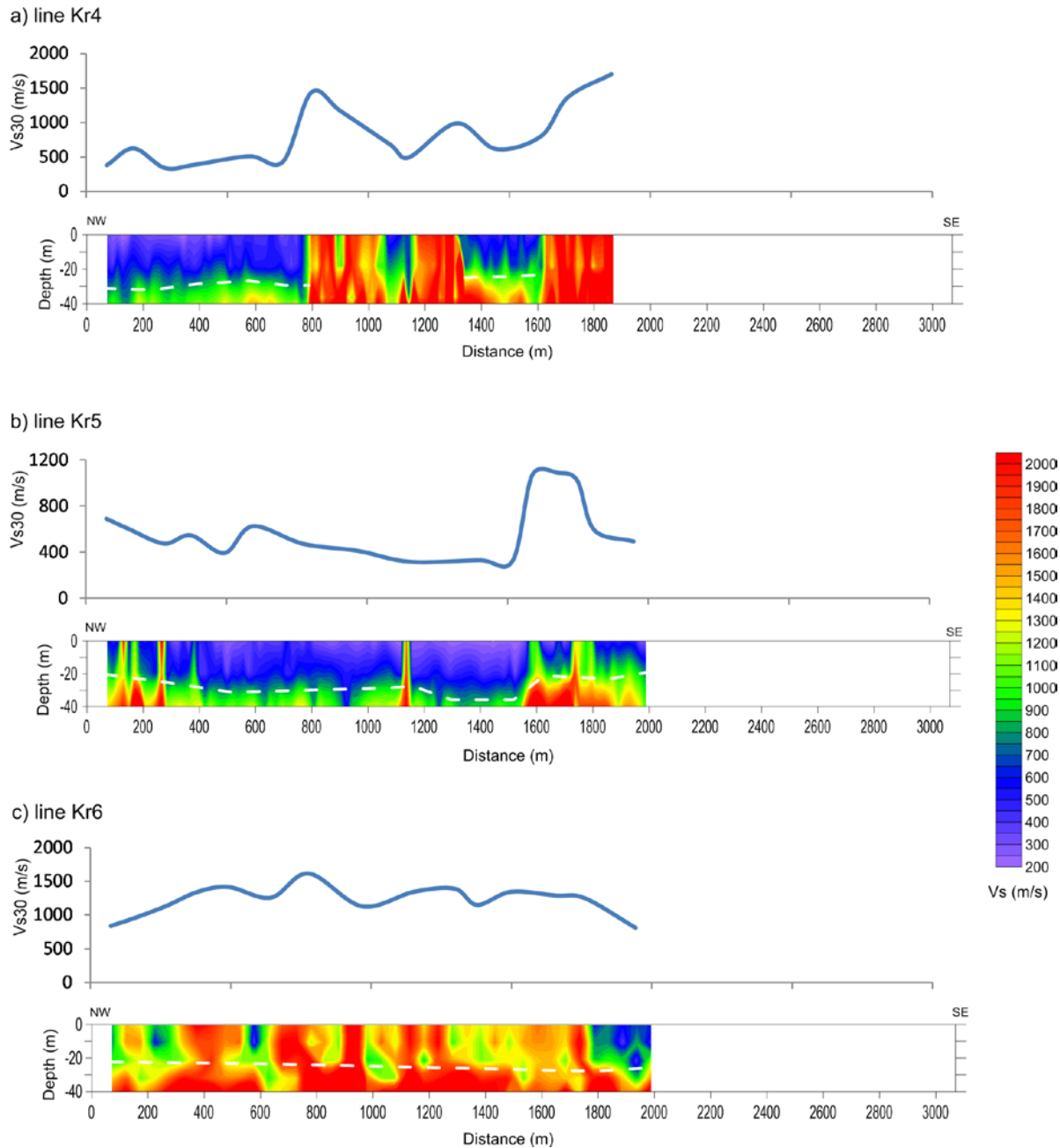
ระยะทาง (เมตร)	ความลึก (เมตร)	V_{si} (m/s)	d_i (m)	$\frac{d_i}{V_{si}}$	$\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{si}}$	$V_{s,30}$ (m/s)
822.5	1.17	873.68	1.17	0.0013	0.0317	946.90
	2.62	910.19	1.46	0.0016		
	4.45	833.84	1.82	0.0022		
	6.72	769.28	2.28	0.0030		
	9.57	694.84	2.85	0.0041		
	13.13	674.20	3.56	0.0053		
	17.58	889.45	4.45	0.0050		
	23.14	1250.36	5.56	0.0044		
	30.09	1454.37	6.95	0.0048		

รูปที่ 4.4 แสดงการเปลี่ยนแปลงค่า V_{s30} ตามระยะทาง ร่วมกับภาพตัดขวางแสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนสำหรับแนวสำรวจ KR4-KR6 ในพื้นที่ตอนเหนือของอำเภอศรีรัฐนิคม พบว่าการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนในช่วงความลึก 40 เมตร สามารถจำแนกโครงสร้างชั้นดินได้เป็น 2 ชั้น โดยชั้นแรกมีความลึกประมาณ 20-30 เมตรจากผิวดิน มีความเร็วคลื่นเฉือนอยู่ในช่วงประมาณ 300-700 m/s คาดว่าเป็นชั้นหน้าดินหรือตะกอนน้ำพาประเภท กรวด ทราย ชั้นดินชั้นที่สองตรวจพบที่ความลึกมากกว่า 30 เมตรจากผิวดิน มีความเร็วคลื่นเฉือนมากกว่า 800 m/s คาดว่าเป็นชั้นหินโคลน หินดินดานหรือหินทรายยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน โดยมีค่า V_{s30} เปลี่ยนแปลงในช่วงประมาณ 400-1500 m/s เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงค่าความเร็วคลื่นเฉือนใน

แนวราบ พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วของค่าความเร็วคลื่นเฉือนในบางบริเวณในแนวสำรวจ KR4 และ KR5 สำหรับแนวสำรวจ KR6 ตรวจพบค่าความเร็วคลื่นเฉือนสูงกว่า 1200 m/s ตลอดแนวสำรวจ เมื่อพิจารณา ร่วมกับลักษณะธรณีวิทยาและการจำแนกประเภทชั้นดินโดยใช้ค่า Vs30 ตามเกณฑ์ของ NEHRP ดังตารางที่ 2.2 พบว่า ชั้นดินเหนือความลึก 30 เมตรในพื้นที่จัดอยู่ในกลุ่ม B (หิน) และกลุ่ม C (ดินแข็งอัดแน่น หรือหินที่อ่อน) สอดคล้องกับชั้นหินแข็งหรือหินแกรนิตที่แทรกตัวขึ้นมาในระดับตื้นใกล้ผิวดิน สภาพชั้นดินในลักษณะนี้ไม่ก่อให้เกิดการขยายสัญญาณคลื่นแผ่นดินไหวหากเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ใกล้เคียง



รูปที่ 4.3 ค่า Vs30 และการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนในแนวสำรวจ KR1-KR3 โดยเส้นประแสดงแนวรอยต่อระหว่างชั้นดินในระดับตื้น

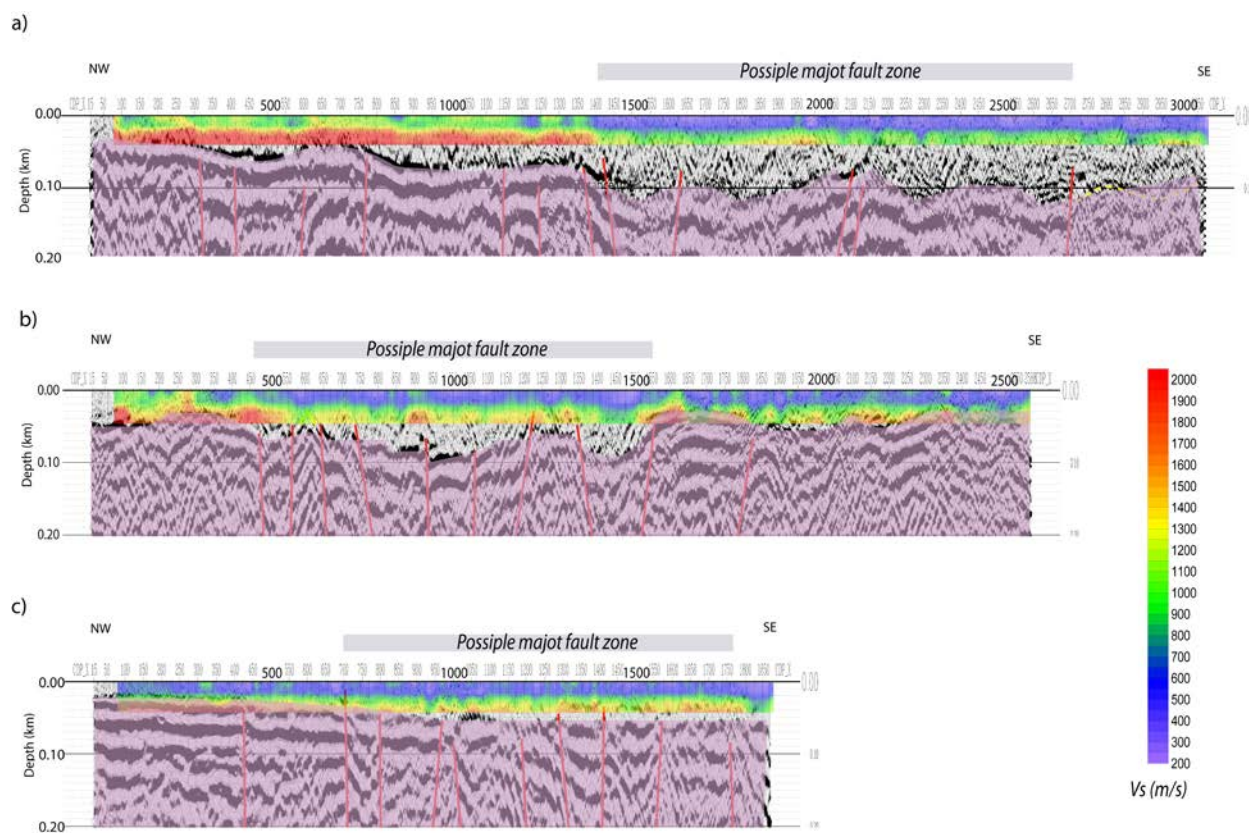


รูปที่ 4.4 ค่า Vs30 และการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนในแนวสำรวจ KR4-KR6 โดยเส้นประแสดงแนวรอยต่อระหว่างชั้นดินในระดับตื้น

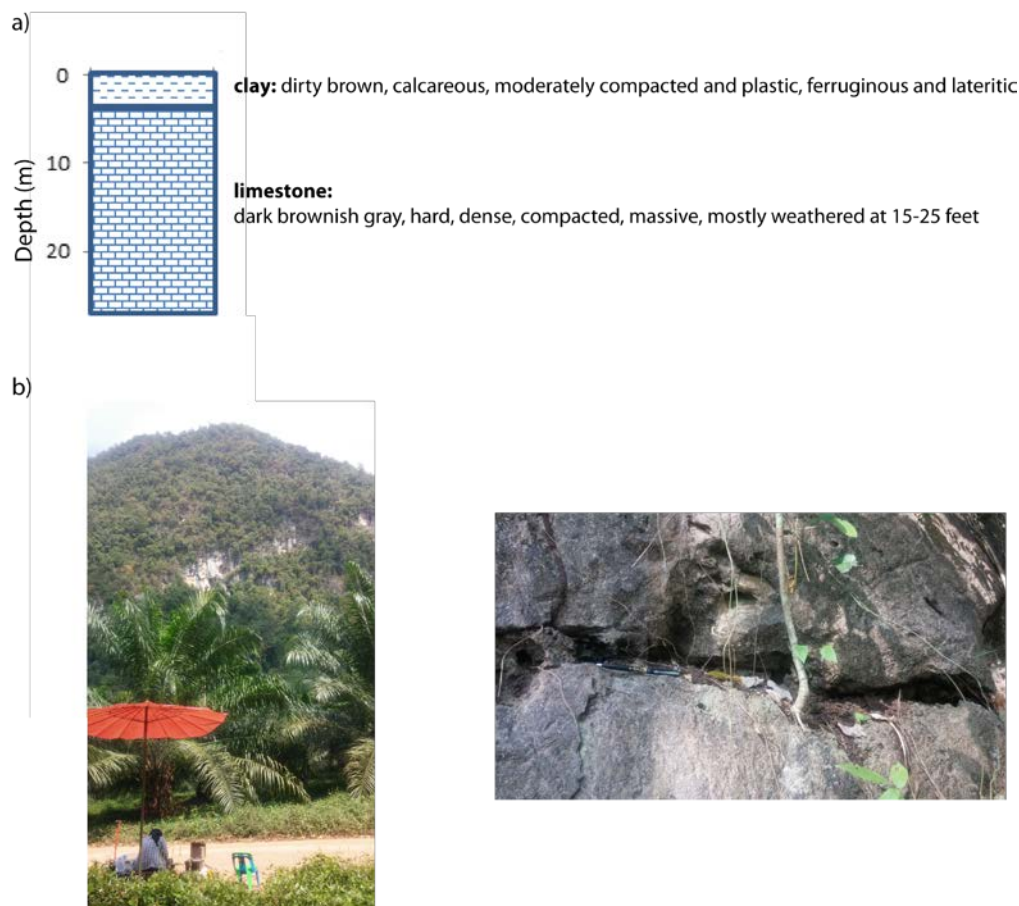
4.3 การแปลความหมายร่วมกันระหว่างภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนกับภาพตัดขวางความเร็วคลื่นเฉือน

ภาพตัดขวางความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูล MASW ของแนวสำรวจ KR1-KR3 ได้ซ้อนทับบนภาพตัดขวางเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนเพื่อระบุความสอดคล้องของโครงสร้างในระดับตื้นและ

ระดับลึกตลอดจนระบุตำแหน่งของแนวรอยเลื่อนหลัก (รูปที่ 4.5) สามารถตีความได้ว่าในพื้นที่ตอนกลางของอำเภอศรีรัตนนิคมปกคลุมด้วยชั้นหน้าดินหรือตะกอนตะพักน้ำพวก กรวด ทรายและทรายแป้งที่ไม่แข็งตัวมีความหนาประมาณ 20 เมตร ลึกลงไปคาดว่าเป็นชั้นตะกอนที่จับตัวกันอย่างหนาแน่นหรือชั้นหินปูนที่ผุกร่อน สอดคล้องกับข้อมูลชั้นดินในหลุมเจาะที่อยู่บริเวณจุดเริ่มต้นของแนวสำรวจ KR1 (V153 ในรูปที่ 3.3) และร่องรอยของรอยแตกรอยแยกในชั้นหินปูนบริเวณหินโพล์และภูเขาหินปูนในพื้นที่ดังรูปที่ 4.6 เมื่อพิจารณาร่วมกับภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนพบว่าตำแหน่งที่มีความไม่ต่อเนื่องของความเร็วคลื่นเฉือนสอดคล้องกับบริเวณที่น่าจะเป็นแนวรอยเลื่อน เป็นที่น่าสังเกตว่าในบางบริเวณสามารถระบุระยะเลื่อนในแนวตั้ง (fault throw) ได้ถึง 30-50 เมตร บริเวณนี้คาดว่าเป็นแนวของรอยเลื่อนหลักที่ตัดผ่านพื้นที่ศึกษา โดยบริเวณนี้แนวรอยเอียงเทของรอยเลื่อนเกิดขึ้นทั้งทิศตะวันตกและทิศตะวันออกซึ่งแสดงถึงการเคลื่อนตัวแยกออกจากกันของแผ่นดิน ลักษณะเช่นนี้ปรากฏให้เห็นชัดเจนในแนวสำรวจ KR1 และ KR2 ซึ่งสอดคล้องกับแนวรอยเลื่อนที่ได้แปลความหมายไว้ด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ

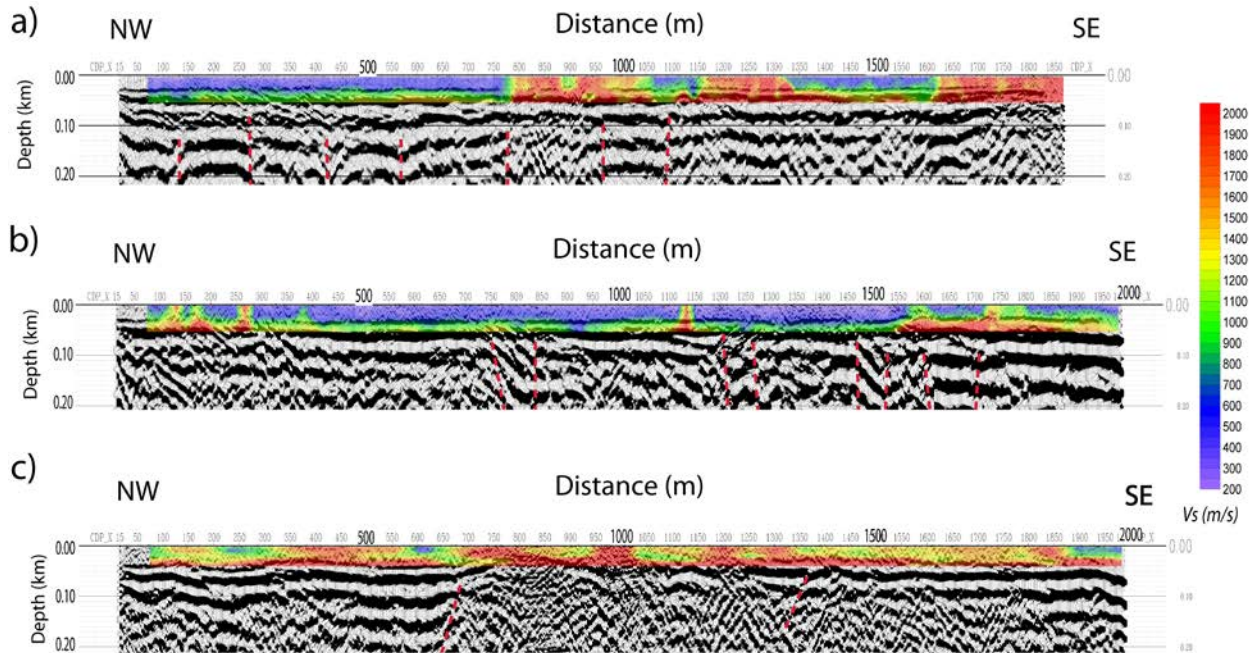


รูปที่ 4.5 แบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนซ้อนทับบนภาพตัดขวางเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR1 (a) แนวสำรวจ KR2 (b) และแนวสำรวจ KR3 (c)

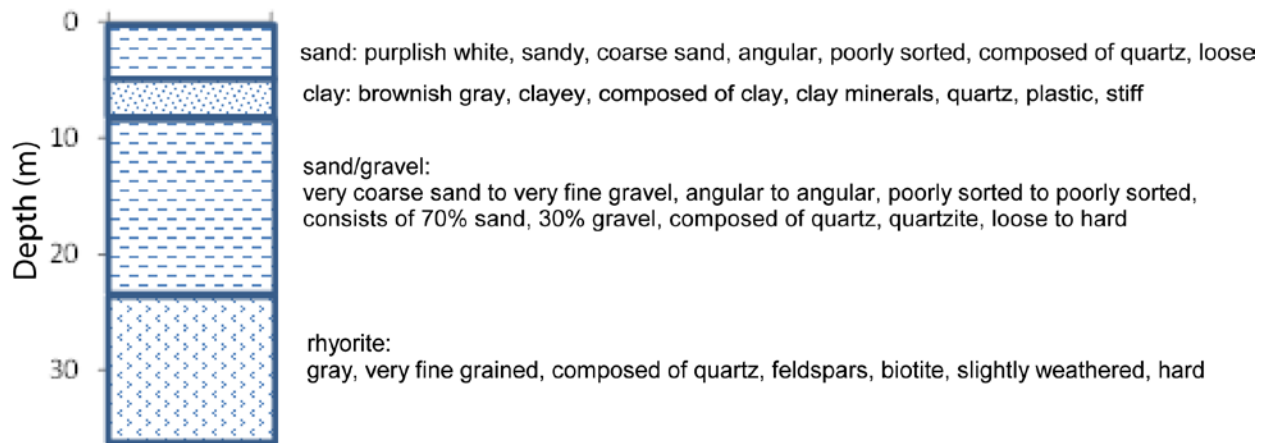


รูปที่ 4.6 (a) ข้อมูลหลุมเจาะ V153 บริเวณจุดเริ่มต้นของแนวสำรวจ Kr1 (b) ภูเขาหินปูนและรอยแตกในหินปูนที่พบในพื้นที่ศึกษา

สำหรับการตีความข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนและภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนในพื้นที่ตอนเหนือของอำเภอคีรีรัฐนิคม (รูปที่ 4.7) คาดว่ามีชั้นหน้าดินหรือตะกอนน้ำพาประเภท กรวด ทรายและดินเหนียวที่ความลึกประมาณ 20-30 เมตรจากผิวดิน ปิดทับชั้นตะกอนที่อัดแน่นยุคควอเทอร์นารีหรือชั้นหินดินดานยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน เป็นที่น่าสังเกตว่าผิวสะท้อนที่ตรวจพบในภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนมีลักษณะชัดเจนและอยู่ในระดับตื้น เมื่อพิจารณาร่วมกับลักษณะธรณีวิทยา ข้อมูลหลุมเจาะ (DA240 ในรูปที่ 3.3) ที่อยู่ห่างจากตอนปลายของแนวสำรวจ KR4 ประมาณ 100 เมตร (รูปที่ 4.8) และการจำแนกประเภทชั้นดินโดยใช้ค่า V_s30 ตามเกณฑ์ของ NEHRP ดังตารางที่ 2.2 คาดว่าเป็นชั้นหินแข็งหรือหินแกรนิตหรือไรโอไลต์ที่แทรกตัวขึ้นมาในระดับตื้น โครงสร้างดังกล่าวอาจส่งผลให้เกิดรอยแตก รอยแยกหรือรอยเลื่อนย่อย ซึ่งสังเกตได้จากการตรวจพบความไม่ต่อเนื่องของผิวสะท้อนในภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนในบางตำแหน่ง อย่างไรก็ตามลักษณะดังกล่าวไม่เด่นชัดเหมือนแนวรอยเลื่อนหลักที่ตรวจพบในแนวสำรวจบริเวณตอนกลางของพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4.7 แบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนชั้นตื้นบนภาพตัดขวางเชิงความลึกของคลื่นไหวสะเทือนในแนวสำรวจ KR4 (a) แนวสำรวจ KR5 (b) และแนวสำรวจ KR6 (c)



รูปที่ 4.8 ข้อมูลหลุมเจาะหมายเลข DA240 ที่อยู่บริเวณตอนปลายของแนวสำรวจ KR4

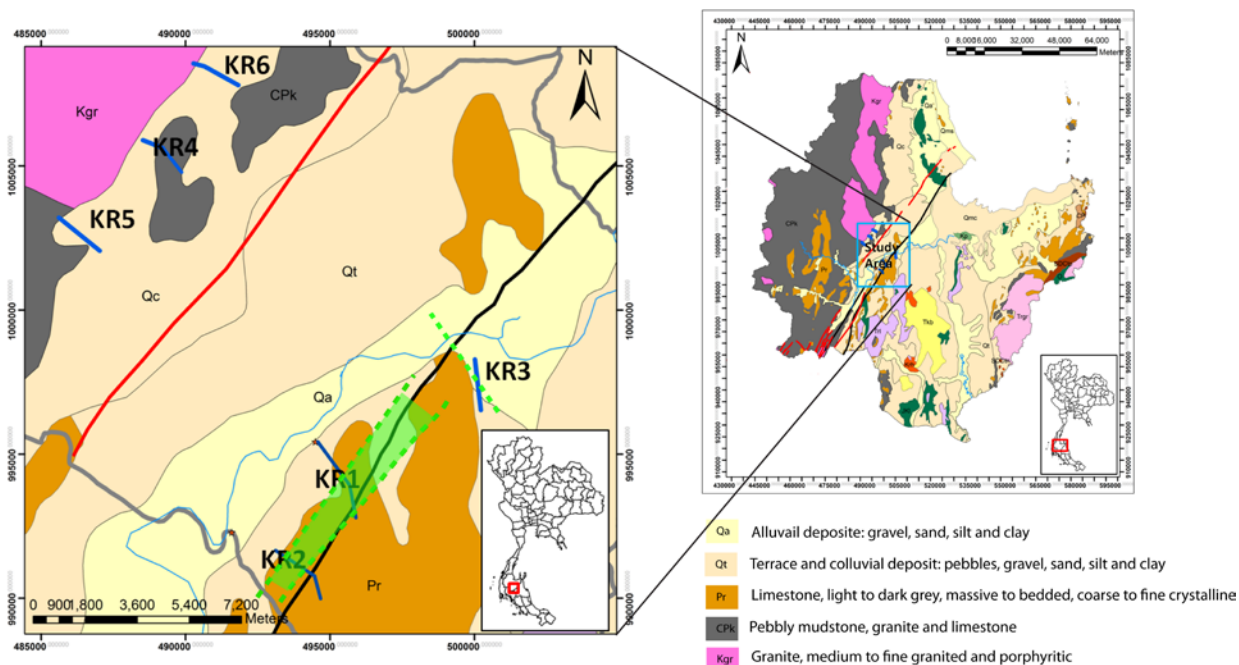
5. สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ

5.1 สรุปผลการวิจัย

ได้ประยุกต์ใช้การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน เพื่อศึกษา วิเคราะห์ กำหนดตำแหน่ง ความลึก และขอบเขตของแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย และลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินในพื้นที่ ตอนกลางและตอนเหนือของอำเภอศรีรัตนนิคม จังหวัดสุราษฎร์ธานี ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนทั้ง 6 แนวสำรวจให้ภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนชัดเจนเหนือความลึกประมาณ 30-200 เมตร นอกจากนี้ได้สร้าง ภาพตัดขวางความเร็วคลื่นเฉือนถึงระดับความลึก 40 เมตร ด้วยวิธีวิเคราะห์คลื่นพื้นผิว (MASW) เพื่อใช้อธิบาย ลักษณะโครงสร้างและความต่อเนื่องถึงผิวดิน นอกจากนี้ยังได้คำนวณความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเหนือระดับความ ลึก 30 เมตร (V_s30) ร่วมด้วยเพื่อจำแนกประเภทของชั้นดินที่ตอบสนองต่อการสั่นสะเทือนของพื้นดินเมื่อเกิด แผ่นดินไหว

เมื่อแปลความหมายภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน ภาพตัดขวางความเร็วคลื่นเฉือน ค่า V_s30 ร่วมกับข้อมูลธรณีวิทยาในพื้นที่และหลุมเจาะน้ำบาดาลในพื้นที่ใกล้เคียง พบว่าพื้นที่ตอนกลางและตอนเหนือของ อำเภอศรีรัตนนิคมปกคลุมด้วยชั้นตะกอนกรวดทรายและทรายแป้งยุคควอเทอร์นารีที่มีความหนาตั้งแต่ 15-30 เมตร ลึกลงไปเป็นชั้นตะกอนอัดแน่นหรือชั้นหินปูนที่ผุกร่อน และหินฐานในพื้นที่ตอนกลางอาจเป็นชั้นหินปูนยุค เพอร์เมียนและทางตอนเหนือเป็นชั้นหินโคลน หินดินดาน หรือหินแกรนิตที่แทรกตัวขึ้นมาในระดับตื้น

แนวรอยเลื่อนที่พาดผ่านในพื้นที่วิเคราะห์ได้จากความไม่ต่อเนื่องในแนวระดับและในแนวตั้งของผิว สะท้อนหลักที่ตรวจพบในภาพตัดขวางคลื่นไหวสะเทือนร่วมกับการเปลี่ยนแปลงในแนวราบของการกระจายตัว ของความเร็วคลื่นเฉือนและค่า V_s30 ในแนวสำรวจ พบว่าแนวสำรวจในพื้นที่ตอนกลางของอำเภอศรีรัตนนิคมอาจมี รอยเลื่อนพาดผ่านโดยมีมุมเทของระนาบรอยเลื่อนค่อนข้างชัน คาดว่าเกิดจากรอยเลื่อนตามแนวระดับ โดย ตำแหน่งและแนวการวางตัวของรอยเลื่อนอยู่ในทิศตะวันตกเฉียงใต้-ตะวันออกเฉียงเหนือสอดคล้องกับแนวรอย เลื่อนหลักที่ได้จากงานวิจัยก่อนหน้านี้ (รูปที่ 5.1) ส่วนรอยเลื่อนที่ตรวจพบในพื้นที่ตอนเหนือของอำเภอศรีรัตนนิคม คาดว่าเป็นรอยเลื่อนย่อยที่สัมพันธ์กับรอยแตกรอยแยกในหินยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน หรือการดันตัวขึ้นมา ของหินแกรนิตในระดับตื้น



รูปที่ 5.1 แสดงแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยที่ตรวจพบในการศึกษาครั้งนี้ (แนวเส้นและพื้นที่ตามกรอบสี่เหลี่ยม)

5.2 ข้อเสนอแนะ

ผลการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ในพื้นที่อำเภอศรีรัตนนิคม จังหวัดสุราษฎร์ธานี เป็นฐานข้อมูลสำคัญสำหรับการศึกษาด้านวิศวกรรมโยธาและแผ่นดินไหวเชิงพื้นที่ อย่างไรก็ตามงานวิจัยนี้ยังมีข้อจำกัดเรื่องสภาพพื้นที่ที่ไม่สามารถเก็บตัวอย่างในพื้นที่เป้าหมายที่ต้องการได้ ประกอบกับข้อมูลหลุมเจาะน้ำบาดาลส่วนใหญ่ไม่อยู่ในพื้นที่ศึกษาทำให้การวิเคราะห์ข้อมูลแนวรอยเลื่อนยังไม่แม่นยำมากนัก ข้อมูลธรณีฟิสิกส์วิธีอื่นหรือการขยายพื้นที่ศึกษาในพื้นที่อื่นจะให้รายละเอียดเกี่ยวกับแนวรอยเลื่อนและโครงสร้างชั้นดินบริเวณแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยได้ชัดเจนมากขึ้น

เอกสารอ้างอิง

- กรมทรัพยากรธรณี, 2550. แผนที่ธรณีวิทยา จังหวัดสุราษฎร์ธานี
- กรมทรัพยากรธรณี, 2550. ธรณีวิทยาประเทศไทย, 310-313
- กรมทรัพยากรธรณี, 2550. แผนที่รอยเลื่อนในประเทศไทย
- กรมทรัพยากรธรณี, 2553. แผนที่หมู่บ้านรอยเลื่อนมีพลังพาดผ่านจังหวัดสุราษฎร์ธานี กองธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อม กรมทรัพยากรธรณี
- ไตรภพ ผ่องสุวรรณ, 2552. การเฝ้าติดตามขั้นตอนการเปลี่ยนแปลงแก๊สเรดอนในดินเพื่อการพยากรณ์แผ่นดินไหว ในบริเวณรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย รายงานโครงการวิจัยฉบับสมบูรณ์รับทุนกองทุนวิจัยคณะวิทยาศาสตร์ ประเภททั่วไปประจำปีงบประมาณ 2549 ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ หาดใหญ่
- ไตรภพ ผ่องสุวรรณ, สวัสดิ์ ยอดขยัน, ไพบุลย์ นวลนิล, กำแหง วัฒนเสน, สมหมาย ช่างเขียน, อติรัตน์ วิชัยดิษฐ และ Helmut Durrast, 2556. การศึกษาธรณีฟิสิกส์แบบบูรณาการของรอยเลื่อนต่างๆ ในภาคใต้, รายงานโครงการวิจัยฉบับสมบูรณ์รับทุนสนับสนุนโครงการวิจัยของการไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย, ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์
- ธงชัย พึ่งรัมย์, 2538. รายงานการสำรวจธรณีวิทยา บริเวณคีรีรัฐนิคม. 1-9
- ปัญญา จารุศิริ, จักรพันธ์ สุทธิรัตน์, มนตรี ชูวงษ์, ฐานบ อธิติมากร, จินดา สุทธิวานิช, สันติ ภัยหลบลี้, และธีรรัตน์ นาประดิษฐ์, 2550. การศึกษาคาบการอุปซ้ำในพื้นที่ที่แสดงการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในจังหวัด ประจวบคีรีขันธ์ ชุมพร ระนอง สุราษฎร์ธานี กระบี่ พังงาและภูเก็ต (รอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย). รายงานโครงการวิจัยฉบับสมบูรณ์กรมทรัพยากรธรณี, กรมทรัพยากรธรณี
- เพ็ญตา สาตย์รักษ์, 2544, การสำรวจใต้ผิวดินด้วยคลื่นไหวสะเทือน. ขอนแก่น: ภาควิชาเทคโนโลยีธรณี คณะเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยขอนแก่น
- วรวิทย์ โลหะวิจารณ์, ดนุพล ต้นโยภาส, และสมยศ วิชชุลัญญ์, 2552, การศึกษาโครงสร้างธรณีวิทยาของแหล่งน้ำพุร้อนไชยาด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์, รายงานโครงการวิจัยฉบับสมบูรณ์รับทุนสนับสนุนโครงการวิจัยของ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ประจำปีงบประมาณ 2548, ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์
- สุพจน์ เตชวรสินสกุล และ รัตมณี นันทสาร, 2548, การศึกษาการเพิ่มความรุนแรงของแผ่นดินไหวเนื่องมาจากสภาพดินในบริเวณกรุงเทพมหานครและจังหวัดเชียงราย, รายงานวิจัยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย
- สุวัฒน์ ดิยะไพรัช, สันติ ศรีวรกุล, และทินกร มหาภูมิ, 2532. ธรณีวิทยาและธรณีวิทยาควอเทอร์นารี ระวังจังหวัดสุราษฎร์ธานี (4827II) และระวางอำเภอพุนพิน (4827III), กองธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี, กรุงเทพมหานคร, 44.
- เอกลักษณ์ มอบพิจิต, 2557. การตีความข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศบริเวณแนวรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ในจังหวัดสุราษฎร์ธานี, 92-96.

- Aki, K., and Richards, P.G., 2002. Quantitative Seismology, 2nd Edition. University Science Books, 700 pp.
- Arts, R., Eiken, O., Chadwick, A., Zweigel, P., van der Meer, L. and Zinszner, B., 2004. Monitoring of CO₂ injected at Sleipner using time-lapse seismic data: *Energy*, 29, 1383-1392.
- Andrus, R.D., and Stokoe, K.H., 2000. Liquefaction resistance of soils from shear-wave velocity, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126. 1015-1025.
- Bergman, B., Juhlin, C., and Palm, H., 2002. High-resolution reflection seismic imaging of the upper crust at Laxemar, southeastern Sweden: *Tectonophysics*, 35, 201–213.
- Building Seismic Safety Council (BSSC), 2001, NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, Part 1: Provisions and Part 2: Commentary, Federal Emergency Management Agency, FEMA-368 and FEMA-369, Washington D.C., February.
- Buker, F., Green, A., and Horstmeyer, H., 2000. 3-D high-resolution reflection seismic imaging of unconsolidated glacial and glaciolacustrine sediments, *Processing and interpretation: Geophysics*, 65, 18-34.
- Bunopas, S., and Vella, P. 1983. Tectonic and geologic evolution of Thailand. In: *Proceeding of the Workshop on Stratigraphic Correlation of Thailand and Malaysia*, Hat Yai, Thailand, pp 307-23.
- Chansawad, P., Dowrerk, V., Kosuwan, S., Pailoplee, S., Charusiri, P., 2008. Application of ESR-dating results and remote-sensing to constrain active tectonics along the southern part of Khlong Marui Fault, Southern Thailand. In: *Proceedings of the International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes (GREAT 2008)*, Bangkok, pp 122-25.
- Chow, J., Angelier, J., Hua, J.J., Lee, J.C., and Sun, R., 2000. Paleoseismic event and active faulting: from ground penetrating radar and high-resolution seismic reflection profiles across the Chihshang Fault, eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 333. pp 241-259.
- Davis, T.L., Terrell, M.J., Benson, R.D. and Kendall, R.R., 2002. Seismic Monitoring of the CO₂ Flood at Weyburn Field, Saskatchewan, Canada: EAGE 64th Conference & Exhibition, Florence Italy.
- Dangmuan, S., 2008, Seismic study of Southern Thailand after the 26 December 2007 Sumatra Andaman Earthquake, Master of Science Thesis in Geophysics, Prince of Songkla University, Hatyai, Thailand.

- Demanet, D., Renardy, F., Vanneste, K., Jongmans, D., Camelbeeck, T., and Meghraoul, M., 2001. The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium, *Geophysics*, 66. pp 78-89.
- Department of Mineral Resources (2007) Investigation on recurrence interval of faults in Prachub Khirikhun, Chumporn, Ranong, Surat Thani, Krabi, Phangnga and Phuket provinces (Ranong and Khlong Marui faults) carried out by the Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University (in Thai).
- Dobry, R., Borcherdt, R.D., Crouse, C.B., Idriss, I.M., Joyner, W.B., Martin, G.R., M.S., P., Rinne, E.E., and Seed, R.B., 2000, New site coefficients and site classification system used in recent building code provisions: *Earthquake Spectra*, 16(1), 41-68.
- Ergina, M., Özalaybeyaz, S., Aktara, M., Yalcı, M.N., 2004. Site amplification at Avcılar, Istanbul. *Tectonophysics* 391, 335– 346.
- Francesca, R.G., Hajnal, Z. and Prugger, A., 2002. High-resolution images of shallow aquifers—A challenge in near-surface seismology: *Geophysics*, 67, 177-187.
- Gadallah, M., and Fisher, R., 2009, *Exploration Geophysics*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 262 pp.
- Garson, M.S., Mitchell, A.H., 1970. Transform faulting in the Thai Peninsula. *Nature* 22, 45–47.
- Hunter, J.A., Pullan, S.E., Burns, R.A., Gagne, R.M. and Good, R.L., 1984. Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph—Some simple techniques: *Geophysics*, 49, 1381-1385.
- Jeng, Y., Chen, C. S., Yu, H.M., Jeng, A.S.R., Tang, C.Y., and Lin, M.J., 2007. Ultra shallow seismic experiment on a trenched section of the Chelunpu fault zone, Taiwan, *Tectonophysics*, 443. pp 255–270.
- Kaewmuangmoon, S., Thipyopass, S., Kosuwan, S., Daorerk, V., and Charusiri, P., 2008. Investigations on Tectonic Geomorphology along the Khlong Marui Fault, Kao Phanom area, Southern Thailand: Application of ArcGIS Approach, , Proceedings of the International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes (GREAT 2008), 4th IGCP 516, and 5th APSEG; November 24-26, 2008, Bangkok, Thailand.
- Kaewmuangmoon, S., 2010, Paleoearthquake Investigations along The Khlong Marui Fault zone, southern Thailand, MSc thesis, Chulalongkorn University.
- Karastathis, V.K., Karmis, P., Novikova, T., Roumelioti, Z., Gerolymatou, E., Papanastassiou, D., Liakopoulos, S., Tsombos, P., Papadopoulos, G.A., 2010, The contribution of geophysical techniques to site characterisation and liquefaction risk assessment: Case study of Nafplion City, Greece, *Journal of Applied Geophysics*, 72, 194–211.

- Khawdee, P., 2008, Geophysical study of geothermal resources in Kanchanadit and Ban Na Doem District, SuratThani Province, MSc thesis, Prince of Songkla University.
- Kramer, S. L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, 653 pp.
- Lohawijarn, W., 2005. Potential ground water resources of Hat Yai Basin in Peninsular Thailand by gravity study. *Songklanakarin J.Sci. Technol.*, 27(3), 633-647.
- Maheswari, R.U., Boominathan, A., Dodagoudar, G.R., 2010. Seismic site classification and site period mapping of Chennai City using geophysical and geotechnical data, *Journal of Applied Geophysics*, 72, 152–168.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: effects of continental collision: *Science*, 189, pp 419-426.
- Moussa, M.M., El Arabi, A.G. M., 2003. Soil radon survey for tracing active fault: a case study along Qena-Safaga road, Eastern Desert, Egypt, *Radiation Measurements*, 37. pp 211 – 216.
- Ornthammarath, T., Warnitchai, P., Worakanchana, K., Zaman, S., Sigbjornsson, R., and Lai, C.G., 2010, Probabilistic seismic hazard assessment for Thailand, *Bull. Earthquake Eng.*, DOI 10.1007/s10518-010-9197-3.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1999, Multi-channel analysis of surface waves, *Geophysics*, 64 (3), 800–808.
- Pisapak, P, Dürrast, H, Bhongsuwan, T., 2010. Soil-Gas Radon as a Possible Earthquake Precursor: A Case Study from the Khlong Marui Fault Zone, Southern Thailand. *Kasetsart J (Natural Science)* 44, 1079–93.
- Polachan, S., 1988 The geological evolution of the Mergui Basin, S.E. Andaman Sea. PhD Thesis, Royal Holloway and Bedford New College, University of London.
- Raksaskulwong, M., and Subprinyaporn, S., 1992. Aeromagnetic features of the three geothermal promising areas in Northern Thailand, National conference on “geologic resources of Thailand; Potential for Future Development” 14-24 November, 1992, Department of Mineral Resources, Bangkok, Thailand. pp 131-140.
- Ravens, J. 2007. *Globe Claritas, Seismic Processing Software Manual-Part 1*. 5th edition. 250 pp.
- Saetang, K., Yordkayhun, S., and Wattanasen, K., 2014. Detection of hidden faults beneath Khlong Marui fault zone using seismic reflection and 2-D electrical imaging: *ScienceAsia*, 40, 436-443.
- Schmelzbach, C., Horstmeyer, H. and Juhlin, C., 2007. Shallow 3D seismic-reflection imaging of fracture zones in crystalline rock: *Geophysics*, 72, B149-B160.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*, (2nd ed.). Cambridge University Press, Cambridge, 592 pp.

- Steeple, D. W., and Miller, R. D., 1990. Seismic reflection methods applied to engineering, environmental, and groundwater problems. In: Ward, S. H. (ed.), Geotechnical and environmental geophysics, Volume 1: Review and tutorial: Society of Exploration Geophysicists Investigations in Geophysics, 5, 1-30.
- Steeple, D.W., 2005. Shallow seismic methods. In: Rubin Y, Hubbard SS (Eds.), Hydrogeophysics: 215–251, Springer; Dordrecht, the Netherlands.
- Sutiwanich, C., Hanpattanapanich, T., Pailoplee, S., Charusiri, P., 2012. Probability seismic hazard maps of Southern Thailand. *Songklanakarinn J Sci Technol* 34, 453-66.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 770 pp.
- TMD. 2558. Earthquake. <www.seismology.tmd.go.th/earthquakesstat.html> (30 มีนาคม 2558).
- Treadway, J.A., Steeple, D.W., Miller, R.D., 1988. Shallow seismic study of a fault scarp near Borah Peak, Idaho, *Journal of Geophysical Research*, 93. pp 6325-6337.
- Tulyatid, J., 1992. Airborne radiometric data interpretation as an aid to granitic terrain mapping: A case study for HuaHin-Pran-Buri area, south central Thailand, National conference on “geologic resources of Thailand; Potential for Future Development” 17-24 November, 1992, Department of Mineral Resources, Bangkok, Thailand. pp 86-104.
- USGS, 2014. “ASTER GDEM” (<http://earthexplorer.usgs.gov/>)
- Warnitchai, P., Lisantono, A., 1996. Probabilistic seismic risk mapping for Thailand. Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico, Paper no. 1271.
- Watkinson, I., Elders, C., Hall, R., 2008. The kinematic history of the Khlong Marui and Ranong Faults, southern Thailand. *J Struct Geol* 30, 1554–71.
- Watkinson, I., Elders, C., Batt, G., Jourdan, F., Hall, R., and McNaughton, N.J., 2008. The timing of strike-slip shear along the Ranong and Khlong Marui faults, Thailand, *Journal of Geophysical Research*, 116, B09403.
- Wills, J.C., Petersen, M., Bryant, W.A., Reichle, M., Saucedo, G.J., Tan, S., Taylor, G., Treiman, J., 2000. A site condition map for California based on geology and shear wave velocity. *Bulletin of Seismological Society of America*, 90 (6B), 187–208.
- Wise, D.J., Cassidy, J., and Locke, C.A., 2003. Geophysical imaging of the Quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: a case study, *Journal of Applied Geophysics*, 53. pp 1-16.
- Woodward, D., 1994. Contributions to a shallow aquifer study by reprocessed seismic sections from petroleum exploration surveys, eastern Abu Dhabi, United Arab Emirates: *Journal of Applied Geophysics*, 31, 271-289.
- Yilmaz, O., 2001. Seismic data analysis, Volume I&II. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists. 2027 pp.

Yordkayhun, S., Juhlin, C., and Norden, B., 2009. 3D seismic reflection surveying at the CO2SINK project site, Ketzin, Germany: A study for extracting shallow subsurface information: Near Surface Geophysics, 7, 75-91.

ภาคผนวก

บทความที่ได้รับการตอบรับและรอการตีพิมพ์ (Article in press.)



Chiang Mai J. Sci. 2016; 43(6) : 1279-1291

<http://epg.science.cmu.ac.th/ejournal/>

Contributed Paper

Characterization of Khlong Marui Fault Zone using Seismic Reflection and Shear-wave Velocity Profiles: Case Study in Khiriratnikhom District, Surat Thani Province, Southern Thailand

Sawasdee Yordkayhun* [a, b], Preeya Sreesuwan [a, b], Kamhaeng Wattanasen [a, b]

[a] Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla, 90112, Thailand.

[b] Geophysics Research Center, Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla, 90112, Thailand.

* Author for correspondence; e-mail: sawasdee.y@psu.ac.th

Received: xx xxx xxxx

Accepted: xx xxx xxxx

ABSTRACT

Detailed fault mapping and characterization are important for seismic hazard assessment. The Khlong Marui Fault Zone (KMFZ) is a major active strike-slip fault system in southern Thailand. It extends in a southwest-northeast direction from Phuket towards Surat Thani province. Although the general fault system can be identified from surface observations, investigation of the fault zone in Surat Thani province is challenging because the surface expression is not obvious and thick sediments cover the area. Therefore, shallow seismic reflection profiles were acquired in the Khiriratnikhom district, Surat Thani province. The aims of this study were to characterize the subsurface geological structures in the vicinity of the fault zone. For the seismic data analysis, conventional data processing such as data editing, static correction and frequency filtering are effective in enhancing signal to noise ratio of stacked section. However, detailed geological information at shallow levels in the subsurface are not well imaged due to the effects of data acquisition and processing. To address this limitation, seismic reflection and shear wave velocity (V_s) profiles were obtained from multichannel analysis of surface waves (MASW) and are jointly interpreted. The results show a sequence of subsurface boundaries extending from the surface to a depth of about 250 m. The variations in seismic velocities and vertical offset of the main horizon are the fault signature observed on seismic sections and in the shear wave velocity fields. The results coincide well with the fault strike obtained from a previous geophysical interpretation. This finding suggests the possibility of ongoing activity of the KMFZ.

Keywords: Seismic reflection, Shear wave velocity, MASW, Khlong Marui Fault Zone, Surat Thani

1. INTRODUCTION

During the past decade, increasing damage and loss of lives associated with earthquakes has been recorded, especially in and around urban areas and in vicinity of

weak zones within major fault systems [1, 2]. Even if the earthquake epicenter is far away from the area, the geological characteristics beneath the fault zone can play an important role in seismic wave amplification [3]. Therefore, availability of subsurface geologic information is critical for long-term seismic hazard assessments and for future development plans in the region. Generally, geophysical investigations using seismic reflection survey have been applied to image subsurface geological structures, especially to detect and characterize the hidden faults under the fault zone [4, 5, 6].

Tectonically, Thailand is considered to be a low seismicity region since it is far away from plate boundaries. However, historical and instrumental studies have recorded a number of moderate earthquake events since 1950 and most have occurred along known fault zones [7, 8, 9, 10]. About 14 fault zones in Thailand have been identified as active faults and two of these fault zones are situated in southern Thailand: the Ranong Fault Zone (RFZ) and the Khlong Marui Fault Zone (KMFZ) [11]. The KMFZ was the main target for the integrated geophysical study of this fault zone project, which was initiated in 2011. Evidence, previously gathered from geological and geophysical data at a pilot study performed in the Vibhavadee district, Surat Thani province [12], suggests that there are a number of buried faults existing along the proposed fault segments. However, no clear evidence of the major fault zone were observed in the pilot study. As a part of the project, the regional trend of fault strike identified from remote sensing, seismic reflection, airborne radiometric and geomagnetic data [13] revealed that the

KMFZ may pass through Surat Thani province from Phanom, Bantakun, Khiriratnikhom, Punpin and Thachang district to the Gulf of Thailand (Figure 1). Although there is evidence of tectonic activity associated with the KMFZ, the geological structure and characteristics of the fault zone are still unclear. Therefore, an extensive study of fault characterizations beneath the variable thickness Quaternary sediment is incorporated into the recent study. Six seismic reflection profiles, of about 2-3 km each, were surveyed roughly perpendicular to the fault strike in the Khiriratnikhom district, Surat Thani province. Among them, 3 lines were used to confirm the existence of a fault segment that has been outlined by the Department of Mineral Resources (DMR) and the other 3 lines were used to detect and characterize sections of the fault zone that have been identified by previous geophysical data [13]. Although seismic reflection methods provide an image of subsurface geological structures, their shallow information is often inadequate due to the effect of acquisition geometry and data processing. Thus, shear wave velocity (V_s) profiles derived from the MASW methods were partly combined for gaining near surface information. The advantages of the MASW methods are that they provide superior resolution to P-wave methods in soft soil and take into account any velocity inversion [14, 15]. In this study, after briefly describing the geology at the study sites, we explain how data were acquired and processed. Results and interpretation of the seismic sections and V_s profiles at all survey lines will be illustrated.

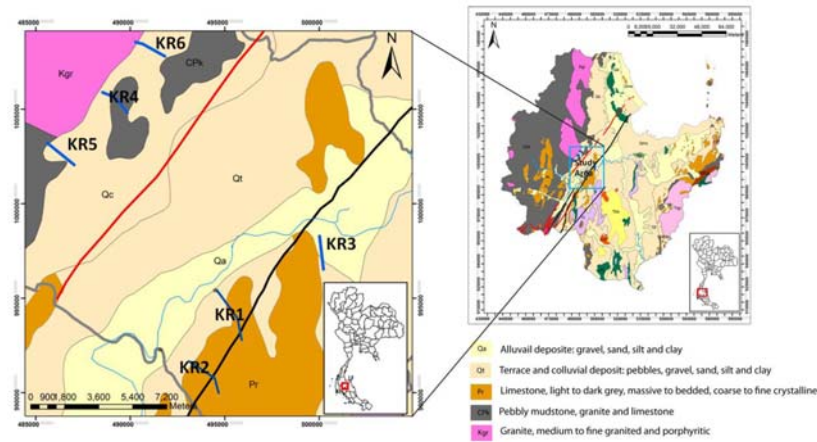


Figure 1. Geological map showing KMFZ distributions and the study area. Zooming panel shows 6 survey lines (KR1-KR6). Red line marked the KMFZ proposed by DMR and black line marked the KMFZ proposed by previous geophysical data.

2. GEOLOGICAL SETTING

Since the end of Mesozoic era, tectonic movements in conjunction with collisions of Indo-Australian, Eurasian and West Pacific plates formed the structurally complex areas, such as Gulf of Thailand and Andaman Sea [16, 17]. After the completion of clockwise rotations of crustal blocks, the KMFZ was developed [18]. The KMFZ is considered to be an active strike-slip fault that cuts across Peninsula Thailand from Phuket Island in the southwest towards Surat Thani Province in the northeast (Figure 1). The strike of the fault zone can be traced for a distance exceeding 150 km and 10 km width, and comprised of about 10 segments [19, 20].

Khairatnikhom district lies in the central part of Surat Thani province where the Tapee River runs in a NE-SW direction and is surrounded by N-S trending mountainous ranges (Figure 1). The basement is represented by rocks of Carboniferous-Permian period found in western mountain areas, composed of limestone, mudstone, shale, sandstone and siltstone. Permian limestone occurs in the middle part and

contain Permian fossils. The siltstones are yellow-brown in color, thinly bedded and contain carbonaceous layers. Triassic-Jurassic sedimentary rocks and Triassic-Cretaceous sedimentary rocks are distributed in the southern region. Both sedimentary rock units are composed of sandstone, siltstone, limestone lenses, and conglomerate. In the northern part, Triassic-Jurassic granitic rocks are dominated by batholiths and plutons. A Quaternary sedimentary basin formed in the vicinity of the main river. This sedimentary fill is represented by fluvial (Qa) and terrace (Qt) deposit [21]. The terrace deposits (Qt) consists mainly of gravel, clay, and coarse grain and poorly sorted of sand layers. The fluvial deposit (Qa) are composed of an alternating sequence of silty clay and sand layers.

3. MATERIALS AND METHODS

3.1 Theoretical Background

Reflection seismology can determine possible changes in subsurface elastic properties by measuring the two-way travel time of seismic waves propagated from a surface seismic source into the subsurface

and reflected back to the surface. At the interface between layers with contrasting acoustic impedance, the reflection signal is governed by Zoeppritz equation [22] and at normal incident it is simply described by the reflection coefficient (R).

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

Where ρ_1 and ρ_2 are the density of medium 1 and medium 2, while V_1 and V_2 are the wave velocity of medium 1 and medium 2, respectively.

Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) is a non-intrusive, fast and cost-effective geophysical method recently developed for Vs determination and increasingly used in earthquake and geotechnical engineering studies [23]. The MASW method utilizes dispersion characteristic of Rayleigh waves (ground roll) as the crucial property to estimate the shear wave velocities. Ground roll are often observed in the conventional seismic reflection/refraction data, especially when low natural-frequency geophones are used. Consequently, the same dataset can be analysed for seismic reflection and MASW methods. The propagation velocity of shear wave in an elastic medium is given by equation 2 [22]:

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

Where μ is shear modulus and ρ is density of the medium. Dynamic elastic properties of soil including shear modulus derived from seismic velocities and density are importance for site investigation and construction purposes.

3.2 Data Acquisitions

Six seismic reflection survey lines namely KR1 to KR6 were acquired in a

northwest to southeast direction and roughly perpendicular to the two proposed fault segments associated with the KMFZ (Figure 1). The total lengths of the survey lines range from approximately 2-3 km. As mentioned earlier, survey lines KR1, KR2 and KR3 were used to detect the fault zone proposed by previous geophysical studies, whereas KR4, KR5 and KR6 were used to verify the fault location proposed by DMR. The field surveys were difficult because of limited access to some areas, such as in the vicinity of the Tapee River and the urban area. In particular, we were not able to acquire data across the proposed fault by DMR and the south-eastern part of the survey lines was skipped. Therefore, survey lines were selected along the agricultural roads and relatively flat topography to avoid the extremely noisy conditions from traffic and the urbanized region. Off-end source/receiver geometry was used in conjunction with 24 geophones at 5 m spacing (Figure 2a and 2c). The natural frequency of the vertical geophones used is 14 Hz. A walkaway noise test performed in the area reveals that a 30 m minimum offset appear to be optimum recording window. For the seismic source, 10-15 hits of 5 kg sledgehammer on steel plate provided sufficient signal-to-noise ratio of seismic energy. Source spacing was set at 5 m intervals, providing 12 folds coverage every 2.5 m CMP in the subsurface using roll along movement. The data were recorded by a 24-channel Geometric SmartSeis seismograph using a record length and sampling interval of 1024 ms and 0.5 ms, respectively. Recording such a long seismic trace allows us to extract the Vs profile by analysis of the surface waves (Figure 2b). Recording parameters of the seismic profile are shown in Table 1.

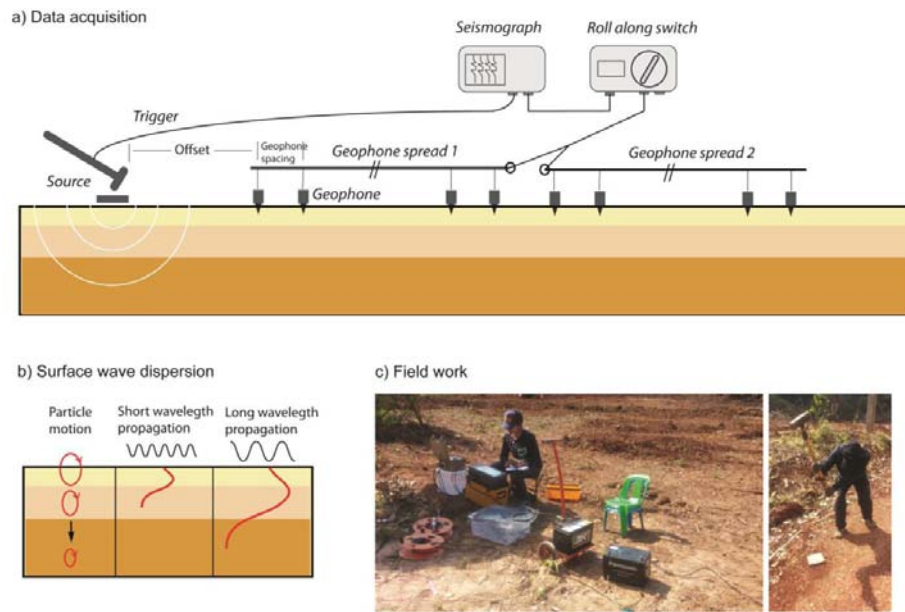


Figure 2. a) Details of data acquisition geometry and parameters. b) Surface wave characteristics and dispersion. c) Field surveys.

Table 1. Data recording information.

Recording parameters	Details
Recording system	Geometric SmartSeis
Source	5 kg Sledgehammer
Geophones	Vertical, 14 Hz
Short interval	5 m
Receiver interval	5 m
Offset	30 m
Channels	24, off-end
Sampling interval	0.5 ms
Record length	1.024 s

3.3 Data Processing

Seismic reflection data processing was performed using the Globe Claritas Version 5.5 software [24]. The processing flow applied to the seismic data is summarized in Table 2. Converting raw data from SEG2 to SEG Y format is done as pre-processing step. An example of raw shot gathers is shown in Figure 3. Clear reflector events can be seen in the upper part while a low

signal-to-noise ratio due to the contamination of ground roll is observed in the lower part. The field geometry files were edited and assigned into the raw data followed by routine editing of the dead and noisy traces. Refraction static corrections were applied to the data to compensate the effect of near-surface low velocity layer [25]. Automatic gain control (AGC) with 150 ms sliding time window was applied to balance the trace. By inspection of the power spectra (Figure 3), the low frequency band from 15 to 40 Hz represents the low frequency and strong amplitudes of ground roll, while background noise dominates at frequencies higher than 150 Hz. Therefore, band-pass filter of 30-150 Hz appears to enhance the useful signal frequencies as shown in Figure 2b. After CDP sorting, stacking velocities functions in the range from 1000-3000 m/s were picked based on an integrated analysis of constant velocity stack and semblance plots. The velocities were updated twice and used for normal moveout (NMO) correction.

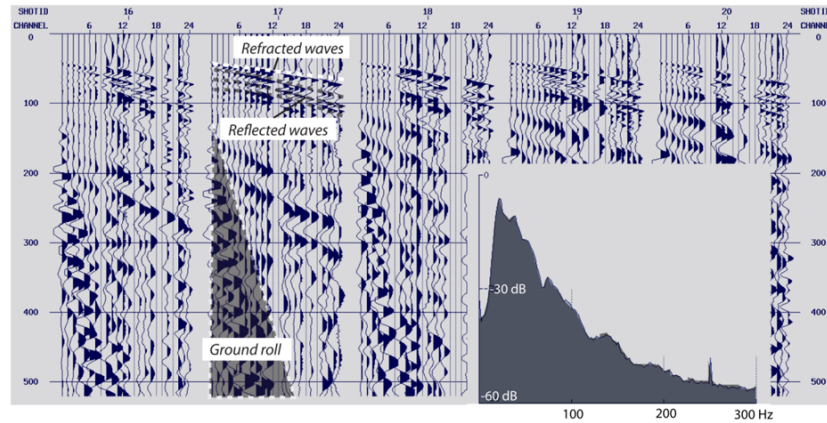
The 70% NMO stretch mute was used to eliminate refraction energy and preserve shallow reflections. The stack sections were produced after stacking is performed for all

CDP traces. Finally, the time sections were converted to depth sections using the interval velocity field.

Table 2. Processing steps for seismic reflection data.

Step	Descriptions and Parameters
1. Data import	SEG2 to SEG-Y conversion
2. Setup of filed geometry	Assign input shot locations and receiver locations into headers
3. Editing	Kill bad traces and fix polarity reversals
4. Elevation statics and Refraction statics (Field statics)	Calculate static corrections based on near surface models and elevations
5. Band-pass filtering	Minimum phase Butterworth filtering f = 15, 30, 150, 240 Hz, Design amplitude = 0,1,1,0
6. Automatic gain control (AGC)	Adjust amplitude using 150ms sliding window
7. CMP sorting	Sort data by common midpoint number
8. Velocity analysis	Integrate analysis of constant stacked velocity panels and semblance plots
9. Normal moveout (NMO)	Apply stacking velocity function including 70% stretch mute
10. Stack	
11. Time to depth conversion	Convert to depth section using interval velocity

a) Raw data



b) Processed data

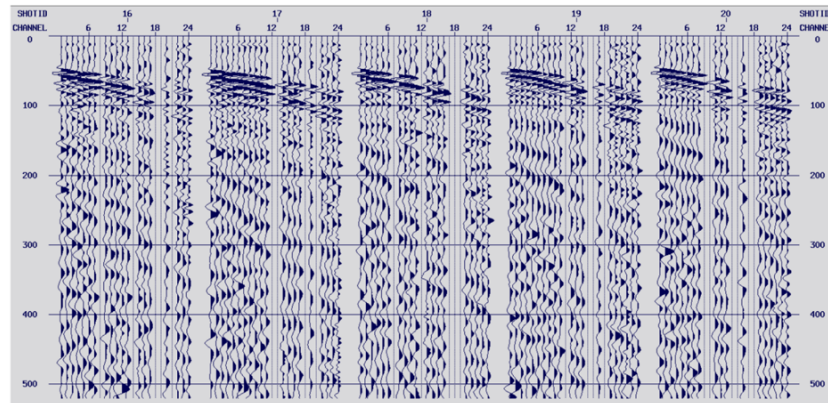


Figure 3. Example of shot gather showing (a) raw data and their power spectra, (b) the results after some processing steps were applied, including editing, static corrections, filtering and AGC.

For the MASW method, data were processed using the SurfSeis version 3 software developed by the Kansas Geological Survey, USA. The processing utilized an iterative inversion method to convert the picked dispersion curve into a 1D S-wave velocity model. First, the SEG2 format, raw data were converted to the software input format. Then, noisy traces were removed and high cut filtering was applied to remove high frequency reflection energy and ambient noise. A shot gather in time-space (t-x) domain was transformed into the phase velocity-frequency (f-v) domain using a 2D transformation (Figure 4). Dispersion curves

were extracted by picking the phase velocity at different frequency values. By setting up an initial model based on a dispersion curve and adjusting the model parameter (V_s) with the objective of minimizing the error between the calculated and picked dispersion curve, a 1D velocity model placed at the center of the geophone spread is archived (Figure 4). To account for the non-uniqueness of the solution found in the inversion process, the optimum models were selected based on tracking RMS error and considering geological information. Finally, 1D V_s profiles were interpolated along the survey line to generate a 2D V_s section.

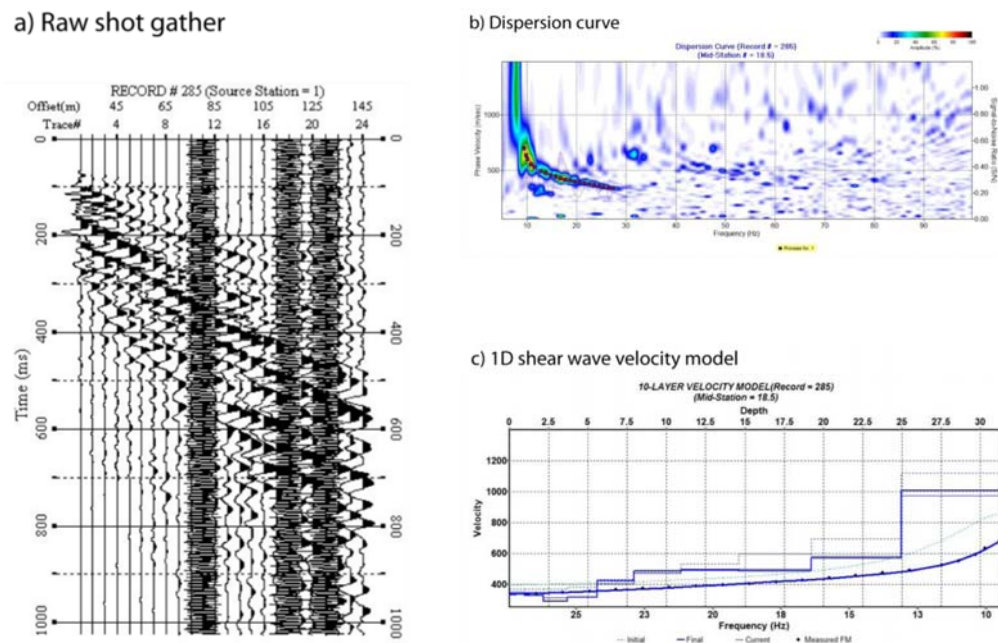


Figure 4. Example of raw shot gather (a), picked dispersion curve (b) and 1D V_s model from MASW analysis (c).

4. RESULTS AND DISCUSSIONS

The results are interpreted based on integration of the seismic sections, 2D V_s sections, geology and lithology information from available shallow boreholes near the area. The lack of deep boreholes and the low resolution of previous geophysical studies have made structural interpretation difficult. In this study, the estimated vertical resolution for the seismic section is about 8 m based on the one-quarter wavelength criteria and using the 60 Hz dominant frequency and average velocity of 2000 m/s. Faulting is indicated based on the coherency loss of some strong continuous reflections, the abrupt change in dip angle of reflections, and presence of diffraction events [22].

Interpreted time sections and depth sections and 2D V_s sections for KR1-KR3 survey lines are illustrated in Figure 5 and 6. The first coherent horizon in the seismic sections is observed at approximately 30-100 m depth, and it appears to be

down-dipping from northwest toward southeast (marked as yellow solid line in Figure 5). This is probably the base of Quaternary sediments or transition zone between Quaternary and Permian unit. The structural setting of this horizon appears to be karst topography. Below this horizon a seismic pattern of discontinuous and variously dipping reflectors is visible to about 250 m depth, corresponding to the highly fractured rocks at the fault zone in the sequences of Permian limestone unit (Figure 5 and 6). Clear evidence of limestone can be seen in the borehole, mountain and outcrop near the survey lines (Figure 7). The fault plane appears on the seismic section as a normal fault in certain area that dips to the east and west with steep angle of about 70-90 degrees. Relatively small vertical offset observed in some part of the main horizon may characterize the strike-slip faults deform with small amounts of transtension, whereas 30-50 m vertical offset is interpreted to

represent the fault throw of major fault system. In addition, one of the main criteria used in identifying strike-slip faults in seismic sections are complex flower structures [26]. This feature is characterized by fan-like, rather steep faults converge at depth into a single and sub-vertical fault. Although the seismic energy was limited and the deeper faults were not imaged in the sections, evidences of partly flower structures in line KR1-KR3 (Figure 5) may indicate the strike-slip movement. This observation confirmed the fault strike derived

from previous geomagnetic interpretation [12] and indicates that tectonic activity along the fault zone may be complicated. The location of the fault plane is also coincident with the abrupt change in the shallow Vs field (Figure 6). This suggests that faults possibly affect the shallow subsurface in this area. By visual inspection of the Vs fields, the internal structures of Quaternary unit itself can be divided into 2 layers, where the cover layer is characterized by low velocity of about 200-500 m/s with 10-20 m thickness.

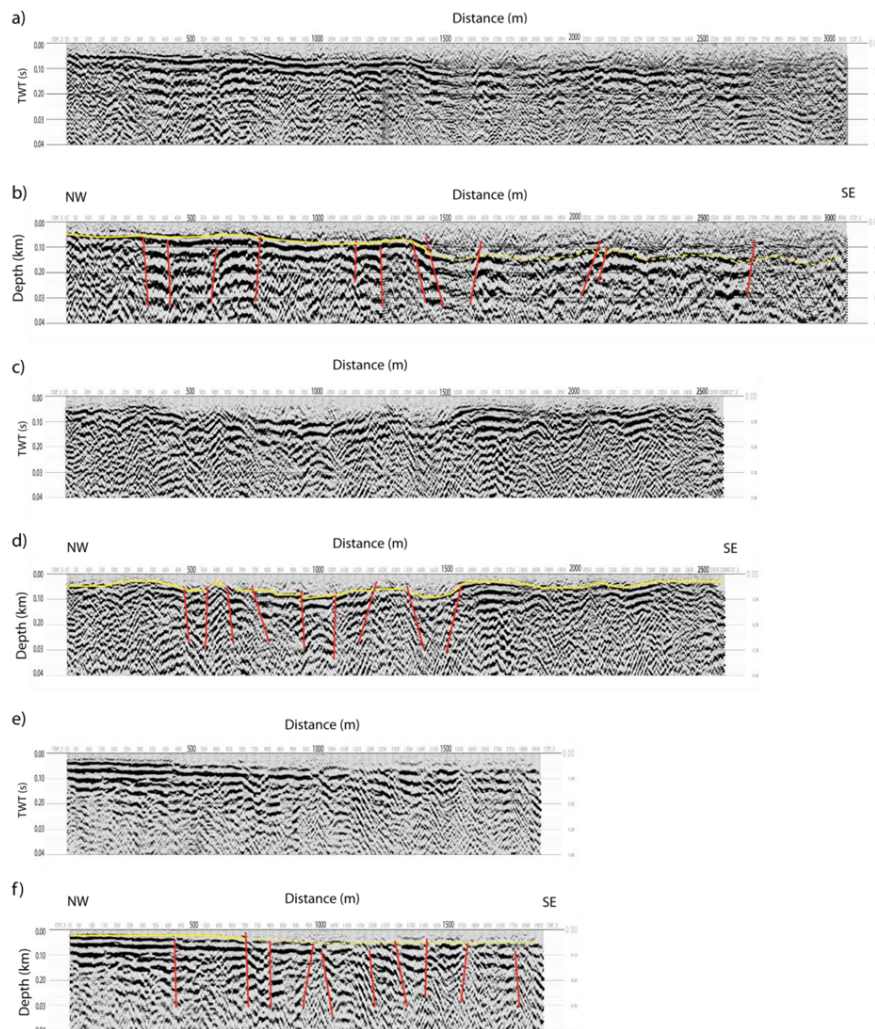


Figure 5. Time sections and depth sections with interpretation of survey line KR1 (a and b), KR2 (c and d), and KR3 (e and f), respectively. Main horizon is marked as yellow line, while possible fault is marked as red line.

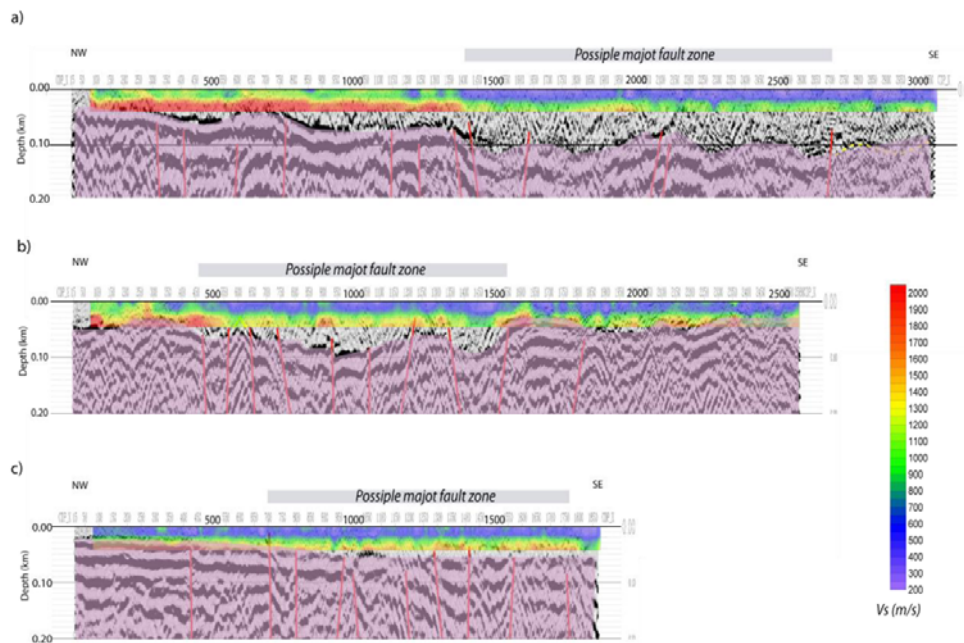


Figure 6. Zooming panel for the depth sections of survey line KR1 (a), KR2 (b) and KR3 (c), overlain by their Vs sections. Note that the depth sections are displayed with vertical exaggeration of 2.

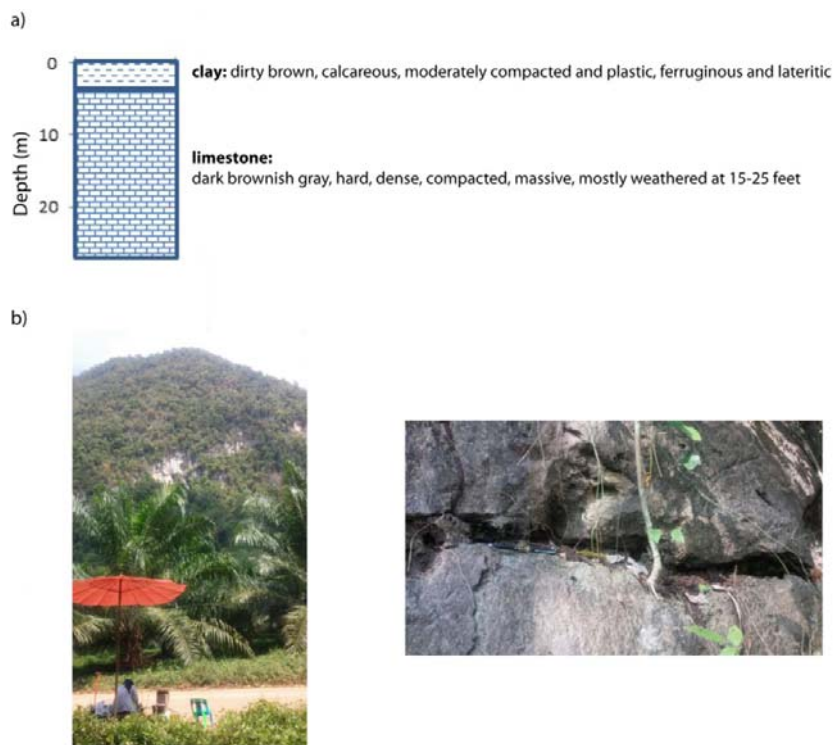


Figure 7. (a) An available borehole information near the survey lines. (b) Limestone mountain and fractured outcrop near the survey lines.

In the northern Khiriratnikhom district, there is a clear flat horizon that follows most of the KR4-KR6 survey lines at about 20-30 m depth which could be consistent with the top of Carboniferous-Permian units. One of the main uncertainties in the structural interpretation is that there is no clear evidence of buried fault associated

with major fault zone observed beneath these survey lines (Figure 8). However, it is interesting to note that a prominent undulation in the main horizon is clearly seen in the middle of KR6 survey line. Based on geology and available boreholes, this event could potentially be a granite intrusion in the area.

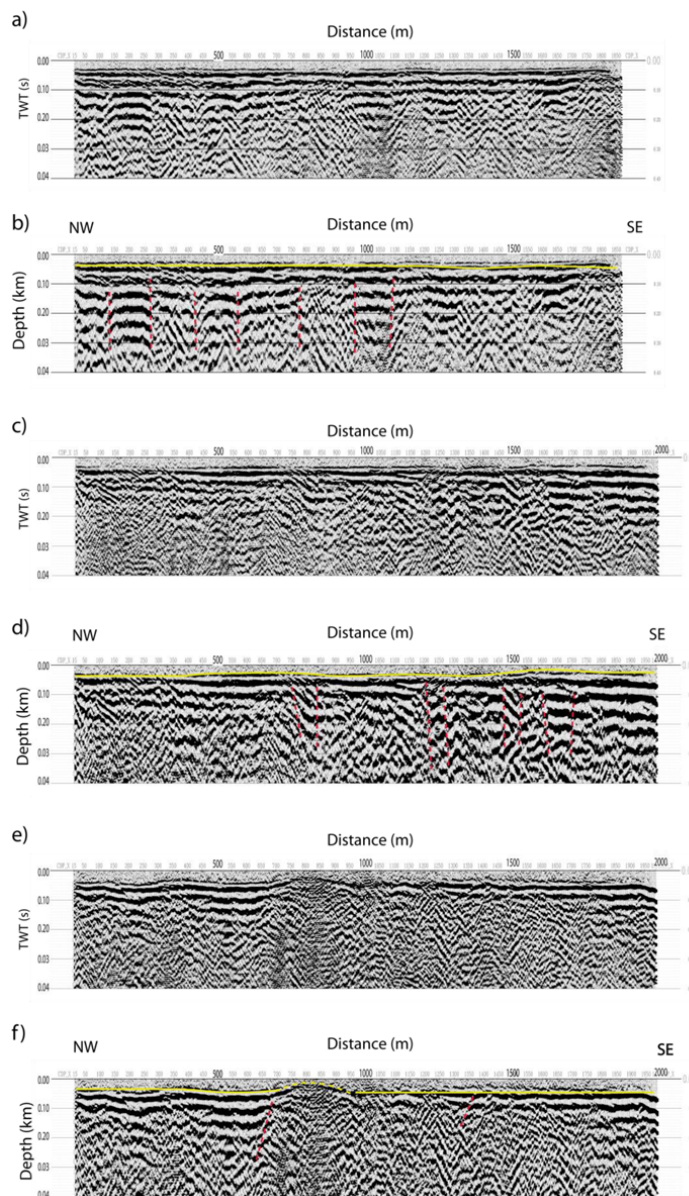


Figure 8. Time sections and depth sections with interpretation of survey line KR4 (a and b), KR5 (c and d), and KR6 (e and f), respectively. Main horizon is marked as yellow line, while possible fault is marked as red line.

5. CONCLUSIONS

A total of six seismic reflection profiles were acquired in Khiriratnikhom district, Surat Thani province with the aim of charactering the subsurface associated with the KMFZ. The main finding can be drawn based on integrated analyses of the seismic reflection and Vs sections obtained from the MASW methods. A small discrete offset of the main horizon, weak and terminated reflection as well as abrupt changes in Vs in the shallow subsurface are evidence for the buried faults beneath the three seismic profiles. This agrees with the fault strike that has been proposed by previous geophysical data. However, no clear evidence of the fault is visible in the other three seismic reflection profiles located in the northern part of the study area. Apart from fault zone, granitic rock may extrude to the near surface in this region. This study together with the information from trenching, earthquake and tectonic information will allow better understanding the seismic hazard assessment of the area.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank National Research Council of Thailand (NRCT) for the research grant supporting. Also, acknowledge to the software and research facilities support from Geophysics Research Center, Prince of Songkla University (PSU). Seismic equipment was supported by the International Program in Physical Science (IPPS), Uppsala University, Sweden. Field work crews from Department of Physics, PSU are thanked for their working hard in data acquisition.

REFERENCES

- [1] Geist E.L., Titov V.V., Arcas D., Pollitz F.F. and Bilek S.L., *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2007; **97**: S249-S270.
- [2] Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS Earthquake Browser. Available at: <http://www.iris.edu/dms/nodes/dmc/data/types/events/>
- [3] Ergina M., Ozalaybeya S., Aktara M. and Yalc M.N., *Tectonophysics*, 2004; **391**: 335-346.
- [4] Shtivelman V., Frieslander U., Zilberman E. and Amit R., *Geophys.*, 1998; **15**: 1257-1264.
- [5] Odum K.J., Stephenson W.J., Williams R.A., Worley D.M., Guccione M.J. and Arsdale R.B.V., *Eng. Geol.*, 2001; **62**: 91-103.
- [6] Carvalho J., Rabeh T., Carrilho F., Cabral J. and Miranda M., *Geophys J. Inters*, 2008; **174**: 567-584.
- [7] Dangmuan S., *Seismic study of Southern Thailand after the 26 December 2007 Sumatra Andaman Earthquake*, Master of Science Thesis in Geophysics, Prince of Songkla University, 2008.
- [8] Pisapak P., Durrast H. and Bhongsuwan T., *Kasetsart J. (Natural Science)*, 2010; **44**: 1079-1093.
- [9] Sutiwanich C., Hanpattanapanich T., Pailoplee S. and Charusiri P., *SJST*, 2012; **34**: 453-466.
- [10] Nuannin P., Kulhanek O. and Persson L., *J. Asian Earth Sci.*, 2012; **61**: 237-242.
- [11] Department of Mineral Resources, Active Fault Zones in Thailand. Available at: http://www.dmr.go.th/main.php?filename=fault_En
- [12] Saetang K., Yordkayhun S. and Wattanasen K., *ScienceAsia*, 2014; **40**: 436-443.
- [13] Bhongsuwan T., Durrast H., Yordkayhun S., Nuannin P., Wattanasen K., Changkien S. and Vichaidith T., *Integrated geophysics study of the fault zone*, report, 2012; 239.

- [14] Xia J., Miller R.D. and Park C.B., *Geophys.*, 1999; **64**: 691-700.
- [15] Yordkayhun S., Sujitapan C. and Chalermyanont T., *J. Geophys. Eng.*, 2015; **12**: 57-69.
- [16] Bunopas S. and Vella P., In: *Proceeding of the Workshop on Stratigraphic Correlation of Thailand and Malaysia*, Hat Yai, Thailand, 1983; 307-323.
- [17] Charusiri P., Daorerk V., Archibald D., Hisada K. and Ampaiwan T., *J. Geol. Soc. Thailand*, 2002; **1**: 1-20.
- [18] Morley C.K., *J. Geol. Soc. London*, 2004; **161**: 799-812.
- [19] Watkinson I., Elders C. and Hall R., *J. Struct. Geol.*, 2008; **30**: 1554-1571.
- [20] Kanjanapayont P., Grasemann B. and Edwards M., In: *Proceedings of the International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes (GREAT 2008)*, Bangkok, Thailand, 2008; 116-121.
- [21] Department of Mineral Resources, *Digital Geological Map of Thailand 1:250000*, Ministry of Natural Resources and Environment, Thailand, 1985.
- [22] Sheriff R.E. and Geldart L.P., *Exploration Seismology*, 2nd edn, Cambridge Univ Press, Cambridge, 1995.
- [23] Park C.B., Miller R.D. and Xia J., *Geophys.*, 1999; **64**: 800-808.
- [24] Ravens J., *5th Globe Claritas, Seismic Processing Software Manual-Part1*, GNS Science, New Zealand, 2007.
- [25] Yilmaz O., *Seismic Data Analysis*. Society of Exploration Geophysicists, 2000: 2027.
- [26] Harding T.P., *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 1985; **69**: 582-600.