



รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

การหาความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเพื่อจำแนกประเภทพื้นที่การตอบสนอง
ทางด้านแผ่นดินไหวในอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา
Determination of subsurface shear wave velocity for seismic site
classification in Hatyai, Songkhla province

คณะนักวิจัย

นายสวัสดิ์ ยอดขยัน

โครงการวิจัยนี้ได้รับทุนสนับสนุนจากเงินรายได้มหาวิทยาลัย
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ประเภท ทุนตราจารย์
ประจำปีงบประมาณ 2555 รหัสโครงการ SCI550150S

การหาความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเพื่อจำแนกประเภทพื้นที่การตอบสนองทางด้าน
แผ่นดินไหวในอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา

Determination of subsurface shear wave velocity for seismic site
classification in Hatyai, Songkhla province

คณะนักวิจัย

นายสวัสดิ์ ยอดขยัน

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

สารบัญ

เนื้อหา	หน้า
รายการตาราง	iii
รายการภาพประกอบ	iv
กิตติกรรมประกาศ	vii
บทคัดย่อ	viii
Abstract	ix
1. บทนำ	1
1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย	1
1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ	2
1.3 ระยะเวลาวิจัย	2
1.4 แหล่งทุนสนับสนุน	2
2. ทฤษฎีและการตรวจเอกสาร	3
2.1 คลื่นไหวสะเทือนและชนิดของคลื่นไหวสะเทือน	3
2.2 ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนและคุณสมบัติด้านความยืดหยุ่น	5
2.3 ความเร็วคลื่นเฉือนกับงานด้านวิศวกรรมแผ่นดินไหว	6
2.4 การวัดความเร็วคลื่นเฉือน	9
2.5 รายละเอียดเกี่ยวกับพื้นที่ศึกษา	13
2.6 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการประยุกต์ใช้คลื่นเฉือน	22
3. การดำเนินการวิจัย	25
3.1 ศึกษาวิธีที่เหมาะสมในการหาความเร็วคลื่นเฉือน	26
3.2 การทำแผนที่ความเร็วคลื่นเฉือน	34
3.3 การจำแนกประเภทของพื้นที่ตามเกณฑ์ของ NEHRP	38
4. ผลและวิเคราะห์ผลการวิจัย	39
4.1 ผลการเปรียบเทียบการหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและวิธี MASW	39
4.2 ผลการหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธี MASW ในพื้นที่อำเภอหาดใหญ่	43
4.3 แผนที่ความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยเหนือระดับความลึก 30 เมตร (V_{s30})	55
4.4 แผนที่จำแนกชั้นดินตามเกณฑ์ของ NEHRP	58

สารบัญ (ต่อ)

เนื้อหา

5. สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ	61
5.1 สรุปผลการวิจัย	61
5.2 ข้อเสนอแนะ	61
เอกสารอ้างอิง	64
ภาคผนวก	67

รายการตาราง

รายการ	หน้า
ตารางที่ 2.1 ค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนชนิดคลื่นอัดและคลื่นเฉือนของดินและหินบางชนิด (ดัดแปลงจาก เพียงตา สาตวรรษ, 2544)	6
ตารางที่ 2.2 การจำแนกชนิดของพื้นที่บนพื้นฐานของ Vs30 ตาม NEHRP site classification (Dobry et al., 2000)	7
ตารางที่ 2.3 เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่รู้สึกได้ในอำเภอหาดใหญ่และพื้นที่ใกล้เคียงในช่วงเวลา 10 ปีที่ผ่านมา (พ.ศ. 2545-พ.ศ. 2555)	22
ตารางที่ 3.1 พารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูลเพื่อทดสอบวิธีการหาความเร็วคลื่นเฉือน	29
ตารางที่ 3.2 พารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูลเพื่อหาความเร็วคลื่นเฉือนในอำเภอหาดใหญ่	37
ตารางที่ 3.3 ตัวอย่างข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนและความหนาของแต่ละชั้นดินและการคำนวณค่าเฉลี่ยความเร็วคลื่นเฉือนในระดับความลึก 30 เมตรในบริเวณโรงเรียนเทศบาล 3 วัดคองหงส์	37
ตารางที่ 4.1 แสดงค่า Vs30 และประเภทชั้นดินตามข้อกำหนดของ NEHRP จากจุดสำรวจทั้ง 70 จุดในอำเภอหาดใหญ่	56

รายการภาพประกอบ

รายการ	หน้า
รูปที่ 2.1 ชนิดของคลื่นและแสดงการเดินทางของคลื่นและการสั่นของอนุภาคในตัวกลาง a) คลื่นอัด b) คลื่นเฉือนชนิดโพลาริซในแนวตั้ง c) คลื่นเฉือนชนิดโพลาริซในแนวราบ d) คลื่นเรย์ลี และ e) คลื่นเลิฟ (ที่มา: Steeples, 2005)	4
รูปที่ 2.2 การขยายขนาดของคลื่นแผ่นดินไหว (site amplification) (ref)	8
รูปที่ 2.3 การกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินในตัวกลาง (a) ตัวกลางมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน (b) ตัวกลางมีลักษณะไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Daniele Boiero, 2009)	10
รูปที่ 2.4 a) แสดงหลักการสำรวจด้วยวิธี MASW (Park et al, 1999). b) ขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล	11
รูปที่ 2.5 แสดงหลักการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (ช้ำย) และกราฟระหว่างเวลาเดินทางและระยะทางของคลื่นตรง คลื่นสะท้อนและคลื่นหักเห (ขวา)	12
รูปที่ 2.6 แผนภาพแสดงขั้นตอนการสร้างแบบจำลองชั้นดินด้วยวิธี <i>inversion</i>	13
รูปที่ 2.7 แผนที่แสดงขอบเขตและที่ตั้งของอำเภอหาดใหญ่	15
รูปที่ 2.8 แผนที่ธรณีวิทยาของอำเภอหาดใหญ่ มาตรฐาน 1:1000000 (ดัดแปลงจาก กรมทรัพยากรธรณี 2554)	19
รูปที่ 2.9 (a) แผนที่แสดงตำแหน่งรอยเลื่อนมีพลังในประเทศไทย (กรมทรัพยากรธรณี, 2555) และ (b) แผนที่แสดงค่า PGA สำหรับความน่าจะเป็น 10% ในเวลา 50 ปี (Ornthammarath et al., 2010)	21
รูปที่ 3.1 แผนภูมิแสดงขั้นตอนการดำเนินงานวิจัยแยกตามวัตถุประสงค์ทั้ง 3 ข้อ	25
รูปที่ 3.2 อุปกรณ์และเครื่องมือที่ใช้ในการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือน a) Geometric SmartSeis seismograph, b) vertical geophone (ขวา) และ horizontal geophone (ช้ำย)	27
รูปที่ 3.3 รูปแบบการจัดเครื่องมือและอุปกรณ์สำหรับเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบ MASW	28
รูปที่ 3.4 แสดงการให้กำเนิดคลื่นสำหรับวิธี (a) MASW และ (b) คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหของคลื่นเฉือน	30
รูปที่ 3.5 ภาพแสดงขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล MASW (a) ข้อมูลดิบ (b) การเลือก dispersion curve (c) แบบจำลองความเร็วคลื่นแบบ 1 มิติ	32
รูปที่ 3.6 แสดงตัวอย่างการ pick first break (เส้นสีแดง)	33
รูปที่ 3.7 a) Traveltime curves, b) เปรียบเทียบค่าจากการคำนวณกับข้อมูลจริง, c) แบบจำลองชั้นดินเบื้องต้น และ d) แบบจำลองชั้นดินสุดท้ายพร้อมแสดงเส้นทางเดินของรังสี	34
รูปที่ 3.8 แสดงจุดสำรวจ (วงกลมสีแดง) ซ้อนทับบนแผนที่ธรณีวิทยา หมายเหตุสัญลักษณ์ที่ใช้บนแผนที่เหมือนกับรูปที่ 2.8	35
รูปที่ 3.9 ภาพแสดงการเก็บข้อมูลภาคสนามด้วยวิธี MASW	36

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

รายการ	หน้า
รูปที่ 4.1 ข้อมูลดิบที่ได้จากวิธี MASW (ซ้าย) และ คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (ขวา) ของพื้นที่ทดสอบที่ 1 (a) พื้นที่ทดสอบที่ 2 (b) และพื้นที่ทดสอบที่ 3 (c)	41
รูปที่ 4.2 เปรียบเทียบความเร็วคลื่นเฉือนของวิธี MASW และ คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห ความเร็วคลื่นอัด ค่า SPT-N และข้อมูลชั้นดินในหลุมเจาะของพื้นที่ทดสอบที่ 1 (a) พื้นที่ทดสอบที่ 2 (b) และ พื้นที่ทดสอบที่ 3 (c)	42
รูปที่ 4.3 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 643033E, 773418N	43
รูปที่ 4.4 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 644708E, 766150N	44
รูปที่ 4.5 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 644708E, 766150N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 646923E, 767555N	44
รูปที่ 4.6 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 6630843E, 788530N	45
รูปที่ 4.7 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 663891E, 782469N	46
รูปที่ 4.8 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 671765E, 785822N	46
รูปที่ 4.9 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 663891E, 782469N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 664168E, 782856N	47
รูปที่ 4.10 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 667615E, 773216N	48
รูปที่ 4.11 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 661253E, 780320N	48
รูปที่ 4.12 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 661253E, 780320N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 669787E, 779864N	49
รูปที่ 4.13 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 660947E, 759474N	50
รูปที่ 4.14 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 672517E, 754981N	50
รูปที่ 4.15 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 672517E, 754981N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 670122E, 754549N	51

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

รายการ	หน้า
รูปที่ 4.16 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 660444E, 776084N	52
รูปที่ 4.17 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 662407E, 775747N	52
รูปที่ 4.18 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 659469E, 769066N	53
รูปที่ 4.19 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 662407E, 775747N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 662425E, 776518N	53
รูปที่ 4.20 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 659469E, 769066N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 656863E, 772283N	54
รูปที่ 4.21 แผนที่แสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนที่ระดับความลึก a) 5 เมตร b) 10 เมตร c) 20 เมตร และ d) 30 เมตร หมายเหตุ จุดสีแดงระบุตำแหน่งของจุดสำรวจ MASW	55
รูปที่ 4.22 แผนที่ Vs30 ของอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา หมายเหตุ สามเหลี่ยมระบุตำแหน่งของหลุมเจาะที่ใช้ในการเปรียบเทียบผลในหัวข้อ 4.1	58
รูปที่ 4.23 แผนที่จำแนกชั้นดินตามเกณฑ์ของ NEHRP ของอำเภอหาดใหญ่ หมายเหตุ เส้นทึบแสดง Vs30 profile ในทิศตะวันตก-ตะวันออก และ ใต้-เหนือ ดังแสดงในรูปที่ 4.24	59
รูปที่ 4.24 โพรไฟล์แสดงค่า Vs30 ในพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ในแนว a) ตะวันตก-ตะวันออก b) ใต้-เหนือ	60
รูปที่ 5.1 แผนที่คาบธรรมชาติของชั้นดินในพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา	62
รูปที่ 5.2 แผนที่ 3 มิติแสดงความลึกถึงชั้นหินแข็งซ้อนทับด้วยความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยเหนือชั้นหินแข็ง	63

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยนี้ได้รับทุนสนับสนุนจากเงินรายได้ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ประเภททุนครูอาจารย์ ขอขอบคุณภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่อนุญาตให้ดำเนินการสำรวจและสนับสนุนด้านเครื่องมือสำรวจและเครื่องมือช่างในการประดิษฐ์อุปกรณ์ภาคสนาม รวมทั้งขอขอบคุณทีมงานนักศึกษาทั้งระดับปริญญาตรีฟิสิกส์ และปริญญาโทธรณีฟิสิกส์ที่ช่วยงานเก็บข้อมูลภาคสนามในการดำเนินงานวิจัยครั้งนี้ ขอขอบคุณ รศ.ดร.ธนิต เฉลิมยานนท์ ที่ปรึกษาโครงการที่ให้คำปรึกษาและข้อเสนอแนะ ตลอดจนข้อมูลที่ เป็นประโยชน์

บทคัดย่อ

คุณลักษณะเฉพาะของชั้นดินเป็นปัจจัยสำคัญประการหนึ่งสำหรับการประเมินระดับความรุนแรงในการตอบสนองของอาคารและสิ่งปลูกสร้างเนื่องจากแผ่นดินไหว วัตถุประสงค์หลักของงานวิจัยนี้ คือ การตรวจวัดและสร้างแผนที่ความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดิน เพื่อศึกษาคุณลักษณะเฉพาะของชั้นดินและจำแนกประเภทพื้นที่ที่มีผลต่อการตอบสนองต่อคลื่นแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นเนื่องจากสภาพชั้นดินในอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา ได้แบ่งการศึกษาออกเป็น 3 ส่วนหลัก ในส่วนแรกของงานวิจัยเป็นการหาวิธีที่เหมาะสมในการตรวจวัดความเร็วคลื่นเฉือน โดยการเปรียบเทียบวิธีหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธีการหักเหของคลื่นและวิธี Multichannel analysis of surface wave (MASW) ในพื้นที่ทดสอบจำนวน 3 จุดสำรวจ ผลการวิเคราะห์ข้อมูลพบว่าวิธี MASW เก็บข้อมูลได้สะดวก รวดเร็ว และมีความแม่นยำกว่าวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหของคลื่นเฉือน แต่มีข้อด้อยเรื่องการหึ่งลึกของสัญญาณในกรณีที่มีสัญญาณรบกวนและขาดสัญญาณที่มีองค์ประกอบของความถี่ต่ำ ในขณะที่วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหอาจเกิดความกำกวมในการแปลความหมายข้อมูลเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของสัญญาณและชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นต่ำแทรกตัวอยู่ จากข้อสรุปในงานวิจัยส่วนแรก นำไปสู่งานวิจัยในส่วนที่สองคือการหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธี MASW โดยได้ดำเนินการสำรวจและวิเคราะห์ข้อมูลจำนวน 70 จุดวัดในอำเภอหาดใหญ่ ผลการศึกษาค่าความเร็วคลื่นเฉือนพบว่ามีค่าอยู่ในช่วง 120-2500 m/s เมื่อนำไปคำนวณค่าความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยเหนือระดับความลึก 30 เมตร (V_{s30}) พบว่าค่าที่คำนวณได้มีค่าอยู่ในช่วง 150-1160 m/s เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลหลุมเจาะในพื้นที่ใกล้เคียงและข้อมูลทางธรณีวิทยาพบว่าลักษณะโครงสร้างของชั้นดินมีความสอดคล้องกัน งานวิจัยในส่วนที่สามคือการจำแนกประเภทพื้นที่การตอบสนองต่อแผ่นดินไหวตามข้อกำหนดของ NEHRP โดยใช้ผลการวิเคราะห์ความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ย พบว่าบริเวณที่ศึกษาในอำเภอหาดใหญ่ สามารถจำแนกประเภทชั้นดินได้ 4 กลุ่ม คือ กลุ่ม B (หิน) ตรวจพบทางด้านทิศตะวันตกของพื้นที่ซึ่งอยู่ติดกับภูเขาหินแกรนิตและมีชั้นตะกอนปิดทับในระดับตื้น กลุ่ม C (ดินแข็งอัดแน่น หรือกึ่งหิน) ตรวจพบเป็นบริเวณกว้างในบริเวณตะกอนตะพักและตะกอนเศษหินเชิงเขาทางด้านตะวันออกและตะวันตกของพื้นที่ กลุ่ม D (ดินแข็ง) ตรวจพบทางตอนกลางของพื้นที่ซึ่งเป็นตะกอนสะสมตัวตามทางน้ำและทางเหนือซึ่งอยู่ใกล้กับทะเลสาบสงขลา และกลุ่ม E (ดินอ่อน) ตรวจพบเพียงจุดเดียวในบริเวณตอนเหนือของพื้นที่ ซึ่งคาดว่าเป็นชั้นดินเหนียวอ่อนแทรกสลับชั้นทรายที่มีความลึกกว่า 30 เมตร ดังนั้นการก่อสร้างในพื้นที่ราบน้ำท่วมถึง (คลองอู่ตะเภาและคลองเตย) โดยเฉพาะพื้นที่ทางตอนเหนือและตอนกลางของอำเภอหาดใหญ่จึงควรระวังเป็นพิเศษและควรตรวจสอบพื้นที่โดยละเอียด เพราะอาจเกิดการขยายความรุนแรงของการสั่นสะเทือนเมื่อเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวได้

Abstract

Soil effect is an important contributor to the degree of ground shaking by site amplification during an earthquake. The objectives of this work are to investigate and map the shear wave velocity for soil effect characterization and seismic site classification in Hatyai district, Songkhla province. The studies comprised 3 main parts. The first part is selecting the suitable methods for shear wave velocity determination using available equipments. A comparison test of Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW) and shear wave refraction methods were conducted at 3 test sites. The results of data analysis reveal that the advantages of MASW methods are convenience, fast operation and more accurate than the refraction methods. However, the drawbacks are that the signal resolution is limited by the lack of high frequency contents and noises. For refraction methods, mis-interpretation is resulted from mode conversion of the signal and hidden layers problem. Therefore, it is decided to use MASW for shear wave investigation as a tool for the second part of this work. MASW data were collected and analysed at 70 measuring points in Hatyai. The results showed that the shear wave velocities in Hatyai ranges from 120 to 2500 m/s. The calculated weighed averages shear wave velocity over 30 m depth (V_{s30}) is in the range of 150-1160 m/s. They correlate well with the available boreholes and geological data. The third part of this work is site classification according to the NEHRP standard based on the V_{s30} . It was found that the site class in hatyai can be divided into 4 groups. B type class is found in the western mountain ranges, where shallow sediment overly the firm rock. C type class is mostly found at colluvial and terrace deposit at the western and eastern part of the area. D type class is observed in alluvial sediment of flood plane area in the middle and in the northern part of the study area. Only one site in the northern part of study area falls in E type class where the thick soft soil is dominated. Consequently, great care must be taken into account for construction in the flood plane areas (Klong U-tapao and Klong toey), especially the middle and northern part of Hatyai has potential to amplify ground shaking.

1. บทนำ

1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย

ในช่วงทศวรรษที่ผ่านมา ข่าวสารเกี่ยวกับผลกระทบจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวในประเทศต่างๆ รวมทั้งประเทศไทยเองสร้างความตื่นตระหนกให้กับคนไทยเป็นอย่างมาก เช่น เหตุการณ์คลื่นสึนามิถล่มประเทศไทยเมื่อปี พ.ศ. 2547 หรือเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริคเตอร์ ทางชายฝั่งทิศตะวันออกของประเทศญี่ปุ่น เมื่อเดือนมีนาคม พ.ศ. 2554 ส่งผลให้เกิดคลื่นสึนามิและเตาปฏิกรณ์ของโรงไฟฟ้านิวเคลียร์ระเบิดติดตามมา นอกจากนี้ภัยพิบัติด้านแผ่นดินไหวยังมีอีกหลายรูปแบบ เช่น การสั่นสะเทือนของแผ่นดิน การเกิด liquefaction และการกระตุ้นให้เกิดดินถล่ม เป็นต้น โครงสร้างของชั้นดินซึ่งรองรับอาคาร บ้านเรือนและสิ่งปลูกสร้าง จะเกี่ยวข้องโดยตรงกับเหตุการณ์แผ่นดินไหว พื้นดินอาจเกิดรอยแตก รอยแยกหรือเลื่อนตัวในแนวราบและแนวตั้ง หรือลักษณะการสั่นไหวของพื้นดินมีความรุนแรงขึ้นจากการขยายสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน (site amplification) ทำให้สิ่งปลูกสร้างเกิดการพังทลายได้ เหตุการณ์เช่นนี้ได้สร้างความสูญเสียทั้งชีวิตและทรัพย์สินครั้งใหญ่มาแล้วในประเทศอเมริกา จากเหตุการณ์แผ่นดินไหวในรัฐแคลิฟอร์เนียเมื่อปี ค.ศ. 1989 สำหรับประเทศไทยแม้ว่าอยู่ห่างจากแนวรอยต่อระหว่างแผ่นเปลือกโลก แต่เหตุการณ์แผ่นดินไหวรุนแรงหลายครั้งในแถบสุมาตราและทางตอนเหนือของประเทศไทยส่งผลให้มีการสั่นไหวที่รู้สึกได้ในอาคารสูง โดยเฉพาะในพื้นที่จังหวัดกรุงเทพมหานครซึ่งสภาพดินส่วนใหญ่เป็นดินอ่อนที่ทำให้เกิดการสั่นสะเทือนของพื้นดินรุนแรงขึ้นเมื่อคลื่นแผ่นดินไหวเดินทางผ่านไป (สุพจน์ เตชวรสินสกุลและรัตณี นันทสาร, 2548) สำหรับการศึกษาเกี่ยวกับพื้นที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวในประเทศไทย ได้มีการศึกษาจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวหลายครั้งในอดีตโดยการวิเคราะห์เชิงสถิติ และได้สร้างแผนที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวบนพื้นฐานของความเร่งการสั่นสะเทือนของผิวดิน (peak ground acceleration) (Warnitchai and Lisantono, 1996; Ornthammarath et al., 2010) พื้นที่เสี่ยงภัยส่วนใหญ่จะอยู่ในบริเวณที่มีรอยเลื่อนมีพลังพาดผ่านซึ่งมีศักยภาพเป็นต้นกำเนิดของแผ่นดินไหวในประเทศไทยได้ อย่างไรก็ตามตราบไต้ที่ยังไม่มีวิทยาการสำหรับการทำนายเหตุการณ์แผ่นดินไหวได้อย่างชัดเจน เหตุการณ์แผ่นดินไหว การรู้สึกได้ถึงแรงสั่นไหวในพื้นที่ที่ไม่คาดคิดก็อาจเกิดขึ้นได้เสมอ เช่น การสั่นไหวที่เกิดขึ้นในจังหวัดตรังเมื่อปี พ.ศ. 2555 แสดงให้เห็นว่าอาจมีแนวรอยเลื่อนที่ซ่อนตัวอยู่หรือมีลักษณะของชั้นดินที่ขยายความรุนแรงของการสั่นสะเทือน ดังนั้นการศึกษาวิจัยเชิงท้องถิ่นจึงมีความสำคัญในการประเมินและวางแผนการก่อสร้างอาคาร สิ่งปลูกสร้าง รวมทั้งสิ่งอำนวยความสะดวกในชุมชน เช่น อุโมงค์ ท่อส่งน้ำ รถไฟใต้ดิน สายไฟฟ้า หรือเส้นทางคมนาคม เพื่อให้ปลอดภัยจากแผ่นดินไหวในอนาคต

การศึกษาชั้นดินโดยการวิเคราะห์ความเร็วคลื่นเฉือน (Shear wave velocity) เป็นอีกวิธีหนึ่งที่นิยมใช้สำหรับงานด้านวิศวกรรมโยธา เนื่องจากคุณสมบัติด้านความยืดหยุ่นของชั้นดินในระดับตื้นมีความสำคัญต่อการศึกษารอบตอบสนองของพื้นที่ก่อสร้าง โดยเฉพาะการศึกษาความเร็วคลื่นเฉือนเหนือระดับความลึก 30-40 เมตรใต้ผิวดินช่วยทำความเข้าใจเกี่ยวกับลักษณะการสะสมตัวของตะกอนและวิวัฒนาการของแอ่งตะกอน ข้อมูลนี้มีประโยชน์ในการทำนายการตอบสนองของพื้นที่ต่อการสั่นสะเทือนของพื้นดินเมื่อเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ที่มีตะกอนปิดทับชั้นหินแข็งที่รองรับอยู่ด้านล่าง ผู้วิจัยจึงได้ประยุกต์วิธีการนี้ในการศึกษาศักยภาพของชั้นดินในการตอบสนองต่อการเพิ่มความรุนแรงขณะเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ อำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา

อำเภอหาดใหญ่ ถือได้ว่าเป็นศูนย์กลางทางเศรษฐกิจ การค้า การท่องเที่ยวและการศึกษาในพื้นที่ภาคใต้ของประเทศไทย การขยายตัวของพื้นที่ทำให้มีความหนาแน่นของประชากรและอาคารบ้านเรือนมากขึ้น โดยเฉพาะในตัวเมืองหาดใหญ่ และมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์นั้นก็มีอาคารสูงอยู่หลายแห่ง แม้ว่าอำเภอหาดใหญ่ตั้งอยู่ในพื้นที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวน้อยเพราะอยู่ห่างจากแนวรอยเลื่อนระนอง และรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย ซึ่งเป็นรอยเลื่อนมีพลังที่อยู่ในภาคใต้ของประเทศไทย แต่อำเภอหาดใหญ่ตั้งอยู่ในแอ่งหาดใหญ่ ซึ่งเป็นแอ่งตะกอนขนาดใหญ่ และในอดีตเคยเกิดน้ำท่วมหลายครั้งซึ่งอาจทำให้ชั้นดินในระดับตื้นมีการเปลี่ยนแปลงสภาพและทำให้การตอบสนองของพื้นที่ต่อการสั่นสะเทือนของพื้นดินเปลี่ยนแปลงไป ประกอบกับความรู้สึกได้ถึงการสั่นไหวของอาคารสำหรับคนที่อยู่บนตึกสูงในอำเภอหาดใหญ่ หลังเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดความแรง 6.6 ริกเตอร์ทางตอนเหนือของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย เมื่อเดือนกันยายน พ.ศ. 2554 ทำให้การศึกษาโครงสร้างชั้นดินในระดับตื้นในแอ่งหาดใหญ่ มีความสำคัญอย่างยิ่งในการวางแผนการก่อสร้างอาคารเพื่อรับมือกับแผ่นดินไหวที่อาจเกิดขึ้นในอนาคต นอกจากนี้กระทรวงมหาดไทยโดยกรมโยธาธิการและผังเมืองซึ่งเป็นหน่วยงานที่รับผิดชอบในการกำหนดมาตรฐานการก่อสร้างอาคารให้มีความปลอดภัย ได้ออกกฎกระทรวงกำหนดการรับน้ำหนักความต้านทาน ความคงทนของอาคารและพื้นดินที่รองรับอาคารในการต้านทานแรงสั่นสะเทือนของแผ่นดินไหว พ.ศ.2550 ได้จัดให้จังหวัดสงขลาเป็นบริเวณเฝ้าระวังหรืออาจได้รับผลกระทบจากแผ่นดินไหวอีกด้วย

1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ

- 1) เพื่อศึกษาเปรียบเทียบความเร็วของคลื่นเฉือนที่ได้จากสำรวจด้วยวิธี MASW และวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห
- 2) เพื่อทำแผนที่แสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินที่ระดับตื้นกว่า 30 เมตร (Vs30) ในพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา
- 3) เพื่อจำแนกพื้นที่ที่อาจมีการเพิ่มความรุนแรงของการสั่นสะเทือนของผิวดินเมื่อเกิดแผ่นดินไหว และศึกษาความเป็นไปได้ในการเกิดภัยพิบัติด้านแผ่นดินไหวในพื้นที่

1.3 ระยะเวลาวิจัย

2 ปี (เดือน มิถุนายน พ.ศ. 2555 – เดือน พฤษภาคม พ.ศ. 2557)

1.4 แหล่งทุนสนับสนุน

ทุนอุดหนุนการวิจัยมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ประเภทครูณาจารย์

2. ทฤษฎีและการตรวจเอกสาร

2.1 คลื่นไหวสะเทือนและชนิดของคลื่นไหวสะเทือน

เมื่อมีแรงมากระทำกับตัวกลางที่มีคุณสมบัติเป็นวัตถุยืดหยุ่น (Elastic body) ทำให้เกิดคลื่นยืดหยุ่น (Elastic waves หรือ seismic wave) ขึ้น โดยคลื่นยืดหยุ่นแบ่งออกได้เป็น 2 กลุ่ม คือ คลื่นในตัวกลาง (body waves) และคลื่นพื้นผิว (Surface waves) (Steeple, 2005)

(1) คลื่นในตัวกลาง เป็นคลื่นที่เดินทางผ่านเข้าไปภายในตัวกลาง เมื่อทำการวิเคราะห์ความเค้นและความเครียดที่เกิดขึ้นในตัวกลาง ความเครียดก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงลักษณะขึ้นได้ 2 ลักษณะ ทำให้แบ่งคลื่นในตัวกลางที่สำคัญในการสำรวจด้านคลื่นไหวสะเทือนได้เป็น

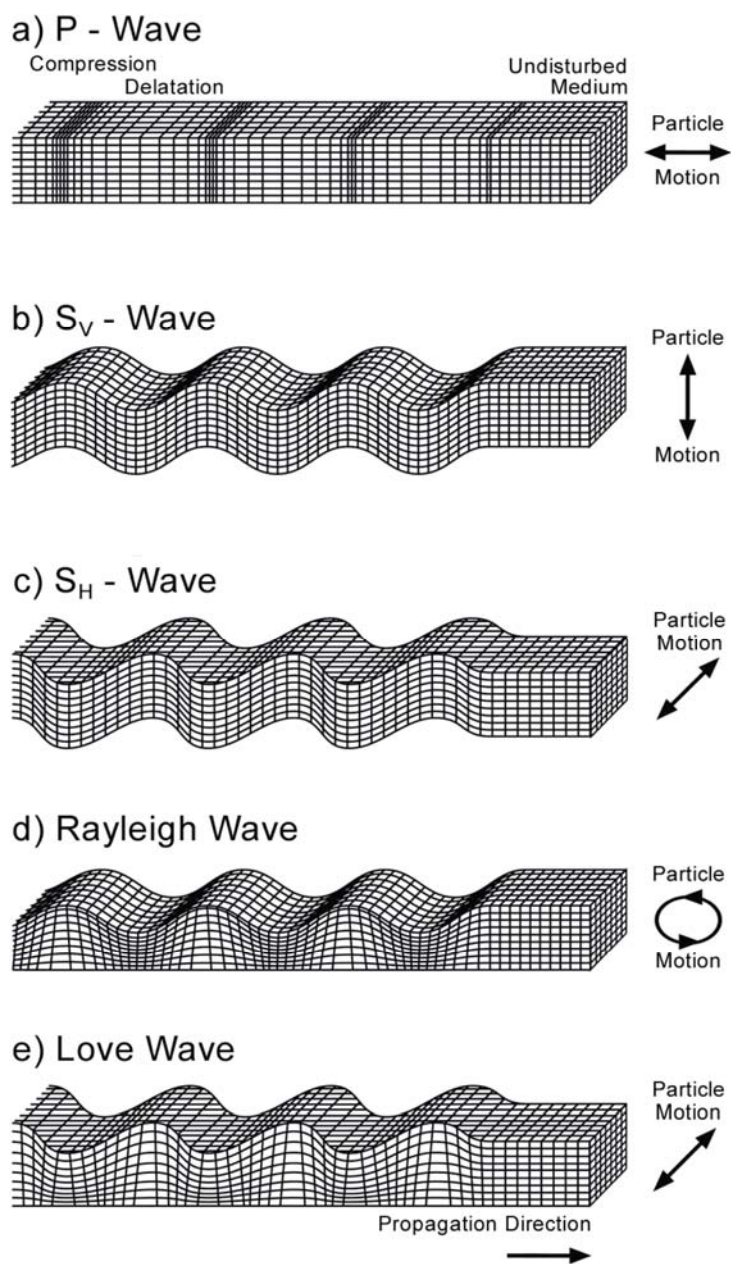
คลื่นตามยาว (Longitudinal Wave) หรือเรียกว่า คลื่นปฐมภูมิ (primary wave) หรือคลื่นอัด (compressional wave) เป็นคลื่นที่ทำให้อนุภาคของตัวกลางที่คลื่นเคลื่อนผ่านมีการสั่นแบบอัด (compression) และขยาย (rarefaction) ในทิศทางเดียวกันกับคลื่นเคลื่อนที่ (รูปที่ 2.1a)

คลื่นตามขวาง (Transverse Wave) บางทีเรียกว่าคลื่นทุติยภูมิ (secondary wave) หรือ คลื่นเฉือน (shear wave) เป็นคลื่นที่ทำให้อนุภาคของตัวกลางที่คลื่นเคลื่อนที่ผ่านมีการเคลื่อนในทิศทางตั้งฉากกับทิศทางที่คลื่นเคลื่อนที่ (รูปที่ 2.1b-c)

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

คลื่นเรย์ลี (Rayleigh waves) เป็นคลื่นที่เดินทางตามผิวหน้าของตัวกลาง คลื่นมีการเคลื่อนที่อยู่ในระนาบแนวตั้งไปตามทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น การเคลื่อนที่ของอนุภาคของตัวกลางเป็นวงรีในระนาบที่ตั้งฉากกับผิวหน้าและทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น (รูปที่ 2.1d) แอมพลิจูดของคลื่นมีค่ามากที่สุดที่ผิวของตัวกลางและมีค่าลดลงอย่างรวดเร็วตามความลึก ความเร็วของคลื่นเรย์ลีน้อยกว่าของคลื่นทุติยภูมิเล็กน้อย (ประมาณ 0.9 V_2) ในตัวกลางเดียวกัน คลื่นเรย์ลี มีคุณสมบัติ dispersive ในการสำรวจด้านคลื่นไหวสะเทือน คลื่นเรย์ลีมักרבกวนสัญญาณที่บันทึกได้ ซึ่งเรียกว่า ground roll โดยสังเกตจากลักษณะของคลื่นที่มีแอมพลิจูดขนาดใหญ่

คลื่นเลิฟ (Love waves) เป็นคลื่นที่เกิดขึ้นในกรณีที่มีความเร็วของคลื่นทุติยภูมิของชั้นหินใกล้ผิวดินมีค่าน้อยกว่าของชั้นหินที่อยู่ด้านล่าง คลื่นเลิฟเป็น คลื่นเฉือนโพลาไรส์ (polarized shear waves) ที่การเคลื่อนที่ของอนุภาคของตัวกลางขนานกับผิวหน้าและตั้งฉากกับทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น (รูปที่ 2.1e) ความเร็วคลื่นเลิฟอยู่ระหว่าง ความเร็วของคลื่นทุติยภูมิของชั้นหินใกล้ผิวดินกับของชั้นหินที่ลึกลงไป คลื่นเลิฟเป็น inherently dispersive



รูปที่ 2.1 ชนิดของคลื่นและแสดงการเดินทางของคลื่นและการสั่นของอนุภาคในตัวกลาง a) คลื่นอัด b) คลื่นเฉือนชนิดโพลาไรซ์ในแนวตั้ง c) คลื่นเฉือนชนิดโพลาไรซ์ในแนวราบ d) คลื่นเรย์ลี และ e) คลื่นเลิฟ (ที่มา: Steeples, 2005)

2.2 ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนและคุณสมบัติด้านความยืดหยุ่น

วิธีธรณีฟิสิกส์สามารถประยุกต์ใช้ศึกษาลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดิน โดยให้ภาพที่ต่อเนื่องของโครงสร้างของชั้นดินจากข้อมูลการเปลี่ยนแปลงค่าคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของชั้นดินที่ตรวจสอบ โดยเฉพาะการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (seismic method) เนื่องจากค่าคงที่ความยืดหยุ่นมีความสัมพันธ์กับค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนที่เคลื่อนที่ในตัวของวัสดุ นอกจากนี้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในหินขึ้นอยู่กับปัจจัยอื่นๆอีกหลายอย่าง เช่น ความพรุน lithology การเชื่อมประสาน ความลึก อายุ ความดัน ของเหลวในช่องว่างของหิน เป็นต้น

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

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

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

เมื่อ K คือ บัลค์มอดุลัส (Bulk modulus)

G คือ มอดุลัสเฉือน (Shear modulus)

ρ คือ ความหนาแน่น

จากสมการที่ 2 จะเห็นว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนขึ้นอยู่กับค่า G ดังนั้นสำหรับตัวกลางที่เป็นของเหลวและก๊าซ คลื่นเฉือนไม่สามารถเดินทางผ่านตัวกลางได้ เนื่องจากทั้งของเหลวและก๊าซมีค่า G เท่ากับ 0

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

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

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

ตารางที่ 2.1 ค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนชนิดคลื่นอัดและคลื่นเฉือนของดินและหินบางชนิด (ดัดแปลงจากเพียงตา สาตวรรษ, 2544)

วัสดุ	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

2.3 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)

$$G_{max} = \rho V_s^2 \quad (4)$$

เมื่อ G_{max} คือ shear modulus ในหน่วย Pa

V_s คือความเร็วคลื่นเฉือนในหน่วย m/s

ρ คือความหนาแน่นในหน่วย kg/m^3

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

$$A \propto \frac{1}{\sqrt{V_s \rho}} \quad (5)$$

เนื่องจากความหนาแน่นค่อนข้างคงที่ตามความลึก ค่า V_s จึงเป็นตัวแทนของการตอบสนองในพื้นที่นั้นๆ

Midorikawa et al. (1994) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างค่า Vs30 กับตัวแปรการขยายสัญญาณความเร็วของดินในพื้นที่จำนวน 47 แห่งในประเทศญี่ปุ่นและได้สรุปเป็นสมการได้ว่า

$$\log A = 1.83 - 0.66 \log Vs_{30} \pm 0.16 \quad \text{โดยที่ } (100 < Vs_{30} < 1500) \quad (6)$$

เมื่อ A เป็นตัวแปรการขยายสัญญาณ (amplification factor) และเครื่องหมาย \pm ในเทอมสุดท้ายเป็นค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน

การประเมินความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดินในระดับตื้นเกี่ยวข้องกับการประเมินความเสี่ยงด้านภัยแผ่นดินไหว โดยทั่วไปจะใช้ความเร็วคลื่นเฉือนในช่วง 30 เมตรแรกจากผิวดิน (Vs30) เป็นตัวแปรสำหรับการทำนายศักยภาพในการขยายสัญญาณของคลื่นไหวสะเทือน (Ergina et al., 2004) นอกเหนือจากการทดสอบทางธรณีเทคนิคโดยวิธี standard penetrometer test (SPT) แล้ว ตัวแปรนี้ยังใช้เป็นข้อกำหนดสำหรับการก่อสร้างอาคารในปัจจุบัน (BSSC, 1997; Dobry et al., 2000) เช่น ถ้าค่า Vs30 ลดลงจะสอดคล้องกับการเพิ่มความรุนแรงของการสั่นสะเทือนของพื้นดินในชั้นตะกอนที่ไม่แข็งตัว (Wills et al., 2000) ความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเหนือระดับลึก 30 เมตรสามารถคำนวณได้จากสมการ

$$Vs_{30} = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{\sum_{i=1}^N (d_i / v_i)} \quad (7)$$

เมื่อ d_i และ v_i คือความหนา (ในหน่วยเมตร) และความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดินที่ i จากจำนวนทั้งหมด N ชั้นที่อยู่เหนือความลึก 30 เมตร การใช้ Vs30 ในการจำแนกประเภทชั้นดินนี้ถูกพัฒนาขึ้นโดยองค์กร BSSC (Building Seismic Safety Council) ที่ก่อตั้งขึ้นในปี ค.ศ. 1979 เป็นองค์กรที่ดำเนินงานเกี่ยวกับการกำหนดมาตรฐานในการก่อสร้างอาคารให้ปลอดภัยจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว โดยได้รวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวและวิเคราะห์การสั่นสะเทือนของแผ่นดินที่เกี่ยวข้องกับสภาพธรณีวิทยาใต้ผิวดิน และได้แบ่งกลุ่มของชั้นดินออกเป็น 5 กลุ่ม (ตารางที่ 2.2) ตามค่าเฉลี่ยของความเร็วคลื่นเฉือน (Vs) ในระดับความลึก 30 เมตร โดยเรียกว่าเกณฑ์หรือข้อกำหนดของ National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP)

ตารางที่ 2.2 การจำแนกชนิดของพื้นที่บนพื้นฐานของ Vs30 ตาม NEHRP site classification (Dobry et al., 2000)

Site Class	Description	Range of Vs30 (m/s)	Amplification
A	Hard rock	$Vs_{30} > 1500$ m/s	-
B	Firm to hard rock	$760 \text{ m/s} < Vs_{30} < 1500$ m/s	None
C	Dense soil and soft rock	$360 \text{ m/s} < Vs_{30} < 760$ m/s	Low
D	Stiff soil	$180 \text{ m/s} < Vs_{30} < 360$ m/s	Intermediate
E	Soft soil	$Vs_{30} < 180$ m/s	High

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

$$T_s = \frac{4H}{V_s} \quad (8)$$

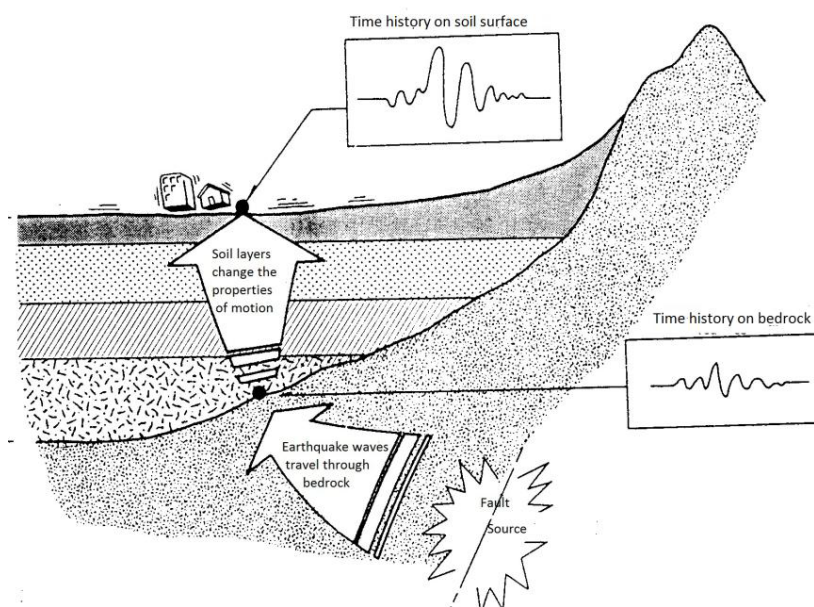
เมื่อ H คือ ความหนาของชั้นดินที่วางตัวอยู่บนหินฐาน

V_s คือ ค่าเฉลี่ยความเร็วของคลื่นเฉือนของชั้นดินที่วางตัวบนหินฐาน

นอกจากนี้พลศาสตร์ของอาคารก็มีอิทธิพลต่อการระดับความรุนแรงต่อการสั่นเทือนของตัวอาคารเมื่อเกิดแผ่นดินไหว เนื่องจากถ้าคาบธรรมชาติของตัวอาคารมีค่าเท่ากับคาบธรรมชาติของชั้นดินจะเกิดการกำทอนและเพิ่มระดับการสั่นไหวและเสียหายของตัวอาคาร โดยคาบธรรมชาติ (T_1) ของตัวอาคารสามารถหาได้จากสมการ (Di Julio, 2001)

$$T_1 = 0.1N \quad (9)$$

โดยที่ N คือ จำนวนชั้นของตัวอาคารซึ่งจะต้องมีความสูงในแต่ละชั้นไม่เกิน 3 เมตรและสร้างด้วยวัสดุที่เป็นคอนกรีตและเหล็ก ดังนั้นเมื่อเกิดแผ่นดินไหวถ้าคลื่นแผ่นดินไหวที่เดินทางมาเกิดการสั่นพ้องทั้งกับชั้นดินและตัวโครงสร้างของอาคารจะเกิดปรากฏการณ์ที่เรียกว่า การสั่นพ้อง 2 ชั้น (Double Resonance) (Wanitchai et al., 2000)



รูปที่ 2.2 การขยายขนาดของคลื่นแผ่นดินไหว (site amplification)

(<http://seismo.geology.upatras.gr/MICROZON-THEORY1.htm>)

2.4 การวัดความเร็วคลื่นเฉือน

โดยทั่วไปการหาค่า Vs ได้มาจากข้อมูลการสำรวจหรือทดสอบ 2 รูปแบบ คือ การสำรวจหรือทดสอบในหลุมเจาะและการสำรวจบนผิวดิน สำหรับการสำรวจหรือทดสอบในหลุมเจาะ ได้แก่ การทดสอบ SPT และการสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนในหลุมเจาะ (วิธี crosshole และ downhole) ข้อเสียของวิธีเหล่านี้ คือความยุ่งยากในการดำเนินงานและค่าใช้จ่ายสูงเนื่องจากต้องขุดเจาะหลุมทดสอบ สำหรับการสำรวจบนผิวดิน ซึ่งทำได้สะดวกและรวดเร็วกว่า ได้แก่ การสำรวจวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Reflection seismics) และแบบหักเห (Refraction seismics) ของคลื่นเฉือน และวิธีวิเคราะห์คลื่นพื้นผิวแบบหลายช่องสัญญาณ (Multichannel Analysis of Surface Waves, MASW) โดยเฉพาะวิธี MASW ได้รับความนิยมมากในปัจจุบันเนื่องจากเก็บข้อมูลได้เร็วและไม่มีปัญหาในกรณีที่ชั้นดินที่อยู่ลึกกว่ามีความเร็วต่ำกว่าชั้นที่อยู่ตื้น

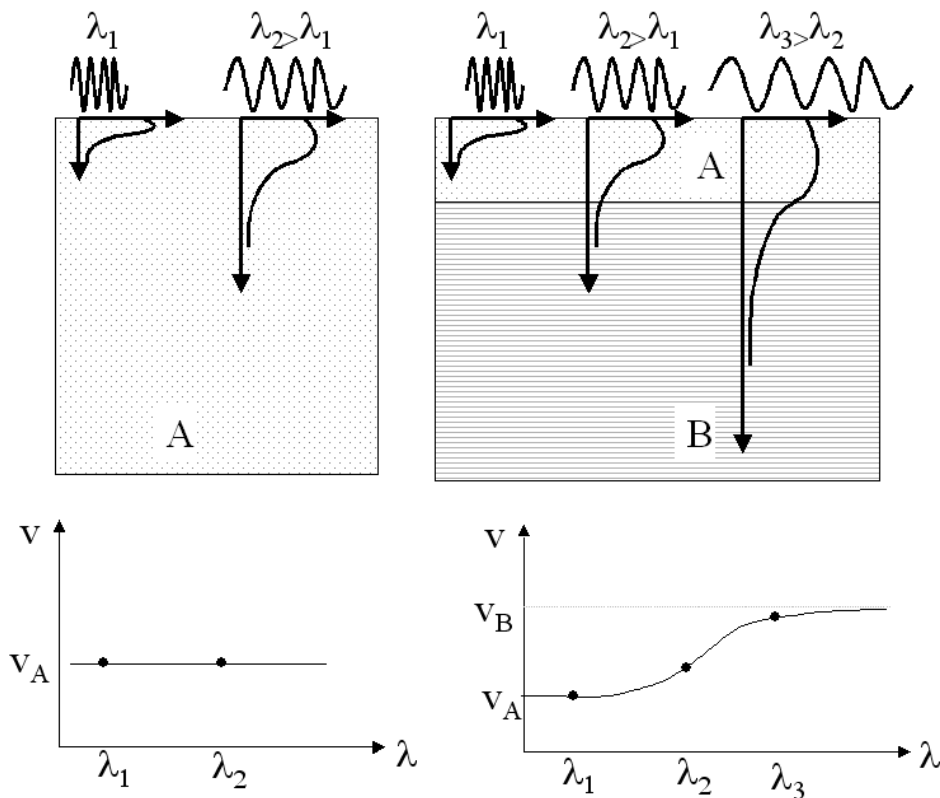
2.4.1 การหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธี MASW

สำหรับวิธี MASW เป็นการสำรวจเพื่อหาความเร็วคลื่นเฉือนในตัวกลางโดยอาศัยหลักการบันทึกและวิเคราะห์คุณสมบัติการกระจายคลื่น (dispersion) ของคลื่นผิวดิน (Surface Wave) กล่าวคือคลื่นที่มีความถี่แตกต่างกันเดินทางด้วยความเร็วที่ต่างกัน ซึ่งคุณสมบัตินี้จะเกิดขึ้นเมื่อตัวกลางมีลักษณะไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogenous Medium) แต่ถ้าตัวกลางมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน (Homogenous Medium) การกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินก็จะไม่เกิดขึ้น ดังรูปที่ 2.3a จากรูปที่ 2.3b แสดงลักษณะของการกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินแบบจำลองชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นเฉือนเป็น 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 คือการเก็บข้อมูลทำได้สะดวกและรวดเร็ว นอกจากนี้คลื่นผิวดินมีพลังงานของคลื่นมากเมื่อเทียบกับคลื่นชนิดอื่นๆ จึงทำให้สามารถตรวจจับและแยกแยะได้ง่ายในข้อมูล และไม่มีปัญหาเรื่องการลดลงของสัญญาณคลื่นในระดับลึก การสำรวจด้วยวิธี MASW แบ่งได้เป็น 2 ประเภทตามลักษณะแหล่งกำเนิดคลื่น (MASW, 2012) ได้แก่

1) Active method เป็นวิธีการสำรวจที่อาศัยแหล่งกำเนิดคลื่นแบบ Active seismic source เช่น ค้อนขนาดใหญ่ (sledge hammer) ต้มน้ำหนัก (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 2.3 การกระจายความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินในตัวกลาง (a) ตัวกลางมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน (b) ตัวกลางมีลักษณะไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Strobbia, 2003)

สำหรับงานวิจัยนี้จะใช้วิธี active method เท่านั้น การเก็บข้อมูล MASW จะเหมือนกับการเก็บข้อมูลวิธีการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนทั่วไป นั่นคือใช้ vertical geophone เป็นตัวรับสัญญาณในแนวสำรวจ แต่วิธีนี้จะใช้ตัวรับสัญญาณที่มีความถี่ต่ำกว่าอยู่ในช่วง 4 – 8 Hz และใช้ตัวกำเนิดคลื่นชนิดคลื่นอัด เช่น ค้อนทุบบนแผ่นเหล็ก เป็นแหล่งกำเนิดคลื่น สัญญาณที่ถูกตรวจวัดได้จากตัวรับสัญญาณทุกตัว จะถูกส่งไปที่เครื่องบันทึกสัญญาณแล้วนำไปประมวลผลในเครื่องคอมพิวเตอร์ต่อไป (รูปที่ 2.4a)

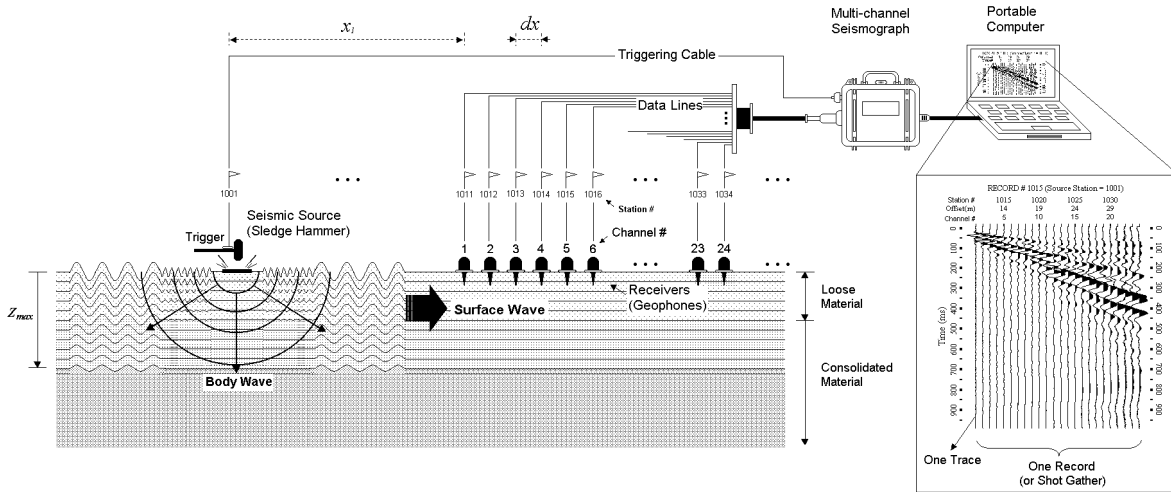
การประมวลผลข้อมูล MASW ประกอบไปด้วย การแปลงข้อมูลจากโดเมนเวลา-ระยะทางเป็นโดเมนความเร็วเฟส-ความถี่ของคลื่นพื้นผิวดังแสดงในรูปที่ 2.3b จากนั้นทำการเลือกตำแหน่งของความเร็วและความถี่ที่สอดคล้องกับข้อมูล ซึ่งได้กราฟที่เรียกว่า dispersion curve จากนั้นเป็นการหาความเร็วคลื่นเฉือนจากกราฟด้วยวิธี Inversion เพื่อแปลงความเร็วเฟสของคลื่นผิวดินจากกราฟที่ได้ไปเป็นความเร็วคลื่นเฉือนที่ความลึกแตกต่างกัน

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

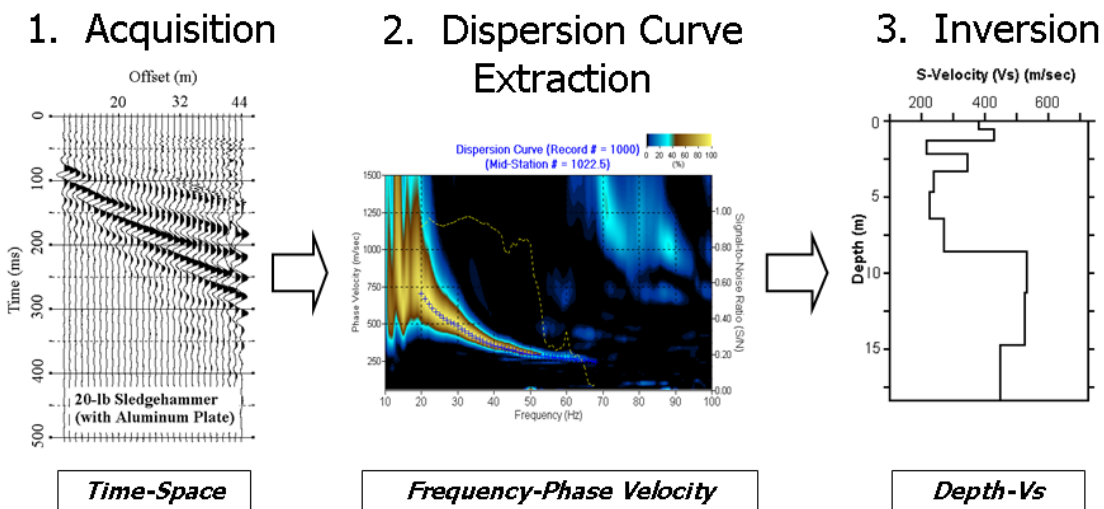
$$\left(\frac{V_R}{V_s}\right)^6 - 8\left(\frac{V_R}{V_s}\right)^4 + \left(24 - 16\frac{1-2\sigma}{2-2\sigma}\right)\left(\frac{V_R}{V_s}\right)^2 + 16\left(\frac{1-2\sigma}{2-2\sigma} - 1\right) = 0 \quad (8)$$

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

a)



b)

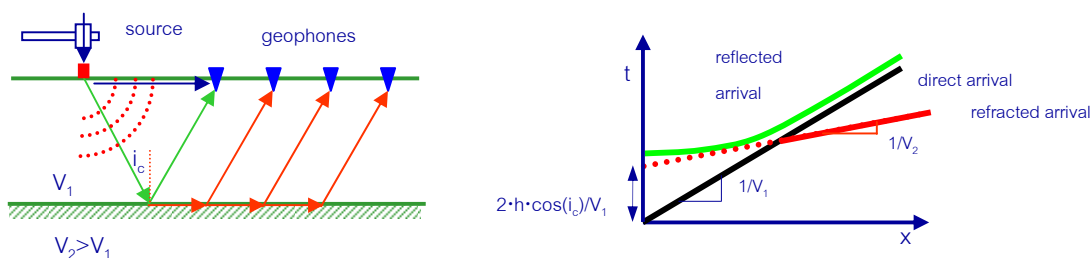


รูปที่ 2.4 a) แสดงหลักการสำรวจด้วยวิธี MASW (Park et al, 1999). b) ขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล

2.4.2 การหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห

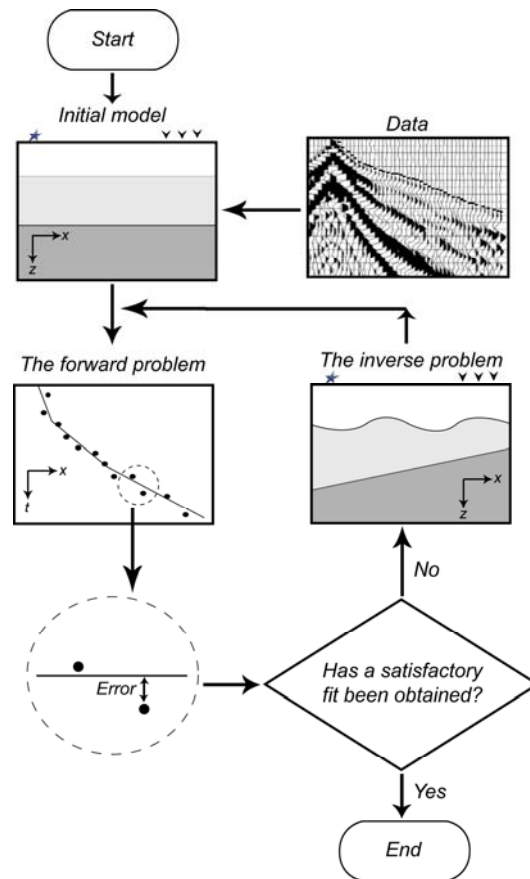
วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (seismic refraction method) อาศัยหลักการที่คลื่นไหวสะเทือน (seismic wave) เคลื่อนที่ผ่านชั้นดินและหินด้วยความเร็วที่แตกต่างกัน โดยความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนภายในชั้นดินแต่ละชั้นจะขึ้นอยู่กับสมบัติทางกายภาพ เช่น ความยืดหยุ่น (elasticity) และความหนาแน่นของชั้นดินและหินนั้น เป็นต้น ในการสำรวจเราจะผลิตคลื่นไหวสะเทือนขึ้นที่ผิวดินโดยการใช้อุปกรณ์ทุบลงบนแผ่นเหล็กที่วางบนผิวดิน หรือจุดวัตถุระเบิดที่ฝังอยู่ใกล้ผิวดิน แล้วทำการวัดเวลาที่คลื่นไหวสะเทือนเดินทางจากจุดกำเนิดไปยังจุดรับคลื่น หรือ จีโอโฟน (geophone) ที่วางไว้ ณ ตำแหน่งต่างๆบนผิวดิน จากข้อมูลเวลาเดินทางของคลื่นไหวสะเทือนที่บันทึกได้เราสามารถวิเคราะห์และกำหนดลักษณะโครงสร้างชั้นดินในพื้นที่สำรวจได้ ซึ่งประกอบด้วยจำนวนชั้นดิน ความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนและความหนาของชั้นดินแต่ละชั้น และแปลความหมายถึงประเภทของชั้นดินได้จากค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในดินชั้นนั้นๆ (รูปที่ 2.5)

สำหรับการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหของคลื่นเฉือนทำได้โดยการให้กำเนิดคลื่นเฉือนบนผิวดินโดยใช้แหล่งกำเนิดคลื่นชนิดคลื่นเฉือน เช่น ใช้อุปกรณ์ทุบที่นอนไม้ในแนวราบเป็นตัวกำเนิดสัญญาณแล้วบันทึกสัญญาณที่คลื่นเฉือนเดินทางไปได้ดินแล้วหักเหกลับสู่ผิวดินและตรวจรับได้ด้วยตัวรับสัญญาณที่เรียกว่า horizontal geophone แต่การเก็บข้อมูลวิธีนี้มีข้อเสียตรงที่การแปลความหมายข้อมูลอยู่บนพื้นฐานที่ว่าความเร็วคลื่นในตัวกลางต้องเพิ่มขึ้นตามความลึก ซึ่งในความเป็นจริงอาจมีกรณีที่ชั้นดินในระดับลึกมีความเร็วคลื่นน้อยลงอยู่ด้วย นอกจากนี้การศึกษาโครงสร้างชั้นดินในระดับลึกอาจทำได้ไม่ดีเนื่องจากพลังงานคลื่นเฉือนที่เดินทางไปได้ดินถูกลดทอนอย่างรวดเร็ว



รูปที่ 2.5 แสดงหลักการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (ซ้าย) และกราฟระหว่างเวลาเดินทางและระยะทางของคลื่นตรง คลื่นสะท้อนและคลื่นหักเห (ขวา)

ลักษณะโครงสร้างของชั้นดินสามารถประเมินได้จากการวิเคราะห์สัญญาณหักเหของคลื่นไหวสะเทือน นั่นคือโดยการแปลงย้อนกลับ (inversion) เวลาเดินทางของคลื่น (first breaks) เพื่อสร้างแบบจำลองแสดงความเร็วคลื่นในชั้นดิน ในที่นี้ได้ใช้เทคนิคโทโมกราฟี (Tomography) ในการแปลงย้อนกลับข้อมูล โดยมีลำดับขั้นตอนโดยสังเขป คือ สร้างแบบจำลองเริ่มต้นแสดงชั้นดินที่น่าจะเป็น หลังจากนั้นคำนวณเวลาเดินทางของคลื่นตามแนวรังสีโดยใช้วิธี ray tracing แล้วนำข้อมูลนี้ไปเปรียบเทียบกับข้อมูลเวลาเดินทางของคลื่นจากการสำรวจ ทำการปรับปรุงแบบจำลองหลายๆรอบจนกระทั่งได้แบบจำลองสุดท้ายที่ให้ค่าความคลาดเคลื่อนระหว่างค่าที่คำนวณได้กับค่าจากการสำรวจมีค่าน้อยที่สุด (รูปที่ 2.6)



รูปที่ 2.6 แผนภาพแสดงขั้นตอนการสร้างแบบจำลองชั้นดินด้วยวิธี *inversion*

2.5 รายละเอียดเกี่ยวกับพื้นที่ศึกษา

2.5.1 ที่ตั้งและอาณาเขต

อำเภอหาดใหญ่ ตั้งอยู่ทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของอำเภอเมือง จังหวัดสงขลา เป็นระยะทางประมาณ 30 กิโลเมตร (รูปที่ 2.7) แบ่งพื้นที่การปกครองออกเป็น 13 ตำบล มีเนื้อที่ประมาณ 764 ตารางกิโลเมตร หรือ 478,093.92 ไร่ ห่างจากกรุงเทพมหานครตามเส้นทางรถไฟประมาณ 974 กิโลเมตร และทางรถยนต์ (ทางหลวงแผ่นดินสายเพชรเกษม) ประมาณ 993 กิโลเมตร โดยมีอาณาเขต ดังนี้

ทิศเหนือ จรดทะเลสาบสงขลา และติดต่อกับอำเภอรัตภูมิ อำเภอบางกล่ำ อำเภอควนเนียง และอำเภอเมืองสงขลา

ทิศตะวันออก ติดต่อกับอำเภอเมืองสงขลา อำเภอนาหม่อมและอำเภอจะนะ จังหวัดสงขลา

ทิศตะวันตก ติดต่อกับอำเภอควนกาหลง จังหวัดสตูล และ อำเภอรัตภูมิ จังหวัดสงขลา

ทิศใต้ ติดต่อกับอำเภอสะเดา และอำเภอคลองหอยโข่ง จังหวัดสงขลา

2.5.2 ลักษณะภูมิประเทศ

สภาพโดยทั่วไปเป็นพื้นที่ราบลุ่มกว้างใหญ่ มีแนวภูเขาทางทิศตะวันตก ทิศใต้ และทิศตะวันออกเฉียงเหนือ พื้นที่ลาดจากทิศใต้ และทิศตะวันตก ลงไปสู่ทะเลสาบสงขลาทางทิศเหนือ มีพื้นที่ติดกับเทือกเขาบรรทัดทางทิศเหนือ และเทือกเขาสันกาลาศรีทางทิศตะวันตกและทิศใต้ ภูเขาที่สำคัญได้แก่ เขาคอหงส์ เขาแก้ว เขาวังพา และเขาน้ำน้อย ยอดเขาสูงที่สุดในบริเวณนี้คือเขาคอหงส์ ซึ่งอยู่ทางด้านตะวันออกของแอ่งหาคใหญ่และอยู่ห่างจากตัวเมืองหาดใหญ่ประมาณ 6 กิโลเมตร มีความสูง 371 เมตรเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง (สภท 2539)

ลักษณะทางน้ำส่วนใหญ่จะเป็นแบบร่างแหมีทางน้ำขนาดเล็กกระจายอยู่ทั่วไป โดยมีแหล่งน้ำสำคัญ 2 แหล่ง ตัดผ่านพื้นที่ ได้แก่ คลองอู่ตะเภาและคลองเตย

คลองอู่ตะเภาเป็นแหล่งน้ำธรรมชาติ จัดอยู่ในทะเลสาบสงขลาตอนล่าง มีคลองเล็กหลายสาขาไหลมารวมกัน ได้แก่ คลองวาด ซึ่งมีต้นน้ำจากเทือกเขาบรรทัด คลองหลา คลองตำ คลองจำไทร คลองหอยโข่ง คลองสะเดา ซึ่งมีต้นน้ำจากเทือกเขาสันกาลาศรี ทางตอนใต้ของจังหวัดสงขลา คลองอู่ตะเภาจะไหลผ่านอำเภอสะเดา อำเภอหาดใหญ่ (ส่วนที่ผ่านอำเภอหาดใหญ่ เป็นระยะทางประมาณ 15 กิโลเมตร) และไหลลงสู่ทะเลสาบสงขลาตอนล่าง มีคลองอีกหลายสายที่ไหลเข้ามาวมกันกับคลองอู่ตะเภา

คลองเตย เป็นคลองสายเก่าแก่ที่สุดของนครหาดใหญ่ อยู่ทางทิศตะวันออกของตัวเมือง คลองเตยไหลอ้อมผ่านเข้าสู่ตัวเขตเมืองหาดใหญ่ คลองวาดและคลองตำไทรรวมกับคลองอู่ตะเภาที่บ้านควนลังค์และบ้านหัวพาน และคลองอู่ตะเภาจะไหลรวมกับคลองเตยอีกครั้งที่บ้านรังนก ซึ่งอยู่ทางทิศเหนือของเมืองหาดใหญ่ประมาณ 7 กิโลเมตร จากนั้นก่อนจะไหลลงสู่ทะเลสาบสงขลา เป็น 2 สาย ที่บ้านควนโน

2.5.3 ลักษณะภูมิอากาศ

อำเภอหาดใหญ่ตั้งอยู่ทางอยู่ทางภาคใต้ฝั่งตะวันออกทำให้ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมที่สำคัญ 2 ช่วง (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล 2546) คือ ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ มีลักษณะภูมิอากาศแบบมรสุมเขตร้อน กล่าวคือ มีอากาศร้อนและมีฝนตกชุกเกือบตลอดปี และมี 2 ฤดูกาล คือ

ฤดูฝน เริ่มตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงเดือนธันวาคม แบ่งได้เป็น 2 ช่วง คือช่วงแรกตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงเดือนกันยายน ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พัดผ่านมหาสมุทรอินเดีย ช่วงนี้จะมีฝนตกน้อย ช่วงที่สองตั้งแต่เดือนตุลาคมถึงธันวาคม ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดผ่านทะเลอ่าวไทย ช่วงนี้ฝนตกชุกโดยเฉพาะในเดือนพฤศจิกายนจะมีฝนตกชุกที่สุด

ฤดูร้อนเริ่มตั้งแต่เดือนมกราคมถึงเมษายนได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งเป็นลมร้อนและชื้น โดยเฉพาะในเดือนเมษายนจะมีอากาศร้อนมากที่สุด

จากข้อมูลอุตุวิทยานิมวิทยาซึ่งทำการตรวจวัด ณ สถานีตรวจอากาศท่าอากาศยานหาดใหญ่ในคาบ 30 ปี พบว่าอุณหภูมิเฉลี่ยรายเดือนในรอบปีมีค่าไม่แตกต่างกันมากนัก และอยู่ในช่วง 25-28 องศาเซลเซียส ขณะที่ปริมาณฝนตกเฉลี่ยมากที่สุดจะอยู่ในช่วงเดือนพฤศจิกายน ซึ่งทำให้ความชื้นสัมพัทธ์ในอากาศสูงตามไปด้วย

2.5.4 ลักษณะทางธรณีวิทยา

อำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา ครอบคลุมพื้นที่ส่วนหนึ่งของแอ่งหาดใหญ่ซึ่งตั้งอยู่ทางลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลาตอนล่างในคาบสมุทรไทย แอ่งหาดใหญ่ครอบคลุมพื้นที่โดยประมาณในระหว่างละติจูดที่ $6^{\circ}30'$ เหนือ - $7^{\circ}15'$ เหนือ และลองจิจูดที่ $100^{\circ}15'$ ตะวันออก - $100^{\circ}30'$ ตะวันออก ขอบเขตทางด้านทิศเหนือติดกับทะเลสาบสงขลาตอนล่าง ในขณะที่ทางด้านทิศใต้จรดชายแดนระหว่างประเทศไทยกับมาเลเซีย ส่วนขอบเขตทางด้านทิศตะวันออกและตะวันตกถูกขนาบด้วยแนวเทือกเขาที่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ จากการศึกษาโดยวิธีทางธรณีฟิสิกส์พบว่าขอบเขตของแอ่งมีความยาวประมาณ 60 กิโลเมตร ความกว้างประมาณ 20 กิโลเมตร และความลึกประมาณ 1 กิโลเมตร โดยพื้นที่ที่มีความสูงเฉลี่ยประมาณ 0-20 เมตรเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง (Lohawijarn, 2005) แอ่งหาดใหญ่ตั้งอยู่บนตะกอนยุคคาร์บอนิเฟอรัสและไทรแอสสิก โดยขอบทางด้านทิศตะวันออกและตะวันตกถูกแทรกด้วยหินแกรนิตและหินแปรซึ่งเป็นหินฐานของแอ่ง (รูปที่ 2.8) ตะกอนน้ำพายุคควอเทอร์นารีในแอ่งประกอบด้วยชั้นหินอุ้มน้ำ 3 ชั้น ได้แก่ ชั้นหินอุ้มน้ำหาดใหญ่ ชั้นหินอุ้มน้ำคูเต่า และชั้นหินอุ้มน้ำคองส์ ซึ่งอยู่ที่ระดับความลึก 20-40 เมตร 45-80 เมตร และลึกกว่า 100 เมตร ตามลำดับ (Lookjun, 2009)

งานสำรวจธรณีวิทยาและงานวิจัยที่เกี่ยวข้องที่เคยทำมาแล้ว ในบริเวณแผนที่ระวางอำเภอหาดใหญ่และบริเวณใกล้เคียง ประมวลได้ดังต่อไปนี้

Sawata et al. (1982) ศึกษากระบวนการสะสมตัวของตะกอนยุคควอเทอร์นารี ซึ่งเชื่อว่าโครงสร้างทางธรณีวิทยาของแอ่งหาดใหญ่เกิดจากรอยเลื่อนคู่ขนาน (fault block) ถูกควบคุมโดยโครงสร้างพืดหินเลื่อนขึ้น-ลงเป็นบล็อก (horst/graben) มีการวางตัวอยู่ในแนวเหนือ-ใต้ ทำให้หินถูกยกตัวขึ้นเป็นภูเขาสูงบริเวณขอบแอ่ง ส่วนบริเวณกลางแอ่งจะมีการสะสมตัวของตะกอนกรวดทรายจากการผุพังของหินบริเวณขอบแอ่ง ดังนั้นจะพบหินที่มีอายุแก่กว่าโผล่ปรากฏทางด้านทิศตะวันตกของพื้นที่และหินที่มีอายุน้อยกว่าจะโผล่เป็นเขาโดดๆไล่มาทางด้านทิศตะวันออก ในพื้นที่ศึกษาแบ่งเป็นพืดหินเลื่อนลงเป็นบล็อกหาดใหญ่ และพืดหินเลื่อนขึ้นเป็นบล็อกสงขลา โดยพบว่าตะกอนบริเวณสงขลาหนาประมาณ 40 เมตร ในขณะที่ตะกอนบริเวณอำเภอหาดใหญ่หนาประมาณ 230 เมตร

อัปสร และวิโรจน์ (2545) สรุปว่าหินตะกอนในพื้นที่ระวางอำเภอหาดใหญ่ เป็นการสะสมตัวของตะกอนทะเล (marine deposit) ระหว่างยุคคาร์บอนิเฟอรัสจนถึงยุคไทรแอสสิก ต่อจากนั้นอาจมีการเปลี่ยนแปลงทำให้มีการสะสมตัวของตะกอนภาคพื้นทวีป (non-marine deposit) ซึ่งส่วนใหญ่จะเป็นตะกอนที่สะสมตัวตามทางน้ำ สภาพธรณีวิทยาในพื้นที่ประกอบด้วยหินที่มีอายุแตกต่างกัน โดยเรียงลำดับตามธรณีกาลจากอายุมากไปยังอายุน้อยได้ดังนี้

ยุคคาร์บอนิเฟอรัส (Carboniferous) เป็นหินที่มีอายุอยู่ในช่วง 360-286 ล้านปีประกอบด้วย หินทราย หินดินดาน หินทรายแป้ง หินเชิร์ต หินโคลน และหินทรายปนกรวดบริเวณที่สัมผัสกับหินแกรนิตจะถูกขบวนการ Contact Metamorphism เปลี่ยนไปเป็นหินควอตไซต์ หินฟิลไลต์ หินควอตซ์ซีสต์ และหินซีสต์ พบทั่วไปทางด้านตะวันออก และทางด้านตะวันตกของจังหวัดสงขลาเช่นในเขตอำเภอเมือง และอำเภอหาดใหญ่ เป็นต้น

ยุคเพอร์เมียน (Permian) หินปูนชุตราชบุรี (Ratburi Limestone) เป็นหินที่มีอายุอยู่ในช่วงประมาณ 286-245 ล้านปี ประกอบไปด้วยหินปูน และหินปูนเนื้อโคลโลไมต์ มีหินเชิร์ตเป็นกระเปาะและแทรกสลับเป็นชั้น บางๆ พบกระจายตัวเป็นบริเวณแคบ ๆ ทางด้านฝั่งตะวันตกของพื้นที่ เช่น ทางตอนเหนือของอำเภอรัษฎา และ ทางตะวันตกเฉียงใต้ของอำเภอสะเตา

ยุคไทรแอสสิก-จูแรสสิก (Triassic-Jurassic) เป็นหินที่มีอายุอยู่ในช่วงประมาณ 245-140 ล้านปี ประกอบไปด้วย หินทราย หินทรายแป้ง หินดินดาน หินกรวดมน และหินปูนพบอยู่ทั่วไปทางตอนใต้ และทาง ตะวันออกของพื้นที่ บางส่วนพบอยู่ทางตอนเหนือในเขตอำเภอกระแสสินธุ์ และอำเภอสังขละบุรี

ตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary) ได้แก่ชั้นของตะกอนที่มีอายุอยู่ในช่วง 1.6 ล้านปี-อายุปัจจุบัน พบ ทั่วไปบริเวณที่ราบระหว่างภูเขา ที่ราบลุ่มแม่น้ำและที่ราบชายฝั่งทะเล ประกอบไปด้วยตะกอนกรวด ทราย ทราย แป้ง ดินเหนียว ลูกกรัง และเศษหิน ที่ถูกพัดพามาสะสมตัวกันโดยตัวกลางชนิดต่าง ๆ เช่น แม่น้ำ ทะเล และลม เป็นต้น ตะกอนชุดนี้เป็นตะกอนที่ยังไม่มีการจับตัวและเชื่อมประสาน (Compaction and Cementation) เป็น หินแข็ง ยกเว้นในบางบริเวณที่อาจเกิดปฏิกิริยาทางเคมีเนื่องจากน้ำบาดาลทำให้ตะกอนบางส่วนถูกเชื่อมประสาน ด้วยแร่เหล็กที่ถูกพัดพามากับน้ำบาดาลกลายเป็นชั้นลูกกรัง หรือ ศิลาแลง (Laterite) ความหนาของชั้นลูกกรัง หรือ ศิลาแลง ขึ้นอยู่กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำบาดาลในบริเวณนั้น

ตะกอนยุคควอเทอร์นารีส่วนใหญ่ยังไม่จับกันแข็งตัว (unconsolidated) มีประโยชน์ในการหาวัสดุ ก่อสร้างและทางธรณีวิศวกรรม เช่นข้อมูลเกี่ยวกับฐานราก (foundation) รวมทั้งงานหาแหล่งน้ำบาดาลเพื่อใช้ อุปโภคบริโภคและใช้เพื่อการเกษตรอีกด้วย รวมทั้งเป็นประโยชน์แก่งานสิ่งแวดล้อมและผังเมือง เพราะแสดงให้เห็น ทรายเป็นสภาพอ่อนแอไม่ปลอดภัยของพื้นที่ เช่นบริเวณดินถล่ม บริเวณการรุกตัวของน้ำเค็ม เป็นต้น

ตะกอนยุคควอเทอร์นารีที่กระจายตัวอยู่ทั่วไปเป็นบริเวณกว้างในพื้นที่ พบเป็นลักษณะของตะกอนแบบ ต่างๆ 6 ชนิด ได้แก่ ตะกอนเศษหินเชิงเขา (Qc) ตะกอนตะพักน้ำ (Qt) ตะกอนทรายธารน้ำพา (Qas) ตะกอนธาร น้ำพา (Qa) ตะกอนละเอียดชายฝั่งทะเล (Qmc) และตะกอนทรายชายฝั่งทะเล (Qms) รายละเอียดของตะกอน กลุ่มต่างๆมีดังนี้

ตะกอนเศษหินเชิงเขา (Qc) ตะกอนที่ผุพังจากหินเดิมและไม่มีการพัดพาโดยตัวกลางทางธรรมชาติ ซึ่ง สามารถใช้บ่งถึงหินด้านล่างได้โดยประมาณ มักพบตามเชิงเนินเตี้ยๆ และขอบของหินโผล่ กระจายอยู่ทางด้าน ตะวันตกของพื้นที่เป็นส่วนใหญ่ เนื่องจากมีบริเวณที่เป็นเนินและภูเขามากกว่าทางด้านตะวันออกของพื้นที่

ตะกอนตะพักน้ำ (Qt) ประกอบด้วยชั้นกรวด ทราย และแม่รังของแม่น้ำคั้นพลังและดินเหนียว แสดง ลักษณะตะกอนแข็งกึ่งรวน (semi-consolidate) กระจายตัวเป็นบริเวณกว้างอยู่บริเวณด้านใต้และตะวันออกของ แอ่งที่ระวางอำเภอหาดใหญ่

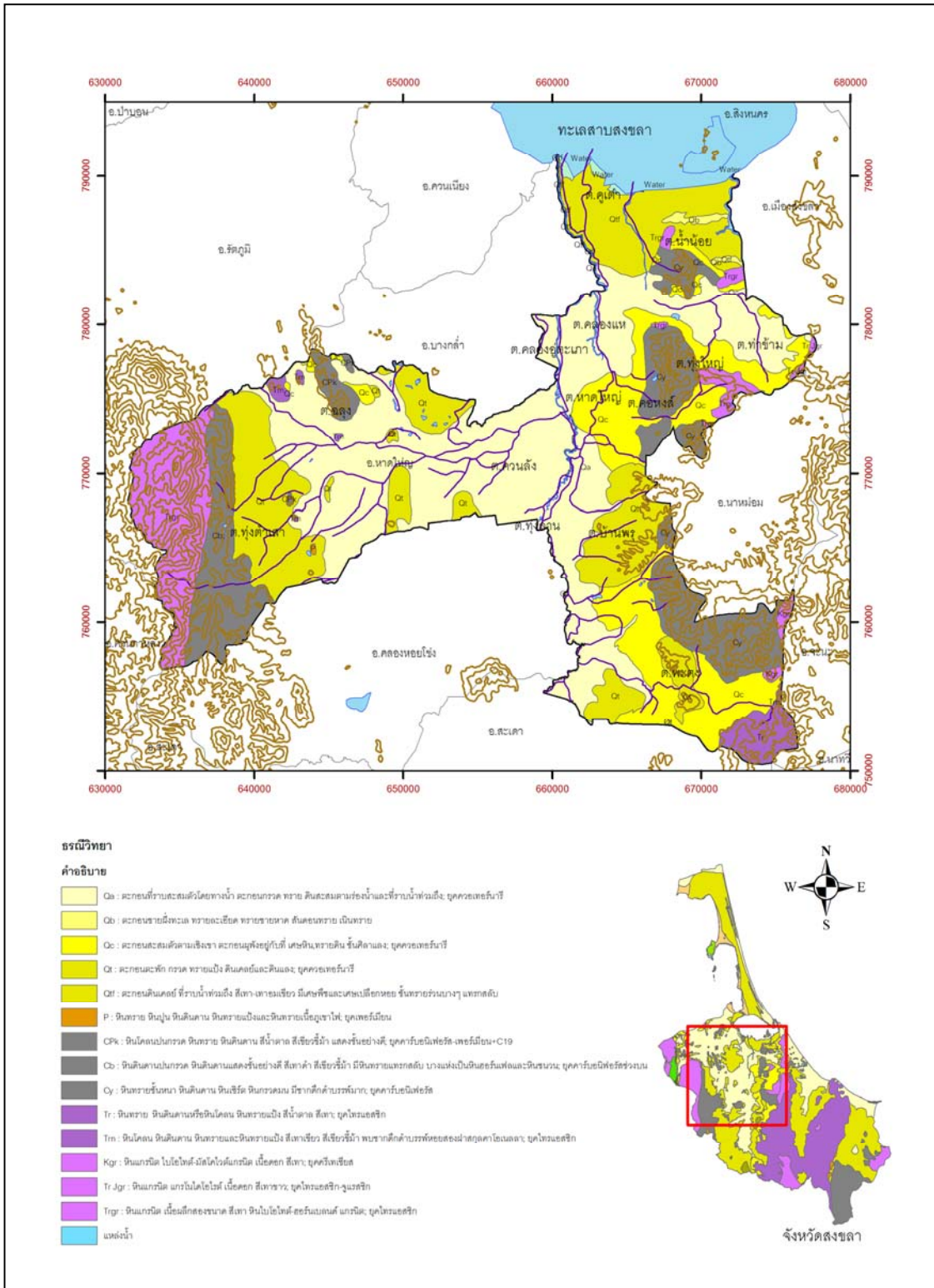
ตะกอนทรายธารน้ำพา ตะกอนทางน้ำปัจจุบัน ประกอบด้วย ทรายสะอาด กรวดและชั้นบางๆของดิน เหนียว สีเทาดำ หรือน้ำเงินเขียว เป็นลักษณะของสันทรายหัวหาด (point bar) และลักษณะทรายแม่น้ำ (sand bar) ส่วนมากจะเป็นแหล่งทรายน้ำจืดใช้ในการก่อสร้างกระจายตัวในบริเวณตอนกลาง ตะวันตกเฉียงเหนือและ ตะวันออกเฉียงใต้ของอำเภอหาดใหญ่

ตะกอนธารน้ำพา (Qa) กระจายตัวอยู่ทั่วไปในพื้นที่สำรวจ ประกอบด้วยกรวด ทราย และดินเหนียว ที่สะสมตัวตามธารน้ำและที่ลุ่มน้ำท่วมถึง

ตะกอนละเอียดชายฝั่งทะเล กระจายตัวอยู่รอบๆชายฝั่งทะเลสาบสงขลาทางด้านตะวันออกของพื้นที่ ประกอบด้วยดินเหนียวสีเทา-ดำ ทรายแป้งสีน้ำตาลและทรายละเอียด นอกจากนี้ยังมีชั้นเศษพีช (peat) เป็นเศษไม้จากป่าชายเลน และพีชน้ำในชั้นทรายแสดงลักษณะของรอยริ้วคลื่น (ripple mark)

ตะกอนชายฝั่งทะเล กระจายตัวอยู่ทางตะวันออกของพื้นที่บริเวณชายฝั่งรอบๆทะเลสาบสงขลา เป็นตะกอนทรายชายหาดของทะเลสาบสงขลา ประกอบด้วยทรายและทรายซิลิกา เป็นลักษณะขาวสันทรายและหาดสันดอน เนินทรายและลากูน

หินอัคนี (Igneous rocks) ประกอบไปด้วยหินแกรนิต (Granite : Gr) ซึ่งส่วนใหญ่เป็นพวกทิวร์มาลีนแกรนิต บางบริเวณมีหินเพ็กมาไทต์ และสายแร่ควอตซ์แทรกมีลักษณะเนื้อแน่นและแข็ง บางแห่งมีการแตกแบบเป็นกาบ (Exfoliation) หินที่พบในบริเวณที่เนินเตี้ย ๆ และบริเวณราบเชิงเขามักเป็นหินผุจนถึงผุมาก ส่วนใหญ่พบในบริเวณที่เป็นเทือกเขาสูงและเขาโดดในเขต อำเภอรัตถุมิ อำเภอเมือง อำเภอหาดใหญ่ อำเภอลงหอยโข่ง อำเภอนาหม่อม อำเภอจะนะ อำเภอนาทวี อำเภอเทพา อำเภอสะเตาและอำเภอสะบ้าย้อย

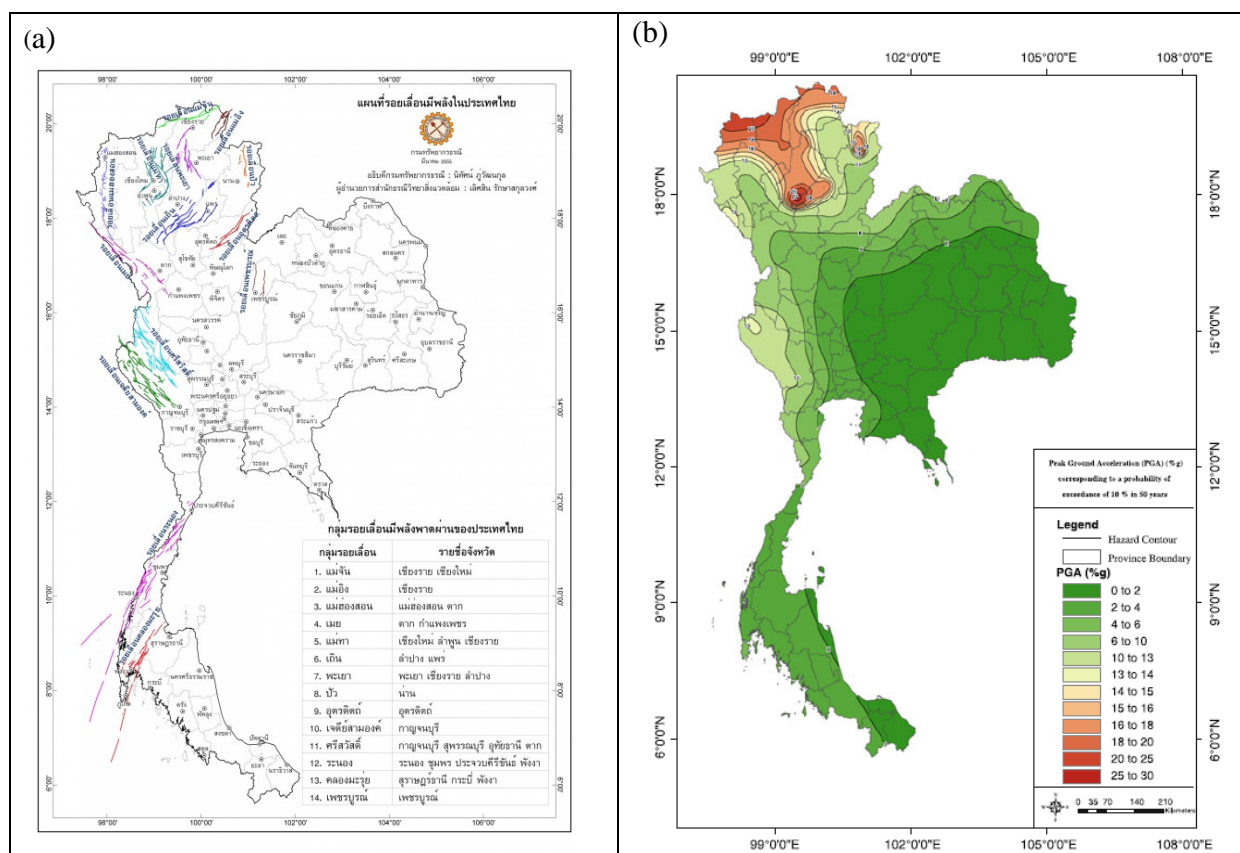


รูปที่ 2.8 แผนที่ธรณีวิทยาของอำเภอหาดใหญ่ มาตรฐาน 1:100000 (ดัดแปลงจาก กรมทรัพยากรธรณี, 2554)

2.5.5 ข้อมูลด้านแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา

ภาคใต้ของประเทศไทยประกอบด้วยแนวรอยเลื่อนมีพลังสำคัญ 2 แนว ซึ่งวางตัวพาดผ่านคาบสมุทรมไทยในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ คือรอยเลื่อนระนอง และรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย จากการศึกษาเหตุการณ์แผ่นดินไหวโดยใช้สถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวชั่วคราวในอำเภอทับปุด จังหวัดพังงา ในระหว่างเดือนมกราคมถึงเมษายน พ.ศ. 2550 สามารถตรวจพบแผ่นดินไหวขนาดเล็ก 3.2 - 6.5 moment magnitude (mb), (Dangmuan, 2008) ในพื้นที่ใกล้เคียงกับรอยเลื่อน นอกจากนี้แผนที่ภัยพิบัติแผ่นดินไหว (Seismic hazard map) ที่พัฒนาโดย Ornthammarath et al. (2010) แสดงให้เห็นว่าการสั่นสะเทือนของแผ่นดินในประเทศไทยซึ่งแสดงด้วยค่า peak ground acceleration (PGA) มีค่าอยู่ในช่วง 0.8-28% ของค่าความเร่งโน้มถ่วงของโลกสำหรับคาบอุบัติซ้ำ 475 ปี (รูปที่ 2.9) จะเห็นได้ว่าบริเวณที่มีความเสี่ยงภัยแผ่นดินไหวสูงจะอยู่ทางภาคเหนือและภาคตะวันตกของประเทศไทยซึ่งมีแนวรอยเลื่อนพาดผ่านอยู่เป็นจำนวนมาก อย่างไรก็ตามแผนที่นี้ได้จากการประมาณค่าความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเหนือระดับ 30 เมตร เป็น 760 m/s เป็นค่าอ้างอิง ซึ่งในความเป็นจริงแต่ละพื้นที่จะมีค่าความเร็วคลื่นเฉือนที่แตกต่างกันออกไปเนื่องจากลักษณะทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกัน ดังนั้นแผนที่นี้จึงให้มุมมองของภัยพิบัติเชิงภูมิภาคซึ่งอาจมีความคลาดเคลื่อนจากความเป็นจริงได้

อย่างไรก็ตามเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดเล็กที่เกิดขึ้นในรอยเลื่อนหลักทางภาคใต้ไม่น่าส่งผลกระทบต่ออำเภอหาดใหญ่เพราะอยู่ห่างกันเป็นระยะทางประมาณ 400-600 กิโลเมตร จากสถิติข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีผลกระทบต่อประเทศไทยในช่วงระยะเวลา 10 ปี (พ.ศ. 2545-พ.ศ. 2555) ที่รายงานโดยสำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว กรมอุตุนิยมวิทยา พบว่ามีเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่รู้สึกได้ในอำเภอหาดใหญ่และพื้นที่ใกล้เคียงมากกว่า 5 ครั้ง ดังตารางที่ 2.3 โดยแผ่นดินไหวที่รู้สึกได้ในอำเภอหาดใหญ่ส่วนใหญ่มีศูนย์กลางอยู่ในแถบหมู่เกาะสุมาตรา



รูปที่ 2.9 (a) แผนที่แสดงตำแหน่งรอยเลื่อนมีพลังในประเทศไทย (กรมทรัพยากรธรณี, 2555) และ (b) แผนที่แสดงค่า PGA สำหรับความน่าจะเป็น 10% ในเวลา 50 ปี (Ornthammarath et al., 2010)

ตารางที่ 2.3 เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่รู้สึกได้ในอำเภอหาดใหญ่และพื้นที่ใกล้เคียงในช่วงเวลา 10 ปีที่ผ่านมา (พ.ศ. 2545-พ.ศ. 2555)

วันที่ - เวลา	M/I	ศูนย์กลาง	บันทึกเหตุการณ์
23 มิถุนายน 2555	6.3	ตอนเหนือเกาะสุมาตรา 2.91N, 97.81E	รู้สึกบนอาคารสูง จ.ภูเก็ตและ สงขลา
6 กันยายน 2554	6.7	ตอนเหนือเกาะสุมาตรา 2.79 N 97.7 E	รู้สึกที่ อ.เมือง จ.ภูเก็ต อ.หาดใหญ่ จ.สงขลา
9 พฤษภาคม 2553	7.3	ตอนเหนือสุมาตรา 3.59 N 96.04 E	รู้สึกสั้นไหวอาคารสูง จ. ภูเก็ต พังงา สุราษฎร์ธานี จ. สงขลาและ กรุงเทพมหานคร
1 ธ.ค. 2549	6.5	เกาะสุมาตรา อินโดนีเซีย 3.49 N 99.2 E	รู้สึกสั้นสะเทือนได้ที่ อ.หาดใหญ่ จ.สงขลา และ จ.นราธิวาส
19 พ.ค. 2548	6.8	เกาะสุมาตรา อินโดนีเซีย 2.0 N 97.0E	รู้สึกได้หลายจังหวัดในภาคใต้ตอนล่าง และบนอาคารสูงบางแห่ง ในกรุงเทพฯ
26 ธ.ค. 47	8.0Ml	เกาะสุมาตรา อินโดนีเซีย 3.4N 95.7E	รู้สึกสั้นสะเทือนได้เกือบทุกจังหวัดในภาคใต้ รวมถึงอาคารสูงหลายแห่งใน กทม.และเกิดคลื่นสึนามิก่อให้เกิดความเสียหายอย่างมากบริเวณภาคใต้ ฝั่งตะวันตก
2 พ.ย. 2545	7.5 Ml	ตอนใต้เกาะสุมาตรา 3.02N 96.18E	รู้สึกได้ที่ อ.หาดใหญ่ จ.สงขลา

2.6 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการประยุกต์ใช้คลื่นเฉือน

มีงานวิจัยหลายเรื่องที่ใช้วิธีทางธรณีฟิสิกส์ในการศึกษาคุณสมบัติของชั้นดินในระดับตื้นโดยการวัดค่าความเร็วคลื่นเฉือนเพื่อศึกษาการตอบสนองของพื้นที่และการจำแนกประเภทพื้นที่สำหรับก่อสร้างอาคารเพื่อรองรับผลกระทบจากแผ่นดินไหว ซึ่งประมวลได้ ดังนี้

Kayabali (1996) ได้ประเมินความเสี่ยงต่อการเกิด liquefaction ในพื้นที่ โดยการวิเคราะห์ความเร็วคลื่นเฉือน ในการศึกษาครั้งนี้ได้แสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่นเฉือนกับการทดสอบชั้นดินทางวิศวกรรมศาสตร์ (SPT) โดยความสัมพันธ์นี้เองสามารถนำไปสร้างเป็นแผนภูมิเพื่อใช้ทำนายภัยพิบัติที่อาจเกิดขึ้นเมื่อเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ความแรงแตกต่างกันได้

Kanli และคณะ (2006) ได้คำนวณค่า Vs30 โดยใช้วิธี MASW และสร้างแผนที่จำแนกชนิดของดินในพื้นที่เมือง Dinar ประเทศตุรกี โดยทำการวัดค่าทั้งหมด 50 จุดวัดครอบคลุมพื้นที่ พบว่าพื้นที่ส่วนใหญ่ที่ตั้งอยู่ในแอ่งตะกอนมีค่าความเร็วคลื่นเฉือนต่ำอยู่ในช่วง 160-240 m/s ในขณะที่บางพื้นที่ซึ่งอยู่บริเวณเชิงเขาและรอยต่อ

ระหว่างเชิงเขากับแอ่งตะกอนมีความเร็วคลื่นเฉือนเพิ่มขึ้นเป็น 500-700 m/s และ 350-450 m/s ตามลำดับ ผลการศึกษายังพบว่ามีความสอดคล้องกันระหว่างค่า Vs30 ที่ได้กับผลกระทบจากแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นจริงในพื้นที่

Shafiee และ Azadi (2007) ใช้ Vs30 สำหรับจำแนกชนิดของพื้นที่ในเมือง Tehran ประเทศอิหร่าน ตามการจำแนกของ NEHRP โดยวัดค่าความเร็วคลื่นเฉือนจำนวน 188 สถานีวัด พบว่าค่า Vs30 ในบริเวณภูเขาจัดอยู่ในกลุ่ม A และ B ตามระบบการจำแนกของ NEHRP แต่ในบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง ค่า Vs30 จัดอยู่ในกลุ่ม C และ D

Karastathis และคณะ (2010) ได้แสดงให้เห็นว่าวิธีทางธรณีฟิสิกส์สามารถศึกษาการตอบสนองของพื้นที่และประเมินภัยพิบัติเกี่ยวกับ liquefaction ได้ โดยพบว่าพื้นที่เมือง Nafplion ประเทศกรีซ มีศักยภาพที่จะเกิด liquefaction ได้เนื่องจากชั้นดินประกอบด้วยทรายแป้งและทรายที่อ่อนตัวอยู่ในระดับตื้น นอกจากนี้วิธีการสำรวจด้านความโน้มถ่วงและคลื่นไหวสะเทือนยังช่วยระบุตำแหน่งของแนวรอยเลื่อนในพื้นที่ซึ่งน่าจะเป็นต้นกำเนิดของแผ่นดินไหวได้

Maheswari และคณะ (2010) วัดค่า Vs30 จำนวน 30 สถานีวัดในเมือง Chennai ประเทศอินเดีย โดยใช้วิธี MASW โดยแปลความหมายร่วมกับข้อมูลหลุมเจาะจำนวน 300 หลุมจากซึ่งใช้ประมาณค่าความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่นเฉือนและค่า SPT-N ทำให้ได้แผนที่การจำแนกชนิดของพื้นที่ตามมาตรฐานของ NEHRP พบว่าพื้นที่ส่วนใหญ่จัดอยู่ในกลุ่ม D (หินค่อนข้างอ่อนตัว) นอกจากนี้การศึกษาคาบของคลื่นแผ่นดินไหวในพื้นที่สามารถระบุได้ว่าคาบในพื้นที่ที่มีค่าอยู่ในช่วง 0.03-0.06 s ซึ่งมีศักยภาพให้อาคารที่ไม่สูงมากเกิดการพังทลายได้

ประภาพร จันทะมาศ (2007) ทำการเปรียบเทียบความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดินกรุงเทพฯที่ได้จากวิธีการวิเคราะห์คลื่นผิวดินแบบหลายช่องทางรับสัญญาณ (MASW) กับวิธีวัดจากหลุมเจาะ ของพื้นที่กรุงเทพฯและปริมณฑล จำนวน 4 แห่งคือ สถาบันเทคโนโลยีแห่งเอเชีย จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย สถาบันเทคโนโลยีสรินธรและสนามบินสุวรรณภูมิ สามารถจำแนกดินตามข้อกำหนดของ NEHRP โดยพบว่า สถาบันเทคโนโลยีแห่งเอเชีย และ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย จัดเป็นดินชนิด E

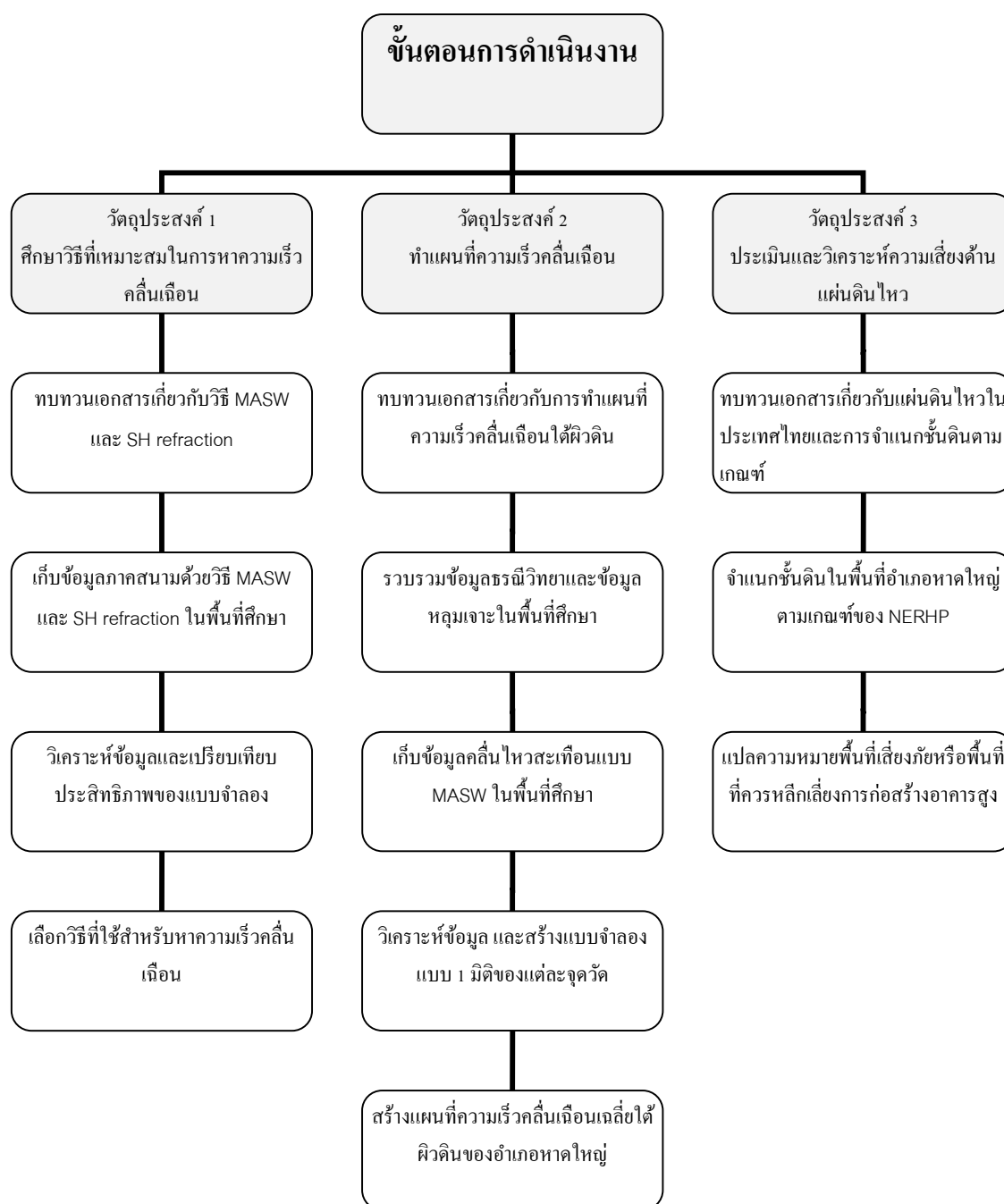
นคร ภู่วโรดม และคณะ 2553 ศึกษาคุณสมบัติเชิงพลศาสตร์ของอาคารที่มีผลต่อพฤติกรรมการตอบสนองของอาคารภายใต้แรงกระทำแบบพลวัตโดยการตรวจวัดการสั่นไหวตามธรรมชาติของอาคาร และศึกษาคุณลักษณะเฉพาะของชั้นดินบริเวณที่ตั้งอาคารที่มีผลต่อลักษณะของคลื่นแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นเนื่องจากสภาพชั้นดิน โดยได้ดำเนินการศึกษาในจังหวัดเชียงใหม่ จังหวัดเชียงราย จังหวัดกาญจนบุรี และ ในกรุงเทพมหานคร ผลการวิเคราะห์ความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยที่ระดับความลึก 30 เมตรเมื่อนำมาใช้จำแนกชั้นดินตามข้อกำหนดของ NEHRP (2003) พบว่าในจังหวัดเชียงใหม่ เชียงราย และกาญจนบุรี พื้นที่ราบในเขตอำเภอเมืองส่วนใหญ่จำแนกเป็น ชั้นดินประเภท D (ดินแข็ง) บางส่วนจำแนกเป็นชั้นดินประเภท C (ดินแข็งมาก กิ่งหิน) สำหรับบริเวณใกล้เชิงเขา และไม่พบชั้นดินประเภท E (ดินอ่อน) ส่วนผลการศึกษาในกรุงเทพมหานครและปริมณฑลพบว่าทุกบริเวณจำแนกเป็น ชั้นดินประเภท E (ดินอ่อน)

Thitimakorn and Channoo (2012) เก็บข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธี MASW จำนวน 30 จุดวัดในพื้นที่จังหวัดเชียงราย เพื่อจำแนกประเภทชั้นดินตามมาตรฐานของ NEHRP พบว่าแผนที่ประเภทชั้นดินที่กำหนด

จากความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยในระดับความลึก 30 เมตร มีความสอดคล้องกับลักษณะทางธรณีวิทยาในพื้นที่ โดยพบว่าชั้นดินบริเวณตะกอนธารน้ำพามีความเร็วคลื่นเฉือนอยู่ในช่วง 309-354 m/s ซึ่งจัดเป็นประเภท D ในขณะที่ชั้นดินบริเวณตะกอนเศษหินแข็งเขามีความเร็วคลื่นเฉือนประมาณ 427 m/s ซึ่งจัดเป็นประเภท C

3. การดำเนินการวิจัย

งานวิจัยนี้แบ่งขั้นตอนการดำเนินงานออกเป็น 3 ส่วนเพื่อให้สอดคล้องกับวัตถุประสงค์ทั้ง 3 ข้อดังที่กล่าวมาแล้วในบทที่ 1 และได้แสดงไว้เป็นแผนภูมิดังรูปที่ 3.1



รูปที่ 3.1 แผนภูมิแสดงขั้นตอนการดำเนินงานวิจัยแยกตามวัตถุประสงค์ทั้ง 3 ข้อ

3.1 ศึกษาวิธีที่เหมาะสมในการหาความเร็วคลื่นเฉือน

เพื่อทดสอบวิธีที่เหมาะสมในการหาความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินจากเครื่องมือที่มีอยู่ จึงได้มีการศึกษาเปรียบเทียบวิธีการสำรวจ 2 วิธี ได้แก่ วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหของคลื่นเฉือน ซึ่งใช้แหล่งกำเนิดคลื่นชนิดคลื่นเฉือน และตัวรับสัญญาณชนิดคลื่นเฉือน และวิธี MASW จะใช้แหล่งกำเนิดคลื่นชนิดคลื่นอัดและตัวรับสัญญาณชนิดคลื่นอัด ในการทดสอบครั้งนี้ได้ดำเนินการเก็บข้อมูลทั้งสองวิธีในพื้นที่เดียวกันจำนวน 3 พื้นที่ คือ พื้นที่คณะแพทยศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ พื้นที่คณะวิทยาการจัดการ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ และพื้นที่โรงเรียนวัดคอกหงส์ ซึ่งในพื้นที่นี้มีข้อมูลหลุมเจาะที่ทราบลักษณะทางธรณีวิทยาเหนือระดับความลึกประมาณ 20 เมตร มีความเหมาะสมในการแปลความหมายผลการสำรวจที่ได้ และลักษณะทางธรณีวิทยาของพื้นที่ทดสอบจัดอยู่ในกลุ่มตะกอนสะสมตัวตามเชิงเขาทั้งหมด

3.1.1 วัสดุและอุปกรณ์ที่ใช้ในการวิจัย

1. เครื่องมือสำรวจคลื่นไหวสะเทือน 1 ชุด (รูปที่ 3.2) ประกอบด้วย
 - เครื่องบันทึกสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน Geometric SmartSeis seismograph ชนิด 24 ช่องสัญญาณ สำหรับควบคุมการเก็บข้อมูล และบันทึกผลหรือแสดงผลในขณะเก็บข้อมูล
 - extension cables สำหรับเชื่อมต่อข้อมูลและส่งข้อมูลจากตัวรับสัญญาณไปยังเครื่องบันทึกสัญญาณ
 - seismic source สำหรับให้กำเนิดสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน โดยใช้ก้อนขนาด 5 กิโลกรัมทุบบนแผ่นเหล็กในแนวตั้ง สำหรับการสำรวจแบบหักเหของคลื่นเฉือนจะใช้ก้อนทุบบนแนวราบบนท่อนไม้เพื่อให้กำเนิดคลื่นเฉือน
 - hammer switch และ/หรือ trigger geophone เป็นอุปกรณ์สำหรับส่งสัญญาณทริกไปยังเครื่องบันทึกสัญญาณเพื่อบอกเวลาที่เริ่มบันทึกข้อมูล
 - geophone จำนวน 24 ตัว สำหรับรับสัญญาณคลื่นไหวสะเทือน โดยใช้ vertical geophone ที่มีความถี่ธรรมชาติ 14 Hz สำหรับคลื่นอัดและ horizontal geophone ที่มีความถี่ธรรมชาติ 14 Hz สำหรับคลื่นเฉือน
2. ตลับเมตร 1 ชุด สำหรับวัดระยะทางและวางแนวสำรวจ
3. แบตเตอรี่ขนาด 12 โวลต์ สำหรับจ่ายแรงดันไฟฟ้าให้กับเครื่องบันทึกสัญญาณ
4. GPS 1 ชุด สำหรับระบุตำแหน่งพิกัดทางภูมิศาสตร์ของแนวสำรวจ
5. โปรแกรม SeisImager (Geometrics, Ins.) และ Surfseis (Kansas University) สำหรับวิเคราะห์คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและ MASW
5. โปรแกรม Surfer สำหรับทำแผนที่คอนทัวร์
6. เครื่องคอมพิวเตอร์ส่วนบุคคล

a)



b)



รูปที่ 3.2 อุปกรณ์และเครื่องมือที่ใช้ในการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือน a) Geometric SmartSeis seismograph, b) vertical geophone (ขวา) และ horizontal geophone (ซ้าย)

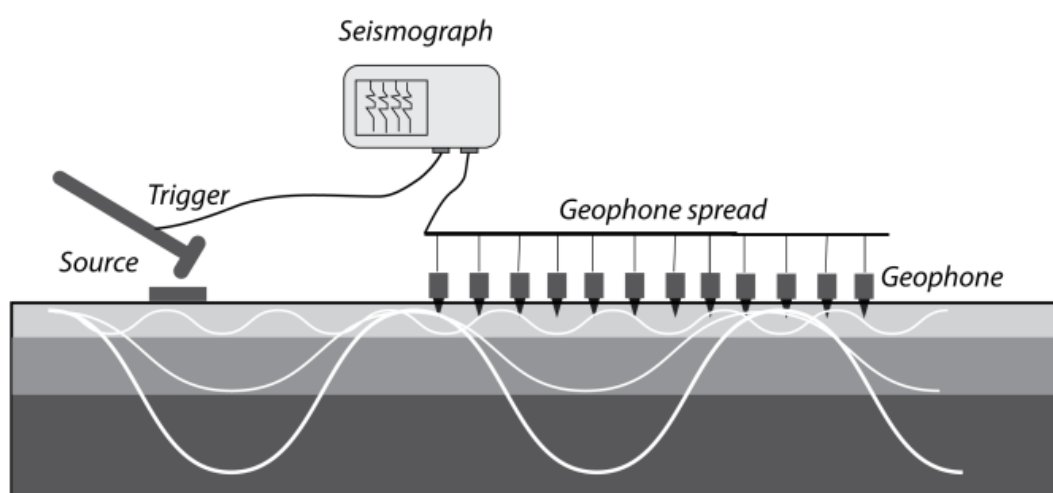
3.1.2 ขั้นตอนและวิธีเก็บรวบรวมข้อมูล

ในที่นี้จะกล่าวถึงการเก็บข้อมูลภาคสนามของการสำรวจแบบหักเหของคลื่นเฉือนและการสำรวจแบบ MASW ซึ่งมีรายละเอียดที่ต่างกันอย่างเล็กน้อยที่การให้กำเนิดคลื่นและการตัวรับสัญญาณหรือจีโอโฟน

ลักษณะการจัดวางรูปแบบการเก็บข้อมูลด้วยวิธี MASW แสดงไว้ดังรูปที่ 3.3 ซึ่งมีลำดับขั้นตอนการเก็บข้อมูล ดังนี้

1. วางแนวสำรวจให้อยู่ในแนวตรง โดยใช้ตลับเมตรสำหรับวัดระยะทาง
2. ปักจีโอโฟนทั้ง 24 ตัวให้อยู่ในแนวตั้งและติดแน่นกับพื้นดินในแนวสำรวจ โดยให้ระยะห่างระหว่างจีโอโฟนเป็น 2.5 เมตร แล้ววาง extension cable ให้ขนานไปกับแนวสำรวจ แล้วหนีบขั้วของจีโอโฟนทุกตัวเข้ากับ extension cable จากนั้นต่อ extension cable เข้ากับเครื่องบันทึกสัญญาณ
3. ติดตั้งชุดให้กำเนิดคลื่นโดยนำ hammer switch มาติดไว้ที่ปลายค้อนด้วยเทปพันสายไฟให้แน่น แล้วต่อสายเชื่อมต่อสัญญาณจาก hammer switch ไปยังเครื่องบันทึกสัญญาณ
4. เปิดเครื่องบันทึกสัญญาณแล้วตั้งค่าพารามิเตอร์สำหรับบันทึกข้อมูล เช่น ความถี่ของการซัดตัวอย่าง ความยาวของการบันทึกข้อมูล รูปแบบการจัดวางแนวสำรวจ (ดูตารางที่ 3.1) เป็นต้น
5. เริ่มบันทึกข้อมูล โดยการใช้ค้อนทุบลงบนแผ่นโลหะในแนวตั้งอย่างแรง จำนวน 5-10 ครั้ง แล้วบันทึกข้อมูลที่ได้อาจจุดกำเนิดคลื่นนี้ เมื่อต้องการบันทึกข้อมูลสำหรับจุดกำเนิดคลื่นอื่นๆ ก็ทำการย้ายตำแหน่งของการทุบไปยังตำแหน่งอื่นๆในแนวสำรวจต่อไป สำหรับในงานวิจัยนี้ได้กำหนดจุดกำเนิดคลื่นไว้ทั้งตอนต้นและตอนปลายของแนวสำรวจ แล้วนำแบบจำลองที่ได้มาหาค่าเฉลี่ยเพื่อให้ได้ค่าความเร็วคลื่นที่แม่นยำยิ่งขึ้น

สำหรับการเก็บข้อมูลด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหจะมีลำดับขั้นตอนเหมือนกันตั้งแต่ 1-5 แต่ใช้จีโอโฟนชนิดโพลาริเซชันในแนวราบ จำนวน 12 ตัว เป็นตัวรับสัญญาณ และการให้กำเนิดคลื่นจะใช้ค้อนทุบในแนวราบไปบนท่อนไม้ที่วางตั้งฉากกับแนวสำรวจ (รูปที่ 3.4)



รูปที่ 3.3 รูปแบบการจัดเครื่องมือและอุปกรณ์สำหรับเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบ MASW

ตารางที่ 3.1 พารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูลเพื่อทดสอบวิธีการหาความเร็วคลื่นเฉือน

พารามิเตอร์ที่ใช้	SH-refraction	MASW
แหล่งกำเนิดคลื่น	10 kg sledgehammer	10 kg sledgehammer
ระยะห่างระหว่างจุดกำเนิดคลื่น	5 m	2 m
ความถี่ธรรมชาติของจีโอโฟน	14 Hz (horizontal)	14 Hz (vertical)
ระยะห่างระหว่างจีโอโฟน	5 m	2.5 m
ระยะออฟเซต (Offset Min/Max)	2.5/60 m	2.5/60 m
รูปแบบการเก็บข้อมูล (Field geometry)	Fixed spread	Fixed spread
เครื่องมือบันทึกสัญญาณ (Recording system)	Geometric SmartSeis	Geometric SmartSeis
จำนวนช่องสัญญาณ	12 channels	24 channels
ความยาวของการบันทึกข้อมูล	1000 ms	1000 ms
ระยะห่างของการชักตัวอย่าง (Sampling interval)	0.5 ms	0.5 ms

a)



b)



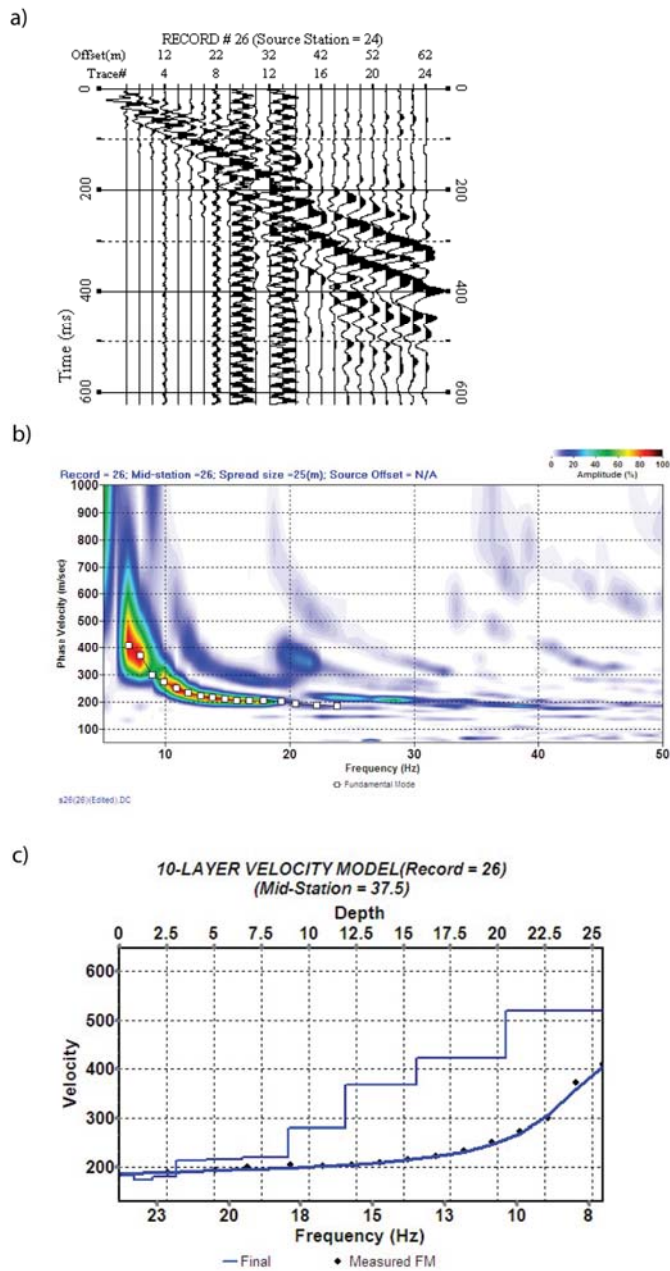
รูปที่ 3.4 แสดงการให้กำเนิดคลื่นสำหรับวิธี (a) MASW และ (b) คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหของคลื่นเฉือน

3.1.3 ขั้นตอนและวิธีการวิเคราะห์ข้อมูล

ก) การวิเคราะห์ข้อมูล MASW

การประมวลผลข้อมูลใช้โปรแกรม Surfseis (Kansas Geological Survey) โดยขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูลแสดงไว้ดังรูปที่ 3.5 ซึ่งมีรายละเอียด ดังนี้

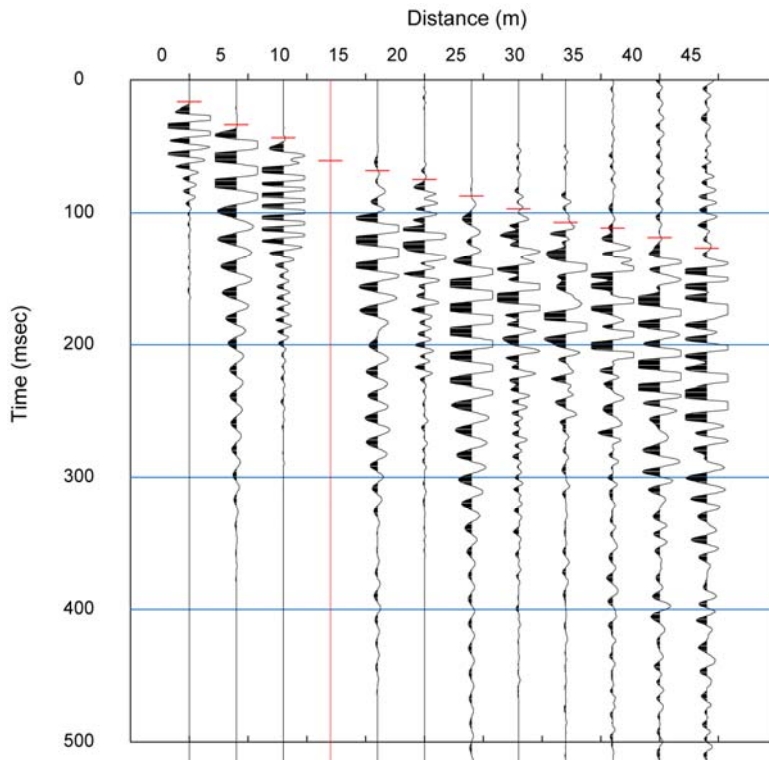
- 1) แปลงข้อมูลจากโดเมนเวลาและระยะทางเป็นโดเมนความเร็วเฟสของคลื่นและความถี่ โดยการใช้การแปลงฟูเรียร์แบบ 2 มิติ ตามวิธีของ Park *et al.* (1998) หลังจากนั้นทำการเลือกตำแหน่งของความเร็วและความถี่ที่สอดคล้องกัน ซึ่งจะได้กราฟที่เรียกว่า dispersion curve (รูปที่ 3.5b)
- 2) ทำการแปลงกลับข้อมูล (inversion) dispersion curve เพื่อให้ได้แบบจำลองแบบ 1 มิติของความเร็วคลื่นเฉือนตามความลึก (รูปที่ 3.5c) เนื่องจากเป็นปัญหาแบบไม่เป็นเชิงเส้น วิธีการแปลงกลับข้อมูลจะใช้เทคนิคการแปลงกลับแบบกำลังสองน้อยสุดที่มีการคำนวณซ้ำหลายๆรอบ iterative least-squares inverse นั่นคือ เริ่มจากสร้างแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนเบื้องต้น แล้วทำการคำนวณ dispersion curve จากแบบจำลองนี้ นำค่าที่ได้ไปเปรียบเทียบกับ dispersion curve จากข้อมูล แล้วทำการปรับแก้แบบจำลองใหม่จนได้แบบจำลองสุดท้ายที่มีค่าความแตกต่างระหว่างค่าจากการคำนวณกับข้อมูลน้อยที่สุด
- 3) สร้างภาพตัดขวางแบบ 2 มิติของความเร็วคลื่นเฉือนจากแบบจำลองความเร็วคลื่นกับความลึกแบบ 1 มิติที่ได้จากข้อ 2 (หมายเหตุ ตำแหน่งของแบบจำลองนี้อยู่ที่กึ่งกลางของแนวการวางจีไอโฟน) โดยการเขียนคอนทัวร์ของค่าความเร็วคลื่นที่เชื่อมต่อกันจากแนวสำรวจเดียวกันหรือหลายๆแนวสำรวจ



รูปที่ 3.5 ภาพแสดงขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูล MASW (a) ข้อมูลดิบ (b) การเลือก dispersion curve (c) แบบจำลองความเร็วคลื่นแบบ 1 มิติ

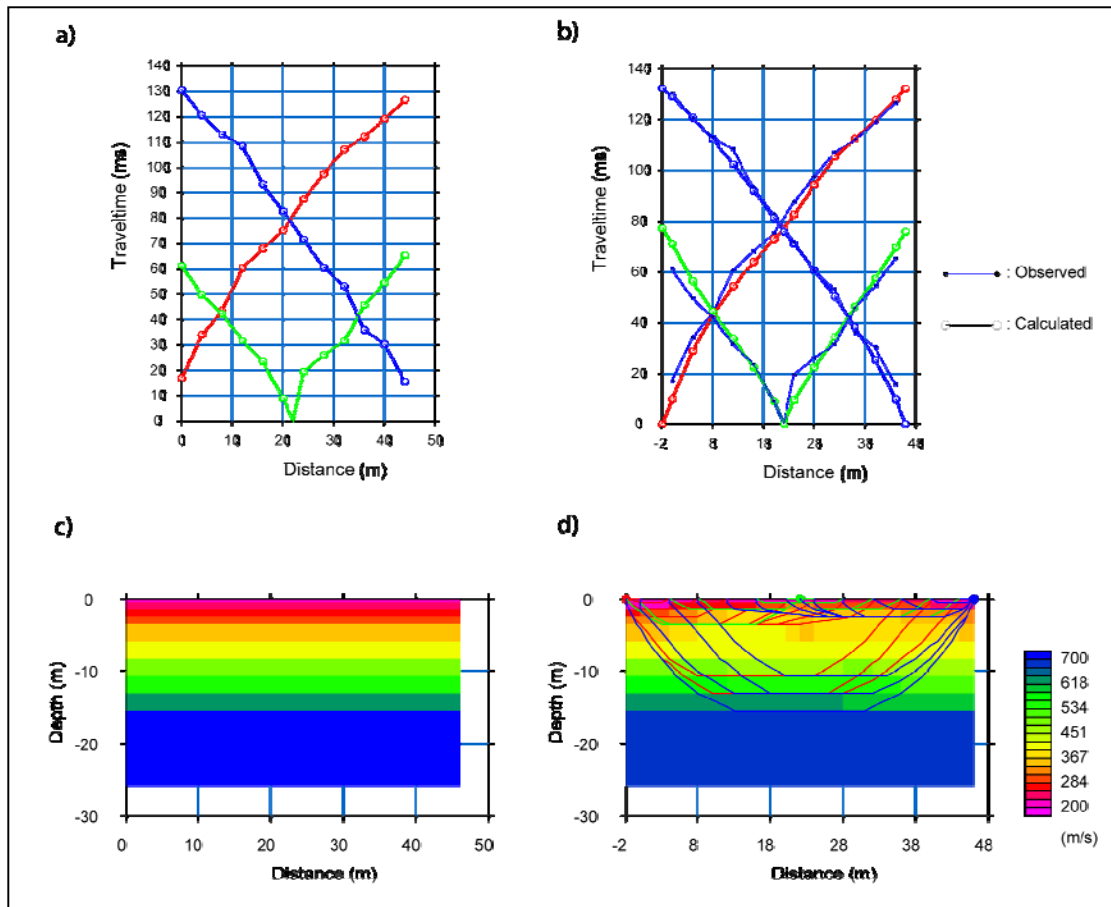
ข) การวิเคราะห์คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห
การประมวลผลข้อมูลใช้โปรแกรม SeisImager (Geometric Ins.) โดยขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูลแสดงไว้ดังรูปที่ 3.6 ซึ่งมีรายละเอียด ดังนี้

- 1) ทำการเลือกตำแหน่งของคลื่นแรกที่เดินทางมาถึงจีโอโฟน (pick first break) จากข้อมูลของจุดกำเนิดคลื่นทุกจุดในแนวสำรวจ (รูปที่ 3.6) ข้อมูลที่ได้จะเป็นความสัมพันธ์ระหว่างระยะทางกับเวลาที่คลื่นเดินทางมายังจีโอโฟน (รูปที่ 3.7a)



รูปที่ 3.6 แสดงตัวอย่างการ pick first break (เส้นสีแดง)

- 2) จากนั้นสร้างแบบจำลองเริ่มต้นจากข้อมูลที่ได้ในข้อ 1) โดยกำหนดจำนวนชั้นดิน ความหนาและความเร็วคลื่นเฉือนในแต่ละชั้น (รูปที่ 3.7c)
- 3) ทำการแปลงกลับข้อมูล (inversion) เพื่อให้ได้แบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนตามความลึก เนื่องจากเป็นปัญหาแบบไม่เป็นเชิงเส้น วิธีการแปลงกลับข้อมูลจะใช้เทคนิคการแปลงกลับแบบกำลังสองน้อยสุดที่มีการคำนวณซ้ำหลายรอบ iterative least-squares inverse นั่นคือ เริ่มจากสร้างแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนเบื้องต้น แล้วทำการคำนวณ traveltime curve จากแบบจำลองนี้ นำค่าที่ได้ไปเปรียบเทียบกับ traveltime curve จากข้อมูลในข้อ 1) แล้วทำการปรับแก้แบบจำลองใหม่จนได้แบบจำลองสุดท้ายที่มีค่าความแตกต่างระหว่างค่าจากการคำนวณกับข้อมูลน้อยที่สุด (รูปที่ 3.7b และ d)



รูปที่ 3.7 a) Traveltime curves, b) เปรียบเทียบค่าจากการคำนวณกับข้อมูลจริง, c) แบบจำลองชั้นดินเบื้องต้น และ d) แบบจำลองชั้นดินสุดท้ายพร้อมแสดงเส้นทางเดินของรังสี

3.2 การทำแผนที่ความเร็วคลื่นเฉือน

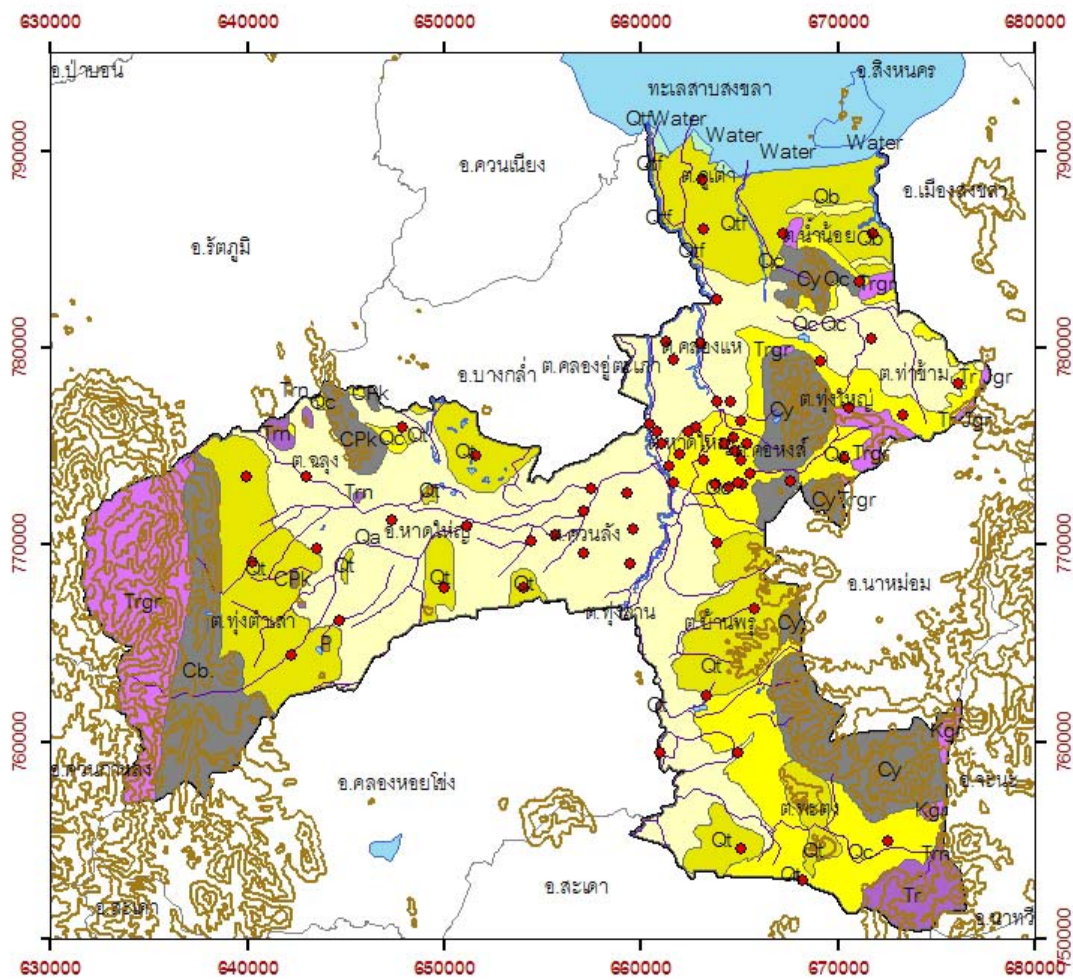
1) หลังจากได้ข้อสรุปเกี่ยวกับวิธีที่เหมาะสมในการหาความเร็วคลื่นเฉือนในการวิจัยครั้งนี้แล้ว ขั้นตอนต่อไปเป็นการกำหนดจุดสำรวจให้ครอบคลุมพื้นที่อำเภอหาดใหญ่และทำการเก็บข้อมูลตามจุดสำรวจดังกล่าว ในการศึกษาครั้งนี้ได้เลือกใช้วิธี MASW และเก็บข้อมูลจำนวน 70 จุดสำรวจ ดังแสดงในแผนที่ดังรูปที่ 3.8 การเลือกพื้นที่สำรวจอยู่บนพื้นฐานของความสะดวกในการเข้าถึงพื้นที่และการวางแผนสำรวจ สภาพแวดล้อม และสัญญาณรบกวนที่อาจเกิดจากการก่อสร้างและการจราจร และอยู่ในบริเวณใกล้เคียงกับพื้นที่ที่มีหลุมเจาะ โดยพารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูลสรุปไว้ดังตารางที่ 3.2

2) ทำการเก็บข้อมูลด้วยวิธี MASW ดังรายละเอียดที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.1.2 จนครบตามจุดสำรวจที่กำหนดไว้ (รูปที่ 3.9) พร้อมทั้งวิเคราะห์ข้อมูลเพื่อหาแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนกับความลึกแบบ 1 มิติในแต่ละจุดสำรวจ (1-D Vs profile) ตามขั้นตอนที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.1.3 ซึ่งในที่นี่จะใช้โปรแกรม Surfseis ที่พัฒนาโดย Kansas Geological Survey ในการวิเคราะห์ข้อมูล

3) คำนวณค่าความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยที่ระดับความลึกจากผิวดินถึง 30 เมตร (Vs30) จากแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนกับความลึกที่ได้ในแต่ละจุดวัด โดยใช้สมการที่ 6 และได้แสดงตัวอย่างการคำนวณดังตารางที่ 3.3

$$Vs30 = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{\sum_{i=1}^N (d_i / v_i)}$$

4) นำค่า Vs30 ที่ได้ไปเขียนเส้นคอนทัวร์ในแผนที่โดยใช้โปรแกรมสารสนเทศทางภูมิศาสตร์ Surfer (Golden software Inc.)



รูปที่ 3.8 แสดงจุดสำรวจ (วงกลมสีแดง) ซ้อนทับบนแผนที่ธรณีวิทยา หมายเหตุสัญลักษณ์ที่ใช้บนแผนที่เหมือนกับรูปที่ 2.8



รูปที่ 3.9 ภาพแสดงการเก็บข้อมูลภาคสนามด้วยวิธี MASW

ตารางที่ 3.2 พารามิเตอร์ที่ใช้ในการเก็บข้อมูลเพื่อหาความเร็วคลื่นเฉือนในอำเภอหาดใหญ่

พารามิเตอร์ที่ใช้	รายละเอียด
แหล่งกำเนิดคลื่น	5 kg sledgehammer
ระยะห่างระหว่างจุดกำเนิดคลื่น	25 m
ความถี่ธรรมชาติของจีโอโฟน	14 Hz (vertical)
ระยะห่างระหว่างจีโอโฟน	2 m
ระยะออฟเซต (Offset Min/Max)	1/25 m
รูปแบบการเก็บข้อมูล (Field geometry)	Fixed spread
เครื่องมือบันทึกสัญญาณ (Recording system)	Geometric SmartSeis
จำนวนช่องสัญญาณ	24 channels
ความยาวของการบันทึกข้อมูล	1000 ms
ระยะห่างของการชักตัวอย่าง (Sampling interval)	0.5 ms

ตารางที่ 3.3 ตัวอย่างข้อมูลความเร็วคลื่นเฉือนและความหนาของแต่ละชั้นดินและการคำนวณค่าเฉลี่ยความเร็วคลื่นเฉือนในระดับความลึก 30 เมตรในบริเวณโรงเรียนเทศบาล 3 วัดคอกหงส์

พิกัด (UTM Zone 47N)	d_i (m)	V_{si} (m/s)	$\frac{d_i}{V_{si}}$	$\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{si}}$	$V_s 30$ (m/s)
665051E 776255N	0.98	404.51	0.002415	0.063738	470.68
	1.22	421.62	0.002896		
	1.53	331.25	0.004607		
	1.91	343.42	0.005553		
	2.38	520.22	0.004583		
	2.98	522.12	0.005708		
	3.73	411.48	0.009053		
	4.66	390.71	0.011917		
	5.82	537.00	0.01084		
	4.80	778.82	0.006167		

3.3 การจำแนกประเภทของพื้นที่ตามเกณฑ์ของ NEHRP

หลังจากได้แผนที่ความเร็วคลื่นเฉือนของอำเภอหาดใหญ่แล้ว ขั้นตอนต่อไปจะเป็นการจำแนกพื้นที่ตามเกณฑ์ของ NEHRP ดังที่ได้แสดงไว้ในตารางที่ 2.2 โดยพิจารณาจากค่า V_s30 แล้วนำค่า ประเภทของพื้นที่ (site class) ที่ได้ไปเขียนเส้นคอนทัวร์ในแผนที่โดยใช้โปรแกรมสารสนเทศทางภูมิศาสตร์ Surfer (Golden software Inc.)

การแปลความหมายถึงพื้นที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวต่อการปลูกสร้างอาคารหรือพื้นที่ที่อาจมีการขยายสัญญาณคลื่นแผ่นดินไหวได้อยู่บนพื้นฐานของเกณฑ์ที่ NEHRP กำหนด ถ้าพื้นที่มีลักษณะเป็นชั้นดินอ่อน ประกอบกับมีคาบธรรมชาติของพื้นที่ใกล้เคียงกับคาบธรรมชาติของเหตุการณ์แผ่นดินไหว อาจทำให้เกิดการสั่นพ้องและมีการขยายแอมพลิจูดของคลื่นแผ่นดินไหว ซึ่งอาจทำให้เกิดความเสียหายแก่อาคารและสิ่งปลูกสร้างได้ หรือเป็นพื้นที่เสี่ยงภัย อาจทำการสำรวจชั้นรายละเอียดในพื้นที่เพิ่มเติมเพื่อวิเคราะห์ภัยพิบัติที่อาจเกิดขึ้น เช่น ปรากฏการณ์ liquefaction

4. ผลและวิเคราะห์ผลการวิจัย

4.1 ผลการเปรียบเทียบการหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและวิธี MASW

ในการศึกษาเปรียบเทียบการหาความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหของคลื่นเฉือนและวิธี MASW จะเปรียบเทียบจากลักษณะทางกายภาพ การเก็บข้อมูลและวิเคราะห์ข้อมูล ตลอดจนคุณภาพของข้อมูลและผลลัพธ์ที่ได้จากแต่ละวิธี

4.1.1 เปรียบเทียบลักษณะทางกายภาพ การเก็บข้อมูลและวิเคราะห์ข้อมูล

จากการเก็บข้อมูลภาคสนามในพื้นที่ทดสอบทั้ง 3 พื้นที่พบว่าวิธีการและเวลาที่ใช้ในการเก็บข้อมูลด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและวิธี MASW มีลักษณะใกล้เคียงกัน แต่การให้กำเนิดคลื่นเฉือนในวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหมีความยุ่งยากในการดำเนินงานกว่าวิธี MASW เนื่องจากต้องใช้แรงในการทุบค้อนในแนวราบมากกว่าในแนวตั้ง และเนื่องจากอุปกรณ์กำเนิดคลื่นมีขนาดใหญ่กว่าทำให้การวางอุปกรณ์กำเนิดคลื่นในพื้นที่ลาดชันทำได้ยาก สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลทั้งสองวิธีทำได้ง่ายและใช้หลักการแปลงย้อนกลับเหมือนกัน

4.1.2 เปรียบเทียบคุณภาพข้อมูลและผลลัพธ์

รูปที่ 4.1-4.2 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลดิบและแบบจำลองชั้นดินที่ได้จากวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและวิธี MASW ของพื้นที่ทดสอบทั้งสามพื้นที่ จะเห็นได้ว่าคุณภาพของข้อมูลขึ้นอยู่กับพื้นที่ศึกษาด้วยทั้งนี้เนื่องจากลักษณะทางธรณีวิทยาใกล้ผิวดินในแต่ละพื้นที่แตกต่างกัน เมื่อเปรียบเทียบข้อมูลดิบของทั้งสองวิธีในพื้นที่เดียวกัน (รูปที่ 4.1) พบว่าข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหมี้อตราสวันสัญญาณต่อสัญญาณรบกวนต่ำกว่าข้อมูล MASW เนื่องจากสังเกตเส้นสัญญาณได้ยากและพลังงานคลื่นถูกลดทอนไปมากทำให้การเลือกตำแหน่งของ first break ทำได้ยากโดยเฉพาะที่ตำแหน่งจีโอโฟนอยู่ห่างจากแหล่งกำเนิดคลื่นมากๆ เป็นนัยว่าพลังงานคลื่นจากแหล่งกำเนิดคลื่นเฉือนไม่มากพอ ในขณะที่สังเกตเห็นคลื่นผิวดิน (surface wave) ในข้อมูล MASW ได้ชัดเจน อย่างไรก็ตามด้วยข้อจำกัดของความถี่ธรรมชาติของจีโอโฟนที่ใช้อาจทำให้องค์ประกอบของคลื่นพื้นผิวที่มีความถี่ต่ำขาดหายไป ซึ่งทำให้การวิเคราะห์ข้อมูลในระดับลึกมีความคลาดเคลื่อนได้

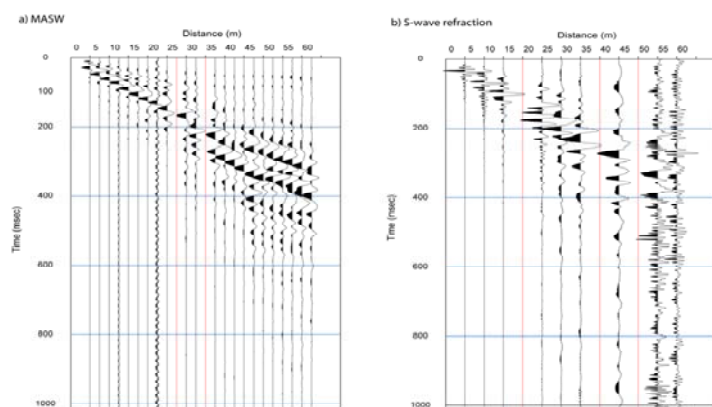
จากแบบจำลองชั้นดินที่วิเคราะห์ได้ในแต่ละพื้นที่ (รูปที่ 4.2) พบว่าลักษณะโครงสร้างชั้นดินในแต่ละพื้นที่แตกต่างกันไป เมื่อเปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดินในพื้นที่เดียวกันพบว่าทั้งสองวิธีให้ผลลัพธ์ของโครงสร้างชั้นดินที่เหมือนกันและมีความสอดคล้องกับชั้นดินในหลุมเจาะ อย่างไรก็ตามค่าความเร็วคลื่นที่วิเคราะห์ได้มีค่าแตกต่างกันอย่างเป็นระบบทั้งสามพื้นที่ โดยค่าความเร็วคลื่นจากวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหมีแนวโน้มสูงกว่าค่าความเร็วคลื่นจากวิธี MASW ประมาณ 28% ซึ่งสอดคล้องกับการศึกษาอื่นๆ เช่น Turesson (2007)

เพื่อตรวจสอบว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนที่วิเคราะห์ได้มีความน่าเชื่อถือหรือไม่ จึงต้องวิเคราะห์ความเร็วคลื่นอัดร่วมด้วย โดยทั่วไปความเร็วคลื่นอัดมีค่ามากกว่าความเร็วคลื่นเฉือน จากผลที่ได้มีข้อสังเกตว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้จากวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหในพื้นที่ทดสอบที่ 1 มีค่าใกล้เคียงกับค่าความเร็วคลื่นอัด ทำให้เกิด

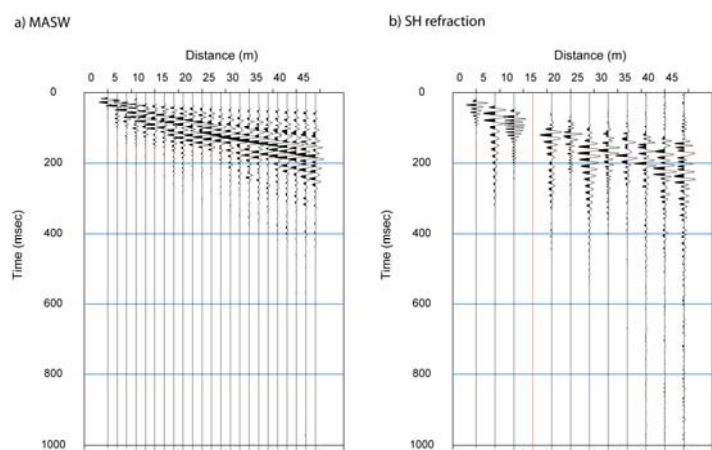
ความกำกวมในการแปลความหมายข้อมูล ลักษณะเช่นนี้สามารถเกิดขึ้นได้ในกรณีที่ชั้นดินใกล้ผิวดินมีโครงสร้างซับซ้อนหรือไม่ได้วางตัวขนานกันเป็นชั้นๆหรือกรณีชั้นดินมีมุมเอียง (Xia et al., 2002) ทั้งนี้เกิดจากคลื่นเฉือนเปลี่ยนเฟสเป็นคลื่นอัดแล้วเดินทางไปตามผิวรอยต่อระหว่างตัวกลางก่อนที่จะเปลี่ยนกลับเป็นคลื่นเฉือนเดินทางสู่ผิวดิน ทำให้ค่าความเร็วคลื่นเฉือนที่ได้สูงกว่าความเป็นจริง

ข้อจำกัดประการหนึ่งของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหคือ สมมุติฐานที่ว่าชั้นดินจะต้องมีความเร็วเพิ่มขึ้นตามความลึกจึงจะมีสัญญาณหักเหกลับสู่ผิวดิน ดังนั้นในกรณีที่มีชั้นดินความเร็วต่ำแทรกตัวอยู่จะไม่สามารถตรวจพบได้ ในการทดสอบครั้งนี้พบว่าในพื้นที่ทดสอบที่ 2 มีแนวโน้มชั้นดินความเร็วคลื่นต่ำแทรกตัวอยู่ซึ่งสามารถตรวจพบได้ด้วยวิธี MASW

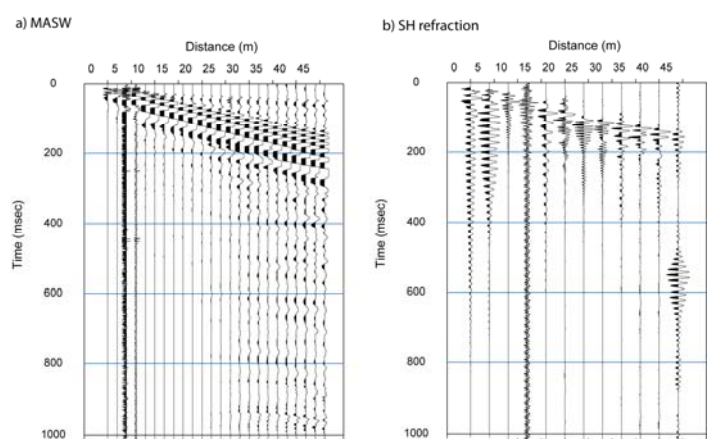
a) site 1



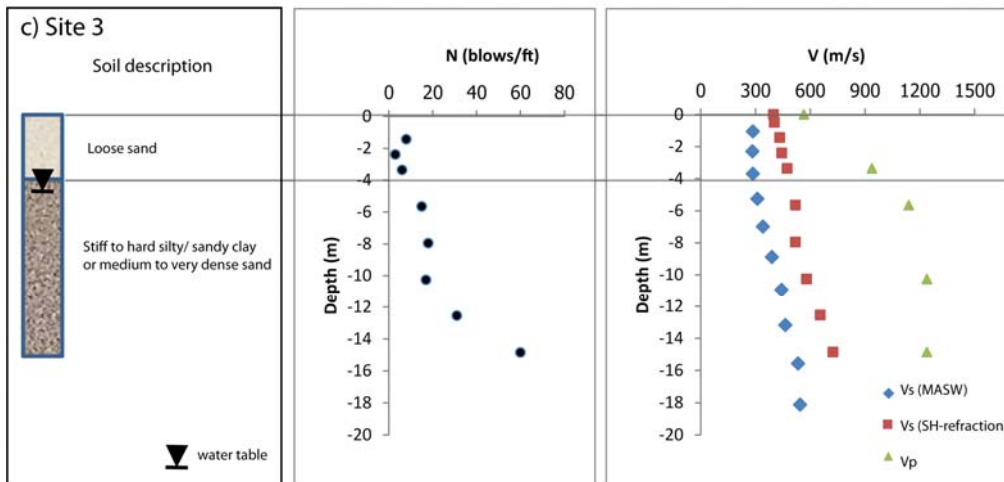
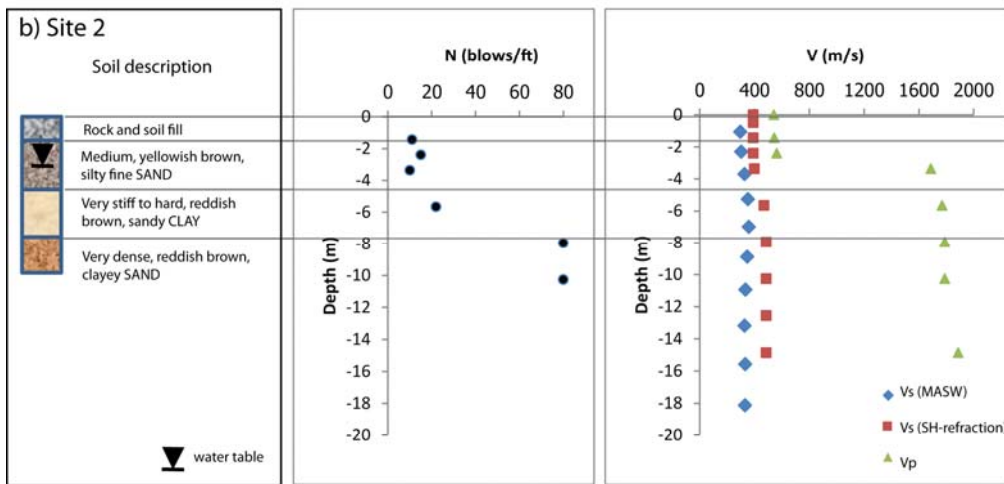
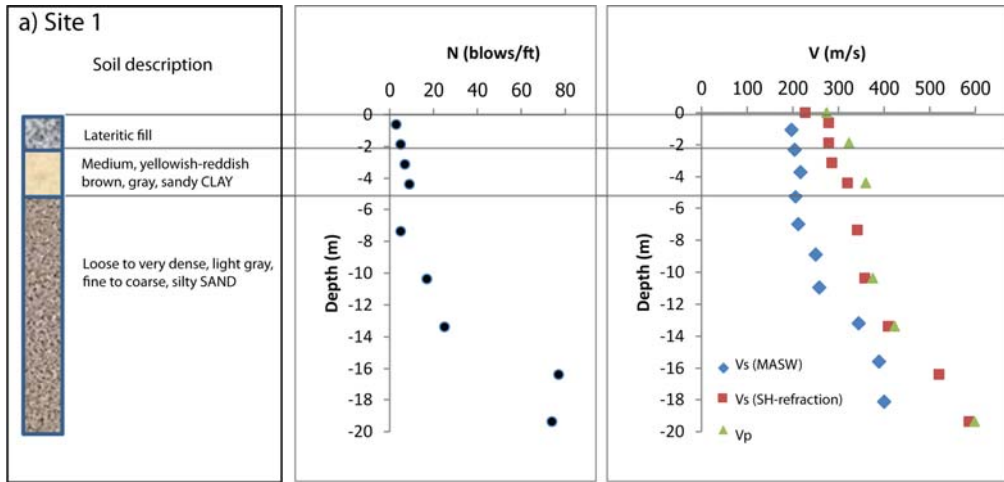
b) site 2



c) site 3



รูปที่ 4.1 ข้อมูลดิบที่ได้จากวิธี MASW (ซ้าย) และ คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (ขวา) ของพื้นที่ทดสอบที่ 1 (a) พื้นที่ทดสอบที่ 2 (b) และพื้นที่ทดสอบที่ 3 (c)



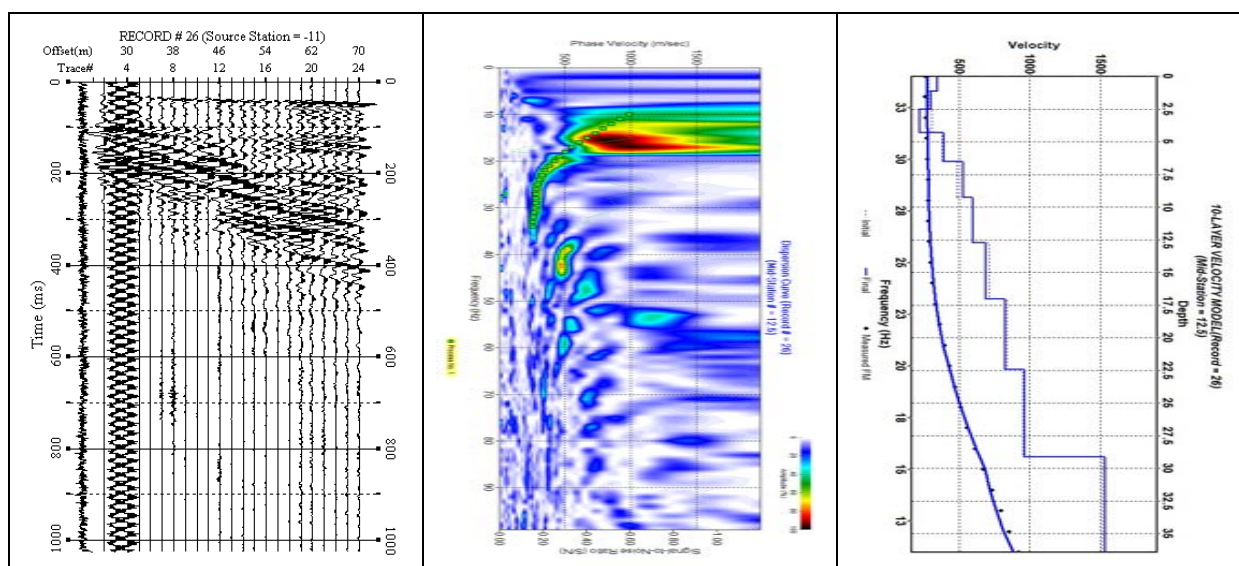
รูปที่ 4.2 เปรียบเทียบความเร็วคลื่นเฉือนของวิธี MASW และ คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห ความเร็วคลื่นอัด ค่า SPT-N และข้อมูลชั้นดินในหลุมเจาะของพื้นที่ทดสอบที่ 1 (a) พื้นที่ทดสอบที่ 2 (b) และ พื้นที่ทดสอบที่ 3 (c)

4.2 ผลการหาความเร็วคลื่นเฉือนด้วยวิธี MASW ในพื้นที่อำเภอหาดใหญ่

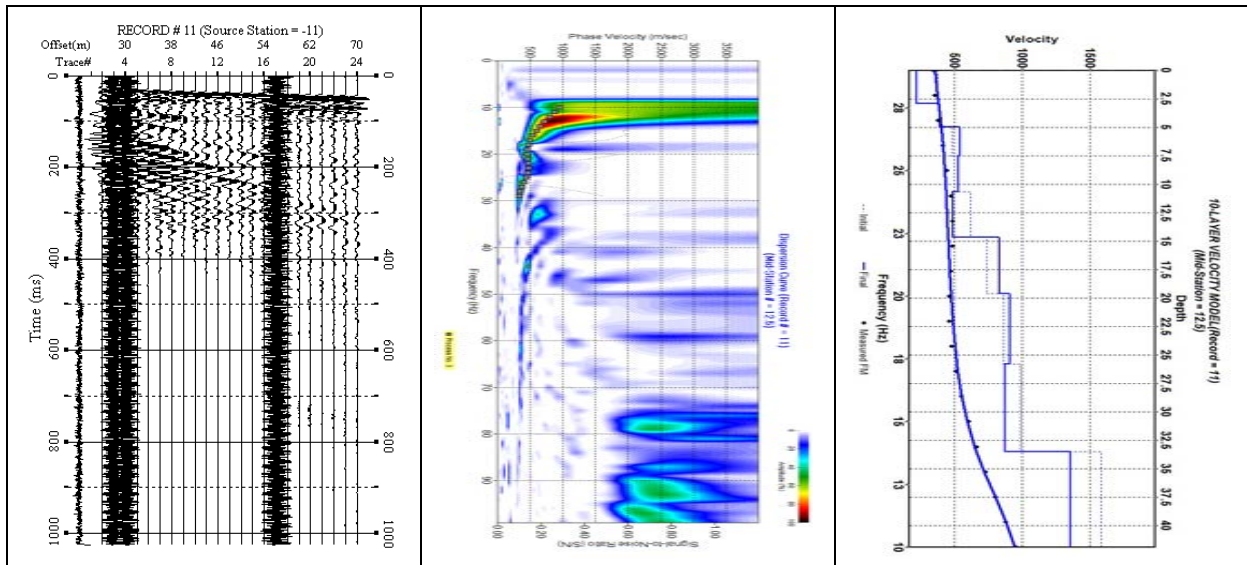
ในที่นี้จะแสดงตัวอย่างข้อมูลคลื่นไหวสะเทือน กราฟแสดงการกระจายตัวของความเร็วเฟสกับความถี่ และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือนในบางพื้นที่ที่มีลักษณะทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกัน (ดูรูปที่ 3.8) เพื่อเปรียบเทียบความแตกต่างของค่าความเร็วคลื่นเฉือนในอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา

ก) พื้นที่เชิงเขาและเนินเขาทางด้านทิศตะวันตก

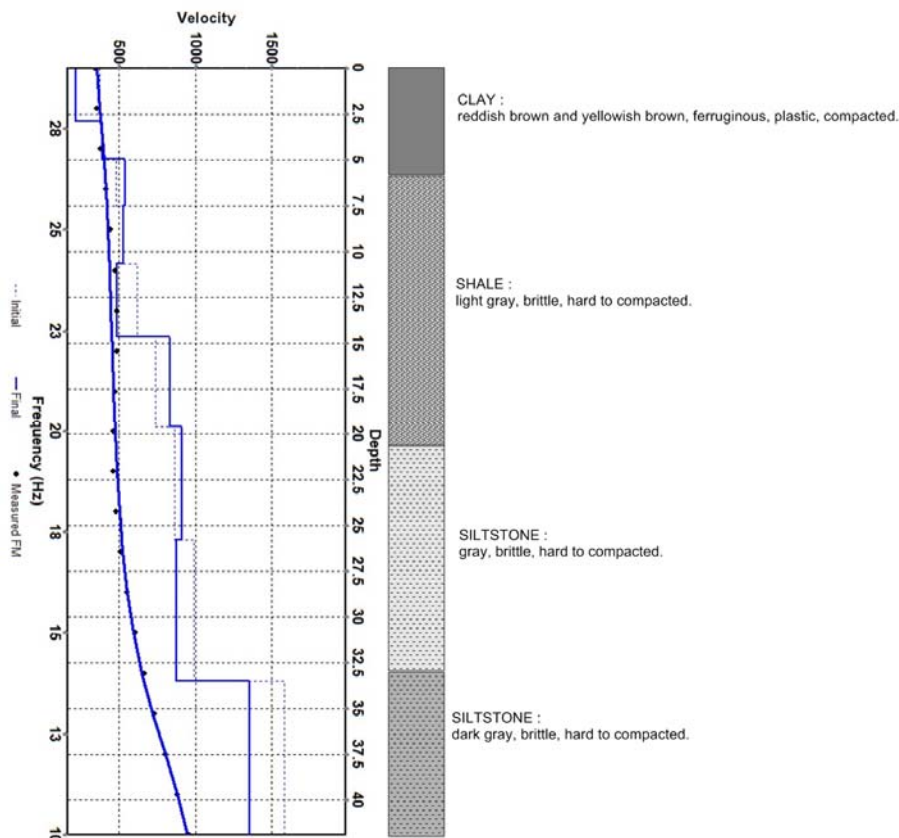
รูปที่ 4.3 และ 4.4 แสดงตัวอย่างข้อมูลจากตำบลทุ่งตำเสา ซึ่งตั้งอยู่ทางทิศตะวันตกของอำเภอหาดใหญ่ ธรณีวิทยาบริเวณนี้เป็นตะกอนตะพัก กรวด หายเป้ง ดินเหนียวและดินแลงยุคควอเทอร์นารี (Qt) จะเห็นได้ว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนในบริเวณนี้มีค่าสูงกว่า 500 m/s ที่ระดับลึกกว่า 5 เมตร และค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความลึก สอดคล้องกับชั้นหินดินดานที่อยู่ในระดับตื้นในพื้นที่ ดังรูปที่ 4.5 นอกจากนี้พบว่าที่ระดับลึกกว่า 30 เมตร ค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีค่าสูงกว่า 1500 m/s คาดว่าเป็นชั้นหินแกรนิตที่รองรับอยู่ด้านล่าง สอดคล้องกับภูเขาหินแกรนิตที่ปรากฏให้เห็นทางด้านทิศตะวันตกของพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4.3 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 643033E, 773418N



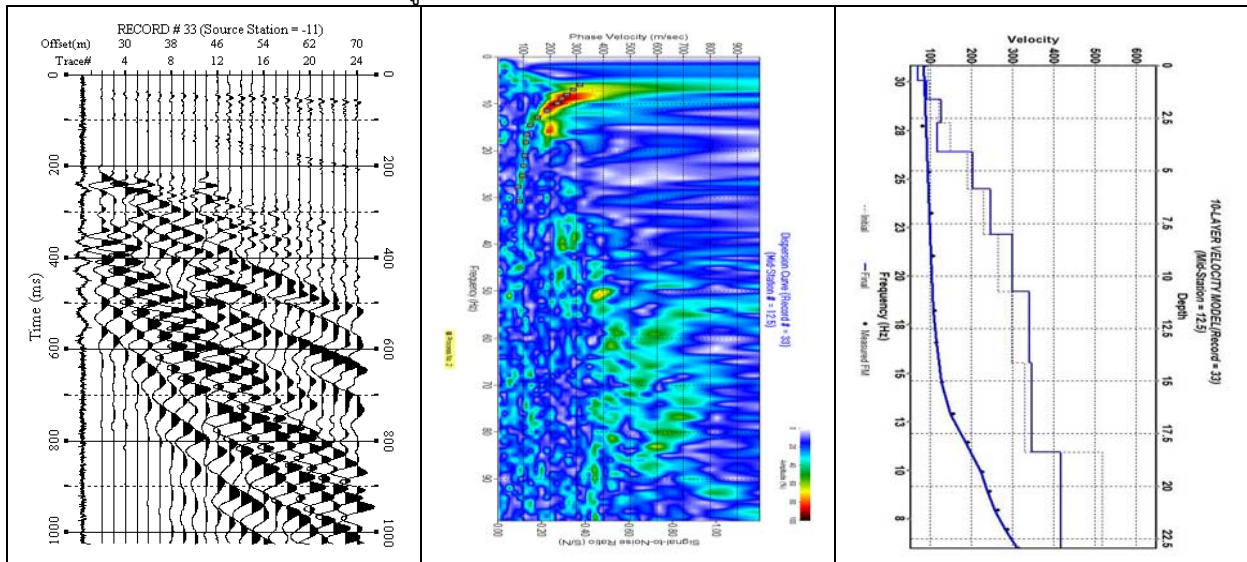
รูปที่ 4.4 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 644708E, 766150N



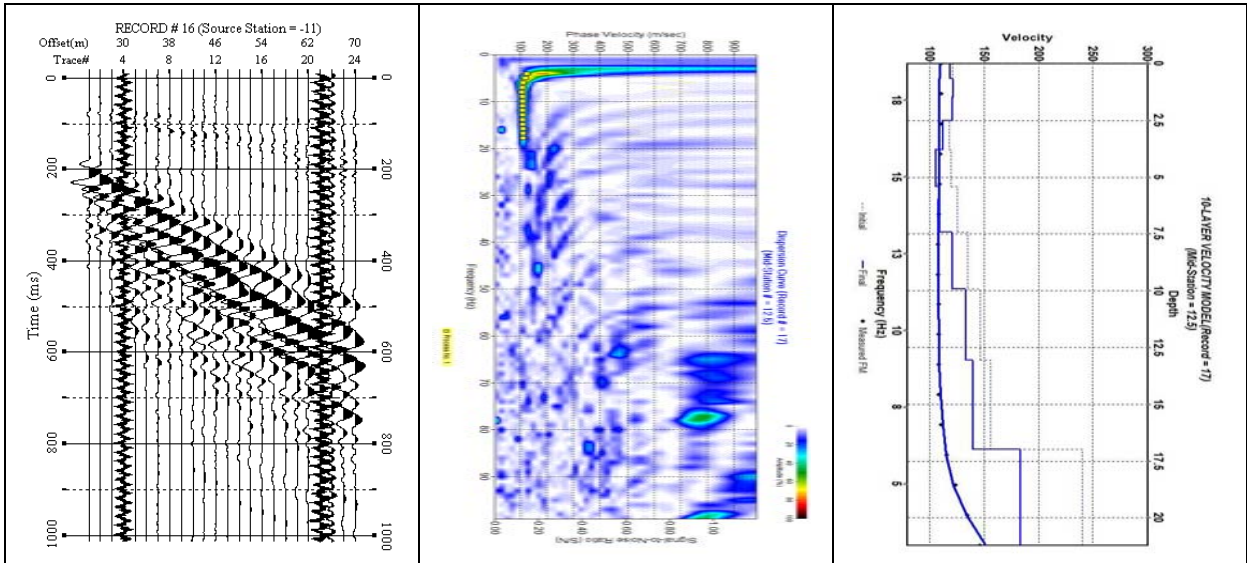
รูปที่ 4.5 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 644708E, 766150N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 646923E, 767555N

ข) พื้นที่ปากแม่น้ำและที่ราบทางด้านทิศเหนือ

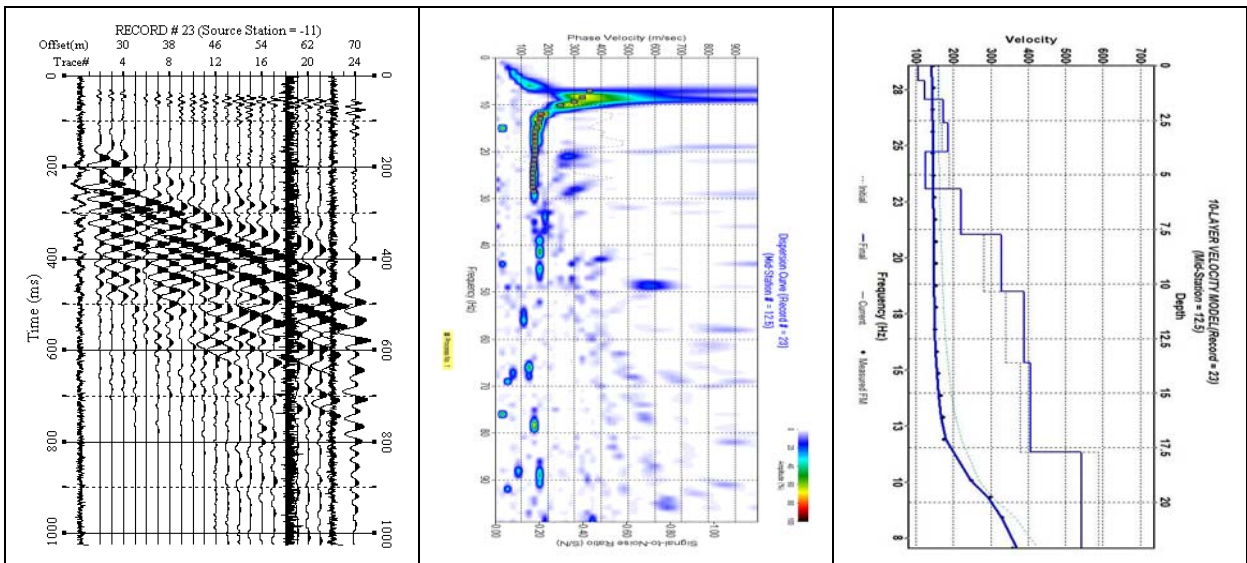
รูปที่ 4.6, 4.7 และ 4.8 แสดงตัวอย่างข้อมูลจากตำบลคูเต่า ตำบลน้ำน้อย และ ตำบลคลองแห ซึ่งตั้งอยู่ทางทิศเหนือของอำเภอหาดใหญ่ และอยู่ใกล้กับทะเลสาบสงขลา ลักษณะชั้นดินบริเวณตำบลคูเต่าและตำบลน้ำน้อย โดยส่วนใหญ่เป็นตะกอนดินเหนียว ที่ราบน้ำท่วมถึง (Qtf) ยกเว้นบางบริเวณในตำบลน้ำน้อยที่ประกอบด้วยตะกอนชายฝั่งทะเล และหินทรายชั้นหนา (Qb) และบริเวณภูเขาและรอบๆที่เป็นหินดินดาน (Cy) และตะกอนสะสมตัวตามเชิงเขา (Qc) ในขณะที่บริเวณตำบลคลองแหซึ่งอยู่ถัดลงมาทางใต้เป็นตะกอนกรวดทรายสะสมตัวโดยทางน้ำ ยุคควอเทอร์นารี (Qa) จะเห็นได้ว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนในบริเวณนี้มีค่าต่ำกว่า 200 m/s เหนือระดับความลึกประมาณ 5 เมตร คาดว่าเป็นชั้นดินเหนียวอ่อนที่ปิดทับอยู่ ที่ระดับลึกลงไปค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความลึก เป็นที่น่าสังเกตว่าในพื้นที่ตำบลคลองแหซึ่งมีทางน้ำไหลผ่าน ชั้นดินอ่อนที่ตรวจพบอาจมีความหนามากกว่า 15 เมตร (รูปที่ 4.9)



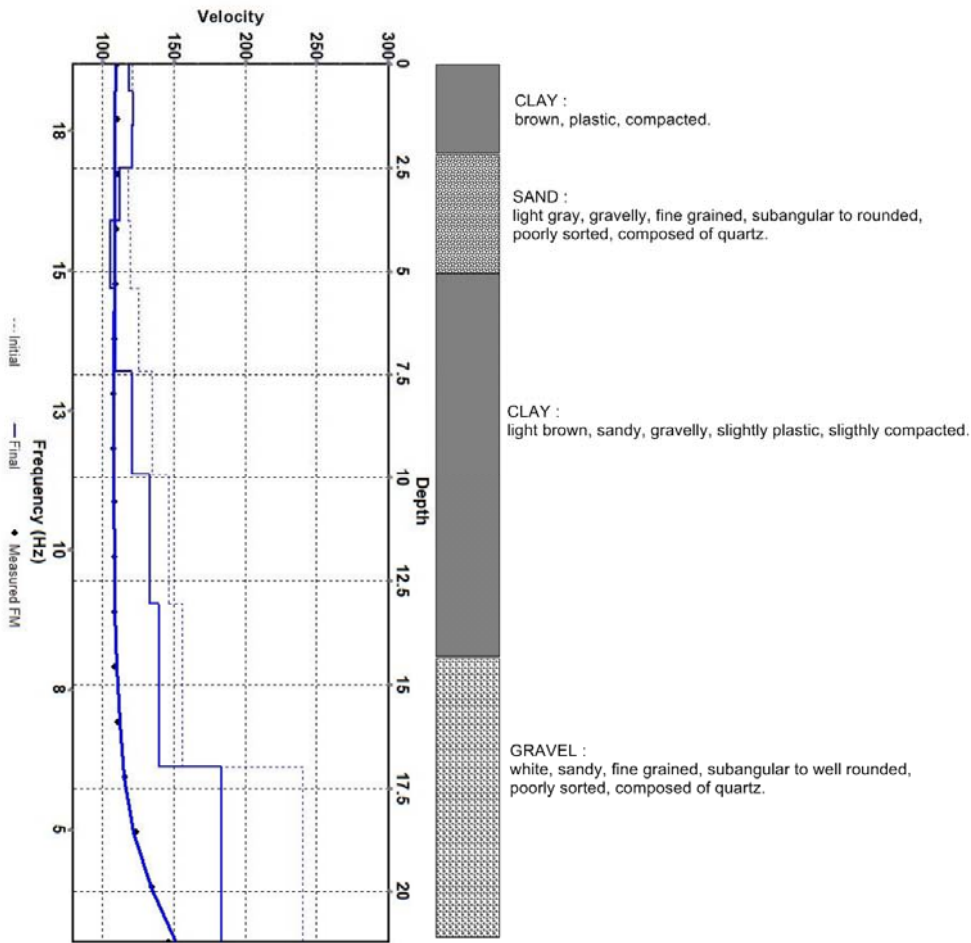
รูปที่ 4.6 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 6630843E, 788530N



รูปที่ 4.7 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 663891E, 782469N



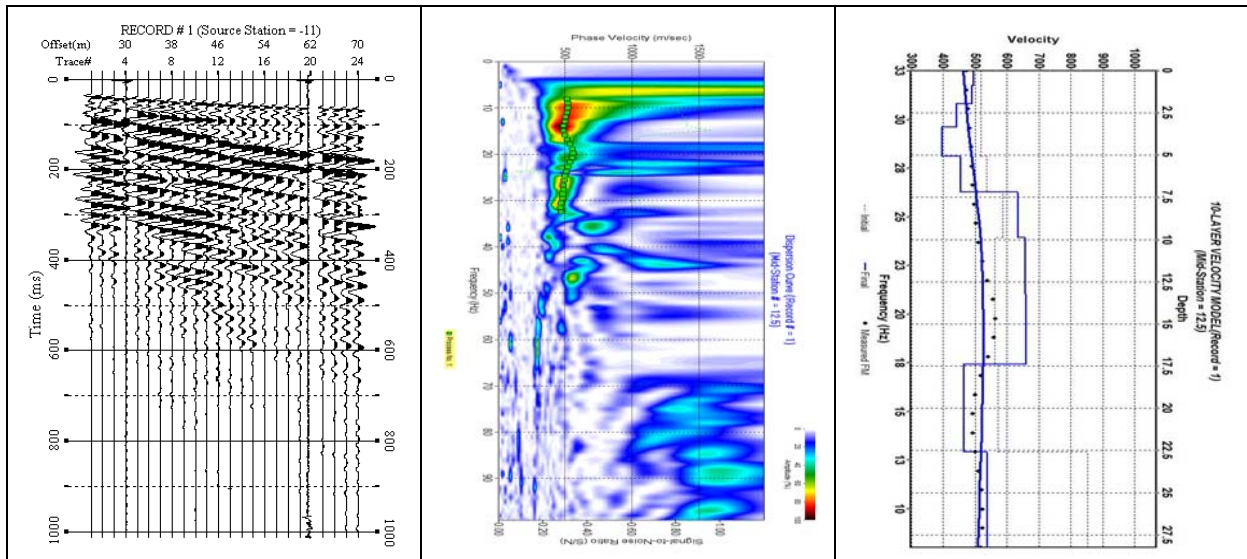
รูปที่ 4.8 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 671765E, 785822N



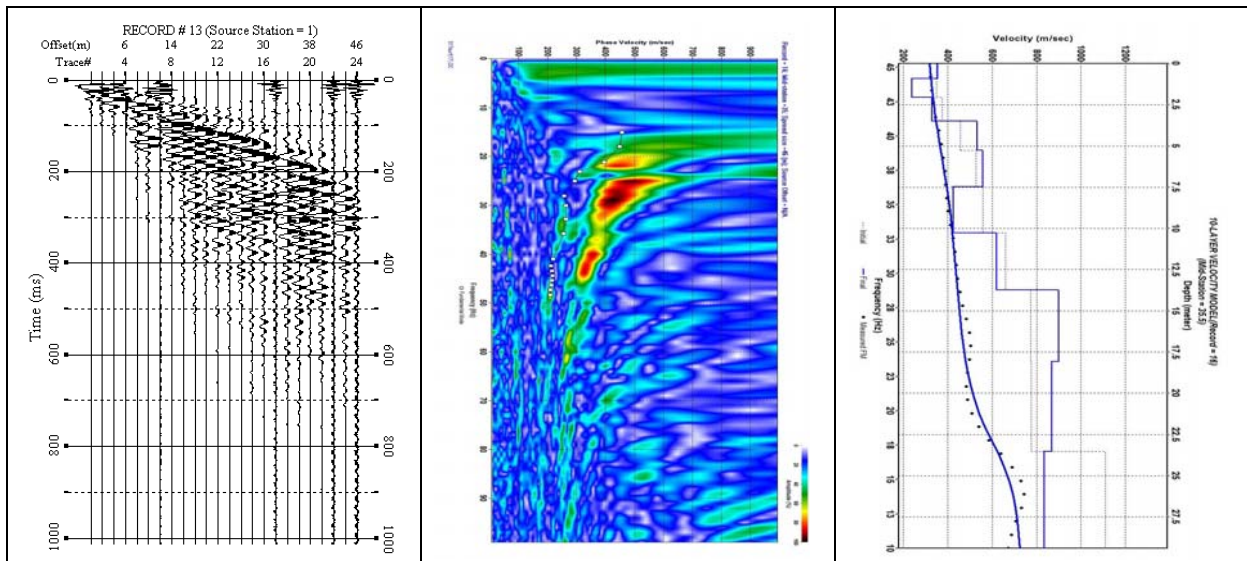
รูปที่ 4.9 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 663891E, 782469N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 664168E, 782856N

ค) พื้นที่เนินเขาและที่ราบเชิงเขาทางด้านทิศตะวันออก

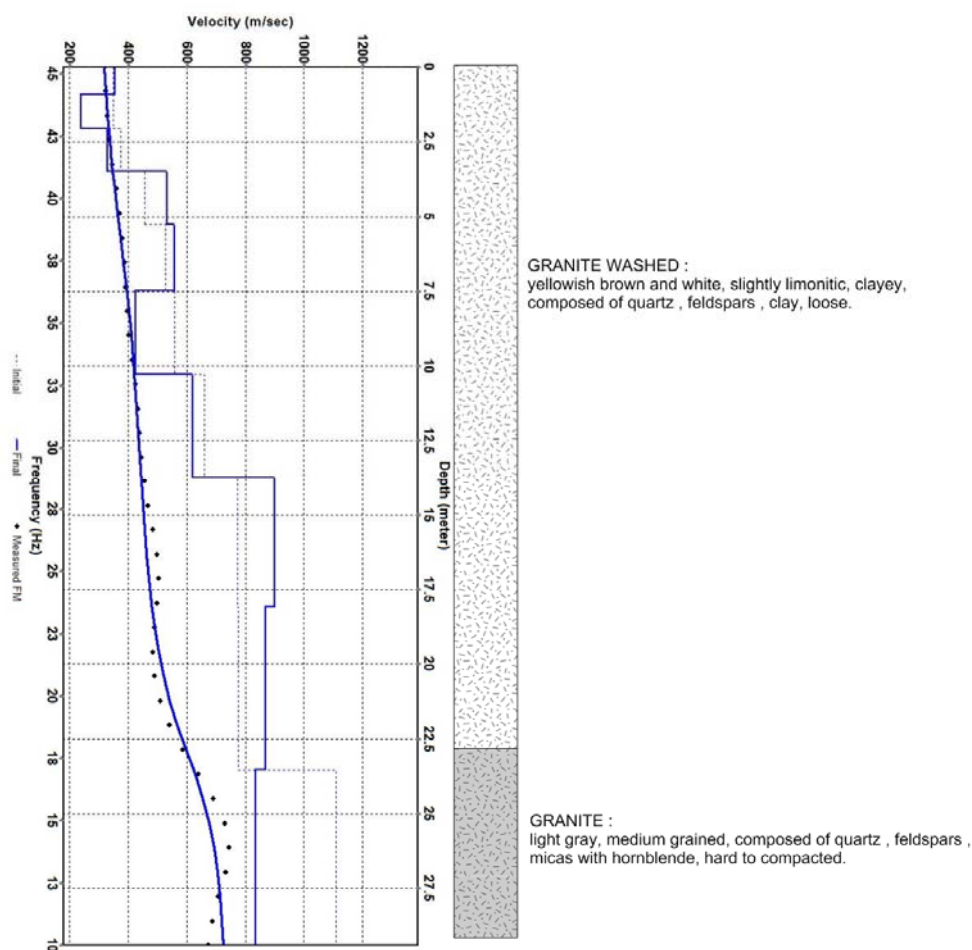
รูปที่ 4.10 และ 4.11 แสดงตัวอย่างข้อมูลจากตำบลท่าข้ามและตำบลทุ่งใหญ่ ซึ่งตั้งอยู่ทางทิศตะวันออกของอำเภอหาดใหญ่ ลักษณะชั้นดินบริเวณตำบลท่าข้ามส่วนใหญ่ตะกอนกรวดทรายสะสมตัวโดยทางน้ำ ยุคควอเทอร์นารี (Qa) ในขณะที่บริเวณตำบลทุ่งใหญ่ซึ่งอยู่ใกล้กับเขาคอหงส์ เป็นตะกอนตะพัก กรวด ทรายแป้ง ดินเหนียว และดินแลงยุคควอเทอร์นารี (Qc) ยกเว้นบริเวณภูเขาจะเป็นหินดินดานและหินแกรนิต จะเห็นได้ว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนในบริเวณนี้มีค่าสูงกว่า 400 m/s เหนือระดับความลึกประมาณ 5 เมตร คาดว่าเป็นชั้นตะกอน กรวด ทรายที่ปิดทับอยู่ ที่ระดับลึกลงไปค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความลึกสอดคล้องกับชั้นหินแกรนิต ฝูในพื้นที่ (รูปที่ 4.12)



รูปที่ 4.10 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 667615E, 773216N



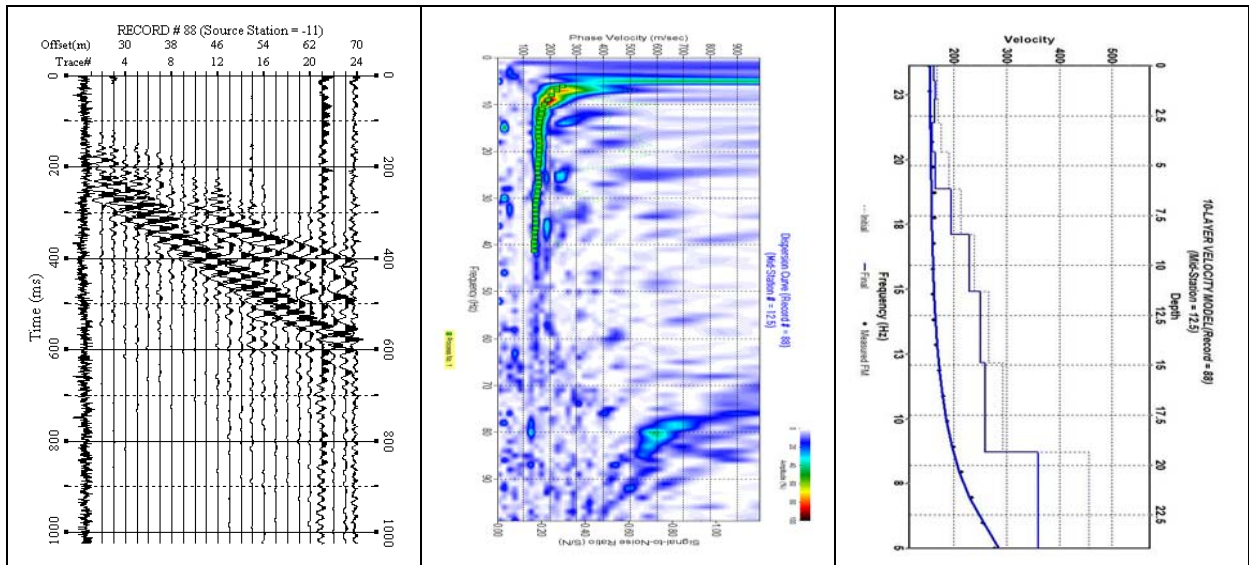
รูปที่ 4.11 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 661253E, 780320N



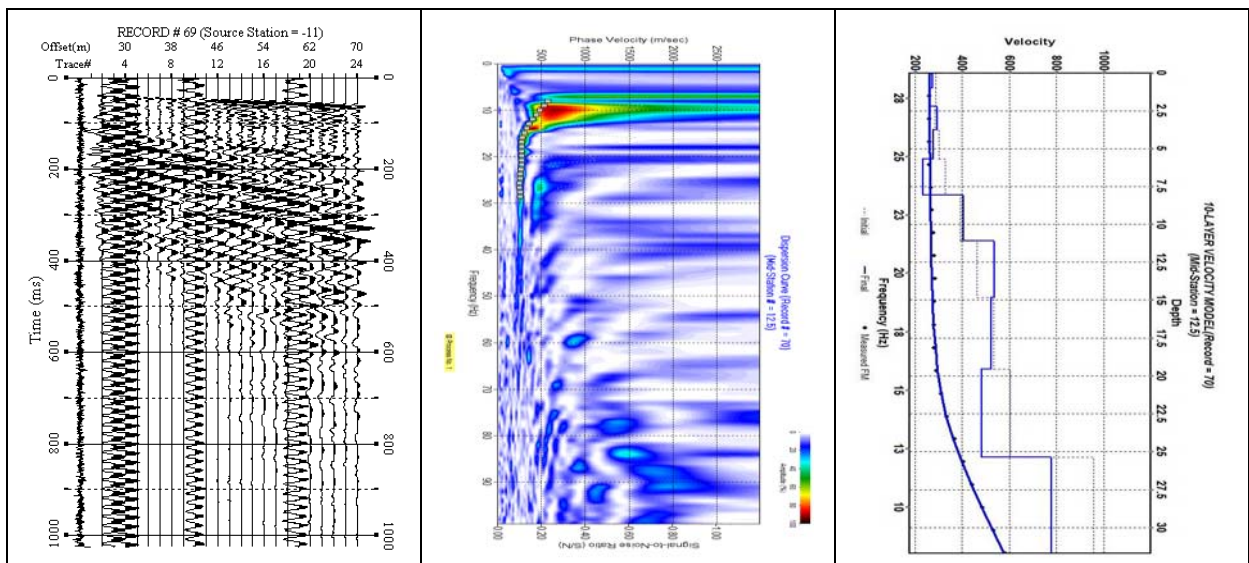
รูปที่ 4.12 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 661253E, 780320N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 669787E, 779864N

ง) พื้นที่เนินเขาและที่ราบเชิงเขาทางด้านทิศใต้

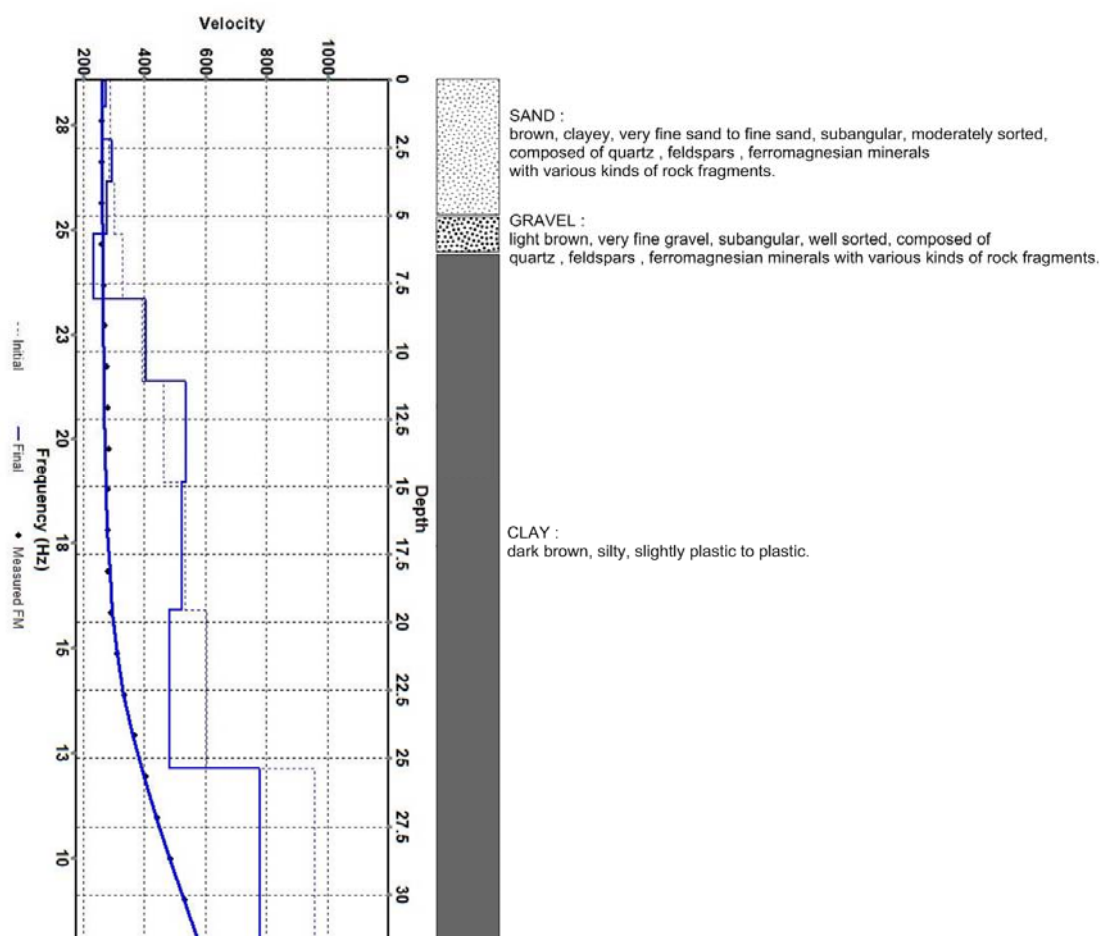
รูปที่ 4.13 และ 4.14 แสดงตัวอย่างข้อมูลจากตำบลบ้านพรุและตำบลพะตง ซึ่งตั้งอยู่ทางทิศใต้ของอำเภอหาดใหญ่ ลักษณะชั้นดินบริเวณนี้เป็นตะกอนกรวดทรายสะสมตัวโดยทางน้ำ (Qa) และตะกอนสะสมตัวเชิงเขา (Qc) ยุคควอเตอร์นารี ยกเว้นบริเวณภูเขาจะเป็นหินดินดานและหินแกรนิต (Cy, Gr) จะเห็นได้ว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนในบริเวณนี้มีค่าแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ โดยพบว่าในบริเวณที่เป็นตะกอนกรวดทรายสะสมตัวโดยทางน้ำในตำบลบ้านพรุตรวจพบชั้นดินค่อนข้างอ่อน (ความเร็วคลื่นเฉือนต่ำกว่า 200 m/s) เหนือระดับความลึกประมาณ 5 เมตร สอดคล้องกับชั้นตะกอนกรวดทรายที่จับตัวกันอย่างหลวมๆในพื้นที่ (รูปที่ 4.15) ในขณะที่บริเวณตะกอนสะสมตัวเชิงเขา ค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีค่าสูงกว่า 350 m/s เหนือระดับความลึกเดียวกัน คาดว่าเป็นชั้นดินค่อนข้างแข็งตัวที่ปิดทับอยู่ ที่ระดับลึกลงไปค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความลึกสอดคล้องกับชั้นดินเหนียวหรือทรายแข็งที่จับตัวกันแน่น



รูปที่ 4.13 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 660947E, 759474N



รูปที่ 4.14 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 672517E, 754981N

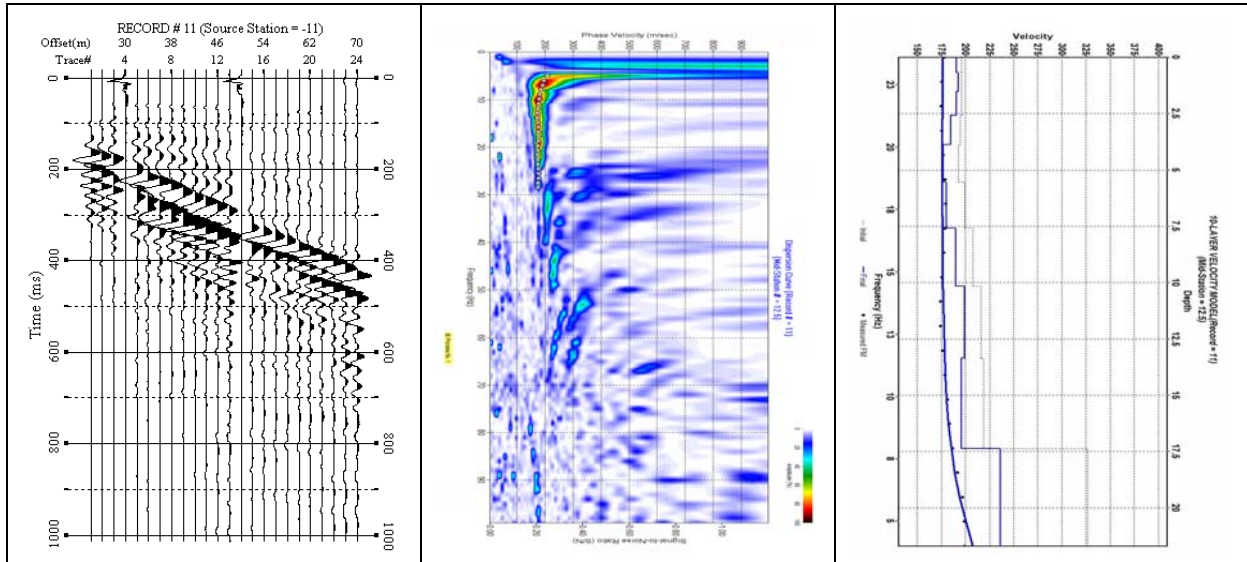


รูปที่ 4.15 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 672517E, 754981N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 670122E, 754549N

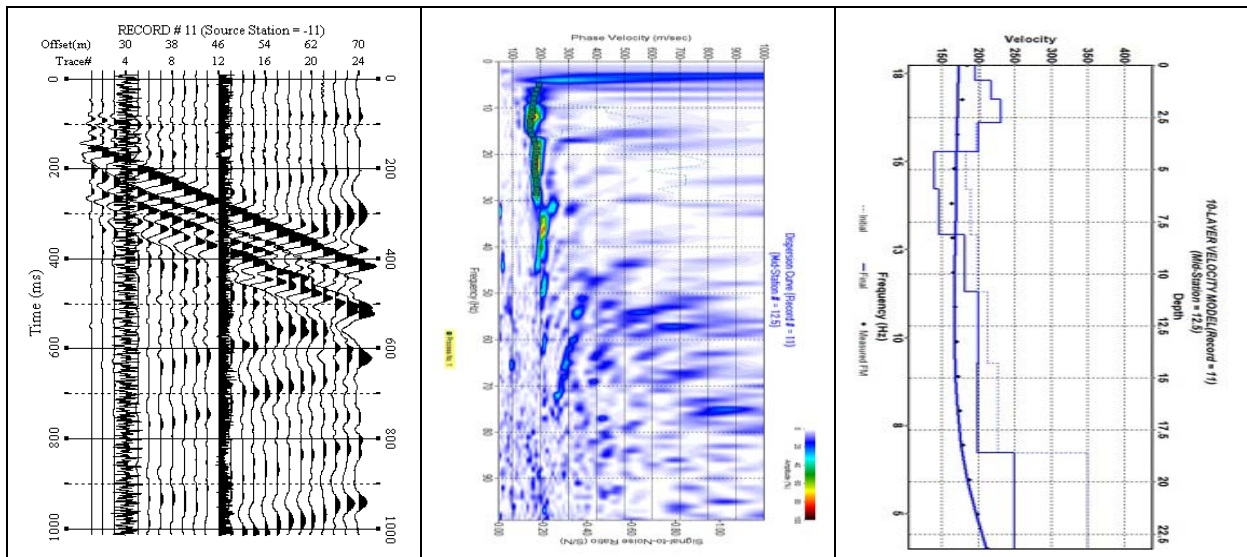
ค) พื้นที่ที่ราบลุ่มตอนกลาง

รูปที่ 4.16, 4.17 และ 4.18 แสดงตัวอย่างข้อมูลจากตำบลหาดใหญ่ ตำบลคอหงส์และตำบลควนลัง ซึ่งตั้งอยู่บริเวณตอนกลางของอำเภอหาดใหญ่ เป็นบริเวณศูนย์กลางทางเศรษฐกิจ มีอาคารและสิ่งปลูกสร้างอยู่อย่างหนาแน่น บริเวณนี้มีทางน้ำสายสำคัญไหลผ่านในใต้-ทิศเหนือ และตะวันตก-ออก นอกจากนี้ยังมีทางน้ำแขนงอีกหลายแห่งที่ไหลลงสู่คลองอู่ตะเภา เนื่องจากเป็นพื้นที่ราบน้ำท่วมถึง (flood plane) ลักษณะชั้นดินส่วนใหญ่เป็นตะกอนกรวดทรายสะสมตัวโดยทางน้ำ ยุคควอเทอร์นารี (Qa) ยกเว้นบริเวณใกล้กับเนินเขาคอหงส์จะเป็นตะกอนสะสมตัวเชิงเขา (Qt) พบว่าค่าความเร็วคลื่นเฉือนในบริเวณนี้มีค่าแตกต่างกันในแต่พื้นที่ ในบริเวณที่อยู่ใกล้ทางน้ำตรวจพบชั้นดินค่อนข้างอ่อน (ความเร็วคลื่นเฉือน 180-250 m/s) เป็นชั้นหนาและไม่ตรวจพบชั้นดินแข็งที่รองรับอยู่ด้านล่าง สอดคล้องกับชั้นดินเหนียวตลอดความลึกที่ตรวจวัดได้จากการสำรวจในครั้งนี้ นอกจากนี้ยังตรวจพบชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นลดลงวางตัวอยู่ในระดับตื้น คาดว่าเป็นชั้นตะกอนสะสมตัวในทางน้ำเก่าที่แทรกตัวอยู่

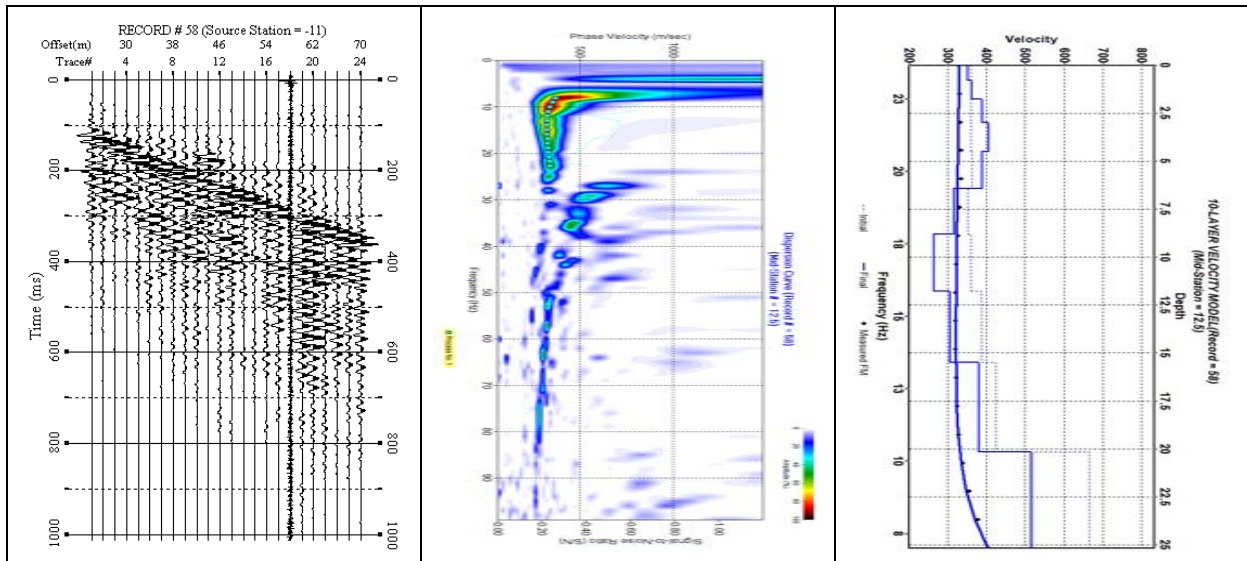
สอดคล้องกับข้อมูลในหลุมเจาะดังรูปที่ 4.19 และ 4.20 ในขณะที่บริเวณตะกอนสะสมตัวตามเชิงเขา ค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีค่าสูงกว่า 350 m/s เหนือระดับความลึกเดียวกัน คาดว่าเป็นชั้นตะกอน กรวด ทรายที่ปิดทับอยู่ และที่ระดับลึกลงไปค่าความเร็วคลื่นเฉือนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามความลึก



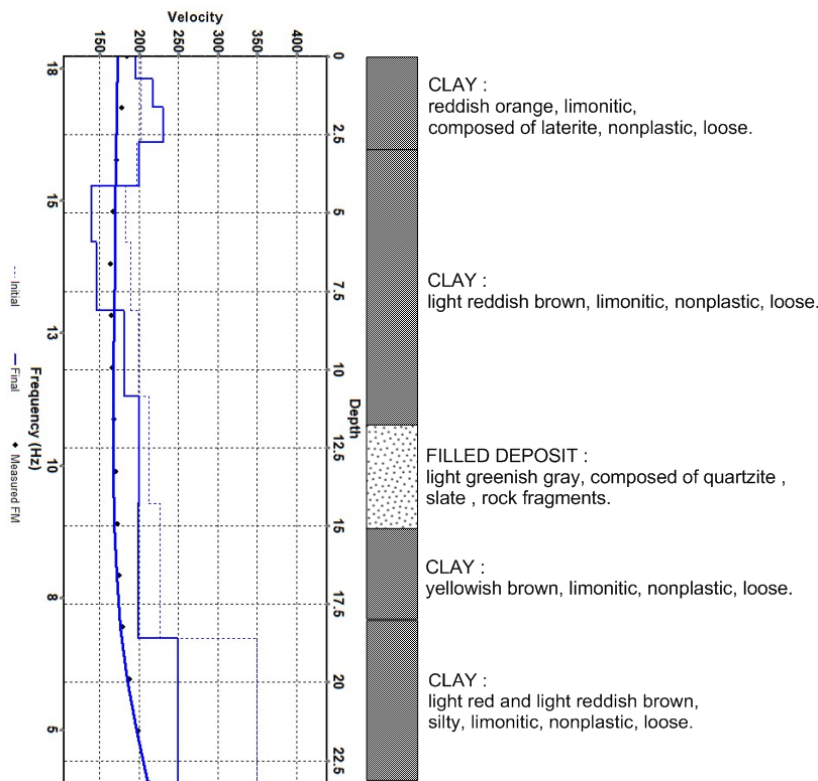
รูปที่ 4.16 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 เมตร (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 660444E, 776084N



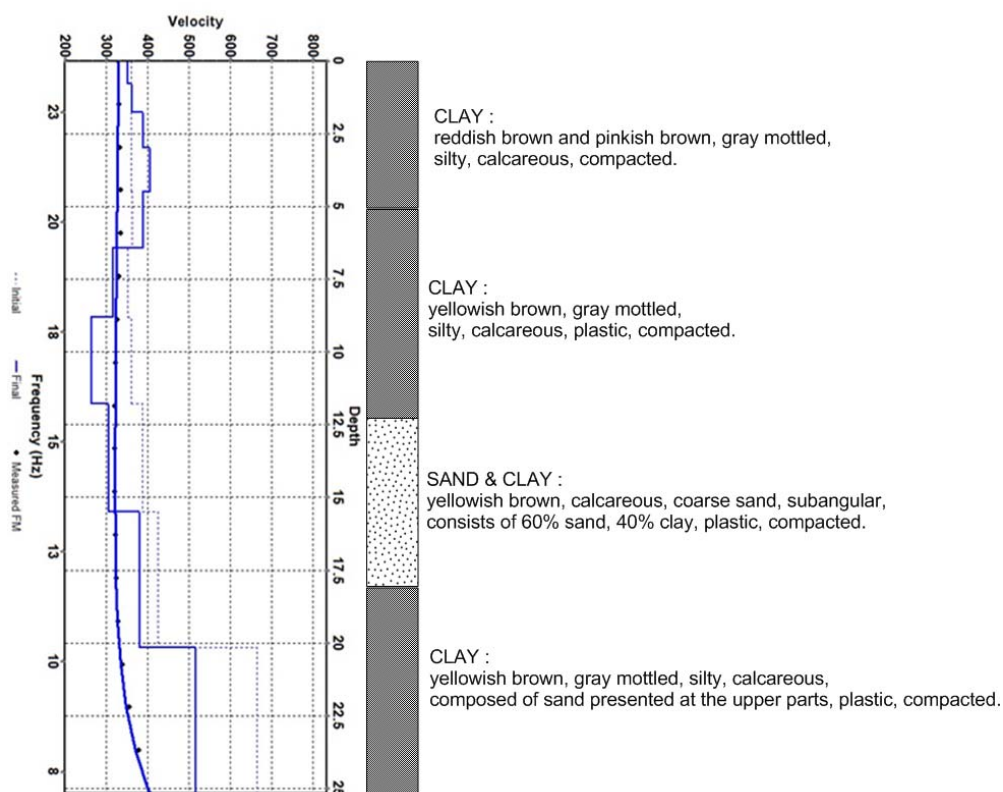
รูปที่ 4.17 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 เมตร (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 622407E, 775747N



รูปที่ 4.18 ข้อมูลดิบ (ซ้าย) dispersion curve (กลาง) และแบบจำลองความเร็วคลื่นเฉือน 1 มิติ (ขวา) ที่ตำแหน่งพิกัด 659469E, 769066N



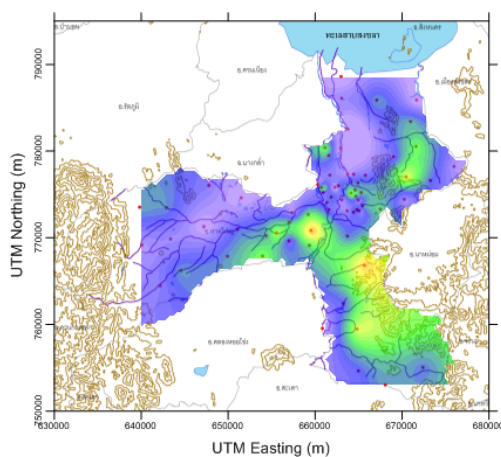
รูปที่ 4.19 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 662407E, 775747N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 662425E, 776518N



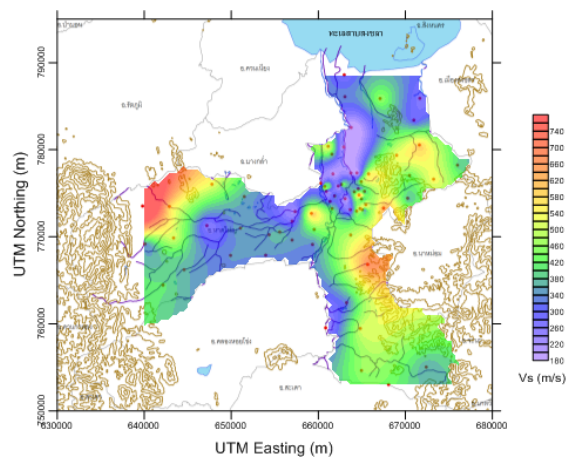
รูปที่ 4.20 เปรียบเทียบแบบจำลองชั้นดิน ที่ตำแหน่งพิกัด 659469E, 769066N กับข้อมูลหลุมเจาะที่อยู่ในบริเวณใกล้เคียงที่ตำแหน่งพิกัด 656863E, 772283N

จากแผนที่แสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนที่ระดับความลึก 5 เมตร 10 เมตร 20 เมตร และ 30 เมตร จากผิวดิน (รูปที่ 4.21) จะเห็นได้ชัดเจนว่าความเร็วคลื่นเฉือนเหนือระดับความลึก 5 เมตรโดยทั่วไปมีค่าต่ำกว่าค่าที่เป็นชั้นดินอ่อนหรือตะกอนเศษหินแข็งเขาที่จับตัวกันอย่างหลวมๆ โดยเฉพาะในบางพื้นที่ เช่น ตำบลคลองแห ตรวจพบความเร็วคลื่นต่ำกว่า 150 m/s ชั้นความเร็วคลื่นต่ำนี้ตรวจพบต่อเนื่องไปจนระดับลึก 30 เมตร ในบริเวณตอนกลางซึ่งเป็นส่วนที่ลึกที่สุดของแอ่งหาดใหญ่ และตอนเหนือซึ่งคาดว่าเป็นชั้นดินเหนียวแทรกสลับกับชั้นทรายที่หนามากกว่า 30 เมตร แม้ว่าไม่สามารถระบุความลึกถึงชั้นหินแข็งจากการเปลี่ยนแปลงความเร็วคลื่นเฉือนในแนวตั้งในบริเวณตอนกลางของพื้นที่ได้อย่างแม่นยำ แต่จากการพิจารณาขอบเขตของการเปลี่ยนแปลงความเร็วคลื่นเฉือนในแนวราบ สามารถระบุขอบเขตของแอ่งได้ค่อนข้างดี

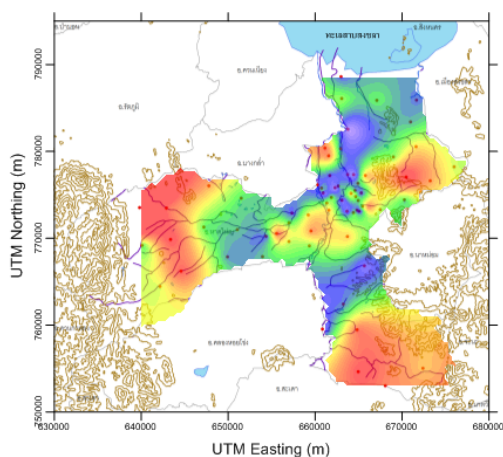
a) ความลึก 5 เมตร



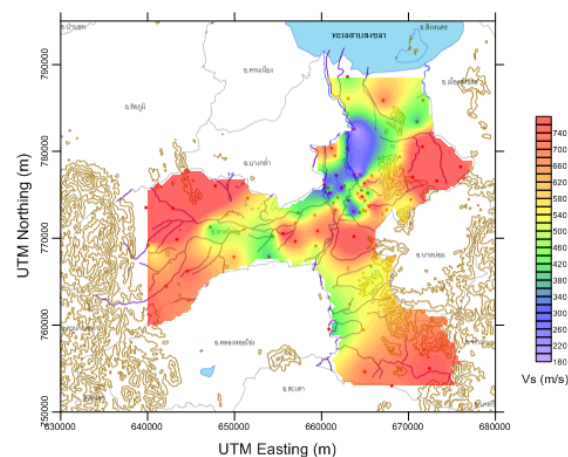
b) ความลึก 10 เมตร



c) ความลึก 20 เมตร



d) ความลึก 30 เมตร



รูปที่ 4.21 แผนที่แสดงการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนที่ระดับความลึก a) 5 เมตร b) 10 เมตร c) 20 เมตร และ d) 30 เมตร หมายถึง จุดสีแดงระบุตำแหน่งของจุดสำรวจ MASW

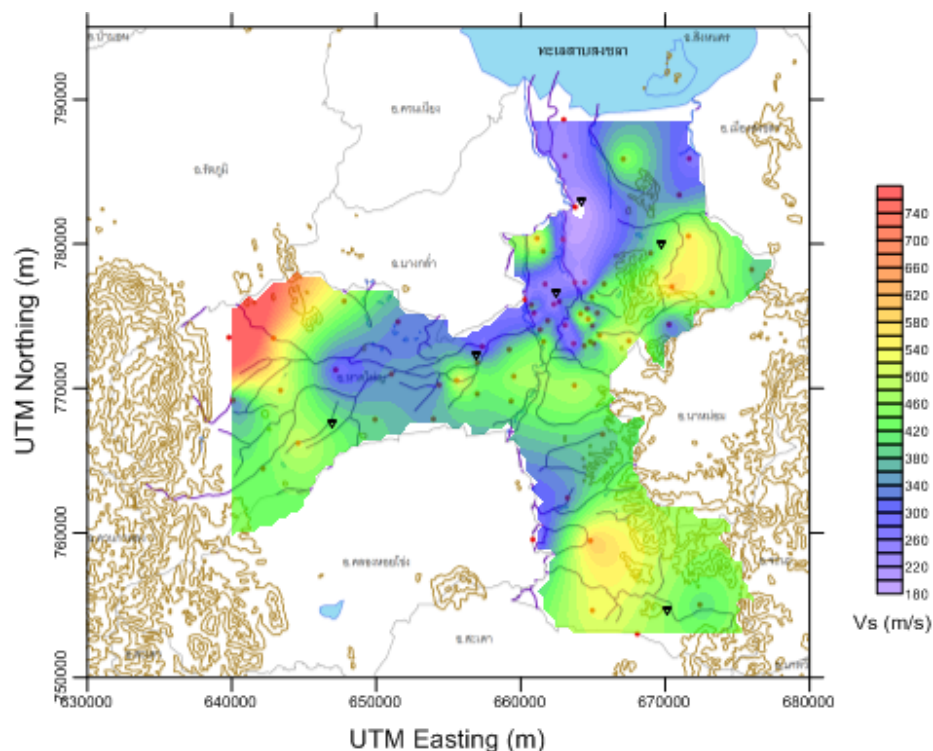
4.3 แผนที่ความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยเหนือระดับความลึก 30 เมตร (V_{s30})

ผลการหาค่าความเร็วคลื่นเฉือนที่ระดับความลึกจากผิวดินถึง 30 เมตร (V_{s30}) แสดงไว้ในตารางที่ 4.1 จากแผนที่ V_{s30} ของพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ (รูปที่ 4.22) พบว่าค่า V_{s30} ที่คำนวณได้มีค่าอยู่ในช่วง 150-1160 m/s โดยการกระจายตัวของค่า V_{s30} มีความสอดคล้องกับลักษณะโครงสร้างที่เป็นแอ่งขนาดใหญ่ กล่าวคือบริเวณที่มีค่า V_{s30} สูง (> 500 m/s) ตรวจพบบริเวณขอบทิศตะวันออกและตะวันตกของพื้นที่ ซึ่งเป็นภูเขาสูงลักษณะชั้นดินส่วนใหญ่บริเวณนี้เป็นตะกอนตะพัก ตะกอนสะสมตัวตามเชิงเขาและหินทรายชั้นหนาหรือหินดินดาน ส่วนบริเวณที่มีค่า V_{s30} ต่ำ (<300 m/s) ตรวจพบบริเวณตอนกลางของพื้นที่ซึ่งเป็นตะกอนสะสมตัวตามทางน้ำและบริเวณตอนเหนือซึ่งเป็นตะกอนดินเหนียวชายฝั่งทะเล

ตารางที่ 4.1 แสดงค่า Vs30 และประเภทชั้นดินตามข้อกำหนดของ NEHRP จากจุดสำรวจทั้ง 70 จุดในอำเภอหาดใหญ่

Location (UTM)		Vs30 (m/s)	NEHRP Site class	Geology	Area
Easting (m)	Northing (m)				
654070	767814	362.1	C	Qt	ตำบลทุ่งตำเสา
650043	767781	386.6	C	Qt	ตำบลฉลุง
651169	770934	354.5	D	Qa	
651621	774555	331.6	D	Qt	
647336	771213	283.0	D	Qa	
643033	773418	577.2	C	Qa	
639944	773462	1159.1	B	Qt	
647894	775959	472.1	C	Qt	
644708	766150	510.1	C	Qa	
642284	764380	429.2	C	Qt	
643504	769806	516.7	C	Qa	
640246	769099	336.4	D	Qt	
663036	780247	204.2	D	Qa	ตำบลคลองแห
663891	782469	158.2	E	Qa	ตำบลน้ำน้อย
661253	780320	542.8	C	Qa	ตำบลคูเต่า
661659	779421	439.3	C	Qa	
671092	783336	324.0	D	Cy	
671765	785822	265.4	D	Qt	
667203	785812	462.5	C	gr	
663084	788530	236.0	D	Qtf	
663169	786005	220.0	D	Qtf	
673340	776546	484.2	C	Qc	ตำบลท่าข้าม
676096	778144	388.0	C	Qc	ตำบลทุ่งใหญ่
671710	780472	554.7	C	Qa	
667615	773216	528.3	C	Cy	
670363	774347	307.6	D	Qc	
670584	776960	594.7	C	gr	
669120	779280	402.9	C	Qc	
664935	759410	603.7	C	Qc	ตำบลบ้านพรุ
663836	770138	490.6	C	Qt	ตำบลพะตง
665783	766762	385.9	C	Qt	
663346	762359	336.8	D	Qt	
681156	755021	587.1	C	Qc	

672517	754981	400.1	C	Qc	
668189	752983	483.4	C	Qc	
665068	754592	529.5	C	Qt	
660947	759474	242.9	D	Qa	
666117	773638	497.6	C	Qc	ตำบลดอหงส์
665577	773615	554.7	C	Qc	ตำบลดาดใหญ่
665191	773047	312.9	D	Qc	ตำบลดวนล่าง
664773	774728	542.9	C	Qc	
664261	775093	519.0	C	Qc	
663210	774305	233.8	C	Qc	
661985	774615	369.3	C	Qa	
661030	775144	218.7	D	Qa	
660444	776084	206.5	D	Qa	
662792	775946	331.7	D	Qc	
665416	775159	345.9	D	Qc	
661460	774000	357.0	D	Qc	
664540	777265	211.7	D	Qa	
662407	775747	208.6	D	Qc	
664706	775433	303.2	D	Qc	
665051	776255	470.7	C	Qc	
661692	773164	466.8	C	Qc	
663771	773053	232.5	D	Qc	
664517	772890	419.3	C	Qc	
664923	773185	439.9	C	Qc	
660860	775709	448.2	C	Qa	
663867	777252	227.9	D	Qa	
665061	774290	299.3	D	Qc	
665888	777148	429.0	C	Qc	
661796	777158	230.5	D	Qa	
659643	770764	471.6	C	Qa	
659469	769066	420.8	C	Qa	
657100	769555	410.6	C	Qa	
655684	770491	534.5	C	Qa	
654465	770160	338.5	D	Qa	
657106	771711	387.4	C	Qa	
657465	772823	274.2	D	Qa	
659333	772620	403.2	C	Qa	

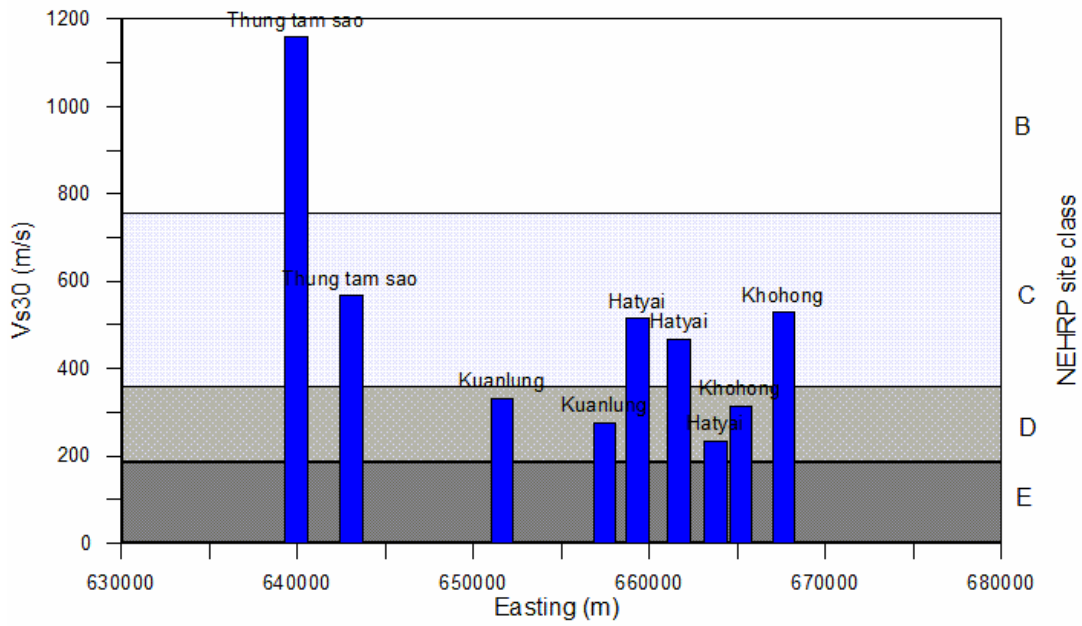


รูปที่ 4.22 แผนที่ Vs30 ของอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา หมายถึงสามเหลี่ยมระบุตำแหน่งของหลุมเจาะที่ใช้ในการเปรียบเทียบผลในหัวข้อ 4.1

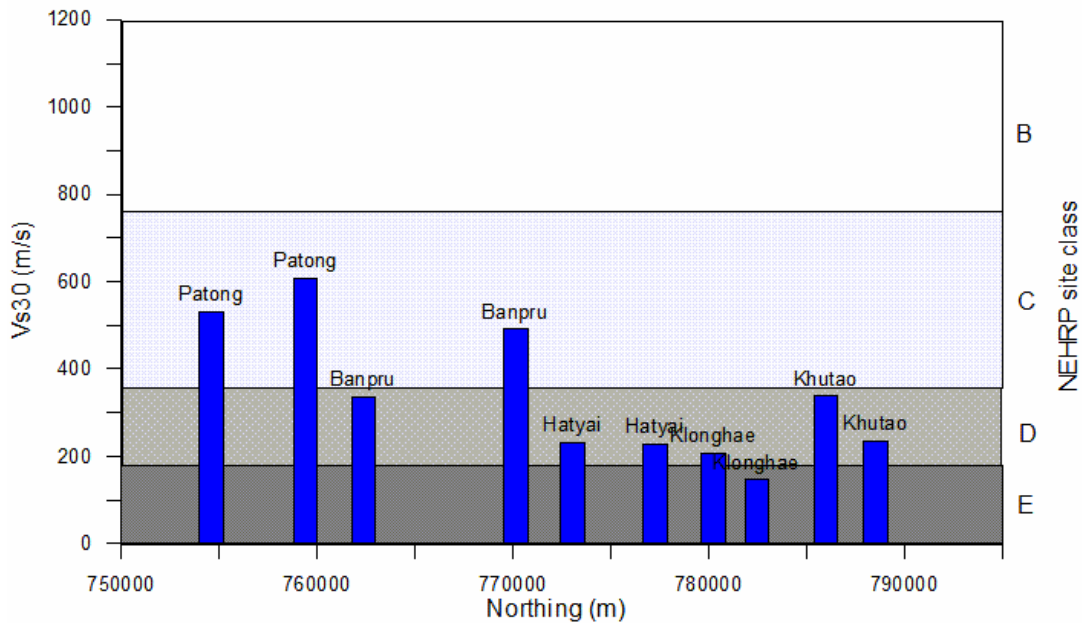
4.4 แผนที่จำแนกชั้นดินตามเกณฑ์ของ NEHRP

ผลการจำแนกชั้นดินตามเกณฑ์ของ NEHRP โดยอาศัยความเร็วคลื่นเฉือนเฉลี่ยในระดับความลึกจากผิวดินถึง 30 เมตร (V_{s30}) แสดงไว้ในตารางที่ 4.1 จากแผนที่แสดงการจัดกลุ่มพื้นที่ตามเกณฑ์ของ NEHRP ดังรูปที่ 4.23 จะเห็นได้ว่าพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ สามารถจำแนกชั้นดิน ตามเกณฑ์ของ NEHRP ได้เป็น 4 กลุ่ม คือ กลุ่ม B ($760 < V_{s30} < 1500$ m/s) ตรวจพบทางด้านทิศตะวันตกของพื้นที่ซึ่งอยู่ติดกับภูเขาหินแกรนิตและมีชั้นตะกอนปิดทับในระดับต้น กลุ่ม C (360 m/s $< V_{s30} < 760$ m/s) ตรวจพบเป็นบริเวณกว้างในบริเวณตะกอนตะพักและตะกอนเศษหินเชิงเขาทางด้านตะวันออกและตะวันตกของพื้นที่ กลุ่ม D (180 m/s $< V_{s30} < 360$ m/s) ตรวจพบทางตอนกลางของพื้นที่ซึ่งเป็นตะกอนสะสมตัวตามทางน้ำและทางเหนือซึ่งอยู่ใกล้กับทะเลสาบสงขลา และกลุ่ม E ($V_{s30} < 180$ m/s) ตรวจพบเพียงจุดเดียวในบริเวณตอนเหนือของพื้นที่ใกล้กับคลองอู่ตะเภา ซึ่งคาดว่าบริเวณนี้เป็นชั้นดินเหนียวอ่อนที่มีความลึกกว่า 30 เมตร เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงของค่า v_{s30} ในแนวทิศตะวันตก-ตะวันออก และในแนวทิศใต้-เหนือของพื้นที่ดังรูปที่ 4.24 จะเห็นได้ว่าพื้นที่บางส่วนของตำบลหาดใหญ่ คอหงส์ คลองแห และคูเต่า ซึ่งจัดเป็นพื้นที่ประเภท D (ดินแข็ง) นั้นมีค่า V_{s30} ใกล้เคียงกับเกณฑ์ของกลุ่ม E ดังนั้นอาคารและสิ่งปลูกสร้างขนาดใหญ่ที่อยู่ในพื้นที่เหล่านี้จึงอาจได้รับผลกระทบจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวได้

a) West-East profile



b) South-North profile



รูปที่ 4.24 โปรไฟล์แสดงค่า Vs30 ในพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ในแนว a) ตะวันตก-ตะวันออก b) ใต้-เหนือ

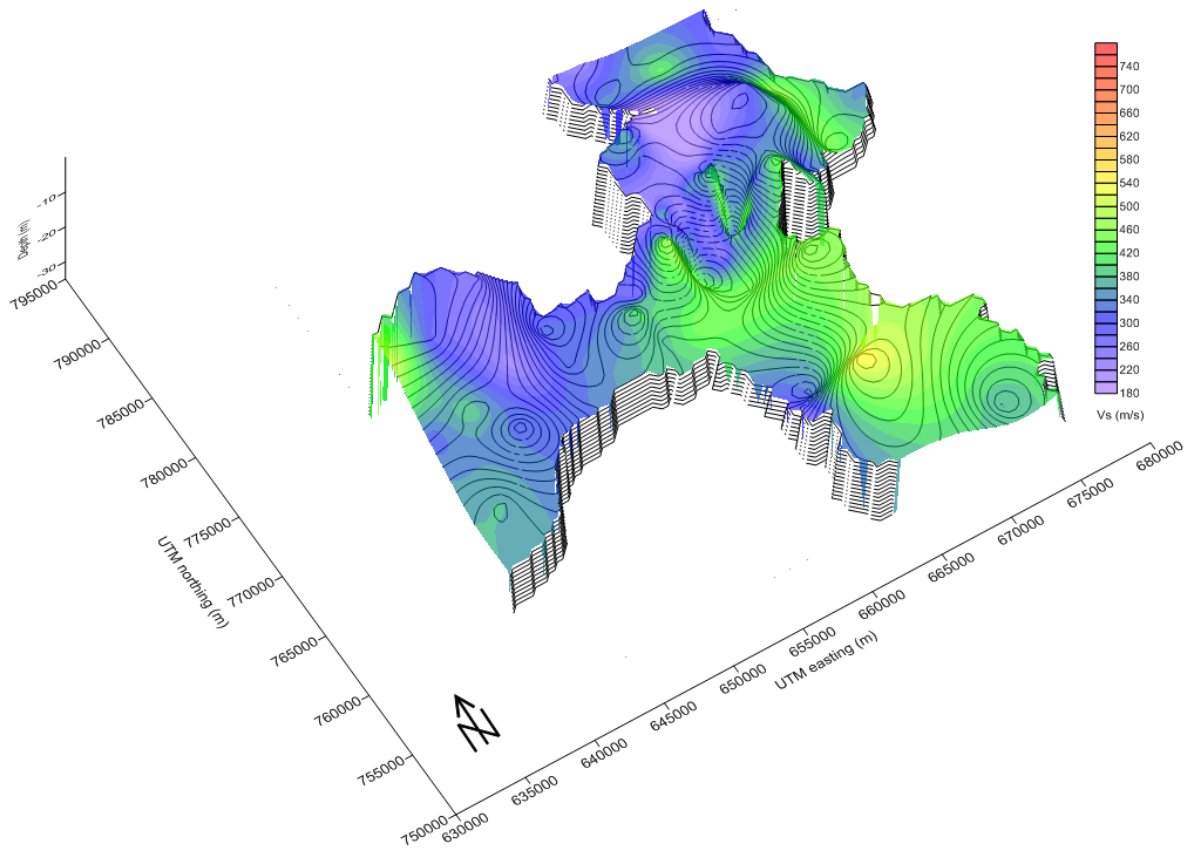
5. สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ

5.1 สรุปผลการวิจัย

- 1) ได้เปรียบเทียบวิธีการหาความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดิน 2 วิธี จำนวน 3 จุดทดสอบ เพื่อหาวิธีการที่เหมาะสมในการจัดทำแผนที่ความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินเหนือระดับความลึก 30 เมตร (V_{s30}) ในอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา พบว่าวิธี MASW มีความเหมาะสมกว่าวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหของคลื่นเฉือน เนื่องจากเก็บข้อมูลได้สะดวก รวดเร็ว และมีความแม่นยำกว่า ในขณะที่วิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหอาจเกิดความกำกวมในการแปลความหมายข้อมูลเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงเฟสของสัญญาณและชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นต่ำแทรกตัวอยู่ อย่างไรก็ตามวิธี MASW มีข้อดีอยู่เรื่องการหยั่งลึกของสัญญาณในกรณีที่มีสัญญาณรบกวนและขาดสัญญาณที่มีองค์ประกอบของความถี่ต่ำ
- 2) ความเร็วคลื่นเฉือนจาก 70 จุดสำรวจด้วยวิธี MASW ในอำเภอหาดใหญ่ มีค่าอยู่ในช่วง 120-2500 m/s โดยมีแนวโน้มของค่าความเร็วคลื่นเพิ่มขึ้นตามความลึก ยกเว้นในบางจุดสำรวจที่ตรวจพบชั้นความเร็วคลื่นต่ำแทรกตัวอยู่ ค่า V_{s30} ที่คำนวณได้มีค่าอยู่ในช่วง 150-1160 m/s พบว่าการกระจายตัวของความเร็วคลื่นเฉือนในอำเภอหาดใหญ่มีความสอดคล้องกับโครงสร้างทางธรณีวิทยาของแอ่งหาดใหญ่ กล่าวคือบริเวณที่มีค่า V_{s30} สูง (> 500 m/s) ตรวจพบบริเวณขอบทิศตะวันออกและตะวันตกของพื้นที่ ซึ่งเป็นภูเขาสูงและเนินเขา ลักษณะชั้นดินส่วนใหญ่บริเวณนี้เป็นตะกอนตะพัก ตะกอนสะสมตัวตามเชิงเขา และหินทรายชั้นหนาหรือหินดินดาน ส่วนบริเวณที่มีค่า V_{s30} ต่ำ (< 360 m/s) ตรวจพบพบบริเวณตอนกลางของพื้นที่ซึ่งเป็นตะกอนสะสมตัวตามทางน้ำและบริเวณตอนเหนือซึ่งเป็นตะกอนดินเหนียวชายฝั่งทะเล
- 3) สามารถจำแนกชั้นดินในอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา ตามเกณฑ์ของ NEHRP ได้เป็น 4 กลุ่ม คือ กลุ่ม B (หิน) ตรวจพบทางด้านทิศตะวันตกของพื้นที่ซึ่งอยู่ติดกับภูเขาหินแกรนิตและมีชั้นตะกอนปิดทับในระดับต้น กลุ่ม C (ดินแข็งอัดแน่น หรือหินที่อ่อน) ตรวจพบเป็นบริเวณกว้างในบริเวณตะกอนตะพักและตะกอนเศษหินเชิงเขาทางด้านตะวันออกและตะวันตกของพื้นที่ กลุ่ม D (ดินแข็ง) ตรวจพบทางตอนกลางของพื้นที่ซึ่งเป็นตะกอนสะสมตัวตามทางน้ำและทางเหนือซึ่งอยู่ใกล้กับทะเลสาบสงขลา และกลุ่ม E (ดินอ่อน) ตรวจพบเพียงจุดเดียวในบริเวณตอนเหนือของพื้นที่ ซึ่งคาดว่าเป็นชั้นดินเหนียวอ่อนที่มีความลึกกว่า 30 เมตร

5.2 ข้อเสนอแนะ

แม้ว่าในปัจจุบันอำเภอหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา ไม่ได้จัดอยู่ในพื้นที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหว ความเร็วคลื่นเฉือนใต้ผิวดินบริเวณอำเภอหาดใหญ่ ที่วิเคราะห์ได้จากวิธีการสำรวจด้วยวิธี MASW ในงานวิจัยนี้ถือได้ว่าเป็นฐานข้อมูลสำคัญสำหรับการศึกษาทางด้านวิศวกรรมแผ่นดินไหว โดยเฉพาะการออกแบบอาคารและสิ่งปลูกสร้างให้ปลอดภัย หรือการป้องกัน หลีกเลี่ยงการก่อสร้างอาคารสูงในพื้นที่เสี่ยง นอกจากนี้ยังนำไปประยุกต์ใช้สำหรับการวิเคราะห์ความเสี่ยงที่อาจเกิดขึ้นจากแผ่นดินไหว เช่น การขยายสัญญาณ



รูปที่ 5.2 แผนที่ 3 มิติแสดงความลึกถึงชั้นหินแข็งซ้อนทับด้วยความเร็วคลื่นเฉือนเหนือชั้นหินแข็ง

เอกสารอ้างอิง

- กรมโยธาธิการและผังเมือง กระทรวงมหาดไทย, 2552, มาตรฐานการออกแบบอาคารต้านทานการสั่นสะเทือนของแผ่นดินไหว (มยพ. 1302)
- นคร ภู่วโรดม, เป็นหนึ่ง วานิชชัย และ ชยานนท์ ทรรษภิญโญ, 2553, โครงการลดภัยพิบัติจากแผ่นดินไหวในประเทศไทย (ระยะที่ 2) คุณสมบัติเชิงพลศาสตร์ของอาคารและคุณลักษณะบริเวณที่ตั้งของชั้นดินเพื่อการแบ่งเขตความรุนแรงของแผ่นดินไหวอย่างละเอียดในจังหวัดเชียงใหม่, รายงานวิจัย, สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.)
- ประภาพร จันทะมาศ, 2007, การเปรียบเทียบความเร็วคลื่นเฉือนของชั้นดินกรุงเทพฯที่ได้จากวิธีการวิเคราะห์คลื่นผิวดินแบบหลายช่องทางรับสัญญาณกับวิธีวัดจากหลุมเจาะ, คณะวิทยาศาสตร์ ภาควิชาธรณีวิทยา จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
- เพ็ญตา สาตรักษ์, 2544, การสำรวจใต้ผิวดินด้วยคลื่นไหวสะเทือน. ขอนแก่น: ภาควิชาเทคโนโลยีธรณี คณะเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยขอนแก่น
- สภา สกกุลแก้ว. 2539. สภาพน้ำบาดาลบริเวณแอ่งหัดใหญ่. ฝ่ายอุทกวิทยา กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี
- สุพจน์ เตชวรสินสกุล และ รัตมณี นันทสาร, 2548, การศึกษาการเพิ่มความรุนแรงของแผ่นดินไหวเนื่องจากสภาพดินในบริเวณกรุงเทพมหานครและจังหวัดเชียงราย, รายงานวิจัยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย
- Aki, K. and Richards, P.G., 2002, Quantitative Seismology, 2nd Edition. University Science Books, 700 pp.
- Anbazhagan, P., Sitharam, T.G., 2008, Mapping of average shear wave velocity for Bangalore region: a case study. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 13 (2), 69–84.
- Anderson, J.G, Lee, Y, Zeng, Y, Day, S., 1996, Control of strong motion by the upper 30 meters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1749–1759.
- Andrus, R.D., Stokoe, K.H., 2000, Liquefaction resistance of soils from shear-wave velocity, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126. 1015-1025.
- Ashford SA, Jakrapyanun W, Lukkanaprasit P. Amplication of earthquake ground motions in Bangkok. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand, 2000. Paper no. 1466.
- 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.
- Chalermyanont, T. 1995: Engineering properties of Hatyai subsoils. A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of engineering, Bangkok, Asian institute of technology school of civil engineering. 144 p.

- 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.
- Di Julio, R.M., 2001. Linear static seismic lateral force procedures, In: Naiem, F. (Ed.), *The Seismic Design Handbook*, 2nd ed. Kluwer Academic Publishers, Boston, pp. 247–274.
- 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., O' zalaybeya S., Aktara M, Yalc M.N. Site amplification at AvcVlar, Istanbul. *Tectonophysics* 391 (2004) 335– 346.
- Kanli, A.I., Tildy, P., Pronay, Z., Pinar, A., Hemann, L., 2006, Vs 30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey. *International Journal of Geophysics*, 165 (1), 223–235.
- 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.
- Kayabali, K., 1996, Soil liquefaction evaluation using shear wave velocity. *Engineering geology*, 44, 121-127.
- Kramer, Steven L. 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, 653 pp.
- Lookjan, A., 2009, Study of seawater intrusion into aquifers in Hat Yai basin using a mathematical model, M.Sc. Thesis, Faculty of Engineering, Price of Songkla University.
- Midorikawa, S., Matsuoka, M. and Sakugawa, K., 1994, Site Effects on Strong-Motion Records Observed During the 1987 Chhiba-Ken-Toho-Okii, Japan Earthquake. *Proceedings of the 9th Japan Earthquake Engineering Symposium*, Tokyo, Japan, E085 - E090.
- 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.
- Lohawijarn, W., 2005, Potential ground water resources of Hat Yai Basin in Peninsular Thailand by gravity study. *Songklanakarinn 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.

- Shafiee A. and Azadi A., 2007, Shear-wave velocity characteristics of geological units throughout Tehran City, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 105–115.
- Steeple, D.W., 2005, Shallow seismic methods. –In: Rubin Y, Hubbard SS (Eds.), *Hydrogeophysics*: 215–251, Springer; Dordrecht, the Netherlands.
- Strobbia, C., 2003, Surface Wave Method: Acquisition, Processing and Inversion: PhD dissertation, Politecnico di Torino.
- Thanop Thitimakorn Saralee Channoo, 2012, Shear Wave Velocity of Soils and NEHRP Site Classification Map of Chiangrai City, Northern Thailand.
- Turesson, A. 2007. A comparison of methods for the analysis of compressional, shear, and surface wave seismic data, and determination of the shear modulus. *Journal of Applied Geophysics*. 61, 83-91.
- 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.
- 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.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., Wightman, E., and Nigbor, R., 2002, A pitfall in shallow shear-wave refraction surveying, *Journal of Applied Geophysics*, 51, 1-9.

ภาคผนวก

บทความที่ตีพิมพ์แล้ว (Reprint)



Original Article

Joint analysis of shear wave velocity from SH-wave refraction and MASW techniques for SPT-N estimation

Sawasdee Yordkayhun^{1,2*}, Chedtaporn Sujitapan¹, and Tanit Chalermyanont³

¹ *Department of Physics, Faculty of Science,*

² *Geophysics Research Center,*

³ *Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering,
Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla, 90110 Thailand.*

Received 20 June 2013; Accepted 16 December 2013

Abstract

Horizontally polarized shear wave (SH) refraction and multichannel analysis of surface wave (MASW) methods have been carried out in Hatyai City, southern Thailand, a pilot study for site classification, part of the National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP). The objectives of this study are the comparison of the efficiencies of different shear wave velocity (V_s) determination techniques and the use of V_s measurements of the prediction of standard penetration resistance (SPT-N). Good correlation between all V_s profiles and SPT-N values and local lithology are observed. However, there are systematic differences between SH-refraction based- V_s and MASW based- V_s , which might be explained by possible converted waves, limitations of the assumptions used, poor quality of the acquired data, and limitations of the inversion procedures of the methods applied. From the integrated use of V_s from both methods an empirical formula to describe the correlation between V_s and SPT-N values has been proposed and can be used to estimate geotechnical parameters in areas where no borehole or geophysical investigation exist.

Keywords: SH-wave refraction, MASW, SPT-N, shear wave velocity, seismics

1. Introduction

From geotechnical engineering point of view, standard penetration resistance (SPT-N) obtained from standard penetration test is a fundamental indicator of soil stiffness and it is recognized in evaluating the ground characteristics for building sites. However, soil classification based on SPT-N value is somewhat qualitative evaluation (Suto, 2011). In addition to the borehole requirement, it is often cost effective and unsuitable to be implemented routinely in urban and large survey area. An alternative method is coming with the

use of shear wave velocities (V_s), a quantitative parameter describing the dynamic properties of soils.

Many researchers have shown that V_s can be used in a broad range of applications, including foundation stiffness assessment, earthquake site response, liquefaction potential, site classification for national earthquake hazards reduction programs (NEHRPs), soil compaction, and detection of cavities, tunnels and sinkholes (Seed *et al.*, 1983; Kayabali, 1996; Andrus and Stokoe, 2000; Leparoux *et al.*, 2000; Youd and Idriss, 2001; BSC, 2003; Ergina *et al.*, 2004; Kanli *et al.*, 2006; Anbazhagan and Sitharam, 2008; Karastathis *et al.*, 2010; Sloan *et al.*, 2009; Patel, 2012; Thitimakorn and Channoo, 2012).

Practically, V_s can be determined either in invasive (e.g., downhole or crosshole and suspension PS logging) or

* Corresponding author.

Email address: sawasdee.y@psu.ac.th

non-invasive methods (e.g., surface seismic methods and empirical relation with N-value from Standard Penetration Test, SPT). Disadvantages of the invasive methods are that the measurements are quite expensive and difficult to conduct in urban areas. For seismic methods, SH-wave refraction is considered to be standard technique for V_s determination. However, the velocity inversions, hidden layers problems and interfering of P-wave and S-wave arrivals can lead to the pitfalls in data interpretation. Recently, a new technique for V_s determination, namely multichannel analysis of surface wave (MASW) has been developed (Park *et al.*, 1998). Due to the inherent strong signals of surface wave in shot records and providing a fast and convenient way to evaluate soil stiffness even in urban environment, MASW has been increasingly used. Generally, both SPT-N data and geophysical data do not often exist in a particular area. Statistical analysis of correlation between these parameters is an alternate method (Akin *et al.*, 2011) to estimate SPT-N values or V_s with convenience, less cost, and without additional investigations and data acquisition. Several empirical relationships exist for different lithologies and they appear to be site dependent (e.g., Hasançebi and Ulusay, 2007; Tsiambaos and Sabatanakis, 2011).

As a part of NEHRP soil classification study for Hat Yai city, southern Thailand, V_s data of geological units exposed in this area are essential parts for site response analyses. The average shear wave velocity at the top 30 m of subsurface ($V_s(30)$) is important in soil classification and characterization according to NEHRP and International Building code (IBC). This parameter can be calculated as follows (Dobry *et al.*, 2000),

$$V_s(30) = \frac{30}{\sum_{i=1}^n (h_i / V_{s_i})} \quad (1)$$

where h_i and V_{s_i} denote the thickness and V_s of the i^{th} layer in the upper 30 m of the total n layers, respectively.

In a preliminary test of the project, shear wave velocities derived from two methods including SH-wave refraction and MASW were tested at three test sites where geotechnical parameters from boreholes have been previously investigated. This test allowed us to compare the performance of the methods for V_s determination. In order to benefit and utilize the geophysical data, beside this comparison, attempt is made to develop the empirical relationship between V_s and SPT-N corresponding to a local scale of the areas based on joint analysis of V_s data from the two methods.

2. Geology

Located in Songkhla Province, southern Thailand, Hat Yai City is known as a principal administrative, commercial, educational and cultural city. The city has been recorded as low seismicity region (Sutiwanich *et al.*, 2012). The average elevation of this area is about 0-20 m above mean sea level.

Hat Yai City is part of the Hat Yai Basin, which is formed by the horst-graben structures. Morphological evidences come from the surrounding north-south trending mountain ranges (Sawata *et al.*, 1983). The eastern and western boundaries can be characterized by granite intrusions and metamorphic rocks that act as the basin basement. The basin geometry estimated from geophysical studies is approximately 60 km long, 20 km wide and 1 km deep filled with sediments of Carboniferous to Triassic age (Lohawijarn, 2005). These units are covered by Quaternary deposits consisting of semi-consolidated clay, silt, sand, and gravel. Unconsolidated Quaternary sediments found in this area are useful in site investigation, foundation, groundwater and environmental studies.

The Quaternary alluvial unit (Qa) and colluvium unit (Qc) broadly cover the study area (Figure 1). The test sites are located in the colluvium unit, consisting of unconsolidated sediment of sand, gravel, clay and silt that are partly weathered from host rock and mostly found near the hill and outcrop boundaries (Saardsud and Srisangjun, 2002).

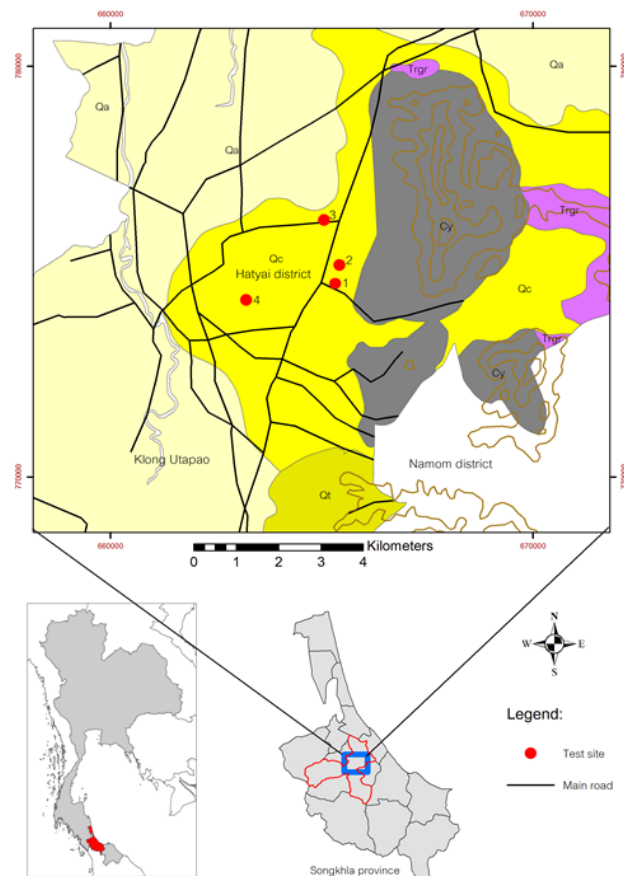


Figure 1. Geologic map of study area showing the test site locations (red dot). Descriptions for the geological units are as following: Qa = Alluvial deposits: Quaternary, Qc = Colluvial deposits: Quaternary, Qt = Terrace deposits: Quaternary, Cy = Shale, chert and conglomerate: Carboniferous, and Trgr = Granite: Triassic.

3. Methods

3.1 SH-wave refraction method

Seismic refraction method is a common method applied for near surface investigations. The principle of the method uses refracted wave across the boundary between layers of different physical properties governing the Snell's law and Huygen's principle. By recording elastic waves using a series of geophones placed on the ground (Figure 2a), seismic traveltimes versus distances can be recorded and used as input for data interpretation. A number of techniques have been available for data interpretation, including intercept time method (Hagedoorn, 1959), reciprocal or delay time method (Hawkins, 1961; Palmer, 1980), ray tracing method (Leung, 1995), and inversion and tomography method (Zhang and Toksöz, 1998; Yordkayhun *et al.*, 2009; Yordkayhun, 2011).

In this study, SH-refraction data were recorded using a 24-channel Geometrics Smartseis seismograph. Twelve 14-Hz horizontal component geophones were deployed at 5 m intervals and oriented in orthogonal to the direction of wave propagation during acquisition. The S-wave was generated by hitting the ends of a wooden timber (shear wave impact plate) laid perpendicular to the geophone spread. Shot points were located at five positions, including near and far offset on both ends and at the center of the geophone line. Vertical stacks (or hammer blows) were done at each shot point to enhance the signal to noise ratio. Table 1 summarizes acquisition parameters used for this study.

In this work, Vs model was generated based on tomography methods (Yordkayhun, 2011). The first arrivals to each geophone were picked and used as input to reconstruct the velocity model based on a non-linear least squares inversion. Both automatic and manual picking were performed to avoid picking error at the far offset traces. The inversion procedures started from estimation of an initial model. We used simple two-layer velocity models produced by the time-term method as an initial model to constrain the reliability of the tomographic inversion. Next, predicted traveltimes (forward model) were calculated. The calculated traveltimes were then

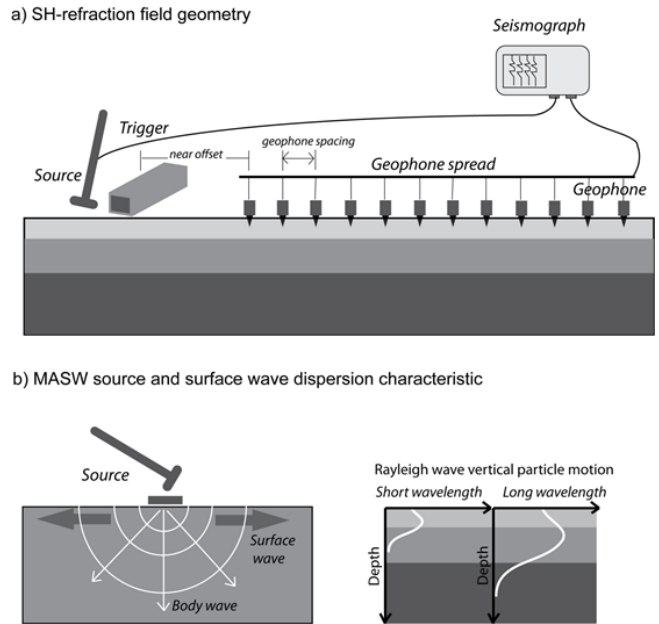


Figure 2. (a) SH-refraction field geometry. Note that SH-wave energy source and horizontal geophone are used. (b) MASW energy source is similar to the conventional P-wave energy source (left). The surface wave generated from this source has dispersion characteristic (right).

compared to the observed traveltimes. The residuals between them were minimized by updating the model through the iterative inversion process until the acceptable model was obtained. In this study, each inversion was run with 10 iterations. By testing on the initial model, RMS errors between the picked and calculated traveltimes are in the range of 2-5 ms and final model converges within five iterations.

3.2 MASW method

MASW method utilized phase velocity of surface wave (Rayleigh wave or ground roll) that are typically considered as noise for seismic surveys, to estimate Vs profiles (Park *et al.*, 1998). Rayleigh wave phase velocity is a

Table 1. Acquisition parameters and equipment.

Parameter	SH-refraction	MASW
Energy sources	10 kg sledgehammer	10 kg sledgehammer
Shot spacing	30m	30m
Natural frequency of geophone	14 Hz (horizontal)	14 Hz (vertical)
Geophone spacing	5m	2.5m
Offset Min/MaxField geometry	2.5/60 mFixed spread	2.5/60 mFixed spread
Recording system	Geometric SmartSeis	Geometric SmartSeis
No. of channels	12 channels	24 channels
Record length	1,000 ms	1,000 ms
Sampling interval	0.5 ms	0.5 ms

function of frequency and subsurface properties including V_p , V_s , density, and layer thickness. In a homogeneous medium, a Rayleigh wave has phase velocity ranges from 0.87 to 0.96 of V_s (Richart *et al.*, 1970) over a range of Poisson's ratio, whereas it has dispersion characteristics in a vertically heterogeneous medium (Figure 2b). MASW data are recorded in the same manner as the conventional seismic reflection/refraction acquisition (Figure 2a), except the low natural frequency geophone (~ 4.5 Hz) is typically used (Xia *et al.*, 1999).

In this study, MASW data were acquired at the same location and similarly oriented with SH-refraction recording. Data were recorded with twenty-four 14-Hz vertical component geophones with the geophone spacing and the near offset of 2 m and 2.5-10 m, respectively. The source was a sledgehammer vertically hitting a metal plate (Figure 2b). Shot points were located at both ends of the line. Acquisition parameters used for this study is outlined in Table 1. The MASW data processing relies on the principles of the dispersion analysis and inverse theory described by Park *et al.* (1998) and Xia *et al.* (1999). First, dispersion energy was generated using wavefield transformation of a shot gather from time-space (t-x) domain to phase velocity-frequency (f-v) domain. In this method, the Fourier transformation was applied to the time axis of the shot gather and slant stacking with different values of slowness was applied to obtain the phase velocity for a particular frequency and the maximum stacked amplitude is a result of the determined slowness. Then a dispersion curve was picked at the peaks of dispersion energy over different frequency values and quality control was done by considering the fundamental mode surface waves of the signal and their signal to noise ratio. After that, an iterative weighted least-squares inverse of dispersion curve was performed by setting up a suitable initial model and adjusting the model parameter values (the V_s) with the objective of minimizing the error between the calculated and picked dispersion curve. For inversion algorithm, we used gradient iterative solutions to the weighted equation by the Levenberg–Marquardt (L-M) and the singular-value decomposition (SVD) techniques (Xia *et al.*, 1999). Xia *et al.* (1999) mentioned that surface wave data are not sensitive to V_p and density, thus a five-layer model with fixed Poisson's ratio and density of 0.40 and 2.0 g/cm³, respectively were chosen for the inversion. After 10 iterations, a final 1D velocity profile locating at the middle of the geophone spread was obtained.

Apart from MASW analysis, the first arrival times of the same shot gathers can be used to establish P-wave velocity (V_p) model since forward and reverse shots of MASW records were performed in the same manner as the SH-refraction geometry. Note that the V_p model was generated based on tomographic inversion using the initial model derived from the traveltimes curves.

3.3 Relationship between V_s and SPT-N values

Over the few decades, SPT-N value estimation for different soil types has been derived from V_s by means of an empirical relation (Ohta *et al.*, 1978; Imai and Tonouchi, 1982; Kokusho and Yoshida, 1997; Hasançebi and Ulusay, 2007; Dikmen, 2009; Brandenburg *et al.*, 2010; Maheswari *et al.*, 2010; Akin *et al.*, 2011; Suto, 2011; Tsiambaos and Sabatanakis, 2011; Marto *et al.*, 2013). These relationships are generally expressed in the power-law forms of:

$$V_s = aN^k \quad (2)$$

In the log scale it can be written as

$$\ln V_s = \ln a + k \ln N \quad (3)$$

where a and k are constants that can be practically determined by performing linear regression to the cross plots of SPT-N values and V_s in the log-log space. The variations of relationships depend on the samples and influence of lithology, soil type, age, and depth (Tsiambaos and Sabatanakis, 2011). However, this study concentrates on the correlations which are only applicable for all soil types and regions. Therefore, the empirical formula developed by integrating 27 published correlations around the world including from Japan, U.S.A., Greece, Taiwan, Turkey, India, Iran, South Korea, and others, were used for comparison with our results and was given for all soil types as (Marto *et al.*, 2013):

$$V_s = 93.67N^{0.389} \quad (4)$$

Note that Equation 4 utilizes the statistical analysis of existing V_s -N value correlations deriving from various techniques, including invasive and non-invasive methods as well as laboratory test. Even though the empirical correlations at local scale for various regions tend to be site dependent, we believe that the established universal correlation can be used as a guideline for any region where the existing correlations are not available.

4. Results and Discussions

4.1 Comparison of the V_s from SH-wave refraction and MASW methods

By comparing raw shot gathers (Figure 3a and 4a), the signal to noise ratio of MASW data is relatively higher than that of SH-refraction data. The dominated high amplitude, low frequency surface wave in the MASW data make dispersion curve able to pick easily, whereas the first arrivals at the far offsets in SH-refraction data are not clear to pick. This implies that the source energy is slightly lower or attenuation of shear wave energy is higher at a long distance. First break pick accuracy has effects on the final results, especially when low frequency data are encountered. We estimated picking uncertainties using dominant frequency of the raw

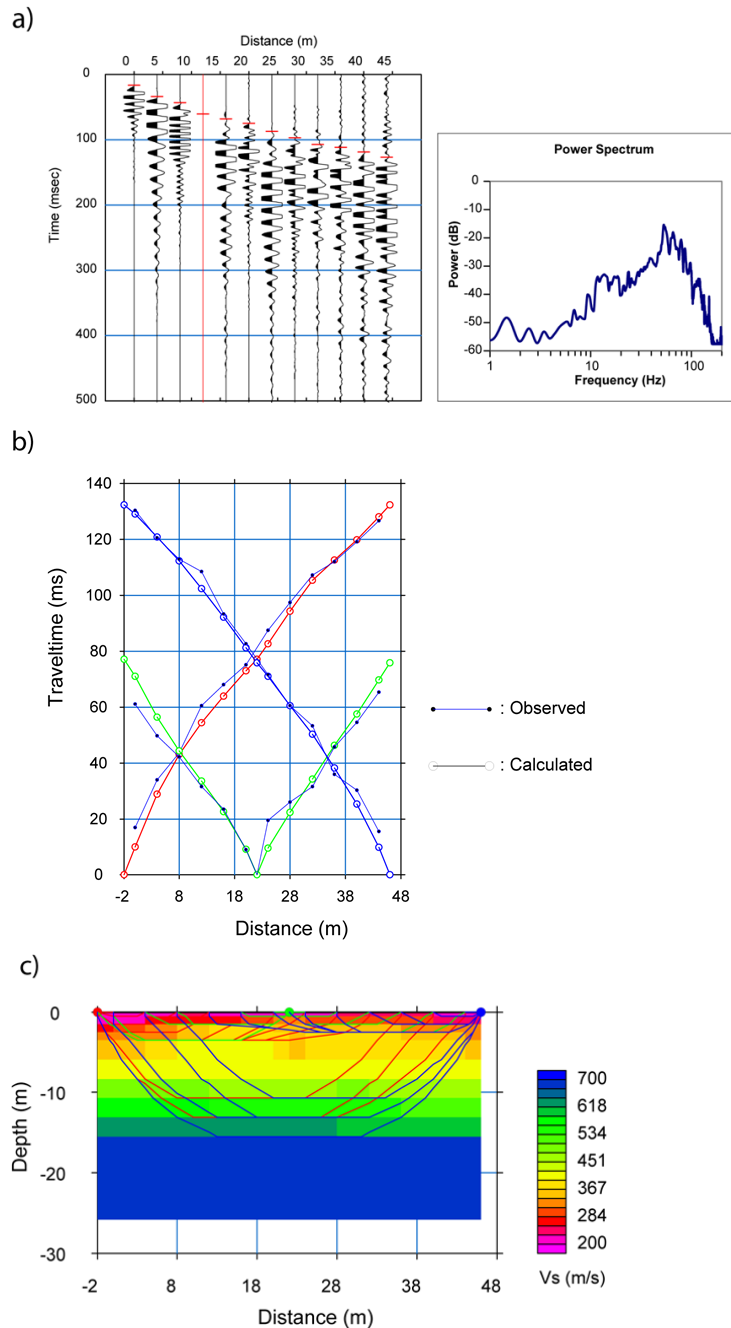


Figure 3. SH-wave velocity model from tomographic analysis. (a) Raw shot gather with first arrivals picked and power spectrum of the signal. (b) Comparison of calculated and observed data. (c) Final tomography model with ray coverage.

data and evaluating the reciprocity of traveltimes (Figure 3b). In Figure 3a, power spectrum of the signal shows dominant frequency in a range of 20–100 Hz, suggesting a picking error on the order of 3–10 ms according to the one quarter dominant period criterion. The effects of source energy limitation are noticeable at far offset shots, when traveltimes could not be picked accurately. Thus, depth of investigation (ray coverage) was limited at some test sites (Figure 3c). For MASW data, however, the penetration depth may be also

limited due to the lack of low frequency component of surface wave (no dispersion energy below 5 Hz). Although frequency bandwidth of surface wave are observed in the range of 5–25 Hz in dispersion curve (Figure 4b), examining the power spectrum in the MASW data showed that energy below 5 Hz is greatly attenuated by 30 dB (Figure 4a). This indicates that the natural frequency of the geophones (14 Hz) and the active MASW source have some effect on the data. In fact, if 14 Hz geophones are critically damped, Uyanik

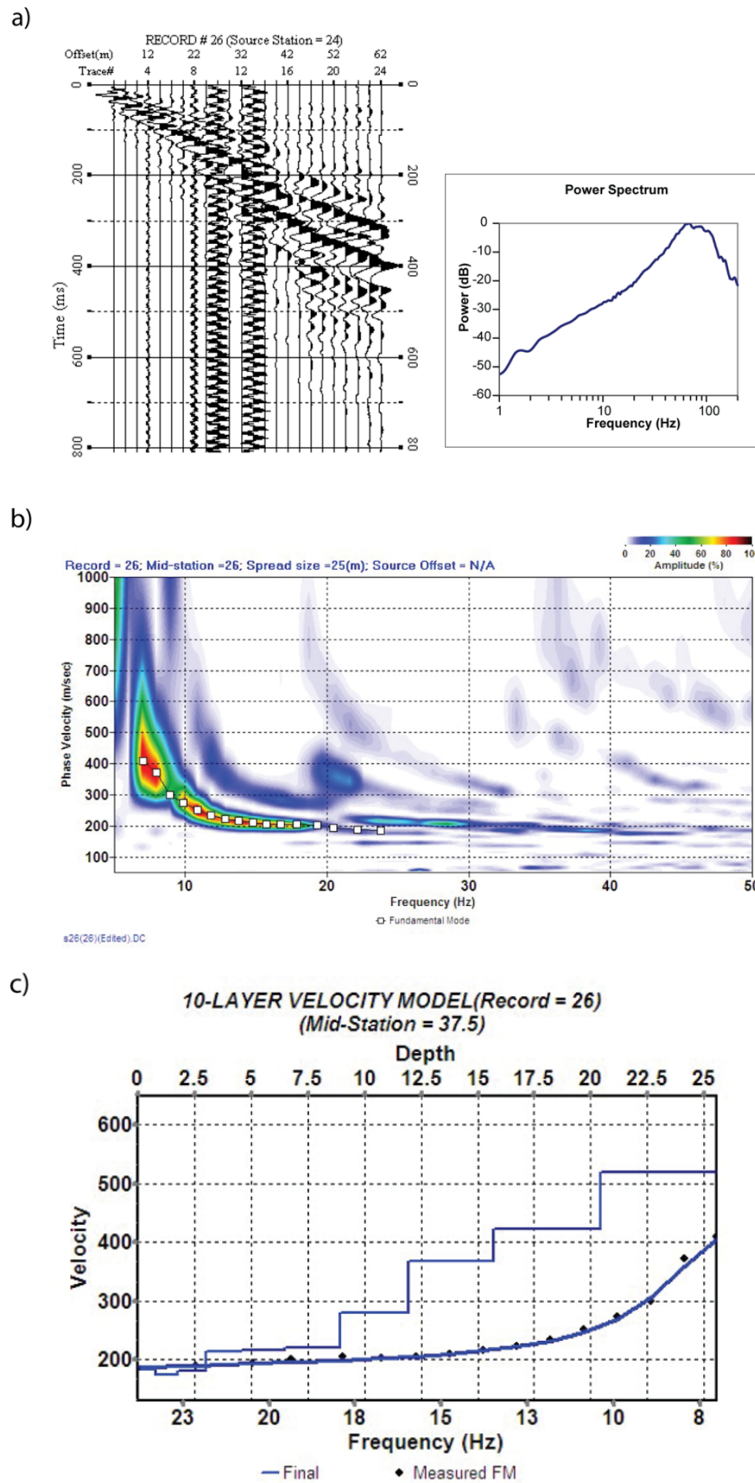


Figure 4. MASW data processing steps. a) Raw shot gather with power spectrum of the signal, b) dispersion characteristics and picking and c) final Vs model.

et al. (2013) pointed out that the signal to noise ratio of data would be valid down to 7 Hz since the relative velocity response of the geophones at 7 Hz would be attenuated by 12 dB. Some apparent errors may be also the results of dis-

persion curve picking because low frequency random noise can smear the dispersion energy. In Figure 4, assuming 10 Hz is minimum frequency that was picked with high confidence (signal to noise ratio of higher than 0.6) and corresponding

phase velocity of Rayleigh wave is 400 m/s, maximum depth of investigation (one-half of the longest wavelength) would be about 20 m. Consequently, combining a passive MASW source with lower natural frequency geophones might be recommended to improve the accuracy at greater depth. Passive surface wave techniques measure low frequency noise field that can originate from many directions, such as ocean wave, traffic, factory activities and wind. Therefore, geophone arrangement in a two-dimensional array (e.g., triangle, circle, semi-circle and “L-shape” arrays) provides a reliable estimation of surface wave phase velocity with a relatively small number of geophones. However, for active source, investiga-

tion using linear array and a large energy source is somewhat difficult, particularly in urban environment.

Inverted Vs profiles for the three test sites (Site 1 to 3) along with Vp, SPT-N values and lithology are illustrated in Figure 5. It is noted that the maximum depths of investigation varied from site to site and only the portion of data that respective borehole depth is displayed for comparison. The general trend of linearly increasing velocity with depth of both Vs data sets are approximately the same beyond the borehole depth. Structurally, the Vs profiles are in the good agreement with SPT-N values for all test sites. Low N value and Vs correspond to loose materials which are found at

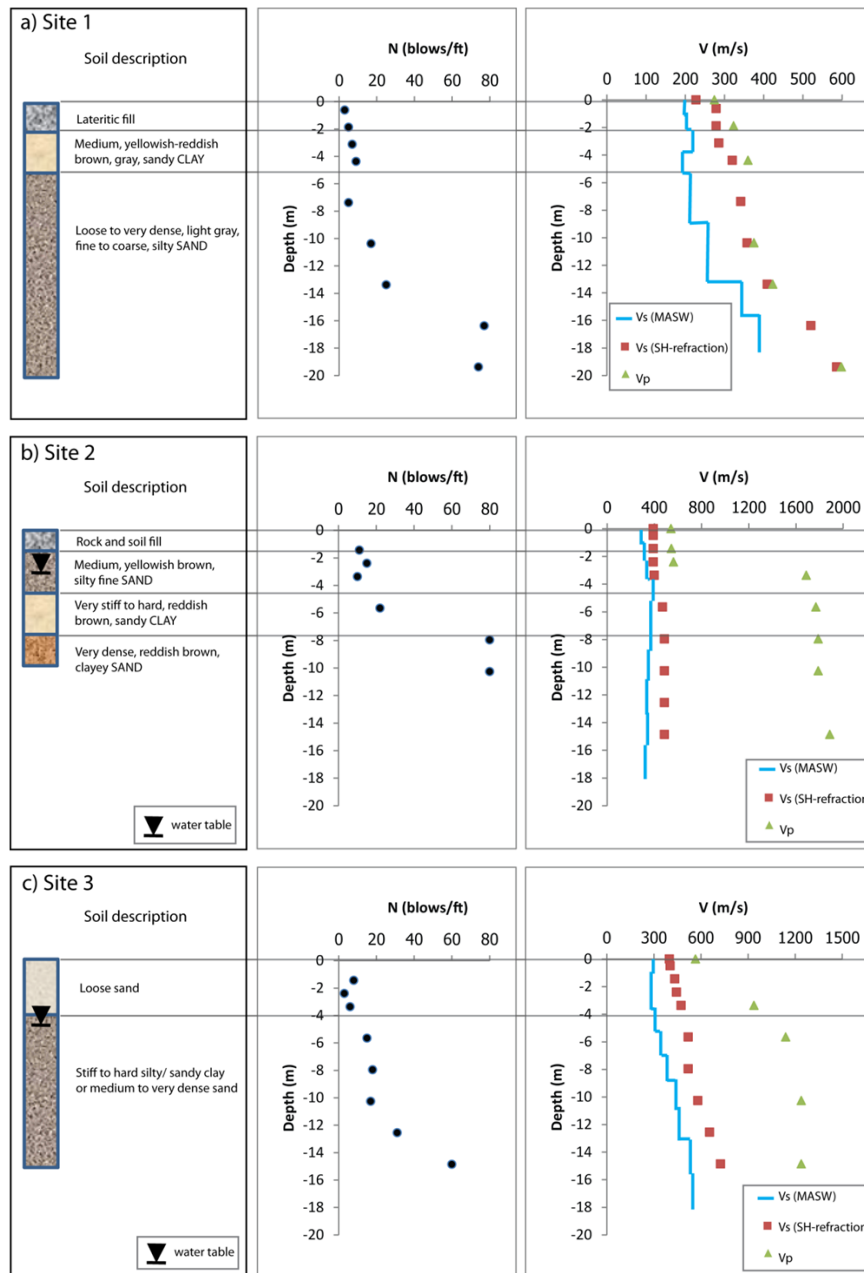


Figure 5. Correlation of Vs and lithology, SPT-N, and Vp for the three test sites.

near surface. Note that the SH-refraction based-Vs (range of about 300-700 m/s) are characterized by relatively higher values (by 28% on average) than MASW based-Vs (range of about 200-500 m/s). These results are consistent with observation by the other studies (e.g., Turesson, 2007). Regarding to this systematic difference, we consider that the Vs from SH-refraction is slightly overestimated due to its assumption and inversion error as mentioned by Schwenk *et al.* (2012). For the assumption error, the layer may be misinterpreted as incorporating a hidden layer, resulting in the layer thickness or velocity may increase. This evidence can be seen in Site 1 and 2 (Figure 5b) where a case for Vs inversion is observed, corresponding to a low-velocity sand beneath a high-velocity clay layer. Also, a low-velocity near-surface layer can cause its depth and velocity to be overestimated as mentioned by Yordkayhun *et al.* (2009). Static corrections for tomographic inversion algorithm may improve accuracy and resolution of the results. For the inversion error, resolution is often degraded and has artifacts resulting from ray coverage and smoothing imposed to stabilize the inversion. However, Turesson (2007) mentioned that in case of a sharp high-contrast boundary traditional refraction methods are suitable. In this study, abruptly changing soil stiffness may exist as seen by the high N values at the deepest layer. If this is the case, Vs determined by MASW may degrade due to the assumption of constant Poisson's ratio used in the inversion.

It is interesting to note that a part of SH-wave energy is possibly converted into P-wave energy propagating along the interface in case the dipping layers are present (Xia *et al.*, 2002). This can be verified by the Vp and SH-refraction based-Vs that are very close to each other as observed in Site 1 (Figure 5a). Besides tracking the Vp/Vs values, the Poisson's ratio (σ) can be determined simply by:

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad (5)$$

At Site 2 (Figure 5b), the abrupt change in Vp of slightly higher than 1,500 m/s and the calculated Poisson's ratio of higher than 0.4 indicates water saturated layer below 3 m depth. Generally, Vs are less affected by water table or by pore fluids than Vp since fluids have no resistance to shear

(Sheriff and Geldart, 1995). Here, the depth to water table estimated from Vp may differ from the borehole information since they were observed at different times. However, the high Vp/Vs values that characterized depths below 4 m in Site 3 (Figure 5c) would be subjected to layers with high clayey-silt content as mentioned by Sinnanini and Torrese (2004).

To obtain a more quantitative comparison, the Vs(30) is considered because it is representative indicator in the site classification and building codes. The Vs(30) and NEHRP site classification obtained from the MASW and SH-refraction analyses conducted in the test sites are listed in Table 2. According to the Vs(30), all test sites are defined as dense soil and soft rock (site class C) based on SH-refraction data, while two test sites are found to be stiff soils (site class D) based on MASW data. Discrepancies between the two methods indicate the systematic difference of the derived Vs. To assess the reliability of Vs(30), we compare the derived Vs(30) values with the global Vs(30) map provided by the USGS (2013). Although the global Vs(30) map was developed based on correlation between topography and surficial geology which its spatial resolution of about 1 km, it can be used as a guideline value for site assessment in the area. It is clearly seen that the picked global Vs(30) at the test sites (Table 2) tend to have better agreement with Vs(30) from MASW data. However, it is possible that variations in sub-surface lithology partially contributed to the overestimation of Vs(30). Since the hard rock is found to be less than 30 m depth at the test sites, Vs of the lowermost layer was assumed for the rest of the depth.

4.2 Empirical relationship between Vs and SPT-N values at the test sites

At the beginning of the Vs-N correlation development from geophysical data, three main groups according to the two methods and the average model were considered. Vs results derived from SH-refraction, MASW and average model are plotted against SPT-N values in the normal and log-log scale in order to develop an empirical relationship (Figure 6). The distributions of Vs with SPT-N value suggest the non-linear relationship between the two parameters. The following power-law expressions were proposed:

Table 2. Comparison of Vs(30) and NEHRP site classification based on Vs derived from geophysical methods and USGS database at the test sites.

Test site: location (UTM, WGS 84, Zone 47)	Vs(30) (m/s)			NEHRP site class		
	SH-refraction	MASW	USGS	SH-refraction	MASW	USGS
Site 1: (665313, 774719)	411	310	310	C	D	D
Site 2: (665416, 775159)	466	337	289	C	D	D
Site 3: (665051, 776255)	596	472	302	C	C	D

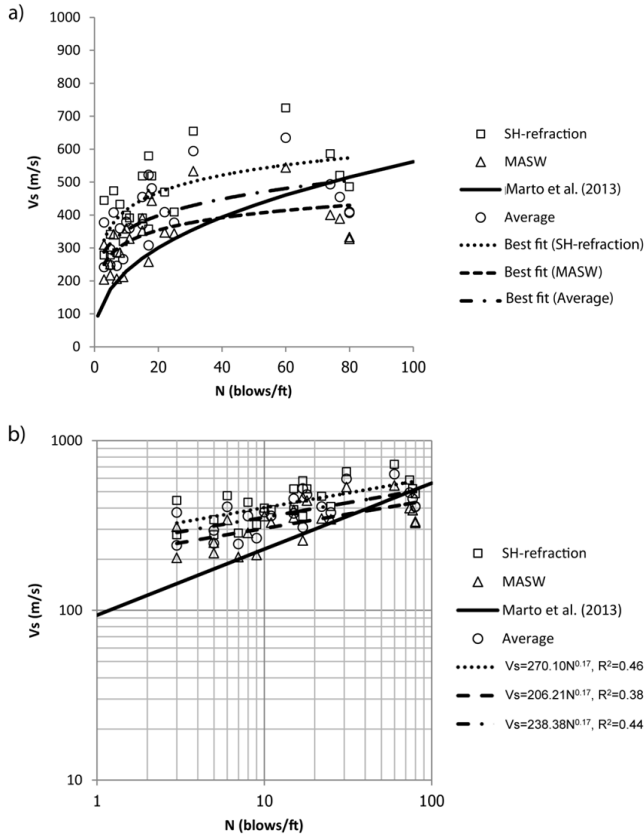


Figure 6. Relationship between Vs and SPT-N values displaying in normal (a) and log-log scale (b).

$$V_s = 270.10N^{0.17}, \text{ for SH-refraction } (R^2=0.46) \quad (6)$$

$$V_s = 206.21N^{0.17}, \text{ for MASW } (R^2=0.38) \quad (7)$$

$$V_s = 238.38N^{0.17}, \text{ for average model } (R^2=0.44) \quad (8)$$

In these relationships, the curvature of the relationship controlling by the exponent values (b) appear to be consistent, while the constant that controls the amplitude (a) are different. This implies that the correlations are mostly affected from the derived Vs values.

As seen in Figure 6, the smallest deviation of Vs for MASW data from the proposed relationship of Marto *et al.* (2013) suggests that the Vs values from MASW are more reliable. It should be noticed that the relationship from the average model has a slightly higher correlation coefficient compared to the ones from MASW. This reveals the influence of statistical analysis in the relation development.

To account for the reliability of Vs from MASW, number of data samples and systematic differences between the two methods, an adapted relationship was considered. Accordingly, a cross plot between the Vs values from the two methods is used to identify their correlation (Figure 7a). A simple linear correlation between the two data sets is proposed as:

$$(\text{MASW based-}V_s) = 0.75 (\text{SH-refraction based-}V_s), \quad (R^2=0.89) \quad (9)$$

By adjusting the Vs from SH-refraction to the Vs from MASW using Equation 9, the Vs-N distribution is presented in Figure 7b. Consequently, the proposed empirical relationship for the test sites can be written as:

$$V_s = 204.39N^{0.17} \quad (10)$$

and its reciprocal is

$$N = \left(\frac{V_s}{204.39} \right)^{5.88} \quad (11)$$

Joint analysis of the Vs from both methods provide remarkable better data fit ($R^2=0.42$) than the equations based on MASW data alone ($R^2=0.38$) (Figure 6b). Although data errors may be introduced by this statistical analysis, we observed that the exponent constant value in the adapted relationship is stable. Moreover, the constant that control it's amplitude slightly converge to the proposed equation of Marto *et al.* (2013).

4.3 Verification of the developed empirical relationship

The Vs profile from MASW data of Site 4 is selected to verify the reliability of the developed empirical formula.

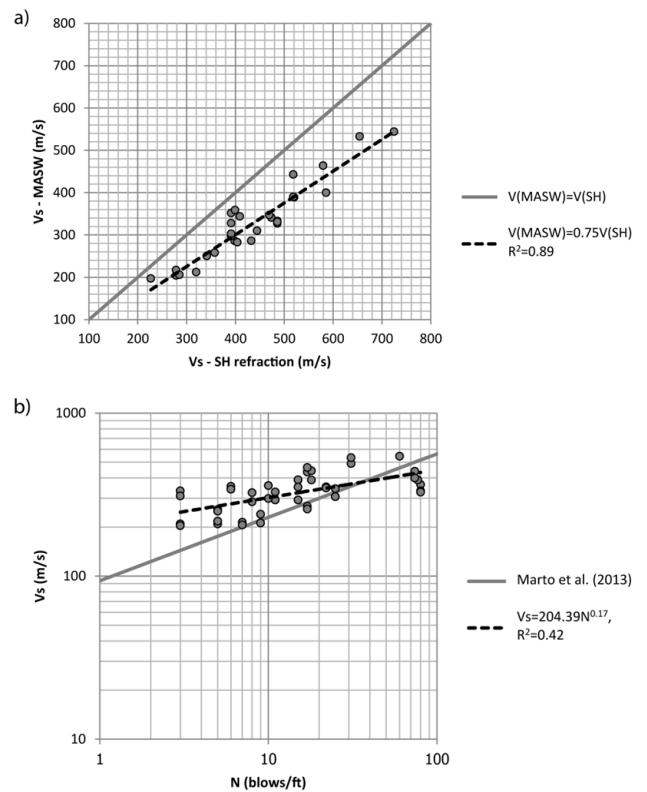


Figure 7. a) Cross plot of the Vs from MASW and the Vs from SH-refraction. b) Relationship between joint analysis of Vs and SPT-N values.

Figure 8 shows comparison of the measured and the predicted SPT-N values based on Equations 6-10 (present study) and Equation 4 (Marto *et al.*, 2013). The general trends of the predicted SPT-N values appear to be similar and consistent with lithology information. It is seen that the predicted N values based on the developed formula are almost equal to the measured N values beyond 11 m depth (the first layer), whereas the predicted N values according to Marto *et al.* (2013) fit the observed data quite well below 11 m depth (the second layer). This suggests that the effect of soil types and depth may be significant.

In an attempt to consider the depth effect, multiple regression analysis was performed on the adjusted MASW data. Assuming the Vs is influenced by SPT-N value and depth (z), the power-law form can be proposed as:

$$V_s = 209.96N^{0.105}z^{0.076}, (R^2=0.45) \quad (12)$$

The comparing results of the newly adapted formula including depth effects (purple line in Figure 8) confirmed that depth has small effect on the N value prediction in this area since the predicted N values became diverge from the measured N values. Thus, it can be concluded that the depth-independent formula (Equation 10 and red line in Figure 8) appear to be reasonable agreement, especially for low N values. This means that soil types and variations play a major role in the Vs-N value correlation as observed elsewhere (e.g., Anbazhagan *et al.*, 2013). Adding more data from different sedimentary units is advisable to improve the accuracy of the developed formula. However, it is insufficient to judge that the present study does not have the potential for application due to the fact that the existing N values have been determined more than 10 years ago at this site. Mismatch of N values at the deeper subsurface might be due to partly land usage and filling.

5. Conclusions

Vs profiles at the test sites have been determined to provide data for site response analyses as part of the NEHRP site classification study in Hat Yai City. SH-wave refraction

and MASW methods were tested where the SPT-N values from in-situ measurements were available. This test provides the opportunity to assess the methods efficiency and to develop the empirical relationship between Vs and SPT-N values in the area. The major conclusions are discussed below:

1) Field implementations of the two methods are comparable, except the source energy has some precautions when deeper investigation is needed.

2) Although there are good agreement between the Vs, SPT-N values and lithology at the test sites, it appears to be systematic differences between the two methods as the SH-refraction based-Vs are characterized by higher values than the MASW based-Vs. Discrepancies of Vs from the two methods could be contributed to several reasons, including assumptions used, site-specific differences, data quality, and inversion processes.

3) Pitfalls in Vs determination from SH-refraction data are hidden layers and statics problems, mode conversion of waves, accuracy of picking first arrivals, setting up a reasonable initial model and stability of inversion. Whereas the pitfalls in Vs determination from MASW data are interference of random noise, lacking of the low frequencies surface wave, accuracy of picking dispersion curve, setting up a reasonable initial model, and stability of inversion.

4) Based on comparison of Vs(30) with the global Vs(30) map, lithology information and comparison with the Vp, reliable of Vs at the upper 20 m depth using MASW are promising. However, in case a strong Vs contrast exist at shallow depth, the Vs for the basement from the SH-refraction appear to be better than that of the MASW.

5) Combining the two methods of Vs determination, the empirical correlation between Vs and SPT-N has been expressed as a power equation. This formula can be used to estimate SPT-N values in the area and vicinity where in-situ tests could not be carried out in some restricted areas. Furthermore, geophysical based-Vs is considered to be a non-invasive, cheaper, and faster method compared to borehole investigations.

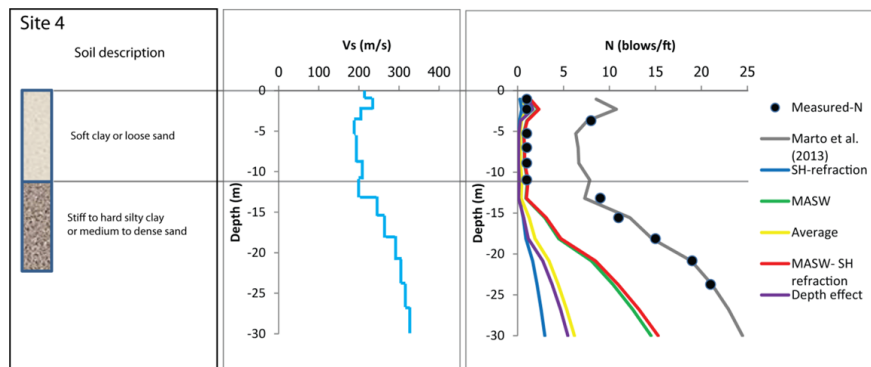


Figure 8. Comparison of the measured SPT-N values and the predicted SPT-N values at Site 4 based on SH-refraction, MASW, average model, joint model (red line), depth effect model (purple line) and Marto *et al.* (2013).

6) The empirical formula presented here still has significant uncertainties and has been applied as the representative of all soil types within the specific geological unit. To gain a higher confidence among geophysicists and geotechnical engineers, the inclusion of more samples, related information from soil types and more reliable of Vs at the greater depth would be recommended for future improvement.

Acknowledgements

This study was supported by Prince of Songkla University (PSU) research grants, contract no. SCI550150S. We would like to thank Department of Physics, Faculty of Science, PSU, for supporting the field equipment. Anonymous reviewers are thanked for their helpful comments and suggestions in improving the manuscript.

References

- Akin, M.K., Kramer, S.L. and Topal, T. 2011. Empirical correlations of shear wave velocity (Vs) and penetration resistance (SPT-N) for different soils in an earthquake prone area (Erbaa-Turkey). *Engineering Geology*. 119, 1–17.
- Anbazhagan, P. and Sitharam, T.G. 2008. Mapping of average shear wave velocity for Bangalore region: a case study. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. 13 (2), 69–84.
- Anbazhagan, P., Kumar, A. and Sitharam, T.G. 2013. Seismic Site Classification and Correlation between Standard Penetration Test N Value and Shear Wave Velocity for Lucknow City in Indo-Gangetic Basin. *Pure and Applied Geophysics*. 170, 299–318.
- 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.
- Brandenberg, S.J., Bellana, N. and Shantz, T. 2010. Shear wave velocity as function of standard penetration test resistance and vertical effective stress at California bridge sites. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 30, 1026–1035.
- Building Seismic Safety Council (BSC). 2003. NEHRP Recommended Provisions for seismic regulations for new buildings and other structures, Part1: Provisions, FEMA 368. Federal Emergency Management Agency. Washington, D.C., U.S.A.
- Dikmen, U. 2009. Statistical correlations of shear wave velocity and penetration resistance for soils. *Journal of Geophysics and Engineering*. 6, 61–72.
- 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., Ozalaybeya, S., Aktara, M. and Yalc, M.N. 2004. Site amplification at AvcVlar, Istanbul, *Tectonophysics*. 391, 335–346.
- Hagedoorn, J.G. 1959. The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting*. 7, 158–182.
- Hasancebi, N. and Ulusay, R. 2007. Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 66, 203–213.
- Hawkins, L.V. 1961. The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations. *Geophysics*. 26, 806–819.
- Imai, T. and Tonouchi, K. 1982. Correlation of N-value with S-wave velocity and shear modulus. *Proceedings of the 2nd European Symposium of Penetration Testing, Amsterdam, The Netherlands, May 24–27, 1982*, 57–72.
- Kanli, A.I., Tildy, P., Pronay, Z., Pinar, A. and Hemann, L. 2006. Vs30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey. *International Journal of Geophysics*. 165, 223–235.
- Karastathis, V.K., Karmis, P., Novikova, T., Roumelioti, Z., Gerolymatou, E., Papanastassiou, D., Liakopoulos, S., Tsombos, P. and 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.
- Kayabali, K. 1996. Soil liquefaction evaluation using shear wave velocity. *Engineering geology*. 44, 121–127.
- Kokusho, T. and Yoshida, Y. 1997. SPT N-value and S-wave velocity for gravelly soils with different grain size distribution. *Soils Found*. 37, 107–113.
- Leparoux, D., Bitri, A. and Grandjean, G. 2000. Underground cavities detection: a new method based on seismic Rayleigh waves. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. 5, 33–53.
- Leung, T.M. 1995. Examination of the optimum XY value by ray tracing. *Geophysics*. 40, 1151–1156.
- Lohawijarn, W. 2005. Potential ground water resources of Hat Yai Basin in Peninsular Thailand by gravity study. *Songklanakarin Journal of Science and Technology*. 27, 633–647.
- Maheswari, R.U., Boominathan, A. and Dodagoudar, G.R. 2010a. Seismic site classification and site period mapping of Chennai City using geophysical and geotechnical data. *Journal of Applied Geophysics*. 72, 152–168.
- Maheswari, R.U., Boominathan, A. and Dodagoudar, G.R. 2010b. Use of Surface Waves in Statistical Correlations of Shear Wave Velocity and Penetration Resistance of Chennai soils. *Geotechnical and Geology Engineering*. 28, 119–137.

- Marto, A., Soon, T. C., Kasim, F. and Suhatri, M. 2013. A Correlation of Shear Wave Velocity and Standard Penetration Resistance. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*. 18, 463-471.
- Menke, W. 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, revised ed. Academic Press Inc., New York, U.S.A. 289 pp.
- Ohta, Y., Goto, N., Kagami, H. and Shiono, K. 1978. Shear wave velocity measurement during a standard penetration test. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. 6, 43-50.
- Palmer, D. 1980. The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Society of Exploration Geophysics*, 104 pp.
- Park, C.B., Miller, R.D. and Xia, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*. 64, 800-808.
- Richart, F.E., Hall, J.R. and Woods, R.D. 1970. *Vibrations of Soils and Foundations*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, U.S.A., 414 pp.
- Saardsud, A. and Srisangjun, W. 2002. *Geology of Hat Yai plane (5023 II)*, Department of Mineral Resources, DMR (in Thai).
- Sawata, H., Wongsomsak, S., Tanchotikul, A., Dansawasdi, R., Maneeprapun, K. and Muenlek, S. 1983. A hypothetical idea on the formation of HatYai basin and the Songkhla lagoon. *Proceedings of the Annual Technical Meeting 1982*, Department of Geological Sciences, Chiang Mai University, Chiang Mai, Thailand, 109-120.
- Seed, H.B., Idriss, I.M. and Arango, I. 1983. Evaluation of liquefaction potential using field performance data. *Journal of Geotechnical Engineering*. 109, 458-482.
- Schwenk, J.T., Miller, R.D., Ivanov, J., Sloan, S. and McKenna, J. 2012. Joint shear wave analysis using MASW and refraction travelttime tomography. *Proceeding of 25th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2012 (SAGEEP 2012)*, Tucson, Arizona, U.S.A., March 25-29, 2012.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. 1995. *Exploration Seismology*, Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 592 p.
- Signanini, P. and Torrese, P. 2004. Application of high resolution shear-wave seismic methods to a geotechnical problem, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 63, 329-336.
- Sloan, S.D., Miller, R.D., McKenna, M.H. and McKenna, J.R. 2009. Using Shear-wave Velocity to Detect Void induced Changes in Stress, *Proceeding of 15th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Dublin, Ireland, September 7-9, 2009.
- Suto, K. 2011. Pseudo-N-value from the S-wave velocity- A proposal for communicating with the civil engineers. *Proceeding of 73rd EAGE Conference and Exhibition*, Vienna, Austria, May 23-26, 2011.
- Sutiwanich, C., Hanpattanapanich, T., Pailoplee, S. and Charusiri, P. 2012. Probability seismic hazard maps of Southern Thailand. *Songklanakarin Journal of Science and Technology*. 34(4), 453-466.
- Thitimakorn, T. and Channoo, S. 2012. Shear Wave Velocity of Soils and NEHRP Site Classification Map of Chiang Rai City, Northern Thailand. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*. 17, 2891-2904.
- Tsiambaos, G. and Sabatakakis, N. 2011. Empirical Estimation of Shear Wave Velocity from In Situ Tests on Soil Formations in Greece. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 70, 291-297.
- Tureson, A. 2007. A comparison of methods for the analysis of compressional, shear, and surface wave seismic data, and determination of the shear modulus. *Journal of Applied Geophysics*. 61, 83-91.
- USGS 2013. United States Geological Survey. Available from: <http://earthquake.usgs.gov/hazards/apps/vs30/custom.php>. [September 19, 2013].
- Uyanik, O., Ekinci, B. and Uyanik, N.A. 2013. Liquefaction analysis from seismic velocities and determination of lagoon limits Kumluca/Antalya example. *Journal of Applied Geophysics*. 95, 90-103.
- Xia, J., Miller, R.D. and Park, C.B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*. 64, 691-700.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., Wightman, E. and Nigbor, R. 2002. A pitfall in shallow shear-wave refraction surveying, *Journal of Applied Geophysics*. 51, 1-9.
- Yordkayhun, S. 2011. Detecting near surface objects using seismic travelttime tomography: Experimentation at a test site. *Songklanakarin Journal of Science and Technology*. 33, 477-485.
- Yordkayhun, S., Tryggvason, A., Norden, B., Juhlin, C. and Bergman, B. 2009. 3D seismic travelttime tomography imaging of the shallow subsurface at the CO2SINK project site, Ketzin, Germany. *Geophysics*. 74, G1-G15.
- Youd, T.L. and Idriss, I.M. 2001. Liquefaction resistance of soils: summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction of soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 297-313.
- Zhang, J. and Toksöz, M.N. 1998. Nonlinear refraction travelttime tomography. *Geophysics*. 63, 1726-1737.