

การประเมินศักยภาพของเทคนิค Time-Series InSAR เพื่อศึกษาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน
มีพลังขนาดเล็กในประเทศไทยและสาธารณรัฐแห่งสหภาพเมียนมาร์



นางสาวปัทมา พอดี

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

CHULALONGKORN UNIVERSITY

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรดุษฎีบัณฑิต

สาขาวิชาวิศวกรรมสำรวจ ภาควิชาวิศวกรรมสำรวจ

คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ปีการศึกษา 2556


ลิขสิทธิ์ของจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บทคัดย่อและแฟ้มข้อมูลฉบับเต็มของวิทยานิพนธ์ตั้งแต่ปีการศึกษา 2554 ที่ให้บริการในคลังปัญญาจุฬาฯ (CUIR)

เป็นแฟ้มข้อมูลของนิสิตเจ้าของวิทยานิพนธ์ ที่ส่งผ่านทางบัณฑิตวิทยาลัย

The abstract and full text of theses from the academic year 2011 in Chulalongkorn University Intellectual Repository (CUIR) are the thesis authors' files submitted through the University Graduate School.

EVALUATION ON POTENTIAL OF TIME-SERIES INSAR TECHNIQUES FOR THE STUDY
OF SMALL ACTIVE FAULTS MOTION IN THAILAND
AND REPUBLIC OF THE UNION OF MYANMAR



Miss Pattama Phodee

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

A Dissertation Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements
for the Degree of Doctor of Philosophy Program in Survey Engineering

Department of Survey Engineering

Faculty of Engineering

Chulalongkorn University

Academic Year 2013

Copyright of Chulalongkorn University

หัวข้อวิทยานิพนธ์

การประเมินศักยภาพของเทคนิค Time-Series InSAR
เพื่อศึกษาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนมีพลังขนาดเล็กใน
ประเทศไทยและสาธารณรัฐแห่งสหภาพเมียนมาร์

โดย

นางสาวปัทมา พอดี

สาขาวิชา

วิศวกรรมสำรวจ

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

รองศาสตราจารย์ ดร.อิทธิ ตรีสิริสัตยวงศ์

คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย อนุมัติให้หัวข้อวิทยานิพนธ์ฉบับนี้เป็นส่วน
หนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาตรีบัณฑิต

.....คณบดีคณะวิศวกรรมศาสตร์

(ศาสตราจารย์ ดร.บัณฑิต เอื้ออาภรณ์)

คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

.....ประธานกรรมการ

(ศาสตราจารย์ ดร.เฉลิมชนม์ สติระพจน์)

.....อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

(รองศาสตราจารย์ ดร.อิทธิ ตรีสิริสัตยวงศ์)

.....กรรมการ

(รองศาสตราจารย์ ดร.บรรเจิด พละการ)

.....กรรมการ

(อาจารย์ ดร.งทิต ฉายากุล)

.....กรรมการภายนอกมหาวิทยาลัย

(ดร.เชาวลิต ศิลปทอง)

ปัทมา พอดี : การประเมินศักยภาพของเทคนิค Time-Series InSAR เพื่อศึกษาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนมีพลังขนาดเล็กในประเทศไทยและสาธารณรัฐแห่งสหภาพเมียนมาร์. (EVALUATION ON POTENTIAL OF TIME-SERIES INSAR TECHNIQUES FOR THE STUDY OF SMALL ACTIVE FAULTS MOTION IN THAILAND AND REPUBLIC OF THE UNION OF MYANMAR) อ.ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก: รศ. ดร. อธิติ ตรีสิริสัตยวงศ์, 88 หน้า.

งานวิจัยนี้ศึกษาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนมีพลัง โดยใช้ภาพจากดาวเทียมเรดาร์ ในส่วนแรกศึกษา Interseismic Motion บริเวณกลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี ด้วยเทคนิค PSInSAR โดยใช้ภาพ Radarsat-1 จำนวน 12 ภาพ ผลการศึกษาพบว่า ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของอัตราการเคลื่อนตัวมีขนาดใกล้เคียงกับอัตราการเคลื่อนตัวที่อยู่ระหว่าง -25.8 (ทิศทางเข้าหาระบบเรดาร์) ถึง +23.2 (ทิศทางออกจากระบบเรดาร์) มม./ปี ทำให้อัตราการเคลื่อนตัวที่ได้ไม่เหมาะสมที่จะนำไปศึกษาต่อไป

ส่วนที่สองของการศึกษานี้ประกอบด้วยการศึกษาการวัด Coseismic Motion ของแผ่นดินไหว Tarlay ขนาด Mw6.8 บริเวณฝั่งตะวันตกของรอยเลื่อน Nam Ma ในประเทศเมียนมาร์ ด้วยเทคนิค 2-pass DInSAR โดยใช้ภาพ PALSAR จำนวน 4 ภาพ ค่าการเคลื่อนตัวที่ได้นำไปผ่านกระบวนการ Inversion ด้วยแบบจำลอง Single-patch ซึ่งได้ค่า Slip 2.5 เมตร และแบบจำลอง Multi-patch ที่ได้ค่าเฉลี่ยของ Slip 1.36 เมตร ค่า Slip จากแบบจำลอง Single-patch ให้ค่าคาบอุบัติซ้ำอยู่ระหว่าง 1,040 ถึง 4,160 ปี จากค่าพารามิเตอร์รอยเลื่อนที่ได้คำนวณ Coulomb Stress Change พบแรงเค้นเพิ่มขึ้นสูงสุดคือ 0.6 บาร์ ทางตะวันออกของรอยเลื่อนแม่จัน และ 0.15 บาร์ ที่รอยเลื่อนแม่ฮ่องและเชียงคำ

ในส่วนสุดท้ายของการศึกษาเป็นการตรวจวัด Postseismic Motion ของแผ่นดินไหว Tarlay ด้วยเทคนิค PSInSAR โดยใช้ภาพ Radarsat-2 จำนวน 19 ภาพ ผลการศึกษาพบอัตราการเคลื่อนตัวระหว่าง -24.3 ถึง +34.5 มม./ปี รูปแบบที่ตรวจวัดได้สอดคล้องกับ Postseismic Motion นอกจากนี้ การศึกษาตรวจพบอัตราการเคลื่อนตัวระหว่าง -10 ถึง +10 มม./ปี บริเวณรอยเลื่อนแม่จัน ซึ่งรูปแบบการเคลื่อนตัวที่ปรากฏสอดคล้องกับลักษณะการเคลื่อนตัวในช่วง Interseismic ของรอยเลื่อนมีพลังอย่างชัดเจน

ผลจากการศึกษา Coseismic Motion แสดงให้เห็นจุดเด่นของภาพจากระบบเรดาร์ที่ใช้ความยาวคลื่น L-band ในการตรวจหาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนมีพลัง ในทางตรงข้ามผลลัพธ์จากการใช้เทคนิค PSInSAR เผยให้เห็นข้อจำกัดของภาพจากระบบ C-band คือจำนวนจุด PS ที่ค่อนข้างน้อยและค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานที่มีขนาดใหญ่ดังที่พบในกรณีศึกษา Interseismic Motion เมื่อนำมาใช้ในบริเวณป่าเขตร้อนขึ้นอย่างเช่นบริเวณรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์

ภาควิชา วิศวกรรมสำรวจ ลายมือชื่อนิสิต

สาขาวิชา วิศวกรรมสำรวจ ลายมือชื่อ อ.ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

ปีการศึกษา 2556

5171816021 : MAJOR SURVEY ENGINEERING

KEYWORDS: TIME-SERIES INSAR / COSEISMIC / INTERSEISMIC / POSTSEISMIC / TARLAY
EARTHQUAKE

PATTAMA PHODEE: EVALUATION ON POTENTIAL OF TIME-SERIES INSAR TECHNIQUES FOR THE STUDY OF SMALL ACTIVE FAULTS MOTION IN THAILAND AND REPUBLIC OF THE UNION OF MYANMAR. ADVISOR: ASSOC. PROF. DR.ITTHI TRISIRISATAYAWONG, 88 pp.

This research studies active faults motion using radar imageries. The First part is the study of interseismic motion of Sri Sawas fault group in Kanchanaburi province using 12 Radarsat-1 data by PSInSAR technique. The result reveals that motion's standard deviations are around the same as the line-of-sight velocities of which are between -25.8 (toward the radar satellite) to 23.2 (away from the satellite) mm/yr, leading to the conclusion that the detected displacement velocities are not suitable for further study.

The second section concerns the coseismic motions of Mw6.8 Tarlay earthquake occurring in western segment of Nam Ma fault in Myanmar. Four PALSAR images are processed by 2-pass DInSAR technique. Inversion of the resulted motions by single-patch model yields a fault slip of 2.5 m. while multi-patch model yields an average slip of 1.36 m. Using the 2.5 m slip from single-patch model results in the recurrence period between 1,040 to 4,160 years. Further, the computation of Coulomb stress change indicates the increasing stress of 0.6 bars in eastern segment of Mae Chan fault and 0.15 bars at Mae Ing and Chiang Kham fault.

The last part of the studies determines postseismic motion of the Tarlay earthquake using 19 Radarsat-2 images by PSInSAR technique. The study detects LOS displacement rates between -24.3 and +34.5 mm/yr. The displacement pattern is consistent with that expected from postseismic motion. In addition, at Mae Chan fault, PSInSAR also shows velocities between -10 and +10 mm/yr, the pattern of which is consistent with deformation caused by interseismic motion.

The coseismic study reveals the advantage of L-band radar imageries in the detection of active fault motion. On the contrary, PInSAR reveals limitations of C-band imageris as small number of PS and large standard deviation of the motions are produced, as evident in the study of interseismic motion in the tropical forest like Sri Sawas fault area.

Department: Survey Engineering

Student's Signature

Field of Study: Survey Engineering

Advisor's Signature

Academic Year: 2013

กิตติกรรมประกาศ

ขอขอบพระคุณ รศ. ดร.อิทธิ ตรีสิริสัตยวงศ์ อาจารย์ที่ปรึกษาที่เคารพรัก ผู้คอยให้คำแนะนำและมุมมองการเขียนวิทยานิพนธ์รวมถึงความรู้และประสบการณ์ดี ๆ ตลอดระยะเวลาที่ศึกษาในจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัยแห่งนี้

ขอกราบขอบพระคุณคุณพ่อฉอ้อน และคุณแม่ปราณี พอดี ที่คอยส่งเสริมและให้กำลังใจลูกเสมอมาจนฟันฝ่าอุปสรรคต่างๆไปได้ด้วยดี ขอขอบคุณสมาชิกครอบครัวพอดีทุกท่านที่คอยดูแลและเป็นผู้อยู่เบื้องหลัง ขอขอบคุณคุณทิพวรรณ ภาวสันตานนท์ ที่คอยช่วยเหลือและเป็นกำลังใจเสมอมา

ขอขอบคุณท่านคณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ทุกท่านอันได้แก่ ศ. ดร.เฉลิมชนม์ สติระพจน์ ประธานกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ รศ. ดร.บรรเจิด พละการ ดร.จงทิศ ฉายากุล กรรมการสอบ และ ดร.เชาวลิต ศิลปทอง ผู้ทรงคุณวุฒิภายนอกมหาวิทยาลัยจากสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) ที่กรุณาให้ความคิดเห็นและข้อเสนอแนะต่างๆ ตลอดจนความรู้เพิ่มเติมเพื่อนำไปปรับปรุงแก้ไขวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ให้มีความสมบูรณ์ยิ่งขึ้น ขอขอบคุณคณาจารย์ภาควิชาวิศวกรรมสำรวจ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัยทุกท่าน ที่ให้วิชาความรู้อันทรงคุณค่าเพื่อเป็นพื้นฐานในการทำวิทยานิพนธ์

ขอขอบคุณโครงการ GEO2TECDI โครงการ 1 และ 2 ที่ให้การสนับสนุนในด้านข้อมูลซอฟต์แวร์และการฝึกอบรมจนสามารถวิเคราะห์ผลการศึกษานี้ได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่ง Dr. Andy Hooper จาก University of Leeds ประเทศอังกฤษ และ Dr. Miguel Caro Cuensa ที่ให้ความช่วยเหลือในเรื่องโปรแกรม Doris และ StaMPS/MTI เพื่อใช้ประมวลผลภาพ Radarsat-1 และ 2 ขอขอบคุณหน่วยงานผู้สนับสนุนด้านข้อมูลเพื่อใช้ในการศึกษาได้แก่ สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน)

ขอขอบคุณคุณอนุเฒ่า ออบแพทย์ ที่ให้ความช่วยเหลือด้านข้อมูลและการประมวลผลอีกทั้งแลกเปลี่ยนประสบการณ์การทำงานตลอดระยะเวลาที่ศึกษา ขอขอบคุณบุคลากรและพี่น้องในภาควิศวกรรมสำรวจทุกท่าน ขอขอบคุณคณาจารย์และบุคลากรของคณะภูมิสารสนเทศศาสตร์ มหาวิทยาลัยบูรพา ที่คอยช่วยเหลือและปฏิบัติหน้าที่แทนตลอดระยะเวลาที่ลาศึกษาต่อ

ท้ายที่สุดขอขอบคุณทุนโครงการพัฒนาอาจารย์สาขาขาดแคลนในประเทศ สาขา Remote Sensing and GIS จากสำนักงานคณะกรรมการอุดมศึกษาที่ให้การสนับสนุนตลอดการศึกษาปริญญาเอกในครั้งนี้

สารบัญ

หน้า

บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	จ
กิตติกรรมประกาศ.....	ฉ
สารบัญ.....	ช
สารบัญตาราง.....	ฌ
สารบัญภาพ.....	ญ
บทที่ 1 บทนำ.....	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย.....	6
1.3 ขอบเขตของงานวิจัย.....	6
1.4 โครงสร้างวิทยานิพนธ์.....	7
บทที่ 2 ทบทวนเอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง.....	8
2.1 การเกิดแผ่นดินไหวและประเภทของรอยเลื่อน.....	8
2.2 รอยเลื่อนที่มีพลังในประเทศไทยและรอยเลื่อน Nam Ma ในประเทศเมียนมาร์.....	11
2.3 หลักการทำงานของ InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar).....	14
2.4 การกำจัดและลดค่า Phase Error ที่เกิดขึ้นจากเทคนิค InSAR.....	21
2.5 เทคนิค Time-series InSAR ในการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน.....	26
บทที่ 3 Interseismic Motion บริเวณรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี โดยใช้เทคนิค PSInSAR.....	32
3.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	32
3.2 พื้นที่ศึกษาและข้อมูลที่นำมาใช้.....	33
3.3 ขั้นตอนการประมวลผลด้วยเทคนิค PSInSAR.....	36
3.4 ผลการศึกษา.....	40
บทที่ 4 การประมาณค่า Coseismic Slip จากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay การคำนวณ Coulomb Stress Change และการประมาณคาบอุบัติซ้ำ (Recurrence Period).....	43
4.1 ความเป็นมาและความสำคัญ.....	43
4.2 การหาค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma ด้วยแบบจำลอง Single-patch.....	46

4.3 การหาค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma ด้วยแบบจำลอง Multi-patch.....	51
4.4 เปรียบเทียบค่าที่ได้จากแบบจำลอง Multi-patch กับข้อมูลที่ได้จากการสำรวจภาคสนาม...	56
4.5 การคำนวณหา Coulomb Stress Change	58
4.6 การประมาณคาบอุบัติซ้ำ (Recurrence period).....	61
บทที่ 5 Postseismic Motion บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma ประเทศเมียนมาร์ โดยใช้เทคนิค PSInSAR	64
5.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา	64
5.2 พื้นที่ศึกษาและข้อมูลที่นำมาใช้	67
5.3 ขั้นตอนการศึกษา	68
5.4 ผลการศึกษา.....	69
บทที่ 6 สรุปและข้อเสนอแนะของงานวิจัย.....	73
6.1 สรุปผลการศึกษา Interseismic Motion	73
6.2 สรุปผลการศึกษา Coseismic Motion จากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay	74
6.3 สรุปผลการศึกษา Postseismic Motion บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma.....	77
6.4 ข้อเสนอแนะ.....	78
รายการอ้างอิง	80
ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์	88

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
2-1	ดาวเทียมในระบบเรดาร์ที่นิยมใช้งานในปัจจุบัน โดยจำแนกตามความยาวคลื่นทั้ง 3 ประเภท คือ ความยาวคลื่น X-band, C-band และ L-band ตามลำดับ.....15
3-1	อัตราการเคลื่อนตัวทางธรณีวิทยาของกลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์และเจดีย์สามองค์ในอดีต (สุวิทย์ โคสุวรรณ และคณะ 2550)33
3-2	แสดงจำนวนภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ประเภท SLC ในแนววงโคจรของดาวเทียม ขาลง โหมด Fine Beam (F2) จำนวนทั้งสิ้น 12 ภาพที่นำมาใช้งาน.....35
4-1	ค่า Slip ในแต่ละ Patch จำนวนทั้งสิ้น 360 Patch แบ่งตามความยาวของรอยเลื่อน 30 Patch และความลึกจากผิวดิน 12 Patch ข้อมูลอ้างอิงจากรูปที่ 4-955
4-2	การประมาณค่าอุบัติเหตุซ้ำที่ได้จากการหาค่า Coseismic Slip ด้วยวิธีต่างๆ โดยอาศัย Interseismic Slip Rate ของ Lacassin et al. (1998).....62
5-1	1 ข้อมูล Radarsat-2 ในแนววงโคจรดาวเทียมขาขึ้น โหมด F3N จำนวนทั้งสิ้น 19 ภาพที่นำมาใช้ในการศึกษา.....67

สารบัญภาพ

รูปที่	หน้า
1-1	แผนที่แสดงตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวขนาด $>M_w 6$ ในช่วงปี 2004 ถึง 2014 ที่ส่งผลกระทบต่อประเทศไทย โดยมีตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวอยู่บริเวณประเทศอินโดนีเซีย ลาว เมียนมาร์ และล่าสุดในจังหวัดเชียงราย ตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวอ้างอิงจาก USGS (2014) แผนที่ฐานตัดแปลงจาก ESRI (2011) และแผนที่รอยเลื่อนในประเทศไทยจาก กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (2551).....2
2-1	การเคลื่อนตัวทางราบในแต่ละขั้นตอนของวงจรการเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งอธิบายด้วยแบบจำลอง Reid's Elastic Rebound โดยตัดแปลงให้สอดคล้องกับรอยเลื่อนตามแนวระดับเหลี่ยมซ้าย ตัดแปลงภาพจาก Thatcher (1993); Wright (2002)9
2-2	ประเภทของรอยเลื่อนชนิดต่างๆ โดยแบ่งตามการเคลื่อนตัวในแนวมุมเทได้แก่ รอยเลื่อนปกติและรอยเลื่อนย้อน และการเคลื่อนตัวในแนวระดับได้แก่ รอยเลื่อนตามแนวระดับเหลี่ยมซ้าย และรอยเลื่อนตามแนวระดับเหลี่ยมขวา (Elnashai and Di Sarno 2008).....11
2-3	3 แนวรอยเลื่อน Mengxing (บน) และ Nam Ma (ล่าง) ในประเทศเมียนมาร์ ซึ่งบริเวณส่วนกลางของรอยเลื่อน Nam Ma พาดผ่านโค้งตัวรูปตัวยูของแม่น้ำโขง ทำให้มีการเคลื่อนที่ในแนวราบไปประมาณ 12 กิโลเมตร (Lacassin et al. 1998).....14
2-4	เรขาคณิตของ InSAR สำหรับใช้ในการหาความสูงภูมิประเทศ ตัดแปลงภาพจาก Bamler and Hartl (1998); Hanssen (2001).....16
2-5	เรขาคณิตของ Differential InSAR (DInSAR) อันเป็นผลมาจากการเคลื่อนตัวของแผ่นดินเนื่องจากระยะเวลาที่เปลี่ยนไป ตัดแปลงภาพจาก Hanssen (2001); Bamler and Hartl (1998).....18
2-6	เปรียบเทียบภาพ Interferogram ของดาวเทียม ERS-2 บริเวณพื้นที่ Los Angeles ทางตอนใต้ของ California ภาพซ้าย (a) เป็น Interferogram ดั้งเดิมที่อาศัยแบบจำลองจาก GPS Observation และภาพขวา (b) แสดงการแก้ไขค่าความคลาดเคลื่อนจากชั้นบรรยากาศโดยใช้ Sensor MODIS Model (Ding et al. 2008).....22
2-7	ตัวอย่างของ Interferogram จากดาวเทียม ERS-2 ที่แสดงความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากตำแหน่งวงโคจรของดาวเทียม ส่งผลให้เกิด Orbital Fringe ในภาพ (Kohlhase and Feigl 2010)23

รูปที่	หน้า
2-8	แสดงการเกิด Baseline Decorrelation สาเหตุมาจากความแตกต่างกันระหว่าง 2 เสาอากาศเป็นสาเหตุให้ Coherence ระหว่างภาพลดลง (Chen et al. 2002).....24
2-9	ลักษณะการสะท้อนของสัญญาณเฟส ภาพ 2-9(a) แสดงการกระจายตัวของสัญญาณเฟสภายในจุดภาพ ภาพ 2-9(b) แสดงการสะท้อนกลับของสัญญาณเฟสที่คงที่และถาวร (Hooper 2006)27
2-10	Interferogram แสดงลักษณะของ Normal Fringe 2-10(a) ซึ่งมีค่า Coherence ที่ดี และ Noisy Fringe 2-10(b) แสดงถึงค่า Coherence ที่ต่ำ (Chang 2008).....28
2-11	ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของ Deformation และ Topography จากจำนวนภาพ ERS-1/2 ที่นำมาใช้งาน แสดงให้เห็นถึงค่าความแม่นยำเมื่อใช้จำนวนภาพที่มากขึ้น Hanssen (2003).....29
3-1	แผนที่รอยเลื่อนในจังหวัดกาญจนบุรี กรอบสี่เหลี่ยมสีเขียวแสดงพื้นที่ศึกษาตามขอบเขตภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ซึ่งครอบคลุมทางตอนเหนือของเขื่อนศรีนครินทร์ ตัวเลขบนแผนที่ อ้างอิงจากตารางที่ 3-1 แสดงตำแหน่งแผ่นดินไหวในอดีตบริเวณพื้นที่จังหวัดกาญจนบุรี โดยมีอัตราการเคลื่อนตัวเฉลี่ย 1.3 -1.94 มิลลิเมตรต่อปี ดัดแปลงภาพจากกรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (2551), สุวิทย์ โควสุวรรณ์ และคณะ (2550)34
3-2	แสดงขั้นตอนการทำงานของเทคนิค Time-series InSAR ตามลำดับขั้นตอนการทำงานของโปรแกรม DORIS และ STaMPS/MTI ดัดแปลงภาพจาก Hooper et al. (2009).....37
3-3	จำนวนภาพ Interferogram ทั้งสิ้น 11 ภาพ ที่ได้จากการประมวลผลด้วยภาพประเภท SLC จากดาวเทียม Radarsat-1 โดยการจับคู่ภาพระหว่างภาพ Master คือวันที่ 9 เมษายน 2007 และภาพอื่นๆ ที่เหลือคือ Slave38
3-4	แผนที่แสดงการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในทิศทาง LOS (ซ้ายมือ) บริเวณทางตอนเหนือของเขื่อนศรีนครินทร์ ซึ่งครอบคลุมบางส่วนของกลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง ด้วยเทคนิค Time-series InSAR ภาพขวามือ แสดงค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานในแต่ละจุด41
4-1	แสดงตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี 1976 ที่ผ่านมาโดยมีขนาด $M_w > 6.3$ บริเวณ Shan Fault System ซึ่งเป็นส่วนที่อยู่ระหว่างรอยต่อของประเทศจีน เมียนมาร์ ลาว และไทย (Tun et al. 2013) แผนที่ฐานดัดแปลงจาก ESRI (2011).....44

รูปที่	หน้า
4-2	Wrapped Interferograms แสดง Coseismic Motion ที่เกิดจากแผ่นดินไหว Tarlay ซ้ายมือเป็น Interferogram จากคู่ภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น และขวามือเป็น Inteferogram จากคู่ภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง เส้นสีแดงคือแนวรอยเลื่อน Nam Ma (Trisirisatayawong et al. 2011).....45
4-3	ขั้นตอนการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนด้วยแบบจำลอง Single-patch โดยอาศัย ข้อมูลที่ได้จาก 2-pass DInSAR และอาศัยการคำนวณ Coseismic Motion ด้วยสูตรของ Okada จนกระทั่งได้ค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน.....46
4-4	ค่า Dip, ค่า Strike และ Slip ที่สัมพันธ์กับประเภทของรอยเลื่อนเพื่อใช้ในการคำนวณด้วย วิธี Okada (Hooper, 2011).....47
4-5	องค์ประกอบของ Slip ได้แก่ U_1 คือ Strike-slip, U_2 คือ Dip-slip และ U_3 คือ Tensile ค่าแรงดึง ด้วยวิธี Okada (Hooper 2011).....48
4-6	Coseismic Motion ในแนว LOS ด้วยแบบจำลอง Single-patch ของภาพในแนววงโคจร ของดาวเทียมขาขึ้น (ภาพบน) และแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง (ภาพล่าง) โดยวิธี Downsampled ข้อมูลที่ได้คือ Interferogram, แบบจำลอง และค่า Residual ตามลำดับ.....50
4-7	ขั้นตอนการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนด้วยแบบจำลอง Multi-patch โดยอาศัย การแบ่งจำนวน Patch ตามความยาวและความลึกของรอยเลื่อน ผลลัพธ์ที่สำคัญคือ ค่า Slip ที่ระดับความลึกที่แตกต่างกัน.....52
4-8	Coseismic Displacement ในแนว LOS ด้วยวิธี Multi-patch ของภาพแนววงโคจรของ ดาวเทียมขาขึ้น (ภาพบน) และแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง (ภาพล่าง) โดยการ Downsampled ข้อมูลที่ได้คือ interferogram จาก InSAR เปรียบเทียบกับแบบจำลอง และค่า Residual ตามลำดับ54
4-9	Fault Slip Distribution จากแผ่นดินไหว Tarlay ประกอบไปด้วยขนาดและทิศทางการ เคลื่อนที่ ค่าสูงสุดของ Slip เท่ากับ 2.77 เมตรที่ระดับความลึก 5 และ 6 กิโลเมตร Slip ที่มี ขนาดมากกว่า 2 เมตร ส่วนใหญ่จะกระจุกตัวที่ความลึก 3 ถึง 8 กิโลเมตรจากผิวดินไป ทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อน.....55

รูปที่	หน้า
4-10	ข้อมูลที่ได้จากการสำรวจภาคสนามของ Myanmar Earthquake Committee Tarlay Earthquake (Myint et al. 2013) หลังเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay รวมความยาวในการสำรวจทั้งสิ้น 32 กิโลเมตร เส้นสีแดงคือระยะในการสำรวจภาคสนาม จุดสีเหลืองคือตำแหน่งที่ทำการสำรวจและค่า Slip (เมตร) เส้นสีฟ้าคือระยะของรอยเลื่อนที่ใช้ในแบบจำลอง Multi-patch57
4-11	กราฟเปรียบเทียบค่า Slip บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma เส้นสีแดงคือค่า Slip ที่ได้จากการสำรวจภาคสนาม (Myint et al. 2013) จุดสีแดงคือตำแหน่งที่สำรวจ เส้นน้ำเงินคือ Slip ที่ได้จากผลการศึกษา.....57
4-12	Coulomb Stress Change หลังแผ่นดินไหว Tarlay บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma ในประเทศเมียนมาร์และส่งผลกระทบต่อแรงเค้นในรอยเลื่อนทางภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย.....60
4-13	Coulomb Stress Change หลังจากเกิดแผ่นดินไหว Tarlay โดยจำแนกตามชื่อของแนวรอยเลื่อนย่อยที่วางตัวพาดผ่านทางภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย ดาวสีเหลืองแสดงตำแหน่งแผ่นดินไหว Tarlay และจุดดาวสีแดงแสดงตำแหน่งแผ่นดินไหวเชียงราย.....61
5-1	อัตราแรงเครียดเฉือน (Shear Strain Rate) จากแนวรอยเลื่อนเมื่อเทียบกับเวลาที่ผ่านไป (Thatcher 1993)64
5-2	แสดงผลการศึกษาด้วยเทคนิค InSAR ที่ได้จากการเคลื่อนตัวตามวงจรแผ่นดินไหวในช่วงต่างๆ ประกอบไปด้วยช่วง Interseismic Motion Cavalie et al. 2008), Coseismic Motion (Trisiratayawong et al. 2011) และ Postseismic Motion (Ryder et al. 2007) ตามลำดับ.....66
5-3	Interferogramในพื้นที่รอยเลื่อน Nam Ma และ แม่จัน ประมวลผลจากภาพ Radarsat-2 จำนวนทั้งสิ้น 18 ภาพ ที่ได้จากการจับคู่ภาพระหว่าง Master คือวันที่ 20 มีนาคม 2012 และภาพอื่นๆ ที่เหลือเรียกว่า Slave69
5-4	Postseismic Motion บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma (ซ้ายมือ) และครอบคลุมไปถึงรอยเลื่อนแม่จัน โดยใช้ภาพจากดาวเทียม Radarsat-2 ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น โหมด F3N เส้นประสีดำ A-B แสดง Cross Section ของแนวรอยเลื่อน Nam Ma และเส้นประสีดำ C-D แสดง Cross Section ของแนวรอยเลื่อนแม่จัน ดาวสีแดงแสดงตำแหน่งแผ่นดินไหว Tarlay รูปขวามือแสดงค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานโดยเปรียบเทียบในแต่ละจุด.....70

รูปที่

หน้า

- 5-5 กราฟแสดงอัตราการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในแนว LOS จากแนวรอยเลื่อนออกไปทางทิศเหนือและใต้ โดยอ้างอิงข้อมูลจากรูปที่ 5-4 เส้นกราฟสีเหลืองคือ Cross Section จากเส้นประ A-B ของรอยเลื่อน Nam Ma เส้นกราฟสีน้ำเงินคือ Cross Section จากเส้นประ C-D ของรอยเลื่อนแม่จัน กราฟสีชมพูแสดงการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนแม่จันเมื่อหักความเร็วที่รอยเลื่อนออกไป.....71



จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

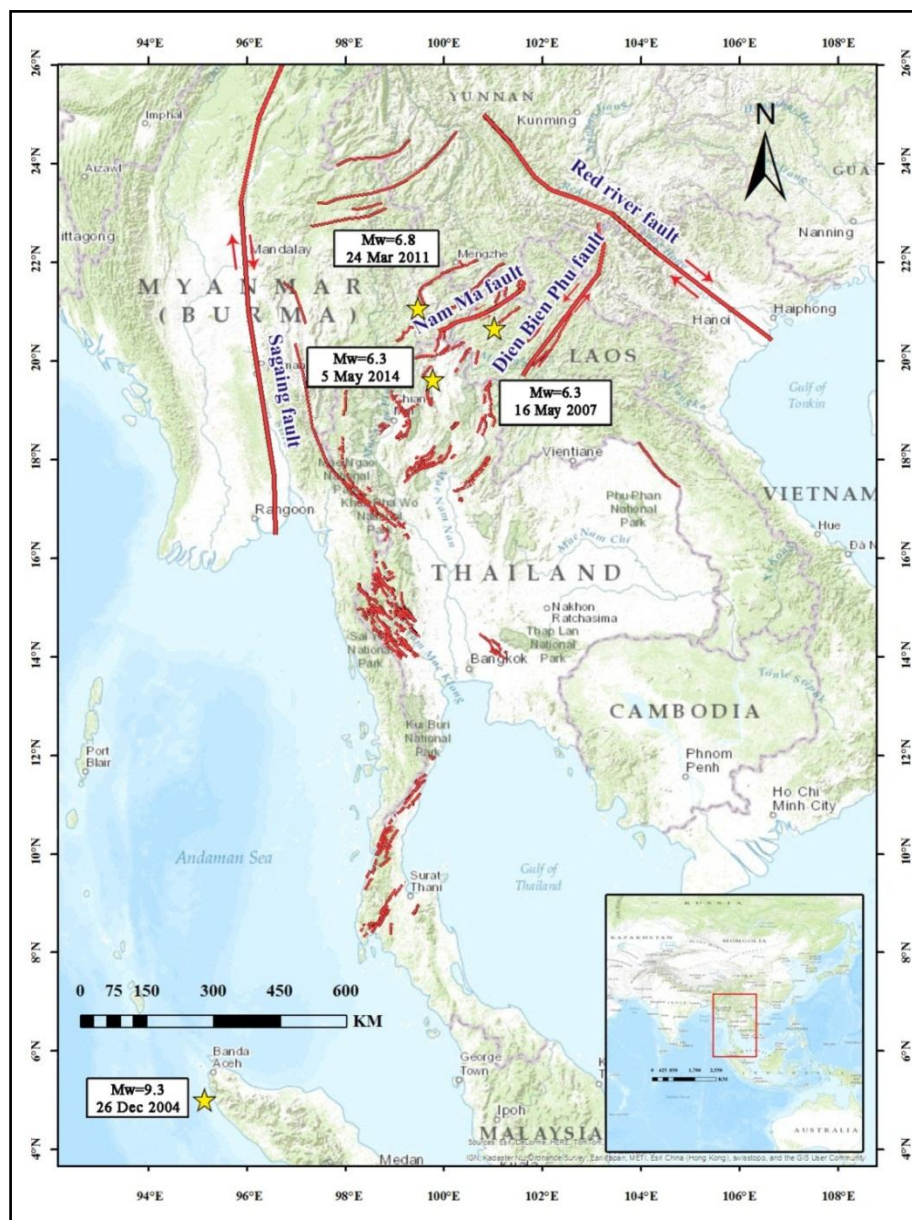
แผ่นดินไหวเป็นภัยพิบัติทางธรรมชาติที่ยากต่อการคาดเดาซึ่งในปัจจุบันมีหลายประเทศประสบปัญหาอยู่ แผ่นดินไหวเป็นปรากฏการณ์อันเนื่องมาจากการสั่นสะเทือนของพื้นดินเพื่อปลดปล่อยพลังงานที่สะสมไว้ในเปลือกโลก ก่อให้เกิดแรงสั่นสะเทือนที่สร้างความเสียหายให้กับชีวิตและทรัพย์สินของมนุษย์ ปัจจุบันนักวิชาการและผู้เกี่ยวข้องทางด้านแผ่นดินไหวเริ่มตระหนักถึงความเสียหาย และโอกาสที่จะเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่รอยเลื่อนของประเทศไทยทั้งหมด โดยเฉพาะพื้นที่ที่อยู่ในแนวพาดผ่านของรอยเลื่อนมีพลัง (Active Faults) สำหรับสถิติการเกิดแผ่นดินไหวในประเทศไทยส่วนใหญ่ตั้งแต่ปี 1975 มีขนาดของแผ่นดินไหวเฉลี่ย M_w 4.5-5.9 (Ornthammarath et al. 2011) ซึ่งเป็นขนาดเล็กถึงปานกลาง จนกระทั่งมีเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในช่วง 10 ปีที่ผ่านมาที่เกิดขึ้นในประเทศเพื่อนบ้าน และส่งผลกระทบต่อประเทศไทยดังแสดงในรูปที่ 1-1 ดังนี้

1. แผ่นดินไหวสุมาตรา-อันดามันขนาด M_w 9.3 เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม 2004 เกิดในทะเลออกไปทางตะวันตกของเกาะสุมาตราทางเหนือ (Vigny et al. 2005, Gahalaut et al. 2006) ก่อให้เกิดคลื่นสึนามิที่สร้างความเสียหายให้กับพื้นที่บริเวณชายฝั่งทะเลอันดามันของประเทศไทย หลังจากเกิดเหตุการณ์นี้พบว่า พื้นที่ทางภาคใต้ของประเทศไทยมีการเคลื่อนตัวในแนวราบไปประมาณ 33 เซนติเมตร (Satirapod et al. 2007)

2. แผ่นดินไหวในประเทศลาวขนาด M_w 6.3 เมื่อวันที่ 16 พฤษภาคม 2007 มีจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวอยู่ทางตอนเหนือของประเทศลาว ตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวห่างจากตัวเมืองเชียงรายไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือเป็นระยะทางประมาณ 110 กิโลเมตร (กรมทรัพยากรธรณีกระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ม.ป.ป.) เนื่องจากไม่มีข้อมูลแนวรอยเลื่อนในประเทศลาวจึงไม่อาจจะบอกรอยเลื่อนที่ชัดเจนที่เกิดแผ่นดินไหว แต่จากตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหว คาดว่าเป็นแนวรอยเลื่อนเดียวกับรอยเลื่อนแม่จันทางตอนเหนือของประเทศไทย

3. แผ่นดินไหว Tarlay ขนาด M_w 6.8 เมื่อวันที่ 24 มีนาคม 2011 ในประเทศเมียนมาร์ ซึ่งมีแนวรอยเลื่อน Nam Ma พาดผ่าน มีจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวลึกจากพื้นดินประมาณ 10 กิโลเมตร (McCaughey and Tapponnier 2011, Ruangrassamee et al. 2012, Tun et al. 2013, Wang et al. 2013) ทำให้พื้นที่ภาคเหนือตอนบนของประเทศไทยได้รับความเสียหายและรับรู้ถึง

แรงสั่นสะเทือนโดยเฉพาะอย่างยิ่งในจังหวัดเชียงราย ซึ่งมีแนวรอยเลื่อนมีพลังพาดผ่านอยู่ก็คือรอยเลื่อนแม่จัน



รูปที่ 1-1 แผนที่แสดงตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวขนาด $>M_w 6$ ในช่วงปี 2004 ถึง 2014 ที่ส่งผลกระทบต่อประเทศไทย โดยมีตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวอยู่บริเวณประเทศอินโดนีเซีย ลาว เมียนมาร์ และล่าสุดในจังหวัดเชียงราย ตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวอ้างอิงจาก USGS (2014) แผนที่ฐานตัดแปลงจาก ESRI (2011) และแผนที่รอยเลื่อนในประเทศไทยจาก กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (2551)

4. แผ่นดินไหวเชียงใหม่ขนาด $M_w 6.3$ เมื่อวันที่ 5 พฤษภาคม 2014 แผ่นดินไหวครั้งนี้มีสาเหตุมาจากการเลื่อนตัวทางส่วนเหนือของกลุ่มรอยเลื่อนพะเยาหรือรอยเลื่อนย่อยแม่ลาว (สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว 2557)

ข้อมูลกรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (2551) แสดงให้เห็นแนวรอยเลื่อนที่มีพลังในประเทศไทย มีประมาณ 13 แนว แบ่งออกเป็น 3 เขตรอยเลื่อนใหญ่ๆ ที่น่าสนใจมีดังนี้

1. รอยเลื่อนในเขตภาคตะวันตกของประเทศไทย ได้แก่ รอยเลื่อนเมย-อุทัยธานี รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ และรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์

2. รอยเลื่อนในเขตภาคเหนือ ได้แก่ รอยเลื่อนแม่ฮ่องสอน รอยเลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนแม่ทา รอยเลื่อนเถิน รอยเลื่อนพะเยา รอยเลื่อนอุตรดิตถ์ และรอยเลื่อนปัว นอกจากนี้ยังมีอีกหนึ่งแนวในเขตภาคตะวันออกเฉียงเหนือคือรอยเลื่อนท่าแขก

3. รอยเลื่อนในเขตภาคใต้ ได้แก่ รอยเลื่อนระนอง และรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย

แหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวหรือบริเวณตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวส่วนใหญ่จะอยู่ตรงบริเวณแนวรอยเลื่อนในประเทศเพื่อนบ้าน ได้แก่ ประเทศเมียนมาร์ ประเทศจีนตอนใต้ และประเทศลาว (Le Dain et al. 1984, บุรินทร์ เวชบรรเทิง 2551) ซึ่งรอยเลื่อนขนาดใหญ่ในประเทศข้างเคียงที่สำคัญเช่น รอยเลื่อน Sagaing ซึ่งพาดผ่านทางตอนกลางของประเทศเมียนมาร์ในแนวเหนือ-ใต้ เข้ามาทางชายแดนไทย-เมียนมาร์ด้านจังหวัดกาญจนบุรี มีความยาวมากกว่า 1,500 กิโลเมตร และรอยเลื่อน Red River ที่มีความยาวมาจากทางมณฑลยูนนานตอนใต้ของจีนพาดผ่านประเทศเวียดนามลงมาถึงทางทะเลจีนใต้ มีความยาวประมาณ 900 กิโลเมตร (Morley 2002, Fenton et al. 2003) ในการศึกษาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนประสบปัญหาในด้านขนาดและการเข้าถึงพื้นที่ ทำให้ต้องอาศัยงบประมาณค่าใช้จ่ายในการสำรวจค่อนข้างสูง การนำภาพถ่ายจากดาวเทียมประเภท SAR (Synthetic Aperture Radar) มาใช้ จึงได้เปรียบในเรื่องของการวิเคราะห์พื้นที่เป็นบริเวณกว้าง ประหยัดค่าใช้จ่ายเมื่อเทียบกับผลลัพธ์ที่ได้ซึ่งครอบคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่ สามารถวิเคราะห์พื้นที่ที่ยากต่อการเข้าถึงเช่น พื้นที่ภูเขาสูง พื้นที่ที่มีความลาดชัน เป็นต้น อีกทั้งสามารถถ่ายภาพได้ทุกสภาวะอากาศ ทะลุทะลวงเมฆและฝน ทำให้ได้ข้อมูลในการวิเคราะห์ที่ต่อเนื่องและสามารถตรวจจับการเปลี่ยนแปลงของแผ่นดินที่ค่อยๆ เกิดขึ้นได้

เทคนิคที่นำมาใช้ในการศึกษาคครั้งนี้จะมุ่งเน้นไปที่ 2 เทคนิคคือ PSInSAR (Persistent Scatterer Interferometric Synthetic Aperture Radar) ซึ่งเป็นหนึ่งในเทคนิค Time-series InSAR กับ 2-pass DInSAR (Differential InSAR) ซึ่งเทคนิค PSInSAR นั้นอาศัยจำนวนชุดคู่ภาพหลายๆ ภาพของ DInSAR ในแต่ละช่วงเวลามาวิเคราะห์ โดยอาศัยค่าเฟสของจุดภาพที่เรียกว่า

Permanent Scatterer ซึ่งไม่ถูกรบกวนด้วยการเปลี่ยนแปลงเฟสที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงสิ่งปกคลุมดิน จนท้ายที่สุดแล้วเทคนิคนี้สามารถตรวจวัดการเคลื่อนตัวขนาดเล็กในระดับมิลลิเมตรหรือเซนติเมตรได้ (Ferretti et al. 2001, Hanssen 2001, Hooper 2006) การนำเทคนิค Time-series InSAR มาใช้ในการศึกษาจะเป็นประโยชน์อย่างยิ่งในการตรวจวัดการเปลี่ยนแปลงและการเคลื่อนตัวของแผ่นดินบริเวณรอยเลื่อนที่มีพลังขนาดเล็กในประเทศไทย รวมถึงรอยเลื่อนในประเทศข้างเคียง เช่น เมียนมาร์ อีกทั้งเทคนิคนี้ยังช่วยลดข้อจำกัดของการใช้เทคนิคอื่นๆ อีกด้วย เช่น เทคนิคทางธรณีวิทยา เทคนิค GPS เป็นต้น ซึ่งเป็นประโยชน์ต่อการติดตามการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน และเป็นข้อมูลที่สำคัญในการอธิบายพฤติกรรมของรอยเลื่อนได้ดียิ่งขึ้น สำหรับเทคนิค DInSAR จะนำผลลัพธ์ที่ได้จากเทคนิคนี้เพื่อนำไปสู่การประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน รายละเอียดจะกล่าวในลำดับถัดไป

การศึกษานี้ศึกษาการเคลื่อนตัวตามวงจรแผ่นดินไหว (Earthquake Cycle) ซึ่งแบ่งออกเป็น 3 ช่วงเวลาคือ 1. การเคลื่อนตัวของแผ่นดินระหว่างเหตุการณ์แผ่นดินไหว (Interseismic Motion) อาศัยระยะเวลายาวนานที่สุดและไม่สามารถระบุชัดเจนได้ บางครั้งอาจจะหลายร้อยหรือหลายพันปี 2. การเคลื่อนตัวของแผ่นดินขณะเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหว (Coseismic Motion) ที่เกิดขึ้นอย่างฉับพลัน และ 3. การเคลื่อนตัวของแผ่นดินหลังเหตุการณ์แผ่นดินไหว (Postseismic Motion) อาจจะอาศัยระยะเวลาหลายปี (Thatcher 1993, Wright 2002) ในส่วนของ Coseismic Motion พื้นที่ศึกษาคือรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี สาเหตุที่สำคัญในการเลือกศึกษาพื้นที่นี้เนื่องจากมีภาพ SAR ที่มีอยู่ในคลังภาพของสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) ของดาวเทียม Radarsat-1 ไว้ จำนวน 12 ภาพ ในเบื้องต้นข้อมูลนี้จึงถูกนำมาทดสอบการเคลื่อนตัวของแผ่นดินด้วยเทคนิค Time-series InSAR ความสำคัญของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์คือเป็นรอยเลื่อนที่แตกแขนงมาจากกลุ่มรอยเลื่อนพานหลวงในประเทศพม่า (ปัญญา จารุศิริ และคณะ 2547ก) และสันนิษฐานว่าหากเกิดแผ่นดินไหวขนาดรุนแรง อาจมีผลกระทบต่อความเสียหายของเขื่อนศรีนครินทร์

ผลการศึกษาพบว่าจำนวนจุด PS คือจุดภาพที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงสิ่งปกคลุมดิน หรือการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นไม่มีผลต่อค่าเฟสที่วัดได้ รายละเอียดจะกล่าวต่อไปในบทที่ 2 มีรูปแบบของจุดที่ไม่สอดคล้องกับรูปแบบของ Interseismic Motion ประกอบกับการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ในช่วงเวลา 2 ปีที่ครอบคลุมด้วยภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 มีค่า Signal-to-noise Ratio (SNR) ใกล้เคียง 1 แสดงให้เห็นว่าค่า Noise ที่หลงเหลืออยู่มีขนาดใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการเคลื่อนตัวของแผ่นดิน ดังนั้นจำนวนภาพที่นำมาใช้งานไม่เพียงพอที่จะลดค่ารบกวนที่ปะปนมากับสัญญาณเฟสได้ ประกอบกับในช่วงปี 2011 มีเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay ขนาด M_w 6.8 ประเทศเมียนมาร์ ศูนย์กลางแผ่นดินไหวอยู่ไม่ห่างจากชายแดนประเทศไทย บริเวณจังหวัดเชียงรายประมาณ 30

กิโลเมตร (Ornthammarath 2012) ซึ่งมีแนวรอยเลื่อนแม่จันทน์พาดผ่านนับว่าเป็นเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่และน่าสนใจที่จะนำมาศึกษาในขั้นตอนของ Coseismic Motion และ Postseismic Motion ในลำดับต่อไป

จากผลการศึกษาของ Trisirisatayawong et al. (2011) โดยใช้ภาพจากดาวเทียม ALOS-PALSAR จำนวนทั้งสิ้น 4 ภาพ ที่บันทึกภาพก่อนและหลังเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวในแนวมวงโคจรของดาวเทียมทั้งขาขึ้นและขาลง (Ascending and Descending Orbit) ด้วยเทคนิค 2-pass DInSAR เพื่อตรวจสอบ Coseismic Motion ของเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay พบว่ามีการเคลื่อนตัวของแผ่นดินขยับตัวไปประมาณ 1.2 เมตรในทิศทางของเรดาร์ และมีการเคลื่อนตัวของแผ่นดินที่กระจายออกจากบริเวณศูนย์กลางแผ่นดินไหวไปทางเหนือของรอยเลื่อนเข้าไปในประเทศเมียนมาร์ และลงมาทางใต้ในประเทศไทย จึงอนุมานจากข้อมูลเบื้องต้นว่ารอยเลื่อนแม่จันทน์อาจจะได้รับผลกระทบนี้ไปด้วย ผลการวิเคราะห์จาก InSAR นี้ จึงถูกนำไปประมาณค่าเบื้องต้นในการหาพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma สมการที่ใช้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนกับ Coseismic Motion บนพื้นผิวคือสมการ Okada (1985) ปัญหาตรง (Direct Problem) ของสมการ Okada คือรู้พารามิเตอร์ของรอยเลื่อนแล้วสามารถคำนวณหา Coseismic motion ที่เกิดขึ้น ณ ตำแหน่งต่างๆ โดยรอบรอยเลื่อนได้ แต่ในทางปฏิบัติจริง เราไม่ทราบพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนหรือทราบเพียงบางตัวเช่น ค่าแนวระดับ (Strike) ดังนั้นจึงคำนวณหาพารามิเตอร์รอยเลื่อนจาก Coseismic motion ที่ได้จาก InSAR ด้วยสมการ Okada เช่นกัน ปัญหานี้ย้อนทางกับปัญหาตรงที่อธิบายข้างต้นจึงเรียกว่า Inverse Problem และเรียกกระบวนการหาคำตอบนี้ว่าวิธีย้อนกลับ (Inversion)

การหาพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนด้วยวิธีย้อนกลับประกอบไปด้วย 2 วิธีย่อยคือ แบบจำลอง Single-patch และแบบจำลอง Multi-patch ค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ที่ประมาณได้จากสองวิธีนี้ถูกนำไปเปรียบเทียบ Coseismic Motion ระหว่างค่าที่ได้จาก Model กับค่าที่ได้จาก InSAR เมื่อได้ค่าผลลัพธ์ที่เหมาะสมจึงได้ค่า Slip หรือระยะการเลื่อนจากแบบจำลอง Single-patch ถูกนำไปประมาณคาบอุบัติซ้ำ (Recurrence Period) ประกอบกับการศึกษาของ Lacassin et al. (1998) ที่ศึกษาเกี่ยวกับ Interseismic Rate ด้วยวิธีการทางธรณีวิทยาบริเวณส่วนกลางของรอยเลื่อน Nam Ma พบว่ามีอัตราการเคลื่อนตัวประมาณ 0.6 ถึง 2.4 มิลลิเมตรต่อปี ทำให้สามารถประมาณระยะเวลาการเกิดแผ่นดินไหวแบบคร่าวๆ ในครั้งต่อไป สำหรับค่า Slip บนผิวดินที่ระดับความลึกน้อยกว่า 1 กิโลเมตรจากแบบจำลอง Multi-patch จะถูกนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลการสำรวจภาคสนามหลังแผ่นดินไหว Tarlay ที่ได้จาก Myint et al. (2013) นอกจากนี้พารามิเตอร์ต่างๆ ของรอยเลื่อนยังถูกนำไปสู่การคำนวณการกระจายตัวใหม่ของแรงเค้นบริเวณโดยรอบของรอยเลื่อน Nam Ma ด้วยวิธี Coulomb Stress Change (Toda et al. 2011) เพื่อดูแนวโน้มว่ารอยเลื่อนในประเทศไทยหลายแห่งเช่น รอย

เลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนแม่อิง รอยเลื่อนแม่ลาว เป็นต้น ว่ามีการเพิ่มขึ้นของแรงเค้นหรือไม่ ทำให้ประมาณความเสี่ยงในการเกิดแผ่นดินไหวครั้งต่อไป

จากผลการศึกษาข้างต้นจึงมีความน่าสนใจอย่างยิ่งที่จะติดตามพฤติกรรม Postseismic Motion ของบริเวณรอยเลื่อน Nam Ma นี้ต่อไป ประกอบกับในพื้นที่นี้มีข้อมูลภาพจากดาวเทียม Radarsat-2 ซึ่งครอบคลุมบริเวณรอยเลื่อนจำนวนทั้งสิ้น 19 ภาพ ระยะเวลาในการบันทึกภาพทั้งสิ้น ประมาณ 2 ปี ซึ่งเพียงพอต่อการทดสอบศักยภาพการใช้เทคนิค Time-series InSAR (Hooper 2006) เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงในช่วงนี้มีความซับซ้อนประกอบไปด้วยกลไกหลายอย่างและมีขนาดเล็ก แตกต่างจากช่วง Coseismic ที่มีขนาดการเคลื่อนตัวในระดับเมตรหรือสิบเมตรขึ้นไป (Tronin 2010) จึงจำเป็นต้องอาศัยจำนวนภาพที่มากและยาวนานกว่า การศึกษาการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นในขั้นตอนนี้ จะเป็นกุญแจสำคัญที่อธิบายลักษณะการเปลี่ยนแปลงตามวงจรการเกิดแผ่นดินไหวต่อไปในอนาคต

1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย

1.2.1 เพื่อศึกษาและประเมินศักยภาพภาพของเทคนิค Time-series InSAR ในการติดตาม Interseismic Motion ของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์

1.2.2 เพื่อศึกษา Coseismic Motion จากแผ่นดินไหว Tarlay และวิเคราะห์ผลที่เกิดขึ้นจากแผ่นดินไหวนี้

1.2.3 เพื่อศึกษาและประเมินศักยภาพภาพของเทคนิค Time-series InSAR ในการติดตามการ Postseismic Motion ของแผ่นดินไหว Tarlay

1.3 ขอบเขตของงานวิจัย

การศึกษาในครั้งนี้นำภาพ SAR ประมวลผลด้วยเทคนิค Time-series InSAR และนำผลจากเทคนิค 2-pass DInSAR เพื่อใช้ในการหาพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน เพื่อศึกษาพฤติกรรมของรอยเลื่อนมีพลังในขั้นตอนต่างๆ ตามวงจรแผ่นดินไหว โดยแบ่งการศึกษาออกเป็น 3 ช่วง และทดสอบกับ 2 พื้นที่คือ

1.3.1 ศึกษา Interseismic Motion โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 จำนวนทั้งสิ้น 12 ภาพ ด้วยเทคนิค PSInSAR ครอบคลุมบริเวณพื้นที่รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี

1.3.2 ศึกษา Coseismic Motion ของรอยเลื่อน Nam Ma จากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay โดยนำผลลัพธ์จากเทคนิค 2-pass DInSAR มาวิเคราะห์เพื่อหาพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน รายละเอียดประกอบไปด้วย การประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนด้วยวิธี Inversion, การหาค่า Coulomb Stress Change และการประมาณคาบอุบัติซ้ำ

1.3.2 ศึกษา Postseismic Motion โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-2 จำนวนทั้งสิ้น 19 ภาพ ครอบคลุมพื้นที่บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma และรอยเลื่อนแม่จันในจังหวัดเชียงราย เพื่อติดตามการเคลื่อนตัวหลังจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay ด้วยเทคนิค PSInSAR

1.4 โครงสร้างวิทยานิพนธ์

งานวิจัยชิ้นนี้ใช้เทคนิค InSAR เพื่อตรวจวัดการเคลื่อนตัวที่เกิดขึ้นตามช่วงเวลาต่างๆ ของวงจรแผ่นดินไหว โดยเนื้อหาออกเป็น 6 บทคือ

บทที่ 1 กล่าวถึงความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา รวมถึงวัตถุประสงค์และขอบเขตในการศึกษา

บทที่ 2 กล่าวถึงทฤษฎีวงจรแผ่นดินไหวที่แบ่งการเคลื่อนตัวออกเป็นช่วงเวลาต่าง ๆ และประเภทของรอยเลื่อน ข้อมูลทั่วไปของรอยเลื่อนมีพลังในประเทศไทยและข้างเคียง หลักการทำงานของเทคนิค InSAR และเทคนิค Time-series InSAR ในการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน

บทที่ 3 ทดสอบการใช้เทคนิค PSInSAR ด้วยภาพ SAR จากดาวเทียม Radarsat-1 ช่วงเวลาดังตั้งแต่วันที่ 25 กุมภาพันธ์ 2006 ถึง 22 มกราคม 2008 เพื่อตรวจวัด Interseismic Motion บริเวณพื้นที่รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี

บทที่ 4 กล่าวถึงผลการศึกษาในช่วง Coseismic ด้วยภาพ SAR จากดาวเทียม ALOS-PALSAR จำนวนทั้งสิ้น 4 ภาพ จากเทคนิค 2-pass DInSAR เพื่อนำการเคลื่อนตัวที่ตรวจวัดได้ ไปประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนด้วยการทำ Inversion รวมถึงคำนวณหา Coulomb Stress Change เพื่อหาการเปลี่ยนแปลงของแรงเค้นในบริเวณรอยเลื่อนใกล้เคียง และสุดท้ายการประมาณคาบอุบัติซ้ำ

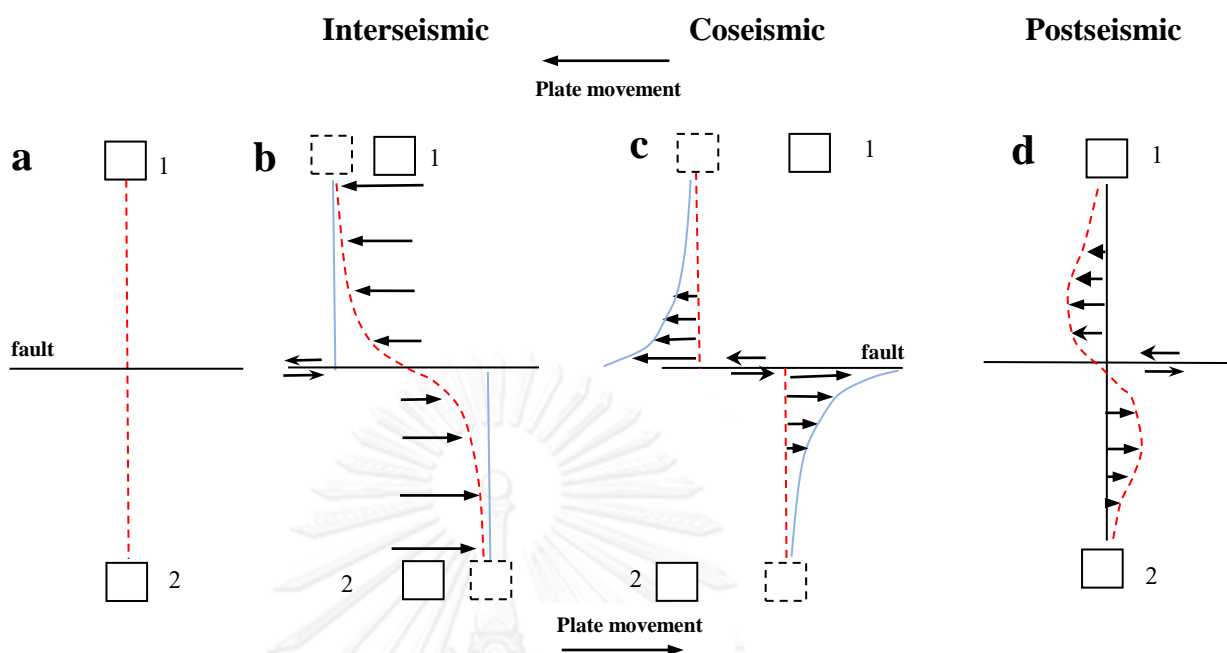
บทที่ 5 การศึกษา Postseismic Motion บริเวณพื้นที่รอยเลื่อน Nam Ma ด้วยภาพ SAR จากดาวเทียม Radarsat-2 โดยใช้เทคนิค PSInSAR นอกจากนี้ภาพยังครอบคลุมไปถึงรอยเลื่อนแม่จันด้วย และสุดท้ายบทที่ 6 สรุปและข้อเสนอแนะของงานวิจัย

บทที่ 2

ทบทวนเอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 การเกิดแผ่นดินไหวและประเภทของรอยเลื่อน

การเกิดแผ่นดินไหวคือการสั่นสะเทือนของพื้นดินอันเนื่องมาจากการปลดปล่อยพลังงานเพื่อลดแรงเค้น (Stress) ที่สะสมไว้ในเปลือกโลกออกมาและปรับสมดุลของเปลือกโลก ซึ่งทฤษฎีที่จะนำมาอธิบายกลไกการเกิดแผ่นดินไหวที่สอดคล้องกับรอยเลื่อนคือ Elastic Rebound Theory of Earthquake ทฤษฎีว่าด้วยการคืนตัวของวัตถุ อธิบายการสั่นสะเทือนเกิดจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน รอยเลื่อนคือแผ่นเปลือกโลก 2 แผ่นที่แยกกันเป็นคั่นละชั้น ซึ่งทั้งสองพยายามที่จะเคลื่อนที่ในทิศทางตรงกันข้ามแต่มีแรงเสียดทาน (Frictional Force) มาต้านไว้ เมื่อถึงจุดหนึ่งแรงเค้นที่สะสมเป็นเวลานานสามารถเอาชนะแรงเสียดทาน จนเกิดการปลดปล่อยพลังงานออกมาในรูปแบบแผ่นดินไหว แล้วจึงกลับเข้าสู่วงจรเดิมอีกครั้ง ปฏิบัติการคืนตัวนี้เรียกว่า Elastic Rebound ส่วนพลังงานที่ถูกปลดปล่อยและสะสมนี้เรียกว่า Elastic Stain Energy (Reid 1910) ทฤษฎีนี้สนับสนุนแนวความเชื่อที่ว่า แผ่นดินไหวมีกลไกเกี่ยวข้องโดยตรงและใกล้ชิดกับแนวรอยเลื่อนต่างๆ โดยเฉพาะรอยเลื่อนมีพลัง กระบวนการเกิดแผ่นดินไหวมีความสำคัญโดยเฉพาะอย่างยิ่งในเรื่องของวงจรแผ่นดินไหว ตัวอย่างงานวิจัยที่เป็นกรณีศึกษาในเรื่องนี้ได้ก็คือ แผ่นดินไหวในประเทศตุรกีซึ่งมีการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่มีขนาด $M_w \geq 6.7$ เริ่มต้นจากปี 1939-1967 บริเวณแนวรอยเลื่อน North Anatolian (Barka 1996) ตลอดความยาว 900 กิโลเมตร มีเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่เกิดขึ้นถึง 6 ครั้งต่อเนื่องมา จนกระทั่งมีเหตุการณ์ที่สำคัญคือแผ่นดินไหว Izmit ขนาด $M_w 7.4$ เมื่อวันที่ 17 สิงหาคม 1999 ตลอดความยาว 100 กิโลเมตร ทางฝั่งตะวันออกของเมือง Istanbul ซึ่งนับเป็นครั้งที่ 11 สำหรับเหตุการณ์แผ่นดินไหวในรอยเลื่อนนี้ ก่อให้เกิดรอยแตกตามแนวรอยเลื่อนเป็นระยะทาง 130 กิโลเมตร (Barka 1999, Hubert-Ferrari et al. 2000, USGS 2013) ลักษณะการเกิดแผ่นดินไหวที่ซ้ำๆ และต่อเนื่องกัน จึงเป็นข้อมูลที่สำคัญในการวิเคราะห์และนำไปสู่แบบจำลองวงจรแผ่นดินไหว Reid's Elastic Rebound คิดค้นโดย Harry Fielding Reid เริ่มต้นจากการสังเกตพฤติกรรมของแผ่นดินไหวที่ San Francisco เมื่อปี 1906 ในบริเวณรอยเลื่อน San Andreas ประเทศสหรัฐอเมริกาที่มีความยาวประมาณ 1,300 กิโลเมตร ซึ่งมีพฤติกรรมคล้ายคลึงกับรอยเลื่อน North Anatolian (Wright 2002) ที่ได้กล่าวไว้ข้างต้น เมื่อนำแบบจำลอง Reid's Elastic Rebound มาดัดแปลงให้สอดคล้องตามการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนตามแนวระดับเหลี่ยมซ้าย (Left-lateral Strike-slip Fault) สามารถอธิบายขั้นตอนการเกิดแผ่นดินไหวได้ดังรูปที่ 2-1



รูปที่ 2-1 การเคลื่อนตัวทางราบในแต่ละขั้นตอนของวงจรการเกิดแผ่นดินไหว ซึ่งอธิบายด้วยแบบจำลอง Reid's Elastic Rebound โดยตัดแปลงให้สอดคล้องกับรอยเลื่อนตามแนวระดับเหลี่ยมซ้าย ดัดแปลงภาพจาก Thatcher (1993) และ Wright (2002)

จากรูปที่ 2-1 แสดงให้เห็นถึงลำดับการเคลื่อนตัวอันเนื่องมาจากแรงที่มากกระทำในบริเวณรอยเลื่อน โดยอธิบายขั้นตอนได้ 4 ขั้นตอนที่สำคัญดังนี้

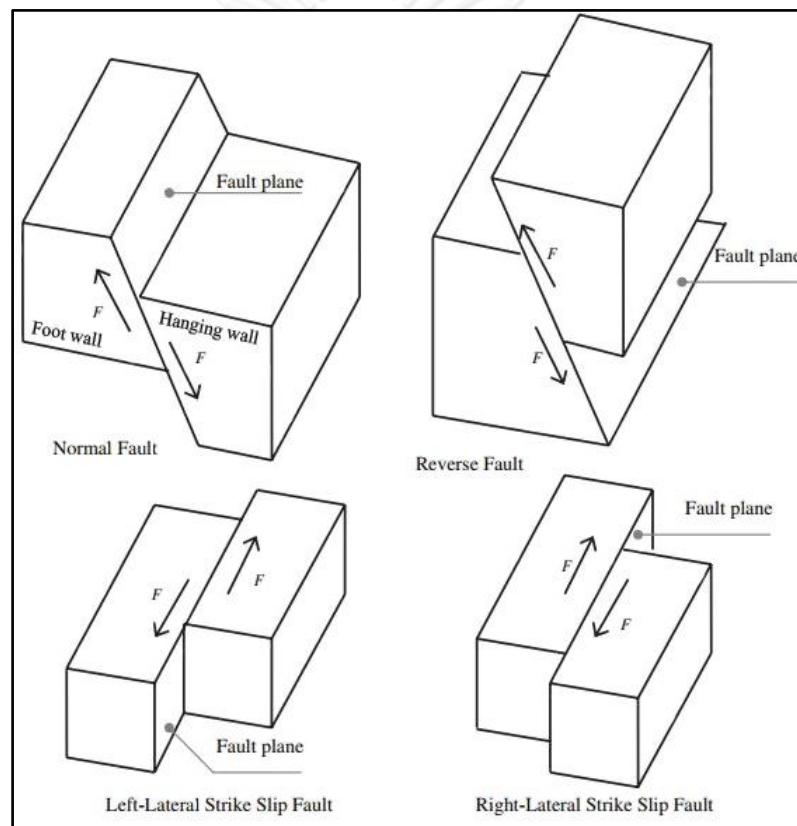
1. รูปที่ 2-1(a) เส้นประสีแดงคือ เส้นสมมติที่แสดงให้เห็นถึงการเคลื่อนตัวระหว่างทิศเหนือและใต้จากแนวรอยเลื่อน ในขั้นตอนนี้สมมติให้ยังไม่มีแรงใดๆ ที่มากกระทำ รูปสี่เหลี่ยมจำลองตำแหน่งของแผ่นเปลือกโลกทั้งสอง และเส้นทึบสีดำแสดงแนวรอยเลื่อน

2. รูปที่ 2-1(b) แสดงลักษณะ Interseismic Motion หรือการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกระหว่างเหตุการณ์แผ่นดินไหว แผ่นเปลือกโลกทั้งสองฝั่งของรอยเลื่อนพยายามเคลื่อนตัวไปทิศทางตรงกันข้ามทำให้เกิดการสะสมแรงเค้น (Stress Accumulation) ที่อยู่ในบริเวณรอยเลื่อนแต่ถูกล็อคไว้ด้วยแรงเสียดทาน ดังนั้นบริเวณแนวรอยเลื่อนจึงไม่มี Interseismic Motion แต่บริเวณที่ห่างจากแนวรอยเลื่อนออกมาทั้งสองฝั่งสามารถเคลื่อนตัวได้ จากภาพทิศเหนือของรอยเลื่อนจะเคลื่อนที่ไปทางซ้ายและในขณะเดียวกันทางทิศใต้จะเคลื่อนที่ไปทางขวา เมื่อสังเกตเส้นประสีแดงที่โค้งงออันเนื่องมาจากมาแรงเค้นที่มากกระทำพบว่า แรงเค้นมีขนาดใหญ่เมื่ออยู่ห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไป

3. เมื่อการสะสมแรงเค้นถึงในระดับหนึ่งก็จะเกิดการปลดปล่อยพลังงานออกมาในรูปแบบแผ่นดินไหวรูปที่ 2-1(c) แสดงให้เห็น Coseismic Motion หรือการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกขณะเกิดแผ่นดินไหว ทำให้แผ่นเปลือกโลกทั้งสองเกิดการเลื่อนไถล (Slipped) ไปในทิศทางตรงข้ามกัน ไปอยู่

ณ ตำแหน่งใหม่ เส้นสีน้ำเงินที่โค้งงอชี้ให้เห็นถึงระยะทางที่เคลื่อนตัวไปและแสดงผลรวมในช่วง Interseismic Motion และ Coseismic Motion

4. รูปที่ 2-1(d) เมื่อระยะเวลาผ่านไปหลังเหตุการณ์แผ่นดินไหว จากนั้นแรงเค้นที่สะสมตัว ถูกปลดปล่อยและลดขนาดลง (Earthquake and Partial Relaxation) ในขั้นตอนนี้เรียกว่า Postseismic Motion หรือการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกหลังจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวหมายความว่า การเคลื่อนที่ของแผ่นดิน ณ ตำแหน่งใหม่ก็ยังคงมีการปรับแรงเค้นที่มากกระทำอยู่ภายในรอยเลื่อน ตามทฤษฎี Elastic Rebound จนกว่าแรงจะเข้าสู่สภาวะคงที่และเข้าสู่ช่วง Interseismic อีกครั้ง



รูปที่ 2-2 ประเภทของรอยเลื่อนชนิดต่างๆ โดยแบ่งตามการเคลื่อนตัวในแนวมุมเทได้แก่ รอยเลื่อนปกติและรอยเลื่อนย้อน และการเคลื่อนตัวในแนวระดับได้แก่ รอยเลื่อนตามแนวระดับเหลี่ยมซ้ายและรอยเลื่อนตามแนวระดับเหลี่ยมขวา (Elnashai and Di Sarno 2008)

แผ่นดินไหวโดยส่วนใหญ่หากมีจุดศูนย์กลางในระดับ 5 - 15 กิโลเมตร เรียกว่าแผ่นดินไหวระดับตื้น สำหรับกลไกการเกิดแผ่นดินไหวจะมีความสัมพันธ์กับการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน ซึ่ง

โดยทั่วไปสามารถแบ่งการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน (Fault Plane) ออกเป็น 2 ประเภทใหญ่ๆ คือ (Elnashai and Di Sarno 2008)

1. การเคลื่อนตัวในแนวมุมเท (Dip-slip Fault) หินระหว่างแนวรอยเลื่อนแบ่งออกเป็น 2 ชั้นคือหินเพดาน (Hanging Wall) คือชั้นหินที่อยู่เหนือระนาบของรอยเลื่อน ส่วนอีกชั้นอยู่ใต้ระนาบรอยเลื่อนคือหินพื้น (Foot Wall) แบ่งการเคลื่อนตัวออกเป็น 2 ประเภทย่อยคือรอยเลื่อนปกติ (Normal Fault) เป็นรอยเลื่อนที่หินเพดานมีทิศทางเลื่อนลงเมื่อเปรียบเทียบกับหินพื้น ในทางตรงกันข้ามรอยเลื่อนย้อน (Reverse Fault) เป็นรอยเลื่อนที่หินเพดานมีทิศทางเลื่อนขึ้น ดังรูปที่ 2-2

2. การเคลื่อนตัวในแนวระดับ (Strike-slip Fault) สามารถแบ่งออกเป็น รอยเลื่อนตามแนวระดับเหลือมซ้าย (Left-lateral Strike-slip Fault) และรอยเลื่อนตามแนวระดับเหลือมขวา (Right-lateral Strike-slip Fault) วิธีการจำแนกอย่างง่ายคือดูว่าฝั่งตรงข้ามรอยเลื่อนมีการเคลื่อนตัวไปทิศทางใดเช่น ถ้ายืนอยู่บนฝั่งหนึ่งของรอยเลื่อน แล้วเห็นการเคลื่อนตัวของอีกฝั่งไปทางซ้ายก็ถือว่าเป็นรอยเลื่อนเหลือมซ้าย โดยทั่วไปรอยเลื่อนทั้งสองประเภทนี้จะมีค่ามุมเท (Dip Angle) เกือบอยู่ในแนวตั้ง

2.2 รอยเลื่อนที่มีพลังในประเทศไทยและรอยเลื่อน Nam Ma ในประเทศเมียนมาร์

รอยเลื่อนที่มีพลังในประเทศไทยมีความสำคัญอยู่หลายแนว โดยส่วนใหญ่ขนาดของแผ่นดินไหวในประเทศไทยจะอยู่ในขนาดเล็กถึงปานกลาง เกิดขึ้นมากทางภาคเหนือ ข้อมูลตั้งแต่ปี 1975 มีขนาดของแผ่นดินไหวเฉลี่ยขนาด M_w 4.5-5.9 (Ornthammarath et al. 2011) สำหรับข้อมูลรอยเลื่อนที่น่าสนใจในประเทศไทย สามารถจัดกลุ่มรอยเลื่อนออกเป็น 3 กลุ่ม ซึ่งล้วนแต่เป็นรอยเลื่อนที่มีความเกี่ยวข้องกับการเกิดแผ่นดินไหวในช่วงที่ผ่านมาโดยมีรายละเอียดที่สำคัญดังนี้

2.2.1 รอยเลื่อนในเขตภาคตะวันตกของประเทศไทย ได้แก่ รอยเลื่อนเมย - อุทัยธานี รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ และรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ โดยกลุ่มรอยเลื่อนในจังหวัดกาญจนบุรีเคยเกิดแผ่นดินไหวในปี 1983 มีความรุนแรงขนาด M_w 5.9 (Poolcharuansin 2009, ปัญญา จารุศิริ และคณะ 2547ข) มีสาเหตุเกิดมาจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ นอกเหนือจากนี้ จากข้อมูลสถิติแผ่นดินไหวที่รวบรวมโดย สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว (2554) พบว่าตั้งแต่ปี 2010 พื้นที่รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ยังคงมีการเกิดแผ่นดินไหวขนาดเล็กอยู่ อีกทั้งรอยเลื่อนนี้ยังพาดผ่านเขื่อนศรีนครินทร์ ซึ่งเป็นสิ่งก่อสร้างที่สำคัญเพราะเป็นเขื่อนขนาดใหญ่ที่ผลิตกระแสไฟฟ้าภายในประเทศ จากข้อมูลดังกล่าวจึงสันนิษฐานได้ว่า กลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ยังคงเป็นรอยเลื่อนที่มีพลัง โดยมีแรงดันที่มาก

กระทำทำให้การเคลื่อนตัวของเปลือกโลกเป็นไปอย่างช้าๆ จึงมีความน่าสนใจที่จะติดตามการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่นี้ต่อไปเป็นอย่างยิ่ง

2.2.2 รอยเลื่อนในเขตภาคใต้ ได้แก่ รอยเลื่อนระนอง และรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย แผ่นดินไหวที่สร้างความเสียหายให้กับภาคใต้ของไทยคือ แผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 28 กันยายน ปี 2006 ขนาด M_w 5.1 และวันที่ 8 ตุลาคมในปีเดียวกัน ขนาด M_w 5.6 มีข้อมูลการเกิดแผ่นดินไหวโดยมีศูนย์กลางอยู่ที่ประเทศเมียนมาร์ เกิดจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนตะนาวศรี ซึ่งอยู่ห่างจากชายแดนด้านจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ไปประมาณ 40 กิโลเมตร แรงสั่นสะเทือนมาถึงบริเวณจังหวัดประจวบคีรีขันธ์และจังหวัดเพชรบุรี (ภาครณวิวิทยา จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย 2550) ทำให้นักวิชาการตั้งสมมติฐานว่าแผ่นดินไหวในครั้งนี้อาจจะส่งผลกระทบต่อมายังรอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ยในประเทศไทย

2.2.3 รอยเลื่อนในเขตภาคเหนือ ประกอบไปด้วย รอยเลื่อนแม่ฮ่องสอน รอยเลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนแม่ทา รอยเลื่อนเถิน รอยเลื่อนพะเยา รอยเลื่อนอุตรดิตถ์ และรอยเลื่อนปัว เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่น่าสนใจและส่งผลกระทบต่อภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย เรียงตามลำดับช่วงเวลาที่เกิดขึ้น 3 เหตุการณ์ที่สำคัญ คือ

2.2.3.1 แผ่นดินไหว Laos ซึ่งอยู่ทางตอนเหนือของประเทศลาว ขนาด M_w 6.3 เมื่อวันที่ 16 พฤษภาคม 2007 มีจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวห่างจากตัวเมืองเชียงรายไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือเป็นระยะทางประมาณ 110 กิโลเมตร (กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ม.ป.ป.) และอยู่ในแนวที่สัมพันธ์กับแนวรอยเลื่อนแม่จันในจังหวัดเชียงรายของประเทศไทย

2.2.3.2 แผ่นดินไหว Tarlay ขนาด M_w 6.8 เมื่อวันที่ 24 มีนาคม 2011 ในประเทศเมียนมาร์บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma ซึ่งมีขนาดความลึกของจุดศูนย์กลางการเกิดแผ่นดินไหวที่ประมาณ 10 กิโลเมตรจากพื้นดิน แผ่นดินไหวดังกล่าวสั่นสะเทือนมาถึงประเทศไทย โดยเฉพาะอย่างยิ่ง จังหวัดเชียงรายซึ่งอยู่ติดกับเขตชายแดนของประเทศเมียนมาร์ สร้างความเสียหายแก่อาคารบ้านเรือนและสิ่งปลูกสร้างเป็นจำนวนมาก บริเวณตึกสูงในกรุงเทพฯ ก็รับรู้ได้ถึงแรงสั่นสะเทือนที่เกิดขึ้น (McCaughey and Tapponnier 2011, Ruangrassamee et al. 2012, Tun et al. 2013, Wang et al. 2013) จากเหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งนี้ ทำให้เป็นที่น่าจับตามองว่า จะส่งผลกระทบต่ออย่างไรกับรอยเลื่อนที่อยู่ในเขตภาคเหนือตอนบน โดยเฉพาะอย่างยิ่งรอยเลื่อนแม่จันที่วางตัวพาดผ่านในจังหวัดเชียงรายและเชียงใหม่ และอยู่ห่างจากรอยเลื่อน Nam Ma ลงมาทางใต้เพียงประมาณ 60 กิโลเมตร อาจมีแนวโน้มที่จะเสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวขึ้นในอนาคตหรือไม่

2.2.3.3 เหตุการณ์แผ่นดินไหวล่าสุดเมื่อวันที่ 5 พฤษภาคม 2014 มีจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวอยู่ที่อำเภอพาน จังหวัดเชียงราย ขนาด M_w 6.3 ที่ความลึกประมาณ 7 กิโลเมตรจากผิว

ดิน (สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว 2557) แผ่นดินไหวครั้งนี้ มีสาเหตุมาจากการเลื่อนตัวทางส่วนเหนือของกลุ่มรอยเลื่อนพะเยาหรือรอยเลื่อนย่อยแม่ลาว ซึ่งเป็นรอยเลื่อนประเภทในแนวระดับเหลี่ยมซ้าย วางตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ สร้างความเสียหายในรอบรัศมีประมาณ 30 กิโลเมตรจากจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว (สำนักธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อม กรมทรัพยากรธรณี 2014) นอกจากนี้ ประชาชนในภาคเหนือรวมถึงผู้ที่อาศัยอยู่ในอาคารสูงของกรุงเทพฯ สามารถรับรู้ถึงแรงสั่นสะเทือนในครั้งนี้ด้วย

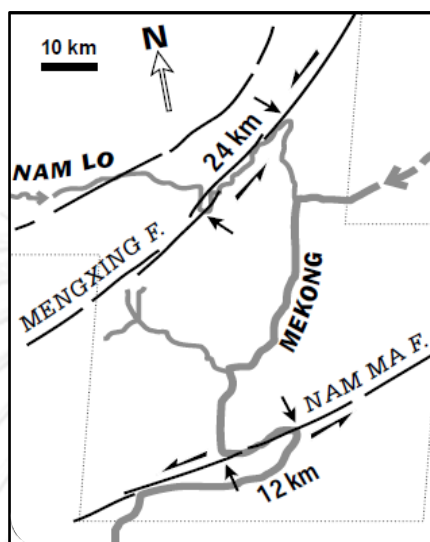
จากลำดับเหตุการณ์แผ่นดินไหวข้างต้น ข้อสังเกตที่พบอย่างหนึ่งคือ รอยเลื่อนในประเทศไทยมีด้วยกันหลายแนว แต่มีรอยเลื่อนเพียงบางแนวเท่านั้นที่เป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ซึ่งแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวส่วนใหญ่จะมาจากรอยเลื่อนในประเทศข้างเคียง รอยเลื่อนในประเทศไทยหลายแห่งมีแนวรอยเลื่อนที่ต่อเนื่องมาจากประเทศเพื่อนบ้าน ได้แก่ เมียนมาร์ จีนตอนใต้ ลาว เช่น รอยเลื่อนแพร์ รอยเลื่อนแม่ทา รอยเลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ รอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ รอยเลื่อนระนอง เป็นต้น (Le Dain et al. 1984, บุรินทร์ เวชบรรเทิง 2551) ดังนั้นจึงเกิดสมมติฐานที่ว่า การเกิดแผ่นดินไหวในประเทศเพื่อนบ้าน จะมีความสัมพันธ์กับเกิดแผ่นดินไหวในประเทศไทยอย่างไร และจะมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่มีจุดศูนย์กลางในประเทศไทยขึ้นอีกหรือไม่

หนึ่งในรอยเลื่อนของประเทศข้างเคียงที่น่าสนใจคือ รอยเลื่อน Nam Ma ในรอบ 100 ปีที่ผ่านมา รอยเลื่อนนี้ไม่เคยเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาด $M_w > 6$ จนกระทั่งเกิดแผ่นดินไหว Tarlay เมื่อวันที่ 24 มีนาคม 2011 การวางตัวของรอยเลื่อนมีจุดเริ่มต้นมาจากทางตอนใต้ของประเทศจีน พาดผ่านทางตะวันตกเฉียงเหนือของประเทศลาว และลงมาทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศเมียนมาร์ มีความยาวโดยรวมประมาณ 150 กิโลเมตร โดยวางตัวในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ เป็นรอยเลื่อนประเภทในแนวระดับเหลี่ยมซ้าย (Ruangrassamee et al. 2012, Wang et al. 2013) ซึ่งคล้ายกับรอยเลื่อนหลายๆ แนวในภาคเหนือตอนบน เช่น รอยเลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนพะเยา เป็นต้น

จากการศึกษา (Lacassin et al. 1998) พบว่าในบริเวณส่วนกลางของรอยเลื่อน Nam Ma ซึ่งพาดผ่านแม่น้ำโขงในช่วงที่เป็นโค้งตัวรูปตัวยู (Hairpin Loop) มีการเคลื่อนที่ไปในแนวราบ (Offset) เป็นระยะทาง 12 กิโลเมตร ดังรูปที่ 2-3 โดยมี Slip Rate หรืออัตราการเคลื่อนอยู่ที่ 0.6 ถึง 2.4 มิลลิเมตรต่อปี นอกจากนี้กระบวนการธรณีวิทยาพบว่า ครั้งหนึ่งรอยเลื่อน Nam Ma เคยเป็นรอยเลื่อนในแนวระดับเหลี่ยมขวามาก่อนที่จะมีการเลื่อนไกลและทำให้กลับทิศทางการเคลื่อน (Slip-reversal) อันเป็นผลมาจากรอยเลื่อน Red River ในประเทศเวียดนาม จนทำให้กลายเป็นรอยเลื่อนในแนวระดับเหลี่ยมซ้ายอย่างในปัจจุบัน

การศึกษาด้วยเทคนิค Time-series InSAR ในครั้งนี้ ได้รับความอนุเคราะห์ข้อมูลจากหน่วยงานที่ผลิตข้อมูลคือ สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน)

หรือ สทอภ. สำหรับการศึกษาครั้งนี้ จะทดสอบศักยภาพเทคนิค InSAR โดยใช้ภาพที่ได้จากดาวเทียม Radarsat-1 ติดตาม Interseismic Motion ในพื้นที่รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ และภาพจากดาวเทียม Radarsat-2 ติดตาม Postseismic Motion ในพื้นที่รอยเลื่อน Nam Ma และภาพยังครอบคลุมไปถึง รอยเลื่อนแม่จัน



รูปที่ 2-3 แนวรอยเลื่อน Mengxing (บน) และ Nam Ma (ล่าง) ในประเทศเมียนมาร์ ซึ่งบริเวณ ส่วนกลางของรอยเลื่อน Nam Ma พาดผ่านโค้งตัวรูปตัวยูของแม่น้ำโขง ทำให้มีการเคลื่อนที่ใน แนวราบไปประมาณ 12 กิโลเมตร (Lacassin et al. 1998)

2.3 หลักการทำงานของ InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar)

ปัจจุบันมีดาวเทียมในระบบ SAR จำนวนมากที่สามารถนำมาประยุกต์กับงานที่อาศัยเทคนิค InSAR ในการวิเคราะห์ โดยประเภทของดาวเทียมในระบบเรดาร์อาศัยช่วงคลื่นย่านไมโครเวฟ หาก แบ่งประเภทของดาวเทียมตามความยาวคลื่นที่นิยมนำมาใช้งาน สามารถจำแนกออกได้เป็น 3 ประเภทใหญ่ๆ ตามตารางที่ 2-1 ข้อมูลในตารางบอกรายละเอียดเกี่ยวกับระยะเวลาที่ปฏิบัติงานของ ดาวเทียมแต่ละดวง ระยะเวลาการบินที่ถ่ายภาพซ้ำ และหน่วยงานที่รับผิดชอบ

สิ่งสำคัญที่ควรพิจารณาคือ การวางแผนเลือกภาพถ่ายจากดาวเทียมและความเป็นไปได้ของ จำนวนภาพที่นำมาใช้งาน เนื่องจากดาวเทียมในระบบ SAR ส่วนใหญ่จะไม่บันทึกภาพซ้ำในทุกที่ที่ โคจรผ่านมา นอกจากมีเหตุการณ์ฉุกเฉินเร่งด่วน เช่น แผ่นดินไหว น้ำท่วม เป็นต้น จึงจำเป็นต้องมี การสั่งบันทึกภาพล่วงหน้า อีกทั้งการศึกษาด้วยเทคนิค Time-series InSAR จำเป็นต้องอาศัยจำนวน ภาพในการประมวลผล ยกตัวอย่างงานวิจัยของ (Hooper et al. 2007) ซึ่งพัฒนาโปรแกรม

StaMPS/MTI อาศัยเทคนิค PSInSAR โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม ERS-2 จำนวนอย่างน้อย 15 ภาพ จึงจะเห็นการเคลื่อนตัวของบริเวณปากปล่องภูเขาไฟ Volcan Alcedo ที่ปกคลุมไปด้วยพืชพรรณได้

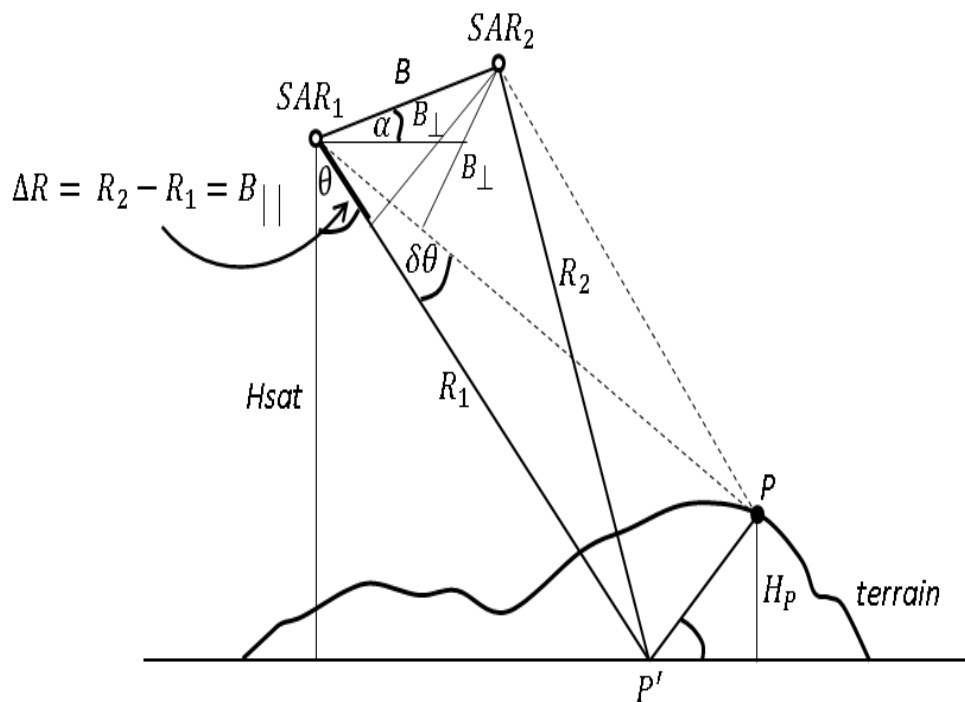
ตารางที่ 2-1 ดาวเทียมในระบบเรดาร์ที่นิยมใช้งานในปัจจุบัน โดยจำแนกตามความยาวคลื่นทั้ง 3 ประเภทคือ ความยาวคลื่น X-band, C-band และ L-band ตามลำดับ

ความยาวคลื่น	ดาวเทียม	ระยะเวลาที่ปฏิบัติการ	ประเทศที่ส่งขึ้นวงโคจร	บันทึกข้อมูลซ้ำ(วัน)
X	TerraSAR-X	2007 - ปัจจุบัน	DLR, เยอรมันนี	11
	Cosmo-Skymed	2007 - ปัจจุบัน	ASI, อิตาลี	16
C	ERS-1	1991 - 2001	ESA, ยุโรป	35
	ERS-2	1995 - 2011	ESA, ยุโรป	35
	Radarsat-1	1995 - 2013	CSA, แคนาดา	24
	Radarsat-2	2007 - ปัจจุบัน	CSA, แคนาดา	24
	Envisat	2007 - ปัจจุบัน	ESA, ยุโรป	35
L	JERS-1	1992 - 1998	NASDA, ญี่ปุ่น	44
	ALOS-PALSAR1	2006 - 2010	JAXA, ญี่ปุ่น	46
	ALOS-PALSAR2	2014 - ปัจจุบัน	JAXA, ญี่ปุ่น	14

สำหรับการศึกษาในครั้งนี้มีข้อจำกัดคือ จำนวนภาพถ่ายจากดาวเทียมที่มีอยู่ในคลังภาพของ สทอภ. พบว่ามีเพียงภาพจากดาวเทียม Radarsat-1 จำนวน 12 ภาพเท่านั้น ที่รับสัญญาณข้อมูล บริเวณรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ในช่วงที่ผ่านมา ดังนั้นในเบื้องต้นจึงถูกนำมาทดสอบศักยภาพเทคนิค Time-series InSAR เพื่อติดตาม Interseismic Motion สำหรับภาพจากดาวเทียม Radarsat-2 ที่มีอยู่ในคลังภาพ สทอภ. จำนวน 19 ภาพ เพื่อติดตาม Postseismic Motion ข้อมูลทั้งสองอยู่ในช่วง คลื่น C-band และถูกนำมาใช้ในการวิเคราะห์ในแต่ละขั้นตอนของการเกิดแผ่นดินไหว สำหรับการติดตาม Coseismic Motion เป็นการนำผลการศึกษาของ Trisiratayawong et al. (2011) ด้วยเทคนิค 2-pass DInSAR โดยใช้ภาพจาก ALOS-PALSAR เพื่อเป็นข้อมูลที่ช่วยในการหาพารามิเตอร์ ของรอยเลื่อน รายละเอียดจะกล่าวเพิ่มในบทถัดไป

2.3.1 InSAR Interferometry

InSAR เป็นเทคนิคที่ดีอีกวิธีหนึ่งในการหาความสูงภูมิประเทศสำหรับงานทางด้าน Remote Sensing หลักการทำงานที่สำคัญของเทคนิค InSAR คืออาศัยการวิเคราะห์ผลต่างเฟสของภาพ SAR ตั้งแต่สองภาพขึ้นไป (Phase Differential) ซึ่งภาพทั้งสองจะถูกบันทึกในตำแหน่งเดียวกัน แต่คนละช่วงเวลา ผลต่างเฟสนี้สามารถนำมาสร้างแบบจำลองความสูงภูมิประเทศ (DEM) และสามารถศึกษาถึงรูปแบบการเปลี่ยนแปลง (Deformation Pattern) ในลักษณะต่างๆ ที่เกิดขึ้นบนโลก ภาพที่ถูกสร้างจากผลเฟสที่ต่างกันนี้เรียกว่า Interferogram เทคนิค InSAR เป็นเครื่องมือในการติดตามการเปลี่ยนแปลงที่ให้ระดับความถูกต้องถึงมิลลิเมตร สามารถวิเคราะห์พื้นที่ที่อยากต่อการเข้าถึง เช่น พื้นที่ภูเขาสูง พื้นที่ที่มีความลาดชัน เป็นต้น ทำให้ได้ข้อมูลในการวิเคราะห์ที่ต่อเนื่อง ซึ่งการนำเทคนิค InSAR มาใช้ในการศึกษาจะเป็นประโยชน์อย่างยิ่งในการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงและติดตามการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในบริเวณรอยเลื่อนมีพลังได้ โดยมีรายละเอียดในการทำงานของ InSAR ดังรูปที่ 2-4



รูปที่ 2-4 เรขาคณิตของ InSAR สำหรับใช้ในการหาความสูงภูมิประเทศ ดัดแปลงภาพจาก Bamler and Hartl (1998); Hanssen (2001)

จากรูปที่ 2-4 SAR₁, SAR₂ คือจุดที่เสอากาศรับสัญญาณและสะท้อนกลับ, R₁ และ R₂ คือ Range เป็นระยะห่างระหว่างวัตถุกับเสอากาศรับสัญญาณ, θ คือมุม Look Angle ซึ่งเป็นมุมระหว่างทิศทางของ Range กับแนวตั้ง, H_p คือความสูงเหนือพื้นดิน, H_{sat} คือความสูงของดาวเทียม, B มาจากคำว่า Baseline คือระยะห่างจากเสอากาศที่ 1 และ 2, B_⊥ คือระยะที่ตั้งฉากระหว่าง SAR₁, SAR₂ เรียกว่า Perpendicular Baseline, α คือมุม ที่ Baseline ทำกับแนวราบ, B_{||} คือระยะขนานระหว่าง Baseline เรียกว่า Parallel Baseline และจุด P คือตำแหน่งของวัตถุ

ตามหลักการของ InSAR จะใช้ข้อมูลของค่าต่างเฟสเพื่อคำนวณหา ΔR เพราะระบบ SAR เป็นระบบที่ค่าแอมพลิจูดและเฟส ของ Pulse ที่ส่งออกไปแต่ละครั้งจะเหมือนเดิม (Coherent System) ตามทฤษฎีของ Radio Wave Propagation กล่าวว่าค่าต่างเฟสที่วัดจะเป็นสัดส่วนกับ ระยะที่สัญญาณเดินทางมาถึงเป้าหมาย (Chen et al. 2002) ในกรณี Monostatic Radar (ระบบ เรดาร์ที่งานส่งและรับสัญญาณเป็นตัวเดียวกัน) ค่าต่างเฟสจากการสะท้อนกลับของสัญญาณจากจุด P ไปยังเสอากาศ SAR₁ และ SAR₂ ในที่นี้ให้ SAR₁ และ P เป็นตำแหน่งอ้างอิง หาค่าต่างเฟส $\Delta\phi$ โดยที่ระยะทางจากเสอากาศมายังจุด P และกลับไปยังเสอากาศเป็น 2 เท่า ดังสมการที่ 2-1 (Hanssen 2001)

$$\begin{aligned}\Delta\phi &= \phi_1 - \phi_2 = \left(-\frac{4\pi}{\lambda}R_1\right) - \left(-\frac{4\pi}{\lambda}R_2\right) \\ &= -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta R\end{aligned}\quad (2-1)$$

เมื่อประมาณค่าระยะ R มีความยาวกว่า B มาก จึงประมาณค่าโดยใช้วิธีที่เรียกว่า Far-field หรือ Parallel-ray Approximation (Zebker and Goldstein 1986) จะประมาณค่าได้คือ $\Delta R \approx B_{||}$ ดังนั้นเมื่อนำไปแทนค่าในสมการที่ 2-1 จะได้

$$\Delta R \approx B\sin(\theta - \alpha) \quad (2-2)$$

$$\phi = -\frac{4\pi}{\lambda}B\sin(\theta - \alpha) \quad (2-3)$$

เมื่อ λ คือความยาวคลื่น (Wavelength), สมการที่ 2-1 คือสมการเบื้องต้นในการหาค่าต่างเฟสค่าที่ได้เรียกว่า Interferogram สมการที่ 2-2 คำนวณจากเรขาคณิตของรูปที่ 2-4

หากจุดบนพื้นดินเคลื่อนย้ายระยะห่างระหว่างเซ็นเซอร์คือ SAR₁ และ SAR₂ หรือค่า R เปลี่ยนไป นั้นหมายถึงถึงค่าเฟสก็มีการเปลี่ยนแปลงตามไปเช่นกัน เมื่อได้ค่า $\Delta\phi$ จึงจะสามารถหาค่า ΔR ได้ หากไม่มีการเปลี่ยนแปลงใดๆ บนพื้นผิวภูมิประเทศระหว่างช่วงเวลาที่บันทึกภาพครั้งแรกและ

InSAR สามารถหาค่าการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นบนพื้นผิวโลกได้ เช่น การเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน การทรุดตัวของแผ่นดิน เป็นต้น สามารถตรวจจับการเปลี่ยนแปลงทั้งในลักษณะซ้ำๆ หรือการเปลี่ยนแปลงแบบฉับพลัน ผลลัพธ์ที่ได้เป็นการเคลื่อนตัวของพื้นผิวโลกที่อยู่ในแนวเรดาร์ LOS (Line-of-sight) เท่านั้น

จากรูปที่ 2-5 สมมติให้ t_1 คือช่วงเวลาที่บันทึกภาพในครั้งแรก t_2 คือช่วงเวลาที่บันทึกภาพในครั้งต่อไป และมีการเปลี่ยนแปลงของจุด P' ไปยัง P เป็นระยะทาง D หากมีการเปลี่ยนแปลงของภูมิประเทศระหว่าง 2 ช่วงเวลา ค่าการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นจะมีทั้งค่าความสูงจากภูมิประเทศ H_p และค่าการเคลื่อนที่ของพื้นผิวโลก D_p ปะปนกันมา ดังสมการที่ 2-8

$$\partial\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \left(D_p - \frac{B_{\perp}^0}{R_{1p} \sin \theta_p^0} H_p \right) \quad (2-8)$$

จากสมการที่ 2-8 หากความยาวของ Perpendicular Baseline B_{\perp}^0 เป็นศูนย์ ค่า $\partial\phi$ จะเป็นผลมาจากการเคลื่อนตัวของแผ่นดินเท่านั้น ดังนั้นในการประมวลผลจึงจำเป็นต้องใช้คู่ภาพที่มี Perpendicular Baseline เป็นศูนย์หรือใกล้เคียงศูนย์ในการหาการเคลื่อนตัวของแผ่นดิน การกำจัดค่าเฟสที่เป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงลักษณะภูมิประเทศ H_p โดยใช้แบบจำลองความสูงภูมิประเทศ หรือ DEM เป็นวิธีการที่เรียกว่า Differential InSAR หรือ DInSAR เมื่อกำจัดค่าเฟสที่เป็นผลมาจากความสูงของภูมิประเทศแล้ว จะเหลือเฉพาะค่าเฟสที่มาจากเคลื่อนตัวของพื้นผิวโลก ϕ_{defo} ดังสมการที่ 2-9

$$\phi_{defo} = -\frac{4\pi}{\lambda} D_p \quad (2-9)$$

2.3.2 การสร้าง Interferogram

Interferogram ϕ_{inf} คือความแตกต่างของค่าเฟสที่สอดคล้องกับพื้นที่ เป็นตัวแทนของการเปลี่ยนแปลงลักษณะของพื้นผิวสอดคล้องกับรูปแบบเฟสที่ผันแปรไป ซึ่งเป็นเมทริกซ์ของค่าตัวเลขตั้งแต่ $-\pi$ ถึง $+\pi$ ภายใน Interferogram ประกอบไปด้วย Interferometric Phase (ϕ) มีสัญญาณต่างๆ และค่าความผิดพลาดที่ปะปนมา ดังสมการที่ 2-10 (Ferretti et al. 2001, Hanssen 2001)

$$\phi_{inf} = \phi_{defo} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{orbit} + \phi_{noise} \quad (2-10)$$

เมื่อ ϕ_{defo} คือ Deformation in LOS หรือการเคลื่อนตัวในแนวทิศทางของเรดาร์ เมื่อนำค่าจากสมการที่ 2-9 มาแทนค่าจะได้

$$\phi_{inf} = \left(-\frac{4\pi}{\lambda} D_p\right) + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{orbit} + \phi_{noise} \quad (2-11)$$

ϕ_{topo} คือ Topographic Effect ความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากความสูงของภูมิประเทศ
 ϕ_{atm} คือ Atmospheric Delay ผลกระทบจากชั้นบรรยากาศ เนื่องจากชั้นบรรยากาศที่ปะปนไปได้ด้วยค่าอิเล็กตรอนและไอน้ำ ทำให้เกิดการคลาดเคลื่อนในการสะท้อนกลับของสัญญาณ
 ϕ_{orbit} คือ Orbit Error ความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากตำแหน่งวงโคจรของดาวเทียม
 ϕ_{noise} คือ Noise หรือสัญญาณรบกวน

ค่าเบื้องต้นของเฟสใน Interferogram จะมีค่าอยู่ในช่วง $-\pi$ ถึง π ค่าเฟสที่แยกกันอยู่ข้างสั้นเชิงนี้ ถูกเรียกว่า Wrapped Phase ดังนั้นในการหาค่า ΔR จากการใช้เฟส คือการหาจำนวนลูกคลื่นที่หายไป ฉะนั้นก่อนที่จะนำไปคำนวณค่าการเคลื่อนตัวของแผ่นดินจึงต้องผ่านกระบวนการ Phase Unwrapping เสียก่อน อาศัยอัลกอริทึมโดยการหาค่าต่างเฟสระหว่างจุดภาพใน Interferogram แล้วจึงหาผลรวมอีกครั้งเพื่อให้ได้เฟสที่ต่อเนื่องกันตามหลักของ Nyquist Pixel (Hanssen 2001) สำหรับอัลกอริทึมในการทำ Phase Unwrapping เช่น Least-Square Estimation Algorithm (Takajo and Takahashi 1998) เทคนิค SNAPHU (Chen and Zebker 2001) เป็นต้น

เทคนิค InSAR จะอาศัยค่าต่างเฟสที่ได้ในสมการที่ 2-4 มาจับคู่ภาพเพื่อสร้าง Interferogram ที่ใช้วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นในแต่ละช่วงเวลาของภาพที่นำมาใช้งาน สำหรับเทคนิค Time-series InSAR คือการนำ Differential Interferograms หลายๆ ภาพมาประมวลผลด้วยกัน จากสมการที่ 2-10 ค่า ϕ_{inf} จะถูกกำจัดหรือลดค่าความผิดพลาดจากสัญญาณต่างๆ ที่ปะปนมา จนท้ายที่สุดแล้ว เหลือเพียงค่า ϕ_{defo} ที่มาจากการเคลื่อนตัวในแนวเรดาร์ LOS เท่านั้น เมื่อได้ค่าเฟสที่สมบูรณ์ในแต่ละจุดภาพของ Interferogram แล้ว ความสูงหรือการเคลื่อนตัวของแผ่นดินจะถูกนำมาคำนวณ (Zebker and Villasenor 1992) เพื่อที่จะตรวจจับค่าการเปลี่ยนแปลงของภูมิประเทศบนพื้นผิวโลกในระดับมิลลิเมตรได้ แม้เทคนิค InSAR จะมีข้อดีก็ตามแต่ก็ยังประสบปัญหาเรื่อง Phase Error ส่งผลทำให้เกิดความไม่สอดคล้องกันของภาพ (Decorrelation) ซึ่งจะกล่าวในหัวข้อต่อไป

2.4 การกำจัดและลดค่า Phase Error ที่เกิดขึ้นจากเทคนิค InSAR

การนำภาพถ่ายจากดาวเทียมประเภท SAR มาใช้งานนั้น เทคนิค InSAR ต้องอาศัยทั้งค่าแอมพลิจูดและเฟสของการสะท้อนกลับของสัญญาณที่ไปกระทบวัตถุที่อยู่บนพื้นโลก แล้วปรากฏในแต่ละจุดภาพของภาพ SAR ค่าเฟสในแต่ละจุดภาพที่สะท้อนกลับไม่เท่ากันนี้ถูกนำมาสร้าง Interferogram ภายในแต่ละ Interferogram ประกอบไปด้วยค่าผิดพลาดที่ปะปนมากับเฟส หรือ Phase Error ดังนั้นจึงต้องมีการแก้ปัญหาในส่วนนี้ โดยการประมาณค่าต่างเฟสที่ไม่เกี่ยวข้องกับการเคลื่อนตัวของแผ่นดินทั้งหมดและทำการกำจัดออกไป จากสมการที่ 2-10 ที่แสดงตัวอย่างของค่าเฟสที่เกิดจากปัจจัยต่างๆ เมื่อมีจำนวนที่ไม่ทราบค่าในสมการมากขึ้น จำเป็นต้องอาศัย Interferogram เพิ่มขึ้น จึงเป็นที่มาของเทคนิค Time-series InSAR ที่อาศัยจำนวนภาพที่มากกว่า InSAR ขั้นพื้นฐาน เพื่อช่วยลดปัญหาในส่วนนี้ รายละเอียดที่ทำให้เกิดค่าความคลาดเคลื่อนแต่ละชนิดมีดังนี้คือ

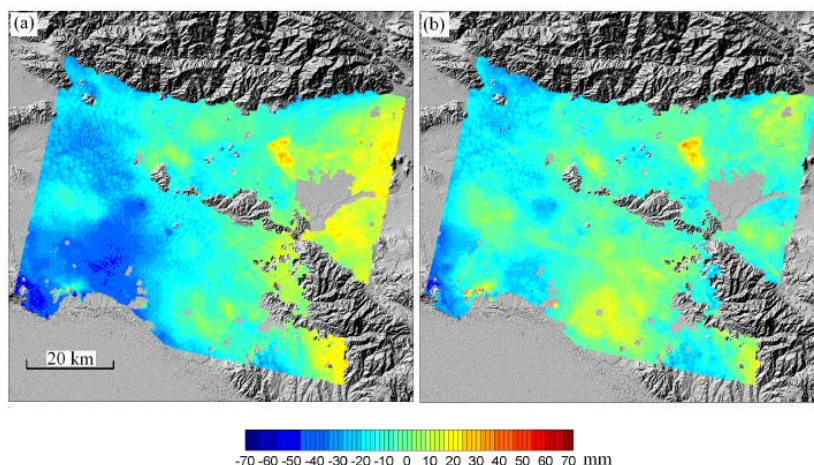
2.4.1 ϕ_{topo} Topographic Effect

ค่าเฟสที่มาจากลักษณะภูมิประเทศ เนื่องจาก DEM บ่งบอกถึงค่าความสูงที่มาจากพื้นผิวภูมิประเทศจริง ลักษณะภูมิประเทศอาจมีความแตกต่างกันหลายเมตร ตัวอย่างเช่น ถ้าเป็นในเขตเมืองจะประสบปัญหาในเรื่องของการสะท้อนกลับของสัญญาณเมื่อกระทบกับตึกสูง เพื่อเป็นการกำจัดค่า Error ที่เกิดขึ้นนี้ จึงต้องนำค่าแบบจำลองความสูงภูมิประเทศ หรือ DEM ที่มีความถูกต้อง ตัวอย่างเช่น จาก SRTM DEM มาลบออกจากค่า Interferogram ที่มีอยู่เดิม เพื่อกำจัดค่าความคลาดเคลื่อนที่มาจาก Topographic Effect ออกไป (Bürgmann et al. 2000) หรือการอาศัยเทคนิค InSAR ในการสร้าง DEM ขึ้นมาเอง แต่ต้องเลือกคู่ภาพที่มีระยะเวลาใกล้เคียงกันมากที่สุดเพื่อลดปัญหา Temporal Baseline คือหลีกเลี่ยงปัญหาความกำกวมจากความสูงของภูมิประเทศ และให้ค่า Phase Noise ที่ปะปนมามีค่าน้อยที่สุด (Hooper 2006) ฉะนั้น ในการนำเทคนิค Time-series InSAR มาใช้ จึงนิยมใช้ DEM จากภายนอกมาใช้งานมากกว่า

2.4.2 ϕ_{atm} Atmospheric Effect

ผลกระทบที่มาจากชั้นบรรยากาศ ถึงแม้ว่าเทคนิค InSAR จะมีความก้าวหน้าขึ้นในปัจจุบันและให้ค่าความถูกต้องสูง แต่ภาพ SAR ก็ยังประสบปัญหาภายใต้เงื่อนไขของสภาพอากาศ ทำให้เกิด Phase Delay ในสภาพอากาศที่แตกต่างกัน ทำให้เป็นสาเหตุหลักของ Error (Chen et al. 2002, Tsang et al. 2004) ในการวัดโดยใช้เทคนิค InSAR เริ่มต้นจากเมื่อสัญญาณคลื่นไมโครเวฟของภาพเรดาร์ที่เดินทางผ่านชั้นของอากาศภายใต้สภาวะเงื่อนไขของบรรยากาศที่แตกต่างกัน เช่น ปริมาณไอน้ำในชั้นบรรยากาศโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) ค่าอิเล็กตรอนในชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) หรือแม้กระทั่งช่วงเวลาที่ฝนตก ด้วยเหตุนี้สัญญาณเรดาร์ที่เดินทางผ่านมาก็อาจจะเดินทางด้วยความเร็วที่แตกต่างกันออกไปตามสภาพบรรยากาศขณะนั้น ก่อให้เกิด Phase

Error ใน Interferogram จึงจำเป็นต้องมีการสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เพื่อที่จะประมาณคุณภาพ ฉะนั้นการตรวจวัดการเคลื่อนตัวโดย InSAR ส่วนใหญ่จึงถูกจำกัดในพื้นที่แห้งแล้ง เช่น ทะเลทราย เป็นต้น



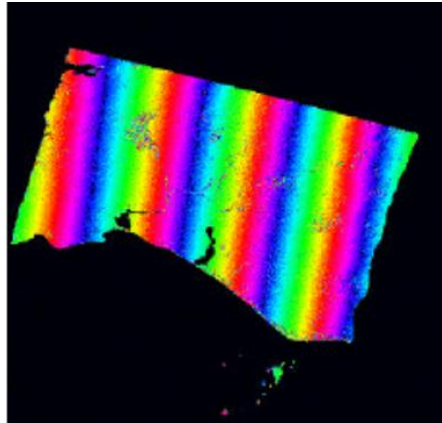
รูปที่ 2-6 เปรียบเทียบภาพ Interferogram ของดาวเทียม ERS-2 บริเวณพื้นที่ Los Angeles ทางตอนใต้ของ California ภาพซ้าย (a) เป็น Interferogram ดั้งเดิมที่อาศัยแบบจำลองจาก GPS Observation และภาพขวา (b) แสดงการแก้ไขค่าความคลาดเคลื่อนจากชั้นบรรยากาศโดยใช้ Sensor MODIS Model (Ding et al. 2008)

ผลกระทบที่มาจากชั้นบรรยากาศนี้ เป็นประเด็นสำคัญและมีการนำไปเป็นหัวข้อศึกษาเพื่อจะแก้ไขปัญหาคความคลาดเคลื่อนนี้ เช่น Goldstein (1995), Hanssen (1998) รูปที่ 2-6 เป็นตัวอย่างงานของ Ding et al. (2008) คู่ภาพ Interferogram ของภาพจากดาวเทียม ERS-2 เพื่อแก้ไขความคลาดเคลื่อนจากชั้นบรรยากาศ โดยใช้ Sensor MODIS Model จากภาพพบว่าให้ค่าความแม่นยำที่ดีขึ้น 28.9%

2.4.3 σ_{orbit} Orbit Error

ความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากตำแหน่งวงโคจรของดาวเทียมเนื่องมาจากแรงที่กระทำภายนอก เช่น Atmospheric Drag ทำให้ข้อมูลวงโคจร (Orbital State Vector) มีความคลาดเคลื่อน ส่งผลต่อระยะของ Baseline ทำให้เกิดความผิดเพี้ยนขึ้นใน Interferogram

ความผิดเพี้ยนที่เกิดขึ้นนี้จะปรากฏเป็นเส้นขนานกันใน Interferogram หรือที่เรียกว่า Parallel Phase Fringe เราเรียก Error ที่เกิดขึ้นนี้ว่า Orbital Fringe (Bamler and Hartl 1998) ตัวอย่างของ Orbital Fringe ดังรูปที่ 2-7 ซึ่งก่อให้เกิดการสับสนในการแปลผลข้อมูล สำหรับปัญหาในส่วนนี้จะลดลงได้หากใช้ข้อมูล Precise Orbit



รูปที่ 2-7 ตัวอย่างของ Interferogram จากดาวเทียม ERS-2 ที่แสดงความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากตำแหน่งวงโคจรของดาวเทียม ส่งผลให้เกิด Orbital Fringe ในภาพ (Kohlhase and Feigl 2010)

2.4.4 ϕ_{noise} ค่า Noise

การวัดคุณภาพในแต่ละจุดภาพระหว่างคู่ภาพที่นำมาใช้งาน ทำได้โดยการวัดค่า Correlation หรือค่าสหสัมพันธ์ จำนวนรวมของค่า Correlation จะถูกเรียกว่า Coherence สมการสำหรับชี้วัด Coherence มีค่าตั้งแต่ 0 ถึง 1 หากมีค่าเท่ากับ 1 หมายถึง จุดภาพระหว่างสองภาพมีค่าสหสัมพันธ์สูง และไม่มีค่า Phase Noise เข้ามาเกี่ยวข้อง ในทางกลับกัน หากมีค่าเป็น 0 นั้นหมายถึงไม่มีความสหสัมพันธ์กันระหว่างสองภาพ เพราะแต่ละจุดภาพเต็มไปด้วย Phase Noise อย่างไรก็ตาม การลดค่า Phase Noise ใน Interferogram สามารถทำได้โดยวิธีที่เรียกว่า Band-pass Filtering (Goldstein et al. 1988) ซึ่งเป็นหนึ่งในขั้นตอนของเทคนิค Time-series InSAR

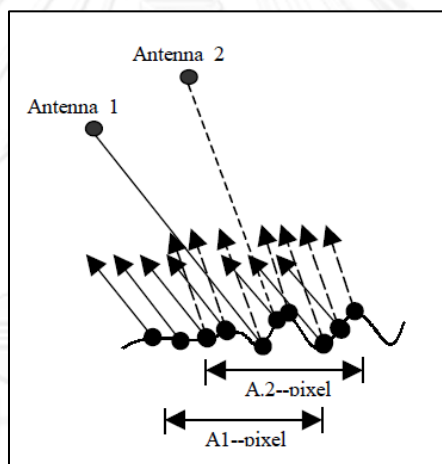
สำหรับค่าความไม่สหสัมพันธ์ Decorrelation จัดออกเป็น 3 ประเภทใหญ่ คือ Geometric Decorrelation γ_{geom} , Temporal Decorrelation $\gamma_{temporal}$ และ Thermal Decorrelation $\gamma_{thermal}$ ดังสมการที่ 2-12 (Zebker and Villasenor 1992)

$$\gamma_{total} = \gamma_{geom} \cdot \gamma_{temporal} \cdot \gamma_{thermal} \quad (2-12)$$

γ_{total} มาจากการคูณกันของทั้ง 3 ค่าดังสมการ เมื่อประมาณ Coherence ได้แล้ว ตามหลักการควรจะเลือกคู่ภาพที่มีค่า Coherence สูงสุดมาใช้งานเพื่อลดปัญหาเรื่อง Noise และง่ายต่อการ Unwrapping ในลำดับต่อไป สำหรับค่า Noise ส่วนใหญ่มาจากคุณสมบัติการกระเจิงกลับ (Scattering) ของแต่ละจุดภาพ ทำให้เกิดสภาพที่เรียกว่า Decorrelation ซึ่งเป็นตัวสำคัญที่ทำให้

เกิด Low Coherence เช่น การเพิ่มของ B_{\perp} (Perpendicular Baseline) หรือความแตกต่างในช่วงเวลาระหว่าง 2 ภาพที่นำมาใช้ก็เป็นสาเหตุทำให้เกิด Decorrelation (Chang 2008) ค่า Noise ต่างๆ ที่เกิดขึ้นที่สำคัญมี 3 ข้อดังนี้

2.4.4.1 Geometric Decorrelation หรือ Baseline Decorrelation สาเหตุมาจากความแตกต่างกันระหว่าง 2 เสาอากาศ (Antenna) ดังแสดงในรูปที่ 2-8 จะเห็นว่า Antenna 1 และ Antenna 2 มีตำแหน่งที่ต่างกัน ทำให้เกิดระยะที่เรียกว่า Baseline ขึ้น ทิศทางของการสำรวจหรือ Look angle (θ) ก็จะมีค่าที่ต่างกันในแต่ละเสาอากาศด้วย เมื่อพิจารณาที่ตำแหน่งจุดภาพเดียวกันของทั้งสองภาพ จะให้ค่าเฟสและค่าแอมพลิจูดที่ต่างกันตามตำแหน่งของเสาอากาศ จากเรขาคณิตของเสาอากาศที่ต่างกันนี้ จึงทำให้เกิด Baseline Decorrelation ซึ่งมาจากการเพิ่มขึ้นของระยะ Baseline เป็นสาเหตุให้ Coherence ระหว่างภาพลดลงหรือเกิดการสูญเสีย Coherence ได้ ดังนั้น Interferogram จะถูกลดคุณภาพลงตามไปด้วย (Zebker and Villasenor 1992, Chang 2008)



รูปที่ 2-8 แสดงการเกิด Baseline Decorrelation สาเหตุมาจากความแตกต่างกันระหว่าง 2 เสาอากาศเป็นสาเหตุให้ Coherence ระหว่างภาพลดลง (Chen et al. 2002)

2.4.4.2 Temporal Decorrelation สาเหตุมาจากความแปรปรวนที่เกิดขึ้นจากการบันทึกภาพระหว่างสองช่วงเวลา ทำให้คุณสมบัติของวัตถุที่อยู่บนภูมิประเทศจริงมีการเปลี่ยนแปลงไป เช่น คุณสมบัติค่าคงตัวของไดอิเล็กทริก (Dielectric Constant) ที่เปลี่ยนแปลงไปในช่วงระยะเวลาระหว่างภาพ 2 ภาพที่นำมาวิเคราะห์ หรือการเปลี่ยนแปลงอันเกิดจากพืชพรรณที่เจริญเติบโตขึ้นจนทำให้การกระเจิงกลับของสัญญาณเรดาร์ในแต่ละจุดภาพเปลี่ยนแปลงไป (Hanssen 2001, Chang 2008) ความแปรปรวนของหลายๆ ปัจจัยในแต่ละช่วงเวลา เช่น การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติของดิน การเปลี่ยนแปลงต่างๆ ที่เกิดขึ้นนี้ล้วนแต่มิ่นัยยะสำคัญกับ Phase

Noise ในระบบของ InSAR ทั้งสิ้น ส่งผลต่อการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของพื้นผิวโลก และก่อให้เกิดการรบกวนและทำลายรูปแบบของ Fringe ภายใน Interferogram ส่งผลให้การวัดด้วยเทคนิค InSAR มีความคลาดเคลื่อนและลดค่าความแม่นยำลงไป (Zebker and Villasenor 1992, Zhou et al. 2009)

หากพิจารณาในส่วนของการสะท้อนกลับของสัญญาณ ดาวเทียมที่มีความยาวคลื่นที่ยาว เช่น L-band มีความยาวคลื่น 24 เซนติเมตร จะประสบปัญหาในการทะลุทะลวงของสัญญาณน้อยกว่าประเภท X-band และ C-band โดยเฉพาะพื้นที่ที่มีพืชพรรณปกคลุม ดังนั้นการเลือกใช้ความยาวคลื่นที่นำมาศึกษาก็มีความสำคัญเช่นกัน จากงานของ Lu et al. (2005) พบว่า C-band มีความยาวคลื่น 5.66 เซนติเมตร ซึ่งมีอยู่ในดาวเทียม ERS และ ดาวเทียม Radarsat มีข้อจำกัดในเรื่องการแปลภาพบริเวณที่มีพืชพรรณ แตกต่างจาก L-band ที่เหมาะกับภูมิประเทศที่มีพืชพรรณปกคลุมมากกว่า ตัวอย่างของการศึกษาความแตกต่างระหว่างความยาวคลื่นของ (Takeuchi and Yamada 2002) โดยการเปรียบเทียบช่วงคลื่นระหว่าง C-band ของดาวเทียม ERS และ L-band ของดาวเทียม JERS-1 เพื่อใช้ศึกษาในเรื่องของความสามารถที่จะตรวจจับการทรุดตัวของแผ่นดิน (Land Subsidence) ในพื้นที่เมืองและพื้นที่ชนบท ผลการศึกษาพบว่า L-band สามารถที่จะตรวจจับพื้นที่ทรุดตัวในพื้นที่ชนบทได้ดีกว่าพื้นที่เมือง เนื่องด้วยคุณสมบัติของสัญญาณที่สามารถทะลุทะลวงปริมาณของต้นไม้ได้มากกว่า สำหรับข้อจำกัดของการใช้ L-band คือจะถูกรบกวนจากชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ และคลื่นวิทยุที่แทรกแซงมาได้ (Hanssen 2005)

2.4.4.3 Thermal Decorrelation ความไม่สัมพันธ์กันอันเนื่องมาจากอุณหภูมิ สามารถอธิบายได้จากค่า SNR (Signal to Noise Ratio) คือ สัดส่วนระหว่างกำลังของการรับสัญญาณกับระดับค่า Noise (Received signal power to the noise level) ดังสมการที่ 2-13 (Hanssen 2001)

$$SNR = \frac{P_r}{P_n} = \frac{P_{trans} G A_{scat} \sigma^0 A}{(4\pi R^2)^2 k T_{sys} B_R} \quad (2-13)$$

เมื่อ A_{scat} พื้นที่ของการกระเจิงกลับของสัญญาณบนพื้นดิน, σ^0 พารามิเตอร์ของคุณสมบัติการกระเจิงกลับ, A พื้นที่ของเสาอากาศ, B คือค่าคงที่ Boltzmann, T_{sys} ค่า Noise ที่มาจากอุณหภูมิ, B_R ความถี่ของช่วงคลื่น และค่า G หาจาก

$$G = \frac{4\pi A}{\lambda^2} \quad (2-14)$$

ค่า SNR มีความสัมพันธ์กับ Thermal Noise ดังสมการที่ 2-15

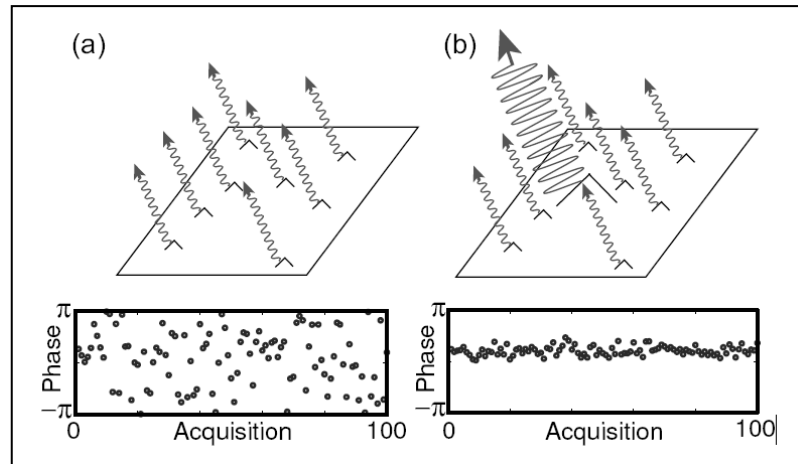
$$\gamma_{thermal} = \frac{1}{1+SNR^{-1}} \quad (2-15)$$

ค่า $\gamma_{thermal}$ จะไม่ถูกนำมาพิจารณาที่ต่อเมื่อเปรียบเทียบ Coherence ระหว่าง Interferogram หรือภาพที่ได้มาจากดาวเทียมดวงเดียวกัน เนื่องจากภายใต้เงื่อนไขอุณหภูมิจะไม่เปลี่ยนแปลง จึงไม่มีผลระหว่างการบันทึกภาพ (Zebker and Villasenor 1992)

การศึกษาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนนั้น นอกเหนือจากการลดทอนค่า Decorrelation ดังที่กล่าวมาข้างต้นแล้ว การเลือกแนววงโคจรให้สัมพันธ์กับแนวของรอยเลื่อนก็มีความสำคัญเช่นกัน จากตัวอย่างงานของ Liu et al. (2010) ซึ่งศึกษาการตรวจจับการเคลื่อนตัวของพื้นผิวโลกก่อนการเกิด L'Aquila Earthquake ในประเทศอิตาลี ซึ่งบริเวณนี้มีลักษณะภูมิประเทศที่สูงและมีโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่ซับซ้อน มีพีชพรรณปกคลุมหนาแน่น ในการศึกษาที่ใช้ภาพ ENVISAT ศึกษาความแตกต่างระหว่างภาพที่ได้จากแนววงโคจรของดาวเทียมขาลงจำนวน 20 ภาพและแนววงโคจรขาขึ้นจำนวน 39 ภาพผลการศึกษาชี้ให้เห็นว่าภาพที่ได้จากระบบการบันทึกภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลงมีประสิทธิภาพที่เหนือกว่าเนื่องจากแนวรอยเลื่อนที่ทำการศึกษาเกือบอยู่ในแนวเดียวกันกับ LOS ของตัวระบบเรดาร์ ทำให้มองเห็นการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนได้ดีกว่า

2.5 เทคนิค Time-series InSAR ในการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน

ผลต่างเฟสนี้สามารถศึกษาถึงรูปแบบการเปลี่ยนแปลงในลักษณะต่างๆ ที่เกิดขึ้นบนโลก สำหรับเทคนิค Time-series InSAR นั้นจะอาศัยค่าสะท้อนกลับของสัญญาณที่คงที่และถาวร หรือเรียกว่า Permanent Scatterer (PS) ของสัญญาณเรดาร์ที่ส่งไปยังวัตถุแล้วสะท้อนกลับมายังเสาอากาศ โดยใช้หลักการสร้างจำนวนภาพ Differential Interferograms หลายๆ คู่ภาพ คู่ภาพที่ถูกสร้างขึ้นมานี้จะอาศัยการอ้างอิงจากภาพ Master ตัวเดียวกันหรือที่เรียกว่า Single Master แตกต่างจากแบบ Multiple Master ที่สามารถใช้ภาพใดก็ได้เป็นภาพ Master ในการจับคู่ภาพ วิธีหลังนี้จะใช้สำหรับเทคนิค Small Baseline (Berardino et al. 2002) ซึ่งเป็นอีกหนึ่งวิธีของเทคนิค InSAR เทคนิคเหล่านี้ สามารถตรวจจับค่าการเปลี่ยนแปลงของพื้นผิวภูมิประเทศได้ สามารถประยุกต์เพื่อใช้เป็นเครื่องมือในการสำรวจการเคลื่อนตัวอย่างซ้ำๆ บนพื้นผิวโลก (Jun and Prinet 2005) จากรูปที่ 2-9 แสดงถึงการเปรียบเทียบสัญญาณที่สะท้อนกลับในแต่ละจุดภาพภาพ 2-9(a) ประกอบไปด้วยสัญญาณที่มีการสะท้อนแบบกระจายกระจายภายในจุดภาพ แตกต่างจากภาพ 2-9(b) แสดงถึงค่าการสะท้อนของสัญญาณที่โดดเด่นและคงที่ สัญญาณที่สะท้อนกลับมานั้น อาจมาจากการสะท้อนจากวัตถุที่มีขนาดใหญ่แข็งแรงและคงทน เช่น ก้อนหินขนาดใหญ่ หรือสิ่งก่อสร้างขนาดใหญ่ เป็นต้น (Hooper 2006) ฉะนั้นค่าเฟสที่ได้จึงมีค่า Coherence ที่ดีและเป็นผลดีต่อการสร้าง Interferogram



รูปที่ 2-9 ลักษณะการสะท้อนของสัญญาณเฟส ภาพ 2-9(a) แสดงการกระจัดกระจายของสัญญาณเฟสภายในจุดภาพ ภาพ 2-9(b) แสดงการสะท้อนกลับของสัญญาณเฟสที่คงที่และถาวร (Hooper 2006)

สำหรับการเลือกภาพ Master นั้นจะเลือกจากการประมาณค่าของผลรวมที่น้อยที่สุดของค่าที่ไม่สัมพันธ์กันใน Interferogram ที่ถูกนำมาใช้งานทั้งหมด ซึ่งถูกจับคู่ภาพที่เหลือที่เรียกว่า Slave ซึ่งผลรวมของค่าที่ไม่สัมพันธ์กันจะพิจารณาจาก 4 ปัจจัยดังสมการที่ 2-16 (Hooper et al. 2007)

$$\sum_{i=1}^N \rho_{\text{total}} = \rho_{\text{temporal}} \cdot \rho_{\text{spatial}} \cdot \rho_{\text{doppler}} \cdot \rho_{\text{thermal}} \quad (2-16)$$

$$\approx \left(1 - f\left(\frac{T}{T_{\text{cri}}}\right)\right) \cdot \left(1 - f\left(\frac{B_L}{B_{\text{cri}L}}\right)\right) \cdot \left(1 - f\left(\frac{\text{FDC}}{\text{F}_{\text{criDC}}}\right)\right) \cdot \rho_{\text{thermal}} \quad (2-17)$$

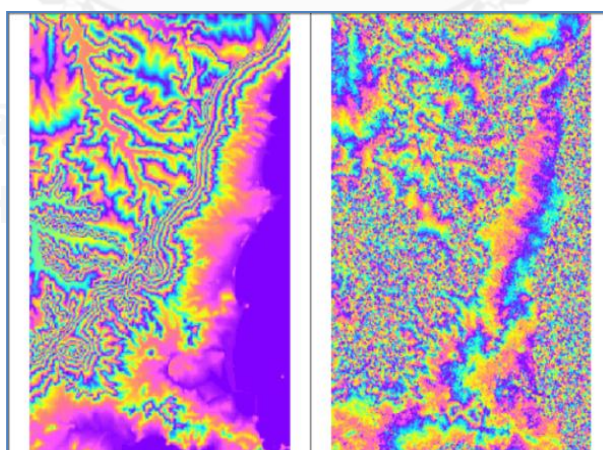
$$\text{เมื่อ } f(x) = \begin{cases} x, & \text{สำหรับ } x \leq 1 \\ 1, & \text{สำหรับ } x > 1 \end{cases}$$

เมื่อ N คือจำนวนภาพที่นำมาใช้งาน, cri คือค่าวิกฤติของแต่ละตัวแปร (Critical Value), ค่า ρ_{temporal} คือระยะห่างของช่วงเวลา (Temporal Baseline), ค่า ρ_{spatial} คือระยะห่างระหว่างแทรีคของการรับสัญญาณของภาพแต่ละคู่ที่นำมาสร้าง Interferogram (Spatial Baseline), ค่า ρ_{doppler} ความแตกต่างของ Doppler Centroid และค่า ρ_{thermal} คือ Thermal Noise ฉะนั้นการเลือกภาพ Master ที่เหมาะสมคือการพิจารณาจากการจับคู่ภาพ ในที่นี้หากเป็นเทคนิค PSInSAR จะใช้ภาพ Master เพียงภาพเดียวเพื่อจับคู่กับภาพ Slave ที่เหลือทั้งหมดเพื่อหาค่า Perpendicular Baseline

และ Temporal Baseline ที่น้อยที่สุด โดยส่วนใหญ่ภาพ Master จะเลือกเอาภาพที่อยู่ในช่วง กึ่งกลางระหว่างวันที่รับสัญญาณภาพแรกและภาพสุดท้าย (Hooper et al. 2007)

เทคนิค InSAR ที่นิยมนำมาใช้งานคือเทคนิค DInSAR และ Time-series InSAR สองเทคนิค อาศัยหลักการที่คล้ายคลึงกันคือ การสร้าง Differential Interferograms มาประมวลผล เพียงแต่ เทคนิค DInSAR ใช้จำนวนคู่ภาพเพียงสองคู่ภาพก็เพียงพอเพื่อที่จะวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงก่อน และหลังเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหว เหมาะสำหรับการตรวจจับการเคลื่อนตัวของแผ่นดินที่มีขนาดใหญ่ และเห็นได้ชัดเจน เช่น Coseismic Motion ซึ่งค่า ϕ_{defo} ที่ได้มีขนาดใหญ่กว่าค่าเฟสที่มาจาก ϕ_{atm} , ϕ_{orbit} และ ϕ_{noise} ฉะนั้น เพียงกำจัดหรือลดค่า ϕ_{topo} ก็สามารรถเห็นการเคลื่อนตัวของ แผ่นดินที่เกิดขึ้นได้

หากพิจารณาจากข้อมูลเรื่องการกำจัดและลดค่า Phase Noise ที่มาจากเทคนิค InSAR ดังที่ ได้กล่าวมาแล้วจะเห็นได้ว่าค่า Phase Noise ที่เกิดขึ้น ดังสมการที่ 2-10 จำเป็นจะต้องถูกประมาณ ค่าและกำจัดออกไปให้เหลือค่าต่ำที่สุดเพื่อให้เทคนิค InSAR มีความแม่นยำมากยิ่งขึ้น (Zebker and Villasenor 1992) ค่า Coherence จึงเป็นตัวบ่งบอกถึงคุณภาพของ Interferogram เนื่องจากจะ ส่งผลต่อรูปแบบของ Fringe ที่ปรากฏใน Interferogram ซึ่งค่า Fringe คือค่าแถบสีใดสีหนึ่งไปยัง แถบสีเดียวกัน มีค่าการเปลี่ยนแปลงระยะทางเท่ากับครึ่งหนึ่งของความยาวคลื่นเรดาร์ จากรูปที่ 2-10 แสดงภาพ Interferogram ของภาพถ่ายจากดาวเทียม ERS-1/2 ภาพ 2-10(a) แสดงถึงค่า High Coherence จะปรากฏในรูปแบบของ Normal Fringe และ 2-10(b) ค่า Low Coherence จะ ปรากฏในรูปแบบของ Noisy Fringe

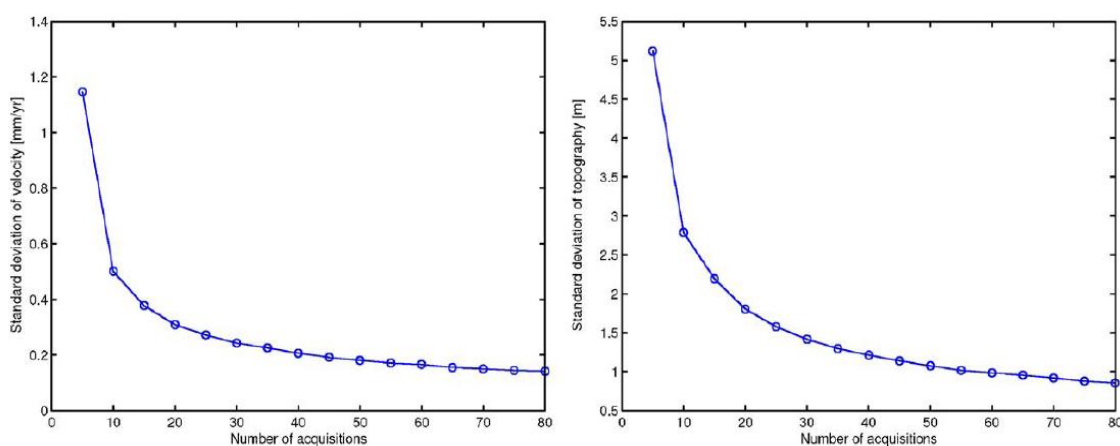


a

b

รูปที่ 2-10 Interferogram แสดงลักษณะของ Normal Fringe 2-10(a) ซึ่งมีค่า Coherence ที่ดี และ Noisy Fringe 2-10(b) แสดงถึงค่า Coherence ที่ต่ำ (Chang 2008)

จำนวนภาพ Interferogram ที่นำมาใช้ศึกษาเทคนิค Time-series InSAR ก็มีความสำคัญเช่นกันจากการศึกษาของ Hanssen (2003) ใช้ข้อมูล ERS-1/2 ระหว่างปี 1992-2002 เพื่อวิเคราะห์ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) ของ Velocity และ Topography ตามลำดับ ดังรูปที่ 2-11



รูปที่ 2-11 ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของ Deformation และ Topography จากจำนวนภาพ ERS-1/2 ที่นำมาใช้งาน แสดงให้เห็นถึงค่าความแม่นยำเมื่อใช้จำนวนภาพที่มากขึ้น Hanssen (2003)

จากภาพแสดงให้เห็นถึงว่า หากการใช้จำนวน Interferogram อย่างน้อย 20 - 30 ภาพ พบว่าค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานจะดีกว่า 0.4 มิลลิเมตรต่อปี สำหรับการเคลื่อนตัวของแผ่นดิน และดีกว่า 2 เมตร สำหรับภูมิประเทศ นั่นหมายถึงหากใช้จำนวนภาพยิ่งมาก ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานก็จะดีขึ้น ทำให้ค่าความแม่นยำก็มีมากขึ้นตามลำดับ (Hanssen 2005) และในทางกลับกันค่าความแม่นยำจะลดลงหากใช้จำนวนภาพที่น้อยลง

เทคนิค InSAR แม้จะมีประโยชน์หลายประการก็ตาม แต่ก็มีข้อจำกัดคือต้องอาศัยการจับคู่ภาพที่สัมพันธ์กัน ข้อมูลที่นำมาใช้ค่อนข้างมีความสลับซับซ้อนและอาจมีข้อจำกัดหลายๆ ด้าน เช่นในเรื่องของความต่อเนื่องของภาพที่นำมาใช้งาน การสูญเสีย Coherence ในระหว่างการบันทึกภาพจำนวนภาพที่นำมาใช้งาน เป็นต้น อย่างไรก็ตาม เทคนิค InSAR ก็ยังสามารถที่จะนำมาใช้ประโยชน์ได้อย่างมากมาย โดยเฉพาะอย่างยิ่งในประเทศไทยที่ถือว่าเทคนิคนี้เป็นอีกทางเลือกหนึ่งที่น่าสนใจสำหรับการศึกษาการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน สำหรับงานวิจัยหลายๆ งานที่ใช้เทคนิค InSAR ร่วมกับเทคนิคอื่นๆ เช่น เทคนิค GPS ซึ่งทำให้ข้อมูลมีความแม่นยำมากขึ้น ตัวอย่างงานของ Samsonov et al. (2008) ที่ศึกษาพื้นที่ San Andreas Fault ติดตามการเคลื่อนตัวของบริเวณรอยเลื่อนโดยนำเทคนิคทั้งสองมาใช้งานร่วมกัน ทำให้ได้ผลลัพธ์ในการติดตามการเคลื่อนตัวที่มีประสิทธิภาพมากขึ้น

สำหรับตรวจวัดการเคลื่อนตัวแบบซ้ำๆ หรือแม้แต่การศึกษาของ Zhang et al. (2008) ในพื้นที่รอยเลื่อนของไต้หวันซึ่งเป็นพื้นที่ที่เกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ขนาด $M_w 7.6$ ในรอยเลื่อน Chelungpu โดยใช้เทคนิค GPS และ InSAR ให้ผลการศึกษาของข้อมูลที่แม่นยำขึ้นร้อยละ 44 เมื่อเทียบกับการใช้ข้อมูล GPS เพียงอย่างเดียว

การนำข้อมูล InSAR มาใช้งานทำให้ได้ข้อมูลที่ครอบคลุมในพื้นที่ที่ยากต่อการเข้าถึงได้ดียิ่งขึ้น วิธีการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนที่น่าสนใจอีกวิธีการหนึ่ง และนำมาใช้ในงานปัจจุบันมากขึ้นคือ เทคนิค Small Baseline จากตัวอย่างงานของ Jo et al. (2010) ซึ่งศึกษาในการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในพื้นที่ทางตอนใต้ของ San Andreas Fault ใช้จำนวนภาพคือ ERS-1/2 จำนวน 44 ภาพ และ ENVISAT จำนวน 12 ภาพในการวิเคราะห์ โดยใช้เทคนิค Small Baseline ผลการศึกษาชี้ให้เห็นว่า การนำเทคนิค Small Baseline มาวิเคราะห์ ทำให้สามารถลดค่า Error ที่มีสาเหตุมาจาก Topographic และ Orbit ได้ ให้ผลของค่าอัตราการเคลื่อนตัวที่เชื่อถือได้มากขึ้นอยู่ที่ระดับ -24 ± 6.5 มิลลิเมตรต่อปี

แผ่นดินไหวขนาดใหญ่และส่งผลกระทบมายังประเทศไทยเมื่อวันที่ 24 มีนาคม 2011 ที่ผ่านมาคือแผ่นดินไหว Tarlay จึงมีการศึกษาที่ตรวจวัด Coseismic Motion ที่เกิดขึ้นและสามารถเห็นการเปลี่ยนแปลงได้อย่างชัดเจน ซึ่งมีงานวิจัย 4 ชิ้นที่น่าสนใจศึกษาพื้นที่รอยเลื่อน Nam Ma นี้ โดยการศึกษาใช้ข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียม ALOS-PALSAR เหมือนกัน แต่ต่างกันตรงวิธีการศึกษา Trisirisatayawong et al. (2011) ศึกษาการเคลื่อนตัวด้วยเทคนิค 2-pass DInSAR โดยใช้ภาพในแนววงโคจรขาขึ้นและขาลง ผลการศึกษาพบว่า มีการเคลื่อนตัวของแผ่นดินไปเป็นระยะ 1.2 เมตรในแนวเรดาร์ LOS นอกจากนี้ยังมีงานของ Wang et al. (2013) ที่แสดงให้เห็นถึงการเคลื่อนตัวของแผ่นดินไปเป็นระยะเกือบ 2 เมตร ไปทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อน Nam Ma พบค่า Slip มีค่ามากกว่า 4 เมตร ที่ระดับความลึก 2.5–5 กิโลเมตรจากผิวดิน ในขณะที่ Sun et al. (2013) พบค่า Slip สูงสุดที่ 4.1 เมตร ที่ความลึกจากผิวดิน 4 กิโลเมตร และ Feng et al. (2013) ศึกษาการหา Coseismic Motion โดยใช้เทคนิค SPO (SAR Pixel Offsets) และ เทคนิค MAI (Multiple Aperture InSAR) ผลการศึกษาให้ค่าสหสัมพันธ์ที่สูง มีค่า Slip สูงสุดที่ประมาณ 4.2 เมตรที่ความลึก 2.5 กิโลเมตรจากผิวดิน

ตัวอย่างงานวิจัยที่ศึกษาเกี่ยวกับรอยเลื่อนในแนวระดับซึ่งเป็นประเภทเดียวกันกับรอยเลื่อนโดยส่วนใหญ่ในภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย โดย Cavalie et al. (2008) ที่ศึกษาในพื้นที่รอยเลื่อน Haiyaun โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม ERS ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลงด้วยเทคนิค Time-series InSAR ผลการศึกษาพบ Interseismic Motion ที่มีค่าแตกต่างกันระหว่าง 2 ฝั่งแนวรอยอย่างชัดเจน Interferogram ให้ค่าการเคลื่อนตัว 28 มิลลิเมตรต่อปี Xiong et al. (2009) ศึกษาแนวโน้ม

ของการเกิดแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อน Kunlun ในบริเวณแถบที่ราบสูงทิเบตและพื้นที่ใกล้เคียง หลังจากเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด $M_w > 7$ จำนวน 6 ครั้ง โดยศึกษาจากทฤษฎี Coulomb Failure ผลการศึกษาพบการสะสมตัวของแรงเค้นในระดับสูงและมีแนวโน้มที่อาจจะเกิดแผ่นดินไหวในอนาคต นอกจากนี้ยังมีการศึกษาเกี่ยวกับ Postseismic Motion ของ Ryder et al. (2007) โดยใช้ภาพจากดาวเทียม ERS-2 จำนวน 26 ภาพในช่วงเวลา 4 ปีหลังจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด $M_w 7.6$ ในปี 1997 บริเวณ Manyi ซึ่งอยู่ทางตอนเหนือของทิเบตด้วยเทคนิค Time-series InSAR ผลการศึกษาพบการเคลื่อนตัวของแผ่นดินระหว่าง -4 ถึง 4 เซนติเมตรต่อปี โดยมีค่าสูงสุดเมื่อห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไป 10-20 กิโลเมตร Zhang et al. (2011) ใช้ภาพจากดาวเทียม ENVISAT ASAR จำนวน 14 ภาพเพื่อศึกษา Postseismic Motion ของแผ่นดินไหว Kokoxili ขนาด $M_w 8.1$ ในปี 2001 ซึ่งอยู่ทางตะวันออกของรอยเลื่อน Kunlun ประเทศจีน พบการเคลื่อนตัวประมาณ 7-9 เซนติเมตร ตัวอย่างงานวิจัยต่างๆ เหล่านี้สามารถนำมาประกอบในเรื่องของขั้นตอนการประมวลผล และเป็นแนวทางในการศึกษางานวิจัย เพื่อให้สามารถนำมาปรับใช้กับพื้นที่รอยเลื่อนที่มีพลังขนาดเล็กในประเทศไทยรวมถึงประเทศข้างเคียงได้ และสามารถติดตามการเปลี่ยนแปลงของรอยเลื่อนในขั้นตอนต่างๆ ได้ดียิ่งขึ้น

บทที่ 3

Interseismic Motion บริเวณรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์

จังหวัดกาญจนบุรี โดยใช้เทคนิค PSInSAR

3.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

สาเหตุที่สำคัญในการเลือกศึกษาพื้นที่รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์คือ จำนวนภาพที่มีอยู่ในคลังภาพของ สทอภ. ระหว่างปี 2006-2008 มีเพียงภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ที่ครอบคลุมพื้นที่บางส่วนของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จำนวนทั้งสิ้น 12 ภาพเท่านั้น พื้นที่รอยเลื่อนในส่วนอื่นๆ ไม่ได้มีการรับสัญญาณภาพไว้ ดังนั้น จึงเป็นโอกาสที่ดีในการนำภาพที่มีอยู่มาทดสอบศักยภาพของเทคนิค Time-Series InSAR เพื่อติดตามพฤติกรรมของรอยเลื่อนในช่วง Interseismic นี้ ซึ่งเทคนิค InSAR มีจุดเด่นในเรื่องของการวิเคราะห์พื้นที่ได้เป็นบริเวณกว้าง มีความสามารถในการเข้าถึงพื้นที่ และสามารถติดตามพฤติกรรมของรอยเลื่อนที่ค่อยๆ เกิดการเปลี่ยนแปลงในพื้นที่ได้

สำหรับข้อมูลรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ที่น่าสนใจคือ นักธรณีวิทยาและผู้เชี่ยวชาญทางด้านแผ่นดินไหวได้ให้ความสำคัญกับพื้นที่รอยเลื่อนในจังหวัดกาญจนบุรี และสันนิษฐานว่าหากมีกรณีที่เกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดรุนแรงขึ้น อาจส่งผลกระทบต่อความเสียหายของเขื่อน โดยเฉพาะอย่างยิ่งเขื่อนศรีนครินทร์ ผลกระทบที่ตามมาอาจก่อให้เกิดน้ำท่วมใน 13 จังหวัดของพื้นที่บริเวณลุ่มน้ำแม่กลอง รวมถึงพื้นที่กรุงเทพมหานคร (สุวิทย์ โคสุวรรณ และคณะ 2550) สำหรับแนวรอยเลื่อนที่พาดผ่านในจังหวัดกาญจนบุรีมี 2 กลุ่มรอยเลื่อนที่น่าสนใจคือ 1. กลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ รอยเลื่อนที่แตกแขนงมาจากกลุ่มรอยเลื่อนพานหลวงในประเทศเมียนมาร์ และวางตัวอยู่ระหว่างกลุ่มรอยเลื่อนแม่ปิงในเขตจังหวัดตาก โดยวางตัวพาดผ่านอำเภอศรีสวัสดิ์, อำเภอบ่อพลอย, อำเภอหนองปรือ และเขื่อนศรีนครินทร์ มีความยาวรวมประมาณ 200 กิโลเมตร 2. กลุ่มรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ เป็นรอยเลื่อนที่ต่อเนื่องมาจากรอยเลื่อน Sagaing ในประเทศเมียนมาร์ พาดผ่านเขตอำเภอทองผาภูมิ อำเภอสังขละบุรี และอำเภอเมืองกาญจนบุรี มีความยาวรวมประมาณ 210 กิโลเมตร กลุ่มรอยเลื่อนทั้งสองนี้ มีการเลื่อนตัวในแนวระดับเหนือขวาและเลื่อนตัวในแนวตั้งแบบย้อนมุมต่ำ (Thrust Fault) (ปัญญา จารุศิริ และคณะ 2547ก) จากตารางที่ 3-1 แสดงข้อมูลจากการสำรวจทางธรณีวิทยาบริเวณรอยเลื่อนในจังหวัดกาญจนบุรีซึ่งเคยเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาด $>M_w6$ และมีอัตราการเคลื่อนตัวเฉลี่ย 1.3 ถึง 1.94 มิลลิเมตรต่อปี (สุวิทย์ โคสุวรรณ และคณะ 2550) กระจายตัวอยู่บริเวณโดยรอบพื้นที่รอยเลื่อนที่เคยเกิดแผ่นดินไหว ประกอบไปด้วย 1. พื้นที่บ้านทุ่งมะกอก 2. พื้นที่บ้านแก่งแคบ 3. พื้นที่บ้านโป่งหวาย 4. พื้นที่บ้านดงเสสา 5. พื้นที่บ้าน องธิ และ 6. พื้นที่บ้านทิพยุ สำหรับตำแหน่งแผ่นดินไหวทั้ง 6 จุดนี้ แสดงให้เห็นในรูปที่ 3-1 นอกจากนี้ยังมีข้อมูลแผ่นดินไหวในจังหวัดกาญจนบุรี

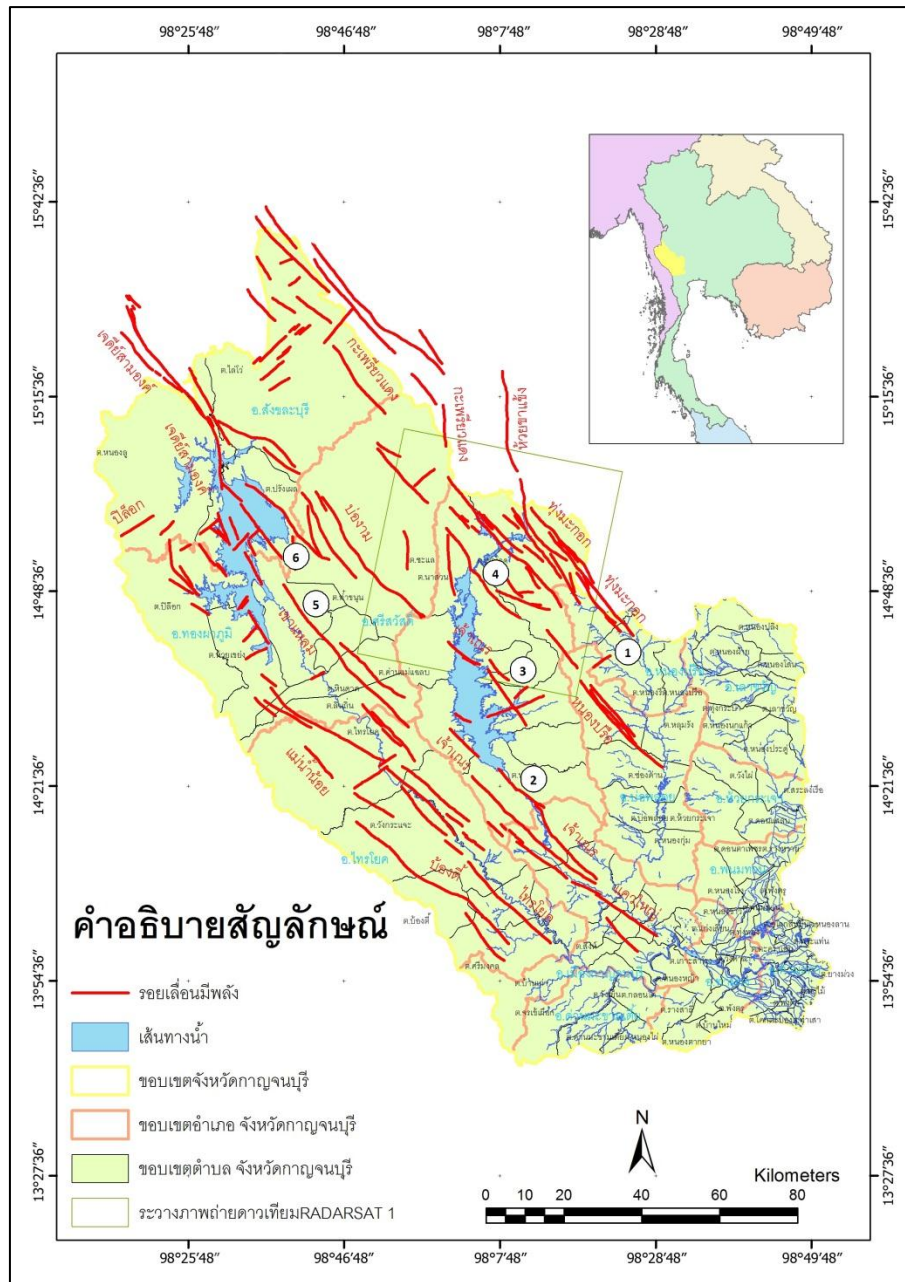
ครั้งล่าสุด ที่มีขนาดความรุนแรงที่สุดในช่วง 30 กว่าปีที่ผ่านมา คือแผ่นดินไหวขนาด M_w 5.9 วันที่ 22 เมษายน ปี 1983 ซึ่งสาเหตุเกิดมาจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ (Poolcharuansin 2009, ปัญญา จารุศิริ และคณะ 2547ข) เมื่อพิจารณาด้านความเสี่ยงที่จะเกิดความเสียหายหากเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ขึ้นอีก รอยเลื่อนที่นับว่ามีความเสี่ยงมากคือรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ เนื่องจากพาดผ่านเขื่อนศรีนครินทร์ซึ่งเป็นสิ่งก่อสร้างขนาดใหญ่ที่ผลิตกระแสไฟฟ้าภายในประเทศ

ตารางที่ 3.1 อัตราการเคลื่อนตัวของธรณีวิทยาของกลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์และเจดีย์สามองค์ในอดีต (สุวิทย์ โควสุวรรณ และคณะ 2550)

ลำดับ	พื้นที่	รอยเลื่อนย่อย	ความยาวของรอยแตก (กม.)	แผ่นดินไหว สูงสุดในอดีต (Mw)	ระยะเวลาการเคลื่อนตัว ครั้งสุดท้าย (ปี)	อัตราการเคลื่อนตัว (มม. / ปี)
1	บ้านทุ่งมะกอก	หนองปรือ	44	7.00	10,500-7,400	-
2	บ้านแก่งแคบ	เจ้าแฉกร	14	6.41	1,000	1.42
3	บ้านโป่งหวาย	เจ้าแฉกร	17	6.50	1,500	1.33
4	บ้านดงเสลา	เจ้าแฉกร	7	6.06	30,000-15,000	1.30
5	บ้านองชี	เขาแหลม	48	7.00	7,000	1.58
6	บ้านทิพuye	เจดีย์สามองค์	14	6.41	2,000	1.94

3.2 พื้นที่ศึกษาและข้อมูลที่นำมาใช้

พื้นที่ศึกษาเป็นบริเวณที่อยู่ทางตอนเหนือของเขื่อนศรีนครินทร์ครอบคลุมพื้นที่ทั้ง 3 อำเภอของจังหวัดกาญจนบุรี ได้แก่ อำเภอศรีสวัสดิ์ อำเภอหนองปรือ (ตำบลสมเด็จพระเจริญ) และอำเภอทองผาภูมิ (ตำบลชะแล) ดังรูปที่ 3-1 ข้อมูลที่นำมาใช้เป็นภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 จำนวนทั้งสิ้น 12 ภาพ เนื่องจากเป็นข้อมูลในอดีตและดาวเทียมได้หยุดปฏิบัติการตั้งแต่เดือนเมษายน ปี 2013 แต่สามารถนำมาใช้ในการศึกษาเบื้องต้นได้ โดยได้รับความอนุเคราะห์จากสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) ซึ่งมีรายละเอียดของภาพคือ ภาพประเภท SLC ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง โหมด Fine Beam (F2) ช่วงคลื่น C-band มีความยาวคลื่น 5.6 เซนติเมตร มีความถี่ 5.3 GHz บันทึกข้อมูลซ้ำที่เดิมทุกๆ 24 วัน



รูปที่ 3-1 แผนที่รอยเลื่อนในจังหวัดกาญจนบุรี กรอบสี่เหลี่ยมสีเขียวแสดงพื้นที่ศึกษาตามขอบเขตภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ซึ่งครอบคลุมทางตอนเหนือของเขื่อนศรีนครินทร์ ตัวเลขบนแผนที่ อ้างอิงจากรายที่ 3-1 แสดงตำแหน่งแผ่นดินไหวในอดีตบริเวณพื้นที่จังหวัดกาญจนบุรี โดยมีอัตราการเคลื่อนตัวเฉลี่ย 1.3 -1.94 มิลลิเมตรต่อปี ดัดแปลงภาพจากกรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (2551), สุวิทย์ โคสุวรรณ และคณะ (2550)

สำหรับช่วงเวลานำภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 มาวิเคราะห์ คือประมาณ 2 ปี โดยการศึกษาในครั้งนี้ใช้ภาพวันที่ 9 เมษายน 2007 เป็นภาพ Master ดังที่ได้กล่าวไว้ในบทที่ 2 คือเลือกภาพที่มีผลรวมที่น้อยที่สุดของค่า ρ_{total} จากจำนวน Interferogram ที่นำมาใช้งานทั้งหมด ฉะนั้นการเลือกภาพ Master เมื่อพิจารณาจากตารางที่ 3-2 พบว่า ภาพที่อยู่กึ่งกลางระหว่างช่วงเวลาของภาพที่นำมาใช้งาน คือเดือนกุมภาพันธ์ปี 2006 ถึง เดือนมกราคมปี 2008 สอดคล้องกับหลักการเลือกภาพ Master ที่สุด เนื่องจากมีค่า Perpendicular Baseline และ Temporal Baseline ที่ได้จากการจับคู่ภาพที่น้อยที่สุด

ตารางที่ 3-2 แสดงจำนวนภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ประเภท SLC ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง โหมด Fine Beam (F2) จำนวนทั้งสิ้น 12 ภาพที่นำมาใช้งาน

ลำดับ	วันที่บันทึกภาพ	Perpendicular Baseline (เมตร)	Temporal Baseline (วัน)
1	25 กุมภาพันธ์ 2006	511	408
2	14 เมษายน 2006	208	360
3	8 พฤษภาคม 2006	1192	336
4	16 พฤศจิกายน 2006	1122	144
5	16 มีนาคม 2007	855	24
6	9 เมษายน 2007 (Master)	0	0
7	3 พฤษภาคม 2007	1664	24
8	14 กรกฎาคม 2007	125	72
9	31 สิงหาคม 2007	520	120
10	5 ธันวาคม 2007	1098	216
11	29 ธันวาคม 2007	1002	240
12	22 มกราคม 2008	191	264

โปรแกรมที่นำมาใช้งานคือ DORIS (Delft Object-oriented Radar Interferometric Software) เวอร์ชัน 4.02 ที่ถูกพัฒนาโดย Delft University of Technology (Kampes et al. 2009) และโปรแกรม STaMPS/MTI เวอร์ชัน 3.2 (Stanford Method for Persistent Scatterers) (Hooper et al. 2009) ซึ่งทั้งสองโปรแกรมเป็นซอฟต์แวร์ที่พัฒนาโดยกลุ่มวิจัยในมหาวิทยาลัย

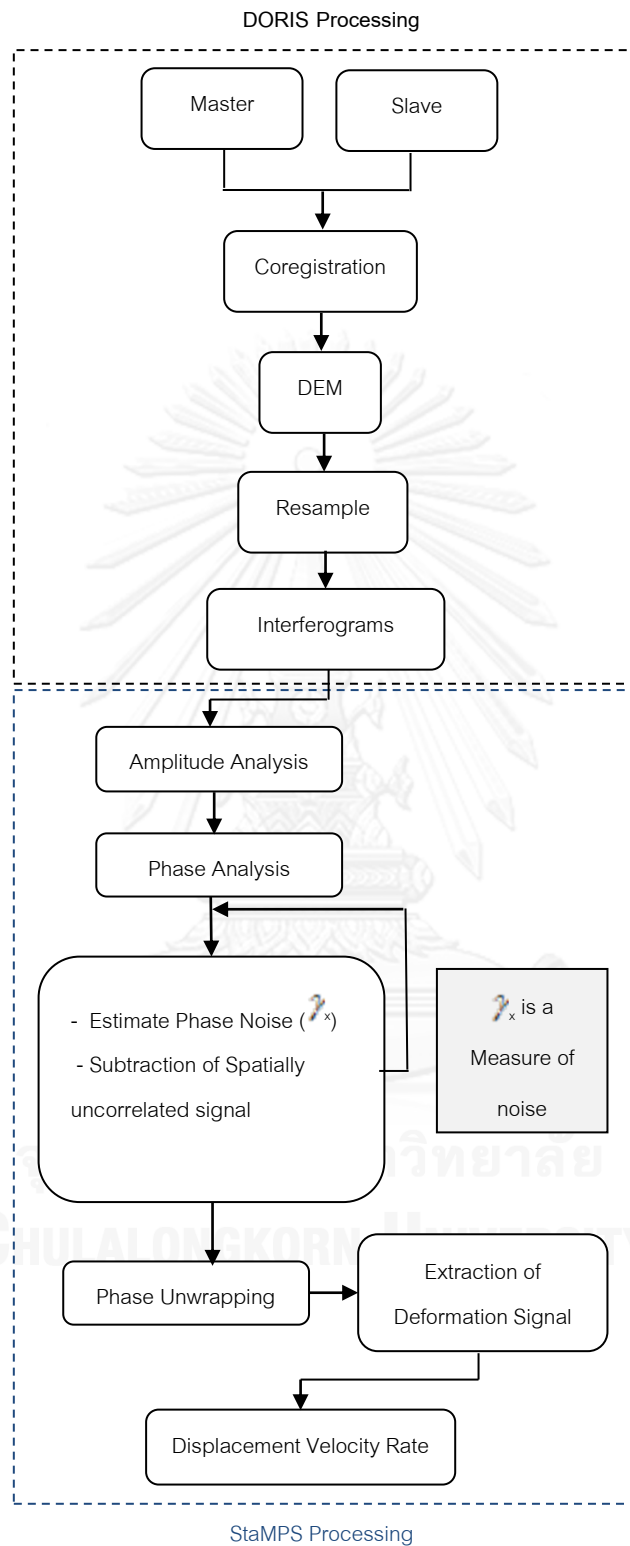
การศึกษาในครั้งนี้ มีขั้นตอนคือการนำเข้าข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ซึ่งมีคาบการบันทึกภาพ ณ ตำแหน่งที่เดิมซ้ำทุก 24 วัน (Revisit Period) ครอบคลุมพื้นที่ขนาด 50 x 50 กิโลเมตร ขั้นตอนการศึกษาจะเน้นการทำงานของเทคนิค PSInSAR หลักการที่สำคัญของเทคนิคนี้คืออาศัยค่าสะท้อนกลับของสัญญาณที่คงที่และถาวร หรือเรียกว่า Permanent Scatterer (PS) ของสัญญาณเรดาร์ที่ส่งไปยังวัตถุแล้วสะท้อนกลับมายังเสาอากาศ โดยใช้หลักการสร้างจำนวนภาพ Differential Interferograms หลายๆ คู่ภาพ คู่ภาพที่ถูกสร้างขึ้นมานี้จะอาศัยการอ้างอิงจากภาพ Master ตัวเดียวกันหรือที่เรียกว่า Single Master (Hooper et al. 2007)

3.3 ขั้นตอนการประมวลผลด้วยเทคนิค PSInSAR

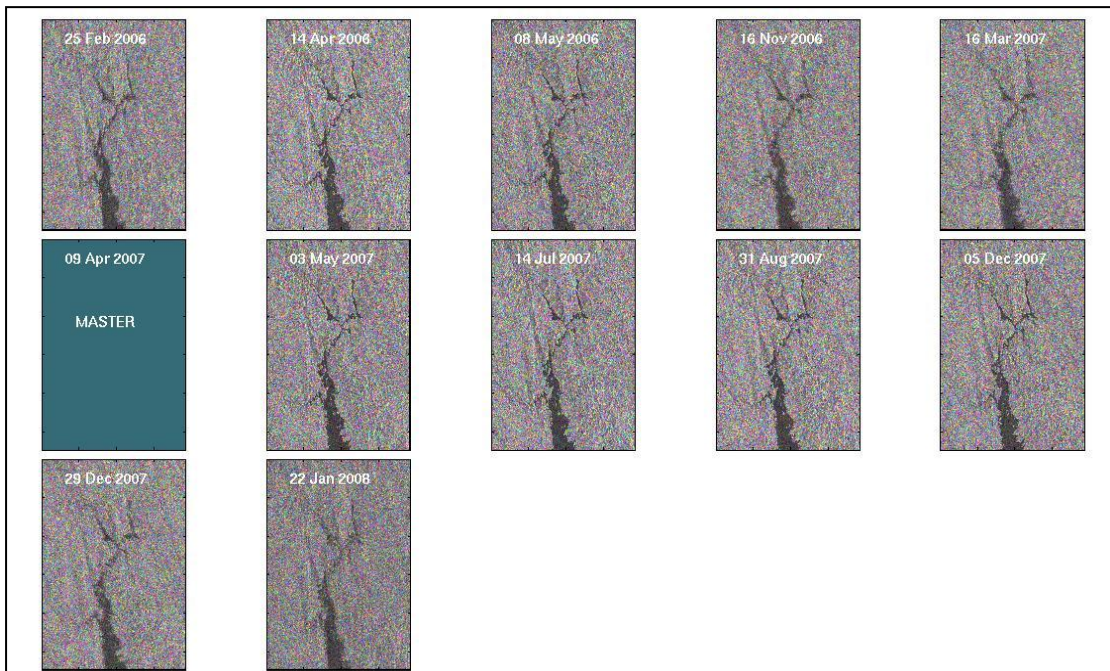
ข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ประเภท SLC ทั้ง 12 ภาพจะถูกนำมาประมวลผลผ่านโปรแกรม DORIS และ StaMPS/MTI โดยอาศัยการทำงานร่วมกัน ซึ่งแบ่งการประมวลผลดังรูปที่ 3-2

3.3.1 การประมวลผลด้วยโปรแกรม DORIS

หลักการที่สำคัญคือการอาศัยการจัดคู่ภาพ ระหว่างภาพ Master และภาพอื่นๆ ที่เหลือที่เรียกว่า Slave เพื่อวิเคราะห์ผลต่างเฟสและนำมาสร้าง Interferogram เริ่มต้นจากการประมวลผลด้วยโปรแกรม DORIS หากภาพที่นำมาใช้งานยังไม่อยู่ในรูปแบบของ SLC จำเป็นต้องอาศัยการประมวลผลด้วยโปรแกรม ROI_PAC (Rosen et al. 2004) ในการแปลงภาพประเภท Raw Data เป็น SLC เพื่อให้อยู่ในรูปแบบของ DORIS Format ก่อนที่จะประมวลผลในลำดับถัดไป จากนั้นทำการ Co-registration โดยอาศัยค่า Precise Orbit เพื่อปรับตำแหน่งในแต่ละจุดภาพ ระหว่างภาพ Master และ Slave ให้มีความถูกต้อง นำ SRTM DEM มาใช้เป็น DEM อ้างอิง ซึ่งมีความละเอียด 90 เมตร เพื่อใช้ขจัดปัญหาความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากความสูงของภูมิประเทศ ϕ_{topo} จากนั้นทำการ Resample จุดภาพจาก Slave โดยอ้างอิงจากจุดภาพจาก Master (Kampes and Usai 1999) ภาพ Interferogram จะถูกสร้างขึ้นและเลือกเฉพาะเฟสที่มีความเสถียรเท่านั้น เพื่อจะนำไปสู่การประมวลผลในขั้นตอนต่อไป ในขั้นตอนนี้ได้ Interferogram ทั้งสิ้น 11 ภาพ ดังรูปที่ 3-3



รูปที่ 3-2 แสดงขั้นตอนการทำงานของเทคนิค Time-series InSAR ตามลำดับขั้นตอนการทำงานของโปรแกรม DORIS และ StaMPS/MTI ดัดแปลงภาพจาก Hooper et al. (2009)



รูปที่ 3-3 จำนวนภาพ Interferogram ทั้งสิ้น 11 ภาพ ที่ได้จากการประมวลผลด้วยภาพประเภท SLC จากดาวเทียม Radarsat-1 โดยการจับคู่ภาพระหว่างภาพ Master คือวันที่ 9 เมษายน 2007 และภาพอื่นๆ ที่เหลือคือ Slave

จากภาพ Interferogram เมื่อพิจารณาจาก 2 ภาพสุดท้าย คือภาพวันที่ 29 ธันวาคม 2007 และภาพวันที่ 22 มกราคม 2008 พบว่า ภาพที่ได้ไม่ชัดเจนเมื่อเปรียบเทียบกับภาพอื่นๆ ที่เหลือ เนื่องจากเกิดความไม่สอดคล้องกันของภาพ Master และ Slave ซึ่งอาจจะมาจากสาเหตุความคลาดเคลื่อนระหว่างกระบวนการ Co-registration ระหว่างจุดภาพ เนื่องจาก Doppler Centroid ของทั้งสองภาพที่ไม่ตรงกัน (Hooper 2006) เป็นผลให้ Interferogram มีตำแหน่งที่ผิดเพี้ยนไป

เนื่องจาก Interferogram ประกอบไปด้วย Interferometric Phase ϕ หรือผลรวมของสัญญาณเฟสและค่าความผิดพลาดต่างๆ ที่ปะปนมา ดังสมการที่ 2-10 ซึ่งได้เคยกล่าวไว้ในบทที่ 2 ผลรวมของเฟสก่อนที่จะได้ค่าอัตราการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในทิศทาง LOS จะอยู่ในรูป Wrapped Phase (Hooper et al. 2007) ดังสมการที่ 3-1

$$\phi_{inf} = W\{\phi_{defo} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{orbit} + \phi_{noise}\} \quad (3-1)$$

การนำ DEM อ้างอิงมาใช้ เป็นเพียงการขจัด ϕ_{topo} เท่านั้น ยังเหลือค่าความผิดพลาดอื่นๆ ที่จำเป็นต้องขจัดหรือทำให้ลดลงเพื่อให้เหลือเพียง ϕ_{defo} ที่มาจากการเคลื่อนตัวของแผ่นดิน ซึ่งต้องอาศัยวิธีการในลำดับต่อไป

3.3.2 การประมวลผลด้วยโปรแกรม StaMPS/MTI

ใช้หลักการคืออาศัย Interferograms ของหลายๆ คู่ภาพจากโปรแกรม DORIS มาประมวลผลเข้าด้วยกัน โดยนำค่าที่ได้ในแต่ละจุดภาพมาประมวลผล ซึ่งประกอบไปด้วยค่าเฟสและแอมพลิจูด ในเบื้องต้นจะวิเคราะห์จากค่าแอมพลิจูดที่อยู่ในแต่ละจุดภาพก่อน โดยอาศัยค่า Amplitude Dispersion ซึ่งมีวิธีการคัดเลือกโดยอาศัยค่าดังสมการที่ 3-2 (Ferretti et al. 2001)

$$D_A = \frac{\sigma_A}{\mu_A} \quad (3-2)$$

เมื่อ σ_A คือค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของแอมพลิจูด และค่า μ_A คือค่าเฉลี่ยของแอมพลิจูด จากสมการ 3-2 ค่า Amplitude dispersion ยังมีค่าน้อยยิ่งดี เพราะแสดงถึงค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานมีขนาดเล็กเมื่อเทียบกับค่าเฉลี่ย ดังนั้นการศึกษาคั้งนี้จะใช้ค่า Amplitude dispersion เท่ากับ 0.4 (Hooper et al. 2007) สำหรับค่าที่สูงกว่านี้จะไม่ถูกนำมาใช้

จากขั้นตอนการคัดเลือกในแต่ละจุดภาพโดยอาศัยค่าแอมพลิจูดแล้ว ขั้นตอนต่อไปคือการวิเคราะห์จากค่าเฟส (Phase Analysis) ค่าเฟสที่ผ่านขั้นตอนข้างต้นจะถูกนำมาประมวลผลต่อ ซึ่งปกติค่าเฟสจะประกอบไปด้วยสัญญาณต่างๆ ที่ปะปนมา ดังสมการที่ 3-1 การคัดเลือกจะเลือกเฉพาะเฟสที่มีสะท้อนกลับของสัญญาณที่คงที่และถาวรเท่านั้น (Dominant Scatterer)

ก่อนที่จะได้จุด PS จำเป็นต้องผ่านกระบวนการคัดเลือกในลักษณะการวนซ้ำในแต่ละจุดภาพ ท้ายที่สุดจะเหลือไว้เพื่อใช้งานเฉพาะจุดภาพที่ Corelated เท่านั้น ซึ่งมีขั้นตอนคือเริ่มจากการประมาณค่าสัญญาณรบกวนในเฟส (Estimate Phase Noise) โดยอาศัยค่า Measure of Phase Noise (γ_x) ในลักษณะของการวนซ้ำ (Iteration) เป็นการวัดค่าระดับของสัญญาณรบกวนในเฟส และเป็นตัวชี้วัดว่าจุดภาพใดเป็นจุดภาพแบบ PS แสดงถึงคุณภาพของจุดภาพ คล้ายคลึงกับการประมาณ Coherence ของจุดภาพโดยมีสมการดังนี้ (Bamler et al. 1995, Hooper et al. 2009)

$$\gamma_x = \frac{1}{N} \left| \sum_{i=1}^N \exp \{i(\Delta\phi_i - \beta_i \Delta h)\} \right| \quad (3-2)$$

เมื่อ	N	=	จำนวนภาพ Interferogram ที่นำมาใช้งาน
	$\Delta\phi_i$	=	ค่าต่างเฟสในแต่ละจุดภาพ
	β_i	=	ค่า Baseline (เมตร)
	Δh	=	ค่าต่างของความสูง (เมตร)

เมื่อเหลือเฉพาะจุดภาพแบบ PS จึงทำการประมาณความเป็นไปได้ของค่า PS ในแต่ละจุดภาพ (Estimate PS Probability) หรือการหาค่าความหนาแน่นของจุด PS และกำจัดค่า

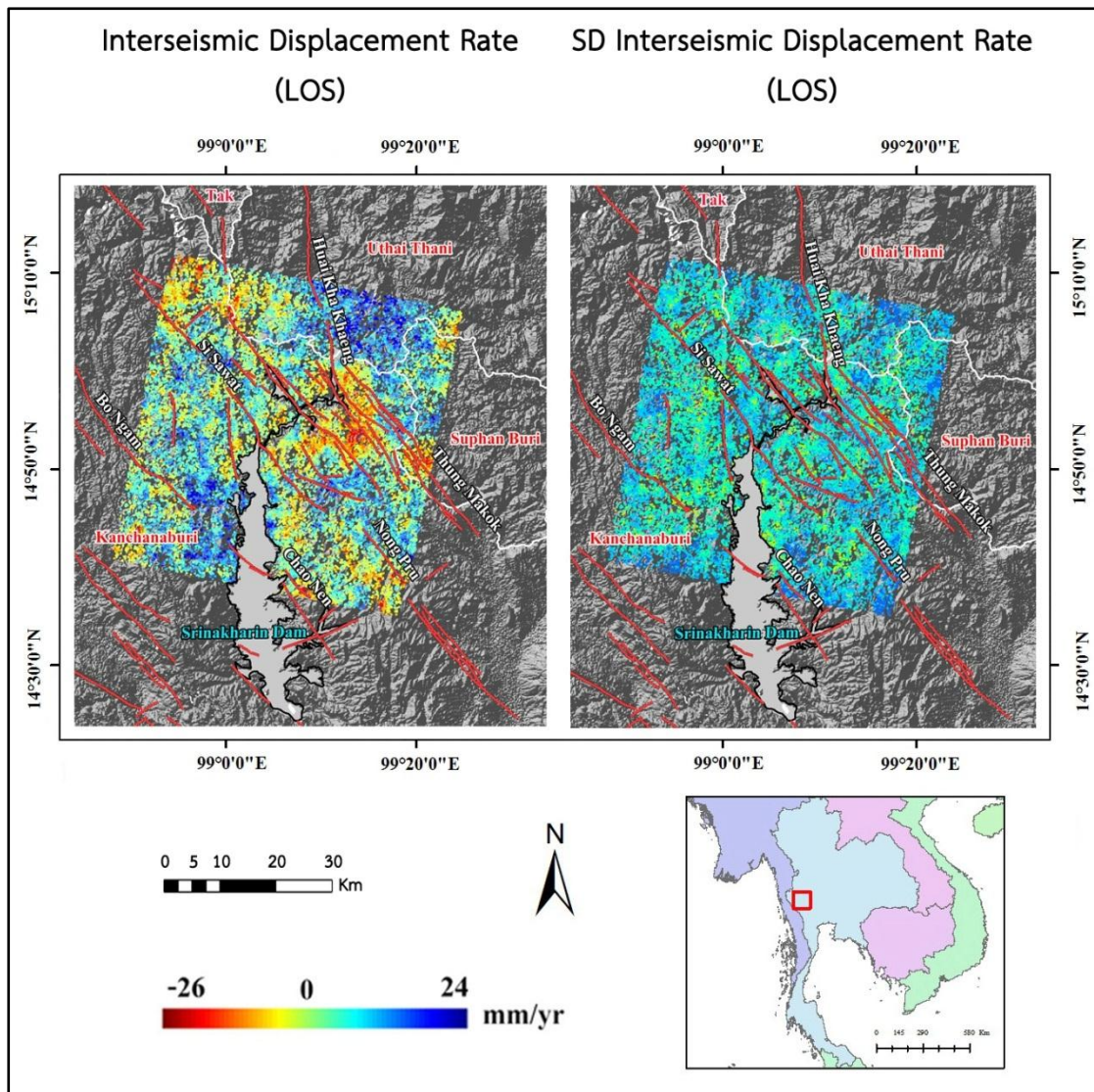
Spatially Uncorrelated Signal ออกไป ซึ่งปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับค่า Spatially Uncorrelated Signal ประกอบไปด้วย สัญญาณรบกวนที่มาจากภาพ Master อันได้แก่ ϕ_{atm} และ ϕ_{orbit} โดยทั้ง 2 ค่านี้จะถูกขจัดออกไปก่อนกระบวนการ Unwrapped (Hooper 2006)

เทคนิค PSInSAR ใช้การวิเคราะห์แบบ Regression ของเฟส โดยนำ ϕ_{atm} , ϕ_{orbit} , ϕ_{topo} ที่ได้ หลังจากกระบวนการข้างต้นมาเฉลี่ยเพื่อลดค่าความคลาดเคลื่อนที่ปะปนมาให้เหลือน้อยที่สุด จนท้ายที่สุดแล้วสามารถเห็นสัญญาณเฟสที่มาจาก ϕ_{defo} ได้ ส่วนค่า ϕ_{noise} คือค่า Residual ที่นำมาประมาณค่าตามหลักสถิติและอยู่ในรูปของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน

สำหรับขั้นตอนต่อไปคือ Phase Unwrapping จะอาศัยอัลกอริทึมที่มีหลักการทำงานโดยหาค่าต่างเฟสระหว่างจุดภาพภายใน Interferogram แล้วจึงหาผลรวมอีกครั้งเพื่อให้ได้เฟสที่ต่อเนื่องกัน หลังจากนั้นค่าที่ได้คือค่า ϕ_{defo} ผลลัพธ์ที่ได้จะถูกคำนวณให้อยู่ในระบบพิกัดของเรดาร์ ซึ่งค่าดังกล่าวจะเป็นตัวที่บ่งบอกถึงการเปลี่ยนแปลงอันเนื่องมาจากการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในบริเวณรอยเลื่อนได้

3.4 ผลการศึกษา

การประมวลผลด้วยภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ครอบคลุมบริเวณกลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ ซึ่งพาดผ่านทางตอนเหนือของเขื่อนศรีนครินทร์ โดยใช้จำนวนภาพทั้งสิ้น 12 ภาพ ด้วยเทคนิค PSInSAR ผลการศึกษาพบว่า ข้อมูลจุด PS จำนวนทั้งสิ้น 30,457 จุด ผลการวิเคราะห์หลังจากทำการแปลงค่าพิกัดภาพให้อยู่ในระบบพิกัดของเรดาร์แล้วพบว่า อัตราการเคลื่อนตัวในทิศทางของเรดาร์ LOS มีอัตราการเคลื่อนตัวระหว่าง -25.8 มิลลิเมตรต่อปี เคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกในทิศทางเข้าหาระบบเรดาร์ ถึง $+23.2$ มิลลิเมตรต่อปี เคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกในทิศทางออกจากระบบเรดาร์ ดังรูปที่ 3-4 เมื่อพิจารณาจากผลลัพธ์ที่ได้จากการตรวจวัด Interseismic Motion พบว่าผลลัพธ์ยังไม่บ่งชี้ถึงรูปแบบการเคลื่อนตัวของแผ่นดินได้อย่างชัดเจนและไม่สอดคล้องกับแบบจำลอง Reid's Elastic Rebound (Thatcher 1993, Wright 2002) ที่อธิบายเกี่ยวกับการเคลื่อนตัวในช่วง Interseismic กล่าวคือแรงเค้นที่มากระทำบริเวณแนวรอยเลื่อนจะมีขนาดเล็กหรือใกล้เคียงศูนย์เนื่องจากถูกปล่อยไว้ด้วยแรงเสียดทาน และจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นเมื่ออยู่ห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไปจนกระทั่งมีค่าคงที่ (Thatcher 1993) เมื่อพิจารณาประกอบกับการศึกษาของ Cavalie et al. (2008) ที่ศึกษาในพื้นที่รอยเลื่อน Haiyaun โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม ERS ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลงด้วยเทคนิค Time-series InSAR ผลการศึกษาพบการเคลื่อนตัวของแผ่นดินที่มีค่าระหว่างสองฝั่งของแนวรอยเลื่อนที่แตกต่างกันอย่างชัดเจน



รูปที่ 3-4 แผนที่แสดงการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในทิศทาง LOS (ซ้ายมือ) บริเวณทางตอนเหนือของเขื่อนศรีนครินทร์ ซึ่งครอบคลุมบางส่วนของกลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง ด้วยเทคนิค Time-series InSAR ภาพขวามือ แสดงค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานในแต่ละจุด

เมื่อพิจารณาประกอบกับข้อมูลข้างต้น ผลลัพธ์ที่ได้จากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ ควรจะเห็นทิศทางการเคลื่อนที่ของแผ่นดินที่ต่างกันอย่างชัดเจนระหว่างสองฝั่งของรอยเลื่อนอย่างชัดเจน (ฝั่งหนึ่งมีค่าบวกอีกฝั่งควรมีค่าลบ) และควรมีขนาดการเคลื่อนตัวที่เพิ่มขึ้นเมื่อห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไป แต่ผลลัพธ์ที่ได้กลับพบว่าจุด PS ที่แสดงถึงทิศทางและขนาดการเคลื่อนตัวนั้นยังมีค่ายังปะปนกันเป็นจำนวนมากโดยประกอบไปด้วยทั้งค่าบวกและลบ

ในด้านความน่าเชื่อถือของอัตราการเคลื่อนตัวที่ได้จากผลการศึกษา จากรูปที่ 3-4 แสดงค่า ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานเปรียบเทียบในแต่ละจุด โดยพบว่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานมีค่าตั้งแต่ 5.9 ถึง 20.5 มิลลิเมตรต่อปี ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานที่สูงที่สุดมีค่าใกล้เคียงกับอัตรา Interseismic Motion โดยภาพรวมค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานจะมีค่าต่ำบริเวณกึ่งกลางภาพ ซึ่งเป็นบริเวณโดยรอบ ของเขื่อนศรีนครินทร์ และมีค่าสูงที่สุดบริเวณทางด้านมุมขวาบนและขวาล่างของภาพ ซึ่งมีลักษณะ ภูมิประเทศที่สูงชัน ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานนี้แสดงถึงค่า Noise ที่หลงเหลืออยู่หลังจากประมวลผล ด้วยเทคนิค Time-series InSAR

$$\frac{\text{อัตรา Interseismic Motion}}{\text{ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน}} = \frac{25.8}{20.5} = 1.26$$

พิจารณาค่า SNR จากค่าอัตราส่วนระหว่างการเคลื่อนตัวสูงสุดและค่าส่วนเบี่ยงเบน มาตรฐานสูงสุดแล้วพบว่า มีค่าใกล้เคียงกับ 1 แสดงให้เห็นว่าข้อมูลที่ประมวลผลได้ไม่มีความ น่าเชื่อถือในเชิงสถิติ เนื่องจากค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานที่ได้บ่งชี้ว่ามีการกระจายตัวของกลุ่มข้อมูล ออกไปมาก ขนาดของ Noise มีขนาดใกล้เคียงกับขนาดการเคลื่อนตัวทำให้จุด PS ที่ได้จากการ ประมวลผลมีค่าที่กระจัดกระจายกันจนไม่สามารถแสดงถึงรูปแบบ Interseismic Motion ได้

พื้นที่ศึกษาโดยส่วนใหญ่ซึ่งประกอบไปด้วยรอยเลื่อนย่อยขนาดเล็กจำนวนมาก ดังนั้นขนาด การเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนหรือค่า ϕ_{defo} ที่ได้จากผลลัพธ์มีขนาดเล็กกว่าหรือใกล้เคียงกับค่าความ ผิดพลาดต่างๆ ที่ปะปนมาในสัญญาณเฟส ดังสมการที่ 3-1 วิธีการที่จะช่วยให้ผลการศึกษาเห็นการ เคลื่อนตัวที่ชัดเจนขึ้นคือ การเพิ่มจำนวนภาพที่นำมาประมวลผลเพื่อเฉลี่ยและลดค่าความผิดพลาดให้ เหลือน้อยที่สุด เพื่อให้ค่า SNR ดีขึ้น จากตัวอย่างงานวิจัยของ Hanssen (2003) แสดงให้เห็นว่า การใช้ภาพ Interferogram อย่างน้อย 20-30 ภาพ ในการประมวลผลด้วยเทคนิค PSInSAR จะทำให้ ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานจะดีกว่า 0.4 มิลลิเมตรต่อปี จำนวนภาพยิ่งมากความแม่นยำในการ ประมวลผลก็ดีขึ้นตามลำดับ แต่เนื่องจากงานวิจัยชิ้นนี้มีข้อจำกัดเรื่องจำนวนภาพที่มีอยู่ในคลังภาพ ของ สทอภ. หากมีความเป็นไปได้ในอนาคตการเพิ่มจำนวนภาพ หรือการใช้ความยาวคลื่น L-band อาจจะทำให้สามารถตรวจวัดการเคลื่อนตัวอย่างซ้ำๆ เช่นในช่วง Interseismic นี้ และสามารถ วิเคราะห์ผลลัพธ์ที่ชัดเจนยิ่งขึ้น

บทที่ 4

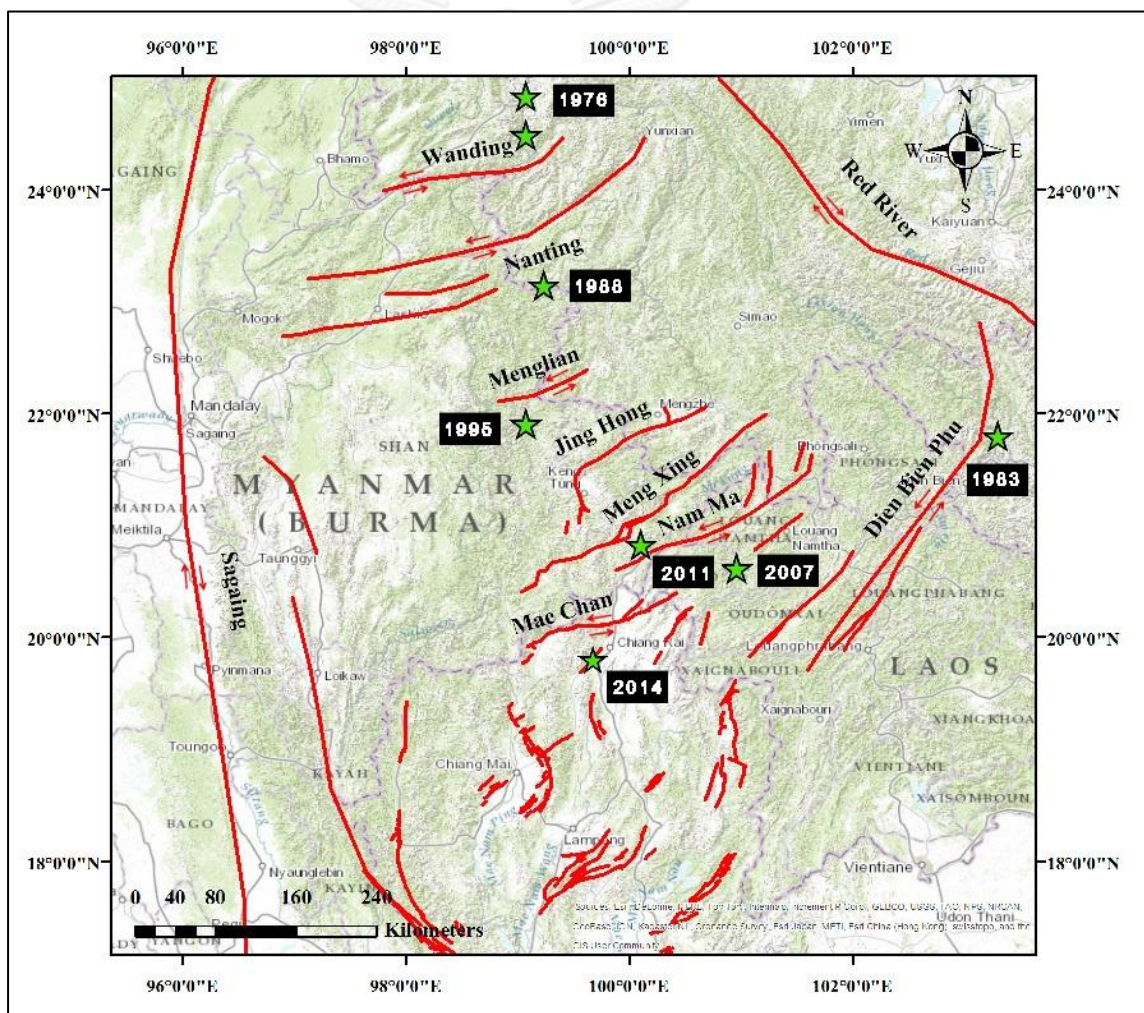
การประมาณค่า Coseismic Slip จากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay การคำนวณ Coulomb Stress Change และการประมาณคาบอุบัติซ้ำ (Recurrence Period)

4.1 ความเป็นมาและความสำคัญ

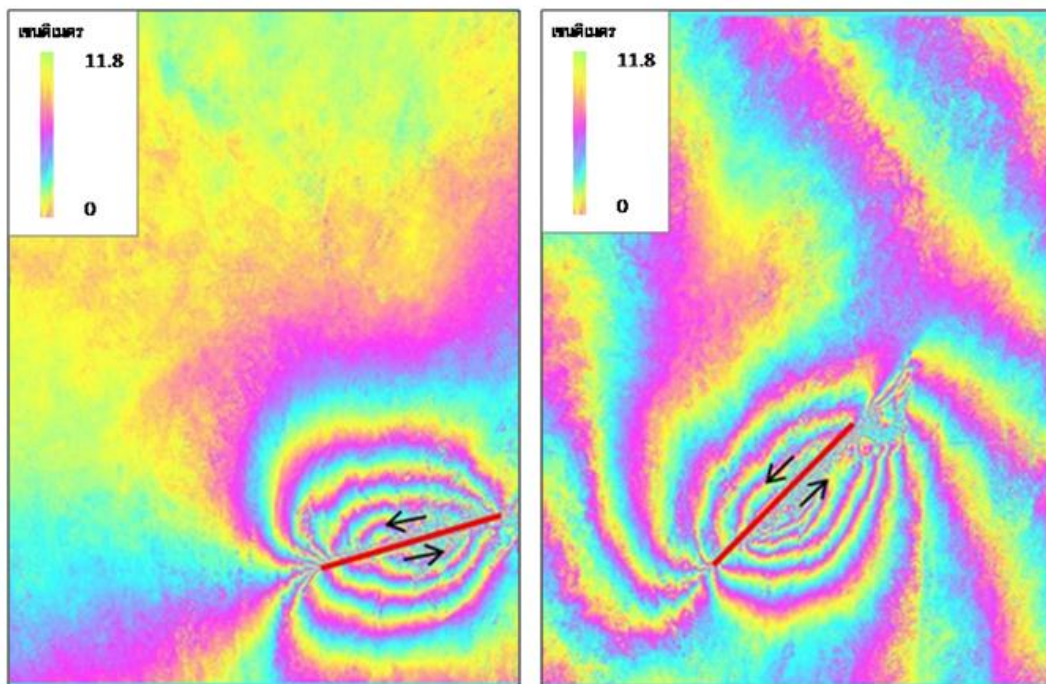
เหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay ขนาด M_w 6.8 เมื่อวันที่ 24 มีนาคม 2011 มีจุดศูนย์กลางอยู่ที่ 20.673N 99.882E ลึกลงจากพื้นดินประมาณ 10 กิโลเมตร อยู่ในประเทศเมียนมาร์ใกล้พรมแดนของ ไทยและลาว บริเวณที่เกิดแผ่นดินไหวนี้อยู่ในส่วนทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อน Nam Ma แรงสั่นสะเทือนครั้งนั้นทำให้พื้นที่ทางภาคเหนือตอนบนของประเทศไทยได้รับความเสียหาย เนื่องจาก ศูนย์กลางแผ่นดินไหวอยู่ห่างจาก จังหวัดเชียงรายเพียงประมาณ 60 กิโลเมตร (McCaughy and Tapponnier 2011, Ruangrassamee et al. 2012, Tun et al. 2013, Wang et al. 2013) รอย เลื่อน Nam Ma เป็นหนึ่งในรอยเลื่อนที่อยู่ในระบบ Shan Fault System ซึ่งรอยเลื่อนในระบบนี้ วางตัวพาดผ่านตั้งแต่ช่วงรอยต่อของประเทศจีน เวียดนาม ลาว เมียนมาร์ และไทย อยู่ระหว่างรอย เลื่อน Sagaing ในประเทศเมียนมาร์และรอยเลื่อน Red River ทางตอนเหนือของประเทศเวียดนาม ทั้งนี้ในช่วงศตวรรษที่ผ่านมาบริเวณพื้นที่ Shan Fault System นี้มีการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ หลายครั้ง ดังนี้ ปี 1976 เกิดแผ่นดินไหว Longling ขนาด M_w 6.7, ปี 1983 แผ่นดินไหว Dien Bien ขนาด M_w 6.6, ปี 1988 แผ่นดินไหว Lancang ขนาด M_w 7.0, ปี 1995 แผ่นดินไหว Menglian ขนาด M_w 6.8, ปี 2007 แผ่นดินไหว Laos (ทางตอนเหนือของประเทศ) ขนาด M_w 6.3, ปี 2011 แผ่นดินไหว Tarlay และล่าสุดในปี 2014 ที่ผ่านมามี แผ่นดินไหวเชียงราย ขนาด M_w 6.3 ตำแหน่งของ ศูนย์กลางแผ่นดินไหวแสดงในรูปที่ 4-1 (Tun et al. 2013, Wang et al. 2013) เมื่อสังเกตลำดับ การเกิดแผ่นดินไหวจะพบว่าตำแหน่งการเกิดจะอยู่ในทางตอนใต้ของจีนไล่ลงมาทางทิศใต้ จนกระทั่ง ล่าสุดเกิดแผ่นดินไหวเชียงราย แสดงให้เห็นว่าการเกิดแผ่นดินไหวแต่ละครั้งจะมีการส่งถ่ายแรงเค้นที่ ไปกระตุ้นให้รอยเลื่อนอื่นๆ ในบริเวณใกล้เคียงมีขนาดเพิ่มขึ้น จนกระทั่งมากกว่าแรงเสียดทานและ ปลดปล่อยพลังงานออกมาในรูปแบบแผ่นดินไหว

รอยเลื่อน Nam Ma เป็นรอยเลื่อนที่เกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่และส่งผลกระทบต่อมายัง ประเทศไทย อีกทั้งเป็นรอยเลื่อนที่อยู่ใกล้กับรอยเลื่อนแม่จันจึงถูกนำมาศึกษาเพื่อหา Coseismic Motion และหาแนวโน้มความเสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย จาก งานของ Trisirisatayawong et al. (2011) ที่ได้ศึกษา Coseismic Motion ของเหตุการณ์ แผ่นดินไหว Tarlay โดยใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม ALOS-PALSAR จำนวนทั้งสิ้น 4 ภาพ ที่บันทึก

เหตุการณ์ก่อนและหลังการเกิดแผ่นดินไหว ในแนววงโคจรของดาวเทียมทั้งขาขึ้นและขาลงด้วยเทคนิค 2-pass DInSAR จากผลการศึกษาพบลักษณะการเคลื่อนตัวที่แสดงอยู่ในรูปแบบของ Fringe ดังรูปที่ 4-2 ลักษณะของ Fringe จากแถบสีใดสีหนึ่งไปยังแถบสีเดียวกัน แสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงระยะทางเท่ากับครึ่งหนึ่งของความยาวคลื่นเรดาร์ ซึ่งสำหรับภาพระบบ PALSAR ช่วงคลื่น L-band การเคลื่อนตัวจากแถบสีหนึ่งไปยังแถบสีเดียวกันที่อยู่ถัดไปคือประมาณ 11.8 เซนติเมตร รูปแบบของ Fringe สะท้อนให้เห็นว่าพื้นผิวในภูมิภาคนั้นมีการขยับตัวหรือเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นในมุมมองของระบบเรดาร์ ดังนั้น Coseismic Motion ระหว่าง 2 ฝั่งของรอยเลื่อนซึ่งเป็นรอยเลื่อนเหลื่อมซ้ายจึงมีการขยับตัวไปประมาณ 1.2 เมตร ในทิศทางของเรดาร์



รูปที่ 4-1 แสดงตำแหน่งศูนย์กลางแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี 1976 ที่ผ่านมาโดยมีขนาด $M_w > 6.3$ บริเวณ Shan Fault System ซึ่งเป็นส่วนที่อยู่ระหว่างรอยต่อของประเทศจีน เมียนมาร์ ลาว และไทย (Tun et al. 2013) แผนที่ฐานตัดแปลงจาก ESRI (2011)



รูปที่ 4-2 Wrapped Interferograms แสดง Coseismic Motion ที่เกิดจากแผ่นดินไหว Tarlay ซ้ายมือเป็น Interferogram จากคู่ภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น และขวามือเป็น Interferogram จากคู่ภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง เส้นสีแดงคือแนวรอยเลื่อน Nam Ma (Trisirisatayawong et al. 2011)

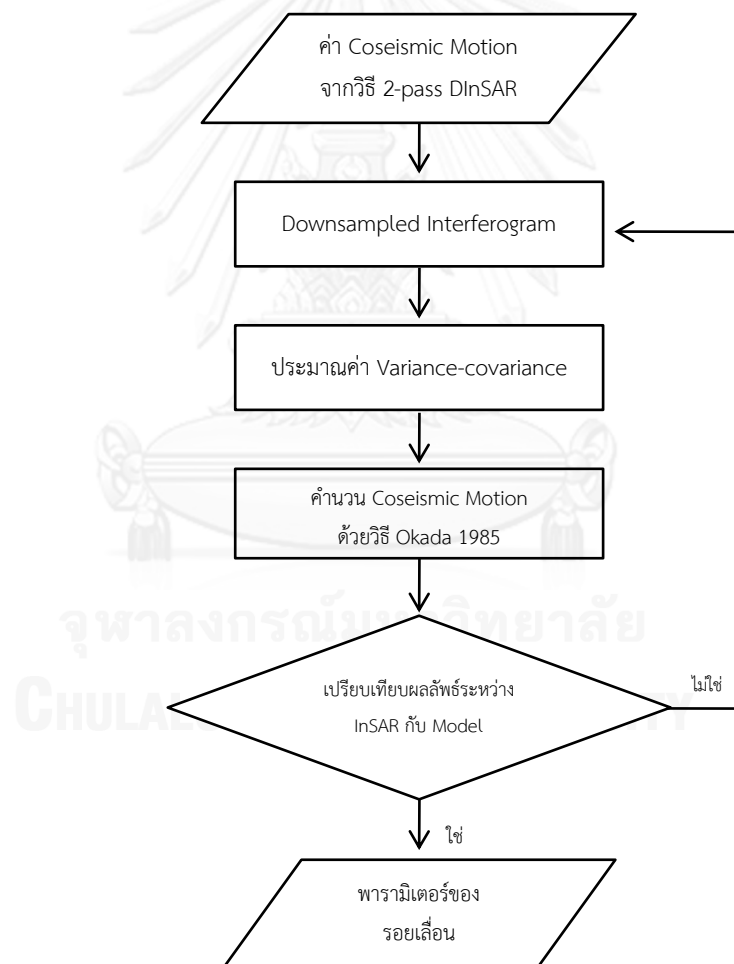
ผลลัพธ์ที่ชัดเจนจาก Coseismic Motion นี้จึงถูกนำไปประมาณค่าเบื้องต้นสำหรับการหาพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma เช่น Strike (ค่าแนวระดับ), ความยาวของรอยเลื่อน, Slip (การเลื่อนหรือระยะของการเลื่อนของแผ่นดินไหวในแต่ละครั้ง) เป็นต้น เนื่องจากรอยเลื่อนมีพลังในบริเวณพื้นที่สามเหลี่ยมทองคำและในประเทศไทยส่วนใหญ่ยังขาดข้อมูลเรขาคณิตของรอยเลื่อนซึ่งโดยทั่วไปการได้มาซึ่งข้อมูลเหล่านี้จะได้มาจากวิธีการสำรวจทางธรณีวิทยา แต่เนื่องด้วยข้อจำกัดบางประการ เช่น การสำรวจทางธรณีวิทยามีข้อจำกัดในการเข้าถึงพื้นที่ การขาดแคลนสถานี CGPS เป็นต้น ดังนั้นเพื่อความสะดวกและรวดเร็วในการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน จึงจำเป็นต้องนำเทคนิค InSAR มาใช้งาน สำหรับภาพรวมในงานวิจัยนี้คือการประมาณค่าพารามิเตอร์เบื้องต้นโดยอาศัยข้อมูลที่ได้จากเทคนิค 2-pass DInSAR ไปคำนวณโดยอ้างอิงจากสูตรของ Okada (1985) ด้วยวิธีการที่เรียกว่า Inversion เป็นวิธีย้อนกลับ

วิธี Inversion ประกอบไปด้วย 2 วิธี คือ แบบจำลอง Single-patch และ แบบจำลอง Multi-patch ถูกนำมาใช้ในการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนโดยอาศัยทฤษฎี Half-space Green's Function ด้วยสูตรของ Okada เพื่อหา Coseismic Motion จากนั้นนำไปเปรียบเทียบกับผลลัพธ์ระหว่างค่าที่ได้จาก Model กับค่าที่ได้จาก InSAR เมื่อมีค่า Residual ที่ต่ำ (เป็นศูนย์หรือใกล้เคียง)

พารามิเตอร์ต่างๆจึงถูกนำไปใช้งานต่อ เช่นค่า Slip จากแบบจำลอง Single-patch จะถูกนำไปประมาณค่าอุบัติเหตุซ้ำและใช้เพื่อคำนวณค่า Coulomb Stress Change ส่วน Slip จากแบบจำลอง Multi-patch ถูกนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลภาคสนาม รายละเอียดจะกล่าวในหัวข้อถัดไป

4.2 การหาค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma ด้วยแบบจำลอง Single-patch

แบบจำลอง Single-patch ถูกนำมาใช้ประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma ซึ่งกระบวนการโดยส่วนใหญ่จะคล้ายคลึงกับแบบจำลอง Multi-patch แต่วิธีการ Single-patch จะมีความซับซ้อนน้อยกว่าและได้ค่า Slip เพียงค่าเดียว ขั้นตอนในการศึกษาดังรูปที่ 4-3

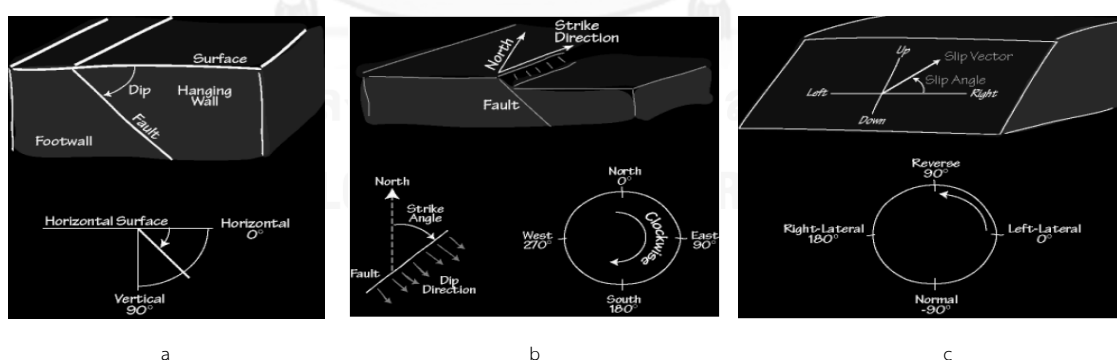


รูปที่ 4-3 ขั้นตอนการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนด้วยแบบจำลอง Single-patch โดยอาศัยข้อมูลที่ได้จาก 2-pass DInSAR และอาศัยการคำนวณ Coseismic Motion ด้วยสูตรของ Okada จนกระทั่งได้ค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน

เนื่องจากในเบื้องต้นไม่พบเอกสารหรือข้อมูลที่สามารถอธิบายเกี่ยวกับลักษณะเฉพาะของรอยเลื่อน Nam Ma ดังนั้นวิธีการที่จะสามารถประมาณค่าเหล่านี้ได้ คืออาศัยการประมาณค่าจากผลลัพธ์ของ Interferogram ที่ได้จากการประมวลผลโดยเทคนิค 2-pass DInSAR และนำไปสู่กระบวนการ Inversion ในขั้นตอนแรกจะอธิบายถึงพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนที่นำมาใช้งาน โดยมีรายละเอียดดังนี้

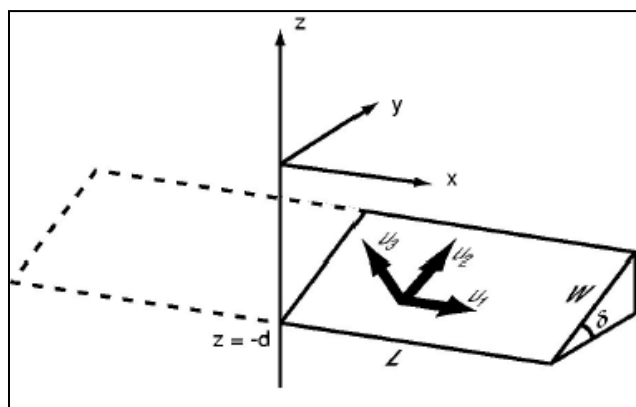
4.2.1 พารามิเตอร์ต่างๆ ของรอยเลื่อนประกอบไปด้วย 10 ตัวได้แก่ (Okada 1985)

1. ตำแหน่งของรอยเลื่อนทั้งสิ้น 3 ตัว โดยคำนวณจากค่าพิกัดของรอยเลื่อนในระบบ UTM ได้แก่ ค่าพิกัด x, y และค่าความลึกของรอยเลื่อน (-d)
2. Length ความยาวทั้งหมดของรอยเลื่อน อ้างอิงตามค่าแนวระดับ (Along the Strike)
3. Width ค่าความกว้างของรอยเลื่อน อ้างอิงตามมุมเท (Along the Dip)
4. Dip Angle ค่ามุมเท คือมุมระหว่างระนาบรอยเลื่อนกับแนวนอน มีค่าตั้งแต่ 0–90 องศา ในที่นี้ประมาณค่าให้ใกล้เคียงกับแนวตั้ง เนื่องจากรอยเลื่อน Nam Ma เป็นรอยเลื่อนในแนวระดับ ค่ามุมเทจึงใกล้เคียง 90 องศา ดังรูปที่ 4-4(a)
5. Strike of the Fault ค่าแนวระดับของรอยเลื่อน เป็นแนวทิศทางของรอยเลื่อนที่ทำมุมกับทิศเหนือโดยการวัดค่ามุมเริ่มจาก 0 องศาในทิศทางตามเข็มนาฬิกา ดังรูปที่ 4-4(b)



รูปที่ 4-4 ค่า Dip, ค่า Strike และ Slip ที่สัมพันธ์กับประเภทของรอยเลื่อนเพื่อใช้ในการคำนวณด้วยวิธี Okada (Hooper, 2011)

รูปที่ 4-4(c) คือ Slip ซึ่งประกอบไปด้วยทิศทางและขนาดในการเคลื่อนที่ระหว่าง Hanging Wall และ Foot Wall ขนาดของมุมมีความสัมพันธ์กับรอยเลื่อนแต่ละประเภทดังรูป



รูปที่ 4-5 องค์ประกอบของ Slip ได้แก่ U_1 คือ Strike-slip, U_2 คือ Dip-slip และ U_3 คือ Tensile ค่าแรงดึง ด้วยวิธี Okada (Hooper 2011)

6. พารามิเตอร์ของรอยเลื่อนที่สำคัญที่สุดสำหรับการศึกษาในครั้งนี้คือค่า Slip ซึ่งประกอบไปด้วย 3 ตัวแปร (Three Slip Components) ได้แก่ ค่า U_1 , U_2 และ U_3 ดังรูปที่ 4-5 เมื่อ U_1 คือ Strike-slip หรือการเคลื่อนที่ของ Slip ตามค่าแนวระดับของรอยเลื่อน, U_2 คือ Dip-slip หรือการเคลื่อนที่ของ Slip ตามค่ามุมเท และ U_3 คือ Tensile ค่าแรงดึง ซึ่งค่า Slip ที่ได้จากการประมวลผลด้วยแบบจำลอง Single-patch จะถูกนำไปคำนวณ Coulomb Stress Change และประมาณคาบอุบัติซ้ำ ซึ่งรายละเอียดจะกล่าวในลำดับต่อไป

4.2.2 Downsampled Interferogram, ประมาณค่า Variance-covariance และ การคำนวณหาค่า Coseismic Motion ด้วยสูตรของ Okada (1985)

กระบวนการหาค่าพารามิเตอร์ที่ไม่ซับซ้อนนักคือ วิธีแบบจำลอง Single-patch หลักการที่สำคัญคือ การจำลองให้รอยเลื่อนทั้งหมดเสมือนเป็นระนาบเดียวกันทั้งหมด โดยอาศัย Half-space Green's function คือทฤษฎีของการคำนวณหา Displacement Field ของพื้นผิวรอบๆ รอยเลื่อน เมื่อรอยเลื่อนมีการเคลื่อนตัวไปใน 3 ทิศทางได้แก่ U_1 , U_2 , และ U_3 (ดังรูป 4-5) สูตรทางคณิตศาสตร์ที่ใช้คำนวณได้จริงของ Green's function จะอาศัยสูตร Okada 1985 โดยกำหนดรอยเลื่อนให้อยู่ใน Rectangular Patch เพื่อคำนวณหาค่า Slip เมื่อเกิดแผ่นดินไหวทำให้รอยเลื่อนมี Slip เกิดขึ้น และทำให้เกิด Coseismic Motion ซึ่งหากทราบค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนจะสามารถคำนวณหา Coseismic Motion ได้ไม่ยากนัก แต่ในทางปฏิบัติจริงเราไม่สามารถทราบพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนหรือรู้แค่บางตัว เมื่อมีค่า Coseismic Motion ที่ได้จากการประมวลผลด้วยเทคนิค 2-pass DInSAR ซึ่งมีผลลัพธ์ที่ดีพอสมควร ดังนั้น จึงใช้ค่าที่ได้จาก InSAR นี้ เป็นข้อมูลในการคำนวณย้อนกลับเพื่อหาพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนโดยเรียกว่า Inversion

ในการเตรียมข้อมูลเพื่อเข้าสู่กระบวนการ Inversion นั้น เริ่มจากการ Subsample interferogram เนื่องจากจำเป็นต้องลดจำนวนจุดและลดรายละเอียดของภาพจาก Interferogram ที่นำมาใช้งานลง เพราะจะช่วยลดระยะเวลาในการคำนวณ ดังนั้นวิธีการ Quad-tree algorithm จึงถูกนำมาใช้ โดยมีขั้นตอนคือการ Downsampled ในแต่ละจุดภาพ ในที่นี้ภาพ Interferogram ที่ได้จากเทคนิค InSAR ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้นและลงจะถูกนำมาใช้งานและมีวิธีการคือ แบ่งภาพออกเป็น 4 Quadrant โดยที่ค่าเฉลี่ยในแต่ละ Quadrant จะถูกคำนวณออกมา หากมีค่ามากกว่า Root Mean Square Threshold Quadrant นั้นจะถูกแบ่งย่อยออกไปอีก 4 อันใหม่ คำนวณค่าเฉลี่ยและวนซ้ำจนกระทั่งค่าลู่เข้า (Convergence) (Jónsson et al. 2002)

หลังจากนั้นทำการประมาณค่าความแปรปรวนร่วม (Covariance) โดยเลือกจากพื้นที่ที่ไม่มีความผิดปรกติ (Non-deforming Region) หรือพื้นที่ที่ไม่ปรากฏค่าการเคลื่อนตัวใดๆ ในภาพ Coseismic motion ที่ได้มาจาก InSAR พบปัญหาในแนว LOS หรือระบบพิกัดเรดาร์มีค่าแค่ 2 Direction คือ Ascending และ Descending ในขณะที่ Coseismic Motion ที่ต้องการหาค่าจะอยู่ในระบบพิกัดยอเดดติก หรือ UTM ซึ่งเป็นพิกัดของรอยเลื่อนในระบบพิกัด 3 Direction เมื่อมีตัวสัมพันธ์ที่ไม่ทราบค่า จึงประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนโดยใช้อัลกอริทึมของ Markov Chain Monte Carlo (Klaus and Tarantola 1995) เพื่อช่วยหาค่าพารามิเตอร์ สมการที่ 4-2 เป็นการสร้างสมการเพื่อหาสัมพันธ์ที่ไม่ทราบค่าจากกระบวนการข้างต้น

$$y = Ax \quad (4-1)$$

$$[D_{insar_Los}] = [G_{SS} \ G_{AS} \ 1] \begin{bmatrix} ss \\ ds \\ offset \end{bmatrix} \quad (4-2)$$

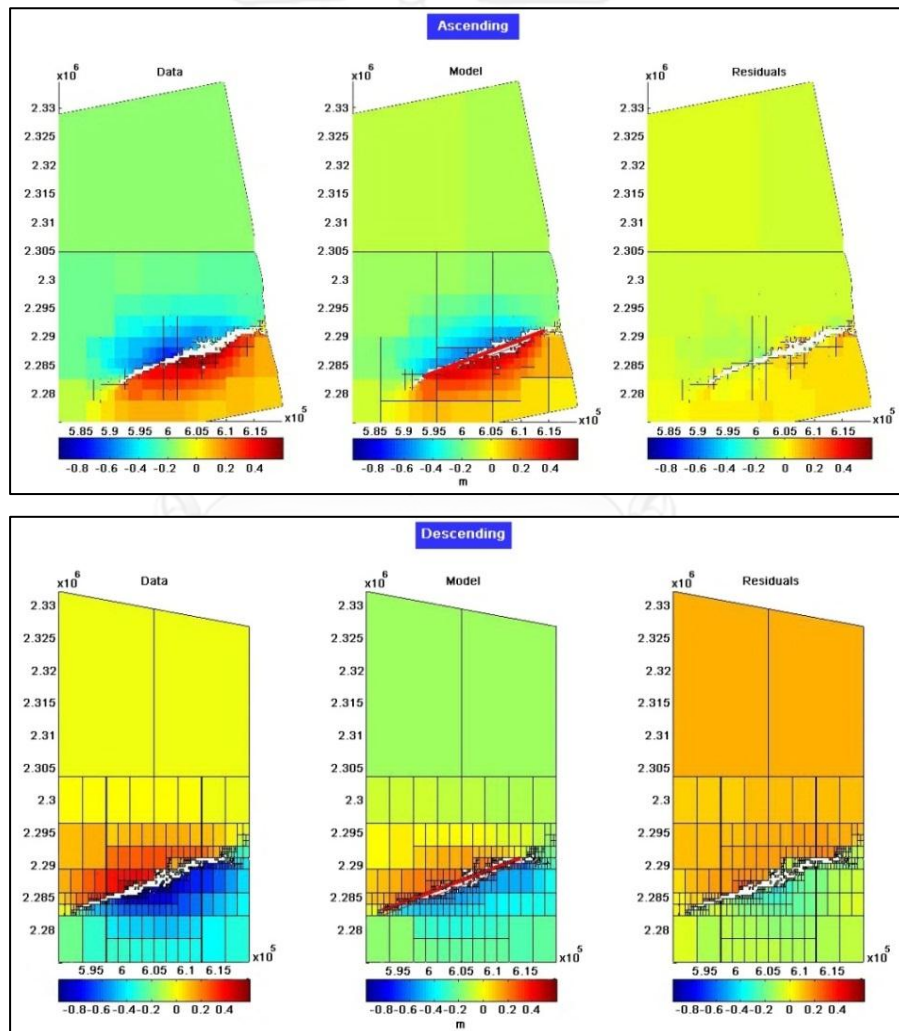
จากสมการที่ 4-2 เมื่อ y คือ Observed Data คือค่า Downsampled ที่ได้จาก Interferogram ด้วยวิธี 2-pass DInSAR ในแนว LOS,

A คือ ค่า Observation Operator บรรจุไปด้วยค่า Strike-slip, Dip-slip ที่ได้จากการคำนวณด้วย Half-space Green's functions และ กำหนดค่า Slip=1 ตามลำดับ

และเมทริกซ์ x คือ Model Parameter บรรจุไปด้วยค่าสัมพันธ์ที่ไม่ทราบค่าพารามิเตอร์ที่คำนวณได้จะถูกนำไปหาค่า Coseismic Motion ด้วยสูตรของ Okada เพื่อเปรียบเทียบค่าระหว่างแบบจำลองและ InSAR ในลำดับต่อไป

4.2.3 การเปรียบเทียบ Coseismic Motion ที่ได้จากแบบจำลอง และ InSAR

ทำการทดสอบโดยเปรียบเทียบค่าผลลัพธ์ที่ได้จากแบบจำลองและค่าที่ได้จาก InSAR หากทั้งสองค่ามีค่า Residual ต่ำ กล่าวคือมีค่าเป็น 0 หรือใกล้เคียง ค่าพารามิเตอร์ที่คำนวณได้จะถูกนำไปใช้งานต่อ หากไม่ พารามิเตอร์ต่างๆจะถูกประมาณค่าใหม่ และประมวลผลซ้ำจนกว่าค่า Coseismic Motion ที่ได้จากแบบจำลองและ InSAR มีค่าที่ใกล้เคียงกันมากที่สุด จากรูปที่ 4-6 เป็นผลลัพธ์ที่ได้จากการ Downsampled ภาพจะถูกแบ่งย่อยจนมีขนาดเล็กมาก โดยเฉพาะพื้นที่ที่มีค่าการเคลื่อนตัวสูงบริเวณใกล้รอยเลื่อน เปรียบเทียบกับค่าที่ได้จากแบบจำลอง เพื่อหาค่าความคลาดเคลื่อน หรือเรียกว่า Residual ระหว่างผลลัพธ์ทั้งสอง



รูปที่ 4-6 Coseismic Motion ในแนว LOS ด้วยแบบจำลอง Single-patch ของภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น (ภาพบน) และแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง (ภาพล่าง) โดยวิธี Downsampled ข้อมูลที่ได้คือ Interferogram, แบบจำลอง และค่า Residual ตามลำดับ

ผลการศึกษาพบว่า ค่าที่ได้จากภาพ Coseismic Displacement ของภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้นมีค่า Residual ใกล้เคียงกับ 0 ถือว่าอยู่ในระดับค่อนข้างดี หากพิจารณาค่าที่ใกล้กับแนวรอยเลื่อนพบว่ามีค่าความคลาดเคลื่อนมากกว่าบริเวณที่ไกลจากแนวรอยเลื่อนออกไป สำหรับค่าที่ได้จากภาพแนววงโคจรของดาวเทียมขาลงพบว่ามีค่า Residual ระหว่าง ± 0.2 เมตร โดยภาพรวมถือว่าผลลัพธ์ที่ได้จากภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้นดีกว่า เนื่องจากแนว LOS ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้นนั้น เกือบจะอยู่ในแนวเดียวกันกับการวางตัวของรอยเลื่อน

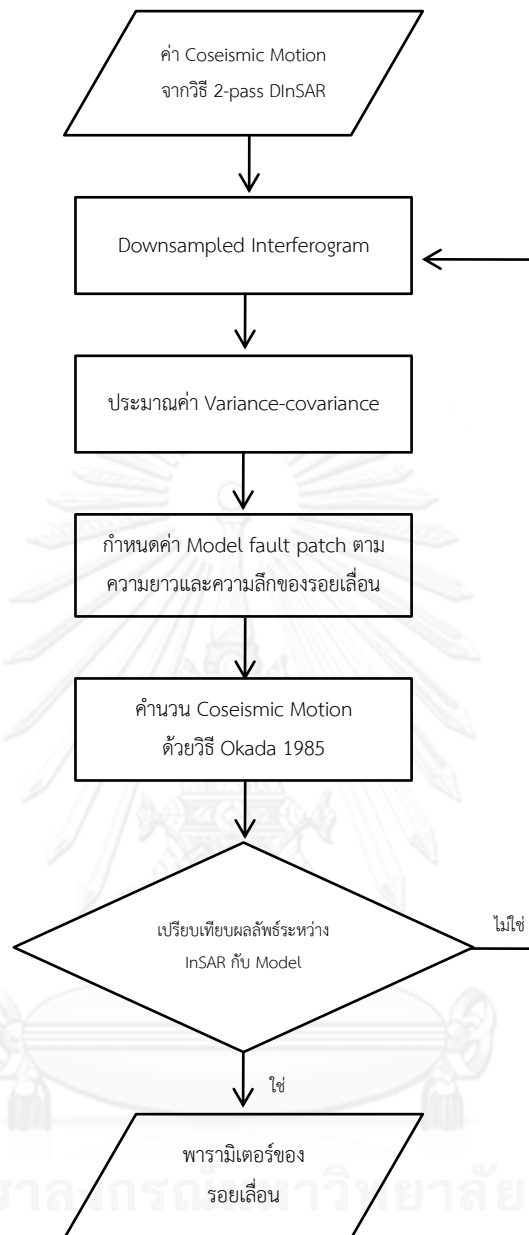
ผลการศึกษาด้วยแบบจำลอง Single-patch เป็นวิธีการหาพารามิเตอร์แบบไม่ยุ่งยาก และเป็นวิธีที่ให้ค่าผลลัพธ์ในภาพรวม วิธีนี้จำลองรอยเลื่อนเป็นชั้นเดียวกันทั้งหมด ดังนั้นค่าพารามิเตอร์ที่สำคัญคือ Slip จึงเป็นผลลัพธ์ที่เป็นตัวแทนของรอยเลื่อนเพียงชั้นเดียว ในที่นี้รอยเลื่อน Nam Ma มีความยาวประมาณ 23 กิโลเมตร นั้นหมายถึงทั้งรอยเลื่อนมี Slip เท่ากันทั้งหมดคือ 2.5 เมตร

4.3 การหาค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma ด้วยแบบจำลอง Multi-patch

แบบจำลอง Multi-patch มีขั้นตอนการทำงานที่คล้ายคลึงกับแบบจำลอง Single-patch แตกต่างกันที่ วิธีนี้จะแบ่งจำนวน Patch ตามความยาวและความลึกของรอยเลื่อน ทำให้ได้ค่า Slip ที่ความลึกในระดับต่างๆ และได้ค่า Slip ในช่วงกิโลเมตรต่างๆ ตามความยาวของรอยเลื่อน ดังนั้นเนื้อหาการประมวลผลในส่วนนี้จะกล่าวถึงวิธีการแบ่ง Patch และ อธิบายผลลัพธ์ที่ได้ โดยมีขั้นตอนการทำงานดังรูปที่ 4-7

4.3.1 การแบ่งจำนวน Patch ตามความยาวของรอยเลื่อนและลึกจากผิวดิน

ในทางปฏิบัติจริง ความยาวของรอยเลื่อนบางแห่งมีความยาวหลายร้อยกิโลเมตร Slip ในแต่ละบริเวณจึงมีความแตกต่างกันไปตามองค์ประกอบของลักษณะภูมิประเทศ ดังนั้น หากต้องการให้ผลการศึกษาสอดคล้องกับความเป็นจริงตามลักษณะภูมิประเทศมากขึ้น วิธีแบบจำลอง Multi-patch จึงถูกนำมาใช้ ในการศึกษาครั้งนี้จะประมาณค่าความยาวของรอยเลื่อนออกไปประมาณ 30 กิโลเมตร โดยแบ่งรอยเลื่อนออกเป็นขนาด 30 Patch ตามความยาวของรอยเลื่อน และแบ่งออกเป็น 12 Patch ตามความลึกของรอยเลื่อน หลักการคำนวณทางคณิตศาสตร์คล้ายคลึงกับวิธี Single-patch แต่มีรายละเอียดเพิ่มเติมคือ มีจำนวนสัมประสิทธิ์ที่ไม่ทราบค่าจำนวนมากขึ้น (Overdetermine System) จึงต้องอาศัยวิธีการ Least-square เพื่อหาค่าตอบ โดยอาศัยหลักการพื้นฐานจากสมการที่ 4-1 คือ $y = Ax$ เพื่อสร้างเมทริกซ์ดังสมการที่ 4-3



รูปที่ 4-7 ขั้นตอนการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนด้วยแบบจำลอง Multi-patch โดยอาศัยการแบ่งจำนวน Patch ตามความยาวและความลึกของรอยเลื่อน ผลลัพธ์ที่สำคัญคือ ค่า Slip ที่ระดับความลึกที่แตกต่างกัน

สมการที่ 4-3 (Hooper 2011) เมทริกซ์ y บรรจุไปด้วยค่าที่ได้จากการ Downsampled จาก Interferogram เมทริกซ์ A บรรจุไปด้วยค่า Strike-slip, Dip-slip ที่ได้จากการคำนวณด้วย Half-space Green's functions โดยอาศัยสูตร Okada และกำหนดค่า Slip=1 ในแต่ละ Patch

ตามลำดับ และเมทริกซ์ x บรรจุไปด้วยค่าสัมประสิทธิ์ที่ไม่ทราบค่า ถ้าจำนวน Patch ยิ่งมาก ค่าตัวแปรเหล่านี้ก็เพิ่มขึ้นตามไปด้วย

$$\begin{bmatrix} D_{insar_LOS_1} \\ D_{insar_LOS_i} \\ \vdots \\ D_{insar_LOS_n} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_{SS1} & G_{ds1} & 1 \\ G_{SSi} & G_{dsi} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{SSn} & G_{dsn} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} ss \\ ds \\ \vdots \\ offset \end{bmatrix} \quad (4-3)$$

หาค่าในเมทริกซ์ x โดยอาศัยค่าถ่วงน้ำหนัก Least-square เมื่อ W คือ ค่าถ่วงน้ำหนัก เป็นค่า Variance-covariance ที่ได้จากการ Downsampled Interferogram สำหรับสมการ 4-4 เป็นสมการที่ใช้หาค่าสัมประสิทธิ์ที่ไม่ทราบค่า

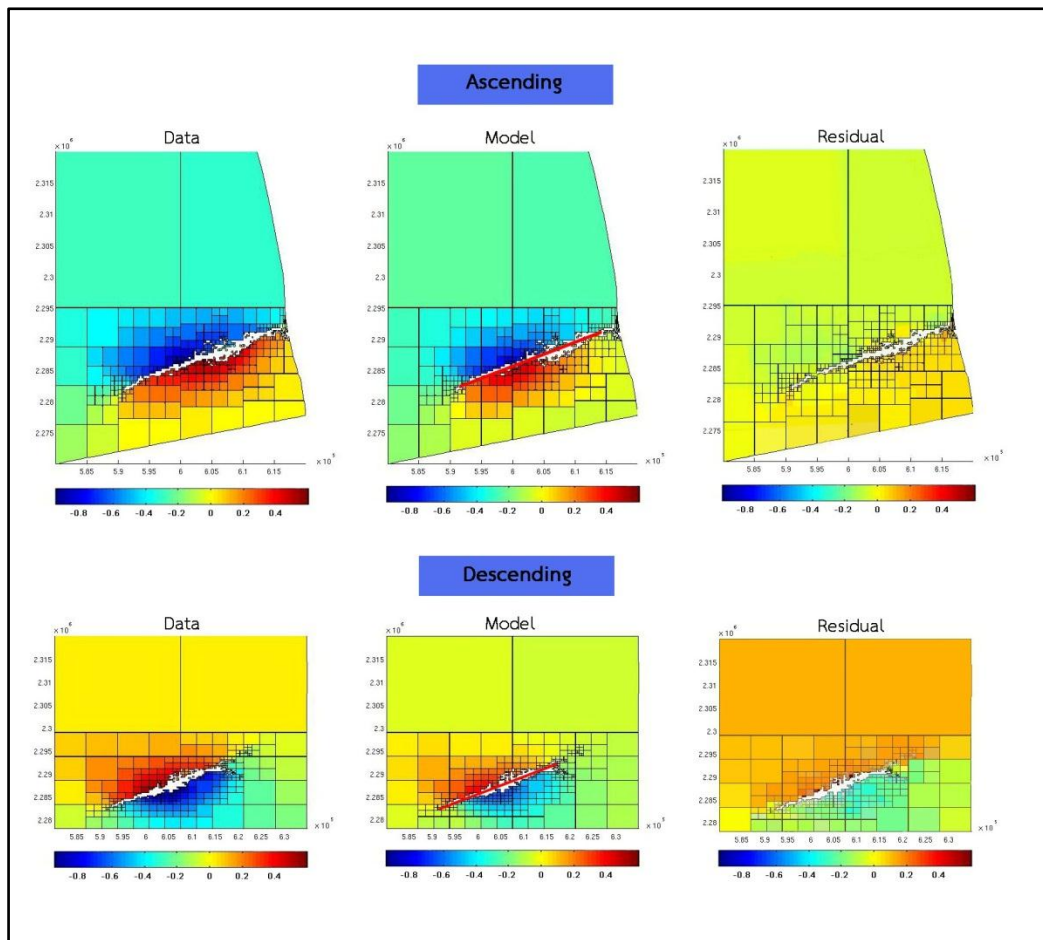
$$x = (A^T \cdot W \cdot A)^{-1} \cdot (A^T \cdot W \cdot Y) \quad (4-4)$$

สมการที่ 4-5 วิธีการ Laplacians เข้ามาช่วยเพื่อให้ค่า Slip ระหว่าง Patch ที่ติดกันสม่ำเสมอยิ่งขึ้น กำหนดให้ Laplacians เป็นเมทริกซ์ L และเพื่อให้ค่า Residual ของ Laplacians มีค่าน้อยที่สุด จึงได้นำสัมประสิทธิ์ค่าถ่วงน้ำหนัก α^2 มาใช้งาน หากค่า α^2 มีค่ามากหรือน้อยเกินไป จะทำให้ค่า Slip Distribution ที่ได้ไม่พอดีกับแบบจำลอง (Wright et al. 2003)

$$\begin{bmatrix} y \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A & 1 \\ \alpha^2 L & 0 & 0 \\ 0 & \alpha^2 L & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} ss \\ ds \\ offset \end{bmatrix} \quad (4-5)$$

4.3.2 การเปรียบเทียบ Coseismic motion ที่ได้จากแบบจำลอง และ InSAR

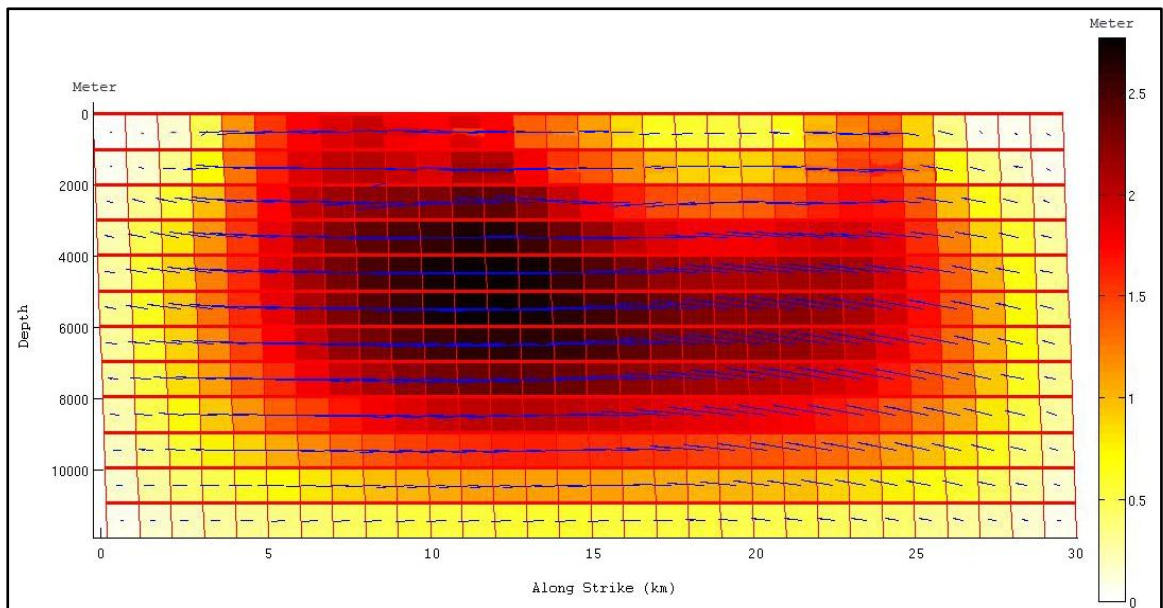
จากข้อมูลข้างต้นทำการ Downsampled พบว่าข้อมูล Interferogram ที่ได้จาก InSAR เมื่อเปรียบเทียบกับแบบจำลองแล้วพบว่า Residual ที่ได้จากภาพวงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น มีค่าน้อยหรือใกล้เคียงกับศูนย์ ซึ่งดีกว่าภาพจากวงโคจรของดาวเทียมขาลงที่ให้ค่า Residual ประมาณ ± 0.2 เมตร โดยเฉพาะบริเวณทางตอนบนของรอยเลื่อนที่ปรากฏค่า Residual อย่างชัดเจน



รูปที่ 4-8 Coseismic Displacement ในแนว LOS ด้วยวิธี Multi-patch ของภาพแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น (ภาพบน) และแนววงโคจรของดาวเทียมขาลง (ภาพล่าง) โดยการ Downsampling ข้อมูลที่ได้คือ interferogram จาก InSAR เปรียบเทียบกับแบบจำลอง และค่า Residual ตามลำดับ

4.3.3 ผลลัพธ์ที่ได้จากการประมวลผลด้วยแบบจำลอง Multi-patch

การประมวลผลด้วยแบบจำลอง Multi-patch ด้วยวิธีการแบ่ง Patch จำนวน 30 Patch ตามความยาวของรอยเลื่อน ซึ่ง 1 Patch มีค่าประมาณ 1 กิโลเมตร และแบ่ง 12 Patch จากความลึกของรอยเลื่อน มีความลึกประมาณ 12 กิโลเมตรจากผิวดิน จำนวน Patch ที่ได้ทั้งหมดจึงมีค่าเท่ากับ 360 Patch รูปที่ 4-9 แสดงให้เห็นถึง Slip ที่เกิดจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay ในแต่ละ Patch จะประกอบ Slip ที่มีทั้งขนาดและทิศทาง ดังรูปที่ 4-9



รูปที่ 4-9 Fault Slip Distribution จากแผ่นดินไหว Tarlay ประกอบไปด้วยขนาดและทิศทางการเคลื่อนที่ ค่าสูงสุดของ Slip เท่ากับ 2.77 เมตรที่ระดับความลึก 5 และ 6 กิโลเมตร Slip ที่มีขนาดมากกว่า 2 เมตร ส่วนใหญ่จะกระจุกตัวที่ความลึก 3 ถึง 8 กิโลเมตรจากผิวดินไปทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อน

ตารางที่ 4-1 ค่า Slip ในแต่ละ Patch จำนวนทั้งสิ้น 360 Patch แบ่งตามความยาวของรอยเลื่อน 30 Patch และความลึกจากผิวดิน 12 Patch ข้อมูลอ้างอิงจากรูปที่ 4-9

ความยาวตามแนวรอยเลื่อน (กิโลเมตร)																															
จำนวน Patch	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
1	0.00	0.00	0.11	0.39	1.14	1.53	1.75	1.90	1.95	1.74	1.20	1.80	1.76	1.32	1.00	1.04	0.84	0.48	0.39	0.41	0.40	0.61	0.87	1.06	1.23	0.91	0.27	0.06	0.00	0.00	
2	0.05	0.13	0.34	0.69	1.26	1.64	1.87	2.01	2.06	1.96	1.81	2.09	2.07	1.77	1.49	1.37	1.18	0.93	0.83	0.82	0.85	1.02	1.23	1.39	1.43	1.13	0.65	0.34	0.15	0.05	
3	0.14	0.32	0.59	0.96	1.41	1.76	2.00	2.16	2.24	2.25	2.27	2.41	2.40	2.21	1.98	1.80	1.62	1.45	1.35	1.34	1.38	1.49	1.63	1.71	1.65	1.39	0.99	0.64	0.38	0.17	
4	0.22	0.47	0.78	1.14	1.52	1.85	2.10	2.28	2.40	2.48	2.56	2.65	2.64	2.52	2.35	2.18	2.02	1.88	1.80	1.78	1.81	1.87	1.94	1.94	1.83	1.57	1.22	0.87	0.55	0.27	
5	0.28	0.57	0.89	1.23	1.58	1.89	2.14	2.33	2.48	2.60	2.69	2.77	2.77	2.69	2.57	2.43	2.30	2.19	2.12	2.09	2.10	2.12	2.12	2.07	1.92	1.67	1.35	1.00	0.66	0.32	
6	0.30	0.61	0.93	1.25	1.57	1.86	2.10	2.29	2.45	2.58	2.69	2.75	2.77	2.72	2.63	2.53	2.42	2.34	2.28	2.24	2.22	2.21	2.17	2.08	1.92	1.68	1.38	1.04	0.70	0.35	
7	0.30	0.60	0.91	1.21	1.49	1.75	1.98	2.17	2.33	2.45	2.55	2.62	2.64	2.61	2.56	2.48	2.40	2.33	2.27	2.23	2.20	2.16	2.10	1.99	1.82	1.60	1.32	1.01	0.68	0.34	
8	0.28	0.56	0.83	1.10	1.35	1.58	1.78	1.95	2.10	2.22	2.31	2.37	2.39	2.38	2.34	2.29	2.23	2.18	2.13	2.09	2.04	1.99	1.92	1.81	1.65	1.44	1.20	0.92	0.63	0.32	
9	0.24	0.48	0.71	0.94	1.15	1.34	1.51	1.66	1.79	1.89	1.97	2.02	2.04	2.04	2.02	1.98	1.94	1.90	1.86	1.82	1.77	1.72	1.65	1.54	1.40	1.23	1.02	0.79	0.54	0.27	
10	0.19	0.38	0.57	0.74	0.91	1.06	1.19	1.31	1.40	1.48	1.55	1.59	1.61	1.61	1.60	1.58	1.55	1.52	1.48	1.45	1.41	1.36	1.30	1.21	1.10	0.96	0.80	0.62	0.42	0.21	
11	0.13	0.26	0.39	0.51	0.62	0.73	0.82	0.90	0.97	1.02	1.07	1.10	1.11	1.11	1.11	1.09	1.08	1.05	1.03	1.01	0.98	0.94	0.90	0.84	0.76	0.66	0.55	0.43	0.29	0.15	
12	0.07	0.14	0.20	0.26	0.32	0.37	0.42	0.46	0.49	0.52	0.54	0.56	0.57	0.57	0.57	0.56	0.55	0.54	0.53	0.52	0.50	0.48	0.46	0.43	0.39	0.34	0.28	0.22	0.15	0.08	

จากรูปที่ 4-9 ลูกศรสีน้ำเงินแสดงถึงทิศทางการเคลื่อนที่ของ Slip เมื่อพิจารณาจากผลการศึกษาพบว่า Slip ที่ได้จากแบบจำลอง Multi-patch โดยส่วนใหญ่มีทิศทางการเคลื่อนที่ในแนว Strike-slip และพบว่าปลายรอยเลื่อนทั้งสองปะปนไปด้วยการเคลื่อนที่ในแนว Dip-slip เล็กน้อย สอดคล้องกับข้อมูลทางธรณีวิทยาของรอยเลื่อน Nam Ma ที่ว่าเป็นรอยเลื่อนในแนวระดับเหลี่ยมซ้าย

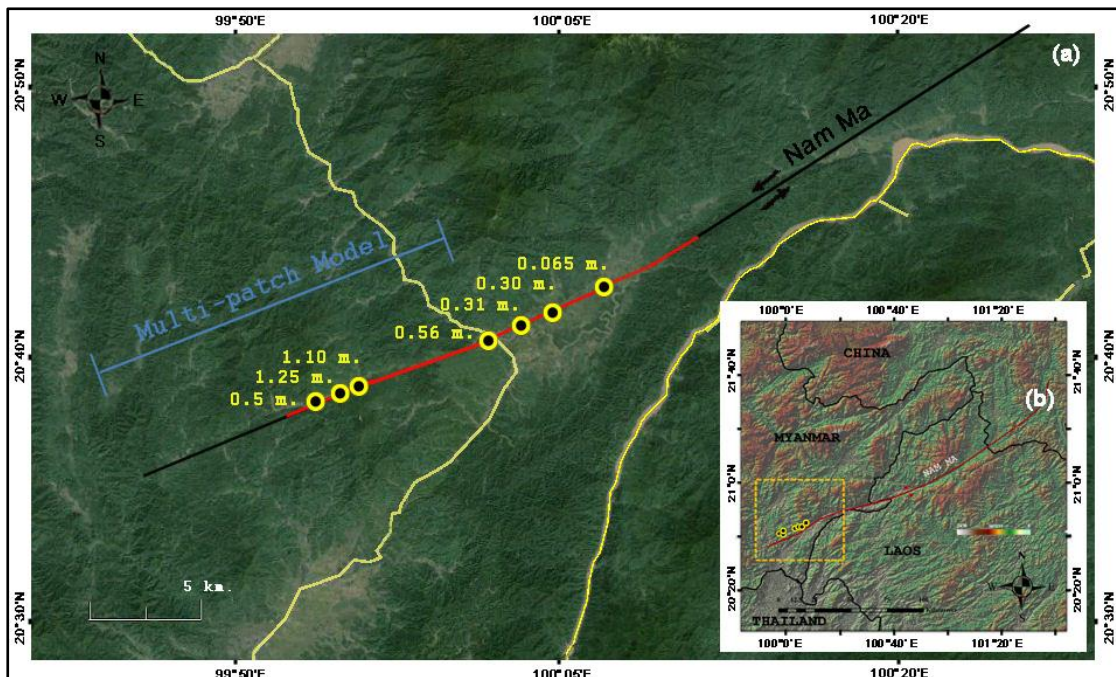
สำหรับขนาดของ Slip จะปรากฏเป็นเฉดสีในภาพซึ่งเริ่มตั้งแต่สีขาวไปจนถึงสีดำ มีค่าต่ำสุดและค่าสูงสุดอยู่ระหว่าง 0 ถึง 2.77 เมตร Slip ที่มีขนาดสูงสุดอยู่ที่ระดับความลึก 5 และ 6 กิโลเมตร และจะลดขนาดลงเมื่ออยู่ลึกลงไปจากผิวดินและเมื่อใกล้กับพื้นผิวโลกมากขึ้น ค่า Slip ที่มีขนาดมากกว่า 2 เมตร จะกระจุกตัวเป็นจำนวนมากที่ความลึกระหว่าง 3 ถึง 8 กิโลเมตรจากพื้นผิวดิน และอยู่ค่อนข้างทางตะวันตกของรอยเลื่อน ในด้านปลายของรอยเลื่อนค่า Slip จะค่อยๆ ลดลงจนกระทั่งมีค่าเป็นศูนย์

เมื่อพิจารณาผลลัพธ์จากตารางที่ 4-1 ซึ่งบรรจุค่าขนาด Slip ในแต่ละ Patch และมีหน่วยเป็นเมตร โดยผลการศึกษาพบว่า Slip ที่ผิวดินคือมีความลึกประมาณ 1 กิโลเมตรพบค่าต่ำสุด-สูงสุดอยู่ระหว่าง 0 ถึง 1.95 เมตร รอยเลื่อนทางด้านตะวันตก Slip มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่เร็วมากกว่าทางด้านตะวันออก เช่น ที่ความลึก 6 กิโลเมตรในด้านตะวันตกมีการเปลี่ยนแปลงในช่วงกิโลเมตรที่ 13 ไปยัง กิโลเมตรที่ 1 มีค่าลดลงจาก 2.77 เมตร จนกระทั่งเหลือ 0.3 เมตร เป็นต้น ค่า Slip ที่ความลึกประมาณ 1 กิโลเมตร จะเป็นตัวแทนในการประมาณค่า Surface Displacement เนื่องจาก Patch ชั้นบนสุดนี้ เป็นค่าที่บ่งบอกถึงขนาดและทิศทางของการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนที่ใกล้เคียงกับการเคลื่อนตัวของพื้นผิวภูมิประเทศที่สุด ดังนั้นจึงถูกไปเปรียบเทียบกับผลจากการสำรวจภาคสนามในลำดับถัดไป สำหรับค่าเฉลี่ยของ Slip ซึ่งเป็นตัวแทนของรอยเลื่อน Nam Ma นี้ มีค่าเท่ากับ 1.36 เมตร ค่าเฉลี่ยของ Slip ที่ได้จะถูกนำไปประมาณหาคาบอุบัติซ้ำ

4.4 เปรียบเทียบค่าที่ได้จากแบบจำลอง Multi-patch กับข้อมูลที่ได้จากการสำรวจภาคสนาม

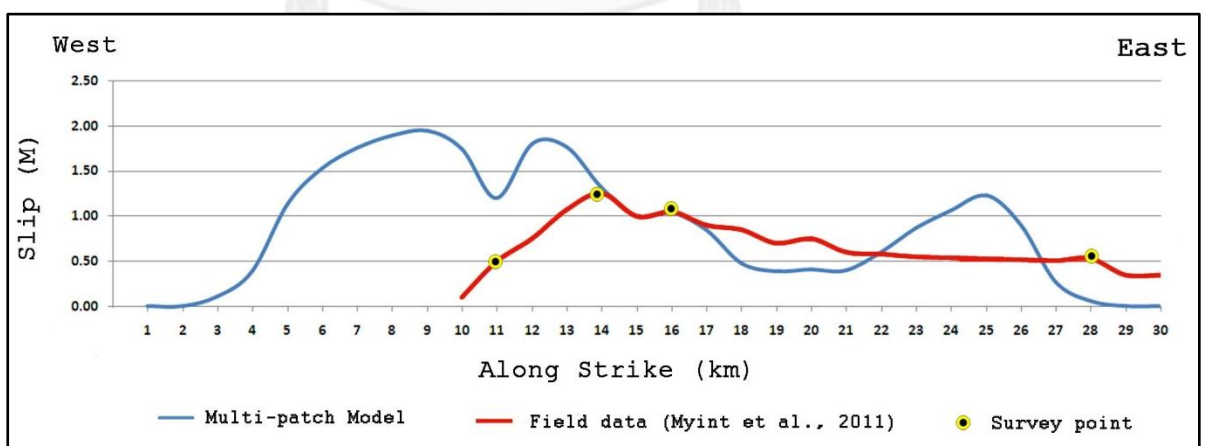
ข้อมูลจากการสำรวจภาคสนามหลังเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay ที่ทำการสำรวจโดย Myanmar Earthquake Committee Tarlay Earthquake (Myint et al. 2013) ดังรูปที่ 4-10 ข้อมูลที่ได้สำรวจด้วยระยะทางทั้งสิ้น 32 กิโลเมตร ทำการสำรวจในส่วนปลายด้านตะวันตกของรอยเลื่อน Nam Ma เนื่องจากข้อมูลภาคสนามที่ได้ไม่ได้ระบุพิกัดเริ่มต้น ดังนั้นการเปรียบเทียบครั้งนี้จึงใช้การประมาณพิกัดจากลักษณะที่โดดเด่นของภูมิประเทศทำให้มีความคลาดเคลื่อนปะปนมาด้วย

จากรูปที่ 4-10 เส้นสีแดงแสดงระยะทางที่ใช้ในการสำรวจภาคสนามของ Myint et al. (2013) จุดสีเหลืองแสดงแห่งที่ทำการสำรวจจำนวนทั้งสิ้น 7 จุด ตัวเลขที่ได้คือค่า Slip หรือระยะที่เคลื่อนไปในแนวราบ มีหน่วยเป็นเมตร เส้นสีฟ้าแสดงถึงความยาวของรอยเลื่อนที่ใช้ในแบบจำลอง Multi-patch ซึ่งกำหนดให้มีค่าเท่ากับ 30 Patch ตามความยาวของรอยเลื่อน เมื่อทำการตรวจสอบจุดเริ่มต้นของข้อมูลสำรวจภาคสนามแล้วพบว่า พิกัดจะเริ่มต้นในประมาณกิโลเมตรที่ 10 ของแบบจำลอง Multi-patch



รูปที่ 4-10 ข้อมูลที่ได้จากการสำรวจภาคสนามของ Myanmar Earthquake Committee Tarlay Earthquake (Myint et al. 2013) หลังเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay รวมความยาวในการสำรวจทั้งสิ้น 32 กิโลเมตร เส้นสีแดงคือระยะในการสำรวจภาคสนาม จุดสีเหลืองคือตำแหน่งที่ทำการสำรวจและค่า Slip (เมตร) เส้นสีฟ้าคือระยะของรอยเลื่อนที่ใช้ในแบบจำลอง Multi-patch

กราฟที่ได้จากการสำรวจภาคสนาม (Myint et al., 2013) ถูกนำมาแสดงผลเพื่อเปรียบเทียบกับค่า Slip ที่ได้จากแบบจำลอง Multi-patch ตามความยาวของรอยเลื่อน ดังรูปที่ 4-11



รูปที่ 4-11 กราฟเปรียบเทียบค่า Slip บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma เส้นสีแดงคือค่า Slip ที่ได้จากการสำรวจภาคสนาม (Myint et al. 2013) จุดสีแดงคือตำแหน่งที่สำรวจ เส้นน้ำเงินคือ Slip ที่ได้จากการศึกษา

เนื่องจากข้อมูลที่ได้จากการสำรวจภาคสนามประกอบไปด้วยข้อมูลที่แสดงตำแหน่งในการสำรวจ และค่ากราฟที่แสดงค่า Slip ดังนั้น จึงนำค่ากราฟมาเปรียบเทียบกับ Slip ที่ได้จากแบบจำลอง โดยเริ่มเปรียบเทียบในช่วงกิโลเมตรที่ 10 เป็นต้นไป จากรูปที่ 4-11 เส้นสีน้ำเงินแสดงข้อมูลที่ได้จากแบบจำลอง Multi-patch เส้นสีแดงแสดงข้อมูลที่ได้จากการสำรวจภาคสนามพบว่า ข้อมูลจากการสำรวจภาคสนามมีค่า Slip สูงสุดที่ 1.25 เมตรในช่วงกิโลเมตรที่ 14 ส่วน Slip จากแบบจำลองมีค่าสูงสุดที่ 1.95 ในกิโลเมตรที่ 9 ค่าที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลภาคสนามมีค่าที่ใกล้เคียงกันมากในช่วงกิโลเมตรที่ 14 ถึง 17 และมีค่าแตกต่างกันสูงสุดประมาณ 1.5 เมตรในช่วงกิโลเมตรที่ 10

ช่วงกิโลเมตรที่ 10 ถึง 14 และช่วงกิโลเมตรที่ 22 ถึง 27 เป็นช่วงที่ข้อมูลจากผลการศึกษามีค่ามากกว่า แนวโน้มของกราฟมีทั้งช่วงที่ข้อมูลภาคสนามมากกว่าและน้อยกว่าสลับกันไป พิจารณาจากกราฟพบว่า แนวโน้มที่ได้ไม่เป็นไปในทิศทางเดียว สาเหตุอาจจะมาจากความคลาดเคลื่อนจากการคำนวณด้วยแบบจำลอง ซึ่งเป็นเพียงการคำนวณทางคณิตศาสตร์ ไม่ได้พิจารณาถึงสภาพภูมิประเทศจริงเข้ามาเกี่ยวข้อง หรือความคลาดเคลื่อนจากการไม่ทราบพิกัดเริ่มต้นของข้อมูลภาคสนาม

ผลจากการประมาณค่า Slip ด้วยแบบจำลอง Single-patch ให้ค่า Slip เท่ากับ 2.5 เมตร และแบบจำลอง Multi-patch ให้ค่าเฉลี่ย Slip เท่ากับ 1.36 เมตร ทิศทางของ Slip ในแบบจำลอง Multi-patch อยู่ในแนว Strike-slip และปะปนไปด้วย Dip-slip ที่ปลายของรอยเลื่อนเล็กน้อย Slip ทางด้านตะวันตกมีอัตราการเปลี่ยนแปลงมากกว่าทางด้านตะวันออก Slip มากกว่า 2 เมตรระจุดตัวที่ระดับความลึก 3 ถึง 8 กิโลเมตรจากผิวดิน จากการเปรียบเทียบข้อมูลภาคสนามพบว่าในช่วงกิโลเมตรที่ 14 ถึง 17 เท่านั้นที่มีค่าใกล้เคียงกัน กราฟแสดงให้เห็นค่าที่แตกต่างกันสูงสุดประมาณ 1.5 เมตรในช่วงกิโลเมตรที่ 10 เนื่องจากไม่ทราบพิกัดเริ่มต้นของข้อมูลภาคสนาม ในการเปรียบเทียบจึงอาจจะมี ความคลาดเคลื่อนปะปนมาด้วย

4.5 การคำนวณหา Coulomb Stress Change

การวิเคราะห์แนวโน้มของการกระจายตัวใหม่ของแรงเค้นบริเวณโดยรอบของรอยเลื่อน Nam Ma ตามหลักของ Coulomb Stress Change โดยอาศัยโปรแกรมจาก USGS Coulomb Program 3.3 version (Toda et al. 2011) และอาศัยค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma ที่ได้จากแบบจำลอง Single-patch ซึ่งโปรแกรม Coulomb Stress Change จะสามารถวิเคราะห์ความเสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่รอยเลื่อนภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย ที่มีการวางตัวในแนวระดับเหลี่ยมซ้ายและขนานกับแนวรอยเลื่อน Nam Ma ภายใต้สมมติฐานที่ว่า หากรอยเลื่อนใดมีการเกิดแผ่นดินไหวขึ้นจะทำให้เกิด Coseismic Slip และเป็นสาเหตุให้แรงเค้นที่สะสมอยู่บริเวณรอย

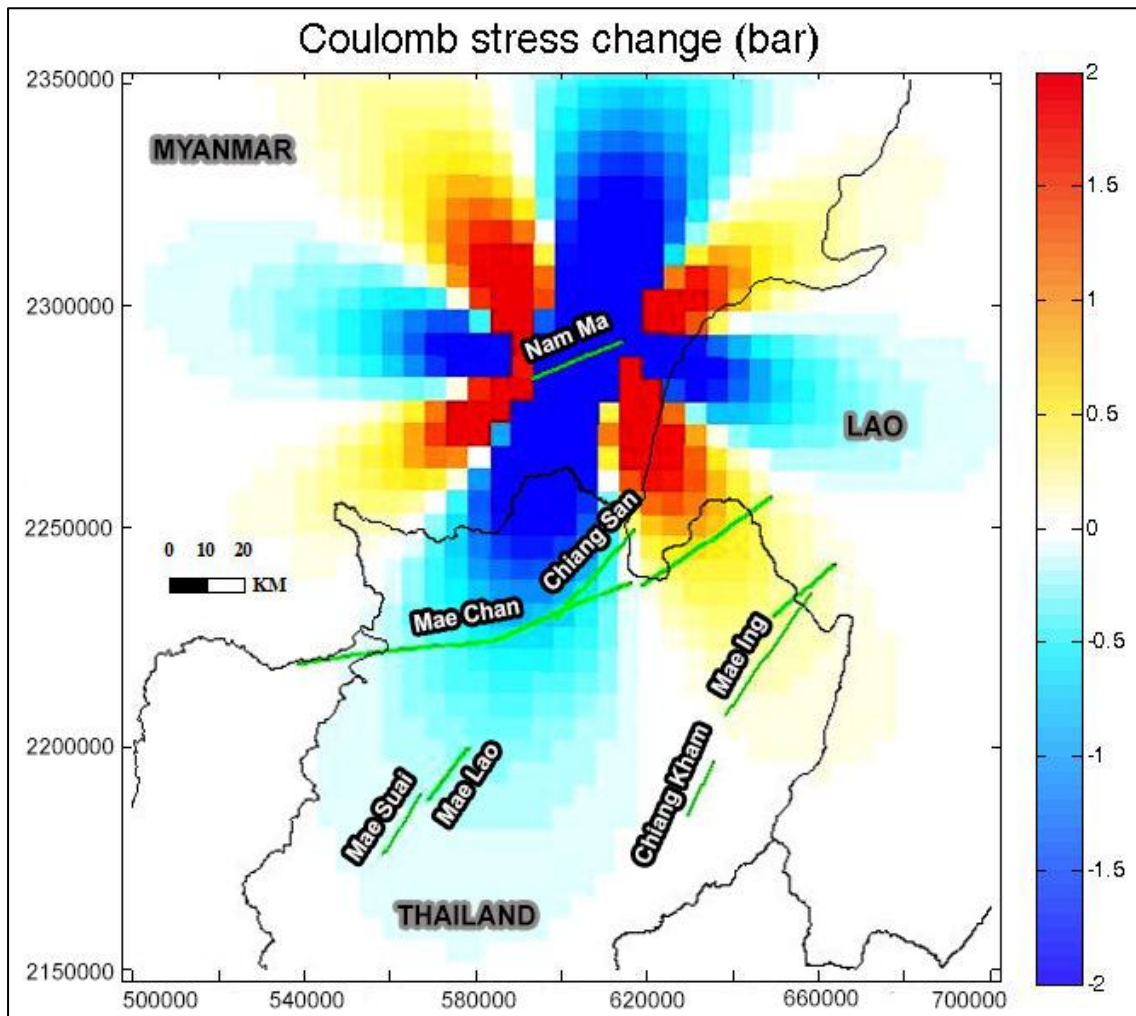
เลื่อนมีการเปลี่ยนแปลง โดยจะกระจายตัวใหม่ไปยังบริเวณรอยเลื่อนข้างเคียง ดังนั้นหลังเกิดแผ่นดินไหวรอยเลื่อนบริเวณโดยรอบ อาจจะมีการเปลี่ยนแปลงแรงเค้นที่มีอยู่ โดยมีทั้งการเพิ่มขึ้นและการลดลงของแรงเค้นขึ้นอยู่กับเรขาคณิตของรอยเลื่อน ตำแหน่งและทิศทางการวางตัวของรอยเลื่อนนั้น (King et al. 1994, Toda et al. 2011) ด้วยเหตุนี้ หลังจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay จึงเป็นที่น่าติดตามต่อว่ารอยเลื่อนอื่นๆ บริเวณใกล้เคียง อย่างเช่น รอยเลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนเชียงแสน รอยเลื่อนแม่ลาว เป็นต้น จะมีการเปลี่ยนแปลงของแรงเค้นอย่างไร

สำหรับแนวคิดของการวิเคราะห์ด้วยวิธี Coulomb Stress Change มีอยู่ว่า รอยเลื่อนที่เป็นแหล่งกำเนิดของแผ่นดินไหวหรือเรียกว่า Source Faults จะมี Slip และจะส่งต่อแรงเค้นไปยังพื้นที่โดยรอบนั้นก็คือรอยเลื่อนข้างเคียง ในขณะที่ Receiver Faults คือรอยเลื่อนข้างเคียงให้สมมติฐานว่าจะคอยรับ Slip จากแหล่งต้นกำเนิดแผ่นดินไหว ดังนั้นในขั้นตอนแรกของการกำหนดค่าด้วยวิธีนี้จะถือว่า Receiver Faults ไม่มี Slip ใดๆเกิดขึ้น (Toda et al. 2011) โดยอาศัยทฤษฎีที่เรียกว่า Coulomb Failure ภายใต้อสมการที่ 4-6

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu'\Delta\sigma_n \quad (4-6)$$

เมื่อค่า $\Delta\sigma_f$ คือ การเปลี่ยนแปลงค่าแรงเค้นของ Receiver Faults อันเนื่องมาจาก Slip ที่มาจากตัว Source Faults ทำให้เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหว, $\Delta\tau_s$ คือการเปลี่ยนแปลงที่เกิดจากแรงเค้นเฉือน (Shear Stress), $\Delta\sigma_n$ คือการเปลี่ยนแปลงของแรงเค้นปกติ (Normal Stress) หากมีค่าบวกแสดงว่ารอยเลื่อนนั้นแยกออกหรือดึงตัวจากกัน (Unclamped) และสุดท้าย μ' คือสัมประสิทธิ์แรงเสียดทานของรอยเลื่อน (King et al. 1994) ค่าที่ได้จากการประมวลผลหากมีค่าเป็นบวกหมายความว่า Receiver Faults หรือรอยเลื่อนข้างเคียงมีการเปลี่ยนแปลงโดยการสะสมตัวของแรงเค้นที่เพิ่มมากขึ้น นั่นหมายถึงความเสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในอนาคตที่เร็วขึ้น ในทางกลับกันหากผลลัพธ์ที่ได้มีค่าเป็นลบ หมายถึงการลดลงของแรงเค้นที่อยู่ในบริเวณรอยเลื่อนนั้น แต่ไม่ได้หมายความว่าอาจจะไม่มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวเพียงแต่ระยะเวลาในการเกิดอาจจะช้ากว่า

ในการประมวลผลกำหนดให้ Source Faults มีพารามิเตอร์ดังนี้ ความยาวทั้งหมดของรอยเลื่อนประมาณ 23 กิโลเมตร, ค่า Strike ของรอยเลื่อนคือ 70 องศาตะวันออกเฉียงเหนือ, ค่า Dip คือ 84 องศา เนื่องจากเป็นรอยเลื่อน Strike-slip จึงกำหนด Dip ให้เกือบเป็นแนวตั้ง, ความลึกจากผิวดินคือ 15 กิโลเมตร และค่า Slip คือ 2.5 พารามิเตอร์ทั้งหมดจะถูกคำนวณและให้ค่าขนาดแผ่นดินไหวสำหรับ Source Faults คือ $M_w 6.75$ ซึ่งใกล้เคียงกับขนาดที่เกิดขึ้นจริง เมื่อประมวลผลผ่าน Coulomb Stress Change โดยกำหนดค่า $\mu' = 0.4$ ซึ่งงานวิจัยโดยส่วนใหญ่ใช้ค่านี้ในการประมวลผล (King et al. 1994, Toda et al. 2011)

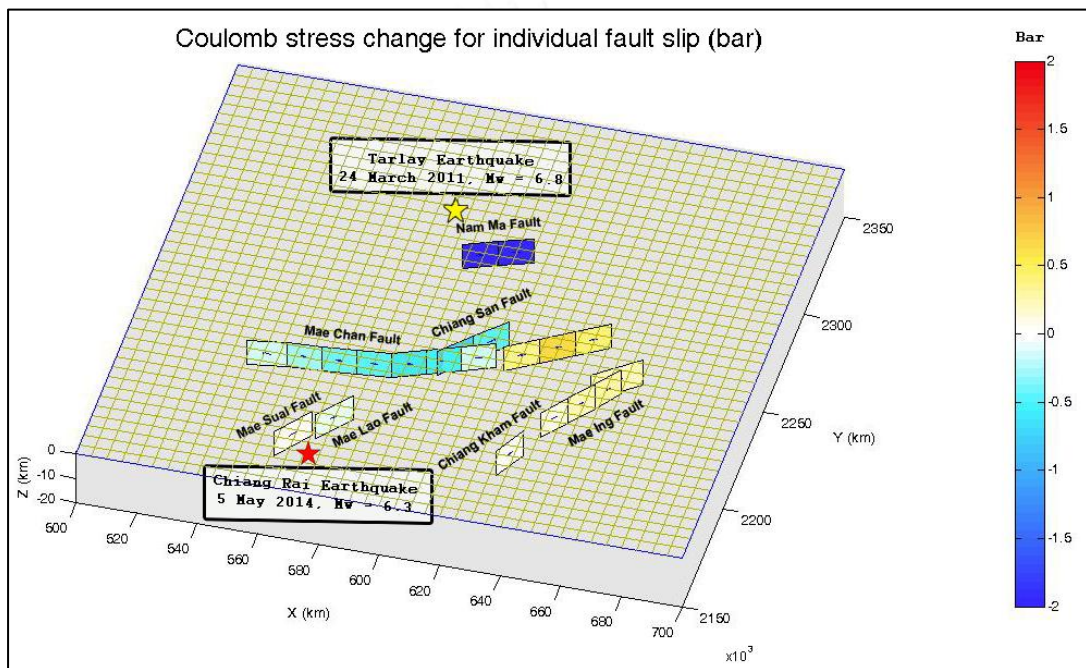


รูปที่ 4-12 Coulomb Stress Change หลังแผ่นดินไหว Tarlay บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma ในประเทศเมียนมาร์และส่งผลกระทบต่อแรงเค้นในรอยเลื่อนทางภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย

ผลลัพธ์ของค่า Coulomb Stress Change ในรูปที่ 4-12 เมื่อพิจารณาโดยภาพรวมพบว่า Source Faults คือ รอยเลื่อน Nam Ma แสดงให้เห็นถึงแรงเค้นที่ลดลงหลังจากเกิดแผ่นดินไหว และแรงเค้นนั้นถูกส่งผ่านไปยังพื้นที่โดยรอบโดยเฉพาะรอยเลื่อนที่ใกล้ที่สุดคือรอยเลื่อนแม่จัน ข้อสังเกตคือแรงเค้นที่ถูกส่งผ่านไปยังพื้นที่ต่างๆจะลดลงตามระยะที่เพิ่มมากขึ้น และการเปลี่ยนแปลงมีทั้งการสะสมตัวที่เพิ่มขึ้นและลดลง

เมื่อพิจารณาค่าแรงเค้นที่เปลี่ยนไปในแต่ละรอยเลื่อน ซึ่งทำให้วิเคราะห์ได้ชัดเจนยิ่งขึ้นดังรูปที่ 4-13 ค่า Coulomb Stress Change พบว่ารอยเลื่อนแม่จันส่วนที่อยู่ทางด้านตะวันออกมีการ

เพิ่มขึ้นของแรงเค้น โดยมีค่าระหว่าง 0.2 ถึง 0.6 บาร์ ในขณะที่ทางด้านตะวันตกและส่วนตรงกลาง พบค่าแรงเค้นที่ลดลง สำหรับอีกสองรอยเลื่อนที่น่าสนใจคือ รอยเลื่อนแม่อิง และรอยเลื่อนเชียงคำ ซึ่งพบค่าแรงเค้นที่เพิ่มขึ้นเช่นกัน โดยมีค่าระหว่าง 0.02 ถึง 0.15 บาร์ ขณะที่รอยเลื่อนอื่นๆ ที่เหลือ พบว่าค่าแรงเค้นลดลง จากผลการศึกษา วิเคราะห์ได้ว่ารอยเลื่อนที่มีโอกาสเสี่ยงในการเกิด แผ่นดินไหวในอนาคตประกอบไปด้วย ด้านตะวันออกของรอยเลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนแม่อิง และรอยเลื่อนเชียงคำ



รูปที่ 4-13 Coulomb Stress Change หลังจากเกิดแผ่นดินไหว Tarlay โดยจำแนกตามชื่อของแนว รอยเลื่อนย่อยที่วางตัวพาดผ่านทางภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย ดาวสีเหลืองแสดงตำแหน่ง แผ่นดินไหว Tarlay และจุดดาวสีแดงแสดงตำแหน่งแผ่นดินไหวเชียงราย

แผ่นดินไหวเชียงรายที่เกิดขึ้นล่าสุด เกิดจากกลุ่มรอยเลื่อนพะเยา บริเวณรอยเลื่อนย่อยแม่ ลาว เป็นข้อมูลที่น่าสนใจถึงแม้ว่าค่าแรงเค้นที่ได้จากการวิเคราะห์ในครั้งนี้จะไม่พบว่า รอยเลื่อนแม่ ลาวมีค่าแรงเค้นที่เพิ่มขึ้น แต่แผ่นดินไหวเชียงรายนี้เป็นข้อมูลที่น่าสนใจที่จะนำมาวิเคราะห์การ เปลี่ยนแปลงแรงเค้นบริเวณรอยเลื่อนข้างเคียงด้วยวิธี Coulomb Stress Change ต่อไป

4.6 การประมาณคาบอุบัติซ้ำ (Recurrence period)

การคำนวณ Coulomb stress change รวมถึงการประมาณคาบอุบัติซ้ำ ล้วนเป็นส่วนหนึ่ง ในการพยายามหาว่า แผ่นดินไหวจะมีโอกาสเกิดขึ้นอีกเมื่อไร เมื่อเราประมาณได้ว่าบริเวณรอยเลื่อน

ใดที่มีแรงเค้นเพิ่มขึ้น แสดงให้เห็นว่ามีโอกาสที่จะเกิดแผ่นดินไหวที่มีระยะเวลาเร็วขึ้น หากนำข้อมูลคาบอุบัติซ้ำมาประกอบ ก็จะทำให้มีข้อมูลที่ช่วยอธิบายเพิ่มเติมขึ้นว่า โอกาสเกิดแผ่นดินไหวครั้งถัดไป มีระยะเวลาอีกประมาณเท่าไร เมื่อต้องการประมาณคาบอุบัติซ้ำจึงต้องนำ Slip Rate ในช่วง Intersismic มาประกอบ จากผลการศึกษาของ (Lacassin et al. 1998) ศึกษาเกี่ยวกับ Slip Rate ในช่วง Intersismic ด้วยวิธีการทางธรณีวิทยา โดยศึกษาบริเวณส่วนกลางของรอยเลื่อน Nam Ma พบว่ามีอัตราการเคลื่อนตัวอยู่ระหว่าง 0.6 ถึง 2.4 มิลลิเมตรต่อปี ข้อมูลนี้จึงเป็นหนึ่งในข้อมูลสำคัญที่ใช้ในการประมาณคาบอุบัติซ้ำ ภายใต้สมมติฐานตามวงจรแผ่นดินไหว ดังสมการที่ 4-7

$$\frac{\text{Coseismic Slip (มิลลิเมตร)}}{\text{Interseismic Slip Rate (มิลลิเมตร/ปี)}} = \text{Recurrence Period (ปี)} \quad (4-7)$$

ในงานวิจัยชิ้นนี้เราได้ Coseismic Slip จากวิธี Single-patch คือ 2.5 เมตร และจากข้อมูลการสำรวจภาคสนามคือ 1.25 เมตร และเพิ่มเติมคือค่าเฉลี่ย Slip จากแบบจำลอง Multi-patch รายละเอียดที่คำนวณได้ดังตารางที่ 4-2

ตารางที่ 4-2 การประมาณค่าอุบัติซ้ำที่ได้จากการหาค่า Coseismic Slip ด้วยวิธีต่างๆ โดยอาศัย Interseismic Slip Rate ของ Lacassin et al. (1998)

Source	Slip (m.)	Recurrence Period (year)	
		Max	Min
Single-patch Model	2.5	4,160	1,040
Field Survey Data	1.25	2,080	520
Multi-patch Model	1.36	2,260	560

จากข้อมูล Coseismic Slip ที่ได้จากแบบจำลอง Single-patch คือ 2.5 เมตร ภายใต้สมมติฐานที่ว่า Interseismic rate คงที่ และมีการเคลื่อนที่ไปปีละประมาณ 0.6 ถึง 2.4 มิลลิเมตร ดังนั้นจะประมาณคาบอุบัติซ้ำได้ คือ 1,040 ถึง 4,160 ปี หากประมาณจากการสำรวจภาคสนามพบ Slip สูงสุดคือ 1.25 เมตร (Myint et al. 2013) จะประมาณคาบอุบัติซ้ำได้ คือ 520 ถึง 2,080 ปี และประมาณค่าจากแบบจำลอง Multi-patch ซึ่งมีค่าเฉลี่ย Slip คือ 1.36 เมตร จะได้คาบอุบัติซ้ำประมาณ 560 ถึง 2,260 ปี ซึ่งมีค่าใกล้เคียงกับคาบอุบัติซ้ำที่อาศัยข้อมูลจากการสำรวจภาคสนาม เนื่องจาก Slip ที่ได้จากแบบจำลอง Multi-patch เป็นการคำนวณที่เฉลี่ยตามความยาวและความลึกของรอยเลื่อน แตกต่างจากแบบจำลอง Single-patch ที่ให้ค่า Slip เพียงค่าเดียว

จากข้อมูลสรุปได้ว่าพื้นที่ทางส่วนตะวันตกของรอยเลื่อน Nam Ma ที่มีระยะความยาวประมาณ 23 กิโลเมตร มีระยะเวลาการเกิดแผ่นดินไหวตามคาบอุบัติซ้ำที่เป็นไปได้ทั้ง 3 วิธี ทั้งนี้

ขึ้นอยู่กับ การสะสมตัวของแรงเค้นที่มากจะทำให้เกิด Slip ข้อจำกัดที่สำคัญในการประมาณคาบอุบัติซ้ำคือ Interseismic Slip Rate (Lacassin et al. 1998) ที่นำมาใช้งานเป็นเพียงผลการศึกษาอัตราการเคลื่อนตัวบริเวณส่วนกลางของรอยเลื่อน Nam Ma ที่พาดผ่านโค้งตัวรูปตัวยูของแม่น้ำโขง ซึ่งรอยเลื่อน Nam Ma มีความยาวทั้งสิ้นประมาณ 215 กิโลเมตร (Tun et al. 2013) ทำให้แบ่งรอยเลื่อนออกเป็นหลายส่วน แต่พื้นที่ศึกษาในงานวิจัยชิ้นนี้จะอยู่ทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อน ซึ่งอนุมานในเบื้องต้นว่า Interseismic Slip Rate จากส่วนกลางของรอยเลื่อนจะใกล้เคียงกับทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อนเช่นกัน ดังนั้นคาบอุบัติซ้ำที่ประมาณได้จึงอาจจะมี ความคลาดเคลื่อนปะปนมาในการคำนวณด้วย



จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

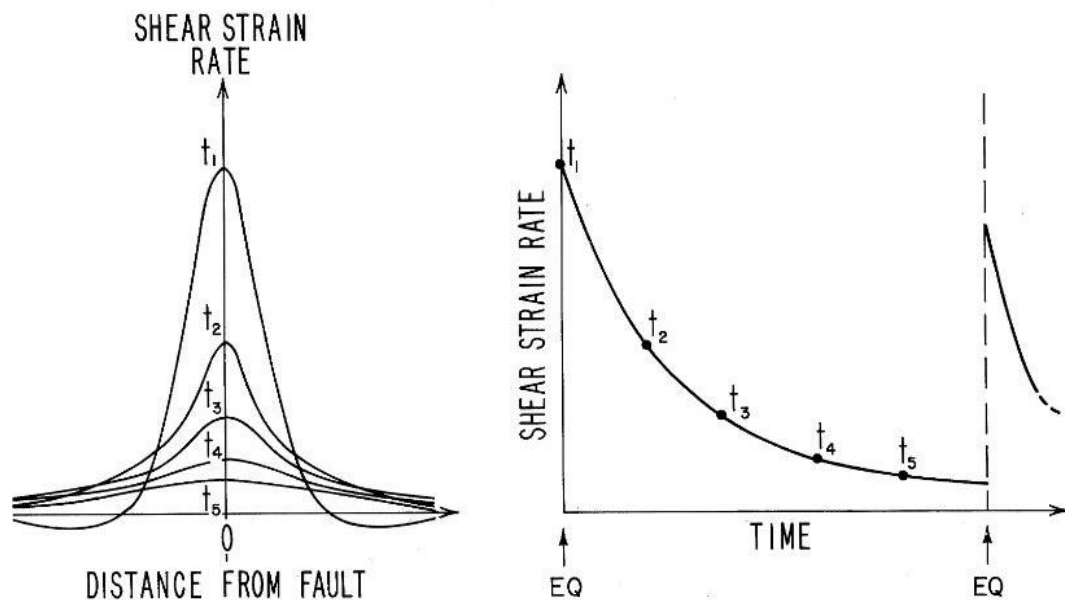
บทที่ 5

Postseismic Motion บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma ประเทศเมียนมาร์

โดยใช้เทคนิค PSInSAR

5.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

จากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay หากพิจารณาตามวงจรการเกิดแผ่นดินไหวซึ่งอธิบายด้วยแบบจำลอง Reid's Elastic Rebound (Thatcher 1993, Wright 2002) หลังจากเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหว เมื่อมีการปลดปล่อยแรงเค้นแล้ว ต่อไปจะเข้าสู่ช่วง Postseismic ซึ่งมีการลดลงและปรับแรงเค้นให้สมดุลตามทฤษฎี Elastic Rebound ในกระบวนการ Postseismic Motion นี้ อาจจะมี Slip อันเนื่องมาจาก Aftershock ปะปนมาด้วย เนื่องจากสาเหตุมาจากการไหลของชั้นหินภายใต้เปลือกโลกหลังจากได้รับการกระตุ้นด้วยเหตุการณ์แผ่นดินไหว การจำแนกการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในช่วง Postseismic และ Interseismic นั้นค่อนข้างจำแนกได้ยาก จากการศึกษาของ (Thatcher 1993) ที่ศึกษาวงจรแผ่นดินไหวพบว่าหลังจากเกิดแผ่นดินไหว ในช่วงถัดมาคือ Postseismic การเคลื่อนตัวจะมีขนาดใหญ่กว่า เนื่องจากอาจจะมีแรงจากกระบวนการอื่นๆ เข้ามาปะปนด้วย จากนั้นแรงเค้นจะค่อยๆ ลดลงตามช่วงเวลา จนกระทั่งคงที่และเข้าสู่ช่วง Interseismic ดังรูปที่ 5-1



รูปที่ 5-1 อัตราแรงเครียดเฉือน (Shear Strain Rate) จากแนวรอยเลื่อนเมื่อเทียบกับเวลาที่ผ่านไป (Thatcher 1993)

เนื่องจากกลไกในขั้นตอน Postseismic Motion นั้นมีความซับซ้อนและประกอบไปด้วยหลายกลไก ซึ่งสรุปกลไกที่สำคัญเป็น 3 เฟส ตามข้อมูลของ Ryder et al. (2007) Hooper (2011) และ Barbot and Fialko (2010) ได้แก่

1. Viscoelastic กลไกที่มีคุณสมบัติเกี่ยวข้องกับความหนืดและความยืดหยุ่นของวัตถุ ในที่นี้หมายถึงเปลือกโลกหรือแมนเทิลชั้นบน (Crust and Mantle) เปลือกโลกมีคุณสมบัติการยืดหยุ่นเนื่องด้วยเปลือกโลกประกอบไปด้วยของแข็งและของเหลว หลังเกิดแผ่นดินไหวแรงเค้นที่เปลือกโลกเกิดการเปลี่ยนแปลงคือ ลดขนาดลงตามสัดส่วนของ Viscous Flow อย่างคงที่ ไปตามระยะเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป

2. Poroelastic เปลือกโลกโดยส่วนใหญ่เป็นหินจึงมีคุณสมบัติความพรุนของหินและช่องว่างระหว่างหินเข้ามาเกี่ยวข้อง เมื่อเกิดแผ่นดินไหวทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความดันในชั้นหิน (Pore Pressure) ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของแรงเค้นตามไปด้วย หลังแผ่นดินไหวแรงเค้นจะลดลงและปรับสมดุลตามทฤษฎี Elastic Rebound ที่กล่าวว่าวัตถุจะพยายามคืนสภาพเดิม แรงเค้นระหว่างที่คืนสภาพเดิมนี้อาจทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของพื้นผิวเมื่อใช้เทคนิค InSAR ตรวจสอบ

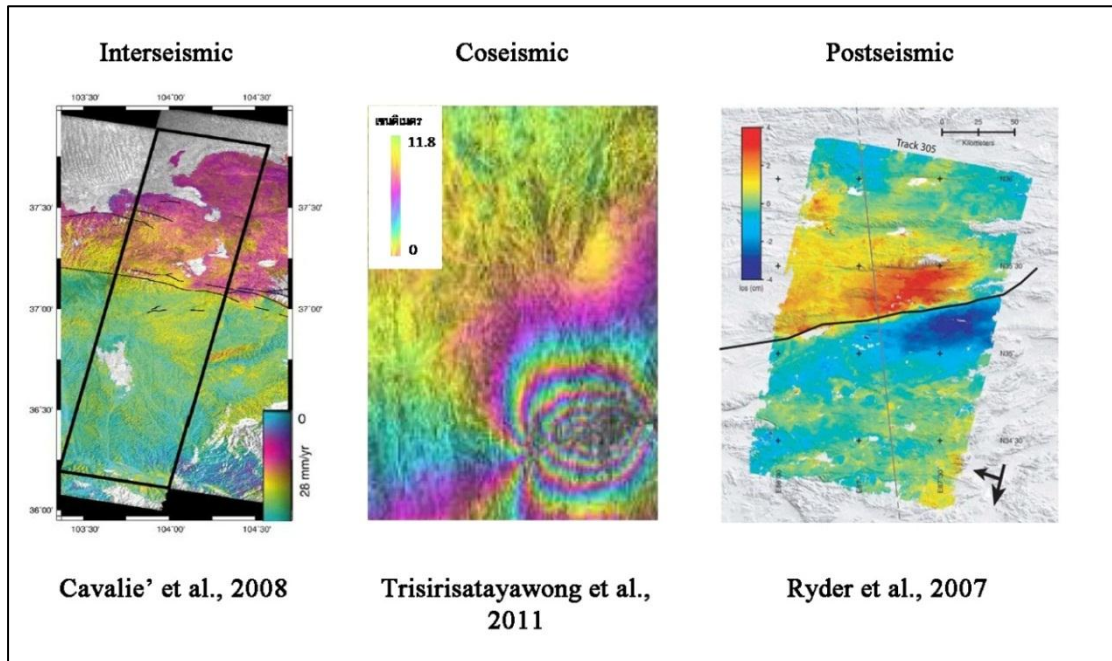
3. Afterslip กล่าวถึง Slip ที่เกิดหลังแผ่นดินไหวภายใต้สมมติฐานที่ว่า Slip จะกระจายออกไปตามระดับความลึก ในระดับที่เหมาะสม หากจะติดตามการกระจายของ Slip จึงต้องอาศัยเทคนิค InSAR ร่วมกับแบบจำลองที่สามารถวิเคราะห์การเคลื่อนตัวตามระดับความลึกของพื้นผิวได้

เนื่องจากการเคลื่อนตัวในช่วง Postseismic นี้ อาศัยกลไกทั้ง 3 อย่างดังได้กล่าวมาข้างต้น และยังมีแรงกระทำอื่นๆ ที่เกิดจากกระบวนการทางด้านธรณีฟิสิกส์ที่ไม่ได้กล่าวถึงในงานวิจัยครั้งนี้

เมื่อพิจารณาจากผลการศึกษาด้วยเทคนิค InSAR จากวงจรมันต์ดินไหวในช่วงต่างๆ สามารถยกตัวอย่างรูปแบบของผลการศึกษาที่ได้ โดยเปรียบเทียบดังรูปที่ 5-2

ในช่วง Interseismic (Cavalié et al. 2008) เป็นช่วงที่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างช้าๆ อาศัยระยะเวลาที่ยาวนาน เนื่องจากแรงเค้นค่อยๆ สะสมตัวทีละน้อยและมีอัตราการเปลี่ยนแปลงที่สม่ำเสมอ เนื่องจากระหว่างรอยเลื่อนทั้ง 2 แผ่น ถูกล็อกไว้ด้วยแรงเสียดทาน ฉะนั้นบริเวณแนวรอยเลื่อนจึงแทบจะไม่มี Slip เกิดขึ้น แต่ถ้าห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไปอาจจะเห็นนัยยะสำคัญของการเคลื่อนตัวได้ ดังนั้นผลการศึกษาก็เห็นรูปแบบที่แตกต่างกันอย่างชัดเจนระหว่างสองฝั่งแนวรอยเลื่อน และมีค่ามากเมื่อห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไป ในช่วงของ Coseismic (Trisirisatayawong et al. 2011) เป็นช่วงที่แรงถูกปลดปล่อยออกมาทำให้เกิดแผ่นดินไหว รูปแบบที่ได้จากการวิเคราะห์ในช่วงนี้จึงเห็นได้ชัดเจน และมีขนาดรุนแรงมากที่สุด โดยการเคลื่อนตัวบริเวณรอยเลื่อนจะมีค่ามาก จากภาพจะเห็นความถี่ของ Interferogram บริเวณแนวรอยเลื่อน และจะลดลงเมื่อไกลจากแนวรอยเลื่อนออกไป สุดท้ายช่วง Postseismic (Ryder et al. 2007) เป็นช่วงที่มีกลไกซับซ้อนซึ่งระยะนี้อาจจะอาศัยระยะเวลาเป็นวันหรืออาจจะหลายปี สำหรับรูปแบบการเคลื่อนตัวจะพบว่าแนวรอยเลื่อนมีการ

เคลื่อนตัวที่ใกล้เคียงศูนย์ และมีขนาดเพิ่มขึ้นเมื่อห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไปจนถึงระดับหนึ่งการเคลื่อนตัวค่อยๆ ลดขนาดลง



รูปที่ 5-2 แสดงผลการศึกษาด้วยเทคนิค InSAR ที่ได้จากการเคลื่อนตัวตามวงจรแผ่นดินไหวในช่วงต่างๆ ประกอบไปด้วยช่วง Interseismic Motion Cavalié et al. 2008), Coseismic Motion (Trisirisatayawong et al. 2011) และ Postseismic Motion (Ryder et al. 2007) ตามลำดับ

ในเนื้อหาที่ผ่านมาได้ทำการวิเคราะห์ Coseismic Motion ของแผ่นดินไหว Tarlay แล้วลำดับต่อไป จึงมีความน่าสนใจที่จะติดตามพฤติกรรมของรอยเลื่อน Nam Ma ต่อ เพราะข้อมูลที่ได้จะเป็นกุญแจสำคัญที่อธิบายลักษณะการเปลี่ยนแปลงตามวงจรการเกิดแผ่นดินไหว รวมถึงติดตามพฤติกรรมของรอยเลื่อนแม่จันที่มีความยาวประมาณ 140 กิโลเมตร และวางตัวขนานถัดลงมาทางใต้ของรอยเลื่อน Nam Ma (Fenton et al. 2003) ภายใต้สมมติฐานที่ว่า หลังจากเกิดแผ่นดินไหว Tarlay รอยเลื่อนแม่จันน่าจะเกิดการเปลี่ยนแปลงของแรงเค้น และแสดงให้เห็นการเคลื่อนตัวในช่วง Interseismic ได้อย่างชัดเจน หากใช้เทคนิค InSAR ในการวิเคราะห์

5.2 พื้นที่ศึกษาและข้อมูลที่นำมาใช้

ข้อมูลที่น่ามาศึกษาครั้งนี้ นำภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-2 จากคลังภาพของหน่วยงาน สทอภ. เหตุผลที่ไม่นำภาพ ALOS-PALASR มาใช้งาน เนื่องจากดาวเทียมนี้หยุดปฏิบัติการตั้งแต่ ประมาณกลางปี 2011 และการติดตาม Postseismic Motion จำเป็นต้องอาศัยจำนวนภาพที่มาก และต้องอาศัยระยะเวลาในการติดตามจึงทำให้มีภาพไม่เพียงพอต่อการประมวลผล

ตารางที่ 5-1 ข้อมูล Radarsat-2 ในแนววงโคจรดาวเทียมขาขึ้น โหมด F3N จำนวนทั้งสิ้น 19 ภาพที่นำมาใช้ในการศึกษา

ลำดับ	วันที่รับข้อมูล	Perpendicular Baseline (เมตร)	Temporal Baseline (วัน)
1	30 มิถุนายน 2011	-132	264
2	24 กรกฎาคม 2011	-108	240
3	17 สิงหาคม 2011	-30	216
4	4 ตุลาคม 2011	-57	168
5	28 ตุลาคม 2011	197	144
6	21 พฤศจิกายน 2011	101	120
7	15 ธันวาคม 2011	112	96
8	8 มกราคม 2012	-1026	72
9	1 กุมภาพันธ์ 2012	-129	48
10	25 กุมภาพันธ์ 2012	-90	24
11	20 มีนาคม 2012 (Master Image)	0	0
12	13 เมษายน 2012	158	24
13	7 พฤษภาคม 2012	-576	48
14	31 พฤษภาคม 2012	155	72
15	24 มิถุนายน 2012	290	96
16	19 กุมภาพันธ์ 2013	-37	240
17	15 มีนาคม 2013	-86	264
18	8 เมษายน 2013	-100	288
19	26 พฤษภาคม 2013	165	312

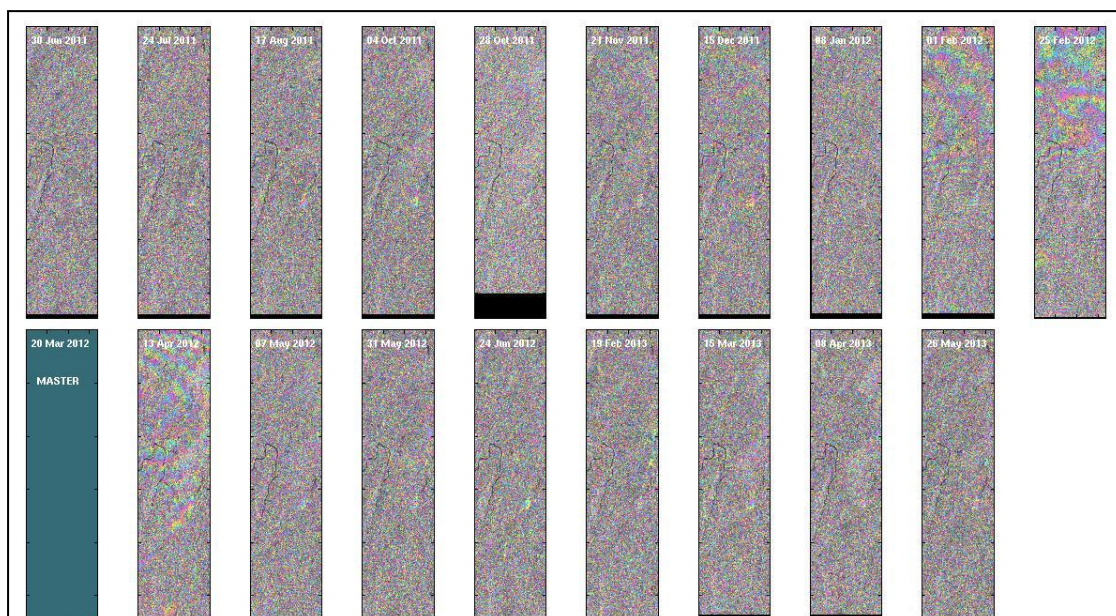
5.2.1 พื้นที่ศึกษาครอบคลุมพื้นที่ทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อน Nam Ma ในประเทศเมียนมาร์ และบางส่วนของด้านตะวันออกของรอยเลื่อนแม่จัน ในจังหวัดเชียงราย เหตุผลหลักสำหรับเลือกภาพที่ครอบคลุมพื้นที่นี้ เนื่องจากต้องการศึกษาทั้งพฤติกรรมของรอยเลื่อน Nam Ma หลังจากเกิดแผ่นดินไหวควบคู่กับพฤติกรรมของรอยเลื่อนแม่จัน ที่ตั้งสมมติฐานว่าอาจจะเห็นการเปลี่ยนแปลงในช่วง Interseismic

5.2.2 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาคือภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-2 ภาพประเภท SLC ในโหมด Fine Beam (F3N) ช่วงคลื่น C-band มีความยาวคลื่น 5.6 เซนติเมตร มีความถี่ 5.3 GHz บันทึกข้อมูลซ้ำที่เดิมทุกๆ 24 วันครอบคลุมพื้นที่ขนาด 50 x 150 ตารางกิโลเมตร ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น ซึ่งมีความละเอียดของภาพในแนว Range และ Azimuth อยู่ที่ 5.2 x 7.7 เมตร หากเลือกใช้ภาพโหมดอื่นๆ จะให้ผลลัพธ์ที่แตกต่างกันในแง่ของขนาดของภาพ ช่วงเวลาการถ่าย และรายละเอียด แต่รูปแบบของผลลัพธ์ในเชิงพื้นที่ (Spatial Pattern) จะไม่แตกต่างกัน สาเหตุที่ผู้วิจัยเลือกใช้ภาพในแนววงโคจรนี้เนื่องจากทิศทางของการส่ง Radar Pulse หรือที่เรียกว่าเรดาร์ LOS เกือบจะอยู่ในแนวเดียวกันกับรอยเลื่อน Nam Ma ทำให้สามารถตรวจจับการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนตามแนวระดับได้ดีกว่า จำนวนภาพที่นำมาใช้งานทั้งสิ้น 19 ภาพ รายละเอียดดังตารางที่ 5-1

ข้อมูลที่ได้รับทั้งหมดอยู่ในช่วงเวลาตั้งแต่เดือนมิถุนายนปี 2011 ถึง พฤษภาคม 2013 โดยเลือกภาพวันที่ 20 มีนาคม 2012 เป็นภาพ Master เพื่อใช้ในการประมวลผล สำหรับเหตุผลในการเลือกภาพ Master กล่าวไว้ในบทที่ 2 สาเหตุที่เลือกใช้ชุดภาพในช่วงเวลานี้เนื่องจากภาพแรกที่ถูกบันทึกห่างจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay เพียงประมาณ 3 เดือนทำให้เริ่มติดตามพฤติกรรมของ Postseismic Motion หลังจากแผ่นดินไหวได้

5.3 ขั้นตอนการศึกษา

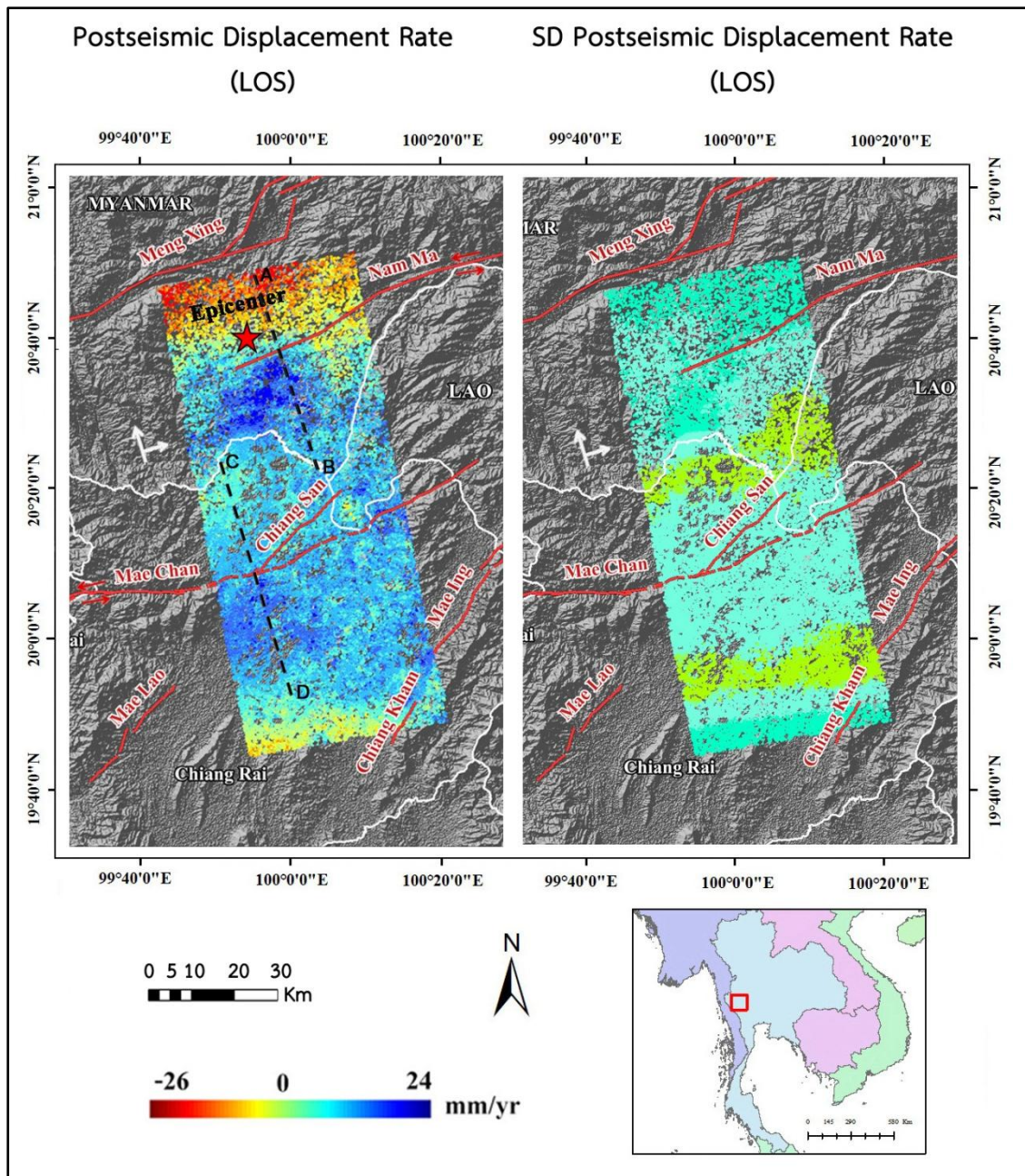
ข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-2 ระบบ SAR ทั้ง 19 ภาพจะถูกนำมาประมวลผลผ่านโปรแกรม DORIS เวอร์ชัน 4.02 และ StaMPS/MTI เวอร์ชัน 3.2 โดยหลักการประมวลผลจะมีการทำงานที่คล้ายคลึงกับการวิเคราะห์ในช่วง Interseismic Motion ด้วยเทคนิค Time-series InSAR ในบทที่ 3 แตกต่างกันตรงที่ใช้จำนวนภาพที่มากกว่าทำให้การจับคู่ Interferogram ซึ่งได้จำนวนภาพทั้งสิ้น 18 Interferogram ดังแสดงในรูปที่ 5-3



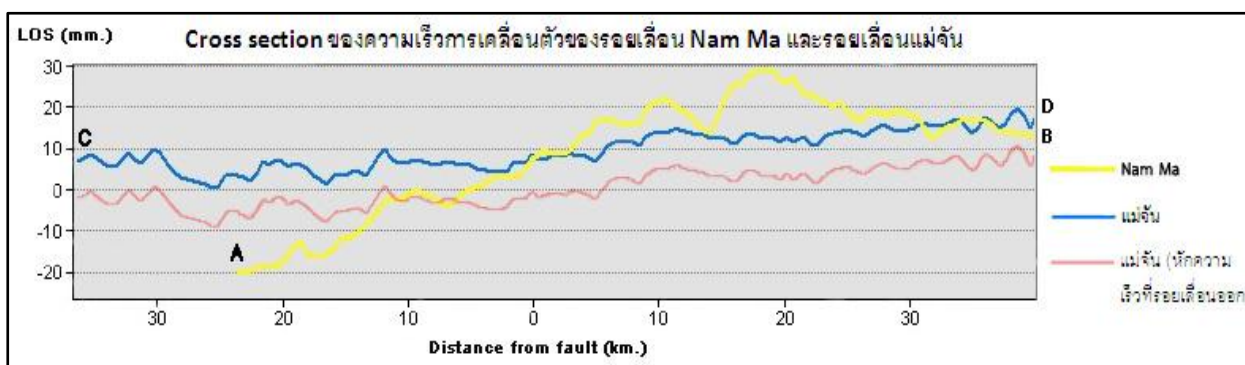
รูปที่ 5-3 Interferogramในพื้นที่รอยเลื่อน Nam Ma และ แม่จัน ประมวลผลจากภาพ Radarsat-2 จำนวนทั้งสิ้น 18 ภาพ ที่ได้จากการจับคู่ภาพระหว่าง Master คือวันที่ 20 มีนาคม 2012 และภาพอื่นๆ ที่เหลือเรียกว่า Slave

5.4 ผลการศึกษา

ผลจากการประมวลผลด้วยภาพจากดาวเทียม Radarsat-2 โดยใช้จำนวนภาพในช่วงเวลาประมาณ 2 ปี สำหรับ F3N Path ในแนวการวางโคจรของดาวเทียมขาขึ้น พบจำนวนจุดที่ให้ค่า PS จำนวนทั้งสิ้น 181,491 จุด ผลการวิเคราะห์หลังจากทำการให้ค่าพิกัดภาพแล้วพบว่า มีการเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นตามแนวของรอยเลื่อน Nam Ma ในแนวทิศทางของเรดาร์ ให้ค่าเฉลี่ยการเคลื่อนตัวระหว่าง -24.3 ถึง +34.5 มิลลิเมตรต่อปี ดังรูปที่ 5-4 ภาพพื้นหลังคือแบบจำลองความสูงภูมิประเทศของ SRTM ซึ่งมีความละเอียด 90 เมตร อัตราการเคลื่อนตัวฝั่งที่อยู่ทางทิศเหนือของรอยเลื่อน Nam Ma จะเคลื่อนตัวไปทางด้านซ้ายซึ่งให้ค่าการเคลื่อนตัวเป็นลบในทิศทางเข้าหาระบบเรดาร์ และในทางตรงกันข้าม ฝั่งที่อยู่ทางทิศใต้ของรอยเลื่อนจะเคลื่อนตัวไปทางด้านขวาซึ่งให้ค่าเป็นบวกในทิศทางออกจากระบบเรดาร์ สอดคล้องกับข้อมูลรอยเลื่อนที่มีรูปแบบการวางตัวแบบเหลี่ยมซ้าย เมื่อสังเกตอัตราของการเคลื่อนตัวจะพบว่าค่าเฉลี่ยการเคลื่อนตัวจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นเมื่อห่างจากจากแนวรอยเลื่อน Nam Ma ออกไปและจะค่อยๆ ลดขนาดลง



รูปที่ 5-4 Postseismic Motion บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma (ซ้ายมือ) และครอบคลุมไปถึงรอยเลื่อนแม่จัน โดยใช้ภาพจากดาวเทียม Radarsat-2 ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น โหมด F3N เส้นประสีดำ A-B แสดง Cross Section ของแนวรอยเลื่อน Nam Ma และเส้นประสีดำ C-D แสดง Cross Section ของแนวรอยเลื่อนแม่จัน ดาวสีแดงแสดงตำแหน่งแผ่นดินไหว Tarlay รูปขวามือแสดงค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานโดยเปรียบเทียบในแต่ละจุด



รูปที่ 5-5 กราฟแสดงอัตราการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในแนว LOS จากแนวรอยเลื่อนออกไปทางทิศเหนือและใต้ โดยอ้างอิงข้อมูลจากรูปที่ 5-4 เส้นกราฟสีเหลืองคือ Cross Section จากเส้นประ A-B ของรอยเลื่อน Nam Ma เส้นกราฟสีน้ำเงินคือ Cross Section จากเส้นประ C-D ของรอยเลื่อนแม่จัน กราฟสีชมพูแสดงการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนแม่จันเมื่อหักความเร็วที่รอยเลื่อนออกไป

ผลการศึกษาเมื่อวิเคราะห์ Cross Section จากแนวรอยเลื่อน Nam Ma ดังรูปที่ 5-5 เส้นกราฟสีเหลืองแสดงค่าการเคลื่อนตัวจากแนวรอยเลื่อนไปทางทิศเหนือประมาณ 20 กิโลเมตร เนื่องจากสันสุดขอบเขตของภาพ และลงมาทางใต้แนวรอยเลื่อนประมาณ 40 กิโลเมตร ถึงอย่างไรก็ตามสามารถอนุมานแนวโน้มได้ว่าการเคลื่อนตัวของทั้งสองฝั่งรอยเลื่อนควรจะสมมาตรกัน จากกราฟพบว่าบริเวณที่ใกล้กับแนวรอยเลื่อน มีอัตราการเคลื่อนตัวประมาณ 5 มิลลิเมตรต่อปี และมีขนาดสูงสุดเมื่ออยู่ห่างออกไปจากแนวรอยเลื่อนออกไปประมาณ 20 กิโลเมตรทั้งทางตอนเหนือและใต้ของรอยเลื่อน ช่วงกิโลเมตรที่ 30 เป็นต้นไป ขนาดการเคลื่อนตัวจะค่อยๆ ลดลง รูปแบบการเคลื่อนตัวสอดคล้องกับทฤษฎี Reid's Elastic Rebound และผลการศึกษาของ Ryder et al. (2007) ที่ศึกษา Postseismic Motion โดยใช้ภาพจากดาวเทียม ERS-2 จำนวน 26 ภาพ ในช่วงเวลา 4 ปีหลังจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด $M_w 7.6$ ปี 1997 บริเวณ Manyi ซึ่งอยู่ทางตอนเหนือของทิเบต ซึ่งเป็นรอยเลื่อนในแนวระดับเหลี่ยมซ้ายเช่นเดียวกับรอยเลื่อน Nam Ma ด้วยเทคนิค Time-series InSAR ผลการศึกษพบว่า Cross section มีรูปแบบของการเคลื่อนตัวที่คล้ายคลึงกัน

กราฟสีน้ำเงินแสดง Cross Section บริเวณรอยเลื่อนแม่จัน มีระยะห่างจากแนวรอยเลื่อนไปทางทิศเหนือและใต้เป็นระยะประมาณ 40 กิโลเมตร ถึงแม้ว่ารอยเลื่อนแม่จันยังไม่พบค่าการเคลื่อนตัวของทั้งสองฝั่งรอยเลื่อนที่แตกต่างกันอย่างชัดเจนดังเช่นรอยเลื่อน Nam Ma แต่พบสัญญาณบางอย่างที่บ่งบอกว่า อัตราการเคลื่อนตัวของทั้งสองฝั่งแนวรอยเลื่อนที่ให้ค่าบวกทั้งคู่ (ทิศทางการเคลื่อนตัวออกจากระบบเรดาร์) กลับพบว่าอัตราการเคลื่อนตัวมีความเร็วไม่เท่ากันกล่าวคือ ทางตอนเหนือของรอยเลื่อนมีอัตราการเคลื่อนตัวที่ช้ากว่าทางตอนใต้ เมื่อนำค่าการเคลื่อนตัวที่บริเวณแนว

รอยเลื่อนแม่จัน หักออกจากค่าการเคลื่อนตัวของทั้งสองฝั่ง จะได้กราฟเส้นสีชมพูที่มีค่าประมาณ -10 ถึง +10 มิลลิเมตรต่อปี แสดงให้เห็นว่าอัตราการเคลื่อนตัวของตอนเหนือของแนวรอยเลื่อน มีค่าข้างลง จนกระทั่งมีค่าเป็นลบ (ทิศทางเข้าหาระบบเรดาร์) แสดงให้เห็นแนวโน้มของทิศทางการเคลื่อนตัวที่เปลี่ยนไประหว่างสองฝั่งแนวรอยเลื่อน หากติดตามพฤติกรรมของรอยเลื่อนแม่จันนี้ต่อไป น่าจะเห็นการเปลี่ยนแปลงของแรงเค้นที่มากระทำในช่วง Interseismic ที่ชัดเจนขึ้น

เมื่อพิจารณาความน่าเชื่อถือของข้อมูลด้วยขนาดของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานพบว่า มีค่าตั้งแต่ 5.1 ถึง 9.6 มิลลิเมตรต่อปี และมีค่าสูงสุดบริเวณทางตอนเหนือและใต้ภาพ ดังรูปที่ 5-4 ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานแสดงถึงค่า Noise ที่ปะปนอยู่ในภาพ เมื่อเปรียบเทียบกับอัตราการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนพบว่ามีความแตกต่างกันมาก ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานที่มีค่าน้อยแสดงให้เห็นว่าข้อมูลที่ประมวลผลได้ มีการกระจายตัวของกลุ่มข้อมูลน้อย จึงมีความน่าเชื่อถือในเชิงสถิติ ดังนั้นผลลัพธ์จึงมีความน่าเชื่อถือของข้อมูล แต่หากพิจารณารูปแบบของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานพบว่า มีรูปแบบที่ไม่กระจายตัวกันทั่วทั้งภาพ แต่ปรากฏเป็นแนวให้เห็นอย่างชัดเจนคล้ายคลึงกับรูปแบบ Orbital Fringe แสดงให้เห็นถึงค่าความคลาดเคลื่อนที่หลงเหลืออยู่ อันเนื่องมาจาก Orbit Error (Kohlhase and Feigl 2010) อย่างไรก็ตามจุด PS ที่ประมวลผลได้มีจำนวนมากอีกทั้งแสดงรูปแบบ Postseismic Motion ที่ชัดเจน ดังนั้นค่าความคลาดเคลื่อนที่หลงเหลือเพียงเล็กน้อยไม่ได้ส่งผลกระทบต่อการศึกษาความหมายภาพ

ผลการศึกษาแสดงให้เห็นว่าอัตราการเคลื่อนตัวมีขนาดใหญ่กว่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานมาก บ่งชี้ให้เห็นว่าจำนวนภาพที่นำมาใช้งานจำนวนทั้งสิ้น 19 ภาพ ถือว่าเพียงพอที่จะวิเคราะห์ให้เห็นค่าเฟสที่มาจาก การเคลื่อนตัวได้ อีกทั้งภาพจากดาวเทียม Radarsat-2 ในแนววงโคจรของดาวเทียมฯ ขึ้นนี้ ทิศทางของการส่งสัญญาณเรดาร์ในแนว LOS เกือบจะอยู่ในแนวเดียวกันกับรอยเลื่อน Nam Ma สามารถพิจารณาได้ว่า ผลการศึกษามาจากการเคลื่อนตัวที่เกิดจาก Postseismic ดังนั้นการใช้เทคนิค Time-series InSAR ในงานวิจัยนี้ จึงมีศักยภาพพอที่จะทำให้เห็นถึงพฤติกรรม การเปลี่ยนแปลงของแรงเค้นที่สะสมอยู่บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma อีกทั้งแสดงให้เห็นถึงการเคลื่อนตัว ในช่วง Interseismic ในรอยเลื่อนแม่จัน สามารถเป็นแนวทางในการติดตามและวิเคราะห์การเคลื่อนตัวในลำดับถัดไป

บทที่ 6

สรุปและข้อเสนอแนะของงานวิจัย

บทนี้เป็นการสรุปผลการศึกษาในประเด็นต่างๆ รวมถึงข้อเด่น ข้อจำกัดของเทคนิค InSAR ในการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนมีพลังขนาดเล็กในเขตร้อนชื้นตั้งเช่นประเทศไทยและเมียนมาร์ สามารถสรุปออกเป็น 3 ส่วนตามวงจรแผ่นดินไหวคือ การศึกษา Interseismic Motion, Coseismic Motion และ Postseismic Motion ดังแสดงในหัวข้อ 6.1, 6.2 และ 6.3 ตามลำดับ สำหรับข้อเสนอแนะในการนำผลการศึกษาไปใช้ประโยชน์ต่อไปในอนาคตแสดงไว้ในหัวข้อ 6.4

6.1 สรุปผลการศึกษา Interseismic Motion

จากการประมวลผลด้วยเทคนิค PSInSAR ใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม Radarsat-1 จำนวนทั้งสิ้น 12 ภาพครอบคลุมบริเวณทางตอนเหนือเขื่อนศรีนครินทร์ และบางส่วนของรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ จังหวัดกาญจนบุรี พบอัตราการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในทิศทาง LOS อยู่ระหว่าง -23.2 (ในทิศทางเข้าหาระบบเรดาร์) ถึง 25.8 (ในทิศทางออกจากระบบเรดาร์) มิลลิเมตรต่อปี มีข้อมูลจุด PS ที่ประมวลผลได้ทั้งสิ้น 30,457 จุด และค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานระหว่าง 5.9 ถึง 20.5 มิลลิเมตรต่อปี พิจารณาจากลักษณะการกระจายตัวของจุด PS พบว่า ลักษณะการกระจายตัวของจุดระหว่างสองฝั่งของแนวรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ ไม่พบรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่แตกต่างกันอย่างชัดเจน ในฝั่งแนวรอยเลื่อนเดียวกันพบค่าจุด PS ที่ปะปนกันไปด้วยทั้งค่าบวกและลบแสดงให้เห็นถึงที่ทิศการเคลื่อนตัวของจุด PS ที่ปะปนไปทั้งทิศทางเข้าหาระบบเรดาร์และทิศทางออกจากระบบเรดาร์ จึงไม่สามารถจำแนกรูปแบบของจุดตามการเคลื่อนตัวในช่วง Interseismic ได้ พิจารณาประกอบกับผลการศึกษาของ (Thatcher 1993, Wright 2002) ที่อธิบายเกี่ยวกับวงจรแผ่นดินไหวในช่วง Interseismic ถึงรูปแบบการเคลื่อนตัวระหว่างสองฝั่งรอยเลื่อนที่แตกต่างกันอย่างชัดเจน กล่าวคือ ในบริเวณแนวรอยเลื่อนจะมีอัตราการเคลื่อนตัวที่ใกล้เคียงศูนย์และจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นเมื่อห่างจากแนวรอยเลื่อนออกไปซึ่งผลการศึกษาไม่แสดงให้เห็นถึงรูปแบบการเคลื่อนตัวดังที่ได้กล่าวมา

เมื่อพิจารณาค่าความน่าเชื่อถือของข้อมูลพบว่า ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานมีค่าใกล้เคียงกับอัตราการเคลื่อนตัว โดยมีค่าสูงสุดเท่ากับ 20.5 นั่นหมายถึงการกระจายตัวของกลุ่มข้อมูลมีมาก ข้อมูลจึงขาดความน่าเชื่อถือในเชิงสถิติ นอกจากนี้ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานยังบ่งบอกถึงค่า Noise ขนาดใหญ่ที่หลงเหลืออยู่ในภาพหลังการประมวลผลจนยากต่อการจำแนก

เมื่อพิจารณาในด้านของจำนวนภาพที่นำมาใช้ประมวลผลด้วยเทคนิค InSAR ภายใต้เงื่อนไขคือ 1. สภาพลักษณะภูมิประเทศที่เต็มไปด้วยพืชพรรณในเขตร้อนชื้นอย่างประเทศ

ไทย และ 2. ระยะของการเคลื่อนตัวในช่วง Interseismic ที่ค่อยๆ มีการเปลี่ยนแปลงและต้องอาศัยระยะเวลายาวนานในการติดตามพฤติกรรมของรอยเลื่อน เงื่อนไขทั้งสองประการนี้ ส่งผลให้ค่า Correlation ระหว่างคู่ภาพลดลงทั้งสิ้น ดังนั้นจำนวนภาพที่ถูกนำมาใช้งานจึงจำเป็นต้องนำมาพิจารณา การศึกษาด้วยเทคนิค InSAR ที่อาศัยอัลกอริทึมในการประมวลผลเหมือนกันและภายใต้สภาพพื้นที่ที่มีค่า Decorrelation สูงพบว่า จำนวนภาพที่ใช้งานอย่างน้อย 15 ภาพ จึงจะเพียงพอที่จะเห็นการเคลื่อนตัวของแผ่นดินได้ (Hooper et al. 2007) นอกจากนี้ช่วงคลื่นที่นำมาใช้งานก็มีผลต่อการส่งผ่านสัญญาณมายังวัตถุที่อยู่บนผิวดิน ซึ่งจะประสบปัญหาในเรื่องการสะท้อนกลับอันเนื่องมาจากความซับซ้อนของโครงสร้างวัตถุหรือพืชพรรณ เช่น การสะท้อนกลับของสัญญาณที่กระทบลำต้นของต้นไม้ มุมของหินขนาดใหญ่ หรือแม้กระทั่งเหลี่ยมมุมของสิ่งก่อสร้างที่แตกต่างกัน (Hooper 2006) ประมวลผลโดยการใช้ภาพที่มีความยาวคลื่น L-band อาจเห็นรูปแบบการเคลื่อนตัวที่ชัดเจนยิ่งขึ้น

รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ประกอบไปด้วยรอยเลื่อนย่อยขนาดเล็กเป็นจำนวนมาก (สุวิทย์ โคสุวรรณ และคณะ 2550) ดังนั้นแรงเค้นที่มากระทำในบริเวณรอยเลื่อนอาจจะมีขนาดไม่มากพอที่จะเห็นรูปแบบการเคลื่อนตัวที่ชัดเจนได้ ค่า Noise ที่มีขนาดใหญ่และใกล้เคียงกับขนาดการเคลื่อนตัวทำให้ไม่สามารถจำแนกได้ว่าแรงที่มากระทำในบริเวณรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์นี้มาจากแหล่งใดเช่น อาจจะเป็นแรงที่มากระทำในบริเวณเขื่อนศรีนครินทร์ที่มาจากแรงดันน้ำ หรือมาจากแหล่งอื่น ๆ ล้วนแต่มีความเป็นไปได้ทั้งสิ้น

6.2 สรุปผลการศึกษา Coseismic Motion จากเหตุการณ์แผ่นดินไหว Tarlay

เนื้อหาในบทนี้เน้นการนำผลลัพธ์ที่ได้จากวิธี 2-pass DInSAR มาใช้ในการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน Nam Ma และเน้นการศึกษาบริเวณทางด้านตะวันตกของรอยเลื่อนด้วยวิธี Inversion เพื่อวิเคราะห์หาพารามิเตอร์ที่สำคัญคือค่า Slip และนำค่า Slip ไปสู่การใช้ประโยชน์ในด้านอื่นๆ ได้แก่ การคำนวณด้วยวิธี Coulomb Stress Change การประมาณคาบอุบัติซ้ำ และการเปรียบเทียบกับข้อมูลการสำรวจภาคสนาม หลักการที่สำคัญในการวิเคราะห์ผลลัพธ์ในบทนี้คือ หากทราบค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนจะสามารถนำค่าพารามิเตอร์ต่างๆ เหล่านี้มาคำนวณหา Coseismic Motion ณ ตำแหน่งต่างๆ บนผิวโลกได้ แต่เนื่องจากพื้นที่บริเวณสามเหลี่ยมทองคำนี้ขาดแคลนข้อมูลพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน หรือทราบค่าพารามิเตอร์แค่บางตัว เมื่อเราทราบค่า Coseismic Motion จาก 2-pass DInSAR และให้ผลลัพธ์ที่ดีแล้ว (Trisirisatayawong et al. 2011) ดังนั้นวิธีการที่เป็นไปได้คือนำค่า DInSAR มาประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนโดยอาศัยสมการของ Okada เรียกวิธีนี้ว่า Inversion แต่ปัญหาคือ Coseismic Motion ที่มีอยู่ในระบบพิกัดเรดาร์มีข้อมูลแค่ 2 Direction แต่ระบบพิกัดของรอยเลื่อนเป็นระบบ 3 Direction จึงจำเป็นต้อง

แปลงให้อยู่ในระบบที่ใช้งานโดยทั่วไปคือระบบยื่อเดติกหรือ UTM ก่อน วิธีการแก้ปัญหาคือประมาณค่าเพื่อหาพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนออกมาก่อน แล้วจึงคำนวณหา Coseismic motion ในระบบพิกัดของรอยเลื่อน จากนั้นแปลงค่าไปยังระบบเรดาร์ ค่า Coseismic Motion ที่ได้จากแบบจำลองจึงถูกนำมาเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จาก InSAR จนกว่าค่า Residual ที่ได้มีค่าน้อยที่สุดหรือใกล้เคียง 0 ที่สุด จึงจะสามารถนำพารามิเตอร์ของรอยเลื่อนไปใช้งานในขั้นตอนต่อไปได้

วิธีการสำหรับ Inversion ที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้แบ่งออกเป็น 2 วิธีคือ การวิเคราะห์ด้วยแบบจำลอง Single-patch และแบบจำลอง Multi-patch ทั้งสองวิธีนี้มีกระบวนการที่คล้ายคลึงกันแตกต่างกันตรงที่ Single-patch จะให้ค่า Slip เพียงค่าเดียว แต่ Multi-patch จะให้ค่า Slip ตามจำนวน Patch ที่นำมาใช้งาน ในการศึกษาครั้งนี้ใช้จำนวน Patch ทั้งหมด 360 Patch โดยมีข้อสรุปดังนี้

ค่า Slip ทางด้านฝั่งตะวันตกของรอยเลื่อน Nam Ma ที่ได้จากแบบจำลอง Single Patch คือ 2.5 เมตร ถูกนำมาคำนวณด้วยวิธี Coulomb Stress Change เพื่อวิเคราะห์หาค่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของแรงเค้นในบริเวณรอยเลื่อนอื่นๆ ข้างเคียง ได้แก่ รอยเลื่อนแม่จัน รอยเลื่อนเชียงแสน รอยเลื่อนเชียงคำ รอยเลื่อนแม่ือง รอยเลื่อนแม่ลาว และรอยเลื่อนแม่สรวย ซึ่งเป็นรอยเลื่อนที่อยู่ในจังหวัดเชียงรายและเชียงใหม่ ผลการศึกษาพบว่า รอยเลื่อนแม่จันทางด้านตะวันออกมีค่าแรงเค้นเพิ่มขึ้นระหว่าง +0.2 ถึง +0.6 บาร์ รอยเลื่อนแม่ืองและรอยเลื่อนเชียงคำมีค่าแรงเค้นเพิ่มขึ้น +0.02 ถึง +0.15 บาร์ แสดงให้เห็นว่าพื้นที่รอยเลื่อนดังกล่าวมีความเสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในอนาคต ยังมีค่าบวกมากก็หมายถึงระยะเวลาในการเกิดแผ่นดินไหวจะเร็วกว่าบริเวณที่มีค่าน้อยกว่าตามลำดับ สำหรับรอยเลื่อนที่เหลือมีค่า Coulomb Stress Change เป็นลบ ผลลัพธ์แสดงให้เห็นถึงแรงเค้นที่ลดลงแต่ไม่ได้หมายความว่ารอยเลื่อนเหล่านี้จะไม่มีโอกาสในการเกิดแผ่นดินไหว เพียงแต่ระยะเวลาในการเกิดอาจจะยาวนานกว่ารอยเลื่อนที่มีแรงเค้นเพิ่ม พิจารณาจากลำดับการเกิดแผ่นดินไหวใน Shan Fault System ในช่วง 40 ปีที่ผ่านมาแล้ว (Tun et al. 2013, Wang et al. 2013) แสดงให้เห็นถึงรอยเลื่อนที่อยู่ในกลุ่มบริเวณพรมแดนระหว่างประเทศเมียนมาร์ ไทย ลาว นั้นมีการส่งถ่ายแรงเค้นไปยังรอยเลื่อนต่างๆ และตำแหน่งการเกิดแผ่นดินไหวใกล้เข้ามา จนกระทั่งล่าสุดเกิดแผ่นดินไหวในจังหวัดเชียงราย ดังนั้นการนำวิธี Coulomb Stress Change มาใช้งานจึงเป็นอีกหนึ่งวิธีที่ช่วยประมาณว่ารอยเลื่อนบริเวณใดมีความเสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในลำดับถัดไป

แบบจำลอง Multi-patch วิเคราะห์ระยะเลื่อนตามจำนวน Patch ที่แบ่ง ในที่นี้แบ่ง Patch ออกเป็น 30 Patch (1 Patch = 1 กิโลเมตร) ตามความยาวรอยเลื่อน และแบ่งเป็น 12 Patch (1 Patch = 1 กิโลเมตร) จากความลึกบนพื้นผิว ผลการศึกษา ให้ค่าเฉลี่ย Slip คือ 1.36 เมตร เมื่อพิจารณาจากทิศทางของ Slip พบว่ามีทิศทางในแนว Strike-slip และ Dip-slip เล็กน้อยที่ส่วนปลาย

ของรอยเลื่อน สอดคล้องกับข้อมูลทางธรณีวิทยาของ Ornthammarath (2012) และผลการศึกษาของ Tun et al. (2013) และ Wang et al. (2013) ที่ให้ข้อมูลว่ารอยเลื่อน Nam Ma เป็นรอยเลื่อนในแนวระดับเหลี่ยมซ้าย เมื่อพิจารณาในด้านขนาดของ Slip พบว่ามีค่าต่ำสุดและสูงสุดระหว่าง 0 ถึง 2.77 เมตร สำหรับค่า Slip มากกว่า 2 เมตร จะกระจุกตัวที่ระดับความลึก 3 ถึง 8 กิโลเมตร ส่วน Slip ที่มีระดับความลึกน้อยกว่า 1 กิโลเมตร มีค่าระหว่าง 0 ถึง 1.95 เมตร ถูกลำดับไปเปรียบเทียบกับข้อมูลสำรวจภาคสนามในลำดับถัดไป

ข้อมูลการสำรวจภาคสนามที่ได้จาก Myanmar Earthquake Committee Tarlay Earthquake (Myint et al. 2013) ที่สำรวจเป็นระยะทาง 32 กิโลเมตร เนื่องจากข้อมูลที่ได้มาไม่ทราบพิกัดเริ่มต้นที่แน่ชัด ดังนั้นจึงประมาณจากลักษณะภูมิประเทศที่มีความโดดเด่น ดังนั้นจุดเริ่มต้นของข้อมูลภาคสนามจะอยู่ประมาณกิโลเมตรที่ 10 ในแบบจำลอง ผลการเปรียบเทียบพบว่าข้อมูลภาคสนามให้ค่า Slip สูงสุดที่ 1.25 เมตร ในขณะที่แบบจำลองให้ค่าสูงสุด 1.95 เมตร เส้นกราฟมีทั้งในช่วงที่ Slip ของข้อมูลภาคสนามมากกว่าและน้อยกว่าสลับกันไป แสดงให้เห็นว่าแนวโน้มของเส้นกราฟทั้งสองไม่ได้เป็นไปในทิศทางเดียวกันเท่าที่ควร เนื่องจากแบบจำลองเป็นเพียงการคำนวณทางคณิตศาสตร์และไม่ได้นำข้อมูลสภาพภูมิประเทศจริงมาวิเคราะห์ร่วมด้วย อีกทั้งเราไม่ทราบพิกัดที่แน่ชัดของข้อมูลจากภาคสนามทำให้ค่าที่ได้จากการเปรียบเทียบมีความแตกต่างกัน

ข้อมูลที่มาช่วยเสริมเพื่อประมาณระยะเวลาในการเกิดแผ่นดินไหวคือ คาบอุบัติซ้ำบริเวณรอยเลื่อน Nam Ma โดยอ้างอิงข้อมูล Interseismic Rate จากผลการศึกษาของ (Lacassin et al. 1998) ที่ศึกษาบริเวณส่วนกลางของรอยเลื่อน Nam Ma ภายใต้อสมมติฐานว่า Interseismic Rate ของรอยเลื่อน Nam Ma มีค่าคงที่ตลอดทั้งแนว จึงถูกนำมาหารกับค่า Coseismic Slip ที่ได้จาก 3 วิธี คือ แบบจำลอง Single-patch, Multi-patch (Slip เฉลี่ยจากทั้ง 360 Patch) และข้อมูลสำรวจภาคสนาม (ใช้ค่า Slip สูงสุด) ผลการศึกษาประมาณคาบอุบัติซ้ำได้ตั้งนี้คือ 1,040 ถึง 4,160 ปี, 560 ถึง 2,260 และ 520 ถึง 2,080 ปี ตามลำดับ

อย่างไรก็ดีวิธีการต่างๆ ที่กล่าวมาข้างต้นล้วนเป็นความพยายามในการประมาณค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน รวมถึงประมาณการเปลี่ยนแปลงแรงเค้นในพื้นที่รอยเลื่อนข้างเคียง และประมาณคาบอุบัติซ้ำโดยเฉพาะอย่างยิ่งรอยเลื่อนทางภาคเหนือตอนบนของประเทศไทยภายใต้เงื่อนไขคือ สภาพพื้นที่ยากต่อการเข้าถึงและข้อจำกัดด้านเขตแดน การนำข้อมูลจากเทคนิค InSAR มาทำงานร่วมกับแบบจำลอง Single-patch และ Multi-patch, การคำนวณ Coulomb Stress Change การประมาณคาบอุบัติซ้ำ สามารถตอบโจทย์ภายใต้เงื่อนไขและลดข้อจำกัดที่มีอยู่ และเป็นหนึ่งในวิธีการที่สามารถใช้อธิบายผลที่เกิดจากแผ่นดินไหวครั้งนี้ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

6.3 สรุปผลการศึกษา Postseismic Motion บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma

การจำแนกแรงที่มากระทำในช่วง Postseismic มีความซับซ้อนและยากต่อการจำแนกเนื่องจากในขั้นตอนนี้ประกอบไปด้วยกลไกหลายอย่าง สามารถแบ่งเป็น 3 กลไกที่สำคัญ คือ Viscoelastic, Poroelastic และ Afterslip ซึ่งผลการศึกษาที่มีความเป็นไปได้ทั้ง 3 กลไกประกอบกัน (Ryder et al. 2007, Barbot and Fialko 2010, Hooper 2011) ผลการวิเคราะห์ด้วยภาพจาก Radarsat-2 จำนวน 19 ภาพ ในช่วงเวลาหลังจากเกิดแผ่นดินไหวประมาณ 2 ปี ภาพแรกที่ใช้งานคือหลังจากเกิดแผ่นดินไหวประมาณ 3 เดือน ให้จำนวนจุด PS ทั้งสิ้น 181,491 จุด อัตราการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในแนว LOS พบค่าอยู่ระหว่าง -24.3 ถึง +35 มิลลิเมตรต่อปี ผลการศึกษาแสดงให้เห็นถึงรูปแบบ Postseismic Motion อย่างชัดเจน กล่าวคือระหว่างแนวรอยเลื่อน Nam Ma มีทิศทางการเคลื่อนที่ตรงกันข้าม ทางตอนเหนือของรอยเลื่อนมีค่าเป็นลบในทิศทางเข้าหาแนวเรดาร์ ในทางกลับกันทางทิศใต้มีค่าเป็นบวกในทิศทางออกจากแนวเรดาร์ กราฟรูปที่ 5-5 แสดง Cross Section รอยเลื่อน Nam Ma พบว่าบริเวณแนวรอยเลื่อนมีอัตราการเคลื่อนตัวมีค่า 5 มิลลิเมตรต่อปี และมีขนาดสูงสุดเมื่ออยู่ห่างออกไปจากแนวรอยเลื่อนประมาณ 20 กิโลเมตรทั้งทางตอนเหนือและใต้ ในช่วงกิโลเมตรที่ 30 ขนาดการเคลื่อนตัวจะค่อยๆ ลดลงผลการศึกษาจึงสอดคล้องกับทฤษฎี Reid's Elastic Rebound (Thatcher 1993, Wright 2002) และผลการศึกษาของ (Ryder et al. 2007) ที่อธิบายถึงรูปแบบการเคลื่อนตัวในช่วง Postseismic คือ บริเวณแนวรอยเลื่อนจะมีอัตราการเคลื่อนตัวที่ใกล้เคียงกับ 0 เมื่อและเพิ่มเมื่อห่างออกไปจากแนวรอยเลื่อนระยะหนึ่งจนกระทั่งมีค่าสูงสุด อัตราการเคลื่อนตัวจะลดลง

เมื่อพิจารณาความน่าเชื่อถือของผลการศึกษาพบว่า ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานมีขนาดสูงสุดคือ 9.6 มิลลิเมตรต่อปี เป็นตัวบ่งบอกว่าขนาดของ Noise เล็กกว่าเฟสที่มาจากจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน ผลการศึกษาบ่งชี้ได้ว่าการกระจายตัวของกลุ่มข้อมูลน้อย จึงมีความน่าเชื่อถือได้ความน่าเชื่อถือในเชิงสถิติ ถึงแม้ว่ารูปแบบของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานจะพบว่ามีรูปแบบที่คล้ายคลึงกับ Orbital Fringe ซึ่งบ่งบอกถึงค่า Orbit Error ที่หลงเหลือหลังจากการประมวลผลด้วยเทคนิค PSInSAR ก็ตาม แต่หากพิจารณาจากขนาดของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานแล้วไม่ส่งผลต่อขนาดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน ประกอบกับภาพ Radarsat-2 ที่นำมาประมวลผลอยู่ในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น ซึ่งแนว LOS เกือบจะเป็นแนวเดียวกับแนวรอยเลื่อน จึงพิจารณาได้ว่าค่าการเคลื่อนตัวที่เกิดขึ้นมาจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในแนวระดับ

ภาพ Radarsat-2 ครอบคลุมมาถึงรอยเลื่อนแม่จัน เมื่อวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนแม่จันพบว่า การเคลื่อนตัวมีค่าเป็นบวกทั้งทางตอนเหนือและทางตอนใต้ของรอยเลื่อน แต่มีข้อสังเกตได้ว่าอัตราการเคลื่อนตัวระหว่าง 2 ฝั่งมีความเร็วไม่เท่ากัน กราฟรูปที่ 5-5 แสดง Cross Section ของรอยเลื่อนแม่จันพบว่า ทางตอนเหนือของรอยเลื่อนมีอัตราการเคลื่อนตัวที่ช้ากว่าทางตอนใต้ หาก

นำค่าการเคลื่อนตัวจากบริเวณรอยเลื่อนหักออกจากค่าการเคลื่อนตัวของทั้งสองฝั่ง เพื่อประมาณทิศทางการเคลื่อนตัวหาระยะเวลาเปลี่ยนแปลงไปพบว่า ทางตอนใต้ของรอยเลื่อนแม่จันเริ่มมีค่าลบ แสดงให้เห็นถึงทิศทางที่เริ่มแตกต่างกันระหว่างสองฝั่งแนวรอยเลื่อน หากติดตามพฤติกรรมของรอยเลื่อนนี้ต่อไปน่าจะเห็นการเคลื่อนตัวในช่วง Interseismic ด้วยเทคนิค InSAR ที่ชัดเจนขึ้น เนื่องจากแนวรอยเลื่อนแม่จันเองก็เกือบจะอยู่ในแนวเดียวกับ LOS สำหรับภาพในแนววงโคจรของดาวเทียมขาขึ้น

พิจารณาในด้านจำนวนจุด PS ที่ได้จาก Interseismic Motion บริเวณรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ คือ 30,457 จุด ประมวลผลด้วยภาพ Radarsat-1 ครอบคลุมพื้นที่ 50 x 50 กิโลเมตร และจุด PS ที่ได้จาก Postseismic Motion ของรอยเลื่อน Nam Ma คือ 181,491 จุด ประมวลผลด้วยภาพ Radarsat-2 ครอบคลุมพื้นที่ 50 x 150 กิโลเมตร ภายใต้งานเงื่อนไขเดียวกันคืออาศัยการประมวลผลด้วยเทคนิค PSInSAR และความยาวคลื่น C-band เหมือนกัน เมื่อเทียบความหนาแน่นของจำนวนจุด PS พบว่า จุด PS บริเวณรอยเลื่อน Nam Ma มีความหนาแน่นของจุดประมาณ 24 จุดต่อตารางกิโลเมตร มากกว่า รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ ซึ่งมีความหนาแน่นของจุดประมาณ 12 จุดต่อตารางกิโลเมตร จำนวนจุด PS แสดงให้เห็นถึงการสะท้อนกลับของสัญญาณที่คงที่และถาวรซึ่งการสะท้อนเหล่านี้จะมาจาก การสะท้อนของวัตถุที่คงทน แข็งแรง เช่น ก้อนหินขนาดใหญ่ สิ่งก่อสร้าง ตึกอาคาร เป็นต้น แสดงให้เห็นว่าพื้นที่รอยเลื่อน Nam Ma จะประกอบไปด้วยสิ่งก่อสร้าง อาคารบ้านเรือน หรือพื้นที่ชุมชน มากกว่าภาพพื้นที่รอยเลื่อนศรีสวัสดิ์

การนำเทคนิค Time-series InSAR มาวิเคราะห์ Postseismic Motion พื้นที่รอยเลื่อน Nam Ma ผลลัพธ์แสดงให้เห็นรูปแบบการเคลื่อนตัวที่ชัดเจน นับได้ว่าการนำเทคนิค InSAR มาใช้ศึกษาพื้นที่รอยเลื่อนนี้เป็นอีกหนึ่งเครื่องมือที่มีศักยภาพในการตรวจวัดการเคลื่อนตัวของแผ่นดิน และครอบคลุมพื้นที่ได้กว้าง

6.4 ข้อเสนอแนะ

6.4.1 ผลการศึกษา Interseismic Motion ไม่ประสบความสำเร็จเนื่องจากหลังจากการประมวลผลพบว่าขนาดของ Noise ใกล้เคียงกับขนาดการเคลื่อนตัว ดังนั้นควรเพิ่มจำนวนภาพที่นำมาประมวลผลมากขึ้น ข้อเสนอแนะเพิ่มเติมคือควรนำภาพถ่ายจากดาวเทียมที่มีความยาวคลื่นที่มากขึ้น เช่น L-band มาประมวลผล จึงเป็นวิธีที่อาจจะลดปัญหาที่เกิดขึ้นได้ แต่เนื่องจากดาวเทียมในช่วงคลื่นนี้ได้แก่ ALOS-PALRRAR 1 และ JERS-1 ได้หยุดปฏิบัติการไปแล้ว การใช้จำนวนภาพที่มากขึ้นจะสามารถเฉลี่ยค่าความคลาดเคลื่อนที่ปะปนมาให้เหลือน้อยที่สุด จนสามารถตรวจจับการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนที่เกิดขึ้นได้

6.4.2 แผ่นดินไหวเชียงรายที่เกิดขึ้นล่าสุดมีความน่าสนใจอย่างยิ่งที่จะนำเทคนิค InSAR มาศึกษา Coseismic, Postseismic และเป็นข้อมูลพื้นฐานในการประเมินความเสี่ยงการเกิดแผ่นดินไหวของรอยเลื่อนข้างเคียง เช่น รอยเลื่อนในจังหวัดพะเยา, น่าน และเชียงใหม่ ในการวิเคราะห์หากเป็นไปได้ควรนำภาพทั้งในแนววงโคจรขาขึ้นและขาลงมาประมวลผลควบคู่กัน เพื่อที่จะวิเคราะห์การเคลื่อนตัวได้อย่างชัดเจนยิ่งขึ้น

6.4.3 พื้นที่รอยเลื่อนที่น่าติดตามพฤติกรรมต่อไปรอยเลื่อนแม่จัน ดังนั้นการติดตามโดยใช้จำนวนภาพที่มากขึ้น จะสามารถเห็นพฤติกรรมของรอยเลื่อนแม่จันในช่วง Interseismic ด้วยเทคนิค InSAR ได้ชัดเจนยิ่งขึ้น

6.4.4 แนวรอยเลื่อนที่ตั้งฉากกับแนว LOS ในระบบเรดาร์ ดังเช่น รอยเลื่อน Sagaing ในประเทศเมียนมาร์ ที่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ หากวิเคราะห์ด้วยเทคนิค InSAR ที่ใช้กันโดยทั่วไปอาจจะไม่สามารถตรวจวัดการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนได้ เทคนิคที่ช่วยแก้ไขปัญหานี้คือ MAI (Multiple Aperture InSAR) เทคนิคนี้ช่วยตรวจวัดในแนว Along-track Displacement (ทิศทางเดียวกับการเคลื่อนที่ของดาวเทียม) ซึ่งเป็นแนวเดียวกับแนวรอยเลื่อน Sagaing ที่ได้ยกตัวอย่างไปจึงสามารถวัดการเคลื่อนตัวที่มาจากรอยเลื่อนนี้ได้ดีกว่า

รายการอ้างอิง

ภาษาไทย

กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (2551). แผ่นดินไหวกับประเทศไทย.

กรุงเทพมหานคร, โรงพิมพ์ เนกซอส อินฟินิตี้.

กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (ม.ป.ป.). แผ่นดินไหว 6.3 ริกเตอร์ 16

พฤษภาคม 2550. กรุงเทพมหานคร, โรงพิมพ์ เนกซอสอินฟินิตี้.

บุรินทร์ เวชบรรเทิง (2551). แผ่นดินไหว. กรุงเทพมหานคร, สำนักแผ่นดินไหว กรมอุตุนิยมวิทยา.

ปัญญา จารุศิริ และคณะ (2547ก). การสำรวจรอยเลื่อนมีพลัง (Active Fault) ในเขตพื้นที่จังหวัด

กาญจนบุรีและลำปาง-แพร่ (เล่ม 1). ใน รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์ ชุดโครงการลดภัยพิบัติจาก
แผ่นดินไหวในประเทศไทย (ระยะที่ 1). กรุงเทพมหานคร: , สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.

ปัญญา จารุศิริ และคณะ (2547ข). การสำรวจรอยเลื่อนมีพลัง (ActiveFault) ในเขตพื้นที่จังหวัด

กาญจนบุรี. ใน รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว) เล่ม 2
กรุงเทพมหานคร, [อัดสำเนา].

ภาคธรณีวิทยา จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย (2550). รายงานฉบับสมบูรณ์การศึกษาคาบอุบัติซ้ำในพื้นที่

แสดงร่องรอยการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ชุมพร ระนอง สุราษฎร์ธานี กระบี่
พังงา และภูเก็ต (รอยเลื่อนระนองและรอยเลื่อนคลองมะรุ่ย). กรุงเทพมหานคร, สำนักพิมพ์
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.

สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว, ก. (2554). "เหตุการณ์แผ่นดินไหวในประเทศไทยและใกล้เคียง [online]."

Retrieved 28 กุมภาพันธ์, 2554, from แหล่งที่มา:

http://www.seismology.tmd.go.th/inside.php?pageNum_thaievent=0&totalRows_thaievent=535.

สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว, ก. (2557). "เหตุการณ์แผ่นดินไหวในประเทศไทยและใกล้เคียง [online]."

Retrieved 6 พฤษภาคม 2557, from แหล่งที่มา: <http://www.seismology.tmd.go.th/inside.html>.

สำนักธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อม กรมทรัพยากรธรณี. (2014). "รายงานสถานการณ์แผ่นดินไหว ขนาด 6.3

ริกเตอร์บริเวณอำเภอพาน จังหวัดเชียงรายเมื่อวันที่ 5 พฤษภาคม 2557 " Retrieved 7
พฤษภาคม 2557, from http://www.dmr.go.th/ewt_news.php?nid =58028.

สุวิทย์ โคสุวรรณ และคณะ (2550). แผ่นดินไหวโบราณของกลุ่มรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์และเจดีย์สามองค์

จังหวัดกาญจนบุรี. ใน รายงานวิชาการ ฉบับที่ กธส. 4/255. กรุงเทพมหานคร, กองธรณีวิทยา
สิ่งแวดล้อมกรมทรัพยากรธรณี.

ภาษาอังกฤษ

Bamler, R. and P. Hartl (1998). "Synthetic aperture radar interferometry." Inverse Problems **14**(4): R1.

Bamler, R., D. Just and G. R. S. D. Center (1995). "Phase statistics and decorrelation in SAR interferograms." System, **1**(E2).

- Barbot, S. and Y. Fialko (2010). "A unified continuum representation of post-seismic relaxation mechanisms: Semi-analytic models of afterslip, poroelastic rebound and viscoelastic flow." Geophysical Journal International **182**(3): 1124-1140.
- Barka, A. (1996). "Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967." Bulletin of the Seismological Society of America **86**(5): 1238-1254.
- Barka, A. (1999). "The 17 August 1999 Izmit earthquake." Science **285**(5435): 1858-1859.
- Berardino, P., G. Fornaro, R. Lanari and E. Sansosti (2002). "A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **40**(11): 2375-2383.
- Bürgmann, R., P. A. Rosen and E. J. Fielding (2000). "Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation." Annual Review of Earth and Planetary Sciences **28**(1): 169-209.
- Cavalié, O., C. Lasserre, M. P. Doin, G. Peltzer, J. Sun, X. Xu and Z. K. Shen (2008). "Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR." Earth and Planetary Science Letters **275**(3): 246-257.
- Chang, H. C. (2008). Differential interferometric synthetic aperture radar for land deformation monitoring. Doctoral Dissertation, School of Surveying and Spatial Information System, University of New South Wales.
- Chen, C. and H. Zebker (2001). "Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization." Journal of the Optical Society of America A **18**(2): 338-351.
- Chen, Y., G. Zhang, X. Ding and Z. Li (2002). "Monitoring earth surface deformations with InSAR technology: Principle and some critical issues." Journal of Geospatial Engineering **2**(1): 3-22.
- Ding, X. L., Z. W. Li, J. J. Zhu, G. C. Feng and J. P. Long (2008). "Atmospheric effects on InSAR measurements and their mitigation." Sensors **8**(9): 5426-5448.
- Elnashai, A. S. and L. Di Sarno (2008). Fundamentals of earthquake engineering, John Wiley & Sons, Ltd, Publication.
- ESRI (2011). Arc GIS Desktop: Release 10. Redlands, CA, Environmental Systems Research Institute.
- Feng, W., Z. Li, J. R. Elliott, Y. Fukushima, T. Hoey, A. Singleton and Z. Xu (2013). "The 2011 MW 6.8 Burma earthquake: fault constraints provided by multiple SAR techniques." Geophysical Journal International **ggt254**.
- Fenton, C. H., P. Charusiri and S. C. Wood (2003). "Recent paleoseismic investigations in Northern and Western Thailand." Annals of Geophysics.

- Ferretti, A., C. Prati and F. Rocca (2001). "Permanent scatterers in SAR interferometry." Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on **39**(1): 8-20.
- Gahalaut, V. K., B. Nagarajan, J. K. Catherine and S. Kumar (2006). "Constraints on 2004 Sumatra–Andaman earthquake rupture from GPS measurements in Andaman–Nicobar Islands." Earth and Planetary Science Letters **242**(3): 365-374.
- Goldstein, R. (1995). "Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry." Geophysical Research Letters **22**(18): 2517-2520.
- Goldstein, R. M., H. A. Zebker and C. L. Werner (1988). "Satellite radar interferometry: two- dimensional phase unwrapping." Radio Science **23**(4): 713-720.
- Hanssen, R. F. (1998). Atmospheric heterogeneities in ERS tandem SAR interferometry. The Netherlands, Delft University Press.
- Hanssen, R. F. (2001). Radar interferometry: data interpretation and error analysis, Springer.
- Hanssen, R. F. (2003). Subsidence monitoring using contiguous and PS-InSAR: Quality assessment based on precision and reliability. The 11th FIG Symposium on Deformation Measurements. Santorini, Greece.
- Hanssen, R. F. (2005). "Satellite radar interferometry for deformation monitoring: A priori assessment of feasibility and accuracy." International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation **6**(3): 253-260.
- Hooper, A. (2006). Persistent scatter radar interferometry for crustal deformation studies and modeling of volcanic deformation.
- Hooper, A. (2011). Inversion of InSAR data for the estimation of movement on faults. Delft University of Technology, Netherlands. GEO2TECDI-SONG InSAR Workshop. Bangkok, Thailand.
- Hooper, A., P. Segall and H. Zebker (2007). "Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos." Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) **112**(B7).
- Hooper, A., P. Segall and H. Zebker (2009). StaMPS/MTI manual version 3.2. D. U. o. T. Delft Institute of Earth Observation and Space Systems. Netherlands.
- Hubert-Ferrari, A., A. Barka, E. Jacques, S. S. Nalbant, B. Meyer, R. Armijo, P. Tapponnier and G. C. King (2000). "Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake." Nature **404**(6775): 269-273.
- Jo, M. J., J. S. Won, S. W. Kim and H. S. Jung (2010). "A time-series SAR observation of surface deformation at the southern end of the San Andreas Fault Zone." Geosciences Journal **14**(3): 277-287.

- Jónsson, S., H. Zebker, P. Segall and F. Amelung (2002). "Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. ." Bulletin of the Seismological Society of America **92**(4): 1377-1389.
- Jun, B. and V. Prinet (2005). InSAR PS adaptive detection and its application in Beijing area. International Geosciences and Remote Sensing Symposium IGARSS, Seoul Korea
- Kampes, B. and S. Usai (1999). Doris: The Delft object-oriented radar interferometric software. Paper presented at ITC 2nd ORS Symposium, Int. Inst. for Geoinf. Sci. and Earth Obs. Enschede, Netherlands.
- Kampes, B. M., R. F. Hanssen and P. Marinkovic (2009). Radar interferometric processing with the doris software the cookbook. Satellite Radar Interferometry Course, GEO2TECDI, Bangkok, Thailand, 2009, March 23-April 3. D. U. o. T. Delft Institute of Earth Observation and Space Systems, Netherlands. Netherlands: 1-56.
- King, G. C., R. S. Stein and J. Lin (1994). "Static stress changes and the triggering of earthquakes." Bulletin of the Seismological Society of America **84**(3): 935-953.
- Klaus, M. and A. Tarantola (1995). "Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. ." Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) **100**(B7): 12431-12447.
- Kohlhase, A. and K. Feigl. (2010). "Measuring the quality of precise orbits by applying InSAR: An approach to avoid orbital tuning [Online]." Retrieved May, 2013, from Available from: https://earth.esa.int/pub/ESA_DOC/fringe1999/Papers/kohlhase.pdf
- Lacassin, R., A. Replumaz and P. Hervé Leloup (1998). "Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults." Geology **26**(8): 703-706.
- Le Dain, A. Y., P. Tapponnier and P. Molnar (1984). "Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions." Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) **89**(B1): 453-472.
- Liu, B., Y. Luo, J. Zhang, L. Gong, W. Jiang and L. Ren (2010). PS-InSAR time series analysis for measuring surface deformation before the L'Aquila earthquake. In Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2010 IEEE International: 4604-4607.
- Lu, Z., C. Wicks Jr, O. Kwoun, J. A. Power and D. Dzurisin (2005). "Surface deformation associated with the March 1996 earthquake swarm at Akutan Island, Alaska, revealed by C-band ERS and L-band JERS radar interferometry." Canadian Journal of Remote Sensing **31**(1): 7-20.
- McCaughey, J. and P. Tapponnier. (2011). "Myanmar earthquake of March 24, 2011 - magnitude 6.8." Retrieved March 8, 2011, from <http://www.earthobservatory>

.sg/media/news-and-features/295-myanmar-earthquake-of-march-24th-magnitude-68.html.

- Morley, C. K. (2002). "A tectonic model for the Tertiary evolution of strike–slip faults and rift basins in SE Asia." *Tectonophysics* **347**(4): 189-215.
- Myint, U. T., S. T. Tun, U. S. NgweKhine, U. S. Htwezaw, M. Thant and Y. M. M. Htwe (2013). Myanmar Earthquake Committee Tarlay Earthquake (6.8 Magnitude, 24 March 2011). Survey trip Pre-report.
- Okada, Y. (1985). "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space." *Bulletin of the seismological society of America* **75**(4): 1135-1154.
- Ornthammarath, T. (2012). "A note on the strong ground motion recorded during the Mw 6.8 earthquake in Myanmar on 24 March 2011." *Bulletin of Earthquake Engineering* **11**(1): 241-254.
- Ornthammarath, T., P. Warnitchai, K. Worakanchana, S. Zaman, R. Sigbjörnsson and C. G. Lai (2011). "Probabilistic seismic hazard assessment for Thailand." *Bulletin of Earthquake Engineering* **9**(2): 367-394.
- Poolcharuansin, K. (2009). Updating framework for site-specific attenuation relation of seismic ground motion in Thailand, National Graduate Institute for Policy Studies.
- Reid, H. F. (1910). *The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Investigation Commission*. Washington, D.C, Carnegie Institution of Washington. **2**.
- Rosen, P. A., S. Hensley, G. Peltzer and M. Simons (2004). "Updated repeat orbit interferometry package released." *Eos, Transactions American Geophysical Union* **85**(5): 47-47.
- Ruangrassamee, A., T. Ornthammarath and P. Lukkunaprasit (2012). Damage due to 24 March 2011 M6.8 Tarlay earthquake in northern Thailand. The 15th World Conference in Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal.
- Ryder, I., B. Parsons, T. J. Wright and G. J. Funning (2007). "Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modelling." *Geophysical Journal International* **169**(3): 1009-1027.
- Samsonov, S. V., K. F. Tiampo and J. B. Rundle (2008). "Application of DInSAR-GPS optimization for derivation of three-dimensional surface motion of the southern California region along the San Andreas fault." *Computers & Geosciences* **34**(5): 503-514.
- Satirapod, C., W. Simons, C. Promthong, S. Yousamran and I. Trisirisatayawong (2007). "Deformation of Thailand as detected by GPS measurements due to the December 26th, 2004 mega-thrust earthquake." *Survey Review* **39**(304): 109-115.

- Sun, J., Z. Shen, R. Bürgmann and X. Xu (2013). "Coseismic Slip Distribution of the 24 March 2011 Tarlay (Myanmar) Mw 6.8 Earthquake from ALOS PALSAR Interferometry." Bulletin of the Seismological Society of America **103**(5): 2928- 2936.
- Takajo, H. and T. Takahashi (1998). "Least-squares phase estimation from the phase difference." Journal of the Optical Society of America A **5**(3): 416-425.
- Takeuchi, S. and S. Yamada (2002). "Comparison of InSAR capability for land subsidence detection between C-band and L-band SAR. In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS'02." 2002 IEEE International(4): 2379-2381.
- Thatcher, W. (1993). "The earthquake cycle and its role in the long-term deformation of the continental lithosphere." Annali Di Geofisica **36**(2): 13-24.
- Toda, S., R. S. Stein, V. Sevilgen and J. Lin (2011). Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching user guide. U.S. Geological Survey open- le report 20111060: 63.
- Trisirisatayawong, I., A. Hooper and A. Aobpaet (2011). Co-seismic displacement of 24-March-2011 Mw= 6.8 Mong Hpayak (Tarlay) Earthquake, Myanmar Proceedings FRINGE Workshop ESA SP Frascati, Italy.
- Tronin, A. A. (2010). "Satellite remote sensing in seismology." A review. Remote Sensing **2**(1): 124-150.
- Tsang, L., J. A. Kong and K. H. Ding (2004). Scattering of Electromagnetic Waves, Theories and Applications. United States of America, John Wiley & Sons.
- Tun, S. T., S. T. Tun, S. N. Khaing, Y. Wang, M. Thant, N. Htay, Y. Myo, M. Htwe, T. Myint and K. Sieh (2013). Surface ruptures of the 2011 Tarlay earthquake and their relationship to the active tectonics of eastern Myanmar, in preparation.
- USGS. (2013). "1999 Izmit, Turkey Earthquake." Retrieved August 28, 2013, from <http://earthquake.usgs.gov/research/geology/turkey/index.php>.
- USGS. (2014). "Earthquakes." Retrieved 7 May, 2017, from <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/?source=sitenav>.
- Vigny, C., W. J. F. Simons, S. Abu, R. Bamphenyu, C. Satirapod, N. Choosakul, C. Subarya, A. Socquet, K. Omar, H. Z. Abidin and B. A. C. Ambrosius (2005). "Insight into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in South East Asia." Nature **436**(7048): 201-206.
- Wang, Y., Y. N. Lin, M. Simons and S. T. Tun (2013). "Shallow rupture of the 2011 Tarlay earthquake Mw 6.8, Eastern Myanmar, Bull. Seism. Soc. Am. In review." Bulletin of the Seismological Society of America 261-284.

- Wright, T. J. (2002). "Remote monitoring of the earthquake cycle using satellite radar interferometry." Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences **360**(1801): 2873-2888.
- Wright, T. J., Z. Lu and C. Wicks (2003). "Source model for the Mw 6.7, 23 October 2002, Nenana mountain earthquake (Alaska) from InSAR." Geophysical Research Letters **30**(18).
- Xiong, X., B. Shan, Y. Zheng and R. Wang (2009). "Stress transfer and its implication for earthquake hazard on the Kunlun Fault, Tibet." Tectonophysics **482**(1): 216-225.
- Zebker, H. A. and R. M. Goldstein (1986). "Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations." Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012) **91**(B5): 4993-4999.
- Zebker, H. A. and J. Villasenor (1992). "Decorrelation in interferometric radar echoes." Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on **30**(5): 950-959.
- Zhang, L., J. C. Wu, L. L. Ge, X. L. Ding and Y. L. Chen (2008). "Determining fault slip distribution of the Chi-Chi Taiwan earthquake with GPS and InSAR data using triangular dislocation elements." Journal of Geodynamics **45**(4): 163-168.
- Zhang, Y., Z. Jiang and X. Cheng (2011). Post-seismic deformation detection using permanent scatters technology for East Kunlun fault after 2001 Kokoxili earthquake. Geoinformatics, 2011 19th International Conference on, IEEE.
- Zhou, X., N. B. Chang and S. Li (2009). "Applications of SAR interferometry in earth and environmental science research." Sensors **9**(3): 1876-1912.



ภาคผนวก

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์

นางสาวปัทมา พอดี เกิดวันที่ 5 กรกฎาคม พ.ศ. 2524 ที่จังหวัดสมุทรปราการ
ประวัติการศึกษา

- สำเร็จการศึกษา หลักสูตรวิทยาศาสตรบัณฑิต(ภูมิศาสตร์) เมื่อปี พ.ศ. 2547 จาก คณะมนุษยศาสตร์และสังคมศาสตร์ มหาวิทยาลัยบูรพา

- สำเร็จการศึกษา หลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต(เทคโนโลยีภูมิศาสตร์) เมื่อปี พ.ศ. 2550 จากคณะมนุษยศาสตร์และสังคมศาสตร์ มหาวิทยาลัยบูรพา

ประวัติการทำงาน

- (พ.ศ. 2550 – ปัจจุบัน) อาจารย์สังกัดคณะภูมิสารสนเทศศาสตร์ มหาวิทยาลัยบูรพา (ชื่อเดิมคือ ภาควิชาภูมิศาสตร์ คณะมนุษยศาสตร์และสังคมศาสตร์)

ผลงานตีพิมพ์ทางวารสารวิชาการและการประชุมวิชาการระดับนานาชาติ

Phodee, P.; and Aobpaet, A. PRELIMINARY RESULTS OF POST-SEISMIC DISPLACEMENT OF 2011 Mw 6.8 TARLAY EARTHQUAKE, MYANMAR USING TIME-SERIES INSAR TECHNIQUES (2012) The 33rd Asian Conference On Remote Sensing November 26-30, 2012 Ambassador City Jomtien Hotel, Pattaya, Thailand.

ปัทมา พอดี อธิติ ตรีสิริสัตยวงศ์ และอนุเผ่า ออบแพทย์ (2557). การตรวจวัดการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกหลังแผ่นดินไหว Tarlay ขนาด Mw 6.8 ปี 2011 ด้วยเทคนิค Time-Series InSAR. วารสารสมาคมสำรวจข้อมูลระยะไกลและสารสนเทศภูมิศาสตร์แห่งประเทศไทย 15 (1):10-17.