



จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย  
ทุนวิจัย  
กองทุนรัชดาภิเษกสมโภช

รายงานวิจัย

การประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในอนาคตตามแนวรอยเลื่อน  
สะเทียงตอนกลางประเทศพม่าด้วยวิธีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิด  
แผ่นดินไหว

โดย

สันติ ภัยหลบลี้

ธันวาคม ๒๕๕๙

## กิตติกรรมประกาศ (Acknowledgement)

งานวิจัยนี้ได้รับการสนับสนุนจาก “กองทุนรัชดาภิเษกสมโภช จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ปีงบประมาณ พ.ศ. 2558 (รหัสโครงการ R/F 2558-005-03-23)” ขอขอบคุณ คณาจารย์ ภาควิชา ธรณีวิทยา ทุกท่านที่ให้การสนับสนุน คำแนะนำ ตลอดจนคำปรึกษาในเรื่องต่างๆ และ นิสิตทุกท่าน ที่ช่วยในการจัดเก็บและสังเคราะห์ข้อมูล ผู้วิจัยขอขอบคุณ คุณธีรรัตน์ ภัยหลบลี สำหรับการจัด รูปเล่มรายงานความก้าวหน้าและรายงานฉบับสมบูรณ์ นอกจากนี้ ขอขอบคุณหน่วยงาน Publication Counseling Unit (PCU) คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย สำหรับการ ตรวจสอบความถูกต้องของภาษาอังกฤษในต้นฉบับบทความวิชาการสำหรับการตีพิมพ์ในวารสาร นานาชาติ และในระหว่างการเสนอขอตีพิมพ์บทความวิชาการดังกล่าว ผู้วิจัยขอขอบคุณบรรณาธิการ และกรรมการที่ให้ข้อคิดเห็นทางวิทยาศาสตร์และทำให้งานวิจัยนี้มีความถูกต้องทางวิทยาศาสตร์มากยิ่งขึ้น

## คำนำ

รายงานนี้เป็นรายงานฉบับสมบูรณ์ของกองทุนรัชดาภิเษกสมโภช จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ประจำปีงบประมาณ พ.ศ. 2558 ภายใต้หัวข้อการวิจัยเรื่อง “การประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในอนาคตตามแนวรอยเลื่อนสะเทียง ตอนกลางประเทศพม่าด้วยวิธีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว” ซึ่งมีวัตถุประสงค์หลักเพื่อ ประเมินพื้นที่เสี่ยงที่มีโอกาสเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในอนาคต โดยอาศัยการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวที่ในปัจจุบันเป็นที่ยอมรับกันอย่างกว้างขวางว่าสัมพันธ์กับกลไกหรือกระบวนการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ โดยรูปแบบของการประเมินจะแสดงออกมาในรูปของแผนที่การกระจายตัวของค่าสถิติ  $Z$  ซึ่งมีความสำคัญและสื่อถึงภาวะเงียบสงบแผ่นดินไหว (seismic quiescence) ซึ่งมักพบก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ ซึ่งโดยรวมของการดำเนินงานวิจัยเป็นไปตามเป้าหมายที่วางไว้ทุกประการ โดยมีผลผลิตหลักคือ ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่สมบูรณ์และสื่อถึงพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวอันเนื่องมาจากกระบวนการทางธรณีแปรสัณฐาน (seismotectonic activities) อย่างแท้จริง ซึ่งเหมาะสมต่อการนำไปวิเคราะห์ในเชิงแผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติ (statistical seismology) รูปแบบต่างๆ โดยผู้วิจัยหวังเป็นอย่างยิ่งว่าข้อมูลหรือผลผลิตที่ได้จากงานวิจัยนี้จะเป็นส่วนช่วยสนับสนุนข้อมูลด้านสถานการณ์แผ่นดินไหวของกลุ่มรอยเลื่อนสะเทียง ซึ่งไม่ได้ส่งผลกระทบต่อด้านพิบัติภัยแรงสั่นสะเทือนเฉพาะภายในประเทศพม่า แต่สามารถส่งผลในระดับพิบัติภัยถึงประเทศไทยอีกด้วยด้วยเหตุนี้ผลผลิตจากงานวิจัยนี้จึงมีประโยชน์อย่างยิ่งต่อทั้งวิศวกรในการออกแบบ ควบคุมหรือกำกับดูแลการก่อสร้างเพื่อให้ต้านทานต่อแผ่นดินไหว และมีประโยชน์ต่อประชาชนทั่วไปในด้านความรู้ข้อมูลข่าวสารสถานการณ์แผ่นดินไหวของประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง

ขอแสดงความนับถือ

สันติ ภัยหลบลี้  
(หัวหน้าโครงการ)

**ชื่อโครงการวิจัย** การประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในอนาคตตามแนวรอยเลื่อนสะกายตอนกลางประเทศพม่าด้วยวิธีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว

**ชื่อผู้วิจัย** ผศ.ดร. สันติ ภัยหลบลี้

**เดือนและปีที่ทำวิจัยเสร็จ** กรกฎาคม พ.ศ. 2559

### **บทคัดย่อ**

งานวิจัยนี้มุ่งเน้นประเมินการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวที่มีนัยสำคัญต่อการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ตามมาในภายหลัง บริเวณรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางประเทศพม่า โดยใช้เทคนิคค่า  $Z$  ซึ่งหลังจากปรับปรุงคุณภาพฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีอยู่ พบว่าในบริเวณพื้นที่ศึกษามีเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด  $> 3.5$  ริกเตอร์ จำนวน 3,781 เหตุการณ์ ที่มีความสมบูรณ์และสื่อถึงพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวจากธรณีแปรสัณฐานอย่างแท้จริง และเพื่อทดสอบความสัมพันธ์ระหว่างค่า  $Z$  กับแผ่นดินไหวใหญ่ที่เกิดตามมา ผู้วิจัยได้คัดเลือกแผ่นดินไหวขนาด  $> 6.0$  ริกเตอร์ที่เคยเกิดขึ้นในอดีตจากรอยเลื่อนสะกาย จำนวน 8 เหตุการณ์เป็นกรณีศึกษาในการเปรียบเทียบตัวแปรอิสระที่เหมาะสมกับพื้นที่ศึกษา

ผลการทดสอบบ่งชี้ว่าหากใช้ตัวแปรจำนวนแผ่นดินไหว  $N = 25$  เหตุการณ์ และช่วงเวลาในการพิจารณา  $T = 2$  ปี จะพบค่า  $Z$  ที่สูงอย่างมีนัยสำคัญก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ดังกล่าว และจากการประยุกต์ตัวแปรอิสระที่สรุปข้างต้นกับฐานข้อมูลแผ่นดินไหวล่าสุดที่มีอยู่จนถึงปัจจุบัน (1995-2015) พบว่ารอยเลื่อนสะกายมีพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหว 2 พื้นที่ ได้แก่ตอนเหนือใกล้เมืองมิตจีนา (Myitkyina) ( $Z=8.0$ ) และทางตอนกลางของรอยเลื่อนสะกายบริเวณเมืองเนปีดอว์ (Naypyidaw) ( $Z=9.0$ ) ดังนั้นจากงานวิจัยนี้จึงสรุปได้ว่ารอยเลื่อนสะกายในบริเวณใกล้เมืองมิตจีนาและเนปีดอว์มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวใหญ่อีกในอนาคต

**คำสำคัญ:** ฐานข้อมูลแผ่นดินไหว, การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว, สัญญาณบอกเหตุ, รอยเลื่อนสะกาย, พม่า

**Project Title** Investigations of the Prospective Areas of the Upcoming Earthquakes along the Sagaing Fault Zone, Central Myanmar Using the Seismicity Rate Change Technique

**Name of Investigator** Associated Professor Dr. Santi Pailoplee

**Year** July 2016

**Abstract**

In this study, the seismicity rate changes that represent an earthquake precursor were investigated along the Sagaing Fault Zone (SFZ), Central Myanmar using the Z-value technique. After statistical improvement of existing seismicity data (the instrumental earthquake records), by removal of the foreshocks and aftershocks and man-made seismicity changes and standardization of the reported magnitude scales, 3,574 earthquake events with a  $M_w \geq 4.2$  reported during 1977–2015 were found to directly represent the seismotectonic activities of the SFZ. In order to find the characteristic parameters specifically suitable for the SFZ, seven known events of  $M_w \geq 6.0$  earthquakes were recognized and used for retrospective tests. As a result, utilizing the conditions of a fixed 25 earthquake events considered (N) and 2 yr time window ( $T_w$ ), a significantly high Z value was found to precede most of the  $M_w \geq 6.0$  earthquakes. Therefore, in order to evaluate the prospective areas of upcoming earthquakes, these conditions (N = 25 and  $T_w = 2$ ) were applied with the most up-to-date seismicity data of 2010–2015. The result illustrated that the vicinity of Myitkyina and Naypyidaw (Z = 4.2-5.1) cities might be subject to strong or major earthquakes in the future.

**Keywords:** Earthquake catalogue; Seismicity rate change; Z value; Precursor; Sagaing Fault Zone; Myanmar

## สารบัญ (Table of Contents)

	หน้า
<b>บทที่ 1 บทนำ (INTRODUCTION)</b>	<b>1</b>
1.1. กลุ่มรอยเลื่อนสะกายและความสำคัญ (Sagaing Fault Zone and Significance)	1
1.2. แผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (Statistical Seismology along the Sagaing Fault Zone)	6
1.3. ความสำคัญในมิติของวิธีการศึกษา (Significance of Methodology)	19
1.4. วัตถุประสงค์ของโครงการ (Objective)	20
1.5. ขอบเขตของการวิจัย (Scope of Work)	20
1.6. ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ (Outcome)	20
<b>บทที่ 2 ทฤษฎีและวิธีวิจัย (THEORY AND METHODOLOGY)</b>	<b>21</b>
2.1. การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (Seismicity Rate Change)	21
2.2. การทบทวนงานวิจัยในอดีต (Literature Reviews)	24
2.3. วิธีวิจัย (Methodology)	31
<b>บทที่ 3 ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวและความสมบูรณ์ (EARTHQUAKE CATALOGUE AND COMPLETENESS)</b>	<b>36</b>
3.1. การรวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหว (Collecting Data)	36
3.2. การปรับเทียบมาตรฐานตรวจวัดแผ่นดินไหว (Magnitude Conversion)	41
3.3. การจัดกลุ่มและการคัดเลือกแผ่นดินไหวหลัก (Earthquake Declustering)	49
3.4. กำจัดแผ่นดินไหวจากการกระทำของมนุษย์ (Man-made Seismicity)	51
<b>บทที่ 4 การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (SEISMICITY RATE CHANGE)</b>	<b>55</b>
4.1. การประเมินย้อนกลับในเชิงเวลา (Temporal Retrospective Test)	62
4.2. การประเมินย้อนกลับในเชิงพื้นที่ (Spatial Retrospective Test)	65
4.3. การประเมินพื้นที่เสี่ยงแผ่นดินไหว (Investigation of Prospective Area)	69
<b>บทที่ 5 อภิปรายและสรุปผล (DISCUSSION AND CONCLUSION)</b>	<b>70</b>
5.1. การทดสอบความสุ่มด้วยวิธีสโตคาสติก (Stochastic Test)	70
5.2. กิจกรรมและพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Earthquake Activities and Hazard)	71
<b>เอกสารอ้างอิง (References)</b>	<b>74</b>
<b>ภาคผนวก (Appendixes)</b>	<b>78</b>

## รายการตารางประกอบ (List of Tables)

		หน้า
ตาราง 1.1.	รายละเอียดเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นจากรอยเลื่อนสะกายและส่งผลกระทบด้านแรงสั่นสะเทือนถึงประเทศไทย (รวบรวมโดย Pailoplee, 2012)	4
ตาราง 1.2.	ผลการวิเคราะห์ตัวแปรแผ่นดินไหวจาก 9 โซน ตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย	7
ตาราง 1.3.	ผลการประเมินขนาดของพื้นที่ยึดติดของรอยเลื่อนดังแสดงในรูป 1.13	19
ตาราง 3.1.	ตัวอย่างรูปแบบการจัดเก็บฐานข้อมูลแผ่นดินไหว	36
ตาราง 4.1.	แผ่นดินไหวขนาด $\geq 6.0$ Mw ที่เกิดขึ้นตาม กลุ่มรอยเลื่อนสะกายในช่วง 1991-2007 และผลทางสถิติที่ประเมินได้จากผลการวิเคราะห์ค่า Z	55
ตาราง 4.2.	เงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับที่น่าสนใจ 4 เงื่อนไขจาก 100 (5 x 20) เงื่อนไข ตัวแปรที่กำหนดจะประกอบด้วยจำนวนเหตุการณ์ในรัศมี, กรอบเวลา, รัศมี และจำนวนเหตุการณ์ที่ตรงกับกรณีศึกษา	58
ตาราง 5.1.	สรุปพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวรูปแบบต่างๆ ที่วิเคราะห์ได้ตามแนวรอยเลื่อนสะกาย ณ ตำแหน่งเมืองมยทคินา และรอยเลื่อนย่อยระหว่างเมืองมณฑลเลย-เนปิตอร์ ซึ่งงานวิจัยนี้และงานวิจัยในอดีต บ่งชี้ว่ามีโอกาสเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคต (Pailoplee, in press)	73

## รายการภาพประกอบ (List of Figures)

	หน้า
รูป 1.1. (ก) แผนที่ประเทศพม่าและพื้นที่ข้างเคียงแสดงการวางตัวของรอยเลื่อนสะกาย (เส้นสีแดง) ตำแหน่งเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่สำคัญ (วงกลมทึบสีน้ำเงิน) และแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัด (วงกลมโปร่งสีฟ้า) (ข) ตัวอย่างภาพถ่ายดาวแสดงลักษณะภูมิประเทศที่เป็นแนวสันเส้นตรงของรอยเลื่อนสะกาย ตอนใต้ของเมืองมัณฑะเลย์ (ค) ลำดับเวลาการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ตามแนวรอยเลื่อนสะกาย (สันติ ภัยหลบลี้, 2557)	2
รูป 1.2. เจดีย์สำคัญในประเทศพม่าที่ได้รับผลกระทบด้านแผ่นดินไหวจากกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย	3
รูป 1.3. เหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งสำคัญที่เกิดจากกลุ่มรอยเลื่อนสะกายและส่งผลกระทบต่อด้านระดับแรงสั่นสะเทือนถึงประเทศไทย (รวบรวมโดย Pailoplee, 2012)	5
รูป 1.4. ตัวอย่างความสัมพันธ์ระหว่างขนาดแผ่นดินไหว (M) และความถี่ของการเกิดแผ่นดินไหว (Nm) โดยจากภาพสามารถคำนวณค่า $a = 6.08$ และค่า $b = 0.69$	6
รูป 1.5. พื้นที่ทางตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกายแสดงการแบ่งโซนเพื่อประเมินตัวแปรด้านพฤติกรรมการณ์เกิดแผ่นดินไหว	7
รูป 1.6. พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวของโซนต่างๆ ทางตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ประเมินจากค่า a และค่า b ดังแสดงในตาราง 1.2	8
รูป 1.7. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของ (ก) ค่า a (ข) ค่า b (ค) ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่า b และ (ง) % ความเชื่อมั่นของการประเมิน FMD	10
รูป 1.8. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบ (ก) 5 ปี (ข) 10 ปี (ค) 50 ปี และ (ง) 100 ปี ตามลำดับ	11
รูป 1.9. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 (ข) 6.0 (ค) 7.0 และ (ง) 8.0 Mw ตามลำดับ	14
รูป 1.10. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของ POE (%) ในอีก 50 ปีของแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 (ข) 6.0 (ค) 7.0 และ (ง) 8.0 Mw ตามลำดับ	15
รูป 1.11. กราฟแสดง POE ของแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดและช่วงเวลาที่ยพิจารณา ณ บริเวณเมืองสำคัญ 6 เมือง ที่ตั้งอยู่ตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางประเทศพม่า	16
รูป 1.12. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของค่า b ที่ประเมินจากชุดข้อมูลที่บันทึกได้ในช่วง (ก) 1980-2000 และ (ข) 1980-2010 ดาวสีแดง หมายถึง เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาด mb	18



- > 6.0 ซึ่งเกิดขึ้นหลังจากช่วงเวลาที่ใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวมาวิเคราะห์ในแต่ละแผนที่
- รูป 1.13. แผนที่ภาพตัดขวาง (cross section) ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของค่า  $b$  และผลการแปลความหมายพื้นที่ที่มีโอกาสเป็นพื้นที่ยึดติดของรอยเลื่อน (asperity) ในกรณี (ก)  $mb < 6.0$  และ (ข)  $mb < 6.5$  19
- รูป 2.1. ก-ข แสดงการพลอตจำนวนแผ่นดินไหว และจำนวนแผ่นดินไหวสะสมในกรณีของพื้นที่ศึกษามีอัตราการเกิดแผ่นดินไหวที่สม่ำเสมอ รูป ค-ง ดงการพลอตจำนวนแผ่นดินไหว และจำนวนแผ่นดินไหวสะสมในกรณีของพื้นที่ศึกษามีอัตราการเกิดแผ่นดินไหวเปลี่ยนแปลง (แผ่นดินไหวหายไป) ในบางช่วงเวลา 22
- รูป 2.2. แสดงระเบียบวิธีการคำนวณค่า  $Z$  โดยเส้นสีเขียว หมายถึงจำนวนแผ่นดินไหวสะสมในพื้นที่และช่วงเวลาใดๆ พื้นที่ในกรอบเส้นประสีแดง คือ ช่วงเวลาที่พิจารณาประเมินค่า  $Z$  ( $t-T_w$ ) ส่วนพื้นที่นอกกรอบ คือ พื้นที่นอกเหนือจากเส้นประสีแดง ( $t_0-t$  และ  $T_w-t_e$ ) 23
- รูป 2.3. (ก) จำนวนการเกิดแผ่นดินไหวสะสมในบริเวณจุดศูนย์กลางของเหตุการณ์แผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 8 ธันวาคม 2008 (สีฟ้า) และ 13 ธันวาคม 2008 (สีแดง) ลูกศรสีแดงคือเวลาเริ่มเกิดภาวะเงียบสงบแผ่นดินไหว 1997.8 และลูกศรสีฟ้าหมายถึงภาวะเงียบสงบเมื่อ 2001.03 สอดคล้องกับรูป ข ดาวสีฟ้าและสีแดง หมายถึงเวลาการเกิดแผ่นดินไหว (ข) การกระจายตัวเชิงพื้นที่ของค่า  $Z$  ประเมินจากข้อมูลแผ่นดินไหวในช่วง 1997.8 - 2003 โดยใช้ตัวแปรอิสระ  $T_w = 4.5$  ปี และ  $N = 70$  เหตุการณ์ ดาวสีฟ้าเป็นตัวแทนของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวของ 13 ธันวาคม 2008 (Choliaras, 2009) 24
- รูป 2.4. แผนที่ของตุรกีตะวันออกแสดงการกระจายของค่า  $Z$  ประเมินในช่วงเวลา 1997.6 กากบาท (+) หมายถึง จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\geq 5.0$  ริกเตอร์ สีแดงแสดงถึงการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (Ozturk และ Bayrak, 2009) 25
- รูป 2.5. (ก) การกระจายตัวของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวในพื้นที่ที่แสดงค่าความผิดปกติ 1 (A1 วงกลมเปิดสีแดง) และความผิดปกติ 2 (A2 วงกลมสีฟ้า) (ค และ ง) แสดงจำนวนแผ่นดินไหวสะสม (เส้นสีดำ) และค่า  $Z$  (เส้นสีน้ำเงิน) และกราฟจำนวนสะสมสมมติตามทฤษฎี (เส้นสีแดง) (Katsumata, 2011a) 26
- รูป 2.6. แผนที่ของญี่ปุ่นแสดงการกระจายตัวของค่า  $Z$  พิจารณาในช่วงเวลาที่แตกต่างกันระหว่าง 1984-1996 โดยสีแดง (ค่า  $Z$  บวก) แสดงการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (Katsumata, 2011b) ดาวสีดำแสดงจุดศูนย์กลางของแผ่นดินไหวโทโฮคุขนาด 9.0 Mw 27
- รูป 2.7. แผนที่ภาคใต้ของประเทศอิหร่านแสดงการกระจายตัวของค่า  $Z$  ดาวสีขาว หมายถึงจุดศูนย์กลางของแผ่นดินไหวที่เกิดเมื่อ ค.ศ. 2008 สีแดงหมายถึงค่า  $Z$  บวกหรือการลดลงของอัตราแผ่นดินไหวและสีฟ้าหมายถึงการเพิ่มขึ้น (Sorbi และคณะ, 2012) 28

รูป 2.8.	(ก) แสดงจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณ Coyote Lake หรือจุด A และบริเวณ Morgan Hill หรือจุด B (ข) แผนที่แสดงความผิดปกติของค่า Z ก่อนเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ Coyote Lake (ค) ภาพตัดขวางตามแนวรอยเลื่อนของแผ่นดินไหวบริเวณ Coyote Lake แสดงค่า Z ในช่วงปี 1977.1 – 1979.5 ก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่ Coyote Lake ประมาณ 2.4 ปี และสัญลักษณ์ดาวคือตำแหน่งที่เกิดแผ่นดินไหวที่ Coyote Lake	29
รูป 2.9.	(ก) ความผิดปกติของค่า Z ก่อนเกิดแผ่นดินไหว Morgan Hill (ข) ภาพตัดขวางตามแนวรอยเลื่อนบริเวณ Morgan Hill แสดงค่า Z ในช่วงปี 1981.4 – 1984.3 ก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่ Morgan Hill ประมาณ 2.9 ปี และสัญลักษณ์ดาวคือตำแหน่งที่เกิดแผ่นดินไหวที่ Morgan Hill	30
รูป 2.10.	แผนผังขั้นตอนการทำงานของโครงการตั้งแต่มารวบรวมข้อมูล เตรียมข้อมูล การทดสอบ การประเมินผลและวิธีการในการนำเสนอเป็นรูปแบบแผนที่	32
รูป 3.1.	แผนที่พื้นที่ศึกษาและข้างเคียงแสดงการกระจายตัวของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่บันทึกได้จากฐานข้อมูลที่แตกต่างกัน เส้นสีแดง คือ กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย	39
รูป 3.2.	กราฟความสัมพันธ์ระหว่างการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดและในแต่ละช่วงเวลาที่มีการรายงานโดยฐานข้อมูลแผ่นดินไหวต่างๆ (ก) IRIS บันทึกข้อมูลตั้งแต่วันที่ 1964 มีจำนวน 33,662 เหตุการณ์ และแสดงความหนาแน่นของข้อมูลขนาดแผ่นดินไหวอยู่ในช่วง 4.0-6.5 (ข) CMT เริ่มบันทึกตั้งแต่วันที่ 1977 มีข้อมูลแผ่นดินไหว 477 เหตุการณ์ ขนาดแผ่นดินไหวกระจายอยู่ในช่วง 4.6-6.0 (ค) TMD มีการรายงานข้อมูลปีเว้นปีตั้งแต่วันที่ 1998 จำนวนแผ่นดินไหว 11,996 เหตุการณ์ ขนาดแผ่นดินไหว 2.0-6.0	40
รูป 3.3.	กราฟแสดงความสัมพันธ์ของจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหว IRIS กับตัวแปรต่างๆ	41
รูป 3.4.	กราฟแสดงความสัมพันธ์ของจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหว CMT กับตัวแปรต่างๆ	42
รูป 3.5.	กราฟแสดงความสัมพันธ์ของจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหว TMD กับตัวแปรต่าง	43
รูป 3.6.	แผนที่พื้นที่ศึกษาแสดงการกระจายตัวของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่บันทึกและรายงานมาตราตรวจวัดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกัน เส้นสีแดง คือ กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย	44
รูป 3.7.	รูปแสดงตัวอย่างการวัดคลื่นแผ่นดินไหวที่แอมพลิจูดมีค่าสูงเกินกว่าขอบเขตที่เครื่องตรวจวัดสามารถบันทึกได้	45
รูป 3.8.	รูปแสดงค่าความอิมพัลส์ของขนาดแผ่นดินไหวชนิดต่างๆเมื่อเทียบกับ MW (Kagan และ Knopoff, 1980b)	45
รูป 3.9.	กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด ML-MS เพื่อใช้ในการปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน	47
รูป 3.10.	กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด ML-MB เพื่อใช้ในการปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน	47
รูป 3.11.	กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด MS-MW เพื่อใช้ในการปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน	48
รูป 3.12.	กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด MB-MW เพื่อใช้ในการ	48

- ปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน
- รูป 3.13. หลักการจำแนกเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีการรายงานซ้ำกัน จะใช้แนวคิดหรือสมมติฐานของ Gardner และ Knopoff (1974) เส้นสีแดงคือกรอบระยะทางและเวลาของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ขนาดใดๆ เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีระยะทางใกล้(ต่ำกว่าเส้นสีแดงในกราฟระยะทาง) และระยะเวลาของการเกิดแผ่นดินไหวเกิดภายใน (ต่ำกว่าเส้นสีแดงในกราฟระยะเวลา) จะถือเป็นแผ่นดินไหวกลุ่มแผ่นดินไหว (earthquake cluster) เดียวกัน 50
- รูป 3.14. จำนวนแผ่นดินไหวสะสม (ก) ขั้นตอนการเตรียมข้อมูลมี 46,135 เหตุการณ์ (ข) คัดเลือกแผ่นดินไหวหลัก มี 4,863 เหตุการณ์ และ (ค) หลังกำจัดกาแผ่นดินไหวที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์มี 3,781 เหตุการณ์ 51
- รูป 3.15. ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดและบันทึกแผ่นดินไหวตามแนวคิดของ Habermann (1983; 1987) ในแต่ละช่วงเวลาและแต่ละช่วงขนาดแผ่นดินไหว โดย O แสดงอัตราการตรวจวัดที่ลดลง ส่วน + แสดงอัตราการตรวจวัดที่เพิ่มขึ้น กรอบสีแดงคือช่วงเวลาและช่วงของขนาดแผ่นดินไหวที่ผู้วิจัยใช้ในการวิเคราะห์พฤติกรรมกาเกิดแผ่นดินไหวในขั้นตอนต่อไป 53
- รูป 4.1. แผนที่กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (เส้นทึบสีน้ำเงิน) แสดงตำแหน่งจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\geq 6.0$  Mw (ดาวสีแดง) ที่บันทึกในช่วงปี ค.ศ. 1991-2007 จำนวน 7 เหตุการณ์ที่ นำมาใช้เป็น กรณีศึกษาในการวิเคราะห์ค่า Z วงกลมโปร่งสีฟ้า หมายถึงเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ผ่านกระบวนการสังเคราะห์ข้อมูลต่างๆ ตามกระบวนการที่แสดงในบทที่ 3 เส้นสีเทาหมายถึงกลุ่มรอยเลื่อนแผ่นดินไหวที่รวบรวมและนำเสนอโดย Pailoplee และคณะ (2009) 56
- รูป 4.2. แผนที่กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (เส้นทึบสีดำ) แสดงผลการวิเคราะห์ค่า Z ในเชิงพื้นที่ โดยการใช้เงื่อนไขที่แตกต่างกัน 4 เงื่อนไขดังแสดงในตาราง 4.2 สีเขียวและสีน้ำเงิน แสดงถึงค่า Z ต่ำ ในขณะที่ สีแดงนั้นแสดงถึงค่า Z สูง ดาวสีแดงหมายถึงตำแหน่งจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่ใช้เป็นกรณีศึกษาในแต่ละเหตุการณ์ 59
- รูป 4.3. การเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาของจำนวนแผ่นดินไหวสะสม (เส้นสีดำ) ซ้อนทับด้วยค่า Z (สายสีเทา) ประเมินที่จุดศูนย์กลางการเกิดแผ่นดินไหว 5 เหตุการณ์ (ดาว) ดังแสดงในตาราง 4.1 ค่า Z ที่ประเมินว่าเป็นภาวะเสถียรสงบแผ่นดินไหวเน้นโดยแถบโปร่งใส 63
- รูป 4.4. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย แสดงการกระจายเชิงพื้นที่ของค่า Z ที่ประเมินในการศึกษาครั้งนี้ โดยช่วงเวลาของการคัดเลือกค่า Z คือช่วงเวลาประเมินไว้ในรูป 3 ดาวสีขาวบ่งชี้จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวใหญ่ที่ใช้พิจารณาในการศึกษาครั้งนี้ 66
- รูป 4.5. การกระจายเชิงพื้นที่ของค่า Z ประเมินในการศึกษาครั้งนี้ในช่วงเวลาปี ค.ศ. 2012.83 69
- รูป 5.1. ผลการวิเคราะห์โอกาสของค่า Z ระดับต่างๆ ที่จะเกิดจากการเกิดแผ่นดินไหวแบบสุ่ม ณ จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวต่างๆ ที่นำมาใช้ในการทดสอบย้อนกลับเส้นสีแดงหมายถึง ค่า Z ที่ได้จากการประเมิน 71

# บทที่ 1

## บทนำ (INTRODUCTION)

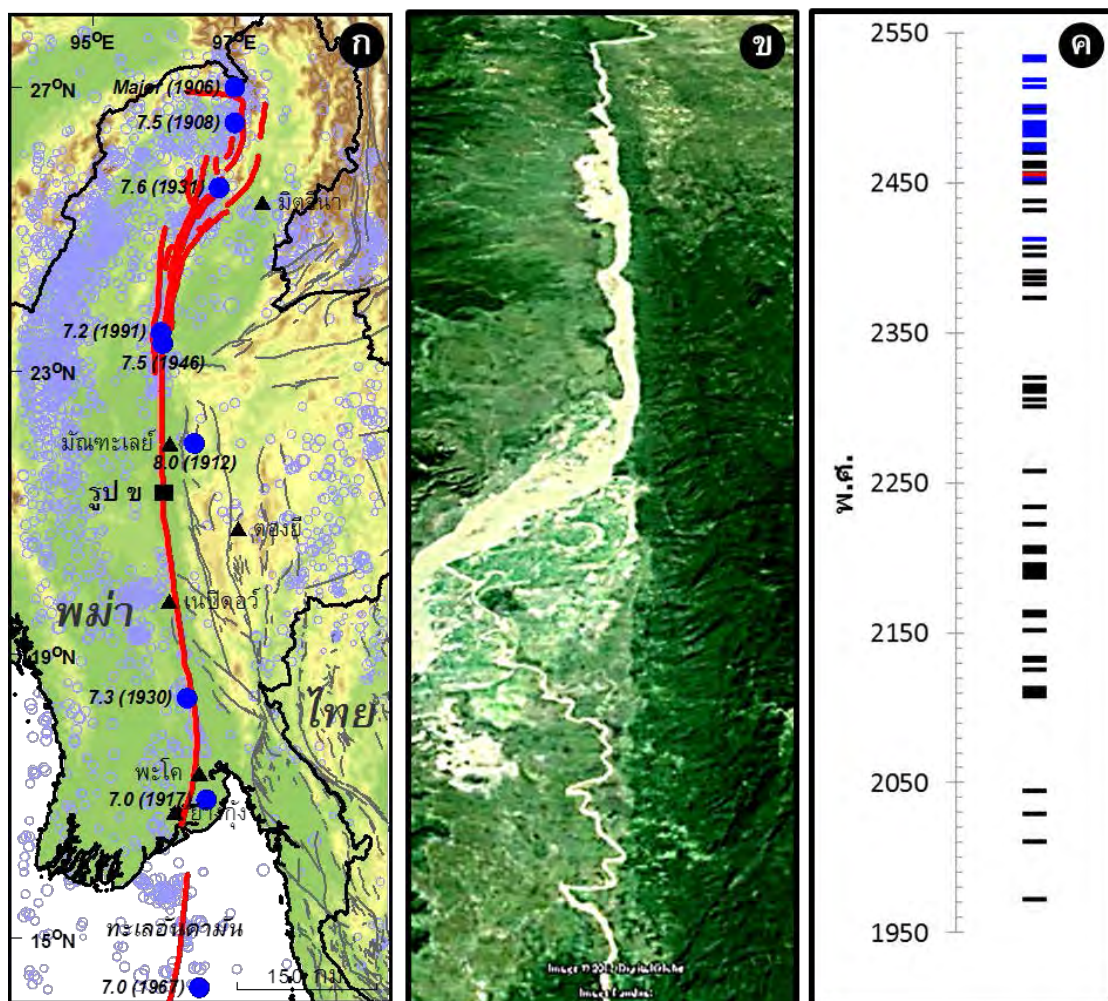
### 1.1. กลุ่มรอยเลื่อนสะกายและความสำคัญ (Sagaing Fault Zone and Significance)

กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (Sagaing Fault Zone) เป็นหนึ่งในรอยเลื่อนมีพลังที่ใหญ่และสำคัญที่สุดในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (Le Dain และคณะ, 1984) มีความยาวประมาณ 1,200 กิโลเมตร วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ผ่ากลางประเทศพม่า จากทางตอนเหนือของเมืองมิตจินา (Myitkyina) และพาดผ่านเมืองสำคัญมากมาย เช่น เมืองมันตะเลย์ (Mandalay) ตองยี (Tounggyi) เนปีดอว์ (Naypyidaw) พะโค (Bago) ย่างกุ้ง (Yangon) และต่อยาวลงไปทะเลอันดามัน (รูป 1.1ก)

ในทางธรณีแปรสัณฐาน (Tectonic Setting) นักธรณีวิทยาเชื่อว่ากลุ่มรอยเลื่อนสะกายเป็นขอบหรือรอยต่อระหว่างแผ่นเปลือกโลกย่อยในอดีต 2 แผ่น คือ แผ่นซุนดา (Sunda Plate) และแผ่นพม่า (Burma Plate) ซึ่งปัจจุบันถือเป็นส่วนหนึ่งของแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย (Eurasian Plate) (Bird, 2003; Curray, 2005) อย่างไรก็ตาม ผลจากการเคลื่อนที่ในยุคปัจจุบันของแผ่นเปลือกโลกอินเดีย (Indian Plate) เข้าชนและมุดตัวลงใต้แผ่นเปลือกโลกยูเรเชียในทิศทางตะวันออกเฉียงเหนือ โดยประมาณ ส่งผลให้กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ซึ่งเป็นรอยต่อที่ยังไม่เชื่อมประสานติดกันอย่างสมบูรณ์ เกิดการขยับและเลื่อนตัวตามไปด้วย โดยจากการกำหนดอายุของหินแปรในบริเวณเมืองโมกอก (Mogok metamorphic belt) ที่เกิดจากการเบียดและบีบอัดกันของแผ่นซุนดาและแผ่นพม่า ประกอบกับการแปลความหมายร่วมกับข้อมูลทางธรณีวิทยาอื่นๆ Searle และคณะ (2007) สรุปว่ากลุ่มรอยเลื่อนสะกายเริ่มมีการเคลื่อนที่เมื่อประมาณ 16–22 ล้านปีที่ผ่านมา

นอกจากนี้ผลจากการเก็บข้อมูลระบบระบุตำแหน่งพื้นโลก หรือ จีพีเอส (Global Positioning System, GPS) ที่ติดตั้งกระจายตัวอยู่ในพื้นที่ต่างๆ ของประเทศพม่าและข้างเคียง นักธรณีวิทยาพบว่าปัจจุบันแผ่นเปลือกโลกอินเดียเคลื่อนที่ชนแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย ด้วยอัตราเร็วประมาณ 35 มิลลิเมตร/ปี (Nielsen และคณะ, 2004) และมีการถ่ายเทแรงเค้น (stress) มาถึงกลุ่มรอยเลื่อนสะกายซึ่งอยู่ภายในแผ่นเปลือกโลกยูเรเชีย ทำให้ปัจจุบันกลุ่มรอยเลื่อนสะกายนั้นมีการเคลื่อนตัวอยู่ตลอดเวลาในรูปแบบเลื่อนเหลี่ยมข้างแบบขวาเข้า (dextral strike-slip fault) ด้วยอัตราการเคลื่อนตัวประมาณ 18 มิลลิเมตร/ปี (Socquet และคณะ, 2006)

จากการแปลความหมายภาพถ่ายดาวเทียม พบว่ากลุ่มรอยเลื่อนสะกายมีลักษณะทางธรณีสัณฐาน (geomorphology) ที่แสดงการปรับเตี้ยและเลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกอย่างเห็นได้ชัด (Le Dain และคณะ, 1984) โดยจะพบภูมิประเทศลักษณะเฉพาะที่สัมพันธ์กับการเคลื่อนตัวตลอดแนวรอยเลื่อน เช่น ฝารอยเลื่อน (fault scarp) เนินเขาขวาง (shutter ridge) หนองน้ำยุบตัว (sag pond) ทางน้ำหัวขาด (beheaded stream) และทางน้ำหักงอ (offset stream) เป็นต้น ตลอดแนวรอยเลื่อน (รูป 1.1ข) โดยหลักฐานทางภูมิประเทศเหล่านี้ ส่วนใหญ่บ่งชี้การเคลื่อนตัวของกลุ่มรอยเลื่อนสะกายแบบเหลี่ยมข้างขวาเข้า สอดคล้องกับข้อมูลการตรวจวัดการเคลื่อนตัวด้วยเครื่องมือ จีพีเอส ดังที่กล่าวในข้างต้น



รูป 1.1. (ก) แผนที่ประเทศพม่าและพื้นที่ข้างเคียงแสดงการวางตัวของรอยเลื่อนสะกาย (เส้นสีแดง) ตำแหน่งเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่สำคัญ (วงกลมทึบสีน้ำเงิน) และแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัด (วงกลมโปร่งสีฟ้า) (ข) ตัวอย่างภาพถ่ายดาวแสดงลักษณะภูมิประเทศที่เป็นแนวสันเส้นตรงของรอยเลื่อนสะกาย ตอนใต้ของเมืองมัณฑะเลย์ (ค) ลำดับเวลาการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ตามแนวรอยเลื่อนสะกาย (สันติ ภัยหลบลี้และ สัตถ์วัฒน์ สุขรังษี, 2557)

จากการรวบรวมงานวิจัยในอดีต (Milne, 1911; Chhibber, 1934; Thawbita, 1976; Zaw, 2006; Swe, 2006; Kundu และ Gahalaut, 2012) พบว่ามีการบันทึกและรายงานเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาดแผ่นดินไหว  $\geq 7.0$  ริกเตอร์ ประมาณ 70 เหตุการณ์ (รูป 1.1ค) เคยเกิดขึ้นในช่วงปี พ.ศ. 1972-2534 (562 ปี) ซึ่งในจำนวนนี้ มีประมาณ 20 เหตุการณ์ที่มีการระบุเวลาตำแหน่ง และขนาดของแผ่นดินไหวที่แน่นอน (แถบสีน้ำเงินในรูป 1.1ค) โดยแผ่นดินไหวที่มีขนาดใหญ่ที่สุดคือ แผ่นดินไหวขนาด 8.0 ริกเตอร์ เมื่อวันที่ 23 พฤษภาคม พ.ศ. 2455 (แถบสีแดงในรูป

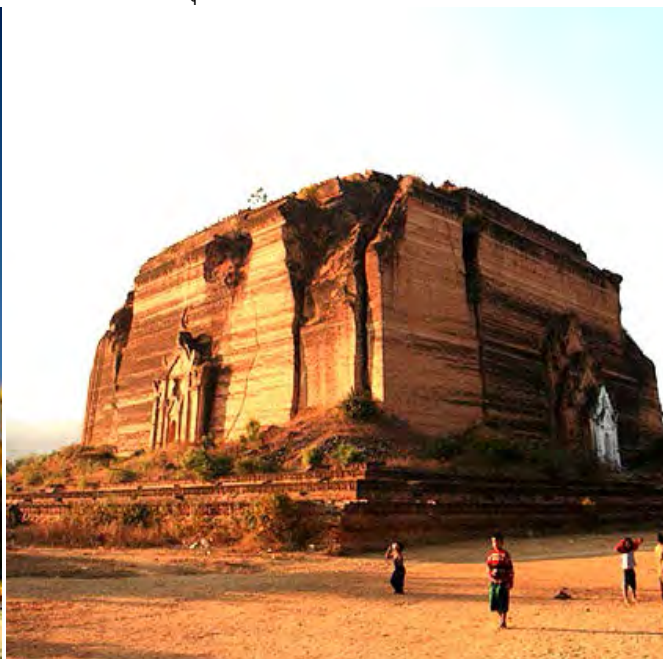
1.1ค) โดยมีจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่เมืองมัณฑะเลย์ ทางตอนเหนือของรอยเลื่อนสะกาย (Kundu และ Gahalaut, 2012)

นอกจากนี้หากสืบย้อนหลังกลับไปจากรายงานการเกิดแผ่นดินไหวหรือบันทึกทางประวัติศาสตร์ยังพบว่า กลุ่มรอยเลื่อนสะกายนั้นเคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่มากมาย และสร้างความเสียหายในระดับที่รุนแรงต่อพื้นที่ข้างเคียงอย่างเห็นได้ชัด เช่น ในกรณีของเจดีย์ชเวมอดอร์ (Shwemawdaw Pagoda) หรือที่พุทธศาสนิกชนชาวไทยเรียกว่า พระธาตุมุเตา ที่ตั้งอยู่กลางเมืองหงสาวดี เคยพังทลายจากแผ่นดินไหวครั้งใหญ่มาแล้วถึง 4 ครั้ง เช่น โดยแผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 5 กรกฎาคม พ.ศ. 2473 ทำให้ปลียอดของเจดีย์ชเวมอดอร์องค์นี้หักพังลงมา (รูป 1.2ก) หรือแม้กระทั่งเจดีย์มินกุน (Mingun Pagoda) ซึ่งเป็นเจดีย์ที่สร้างด้วยอิฐแดงที่ใหญ่และสูงที่สุดในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ก็ได้รับความเสียหายอย่างหนักจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เมืองพะโค ในปี พ.ศ. 2460 (รูป 1.2ข) เป็นต้น

(ก) ชเวมอดอร์(www.bospot.com)



(ข) มินกุน (www.atlasobscura.com)



รูป 1.2. เจดีย์สำคัญในประเทศพม่าที่ได้รับผลกระทบด้านแผ่นดินไหวจากกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย

นอกจากนี้ Wang และคณะ (2011) ได้ชุดร่องสำรวจธรณีวิทยาแผ่นดินไหวบริเวณกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย พบหลักฐานการเลื่อนตัวของตะกอนที่สัมพันธ์กับการเกิดแผ่นดินไหวอย่างน้อย 2 ครั้งในบริเวณนี้ ซึ่งผลจากการกำหนดอายุด้วยวิธีทางวิทยาศาสตร์ (ตัวอย่างถ่านด้วยวิธีคาร์บอน-14) ยืนยันว่า เหตุการณ์แรกน่าจะเกิดในช่วง พ.ศ. 1530-1700 ส่วนอีกหนึ่งเหตุการณ์สัมพันธ์กับการเกิดแผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 5 เดือนพฤษภาคม พ.ศ. 2473 (ค.ศ. 1930) ขนาด 7.3 ริกเตอร์ บริเวณเมืองย่างกุ้ง ทางตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (Chhibber, 1934)

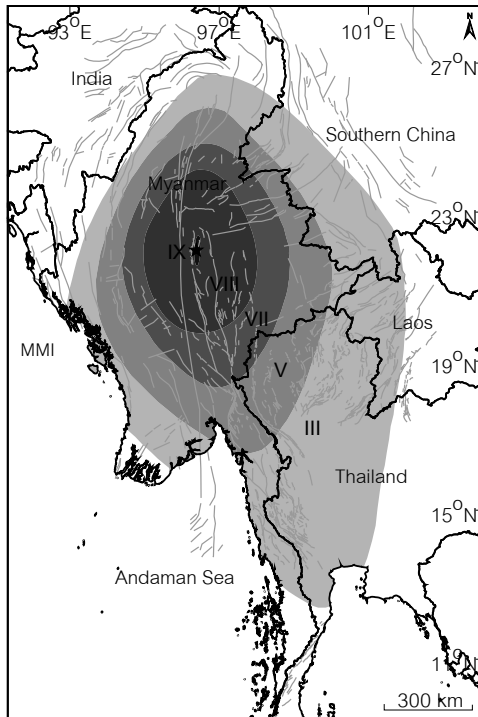
ในมุมมองของพิบัติภัยแผ่นดินไหวที่รอยเลื่อนสะกายส่งผลต่อประเทศไทย Pailoplee (2012) ได้รวบรวมแผนที่แผ่นดินไหวเท่า (Isoseismal map) ซึ่งเป็นแผนที่แสดงระดับแรงสั่นสะเทือนของพื้นที่ต่างๆ อันเนื่องมาจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นในอดีตทั้งในประเทศไทยและประเทศพม่า พบว่ามีบางส่วนที่เป็นเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นจากรอยเลื่อนสะกาย และส่งผลกระทบต่อด้านแรงสั่นสะเทือนเข้ามาถึงประเทศไทยอย่างชัดเจนประมาณ 4 เหตุการณ์สำคัญ (ตาราง 1.1 และรูป 1.3)

**ตาราง 1.1.** รายละเอียดเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นจากรอยเลื่อนสะกายและส่งผลกระทบต่อด้านแรงสั่นสะเทือนถึงประเทศไทย (รวบรวมโดย Pailoplee, 2012)

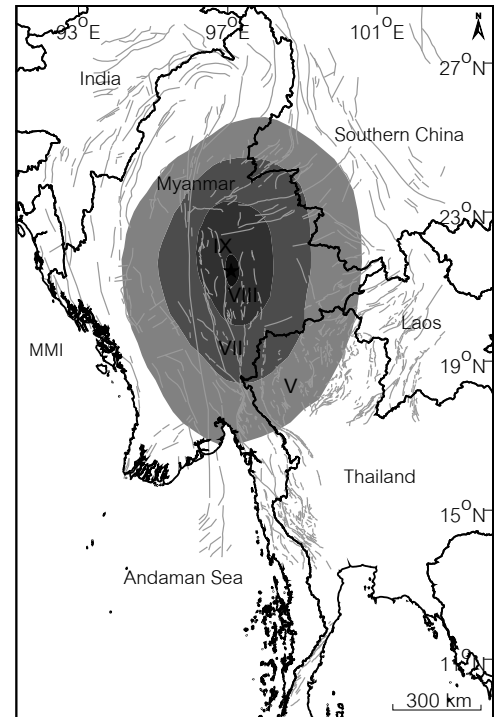
เวลาเกิดแผ่นดินไหว	ตำแหน่ง	ริกเตอร์	อ้างอิง
23 พฤษภาคม 2455	มณฑลทะเลย์	8.0	Brown (1914)
23 พฤษภาคม 2455	ตองยี	8.0	Khin และ Win (1968)
3 ธันวาคม 2473	พะโค	7.3	Brown และ Leicester (1933)
4 ธันวาคม 2473	ย่างกุ้ง	7.3	Brown และ Leicester (1933)

จากตาราง 1.1 เป็นหลักฐานยืนยันได้ว่ารอยเลื่อนสะกายมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ได้ทั้งระดับ 7.0-8.0 ริกเตอร์ ซึ่งผลจากการเกิดแผ่นดินไหวในระดับนี้ อาจส่งผลกระทบต่อด้านพิบัติภัยแผ่นดินไหวต่อประเทศไทยได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งคลื่นแผ่นดินไหวคาบยาวที่เกิดขึ้นจากแหล่งกำเนิดระยะไกลเช่นรอยเลื่อนสะกายนี้ จะเกิดการสั่นพ้อง (Resonance) และส่งผลกระทบต่อตรงกับอาคารสูงในกรุงเทพมหานคร ด้วยเหตุนี้นอกจากการติดตามและเฝ้าระวังกลุ่มรอยเลื่อนต่างๆ ที่อยู่บริเวณใกล้เคียงอย่างรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์และรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ เราควรเฝ้าระวังและศึกษาหรือประเมินโอกาสเกิดแผ่นดินไหวตามแนวรอยเลื่อนสะกาย ซึ่งมีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ และส่งผลกระทบต่อด้านแรงสั่นสะเทือนของคลื่นคาบยาวที่กระทบต่ออาคารสูงของประเทศไทย

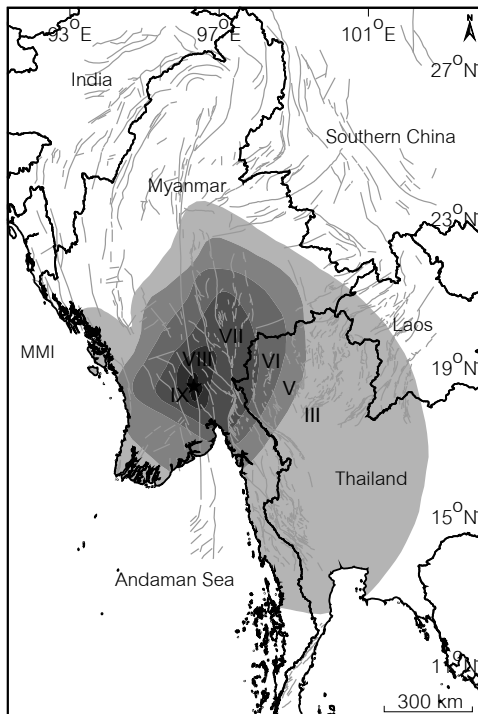
(ก) 23 พฤษภาคม พ.ศ. 2455



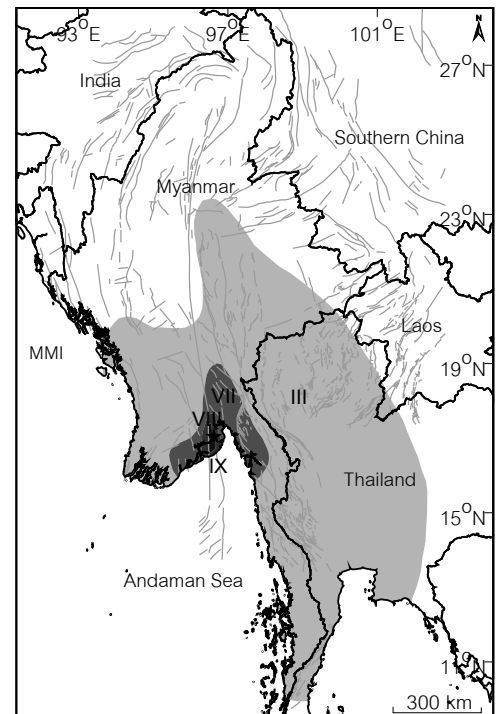
(ข) 23 พฤษภาคม พ.ศ. 2455



(ค) 3 ธันวาคม พ.ศ. 2473



(ง) 4 ธันวาคม พ.ศ. 2473



รูป 1.3. เหตุการณ์แผ่นดินไหวครั้งสำคัญที่เกิดจากกลุ่มรอยเลื่อนสะกายและส่งผลกระทบต่อระดับแรงสั่นสะเทือนถึงประเทศไทย (รวบรวมโดย Pailoplee, 2012)



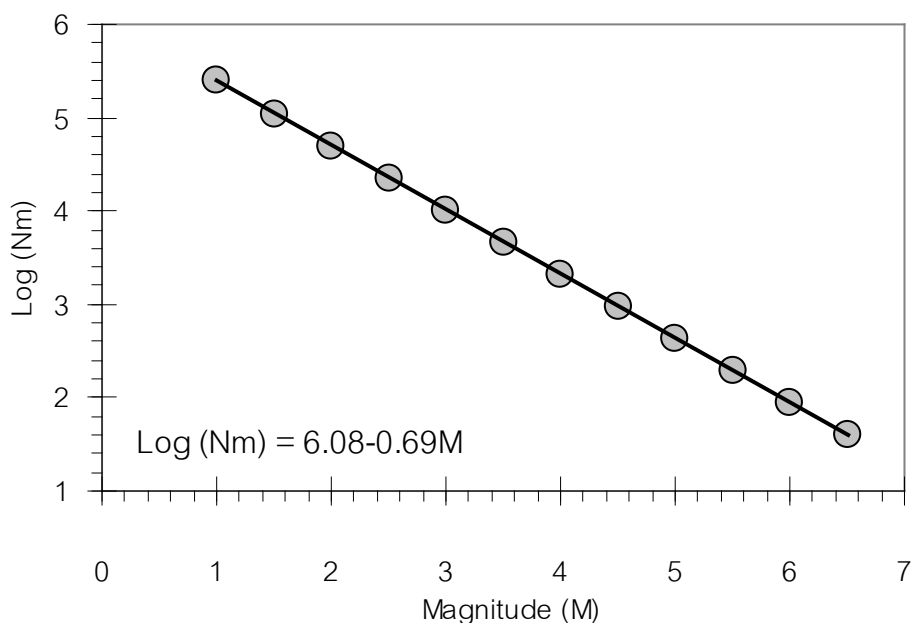
## 1.2. แผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (Statistical Seismology along the Sagaing Fault Zone)

1.2.1. Htwe, Y.M.M. and WenBin S., 2009. Gutenberg-Richter Recurrence Law to Seismicity Analysis of Southern Segment of the Sagaing Fault Zone and Its Associate Components. World Academy of Science, Engineering and Technology, 50: 1026-1029.

หลังจากที่ Ishimoto และ Iida (1939) และ Gutenberg และ Richter (1944) ค้นพบความสัมพันธ์ระหว่างความถี่ของการเกิดแผ่นดินไหวและขนาดแผ่นดินไหวในแต่ละระดับดังแสดงในสมการ (1.1) (ดูรูป 1.4 ประกอบ)

$$\log(N_m) = a - bM \quad \text{หรือ} \quad \ln(N_m) = \ln \alpha - \beta M \quad (1.1)$$

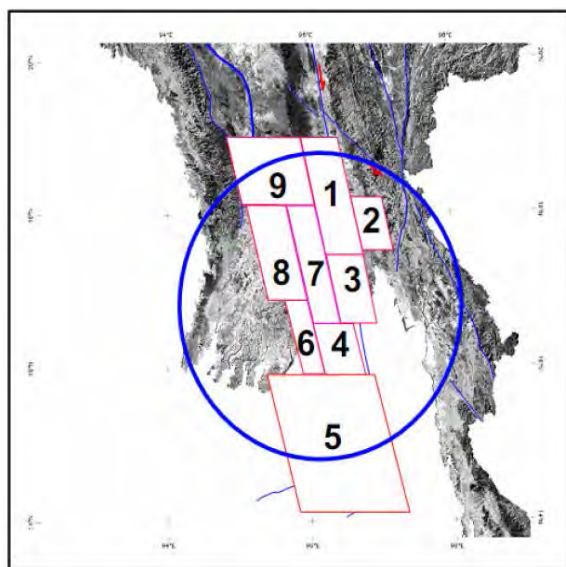
ซึ่งปัจจุบันนักแผ่นดินไหววิทยาเรียกสมการความสัมพันธ์นี้อย่างเป็นทางการว่าสมการ “การกระจายตัวความถี่-ขนาดแผ่นดินไหว (Frequency-Magnitude Distribution หรือ FMD)” โดย  $N_m$  คือ อัตราการเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\geq M$  โดย  $a$  และ  $b$  คือค่าคงที่ ซึ่งจะแตกต่างกันไปในแต่ละพื้นที่และช่วงเวลา ส่วนค่า  $\alpha$  และ  $\beta$  คือค่าคงที่และสัมพันธ์กับค่า  $a$  และ  $b$  ในรูปของ  $\alpha = \exp(a \ln(10))$  และ  $\beta = b \ln(10)$



รูป 1.4. ตัวอย่างความสัมพันธ์ระหว่างขนาดแผ่นดินไหว (M) และความถี่ของการเกิดแผ่นดินไหว ( $N_m$ ) โดยจากภาพสามารถคำนวณค่า  $a = 6.08$  และค่า  $b = 0.69$

ในทางแผ่นดินไหววิทยานั้น ค่า  $a$  (จุดตัดแกนตั้งของสมการเส้นตรง) คือ อัตราการเกิดแผ่นดินไหวโดยรวมจากทุกๆ ขนาดแผ่นดินไหว ( $\log$  ของจำนวนเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\geq 0$ ) ส่วนค่า  $b$  (ความชันของสมการเส้นตรง) คือ สัดส่วนของแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ต่อแผ่นดินไหวขนาดเล็ก (รูป 1.4) โดยทั้งค่า  $a$  และ  $b$  นั้นเป็นตัวแปรสำคัญที่สื่อถึงพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ใดๆ ได้โดยตรง

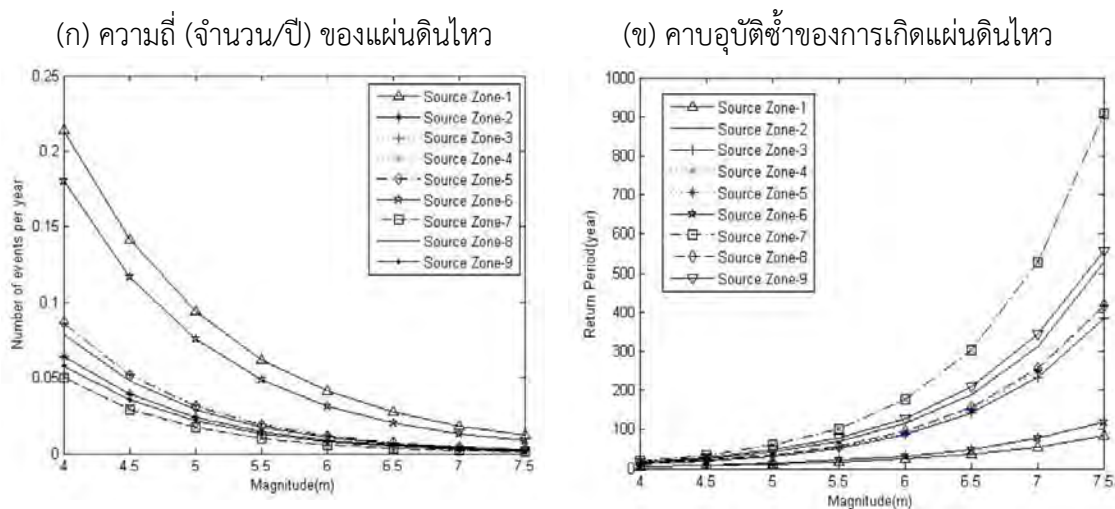
จากสมการ 1.1 ดังกล่าว Htwe และ WebBin (2009) ได้ศึกษาพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวบริเวณทางตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย โดยการใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จากเครื่องมือตรวจวัด มาวิเคราะห์ โดยในขั้นแรก Htwe และ WebBin (2009) ได้แบ่งโซนการเกิดแผ่นดินไหวบริเวณพื้นที่ศึกษาออกเป็น 9 โซน จากหลักฐานสนับสนุนทางด้านธรณีวิทยาและธรณีแปรสัณฐานในพื้นที่ (รูป 1.5) จากนั้นได้ใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่บันทึกไว้ในช่วง ค.ศ. 1975-2006 ในช่วงขนาดแผ่นดินไหว 4.0-7.5 ริกเตอร์ มาวิเคราะห์ตัวแปรพฤติกรรมแผ่นดินไหว (Gutenberg และ Richter, 1944) โดยในเบื้องต้นได้ค่า  $a$  และ ค่า  $b$  ดังแสดงในตาราง 1.2 ซึ่งผลจากการประเมินค่า  $a$  และ ค่า  $b$  ดังกล่าว Htwe และ WebBin (2009) ได้นำไปวิเคราะห์ต่อ โดยผลที่ได้แสดงอยู่ในรูปของความถี่ (จำนวน/ปี) และคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด โดยจากรูป 1.6 แสดงให้เห็นว่า โซน 1 ซึ่งอยู่บนกลุ่มรอยเลื่อนสะกายมีพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวสูงสุด ขณะที่โซน 7 มีพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวต่ำสุด เช่นในกรณีของโซน 7 คาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 ริกเตอร์นั้นประเมินได้ยาวนานประมาณ 500-600 ปี (รูป 1.6ข)



รูป 1.5. พื้นที่ทางตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย แสดงการแบ่งโซนเพื่อประเมินตัวแปรด้านพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหว

ตาราง 1.2. ผลการวิเคราะห์ตัวแปรแผ่นดินไหวจาก 9 โซน ตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย

โซน	a	b
1	0.75967	0.35759
2	0.54407	0.43422
3	0.6721	0.43422
4	0.59827	0.47369
5	0.71078	0.44345
6	0.77608	0.3799
7	0.59671	0.47369
8	0.63144	0.43422
9	0.49976	0.43422



รูป 1.6. พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวของโซนต่างๆ ทางตอนใต้ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ประเมินจากค่า a และค่า b ดังแสดงในตาราง 1.2

1.2.2. Pailoplee, S. (in press). Earthquake Activities along the Sagaing Fault Zone, Central Myanmar: Implications for Fault Segmentation. *Journal of Earth Science*: 25p.

งานวิจัยนี้ Pailoplee (in press) มุ่งเน้นศึกษาตัวแปรด้านแผ่นดินไหวแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางประเทศพม่า ซึ่งได้แก่ 1) ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด 2) คาบอุบัติซ้ำ และ 3) ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหว โดยการศึกษาวิเคราะห์จากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่ผ่านกระบวนการสังเคราะห์จนได้ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่สมบูรณ์และสื่อถึงกิจกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่อย่างแท้จริง (แผ่นดินไหวหลักที่ผ่านการแปลงมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวให้อยู่ในหน่วยเดียวกัน และตัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตาม)

ผลจากการศึกษาพบว่ากลุ่มรอยเลื่อนสะกายสามารถแยกออกเป็นรอยเลื่อนย่อยตามความแตกต่างของพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวได้ 3 รอยเลื่อนย่อย โดย 1) รอยเลื่อนย่อยระหว่างเมืองมยิทคยีนา (Myitkyina)-เมืองมันตะเลย์ (Mandalay) เป็นรอยเลื่อนย่อยที่ประเมินว่ามีพิบัติภัยแผ่นดินไหวสูงสุดในกรณีของ 2) รอยเลื่อนย่อยพระโค (Bago)-มันตะเลย์ (Mandalay) พิบัติภัยเมื่อเปรียบเทียบกับรอยเลื่อนย่อยอื่นๆ อยู่ในระดับปานกลาง และ 3) ในส่วนของรอยเลื่อนย่อยสะกายทางตอนใต้ที่ต่อยาวลงไปทะเลอันดามัน ผลการศึกษาจำแนกว่าเป็นรอยเลื่อนย่อยที่มีพิบัติภัยต่ำสุดเมื่อเทียบกับอีก 2 รอยเลื่อนย่อยที่กล่าวมาก่อนหน้านี้ โดยผลการวิเคราะห์ในรายละเอียดนั้นมีดังนี้

- พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว (Earthquake Activities) เพื่อที่จะประเมินตัวแปรด้านแผ่นดินไหวในเชิงพื้นที่ ผู้วิจัยได้แบ่งพื้นที่ย่อย  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  ตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ซึ่งในแต่ละพื้นที่ย่อยได้คัดเลือกแผ่นดินไหวที่อยู่ภายในรัศมี 110 กิโลเมตร และนำมาประเมิน FMD โดยใช้โปรแกรม ZMAP (Wiemer, 2001) ซึ่งผลจากการพิจารณาแต่ละพื้นที่ย่อย ทั้งค่า a และ b (Gutenberg และ Richter, 1944) รวมถึงส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของข้อมูลจึงถูกประเมินและจัดทำแผนที่ดังแสดงในรูป 1.7

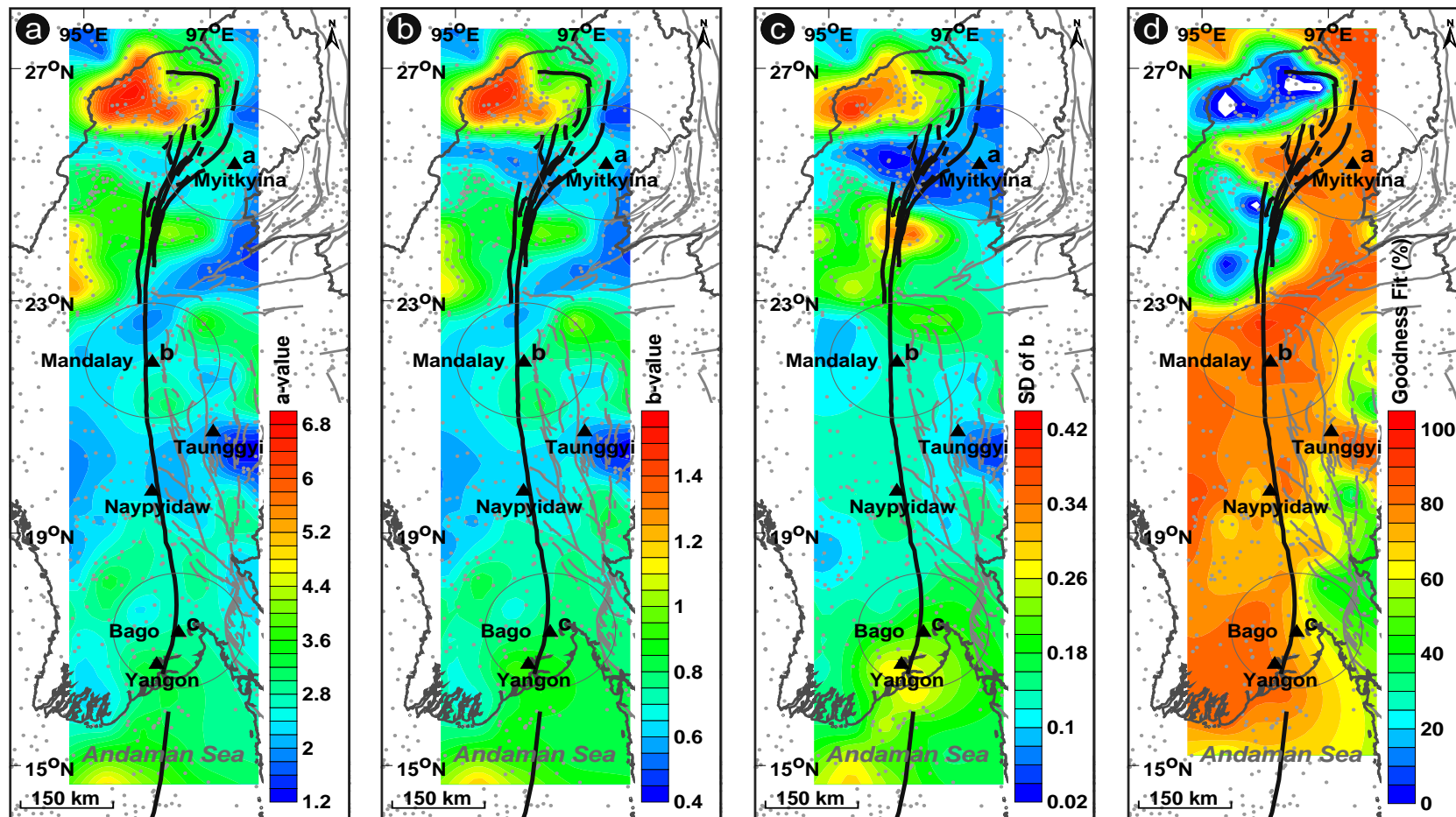
จากรูปพบว่าพื้นที่ 2 พื้นที่ที่แสดงค่า  $a$  และค่า  $b$  ที่สูงอย่างเห็นได้ชัด ได้แก่ บริเวณใกล้เคียงของ 1) เมืองมยทคินา- ภาคเหนือเมืองมณฑลและ 2) นอกชายฝั่งทะเลอันดามัน (รูป 1.7) ซึ่งในทางแผ่นดินไหววิทยา ค่า  $a$  และค่า  $b$  ที่สูง หมายถึง พฤติกรรมแผ่นดินไหวโดยรวมของพื้นที่สูงและอัตราส่วนของแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ต่อแผ่นดินไหวขนาดเล็กที่สูง ดังนั้นจึงแปลความหมายได้ว่าทั้งภาคเหนือและนอกชายฝั่งของพม่าซึ่งมีค่า  $a$  สูงนั้น เป็นพื้นที่ที่มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่สูงเมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่อื่นๆ (รูป 1.7a) และหากพิจารณาเฉพาะค่า  $b$  บ่งชี้ว่าแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะภายในช่วงเมืองมณฑล-เมืองหงสาวดีซึ่งมีค่า  $b$  ที่ต่ำกว่าพื้นที่อื่นๆ (รูป 1.7b) มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่มากกว่าพื้นที่อื่นๆ ที่แสดงค่า  $b$  ที่สูงกว่าพื้นที่ดังกล่าว

- **ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดได้ (Possible maximum magnitude of an earthquake)**

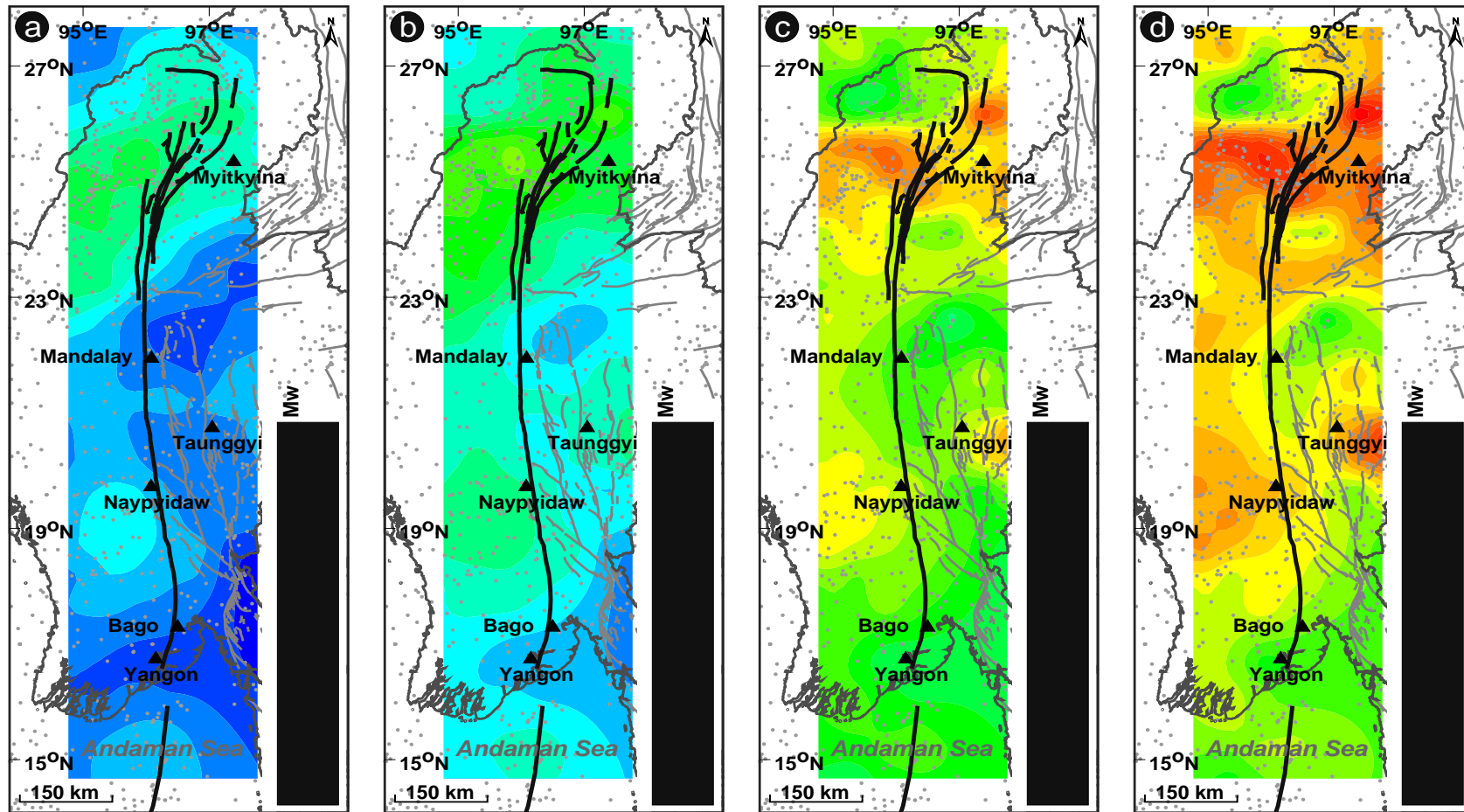
จากสมการ FMD (สมการ 1.1) ที่นำเสนอโดย Ishimoto และ Iida (1939) และ Gutenberg และ Richter (1944) นักแผ่นดินไหววิทยารุ่นต่อๆ มาได้ต่อยอดแนวคิดเพื่อนำมาประยุกต์ใช้ในการประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ต่างๆ ตัวอย่างเช่น Yadav และคณะ (2011) แปลงสมการความสัมพันธ์ FMD ให้อยู่ในรูปของสมการ (1.2) ซึ่งเป็นการนำค่าตัวแปร FMD มาวิเคราะห์ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่จะเกิดขึ้นได้ในแต่ละปีที่พิจารณา

$$u_t = \frac{\ln(\alpha t)}{\beta} \quad (1.2)$$

โดยกำหนดให้  $u_t$  คือ ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่จะเกิดขึ้นได้ในช่วงเวลา  $t$  ที่พิจารณา ซึ่งในการวิเคราะห์และจัดทำแผนที่แสดงขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่เป็นไปได้ ค่า  $a$  และ  $b$  ที่ได้จากการประเมินในขั้นตอนที่ผ่านมาดังแสดงในรูป 1.7 จะถูกเปลี่ยนไปเป็นค่า  $\alpha$  และ  $\beta$  ตามความสัมพันธ์ที่ได้เสนอในสมการ (1.1) จากนั้นขนาดแผ่นดินไหวที่เป็นไปได้สูงสุดจะถูกคำนวณตามสมการ (1.2) และจัดทำแผนที่ดังแสดงในรูป 1.8 โดยพิจารณาที่ช่วงปีต่างๆ เช่น ระยะสั้น (5 และ 10 ปี) ซึ่งมีประโยชน์สำหรับการแจ้งประชาชนถึงแนวโน้มของความเสี่ยงด้านแผ่นดินไหวในปัจจุบัน ระยะปานกลางถึงระยะยาว (50 และ 100 ปี) ซึ่งเป็นประโยชน์สำหรับการกำหนดออกแบบอาคารหรือสิ่งปลูกสร้างขนาดใหญ่ที่สำคัญ



รูป 1.7. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของ (ก) ค่า a (ข) ค่า b (ค) ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของค่า b และ (ง) % ความเชื่อมั่นของการประเมิน FMD



รูป 1.8. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบ (ก) 5 ปี (ข) 10 ปี (ค) 50 ปี และ (ง) 100 ปี ตามลำดับ

จากรูป 1.8 แสดงให้เห็นว่ากลุ่มรอยเลื่อนสะกาย แบ่งย่อยได้เป็น 3 ส่วนตามระดับพฤติกรรม ด้านแผ่นดินไหว ได้แก่ 1) เมืองมยิทคินา-ตอนเหนือของเมืองมณฑลทะเลย์ 2) เมืองมณฑลทะเลย์-เมืองหงสาวดี และ 3) นอกชายฝั่งทะเลอันดามัน ตัวอย่าง เช่น เมืองมยิทคินา-ตอนเหนือของเมืองมณฑลทะเลย์ มีโอกาสสูงในการสร้างแผ่นดินไหวได้ถึงขนาด 6.8 Mw ในอีก 50 ปีข้างหน้า ในขณะที่ในส่วนของเมืองมณฑลทะเลย์-เมืองหงสาวดี แผ่นดินไหวขนาดประมาณ 4.8-5.2 5.6-6.0 Mw อาจเกิดขึ้นในอีก 10 ปีหรือ 50 ปีข้างหน้าตามลำดับ (รูป 1.8)

- คาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหว (Return period of earthquake) เมื่อเหตุการณ์ทางธรณีวิทยาซึ่งมีการเกิดแบบสุ่ม ในทางวิทยาศาสตร์มักจะบอกค่าที่เป็นตัวแทนของความถี่ของเหตุการณ์นั้นๆ ในรูปของช่วงเวลาเฉลี่ยของการเกิดซ้ำ เรียกว่าคาบอุบัติซ้ำ (recurrence period) ตัวอย่างเช่น มีเหตุการณ์แผ่นดินไหว 7.0 เหตุการณ์เกิดขึ้นในพื้นที่ตลอดระยะเวลา 3,500 ปี สรุปร่วมว่ามีคาบอุบัติซ้ำเฉลี่ย 500 ปี ในกรณีของการวิเคราะห์คาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว ผู้วิจัยได้วิเคราะห์คาบอุบัติซ้ำของแต่ละขนาดแผ่นดินไหวได้จากสมการ (1.3) (Yadav และคณะ, 2011) โดยกำหนดให้ค่า  $T_m$  คือ คาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด  $m$  ซึ่งเป็นส่วนกลับของจำนวนหรือความถี่ของการเกิดแผ่นดินไหว  $N_m$  โดยสามารถประเมินได้จากค่า  $\alpha$  และ  $\beta$  ของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวหรือแต่ละเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก ดังที่กล่าวไปแล้วในข้างต้น

$$T_m = \frac{1}{N_m} = \frac{\exp(\beta m)}{\alpha} \quad (1.3)$$

โดยในกรณีของกลุ่มรอยเลื่อนสะกายนี้ มุ่งเน้นประเมินคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาดระหว่าง 5.0-8.0 Mw เนื่องจากแผ่นดินไหวขนาด 5.0 Mw ถือว่าเป็นแผ่นดินไหวขนาดเล็กที่สุดที่สามารถสร้างความเสียหายให้กับสิ่งปลูกสร้างได้ และกลุ่มรอยเลื่อนสะกายเคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่สุด 8.0 Mw ในวันที่ 23 พฤษภาคม 1912 (Brown, 1914) จากแผนที่คาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวที่วิเคราะห์ได้จากงานวิจัยนี้ (รูป 1.9) บ่งชี้ว่าคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด 5.0 Mw และ 8.0 Mw อยู่ที่ < 20 ปี และ 1,000 ปี ตามลำดับ ตลอดกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย แต่สำหรับคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 Mw หรือ 7.0 Mw ส่งผลให้กลุ่มรอยเลื่อนสะกายจะถูกแบ่งออกเป็น 3 ส่วนย่อย โดยแผ่นดินไหวขนาด 7.0 Mw จะเกิดขึ้นในส่วนที่อันตรายสูงของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (ระหว่างเมืองมยิทคินา-ตอนเหนือของเมืองมณฑลทะเลย์) ในทุกๆ 20-60 ปี ในขณะที่กลุ่มรอยเลื่อนสะกายระหว่างเมืองมณฑลทะเลย์-เมืองหงสาวดี แสดงคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 Mw และ 7.0 Mw อยู่ที่ประมาณ 30-50 ปี และ 150-300 ปีตามลำดับ ในทางตรงกันข้ามสำหรับกลุ่มรอยเลื่อนสะกายในส่วนนอกชายฝั่งทะเลอันดามัน ผลการประเมินคาบอุบัติซ้ำของแผ่นดินไหว ขนาด 6.0 Mw มีค่าประมาณ 60-100 ปี ซึ่งถือเป็นส่วนที่อันตรายต่ำที่สุดเมื่อเทียบกับกลุ่มรอยเลื่อนสะกายส่วนอื่น (รูป 1.9)

- ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหว (Probability of exceedance, POE)นอกจากนี้ ผู้วิจัยยังสามารถประเมินหรือแสดงพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวของแต่ละแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในรูปแบบของความน่าจะเป็น(Probabilities of Earthquake Occurrences, POE) (หน่วย %) ของการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดและปีที่พิจารณาได้ดังสมการ (1.4) (Yadav และคณะ, 2011)

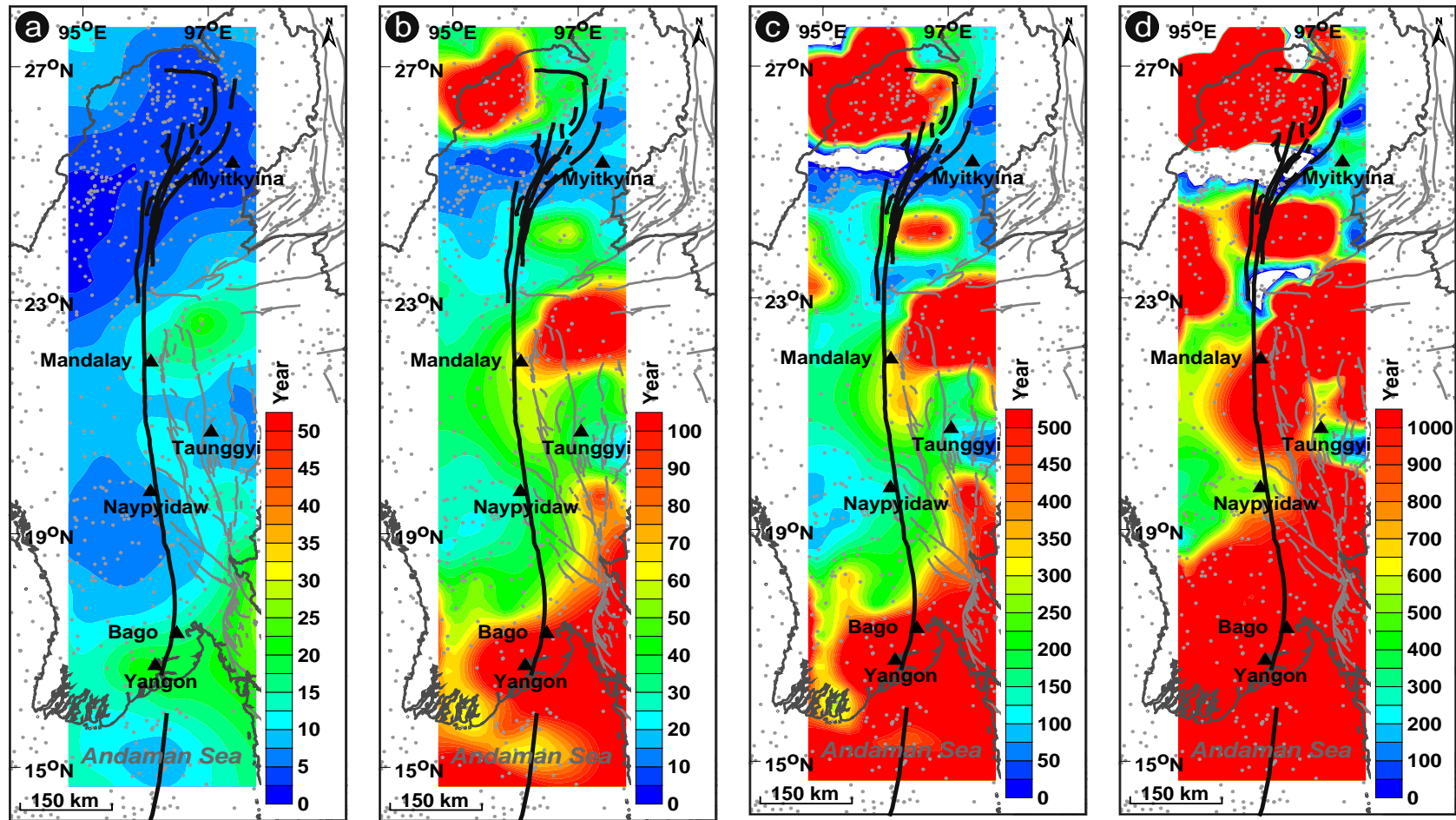
$$P_t(m) = 1 - \exp(-\alpha t \cdot \exp(-\beta m)) \quad (1.4)$$

โดยค่า  $P_t(m)$  คือ ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด  $m$  ในช่วงระยะเวลาการพิจารณา  $t$  โดยในการศึกษาวิจัยนี้ ได้ประเมิน POE ของแผ่นดินไหวขนาดระหว่าง 5.0-8.0 Mw ในอีก 50 ปีข้างหน้า ดังแสดงในรูป 1.10 บ่งชี้ว่าตลอดแนว กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย มี POE 100% ของแผ่นดินไหวขนาด 5.0 Mw แต่สามารถแบ่งออกเป็น 3 ส่วนที่แตกต่างกันตาม POE ของแผ่นดินไหว 6.0-7.0 Mw ขณะที่ POE ของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 Mw และ 7.0 Mw มีค่าระหว่าง 30-90% และ 0-50% ตามลำดับ ซึ่งในส่วนที่อันตรายสูงสุด ระหว่างเมืองมยิทคินาถึงตอนเหนือของเมืองมัณฑะเลย์ มี POE ของแผ่นดินไหวขนาด 8.0 Mw ในอีก 50 ปีข้างหน้า ประมาณ 10-30% ในขณะที่แนวรอยเลื่อนย่อยที่เหลือมี POE น้อยกว่า 10% ที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 8.0 Mw

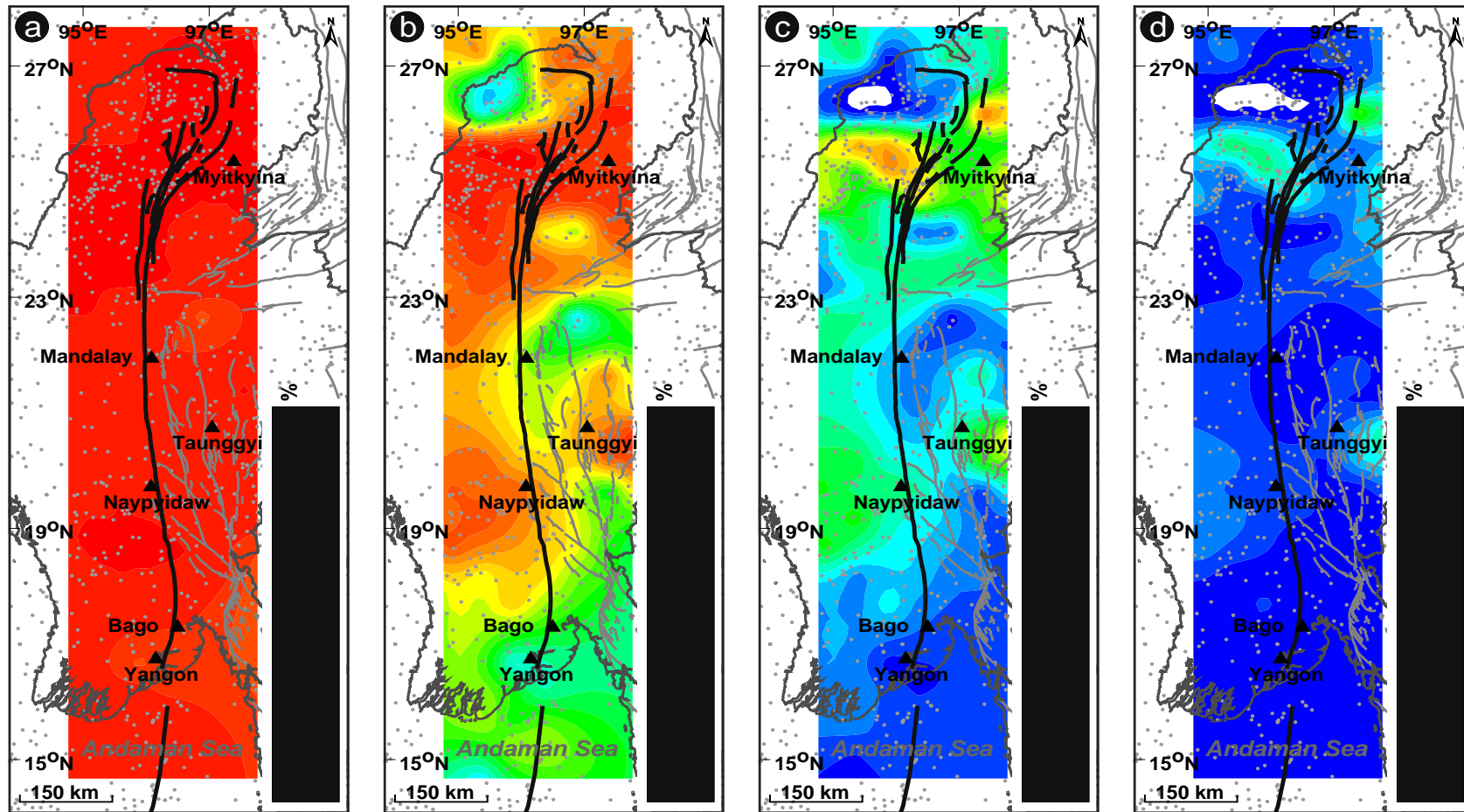
นอกจากนี้ผู้วิจัยยังได้ประเมินในรายละเอียด POE ของแผ่นดินไหวขนาด 4.0-8.0 Mw ที่มีโอกาสเกิดขึ้นในอีก 25, 50 และ 100 ปีข้างหน้า ในบริเวณเมืองใหญ่ 6 เมือง ที่ตั้งอยู่ในบริเวณใกล้กับกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (เมืองมยิทคินา, เมืองมัณฑะเลย์, เมืองตองยี, เมืองเนปีดอร์, เมืองหงสาวดี และย่างกุ้ง) ซึ่งจากรูป 1.11 แสดงว่าเมืองมิตจิงนาและเนปีดอร์ เป็นเมืองที่มีโอกาสได้รับอันตรายจากแผ่นดินไหวมากที่สุด โดยมีโอกาส 40-60% POE ที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 Mw ในอีก 50-100 ปี ในขณะที่เมืองมัณฑะเลย์และย่างกุ้ง อยู่ในพื้นที่อันตรายต่ำสุดที่มี POE น้อยกว่า 10% ที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 Mw ในอีก 100 ปี

ด้วยเหตุนี้ประเทศพม่าจึงควรมีการวางแผนรับมือป้องกันอย่างมีประสิทธิภาพ โดยเฉพาะในพื้นที่เมืองมยิทคินา (Myitkyina)-เมืองมัณฑะเลย์ (Mandalay) เพื่อให้สูญเสียภัยน้อยที่สุด หากเกิดพิบัติภัยแผ่นดินไหวขึ้นในอนาคต

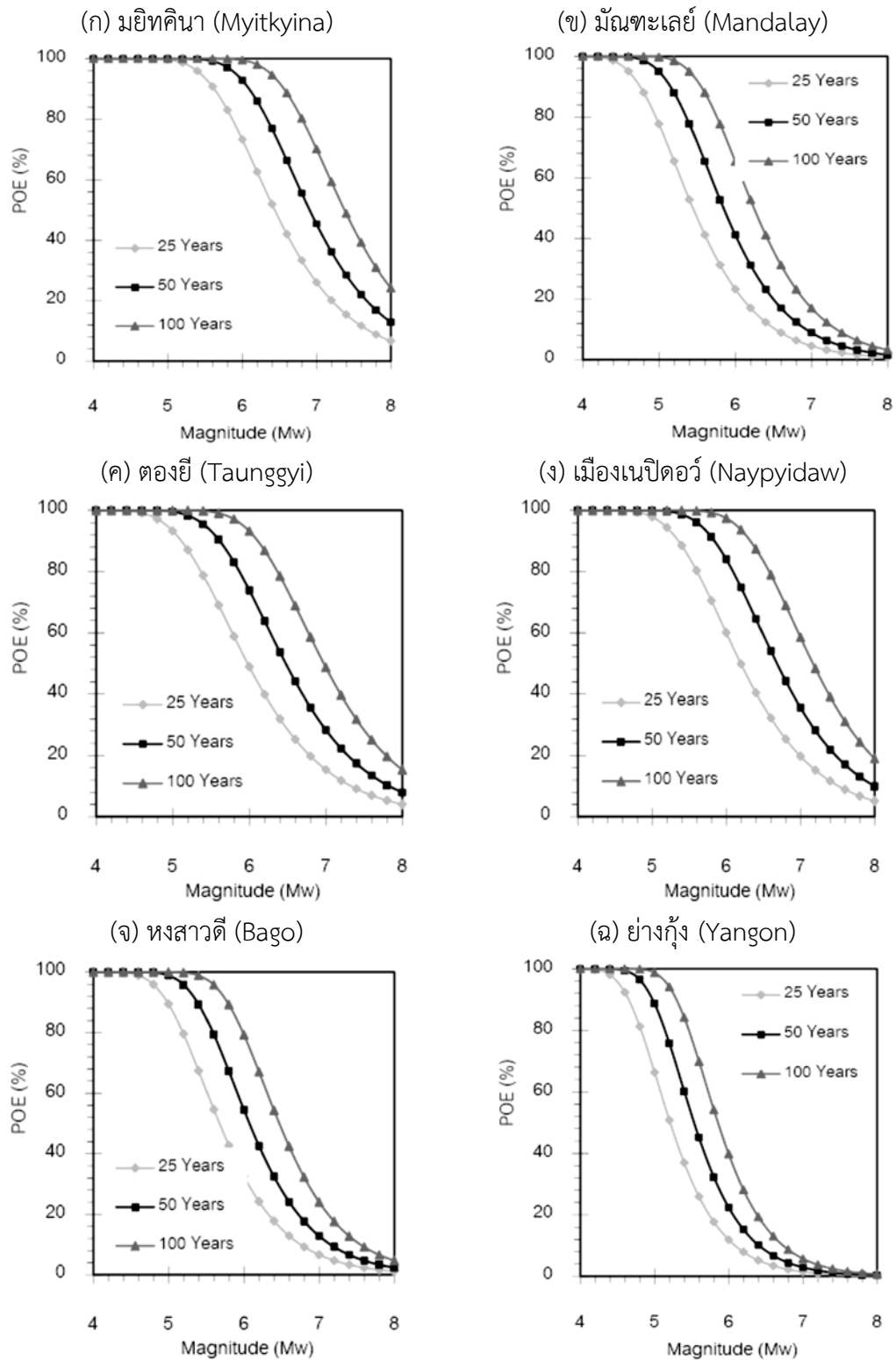




รูป 1.9. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 (ข) 6.0 (ค) 7.0 และ (ง) 8.0 Mw ตามลำดับ



รูป 1.10. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของ POE (%) ในอีก 50 ปีของแผ่นดินไหวขนาด (ก) 5.0 (ข) 6.0 (ค) 7.0 และ (ง) 8.0 Mw ตามลำดับ

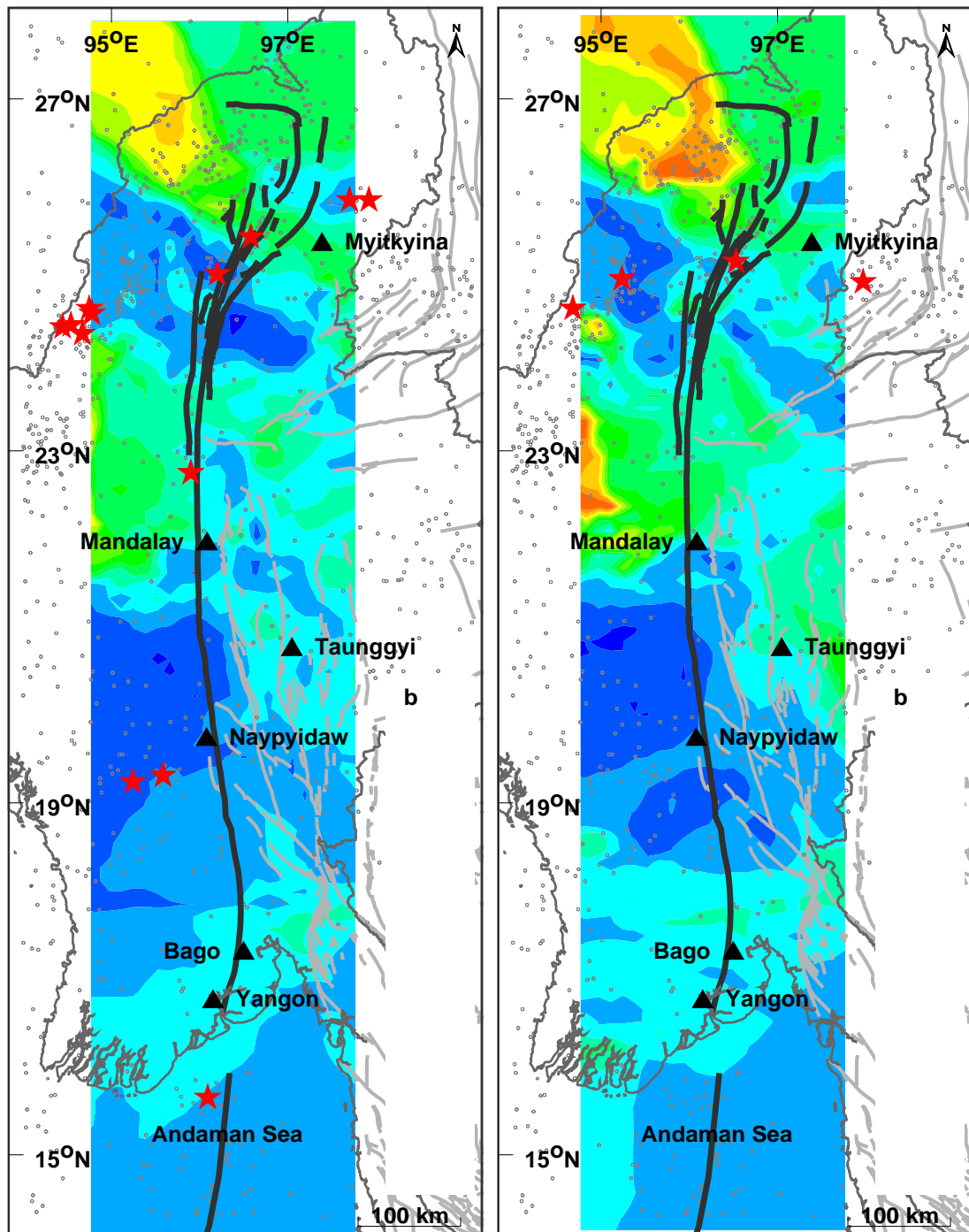


รูป 1.11. กราฟแสดง POE ของแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดและช่วงเวลาที่พิจารณา ณ บริเวณเมืองสำคัญ 6 เมือง ที่ตั้งอยู่ตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางประเทศพม่า

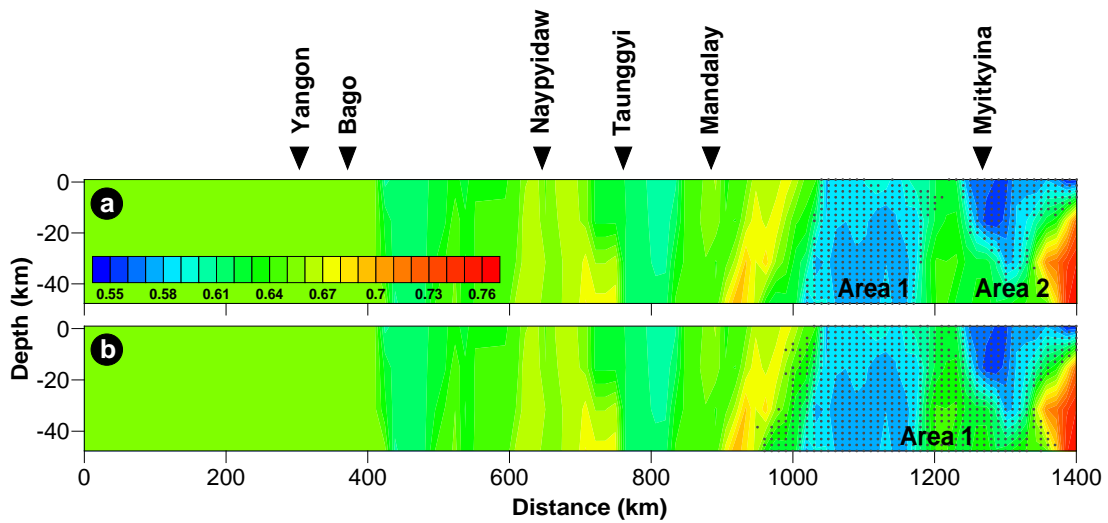
1.2.3. Pailoplee, S. (2013). Mapping Asperities along the Sagiang Fault Zone, Myanmar using b-value Anomalies. *Journal of Earthquake and Tsunami* 7(5): 1371001-1-12.

งานวิจัยนี้มุ่งเน้นประยุกต์การกระจายตัวของความผิดปกติของค่า b จากสมการความสัมพันธ์ระหว่างความถี่-ขนาดแผ่นดินไหว (สมการ 1.1) ในการประเมินหาพื้นที่ยึดติดของรอยเลื่อน (asperity) ซึ่งเป็นเขตสะสมพลังงานความเค้นและเป็นสาเหตุสำคัญที่อาจทำให้เกิดแผ่นดินไหวได้ในอนาคต ซึ่งผู้วิจัยได้สังเคราะห์ฐานข้อมูลแผ่นดินไหว (earthquake catalogue) ที่มีอยู่ให้มีนิสัยสื่อถึงพฤติกรรมของการเกิดแผ่นดินไหวตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่าอย่างแท้จริง จากนั้นได้แบ่งข้อมูลแผ่นดินไหวในอดีตเป็น 3 กลุ่มทดลอง เพื่อทดสอบความเป็นไปได้ของสมมุติฐาน ซึ่งผลที่ได้สนับสนุนบ่งชี้ว่าจากการใช้สมมุติฐานและตัวแปรนำเข้าที่เหมาะสม (รูป 1.12ก) จะสามารถประเมินพื้นที่ยึดติดของรอยเลื่อนได้ ซึ่งหลังจากนั้นได้นำสมมุติฐานที่ผ่านการประเมินแล้วมาวิเคราะห์กับฐานข้อมูลแผ่นดินไหวปัจจุบัน (ค.ศ. 1980-2010) (รูป 1.12ข) พบว่า ตลอดแนวของกลุ่มรอยเลื่อนสะกายมี 2 พื้นที่ที่มีค่า b ที่ต่ำกว่าพื้นที่ข้างเคียงอย่างเห็นได้ชัด ซึ่งอาจจะเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในอนาคต ได้แก่กลุ่มรอยเลื่อนสะกายที่พาดผ่านช่วงระหว่าง 1) เมืองเนย์ปีดอร์ -เมืองมัณฑะเลย์ (Naypyidaw-Mandalay) และ 2) พื้นที่ทางตะวันตกเฉียงใต้ของเมืองมยทคินา (Myitkyina) ทางตอนเหนือของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย

นอกจากนี้ยังได้ประเมินพื้นที่ที่มีความผิดปกติของค่า b ตามแนวขวาง (cross section) ไปตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย เพื่อยืนยันการมีอยู่จริงของค่าผิดปกติ b ที่กำหนดได้บนพื้นผิวข้างต้น (รูป 1.13) และยังเป็นกำหนดพื้นที่ยึดติดของรอยเลื่อนที่แม่นยำ โดยหากอนุমানให้พื้นที่ยึดติดมีค่า  $b \leq 0.65$  และ  $\leq 0.060$  ประเมินได้ว่ามี 3 พื้นที่รอบๆ เมืองมยทคินา ที่สามารถเป็นแหล่งกำเนิดแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวและอาจสร้างแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ได้ถึง 8.6 ริคเตอร์ (ตาราง 1.3) ดังนั้นประเทศพม่าจึงควรมีการวางแผนรับมือป้องกันอย่างมีประสิทธิภาพ เพื่อให้สูญเสียน้อยที่สุด หากเกิดพิบัติภัยแผ่นดินไหวขึ้นในอนาคต



รูป 1.12. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของค่า  $b$  ที่ประเมินจากชุดข้อมูลที่บันทึกได้ในช่วง (ก) 1980-2000 และ (ข) 1980-2010 ดาวสีแดง หมายถึง เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาด  $m_b \geq 6.0$  ซึ่งเกิดขึ้นหลังจากช่วงเวลาที่ใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวมาวิเคราะห์ในแต่ละแผนที่



รูป 1.13. แผนภาพตัดขวาง (cross section) ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่า แสดงรูปแบบการกระจายตัวของค่า  $b$  และผลการแปลความหมายพื้นที่ที่มีโอกาสเป็นพื้นที่ยึดติดของรอยเลื่อน (asperity) ในกรณี (ก)  $mb \leq 6.0$  และ (ข)  $mb \leq 6.5$

ตาราง 1.3. ผลการประเมินขนาดของพื้นที่ยึดติดของรอยเลื่อนดังแสดงในรูป 1.13

	พื้นที่ 1		พื้นที่ 2	
	ขนาดพื้นที่แตก ( $km^2$ )	Mw	ขนาดพื้นที่แตก ( $km^2$ )	Mw
ค่า $b < 6.0$	7,850	8.0	3,820	7.6
ค่า $b < 6.5$	32,430	8.6	-	-

### 1.3. ความสำคัญในมิติของวิธีการศึกษา (Significance of Methodology)

ปัจจุบันเป็นที่ยอมรับกันอย่างกว้างขวางว่าฐานข้อมูลแผ่นดินไหว (earthquake catalogue) นั้นเป็นข้อมูลที่สำคัญในการศึกษาแผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติ เพื่อวิเคราะห์พฤติกรรมและพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวในอนาคต เช่น การประเมินภาวะเงียบสงบ (seismic quiescence) ก่อนที่เกิดแผ่นดินไหวใหญ่ จากการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (seismicity rate changes) (Wyss และ Habermann, 1988; Wyss และคณะ, 2004) หรือการประเมินภาวะกระตุ้น (seismic activation) ก่อนที่เกิดแผ่นดินไหวใหญ่ด้วยระเบียบวิธีพื้นที่-เวลา-ความยาวรอยเลื่อน (Region-Time-Length, RTL Algorithm) (Huang และคณะ, 2001; Huang และ Nagao, 2002) โดยงานวิจัยส่วนใหญ่เน้นประสบความสำเร็จในการพยากรณ์แผ่นดินไหวในระดับกลาง (intermediate-term earthquake forecasting) คือ สามารถประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวที่อาจเกิดตามมาในหลักเดือนหรือ 1-10 ปีข้างหน้าได้ ดังนั้นงานวิจัยนี้จึงมุ่งเน้นที่จะศึกษาและวิเคราะห์ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวตามแนวคิดหรือวิธีดังกล่าวในข้างต้น เพื่อประโยชน์ในการวางแผนป้องกันพิบัติภัยแผ่นดินไหวอันเนื่องมาจากกลุ่มรอยเลื่อนสะกายที่อาจส่งผลกระทบต่อประเทศไทย

ซึ่งนอกจากผลการวิจัยที่ได้แล้ว งานวิจัยนี้ยังถือเป็นการเปิดแนวทางหรือองค์ความรู้รูปแบบใหม่ในการศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง ซึ่งในอดีตที่ผ่านมา นั้น แนวทางการศึกษาแผ่นดินไหวในเมืองไทย มุ่งเน้นศึกษาเพียงรอยเลื่อนมีพลัง (active fault study หรือ paleoseismology) เพียงวิธีเดียว ซึ่งผลที่ได้จะแสดงในรูปของคาบอุบัติซ้ำ หรือการเกิดแผ่นดินไหวครั้งล่าสุดในหลัก 1,000-10,000 ปี ซึ่งถือเป็นการพยากรณ์แผ่นดินไหวระยะยาว อย่างคร่าวๆ ในขณะที่การศึกษาวินิจฉัยนี้เป็นการพยากรณ์แผ่นดินไหวระยะกลาง จึงถือเป็นอีกทางเลือกการศึกษาหนึ่งที่น่าสนใจและประยุกต์ใช้ในการศึกษาวินิจฉัยด้านแผ่นดินไหวในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

#### 1.4. วัตถุประสงค์ของโครงการ (Objective)

เพื่อประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ที่อาจเกิดขึ้นในอนาคตด้วยวิธีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว และสร้างเป็นแผนที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางประเทศพม่า

#### 1.5. ขอบเขตของการวิจัย (Scope of Work)

ขอบเขตเชิงพื้นที่ของการศึกษาอยู่ที่ละติจูด  $14.08^{\circ}\text{S}$ - $28.03^{\circ}\text{N}$  และลองจิจูด  $93.83^{\circ}\text{E}$ - $99.20^{\circ}\text{E}$  (รูป 1.1) ครอบคลุมรอยเลื่อนสะกายและพื้นที่ข้างเคียงในประเทศพม่า โดยมีกรอบวิธีการศึกษาวินิจฉัยดังที่อธิบายในข้างต้น โดยใช้ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีการตรวจวัดและบันทึกได้จากเครื่องมือตรวจวัด (Instrumental earthquake records) เป็นหลัก

#### 1.6. ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ (Outcome)

แผนที่แสดงการกระจายตัวของค่าความผิดปกติของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษาจากการวิเคราะห์แผ่นดินไหวตามแนวความคิดการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว

## บทที่ 2 ทฤษฎีและวิธีวิจัย (THEORY AND METHODOLOGY)

### 2.1. การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (Seismicity Rate Change)

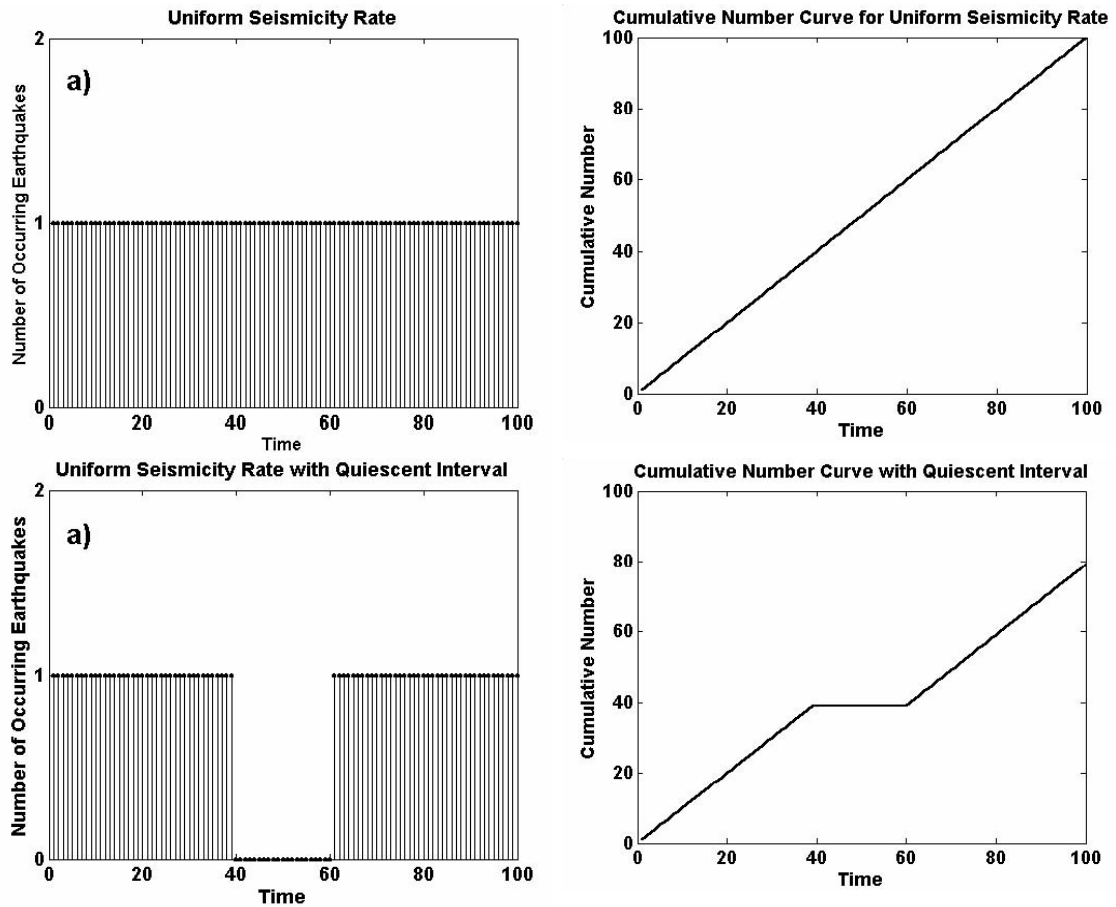
จากบทที่ 1 ในส่วนของงานวิจัยในอดีต ผู้วิจัยได้นำเสนอวิธีการนำฐานข้อมูลแผ่นดินไหวมาประยุกต์ใช้ให้เกิดประโยชน์ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวในอนาคต ซึ่งอ้างอิงจากสมการ FMD ในสมการ (1.1) (Gutenberg และ Richter, 1944) โดยอาศัยค่าคงที่  $b$  โดยเชื่อว่าหากพื้นที่ใดมีค่า  $b$  ที่ต่ำเมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่ข้างเคียง นั้นหมายถึงพื้นที่นั้นมีความเค้นสูงและมีโอกาสที่จะเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวมากกว่าพื้นที่ข้างเคียง ในบทนี้ ผู้วิจัยต้องการนำเสนอ ทฤษฎีที่แตกต่างออกไป แต่ก็นิยมใช้ในปัจจุบันในการประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวเช่นกัน

แนวคิด การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (seismicity rate change) เริ่มต้นมาจากแนวคิดช่องว่างแผ่นดินไหว (seismic gap) (ดูรูป 2.1 ประกอบ) และพัฒนามาในชั้นกานศึกษา รายละเอียดและแสดงออกมาในรูปของค่าความผิดปกติของอัตราการเกิดแผ่นดินไหว โดยนักวิจัยหลากหลายกลุ่ม (Kanamori, 1981;) นำเสนอว่าก่อนเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในระดับเดือน-ปี อัตราการเกิดแผ่นดินไหวบริเวณใกล้เคียงกับจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวจะลดลง หรือเรียกว่า **ภาวะเงียบสงบ (seismic quiescence)** (Wyss และ Habermann, 1988) ตัวอย่างเช่น Wyss และ Habermann (1988) พบว่าก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ประมาณ 15-75 เดือน แผ่นดินไหวจะเกิดลดน้อยลงจากปกติประมาณ 45-90% โดยประเมินจากกรณีศึกษาในอดีตจากแผ่นดินไหวเหตุการณ์ต่างๆ ได้แก่ แผ่นดินไหวสปีตัก (Spitak earthquake) ขนาด 7.0 ริกเตอร์ ในปี ค.ศ. 1988 แผ่นดินไหวแลนเดอร์ (Landers earthquake) ขนาด 7.5 ริกเตอร์ ในปี ค.ศ. 1992 แผ่นดินไหวฮอกไกโด-โทคาชิ โอกิ (Hokkaido-Toho-oki earthquake) ขนาด 8.3 ริกเตอร์ ในปี ค.ศ. 1994 และแผ่นดินไหวนันบู (Nanbu earthquake) ขนาด 7.3 ริกเตอร์ ใน ปีค.ศ. 1995 เป็นต้น ซึ่งการหายไปของแผ่นดินไหวอย่างผิดปกติถือเป็นสัญญาณเตือนก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ ที่มีความเป็นไปได้ที่จะนำมาใช้เป็นสัญญาณบอกเหตุ (precursor) ในการพยากรณ์การเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคตได้

เพื่อที่จะตรวจจับค่าความผิดปกติของการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ใดๆ ค่า  $Z$  ( $Z$  value) ถูกนำเสนอครั้งแรกโดย Habermann (1981; 1983) โดยใช้วิธีการทางสถิติเพื่อวิเคราะห์ลักษณะการหายไปของแผ่นดินไหวในเชิงพื้นที่และเวลา โดยกำหนดกรอบเวลา (time window) ขึ้น แล้วทำการเปรียบเทียบระหว่างอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในกรอบเวลา ( $R_w$ ) กับอัตราการเกิดแผ่นดินไหวนอกกรอบเวลา ( $R_{bg}$ ) โดยค่าที่ได้จากการเปรียบเทียบ เรียกว่าค่า  $Z$  ดังสมการ (2.1) (ดูรูป 2.2 ประกอบ)

$$Z = \frac{R_{bg} - R_w}{\sqrt{\frac{S_{bg}}{n_{bg}} + \frac{S_w}{n_w}}} \quad (2.1)$$



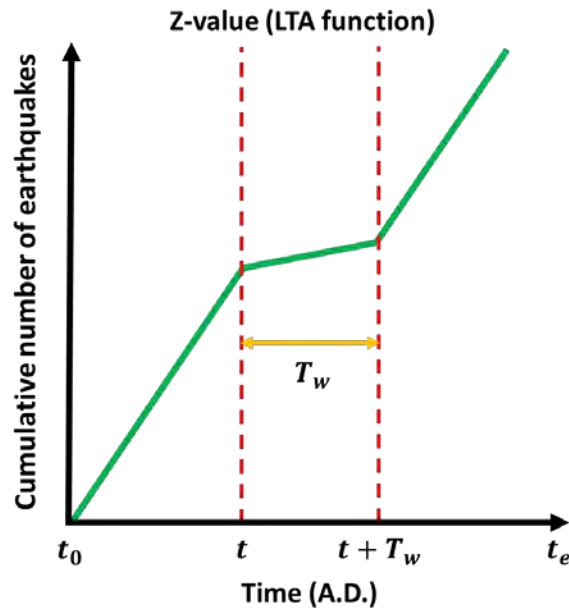


รูป 2.1. ก-ข แสดงการพล็อตจำนวนแผ่นดินไหว และจำนวนแผ่นดินไหวสะสมในกรณีของพื้นที่ศึกษามีอัตราการเกิดแผ่นดินไหวที่สม่ำเสมอ รูป ค-ง แสดงการพล็อตจำนวนแผ่นดินไหว และจำนวนแผ่นดินไหวสะสมในกรณีของพื้นที่ศึกษามีอัตราการเกิดแผ่นดินไหวเปลี่ยนแปลง (แผ่นดินไหวหายไป) ในบางช่วงเวลา

ผลการคำนวณค่า  $z$  จะเหมือนกับการแปลความหมายในรูปแบบของความสัมพันธ์ ในรูปแบบของจำนวนของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานในกราฟการกระจายตัวความน่าจะเป็นแบบปกติ (เช่น ค่า  $Z = 1.64$  มีความสำคัญ 90% ค่า  $Z = 1.96$  มีความสำคัญ 95 % และค่า  $Z = 2.57$  ความสำคัญ 99 %) โดยที่ตัวแปรต่างๆ คือ

- $R_1$  = อัตราการเกิดแผ่นดินไหวในกลุ่มข้อมูลนอกเหนือจากช่วงเวลาที่เราสงสัย  
 $R_2$  = อัตราการเกิดแผ่นดินไหวในในช่วงเวลาที่เราสงสัย  
 $S_1$  = ความแปรปรวนของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในกลุ่มข้อมูลนอกเหนือจากช่วงเวลาที่เราสงสัย  
 $S_2$  = ความแปรปรวนของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในในช่วงเวลาที่เราสงสัย

- $n_1$  = จำนวนแผ่นดินไหวในกลุ่มข้อมูลทั้งหมดนอกเหนือจากช่วงเวลาที่เราสงสัย  
 $n_2$  = จำนวนแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นในช่วงเวลาที่เราสงสัย

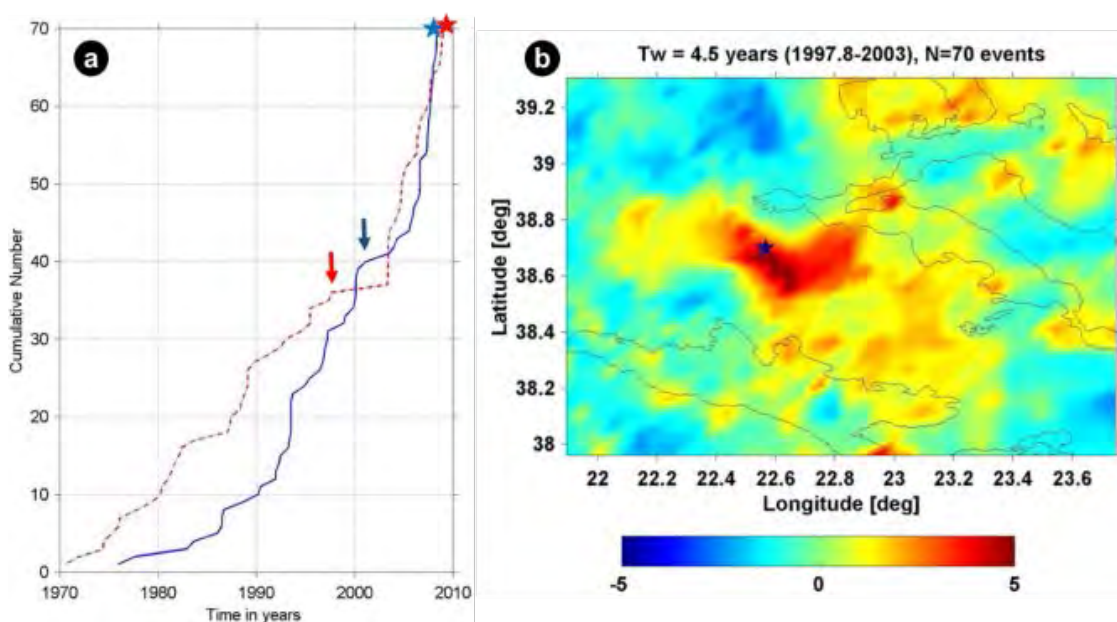


รูป 2.2. แสดงระเบียบวิธีการคำนวณค่า  $Z$  โดยเส้นสีเขียว หมายถึงจำนวนแผ่นดินไหวสะสมในพื้นที่ และช่วงเวลาใดๆ พื้นที่ในกรอบเส้นประสีแดง คือ ช่วงเวลาที่พิจารณาประเมินค่า  $Z$  ( $t - Tw$ ) ส่วนพื้นที่นอกกรอบ คือ พื้นที่นอกเหนือจากเส้นประสีแดง ( $t_0 - t$  และ  $Tw - t_e$ )

จากสมการ (2.1) จะเห็นว่าค่า  $Z$  คำนวณจากอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในกลุ่มข้อมูล นอกเหนือจากในช่วงเวลาที่เราสงสัยด้วยอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในช่วงเวลาที่เราสงสัยแล้วหารด้วยความแปรปรวนของข้อมูลทั้งหมด ซึ่งถ้าค่า  $Z$  เป็นบวกแสดงว่า อัตราการเกิดแผ่นดินไหวในช่วงเวลาที่เราสงสัยต่ำกว่าอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในช่วงเวลาอื่นๆ ซึ่งมักจะพบก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ และถ้าค่า  $Z$  เป็นลบแสดงว่าอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในช่วงเวลาที่เราสงสัยสูงกว่าอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในช่วงเวลาอื่นๆ

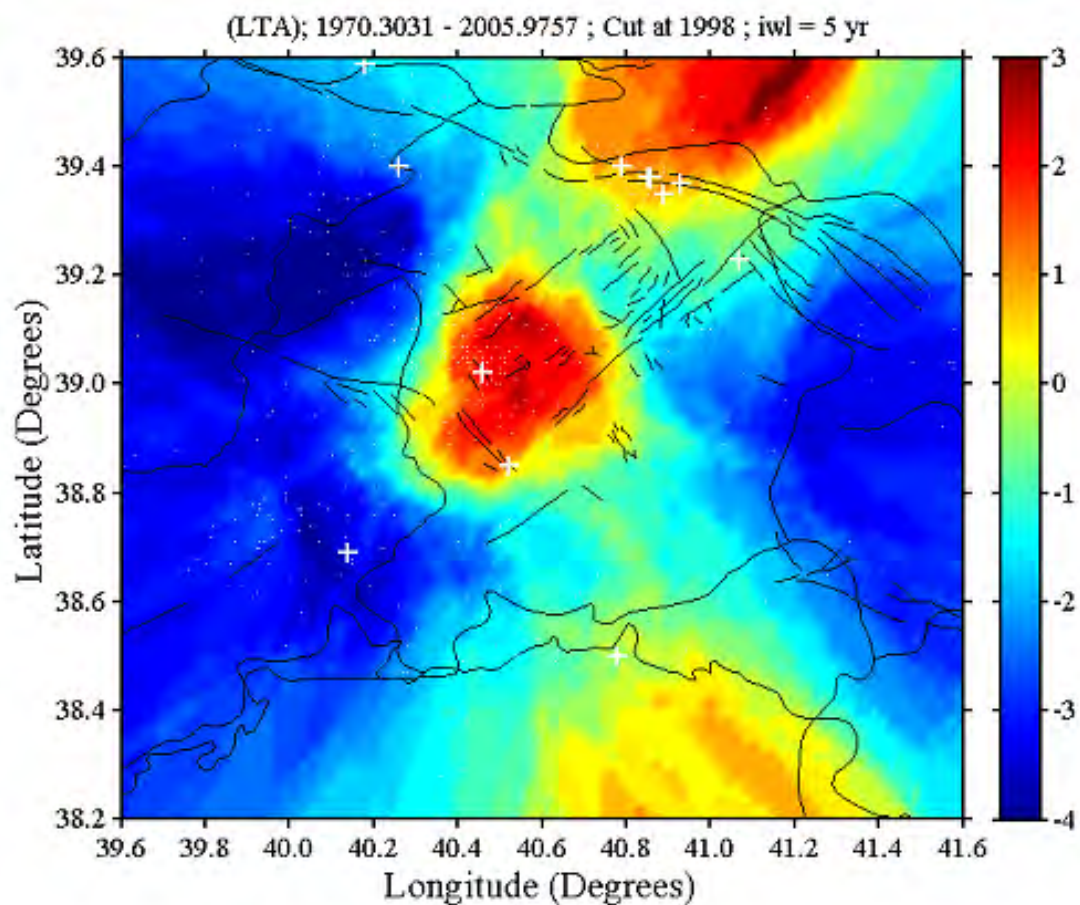
## 2.2. การทบทวนงานวิจัยในอดีต (Literature Reviews)

Chouliaras (2009) ศึกษาการหายไปของแผ่นดินไหวก่อนเกิดแผ่นดินไหว 6.4 ริกเตอร์ ทางตะวันตกของประเทศกรีซ เมื่อปี ค.ศ. 2008 โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวจากฐานข้อมูล Institute of Geodynamics of the National Observatory of Athens (NOA-IG) จำนวน 64,344 นำมาวิเคราะห์ค่า  $Z$  ใช้กรอบเวลา 2.5 ปี และจำนวนแผ่นดินไหวที่ใช้คือ 70 เหตุการณ์ พบว่ามีการขาดหายของแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี ค.ศ. 2001 (ก่อนเกิดแผ่นดินไหว 6.4 ริกเตอร์ 7 ปี) โดยสังเกตจากค่า  $Z$  มีค่าสูงสุดคือ +6.0 (รูป 2.3)



รูป 2.3. (ก) จำนวนการเกิดแผ่นดินไหวสะสมในบริเวณจุดศูนย์กลางของเหตุการณ์แผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 8 ธันวาคม 2008 (สีฟ้า) และ 13 ธันวาคม 2008 (สีแดง) ลูกศรสีแดงคือเวลาเริ่มเกิดภาวะเงียบสงบแผ่นดินไหว 1997.8 และลูกศรสีฟ้าหมายถึงภาวะเงียบสงบเมื่อ 2001.03 สอดคล้องกับรูป ข ดาวสีฟ้าและสีแดงหมายถึงเวลาการเกิดแผ่นดินไหว (ข) การกระจายตัวเชิงพื้นที่ของค่า  $Z$  ประเมินจากข้อมูลแผ่นดินไหวในช่วง 1997.8 - 2003 โดยใช้ตัวแปรอิสระ  $T_w = 4.5$  ปี และ  $N = 70$  เหตุการณ์ ดาวสีฟ้าเป็นตัวแทนของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวของ 13 ธันวาคม 2008 (Chouliaras, 2009)

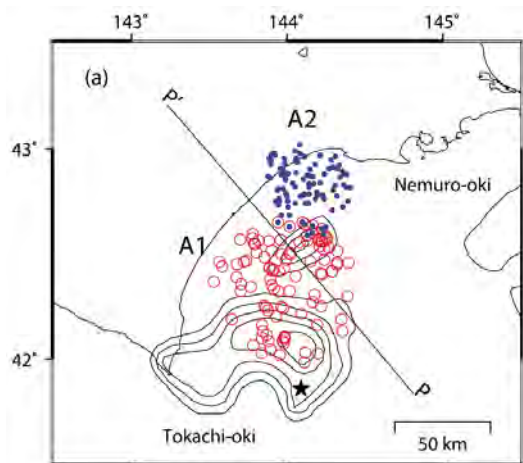
Ozturk และ Bayrak (2009) ศึกษาการหายไปของแผ่นดินไหวก่อนเกิดแผ่นดินไหว 6.4 ริกเตอร์ ในประเทศตุรกี โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวจากฐานข้อมูล Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) จำนวน 522 เหตุการณ์ เพื่อวิเคราะห์ค่า  $Z$  โดยใช้กรอบเวลา 5 ปี และจำนวนแผ่นดินไหวที่นำมาใช้คำนวณในแต่ละจุดศึกษาคือ 50 เหตุการณ์ Ozturk และ Bayrak (2009) พบว่าเริ่มมีการหายไปของแผ่นดินไหวห่างจากจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว 8 กิโลเมตร ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1997 โดยสังเกตจากค่า  $Z$  มีค่าสูงสุดคือ +2.5 และหลังจากนั้น 6 ปีจึงเกิดแผ่นดินไหว 6.4 ริกเตอร์ ตามมาในบริเวณดังกล่าว (รูป 2.4)



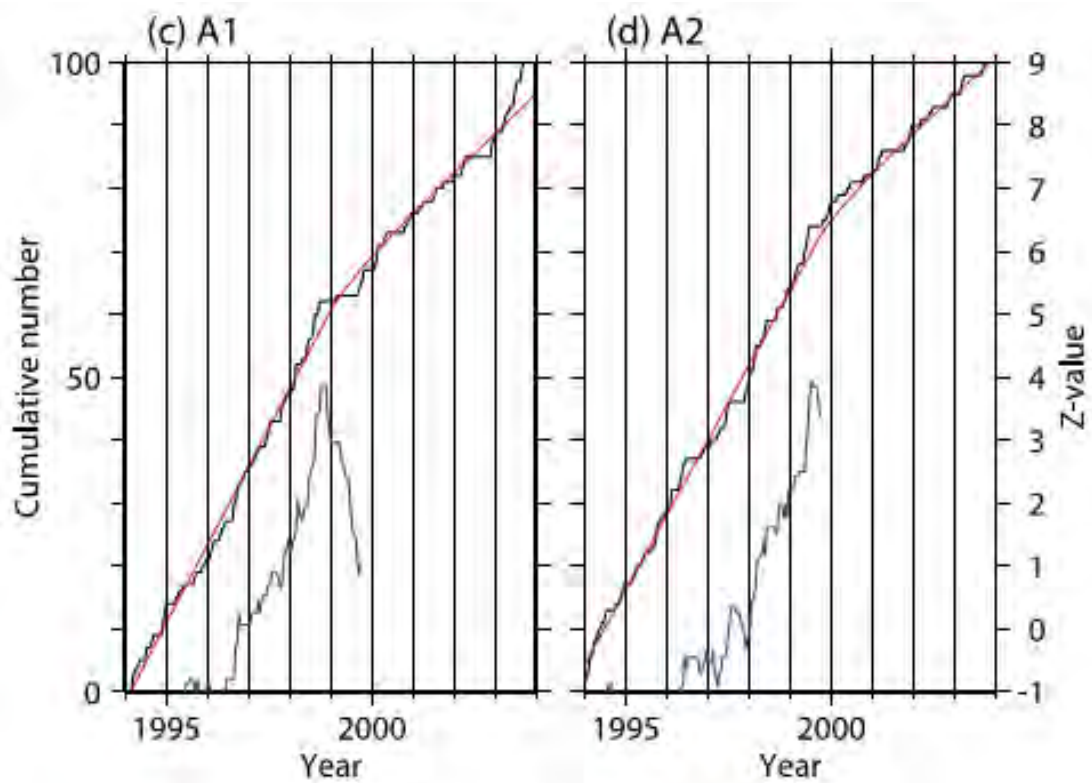
รูป 2.4. แผนที่ของตริกทีะวันออกแสดงการกระจายของค่า Z ประเมินในช่วงเวลา 1997.6 กากบาท (+) หมายถึง จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\geq 5.0$  ริกเตอร์ สีแดงแสดงถึงการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (Ozturk และ Bayrak, 2009)

Rudolf-Navarro และคณะ (2010) ศึกษาการหายไปของแผ่นดินไหวก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่บริเวณชายฝั่งแปซิฟิกของประเทศเม็กซิโก โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวจากฐานข้อมูลของประเทศเม็กซิโก พบว่าก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในบริเวณชายฝั่งแปซิฟิกของประเทศเม็กซิโก จะมีการหายไปของแผ่นดินไหวเกิดขึ้นเสมอ โดยสังเกตจากจำนวนแผ่นดินไหวสะสมในแต่ละช่วงเวลาจะลดลงอย่างผิดปกติ

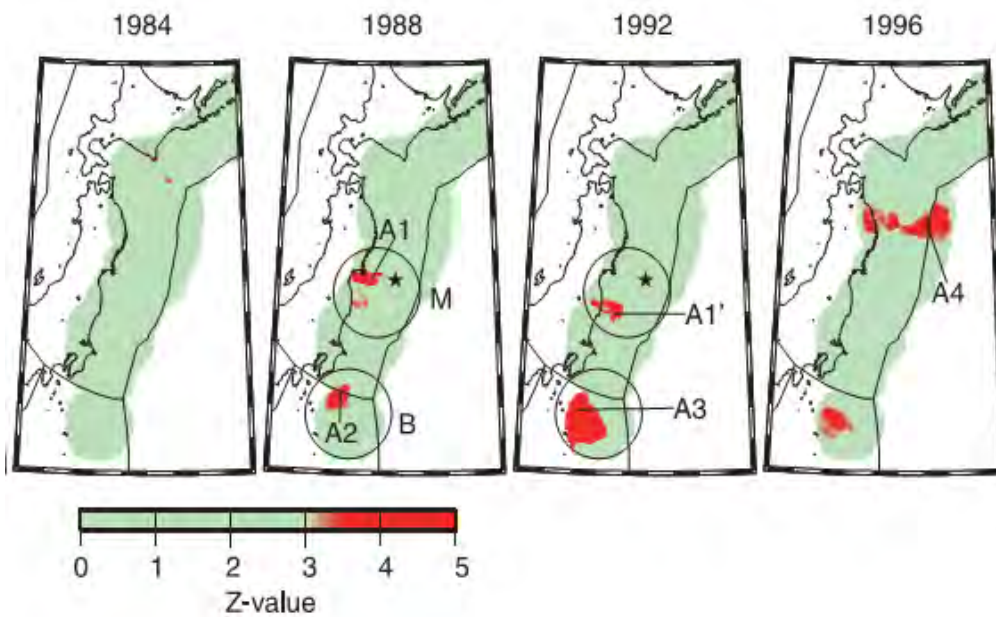
Katsumata (2011a) ศึกษาการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวก่อนเกิดแผ่นดินไหวขนาด 8.3 ริกเตอร์ บริเวณเมืองโทคาชิ โอกิ ประเทศญี่ปุ่น เมื่อปี ค.ศ. 2003 โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่บันทึกไว้ในช่วงปี ค.ศ. 1994-2003 จำนวน 2,000 เหตุการณ์ มาวิเคราะห์ทางสถิติด้วยวิธีค่า Z พบว่าเริ่มมีการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างมีนัยสำคัญ 2 บริเวณใกล้จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี ค.ศ. 1999 (รูป 2.5) โดยสังเกตจากค่า Z มีค่าสูงสุดคือ +3.9 และ +4.0 และหลังจากนั้นประมาณ 5 ปีก็เกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ตามมาในบริเวณดังกล่าว



รูป 2.5. (ก) การกระจายตัวของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวในพื้นที่ที่แสดงค่าความผิดปกติ 1 (A1 วงกลมเปิดสีแดง) และความผิดปกติ 2 (A2 วงกลมสีฟ้า) (ค และ ง) แสดงจำนวนแผ่นดินไหวสะสม (เส้นสีดำ) และค่า  $Z$  (เส้นสีน้ำเงิน) และกราฟจำนวนสะสมสมมติตามทฤษฎี (เส้นสีแดง) (Katsumata, 2011a)



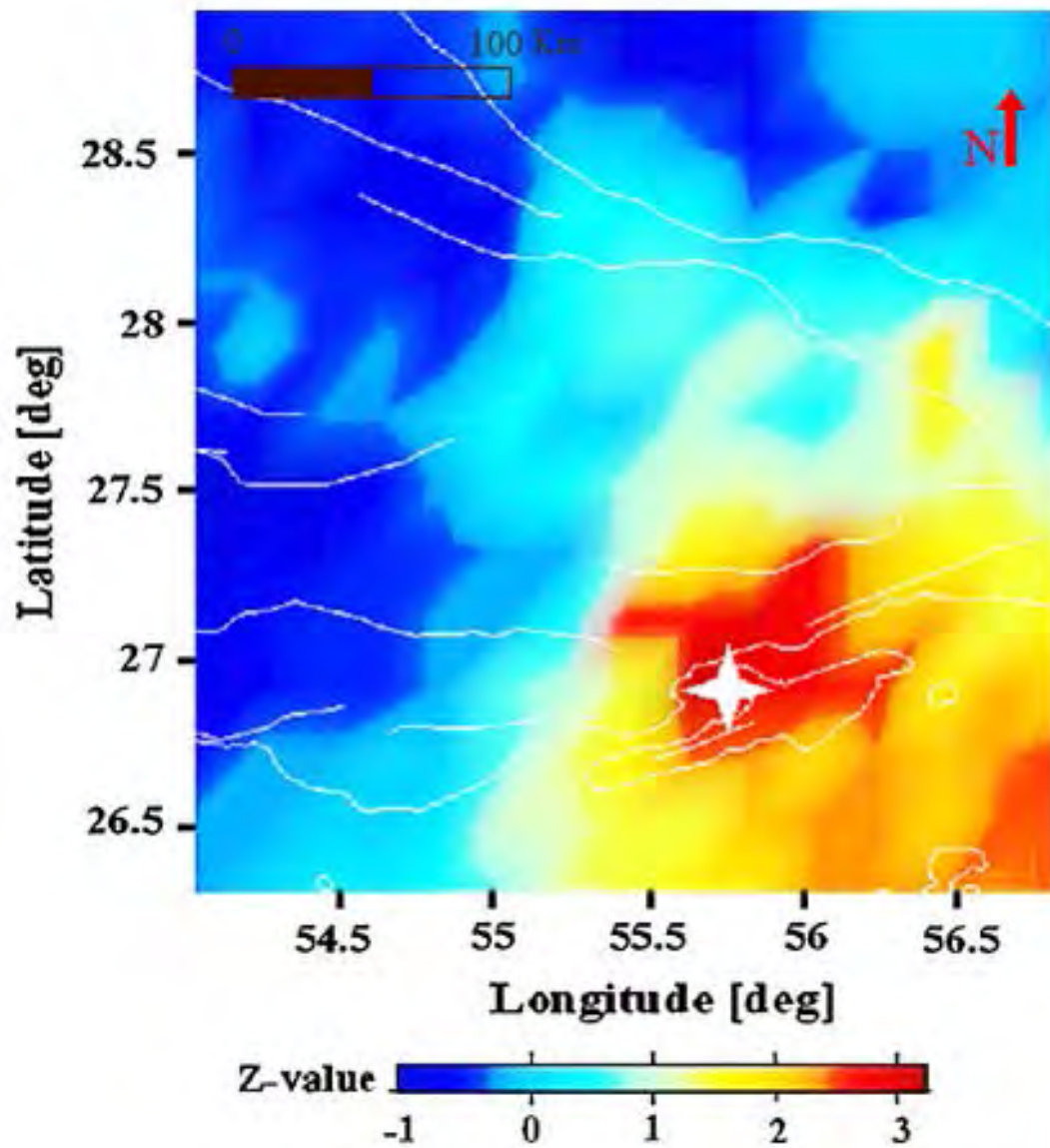
Katsumata (2011b) ศึกษาการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวก่อนเกิดแผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริคเตอร์ บริเวณชายฝั่งแปซิฟิกของประเทศญี่ปุ่น เมื่อปี ค.ศ. 2011 โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่บันทึกไว้ในช่วงปี ค.ศ. 1965-2010 จำนวน 5,770 เหตุการณ์ มาวิเคราะห์ทางสถิติด้วยวิธีค่า  $Z$  พบว่าเริ่มมีการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างมีนัยสำคัญในบริเวณใกล้จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี ค.ศ. 1988 (รูป 2.6) โดยสังเกตจากค่า  $Z$  มีค่าสูงสุดคือ +4.9 และหลังจากนั้น 23.4 ปีก็เกิดแผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริคเตอร์ ตามมาในบริเวณดังกล่าว



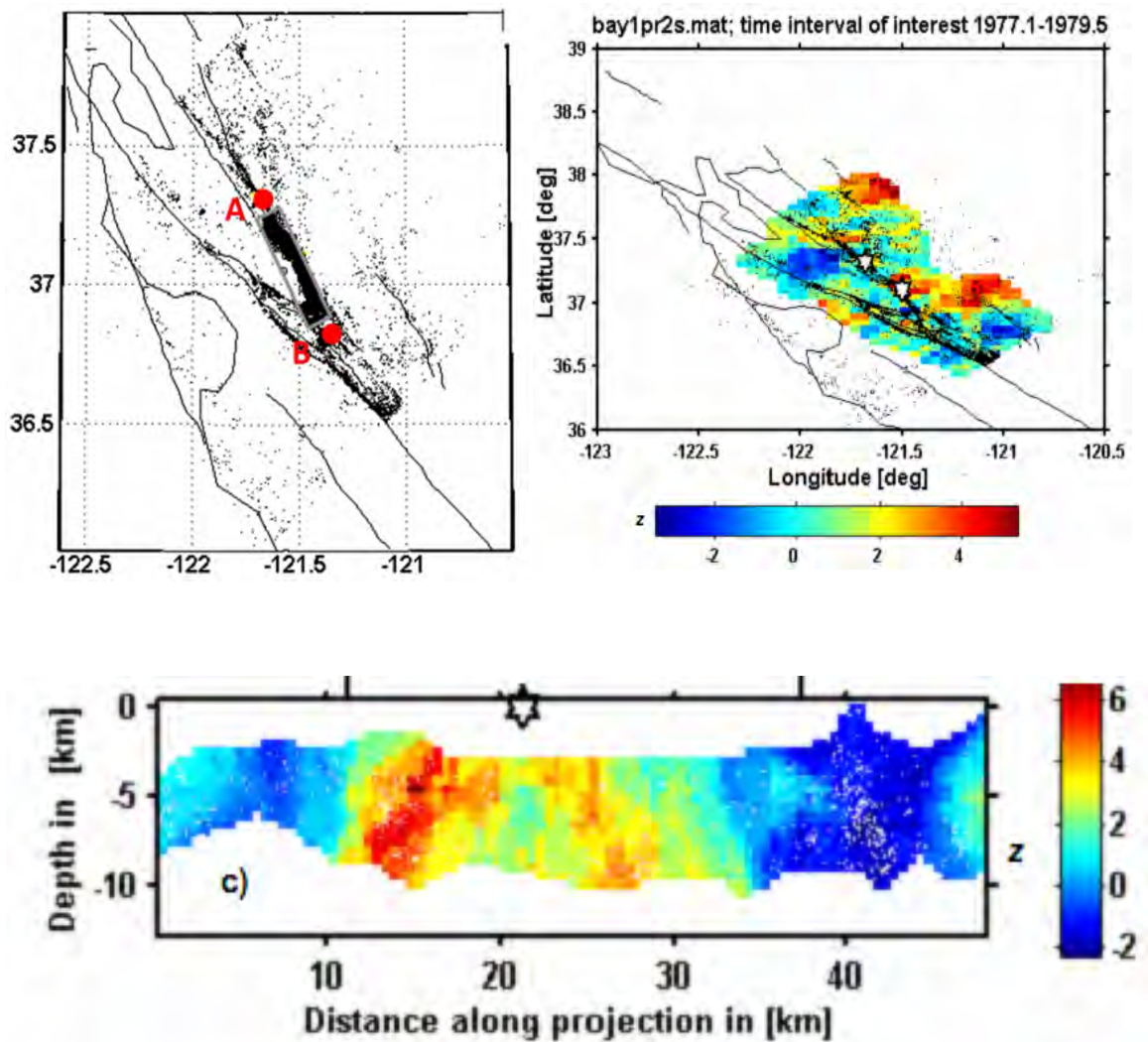
รูป 2.6. แผนที่ของญี่ปุ่นแสดงการกระจายตัวของค่า Z พิจารณาที่ช่วงเวลาที่แตกต่างกัน ระหว่าง 1984-1996 โดยสีแดง (ค่า Z บวก) แสดงการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (Katsumata, 2011b) ดาวสีดำแสดงจุดศูนย์กลางของแผ่นดินไหวโทโฮคุขนาด 9.0 Mw

Sorbi และคณะ (2012) ศึกษาพฤติกรรมแผ่นดินไหวก่อนเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.1 ริกเตอร์ ทางตอนใต้ของประเทศอิหร่าน เมื่อปี ค.ศ. 2008 โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวจากฐานข้อมูล USGS และ IIEES ที่บันทึกไว้ในช่วงปี ค.ศ. 2005-2011 มาวิเคราะห์ทางสถิติด้วยวิธีค่า z พบว่าเริ่มมีการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างมีนัยสำคัญในบริเวณใกล้จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี ค.ศ. 2007 โดยสังเกตจากค่า Z มีค่าสูงสุดคือ +3.0 (รูป 2.7) และเมื่อวิเคราะห์ข้อมูลแผ่นดินไหวชุดเดียวกันด้วยวิธีค่า b (Gutenberg และ Richter, 1944) พบว่าค่า b ต่ำอย่างมีนัยสำคัญในบริเวณใกล้จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวเช่นเดียวกัน หลังจากเกิดความผิดปกติทั้งสองอย่างพร้อมกันประมาณ 1 ปี ก็เกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ตามมา

Bachmann (2001) ได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในบริเวณ Coyote Lake (รูป 2.8ก) โดยคำนวณทุกๆ กริดย่อย 0.05 องศาให้ครอบคลุมทั้งพื้นที่ ใช้ข้อมูลแผ่นดินไหว 100 เหตุการณ์ภายในรัศมี 20 กิโลเมตรที่เกิดในบริเวณใกล้เคียงในการคำนวณแต่ละกริด จากรูป 2.8 ข จะเห็นว่ามีการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างผิดปกติทางด้านทิศตะวันออกของเหตุการณ์ดังกล่าว และมีการลดลงในระดับเดียวกันในพื้นที่อื่นๆด้วย จากนั้นศึกษาการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวแบบภาคตัดขวาง ตามแนวรอยเลื่อนบริเวณ Coyote Lake และคำนวณค่า Z ทุกๆ 0.5 กิโลเมตรตามแนวรอยเลื่อน โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหว ในรัศมี 20 กิโลเมตร จากรูป 2.8ค แสดงการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างผิดปกติในช่วง 2.4 ปีก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่ Coyote Lake เมื่อ 6 สิงหาคม 1979 บริเวณที่ลดลงอยู่ทางตอนเหนือของเหตุการณ์ดังกล่าว และค่า Z ที่คำนวณได้อยู่ในช่วง 4 -6.5 ซึ่งแสดงถึงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวที่ลดลงถึง 98 %



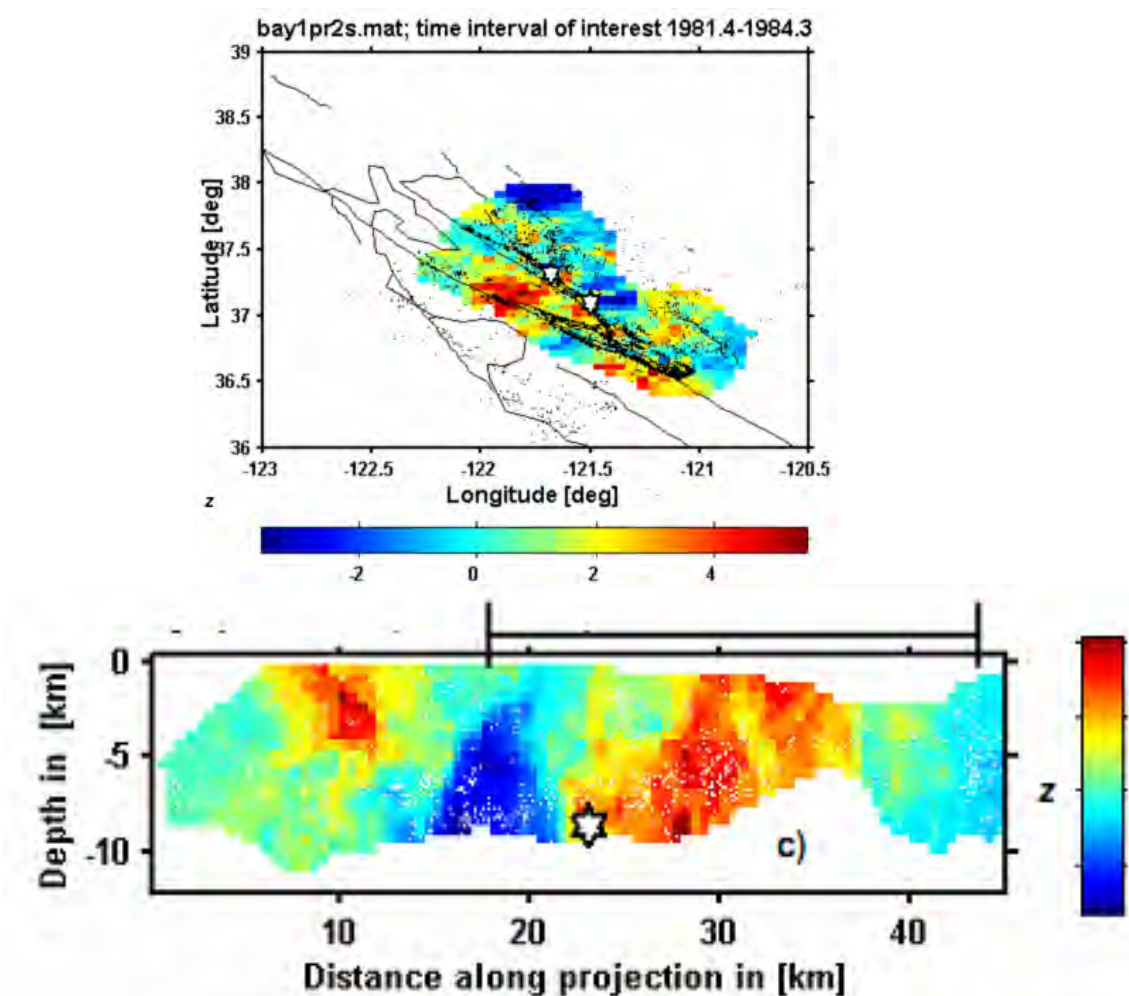
รูป 2.7. แผนที่ภาคใต้ของประเทศอิหร่านแสดงการกระจายตัวของค่า Z ดาวสีขาวหมายถึงจุดศูนย์กลางของแผ่นดินไหวที่เกิดเมื่อ ค.ศ. 2008 สีแดงหมายถึงค่า Z บวกหรือการลดลงของอัตราแผ่นดินไหวและสีฟ้าหมายถึงการเพิ่มขึ้น (Sorbi และคณะ, 2012)



รูป 2.8. (ก) แสดงจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณ Coyote Lake หรือจุด A และบริเวณ Morgan Hill หรือจุด B (ข) แผนที่แสดงความผิดปกติของค่า Z ก่อนเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ Coyote Lake (ค) ภาพตัดขวางตามแนวรอยเลื่อนของแผ่นดินไหวบริเวณ Coyote Lake แสดงค่า Z ในช่วงปี 1977.1 – 1979.5 ก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่ Coyote Lake ประมาณ 2.4 ปี และสัญลักษณ์ดาวคือตำแหน่งที่เกิดแผ่นดินไหวที่ Coyote Lake



นอกจากนี้ Bachmann (2001) ยังได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวบริเวณ Morgan Hill โดยใช้วิธีการเดียวกันกับการคำนวณที่ Coyote Lake จากรูป 2.9ก จะพบการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างผิดปกติทางด้านตะวันตกของเหตุการณ์ดังกล่าว และมีการลดลงเล็กน้อยทางตะวันตกเฉียงใต้ ในขณะที่ทางตอนเหนือการเพิ่มขึ้นของอัตราการเกิดแผ่นดินไหว จากนั้นศึกษาการเปลี่ยนแปลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวแบบภาคตัดขวาง ตามแนวรอยเลื่อนบริเวณ Morgan Hill จากรูป 2.9ข แสดงการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างผิดปกติตามแนวรอยเลื่อนในช่วง 2.9 ปีก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่ Morgan Hill บริเวณที่ลดลงอยู่ทางตอนใต้ของเหตุการณ์ดังกล่าว ส่วนทางตอนเหนือมีอัตราการเกิดแผ่นดินไหวที่เพิ่มขึ้น



รูป 2.9. (ก) ความผิดปกติของค่า Z ก่อนเกิดแผ่นดินไหว Morgan Hill (ข) ภาพตัดขวางตามแนวรอยเลื่อนบริเวณ Morgan Hill แสดงค่า Z ในช่วงปี 1981.4 – 1984.3 ก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่ Morgan Hill ประมาณ 2.9 ปี และสัญลักษณ์ดาวคือตำแหน่งที่เกิดแผ่นดินไหวที่ Morgan Hill

จากการวิเคราะห์การลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวก่อนเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 5.8 บริเวณ Coyote Lake และ ขนาด 6.2 บริเวณ Morgan Hill โดยใช้ค่า  $Z$  พบว่าก่อนเกิดแผ่นดินไหวของเหตุการณ์ทั้งสองมีการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างผิดปกติ โดยที่ก่อนเกิดแผ่นดินไหวบริเวณ Coyote Lake ประมาณ 2.4 ปี มีการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวอย่างชัดเจนทางทิศตะวันออกของเหตุการณ์ดังกล่าว และก่อนเกิดแผ่นดินไหวบริเวณ Morgan Hill ประมาณ 2.9 ปี มีการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวทางทิศตะวันตกของเหตุการณ์ดังกล่าว

ดังนั้นจากการตรวจสอบเอกสารทั้งหมดพบว่า ก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่จะมีการหายไปของแผ่นดินไหวเกิดขึ้นเสมอ โดยวิธีการทางสถิติค่า  $Z$  ถูกใช้วิเคราะห์ลักษณะการหายไปของแผ่นดินไหวในเชิงพื้นที่และเวลา และมีการปรับค่าพารามิเตอร์ในการวิเคราะห์ให้เหมาะสมในแต่ละพื้นที่ที่เกิดแผ่นดินไหว เช่น กรอบเวลา และจำนวนแผ่นดินไหวที่นำมาใช้คำนวณในแต่ละจุดศึกษา เป็นต้น เพื่อให้เห็นลักษณะการหายไปของแผ่นดินไหวอย่างชัดเจน โดยค่า  $Z$  ที่สูงที่สุดจะแสดงถึงการหายไปของแผ่นดินไหวอย่างผิดปกติซึ่งจะมีค่าแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ที่เกิดแผ่นดินไหว งานวิจัยนี้จึงมุ่งเน้นที่จะวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของค่า  $Z$  ที่สัมพันธ์กับการเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในบริเวณกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ทางตอนกลางของประเทศพม่า เพื่อหาค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมและนำมาวิเคราะห์ลักษณะการหายไปของแผ่นดินไหวก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคต และทำการประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคตตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกายดังกล่าว

### 2.3. วิธีวิจัย (Methodology)

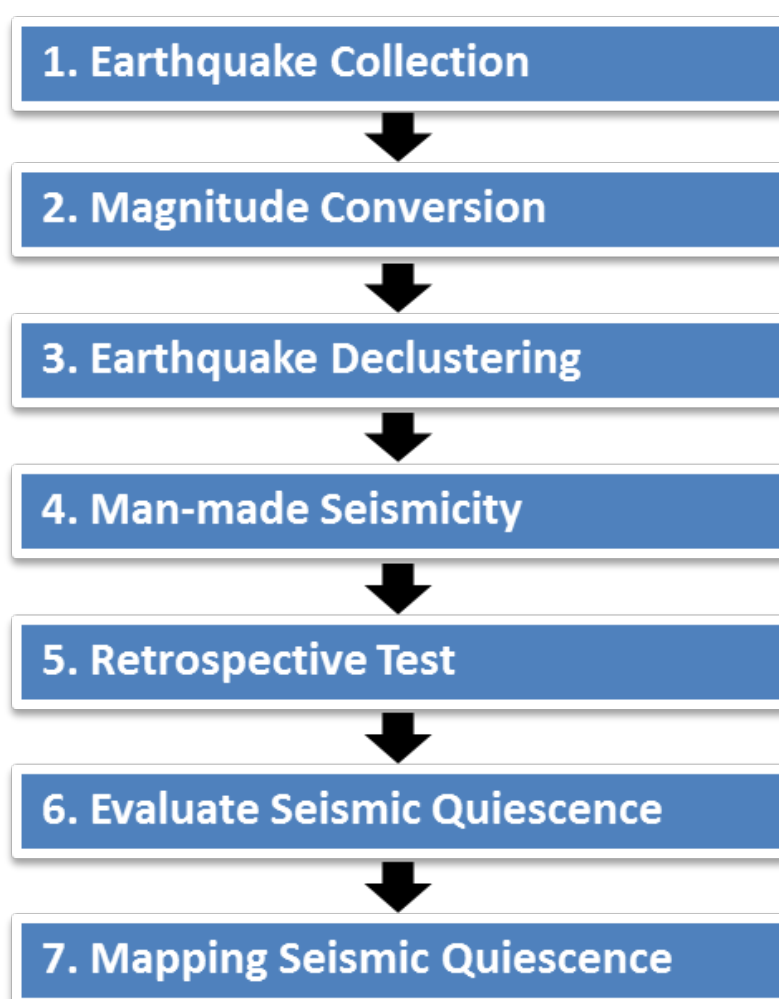
ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคตบริเวณพื้นที่สะกาย ตอนกลางประเทศพม่า นั้น ผู้วิจัยมุ่งเน้นวิเคราะห์ข้อมูลแผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นจากรอยเลื่อนดังกล่าว ด้วยวิธีการและสมการ (2.1) ดังที่กล่าวไปแล้วในข้างต้น อย่างไรก็ตามเนื่องจากงานวิจัยนี้เป็นการวิเคราะห์เชิงสถิติของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้น ซึ่งมีนัยสำคัญต่อพลังงานที่ปลดปล่อยออกมาและความเครียดของพื้นที่ที่สะสมในแต่ละพื้นที่ ดังนั้นความถูกต้องแม่นยำของข้อมูลนำเข้านั้นจึงเป็นปัจจัยสำคัญอย่างยิ่งในการวิเคราะห์ ดังนั้นก่อนการศึกษาวิจัยจึงจำเป็นต้องมีการรวบรวม วิเคราะห์ และสังเคราะห์โดยละเอียดของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีอยู่ให้มีความสมบูรณ์ในแง่ที่สื่อถึงพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวอย่างแท้จริง ซึ่งระเบียบวิธีวิจัยมีลำดับการวิเคราะห์อย่างต่อเนื่อง ดังนี้ (ดูรูป 2.10 ประกอบ)

#### 1) คัดลอกข้อมูลแผ่นดินไหว (Earthquake collection)

ในปัจจุบันมีการติดตั้งเครือข่ายตรวจวัดแผ่นดินไหวกระจายอยู่ทั่วโลก หลากหลายเครือข่าย ซึ่งจากการทบทวนและสำรวจฐานข้อมูลการตรวจวัดในเบื้องต้นพบว่ามี 3-4 ฐานข้อมูล ที่บันทึกเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เช่น เช่น Incorporated Research Institutions For Seismology (IRIS) และฐานข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยาประเทศไทย (Thai Meteorological Department, TMD) และเนื่องจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวในแต่ละเครือข่ายการตรวจวัดมีข้อดี-ข้อด้อยแตกต่างกัน เช่น เครือข่ายการตรวจวัดจากต่างประเทศนั้นมีสถานีตรวจวัดทั่วโลกและมีระบบการจัดการที่ดี ทำให้ฐานข้อมูลที่ได้นั้นมีการตรวจวัดอย่างต่อเนื่องในระยะเวลายาวนาน แต่เนื่องจากเป็นการวางสถานีตรวจวัดที่ห่างกันทั่วโลก ทำให้สามารถตรวจวัดได้เฉพาะขนาดแผ่นดินไหวระดับปานกลาง ( $> 4.0$ - $5.0$  ริกเตอร์) ขึ้นไป ส่วนในกรณีของเครือข่ายการตรวจวัด

ในประเทศไทย (เช่น กรมอุตุนิยมวิทยา) นั้นถึงแม้ว่าจะไม่มีการตรวจวัดอย่างเป็นระบบระเบียบและต่อเนื่องมากนักเมื่อเทียบกับเครือข่ายจากต่างประเทศ แต่เนื่องจากการติดตั้งสถานีตรวจวัดครอบคลุมประเทศไทยและเพื่อนบ้าน จึงทำให้เครือข่ายภายในประเทศมีศักยภาพมากกว่าในการตรวจวัดแผ่นดินไหวขนาดเล็กๆ ซึ่งมีความสำคัญในการศึกษาพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหว ดังนั้นในขั้นตอนนี้ จึงมุ่งเน้นในการสร้างฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ โดยการรวมข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้จากเครือข่ายการตรวจวัดต่างๆ และในกรณีที่มีการตรวจวัดแผ่นดินไหวซ้ำกัน ให้คัดเลือกเฉพาะเหตุการณ์เดียว

**ผลผลิตที่คาดว่าจะได้รับ :** ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ซึ่งมีระยะเวลาในการตรวจวัดยาวนานขึ้นและการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้กว้างมากขึ้น



รูป 2.10. แผนผังขั้นตอนการทำงานของโครงการตั้งแต่ขั้นรวบรวมข้อมูล เตรียมข้อมูล การทดสอบการประเมินผลและวิธีการในการนำเสนอเป็นรูปแบบแผนที่

## 2) ปรับเทียบมาตราตรวจวัดแผ่นดินไหว (Magnitude conversion)

ในทางปฏิบัติ การตรวจวัดแผ่นดินไหวในแต่ละเครือข่ายการตรวจวัดมักจะรายงานหน่วยหรือมาตราในการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกัน เช่น body-wave magnitude (mb) surface-wave magnitude (Ms) local magnitude (ML) หรือ moment magnitude (Mw) ซึ่งในแต่ละมาตราการตรวจวัดนั้นอ้างอิงมาจากสมมุติฐาน วิธีการคำนวณและมีข้อดี-ข้อด้อยที่ต่างกันไป ในการวิเคราะห์ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวอย่างมีประสิทธิภาพ ข้อมูลที่ใช้ควรมีหน่วยการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวที่มีมาตรฐานเดียวกันทั้งหมด ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการปรับเทียบความสัมพันธ์ระหว่างมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวต่างๆ เช่น Mw-mb และ Mw-MS เป็นต้น ซึ่งความสัมพันธ์เหล่านี้จะมีความเฉพาะและแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ จากนั้นจึงทำการปรับเปลี่ยนหน่วยมาตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในฐานข้อมูลแผ่นดินไหวให้เป็นหน่วยมาตรฐานเดียวกันจากความสัมพันธ์ที่ศึกษาได้

**ผลผลิตที่คาดว่าจะได้รับ :** สมการความสัมพันธ์ระหว่างมาตราการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวแบบต่างๆ ที่ใช้สำหรับเฉพาะพื้นที่ และฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีหน่วยการตรวจวัดเป็นหน่วยมาตรฐานเดียวกัน

## 3) การจัดกลุ่มแผ่นดินไหว (Earthquake declustering)

โดยปกติแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้ประกอบด้วยแผ่นดินไหวนำ (foreshock) แผ่นดินไหวหลัก (main shock) และแผ่นดินไหวตาม (aftershock) แต่เนื่องจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวหลักเกิดจากแรงเค้น (stress) อันเนื่องมาจากการกระทำทางธรณีแปรสัณฐานโดยตรง ดังนั้นในการวิเคราะห์ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวเพื่อประเมินพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ต่างๆ จึงมักประเมินจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวหลักเท่านั้น (Gardner และ Knopoff, 1974) ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการศึกษาความสัมพันธ์ของขนาดแผ่นดินไหวหลักและแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามที่เกิดขึ้นเพื่อการกำจัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามออกจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ให้เหลือเพียงแผ่นดินไหวหลักที่มีนัยสำคัญจริงๆ ต่อพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐานและการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา

**ผลผลิตที่คาดว่าจะได้รับ :** ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวหลัก (main shock earthquake catalogue)

## 4) การกำจัดแผ่นดินไหวจากกิจกรรมมนุษย์ (Man-made seismicity)

โดยทั่วไปเครือข่ายการตรวจวัดแผ่นดินไหวนั้นสามารถตรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนได้ทุกรูปแบบอันเนื่องมาจากสาเหตุต่างๆ กัน เช่น การระเบิดเหมือง การทดลองระเบิดนิวเคลียร์ เป็นต้น (Habermann, 1987) แต่เนื่องจากงานวิจัยนี้มุ่งเน้นในการจัดทำฐานข้อมูลแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษาอันเนื่องมาจากกระบวนการทางธรณีแปรสัณฐานเท่านั้น ดังนั้นในขั้นตอนนี้จึงมุ่งเน้นในการตรวจสอบเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ไม่ได้เกิดจากกระบวนการทางธรณีแปรสัณฐาน ดังที่กล่าวในข้างต้น และกำจัดออกจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีอยู่ โดยใช้เทคนิค วิธีการหรือแบบจำลองที่มีการนำเสนอไว้ในงานวิจัยเก่าจากต่างประเทศ

**ผลผลิตที่คาดว่าจะได้รับ :** ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวหลักที่แสดงพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐาน และพฤติกรรมกำเนิดแผ่นดินไหวโดยตรงในพื้นที่ศึกษา

#### 5) ประเมินตัวแปรอิสระที่เหมาะสมกับพื้นที่ศึกษา (Retrospective test)

ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวด้วยแนวคิดการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว ตัวแปรสำคัญที่มีผลต่อความแม่นยำของการประเมินคือ ตัวแปรอิสระ ซึ่งในกรณีนี้ได้แก่ ระยะเวลาของการเลือกข้อมูลในแต่ละช่วงเวลาการวิเคราะห์ใดๆ (time window) และรัศมีในการพิจารณาข้อมูลในตำแหน่งวิเคราะห์ใดๆ (space window) โดยในการคัดเลือกรัศมีจะใช้แนวคิดการทดสอบที่เรียกว่า retrospective test ซึ่งหมายถึง การทดสอบโดยการใช้ข้อมูลในอดีต เช่น ในกรณีของรอยเลื่อนสะกาย ในอดีตเคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่  $\geq 7.0$  ริกเตอร์ ที่มีการบันทึกข้อมูลแผ่นดินไหวได้อย่างสมบูรณ์ อย่างน้อย 20 ครั้ง ซึ่ง งานวิจัยนี้อาจจะใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวทั้ง 20 ครั้งนี้เป็นกรณีศึกษา เช่น ลองกำหนดให้จุดศึกษาคือจุดที่เคยเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ใดๆ ผู้วิจัยจะทำการทดลองและทำซ้ำ โดยการเปลี่ยนตัวแปรรัศมีการกวาดข้อมูลเพื่อนำไปใช้ และช่วงระยะเวลาของข้อมูลที่จะใช้ ไปเรื่อยๆ และทำการประเมินค่า  $Z$  ดังสมการ (2.1) ซึ่งหากค่า  $Z$  มีค่าเพิ่มขึ้นอย่างชัดเจนก่อนเกิดแผ่นดินไหวเมื่อปี ค.ศ. 2004 จะอนุมานในเบื้องต้นว่าเป็นตัวแปรอิสระที่เหมาะสม หลังจากนั้นจึงใช้ตัวแปรนี้ทดสอบกับทุกๆ กรณีเพื่อเปรียบเทียบ ให้ได้ตัวแปรที่เหมาะสมที่สุดและสอดคล้องกับเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ใช้เป็นกรณีศึกษามากที่สุด โดยวัดจากตัวแปรใดมีค่า correlation coefficient ที่สูงสุด คือตัวแปรที่เหมาะสมที่สุดในการประเมินพื้นที่เสี่ยงในพื้นที่นั้น

**ผลผลิตที่คาดว่าจะได้รับ :** ตัวแปรอิสระ สำหรับการประเมินพื้นที่เสี่ยงด้วยวิธีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว ที่เหมาะสมกับเฉพาะรอยเลื่อนสะกาย

#### 6) วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (Evaluate seismic quiescence)

หลังจากได้ตัวแปรอิสระทั้งในเชิงพื้นที่และเวลาของการคัดเลือกข้อมูลที่เหมาะสมแล้ว ผู้วิจัยจะทำการแบ่งพื้นที่ศึกษาออกเป็นจุดศึกษาย่อย (gridding)  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  ซึ่งในแต่ละจุดศึกษา ผู้วิจัยจะเลือกข้อมูลในรัศมี และช่วงเวลาตามตัวแปรอิสระที่เหมาะสมและผ่านการทดสอบมา จากนั้นวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวตามสมการ (2.1) ซึ่งเมื่อได้ผลของค่า  $Z$  ครบทุกจุดศึกษา ผู้วิจัยจะจัดทำเป็นแผนที่แสดงการกระจายตัวของ การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวต่อไป

**ผลผลิตที่คาดว่าจะได้รับ :** แผนที่แสดงการกระจายตัวของ การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว

#### 7) ประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหว (Mapping seismic quiescence)

หลังจากคำนวณค่า  $Z$  และทำแผนที่การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวจากขั้นตอนที่ผ่านมา แผนที่ที่จะแสดงอยู่ในรูปของสีหรือค่า  $Z$  ที่แตกต่างกันไปตามลำดับในเชิงเปรียบเทียบกับพื้นที่ข้างเคียง อย่างไรก็ตามในขั้นตอนนี้ ผู้วิจัยจะต้องประเมินค่า  $Z$  ที่มีนัยสำคัญต่อการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ซึ่งได้จากการเปรียบเทียบกรณีศึกษาต่างๆ เพื่อดูว่าแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ตอบสนองกับ

ค่า  $Z$  ที่เท่าใด จากนั้นจึงจัดทำแผนที่เสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ จากการเลือกค่า  $Z$  ในระดับต่างๆ กัน ดังแสดงตัวอย่างในหลายๆ รูปในงานวิจัยในอดีต ดังที่กล่าวในข้างต้น

**ผลผลิตที่คาดว่าจะได้รับ :** แผนที่แสดงความเสี่ยงต่อการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ตามแนวรอยเลื่อนสะกาย จากสัญญาณความผิดปกติของการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (seismicity rate change anomalies)

### บทที่ 3

## ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวและความสมบูรณ์ (EARTHQUAKE CATALOGUE AND COMPLETENESS)

การปรับปรุงฐานข้อมูลแผ่นดินไหวก่อนจะนำไปใช้ในการวิเคราะห์เชิงสถิติ มีวัตถุประสงค์เพื่อคัดกรองฐานข้อมูลแผ่นดินไหวเฉพาะช่วงข้อมูลที่สื่อถึงพฤติกรรมธรณีแปรสัณฐาน (tectonic activities) ของพื้นที่ศึกษาอย่างแท้จริง ซึ่งในทางแผ่นดินไหววิทยาเชิงสถิติ (statistical seismology) มีระเบียบวิธีในการปรับปรุงฐานข้อมูลแผ่นดินไหว 4 ขั้นตอน คือ

### 3.1. การรวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหว (Collecting Data)

ข้อมูลแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษาที่จะนำมาวิเคราะห์ สามารถรวบรวมคัดลอกได้จากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีการบันทึกไว้ในหน่วยงานด้านแผ่นดินไหววิทยาทั้งในต่างประเทศและในประเทศ ซึ่งจากการสำรวจและตรวจค้นฐานข้อมูลแผ่นดินไหว งานวิจัยนี้สามารถรวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหวจาก 3 ฐานข้อมูลหลักคือ 1) ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) 2) ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ Global CMT Catalogue (GCMT) และ 3) ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ Thai Methodological Department (TMD) ซึ่งแต่ละฐานข้อมูลนั้นอยู่ในกรอบขอบเขตละติจูด ลองจิจูดของพื้นที่ศึกษา ช่วงของขนาดแผ่นดินไหว และช่วงระยะเวลาที่ต้องการศึกษา ซึ่งเมื่อได้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ต้องการแล้วผู้วิจัยได้จัดเรียงข้อมูลแผ่นดินไหวของแต่ละฐานข้อมูลซึ่งแตกต่างกันและไม่เป็นระเบียบให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน โดยเรียงตามลำดับดังนี้ ละติจูด ลองจิจูด ปี เดือน วัน ขนาดของแผ่นดินไหวในหน่วยต่างๆ ความลึก ชั่วโมง นาที และวินาที ดังแสดงในตาราง 3.1 และมีรายละเอียดข้อมูลแผ่นดินไหวในแต่ละฐานข้อมูลดังนี้

ตาราง 3.1. ตารางแสดงตัวอย่างรูปแบบการจัดเก็บฐานข้อมูลแผ่นดินไหว

Long	Lat	Year	Month	Day	Mag	Depth	Hour	Min	Sec
93.04	21.94	2000	11	13	5.4	74	8	56	56
93.04	21.94	2000	11	13	5.5	74	8	56	56
92.90	21.69	2000	11	13	5.5	33	8	56	49
94.63	23.58	2000	10	11	5.6	122	9	42	11
94.63	23.58	2000	10	11	5.5	122	9	42	10
97.13	24.18	2000	10	6	5.4	72	12	5	41
97.13	24.18	2000	10	6	5.4	72	12	5	40
94.67	24.45	2000	7	2	5.2	103	4	27	58
94.67	24.45	2000	7	2	5.2	103	4	27	58
94.68	24.51	2000	7	2	5.2	82	4	27	56
97.41	26.43	2000	6	8	5.1	18	12	21	12
97.41	26.43	2000	6	8	5.1	18	12	21	12

97.01	26.58	2000	6	8	5.1	33	12	21	9
97.15	26.7	2000	6	7	6.3	37	21	47	0
97.15	26.7	2000	6	7	6.3	37	21	46	59
95.72	30.79	2000	1	26	5.2	33	21	38	2
95.72	30.79	2000	1	26	5.1	33	21	38	1
95.50	30.97	2000	1	26	5.2	33	21	37	57
101.33	19.92	2000	1	19	5.4	15	20	59	26
101.33	19.92	2000	1	19	5.4	15	20	59	26
101.22	25.67	2000	1	14	5.9	30	23	37	11
101.4	25.39	2000	1	14	5.9	33	23	37	10
101.4	25.39	2000	1	14	5.9	33	23	37	9
101.06	25.60	2000	1	14	5.8	33	23	37	7
101.28	25.34	2000	1	14	5.5	33	22	9	6
101.28	25.34	2000	1	14	5.5	33	22	9	5
91.89	25.88	1999	10	5	5.2	33	17	4	50
91.89	25.88	1999	10	5	5.2	33	17	4	49
96.23	18.46	1999	8	15	5.2	38	16	18	36
96.23	18.46	1999	8	15	5.2	38	16	18	35
94.60	12.08	1999	4	7	5.3	47	6	42	31
94.6	12.08	1999	4	7	5.3	47	6	42	31
93.96	24.50	1999	4	5	5.5	65	22	32	56
93.96	24.50	1999	4	5	5.6	65	22	32	56
93.67	24.90	1999	4	5	5.6	66	22	32	56
93.99	23.15	1999	2	22	5	51	11	37	53
93.99	23.15	1999	2	22	5	51	11	37	52
101.47	27.25	1998	11	19	5.6	15	11	38	16
94.74	23.82	1998	10	16	5.3	112	0	5	36
94.68	23.74	1998	10	16	5.4	101	0	5	34

1) **ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)** เป็นฐานข้อมูลที่มีการรายงานข้อมูลในพื้นที่ศึกษาปริมาณมากที่สุด (ดูรูป 3.1ก และ 3.2ก ประกอบ) โดย รายงานทันทีหลังจากเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวแต่ละครั้ง ซึ่งมีจุดประสงค์คือ การเน้นการรายงานให้ทราบแต่ความถูกต้องแม่นยำของข้อมูลอาจจะมีแค่ระดับหนึ่ง เหตุผลที่ต้องใช้ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวจาก IRIS เพราะการทำงานในเชิงสถิติ นั้น นอกจากความถูกต้องของข้อมูลแล้ว จำนวนของข้อมูลก็เป็นสิ่งสำคัญที่ทำให้สิ่งที่วิเคราะห์ออกมานั้นมีความน่าเชื่อถือ ยิ่งหากนำข้อมูลไปปรับแก้ตามขั้นตอนต่อไปแล้วจะยิ่งลดทอนจำนวนข้อมูลลง ดังนั้นฐานข้อมูลจาก IRIS ถือว่ามี



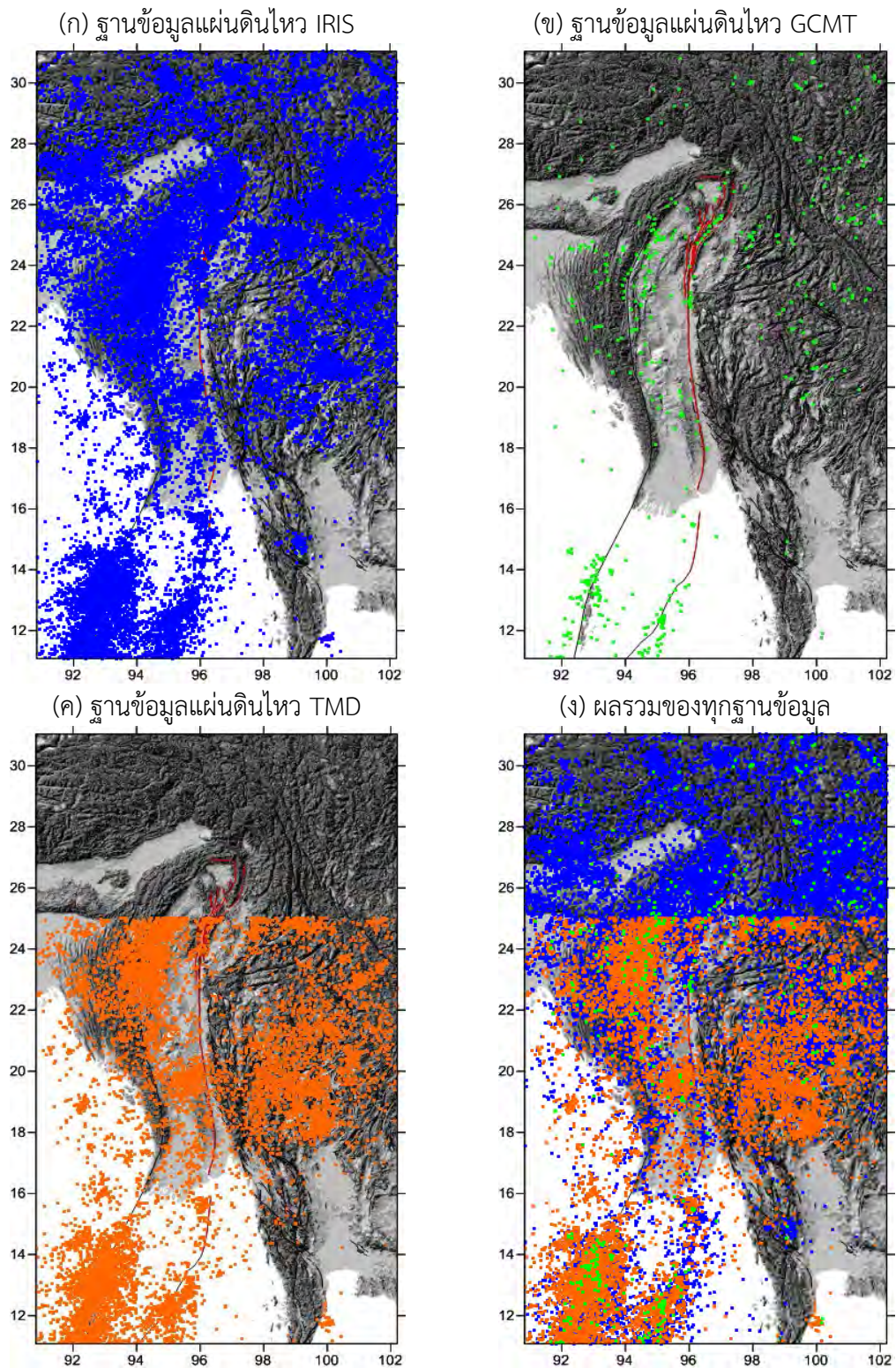
ความสำคัญมากและมีรายละเอียดต่างๆ ได้แก่ ขนาดของแผ่นดินไหวได้ตั้งแต่ 1.7-7.7 ความลึกตั้งแต่ 0-750 เมตร การตรวจวัดแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี ค.ศ. 1964.0169-2015.0706 ช่วงเวลาเก็บข้อมูลในหนึ่งวันตั้งแต่ 00.00-23.59 น. ดังแสดงในรูป 3.3

2) **ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ Global Centroid Moment Tensor (CMT)** ในอดีตนั้นเป็นที่รู้จักในเครือข่ายการทำงานวิจัยด้านแผ่นดินไหวในนามของฐานข้อมูลแผ่นดินไหว the Harvard CMT (HRV) โดยมีภารกิจหลักในการวิเคราะห์และรายงานค่าโมเมนต์เทนเซอร์ (Centroid moment tensor, CMT) ของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีขนาดมากกว่า 5.5 ริกเตอร์ นับตั้งแต่ ปี ค.ศ. 1976 (ดูรูป 3.1ข และ 3.2ข ประกอบ) ซึ่งความละเอียดของตัวแปรของข้อมูลแผ่นดินไหวนั้นจะมีความแม่นยำค่อนข้างสูงเพราะผ่านการนำไปคำนวณเชิงลึกมาแล้ว ซึ่งทำให้ความถี่ในรายงานแผ่นดินไหวนั้นจะทิ้งช่วงในการรายงานค่อนข้างนาน และจะซ้ำหากเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวแล้ว CMT จะรายงานทีหลัง IRIS เสมอ แต่ข้อดีคือการที่ผ่านการคำนวณมาแล้วนั้นผู้ที่ต้องการนำข้อมูลไปทำงานต่อยอดสามารถทำได้ง่ายและถูกต้องแม่นยำ รายละเอียดข้อมูลแผ่นดินไหว CMT ต่างๆ ได้แก่ ขนาดของแผ่นดินไหวได้ตั้งแต่ 4.7-7.5 ความลึกตั้งแต่ 10-156 เมตร การตรวจวัดแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี 1977.3603-2014.9299 ช่วงเวลาเก็บข้อมูลในหนึ่งวันตั้งแต่ 00.00-23.59 น. ดังแสดงในรูป 3.4

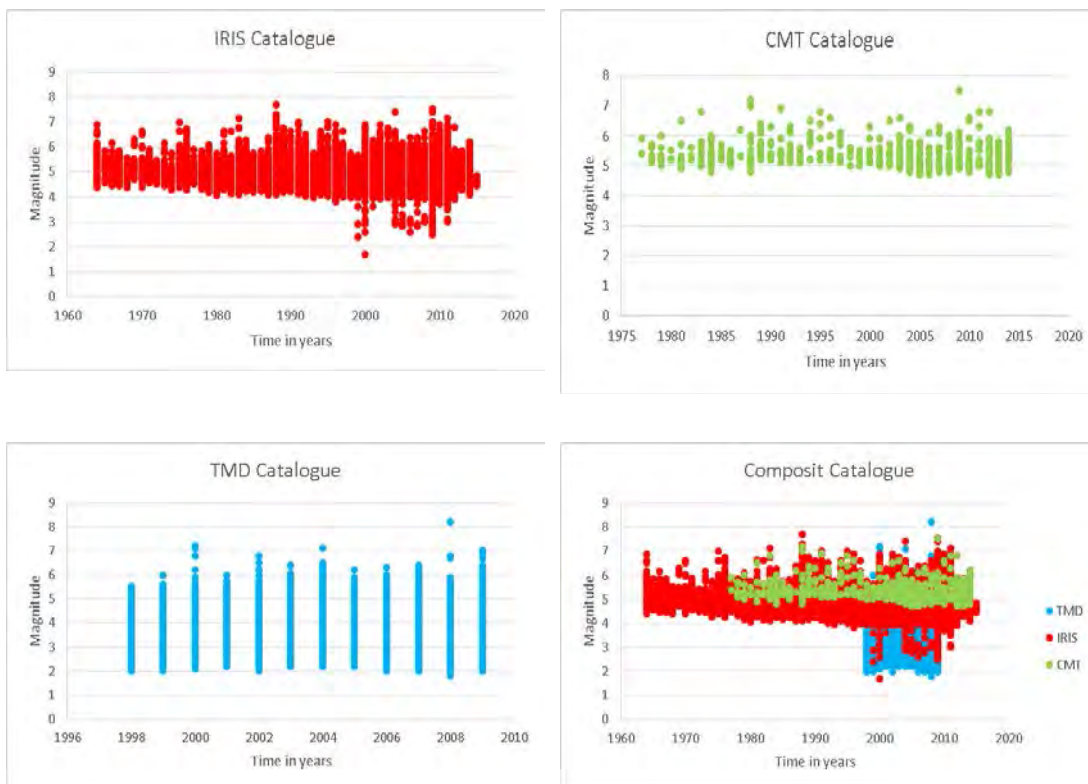
3) **ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวของ Thai Meteorological Department (TMD)** เป็นฐานข้อมูลท้องถิ่น ซึ่งด้วยความหนาแน่นของเครื่องตรวจวัดแผ่นดินไหวในประเทศไทยมีค่อนข้างหนาแน่น ทำให้สามารถตรวจจับแผ่นดินไหวบริเวณใกล้เคียงและรายงานผลออกมาค่อนข้างแน่นอนแม่นยำสูง (ดูรูป 3.1ค และ 3.2ค ประกอบ) รายละเอียดข้อมูลแผ่นดินไหว TMD ต่างๆ ได้แก่ ขนาดของแผ่นดินไหวได้ตั้งแต่ 1.8-8.2 ความลึกตั้งแต่ 0-588 เมตร การตรวจวัดแผ่นดินไหวตั้งแต่ปี 1998.0023-2009.9973 ช่วงเวลาเก็บข้อมูลในหนึ่งวันตั้งแต่ 00.00-23.59 น. ดังแสดงในรูป 3.5

สืบเนื่องจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวในแต่ละเครือข่ายการตรวจวัดนั้นมีข้อดี-ข้อเสียที่แตกต่างกัน ตัวอย่างเช่นถึงแม้ว่าเครือข่ายตรวจวัดแผ่นดินไหวจากต่างประเทศนั้นจะมีระบบการจัดการที่ดี และต่อเนื่องในระยะเวลายาวนาน แต่เนื่องมีสถานีตรวจวัดกระจายอยู่ทั่วโลกอย่างห่างๆ ทำให้ตรวจวัดได้เฉพาะแผ่นดินไหวขนาดปานกลาง (> 4.0-5.0 ริกเตอร์) ขึ้นไป ส่วนในกรณีของเครือข่ายการตรวจวัดในประเทศไทยอย่างกรมอุตุนิยมวิทยานั้นถึงแม้ว่าจะมีระยะเวลาในการบันทึกข้อมูลแผ่นดินไหวที่ค่อนข้างสั้นเมื่อเทียบกับฐานข้อมูลต่างประเทศ แต่เนื่องจากการติดตั้งสถานีตรวจวัดหนาแน่นครอบคลุมประเทศไทยและเพื่อนบ้าน จึงทำให้เครือข่ายตรวจวัดแผ่นดินไหวของกรมอุตุนิยมวิทยา มีประสิทธิภาพในการตรวจวัดแผ่นดินไหวขนาดเล็ก ซึ่งมีความสำคัญในการศึกษาพฤติกรรมการเกิด

ดังนั้นขั้นตอนแรกของการปรับปรุงฐานข้อมูลแผ่นดินไหวเพื่อนำไปใช้ในการวิเคราะห์เชิงสถิติในพื้นที่บริเวณกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ผู้วิจัยจึงจำเป็นต้องสร้างฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ โดยการรวมข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีการรายงานไว้ในฐานข้อมูลต่างๆ ให้มากที่สุด และในกรณีที่มีการตรวจวัดแผ่นดินไหวซ้ำกันในแต่ละฐานข้อมูล ให้คัดเลือกเพียงฐานข้อมูลเดียวที่น่าเชื่อถือที่สุด มาเป็นตัวแทนของแผ่นดินไหวในแต่ละเหตุการณ์ (Suckale และ Grünthal, 2009) โดยผลลัพธ์ที่ได้ คือ ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ ซึ่งมีระยะเวลาในการตรวจวัดยาวนานขึ้นและการกระจายตัวของขนาดแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้กว้างมากขึ้น (ดูรูป 3.1ง และ 3.2ง ประกอบ)

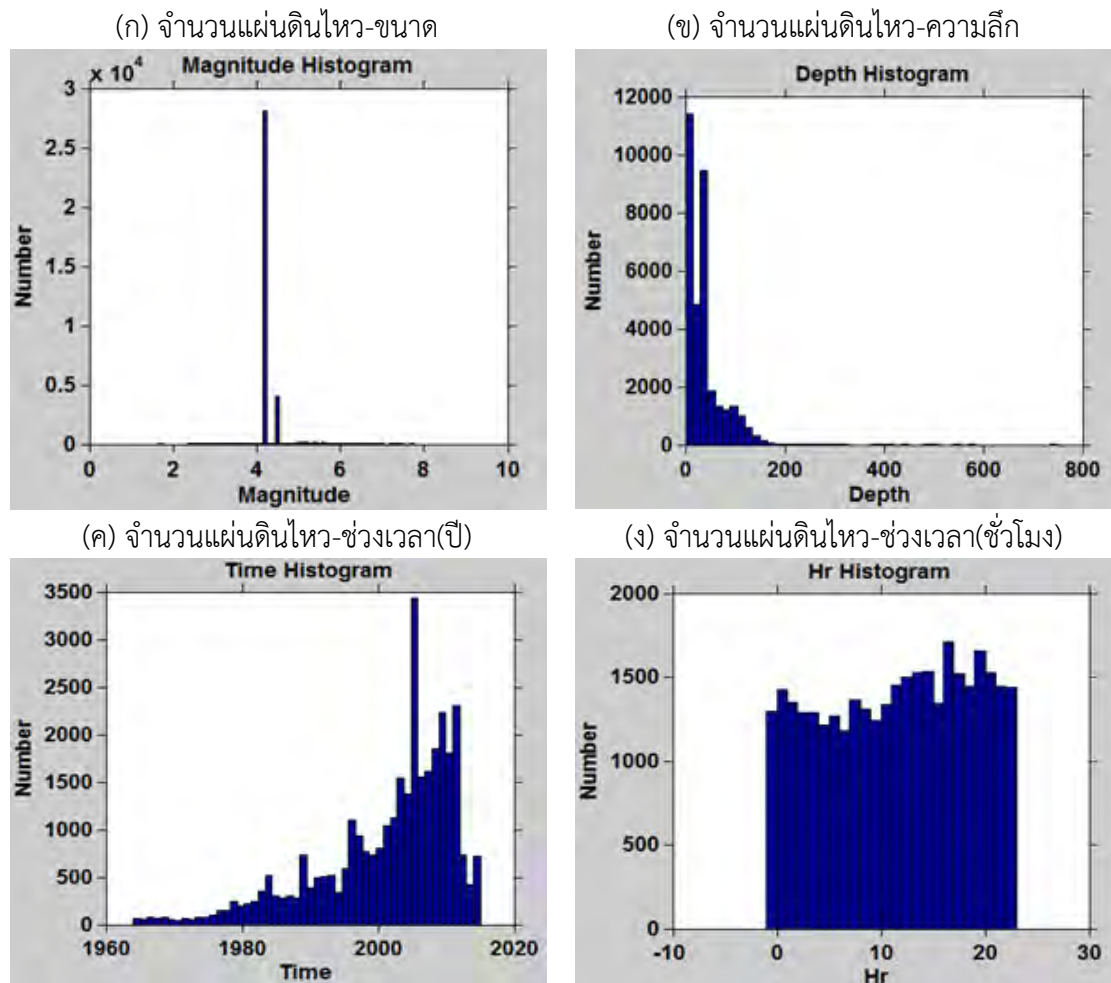


รูป 3.1. แผนที่พื้นที่ศึกษาและข้างเคียงแสดงการกระจายตัวของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่บันทึกได้จากฐานข้อมูลที่แตกต่างกัน เส้นสีแดง คือ กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย



รูป 3.2. กราฟความสัมพันธ์ระหว่างการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดและในแต่ละช่วงเวลาที่มีการรายงานโดยฐานข้อมูลแผ่นดินไหวต่างๆ (ก) IRIS บันทึกข้อมูลตั้งแต่ช่วงปี 1964 มีจำนวน 33,662 เหตุการณ์ และแสดงความหนาแน่นของข้อมูลขนาดแผ่นดินไหวอยู่ในช่วง 4.0-6.5 (ข) CMT เริ่มบันทึกตั้งแต่ปี 1977 มีข้อมูลแผ่นดินไหว 477 เหตุการณ์ ขนาดแผ่นดินไหวกระจายอยู่ในช่วง 4.6-6.0 (ค) TMD มีการรายงานข้อมูลปีเว้นปีตั้งแต่ปี 1998 จำนวนแผ่นดินไหว 11,996 เหตุการณ์ ขนาดแผ่นดินไหว 2.0-6.0

โดยหลังจากการรวบรวมฐานข้อมูล พบว่าฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ มีรายละเอียดที่ดีขึ้น เช่น ระยะเวลาของการบันทึกข้อมูลตั้งแต่ปี ค.ศ. 1964-2015 ขอบเขตพื้นที่ศึกษาบริเวณตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางประเทศพม่า ซึ่งครอบคลุมพื้นที่ระหว่างละติจูดที่  $14^{\circ}04'48''$  N ถึง  $28^{\circ}01'48''$  N และ ลองจิจูดที่  $093^{\circ}49'48''$  E ถึง  $099^{\circ}12'00''$  E ขนาดของข้อมูลแผ่นดินไหวที่ต้องการ ตั้งแต่ 0.1-8.2 ริกเตอร์ และความลึกของการเกิดแผ่นดินไหวตั้งแต่ 0-750 เมตร จากการรวบรวมฐานข้อมูลแผ่นดินไหว พบว่า มีข้อมูลทั้งหมด 46,135 เหตุการณ์



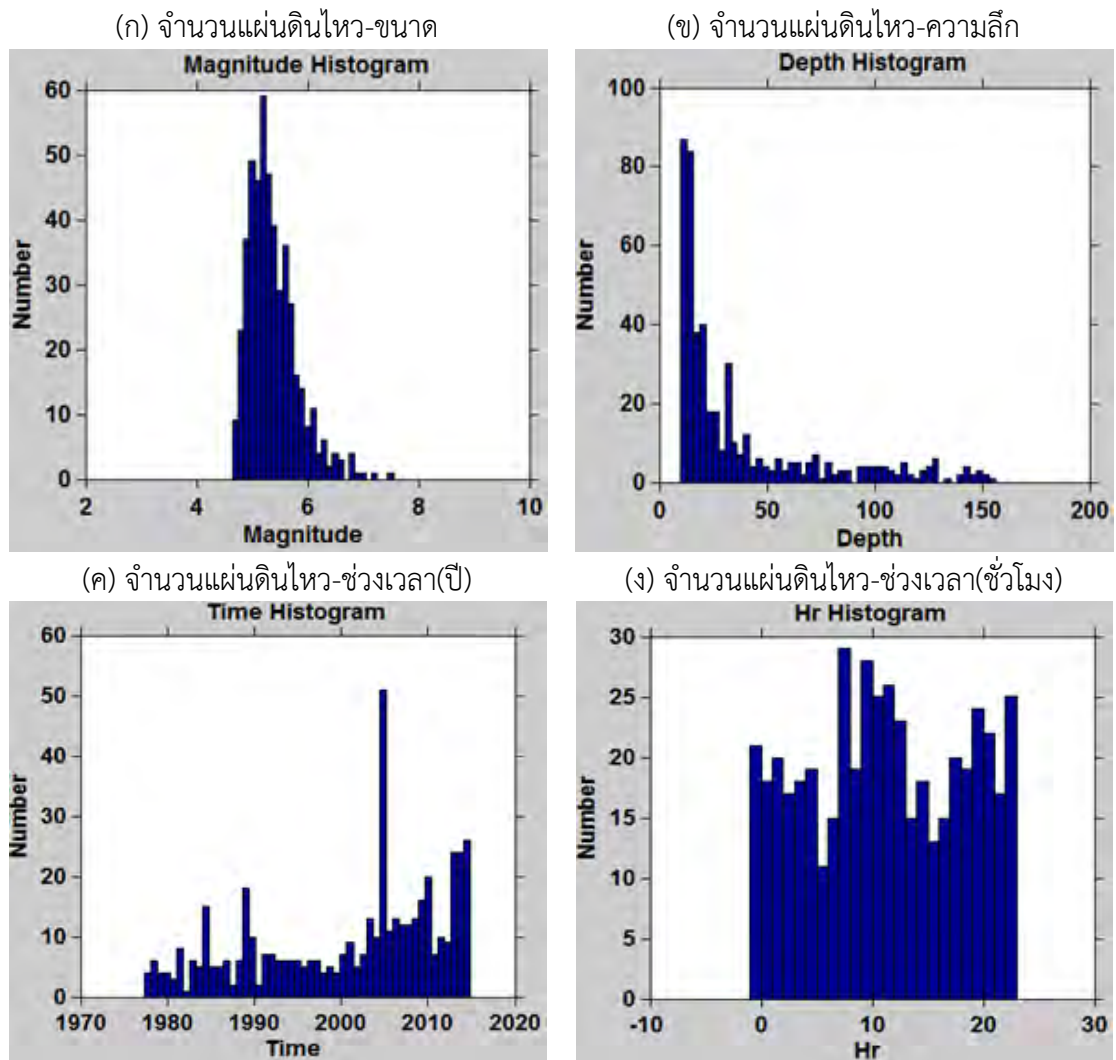
รูป 3.3. กราฟแสดงความสัมพันธ์ของจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหว IRIS กับตัวแปรต่างๆ

### 3.2. การปรับเทียบมาตรฐานตรวจวัดแผ่นดินไหว (Magnitude Conversion)

หลังจากผ่านการรวบรวมข้อมูลแผ่นดินไหว พบว่าการตรวจวัดแผ่นดินไหวแต่ละครั้งจะสามารถให้ค่าขนาดแผ่นดินไหวได้หลายค่าแตกต่างกันขึ้นกับประเภทของคลื่นที่ตรวจวัด ได้แก่

1) ML (Local Magnitude) คือการรายงานขนาดแผ่นดินไหวที่เกิดในที่ท้องถิ่น (รูป 3.6ก) มีความแม่นยำมากหากวัดภายในบริเวณที่เกิดแผ่นดินไหว แต่หากตรวจวัดในระยะทางที่ไกลออกไปมักให้ความถูกต้องของข้อมูลแผ่นดินไหวลดน้อยลง นิยมวัดแผ่นดินไหวในหน่วย ML ในกรณีประเมินแผ่นดินไหวเพื่อวิเคราะห์ความเสียหายที่เกิดกับสิ่งปลูกสร้างที่อยู่ในบริเวณใกล้ๆ นั้นเช่นเหมือง เขื่อน อาคารสูง ใช้ได้เฉพาะแผ่นดินไหวในระยะไม่เกิน 650 กิโลเมตร

2) MB (Body-Wave Magnitude) เมื่อเกิดแผ่นดินไหวแต่ละครั้งจะเกิดคลื่นแผ่นดินไหวที่เคลื่อนที่อยู่ภายในโลก สามารถแบ่งคลื่นเนื้อโลกได้สองแบบคือคลื่นปฐมภูมิ (P-Wave) และคลื่นทุติยภูมิ (S-Wave) การเกิดแผ่นดินไหวแต่ละครั้งคลื่นที่จะเกิดมาพร้อมกับเหตุการณ์แผ่นดินไหวเสมอคือคลื่นเนื้อโลกนี้ จำนวนการตรวจวัดจึงมากกว่าชนิดของขนาดแผ่นดินไหวอื่นๆ (รูป 3.6ข) ในการวัดแผ่นดินไหวระดับลึกจะอาศัยวัดจากความสูงแอมพลิจูดของ P-Wave การวัดโดยใช้หน่วย MB จะมีความถูกต้องมากกว่า



รูป 3.4. กราฟแสดงความสัมพันธ์ของจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหว CMT กับตัวแปรต่างๆ

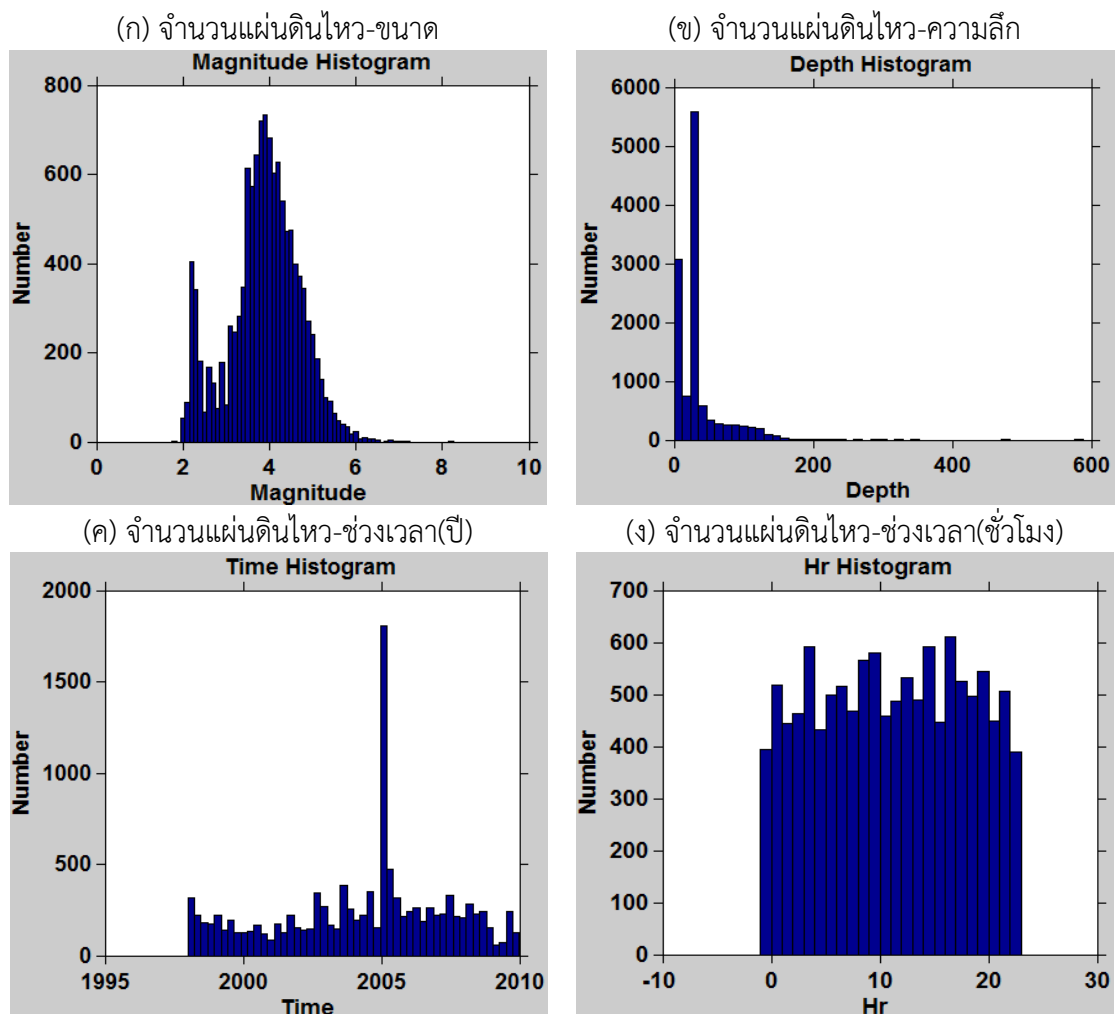
3) MS (Surface-Wave Magnitude) คือคลื่นที่เกิดมาหลังจากคลื่นเนื้อโลกเคลื่อนที่มาถึงผิวโลกแล้ว ก็จะให้กำเนิดคลื่นผิวโลกตามมา โดยทั่วไปของการตรวจวัดในระดับทั่วโลก (global scale) ในการที่จะวัดคลื่นแผ่นดินไหวระยะไกลหรือแผ่นดินไหวที่มีขนาดรุนแรงจะวัดความสูงแอมพลิจูดของคลื่นผิวโลก ความสมบูรณ์ของข้อมูลจะมีความสมบูรณ์กว่าจึงนิยมวัดคลื่นในหน่วย MS จำนวนที่สามารถวัดได้ก็จะน้อยกว่า MB (รูป 3.6ค)

4) MW (Moment Magnitude) เป็นการวัดแผ่นดินไหวจากโมเมนต์แผ่นดินไหว (seismic moment) ซึ่งเป็นค่าความสัมพันธ์ที่คิดจากจากระยะการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน พื้นที่การเคลื่อนตัวตลอดจนค่าสัมประสิทธิ์ความแข็งของหินในพื้นที่ ขนาดแผ่นดินไหวชนิดนี้จะไม่ขึ้นกับชนิดของเครื่องมือวัด ถือเป็นชนิดของขนาดแผ่นดินไหวที่ดีที่สุด ซึ่งในการศึกษานี้ พบว่ากลุ่มรอยเลื่อนสกายมีการรายงานขนาดแผ่นดินไหวแบบ Mw ดังรูป 3.6ง

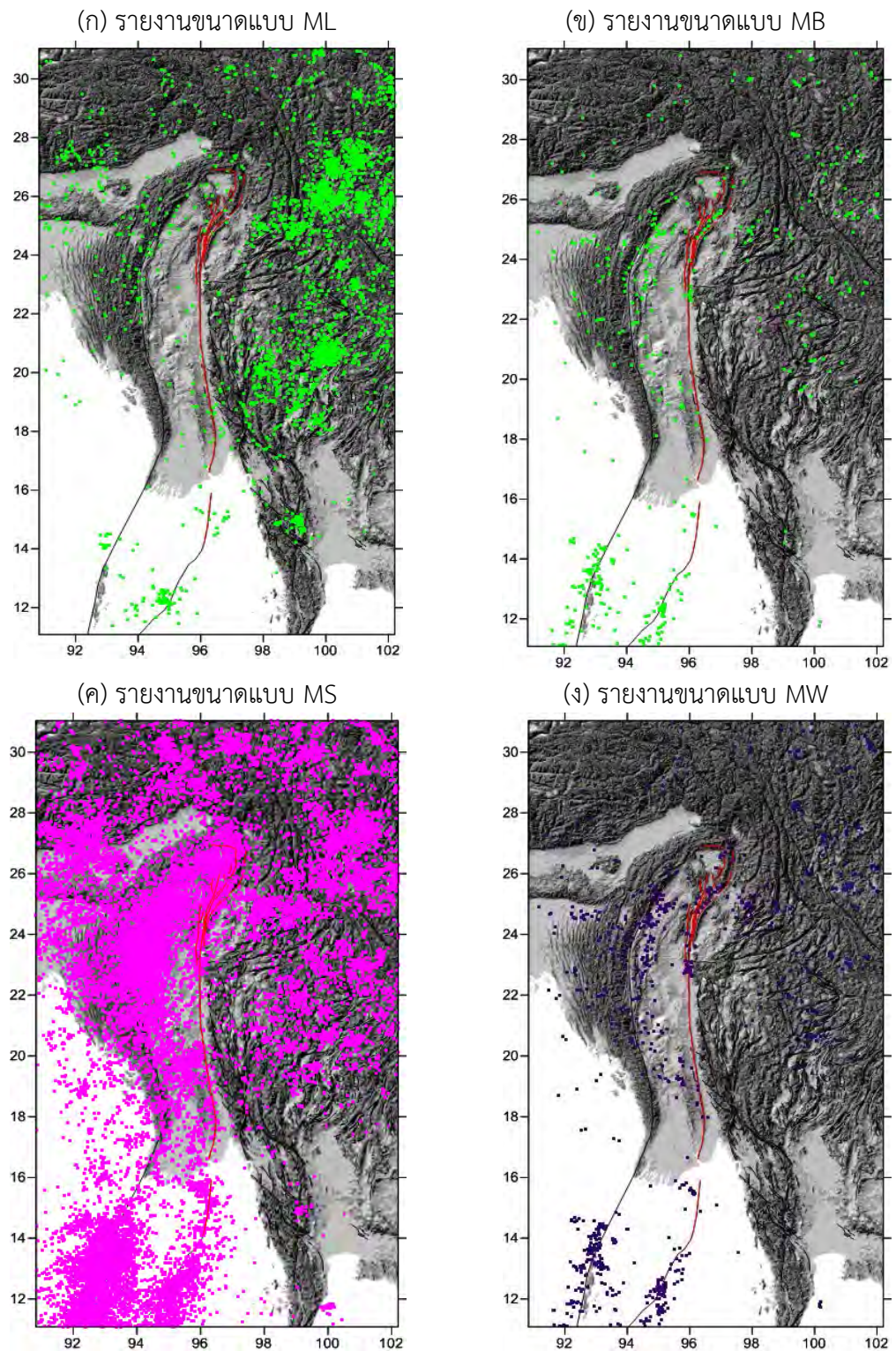
อย่างไรก็ตามในทางทฤษฎี ขนาดแผ่นดินไหวในแต่ละมาตราข้างต้นอ้างอิงมาจากสมมุติฐานและวิธีการคำนวณที่แตกต่างกัน เช่น MW จะตรวจวัดจากพื้นที่การปริแตกและเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน

ในขณะที่มาตราอื่นๆ ทั้ง MB MS และ ML นั้นจะวัดขนาดแผ่นดินไหวจากความสูงของคลื่นแผ่นดินไหวส่วนต่างๆ เป็นหลัก ดังนั้นแม้จะวัดขนาดแผ่นดินไหวเหตุการณ์เดียวกัน หากพิจารณาจากมาตรารวดวัดที่แตกต่างกัน ก็อาจได้ค่าขนาดแผ่นดินไหวที่ต่างกัน

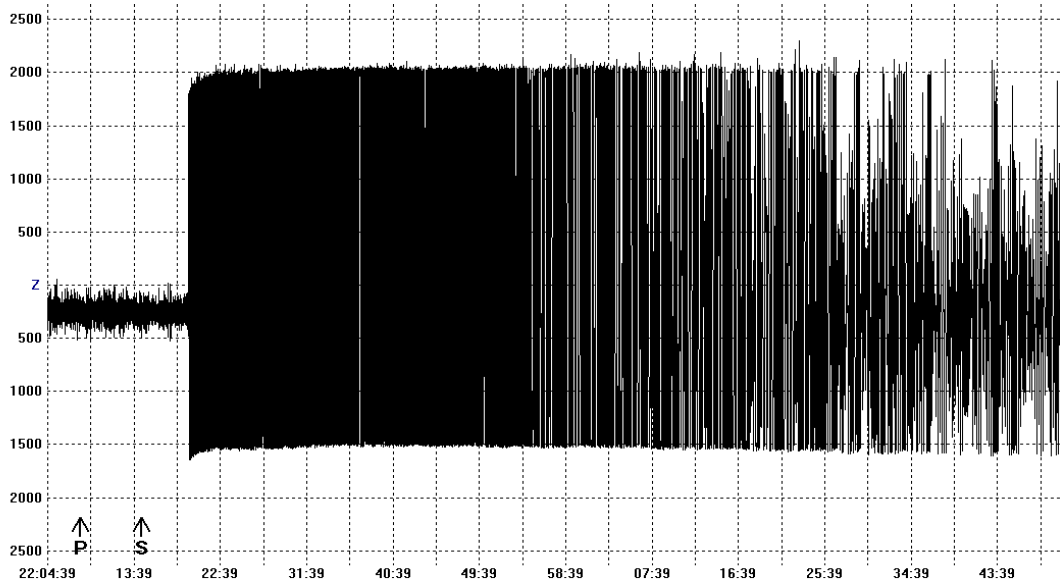
นอกจากนี้จากการศึกษาของ Kagan และ Knopoff (1980b) พบว่าในการตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวโดยเฉพาะแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ซึ่งมีแอมพลิจูดของคลื่นสูงเกินขีดจำกัดของเครื่องมือตรวจวัดที่กำหนดไว้ (รูป 3.7) มักจะรายงานมาตรา MB MS และ ML ต่ำกว่าความเป็นจริง เรียกว่าการอ้อมตัวของสัญญาณ ซึ่งแต่ละมาตรามีระดับการอ้อมตัวที่แตกต่างกัน (รูป 3.8) เช่น MS จะอ้อมตัวที่ประมาณ 7.0-8.0 ริคเตอร์ ในขณะที่ Mb จะอ้อมตัวเมื่อแผ่นดินไหวมีขนาด 6.5 ริคเตอร์ขึ้นไป



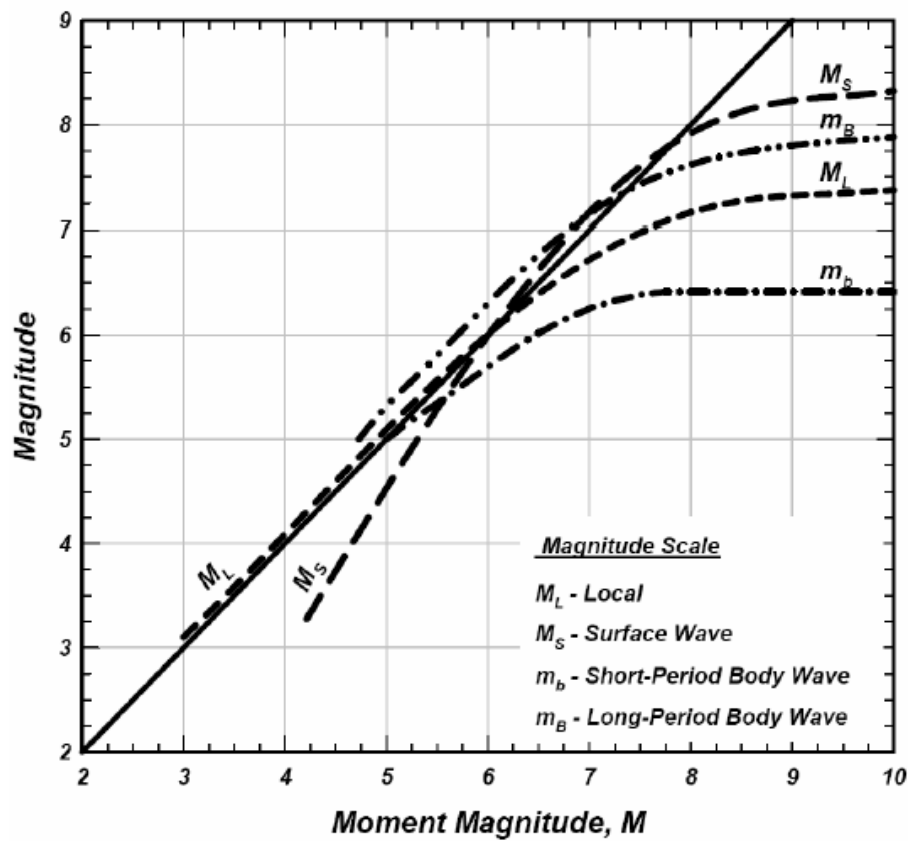
รูป 3.5. กราฟแสดงความสัมพันธ์ของจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหว TMD กับตัวแปรต่าง



รูป 3.6. แผนที่พื้นที่ศึกษาแสดงการกระจายตัวของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่บันทึกและรายงานมาตราตรวจวัดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกัน เส้นสีแดง คือ กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย



รูป 3.7. รูปแสดงตัวอย่างการวัดคลื่นแผ่นดินไหวที่แอมพลิจูดมีค่าสูงเกินกว่าขอบเขตที่เครื่องตรวจวัดสามารถบันทึกได้



รูป 3.8. รูปแสดงค่าความอิมตัวของขนาดแผ่นดินไหวชนิดต่างๆเมื่อเทียบกับ MW (Kagan และ Knopoff, 1980b)



ดังนั้นก่อนที่จะนำข้อมูลแผ่นดินไหวไปใช้ในการวิเคราะห์ในทางสถิติ เราจึงจำเป็นจะต้องมีการเปรียบเทียบความสัมพันธ์ระหว่างมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวต่างๆ ซึ่งความสัมพันธ์เหล่านี้จะมีความเฉพาะและแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ โดยวิธีการเปรียบเทียบเริ่มจากการนำข้อมูลแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษา ที่มีการรายงานขนาดแผ่นดินไหวมากกว่า 1 มาตราตรวจวัดในแต่ละเหตุการณ์ มาสร้างกราฟความสัมพันธ์ ซึ่งกราฟความสัมพันธ์ที่ได้ สามารถนำมาแปลงหน่วยขนาดแผ่นดินไหวเกิดขึ้นเฉพาะพื้นที่ศึกษาเดียวกับข้อมูลเปรียบเทียบเท่านั้น และหลังจากการแปลงหน่วยขนาดแผ่นดินไหว เราจะได้ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวใหม่ที่มีการรายงานมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวเพียงรูปแบบเดียว

จากข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้มานั้นจะมีการรายงานชนิดขนาดแผ่นดินไหว ทั้ง MS MB หรือแบบอื่นๆเป็นคู่ความสัมพันธ์ในเวลาเดียวกัน โดยความสัมพันธ์ที่ได้ถือเป็นมาตรฐานในการที่จะเปลี่ยนจากชนิดหนึ่งไปเป็นอีกชนิดหนึ่งตามสมการ (3.1, 3.2, 3.3, และ 3.4) (ดูรูป 3.9-3.12 ประกอบ)

- ความสัมพันธ์ระหว่าง ML และ MS

$$MS = 0.1066(ML)^2 - 0.1447(ML) + 2.7314 \quad (3.1)$$

- ความสัมพันธ์ระหว่าง ML และ MB

$$MB = 0.1316(ML)^2 - 0.4529(ML) + 3.6774 \quad (3.2)$$

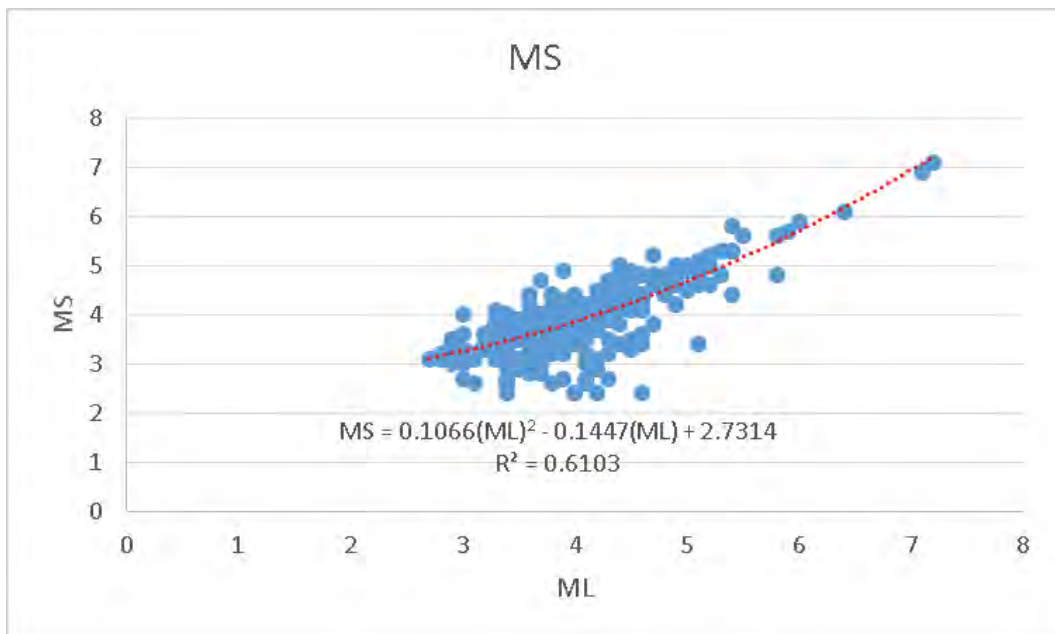
- ความสัมพันธ์ระหว่าง MB และ MW

$$MW = 0.0757(MB)^2 - 0.1927(MB) + 4.4547 \quad (3.3)$$

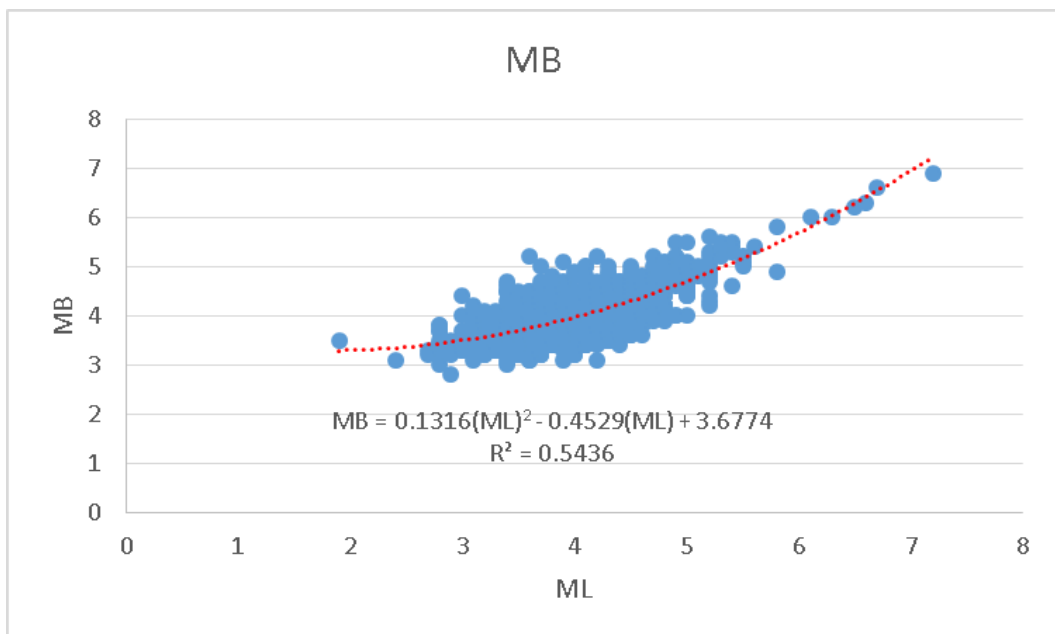
- ความสัมพันธ์ระหว่าง MS และ MW

$$MW = 0.1326(MS)^2 - 0.4963(MS) + 4.2489 \quad (3.4)$$

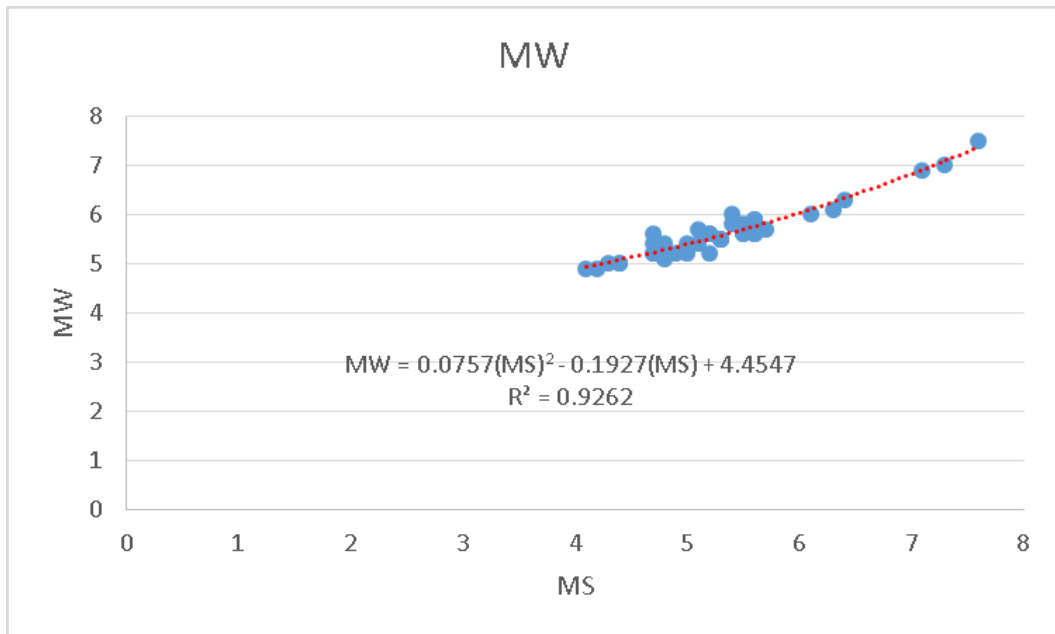
อีกสิ่งหนึ่งที่จะได้มาคือค่าความน่าเชื่อถือของความสัมพันธ์ของข้อมูลด้วยนั่นคือค่า  $R^2$  ซึ่งสามารถบอกได้ว่าคู่ความสัมพันธ์ที่มีความน่าเชื่อถือสูง จากรูป 3.9.-3.12 ตัวอย่างเช่น จากรูปจะเห็นว่าคู่ความสัมพันธ์ที่สามารถเลือกเส้นทางในการเปลี่ยนมาตรฐานได้คือ ML ที่สามารถเลือกได้ว่าจะเปลี่ยนเป็น MS หรือ MB แต่หากมองค่าความน่าเชื่อถือ  $R^2$  แล้วเห็นว่าสมควรกำหนดให้ ML ปรับเปลี่ยนเป็น MS มีค่าเท่ากับ 0.9262 ซึ่งมากกว่า MB ที่เท่ากับ 0.6947 เพราะมองขั้นตอนต่อไปที่ต้องเปลี่ยนเป็น MW นั้น ความสัมพันธ์ของ MS และ MW มีความน่าเชื่อถือมากกว่า



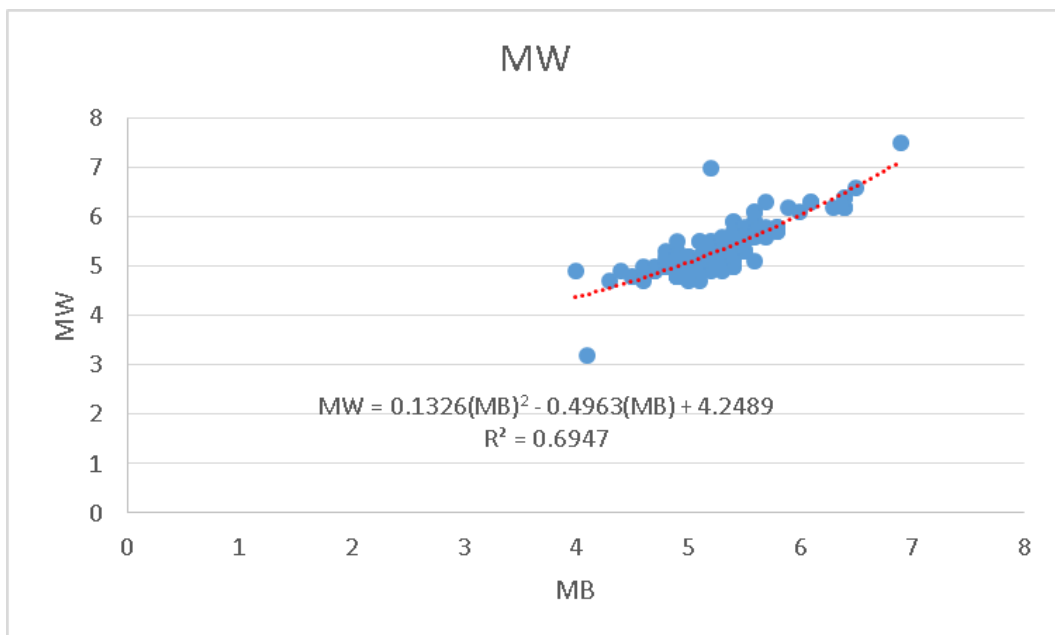
รูป 3.9. กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด ML-MS เพื่อใช้ในการปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน



รูป 3.10. กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด ML-MB เพื่อใช้ในการปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน



รูป 3.11. กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด MS-MW เพื่อใช้ในการปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน



รูป 3.12. กราฟแสดงความสัมพันธ์ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวชนิด MB-MW เพื่อใช้ในการปรับมาตรฐานให้อยู่ในรูปแบบเดียวกัน

### 3.3. การจัดกลุ่มและการคัดเลือกแผ่นดินไหวหลัก (Earthquake Declustering)

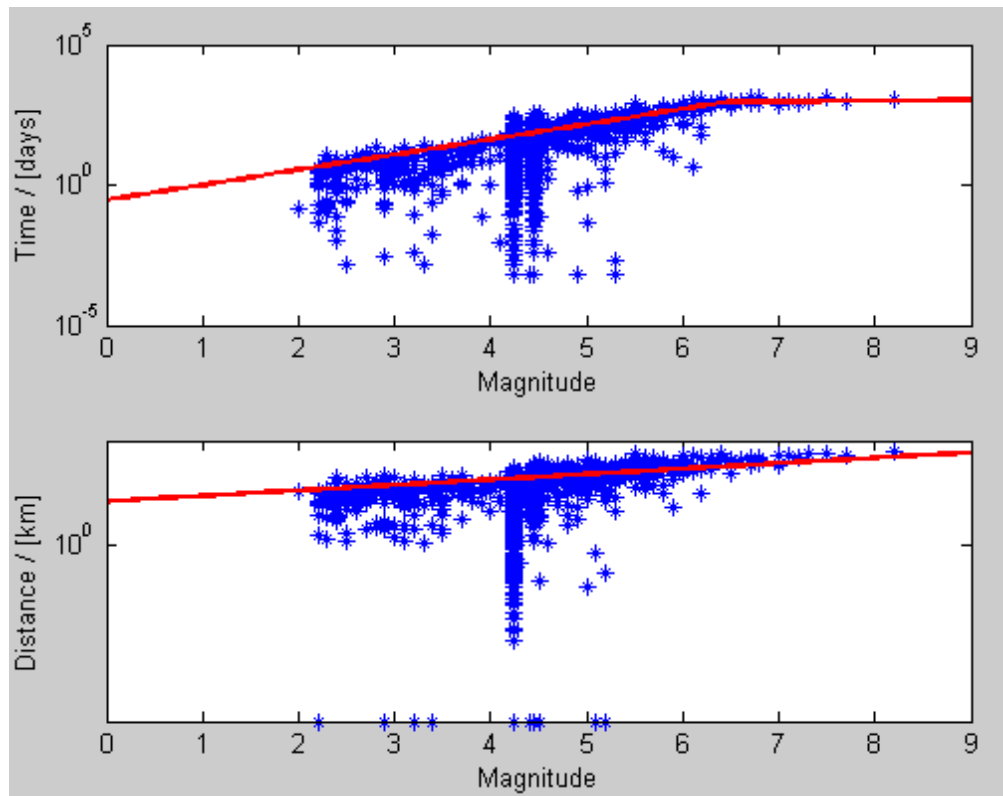
โดยข้อมูลแผ่นดินไหวที่บันทึกในฐานข้อมูลแต่ละฐานประกอบด้วย 3 ประเภท คือ แผ่นดินไหวนำ (foreshock) แผ่นดินไหวหลัก (mainshock) และแผ่นดินไหวตาม (aftershock) ซึ่งในการวิเคราะห์เชิงสถิตินั้น ฐานข้อมูลที่จะนำมาใช้จะต้องเลือกเพียงแค่แผ่นดินไหวหลัก เนื่องจากแผ่นดินไหวหลักเกิดจากแรงเค้น (stress) ที่มาจากการเปลี่ยนแปลงธรณีแปรสัณฐาน (tectonic activity) โดยตรง แต่แผ่นดินไหวนำเกิดจากการเตรียมพร้อมก่อนการเกิดแผ่นดินไหวหลัก และแผ่นดินไหวตามเกิดจากแรงเครียด (strain) ซึ่งเกิดมาจากการเคลื่อนตัวของพื้นที่หรือรอยเลื่อนในบริเวณ เมื่อเกิดแผ่นดินไหวหลัก ดังนั้นจึงจำเป็นต้องมีการจัดกลุ่มแผ่นดินไหวเพื่อคัดเลือกแผ่นดินไหวหลักและกำจัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามออก เพื่อให้ได้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่แสดงถึงพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐานโดยตรง

โดยแนวคิดนี้จะนำมาใช้ในการคัดเลือกข้อมูลแผ่นดินไหวหลัก และกำจัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตาม รวมถึงเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีการรายงานล่าช้าในพื้นที่นั้นๆ ไว้ ก็คือ แนวคิดของ Gardner และ Knopoff (1974) ซึ่งแนวคิดนี้เป็นที่นิยมใช้มากที่สุดในปัจจุบัน จากการศึกษางานวิจัยต่างๆ ในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้รวมถึงประเทศไทยด้วย

การคัดเลือกข้อมูลแผ่นดินไหวหลัก ด้วยการเลือกกำจัดแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามออกจากฐานข้อมูลแผ่นดินไหวหลัก โดยใช้โปรแกรม ZMAP (Wiemer, 2001) ซึ่งในการจำแนกเหตุการณ์แผ่นดินไหวหลักนั้นจะอาศัยความสัมพันธ์ระหว่าง ขนาดความรุนแรงของแผ่นดินไหว ระยะทางระหว่างเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ศึกษา และช่วงเวลาที่เกิดขึ้น โดยที่แสดงอยู่ในรูปของกรอบของเวลา (time window) และกรอบของระยะทาง (space window) ซึ่งจะช่วยให้เห็นถึงการจัดกลุ่มกันของแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตาม

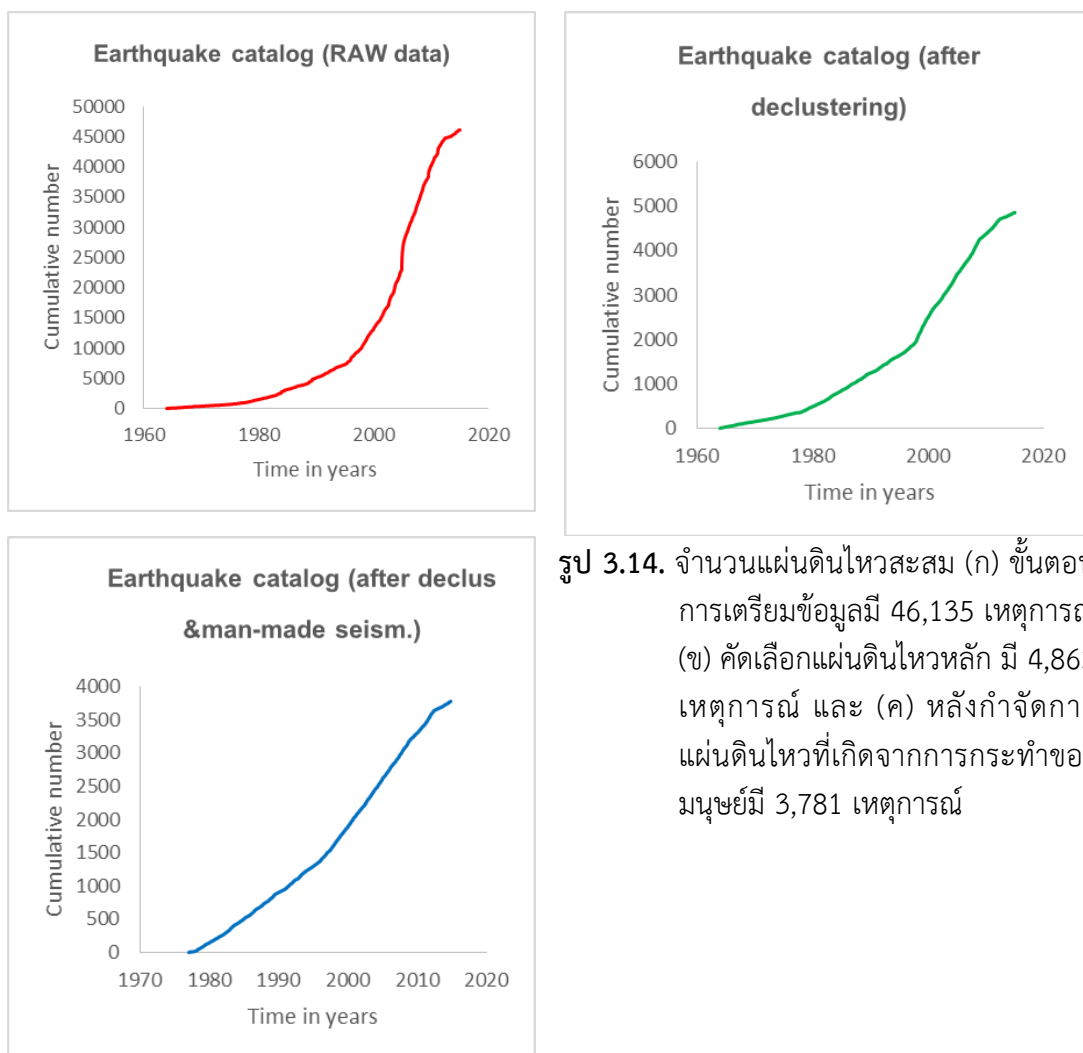
รูป 3.13. แสดงวิธีการคัดเลือกแผ่นดินไหวที่เคยถูกนำเสนอในอดีต งานวิจัยนี้ใช้หลักการคัดเลือกแผ่นดินไหวตามแนวทางของ Gardner และ Knopoff (1974) โดยหากเกิดแผ่นดินไหวหลักขนาดเล็ก พื้นที่ความเสียหายที่เกิดจากแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามจะไม่กว้างหรือครอบคลุมพื้นที่เล็กๆ และระยะเวลาที่เกิดแผ่นดินไหวตามนั้นก็สั้น ในทางเดียวกันกับการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ พื้นที่ความเสียหายที่เกิดจากแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามก็จะกว้างขึ้น ระยะเวลาของการปรับตัวของแผ่นดินไหวตามก็จะยาวนานขึ้นเพราะว่าพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการเลื่อนของแผ่นดินไหวมีพื้นที่ที่กว้าง ต้องใช้เวลาในการปรับให้เข้าสู่สมดุลนาน

จากการวิเคราะห์ตามหลักของ Gardner และ Knopoff (1974) ดังกล่าว ทำให้ผู้วิจัยสามารถจัดกลุ่มของแผ่นดินไหวได้ 3,135 กลุ่มแผ่นดินไหว (earthquake cluster) ซึ่งประกอบด้วยแผ่นดินไหวจำนวน 41,272 เหตุการณ์ (คิดเป็น 89% จากเหตุการณ์ทั้งหมด 46,135 เหตุการณ์) และจากผลการวิเคราะห์ดังกล่าวจำแนกเป็นแผ่นดินไหวหลักทั้งสิ้น 4,863 เหตุการณ์ โดยข้อมูลเหตุการณ์แผ่นดินไหวทั้งหมดอยู่ในระหว่างปี 1964 ถึงปี 2015 และขนาดแผ่นดินไหวตั้งแต่ 2.0-8.2 ดังแสดงในรูป 3.13 เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่อยู่ใต้เส้นสีแดงนั้นจะถือว่าเป็นกลุ่มของแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามที่ต้องกำจัดออก



รูป 3.13. หลักการจำแนกเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีการรายงานซ้ำกัน จะใช้แนวคิดหรือสมมติฐานของ Gardner และ Knopoff (1974) เส้นสีแดงคือกรอบระยะทาง และเวลาของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ขนาดใดๆ เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่มีระยะทางใกล้(ต่ำกว่าเส้นสีแดงในกราฟระยะทาง) และระยะเวลาของการเกิดแผ่นดินไหวเกิดภายใน (ต่ำกว่าเส้นสีแดงในกราฟระยะเวลา) จะถือเป็นแผ่นดินไหวกลุ่มแผ่นดินไหว (earthquake cluster) เดียวกัน

จากการแยกกลุ่มแผ่นดินไหวหลักแล้ว ผู้วิจัยได้นำข้อมูลเหตุการณ์แผ่นดินไหว ทั้งก่อนและหลังจากการแยกกลุ่มแผ่นดินไหวหลัก มาสร้างกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างจำนวนแผ่นดินไหวสะสมของฐานข้อมูลแผ่นดินไหว (Cumulative number of earthquake) และช่วงเวลาในแต่ละปี ดังรูป 3.14 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าก่อนการแยกกลุ่มแผ่นดินไหวหลัก จำนวนแผ่นดินไหวสะสมของฐานข้อมูลจะมีจำนวนข้อมูลทั้งแผ่นดินไหวนำและแผ่นดินไหวตามมาเกี่ยวข้องด้วย จึงทำให้ลักษณะของกราฟไม่เป็นเส้นตรงมากนัก ในขณะที่กราฟของฐานข้อมูลที่มีการแยกกลุ่มแผ่นดินไหวแล้วจะมีลักษณะที่ค่อนข้างเป็นเส้นตรงมากขึ้น แต่ก็ยังไม่ถือว่าเป็นเส้นตรงสมบูรณ์ เนื่องจากอาจจะมีปัจจัยด้านอื่นที่ทำให้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่วิเคราะห์ได้ ยังไม่ได้สื่อถึงพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐานอย่างแท้จริง โดยปัจจัยอีกประการหนึ่งอาจเกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ (Man-made Seismicity) ซึ่งจะต้องทำการวิเคราะห์ในขั้นตอนต่อไป



รูป 3.14. จำนวนแผ่นดินไหวสะสม (ก) ขั้นตอนการเตรียมข้อมูลมี 46,135 เหตุการณ์ (ข) คัดเลือกแผ่นดินไหวหลัก มี 4,863 เหตุการณ์ และ (ค) หลังกำจัดกาแผ่นดินไหวที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์มี 3,781 เหตุการณ์

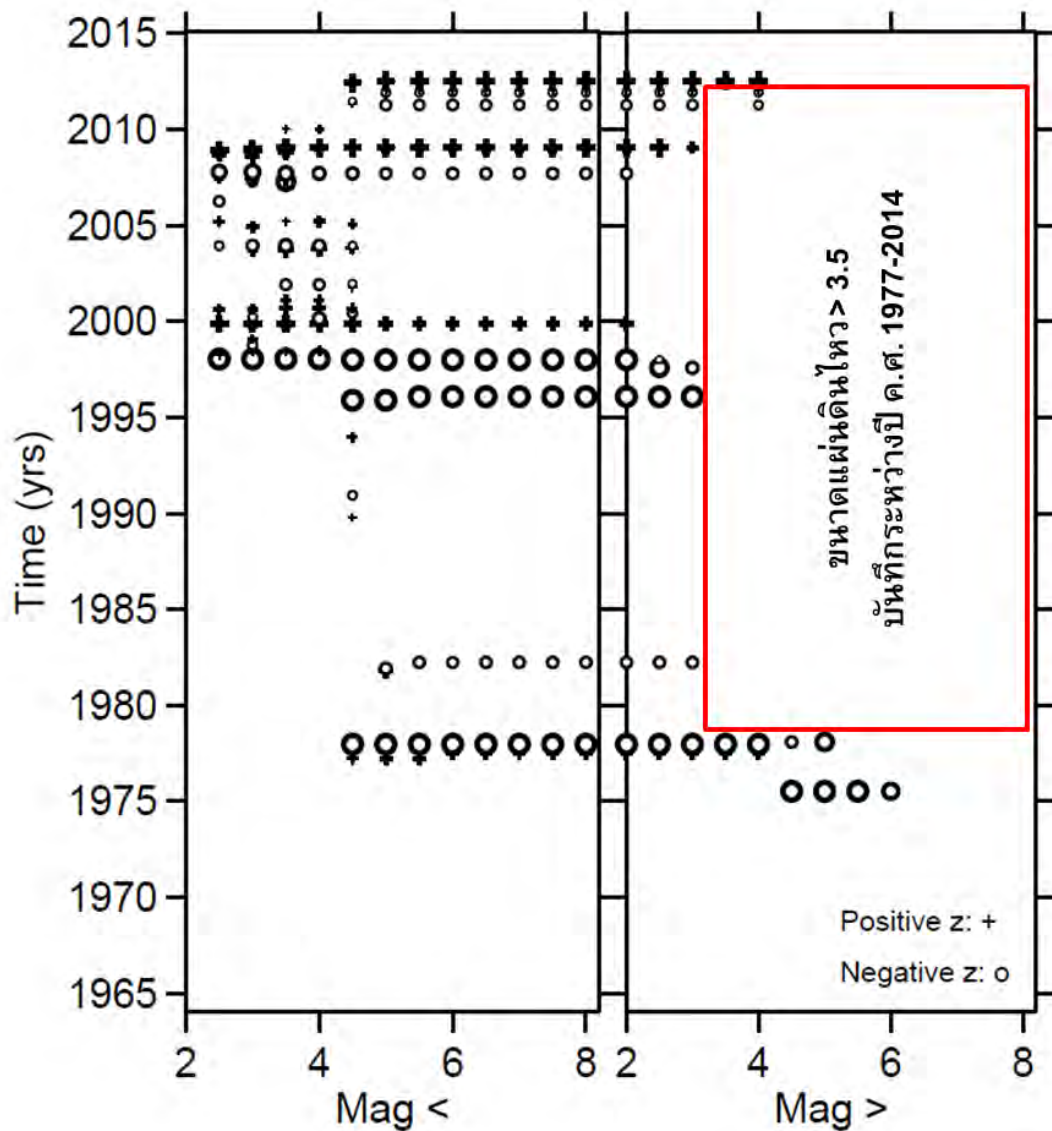
### 3.4. กำจัดแผ่นดินไหวที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ (Man-made Seismicity)

ในทางทฤษฎี นักแผ่นดินไหวเชื่อว่ากระบวนการทางธรณีแปรสัณฐาน เช่น ความเร็วหรือทิศทางของการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก ซึ่งเป็นกลไกหลักของการเกิดแผ่นดินไหวนั้นไม่สามารถเปลี่ยนแปลงได้อย่างทันทีทันใดในระยะเวลาอันสั้น ดังนั้นอัตราการเกิดแผ่นดินไหวโดยรวมในช่วงระยะเวลาไม่เกิน 100 ปี ของฐานข้อมูลแผ่นดินไหวจึงควรมีอัตราการเกิดที่สม่ำเสมอ หรืออีกนัยหนึ่งหากพิจารณาในเชิงจำนวนแผ่นดินไหวตามเวลาของการบันทึกนั้นควรจะเป็นเส้นตรง

อย่างไรก็ตามจำนวนแผ่นดินไหวสะสมจากข้อมูลหลังการคัดเลือกแผ่นดินไหวหลักก็ยังไม่ถือว่าเป็นเส้นตรงอย่างสมบูรณ์ตามรูป 3.14ข นักแผ่นดินไหววิทยาจึงคาดว่าอาจจะมีปัจจัยด้านอื่นๆ ที่ทำให้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่วิเคราะห์ได้นั้นยังไม่สื่อถึงพฤติกรรมทางธรณีแปรสัณฐานอย่างแท้จริง ฐานข้อมูลแผ่นดินไหวส่วนใหญ่นั้นมักได้รับผลกระทบต่างๆ จากกระบวนการตรวจวัดของมนุษย์ เช่น การเพิ่ม/ลด สถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวในเครือข่ายตรวจวัด ซึ่งจะส่งผลให้มีการบันทึกข้อมูลแผ่นดินไหวมากขึ้น/น้อยลง กว่าปกติ (Kanamori, 1981; Habermann และ Wyss, 1984; Wyss,

1991) การเปลี่ยนแปลงระเบียบวิธีหรือซอฟต์แวร์ในการประมวลข้อมูลเหตุการณ์แผ่นดินไหว ซึ่งทำให้การรายงานขนาดแผ่นดินไหวนั้นเปลี่ยนแปลงไปทั้งระบบ (Wyss และ Habermann, 1988) ตลอดจนการเปลี่ยนแปลงในหน่วยวัดหรือคำจำกัดความของขนาดแผ่นดินไหว (Habermann, 1987) เป็นต้น

จากปัญหาของการเปลี่ยนแปลงข้อมูลแผ่นดินไหวอันเนื่องมาจากกระบวนการตรวจวัดของมนุษย์นี้ ทำให้ Habermann (1983; 1987) ได้นำเสนอหลักการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหว ( $Z$ ) โดยใช้ค่าเฉลี่ยอัตราการเกิดแผ่นดินไหวใน 2 ช่วงเวลา และคำนวณค่า  $Z$  ตามสมการ (2.1) โดยผลการคำนวณจะแสดงอยู่ในรูปของการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาด และในแต่ละช่วงเวลา จาก รูป 3.15 เป็นผลการวิเคราะห์ข้อมูลแผ่นดินไหวหลักในพื้นที่ศึกษาตามแนวคิดของ Habermann (1983, 1987) โดยแสดงอยู่ในรูปของความสัมพันธ์ระหว่างระยะเวลาในการบันทึก (แกนตั้ง) และขนาดแผ่นดินไหว (แกนนอน) ซึ่งจากกราฟด้านขวาที่แสดงผลการวิเคราะห์อัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในแต่ละขนาดที่มากกว่าระดับแผ่นดินไหวที่กำหนด พบว่าข้อมูลแผ่นดินไหวในพื้นที่ศึกษามีการเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวอยู่หลายช่วงเวลา เช่นในช่วงปี ค.ศ. 1976 มีการเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในช่วงแผ่นดินไหวขนาด  $\leq 5.2$  ซึ่งแผ่นดินไหวขนาดใหญ่กว่า 5.2 มักไม่มีการเปลี่ยนแปลง แสดงว่ามีกิจกรรมบางอย่างของการตรวจวัดหรือการวิเคราะห์แผ่นดินไหวที่ส่งผลกระทบต่ออัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวในช่วงปี ค.ศ. 1976 นี้ หรือในช่วงปี ค.ศ. 1982, 1996, 1997 และ 2009 พบการเปลี่ยนแปลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวขนาด  $\leq 3.5$  ซึ่งน่าจะเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงการตรวจวัดแผ่นดินไหวตลอดช่วงขนาดแผ่นดินไหว เป็นต้น ซึ่งการเปลี่ยนแปลงเหล่านี้ อาจส่งผลกระทบต่อการวิเคราะห์พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในเชิงสถิติได้



รูป 3.15. ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการตรวจวัดและบันทึกแผ่นดินไหวตามแนวคิดของ Habermann (1983; 1987) ในแต่ละช่วงเวลาและแต่ละช่วงขนาดแผ่นดินไหว โดย  $\circ$  แสดงอัตราการตรวจวัดที่ลดลง ส่วน  $+$  แสดงอัตราการตรวจวัดที่เพิ่มขึ้น กรอบสีแดงคือ ช่วงเวลาและช่วงของขนาดแผ่นดินไหวที่ผู้วิจัยใช้ในการวิเคราะห์พฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวในขั้นต่อไป

อย่างไรก็ตามจากรูป 3.15 แสดงให้เห็นว่าในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 1977-2014 นั้นมีการเปลี่ยนแปลงของอัตราการตรวจวัดแผ่นดินไหวน้อยมาก โดยมีการเปลี่ยนแปลงเฉพาะแผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\leq 3.5$  ดังที่กล่าวไปในข้างต้น ดังนั้นเราสามารถคัดเลือกช่วงของข้อมูลแผ่นดินไหวที่มีขนาดใหญ่กว่า 3.5 ริกเตอร์ในช่วงปี ค.ศ. 1977-2014 ซึ่งมีการตรวจวัดด้วยอัตราเดียวกันอย่างต่อเนื่องมา



เป็นตัวแทนของพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวได้ ซึ่งเมื่อนำข้อมูลที่เลือกมาแสดงความสัมพันธ์อีกครั้งของจำนวนแผ่นดินไหวสะสม จะพบว่ามึลักษณะที่ใกล้กับเส้นตรงมากที่สุด (รูป 3.14ค)

ซึ่งหลังจากเสร็จสิ้นกระบวนการการคัดเลือกช่วงการตรวจวัดแผ่นดินไหว ในทางสถิติจะถือว่าฐานข้อมูลที่เหลืออยู่ันเป็นผลมาจากการรวบรวมข้อมูลทั้งหมด การปรับหน่วยให้เป็นหน่วยหรือมาตราตรวจวัดขนาดแผ่นดินไหวเดียวกัน การกำจัดแผ่นดินไหวอื่นๆ ที่ไม่ใช่แผ่นดินไหวหลักตลอดจนการคัดเลือกช่วงแผ่นดินไหวที่มีการตรวจวัดที่ต่อเนื่องและไม่มีผลกระทบอันเนื่องมาจากกิจกรรมการตรวจวัดแผ่นดินไหวของมนุษย์ ผู้วิจัยจึงอนุมานว่าฐานข้อมูลที่ได้นี้เป็นฐานข้อมูลแผ่นดินไหว ที่สื่อหรือมีนัยสัมพันธ์กับพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวมากที่สุด และสามารถนำไปวิเคราะห์ตัวแปรต่างๆ ที่สื่อถึงศักยภาพด้านการเกิดแผ่นดินไหวของแต่ละแหล่งกำเนิดได้อย่างมีความหมายถูกต้องในขั้นตอนต่อไป

**บทที่ 4**  
**การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหว (SEISMICITY RATE CHANGE)**

สืบเนื่องจากสมการ (2.1) และรูป 2.2 จะเห็นได้ว่าการประเมินการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวด้วยเทคนิคค่า  $Z$  นั้น จำเป็นที่จะต้องเลือกใช้ตัวแปรอิสระ 2 ตัว มาใช้ประกอบกระบวนการวิเคราะห์ค่า  $Z$  ซึ่งได้แก่ ความกว้างของช่วงเวลาในการคัดเลือกข้อมูลแผ่นดินไหวมาวิเคราะห์ค่า  $Z$  ( $T_w$ ) และจำนวนข้อมูลแผ่นดินไหว ( $N$ ) ที่จะคัดเลือกมาใช้ในการวิเคราะห์ค่า  $Z$  โดยจากงานวิจัยในอดีตบ่งชี้ว่าทั้งค่า  $T_w$  และค่า  $N$  นั้น ที่แตกต่างกันและเหมาะสมกันในแต่ละพื้นที่ศึกษา ดังนั้นเพื่อที่จะระบุตัวแปรอิสระที่เหมาะสมทั้ง  $N$  และ  $T_w$  สำหรับการวิเคราะห์ความผิดปกติของค่า  $Z$  ในพื้นที่กลุ่มรอยเลื่อนสะกายนี้ ผู้วิจัยได้ทำการคัดเลือกแผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\geq 6.0$  Mw จำนวน 7 เหตุการณ์ (รูป 4.1 และตาราง 4.1) เพื่อนำมาเป็นกรณีศึกษาในการทดสอบการวิเคราะห์ค่า  $Z$  แบบย้อนหลัง (retrospective test)

**ตาราง 4.1.** แผ่นดินไหวขนาด  $\geq 6.0$  Mw ที่เกิดขึ้นตาม กลุ่มรอยเลื่อนสะกายในช่วง 1991-2007 และผลทางสถิติที่ประเมินได้จากผลการวิเคราะห์ค่า  $Z$

ลำดับ	ลองจิจูด	ละติจูด	ความลึก (กม.)	วัน/เดือน/ปี	เวลา	$M_w$	$Z_{Max}$	$Z_{Date}$ (ค.ศ.)	$Q_{Duration}$ (year)
1.	96.0	23.5	20	05/01/1991	14: 57	7.0	2.3	1987.74	3.3
2.	95.7	15.7	15	01/04/1991	03: 53	6.0	-	-	-
3.	97.2	25.2	33	11/01/1994	00: 51	6.1	4.8	1986.86	7.2
4.	96.9	18.7	33	15/08/1999	16: 18	6.0	5.1	1993.50	6.1
5.	97.2	26.7	37	07/06/2000	21: 46	6.3	4.7	1994.68	5.7
6.	95.7	19.9	16	21/09/2003	18: 16	6.6	-	-	-
7.	95.8	19.4	33	30/07/2007	22: 42	6.4	4.9	2003.93	3.6

หมายเหตุ:  $Z_{max}$  หมายถึง ค่า  $Z$  สูงสุดที่วิเคราะห์ได้จากการประเมินค่า  $Z$  ที่เปลี่ยนแปลงในแต่ละช่วงเวลา,  $Z_{Date}$  หมายถึงวันที่ตรวจพบค่า  $Z$  สูงสุดดังกล่าว และ  $Q_{Duration}$  หมายถึง ช่วงเวลา ระหว่าง  $Z_{Date}$  และเวลาที่เกิดแผ่นดินไหวที่พิจารณาในแต่ละเหตุการณ์



รูป 4.1. แผนที่กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (เส้นทึบสีน้ำเงิน) แสดงตำแหน่งจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่มีขนาด  $\geq 6.0$  Mw (ดาวสีแดง) ที่บันทึกในช่วงปี ค.ศ. 1991-2007 จำนวน 7 เหตุการณ์ ที่นำมาใช้เป็นกรณีศึกษาในการวิเคราะห์ค่า  $Z$  วงกลมโปร่งสีฟ้า หมายถึงเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ผ่านกระบวนการสังเคราะห์ข้อมูลต่างๆ ตามกระบวนการที่แสดงในบทที่ 3 เส้นสีเทาหมายถึงกลุ่มรอยเลื่อนแผ่นดินไหวที่รวบรวมและนำเสนอโดย Pailoplee และคณะ (2009)

ในกระบวนการทดสอบแบบย้อนกลับนั้น เป็นวิธีการจำลองจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นแล้วในอดีต โดยในแต่ละกรณีศึกษาของเหตุการณ์แผ่นดินไหวดังกล่าว ผู้วิจัยได้วิเคราะห์ค่า  $Z$  ซ้ำหลายครั้ง โดยเปลี่ยนตัวแปรอิสระที่แตกต่างกันในช่วง  $N = 50-150$  เหตุการณ์ โดยมีระยะห่างทุกๆ 25 เหตุการณ์ ขณะที่ช่วงเวลาที่พิจารณาอยู่ที่ 0.5-10 ปี โดยช่วงของการเปลี่ยนระยะเวลาทุกๆ 0.5 ปี ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ในการวิเคราะห์ค่า  $Z$  ในแต่ละกรณีศึกษาเหตุการณ์แผ่นดินไหว ผู้วิจัยต้องวิเคราะห์ซ้ำตามเงื่อนไขทั้งหมด 100 ( $5 \times 20$ ) กรณี ซึ่งผลการวิเคราะห์ค่า  $Z$  ในเบื้องต้นของแต่ละกรณีศึกษาหรือเงื่อนไขนั้นสรุปได้ดังตารางใน ภาคผนวก

โดยหลังจากเตรียมข้อมูลเสร็จแล้ว ขั้นตอนแรกจะต้องเลือกข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้จากการสังเคราะห์ในบทที่ 3 มาจนถึงวันที่เกิดเหตุการณ์ของกรณีศึกษา จากนั้นจึงเริ่มทำการทดสอบย้อนกลับของกรณีศึกษาที่ละกรณีโดยคัดเลือกเหตุการณ์ของกรณีศึกษามา 1 เหตุการณ์และนำข้อมูลแผ่นดินไหวที่อยู่ในกรอบศึกษาและเลือกเฉพาะเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นก่อนเหตุการณ์ของกรณีศึกษาที่นำมาพิจารณา จากการวิเคราะห์ค่า  $Z$  หากพบค่าความผิดปกติ  $Z$  หรือว่า  $Z$  สูงสุด ณ ช่วงเวลาใด ให้บันทึกค่า  $Z$  สูงสุด ช่วงเวลาที่เกิดค่า  $Z$  สูงสุด และระยะเวลาจากการเจอ ค่า  $Z$  สูงสุดดังกล่าวและเวลาการเกิดแผ่นดินไหวที่นำมาเป็นกรณีศึกษาโดยผลการจากการวิเคราะห์ในภาคผนวกดังกล่าว ผู้วิจัยได้คัดเลือกเงื่อนไขที่มีประสิทธิภาพในการประเมินค่า  $Z$  มา 4 เงื่อนไข ดังแสดงในตาราง 4.2

หลังจากที่คัดเลือกเงื่อนไขที่น่าสนใจมาได้แล้ว 4 เงื่อนไข ดังแสดงในตาราง 4.2 แสดงให้เห็นว่าในกรณีของเงื่อนไขที่ 1 และ 2 ซึ่งใช้ จำนวนเหตุการณ์ในรัศมี 25 เหตุการณ์ กรอบเวลาที่ใช้ในการประเมินค่า  $Z$  0.5 และ 1.0 ปี รัศมีการกวาดเพื่อเลือกข้อมูลมาใช้ 150 กม. จะสามารถตรวจพบค่าความผิดปกติ  $Z$  ก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่นำมาใช้เป็นกรณีศึกษาทั้งหมด 7 เหตุการณ์ ในขณะที่เงื่อนไขที่ 3 และ 4 ซึ่งใช้จำนวนเหตุการณ์ในรัศมี 25 และ 50 เหตุการณ์กรอบเวลาที่ใช้ในการประเมินค่า  $Z$  2 ปี รัศมีการกวาดเพื่อเลือกข้อมูลมาใช้ 150 กม. สามารถตรวจวัดค่าความผิดปกติ  $Z$  ก่อนเกิดแผ่นดินไหวที่นำมาใช้เป็นกรณีศึกษาได้เพียง 5 เหตุการณ์ เท่านั้น อย่างไรก็ตามเพื่อที่จะตรวจสอบการกระจายตัวของค่า  $Z$  สูงสุดที่ตรวจพบจากเงื่อนไขต่างๆ ที่มีศักยภาพในข้างต้น 4 เงื่อนไข ผู้วิจัยได้ทำการประเมินการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวด้วยวิธีค่า  $Z$  โดยประเมินในเชิงพื้นที่ โดยในเบื้องต้นนั้นผู้วิจัยได้แบ่งพื้นที่ศึกษาออกเป็นพื้นที่ย่อย (gridding) โดยมีขนาดพื้นที่ย่อย  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (เนื่องจากการประเมินในเบื้องต้น จึงแบ่งพื้นที่เพียง  $0.5^\circ$  เพื่อวิเคราะห์ในเบื้องต้นเท่านั้น) ซึ่งในแต่ละกริดย่อย ผู้วิจัยได้ประเมินค่า  $Z$  โดยใช้เงื่อนไขดังแสดงในตาราง 4.2 ซึ่งเมื่อได้ข้อมูลการเปลี่ยนแปลงค่า  $Z$  ตลอดทุกกริด ณ เวลาที่พบค่า  $Z$  สูงสุด จากนั้นจึงจัดทำเป็นแผนที่เพื่อดูการกระจายตัวของค่า  $Z$  ดังกล่าว ซึ่งผลการประเมินในเชิงพื้นที่ของทั้ง 4 เงื่อนไขนั้น แสดงในรูป 4.2

ตาราง 4.2. เงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับที่น่าสนใจ 4 เงื่อนไขจาก 100 ( $5 \times 20$ ) เงื่อนไข ตัวแปรที่กำหนดจะประกอบด้วยจำนวนเหตุการณ์ในรัศมี, ระยะเวลา, รัศมีและจำนวนเหตุการณ์ที่ตรงกับกรณีศึกษา

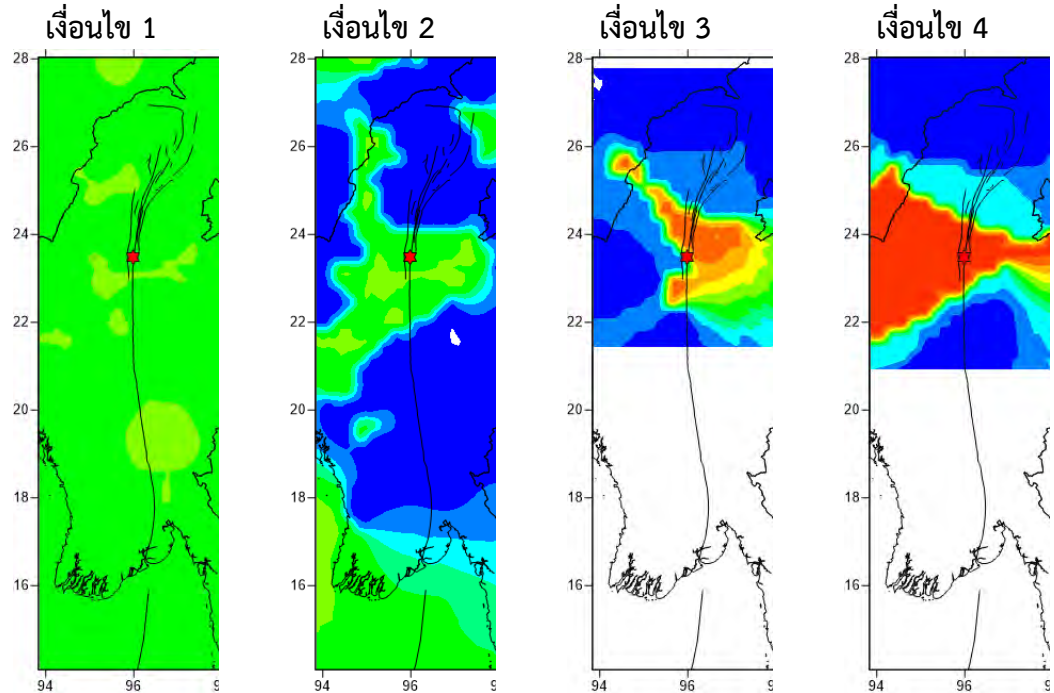
ลำดับ	รายละเอียด	ตัวแปรที่ใช้
1.	จำนวนเหตุการณ์ในรัศมี ระยะเวลาที่ใช้ในการประเมินค่า $Z$ รัศมีการกวาดเพื่อเลือกข้อมูลมาใช้ จำนวนเหตุการณ์ที่ตรงกับกรณีศึกษา	25 เหตุการณ์ 0.5 ปี 150 กม. 7 เหตุการณ์
2.	จำนวนเหตุการณ์ในรัศมี ระยะเวลาที่ใช้ในการประเมินค่า $Z$ รัศมีการกวาดเพื่อเลือกข้อมูลมาใช้ จำนวนเหตุการณ์ที่ตรงกับกรณีศึกษา	25 เหตุการณ์ 1 ปี 150 กม. 7 เหตุการณ์
3.	จำนวนเหตุการณ์ในรัศมี ระยะเวลาที่ใช้ในการประเมินค่า $Z$ รัศมีการกวาดเพื่อเลือกข้อมูลมาใช้ จำนวนเหตุการณ์ที่ตรงกับกรณีศึกษา	25 เหตุการณ์ 2 ปี 150 กม. 5 เหตุการณ์
4.	จำนวนเหตุการณ์ในรัศมี ระยะเวลาที่ใช้ในการประเมินค่า $Z$ รัศมีการกวาดเพื่อเลือกข้อมูลมาใช้ จำนวนเหตุการณ์ที่ตรงกับกรณีศึกษา	50 เหตุการณ์ 2 ปี 150 กม. 5 เหตุการณ์

รูป 4.2 คือแผนที่ประเทศพม่าและพื้นที่ข้างเคียงแสดงแนวการวางตัวของกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (เส้นทึบสีดำ) และตำแหน่งของเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่ใช้เป็นกรณีศึกษา (ดาวสีแดง) โดยจากรูปแสดงผลการกระจายตัวของค่า  $Z$  จากการทดสอบย้อนกลับตามเงื่อนไขการทดสอบที่แตกต่างกัน โดยในกรณีของเงื่อนไขที่ 1 และ 2 นั้น พบว่ากระจายตัวของค่า  $Z$  นั้นไม่แสดงความแตกต่างหรือความหลากหลายของค่า  $Z$  มากนักตลอดทั้งพื้นที่ศึกษา โดยมักจะแสดงค่า  $Z$  สูงตลอดทั้งพื้นที่ศึกษา ทำให้ผู้วิจัยไม่สามารถจำแนกพื้นที่ที่มีค่า  $Z$  สูงกว่าปกติ (เมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่ข้างเคียง) ได้อย่างชัดเจน อย่างไรก็ตามในกรณีของเงื่อนไขที่ 3 และ 4 นั้นมีค่า  $Z$  ที่หลากหลายในพื้นที่ศึกษาและพบว่าในบางพื้นที่แสดงค่า  $Z$  ที่สูงกว่าปกติเมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่ข้างเคียง และสามารถนำมาใช้ในการกำหนดพื้นที่เสี่ยงที่อาจเกิดแผ่นดินไหวในอนาคตได้

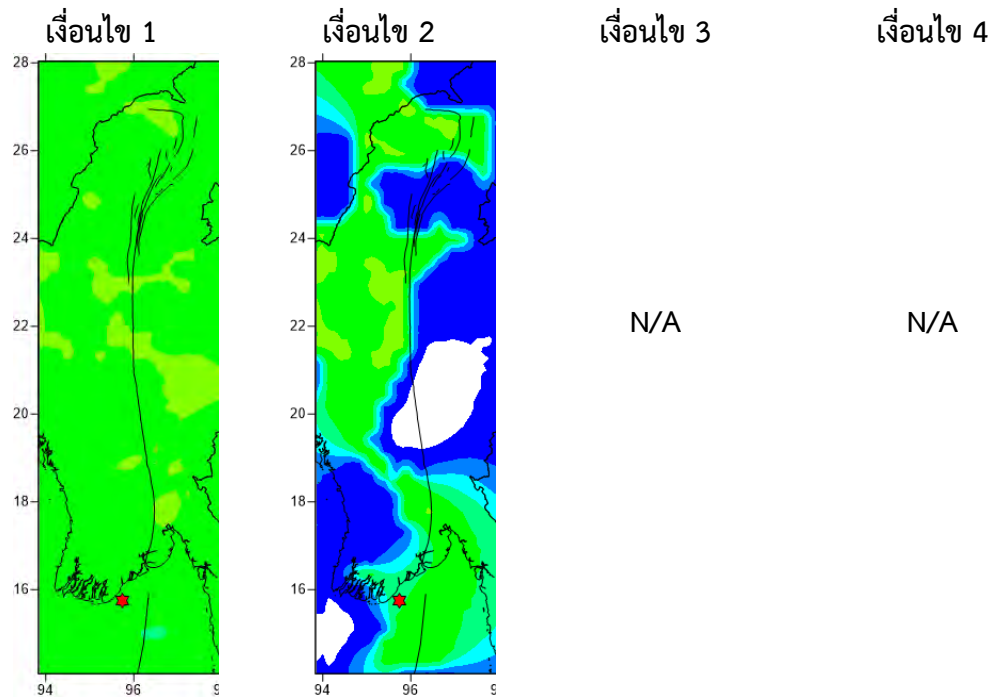
หากพิจารณาระหว่างเงื่อนไขที่ 3 และ 4 ในเชิงรายละเอียดพบว่า ถึงแม้ว่าทั้ง 2 เงื่อนไขดังกล่าวจะแสดงการกระจายตัวที่ใกล้เคียงกันมากของค่า  $Z$  ที่สูงอย่างผิดปกติ แต่เงื่อนไขที่ 3 นั้นสามารถตรวจพบค่าความผิดปกติก่อนเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ได้เร็วกว่าเมื่อเทียบกับเงื่อนไขที่ 4 ซึ่งหมายถึงระยะเวลาระหว่างช่วงเวลาที่พบค่าความผิดปกติ  $Z$  สูง กับแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นตามมานั้น ในเงื่อนไขที่ 3 ใช้เวลาสั้นกว่าเงื่อนไขที่ 4) ซึ่งการพบสัญญาณความผิดปกติของค่า  $Z$  ในระยะเวลาอันสั้นก่อนเกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวมีประโยชน์ต่อการทำนายแผ่นดินไหวในระยะสั้น (short-term

earthquake forecasting) ผู้วิจัยจึงเลือกใช้เงื่อนไขที่ 3 ดังแสดงในตาราง 4.2 เป็นเงื่อนไขที่เหมาะสมในการประเมินอัตราการเปลี่ยนแปลงการเกิดแผ่นดินไหวในพื้นที่กลุ่มรอยเลื่อนสะกายนี้

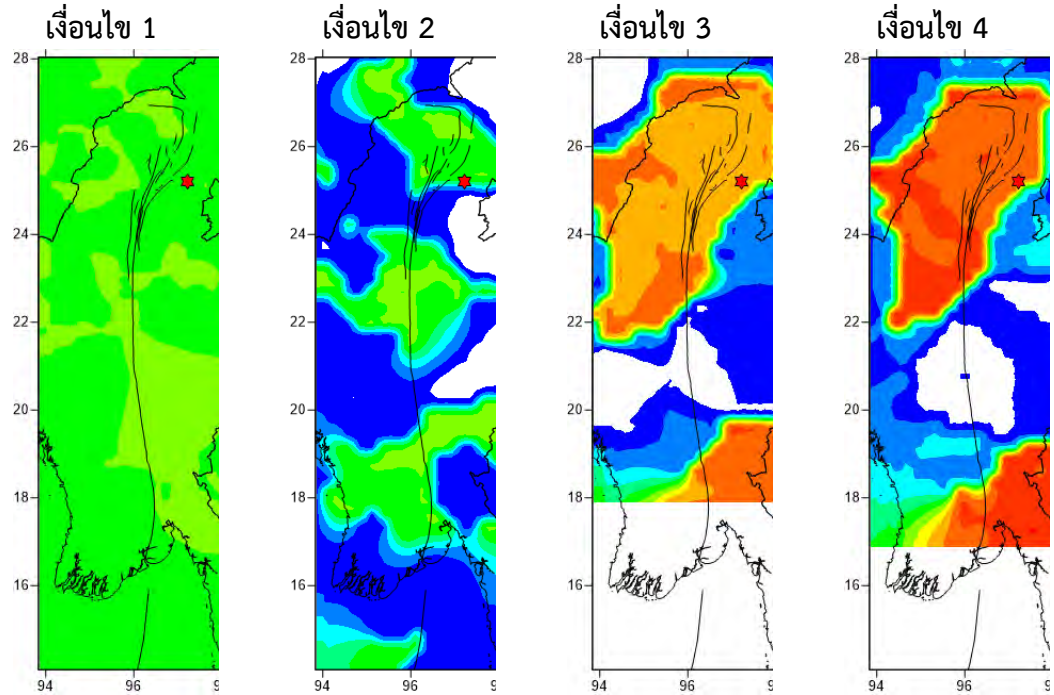
ก) MW = 7.0, วัน/เดือน/ปี 05/01/1991



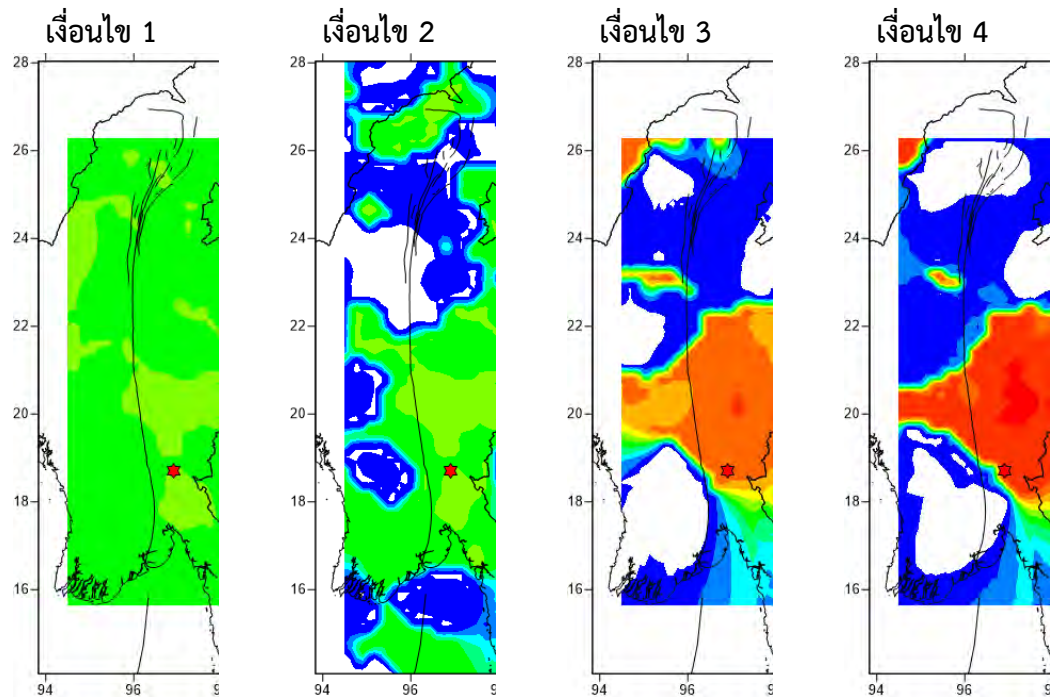
ข) MW = 6.0, วัน/เดือน/ปี 01/04/1991



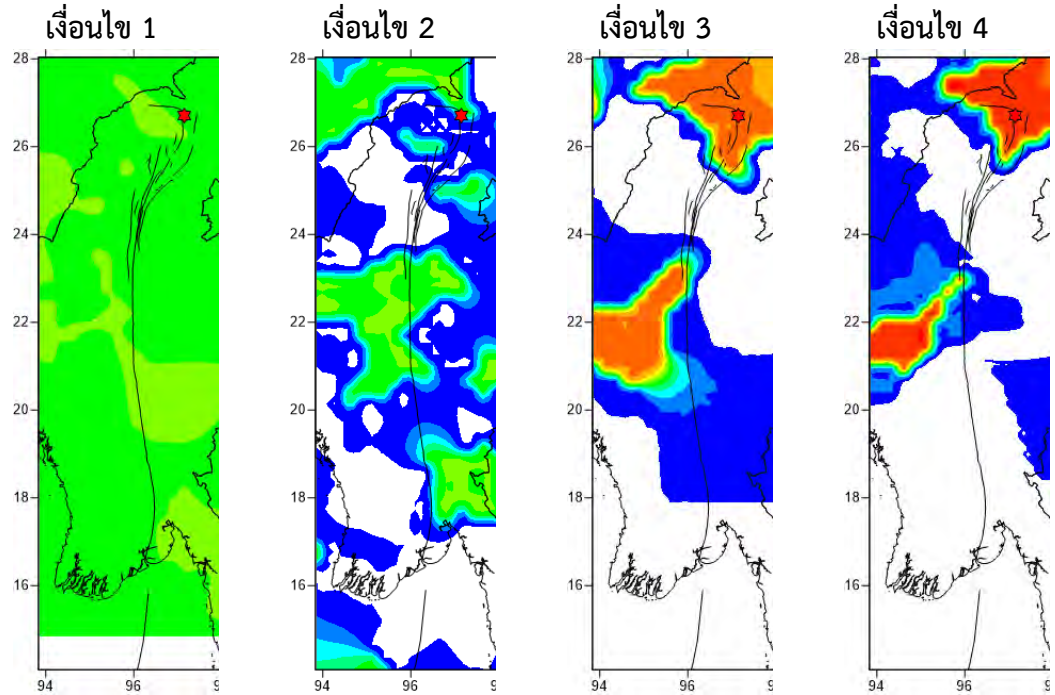
ค) MW = 6.1, วัน/เดือน/ปี 11/01/1994



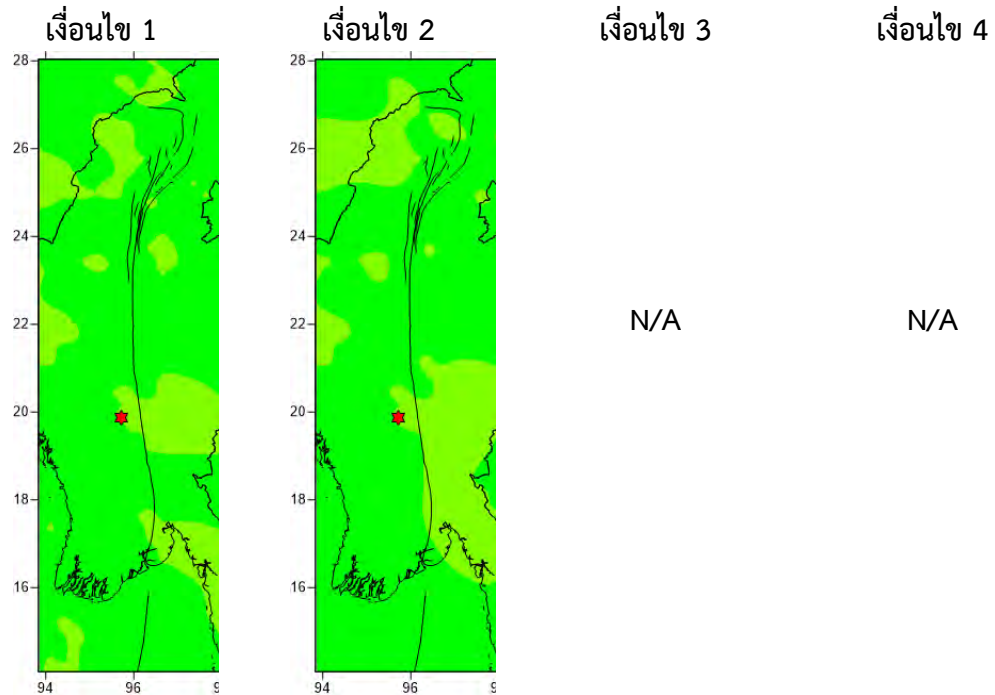
ง) MW = 6.0, วัน/เดือน/ปี 15/08/1999



จ) MW = 6.3, วัน/เดือน/ปี 07/06/2000

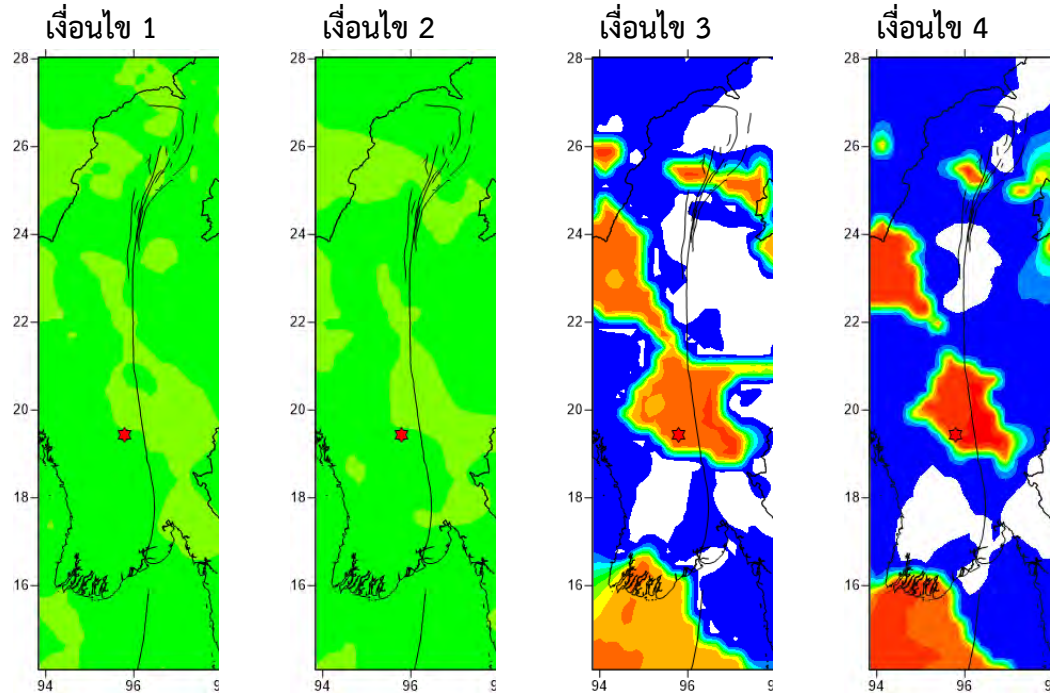


ฉ) MW = 6.6, วัน/เดือน/ปี 21/09/2003





ข) MW = 6.4, วัน/เดือน/ปี 30/07/2007



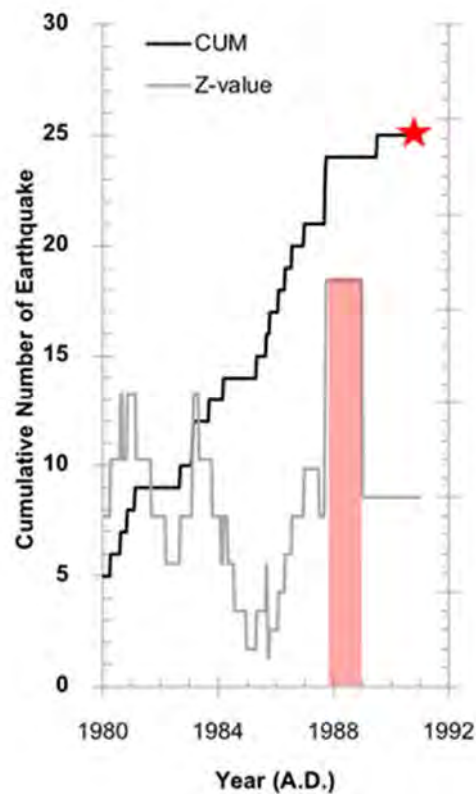
รูป 4.2. แผนที่กลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (เส้นทึบสีดำ) แสดงผลการวิเคราะห์ค่า  $Z$  ในเชิงพื้นที่ โดยการใช้เงื่อนไขที่ต่างกันไป 4 เงื่อนไขดังแสดงในตาราง 4.2 สีเขียวและสีน้ำเงินแสดงถึงค่า  $Z$  ต่ำ ส่วนสีแดงแสดงถึงค่า  $Z$  สูง และดาวสีแดงหมายถึงตำแหน่งจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่ใช้เป็นกรณีศึกษาในแต่ละเหตุการณ์

#### 4.1. การประเมินย้อนกลับในเชิงเวลา (Temporal Retrospective Test)

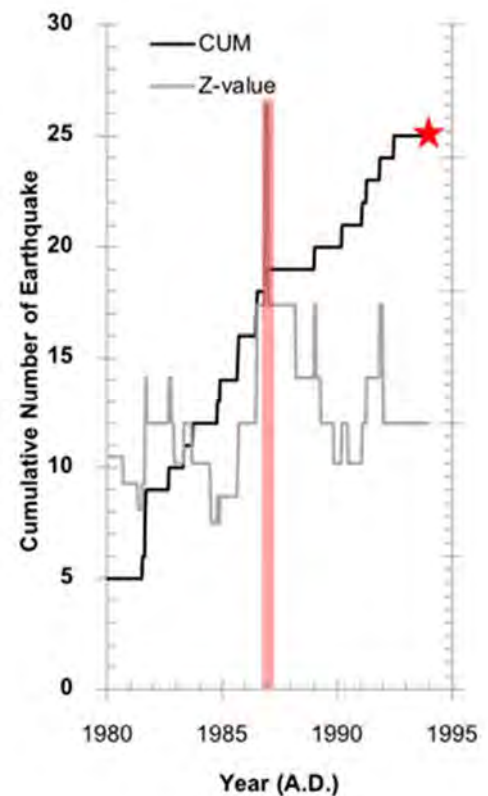
หลังจากการวิเคราะห์อัตราการเปลี่ยนแปลงการเกิดแผ่นดินไหวในเบื้องต้น และคัดเลือกเงื่อนไขที่เหมาะสมที่สุดจากขั้นตอนที่ผ่านมาได้เรียบร้อยแล้ว ในขั้นตอนนี้ ผู้วิจัยได้วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในเชิงเวลา เริ่มจากการคัดเลือกแผ่นดินไหวที่ใกล้กับจุดศึกษามากที่สุดจำนวน  $N = 25$  เหตุการณ์มาพิจารณา จากนั้นจึงประเมินค่า  $Z$  ในแต่ละช่วงเวลา  $T_w = 2$  ปี และขยับการประเมินไปทุกๆ 14 วัน เริ่มจากปี 1980 (ปีที่ข้อมูลเริ่มครบถ้วนสมบูรณ์ไปจนถึงเวลาการเกิดแผ่นดินไหวในแต่ละกรณี ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาของ  $Z$  แสดงในรูป 4.3 ซึ่งผลการวิเคราะห์ในเชิงเวลาแสดงให้เห็นว่าเมื่อใช้ตัวแปร  $N = 25$  เหตุการณ์ และ  $T_w = 2$  ปี การวิเคราะห์ค่า  $Z$  สามารถตรวจพบ ภาวะเจียบสงบแผ่นดินไหวที่สำคัญก่อนที่จะเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ตามมา ในบริเวณกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย โดยพบทั้งสิ้น 5 จาก 7 กรณีศึกษา (ตาราง 4.1) รูป 4.3 แสดงจำนวนสะสมของการเกิดแผ่นดินไหวและค่า  $Z$  จากการประเมินจากแผ่นดินไหวกรณีศึกษา 5 เหตุการณ์

ตัวอย่างเช่นในรูป 4.3ก พบค่า  $Z = 2.3$  ที่สูงอย่างผิดปกติเริ่มแสดงให้เห็นเมื่อ 1987.74 และประมาณ 3.3 ปี หลังจากนั้นก็เกิดแผ่นดินไหวขนาด 7.0 Mw ในกลุ่มรอยเลื่อนสะกายบริเวณทางตอนเหนือของเมืองมัทตะละเลย์ในวันที่ 5 มกราคม 1991 ในกรณีของรูป 4.3ข ยังสามารถสังเกตเห็นช่วงเวลาสั้นๆ ของการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหวก่อนที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.1 Mw เมื่อวันที่ 11 มกราคม 1994 ในรูป 4.3ค แสดงการลดลงของอัตราการเกิดแผ่นดินไหว ( $Z = 5.1$ ) ในช่วงปี 1993.5-1997.33 และหลังจากนั้นเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.0 Mw ใน 15 สิงหาคม 1999 ภาวะเสียบสงบแผ่นดินไหวที่สามารถสังเกตเห็นได้อย่างชัดเจนจากค่า  $Z$  นั้น พบในช่วง 1989.12, 1992.23 และ 1994.68 (รูป 4.3ง) ก่อนเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.3 Mw ใน 7 มิถุนายน 2000 ซึ่งเกิดประมาณ 5.7 ปีหลังจากตรวจพบภาวะเสียบสงบแผ่นดินไหว (รูป 4.3ง) และภาวะเสียบสงบแผ่นดินไหว ที่ตรวจพบสุดท้ายคือค่าความผิดปกติ  $Z = 4.9$  ที่ตรวจพบในปี 2003.93 ประมาณ 3.6 ปี ก่อนที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.4 Mw ใน 30 กรกฎาคม 2007 (รูป 4.3จ)

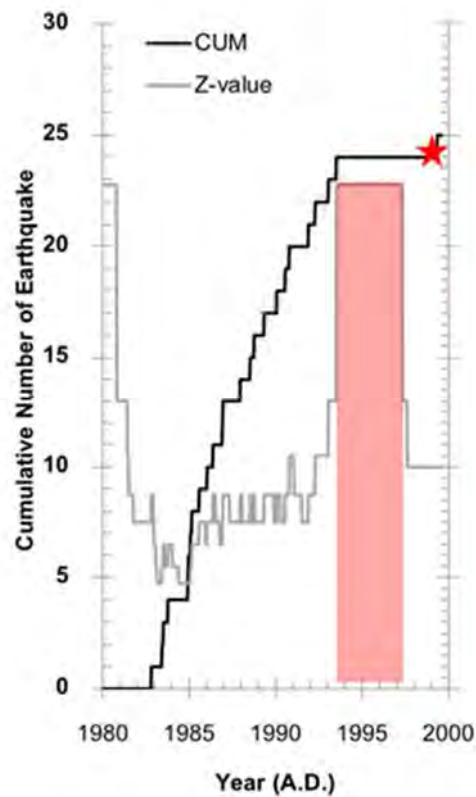
ก) แผ่นดินไหว 7.0 Mw, 05/01/1991



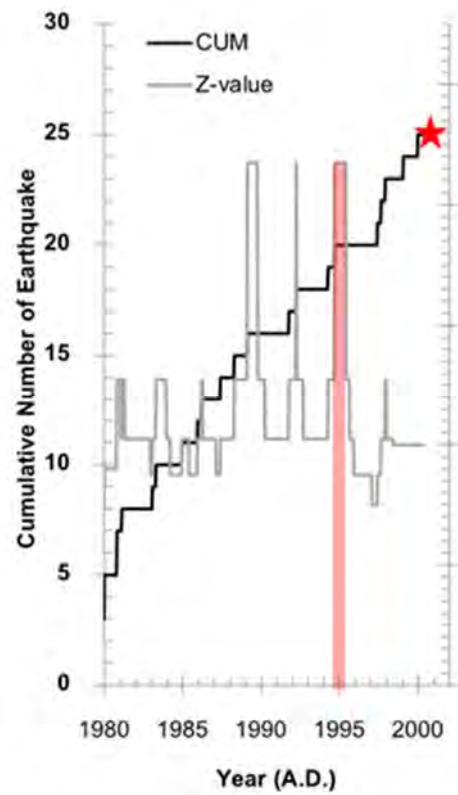
ข) แผ่นดินไหว 6.1 Mw, 11/01/1994



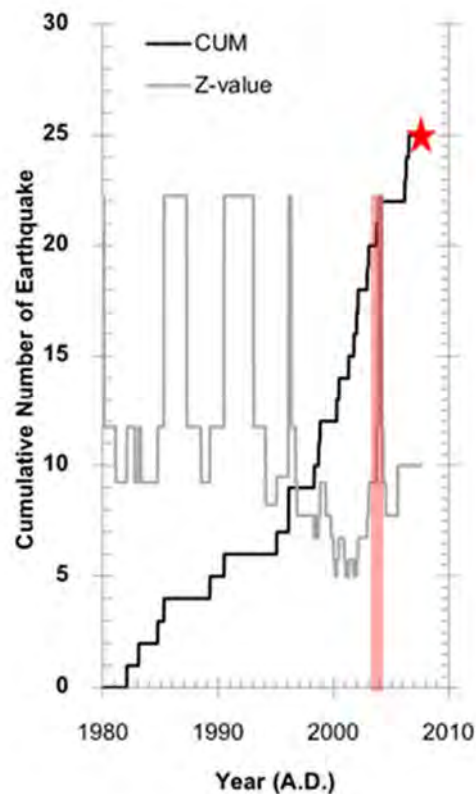
ค) แผ่นดินไหว 6.0 Mw, 15/08/1999



ง) แผ่นดินไหว 6.3 Mw, 07/06/2000



จ) แผ่นดินไหว 6.4 Mw, 30/07/2007



รูป 4.3. การเปลี่ยนแปลงเชิงเวลาของจำนวนแผ่นดินไหวสะสม (เส้นสีดำ) ซ้อนทับด้วยค่า Z (สายสีเทา) ประเมินที่จุดศูนย์กลางการเกิดแผ่นดินไหว 5 เหตุการณ์ (ดาว) ดังแสดงในตาราง 4.1 ค่า Z ที่ประเมินว่าเป็นภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหวเน้นโดยแถบโปร่งใส (ก) แผ่นดินไหว 7.0 Mw (ข) แผ่นดินไหว 6.1 Mw (ค) แผ่นดินไหว 6.0 Mw (ง) แผ่นดินไหว 6.3 Mw และ (จ) แผ่นดินไหว 6.4 Mw

โดยสรุปผลจากการวิเคราะห์ค่า  $Z$  ในเชิงเวลาดังแสดงในรูป 4.3 พบว่าภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหวที่ตรวจพบได้โดยส่วนใหญ่จากทั้ง 5 เหตุการณ์แผ่นดินไหวที่นำมาใช้เป็นกรณีศึกษานั้นมีช่วงเวลาระหว่าง เวลาที่ตรวจพบสัญญาณความผิดปกติของค่า  $Z$  และเวลาที่เกิดแผ่นดินไหวใหญ่ มีช่วงเวลาอยู่ในช่วงประมาณ 3.3-7.2 ปี ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าด้วยการใช้ตัวแปรอิสระ  $N = 25$  เหตุการณ์ และ  $T_w = 2$  ปี ค่า  $Z$  ที่คำนวณได้จึงมีประสิทธิภาพอย่างยิ่งในการใช้เป็นสัญญาณบอกเหตุ (precursor) โดยเฉพาะอย่างยิ่งสำหรับกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย บริเวณตอนกลางของประเทศพม่า สำหรับการพยากรณ์แผ่นดินไหวในระยะกลาง (intermediate-term earthquake forecasting) ซึ่งนิยามว่าการพยากรณ์แผ่นดินไหวระยะกลาง หมายถึง การพยากรณ์แผ่นดินไหวที่พบสัญญาณความผิดปกติอยู่ในช่วง เดือน - 10 ปี ก่อนที่จะเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ตามมา

#### 4.2. การประเมินย้อนกลับในเชิงพื้นที่ (Spatial Retrospective Test)

เพื่อยืนยันความน่าเชื่อถือของการประเมินค่า  $Z$  และภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหวที่แสดงอยู่ในรูป 4.3 ผู้วิจัยได้วิเคราะห์กระจายเชิงพื้นที่ของค่า  $Z$  และจัดทำแผนที่ค่า  $Z$  โดยในขั้นตอนแรกพื้นที่การศึกษาจะถูกแบ่งย่อยออกเป็นกริดขนาด  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  และในแต่ละโหนดได้คัดเลือกแผ่นดินไหวที่อยู่ใกล้กับจุดศึกษามากที่สุด 25 เหตุการณ์มาวิเคราะห์ค่า  $Z$  ในเชิงเวลา และจากระยะเวลาของภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหวที่ประเมินไว้จากการวิเคราะห์เชิงเวลาในขั้นตอนก่อนหน้านี้ (แถบสีแดงในรูป 4.3) ผู้วิจัยได้คัดเลือกค่า  $Z$  ของทุกจุดศึกษาและจัดทำแผนที่ดังแสดงในรูป 4.4

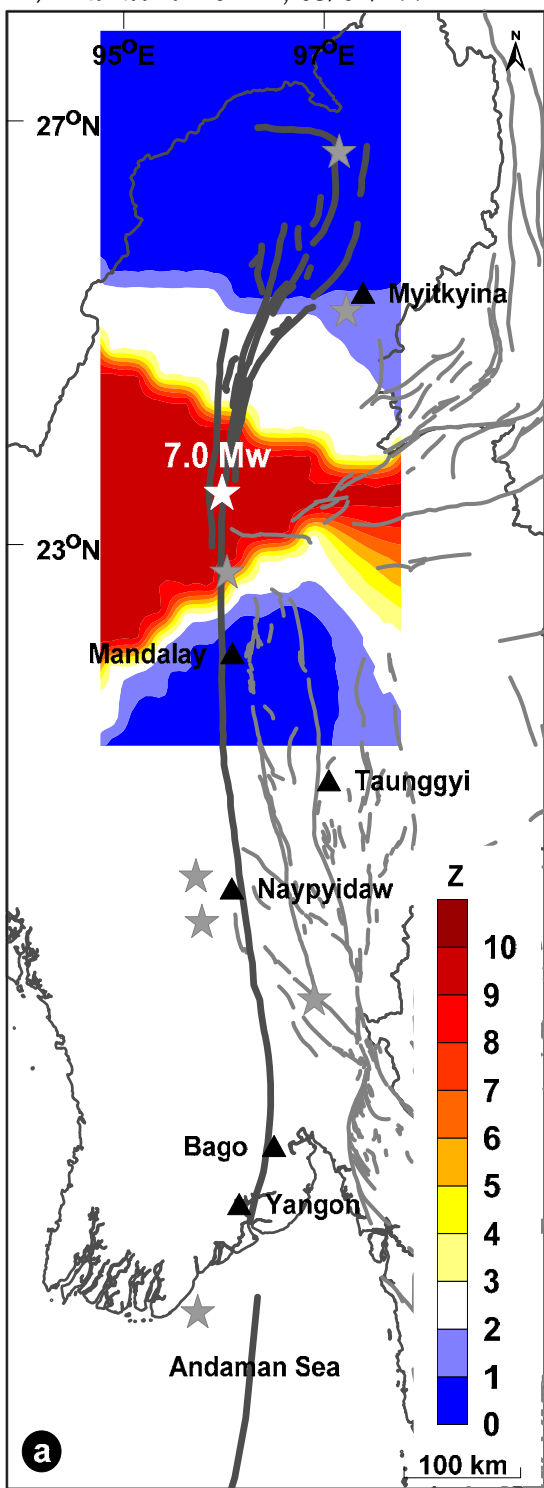
ตัวอย่างเช่นในรูป 4.4a เป็นแผนที่ค่า  $Z$  ที่ช่วงเวลา 1987.74 ซึ่งจากแผนที่แสดงภาวะเจ็บสงบ (ค่า  $Z = 2.3$ ) ที่เด่นชัดเพียงตำแหน่งเดียว คือบริเวณรอบจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวขนาด 7.0 Mw ที่เกิดเมื่อวันที่ 5 มกราคม ค.ศ. 1991 ในบริเวณตอนเหนือของเมืองมันทะเลย์ หลังจากนั้นขอบเขตของภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหวขยายตัวไปทางตะวันออกเฉียงเหนือใกล้กับเมืองมยิทคินา (Myitkyina) โดยมีค่า  $Z$  ประมาณ 4.8 ครอบคลุมความยาวประมาณ 400 กิโลเมตรตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย (รูป 4.4b) ซึ่งต่อมาได้เกิดแผ่นดินไหวขนาด 6.1 Mw เกิดขึ้นในวันที่ 11 มกราคม ค.ศ. 1994 ใกล้เมืองมยิทคินาดังกล่าว

ในช่วงปี 1986.32-1987.28 ค่าความผิดปกติ  $Z = 4.7$  ประเมินได้ในกลุ่มรอยเลื่อนที่พาดผ่านระหว่างทางตอนเหนือของหงสาวดีและมันทะเลย์ (รูป 4.4c) ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเป็นภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหวของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 Mw ที่เกิดขึ้นในวันที่ 15 สิงหาคม ค.ศ. 1999 ที่เกิดขึ้นทางภาคตะวันออกเฉียงใต้ของเมืองเนปิตอว์ในรูป 4.4d ในขณะเดียวกัน กลุ่มรอยเลื่อนสะกายทางตอนเหนือแสดงค่าความผิดปกติของ  $Z$  สูงสุดประมาณ 4.7 ในปีประมาณ 1994.68 จากนั้นเกิดแผ่นดินไหว 6.3 Mw ในวันที่ 7 มิถุนายน ค.ศ. 2000 (รูป 4.4d) ใน 2003.93 ค่าความผิดปกติ  $Z = 4.9$  เกิดขึ้นบริเวณใกล้เคียงกับเมืองเนปิตอว์และมันทะเลย์ (รูป 4.4e) ซึ่งภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหวนี้จะตามด้วยแผ่นดินไหวขนาด 6.4 Mw (รูป 4.4e)

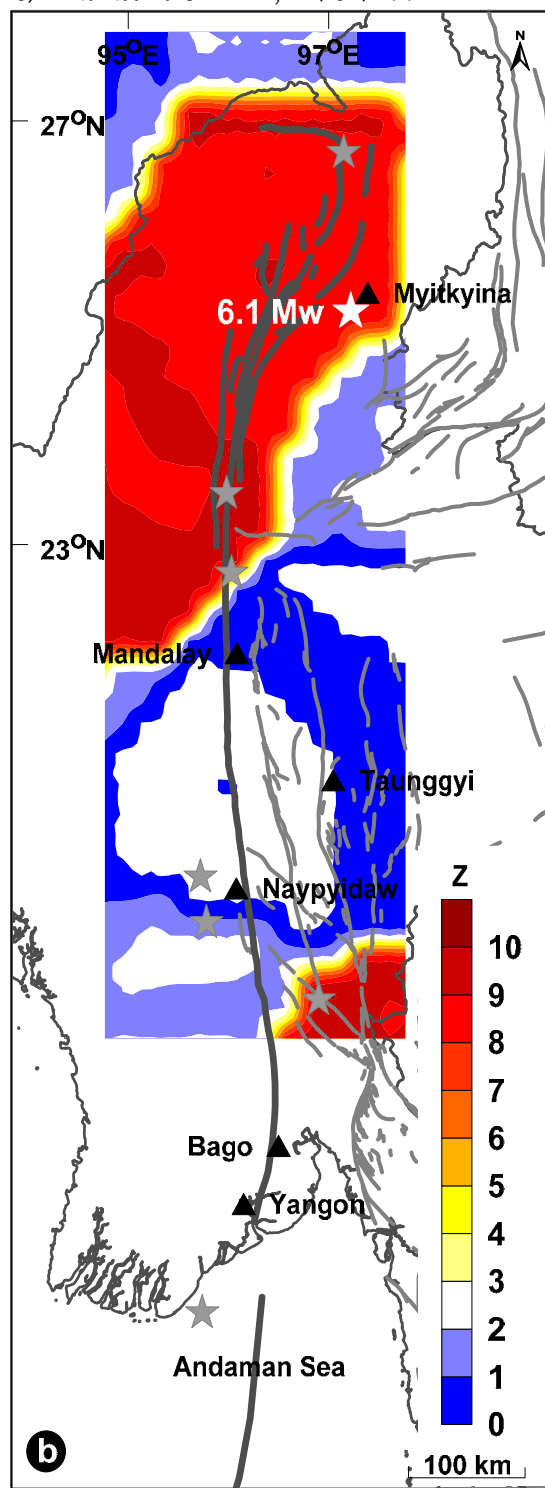
ความสอดคล้องของค่า  $Z$  สูง (เช่นภาวะเจ็บสงบแผ่นดินไหว) ทั้งในเชิงเวลาและพื้นที่ทำให้ประเมินได้จากการทดสอบย้อนกลับ และการเกิดขึ้นของแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่เกิดตามมา ยืนยันว่าหากใช้ตัวแปรอิสระ  $N = 25$  เหตุการณ์และ  $T = 2$  ปี ค่า  $Z$  ที่สูงมีนัยสำคัญถึงภาวะเจ็บสงบ

แผ่นดินไหว ซึ่งเป็นพื้นที่เสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ในอนาคต โดยเฉพาะตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย

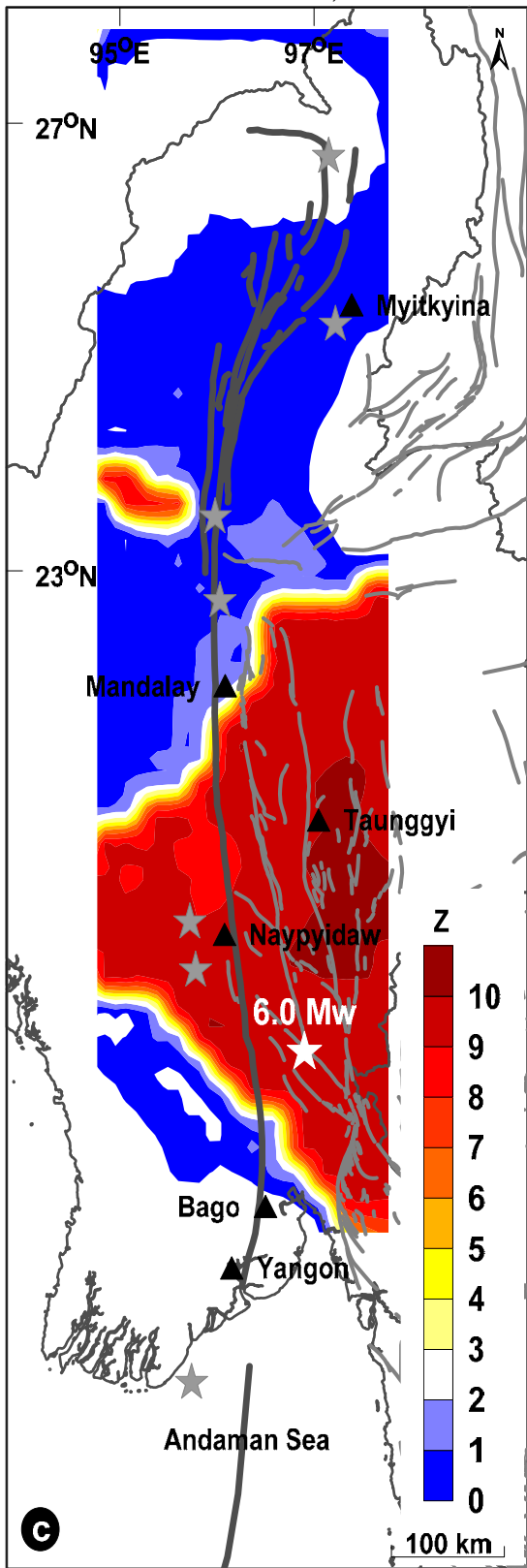
ก) แผ่นดินไหว 7.0 Mw, 05/01/1991



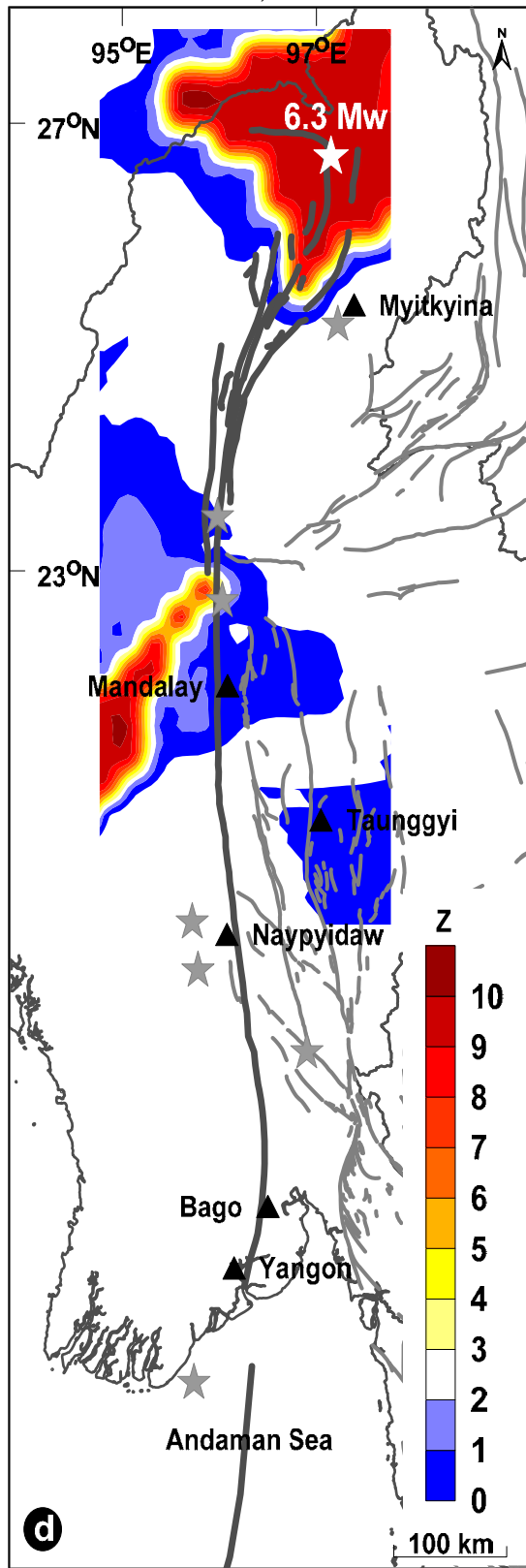
ข) แผ่นดินไหว 6.1 Mw, 11/01/1994

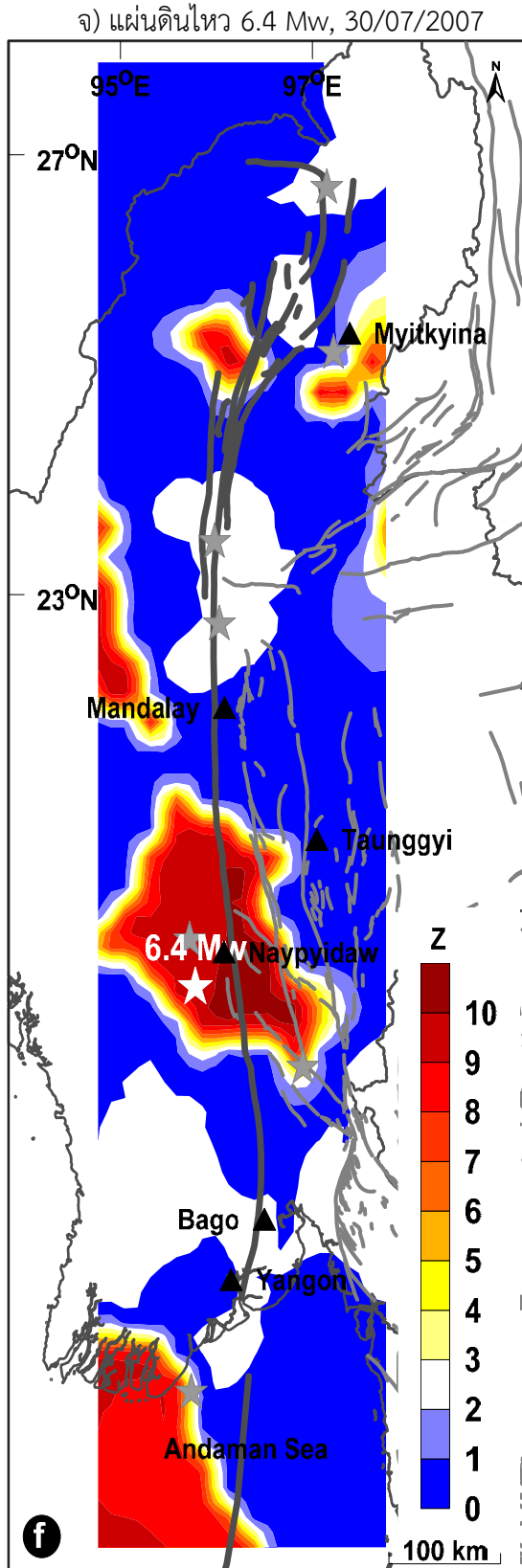


ค) แผ่นดินไหว 6.0 Mw, 15/08/1999



ง) แผ่นดินไหว 6.3 Mw, 07/06/2000

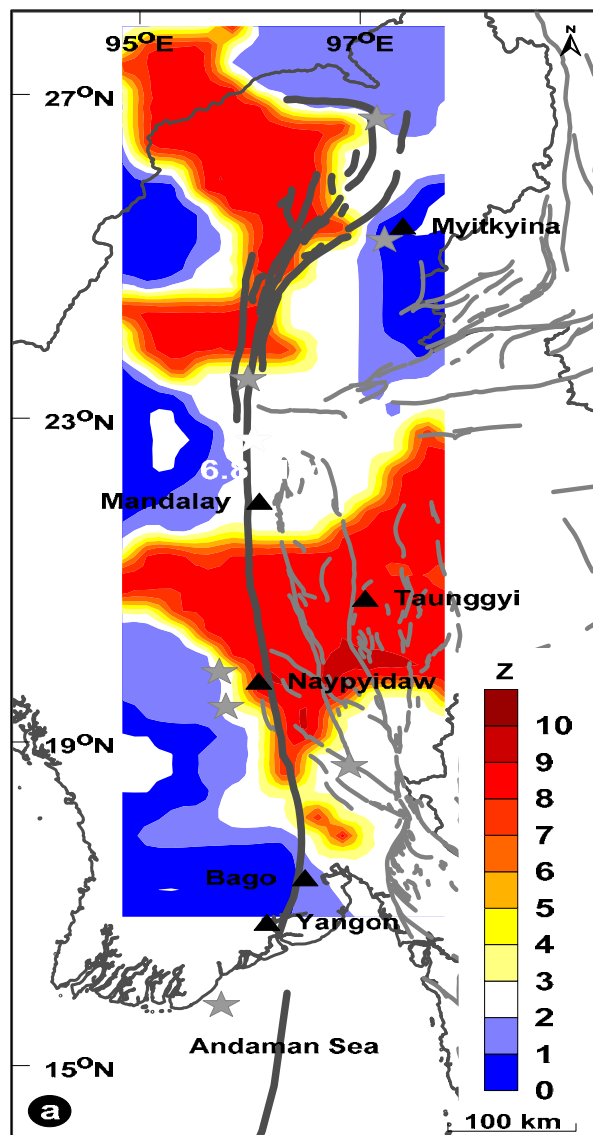




รูป 4.4. แผนที่ของกลุ่มรอยเลื่อนสะกายแสดงการกระจายเชิงพื้นที่ของค่า  $Z$  ที่ประเมินในการศึกษาครั้งนี้ โดยช่วงเวลาของการคัดเลือกค่า  $Z$  คือช่วงเวลาที่ประเมินไว้ในรูป 3 ดาวสี่ขาวบ่งชี้จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวใหญ่ที่ใช้พิจารณาในการศึกษาครั้งนี้ (ก) แผ่นดินไหว 7.0 Mw (ข) แผ่นดินไหว 6.1 Mw (ค) แผ่นดินไหว 6.0 Mw (ง) แผ่นดินไหว 6.3 Mw และ (จ) แผ่นดินไหว 6.4 Mw

#### 4.3. การประเมินพื้นที่เสี่ยงแผ่นดินไหว (Investigation of Prospective Area)

สืบเนื่องจากตัวแปรอิสระเฉพาะที่เหมาะสม  $N = 25$  เหตุการณ์และ  $T = 2$  ปี ที่ได้จากการวิเคราะห์อัตราการผลิตแผ่นดินไหวแบบย้อนกลับ ดังที่อธิบายในหัวข้อก่อนหน้านี้ ผู้วิจัยได้วิเคราะห์อัตราการผลิตแผ่นดินไหวด้วยวิธีค่า  $Z$  กับข้อมูลแผ่นดินไหวที่บันทึกได้ล่าสุดจนถึงปัจจุบัน ทันสมัยที่สุด โดยวิเคราะห์เชิงพื้นที่ของ  $Z$  ในช่วง 2010-2015 ซึ่งวิเคราะห์ทุกๆ 14 วัน โดยผลจากการวิเคราะห์แสดงค่าความผิดปกติ  $Z$  ให้เห็นอย่างชัดเจนว่า ในช่วงเวลาปี ค.ศ. 2012.83 พบค่า  $Z$  สูงสุด ( $Z = 8$ ) ใน 2 พื้นที่ตามกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย คือ 1) ทางตอนใต้ของเมืองมยิทคินา (Myitkyina) และ 2) แนวรอยเลื่อนในช่วงระหว่างเมืองมัณฑะเลย์และเมืองเนปิดอว์ (รูป 4.5) ดังนั้นผลจากการวิจัยในการศึกษารั้งนี้ จึงเสนอพื้นที่ดังกล่าว เป็นพื้นที่เสี่ยงที่มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคต



รูป 4.5. การกระจายเชิงพื้นที่ของค่า  $Z$  ในบริเวณพื้นที่ตอนกลางของประเทศพม่า ครอบคลุมกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ประเมินในการศึกษารั้งนี้ในช่วงเวลาปี ค.ศ. 2012.83



## บทที่ 5

### อภิปรายและสรุปผล (DISCUSSION AND CONCLUSION)

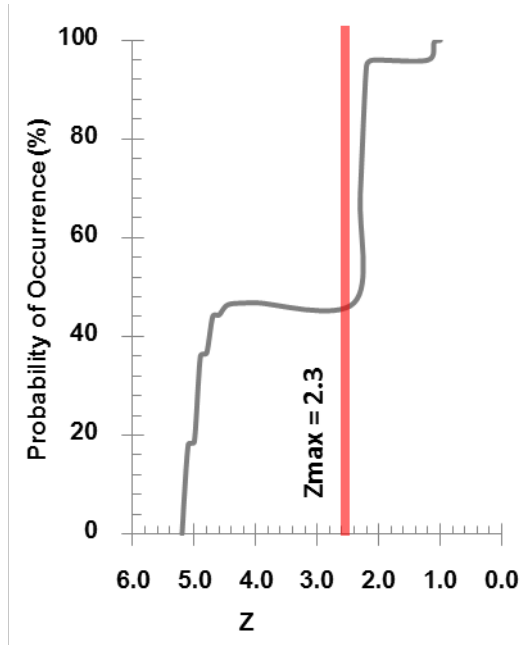
#### 5.1. การทดสอบความสุ่มด้วยวิธีสโตคาสติก (Stochastic Test)

จากผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวในบทที่ผ่านมาทั้งการทดสอบแบบย้อนกลับและการวิเคราะห์โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ทันสมัยที่สุด เพื่อประเมินพื้นที่เสี่ยงที่มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวในอนาคตนั้น ในแต่ละการประเมินให้ค่า  $Z$  ใดๆ ซึ่งมีค่าไม่เท่ากันและไม่ใช้ค่าสัมบูรณ์ เนื่องจากเป็นเพียงค่าสัมพัทธ์ที่เปรียบเทียบกับพื้นที่ข้างเคียงว่าต่ำกว่าหรือสูงกว่าพื้นที่ข้างเคียงอย่างไร ดังนั้นเพื่อประเมินความน่าเชื่อถือของค่า  $Z$  ที่คำนวณได้นั้น ในขั้นตอนนี้ ผู้วิจัยมุ่งเน้นวิเคราะห์และทดสอบว่าค่า  $Z$  ที่ได้จากการทดสอบในกระบวนการต่างๆ นั้นเกิดหรือประเมินมาได้จากความบังเอิญหรือไม่

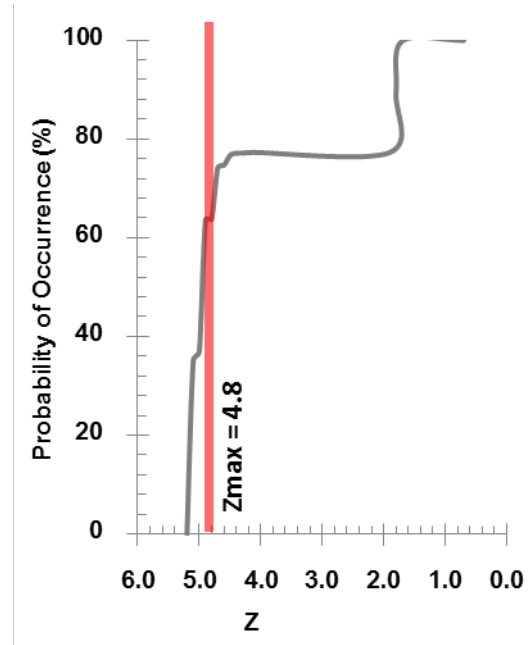
โดยในแต่ละพื้นที่ศึกษาใดๆ ผู้วิจัยได้สังเคราะห์ข้อมูลแผ่นดินไหวขึ้นมาใหม่โดยการสุ่ม (random) โดยเทคนิคที่เรียกว่า สโตคาสติก (Stochastic test) ให้เกิดแผ่นดินไหวในกรอบพื้นที่ศึกษาและมีช่วงเวลาของการเกิดแผ่นดินไหวช่วงเดียวกับช่วงข้อมูลที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์ค่า  $Z$  ซึ่งจากข้อมูลสังเคราะห์ที่ได้ ผู้วิจัยได้นำมาวิเคราะห์ค่า  $Z$  ณ จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่นำมาใช้เป็นกรณีศึกษาในการทดสอบย้อนกลับ ซึ่งจะได้ค่า  $Z$  สูงสุดมา 1 ค่า หลังจากนั้นตามกระบวนการข้างต้นทั้งสิ้น 10,000 ครั้งและประเมินค่า  $Z$  สูงสุดได้ 100,000 ค่า จากนั้นจึงนำมาวิเคราะห์ความน่าจะเป็นของการเกิดค่า  $Z$  ระดับต่างๆ (อันเนื่องมาจากฐานข้อมูลที่ได้จากการสุ่ม) ซึ่งผลการวิเคราะห์แสดงอยู่ในรูป 5.1

ผลจากการวิเคราะห์พบว่าความน่าจะเป็นหรือโอกาสของการเกิดแผ่นดินไหวแบบสุ่มนั้นจะลดลง เมื่อค่า  $Z$  มีค่าสูงขึ้น (รูป 5.1) โดย ค่า  $Z$  ที่ประเมินได้จากบทที่ 4 ส่วนใหญ่มีโอกาสไม่เกินกว่า 50% ที่จะเกิดจากกระบวนการเกิดแผ่นดินไหวแบบสุ่มหรือเกิดจากความบังเอิญ เช่น จากรูป 5.1ก ผลการวิเคราะห์สโตคาสติกบริเวณจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวขนาด 7.0 Mw ที่เกิดขึ้นเมื่อ 5 มกราคม ค.ศ. 1991 ผลการวิเคราะห์บ่งชี้ว่าค่า  $Z$  ที่คำนวณได้  $Z = 2.3$  นั้นมีโอกาสประมาณ 45% ที่จะเกิดจากการที่ข้อมูลแผ่นดินไหวที่นำมาวิเคราะห์นั้นเป็นแบบสุ่ม ส่วนในกรณีของแผ่นดินไหวขนาด 6.0 Mw ที่เกิดขึ้นเมื่อ 15 สิงหาคม ค.ศ. 1999 (รูป 5.1ค) ผลการวิเคราะห์แสดงให้เห็นว่าค่า  $Z = 5.1$  ที่ประเมินได้ ณ จุดศูนย์กลางนั้นมีโอกาสน้อยกว่า 10% ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าการประเมินการเปลี่ยนแปลงอัตราการเกิดแผ่นดินไหวด้วยวิธีค่า  $Z$  ในการศึกษาครั้งนี้มีความน่าเชื่อถือในระดับปานกลาง และค่า  $Z$  ที่ได้นั้นสามารถนำมาใช้เป็นสัญญาณบอกเหตุในการเกิดแผ่นดินไหวใหญ่ตามแนวกลุ่มรอยเลื่อนสะกาย ตอนกลางของประเทศพม่าได้

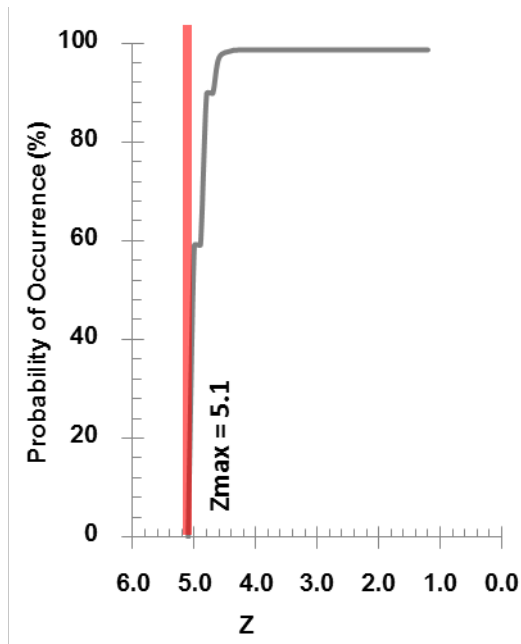
ก) ทดสอบย้อนกลับ: แผ่นดินไหว 7.0 Mw, 05/01/1991



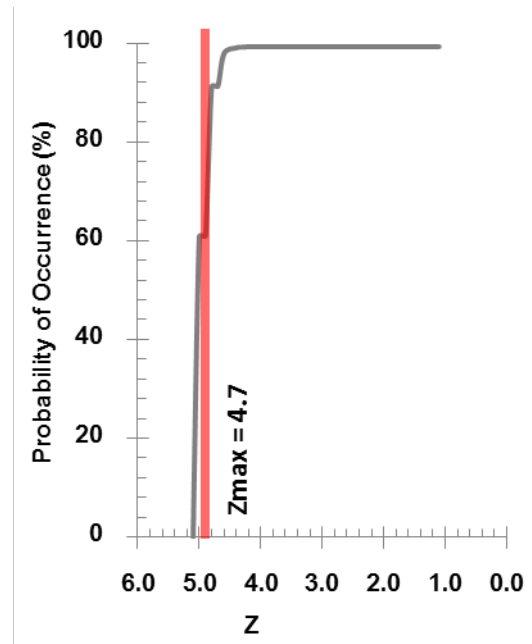
ข) ทดสอบย้อนกลับ: แผ่นดินไหว 6.1 Mw, 11/01/1994



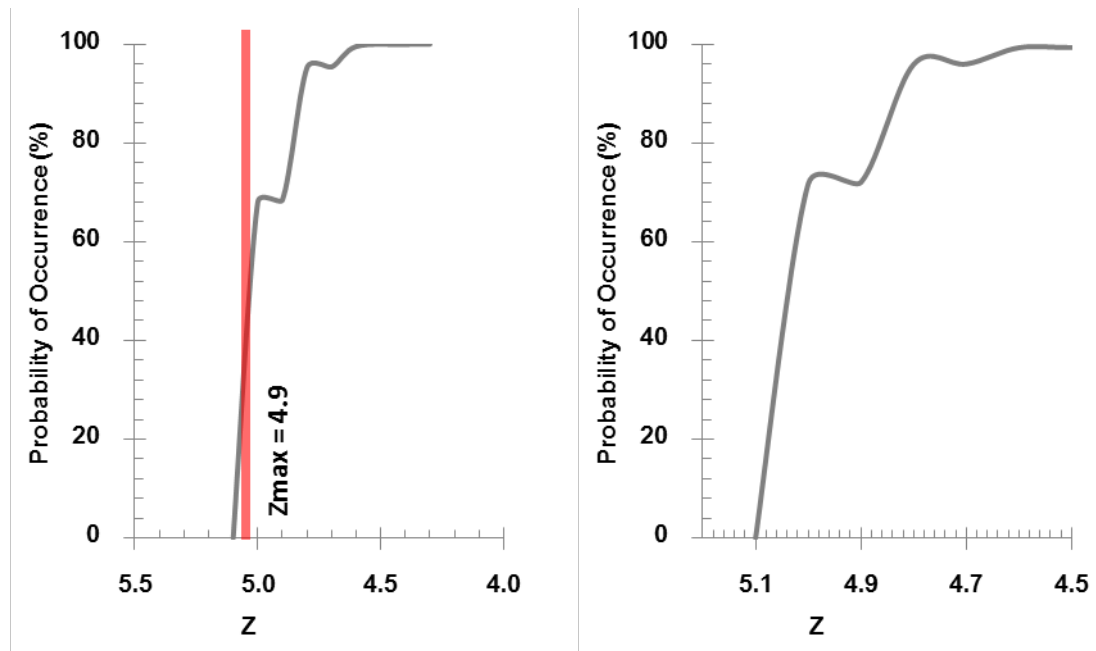
ค) ทดสอบย้อนกลับ: แผ่นดินไหว 6.0 Mw, 15/08/1999



ง) ทดสอบย้อนกลับ: แผ่นดินไหว 6.3 Mw, 07/06/2000



จ) ทดสอบย้อนกลับ: แผ่นดินไหว 6.4 Mw, ฉ) การวิเคราะห์จากข้อมูลปัจจุบัน: ค่า Z ในช่วง 30/07/2007



รูป 5.1. ผลการวิเคราะห์โอกาสของค่า Z ระดับต่างๆ ที่จะเกิดจากการเกิดแผ่นดินไหวแบบสุ่ม ณ จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวต่างๆ ที่นำมาใช้ในการทดสอบย้อนกลับ เส้นสีแดงหมายถึง ค่า Z ที่ได้จากการประเมินค่า Z ในบทที่ 4 (ก) แผ่นดินไหว 7.0 Mw (ข) แผ่นดินไหว 6.1 Mw (ค) แผ่นดินไหว 6.0 Mw (ง) แผ่นดินไหว 6.3 Mw (จ) แผ่นดินไหว 6.4 Mw (ฉ) ค่า Z ในช่วงเวลาปี ค.ศ. 2012.83

## 5.2. กิจกรรมและพิบัติภัยแผ่นดินไหว (Earthquake Activities and Hazard)

เมื่อนำผลการประเมินพื้นที่เสี่ยงที่ได้จากการวิเคราะห์ค่า Z (รูป 4.5) มาเปรียบเทียบกับผลการศึกษาและประเมินพื้นที่เสี่ยงก่อนหน้านี้จากการวิเคราะห์ค่า b จากกสมการความถี่-ขนาดแผ่นดินไหว Pailoplee (2013) (รูป 1.12) นำเสนอว่าพื้นที่ทางตอนใต้ของเมืองมยิทคินา (Myitkyina) และแนวรอยเลื่อนสะกายบริเวณเมืองมัณฑะเลย์-เมืองเนปีดอร์ มีโอกาสเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในอนาคตเช่นกัน ซึ่งสอดคล้องกันอย่างมากกับการศึกษาในครั้งนี้

นอกจากนี้หากเปรียบเทียบพื้นที่เสี่ยงที่นำเสนอโดยงานวิจัยนี้และยืนยันโดย Pailoplee (2013) พบว่าพื้นที่เสี่ยงที่นำเสนอไว้ทั้ง 2 พื้นที่นั้น มีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวที่แตกต่างกัน โดยจากผลการศึกษาของ Pailoplee (in press) ผู้วิจัยสามารถสรุปพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวของทั้ง 2 พื้นที่เสี่ยงได้ ดังตาราง 5.1 โดยรูปแบบของพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวนั้น แสดงอยู่ใน 3 รูปแบบที่แตกต่างกัน คือ 1) ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด ( $M_w$ ) ที่สามารถเกิดขึ้นได้ ในรอบปีที่แตกต่างกัน 2) คาบอุบัติซ้ำ (ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ กัน และ 3) ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหว (%) ขนาดต่างๆ เมื่อพิจารณาในรอบ 50 ปี ในตาราง 3.1 ตัวอย่างเช่นหากพิจารณาขนาดแผ่นดินไหวสูงสุดที่สามารถเกิดขึ้นได้ในรอบ 10 ปี พบว่าเมืองมยิทคินาสามารถเกิดแผ่นดินไหว

ได้สูงสุดขนาด 5.2-5.6 Mw ในขณะที่เมืองมณฑลทะเลย์-เนปิดอร์เกิดได้ประมาณ 4.8-5.2 Mw หรือในกรณีคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6  $M_w$  เมืองมยิทคินาและเมืองมณฑลทะเลย์-เนปิดอร์ แสดงคาบอุบัติซ้ำของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 6  $M_w$  5-10 ปีและ 30-50 ปี ตามลำดับ นอกจากนี้ หากพิจารณาความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 8.0 Mw ในอีก 50 ปีข้างหน้า พบว่าเมืองมยิทคินาและเมืองมณฑลทะเลย์-เนปิดอร์มีโอกาส 10-20% และ <10% ตามลำดับ

ดังนั้นนอกจากการทดสอบความสุ่ม (stochastic test) ดังที่ได้ทดสอบไปในหัวข้อก่อนหน้านี้ ช่วยยืนยันว่าผลการวิเคราะห์ค่า  $Z$  ที่ได้นั้นมีโอกาสไม่มากนักที่จะเกิดจากความบังเอิญ การเปรียบเทียบกับงานวิจัยในอดีตที่ยืนยันเพิ่มขึ้นว่า (Pailoplee, 2013) พื้นที่ที่ได้นำเสนอไปดังกล่าว นั้นมีความน่าเชื่อถือที่จะเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวในอนาคต และ Pailoplee (in press) ยังยืนยันว่ารอยเลื่อนสะกายในช่วงเมืองมยิทคินามีพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวรุนแรงกว่ารอยเลื่อนย่อยในช่วงเมืองมณฑลทะเลย์-เนปิดอร์

**ตาราง 5.1.** สรุปพฤติกรรมการเกิดแผ่นดินไหวรูปแบบต่างๆ ที่วิเคราะห์ได้ตามแนวรอยเลื่อนสะกาย ณ ตำแหน่งเมืองมยิทคินา และรอยเลื่อนย่อยระหว่างเมืองมณฑลทะเลย์-เนปิดอร์ ซึ่งงานวิจัยนี้และงานวิจัยในอดีต บ่งชี้ว่ามีโอกาสเป็นแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหวใหญ่ในอนาคต (Pailoplee, in press)

พฤติกรรมแผ่นดินไหวรูปแบบต่างๆ	เมืองมยิทคินา	เมืองมณฑลทะเลย์-เนปิดอร์
<b>1. ขนาดแผ่นดินไหวสูงสุด (<math>M_w</math>) ที่สามารถเกิดขึ้นได้ ในรอบปีที่แตกต่างกัน</b>		
- 5 ปี	4.8-5.2	4.4-4.8
- 10 ปี	5.2-5.6	4.8-5.2
- 50 ปี	6.4-7.2	5.6-6.0
- 100 ปี	7.2-7.6	6.4-6.8
<b>2. คาบอุบัติซ้ำ (ปี) ของการเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ กัน</b>		
- 5 $M_w$	<5	5-10
- 6 $M_w$	5-10	30-50
- 7 $M_w$	10-50	200-300
- 8 $M_w$	100-300	>1,000
<b>3. ความน่าจะเป็นของการเกิดแผ่นดินไหว (%) ขนาดต่างๆ เมื่อพิจารณาในรอบ 50 ปี</b>		
- 5 $M_w$	>90	>90
- 6 $M_w$	>80	50-70
- 7 $M_w$	50-70	10-20
- 8 $M_w$	10-20	<10

## เอกสารอ้างอิง (References)

- Bachmann, D. 2001. Precursory seismic quiescence: Two methods of quantifying seismicity rate changes and an application to two Northern Californian mainshocks, Diploma Thesis's, Department of Earth Sciences, the Swiss Federal Institute of Technology, Zurich.
- Bird, P. 2003. An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry, Geophysics, and Geosystem*, 4(3): 1027-1-52.
- Brown, J.C., 1914. The Burma earthquake of May 1912. *Memoirs of the Geological Survey of India*, 13: 1-147.
- Brown, J.C., and Leicester, P. 1933. The Pyu earthquake of 3<sup>rd</sup> and 4<sup>th</sup> December, 1930 and subsequent Burma earthquakes up to January 1932. *Memoirs of the Geological Survey of India*, 42(1): 1-140.
- Chouliaras, G. 2009. Seismicity anomalies prior to 8 June 2008, Mw=6.4 earthquake in Western Greece. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9: 327-335.
- Chhibber, H.L. 1934. *The Geology of Burma*, McMillan and Co. Ltd, London.
- Curry, J.R. 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal of Asian Earth Science*, 25: 187-232.
- Gardner, J.K., and Knopoff, L. 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(1): 363-367.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F. 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34: 185-188.
- Habermann, R.E. 1983. Teleseismic detection in the Aleutian Island Arc. *Journal of Geophysical Research*, 88: 5056-5064.
- Habermann, R.E. 1987. Man-made changes of seismicity rates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77: 141-159.
- Habermann, R.E., and Wyss, M. 1984. Background seismicity rates and precursory seismic quiescence: Imperial Valley, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74: 1743-1755.
- Htwe Zaw, S. 2006. Hazard assessment in Multi-hazard Design. In *Symposium Tectonics, Seismotectonics, and Earthquake Hazard Mitigation and Management of Myanmar*, Yangon. (Abstract)
- Htwe, Y.M.M., and WenBin S. 2009. Gutenberg-Richter recurrence law to seismicity analysis of southern segment of the Sagaing Fault and its associate

- components. *World Academic Science Engineering Technology*, 50: 1026-1029.
- Kagan, Y.Y., and Knopoff, L. 1980b. Dependence of seismicity on depth, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70, 1811-1822.
- Kanamori, H. 1981. The nature of seismicity patterns before large earthquakes, in *Earthquake Prediction*, W. Sumpson, and P.g. Richards, Editors, American Geophysical Union, Washington DC., 1-19.
- Katsumata, K. 2011a. Precursory seismic quiescence before the Mw=8.3 Tokachi-Oki, Japan, earthquake on 26 September 2003 revealed by a re-examined earthquake catalog. *Journal of Geophysical Research*, 116: B10307.
- Katsumata, K. 2011b. A long-term seismic quiescence started 23 years before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M=9.0). *Earth Planets Space*, 63: 709-712.
- Khin, A., and Win, K., 1968. Preliminary studies of the paleogeography of Burma during the Cenozoic. *Union of Burma Journal of Science and Technology*, 1: 241–251.
- Kundu, B., and Gahalaut, V.K. 2012. Earthquake occurrence processes in the Indo-Burmese wedge and Sagaing fault region. *Tectonophysics*, 524–525: 135–146.
- Ishimoto, M., and Iida, K. 1939. Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 17: 443-478.
- Le Dain, A.Y., Tapponnier, P., and Molnar, P. 1984. Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, 89: 453-472.
- Milne, J., 1911. *A Catalogue of Destructive Earthquakes A.D. 7 to A.D. 1899*. BAAS, London.
- Nielsen, C., Chamot-Rooke, N., Rangin, C., and the ANDAMAN Cruise Team 2004. From partial to full strain partitioning along the Indo-Burmese hyper-oblique subduction. *Marine Geology*, 209: 303–327.
- Ozturk, S., and Bayrak, Y. 2009. Precursory seismic quiescence before 1 May 2003 Bingol (Turkey) earthquake: A statistical evaluation. *Journal of Applied Functional Analysis* 4(4), 600-610.
- Pailoplee, S. 2012. Relationship between modified Mercalli intensity and peak ground acceleration in Myanmar. *Natural Science*, 4: 624-630.

- Pailoplee, S. 2013. Mapping Asperities along the Sagaing Fault Zone, Myanmar using b-value Anomalies. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 7(5): 1371001-1-12.
- Pailoplee, S. (in press). Earthquake Activities along the Sagaing Fault Zone, Central Myanmar: Implications for Fault Segmentation. *Journal of Earth Science*: 25p.
- Pailoplee, S., Sugiyama, Y., and Charusiri, P. 2009. Deterministic and Probabilistic Seismic Hazard Analyses in Thailand and Adjacent Areas using Active Fault Data. *Earth, Planets and Space*, 61: 1313–1325.
- Rudolf-Navarro, A.H., Munoz-Diosdado, A., and Angulo-Brown, F. 2010. Seismic quiescence patterns as possible precursors of great earthquakes in Mexico. *International journal of the Physical Sciences*, 5(6): 651-670.
- Searle, M.P., Noble, S.R., Cottle, J.M., Waters, D.J., Mitchell, A.H.G., and Hlaing, T. 2007. Tectonic evolution of the Mogok metamorphic belt, Burma (Myanmar) constrained by U–Th–Pb dating of metamorphic and magmatic rocks. *Tectonics*, 26: TC3014.
- Socquet, A., Vigny, C., Chamot-Rooke, N., Simons, W., Rangin, C., and Ambrosius, B., 2006. India and Sunda plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS. *Journal of geophysical Research*, 111: B05406.
- Sorbi, M.R., Nilfouroushan, F., and Zamani, A. 2012. Seismicity patterns associated with the September 10th, 2008 Qeshm earthquake, South Iran. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 101: 2215-2223.
- Swe, W. 2006. Earthquake hazard potentials in Myanmar: a science to public welfare outlook. In *Symposium Tectonics, Seismotectonics, and Earthquake Hazard Mitigation and Management of Myanmar*, Yangon (Abstract).
- Thawbita, U. 1976. Chronology--earthquakes of Burma. *Journal of the Burma Research Society*, 59(1–2): 97–99.
- Wang, Y., Sieh, K., Aung, T., Min, S., Khaing, S.N., and Tun, S.T. 2011. Earthquakes and slip rate of the southern Sagaing fault: insights from an offset ancient fort wall, lower Burma (Myanmar). *Geophysical Journal International*, 185(1): 49-64.
- Wiemer, S. 2001. A software package to analyse seismicity: ZMAP, *Seismological Research Letters*, 72: 373-382.
- Wyss M., and Habermann, R.E. 1988. Precursory seismic quiescence, *Pageoph*, 126: 319-332.

- Wyss, M. 1991. Reporting history of the central Aleutians seismograph network and the quiescence preceding the 1986 Andreanof Island earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81: 1231–1254.
- Wyss, M., Sammis, C.G., Nadeau, R.M., and Wiemer, S. 2004. Fractal Dimension and  $b$ -Value on Creeping and Locked Patches of the San Andreas Fault near Parkfield, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2): 410-421.
- Yadav, R.B.S., Tripathi, J.N., Shanker, D., Rastogi, B.K., Das, M.C., and Kumar, V.C. 2011. Probabilities for the occurrences of medium to large earthquakes in northeast India and adjoining region. *Natural Hazards*, 56: 145–167.



ภาคผนวก

ภาคผนวก ก  
เงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ  
(Retrospective Test Condition)

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
25	0.5	95.72	19.86	2003.72	6.6	82	2003.05	5.1	0.7
25	0.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	149	1989.97	4.2	1.3
25	0.5	95.78	19.43	2007.58	6.4	76	2006.54	4.9	1.0
25	0.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1989.51	4.8	1.5
25	0.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	0.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1999.06	4.7	1.4
25	0.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1992.46	4.8	1.6
25	1.0	95.72	19.86	2003.72	6.6	82	1999.40	5.1	4.3
25	1.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	149	1989.97	4.2	1.3
25	1.0	95.78	19.43	2007.58	6.4	76	2003.93	4.9	3.6
25	1.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1989.51	4.8	1.5
25	1.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	1.0	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1997.91	4.7	2.5
25	1.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1992.46	4.8	1.6
25	1.5	95.78	19.43	2007.58	6.4	76	2003.93	4.9	3.6
25	1.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1987.74	4.8	3.3
25	1.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	1.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1994.68	4.7	5.7
25	1.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1992.46	4.8	1.6
25	2.0	95.78	19.43	2007.58	6.4	76	2003.93	4.9	3.6
25	2.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1987.74	2.3	3.3
25	2.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	2.0	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1994.68	4.7	5.7
25	2.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	4.8	7.2
25	2.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1987.74	2.8	3.3
25	2.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	2.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1994.68	4.7	5.7
25	2.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	2.4	7.2
25	3.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1987.74	3.3	3.3
25	3.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	3.0	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1994.26	2.0	6.2
25	3.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	2.8	7.2
25	3.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1986.98	1.1	4.0
25	3.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
25	3.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1992.23	1.2	8.2
25	3.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	2.1	7.2
25	4.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1981.11	1.1	9.9
25	4.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	4.0	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1992.23	1.6	8.2
25	4.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	2.4	7.2
25	4.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1981.11	0.9	9.9
25	4.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	4.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1992.23	1.9	8.2
25	4.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.52	2.0	7.5
25	5.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.1	6.1
25	5.0	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1992.23	2.2	8.2
25	5.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.52	1.1	7.5
25	5.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	5.2	6.1
25	5.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	70	1991.77	1.6	8.7
25	5.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	1.5	7.2
25	6.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.50	3.9	6.1
25	6.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	1.3	7.2
25	6.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1984.18	0.3	6.8
25	6.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1993.04	3.1	6.6
25	6.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	1.5	7.2
25	7.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1983.68	0.2	7.3
25	7.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1992.27	3.3	7.4
25	7.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1986.86	1.8	7.2
25	7.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1983.14	0.2	7.9
25	7.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1991.88	2.2	7.7
25	7.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1985.71	0.8	8.3
25	8.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1990.77	2.4	8.8
25	8.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1985.71	1.1	8.3
25	8.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1990.77	2.6	8.8
25	8.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1984.90	0.6	9.1
25	9.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1981.11	0.1	9.9
25	9.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1990.54	1.8	9.1
25	9.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	72	1984.90	0.9	9.1

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
25	9.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	111	1981.11	0.4	9.9
25	9.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	76	1990.04	1.5	9.6
50	0.5	95.72	19.86	2003.72	6.6	117	2003.05	6.9	0.7
50	0.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1990.54	5.9	0.7
50	0.5	95.78	19.43	2007.58	6.4	99	2006.54	7.0	1.0
50	0.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1989.51	7.0	1.5
50	0.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	110	1998.37	7.1	1.3
50	0.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	96	1998.02	6.8	2.4
50	0.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1992.46	6.5	1.6
50	1.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1985.02	5.9	6.2
50	1.0	95.78	19.43	2007.58	6.4	99	2004.54	7.0	3.0
50	1.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1981.11	7.0	9.9
50	1.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	110	1993.50	7.1	6.1
50	1.0	97.15	26.70	2000.43	6.3	96	1994.68	6.8	5.7
50	1.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1981.11	3.8	9.9
50	1.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	96	1994.68	6.8	5.7
50	1.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1987.40	3.0	6.6
50	2.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1987.74	2.4	3.3
50	2.0	97.15	26.70	2000.43	6.3	96	1994.68	6.8	5.7
50	2.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1989.12	1.7	4.9
50	2.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1987.74	2.5	3.3
50	2.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1988.39	1.7	5.6
50	3.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1988.16	2.2	3.1
50	3.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1987.74	2.6	3.3
50	3.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1987.40	1.7	6.6
50	3.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1987.32	1.8	3.9
50	3.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1981.11	1.3	9.9
50	3.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1987.40	2.3	6.6
50	4.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1987.01	1.9	4.2
50	4.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1981.11	1.5	9.9
50	4.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1986.86	1.7	7.2
50	4.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1986.52	2.0	4.7
50	4.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1981.11	1.7	9.9
50	4.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1986.71	1.4	7.3

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
50	5.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1986.13	1.4	5.1
50	5.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1987.40	1.2	6.6
50	5.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1985.06	1.2	6.2
50	5.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1987.40	1.3	6.6
50	6.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1985.02	1.6	6.2
50	6.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1987.40	1.4	6.6
50	6.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1984.56	1.3	6.7
50	6.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1987.40	1.5	6.6
50	7.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1984.10	0.9	7.2
50	7.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1986.86	1.3	7.2
50	7.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1983.64	0.6	7.6
50	7.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	116	1985.94	0.6	8.1
50	8.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1983.02	0.0	8.2
50	8.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	110	1990.77	2.2	8.8
50	8.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	232	1982.33	0.2	8.9
50	8.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	110	1990.77	2.2	8.8
50	9.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	158	1981.11	0.4	9.9
50	9.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	110	1990.54	1.8	9.1
50	9.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	110	1990.04	1.5	9.6
75	0.5	95.72	19.86	2003.72	6.6	148	2003.05	8.1	0.7
75	0.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1990.58	7.9	0.7
75	0.5	95.78	19.43	2007.58	6.4	128	2006.54	8.6	1.0
75	0.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1989.51	8.3	1.5
75	0.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	145	1997.06	8.2	2.6
75	0.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	122	1998.02	8.5	2.4
75	0.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	147	1992.46	7.7	1.6
75	1.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1989.51	3.9	1.5
75	1.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	145	1993.50	8.2	6.1
75	1.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1988.16	2.7	3.1
75	1.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1989.32	2.9	1.7
75	2.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1987.32	2.4	3.9
75	2.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1988.66	2.6	2.4
75	2.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1987.32	2.8	3.9
75	2.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1987.74	3.0	3.3

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
75	3.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1988.16	2.6	3.1
75	3.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1987.74	3.4	3.3
75	3.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1987.32	2.6	3.9
75	3.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1987.40	1.9	3.6
75	3.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	147	1987.40	1.0	6.6
75	4.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1987.01	2.9	4.2
75	4.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1986.55	1.4	4.5
75	4.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	147	1986.86	1.0	7.2
75	4.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1986.52	2.8	4.7
75	4.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1986.32	1.0	4.7
75	4.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	147	1986.71	0.7	7.3
75	5.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1986.13	1.9	5.1
75	5.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1985.79	0.7	5.2
75	5.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	147	1985.94	0.8	8.1
75	5.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1985.10	1.2	6.2
75	5.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1985.33	0.8	5.7
75	5.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	147	1985.71	0.5	8.3
75	6.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1985.02	1.8	6.2
75	6.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1984.94	0.5	6.1
75	6.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	147	1984.94	0.6	9.1
75	6.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1984.67	1.4	6.6
75	6.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1984.37	0.2	6.6
75	7.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1984.10	1.1	7.2
75	7.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1983.68	0.1	7.3
75	7.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1983.64	0.8	7.6
75	7.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1983.37	0.5	7.6
75	8.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1983.02	0.2	8.2
75	8.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1982.79	0.2	8.2
75	8.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1982.37	0.4	8.9
75	8.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1982.18	-0.1	8.8
75	9.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1982.18	0.1	9.1
75	9.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1981.80	0.3	9.2
75	9.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	265	1981.61	-0.3	9.6
75	9.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	180	1981.34	0.7	9.7

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
100	0.5	95.72	19.86	2003.72	6.6	175	2000.59	8.9	3.1
100	0.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1990.58	8.6	0.7
100	0.5	95.78	19.43	2007.58	6.4	152	2006.54	9.6	1.0
100	0.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1989.55	9.7	1.5
100	0.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	190	1997.06	9.7	2.6
100	0.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	152	1998.02	9.4	2.4
100	0.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1992.46	8.4	1.6
100	1.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1989.01	2.5	2.0
100	1.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	190	1993.50	9.7	6.1
100	1.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1986.52	2.4	4.7
100	1.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1987.74	2.7	3.3
100	2.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1989.12	2.0	2.1
100	2.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1988.66	2.6	2.4
100	2.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1989.51	1.3	4.5
100	2.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1986.52	1.6	4.7
100	2.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1988.39	2.5	2.6
100	2.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1989.01	1.1	5.0
100	3.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1988.16	1.7	3.1
100	3.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1987.74	3.1	3.3
100	3.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1986.82	1.4	4.4
100	3.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1987.40	2.2	3.6
100	3.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1987.40	1.5	6.6
100	4.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1987.01	1.6	4.2
100	4.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1986.59	1.9	4.4
100	4.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1986.86	1.3	7.2
100	4.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1986.52	1.9	4.7
100	4.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1986.32	1.5	4.7
100	4.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1986.90	1.0	7.1
100	5.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1986.13	1.4	5.1
100	5.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1985.79	1.2	5.2
100	5.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1988.89	0.7	5.1
100	5.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1985.33	1.5	5.7
100	5.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1988.39	0.7	5.6
100	6.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1985.13	1.2	6.1



ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
100	6.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1984.94	1.4	6.1
100	6.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1987.40	0.6	6.6
100	6.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1984.67	0.5	6.6
100	6.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1984.37	0.9	6.6
100	6.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1987.40	1.0	6.6
100	7.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1984.10	0.4	7.2
100	7.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1983.95	0.6	7.1
100	7.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1986.86	0.9	7.2
100	7.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1983.64	0.1	7.6
100	7.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1983.37	0.7	7.6
100	8.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1983.14	-0.5	8.1
100	8.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1982.79	0.3	8.2
100	8.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1982.53	-0.6	8.7
100	8.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1982.26	0.2	8.8
100	8.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	177	1985.33	0.4	8.7
100	9.0	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1982.18	-0.9	9.1
100	9.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1981.80	0.3	9.2
100	9.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	327	1981.61	-1.0	9.6
100	9.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	202	1981.34	0.6	9.7
125	0.5	95.72	19.86	2003.72	6.6	186	2000.59	10.1	3.1
125	0.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	350	1985.13	9.5	6.1
125	0.5	95.78	19.43	2007.58	6.4	171	2006.54	10.8	1.0
125	0.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1989.55	10.4	1.5
125	0.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	221	1997.06	10.7	2.6
125	0.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	174	1998.02	10.3	2.4
125	1.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1989.01	3.4	2.0
125	1.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	221	1993.57	10.8	6.0
125	1.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1989.32	3.3	1.7
125	2.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1988.66	3.7	2.4
125	2.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1988.39	3.2	2.6
125	2.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	200	1989.01	1.2	5.0
125	3.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1987.74	3.9	3.3
125	3.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1987.40	3.1	3.6
125	4.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1986.59	3.0	4.4

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
125	4.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1986.32	2.7	4.7
125	4.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	200	1986.90	0.8	7.1
125	5.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1985.79	2.3	5.2
125	5.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	200	1986.52	0.7	7.5
125	5.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1985.33	2.7	5.7
125	6.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1984.94	2.7	6.1
125	6.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	200	1984.94	0.5	9.1
125	6.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1984.37	2.2	6.6
125	7.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1983.95	2.1	7.1
125	7.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1983.37	2.4	7.6
125	8.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1982.79	1.9	8.2
125	8.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	221	1990.27	3.1	9.3
125	8.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1982.26	1.7	8.8
125	8.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	221	1989.78	2.3	9.8
125	9.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1981.80	1.6	9.2
125	9.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	209	1981.34	1.7	9.7
150	0.5	95.72	19.86	2003.72	6.6	211	1996.10	11.2	7.6
150	0.5	95.74	15.75	1991.25	6.0	385	1985.13	10.6	6.1
150	0.5	95.78	19.43	2007.58	6.4	183	2006.84	11.7	0.7
150	0.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1989.55	11.2	1.5
150	0.5	96.90	18.70	1999.62	6.0	243	1993.57	11.6	6.0
150	0.5	97.15	26.70	2000.43	6.3	184	1998.02	10.6	2.4
150	1.0	96.90	18.70	1999.62	6.0	243	1993.57	11.7	6.0
150	1.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	221	1990.20	3.3	3.8
150	1.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1987.74	3.7	3.3
150	1.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	221	1989.32	2.2	4.7
150	2.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1988.66	4.0	2.4
150	2.0	97.22	25.20	1994.03	6.1	221	1989.32	2.3	4.7
150	2.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1988.39	3.7	2.6
150	2.5	97.22	25.20	1994.03	6.1	221	1989.01	1.9	5.0
150	3.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1987.74	4.6	3.3
150	3.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1987.40	3.5	3.6
150	4.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1986.90	3.4	4.1
150	4.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1986.32	3.1	4.7

ตารางแสดงเงื่อนไขการทดสอบย้อนกลับ (ต่อ)

N	Tw (year)	Lon	Lat	Year	Mag	Radius (km)	Ts (year)	Zmax	Q-duration (year)
150	5.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1985.86	2.5	5.2
150	5.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1985.40	2.9	5.6
150	6.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1984.94	2.7	6.1
150	6.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1984.37	1.9	6.6
150	7.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1983.95	2.0	7.1
150	7.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1983.37	1.9	7.6
150	8.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1982.79	1.5	8.2
150	9.0	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1981.80	1.0	9.2
150	9.5	95.98	23.48	1991.01	7.0	234	1981.34	1.0	9.7

ภาคผนวก ข  
ต้นฉบับบทความวิชาการ  
(Manuscript)

# Open Geosciences

## Precursory Seismicity Rate Change Prior to the Large and Major Earthquakes along the Sagaing Fault Zone, Central Myanmar --Manuscript Draft--

<b>Manuscript Number:</b>	
<b>Full Title:</b>	Precursory Seismicity Rate Change Prior to the Large and Major Earthquakes along the Sagaing Fault Zone, Central Myanmar
<b>Article Type:</b>	Research Article
<b>Keywords:</b>	Earthquake catalogue; Seismicity rate change; Z value; Precursor; Sagaing Fault Zone; Myanmar
<b>Corresponding Author:</b>	Santi Pailoplee, Ph.D. Earthquake and Tectonic Geology Research Unit (EATGRU) Bangkok, THAILAND
<b>Corresponding Author Secondary Information:</b>	
<b>Corresponding Author's Institution:</b>	Earthquake and Tectonic Geology Research Unit (EATGRU)
<b>Corresponding Author's Secondary Institution:</b>	
<b>First Author:</b>	Santi Pailoplee, Ph.D.
<b>First Author Secondary Information:</b>	
<b>Order of Authors:</b>	Santi Pailoplee, Ph.D. Surasan Panyatip
<b>Order of Authors Secondary Information:</b>	
<b>Abstract:</b>	In this study, the seismicity rate changes that can represent an earthquake precursor were investigated along the Sagaing Fault Zone (SFZ), Central Myanmar using the Z-value technique. After statistical improvement of the existing seismicity data (the instrumental earthquake records), by removal of the foreshocks and aftershocks and man-made seismicity changes and standardization of the reported magnitude scales, 3,574 earthquake events with a $M_w \geq 4.2$ reported during 1977-2015 were found to directly represent the seismotectonic activities of the SFZ. In order to find the characteristic parameters specifically suitable for the SFZ, seven known events of $M_w \geq 6.0$ earthquakes were recognized and used for retrospective tests. As a result, utilizing the conditions of a fixed 25 earthquake events considered (N) and 2 yr time window ( $T_w$ ), a significantly high Z value was found to precede most of the $M_w \geq 6.0$ earthquakes. Therefore, in order to evaluate the prospective areas of upcoming earthquakes, these conditions (N = 25 and $T_w = 2$ ) were applied with the most up-to-date seismicity data of 2010-2015. The results illustrated that the vicinity of Myitkyina and Naypyidaw (Z = 4.2-5.1) cities might be subject to strong or major earthquakes in the future.
<b>Suggested Reviewers:</b>	Yih-Min Wu, Ph.D. Researcher, Department of Geosciences, National Taiwan University, No. 1, Sec. 4th, Roosevelt Rd., Taipei 10617, Taiwan drymwu@ntu.edu.tw I have no connection with him before. However after I try to search some reviewer for reviewing my manuscript, I found that he published his work similar to my manuscript submitted here. Therefore, I suggest him as one of the reviewer.
	Fuyuki Hirose, Ph.D. Researcher, Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan fhirose@mri-jma.go.jp I have no connection with him before. However after I try to search some reviewer for reviewing my manuscript, I found that he published his work similar to my manuscript

	<p>submitted here. Therefore, I suggest him as one of the reviewer.</p> <p>Prof. Montri Choowong, Ph.D. Lecturer and Researcher, Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Pathum Wan, Bangkok 10330, Thailand Monkeng@hotmail.com He is the geologist who has the background of seismotectonic in the Mainland Southeast Asia.</p>
<b>Opposed Reviewers:</b>	

1 April 19<sup>th</sup>, 2016

2

3 Dear Sir,

4 I would like to submit the revised version of manuscript entitle, **“Precursory Seismicity**  
5 **Rate Change Prior to the Large and Major Earthquakes along the Sagaing Fault Zone,**  
6 **Central Myanmar”**, to the journal **“OPEN GEOSCIENCES”** for consideration for  
7 publication. This manuscript attempts to evaluate the prospective areas of forthcoming  
8 earthquakes along the Sagaing Fault Zone (SFZ) using the statistical Z value. From the 180 case  
9 studies used in the iterative tests, we successfully derived suitable free parameters (the number  
10 of earthquakes considered (N) and the range of the considered time window ( $T_w$ )) that allow a  
11 meaningful precursory Z value for prediction of six from seven strong-to-major earthquakes that  
12 occurred previously along the SFZ. In my opinion, this work is more advantageous than  
13 previous works that have clarified the free parameters of Z values for only one well-known  
14 earthquake event. In addition, based on the obtained N and  $T_w$  parameters mentioned above, we  
15 analyzed the Z values with the most up-to-date seismicity data, which revealed the prospective  
16 areas that might generate a major earthquake in the near future. To the best of my knowledge  
17 this manuscript contains original work and I confirm that it has not currently been submitted  
18 elsewhere.

19 Thank you for your time and consideration for my work. Please, feel free to contact me  
20 at [Pailoplee.S@gmail.com](mailto:Pailoplee.S@gmail.com). I look forward to hearing from you.

21

22 Yours faithfully,

23

24 Santi Pailoplee

25

26 Department of Geology,

27 Faculty of Science,

28 Chulalongkorn University,

29 Pathum Wan, Bangkok 10330,

30 THAILAND

31 E-mail: [Pailoplee.S@gmail.com](mailto:Pailoplee.S@gmail.com)

32

33

34

35 A MANUSCRIPT SUBMITTED TO

36 "OPEN GEOSCIENCES"

37 TITLE

38  
39 **Precursory Seismicity Rate Change Prior to the Large and Major Earthquakes**  
40 **along the Sagaing Fault Zone, Central Myanmar**

41  
42 **Surasan Panyatip and Santi Pailoplee\***

43  
44 *Earthquake and Tectonic Geology Research Unit (EATGRU), Department of Geology, Faculty*  
45 *of Science, Chulalongkorn University, Bangkok 10330, Thailand*

46 \* Corresponding author: Santi Pailoplee

47 E-mail: Pailoplee.S@gmail.com; Tel.: (66) 2218-5456; Fax: (66) 2218-5456

48 First Version (April 19<sup>th</sup>, 2016)

49  
50 **Abstract:** In this study, the seismicity rate changes that can represent an earthquake precursor  
51 were investigated along the Sagaing Fault Zone (SFZ), Central Myanmar using the Z-value  
52 technique. After statistical improvement of the existing seismicity data (the instrumental  
53 earthquake records), by removal of the foreshocks and aftershocks and man-made seismicity  
54 changes and standardization of the reported magnitude scales, 3,574 earthquake events with a  
55  $M_w \geq 4.2$  reported during 1977–2015 were found to directly represent the seismotectonic  
56 activities of the SFZ. In order to find the characteristic parameters specifically suitable for the  
57 SFZ, seven known events of  $M_w \geq 6.0$  earthquakes were recognized and used for retrospective  
58 tests. As a result, utilizing the conditions of a fixed 25 earthquake events considered (N) and 2  
59 yr time window ( $T_w$ ), a significantly high Z value was found to precede most of the  $M_w \geq 6.0$   
60 earthquakes. Therefore, in order to evaluate the prospective areas of upcoming earthquakes,  
61 these conditions (N = 25 and  $T_w = 2$ ) were applied with the most up-to-date seismicity data of  
62 2010–2015. The results illustrated that the vicinity of Myitkyina and Naypyidaw ( $Z = 4.2$ -5.1)  
63 cities might be subject to strong or major earthquakes in the future.

64  
65 **Keywords:** Earthquake catalogue; Seismicity rate change; Z value; Precursor; Sagaing Fault  
66 Zone; Myanmar

67



## 68 **1 Introduction**

69           Among a number of seismogenic faults delineated in the Mainland Southeast Asia, the  
70 Sagaing Fault Zone (SFZ; Curray, 2005), striking North to South along the central Myanmar, is  
71 one of the hazardous earthquake faults (Fig. 1). Tectonically, the SFZ was interpreted as the  
72 India-Sundaland plate boundary (Curray, 2005). Based on remote sensing interpretation, the  
73 SFZ is up to 1,400 km long and passes through a number of major cities in Myanmar, such as  
74 Myitkyina, Mandalay, Naypyidaw, Bago and Rangoon. As a result, these cities have suffered  
75 from earthquake damage since the ancient period (Thawbita, 1976). Based on the records of  
76 eight major earthquakes with a  $M_w \geq 7.0$  posed along the SFZ during 1906–1967 (blue circles in  
77 Fig. 1; Kundu and Gahalaut, 2012), not only did Myanmar experience earthquake intensities at  
78 level IX but also Thailand, in particular in the northern, western and central parts of Thailand,  
79 was subject to the intensity level V of the Modified Mercalli intensity scale (Pailoplee, 2012).  
80 Therefore, this led us to recognize the impact of the SFZ to both Myanmar and Thailand.

81           Due to the limited accessibility to the SFZ in the past, most of the previous research  
82 investigating the SFZ has involved various remote sensing techniques (Vigny et al., 2003; Htwe  
83 and WenBin, 2009; Kundu and Gahalaut, 2012). In addition, due to the available seismicity data  
84 from the earthquake catalogues, the seismic activities have been investigated spatially  
85 (Pailoplee, in press) based on the frequency-magnitude distribution model (FMD; Gutenberg  
86 and Richter, 1944). The activities were expressed in terms of the (i) maximum credible  
87 earthquake, (ii) return period and (iii) probability of occurrence, in an individual time span and  
88 earthquake magnitude of interest. According to the different seismic activity levels, the SFZ was  
89 segmented into three parts; (i) Myitkyina-Northern Mandalay, (ii) Mandalay-Bago and (iii)  
90 Offshore Andaman Sea. Moreover, according to the FMD b-values, Pailoplee (2013) proposed  
91 two specific areas might be subject to forthcoming earthquakes: (i) southern Myitkyina and (ii)  
92 the Naypyidaw-Mandalay segment. However, up to the present time (2015), both these areas are  
93 still quiescent.

94           The emergence of a reliable precursory seismic quiescence before a hazardous  
95 earthquake event has been reported (Wyss and Habermann, 1988; Wyss and Martirosyan, 1998;  
96 Wiemer and Wyss, 1994; Katsumata and Kasahara, 1999; Tiampo and Shcherbakov, 2012), and  
97 the use of statistical seismological methods has contributed to such investigations on quiescence,  
98 such as the Z value (Habermann, 1983),  $\beta$ -value (Matthews and Reasenber, 1988) and region-  
99 time-length algorithm (Huang et al., 2001). Compared with the other approaches, Z-value  
100 analysis is an effective method that is capable of clearly detecting the precursory seismic  
101 quiescence that occurs before hazardous earthquakes (Murru, 1999; Chouliaras and Stavrakakis,

2001; Rudolf-Navarro et al., 2010; Katsumata, 2011; Kawamura, 2014). This study aimed to validate the use of  $Z$  values to find the quiescence episodes before seven known hazardous earthquakes ( $M_w \geq 6.0$ ) that occurred along the SFZ, and then based on the derived condition of  $Z$ -value evaluation, to determine the prospective areas of upcoming earthquakes along the SFZ using the most up-to-date seismicity data. The results should be useful for constraining the prospective areas of the forthcoming earthquakes previously proposed along the SFZ by  $b$ -value investigation (Pailoplee, 2013).

109

## 110 **2 Dataset and completeness**

111 The main database used in this study was the seismicity data recorded instrumentally  
112 within a 300 km boundary of the SFZ (Fig. 1). The initial dataset was derived from the three  
113 available earthquake catalogues, namely (i) Global Centroid Moment Tensor, (ii) the  
114 International Seismological Centre, and (iii) US National Earthquake Information Center. Since  
115 the SFZ is defined as the inland seismogenic or shallow crustal fault (Bird 2003), then  
116 earthquake data with a focal depth of  $\geq 50$  km (defined as the subducting slab of the Sumatra-  
117 Andaman Subduction Zone) were excluded.

118 Based on the existing earthquake data, the earthquake events reporting more than a  
119 magnitude scale, i.e., moment magnitude ( $M_w$ ), body-wave magnitude ( $m_b$ ), surface-wave  
120 magnitude ( $M_s$ ), were collected. As a result, there are 145 data reported simultaneously  $M_w$  and  
121  $m_b$  and 42 events reported in both  $M_w$  and  $M_s$ . These data were, therefore, calibrated empirically  
122 and contribute the  $M_w$ - $m_b$  and  $M_w$ - $M_s$  relationships as illustrated in Figs. 2a and 2b. In order to  
123 homogenize the reported scales of earthquake magnitudes, earthquakes recorded in  $m_b$  and  $M_s$   
124 were converted to the  $M_w$  scale.

125 Conceptually, Gardner and Knopoff (1974)'s assumption clusters the earthquake data by  
126 using the fixed time and space windows varying as a function of the mainshock magnitude.  
127 Whenever the cluster of earthquakes can be defined, the largest earthquake in each cluster is  
128 assumed as the mainshock meanwhile the others are defined as foreshocks and aftershocks.  
129 Therefore, in order to extract the foreshocks and aftershocks, which bias the seismotectonic  
130 activities, the assumption of Gardner and Knopoff (1974) was utilized in this study. As a result,  
131 there are 3,135 clusters of 41,270 dependent earthquakes being defined and 4,863 events as the  
132 mainshocks.

133 In order to avoid the artificial seismicity (i.e. man-made changes) that could bias the  
134 seismotectonically changes recognized in this investigation, the assumption of GENAS  
135 (Habermann, 1983) was employed using the ZMAP software (Wiemer, 2001). Based on the

136 GENAS algorithm, the seismicity rate at the individual recording time and magnitude band were  
 137 compared and the significant changes of seismicity were identified throughout both magnitude  
 138 range and recording time span of the data. As a result, it revealed that the dataset with a  $M_w \geq$   
 139 3.5 recorded during 1977–2015 was not subject to such artifacts, as shown by the straight line of  
 140 the cumulative number of earthquakes with  $M_w \geq 3.5$  (Fig. 2c). Moreover, in order to check the  
 141 magnitude of completeness ( $M_c$ ), which is the minimum magnitude level that can be reported  
 142 completely by the existing seismic recording station, the entire magnitude range (EMR) method  
 143 of Woessner and Wiemer (2005) was employed. Theoretically, the EMR method uses a  
 144 maximum-likelihood estimator for model that consists of two parts, i.e., the complete and the  
 145 incomplete portion of the FMD which providing a comprehensive seismicity model. Based on  
 146 the EMR method, the  $M_c$  of the bulk seismicity data was estimated at around 4.2. Therefore, the  
 147 remaining 3,574 earthquakes with a  $M_w \geq 4.2$  recorded during 1977–2015 formed the  
 148 completeness dataset used in this Z-value investigation.

149

### 150 **3 Retrospective test of the Z value**

151 In order to find out and constrain the seismic quiescence along the SFZ derived by the  
 152 FMD b-value analysis (Pailoplee, 2013), the alternative method of Z value analysis was applied  
 153 in this study, as expressed numerically in Eq. (1) (Wiemer and Wyss, 1994);

154

$$Z = \frac{R_{bg} - R_w}{\sqrt{\frac{S_{bg}^2}{N_{bg}} + \frac{S_w^2}{N_w}}} \quad (1)$$

155

156 where Z is the significance of seismicity rate changes. The parameters  $R_w$  and  $R_{bg}$  mean average  
 157 rate of seismicity data generated within and before the considered time window ( $T_w$ ). The terms  
 158  $S_w$  and  $S_{bg}$  denote the standard deviation of  $R_w$  and  $R_{bg}$ , respectively, while  $N_w$  and  $N_{bg}$  are the  
 159 corresponding number of earthquakes.

160 With respect to the seismological meaning, the numerical sign (+ or –) of the Z value  
 161 implies the quiescence and activation stage, respectively, of the seismicity compared with the  
 162 background rate in any location and time span of interest. Based on Eq. (1), it is noticeable that  
 163 in an individual Z-value investigation, the number of considered earthquakes (N) and time span  
 164 of window recognized ( $T_w$ ) are varied. If both N and  $T_w$  can be defined as a constant for the Z-  
 165 value investigation along the SFZ, they can eventually contribute to forecast the upcoming  
 166 earthquake in future circumstances.

167 In order to specify the effective constant  $N$  and  $T_w$  values for detecting the precursory  $Z$   
 168 value, seven available earthquakes with  $M_w \geq 6.0$  (red squares in Fig. 1b and Table 1) were used  
 169 for retrospective testing. In each retrospective case (Table 1), the parameter  $N$  was varied from  
 170 25–150 earthquakes with a 25 event interval, while  $T_w$  was varied from 1–15 yr with a 0.5-yr  
 171 interval. Therefore, a total of 180 (6 x 30) conditions were tested iteratively in each earthquake  
 172 case study.

173

### 174 **3.1 Temporal investigation**

175 For the temporal investigation the  $N$  earthquake events closest to the epicenter of each of  
 176 the seven recognized earthquake case studies were considered. Then, the  $Z$  values were  
 177 estimated systematically for each time window ( $T_w$ ) moving forward 14 d at a time from 1980  
 178 (start of the available completeness dataset) to the occurrence time of the respective earthquake.  
 179 Overall, the iterative tests revealed that using  $N = 25$  events and  $T_w = 2$  yr was the best  
 180 condition and found the significant seismic quiescence prior to the following earthquake in 6/7  
 181 of the earthquake case studies (Table 1). The cumulative number of earthquakes and  $Z$  values  
 182 evaluated at the epicenters of these six earthquakes are shown in Fig. 3.

183 For instance in Fig. 3a, an anomalous quiescence with a maximum  $Z$  value ( $Z_{Max}$ ) of  
 184  $\sim 2.3$  began at about 1987.74 and had a duration ( $Q_{Duration}$ ) of  $\sim 3.3$  yr before the  $M_w$ -7.0  
 185 earthquake in northern Mandalay on January 5<sup>th</sup>, 1991. For the earthquake shown in Fig. 3b,  
 186 there was a relatively short time span of seismicity rate decrease before the  $M_w$ -6.1 earthquake  
 187 posed on January 11<sup>th</sup>, 1994 ( $Q_{Duration} = 7.2$  yr). In Fig. 3c, the decreased seismicity rate ( $Z_{Max}$  of  
 188 5.1) was found at 1993.5–1997.33 followed by the  $M_w$ -6.0 earthquake on August 15<sup>th</sup>, 1999  
 189 ( $Q_{Duration} = 6.1$  yr). Another prominent quiescence started from late 1989.12, 1992.23 and  
 190 1994.68 (Fig. 3d) before the  $M_w$ -6.3 earthquake on June 7<sup>th</sup>, 2000, which was 5.7 yr after the  
 191 quiescence was detected (Fig. 3d). In case of the  $M_w$ -6.6 earthquake posed on September 21<sup>th</sup>,  
 192 2003 (Fig. 3e), temporal variation of  $Z$  values illustrate an obvious high of  $Z$  ( $Z_{Max} = 5.1$ ) at  
 193 1992.78, around 11 yr before the  $M_w$ -6.6 earthquake was generated. The final quiescence was  
 194 detected retrospectively from an anomalous  $Z_{Max}$  value of 4.9 in 2003.93, some 3.6 yr before the  
 195 6.4- $M_w$  earthquake on July 30<sup>th</sup>, 2007 (Fig. 3f).

196 In order to constrain the reliability of the utilized parameters  $N = 25$  km and  $T_w = 2$  yr,  
 197 temporal variations of the  $Z$  value of the  $M_w$ -6.0 earthquake recorded in August 15<sup>th</sup>, 1999 were  
 198 investigated additionally using the nearby parameters of  $N = 20$ -30 km and  $T_w = 1.5$ -2.5 yr (Fig.  
 199 4). Based on the research work demonstrated previously by Huang (2005), the correlation  
 200 coefficient of each comparison between the utilized parameters (i.e.,  $N = 25$  km and  $T_w = 2$  yr)

201 and varied parameters were estimated. As shown in Table 2, the correlation coefficients are in  
 202 the range of 0.951-0.988 imply that the selected parameters are reliable and the seismic  
 203 quiescence detected in this study is not according to the artifact of parameter selection.

204 Based on the temporal  $Z$  values obtained in Fig. 3, it was noticeable that there were some  
 205 prominent stages of quiescence related to the subsequent earthquake in that area. Though the  
 206 time span between the quiescence and the subsequent hazardous earthquake varied ( $Q_{\text{Duration}} =$   
 207 3.3–10.9 yr), they were within a range of decade and so when using  $N = 25$  events and  $T_w = 2$  yr  
 208 the calculated  $Z$  value is likely to still be fairly effective for intermediate-term earthquake  
 209 forecasting in the SFZ.

210

### 211 3.2 Spatial investigation

212 In order to constrain the existing quiescence stages (Fig. 3), the spatial distribution of the  
 213  $Z$  value was also evaluated and mapped. The study area was gridded by nodes of  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$   
 214 spacing. In each grid node, a circle is drawn and its radius is extended until the 25 closest  
 215 earthquake data were taken. In this study, only the node with a radius smaller than 100 km was  
 216 considered and the  $Z$  value rate was measured temporally at the defined nodes. Based on the  
 217 quiescence time evaluated in the temporal investigation (red strip in Fig. 3), the values of  $Z$  at  
 218  $Z_{\text{Date}}$  slice in every grid node were selected and contoured, as shown in Fig. 5.

219 For instance in Fig. 5a, to better reveal the quiescence area on the  $Z$  map, the onset time  
 220 at 1987.74 was sliced. The map shows only one clearly identified quiescence region with a  $Z$   
 221 value of 2.3 surrounding the epicenter of the  $M_w$ -7.0 main shock posed in January 5<sup>th</sup>, 1991 in  
 222 the vicinity of northern Mandalay. Thereafter, this quiescence extended northeastwards to the  
 223 Myitkyina with a  $Z$  value of  $\sim 4.8$  and covers more than 400 km along the SFZ (Fig. 5b),  
 224 conforming to the epicentral location of the subsequent  $M_w$ -6.1 earthquake in January 11<sup>th</sup>, 1994  
 225 near to Myitkyina.

226 During 1986.32–1987.28 an anomalous  $Z_{\text{Max}} = 4.7$  was evident along the fault segment  
 227 between Northern Bago and Mandalay (Fig. 5c), which clearly indicated the quiescence areas  
 228 for the August 15<sup>th</sup>, 1999 main shock (6.0- $M_w$ ) in the southeastern part of Naypyidaw. In Fig.  
 229 5d, the northern SFZ quiescence anomaly beginning at around 1994.68 with a  $Z_{\text{Max}}$  of  $\sim 4.7$  was  
 230 consistent with the  $M_w$ -6.3 earthquake initiated on June 7<sup>th</sup>, 2000 (Fig. 5d). Meanwhile in Fig.  
 231 5e, an anomalous  $Z_{\text{Max}} = 5.1$  locates in the southwestern part of of Naypyidaw in 1992.78.  
 232 Around 11 yr later, the earthquake with 6.6  $M_w$  posed in September 21<sup>th</sup>, 2003 at the  
 233 northernmost part of the mentioned anomalous  $Z$  value. In 2003.93, the  $Z_{\text{Max}}$  of 4.9 anomaly

234 was evident in the vicinity of Napyldaw and Mandalay (Fig. 5f), followed by the strong  
235 earthquakes with  $M_w$  6.4 (Fig. 5f).

236 According to both the temporal and spatial consistency between the comparatively high  
237  $Z$  values (i.e., seismic quiescence) and the corresponding earthquake, the use of  $N = 25$  events  
238 and  $T_w = 2$  yr allows the obtained high  $Z$  values to reliably indicate the seismic quiescence with  
239 a reasonable accuracy to locate the prospective areas of the upcoming earthquake sources along  
240 the SFZ.

241

#### 242 **4 Present-day investigation**

243 Using the suitable parameters  $N = 25$  events and  $T_w = 2$  yr derived in the previous  
244 section, the present-day situation of  $Z$  was also determined using the most up-to-date earthquake  
245 dataset. The spatial distribution of  $Z$  was, therefore, calculated during 2010–2015 with a  
246 stepping interval of 14 d. The last time slice showing clearly the  $Z$  anomalies was defined as  
247 2012.83 with a  $Z_{Max}$  of up to 4.2–5.1 at (i) southern Myitkyina and (ii) the segment between  
248 Mandalay and Naypyidaw (Fig. 6a). For the southern Myitkyina segment, there were some  
249 anomalies delineated in the northwestern part, whereas the anomalies extend eastwards in the  
250 Mandalay-Naypyidaw segment.

251 In comparison with the previous FMD  $b$ -value map (Pailoplee, 2013), it reveals that both  
252 areas showing the comparatively high of  $Z$  value ( $Z = 4.2$ – $5.1$ ) conform to the areas illustrating  
253 the relatively low of  $b$  value ( $b = 0.6$ – $0.7$ ) mentioned by Pailoplee (2003). Seismotectonically,  
254 the lower values of  $b$ , the higher tectonic stress accumulated. Meanwhile as described above, the  
255 higher value of  $Z$ , the more quiescence of the seismic activities which normally follow by the  
256 large earthquakes. In addition regarding to the earthquake activities, Pailoplee (in press) reveals  
257 that the possible maximum earthquake might be posed in 50 yr in the segment of (i) southern  
258 Myitkyina and (ii) the Mandalay-Naypyidaw segment were around 6.4–7.0  $M_w$  and 5.6–6.0  $M_w$ ,  
259 respectively. Therefore, it implies that both segments showing high  $Z$  and low  $b$  of (i) southern  
260 Myitkyina and (ii) the Mandalay-Naypyidaw segment (Fig. 6) are the prospective earthquake  
261 sources of the upcoming strong-to-major earthquakes.

262

#### 263 **5 Conclusion**

264 In order to investigate the precursory seismic quiescence prior to the occurrence of  
265 strong-to-major earthquakes, the significance of seismicity rate changes was investigated in  
266 terms of the  $Z$  value along the SFZ. After improving the available earthquake dataset, the 3,574  
267 earthquakes with a  $M_w$  of  $\geq 4.2$  reported during 1977–2015 were defined as the completeness

268 earthquake catalogue and were used in this seismicity investigation. In order to find out the  
269 suitable values for the parameters  $N$  and  $T_w$  for this  $Z$ -value investigation along the SFZ, seven  
270 known strong-to-major earthquakes ( $M_w \geq 6.0$ ) were tested iteratively with a variety of paired  $N$   
271 and  $T_w$  values. According to iterative tests, the use of  $N = 25$  and  $T_w = 2$  could clearly define a  
272 significant high  $Z$  value (quiescence) before the subsequent earthquake in 6/7 of the studied  
273 cases. For instance, temporal variations revealed a significant high  $Z_{Max} = 5.1$  that coincided  
274 with the occurrence of the  $M_w$ -6.0 earthquake in 1999, 6 yr after the quiescent period (Fig. 3c).  
275 In addition, the spatial distribution showed anomalous high  $Z_{Max}$  values around the epicenters of  
276 the  $M_w$ -6.3 earthquake since 1994.68 (Fig. 5d). This successful correlation of the precursory  
277 seismic quiescence and the subsequent earthquake in the same area implied that the  $Z$ -value  
278 parameters of  $N = 25$  and  $T_w = 2$  yr could be used to detect the current day precursory seismic  
279 quiescence along the SFZ.

280 For the investigation of the present-day 2010-2015 seismicity data, the spatial  
281 distribution of  $Z$  values in the specific 2012.83 time slices suggested that an earthquake might  
282 occur soon in the two SFZ segments of southern Myitkyina and Mandalay-Naypyidaw where  
283 the  $Z$  value is high comparing with the other region. This agrees well with the low- $b$  areas those  
284 proposed previously by the FMD  $b$ -value (Pailoplee, 2013). Therefore, effective mitigation  
285 plans should be contributed urgently, in particular for Naypyidaw, the new capital city of  
286 Myanmar.

287  
288 **Acknowledgment:** This research was supported by the Ratchadapiseksomphot Endowment  
289 Fund 2015 of Chulalongkorn University (R/F\_2558\_005\_03\_23). Thanks are also extended to  
290 T. Pailoplee for the preparation of the draft manuscript. I thank the Publication Counseling Unit  
291 (PCU), Faculty of Science, Chulalongkorn University, for a critical review and improved  
292 English. I acknowledge thoughtful comments and suggestions by the editors and anonymous  
293 reviewers that enhanced the quality of this manuscript significantly.

294  
295 **References**  
296 Bachmann, D. (2001). Precursory seismic quiescence: Two methods of quantifying seismicity  
297 rate changes and an application to two northern Californian mainshock. Diploma  
298 thesis, Department of Earth Sciences, The Swiss Federal Institute of Technology,  
299 Zurich, 87p.  
300 Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics,*  
301 *Geosystems*, 4(3), 1027-1-52.

- 302 Chouliaras, G.; Stavrakakis, G.N. (2001). Current seismic quiescence in Greece: Implications  
303 for seismic hazard. *Journal of Seismology*, 5, 595–608.
- 304 Curray, J.R. (2005). Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal of Asian Earth*  
305 *Sciences*, 25, 187–232.
- 306 Gardner, J.K.; Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with  
307 aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America*,  
308 64(1), 363–367.
- 309 Gutenberg, B.; Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the*  
310 *Seismological Society of America*, 34, 185–188.
- 311 Habermann, R.E. (1983). Teleseismic detection in the Aleutian Island Arc. *Journal of*  
312 *Geophysical Research*, 88, 5056–5064.
- 313 Htwe, Y.M.M.; WenBin, S. (2009). Gutenberg-Richter recurrence law to seismicity analysis of  
314 southern segment of the Sagaing Fault and its associated components. *World*  
315 *Academy of Science, Engineering and Technology*, 50, 1026–1029.
- 316 Huang, Q. (2005). A method of evaluating reliability of earthquake precursors. *Chinese Journal*  
317 *of Geophysics*, 48(3), 701–707.
- 318 Huang, Q.; Sobolev G.A.; Nagao T. (2001). Characteristics of the seismic quiescence and  
319 activation patterns before the M=7.2 Kobe earthquake, January 17, 1995.  
320 *Tectonophysics*, 337(1–2), 99–116.
- 321 Katsumata, K. (2011). Precursory seismic quiescence before the  $M_w = 8.3$  Tokachi-oki, Japan,  
322 earthquake on 26 September 2003 revealed by a re-examined earthquake catalogue.  
323 *Journal of Geophysical Research*, 116, B10307–1–16.
- 324 Katsumata, K.; Kasahara, M. (1999). Precursory seismic quiescence before the 1994 Kurile  
325 earthquake ( $M_w = 8.3$ ) revealed by three independent seismic catalogs. *Pure and*  
326 *Applied Geophysics*, 155(2–4), 443–470.
- 327 Kawamura, M.; Chen, Ch.-Ch.; Wua, Y.-M. (2014). Seismicity change revealed by ETAS, PI,  
328 and Z-value methods: A case study of the 2013 Nantou, Taiwan earthquake.  
329 *Tectonophysics*, 634, 139–155.
- 330 Kundu, B.; Gahalaut, V.K. (2012). Earthquake occurrence processes in the Indo-Burmese wedge  
331 and Sagaing fault region. *Tectonophysics*, 524–525, 135–146.
- 332 Matthews, M.V.; Reasenber, P. (1988). Statistical methods for investigating quiescence and  
333 other temporal seismicity patterns. *Pageoph*, 126, 357–372.
- 334 Murru, M.; Console, R.; Montuori, C. (1999). Seismic quiescence precursor to the 1983  
335 Nihonkai-Chubu (M 7.7) earthquake, Japan. *Annali Di Geofisica*, 42(5), 871–882.



- 336 Pailoplee, S. Earthquake activities along the Sagaing Fault Zone, central Myanmar: Implications  
337 for fault segmentation. *Journal of Earth Science*, (in press).
- 338 Pailoplee, S. (2012). Relationship between modified Mercalli intensity and peak ground  
339 acceleration in Myanmar. *Natural Science*, 4, 624–630.
- 340 Pailoplee, S. (2013). Mapping asperities along the Sagaing Fault Zone, Myanmar using b-value  
341 anomalies. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 7(5), 1371001–1–12.
- 342 Rudolf-Navarro, A.H.; Muñoz-Diosdado, A.; Angulo-Brown, F. (2010). Seismic quiescence  
343 patterns as possible precursors of great earthquakes in Mexico. *International Journal  
344 of Physical Sciences*, 5(6), 651–670.
- 345 Thawbita (1976). Chronology–earthquakes of Burma. *Journal of the Burma Research Society*,  
346 59(1–2), 97–99.
- 347 Tiampo, K.R.; Shcherbakov, R. (2012). Seismicity-based earthquake forecasting techniques:  
348 Ten years of progress. *Tectonophysics*, 522, 89–121.
- 349 Vigny, C.; Socquet, A.; Rangin, C.; Chamot-Rooke, N.; Pubellier, M.; Bouin, M.N.; Bertrand,  
350 G.; Becker, M. (2003). Present-day crustal deformation around Sagaing fault,  
351 Myanmar. *Journal of Geophysical Research*, 108(B11), 25–33.
- 352 Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research  
353 Letters*, 72, 373–382.
- 354 Wiemer, S.; Wyss, M. (1994). Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bear  
355 (M=6.5) 1992 earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84,  
356 900–916.
- 357 Woessner, J.; Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the  
358 magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society  
359 of America*, 95(2), 684–698.
- 360 Wyss, M.; Martirosyan, A.H. (1998). Seismic quiescence before the M7, 1988, Spitak  
361 earthquake, Armenia. *Geophysical Journal International*, 134(2), 329–340.
- 362 Wyss, M.; Habermann, R.E. (1988). Precursory quiescence before the August 1982 Stone  
363 Canyon, San Andreas fault, earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 126, 333–  
364 356.
- 365
- 366
- 367
- 368
- 369

370 **Figure Captions**

371 **Figure 1:** Map showing the north-south direction SFZ (black line) strikes bisecting Myanmar.

372 The other fault lines are illustrated in grey lines. (a) Blue circles represent the eight  
 373 earthquakes with a  $M_w \geq 7.0$  posed during 1906–1967, as compiled by Kundu and  
 374 Gahalaut (2012). (b) Red squares denote the earthquakes with  $M_w \geq 6.0$  used for  
 375 demonstrating the Z test (Table 1). White circles are the completeness earthquake data  
 376 utilized in this study.

377 **Figure 2:** The magnitude scale relationships between (a)  $M_w$ - $m_b$  and (b)  $M_w$ - $M_s$  calibrated  
 378 empirically from the earthquake data available in the study area. (c) Cumulative  
 379 number of earthquakes after declustering dependent earthquakes and screening for  
 380 man-made seismicity. White circles are the strong-to-major earthquakes selected for  
 381 the retrospective test of the Z value (see also Table 1). (d) FMD plots of the  
 382 earthquake data after catalogue improvement. The symbols triangles and squares  
 383 denote the number and cumulative number of each magnitude, respectively.  
 384 Meanwhile, grey line is the best fit between the observed earthquake data (squares)  
 385 and the synthetic FMD evaluated from Woessner and Wiemer (2005)'s assumption.

386 **Figure 3:** Temporal variation of the cumulative number of earthquakes (black line) overlaid by  
 387 the Z value (grey line) evaluated at the epicenter of six strong earthquakes (star). The  
 388 Z value that was defined as the significant stage of quiescence is highlighted by a  
 389 transparent strip.

390 **Figure 4:** Temporal variation of the Z value (grey line) at the epicenter of the  $M_w$ -6.0,  
 391 earthquake (August 15<sup>th</sup>, 1999) calculated from different parameter N and  $T_w$ .  
 392 Correlation coefficient based on the comparison between selected parameters (i.e., N  
 393 = 25 events,  $T_w = 2$  yr) and the other varied parameters was summarized in Table 2.

394 **Figure 5:** Map of the SFZ showing the spatial distribution of the Z values evaluated in this  
 395 study. The time slice of each map that is highlighted in Fig. 3. Red and blue colors  
 396 represent high and low Z values that imply the quiescence and activation stages in the  
 397 seismicity rate, respectively. White stars indicate the epicenters of major earthquakes  
 398 considered in this study.

399 **Figure 6:** Spatial distributions of (a) the present-day Z value evaluated in this study in the  
 400 2012.83 time slices. (b) The precursory FMD b-value estimated from the complete  
 401 data recorded during 1980–2010 (Pailoplee, 2013).

402

Figure 1

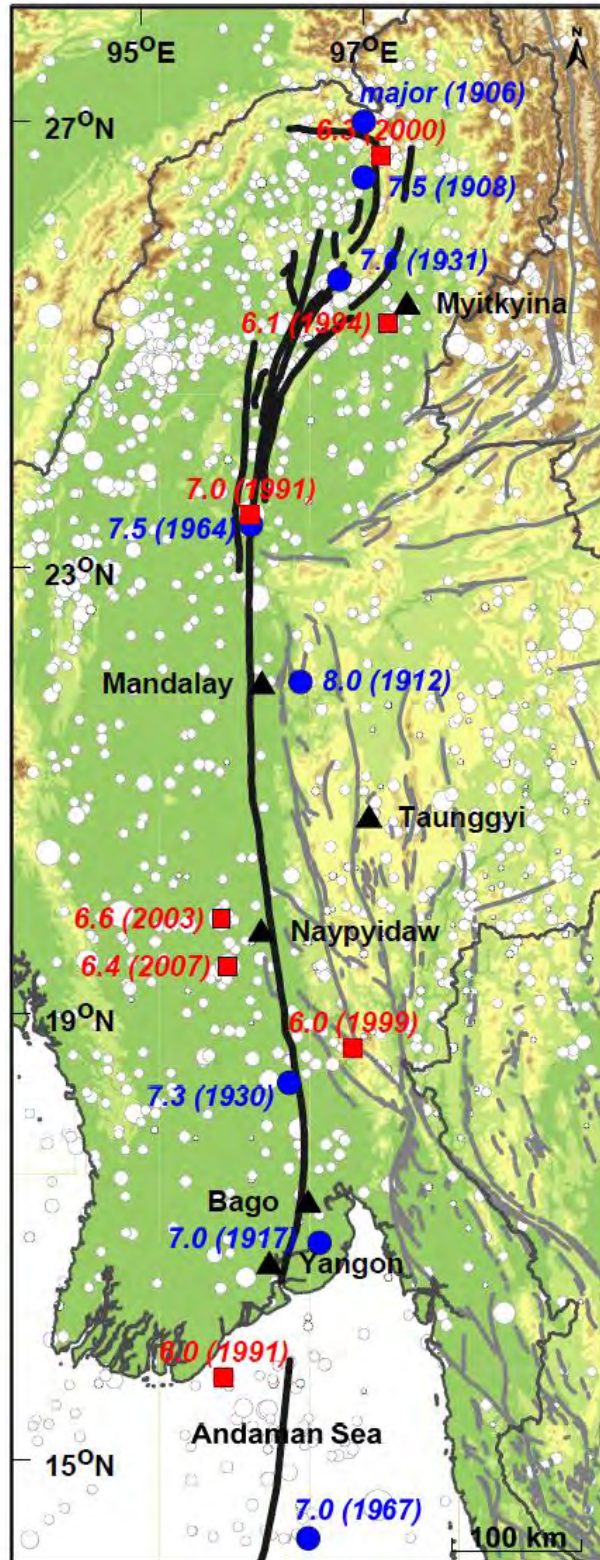


Fig. 1.

Figure 2

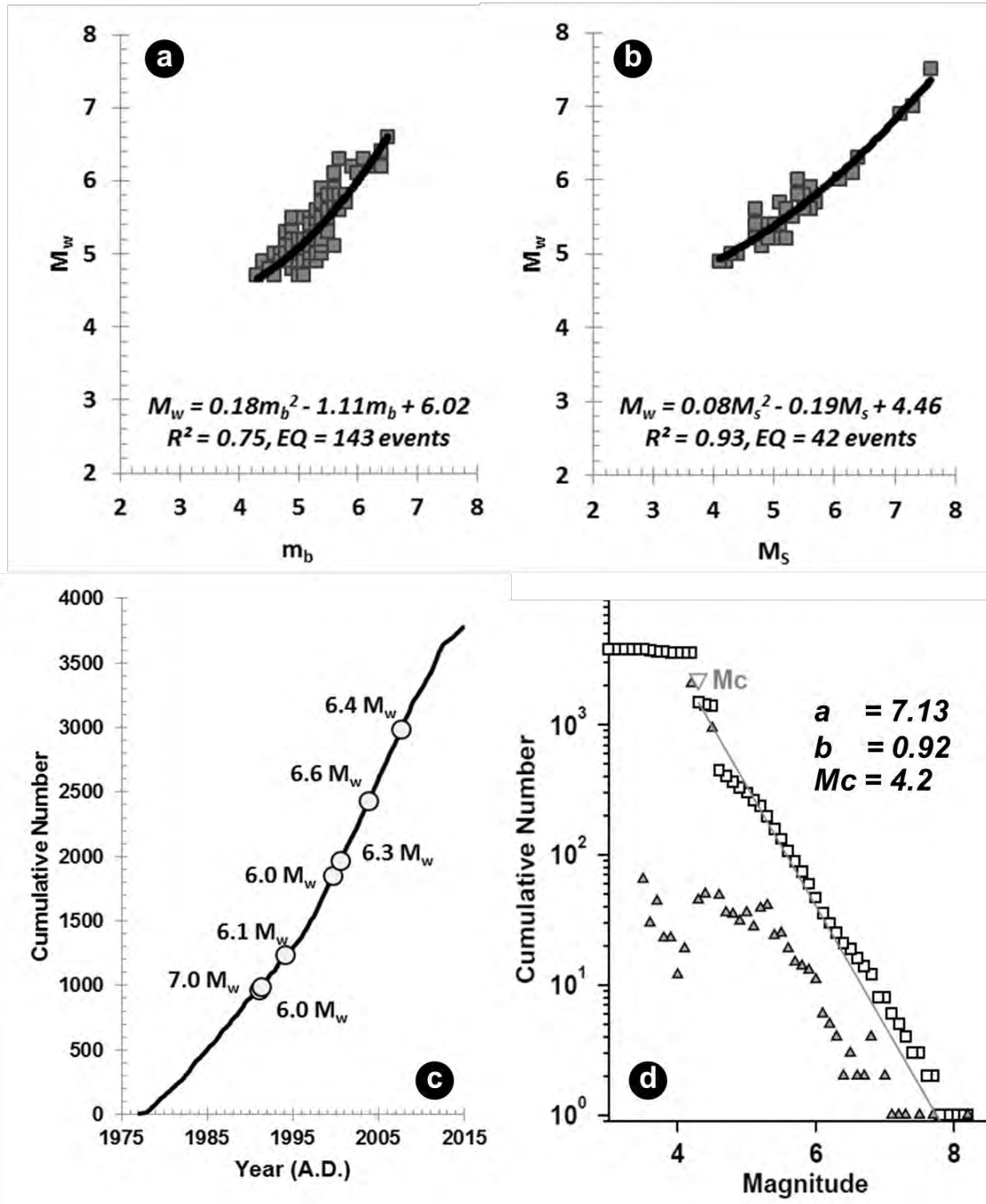


Fig. 2.

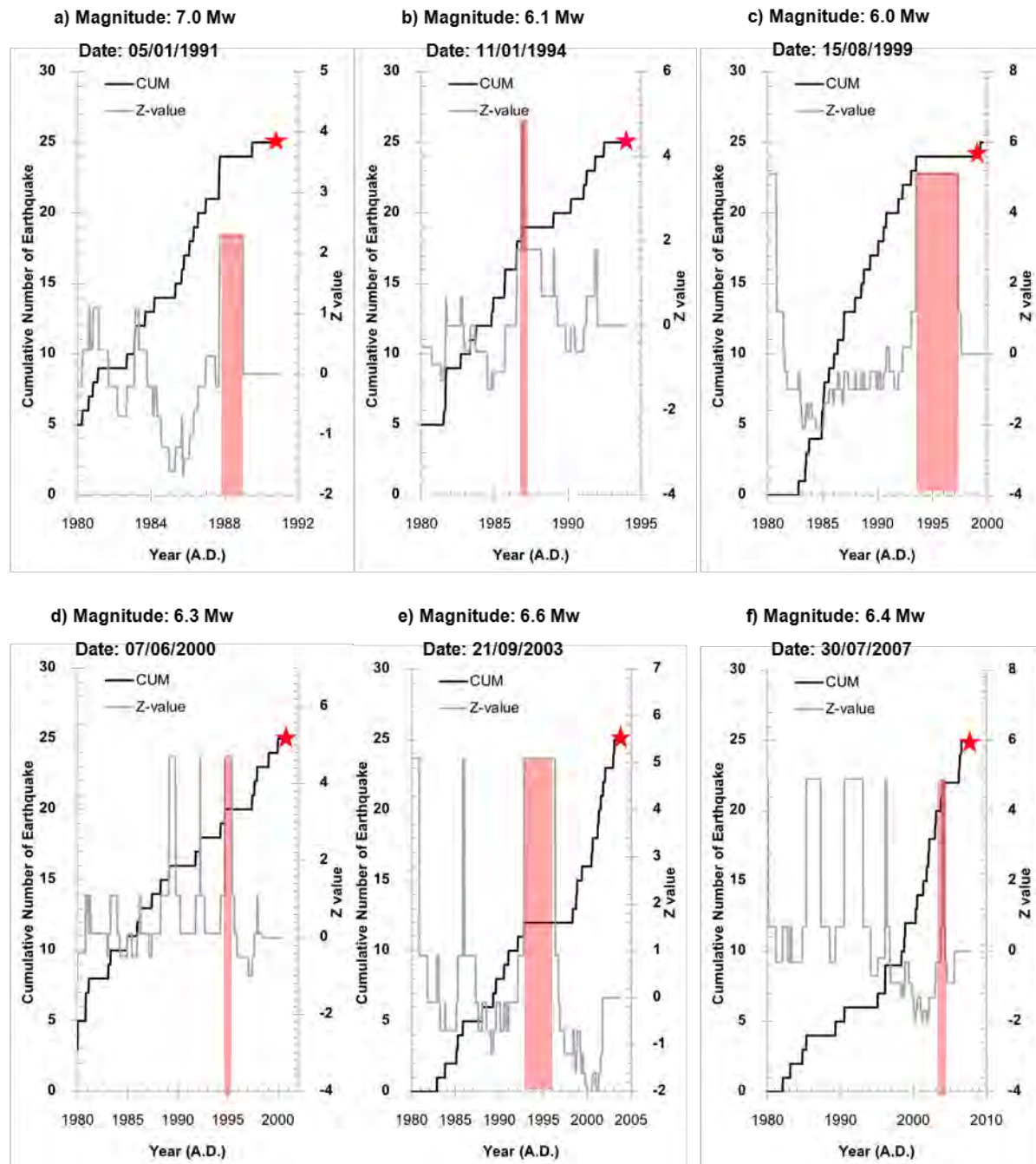


Fig. 3.

Figure 4

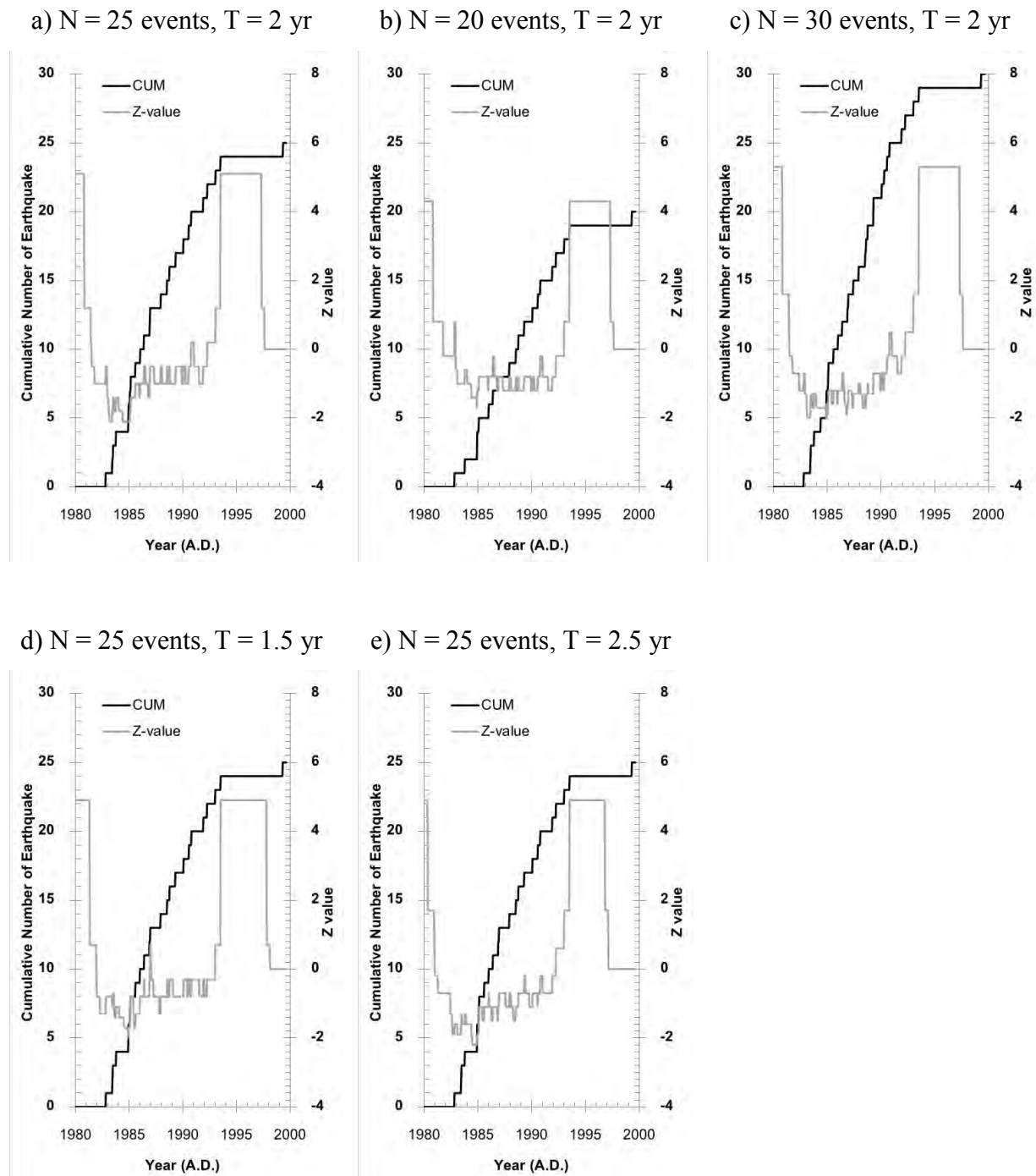


Fig. 4.

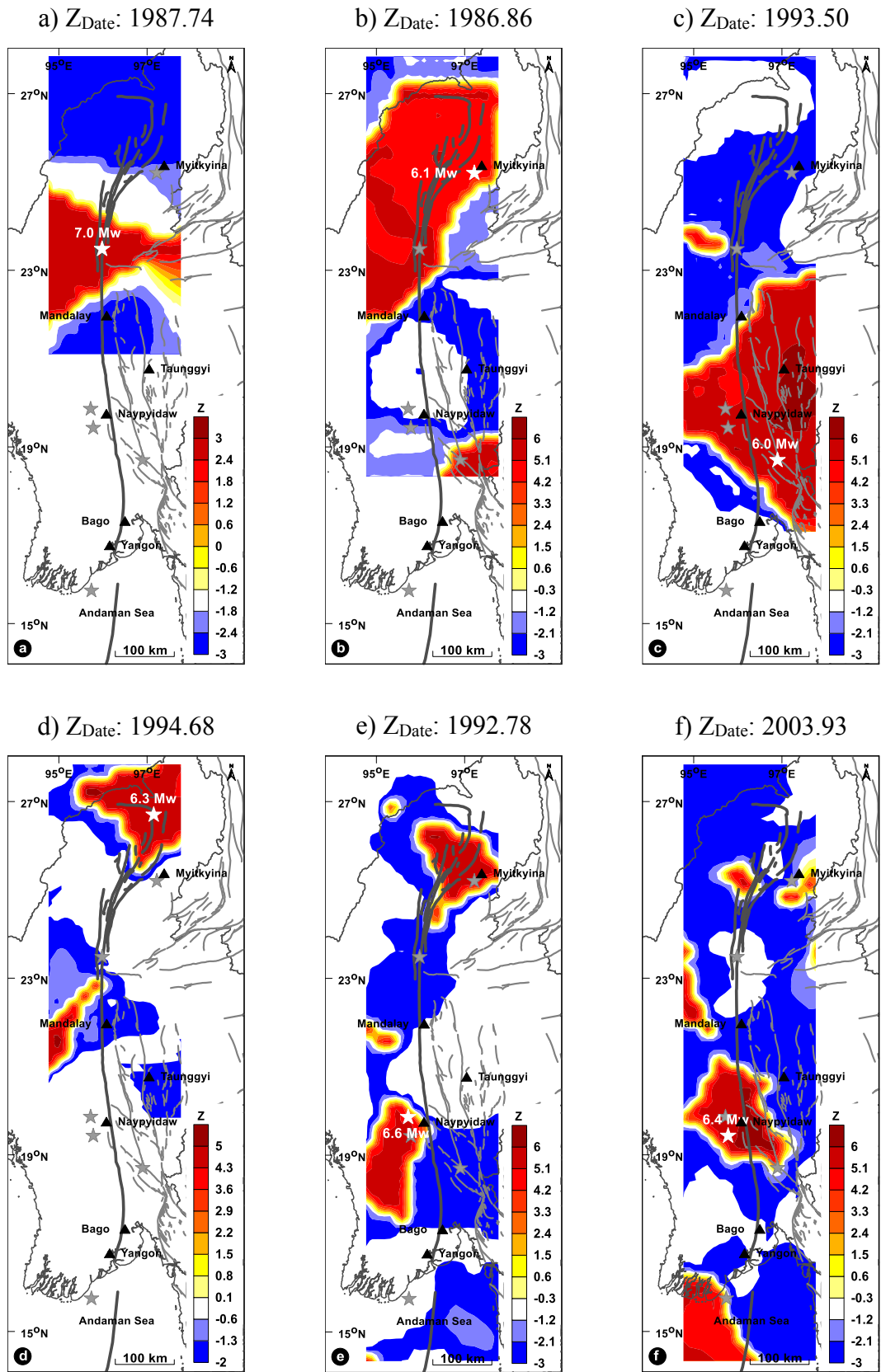


Fig. 5.

Figure 6

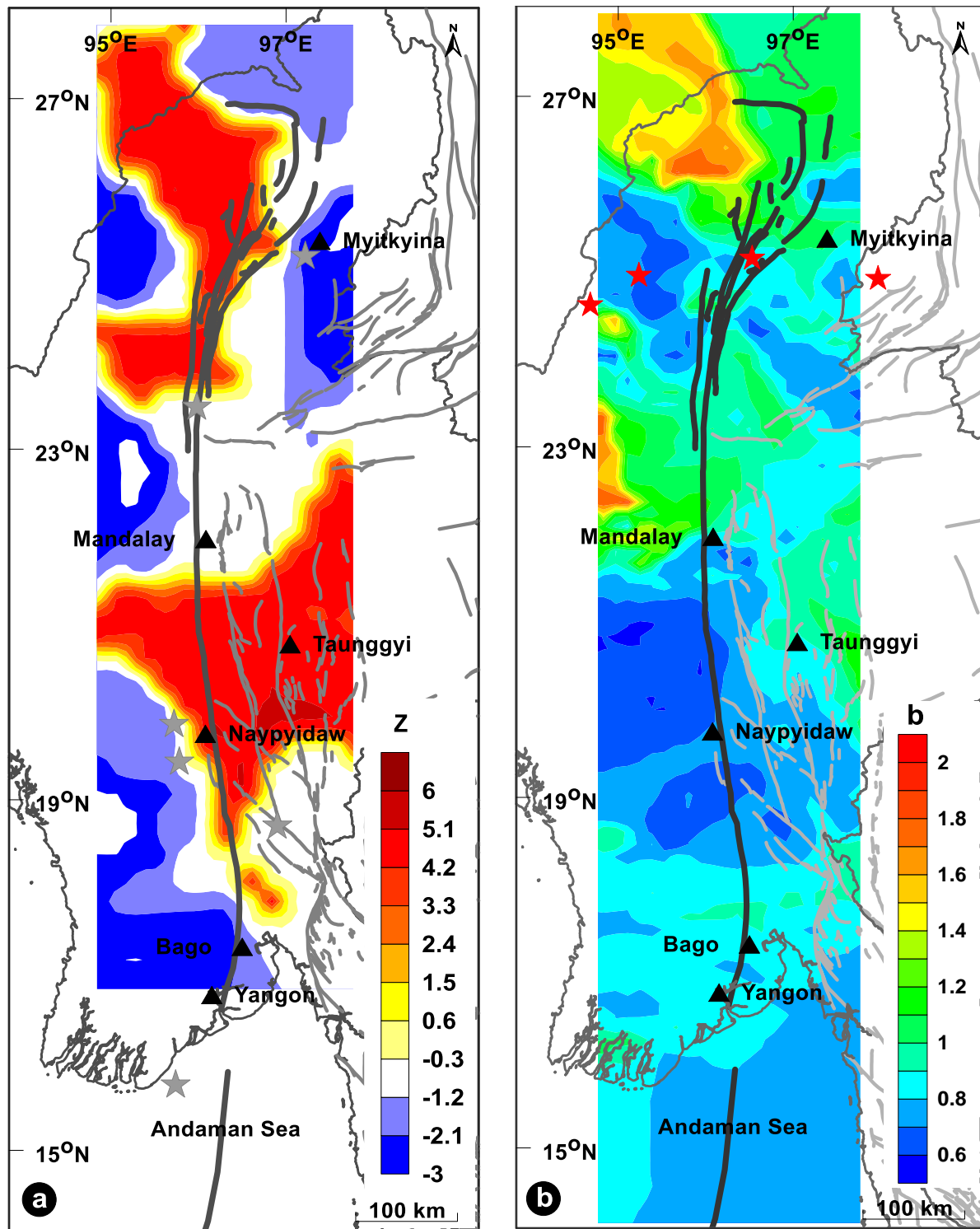


Fig. 6.



**Table 1.** List of earthquakes with  $M_w \geq 6.0$  posed along the SFZ during 1991–2007 and some statistical results obtained from the Z-value investigations.

No.	Longitude (° N)	Latitude (° E)	Depth (km)	Date (d/m/y)	Time (h: min)	$M_w$	$Z_{Max}^a$	$Z_{Date}^b$ (A.D.)	$Q_{Duration}^c$ (y)
1.	96.0	23.5	20	05/01/1991	14: 57	7.0	2.3	1987.74	3.3
2.	95.7	15.7	15	01/04/1991	03: 53	6.0	-	-	-
3.	97.2	25.2	33	11/01/1994	00: 51	6.1	4.8	1986.86	7.2
4.	96.9	18.7	33	15/08/1999	16: 18	6.0	5.1	1993.50	6.1
5.	97.2	26.7	37	07/06/2000	21: 46	6.3	4.7	1994.68	5.7
6.	95.7	19.9	16	21/09/2003	18: 16	6.6	5.1	1992.78	10.94
7.	95.8	19.4	33	30/07/2007	22: 42	6.4	4.9	2003.93	3.6

<sup>a</sup> $Z_{Max}$  and <sup>b</sup> $Z_{Date}$  represent the maximum value and date of Z occurrence at each epicenter of the earthquake, respectively. <sup>c</sup> $Q_{Duration}$  denotes the time span between the  $Z_{Date}$  and the subsequent earthquake occurrence.

**Table 2.** Correlation coefficients of the Z values of the  $M_w$ -6.0 earthquake compared between different parameters of N and T.

<b>Case A</b>	<b>N = 25 km, T = 2 yr</b>			
<b>Case B</b>	<b>N = 20 km</b>	<b>N = 30 km</b>	<b>T = 1.5 yr</b>	<b>T = 2.5 yr</b>
Correlation A and B	0.988	0.987	0.951	0.954