

การจำลองสีนามิที่มีผลต่อบริเวณอ่าวไทย



นายนพพร แซ่เหล่ม

สถาบันวิทยบริการ

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา ภาควิชาวิศวกรรมโยธา

คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ปีการศึกษา 2549

ISBN 974-14-3509-6

ลิขสิทธิ์ของจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

SIMULATION OF TSUNAMI AFFECTING THE GULF OF THAILAND

Mr.Nopporn Saelem

สถาบันวิทยบริการ

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements  
for the Degree of Master of Engineering in Civil Engineering

Department of Civil Engineering

Faculty of Engineering

Chulalongkorn University

Academic Year 2006

ISBN 974-14-3509-6

หัวข้อวิทยานิพนธ์                      การจำลองสื่อนามที่มีผลต่อบริเวณข้าวไทย  
โดย    นายนพพร แซ่เหล่ม  
สาขาวิชา                                      วิศวกรรมโยธา  
อาจารย์ที่ปรึกษา                            ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.อาณัติ เรืองรัมย์


---

คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย อนุมัติให้รับวิทยานิพนธ์ฉบับนี้เป็นส่วน  
หนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรบัณฑิต

  
..... คณบดีคณะวิศวกรรมศาสตร์  
(ศาสตราจารย์ ดร.ติเรก ลาวัณย์ศิริ)

คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

  
..... ประธานกรรมการ  
(ศาสตราจารย์ ดร. ปณิธาน ลักคุณะประสิทธิ์)

  
..... อาจารย์ที่ปรึกษา  
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. อาณัติ เรืองรัมย์)

  
..... กรรมการ  
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. ปราโมทย์ ไชยสุกรม)

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

นพพร แซ่เหล่ม : การจำลองสึนามิที่มีผลต่อบริเวณอ่าวไทย. (SIMULATION OF TSUNAMI AFFECTING THE GULF OF THAILAND): อ.ที่ปรึกษา: ผศ.ดร.อาณัติ เรืองรัศมี, 143 หน้า. ISBN : 974-14-3509-6

งานวิจัยนี้ได้ศึกษาเกี่ยวกับการจำลองการเกิดสึนามิบริเวณอ่าวไทย ซึ่งมีโครงสร้างสำคัญต่างๆ เช่น ระบบท่อส่งก๊าซ แท่นผลิตก๊าซธรรมชาติ โครงสร้างเหล่านี้อาจได้รับผลกระทบจากสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวทางฝั่งตะวันตกของประเทศฟิลิปปินส์ได้ ในการจำลองนี้ได้ศึกษาสึนามิที่เกิดจากรอยเลื่อนใต้ทะเลบริเวณตะวันตกของประเทศฟิลิปปินส์โดยพิจารณารูปแบบของรอยเลื่อนจำนวน 6 รูปแบบ ซึ่งเกิดจากแผ่นดินไหว 3 ขนาด คือ 8.0, 8.5 และ 9.0 ซึ่งสอดคล้องกับคาบการกลับ 63 ปี, 205 ปี และ 667 ปีตามลำดับ การวิเคราะห์สึนามิใช้หลักการของทฤษฎีสึนามิแบบเชิงเส้นในพิกัดทรงกลมสำหรับการวิเคราะห์บริเวณกว้างซึ่งครอบคลุมเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และทฤษฎีสึนามิแบบไม่เชิงเส้นในพิกัดคาร์ทีเซียนสำหรับการวิเคราะห์บริเวณอ่าวไทย

จากการวิเคราะห์สึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวขนาด 9.0 สึนามิใช้เวลาเดินทางถึง นราธิวาส 11 ชั่วโมง, ตราด 15 ชั่วโมง, ประจวบคีรีขันธ์ 16.5 ชั่วโมง, เพชรบุรี 19 ชั่วโมง และกรุงเทพฯ 20 ชั่วโมง และพบว่าขนาดแผ่นดินไหวมีผลกับเวลามาถึงของคลื่นน้อยมากคือไม่ถึง 2%

จากการวิเคราะห์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ที่นราธิวาสมีความสูงคลื่นสูงสุด 0.97 เมตรที่ทะเลลึก 4.4 เมตร ความเร็วของกระแสน้ำสูงสุด 0.27 เมตรต่อวินาทีที่ทะเลลึก 15.6 เมตรและเกาะกูด จ.ตราด ได้ความสูงคลื่นสูงสุด 0.38 เมตรที่ทะเลลึก 5.4 เมตร ความเร็วของกระแสน้ำสูงสุด 0.15 เมตรต่อวินาทีที่ทะเลลึก 17.5 เมตร ส่วนชายฝั่งเวียดนามตอนกลางมีความเร็วกระแสน้ำประมาณ 1.7 เมตรต่อวินาที ความสูงคลื่น 3.8 เมตรที่ทะเลลึก 20 เมตร จึงมีค่าต่างกันอย่างมากกับบริเวณอ่าวไทย ทั้งนี้เพราะสภาพภูมิประเทศที่ทำให้คลื่นเลี้ยวเบนเข้าอ่าวไทย

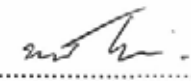
จากการวิเคราะห์ผลของขนาดแผ่นดินไหวพบว่าเมื่อขนาดแผ่นดินไหวเพิ่มจาก 8.0 เป็น 8.5 ค่าความสูงคลื่นเพิ่มขึ้นประมาณ 3 เท่า ความเร็วกระแสน้ำเพิ่มขึ้นประมาณ 2 เท่า และเมื่อขนาดแผ่นดินไหว เพิ่มจาก 8.5 เป็น 9.0 ค่าความสูงคลื่นเพิ่มขึ้นประมาณ 2 เท่า ความเร็วกระแสน้ำเพิ่มขึ้นประมาณ 2 เท่า ขนาดแผ่นดินไหวมีผลกับความสูงของคลื่นและความเร็วกระแสน้ำอย่างมีนัยสำคัญ


## สถาบันวิทยบริการ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ภาควิชา ..... วิศวกรรมโยธา.....

สาขาวิชา ..... วิศวกรรมโยธา.....

ปีการศึกษา ..... 2549.....

ลายมือชื่อนิสิต .....  .....

ลายมือชื่ออาจารย์ที่ปรึกษา .....  .....

## 4770316621 : MAJOR CIVIL ENGINEERING

KEY WORD : TSUNAMI / EARTHQUAKE/NUMERICAL SIMULATION

NOPPORN SAELEM: SIMULATION OF TSUNAMI AFFECTING THE GULF OF THAILAND:

ASST.PROF. ANAT RUANGGRASSAMEE, Ph.D.,

161 pp, ISBN 974-14-3509 -6

In this study, the simulation of tsunamis in the Gulf of Thailand is conducted. The infrastructures in the Gulf of Thailand, for example, gas pipelines and platforms can be affected by tsunamis that are generated by earthquakes in the western part of the Philippines. Six cases of fault ruptures are considered for earthquakes with magnitudes of 8.0, 8.5, and 9.0 corresponding to earthquake return periods of 63, 205, and 667 years, respectively. The linear shallow water wave theory in spherical coordinate system is used for tsunami simulation in the large area covering Southeast Asia while the nonlinear shallow water wave theory in Cartesian coordinate system is used for tsunami simulation in the Gulf of Thailand.

From the simulation of the tsunami generated by the Mw 9 earthquake, the tsunami arrives Narathiwat in 11 hrs, Trat in 15 hrs, Prachuapkhirikhan in 16.5 hrs, Phetchaburi in 19 hrs, and Bangkok in 20 hrs. It is found that the arrival time is slightly affected by the earthquake magnitude.

For an earthquake magnitude of 9.0, the tsunami height is 0.97 m at a sea depth of 4.4 m and the current velocity is 0.27 m/s at a sea depth of 15.6 m in Narathiwat. And the tsunami height is 0.38 m at a sea depth of 5.4 m and the current velocity is 0.15 m/s at a sea depth of 17.5 m in Trat. At the central coast of Vietnam, the tsunami height is 3.8 m and the current velocity is 1.7 m/s at a sea depth of 20 m. The large difference of tsunami height and current velocity is due to the diffraction of waves into the Gulf of Thailand.

The effect of earthquake magnitudes on tsunami height and current velocity is investigated. As the earthquake magnitude increases from 8.0 to 8.5, the tsunami height increases by 3 times and the current velocity increases by 2 times. And when the earthquake magnitude increases from 8.5 to 9.0, the tsunami height and the current velocity increases by 2 times. It is obvious that the earthquake magnitude significantly affects tsunami height and current velocity.



Department ...CIVIL ENGINEERING... Student's signature .....  
Field of study ..CIVIL ENGINEERING.... Advisor's signature .....  
Academic year .....2006.....

## กิตติกรรมประกาศ

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จลุล่วงอย่างสมบูรณ์ได้ด้วยความช่วยเหลืออย่างดีของผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.อาณัติ เรืองรัศมี อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ ซึ่งท่านได้ให้คำแนะนำและข้อคิดต่าง ๆ ที่เป็นประโยชน์อย่างมากในงานวิจัยในครั้งนี้มาโดยตลอด รวมถึงการตรวจสอบแก้ไขวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ด้วย ซึ่งข้าพเจ้ารู้สึกซาบซึ้งในพระคุณของอาจารย์เป็นอย่างยิ่งจึงใคร่ขอขอบพระคุณไว้ ณ โอกาสนี้

ข้าพเจ้าขอกราบขอบพระคุณ ศาสตราจารย์ ดร. ปณิธาน ลักคุณะประสิทธิ์ ในฐานะประธานกรรมการสอบ และผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ปราโมทย์ โศจิสุกร ในฐานะกรรมการสอบที่ได้ให้ความกรุณาให้คำแนะนำและตรวจสอบแก้ไขข้อบกพร่องของวิทยานิพนธ์ฉบับนี้จนสำเร็จเรียบร้อยสมบูรณ์ยิ่งขึ้น

สุดท้ายนี้ผู้วิจัยขอกราบขอบพระคุณอาจารย์ทุกท่านที่กรุณาอบรมสั่งสอนทั้งในอดีตและปัจจุบันและที่สำคัญผู้วิจัยขอกราบขอบพระคุณ บิดา มารดา รวมถึงญาติพี่น้องทุกคนที่คอยให้กำลังใจรวมทั้ง เพื่อนๆ รุ่นพี่และรุ่นน้องทุกท่านที่คอยให้กำลังใจและคำแนะนำที่เป็นประโยชน์ตลอดจนความช่วยเหลือในทุก ๆ ด้านจนสำเร็จการศึกษา

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## สารบัญ

หน้า

บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ .....	จ
กิตติกรรมประกาศ .....	ฉ
สารบัญ .....	ช
สารบัญตาราง.....	ฎ
สารบัญรูป .....	ฏ
บทที่ 1 บทนำ.....	1
1.1 ความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง .....	3
1.3 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย .....	23
1.4 ขอบเขตของงานวิจัย.....	24
บทที่ 2 หลักการและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง .....	25
2.1 ลักษณะทางกายภาพของสึนามิ.....	25
2.2 การจำลองสึนามิ .....	27
2.3 การกำหนดสภาวะเริ่มและสภาวะที่ขอบ .....	36
2.4 การหาค่าความเร็วของกระแสน้ำ .....	37
2.5 ความคลาดเคลื่อนในการคำนวณ .....	37
บทที่ 3 กลไกการเกิดแผ่นดินไหวในประเทศฟิลิปปินส์ .....	39
3.1 การศึกษาเกี่ยวกับรอยเลื่อนในประเทศฟิลิปปินส์.....	40
3.2 การคำนวณคาบการกลับของแผ่นดินไหว.....	49
3.3 การหาค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน.....	52
3.4 การคำนวณหาขนาดการยกตัวของพื้นทะเล .....	58
3.5 การเลือกกำหนดพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน .....	61
3.6 ค่าเริ่มต้นของการเกิดสึนามิ.....	65
บทที่ 4 การวิเคราะห์ผล.....	68
4.1 ภูมิประเทศและความลึกของน้ำ .....	69
4.2 การเลือกช่วงเวลาแต่ละชั้น .....	72

4.3 การกำหนดตำแหน่งต่างๆที่ใช้พิจารณา .....	75
4.4 การวิเคราะห์เวลามาถึงของคลื่น .....	77
4.5 ผลของขนาดแผ่นดินไหวต่อความสูงคลื่น.....	79
4.6 การวิเคราะห์ความเร็วกระแสน้ำที่แปรผันตามเวลา .....	84
4.7 การตรวจสอบค่าความเร็วกระแสน้ำ.....	87
บทที่ 5 สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ.....	92
รายการอ้างอิง.....	94
ภาคผนวก .....	98
ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์ .....	161



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



## สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
1.1 ตารางเปรียบเทียบ ค่าของ N ,M และ อัตราส่วนของความสูงคลื่น (Shuto และคณะ ,1986).....	4
3.1 คุณสมบัติของแหล่งกำเนิดแผ่นดินไหว(Torregosa, 2001).....	46
3.2 การจำแนกรอยเลื่อนในฟิลิปปินส์(Torregosa, 2001).....	48
3.3 คาบการกลับของแผ่นดินไหว.....	51
3.4 ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ใช้ในการวิเคราะห์ (Somerville และคณะ, 2002).....	54
3.5 สมการที่ได้จากผลการวิเคราะห์ (Somerville และคณะ, 2002).....	55
3.6 เปรียบเทียบข้อมูลลักษณะแผ่นดินไหวบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก กับแผ่นดินไหวบนเปลือกโลก (Somerville และคณะ, 2002).....	55
3.7 สมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่างขนาดของแผ่นดินไหวกับขนาดของรอยเลื่อน.....	56
3.8 พารามิเตอร์ของรอยเลื่อนตามสมการของ Papazachos และคณะ) 2004).....	58
3.9 ขนาดของพารามิเตอร์ รอยเลื่อนตามขนาดแผ่นดินไหวต่างๆ.....	61
4.1 แสดงการเปรียบเทียบช่วงเวลาแต่ละชั้นตามความลึกของท้องน้ำ.....	73
4.2 แสดงตำแหน่งจุดวัดทั้ง 16 จุด.....	76
4.3 เวลามาถึงของคลื่น.....	78
4.4 เปรียบเทียบ ความสูงคลื่นที่จุด 14 (สงขลา).....	79
4.5 เปรียบเทียบ ความสูงคลื่นที่ชายฝั่ง บริเวณจุดที่ 14.....	81
4.6 เปรียบเทียบ ความเร็วกระแสน้ำ ที่เปลี่ยนแปลงตามเวลาของจุดที่ 14(สงขลา).....	84
4.7 เปรียบเทียบ ความเร็วกระแสน้ำที่ชายฝั่งที่มีความลึกมากกว่า 15 เมตรบริเวณสงขลา.....	86

## สารบัญรูป

รูปที่	หน้า
1.1 แสดงรอยเลื่อนหมายเลข 1, 2 และ 3 ที่จะใช้ในการจำลอง (GEBCO).....	2
1.2 การเปรียบเทียบ ค่าของ N ,M และ อัตราส่วนของความสูงคลื่น (Shuto และคณะ ,1986).....	3
1.3 แผนที่ภูมิประเทศของส่วนตอנית์ของชายฝั่งแปซิฟิก ประเทศแคนาดา (Murty และ Crean, 1986).....	6
1.4 แสดงตำแหน่งศูนย์กลางของแผ่นดินไหวและตำแหน่งของสถานีวัดคลื่น (Titov และ Gonzalez, 1997).....	8
1.5 ลักษณะของการเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกที่ใช้ในแบบจำลอง (Titov และ Gonzalez, 1997).....	9
1.6 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลที่ได้จากการทำแบบจำลองและข้อมูลที่ได้จากสถานีวัดคลื่น (Titov และ Gonzalez, 1997) .....	9
1.7 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลระดับความสูงของคลื่นกับข้อมูลที่ได้จากการสำรวจบริเวณชายฝั่ง ของเกาะโอกุชิริ (Okushiri) (Titov และ Gonzalez, 1997)... ..	10
1.8 การจำลองวิเคราะห์ 2 มิติแบบพลศาสตร์ (Ohmachi และคณะ, 2001) .....	11
1.9 การเปรียบเทียบความสูงคลื่นจากการวิเคราะห์ 2 มิติแบบพลศาสตร์และสถิติ (Ohmachi และคณะ ,2001) .....	11
1.10 การเปรียบเทียบผลการวิเคราะห์ แบบพลศาสตร์และสถิติ (Ohmachi และคณะ ,2001).....	12
1.11 แสดงสถานีวัดน้ำ 3 แห่ง:แม่น้ำ Tokachi(#1), Tomakomai(#2),Kuji(#3) และจุดศูนย์กลาง แผ่นดินไหว ( Santos และ Imamura, 2003).....	13
1.12 แสดงรอยเลื่อนเป็นแบบย่อยๆ 9 ส่วน ( Santos และ Imamura, 2003).....	13
1.13 แสดงเปรียบเทียบระดับน้ำที่คำนวณกับที่วัดได้ จากเครื่องวัดที่ แม่น้ำTokachi ( Santos และ Imamura, 2003).....	14
1.14 แสดงเปรียบเทียบระดับน้ำที่คำนวณกับที่วัดได้ จากเครื่องวัดที่ Tomakomai ( Santos และ Imamura, 2003).....	14
1.15 แสดงเปรียบเทียบระดับน้ำที่คำนวณกับที่วัดได้ จากเครื่องวัด Kuji ( Santos และ Imamura, 2003).....	14
1.16 แสดงการเคลื่อนตัวของพื้นทะเลจาก NOAA และ USGS(Philip L.-F. Liu ,2005).....	16

1.17 แสดงการเปรียบเทียบผลจากการจำลองทางคณิตศาสตร์และระดับน้ำที่วัดได้จริง (Philip L.-F. Liu, 2005).....	17
1.18 แสดงพื้นที่ศึกษา, GEODYSSEA GPS Network (สามเหลี่ยม) และตำแหน่ง IGS และ APSGP(จุด)(Michel และ คณะ, 2000).....	19
1.19 แสดงพื้นที่ศึกษา (ZHU คณะ, 2000).....	20
1.20 แสดงความลึกจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว ตามบริเวณรอยเลื่อนมะนิลา (ZHU คณะ, 2000).....	20
1.21 แสดงแตกต่าง ตามบริเวณรอยเลื่อนมะนิลา (ZHU คณะ, 2000).....	21
1.22 แสดงการกระจายของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อนมะนิลา (ZHU คณะ, 2000).....	21
1.23 แสดงการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกบริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Philippine Institute of Volcanology and Seismology).....	22
1.24 แสดงการกระจายของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์ ( <a href="http://neic.usgs.gov/neis/world/philippines/">http://neic.usgs.gov/neis/world/philippines/</a> ).....	22
1.25 ขอบเขตบริเวณที่ทำการวิเคราะห์ (The General Bathymetric Chart of the Oceans).....	24
2.1 แสดงลักษณะทางกายภาพของคลื่น ( <a href="http://www.vcharkarn.com">http://www.vcharkarn.com</a> ).....	25
2.2 แสดงลักษณะทางกายภาพของคลื่นเข้าสู่ชายฝั่ง ( <a href="http://www.vcharkarn.com">http://www.vcharkarn.com</a> ) .....	26
2.3 แสดงลักษณะทางกายภาพของคลื่นเข้าสู่ชายฝั่ง ( <a href="http://www.vcharkarn.com">http://www.vcharkarn.com</a> ).....	26
2.4 รูปที่ 2.4 อนุภาคน้ำในระบบพิกัดฉาก.....	27
2.5 รูปที่ 2.5 แสดงลักษณะของตัวแปร (Imamura และ Shuto, 1992).....	33
2.6 แสดงลักษณะจุดของความสูงของน้ำที่วัดจากระดับน้ำทะเลและอัตราการไหล (Imamura และ Shuto, 1992).....	35
2.7 แสดงลักษณะความแตกต่างของอัตราการไหลระหว่าง $\eta$ ที่มีค่าเพิ่มขึ้นหรือลดลง รูปของ $N_2$ (Imamura และ Shuto, 1992).....	36
2.8 กราฟแสดงการเปรียบเทียบระหว่างค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการตัดปลาย.....	38
3.1 แสดงรอยเลื่อนบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก (Kreemer และ Holt,2000).....	39
3.2 แสดงจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก (Kreemer และ Holt,2000).....	40
3.3 แสดงการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกบริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Philippine Institute of Volcanology and Seismology).....	41

3.4 รูปที่ 3.4 แสดงรอยเลื่อนและตำแหน่งที่สำคัญของฟิลิปปินส์ (Bautista et. al., Tectonophysics, 2001).....	41
3.5 แสดงถึงจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่เกิดบริเวณหมู่เกาะประเทศฟิลิปปินส์ตั้งแต่ปี ค.ศ.1619 ถึง 1997(Barlotome และคณะ,2001).....	42
3.6 แสดงถึงรูปตัด D-D (Barlotome และคณะ,2001).....	43
3.7 แสดงถึงรูปตัด E-E (Barlotome และคณะ,2001).....	44
3.8 แสดงถึงรูปตัด F-F (Barlotome และคณะ,2001).....	45
3.9 แสดงโซนแผ่นดินไหวในหมู่เกาะฟิลิปปินส์(Torregosa, 2001).....	47
3.10 การจำแนกรอยเลื่อนในหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Torregosa, 2001).....	49
3.11 จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่เกิดบริเวณหมู่เกาะประเทศฟิลิปปินส์ตั้งแต่ปี ค.ศ.1963 ถึง 2006(ANSS).....	50
3.12 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการเกิดแผ่นดินไหวต่อปีกับขนาด.....	51
3.13 ความสัมพันธ์ระหว่างคาบการกลับของแผ่นดินไหวกับขนาด.....	51
3.14 จุดกำเนิดแผ่นดินไหว ที่ใช้ในการวิเคราะห์ (Papazachos และคณะ, 2004).....	52
3.15 ความสัมพันธ์ของขนาดแผ่นดินไหวจากการวิเคราะห์ (Papazachos และคณะ, 2004).....	53
3.16 ความสัมพันธ์ระหว่างความยาวของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว.....	56
3.17 ความสัมพันธ์ระหว่างความกว้างของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว.....	57
3.18 ความสัมพันธ์ระหว่างพื้นที่ของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว.....	57
3.19 ความสัมพันธ์ระหว่างระยะเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว.....	57
3.20 ลักษณะรอยเลื่อนและตำแหน่งอ้างอิง (Mansinha และ Smylie, 1971).....	58
3.21 เปรียบเทียบมุมเทเท่ากับ 45 องศา และ จุดกำเนิดที่ความลึกต่างๆ.....	60
3.22 เปรียบเทียบ จุดกำเนิดที่ความลึก 25 กิโลเมตร และ มุมเทต่างๆ.....	60
3.23 รอยเลื่อนแบบที่ 1 (Mw=9.0).....	61
3.24 รอยเลื่อนแบบที่ 2 (Mw=8.5).....	62
3.25 รอยเลื่อนแบบที่ 3 (Mw=8.5).....	62
3.26 รอยเลื่อนแบบที่ 4 (Mw=8.0).....	63
3.27 รอยเลื่อนแบบที่ 5 (Mw=8.0).....	63
3.28 รอยเลื่อนแบบที่ 6 (Mw=8.0).....	64
3.29 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 1 (Mw=9.0).....	65
3.30 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 2 (Mw=8.5).....	65

3.31	รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 3 (Mw=8.5).....	66
3.32	รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 4 (Mw=8.5) .....	66
3.33	รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 5 (Mw=8.0) .....	66
3.34	รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 6 (Mw=8.0).....	67
4.1	แสดงพื้นที่สำหรับการนวนระยะใกล้ (R1).....	70
4.2	แสดง Section 1-1.....	70
4.3	แสดง Section 2-2.....	71
4.4	แสดงพื้นที่สำหรับการคำนวณระยะใกล้ (R2).....	71
4.5	แสดง Section 1-1.....	72
4.6	แสดง Section 2-2.....	72
4.7	แสดงจุดที่ทำกรวัดค่าเพื่อเปรียบเทียบ.....	74
4.8	เปรียบเทียบความสูงสำหรับช่วงเวลาแต่ละชั้นต่างๆที่จุด 1.....	74
4.9	เปรียบเทียบความสูงสำหรับช่วงเวลาแต่ละชั้นต่างๆที่จุด 2.....	75
4.10	เปรียบเทียบความสูงสำหรับช่วงเวลาแต่ละชั้นต่างๆที่จุด 3.....	75
4.11	แสดงตำแหน่งจุดวัดทั้ง 16 จุด.....	76
4.12	ความสูงคลื่นที่จุด 1.....	77
4.13	ความสูงคลื่นที่จุด 4.....	77
4.14	ความสูงคลื่นที่จุด 6.....	77
4.15	ความสูงคลื่นที่จุด 10.....	77
4.16	ความสูงคลื่นที่จุด 14.....	77
4.17	เวลามาถึงของคลื่นน้อยที่สุดอ่าวไทย.....	79
4.18	ความสูงคลื่น จากรอยเลื่อนกรณีที่ 1.....	80
4.19	ความสูงคลื่น จากรอยเลื่อนกรณีที่ 2.....	80
4.20	ความสูงคลื่น จากรอยเลื่อนกรณีที่ 3.....	80
4.21	ความสูงคลื่น จากรอยเลื่อนกรณีที่ 4.....	80
4.22	ความสูงคลื่น จากรอยเลื่อนกรณีที่ 5.....	81
4.23	ความสูงคลื่น จากรอยเลื่อนกรณีที่ 6.....	81
4.24	ความสูงคลื่นสูงสุดชายฝั่งของจุดที่ 14 เทียบแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ.....	82
4.25	ความสูงคลื่นรวมสูงสุดในอ่าวไทยจากแผ่นดินไหวขนาด 9.....	83
4.26	ความสูงคลื่นรวมสูงสุดในอ่าวไทยจากแผ่นดินไหวขนาด 8.5.....	83
4.27	ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 1.....	84

4.28 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 2.....	84
4.29 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 3.....	85
4.30 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 4.....	85
4.31 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 5.....	85
4.32 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 6.....	85
4.33 ความเร็วกระแสน้ำสูงสุดชายฝั่งของจุดที่ 14 เทียบแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ.....	86
4.34 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 4.....	87
4.35 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 6.....	88
4.36 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 10.....	88
4.37 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 14.....	88
4.38 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 7.....	89
4.39 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 15.....	89
4.40 ความเร็วกระแสน้ำรวมสูงสุดในอ่าวไทย.....	90
4.41 ทิศทางความเร็วกระแสน้ำรวมสูงสุดในอ่าวไทย(ไม่มีสเกล).....	91

# บทที่ 1

## บทนำ

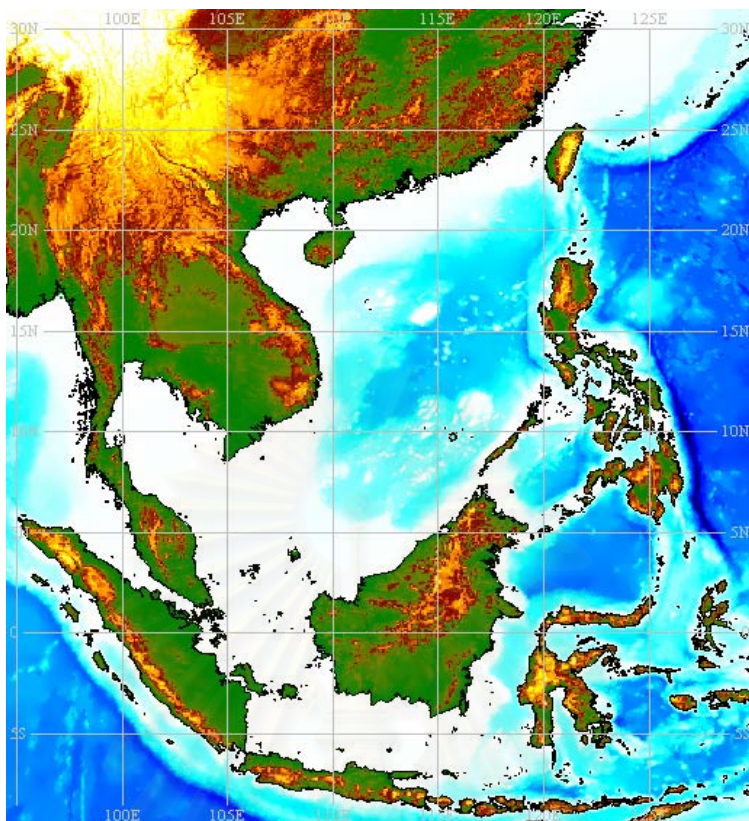
### 1.1 ความสำคัญของปัญหา

เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม พ.ศ. 2547 ได้เกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 ที่นอกชายฝั่งตะวันตก ทางตอนเหนือของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย ซึ่งเหตุการณ์ครั้งนี้ถือได้ว่าเป็นการเกิดแผ่นดินไหวที่ใหญ่เป็นอันดับ 5 นับตั้งแต่ปี ค.ศ. 1900 และใหญ่ที่สุดนับตั้งแต่แผ่นดินไหวลาสกาใน ปี ค.ศ. 1964

เหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาด 9.0 นี้ ได้ทำให้เกิดสึนามิขึ้นในวงกว้าง ในพื้นที่จังหวัดทางภาคใต้ ซึ่งเป็นแหล่งท่องเที่ยวที่สำคัญของประเทศไทย รวมทั้งส่งผลให้มีผู้เสียชีวิตและบาดเจ็บเป็นจำนวนมากจากเหตุการณ์สึนามิครั้งนี้ทำให้ต้องตระหนักถึงความเสี่ยงภัยจากผลกระทบของสึนามิในพื้นที่บริเวณอ่าวไทย เพราะเป็นบริเวณที่กำลังเกิดแผ่นดินไหวจากรอยเลื่อนที่อยู่ในประเทศใกล้เคียง เช่น ประเทศฟิลิปปินส์

เนื่องจากบริเวณอ่าวไทยเป็นแหล่งอาศัยของสัตว์ทะเล, เป็นแหล่งท่องเที่ยวและเป็นที่ตั้งของโครงสร้างเกี่ยวกับสาธารณูปโภคที่สำคัญของประเทศ ดังนั้นการวิเคราะห์ผลกระทบจากสึนามิ จึงมีความจำเป็นอย่างยิ่งเพื่อป้องกันความเสียหายที่อาจเกิดขึ้นกับโครงสร้างสาธารณูปโภคที่สำคัญของประเทศได้

สำหรับการศึกษาค้นคว้าครั้งนี้ จะทำการศึกษาสึนามิที่เกิดจากรอยเลื่อนที่อยู่บริเวณหมู่เกาะต่างๆ ของประเทศฟิลิปปินส์ โดยจะทำการจำลองการเกิดสึนามิ ที่เกิดจากการเคลื่อนตัวของเปลือกโลก บริเวณประเทศฟิลิปปินส์ในมหาสมุทรแปซิฟิก เนื่องจากอ่าวไทยเป็นบริเวณที่ติดกับมหาสมุทรแปซิฟิก ด้วย จึงมีโอกาสที่สึนามิจะเคลื่อนที่จากหมู่เกาะฟิลิปปินส์เข้าสู่บริเวณอ่าวไทยได้ ดังรูปที่ 1.1



รูปที่ 1.1 แสดงรอยเลื่อนหมายเลข 1,2 และ3 ที่จะใช้ในการจำลอง  
(The General Bathymetric Chart of the Oceans)

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



## 1.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

### 1.2.1 การจำลอง (Simulation)

Shuto และคณะ (1986) ได้ศึกษาว่า การวิเคราะห์เชิงตัวเลข ในการคำนวณผลลัพธ์ที่ได้ของการทำการจำลอง (Simulations) ขึ้นอยู่กับขนาดกริด เพื่อที่จะทำให้เข้าใจสิ่งที่เป็นเงื่อนไขได้ง่ายขึ้น สิ่งที่เพิ่มเติมเข้าไปในเงื่อนไขการคำนวณ CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) ค่าของ  $N$  ที่เป็นตัวเลขเกี่ยวกับจำนวนกริด (grid) ต่อความยาวคลื่นแต่ละคลื่นที่เป็นปัจจัยพื้นฐานที่สำคัญ โดยในการทดสอบได้ทำการจำลองคลื่นแบบ 1 มิติ กำหนดให้

$$N = L/\Delta x \quad (1.1)$$

$$M = \Delta t/\Delta t_c \times 100 \quad (1.2)$$

เมื่อ

$L$  = ความยาวคลื่น

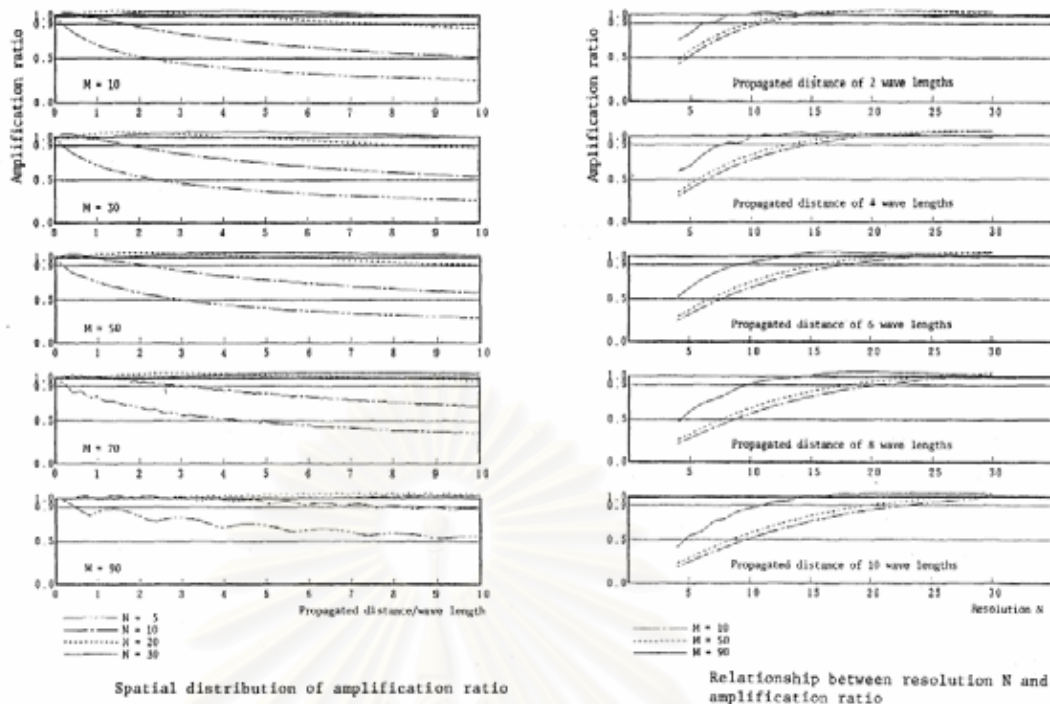
$\Delta t$  = ช่วงเวลาแต่ละขั้น

$\Delta t_c$  = ช่วงเวลาแต่ละขั้น ที่คำนวณจากเงื่อนไขของ CFL =  $\Delta x/\sqrt{gh}$

$\Delta x$  = ขนาดกริด ในบริเวณที่พิจารณา

จากการทดสอบเปรียบเทียบค่า  $N$  กับ  $M$  ผลลัพธ์ที่รวบรวมได้ค่าที่ดีที่สุดของ  $N$  ควรจะมีค่ามากกว่า 20 ดังรูปที่ 1.2 และตารางที่ 1.1

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 1.2 การเปรียบเทียบ ค่าของ  $N, M$  และ อัตราส่วนของความสูงคลื่น (Shuto และคณะ ,1986)  
 ตารางที่ 1.1 ตารางเปรียบเทียบค่าของ  $N, M$  และอัตราส่วนของความสูงคลื่น  
 (Shuto และคณะ ,1986)

Ratio of wave height after a travel to the original height

Resolution N	CFL cond. M	Propagated distance/wave length									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5	10	0.66	0.52	0.45	0.39	0.35	0.32	0.30	0.28	0.26	0.25
	50	0.71	0.58	0.50	0.45	0.41	0.37	0.35	0.32	0.31	0.29
	90	0.85	0.79	0.78	0.66	0.68	0.63	0.60	0.60	0.53	0.55
10	10	0.97	0.87	0.79	0.73	0.67	0.63	0.60	0.57	0.54	0.52
	50	0.99	0.92	0.84	0.78	0.74	0.70	0.66	0.63	0.60	0.58
	90	0.99	1.02	1.02	0.99	0.94	0.93	0.93	0.92	0.89	0.87
20	10	1.05	1.05	1.03	1.00	0.97	0.95	0.92	0.90	0.87	0.85
	50	1.04	1.05	1.04	1.03	1.01	0.99	0.97	0.94	0.92	0.91
	90	0.98	1.00	1.01	1.03	1.04	1.04	1.05	1.05	1.04	1.05
30	10	0.99	1.04	1.06	1.06	1.05	1.04	1.03	1.02	1.01	1.00
	50	0.98	1.02	1.05	1.06	1.06	1.05	1.05	1.04	1.03	1.03
	90	1.00	1.01	0.99	0.98	0.99	1.00	1.01	1.02	1.03	1.03
60	10	1.00	1.01	0.99	0.98	1.00	1.01	1.02	1.04	1.04	1.05
	50	1.00	1.01	1.01	0.99	0.98	0.99	1.00	1.02	1.02	1.03
	90	1.00	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01
100	10	1.00	1.01	0.99	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	0.99	0.98
	50	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00
	90	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01

จากการทดสอบที่ได้ ได้นำไปสู่เหตุการณ์สึนามิที่ Nihonkai-Chubu ในปี 1983 โดยได้กำหนดขนาดกริดให้มีขนาดเล็กที่สุดคือ 30 เมตรและใช้ทฤษฎีคลื่นในน้ำตื้น (The shallow water wave theory) พบว่า ผลการวิเคราะห์เชิงตัวเลขสอดคล้องกับระดับน้ำที่เครื่องวัดบันทึกได้คือ ความสูงของน้ำที่ขึ้นบนฝั่งสูงสุดและความสูงของน้ำบริเวณน้ำท่วมถึง ซึ่งระดับความสูงที่ถูกล้ำชายหาด (Run-up) คือ 15 เมตร โดยปกติแล้วการจำลองสึนามิ (Tsunami Simulation) นั้นขนาดกริดในทะเลลึกไม่มีกฎใดๆทั้งสิ้นที่จะใช้ในการตัดสินใจ ยกเว้นเงื่อนไขของ CFL ซึ่งการศึกษานี้เป็นการศึกษาเกี่ยวกับการเสนอค่า  $N$  คือ จำนวนกริดต่อความยาวแต่ละคลื่นซึ่งเป็นตัวแปรที่สำคัญเพื่อหลีกเลี่ยงการหน่วงเชิงตัวเลข (Numerical Damping) ซึ่งอาจจะทำให้ภาพรวมของการจำลองคลาดเคลื่อนได้ ผลจากการวิเคราะห์ถ้าเพียงมิติเดียว แนะนำให้เลือก  $N$  ให้มากกว่า 20 ซึ่งในการเลือกค่า  $N$  และความยาวคลื่นที่เป็นเชิงเส้นตรง ขึ้นอยู่กับระดับความลึกของน้ำและพื้นที่กริด (Spatial Grid) จะสามารถช่วยในการพิจารณาได้

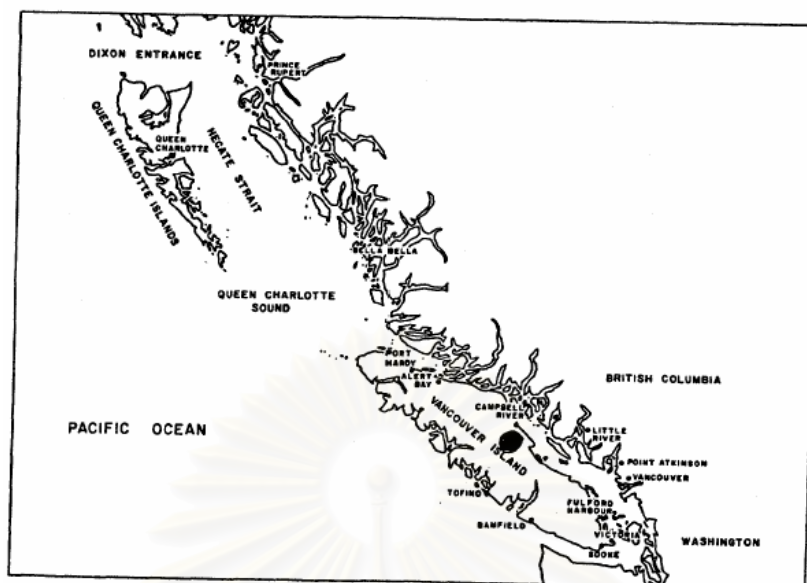
การคำนวณสึนามิที่ Nihonkai Chubu ในปี 1983 ใช้ทฤษฎีคลื่นในน้ำตื้น ซึ่งผลออกมาเป็นที่ยอมรับ ใกล้เคียงกับข้อมูลที่สามารถได้ จุดที่สำคัญที่สุดในการจำลองความสูงที่ถูกล้ำชายหาด (The high run - up) คือ ขนาดของกริด (Grid System) ยิ่งเล็กมากยิ่งดี ในรายละเอียดของสภาพภูมิประเทศ (Topography) แม้ในทะเลลึกก็ตามแต่การวิเคราะห์ในปัจจุบันเป็นการกระทำที่ขาดการพิจารณาเพื่อประโยชน์ในแง่สภาพภูมิประเทศ แต่ก็สามารถใช้ในการพิจารณาเกี่ยวกับการหน่วงเชิงตัวเลขของคลื่นได้

Murty และ Crean (1986) ได้ทำการศึกษาการจำลองสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวบริเวณ Vancouver Island ที่ประเทศแคนาดา ดังรูปที่ 1.3 ซึ่งขนาดเท่ากับ 7.3 ตามมาตราวัดริกเตอร์ ทำให้เกิดการยกตัวของพื้นทะเลประมาณ 3 เมตร ทำการจำลองโดยใช้ทฤษฎีคลื่นในน้ำตื้น โดยกำหนดขนาดตารางย่อย ในบริเวณที่พิจารณา ขนาดกริด เท่ากับ 2.62 กิโลเมตร และช่วงเวลาแต่ละขั้นเท่ากับ 30 วินาที หาได้จาก

$$\Delta t = \frac{\Delta x \cdot \Delta y}{[g d_{\max} (\Delta x^2 + \Delta y^2)]^{1/2}} \quad (1.3)$$

เมื่อ

$d_{\max}$	=	ความลึกมากที่สุด ในบริเวณที่พิจารณา
$\Delta t$	=	ช่วงเวลาแต่ละขั้น
$\Delta x, \Delta y$	=	ขนาดกริด ในบริเวณที่พิจารณา



รูปที่ 1.3 แผนที่ภูมิประเทศของส่วนตอนใต้ของชายฝั่งแปซิฟิก ประเทศแคนาดา  
(Murty และ Crean, 1986)

Holloway และคณะ (1986) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับความขรุขระของพื้นทะเล ที่มีผลต่อการเคลื่อนที่ของสึนามิ ที่ใช้ในการทำเวลาเดินทางของสึนามิ (Tsunami travel time)

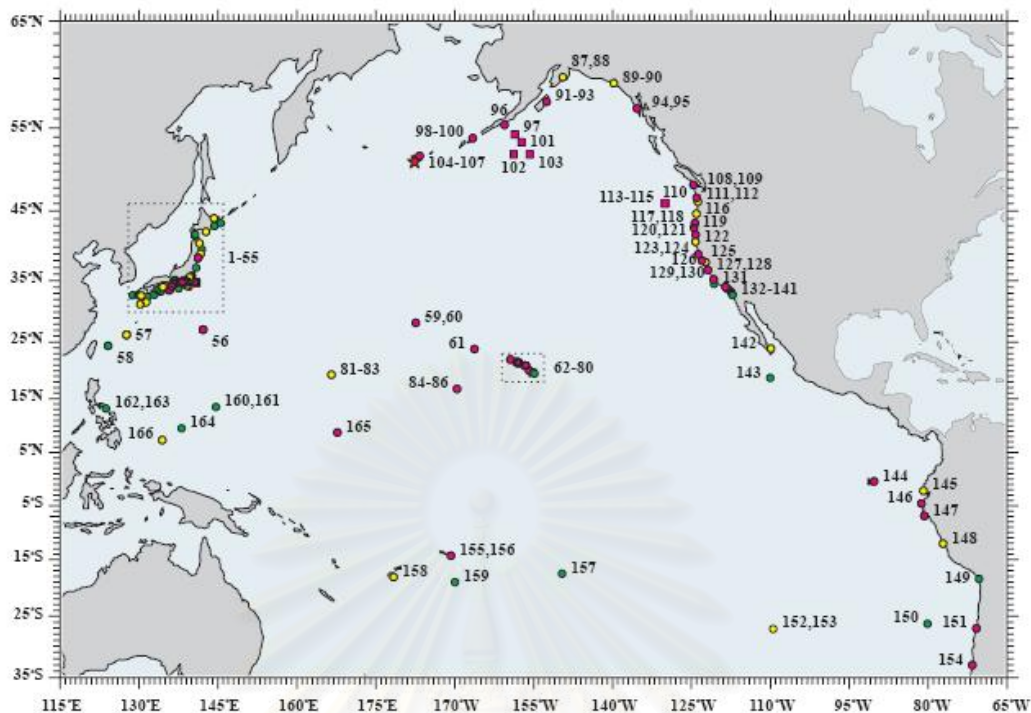
ผลที่ได้จากการศึกษา ถือว่าความขรุขระมีผลต่อเวลาการเคลื่อนที่ของคลื่น น้อยมากประมาณ  $\pm 1.5$  นาทีต่อชั่วโมง จึงจะถือว่าใกล้เคียงกัน แต่ถ้าจะมีการวิเคราะห์ ถึงผลของความขรุขระก็จะเป็นสิ่งที่ดีเพื่อให้การเตือนภัยมีประสิทธิภาพมากขึ้น แต่ในทางปฏิบัติแล้วถ้าการทำเวลาเดินทางของสึนามิ มีค่าน้อยกว่าความเป็นจริงก็ถือว่าปลอดภัย ที่จะใช้ในการเตือนภัย

Titov และ Gonzalez (1997) ได้ทำการศึกษาแบบจำลองสึนามิที่ใช้หลักการการกำเนิดตามทฤษฎีการเปลี่ยนแปลงรูปร่างเชิงเส้น (Elastic Deformation Theory) ของเปลือกโลกและใช้หลักการการแพร่กระจายของคลื่นจากแบบจำลอง VTCS แบบจำลองนี้เป็นแบบจำลองที่เหมาะสมกับการจำลองสึนามิจากแหล่งกำเนิดที่อยู่ใกล้ล้าลาสกา ซึ่งทำให้เกิดสึนามิบนชายฝั่งทะเลของหมู่เกาะฮาวาย การศึกษานี้ได้ทำการกำหนดส่วนประกอบในการทำแบบจำลองสึนามิโดยวิธีการแพร่กระจายของสึนามิ (MOST Model) ซึ่งประกอบด้วย

1. การกำเนิด (Generation) โดยการทำให้เกิดการยกตัวของแผ่นเปลือกโลก ซึ่งมีผลให้น้ำเกิดการยกตัวเริ่มต้นของน้ำ ซึ่งก่อให้เกิดการแพร่กระจายของน้ำในแนวรัศมีของแหล่งกำเนิด ในแบบจำลองนี้ได้สมมติให้แนวการยกตัวของน้ำมีลักษณะเหมือนกับการยกตัวของแผ่นเปลือกโลก

2. การแพร่กระจาย (Propagation) เนื่องจากแบบจำลองนี้ได้ทำการจำลองการแพร่กระจายตัวของสึนามิจากแหล่งกำเนิดถึงบริเวณชายฝั่งที่พิจารณาเป็นระยะทางหลายพันกิโลเมตร ดังนั้น จึงรวมผลของความโค้งของผิวเปลือกโลกและตัวแปรอื่นๆ ที่สำคัญ เช่น แรงที่เกิดจากการหมุนของโลก (Coriolis Force) และการสลายตัวของพลังงาน (Dispersion) เป็นต้น ซึ่งการสลายตัวของพลังงานทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปร่างของคลื่น ซึ่งทำให้เกิดคลื่นที่มีความเร็วที่ต่างกัน เนื่องจากความถี่ที่แตกต่างกัน โดยที่ค่าการสลายตัวของพลังงานนี้ Shuto (1991) ได้เสนอไว้ว่าสามารถหาค่าการสลายตัวของพลังงานได้จากขบวนการการคำนวณด้วยหลักการผลต่างอันดับ (Finite difference) การแพร่ของสึนามิในแบบจำลองนี้ได้ใช้สมการคลื่นน้ำตื้นแบบไม่เป็นเชิงเส้นในพิกัดทรงกลม (non-linear shallow-water wave equation in spherical coordinates) ซึ่งรวมผลของแรงที่เกิดจากการหมุนของโลก

3. การแพร่กระจายทดสอบการสร้างแหล่งกำเนิดและการแพร่กระจายของคลื่น (Testing of generation and propagation) ซึ่งได้ทำการเปรียบเทียบข้อมูลที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลที่ได้จากการสำรวจโดยเปรียบเทียบจากลักษณะของคลื่นที่สามารถทำการจดบันทึกจากเครื่องวัดความดันใต้ น้ำ (Bottom Pressure Recorder, BPR) รูปที่ 1.4 แสดงตำแหน่งศูนย์กลางของแผ่นดินไหวและตำแหน่งของสถานีวัดคลื่น ในการศึกษานี้ได้ใช้ข้อมูลจากสถานีวัดคลื่นหมายเลข 97, 101-103, 113-115 เพื่อใช้ในการเปรียบเทียบ



รูปที่ 1.4 แสดงตำแหน่งศูนย์กลางของแผ่นดินไหวและตำแหน่งของสถานีวัดคลื่น

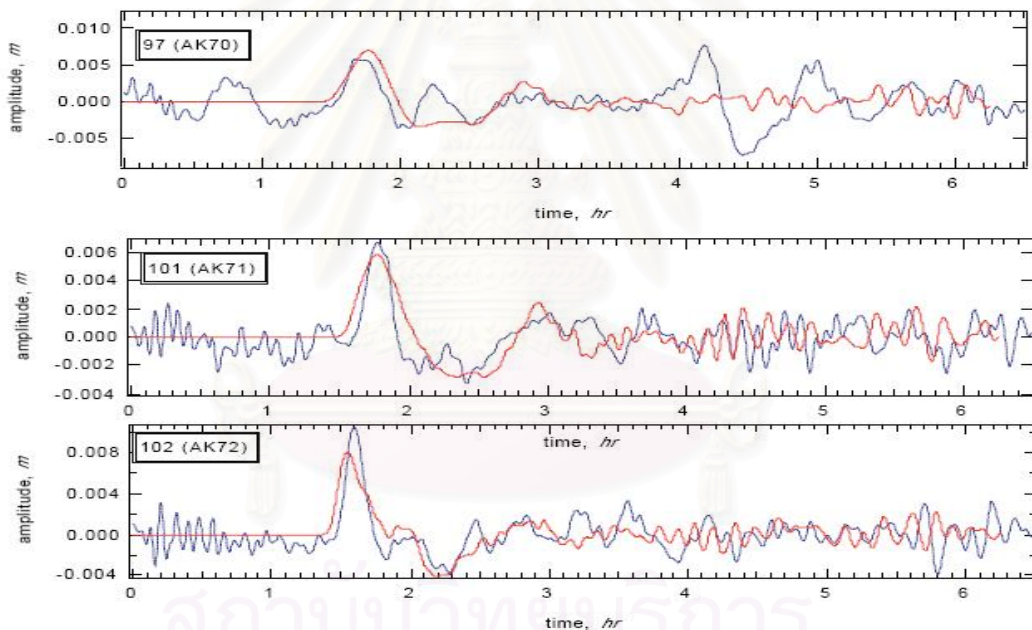
(Titov และ Gonzalez, 1997)

โดยลักษณะของการเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกที่ใช้ในแบบจำลองมีลักษณะดังนี้ มุมแนวระดับ = 260 องศา, มุมเท = 20 องศา, เลื่อนถล่ม = 108 องศา, ยาว = 140 กิโลเมตร, กว้าง = 70 กิโลเมตร ดังรูปที่ 1.5 ขอบเขตในการทำแบบจำลองคือ 15 องศาเหนือ ถึง 65 องศาเหนือ และ 180 องศาตะวันตก ถึง 120 องศาตะวันตก สำหรับข้อมูลความลึกของท้องทะเลมีความละเอียดเท่ากับ 4 ลิปดา โดยผลที่ได้จากการเปรียบเทียบคือข้อมูลที่ได้จากแบบจำลองมีค่าใกล้เคียงกับข้อมูลที่ได้จากสถานีวัดคลื่นในช่วงเวลาที่มากกว่า 1 ชั่วโมง แต่ไม่เกิน 2 ชั่วโมงครึ่ง ดังรูปที่ 1.6 จะเห็นได้ว่าข้อมูลสถานีวัดคลื่นหมายเลข 97 และ 101 สามารถตรวจวัดคลื่นยาวบางชนิดที่ไม่ใช่สึนามิซึ่งเดินทางมาถึงก่อนที่สึนามิจะเคลื่อนตัวมาถึง

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



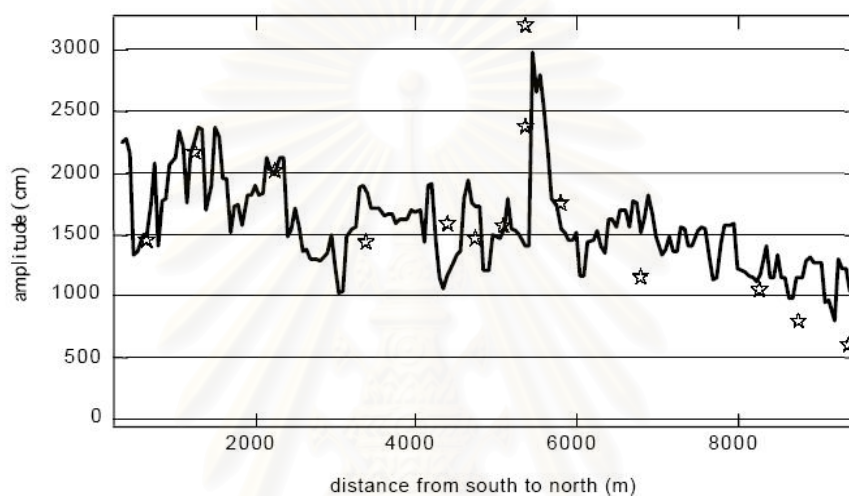
รูปที่ 1.5 ลักษณะของการเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกที่ใช้ในแบบจำลอง  
(Titov และ Gonzalez, 1997)



รูปที่ 1.6 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลที่ได้จากการทำแบบจำลองและข้อมูลที่ได้จากสถานีวัดคลื่น  
(Titov และ Gonzalez, 1997)

4. การแพร่กระจาย การท่วมบนชายฝั่ง (inundation) ในแบบจำลองหลายๆ แบบจำลองจะรวมผลของสึนามิบนชายฝั่ง เนื่องจาก 2 เหตุผลหลัก คือ การขาดการสำรวจภาคสนามที่มีประสิทธิภาพเพื่อใช้ในการเปรียบเทียบผลจากแบบจำลองและการขาดข้อมูลลักษณะภูมิประเทศที่มีความละเอียดสูง ในปัจจุบันปัญหานี้ได้ลดลงเนื่องจากได้มีการทำกรบันทึกข้อมูลหลังจากเกิดสึนามิบนชายฝั่งอย่างจริงจัง โดยศูนย์วิจัยวิศวกรรมชายฝั่งทะเล (Coastal Engineering Research Center,

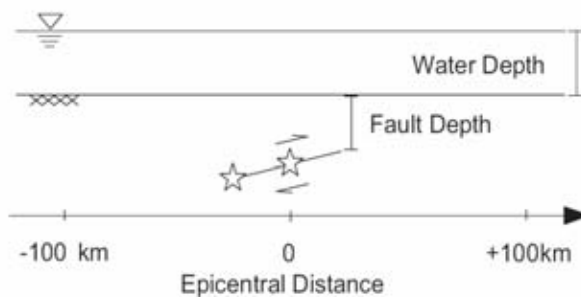
CERC) ของประเทศสหรัฐอเมริกาและจากทีมงานสำรวจหลังจากเกิดสึนามิอื่นๆ สำหรับปัญหาการขาดข้อมูลลักษณะภูมิประเทศที่มีความละเอียดสูง ซึ่งใช้ในการตรวจสอบแบบจำลอง โดยมีความละเอียดของขนาดกริด คือ 10-50 ม. ในการศึกษานี้ได้ทำการปรับแก้แบบจำลอง โดยใช้ข้อมูลบริเวณเกาะโอกุชิริ (Okushiri) ประเทศญี่ปุ่น ที่มหาวิทยาลัยโทโฮกุได้ทำการสำรวจไว้ รูปที่ 1.7 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลระดับความสูงของคลื่นกับข้อมูลที่ได้จากการสำรวจบริเวณชายฝั่งของเกาะโอกุชิริ (Okushiri) ซึ่งจะเห็นได้ว่าข้อมูลที่ได้จากแบบจำลองมีค่าใกล้เคียงข้อมูลที่ได้จากการสำรวจอย่างมาก



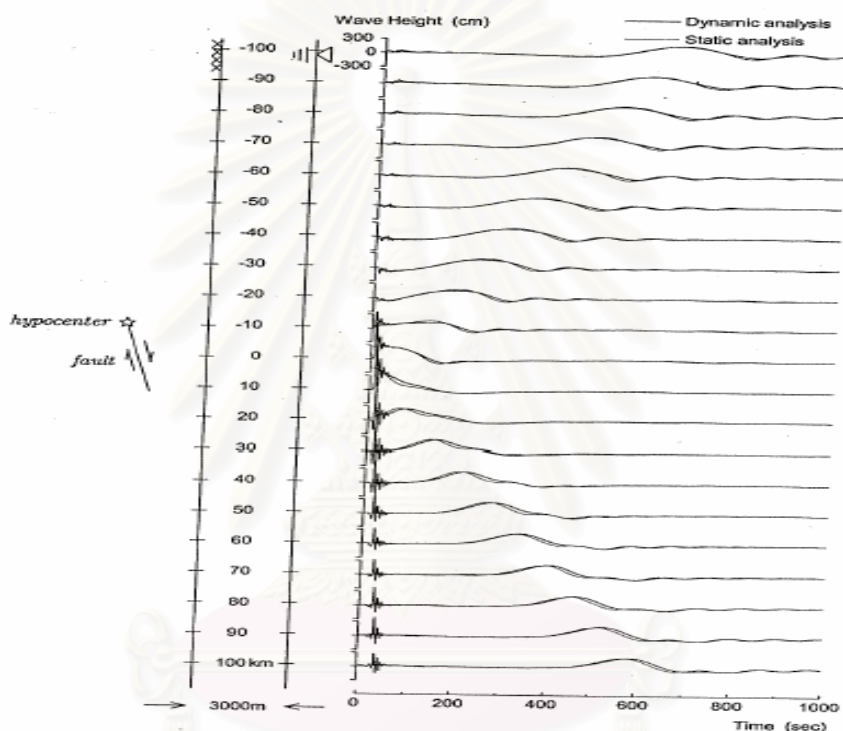
รูปที่ 1.7 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลระดับความสูงของคลื่นกับข้อมูลที่ได้จากการสำรวจบริเวณชายฝั่งของเกาะโอกุชิริ (Okushiri) (Titov และ Gonzalez, 1997)

Ohmachi และคณะ(2001) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับการเคลื่อนตัวของพื้นทะเลแบบพลศาสตร์ (Dynamic) และสถิต (Static) เพื่อหาว่าคลื่นแผ่นดินไหว มีผลต่อการเคลื่อนที่ของสึนามิหรือไม่ ได้ทำการจำลองวิเคราะห์ 2 มิติแบบพลศาสตร์ ดังรูปที่ 1.8 ซึ่งได้รวมผลของคลื่นแผ่นดินไหวพื้นทะเล จากการวิเคราะห์ และได้สรุปว่า คลื่นแผ่นดินไหวมีผลทำให้ความสูงของคลื่นบริเวณใกล้ๆ รอยเลื่อนมีค่าเพิ่มขึ้นซึ่งเกิดจากการรวมกัน ระหว่างคลื่นที่เกิดสึนามิกับคลื่นที่เป็นการยกตัวของพื้นทะเล ซึ่งจะมีผลในช่วงระยะเวลาช่วงแรกเท่านั้น ช่วงปลายคลื่นแผ่นดินไหวจะมีผลน้อยมาก ต่อความสูงของคลื่น ดังรูปที่ 1.9 ทั้งนี้เนื่องจากคลื่นแผ่นดินไหว มีความเร็วมากกว่าคลื่นน้ำเมื่อเวลาผ่านไปจึงทำให้ไม่มีผลต่อคลื่นน้ำ





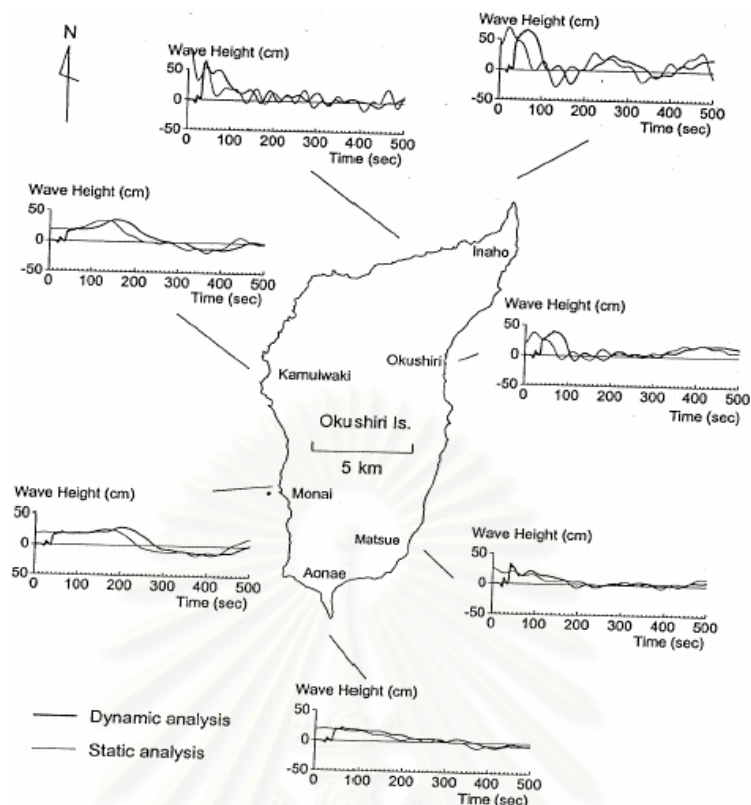
รูปที่ 1.8 การจำลองวิเคราะห์ 2 มิติแบบพลศาสตร์ (Ohmachi และคณะ, 2001)



รูปที่ 1.9 การเปรียบเทียบความสูงคลื่นจากการวิเคราะห์ 2 มิติแบบพลศาสตร์และสถิต

(Ohmachi และคณะ ,2001)

จากนั้นได้ทำการจำลองแบบรวมผลพลศาสตร์ กับสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวที่ Hokkaido Nansai Oki ที่เกิดในปี 1993 สามารถทำให้ผลที่ได้มีความแม่นยำมากยิ่งขึ้นในการจำลองสึนามิแบบระยะใกล้ (Near-field tsunami) ดังรูปที่ 1.10



รูปที่ 1.10 การเปรียบเทียบผลการวิเคราะห์ แบบพลศาสตร์และสถิต (Ohmachi และคณะ ,2001)

Santos และ Imamura (2003) ได้ทำการศึกษาการจำลองสึนามิที่เกิดขึ้นเมื่อวันที่ 26 กันยายน 2003 ซึ่งเกิดจากแผ่นดินไหวขนาด 8.0 ทางตะวันตกเฉียงใต้ของรอยเลื่อน Kuril ในอ่าว Hokkaido เปรียบเทียบกับการสำรวจความสูงของคลื่นที่บันทึกได้โดยเครื่องวัดระดับน้ำ แต่ละสถานี ใน Hokkaido และ Tohoku พบว่า ระดับสูงสุดของคลื่น คือ 4 เมตร ที่ทิศตะวันออกของ Cape Erimo ซึ่งศูนย์กลางการสั่นสะเทือนจากแผ่นดินไหวมีที่ตั้งอยู่ที่ 144.64 องศาตะวันออกและ 42.05 องศาเหนือ ดังรูปที่ 1.11 ซึ่งในการจำลองได้ใช้ทฤษฎีคำนวณเกี่ยวกับการยกตัวของน้ำตามทฤษฎีของ Mansinha และ Smylie (1971) โดยแยกรอยเลื่อนเป็นแบบย่อยๆ 9 ส่วน ดังรูปที่ 1.12

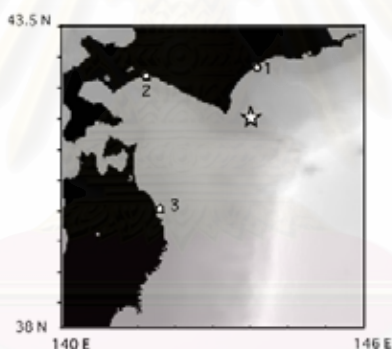
โดยกำหนดขนาดกริดในการคำนวณเท่ากับ 501 เมตร และกำหนดช่วงเวลาแต่ละชั้นเท่ากับ 1 วินาที ใช้ทฤษฎีคลื่นในน้ำตื้นตามสมการดังนี้

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1.7)$$

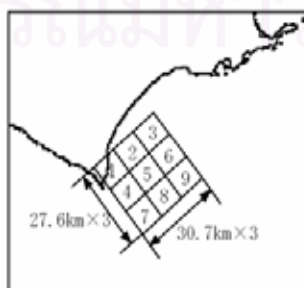
$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (1.9)$$

- เมื่อ  $\eta$  คือ ความสูงของน้ำที่วัดจากระดับน้ำทะเล  
 $D$  คือ ความสูงของน้ำทั้งหมด เท่ากับ ความลึก +  $\eta$   
 $M$  คือ อัตราการไหลของน้ำในทิศทาง x  
 $N$  คือ อัตราการไหลของน้ำในทิศทาง y  
 $g$  คือ ความเร่งเข้าสู่ศูนย์กลางของโลก  
 $n$  คือ ความขรุขระของ Manning

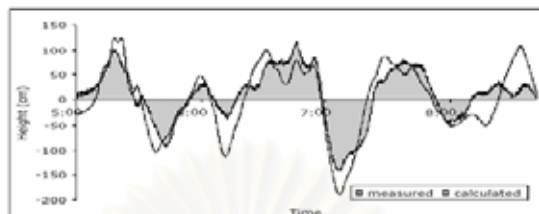


รูปที่ 1.11 แสดงสถานีวัดน้ำ 3 แห่ง:แม่น้ำ Tokachi(#1), Tomakomai(#2),Kuji(#3) และจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว ( Santos และ Imamura, 2003)

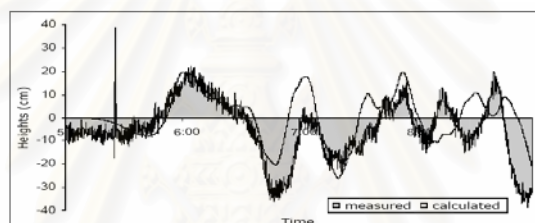


รูปที่ 1.12 แสดงรอยเลื่อนเป็นแบบย่อยๆ 9 ส่วน( Santos และ Imamura, 2003)

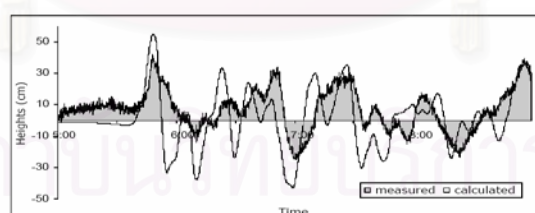
จากการวิเคราะห์พบว่า จะได้ผลการคำนวณที่ใกล้เคียงที่สุดที่บริเวณแม่น้ำTokachi ดังรูปที่ 1.13 และผลการคำนวณที่คลาดเคลื่อนที่บริเวณ Tomakomai และ Kuji ดังรูปที่ 1.14, 1.15 การปรับปรุงผลที่ได้มาให้ความแม่นยำมากขึ้นอาจจะใช้ขนาดกริดที่เล็กลงในการจำลอง



รูปที่ 1.13 แสดงเปรียบเทียบระดับน้ำที่คำนวณกับที่วัดได้ จากเครื่องวัดที่ แม่น้ำTokachi  
( Santos และ Imamura, 2003)



รูปที่ 1.14 แสดงเปรียบเทียบระดับน้ำที่คำนวณกับที่วัดได้ จากเครื่องวัดที่ Tomakomai  
( Santos และ Imamura, 2003)



รูปที่ 1.15 แสดงเปรียบเทียบระดับน้ำที่คำนวณกับที่วัดได้ จากเครื่องวัด Kuji  
( Santos และ Imamura, 2003)

Shigihara และ Fujima (2005) ได้ทำการศึกษาแบบจำลองสึนามิเพื่อหาความสูงของคลื่น บริเวณริมชายฝั่งด้วยคอมพิวเตอร์ที่มีความถูกต้องสูงในมหาสมุทรอินเดียที่หมู่เกาะมัลดีฟและ Diego Garcia โดยทำการเปรียบเทียบผลจากแบบจำลองกับข้อมูลที่ได้จากการสำรวจซึ่งให้ค่าคลาดเคลื่อนน้อยกว่า 5% เนื่องจากได้ใช้ขนาดgrid ที่เหมาะสมจาก Goto และ Shuto (1983) ได้เสนอไว้ดังสมการ

$$\Delta X = 4 \times 10^{-4} \alpha g T^2 \quad (1.10)$$

โดยที่  $\Delta X$  = ขนาดกริด ในบริเวณที่พิจารณา  
 $\alpha$  = ความลาดชันของพื้นที่  
 $T$  = คาบของคลื่น  
 $g$  = ความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก

จากความสัมพันธ์ดังกล่าวได้ค่า  $\alpha$  ที่เหมาะสมคือ 0.2 สำหรับบริเวณ Male และ Gan และ 0.1 สำหรับบริเวณ (ฮานิมัดฮู) Hanimadhoo ขอบเขตของแบบจำลองที่ทำการศึกษาคือ  $70^\circ\text{E}$  ถึง  $110^\circ\text{E}$ ,  $-10^\circ\text{N}$  ถึง  $-25^\circ\text{N}$  ใช้ข้อมูลลักษณะรอยเลื่อนจากแบบจำลองของโคซิมูระ เนื่องจากบริเวณที่ทำการศึกษาอยู่ห่างจากแหล่งกำเนิดมาก ดังนั้นจึงต้องพิจารณาผลของความโค้งของโลกด้วยโดยใช้สมการของ Boussinesq เป็นสมการหลักซึ่งเป็นสมการการแพร่กระจายของคลื่นแบบเชิงเส้นตั้งสมการ

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \left[ \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (N \cos \theta) \right] = 0 \quad (1.11)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{c_0^2}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = \frac{h}{R \cos \theta} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + fN \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{c_0^2}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = \frac{h}{R} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} - fN \quad (1.13)$$

$$\phi = \frac{h}{3R \cos \theta} \left[ \frac{\partial^2 M}{\partial \lambda \partial t} + \frac{\partial^2}{\partial \theta \partial t} (N \cos \theta) \right] \quad (1.14)$$

เมื่อ  $R$  = รัศมีของโลก  
 $\lambda, \theta$  = เส้นลองจิจูดและเส้นละติจูด ตามลำดับ  
 $M, N$  = อัตราการไหลในทิศทาง  $\lambda, \theta$  ตามลำดับ  
 $\eta$  = ระยะจากผิวน้ำถึงยอดคลื่น  
 $h$  = ระดับความลึกท้องน้ำ  
 $g$  = ค่าความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก  
 $c_0$  = ความเร็วคลื่น

สำหรับเงื่อนไขของสภาพขอบนั้นให้คลื่นถูกดูดซับหายไปสำหรับสภาพขอบที่เป็นน้ำและให้คลื่นสะท้อนกลับคล้ายกับกระทบกำแพงสำหรับสภาพขอบที่เป็นพื้นดิน

Philip L.-F. Liu (2005) ได้ทำการศึกษาการจำลองสึนามิที่เกิดจากแผ่นดินไหวบริเวณ เกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย ซึ่งวัดขนาดความรุนแรง 9.0 ตามมาตราวัดริกเตอร์ ซึ่งในการศึกษานี้ได้ใช้วิธี COMCOT (Cornell multi-grid coupled tsunami model) ซึ่งวิเคราะห์แบบทฤษฎีคลื่นเชิงเส้นและไร้เชิงเส้นโดยการวิเคราะห์แบบระยะไกล (Far-field tsunami) และแบบระยะใกล้ (Near-field tsunami) ขนาดกริดในบริเวณที่พิจารณาเท่ากับ 2 ลิปตา โดยใช้ข้อมูลการเคลื่อนตัวของพื้นทะเลจาก NOAA และ USGS ดังรูป 1.16

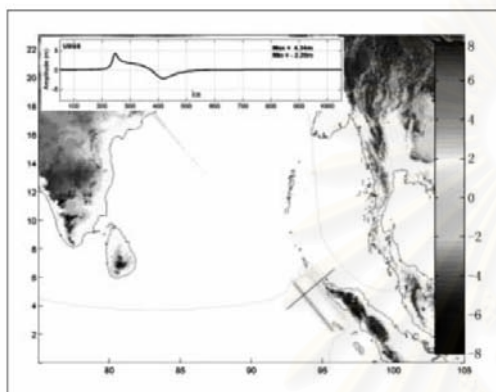


FIGURE 7 Initial surface profile from USGS fault-plane parameters.

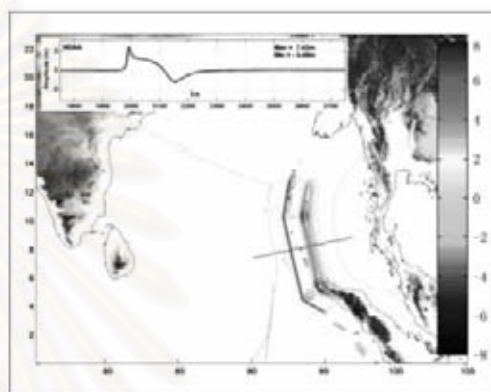
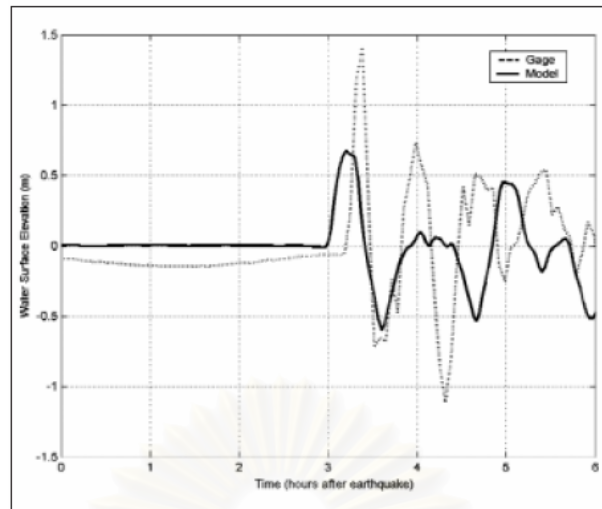


FIGURE 8 Initial surface profile calculated based on NOAA fault-plane parameters.

รูปที่ 1.16 แสดงการเคลื่อนตัวของพื้นทะเลจาก NOAA และ USGS (Philip L.-F. Liu ,2005)

และได้เปรียบเทียบผลที่ได้จาก NOAA กับระดับน้ำที่บันทึกได้จริงบริเวณหมู่เกาะมัลดีฟ ผลที่ได้จะเห็นว่าระดับความสูงของคลื่นจะมีค่าน้อยกว่าค่าที่วัดได้จริง ดังรูปที่ 1.17 แต่ระยะเวลาการเดินทางของคลื่นจะใกล้เคียงกัน โดยการจำลองจะเร็วกว่าที่วัดได้จริง ประมาณ 10-20 นาที อย่างไรก็ตาม ถ้าทำการจำลองโดยลดขนาดตารางย่อยให้น้อยกว่า 2 องศาลิปตา ใช้ข้อมูลการเคลื่อนตัวของพื้นทะเลที่ถูกต้อง ก็จะทำให้ผลใกล้เคียงกับ ระดับน้ำที่วัดได้จริง

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 1.17 แสดงการเปรียบเทียบผลจากการจำลองทางคณิตศาสตร์และระดับน้ำที่วัดได้จริง  
(Philip L.-F. Liu ,2005)

Harold G. Loomis (2006) จากการสังเกตการเคลื่อนที่เข้ามาใกล้ฝั่งของคลื่นสึนามิในหลายพื้นที่ของประเทศอินโดนีเซีย พบว่า ความเสียหายส่วนใหญ่เกิดจากมวลน้ำจำนวนมากที่มีจำนวนโมเมนตัมมากเข้ากระทบโครงสร้าง ดังนั้นจึงได้ศึกษาเกี่ยวกับโมเมนตัมของคลื่นสึนามิ และได้เสนอเป็นสมการการคำนวณโมเมนตัมกลางมหาสมุทร ดังนี้

$$v = \eta \sqrt{g/h} \quad (1.15)$$

โมเมนตัม ต่อความกว้างหนึ่งหน่วย จึงหาได้โดย

$$M = (h + \eta) \eta \sqrt{g/h} = h \eta \sqrt{g/h} + \eta^2 \sqrt{g/\eta} \quad (1.16)$$

พิจารณาเฉพาะเทอมแรกของสมการก่อนหน้าจะได้

$$M = C \eta \quad \text{เมื่อ} \quad C = \sqrt{gh} \quad (1.17)$$

เมื่อ  $\eta(x,t)$  = ความสูงคลื่น

$h$  = ความลึกของน้ำ

$v$  = ความเร็วของกระแสน้ำ

$C$  = ความเร็วคลื่น

$\eta$  ไม่ได้มาจากความสูงเนื่องจากการยกของพื้นทะเล อีกหนึ่งข้อที่อาจจะสมมติฐานได้คือ ความเร็วของกระแสน้ำผันตรงกับความสูงคลื่น

ดังนั้นโมเมนต์คลื่นแบบไซน์ (Sine Curve) ลูกแรกที่เคลื่อนที่เข้าฝั่งมีค่าเท่ากับ

$$M = C.(2/\pi)HL \quad (1.18)$$

เมื่อ  $H$  = ความสูงคลื่น

$L$  = ความยาวคลื่น

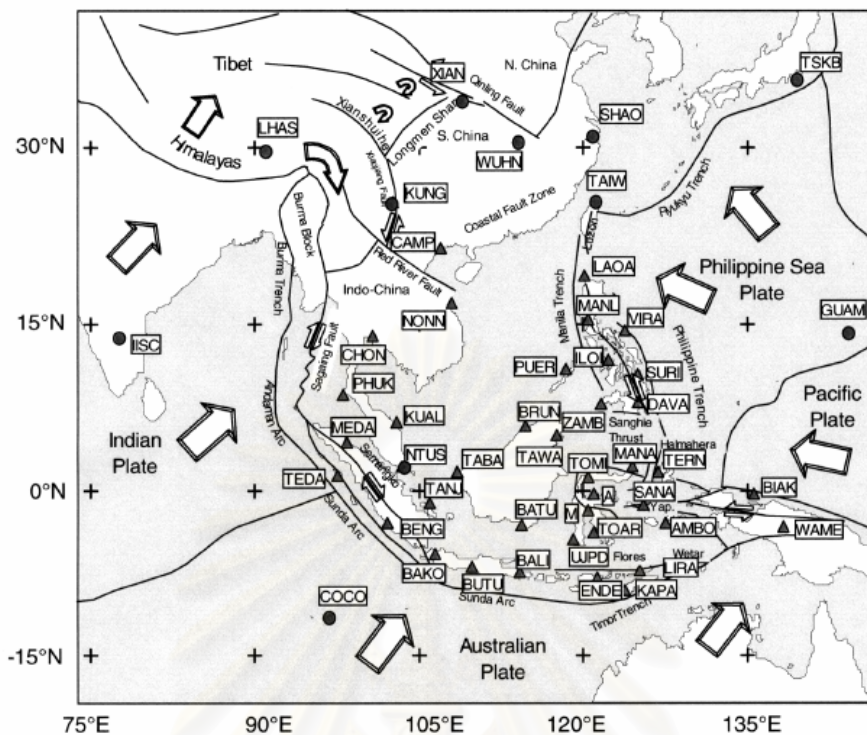
### 1.2.2 การศึกษาเกี่ยวกับแผ่นดินไหว(Earthquake Data)

การศึกษานี้ จะทำการจำลองการเกิดสึนามิ ซึ่งเกิดจากการเคลื่อนตัวในแนวตั้งของเปลือกโลกบริเวณที่เป็นพื้นทะเล จากรูปจะเห็นว่าบริเวณกลางทะเลจีนใต้ จะไม่มีรอยเลื่อนแนวตั้งขนาดใหญ่ อยู่จึงไม่มีโอกาสที่จะทำให้เกิดสึนามิได้ในบริเวณนี้ แต่จะมีโอกาสเกิดขึ้นได้ในบริเวณรอยเลื่อนมะนิลา ที่อยู่ติดกับตอนบนฝั่งตะวันตกของประเทศฟิลิปปินส์ ซึ่งรอยเลื่อนมะนิลานี้ อาจจะทำให้เกิดสึนามิจากหมู่เกาะฟิลิปปินส์ โดยคลื่นจะเดินทางผ่านบริเวณทะเลจีนใต้ เข้าสู่บริเวณอ่าวไทยได้

Michel และ คณะ (2000) ได้ศึกษาการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกบริเวณส่วนด้านตะวันออกและด้านตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปเอเชีย ซึ่งศึกษาการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกที่แข็งตัวแล้ว (Rigid Plate) โดยการวัดด้วยการใช้ข้อมูลจาก GEODYSSSEA GPS โดยบริเวณที่ศึกษาดังรูปที่ 1.18

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

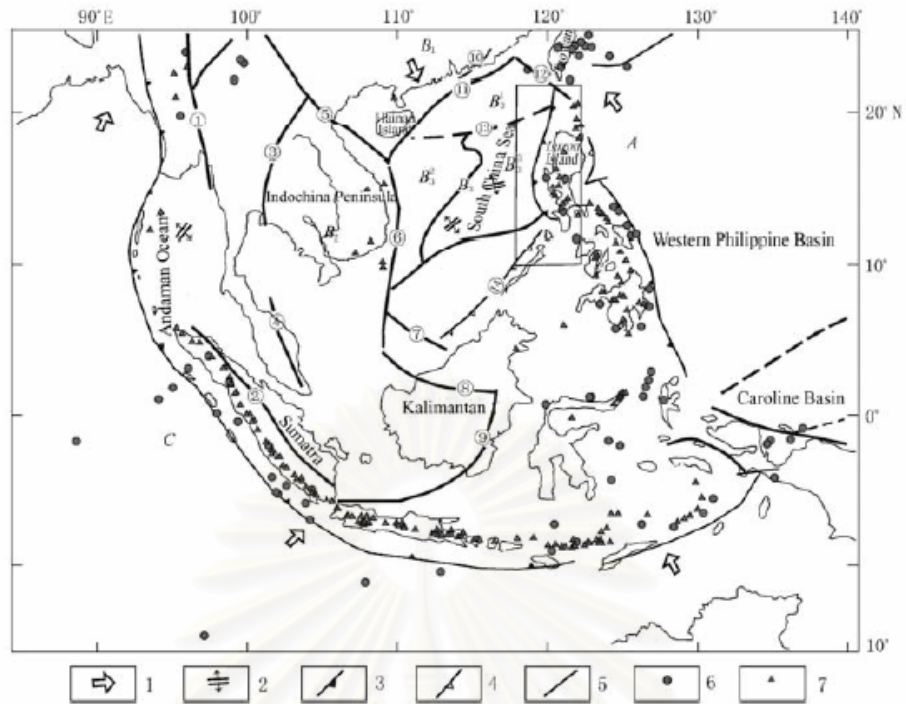




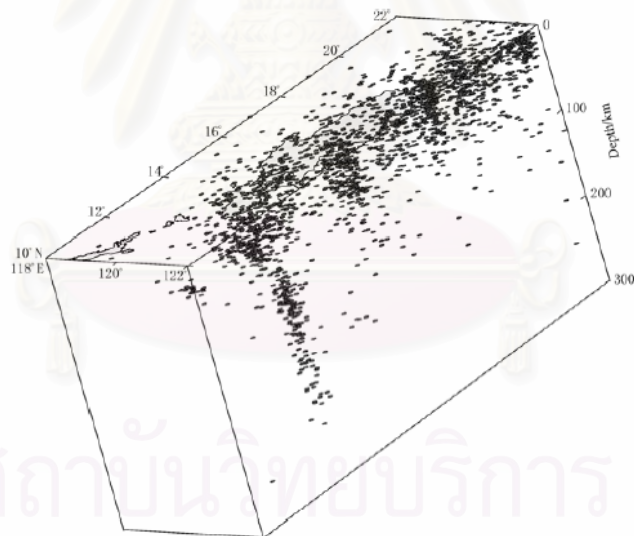
รูปที่ 1.18 แสดงพื้นที่ศึกษา, GEODYSSSEA GPS Network (สามเหลี่ยม) และตำแหน่ง IGS และ APSGP(จุด)(Michel และ คณะ, 2000)

จากรูปจะแสดงรอยเลื่อนที่มีการเคลื่อนตัวซึ่งจะเห็นว่าบริเวณทะเลจีนใต้จะไม่มีรอยเลื่อนที่ทำให้เกิดแผ่นดินไหวได้ นอกจากรอยเลื่อนมะนิลา ( Manila Trench) ซึ่งอยู่บริเวณทางด้านตะวันตกของหมู่เกาะฟิลิปปินส์

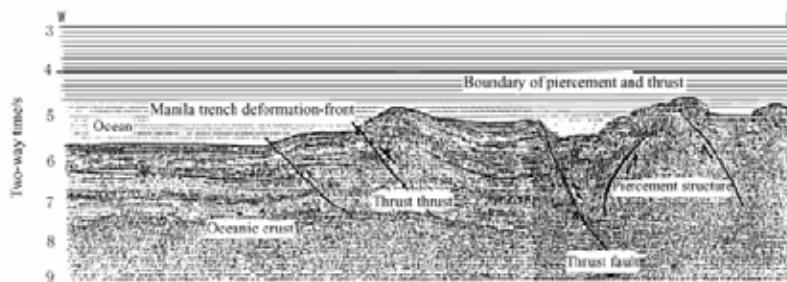
Zhu คณะ (2000) ได้ศึกษาการเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนมะนิลา และบริเวณใกล้เคียง โดยใช้ข้อมูลการเกิดแผ่นดินไหวจาก China Seismography Network Data Management Center (CSNDMC) พบว่าบริเวณนี้ได้เกิดแผ่นดินไหวทั้งหมด ประมาณ 2,170 ครั้ง นับตั้งแต่ ปี 1964 ถึง 2003 โดยมี 49 ครั้งที่มีขนาดเกิน 6.0 และ 4 ครั้ง ที่มีขนาดเกิน 7.0 ซึ่งจุดศูนย์กลางจะกระจายอยู่บริเวณเกาะลูซอน ตามแนวรอยเลื่อนมะนิลา และจะอยู่ที่ระดับความลึกตั้งแต่ผิวดินจนถึงประมาณ 200 กิโลเมตร ดังรูปที่ 1.19,1.20,1.21 และ 1.23



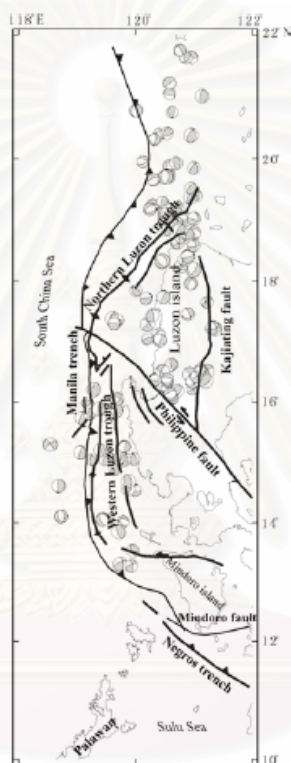
รูปที่ 1.19 แสดงพื้นที่ศึกษา (Zhu คณะ, 2000)



รูปที่ 1.20 แสดงความลึกจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว ตามบริเวณรอยเลื่อนมะนิลา (Zhu คณะ, 2000)



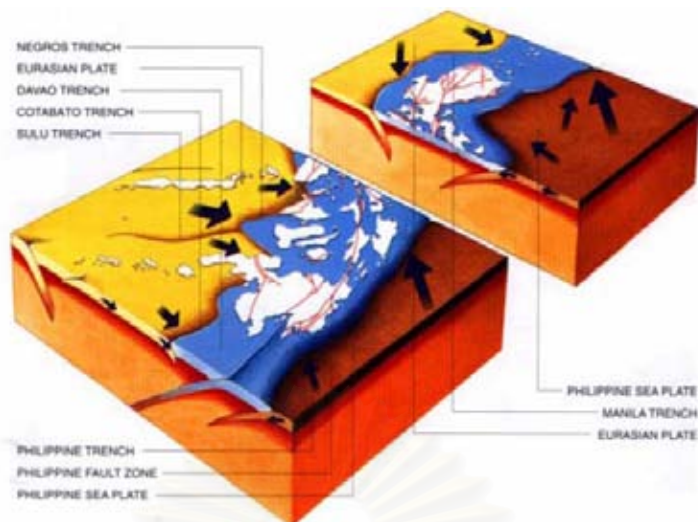
รูปที่ 1.21 แสดงความแตกต่าง ตามบริเวณรอยเลื่อนมะนิลา (Zhu คณะ, 2000)



รูปที่ 1.22 แสดงการกระจายของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อนมะนิลา (Zhu คณะ, 2000)

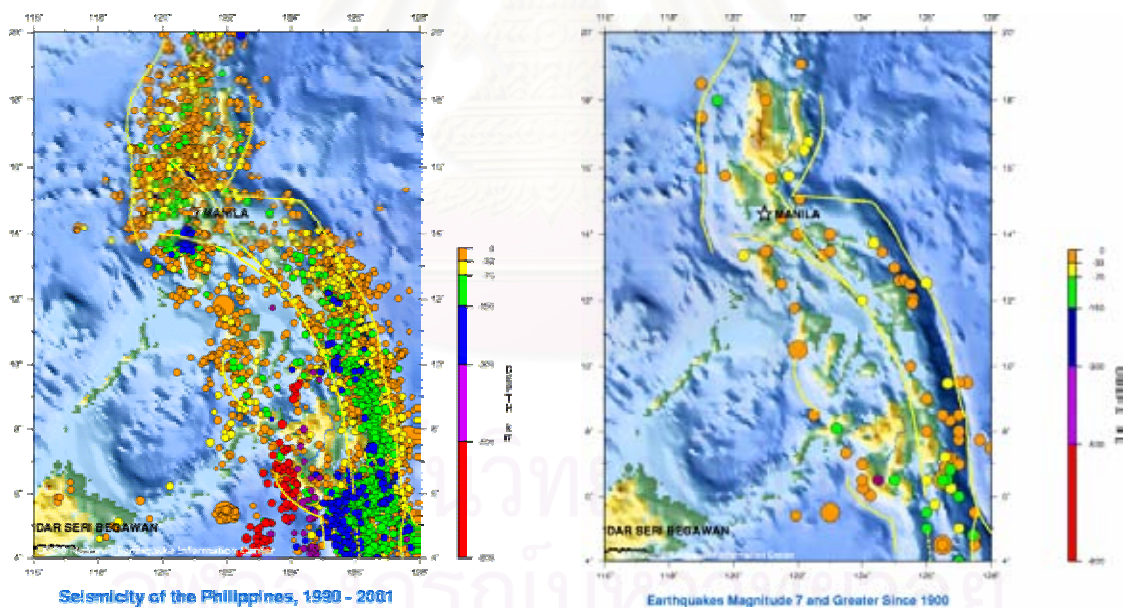
หมู่เกาะประเทศฟิลิปปินส์ ตั้งอยู่ระหว่างเปลือกโลกที่มีการเคลื่อนตัวสองเปลือกโลกหลัก คือ เปลือกโลกฟิลิปปินส์ และเปลือกโลกยูเรเชีย เคลื่อนตัวอัดเข้ามาทั้งสองด้านของประเทศ ดังรูปที่ 1.23 โดยมีอัตราการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกฟิลิปปินส์ด้านตะวันออก ประมาณ 7 เซนติเมตร/ปี และเปลือกโลกยูเรเชียด้านตะวันตก ประมาณ 3 เซนติเมตร/ปี เป็นสาเหตุให้เกิดแผ่นดินไหว

เมื่อ 35 ปีที่ผ่านมา หมู่เกาะประเทศฟิลิปปินส์ได้เกิดแผ่นดินไหวขนาดเกิน 7.0 ตามประมาณ 10 กว่าครั้ง ดังรูปที่ 1.24



Block Diagram showing the Philippine Archipelago with its bounding trenches and subduction zones and active faults (Modified from Punongbayan, et.al. 1998)

รูปที่ 1.23 แสดงการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกบริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Philippine Institute of Volcanology and Seismology)



รูปที่ 1.24 แสดงการกระจายของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (<http://neic.usgs.gov/neis/world/philippines/>)

Wells และ Coppersmith (1994) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับรอยเลื่อนที่ทำให้เกิดแผ่นดินไหว และได้ทำการหาความสัมพันธ์ จากข้อมูลแผ่นดินไหวในอดีตที่ถูกรวบรวมเป็นความสัมพันธ์ระหว่างขนาดของแผ่นดินไหว (Moment Magnitude, M) กับ ความยาวของรอยแยกที่ผิวดิน, ใต้ดิน ฯลฯ ของแต่ละเหตุการณ์และใช้เป็นข้อมูลใหม่ต่อไป ซึ่งข้อมูลจะเชื่อถือได้หรือไม่ขึ้น ขึ้นอยู่กับการประเมินค่าของแต่ละค่า และข้อมูลที่เชื่อถือได้เท่านั้นที่จะถูกนำมาใช้

จากการเปรียบเทียบพบว่า 1. ความยาวของรอยแยกที่ผิวดินจะมีค่าประมาณ 75-100 เปอร์เซ็นต์ของความยาวของรอยแยกใต้ดิน และอัตราส่วนระหว่างความยาวรอยแยกผิวกับใต้ดินจะมีค่าเพิ่มขึ้นเมื่อขนาดแผ่นดินไหวเพิ่มขึ้น 2. ค่าเฉลี่ยของการเคลื่อนตัวของผิวจะมีค่าประมาณ 1.5 เท่าของค่ามากที่สุดของการเคลื่อนที่ที่ผิว 3. ค่าเฉลี่ยของการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อน (Fault) ใต้ดินน้อยกว่าค่าสูงสุดของการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนบนดิน แต่มากกว่าค่าเฉลี่ยการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนบนดิน

### 1.3 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย

วัตถุประสงค์หลักของการศึกษาในครั้งนี้คือ การวิเคราะห์ผลกระทบของสึนามิต่อโครงสร้างกลางทะเลบริเวณอ่าวไทย โดยมีวัตถุประสงค์ย่อยดังต่อไปนี้

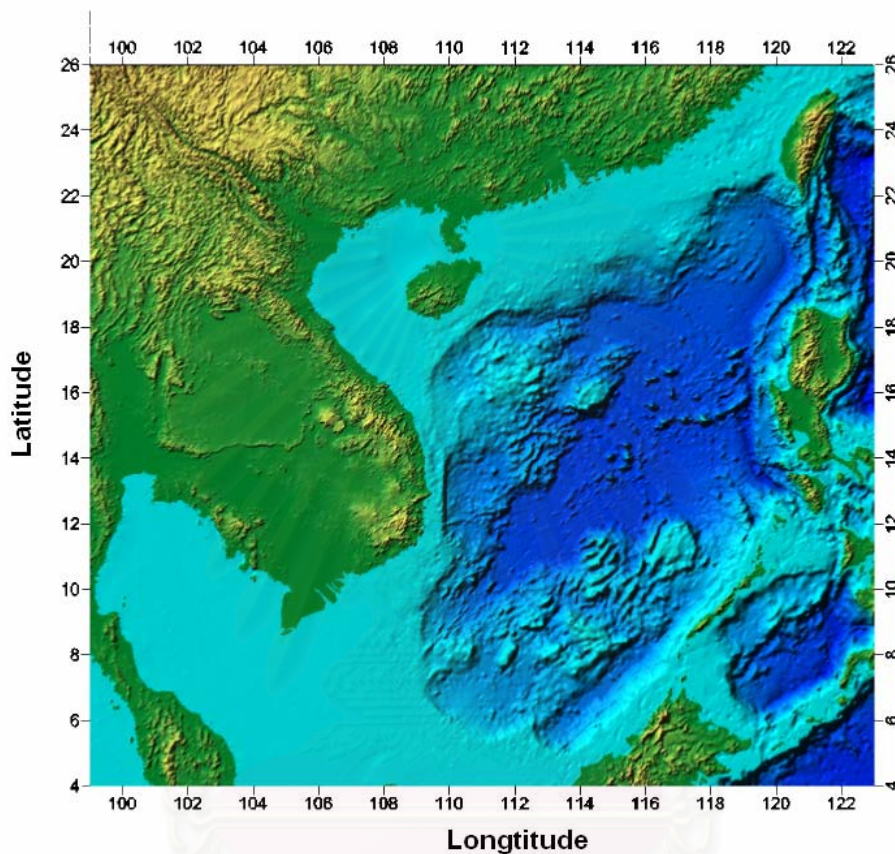
- 1.แผนที่ความเร็วของคลื่นสึนามิ ซึ่งแสดงเส้นชั้นความเร็วสูงสุดของสึนามิในทะเลบริเวณอ่าวไทยและประเทศใกล้เคียง เพื่อใช้เป็นข้อมูลความเร็วของน้ำในการออกแบบโครงสร้างนอกชายฝั่ง
- 2.แผนที่ความสูงคลื่นที่สูงที่สุด เพื่อใช้เป็นข้อมูลความสูงของน้ำ ในการออกแบบโครงสร้างนอกชายฝั่งและใช้หาบริเวณพื้นที่ปลอดภัยจากความสูงของคลื่น
- 3.แผนที่ระยะเวลาในการเดินทางของคลื่น ใช้ประโยชน์ในการเตือนภัยเพื่ออพยพ หรือการป้องกันให้เกิดความเสียหายน้อยที่สุด

### 1.4 ขอบเขตงานวิจัย

1.ทำการศึกษาทางด้านพฤติกรรมของสึนามิในทะเลบริเวณอ่าวไทย ตั้งแต่ลองจิจูด 99.0 องศาตะวันออก ถึง 123 .0 องศาตะวันออก และ ละติจูด 4.0 องศาเหนือ ถึง 260.0 องศาเหนือดังรูปที่ 1.25

2.ทำการศึกษาทางด้านพฤติกรรมเนื่องจากการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกลักษณะต่างๆบริเวณประเทศฟิลิปปินส์

3. ทำการศึกษาทฤษฎีของสึนามิแบบระยะไกล (The long wave theory in the spherical coordinate) จำลองการแผ่กระจายของสึนามิโดยการวิเคราะห์เชิงตัวเลขด้วยโปรแกรมคอมพิวเตอร์ วิเคราะห์หาความเร็วและความสูงของสึนามิและวิเคราะห์หาแรงดันของน้ำ ที่กระทำต่อโครงสร้างที่อาจเกิดขึ้นในพื้นที่บริเวณอ่าวไทย



รูปที่ 1.25 ขอบเขตบริเวณที่ทำการวิเคราะห์

(ETOPO2 ; [www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_designagrid.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html))

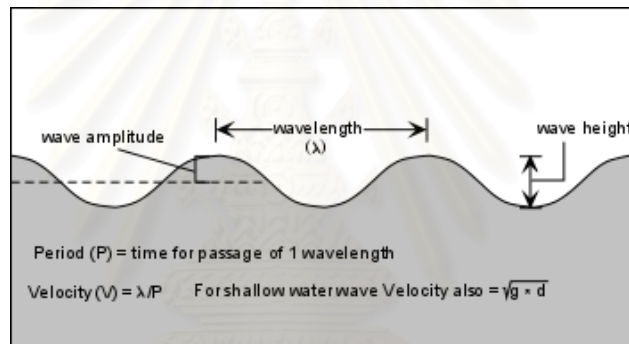
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## บทที่ 2

### หลักการและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

#### 2.1. ลักษณะทางกายภาพของสึนามิ

สึนามิ เป็นภาษาญี่ปุ่นแปลว่า คลื่นท่า(Harbour Wave) สึนามิ ส่วนใหญ่ เกิดจากการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกใต้ทะเลอย่างฉับพลัน อาจจะเป็นการเกิดแผ่นดินถล่มยุบตัวลง หรือเปลือกโลกถูกดันขึ้นหรือยุบตัวลง ทำให้มีน้ำทะเลปริมาตรมหาศาลถูกดันขึ้นหรือยุบตัวลงอย่างฉับพลัน พลังงานจำนวนมากก็ถ่ายทอดทำให้เกิดการเคลื่อนตัวของน้ำทะเลเป็นสึนามิในทะเลลึก ลักษณะของคลื่นแสดงดังรูป 2.1



รูปที่ 2.1 แสดงลักษณะทางกายภาพของคลื่น (ที่มา: <http://www.vcharkarn.com>)

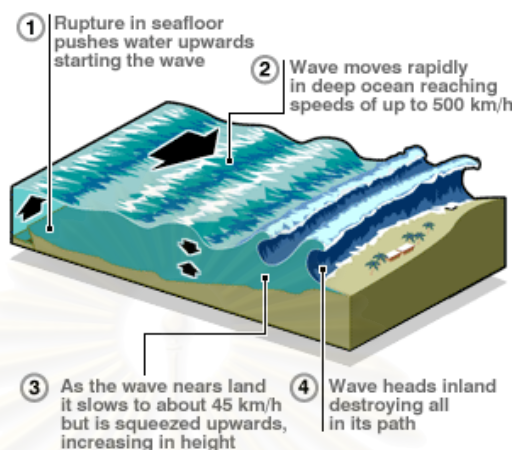
$\lambda$  คือ ความยาวคลื่นคือระยะห่างจากยอดคลื่นหนึ่งไปยังยอดคลื่นถัดไป

P คือ คาบเวลาระหว่างยอดคลื่นหนึ่งเดินทางมาถึงที่ที่ยอดคลื่นก่อนหน้าเพียงผ่านไป

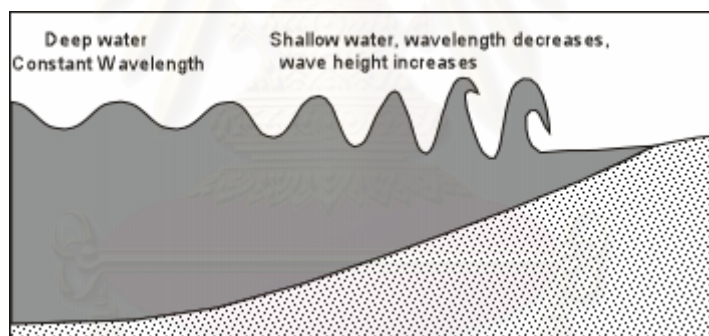
แอมพลิจูด(Amplitude) ของคลื่น คือความสูงของยอดคลื่นนับจากระดับน้ำทะเล

ความเร็วของคลื่นทะเลทั่วไปมีความเร็วประมาณ 90 กม./ชั่วโมง แต่สึนามิ อาจจะมีความเร็วได้ถึง 750 กม./ชั่วโมง โดยจะขึ้นอยู่กับความลึกที่เกิดแผ่นดินถล่มใต้ทะเล ถ้าแผ่นดินไหวยังเกิดที่ก้นทะเลลึกเท่าไร ความเร็วของสึนามิก็จะสูงขึ้นมากเท่านั้น เพราะปริมาตรน้ำที่ถูกเคลื่อนออกจากที่เดิมจะมีมากขึ้นไปตามความลึก สึนามิจึงสามารถเคลื่อนที่ผ่านท้องทะเลอันกว้างใหญ่ได้ภายในเวลาไม่นาน เมื่อสึนามิเดินทางมาถึงชายฝั่งทะเลที่ตื้นขึ้นก็จะทำให้ความเร็วของคลื่นลดลง เพราะความเร็วของคลื่นสัมพันธ์กับค่าความลึกโดยตรง แต่คาบยังคงที่ พลังงานรวมที่มีค่าคงที่ ก็ถูกถ่ายเทไปดันตัวให้

คลื่นสูงชันผลก็คือ น้ำทะเลถูกอัดเข้ามาทำให้คลื่นสูงชัน ขึ้นอยู่กับสภาพชายฝั่งว่าเป็นอ่าวแคบหรือกว้าง ในชายฝั่งที่แคบสันนามิอาจจะมี ความสูงได้หลายๆเมตร ดังรูปที่ 2.2 และ 2.3



รูปที่ 2.2 แสดงลักษณะทางกายภาพของคลื่นเข้าสู่ชายฝั่ง (ที่มา: <http://www.vcharkarn.com>)



รูปที่ 2.3 แสดงลักษณะทางกายภาพของคลื่นเข้าสู่ชายฝั่ง (ที่มา: <http://www.vcharkarn.com>)

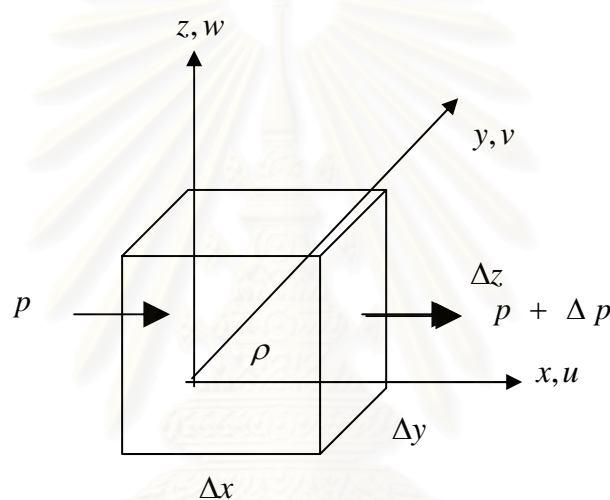
ถ้าห้องคลื่นเข้าถึงฝั่งก่อน ก็เกิดปรากฏการณ์ที่เรียกว่าดูดกลับ(drag down) คือ ดูเหมือนระดับน้ำจะลดลงอย่างกะทันหัน ขอบน้ำทะเลจะหดตัวออกจากฝั่งไปเป็นร้อยๆเมตรอย่างฉับพลัน และในทันทีที่ยอดคลื่นต่อมาไล่มาถึง ก็จะเป็นกำแพงคลื่นสูงมาก ขึ้นอยู่กับโครงร่างของชายหาด จะมีความสูงของคลื่นต่างกัน ดังนั้นสันนามิจากแหล่งเดียวกัน จะเกิดผลที่ต่างกับชายหาดที่ไม่เหมือนกัน ได้ น้ำที่ท่วมเข้าฝั่งกะทันหันอาจไปไกลได้ถึง 300 เมตร



## 2.2. การจำลองสึนามิ (simulation)

ในการวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของของไหลของ Synolakis และ Yalicer (2006) จะพัฒนาสมการการเคลื่อนที่มาจากกฎของนิวตัน โดยสมมติอนุภาคน้ำมีขนาดเล็กความกว้าง ( $\Delta x$ ) ความยาว ( $\Delta y$ ) ความสูง ( $\Delta z$ ) ดังรูปที่ 2.4 แรงกระทำคิดเฉพาะผลจากแรงดัน ไม่คิดผลแรงเสียดทานระหว่างของไหล ของไหลไม่มีการยุบตัว และกำหนดรูปเวกเตอร์พิกัดฉากของสนามความเร็วที่แปรผันในระยะทางและเวลาเท่ากับ  $\vec{V}$  ซึ่งเคลื่อนที่ใน 3 ทิศทางคือ

$$\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k} \quad (2.1)$$



รูปที่ 2.4 อนุภาคน้ำในระบบพิกัดฉาก

จากกฎของนิวตัน

$$F = ma = \rho\Delta x\Delta y\Delta z \left( \frac{D\vec{V}}{Dt} \right) \quad (2.2)$$

$\rho$  คือ ความหนาแน่นของน้ำ

$\frac{D\vec{V}}{Dt}$  คือ การเปลี่ยนแปลงความเร็วเทียบกับเวลา

ถ้าพิจารณาการเคลื่อนที่ในทิศทาง  $x$

$$F = ma = \rho\Delta x\Delta y\Delta z \left( \frac{Du}{Dt} \right) \quad (2.3)$$

จากหลักการเคลื่อนที่ของ ของไหลที่มีการเคลื่อนที่เทียบกับระยะทางและเวลาจะได้ สมการซึ่ง  
เป็นอนุพันธ์ย่อย(Partial Derivative) ดังนี้

$$\frac{Du}{Dt} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{u(x + \Delta x, y + \Delta y, z + \Delta z, t + \Delta t) - u(x, y, z, t)}{\Delta t} \quad (2.4)$$

การคำนวณอนุพันธ์ย่อย  $\frac{Df}{Dt}$  เมื่อ  $f(x, t)$  เป็นฟังก์ชัน ที่ขึ้นกับเวลาและระยะทาง  $x$   
สามารถขยายในเทอมต่างๆ ดังนี้

$$\frac{Df}{Dt} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x, t + \Delta t) - f(x, t)}{\Delta t} \quad (2.5)$$

จากพื้นฐานของแคลคูลัสเราจะได้

$$f(x + \Delta x, t + \Delta t) \approx f(x, t) + \frac{\partial f}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial f}{\partial t} \Delta t \quad (2.6)$$

$$\frac{Df}{Dt} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{f(x, t) + \frac{\partial f}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial f}{\partial t} \Delta t - f(x, t)}{\Delta t} = \frac{Df}{Dt} \left[ \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta x}{\Delta t} \right] + \frac{\partial f}{\partial t} \quad (2.7)$$

$$\frac{Df}{Dt} = \frac{\partial f}{\partial x} u + \frac{\partial f}{\partial t} \quad (2.8)$$

การเปลี่ยนแปลงความเร็ว ในทิศทาง  $x$  เทียบกับเวลา จะได้ ดังนี้

$$\frac{Du}{Dt} = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{dz}{dt} + \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.9)$$

$$\frac{Du}{Dt} = u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.10)$$

แทนค่าสมการ 2.10 ใน สมการ 2.3 จะได้

$$F = \rho \Delta x \Delta y \Delta z \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial t} \right) \quad (2.11)$$

แรงกระทำ ( $F$ ) ที่ทำให้มวลน้ำเกิดการเคลื่อนที่ ในที่นี้จะพิจารณาเฉพาะแรงที่เกิดจากแรงดันน้ำในทิศทาง  $x$  และไม่คิดผลของแรงเสียดทานระหว่างผิวของมวลน้ำ ซึ่งแรงดันที่ทำให้เกิดการเคลื่อนที่นี้เกิดจากผลต่างของแรงดัน ( $\Delta p$ ) ด้านหน้ากับด้านหลัง ของมวลน้ำในทิศทาง  $x$  กระทำบนพื้นที่เท่ากับ  $\Delta y \cdot \Delta z$  ซึ่งทำให้เกิดแรงลัพธ์เท่ากับ  $\Delta p \cdot \Delta y \cdot \Delta z$  ดังนั้น การเปลี่ยนแปลงแรงดันน้ำเทียบกับระยะทาง ได้ดังนี้

$$\Delta p = \frac{\partial p}{\partial x} \Delta x \quad (2.12)$$

แทนค่าแรงดันที่ได้ ในสมการ

$$F = \Delta p \Delta y \Delta z = \frac{\partial p}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2.13)$$

แทนค่าแรงที่ได้ ในสมการ 2.11 จะได้

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial t} \right) \quad (2.14)$$

ในการทำงานเดียวกันถ้าพิจารณาการเคลื่อนที่ในทิศ  $y$  จะได้ สมการเหมือนกับทิศทาง  $x$  รวมสมการการเคลื่อนที่ในแนวราบ ดังนี้

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial t} \right) \quad (2.15)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = \left( u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial t} \right) \quad (2.16)$$

การเคลื่อนที่ในทิศทาง  $Z$  ต้องรวมแรงจากน้ำหนักของมวลน้ำ ( $w$ ) เป็นในแรงกระทำ  $F_z$  ในแนวตั้ง

$$weight = \rho \Delta x \Delta y \Delta z \cdot g \quad (2.17)$$

$$\Delta p = \frac{\partial p}{\partial z} \Delta z \Delta x \Delta y + \rho \Delta x \Delta y \Delta z \cdot g \quad (2.18)$$

$$\left(\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g\right) = \rho \left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial t}\right) \quad (2.19)$$

จะได้

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g\right) = \left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial t}\right) \quad (2.20)$$

สมมติฐานของคลื่นน้ำตื้น (Shallow Water Wave) สมมติ ความเร็วในแนวตั้งเข้าใกล้ศูนย์

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g\right) = 0 \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.22)$$

สื่อนามิจะเคลื่อนที่ได้ต้องเกิดจากแรงดันที่ระดับความลึก ทั้งหมดของน้ำ ที่เวลาต่างๆ

$$p = \rho g [\eta(x, y, t) + z] \quad (2.23)$$

$$g \left(\frac{\partial \eta}{\partial x}\right) = u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.24)$$

$$g \left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right) = u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial t} \quad (2.25)$$

ดังนั้น จะได้ สมการการเคลื่อนที่ของคลื่นน้ำตื้น คือ

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial t} - g \left(\frac{\partial \eta}{\partial x}\right) = 0 \quad (2.26)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial t} - g \left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right) = 0 \quad (2.27)$$

สมการการอนุรักษ์มวล สามารถหาได้โดยพิจารณาน้ำตลอดความลึกเป็นปริมาตรควบคุม ขนาด  $\Delta x \cdot \Delta y (h + \eta)$  และใช้ความสัมพันธ์เชิงปริมาตรควบคุมพื้นฐาน หลักความสัมพันธ์การอนุรักษ์มวล การเปลี่ยนแปลงมวลเทียบกับเวลาเป็นศูนย์ และปริมาณน้ำไหลเข้าเท่ากับไหลออก ดังนี้

$$\frac{dm}{dt} = 0 ; \quad \frac{d}{dt} \int_{\Omega} \rho dw + \int_s \rho V ds = 0 \quad (2.28)$$

ถ้าพิจารณาการเคลื่อนที่ในทิศทาง แกน  $w$

$$\frac{d}{dt} \int_{\Omega} \rho dw = \rho \frac{d\eta}{dt} \quad (2.29)$$

พิจารณาการเคลื่อนที่ใน 2 ทิศทาง แกน  $x, y$

$$\int_s \rho V ds = \rho u \frac{\partial(h + \eta)}{\partial x} + \rho v \frac{\partial(h + \eta)}{\partial y} \quad (2.30)$$

แทนค่าสมการ 2.29 และ 2.30 ลงใน 2.28

$$\rho \frac{\partial \eta}{\partial t} + \rho u \frac{\partial(h + \eta)}{\partial x} + \rho v \frac{\partial(h + \eta)}{\partial y} = 0 \quad (2.31)$$

จะได้ สมการหลักของคลื่นน้ำตื้น คือ

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial t} - g \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) = 0 \quad (2.32)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial t} - g \left( \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.33)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(u(h + \eta))}{\partial x} + \frac{\partial(v(h + \eta))}{\partial y} = 0 \quad (2.34)$$

การไหลออก ในทิศทาง  $x$  และ  $y$

$$M = u(h + \eta) = uD \quad (2.35)$$

$$N = v(h + \eta) = vD \quad (2.36)$$

เมื่อ  $D$  คือ ความสูงของน้ำทั้งหมด เท่ากับ ความลึก +  $\eta$   
 $M$  คือ อัตราการไหลของน้ำทั้งหมดในทิศทาง  $x$   
 $N$  คือ อัตราการไหลของน้ำทั้งหมดในทิศทาง  $y$

สมการหลักของคลื่นเมื่อคิดผลของแรงเสียดทานพื้นน้ำ และไม่คิดผลของแรงเนื่องจากการหมุนของโลก จะได้ดังนี้

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.37)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.38)$$

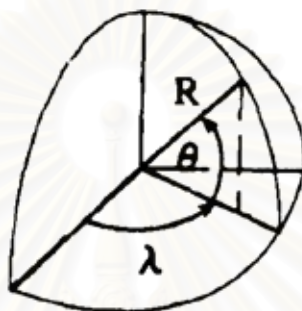
$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.39)$$

เมื่อ  $g$  คือ ความเร่งเข้าสู่ศูนย์กลางของโลก  
 $n$  คือ ความขรุขระของมายนิ่ง

สึนามิเป็นคลื่นน้ำที่จัดอยู่ประเภทคลื่นน้ำตื้น เป็นคลื่นที่มีความยาวคลื่นยาวมากๆ หลายร้อยกิโลเมตร ซึ่งเกิดจากการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกใต้ทะเลอย่างฉับพลัน อาจจะเป็น การเกิดแผ่นดินถล่มยุบตัวลง หรือเปลือกโลกถูกดันขึ้นหรือยุบตัวลง ทำให้มีน้ำทะเลปริมาตร มหาศาลถูกดันขึ้นหรือทรุดตัวลงอย่างฉับพลัน พลังงานจำนวนมหาศาลก็ถ่ายเทไปให้เกิดการ เคลื่อนตัวของน้ำทะเลที่เหนือทะเลลึก สึนามิถูกจัดว่าเป็นคลื่นน้ำตื้นคือ คลื่นที่ค่าอัตราส่วน ระหว่างความลึกของน้ำและความยาวคลื่นต่ำมาก ซึ่งในการจำลองสำหรับการวิจัยนี้จะใช้

ทฤษฎี คลื่นยาวที่เหมาะสมที่จะนำมาประยุกต์ใช้ กับสึนามิ โดยในที่นี้จะสมมติให้ความเร่งของมวลน้ำในแนวตั้งมีค่าเท่ากับ ค่า  $g$  คือ ค่าความเร่งเข้าสู่ศูนย์กลางของโลก

ในการวิเคราะห์ด้วยวิธีทางตัวเลข เนื่องจากพื้นที่ที่ทำการวิเคราะห์มีขนาดกว้างมาก ซึ่งจะถือว่าเป็นการวิเคราะห์แบบระยะไกล(Far-field tsunami) ซึ่งจะเป็นการวิเคราะห์ ในพิกัดวงกลมในรูปของ ละติจูด กับลองจิจูด  $(\theta, \lambda)$  ดังรูปที่ 2.5



รูปที่ 2.5 แสดงลักษณะของตัวแปร (Imamura และ Shuto, 1992)

โดยมีสมการพื้นฐานที่ใช้คำนวณประมาณหาค่า การเคลื่อนที่ของคลื่นยาว ได้เป็นอย่างดี ตามทฤษฎีของคลื่นน้ำตื้น คือ

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \left[ \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (N \cos \theta) \right] = 0 \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN \quad (2.41)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -fM \quad (2.42)$$

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD \quad (2.43)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \quad (2.44)$$

จากหลักการของการข้ามกระโดด(Leap-frog) สามารถประยุกต์หาองค์ประกอบต่างๆ ของได้ดังนี้

$$\frac{\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} + \frac{1}{R \cos \theta_m} \left[ \frac{M_{j+\frac{1}{2},m}^n - M_{j-\frac{1}{2},m}^n}{\Delta \lambda} + \frac{N_{j,m+\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m+\frac{1}{2}} - N_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m-\frac{1}{2}}}{\Delta \theta} \right] = 0 \quad (2.45)$$

$$\frac{M_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} - M_{j+\frac{1}{2},m}^n}{\Delta t} + \frac{gh}{R \cos \theta_m} \frac{\eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \lambda} = fN' \quad (2.46)$$

$$\frac{N_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} - N_{j,m+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} + \frac{gh}{R} \frac{\eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \theta} = fM' \quad (2.47)$$

เมื่อ

$$N' = \frac{1}{4} \left[ N_{j+1,m+\frac{1}{2}}^n + N_{j+1,m-\frac{1}{2}}^n + N_{j,m+\frac{1}{2}}^n + N_{j,m-\frac{1}{2}}^n \right] \quad (2.48)$$

$$M' = \frac{1}{4} \left[ M_{j+\frac{1}{2},m+1}^n + M_{j+\frac{1}{2},m}^n + M_{j-\frac{1}{2},m+1}^n + M_{j-\frac{1}{2},m}^n \right] \quad (2.49)$$

แก้สมการหาค่าตัวแปร ได้ดังนี้

$$\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} = \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}} - R_1 \left[ M_{j+\frac{1}{2},m}^n - M_{j-\frac{1}{2},m}^n + N_{j,m+\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m+\frac{1}{2}} - N_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m-\frac{1}{2}} \right] \quad (2.50)$$

$$M_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} = M_{j+\frac{1}{2},m}^n - R_2 \left[ \eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right] + R_3 N' \quad (2.51)$$

$$N_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} = N_{j,m+\frac{1}{2}}^n - R_4 \left[ \eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right] + R_5 M' \quad (2.52)$$

เมื่อ

$$R_1 = \Delta t / (R \cos \theta_m \Delta s)$$

$$R_2 = g \Delta t / (R \cos \theta_m \Delta s)$$

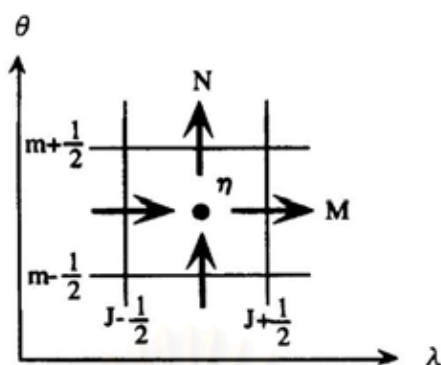
$$R_3 = 2 \Delta t \omega \sin \theta_m$$

$$R_4 = g \Delta t / (R \Delta s)$$

$$R_5 = 2 \Delta t \omega \sin \theta_{m+\frac{1}{2}}$$

$$R = \text{รัศมีของโลก}$$





รูปที่ 2.6 แสดงลักษณะจุดของความสูงของน้ำที่วัดจากระดับน้ำทะเลและอัตราการไหล

(Imamura และ Shuto, 1992)

ในการวิเคราะห์ด้วยวิธีทางตัวเลขขนาดกริดนี้จะกำหนดให้เหมาะสมกับเงื่อนไขของ Imamura number ( $I_m$ ) โดยจะกำหนดให้เมื่ค่าเข้าใกล้หนึ่ง

$$I_m = \Delta x / 2h\sqrt{1 - K^2} \quad (2.53)$$

$$K = \sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (2.54)$$

และพิจารณาตามเงื่อนไขของ CFL คือ

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = \sqrt{2gh_{\max}} \quad (2.55)$$

เมื่อ

$K$  = คอเรนตันัมเบอร์ (Courant Number)

$h$  = ความลึกเฉลี่ยของท้องน้ำ บริเวณที่พิจารณา

$h_{\max}$  = ความลึกมากที่สุดของท้องน้ำ บริเวณที่พิจารณา

$\Delta t$  = ช่วงเวลาดำนวน แต่ละครั้ง

### 2.3. การกำหนดค่าเริ่มต้นและสภาวะที่ขอบ (Initial and Boundary Conditions)

**การกำหนดค่าเริ่มต้น** การวิเคราะห์หาระดับความสูงของน้ำที่ยกตัวที่เกิดจากการเคลื่อนของพื้นน้ำในบริเวณที่ทำการพิจารณาโดยใช้หลักการของ Mansinha และ Smylie (1971) โดยการวิเคราะห์จะต้องรู้ค่ากลไกต่างๆของแผ่นดินไหว

**สภาวะที่ขอบ (Boundary Conditions)** การกำหนดสภาวะที่ขอบบนพื้นดิน จะกำหนดให้มีการสะท้อนกับหมด ความเร็วที่บริเวณติดกับพื้นดินมีค่าเท่ากับศูนย์

ส่วนการกำหนดขอบบริเวณที่เป็นพื้นน้ำ จะกำหนดให้มีการไหลได้อย่างอิสระ ในรูปของอัตราไหล( $Q$ ) และสมมุติให้  $\eta < h$  ดังสมการ

$$Q = \sqrt{\frac{(M_1 + M_2)^2}{4} + N_2^2} \quad (2.56)$$

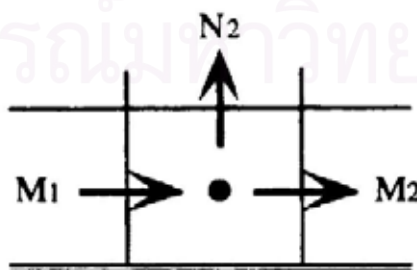
สำหรับ  $\eta$  ที่มีค่าเพิ่มขึ้น

$$\eta = +Q/\sqrt{gh} \quad (2.57)$$

สำหรับ  $\eta$  ที่มีค่าลดลง

$$\eta = -Q/\sqrt{gh} \quad (2.58)$$

ในที่ค่าบวกหรือลบของอัตราไหล จะแสดงได้ตามรูปที่ 2.3 จะได้ผลของอัตราไหลและ  $\eta$  ที่จะมีค่าเพิ่มหรือลดลง ขึ้นอยู่กับทิศทางการไหล ของ  $N_2$



รูปที่ 2.7 แสดงลักษณะความแตกต่างของอัตราไหลระหว่าง  $\eta$  ที่มีค่าเพิ่มขึ้นหรือลดลง รูปของ  $N_2$

(Imamura และ Shuto, 1992)

## 2.4. การหาค่าความเร็วของกระแสน้ำ (Particle velocities)

การหาค่าความเร็วของกระแสน้ำ หาได้จากสมการ 2.4 และ 2.5 จะได้ว่า

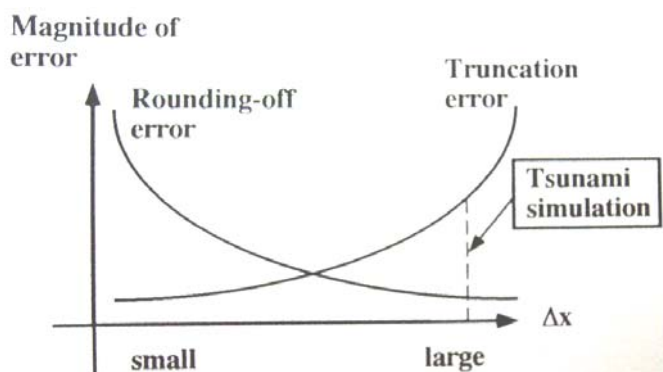
$$u = \frac{M}{D} \quad \text{และ} \quad v = \frac{N}{D} \quad (2.59)$$

การหาค่าความเร็วของกระแสน้ำกลางทะเลเท่ากับ

$$\text{velocity} = \eta \sqrt{g/h} \quad (2.60)$$

## 2.5. ค่าคลาดเคลื่อนในการคำนวณ (Numerical errors)

ค่าคลาดเคลื่อนในการคำนวณโดยทั่วไปเกิดขึ้นจาก 2 สาเหตุหลัก คือ ค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการปัดเศษ (Rounding-off errors) และค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการตัดปลาย (Truncation errors) ซึ่งเป็นสิ่งสำคัญมาก เพื่อให้ได้มาซึ่งความถูกต้องในการคำนวณแบบจำลอง ผลเฉลยจากการคำนวณต่างๆ อาจได้รับผลจากการปัดเศษเพื่อให้ได้ตัวเลขที่มีนัยสำคัญตามที่กำหนดไว้ในแต่ละขั้นตอนการคำนวณ ซึ่งเป็นสาเหตุของค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการปัดเศษ สำหรับการคำนวณในแบบจำลองสินามินีค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการปัดเศษจะมากหรือน้อย ขึ้นอยู่กับจำนวนร่างตาข่ายที่แบ่งไว้ในขอบเขตการคำนวณ สำหรับค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการตัดปลายเกิดจากขั้นตอนการกระจายตัวแปรเพื่อแทนอนุพันธ์ย่อย (Particle Differentiation) ด้วยไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์ ขนาดของค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการตัดปลายสามารถแทนด้วย  $\Delta x^n$  ดังนั้น การแบ่งร่างตาข่ายให้มีควมละเอียดสูงมาก จะทำให้ลดค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการตัดปลาย แต่จะทำให้ค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการปัดเศษนั้นเพิ่มขึ้นดังแสดงในรูปที่ 2.8



รูปที่ 2.8 กราฟแสดงการเปรียบเทียบระหว่างค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการตัดปลาย (Truncation errors) กับค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการปัดเศษ (Rounding-off errors) สำหรับขนาดความกว้างของร่างตาข่ายขนาดต่างๆ

ตัวอย่างผลเฉลย จากการศึกษาแบบจำลองสึนามิใน 1 มิติ ซึ่งทราบได้ว่าขนาดของค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการปัดเศษอยู่ในช่วง  $10^{-4}$  ถึง  $10^{-2}$  โดยทำการคำนวณด้วยนัยสำคัญ 7 ตำแหน่งซึ่งมีค่าน้อยมาก เมื่อเทียบกับค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการตัดปลายซึ่งมีค่า  $10^{-1}$  ถึง  $10^1$  ถึงแม้ว่าในการคำนวณนี้จะสอดคล้องตามเงื่อนไขที่แน่นอน (Stability Condition) ดังนั้นค่าคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการปัดเศษจึงสามารถละเว้นได้ในการคำนวณแบบจำลองสึนามิ

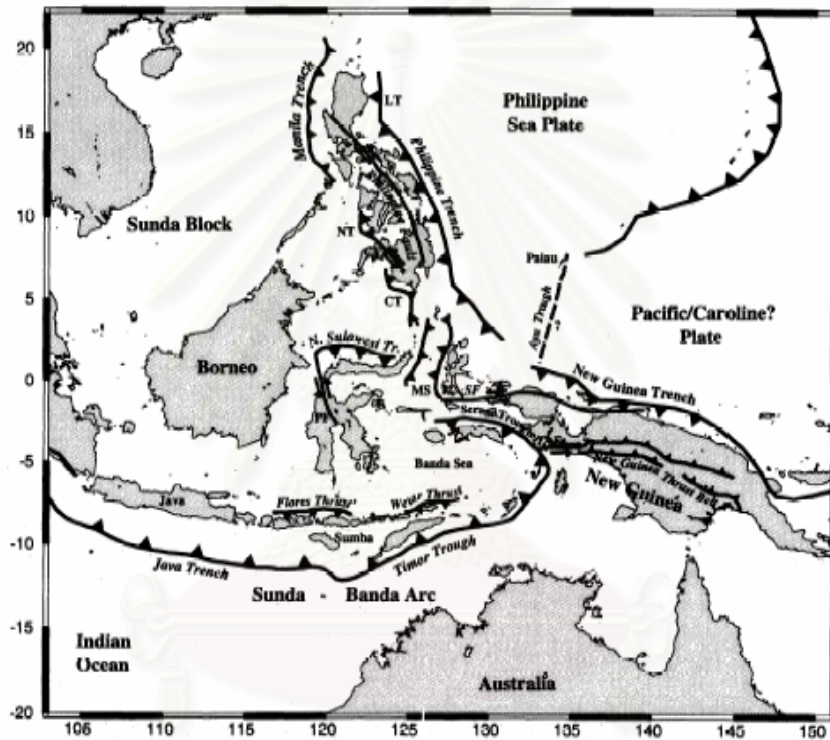
ค่าคลาดเคลื่อนในการคำนวณแบบจำลองอาจเกิดจากสาเหตุอื่นยกตัวอย่างเช่น การคำนวณการสั่นสะเทือนซึ่งเกิดบริเวณรอยต่อของเปลือกโลกตามแนวชายฝั่งซึ่งจะทำให้เกิดค่าคลาดเคลื่อนที่สูงมากถ้าหากใช้การคำนวณแบบร่างตาข่ายสี่เหลี่ยม (Rectangular Grids) และการใช้ข้อมูลลักษณะภูมิประเทศที่ไม่ถูกต้องซึ่งก็จะทำให้ค่าคลาดเคลื่อนมีค่าสูงมากในการประมาณความสูงของคลื่นบนชายฝั่ง

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

### บทที่ 3

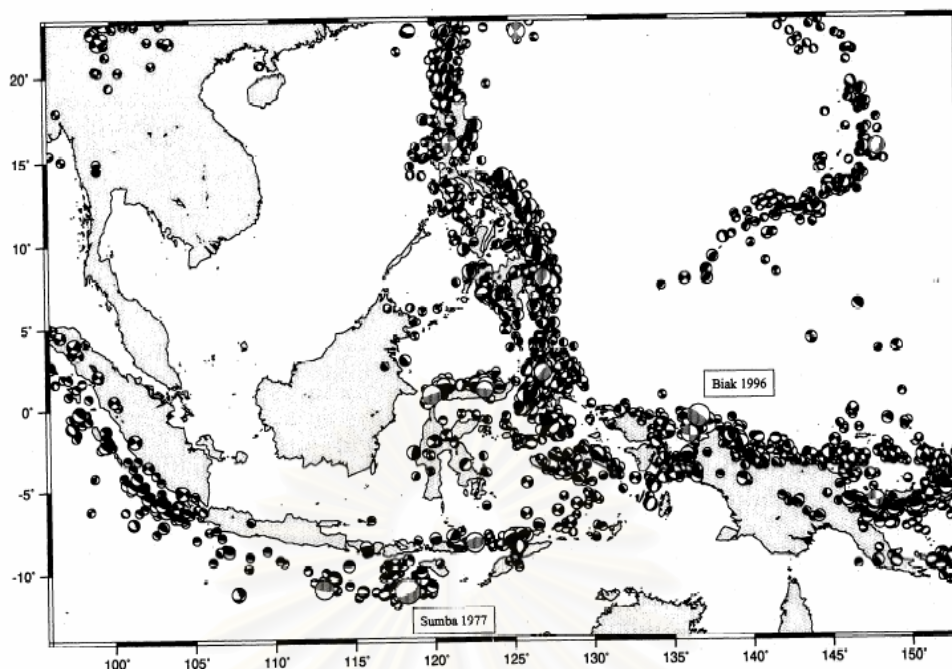
#### กลไกแผ่นดินไหวบริเวณประเทศฟิลิปปินส์

อ่าวไทยอาจได้รับผลกระทบจากสึนามิที่เกิดจากแนวมุดตัวของเปลือกโลกด้านตะวันตกของประเทศฟิลิปปินส์ ผู้ศึกษาจึงได้รวบรวมข้อมูลทางด้านธรณีวิทยาที่เกี่ยวข้องกับแผ่นดินไหวที่ฟิลิปปินส์ รอยเลื่อนและแผ่นดินไหวบริเวณทะเลจีนใต้ได้แสดงในรูปที่ 3.1 และ 3.2



รูปที่ 3.1 แสดงรอยเลื่อนบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก (Kreemer และคณะ, 2000)

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



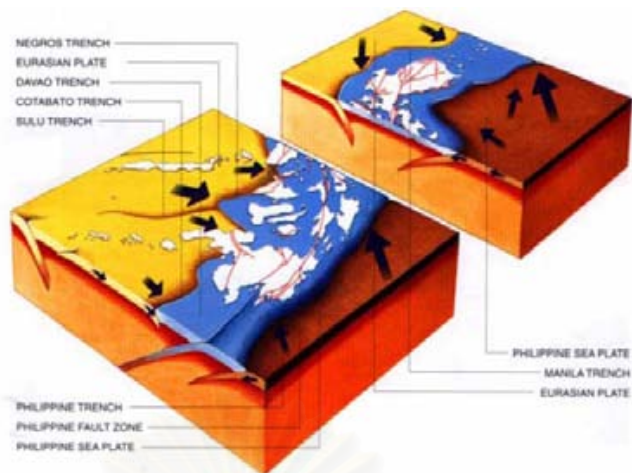
รูปที่ 3.2 แสดงจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก (Kreemer และคณะ 2000)

แนวร่องฟิลิปปินส์ (Philippine Trench) ทางตะวันออกของฟิลิปปินส์เป็นบริเวณหลักที่ทำให้เกิดแผ่นดินไหวในประเทศฟิลิปปินส์ นอกจากแนวร่องฟิลิปปินส์จะทำให้เกิดแผ่นดินไหวแล้ว ยังมีรอยเลื่อนฟิลิปปินส์ (Philippine Fault) และแนวร่องมะนิลา (Manila Trench) ซึ่งวางตัวเป็นแนวขนานไปกับแนวร่องฟิลิปปินส์ ซึ่งแนวทั้งสามนี้มีอัตราการเคลื่อนตัวสูงกว่า 6.5 เซนติเมตรต่อปี (Torregosa, 2001) ที่จะทำให้เกิดแผ่นดินไหว

### 3.1 การศึกษาเกี่ยวกับรอยเลื่อนในฟิลิปปินส์

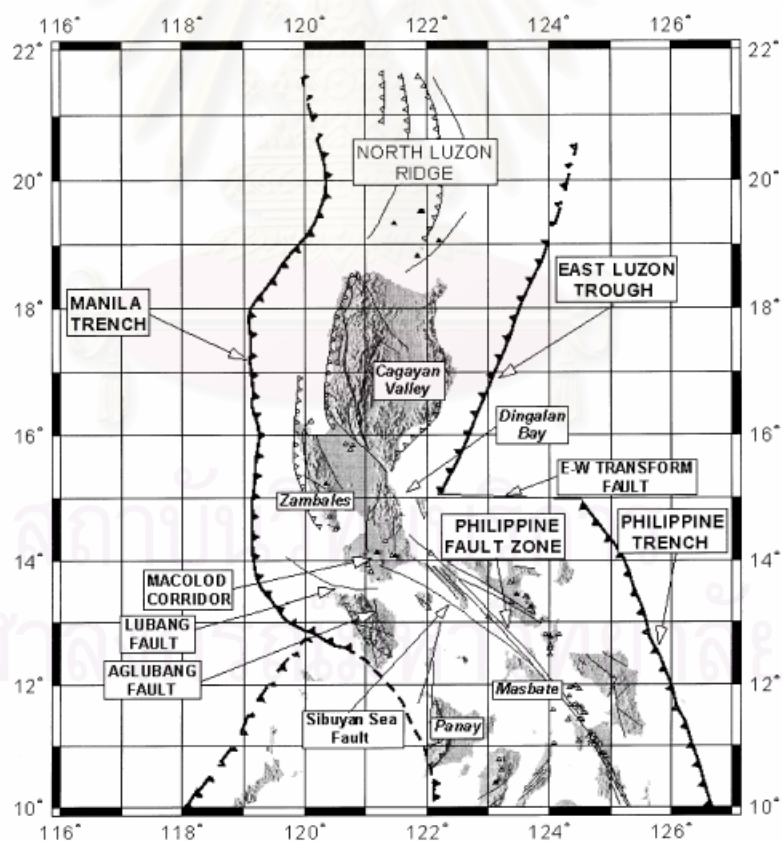
#### 3.1.1 การศึกษาลักษณะรูปร่างของรอยเลื่อน

การศึกษานี้จะเน้นในส่วนของแนวร่องมะนิลาซึ่งอยู่ในทะเลด้านตะวันตกของหมู่เกาะฟิลิปปินส์ในทะเลจีนใต้ซึ่งเชื่อมติดกับอ่าวไทย แนวร่องมะนิลาเป็นแนวร่องที่เกิดจากการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกยูเรเชียเข้าใต้แผ่นประเทศไปทางทิศตะวันออก ดังรูปที่ 3.3 แนวร่องมะนิลาเป็นแนวยาวตรงเริ่มตั้งแต่ ละติจูดที่ 13 ถึง 18 องศาเหนือ ซึ่งจะเริ่มโค้งงอต่อเนื่องเข้าไปยังบริเวณทางตอนใต้ของประเทศได้หวั่นดังรูปที่ 3.4



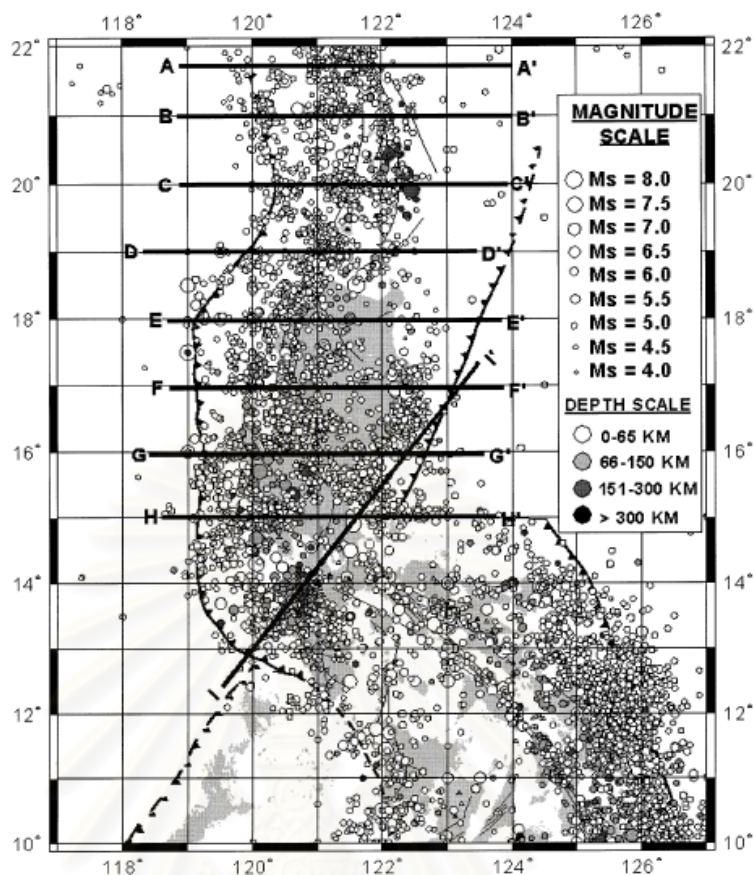
Block Diagram showing the Philippine Archipelago with its bounding trenches and subduction zones and active faults (Modified from Punongbayan, et.al. 1998)

รูปที่ 3.3 แสดงการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกบริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Philippine Institute of Volcanology and Seismology)



. Map showing the major tectonic features, main islands in Northern Philippines and places mentioned in the discussion.

รูปที่ 3.4 แสดงรอยเลื่อนและตำแหน่งที่สำคัญของฟิลิปปินส์ (Bautista et. al., Tectonophysics, 2001)

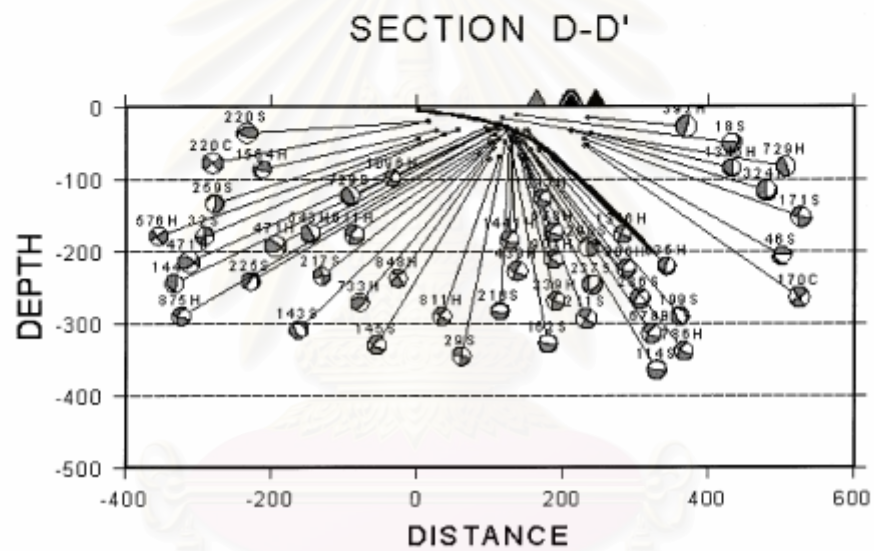
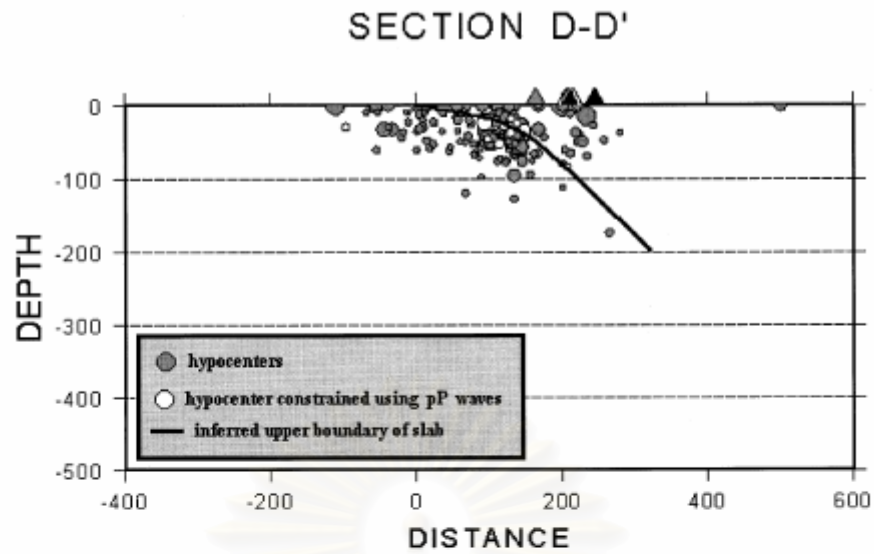


รูปที่ 3.5 แสดงถึงจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่เกิดบริเวณหมู่เกาะประเทศฟิลิปปินส์ตั้งแต่ปี ค.ศ.1619 ถึง 1997 (Barlotome และคณะ,2001)

จากรูปที่ 3.5 แสดงถึงจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่เกิดบริเวณหมู่เกาะประเทศฟิลิปปินส์ ตั้งแต่ปี ค.ศ.1619 ถึง 1997 โดยข้อมูลส่วนแรกในปี 1619 ถึง 1896 ได้จากการศึกษาของ Bautista และ Oike (2000) และ ปี ค.ศ.1897 ถึง 1997 ได้จาก The International Seismological Center (ISC) และ The U.S. Geological Survey's National Earthquake Information Center (USGS-NEIC) โดยจะแสดงเป็นรูปตัดขวางที่ตำแหน่งต่างๆ ได้ดังรูปที่ 3.6 ถึง 3.8

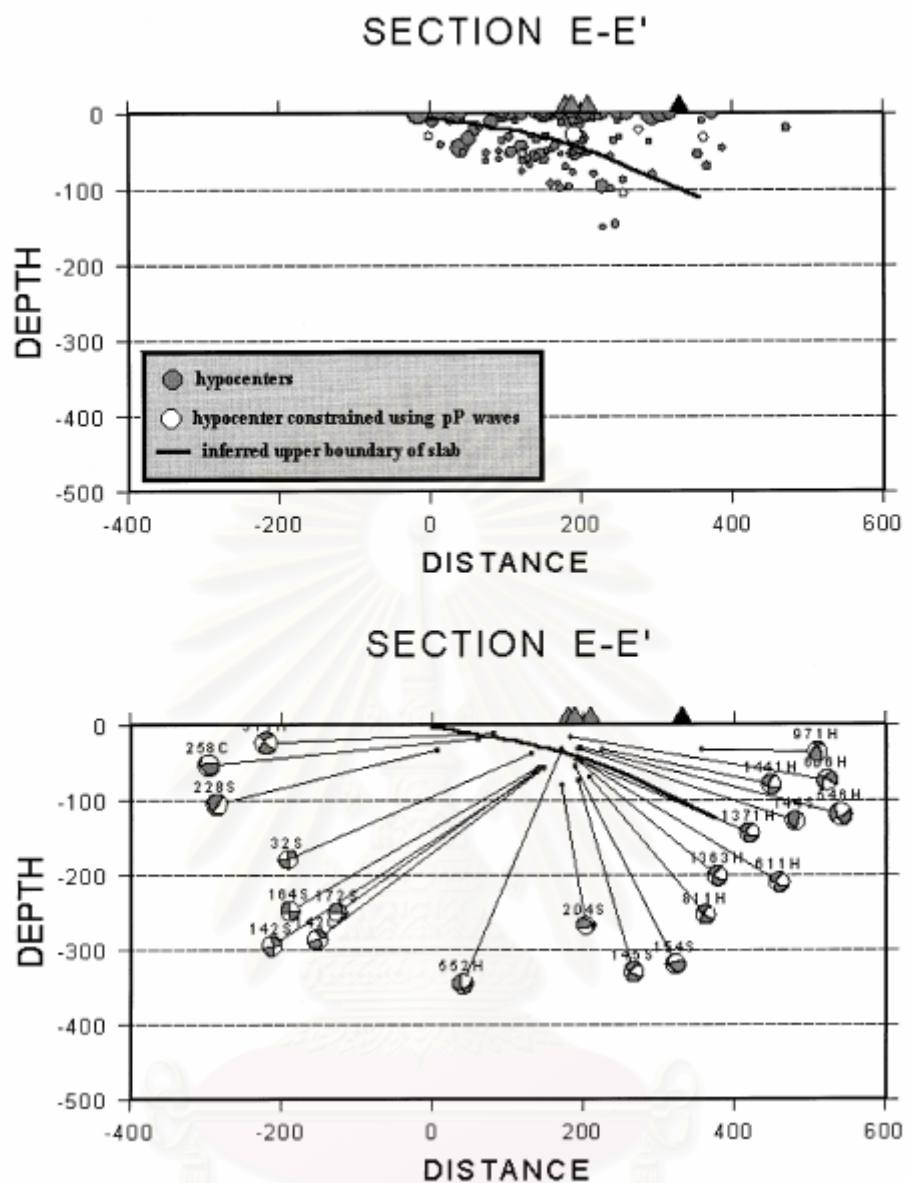
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย





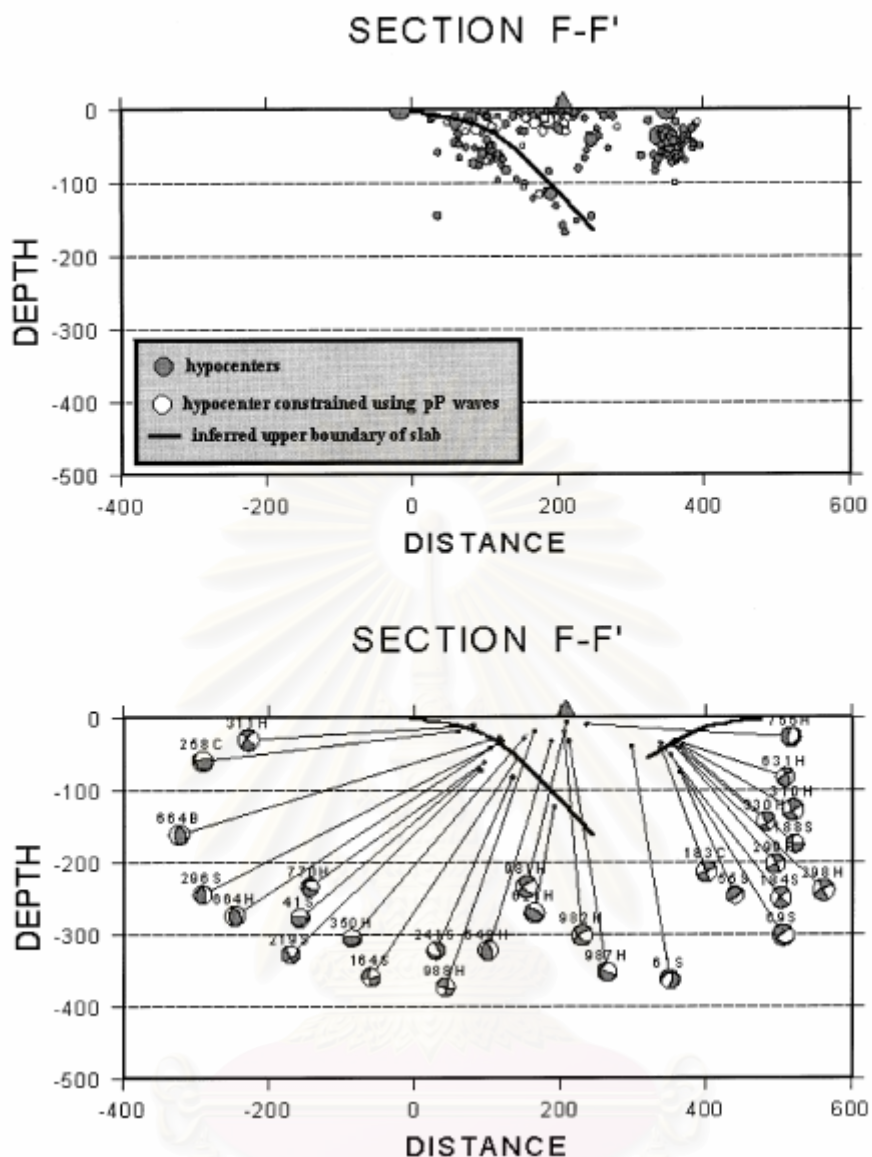
รูปที่ 3.6 แสดงถึงรูปตัด D-D (Barlotome และคณะ, 2001)

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 3.7 แสดงถึงรูปตัด E-E (Barlotome และคณะ, 2001)

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 3.8 แสดงถึงรูปตัด F-F' (Barlotome และคณะ,2001)

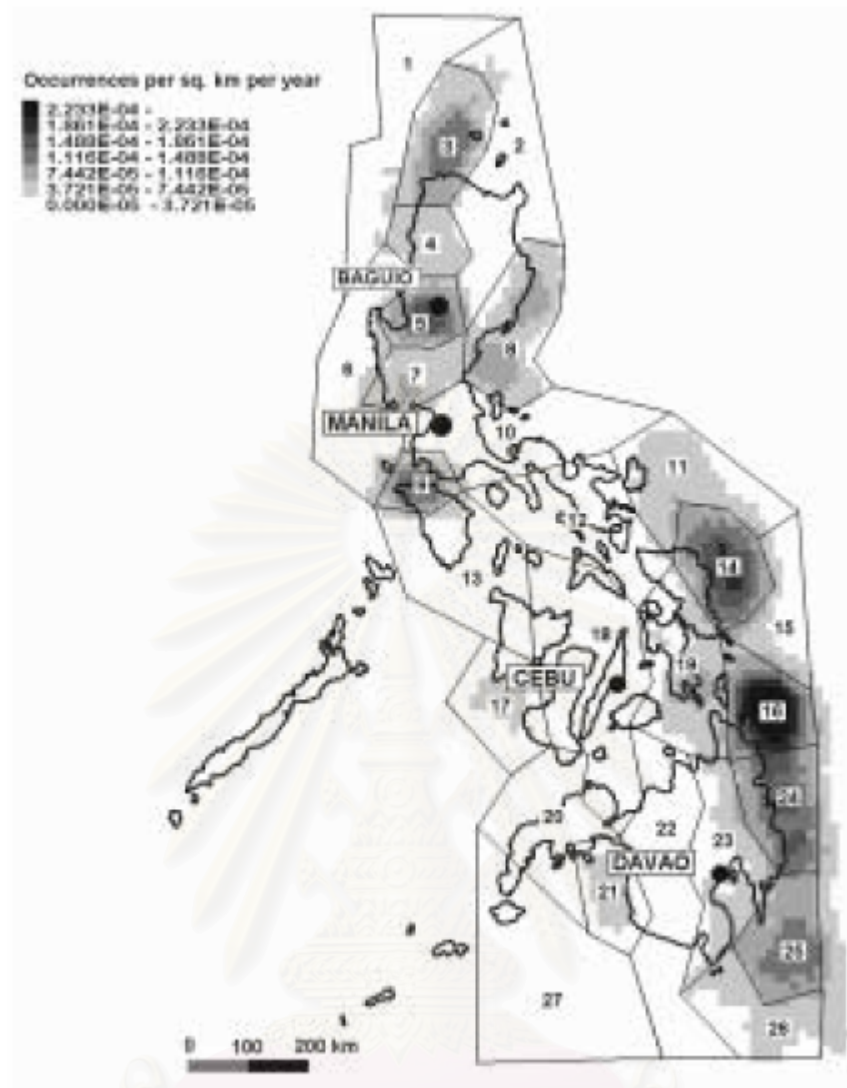
จะเห็นได้ว่าจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่รูปตัด D ถึง H จะมีจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณแนวร่องมะนิลาโดยส่วนใหญ่จะอยู่ที่ระดับความลึก 25 - 50 กิโลเมตร มุมเทจะมีค่าประมาณ 30 องศา

### 3.1.2 การแบ่งโซนแผ่นดินไหว

การวิเคราะห์เกี่ยวกับการเกิดแผ่นดินไหวโดยการแบ่งโซนแผ่นดินไหวที่มีลักษณะของแผ่นดินไหวที่คล้ายกัน ซึ่งการแบ่งจะมีหลายวิธี แต่จากการศึกษาของ Torregosa (2001) ได้ใช้วิธีจำแนกโดยหาจำนวนครั้งที่เกิดแผ่นดินไหวต่อพื้นที่หนึ่งตารางกิโลเมตรต่อปี (Occurrence Rate) ซึ่งสามารถแบ่งโซนแผ่นดินไหวได้เป็น 27 เขต ดังตารางที่ 3.1 และรูปที่ 3.9

ตารางที่ 3.1 คุณสมบัติของโซนแผ่นดินไหวในหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Torregosa, 2001)

Zone	Occurrence rate per sq. km.	b value	Max. Magnitude (Ms)	Area sq. km.
1	1.46E-05	0.940	7.3	46,222
2	1.49E-05	1.056	7.2	56,146
3	6.60E-05	1.571	6.9	30,350
4	2.94E-05	1.458	6.5	15,471
5	6.40E-05	1.431	6.6	15,218
6	1.33E-05	1.093	7.7	49,207
7	4.17E-05	1.215	7.8	16,097
8	5.96E-05	1.792	7.0	36,812
9	1.35E-04	1.489	7.7	12,770
10	6.37E-06	0.598	7.6	52,699
11	2.04E-05	1.217	7.1	40,324
12	1.23E-05	0.743	7.4	50,285
13	1.96E-05	1.043	8.3	51,934
14	8.10E-05	1.072	7.3	28,801
15	1.51E-05	1.939	6.0	23,956
16	1.38E-04	1.453	7.7	25,913
17	1.41E-05	1.353	6.3	28,149
18	6.28E-06	1.330	6.7	75,851
19	3.50E-05	1.210	7.0	43,450
20	1.17E-05	0.888	7.3	40,179
21	3.36E-05	1.074	7.9	20,630
22	1.26E-05	1.130	7.3	60,709
23	3.46E-05	1.429	7.4	38,975
24	1.04E-04	1.274	7.7	28,658
25	1.23E-04	1.301	7.3	28,074
26	3.24E-05	0.880	7.9	29,076
27	3.33E-06	1.111	6.5	89,574



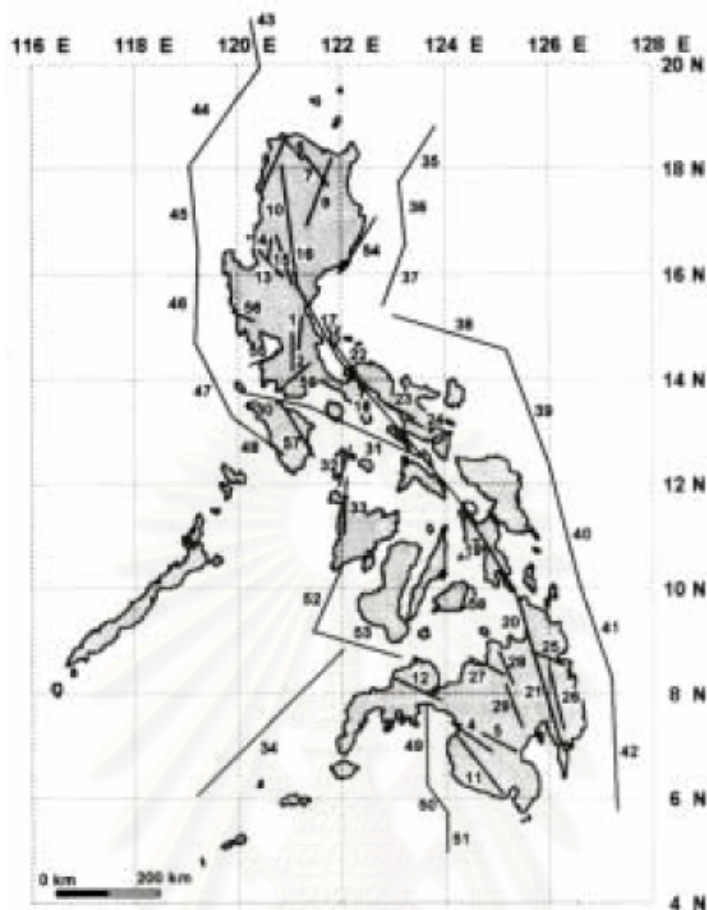
รูปที่ 3.9 แสดงโซนแผ่นดินไหวในหมู่เกาะฟิลิปปินส์(Torregosa, 2001)

### 3.1.2 การจำแนกรอยเลื่อน

Torregosa (2001) ได้รวบรวมผลการศึกษาของ Acharya (1980a), Knittel(1988), Barrier, และคณะ(1991)และ Sajona และคณะ (1993) ซึ่งจำแนกรอยเลื่อนที่ยังมีการเคลื่อนตัวได้ 59 รอยเลื่อน ดังตารางที่ 3.2 และรูปที่ 3.10

ตารางที่ 3.2 การจำแนกรอยเลื่อนในหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Torregosa, 2001)

Segment number	Fault	Length (km)	Rupture length (km)	Max expected magnitude	Occurrence rate per year
1	Marikina fault segment 1	70	35.2	6.3	1.82E-03
2	Marikina fault segment 2	80	40.1	6.4	1.43E-03
3	Marikina fault segment 3	80	40.1	6.4	1.43E-03
4	Cotabato fault segment 1	87	43.3	6.4	1.43E-03
5	Cotabato fault segment 2	108	54.0	6.6	1.11E-03
6	Abra1	144	71.8	6.8	8.33E-04
7	Abra2	144	71.8	6.8	8.33E-04
8	Abra3	128	64.0	6.7	1.00E-03
9	Abra4	152	75.9	6.9	5.56E-04
10	Abra5	144	71.9	6.8	8.33E-04
11	Mindanao1	168	84.1	6.9	5.56E-04
12	Mindanao2	116	57.8	6.7	1.00E-03
13	Phil. FaultLuzon 1	77	38.5	6.3	1.82E-03
14	Phil. Fault Luzon 2	50	25.0	6.0	2.50E-03
15	Phil. Fault Luzon 3	113	56.4	6.6	1.11E-03
16	Phil. Fault Luzon 4	119	59.7	6.7	1.00E-03
17 - 21	Phil. Fault	1127	330.0	8.0	5.00E-03
22	Phil. Fault Bicol segment 1	122	60.9	6.7	1.00E-03
23	Phil. Fault Bicol segment 2	70	35.1	6.3	1.82E-03
24	Phil. Fault Bicol segment 3	51	25.7	6.0	2.50E-03
25	Phil. Fault Surigao segment	75	37.6	6.3	1.82E-03
26	Phil. Fault Davao segment	143	71.5	6.8	8.33E-04
27	Cental Mindanao Fault segment 1	92	46.1	6.5	1.25E-03
28	Cental Mindanao Fault segment 2	73	36.3	6.3	1.82E-03
29	Cental Mindanao Fault segment 3	95	47.6	6.5	1.25E-03
30	Lubang/Verde Passage Fault	152	75.8	6.9	5.56E-04
31	Sibuyan Sea Fault	240	120.2	7.2	5.00E-04
32	Tablas Fault1	107	53.7	6.6	1.11E-03
33	Tablas Fault2	121	60.5	6.7	1.00E-03
34	Sulu Trench	535	118.7	7.2	6.67E-04
35 - 38	East Luzon trench	530	117.2	7.2	6.67E-03
39 - 42	Philippine Trench	1258	388.2	8.1	6.67E-03
43 - 48	Manila Trench	1042	294.5	7.9	5.00E-03
49 - 51	Cotabato Trench	320	62.7	6.7	1.00E-03
52 - 53	Negros Trench	336	66.5	6.8	8.33E-04
54	Casigura Fault	134	66.8	6.8	8.33E-04
55	Manila Bay Fracture Zone	59	29.6	6.1	2.50E-04
56	Iba Fracture ZoneAcharya	50	25.0	6.0	2.86E-04
57	Mindoro fault	114	56.8	6.6	1.11E-03
58	Bohol fault	52	25.8	6.0	2.50E-03
59	Taal Fracture Zone	85	42.7	6.4	1.43E-04



รูปที่ 3.10 การจำแนกรอยเลื่อนในหมู่เกาะฟิลิปปินส์ (Torregosa, 2001)

### 3.2 การคำนวณคาบการกลับของแผ่นดินไหวบริเวณของฟิลิปปินส์

คาบการกลับของแผ่นดินไหว (Return Period) เป็นตัวเลขบ่งชี้ความน่าจะเป็นที่จะเกิดแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ซึ่งจะช่วยเป็นแนวทางในการพิจารณาเลือกขนาดแผ่นดินไหวที่จะพิจารณาในการวิเคราะห์การจำลองสึนามิ โดยใช้หลักการของ Gutenberg-Richter ในการหาความสัมพันธ์ของขนาดแผ่นดินไหว กับ อัตราการเกิดขึ้นในแต่ละปี แสดงเป็นสมการดังนี้

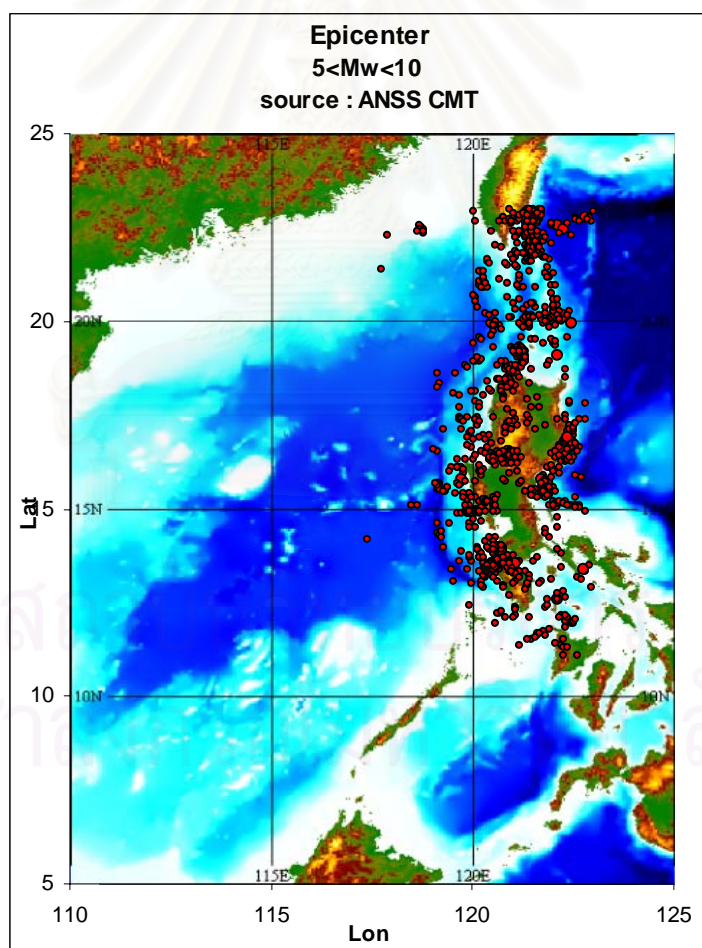
$$\log N = a - bM \quad (3.1)$$

เมื่อ	$M$	คือ	ขนาดของแผ่นดินไหว
	$N$	คือ	จำนวนครั้งการเกิดแผ่นดินไหวที่มีขนาดมากกว่า $M$
	$a, b$	คือ	ค่าคงที่ของสมการ

ในการศึกษาการกลับแผ่นดินไหว บริเวณหมู่เกาะของประเทศฟิลิปปินส์ เพิ่มเติมจากการศึกษาที่ผ่านมา ได้ใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวจาก ANSS (Advanced National Seismic System) ซึ่งเป็นแหล่งข้อมูลที่มีการบันทึกการเกิดแผ่นดินไหวบริเวณฟิลิปปินส์ได้จำนวนมาก และแสดงลักษณะของแผ่นดินไหวไว้ครบถ้วน ถือว่าเป็นแหล่งข้อมูลที่ดีพอสำหรับใช้ในการวิเคราะห์ซึ่งข้อมูลที่ใช้จะใช้อินโฟร์เมชันที่มีขนาดแผ่นดินไหว มากกว่า 5.0 ขึ้นไป ตั้งแต่ปี 1963 ถึง 2006 มีจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่พิจารณา แสดงดังรูปที่ 3.11 จากการวิเคราะห์จะได้สมการ

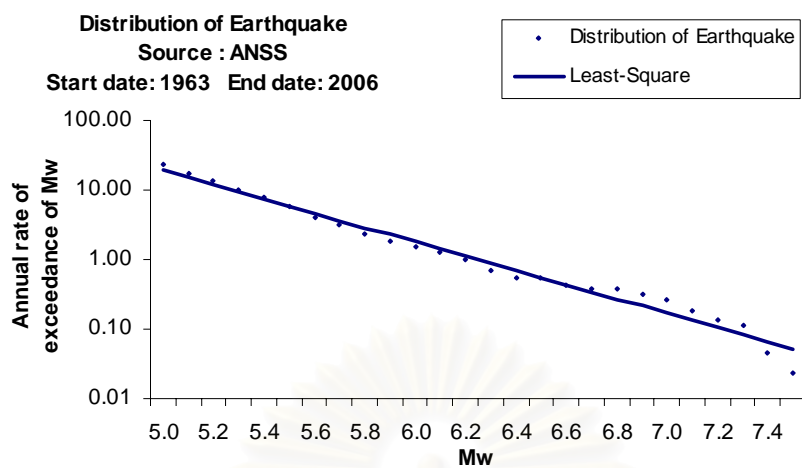
$$\log N = 6.410 - 1.026M \quad (3.2)$$

และแสดงผลได้ดังรูปที่ 3.12 และ 3.13 จากการวิเคราะห์ได้คาบการกลับของแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ ดังตารางที่ 3.3

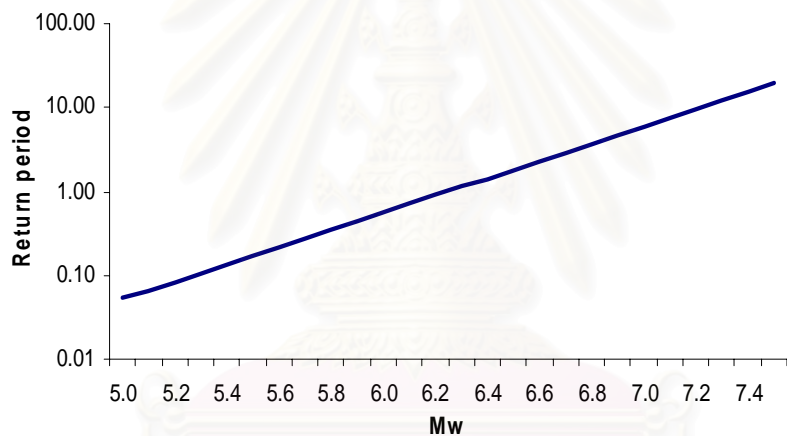


รูปที่ 3.11 จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวที่เกิดบริเวณหมู่เกาะฟิลิปปินส์ตั้งแต่ปี ค.ศ.1963 ถึง 2006 (ANSS)





รูปที่ 3.15 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการเกิดแผ่นดินไหวต่อปีกับขนาด



รูปที่ 3.16 ความสัมพันธ์ระหว่างคาบการกลับของแผ่นดินไหวกับขนาด

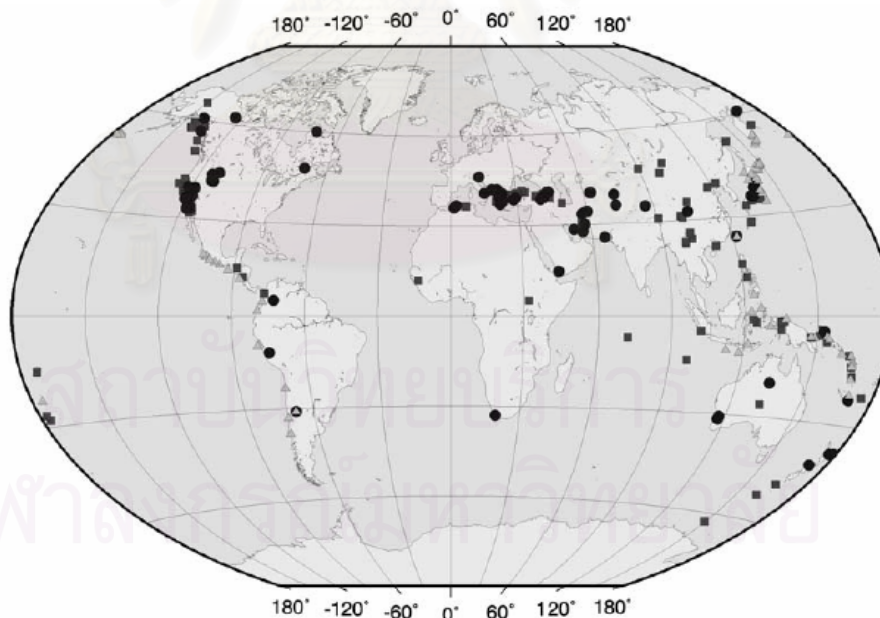
ตารางที่ 3.3 คาบการกลับของแผ่นดินไหว

ขนาด (Mw)	คาบการกลับ (ปี)
7.0	6
7.5	19
8.0	63
8.5	205
9.0	667

### 3.3 การหาขนาดของพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน

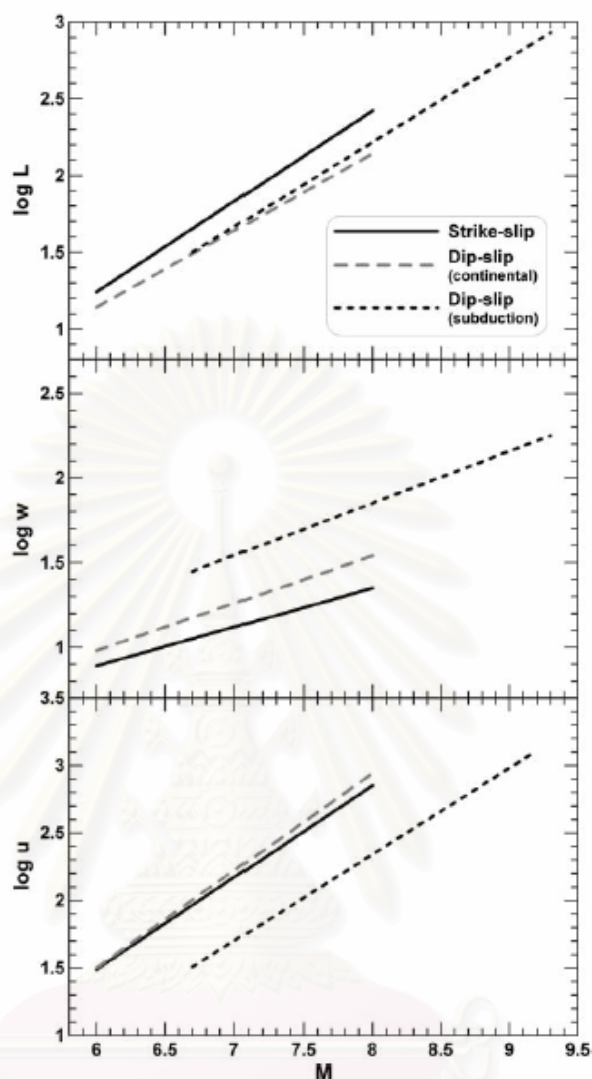
เป็นที่ทราบดีว่าแผ่นดินไหวเกิดจากการเคลื่อนตัวของรอยเลื่อนในเปลือกโลก ขนาดของแผ่นดินไหว ( $M$ ) ที่บ่งชี้ถึงพลังงานที่ถูกปลดปล่อยจากจุดศูนย์กลางจึงมีความสัมพันธ์โดยตรงกับความยาวของรอยเลื่อน ( $L$ ), ความกว้างของรอยเลื่อน ( $W$ ), พื้นที่ของรอยเลื่อน ( $A$ ) และระยะเคลื่อนที่ของรอยเลื่อน ( $D$ ) ซึ่งได้มีผู้ที่เสนอสมการความสัมพันธ์ดังกล่าวไว้ เช่น Papazachos และคณะ (2004), Somerville และคณะ (2002) และสมการที่สำนักงานอุตุนิยมวิทยาแห่งประเทศญี่ปุ่น (Japan Meteorological Agency, JMA) ใช้เพื่อประมาณขนาดของรอยเลื่อนจากขนาดของแผ่นดินไหว

Papazachos และคณะ(2004) ได้ศึกษาขนาดของรอยเลื่อน 3 แบบ คือ แบบแนวระดับ, แบบมุมเท และแบบมุมเทบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวทั้งหมด 256 ครั้ง ซึ่ง 72 ครั้ง เป็นการเกิดแผ่นดินไหวแบบมุมเทบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก และเป็นบริเวณที่รวมแนวร่องมะนิลาด้วย ดังรูปที่ 3.17 สัญลักษณ์ สีเหลี่ยม, วงกลม และ สามเหลี่ยม แทนรอยเลื่อนแบบแนวระดับ,แบบมุมเท และแบบมุมเทบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลกตามลำดับ



รูปที่ 3.17 จุดกำเนิดแผ่นดินไหว ที่ใช้ในการวิเคราะห์ (Papazachos และคณะ, 2004)

จากผลการวิเคราะห์ของ Papazachos และคณะ (2004) จะได้ความสัมพันธ์ต่างๆดังรูปที่ 3.18



รูปที่ 3.18 ความสัมพันธ์ของขนาดแผ่นดินไหวจากการวิเคราะห์ (Papazachos และคณะ, 2004)

ดังนั้นจึงได้เสนอสมการหาขนาดรอยเลื่อนที่เกิดจากแผ่นดินไหวบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก ดังนี้

$$\text{ความยาวรอยเลื่อน (กิโลเมตร)} \quad \log L = 0.55M - 2.19 \quad , 6.7 \leq M \leq 9.3 \quad (3.3)$$

$$\text{ความกว้างรอยเลื่อน (กิโลเมตร)} \quad \log W = 0.31M - 0.63 \quad , 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3.4)$$

$$\text{พื้นที่รอยเลื่อน (กิโลเมตร)} \quad \log A = 0.86M - 2.82 \quad , 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3.5)$$

$$\text{ระยะรอยเลื่อนเคลื่อนที่ (เซนติเมตร)} \quad \log D = 0.64M - 2.78 \quad , 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3.6)$$

Somerville และคณะ(2002) ได้ศึกษาเปรียบเทียบลักษณะรอยเลื่อนที่เกิดจากแผ่นดินไหวบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก กับแผ่นดินไหวบนเปลือกโลก และได้ความแตกต่างหลักๆ ขึ้นอยู่กับขนาดพื้นที่ของรอยเลื่อน โดยเฉลี่ยพื้นที่ของรอยเลื่อนบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลกจะมีขนาดเป็น

สองเท่าหรือมากกว่า พื้นที่ของรอยเลื่อนบริเวณเปลือกโลก ที่ขนาดแผ่นดินไหวขนาดเดียวกัน โดยใช้ ข้อมูลแผ่นดินไหวจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลกดังตารางที่ 3.4 และเสนอ ผลการวิเคราะห์ดังตารางที่ 3.5 และ 3.6

ตารางที่ 3.4 ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ใช้ในการวิเคราะห์ (Somerville และคณะ, 2002)

Earthquake	Date	$M_0$ $\times 10^{22}$ dyne.cm	$M_w$	Overall Slip Duration (sec)	Rise Time from max. slip velocity (sec)	Rupture Velocity (km/sec)
Valparaiso	1985.3.3	150	8.1	14	2.85	3.0
Michoacan	1985.9.19	150	8.1	5	3.88	2.6
Peru	1974.10.3	120	8.0	11	7.0	3.0
Hokkaido nansei	1993.11.12	34	7.65	5	2.41	3.0
Petatan	1979.3.14	15	7.4	5	2.5	3.3
Zihuatanejo	1985.9.21	13.5	7.4	>1#	(>1)*	2.6
Playa Azul	1981.10.25	7.14	7.2	>1#	(>1)*	2.6
Peru	1974.11.9	5.4	7.1	2	1.25	3.0
Tonankai	1944.12.12	100	8.0	15	13.13	3.0
Kanto	1923.9.1	75	7.9	8	8.73	3.0

#minimum rise time value \* only one time window

Earthquake	depth of Top (km)	depth of Hinge (km)	depth of Bottom (km)	strike	dip	rake	slip model reference
Valparaiso	6.6	26	71	5 5	15 30	90 110	Mendoza et al., 1994
Michoacan	6	-	40	300	14	var	Mendoza & Hartzell, 1989
Peru	1.2	22	50	350	11	92.5	Hartzell & Langer, 1993
Hokkaido - nansei	5 2	-	40 37	20 340	30 30	100 90	Mendoza & Fukuyama, 1996
Petatan	3	-	25	293	14	87	Mendoza, 1995
Zihuatanejo	12	-	26	300	14	90	Mendoza, 1993
Playa Azul	6	-	20	300	14	90	Mendoza, 1993
Peru	6.1	-	21.4	350	11	92.5	Hartzell & Langer, 1993
Tonankai	2.0	-	40	235	20	var	Ichinose et al., 2001
Kanto	2.0	-	31.6	290	25	var	Wald et al., 1995

ตารางที่ 3.5 สมการที่ได้จากการวิเคราะห์ (Somerville และคณะ, 2002)

Rupture Area vs. Seismic Moment:	$A = C1 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$
Average Slip vs. Seismic Moment:	$D = C2 \times 10^{-8} \times M_0^{1/3}$
Combined Area of Asperities vs. Seismic Moment:	$A_a = C3 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$
Area of Largest Asperity vs. Seismic Moment:	$A_1 \text{ (km}^2\text{)} = C4 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$
Radius of Largest Asperity vs. Seismic Moment:	$r_1 \text{ (km)} = C5 \times 10^{-8} \times M_0^{1/3}$
Average Number of Asperities	C6
Area of Fault Covered by Asperities	C7
Average Asperity Slip Contrast:	C8
Hypocentral Distance to Center of Closest Asperity Vs.Moment:	$R_A = C9 \times 10^{-8} \times M_0^{1/3}$
Overall Slip Duration vs. Seismic Moment:	$T_S = C10 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3}$
Rise Time from Maximum Slip Velocity vs Seismic Moment	$T_R = C11 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3}$

ตารางที่ 3.6 เปรียบเทียบข้อมูลลักษณะแผ่นดินไหวบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก กับแผ่นดินไหวบนเปลือกโลก (Somerville และคณะ, 2002)

No.	Parameter	Subduction	Crustal	Subduction/ Crustal	Relationship of Subduction to Crustal
C1	Rupture Area	5.20	2.23	2.33	Larger
C2	Average Slip	5.30	15.6	0.34	Smaller
C3	Combined Area of Asperities	1.21	0.50	2.42	Larger
C4	Area of Largest Asperity	8.87	3.64	2.44	Larger
C5	Radius of Largest Asperity	1.68	1.08	1.56	Larger
C6	Number of Asperities	2.4	2.6	0.92	Similar
C7	Fraction of Fault Covered by Asperities	0.25	0.22	1.14	Similar
C8	Asperity Slip Contrast	2.13	2.01	1.06	Similar
C9	Hypocentral Distance to Asperity	1.76	1.35	1.30	Similar
C10	Slip Duration	3.62	2.03	1.78	Larger
C11	Rise Time	1.79	1.76	1.02	Similar

The Japan Meteorological Agency (JMA) เป็นหน่วยงานทางอุตุนิยมวิทยาของประเทศญี่ปุ่น ได้ใช้แบบจำลองการหาขนาดรอยเลื่อน ซึ่งใช้ในการจำลองสึนามิบริเวณประเทศญี่ปุ่นที่เกิดจากแผ่นดินไหวบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก ดังนี้

$$\text{ความยาวรอยเลื่อน (กิโลเมตร)} \quad \log L = 0.5M - 1.9 \quad (3.7)$$

$$\text{ความกว้างรอยเลื่อน (กิโลเมตร)} \quad \log W = 0.5M - 2.2 \quad (3.8)$$

$$\text{ระยะรอยเลื่อนเคลื่อนที่ (เมตร)} \quad \log D = 0.5M - 3.2 \quad (3.9)$$

สรุปสมการประมาณค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ของรอยเลื่อนที่เกิดขึ้นบริเวณที่เป็นเขตมุดตัวของเปลือกโลกดังตารางที่ 3.7

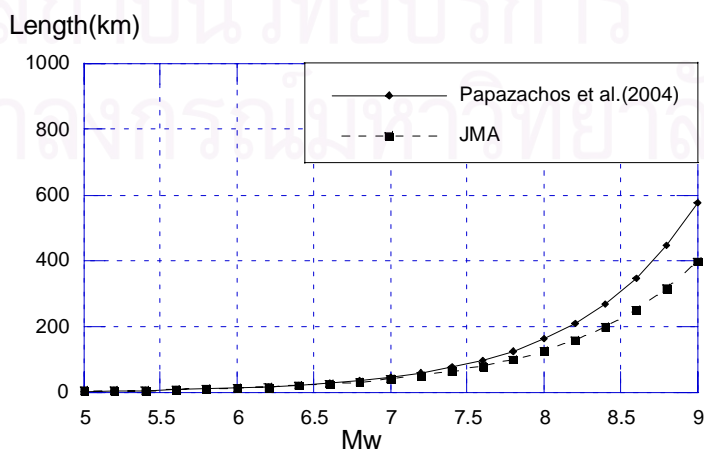
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ตารางที่ 3.7 สมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่างขนาดของแผ่นดินไหวกับขนาดของรอยเลื่อน

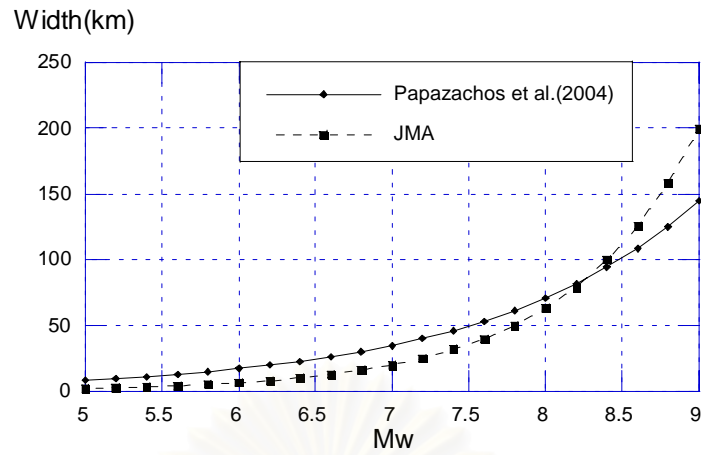
	Papazachos และคณะ (2004)	Somerville และคณะ (2002)	JMA
ความยาว $L$ ( km )	$\log L = 0.55M - 2.19$ $6.7 \leq M \leq 9.3$	-	$\log L = 0.5M - 1.9$
ความกว้าง $W$ ( km )	$\log W = 0.31M - 0.63$ $6.7 \leq M \leq 9.2$	-	$\log W = 0.5M - 2.2$
พื้นที่ $A$ ( km <sup>2</sup> )	$\log A = 0.86M - 2.82$ $6.7 \leq M \leq 9.2$	$A = 5.20 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$ $7.1 \leq M \leq 8.1$	-
ระยะเลื่อน $D$ ( cm )	$\log D = 0.64M - 2.78$ $6.7 \leq M \leq 9.2$	$D = 5.30 \times 10^{-8} \times M_0^{1/3}$ $7.1 \leq M \leq 8.1$	$\log(D/100) = 0.5M - 3.2$

$$M = 2/3(\log M_0 - 16.1) \quad (3.10)$$

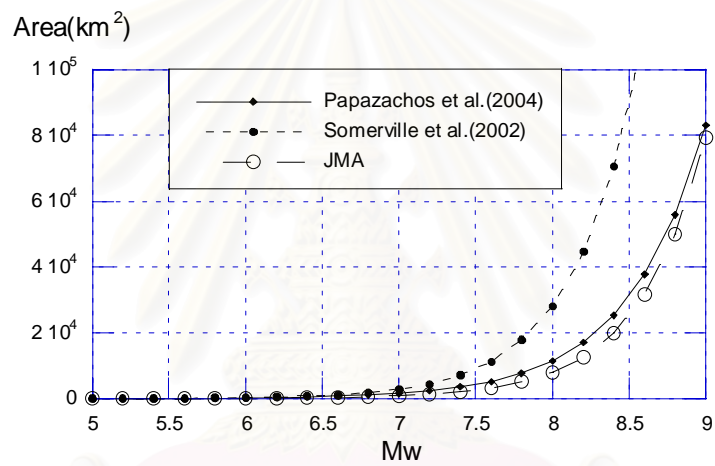
รูปที่ 3.19 – 3.22 แสดงความแตกต่างของสมการทั้งสามในการประมาณขนาดของรอยเลื่อน จะเห็นว่าความแตกต่างมีน้อยเมื่อแผ่นดินไหวมีขนาดน้อยกว่า 7.5 และมีความแตกต่างมากขึ้นเมื่อขนาดใหญ่ขึ้น โดยสมการของ Somerville และคณะ (2002) ให้ค่าที่สูงแตกต่างออกไป ในการศึกษานี้ ได้ใช้สมการของ Papazachos และคณะ (2004) เพื่อประมาณขนาดของรอยเลื่อนจากขนาดของแผ่นดินไหว เนื่องจากสมการดังกล่าวได้ถูกพัฒนามาโดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวที่เป็นแผ่นดินไหวแบบมุดตัว (Subduction Earthquake) ซึ่งสอดคล้องกับลักษณะของแผ่นดินไหวที่ทำให้เกิดสึนามิ และสรุปค่าได้ตามตารางที่ 3.8



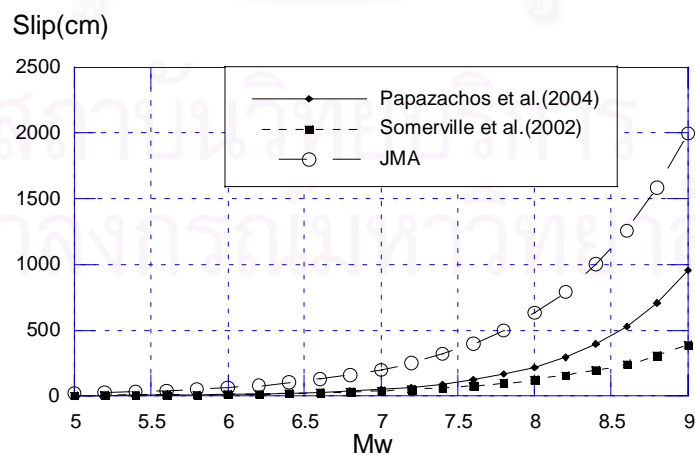
รูปที่ 3.19 ความสัมพันธ์ระหว่างความยาวของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว



รูปที่ 3.20 ความสัมพันธ์ระหว่างความกว้างของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว



รูปที่ 3.21 ความสัมพันธ์ระหว่างพื้นที่ของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว



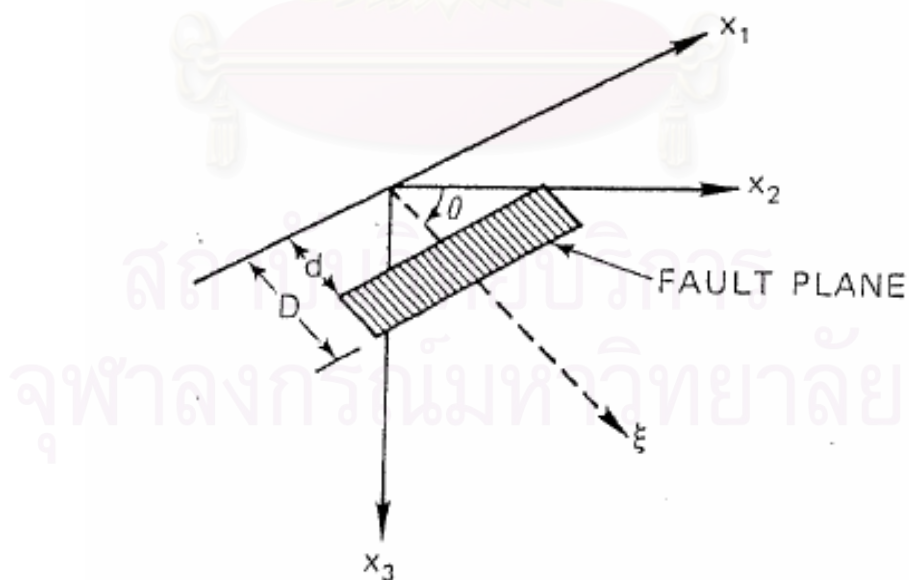
รูปที่ 3.22 ความสัมพันธ์ระหว่างระยะเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนกับขนาดแผ่นดินไหว

ตารางที่ 3.8 พารามิเตอร์ของรอยเลื่อนตามสมการของ Papazachos และคณะ (2004)

Papazachos และคณะ(2004)				
Mw	L	Area	W	D
(richter)	(km)	(km <sup>2</sup> )	(km)	(m)
5.0	3	30	8	0.1
5.5	7	81	12	0.1
6.0	13	219	17	0.1
6.5	24	589	24	0.2
7.0	46	1585	35	0.5
7.5	86	4266	49	1.0
8.0	162	11481	71	2.2
8.5	305	30903	102	4.5
9.0	575	83176	145	9.5

### 3.4 การคำนวณหาขนาดการยกตัวของพื้นทะเล

การหาขนาดของการยกตัวที่จะใช้ในการหาค่าเริ่มต้นของความสูงคลื่นที่เป็นตัวกระตุ้นทำให้เกิดสึนามินั้น โดยทั่วไปจะใช้หลักการการของ Mansinha และ Smylie (1971) ซึ่งได้เสนอสมการหลักดังนี้



รูปที่ 3.23 ลักษณะรอยเลื่อนและตำแหน่งอ้างอิง (Mansinha และ Smylie, 1971)



1. ระยะยกตัวสำหรับการเคลื่อนที่แบบรอยเลื่อนตามแนวระดับ (Strike-slip)

$$\begin{aligned}
 12\pi \frac{u_3}{U_1} = & \cos \theta \left[ \ln(R + r_3 - \xi) + (1 + 3 \tan^2 \theta) \ln(Q + q_3 + \xi) - 3 \tan \theta \sec \theta \ln(Q + x_3 + \xi_3) \right] \\
 & + \frac{2r_2 \sin \theta}{R} + 2 \sin \theta \frac{(q_2 + x_2 \sin \theta)}{Q} - \frac{2r^2 \cos \theta}{R(R + r_3 - \xi)} \\
 & + \frac{4q_2 x_3 \sin^2 \theta - 2(q_2 + x_2 \sin \theta)(x_3 + q_3 \sin \theta)}{Q(Q + q_3 + \xi)} \\
 & + 4q_2 x_3 \sin \theta \frac{[(x_3 + \xi_3) - q_3 \sin \theta]}{Q^3} - 4q_2^2 q_3 x_3 \cos \theta \sin \theta \frac{(2Q + q_3 + \xi)}{Q^3 (Q + q_3 + \xi)^2}
 \end{aligned} \tag{3.12}$$

2. ระยะยกตัวสำหรับการเคลื่อนที่แบบรอยเลื่อนแยกตามมุมเท (Dip-slip)

$$\begin{aligned}
 12\pi \frac{u_3}{U} = & \sin \theta \left[ (x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{2(x_3 - \xi_3)}{R(R + x_1 - \xi_1)} + 4 \frac{(x_3 - \xi_3)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} \right. \right. \\
 & \left. \left. - 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \left( \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3 (Q + x_1 - \xi_1)^2} \right) \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 Q} \right\} \right] \\
 & + \cos \theta \left[ \ln(R + x_1 - \xi_1) - \ln(Q + x_1 - \xi_1) - 2 \frac{(x_3 - \xi_3)^2}{R(R + x_1 - \xi_1)} \right. \\
 & \left. - 4 \frac{\{(x_3 + \xi_3)^2 - \xi_3 x_3\}}{Q(Q + x_1 + \xi_1)} + 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)^2 \left( \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3 (Q + x_1 - \xi_1)^2} \right) \right] \\
 & + 6x_3 \left[ \cos \theta \sin \theta \left\{ \frac{2(q_3 + \xi)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} + \frac{x_1 - \xi_1}{Q(Q + q_3 + \xi)} - q_2 \frac{(\sin^2 \theta - \cos^2 \theta)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} \right\} \right]
 \end{aligned} \tag{3.13}$$

$$R = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2} \tag{3.14}$$

$$Q = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2} \tag{3.15}$$

$$r_2 = x_2 \sin \theta - x_3 \cos \theta, \quad q_2 = x_2 \sin \theta + x_3 \cos \theta \tag{3.16}$$

$$r_3 = x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta, \quad q_3 = -x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta \tag{3.17}$$

เมื่อ

$u_3$  คือ ระยะยกตัวในแนวตั้งที่พิกัด  $(x_1, x_2, x_3)$

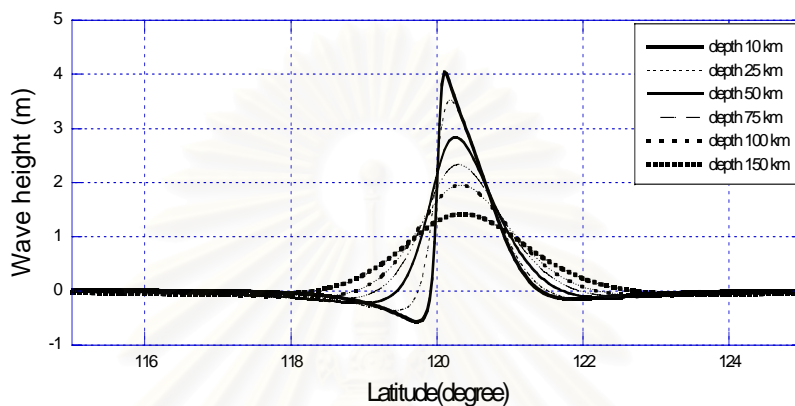
$U_1$  คือ ระยะเคลื่อนที่ในแนว  $x_1$

$U$  คือ ระยะเคลื่อนที่ในแนว  $\xi$

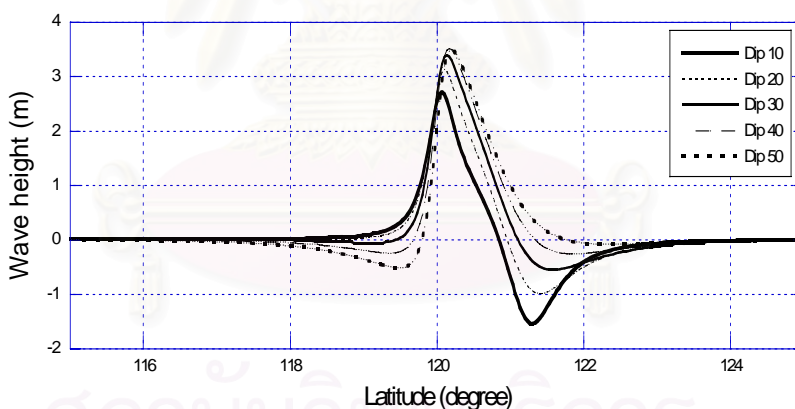
$\theta$  คือ มุมเท ของรอยเลื่อน

$\xi_1, \xi_2, \xi_3$  คือ จุดที่แรงกระทำในระนาบรอยเลื่อน

จากการทดสอบหาค่าความสัมพันธ์ของขนาดแผ่นดินไหว 8.8 โดยใช้สมการของ Papazachos และคณะ (2004) ในการประมาณค่าพารามิเตอร์ต่างๆ จะได้ความยาวของรอยเลื่อนเท่ากับ 446 กิโลเมตร และความกว้างของรอยเลื่อนเท่ากับ 125 กิโลเมตร เปรียบเทียบ มุมดิพเท่ากับ 45 องศา และ จุดกำเนิดที่ความลึกต่างๆ ดังรูป 3.24 และ เปรียบเทียบ จุดกำเนิดที่ความลึก 25 กิโลเมตร และ มุมต่างๆ จะได้ผลดังรูป 3.25



รูปที่ 3.24 เปรียบเทียบมุมเทเท่ากับ 45 องศา และ จุดกำเนิดที่ความลึกต่างๆ



รูปที่ 3.25 เปรียบเทียบ จุดกำเนิดที่ความลึก 25 กิโลเมตร และ มุมต่างๆ

จากการทดสอบจะได้ว่า ขนาดความลึกของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวบริเวณที่ตื้นขึ้นจะมีผลต่อการยกตัวของพื้นทะเลมากกว่า บริเวณที่ลึกๆ ซึ่งจะไม่มีผลมาก เมื่อลึกลงไปเรื่อยๆ ส่วนการเปรียบเทียบมุมที่ระดับความลึกเท่ากัน จะเห็นว่ามุมที่ไม่มีผลต่อความสูงมากเมื่อเทียบกับส่วนที่ยุบตัวลงไปเมื่อมุมน้อยจะทำให้ผิวมีการยุบตัวสูงกว่ามุมเทมากกว่า

ดังนั้นการวิเคราะห์นี้จะใช้ความลึกเท่ากับ 25 กิโลเมตร และมุมเทเท่ากับ 30 องศาซึ่งจะสอดคล้องกับการศึกษาเกี่ยวกับลักษณะรูปร่างของรอยเลื่อนพอดี

### 3.5 การเลือกกำหนดพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน

เนื่องจากการศึกษาแผ่นดินไหวที่เคยเกิดขึ้นในอดีตมีขนาด 7.9 แต่ก็ไม่มีผลอะไรกับบริเวณอ่าวไทย ดังนั้น ในการศึกษานี้จึงเลือกขนาดแผ่นดินไหวที่มีขนาดใหญ่กว่าที่เคยเกิดขึ้นในอดีต ได้พิจารณาแบ่งรูปแบบของรอยเลื่อนจากแผ่นดินไหวขนาดเท่ากับ 9.0, 8.5 และ 8.0 ดังตารางที่ 3.8

ตารางที่ 3.8 ขนาดของพารามิเตอร์ รอยเลื่อนตามขนาดแผ่นดินไหวต่างๆ

ขนาด	ความยาว	พื้นที่	ความกว้าง	ระยะเคลื่อนที่
	(km)	(km <sup>2</sup> )	(km)	(m)
8.0	162	11481	71	2.2
8.5	305	30903	102	4.5
9.0	575	83176	145	9.5

และแบ่งรูปแบบออกเป็น 6 แบบตามขนาดและตำแหน่งของการเกิดรอยเลื่อนออกเป็น 6 รูปแบบ ดังรูป 3.26 ถึง 3.31



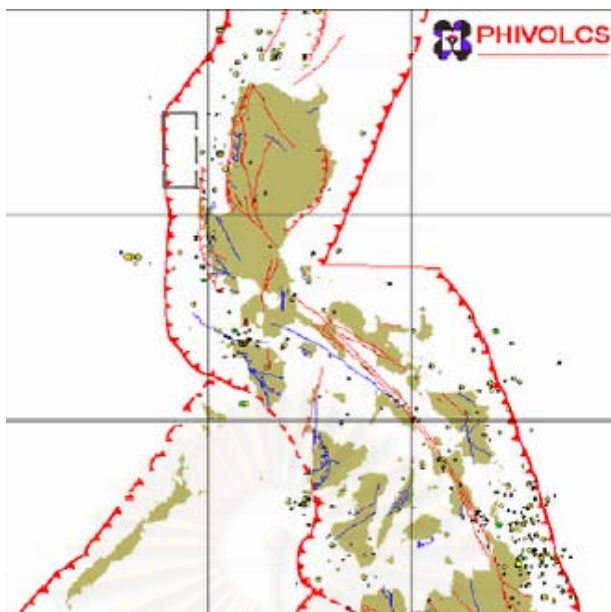
รูปที่ 3.26 รอยเลื่อนแบบที่ 1 (Mw=9.0)



รูปที่ 3.27 รอยเลื่อนแบบที่ 2 (Mw=8.5)



รูปที่ 3.28 รอยเลื่อนแบบที่ 3 (Mw=8.5)



รูปที่ 3.29 รอยเลื่อนแบบที่ 4 (Mw=8.0)



รูปที่ 3.30 รอยเลื่อนแบบที่ 5 (Mw=8.0)



รูปที่ 3.31 รอยเลื่อนแบบที่ 6 ( $M_w=8.0$ )

จากการศึกษาเกี่ยวกับรอยเลื่อน จะเห็นว่าผลที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปร่างของพื้นทะเลมีตัวแปรหลายตัว เช่น ความยาว ( $L$ ), ความกว้าง ( $W$ ), มุมแนวระดับ, มุมเท, มุมเลื่อนถล่ม, ระยะการเคลื่อน ( $D$ ) และควมลึกของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว ในการพิจารณาตัวแปรต้องใช้องค์ประกอบต่างๆ ในการกำหนด เช่น

1. ความยาว ( $L$ ) ความกว้าง ( $W$ ) และ ระยะการเคลื่อนที่ของรอยเลื่อน ( $D$ ) จะใช้สมการการประมาณค่าจากขนาดของแผ่นดินไหวที่จะเกิดขึ้น ( $M$ ) ในที่นี้ได้พิจารณาใช้สมการของ Papazachos และคณะ (2004) ดังตารางที่ 3.8

2. มุมแนวระดับ จะใช้การพิจารณาจาก แนวการวางตัวของรอยเลื่อน จากรูปถ่าย หรือแผนที่ที่แสดงให้เห็นลักษณะแนวรอยเลื่อนอย่างชัดเจน ดังรูป 3.26 ถึง 3.31

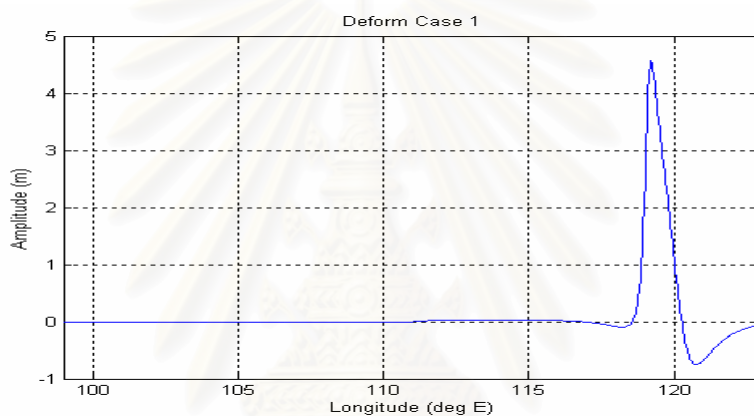
3. มุมเลื่อนถล่ม จากสมการ ของหลักการการของ Mansinha และ Smylie (1971) จะเห็นว่า ถ้ามุมเลื่อนถล่มของรอยเลื่อนมีค่าเท่ากับ 90 องศา จะทำให้มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงในแนวตั้งมากที่สุด ดังนั้น จึงมีการกำหนดมุมเลื่อนถล่มมีค่าเท่ากับ 90 องศา ซึ่งจะให้ค่าการเปลี่ยนแปลงที่วิกฤตที่สุด

4. ความลึกของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว จะใช้การประมาณค่าจากเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นในอดีตว่าแนวโน้มของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว ในอดีตส่วนใหญ่จะอยู่ที่ความลึกประมาณเท่าไร จากรูปตัดก่อนหน้าจะเห็นว่าความลึกของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว บริเวณแนวร่องมะนิลา ส่วนใหญ่จะอยู่ที่ 25 – 50 กิโลเมตร ดังนั้น จึงมีการกำหนดความลึกของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว มีค่าเท่ากับ 25 กิโลเมตรจากพื้นดิน ซึ่งจะเป็นค่าที่เหมาะสมที่สุด

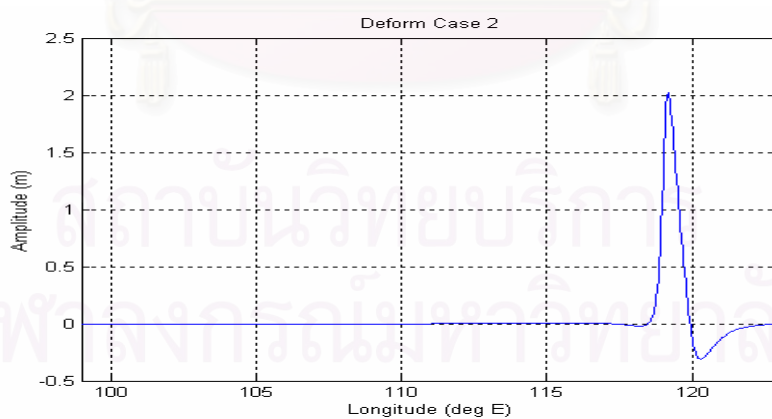
5. มุมเท พิจารณาจากรูปตัดของรอยเลื่อนที่ความน่าจะเป็นไปได้ จากรูปในบทก่อนหน้านีจะเห็นว่ามุมเทบริเวณแนวร่องมะนิลา ที่ระดับความลึก 25-50 กิโลเมตร จะมีค่าประมาณ 30 องศาจากแนวระนาบ

### 3.6 ค่าเริ่มต้นของการเกิดสึนามิ

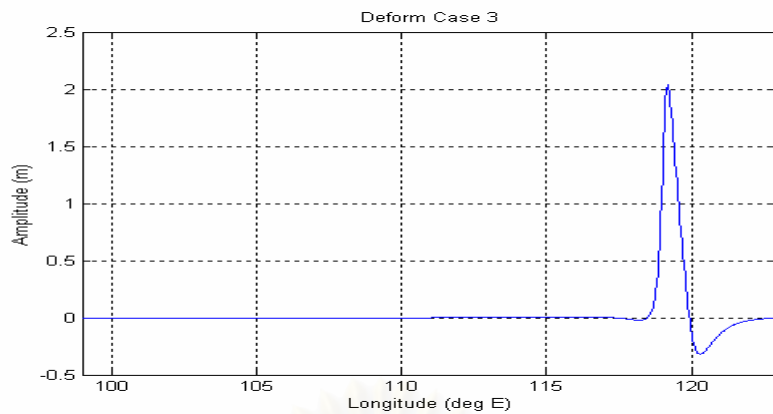
จากการหาค่าพารามิเตอร์ของรอยเลื่อน เราจะสามารถนำไปคำนวณหาค่าเริ่มต้นของการเกิดสึนามิ โดยการใช้สมการการคำนวณของ Mansinha และ Smylie (1971) ก่อนหน้านี้โดยแยกตามรูปแบบของรอยเลื่อนต่างๆ ได้ดังรูปที่ 3.32 ถึง 3.37



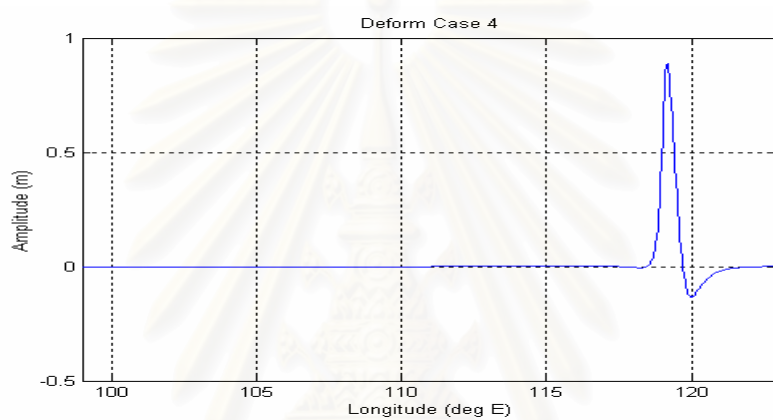
รูปที่ 3.32 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 1 ( $M_w=9.0$ )



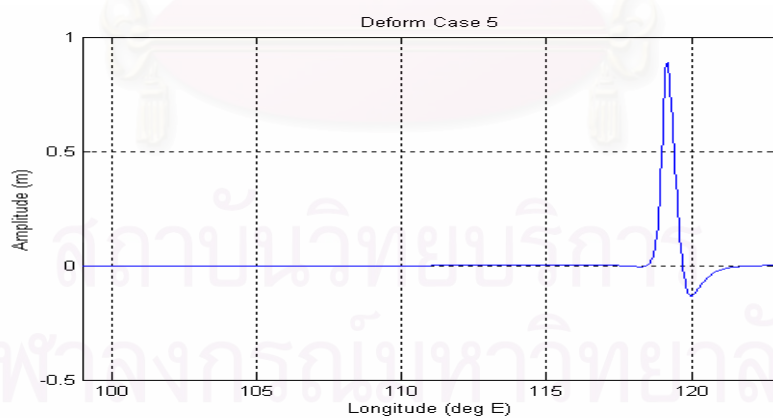
รูปที่ 3.33 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 2 ( $M_w=8.5$ )



รูปที่ 3.34 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 3 ( $M_w=8.5$ )

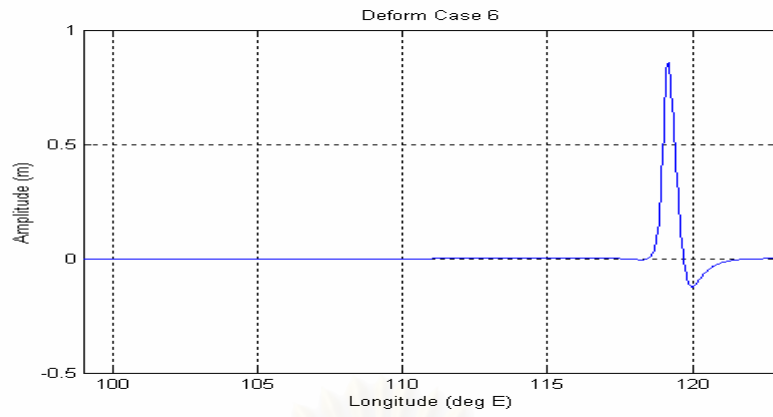


รูปที่ 3.35 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 4 ( $M_w=8.5$ )



รูปที่ 3.36 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 5 ( $M_w=8.0$ )





รูปที่ 3.37 รูปตัดการยกตัวของพื้นเนื่องจากรอยเลื่อนแบบที่ 6 ( $M_w=8.0$ )



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## บทที่ 4

### การวิเคราะห์ผล

ในงานวิจัยนี้ได้พัฒนาโปรแกรมซึ่งเป็นที่ใช้ในการวิเคราะห์เกี่ยวกับคลื่นที่มีความยาวคลื่นหลายๆ เมื่อเทียบกับความลึกของน้ำและมาประยุกต์ใช้กับการจำลองและวิเคราะห์ผลของสึนามิในบริเวณอ่าวไทย เช่น ความเร็วของกระแสน้ำ, ความสูงคลื่นสูงสุด และ ระยะเวลาในการเดินทางของคลื่น

สึนามิเป็นคลื่นที่มีความยาวคลื่นมากเมื่อเทียบกับความลึก ทำให้ความเร่งของอนุภาคน้ำมีค่าใกล้เคียงกับความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก ทำให้ผลของความสูงคลื่นที่เพิ่มขึ้นมีลักษณะเป็นเหมือนแรงดันเนื่องจากน้ำหนักของน้ำที่สูงขึ้นเป็นแรงทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอนุภาคน้ำ และทำให้ลักษณะการเคลื่อนที่ของอนุภาคน้ำมีความโค้งน้อยมาก เมื่อเทียบกับอนุภาคของคลื่นชนิดอื่นๆ จากสาเหตุดังกล่าวจึงเป็นผลให้การวิเคราะห์ สามารถที่จะไม่คิดผลของการเคลื่อนที่อนุภาคน้ำในแนวตั้ง และสมมติให้ความเร็วของอนุภาคน้ำมีค่าเท่ากับตลอดความลึก

เงื่อนไขและกระบวนการ ในการคำนวณของโปรแกรมที่ใช้คำนวณจะไม่คิดการเคลื่อนที่ขึ้นบนบกของน้ำ จะมีการกำหนดให้น้ำสะท้อนกลับหมดเมื่อคลื่นกระทบชายฝั่ง และน้ำไหลออกได้อย่างอิสระเมื่อบริเวณขอบพื้นที่ที่คำนวณเป็นพื้นทะเล ในการคำนวณจะแยกเป็น 2 แบบ ซึ่งทำการคำนวณแบบควบคู่ขนานกันไป โดยมีการรับส่งข้อมูลหากันในช่วงเวลาแต่ละขั้นที่คำนวณ คือ

1.การวิเคราะห์สึนามิบริเวณกว้าง ใช้หลักการของทฤษฎีคลื่นยาวแบบเชิงเส้นในพิกัดทรงกลม สำหรับบริเวณทะเลจีนใต้ โดยมีเงื่อนไขดังนี้

- ไม่คิดผลของแรงเสียดทานของท้องน้ำ
- คิดผลของแรงที่เกิดจากการหมุนตัวของโลก
- มีการสะท้อนกลับหมดของมวลน้ำเมื่อคลื่นกระทบชายฝั่ง

2.การวิเคราะห์สึนามิบริเวณแคบ ใช้หลักการของทฤษฎีคลื่นยาวแบบไม่เชิงเส้นในพิกัดคาร์ทีเซียนสำหรับบริเวณอ่าวไทย โดยมีเงื่อนไขดังนี้

- ซึ่งมีแรงเสียดทานของผิวท้องทะเล
- ไม่มีคิดผลของแรงที่เกิดจากการหมุนตัวของโลก
- มีการสะท้อนกลับหมดของมวลน้ำเมื่อคลื่นกระทบชายฝั่ง

-การคำนวณหาความเร็วกระแสน้ำจะพิจารณาเฉพาะบริเวณที่มีความลึกที่ตื้นกว่า 15 เมตรขึ้นไป ทั้งนี้เนื่องจากหลีกเลี่ยงการความไม่คงที่เชิงตัวเลข

วัตถุประสงค์หลักของการวิเคราะห์ คือ การวิเคราะห์ผลกระทบของสึนามิต่อโครงสร้างกลางกลางทะเลบริเวณอ่าวไทย โดยมีวัตถุประสงค์ย่อยดังต่อไปนี้

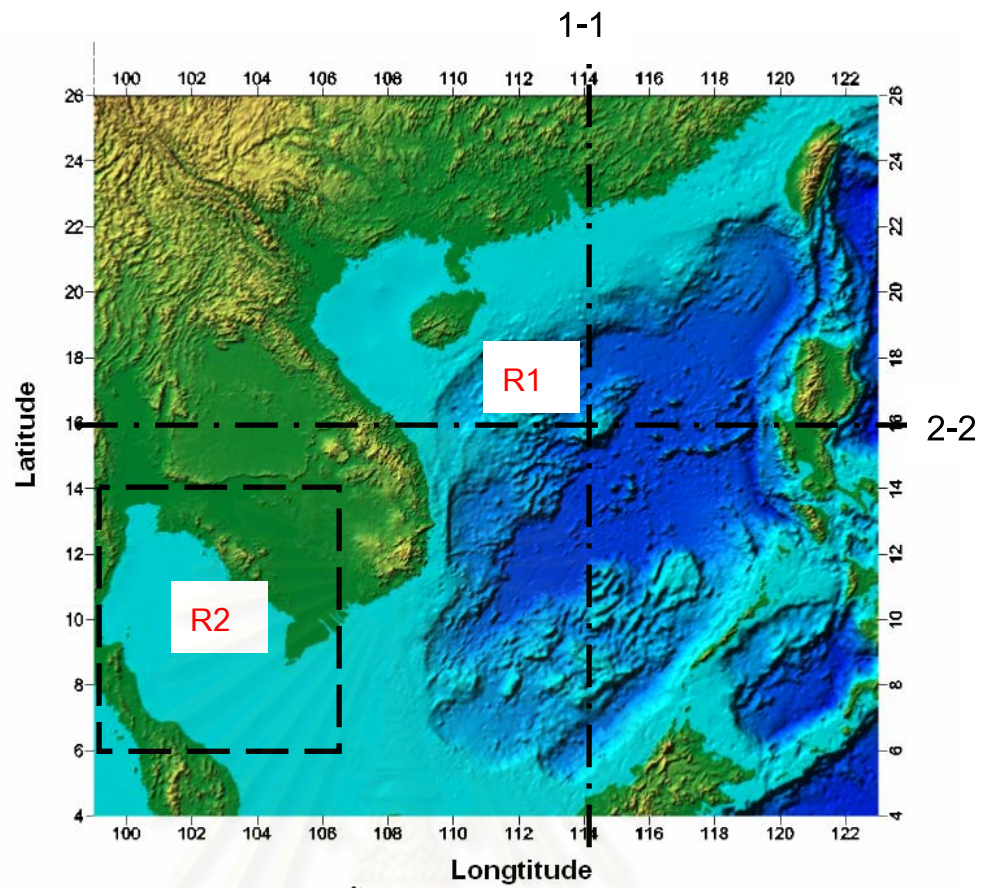
- 1.หาความเร็วของกระแสน้ำสูงสุดในบริเวณอ่าวไทย
- 2.หาความสูงคลื่นสูงสุดในบริเวณอ่าวไทย
- 3.หาระยะเวลาในการเดินทางของคลื่นที่เดินทางมาถึงอ่าวไทย

#### 4.1 ภูมิประเทศและความลึกของท้องน้ำ (Topography and Bathymetry)

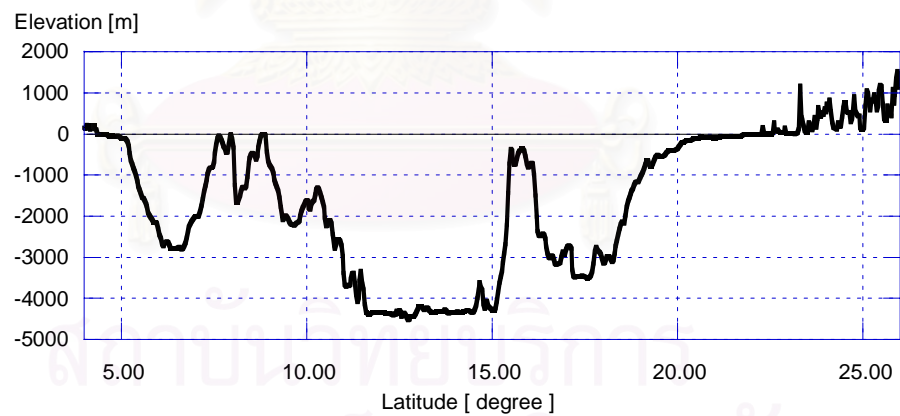
ข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณที่สำคัญก็คือ ค่าความลึกของพื้นทะเล (bathymetry) ในบริเวณที่ทำ การวิเคราะห์ ซึ่งในที่นี้ได้แบ่งออกเป็น 2 แบบคือ

- 1.พื้นที่สำหรับการคำนวณในบริเวณกว้าง (R1) โดยจะคิดผลของความโค้งของผิวโลกด้วย ข้อมูลที่ใช้มีความละเอียดหรือขนาดกริดเท่ากับ 2 ลิปดา หรือประมาณ 3.7 กิโลเมตร ซึ่งเป็นข้อมูลที่ได้มาจาก ETOPO2 ([www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_designagrid.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html)) โดยพื้นที่วิเคราะห์ ตั้งแต่ ลองจิจูด 99.0 องศาตะวันออก ถึง 123.0 องศาตะวันออก และ ละติจูด 4.0 องศาเหนือ ถึง 26.0 องศาเหนือ ดังรูปที่ 4.1 โดยรูปที่ 4.2 และ 4.3 แสดงภาพตัดขวางแนว 1-1 และ 2-2 ตามลำดับ

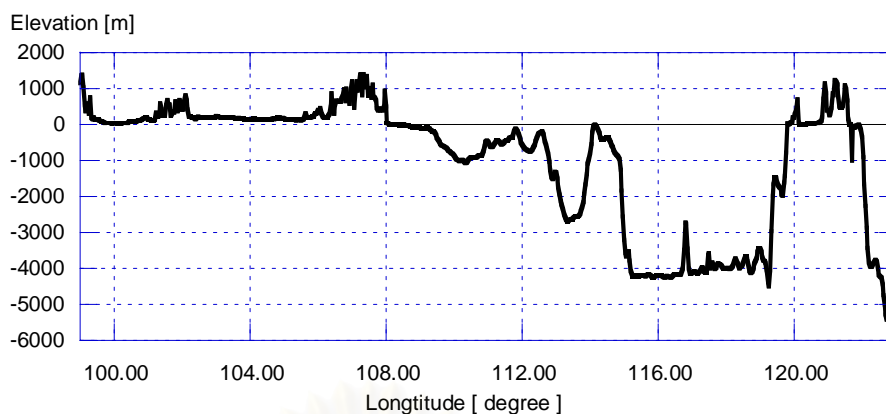
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 4.1 แสดงพื้นที่สำหรับการคำนวณระยะไกล

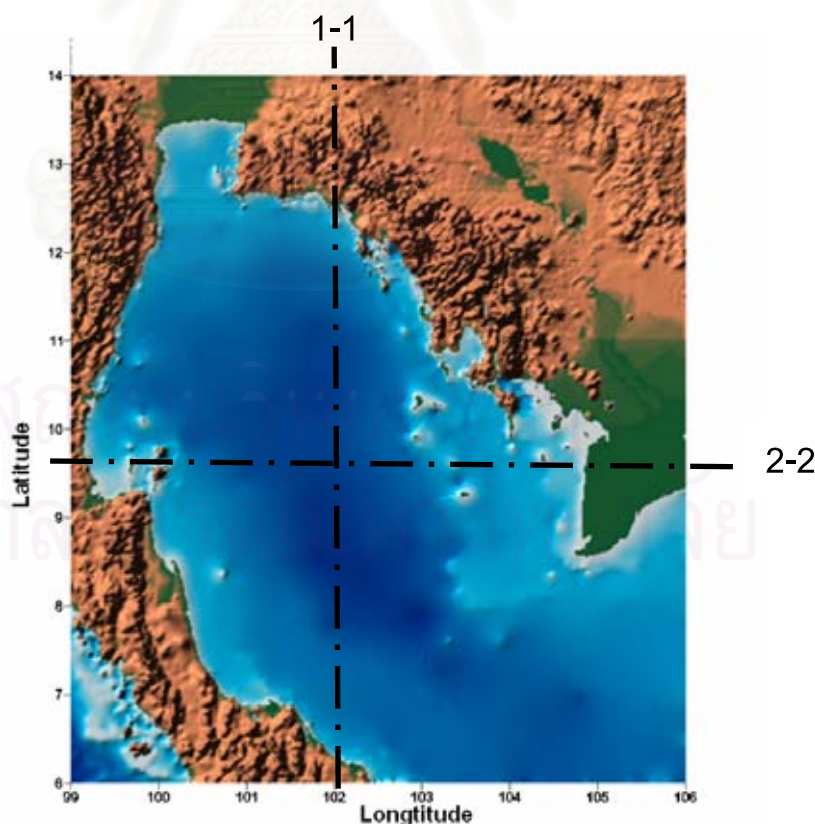


รูปที่ 4.2 แสดง Section 1-1

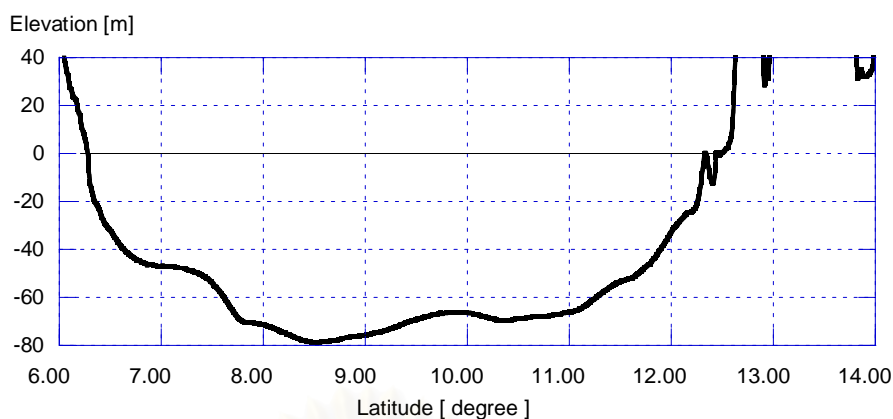


รูปที่ 4.3 แสดง Section 2-2

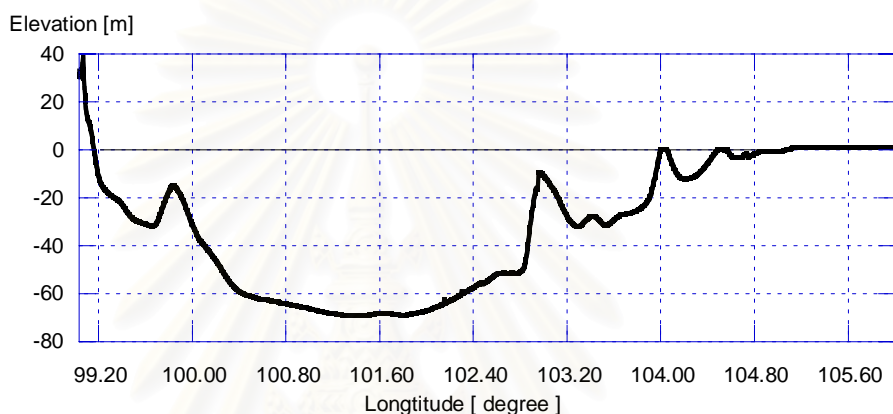
2. พื้นที่สำหรับการคำนวณบริเวณแคบ (R2) จะไม่คำนึงถึงผลความโค้งผิวโลก ความละเอียดขนาดกริดเท่ากับ 15 พิลิปดา หรือประมาณ 437 เมตร โดยใช้ข้อมูลท้องน้ำที่ได้มาจากการดิจิไทซ์แผนที่เดินเรือของกรมอุทกศาสตร์กองทัพเรือหมายเลข 045 ซึ่งแสดงความลึกของท้องน้ำที่ระดับน้ำต่ำสุดแล้วได้ทำการปรับแก้เป็นความลึกที่เทียบกับระดับน้ำทะเลปานกลาง โดยระดับน้ำต่ำสุดอยู่ต่ำกว่าระดับน้ำทะเลปานกลาง 1.65 เมตร ตามข้อมูลจากสถานีวัดน้ำของกรมเจ้าท่า ตามที่แสดงในรูปที่ 4.4 – 4.6 จะเห็นได้ว่าบริเวณอ่าวไทยมีความลึกไม่เกิน 80 เมตร



รูปที่ 4.4 แสดงพื้นที่สำหรับการนวนณระยะใกล้



รูปที่ 4.5 แสดง Section 1-1



รูปที่ 4.6 แสดง Section 2-2

#### 4.2 การเลือกช่วงเวลาแต่ละขั้น( $\Delta t$ )

ในการคำนวณสมการคลื่นยาว จะมีตัวแปรที่ต้องมีการเลือกค่าที่เหมาะสม คือ ขนาดกริด (grid size) และช่วงเวลาแต่ละขั้น (time step) ซึ่งส่วนใหญ่ขนาดกริดจะถูกจำกัดค่าด้วยความละเอียดของข้อมูลท้องน้ำหรือภูมิประเทศ ดังนั้นจึงได้เปลี่ยนขนาดของช่วงเวลาแต่ละขั้น แล้วเปรียบเทียบผล โดยเลือกค่าที่ให้ผลออกมาใกล้เคียงกับผลที่ใช้ช่วงเวลาแต่ละขั้นน้อยกว่า เพื่อที่จะใช้เวลาในการคำนวณของเครื่องคอมพิวเตอร์น้อยที่สุดและได้คำตอบที่ถูกต้อง

ได้มีการเสนอเงื่อนไขการเลือกขนาดกริดและช่วงเวลาแต่ละขั้น เพื่อใช้ในการวิเคราะห์ด้วยวิธีทางตัวเลข จะกำหนดให้เหมาะสมกับเงื่อนไขของอิมามูระนัมเบอร์ (Imamura number,  $I_m$ ) โดยจะกำหนดให้มีค่าเข้าใกล้หนึ่ง

$$I_m = \Delta x / 2h\sqrt{1 - K^2} \quad (4.1)$$

$$K = \sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (4.2)$$

และพิจารณาตามเงื่อนไขของ CFL(Courant-Friedrichs-Lewy) คือ

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = \sqrt{2gh_{\max}} \quad (4.3)$$

เมื่อ

$K$  = คอเรนตึ้นัมเบอร์(Courant Number)

$h$  = ความลึกเฉลี่ยของท้องน้ำ บริเวณที่พิจารณา

$h_{\max}$  = ความลึกมากที่สุดของท้องน้ำ บริเวณที่พิจารณา

$\Delta t$  = ช่วงเวลาแต่ละขั้น

เมื่อทำการเปรียบเทียบตามสมการ 4.1 เพื่อหาค่า ช่วงเวลาแต่ละครั้งแล้วจะได้ดังตารางที่ 4.1

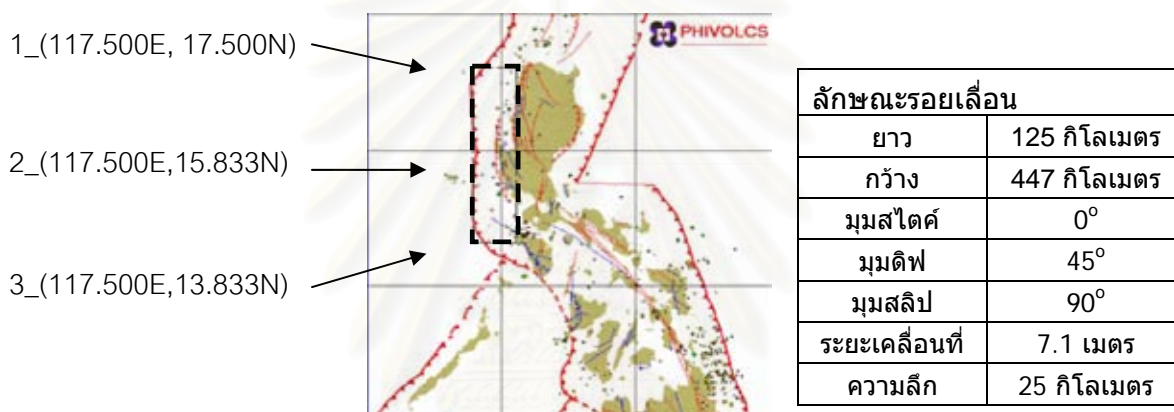
ตารางที่ 4.1 แสดงการเปรียบเทียบช่วงเวลาแต่ละขั้นตามความลึกของท้องน้ำ

h(เมตร)	$\Delta x$ (ลิปดา)	$\Delta x$ (เมตร)	$\Delta t$ (วินาที)
4000	2	3708	13.2
4250	2	3708	12.8
4500	2	3708	12.5
4750	2	3708	12.1
5000	2	3708	11.8

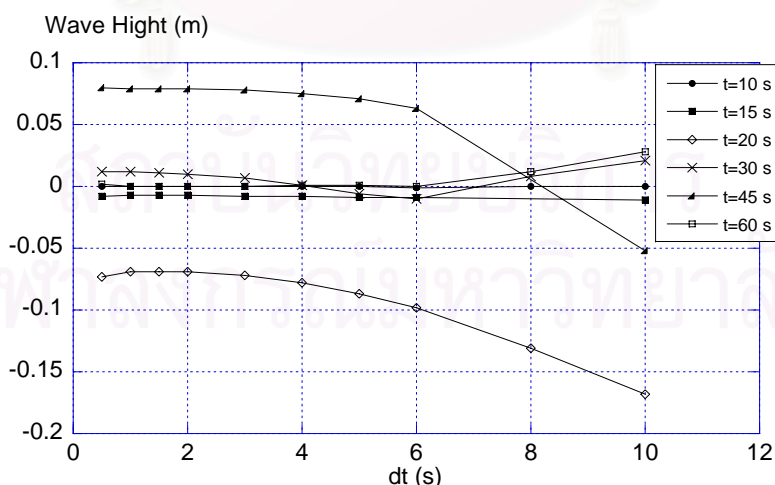
จากสมการคลื่นยาวในการคำนวณค่าต่างๆแบบการทำซ้ำๆกันหลายๆรอบ จะต้องมีการเลือกค่า ช่วงเวลาแต่ละขั้นที่เหมาะสม บางที่ต้องขึ้นอยู่กับสภาพท้องน้ำที่วิเคราะห์ ในแต่ละที่ซึ่งอาจจะต้องมีการทดสอบจริงกับสภาพท้องน้ำที่จะวิเคราะห์ก่อนที่จะทำการวิเคราะห์จริง ซึ่งจะเป็นการทดสอบที่ช่วยในการตัดสินใจที่ดี

การคำนวณค่าต่างๆแบบการทำซ้ำๆกันหลายๆรอบ จะต้องมีการเลือกค่าช่วงเวลาแต่ละขั้นที่เหมาะสม ต้องขึ้นอยู่กับสภาพท้องน้ำในแต่ละที่ จึงได้มีการวิเคราะห์หลายกรณีโดยใช้ช่วงเวลาแต่ละขั้นที่ต่างกัน ในการคำนวณได้ใช้แผนที่ท้องน้ำของ GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans) ที่ความละเอียดเท่ากับ 2 ลิปดา สมมติขนาดของแผ่นดินไหวเท่ากับ 8.8 รอยเลื่อน มีความ

ยาว 446.7 กิโลเมตร กว้าง 125.3 กิโลเมตร ระยะเคลื่อนที่รอยเลื่อน 7.1 เมตร มุมแนวระดับ 0 องศา มุมเท 45 องศา มุมเลื่อนถล่ม 90 องศา ความลึก 25 กิโลเมตร และตรวจวัดที่จุด 1 (117.500E,17.500N), จุด 2 (117.500E,15.833N) และ จุด 3 (117.500E,13.833N) ตามรูปที่ 4.7 แล้วทำการคำนวณโดยเลือกค่าช่วงเวลาแต่ละชั้นหลายๆค่าตั้งแต่ 0.5 วินาทีถึง 10 วินาที แล้วทำการเปรียบเทียบค่าความสูงของคลื่นที่ได้ ที่เวลาเดินทางของคลื่นเท่ากับ 10, 15, 20, 30, 45 และ 60 วินาที แล้วแสดงกราฟเปรียบเทียบดังรูปที่ 4.8-4.10 จะเห็นว่าค่าช่วงเวลาแต่ละชั้น ที่เหมาะสมจะมีค่าอยู่ในช่วง เท่ากับ 2-5 วินาที เพราะค่าความสูงที่ได้จะมีค่าที่ใกล้เคียงกัน ถ้าช่วงเวลามากกว่า 5 วินาที จะมีค่าความสูงบางจุดที่ให้ค่าต่างกันออกไปมาก ดังนั้นในการวิเคราะห์นี้จะใช้ช่วงเวลาแต่ละชั้นเท่ากับ 5 วินาที เพราะที่ช่วงเวลาแต่ละชั้นเท่ากับ 5 วินาทีเริ่มจะให้ค่าคงที่

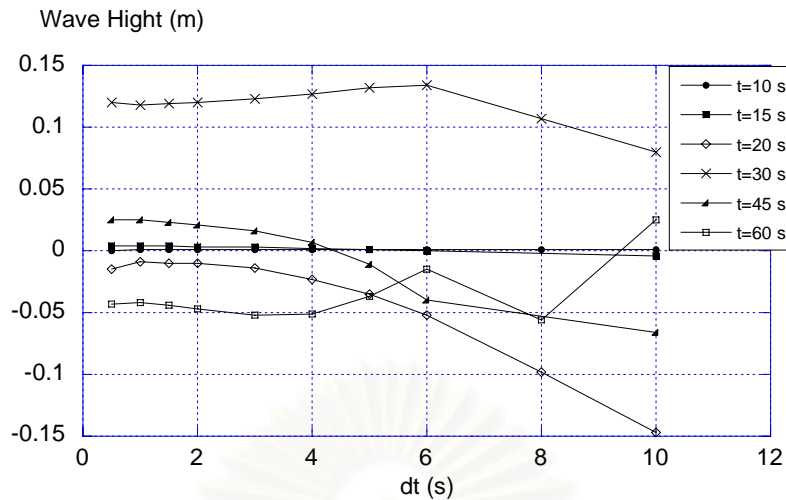


รูปที่ 4.7 แสดงจุดที่ทำการวัดค่าเพื่อเปรียบเทียบ

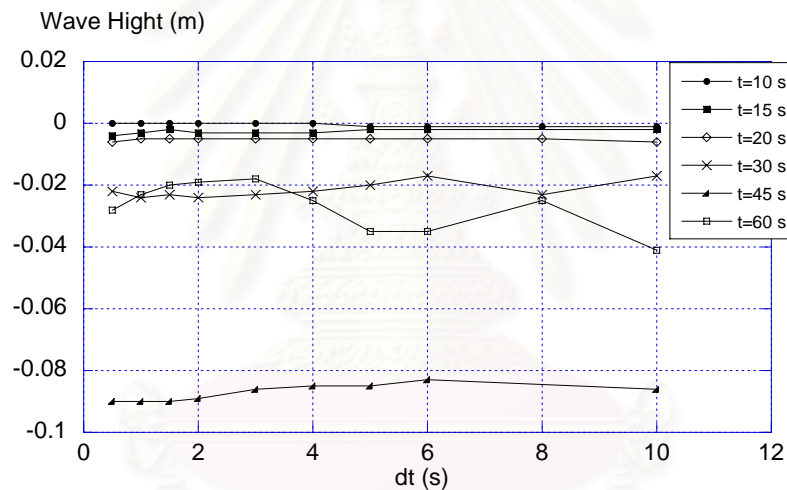


รูปที่ 4.8 เปรียบเทียบความสูงสำหรับช่วงเวลาแต่ละชั้นต่างๆที่จุด 1





รูปที่ 4.9 เปรียบเทียบความสูงสำหรับช่วงเวลาแต่ละชั้นต่างๆ ที่จุด 2



รูปที่ 4.10 เปรียบเทียบความสูงสำหรับช่วงเวลาแต่ละชั้นต่างๆ ที่จุด 3

### 4.3 การกำหนดตำแหน่งต่างๆ ที่ใช้พิจารณา

ในการวิเคราะห์จะพิจารณาที่ตำแหน่งต่างๆ ในบริเวณอ่าวไทยซึ่งมีความสำคัญต่อสภาพแวดล้อมที่ตั้งอยู่ เช่น แนวท่อก๊าซ บริเวณปากแม่น้ำหรือจุดสำคัญต่างๆ ซึ่งจะวิเคราะห์ทั้งหมด 16 จุด ดังรูปที่ 4.11



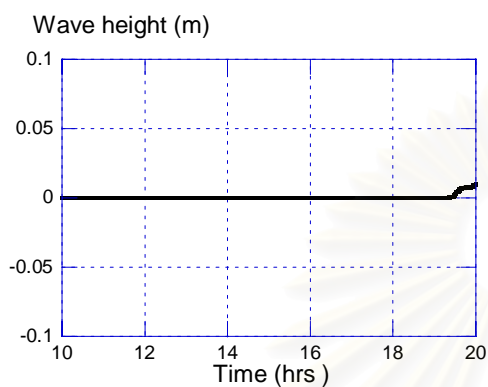
รูปที่ 4.11 แสดงตำแหน่งจุดวัดทั้ง 16 จุด

ตารางที่ 4.2 แสดงตำแหน่งจุดวัดทั้ง 16 จุด

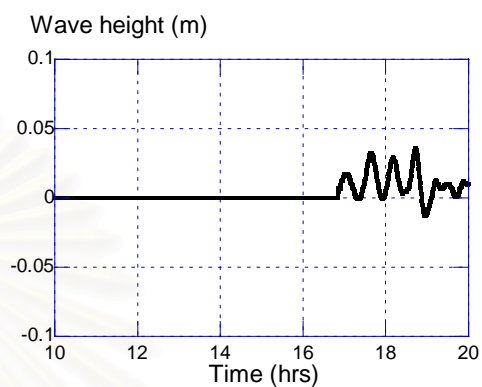
จุดที่	ตำแหน่ง		ความลึก ( เมตร )
	ลองติจูด องศาตะวันออก	ละติจูด องศาเหนือ	
1 (ชลบุรี)	100.833333	13.333333	14
2 (เพชรบุรี)	100.233333	13.000000	19
3 (สัตหีบ)	101.166666	12.533333	20
4 (ประจวบคีรีขันธ์)	99.966666	11.766667	28
5 (อ่าวไทย)	100.966666	11.666667	46
6 (ชุมพร)	99.533333	10.400000	43
7 (อ่าวไทย)	101.033333	10.800000	58
8 (เกาะสมุย)	100.233333	9.600000	23
9 (อ่าวไทย)	101.066666	9.633333	66
10 (สุราษฎร์ธานี)	100.100000	9.200000	21
11 (อ่าวไทย)	100.733333	9.166667	41
12 (อ่าวไทย)	101.466666	9.033333	66
13 (อ่าวไทย)	101.800000	8.466667	77
14 (สงขลา)	100.800000	7.200000	22
15 (อ่าวไทย)	102.400000	8.000000	75
16 (เกาะภูเก็ต)	102.533333	11.600000	13

#### 4.4 การวิเคราะห์เวลามาถึงของคลื่น (Arrival time)

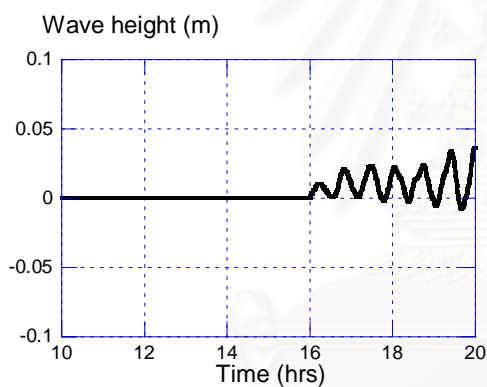
จากผลการวิเคราะห์ ความสูงของคลื่นตามแนวชายฝั่งอ่าวไทยที่จุดวัดที่ 1, 4, 6, 10 และ 14 สำหรับกรณีนี้ 2 สามารถแสดงได้ดังรูปที่ 4.12 ถึง 4.16 ตามลำดับ



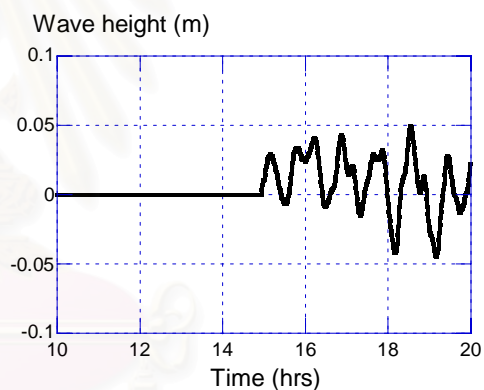
รูปที่ 4.12 ความสูงคลื่นที่จุด 1



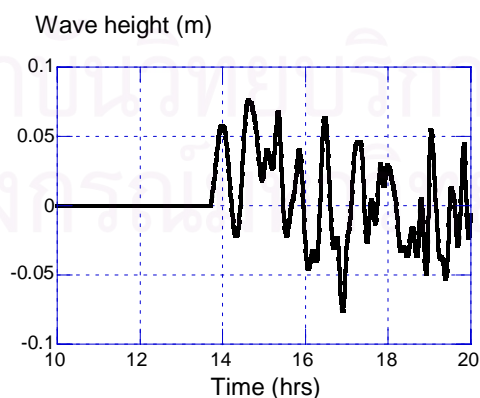
รูปที่ 4.13 ความสูงคลื่นที่จุด 4



รูปที่ 4.14 ความสูงคลื่นที่จุด 6



รูปที่ 4.15 ความสูงคลื่นที่จุด 10



รูปที่ 4.16 ความสูงคลื่นที่จุด 14

จากกราฟจะเห็นว่าสึนามิใช้เวลากว่า 12 ชั่วโมงจึงมาถึงชายฝั่งทางภาคใต้ของประเทศไทย แล้วใช้เวลาอีก 6 ชั่วโมงในการเดินทางขึ้นไปยังอ่าวไทยตอนบน เมื่อสรุปเวลาที่สึนามิมาถึงจะได้ดังตารางที่ 4.3 จะเห็นว่าเวลามาถึงของคลื่นในแต่ละกรณี แทบจะไม่ต่างกัน

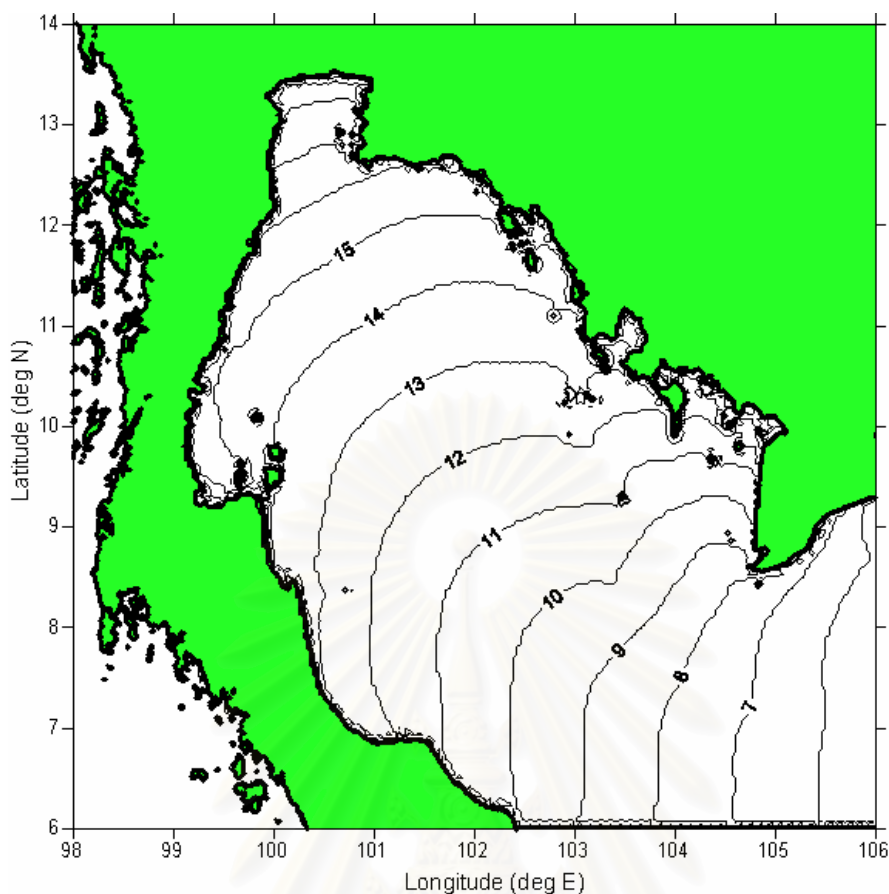
ตารางที่ 4.3 แสดงเวลามาถึงของคลื่นตามแนวชายฝั่งทางทิศตะวันตกของอ่าวไทย

$M_w$	กรณีที่	จุดที่ 1 (ชลบุรี)	จุดที่ 4 (ประจวบคีรีขันธ์)	จุดที่ 6 (ชุมพร)	จุดที่ 10 (สุราษฎร์ธานี)	จุดที่ 14 (สงขลา)
9.0	1	19.2	16.6	15.8	14.8	13.5
8.5	2	19.5	16.8	16.0	15.0	13.8
	3	19.3	16.7	15.9	14.8	13.6
8.0	4	19.8	17.2	16.2	15.3	14.0
	5	19.8	16.9	16.1	15.0	13.8
	6	19.8	16.8	16.0	14.9	13.8

ดังนั้น สามารถจัดกลุ่มของรูปแบบรอยเลื่อนที่มีผลกระทบต่อการวิเคราะห์เวลามาถึง ออกเป็น 3 กลุ่มตามขนาดของรอยเลื่อน หรือตามขนาดของแผ่นดินไหว คือ กลุ่มที่ 1 ขนาดแผ่นดินไหว 9.0, กลุ่มที่ 2 ขนาดแผ่นดินไหว 8.5 และ กลุ่มที่ 3 ขนาดแผ่นดินไหว 8.0

จากการวิเคราะห์เวลามาถึงของคลื่นในบริเวณอ่าวไทย เนื่องจากขนาดและตำแหน่งของรอยเลื่อนแต่ละรูปแบบ 1 ถึง 6 รวมกันแบบเลือกค่าสูงสุด เมื่อเปรียบเทียบแต่ละรูปแบบแล้วจะเห็นว่ารูปแบบที่ 1 จะให้ค่าเวลามาถึงน้อยที่สุด และเสนอแผนผังที่แสดงเวลามาถึงของคลื่นในอ่าวไทยดังรูปที่ 4.17

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 4.17 เวลามาถึงของคลื่นน้อยที่สุดอ่าวไทย จากแผ่นดินไหวขนาด 9

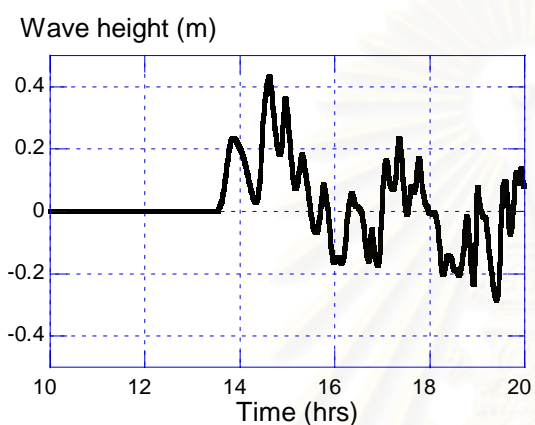
#### 4.5 ผลของขนาดแผ่นดินไหว ต่อความสูงของคลื่น

จากการวิเคราะห์ ผลการวิเคราะห์ที่จุด 14(สงขลา) ซึ่งเป็นจุดแรกบริเวณชายฝั่งที่คลื่นเดินทางมาถึงวัดผลของเวลามาถึง และความสูงคลื่นสูงสุด ได้ดังนี้

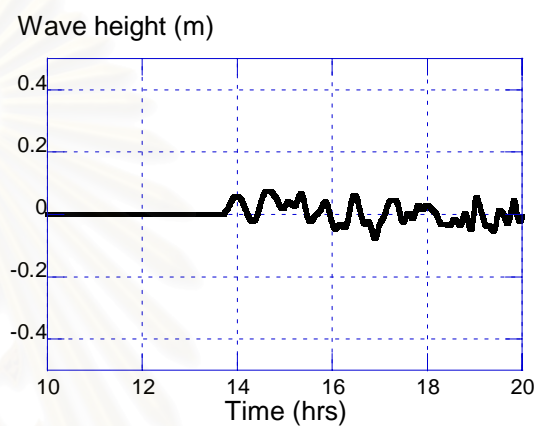
ตารางที่ 4.4 เปรียบเทียบ ความสูงคลื่นที่จุด 14 (สงขลา)

$M_w$	กรณีที่	เวลามาถึง (ชม.)	ความสูงคลื่นสูงสุด(ม.)
9.0	1	13.5	0.42
8.5	2	13.8	0.07
	3	13.6	0.10
8.0	4	14.0	0.02
	5	13.8	0.02
	6	13.8	0.03

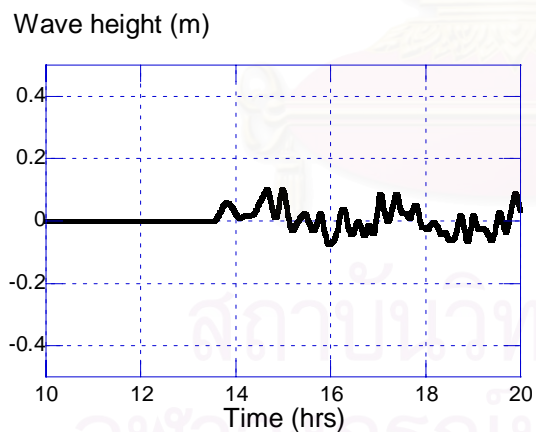
จะเห็นว่าตำแหน่งและขนาดของรอยเลื่อนมีผลต่อความสูงของคลื่น แต่ตำแหน่งของรอยเลื่อนจะมีผลน้อยมากเมื่อเทียบกับขนาดรอยเลื่อน ดังเช่น จากผลที่ได้แสดงเวลามาถึงของคลื่นที่เกิดจากรูปแบบรอยเลื่อนที่เกิดจากแผ่นดินไหวที่มีรอยเลื่อนที่ 2 และ 3 ซึ่งรอยเลื่อนมีขนาดของพารามิเตอร์ต่างๆ เท่ากันแต่ต่างกันที่ ตำแหน่งในการเกิด ผลที่ได้เวลามาถึงต่างกันประมาณ 12 นาที และความสูงคลื่นสูงสุดต่างกัน 0.03 เมตร ความสูงเทียบกับเวลาโดยรวม เมื่อเวลาผ่านจุดพิจารณา โดยแสดงเปรียบเทียบเฉพาะจุดที่ 14 ดังรูปที่ 4.18 ถึง 4.23



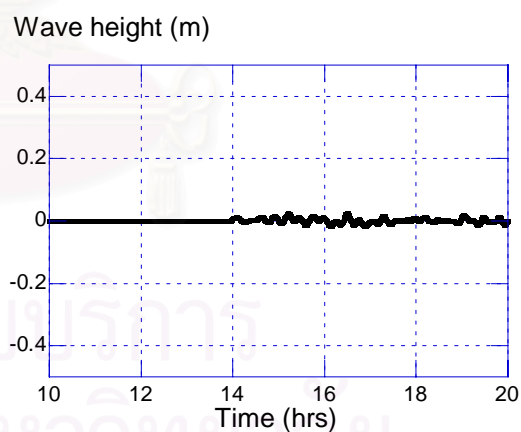
รูปที่ 4.18 ความสูงคลื่น จากรอยเลื่อนกรณีที่ 1



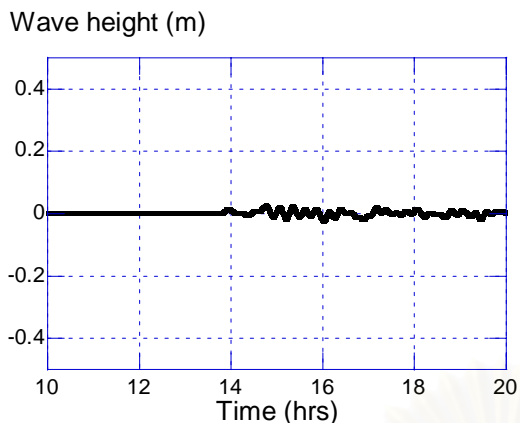
รูปที่ 4.19 ความสูงคลื่นจากรอยเลื่อนกรณีที่ 2



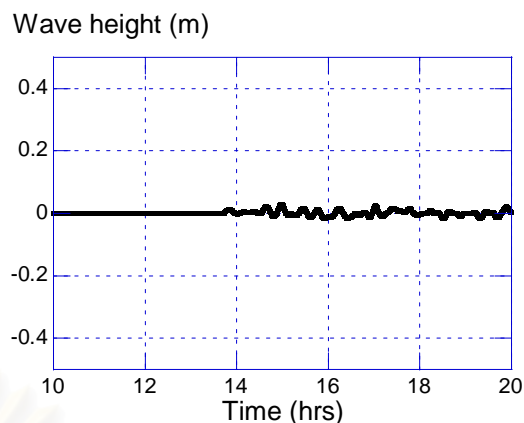
รูปที่ 4.20 ความสูงคลื่นจากรอยเลื่อนกรณีที่ 3



รูปที่ 4.21 ความสูงคลื่นจากรอยเลื่อนกรณีที่ 4



รูปที่ 4.22 ความสูงคลื่นจากรอยเลื่อนกรณีที่ 5

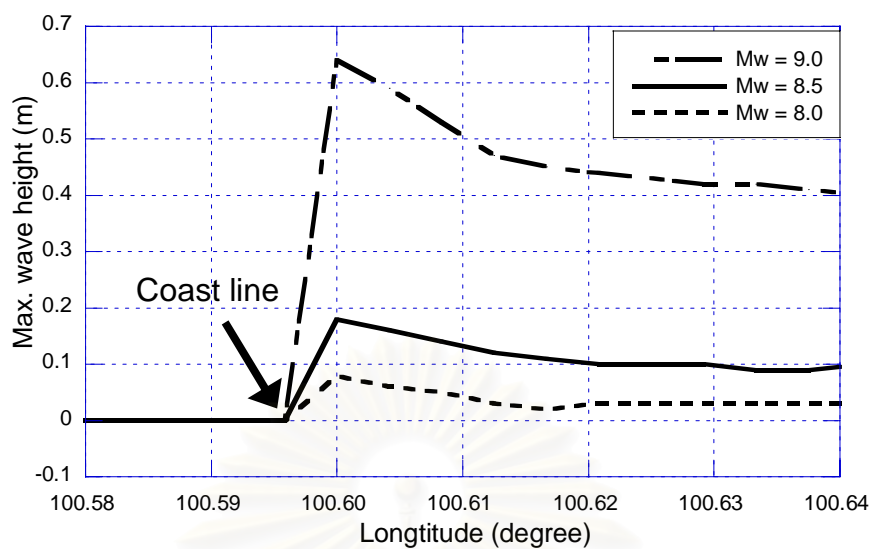


รูปที่ 4.23 ความสูงคลื่นจากรอยเลื่อนกรณีที่ 6

การหาค่าความสูงคลื่นสูงสุดบริเวณชายฝั่งที่จุด 14 ผลที่ได้ จากผลที่ได้ดังตารางที่ 4.5 และได้แบ่งกลุ่มความสูงคลื่น ออกเป็น 3 กลุ่ม ตามขนาดแผ่นดินไหวคือ กลุ่มที่ 1 รอยเลื่อนแบบที่ 1 ขนาดแผ่นดินไหวเท่ากับ 9.0 จะได้ค่าความสูงคลื่นมากที่สุด 0.65 เมตร กลุ่มที่ 2 รูปแบบที่ 2 กับ 3 ขนาดแผ่นดินไหวเท่ากับ 8.5 ต่างกันที่ตำแหน่ง จะได้ค่าความสูงที่ใกล้เคียงกันประมาณ 0.20 เมตร กลุ่มที่ 3 รูปแบบที่ 4 ถึง 6 ขนาดแผ่นดินไหวเท่ากับ 8.0 ต่างกันที่ตำแหน่ง จะได้ค่าความสูงที่ใกล้เคียงกันประมาณ 0.05 เมตร จะเห็นว่าขนาดของรอยเลื่อนมีผลต่อความสูงคลื่น มากกว่าตำแหน่งของรอยเลื่อน ดังรูปที่ 4.24 แสดงเปรียบเทียบความสูงคลื่นมากที่สุด ที่ชายฝั่ง

ตารางที่ 4.5 เปรียบเทียบ ความสูงคลื่นที่ชายฝั่ง บริเวณจุดที่ 14

Mw	กรณีที่	ความสูงคลื่นสูงสุด(เมตร)
9.0	1	0.65
8.5	2	0.20
	3	0.20
8.0	4	0.05
	5	0.05
	6	0.05



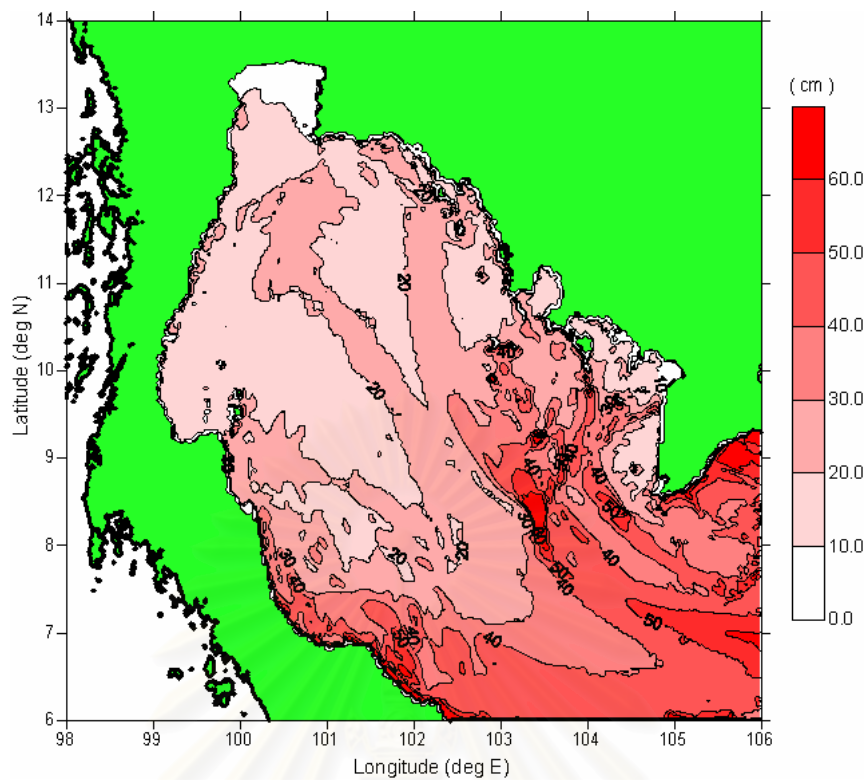
รูปที่ 4.24 ความสูงคลื่นสูงสุดชายฝั่งของจุดที่ 14 เทียบแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ

จากผลที่ได้จะเห็นว่าขนาดของรอยเลื่อนมีผลต่อความสูงคลื่น โดยรอยเลื่อนขนาดใหญ่จะให้ความสูงคลื่นที่มากกว่าขนาดเล็ก

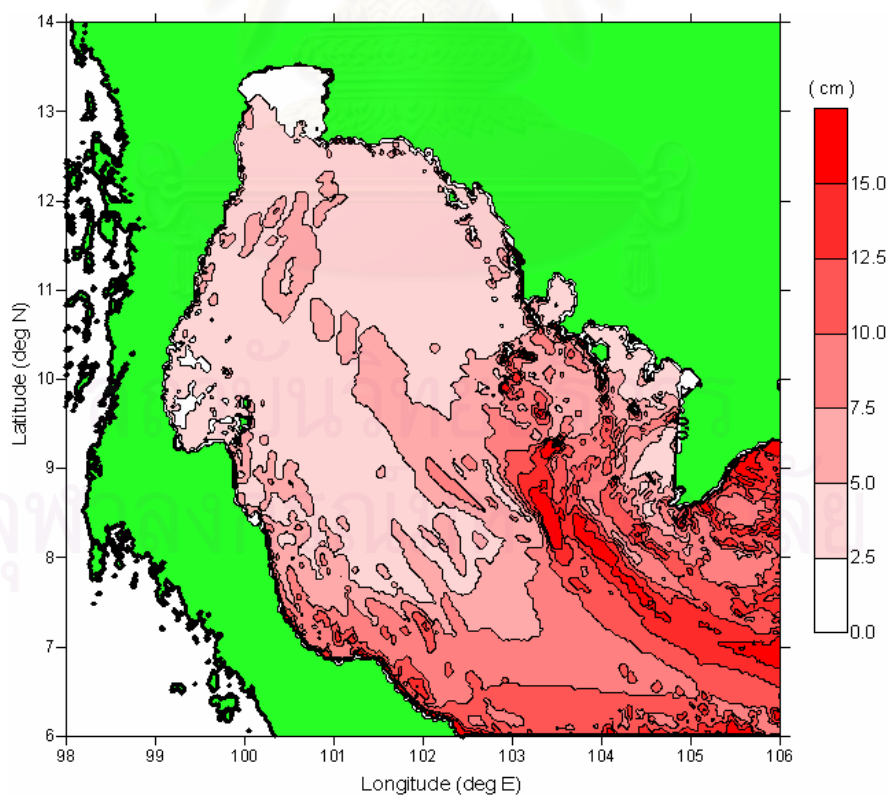
จากการวิเคราะห์ความสูงสูงสุดของคลื่นในบริเวณอ่าวไทย เนื่องจากขนาดและตำแหน่งของรอยเลื่อน จากแผ่นดินไหวขนาด 9.0 และ 8.5 แสดงความสูงดังรูปที่ 4.25 และ 4.26

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย





รูปที่ 4.25 ความสูงคลื่นรวมสูงสุดในอ่าวไทยจากแผ่นดินไหวขนาด 9



รูปที่ 4.26 ความสูงคลื่นรวมสูงสุดในอ่าวไทยจากแผ่นดินไหวขนาด 8.5

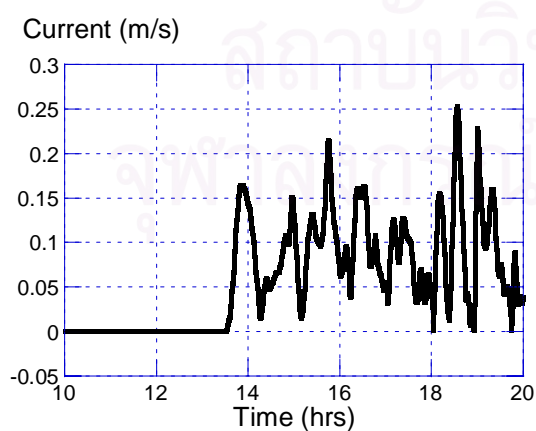
#### 4.6 การวิเคราะห์ความเร็วกระแสน้ำที่แปรผันตามเวลา

จากการวิเคราะห์ ผลการวิเคราะห์ที่จุด 14(สงขลา) ซึ่งเป็นจุดแรกบริเวณชายฝั่งที่คลื่นเดินทางมาถึงวัดผลของเวลามาถึง และความเร็วกระแสน้ำสูงสุด ได้ตามตารางที่ 4.6 ดังนี้

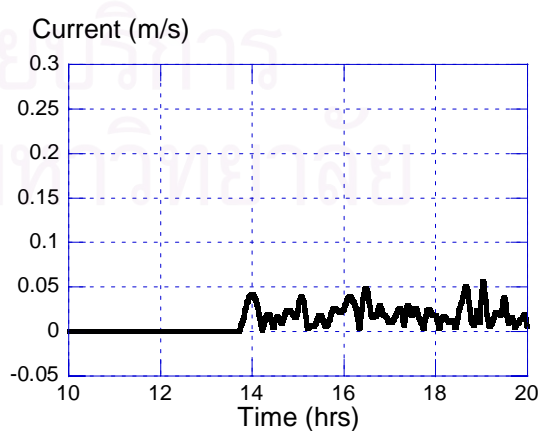
ตารางที่ 4.6 เปรียบเทียบ ความเร็วกระแสน้ำ ที่เปลี่ยนแปลงตามเวลาของจุดที่ 14(สงขลา)

$M_w$	กรณี	ความเร็วกระแสน้ำสูงสุด(เมตร/วินาที)
9.0	1	0.25
8.5	2	0.06
	3	0.08
8.0	4	0.01
	5	0.01
	6	0.01

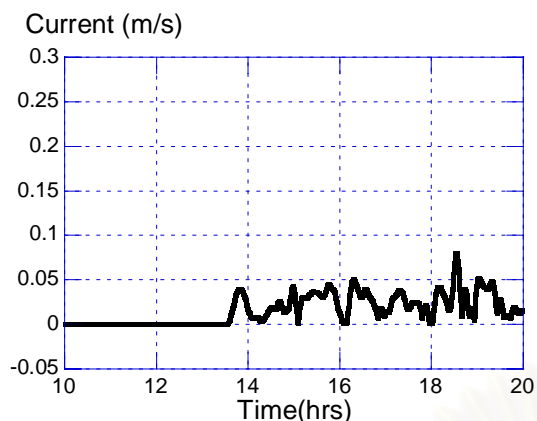
จะเห็นว่าขนาดของรอยเลื่อนมีผลต่อความเร็วกระแสน้ำของคลื่นมากที่สุด ดังเช่น จากผลที่ได้แสดงเวลามาถึงของคลื่นที่เกิดจากรูปแบบรอยเลื่อนที่เกิดจากแผ่นดินไหวที่มีรอยเลื่อนที่ 2 และ 3 ซึ่งรอยเลื่อนมีขนาดของพารามิเตอร์ต่างๆ เท่ากันแต่ต่างกันที่ ตำแหน่งในการเกิด ผลที่ได้ความเร็วกระแสน้ำสูงสุดต่างกัน 0.02 เมตร/วินาที หรือเปรียบเทียบรอบเลือกรูปแบบ 4 ถึง 6 ผลที่ได้ความเร็วกระแสน้ำสูงสุดได้ค่าไม่ต่างกัน เมื่อดูผลของความเร็วกระแสน้ำกับเวลาโดยรวม เมื่อเวลาผ่านจุดพิจารณาโดยรวม โดยแสดงเปรียบเทียบเฉพาะจุดที่ 14 ที่อยู่ใกล้แนวชายฝั่ง ดังรูปที่ 4.27 ถึงรูปที่ 4.32



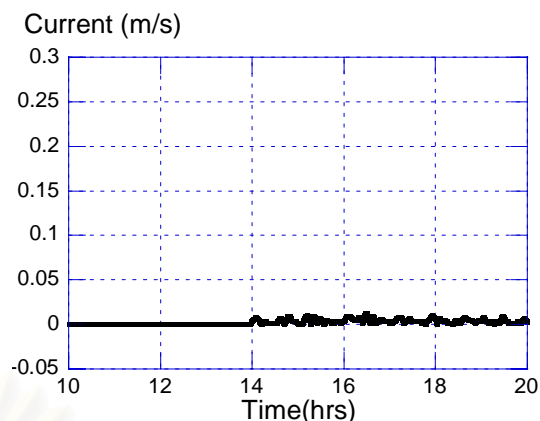
รูปที่ 4.27 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 1



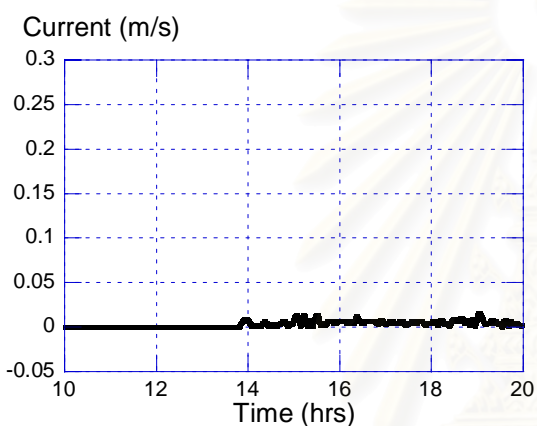
รูปที่ 4.28 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 2



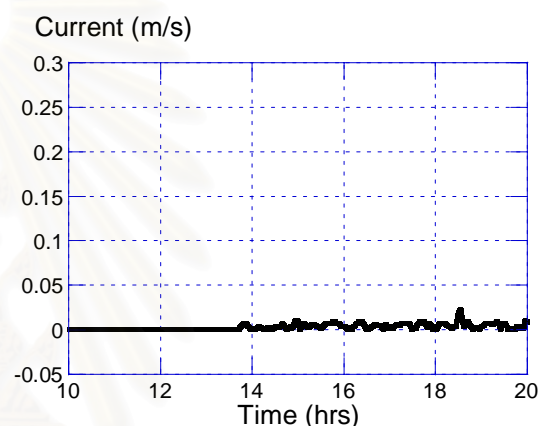
รูปที่ 4.29 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 3



รูปที่ 4.30 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 4



รูปที่ 4.31 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 5

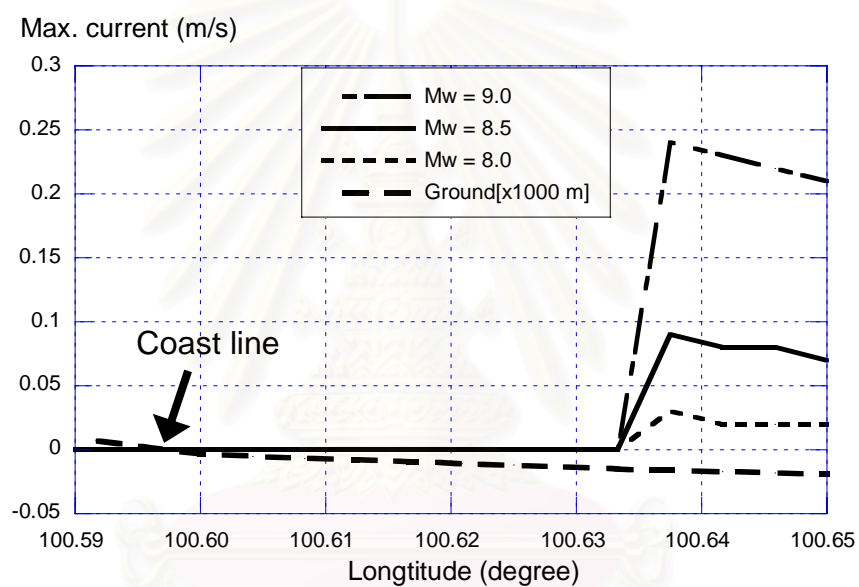


รูปที่ 4.32 ความเร็วกระแสน้ำ กรณีที่ 6

การหาค่าความเร็วกระแสน้ำสูงสุดบริเวณใกล้ชายฝั่งมากที่สุดที่ความลึกที่น้อยกว่า 15 เมตร ที่จุด 14 ผลที่ได้ จากผลที่ได้ดังตารางที่ 4.7 และได้แบ่งกลุ่มความเร็วกระแสน้ำ ออกเป็น 3 กลุ่ม ตามขนาดแผ่นดินไหวคือ กลุ่มที่ 1 รอยเลื่อนแบบที่ 1 ขนาดแผ่นดินไหวเท่ากับ 9.0 จะได้ค่าความสูงคลื่นมากที่สุด 0.24 เมตร/วินาที กลุ่มที่ 2 รูปแบบที่ 2 กับ 3 ขนาดแผ่นดินไหวเท่ากับ 8.5 ต่างกันที่ ตำแหน่ง จะได้ค่าความสูงที่ใกล้เคียงกันประมาณ 0.08 เมตร/วินาที กลุ่มที่ 3 รูปแบบที่ 4 ถึง 6 ขนาดแผ่นดินไหวเท่ากับ 8.0 ต่างกันที่ตำแหน่ง จะได้ค่าความสูงที่ใกล้เคียงกันประมาณ 0.03 เมตร/วินาที จะเห็นว่าขนาดของรอยเลื่อนมีผลต่อความสูงคลื่น มากกว่าตำแหน่งของรอยเลื่อน จะเห็นว่าขนาดรอยเลื่อนมีผลต่อความเร็วกระแสน้ำที่เวลาต่างๆมากที่สุด รูปที่ 4.33

ตารางที่ 4.7 เปรียบเทียบ ความเร็วกระแสน้ำที่ชายฝั่งที่มีความลึกมากกว่า 15 เมตรบริเวณสงขลา

Mw	กรณี	ความเร็วกระแสน้ำสูงสุด(เมตร/วินาที)
9.0	1	0.24
8.5	2	0.08
	3	0.08
8.0	4	0.03
	5	0.03
	6	0.03



รูปที่ 4.33 ความเร็วกระแสน้ำสูงสุดชายฝั่งของจุดที่ 14 เทียบแผ่นดินไหวขนาดต่างๆ

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

#### 4.7 การตรวจสอบผลค่าความเร็วกระแสน้ำ

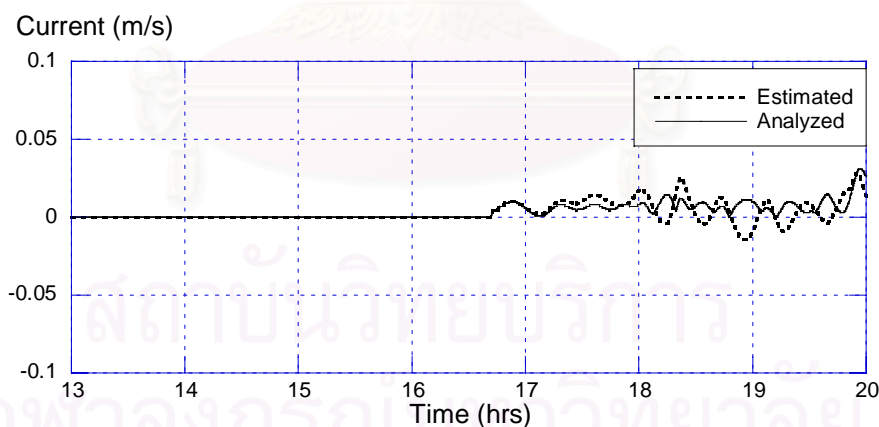
เนื่องค่าความเร็วกระแสน้ำมีความสัมพันธ์กับความสูงคลื่น ดังนั้น ผลการทดลองสามารถตรวจสอบได้ โดยอาศัยทฤษฎีของคลื่นยาว เพื่อหาความเร็วกระแสน้ำกลางทะเลคือ

$$v = \eta \sqrt{g/h} \quad (4.4)$$

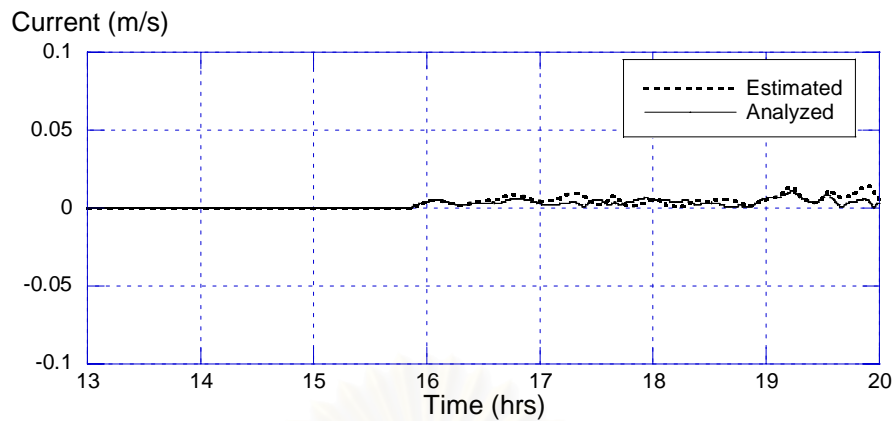
เมื่อ  $\eta(x,t)$  = ความสูงคลื่น  
 $h(x)$  = ความลึกของน้ำ  
 $v(x,t)$  = ความเร็วของกระแสน้ำ

เมื่อทำการเปรียบเทียบกับความเร็วกระแสน้ำที่ได้จากการวิเคราะห์และจากการประมาณตามสมการที่ (4.4) ในกรณีแผ่นดินไหวขนาด 8.5 โดยแยกพิจารณาออกเป็น 2 กลุ่มคือ กลุ่มที่อยู่ใกล้ชายฝั่ง และกลุ่มที่อยู่กลางทะเล จะได้ผลดังรูปที่ 4.34 - 4.37 สำหรับจุดที่อยู่ใกล้ชายฝั่ง และรูปที่ 4.38 และ 4.39 สำหรับจุดที่อยู่กลางอ่าวไทย

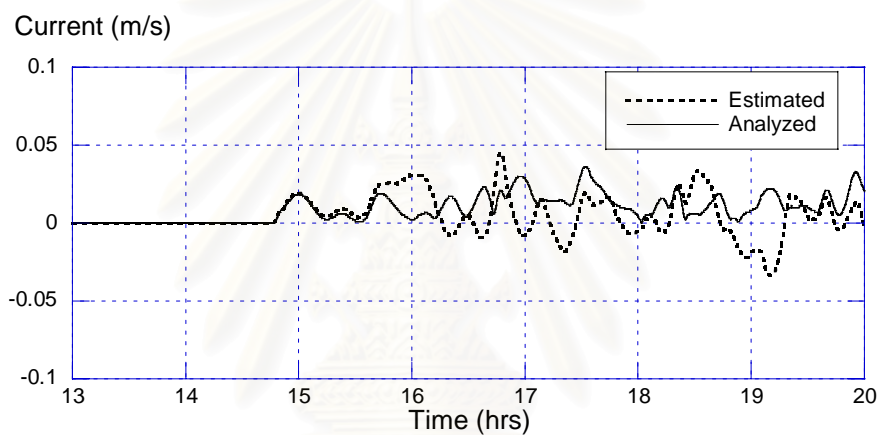
##### 1. กลุ่มที่อยู่ใกล้ชายฝั่ง



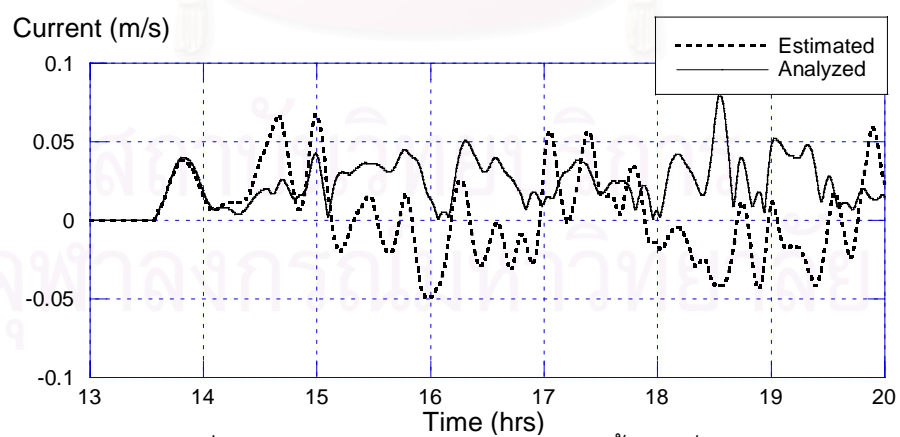
รูปที่ 4.34 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 4



รูปที่ 4.35 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 6

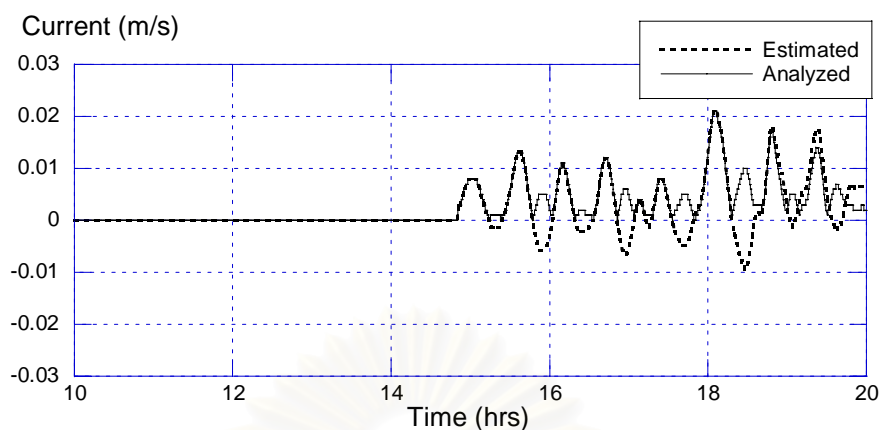


รูปที่ 4.36 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 10

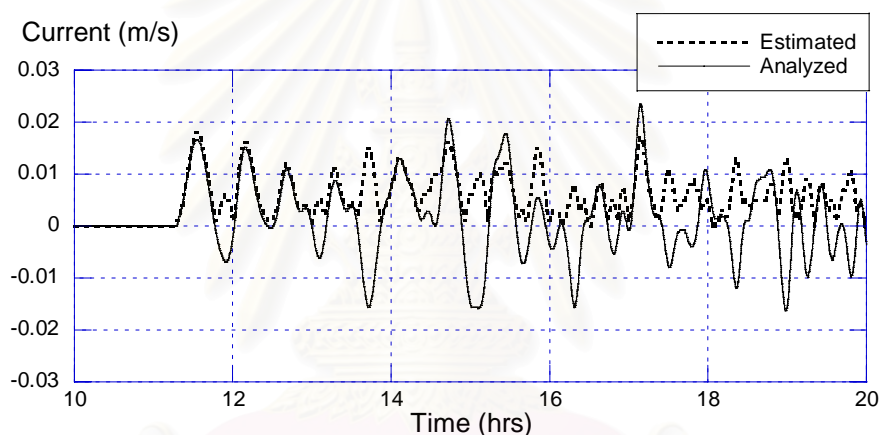


รูปที่ 4.37 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 14

## 2. กลุ่มที่อยู่กลางทะเล



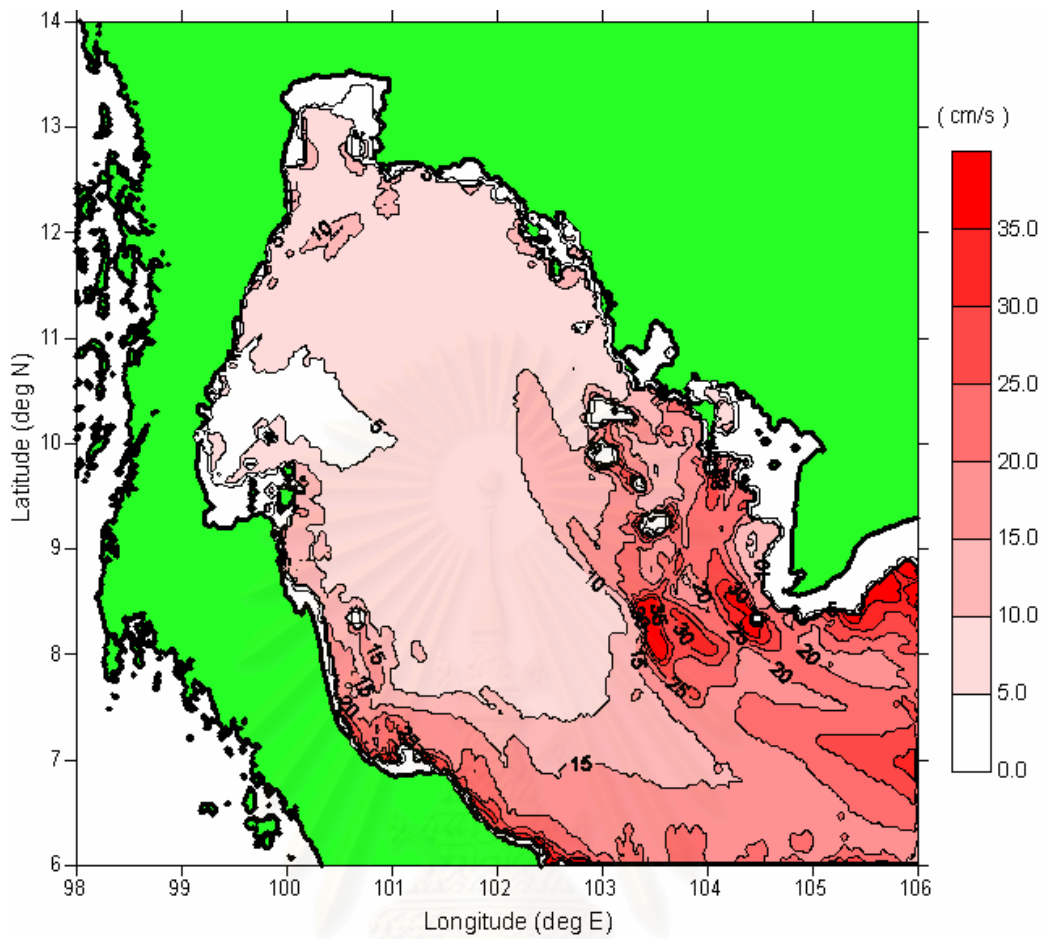
รูปที่ 4.38 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 7



รูปที่ 4.39 เปรียบเทียบความเร็วกระแสน้ำ จุดที่ 15

จากผลการเปรียบเทียบ จะเห็นว่าผลที่ได้ในช่วงเริ่มต้นมีค่าใกล้เคียงกันมาก แต่พอเวลาผ่านไปจะเริ่มมีความแตกต่าง แต่ก็อยู่ในช่วงที่ไม่มากเกินไป ดังนั้นจึงถือว่าค่าจากการทดลองสามารถใช้งานได้

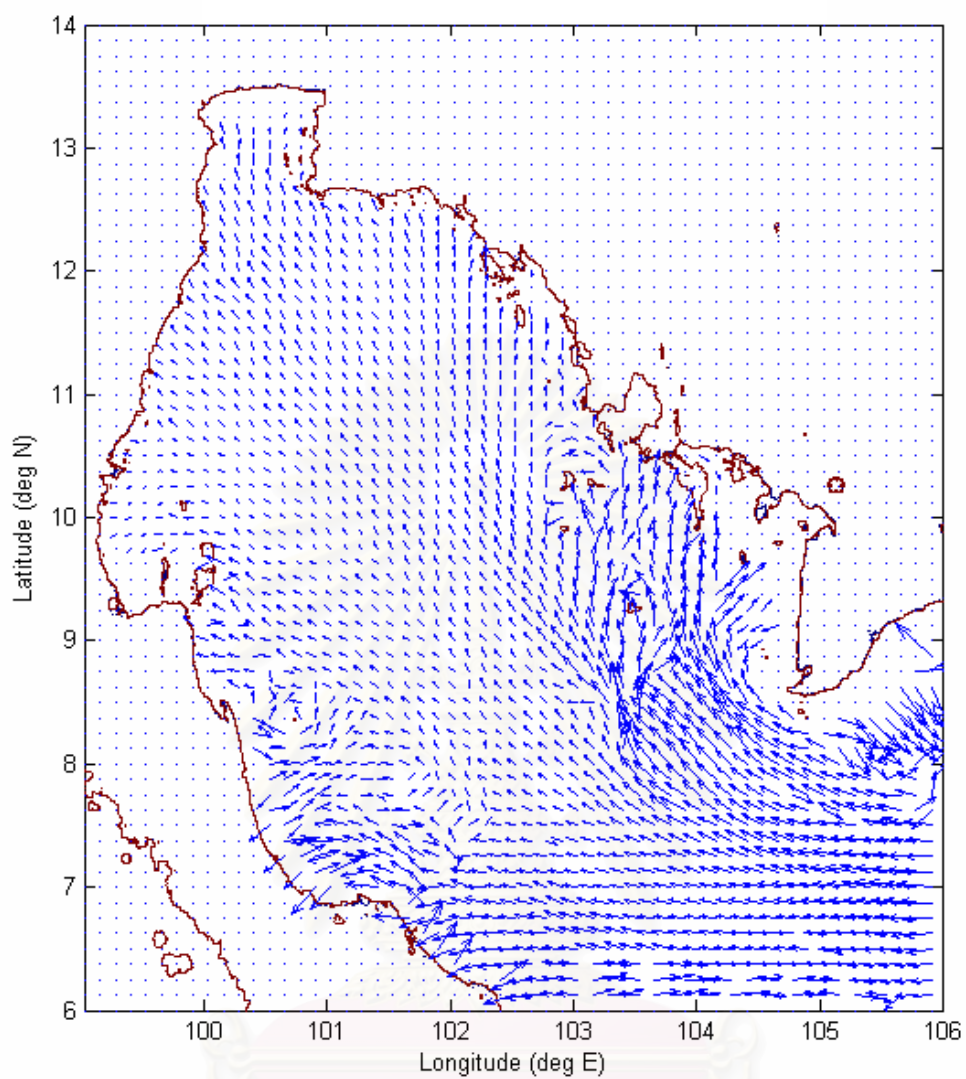
จากการวิเคราะห์ความเร็วกระแสน้ำ ของคลื่นในบริเวณอ่าวไทย จะได้แผนที่แสดงความเร็วกระแสน้ำสูงสุด และทิศทางของกระแสน้ำสูงสุด เนื่องจากแผ่นดินไหวขนาด 9 ดังรูปที่ 4.40 และ 4.41



รูปที่ 4.40 ความเร็วกระแสน้ำในอ่าวไทย จากแผ่นดินไหวขนาด 9

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย





รูปที่ 4.41 ทิศทางความเร็วกระแสน้ำในอ่าวไทยจากแผ่นดินไหวขนาด 9 (ไม่มีสเกล)

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## บทที่ 5

### สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ

จากการจำลองสึนามิในอ่าวไทยสามารถสรุปได้ ดังนี้

1. จากการศึกษาการวิเคราะห์เหตุการณ์แผ่นดินไหวในช่วงปี ค.ศ.1963 ถึงปี 2006 ด้วยวิธีการของ Gutenberg-Richter พบว่าแผ่นดินไหวขนาด 8.0, 8.5 และ 9.0 สอดคล้องกับคาบการกลับ 63 ปี, 205 ปี และ 667 ปีตามลำดับ ซึ่งใกล้เคียงกับคาบการกลับที่ใช้ออกแบบโครงสร้างต้านทานแผ่นดินไหว
2. สึนามิใช้เวลาเดินทางถึงนราธิวาส 11 ชั่วโมง, ตรวาด 15 ชั่วโมง, ประจวบคีรีขันธ์ 16.5 ชั่วโมง, เพชรบุรี 19 ชั่วโมง และกรุงเทพฯ 20 ชั่วโมง การเคลื่อนที่ซึ่งเกิดจากความตื่นของอ่าวไทยซึ่งมีความลึกไม่ถึง 80 เมตร ทำให้สึนามิใช้เวลาเคลื่อนที่นาน เวลามาถึงของคลื่นสำหรับขนาดแผ่นดินไหว 9.0 กับ 8.0 ต่างกันไม่ถึง 2% และเมื่อเข้าสู่อ่าวไทยแล้วเวลามาถึงยิ่งต่างกันน้อยลง ดังนั้น ขนาดแผ่นดินไหวจึงมีผลกับเวลามาถึงของคลื่นน้อยมาก
3. ความสูงคลื่นสูงสุดที่จุดวัดจากแผ่นดินไหวขนาด 9.0 ที่นราธิวาสมีความสูงคลื่นสูงสุด 0.97 เมตรที่ทะเลลึก 4.4 เมตร, สงขลาวัดได้ 0.4 เมตรที่ทะเลลึก 22 เมตร, ประจวบคีรีขันธ์ 0.1 เมตรที่ทะเลลึก 28 เมตร, เพชรบุรี 0.1 เมตรที่ทะเลลึก 19 เมตรและเกาะกูด 0.2 เมตรที่ทะเลลึก 13 เมตร
4. ความเร็วกระแสน้ำสูงสุดที่จุดวัดจากแผ่นดินไหวขนาด 9.0 ที่นราธิวาสมีความเร็วของกระแสน้ำสูงสุด 0.27 เมตรต่อวินาทีที่ทะเลลึก 15.6 เมตร, สงขลา 0.25 เมตร/วินาทีที่ทะเลลึก 22 เมตร, ชุมพร 0.07 เมตร/วินาทีที่ทะเลลึก 43 เมตร, ประจวบคีรีขันธ์ 0.10 เมตร/วินาทีที่ทะเลลึก 28 เมตร, เพชรบุรี 0.10 เมตร/วินาที ที่ทะเลลึก 19 เมตร
5. จากการวิเคราะห์ที่ชายฝั่งเวียดนามตอนกลางความเร็วกระแสน้ำจะมีค่าประมาณ 1.7 เมตรต่อวินาทีและความสูงคลื่น 3.8 เมตรที่ทะเลลึก 20 เมตร ชายฝั่งเวียดนามตอนล่างความเร็วกระแสน้ำจะมีค่าประมาณ 0.9 เมตรต่อวินาทีและความสูงคลื่น 1.2 เมตรที่ทะเลลึก 19 เมตร มีค่า

ต่างกันมากกับบริเวณอ่าวไทย ทั้งนี้เป็นผลมาจากสภาพภูมิประเทศใต้ทะเลและการเลี้ยงเบนในอ่าวไทย

6. จากการวิเคราะห์ผลของขนาดแผ่นดินไหวพบว่าเมื่อขนาดแผ่นดินไหวเพิ่มจาก 8.0 เป็น 8.5 ค่าความสูงคลื่นเพิ่มขึ้นประมาณ 3 เท่า ความเร็วกระแสน้ำเพิ่มขึ้นประมาณ 2 เท่า และเมื่อขนาดแผ่นดินไหว เพิ่มจาก 8.5 เป็น 9.0 ค่าความสูงคลื่นเพิ่มขึ้นประมาณ 2 เท่า ความเร็วกระแสน้ำเพิ่มขึ้นประมาณ 2 เท่า ขนาดแผ่นดินไหวมีผลกับความสูงของคลื่นและความเร็วกระแสน้ำอย่างมีนัยสำคัญ



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## รายการอ้างอิง

### ภาษาอังกฤษ

Baulista, B. C., Baulista, M. L. P., Oike, K., Wu., F. T., Punongbayan, R. S. (2001) "A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines," Tectonophysics, 279-310.

Holloway, G., Mury, T.S., and Fok, E. (1986): Effect of Bathymetric Roughness upon Tsunami travel time, Science of Tsunami Hazards, Vol.4, No.3, pp 165-172.

Imamura, F., and Shuto, N. (1992): Numerical Simulation of Propagation of far-filed sunamis.

Imamura, F., (1992):Review of Tsunami Simulation with a Finite Difference Method.In Long-Wave Runup Models,H.Yeah, P.Lin and C. Synolakis, Eds,World Sicientific, 25-42.

Intergovernmental Oceanographic Commission (1997). IUGG/IOC TIME Project–Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, UNESCO.

Jun-jiang, Z., Xue-lin, Q., Wen-huan, Z., Hui-long, X.,and Long-tao, S. (2005): Focal mechanism solution and its tectonic significance in the trench of the eastern South China Sea,ACTA Seismologica Sinica, Vol.18, No.3, pp.280-289.

Kreemer, C., Holt, W. E., Goes, S., and Govers, R.(2000): Active deformation in eastern Indonesia and Philippines from GPS and seismicity data, Journal of Geophysical Research,vol.105,No.B1, pp.663-680

Mansinha, L., and Smylie, D. (1971): The Displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.

Mury, T.S., and Crean, P.B.(1986): Numerical Simulation of the tsunami of June 23, 1946 in British Columbia, Canada, Science of Tsunami Hazards, Vol.4, No.1, pp 15-24.

Michel, G.W., Becket, M., Angermann, D., Reigber, C., and Reinhart, E.(2000): Crustal motion in E-and SE-Asia from GPS measurements, Earth Planets Space, Vol.52, pp 713-720, 2000

Ohmachi, T., Tsukiyama, H., and Matsumoto, H.(2001): Simulation of Tsunami Induced by Dynamic Displacement of Seabed due to Seismic Faulting, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.91, No.6, pp. 1898-1909.

Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B. and Karakaisis, G. F.(2004): Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol.36, pp.1482-1489.

Philip L.-F.Liu (2005): Tsunami Simulation and Numerical Models, The Bridge, Linking Engineering and Society, National Academy of Engineering, Vol.35, No.2, pp14-20.

Shuto, N., Suzuki, T., Hasegawa, K. and Inagaki, K. (1986): A Study of Numerical Technique on Tsunami Propagation and Run-up, Science of Tsunami Hazards, Vol.4, No.2, pp 111-124.

Shuto, N.,(1991): Numerical Simulation of Tsunami-Its Present and Near Future, Natural Hazards4, pp 171-191.

Santos, A., and Imamura, F.(2003): Numerical Simulation of 2003 Tokachi earthquake tsunami and its current,  
<http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai2/shibu/16/h16angela.pdf>

- Shigihara, Y.,Fujima, K.(2005): Numerical modeling of Indian Ocean Tsunami in the Maldives. Proceeding of the special Asia tsunami session at Asian and Pacific coasts 2005, pp 49-56.
- Somerville, P. G., 佐藤明石透 Collins, N. F., 壇一男藤原行 2002, 強震源からのプレート沈み帯に地震不均質へのモデルの特色 第1回日本地震工学シンポジウム論文集32, .
- Synolakis, C., and Yalciner, A.(2006):Derivation of basic water wave equations. UNESCO-IOC-Tsunami inundation training sessions 2006.
- Titov, V.V., and Gonzalez, F.I.(1997):Implementation and Testing of the method of Splitting Tsunami(MOST) model, Contribution from NOAA/Pacific Marine Environment Laboratory,No1927,pp1-11.
- Torregosa, R. F., Sugto, M. and Nojima, N.(2001): Strong Motion Simulation for the Philippines Based on Seismic Hazard Assessment, Journal of Natural Disaster Science, Vol.23,No.1, pp.35-51.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.84, No.4, pp 974-1002.

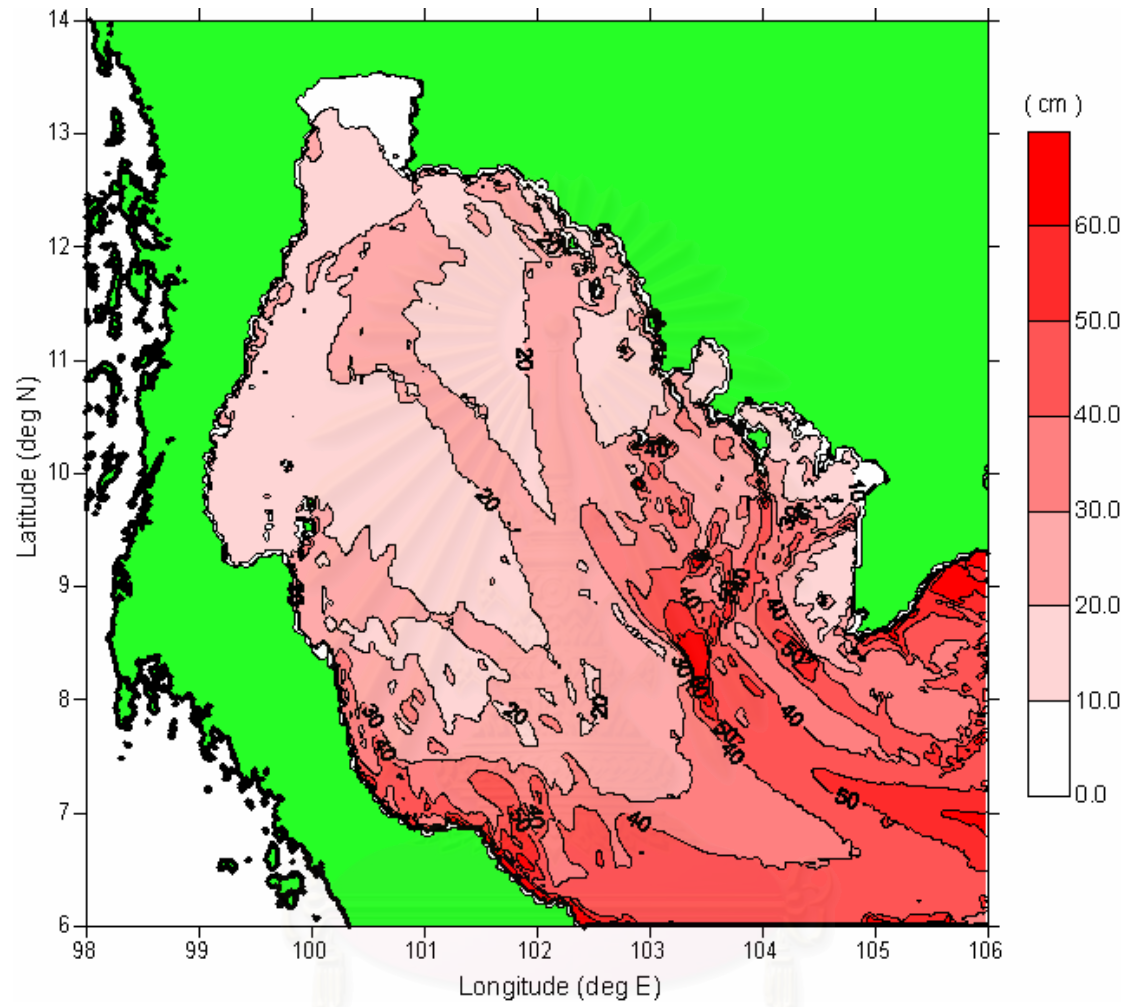
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



ภาคผนวก

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

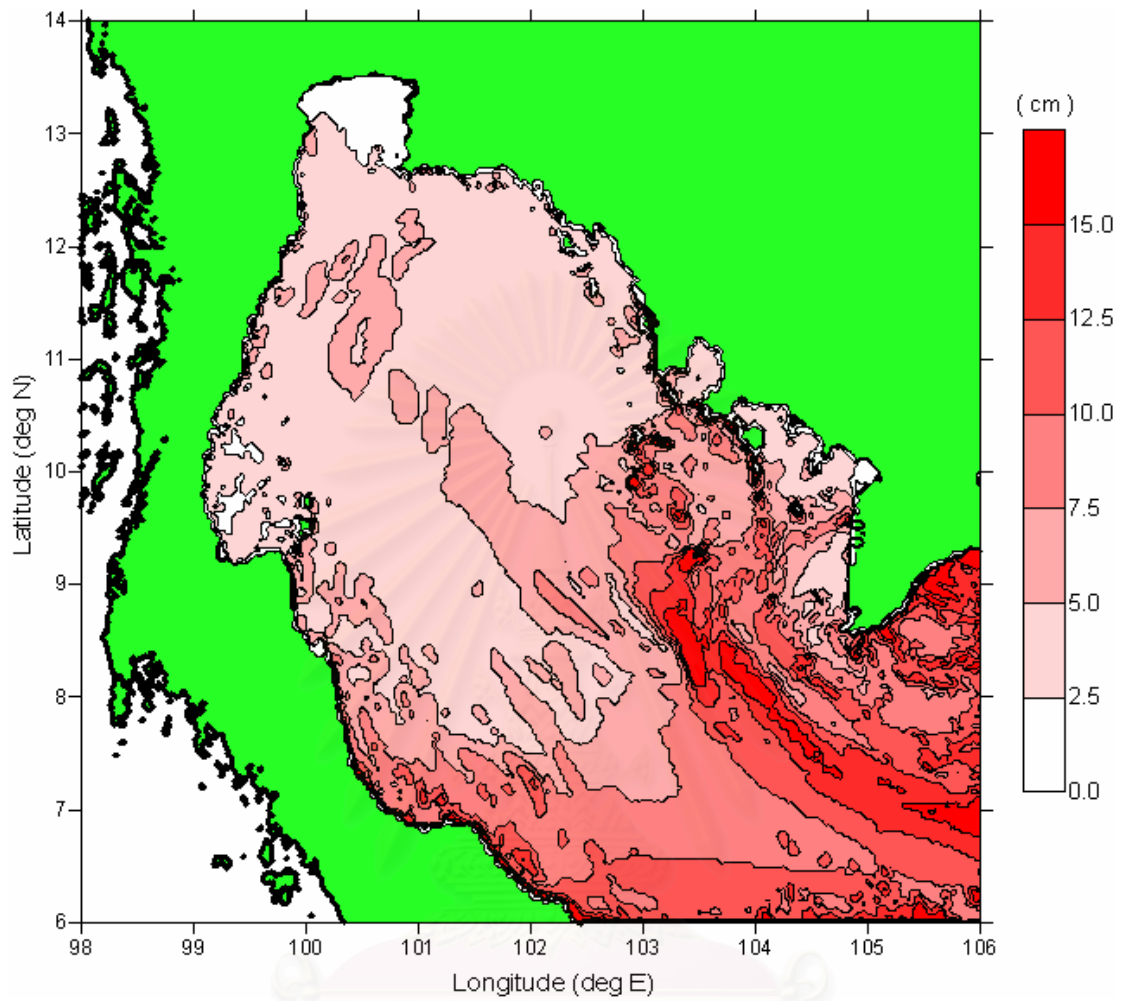
## ภาคผนวก ก



รูปที่ ก1 ความสูงคลื่นมากที่สุดในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 1

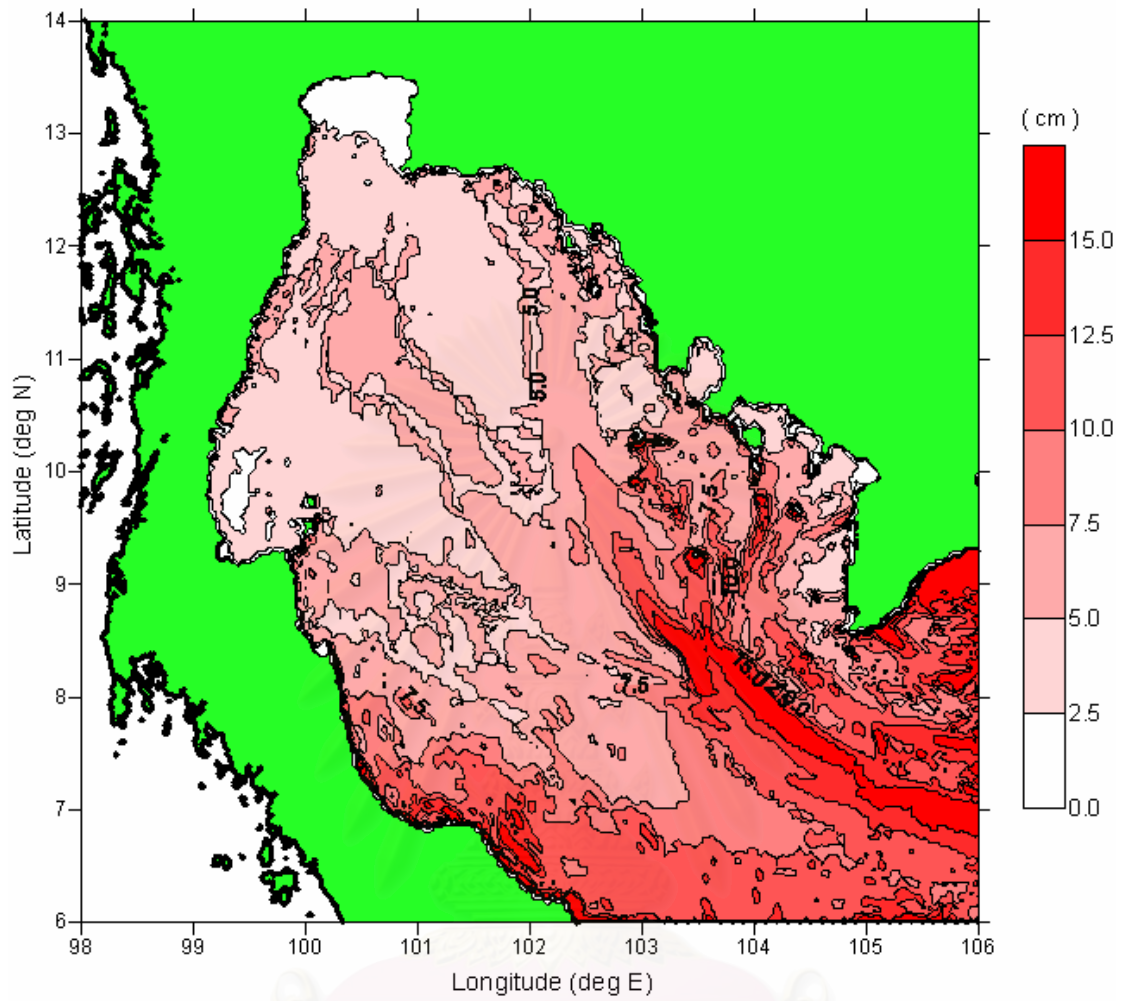
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย





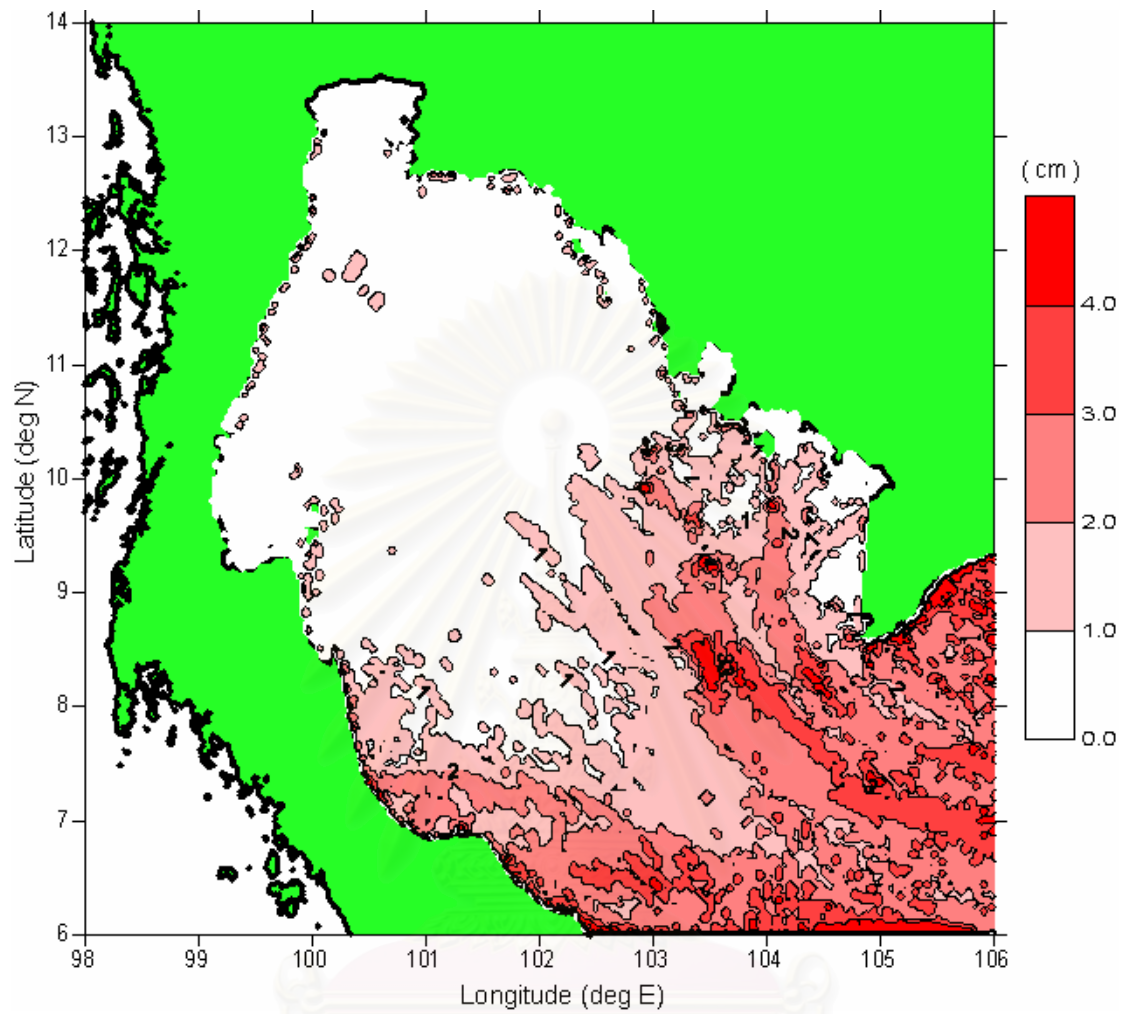
รูปที่ ก2 ความสูงคลื่นมากที่สุดในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 2

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



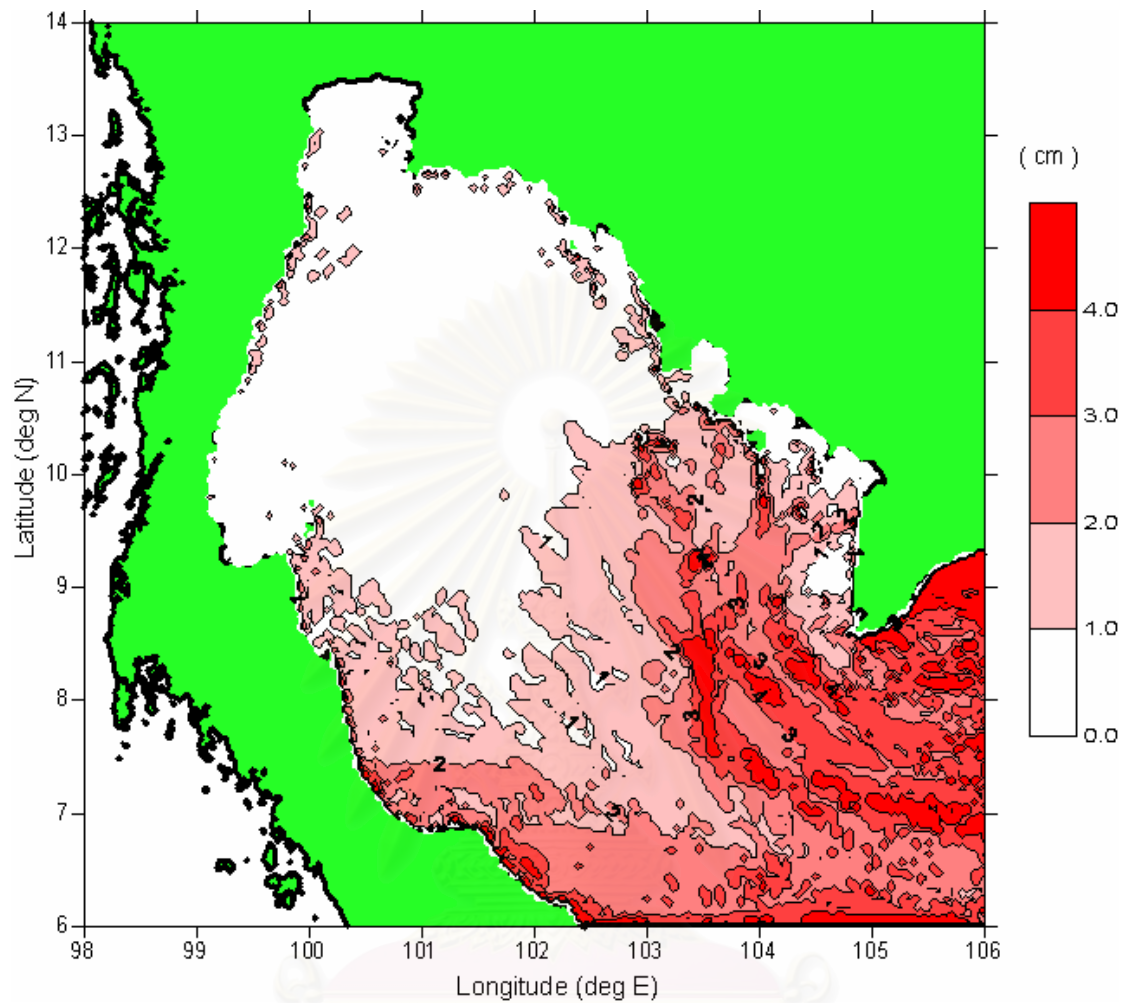
รูปที่ ก3 ความสูงคลื่นมากที่สุดในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 3

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



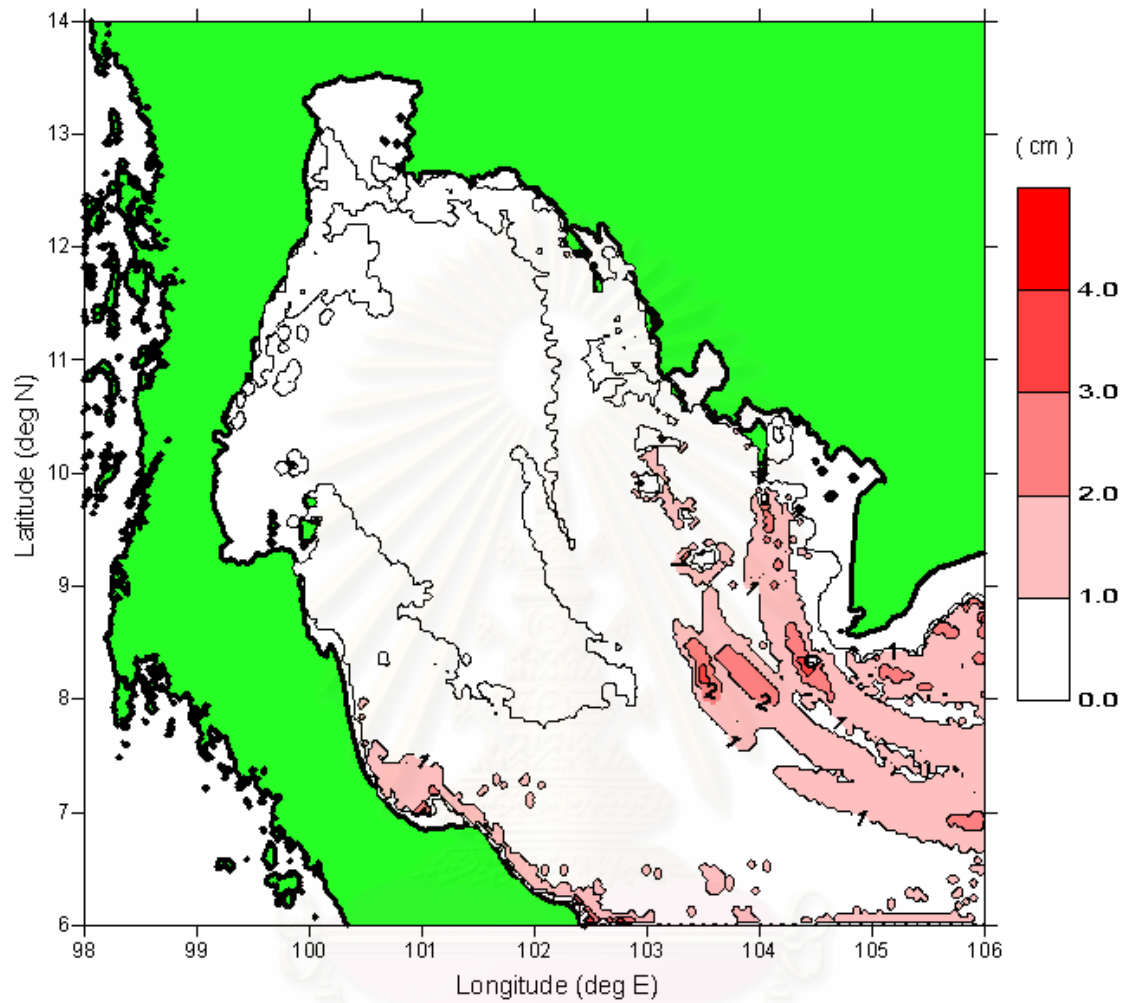
รูปที่ ก4 ความสูงคลื่นมากที่สุดในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 4

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ ก5 ความสูงคลื่นมากที่สุดในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 5

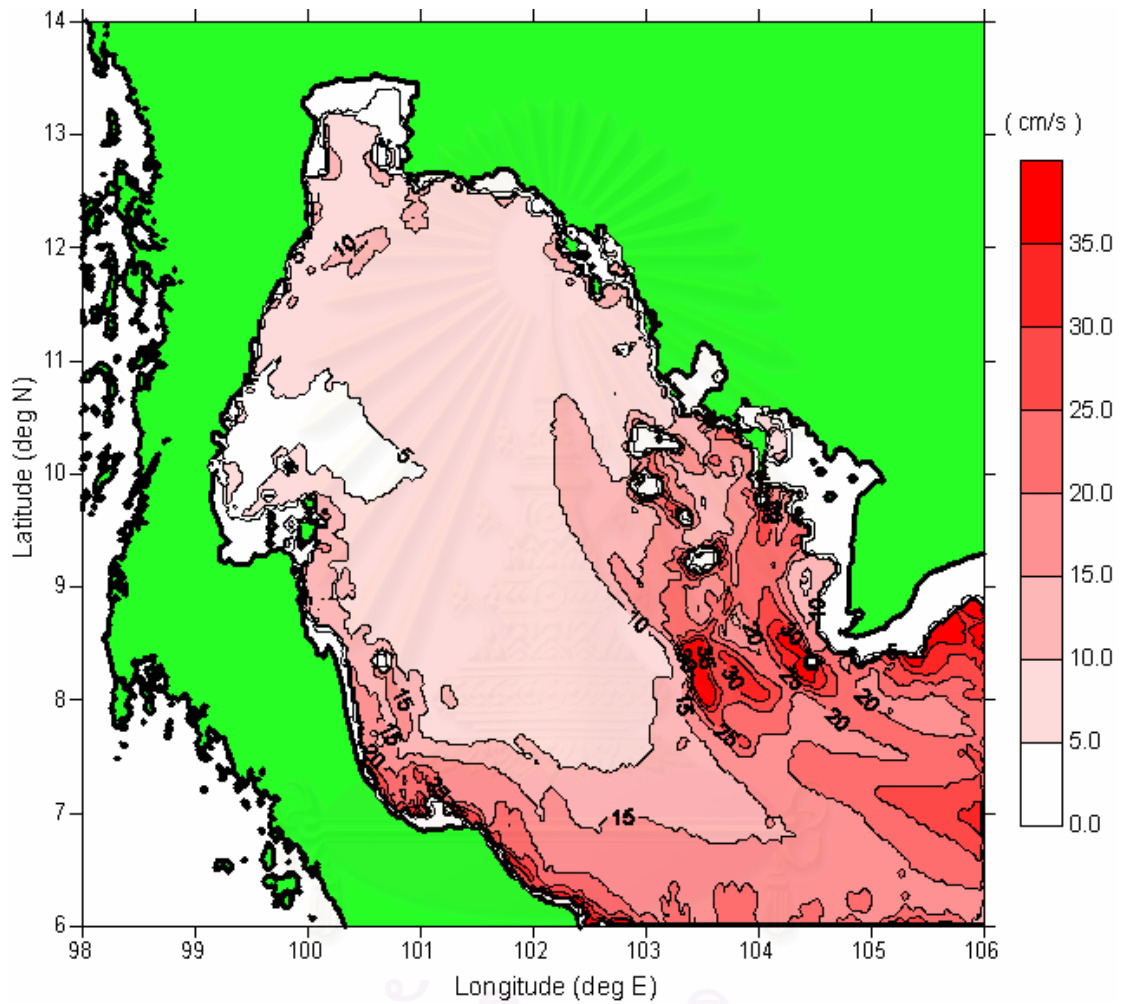
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ ๓6 ความสูงคลื่นมากที่สุดในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 6

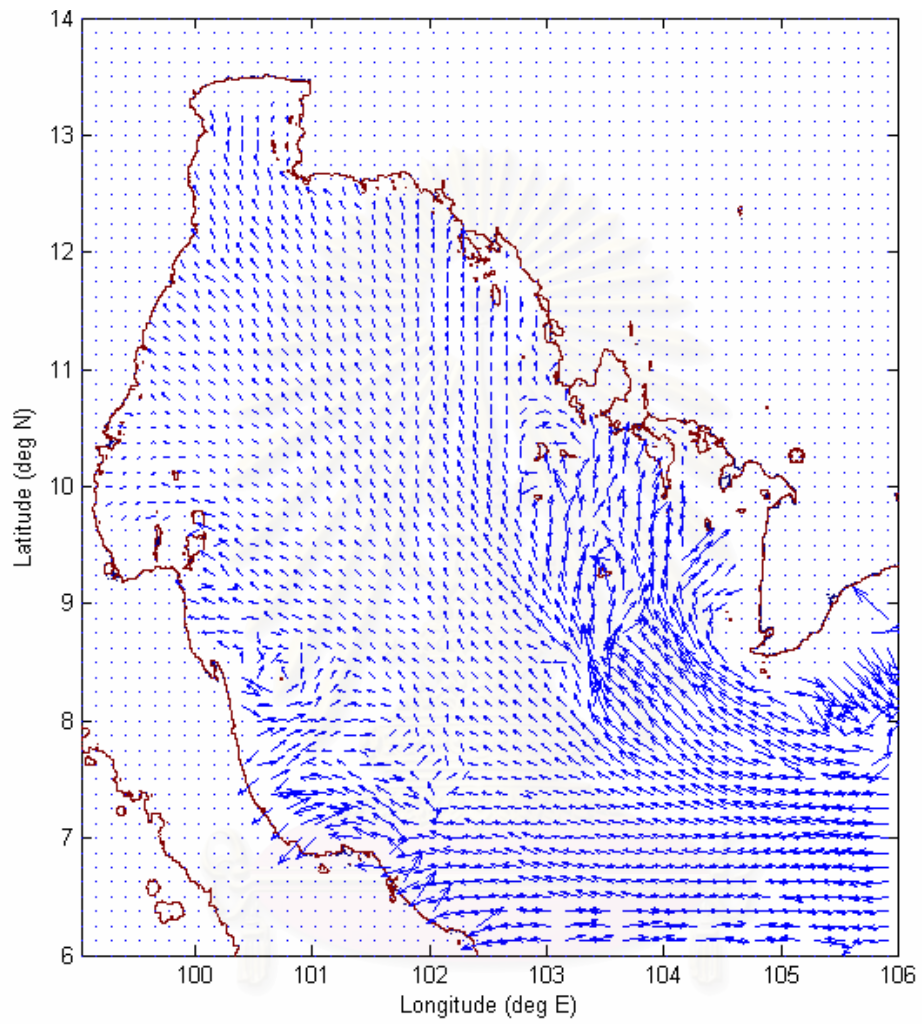
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## ภาคผนวก ข



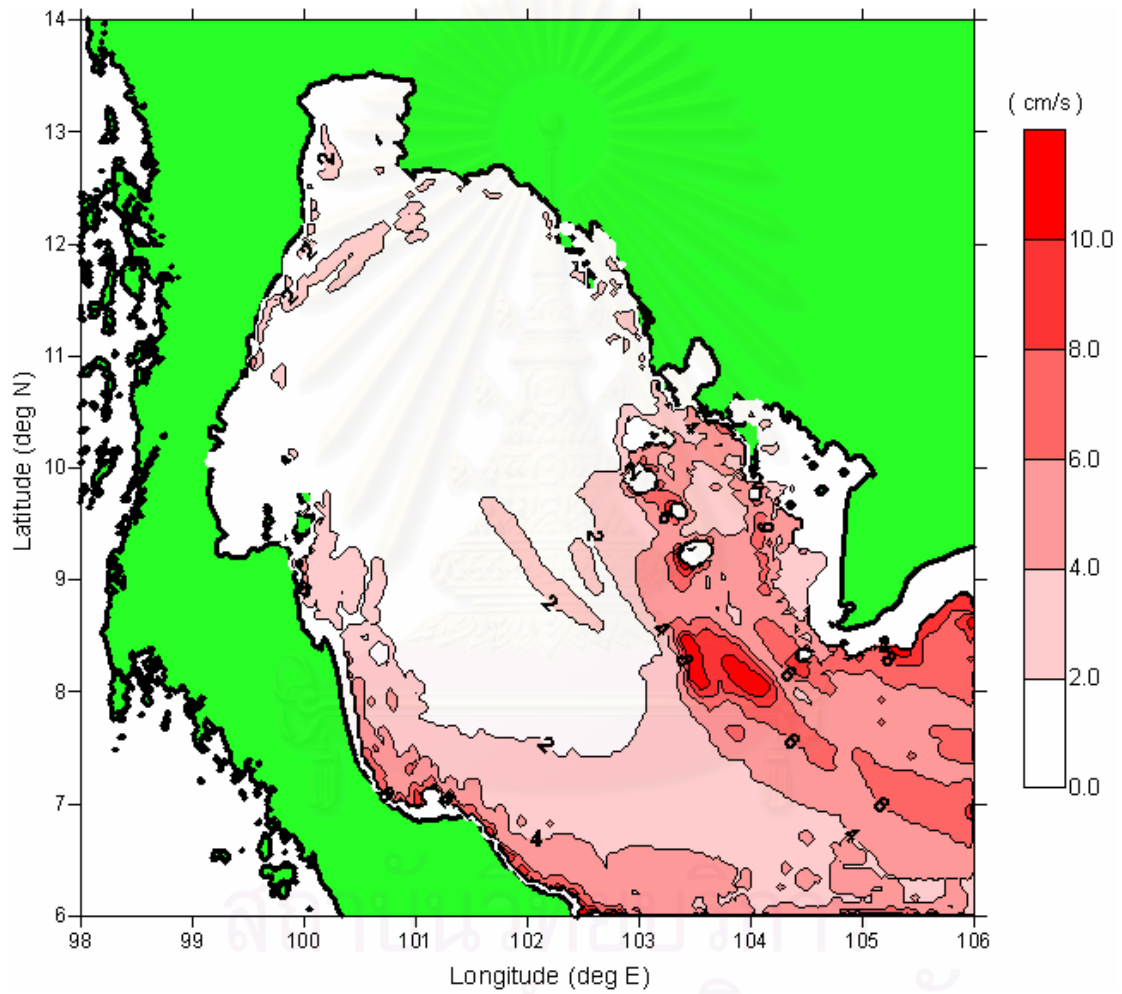
รูปที่ ข1.1 ความเร็วของกระแสน้ำมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 1

สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



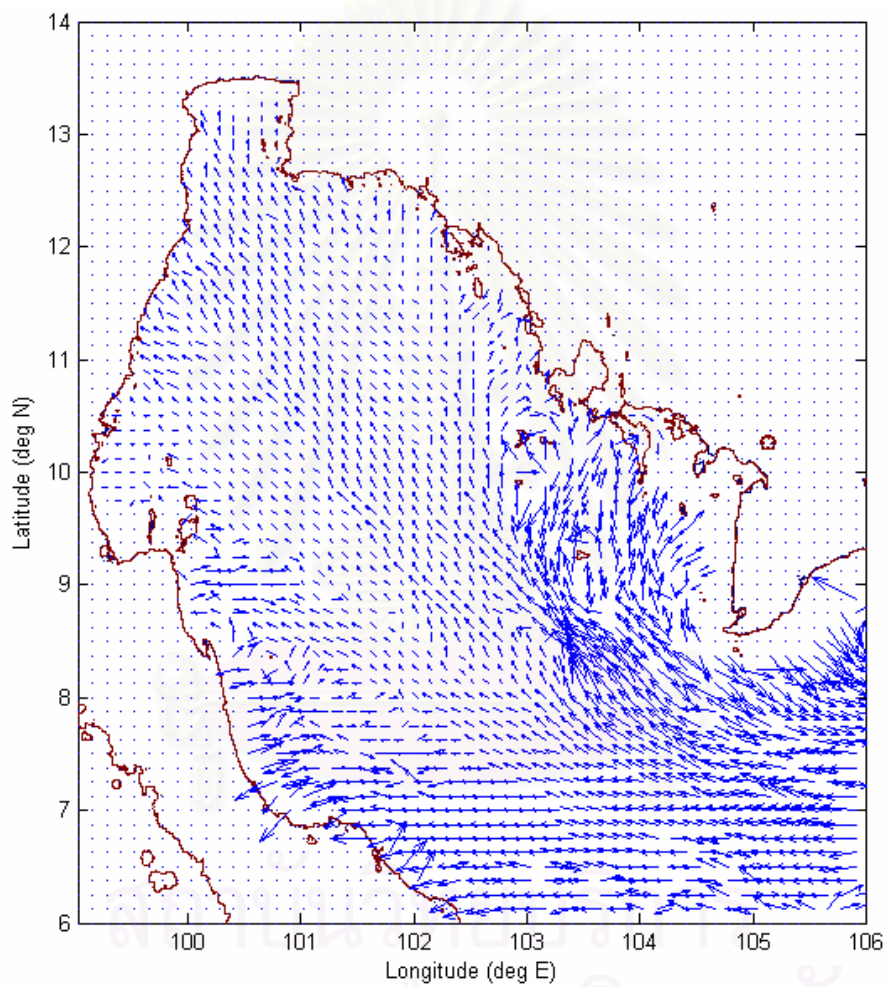
รูปที่ ข1.2 ทิศทางความเร็วกระแสน้ำมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 1

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

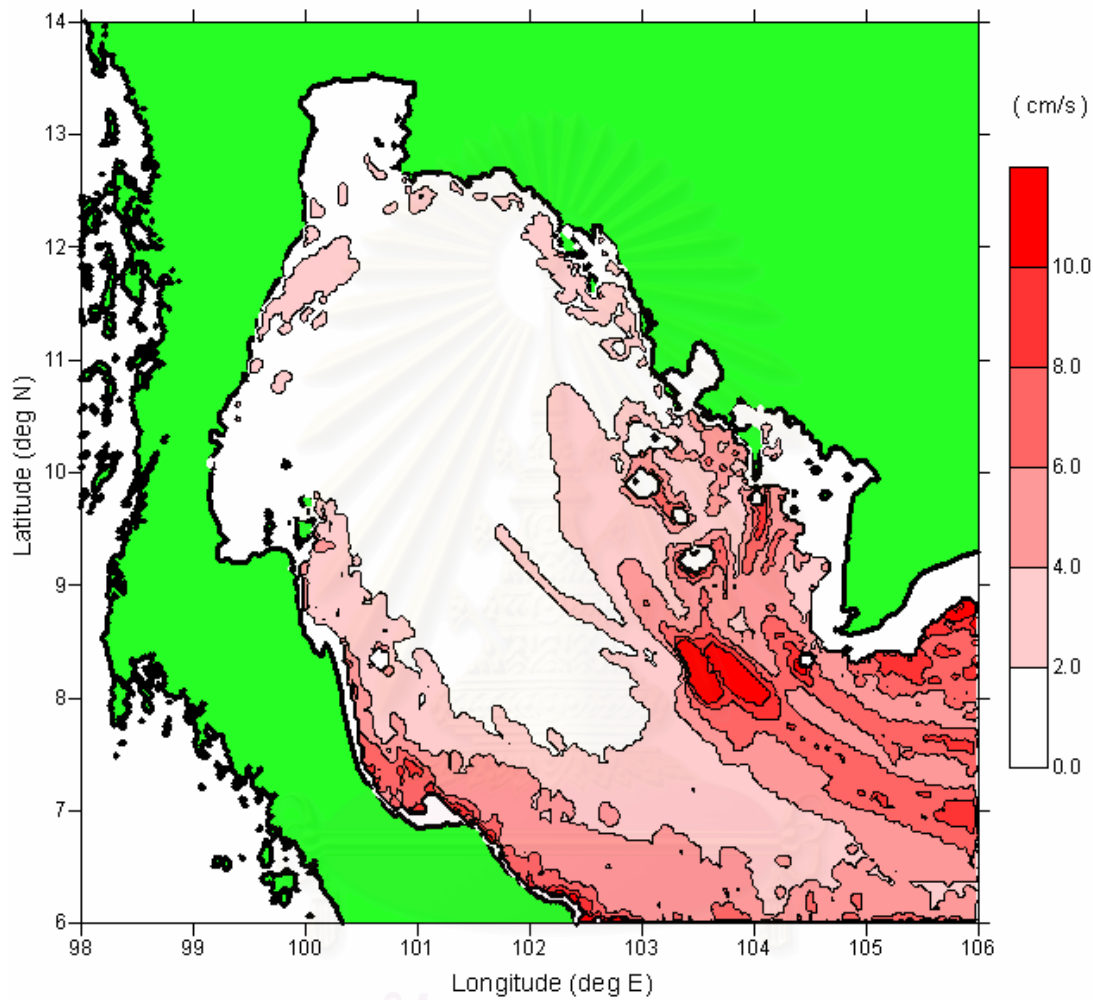


รูปที่ ข2.1 ความเร็วของกระแสคลื่นมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 2



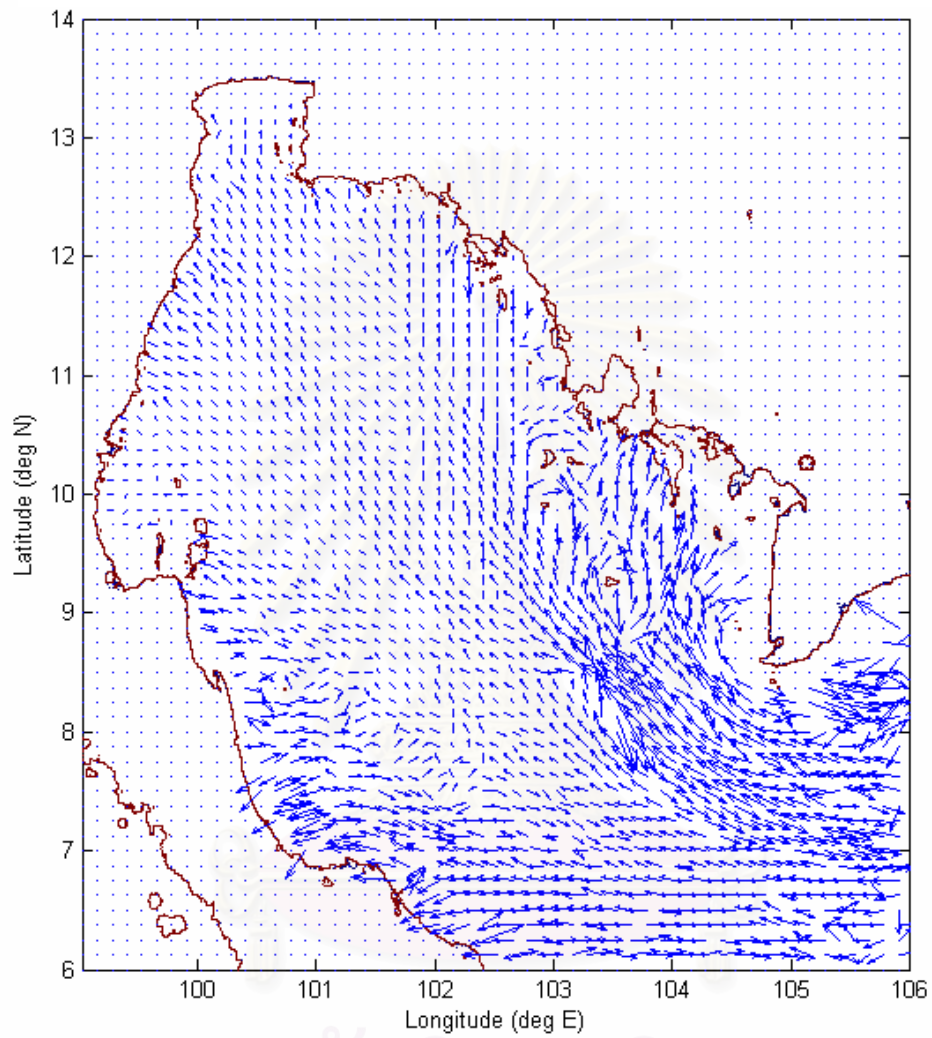


รูปที่ ข2.2 ทิศทางความเร็วกระแสคลื่นมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 2

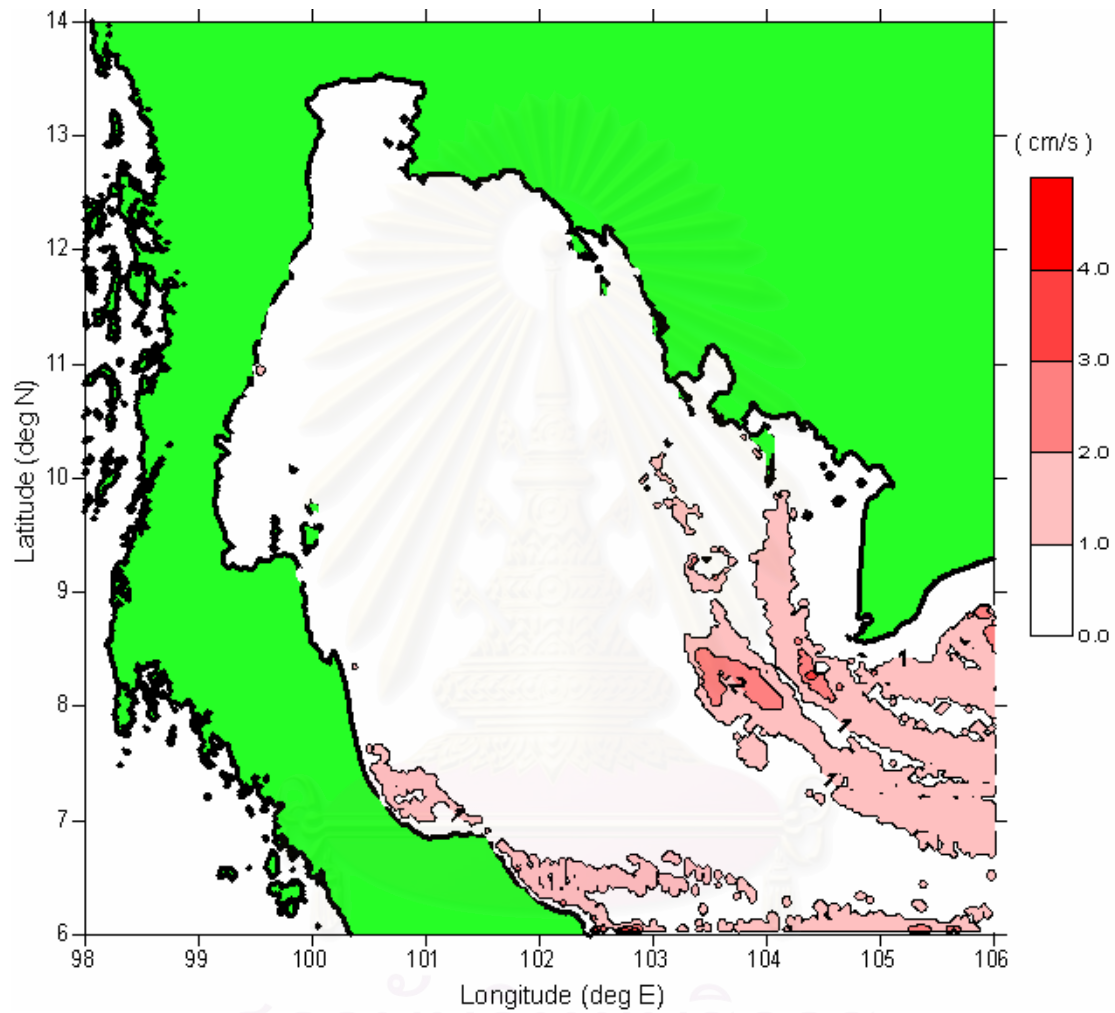


รูปที่ ข3.1 ความเร็วของกระแสน้ำมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 3

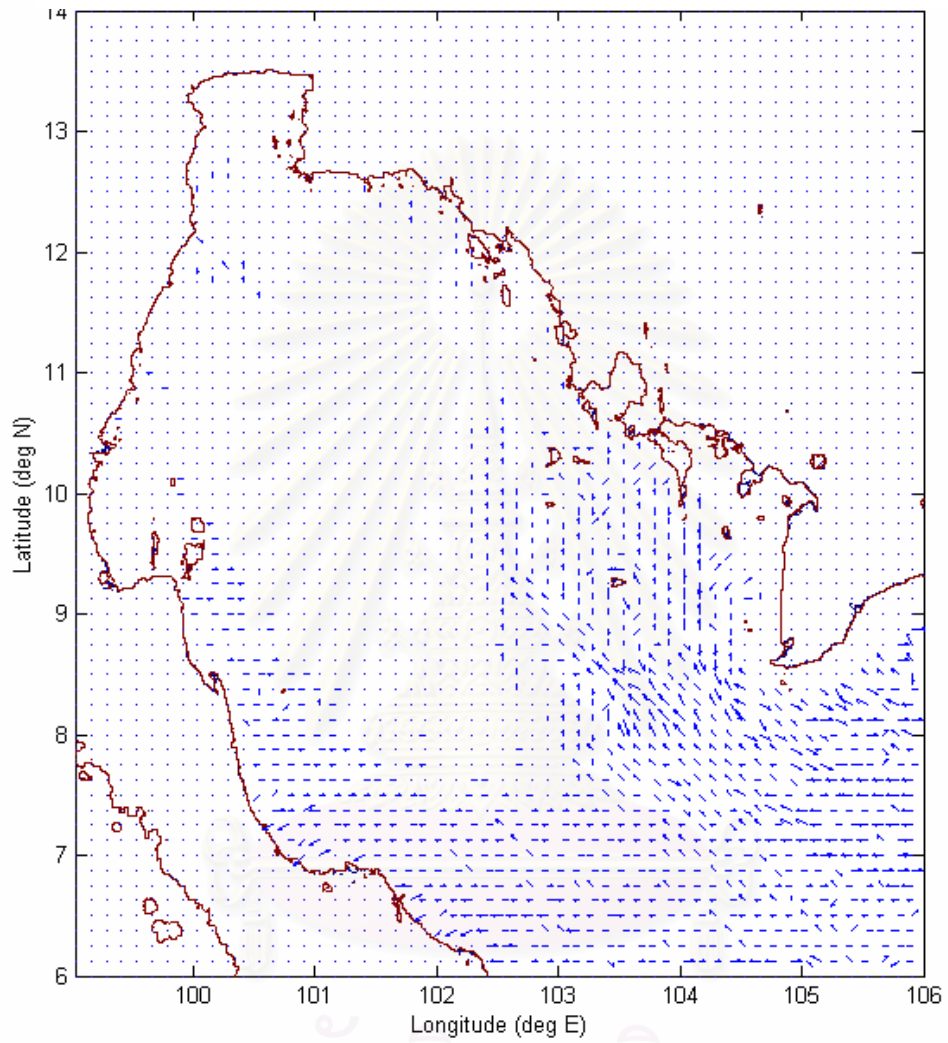
สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



สถาบันวิทยบริการ  
รูปที่ ข3.2 ทิศทางความเร็วกระแสคลื่นมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 3  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

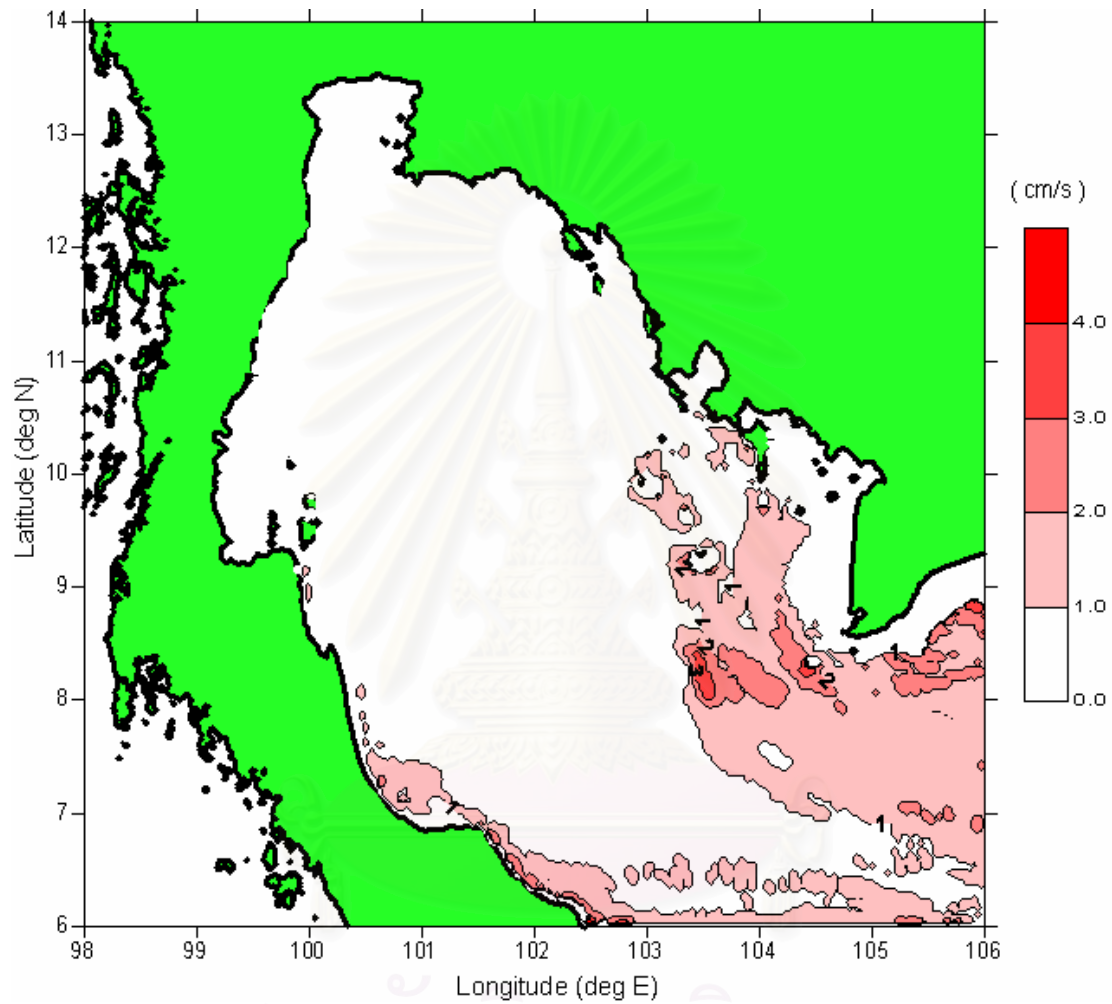


รูปที่ ข4.1 ความเร็วของกระแสน้ำที่มากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 4  
 จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

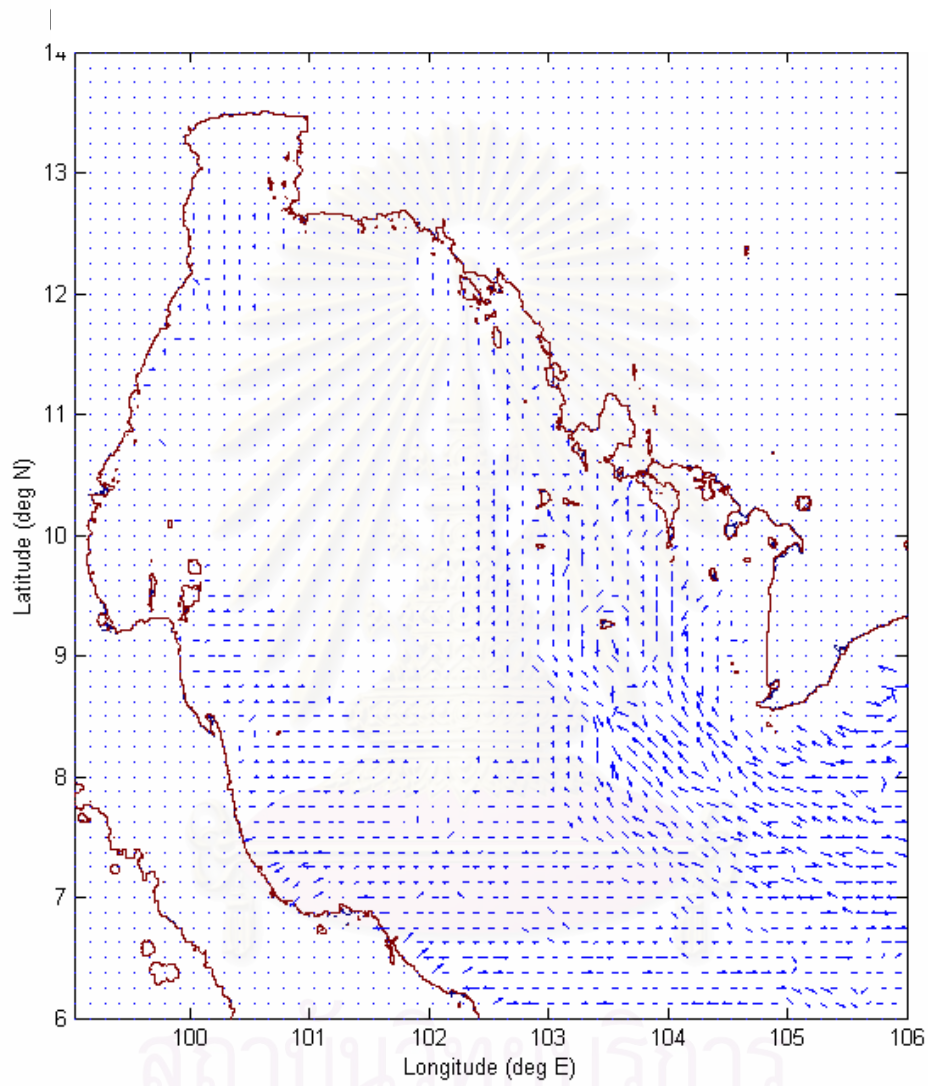


รูปที่ ข4.2 ทิศทางความเร็วกระแสคลื่นมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 4

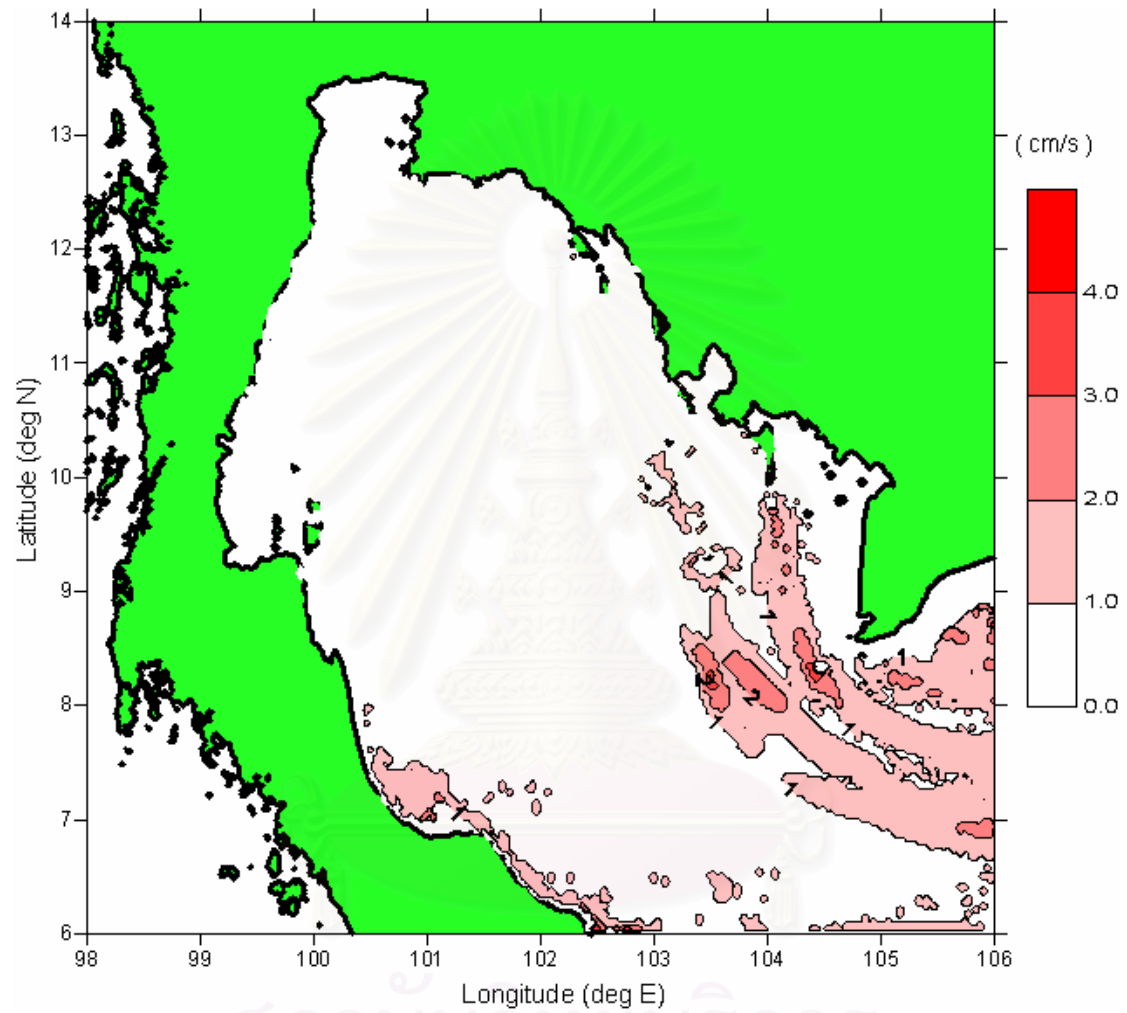
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ ข5.1 ความเร็วของกระแสคลื่นมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 5  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

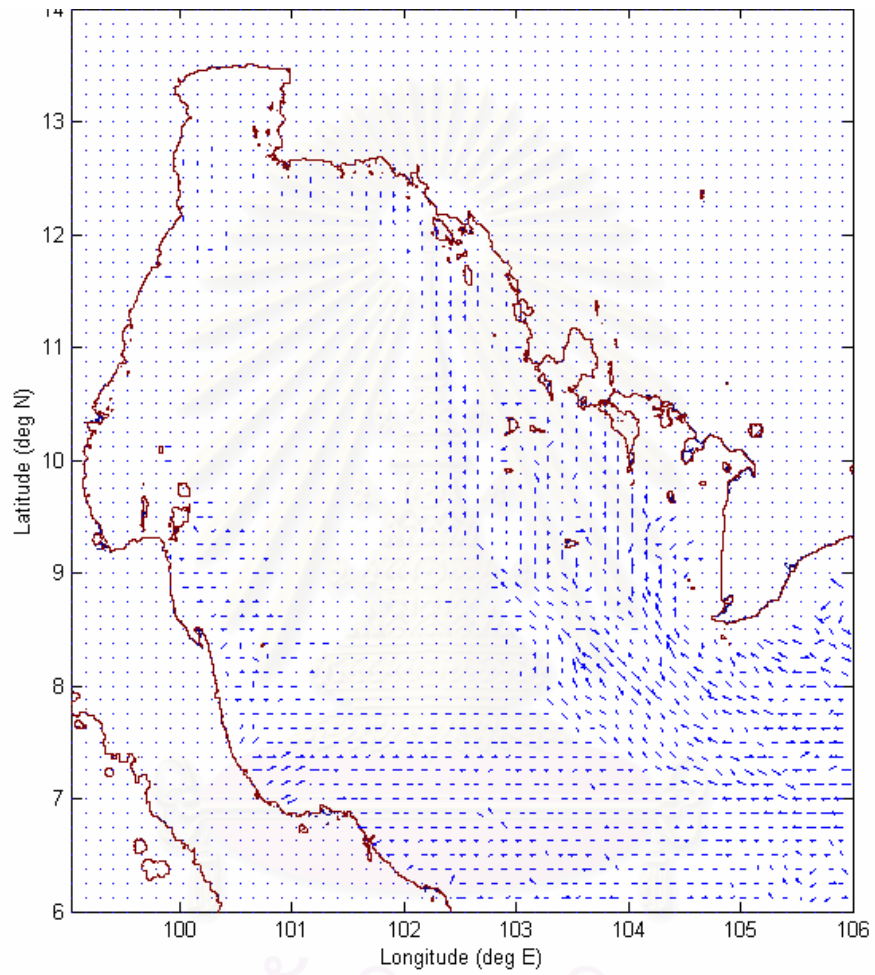


รูปที่ ข5.2 ทิศทางความเร็วกระแสลมที่เร็วที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 5



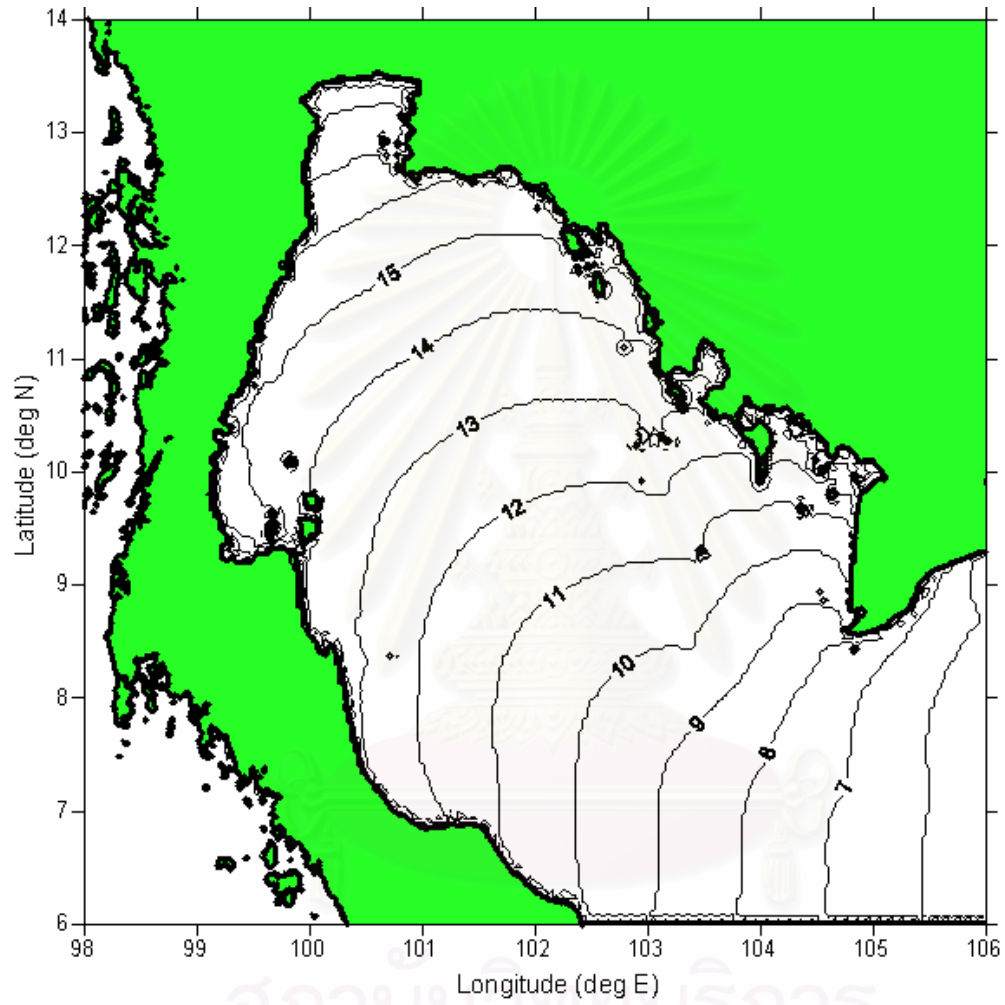
รูปที่ ข6.1 ความเร็วของกระแสน้ำมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 6  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



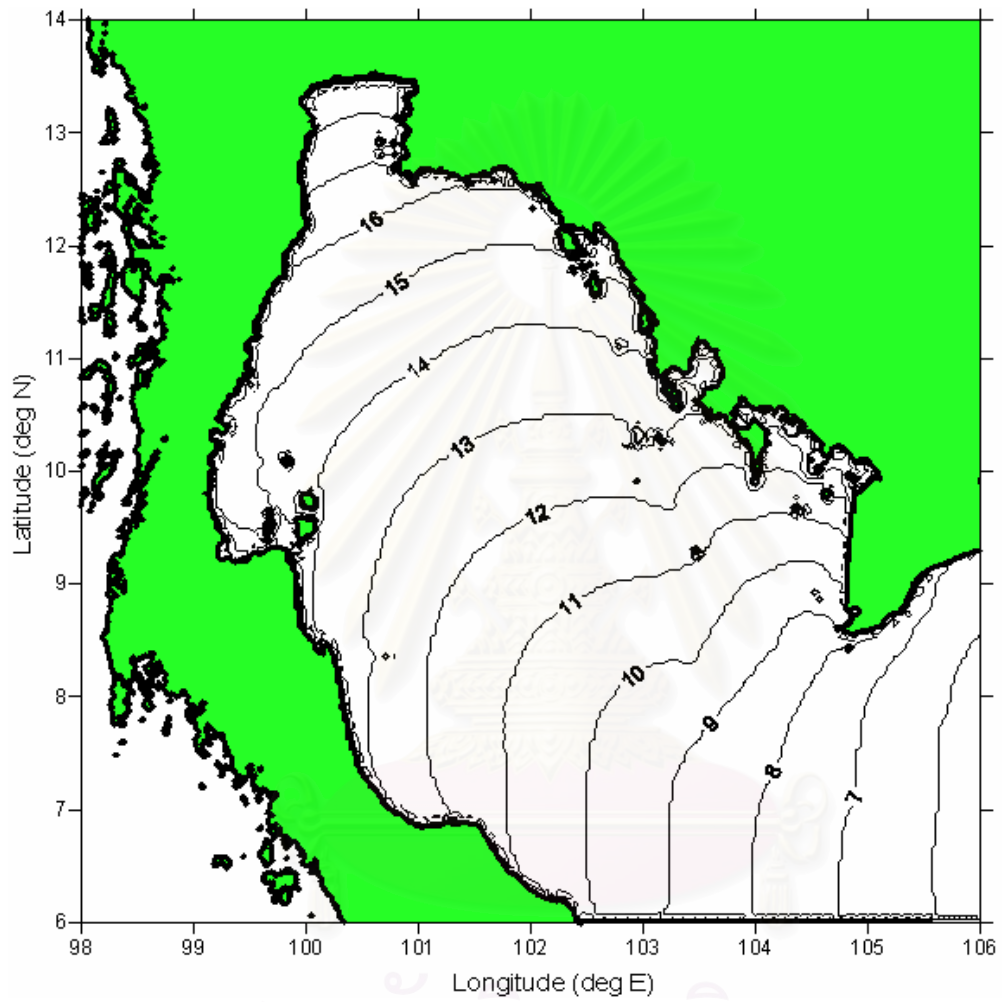


รูปที่ ข6.2 ทิศทางความเร็วกระแสคลื่นมากที่สุด เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 6  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

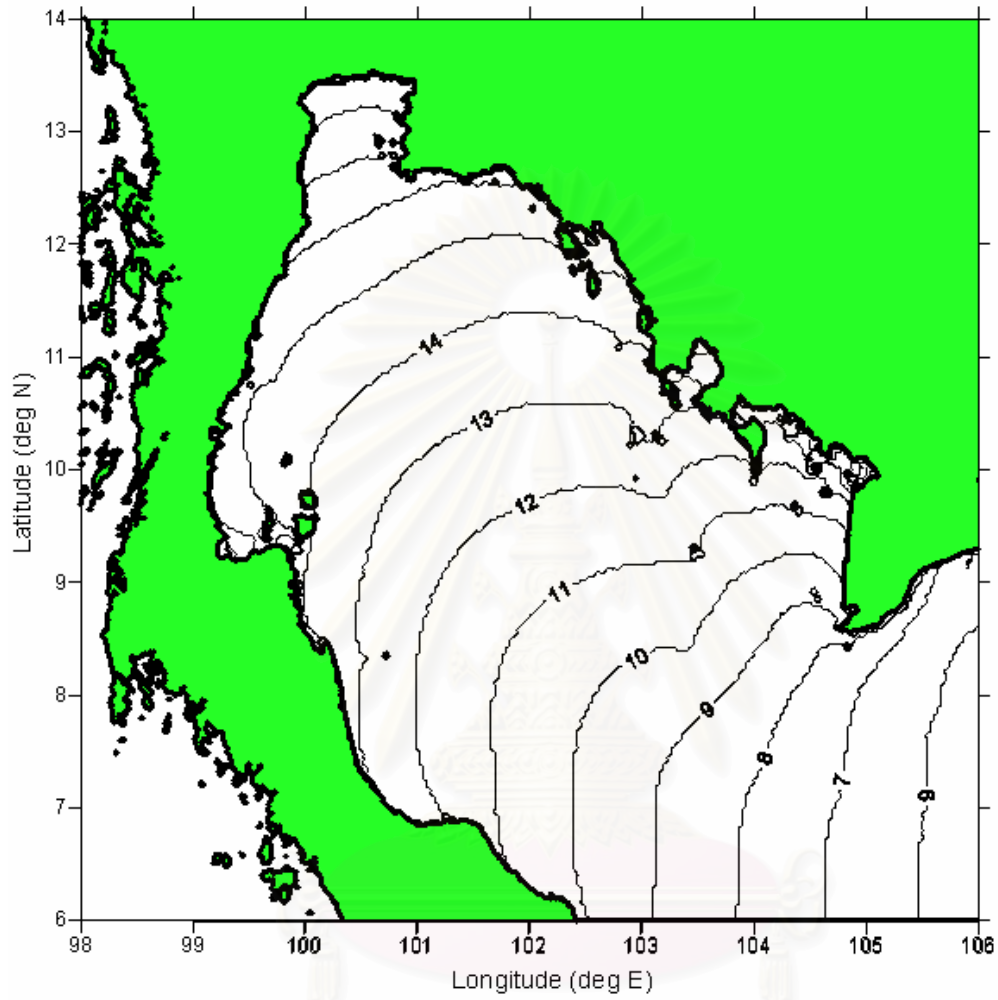
## ภาคผนวก ค



รูปที่ ค1 เวลามาถึงของคลื่นในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 1  
 จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

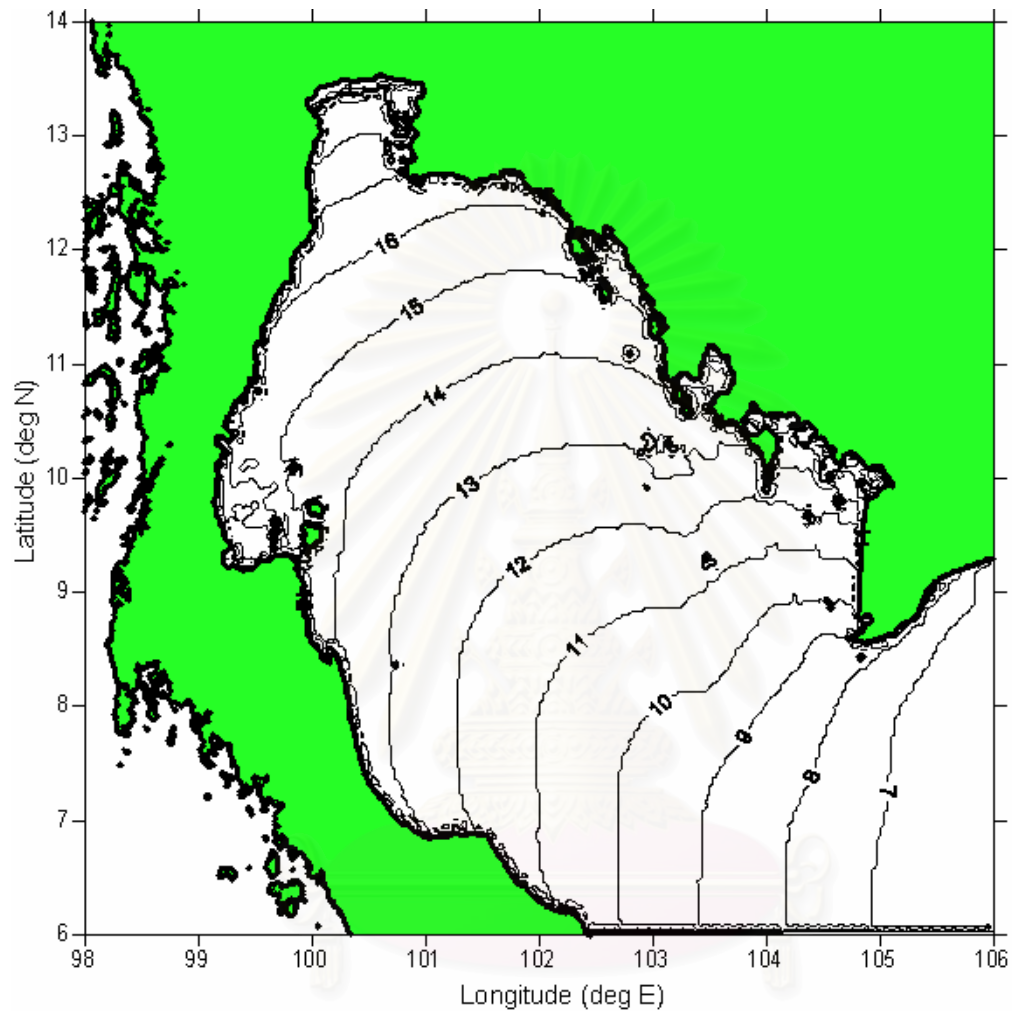


สถาบันนวัตกรรมการ  
 รูปที่ ค2 เวลามาถึงของคลื่นในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 2  
 จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



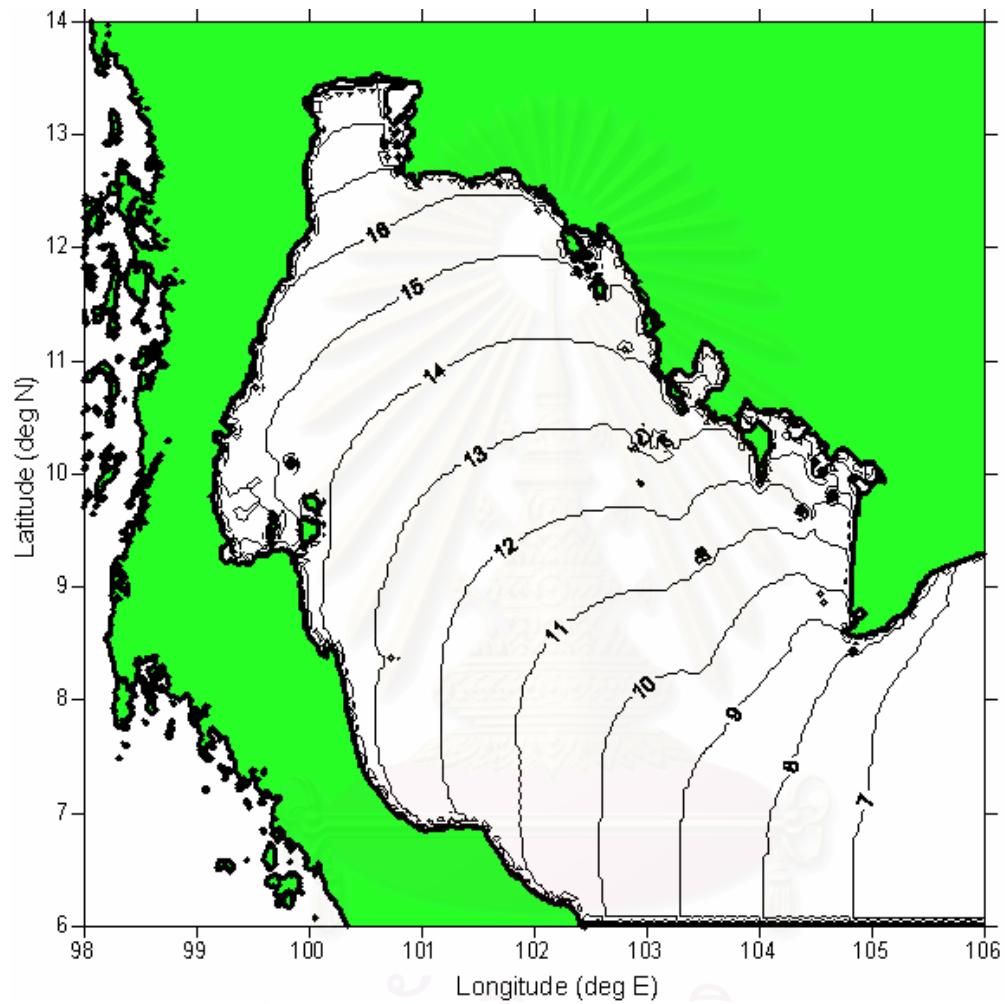
รูปที่ ค3 เวลามาถึงของคลื่นในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 3

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



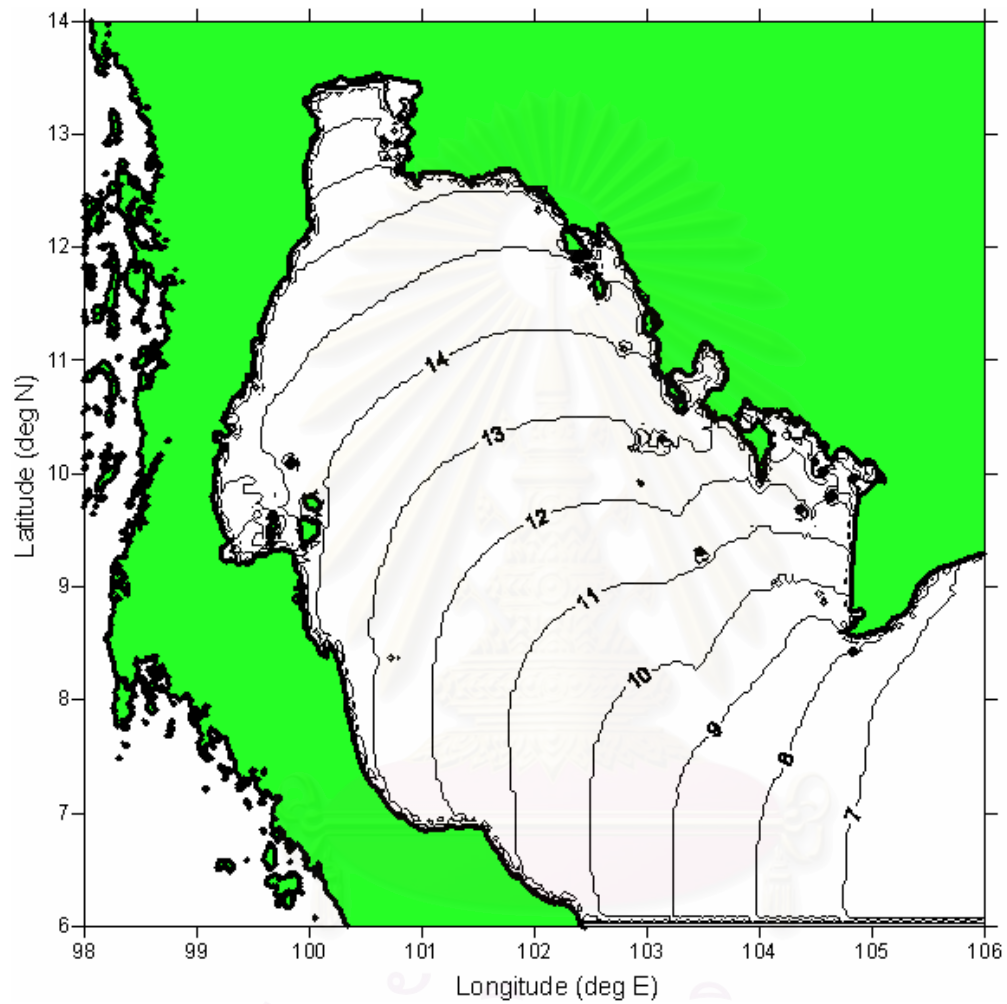
รูปที่ ค4 เวลามาถึงของคลื่นในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 4

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



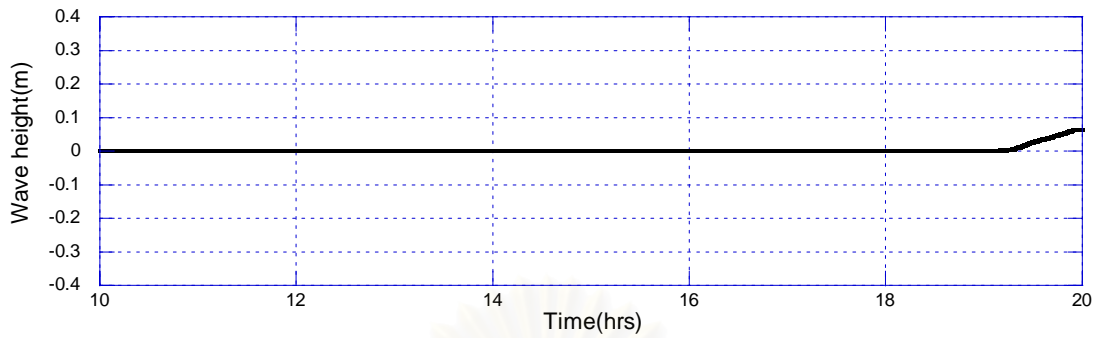
รูปที่ ค5 เวลามาถึงของคลื่นในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 5

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

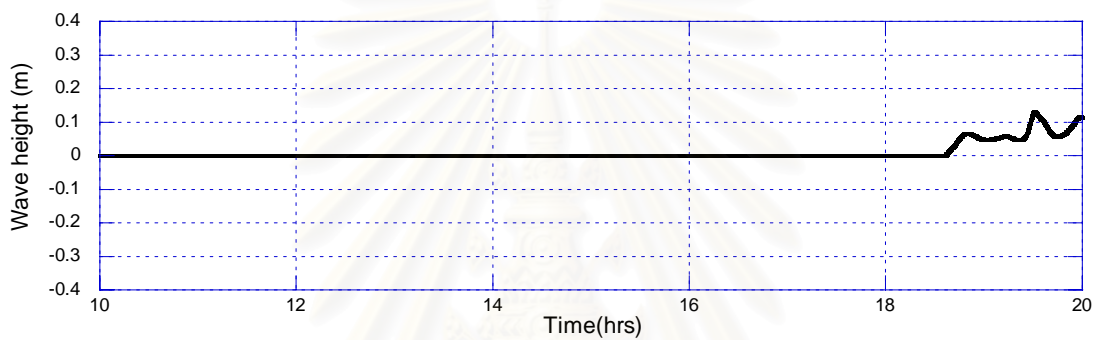


สถาบันวิทยบริการ  
 รูปที่ ค6 เวลามาถึงของคลื่นในอ่าวไทย เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 6  
 จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

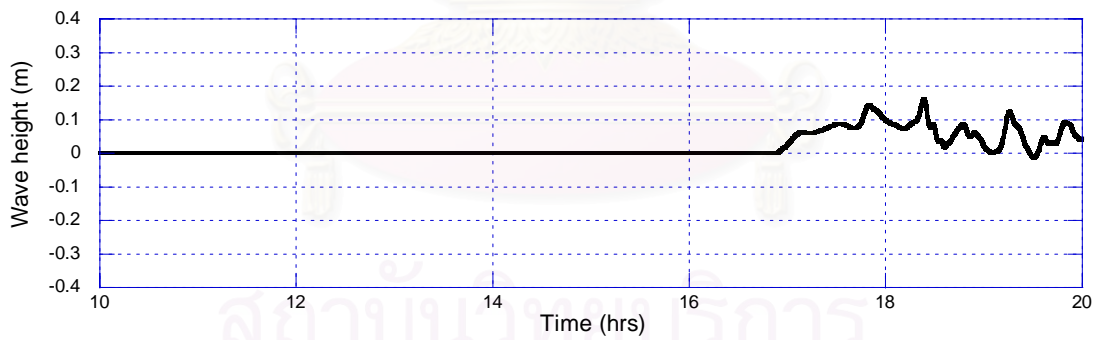
### ภาคผนวก ง



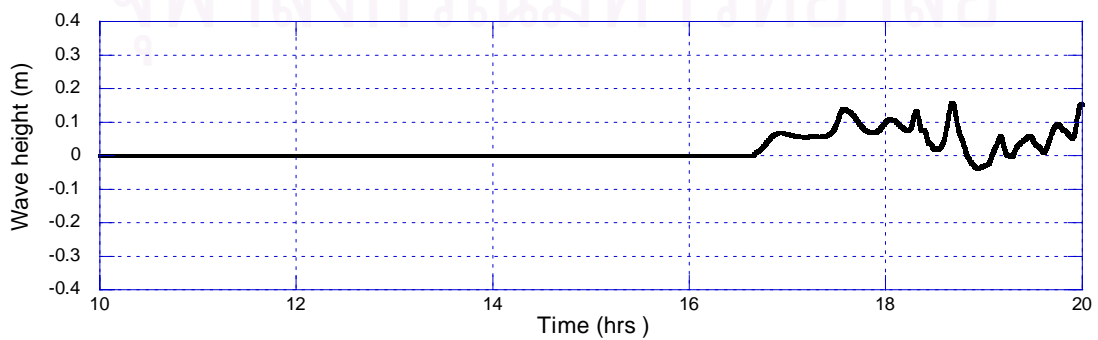
(ก) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 14 เมตร



(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 2 ที่ความลึก 19 เมตร

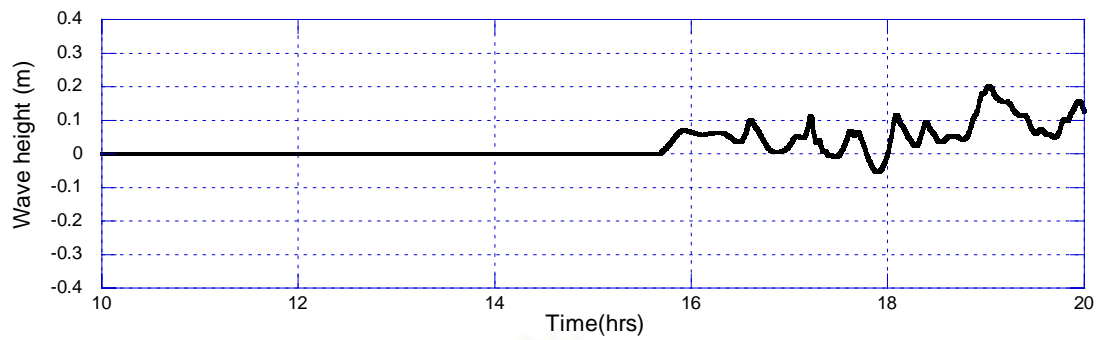


(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 3 ที่ความลึก 20 เมตร

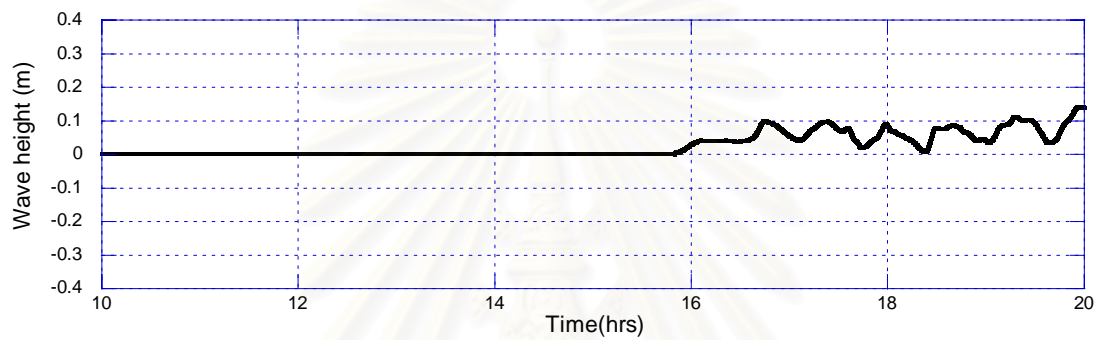


(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 4 ที่ความลึก 28 เมตร

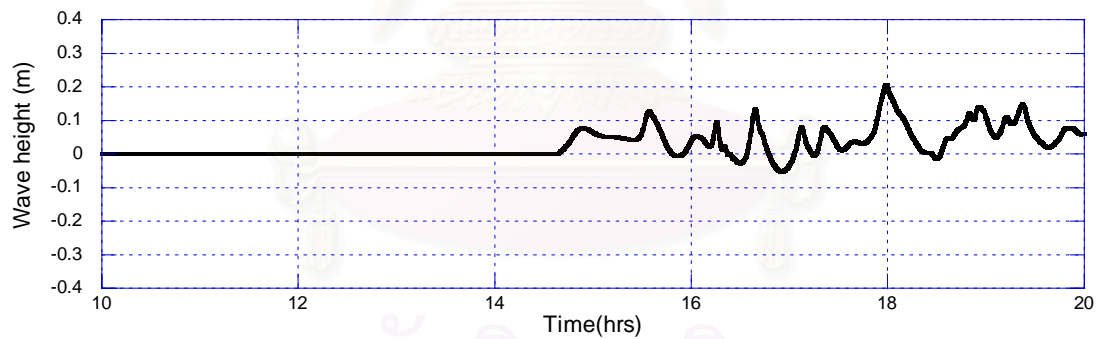




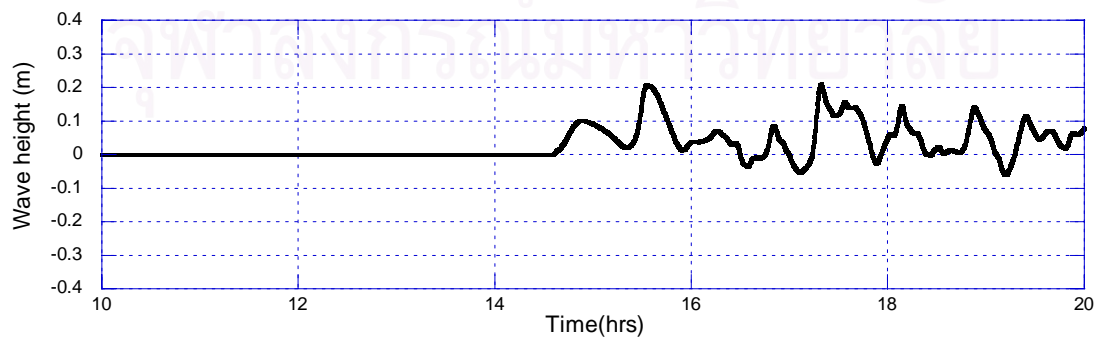
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 5 ที่ความลึก 14 เมตร



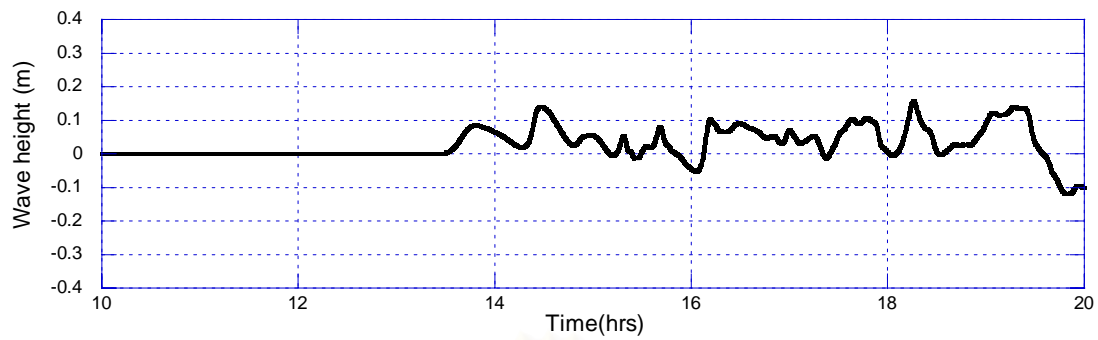
(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 6 ที่ความลึก 43 เมตร



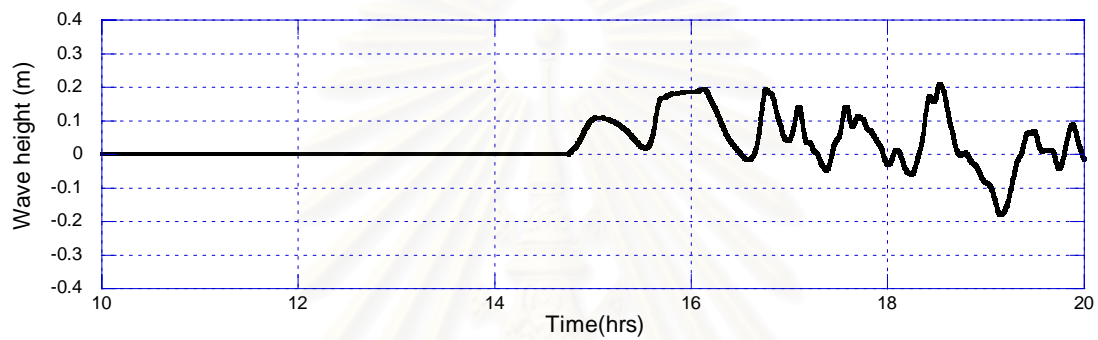
(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 7 ที่ความลึก 58 เมตร



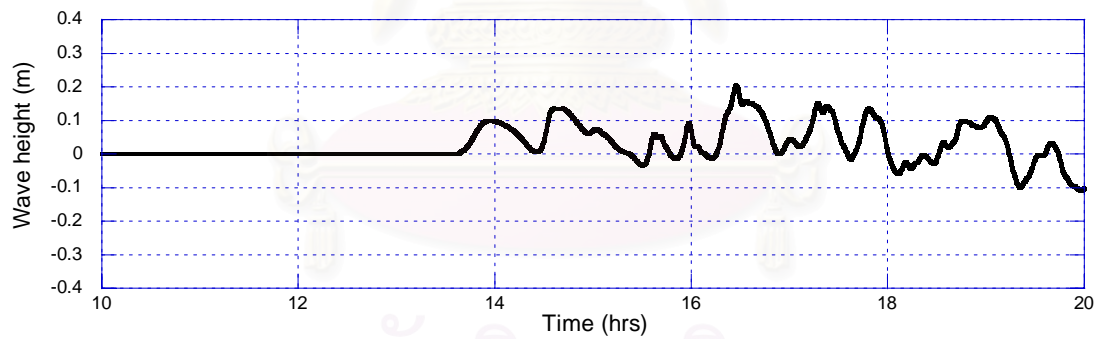
(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 8 ที่ความลึก 23 เมตร



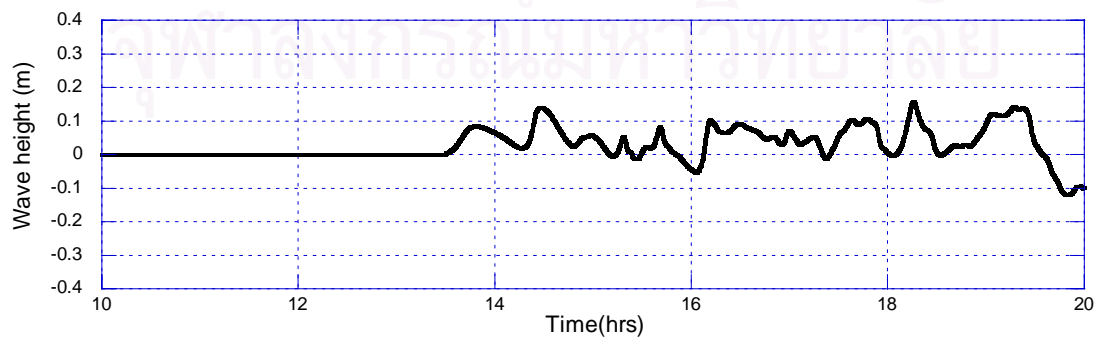
(ณ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 9 ที่ความลึก 66 เมตร



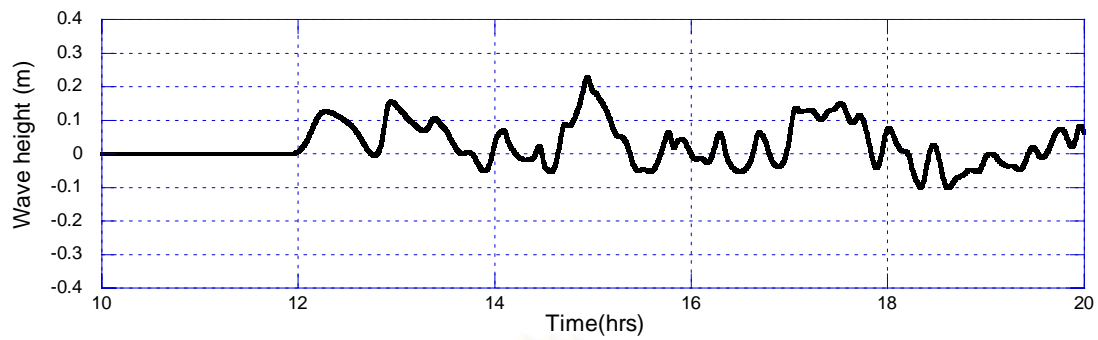
(ญ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 10 ที่ความลึก 21 เมตร



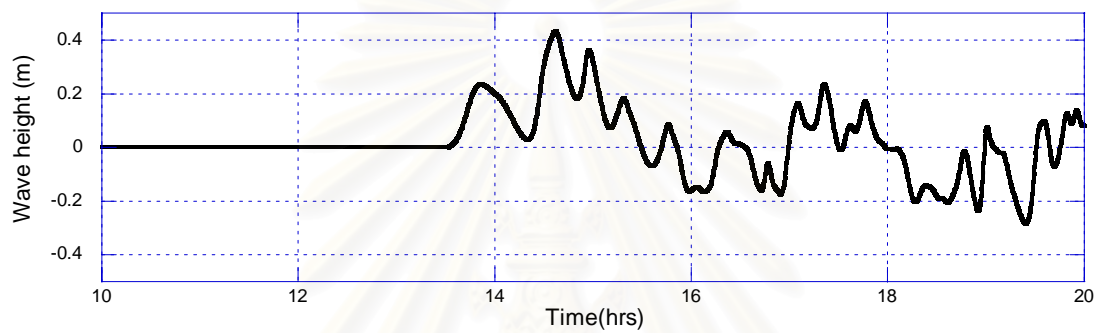
(ฎ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 11 ที่ความลึก 41 เมตร



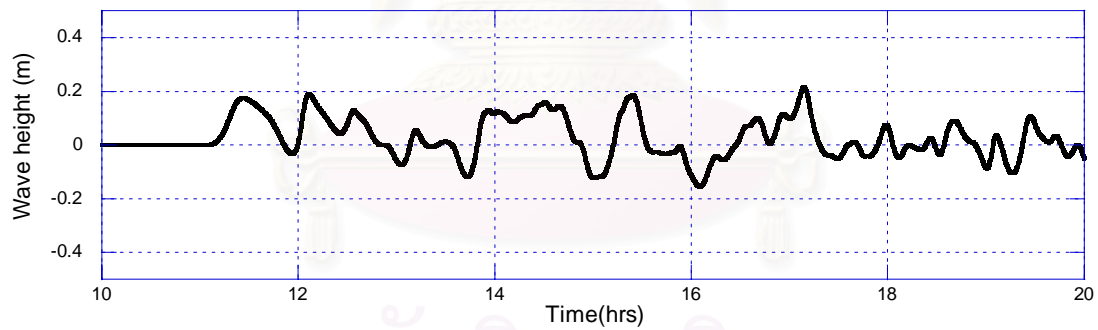
(ฏ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 12 ที่ความลึก 66 เมตร



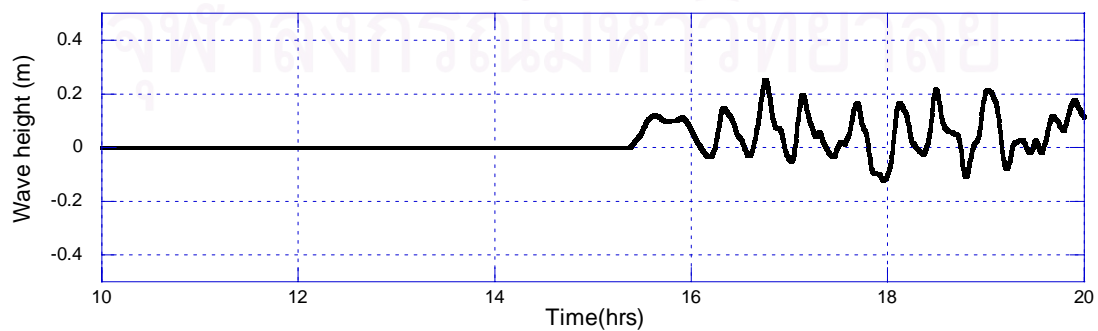
(ฐ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 13 ที่ความลึก 77 เมตร



(ฑ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 14 ที่ความลึก 22 เมตร

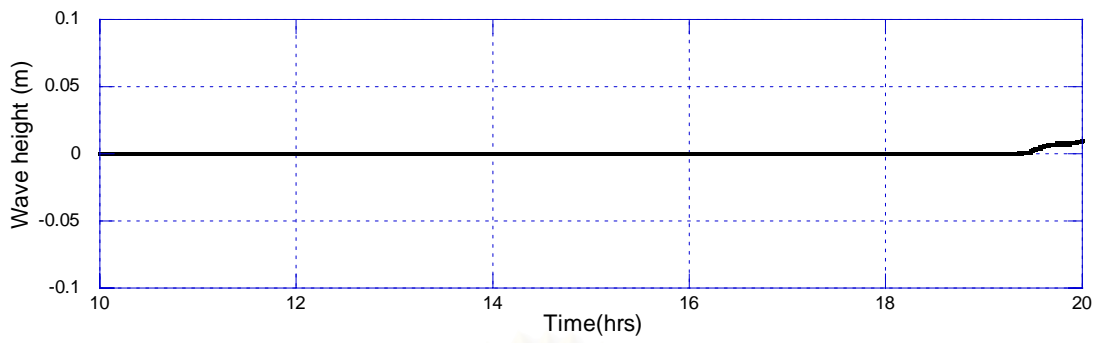


(ฒ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 15 ที่ความลึก 75 เมตร

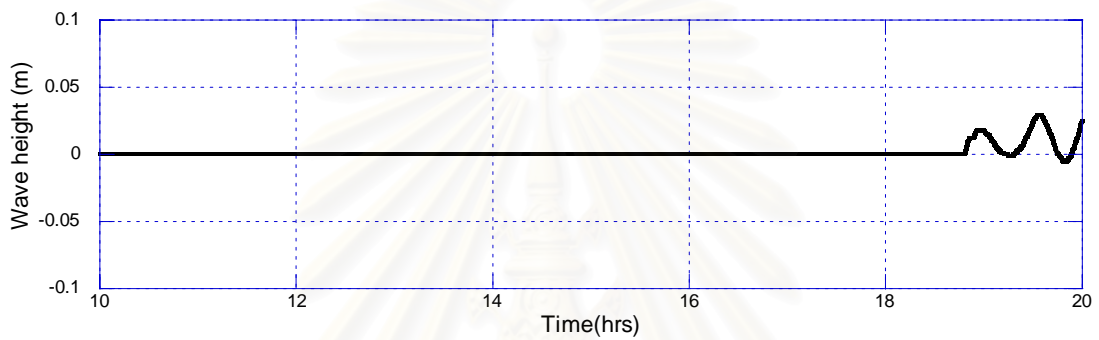


(ด) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 16 ที่ความลึก 13 เมตร

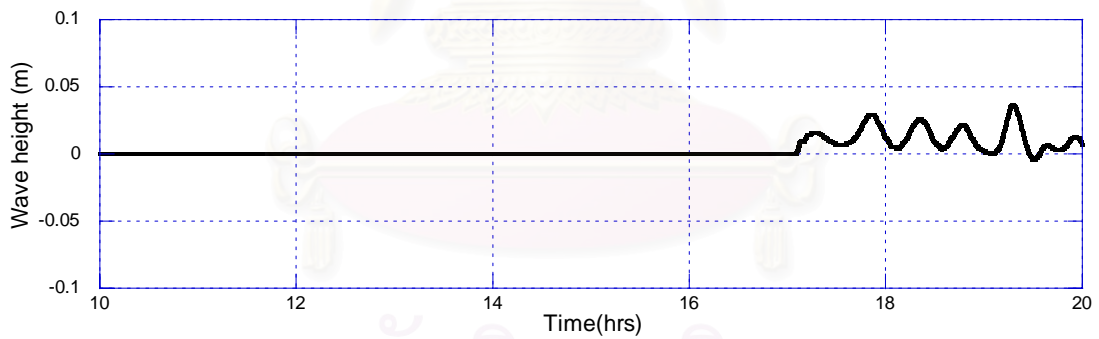
รูปที่ 1 ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่ตำแหน่งจุดสนใจ เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 1



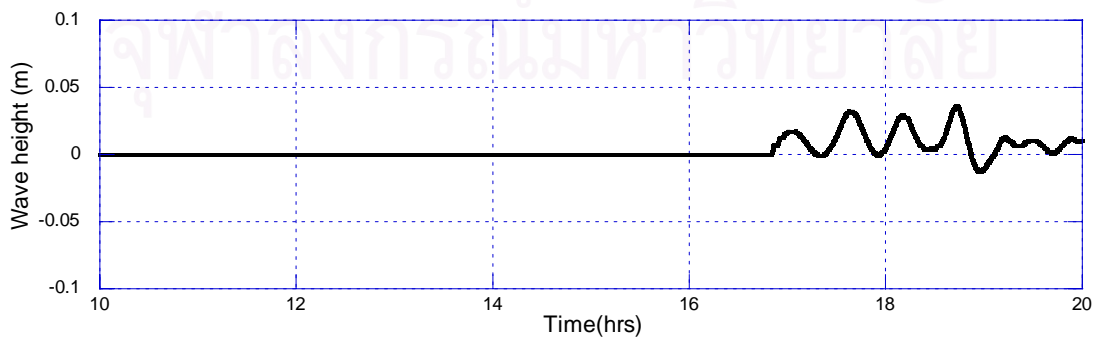
(ก) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 14 เมตร



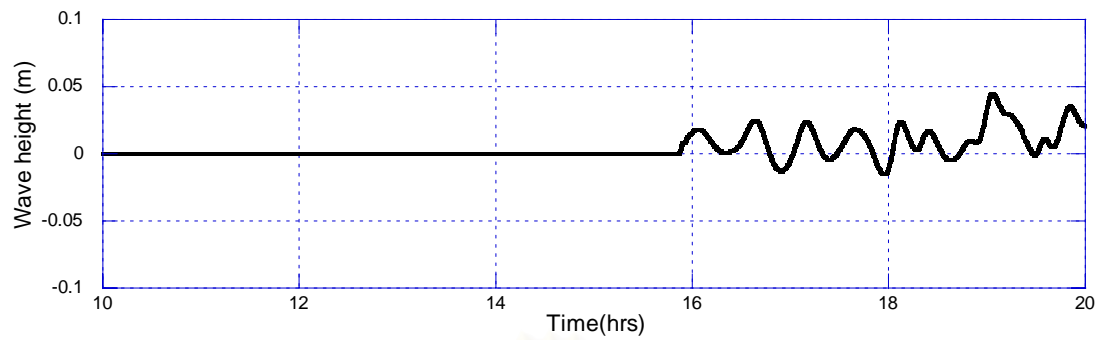
(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 2 ที่ความลึก 19 เมตร



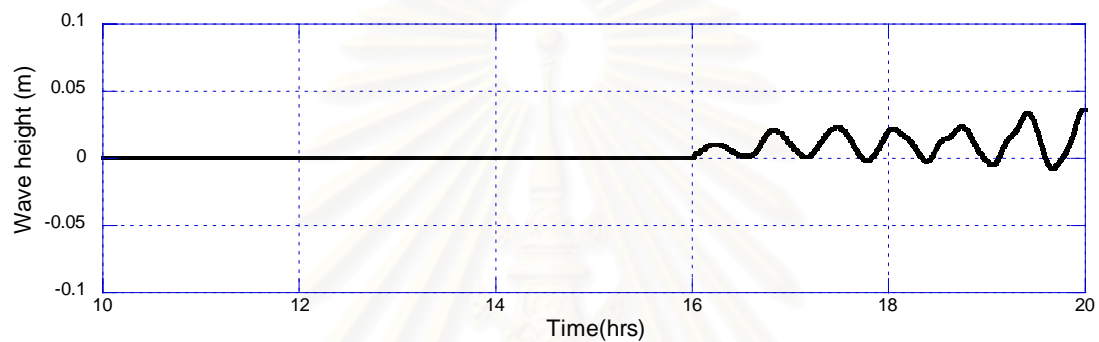
(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 3 ที่ความลึก 20 เมตร



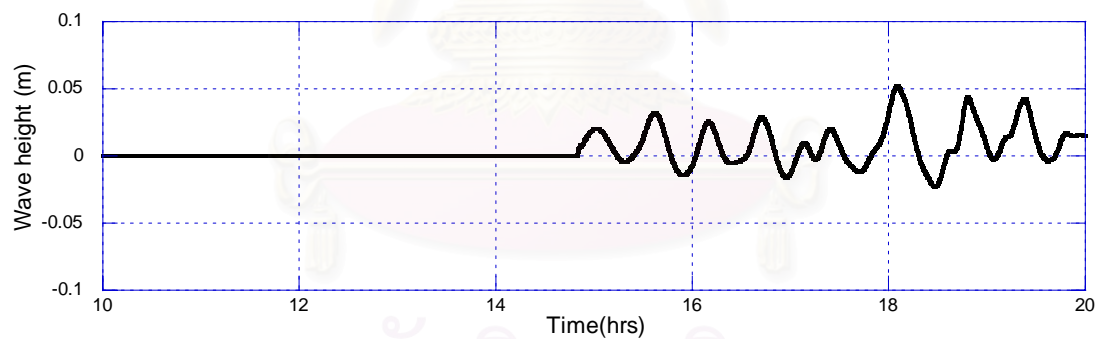
(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 4 ที่ความลึก 28 เมตร



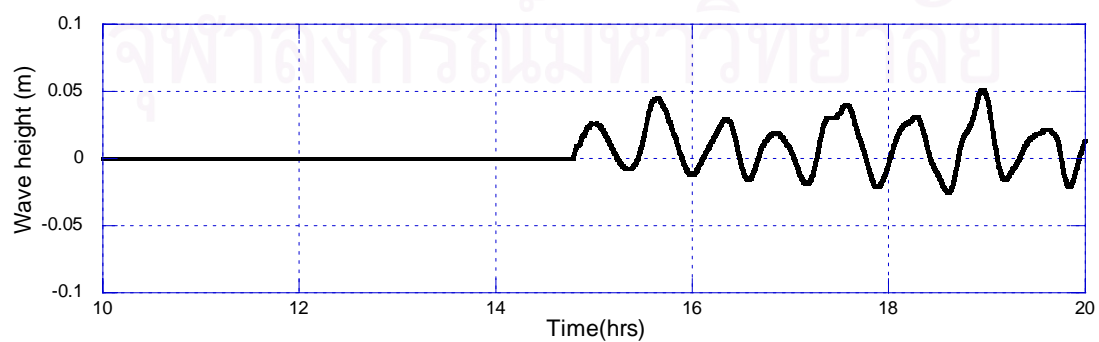
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 5 ที่ความลึก46เมตร



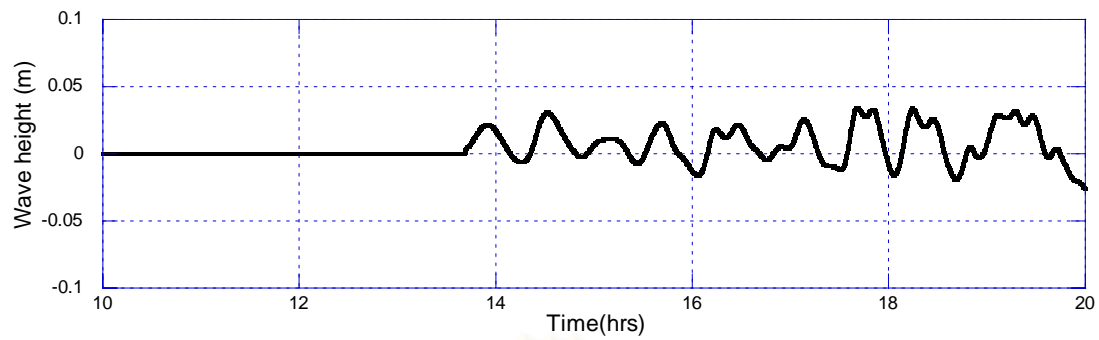
(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 6 ที่ความลึก43เมตร



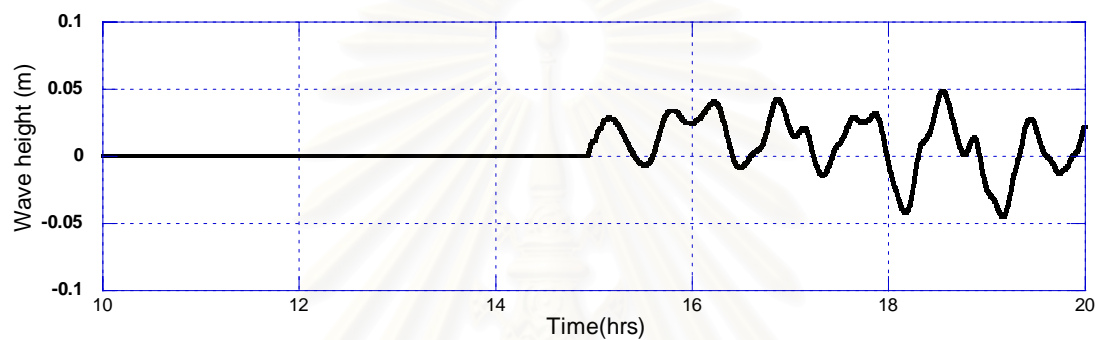
(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 7 ที่ความลึก58เมตร



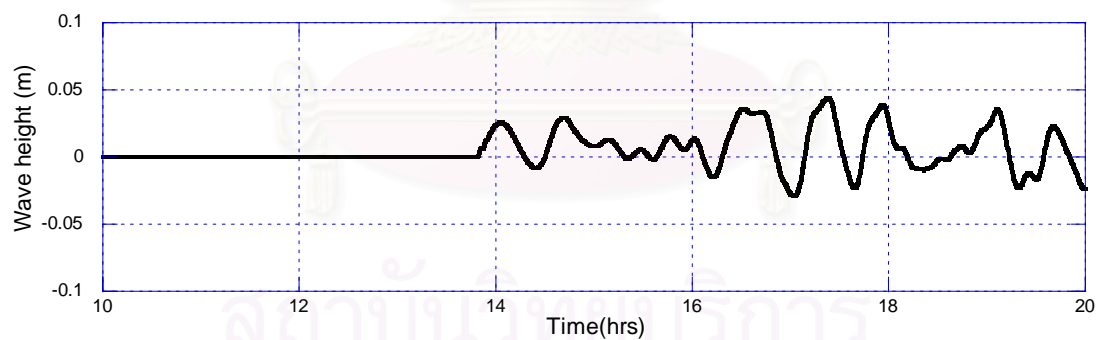
(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 8 ที่ความลึก23เมตร



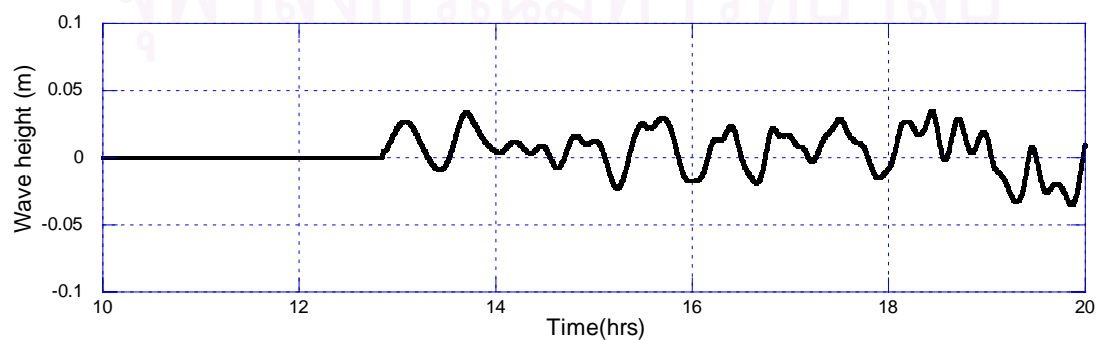
(ณ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 9 ที่ความลึก66เมตร



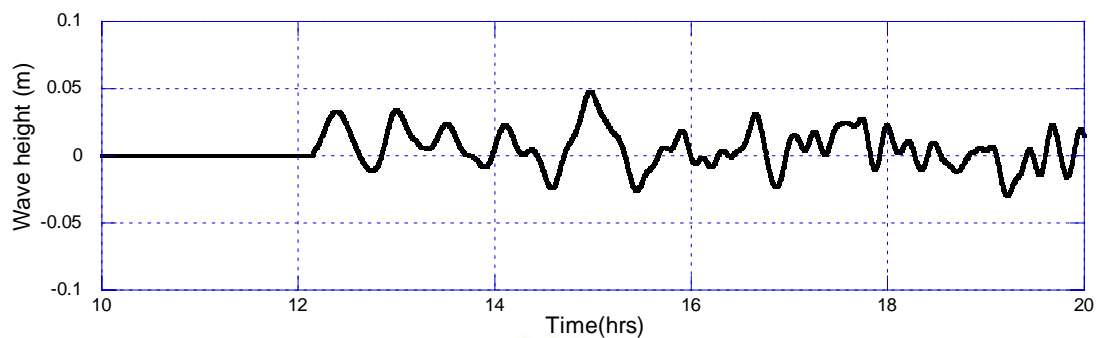
(ญ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 10 ที่ความลึก21เมตร



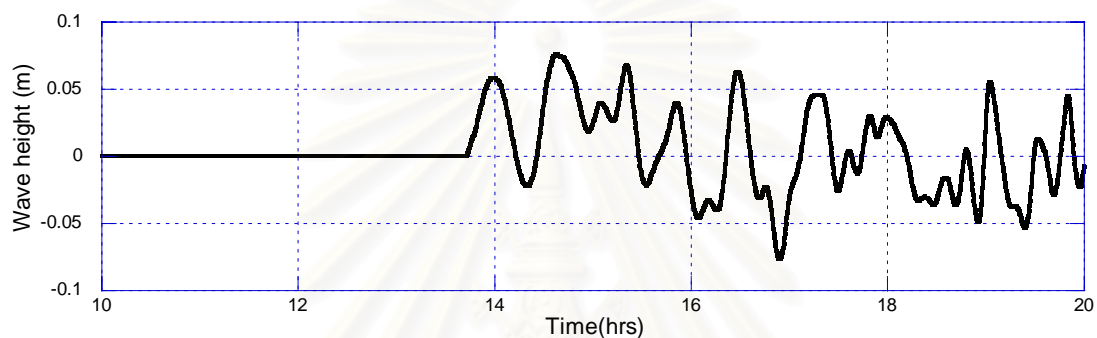
(ฎ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 11 ที่ความลึก41เมตร



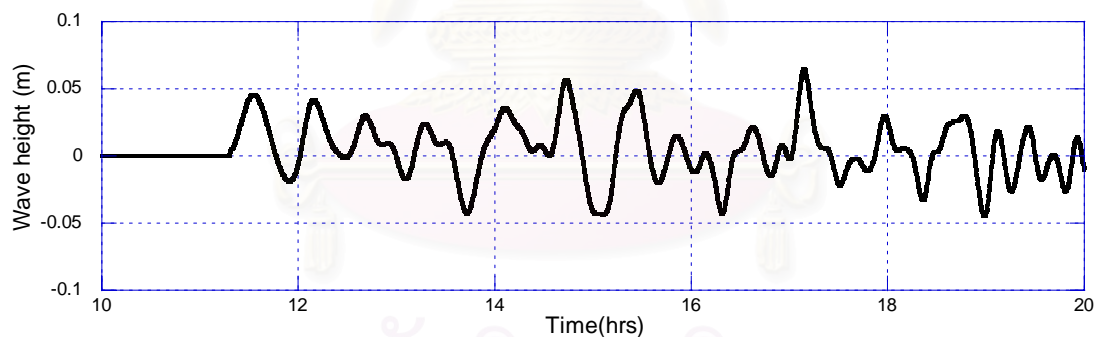
(ฏ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 12 ที่ความลึก66เมตร



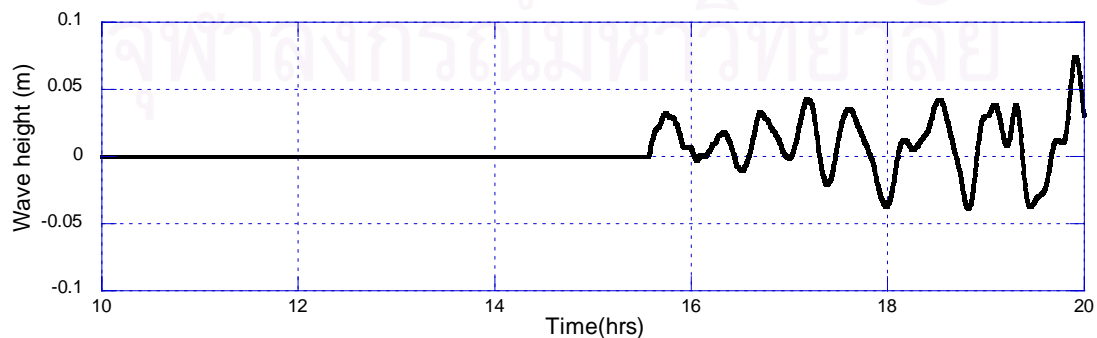
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 13 ที่ความลึก 77 เมตร



(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 14 ที่ความลึก 22 เมตร

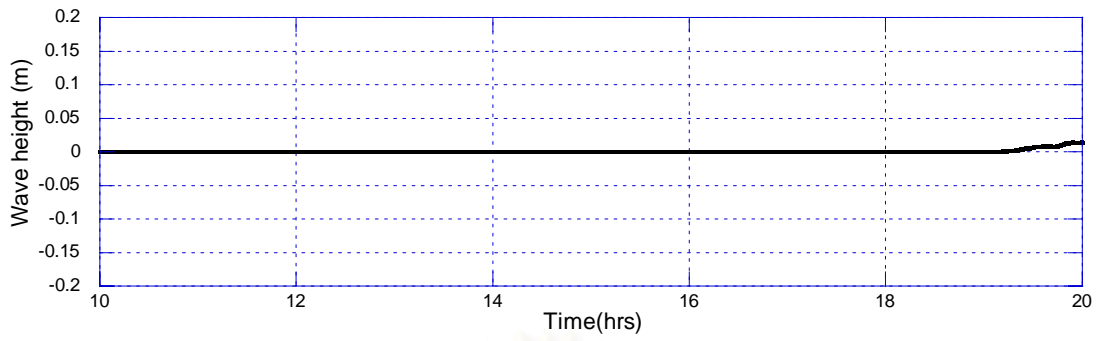


(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 75 เมตร

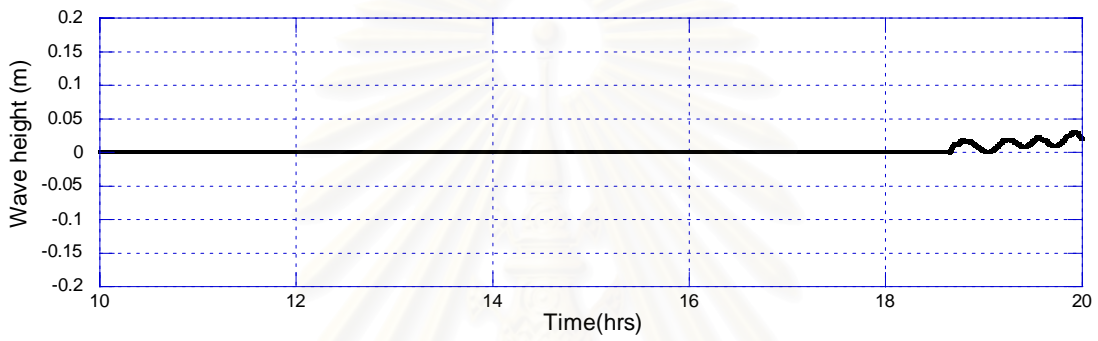


(ด) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 13 เมตร

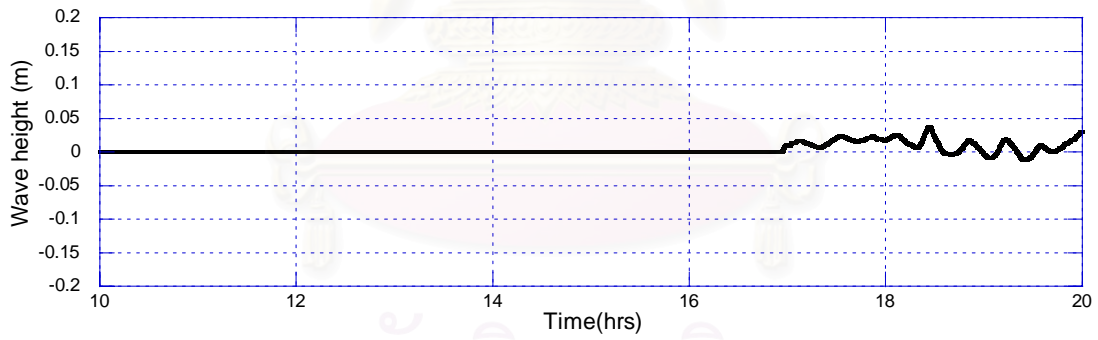
รูปที่ 2 ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่ตำแหน่งจุดสนใจ เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 2



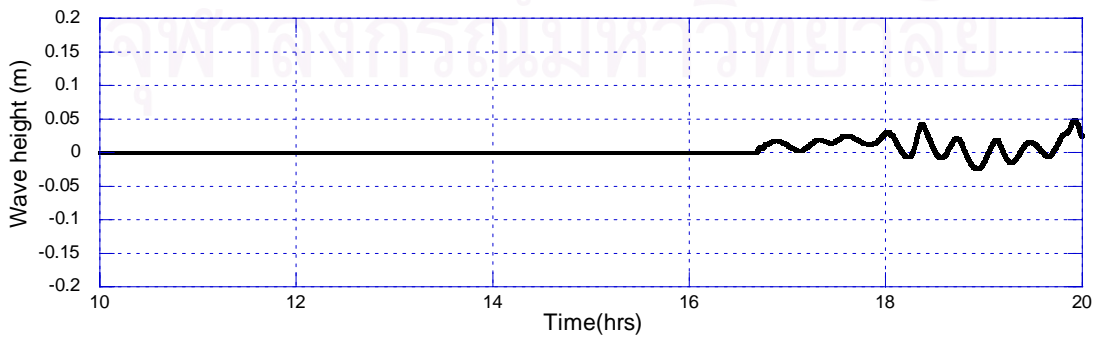
(ก) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 14 เมตร



(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 2 ที่ความลึก 19 เมตร

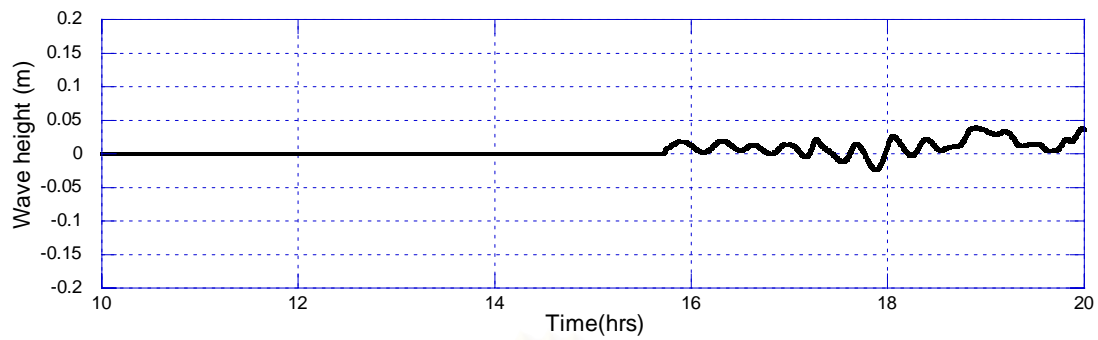


(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 3 ที่ความลึก 20 เมตร

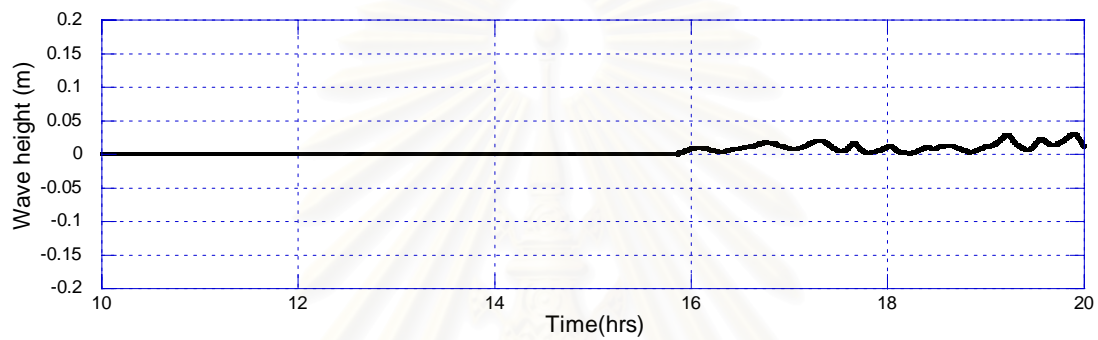


(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 4 ที่ความลึก 28 เมตร

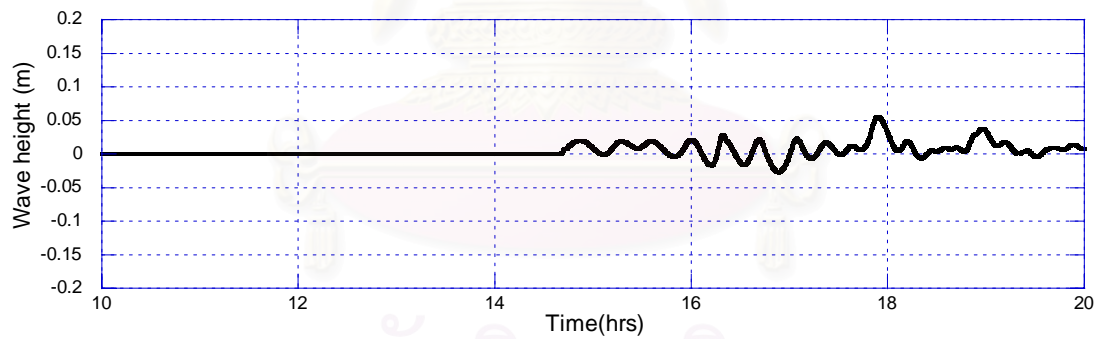




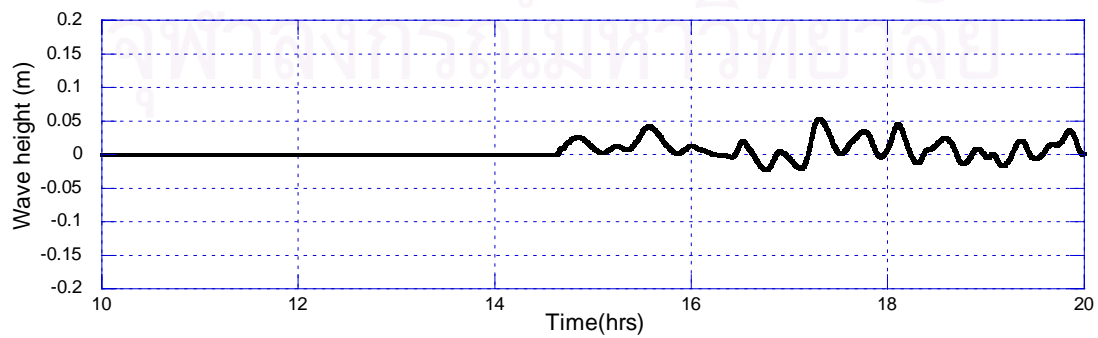
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 5 ที่ความลึก46เมตร



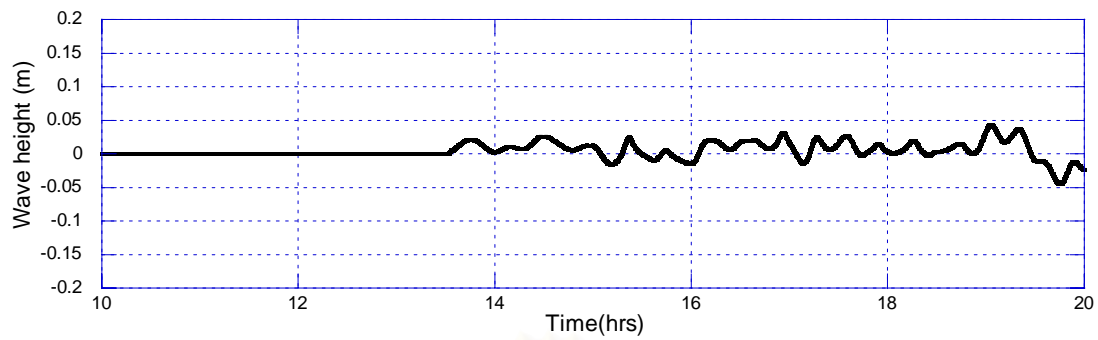
(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 6 ที่ความลึก43เมตร



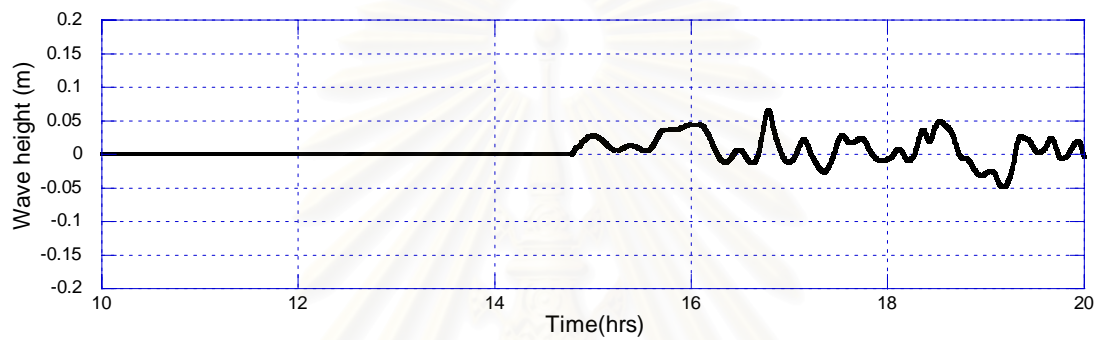
(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 7 ที่ความลึก58เมตร



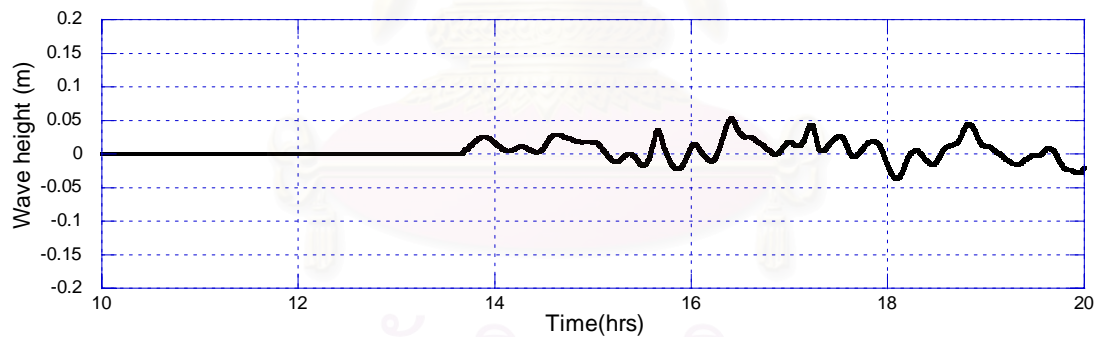
(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 8 ที่ความลึก23เมตร



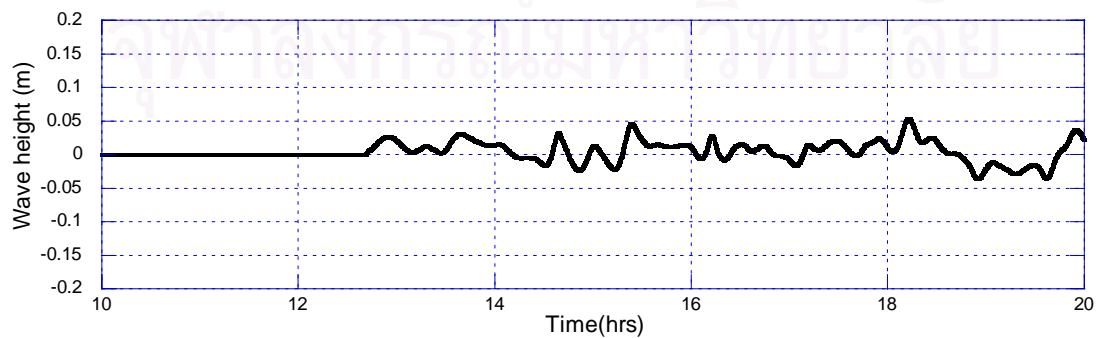
(ฉ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 9 ที่ความลึก66เมตร



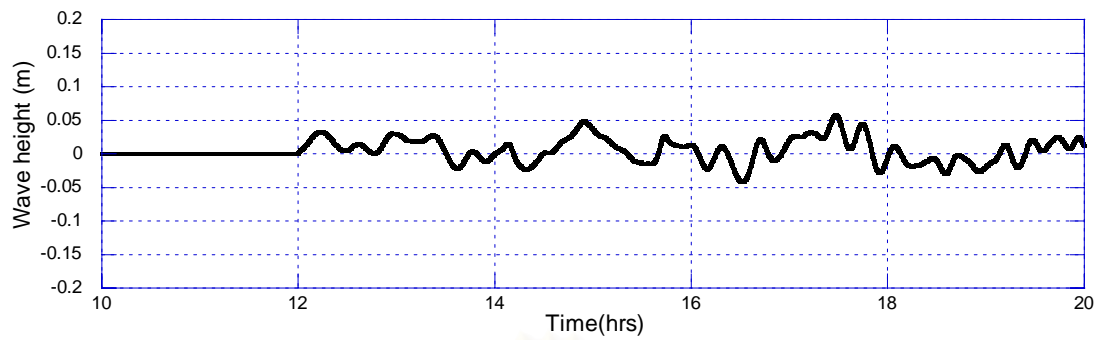
(ญ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 10 ที่ความลึก21เมตร



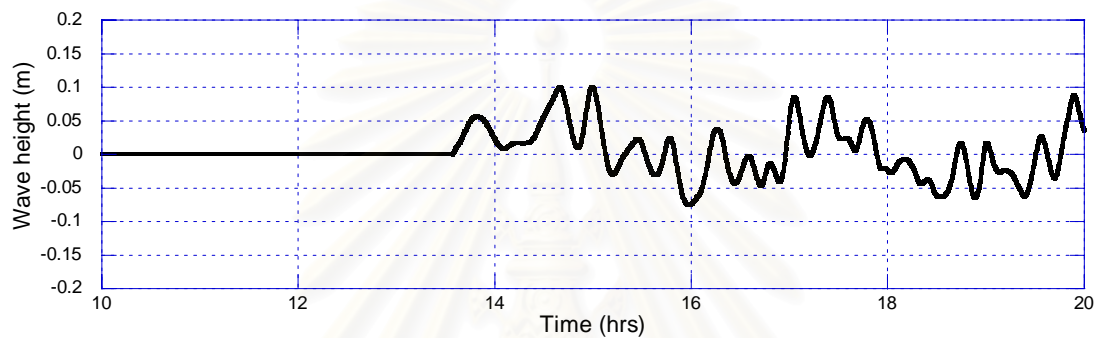
(ฎ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 11 ที่ความลึก41เมตร



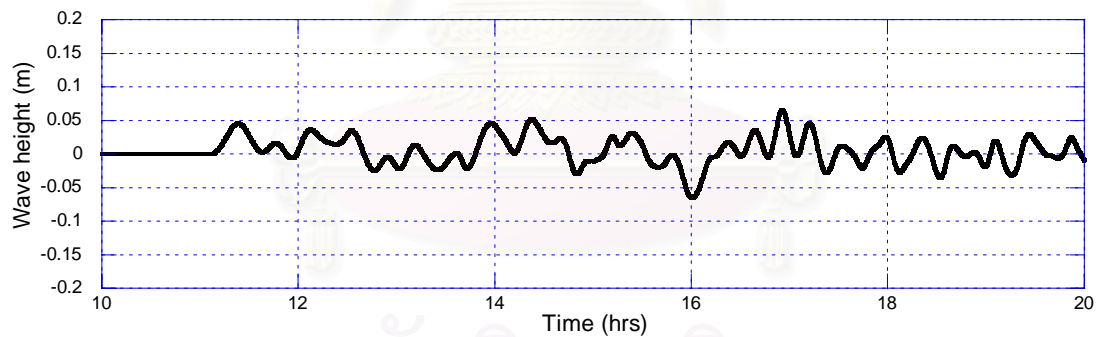
(ฏ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 12 ที่ความลึก66เมตร



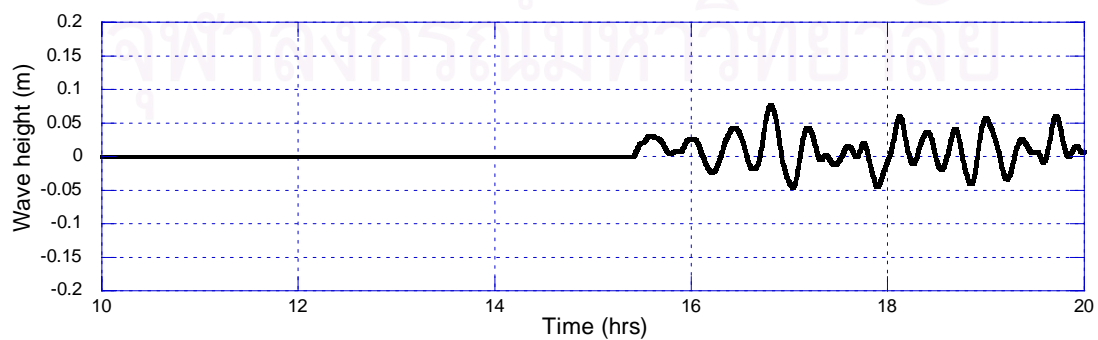
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 13 ที่ความลึก 77 เมตร



(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 14 ที่ความลึก 22 เมตร

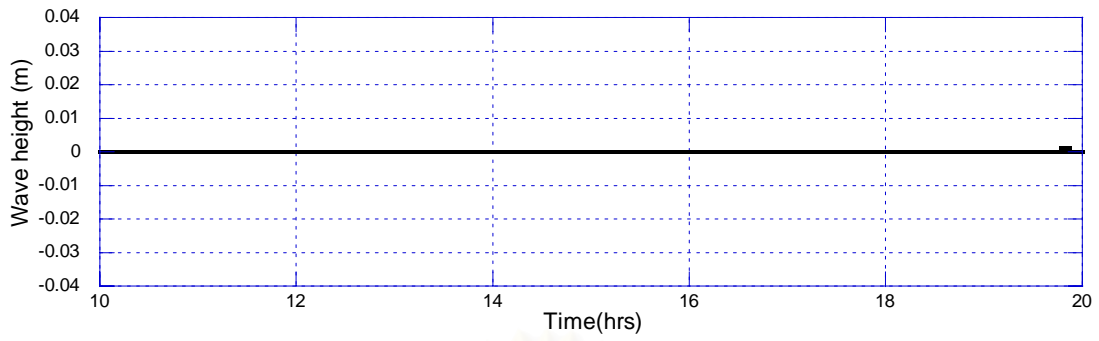


(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 15 ที่ความลึก 75 เมตร

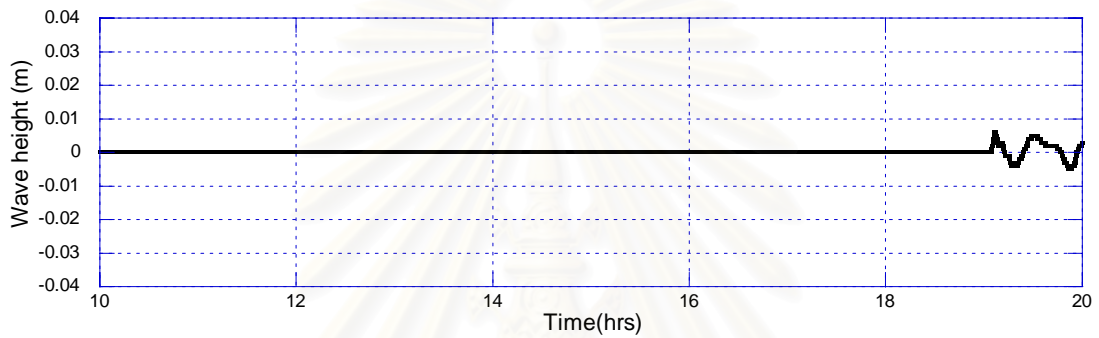


(ด) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 16 ที่ความลึก 13 เมตร

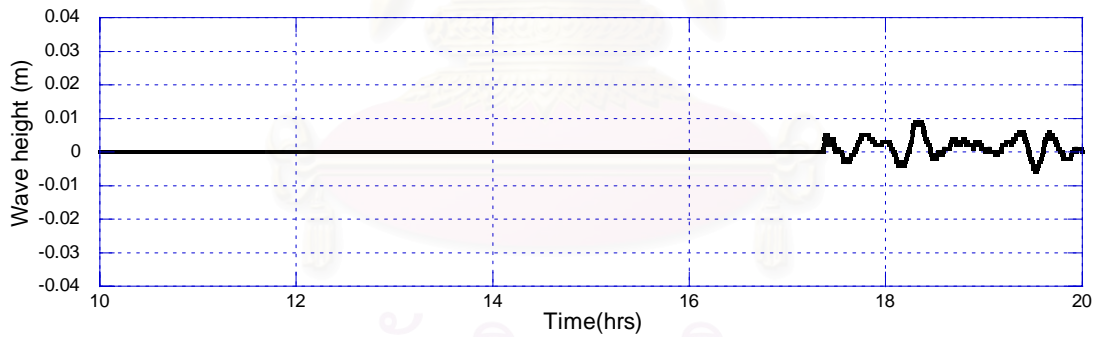
รูปที่ 3 ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่ตำแหน่งจุดสนใจ เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 3



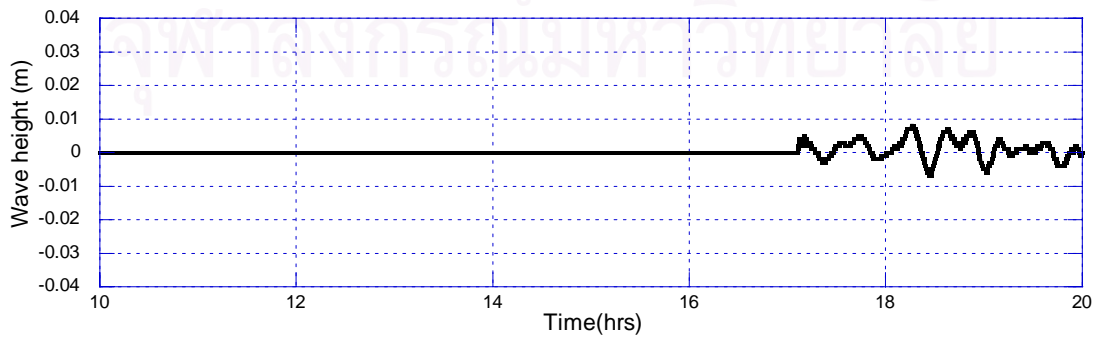
(ก) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 14 เมตร



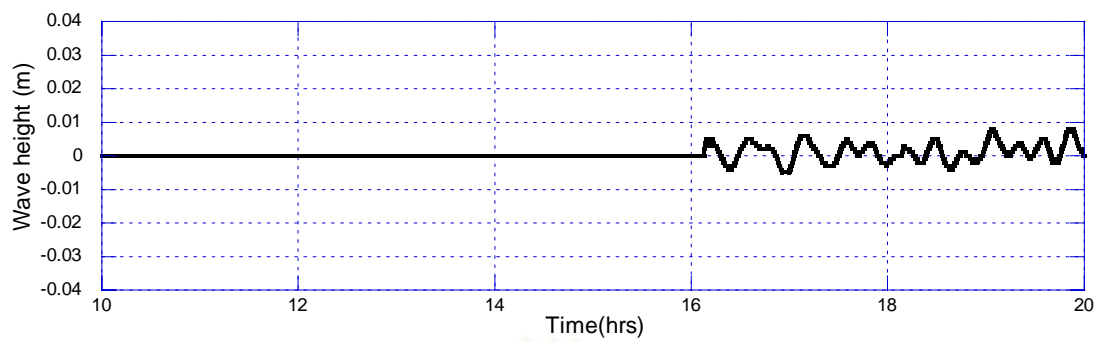
(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 2 ที่ความลึก 22 เมตร



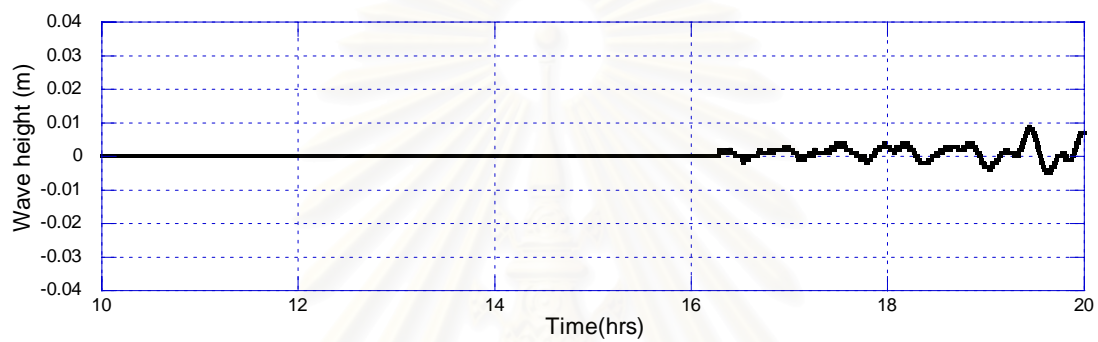
(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 3 ที่ความลึก 20 เมตร



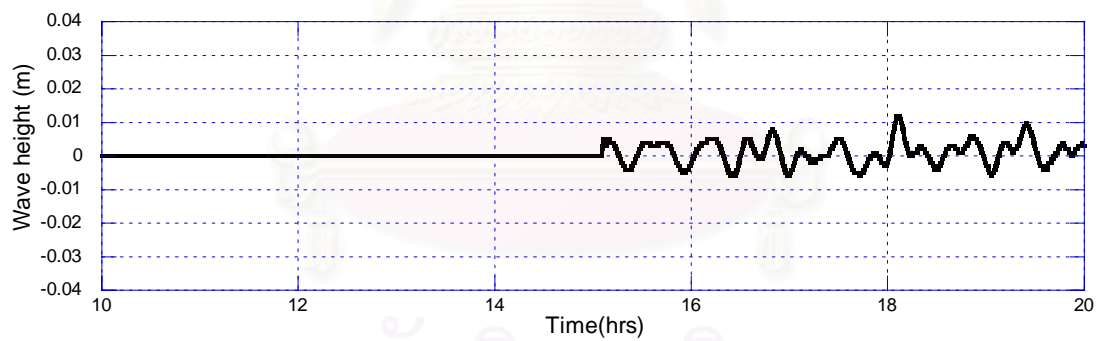
(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 4 ที่ความลึก 28 เมตร



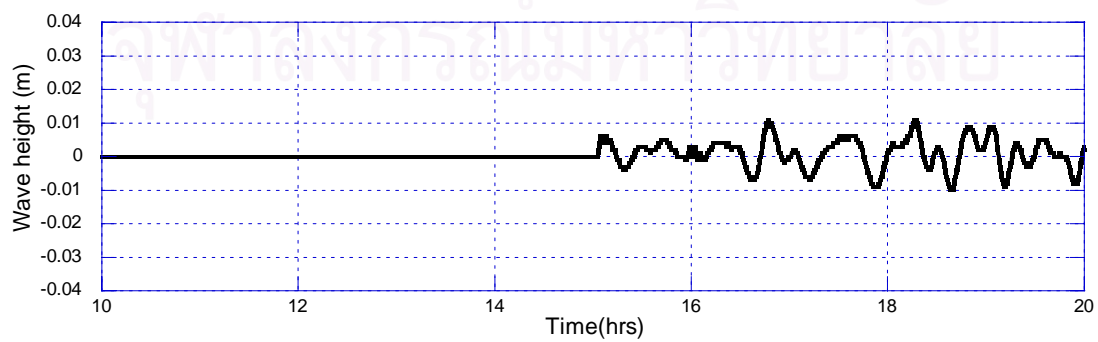
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 5 ที่ความลึก 46 เมตร



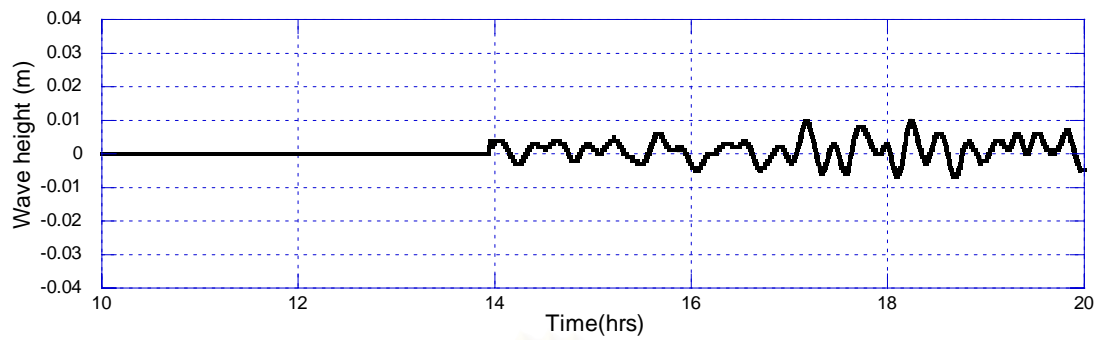
(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 6 ที่ความลึก 43 เมตร



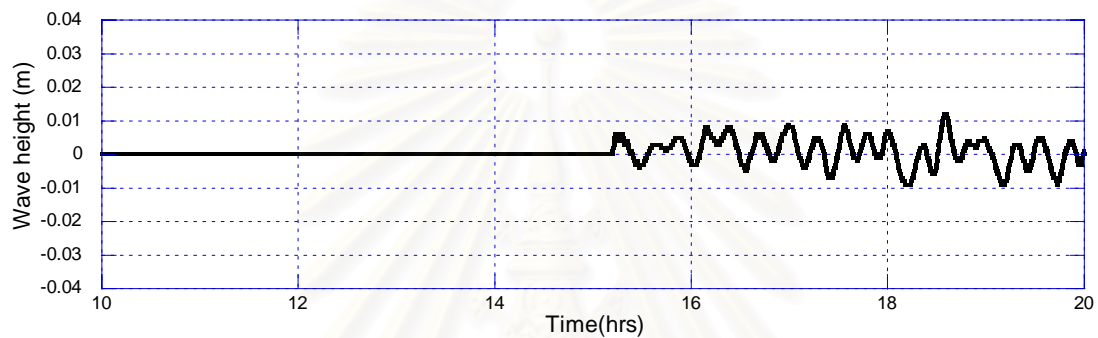
(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 7 ที่ความลึก 58 เมตร



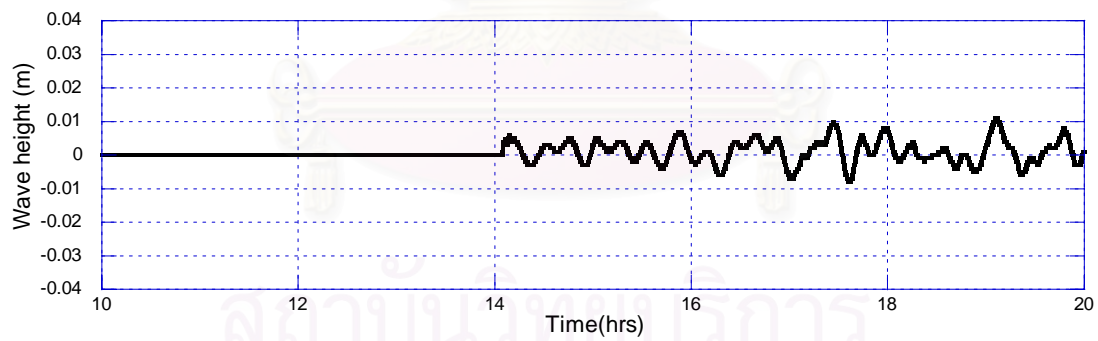
(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 8 ที่ความลึก 23 เมตร



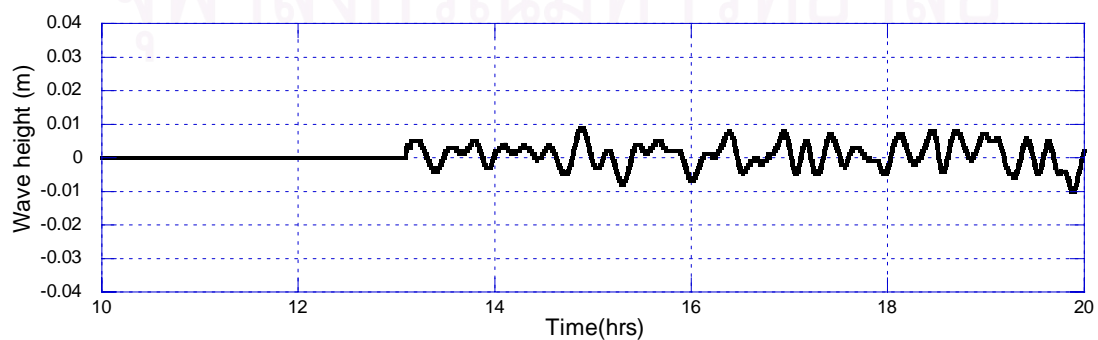
(ณ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 9 ที่ความลึก 66 เมตร



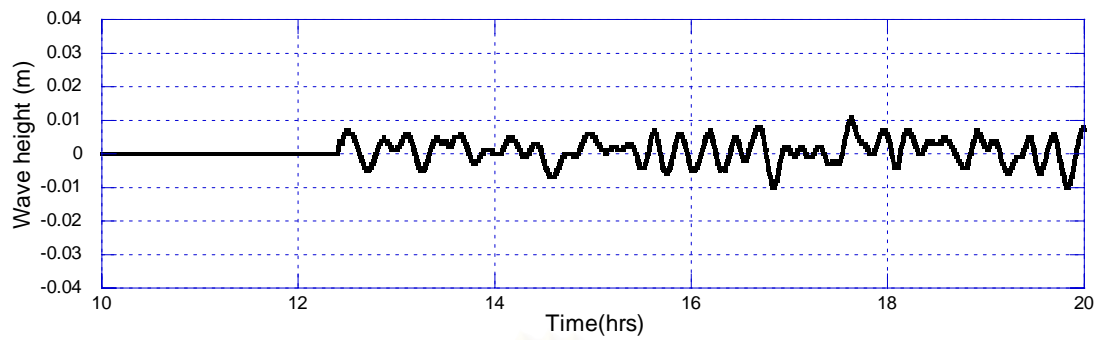
(ญ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 10 ที่ความลึก 21 เมตร



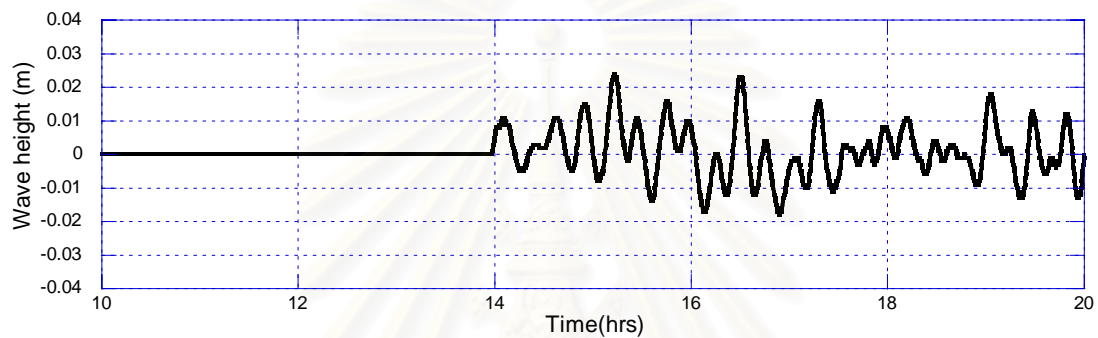
(ฎ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 11 ที่ความลึก 41 เมตร



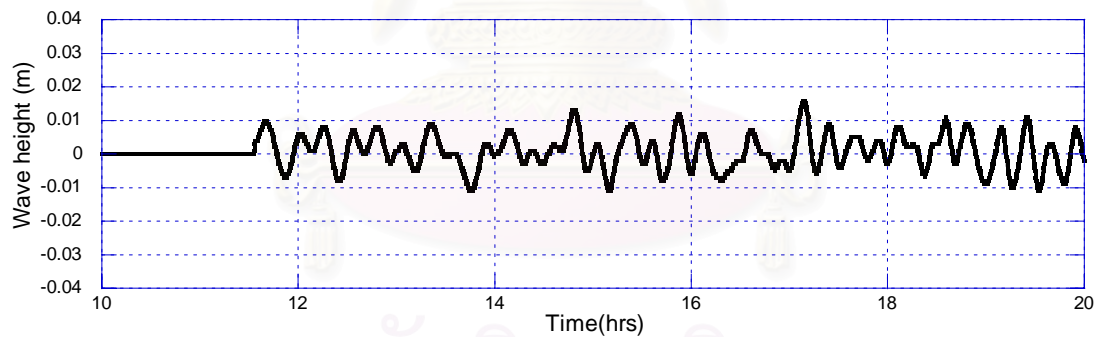
(ฏ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 12 ที่ความลึก 66 เมตร



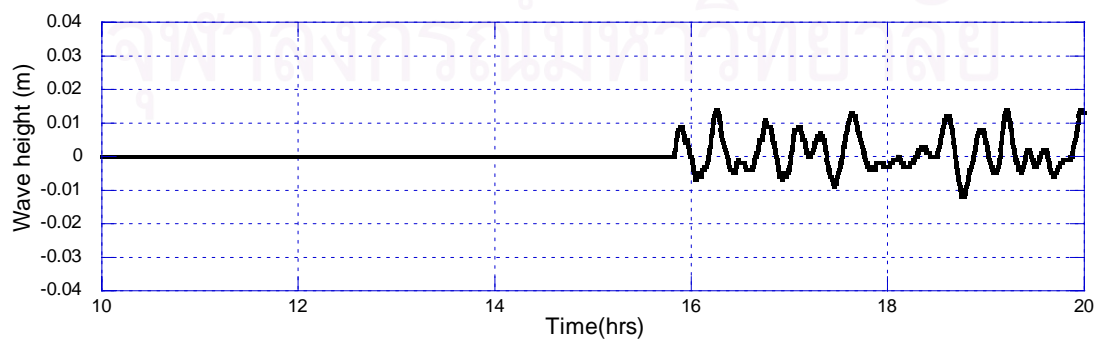
(ฐ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 13 ที่ความลึก 77 เมตร



(ฑ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 14 ที่ความลึก 22 เมตร

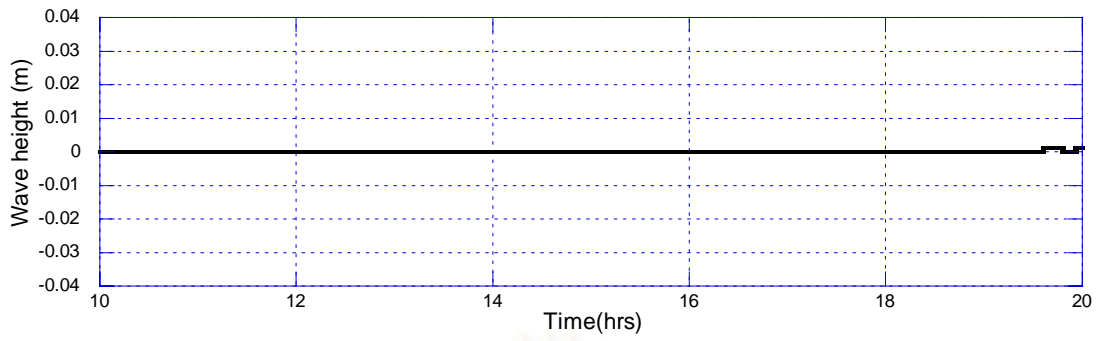


(ฒ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 15 ที่ความลึก 75 เมตร

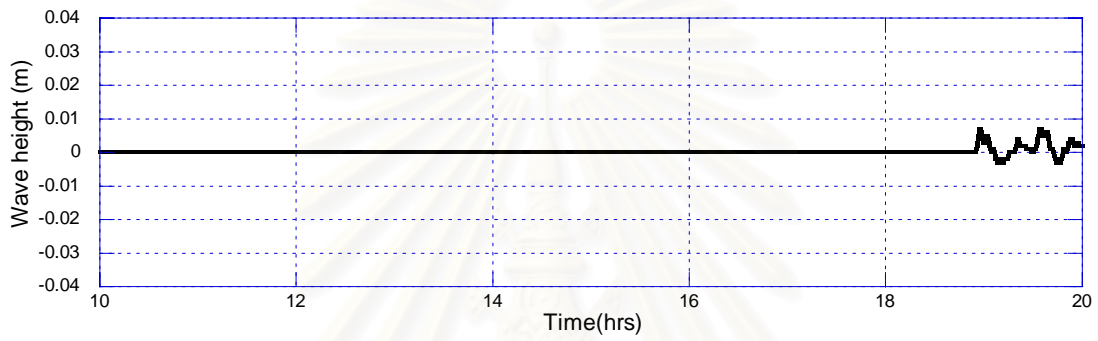


(ด) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 16 ที่ความลึก 13 เมตร

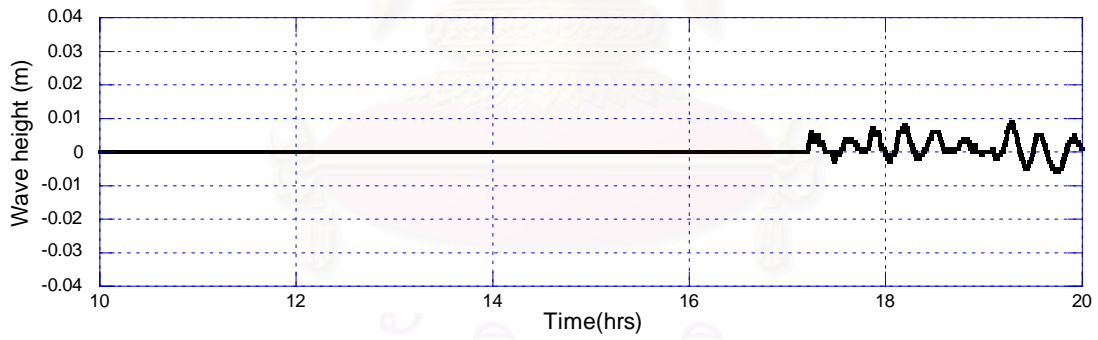
รูปที่ 4 ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่ตำแหน่งจุดสนใจ เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 4



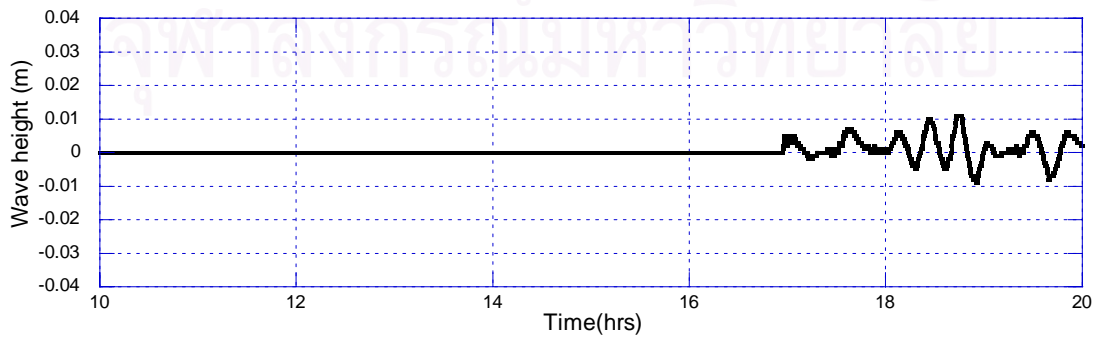
(ก) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 14 เมตร



(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 2 ที่ความลึก 19 เมตร

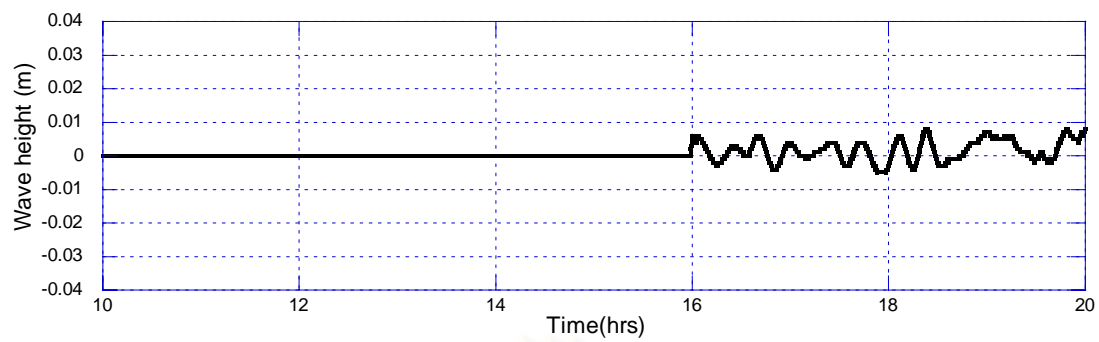


(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 3 ที่ความลึก 20 เมตร

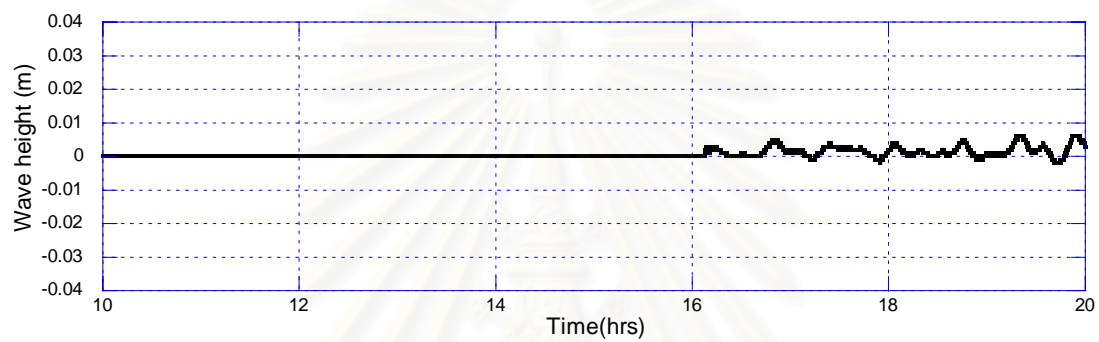


(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 4 ที่ความลึก 28 เมตร

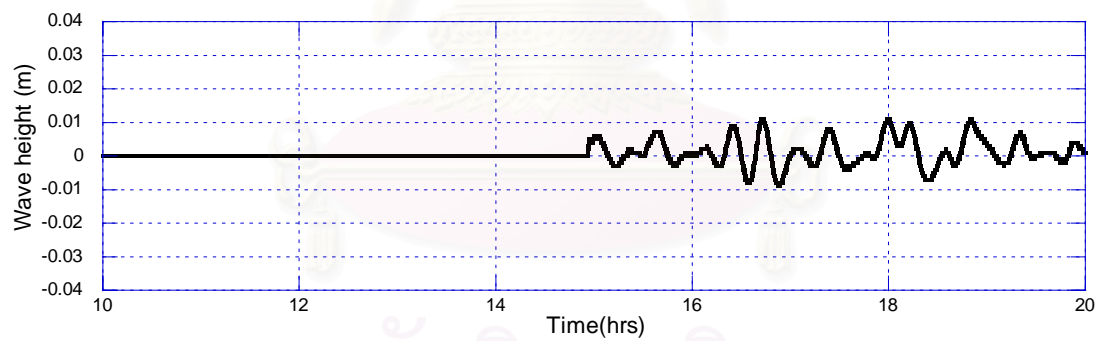




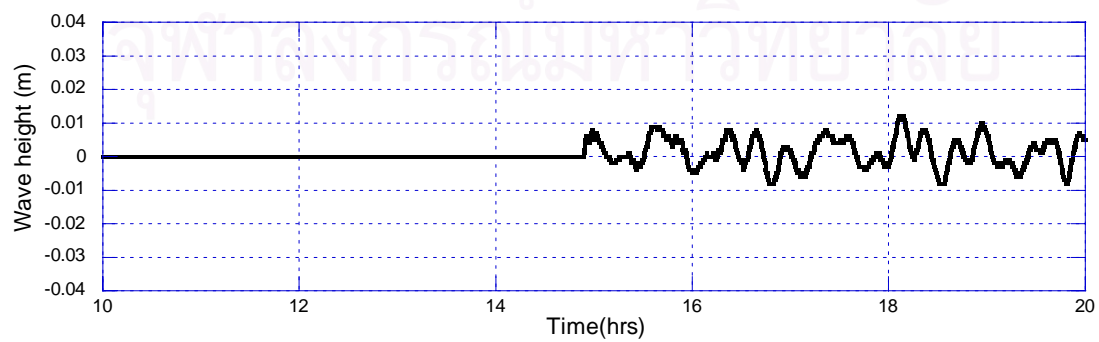
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 5 ที่ความลึก 46 เมตร



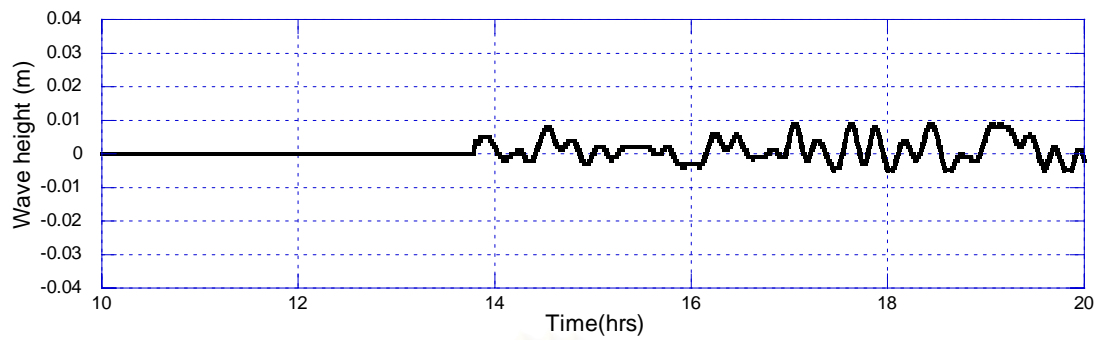
(ฉ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 6 ที่ความลึก 43 เมตร



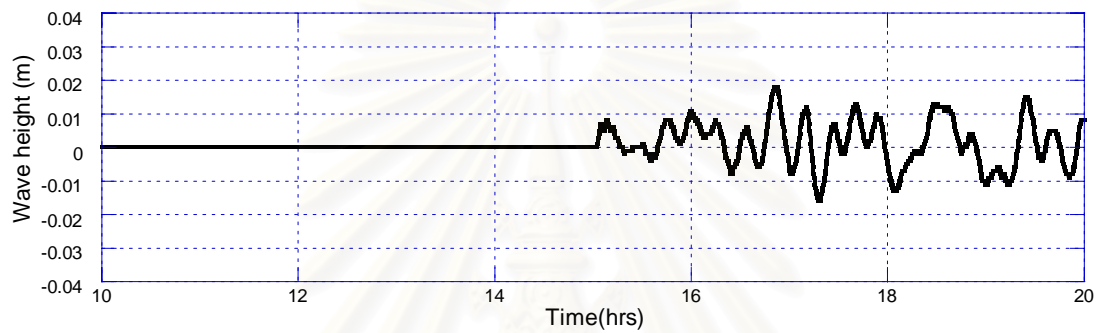
(ช) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 7 ที่ความลึก 58 เมตร



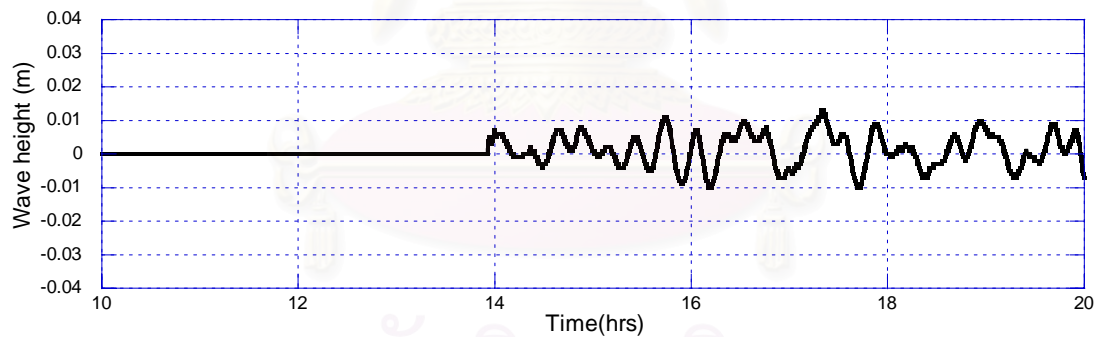
(ซ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 8 ที่ความลึก 23 เมตร



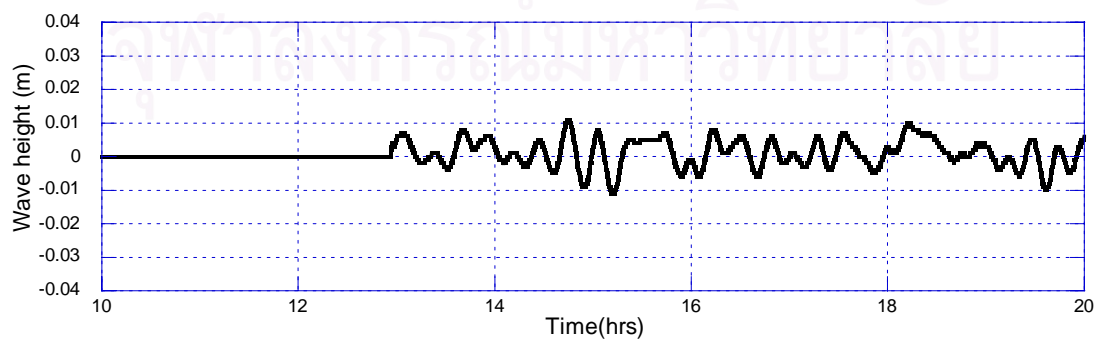
(ฉ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 9 ที่ความลึก 66 เมตร



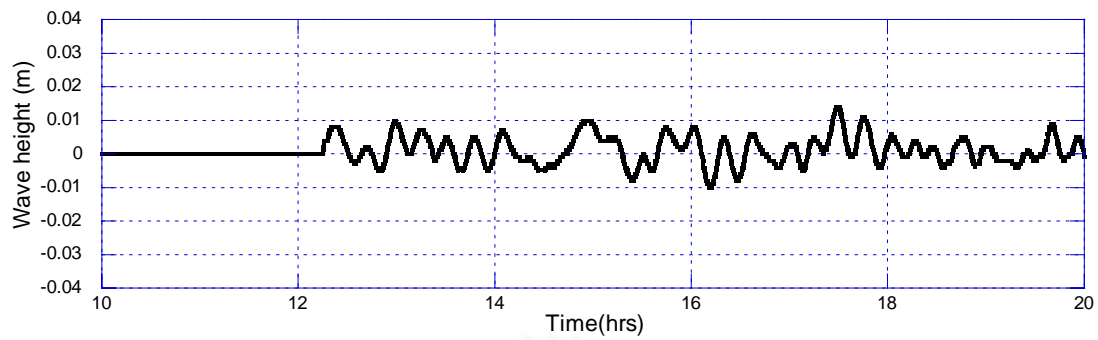
(ญ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 10 ที่ความลึก 21 เมตร



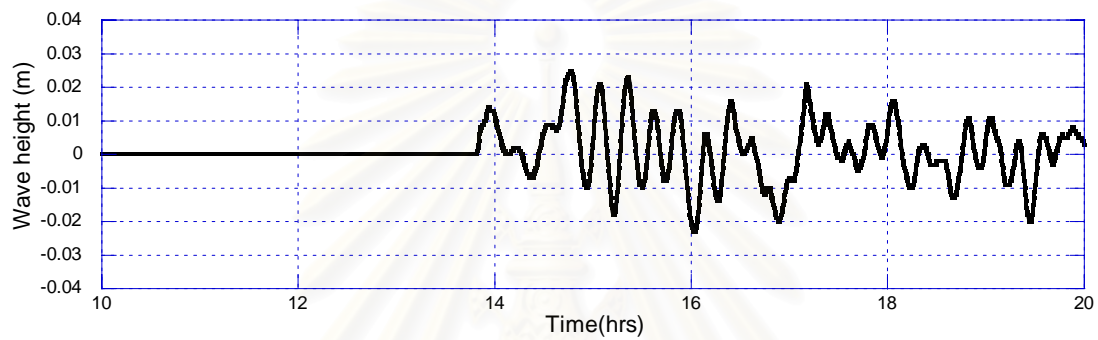
(ฎ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 11 ที่ความลึก 41 เมตร



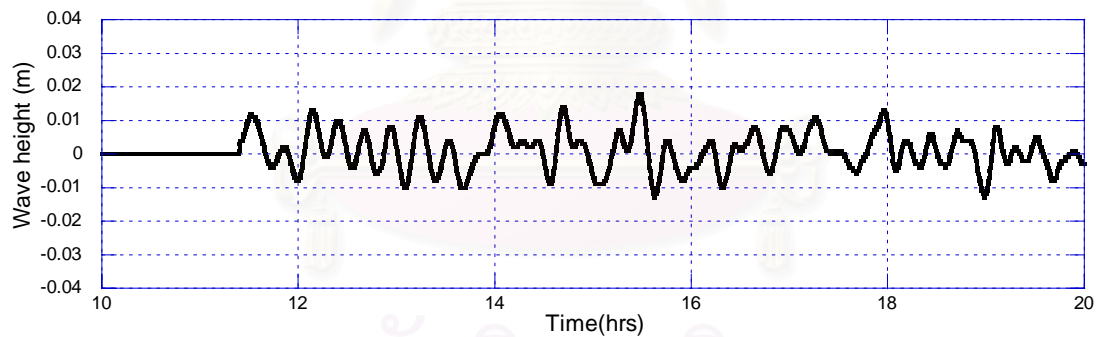
(ฏ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 12 ที่ความลึก 66 เมตร



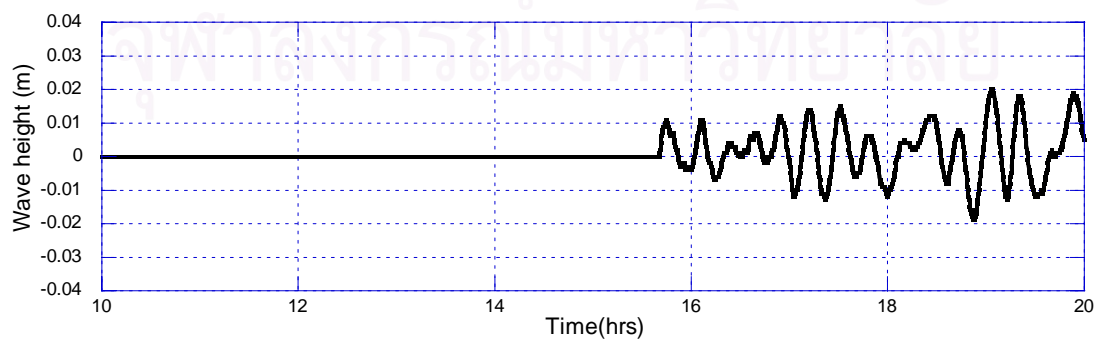
(ฐ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 13 ที่ความลึก 77 เมตร



(ฑ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 14 ที่ความลึก 22 เมตร

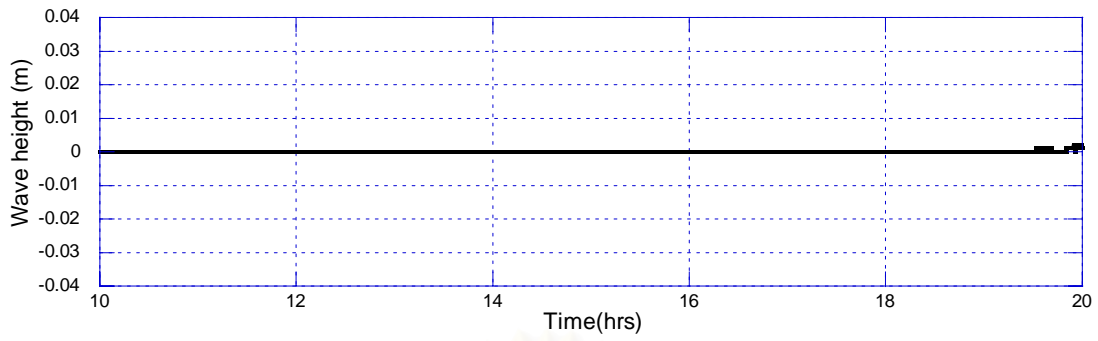


(ฒ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 15 ที่ความลึก 75 เมตร

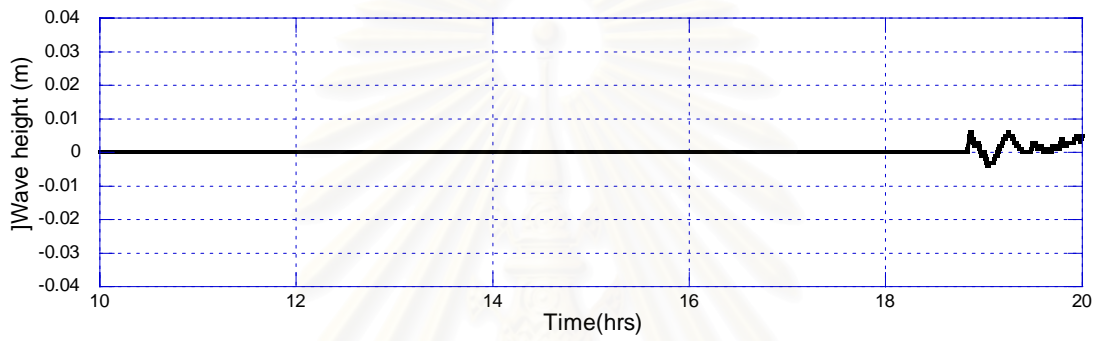


(ด) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 16 ที่ความลึก 13 เมตร

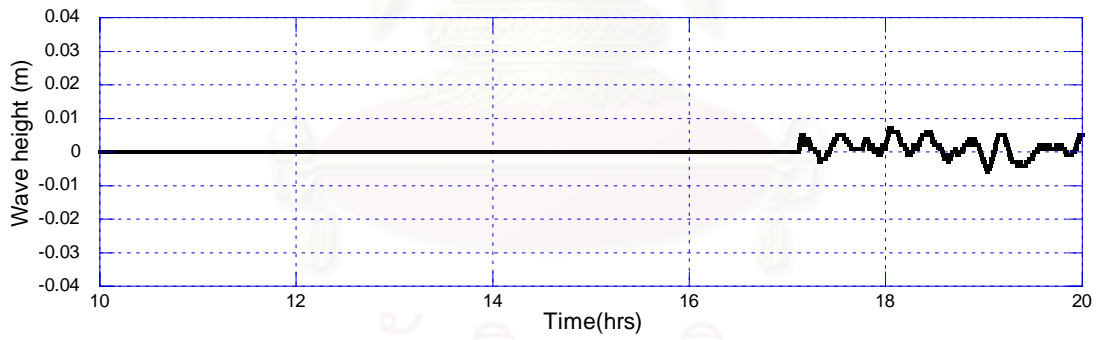
รูปที่ 3 ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่ตำแหน่งจุดสนใจ เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 5



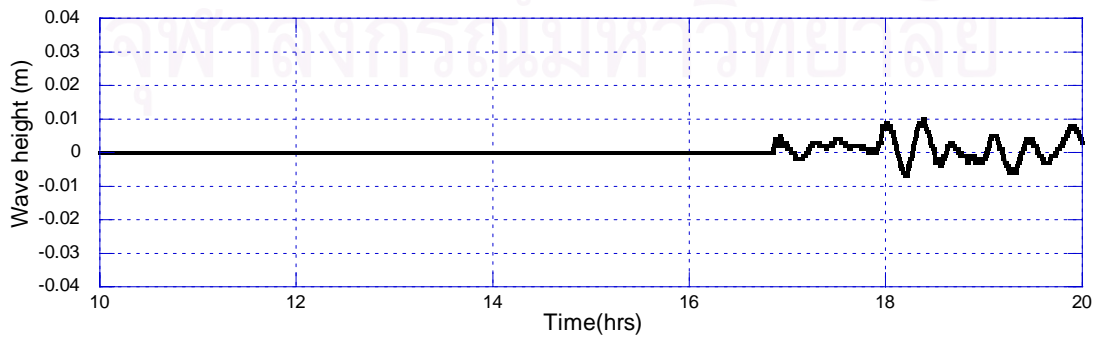
(ก) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 1 ที่ความลึก 14 เมตร



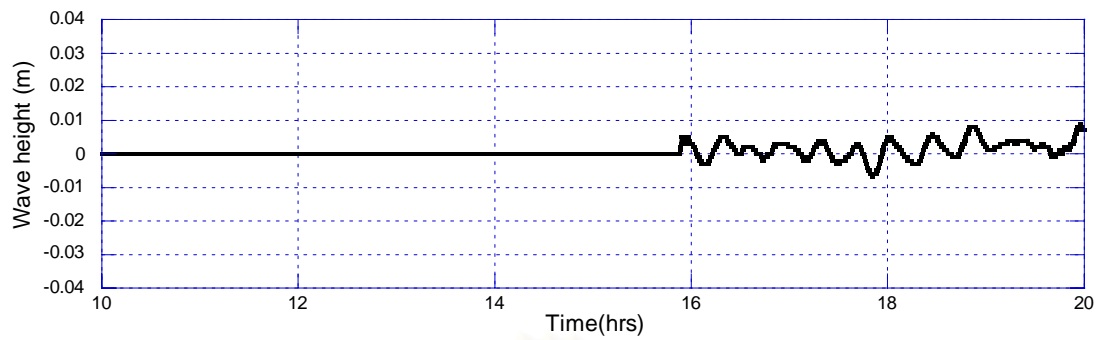
(ข) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 2 ที่ความลึก 19 เมตร



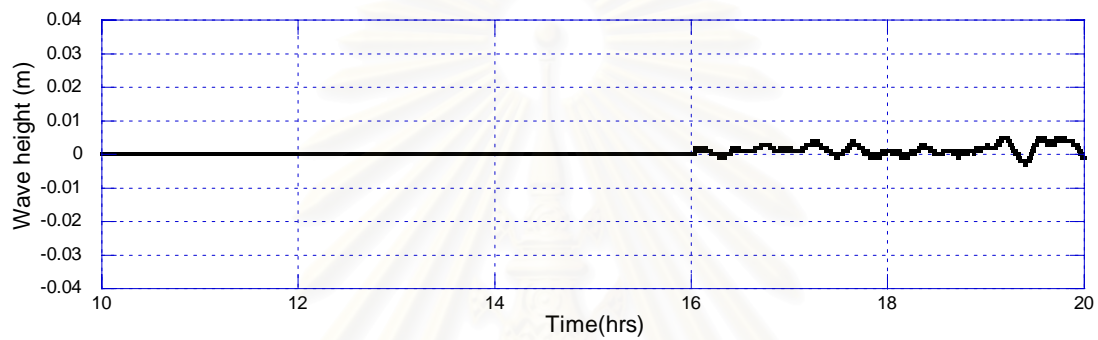
(ค) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 3 ที่ความลึก 20 เมตร



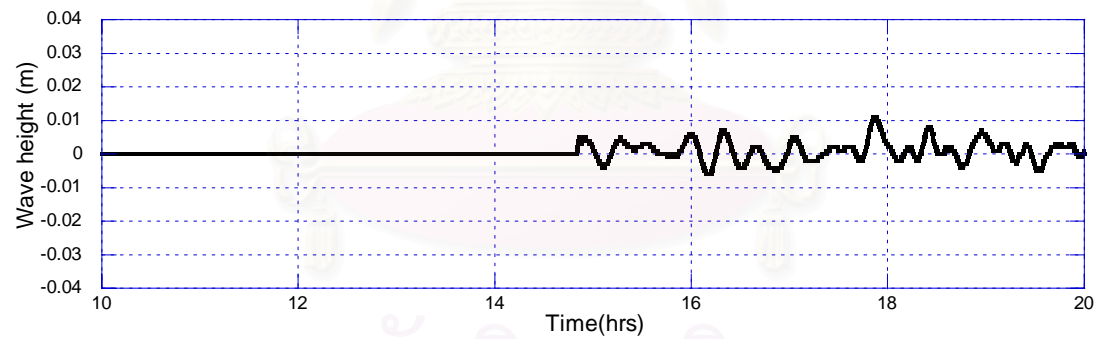
(ง) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 4 ที่ความลึก 28 เมตร



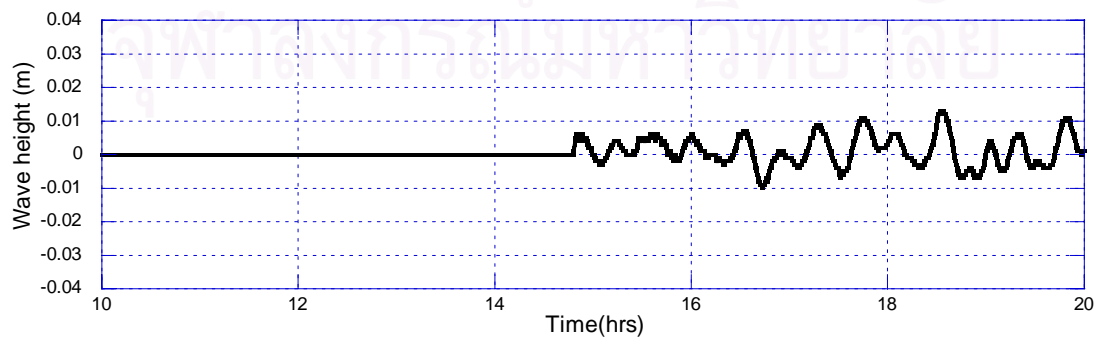
(จ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 5 ที่ความลึก 46 เมตร



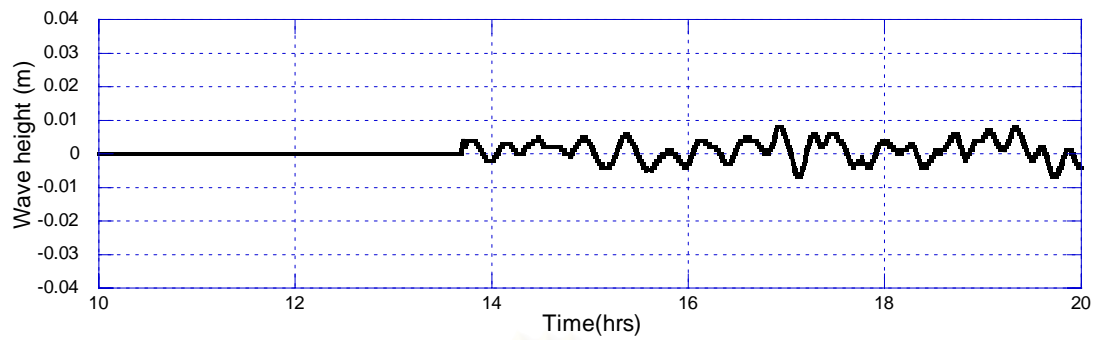
(ฉ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 6 ที่ความลึก 43 เมตร



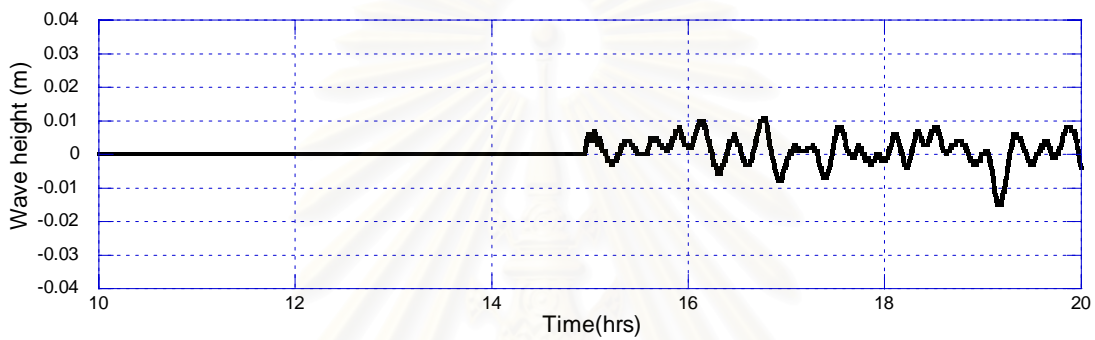
(ช) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 7 ที่ความลึก 58 เมตร



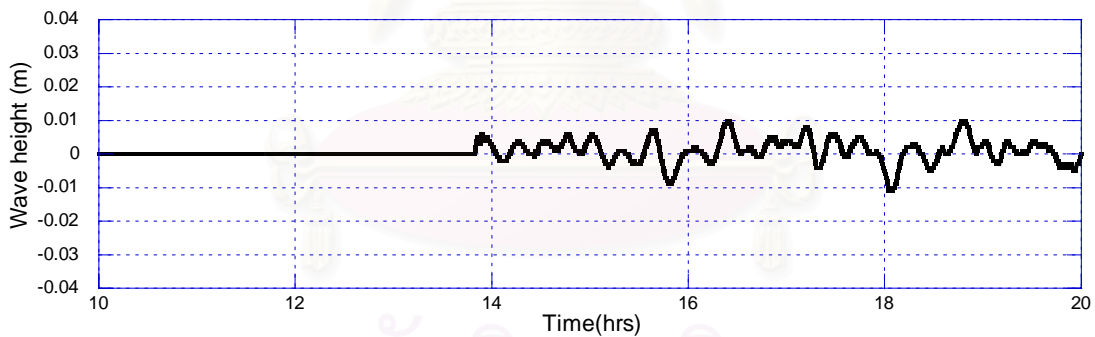
(ซ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 8 ที่ความลึก 23 เมตร



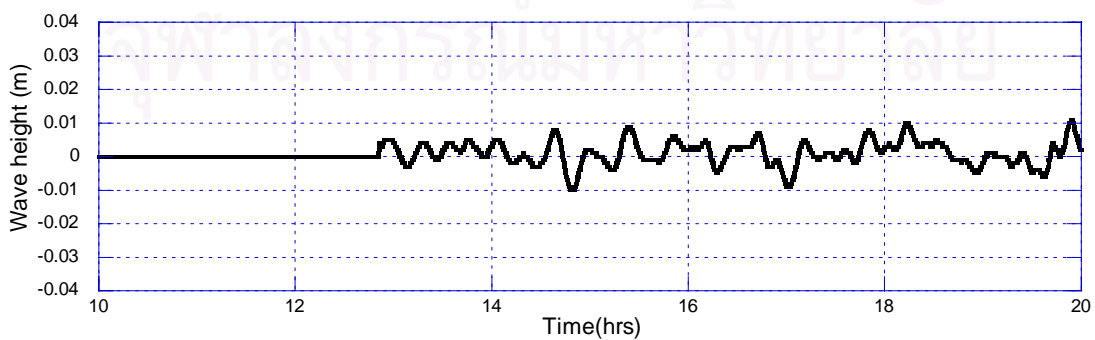
(ฉ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 9 ที่ความลึก 66 เมตร



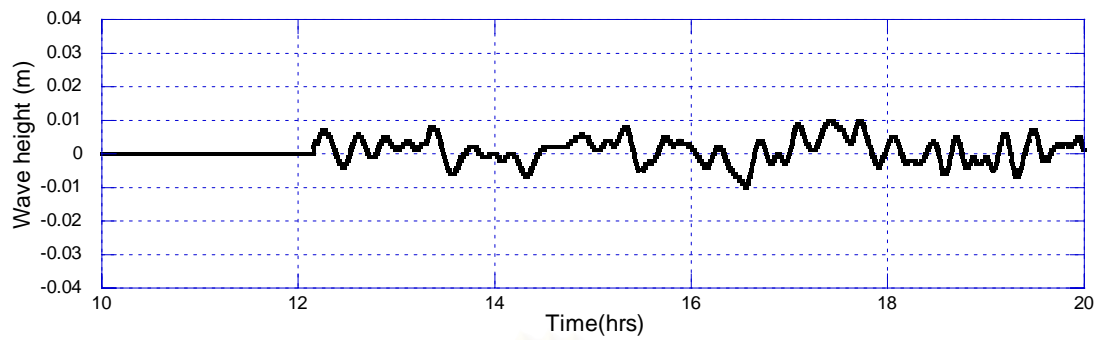
(ญ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 10 ที่ความลึก 21 เมตร



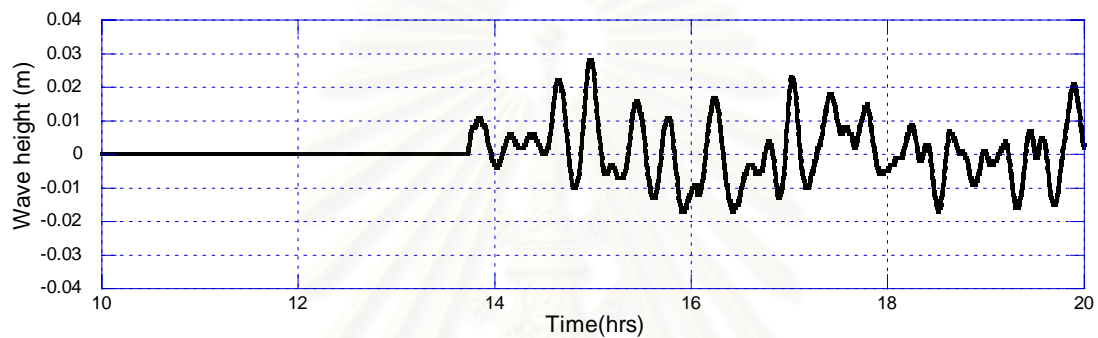
(ฎ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 11 ที่ความลึก 41 เมตร



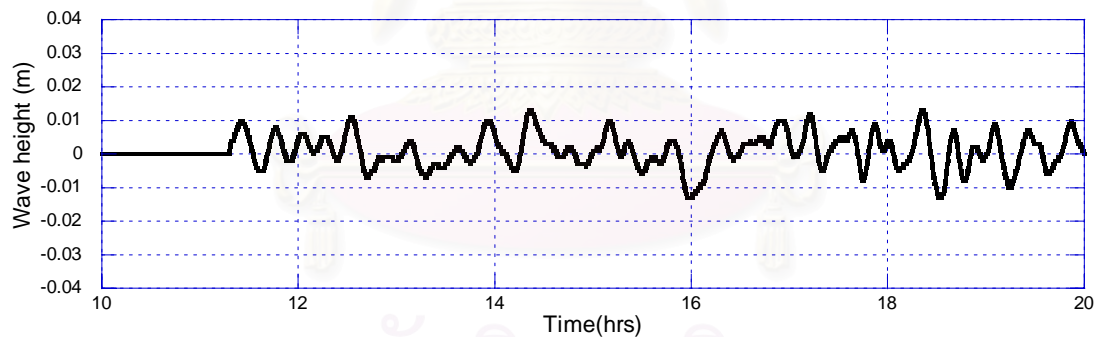
(ฏ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 12 ที่ความลึก 66 เมตร



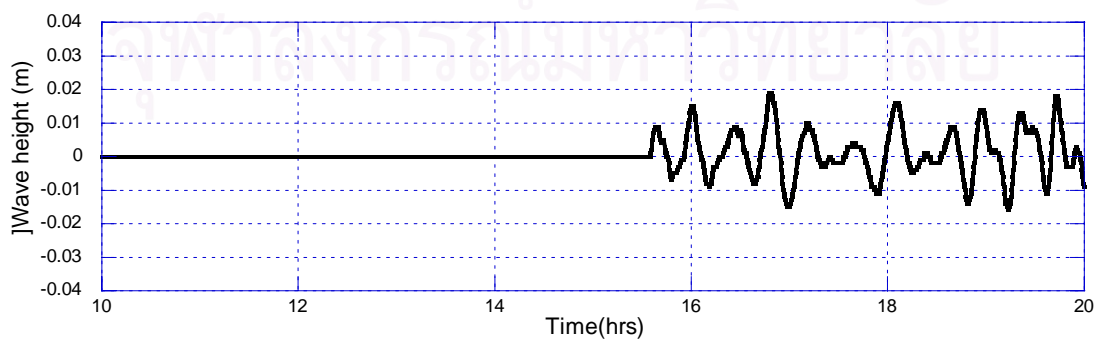
(ฐ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 13 ที่ความลึก 77 เมตร



(ฑ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 14 ที่ความลึก 22 เมตร



(ฒ) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 15 ที่ความลึก 75 เมตร



(ด) ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่จุด 16 ที่ความลึก 13 เมตร

รูปที่ 6 ความสูงคลื่นเทียบกับเวลา ที่ตำแหน่งจุดสนใจ เนื่องจากรอยเลื่อนรูปแบบ 6

## ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์

นาย นพพร แซ่เหล่ม เกิดวันที่ 9 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2521 ที่จังหวัดพะเยา สำเร็จการศึกษา  
ระดับปริญญาวิศวกรรมศาสตรบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา ภาควิชาวิศวกรรมโยธา คณะ  
วิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่ ในปีการศึกษา 2544 และเข้าศึกษาต่อในหลักสูตรวิศวกรรม  
ศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา ที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัยเมื่อ พ.ศ. 2547



สถาบันวิทยบริการ  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย