

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

อัตราการตกตะกอนช่วงปัจจุบันในทะเลสาบสงขลาโดยวิธีวัดไอโซโทป
กัมมันตรังสี ตะกั่ว-210 และซีเซียม-137

Recent Sedimentation Rate in Songkhla Lake Derived
from Pb-210 and Cs-137

โดย

รองศาสตราจารย์ ดร.ไตรภพ ผ่องสุวรรณ

และคณะ

โครงการวิจัยนี้ได้รับทุนสนับสนุนจาก เงินงบประมาณแผ่นดิน
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ประจำปีงบประมาณ 2555-56
รหัสโครงการ SCI560125S

1. ชื่อชุดโครงการ -
2. ชื่อโครงการเดี่ยว **อัตราการตกตะกอนช่วงปัจจุบันในทะเลสาบสงขลาโดยวิธีวัดไอโซโทป
กัมมันตรังสี ตะกั่ว-210 และซีเซียม-137**
Recent Sedimentation Rate in Songkhla Lake Derived from Pb-
210 and Cs-137

3. คณะนักวิจัย

ชื่อผู้รับผิดชอบ	บทบาทของนักวิจัย	หน่วยงาน	สัดส่วนที่ทำการวิจัย (%)
1. นายไตรภพ ผ่องสุวรรณ Mr.Tripob Bhongsuwan	หัวหน้าโครงการวิจัย ตำแหน่ง รองศาสตราจารย์ ระดับ 9	ที่อยู่ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะ วิทยาศาสตร์ ม. สงขลานครินทร์ อ. หาดใหญ่ จ. สงขลา 90110 โทรศัพท์ 074 288720 โทรสาร 074 212817 e-mail tripop.b@psu.ac.th	80 % ศึกษาข้อมูล งาน สนาม เก็บตัวอย่าง เตรียม ตัวอย่าง วิเคราะห์ผล เขียน รายงาน เขียนนิพนธ์ ต้นฉบับตีพิมพ์
2. นายคมฤทธิ์ วัฒนาวาทิ	ผู้ร่วมโครงการ ตำแหน่ง อาจารย์ ระดับ 7	ที่อยู่ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะ วิทยาศาสตร์ ม.สงขลานครินทร์ อ. หาดใหญ่ จ. สงขลา 90110 โทรศัพท์ 074 288732 โทรสาร 074 558849 e-mail: komrit.w@psu.ac.th	00 % งานเตรียม / งาน สนาม/ เก็บตัวอย่าง/ ทดสอบ /วิเคราะห์ตัวอย่าง ในห้องปฏิบัติการ
3. นางดรุณี ผ่องสุวรรณ Ms.Darunee Bhongsuwan	ผู้ร่วมโครงการ ตำแหน่ง ผู้ช่วย ศาสตราจารย์ ระดับ 8	ที่อยู่หลักสูตรวัสดุศาสตร์ คณะ วิทยาศาสตร์ ม.สงขลานครินทร์ อ. หาดใหญ่ จ. สงขลา 90110 โทรศัพท์ 074 288396 โทรสาร 074 218701 e-mail darunee.b@psu.ac.th	20 % งานเตรียม / ทดสอบ /วิเคราะห์ตัวอย่างใน ห้องปฏิบัติการ/งาน นิวเคลียร์เคมี
4. นายสันติ รักษาวงษ์	นักศึกษาปริญญาเอก หลักสูตร ปรด.ฟิสิกส์	ที่อยู่ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะ วิทยาศาสตร์ ม.สงขลานครินทร์ อ. หาดใหญ่ จ. สงขลา 90110 โทรศัพท์ 074 288732 โทรสาร 074 558849	งานเตรียม / งานสนาม/ เก็บตัวอย่าง/ ทดสอบ / วิเคราะห์ตัวอย่างใน ห้องปฏิบัติการ

4. สารบัญ

	หน้า
1. ชื่อชุดโครงการ	2
2. ชื่อโครงการเดี่ยว	2
3. คณะนักวิจัย	2
4. สารบัญ	3
5. กิตติกรรมประกาศ	6
6. บทคัดย่อ	7
7. บทนำ	8
8. วัตถุประสงค์	8
9. การตรวจเอกสาร	9
10. วิธีทดลอง	10
11. ผลการวิจัยและวิจารณ์ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอน	16
11.1 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_18	17
11.2 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_16	21
11.3 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_17	25
11.4 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_T5	28
11.5 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_15	31
11.6 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_02	34
11.7 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_05	38
11.8 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส TH_01	40
11.9 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส TH_04	44
11.10 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส TH_10	48
12. สรุปผลการศึกษา	52
13. เอกสารอ้างอิง	53
14. ข้อคิดเห็นและข้อเสนอแนะสำหรับการวิจัยต่อไป	54
15. ภาคผนวก	56

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 1 แผนที่จุดเก็บตัวอย่างแท่งตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนนอก	11
รูปที่ 2 แผนที่จุดเก็บตัวอย่างแท่งตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนกลางและตอนใน	11
รูปที่ 3 ภาพถ่ายการเก็บแท่งตะกอนในทะเลสาบสงขลา	12
รูปที่ 4 การตัดสไลด์ตัวอย่างตะกอนจากแท่งตะกอน	12
รูปที่ 5 ระบบวิเคราะห์สเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมาที่ใช้ในงานวิจัย	14
รูปที่ 6 กราฟผลการทดลอง (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึก เชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_18	18
รูปที่ 7 กราฟแสดงอัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_18 (ปากคลองภูมิ)	19
รูปที่ 8 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_16	22
รูปที่ 9 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_16 (a) อัตราสะสมตะกอนเชิง มวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น	24
รูปที่ 10 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_17	26
รูปที่ 11 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_T5	29
รูปที่ 12 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_15	32
รูปที่ 13 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_02	35
รูปที่ 14 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_02 (นอกชายฝั่งปากคลองอู่ ตะเภา) (a) อัตราสะสมตะกอนเชิงมวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น	37
รูปที่ 15 กราฟความเข้มข้น Cs-137 ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_05	39
รูปที่ 16 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH01	41
รูปที่ 17 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH01 (a) อัตราสะสมตะกอนเชิง มวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น	43
รูปที่ 18 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH04	46
รูปที่ 19 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH04 (a) อัตราสะสมตะกอนเชิง มวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น	47
รูปที่ 20 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความ ลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH10	49
รูปที่ 21 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH10 (a) อัตราสะสมตะกอนเชิง มวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น	51
รูปที่ 22 อัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ในหน่วย $g\ cm^{-2}\ y^{-1}$ ณ จุดต่างๆ ในทะเลสาบสงขลาตอนนอก	53

สารบัญตาราง

	หน้า
ตารางที่ 1 ตำแหน่งพิกัดของจุดเก็บตะกอนทะเลสาบสงขลาทั้งหมด	16
ตารางที่ 2 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_18	17
ตารางที่ 3 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_18 จากข้อมูลตะกั่ว-210	18
ตารางที่ 4 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_16	21
ตารางที่ 5 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_16 ด้วยวิธี Pb-210ex	23
ตารางที่ 6 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_17	25
ตารางที่ 7 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_T5	28
ตารางที่ 8 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_15	31
ตารางที่ 9 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_02	34
ตารางที่ 10 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_02	36
ตารางที่ 11 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_05	38
ตารางที่ 12 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส TH01	40
ตารางที่ 13 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Pb-210 และ Ra-226 ในแท่งตะกอนรหัส TH01	41
ตารางที่ 14 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH01 ด้วยวิธี Pb-210ex	42
ตารางที่ 15 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส TH04	44
ตารางที่ 16 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Pb-210 และ Ra-226 ในแท่งตะกอนรหัส TH04	45
ตารางที่ 17 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH04 ด้วยวิธี Pb-210ex	46
ตารางที่ 18 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ ¹³⁷ Cs ในแท่งตะกอนรหัส TH10	48
ตารางที่ 19 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Pb-210ex และ Ra-226 ในแท่งตะกอนรหัส TH10	49
ตารางที่ 20 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH10 ด้วยวิธี Pb-210ex	50
ตารางที่ 21 แสดงอัตราการตกตะกอนช่วงปัจจุบัน ณ จุดต่างๆ ในทะเลสาบสงขลา	52

5. กิตติกรรมประกาศ

คณะวิจัยขอขอบพระคุณมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ เป็นอย่างสูงที่ได้ให้การสนับสนุนทุนวิจัย (งบประมาณแผ่นดิน) ให้กับคณะวิจัย ในการทำวิจัยเรื่อง “ อัตราการตกตะกอนช่วงปัจจุบันในทะเลสาบสงขลาโดยวิธีวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ตะกั่ว-210 และซีเซียม-137” รหัสโครงการ SCI560125S

ขอขอบคุณภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ ที่ได้เอื้อเฟื้อสถานที่ห้องปฏิบัติการวิจัย และอนุญาตให้ใช้เครื่องมือวิจัยนิวเคลียร์ และเครื่องมือวิเคราะห์ทุกชนิดที่จำเป็นต่อโครงการวิจัย ตลอดจนสนับสนุนพาหนะสำหรับการเดินทางออกเก็บข้อมูลภาคสนาม

คณะวิจัยขอขอบคุณ Prof.Dr.Miodrag Krmar แห่ง Department of Physics, Novi Sad University, Republic of Serbia ที่ได้ช่วยตรวจวิเคราะห์ตัวอย่างตะกอนบางส่วน Dr.Sounthone Singsoupho จากภาควิชาฟิสิกส์ มหาวิทยาลัยแห่งชาติลาว ว่าที่ ร.ต.ประภุชญ์ นพประดิษฐ์ นายเอกลักษณ์ มอบพิจิต นายมนัสพงษ์ บุญญะ นักศึกษาระดับปริญญาตรี และนักศึกษาระดับปริญญาตรี หลักสูตรฟิสิกส์ และหลักสูตรธรณีฟิสิกส์ ที่มีส่วนร่วมในการเก็บข้อมูลภาคสนาม รวมทั้งช่วยงานในห้องปฏิบัติการวิเคราะห์

6. บทคัดย่อ

งานวิจัยนี้เป็นศึกษาอัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาด้วยเทคนิคการตรวจวัดตะกั่ว-210 และซีเซียม-137 ในตะกอนตัวอย่างที่ความลึกต่างๆ โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อหาอัตราการตกตะกอนของทะเลสาบสงขลาในช่วงเวลาใกล้ปัจจุบัน ผลการศึกษาจะทำให้ทราบถึงอัตราการตกตะกอนของทะเลสาบสงขลาในอดีตด้วยเช่นกัน และทำให้ทราบพลศาสตร์ของน้ำและการเปลี่ยนแปลงในอดีตของระบบทะเลสาบสงขลาได้ด้วย ผลการศึกษาพบว่า อัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาสูงสุด 3 อันดับแรกพบบริเวณปากคลองอู่ตะเภาด้านตะวันตก มีค่า $1.543 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ บริเวณอ่าวฝั่งตะวันตกของเกาะยอ มีค่า $0.949 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ และบริเวณปากคลองปากกรอ มีค่า $0.84 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ เมื่อพิจารณาตำแหน่งจุดที่ศึกษาและต้นกำเนิดของตะกอนตีความได้ว่า อิทธิพลที่สำคัญที่สุดต่ออัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนนอกคือคลองอู่ตะเภา และตะกอนปริมาณมหาศาลที่มาจากลุ่มน้ำคลองอู่ตะเภา อิทธิพลที่สำคัญรองลงมาน่าจะเป็นกระแสน้ำขึ้น-น้ำลง ที่ไหลผ่านหัวเกาะยอทั้งด้านทิศเหนือและทิศใต้ และยังทำให้อัตราการตกตะกอนมีแนวโน้มลดลงไปทางกึ่งกลางทะเลสาบ และไปทางปากกรอ

อัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนในทางเหนือของเกาะใหญ่มีค่าต่ำสุดเท่ากับ $0.28 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ตรงบริเวณระหว่างแหลมจองถนนและเกาะใหญ่มีค่า $0.354 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ส่วนทางใต้ของเกาะใหญ่ในทะเลสาบสงขลาตอนกลางมีค่า $0.304 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ใกล้เคียงกับอัตราการตกตะกอนเฉลี่ยในทะเลสาบสงขลาตอนนอก

Abstract

This study aims at determining the sedimentation rate in the Songkhla Lake using the measurement of Pb-210 and Cs-137 in sediment samples at various depths. This helps to estimate the sedimentation rate at the present time and at the past time and understand the water dynamics and changes in the Songkhla Lake system in the past. Results indicates that the first, second and third highest sedimentation rates are observed in the Outer Songkhla Lake of valued $1.543 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ at the west side of U-tapao mouth, $0.949 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ at the west coast of Koh Yo and $0.84 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ near Pak Rho mouth. This indicates that the most important factors affecting sedimentation of the Songkhla Lake are a huge amount of water and sediment eroded from U-Tapao sub-basin and tidal effect.

Sedimentation in the Inner Songkhla Lake is the lowest at $0.28 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ at north of Koh Yai, $0.354 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ found between Lam Jong Tanon and Koh Yai and $0.304 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ is found south of Koh Yai in the Middle Songkhla Lake.

7. บทนำ

จากการที่พื้นที่ป่าบริเวณต้นน้ำของทะเลสาบสงขลาและพื้นที่ลาดชันรอบลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลาถูกบุกรุกทำลาย ส่งผลให้เกิดการชะล้างพังทลายของหน้าดินเพิ่มขึ้น ทำให้คุณภาพของดินเสื่อมโทรมลง และตะกอนดินทับถมในลำคลองต่างๆ ทำให้ลำคลองตื้นเขิน และในที่สุดก็จะทำให้ทะเลสาบสงขลาตื้นเขินตามไปด้วย ทำให้ขีดความสามารถในการเก็บกักของแหล่งน้ำลดลง เป็นปัจจัยเสริมให้สถานการณ์น้ำท่วมและการขาดแคลนน้ำในฤดูแล้งในลุ่มน้ำรุนแรงขึ้น ซึ่งปรากฏว่า พื้นที่ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลาที่มีปัญหาการชะล้างพังทลายของดินในระดับมากกว่า 2 ตัน/ไร่/ปี ขึ้นไป มีถึง 1.8 ล้านไร่ หรือร้อยละ 27.3 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยเป็นพื้นที่ที่มีการชะล้างพังทลายของดินในระดับรุนแรงมากกว่า 15 ตัน/ไร่/ปี จำนวนกว่า 7 แสนไร่ โดยประมาณ 2 ใน 3 เป็นพื้นที่ที่มีความลาดชันหรือที่สูง

การตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาเข้าขั้นวิกฤต โดยอัตราการตกตะกอนในบางส่วนของทะเลสาบตอนล่างประมาณ 5.0 - 6.9 มม./ปี หากอัตราการตกตะกอนยังคงอยู่ในระดับนี้ จะทำให้ทะเลสาบยังคงความเป็นทะเลสาบตื้นๆ เช่นนี้ไปได้อีกประมาณ 300 - 400 ปี โดยจะตื้นขึ้นเรื่อยๆ และบางส่วนจะกลายเป็นพื้นดินภายในไม่ถึง 200 ปี สาเหตุที่ทำให้ทะเลสาบตื้นเขินมีหลากหลาย ทั้งเกิดจากการสะสมตัวของตะกอนที่มากับน้ำท่า และตะกอนจากการทับถมของซากพืชซากสัตว์ในน้ำ โดยยังไม่ทราบสัดส่วนของตะกอนแต่ละชนิดที่แน่ชัด กิจกรรมของมนุษย์ เช่นการเกษตร และการก่อสร้าง ก็เป็นตัวเร่งให้ตะกอนไหลลงสู่ทะเลสาบมากขึ้น จำเป็นที่จะต้องกำหนดมาตรการที่เหมาะสมเพื่อแก้ปัญหาจากทุกๆ มิติอย่างเร่งด่วน

การศึกษาการตื้นเขินของทะเลสาบสงขลาที่ผ่านมา เน้นการศึกษาด้วยการคำนวณแบบจำลองต่างๆ เช่นการใช้ USLE (Universal Soil Loss Equation) ที่ไม่ได้เป็นเทคนิคทางตรง (direct measurement) และไม่เคยมีการทำ validation ของแบบจำลองด้วยเทคนิคทางตรงใดๆ เพื่อพิสูจน์ผลการคำนวณตามแบบจำลองว่าถูกต้องและยอมรับได้หรือไม่ ซึ่งอาจทำให้ต้องสูญเสียงบประมาณเป็นทุนวิจัยจำนวนมาก เนื่องจากทำวิจัยแล้วผลงานวิจัยกลับไม่เป็นที่ยอมรับ จากการที่ไม่มีการพิสูจน์ผลด้วยเทคนิคอื่นที่เป็นที่ยอมรับระดับนานาชาติ แม้ว่าได้มีความพยายามศึกษาด้วยเทคนิคทางตรงมาบ้างแล้ว แต่เนื่องด้วยความขาดแคลนอุปกรณ์สำคัญต่างๆ เช่น อุปกรณ์เก็บแท่งตะกอนที่มีคุณภาพและมีความละเอียดสูง เครื่องมือวิเคราะห์ที่มีความไวและความละเอียดสูง ทำให้ผลการศึกษายังมีจุดอ่อนและเป็นที่สงสัย

งานวิจัยชิ้นนี้จึงอาจกล่าวได้ว่า จะเป็นงานวิจัยที่มีคุณภาพสูงสุดเท่าที่เคยทำในการศึกษาอัตราการตื้นเขินทะเลสาบสงขลา เนื่องจากได้แก้ปัญหาต่างๆ ที่พบและเคยเกิดขึ้นแล้วในอดีต ปรับปรุงแก้ไขอุปกรณ์เครื่องมือที่เกี่ยวข้องให้สามารถทำงานได้อย่างมีประสิทธิภาพ นอกจากนั้นยังได้รับความร่วมมือจากห้องปฏิบัติการวิจัยระดับแนวหน้าในต่างประเทศ และที่สำคัญที่สุด งานวิจัยนี้มาโดยคณะทำงานที่เป็นผู้เชี่ยวชาญคนไทย

8. วัตถุประสงค์

- 8.1 ทหาอัตราการตกตะกอนช่วงเวลาปัจจุบันของทะเลสาบสงขลาด้วยวิธีตรวจวัดไอโซโทป กัมมันตรังสีตะกั่ว-210 และซีเซียม-137
- 8.2 เพื่อสร้างความเข้มแข็งและความสามารถทางเทคโนโลยีแก่บุคลากรของประเทศไทยเกี่ยวกับการประยุกต์ใช้กัมมันตรังสีธรรมชาติในสิ่งแวดล้อม
- 8.3 เพื่อพัฒนางานวิจัย โดยประสานความร่วมมือทั้งกับหน่วยงานราชการและเอกชน ในการนำผลงานวิจัยไปประยุกต์ใช้ให้เกิดประโยชน์กับประเทศไทยมากที่สุด
- 8.4 เพื่อสร้างบุคลากรที่มีความรู้ความเชี่ยวชาญด้านการประยุกต์ใช้กัมมันตรังสีธรรมชาติ

- 8.5 เพื่อให้บริการข้อมูลและความช่วยเหลือทางวิชาการด้านกัมมันตรังสีธรรมชาติแก่หน่วยงาน ทั้งภาครัฐและเอกชน

9. การตรวจเอกสาร

9.1 ทฤษฎี สมมุติฐาน (ถ้ามี) และกรอบแนวความคิดของโครงการวิจัย

วิธีตะกั่ว-210 (Lead-210 Method of Dating) เป็นเทคนิคการหาอายุที่นิยมใช้ในการหาอัตราการตกตะกอนในทะเล และทะเลสาบในช่วงเวลาใกล้ปัจจุบัน 100 – 150 ปี ตะกั่ว-210 เป็นไอโซโทปกัมมันตรังสีที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติมีครึ่งชีวิต 22.3 ปี วิธีตะกั่ว-210 คิดขึ้นโดย Goldberg (1963) และเริ่มต้นใช้กับตะกอนทะเลสาบโดย Krishnaswamy et al. (1971) และต่อมาก็นำไปใช้กับตะกอนในทะเล เริ่มต้นโดย Koide et al. (1972) และใช้กันอย่างกว้างขวาง (ได้แก่ Alperin et al., 2002; Oguri et al., 2003; Owen and Lee, 2004) ในขณะเดียวกัน วิธีซีเซียม-137 ซึ่งเป็นวิธีการหาอัตราการตกตะกอนทะเลสาบอีกวิธีหนึ่งที่มีหลักการพื้นฐานแตกต่างกับวิธีตะกั่ว-210 มักจะนำมาใช้เพื่อการตรวจสอบยืนยันผลของวิธีตะกั่ว-210 หลักการพื้นฐานของวิธีซีเซียม-137 เนื่องมาจากปริมาณซีเซียม-137 เป็นสารกัมมันตรังสีที่มนุษย์สร้างขึ้น มีครึ่งชีวิต 30 ปี เป็นผลผลิตจากปฏิกิริยานิวเคลียร์แตกตัว (nuclear fission reaction) จึงไม่เคยมีอยู่ในธรรมชาติมาก่อน และเมื่อมีการสร้างระเบิดนิวเคลียร์และทดลองระเบิดนิวเคลียร์ในบรรยากาศ ทำให้เริ่มมีการกระจายของซีเซียม-137 ในปริมาณที่มากพอที่จะวัดได้อย่างมีนัยสำคัญในพื้นที่ต่างๆ ทั่วโลก นับตั้งแต่ปี ค.ศ.1950 เป็นต้นมา และมีค่าสูงสุดในปี ค.ศ.1963 (Matsumoto, 1987; Ritchie and McHenry, 1990) เมื่อกฎบัตรห้ามทดลองระเบิดนิวเคลียร์ในบรรยากาศได้ประกาศใช้ และอีกครั้งหนึ่งในปี ค.ศ.1986 เมื่อเกิดอุบัติเหตุนิวเคลียร์ที่เชอร์โนบิล ของอดีตสหภาพโซเวียต

ทฤษฎี และหลักการที่สำคัญ

ต้นกำเนิดหลักของตะกั่ว-210 ส่วนเกิน หรือ Excess Pb-210 (หรือ Pb-210*) ในตะกอนชายฝั่ง โดยทั่วไปมาจาก fallout จากบรรยากาศ (Oldfield and Appleby, 1984) ถึงแม้ว่าปริมาณพลักซ์ Pb-210 จะแปรปรวนเป็นรายวันและตามฤดูกาล แต่ค่าเฉลี่ยของพลักซ์ต่อปีจะประมาณคงที่ (Sheets and Lawrence, 1999) ความเข้มข้นของ Pb-210* ในตะกอนที่มวลของตะกอนสะสม หรือ เรียกว่า massdepth อธิบายได้ด้วยสมการ (1)

$$C_m = \frac{f}{S(t)} e^{-\lambda t} \quad (1)$$

เมื่อ C_m เป็นค่ากัมมันตภาพของ Pb-210* ในหน่วย dpm g^{-1} ที่ค่า mass-depth m โดยที่ f เป็นพลักซ์ของ Pb-210* ในหน่วย dpm $cm^{-2} y^{-1}$ และ $S(t)$ เป็นอัตราการตกตะกอน ในหน่วย $g cm^{-2} y^{-1}$ ณ เวลา t และค่า λ เท่ากับ $0.03114 y^{-1}$ เป็นค่าคงที่การสลายตัวของ Pb-210 (46.5 keV) ค่า mass-depth ใช้แทนค่าความลึก เพื่อกำจัดผลของการอัดตัว compaction effect (Robbins, 1978) คำนวณค่ากัมมันตภาพของ Pb-210* โดยหักลบค่ากัมมันตภาพของ Ra-226 (นั่นคือ supported Pb-210) ซึ่งคำนวณโดยใช้ค่ากัมมันตภาพเฉลี่ยถ่วงน้ำหนัก (Weighted average) ของ Pb-214 (295.2 keV), Pb-214 (351.9 keV) และ Bi-214 (609.3 keV) โดยถือหลักว่า ไอโซโทปกัมมันตรังสีในอนุกรมยูเรเนียม-238 ในตะกอนอยู่ในภาวะสมดุลถาวร (Alperin et al., 2002)

โดยที่อายุของตะกอนที่ค่า mass-depth m คำนวณจากสมการ (2)

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{\int_0^{\infty} C(m) dm}{\int_m^{\infty} C(m) dm} \quad (2)$$

และอัตราการตกตะกอนที่ค่า mass-depth m ก็สามารถคำนวณได้ด้วยสมการ (3)

$$S(t) = \frac{\lambda \int_0^{\infty} C(m) dm}{C(m)} \quad (3)$$

การทบทวนวรรณกรรม/สารสนเทศ (information) ที่เกี่ยวข้อง

การศึกษาติดตามประวัติศาสตร์ที่เกี่ยวกับผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อมจากกิจกรรมของมนุษย์ น่าจะอยู่ในช่วงเวลาในอดีตประมาณ 150 ปี ถึงปัจจุบัน ผลกระทบในหลายๆ ส่วนสามารถตรวจสอบย้อนหลังจากตะกอนที่เก็บจากพื้นที่ชายฝั่งทะเล ที่เกี่ยวข้องกับกระบวนการทางกายภาพและชีวภาพในสิ่งแวดล้อมและผลกระทบที่เกิดขึ้น การเปลี่ยนแปลงของสิ่งแวดล้อมในอดีตจะถูกบันทึกไว้อย่างดีในตะกอนที่ตกสะสมในสภาวะค่อนข้างคงตัว เช่น ตะกอนในทะเลสาบสงขลา ดังนั้นการศึกษาตะกอนในพื้นที่ชายฝั่งย่อมมีความสำคัญมากในอันที่จะทำให้เข้าใจอันตรกิริยาระหว่างกิจกรรมของมนุษย์และระบบของทะเลหรือทะเลสาบ นอกเหนือจากนั้นการทราบถึงรายละเอียดที่ถูกต้องของอายุการตกตะกอนหรือการศึกษาอัตราการตกตะกอนจะทำให้เข้าใจกลไกของระบบของทะเลหรือ ทะเลสาบได้อย่างถูกต้องอีกด้วย

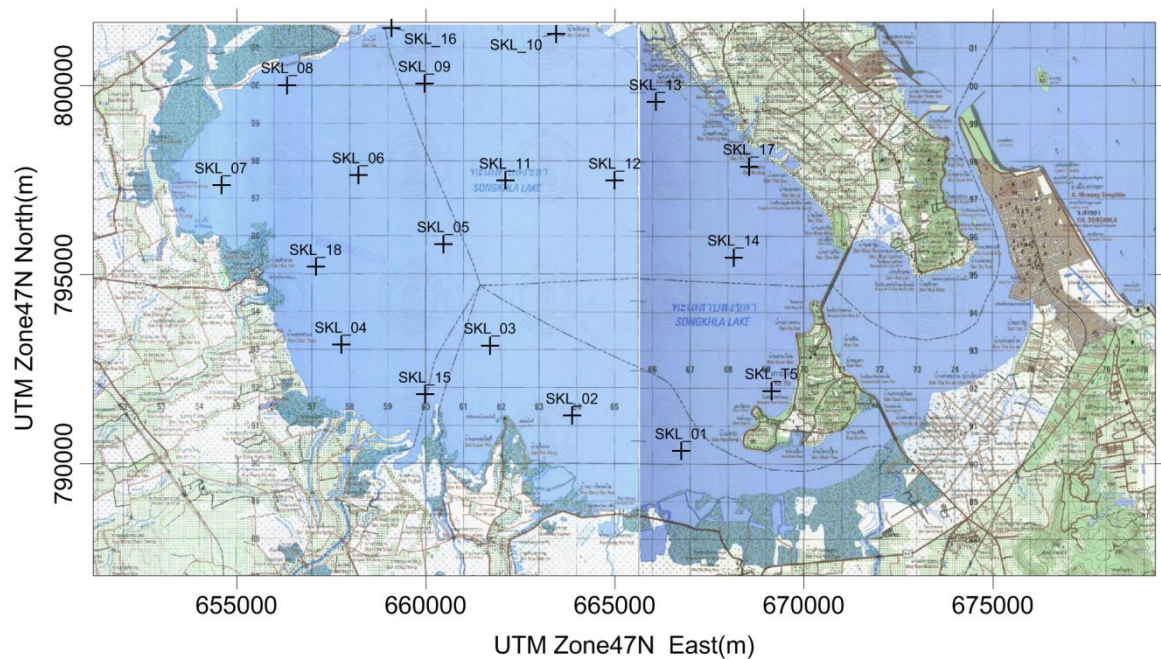
Chittrakarn et al. (1996) ศึกษาอัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาโดยเก็บแท่งตะกอนท้องน้ำจำนวน 50 จุด ในปี พ.ศ.2539 ตรวจวัดปริมาณซีเซียม-137 จากแท่งตะกอน และสรุปได้ว่าอัตราการตกตะกอนมีค่าระหว่าง 0 – 10 ม.ม./ปี โดยมีค่าเฉลี่ย 5.0 m.m./ปี เนื่องจากสภาพการใช้ที่ดินเปลี่ยนแปลงไปมาก มีการชะล้าง ทำลายชายฝั่งขั้นวิกฤตในหลายพื้นที่ คาดว่าอัตราการตื้นเขินในปัจจุบันน่าจะสูงขึ้นมา การหักล้างทำลายป่าเพื่อพัฒนาด้านการเกษตร รวมทั้งการก่อสร้างเขื่อนในพื้นที่ลุ่มน้ำ อาจส่งผลต่อการเพิ่มของฟลักซ์ของตะกอนจากแม่น้ำลำคลอง (Xueqiang and Matsumoto, 2005) ซึ่งในที่สุดลงสู่ทะเลสาบ

10. วิธีการทดลอง

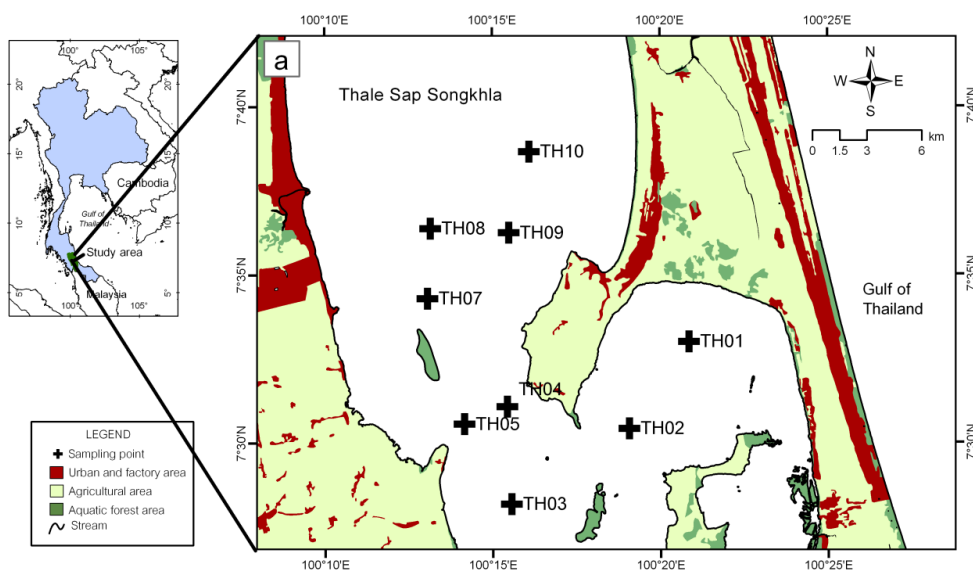
10.1 การเก็บแท่งตะกอนทะเลสาบสงขลาตอนนอก

คณะวิจัยได้พัฒนาเครื่องเก็บแท่งตะกอนท้องน้ำทะเลสาบสงขลา โดยดัดแปลงจากท่อพีวีซีขนาด 3 นิ้ว และขนาด 4 นิ้ว และดัดแปลงจากท่ออะคริลิก ขนาดเดียวกัน ผลการใช้งานจริง พบว่าสามารถใช้ได้อย่างดีทั้งชนิดท่ออะคริลิก และชนิดท่อพีวีซี

จากนั้นได้ดำเนินการเก็บตัวอย่างแบ่งตะกอนจากทะเลสาบสงขลาตอนนอกจำนวน 19 แห่ง ตัวอย่าง ตำแหน่งจุดเก็บตัวอย่างแสดงในรูปที่ 1 โดยตัวอย่างที่ SKL_1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 15, 18 เป็นกลุ่มแบ่งตะกอนที่อยู่ทางตอนใต้ของทะเลสาบ ทางใต้ของปากคลองปากรอ โดยแบ่งตัวอย่าง SKL_18 อยู่นอกฝั่งปากคลองภูมิ แบ่งตัวอย่าง SKL_02 และ SKL_15 อยู่นอกฝั่งปากคลองอู่ตะเภา กลุ่มตัวอย่างที่อยู่ทางตอนเหนือของทะเลสาบสงขลาตอนนอก ประกอบด้วยตัวอย่าง SKL_9, 10, 11, 12, 13, 14, 16, 17 โดยมีแบ่งตัวอย่าง SKL_16 อยู่นอกชายฝั่งปากคลองปากรอ แบ่งตัวอย่าง SKL_17 อยู่นอกฝั่งสทิงหม้อ อ.สิงหนคร จ.สงขลา และแบ่งตัวอย่าง SKL_T5 อยู่ใกล้เกาะยอ



รูปที่ 1 แผนที่จุดเก็บตัวอย่างแบ่งตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนนอก



รูปที่ 2 แผนที่จุดเก็บตัวอย่างแท่งตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนกลางและตอนใน

ในปีที่ 2 คณะวิจัยได้เริ่มเก็บแท่งตะกอนตัวอย่างจากทะเลสาบสงขลาตอนกลางและตอนใน รวมทั้งหมดจำนวน 9 แท่งตะกอน (รูปที่ 2) จากทะเลสาบตอนกลาง 3 แท่ง คือ TH01, TH02 และ TH03 และเก็บจากทะเลสาบตอนใน จำนวน 4 แท่ง คือ TH07, TH08, TH09 และ TH10 โดยอีก 2 แท่ง คือ TH04 และ TH05 เก็บจากแนวเส้นแบ่งระหว่างทะเลสาบตอนในและตอนกลางคือ แนวจากแหลมจองถนน จังหวัดพัทลุง และ เกาะใหญ่ อ.กระแสสินธุ์ จ.สงขลา แนวดังกล่าวเป็นแนวที่สั้นที่สุดหากจะมีโครงการก่อสร้างขนาดใหญ่ เช่น โครงการสร้างถนนที่เป็นคันเขื่อนกันน้ำเพื่อให้ทะเลสาบตอนในเป็นแหล่งน้ำจืดในอนาคต รูปที่ 3 แสดงภาพถ่ายภูมิทัศน์ในทะเลสาบและทีมเก็บแท่งตะกอนขณะกำลังทำงาน



รูปที่ 3 ภาพถ่ายการเก็บแท่งตะกอนในทะเลสาบสงขลา



รูปที่ 4 การตัดสไลด์ตัวอย่างตะกอนจากแท่งตะกอน

10.2 การเตรียมแท่งตะกอนทะเลสาบเป็นชิ้นตัวอย่างเพื่อการวิเคราะห์

ใช้อุปกรณ์ Sediment Extruder ดันตะกอนในท่อขึ้นมา แล้วใช้ใบมีดตัดสไลด์ตะกอนตัวอย่าง เป็นชิ้นตัวอย่างที่มีความหนา 1 ซม. จากความลึก 0 – 50 ซม. ของแท่งตะกอนทะเลสาบแต่ละแท่ง ได้ เป็นชิ้นตัวอย่างที่มีความลึก 0 – 1 ซม. 1 – 2 ซม. 2 – 3 ซม. 3 – 4 ซม. ไปจนถึงประมาณ 49 – 50 ซม. ตามลำดับ รูปที่ 4 แสดงการตัดสไลด์ตัวอย่างแท่งตะกอนด้วย sediment extruder อย่างไรก็ตาม เนื่องจากการวิเคราะห์ตัวอย่างใช้เวลานานมาก สำหรับตัวอย่างตะกอนจากทะเลสาบตอนกลางและตอน ในที่เก็บในปีที่สอง แม้ว่าจะยังคงตัดสไลด์ตะกอนตัวอย่างทุกๆ ความลึก 1 ซม. แต่ในขั้นตอนวิเคราะห์รังสี แกมมาจะรวมตัวอย่าง 2 ซม. เข้าด้วยกัน เพื่อลดจำนวนตัวอย่างที่ต้องวิเคราะห์ลงครึ่งจำนวน กลายเป็น 0 – 2 ซม. 2 – 4 ซม. 4 – 6 ซม. 6 – 8 ซม. ไปจนถึงประมาณ 50 ซม.

10.3 การเตรียมตัวอย่างเพื่อการวิเคราะห์

ชั่งน้ำหนักเปียกของชิ้นตัวอย่างทั้งหมด แล้วอบแห้งชิ้นตัวอย่างทั้งหมด ที่อุณหภูมิประมาณ 110 °C ชั่งน้ำหนักแห้ง บรรจุชิ้นตัวอย่างลงกระปุก ปิดผนึกไว้ประมาณ 30 วัน เพื่อให้เข้าสู่สมดุลกัมมันตรังสี ก่อนนำไปวัดค่ากัมมันตภาพของ Pb-210 และ Cs-137

10.4 การวัดค่ากัมมันตภาพของนิวไคลด์กัมมันตรังสีในชิ้นตัวอย่าง

วัดค่ากัมมันตภาพของนิวไคลด์กัมมันตรังสีที่มีอยู่ในชิ้นตัวอย่างด้วยระบบสเปกโตรมิเตอร์รังสี แกมมา (High efficiency low background gamma spectrometer) โดยในระบบวัดประกอบด้วย หัววัดชนิดสารกึ่งตัวนำเจอร์มาเนียมบริสุทธิ์สูง HPGe (Canberra, Model GC7020, USA) ประกอบเข้ากับเครื่องวิเคราะห์แบบหลายช่อง (Multichannel analyzer, Canberra, model DSP1000, USA) โดย หัววัดรังสีอยู่ภายในกำบังตะกั่วไร้มลทินหนา 10 ซม. ที่หุ้มด้วยแผ่นทองแดง (Canberra, Model 747) เพื่อลดกัมมันตภาพรังสีภูมิหลังจากสิ่งแวดล้อม ระบบวิเคราะห์มีค่า FWHM เท่ากับ 0.882 และ 1.767 keV ที่พลังงาน 122 และ 1332 keV ตามลำดับ และมีค่าประสิทธิภาพสัมพัทธ์ 83.7 % ที่พลังงาน 1332 keV รูปที่ 5 แสดงระบบวัดสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมาที่ใช้ในงานวิจัย

ตัวอย่างตะกอนบางแท่งถูกส่งไปวัดที่ Department of Physics , Novi Sad University, Serbia ด้วยระบบสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมา ที่มีค่าประสิทธิภาพสัมพัทธ์สูง 100 %



รูปที่ 5 ระบบวิเคราะห์สเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมาที่ใช้ในงานวิจัย

10.5 เงื่อนไขและเกณฑ์กำหนดในการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนของตะกอนทะเลสาบสงขลา

เทคนิคการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนในทะเลและทะเลสาบที่ได้รับการยอมรับกันในระดับนานาชาติว่า เป็นเทคนิควิธีมาตรฐาน จัดเป็นเทคนิควิธีวัดทางตรงที่สุดวิธีหนึ่ง และเป็นวิทยาศาสตร์มากที่สุดวิธีหนึ่งก็คือ การวัดปริมาณนิวไคลด์กัมมันตรังสีตะกั่ว-210 ($Pb-210$) ส่วนเกิน หรือ $Pb-210ex$ ที่มีกำเนิดจากการสลายตัวของแก๊สเรดอน-222 ในบรรยากาศ โดยมีสมมติฐานว่ามีการตกสะสมของละอองหรืออนุภาค $Pb-210ex$ ที่เกิดจากการสลายตัวของแก๊สเรดอน-222 ลงสู่ก้นทะเลสาบตลอดเวลา โดยมีค่าฟลักซ์ของ $Pb-210ex$ คงที่ หรือ Constant flux model (CF model) และโดยที่ $Pb-210ex$ ที่ตกสะสมตัวในอดีตจะอยู่ที่ความลึกระดับหนึ่งใต้พื้นผิวตะกอน และจะมีค่ากัมมันตภาพลดลงเนื่องจากการสลายตัวนิวเคลียร์ตามธรรมชาติของ $Pb-210$ ด้วยครึ่งชีวิต 22.23 ปี การสลายตัวเป็นฟังก์ชันแบบเอกซโพเนนเชียล กับความลึกหรือเวลา t ของการตกตะกอนในอดีต ซึ่งทำให้สามารถวิเคราะห์หาเวลาของการตกตะกอนที่ความลึกต่างๆ และสามารถหาอัตราการตกตะกอนได้

ไอโซโทปกัมมันตรังสี ซีเซียม-137 หรือ $Cs-137$ เป็นไอโซโทปกัมมันตรังสีที่เกิดจากปฏิกิริยาแบ่งแยกนิวเคลียส หรือ nuclear fission มีครึ่งชีวิต 30 ปี เนื่องจากเป็นนิวไคลด์กัมมันตรังสีที่เกิดขึ้นโดยเทคโนโลยีของมนุษย์ จึงไม่ได้เกิดขึ้นพร้อมกำเนิดโลก แต่มีอยู่ในธรรมชาติภายหลังจากการทดลองระเบิดนิวเคลียร์ในบรรยากาศและแพร่กระจายอยู่ในสิ่งแวดล้อม และอาจเกิดจากอุบัติเหตุโรงไฟฟ้านิวเคลียร์ครั้งสำคัญ เช่น อุบัติเหตุนิวเคลียร์ที่เชอร์โนบิลในปี ค.ศ.1986 จากการศึกษาการแพร่กระจายของซีเซียม-137 ในตะกอนทะเลทั่วโลก พบว่ามีการปรากฏของซีเซียม-137 ในตะกอนที่ตกสะสมในปี ค.ศ. 1952 เป็นปีแรก และพบมีความเข้มข้นซีเซียม-137 สูงสุดในตะกอนทะเลสาบในปี ค.ศ.1963 ก่อนที่จะมีกฎบัตรห้ามทดลองระเบิดนิวเคลียร์ในบรรยากาศ และพบมีความเข้มข้นซีเซียม-137 สูงสุดในตะกอนทะเลสาบอีกครั้งหนึ่งในปี ค.ศ.1986 ซึ่งเป็นปีที่เกิดอุบัติเหตุนิวเคลียร์ที่เชอร์โนบิล

เทคนิคการตรวจวัดปริมาณ Pb-210 ในตะกอนที่ระดับความลึกต่างๆ จะเป็นเทคนิคที่นิยมใช้เพื่อ การวิเคราะห์หาอายุของการตกตะกอนในทะเลสาบ ในพื้นที่ต่างๆ ทั่วโลก แม้ว่าในประเทศไทยจะยังไม่ เคยปรากฏรายงานการหาอัตราการตกตะกอนทะเล/ทะเลสาบ ด้วยวิธีตรวจวัด Pb-210 ร่วมกับการ ตรวจวัด Cs-137 อย่างเป็นระบบ ดังนั้นงานวิจัยนี้จึงจะเป็นงานวิจัยชิ้นแรกที่จะทำการศึกษาในเรื่องนี้

11. ผลการวิจัยและวิจารณ์ ผลการวิเคราะห์แบ่งตะกอน

ตารางที่ 1 แสดงพิกัดภูมิศาสตร์และรายละเอียดจุดเก็บตัวอย่างแบ่งตะกอนในทะเลสาบสงขลา ทั้งหมด ทั้งทะเลสาบตอนนอก ตอนกลาง และตอนใน

ตารางที่ 1 ตำแหน่งพิกัดของจุดเก็บตะกอนทะเลสาบสงขลาทั้งหมด

รหัส	พิกัด UTM E	พิกัด UTM N	รายละเอียดจุดเก็บในทะเลสาบสงขลา
SKL_01	666760	790342	ตอนนอก แหลมโพธิ์ - เกาะยอ
SKL_02	663870	791275	ตอนนอก ตะวันออกของแหลมโพธิ์
SKL_03	661697	793129	ตอนนอก เหนือแหลมโพธิ์
SKL_04	657759	793150	ตอนนอก
SKL_05	660465	795807	ตอนนอก
SKL_06	658218	797630	ตอนนอก
SKL_07	654591	797368	ตอนนอก
SKL_08	656337	800011	ตอนนอก ปากรอ
SKL_09	659967	800050	ตอนนอก ปากรอ
SKL_10	663438	801373	ตอนนอก
SKL_11	662108	797489	ตอนนอก
SKL_12	664997	797489	ตอนนอก
SKL_13	666077	799566	ตอนนอก
SKL_14	668147	795454	ตอนนอก
SKL_15	659975	791835	ตอนนอก ตะวันตกของปากคลองอยู่ตะเกา
SKL_16	659085	801530	ตอนนอก ปากรอ
SKL_17	668552	797860	ตอนนอก สหิงหม้อ
SKL_18	657090	795208	ตอนนอก ปากคลองภูมิ
SKL_T5	669143	791925	ตอนนอก ตะวันตกเกาะยอ
TH_01	648671	834776	ตอนกลาง
TH_02	645413	830021	ตอนกลาง
TH_03	638965	825867	ตอนกลาง
TH_04	638715	831198	ตอนกลาง-ตอนใน เกาะใหญ่
TH_05	636362	830246	ตอนกลาง-ตอนใน แหลมจองถนน
TH_07	634333	837111	ตอนใน
TH_08	634482	840952	ตอนใน
TH_09	638784	840725	ตอนใน
TH_10	639884	845176	ตอนใน

หมายเหตุ แถบแรเงาแสดงแบ่งตะกอนที่มีผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอน

11.1 ผลการวิเคราะห์แท่งตะกอนรหัส SKL_18

แท่งตะกอนรหัส SKL_18 เก็บจากบริเวณนอกชายฝั่งปากคลองภูมิ การสะสมของตะกอนบริเวณนี้จึงอาจได้รับผลกระทบจากกำลังของน้ำโดยเฉพาะในฤดูน้ำหลากของทุกปี ที่อาจจะมีมวลน้ำพาตะกอนปริมาณมากจากลุ่มน้ำคลองภูมิ ไหลลงสู่ทะเลสาบ

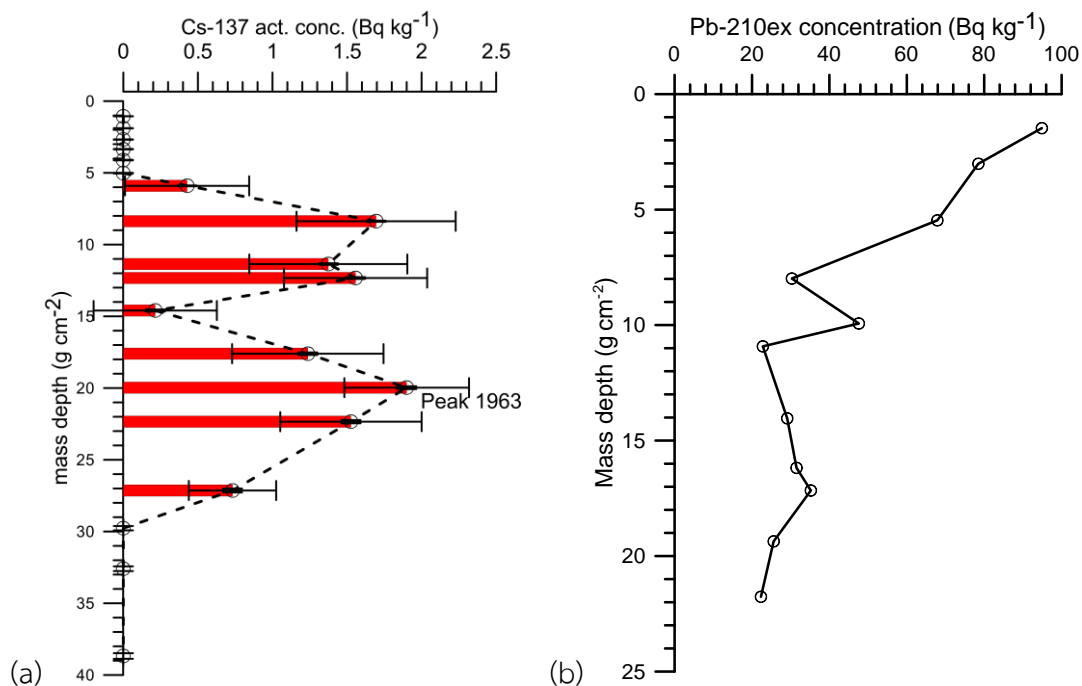
11.1.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_18 แสดงในตารางที่ 2 และรูปที่ 6a ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี 1963 พบที่ระดับความลึกเชิงมวล 20 g-cm⁻²

เมื่อทดลองคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ได้เท่ากับ $20/49 = 0.408 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$

ตารางที่ 2 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_18

Mass depth (g.cm ⁻²)	Uncertainty of Mass depth (g.cm ⁻²)	Cs-137 Activity (Bq)	Cs-137 Concentration (Bq kg ⁻¹)	Cs-137 Error (Bq kg ⁻¹)
1.053	0.005	0	0	-
1.893	0.010	0	0	-
2.679	0.014	0	0	-
3.347	0.017	0	0	-
4.108	0.021	0	0	-
5.020	0.025	0	0	-
5.904	0.030	0.017	0.43	0.42
8.371	0.042	0.059	1.69	0.53
11.355	0.057	0.055	1.37	0.53
12.329	0.062	0.062	1.56	0.48
14.595	0.074	0.008	0.21	0.41
17.602	0.089	0.049	1.24	0.51
19.971	0.101	0.076	1.90	0.42
22.343	0.113	0.061	1.53	0.47
27.138	0.137	0.029	0.73	0.29
29.767	0.150	0	0.00	-
32.590	0.164	0	0.00	-
38.674	0.195	0	0.00	-
44.913	0.227	0	0.00	-



รูปที่ 6 กราฟผลการทดลอง (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210 ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_18

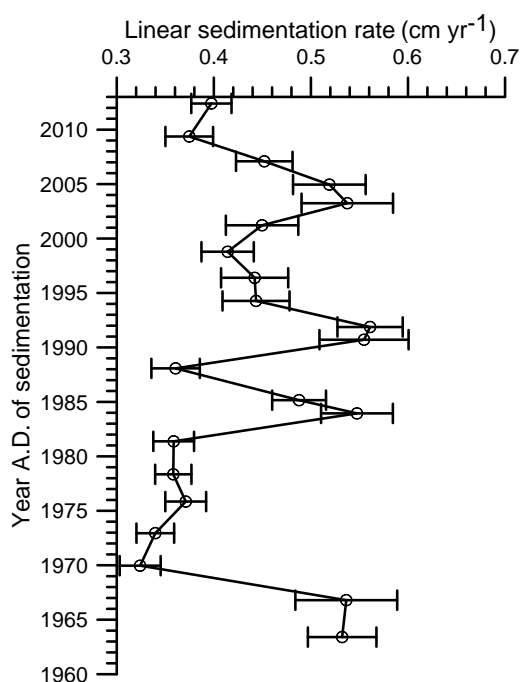
11.1.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 6(b) แสดงกราฟความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_18 ผลการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb-210ex ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่หรือ Constant flux model แสดงในตารางที่ 3

ตารางที่ 3 ผลการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_18 จากข้อมูลตะกั่ว-210

ความลึก z(i) (cm)	ปี ค.ศ. ที่ ตกตะกอน	อัตรา	ความ	อัตรา	ความ
		ตกตะกอน เชิงมวล r(i) (g cm ⁻² y ⁻¹)	ผิดพลาดของ r(i) (g cm ⁻² y ⁻¹)	ตกตะกอน เชิงเส้น s(i) (cm y ⁻¹)	ผิดพลาด ของ s(i) (cm y ⁻¹)
0-1	2012	0.36	0.01	0.40	0.02
1-2	2009	0.35	0.02	0.37	0.02
2-3	2007	0.37	0.02	0.45	0.03
3-4	2005	0.38	0.02	0.52	0.04
4-5	2003	0.38	0.03	0.54	0.05
5-6	2001	0.38	0.03	0.45	0.04
6-7	1999	0.37	0.02	0.41	0.03
7-8	1996	0.37	0.02	0.44	0.03
8-9	1994	0.37	0.02	0.44	0.03
9-10	1992	0.47	0.02	0.56	0.03
10-11	1991	0.50	0.03	0.55	0.05

11-12	1988	0.38	0.02	0.36	0.02
12-13	1985	0.48	0.02	0.49	0.03
13-14	1984	0.51	0.03	0.55	0.04
14-15	1981	0.38	0.01	0.36	0.02
15-16	1978	0.41	0.01	0.36	0.02
16-17	1976	0.41	0.02	0.37	0.02
17-18	1973	0.36	0.01	0.34	0.02
18-19	1970	0.32	0.02	0.32	0.02
19-20	1967	0.55	0.05	0.54	0.05
20-21	1963	0.63	0.03	0.53	0.04
ค่าต่ำสุด - สูงสุด		0.32- 0.63		0.32-0.56	
ค่าเฉลี่ย		0.41		0.45	
ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน		0.08		0.08	



รูปที่ 7 กราฟแสดงอัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_18 (นอกชายฝั่งปากคลองภูมิ)

11.1.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส SKL_18

จากการวิเคราะห์ Pb210ex ในแท่งตะกอน SKL_18 โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่ พบว่าตะกอน ณ จุดนี้มีอัตราการตกตะกอนอยู่ระหว่าง $0.32 - 0.56 \text{ cm y}^{-1}$ ในช่วงปี ค.ศ. 1963 – 2012 โดยมีค่าอัตราการตกตะกอนเฉลี่ย 0.45 cm y^{-1} ($SD=0.08 \text{ cm y}^{-1}$) และสามารถประเมินได้ว่าในแต่ละปีมีอัตราการตกตะกอนเท่าไร (รูปที่ 7) เช่น อัตราการตกตะกอนตั้งแต่ ปี ค.ศ.2003 – 2012 มีค่าลดลงจาก 0.54

cm y⁻¹ ในปี ค.ศ.2003 เป็น 0.37 cm y⁻¹ ในปี ค.ศ.2009 และ เพิ่มขึ้นเล็กน้อยเป็น 0.40 cm y⁻¹ ในปี ค.ศ.2012

จากการวิเคราะห์ข้อมูลการตรวจวัดซีเซียม-137 (Cs-137) ในแท่งตะกอนรหัส SKL_18 ที่สามารถใช้เป็นเทคนิคเพื่อตรวจสอบความถูกต้องของอัตราการตกตะกอนที่วิเคราะห์จากข้อมูล Pb-210ex เนื่องจากผลการศึกษาชั้นตะกอนทะเลสาบในที่ต่างๆ ทั่วโลกเราจะพบความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดในตะกอนที่ตกสะสมปี ค.ศ.1962-63 ซึ่งเป็นปีที่มีการทดลองระเบิดปรมาณูในบรรยากาศสูงสุดก่อนที่จะมีกฎบัตรห้ามการทดลองระเบิดปรมาณูในบรรยากาศ และจะพบความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดในตะกอนอีกครั้งในปี ค.ศ. 1986 ที่เป็นปีที่เกิดอุบัติเหตุนิวเคลียร์เชอร์โนบีล ของอดีตสหภาพโซเวียต ผลการตรวจสอบพบความเข้มข้น Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_18 พบค่าสูงสุดที่ระดับ mass depth = 20 g cm⁻² (ดูรูปที่ 6) ซึ่งตีความว่าเป็นการตกตะกอนในปี ค.ศ. 1963 และพบที่ mass depth =10 g cm⁻² หรือที่ความลึก 11-12 cm ซึ่งตีความว่าเป็นการตกตะกอนในปี ค.ศ. 1986 สอดคล้องกับผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนจากข้อมูล Pb-210ex ที่พบว่าปีตกตะกอนที่ ค.ศ. 1986 อยู่ที่ความลึก 11-12 cm เช่นเดียวกัน

11.2 ผลการวิเคราะห์แท่งตะกอนรหัส SKL_16

แท่งตะกอนรหัส SKL_16 เก็บจากบริเวณนอกชายฝั่งปากคลองปากรอ การสะสมของตะกอนบริเวณนี้จึงอาจได้รับผลกระทบจากกำลังของน้ำที่ไหลมาจากทางเหนือจากทะเลสาบตอนกลางและตอนใน และได้รับอิทธิพลของน้ำจากคลองอุต๊ะเกา ที่มีกำลังน้ำสูงสุดของแต่ละปีโดยเฉพาะในฤดูน้ำหลากของทุกปี และอิทธิพลจากน้ำขึ้นน้ำลงของน้ำทะเล

11.2.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

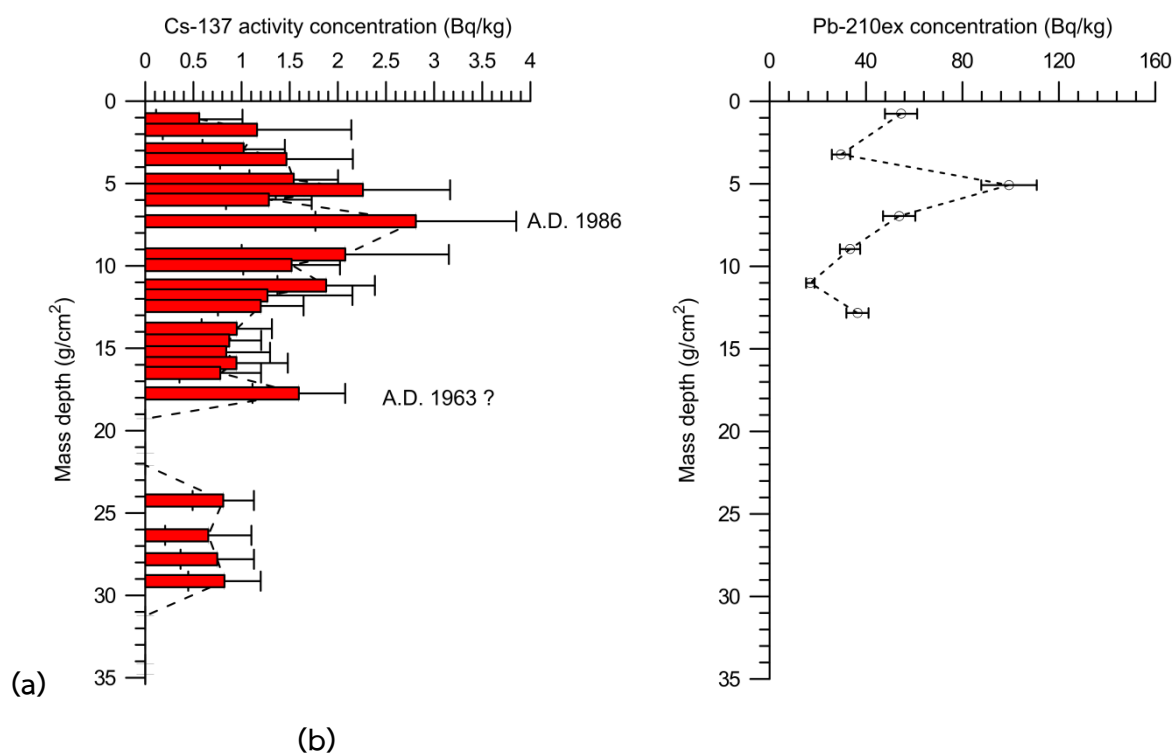
ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_16 แสดงในตารางที่ 4 และรูปที่ 8a ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี 1986 พบที่ระดับความลึกเชิงมวล 7.29 g-cm^{-2}

คำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย (1986-2012) ได้เท่ากับ $7.29/26 = 0.275 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$

ตารางที่ 4 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_16

ความลึกเชิงมวล (Mi) (g cm^{-2})	ค่าความผิดพลาด (mi)	Cs-137 (Bq kg^{-1})	ค่าความผิดพลาด (Cs-137)	ปีที่ตกตะกอน (A.D.)	อัตราสะสมตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ($\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$)	อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย (cm y^{-1})
0	0			2012.5		
0.41	0.00	ND	-	2011.0		
1.10	0.01	0.56	0.45	2008.5		
1.74	0.01	1.16	0.98	2006.2		
2.28	0.01	-	-	2004.2	ช่วงปี	ช่วงปี
2.92	0.01	1.02	0.43	2001.9	1986 - 2012	1986 - 2012
3.52	0.02	1.47	0.69	1999.7	0.275	0.45
4.11	0.02	-	-	1997.5		
4.77	0.02	1.54	0.46	1995.2		
5.38	0.03	2.26	0.91	1992.9		
5.97	0.03	1.28	0.44	1990.8		
7.29	0.04	2.81	1.04	1986.0		
7.94	0.04	-	-	1984.6		
9.30	0.05	2.08	1.08	1981.6		
9.94	0.05	1.52	0.50	1980.2		
10.64	0.05	-	-	1978.6		
11.19	0.06	1.88	0.51	1977.4	ช่วงปี	ช่วงปี
11.79	0.06	1.27	0.88	1976.1	1963 - 1986	1963 - 1986
12.43	0.06	1.20	0.44	1974.7	0.454	0.70
13.81	0.07	0.95	0.37	1971.6		
14.52	0.07	0.87	0.33	1970.1		
15.24	0.08	0.84	0.45	1968.5		
15.90	0.08	0.95	0.53	1967.0		

16.50	0.08	0.78	0.42	1965.7
17.12	0.09	-	-	1964.4
17.74	0.09	1.59	0.48	1963.0
18.49	0.09	ND	-	1961.3
24.2	0.1	0.81	0.32	1948.7
26.4	0.1	0.65	0.45	1944.0
27.8	0.1	0.75	0.38	1940.8
29.1	0.1	0.82	0.38	1937.9
31.2	0.2	ND	-	1933.3



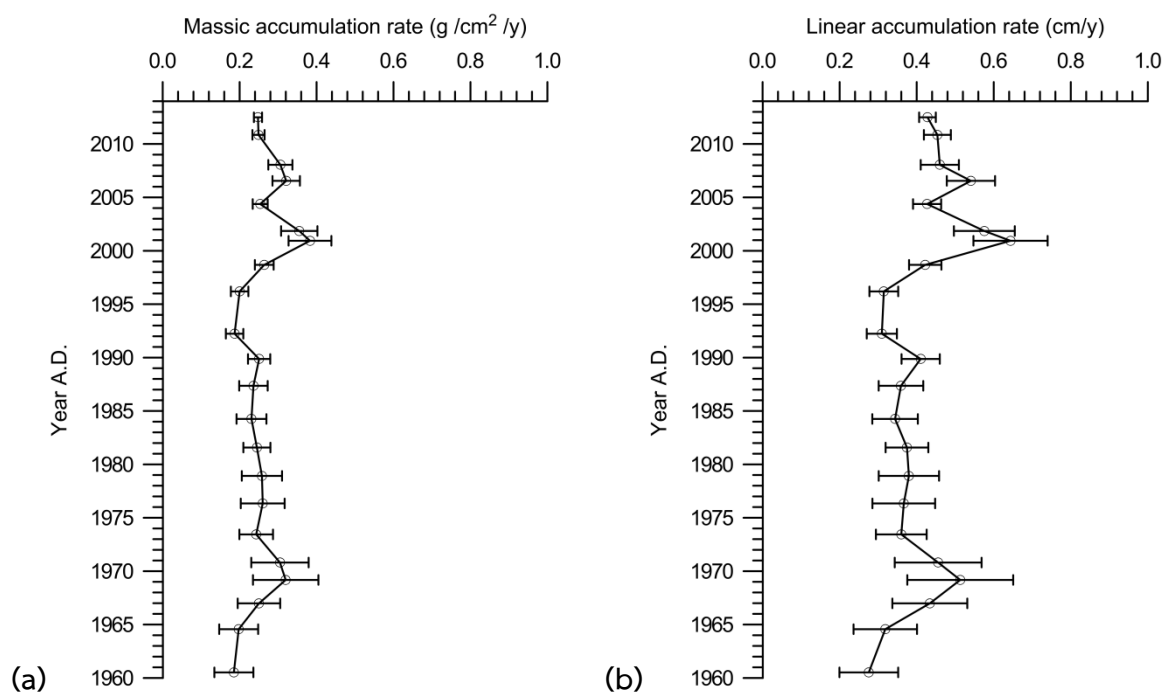
รูปที่ 8 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_16

11.2.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 8(b) แสดงกราฟความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_16 ผลการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb-210ex ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่หรือ Constant flux model แสดงในตารางที่ 5

ตารางที่ 5 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_16 ด้วยวิธี Pb-210ex

ความลึกเชิง มวล M_i (g cm^{-2})	ความ ผิดพลาด $m(i)$	ปีที่ ตกตะกอน (A.D.)	อัตราสะสมตะกอน เชิงมวล $r(i)$ ($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$)	ความ ผิดพลาด $r(i)$	อัตราสะสมตะกอน เชิงเส้น $s(i)$ (cm y^{-1})	ความ ผิดพลาด $s(i)$
0.00	0.00	2012.5	0.25	0.01	0.43	0.02
0.41	0.01	2010.9	0.25	0.02	0.45	0.03
1.10	0.02	2008.1	0.31	0.03	0.46	0.05
1.74	0.04	2006.5	0.32	0.04	0.54	0.06
2.29	0.05	2004.4	0.25	0.02	0.43	0.04
2.92	0.06	2001.9	0.35	0.05	0.58	0.08
3.52	0.08	2000.9	0.38	0.06	0.64	0.10
4.11	0.09	1998.7	0.26	0.02	0.42	0.04
4.77	0.11	1996.2	0.20	0.02	0.31	0.04
5.38	0.12	1992.2	0.19	0.02	0.31	0.04
5.98	0.13	1989.9	0.25	0.03	0.41	0.05
6.61	0.15	1987.4	0.24	0.04	0.36	0.06
7.29	0.16	1984.3	0.23	0.04	0.34	0.06
7.95	0.18	1981.6	0.24	0.04	0.37	0.06
8.60	0.19	1978.9	0.26	0.05	0.38	0.08
9.31	0.21	1976.3	0.26	0.06	0.37	0.08
10.02	0.22	1973.4	0.24	0.04	0.36	0.07
10.66	0.24	1970.8	0.30	0.07	0.46	0.11
11.35	0.25	1969.2	0.32	0.09	0.51	0.14
11.90	0.26	1967.0	0.25	0.06	0.43	0.10
12.51	0.28	1964.6	0.20	0.05	0.32	0.08
13.14	0.29	1960.5	0.19	0.05	0.28	0.08
13.85	0.31	1957.5	0.23	0.07	0.34	0.09
14.53	0.32	1954.6	0.23	0.07	0.34	0.10
15.24	0.34	1951.6	0.23	0.07	0.34	0.11
15.89	0.35	1948.7	0.23	0.08	0.36	0.13
		ค่าต่ำสุด	0.19		0.28	
		ค่าสูงสุด	0.38		0.64	
		ค่าเฉลี่ย	0.26		0.41	
		S.D.	0.05		0.09	



รูปที่ 9 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_16
(a) อัตราสะสมตะกอนเชิงมวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น

11.2.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส SKL_16

เนื่องจากข้อมูลค่าสูงสุดของ Cs-137 ที่สอดคล้องกับปี ค.ศ.1963 มีความไม่ชัดเจน ต่างกับยอด Cs-137 ของปี ค.ศ.1986 ที่มีความชัดเจนและน่าเชื่อถือมากกว่า จึงได้จัดการเฉลี่ยค่าอัตราการตกตะกอนนับจากช่วงปี ค.ศ.1986 ขึ้นมา

จากการวิเคราะห์ Pb210ex ในแท่งตะกอน SKL_16 โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่ พบว่าตะกอน ณ จุดนี้มีอัตราการตกตะกอนอยู่ระหว่าง $0.31 - 0.64 \text{ cm y}^{-1}$ ($0.19 - 0.38 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) ในช่วงปี ค.ศ. 1986 - 2012 โดยมีค่าอัตราการตกตะกอนเฉลี่ย $0.445 \pm 0.10 \text{ cm y}^{-1}$ หรือ $0.27 \pm 0.06 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$

และสามารถประเมินได้ว่าในแต่ละปีมีอัตราการตกตะกอนเท่าไร (รูปที่ 9) เช่น อัตราการตกตะกอนตั้งแต่ ปี ค.ศ.1992-1996 มีค่าต่ำประมาณ 0.31 cm y^{-1} แล้วเพิ่มขึ้นสูงสุดในปี ค.ศ. 2000-2001 เป็น 0.64 cm y^{-1} และลดลงเล็กน้อยเป็น 0.43 cm y^{-1} ในปี ค.ศ.2012

11.3 ผลการวิเคราะห์แท่งตะกอนรหัส SKL_17

แท่งตะกอนรหัส SKL_17 เก็บจากบริเวณนอกชายฝั่งด้านทิศเหนือ บริเวณปากคลองสทิงหม้อ ตำบลสทิงหม้อ อ.สิงหนคร จ.สงขลา (รูปที่ 1) การสะสมของตะกอนบริเวณนี้จึงอาจได้รับผลกระทบจากกำลังของน้ำที่ไม่รุนแรงจากคลองสทิงหม้อ แต่อยู่ในอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง โดยน้ำจะไหลในทิศทาง ตะวันออก-ตะวันตก ขึ้นกับภาวะน้ำขึ้น-น้ำลง จุดนี้ได้รับอิทธิพลของน้ำจากคลองอู่ตะเภาน้อย

11.3.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_17 แสดงในตารางที่ 6 และรูปที่ 10a ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี 1986 พบที่ความลึกเชิงมวล 16.64 g-cm^{-2}

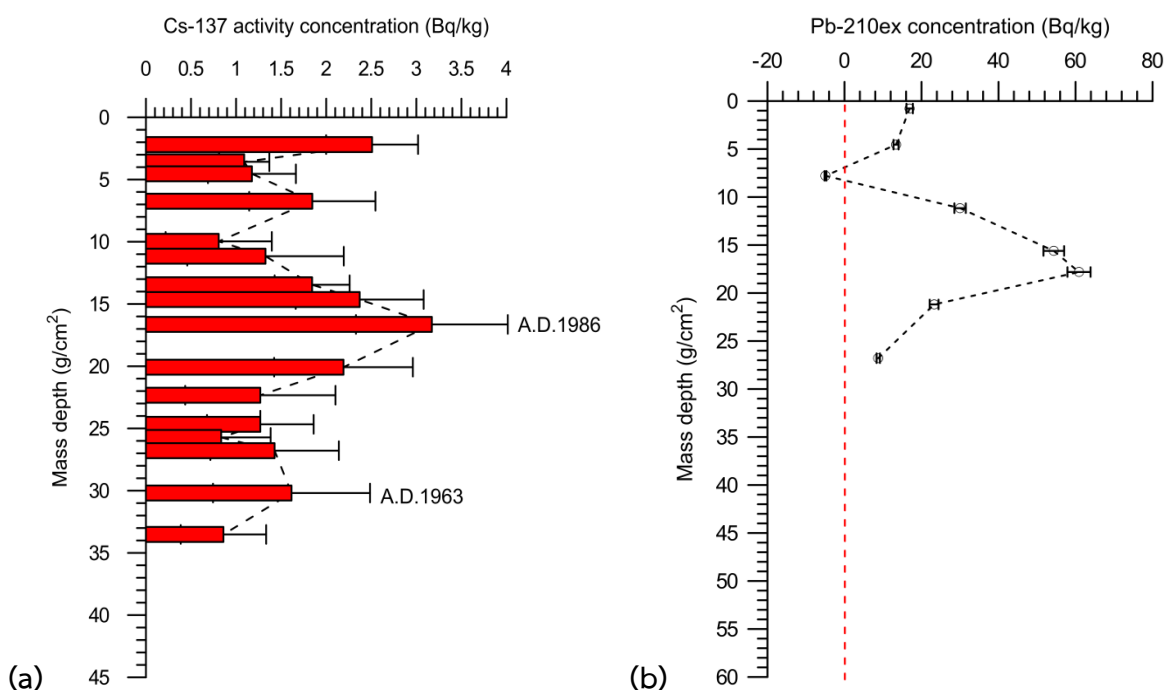
คำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย (1986-2012) ได้เท่ากับ $16.64/26 = 0.64 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 0.54 cm y^{-1}

นอกจากนี้ยังสามารถเห็นยอดความเข้มข้นสูงสุดที่ระดับความลึกเชิงมวล 30.2 g cm^{-2} ซึ่งคาดว่าจะเป็นการตกตะกอนที่เกินขึ้นในปี ค.ศ. 1963 ทำให้สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ในช่วงปี ค.ศ. 1963-1986 ได้เท่ากับ $(30.2-16.64)/(1986-1963) = 0.589 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 0.52 cm y^{-1}

ตารางที่ 6 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_17

ความลึกเชิงมวล (Mi)	ค่าความผิดพลาด	Cs-137	ค่าความผิดพลาด	ปีที่ตกตะกอน	อัตราสะสมตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย	อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย
(g cm^{-2})	(mi)	(Bq kg^{-1})	(Cs-137)	(A.D.)	$\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$	cm y^{-1}
0.77	0.00	-	-	2011.3		
2.19	0.01	2.51	0.51	2009.1		
3.57	0.02	1.09	0.28	2006.9		
4.54	0.02	1.18	0.49	2005.4		
5.55	0.03	-	-	2003.8		
6.74	0.03	1.85	0.70	2002.0		
7.79	0.04	-	-	2000.3		
8.93	0.04	-	-	1998.5	ช่วงปี 1986 - 2013	ช่วงปี 1986 - 2013
9.97	0.05	0.81	0.59	1996.9	0.640	0.54
11.16	0.06	1.33	0.87	1995.1		
12.25	0.06	-	-	1993.4		
13.45	0.07	1.84	0.42	1991.5		
14.64	0.07	2.37	0.71	1989.6		
15.61	0.08	-	-	1988.1		
16.64	0.08	3.17	0.84	1986.0		
17.81	0.09	-	-	1984.0		

19.0	0.1	-	-	1982.1		
20.1	0.1	2.19	0.77	1980.2		
21.2	0.1	-	-	1978.3		
22.3	0.1	1.27	0.83	1976.3	ช่วงปี	ช่วงปี
23.6	0.1	-	-	1974.2	1963 -1986	1963 -1986
24.7	0.1	1.27	0.59	1972.4	0.589	0.52
25.7	0.1	0.83	0.55	1970.6		
26.8	0.1	1.43	0.71	1968.8		
29.1	0.1			1964.8		
30.2	0.2	1.62	0.87	1963.0		
31.3	0.2	-	-	1961.0		
33.5	0.2	0.86	0.47	1957.4		
34.6	0.2	ND	-	1955.5		



รูปที่ 10 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_17

11.3.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 10(b) แสดงกราฟความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_17 จากรูปกราฟแสดงค่า Pb-210ex ที่มีการเปลี่ยนแปลงแบบซับซ้อน คาดว่าการตกสะสมของ Pb-210ex ที่มาจากชั้นบรรยากาศ อาจถูกรบกวนจากกระแสน้ำที่มาจากอิทธิพลของน้ำขึ้น-น้ำลง จนทำให้การตกสะสมของ Pb-210ex มีความซับซ้อน เช่น กระแสน้ำทำให้อนุภาคเบาไม่จมตัว รวมทั้งกระแสน้ำอาจทำให้อนุภาคเบาที่จมตัวแล้วกลับขึ้นมาแขวนลอยใหม่ (re-suspension) เป็นต้น ในแท่งตัวอย่าง

SKL_17 จึงไม่วิเคราะห์อัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb-210ex อย่างไรก็ตามการวิเคราะห์โดยการพิจารณาเทอม re-suspension และ erosion อาจให้ข้อมูลเพิ่มเติมได้

11.3.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส SKL_17

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_17 สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ได้ 2 ช่วง คือช่วง หลังปี ค.ศ.1986-2012 ได้ค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเท่ากับ $0.64 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย เท่ากับ 0.54 cm y^{-1} ช่วงที่ 2 ช่วงปี ค.ศ.1963 – 1986 สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ได้เท่ากับ $0.589 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย เท่ากับ 0.52 cm y^{-1} และไม่สามารถวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนรายปีจากข้อมูล Pb-210ex ได้

11.4 ผลการวิเคราะห์แท่งตะกอนรหัส SKL_T5

แท่งตะกอนรหัส SKL_T5 เก็บจากบริเวณนอกชายฝั่งด้านตะวันตกของเกาะยอ (รูปที่ 1) การสะสมของตะกอนบริเวณนี้จึงอาจได้รับอิทธิพลจากกำลังของน้ำขึ้น-น้ำลง ที่ไหลในทิศทางตะวันออก-ตะวันตก ทางหัวเกาะด้านทิศเหนือ และ ด้านทิศใต้ จุด SKL_T5 อยู่ประมาณกึ่งกลาง เมื่อกำลังน้ำจากหัวเกาะทางทิศเหนือและทางทิศใต้ลดกำลังลง รวมทั้งกำลังน้ำจากคลองอยู่ตะเภาก็จะลดกำลังลงเช่นกัน บริเวณนี้จึงน่าจะเป็นที่รวมของตะกอนที่มาจากกระแสน้ำจากแหล่งต่างๆ ดังกล่าว

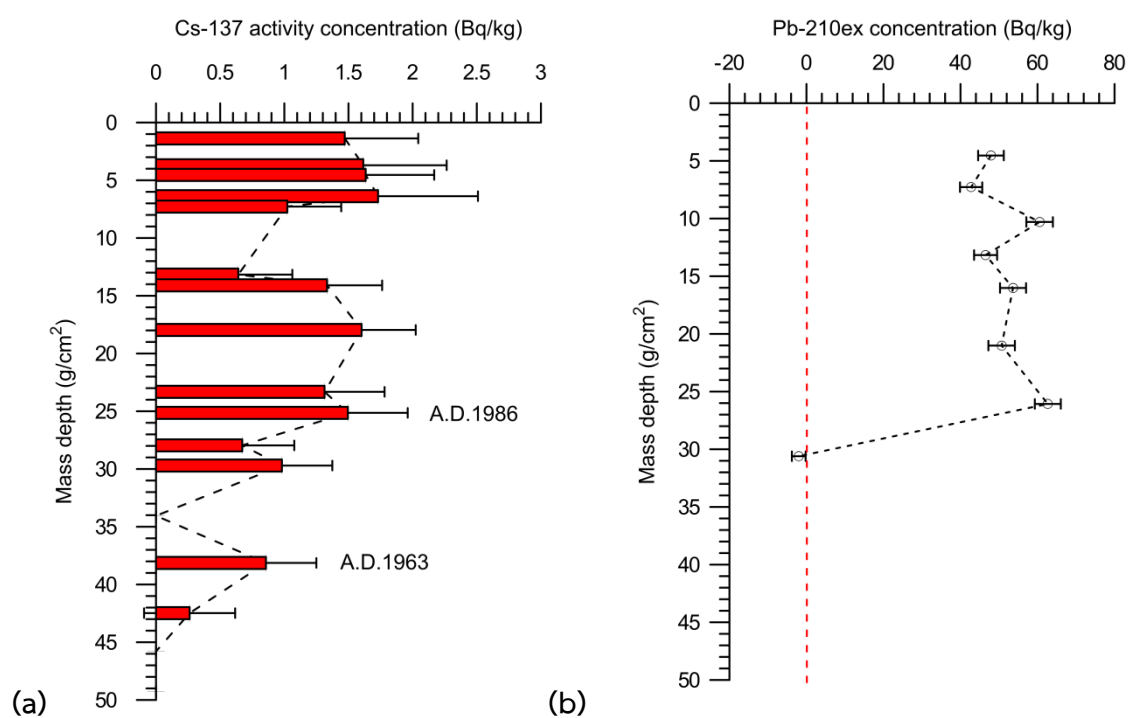
11.4.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_T5 แสดงในตารางที่ 7 และรูปที่ 11a ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี 1986 พบที่ระดับความลึกเชิงมวล 25.1 g-cm^{-2} คำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย (1986-2012) ได้เท่ากับ $0.949 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 0.98 cm y^{-1} นอกจากนี้ยังสามารถเห็นยอดความเข้มข้นสูงสุดที่ระดับความลึกเชิงมวล 38.1 g cm^{-2} ซึ่งคาดว่าจะเป็นการตกตะกอนที่เกิดขึ้นในปี ค.ศ. 1963 ทำให้สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ในช่วงปี ค.ศ. 1963-1986 ได้เท่ากับ $(38.1-25.1)/(1986-1963) = 0.565 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 0.65 cm y^{-1}

ตารางที่ 7 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_T5

ความลึกเชิงมวล (Mi)	ค่าความผิดพลาด	Cs-137	ค่าความผิดพลาด	ปีที่ตกตะกอน	อัตราสะสมตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย	อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย
(g cm^{-2})	(mi)	(Bq kg^{-1})	(Cs-137)	(A.D.)	$\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$	cm y^{-1}
0.0	0.0	-	-	2012.5		
1.37	0.01	1.47	0.57	2011.1		
2.15	0.01			2010.2		
3.70	0.02	1.62	0.65	2008.6	ช่วงปี	ช่วงปี
4.53	0.02	1.63	0.53	2007.7	1986 - 2012	1986 - 2012
5.43	0.03			2006.8	0.949	0.98
6.38	0.03	1.73	0.78	2005.8		
7.27	0.04	1.02	0.42	2004.8		
12.16	0.06			1999.7		
13.16	0.07	0.64	0.42	1998.6		
14.09	0.07	1.33	0.43	1997.6		
17.96	0.09	1.60	0.42	1993.6		
18.9	0.1			1992.5		
23.3	0.1	1.31	0.47	1987.9		
24.3	0.1			1986.9		

25.1	0.1	1.50	0.47	1986.0		
27.0	0.1			1982.7		
28.0	0.1	0.67	0.41	1981.0		
28.8	0.1			1979.5	ช่วงปี	ช่วงปี
29.7	0.1	0.98	0.39	1977.9	1963 -1986	1963 -1986
31.5	0.2			1974.8	0.565	0.65
34.1	0.2	0.00	0.00	1970.2		
37.4	0.2			1964.3		
38.1	0.2	0.86	0.39	1963.0		
42.5	0.2	0.26	0.35	1955.3		
45.8	0.2	0.00	0.00	1949.4		



รูปที่ 11 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_T5

11.4.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 11(b) แสดงกราฟความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_T5 จากรูปกราฟแสดงค่า Pb-210ex ที่มีค่าเพิ่มขึ้น (หรือประมาณคงที่) เมื่อความลึกเพิ่มผิดปกติไปจากที่ควรจะเป็น แสดงการตกตะกอนของอนุภาคแขวนลอยที่มีความซับซ้อน คาดว่าการตกสะสมของ Pb-210ex ที่มาจากชั้นบรรยากาศ อาจถูกรบกวนจากกระแสน้ำที่เกิดจากอิทธิพลของน้ำขึ้น-

น้ำลง ทำให้การตกสะสมของ Pb-210ex ไม่สม่ำเสมอ ในแท่งตัวอย่าง SKL_T5 จึงจะไม่วิเคราะห์อัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb-210ex

11.4.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส SKL_T5

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_T5 สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ได้ 2 ช่วง คือช่วง หลังปี ค.ศ.1986-2012 ได้ค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเท่ากับ $0.949 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย เท่ากับ 0.98 cm y^{-1} ช่วงที่ 2 ช่วงปี ค.ศ.1963 – 1986 สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ได้เท่ากับ $0.565 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย เท่ากับ 0.65 cm y^{-1} และยังไม่สามารถวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนรายปีจากข้อมูล Pb-210ex ได้

11.5 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_15

แห่งตะกอนรหัส SKL_15 เก็บจากบริเวณนอกชายฝั่งด้านตะวันตกของปากคลองอู่ตะเภา ส่วนที่เรียกว่า ปากคลอง ร.1 (รูปที่ 1) การสะสมของตะกอนบริเวณนี้จึงได้รับอิทธิพลจากกำลังน้ำที่รุนแรงที่ไหลมาจากคลองอู่ตะเภา โดยเฉพาะในเวลาน้ำหลาก

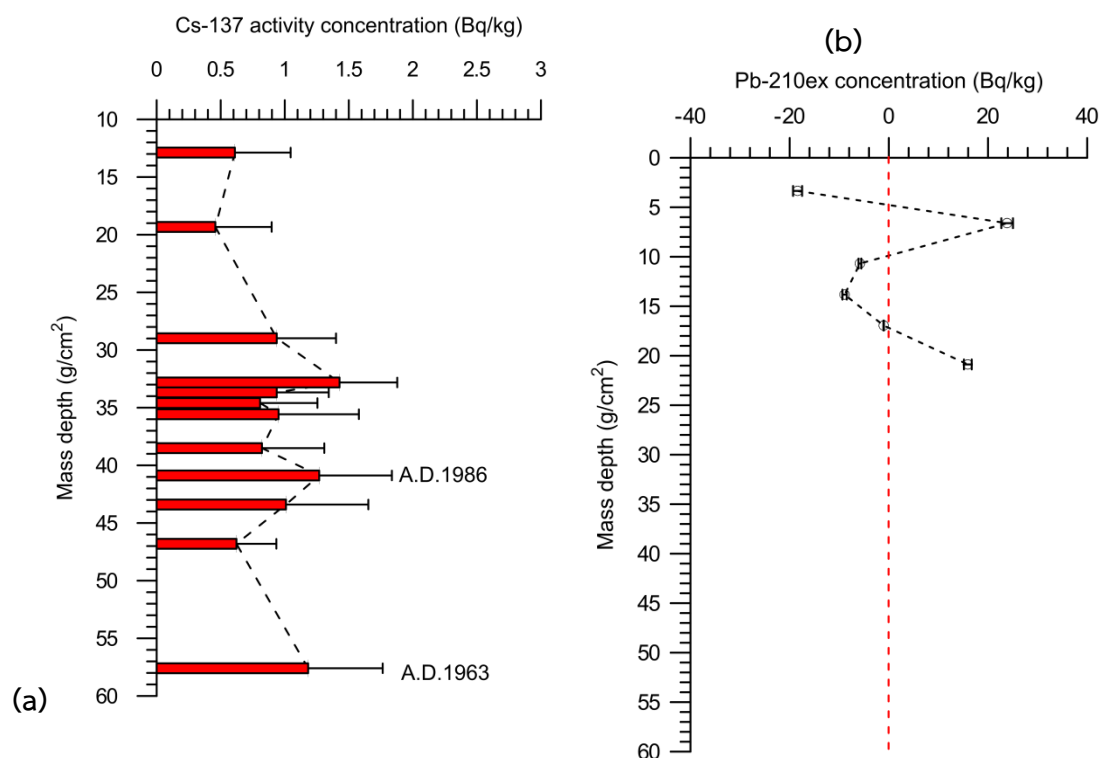
11.5.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแห่งตะกอนรหัส SKL_15 แสดงในตารางที่ 8 และรูปที่ 12a ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี 1986 พบที่ระดับความลึกเชิงมวล 40.9 g-cm^{-2} คำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย (1986-2012) ได้เท่ากับ $1.543 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 1.40 cm y^{-1} และคาดว่าตรวจพบยอดความเข้มข้นสูงสุดที่เป็นการตกตะกอนที่เกิดขึ้นในปี ค.ศ. 1963 โดยพบที่ระดับความลึกเชิงมวล 57.6 g cm^{-2} ทำให้สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ในช่วงปี ค.ศ. 1963-1986 ได้เท่ากับ $0.727 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 0.83 cm y^{-1}

ตารางที่ 8 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแห่งตะกอนรหัส SKL_15

ความลึกเชิงมวล (Mi)	ค่าความผิดพลาด	Cs-137	ค่าความผิดพลาด	ปีที่ตกตะกอน	อัตราสะสมตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย	อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย
(g cm^{-2})	(mi)	(Bq kg^{-1})	(Cs-137)	(A.D.)	$\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$	cm y^{-1}
0.0	0.0	-	-	2012.5		
5.55	0.03			2008.9	ช่วงปี	ช่วงปี
6.61	0.03			2008.2	1986 - 2012	1986 - 2012
7.98	0.04			2007.3	1.543	1.40
12.88	0.06	0.61	0.43	2004.2		
17.96	0.09			2000.9		
19.3	0.1	0.46	0.44	2000.0		
28.1	0.1			1994.3		
29.0	0.1	0.94	0.46	1993.7		
31.9	0.2			1991.8		
32.8	0.2	1.43	0.45	1991.2		
33.7	0.2	0.94	0.41	1990.7		
34.6	0.2	0.81	0.45	1990.1		
35.6	0.2	0.95	0.63	1989.4		
37.5	0.2			1988.2		
38.5	0.2	0.82	0.49	1987.5		
40.1	0.2			1986.5		
40.9	0.2	1.27	0.57	1986.0		
42.6	0.2			1983.7		
43.4	0.2	1.01	0.64	1982.5		

45.9	0.2			1979.1	ช่วงปี	ช่วงปี
46.8	0.2	0.62	0.31	1977.8	1963 -1986	1963 -1986
47.6	0.2			1976.7	0.727	0.83
57.6	0.3	1.18	0.58	1963.0		
58.4	0.3			1961.9		



รูปที่ 12 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_15

11.5.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 12(b) แสดงกราฟความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_15 จากรูปกราฟแสดงค่า Pb-210ex ที่มีค่าเปลี่ยนแปลง ไม่สอดคล้องกับรูปแบบปกติที่ควรจะเป็น แสดงการตกตะกอนของอนุภาคแขวนลอยที่มีความซับซ้อน คาดว่าการตกสะสมของ Pb-210ex ที่มาจากชั้นบรรยากาศ อาจถูกรบกวนจากกระแสน้ำรุนแรงจากคลองอุต๊ะเกา และที่เกิดจากอิทธิพลของน้ำขึ้น-น้ำลง ทำให้การตกสะสมของ Pb-210ex มีความไม่แน่นอน ในแท่งตัวอย่าง SKL_15 จึงจะไม่วิเคราะห์อัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb-210ex อย่างไรก็ตามการวิเคราะห์โดยการพิจารณาเทอม re-suspension และ erosion เข้าไปด้วยอาจให้ข้อมูลเพิ่มเติม

11.5.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส SKL_15

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_15 สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ได้ 2 ช่วง คือช่วง หลังปี ค.ศ.1986-2012 ได้ค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเท่ากับ $1.543 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย เท่ากับ 1.40 cm y^{-1} ช่วงที่ 2 ช่วงปี ค.ศ.1963 – 1986 สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ได้เท่ากับ $0.727 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย เท่ากับ 0.83 cm y^{-1} และยังไม่สามารถวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนรายปีจากข้อมูล Pb-210ex ได้

บริเวณจุด SKL_15 นี้พบว่า มีการตกตะกอนรุนแรงกว่าบริเวณอื่น คือ $> 1 \text{ cm y}^{-1}$ เนื่องจากอยู่บริเวณใกล้ปากคลองอุต๊ะเกาที่มีกำลังน้ำมากโดยเฉพาะช่วงน้ำหลาก ทำให้น้ำพัดพาตะกอนขนาดต่างๆ จำนวนมากมาจากพื้นที่ลุ่มน้ำคลองอุต๊ะเกาทั้งหมด โดยตะกอนขนาดโตกว่าจะตกจมอย่างรวดเร็วเมื่อน้ำไหลผ่านปากคลองสู่ทะเลสาบ ตะกอนขนาดเล็กกว่าก็จะตกจมที่ระยะไกลจากปากคลองออกไปตามลำดับสำหรับตะกอนละเอียดที่แขวนลอยในอากาศและมี Pb-210ex เกาะติดมาด้วย เมื่อถึงผิวน้ำและจมลง แต่จะไม่จมถึงก้นทะเลสาบ โดยจะแขวนลอยอยู่ในน้ำได้นานในสภาวะที่น้ำมีกำลังมาก ส่งผลให้ค่า Pb-210ex ในแท่งตะกอน SKL_15 มีความผิดปกติไป จนไม่สามารถคำนวณหาอัตราการตกตะกอนด้วยวิธีนี้ได้

11.6 ผลการวิเคราะห์แท่งตะกอนรหัส SKL_02

แท่งตะกอนรหัส SKL_02 เก็บจากบริเวณนอกชายฝั่งบริเวณปากคลองอยู่ตะเภา บริเวณตะวันออกของแหลมโพธิ์ (ดูรูปที่ 1) บริเวณนี้ตกอยู่ในอิทธิพลของน้ำจากคลองอยู่ตะเภาและคลองระบายน้ำที่สร้างขึ้นเพื่อป้องกันน้ำท่วม อ. หาดใหญ่ในภายหลัง การสะสมของตะกอนบริเวณนี้จึงอาจได้รับผลกระทบจากกำลังของน้ำโดยเฉพาะในฤดูน้ำหลากของทุกปี ที่อาจจะมีมวลน้ำพาตะกอนปริมาณมากจากลุ่มน้ำคลองอยู่ตะเภาไหลลงทะเลสาบ

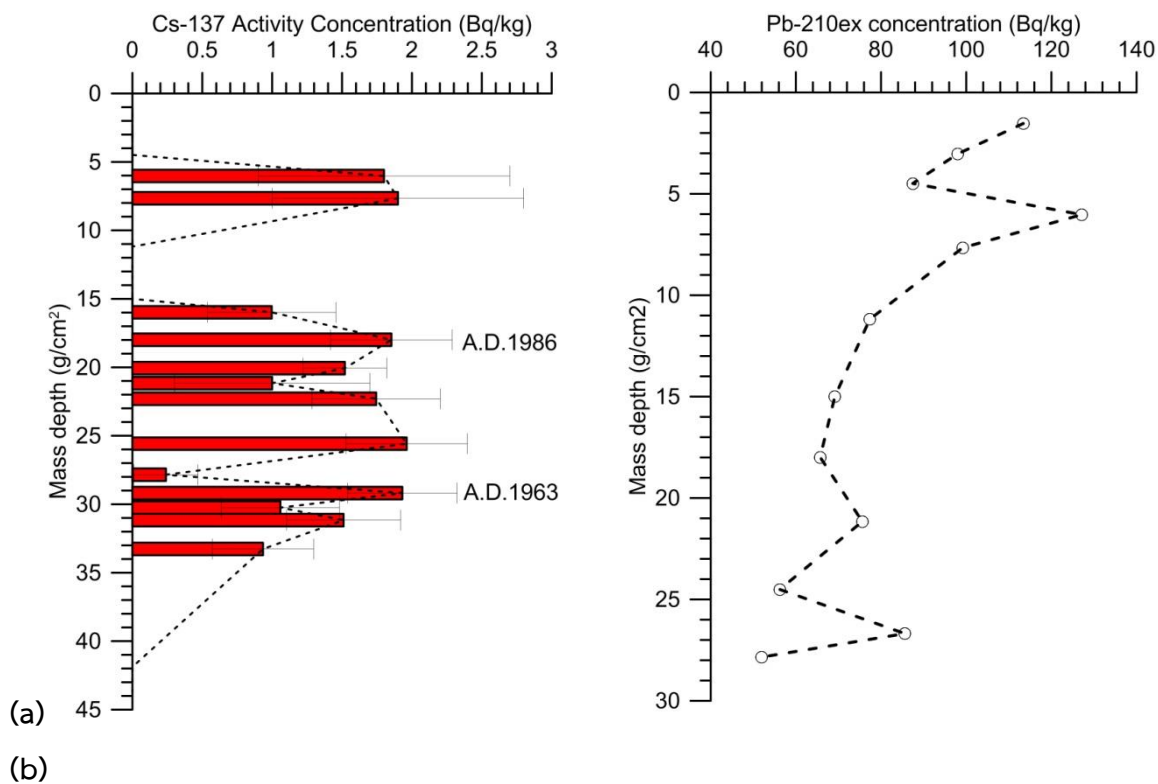
11.6.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_02 แสดงในตารางที่ 9 และรูปที่ 13(a) ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี 1963 พบที่ความลึกเชิงมวล 29.18 g-cm⁻²

เมื่อทดลองคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ยได้เท่ากับ $29.18/49 = 0.595 \text{ g-cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$

ตารางที่ 9 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแท่งตะกอนรหัส SKL_02

Mi (g cm ⁻²)	ค่าผิดพลาด (m _i)	Cs-137 (Bq kg ⁻¹)	ค่าผิดพลาด (Cs-137)
1.53	0.05	0.0	0.0
3.02	0.10	0.0	0.0
4.49	0.15	0.0	0.0
6.03	0.21	1.8	0.9
7.66	0.26	1.9	0.9
11.19	0.38	0.0	0.0
15.00	0.51	0.0	0.0
15.98	0.55	1.0	0.5
17.99	0.62	1.9	0.4
20.06	0.69	1.5	0.3
21.16	0.73	1.0	0.7
22.30	0.76	1.7	0.5
25.58	0.88	2.0	0.4
27.84	0.95	0.2	0.2
29.18	0.71	1.9	0.4
30.24	0.73	1.1	0.4
31.16	0.76	1.5	0.4
33.27	0.81	0.9	0.4
41.88	1.02	0.0	0.0
43.00	1.04	0.0	0.0



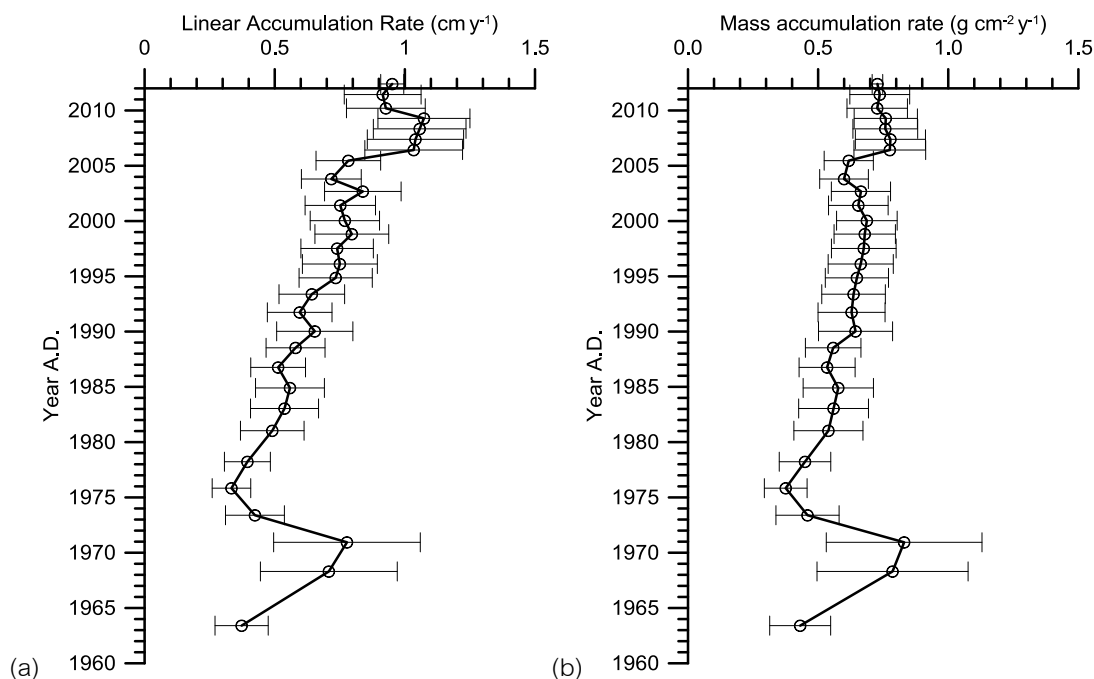
รูปที่ 13 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น Cs-137 และ (b) ความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_02

11.6.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 13(b) แสดงกราฟความเข้มข้น Pb-210ex ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_02 ผลการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb-210ex ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่หรือ Constant flux model แสดงในตารางที่ 10

ตารางที่ 10 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL 02

ความลึกเชิง มวล M_i (g cm^{-2})	ความ ผิดพลาด (m_i)	ปีที่ตกตะกอน (AD)	อัตราสะสม ตะกอนเชิง มวล $r(i)$ ($\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$)	ความ ผิดพลาด ($r(i)$)	อัตราสะสม ตะกอนเชิง เส้น $s(i)$ (cm y^{-1})	ความ ผิดพลาด $s(i)$
1.53	0.05	2011.4	0.74	0.11	0.91	0.15
3.02	0.10	2009.3	0.76	0.12	1.07	0.18
4.49	0.15	2007.4	0.78	0.13	1.04	0.19
6.03	0.21	2005.5	0.62	0.09	0.78	0.12
7.66	0.26	2002.7	0.66	0.11	0.84	0.15
11.19	0.38	1997.5	0.68	0.12	0.74	0.14
15.00	0.51	1991.7	0.63	0.13	0.60	0.12
15.98	0.55	1990.0	0.64	0.14	0.65	0.15
17.99	0.62	1986.8	0.53	0.11	0.51	0.11
20.06	0.69	1983.0	0.56	0.13	0.54	0.13
21.16	0.73	1981.0	0.54	0.13	0.49	0.12
22.30	0.76	1978.2	0.45	0.10	0.39	0.09
24.51	0.84	1973.4	0.46	0.12	0.42	0.11
25.58	0.88	1970.9	0.83	0.30	0.78	0.28
26.69	0.92	1968.3	0.79	0.29	0.71	0.26
27.84	0.95	1963.4	0.43	0.12	0.37	0.10
		ค่าต่ำสุด	0.38		0.33	
		ค่าสูงสุด	0.83		1.07	
		ค่าเฉลี่ย	0.64		0.72	
		S.D.	0.11		0.21	



รูปที่ 14 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_02 (นอกชายฝั่งปากคลองอู่ตะเภา) (a) อัตราสะสมตะกอนเชิงมวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น

11.6.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส SKL_02

จากการวิเคราะห์ $Pb^{210}ex$ ในแท่งตะกอน SKL_02 โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่ พบว่าตะกอน ณ จุดนี้มีอัตราการตกตะกอนอยู่ระหว่าง $0.33 - 1.07 \text{ cm y}^{-1}$ ในช่วงปี ค.ศ. 1963 - 2012 โดยมีค่าอัตราการตกตะกอนเฉลี่ย 0.72 cm y^{-1} ($SD=0.21 \text{ cm y}^{-1}$) และสามารถประเมินอัตราการตกตะกอนของแต่ละปีได้ (รูปที่ 14) เช่น อัตราการตกตะกอนในระหว่างปี ค.ศ.1995-2005 มีค่าเฉลี่ย 0.76 cm y^{-1} ($SD=0.04 \text{ cm y}^{-1}$) ส่วนในช่วงปี ค.ศ.2006 - 2011 มีค่าเฉลี่ย 1.00 cm y^{-1} ($SD=0.07 \text{ cm y}^{-1}$) โดยอัตราสะสมตะกอนเพิ่มจาก $0.39 \pm 0.09 \text{ cm y}^{-1}$ ในปี ค.ศ.1978 และ เพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องเป็น $1.07 \pm 0.18 \text{ cm y}^{-1}$ ในปี ค.ศ.2009 และ ในปี ค.ศ.2011 มีอัตราสะสมตะกอนลดลงเล็กน้อยแต่ยังคงมีค่าสูงอยู่ที่ $0.91 \pm 0.15 \text{ cm y}^{-1}$ การที่อัตราสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส SKL_02 ซึ่งอยู่นอกชายฝั่งทางตะวันออกของปากคลองอู่ตะเภา มีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นจากในอดีต น่าจะมาจากการขุดลอกคลองอู่ตะเภา และการสร้างคลองระบายน้ำ ทำให้กระแสน้ำไหลเร็วและแรงมากในฤดูน้ำหลาก พาตะกอนปริมาณมหาศาลจากลุ่มน้ำคลองอู่ตะเภาลงสู่ทะเลสาบสงขลา

จากการวิเคราะห์ข้อมูลการตรวจวัดซีเซียม-137 ($Cs-137$) ในแท่งตะกอนรหัส SKL_02 สามารถใช้ตรวจสอบความถูกต้องของอัตราการตกตะกอนที่วิเคราะห์จากข้อมูล $Pb^{210}ex$ ผลการตรวจสอบความเข้มข้น $Cs-137$ ในแท่งตะกอนรหัส SKL_02 พบค่าสูงสุดที่ $mass \text{ depth} = 29.18 \text{ g cm}^{-2}$ (รูปที่ 13) ตีความว่าเป็นการสะสมตะกอนในปี ค.ศ. 1963 และที่ $mass \text{ depth} = 17.99 \text{ g cm}^{-2}$ หรือที่ความลึก 20 - 21 cm ตีความว่าเป็นตะกอนในปี ค.ศ. 1986 สอดคล้องกับผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนจากข้อมูล $Pb-210ex$ ที่พบว่าปีตกตะกอนที่ ค.ศ. 1986 อยู่ที่ความลึก 20-21 cm เช่นเดียวกัน

11.7 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส SKL_05

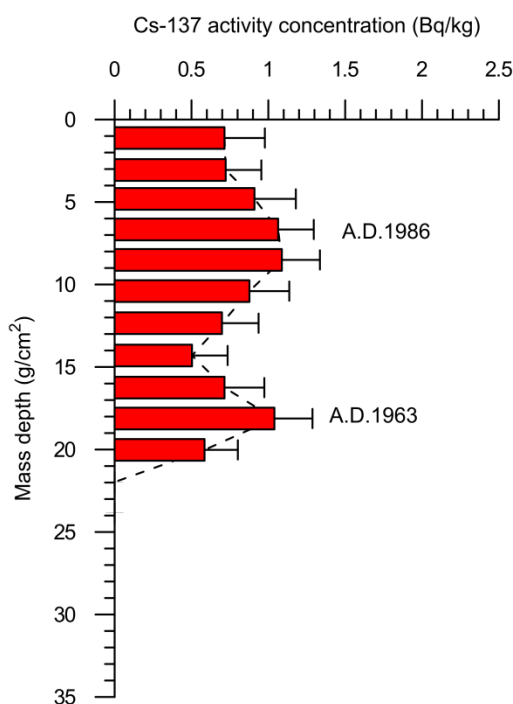
แห่งตะกอนรหัส SKL_05 เก็บจากบริเวณกึ่งกลางทะเลสาบ (รูปที่ 1) อยู่ห่างจากจุด SKL_18 ไปทางตะวันออกเฉียงประมาณ 3 กิโลเมตร

11.7.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึก (เชิงมวล) ต่างๆ ในแห่งตะกอนรหัส SKL_05 แสดงในตารางที่ 11 และรูปที่ 15 ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี 1986 พบที่ระดับความลึกเชิงมวล 8.5 g-cm⁻² คำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย (1986-2012) ได้เท่ากับ 0.311 g-cm⁻² y⁻¹ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 0.33 cm y⁻¹ และตรวจพบยอดความเข้มข้นสูงสุดที่เป็นการตกตะกอนที่เกิดขึ้นในปี ค.ศ. 1963 โดยพบที่ระดับความลึกเชิงมวล 18.3 g cm⁻² ทำให้สามารถคำนวณค่าอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ในช่วงปี ค.ศ. 1963-1986 ได้เท่ากับ 0.418 g-cm⁻² y⁻¹ หรือคิดเป็นอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นเท่ากับ 0.43 cm y⁻¹

ตารางที่ 11 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแห่งตะกอนรหัส SKL_05

ความลึกเชิงมวล (Mi) (g cm ⁻²)	ค่าความผิดพลาด (mi)	Cs-137 (Bq kg ⁻¹)	ค่าความผิดพลาด (Cs-137)	ปีที่ตกตะกอน (A.D.)	อัตราสะสมตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย g cm ⁻² y ⁻¹	อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย cm y ⁻¹
1.1	0.1	0.715	0.262	2009.8		
3.1	0.1	0.723	0.232	2003.6	ช่วงปี	ช่วงปี
4.8	0.2	0.910	0.269	1997.9	1986 - 2012	1986 - 2012
6.7	0.2	1.064	0.232	1991.9	0.311	0.33
8.5	0.3	1.088	0.248	1986.0		
10.4	0.4	0.877	0.259	1981.5		
12.3	0.4	0.698	0.238	1976.8	ช่วงปี	ช่วงปี
14.3	0.5	0.503	0.231	1972.1	1963 -1986	1963 -1986
16.2	0.6	0.715	0.259	1967.5	0.418	0.43
18.1	0.6	1.039	0.248	1963.0		
20.0	0.7	0.585	0.217	1958.5		
22.0	0.8	ND	-	1953.8		
23.8	0.8	ND	-	1949.3		
25.7	0.9	ND	-	1944.9		



รูปที่ 15 กราฟความเข้มข้น Cs-137 ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส SKL_05

11.7.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

การวิเคราะห์ Pb-210 ในแท่งตะกอน SKL_05 ไม่สามารถทำได้ เนื่องจากค่ากัมมันตภาพของ Pb-210 ที่วิเคราะห์ได้จากสเปกตรัมรังสีแกมมาของตัวอย่างแต่ละชั้นมีค่าน้อยกว่าค่า Pb-210 ที่เป็นภูมิหลัง (Pb-210 background) แม้ว่าจะทำการวัดรังสีเป็นเวลานานมากแล้วก็ตาม

11.7.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส SKL_05

จากการวิเคราะห์ Cs-137 ในแท่งตะกอน SKL_05 พบว่า ณ จุดนี้มีอัตราการตกตะกอนอยู่ระหว่าง $0.33 - 0.43 \text{ cm y}^{-1}$ ในช่วงปี ค.ศ. 1963 - 2012 โดยมีค่าอัตราการตกตะกอนเฉลี่ยลดลงจาก 0.43 cm y^{-1} ในช่วงปี ค.ศ. 1963-1986 เป็น 0.33 cm y^{-1} ในช่วงปี 1986-2012 หรือกล่าวได้ว่า เป็นบริเวณที่มีอัตราการตกตะกอนต่ำ และเกือบคงที่ตลอดหลายสิบปีที่ผ่านมา แสดงว่าอิทธิพลจากกระแสน้ำจากคลองต่างๆ จากโครงการคลองระบายน้ำ ตลอดจนความแรงกระแสน้ำจากปรากฏการณ์น้ำขึ้นน้ำลง ไม่ได้ส่งผลต่อการตกตะกอนในบริเวณดังกล่าวมากนัก

11.8 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส TH01

แห่งตะกอนรหัส TH01 เก็บจากบริเวณทิศตะวันออกเฉียงนอกชายฝั่งของเกาะใหญ่ ดังรูปที่ 2 บริเวณนี้เป็นอ่าวที่ไม่มีคลองระบายน้ำหลัก เป็นการระบายแบบไหลลงริมชายฝั่ง การสะสมตัวของตะกอนบริเวณนี้อาจได้รับอิทธิพลจากตะกอนที่ไหลมาพร้อมกับน้ำฝนลงสู่ทะเลสาบโดยตรง และอาจได้รับอิทธิพลจากตะกอนแขวนลอยที่ไหลมาตามกระแสจากทะเลสาบตอนบน

11.8.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึกต่างๆ ในแห่งตะกอนรหัส TH01 แสดงในตารางที่ 12 และรูปที่ 16(a) ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี ค.ศ. 1986 ที่ระดับความลึก 8.63 g cm^{-2} และ ค.ศ. 1963 พบที่ระดับความลึก 14.5 g cm^{-2} เมื่อคำนวณอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ยทั้งสอง ได้เท่ากับ $0.304 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ และ $0.240 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ในช่วงปี ค.ศ. 1986 - ปัจจุบัน (ค.ศ. 2014) และ 1963 - 1986 ตามลำดับ

ตารางที่ 12 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแห่งตะกอนรหัส TH01

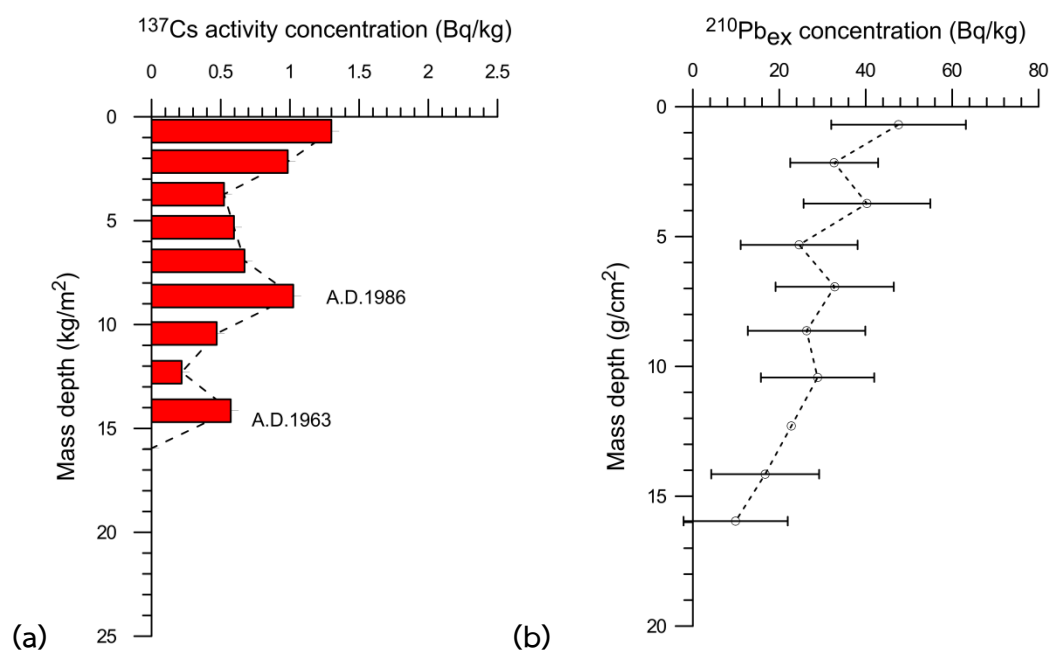
ความลึก เชิงมวล (m_i) (g/cm^2)	ค่าความ ผิดพลาด	Cs-137 (Bq/kg)	ค่าความ ผิดพลาด	ปีที่ ตกตะกอน (A.D.)	อัตราสะสม ตะกอนเชิงมวล เฉลี่ย ($\text{g/cm}^2/\text{y}$)	อัตราสะสม ตะกอนเชิงเส้น เฉลี่ย (cm/y)
0				2014.4		
0.69	0.03	1.30	0.26	2012.1		
2.16	0.08	0.98	0.17	2007.3	ช่วงปี	ช่วงปี
3.73	0.13	0.52	0.22	2002.1	1986 - 2014	1986 - 2014
5.32	0.18	0.60	0.22	1996.9	0.304	0.39
6.93	0.24	0.67	0.24	1991.6		
8.63	0.30	1.02	0.28	1986.0		
10.43	0.36	0.47	0.22	1978.5	ช่วงปี	ช่วงปี
12.29	0.42	0.22	0.23	1970.7	1963 - 1986	1963 - 1986
14.15	0.49	0.57	0.24	1963.0	0.240	0.26
15.96	0.55	0	0			
17.78	0.61					

ตารางที่ 13 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ ^{210}Pb และ ^{226}Ra ในแท่งตะกอนรหัส TH01

รหัส	ความเข้มข้นกัมมันตภาพ	ค่าความผิดพลาด	ความเข้มข้นกัมมันตภาพ	ค่าความผิดพลาด	ความเข้มข้นกัมมันตภาพ	ค่าความผิดพลาด
	Pb-210 (Bq kg ⁻¹)	Pb-210 (Bq kg ⁻¹)	Ra-226 (Bq kg ⁻¹)	Ra-226 (Bq kg ⁻¹)	Pb _{ex} -210 (Bq kg ⁻¹)	Pb _{ex} -210 (Bq kg ⁻¹)
TH01 0-2	122.4	15.6	74.8	5.8	47.6	7.1
TH01 2-4	103.1	10.2	70.4	3.5	32.7	3.6
TH01 4-6	114.8	14.7	74.5	6.3	40.3	6.2
TH01 6-8	99.2	13.5	74.6	5.5	24.6	3.8
TH01 8-10	99.1	13.7	66.3	4.4	32.8	5.0
TH01 10-12	93.6	13.6	67.3	4.9	26.3	4.3
TH01 12-14	93.4	13.1	64.6	5.0	28.9	4.6
TH01 14-16					22.8	3.7
TH01 16-18	79.9	12.5	63.1	4.1	16.7	2.8
TH01 18-20	71.4	12.1	61.5	2.7	9.9	1.7

11.8.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 16(b) และตารางที่ 13 แสดงผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของกัมมันตภาพ Pb_{ex}-210 ที่ระดับความลึกต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH01 ผลการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb_{ex}-210 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึกต่างๆ โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่หรือ Constant flux model แสดงในตารางที่ 14



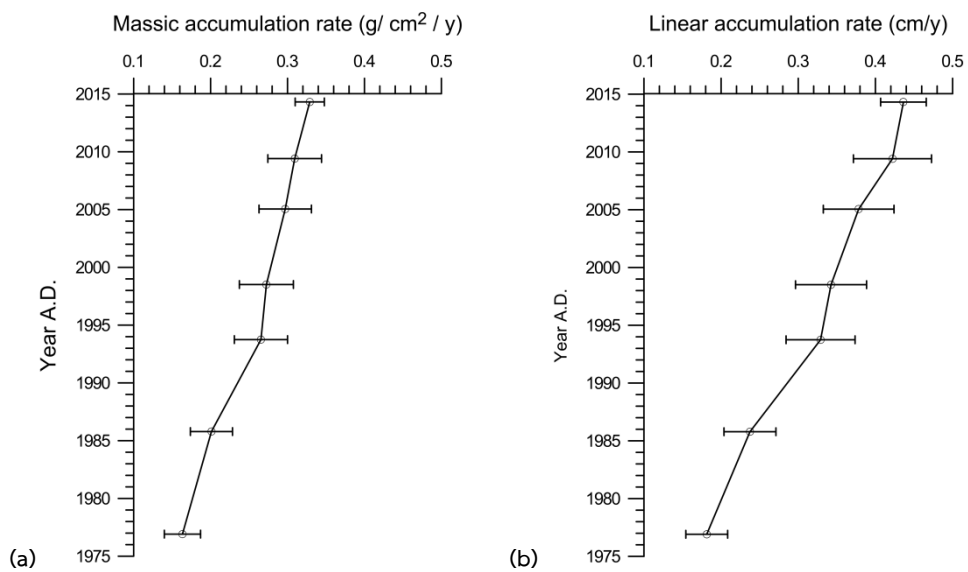
รูปที่ 16 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น ^{137}Cs และ (b) ความเข้มข้น $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH01

ตารางที่ 14 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH01 ด้วยวิธี $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$

ความลึกเชิง มวล M_i (g cm^{-2})	ความ ผิดพลาด $m(i)$	ปีที่ ตกตะกอน (A.D.)	อัตราสะสมตะกอน เชิงมวล $r(i)$ ($\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$)	ความ ผิดพลาด $r(i)$	อัตราสะสมตะกอน เชิงเส้น $s(i)$ (cm y^{-1})	ความ ผิดพลาด $s(i)$
0.00	0.00	2014.3	0.33	0.02	0.44	0.03
1.38	0.03	2009.4	0.31	0.03	0.42	0.05
2.93	0.07	2005.0	0.30	0.03	0.38	0.05
4.52	0.11	1998.5	0.27	0.04	0.34	0.05
6.1	0.1	1993.7	0.27	0.03	0.33	0.04
7.8	0.2	1985.8	0.20	0.03	0.24	0.03
9.5	0.2	1976.9	0.16	0.02	0.18	0.03
11.4	0.3	1962.1	0.11	0.02	0.12	0.02
13.2	0.3	1941.8	0.08	0.01	0.08	0.01
15.1	0.4	1909.4	0.04	0.01	0.05	0.01
		ค่าต่ำสุด	0.04		0.05	
		ค่าสูงสุด	0.33		0.44	
		ค่าเฉลี่ย	0.21		0.26	
		S.D.	0.10		0.14	

11.8.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส TH-01

จากการวิเคราะห์ $\text{Pb}_{\text{ex}}\text{-210}$ ในแท่งตะกอน TH01 โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่ พบว่าตะกอน ณ จุดนี้มีอัตราการตกตะกอนอยู่ระหว่าง $0.04 - 0.33 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ $0.14 - 0.44 \text{ cm y}^{-1}$ ในช่วงปี 1910 - 2014 โดยมีอัตราการตกตะกอนเฉลี่ย $0.21 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ 0.26 cm y^{-1} และสามารถประเมินอัตราการตกตะกอนของแต่ละปีได้ ดังแสดงในรูปที่ 17 เช่น อัตราการตกตะกอนในระหว่างปี ค.ศ. 1976 - 1993 มีค่าเฉลี่ย $0.21 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ โดยอัตราการสะสมตัวของตะกอนเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องจาก $0.27 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ในปี ค.ศ. 1993 เป็น $0.33 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ในปี ค.ศ. 2014 ย่อมแสดงให้เห็นว่าการสะสมตัวของตะกอนของแท่งรหัส TH01 นี้ มีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นจากในอดีต ส่วนหนึ่งน่าจะมาจากการเพิ่มพื้นที่ทำนามากขึ้น



รูปที่ 17 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH01

(a) อัตราสะสมตะกอนเชิงมวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น

11.9 ผลการวิเคราะห์แห่งตะกอนรหัส TH04

แห่งตะกอนรหัส TH04 เก็บจากบริเวณทิศตะวันตกของชายฝั่งเกาะใหญ่ ตำแหน่งแสดงในรูปที่ 2 บริเวณนี้ไม่มีคลองระบายน้ำหลัก เป็นการระบายแบบไหลลงริมชายฝั่ง การสะสมตัวของตะกอนบริเวณนี้อาจได้รับอิทธิพลจากตะกอนที่ไหลมาพร้อมกับน้ำหลากลงสู่ทะเลสาบโดยตรง และอาจได้รับอิทธิพลจากตะกอนแขวนลอยที่ไหลมาตามกระแสน้ำจากทะเลสาบตอนบนเช่นกัน

11.9.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึกต่างๆ ในแห่งตะกอนรหัส TH04 แสดงในตารางที่ 15 และรูปที่ 18(a) ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี ค.ศ. 1986 ที่ระดับความลึก 10.05 g cm^{-2} และ ค.ศ. 1963 พบที่ระดับความลึก 17.26 g cm^{-2} เมื่อคำนวณอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ยทั้งสอง ได้เท่ากับ $0.354 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ และ $0.313 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ในช่วงปี ค.ศ. 1986 - ปัจจุบัน (ค.ศ. 2014) และ 1963 - 1986 ตามลำดับ หรือคำนวณอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นได้เท่ากับ 0.46 และ 0.35 cm y^{-1} ในช่วงปี ค.ศ. 1986 - ปัจจุบัน (ค.ศ. 2014) และ 1963 - 1986 ตามลำดับ

ตารางที่ 15 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในแห่งตะกอนรหัส TH04

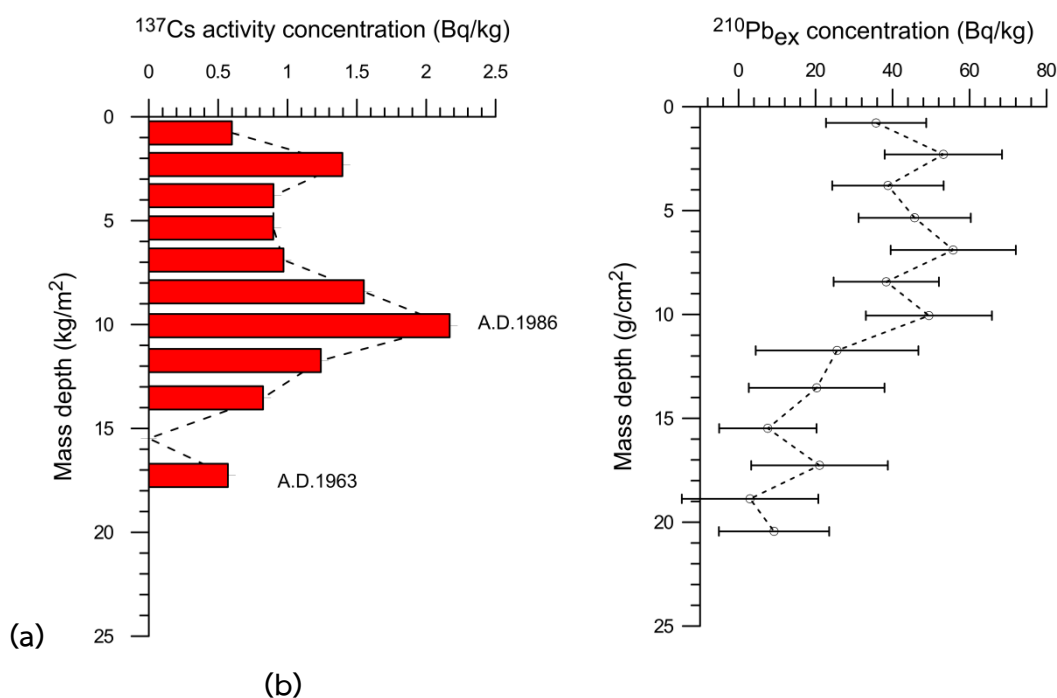
ความลึกเชิงมวล (Mi)	ค่าความผิดพลาด	Cs-137	ค่าความผิดพลาด	ปีที่ตกตะกอน	อัตราสะสมตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย	อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้นเฉลี่ย
(g cm^{-2})	(mi)	(Bq kg^{-1})	(Cs-137)	(A.D.)	$\text{G cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$	Cm y^{-1}
0				2014.4		
0.78	0.04	0.60	0.19	2012.2		
2.30	0.08	1.40	0.24	2007.9	ช่วงปี	ช่วงปี
3.79	0.13	0.90	0.24	2003.7	1986 - 2014	1986 - 2014
5.35	0.19	0.90	0.27	1999.3	0.354	0.46
6.89	0.24	0.97	0.28	1994.9		
8.42	0.29	1.55	0.24	1990.6		
10.05	0.35	2.17	0.26	1986.0		
11.73	0.40	1.24	0.27	1980.6	ช่วงปี	ช่วงปี
13.53	0.46	0.82	0.24	1974.9	1963 - 1986	1963 - 1986
15.48	0.53	0.00	0.00	1968.7	0.313	0.35
17.26	0.59	0.57	0.23	1963.0		
18.87	0.65	ND				
20.44	0.70	ND				

ตารางที่ 16 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ ^{210}Pb และ ^{226}Ra ในแท่งตะกอนรหัส TH04

รหัส	ความเข้มข้น	ค่าความ	ความเข้มข้น	ค่าความ	ความเข้มข้น	ค่าความ
	กัมมันตภาพ	ผิดพลาด	กัมมันตภาพ	ผิดพลาด	กัมมันตภาพ	ผิดพลาด
	Pb-210	Pb-210	Ra-226	Ra-226	Pb _{ex} -210	Pb _{ex} -210
	(Bq kg ⁻¹)	(Bq kg ⁻¹)	(Bq kg ⁻¹)	(Bq kg ⁻¹)	(Bq kg ⁻¹)	(Bq kg ⁻¹)
TH04 0-2	108.2	13.0	72.5	3.4	35.7	9.5
TH04 2-4	121.1	15.2	67.9	3.5	53.2	11.1
TH04 4-6	109.1	14.5	70.4	3.6	38.8	10.5
TH04 6-8	115.9	14.6	70.1	5.4	45.7	11.0
TH04 8-10	127.5	16.3	71.7	5.0	55.8	12.0
TH04 10-12	109.5	13.7	71.1	5.8	38.4	10.5
TH04 12-14	120.6	16.4	71.2	6.8	49.4	12.5
TH04 14-16	91.2	21.1	65.6	5.3	25.6	15.4
TH04 16-18	88.6	17.6	68.3	6.1	20.3	13.2
TH04 18-20	73.7	12.6	66.1	4.6	7.6	9.5
TH04 20-22	89.7	17.7	68.7	5.6	21.0	13.2
TH04 22-24	70.7	17.7	67.7	6.2	3.0	13.3
TH04 24-26	79.3	14.3	70.0	3.7	9.2	10.5

11.9.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 5(b) และตารางที่ 16 แสดงผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของกัมมันตภาพ Pb_{ex}-210 ที่ระดับความลึกต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH04 ผลการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb_{ex}-210 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึกต่างๆ โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่หรือ Constant flux model แสดงในตารางที่ 17



รูปที่ 18 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น ^{137}Cs และ (b) ความเข้มข้น $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH04

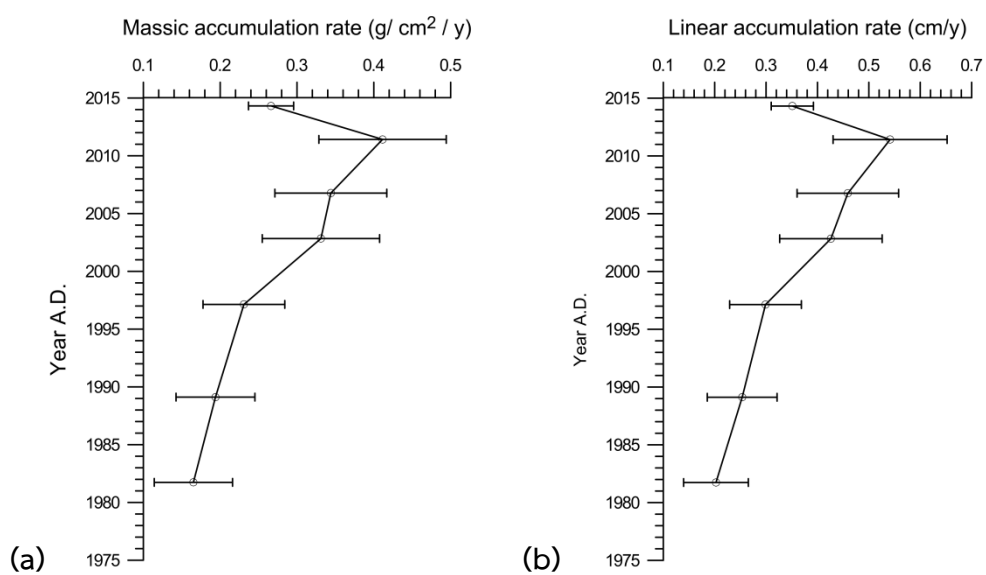
11.9.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส TH-04

จากการวิเคราะห์ $\text{Pb}_{\text{ex}}\text{-}210$ ในแท่งตะกอน TH04 โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่ พบว่าตะกอน ณ จุดนี้มีอัตราการตกตะกอนอยู่ระหว่าง $0.05 - 0.41 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ $0.06 - 0.54 \text{ cm y}^{-1}$ ในช่วงปี 1891 - 2014 โดยมีอัตราการตกตะกอนเฉลี่ย $0.21 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ 0.25 cm y^{-1} และสามารถประเมินอัตราการตกตะกอนของแต่ละปีได้ ดังแสดงในรูปที่ 19 เช่น อัตราการตกตะกอนในระหว่างปี ค.ศ. 1891 - 1991 มีค่าเฉลี่ย $0.126 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ 0.15 cm y^{-1} โดยอัตราการสะสมตัวของตะกอนเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องจาก $0.19 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ในปี ค.ศ. 1989 เป็น $0.41 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ในปี ค.ศ. 2011 ย่อมแสดงให้เห็นว่าการสะสมตัวของตะกอนของแท่งรหัส TH04 นี้ มีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นจากในอดีต ส่วนหนึ่งน่าจะมาจากการเพิ่มพื้นที่ทำนามากขึ้น

ตารางที่ 17 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH04 ด้วยวิธี $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$

ความลึกเชิงมวล M_i (g cm^{-2})	ความผิดพลาด $m(i)$	ปีที่ตกตะกอน (A.D.)	อัตราสะสมตะกอนเชิงมวล $r(i)$ ($\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$)	ความผิดพลาด $r(i)$	อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น $s(i)$ (cm y^{-1})	ความผิดพลาด $s(i)$
0.00	0.00	2014.3	0.27	0.03	0.35	0.04
1.55	0.04	2011.4	0.41	0.08	0.54	0.11
3.04	0.07	2006.8	0.34	0.07	0.46	0.10
4.55	0.11	2002.8	0.33	0.08	0.43	0.10
6.1	0.1	1997.1	0.23	0.05	0.30	0.07
7.6	0.2	1989.1	0.19	0.05	0.25	0.07
9.2	0.2	1981.7	0.17	0.05	0.20	0.06
10.9	0.3	1967.4	0.12	0.05	0.15	0.07

12.6	0.3	1956.6	0.14	0.09	0.16	0.10
14.5	0.4	1941.9	0.15	0.12	0.15	0.13
16.5	0.4	1933.7	0.11	0.10	0.13	0.11
18.1	0.4	1900.9	0.05	0.08	0.06	0.10
19.7	0.5	1891.2	0.07	0.13	0.09	0.16
ค่าต่ำสุด			0.05		0.06	
ค่าสูงสุด			0.41		0.54	
ค่าเฉลี่ย			0.20		0.25	
S.D.			0.11		0.15	



รูปที่ 19 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH04 (a) อัตราสะสมตะกอนเชิงมวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น

11.10 ผลการวิเคราะห์แท่งตะกอนรหัส TH10

แท่งตะกอนรหัส TH10 เก็บจากบริเวณทิศเหนือนอกชายฝั่งของเกาะใหญ่ ใกล้กึ่งกลางทะเลหลวง ดังรูปที่ 2 บริเวณนี้ไม่มีคลองระบายน้ำหลัก เป็นการระบายแบบไหลลงริมชายฝั่ง การสะสมตัวของตะกอนบริเวณนี้อาจได้รับอิทธิพลจากตะกอนที่ไหลมาพร้อมกับน้ำฝนลงสู่ทะเลสาบโดยตรง และอาจได้รับอิทธิพลจากตะกอนแขวนลอยที่ไหลมาตามกระแสน้ำจากทะเลสาบตอนบนเช่นกัน

11.10.1 ผลการวิเคราะห์ซีเซียม-137

ผลการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นกัมมันตภาพของ Cs-137 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึกต่างๆ ในแท่งตะกอนรหัส TH10 แสดงในตารางที่ 18 และรูปที่ 20(a) ผลการวิเคราะห์แสดงความเข้มข้น Cs-137 สูงสุดที่คาดว่าจะเป็นการตกตะกอนในปี ค.ศ. 1986 ที่ระดับความลึก 7.97 g cm^{-2} เมื่อคำนวณอัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ยทั้งสอง ได้เท่ากับ $0.280 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ในช่วงปี ค.ศ. 1986 - ปัจจุบัน (ค.ศ. 2014) หรือคำนวณอัตราการตกตะกอนเชิงเส้นได้เท่ากับ 0.32 cm y^{-1} ในช่วงปี ค.ศ. 1986 - ปัจจุบัน (ค.ศ. 2014)

ตารางที่ 18 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ ^{137}Cs ในแท่งตะกอนรหัส TH10

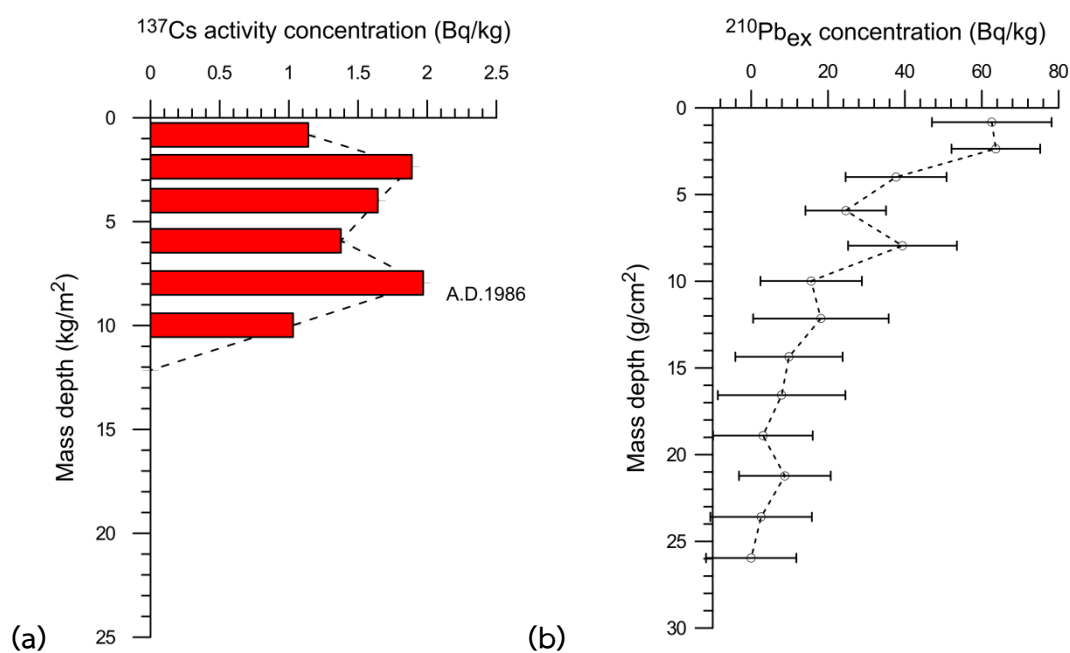
ความลึกเชิง มวล (Mi)	ค่าความ ผิดพลาด	Cs-137	ค่าความ ผิดพลาด	ปีที่ ตกตะกอน	อัตราสะสมตะกอน เชิงมวลเฉลี่ย	อัตราสะสมตะกอน เชิงเส้นเฉลี่ย
(g/cm ²)	(mi)	(Bq/kg)	(Cs-137)	(A.D.)	kg/m ² /y	cm/y
0				2014.4		
0.82	0.04	1.14	0.27	2011.46		
2.36	0.08	1.89	0.20	2005.98	ช่วงปี	ช่วงปี
3.99	0.14	1.64	0.17	2000.16	1986 - 2013	1986 - 2013
5.92	0.21	1.38	0.18	1993.25	0.280	0.32
7.95	0.27	1.97	0.26	1986.00		
9.98	0.34	1.03	0.30			
12.15	0.42	ND				
14.35	0.49	ND				

ตารางที่ 19 ความเข้มข้นกัมมันตภาพของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ และ ^{226}Ra ในแท่งตะกอนรหัส TH10

รหัส	Pb-210ex (Bq kg ⁻¹)	u(^{210}Pb)	Ra-226 (Bq kg ⁻¹)	u(^{226}Ra)	C _i (Bq kg ⁻¹)	u(C _i)
TH10 0-2	147.3	15.6	84.7	5.8	62.6	5.6
TH10 2-4	148.3	11.5	84.6	4.5	63.7	4.3
TH10 4-6	118.5	13.1	80.8	3.5	37.7	3.2
TH10 6-8	97.0	10.5	72.4	5.1	24.6	2.2
TH10 8-10	120.1	14.1	80.7	6.4	39.4	4.0
TH10 10-12	94.8	13.2	79.1	3.7	15.6	1.6
TH10 12-14	92.0	17.6	73.8	5.2	18.1	2.6
TH10 14-16	82.1	14.0	72.2	5.5	9.8	1.3
TH10 16-18	76.9	16.6	69.0	4.1	7.9	1.3
TH10 18-20	73.4	13.0	70.4	5.5	3.1	0.4
TH10 20-22	77.3	11.9	68.6	5.4	8.8	1.1
TH10 22-24	69.5	13.2	66.9	6.2	2.6	0.4
TH10 24-26	68.5	11.8	68.5	4.6	0.01	0.0

11.10.2 ผลการวิเคราะห์ตะกั่ว-210

รูปที่ 20(b) และตารางที่ 19 แสดงผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของกัมมันตภาพ Pb_{ex}-210 ที่ระดับความลึกต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH10 ผลการวิเคราะห์หาอัตราการตกตะกอนด้วยวิธี Pb_{ex}-210 ในชั้นตัวอย่างที่ระดับความลึกต่างๆ โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่หรือ Constant flux model แสดงในตารางที่ 20



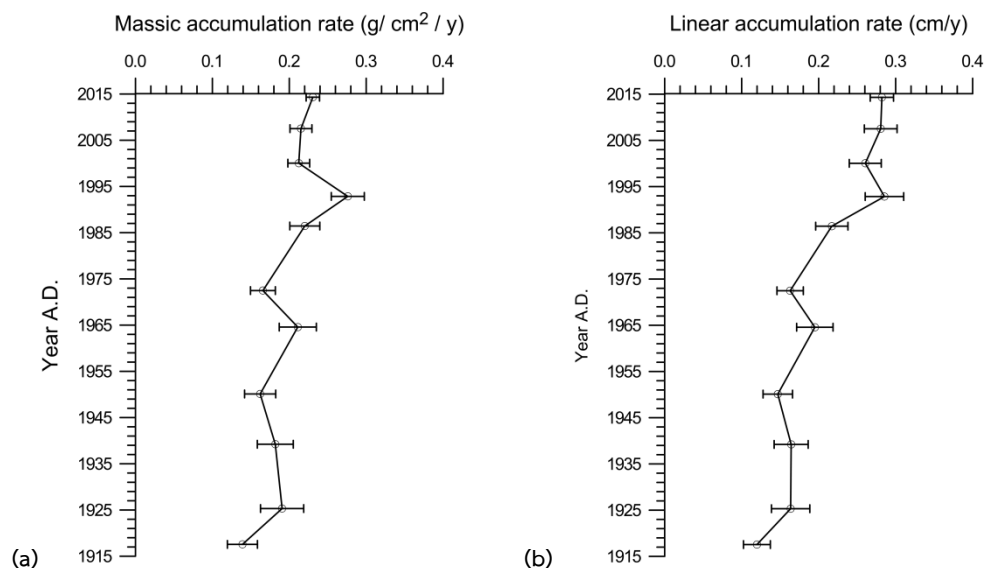
รูปที่ 20 กราฟผลการวิเคราะห์ (a) ความเข้มข้น ^{137}Cs และ (b) ความเข้มข้น $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ที่ระดับความลึกเชิงมวลต่างๆ ของแท่งตะกอนรหัส TH10

11.10.3 วิเคราะห์ผลการศึกษาแท่งตะกอนรหัส TH-10

จากการวิเคราะห์ Pb_{ex} -210 ในแท่งตะกอน TH10 โดยใช้โมเดลฟลักซ์คงที่ พบว่าตะกอน ณ จุดนี้มีอัตราการตกตะกอนอยู่ระหว่าง $0.035 - 0.28 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ $0.03 - 0.29 \text{ cm y}^{-1}$ ในช่วงปี 1872 - 2014 โดยมีอัตราการตกตะกอนเฉลี่ย $0.19 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ 0.19 cm y^{-1} และสามารถประเมินอัตราการตกตะกอนของแต่ละปีได้ ดังแสดงในรูปที่ 21 เช่น อัตราการตกตะกอนในระหว่างปี ค.ศ. 2000 - 2014 มีค่าเฉลี่ย $0.21 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ 0.28 cm y^{-1} อัตราการตกตะกอนในระหว่างปี ค.ศ. 1925 - 2000 มีค่าเฉลี่ย $0.20 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ หรือ 0.20 cm y^{-1} ย่อมแสดงให้เห็นว่าการสะสมตัวของตะกอนของแท่งรหัส TH10 นี้ มีแนวโน้มคงที่หรืออาจเพิ่มจากในอดีตไม่มากนัก

ตารางที่ 20 ผลการวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH10 ด้วยวิธี $^{210}Pb_{ex}$

ความลึกเชิง มวล M_i (g cm^{-2})	ความ ผิดพลาด $m(i)$	ปีที่ ตกตะกอน (A.D.)	อัตราสะสมตะกอน เชิงมวล $r(i)$ ($\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$)	ความ ผิดพลาด $r(i)$	อัตราสะสมตะกอน เชิงเส้น $s(i)$ (cm y^{-1})	ความ ผิดพลาด $s(i)$
0.00	0.00	2014.3	0.23	0.01	0.28	0.02
1.65	0.04	2007.5	0.22	0.01	0.28	0.02
3.07	0.07	2000.0	0.21	0.01	0.26	0.02
4.91	0.12	1992.9	0.28	0.02	0.29	0.03
6.9	0.2	1986.4	0.22	0.02	0.22	0.02
9.0	0.2	1972.5	0.17	0.02	0.16	0.02
11.0	0.3	1964.6	0.21	0.02	0.20	0.02
13.3	0.3	1950.1	0.16	0.02	0.15	0.02
15.4	0.4	1939.2	0.18	0.02	0.16	0.02
17.7	0.4	1925.3	0.19	0.03	0.16	0.02
20.1	0.5	1917.6	0.14	0.02	0.12	0.02
22.4	0.5	1872.0	0.03	0.01	0.03	0.01
		ค่าต่ำสุด	0.03		0.03	
		ค่าสูงสุด	0.28		0.29	
		ค่าเฉลี่ย	0.19		0.19	
		S.D.	0.06		0.08	



รูปที่ 21 กราฟแสดงอัตราการตกสะสมตะกอนของแท่งตะกอนรหัส TH10
 (a) อัตราสะสมตะกอนเชิงมวล (b) อัตราสะสมตะกอนเชิงเส้น

12. สรุปผลการศึกษา

12.1 อัตราการตกตะกอนเฉลี่ยในช่วงใกล้ปัจจุบัน

อัตราการตกตะกอนเฉลี่ยในช่วงใกล้ปัจจุบันพิจารณาจากอัตราการตกตะกอนในปี ค.ศ.2012 สำหรับตำแหน่งที่มีข้อมูลอัตราการตกตะกอนประเมินจากวิธี ตะกั่ว-210 ส่วนในตำแหน่งที่ไม่สามารถวิเคราะห์อัตราการตกตะกอนด้วยวิธีตะกั่ว-210 จะใช้อัตราการตกตะกอนเฉลี่ยระหว่างปี ค.ศ.1986-2012 ที่คำนวณจากวิธีซีเซียม-137 แทน ผลการศึกษาแสดงในตารางที่ 21 และรูปที่ 22

ตารางที่ 21 แสดงอัตราการตกตะกอนช่วงปัจจุบัน ณ จุดต่างๆ ในทะเลสาบสงขลา

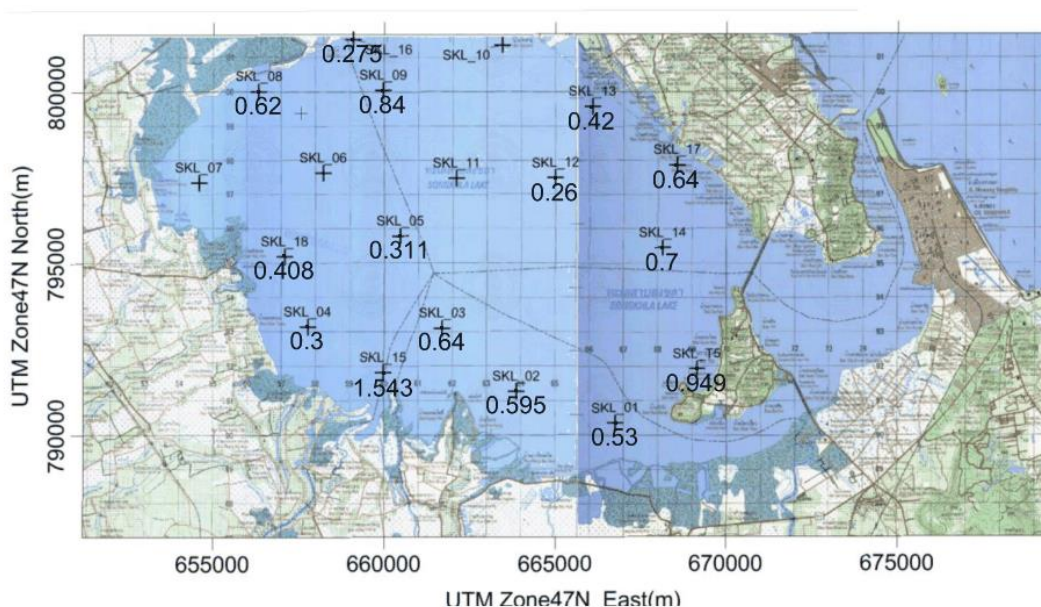
รหัสแท่งตะกอน	อัตราตกตะกอนเฉลี่ยจากวิธีตะกั่ว-210	อัตราตกตะกอนเฉลี่ยจากวิธีซีเซียม-137	
	เชิงมวล($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$); เชิงเส้น(cm y^{-1}) (ช่วงปี ค.ศ.ที่เฉลี่ย)	2012-1986 เชิงมวล ($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$); เชิงเส้น (cm y^{-1})	1986-1963 เชิงมวล ($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$); เชิงเส้น (cm y^{-1})
SKL_01		0.53; -	0.54; -
SKL_02	0.64; 0.72 (1963-2011)	0.595; -	0.595; -
SKL_03		0.64; -	0.75; -
SKL_04		0.30; -	0.50; -
SKL_05		0.311, 0.33	0.418; 0.43
SKL-08		0.62; -	0.46; -
SKL-09		0.84; -	0.55; -
SKL-12		0.26; -	0.39; -
SKL-13		0.42; -	0.50; -
SKL-14		0.70; -	0.59; -
SKL_15	-	1.543; 1.40	0.727; 0.83
SKL_16	0.26; 0.41 (1949-2012)	0.275; 0.45	0.454; 0.70
SKL_17	-	0.64; 0.54	0.59; 0.52
SKL_18	0.36; 0.40 (1963-2012)	0.408; -	-
SKL_T5	-	0.949; 0.98	0.565; 0.65
TH-01	0.21; 0.26 (1909-2014)	0.304	0.39
TH-04	0.20; 0.25 (1891-2014)	0.354	0.46
TH-10	0.19; 0.19 (1872-2014)	0.280; 0.32	-

รูปที่ 22 แสดงอัตราการตกตะกอน ณ จุดเก็บแท่งตะกอนในทะเลสาบสงขลา โดยจุดที่มีอัตราการตกตะกอนสูงสุด 3 อันดับแรก คือ จุด SKL_15 ปากคลองอู่ตะเภาด้านตะวันตก มีค่า $1.543 \text{ g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$ จุด SKL_T5 ในบริเวณอ่าวฝั่งตะวันตกของเกาะยอ มีค่า $0.949 \text{ g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$ และ จุด SKL_09 บริเวณปาก รอ มีค่า 0.84 cm y^{-1} ตามลำดับ เมื่อพิจารณาตำแหน่งจุดที่ศึกษาและต้นกำเนิดของตะกอนตีความได้ว่า อิทธิพลที่สำคัญที่สุดต่ออัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนนอกคือคลองอู่ตะเภา และตะกอน ปริมาณมหาศาลที่มาจากลุ่มน้ำคลองอู่ตะเภา อิทธิพลที่สำคัญรองลงมาจะเป็นกระแสน้ำขึ้น-น้ำลง ที่

ไหลผ่านหัวเกาะยอทั้งด้านทิศเหนือและทิศใต้ทำให้มีการตกตะกอนมากในจุด SKL_T5 และยังทำให้อัตราการตกตะกอนมีแนวโน้มลดลงไปในทิศทางตะวันตกเฉียงเหนือ (NW) ไปทางกึ่งกลางทะเลสาบ (SKL_05) และไปทางปากอ่าว (SKL_09 และ SKL_16)

รูปแบบการตกตะกอนแสดงให้เห็นว่า กำลังน้ำจากคลองภูมิ อ.รัตนภูมิ และคลองปากอ่าว ไม่ได้มีผลต่อการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนนอกมากนัก เชื่อว่าเป็นเพราะกำลังน้ำอ่อนและนำพาตะกอนปริมาณน้อย ต่างจากตะกอนปริมาณมหาศาลในลุ่มน้ำคลองอู่ตะเภา

อัตราการตกตะกอนใกล้ปัจจุบันในทะเลสาบสงขลาตอนในที่จุด TH-10 มีค่าต่ำสุดเท่ากับ $0.28 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ส่วนบริเวณเส้นแบ่งระหว่างทะเลสาบสงขลาตอนกลางและตอนในระหว่างแหลมจองถนนและเกาะใหญ่ (TH-04) พบว่ามีค่าอัตราการตกตะกอนสูงขึ้นเล็กน้อย เท่ากับ $0.354 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ส่วนที่จุด TH-01 ในทะเลสาบสงขลาตอนกลางมีค่า $0.304 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ใกล้เคียงกับอัตราการตกตะกอนเฉลี่ยในทะเลสาบสงขลาตอนนอก



รูปที่ 22 อัตราการตกตะกอนเชิงมวลเฉลี่ย ในหน่วย $\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ณ จุดต่างๆ ในทะเลสาบสงขลาตอนนอก

เนื่องจากข้อมูลผลลัพธ์มีเป็นจำนวนมากนั่นคือ อัตราการตกตะกอนที่คำนวณได้จากข้อมูลตะกั่ว-210 ในปีต่างๆ ของแห่งตะกอนแต่ละแห่งที่สามารถวิเคราะห์หะกั่ว-210 ได้ ทำให้เราสามารถนำข้อมูลอัตราการตกตะกอนในปีต่างๆ มาแสดงในแผนที่เพื่อจะได้เข้าใจถึงพลศาสตร์ของน้ำในอดีตในปีนั้นๆ ได้ แต่ไม่ได้แสดงไว้ ณ ที่นี้

13. เอกสารอ้างอิง

Alperin, M.J., Suayah, I.B., Benninger, L.K., Martens, C.S., 2002. Modern organic carbon burial fluxes, recent sedimentation rates, and particle mixing rates from the upper continental slope near Cape Hatteras, North Carolina (USA). *Deep-Sea Research II* 49, 4645-4665.

- Bhongsuwan, T. and Chittrakarn, T., 1997. Magnetic susceptibility stratigraphy of bottom core-sediments from Songkhla Lake, Songklanakarin J. Sci. Technol., 19(3): 363-373.
- Chittrakarn, T., Bhongsuwan, T., Nuannin, P. and Thong-jerm, T., 1996. The determination of sedimentation rate in Songkhla Lake using isotope technique. Paper presented at the 6th Nuclear Science and Technology Conference, Bangkok, Thailand.
- Goldberg, E.G., 1963. Geochronology with ²¹⁰Pb. In: Radioactivity Dating. IAEA, Vienna, pp. 121-131.
- Koide, M., Soutar, A., Goldberg, E.D., 1972. Marine geochronology with ²¹⁰Pb. Earth and Planetary Science Letters 14, 442-446.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. Earth and Planetary Science Letters 11, 407-414.
- Matsumoto, E., 1987. Pb-210 geochronology of sediments. Studies of the San'in Region (Natural Environment) 3, 187-194.
- Oguri, K., Matsumoto, E., Yamada, M., Saito, Y., Iseki, K., 2003. Sediment accumulation rates and budgets of depositing particles of the East China Sea. Deep-Sea Research II 50, 513-528.
- Oldfield, F., Appleby, P.G., 1984. Empirical testing of ²¹⁰Pb-dating models for lake sediments. In: Hayworth, E.Y., Lund, J.W.G. (Eds.), Lake Sediments and Environmental History. Leicester University Press, Leicester, pp. 93-124.
- Owen, R.B., Lee, R., 2004. Human impacts on organic matter sedimentation in a proximal shelf setting, Hong Kong. Continental Shelf Research 24, 583-602.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and sediment accumulation rates and patterns: a review. Journal of Environmental Quality 19, 215-233.
- Robbins, J.A., 1978. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead. In: Nriagu, J.O. (Ed.), Biogeochemistry of Lead in the Environment. Elsevier Scientific, Amsterdam, pp. 285 - 393.
- Sheets, R.W., Lawrence, A.E., 1999. Temporal dynamics of airborne lead-210 in Missouri (USA): implications for geochronological methods. Environmental Geology 38, 343-348.
- Xueqiang Lu, Eiji Matsumoto, 2005. Recent sedimentation rates derived from ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs methods in Ise Bay, Japan, Estuarine, Coastal and Shelf Science 65, 83-93

14. ข้อคิดเห็นและข้อเสนอแนะสำหรับการวิจัยต่อไป

- 14.1 งานวิจัยนี้ก็ยังคงมีปัญหาในเรื่องเครื่องมือวิเคราะห์ที่เหมาะสม เนื่องจากระบบวิเคราะห์ที่เราใช้อยู่ นั้นแม้ว่าจะมีประสิทธิภาพสัมพัทธ์การวิเคราะห์ 83% สูงที่สุดในประเทศไทยในปัจจุบัน ทำให้สามารถวัดรังสีแกมมาจากซีเซียม-137 ได้เป็นอย่างดี แต่ก็ยังมีจุดอ่อนที่ไม่สามารถวิเคราะห์รังสีแกมมาพลังงานต่ำของ ตะกั่ว-210 ได้ อีกประการหนึ่งด้วยความ

เข้มข้นที่มีค่าต่ำมากทั้งกรณี ตะกั่ว-210 และ ซีเซียม-137 จึงจำเป็นต้องวิเคราะห์ด้วยเวลาที่ยาวนานมากเพื่อให้มีความผิดพลาดทางสถิติต่ำที่สุด งานวิจัยนี้จึงจำเป็นต้องพึ่งพาเพื่อนห้องปฏิบัติการในต่างประเทศ

- 14.2 เกิดความซับซ้อนในการวิเคราะห์ตัวอย่างคือ ตัวอย่างหนึ่งๆ อาจต้องทำการวัด 2 ครั้ง ครั้งแรกวัดที่ห้องปฏิบัติการของเราเองเพื่อวัดซีเซียม-137 และครั้งที่ 2 วัดที่ห้องปฏิบัติการในต่างประเทศเพื่อวัดตะกั่ว-210 จึงทำให้เกิดความล่าช้ายิ่งขึ้น
- 14.3 การวิเคราะห์ตัวอย่างด้วยเครื่องสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมาต้องหยุดชะงักไปเป็นเวลานาน เนื่องจากทางผู้วิจัยตรวจพบว่าห้วงวัดมีปัญหาการ shift ของค่า gamma energy ตั้งแต่กลางปี พ.ศ.2556 ทางวิศวกรของบริษัทไทยยูนิคไม่สามารถซ่อมได้ จึงต้องส่งห้วงวัดกลับไปตรวจสอบที่บริษัทแม่ Canberra เมื่อประมาณปลายปี พ.ศ.2558 โดยทางบริษัทไทยยูนิค ซึ่งเป็นบริษัทตัวแทนจำหน่ายในประเทศไทยเป็นผู้ดำเนินการแทน และทางบริษัท Canberra เพิ่งจะส่งห้วงวัดกลับคืนมา เดือนตุลาคม พ.ศ.2560
- 14.4 การศึกษาวิจัยการเปลี่ยนแปลงสภาพพื้นผิวโลก เช่น การเคลื่อนย้ายตะกอนด้วยการคำนวณแบบจำลองจำเป็นต้องมีการทวนสอบด้วยการทำ validation ด้วยเทคนิคทางตรงอื่นๆ อันได้แก่ การวิเคราะห์หินวโคลด์กัมมันตรังสีอย่างเป็นระบบ แม้ว่าการทำงาน validation ด้วยเทคนิคทางตรงจะสิ้นเปลืองค่าใช้จ่ายสูงมาก แต่ก็มีควมจำเป็นอย่างยิ่งที่ต้องทำ

15. ภาคผนวก ประกอบด้วย

- บทความที่ตีพิมพ์แล้ว (Published)

- (1) ผลงานเรื่อง “การค้นพบชั้นเทพราพินาตุโบในแท่งตะกอนจากทะเลสาบสงขลา” วารสารวิทยาศาสตร์ ปีที่ 68 ฉบับที่ 5 กันยายน – ตุลาคม 2557 หน้า 82-86
- (2) ผลงานเรื่อง Measurement of ^7Be inventory in the outer Songkhla lagoon, Thailand ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry (2016) 310:33–44; DOI 10.1007/s10967-016-4851-0.
- (3) ผลงานเรื่อง The ^7Be profiles in the undisturbed soil used for reference site to estimate the soil erosion ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ Journal of Physics: Conf. Series 860 (2017) 012009; doi :10.1088/1742-6596/860/1/012009

- บทความวิจัยที่นำเสนอในที่ประชุมวิชาการ

- (4) ผลงานเรื่อง SEDIMENTATION RATES IN THE U-TAPAO ESTUARY DEMONSTRATED BY ^{210}Pb -AND ^{137}Cs -DATING METHODS ตีพิมพ์ในการประชุมวิชาการระดับนานาชาติ The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand, ISSN 978-604-913-088-5.

- นิพนธ์ต้นฉบับที่พร้อมส่งตีพิมพ์ (manuscript ready to submit)

- (5) ผลงานเรื่อง Characteristics of Atmospheric ^7Be Deposition in the Songkhla Province, Thailand ต้นฉบับพร้อมตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ
- (6) ผลงานเรื่อง Preliminary study of sediment mixing in the outer Songkhla lagoon, Southern Thailand as observed from ^7Be and ^{210}Pb profiles ต้นฉบับพร้อมตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ

ข้อคิดเห็น/ข้อเสนอแนะ ในส่วนที่ไม่สามารถดำเนินการวิจัยได้ตามวัตถุประสงค์

- 1) เนื่องจากคุณสมบัติของเครื่องมือวิเคราะห์มีความไม่เหมาะสมบางประการสำหรับงานวิจัยด้านนี้ ทำให้ต้องใช้เวลาในการวิเคราะห์ตัวอย่างนานมาก รวมทั้งปัญหา peak shift ของหัววัดที่ทำให้ต้องส่งหัววัดไปตรวจสอบที่บริษัทแม่ในต่างประเทศ จึงทำให้ไม่สามารถวิเคราะห์แท่งตะกอนได้หมดทุกจุดเก็บแท่งตะกอน
- 2) อย่างไรก็ตาม ได้วิเคราะห์แท่งตะกอนตรงบริเวณที่น่าสนใจ เช่น บริเวณเกาะใหญ่ ของอำเภอกระแสดินธุ์ โดยคาดว่าบริเวณแนวเส้นระหว่างแหลมจองถนน จ.พัทลุง กับ เกาะใหญ่ อ.กระแสดินธุ์ อาจเป็นแนวที่จะมีการก่อสร้างขนาดใหญ่ เช่น ถนนเชื่อมกันน้ำเพื่อเก็บน้ำจืดไว้ในทะเลสาบตอนใน (ทะเลหลวง) ซึ่งจะกระทบการไหลของน้ำและตะกอน ทำให้อัตราการตกตะกอนเปลี่ยนแปลงได้อย่างมีนัยสำคัญ



วารสาร วิทยาศาสตร์

ของสมาคมวิทยาศาสตร์แห่งประเทศไทย ในพระบรมราชูปถัมภ์ ISSN 0125-0515 **Science**
วารสารเฉพาะวิชาดีเด่น โดยคณะกรรมการพัฒนาหนังสือ ปีที่ 68 ฉบับที่ 5 กันยายน - ตุลาคม 2557

ปีที่
68

ปรากฏการณ์มหัศจรรย์บนผืนน้ำประจักษ์แก่พระบาทสมเด็จพระเจ้าอยู่หัว

- วิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีศึกษาจากพระราชดำริ
- เปิดเวทีปฏิรูปวิทยาศาสตร์ เทคโนโลยีและนวัตกรรม
- Thailand Research Expo 2014
- มงคลยาน บุกดาวอังคาร
- การค้นพบชั้นเทพราฟิเนาตูโบในแท่งตะกอนจากทะเลสาบสงขลา
- มหกรรมวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งชาติ



การค้นพบชั้นเทพร่าพินาตูโบใน แท่งตะกอนจากทะเลสาบสงขลา

Discovery of Pinatubo tephra layer in sediment
core collected from Songkhla Lake

โดย...ศ.ดร.ดร.พร พ่วงสุวรรณ
สถานวิจัยธรณีฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ หาดใหญ่



บทคัดย่อ

ชั้นเถ้าภูเขาไฟหรือชั้นเทพร่าที่ตกสะสมในที่ต่างๆ บนแผ่นดิน หรือในทะเล ทะเลสาบ อ่างเก็บน้ำ ที่มี การศึกษากันมาก ได้แก่ ชั้นเถ้าภูเขาไฟโทบา ที่เกาะ สุมาตรา ในประเทศอินโดนีเซีย ที่เกิดระเบิดครั้งใหญ่ เมื่อประมาณ 75,000 ปีมาแล้ว ชั้นเถ้าภูเขาไฟโทบา จึงจัดเป็นชั้นอ้างอิงเชิงธรณีกาลที่บ่งชี้ว่าตะกอนที่อยู่ ด้านบนจะมีอายุอ่อนกว่า 75,000 ปี นั่นเอง ใน บทความนี้ได้ทำการศึกษาสมบัติแม่เหล็ก สมบัติเชิง แร่ และสมบัติเคมีของชั้นตะกอนท้องน้ำในทะเลสาบ สงขลาตอนนอก เพื่อพิสูจน์ว่า ชั้นตะกอนดังกล่าว น่า จะเป็นชั้นเทพร่าหรือชั้นเถ้าภูเขาไฟ ที่คาดว่าจะ เป็น เถ้าภูเขาไฟพินาตูโบในประเทศฟิลิปปินส์ ที่เกิดการ ระเบิดครั้งใหญ่ใน ค.ศ.1991

บทนำ

ภูเขาไฟพินาตูโบ (Mount Pinatubo) เป็นภูเขาไฟประเภทกรวยสลับ ชั้นที่ยังคงมีพลังอยู่ ตั้งอยู่บนเกาะลูซอน ประเทศฟิลิปปินส์ บริเวณเทือก เขาซัมบาเลซ เหนือกรุงมะนิลา มีชื่อเสียงเป็นที่รู้จักกันอย่างดีจากการ ระเบิดครั้งใหญ่ใน พ.ศ. 2534 (ค.ศ.1991) ปัจจุบันภูเขาไฟพินาตูโบ ได้กลายเป็นแหล่งท่องเที่ยวสำคัญของประเทศฟิลิปปินส์ การระเบิดใหญ่ ในครั้งนั้นเกิดขึ้นเมื่อวันที่ 15 มิถุนายน พ.ศ. 2534 (ค.ศ. 1991) พื้นที่โดย รอบภายในรัศมี 20 กิโลเมตร รู้สึกถึงการระเบิดและถูกปกคลุมด้วย เถ้าภูเขาไฟจนมืดมิดทันที เศษหินภูเขาไฟทำลายสิ่งก่อสร้างในพื้นที่ ลาวา ที่ไหลออกมาจากปากปล่องภูเขาไฟเข้าทำลายบ้านเรือน ประชาชนเสียชีวิตมากกว่า 700 คน ไร้ที่อยู่อาศัยอีกมากกว่า 200,000 คน เกิดโคลนถล่ม และน้ำท่วม และก่อให้เกิดก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ลอยขึ้นสู่บรรยากาศ ชั้นสตราโตสเฟียร์สูงถึง 25 ไมล์ และได้ไปผสมกับความชื้นทำให้เกิดเป็น เมฆปกคลุมอยู่รอบโลกอยู่หลายสัปดาห์ นักวิทยาศาสตร์เชื่อว่า การระเบิด ครั้งนี้เป็นครั้งที่รุนแรงและยิ่งใหญ่ที่สุดเท่าที่เคยมีการจดบันทึกไว้

ผลกระทบในประเทศไทย

ระหว่างวันที่ 17-19 มิถุนายน พ.ศ. 2534 (ค.ศ. 1991) ประชาชนในภูมิภาค 5 จังหวัดภาคใต้ตอนล่าง สังเกตเห็นท้องฟ้ามืดมัวที่เกิดจากฝุ่นเขวนลอยในอากาศ ฝุ่นดังกล่าวมีลักษณะสีขาวละเอียดมากและเบา ตกลงปกคลุมหลังครายนต์บ้านเรือน ต้นไม้ใบหญ้า มากผิดปกติกว่าทุกๆ วัน ก่อนหน้านั้น 1-2 วัน ก็มีข่าวการปะทุระเบิดของภูเขาไฟพินาตูโบ ในประเทศฟิลิปปินส์ เมื่อวันที่ 15 มิถุนายน 2534 เวลา 08:40 น. พื้นที่ภาคใต้หลายจังหวัดได้รับผลกระทบจากฝุ่นเถ้าภูเขาไฟพินาตูโบ เช่น พื้นที่ภายในมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ วิทยาเขตหาดใหญ่ พบว่ามีเถ้าภูเขาไฟตกกระจายทั่วพื้นดิน เห็นได้ชัดบนหลังครายนต์ ที่จอดอยู่กลางแจ้งภายในมหาวิทยาลัย และในพื้นที่หลายจังหวัดของภาคใต้ตอนล่าง มีรายงานผลกระทบจากเถ้าภูเขาไฟที่จังหวัดสงขลา นราธิวาส และปัตตานี มลพิษทางอากาศเพิ่มสูงขึ้น เกิดปัญหาโรคทางเดินหายใจในประชาชนกลุ่มเสี่ยง และผลกระทบต่อแหล่งน้ำเมื่อเถ้าภูเขาไฟตกลงสู่แหล่งน้ำของประชาชน เนื่องจากเถ้าภูเขาไฟจะมีส่วนประกอบของซัลเฟอร์ปริมาณมากเมื่อรวมกับน้ำฝนเกิดเป็นฝนกรด

เเทพร่า และทีโพรโครโนโลยี (Tephra and tephrochronology)

เทพร่า หรือ tephra มาจากภาษากรีกมีความหมายตรงกับคำว่า “ขี้เถ้า” ขณะที่ pyroclast มาจากภาษากรีกเช่นกัน โดย pyro หมายถึง “ไฟ” หรือ fire และ klastos หมายถึง “แตกออก” หรือ broken ดังนั้น pyroclast จึงหมายถึง เศษหินที่ “แตกออกจากไฟ” เทพร่า หรือ Tephra จึงหมายถึง เศษหินที่เกิดมาจากการระเบิดของภูเขาไฟ (volcanic eruption) นักวิทยาศาสตร์ภูเขาไฟเรียกเศษหินที่ลอยมาจากการระเบิดของภูเขาไฟว่า pyroclast และเมื่อมันตกลงสู่พื้นดินจะถูกเรียกเป็น “เทพร่า” (Tephra) การกระจายของเทพร่าหลังการระเบิดจะมีลักษณะทั่วไปคือ เศษหินขนาดใหญ่จะตกถึงพื้นดินใกล้ปล่องภูเขาไฟมากที่สุด เศษหินส่วนที่เล็กกว่าจะลอยไปได้ไกลกว่า ขณะที่เศษหินที่เป็นขี้เถ้าเบาอาจลอยไปได้ไกลนับพันกิโลเมตร หรืออาจลอยละล่องไปรอบโลกเป็นเวลานาน เนื่องจากการระเบิดที่รุนแรงพอที่จะส่งขี้เถ้าเบา ลอยสูงถึงชั้นบรรยากาศสตราโตสเฟียร์ และคงลอยอยู่ได้นานหลายวันหรือหลายสัปดาห์ เศษหินเทพร่าอาจจำแนกได้

เป็น 3 ส่วน คือ (1) ส่วนขี้เถ้า (ash) คือเศษหินที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง < 2 มม. (2) ส่วนลาพิลโล (Lapilli) หรือ หินมูลภูเขาไฟ เป็นเศษหินเถ้าถ่านขนาดกลาง มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 2-64 มม. และ (3) ส่วน volcanic bombs เป็นเศษหินภูเขาไฟที่เกิดจากการเย็นตัวของลาวาในอากาศ ที่มีขนาดใหญ่ เส้นผ่านศูนย์กลาง > 64 มม.

คำว่าชั้นเทพร่า หรือ tephra layer มีความหมายถึงชั้นเถ้าภูเขาไฟที่อาจปรากฏให้เห็นในลำดับชั้นตะกอนบนฝั่งหรือในชั้นตะกอนทะเลและทะเลสาบ ที่มีลักษณะเฉพาะทางเคมีฟิสิกส์เหมือนกันนั่นเอง ซึ่งอาจถูกใช้เป็นชั้นอ้างอิง reference marker layer หรือ marker horizon ในงานด้านการหาอายุทางโบราณคดี ที่รู้จักกันในศาสตร์ที่ชื่อ Tephrochronology หรือ การหาอายุด้วยเทพร่า ตัวอย่างเช่น ชั้นเทพร่าของภูเขาไฟพินาตูโบที่ปะทุใน ค.ศ. 1991 ก็จะเป็นชั้นอ้างอิงว่าชั้นเทพร่านี้มีอายุการตกตะกอนใน พ.ศ. 2534 หรือ ค.ศ. 1991 ดังนั้นชั้นตะกอนที่อยู่ส่วนบนเหนือชั้นเทพร่าพินาตูโบขึ้นมา ก็จะมีอายุการตกตะกอนอ่อนกว่าปี 2534 นั่นเอง

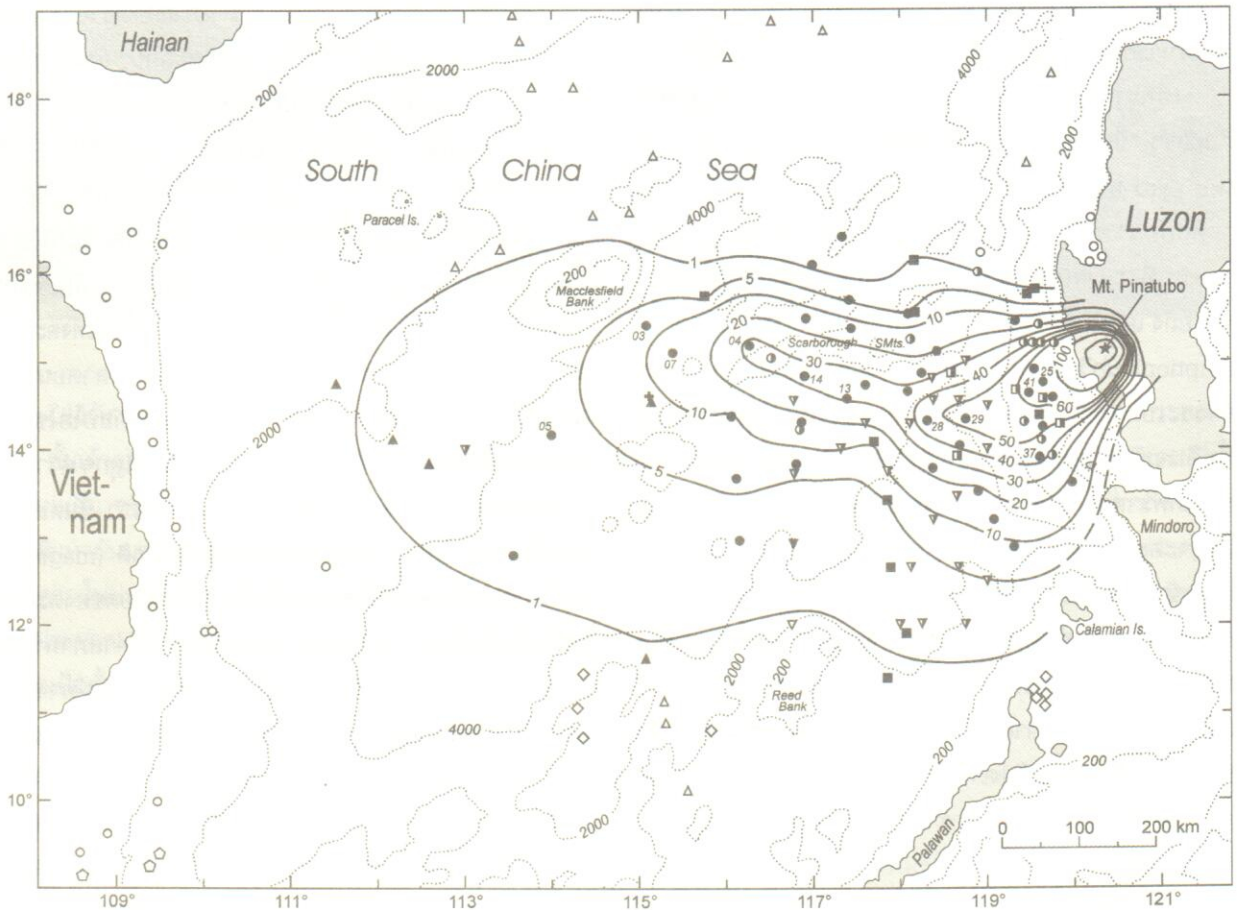
ชั้นเทพร่าพินาตูโบในแท่งตะกอนทะเลสาบสงขลา

ในงานวิจัยเพื่อศึกษาอัตราการตกตะกอนของทะเลสาบสงขลา ทางห้องปฏิบัติการวิจัยอานาแม่เหล็กบรรพกาล (Palaeomagnetic Research Laboratory) และ ห้องปฏิบัติการนิวเคลียร์ (Nuclear Laboratory) ของภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ และนักวิจัยจากสถานวิจัยธรณีฟิสิกส์ (Geophysics Research Center, GRC) มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ได้ร่วมกันตรวจสอบชั้นตัวอย่างตะกอนจากแท่งตะกอนทะเลสาบที่เก็บจากบางตำแหน่งในทะเลสาบสงขลาตอนนอก โดยตรวจสอบสมบัติทางแม่เหล็กและส่วนประกอบไอโซโทปกัมมันตรังสีที่เกี่ยวข้องที่มีอยู่ในตัวอย่างตะกอนที่ทุกๆ ความลึก 1 เซนติเมตร ของแท่งตะกอน และได้ตรวจพบว่า ชั้นตะกอนบางชั้นมีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กสูงผิดปกติ (magnetic susceptibility, k) จึงได้ตรวจสอบเชิงรายละเอียดของตะกอนในชั้นนั้นเป็นพิเศษ ประกอบด้วย การวิเคราะห์ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก การตรวจสอบด้วยกล้องจุลทรรศน์ทางแสง และกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอน และอื่นๆ โดยผู้วิจัยจะแสดงผลการวิเคราะห์บางส่วนในที่นี้

1) ผลการวิเคราะห์ค่าสภาพัฒน์ไว้ได้ทางแม่เหล็ก

เมื่อพิจารณาสมบัติแม่เหล็กของตะกอนทะเลสาบจากค่าสภาพัฒน์ไว้ได้ทางแม่เหล็กที่ตรวจวัด พบว่า สามารถแบ่งตะกอนออกเป็น 2 กลุ่ม ได้อย่างชัดเจน คือ (1) กลุ่มอนุภาคตะกอนที่มีพฤติกรรมแบบแม่เหล็กพาราอียะวุด (superparamagnetic behavior) และ (2) กลุ่มอนุภาคตะกอนที่มีพฤติกรรมแบบแม่เหล็กพาราปกติ/และหรือแม่เหล็กเฟอร์โรปกติ (paramagnetic and ferromagnetic minerals) และอาจมีส่วนของแร่แม่เหล็กไดอา (diamagnetic minerals) ปะปนอยู่ด้วย โดยตะกอนกลุ่มแม่เหล็กพาราอียะวุดจะมีสัดส่วนที่น้อยกว่ากลุ่มที่ 2 มาก ซึ่งหากขั้นตอนการเตรียมตัวอย่างไม่เหมาะสมก็จะไม่สามารถตรวจพบตะกอนกลุ่มพาราอียะวุดนี้ได้ เนื่องจาก Wiesner และคณะ (2004) ศึกษาความหนาของชั้นเทรราพินาตูโบที่ประมาณกึ่งกลางทะเลจีนใต้ (South China Sea) พบว่ามีความหนาเพียง 1 ม.ม. เท่านั้น (รูปที่ 1) ดังนั้นชั้นเทรราพินาตูโบในทะเลสาบสงขลาก็น่าจะมีความหนา < 1 ม.ม. อย่างแน่นอน

กลุ่มอนุภาคตะกอนแม่เหล็กที่มีสภาพพาราอียะวุดที่พบในชั้นตะกอนทะเลสาบสงขลา นี้ คาดว่าเป็นเทรราพินาตูโบที่ประกอบด้วย แก้วภูเขาไฟ (volcanic glass) ขนาดเล็กมาก มีความพรุนสูงทำให้มีน้ำหนักเบา สามารถลอยไปได้ไกลจากภูเขาไฟหลายพันกิโลเมตร มีส่วนประกอบของแร่แมกนิไทต์ (Magnetite, Fe_3O_4) ที่มีขนาดโดเมนเล็กมาก (< 30 nm) ทำให้มีสภาวะแม่เหล็กพาราอียะวุดที่มีค่าสภาพัฒน์ไว้ได้ทางแม่เหล็กสูงมาก โดยตะกอนแม่เหล็ก 1 กรัม มีค่า k ประมาณ $30,000 \times 10^{-6}$ SI และตะกอนแม่เหล็กพาราอียะวุดกลุ่มนี้ จะมีความสัมพันธ์กันในกลุ่มแม้ว่าจะมาจากแหล่งตะกอนจากจุดเก็บตัวอย่างต่างกันจากในทะเลสาบ โดยมีความสัมพันธ์แบบเชิงเส้นกับมวลของสารด้วยค่า R^2 เท่ากับ 0.9955 สภาพพาราอียะวุดของแร่แมกนิไทต์ในตะกอนแม่เหล็กเกิดเนื่องจากการเย็นตัวอย่างรวดเร็วเมื่อภูเขาไฟปะทุลาวาออกจากปล่องและสัมผัสอากาศ แล้วเย็นตัวอย่างรวดเร็วเป็นเถ้าของแข็งคล้ายแก้ว (volcanic glass) มีรูพรุนจำนวนมาก และทำให้แร่แมกนิไทต์เย็นตัวอยู่ในสภาวะโดเมนแม่เหล็กพาราอียะวุดเนื่องจากไม่มีเวลานานพอที่จะพัฒนาไปเป็นแมกนิไทต์โดเมนเดี่ยวหรือหลายโดเมนได้ (single domain and multi-domain magnetite grains)



รูปที่ 1 เส้นคอนทัวร์ (สีดำ) ของความหนาชั้นเทรราพินาตูโบในหน่วยมิลลิเมตร และเส้นคอนทัวร์ (สีเทา) แสดงความลึกท้องทะเลในหน่วยเมตร (รูปจาก Wiesner et al., 2004)

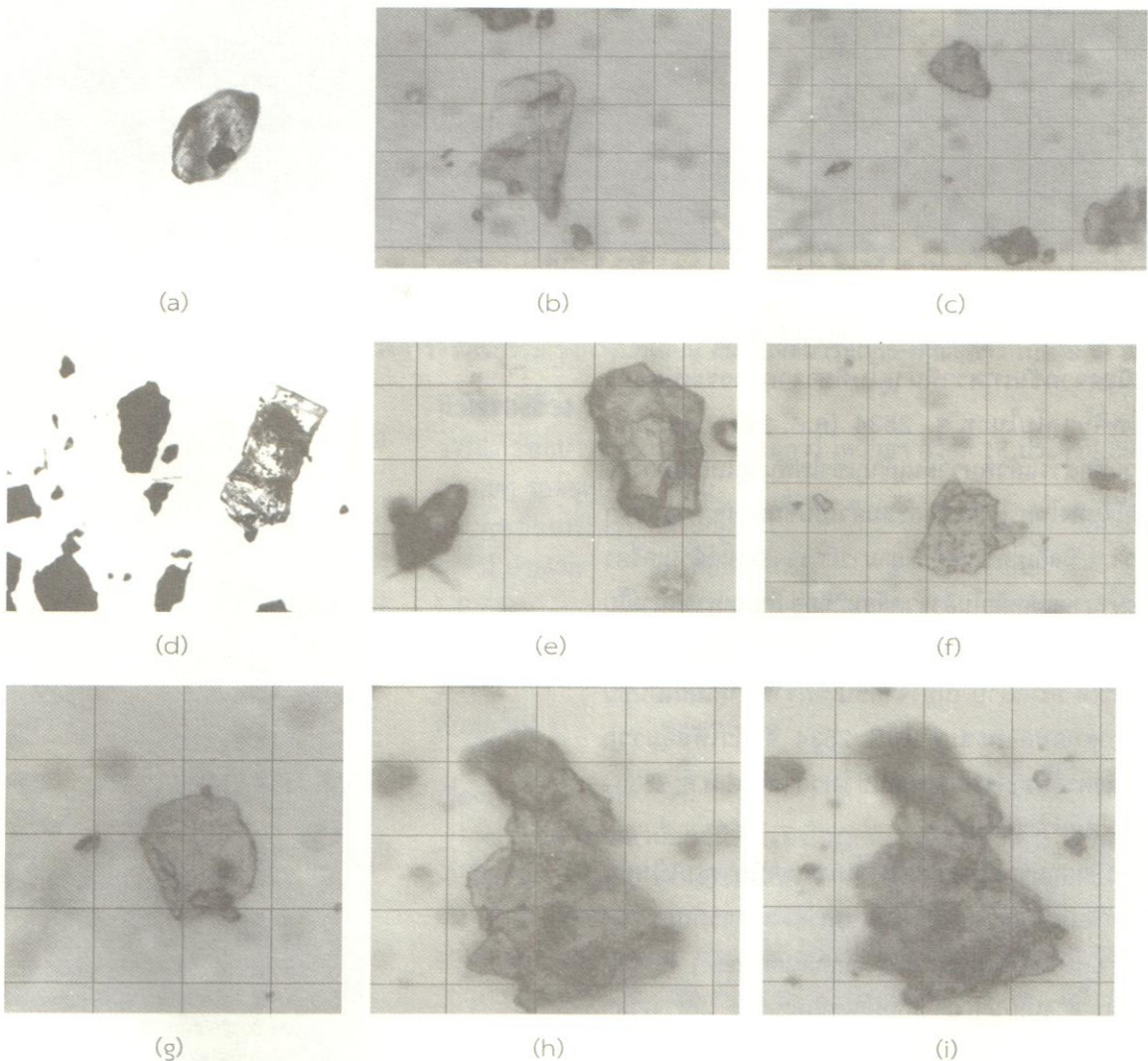
ส่วนกลุ่มอนุภาคตะกอนแม่เหล็กที่มีสภาพพาราปกติหรือเฟอร์โร (paramagnetic and ferromagnetic grains) ที่พบในชั้นตะกอนทะเลสาบสงขลานั้น บางส่วนก็อาจเป็น เทพราพินาโตไบต์ด้วยเช่นกัน และอาจมีส่วนประกอบของแร่แม่เหล็กพาราและแม่เหล็กเฟอร์โรที่เป็นแร่แม่เหล็กในท้องถิ่นเอง ทำให้มีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กต่ำกว่ากลุ่มแรกมาก โดยตะกอนแม่เหล็กกลุ่มนี้ 1 กรัม จะมีค่า k ประมาณ $4,500 \times 10^{-6}$ SI เท่านั้น และตะกอนแม่เหล็กกลุ่มนี้ ก็จะมี ความสัมพันธ์กันในกลุ่มเช่นกันแม้ว่าจะมาจากแหล่งตะกอนจาก จุดเก็บตัวอย่างต่างกันจากในทะเลสาบ โดยมีความสัมพันธ์แบบเชิงเส้นกับมวลของสารด้วยค่า R^2 เท่ากับ 0.965 คาดว่า แร่แม่เหล็กในกลุ่มเป็นแร่แมกนีไทต์ชนิดโดเมนเดี่ยวหรือหลายโดเมน (single domain and multi-domain magnetite grains) ที่ผสมปนอยู่ด้วย

2) ผลการวิเคราะห์ด้วยกล้องจุลทรรศน์ทางแสง

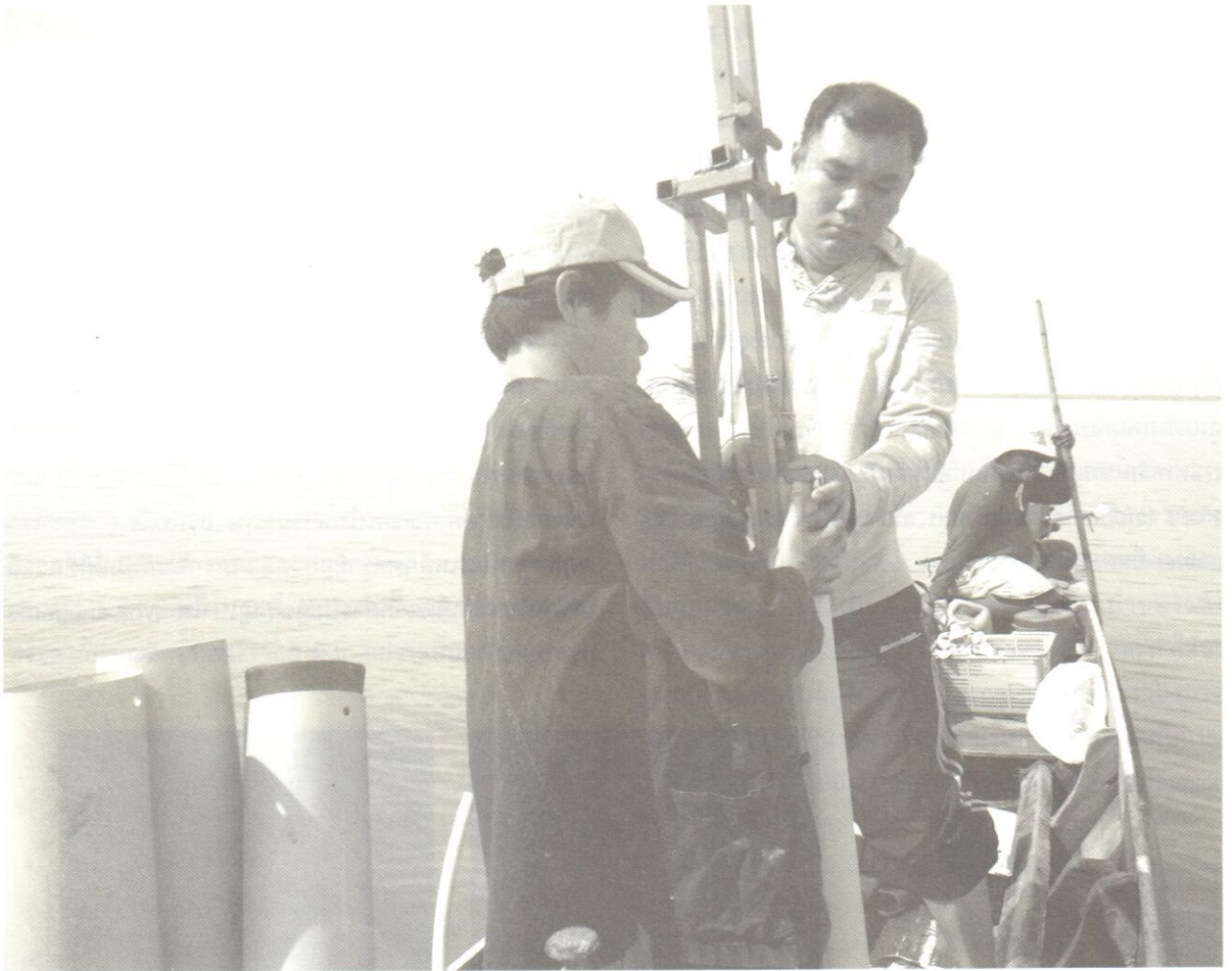
เมื่อตรวจสอบกลุ่มตะกอนที่เป็นอนุภาคแม่เหล็กด้วย กล้องจุลทรรศน์ทางแสง (รูปที่ 2) พบว่าอนุภาคกลุ่มดังกล่าว มีลักษณะโดยทั่วไปมีความใสแบบแก้วที่เป็นลักษณะของแก้วภูเขาไฟ (volcanic glass) อนุภาคบางชิ้นมีแร่ทึบแสงอยู่ภายใน (รูปที่ 2a) และหากมีลักษณะกลมก็อาจเป็นฟองอากาศภายใน อนุภาคบางชิ้นตีความว่าเป็นผลึกของแร่ hornblende (รูปที่ 2b) และ clinopyroxene (รูปที่ 2d, 2f)

3) ผลการวิเคราะห์เรย์ทิง

จากการตรวจสอบชิ้นตัวอย่างตะกอนกลุ่มแม่เหล็กพารา ยิงยวดด้วยเครื่อง SEM-EDS พบว่าอนุภาคผลึกบางชิ้น มีส่วนประกอบของ เหล็ก แมกนีเซียม ซิลิกอน ออกซิเจน และ แมงกานีส ตีความว่าเป็นแร่ในกลุ่ม pyroxene และจาก พฤติกรรมแม่เหล็กพารายังยวดของตะกอนกลุ่มนี้ก็ตีความ ได้ว่าเป็นแร่ที่เกิดจากการปะทุของภูเขาไฟ (volcanogenic pyroxene)



รูปที่ 2 (a) - (i) ภาพถ่ายอนุภาคตะกอนแม่เหล็กกลุ่มที่มีสภาพพารายังยวดจากแหล่งตะกอนทะเลสาบสงขลา ที่คาดว่า เป็น เทพราพินาโตไบต์ มีสภาพทั่วไปใสคล้ายแก้วภูเขาไฟ (volcanic glass)



การนำความรู้จากเทพร่าพินาตูโบไปใช้ประโยชน์

เนื่องจากชั้นเทพร่าพินาตูโบที่มากจากการระเบิดของภูเขาไฟพินาตูโบใน พ.ศ. 2534 (ค.ศ. 1991) โดยจากหลักฐานที่กล่าวแล้วพบว่าฝุ่นเถ้าภูเขาไฟพินาตูโบเดินทางมาถึงภาคใต้ของไทย แม้จะตกสะสมตัวเป็นชั้นบางๆ ความหนาแน่นน้อยกว่า 1 มิลลิเมตร แต่ก็ยังสามารถตรวจสอบได้ด้วยเครื่องมือวิจัยอำนาจแม่เหล็กในสิ่งแวดล้อมที่มีอยู่ โดยเทพร่าพินาตูโบอาจจะสะสมอยู่ในชั้นตะกอนใต้ผิวดินในที่ต่างๆ ทั้งบนแผ่นดินและในทะเล ทะเลสาบ เนื่องจากชั้นเทพร่าพินาตูโบนี้เป็นชั้นตะกอนที่ตกจมลงสะสมตัวในปี 2534 จึงทำให้สามารถใช้คำนวณหาอัตราการตกตะกอนช่วงเวลาตั้งแต่ พ.ศ. 2534-ปัจจุบัน ได้อย่างแม่นยำ

เราจึงสามารถประยุกต์ใช้ชั้นเทพร่าพินาตูโบเป็นชั้นอ้างอิง (reference layer) ในการหาอัตราการทับถมของตะกอน อัตราการตื้นเขิน (sedimentation rate) ในทะเล ทะเลสาบ อ่างเก็บน้ำ อ่างเก็บน้ำเหนือเขื่อนฯ ในช่วงเวลาปัจจุบัน เป็นต้น

เอกสารอ้างอิง

Wiesner, M.G., Wetzel, A., Catane, S.G., Listanco, E.L., Mirabueno, H.T., 2004. Grain size, areal thickness distribution and controls on sedimentation of the 1991 Mount Pinatubo tephra layer in the South China Sea. Bull Volcanol (2004) 66:226-242

Measurement of ^7Be inventory in the outer Songkhla lagoon, Thailand

Santi Raksawong¹ · Miodrag Krmar² · Tripob Bhongsuwan¹

Received: 19 August 2015 / Published online: 29 April 2016
© Akadémiai Kiadó, Budapest, Hungary 2016

Abstract The main objective of this study is to estimate the sediment distribution pattern in the outer part of the Songkhla Lagoon, in southern Thailand, by measuring the cosmogenic ^7Be in the lake bottom sediment cores. The results indicate that ^7Be inventories are larger in the areas where channels collecting water from large subcatchments flow into the lake (mouths of Pak Ro, U-Tapao, Ro-1, and Ro-3 canals). Lower ^7Be inventory areas are observed near mouth of channel transporting eroded materials from smaller subcatchments and at the northern tip of Koh Yo island, which is strongly influenced by tidal currents and wind waves which can probably cause sediment re-suspension.

Keywords Atmospheric ^7Be · ^7Be running inventory · ^7Be inventory · Songkhla lagoon · Sediment

Introduction

In recent decades, the pollution problems in the Songkhla lagoon have continuously become worse [1–10]. The main sources of the pollutants for the outer part of the Songkhla lagoon include sewage from the Songkhla and the Hat Yai urban areas, waste from the Songkhla harbor, near shore drainage, and effluents from the large factories around the

lake and the watershed [5, 8, 9, 11–14]. Moreover, the fine sediment eroded with the pollutants from the lake watershed among the pollutants damaging the ecosystems in the lake [15, 16]. This sediment erosion is usually caused by human activities (non-sustainable farming practices, overgrazing, deforestation, and change in land use from farm to urban), as well as by natural processes (runoff, flooding). Because of these increasing problems, it is essential to obtain reliable quantitative data, and to comprehensively assess the problems. The actions should then be steered towards effective sustainability, based on both economic and environmental impacts. The current study of sedimentation dynamics and its patterns in this lake will provide understanding of the dynamics of pollutants, and aids in developing sustainable effective management.

The environmental radionuclides ^{137}Cs , ^{210}Pb , and ^7Be , have been widely used to determine the dynamics of sediment, namely deposition, erosion, and distribution patterns [e.g. 17–19]. In particular, the cosmogenic radionuclide ^7Be has been used to determine recent (short-term) soil erosion/sedimentation in watersheds that have been degraded by natural processes or human activities [e.g. 17, 18, 20–26]. This technique may also be used to estimate recent sedimentation patterns in lakes, rivers, and marine shores [e.g. 27–34].

The nuclide ^7Be is naturally produced by the spallation reactions of cosmic particle rays (protons and neutrons) with the nuclei of light elements (carbon, oxygen and nitrogen), in the stratosphere and the troposphere. These cosmogenic ^7Be atoms are readily attached to airborne particulates, and settle to the earth's surface by precipitation and by dry deposition [e.g. [35]]. Therefore, the ^7Be in a lake is supplied by two incoming streams, the one directly entering from the atmosphere into the water column and lake-bottom, and the other transported from the

✉ Tripob Bhongsuwan
tripop.b@psu.ac.th

¹ Nuclear Physics Research Laboratory and Geophysics Research Center, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Hat Yai 90112, Thailand

² Department of Physics, Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad 21000, Serbia

Table 1 Event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during December 21, 2012 to December 31, 2013 at the top roof of Physics Building, Prince of Songkla University

Collecting date	Exposure time (day)	Total rainfall (mm)	^7Be depositional flux (Bq m^{-2})	Running inventory (Bq m^{-2})
21-Dec-12	1	42.2	29 ± 2	29 ± 1
24-Dec-12	3	56.8	27 ± 2	56 ± 3
26-Dec-12	1	20.8	16 ± 1	70 ± 6
1-Jan-13	4	74.7	17 ± 2	82 ± 9
4-Jan-13	3	48.8	9 ± 2	88 ± 10
1-Feb-13	27	3.8	7 ± 1	69 ± 9
24-Feb-13	23	51.2	10 ± 2	61 ± 6
25-Feb-13	1	110.6	14 ± 1	74 ± 4
26-Feb-13	1	47.6	25 ± 2	98 ± 8
28-Feb-13	3	29.8	6.0 ± 0.9	102 ± 12
31-Mar-13	31	2.8	0.6 ± 0.1	69 ± 7
17-Apr-13	17	104.6	10 ± 1	65 ± 6
30-Apr-13	13	11.2	11 ± 1	66 ± 7
7-May-13	7	59.8	7 ± 1	67 ± 7
8-May-13	1	29.0	9 ± 1	76 ± 6
20-May-13	22	153.6	25 ± 1	90 ± 5
17-Jun-13	17	104.1	21 ± 2	84 ± 8
1-Jul-13	13	8.8	6 ± 1	76 ± 12
5-Jul-13	4	23.6	2.4 ± 0.6	74 ± 18
8-Jul-13	1	14.6	1.8 ± 0.7	73 ± 17
9-Jul-13	1	13.4	3.7 ± 0.8	76 ± 12
31-Jul-13	24	17.4	8 ± 2	65 ± 10
3-Aug-13	2	43.2	4.3 ± 0.9	67 ± 8
6-Aug-13	2	39.2	6.5 ± 0.8	71 ± 5
17-Aug-13	11	70.0	19 ± 1	81 ± 5
31-Aug-13	13	101.0	29 ± 3	96 ± 7
7-Sep-13	6	10.0	8.2 ± 0.9	96 ± 27
8-Sep-13	1	24.6	1.1 ± 0.6	96 ± 27
17-Sep-13	11	29.9	12 ± 1	97 ± 13
30-Sep-13	13	14.2	4 ± 1	86 ± 11
8-Oct-13	8	12	7.9 ± 0.9	86 ± 9
14-Oct-13	6	62.6	6 ± 1	85 ± 8
22-Oct-13	8	127.6	12.1 ± 0.9	89 ± 6
23-Oct-13	1	15.8	7.1 ± 0.8	95 ± 7
26-Oct-13	3	70.8	14 ± 1	105 ± 10
27-Oct-13	1	51.4	5 ± 1	109 ± 13
31-Oct-13	4	77.2	5.7 ± 0.9	109 ± 10
20-Nov-13	20	123.6	16 ± 1	100 ± 5
21-Nov-13	1	158	18 ± 1	117 ± 8
22-Nov-13	1	107.4	15 ± 2	131 ± 14
23-Nov-13	1	39	3.1 ± 0.6	132 ± 15
30-Nov-13	7	101.3	14 ± 2	135 ± 18
2-Dec-13	2	57.8	7 ± 2	138 ± 18
4-Dec-13	2	67.7	12 ± 1	147 ± 10
12-Dec-13	8	101.8	22 ± 2	155 ± 9
19-Dec-13	5	76.6	14 ± 1	156 ± 14
31-Dec-13	11	22.2	14 ± 2	147 ± 12

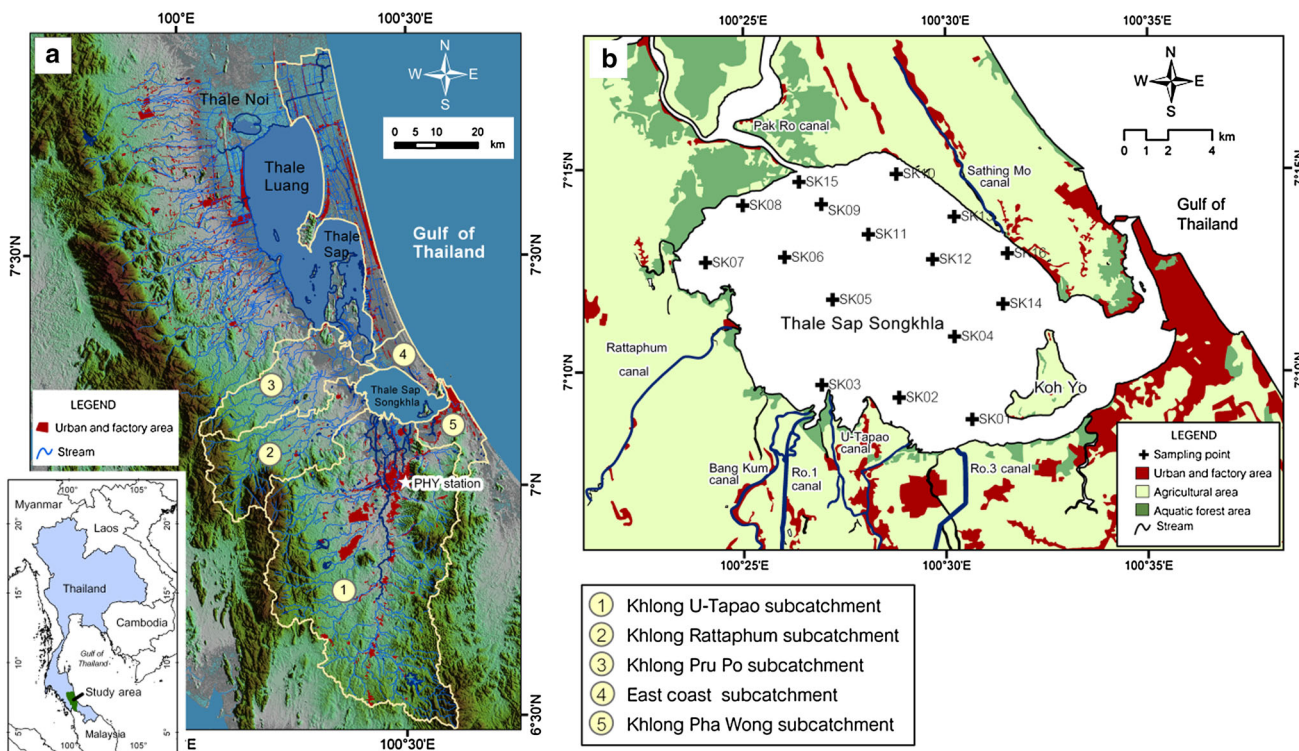


Fig. 1 Location maps of the study area, **a** Thale Sap Songkhla subcatchment, **b** sampling points

watershed through streams and overland flow [e.g.17, 36–38].

Although ^7Be was frequently used in environmental studies, most of those research activities were focused to exploration of soil erosion. Published results concerning ^7Be content in lake and lagoon sediments involving its spatial distribution are not so abundant in scientific literature. The most important goal in this pilot study was to establish range of ^7Be inventory at Songkhla Lagoon, compare it with results of other similar studies and check if

there is some heterogeneity in ^7Be inventory pattern. Moreover, vertical distribution and the maximum penetration depths of ^7Be were determined to estimate recent sedimentation patterns. Comparison of the ^7Be sediment inventories with the running inventory of ^7Be atmospheric deposition measured in the period of 12 months before the time of sample collection of lake-bottom material, can help us to gain rough indication concerning sediment accumulation or resuspension/erosion. As the studied lagoon lake is shallow, the hydrodynamic properties (including runoff,

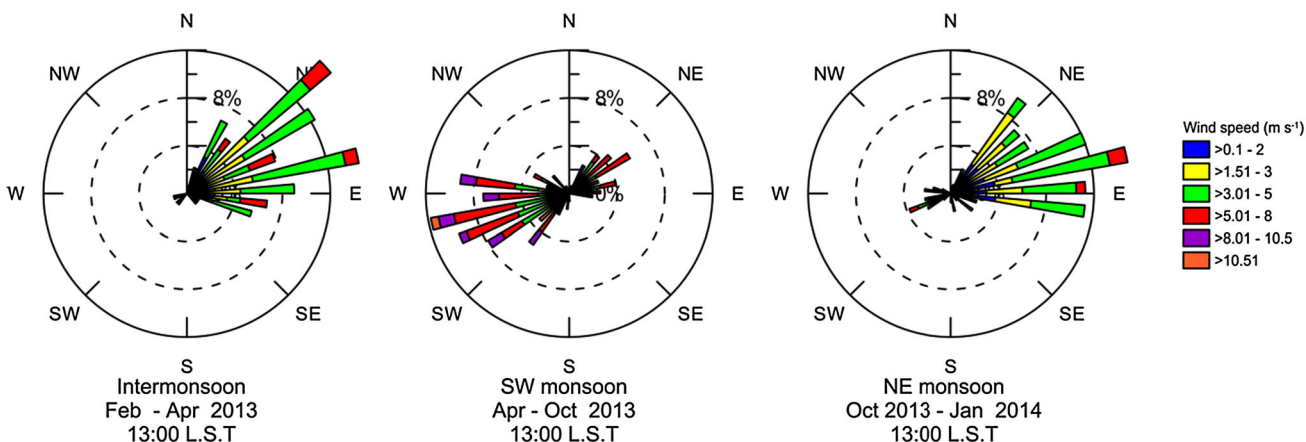


Fig. 2 Wind diagram showing percentage of wind direction at the Songkhla meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located 7°12'14"N 100°36'11"E) during January 2013–January 2014. (data from Thai Meteorological Department)

diurnal variation of tides, and wind waves) probably have significant influence to the sedimentation processes. Obtained results of this pilot study can suggest if ^7Be technique has potential as a tool for assessing of some environmental parameters related to sediment in one very interesting water system—Songkhla lagoon highly influenced by heavy tropical rains, winds and tidal activities.

Experimental

In this study, we assume that the direct deposition of ^7Be is a constant, because the precipitation of ^7Be from the atmosphere is relatively uniform regionally. However, its value can vary by up to an order of magnitude by location, depending on factors such as rainfall and geography [e.g. 17, 23–25, 34, 39]. The principal hypothesis applied in this pilot study is as follows; ^7Be reaches the soil surface and attaches strongly to fine particles [23–25, 33]. The ^7Be and attached soil are then eroded from the watershed and transported to the lake, and the ^7Be inventory is thereby related to the sediment deposition. The highest ^7Be inventory activity corresponds to the greatest sedimentation rates as well as the depth distribution processes. Low ^7Be inventories correspond to the low sedimentation rate or increased effects of erosion and redistribution. However short-living ^7Be can be used to indicate the short-term sedimentation patterns, and the distribution of ^7Be inventory can reveal the sedimentation/erosion in the moment of the sampling.

Study area

The Songkhla lagoon is the largest lagoon in South-East Asia, located in southern Thailand and on the east coast of Malay Peninsula (Fig. 1a). It has a total catchment area of 7460 km² and a total water surface of 1050 km². The Songkhla lagoon consists of four parts: Thale Noi (swamp), Thale Luang (inner part), Thale Sap (middle part) and Thale Sap Songkhla (outer part) as illustrated in Fig. 1a. This study focused on Thale Sap Songkhla, the outer part of the Songkhla lagoon (Fig. 1b.), which is located between latitudes 7°05' and 7°50'N and longitudes 100°05' and 100°37'E. The Thale Sap Songkhla catchment can be further subdivided into five parts. The two parts in the South and South-West side are the Khlong U-Tapao subcatchment (2357 km²) and the Khlong Rattaphum subcatchment (625 km²), while the Khlong Pru Po subcatchment (487 km²) is in the North-West side, and the East coast subcatchment (205 km²), the Khlong Pha Wong subcatchment (137 km²) are located on the East side see Fig. 1a.

The majority of Songkhla lagoon subcatchments, 5660 km², is agricultural areas that consist of rubber plantation (60 %), paddy field (30 %) and others (10 %). There are rain forest, crop area and mangrove forest (ca. 940, 694, and 168 km², respectively). Urban area is 126 km² (1.5 %). There are mainly sandy clay in the Khlong U-Tapao subcatchment, Khlong Rattaphum subcatchment, and silty clay in the east coast subcatchment (data from GEO-informatics center for natural resource and environment and Land development department). The annual runoff of Khlong U-tapao subcatchment and Khlong Rattaphum subcatchment is 1664×10^6 and 249×10^6 m³, respectively. There is the runoff from subcatchments of upper and middle parts of Songkhla lagoon about 1305×10^6 m³ (data from Hydrology and water management center, Royal irrigation department).

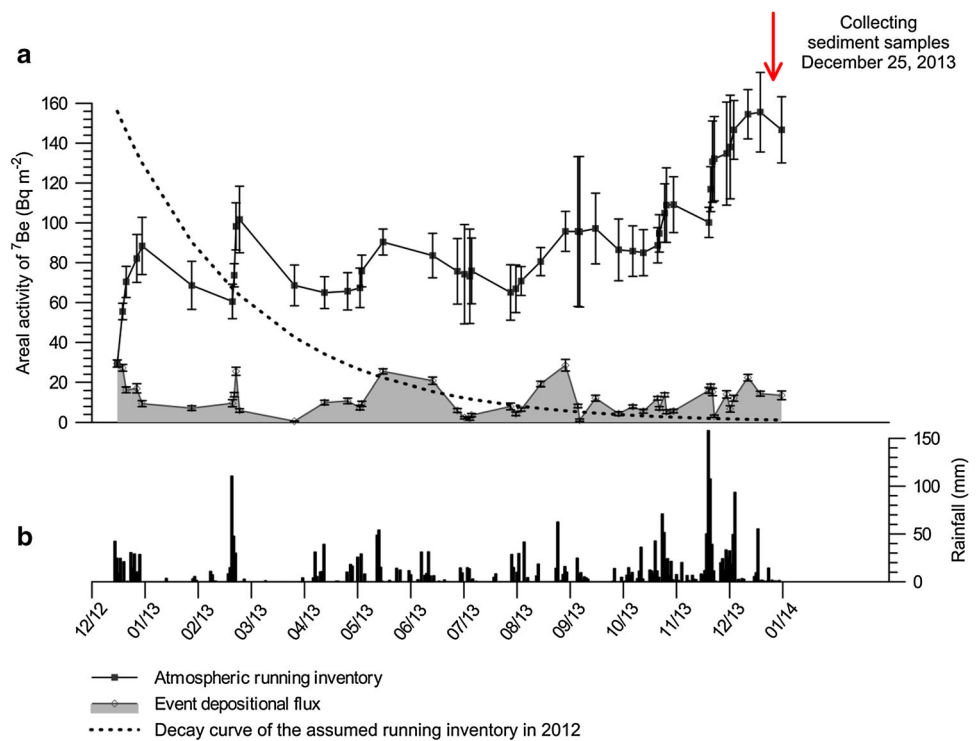
The climate of the Songkhla lagoon is controlled by tropical monsoons, namely the South–West (May–October) and the North–East (October–February) monsoons. There are generally two seasons—the rainy season and the dry season. The rainy season (May–September) is influenced by the South–West monsoon that brings moist and warm air from the Indian Ocean, whereas the North–East monsoon brings moist air from the Gulf of Thailand (October–January). Meteorological data were provided by the Thai Meteorological Department at the Songkhla Meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located 7°12'14"N 100°36'11"E). During the period A.D. 2003–2013, the mean annual rainfall was 2451 mm and rains were frequent in October to December. The mean of total rainfall in these 3 months was 1441 mm. The monsoon system affects the wind speed and direction in the Songkhla lagoon. The wind was predominantly from ENE during the inter-monsoon (February–April), from WSW during the SW monsoon (April–October), and from ENE during the NE monsoon (October–January) as shown in Fig. 2.

Thale Sap Songkhla is a shallow coastal lagoon and has an average depth ca. 2.0 m in the rainy season, and about 1.5 m in the summer season. There is a narrow deep channel (5–12 m depth) near the Songkhla harbor connecting the lagoon with the sea of the Gulf of Thailand, and allowing the tides to propagate into the lagoon. The aquatic environment in the Thale Sap Songkhla is therefore a mixture of seawater and freshwater, and the hydrodynamics of this system are mainly controlled by tides, runoff, winds and waves. The salinity of the lake water has reached about 31 ppt in the dry season, when the saline water is brought into the lagoon by the tidal effects and there is less runoff water from the subcatchments. The salinity reaches zero ppt (freshwater) in the season with heavy rains (October–January) as the rain water drains from the catchments in two main streams; Rattaphum and



Fig. 3 Photographs showing **a** panoramic scenery of the study lake during sediment core sampling and **b** slicing the extruded piece of sediment core 0.5 cm thick using a metal blade in the laboratory

Fig. 4 a Atmospheric deposition flux and running inventory of ^7Be . **b** rainfall at the Kho Hong agrometeorological station (WMO Index: 568301/48571, located 7°N $100^\circ30'\text{E}$) (data from Thai Meteorological Department)



U-Tapao canals, and there is also inflow at the Pak Ro canal from the middle lake [40–42]. The current velocity of water in the inner lake (Thale Luang; Fig. 1a) is quite slow, 0.01–0.10 m/s, whereas strong flows from 0.40 to 0.75 m/s occur at the tidal inlet during the maximum outflow in the low tide or the maximum inflow in the high tide [40, 43].

Rain water samples for estimation of the total inventory flux of ^7Be

In order to estimate the total inventory flux of ^7Be in the study area, the wet and dry deposited samples were

collected by using three polyethelene buckets that is a surface area of 0.13 m^2 . All of the buckets was exposed to atmosphere continuously on the top roof of the Physics building (PHY station) situated ca.15 km away from the study lake, from December, 2012, to December, 2013. The collection procedure for wet deposition, firstly, the large rainwater samples were collected into the tanks after rainfall events. Secondly, the inside of the buckets was rinsed with 1.5 L acidified distilled water by 30 mL 6 N nitric acid, and the rinsing water was combined with the rainwater sample. Finally, 20 L rainwater sample was justified to pH 7 by 2 N NaOH and filtered through MnO_2 -

fiber (5 g) in a 15 cm long and 1.8 cm inner diameter cylinder. During periods without rainfall event, the acidified distilled water was added in the buckets to prevent any loss atmospheric deposited material. The distilled water was processed like rainwater sample. After filtering, the MnO₂-fibers in distilled water medium were measured by a gamma spectrometer with an HPGe detector (GC7020, Canberra Industries, USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA) and coupled to a multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA). The energy resolution was 0.88 keV (FWHM) at 122 keV (⁵⁷Co), and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (⁶⁰Co). The efficiency calibration of the detection system was done with a certified Europium-152 solution (Gammadata Instrument AB, Sweden), at 477.7 keV gamma energy. The counting-time was set to 21600 s for each sample, to provide a reasonably low analytical error (less than 25 % or 1σ). The prominent point in using MnO₂-fibers to absorb the ⁷Be in rain water are (1) quick sample preparation, and (2) comparatively short counting-time in gamma spectrometry relative to other methods.

Sampling of the lake-bottom sediment cores

A total of 16 bottom sediment cores were collected using a hand-operated corer equipped with PVC core tubes (8.5 cm internal diameter, 30 cm length), sampled from Thale Sap Songkhla on December 25, 2013. Figure 3a shows the panoramic scenery of the study lake during the sampling of sediment cores. All the sediment cores were kept vertical and transported to the laboratory, then sliced at 0.5 cm intervals in depth direction, using a hand-held extruder (Fig. 3b). These specimens were dried at 105 °C for 24 h in an electric oven, ground in a ceramic mortar, sieved to <2 mm fraction, weighed, and stored in polyethylene bottles. The ⁷Be activities were measured using gamma spectrometry (as described above). The minimum counting-time for each specimen was set in 40,000 s to get overall uncertainty of ⁷Be concentration (in Bq kg⁻¹) less than 25 % at 1σ. However, for some specimens having low content of ⁷Be, we added to the counting-time up to 100,000 s to provide reasonable analytical error (less than 25 % or 1σ). Gamma ray energy at 477.7 keV was used

Table 2 The ⁷Be areal activity, total inventory in sediment cores and percentage of classified sediment

Cores	⁷ Be activity of penetration layer (Bq m ⁻²)				⁷ Be inventory ^a (Bq m ⁻²)	Expected running inventory ^b (Bq m ⁻²)	Difference ^c (Bq m ⁻²)	Percentage of classified sediment		Zone
	Depth (cm)							Medium to fine sand (0.1–0.3 mm) ^d	Very fine sand to silt and clay (<0.1 mm) ^d	
	0.0–0.5	0.5–1.0	1.0–1.5	1.5–2.0						
SK01	221 ± 80	238 ± 71	156 ± 72		615 ± 135	156 ± 14	+459	41.1	58.9	B
SK02	217 ± 65	105 ± 61	98 ± 58	55 ± 62	420 ± 141	156 ± 14	+264	42.1	57.9	
SK03	49 ± 22	38 ± 17	26 ± 17		114 ± 34	156 ± 14	-42	65.1	34.9	
SK05	164 ± 46	91 ± 45	102 ± 46		358 ± 86	156 ± 14	+202	34.6	65.4	
SK06	174 ± 57				174 ± 57	156 ± 14	+18	28.9	71.1	C
SK07	173 ± 29	111 ± 30			284 ± 30	156 ± 14	+128	16.9	83.1	
SK08	111 ± 23	70 ± 30	56 ± 27	96 ± 33	237 ± 76	156 ± 14	+81	18.5	81.5	
SK09	388 ± 51	174 ± 49	156 ± 49		718 ± 105	156 ± 14	+562	29.3	70.7	A
SK10	239 ± 52	136 ± 50	106 ± 53		482 ± 105	156 ± 14	+326	34.9	65.1	
SK11	201 ± 32	104 ± 28	34 ± 28		340 ± 98	156 ± 14	+184	25.8	74.2	
SK13	225 ± 76	139 ± 69	106 ± 62		470 ± 132	156 ± 14	+314	49.2	50.8	
SK15	219 ± 29	127 ± 18	167 ± 29	74 ± 35	587 ± 51	156 ± 14	+431	66.3	33.7	
SK04	224 ± 69	84 ± 70			308 ± 137	156 ± 14	+152	48.4	51.6	D
SK12	80 ± 57	228 ± 51			307 ± 116	156 ± 14	+151	46.2	53.8	
SK14	184 ± 81				184 ± 81	156 ± 14	+28	24.9	75.1	
SK16	175 ± 69				175 ± 69	156 ± 14	+19	28.8	71.2	
Avg.					370					
S.D.					174					

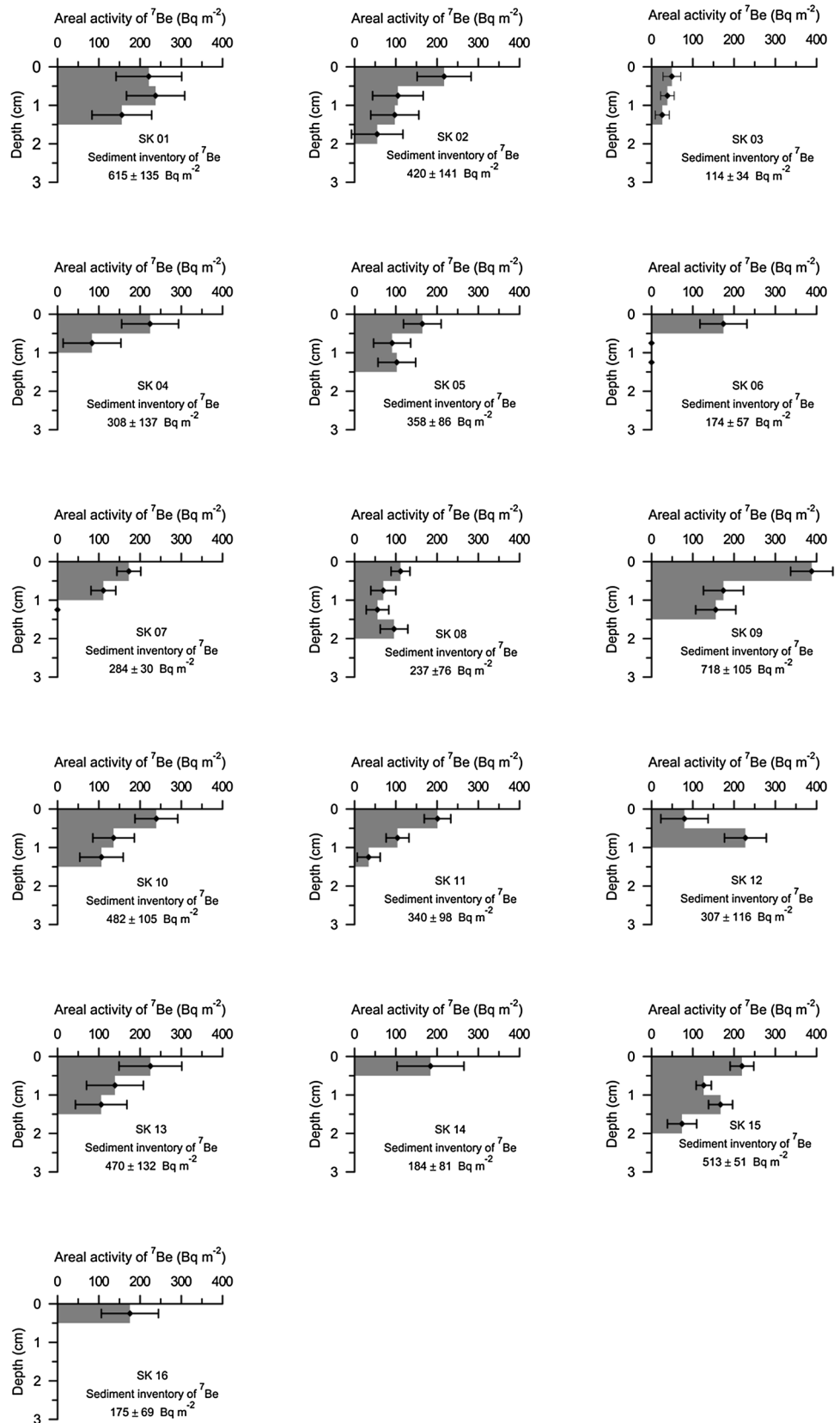
^a The ⁷Be inventory is the summation of ⁷Be activity for all layer in a sediment core

^b The expected running inventory is the atmospheric depositional running inventory at the time of sampling (December 25, 2013)

^c The differences between the ⁷Be inventory and the expected running inventory for each sediment core. Positive values (+) indicate sediment accumulation and negative values (-) indicate sediment erosion. (followed the method in Zhu and Olsen [34])

^d Particle size of sediment classified by sieve analysis

Fig. 5 The vertical profiles of areal activity of ^7Be in lake sediment versus sample depth, the measured sediment inventory of ^7Be in these cores in the outer part of the Songkhla Lagoon



for the ^7Be determination. The IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil-04 sample with certified radionuclide activities was used to calculate the relative efficiency of ^7Be detection at 477.7 keV. The ^7Be activities were corrected for decay from the sampling time on December 25, 2013.

Results and discussion

Atmospheric deposition flux of ^7Be

In this study, due to varying rainfall periods and their frequency, the atmospheric deposition flux of ^7Be was decay-corrected to the collection time of the rainfall sample. The results are shown in Table 1 and Fig. 4a for sampling from December 21, 2012 to December 31, 2013. The minimum, maximum and mean daily depositional fluxes of ^7Be during this period were 0.02 ± 0.01 , 29 ± 3 , and 4.6 Bq m^{-2} , respectively. This result also is comparable to the the daily atmospheric deposition fluxes of ^7Be at Xiamen, China during March 2004 to April 2005 varied between 0.11 and 2.93 Bq m^{-2} that reported by Yi et al. [44]. However, the annual atmospheric deposition flux of ^7Be , 0.52 kBq m^{-2} , is in low range comparing to those reported from Japan during period of 1989–1995 (0.325 – 4.94 kBq m^{-2}) [45, 46]. This is probably because Thailand is located in the magnetic equator zone.

In order to calculate the atmospheric deposition running inventory of ^7Be following Zhu and Olsen [34], all the preceding atmospheric deposition fluxes were decay-corrected to the current time and summed to the present value, shown in Table 1 and Fig. 4a. Running inventory of ^7Be is a result of very non-uniform atmospheric deposition and decay. In our study this quantity will be used as some kind of index showing us inventory of ^7Be which could be expected in the simplest possible case where just deposition and decay (without transport processes) have influence on ^7Be presence. The calculated ^7Be running inventory of $156 \pm 14 \text{ Bq m}^{-2}$ at the time of sediment-core sampling in 2013, on December 25. Because atmospheric ^7Be samples were collected in short period (about 1 year), the estimated ^7Be running inventory from the year 2012 was assumed to equal that of the year 2013 (156 Bq m^{-2}) as shown with exponential decay to less than 2.0 Bq m^{-2} in 6 half-lives of ^7Be (about 321 days; dashed line in Fig. 4a). It can be concluded that the running inventory of ^7Be from the year 2012 had little influence on the expected running inventory of ^7Be at the time of sediment sampling in 2013. Therefore, the expected running inventory of $156 \pm 14 \text{ Bq m}^{-2}$ in the study lake was considered a good estimate (italicized in Table 1).

Considering that half-life of ^7Be is relatively short, time necessary to transport ^7Be from surrounding catchments or

through water column can have influence on ^7Be activity in sediment. There are several factors affecting mixing of water in lagoon: five tributaries from subcatchments, strong wind, tidal activities and currents inside lake, it was reasonable to suppose that in lake can be find region having sedimentation rate and residence time significantly different (in the time scale of ^7Be half-life) than in other parts of lake. Therefore, we can expect that possible differences in timing of sedimentation at different locations of the lake do not significantly influences spatial distribution of ^7Be measured in this study.

^7Be inventories and depth profiles

Obtained results of ^7Be sediment inventories are depicted on Table 2. It can be seen that measured inventories are ranging from 114 ± 34 to $718 \pm 105 \text{ Bq m}^{-2}$. Similar values were obtained by Bai et al. [27]. They have measured ^7Be inventories from 237 ± 73 to $783 \pm 44 \text{ Bq m}^{-2}$ in lake sediments collected at the deepest part of the lake (overlying water depth up to 60 m). In some river estuaries characteristic ^7Be inventories can be significantly higher at locations exposed to intensive deposition ($5460 \pm 54 \text{ Bq m}^{-2}$, as reported by Zhu and Olsen [34]). Minimal value of ^7Be inventory (core SK03) is just 73 % of what would be expected from the running inventory at the time of sampling. This probably indicates a slower rate of net sediment accumulation at this site in this period, but may also reflect some sediment redeposition or erosion, what should be confirmed by further studies. The maximal ^7Be sediment inventory measured at the site SK09 is 4.6 times higher than running inventory.

The depth profiles of ^7Be areal activity in each sediment core are presented in Table 2 and Fig. 5. The maximum depths at which ^7Be activities were still measurable in the cores ranged from 0.5 cm (sites SK06, SK14 and SK16) to 2.0 cm (sites SK02 and SK15). It is comparable with results obtained by Bai et al. [27]. In their study ^7Be was mainly distributed within top of 2 cm of lake-bottom. The maximum of ^7Be depth penetration in another one fresh water lake [47] is between 2 and 3 cm, however there are examples that measurable values of ^7Be activities were obtained in river estuaries at depths of 10 cm [34]. For the topmost sediment layer at 0–0.5 cm depth, the minimum and maximum areal activities of ^7Be were 49 ± 22 and $338 \pm 51 \text{ Bq m}^{-2}$, found at sites SK03 and SK09 respectively.

If we suppose that a continuously and non-perturbed accumulating sediment is governed by two most important processes: its supply via sedimentation and radioactive decay, depth distribution of ^7Be activity should be described by uniformly decreasing exponential function of depth. Depth profiles depicted at Fig. 5 show that sediments at several cores (SK10, SK11, SK13, for example) appears to

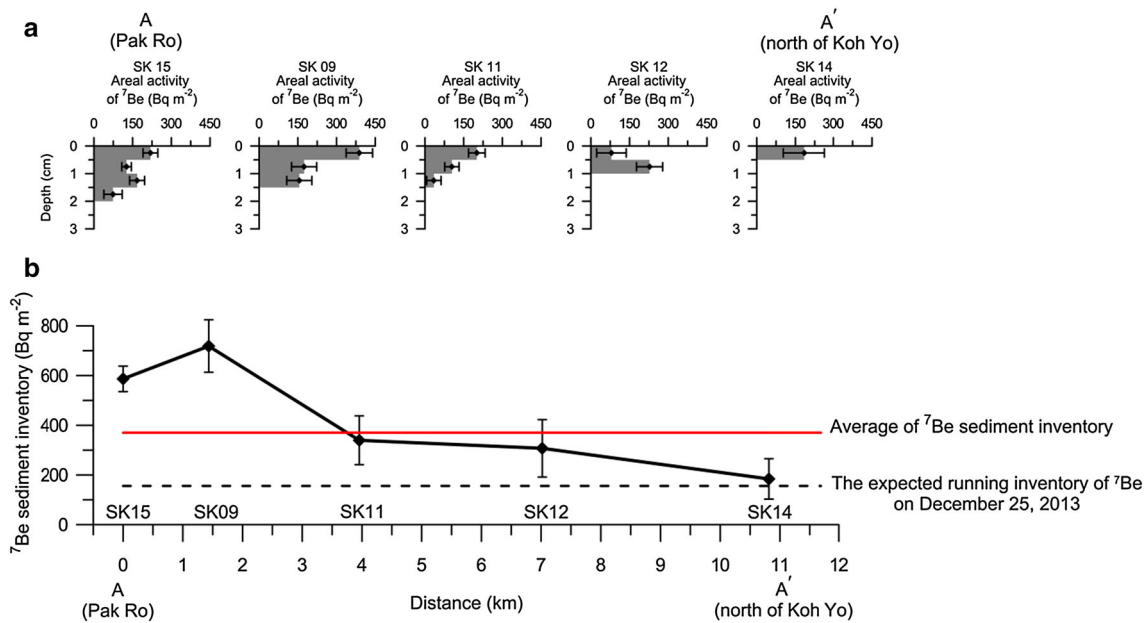


Fig. 6 **a** The vertical profiles of ⁷Be areal activity and **b** The ⁷Be sediment inventory from Pak Ro canal to North of Koh Yo along the line AA'

reflect what would be expected from radioactive decay with continuous sediment deposition without mixing. In some of other location we have reduced thickness of the bottom containing ⁷Be (SK6, SK14). It indicates the locations exposed to erosion or with reduced rate of sedimentation. It is interesting to notice that there are several depth profiles which exhibits a prominent sub-surface peaks (SK12 is one of them) which may reflect some redistribution mechanisms or perhaps some nonuniform deposition of sediment on the lake bottom.

It is interesting to notice that the maximum depth of ⁷Be in SK09 core is less than 2 cm. Moreover, at this core maximal ⁷Be inventory was detected in topmost sediment layer, almost 400 Bq m⁻². Subsurface peak at the depth distribution of ⁷Be in SK15 core indicates that sediment deposition in this area is not stable. Both mentioned locations are close to of Pak Ro channel delta and when heavy rainfall events occurred in subcatchments of the upper and the middle lake, large amounts of sediment were eroded and then redeposited in this area. Chittrakarn et al. [2] reported pretty high mean sediment accumulation rate of 0.57 cm y⁻¹ in this zone, from ¹³⁷Cs measurements. So high ⁷Be inventory and specific depth distribution could be result of hydrodynamic changes in this area. Nonuniform depth distribution and high ⁷Be inventory measured at SK01 core could be explained by similar way. In the area of SK01 core large U-Tapao subcatchments contributes with eroded material from cultivated soil. Moreover, this zone is influenced by the slack tides when the maximum ebb or flood currents occur, with slow flow rates [40, 43, 48].

Considering that tributary channels transport sediment from subcatchment, it should be interesting to compare ⁷Be

inventories and depth distribution patterns along one line which can coincide with some water currents in lake. The depth profiles of ⁷Be areal activity and the sediment inventories along line AA', connecting the sites near Pak Ro canal to the northern tip of Koh Yo island, are shown in Fig. 6a and b, respectively. It can be seen that maximal ⁷Be inventory is observed at core SK09, about 1.5 km far from Pak Ro channel mouth, and the ⁷Be sediment inventories were lower at the sites SK11, SK12 and SK14. The depth profile of ⁷Be areal activity at the site SK11 decreased uniformly, and the ⁷Be sediment inventory was close to average indicating that this area could be a uniform deposition zone with only slight disturbances. The depth profiles of ⁷Be areal activity and ⁷Be sediment inventories at the sites SK12 and SK14 indicate possible erosion, probably caused by strong tidal currents.

The areal pattern of ⁷Be inventory in the outer part of Songkhla Lagoon

We assumed that most of the ⁷Be measured in sediment comes by dry and wet precipitation falling directly on the surface of the lake and from soil particles transported by surface runoffs. We should keep in mind that some amount of ⁷Be dissolved in water, or transported by streams, especially in period of heavy rains, avoid sedimentation, however this process is not analyzed in this work.

In this study, the ⁷Be sediment inventories ranged from 114 ± 34 Bq m⁻² at the site SK03 to 718 ± 105 Bq m⁻² at the site SK09. The spatial distribution of ⁷Be sediment inventory is illustrated with a colored contour map in Fig. 7b. It can be seen that two highest ⁷Be inventory areas

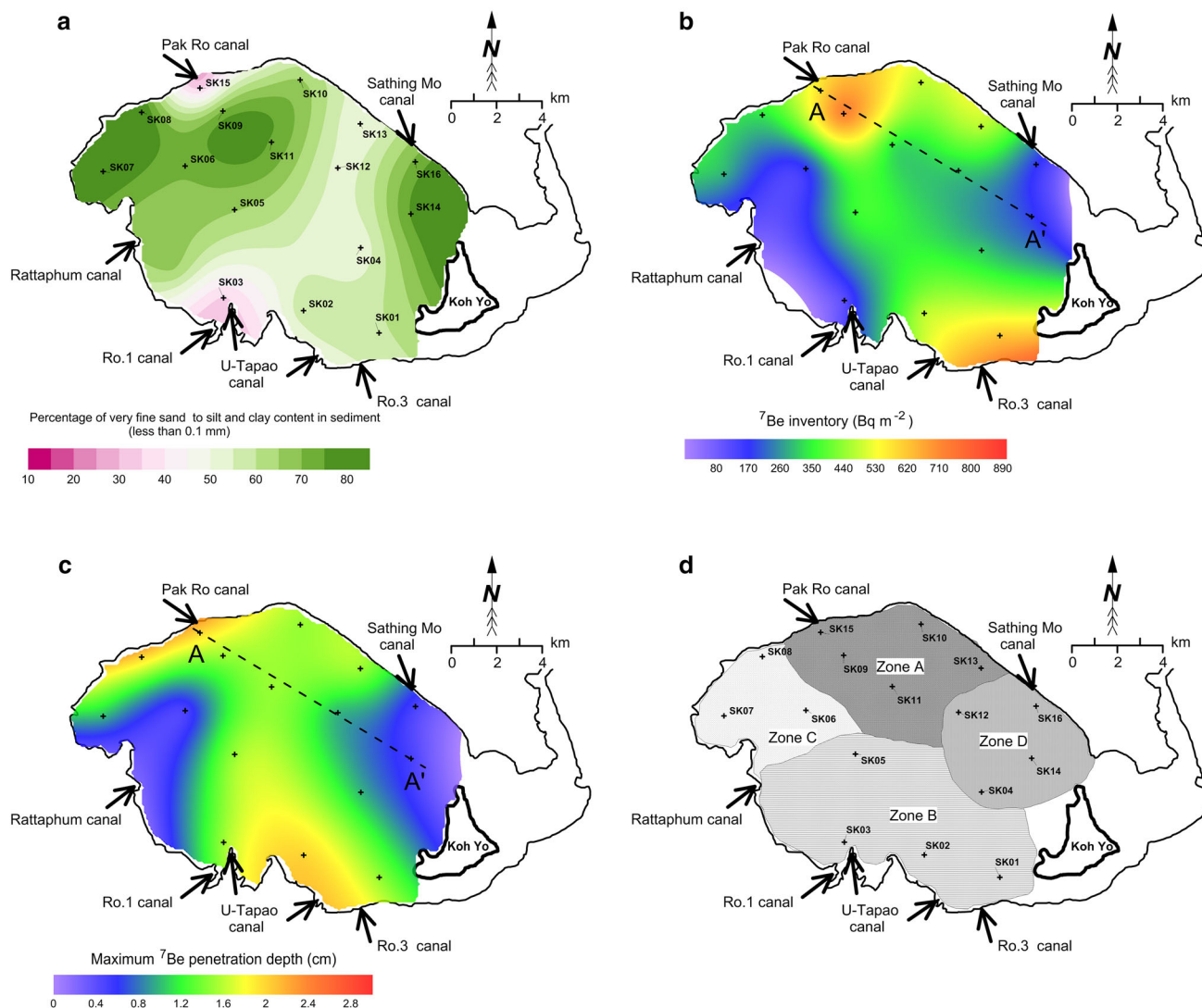


Fig. 7 Shaded color map of **a** percentage of very fine sand to silt and clay content in sediment, **b** ^7Be inventory, **c** maximum penetration depth of ^7Be , and **d** separated zones of sedimentation/erosion pattern

are at the northern part of the lagoon (Pak Ro delta; Zone A) and at the southern part of the lagoon (U-Tapao, Ro-1, Ro-3 deltas; Zone B). The two lowest ^7Be inventory zones are the southwest of the lagoon (Rattaphum delta; zone C) and the northern tip of the Koh Yo island (zone D).

It can be expected that the runoff water or flood carrying eroded sediments from their subcatchment through river or channel tributaries after flow into the lake deposit sediments near the mouth. The location of sedimentation also depends on grain size, affecting distance from the mouth. At the Pak Ro delta area (zone A in Fig. 7d), the main type of sediment is the very fine sand, silt and clay, which is more abundant than medium and fine sand fraction, except at the mouth (SK15) as shown in the Table 2 and Fig. 7a. The ^7Be sediment inventory was high ranging between 340 and 718 Bq m^{-2} . This indicates that the sediment is transported from the middle of Songkhla Lagoon and from

the nearby subcatchment before finally deposited near the mouth of Pak Ro canal. A large portion of the eroded sediments probably comes from the modern rubber and oil-palm plantations, and from cultivated rice fields in the subcatchment of the upper and middle part of Songkhla Lagoon.

In zone B or U-Tapao delta high values of ^7Be inventories (up to 615 Bq m^{-2}) were observed. High values of ^7Be deposition can be explained by the fact that U-Tapao subcatchment is the largest area of 2,357 km^2 . The eroded sediment from U-Tapao subbasin was transported to this area by the Ro-1 and Ro-3 canals that were constructed to bypass the overflow, and to protect Hat Yai city against flooding in the rainy season.

Although, the very small sediment fraction (very fine sand, silt and clay) in Zone C were found more abundant than larger sizes, but the inventory of ^7Be was low,

indicating small ^7Be input in the lagoon zone C, matching the smaller size of Khlong Ratthapum sub-catchment (625 km²) than the much bigger U-Tapao sub-catchment (2357 km²).

In zone D, the very small size particles fraction was found more abundant than the larger sizes particles (in the Table 2 and Fig. 7a). The sediment inventories of ^7Be for the sites SK04, SK12, SK14 and SK16 were below those of zones A and B, and were comparable to the atmospheric running inventory. Moreover, the depth of ^7Be penetration in sediment cores in zone D is significantly lower than in other parts of lagoon. This fact can indicate effects of erosion because this zone is strongly influenced by the tidal currents and wind waves coming from the Gulf of Thailand. Effects of increasing salinity upon ^7Be desorption [26] should be tested in this zone in some further research.

Conclusions

The most important objective of this study was to use ^7Be as a tracer to examine recent accumulation pattern in the outer part of Songkhla Lagoon. In this study inventories as well as depth distributions of ^7Be in soil samples taken in Songkhla Lagoon were measured. These measurements indicate sediment accumulation zones at the Pak Ro zone and the U-Tapao zone, while the northern tip of Koh Yo is probably an erosion zone. Obtained results of ^7Be inventories are spread in the relative large region, from 114 to 718 Bq m⁻². Variations in the ^7Be inventories in sediment cores collected in the Songkhla Lagoon indicate a high degree of spatial heterogeneity in sediment accumulation patterns. These results suggest that ^7Be can serve as a useful tool for quantifying short-term changes in sediment dynamics.

The depth distributions of ^7Be in cores from Songkhla Lagoon showed that ^7Be was present only in the top 2 cm or less. The vertical profile of ^7Be in the sediment cores indicating continuous sediment deposition without mixing (exponential uniformly decreasing) was observed at just a few locations. At other sampling sites vertical distributions of ^7Be inventories were not uniform or maximal penetration depth was less than 2 cm. This fact indicates high dynamic and changes in sedimentation process, probably caused by hydrodynamical properties of lagoon water system.

Our measurements indicate that the phenomena in this area are complicated, and a good understanding of the hydrodynamic systems in this lagoon would require further studies. Obtained results are very encouraging and complete understanding of sedimentation can be gained after repeated measurements and comparison of measured short-

term changes in the ^7Be sediment inventories and depth profiles with respect to characteristic seasonal and hydrological conditions in this area.

Acknowledgments This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank the Prince of Songkla University Graduate Studies Grant. We thank Associate Professor Seppo Karrila, Faculty of Science and Industrial Technology, Prince of Songkla University and the Research and Development Office of the Prince of Songkla University, for English proof reading service. The Thai Meteorological Department is acknowledged for providing the meteorological data at the Songkhla station.

References

- Bhongsuwan T, Bhongsuwan D (2002) Concentration of heavy metals Mn, Fe, Ni, Pb, Cr and Cd in bottom sediments of the Outer Songkhla Lake deposited between the year B.E. 2520–2538. *Songklanakarinn. J Sci Technol* 24(1):89–106
- Chittrakarn T, Pornpinatepong S, Bhongsuwan T, Nuannil P (1998) Mathematical model study for determination of sedimentation rate in Thale Sap Songkhla, Final report; Dept. of Physics, Prince of Songkla University, Songkhla
- Gyawali S, Techato K, Yuangyai C, Musikavong C (2013) Assessment of relationship between land uses of riparian zone and water quality of river for sustainable development of river basin, A case study of U-Tapao river basin, Thailand. *Procedia Environ Sci* 17:291–297
- Ladachart R, Suthirat C, Hisada K-I, Charusiri P (2011) Distribution of heavy metals in core sediments from the Middle part of Songkhla Lake, Southern Thailand. *J Appl Sci* 11(17):3117–3129
- Pornpinatepong K, Kiripat S, Treewanchai S, Chongwilaikasaem S, Pornsawang C, Chantarasap P, Chandee C, Jantrakul P (2010) Pollution control and sustainable fisheries management in Songkhla Lake. Report No 2010-RR5, Dept. of Economics, Prince of Songkla University, Songkhla
- Pradit S, Wattayakorn G, Angsupanich S, Baeyens W, Leermakers M (2010) Distribution of trace elements in sediments and biota of Songkhla Lake, Southern Thailand. *Water Air Soil Poll* 206:155–174
- Pradit S, Pattarathomrong MS, Panutrakul S (2013) Arsenic Cadmium and Lead concentrations in sediment and biota from Songkhla Lake: a review. *Procedia Soc Behav Sci* 91:573–580
- Sirinawin W, Turner DR, Westerlund S, Kanatharana P (1998) Trace metals study in the Outer Songkhla Lake, Thale Sap Songkhla, a southern Thai estuary. *Mar Chem* 62:175–183
- Sirinawin W, Sompongchaiyakul P (2005) Nondetriral and total metal distribution in core sediments from the U-Tapao canal, Songkhla, Thailand. *Mar Chem* 94:5–16
- Tanavud C, Yongchalermchai C, Bennui A, Densrisereekul O (2001) The expansion of inland shrimp farming and its environmental impacts in Songkhla Lake Basin. *Kasetsart J (Nat Sci.)* 35:326–343
- Angsupanich S, Kuwabara R (1999) Distribution of macrobenthic fauna in Phawong and U-Taphao canals flowing into a lagoonal lake, Songkhla, Thailand. *Lakes Reserv Res Manage* 4:1–13
- Chevakidagarn P (2006) Operational problems of wastewater treatment plants in Thailand and case study: wastewater pollution

- problems in Songkhla Lake Basin. *Songklanakarin J Sci Technol* 28(3):633–639
13. Maneepong S (1996) Distribution of heavy metals in sediments from outer part of Songkhla Lagoon, southern Thailand. *Songklanakarin J Sci Technol* 18(1):87–97
 14. Maneepong S, Angsupanich S (1999) Concentrations of arsenic and heavy metals in sediments and aquatic fauna from the outer part of Songkhla Lagoon, Phawong and U-Taphao canals. *Songklanakarin J Sci Technol* 21(1):111–121
 15. Environmental Protection Agency (2000) National Water Quality Inventory. Report No EPA-841-R-02-001, EPA Office of Water, Washington, DC
 16. Donohue I, Molinos JG (2009) Impacts of increased sediment loads on the ecology of lake. *Biol Rev* 84:517–531
 17. Walling D E (2004) Using environmental radionuclides to trace sediment mobilisation and delivery in river basins as an aid to catchment management. *Proceeding Ninth International Symposium on River Sediment*. October 18–21, Yichang, China 121–135
 18. Zapata F, Garcia-Agudo E, Ritchie JC, Appleby PG (2002) Introduction. In: Zapata F (ed) *Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides*. Kluwer Acad, Dordrecht
 19. Uğur A, Saç MM, Yener G, Altınbaş Ü, Kurucu Y, Bolca M, Özden B (2004) Vertical distribution of the natural and artificial radionuclides in various soil profiles to investigate soil erosion. *J Radioanal Nucl Chem* 259(2):265–270
 20. Blake WH, Walling DE, He Q (1999) Fallout beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations. *Appl Radiat Isotopes* 51:599–605
 21. Blake WH, Walling DE, He Q (2002) Using cosmogenic beryllium-7 as a tracer in sediment budget investigations. *Geogr Ann* 84A(2):89–102
 22. Mabit L, Benmansour M, Walling DE (2008) Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^7Be for assessing soil erosion and sedimentation. *J Environ Radioact* 99:1799–1807
 23. Schuller P, Iroumé A, Walling DE, Mancilla HB, Castillo A, Trumper RE (2006) Use of beryllium-7 to document soil redistribution following forest harvest operations. *J Environ Qual* 35:1756–1763
 24. Schuller P, Walling DE, Iroumé A, Castillo A (2010) Use of ^7Be to study the effectiveness of woody trash barriers in reducing sediment delivery to streams after forest clearcutting. *Soil Tillage Res* 110:143–153
 25. Sepulveda A, Schuller P, Walling DE, Castillo A (2008) Use of ^7Be to document soil erosion associated with a short period of extreme rainfall. *J Environ Radioact* 99:35–49
 26. Taylor A, Blake WH, Smith HG, Mabit L, Keith-Roach MJ (2013) Assumptions and challenges in the use of fallout ^7Be as a soil and sediment tracer in river basins. *Earth Sci Rev* 126:85–95
 27. Bai ZG, Wan GJ, Huang RG, Liu TS (2002) A comparison on the accumulation characteristics of ^7Be and ^{137}Cs in lake sediments and surface soils in western Yunnan and central Guizhou, China. *Catena* 49:253–270
 28. Belmaker R, Stein M, Beer J, Christl M, Fink D, Lazar B (2014) Beryllium isotopes as tracers of Lake Lisan (last Glacial Dead Sea) hydrology and the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth Planet Sci Lett* 400:233–242
 29. Ciffroy P, Reyss J-L, Siclet F (2003) Determination of the residence time of suspended particles in the turbidity maximum of the Loire estuary by ^7Be analysis. *Estuar Coast Shelf Sci* 57:553–568
 30. Feng H, Cochran JK, Hirschberg DJ (1999) ^{234}Th and ^7Be as tracers for the transport and dynamics of suspended particles in a partially mixed estuary. *Geochim Cosmochim Acta* 63(17):2487–2505
 31. Matisoff G, Wilson CG, Whiting PJ (2005) The $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ratio as an indicator of suspended sediment age or fraction new sediment in suspension. *Earth Surf Process Landforms* 30:1191–1201
 32. Palinkas CM, Nittrouer CA, Wheatcroft RA, Langone L (2005) The use of ^7Be to identify event and seasonal sedimentation near the Po River delta, Adriatic Sea. *Mar Geol* 222–223:95–112
 33. Schmidt S, Jouanneau J-M, Weber O, Lecroart P, Radakovitch O, Gilbert F, Jézéquel D (2007) Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France): from seasonal to century time scales. *Estuar Coast Shelf Sci* 72:534–542
 34. Zhu J, Olsen CR (2009) Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in the Neponset River estuary, Massachusetts, USA. *J Environ Radioact* 100:192–197
 35. Papastefanou C, Ioannidou A (1995) Aerodynamic size association of ^7Be in ambient aerosols. *J Environ Radioact* 26:273–282
 36. Appleby P G (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last W. M., Smol, J. P. (Eds.). *Tracking environmental change using lake sediments*. Volume 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
 37. Jweda J, Baskaran M, Hees EV, Schweitzer L (2008) Short-lived radionuclides (^7Be and ^{210}Pb) as tracers of particle dynamics in a river system in southeast Michigan. *Limnol Oceanogr* 53(5):1934–1944
 38. Matsunaga T, Amano H, Ueno T, Yanase N, Kobayashi Y (1995) The role of suspended particles in the discharge of ^{210}Pb and ^7Be within the Kuji River watershed, Japan. *J Environ Radioact* 26:3–17
 39. Steinmann P, Billen T, Loizeau J-L, Dominik J (1999) ^7Be as a tracer to study mechanisms and rates of metal scavenging from lake surface waters. *Geochim Cosmochim Acta* 63(11/12):1621–1633
 40. Ganasut J, Weesakul S, Vongvisessomjai S (2005) Hydrodynamic modeling Thailand Lagoon, Thailand. *ThammasatInt J Sci Technol* 10(1):32–46
 41. Phasook S, Sojisuporn P (2005) Numerical model application on water circulation and salt dispersion in the Songkhla Lake Basin. *J Sci Res (Sect T)* 4(2):111–130
 42. Pornpinatepong S (2005) Salt transport in Songkhla Lake. *Songklanakarin J Sci Technol* 27(4):889–900
 43. Pornpinatepong S, Tanaka H, Takasaki M (2006) Application of 2-D vertically averaged boundary-fitted coordinate model of tidal circulation in Thale Sap Songkhla. Thailand. *Walailak J Sci Technol* 3(1):105–118
 44. Yi Y, Zhou P, Liu G (2007) Atmospheric deposition fluxes of ^7Be , ^{210}Pb and ^{210}Po at Xiamen, China. *J Radioanal Nucl Chem* 273(1):157–162
 45. Narazaki Y, Fujitaka K, Igarashi S, Ishikawa Y, Fujinami N (2003) Seasonal variation of ^7Be deposition in Japan. *J Radioanal Nucl Chem* 256(3):489–496
 46. Akata N, Kawabata H, Hasegawa H, Sato T, Chikuchi Y, Kondo K, Hisamatsu S, Inaba J (2008) Total deposition velocities and scavenging ratios of ^7Be and ^{210}Pb at Rokkasho, Japan. *J Radioanal Nucl Chem* 277(2):347–355
 47. Krishnaswami S, Benninger LK, Aller RC, Von Damm KL (1980) Atmospherically-derived radionuclides as tracers of sediment mixing and accumulation in near-shore marine and lake sediments: evidence from ^7Be , ^{210}Pb and $^{239,240}\text{Pu}$. *Earth planet Sci Lett* 47:307–318
 48. Primo de Siqueira B V (2011) Climate change impacts on mixing and circulation at Songkhla Lagoon, Thailand. M.S. Thesis, Delft University of Technology

The ^7Be profiles in the undisturbed soil used for reference site to estimate the soil erosion

This content has been downloaded from IOPscience. Please scroll down to see the full text.

2017 J. Phys.: Conf. Ser. 860 012009

(<http://iopscience.iop.org/1742-6596/860/1/012009>)

View [the table of contents for this issue](#), or go to the [journal homepage](#) for more

Download details:

IP Address: 202.12.73.1

This content was downloaded on 20/06/2017 at 02:43

Please note that [terms and conditions apply](#).

You may also be interested in:

[Remote sensing monitoring on soil erosion based on LUCC in Beijing mountain areas](#)

Chen Gaiying

[Interrill soil erosion on flysch soil under different types of land use in Slovenian Istria](#)

M Zorn and S Petan

[Lithium abundances in AGB stars and a new estimate for the \$^7\text{Be}\$ life-time](#)

S Palmerini, M Busso, S Simonucci et al.

[A thermocouple rod designed for the measurement of subsurface temperatures](#)

F G Hannell and C B Hannell

[Soil Archives: supporting Research into Soil Changes](#)

Linda Karssies and Peter Wilson

[Elastic scattering and transfer reactions for the system \$^7\text{Be} + ^{58}\text{Ni}\$ at Coulomb barrier energies](#)

M Mazzocco, D Torresi, L Acosta et al.

[Review and Future Research Directions about Major Monitoring Method of Soil Erosion](#)

Yue LI, Xiaoyong Bai, Yichao Tian et al.

[Soil erosion and its correlation with vegetation cover: An assesment using multispectral imagery and pixel-based geographic information system in Gesing Sub-Watershed, Central Java, Indonesia](#)

Diwyacitta Dirda Gupita and B S Sigit Heru Murti

[An electromagnetic deflector](#)

Denis Taylor

The ^7Be profiles in the undisturbed soil used for reference site to estimate the soil erosion

S Raksawong¹, M Krmar², T Bhongsuwan^{1,3}

¹ Nuclear Physics Research Laboratory and Geophysics Research Center, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Thailand

² Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad, 21000, Serbia

³ Corresponding author e-mail: tripop.b@psu.ac.th

Abstract. The cosmogenic radionuclide ^7Be is increasingly used to obtain information on event-related soil erosion rates within agricultural landscapes. In this study, we select two undisturbed and flat areas to calculate the reference inventory and relaxation mass depth by using ^7Be technique to document short-term erosion. Our results showed that the depth distribution of ^7Be in undisturbed soil profiles was 1.0 cm in sites S02 and S03; the initial activities were 31.6 and 38.8 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, respectively. The relaxation mass depths were 5.4 and 7.2 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and the measured reference ^7Be inventories were 71 and 110 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ for sites S02 and S03, respectively. The difference values of the relaxation mass depth and the reference inventory of both sites implied that for determining a short term soil erosion using ^7Be , the reference site was suggested to be selected as close as possible to the study site.

1. Introduction

Some agricultural practices such as burning of stubble and crop residues after harvest and subsequent ploughing and disc harrowing for seed bed preparation leave large areas of bare soil have increased the soil erosion problem that relating to the reduction in soil productivity and to the off-site effects of eroded sediments such as transportation of the sediment-associated nutrients and contaminants (e.g. agricultural pesticides) through terrestrial and aquatic ecosystems [1-3]. Therefore, the reliable information on rates of soil loss is important for an improved understanding of sediment transfer and storage in catchments and river basins to provide a basis for sustainable soil management. The environmental radionuclides ^{137}Cs ($T_{1/2} = 30$ years) and unsupported ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22$ years) are widely used to document rates of soil redistribution on agricultural land, but both these radionuclides have provided the retrospective estimates in the medium-term (i.e. ca. 50 years for ^{137}Cs and up to 100 years for unsupported ^{210}Pb). The obtained values from both radionuclides are the average rates taking account of inter-annual variability in the magnitude and frequency of erosional events. If the magnitudes of soil loss associated with individual events or periods characterized by specific land use conditions are required, the short-lived radionuclide ^7Be is used to calculate the soil erosion rates. This paper reports a preliminary investigation of undisturbed and flat areas aimed at exploring the potential for using ^7Be measurements as the reference inventory and relaxation mass depth to document the short-term events of soil erosion.



2. Methodology

2.1 Background and initial depth distribution of the beryllium-7 in the soil

^7Be is produced by cosmic-rays spallation reactions in the atmosphere. These reactions occur primarily in the stratosphere and upper troposphere, where charged particles (alpha particles, electrons and protons) induce nuclear reactions with oxygen and nitrogen atoms. The ^7Be attaches to airborne particles and its deposition is continuously delivered to the earth's surface by wet and dry fallout [2, 4-6]. Although it is quickly sequestered to the Be^{2+} ion by slightly acid rainfall, its ion is rapidly and strongly fixed onto the clay minerals in the soil [2, 7]. Therefore, cosmogenic ^7Be has been widely used as a tracer to document both the magnitudes and the spatial patterns associated with short-term or event based soil redistribution on agricultural land [1-2, 8]. The ^7Be technique is, principally, based on the comparison of ^7Be inventory ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$) between sampling sites and reference site. The reference site is selected from undisturbed area located near sampling sites. The ^7Be inventory for sampling site is depleted relative to the reference inventory that can be referred to occurring erosive processes, whereas areas of deposition can be located by increased inventories [1-2, 8].

There are three key assumptions for using ^7Be measurements to estimate both the soil erosion and sedimentation rates [1-2, 8]. The deposition of ^7Be fallout from atmosphere to the ground surface is, first, spatially uniform. Secondly, preexisting ^7Be in the surface soil in study area is uniformly distributed across the area. Finally, the ^7Be deposited during event is rapidly and strongly absorbed in couple centimeters of surface soil and can be mobilized by erosion. From these assumptions, it can be assumed that the initial vertical distribution of the ^7Be activity $C(x)$, ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$) within the soil will be characterized by an exponential decrease with mass depth x , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ [1-2]. The sample model to estimate the soil erosion and sedimentation rates is described below,

$$C(x) = C(0)\exp(-x/h_o) \quad (1)$$

where $C(0)$ is the initial activity of the surface soil (at $x = 0$) and h_o , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, is the relaxation mass depth.

The reference inventory of ^7Be , A_{ref} , $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$, is defined as the initial total areal activity at an uneroded stable site or reference site in the study area:

$$A_{ref} = A(0) = \int_0^{\infty} C(x)dx = h_o C(0) \quad (2)$$

The areal activity of ^7Be below depth x , $A(x)$, $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$, for the initial distribution is therefore:

$$A(x) = \int_x^{\infty} C(x)dx = A_{ref} \exp(-x/h_o) \quad (3)$$

The relaxation mass depth describes the shape of the initial depth distribution of both the activity as shown in Eq. (1) and areal activity as shown in Eq. (3) in the soil.

By measuring the activity of ^7Be , C , in different depth increments of soil collected from the reference site and establishing the mass depth of each depth increment, the values of $A(x)$ for corresponding mass depths x down the reference profile can be calculated. Logarithmically transforming Eq. (3), h_o and the reference inventory A_{ref} can be deduced from a linear regression between $\ln[A(x)]$ and x .

2.2 Study site

Atmospheric deposition fluxes of ^7Be in the study areas, the fallout samples during December, 2012 to December, 2013 for periods from 1 to 31 days depending on the frequency of rain were collected at the top roof of the Physics building called S01 site ($7^{\circ}00'24.6''$ N, $100^{\circ}29'57.8''$ E) where is the

control site to estimate the running inventory of ^7Be . Two sampling sites for rain water samples were at selected reference sites $7^{\circ}00'30.9''$ N, $100^{\circ}30'22.0''$ E (S02) and $6^{\circ}59'32.1''$ N, $100^{\circ}33'04.8''$ E (S03). Meteorological data were provided by the Thai Meteorological Department at the Songkhla Meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located at $7^{\circ}12'14''$ N, $100^{\circ}36'11''$ E). Rain water samples were collected after rainfall event. The water sample was filtered through the MnO_2 -fiber (5 g) which was in the cylinder of 15 cm long and 1.8 cm inner diameter.

The climate of the Songkhla province, Thailand is controlled by tropical monsoons that consist of the southwest (May – October) and northeast (October – February) monsoons. There are generally two seasons – the rainy season and dry season. The rainy season is influenced by the southwest monsoon (May – September) that brought the moist and warm air from the Indian Ocean whereas the northeast monsoon (October – January), brought the moist air from the Gulf of Thailand.



Figure. 1 Photographs showing **a)** soil core sampling; **b)** cutting the cover grasses

Soil samples were collected from two selected reference sites S02 and S03 in the U-Tapao subcatchment, Songkhla province, Southern Thailand. Using a hand-operated corer equipped with the PVC pipe (8.5 cm internal diameter, 20 cm length), 8 soil cores were collected from two selected reference sites S02 and S03 on January 10, 2014. Figure. 1 shows the soil core sampling and cutting the cover grasses. All the soil cores were kept vertically and returned to the laboratory, and then sliced at 0.5 cm intervals through its depth using the hand-held extruder. All the cut samples were dried at 105°C for 24 hours by electric oven, grinded by ceramic mortar, sieved to < 2 mm fraction, homogenized, weighed and put into a polyethylene bottle.

2.3 Measurement and analyze method

Beryllium-7 activity concentrations in fallout (wet and dry) samples, soil samples and grass were determined by measuring its gamma line at 477.6 keV. The gamma-ray measurements were performed using gamma spectrometer with an HPGe detector (GC7020, Canberra Industries, USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA). Data were accumulated in a multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA) based on a personal computer. The energy resolution was 0.88 keV (FWHM) at 122 keV (^{57}Co), and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (^{60}Co). The minimum counting-time for each sample was set in 40,000s. For samples having an analytical error more than 1σ , the counting-time will be added until 100,000s to provide reasonable analytical error (less than 25% or 1σ). The spectrum analysis was performed by the commercial software Genie 2000 (Canberra, USA). The absolute efficiency curve of detector used in this work was fitted from activity concentrations of discrete gamma-ray lines in the IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil-04 sample with certified radionuclide activities, and it was used to calculate the relative efficiency of ^7Be at 477.7 keV. The ^7Be activities were corrected for decay to the sampling time on January 10, 2014.

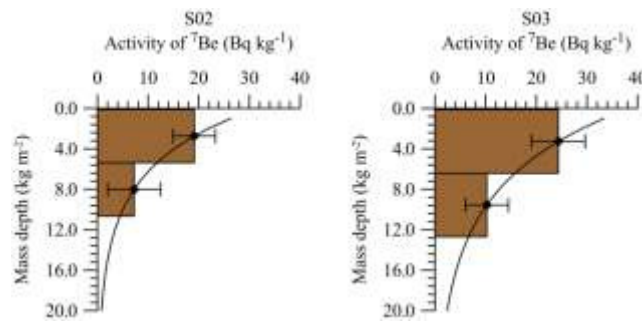


Figure 2. The depth distribution of ^7Be in the soil profiles within the selected reference sites.

3. Results and Discussions

The results reported in this paper were obtained from the selected reference sites (S02 and S03) where located in the undisturbed, non-tilled areas at the U-Tapao subcatchment, Songkhla province, Southern Thailand. Our results show that the depth distribution of ^7Be in undisturbed soil profiles is 1.0 cm in both sites (S02 and S03), the initial activities are 31.6 and 38.8 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ for S02 and S03 sites, respectively. The ^7Be activities for both locations declined exponentially with mass depth as shown in Figure 2. Following from Eq.(1), the relaxation mass depths were, therefore, calculated from linear regression between $\ln[C(x)]$ and x . These obtained results are 5.4 and 7.2 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for S02 and S03 sites, respectively.

The measured reference inventories of ^7Be in soil profiles are 71 and 110 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ for S02 and S03 sites, respectively. The calculated reference inventories from Eq. (2) are 170 and 279 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ for sites S02 and S03, respectively. Both important parameters, relaxation mass depth and reference inventory, can be used to estimate the magnitudes of soil loss or deposition. The soil mass eroded per unit area, R , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, or soil erosion rate as provided from Blake et al. [1] can be calculated by using both values as:

$$R = h_o \ln[A_{ref} / A] \quad (4)$$

Moreover, the magnitude of deposited sediment rate, R' , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, can be calculated by:

$$R' = (A' - A_{ref}) / C_d \quad (5)$$

when A' , $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$, is the areal activity of ^7Be at a sampling point located in sediment deposition zone, C_d is the mean ^7Be activity of deposited sediment that can be estimate by

$$C_d = \int_S C_e R dS / \int_S R dS \quad (6)$$

when C_e , $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, is the weighted mean ^7Be activity of mobilized sediment from eroding area S , m^{-2} , which can be:

$$C_e = (A_{ref} - A) / R = A_{ref} [1 - \exp(-R / h_o)] / R \quad (7)$$

From procedure outlined above, the h_o and A_{ref} are crucial important for calculating the magnitudes of soil erosion and deposition rates at sampling points for study area. The relaxation mass depths and ^7Be inventories in the soil obtained from selected reference sites are different because the atmospheric depositional fluxes of ^7Be are controlled by several factors depending on location, precipitation, the cover crops etc. Lohaiza et al. reported the monthly relaxation mass depths and inventory of ^7Be from one reference site changing with season, the maximum value in heavy rain period and low value in dry period [7]. Moreover, the relaxation mass depths in some locations where selected reference site are significantly higher than that in others. Therefore, the running atmospheric deposition flux of ^7Be and the ^7Be activity in the covered grasses were used to compare with the inventory in soil for the reference study site.

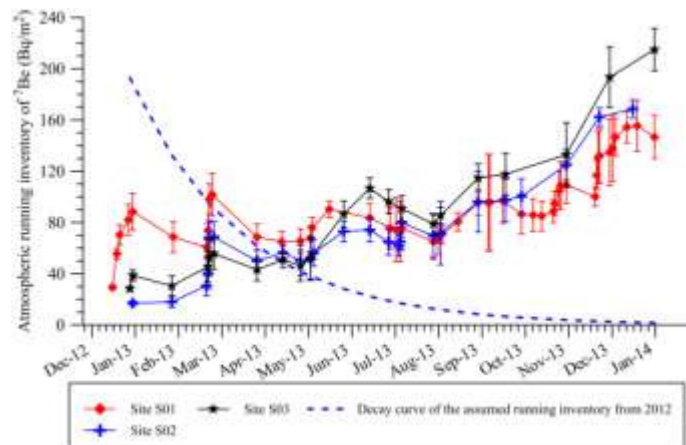


Figure 3. Atmospheric running inventory of ^7Be collected from S01, S02 and S03 sites.

In this study, the atmospheric depositional fluxes of ^7Be have been decay-corrected to the collecting time of rainfall sample, and the results are shown in Figure 3. In order to calculate the atmospheric deposition running inventory of ^7Be following Zhu and Olsen [9], the calculated running inventory values range 29 ± 1 to $156 \pm 14 \text{ Bq.m}^{-2}$, with an average value of 92.2 Bq.m^{-2} for site S01, 2.0 ± 0.5 to $96 \pm 12 \text{ Bq.m}^{-2}$, with an average value of 19.6 Bq.m^{-2} for site S02, and 2.9 ± 1 to $103 \pm 15 \text{ Bq.m}^{-2}$, with an average value of 27.1 Bq.m^{-2} for S03. The estimated ^7Be running inventories at the time of sediment sampling are $156 \pm 20 \text{ Bq.m}^{-2}$, $169 \pm 7 \text{ Bq.m}^{-2}$ and $215 \pm 17 \text{ Bq.m}^{-2}$ for S01, S02 and S03, respectively. Atmospheric running inventories for the selected reference sites S02 and S03 are shown in the Table 1 and Figure 4.

Table 1. ^7Be inventories in soil cores, areal activities in cover grasses and atmospheric running inventories which were corrected to the soil sampling time on January 10, 2014.

Type/Location	S02	S03
Measured sediment inventory (Bq.m^{-2})	71 ± 18	110 ± 26
Areal activity in grasses (Bq.m^{-2})	112 ± 9	108 ± 9
Atmospheric running inventory (Bq.m^{-2})	169 ± 7	215 ± 17

The measured ^7Be inventories in soil cores of 71 ± 18 and $110 \pm 26 \text{ Bq.m}^{-2}$ were stacked with the areal activities in cover grasses of 112 ± 9 and $108 \pm 9 \text{ Bq.m}^{-2}$ for the selected reference sites S02 and S03, respectively. The atmospheric running inventories are similar to the stacked activities between the areal activities in cover grasses and the measured ^7Be inventories in soil cores for both sites S02 and S03 as shown in Figure 4. The relaxation mass depths and the reference inventories of both selected reference sites showed the different values which had been influenced from the different soil types and the different atmospheric depositions of ^7Be . Therefore, if this method is used to determine the short term soil erosion, the reference site is suggested to be as close as possible to the study area.

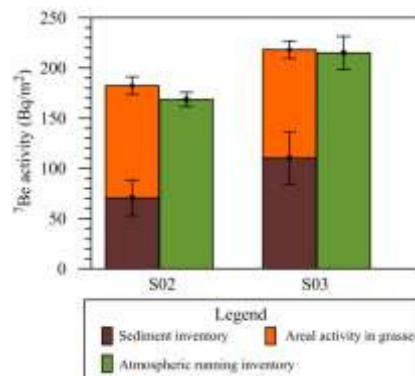


Figure 4. The bar charts comparing the atmospheric running inventory and the stacked columns between measured sediment inventory and areal activity in grasses.

Although, the calculated reference inventories, 170 and 279 Bq.m⁻², are larger than the measured inventories. The measured inventories in soil cores, 71 ± 18 and 110 ± 26 Bq.m⁻² for both sites S02 and S03, may be used as the reference inventories, A_{refs} in the model to calculate the soil erosion rates in study area. This is in fact the calculated reference inventories are not possible to be larger than the atmospheric running inventory. This problem may occur due to the thicker section of soil cores. In the future work, the thin sliced section of soil cores will be made, because there will be more than two points in the ⁷Be profiles with mass depth to estimate the calculated reference inventory and relaxation mass depth.

4. Conclusions

This preliminary study is successful to detect ⁷Be in the soil and atmospheric deposition in the South of Thailand located near equatorial zone where is known that very low ⁷Be activity and the ⁷Be measurement in soil can be used to estimate important parameters (relaxation mass depth and reference inventory) for approached model of the soil erosion. Further work, we will investigate the magnitudes of both soil erosion and deposition obtained from the ⁷Be measurement technique in this study area.

Acknowledgments

This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank Prince of Songkla University, Graduate Studies Grant.

References

- [1] Blake W H, Walling D E and He Q 1999 Appl. Radiat. Isot. **51** 599–605
- [2] Schuller P, Iroumé A, Walling D E, Mancilla H B, Castillo A and Trumper R E 2006 J. Environ. Qual. **35** 1756–1763
- [3] Sepulveda A, Schuller P, Walling D E and Castillo A 2008 J. Environ. Radioact. **99** 35–49
- [4] Ioannidou A and Papastefanou C 2006 J. Environ. Radioact. **85**, 121–136
- [5] Ishikawa Y, Murakami H, Sekine T and Yoshihara K 1995 J. Environ. Radioact. **26** 19–36
- [6] Papastefanou C and Ioannidou A 1995 J. Environ. Radioact. **26** 273–282
- [7] Lohaiza F, Velasco H, Juri Ayub J, Rizzotto M, Di Gregorio D E, Huck H and Valladares D L 2014 J. Environ. Radioact. **130** 72–77.
- [8] Zapata F, Garcia-Agudo E, Ritchie J C and Appleby P G 2002 Introduction *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*. Ed Zapata F (Dordrecht: Kluwer Academic Publishers) chapter 1 pp 1–13
- [9] Zhu J and Olsen C R 2009 J. Environ. Radioact. **100** 192–197

ISBN 978-604-913-088-5

THE 4th

**ACADEMIC CONFERENCE
ON NATURAL SCIENCE FOR
YOUNG SCIENTISTS, MASTER
& PhD STUDENTS
FROM ASEAN COUNTRIES**

Bangkok, Thailand. 15–18 December 2015

PROCEEDINGS

Publishing House for Science and Technology

CONTENTS

OPTICAL SPECTROSCOPY OF Eu ³⁺ IONS IN ALUMINOSILICATE GLASS	7
<i>Sengthong Bounyavon, Vu Phi Tuyen, Nguyen Thi Quy Hai, Pham Thi Minh Chau, Phan Van Do, Vu Xuan Quang and Nguyen Trong Thanh</i>	
EFFECT ON BONDABILITY OF PROLONGED EXPOSURE TIME AFTER PLASMA CLEANING ON IC PACKAGE	14
<i>Pornthep Yaekwong, Kessararat Ugsornrat, Chalernsak Sumithpibul, Neil S. Carunungan, Bancha Arthibenyakul and Surapan Yimman</i>	
STUDY ON THE FABRICATION AND PROPERTIES OF ALLOYED QUANTUM DOTS AND GRAPHENE QUANTUM DOTS	20
<i>Pham Nam Thang, Le Xuan Hung, Nguyen Hai Yen, Hoang Van Nong, Vu Thi Hong Hanh, Nguyen Ngoc Hai, Phan Ngoc Hong, Pham Thu Nga</i>	
EXTRACTION OF BIO-OIL RICH IN OMEGA-3-6 FORM ALKYL ESTER FROM HETEROTROPHIC MICROALGA SCHIZOCHYTRIUM MANGROVEI PQ6.....	29
<i>Le Thi Thom, Luu Thi Tam, Nguyen Cam Ha, Hoang Thi Huong Quynh, Pham Van Nhat, Hoang Thi Lan Anh and Dang Diem Hong</i>	
HYDROCARBON DEGRADATION IN OILY WASTEWATER BY MICROBIAL BIOFILM ATTACHED ON POLYURETHANE FOAM CARRIERS	40
<i>Do Van Tuan, Do Thi To Uyen, Dong Van Quyen, Le Thi Nhi Cong</i>	
EXTRACTION OF SQUALENE FROM VIETNAM HETEROTROPHIC MARINE MICROALGA	46
<i>Nguyen Cam Ha, Le Thi Thom, Hoang Thi Huong Quynh, Pham Van Nhat, Hoang Thi Lan Anh and Dang Diem Hong</i>	
REMOVAL OF COPPER (II) FROM AQUEOUS SOLUTION BY ADSORPTION ONTO MnO ₂ NANOSTRUCTURE: EQUILIBRIUM AND KINETIC STUDIES.....	57
<i>Van-Phuc Dinh, Ngoc-Chung Le, Ngoc-Tuan Nguyen</i>	
EFFECT OF ENGINEERED NANOPARTICLES ON CYANOBACTERIA STRAIN ...	65
<i>Tran Thi Thu Huong, Duong Thi Thuy, Ha Phuong Thu; Nguyen Trung Kien, Dang Dinh Kim, Dao Trong Hien</i>	
SEDIMENTATION RATES IN THE U-TAPAO ESTUARY DEMONSTRATED BY ²¹⁰ Pb-AND ¹³⁷ Cs-DATING METHODS.....	74
<i>Santi Raksawong, Miodrag Krmar, Tripob Bhongsuwan</i>	
ASYMPTOTIC ANALYSIS FOR TRANSMISSION OF GAUSSIAN BEAM THROUGH A PLANE DIELECTRIC INTERFACE	80
<i>Dinh Trong Quang and Trinh Xuan Tho</i>	

SELECTIVE HYDROGENATION OF 3-NITROSTYRENE TO 3-VINYLANILINE OVER PT-BASED BIMETALLIC CATALYSTS	87
<i>Sathaporn Tiensermsub and Joongjai Panpranot</i>	
A NEW SIMPLE ALGEBRAIC PROOF OF THE HOOK-LENGTH FORMULA	94
<i>Nguyen Bich Van</i>	
TERAHERTZ EMISSION FROM Mn:GaAs	100
<i>Alexander De Los Reyes, Karim Omambac, Jeremy Porquez, Karl Cedric Gonzales, Elizabeth Ann Prieto, Jorge Michael Presto, Kohji Yamamoto, Masahiko Tani, Armando Somintac, Elmer Estacio and Arnel Salvador</i>	
DETECTING HUMAN EMOTION VIA SPEECH RECOGNITION BY USING ENSEMBLE CLASSIFICATION MODEL	104
<i>Surinee Doungwichain, Sathit Prasomphan</i>	
DESIGN OF OPTICAL FILTERS IN SLOTTED PHOTONIC CRYSTAL WAVEGUIDES	112
<i>Hoang Thu Trang and Ngo Quang Minh</i>	
PREPARATION AND CHARACTERIZATION OF Sm ³⁺ DOPED ZINC BARIUM TELLURITE GLASSES	116
<i>Patarawagee Yasaka and Jakrapong Kaewkhao</i>	
PHOTOLUMINESCENCE OF LITHIUM GADOLINIUM BORATE GLASSES DOPED WITH CERIUM (III) OXIDE	122
<i>Kitipun Boonin, Warawut Sa-ardsin and Jakrapong Kaewkhao</i>	
FABRICATION OF POROUS AMORPHOUS SILICON CARBIDE FREE-STANDING MEMBRANES AND MULTILAYERS	126
<i>Cao Tuan Anh, Luong Truc Quynh Ngan, Dao Tran Cao and Nguyen Ngoc Hai</i>	
A VAPOR SENSOR BASED ON NANO-POROUS SILICON MICROCAVITY FOR DETERMINATION OF FUEL MIXTURES	131
<i>Thuy Van Nguyen, Van Dai Pham, Thi Cham Tran, The Anh Nguyen, Thuy Chi Do, Van Hoi Pham and Huy Bui</i>	
STUDY ON SYNTHESIS OF Fe-BTC MOF MATERIAL AT LOW TEMPERATURE AND ATMOSPHERIC PRESSURE	138
<i>Tran Dinh Tuan, Nguyen Thi Hoai Phuong, Ngo Hoang Giang, Nguyen Tien Hue, Do Huy Thanh and Ninh Duc Ha</i>	
TREATMENT FOR SCIATICA AND DEGENERATIVE KNEE: APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER	144
<i>Trinh Tran Hong Duyen, Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Nguyen Thi Hong Hanh, Dinh Thi Thu Hong, Nguyen Thi Huong Linh, Tran Trung Nghia, Nguyen Thanh Tam, Nguyen Quang Trung, Lam Thanh Son, Nguyen Duong Hung</i>	

SUPPORT TUBERCULOSIS TREATMENT USING LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER	151
<i>Mai Huu Xuan, Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Tran Van Be, Huynh Quang Linh</i>	
APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER TO TREAT DEGENERATIVE LUMBAR SPINE – HERNIATED DISC, OSTEOPHYTOSIS	158
<i>Trinh Tran Hong Duyen, Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Bui Chi Hung, Dinh Thi Thu Hong, Ngo Thi Tra Huong, Tran Thanh Vinh, Huynh Thanh Hoa, Tran Thi Ngoc Dung, Nguyen Dinh Quang, Nguyen Minh Chau</i>	
CONDITIONS TO STRETCH PLASMID DNA MOLECULE IN OPTICAL TWEEZERS USING CW LASER GAUSSIAN BEAM	166
<i>Thai Dinh Trung, Mai Van Luu, Chu Van Lanh, Nguyen Van Thinh, Hoang Van Nam, Thai Doan Thanh, Ho Quang Quy</i>	
APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER IN MINIMIZING HARMFUL SIDE EFFECTS AFTER CHEMOTHERAPY AND RADIATION THERAPY IN CANCERS	173
<i>Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Tran Thien Hau, Dang Nguyen Ngoc An, Le Quoc Dat</i>	
INITIAL RESULT OF THE TREATMENT OF FATTY LIVER BY LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER	181
<i>Tran Minh Thai, Tran Thien Hau, Ngo Thi Thien Hoa, Nguyen Pham Song Toan</i>	
APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER TO THE TREATMENT OF ATHEROSCLEROSIS OF INTERNAL CAROTID ARTERY IN TYPE 2 DIABETES	187
<i>Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Tran Thien Hau, Ngo Van Trung, Phan Van To Ni</i>	
CLINICAL TREATMENT RESULT OF THE BENIGN PROSTATIC HYPERTROPHY OF THE OLD MEN BY USING LOW-POWER SEMICONDUCTOR LASER.....	195
<i>Tran Anh Tu, Tran Minh Thai, Tran Thi Ngoc Dung, Ton Chi Nhan , Ngo Thi Thien Hoa, Nguyen Xuan Quang, Huynh Thanh Hoa and Cao Tan Tieng</i>	
LASER CHARACTERISTICS OF A DIODE-PUMPED Nd:YAG LASER SYSTEM USED IN INDUSTRIAL APPLICATIONS	205
<i>Giang Manh Khoi, Do Xuan Tien</i>	
BIOCHARACTERIZATION AND IDENTIFICATION OF LIGNIN DEGRADING FUNGUS CP36 ISOLATED FROM THE FORESTS OF NORTH CENTRAL VIETNAM	209
<i>Nguyen Thi Hong Lien, Nguyen Van Hieu, Pham Thi Bich Hop, Cao Van Son, Dang Van Son, Phan Thi Hong Thao</i>	

RESEARCH INTO THERMAL DECOMPOSITION OF A MIXTURE OF RDX AND INSENSITIVE.....	216
<i>Nguyen Mau Vuong, Ngo Van Giao, Dang Van Duong</i>	
SYNTHESIS AND BIOLOGICAL ACTIVITY OF NOVEL DERIVATIVES OF MURRAYAFOLINE A.....	223
<i>Le Duc Anh, Truong Ngoc Hung, Nguyen Thi Nga, Le Mai Huong, Tran Thi Hong Ha, Tran Thi Thu Thuy, Nguyen Manh Cuong, Le Thi Thoa, Tran Minh Cong, Nguyen Trong Dan, Luu Van Chinh</i>	
EFFECT OF CATALYST ON THE BURNING RATE OF ENERGY MATERIALS BASED ON NC-NG-DINA	230
<i>Le Duy Binh, Nguyen Viet Bac, Pham Van Toai and Dam Duc Trung</i>	
EXPRESSION AND CHARACTERIZATION OF RECOMBINANT L-ASPARAGINASE IN <i>PICHIA PASTORIS</i>	240
<i>Thi Hien Trang Nguyen, Van Van Vu, Huu Quan Nguyen, Dinh Thi Quyen and Thi Tuyen Do</i>	
OPTIMAZATION OF CULTURE CONDITIONS FOR PRODUCTION OF PROTEASE BY <i>LECANICILLIUM LECANII</i>	248
<i>Nguyen Huu Quan and Vu Van Hanh</i>	
INVESTIGATION OF STABLE STRAIN OF <i>STREPTOMYCES</i> SP. KB1 FOR STABILITY OF BIOACTIVE SECONDARY METABOLITES PRODUCTION BY CONTINUOUS SUB-CULTURE.....	255
<i>Kittisak Chawawisit and Monthon Lertcanawanichakul</i>	
EFFECT OF COMPOSITION ON THE BURNING RATE OF PYROTECHNICS.....	262
<i>Doan Anh Phan, Ngo Van Giao and Dang Van Duong</i>	
REDUCING OF CARBON DIOXIDE POLLUTION BY THE BACKWARD DIFFUSION METHOD	273
<i>Vu Ba Dung</i>	
DEVELOPMENT OF ELECTROCHEMICAL DETECTOR COMBINE WITH DIGITAL MICROFLUDIC SYSTEM.....	281
<i>Sarunchana Wiboonsak, Chonticha Chunhakit, Paveena Nakbumpen, Kessararat Ugsornrat, Patiya Pasakorn, Thitima Maturros and Adisorn Tuantranont</i>	
STRUCTURAL AND PHOTOPHYSICAL PROPERTIES OF CURCUMINOID AND METAL- CURCUMIN COMPLEXES DERIVED FROM TURMERIC (<i>CURCUMA LONGA</i>).....	286
<i>Nguyen Thanh Binh, Nguyen Dinh Cong, Nguyen Thi Lan Huong, Ngo Thi Nhan, Nguyen Thi Khanh Van, Le Xuan Hung, Vu Thi Bich</i>	

FABRICATION OF Fe ₃ O ₄ MAGNETIC FLUID BY HYDRO THERMAL FOR BIOMEDICAL APPLICATIONS.....	293
<i>Vuong Thi Kim Oanh, Tran Dai Lam, Do Hung Manh, Le Trong Lu, Phung Thi Thu, Pham Hong Nam and Nguyen Xuan Phuc</i>	
PREPARATION AND PHOTOCATALYTIC ACTIVITY OF TiO ₂ -SiO ₂ -Fe ₃ O ₄ COMPOSITES FOR DECOMPOSITION OF POLY CHLORINATED BIPHENYLS (PCBs) IN WASTE TRANSFORMER OIL	301
<i>Nguyen Quoc Trung, Vu Duc Chinh, Vuong Thi Kim Oanh, Pham Nam Thang and Vu Thi Hong Hanh</i>	
RESERVOIR OPTIMIZATION METHODS: DYNAMIC PROGRAMMING AND DIFFERENTIAL EVOLUTION.....	308
<i>Phan Thi Thu Phuong</i>	
TYPE-2 FUZZY CO-CLUSTERING ALGORITHM FOR COLOR IMAGE SEGMENTATION.....	315
<i>Van Nha Pham, Duc Thao Nguyen</i>	
APPLICATION OF GAMMA-GAMMA COINCIDENCE METHODS IN NEUTRON ACTIVATION ANALYSIS.....	324
<i>Truong Van Minh, Pham Dinh Khang, Nguyen Xuan Hai, Tran Minh Hung, Ho HUU Thang and Nguyen An Son</i>	
A METHOD TO OPTIMISE THE TOP QUARK MASS IN DI-LEPTON DECAY CHANNEL.....	330
<i>Phan Thi Hong Ngoc, Kaven Yau Wong and Markus Cristinziani</i>	
PROPAGATION DYNAMICS OF LASER PULSES IN A THREE-LEVELV-TYPE ATOMIC MEDIUM UNDER ELECTROMAGNETICALLY INDUCED TRANSPARENCY	337
<i>Hoang Minh Dong, Le Van Doai, Pham Van Trong, Mai Van Luu, Dinh Xuan Khoa, Vu Ngoc Sau and Nguyen Huy Bang</i>	
A STUDY OF CO-PROCESSING WASTES CONTAMINATED OILS IN CEMENT KINLS	345
<i>Hoang Quoc Trong, Pham Gia Dien</i>	
SCREENING FOR HAEMATOCOCCUS STRAINS CONTAINING ASTAXANTHIN ISOLATED FROM SOME PLACES IN VIETNAM.....	352
<i>Luu Thi Tam, Le Ha Thu, Le Thi Thom, Nguyen Cam Ha, Hoang Thi Huong Quynh, Pham Van Nhat, Hoang Thi Lan Anh and Dang Diem Hong</i>	
AUTHORS INDEX	360

The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand

SEDIMENTATION RATES IN THE U-TAPAO ESTUARY DEMONSTRATED BY ²¹⁰Pb-AND ¹³⁷Cs-DATING METHODS

Santi Raksawong¹, Miodrag Krmar², Tripob Bhongsuwan^{1*}

¹*Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Thailand*

²*Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Serbia*

E-mail*: tripop.b@psu.ac.th

Abstract. The study of sediment dynamics will provide an understanding of the dynamics of pollutants, and aid in developing sustainable effective management. The ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating techniques have been widely used to reconstruct the sedimentation histories in the lake sediment. In this contribution, we present the preliminary analyses and results of sedimentation rates. One site from U-Tapao estuary located in the Outer Songkhla lagoon, southern Thailand was selected and the vertical profiles of excess ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs were used for analyses. The average accumulation rates determined by ¹³⁷Cs method are 5.7 and 6.5 kg m⁻² year⁻¹ from 1963 to 1986 and 1986 to sampling time, respectively. Moreover, the sediment accumulation rates between 8.8 and 3.3 kg m⁻² year⁻¹ during sampling time to 1954 were obtained by the CIC and CRS models. Two-marker events based on ¹³⁷Cs activity were used to validate age of sediment layers obtained by ²¹⁰Pb method.

Keywords. *Songkhla lagoon, ²¹⁰Pb-dating, ¹³⁷Cs- dating, Sedimentation rates.*

I. INTRODUCTION

Nowadays, the Songkhla lagoon is facing the pollution problems as evidenced by several factors: overall low water quality, contamination by toxic pollutants/nutrients, and rapid sedimentation in some areas [1-9]. Especially, the unsanitary drainage from Hat Yai urban area, and the wastewater from large factories along the U-Tapao canal and its watershed drain into the U-Tapao estuary [6, 8-10, 13]. Therefore, studying the sedimentation dynamics in this area will provide an understanding of the dynamics of pollutants to develop effectively sustainable management. Over the past four decades in the sediment chronology, the ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating techniques have been widely used to reconstruct the sedimentation histories from a year up to 150 years [14-17].

²¹⁰Pb is naturally occurring radionuclide of the ²³⁸U series. Its closed parent is ²²²Rn, a noble gas having short half-life, 3.8 days. This gas escapes into the atmosphere from surface soil layers and provides ²¹⁰Pb with mobility in atmosphere. The ²¹⁰Pb is introduced into the estuarine environment through atmospheric precipitation, terrestrial runoff and in situ production from ²²⁶Ra in the water column and soil or sediment. ²¹⁰Pb falling directly into the lake is removed quickly to sediments by adsorption process and deposited on the bottom of the lake together with the sediment [18]. Two simple models known as the CIC and CRS models are usually applied. For constant sedimentation rates, the CIC model is the simplest method based on the supply of ²¹⁰Pb to the sediments which is constant initial

concentration [18, 19]. Moreover, the CRS model is based on the assumption of the constant rate of supply unsupported ^{210}Pb or $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ to the sediment and insignificant mobility of ^{210}Pb in the sediment column [18]. Sometime, the chronological results provided by the ^{210}Pb -dating models could probably provide less reliable information on sediment accumulation rates. When the researchers need a high level of confidence in chronology, the ^{210}Pb -dating models must always be validated by the ^{137}Cs profile for identifying the peaks corresponding to sediment deposition in 1963 and 1986, or other records of known contaminant inputs [15, 18, 20].

In this paper, one selected core was taken from the U-Tapao estuary located in the Outer Songkhla lagoon. Results of sedimentation rates are estimated by the vertical profiles of excess ^{210}Pb and ^{137}Cs .

II. METHODOLOGY

Study area

The Outer Songkhla lagoon is located in southern Thailand between latitudes $7^{\circ} 05'$ and $7^{\circ} 50'$ N and longitudes $100^{\circ} 05'$ and $100^{\circ} 37'$ E, a part of the east coast of the Malay Peninsula. The Outer Songkhla Lagoon is a shallow coastal lagoon with an average depth around 2.0 m in rainy season and 1.5 m in summer season.

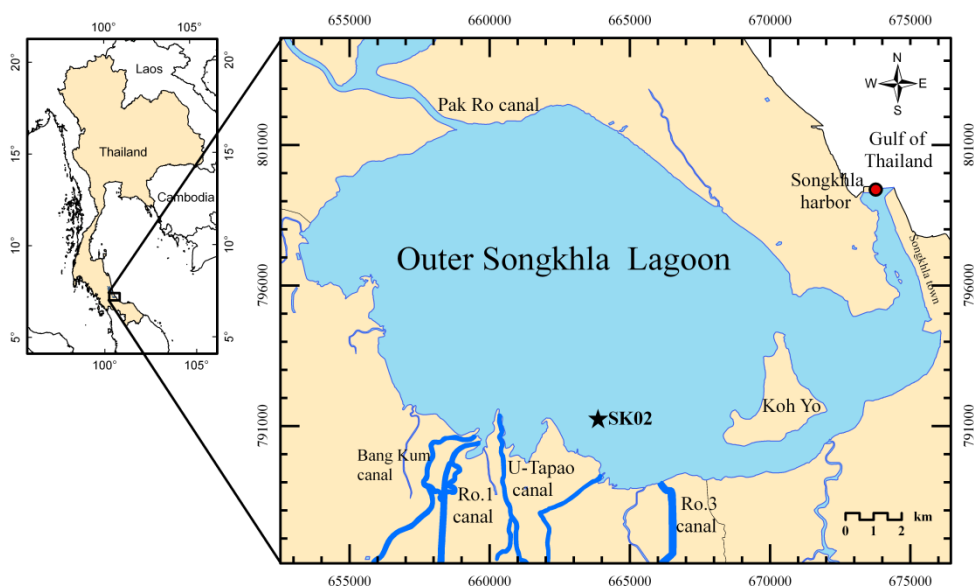


Fig. 1. Study area in the Outer Songkhla lagoon, black star (★) is the location of the collected sediment core.

At the lower east side near the Songkhla harbor and the Songkhla town, it has a deep channel (5 – 12 m depth) connecting the lagoon with the sea of the Gulf of Thailand and allowing the tides to propagate into the lagoon as shown in Fig. 1. Therefore the aquatic environment in this lagoon is a combination of seawater and freshwater, and the hydrodynamic complexity of this system is mainly controlled by tide, runoff, wind and wave.

Sample preparation and measurements

The sediment core was collected using a hand-operated corer equipped with the PVC tube (8.5 cm internal diameter, 150 cm long). In the laboratory, the sediment core was sliced horizontally at 1.0 cm intervals through its depth using the handheld extruder. All the specimens were dried at 105 °C for 24 hours by electric oven, and grinded by ceramic mortar, and sieved to < 2 mm fraction, homogenized, weighed and put into a polyethylene containers of a similar geometry with the calibration source.

The selected sediment samples at depth layers (2, 4, 6, 8, 10, 14, 18, 24, and 30 cm) were sent to the nuclear laboratory of the Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Serbia, to measure the ²¹⁰Pb activity using a low background 100% relative efficiency gamma spectrometer at 46.5 keV gamma line. Other sediment samples were measured in the Nuclear Laboratory at the Prince of Songkla University, Thailand, using a 80% relative efficiency gamma spectrometer coupled with a DSA 1000 multichannel analyzer. Due to a very low activity of ¹³⁷Cs in sediments, its gamma ray energy 661.6 keV was measured by counting-time periods of minimum 40,000s to maximum 100,000s to provide the lowest reasonable analytical error. The IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil sample-04 with known radionuclide activities was used to calculate the relative efficiency of ¹³⁷Cs at gamma energy line 661.6 keV.

III. RESULTS AND DISCUSSIONS

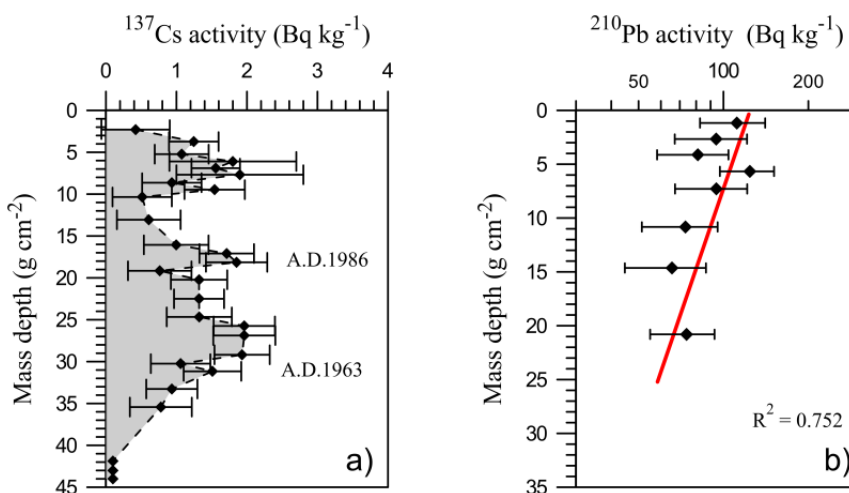


Fig. 2. a) ¹³⁷Cs depth profile, **b)** ²¹⁰Pb activity profiles from the Outer Songkhla lagoon. The curve corresponds to those used by the CIC model to estimate sedimentation rate.

This paper shows the results of sediment samples from a single core coded SK02 selected for interpretation of two different sedimentation processes. It can be seen that the ¹³⁷Cs time-markers correspond to the fallout from the Chernobyl nuclear accident in 1986 and the highest atmospheric thermonuclear weapon testing in 1963. Both chronologic markers can be identified as shown in Fig. 2.

The ^{137}Cs activity in each sediment layers varied between the level of detection limit and 2.1 Bqkg^{-1} . The peak values of ^{137}Cs activity at the mass depths of 18.1 and 31.2 gcm^{-2} correspond to the sedimentation years of A.D.1986 and A.D.1963, respectively. The average accumulation rates calculated in the period from A.D.1963 to 1986 and A.D.1986 till the moment of sampling from those markers are $5.6 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$ (linear sedimentation rate 0.52 cm y^{-1}), and $6.7 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$ (linear sedimentation rate 0.78 cm y^{-1}), respectively. The previous sedimentation rate of 0.57 cm y^{-1} near the Pak Ro channel, reported by Chittrakarn et al [2] was the result of the ^{137}Cs method.

The ^{210}Pb dating method can be used to estimate the sedimentation rates in this site. The depth distribution of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity shows some regular decreasing trend. It was supposed that the simplest CIC model can be applied in the estimation of sediment mass accumulation at this location. The mean sedimentation rate is $9.62 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$, calculated from the slope of the graph between the logarithmic scale of the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity and mass depth. Moreover, the mass accumulation rates obtained by the CRS model are between 8.3 and $3.3 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$. The CRS model provides the best result that the marker-peak values of ^{137}Cs are validated as shown in Fig 3.

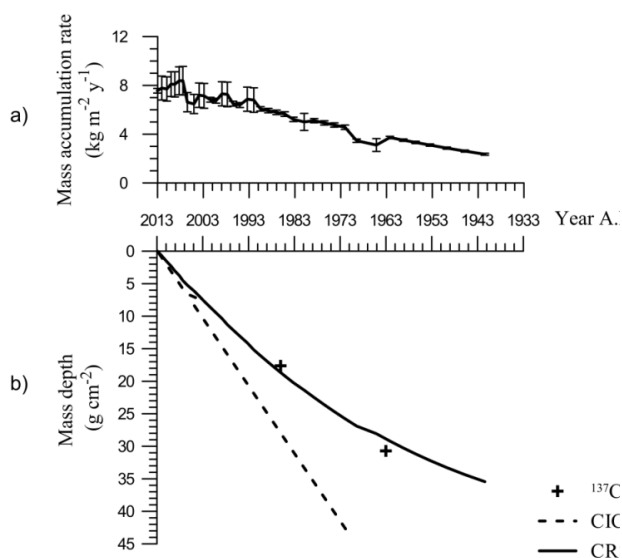


Fig. 3. a) results obtained by estimating from CIC and CRS models and validated by ^{137}Cs markers, b) comparison between mass accumulation rates obtained from CRS model and ^{137}Cs method.

The mass accumulation rate that provides from dating by CRS model in recent year is high value about $8.0 \text{ kg m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ and it gradually decreases. So it indicates that in the past, before 1960s the Songkhla lagoon experienced a low sedimentation rate.

IV. CONCLUSIONS

The mass accumulation rates of the sediment at a selected location in the Outer Songkhla lagoon were determined based on both vertical profiles of ^{137}Cs and ^{210}Pb in sediment core. Use of ^{210}Pb -dating models was validated by using fallout of artificial radionuclide ^{137}Cs , that showed a very good correlation between them. Also CRS model indicates that the sedimentation rates show a constant increasing trend with time.

V. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank Prince of Songkla University, Graduate Studies Grant and the student exchange program between Prince of Songkla University and University of Novi Sad.

REFERENCES

- [1] T. Bhongsuwan and D. Bhongsuwan, *Songklanakarinn J. Sci. Technol.*, Vol. **24**, 2002, pp. 89–106.
- [2] T. Chittrakarn, T. Bhongsuwan, P. Nunnin, and T. Thong-jerm, “The determination of Sedimentation rate in Songkhla Lake Using Isotopic Technique,” 2539.
- [3] S. Gyawali, K. Techato, S. Monprapussorn, and C. Yuangyai, *Procedia - Soc. Behav. Sci.*, Vol. **91**, 2013, pp. 556–563.
- [4] K. Kitbamroong, P. Sompongchaiyaku, and G. Padmanabhan, *J. Appl. Sci.*, Vol. **9**, 2009, pp. 2519–2531.
- [5] R. Ladachart, C. Suthirat, K. Hisada, and P. Charusiri, *J. Appl. Sci.*, Vol. **11**, 2011, pp. 3117–3129.
- [6] K. Pornpinatepong, S. Kiripat, S. Treewanchai, S. Chongwilaikasaem, C. Pornsawang, P. Chantarasap, C. Chandee, and P. Jantrakul, “Pollution control and sustainable fisheries management in Songkhla Lake, Thailand,” Songkhla, 2010.
- [7] S. Pradit, M. S. Pattarathomrong, and S. Panutrakul, *Procedia - Soc. Behav. Sci.*, Vol. **91**, 2013, pp. 573–580.
- [8] W. Sirinawin, D. R. Turner, S. Westerlund, and P. Kanatharana, *Mar. Chem.*, Vol. **62**, 1998, pp. 175–183.
- [9] W. Sirinawin and P. Sompongchaiyakul, *Mar. Chem.*, Vol. **94**, 2005, pp. 5–16.
- [10] S. Angsupanich and R. Kuwabara, *Lakes Reserv. Res. Manag.*, Vol. **4**, 1999, pp. 1–13.
- [11] P. Chevakidagarn, *Songklanakarinn J. Sci. Technol.*, Vol. **28**, 2006, pp. 633–639.
- [12] S. Maneepong, *Songklanakarinn J. Sci. Technol.*, Vol. **18**, 1996, pp. 87 – 97.
- [13] S. Maneepong and S. Angsupanich, *Songklanakarinn J. Sci. Technol.*, Vol. **21**, 1999, pp. 111 – 121.
- [14] Y. S. Ahn, F. Nakamura, and K. W. Chun, *Geomorphology*, Vol. **114**, 2010, pp. 284–293.
- [15] M. Baskaran, J. Nix, C. Kuyper, and N. Karunakara, *J. Environ. Radioact.*, Vol. **138**, 2014, pp. 355–363.

The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand

- [16] J. O' Reilly, L. L. Vintró, P. I. Mitchell, I. Donohue, M. Leira, W. Hobbs, and K. Irvine, *J. Environ. Radioact.*, Vol. **102**, 2011, pp. 495–499.
- [17] S. P. Rai, V. Kumar, and B. Kumar, *Hydrol. Sci. J.*, Vol. **52**, 2007, pp. 181–191.
- [18] P. G. Appleby, “Chronostratigraphic techniques in recent sediments,” in *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, vol. **1**, W. M. Last and J. P. Smol, Eds. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2001, pp. 171–203.
- [19] S. C. Yao, S. J. Li, and H. C. Zhang, *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, Vol. **278**, 2008, pp. 55–58.
- [20] J. M. Abril, *J. Paleolimnol.*, Vol. **30**, 2003, pp. 407–414.

AUTHORS INDEX

A

Adisorn Tuantranont 281
Alexander De Los Reyes 100
Armando Somintac 100
Arnel Salvador 100

B

Bancha Arthibenyakul 14
Bui Chi Hung 158

C

Cao Tan Tieng 195
Cao Tuan Anh 126
Cao Van Son 209
Chalerm Sak Sumthipibul 14
Chonticha Chunhakit 281
Chu Van Lanh 166

D

Dam Duc Trung
Dang Diem Hong 29, 46, 353
Dang Dinh Kim 65
Dang Nguyen Ngoc An 173
Dang Van Duong 216, 262
Dang Van Son 209
Dao Tran Cao 126
Dao Trong Hien 65
Dinh Thi Quyen 240
Dinh Thi Thu Hong 144, 158
Dinh Trong Quang 80
Dinh Xuan Khoa 337
Do Hung Manh 293
Do Huy Thanh 138
Do Thi To Uyen 40
Do Van Tuan 40
Do Xuan Tien 205
Doan Anh Phan 262

Dong Van Quyen 40
Duc Thao Nguyen 315
Duong Thi Thuy 65

E

Elizabeth Ann Prieto 100
Elmer Estacio 100

G

Giang Manh Khoi 205

H

Ha Phuong Thu 65
Ho Huu Thang 324
Ho Quang Quy 166
Hoang Minh Dong 337
Hoang Quoc Trong 345
Hoang Thi Huong Quynh 29, 46, 353
Hoang Thi Lan Anh 29, 46, 353
Hoang Thu Trang 112
Hoang Van Nam 166
Hoang Van Nong 20
Huu Quan Nguyen 240
Huy Bui 131
Huynh Quang Linh 151
Huynh Thanh Hoa 158, 195

J

Jakrapong Kaewkhao 116
Jeremy Porquez 100
Joongjai Panpranot 87
Jorge Michael Presto 100

K

Karim Omambac 100
Karl Cedric Gonzales 100
Kaven Yau Wong 330

The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand

Kessararat Ugsornrat 14, 281
Kitipun Boonin 122
Kittisak Chawawisit 255
Kohji Yamamoto 100

L

Lam Thanh Son 144
Le Duc Anh 223
Le Duy Binh 230
Le Ha Thu 353
Le Mai Huong 223
Le Quoc Dat 173
Le Thi Nhi Cong 40
Le Thi Thoa 223
Le Thi Thom 29, 46, 353
Le Trong Lu 293
Le Van Doai 337
Le Xuan Hung 20
Le Xuan Hung 286
Luong Truc Quynh Ngan 126
Luu Thi Tam 29, 353
Luu Van Chinh 223

M

Mai Huu Xuan 151
Mai Van Luu 166, 337
Markus Cristinziani 330
Masahiko Tani 100
Miodrag Krmar 74
Monthon Lertcanawanichakul

N

Neil S. Carunungan 14
Ngo Hoang Giang 138
Ngo Quang Minh 112
Ngo Thi Nhan 286
Ngo Thi Thien Hoa 144, 151, 158, 173,
181, 187, 195
Ngo Thi Tra Huong 158
Ngo Van Giao 216

Ngo Van Giao 262
Ngo Van Trung 187
Ngoc-Chung Le 57
Ngoc-Tuan Nguyen 57
Nguyen An Son 324
Nguyen Bich Van
Nguyen Cam Ha 29, 46, 353
Nguyen Dinh Cong 286
Nguyen Dinh Quang 158
Nguyen Duong Hung 144
Nguyen Hai Yen 20
Nguyen Huu Quan 248
Nguyen Huy Bang 337
Nguyen Manh Cuong 223
Nguyen Mau Vuong 216
Nguyen Minh Chau 158
Nguyen Ngoc Hai 20, 126
Nguyen Pham Song Toan 181
Nguyen Quang Trung 144
Nguyen Quoc Trung 301
Nguyen Thanh Binh 286
Nguyen Thanh Tam 144
Nguyen Thi Hoai Phuong 138
Nguyen Thi Hong Hanh 144
Nguyen Thi Hong Lien 209
Nguyen Thi Huong Linh 144
Nguyen Thi Khanh Van 286
Nguyen Thi Lan Huong 286
Nguyen Thi Nga 223
Nguyen Thi Quy Hai 7
Nguyen Tien Hue 138
Nguyen Trong Dan 223
Nguyen Trong Thanh 7
Nguyen Trung Kien 65
Nguyen Van Hieu 209
Nguyen Van Thinh 166
Nguyen Viet Bac 230
Nguyen Xuan Hai 324
Nguyen Xuan Phuc 293
Nguyen Xuan Quang 195
Ninh Duc Ha 138

P

Patarawagee Yasaka 116
Patiya Pasakorn 281
Paveena Nakbumpen 281
Pham Dinh Khang 324
Pham Gia Dien 345
Pham Hong Nam 293
Pham Nam Thang 20, 301
Pham Thi Bich Hop 209
Pham Thi Minh Chau 7
Pham Thu Nga 20
Pham Van Nhat 29, 46, 353
Pham Van Toai 230
Pham Van Trong 337
Phan Ngoc Hong 20
Phan Thi Hong Ngoc 330
Phan Thi Hong Thao 209
Phan Thi Thu Phuong 308
Phan Van Do 7
Phan Van To Ni **187**
Phung Thi Thu 293
Pornthep Yaekwong 14

S

Santi Raksawong 74
Sarunchana Wiboonsak 281
Sathaporn Tiensermsub 87
Sathit Prasomphan 104
Sengthong Bounyavon 7
Surapan Yimman 14
Surinee Doungwichain 104

T

Thai Dinh Trung 166
Thai Doan Thanh 166
The Anh Nguyen 131
Thi Cham Tran 131
Thi Hien Trang Nguyen 240
Thi Tuyen Do
Thitima Maturos 281
Thuy Chi Do 131

Thuy Van Nguyen 131
Ton Chi Nhan 195
Tran Anh Tu 195
Tran Dai Lam 293
Tran Dinh Tuan 138
Tran Minh Cong 223
Tran Minh Hung 324
Tran Minh Thai 144, 151, 158, 173, 181, 187, 195
Tran Thanh Vinh 158
Tran Thi Hong Ha 223
Tran Thi Ngoc Dung 158, 195
Tran Thi Ngoc Dung 195
Tran Thi Thu Huong 65
Tran Thi Thu Thuy 223
Tran Thien Hau 173, 181, 187
Tran Trung Nghia 144
Tran Van Be 151
Trinh Tran Hong Duyen 144, 158
Trinh Xuan Tho 80
Tripob Bhongsuwan 74
Truong Ngoc Hung 223
Truong Van Minh 324

V

Van Dai Pham 131
Van Hoi Pham 131
Van Nha Pham 315
Van Van Vu 240
Van-Phuc Dinh 57
Vu Ba Dung 273
Vu Duc Chinh 301
Vu Ngoc Sau 337
Vu Phi Tuyen 7
Vu Thi Bich 286
Vu Thi Hong Hanh 20, 301
Vu Van Hanh 248
Vu Xuan Quang 7
Vuong Thi Kim Oanh 293, 301

W

Warawut Sa-ardsin 122

Characteristics of Atmospheric ^7Be Deposition in the Songkhla Province, Thailand

Santi Raksawong¹, Miodrag Krmar², Tripob Bhongsuwan^{1*}

¹ Nuclear Physics Research Laboratory and Geophysics Research Center, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Thailand

² Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad, 21000, Serbia

* Corresponding author. Tel: +66-0-7428-8761; fax: +66-0-7455-8849.

E-mail address: tripop.b@psu.ac.th (T. Bhongsuwan).

Manuscript for submission

Abstract

The natural radionuclide ^7Be has been widely used as tracers of aerosols for the study of pollution and atmospheric transport processes, and applied as a tracer to estimate soil erosion and sedimentation, river or lake sediment dynamic, sediment transport distance, etc. However, there are a few data of applications of ^7Be in the South East Asia. In this paper, we reported ^7Be concentrations and deposition fluxes of ^7Be observed from three sites in the Songkhla province on the U-Tapao watershed during December 2012 – January 2014, and discussed the factors controlling the deposition of this radionuclide. The mean values of specific concentrations of ^7Be in rain water were 0.24 ± 0.17 , 0.23 ± 0.13 and $0.18 \pm 0.06 \text{ Bq l}^{-1}$ for sites S01, S02 and S03, respectively. The mean values of depositional fluxes of ^7Be were 11.6, 18.5 and 27.1 Bq m^{-2} for sites S01, S02 and S03, respectively. The average annual depositional flux of ^7Be of 480.8 Bq m^{-2} was lower than those previously reported in other locations in the world. The monthly depositional flux of ^7Be did not remain constant but varied between 0.6 and 103 Bq m^{-2} depending on the amount of monthly rainfall. Moreover, the depositional flux of ^7Be in northeast monsoon months was higher than that in the southwest monsoon months indicating more atmospheric ^7Be carried by the same amount of rainwater from the middle latitude. There are correlations between the annual depositional flux of ^7Be from our data and the previously reported in publications and horizontal, total geomagnetic field intensity.

Key words: ^7Be , wet deposition, ^7Be rainwater content, geomagnetic field, Songkhla

Highlights

- ^7Be in precipitation was measured at the Songkhla province on the U-Tapao watershed during December 2012 – January 2014.
- Wet depositional flux of ^7Be was linearly correlated with precipitation, geomagnetic latitude, and horizontal and total geomagnetic field intensities.
- This relationship may be applied as a tool for assessing environmental processes.

1. Introduction

The natural radionuclide ^7Be has been widely used as tracers of aerosols for the study of pollution and atmospheric transport processes (e.g. Ayub et al., 2009; Blake et al., 1999; Kaste et al., 2002; Kim et al., 200; Krmar et al., 2009; Zhang et al., 2016). The knowledge of the vertical distribution in the atmosphere is a key parameter for modeling studies of dry and wet depositions, which are important processes to be taken into account in the case of a nuclear accident. Furthermore, this fallout radionuclide has been applied as a tracer to estimate soil erosion and sedimentation, river or lake sediment dynamic, sediment transport distance, etc (e.g. Balke et al., 1999; Jweda et al., 2008; Schuller et al., 2006; Sepulveda et al., 2008; Taylor et al., 2013; Zhu and Olsen. 2009;). Therefore, studying the deposition and removal processes of ^7Be -bearing aerosols is also helpful in understanding various atmospheric processes and influences of environmental variations.

^7Be (half-life of 53.3 days) is continuously produced by interaction between the secondary particles (protons and neutrons) produced by galactic cosmic rays and light atmospheric nuclei such as carbon, nitrogen and oxygen (e.g. Conaway et al., 2013; Doering and Akber, 2008; González-Gómez et al., 2006; Ioannidou and Papastefanou, 2006; Krmar et al., 2007; Schuller et al., 2006; Yamamoto et al., 2006;). Its production rate depends on the flux of galactic cosmic rays (GCR), but the GCR are modulated by the solar activity and geomagnetic field (e.g. Akata et al., 2008; Krmar et al., 2013; Leppänen et al., 2010; Sakurai et al., 2005). The production of ^7Be occurs mainly in the upper stratosphere, and it decrease from the upper stratosphere to the lower troposphere (e.g. Caillet et al., 2001; Doering and Akber, 2008; Feely et al., 1989; González-Gómez et al., 2006; Renfro et al., 2013). Approximately, about 70 % of the production of ^7Be in the atmosphere, they are produced in the stratosphere, while the remaining part about 30% is produced in the upper troposphere (Piñero et al., 2012; Tositi et al., 2014; Usoskin and Kovaltsov., 2008). The deposition of ^7Be in the atmosphere depends not only on the influence of different air exchange rates between the stratosphere and troposphere but also on the rate of circulation and advection within the troposphere (Lecroart et al., 2005; Caillet et al., 2001; Renfro et al., 2013; Ali et al., 2011; Feely et al., 1989; Hirose et al., 2004). Moreover, the concentrations of ^7Be in the atmosphere near the ground level are controlled by the latitude and the local meteorological conditions (Sakurai et al., 2004; Ali et al., 2011).

Although, there are the large databases of deposition fluxes of ^7Be reported by expert researchers from various regions in the world, a few data from Asia, especially from South East Asia are available compared with other regions. For Thailand, the ^7Be activity concentrations in mosses are reported by Krmar et al. (2013). They compared the ^7Be activity concentrations in mosses samples collected at the south of Thailand and in Serbia, the mean values of ^7Be activity concentration in the south of Thailand was almost 40% lower than activity of those collected in the Serbia. In this paper, we report ^7Be concentrations and deposition fluxes of ^7Be observed from three sites in the Songkhla province on the U-Tapao watershed, and discuss the factors controlling the deposition of this radionuclide. The obtained atmospheric fluxes of ^7Be are expected to the application of understanding the sedimentary dynamics in the U-Tapao watershed and comparing with sediment inventory of ^7Be in the Songkhla lagoon.

2. Methodology

Three stations (S01, S02, and S03) are located in the U-Tapao subcatchment to collect the dry and wet depositions of ^7Be . The collectors were continuously deployed since December 2012 through January 2014 for periods from 1 to 31 days depending on the frequency of rain. The precipitation samples were collected after rainfall event. The precipitation sample was filtered through the MnO_2 -fiber (5 g) in the cylinder of 15 cm long and 1.8 cm inner diameter. After filtering, the MnO_2 -fiber was measured by a gamma spectrometer installed with a HPGe detector (GC7020, Canberra Industries, USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA) and coupled on a multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA). The energy resolution is 0.88 keV (FWHM) at 122 keV (^{57}Co) and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (^{60}Co). The efficiency calibration of detection system was made using of a certified Europium-152 solution (Gammadata Instrument AB, Sweden) to calculate the efficiency at gamma energy of 477.7 keV. The counting-time was set to 21600 s for each sample to provide the lowest reasonable analytical error (less than 25% or 1σ). The prominent points of using MnO_2 -fiber to absorb the ^7Be in rain water are (1) spending less time for preparing the samples and (2) also less counting-time measured by gamma spectrometry than other methods.

The exposure time as period of sample collection (day), the amount of rainfall (mm), ^7Be specific activity in bulk deposition samples (Bq l^{-1}), ^7Be atmospheric

deposition flux (Bq m^{-2}), the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition (Bq m^{-2}) and its corresponding uncertainty are shown in [Table 1, 2 and 3](#) for sites S01, S02 and S03, respectively. The activities of ^7Be integrated over the sampling interval, and it have been decay-corrected to the collecting time. For this study, we report a record of event ^7Be atmospheric deposition fluxes to the Songkhla province and discuss the atmospheric process associated with its several variations.

3. Results and discussions

3.1 The ^7Be concentration in the rainfall sample

The activity concentration values of ^7Be (Bq l^{-1}) in rain samples are shown in [Table 1, 2 and 3](#) for S01, S02 and S03, respectively. The ^7Be concentrations which were integrated over the exposure time ranged from 0.06 ± 0.01 to $0.9 \pm 0.1 \text{ Bq l}^{-1}$, 0.08 ± 0.02 to $0.56 \pm 0.04 \text{ Bq l}^{-1}$ and 0.09 ± 0.01 to $0.29 \pm 0.02 \text{ Bq l}^{-1}$ for S01, S02 and S03, respectively. Their mean values (mean \pm S.D.) were 0.24 ± 0.17 , 0.23 ± 0.13 and $0.18 \pm 0.06 \text{ Bq l}^{-1}$ for sites S01, S02 and S03, respectively. The ranges of our values are within that generally have been reported in other locations around the world for ^7Be in rainwater, which is about $0.01 - 10 \text{ Bq l}^{-1}$ ([Ayub et al., 2009](#)). Our concentration values are similar to those found in the Houay Xon, Luang Prabang, Lao PDR (about 17°N , 102°E) by [Gourdin et al. \(2014\)](#) reporting that ^7Be activity concentrations ranged from 0.174 to $0.640 \pm 0.008 \text{ Bq l}^{-1}$, but they are lower than those found in Murree city, Pakistan ($33^\circ54'\text{N}$, $73^\circ22'\text{E}$) where the ^7Be activity concentration varied from 0.08 to 1.68 Bq l^{-1} and mean value of $0.570 \pm 0.201 \text{ Bq l}^{-1}$ ([Ali et al., 2011](#)).

As data from site S01, there are high concentrations corresponding to low rainfall. For example, the highest value ($0.9 \pm 0.1 \text{ Bq l}^{-1}$) corresponded to low rainfall (26.9 mm) and exposure period of 8 days (1-7 days do not have rain). Besides, there is the lower one ($0.092 \pm 0.006 \text{ Bq l}^{-1}$) corresponding to high rainfall (158 mm) and exposure period of one day. These results indicate that ^7Be grows continuously in the atmosphere, and is quickly removed by washout from rainfall, and when there heavy rainfall the ^7Be is diluted by more rain water sample as low concentration in this event.

When a linear regression analysis was applied, negative and weak Pearson's correlation coefficient ($r = -0.253$, P -value < 0.05) and non-linear relationship ($R^2 < 0.094$, P -value < 0.05) was found between the ^7Be content in rainwater and rainfall as

shown in [Figure 1](#). There are high concentrations of ^7Be in rainwater corresponding to the low rainfall events. Moreover, the concentrations quickly decreased to $\sim 0.2 \text{ Bq l}^{-1}$ with increasing rainfalls. It shows a similar response to those reported by [Caillet et al. \(2001\)](#) who studied the ^7Be concentration in rainfall during individual rainfall events. This result indicated that the dry ^7Be -bearing aerosols in the below the cloud at lower atmosphere are quickly washed by rainfall, called washout, in the early rain event. There are two components in the rainwater which the washout part is more than the rainout part, Therefore, the high concentrations of ^7Be in rainwater show at the low rainfall events ([Ayub et al., 2012](#); [Caillet et al., 2001](#); [Conaway et al., 2013](#); [Ishikawa et al., 1995](#)). When the rain event is long duration and high precipitation ($>40 \text{ mm}$ per event), the ^7Be concentrations in the rainwater are pretty constant which indicates that the ^7Be -bearing aerosols in the cloud or rain drops are constants because the rainout part is more than the washout part in the rainwater samples.

Table 1 Exposure time, event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during December 21, 2012 to December 31, 2013 at the top roof of Physics Building, Prince of Songkla University (site S01)

Time interval (day/month/year)	Exposure time (day)	Precipitation (mm)	^7Be concentration (Bq l ⁻¹)	Deposited flux of ^7Be (Bq m ⁻²)	Running inventory of ^7Be flux (Bq m ⁻²)
20/12/12 - 21/12/12	1	42.2	0.51 ± 0.03	34 ± 2	29 ± 2
21/12/12 - 24/12/12	3	56.8	0.45 ± 0.03	30 ± 2	56 ± 3
24/12/12 - 26/12/12	2	20.8	0.71 ± 0.06	18 ± 2	70 ± 6
26/12/12 - 01/01/13	4	74.7	0.17 ± 0.02	17 ± 2	82 ± 9
01/01/13 - 04/01/13	3	48.8	0.22 ± 0.04	14 ± 2	88 ± 10
04/01/13 - 01/02/13	27	3.8	dry	7 ± 1	69 ± 9
01/02/13 - 24/02/13	23	51.2	0.30 ± 0.05	10 ± 2	61 ± 6
24/02/13 - 25/02/13	1	110.6	0.14 ± 0.01	15 ± 1	74 ± 4
25/02/13 - 26/02/13	1	47.6	0.43 ± 0.03	27 ± 2	98 ± 8
26/02/13 - 28/02/13	3	29.8	0.19 ± 0.03	6.1 ± 0.9	102 ± 12
28/02/13 - 31/03/13	31	2.8	dry	0.6 ± 0.1	69 ± 7
31/03/13 - 17/04/13	17	104.6	0.14 ± 0.02	12.0 ± 1.4	65 ± 6
17/04/13 - 30/04/13	13	11.2	0.39 ± 0.05	10.9 ± 1.4	66 ± 7
30/04/13 - 07/05/13	7	59.8	0.22 ± 0.03	10.3 ± 1.6	67 ± 7
07/05/13 - 08/05/13	1	29	0.16 ± 0.02	12.8 ± 1.8	76 ± 6
08/05/13 - 20/05/13	22	153.6	0.33 ± 0.02	29.8 ± 1.5	90 ± 5
01/06/13 - 17/06/13	17	104.1	0.26 ± 0.02	25.0 ± 2.2	84 ± 8
17/06/13 - 01/07/13	13	8.8	dry	6.1 ± 1.1	76 ± 12
01/07/13 - 05/07/13	4	23.6	0.15 ± 0.04	3.4 ± 0.9	74 ± 18
05/07/13 - 08/07/13	1	14.6	0.21 ± 0.08	2 ± 1	73 ± 17
08/07/13 - 09/07/13	1	13.4	0.17 ± 0.04	5 ± 1	76 ± 12
09/07/13 - 01/08/13	24	17.4	dry	8 ± 2	65 ± 10
01/08/13 - 03/08/13	2	43.2	0.13 ± 0.03	6 ± 1	67 ± 8
03/08/13 - 06/08/13	2	39.2	0.25 ± 0.03	9 ± 1	71 ± 5
06/08/13 - 17/08/13	11	70	0.24 ± 0.02	20 ± 1	81 ± 5
17/08/13 - 01/09/13	13	101	0.30 ± 0.03	29 ± 3	96 ± 7
01/09/13 - 07/09/13	6	10	0.33 ± 0.04	11 ± 1	96 ± 27
07/09/13 - 08/09/13	1	24.6	0.11 ± 0.06	1.5 ± 0.8	96 ± 27
08/09/13 - 17/09/13	11	29.9	0.9 ± 0.1	15 ± 2	97 ± 13
17/09/13 - 30/09/13	13	14.2	0.37 ± 0.08	4 ± 1	86 ± 11
30/09/13 - 08/10/13	8	12	0.25 ± 0.03	11 ± 1	86 ± 9
08/10/13 - 14/10/13	6	62.6	0.11 ± 0.02	7 ± 1	85 ± 8
14/10/13 - 22/10/13	8	127.6	0.17 ± 0.01	14 ± 1	89 ± 6
22/10/13 - 23/10/13	1	15.8	0.40 ± 0.05	8 ± 1	95 ± 7
23/10/13 - 26/10/13	3	70.8	0.16 ± 0.01	15 ± 1	105 ± 10
26/10/13 - 27/10/13	1	51.4	0.11 ± 0.02	6 ± 1	109 ± 13
27/10/13 - 31/10/13	4	77.2	0.10 ± 0.02	5.8 ± 0.9	109 ± 10
31/10/13 - 20/11/13	20	123.6	0.15 ± 0.01	19 ± 2	100 ± 5
20/11/13 - 21/11/13	1	158	0.092 ± 0.006	21 ± 1	117 ± 8
21/11/13 - 22/11/13	1	107.4	0.11 ± 0.01	17 ± 2	131 ± 14
22/11/13 - 23/11/13	1	39	0.06 ± 0.01	3.5 ± 0.6	132 ± 15
23/11/13 - 30/11/13	7	101.3	0.14 ± 0.02	14 ± 2	135 ± 18
30/11/13 - 02/12/13	2	57.8	0.06 ± 0.01	10 ± 2	138 ± 18
02/12/13 - 04/12/13	2	67.7	0.09 ± 0.01	18 ± 2	147 ± 10
04/12/13 - 12/12/13	8	101.8	0.19 ± 0.01	29 ± 2	155 ± 9
12/12/13 - 19/12/13	5	76.6	0.24 ± 0.02	17 ± 2	156 ± 14
19/12/13 - 31/12/13	11	22.2	0.17 ± 0.03	14 ± 2	147 ± 12

Table 2 Exposure time, event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during January 1, 2013 to December 16, 2013 in the open lawn at the site S02

Time interval (day/month/year)	Exposure time (day)	Precipitation (mm)	^7Be concentration (Bq l^{-1})	Deposited flux of ^7Be (Bq m^{-2})	Running inventory of ^7Be flux (Bq m^{-2})
1/01/13 - 4/01/13	3	48.8	0.37 ± 0.03	17 ± 2	17 ± 2
4/01/13 - 31/01/13	27	3.4	dry	6 ± 1	18 ± 4
31/01/13 - 24/02/13	23	52.2	0.24 ± 0.03	17 ± 3	31 ± 8
24/02/13 - 25/02/13	1	110.4	0.11 ± 0.02	10 ± 2	40 ± 12
25/02/13 - 26/02/13	1	47.6	0.56 ± 0.04	27 ± 2	67 ± 14
26/02/13 - 1/03/13	3	29.8	0.32 ± 0.07	4.1 ± 0.9	69 ± 12
1/03/13 - 31/03/13	30	3.8	dry	3.4 ± 0.7	50 ± 9
31/03/13 - 18/04/13	18	104.6	0.11 ± 0.01	17 ± 3	56 ± 6
18/04/13 - 30/04/13	12	11.2	dry	2.0 ± 0.5	50 ± 12
30/04/13 - 7/05/13	7	59.8	0.16 ± 0.04	6 ± 2	52 ± 17
7/05/13 - 9/05/13	2	29	0.15 ± 0.02	6 ± 1	56 ± 10
9/05/13 - 30/05/13	21	153.6	0.24 ± 0.01	30 ± 2	73 ± 8
30/05/13 - 17/06/13	17	104.1	0.16 ± 0.01	16 ± 2	74 ± 9
17/06/13 - 30/06/13	13	8.8	dry	2.0 ± 0.5	65 ± 10
30/06/13 - 7/07/13	7	23.6	dry	2.5 ± 0.5	62 ± 8
7/07/13 - 8/07/13	1	14.6	0.21 ± 0.04	4 ± 1	65 ± 7
8/07/13 - 9/07/13	1	13.4	0.30 ± 0.03	16 ± 2	80 ± 11
9/07/13 - 31/07/13	22	17.4	dry	9 ± 2	70 ± 16
31/07/13 - 5/08/13	5	82.4	0.08 ± 0.02	7 ± 3	72 ± 25
5/08/13 - 31/08/13	26	171	0.29 ± 0.03	45 ± 5	96 ± 24
31/08/13 - 19/09/13	19	64.5	0.16 ± 0.02	22 ± 4	98 ± 17
19/09/13 - 30/09/13	11	14.2	0.50 ± 0.07	16 ± 2	100 ± 14
30/09/13 - 31/10/13	31	385.4	0.12 ± 0.01	58 ± 6	125 ± 12
31/10/13 - 23/11/13	23	529.3	0.12 ± 0.02	69 ± 12	162 ± 7
23/11/13 - 16/12/13	23	319.5	0.14 ± 0.01	48 ± 5	169 ± 7

Table 3 Exposure time, event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during December 26, 2012 to December 31, 2013 in the open lawn at the site S03

Time interval (day/month/year)	Exposure time (day)	Precipitation (mm)	^7Be concentration (Bq l^{-1})	Deposited flux of ^7Be (Bq m^{-2})	Running inventory of ^7Be flux (Bq m^{-2})
26/12/2012 - 2/01/2013	6	74.6	0.27 ± 0.02	28 ± 5	28 ± 5
2/01/2013 - 4/01/2013	3	48.8	0.16 ± 0.03	11 ± 3	39 ± 4
4/01/2013 - 1/02/2013	27	3.4	dry	3.3 ± 0.5	31 ± 8
1/02/2013 - 25/02/2013	24	162.6	0.13 ± 0.02	24 ± 4	46 ± 12
25/02/2013 - 26/02/2013	1	47.6	0.23 ± 0.03	8 ± 2	53 ± 14
26/02/2013 - 1/03/2013	3	29.8	0.19 ± 0.03	5 ± 1	56 ± 12
1/03/2013 - 1/04/2013	31	3.8	dry	5.5 ± 0.5	43 ± 9
1/04/2013 - 17/04/2013	16	104.6	0.09 ± 0.01	17 ± 2	51 ± 6
17/04/2013 - 1/05/2013	15	11.2	0.16 ± 0.06	3 ± 2	46 ± 12
1/05/2013 - 7/05/2013	7	59.8	0.09 ± 0.01	10 ± 1	52 ± 17
7/05/2013 - 1/06/2013	23	182.6	0.24 ± 0.02	48 ± 8	87 ± 10
1/06/2013 - 17/06/2013	17	104.1	0.29 ± 0.2	38 ± 6	107 ± 8
17/06/2013 - 1/07/2013	13	8.8	dry	6 ± 0.5	96 ± 9
1/07/2013 - 9/07/2013	8	56.2	0.15 ± 0.02	5 ± 1	91 ± 10
9/07/2013 - 1/08/2013	23	12.8	dry	10.7 ± 0.7	79 ± 8
1/08/2013 - 5/08/2013	4	82.4	0.16 ± 0.03	12 ± 3	86 ± 7
5/08/2013 - 1/09/2013	26	171	0.23 ± 0.02	54 ± 13	115 ± 11
1/09/2013 - 19/09/2013	18	78.7	0.13 ± 0.02	28 ± 5	118 ± 16
1/10/2013 - 1/11/2013	31	385.4	0.15 ± 0.01	65 ± 8	133 ± 25
1/11/2013 - 1/12/2013	30	529.3	0.16 ± 0.01	103 ± 15	193 ± 24
1/12/2013 - 31/12/2013	31	319.5	0.18 ± 0.02	86 ± 13	215 ± 17

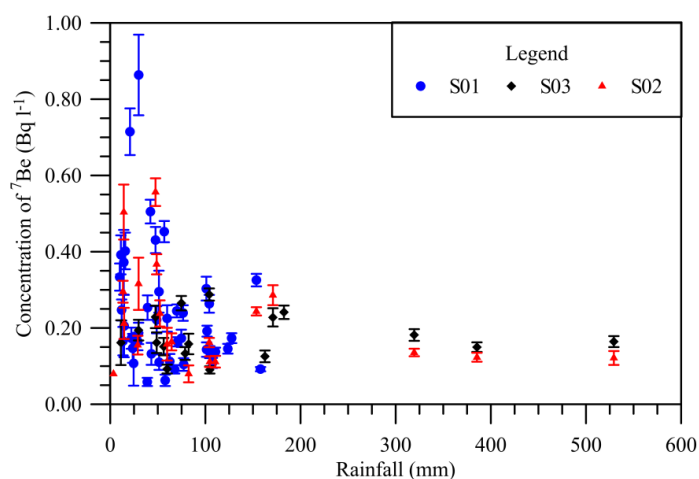


Figure 1 ^7Be concentrations are plotted against the precipitation amount in period of sampling time

3.2 ^7Be deposition flux

The deposited fluxes of each individual event, expressed in Bq m^{-2} , varied widely from 0.6 ± 0.1 to $34 \pm 2 \text{ Bq m}^{-2}$, 2.0 ± 0.5 to $69 \pm 12 \text{ Bq m}^{-2}$ and 3 ± 2 to $103 \pm 15 \text{ Bq m}^{-2}$, as shown in Table 1, 2 and 3, respectively. Their mean values were 11.6, 18.5 and 27.1 Bq m^{-2} for sites S01, S02 and S03, respectively. The atmospheric deposition activities of ^7Be and the event precipitation amount during the sampling period were shown in Figure 2. The temporal pattern in ^7Be deposition closely matches the temporal pattern in rainfall.

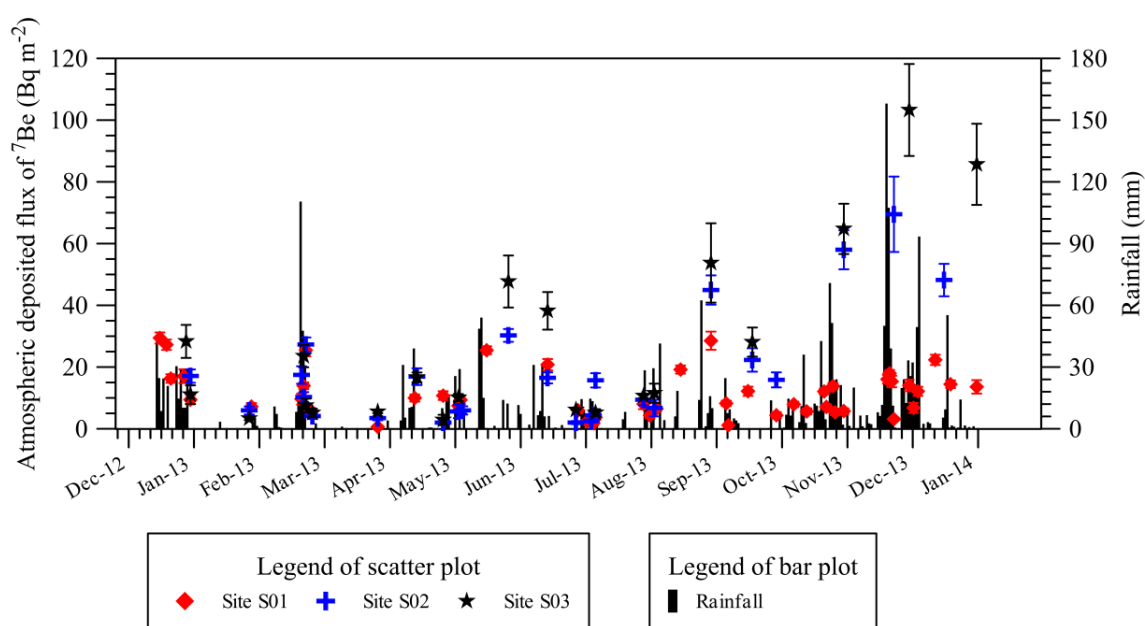


Figure 2 Time series plots of the activity fluxes of atmospheric ^7Be and rainfall amount during each sampling period

The relationships between atmospheric deposited activity of ^7Be and the amount of rainfall for sites S01, S02, and S03 are shown in the Figure 3, and the Pearson's correlation and the linear regression test were used. The Pearson's correlation coefficients are 0.658 (p -value = 0.000), 0.921 (p -value = 0.000), and 0.944 (p -value = 0.000) for sites S01, S02, and S03 respectively. The linear regression results are shown in the Figure 3 that they were significant at more than 95% confidence level. It may be explained by the mechanism that the washout by rainfall is the most important process for

^7Be removal from the atmosphere (Ioannidou and Papastefanou, 2006; Pham et al., 2013; Shi et al., 2011).

The linear relationship between ^7Be depositional fluxes and rainfall amount are reported as strong positive correlation (Dueñas et al., 2002), and our study showed a similar trend. Caillet et al. (2001) reported $R^2 = 0.66$ ($p < 0.001$) for a site in Switzerland; and Ayub et al. (2012) reported $R^2 = 0.82$ ($p < 0.0001$) for a site in Argentina. These results of the strong positive correlation indicated that the ^7Be –bearing aerosols contained in the atmosphere at this location are constant.

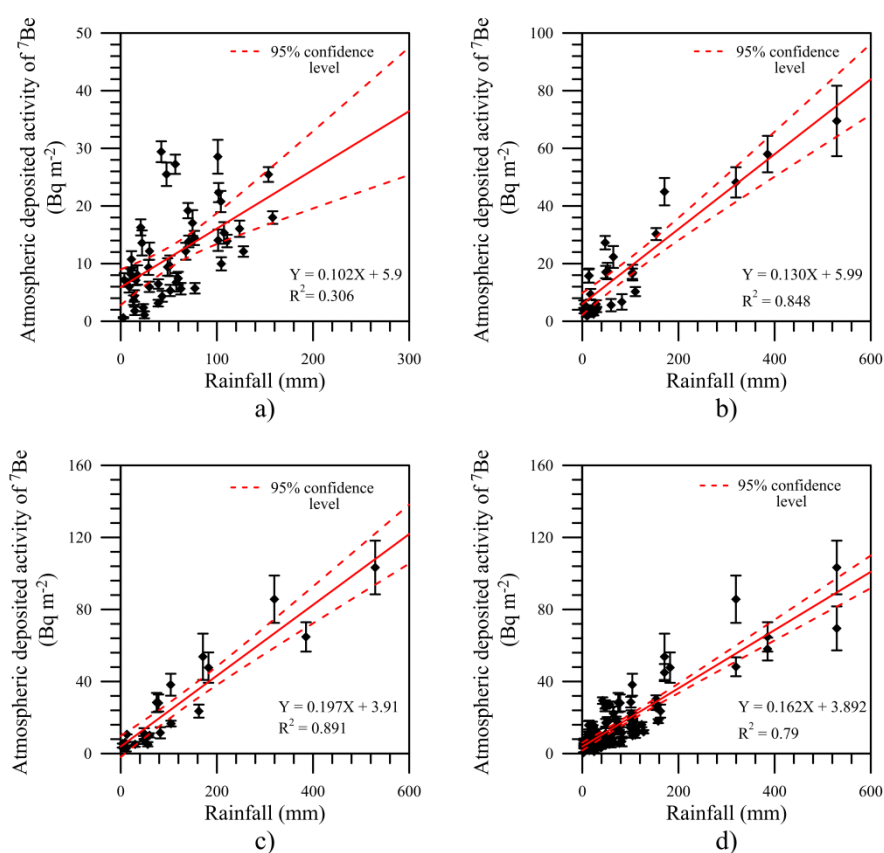


Figure 3 Relationships between the ^7Be depositional flux and the amount of precipitation during each sampling period for sites S01, S02 and S03 as shown in a), b) and c) respectively

3.3 Effect from season in ^7Be removing process by precipitation

The climate of the Songkhla province, south of Thailand is controlled by tropical monsoons that consist of the southwest (May – October) and northeast (October – February) monsoons. There are generally two seasons – the rainy season and dry season. The rainy season is influenced by the southwest monsoon (May – September) that brought the moist and warm air from the Indian Ocean whereas the northeast monsoon (October – January), brought the moist air from the Gulf of Thailand. During the periods A.D. 2003 – 2013, the mean annual rainfall is 2,451 mm and frequently occurs in October to December. Meteorological data were provided by the Thai Meteorological Department at the Songkhla Meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located $7^{\circ}12'14''$ N $100^{\circ}36'11''$ E). The monsoon system has affected the wind speed and direction in the Songkhla lagoon. In A.D. 2013, the monthly mean wind speeds at the Songkhla Especially, the wind speeds are strong during the period of April to October. The wind direction is predominantly from ENE, WSW and ENE directions during the intermonsoon (February – April), SW monsoon (April – October) and NE monsoon (October – January), respectively (Figure.4).

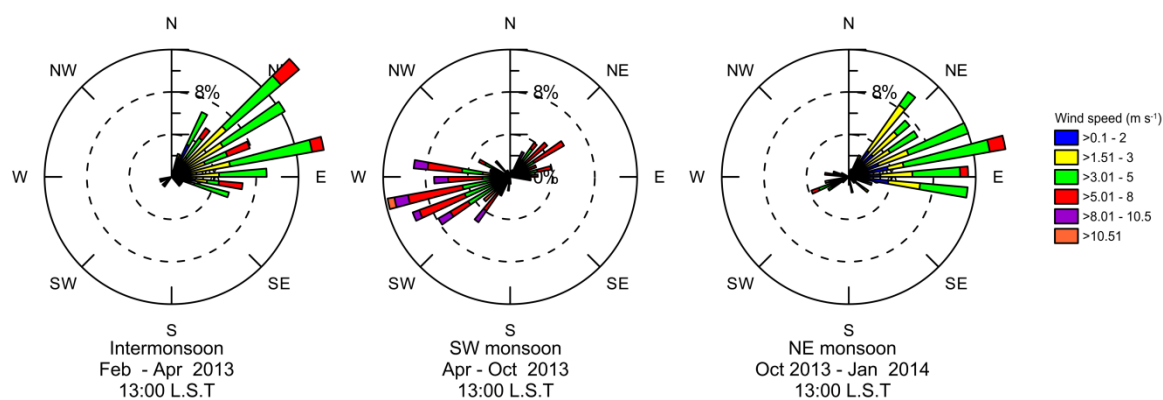


Figure. 4 Wind diagram showing percentage of wind direction at the Songkhla meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located $7^{\circ}12'14''$ N $100^{\circ}36'11''$ E) during January 2013 – January 2014. (data from Thai Meteorological Department)

The depositional fluxes of ^7Be and precipitations selected from all sites (S01, S02, and S03) were classified into three groups: Northeast monsoon (Nov – Jan), Southwest monsoon (May – Oct), and summer season (Feb – Apr). The Pearson's correlation test was used to measure the strength of the relationship between the event

depositional fluxes of ^7Be and amount rainfall. These correlation coefficients were 0.902 (p -value = 0.000), 0.873 (p -value = 0.007) and 0.798 (p -value = 0.000) for NE monsoon, SW monsoon, and summer seasons, respectively. From these coefficients, the strength levels of correlation between these values were strong correlation for NE monsoon and SW monsoon season, and moderate correlation for summer seasons. The linear relationships obtained by the regression test between the event depositional flux of ^7Be and amount rainfall are significant positive relationship all duration of monsoon as shown in the [Figure 5](#): The slopes of linear relationship between these are 0.158, 0.163 and 0.161 for the NE monsoon seasons ($R^2 = 0.812$, $p < 0.001$), the SW monsoon seasons ($R^2 = 0.429$, $p < 0.001$), and the summer season ($R^2 = 0.864$, $p < 0.001$) respectively. These results can be considered that the removing of ^7Be -bearing aerosols to the ground surface was dominantly regulated by precipitation.

When the depositional fluxes of ^7Be and amount rainfall are normalized by duration of sampling time, and the Pearson's correlation test was used to measure the strength of the relationship between these. These correlation coefficients were 0.651 (p -value = 0.000), 0.418 (p -value = 0.007) and 0.732 (p -value = 0.000) for NE monsoon, SW monsoon, and summer seasons, respectively. From these coefficients, the strength levels of correlation between these values were strong correlation for NE monsoon and summer seasons, and moderate correlation for SW monsoon season. These results can be considered that the daily depositional flux of ^7Be was dominantly regulated by precipitation.

In these data, there are some data that more scattered than others as shown in the [Figure 6 \(blue star\)](#), which were cut off in the regression test. Only data which were well grouped as shown in the [Figure 6 \(filled black circles\)](#) were used to investigate the linear relationship by regression test. The linear relationships obtained by the regression test between the daily deposition flux of ^7Be and daily rainfall are significant for the NE monsoon seasons ($R^2 = 0.514$, $p < 0.001$), the SW monsoon seasons ($R^2 = 0.429$, $p < 0.001$), and the summer season ($R^2 = 0.864$, $p < 0.001$) as shown in [Figure 6](#). They can be explained that the atmospheric deposition of ^7Be is tightly related to rainfall. Hence, the precipitation was the dominant removal pathway of ^7Be out of the atmosphere in Songkhla province. This observation was similar to reports obtained in other regions (e.g., [Kim et al., 2000](#); [McNeary and Baskaran, 2003](#); [Zhang et al., 2016](#))

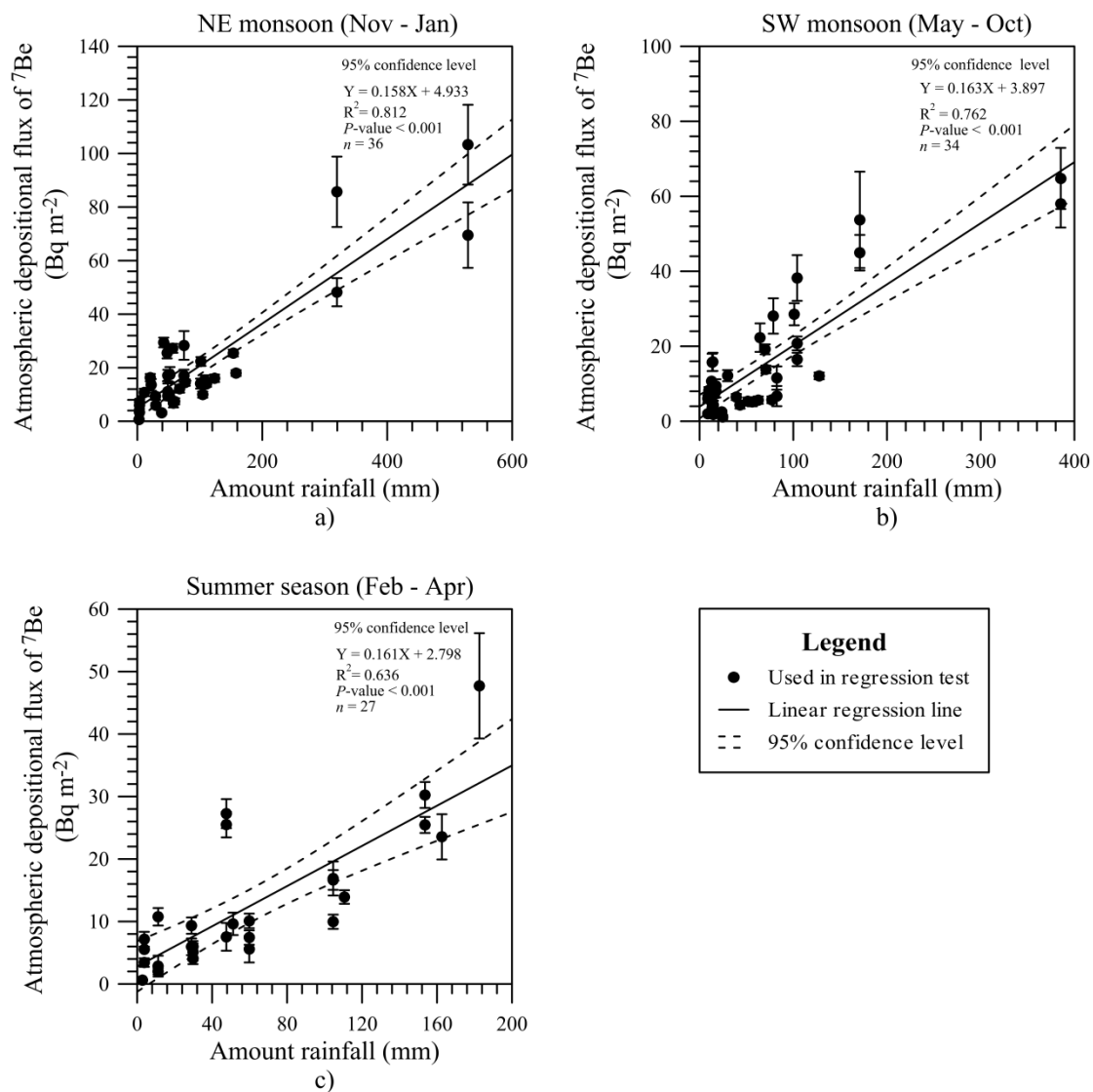


Figure 5 Relationships between the event depositional fluxes of ^7Be and amount rainfall classified by duration of monsoon: a) November to January (NE monsoon), b) May to October (SW monsoon) and c) February to April (summer season)

Although the daily deposition of ^7Be was dominantly controlled by precipitation, there was an evident difference in the influence of precipitation magnitude on ^7Be deposition between the northeast, southwest monsoon and summer seasons. The slope of the correlation line (0.165) for the northeast monsoon months was two times the slope (0.096) obtained during the southwest monsoon months, indicating more atmospheric ^7Be carried by the same amount of rainwater during the northeast monsoon season as shown in Figure 6,.

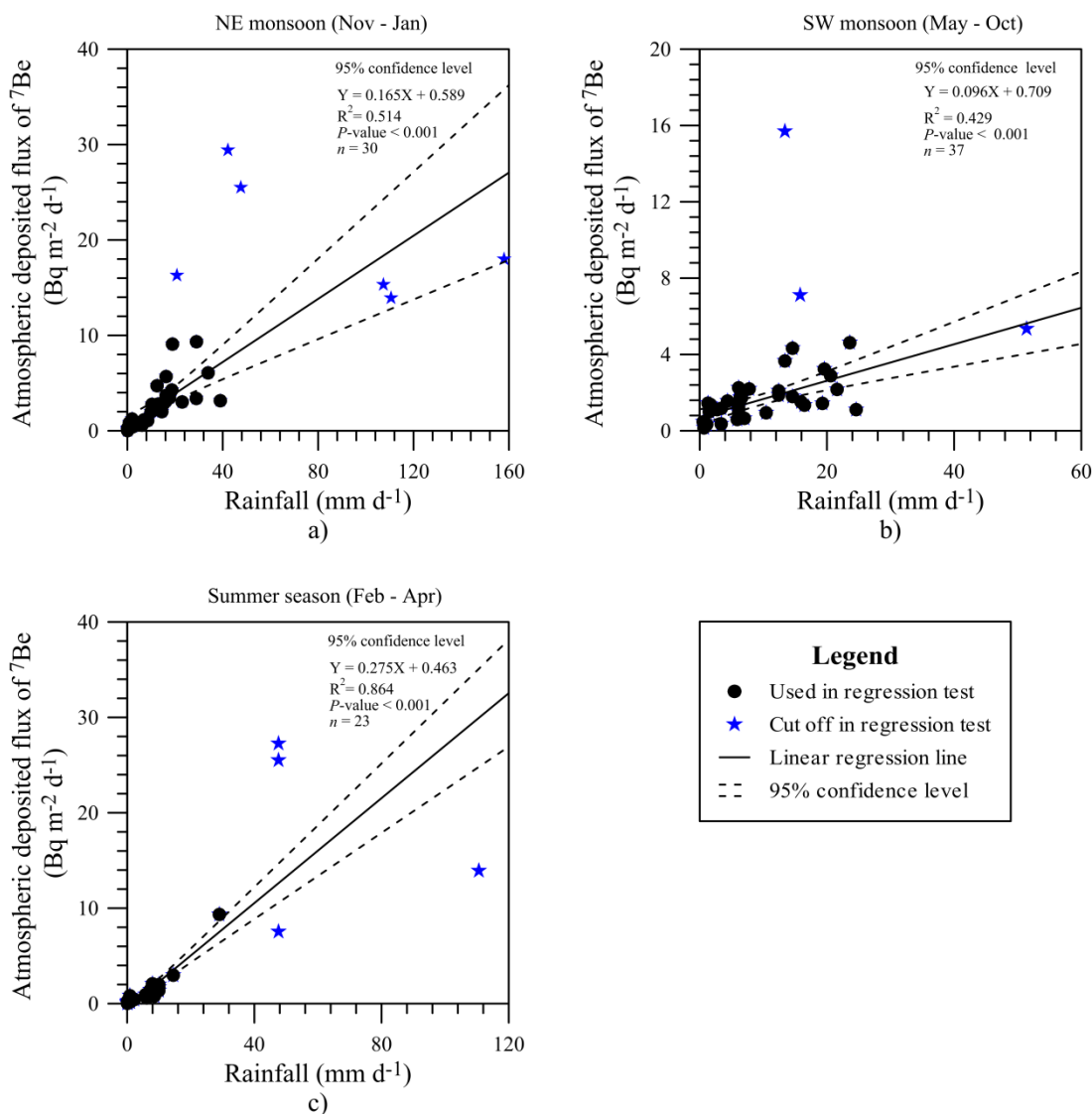


Figure 6 Relationships between the daily depositional fluxes of ^7Be and daily rainfall classified by duration of monsoon a) November to January (NE monsoon), b) May to October (SW monsoon) and c) February to April (summer season)

Atmospheric depositional fluxes of ^7Be vary with seasonal monsoons as shown in the Figure 6. High values show in the North-East monsoon and summer season months, and low values show in South-West monsoon months. The significant linear correlations between the daily deposition fluxes of ^7Be and precipitation suggested that the atmospheric deposition of ^7Be was related to rainfall as shown in Figure 6. Consequently, the precipitation was the dominant removal pathway of ^7Be out of the atmosphere in Songkhla. This observation was similar to reports obtained in other regions (e.g. Kim et al., 2000; McNeary and Baskaran, 2003; Zhang et al. 2016; Su et al., 2003).

Such seasonal difference reflected the higher ^7Be contents in the atmosphere during the northeast monsoon months. A similar phenomenon was also reported by [Su et al. \(2003\)](#) and [Zhang et al. \(2016\)](#) based on a time-series observation of ^7Be deposition in Taiwan and Xiamen, respectively. Since the troposphere usually becomes thinner in the mid-latitude regions in late winter and early spring, the air mass exchange between the troposphere and stratosphere is much active, leading more ^7Be to enter into the troposphere.

3.4 Monthly variations of ^7Be deposition

Monthly depositional fluxes of ^7Be for sites S01, S02 and S03 at Songkhla province are plotted in Figure 3.5 and presented in Table 3.xx. These depositional fluxes ranged $0.6 - 90 \text{ Bq m}^{-2}$, $3.4 - 69 \text{ Bq m}^{-2}$, and $5.5 - 103 \text{ Bq m}^{-2}$ for sites S01, S02, and S03, respectively. The maximum and minimum fluxes of ^7Be for all sites occurred in NE monsoon (Oct- Dec) which has the maximum rainfall amounts, and summer season (Feb – Apr) which has the lack of rainfall.

Table 4 Monthly deposited fluxes of ^7Be at sites S01, S02 and S03

Month	Precipitation (mm)	Monthly flux of ^7Be (Bq m^{-2})		
		S01	S02	S03
Dec-12	384.8	90 ± 4		
Jan-13	52.2	17 ± 2	23 ± 5	14 ± 4
Feb-13	240.0	55 ± 3	59 ± 18	36 ± 8
Mar-13	3.8	0.6 ± 0.1	3.4 ± 0.7	5.5 ± 0.9
Apr-13	115.8	21 ± 2	17 ± 2	23 ± 9
May-13	238.4	42 ± 2	42 ± 13	58 ± 8
Jun-13	113.0	27 ± 2	16 ± 1	44 ± 7
Jul-13	69.0	16 ± 2	29 ± 8	16 ± 4
Aug-13	253.4	59 ± 3	52 ± 15	65 ± 13
Sep-13	78.7	26 ± 2	38 ± 8	28 ± 4
Oct-13	385.4	58 ± 2	58 ± 6	65 ± 5
Nov-13	509.5	67 ± 3	69 ± 10	103 ± 9
Dec-13	320.7	56 ± 3	48 ± 4	86 ± 7
Annual	2379.9	444.6	454.4	543.5

Figure 7 shows that the monthly depositional fluxes of ^7Be are changed in the monthly rainfall amounts. The trend of our results is similar to many researchers reported that the ^7Be depositional flux is controlled by precipitation ([Du et al., 2008](#)). The monthly depositional fluxes of ^7Be plotted against monthly rainfall (Figure 8) show that there are strong positive correlations all sampling sites, suggesting that the atmospheric ^7Be is

removed from atmosphere by washout and rainout processes (Narazaki et al, 2003; Yi et al, 2007). This information will be useful for evaluating human impacts on land degradation phenomena as a whole (Ayub et al., 2012).

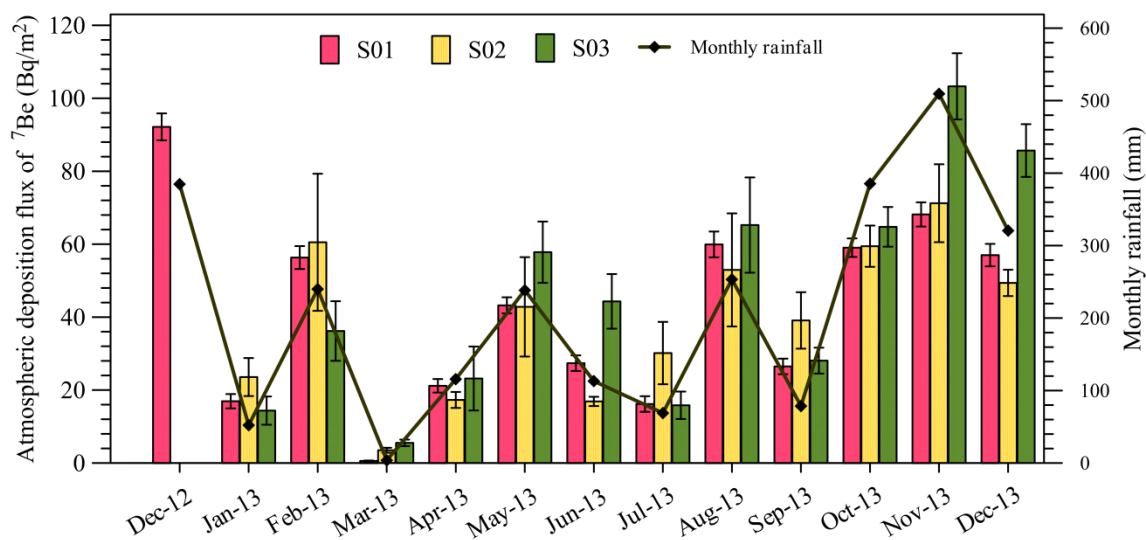


Figure 7 Monthly deposition fluxes of ^7Be for sites S01, S02 and S03 contributions to the whole year with precipitation amount

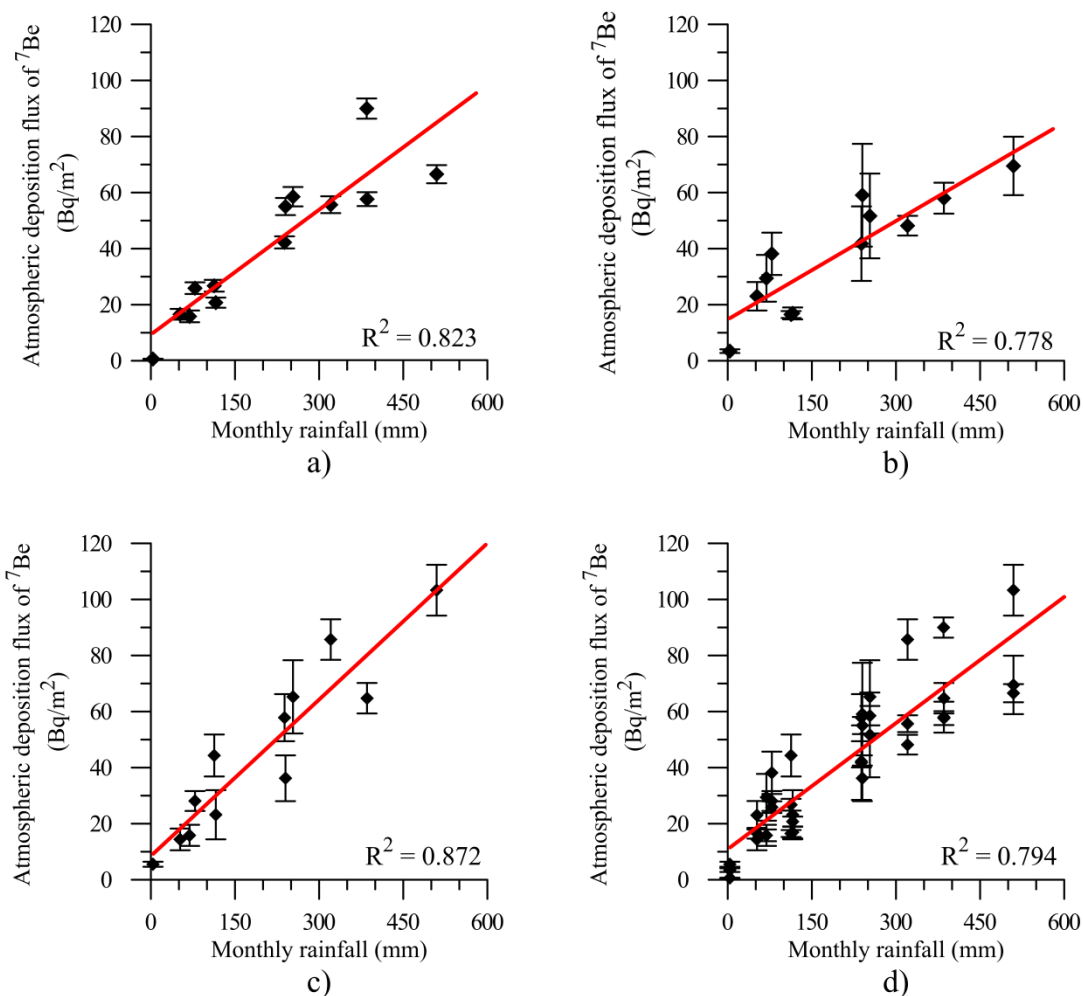


Figure 8 Correlation between monthly precipitation and deposition flux of ^7Be for sites S01, S02, S03 and total all sites as shown in a), b), c) and d) respectively.

3.5 Annual deposition fluxes of ^7Be

From this data, annual deposition fluxes of 444.6, 454.4 and 543.5 Bq m^{-2} for sites S01, S02 and S03, respectively, were calculated by summation of event deposition fluxes during January, 2013 to December, 2013. The average of the annual deposition flux of ^7Be in selected sites of the Songkhla province, Thailand is 480.8 Bq m^{-2} . [Figure 9](#) and [Table 5](#) show the annual deposition fluxes collected from around the world. Our result is lower than the annual deposition fluxes reported by researchers in other locations. Generally, high ^7Be flux occurs in the mid-latitude region, but this result shows the lower ^7Be flux which may be influenced from the lower latitude of this study site and the tropical zone (e.g [Baskaran, 1995](#); [Ishikawa et al., 1995](#); [Conaway et al., 2013](#)).

Table 5 The summarized annual ⁷Be deposition flux in the world

Locations	Collection period	Position		Annual rainfall (mm)	Depositional fluxes of ⁷ Be (Bq m ⁻²)	Earth's Magnetic field angle		Earth's Magnetic field intensity			Reference
		Lat. ^a	Long. ^b			De.	In.	Horizontal	Vertical	Total	
Hatyai (HY), Thailand	Dec 2012 - Dec 2013	7.12	100.54	2500	480.8	-0.38	-1.52	41479.0	-1102.1	41493.7	Present study
Murree (MR), Pakistan	2006 – 2010	33.90	73.38	14500	4832	2.19	51.94	30799.2	39337.3	49960.1	Ali et al.(2011)
Islamabad (ID), Pakistan	2009 – 2010	33.72	73.07	1140	3801	2.2	51.77	30859.3	39178.2	49872.1	Ali et al.(2011)
Stillpond (SP),USA	Sep 1995 - Sep 1996	39.00	-76.00	126	2167	-11.13	67.7	20434.3	49827.0	53854.4	Kim et al. (2000)
Brisbane (BR), Australia	2004 – 2006	-27.48	153.03	718 - 1056	1199	11.1	-57.54	28506.5	-44812.9	53111.3	Doering and Akber (2008)
Rokkasho (RK), Japan	2004 – 2006	40.95	141.35	1340 - 1637	2626	-8.57	55.22	27852.1	40108.3	48830.5	Akata et al. (2008)
Fuhuoka (FK), Japan	Aug 1995 - Oct 1998	33.58	130.40	1704	1733	-6.91	48.26	31780.3	35615.7	47733.3	Sugihara et al.(2000)
Shanghai (SG), China	Nov 2005 - Oct 2006	31.23	121.40	1140	2070	-5.4	46.52	33419.1	35240.1	48566.5	Du et al. (2008)
Xiamen (XM), China	Mar 2004 - Apr 2005	24.43	118.08	1135	599	-3.32	35.93	36748.5	26635.4	45386.0	Yi et al. (2007)
San Luis (SL), Argentina	Nov 2006 - May 2008	-33.15	-66.30	600 – 800	1140	-1.28	33.96	19545.2	13163.6	23647.4	Juri Ayub et al. (2009)
Thessaloniki (TS), Greece	Jan 1987 - Dec 1992	40.63	22.97	337 - 652	736.1	3.85	57.52	25017.1	39304.5	46590.8	Ioannidou and Papastefanou (2006)
Thessaloniki (TS), Greece	Jul 1987 - Jun 1994	40.63	22.97	337 - 652	776.3	3.85	57.52	25017.1	39304.5	46590.8	Papastefanou et al. (1995)
Geneva (GV), Switzerland	Nov 1997 - Nov 1998	46.27	6.17	1000	2087	0.76	62.12	22087.4	41758.1	47239.7	Caillet et al. (2001)
Monterey Bay (MB), USA	Oct 2009 - Sep 2010	36.97	-122.04	763	1450	14.03	60.65	23804.7	42330.7	48564.9	Conaway et al. (2013)
IAEA-EL Builidind (IAEA),Monaco	1998 – 2010	43.83	7.5		1260	1.04	59.78	23396.3	40175.4	46493.4	Pham et al. (2013)
Tsukuba (TK), Japan	Jan 2000 - Dec 2001	36.05	140.13	1362	1121	-7.0	49.52	30094.2	35265.4	46361.0	Hirose et al. (2004)
Tsukuba (TK), Japan	1986 – 1998	36.05	140.13	1362	1322	-6.8	49.09	30075.2	34706.4	45924.4	Igarashi et al. (1998)
Nagasaki (NG), Japan	Jan 2000 - Dec 2000	32.75	129.85	1561	1474	-6.35	47.01	32336.6	34687.8	47422.5	Hirose et al. (2004)
Massachusetts (MS1),USA	Sep 2000 - Aug 2007	42.32	-71.03		2592	-15.44	68.31	19701.3	49536.1	53310.1	Zhu and Olsen. (2009)
Massachusetts (MS2),USA	Mar 1996 - Feb 1998	41.53	-72.65		2133	-14.45	68.85	19467.9	50325.3	53959.6	Benitez-Nelson and Buesseler. (1999)
New Hampshire (NH),USA	Mar 1997 - Feb 1998	43.07	-70.7		2767	-16.28	69.59	18917.5	50848.1	54253.1	Benitez-Nelson and Buesseler. (1999)
Tatsunokuchi (TS), Japan	1991 – 2002	36.47	136.55		5300	-7.48	50.55	30261.7	36774.1	47624.7	Yamamoto et al. (2006)
Ansai (AS), Chaina	Apr 2010 - Dec 2012	36.86	109.32	510	1756	-3.38	55.61	30065.3	44024.9	53349.4	Zhang et al. (2013)
Granada (GD), Spain	1995 – 1998	37.18	-0.60	452	469	-2.26	51.47	26764.9	33613.9	42368.0	Gonzalez-Gomez et al. (2006)
Malaga (MG), Spain	1992 – 1999	36.73	-4.47	308	412	-3.76	50.8	26899.1	32980.7	42559.2	Duenas et al. (2002)
Huelva (HV), spain	Jan 2010 - Dec 2011	37.27	-6.92		740	-2.49	51.1	26991.8	33450.6	42982.6	Lozano et al.(2013)
Cadiz (CD), spain	Jan 2010 - Dec 2011	36.53	-6.21		760	-2.25	50.11	27377.4	32758.0	42692.0	Lozano et al.(2013)
St. Petersburg (SP), USA	Oct 2003 - Jul 2004	27.76	-82.64	575	1832	-4.0	58.16	24758.7	39864.5	46927.3	Baskaran and Swarzenshi. (2007)
Nankang,Taiwan	1996 – 2001	25.0	121.6	1945	1833	-3.83	35.98	36248.7	26318.6	44795.5	Su et al., 2003
Peng-Chia Yu, Taiwan	1996 – 2001	25.7	121.1	1929	1117	-3.55	37.20	35905.0	27307.9	45164.8	Su et al., 2003
Xiamen, China	2001 – 2003	24.4	118.1	1618	694	-2.94	35.44	36690.6	26151.1	45096.1	Jia et al. (2003)
Qingdao,China	2002	36.1	120.3	421	610	-6.08	53.11	30805.8	41047.7	51321.7	Yi et al. (2005)
Qingdao,China	2004	36.1	120.3	376	785	-6.16	53.14	30596	41039.6	51296.0	Yi et al. (2005)
Nanjing, China	2010.1 – 2011.12	32.1	129.8	1101	1622	-6.42	46.32	32151.1	33883.0	46849.0	Yang et al. (2012)
Three gorges reservoir	2009.5 – 2010.5	30.4	108.2	1026	949	-2.60	46.50	34225.0	36068.0	49722.0	Shi et al, (2011)

3.6 The effect of ^7Be from geomagnetic field

In fact, the ^7Be 's production rate in the atmosphere depends on the flux of galactic cosmic rays (GCRs) affected by the solar activity or solar magnetic field (Leppänen et al., 2010; Akata et al., 2008; Sakurai et al., 2005), and the geomagnetic field has been influenced the fluxes of the charged GCRs. Therefore, vertical, horizontal, and total intensities of geomagnetic field and absolute geomagnetic latitude were plotted with the annual atmospheric depositions of ^7Be reported in the several locations in the world and our result as shown in Figure 9. The calculated geomagnetic fields by using the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model from the National Centers for Environmental Information (NOAA, 2016) were used in this study. The geomagnetic latitude (λ) was calculated from inclination angle (I) as follow $\tan(I) = 2 \tan(\lambda)$. The charged GCRs cannot move through to the Earth's atmosphere in area of low geomagnetic latitude because the geomagnetic field can make the magnetic force exerting the charged GCRs in perpendicular of particle motion. Its effect can turn out the charged GCRs. Hence, the low geomagnetic latitude area has the low ^7Be 's production indicating low annual atmospheric depositions of ^7Be (see Figure 9a and b). There are three points of high annual atmospheric depositions of ^7Be at the middle latitude which indicate that they may be strongly affected from the exchange between stratosphere and troposphere (Ali et al., 2011; Yamamoto et al., 2006). For discussion of geomagnetic field, we cut out three points of high annual atmospheric depositions of ^7Be . Figure 9b shows that geomagnetic latitude have affected with the ^7Be depositional fluxes, and the ^7Be depositional fluxes are depended on the magnetic field intensities such as horizontal, vertical and total intensities as shown in Figure 9c d and e, respectively. Figure 9c shows the negative correlation between the horizontal magnetic field intensity and the ^7Be depositional fluxes. Although, it is poor correlation which may be influenced from other factors such as horizontal movement of atmospheric aerosols carried the ^7Be , and folding effect of exchange of aerosols between stratosphere and troposphere. The related correlation of these is negative, because the charged GCRs are turned out by high magnetic force from the horizontal magnetic field intensity. The ^7Be depositional fluxes as shown in Figure 9d seem that it depends on the vertical magnetic field intensity, but the vertical magnetic field intensity do not in fact affect to the movement of the GCRs. Therefore, the GCRs can move through to the Earth's atmosphere for interaction of the light particle producing

^7Be . The effect of total magnetic field intensity to the ^7Be depositional fluxes shows in Figure 9e. It seems that the magnetic field intensity influence the ^7Be depositional fluxes because of the total magnetic field intensity including the factors such as geomagnetic latitude, horizontal and vertical magnetic field intensities.

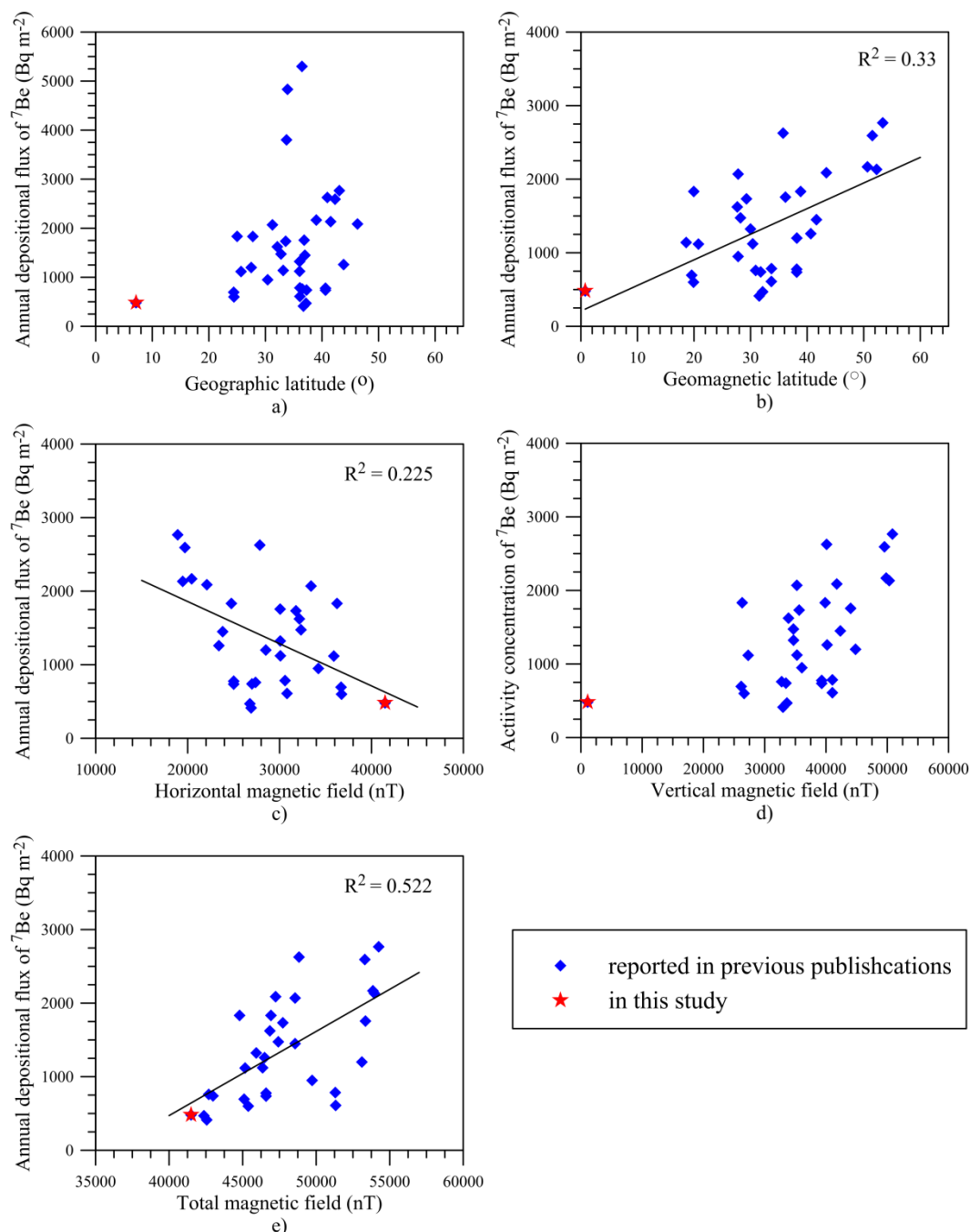


Figure 9 The effect of ^7Be depositional fluxes from a) absolute geographic latitude, b) geomagnetic latitude, c) horizontal, d) vertical and e) total geomagnetic field intensities.

4. Conclusions

The atmospheric concentration and deposition fluxes of ^7Be were measured at three sites in the U-Tapao watershed, Songkhla province, South of Thailand during December 2012 – January 2014. This study provides the baseline information and will be helpful to apply and investigate at this site in the future. Based on this study, mean values of specific concentrations of ^7Be are influenced by seasonal variations. The average annual depositional flux of ^7Be of 480.8 Bq m^{-2} is lower than those reported in other locations in the world. The monthly depositional flux of ^7Be did not remain constant but varied between 0.6 and 103 Bq m^{-2} depending on the amount of monthly rainfall. The seasonal variations have been observed that the depositional flux of ^7Be in northeast monsoon months was higher than that in the southwest monsoon months indicating more atmospheric ^7Be carried by the same amount of rainwater from the middle latitude. From our result and reported data in publications, there are correlations between the depositional flux of ^7Be and horizontal, total geomagnetic field intensity.

Acknowledgements

This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank Prince of Songkla University, Graduate Studies Grant.

References

- Akata, N., Kawabata, H., Hasegawa, H., Sato, T., Chikuchi, Y., Kondo, K., Hisamatsu, S., Inaba, J., 2008. Total deposition velocities and scavenging ratios of ^7Be and ^{210}Pb at Rokkasho, Japan. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 277, 347–355. doi:10.1007/s10967-007-7095-1
- Ali, N., Khan, E.U., Akhter, P., Rana, M. a., Rajput, M.U., Khattak, N.U., Malik, F., Hussain, S., 2011. Wet depositional fluxes of ^{210}Pb - and ^7Be -bearing aerosols at two

- different altitude cities of North Pakistan. *Atmos. Environ.* 45, 5699–5709.
doi:10.1016/j.atmosenv.2011.07.032
- Ayub, J.J., Di Gregorio, D.E., Velasco, H., Huck, H., Rizzotto, M., Lohaiza, F., 2009. Short-term seasonal variability in ^7Be wet deposition in a semiarid ecosystem of central Argentina. *J. Environ. Radioact.* 100, 977–81.
doi:10.1016/j.jenvrad.2009.08.001
- Ayub, J.J., Lohaiza, F., Velasco, H., Rizzotto, M., Di Gregorio, D., Huck, H., 2012. Assessment of ^7Be content in precipitation in a South American semi-arid environment. *Sci. Total Environ.* 441, 111–6. doi:10.1016/j.scitotenv.2012.09.079
- Baskaran, M., 1995. A search for the seasonal variability on the depositional fluxes of Be-7 and Pb-210. *J. Geophys. Res.* 100, 2833–2840. doi:10.1029/94JD02824
- Baskaran, M., Swarzenski, P.W., 2007. Seasonal variations on the residence times and partitioning of short-lived radionuclides (^{234}Th , ^7Be and ^{210}Pb) and depositional fluxes of ^7Be and ^{210}Pb in Tampa Bay, Florida. *Mar. Chem.* 104, 27–42.
doi:10.1016/j.marchem.2006.06.012
- Benitez-nelson, C.R., Buesseler, K.O., 1999. Phosphorous-32, phosphorous-37, beryllium-7 and lead-210: Atmospheric fluxes and utility in tracing stratosphere/troposphere exchange. *J. Geophys. Res.* 104, 11745 – 11754.
- Blake, W.H., Walling, D.E., He, Q., 1999. Fallout beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations. *Appl. Radiat. Isot.* 51, 599–605.
- Caillet, S., Arpagaus, P., Monna, F., Dominik, J., 2001. Factors controlling ^7Be and ^{210}Pb atmospheric deposition as revealed by sampling individual rain events in the region of Geneva, Switzerland. *J. Environ. Radioact.* 53, 241–256.
- Conaway, C.H., Storlazzi, C.D., Draut, A.E., Swarzenski, P.W., 2013. Short-term variability of ^7Be atmospheric deposition and watershed response in a Pacific coastal stream, Monterey Bay, California, USA. *J. Environ. Radioact.* 120, 94–103.
doi:10.1016/j.jenvrad.2013.02.004
- Doering, C., Akber, R., 2008. Beryllium-7 in near-surface air and deposition at Brisbane, Australia. *J. Environ. Radioact.* 99, 461–7. doi:10.1016/j.jenvrad.2007.08.017

- Du, J., Zhang, J., Wu, Y., 2008. Deposition patterns of atmospheric ^7Be and ^{210}Pb in coast of East China Sea, Shanghai, China. *Atmos. Environ.* 42, 5101–5109.
doi:10.1016/j.atmosenv.2008.02.007
- Dueñas, C., Fernandez, M.C., Carretero, J., Liger, E., Canete, C., 2002. Atmospheric deposition of ^7Be at a coastal Mediterranean station. *J. Geophys. Res.* 106, 34065 – 34065.
- Feely, H.W., Larsen, R.J., Sanderson, C.G., 1989. Factors that cause seasonal variations in Beryllium-7 concentrations in surface air. *J. Environ. Radioact.* 9, 223–249.
doi:10.1016/0265-931X(89)90046-5
- González-Gómez, C., Azahra, M., López-Peñalver, J.J., Camacho-García, a, El Bardouni, T., Boukhal, H., 2006. Seasonal variability in ^7Be depositional fluxes at Granada, Spain. *Appl. Radiat. Isot.* 64, 228–34. doi:10.1016/j.apradiso.2005.05.049
- Gourdin, E., Evrard, O., Huon, S., Reyss, J.-L., Ribolzi, O., Bariac, T., Sengtaheuanghoung, O., Ayrault, S., 2014. Spatial and temporal variability of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition during four successive monsoon storms in a catchment of northern Laos. *J. Environ. Radioact.* 136, 195–205.
doi:10.1016/j.jenvrad.2014.06.008
- Hirose, K., Honda, T., Yagishita, S., Igarashi, Y., Aoyama, M., 2004. Deposition behaviors of ^{210}Pb , ^7Be and thorium isotopes observed in Tsukuba and Nagasaki, Japan. *Atmos. Environ.* 38, 6601–6608. doi:10.1016/j.atmosenv.2004.08.012
- Igarashi, Y., Hirose, K., Otsuji-hatori, M., 1998. Beryllium-7 deposition and its relation to sulfate deposition. *J. Atmos. Chem.* 29, 217–231.
- Ioannidou, a, Papastefanou, C., 2006. Precipitation scavenging of ^7Be and ^{137}Cs radionuclides in air. *J. Environ. Radioact.* 85, 121–36.
doi:10.1016/j.jenvrad.2005.06.005
- Ishikawa, Y., Murakami, H., Sekine, T., Yoshihara, K., 1995. Precipitation scavenging studies of radionuclides in air using cosmogenic ^7Be . *J. Environ. Radioact.* 26, 19–36. doi:10.1016/0265-931X(95)91630-M

- Jweda, J., Baskaran, M., van Hees, E., Schweitzer, L., 2008. Short-lived radionuclides (^7Be and ^{210}Pb) as tracers of particle dynamics in a river system in southeast Michigan. *Limnol. Ocean.* 53, 1934–1944.
- Kim, G., Hussain, N., Scudlark, J.R., Church, T.M., 2000. Factors Influencing the Atmospheric Depositional Fluxes of Stable Pb, ^{210}Pb , and ^7Be into Chesapeake Bay. *Juurnal Atmos. Chem.* 36, 65–79.
- Krmar, M., Radnović, D., Rakic, S., Matavuly, M., 2007. Possible use of terrestrial mosses in detection of atmospheric deposition of ^7Be over large areas. *J. Environ. Radioact.* 95, 53–61. doi:10.1016/j.jenvrad.2007.01.011
- Krmar, M., Wattanavatee, K., Radnović, D., Slivka, J., Bhongsuwan, T., Frontasyeva, M. V., Pavlov, S.S., 2013. Airborne radionuclides in mosses collected at different latitudes. *J. Environ. Radioact.* 117, 45–8. doi:10.1016/j.jenvrad.2011.08.009
- Lecroart, P., Schmidt, S., Jouanneau, J., Weber, O., 2005. Be-7 and Th-234 as tracers of sediment mixing on seasonal time scale at the water-sediment interface of the Thau Lagoon. *Radioprot. Suppl.* 40, 661–667. doi:10.1051/radiopro
- Leppänen, a.-P., Pacini, a. a., Usoskin, I.G., Aldahan, a., Echer, E., Evangelista, H., Klemola, S., Kovaltsov, G. a., Mursula, K., Possnert, G., 2010. Cosmogenic ^7Be in air: A complex mixture of production and transport. *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.* 72, 1036–1043. doi:10.1016/j.jastp.2010.06.006
- McNeary, D., Baskaran, M., 2003. Depositional characteristics of ^7Be and ^{210}Pb in southeastern Michigan. *J. Geophys. Res.* 108, 4210. doi:10.1029/2002JD003021
- Narazaki, Y., Fujitaka, K., Igarashi, S., Ishikawa, Y., Fujinami, N., 2003. Seasonal variation of ^7Be deposition in Japan. *J. Radioanal. and Nuclear Chem.* 256, 489–496.
- NOAA. 2016. Magnetic Field Calculators. Available on <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/?model=igrf#igrfwmm>
- Papastefanou, C., Ioannidou, A., 1995. Aerodynamic size association of ^7Be in ambient aerosols. *J. Environ. Radioact.* 26, 273–282. doi:10.1016/0265-931X(94)00011-K
- Pham, M.K., Povinec, P.P., Nies, H., Betti, M., 2013. Dry and wet deposition of ^7Be , ^{210}Pb and ^{137}Cs in Monaco air during 1998-2010: seasonal variations of deposition fluxes. *J. Environ. Radioact.* 120, 45–57. doi:10.1016/j.jenvrad.2012.12.007

- Piñero García, F., Ferro García, M. a., Azahra, M., 2012. ^7Be behaviour in the atmosphere of the city of Granada January 2005 to December 2009. *Atmos. Environ.* 47, 84–91. doi:10.1016/j.atmosenv.2011.11.034
- Renfro, A.A., Cochran, J.K., Colle, B.A., 2013. Atmospheric fluxes of ^7Be and ^{210}Pb on monthly time-scales and during rainfall events at Stony Brook , New York (USA). *J. Environ. Radioact.* 116, 114–123. doi:10.1016/j.jenvrad.2012.09.007
- Sakurai, H., Shouji, Y., Osaki, M., Aoki, T., Gandou, T., Kato, W., Takahashi, Y., Gunji, S., Tokanai, F., 2005. Relationship between daily variation of cosmogenic nuclide Be-7 concentration in atmosphere and solar activities. *Adv. Sp. Res.* 36, 2492–2496. doi:10.1016/j.asr.2003.08.083
- Schuller, P., Iroumé, A., Walling, D.E., Mancilla, H.B., Castillo, A., Trumper, R.E., 2006. Use of beryllium-7 to document soil redistribution following forest harvest operations. *J. Environ. Qual.* 35, 1756–1763. doi:10.2134/jeq2005.0410
- Sepulveda, A., Schuller, P., Walling, D.E., Castillo, A., 2008. Use of ^7Be to document soil erosion associated with a short period of extreme rainfall. *J. Environ. Radioact.* 99, 35–49. doi:10.1016/j.jenvrad.2007.06.010
- Shi, Z., Wen, A., Yan, D., Zhang, X., Ju, L., 2011. Temporal variation of ^7Be fallout and its inventory in purple soil in the Three Gorges Reservoir region, China. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 288, 671–676. doi:10.1007/s10967-010-0934-5
- Su, C.-C., 2003. Factors controlling atmospheric fluxes of ^7Be and ^{210}Pb in northern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2018. doi:10.1029/2003GL018221
- Sugihara, S., Osaki, S., Baba, T., Tagawa, Y., Maeda, Y., Inokura, Y., 1999. Distribution and mean residence time of natural radionuclides in the forest ecosystem. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 239, 549–554. doi:10.1007/BF02349067
- Taylor, a., Blake, W.H., Smith, H.G., Mabit, L., Keith-Roach, M.J., 2013. Assumptions and challenges in the use of fallout beryllium-7 as a soil and sediment tracer in river basins. *Earth-Science Rev.* 126, 85–95. doi:10.1016/j.earscirev.2013.08.002
- Tositti, L., Brattich, E., Cinelli, G., Baldacci, D., 2014. 12 years of ^7Be and ^{210}Pb in Mt. Cimone, and their correlation with meteorological parameters. *Atmos. Environ.* 87, 108–122. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.01.014

- Usoskin, I.G., Kovaltsov, G. a., 2008a. Production of cosmogenic ^7Be isotope in the atmosphere: Full 3-D modeling. *J. Geophys. Res.* 113, D12107. doi:10.1029/2007JD009725
- Usoskin, I.G., Kovaltsov, G. a., 2008b. Cosmic rays and climate of the Earth: possible connection. *Comptes Rendus Geosci.* 340, 441–450. doi:10.1016/j.crte.2007.11.001
- Yamamoto, M., Sakaguchi, A., Sasaki, K., Hirose, K., Igarashi, Y., Kim, C.K., 2006. Seasonal and spatial variation of atmospheric ^{210}Pb and ^7Be deposition: features of the Japan Sea side of Japan. *J. Environ. Radioact.* 86, 110–31. doi:10.1016/j.jenvrad.2005.08.001
- Yang, Y., Gai, N., Geng, C., Zhu, X., Li, Y., Xue, Y., Yu, H., Tan, K., 2013. East Asia monsoon ' s influence on seasonal changes of beryllium-7 and typical POPs in near-surface atmospheric aerosols in mid-latitude city. *Atmos. Environ.* 79, 802–810. doi:10.1016/j.atmosenv.2013.07.021
- Yi, Y., Zhou, P., Liu, G., 2007. Atmospheric deposition fluxes of ^7Be , ^{210}Pb and ^{210}Po at Xiamen , China. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 273, 157–162. doi:10.1007/s10967-007-0728-6
- Zhang, L., Yang, W., Chen, M., Wang, Z., Lin, P., Fang, Z., Qiu, Y., Zheng, M., 2016. Atmospheric Deposition of ^7Be in the Southeast of China: A Case Study in Xiamen. *Aerosol Air Qual. Res.* 16, 105–113. doi:10.4209/aaqr.2015.03.0182
- Zhu, J., Olsen, C.R., 2009. Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in the Neponset River estuary, Massachusetts, USA. *J. Environ. Radioact.* 100, 192–197. doi:10.1016/j.jenvrad.2008.11.013

Sediment mixing derived from ^7Be and ^{210}Pb profiles: A case study from the outer Songkhla lagoon, southern Thailand

Santi Raksawong^a, Miodrag Krmar^b, Tripob Bhongsuwan^{a*}

^a Nuclear Physics Research Laboratory, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla, 90112, Thailand

^b Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad, 21000, Serbia

Abstract

1 Studying the particle exchange processes at the sediment-water interface provides new
2 insights into benthic processes in the Outer Songkhla lagoon. In this contribution, we present
3 the sediment mixing rates derived from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^7Be depth profiles in the lagoon sediment.
4 The long-term sediment mixing rates estimated from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profiles range from 8.7 to 41.9
5 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$. In addition, these $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profiles indicate sedimentation rates between 0.37 and 0.81
6 cm y^{-1} . The ^7Be activity profiles show the maximum penetration depth or the thickness of
7 particle mixing layer ranging from 0.5 cm to 2.0 cm. The sediment mixing rate estimates
8 from ^7Be range from 0.04 to 37.7 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$, at the central part of lagoon and in the discharge
9 area, respectively. The sediment mixing rates near shrimp farming areas were significantly
10 elevated. Moreover, the average mixing rates in the discharge and non-discharge areas were
11 significantly different. As a preliminary observation, the activities of shrimp farms influenced
12 the redistribution of sediment at the water-sediment interface, as did the discharge flows.

13 * Corresponding author. Tel: +66-0-7428-8761; fax: +66-0-7455-8849.

14 E-mail address: tripob.b@psu.ac.th (T. Bhongsuwan).

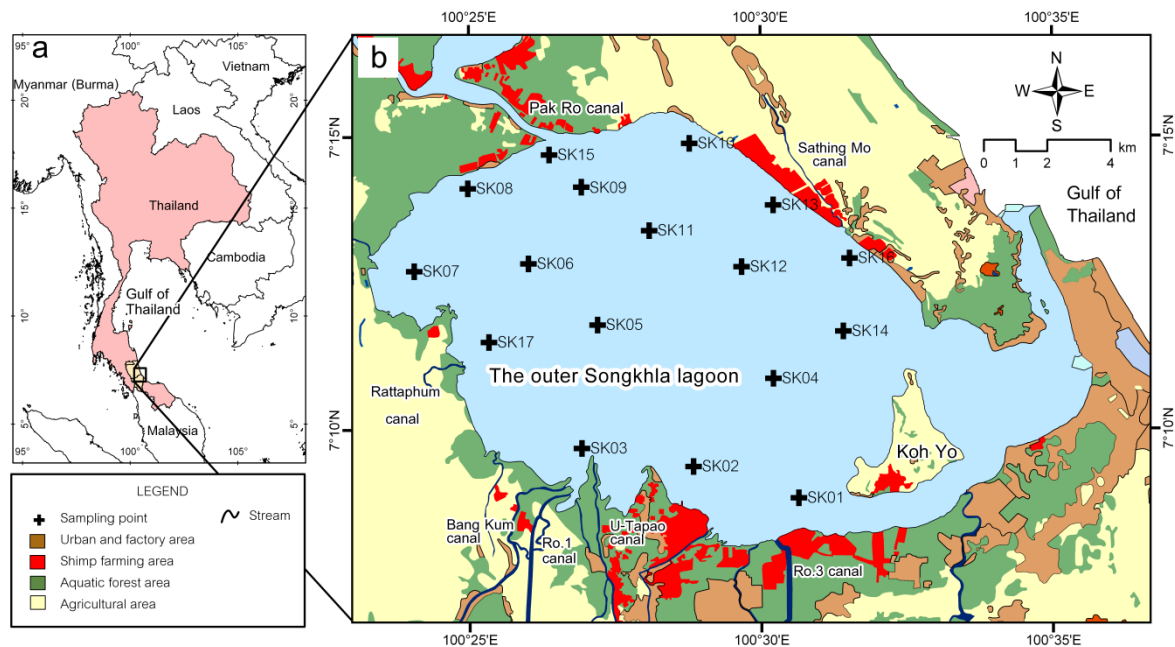
15 **Keywords:** Songkhla lagoon, diffusion model, sediment mixing rates, bioturbation, ^7Be ,
16 ^{210}Pb

17 1. Introduction

18 The Songkhla lagoon is the largest lagoon in South-East Asia, located in southern Thailand
19 on the east coast of the Malay Peninsula. It has three interconnected parts, namely the inner,
20 the middle and the outer part. The outer part, known as Thale Sap Songkhla, is the
21 southernmost part of the Songkhla lagoon. The outer Songkhla lagoon (**Fig. 1b**) is a shallow
22 coastal lagoon with an average depth of ca. 2.0 m (1.5 m) in the rainy (summer) season.
23 There is a narrow opening to the Gulf of Thailand allowing tides to propagate into the lagoon.

24 The aquatic environment in the outer Songkhla lagoon is, therefore, a combination of
25 seawater and freshwater, and the hydrodynamic complexity of this system is mainly
26 controlled by tides, runoffs, winds and waves. The Songkhla lagoon is an important
27 ecosystem with abundant fishery resources representing freshwater, brackish and marine
28 animals. It also serves as an important nursery ground for many economically important
29 species of fish, crab, and shrimp (Pornpinatepong et al., 2010). Moreover, aquatic animal
30 husbandry is practiced both in and around this lagoon. Fish (sea bass) farming was introduced
31 in 1971 and is localized in the outer Songkla lagoon around Koh Yo island. Culturing the
32 black tiger shrimp (*Penaeus monodon*) was introduced by the government in the early 1980s
33 to improve household incomes and to enhance employment opportunities of the local
34 population. Shrimp farming dramatically increased from 3,491 ha to 7,799 ha over the period
35 from 1982 to 2000 (Tanavud et al., 2001; Pornpinatepong et al., 2010). Since the Songkla
36 lagoon and its catchment are mostly within the Songkhla province, this provincial economy is
37 heavily influenced by the natural and aquacultural production of the lagoon. Since 2002, the
38 fishery production from wild and aquaculture populations has rapidly decreased, as seen in its
39 contributions to the gross provincial product (GPP) which were 14,902, 13,270, 8,001 and
40 6,533 million bath per year (at the current market prices) in 2002, 2005, 2009 and 2013,
41 respectively (NESDB, 2014). This despite the Department of Fisheries having restored
42 economic aquatic animals in this lagoon and implemented many techniques to prevent
43 diseases and to treat the shrimp in the farms. Shrimp farming has expanded to freshwater
44 areas replacing paddy fields, causing the soil to acquire high salinity level and low organic
45 content, while the wastewaters from shrimp farming are discharged into the lagoon (Tanavud
46 et al., 2001; Pornpinatepong et al., 2010). The Songkhla lagoon is impacted by a large
47 watershed area with agriculture mainly of rice, rubber trees, and oil palm trees, and also with
48 a large urban human population. The urban domestic wastewaters, fertilizers from
49 agriculture, and the high suspended sediment load from erosion in the watersheds enter the
50 lagoon through various canals and cause environmental degradation (e.g. Bhongsuwan and
51 Bhongsuwan, 2002; Chittrakarn et al., 1998; Gyawali et al., 2013; Ladachart et al., 2011;
52 Pornpinatepong et al., 2010; Pradit et al., 2013; Sirinawin et al., 1998; Sirinawin and
53 Sompongchaiyakul, 2005). Furthermore, the hydrodynamics in this lagoon is mainly driven
54 by winds and tidal responses. The wind-induced waves stir up the sediment easily and wind-
55 induced currents distribute the suspended sediments because of the shallowness and the soft
56 mud bottom. The water velocities are mostly low in the lagoon, but strong flows occur in the
57 canal connecting to the Gulf of Thailand, to north and south of Koh Yo island, and affected

58 by tidal changes (Ganasut et al., 2005; Pornpinatepong et al., 2006; Primo de Siqueira, 2011).
59 These processes influence the distributions of chemical species in the interfacial zone that can
60 deteriorate water quality and disturb the stratigraphic structure in the sediments (e.g.
61 Bradshaw et al., 2006; Crusius et al., 2004; Lecroart et al., 2010; Schmidt et al., 2007).



62
63 **Fig.1** Location map of the study area, and sampling points shown in magnification of the
64 study area.

65 These complications have been discussed in a large number of scientific studies aiming to
66 find and mitigate environmental impacts. Studying the particle exchange processes at the
67 sediment-water interface provides new insights into benthic processes. Therefore,
68 quantitative sediment mixing rates in terms of diffusion coefficient (D_b) and penetration
69 depth (L) are required for understanding the sedimentation processes and ecological activities
70 at the water-sediment interface in the lagoon. The D_b represents the mixing intensity in the
71 sediment column, and is estimated by fitting a diffusion model to depth profiles of tracers
72 (e.g. Krishnaswami et al., 1980; Lecroart et al., 2007a; Lecroart et al., 2007b; Lecroart et al.,
73 2010; Schmidt et al., 2007; Palinkas et al., 2005).

74 In this paper, we present an investigation of sediment mixing at the water-sediment interface
75 on the outer Songkhla lagoon. Results are reported on detailed depth profiles of both short-
76 and long-lived radionuclides, namely ^7Be and ^{210}Pb , in the bottom sediment cores. These
77 radionuclides are assessed as tracers indicating short- and long-term sediment mixing rates
78 (D_b). Moreover, this work shows impacts of shrimp farming and river discharge.

79 2. Methods

80 2.1 Sampling of the sediment cores

81 Totally 16 bottom sediment cores in the outer Songkhla lagoon were collected using a hand-
82 operated corer equipped with PVC core tubes (8.5 cm internal diameter, 30 cm length), on
83 December 25, 2013. Sediment core sampling locations in the lagoon are shown in **Fig. 1b**.
84 All the cores were kept vertical, transported to the laboratory, and then sliced at 0.5 cm
85 intervals in the depth direction, using the handheld extruder shown in **Fig. 2**. These
86 specimens were dried at 105 °C for 24 hours in an electric oven, ground in a ceramic mortar,
87 sieved to < 2 mm fraction, weighed, and stored in airtight sealed polyethylene bottles. The
88 particle sizes of sediments were determined by sieve analysis. The ^7Be activities were
89 measured by a gamma spectrometer with a HPGe detector (GC7020, Canberra Industries,
90 USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA) and coupled to a
91 multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA). The energy resolution was 0.88 keV
92 (FWHM) at 122 keV (^{57}Co), and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (^{60}Co). The minimum
93 counting-time for each specimen was set at 40,000s. However, when a specimen had
94 analytical error exceeding 1σ , we increased the counting-time up to 100,000s to reduce the
95 analytical error to below 25% or 1σ . Gamma ray energy at 477.7 keV was analysed for ^7Be
96 determination. The IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil-04 sample with certified radionuclide
97 activities was used to calculate the relative efficiency of ^7Be detection at 477.7 keV. The ^7Be
98 activities were corrected for decay from the sampling time on December 25, 2013. The
99 selected sediment samples were sent to a laboratory at the Faculty of Sciences, University of
100 Novi Sad, Serbia, to measure the total ^{210}Pb activity by such gamma spectrometry systems
101 that have good efficiency at the gamma energy 46.6 keV. The average ^{226}Ra activity, known
102 to support ^{210}Pb , was determined via gamma rays emitted by the daughter isotopes, ^{214}Pb at
103 energy levels 295 and 352 keV and ^{214}Bi at energy level 609 keV. All sediment samples were
104 stored for at least 4 weeks in sealed polyethylene bottles to allow radioactive equilibration of
105 ^{226}Ra with its daughter isotopes. The excess or unsupported ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) activity was then
106 calculated as the difference between total and supported ^{210}Pb .



107

108 **Fig. 2** Photographs showing (a) scenery of the study lagoon during sediment core sampling,
109 and (b) slicing of an 0.5 cm thick layer from extruded sediment core, using a metal blade in
110 the laboratory.

111 **2.2 Radionuclide Tracers and Diffusion Model Equation**

112 Naturally occurring radionuclides, such as ^{210}Pb and ^7Be that are good radionuclide tracers, are
113 widely used to determine the mixing rates in estuarine, marine and lake sediments, in
114 combination with a vertical diffusion model based on analogous eddy diffusion (e.g.
115 [Krishnaswami et al., 1980](#); [Lecroart et al., 2007](#); [Schmidt et al., 2007](#); [Palinkas et al., 2005](#)).
116 The mixing rates are estimated by identifying a steady-state vertical diffusion model from the
117 depth profiles of these radionuclides adsorbed in the fine sediments.

118 The naturally occurring radionuclide ^{210}Pb originates from the ^{238}U decay series, and has a
119 half-life of 22.3 years. There are two components contributing to ^{210}Pb in aquatic sediments.
120 First, supported ^{210}Pb is produced by the *in situ* decay of the parent radionuclides in the soil
121 or sediment. Its activity is in equilibrium with its long-lived parent ^{226}Ra . The second
122 component is contributed by natural fallout, and this is called ‘unsupported’ or ‘excess’ ^{210}Pb .
123 This component is produced by the decay of the gaseous radionuclide radon-222 (^{222}Rn) in
124 the atmosphere, which in turn is released by the ^{238}U decay series in rocks and soils. The
125 ^{210}Pb is easily attached to airborne particulates and removed from the atmosphere by both wet
126 and dry deposition onto catchment surfaces and into water bodies (lake, lagoon, estuary and
127 ocean). The ^{210}Pb falling onto catchment surfaces will be eroded and transported to the water
128 bodies through waterways, and the ^{210}Pb falling directly into the water bodies is readily
129 adsorbed by suspended particulate matter in the water column, and may be deposited to the

130 bottom sediments (e.g. Appleby, 2001; Krishnaswamy et al., 1971; Sommerfield et al., 1999;
131 Schmidt et al., 2007).

132 The ^7Be , with a half-life of 53 days, is naturally produced by the spallation reactions of the
133 cosmic particle rays (protons and neutrons) with the nuclei of light elements (carbon, oxygen
134 and nitrogen), in stratosphere and troposphere (e.g. Papastefanou and Ioannidou, 1995). The
135 produced cosmogenic ^7Be atoms are readily attached to airborne particulates and migrate to
136 the ground level by precipitation and dry deposition (e.g. Feely et al., 1989; Papastefanou and
137 Ioannidou, 1995; Schuller et al., 2010; Zhu and Olsen., 2009). Therefore, the ^7Be in a lake or
138 a lagoon comprises two components. First, what is directly deposited from the atmosphere
139 into the water column and the lagoon bottom, and second, what is transported from the
140 watershed by streams and overland flow (e.g. Appleby, 2001; Jweda et al., 2008; Matsunaga
141 et al., 1995; Walling, 2004).

142 These radionuclides have been used in prior studies to examine particle dynamics, sediment
143 deposition/erosion, and sediment mixing by biological and physical activities (e.g. Feng et
144 al., 1999; Palinkas et al., 2005; Schmidt et al., 2014; Zhu and Olsen., 2009). To understand
145 the sediment mixing in a water body, one-dimensional eddy diffusion is the most widely used
146 model of the vertical mixing rates at the water-sediment interface, and is shown in **Eq. (1)**
147 (e.g. Aller and DeMaster, 1984; DeMaster et al., 1985; Krishnaswami et al., 1980; Lecroart et
148 al., 2007a; Lecroart et al., 2007b; Lecroart et al., 2010; Meysman et al., 2003; Osaki et al.,
149 1997; Pope et al., 1996; Reed et al., 2006; Schmidt et al., 2007; Smith and Schafer, 1999;
150 Wheatcroft, 2006).

$$151 \quad \frac{\partial A}{\partial t} = D_b \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} - S \frac{\partial A}{\partial z} - \lambda A \quad (1)$$

152 where A refers to the activity (Bq cm^{-3}) of the selected radionuclide tracer in the sediment, at
153 depth z corrected for sediment compaction. A is calculated by multiplying the *in situ* wet
154 density of the sediment (mass of dry solids per unit volume of wet sediment, ρ in kg cm^{-3})
155 and activity concentration of radionuclide tracer at depth z in the sediment (C , in Bq kg^{-1}). D_b
156 is the particle mixing coefficient ($\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$), S is the sediment accumulation rate (cm y^{-1}), and λ
157 is the radioactive decay constant (y^{-1}).

158 The assumptions made on using **Eq. (1)** to estimate D_b from the radionuclide tracer profiles
159 include: i) the diffusion process is assumed to occur at constant intensity within a surface

160 mixed layer under steady state ($\partial A / \partial t = 0$), and ii) the activity of radionuclide tracer is equal
161 to $A(0)$ at the sediment-water interface and approaches 0 as the depth approaches infinity (e.g.
162 [Aller and DeMaster, 1984](#); [Appleby, 2001](#); [DeMaster et al., 1985](#); [Krishnaswami et al., 1980](#);
163 [Lecroart et al., 2010](#); [Pope et al., 1996](#); [Schmidt et al., 2007](#)). The steady-state solution with
164 these assumptions is

$$165 \quad A(z) = A(0) \exp\left(\frac{S - \sqrt{S^2 + 4\lambda D_b}}{2D_b} z\right) \quad (2)$$

166 Now the observed depth profiles can be fit with this model by using least squares regression,
167 to identify the mixing coefficient (D_b) when the sedimentation rate is known.

168 **2.3 Estimating the sediment accumulation rate from ^{210}Pb observations**

169 The excess or unsupported ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) profile and the radioactive decay law can be
170 applied to establish sediment accumulation rates (e.g. [Bonotto and Garcia-Tenorio, 2014](#);
171 [Simsek and Cagatay, 2014](#)). The simplest model, the Constant Initial Concentration (CIC)
172 model, is also known as the constant specific activity model. An increased flux of sediment
173 particles from the water column will proportionally increase the transfer of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ from the
174 water to the sediment. In addition, the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity profile is exponentially decreasing with
175 depth the z (cm), as observed in equation (3).

$$176 \quad C(z) = C(0) \exp\left(-z \frac{\lambda}{S}\right) \quad (3)$$

177 where $C(z)$ and $C(0)$ are the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity at depth z and at the top layer, respectively. The
178 mean sedimentation rate S (cm y^{-1}) can be determined from the slope of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity vs.
179 depth, estimated from a least-squares fit (e.g. [Bonotto and Garcia-Tenorio, 2014](#); [Simsek and](#)
180 [Cagatay, 2014](#)).

181 **3. Results**

182 **3.1 Sediment characteristics**

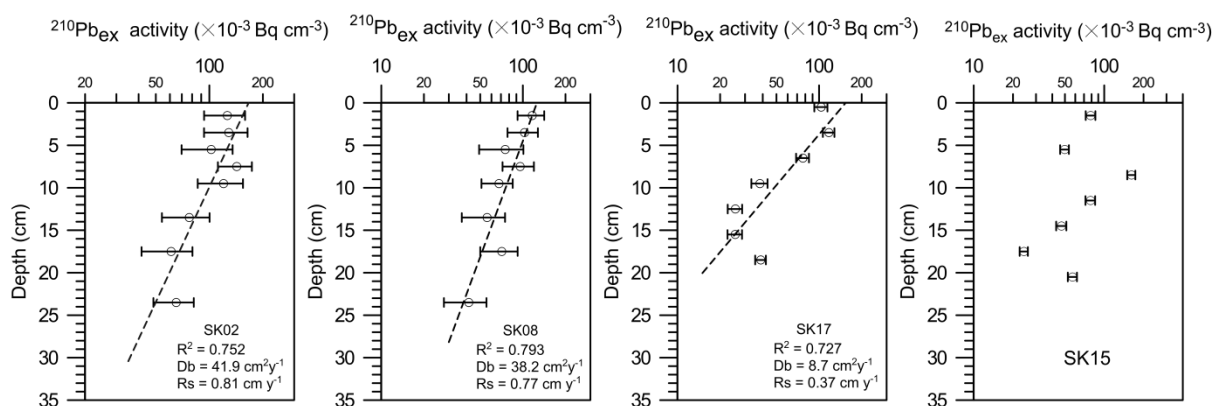
183 Grain-size data at the sediment surface ($0 - 1.5$ cm) revealed that the outer Songkhla lagoon
184 sediments are composed of mostly fine to very fine sand with some sandy sediments found

185 near the canal mouth. The clay content in cores increases with distance from the river or
 186 canal mouth. For instance, the clay content at site SK03 located adjacent the Ro.1 canal
 187 mouth is low (34.9%), and comparatively much higher at the site SK05 located far from the
 188 Ro.1 canal mouth (71.1%) or at the site SK04 far from the Ro.3 canal mouth (65.4%). This
 189 effect is caused by the high water flow rate at the mouth, which decreases with distance from
 190 the mouth. Two sites near the canal mouth (SK03 and SK13) have sandy sediments with low
 191 clay content, instead they have high medium to fine sand contents as shown in **Table 1**.

192 3.2 ²¹⁰Pb profiles

193 The ²¹⁰Pb_{ex} depth profiles in the outer Songkhla lagoon are shown in **Fig.3**. The ²¹⁰Pb_{ex}
 194 profiles at sites SK02, SK08 and SK17 were well fit by linear regression of the logarithm of
 195 ²¹⁰Pb_{ex} activity (Bq cm⁻³) to the depth (cm), corroborating use of the vertical diffusion model
 196 described in **Section 2.2**. The ²¹⁰Pb_{ex} profile at site SK15 was not well fit by the vertical
 197 diffusion model. The sediment mixing rates, *D_b*, estimated from **Eq. (2)**, are 41.9, 38.2 and
 198 8.7 cm y⁻¹ at the sites SK02, SK08 and SK17, respectively. Moreover, the ²¹⁰Pb_{ex} profiles can
 199 be used to establish sediment accumulation rates. The simplest Constant Initial Concentration
 200 (CIC) model was applied to the ²¹⁰Pb_{ex} profiles and the sedimentation rates estimates are
 201 0.81, 0.77 and 0.37 cm y⁻¹ at the sites SK02, SK08 and SK17, respectively. The previously
 202 reported 0.57 cm y⁻¹ sedimentation rate near the site SK08 was obtained by **Chittrakarn et al.**
 203 (1998) using the ¹³⁷Cs method. Moreover, the total sediment discharged into the outer
 204 Songkhla lagoon system in 2002 was estimated by the Universal Soil Loss Equation (USLE)
 205 model in GIS environment to be 6.89 × 10⁹ kg, or on an average 8.14 × 10⁵ kg km⁻² across
 206 the basin. The prior 0.44 cm y⁻¹ sedimentation rate estimate (Tanavud et al., 2006) is lower
 207 than our rates at SK02 and SK08, but a little higher than our rate at SK17.

208



209

210 **Fig. 3** $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity profiles from the Outer Songkhla lagoon. The straight line fits shown
 211 are used with **Eq. (2)** to estimate mixing coefficients.

212 3.3 ^7Be profiles

213 The depth profiles of ^7Be activity [Bq cm^{-3}] in each sediment core are presented in **Table 1**
 214 and **Fig. 4**. The maximum penetration depth at which ^7Be activity (or the thickness of mixed
 215 layer) was measurable in the cores ranged from 0.5 cm (sites SK06, SK14 and SK16) to 2.0
 216 cm (sites SK02 and SK15). This result is comparable to that reported from a lake studied in
 217 western Yunnan and central Guizhou (Bai et al., 2002). In their study ^7Be was mainly
 218 distributed within a 2 cm top layer on the lake bottom. The maximum ^7Be depth penetration
 219 in another fresh water lake was between 1 cm and 3 cm (Krishnaswami et al., 1980).
 220 However, some studies have reported measurable ^7Be activities in sediment samples at depths
 221 up to 10 cm in river estuaries (Zhu and Olsen, 2009) and at 8 cm in a lagoon near shellfish
 222 farms in the summer (Schmidt et al., 2007). These prior studies of several areas show several
 223 penetration depths depending on the environment, on the atmospheric depositional flux of
 224 radionuclides, and on anthropogenic and biological activities (Palinkas et al., 2005; Zhu and
 225 Olsen, 2009). In the topmost sediment layer at 0 - 0.5 cm depth in the current study, the
 226 minimum and maximum activities of ^7Be were 10 ± 4 and $78 \pm 10 \text{ mBq m}^{-3}$, found at sites
 227 SK03 and SK09. The fourteen ^7Be activity profiles in **Fig. 4** show decreasing activity with
 228 depth, and are well fit by linear regression of logarithmic activity to depth (cm). The
 229 sediment mixing coefficients estimated from the vertical diffusion model described in
 230 **Section 2.2** as **Eq. (2)**, and using the sedimentation rate estimates from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, range from
 231 $0.04 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ at site SK06 to $37.7 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ at site SK01, as shown in **Table 1**. However, the
 232 profiles from sites SK12, SK14 and SK16 are not well fit by linear regression of logarithmic
 233 activity to depth.

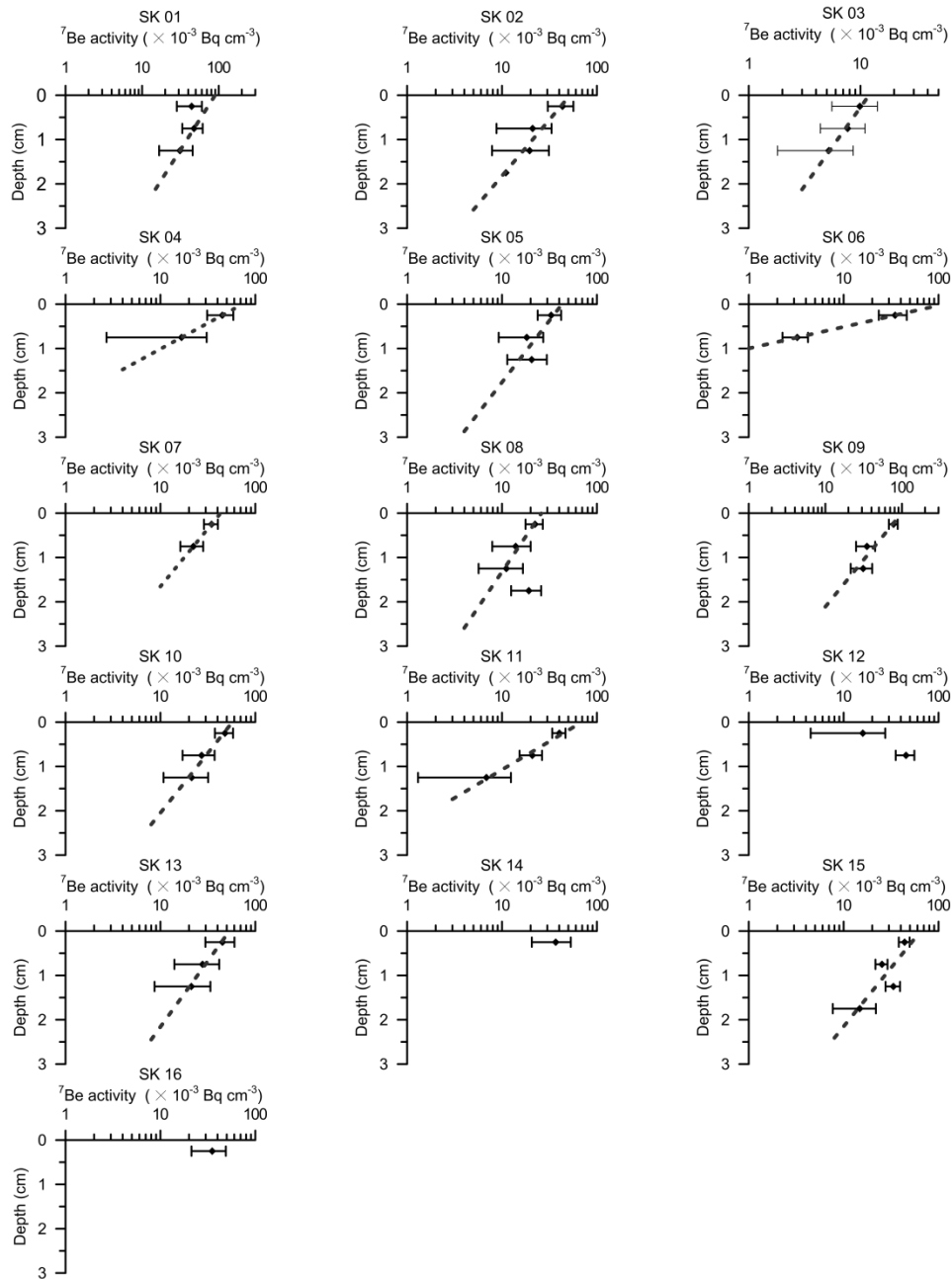
234 **Table 1.** The ^7Be activity, ^7Be inventory, clay-normalized ^7Be activity, ^7Be mixing
 235 coefficient, and constituent fractions in the sediment cores.

Cores	^7Be activity (mBq cm^{-3})				^7Be inventory ^a (Bq m^{-2})	Clay-normalized ^7Be (Bq kg^{-1})	$^7\text{Be}-D_b$ Eq.(2) ($\text{cm}^2 \text{ y}^{-1}$)	Locations	Percentage of classified sediment	
	Depth (cm)								medium to fine sand (0.1 - 0.3 mm) ^b	very fine sand to silt and clay ($< 0.1 \text{ mm}$) ^b
	0.0 - 0.5	0.5 - 1.0	1.0 - 1.5	1.5 - 2.0						
SK01	44 ± 16	48 ± 14	31 ± 14		615 ± 135	81.9	37.7	DC NSH	41.1	58.9
SK02	43 ± 13	21 ± 12	20 ± 12	11 ± 12	420 ± 141	90.1	6.6	DC NSH	42.1	57.9
SK03	10 ± 4	8 ± 3	5 ± 3		114 ± 34	16.6	11.4	DC FSH	65.1	34.9
SK04	45 ± 14	17 ± 14			308 ± 137	66.4	1.2	NDC FSH	34.6	65.4
SK05	33 ± 9	18 ± 9	20 ± 9		358 ± 86	84.8	3.3	NDC FSH	28.9	71.1

SK06	35 ± 11	3 ± 1			174 ± 57	91.6	0.04	NDC	FSH	16.9	83.1
SK07	35 ± 6	22 ± 6			284 ± 30	45.4	6.0	DC	FSH	18.5	81.5
SK08	22 ± 5	14 ± 6	11 ± 5	19 ± 7	237 ± 76	30.6	9.7	DC	NSH	29.3	70.7
SK09	78 ± 10	35 ± 10	31 ± 10		718 ± 105	130.2	5.7	DC	NSH	34.9	65.1
SK10	48 ± 10	27 ± 10	21 ± 11		482 ± 105	127.5	7.1	DC	NSH	25.8	74.2
SK11	40 ± 6	21 ± 6	7 ± 6		340 ± 98	123.1	1.5	NDC	FSH	49.2	50.8
SK13	45 ± 15	28 ± 14	21 ± 12		470 ± 132	61.7	8.2	NDC	NSH	66.3	33.7
SK15	44 ± 6	25 ± 4	33 ± 6	15 ± 7	587 ± 51	223.7	13.1	DC	NSH	48.4	51.6
SK12	16 ± 11	46 ± 10			307 ± 116	25.4	NA	NDC	FSH	46.2	53.8
SK14	37 ± 16				184 ± 81	30.9	NA	NDC	FSH	24.9	75.1
SK16	35 ± 14				175 ± 69	28.8	NA	DC	NSH	28.8	71.2

^a The sediment inventories of ⁷Be which were calculated by [Raksawong et al.\(2016\)](#)

^b Particle size of sediment classified by sieve analysis



237

238 **Fig. 4** ^7Be activity profiles from the Outer Songkhla lagoon. The linear fits according to [Eq.](#)
 239 [\(2\)](#) were used to estimate mixing rates.

240

241 **4. Discussion**

242 Generally, the diffusion model ([Eq.1](#)) can explain sediment mixing caused by ecological
 243 processes, called bioturbation rates, at the water-sediment interfaces in estuarine, continental
 244 shelves, and deep-sea floor zones (e.g. [Aller and DeMaster, 1984](#); [Crusius et al., 2004](#); [Feng](#)
 245 [et al., 1999](#); [Lecroart et al., 2007](#); [Osaki et al., 1997](#)). There is less information on use of this

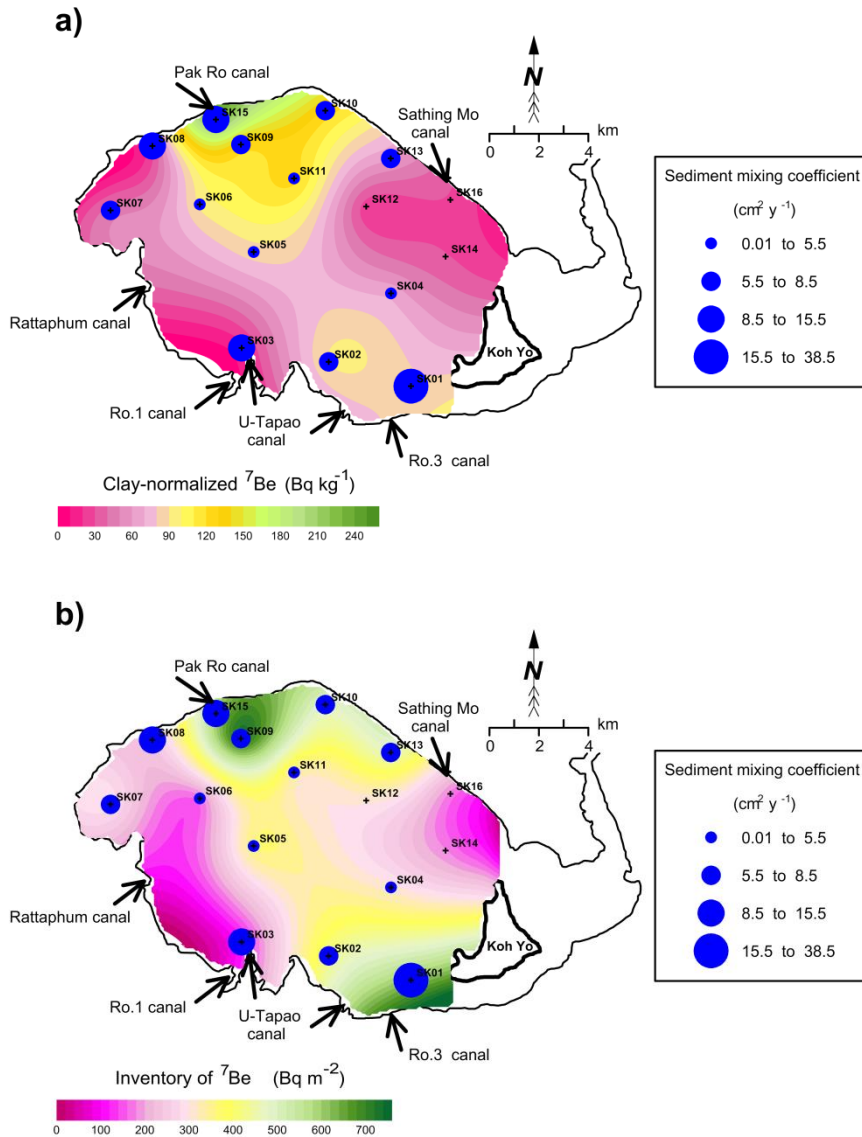
246 model to approximate the sediment reworking processes in tropical monsoonal environments.
247 The current results are an attempt to quantify the sediment reworking in the outer Songkhla
248 lagoon by this particular approach.

249 The mixing depths obtained from the penetration depths of ^7Be activity are high at the sites
250 SK01, SK02, SK05, SK09, SK13 and SK15 (**Fig. 4**), and the sediment mixing coefficients
251 are high at the sites SK01, SK03, SK08 and SK15 (**Table 1**), likely indicating a high vertical
252 and spatial heterogeneity at the sediment-water interfaces of these sites. This is probably
253 because high sediment mixing depth and rate are caused by bioturbation.

254 The sediment mixing coefficients by sediment type are plotted on the shaded color maps of
255 the clay-normalized ^7Be activities (**Fig. 5a**), which removes any effects related to the particle
256 size on the vertical activity and on the sediment inventory of ^7Be (**Fig. 5b**). The contour maps
257 of the clay-normalized ^7Be activity (**Fig. 5a**) and sediment inventory of ^7Be (**Fig. 5b**) indicate
258 the same two high activity zones, adjacent to the Pak Ro and Ro.3 canal mouths. These two
259 zones probably indicate both high recent sediment deposition rate and high bioturbation,
260 because the clay-normalized ^7Be activities affect via two pathways: 1) rapid transport and
261 deposition during floods resulting in low activities, and 2) slow transport and deposition such
262 that bioturbation rates exceed the burial rates resulting in high activities (e.g. Addington et
263 al., 2007; Kniskern et al., 2010; Sommerfield et al., 1999). In the same way, the ^7Be
264 inventories in the sediment are indicative of both the sediment deposition/erosion (e.g. Aller
265 and DeMaster, 1984; Crusius et al., 2004; Fitzgerald et al., 2001; Krishnaswami et al., 1980;
266 Neubauer et al., 2002; Palinkas et al., 2005; Sommerfield et al., 1999) and of the bioturbation
267 (Osaki et al., 1997; Aller and DeMaster, 1984). Moreover, there is a high content of particle-
268 reactive radionuclides in the sediment column, also indicating high sedimentation rate and
269 strong bioturbation in these zones (Palinkas et al., 2005; Schmidt et al., 2007). The high
270 sediment mixing coefficients ($8.5 - 37.7 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$) estimate for the sites SK01, SK02, SK08,
271 SK09, SK10 and SK15, using the sedimentation rates calculated from ^{210}Pb profiles, confirm
272 strong bioturbation at the Pak Ro and Ro.3 canal mouths.

273 High sediment mixing coefficients are observed near the shoreline of the lagoon and by the
274 canal mouths, as demonstrated by the sites SK01, SK03, SK08, SK09, SK10 and SK15,
275 whereas low mixing coefficients ($0.04 - 5.5 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$) prevail in the central lagoon area (sites
276 SK04, SK05, SK06, and SK11). This indicates that bioturbation processes are strong near the
277 shoreline of the lagoon and mouths of canals but weaker in the central lagoon area.

278 Based on the above discussion, rapid sediment mixing combined with slow sedimentation
279 occurs near the mouth of Pak Ro canal zone (SK15) and near the mouth of Ro.3 canal
280 (SK01). This is suggested by the mixing coefficients (13.1 and 37.7 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$ for sites SK15
281 and SK01, respectively) and the clay-normalized ^7Be activities that are high (223.7 and 81.9
282 Bq kg^{-1} for sites SK15 and SK01, respectively); however, both these zones had high sediment
283 inventories of ^7Be . At the mouth of Ro.1 canal zone (SK03), both rapid sediment mixing and
284 sedimentation are observed, since the sediment mixing coefficients are high (11.4 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$),
285 and the clay-normalized ^7Be activity (16.6 Bq kg^{-1}) and sediment inventory of ^7Be (114 Bq
286 m^{-2}) are low. The sediment mixing in this zone was probably affected by the high flow rates
287 and turbulence. High sedimentation rate and less sediment mixing are observed at the site
288 SK07 from the low clay-normalized ^7Be activity and low mixing coefficient (6.0 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$). We
289 could not estimate the sediment mixing coefficients at north tip of Koh Yo island (sites SK12,
290 SK14 and SK16), while low clay-normalized ^7Be activity and low sediment inventort of ^7Be
291 were found in this area. These are caused by the large water flows with tidal currents that
292 invade from the Gulf of Thailand (Raksawong et al., 2016; Pornpinatepong et al., 2006).



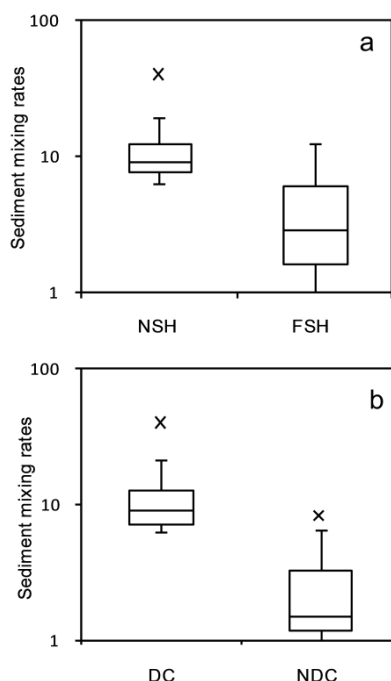
293

294

295 **Fig. 5** Shaded color maps of **a)** clay-normalized ^7Be activity, and **b)** the inventory of ^7Be
 296 activity, including the sediment mixing coefficients in the outer Songkhla lagoon.

297 To assess the effects of bioturbation, we partitioned the sampled sediment cores to those from
 298 near shrimp farming (NSH) within 2.5 km from shrimp farms, and those far from shrimp
 299 farming (FSH), as well as discharge (DC) and non-discharge (NDC) groups (**Table 1**). The
 300 average sediment mixing rates by group were compared using the *Wilcoxon signed-rank test*,
 301 which is a non-parametric statistical hypothesis test for non-normal distributions. The
 302 sediment cores of NSH and FSH areas had average sediment mixing coefficients $13.6 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$
 303 and $4.4 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$, respectively, (**Fig. 6a**) that are significantly different at $p < 0.05$. Therefore,
 304 the sediment mixing rates of NSH cases are higher than those of FSH cases. The excess feed
 305 and other effluents from shrimp farms are drained into the lagoon, where the benthic animals

306 consume them. This current study indicates that high benthic activity in the NSH cases can
307 greatly influence sediment mixing and sedimentation in the outer Songkhla lagoon.



308 **Fig. 6** Box plots of ^7Be activity grouped by **a)** near shrimp farming (NSH) and far from
309 shrimp farming (FSH), and **b)** discharge (DC) and non-discharge (NDC) cases.
310

311 A comparison of the results between the discharge and the non-discharge areas shows that
312 their average sediment mixing rates were $13.1 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ and $2.8 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$, respectively, as shown
313 in **Fig. 6b**, this difference being significant at $p < 0.05$. This clearly indicates that discharge
314 affects sediment mixing. In particular fine-sediments, fertilizers from agriculture, and a high
315 load of suspended sediments from erosion are carried along by the runoff and flood waters
316 from watersheds.

317 Particularly, the results for core SK01 show the highest $37.7 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ sediment mixing rate
318 (estimated from ^7Be) and 1.5 cm mixing depth. At site SK2, the sediment mixing rates
319 estimated from ^{210}Pb and ^7Be are 41.9 and $7.4 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$, respectively. The different D_b values
320 with estimated by long- and short-lived radionuclides for the same sites in coastal or estuarine
321 environments was influenced from transient physical remobilization of the sediment-water
322 interface by currents or intense sedimentation events (Lecroart et al., 2010). Thus, these two
323 sites are must differ either in the physical or in the biological processes. Both are located near
324 the mouth of Ro.3 canal, with potential discharges and with fine sediments carried by runoff
325 and flood waters from U-Tapao subcatchment. There are shrimp farms near the shoreline, and

326 nutrient emissions enter the lagoon with drainage through the Ro-3. Hence, this zone
327 possesses high benthic activity associated with high level of sediment reworking.

328 However, none of the ^7Be profiles in this study (**Fig. 4**) displayed a distinct subsurface
329 activity peak, which could indicate physical mixing by winds and tides. Particularly, the ^7Be
330 activity of the top layer at SK12 shows lower activity than the deeper layers, and SK14
331 profile shows effectively only one layer. These patterns probably reflect nonuniform
332 deposition of sediment on the lagoon bottom due to resuspension of early deposited sediment,
333 excess sediment deposited on the opposite sense, the horizontal dynamic movements such as
334 the tidal variations and strong winds. While the winds are strong daily around 10.00 a.m. –
335 19.00 p.m. and induce strong waves and currents, the tidal stages (flood and ebb) can remove
336 suspended sediments to the Gulf of Thailand.

337 **5. Conclusions and Suggestions**

338 In this preliminary study, the spatial distribution in the Outer Songkhla lagoon of sediment
339 mixing coefficients estimated from ^7Be activity was investigated. The sediment mixing
340 processes near shrimp farms and near discharge areas were stronger than far from shrimp
341 farms or from discharge areas. Clearly, shrimp farms and discharge activities can
342 significantly influence the redistribution of sediment at the water-sediment interface. For
343 further work in this topical monsoonal environment, we suggest investigating the seasonal
344 variations in short-term sediment mixing and deposition, in order to better understand the
345 sedimentation processes and the impacts of anthropogenic activities. This sedimentological
346 analysis of mixing processes can facilitate the sustainable management of lagoon
347 environments.

348 **Acknowledgements**

349 This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code:
350 SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the
351 Nuclear Physics Research Laboratory, Physics Department, Faculty of Science, and the
352 graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. We thank
353 Associate Professor Seppo Karrila, Faculty of Science and Industrial Technology, Prince of
354 Songkla University and the Research and Development Office of the Prince of Songkla
355 University, for English proof reading service. In addition, the first author would like to thank

356 Prince of Songkla University Graduate Studies Grant and the student exchange program
357 between Prince of Songkla University and University of Novi Sad, Serbia. The Thai
358 Meteorological Department is acknowledged for providing the meteorological data at the
359 Songkhla station.

360 **References**

361 Addington, L. D., Kuehl, S. A., McNinch, J. E., 2007. Contrasting modes of shelf sediment
362 dispersal off a high-yield river: Waiapu River, New Zealand. *Mar. Geol.* 243, 18–30.

363 Aller, R. C., DeMaster, D. J., 1984. Estimates of particle flux and reworking at the deep-sea
364 floor using $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 308–318.

365 Appleby, P. G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments, in: Last, W. M., J.
366 P. Smol (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments. volume 1: Basin*
367 *analysis, coring, and chronological techniques.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht,
368 pp. 171–203.

369 Bai, Z. G., Wan, G. J., Huang, R. G., Liu, T. S., 2002. A comparison on the accumulation
370 characteristics of ^7Be and ^{137}Cs in lake sediments and surface soils in western Yunnan
371 and central Guizhou, China. *Catena* 49, 253–270.

372 Bhongsuwan, T., Bhongsuwan, D., 2002. Concentration of heavy metals Mn, Fe, Ni, Pb, Cr
373 and Cd in bottom sediments of the Outer Songkhla Lake deposited between the year
374 B.E. 2520-2538. *Songklanakarin J. Sci. Technol.* 24, 89–106.

375 Bonotto, D. M., García-Tenorio, R., 2014. A comparative evaluation of the CF:CS and CRS
376 models in ^{210}Pb chronological studies applied to hydrographic basins in Brazil. *Appl.*
377 *Radiat. Isot.* 92, 58–72.

378 Bradshaw, C., Kumblad, L., Fagrell, A., 2006. The use of tracers to evaluate the importance
379 of bioturbation in remobilising contaminants in Baltic sediments. *Estuar. Coast. Shelf*
380 *Sci.* 66, 123–134.

381 Chittrakarn, T., Pornpinatepong, S., Bhongsuwan, T., Nuannil, P., 1998. Mathematical model
382 study for determination of sedimentation rate in Thalae Sap Songkhla. Final report,
383 Songkhla: Dept. of Physics, Prince of Songkla University.

- 384 Crusius, J., Bothner, M. H., Sommerfield, C. K., 2004. Bioturbation depths, rates and
385 processes in Massachusetts Bay sediments inferred from modeling of ^{210}Pb and $^{239+}$
386 ^{240}Pu profiles. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 61, 643–655.
- 387 DeMaster, D. J., McKee, B. A., Nittrouer, C. A., Brewster, D. C., Biscaye, P. E., 1985. Rates
388 of sediment reworking at the HEBBLE site Based on measurements of Th-234, Cs-137
389 and Pb-210. *Mar. Geol.* 66, 133 – 148.
- 390 Feely, H. W., Larsen, R. J., Sanderson, C. G., 1989. Factors that cause seasonal variations in
391 Beryllium-7 concentrations in surface air. *J. Environ. Radioact.* 9, 223–249.
- 392 Feng, H., Cochran, J. K., Hirschberg, D. J., 1999. ^{234}Th and ^7Be as tracers for the transport
393 and dynamics of suspended particles in a partially mixed estuary. *Geochim.*
394 *Cosmochim. Acta* 63, 2487–2505.
- 395 Fitzgerald, S. A., Klump, J. V., Swarzenski, P. W., Mackenzie, R. A., Richards, K. D., 2001.
396 Beryllium-7 as a tracer of short-term sediment deposition and resuspension in the Fox
397 River Wisconsin. *Environ. Sci. Technol.* 35, 300–305.
- 398 Ganasut, J., Weesakul, S., Vongvisessomjai, S., 2005. Hydrodynamic Modeling Thailand
399 Lagoon, Thailand. *Thammasat Int. J. Sci. Technol.* 10, 32 – 46.
- 400 Gyawali, S., Techato, K., Yuangyai, C., Musikavong, C., 2013. Assessment of relationship
401 between land uses of riparian zone and water quality of river for sustainable
402 development of river basin, a case study of U-Tapao river basin, Thailand. *Procedia*
403 *Environ. Sci.* 17, 291–297.
- 404 Jweda, J., Baskaran, M., van Hees, E., Schweitzer, L., 2008. Short-lived radionuclides (^7Be
405 and ^{210}Pb) as tracers of particle dynamics in a river system in southeast Michigan.
406 *Limnol. Ocean.* 53, 1934–1944.
- 407 Kniskern, T. A., Kuehl, S. A., Harris, C. K., Carter, L., 2010. Sediment accumulation patterns
408 and fine-scale strata formation on the Waiapu River shelf, New Zealand. *Mar. Geol.*
409 270, 188–201.

- 410 Krishnaswami, S., Benninger, L. K., Aller, R. C., Von Damn, K. L., 1980. Atmospherically-
411 derived radionuclides as tracers of sediment mixing and accumulation in near-shore
412 marine and lake sediment: evidence from ^7Be , ^{210}Pb , and $^{239,240}\text{Pu}$. *Earth Planet. Sci.*
413 *Lett.* 47, 307–318.
- 414 Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J. M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake
415 sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11, 407–414.
- 416 Ladachart, R., Suthirat, C., Hisada, K., Charusiri, P., 2011. Distribution of heavy metals in
417 core sediments from the Middle part of Songkhla lake, Southern Thailand. *J. Appl. Sci.*
418 11, 3117–3129.
- 419 Lecroart, P., Maire, O., Schmidt, S., Grémare, A., Anschutz, P., Meysman, F. J. R., 2010.
420 Bioturbation, short-lived radioisotopes, and the tracer-dependence of biodiffusion
421 coefficients. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 6049–6063.
- 422 Lecroart, P., Schmidt, S., Anschutz, P., Jouanneau, J.-M., 2007a. Modeling sensitivity of
423 biodiffusion coefficient to seasonal bioturbation. *J. Mar. Res.* 65, 417–440.
- 424 Lecroart, P., Schmidt, S., Jouanneau, J. M., 2007b. Numerical estimation of the error of the
425 biodiffusion coefficient in coastal sediments. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 72, 543–552.
- 426 Matsunaga, T., Amano, H., Ueno, T., Yanase, N., Kobayashi, Y., 1995. The role of
427 suspended particles in the discharge of ^{210}Pb and ^7Be within the Kuji River watershed ,
428 Japan. *J. Environ. Radioact.* 26, 3–17.
- 429 Meysman, F. J. R., Boudreau, B. P., Middelburg, J. J., 2003. Relations between local,
430 nonlocal, discrete and continuous models of bioturbation. *J. Mar. Res.* 61, 391–410.
- 431 NESDB (Office of the National Economic and Social Development Board), 2014. Gross
432 regional and provincial product: chain volume measures 2014 edition. Bangkok.
- 433 Neubauer, S. C., Anderson, I. C., Constantine, J. A., Kuehl, S. A., 2002. Sediment deposition
434 and accretion in a Mid-Atlantic (U.S.A.) tidal freshwater marsh. *Estuar. Coast. Shelf*
435 *Sci.* 54, 713–727.

- 436 Osaki, S., Sugihara, S., Momoshima, N., Maeda, Y., 1997. Biodiffusion of ^7Be and ^{210}Pb in
437 intertidal estuarine sediment. *J. Environ. Radioact.* 37, 55–71.
- 438 Palinkas, C. M., Nittrouer, C. A., Wheatcroft, R. A., Langone, L., 2005. The use of ^7Be to
439 identify event and seasonal sedimentation near the Po River delta, Adriatic Sea. *Mar.*
440 *Geol.* 222-223, 95–112.
- 441 Papastefanou, C., Ioannidou, A., 1995. Aerodynamic size association of ^7Be in ambient
442 aerosols. *J. Environ. Radioact.* 26, 273–282.
- 443 Pope, R. H., Demaster, D. J., Smith, C. R., Seltmann, H., 1996. Rapid bioturbation in
444 equatorial pacific sediments: Evidence from excess ^{234}Th measurements. *Deep. Res. Part*
445 *II Top. Stud. Oceanogr.* 43, 1339–1364.
- 446 Pornpinatepong, K., Kiripat, S., Treewanchai, S., Chongwilaikasaem, S., Pornsawang, C.,
447 Chantarasap, P., Chandee, C., Jantrakul, P., 2010. Pollution control and sustainable
448 Fisheries management in Songkhla Lake, Thailand. Research report. Songkhla: Dept. of
449 Economics, Prince of Songkla University. Report No. 2010-RR5.
- 450 Pornpinatepong, S., Tanaka, H., Takasaki, M., 2006. Application of 2-D vertically averaged
451 boundary-fitted coordinate model of tidal circulation in Thale Sap Songkhla, Thailand.
452 *Walailak J. Sci. Technol.* 3, 105–118.
- 453 Pradit, S., Pattarathomrong, M. S., Panutrakul, S., 2013. Arsenic cadmium and lead
454 concentrations in sediment and biota from Songkhla Lake: A review. *Procedia - Soc.*
455 *Behav. Sci.* 91, 573–580.
- 456 Primo de Siqueira, B. V., 2011. Climate Change impacts no mixing and circulation at
457 Songkhla Lagoon, Thailand. Msc Thesis. Delft University of Technology.
- 458 Raksawong, S., Krmar, M., Bhongsuwan, T., 2016. Measurement of ^7Be inventory in the
459 outer Songkhla lagoon. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 310, 33–44.
- 460 Reed, D. C., Huang, K., Boudreau, B. P., Meysman, F. J. R., 2006. Steady-state tracer
461 dynamics in a lattice-automaton model of bioturbation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70,
462 5855–5867.

- 463 Schmidt, S., Gonzalez, J.-L., Lecroart, P., Tronczyński, J., Billy, I., Jouanneau, J.-M., 2007.
464 Bioturbation at the water-sediment interface of the Thau Lagoon: impact of shellfish
465 farming. *Aquat. Living Resour.* 20, 163–169.
- 466 Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C.,
467 Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition
468 in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep. Res. Part II Top.*
469 *Stud. Oceanogr.* 104, 134–144.
- 470 Schuller, P., Walling, D. E., Iroumé, A., Castillo, A., 2010. Use of beryllium-7 to study the
471 effectiveness of woody trash barriers in reducing sediment delivery to streams after
472 forest clearcutting. *Soil Tillage Res.* 110, 143–153.
- 473 Simsek, F. B., Cagatay, M. N., 2014. Geochronology of lake sediments using ^{210}Pb with
474 double energetic window method by LSC: an application to Lake Van. *Appl. Radiat.*
475 *Isot.* 93, 126–33.
- 476 Sirinawin, W., Sompongchaiyakul, P., 2005. Nondetrital and total metal distribution in core
477 sediments from the U-Tapao canal, Songkhla, Thailand. *Mar. Chem.* 94, 5–16.
- 478 Sirinawin, W., Turner, D. R., Westerlund, S., Kanatharana, P., 1998. Trace metals study in
479 the Outer Songkla Lake , Thale Sap Songkla , a southern Thai estuary. *Mar. Chem.* 62,
480 175–183.
- 481 Smith, J. N., Schafer, C. T., 1999. Sedimentation, bioturbation, and Hg uptake in the
482 sediments of the estuary and Gulf of St. Lawrence. *Limnol. Oceanogr.* 44, 207–219.
- 483 Sommerfield, C. K., Nittrouer, C. A., Alexander, C. R., 1999. ^7Be as a tracer of flood
484 sedimentation on the northern California continental margin. *Cont. Shelf Res.* 19, 335–
485 361.
- 486 Tanavud, C., Yongchalemchai, C., Sansena, T., 2006. Assessment of soil erosion and
487 sediment deposition in Songkla Lake Basin. *Thai J. Soil Fertil.* 28, 42–57.

- 488 Tanavud, C., Yongchalemchai, C., Bennui, A., Densrisereekul, O., 2001. The expansion of
489 inland shrimp farming and its environmental impacts in Songkla Lake Basin. *Kasetsart J*
490 *(Natural Sci)*. 35, 326 – 343.
- 491 Walling, D. E., 2004. Using environmental radionuclides to trace sediment mobilisation and
492 delivery in river basins as an aid to catchment management. *Proc. Ninth Int. Symp.*
493 *River Sediment*. October 18, 121–135.
- 494 Wheatcroft, R. A., 2006. Time-series measurements of macrobenthos abundance and
495 sediment bioturbation intensity on a flood-dominated shelf. *Prog. Oceanogr.* 71, 88–122.
- 496 Zhu, J., Olsen, C. R., 2009. Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in
497 the Neponset River estuary , Massachusetts , USA. *J. Environ. Radioact.* 100, 192–197.
- 498