
การกระจายเชิงพื้นที่และเวลาของอัตราการทับถมของตะกอนบริเวณอ่าวไทยตอนบน
Spatial and Temporal Distributions of Sediment Accumulation Rate in the Upper Gulf of
Thailand

กนิษฐา ศรีสุขสวัสดิ์^{1*} อภิชาติ ชาติภูวภัทร² อินทิรา พงษ์เภา³ บุญสม พรเทพเกษมสันต์¹ วุฒิชัย จันทโรชิต¹
และ อนันท์ โอมณี¹

¹สถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ (องค์การมหาชน)

²คณะทรัพยากรและสิ่งแวดล้อม มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตศรีราชา

³คณะวิทยาศาสตร์และศิลปศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน

Kanitha Srisuksawad^{1*}, Apichart Chartpuwapat², Intira Pongpao³, Boonsom Porntepkasemsan¹,
Wuthichai Chantrachote¹ and Anan Omanee¹

¹ Thailand Institute of Nuclear Technology (Public Organization)

² Faculty of Resources and Environment, Kasetsart University (Sriracha)

³ Faculty of Science and Art, Kasetsart University (Kumpangsang)

บทคัดย่อ

ได้ศึกษาอัตราการทับถมของตะกอนบริเวณอ่าวไทยตอนบนโดยวิธีวัดกัมมันตภาพรังสี ของตะกั่ว-210 ในแท่งตะกอน เมื่อวิเคราะห์ลักษณะการกระจายตัวของอัตราการทับถมของตะกอนเชิงพื้นที่พบว่าแท่งตะกอนบริเวณปากแม่น้ำซึ่งมีน้ำลึกไม่เกิน 10 เมตร ตะกอนจะมีการผสมผสานมาก แท่งตะกอนเหล่านี้ไม่สามารถใช้ในการประเมินอัตราการทับถมของตะกอนได้ อัตราการทับถมของตะกอนสูงสุดมีค่า 0.490 g/cm²/yr พบที่กึ่งกลางของอ่าวค่อนข้างไปทางฝั่งตะวันตก การกระจายตัวเชิงพื้นที่ของอัตราการทับถมของตะกอนพบว่าฝั่งตะวันตกมีแนวโน้มสูงกว่าทางฝั่งตะวันออก การกระจายตัวเชิงเวลาพบว่าอัตราการทับถมของตะกอนทางฝั่งตะวันตกของอ่าวมีแนวโน้มสูงขึ้น ส่วนอัตราการทับถมของตะกอนทางฝั่งตะวันออกมีแนวโน้มคงที่ ค่าเฉลี่ยของอัตราการทับถมของตะกอน และ Inventories ²¹⁰Pb_{ex} ของตะกอนในอ่าวไทยตอนบนมีค่าใกล้เคียงกับค่าที่ได้เคยศึกษาไว้

คำสำคัญ : อ่าวไทยตอนบน อัตราการทับถม ตะกอน ตะกั่ว-210

*Corresponding author. E-mail: kanitha@tint.or.th

Abstract

Sediment accumulation rate of the upper Gulf of Thailand were studied using $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ sediment depth profile. Spatial distribution of the accumulation rate revealed cores from the intertidal zone near the river delta, with a water depth less than 10 m, exhibited sediment mixing throughout the cores. These cores were not suitable for determination of sediment accumulation rate. The highest accumulation rate, 0.490 g/cm²/yr, was found at the station near the middle close to the west side of the Gulf. The accumulation rates in the western half were higher than those in the eastern half of the Gulf. Temporal variation showed cores in the western half of the gulf have sedimentation rates that were increasing with time while as cores in the eastern half showed their sedimentation rates that tended to be constant. The average sediment accumulation rates as well as the inventories of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in the sediment cores were in concordance with the corresponding values reported before.

Keywords : Upper Gulf of Thailand, accumulation rate, sediment, ^{210}Pb

มหาวิทยาลัยบูรพา
Burapha University

บทนำ

ตะกอนนอกจากเป็นสาเหตุของการตื่นเงินของแหล่งน้ำ (FAO, 1996; McCully, 1996; เกียรติพงษ์ คำดี และชนิษฐา ศรีสุขสวัสดิ์, 2553; ศศิณพท ม่วงศรีจันทร์ และคณะ, 2553) แล้วยังเป็นสาเหตุของมลพิษ (FAO, 1996) ประสิทธิภาพในการสะสมมลสารประเภทโลหะและอินทรีย์สารในตะกอน ทำให้แท่งตะกอนถูกใช้เป็นเครื่องมือในการประเมินการปนเปื้อนของมลสารในน้ำ (Benninger & Krishnaswami, 1981; Stiller *et al.*, 1985; French *et al.*, 1994; Kirchner & Ehlers, 1988; Barra *et al.*, 2001; Di Gregorio *et al.*, 2007) การถ่ายเทของเสียจากการกระทำของมนุษย์ ทั้งที่ผ่านและไม่ผ่านการบำบัดลงสู่สภาพแวดล้อมทางน้ำล้วนมีผลต่อองค์ประกอบทางธรณีเคมีของตะกอนทั้งสิ้น ดังนั้นการศึกษาอัตราการตกทับถมของตะกอนจึงเป็นเครื่องมือสำคัญในการศึกษาประวัติการปนเปื้อนของมลสาร ทำให้ทราบสาเหตุและต้นกำเนิดของมลพิษ ทำให้สามารถวางแผนป้องกันการเกิดและยับยั้งการเคลื่อนย้ายของมลสารได้

การวิเคราะห์อัตราการตกทับถมของตะกอนโดยเทคนิคการวัดกัมมันตภาพรังสี ตะกั่ว-210 (^{210}Pb) นับเป็นเครื่องมือสำคัญที่ใช้ในการประเมินการกระจายเชิงพื้นที่และเวลาของอัตราการทับถมของตะกอนในช่วงระยะประมาณ 100-150 ปี (Krishnaswami *et al.*, 1980; Benninger *et al.*, 1997; Fuller *et al.*, 1999) ^{210}Pb มีค่าครึ่งชีวิต 22.3 ปี (Goldberg, 1963; Oldfield & Appleby, 1984) เกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศจากการสลายตัวของเรดอน-222 (^{222}Rn) และถูกกำจัดออกจากชั้นบรรยากาศในรูปของฝุ่นกัมมันตรังสี (fallout) เมื่อตกลงสู่ทะเลและมหาสมุทร ^{210}Pb จะจับกับพื้นผิวของอนุภาคแขวนลอย และผสมรวมเข้าเป็นเนื้อเดียวกับตะกอนตกลงสู่พื้นทะเล

ทฤษฎีการวิเคราะห์อัตราการตกทับถมของตะกอนโดยการวัดกัมมันตภาพรังสีของ ^{210}Pb ถูกริเริ่มขึ้นโดย Goldberg (1963) หลังจากนั้นถูกนำมาประยุกต์ใช้กับตะกอนในทะเลสาบโดย Krishnaswamy *et al.*, (1971) และกับตะกอนทะเล (Koide *et al.*, 1972) วิธีนี้เป็นวิธีที่นิยมใช้อย่างกว้างขวางในการประมาณค่าอัตราการตกทับถมของตะกอนทะเล (Huh & Su, 1999; Leisure *et al.*, 2001)

Srisuksawad *et al.*, (1996) เคยศึกษาอัตราการตกทับถมของตะกอนในอ่าวไทย พบว่าอัตราการตกทับถมของตะกอนในอ่าวไทยตอนบน ตั้งแต่ $13^{\circ}20'N$ ถึง $100^{\circ}30'E$ มีค่าระหว่าง 0.270 – 0.490 โดยมีค่าเฉลี่ย $0.330 \pm 0.100 \text{ g/cm}^2/\text{yr}$ อ่าวไทยฝั่งตะวันตก ตั้งแต่ $11^{\circ}55'N$ ถึง $102^{\circ}10'E$ มีค่าระหว่าง 0.170 – 0.350

โดยมีค่าเฉลี่ย $0.270 \pm 0.067 \text{ g/cm}^2/\text{yr}$ อ่าวไทยฝั่งตะวันออก ตั้งแต่ $12^{\circ}33'N$ ถึง $101^{\circ}45'E$ มีค่า ระหว่าง 0.044 – 0.113 โดยมีค่าเฉลี่ย $0.078 \pm 0.048 \text{ g/cm}^2/\text{yr}$ อ่าวไทยตอนใต้ ตั้งแต่ $11^{\circ}25'N$ ถึง $103^{\circ}00'E$ มีค่าระหว่าง 0.064 – 0.190 โดยมีค่าเฉลี่ย $0.118 \pm 0.042 \text{ g/cm}^2/\text{yr}$ เทียบกับอัตราการตกทับถมของตะกอน $1.24 \text{ g/cm}^2/\text{yr}$ ในเขต intertidal zone และ 0.07-0.83 และ 0.025-0.88 $\text{g/cm}^2/\text{yr}$ บริเวณ Great Barrier Reef (Pfitzner *et al.*, 2004) และอัตราการตกทับถมของตะกอนที่มีค่าแปรปรวน ตั้งแต่ 33-94 เซนติเมตร/ปี บริเวณ Prodelta ถึง 1.0 เซนติเมตร/ปี บริเวณ Distal edge ใน Red River ประเทศเวียดนาม (van den Bergh *et al.*, 2007)

งานวิจัยนี้ได้ศึกษาการกระจายตัวของอัตราการตกทับถมของตะกอนในบริเวณอ่าวไทยตอนบนทั้งในเชิงพื้นที่และเวลาจากปริมาณกัมมันตภาพรังสี ^{210}Pb ทั้งนี้เพื่อเป็นเครื่องช่วยในการสร้างความเข้าใจถึงประวัติของการแพร่กระจายและเคลื่อนย้ายของมลสารต่างๆ ภายในพื้นที่ศึกษา

พื้นที่ศึกษา

อ่าวไทยตอนบนครอบคลุมพื้นที่จังหวัดภาคตะวันออกหลายจังหวัด และเป็นที่ยอมรับน้ำจากแม่น้ำสายใหญ่ทั้ง 4 สาย มีลักษณะคล้ายรูปตัว “ก” (ราชกิจจานุเบกษา, 2502) ความลึกเฉลี่ย 15 เมตร ลักษณะทั่วไปเป็นอ่าวกึ่งปิด จุดลึกสุดอยู่บริเวณฝั่งตะวันตก เนื่องจากเป็นร่องน้ำและมีเกาะแก่งมาก และค่อยๆ ตื้นขึ้นมาตามความลาดชันของขอบฝั่งทะเล การไหลเวียนของน้ำในอ่าวไทยได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (อนุกุล บุรณะประทีปรัตน์, 2551)

วัสดุอุปกรณ์และวิธีการวิจัย

การเก็บและวิเคราะห์ตัวอย่าง

เก็บตัวอย่างตะกอนในช่วงเดือน พฤษภาคม พ.ศ. 2553 ตามจุดเก็บตัวอย่างที่กำหนด (Figure 1(a) และ Table 1) ด้วยเครื่องมือเก็บแท่งตะกอนแบบถ่วงน้ำหนัก (Gravity core) ขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของท่อเก็บตัวอย่าง 8.8 เซนติเมตร (ซม.) สูง 60 ซม. ใช้อุปกรณ์ตัดดิน (Cut plate) ตัดแบ่งตัวอย่างตะกอนแต่ละแท่งให้มีความหนา ชั้นละ 3 ซม. ที่ระยะ 15 ซม. แรก และชั้นละ 5 ซม.ระหว่างระยะ 15-30 ซม. และ ชั้นละ 10 ซม. ตั้งแต่ระยะจาก 30 ซม. ลงไป เก็บตัวอย่างตะกอนในถุงพลาสติกซิปปชนิดโพลีเอทิลีน (Polyethylene) แล้วเก็บรักษาในถังน้ำแข็งก่อนดำเนินการวิเคราะห์ในห้องปฏิบัติการ หรือเก็บตัวอย่างด้วยการ

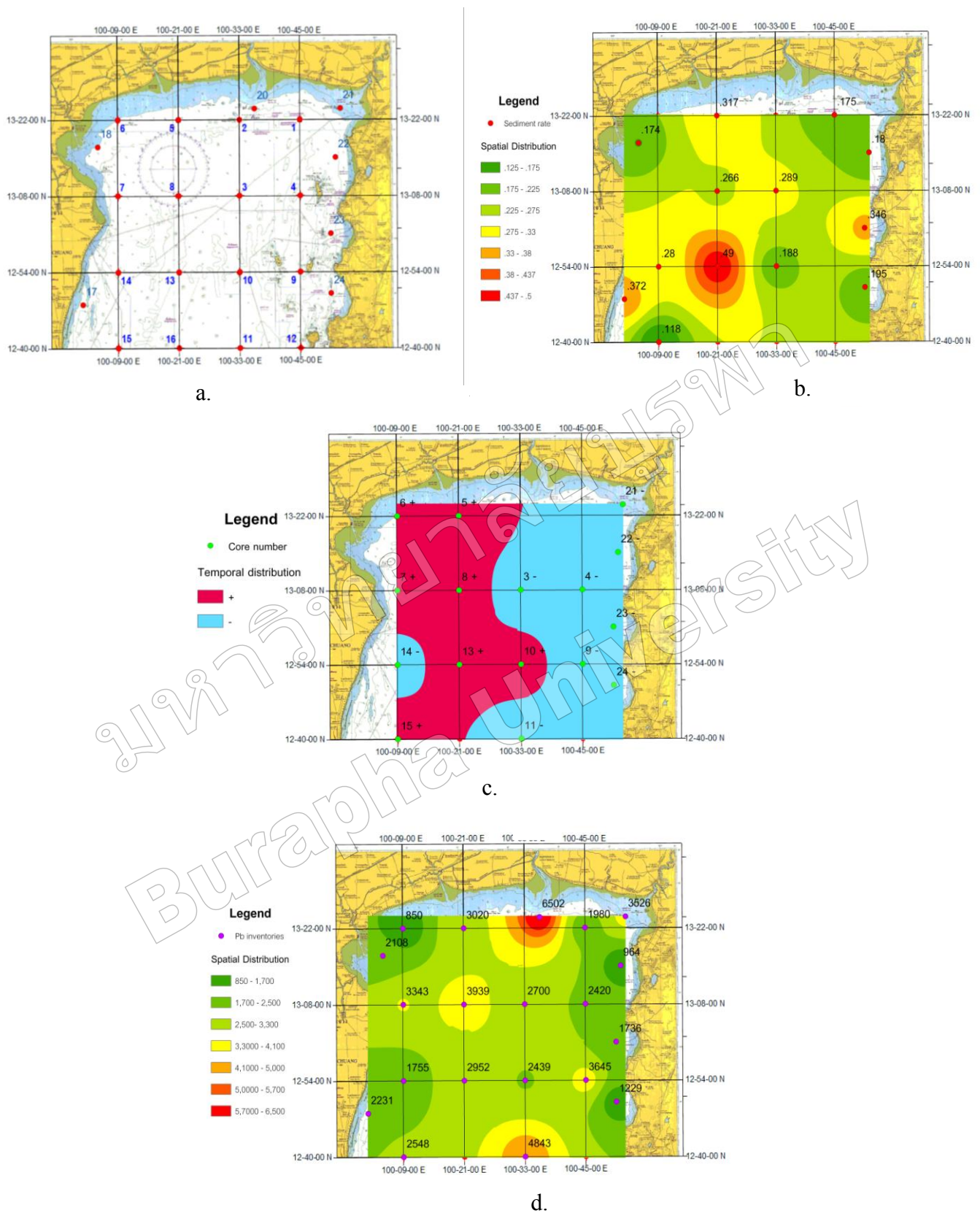


Figure 1 Map of the study area with (a) core number and locations marked (b) spatial variation (c) 443 temporal variation of sedimentation rate, and (d) spatial distribution of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ inventories

Table 1 ^{210}Pb data for 20 sediment cores of the upper Gulf of Thailand

Core number	Coordinate		Length of core (cm)	Water depth (m)	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ depth (cm)	Sedimentation rate by CIC and (CRS) ($\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{yr}$)	^{210}Pb inventory (Bq/m^2)	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ max depth (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ inventory/global average atmospheric ratio
	Longitude	latitude							
Group 1									
4	100-45-00E	13-08-00N	50	26.2	na	na(0.542)	2420	25	0.47
6	100-09-00E	13-22-00N	50	8.7	na	na(0.560)	850	50	0.16
7	100-09-00E	13-08-00N	40	17.6	na	na(na)	>3343	>40	0.65
9	100-45-00E	12-54-00N	50	na	na	na(na)	>3645	>50	0.70
11	100-33-00E	12-40-00N	25	26.5	na	na(na)	>4843	>25	0.93
20	100-36-00E	13-24-00N	50	10.6	na	na(na)	>6502	>50	1.25
21	100-53-00E	13-24-00N	30	8.7	na	na(na)	>3526	>30	0.68
Group 2									
3	100-33-00E	13-08-00N	45	17.1	15	0.289(0.392)	2700	25	0.52
5	100-21-00E	13-22-00N	40	10.4	9	0.317(na)	3020	20	0.58
18	100-05-00E	13-17-00N	50	10.3	15	0.174(0.239)	2108	40	0.41
Group3									
1	100-45-00E	13-22-00N	50	17.7	3	0.175(0.276)	1980	20	0.38
					20	0.168(0.276)	1980	40	
8	100-21-00E	13-08-00N	50	20.7	3	0.266(0.425)	3939	40	0.76
10	100-33-00E	12-54-00N	50	24.9	3	0.188(0.381)	2439	15	0.47
13	100-21-00E	12-54-00N	50	27.1	3	0.490(0.433)	2952	25	0.57
14	100-09-00E	12-54-00N	40	14.6	0	0.280(0.270)	1755	20	0.34
15	100-09-00E	12-40-00N	50	22.6	3	0.118(0.245)	2548	20	0.49
17	100-02-00E	12-48-00N	40	9.5	0	0.372(0.310)	2231	25	0.43
22	100-52-00E	13-15-00N	50	12.5	0	0.180(0.211)	964	30	0.19
23	100-51-00E	13-01-00N	50	15.6	3	0.346(0.409)	1736	40	0.34
24	100-51-00E	12-50-00N	20	14.0	0	0.195(0.114)	1229	12	0.24

na= not applicable

แช่แข็งในตู้ควบคุมอุณหภูมิ ที่อุณหภูมิ -30 องศาเซลเซียส ($^{\circ}\text{C}$) จนกว่าจะทำการวิเคราะห์

นำตัวอย่างตะกอนไปอบที่อุณหภูมิ $60-70^{\circ}\text{C}$ จนน้ำหนักคงที่ บันทึกน้ำหนักเปียกและแห้ง แล้วนำไปบดด้วยเครื่องบดตัวอย่าง ชนิด Centrifugal ball mill ร่อนผ่านตะแกรงขนาด 125 ไมโครเมตร เก็บตัวอย่างในโถดูดความชื้นเพื่อรอการวิเคราะห์ต่อไป

การวิเคราะห์กัมมันตภาพรังสีของ ^{210}Pb กระทำโดยผ่านการวัดกัมมันตภาพรังสีของไอโซโทปลูก คือ พอลอเนียม-210 (^{210}Po) ในเครื่องวัดรังสีอัลฟาชนิด Alpha spectrometry ซึ่งวิธีวิเคราะห์นี้ได้กล่าวไว้โดยละเอียดใน Carpenter *et al.* (1981, 1982) และ Srisuksawad *et al.* (1996) วิธีการอย่างย่อประกอบด้วยการย่อยตัวอย่างตะกอนซึ่งเติมสารติดตามพอลอเนียม-209 (^{209}Po) ที่ทราบความแรงรังสีแน่นอนด้วยกรดไนตริก กรดเปอร์คลอริก และกรดไฮโดรคลอริกเข้มข้น ตามลำดับ ตะกอนที่เหลือนำไปละลายด้วยสารละลายกรดไฮโดรคลอริกเข้มข้น 0.3 โมลาร์ แล้วนำไปเกาะติดบนแผ่นเงินบริสุทธิ์ หลังจากนั้นนำไปวัดรังสีอัลฟาด้วยเครื่องวัดรังสีชนิด Alpha spectrometry สำหรับการวิเคราะห์กัมมันตภาพรังสีของ ^{226}Ra กระทำโดยวิธี gamma spectrometry ตามวิธีของ van den Bergh *et al.* (2003)

การวิเคราะห์อัตราตกทับถมของตะกอน

ปัจจุบันรูปแบบจำลองที่ใช้ในการวิเคราะห์อัตราตกทับถมของตะกอนที่นิยมใช้มีอยู่ 2 รูปแบบ (Kirchner, 2011) ได้แก่ Constant Initial Concentration หรือ Constant flux/constant sedimentation rate model (CIC) และ Constant Rate of Supply หรือ Constant flux model (CRS)

แบบจำลองแบบ CIC พัฒนาขึ้นโดย Goldberg (1963) และถูกนำมาใช้เป็นครั้งแรกโดย Krishnaswamy *et al.* (1971) แบบจำลองนี้มีข้อสมมติว่า ปริมาณแก๊สกัมมันตรังสี เรดอน-222 (^{222}Rn) ในชั้นบรรยากาศต้องมีค่าคงที่ หรืออีกนัยหนึ่งปริมาณ ^{210}Pb ที่ตกจากชั้นบรรยากาศสู่พื้นน้ำ หรือ excess ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) มีค่าคงที่ และตลอดช่วงเวลาของการตกทับถม ตะกอนต้องไม่ถูกรบกวนใดๆ ทั้งสิ้นทั้งจากสิ่งมีชีวิตและไม่มีชีวิต นอกจากนั้นปริมาณตะกอนที่ไหลเข้าสู่แหล่งน้ำนั้นต้องมีปริมาณคงที่ จากข้อสมมติดังกล่าวข้างต้นความสัมพันธ์ระหว่าง $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ กับเวลา T เป็นไปดังนี้

$$A_x = A_0 e^{-\lambda T}$$

เมื่อ A_x คือ ปริมาณกัมมันตภาพรังสี ^{210}Pb ที่ความลึก x ซม. จากตะกอนชั้นบนสุด

A_0 คือ ปริมาณกัมมันตภาพรังสี ^{210}Pb ของตะกอนชั้นบนสุด

λ คือ ค่าคงที่การสลายตัว (Decay constant) ของ ^{210}Pb มีค่าเท่ากับ 0.0311 ต่อปี

และ เมื่อ

$$T = m_x / w$$

โดย m_x คือ มวลสะสม (Cumulative dry mass) (g/cm^2) จากตะกอนชั้นบนสุดถึงความลึก x ซม.

w คือ อัตราตกทับถมของตะกอน ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$)

ดังนั้น

$$\ln(A_x) = \ln(A_0) - (\lambda / w)m_x$$

$$\lambda / w = \ln(A_0 - A_x) / m_x = \text{slope}$$

ดังนั้น w คือ slope / λ ของ Plot ระหว่าง $\ln A_{\text{Pb-210}}$ กับ มวลสะสม

สำหรับแบบจำลอง CRS ถูกพัฒนาขึ้นโดย Goldberg (1963) และได้รับการปรับปรุงพัฒนาต่อเนื่องมาโดย Appleby & Oldfield (1983) แบบจำลองนี้ใช้ข้อสมมติฐานว่า Flux หรือ กัมมันตภาพรังสีต่อหน่วยพื้นที่ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ในชั้นบรรยากาศมีค่าคงที่ ดังนั้นการเปลี่ยนแปลงของกัมมันตภาพรังสีของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ในแต่ละชั้นตะกอนจะขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนแปลงของอัตราตกทับถมของตะกอนเท่านั้น แบบจำลองนี้จึงใช้ได้ดีในตะกอนที่ถูกรบกวนด้วยสภาพอากาศหรือกิจกรรมของมนุษย์ และสามารถเขียนเป็นสมการได้ว่า

$$A(x) = \int_x^{\infty} \rho(x) dx$$

และ

$$A(x) = A_{(0)} e^{-\lambda T}$$

เมื่อ

$$T = m_x / w$$

ทั้ง 2 แบบจำลองต้องการสมมติฐานที่ว่า อัตราของการตก (Deposition rate) ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ จากชั้นบรรยากาศสู่พื้นน้ำต้องมีอัตราคงที่ (Turekian *et al.*, 1977; Rangarajan *et al.*, 1986) และดังนั้นความหนาแน่นเชิงพื้นที่ (Flux density) ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ที่เข้าจับกับอนุภาคดินก็ควรคงที่ด้วย อย่างไรก็ตามมีผู้พบความแปรปรวนของอัตราการตกจากชั้นบรรยากาศของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ในระหว่างปีมีค่าสูงถึง 2 เท่า (Winkler & Rosner, 2000)

สำหรับงานวิจัยนี้ การวิเคราะห์อัตราตกทับถมของตะกอนใช้ทั้ง 2 รูปแบบจำลองผสมผสานกัน กล่าวคือในบริเวณที่กัมมันตภาพรังสีของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ มีค่าเบี่ยงเบนจาก "ideal" (กัมมันตภาพรังสีของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ลดลงด้วยอัตรา exponential กับความลึก) มากเกินกว่าข้อจำกัดของแบบจำลอง CIC (คือ $r^2 > 0.75$) ก็จะใช้แบบจำลอง CRS ในการวิเคราะห์อัตราทับถมของตะกอนในแท่งตะกอนแทน

ผลการวิจัยและวิจารณ์ผล

ตำแหน่งของจุดเก็บตัวอย่าง ความลึกของแท่งตะกอน ความลึกของน้ำ ณ จุดเก็บตะกอน ความลึกของ Surface mixed layer (SML) ตำแหน่งลึกสุดในแท่งตะกอนที่พบกัมมันตภาพรังสีของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ อัตราตกทับถมของตะกอนที่วิเคราะห์โดยรูปแบบจำลอง CIC และ CRS ตลอดจน $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ inventories แสดงไว้ในตารางที่ 1 การกระจายตัวของอัตราตกทับถมของตะกอนเชิงพื้นที่และเวลาและ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ inventories แสดงไว้ในภาพที่ 1 (b-d) จากลักษณะการกระจายตัวของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ อาจแบ่งแท่งตะกอนออกได้เป็น 3 กลุ่ม ได้แก่

กลุ่มที่ 1 (Figure 2(a)) ได้แก่ แท่งตะกอน ณ จุดเก็บตัวอย่างที่ 4, 6, 7, 9, 11, 20 และ 21 รวม 7 แท่งตะกอน แท่งตะกอนเหล่านี้บางแท่งตะกอนยังคงพบกัมมันตภาพรังสีของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ แม้ที่ระดับลึกสุด แสดงว่าตะกอนที่เก็บมาไม่ลึกพอ กล่าวคือความลึกของแท่งตะกอนยังลึกไม่ถึงชั้นของ $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ หรือ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ไม่แสดงแนวโน้มลดลงตามความลึก ซึ่งอาจเกิดจากการที่ตะกอนถูกรบกวนด้วยแรงทางกายภาพ แท่งตะกอนเหล่านี้ไม่สามารถวิเคราะห์ห้อัตราตกทับถมได้ สำหรับแท่งตะกอนจากจุดเก็บตัวอย่างที่ 4 และ 6 ถึงแม้จะไม่แสดงการลดลงของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ แต่เมื่อตะกอนถึงระดับความลึกหนึ่งกลับไม่พบกัมมันตภาพรังสีของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ เลยซึ่งพอจะอนุมานได้ว่า $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ในตะกอนนั้นถึงจุดสิ้นสุดลงแล้ว เมื่อวิเคราะห์ห้อัตราตกทับถมของตะกอนโดยใช้แบบจำลอง CRS แล้วพบว่ามีความเร็ว 0.542 และ 0.560 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$ สำหรับแท่งตะกอนจากจุดเก็บตัวอย่างที่ 4 และ 6 ตามลำดับ อย่างไรก็ตามค่าอัตราตกทับถมของตะกอนนี้ไม่สามารถยืนยันโดยแบบจำลอง CIC และอาจมีค่าสูงเกินความเป็นจริงเนื่องจากผลจากการผสมผสานของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (mixing effect) ซึ่งจะได้กล่าวต่อไป

กลุ่มที่ 2 (Figure 2(b)) ได้แก่แท่งตะกอนที่แสดง SML ที่ระดับความลึกปานกลาง คือ 9-15 ซม. เมื่อวิเคราะห์ห้อัตราตกทับถมของตะกอนโดยรูปแบบจำลอง CIC ได้ค่า 0.289, 0.317 และ 0.174 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$ สำหรับแท่งตะกอน ณ จุดเก็บตัวอย่างที่ 3, 5 และ 18 ตามลำดับ แท่งตะกอน ณ จุดเก็บตัวอย่างที่ 3 และ 18 เมื่อวิเคราะห์ห้อัตราตกทับถมด้วยรูปแบบจำลอง CRS ได้ค่า 0.392 และ 0.239 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$ ตามลำดับ ค่าที่วิเคราะห์ได้สูงกว่าค่าที่วิเคราะห์ด้วยแบบจำลอง CIC เล็กน้อย สำหรับแท่งตะกอน ณ จุดเก็บตัวอย่างที่ 5 ไม่สามารถวิเคราะห์ห้อัตราตกทับถมด้วยแบบจำลอง CRS ได้เนื่องจากตะกอนที่ชั้นลึกสุดยังคงแสดงกัมมันตภาพรังสี $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ อยู่

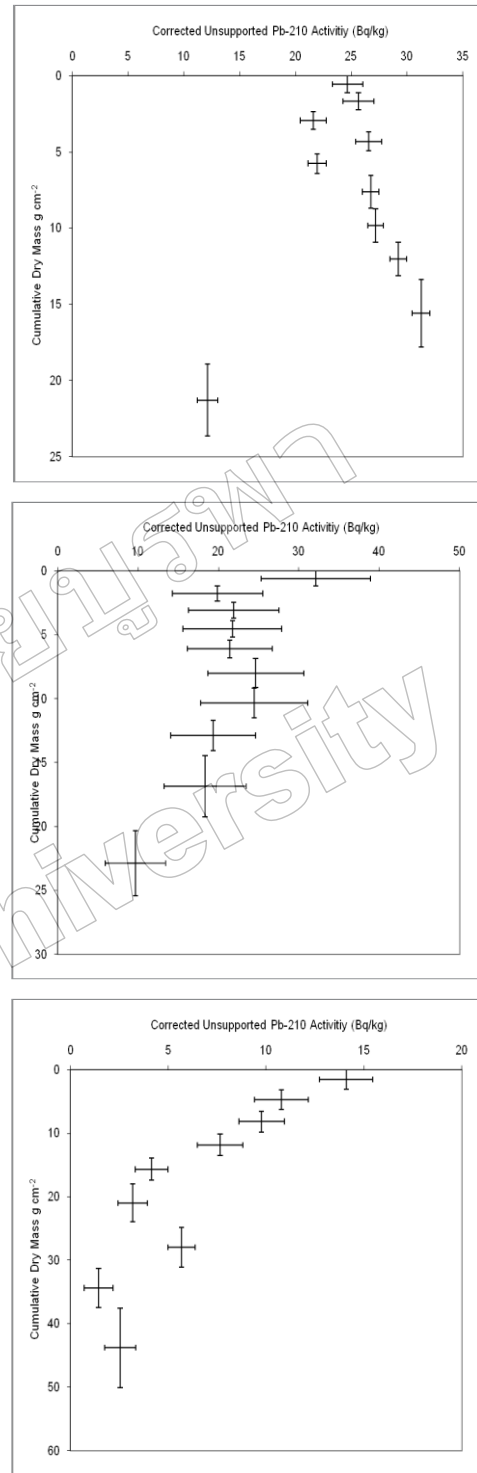


Figure 2 Examples of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profiles for the three core groups based on their $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity profile. (a) Group1 (core9), (b) Group 2(core 18), (c) Group3 (core 14). Error bars indicate the absolute uncertainty, incorporating both counting (1sigma) and weighing and calibration uncertainties.

สำหรับตะกอนดินกลุ่มที่ 3 (Figure 2(c)) เป็นกลุ่มตะกอนที่แสดง SML น้อยมากคือลึกไม่เกิน 3 ซม. จากผิวหน้า อัตราตกทับถมของตะกอนเหล่านี้เมื่อวิเคราะห์ด้วยแบบจำลอง CIC มีค่าตั้งแต่ 0.188-0.460 g/cm²/yr และค่าที่วิเคราะห์ด้วยแบบจำลอง CRS มีค่าที่สอดคล้องกับค่าที่วิเคราะห์ได้จากแบบจำลอง CIC ทุกแห่งตะกอน แต่มีข้อสังเกตว่า สำหรับแห่งตะกอนที่แสดง SML แล้ว ค่าที่วิเคราะห์ได้จากแบบจำลอง CRS จะมีค่าสูงกว่าค่าจากแบบจำลอง CIC เล็กน้อย ปรากฏการณ์นี้ Lu & Mutsumoto (2005) ได้ตั้งข้อสังเกตว่าอัตราตกทับถมของตะกอนเมื่อวิเคราะห์ด้วยแบบจำลอง CRS จะมีค่าสูงที่บริเวณผิวหน้าเนื่องจากมีการผสมผสานของ ²¹⁰Pb_{ex} ที่ผิวหน้าของตะกอน อย่างไรก็ตาม Oldfield & Appleby (1984) ไม่พบความแตกต่างในแห่งตะกอนที่ไม่แสดงค่า SML กับที่แสดงค่า SML น้อยกว่า 15% ของความลึกของ ²¹⁰Pb_{ex} profile จากการศึกษาวิจัยนี้ แห่งตะกอนที่อัตราตกทับถมของตะกอนมีค่าสูงกว่าเมื่อวิเคราะห์ด้วยแบบจำลอง CRS อาจเกิดจากการผสมผสานของตะกอนที่ชั้นผิวหน้าเช่นเดียวกัน นอกจากนี้ยังพบอีกว่าในแห่งตะกอนที่ SML เป็น 0 แล้วอัตราตกทับถมของตะกอนเมื่อวิเคราะห์ด้วยแบบจำลองทั้งสองจะมีค่าใกล้เคียงกันมาก ดังแสดงในตารางที่ 1

ผลการทดลองวัดค่ากัมมันตภาพรังสีของ ²²⁶Ra โดยวิธี gamma spectrometry พบว่าค่ากัมมันตภาพรังสีของ ²²⁶Ra ที่วัดได้ส่วนใหญ่มีค่าสูงกว่าค่ากัมมันตภาพรังสีต่ำสุดของ ²¹⁰Pb ในแห่งตะกอนดังแสดงในตารางที่ 2 ซึ่งสาเหตุน่าจะเป็นไปได้ 2 ทาง คือ 1) กัมมันตภาพรังสีของ ²²⁶Ra ที่วัดได้เป็นค่ากัมมันตภาพรังสีของ ²²⁶Ra ทั้งหมดในตะกอน แต่ค่ากัมมันตภาพรังสีของ

²¹⁰Pb ซึ่งวิเคราะห์โดยวิธีที่ใช้ในการศึกษาค้นนี้เป็น ²¹⁰Pb ส่วนที่ถูกชะล้างด้วยกรดเท่านั้น 2) ในระหว่างการสลายตัวของ ²²⁶Ra อาจมีส่วนหนึ่งของ ²²²Rn รั่วไหลจากเนื้อดินสู่น้ำ ทำให้กัมมันตภาพรังสีของ ²¹⁰Pb น้อยกว่ากัมมันตภาพรังสีของ ²²⁶Ra ในตะกอน (Sabaris & Bonotto, 2011) สำหรับงานวิจัยนี้ได้ใช้ค่ากัมมันตภาพรังสี ²¹⁰Pb ที่ชั้นต่ำสุดแทนค่ากัมมันตภาพรังสีของ ²¹⁰Pb ที่เกิดจากการสลายตัวของเรเดียม-226 (²²⁶Ra) หรือ supported ²¹⁰Pb (²¹⁰Pb_{sup}) ของแต่ละแห่งตะกอน ในกรณีที่ใช้กัมมันตภาพรังสีของ ²¹⁰Pb ที่ชั้นต่ำสุด ยังลดลงไม่ถึงค่ากัมมันตภาพรังสีของ ²¹⁰Pb_{sup} ได้ใช้ค่าเฉลี่ย ²¹⁰Pb_{sup} ของแห่งตะกอนที่มีค่ากัมมันตภาพรังสีของ ²¹⁰Pb_{sup} ต่ำสุดและสูงสุดเป็นค่า ²¹⁰Pb_{sup} ของแห่งตะกอนนั้นๆ (Pfitzner *et al.*, 2004; van den Bergh *et al.*, 2007) Srisuksawad *et al.* (1996) พบว่าการใช้ค่าเฉลี่ยต่ำสุดของ ²¹⁰Pb ในตะกอนเป็นค่า ²¹⁰Pb_{sup} ในการคำนวณอัตราตกทับถมของตะกอนจะให้ผลดีที่สุด อย่างไรก็ตามก็มีผู้ประสบผลสำเร็จในการใช้ค่ากัมมันตภาพรังสีของ ²²⁶Ra เป็นค่า ²¹⁰Pb_{sup} ซึ่งบางงานวิจัยใช้วิธีการสกัด ²¹⁰Pb ด้วย Aqua regia (Kumar *et al.*, 1999) หรือใช้วิธีวัดกัมมันตภาพรังสีของ ²¹⁰Pb โดยวิธี Gamma spectrometry (Pfitzner *et al.*, 2004; van den Bergh *et al.*, 2007; Lu & Matsumoto, 2005, 2009)

แห่งตะกอนจากจุดเก็บตัวอย่างที่ 1 ดังแสดงในภาพที่ 3 แสดงค่าความลาดเอียง (Slope) ของ ²¹⁰Pb_{ex} profile เป็น 2 ช่วง กล่าวคือที่ช่วงความลึกของตะกอน 3-20 และ 20-40 ซม. เมื่อวิเคราะห์อัตราตกทับถมของตะกอนโดยรูปแบบจำลอง CIC พบว่ามีค่า 0.175 และ 0.168 g/cm²/yr ตามลำดับ ซึ่งการเปลี่ยนแปลง

Table 2 Comparison of activity concentration of ²²⁶Ra analyzed by gamma spectrometry and minimum activity of ²¹⁰Pb in sediment cores

Core no.	²²⁶ Ra activity (Bq/kg)	Min. activity of ²¹⁰ Pb (Bq/kg)
1	21.25 + 0.08	12.55 + 2.27
5	26.64 + 2.36	13.57 + 2.60
6	26.48 + 1.09	15.59 + 2.77
7	26.03 + 0.63	23.97 + 4.63
18	24.81 + 1.40	29.50 + 3.67
20	23.24 + 0.60	34.33 + 6.19
21	26.42 + 0.40	44.33 + 6.17
22	24.27 + 0.73	17.14 + 2.77

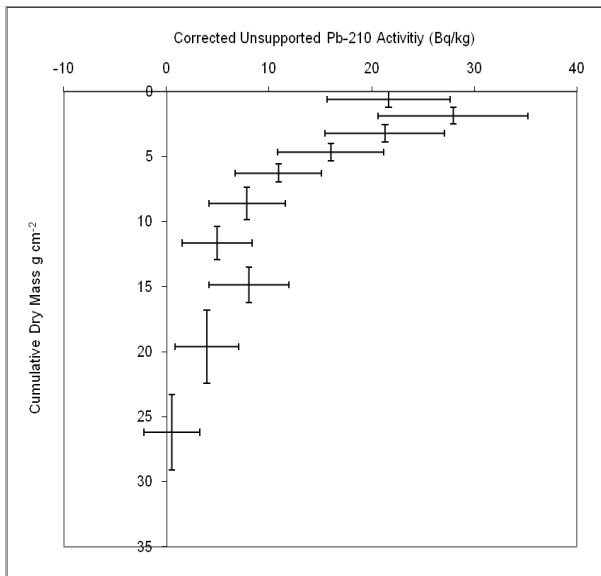


Figure 3 ²¹⁰Pb_{ex} depth profile of sediment core 1 shows two slope with depth

ที่พบนี้อยู่ในช่วงประมาณ 60 ปีที่แล้ว ปรากฏการณ์นี้อาจอธิบายได้ว่า เมื่อตะกอนตกทับถมอยู่ในช่วงระยะเวลาหนึ่งแล้วเกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลันทำให้ตะกอนข้างเคียงชั้นบนสุดเลื่อนเข้ามาแทรกในชั้นตะกอนเดิม หลังจากนั้น ²¹⁰Pb_{ex} ในตะกอนทั้งสองชั้นต่างก็สลายตัวด้วยอัตราการสลายตัวที่เท่ากัน จึงทำให้เกิด slope เป็น 2 ช่วง

การกระจายตัวของอัตราตกทับถมของตะกอนเชิงพื้นที่ แสดงไว้ในภาพที่ 2 (a) พบว่าตะกอนจากจุดเก็บตัวอย่างบริเวณใกล้ปากแม่น้ำทั้งหมดไม่สามารถหาค่าอัตราตกทับถมได้ บริเวณเหล่านี้พบว่ามีความลึกของน้ำไม่เกิน 10 เมตร ได้แก่ จุดเก็บตัวอย่างที่ 21, 20 และ 6 อัตราตกทับถมของตะกอนสูงสุดพบที่บริเวณกึ่งกลางอ่าวก่อนไปทางตะวันตก คือจุดเก็บตัวอย่างที่ 13 (0.490 g/cm²/yr) Kachel & Smith (1989) พบว่าระบบไหลวนของน้ำในอ่าว Washington อาจมีผลต่อการเคลื่อนที่และการตกทับถมของอนุภาคแขวนลอย ดังนั้นการไหลวนของน้ำในอ่าวน่าจะจะมีบทบาทต่อการแปรปรวนเชิงพื้นที่ของอัตราตกทับถมของตะกอนในอ่าวไทยตอนบนได้เช่นกัน แนวการตกทับถมของตะกอนบริเวณจุดเก็บตัวอย่างที่ 3, 8 และ 14 แสดงถึงอิทธิพลของปัจจัยดังกล่าว อัตราตกทับถมของตะกอนฝั่งตะวันตกมีแนวโน้มสูงกว่าทางฝั่งตะวันออก ทั้งนี้อาจเนื่องจากการระบายอนุภาคแขวนลอยจากแม่น้ำและแผ่นดินจากฝั่งตะวันตกมีมากกว่าฝั่งตะวันออก Lu & Matsumoto (2005) พบความแตกต่างอย่างชัดเจนของอัตราตกทับถมของตะกอน 2 แห่งตะกอนซึ่งมีสาเหตุจากการ upwelling ของ

น้ำชั้นล่างบริเวณชายฝั่งบริเวณ Ise Bay ประเทศญี่ปุ่น การ upwelling ของน้ำชั้นล่างที่ชายฝั่งทะเลอ่าวไทยตะวันตก (อนุกุล บูรณะประทีปรัตน์, 2551) อาจทำให้น้ำจากแม่น้ำซึ่งพัดพาตะกอนจำนวนมากไม่สามารถผ่านบริเวณนี้ไปได้โดยง่าย และอาจมีผลให้อัตราตกทับถมของตะกอนฝั่งตะวันตกมีแนวโน้มสูงกว่าทางฝั่งตะวันออกได้ เช่นเดียวกัน

แนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงของอัตราตกทับถมของตะกอนดินโดยการประเมินโดยรูปแบบจำลอง CRS แสดงไว้ในภาพที่ 2 (b) แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอัตราตกทับถมของตะกอนในอ่าวไทยตอนบนสามารถแบ่งออกได้เป็น 2 กลุ่ม คือกลุ่มตะกอนทางฝั่งตะวันตกอัตราตกทับถมของตะกอนมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้น ดังแสดงตัวอย่างใน ภาพที่ 4 (a) ได้แก่ จุดเก็บตัวอย่างที่ 5, 8, 10, 13 และ 17 ยกเว้นจุดเก็บตัวอย่างที่ 14 ที่มีแนวโน้มคงที่ และกลุ่มตะกอนทางฝั่งตะวันออก ได้แก่ จุดเก็บตัวอย่างที่ 1, 3, 14, 22, 23 และ 24 อัตราตกทับถมของตะกอนมีแนวโน้มคงที่ ดังแสดงตัวอย่างใน ภาพที่ 4 (b) ดังได้กล่าวแล้วว่า ในการประเมินอัตราตกทับถมของตะกอนโดยใช้รูปแบบจำลอง CRS มักพบว่า อัตราตกทับถมของตะกอนที่ผิวหน้ามักมีค่าสูง เนื่องจากการผสมผสานของตะกอนที่ผิวหน้า ดังนั้นในที่นี้การประเมินความแปรปรวนต่อช่วงเวลาจึงจะไม่นำอัตราตกทับถมของตะกอนที่ชั้นหน้าสุดมาพิจารณา

การเปลี่ยนแปลงการใช้พื้นที่ในพื้นที่รับน้ำ เช่น การเปลี่ยนแปลงจากสังคมเกษตรเป็นสังคมเมือง ทำให้ปริมาณน้ำเสียและตะกอนเพิ่มมากขึ้น ซึ่งอาจเป็นสาเหตุของการเพิ่มขึ้นของอัตราตกทับถมของตะกอนในระยะยาว กิจกรรมบางอย่างในพื้นที่รับน้ำ เช่น การปรับปรุงพัฒนาระบบบำบัดน้ำเสียในพื้นที่ภาคกลางของประเทศญี่ปุ่น เมื่อปี ค.ศ. 1970 ทำให้การเติมเต็มของตะกอนลงสู่แม่น้ำลดน้อยลงและเป็นสาเหตุให้อัตราการตกทับถมของตะกอนลดลง (Siakeu *et al.*, 2004) การเพาะเลี้ยงชายฝั่งอาจทำให้เกิดการสูญเสียของพื้นที่ในเขตน้ำตื้น เช่น ที่ราบน้ำท่วมถึง ซึ่งเป็นที่ทราบกันดีว่าเป็นบริเวณที่มีศักยภาพสูงในการดักจับตะกอน (Sohma *et al.*, 2001) ซึ่งหมายความว่าอนุภาคแขวนลอยจะไม่สามารถถูกดักจับได้อย่างมีประสิทธิภาพยังผลให้อนุภาคแขวนลอยจำนวนมากไหลลงสู่อ่าว

อัตราตกทับถมของตะกอนที่วิเคราะห์ได้มีค่าอยู่ในช่วง 0.118-0.490 เฉลี่ย 0.260 ± 0.110 g/cm²/yr เทียบกับอัตราตกทับถมของตะกอนบริเวณกลางอ่าวไทยตอนบน (Srisuksawad *et al.*, 1996) พบว่าไม่ความแตกต่างอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ค่าเฉลี่ยอัตราตกทับถมของตะกอนกลางอ่าวไทยจากการศึกษา

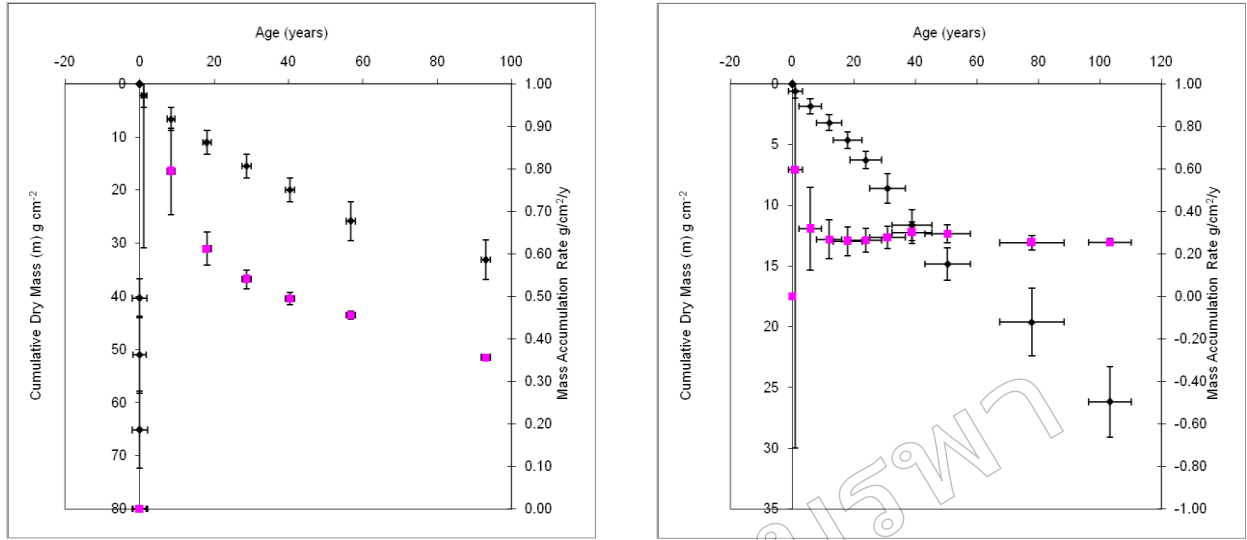


Figure 4 Examples of temporal variation of sedimentation rate collected from the Inner Gulf of Thailand (a) increasing (core 10) and (b) constant (core 1)

ครั้งนี้อาจมีค่าสูงกว่าค่าจากการศึกษาครั้งนี้เล็กน้อย ทั้งนี้อาจเนื่องจากเพราะตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างครอบคลุมพื้นที่ต่างกัน

Inventories ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ของแต่ละแท่งตะกอนแสดงไว้ใน Table 1 พบว่ามีค่าอยู่ในช่วง 850-6502 เบคเคอเรล/ตารางเมตร (Bq/m^2) Inventories ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ในอ่าวไทยมีแนวโน้มต่ำกว่าค่าเฉลี่ยทั่วโลก (Krishnaswami & Lal, 1978; Kumar *et al.*, 1999) ยกเว้นจุดเก็บตัวอย่างที่ 20 และ 11 ซึ่งมีค่าอยู่ในช่วงเดียวกับค่าเฉลี่ยทั่วโลก ทั้งนี้ค่าที่สูงอาจเนื่องจากการผสมผสานของชั้นดินตะกอนและการประมาณค่า $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ ต่ำกว่าความเป็นจริง Inventories ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ของจุดเก็บตัวอย่างที่ 6 และ 22 มีค่าต่ำมาก (850 และ $964 \text{ Bq}/\text{m}^2$) ซึ่งเป็นปรากฏการณ์ที่พบเสมอในพื้นที่ดินดอนสามเหลี่ยมปากแม่น้ำซึ่งมักมีอินทรีย์คาร์บอนเป็นองค์ประกอบสูง (Wan *et al.*, 2005) Srisuksawad *et al.* (1996) ศึกษาค่าเฉลี่ยของ Inventories ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ในอ่าวไทยตอนบน พบว่ามีค่าเฉลี่ย $3500 \text{ Bq}/\text{m}^2$ สอดคล้องกับค่าที่ได้จากการศึกษาครั้งนี้ เหตุที่ Inventories และรวมทั้ง fluxes ของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ของตะกอนในอ่าวไทยมีค่าต่ำเนื่องจากปริมาณ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ที่เกิดจากการสลายตัวของ ^{226}Ra มีน้อยในเขตน้ำตื้น และประกอบกับปริมาณของฝุ่นกัมมันตรังสี ^{210}Pb ในเขต latitude ต่ำจะมีปริมาณน้อย เนื่องจากมีขนาดของพื้นที่ดินน้อยเมื่อเปรียบเทียบกับขนาดของมหาสมุทร

สรุปผลการวิจัย

ได้เก็บตัวอย่างแท่งตะกอนจากจุดเก็บตัวอย่าง 20 จุด จากบริเวณอ่าวไทยตอนบน มาวิเคราะห์กัมมันตภาพรังสีของ ^{210}Pb และประเมินอัตราการตกทับถมของตะกอนโดยใช้รูปแบบจำลอง CIC หรือ CRS พบว่าสามารถแบ่งตะกอนออกได้เป็น 3 กลุ่ม คือกลุ่มที่ 1) แท่งตะกอนซึ่งไม่แสดงการลดลงของกัมมันตภาพรังสี $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ตามความลึก แท่งตะกอนเหล่านี้ไม่สามารถประเมินอัตราการทับถมของตะกอนได้ กลุ่มที่ 2) แท่งตะกอนซึ่งแสดง SML ที่ความลึก 9-15 เซนติเมตร และกลุ่มที่ 3) แท่งตะกอนที่ไม่แสดง SML หรือแสดง SML ที่ระดับลึก 0-3 เซนติเมตร เมื่อศึกษาลักษณะการกระจายตัวเชิงพื้นที่พบว่าตะกอนที่พบการผสมผสานของเนื้อตะกอนหรือตะกอนในกลุ่มที่ 1 จะอยู่บริเวณชายฝั่งใกล้ปากแม่น้ำที่ความลึกของน้ำไม่เกิน 10 เมตร อัตราตกทับถมของตะกอนสูงสุดพบที่บริเวณกึ่งกลางอ่าวก่อนไปทางตะวันตก มีค่า $0.490 \text{ g}/\text{cm}^2/\text{yr}$ พบว่าอัตราทับถมของตะกอนทางฝั่งตะวันตกมีแนวโน้มสูงกว่าฝั่งตะวันออก การวิเคราะห์ความแปรปรวนของอัตราการทับถมของตะกอนตามระยะเวลา พบว่าการเปลี่ยนแปลงของอัตราการทับถมของตะกอนมี 2 แบบ คือกลุ่มตะกอนทางฝั่งตะวันตก อัตราทับถมของตะกอนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น กลุ่มตะกอนทางฝั่งตะวันออก มีแนวโน้มของอัตราการทับถมของตะกอนคงที่ ค่าเฉลี่ยของอัตราการทับถมของตะกอนมีค่า $0.260 \pm 0.110 \text{ g}/\text{cm}^2/\text{yr}$ ไม่เปลี่ยนแปลงจากค่าที่ได้มี

การศึกษาไว้เมื่อ 15 ปีก่อน ค่าเฉลี่ยของ Inventories $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ มีค่า $2180 \pm 800 \text{ Bq/m}^2$ ต่ำกว่าค่าเฉลี่ยทั่วโลก (Global average) แต่สอดคล้องกับค่าที่ได้เคยศึกษาไว้

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยนี้เป็นผลการปฏิบัติงานของนิสิตชั้นปีที่ 4 มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสนและศรีราชา ภายใต้โครงการ สหกิจศึกษา (สำนักงานอุดมศึกษา กระทรวงศึกษาธิการ) งบประมาณที่ใช้ในการวิจัยได้รับการสนับสนุนจากสถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ (สทน)

เอกสารอ้างอิง

เกียรติพงษ์ คำดี และชนิษฐา ศรีสุขสวัสดิ์. (2553). การประยุกต์ใช้ ตะกั่ว-210 เพื่อหาอัตราการตกตะกอนของอ่างเก็บน้ำในลุ่มน้ำ ห้วยแครง-คลองพืด. *รายงานผลงานวิจัยสถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ (องค์การมหาชน)*, 112-116.

ราชกิจจานุเบกษา. (2502). พระราชบัญญัติกำหนดเขตจังหวัดใน อ่าวไทยตอนใน. เล่ม 76 ตอนที่ 92 หน้าที่ 430 วันที่ 29 กันยายน 2502.

ศศิเมณฑล ม่วงศรีจันทร์, ชนิษฐา ศรีสุขสวัสดิ์, ดวงรัตน์ นันทวิสารกุล และโฆษิต ล้อสิริรัตน์. (2553). อัตราทับถมของตะกอนใน เขื่อนลำพระเพลิง จังหวัดนครราชสีมา. *รายงานผลงานวิจัยสถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ (องค์การมหาชน)*, 104-111.

อนุกุล บูรณะประทีปรัตน์. (2551). การไหลเวียนของกระแสน้ำใน อ่าวไทยตอนบน. *วารสารวิทยาศาสตร์บูรพา*, 13(1), 75-83.

Appleby, P.G. & Oldfield, F. (1983). The assessment of ^{210}Pb data from Sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia*, 103, 29-35.

Barra, R., Cisternas, M., Urrutia, R., Pozo, K., Pacheto, P., Parra, O. & Focardi, S. (2001). First report on chlorinated pesticide deposition in a sediment core from a small lake in Central Chile. *Chemosphere*, 45, 749-757.

Benninger, L.K. & Krishnaswami, S. (1981). Sedimentary processes in New York bight: evidence from excess ^{210}Pb and $^{239+240}\text{Pu}$. *Earth Planet Science Letter*, 53, 158-174.

Benninger, L.K., Suayah, I.B. & Staley, D.J. (1997). Mazola lagoon, Nile delta, Egypt: modern sediment accumulation based on radioactive tracers. *Environmental Geology*, 34, 183-193.

Carpenter, R., Bennett, J.T. & Peterson, M.L. (1981). ^{210}Pb activities in and fluxes to sediments of the Washington continental shelf and slope. *Geochimica Cosmochimica Acta.*, 45, 1155-1172.

Carpenter, R., Peterson, M.L. & Bennett, J.T. (1982). ^{210}Pb -derived sediment accumulation and mixing rates for the Washington continental slope. *Marine Geology*, 48, 135-164.

Di Gregorio, D.E., Fernandez Niello, J.O., Huck, H., Somacal, H. & Curuchet, G. (2007). ^{210}Pb dating of sediments in a heavily contaminated drainage channel to the La Plata estuary in Buenos Aires, Argentina. *Applied Radiation Isotopes*, 65, 126-130.

FAO (1996). Chapter 2: Pollution by sediment. In FAO Irrigation and Drainage Papers-55, *Control of Water Pollution from Agriculture*.

French, P.W., Allen, J.R.L. & Appleby, P.G. (1994). ^{210}Pb -Lead dating of a modern period saltmarsh deposit from the Severn Estuary (Southwest Britain), and its implications. *Marine Geology*, 118, 327-334.

Fuller, C.C., van Geen, A., Baskaran, M. & Anima, R. (1999). Sediment chronology in San Francisco Bay, California, defined by ^{210}Pb , ^{234}Th , ^{137}Cs and $^{239+240}\text{Pu}$. *Marine Chemistry*, 64, 7-27.

Goldberg, E.G. (1963). Geochronology with ^{210}Pb . In: *Radioactivity Dating*. Vienna: IAEA, 514-521.

Huh, C. & Su, C. (1999). Sedimentation dynamics in the East China Sea elucidated from ^{210}Pb , ^{137}Cs , and $^{239+240}\text{Pu}$. *Marine Geology*, 160, 183-196.

Kachel, N.B. & Smith, J.D. (1989). Sediment transport and deposition on the Washington continental shelf. In M.R. Landry & B.M. Hickey (Eds.), *Coastal Oceanography of Washington and Oregon*. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B.V., 287-348.

- Kirchner, G. (2011). ^{210}Pb as a tool for establishing sediment chronologies: examples of potentials and limitations of conventional dating models. *Journal of Environmental Radioactivity*, 102, 490-494.
- Kirchner, G. & Ehlers, H. (1988). Sediment geochronology in changing coastal environments: potentials and limitations of the ^{137}Cs and ^{210}Pb methods. *Journal of Coastal Research*, 14, 483-492.
- Koide, M., Soutar, A. & Goldberg, E.D. (1972). Marine geochronology with ^{210}Pb . *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.
- Krishnaswamy, S. & Lal, D. (1978). Radionuclide limnology. In A. Lerman. (Ed.), *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer, 153-173.
- Krishnaswami, S., Benninger, L.K., Aller, R.C. & von Damm, K.L. (1980). Atmospheric-derived radionuclides as a tracer of sediment mixing and accumulation in near-shore marine and lake sediment: evidence from ^7Be , ^{210}Pb and $^{239+240}\text{Pu}$. *Earth Planet Science Letter*, 47, 307-318.
- Kumar, U.S., Navada, S.V., Rao, S.M., Nachiappan, Rm.P., Kumar, B., Krishnamoorthy, T.M., Jha, S.K. & Shukla, V.K. (1999). Determination of recent sedimentation rates and pattern in Lake Naini, India by ^{210}Pb and ^{137}Cs dating techniques. *Applied Radiation & Isotopes*, 51, 97-105.
- Leisue, P., Jouanneau, J-M., Boust, D., Tastet, J-P. & Weber, O. (2001). Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research*, 21, 1383-1401.
- Lu, X. & Matsumoto, E. (2005). Recent sedimentation rates derived from ^{210}Pb and ^{137}Cs methods in Ise Bay, Japan. *Estuarine Coastal & Shelf Science*, 65, 83-93.
- Lu, X. & Matsumoto, E. (2009). Implications of excess ^{210}Pb and ^{137}Cs in sediment cores from Mikawa Bay, Japan. *Journal of Environmental Science*, 21, 707-712.
- McCully, P. (1996). Sedimentation Problems in Dams. In *Silenced Rivers: The Ecology and Politics of Large Dams*. London: Zed Books.
- Oldfield, F. & Appleby, P.G. (1984). A combined radiometric and mineral magnetic approach to recent geochronology in lakes affected by catchment disturbance and sediment redistribution. *Chemical Geology*, 44, 67-83.
- Pfitzer, J., Brunskill, G. & Zagorskis, I. (2004). ^{137}Cs and excess ^{210}Pb deposition patterns in estuarine and marine sediment in the central region of the Great Barrier Reef Lagoon, north-eastern Australia. *Journal of Environmental Radioactivity*, 76, 81-102.
- Rangarajan, C., Madhavan, R. & Gopalakrishnan, Smt. S. (1986). Spatial and temporal distribution of lead-210 in the surface layer of the atmosphere. *Journal of Environmental Radioactivity*, 3, 23-33.
- Sabaris, T.P.P. & Bonotto, D.M. (2011). Sedimentation rates in Atibaia River basin, Sao Paulo State, Brazil, using ^{210}Pb as geochronometer. *Applied Radiation and Isotopes*, 69, 275-288.
- Siakeu, J., Oguchi, T., Tatsuto, A., Esaki, Y. & Jarvie, H.P. (2004). Changes in riverine suspended sediment concentration in central Japan in response to late 20th century human activities. *Catena*, 55, 231-254.
- Sohma, A., Sekigushi, Y., Yamada, H., Sato, T. & Nakata, K. (2001). A new coastal marine ecosystem model study coupled with hydrodynamic and tidal flat ecosystem effect. *Marine Pollution Bulletin*, 43, 187-208.

- Srisuksawad, K., Porntepkasemsan, B., Nouchpramool, P., Yamkate, P., Carpenter, R., Peterson, M.L. & Hamilton, T. (1996). Radionuclide activities, geochemistry, and accumulation rates of sediments in the gulf of Thailand. *Continental Shelf Research*, 17, 925-965.
- Stiller, M., Yanaki, N.E. & Kronfield, J. (1985). Comparative study of two sediment short cores from the Dead Sea. *Chemical Geology*, 58, 107-115.
- Turekian, K.K., Nozaki, Y. & Benninger, L.K. (1977). Geochemistry of atmospheric radon and radon products. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 5, 227-255.
- Van den Bergh, G.D., Boer, W., De Hass, H., van Weering, Tj.C.E. & Van Wijhe, R. (2003). Shallow marine tsunami deposits in Teluk Banten (NW Java, Indonesia), generated by the 1883 Krakatau eruption, *Marine Geology*, 197, 13-34.
- Van den Bergh, G.D., Boer, W., Schaapveld, M.A.S., Duc, D.M. & van Weering, Tj.C.E. (2007). Recent sedimentation and sediment accumulation rates of the Ba Lat prodelta (Red River, Vietnam). *Journal of Asian Earth Science*, 29, 545-557.
- Wan, G.J., Chen J.A., Wu, F.C., Xu, S.Q., Bai, Z.G., Wan, E.Y., Wang, C.S., Huang, R.G., Yeager, Y.M. & Santschi, P.H. (2005). Coupling between $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and organic matter in sediments of a nutrient -rich lake: an example from Lake Chenghai, China. *Chemical Geology*, 224, 223-236.
- Winkler, R. & Rosner, G. (2000). Seasonal and long-term variation of ^{210}Pb concentration in air, atmospheric deposition rate and total deposition velocity in south Germany. *Science of the Total Environment*, 263, 223-236.