

KẾT QUẢ BƯỚC ĐẦU NGHIÊN CỨU TỐC ĐỘ LẮNG ĐỌNG, NGUỒN TRÂM TÍCH ĐÁY VỊNH HẠ LONG: DẤU HIỆU TỪ KHOÁNG VẬT SÉT, ĐỒNG VỊ ^{210}Pb VÀ ^{137}Cs

Bùi Văn Vượng^{1,2*}, Zhifei Liu², Trần Đức Thanh¹, Chih-An Huh³,
Đặng Hoài Nhơn¹, Nguyễn Đức Vệ¹, Đinh Văn Huy¹

¹Viện Tài nguyên và Môi trường biển-Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam

²Phòng Thí nghiệm Trọng điểm Quốc gia Địa chất biển, Đại học Tongji, Trung Quốc

³Viện khoa học Trái đất, Viện Hàn lâm Sinica, Đài Bắc, Đài Loan

*E-mail: vuongbv@imer.ac.vn

Ngày nhận bài: 11-7-2015

TÓM TẮT: Vịnh Hạ Long là một trong những di sản thiên nhiên thế giới, hàng năm, vịnh thu hút nhiều du khách trong và ngoài nước. Tuy nhiên, trong những năm gần đây, cảnh quan vịnh bị tác động bởi hàng loạt các tác động tiêu cực - bồi lắng đáy vịnh là một trong những tác động tiêu cực lớn. Đáy vịnh Hạ Long bồi cạn ra sao? nguyên nhân nào gây ra? Theo cách tiếp cận từ nguồn cung cấp đến bồn lắng đọng trầm tích "source-to-sink" phối hợp với kết quả thành phần khoáng vật sét cùng đồng vị phóng xạ ^{210}Pb và ^{137}Cs , nghiên cứu này sẽ góp phần là sáng tỏ vấn đề trên. Kết quả hàm lượng smectite, illite và chỉ số smectite/(illite+chlorite) chỉ thị: trầm tích chuyển vào vịnh Hạ Long không chỉ nhận từ vùng xung quanh vịnh mà nó còn nhận từ hệ thống sông Hồng. Kết quả ^{210}Pb và ^{137}Cs cho thấy: tốc độ lắng đọng trầm tích tại vịnh Hạ Long trong vòng 100 năm qua, dao động trong khoảng 0,47 - 0,75 cm/năm, và có thể chia làm 4 giai đoạn: giai đoạn I (từ năm 1920 - 1930), giai đoạn II (từ năm 1930 - 1960); giai đoạn III (1960 - 1990) và giai đoạn IV (từ năm 1990 - 2011) với tốc độ lắng đọng trung bình lần lượt là 0,45 cm/năm; 0,66 cm/năm; 0,50 cm/năm; và 0,85 cm/năm tương ứng. Các hoạt động của con người như: xây hồ chứa, khai thác mỏ, đô thị hóa, nuôi trồng thủy sản ... là nguyên nhân gây bồi cạn đáy vịnh.

Từ khóa: Vịnh Hạ Long, khoáng vật sét, đồng vị ^{210}Pb , ^{137}Cs , tốc độ lắng đọng trầm tích.

MỞ ĐẦU

Vịnh Hạ Long nằm ở vùng Đông Bắc Việt Nam, bao gồm vùng biển của thành phố Hạ Long, thị xã Cẩm Phả và một phần của huyện đảo Vân Đồn, tây nam giáp đảo Cát Bà, và tây giáp đất liền. Vịnh được UNESCO công nhận là một di sản Thiên nhiên thế giới bởi giá trị địa chất, địa mạo. Vẻ đẹp của vịnh đã là tâm điểm thu hút du khách trong nước và thế giới đến thăm quan, nghỉ dưỡng. Tuy nhiên, quá trình đực hóa dẫn đến bồi nông đáy làm giảm giá trị cảnh quan vịnh, hiện tượng này ngày càng gia

tăng, nó không những được ghi nhận bởi người Việt Nam [1, 2] mà còn được thông tin bởi các người nước ngoài. Những thông tin về bồi cạn đáy vịnh Hạ Long được cung cấp từ các công trình nói trên chủ yếu tập trung đề cập đến hiện trạng, một số nguyên nhân, còn hiểu biết về tốc độ lắng đọng, nguồn cung cấp, quá trình lắng đọng trầm tích trong giai đoạn hiện đại vẫn còn hạn chế. Nghiên cứu này được tiến hành theo cách tiếp cận từ nguồn cung cấp đến bồn - nơi lắng đọng trầm tích (source-to-sink) [3], sử dụng những phương pháp phân tích hiện đại như nhiều xạ tia Ronghen (X-ray

diffraction) để phân tích khoáng vật sét, phổ gamma (gamma) để phân tích đồng vị phóng xạ ^{210}Pb và ^{137}Cs . Kết quả nghiên cứu này bước đầu đã xác định được nguồn gốc trầm tích đổ vào vịnh, tốc độ lắng đọng trầm tích đáy vịnh theo từng khoảng chục năm trong vòng 100 năm qua.

Nghiên cứu này sẽ góp phần làm sáng tỏ về nguyên nhân, cơ chế bồi lắng đáy vịnh Hạ Long để góp thêm cơ sở khoa học việc quản lý, nâng cao giá trị di sản của vịnh.

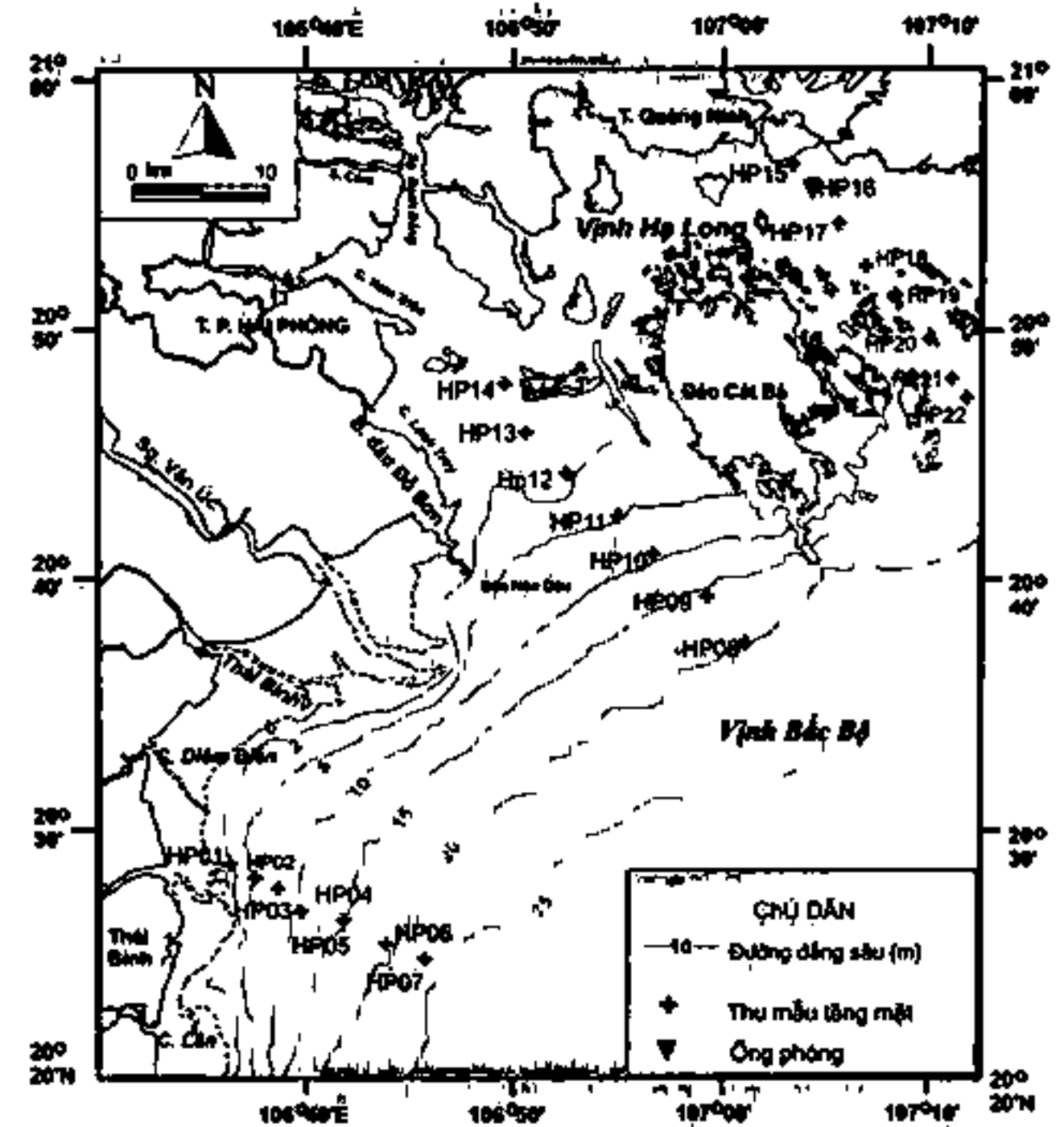
TÀI LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP

Tài liệu

Lượng mẫu phục vụ nghiên cứu này gồm: 22 mẫu trầm tích tầng mặt được thu ở ven bờ châu thổ sông Hồng và vịnh Hạ Long, 2 ống phóng trầm tích với mã số HP16 (sâu 27 cm) và HP21 (sâu 62 cm) thu ở đáy vịnh Hạ Long thuộc chuyên khảo sát chung giữa Viện Tài nguyên và Môi trường biển (IMER, VAST) Việt Nam và Phòng thí nghiệm Trọng điểm Quốc gia Địa chất biển (SKLMG), Đại học Tongji, Trung Quốc cuối tháng 5 năm 2011. Những tác động nhân sinh như khai thác than, san lấp mặt bằng, xây dựng quanh vịnh, ven bờ châu thổ sông Hồng được khảo sát vào năm 2014, 2015 trong khuôn khổ đề tài cấp Viện

Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam, mã số: Mã số VAST.ĐLT.05/14-15 và VAST 06.03/14-15. (hình 1, bảng 1).

Trầm tích ống phóng được cắt từng 2 cm; ống phóng HP16 được 13 mẫu, còn HP21 được 31 mẫu.



Hình 1. Sơ đồ vị trí thu mẫu trầm tích ống phóng và tầng mặt

Bảng 1. Vị trí và thông tin các mẫu trầm tích

TT	Trạm thu mẫu	Kinh độ	Vĩ độ Bắc	Độ sâu với 0 m hải đồ (m)	Chiều dài ống phóng (cm)	Mẫu trầm tích tầng mặt
1	HP01	106°38'02"	20°28'48"	4,0		✓
2	HP02	106°39'08"	20°28'12"	5,0		✓
3	HP03	106°40'04"	20°27'48"	7,0		✓
4	HP04	106°41'13"	20°27'12"	10,0		✓
5	HP05	106°42'51"	20°26'28"	15,0		✓
6	HP06	106°44'47"	20°25'25"	17,0		✓
7	HP07	106°46'21"	20°24'49"	24,0		✓
8	HP08	107°00'35"	20°37'35"	20,0		✓
9	HP09	106°58'38"	20°39'26"	18,0		✓
10	HP10	106°56'40"	20°41'03"	11,0		✓
11	HP11	106°54'54"	20°42'41"	7,0		✓
12	HP12	106°52'42"	20°44'29"	5,0		✓
13	HP13	106°51'00"	20°46'06"	2,0		✓
14	HP14	106°50'04"	20°48'05"	1,2		✓
15	HP15	107°02'34"	20°56'45"	4,0		✓
16	HP16	107°03'24"	20°55'44"	2,0	27	✓
17	HP17	107°04'30"	20°54'22"	5,0		✓
18	HP18	107°05'45"	20°52'51"	7,0		✓
19	HP18	107°05'45"	20°52'51"	7,0		✓
20	HP19	107°06'56"	20°51'27"	25,0		✓
21	HP21	107°09'31"	20°48'18"	10,0	62	✓
22	HP22	107°10'35"	20°46'58"	13,0		✓

Phương pháp

Phân tích các nuclides phóng xạ bằng tia quang phổ γ (Analys isofradionuclides by γ -spectrometry) ^{210}Pb và ^{137}Cs phân tích bằng tia phổ gamma (γ), theo tiêu chuẩn 327 và 375 của cơ quan năng lượng nguyên tử quốc tế (IAEA) [4], mẫu được đếm trên máy dò GMX, thời gian đếm mẫu dao động từ vài giờ đến vài ngày, phân tích tại Viện Khoa học Trái đất, Viện Hàn lâm Sinica, Đài Bắc, Đài Loan. Tổng số 44 mẫu của 2 ống phóng HP16 và HP21 được phân tích tại đây.

Phương pháp xác định tốc độ lắng đọng trầm tích

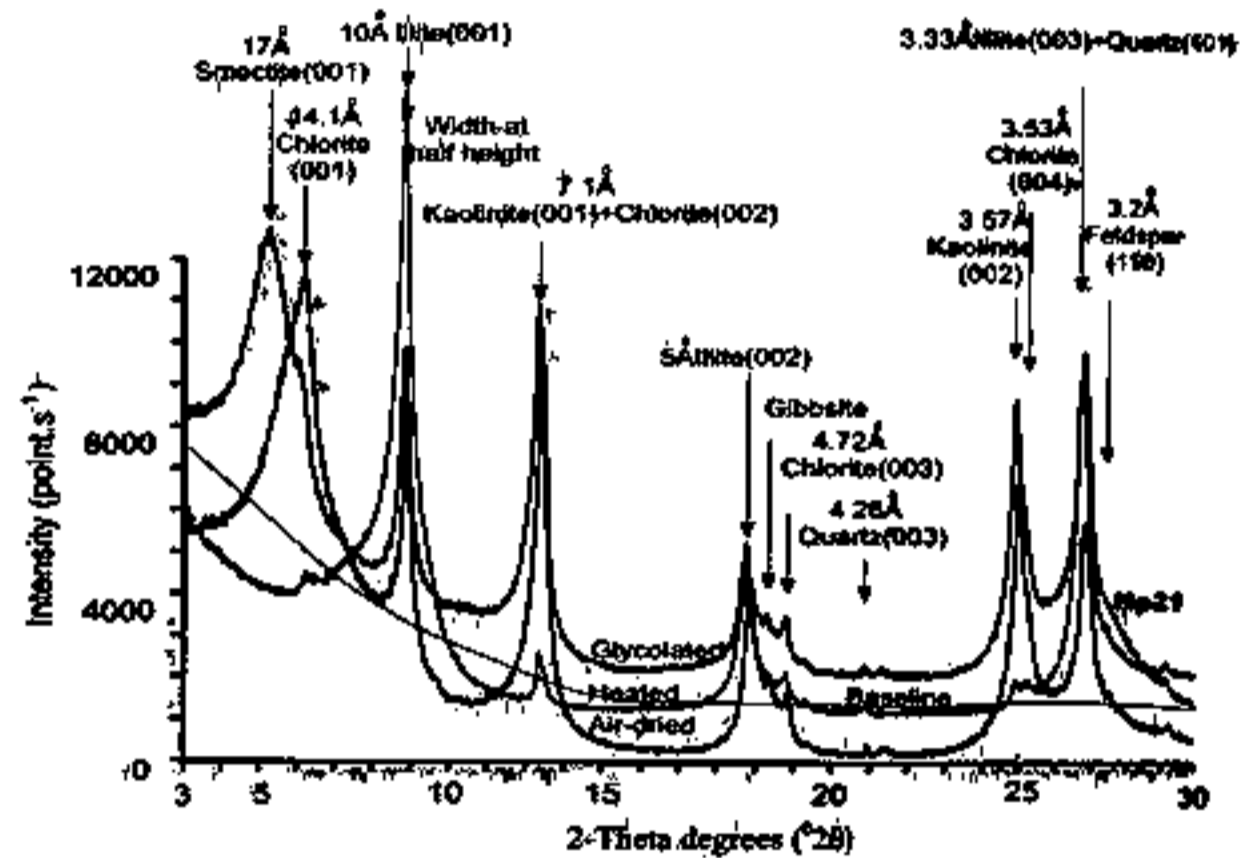
Tốc độ lắng đọng trầm tích (cm/năm) được tính toán từ đồng vị phóng xạ ^{210}Pb và ^{137}Cs dư theo độ sâu (excess ^{210}Pb hay $^{210}\text{Pb}_{ex}$, excess ^{137}Cs hay $^{137}\text{Cs}_{ex}$) trong lớp trầm tích. Đối với $^{137}\text{Cs}_{ex}$ xâm nhập vào trong trầm tích do các vụ thử vũ khí hạt nhân và sự cố nhà máy điện nguyên tử [5-9]. Trong nghiên cứu này các trầm mẫu được phân tích ^{137}Cs (với thời gian đếm dài) và lấy năm 1950 là thời gian đầu tiên xuất hiện ^{137}Cs trên vùng biển [9-11]. Tốc độ lắng đọng trầm tích tính theo tốc độ phân rã của ^{137}Cs ký hiệu là S_{Cs-137} tính theo công thức: $S_{Cs-137} = Z_p / (T_0 - 1950)$, với Z_p là ^{137}Cs sự xâm nhập theo độ sâu, T_0 là thời điểm thu mẫu. Tốc độ lắng đọng trầm tích tính theo tốc độ phân rã của ^{210}Pb ký hiệu là S_{Pb-210} được tính theo công thức $S_{Pb-210} = -\lambda / m$, với λ là hằng số phân rã của ^{210}Pb ($0,03114\text{y}^{-1}$).

Mô hình tính tuổi trầm tích

Sử dụng ^{210}Pb để xác định tuổi trầm tích là một phương pháp phổ biến và quan trọng hiện nay. Dựa vào đồng vị phóng xạ của ^{210}Pb , có thể xác định được tuổi trầm tích hiện đại trong vòng 150 năm. Trong trầm tích tồn tại 2 loại ^{210}Pb : 1) là "supported ^{210}Pb " được sản xuất tại chỗ bởi quá trình phân rã của ^{226}Ra và 2) là excess ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{ex}$) nhận được từ khí quyển. Ý nghĩa độ phóng xạ của ^{210}Pb phân bố theo độ sâu nhận được riêng do quá trình phân rã theo luật hàm số mũ (hoặc tuyến tính nếu chúng ta vẽ sơ đồ logarit số tự nhiên). Tuy nhiên giá trị này phụ thuộc vào tốc độ lắng đọng trầm tích, ^{210}Pb phân bố và biến đổi qua thời gian. Do vậy, trong các lớp trầm tích lượng $^{210}\text{Pb}_{ex}$ bằng

lượng ^{210}Pb tổng trừ đi lượng ^{210}Pb được sản xuất tại chỗ. Có 2 mô hình tính toán cho ^{210}Pb để xác định tuổi trầm tích được dùng phổ biến đó là: CRS (Constant Rate of Supply) và CIC (Constant Initial Concentration) [5, 12]. Tuổi trầm tích được tính bằng mô hình CRS (constant rate of ^{210}Pb supply) [5, 13, 14]: $t = f / \lambda \ln\{A(0)/A(x)\}$; trong đó: $A(0)$ thể hiện lượng ^{210}Pb dư trên mặt trầm tích; $A(x)$ thể hiện ^{210}Pb dư tại độ sâu (x); λ là hằng số phân rã của ^{210}Pb ($0,03114\text{y}^{-1}$); t là thời gian lắng đọng trầm tích (tuổi, năm). Sử dụng ^{137}Cs để kiểm tra độc lập với năm 1950 là thời gian bắt đầu xuất hiện ^{137}Cs trong trầm tích thủy vực.

Phân tích khoáng vật sét



Hình 2. Đồ thị đã phổ nhiễu xạ tia-x mẫu khoáng vật sét điển hình mẫu HP21 (hàm lượng smectite (montmorillonit) chiếm ưu thế).

Khoáng vật sét được phân tích bằng phương pháp nhiễu xạ tia X (X-ray diffraction-XRD), đối với trầm tích có cấp hạt < 2 μm [15]. Trước tiên mẫu được rửa bằng 0,2 N HCl loại bỏ thành phần carbonate. Sau đó mẫu được rửa bằng nước cất, loại bỏ các ion dư để tăng cường khả năng huyền phù của khoáng vật sét. Trầm tích có cấp hạt < 2 μm được tách dựa trên định luật Stoke [16] rồi tập trung bằng máy li tâm, sau đó phết lên các tiêu bản thủy tinh. Tất cả các mẫu được xác định bằng nguyên lý nhiễu xạ tia X trên máy PANalytical diffractometer tại Phòng thí nghiệm Trọng điểm Quốc gia Địa chất biển (Đại học Tongji, Thượng Hải, Trung Quốc) với chất phát xạ $\text{CuK}\alpha$ và bộ lọc Ni, dòng điện có hiệu điện thế là 45 Kv và cường độ 40 mA. Mẫu được phân tích dưới 3 điều kiện: tự nhiên, ethylene-glycol

trong 24 h, và nhiệt độ 490°C trong 2 h. Xác định sự có mặt của khoáng vật dựa vào cường độ nhiễu xạ tia X (hình 2) [17, 18]. Tính toán bán kính lượng chu vi các đỉnh dựa trên đường cong glycolated bằng phần mềm MacDiff [19]. Hàm lượng các khoáng vật sét được xác định theo diện tích (001) của các mặt phản xạ cơ bản, ví dụ smectite (001), bao gồm tỉ lệ xáo trộn của lớp illite/smectite tại (15 - 17 Å), illite tại (10 Å), và kaolinite (001) và chlorite (002) tại 7 Å [15]. Quan hệ đối xứng của kaolinite và chlorite được tính toán dựa trên tỉ lệ 3,57/3,54 Å (hình 2). Tổng số mẫu trầm tích được phân tích khoáng vật sét bao gồm: 44 mẫu thuộc 2 ống phóng và 22 mẫu tầng mặt.

Phương pháp phân tích độ hạt trầm tích

Phân tích thành phần cấp hạt trong trầm tích, để xác định thành phần cơ học trầm tích, xác định mối quan hệ giữa động lực và cấp hạt trầm tích. Tất cả các mẫu trầm tích được phân tích được lấy 0,5 g, rửa sạch bằng axit HCl 1% để loại bỏ thành phần carbonate, tiếp tục rửa sạch bằng nước cất đến khi đạt được môi trường trung tính. Tiếp theo, các mẫu lại được làm sạch CaCO₃ và chất hữu cơ bằng dung dịch H₂O₂, chờ 5 - 6 ngày. Cuối cùng tất cả các mẫu được phân tích độ hạt bằng máy Beckman Coulter LS230. Thành phần cơ học trầm tích được phân loại theo Logarithmic Udden-Wentworth grade scale [20]. Sau đó được tính toán bằng Chương trình GRANDISTAT version 8.0 (Program-A Grain Size Distribution and Statistic Package Package. Chương trình này được phát triển bởi Dr Simon J Blott và Kennet của Nhóm nghiên cứu Quá trình bề mặt và Môi trường hiện đại, Khoa Địa chất trường Royal Holloway University of London, Egham Surrey, TW 20 0EX, UK [21].

KẾT QUẢ

Tốc độ lắng đọng trầm tích (cm/năm)

Tốc độ và khối lượng tích tụ trầm tích được xác định từ phóng xạ vết ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs cho giá trị tương đồng. Tốc độ lắng đọng trầm tích tại vị trí HP16 từ 0,41 cm/năm đến 0,43 cm/năm, gần bờ thấp hơn tại vị trí HP21 từ 0,55-0,57 cm/năm phía tây nam vịnh (bảng 2). Trong vòng 100 năm, có thể chia thành 4 giai đoạn: I (1920-1930), II (1930-

1960), giai đoạn III (1960-1990) và IV (1990-2011) có tốc độ lắng đọng trầm tích trung bình lần lượt là: 0,70 cm/năm; 0,66 cm/năm; 0,50 cm/năm; 0,47 cm/năm (HP16) và 0,95 cm/năm (HP21). Quan hệ giữa tốc độ lắng đọng và tuổi trầm tích thể hiện rõ trên hình 3 và hình 4.

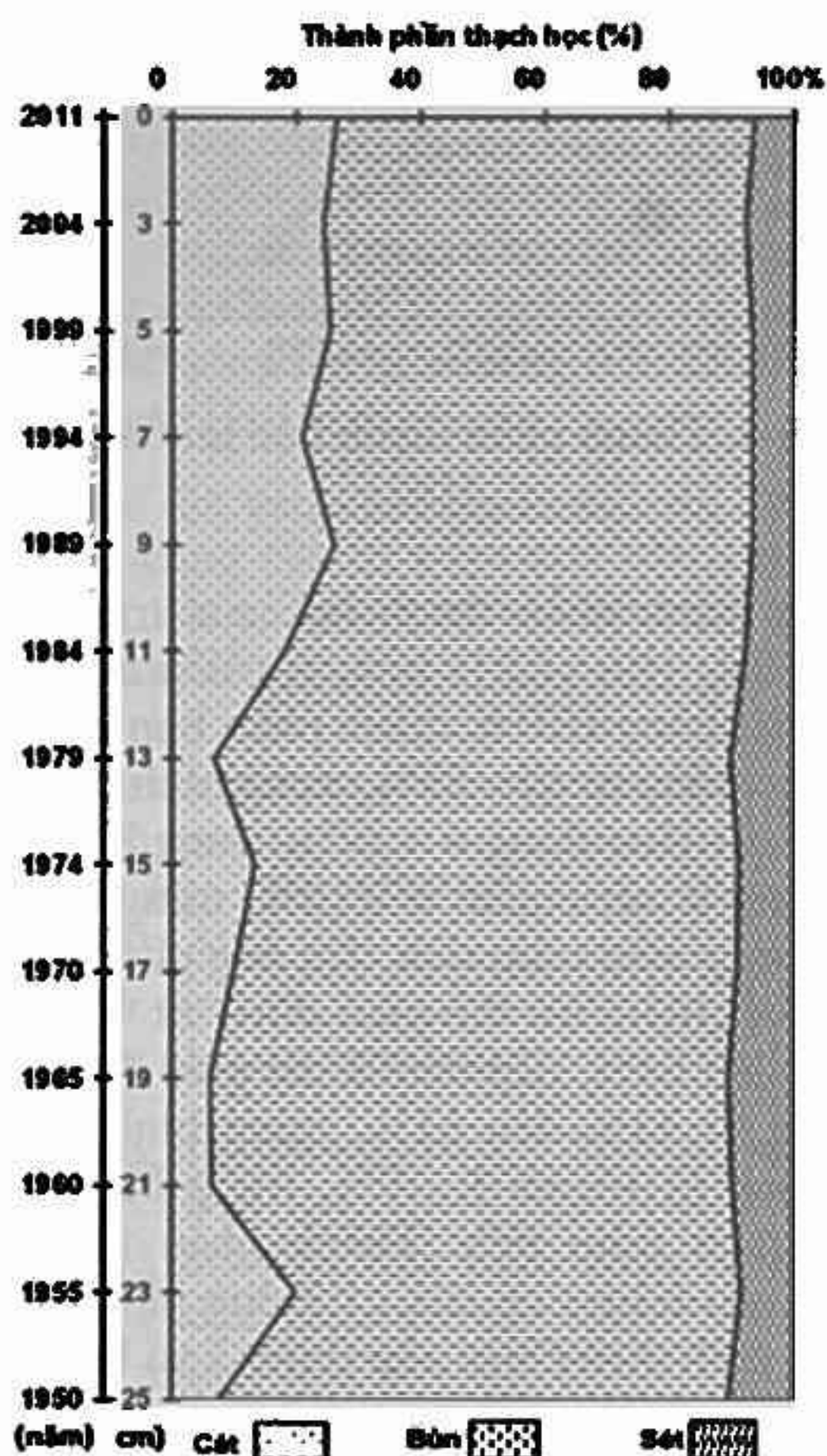
Bảng 2. Tốc độ lắng đọng trầm tích (cm/năm)

Cột khoan	Tốc độ lắng đọng trầm tích (cm/năm) từ đồng vị phóng xạ	
	²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs
HP16	0,41	0,43
HP21	0,75	0,77

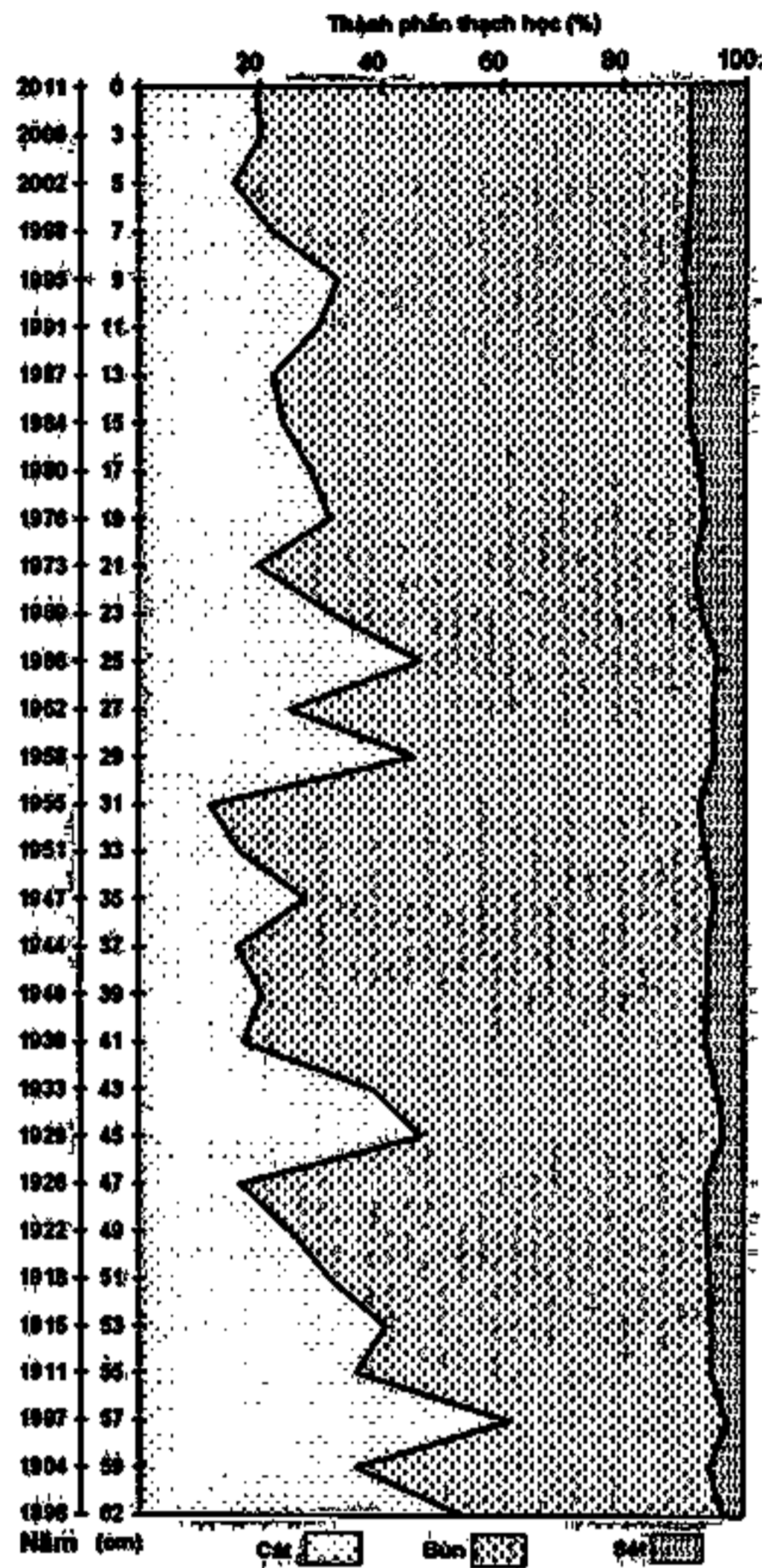
Tuổi trầm tích

Căn cứ phân tích phóng xạ ²¹⁰Pb và ¹³⁷Cs, tuổi trầm tích cho ống phóng được xác định từ năm 1920 đến 2011 gần 100 năm (hình 3).

Đặc điểm trầm tích tại 2 ống phóng



Hình 3. Thành phần thạch học tại ống phóng HP16



Hình 4. Thành phần thạch học tại ống phóng HP21

Về thành phần thạch học của trầm tích 2 ống phóng chủ yếu là bùn, cát tiếp đến là sét. Tại ống phóng HP16, thành phần bùn chiếm ưu thế giao động từ 67 - 83%, trung bình 75%, tiếp đến là cát giao động 6 - 27%, trung bình 16%, sau cùng là sét chiếm 6 - 10%, trung bình 8% trong tổng mẫu trầm tích. Tại ống phóng HP21, bùn vẫn chiếm ưu thế giao động từ 43 - 80%, trung bình 64%, tiếp đến là cát giao động trong khoảng từ 1% đến 61%, trung bình là 29%, sau cùng là sét từ 3 - 9%, trung bình là 6% trong mẫu trầm tích. Thành phần thạch học trong mẫu trầm tích của cả 2 ống phóng tương đối ổn định theo chiều sâu (hình 3 và hình 4).

Khoáng vật sét

Khoáng vật sét trong vịnh Hạ Long bao gồm 4 khoáng vật chính smectite, illite, chlorite,

kaolinite. Các khoáng vật khác gồm: thạch anh, gibbsite và feldspat (hình 2). Hàm lượng kaolinite và chlorite tương đối ổn định với giá trị trung bình là 25% và 17%. Trong khi đó, hàm lượng illite và smectite biến đổi theo không gian và thời gian. Chỉ số hóa học illite (illite chemistry index) biến đổi từ 0,55 đến 0,65 lớn hơn 0,5 biểu thị Al giàu trong illite (muscovite), có quan hệ với quá trình thủy hóa mạnh [22]. Illite kết tinh (illite crystallinity) giữa 0,18 và 0,25 $\Delta 2\theta$ với giá trị trung bình là 0,22 $\Delta 2\theta$ chỉ thị môi trường phong hóa hóa học.

Phân bố không gian của khoáng vật sét

Hàm lượng kaolinite và chlorite ổn định, hàm lượng smectite tăng từ (30 - 40%) tại cột khoan HP16 đến (50 - 70%) tại cột khoan HP21. Ngược lại, hàm lượng illite giảm từ (25 - 35%) còn (10 - 20%) tại cột khoan HP21. Như vậy, từ bờ ra ngoài khơi, hàm lượng smectite tăng, ngược lại hàm lượng illite giảm.

Phân bố hàm lượng khoáng vật sét theo độ sâu ống phóng

Như trên đã đề cập, hàm lượng kaolinite và chlorite biến đổi ổn định theo không gian và thời gian, do đó trong phần này không đề cập đến đến. Trong vòng 100 năm quan, từ đỉnh đến đáy cột khoan: theo cách nhìn chung, hàm lượng illite có xu thế tăng, còn hàm lượng smectite và tỉ số smectite/(illite+chlorite) giảm. Hàm lượng illite tăng từ 10 - 20% đến 25 - 35%, smectite giảm từ 50 - 70% đến 30 - 40%. Sự biến đổi hàm lượng smectite và illite có thể phân thành 4 giai đoạn (hình 5).

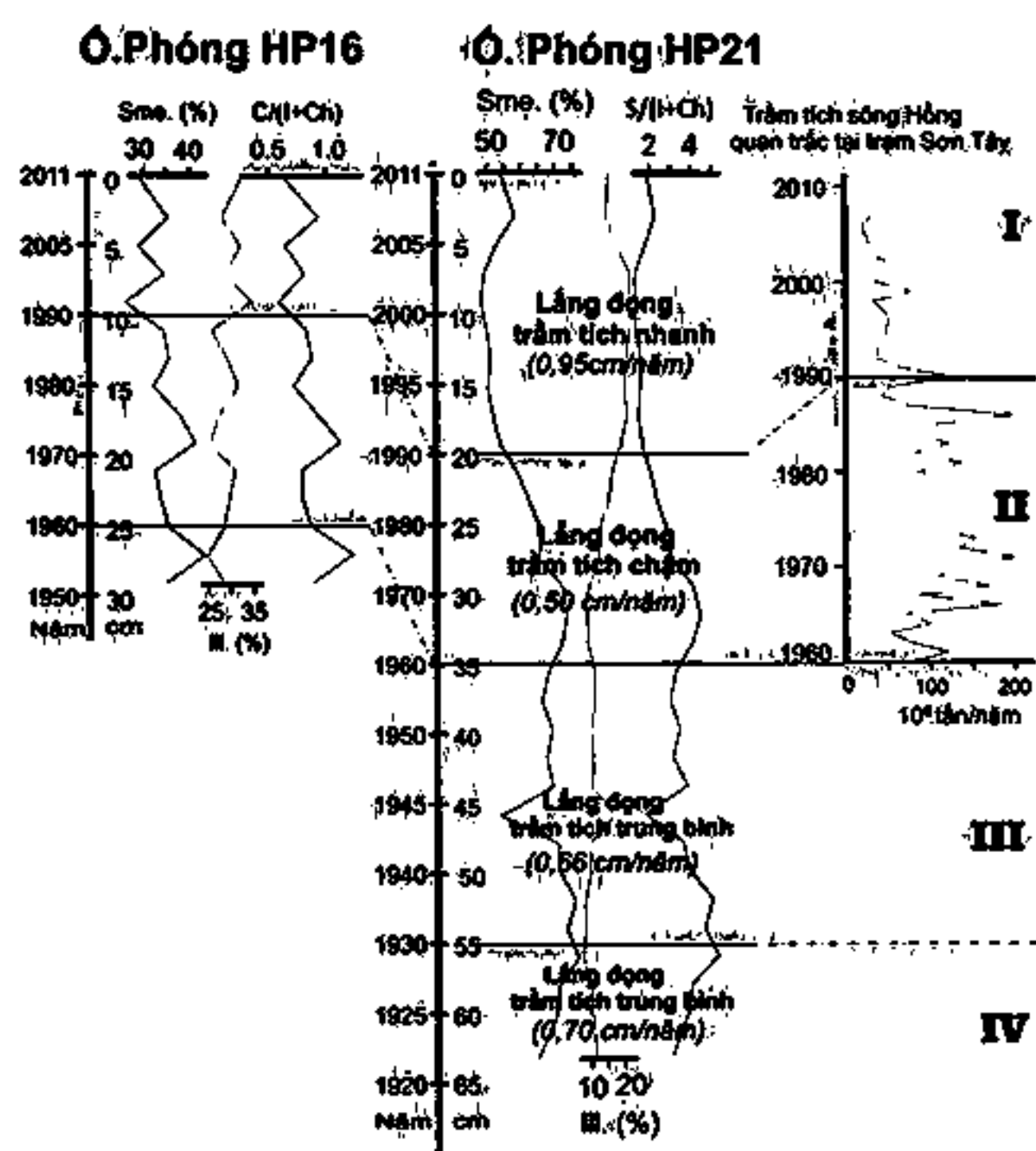
Giai đoạn IV (1920-1930), hàm lượng illite thể hiện ngược lại với hàm lượng smectite, với đặc trưng bởi sự giảm đi của hàm lượng illite khoảng 3% (từ 13 - 10%) và sự tăng lên của hàm lượng smectite khoảng 10% (từ 60% đến 70%) tỉ số smectite/(illite+chlorite) tăng nhanh.

Giai đoạn III (1930-1960), hàm lượng illite và smectite biến đổi ít. Hàm lượng illite tăng khoảng 5% từ 10% đến 15%, hàm lượng smectite giảm khoảng 50% đến 55%, tỉ số smectite/(illite+chlorite) giảm.

Giai đoạn II (1960-1990), hàm lượng illite và smectite biến đổi mạnh. Hàm lượng illite tăng khoảng 10% hàm lượng smectite giảm khoảng

10 - 20% (tại cột khoan HP16 giảm từ 40% xuống 30%, tại cột khoan HP21 giảm từ 70% xuống 50%), tỉ số smectite/(illite+chlorite) giảm.

Giai đoạn I (1990-2011), xu thế biến đổi hàm lượng illite, smectite và hệ số smectite/(illite+chlorite) tại 2 vị trí khác nhau: tại HP16, hàm lượng smectite giảm nhẹ khoảng 5% (từ 35% xuống 30%), hàm lượng illite tăng nhẹ 5% (từ 25% đến 30%); tại vị trí HP21, khoảng từ năm 1990 đến 2000 hàm lượng smectite giảm khoảng 10% (từ 60% xuống còn 50%), hàm lượng illite tăng khoảng 5% (từ 15% đến 20%), hệ số smectite/(illite+chlorite) giảm; nhưng bắt đầu từ khoảng năm 2000 đến 2011, smectite lại tăng lên 10% (từ 50 - 60%) và illite giảm 5% (từ 45% xuống còn 10%).



Hình 5. Tuổi và tốc độ lắng đọng trầm tích đáy vịnh Hạ Long

THẢO LUẬN

Nguồn khoáng vật sét và vận chuyển khoáng vật

Khoáng vật sét trong bốn trầm tích hé lộ chi tiết trầm tích từ nguồn đến bồn tích tụ [23, 24]. Phân bố, biến đổi tập hợp, hàm lượng khoáng vật sét trong các bồn trầm tích bị chi phối bởi nguồn cung cấp [25]. Theo đó, hàm lượng khoáng vật sét phân bố trong vịnh Hạ Long

(theo không gian và chiều sâu ống phóng trầm tích) có thể dùng xác định nguồn gốc và quá trình vận chuyển trầm tích đến vịnh.

Nguồn gốc khoáng vật illite và smectite trong vịnh Hạ Long

Nguồn gốc illite trong trầm tích đáy vịnh Hạ Long: Căn cứ vào nghiên cứu trước đây, khoáng vật sét tại lưu vực sông Hồng có đặc điểm: hàm lượng illite (31 - 37%) là khoáng vật chiếm ưu thế, kaolinite (17-38%) và chlorite (6 - 29%) kém chủ đạo hơn, hàm lượng smectite (1 - 14%) là nhỏ nhất, trung bình là 6% [17]. Trong nghiên cứu này, hàm lượng illite giảm từ 40 - 58% tại các cửa của hệ thống sông Hồng xuống còn 19 - 33% tại vùng nước có độ sâu lớn hơn 20 m và còn 10 - 20% tại vịnh Hạ Long. Theo đó, có thể kết luận rằng, khoáng vật illite ở vịnh Hạ Long được cung cấp từ hệ thống sông Hồng hay nói cách khác, trầm tích tích tụ trong đáy vịnh Hạ Long có một phần nguồn gốc từ hệ thống sông Hồng.

Nguồn gốc smectite trong trầm tích đáy vịnh Hạ Long:

Theo kết quả phân tích, hàm lượng smectite biến đổi ngược lại, tăng từ 5 - 18% tại vùng ven các cửa sông của hệ thống sông Hồng lên đến 20 - 41% ở độ sâu ngoài 20 m nước ven bờ châu thổ sông Hồng và tăng đến khoảng 39 - 71% tại vịnh Hạ Long.

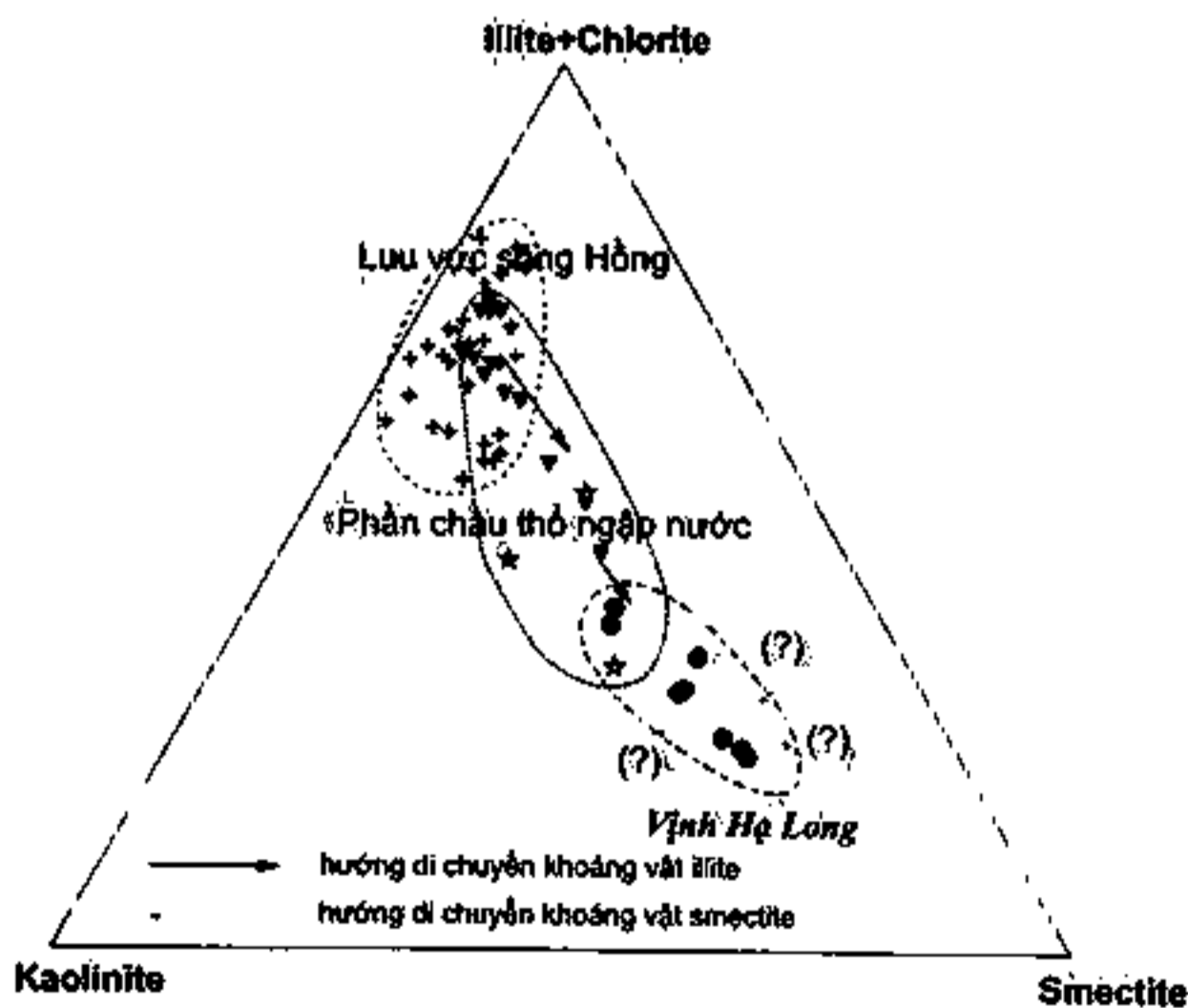
Ở lục địa ven vịnh Hạ Long, vật liệu trầm tích được cung cấp từ trầm tích Mesozoi, (chủ yếu là cát kết và bùn kết) và các trầm tích lục nguyên gần kết kém tuổi Kainozoi. Mặt khác smectite chủ yếu sinh có liên quan đến sự phong hóa đá núi lửa [18], mặc dù đã có nghiên cứu đề cập smectit được cung cấp đến vịnh Bắc Bộ từ tây bắc đảo Hải Nam và hệ thống sông Hồng [26]. Nếu căn cứ vào nghiên cứu đó, smectite ở vịnh Hạ Long có cùng nguồn gốc và cơ chế vận chuyển tương tự.

Trong nghiên cứu này, 2 khoáng vật illite, smectite, chỉ số smectite/(illite+chlorite), illite kết tinh và hóa học của illite được chấp nhận như những dấu hiệu để xác định nguồn gốc, điều kiện phong hóa hóa học hay vật lý và quá trình vận chuyển trầm tích đến vịnh Hạ Long.

Do đó, trầm tích tích tụ trong đáy vịnh Hạ Long được cung cấp chủ yếu bởi 2 nguồn chính:

một từ hệ thống sông Hồng, và một từ lục địa chung quanh vịnh và đặc trưng bởi quá trình phong hóa vật lý từ hệ thống sông Hồng, và phong hóa hóa học chủ đạo ở giai đoạn I, II, III và phong hóa vật lý ở giai đoạn IV của lục địa ven vịnh Hạ Long.

Nếu bỏ qua vấn đề nguồn gốc smectite từ đâu mang đến vịnh Hạ Long trong nghiên cứu này, và chấp nhận chúng có mặt tại vịnh chỉ thị cho sự biến đổi nguồn cung cấp trầm tích. Trầm tích hệ thống sông Hồng được cung cấp bởi trầm tích Đệ tứ [27], và trầm tích có nguồn gốc từ lưu vực sông Hồng, hàm lượng illite cao nhất. Nên có thể nhận định rằng: trầm tích vịnh Hạ Long được cung cấp từ 2 nguồn chính: (1)- nguồn xung quanh vịnh Hạ Long và (2)- từ sông Hồng, nó được thể hiện rõ trên đồ thị tam giác (hình 6). Căn cứ vào kết quả nghiên cứu chỉ số hóa học illite có thể kết luận: trầm tích trong vịnh Hạ Long được cung cấp bởi nguồn lục địa quanh vịnh, vận chuyển qua các con sông, suối nhỏ chỉ thị cho môi trường phong hóa hóa học. Tuy nhiên, trong vòng 20 năm trở lại đây, quá trình phong hóa vật lý lại chiếm phần ưu thế. Trong khi, nguồn cung cấp từ sông Hồng được chỉ thị cho môi trường phong hóa vật lý. Nguồn vật chất từ hệ thống sông Hồng cung cấp cho vịnh Hạ Long chảy qua các lạch: Lạch Huyện, Cái Tráp, Hoàng Châu và chảy vòng qua đảo Cát Bà sau đó được dòng triều đưa vào vịnh.



Hình 6. Biểu đồ tam giác so sánh mối quan hệ nguồn, hướng di chuyển khoáng vật sét đến vịnh Hạ Long (khoáng vật sét lưu vực sông Hồng [17])

Khoáng vật sét chỉ thị biến động nguồn cung cấp trầm tích (source-to-sink)

Trong nghiên cứu này, tỉ lệ smectite/(illite+chlorite), hàm lượng illite và smectite được chấp nhận là chỉ số đặc trưng cho biến đổi nguồn cung cấp trầm tích cho vịnh Hạ Long: hàm lượng illite dùng chỉ thị cho nguồn trầm tích cung cấp từ hệ thống sông Hồng; hàm lượng smectite và tỉ lệ smectite/(illite+chlorite) chỉ thị nguồn trầm tích được cung cấp từ vùng lục địa chung quanh. Do đó, có thể đánh giá nguồn cung cấp trầm tích như sau:

Giai đoạn I (1920-1930), nguồn cung cấp trầm tích từ các vùng lục địa chung quanh vịnh tăng, ngược lại cung cấp từ sông Hồng giảm.

Giai đoạn II (1930-1960), nguồn cung cấp trầm tích từ sông Hồng tăng lên, nguồn cung cấp trầm tích từ các nguồn lục địa chung quanh vịnh giảm.

Giai đoạn III (1960-1990), trầm tích cung cấp từ sông Hồng giảm nhẹ, trầm tích cung cấp từ lục địa chung quanh vẫn ít.

Giai đoạn IV (1990-2011), giai đoạn này biến đổi phức tạp theo không gian và thời gian: từ khoảng 1990-2000 nguồn trầm tích cung cấp vào vịnh bắt đầu có sự tăng nhẹ, đến sau năm 2000, nguồn cung cấp vật liệu trầm tích từ xung quanh vịnh gia tăng nhanh chóng. Sự gia tăng vật liệu trầm tích đổ vào vịnh Hạ Long có thể lý giải bằng sự gia tăng các hoạt động như: khai thác, san lấp, xây dựng chung quanh.

Nguyên nhân biến đổi nguồn cung cấp trầm tích đến đáy vịnh

Biến đổi nguồn cung cấp trầm tích đến vịnh Hạ Long có thể lý giải như sau:

Giai đoạn I, II, III, trầm tích lắng đọng đáy vịnh Hạ Long được cung cấp phần chủ yếu từ hệ thống sông Hồng, và tốc độ lắng đọng đáy vịnh không lớn (thường chỉ đạt trong khoảng 0,5 - 0,7 cm/năm), tốc độ này có thể còn cao hơn vào những năm có lũ xảy ra trên hệ thống sông Hồng; còn vật liệu trầm tích cung cấp từ xung quanh vịnh đóng vai trò thứ yếu.

Tuy nhiên, ở giai đoạn IV (1990-2011), tốc độ lắng đọng trầm tích đáy vịnh Hạ Long

tăng nhanh, tốc độ trung bình đạt trung bình 0,95 cm/năm. Mặc dù, trong giai đoạn này, nguồn lượng trầm tích cung cấp đến vịnh từ hệ thống sông Hồng giảm do các hoạt động của con người, đặc biệt là tác động của đập thủy điện Hòa Bình [28], số liệu quan trắc lưu lượng dòng chảy qua trạm Sơn Tây (1960-2008) của sông Hồng [29] cũng thể hiện xu thế này (hình 4). Nguyên nhân giải tăng tốc độ lắng đọng trầm tích của vịnh Hạ Long trong giai đoạn này là do sự gia tăng nguồn vật liệu trầm tích quanh vịnh do sự gia tăng của các hoạt động nhân sinh như: khai thác than, san lấp mặt bằng, lấn biển ...

KẾT LUẬN

Mặc dù số liệu khảo sát còn hạn chế, nhất là tài liệu mẫu lõi (chỉ có 2 ống phóng) nhưng chúng tôi đưa ra kết luận bước đầu như sau:

Trong vòng 100 năm qua, tốc độ lắng đọng trầm tích vịnh Hạ Long trung bình từ 0,41 cm/năm đến 0,77 cm/năm. Tốc độ lắng đọng biến động, và có thể chia thành 4 giai đoạn: IV (1920-1930); III (1930-1960); II (1960-1990); I (1990-2011), có tốc độ lắng đọng trầm tích trung bình năm tương ứng: 0,70 cm/năm; 0,66 cm/năm; 0,50 cm/năm; 0,47 cm/năm (HP16) đến 0,95 cm/năm (HP21) với tốc độ trung bình từ 0,41 cm/năm đến 0,77 cm/năm. So sánh tốc độ lắng đọng trầm tích của vịnh Hạ Long với các thủy vực khác: nó cao hơn hệ đầm phá Tam Giang - Cầu Hai (0,31 - 0,60 cm/năm) [13], thấp hơn cửa Ba Lạt (0,70 - 3,00 cm/năm) [30], thấp hơn so với các thủy vực ven bờ Malaysia (1,57 - 8,64 cm/năm) [31]. Tuy nhiên, tốc độ lắng đọng trầm tích của vịnh đang gia tăng trong vòng 20 năm trở lại đây (1990-2011).

Nguồn cung cấp vật liệu trầm tích vào vịnh Hạ Long từ hệ thống sông Hồng và lục địa quanh vịnh. Cán cân này thay đổi rõ rệt từ những năm 1990, bằng sự suy giảm nguồn lượng vật liệu cung cấp từ hệ thống sông Hồng và sự gia tăng từ lục địa chung quanh vịnh.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này do tiêu Dự án 5-Hợp tác nghiên cứu giữa Viện Tài nguyên và Môi trường biển (IMER), Việt Nam và Phòng Thí nghiệm Trọng điểm Quốc gia Địa chất biển, Đại học Tongji, Trung Quốc cùng Đề tài mã số:

VAST.ĐLT.05/14-15 và VAST 06.03/14-15. Nhóm tác giả xin bày tỏ lời cảm ơn chân thành đến 2 cơ sở trên, Giáo sư Chen-Feng You thuộc Phòng thí nghiệm Địa hóa đồng vị, Trung tâm nghiên cứu hệ thống động lực Trái đất, Trường Đại học Cheng Kung, Đài Loan; TS. Hoàng Văn Long-Trường Đại học Mỏ-Đại chất Hà Nội đã cùng thảo luận về phương pháp tính toán tuổi địa chất; các đồng nghiệp của Viện Tài nguyên và Môi trường biển đã tham gia các chuyên khảo sát thu mẫu.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Vũ Duy Vinh, Trần Đức Thanh, Cao Thị Thu Trang, 2012. Mô hình toán phục vụ đánh giá sức tải môi trường khu vực vịnh Hạ Long - Bái Tử Long. Tuyển tập Tài nguyên và Môi trường biển. Tập 17. Nxb. Khoa học tự nhiên và Công nghệ, Tr. 213-224.
2. Trần Đức Thanh (chủ biên), Trần Văn Minh, Cao Thị Thu Trang, Vũ Duy Vinh, Trần Anh Tú, 2012. Sức tải môi trường vịnh Hạ Long - Bái Tử Long. Sách chuyên khảo. Thuộc Bộ sách chuyên khảo về Biển và đảo Việt Nam. Nxb. Khoa học tự nhiên và Công nghệ. 297 tr.
3. Allen, P. A., 2008. From landscapes into geological history. *Nature*, 451(7176): 274-276.
4. Strachnov, V., Larosa, J., Dekner, R., Zeisler, R., and Fajgelj, A., 1996. Report on the Intercomparison run IAEA-375: radionuclides in soil. IAEA/AL/075, IAEA, Vienna, Austria.
5. Goldberg, E. D., 1963. Geochronology with ²¹⁰Pb. *Radioactive dating*, pp. 121-131.
6. He, Q., Walling, D. E., and Owens, P. N., 1996. Interpreting the ¹³⁷Cs profiles observed in several small lakes and reservoirs in southern England. *Chemical Geology*, 129(1): 115-131.
7. Robbins, J. A., Holmes, C., Halley, R., Bothner, M., Shinn, E., Graney, J., Keeler, G., tenBrink, M., Orlandini, K. A., and Rudnick, D., 2000. Time-averaged fluxes of lead and fallout radionuclides to sediments in Florida Bay. *Journal of Geophysical Research. C. Oceans*, 105, 28805-28821.

8. Lu, X., 2004. Application of the Weibull extrapolation to ^{137}Cs geochronology in Tokyo Bay and Ise bay, Japan. *Journal of environmental radioactivity*, 73(2): 169-181.
9. Huh, C. A., Chen, W., Hsu, F. H., Su, C. C., Chiu, J. K., Lin, S., Liu, C-S., and Huang, B. J., 2011. Modern (< 100 years) sedimentation in the Taiwan Strait: rates and source-to-sink pathways elucidated from radionuclides and particle size distribution. *Continental Shelf Research*, 31(1): 47-63.
10. Huh, C. A., Su, C. C., Wang, C. H., Lee, S. Y., and Lin, I. T., 2006. Sedimentation in the Southern Okinawa Trough—Rates, turbidites and a sediment budget. *Marine Geology*, 231(1): 129-139.
11. Huh, C. A., Lin, H. L., Lin, S., and Huang, Y. W., 2009. Modern accumulation rates and a budget of sediment off the Gaoping (Kaoping) River, SW Taiwan: a tidal and flood dominated depositional environment around a submarine canyon. *Journal of Marine Systems*, 76(4): 405-416.
12. Appleby, P. G., and Oldfield, F., 1978. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediments. *Catena*, 51-18.
13. Albertazzi, S., Bellucci, L. G., Frignani, M., Giuliani, S., Romano, S., Cu, N. H., 2007. ^{210}Pb AND ^{137}Cs in Sediments of central Vietnam Coastal lagoons: Tentative Assessment of Accumulation-Rates. *Journal of Marine Science and Technology*, 7(Supplement 1): 73-81.
14. Shukla, B. S., and Joshi, S. R., 1989. An evaluation of the CIC model of ^{210}Pb dating of sediments. *Environmental Geology and Water Sciences*, 14(1): 73-76.
15. Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination (Vol. 12). Société géologique du Nord.
16. Gibbs, R. J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of Sedimentary Research*, 47(1): 237-243.
17. Liu, Z., C. Conlin et al., 2007. Climatic and tectonic controls on weathering in south China and Indochina Peninsula: Clay mineralogical and geochemical investigations from the Pearl, Red, and Mekong drainage basins. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q05605; doi:10.1029/2006GC001490.
18. Liu, Z., Zhao, Y., Colin, C., Siringan, F. P., and Wu, Q., 2009. Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments. *Applied Geochemistry*, 24(11): 2195-2205.
19. Petschick, R., 2000. MacDiff 4.2. 2 [online] Available: <http://servermac.geologie.un-frankfurt.de/Rainer.html>.
20. Folk, R. L., and Ward, W. C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1): 3-26
21. Blott, S. J., and Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11): 1237-1248.
22. Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3(1): 147-153.
23. Diekmann, B., Petschick, R., Gingele, F. X., Fütterer, D. K., Abelman, A., Brathauer, U., Gersonde, R., and Mackensen, A., 1996. Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the southeastern South Atlantic: implications for past changes of deep water advection. In *The South Atlantic* (pp. 621-644). Springer Berlin Heidelberg.
24. Gingele, F. X., De Deckker, P., & Hillenbrand, C. D., 2001. Clay mineral distribution in surface sediments between Indonesia and NW Australia—source and transport by ocean currents. *Marine Geology*, 179(3): 135-146.
25. Chen, P. Y., 1978. Minerals in bottom sediments of the South China Sea.

- Geological Society of America Bulletin, **89**(2): 211-222.
26. Li, J., Gao, J., Wang, Y., Li, Y., Bai, F., & Cees, L., 2012. Distribution and dispersal pattern of clay minerals in surface sediments, eastern Beibu Gulf, South China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, **31**(2): 78-87.
27. Choubert, G., Faure-Muret, A., Chanteux, P., 1975. Geological world atlas; scale 1:10,000,000; Commission for the Geological Map of the World; Unesco, Paris.
28. Wang, H., Saito, Y., Zhang, Y., Bi, N., Sun, X., and Yang, Z., 2011. Recent changes of sediment flux to the western Pacific Ocean from major rivers in East and Southeast Asia. *Earth Science Reviews*, **108**(1): 80-100.
29. Dang, T. H., Coynel, A., Orange, D., Blanc, G., Etcheber, H., and Le, L. A., 2010. Long-term monitoring (1960-2008) of the river-sediment transport in the Red River Watershed (Vietnam): temporal variability and dam-reservoir impact. *Science of the Total Environment*, **408**(20): 4654-4664.
30. Van den Bergh, G. D., Boer, W., Schaapveld, M. A. S., Duc, D. M., and Van Weering, T. C., 2007. Recent sedimentation and sediment accumulation rates of the Ba Lat prodelta (Red River, Vietnam). *Journal of Asian Earth Sciences*, **29**(4): 545-557.
31. Theng, T. L., Ahmad, Z., and Mohamed, C. A. R., 2003. Estimation of sedimentation rates using ^{210}Pb and ^{210}Po at the coastal water of Sabah, Malaysia. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, **256**(1): 115-120.

INITIAL RESULTS OF STUDY ON SEDIMENTATION RATE, SEDIMENT SOURCE TO THE HA LONG BAY: EVIDENCE FROM THE ^{210}Pb AND ^{137}Cs RADIOTRACER

Bui Van Vuong^{1,2}, Zhifei Liu², Tran Duc Thanh¹, Chih-An Huh³,
Dang Hoai Nhon¹, Nguyen Duc Ve¹, Dinh Van Huy¹

¹Institute of Marine Environment and Resources-VAST

²State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, China

³Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

ABSTRACT: Ha Long bay is the World Natural Heritage, which annually attracts a lot of foreign and domestic tourists. Nevertheless, in recent years, the landscape of Ha Long bay is devastated by many negative impacts-the shallowing of the bottom of bay is one of the great negative impacts. How is the shallowing of the bottom of Ha Long bay? What are reasons for the negative impacts? Based on the approach "source-to-sink" combined with results of clay mineral contents, results of ^{210}Pb and ^{137}Cs radionuclides, this study will contribute to clarifying the shallowing of the bottom of Ha Long bay. Results of smectite, illite and smectite/(illite+chlorite) ratios indicated that the sediment in Ha Long bay not only derives from the surrounding region of Ha Long bay but also derives from Red river system. Results of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and $^{137}\text{Cs}_{\text{ex}}$ revealed the sedimentation rates in the Ha Long bay have varied between 0.47 - 0.75 cm/year over the last 100 years. It can be divided into four periods: period I (1920 - 1930); period II (1930 - 1960); period III (1960 - 1990); and period IV (1990 - 2011) with the average rate of 0.45 cm/year; 0.66 cm/year; 0.50 cm/year; and 0.85 cm/year respectively. The shallowing of the bottom of Ha Long bay was impacted by human activities such as building reservoirs, mining, urbanization or aquaculture etc.

Keywords: Ha Long bay, clay mineralogy, the ^{210}Pb and ^{137}Cs radionuclides datings, sedimentation rates.