

## Vận chuyển và lắng đọng trầm tích

Trần Nghi, Khoa Địa chất,  
Trường Đại học Khoa học Tự nhiên (ĐHQGHN).

### Giới thiệu

Tiếp theo quá trình phong hóa và hoạt động kiến tạo chuẩn bị các vật liệu trầm tích được dự trữ trong miền phong hóa và vỏ phong hóa là quá trình vận chuyển và lắng đọng trầm tích. Có thể phân loại vật liệu trầm tích thành 3 nhóm:

1). Nhóm vật liệu vụn cơ học là sản phẩm của phong hóa cơ học và phá hủy kiến tạo như khối, tảng, cuội, sạn, cát, bột.

2). Nhóm khoáng vật sét gồm sản phẩm phong hóa hóa học từ các khoáng vật alumosilicat bao gồm 3 nhóm khoáng vật cơ bản – nhóm kaolinit, nhóm hydromica, nhóm montmorillonit.

3). Nhóm vật liệu keo và dung dịch thật (ion):  $\text{Fe}_2\text{O}_3.n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2.n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3.n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{SO}_4^{-2}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $(\text{HCO}_3)^-$ .

Vật liệu vụn cơ học được vận chuyển, phân dị, mài tròn, chọn lọc và lắng đọng trong môi trường châu thổ, môi trường biển do sóng, thủy triều và dòng chảy đáy, tạo nên nhóm đá vụn cơ học. Vật liệu sét được vận chuyển rồi lắng đọng theo phương thức cơ học và dạng keo, tạo nên nhóm đá sét phân bố cả trên đất liền và dưới biển. Vật liệu keo và dung dịch thật được di chuyển và lắng đọng theo phương thức hóa học, tạo nên nhóm đá hóa học như sắt, nhôm, mangan, đá carbonat, đá sulfat, đá silic, v.v... Khi có vai trò sinh vật tham gia trực tiếp hay gián tiếp – tạo nên đá sinh hóa.

### Các quá trình vận chuyển và lắng đọng trầm tích

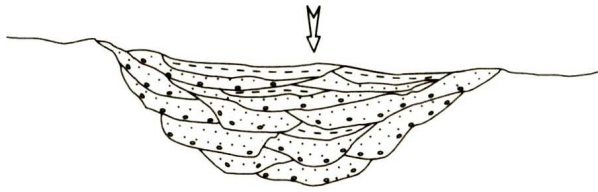
#### Vận chuyển và lắng đọng trầm tích vụn cơ học và sét

##### *Sự vận chuyển và lắng đọng vật liệu vụn cơ học và sét trong môi trường nước chảy một chiều ở lục địa*

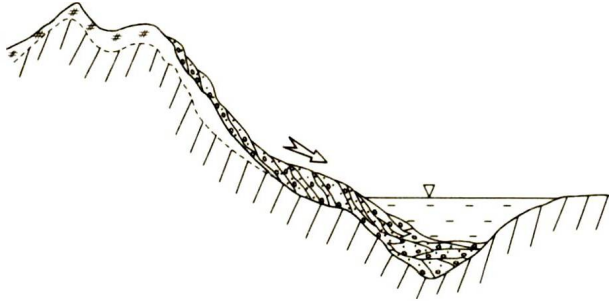
Nhân tố chi phối sự vận chuyển, lắng đọng vật liệu vụn cơ học và sét trong môi trường nước chảy một chiều ở lục địa gồm sông, suối và dòng chảy tạm thời do mưa tạo nên.

- *Dòng chảy tạm thời* là những mương xói hoạt động vào mùa mưa, làm xói mòn, đưa vỏ phong hóa cũng như các sản phẩm phá hủy kiến tạo từ vị trí cao xuống địa hình thấp tạo nên sườn tích và nón phóng vật chân núi. Quãng đường vận chuyển ngắn và dốc nên vật liệu ít được chọn lọc và mài tròn. Thành phần mảnh vụn đơn giản thường giống với đá gốc và sản phẩm phong hóa đầu nguồn.

Sự vận chuyển và lắng đọng do các dòng chảy tạm thời thường tạo nên kiểu phân lớp xiên chéo do các loạt trầm tích chồng phủ đan chéo lên nhau. Trầm tích nón phóng vật chân núi có dạng nón quạt bao gồm những loạt trầm tích đan phủ lên nhau khi đổ vào sông hoặc suối. Trong mặt cắt các loạt cuội, cát hoặc bột sét thường có dạng thấu kính và có hiện tượng phân dị độ hạt từ dưới lên trên. Vật liệu hạt thô thường lót đáy và phân bố lệch về phía đỉnh dốc [H.1a và H.1b].



**Hình 1a.** Mặt cắt ngang của một nón quạt do dòng chảy tạm thời đổ vào sông miền núi.



**Hình 1b.** Mặt cắt dọc cấu trúc trầm tích của dòng chảy tạm thời đổ vào lòng sông miền núi.

- Dòng chảy thường xuyên sông và suối là môi trường vận chuyển, lắng đọng trầm tích thường xuyên, đóng vai trò quan trọng trong lục địa đối với vật liệu vụn cơ học và sét. Những hạt vụn cơ học và thể rắn sét di chuyển trong môi trường nước chảy một chiều phụ thuộc vào các yếu tố như tốc độ dòng chảy, địa hình đáy và độ sâu của mực nước.

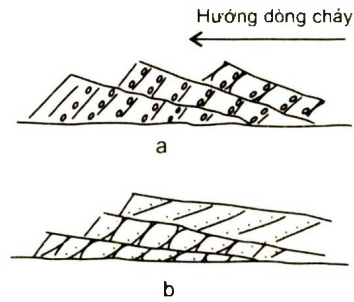
Phương thức vận chuyển của các hạt vụn (kích thước > 0,1mm) là các kiểu lăn, nhảy cóc, kéo lê và lơ lửng. Trong số đó phương thức vận chuyển nào sẽ chiếm ưu thế tùy thuộc vào tốc độ của dòng chảy, kích thước, hình dáng và tỉ trọng của vật liệu. Ví dụ, ở vùng thượng lưu (miền núi) trắc diện đáy sông dốc nên nước chảy rời, tốc độ dòng chảy lớn ( $\geq 1,4\text{m/s}$ ), vật liệu thường rất thô (tàng, cuội, sạn) sẽ chủ yếu di chuyển theo phương thức lăn, trượt và nhảy cóc. Ở vùng hạ lưu (đồng bằng) nước chảy tầng, tốc độ dòng chảy yếu ( $\leq 1,4\text{m/s}$ ), thường bé hơn tốc độ ở vùng thượng lưu từ 4 đến 8 lần. Khi vật liệu thô đã lắng đọng gần hết, chỉ còn lại vật liệu ở cấp hạt mịn (cát, bột) nên chúng chủ yếu di chuyển ở theo phương thức lơ lửng.

Giữa tốc độ dòng chảy và kích thước hạt vụn có mối quan hệ đồng biến [Bảng 1]. Về mùa lũ dòng nước sông có thể vận chuyển được một hạt cuội có đường kính trên 50mm.

Khi tốc độ dòng chảy chỉ đủ để mang hạt vụn đi sẽ xảy ra hiện tượng các hạt vụn nằm ở chỗ cao chuyển về chỗ thấp, nhờ vậy bề mặt đáy được san bằng hơn. Khi tốc độ dòng chảy tăng lên vài ba lần sẽ hình thành những luống cao trên đáy.

Ở sông đồng bằng, ban đầu luống chỉ dài khoảng 20 - 30m, cao 0,3 - 0,1m; về sau luống phát triển thành cồn sông dài từ 1.000 đến 8.000m; rộng 100 đến 2.000m, cao ngang với cốt của bề mặt bãi bồi hai

bên sông. Ở sông miền núi – luống dài 100 - 140m cao 2 - 4m [H.2].



**Hình 2.** Cấu tạo các luống cát - sạn được hình thành trên đáy sông. a- Sông miền núi; b- Sông miền đồng bằng.

Phương thức vận chuyển của vật liệu còn phụ thuộc vào kích thước hạt. Vật liệu thuộc cấp hạt cuội sạn thường lắng đọng ở suối và thượng nguồn, khi di chuyển chúng thường theo phương thức lăn, trượt và nhảy. Vật liệu thuộc cấp hạt cát thường lắng đọng nhiều nhất ở các vùng sông đồng bằng, chúng chuyển động theo phương thức lơ lửng và kéo lê sát đáy. Cuối cùng là các vật liệu bột sét được vận chuyển khá xa vùng xâm thực ở trạng thái thể rắn lơ lửng trong dòng nước. Chúng thường được lắng đọng ở vùng cửa sông thậm chí cả vùng biển nông xa bờ ở độ sâu trên 50m nước.

**Bảng 1.** Quan hệ giữa tốc độ dòng chảy và kích thước hạt vụn

TT	Tốc độ (m/s)	Kích thước (mm)	Loại trầm tích
1	0,35	0,05	Bột hạt lớn
2	0,5	0,25	Cát hạt nhỏ
3	0,6	1,00	Cát hạt lớn
4	0,7	2,50	Sỏi hạt nhỏ
5	1,0	10,00	Cuội hạt nhỏ
6	2,0	100,00	Tàng

**Sự vận chuyển và lắng đọng vật liệu vụn cơ học và sét trong các bồn nước**

- Trong các hồ móng ngựa và các hồ của bãi bồi thấp

Quá trình tiến hóa của sông ở lục địa đã tạo ra các khúc sông chết có hình cong như móng ngựa, lưỡi liềm nằm trên bãi bồi của sông như Hồ Tây. Ngoài ra, trên bãi bồi thấp thường xuất hiện các hồ nông có liên hệ với các dòng chảy thoát lũ. Ví dụ các hồ Hoàn Kiếm, Thuyền Quang, Bảy Mẫu, v.v... có liên hệ với sông Tô Lịch Hà Nội. Trong các hồ nước yên tĩnh như vậy quá trình lắng đọng vật liệu vụn và sét tuân theo định luật Stock:

$$v = \frac{2}{9} gr^2 \frac{d_1 - d_2}{\mu}$$

Trong đó:

- g: gia tốc trọng trường,
- $d_1, d_2$ : tỉ trọng của hạt và tỉ trọng môi trường,
- $\mu$ : độ nhớt của môi trường,
- r: bán kính của hạt.

Tuy nhiên, công thức trên chỉ áp dụng được đối với hạt là hình cầu và rất bé ( $\leq 0,1\text{mm}$ ). Nếu kích thước hạt lớn hơn  $0,1\text{mm}$  thì tốc độ lắng đọng sẽ rất nhanh và tỉ lệ với căn bậc hai của bán kính hạt:

$$v = \sqrt{\frac{4(d_1 - d_2)gr}{3d_2}}$$

Để thấy rõ hơn sự phụ thuộc của tốc độ lắng đọng vào kích thước, hình dáng và tỉ trọng của hạt, ba thí nghiệm sau đây đã được thực hiện.

1) Tốc độ lắng đọng phụ thuộc vào kích thước

Trong một cột nước cao 200m thả một hạt vụn có kích thước 1mm lắng tới đáy mất 33 phút, trong khi đó một hạt 0,01mm thì rơi mất 15 ngày.

Sokolov đã thí nghiệm và kết quả như sau:

- Kích thước hạt là 0,25m (cát hạt trung) - tốc độ lắng đọng là 4 - 6m/s.
- Kích thước hạt 0,5mm (cát hạt lớn) - tốc độ là 6 - 8m/s.
- Kích thước hạt 1,0mm (cát hạt lớn) - tốc độ là 9,8 - 11,4m/s.
- Kích thước hạt 1,5mm (sạn hạt nhỏ) - tốc độ là 13m/s.

2) Tốc độ lắng đọng phụ thuộc vào hình dáng của hạt.

Nếu có cùng trọng lượng, hạt vụn hình cầu có tốc độ lắng đọng là 100m/s thì hình elipsoit có tốc độ là 61 - 84m/s, hình trụ là 50m/s, hình dẹt là 38 - 80m/s và hình lập phương là 75m/s.

3) Tốc độ lắng đọng phụ thuộc vào tỉ trọng

Nếu lấy kích thước (d) của hạt thạch anh (tỉ trọng 2,6) làm đơn vị thì để có cùng tốc độ lắng đọng như hạt thạch anh, một hạt tourmalin (tỉ trọng 3,09) phải có kích thước là 0,89d còn kích thước một hạt magnetit (tỉ trọng 4,9) là 0,63d.

Thực tế cho thấy trầm tích vụn và sét phân bố trong các hồ móng ngựa và các hồ nông của bãi bồi sông đều có hiện tượng phân dị độ hạt theo thời gian (thể hiện trên mặt cắt) và theo không gian (theo hướng vuông góc với bờ). Thông thường trầm tích có cấu tạo phân lớp ngang song song hoặc dạng sóng ngang. Theo mặt cắt hạt thô nhất phân bố ở đáy, hạt mịn dần khi càng lên trên nóc của mỗi lớp. Theo không gian từ bờ ra độ hạt cũng phân dị từ thô đến mịn. Quy luật đó tuân theo hai yếu tố chi phối quan trọng nhất là nguồn cung cấp vật liệu thay đổi theo mùa và chế độ thủy động lực cũng thay đổi theo thời gian và không gian.

- Trong môi trường biển và đại dương

Quá trình vận chuyển và lắng đọng trầm tích ở biển và đại dương do ba yếu tố cơ bản quyết định – sóng, dòng chảy và thủy triều. Ba yếu tố này thể hiện vai trò khác nhau trong những điều kiện khác nhau.

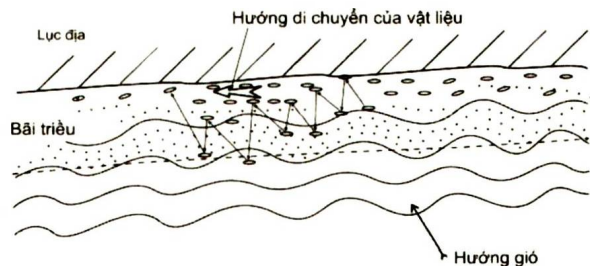
Ví dụ, vùng biển hồ, hoạt động địa chất của sóng là thống trị khi đường bờ trực diện với hướng gió; đối với những vùng biển nửa kín thiếu hụt trầm tích thì vai trò thống trị thuộc thủy triều. Dòng chảy biển có hai dạng là dòng chảy ven bờ và dòng chảy đáy; dòng chảy ven bờ đôi khi trở nên quan trọng trong việc vận chuyển và lắng đọng trầm tích khi vật liệu do sóng mang tới chiếm một khối lượng lớn. Dòng chảy đáy hoạt động xa bờ hơn, đóng vai trò tải vận chuyển và tái phân bố trầm tích lục nguyên do sóng mang tới để tạo nên cấu tạo phân lớp ngang song song.

Sóng là nhân tố quan trọng trong hoạt động địa chất của biển. Đối với quá trình phá hủy, vận chuyển và lắng đọng trầm tích của sóng, những sự kiện nổi bật sau đây cần được lưu ý.

➤ Sóng vỗ bờ, đặc biệt là sóng bão có thể phá hủy bờ gây xói lở tạo vật liệu vụn cơ học cuốn ra ngoài theo dòng ngược chiều sát đáy, lắng đọng ở bãi triều và ở sườn bờ ngầm theo nguyên lý phân dị cơ học – gần bờ hạt thô, càng xa bờ độ hạt càng mịn.

➤ Sóng vỗ bờ thường ít khi vuông góc với sườn bờ, do bị hướng gió chi phối; do đó trong quá trình sóng vỗ bờ, sự di chuyển vật liệu dọc bờ diễn ra theo đường zigzag [H.3].

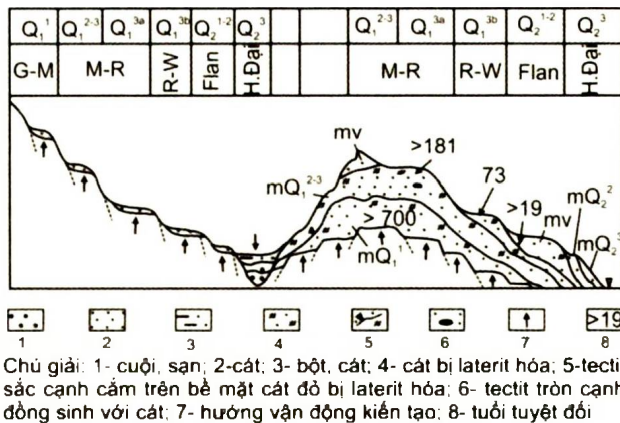
➤ Sóng đóng vai trò dồn đẩy vật liệu từ đáy biển nông xa bờ vào sát bờ, thường tạo nên các thể trầm tích đặc trưng – đê cát ven bờ, val cát ngầm ven bờ phân bố ở vị trí đối sóng tan.



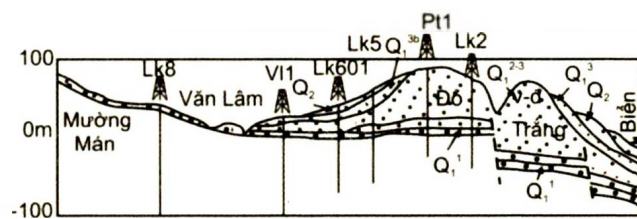
Hình 3. Hướng gió thổi chệch về phía trái. Sóng vận chuyển hạt vụn từ phải sang trái theo đường đi zigzag.

Ở vùng cửa sông châu thổ bồi tụ mạnh như cửa Sông Hồng và sông Cửu Long sóng bão đóng vai trò kiến lập các cồn cát cửa sông ven biển và cũng chính sóng bão đã xói lở các bờ đảo cát tương như ổn định. Chỉ sau một cơn bão xảy ra năm 1973 mà Cồn Vành trước vốn ở phía nam cửa sông Ba Lạt bị chia thành hai cồn là Cồn Vành nằm phía bắc và Cồn Lu ở phía nam cửa sông, đồng thời tạo nên Cồn Mờ cách Cồn Vành 5km về phía đông nam lúc ẩn lúc hiện tùy theo triều lên hay triều xuống.

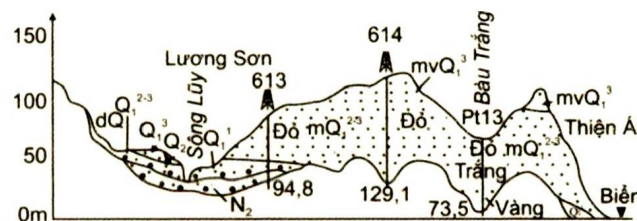
Ở vùng ven biển Miền Trung Việt Nam, sóng đã có một vai trò to lớn trong việc tạo nên những thể hệ đê cát thạch anh kỳ vĩ, cộng sinh với các đầm phá nằm sát phía trong lục địa, sắp xếp có quy luật về không gian và thứ tự về thời gian, bắt đầu từ Pleistocen sớm đến Holocen giữa [H.4, H.5, H.6].



Hình 4. Sơ đồ về quan hệ giữa trầm mòi mòn tích tụ và các hệ đê cát ven bờ vùng Phan Thiết (Trần Nghi, 1998).



Hình 5. Mặt cắt trầm tích cát đỏ Mường Mán (Phan Thiết) (Trần Nghi, 1998).



Hình 6. Mặt cắt cát đỏ Sông Lũy (Phan Thiết) (Trần Nghi, 1998).

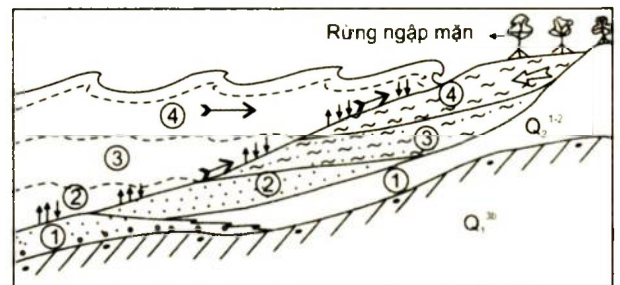
Sóng còn tạo nên sự "phân dị ngược" của trầm tích đồng thời với quá trình vận chuyển ngang dồn đẩy vật liệu xa bờ vào gần bờ, đóng vai trò chủ đạo bồi tụ bờ biển. Cơ chế thành tạo này thể hiện rõ nét ở vùng biên từ Rạch Giá đến Cà Mau. Vật liệu bồi tụ làm tăng trường đất liền ra phía biển với tốc độ 20 - 40m/năm, chủ yếu là sét trong đó hàm lượng cấp hạt < 0,01mm chiếm ≥ 70% tạo nên một đới bãi triều lầy phát triển rừng ngập mặn độc đáo của Việt Nam [H.7].

Thủy triều và dòng chảy ven bờ là những yếu tố hợp thành cùng với sóng để tạo nên những hoạt động địa chất quan trọng của đới bờ, biểu hiện trong việc phá hủy, tái vận chuyển và tái phân bố trầm tích. Khi triều lên thường tạo điều kiện cho sóng phá hủy bờ đồng thời vận chuyển vật liệu ra phía ngoài và lắng đọng, tạo nên trầm tích bãi triều. Chiều rộng của bãi triều được giới hạn bằng mực nước triều lên cực đại (triều cường) và mực nước triều xuống cực tiểu (triều kiệt).

Có thể phân biệt 3 kiểu bãi triều hiện đại phụ thuộc vào khối lượng vật liệu trầm tích do sông cung cấp, vai trò hoạt động của sóng và bản chất của thực thể địa chất trước đó.

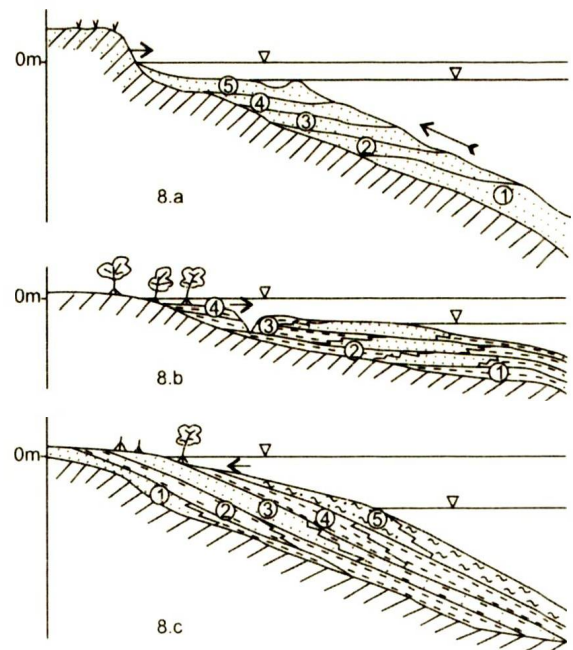
- Bãi triều cát đặc trưng cho bờ biển Miền Trung Việt Nam, chủ yếu được tạo nên do phá hủy bờ cát cổ. Bãi triều có cấu tạo dây phù chòm về phía đất liền [H.8a] đặc trưng cho bờ đang bị xói lở mạnh.

- Bãi triều lầy thành tạo ở bờ biển có cửa sông hình phễu (estuary) do thiếu hụt trầm tích và quá trình triều thống trị. Đặc trưng cho loại này là cửa sông Bạch Đằng và cửa sông Đồng Nai. Cấu tạo dây móng phù chòm thoải về phía đất liền và có độ hạt thô dần từ trong ra phía ngoài bãi triều. Hệ rừng ngập mặn bị suy thoái dần từ ngoài biển vào trong đất liền [H.8b].



1. Vật liệu sạn sỏi chiếm chủ yếu chuyển tương sang sét xám xanh; 2. Vật liệu cát chiếm phần chủ yếu; 3. Vật liệu chủ yếu là bột; 4. Vật liệu chủ yếu là sét; ↑ Hướng tái phá hủy và tái vận chuyển vật liệu; ↓ Hướng tích tụ trầm tích (lắng đọng); → Hướng di chuyển của vật liệu; ↗ Hướng tăng trưởng của đất liền ra biển.

Hình 7. Sơ đồ tái vận chuyển và lắng đọng trầm tích do sóng ở vùng bờ biển U Minh - Cà Mau, theo cơ chế "phân dị ngược".



Hình 8. a. Bãi triều ở bờ cát đang xói lở (cửa Nhật Lệ); b. Bãi triều lầy ở cửa sông (cửa Bạch Đằng); c. Bãi triều cửa sông châu thổ bồi tụ (cửa Ba Lạt). → Hướng di chuyển của vật liệu. ①②③④⑤: Các dây trầm tích sắp xếp theo thời gian.

- Bãi triều cửa sông châu thổ bồi tụ mạnh là sản phẩm của quá trình tương tác sông - biển trong xu thế đường bờ liên tục dịch chuyển về phía biển, như kiểu cửa Ba Lạt, cửa Đáy và cửa sông Cửu Long. Ở đây sông làm nhiệm vụ mang vật liệu ra

biển sau đó thủy triều và dòng chảy ven bờ lại làm nhiệm vụ tải vận chuyển và phân bố trầm tích tạo nên bãi triều có thành phần chủ yếu là bột sét, hàm lượng cát chiếm không quá 30%. Trầm tích bãi triều có cấu tạo sigma ( $\Sigma$ ), các dây phụ chống gối lên nhau phát triển tăng trưởng về phía biển và về hai cánh quạt cua của sông. Các dây trầm tích được phân biệt với nhau nhờ thành phần thạch học, màu sắc và độ hạt. Sự thay đổi này là phụ thuộc vào mùa – mùa khô các dây trầm tích mỏng hạt mịn màu xám, mùa lũ hạt thô màu nâu, bề dày các dây có xu thế tăng lên [H.8c]. Khác với bãi triều cửa sông hình phễu, bãi triều châu thổ bồi tụ có rừng ngập mặn kém phát triển hơn vì hàm lượng cát tương đối cao, hàm lượng sét thấp. Đồng thời với quá trình tăng trưởng điện tích đất liền, rừng ngập mặn bị suy thoái dần một cách tự nhiên từ trong đất liền ra phía biển.

**Vận chuyển và lắng đọng trầm tích từ dung dịch keo**

**Vật chất keo là gì**

Vật chất keo có kích thước trung gian giữa hệ thống phân tán thô và dung dịch thật – từ 1 đến 100µm (tức 0,001 - 0,01mm hay  $10^{-4}$  -  $10^{-6}$  cm).

Môi trường phân tán trong dung dịch keo của trầm tích là nước (nước bề mặt, nước ngầm và nước biển). Các chất keo (hạt keo) thường gặp là  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Fe(OH)_2$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $SiO_2$  và có thể  $CaCO_3$ , v.v.. Trong các hạt keo, kể cả những hạt bé nhất luôn luôn có những nút mạng tinh thể, vì vậy chúng thường mang điện. Khoảng cách giữa các nút mạng đo được trung bình từ 0,3 đến 0,1µm. Các hạt keo được nghiên cứu một cách chi tiết và chính xác bằng kính hiển vi điện tử.

Các hạt keo được thành tạo trong quá trình phong hóa hóa học, do kết tủa các hợp chất khó tan có độ linh động, thường xuyên có mặt trong nước ngầm và nước bề mặt ở lục địa. Ví dụ –  $Fe(OH)_2$ ,  $(CaHCO_3)_2$ ,  $(FeHCO_3)_2$  v.v...

**Đặc điểm của dung dịch keo**

- Không thấm qua màng da động vật như dung dịch thật song lại thấm qua giấy lọc bình thường.
- Tốc độ khuếch tán nhỏ hơn dung dịch thật.
- Các hạt keo chuyển động hỗn loạn nên rất khó lắng xuống đáy.
- Hạt keo ít chịu ảnh hưởng của trọng lực nên lắng đọng rất chậm.
- Có hiện tượng tán quang.
- Trong dung dịch keo chỉ chứa một lượng hạt keo nhất định, nếu vượt quá giới hạn đó keo thừa (quá bão hòa) sẽ bắt đầu kết tủa. Ở trạng thái dung dịch (phân tán) gọi là "sol", trạng thái kết tủa gọi là "gel" hay keo già.
- Có tác dụng hấp phụ mạnh.

- Các hạt keo luôn luôn mang điện tích (dương hoặc âm) [Bang 2].

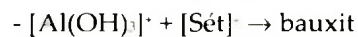
**Bảng 2.** Các hạt keo trong tự nhiên mang điện

Keo tích điện dương	Keo tích điện âm
$Al(OH)_3$ (hydrat Al)	$SiO_2$
$Fe(OH)_3$ (hydrat Fe)	Keo sét
$Cr(OH)_3$ (hydrat Cr)	Keo humic (acid hữu cơ)
$Ti(OH)_4$ (hydrat Ti)	$MnO_2$
$Zr(OH)_4$ (hydrat Zr)	$SnO_2$
$CaCO_3$	$V_2O_5$
$MgCO_3$	$PbS, CuS, CdS, As_2S_3$
$Cd(OH)_2Ce(OH)_2$	$Sb_2O_3$ và sunfua Au, Ag, Pt.

**Điều kiện ngưng kết keo**

➤ Trung hòa điện – hai hạt keo có điện tích trái dấu gặp nhau sẽ ngưng keo gọi là "gel". Hiện tượng này rất phổ biến trong tự nhiên. Ví dụ:

- Keo hydroxid Al (tích điện dương) gặp keo  $SiO_2$  (tích điện âm) sẽ ngưng kết thành kaolinit.



Trong trường hợp dung dịch keo chứa hai loại keo ngược dấu với nồng độ keo lớn sẽ ngưng kết thành các "gel" riêng biệt đan xen nhau dạng dải hoặc dạng tia, dạng lớp. Ví dụ:

-  $[CaCO_3]^+ + [SiO_2]^- \rightarrow$  đá vôi silic màu xám đen cấu tạo dạng dải gặp ở tương đá biển sâu có tuổi Cambri đến Devon.

-  $[Fe(OH)_3]^+ + [SiO_2]^- \rightarrow$  quặng sắt jaspilit có cấu tạo tia, lớp song song, gồm hematit trùng cá với silit phân dải dạng quartzit gặp ở tương đá biển tuổi Tiền Cambri.

➤ Dung dịch keo kết tủa khi có thêm một chất điện phân. Hiện tượng này giải thích quá trình ngưng kết keo mạnh mẽ ở vùng cửa sông, nơi nước sông và nước biển gặp nhau. Nước sông chứa hầu hết các sản phẩm phong hóa hóa học dưới dạng keo mang điện dương (+) hoặc âm (-), nước biển là môi trường điện ly chứa nhiều chất điện phân như cation ( $Ca^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ) và anion ( $Cl^-$ ,  $(SO_4)^{-2}$ ,  $(CO_3)^{-2}$ ,  $(NO_3)^-$ ,  $(PO_4)^{-3}$ ). Vì vậy ở vùng cửa sông, trầm tích đáy và trầm tích các bãi triều lầy gặp dạng sét xốp kết bông đó là các "gel" vừa mới kết tủa chưa kịp tạo thành các lớp trầm tích ổn định.

Trong một số trường hợp, do động lực của dòng sông hoặc sóng và dòng chảy ven bờ mạnh thì keo ở lục địa có thể được mang ra xa bờ hơn.

Ngoài ra, một số keo kém linh động như  $Al(OH)_3$ ,  $Fe(OH)_3$  nhờ liên kết với keo hữu cơ theo phương thức hấp phụ lại trở thành một loại keo hỗn hợp rất linh động và được mang ra rất xa bờ. Vì vậy nếu dung dịch keo chứa hàm lượng vật chất hữu cơ cao thì quá trình ngưng kết keo rất khó xảy ra, mặc dù nồng độ keo khá cao.

➤ Khi dung dịch keo mất nước do bốc hơi, nồng độ keo phân tán tăng lên dẫn đến quá bão hòa và từ trạng thái "sol" chuyển sang trạng thái "gel" (keo già). Khi càng bị mất nước, hệ thống "gel" giảm thể tích và trở nên chặt sít, rắn chắc. Ví dụ - gel  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  chứa 90 - 92% nước thì ở dạng thịt đông dùng dao cắt được, khi chứa 73% nước thì cứng và giòn, khi còn 65% nước có thể tán thành bột mịn.

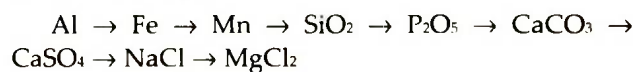
Đi đôi với quá trình mất nước, giảm thể tích các chất keo tái kết tinh tăng độ gắn kết giữa các hợp phần. Ví dụ, đá ong laterit khi ở dưới sâu có thể dùng xẻng đào thành từng viên gạch, song nếu để trong không khí chỉ hơn một giờ đồng hồ thì viên gạch đá ong đã trở nên cứng chắc, nếu để càng lâu thì càng cứng hơn. Điều đó được giải thích như sau: khi ở dưới sâu đá ong chứa nhiều nước keo sắt ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) và keo silic ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) ở trạng thái vô định hình, rất mềm. Khi ở trong không khí, các keo sắt còn mềm (limonit) mất nước, tái kết tinh và một phần biến thành goethit rắn chắc. Cũng như đối với keo silic khi còn mềm (opal) ở trạng thái vô định hình, khi mất nước một phần biến thành chalcedon ở trạng thái ẩn tinh rắn chắc hơn.

**Vật liệu nguồn gốc từ dung dịch thật**

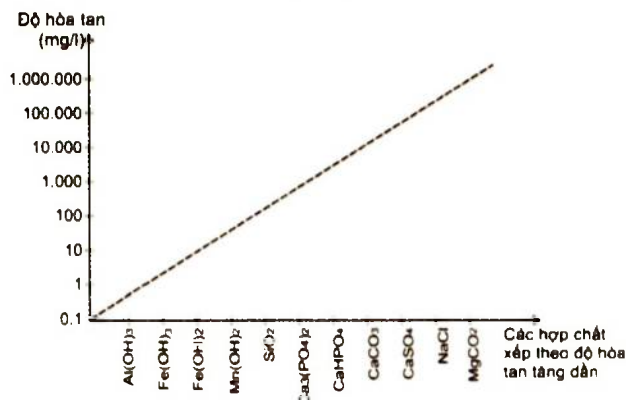
**Dung dịch thật là gì**

Trong tự nhiên nhiều hợp chất khi hòa tan các nguyên tố chuyển thành dạng ion (cation và anion); người ta gọi đó là dung dịch thật. Các ion có kích thước nhỏ hơn  $10^{-7}\text{cm}$ .

Độ hòa tan của các hợp chất trong tự nhiên tăng dần theo thứ tự sau:



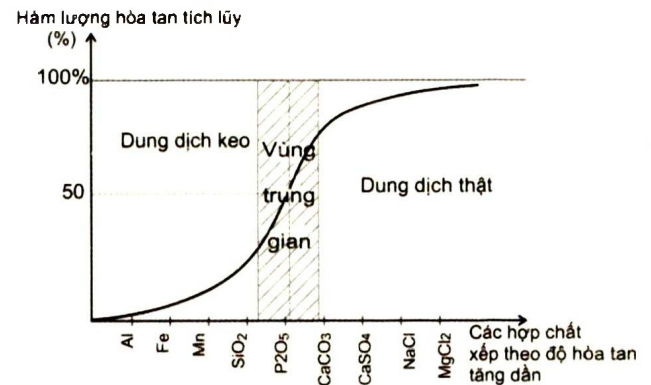
Độ hòa tan của dãy này biến thiên trong khoảng vô cùng lớn. Các nguyên tố ở đầu dãy (Al, Fe) chỉ hòa tan vài mg/lít còn nguyên tố cuối dãy (NaCl,  $\text{MgCl}_2$ ) hòa tan vài trăm g/lít [H.9].



Hình 9. Độ hòa tan các hợp chất trong nước ở áp suất 1atm.

Những hợp chất càng dễ hòa tan càng dễ tồn tại ở trạng thái dung dịch thật. Hình 10 [H.10] cho thấy khi đi từ Al đến  $\text{MgCl}_2$  độ hòa tan tăng dần và có một vùng trung gian từ  $\text{SiO}_2$  đến  $\text{P}_2\text{O}_5$  và  $\text{CaCO}_3$ .

Trong thực tế có thể gặp các hợp chất phosphorit và  $\text{CaCO}_3$  lúc ở trạng thái dung dịch keo, lúc ở trạng thái dung dịch thật. Những nguyên tố đầu dãy (Al, Fe, Mn) chủ yếu ở trạng thái dung dịch keo, còn các nguyên tố cuối dãy ( $\text{CaSO}_4$ , NaCl,  $\text{MgCl}_2$ ) lại ở dạng dung dịch thật điển hình.



Hình 10. Trường tồn tại của dung dịch keo và dung dịch thật được phân chia bởi đường cong tích lũy độ hòa tan.

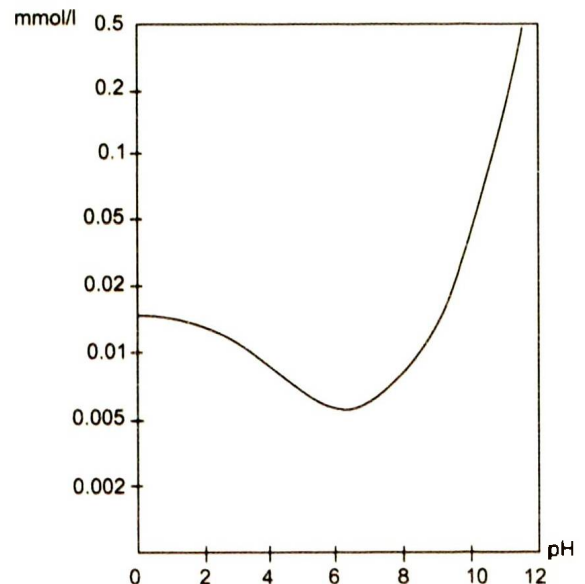
**Các yếu tố ảnh hưởng đến độ hòa tan**

Các hợp chất trong tự nhiên có độ hòa tan phụ thuộc vào các yếu tố sau:

➤ **Chỉ số pH**

Khi pH tăng, độ hòa tan có thể tăng hoặc giảm.

- Đối với các hợp chất silic ( $\text{SiO}_2$ ) độ hòa tan có xu thế giảm khi pH tăng từ 2 đến 9. Khi pH lớn hơn 9 thì độ hòa tan tăng khi pH tăng [H.11].



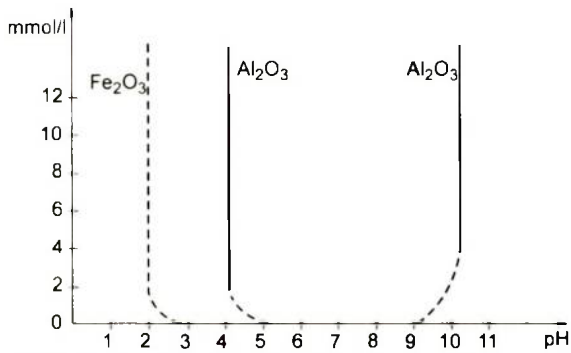
Hình 11. Độ hòa tan của  $\text{SiO}_2$  (theo Coren, 1939).

- Đối với các hợp chất sắt khi pH bằng 2 - 3 (môi trường acid) các hợp chất  $\text{Fe}^{+3}$  hòa tan, còn khi pH bằng 4 - 5 thì  $\text{Fe}^{+3}$  kết tủa hoàn toàn. Trong lúc đó hợp chất  $\text{Fe}^{+2}$  tồn tại trong dung dịch ở khoảng pH rộng hơn [H.12].

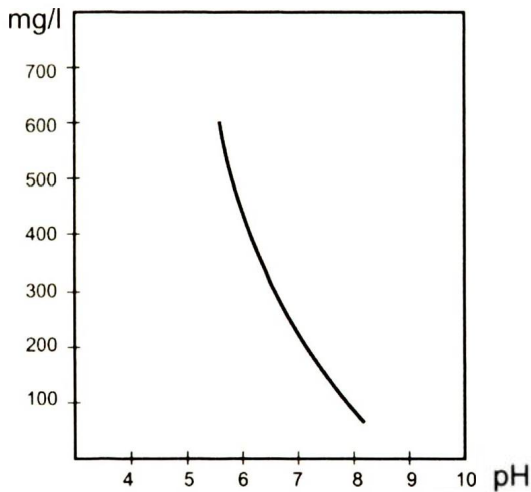
Trong trường hợp gặp  $\text{Fe}^{+3}$  linh động di chuyển được trong khoảng pH lớn hơn 6 là nhờ  $\text{Fe}^{+3}$  kết hợp với hợp chất hữu cơ gọi là "khoáng vật - hữu cơ".

- Đối với các hợp chất nhôm, tình huống tương đối đặc biệt. Trong môi trường rất acid và rất kiềm (pH < 4,1 và pH > 10) thì Al(OH)<sub>3</sub> hòa tan mạnh, còn trong khoảng pH = 4,1-10 thì chúng hầu như không tan [H.12].

- Đối với carbonat canxi (CaCO<sub>3</sub>), sự hòa tan và kết tủa có chiều hướng ngược lại với SiO<sub>2</sub>. Khi pH > 6, độ hòa tan bắt đầu giảm đi, khi pH > 8 quá trình kết tủa CaCO<sub>3</sub> xảy ra [H.13].



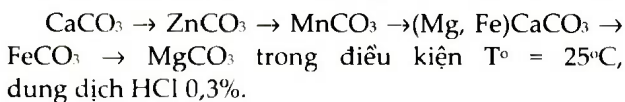
Hình 12. Độ hòa tan của Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> và Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (theo Coren, 1939).



Hình 13. Độ hòa tan của CaCO<sub>3</sub> (theo Coren, 1939).

- Các hợp chất phosphat Ca, Al và Fe sẽ bị hòa tan trong môi trường acid – CaHPO<sub>4</sub> bị hòa tan khi pH < 5,5; AlPO<sub>4</sub> bị hòa tan khi pH < 3,5; FePO<sub>4</sub> bị hòa tan khi pH < 2,5 và cũng bị hòa tan trong môi trường kiềm mạnh (pH = 10 - 11).

Độ hòa tan một số carbonat giảm theo sơ đồ sau:

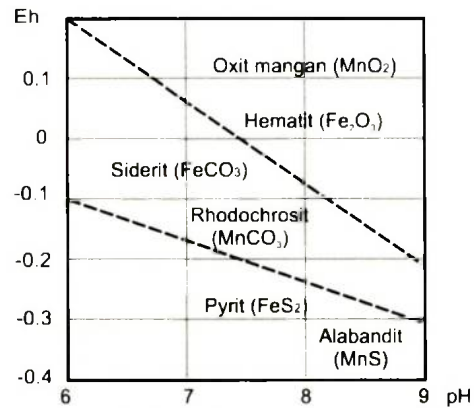


➤ Chi số Eh (Thế năng oxy hóa khử)

Eh đặc trưng cho mức độ oxy hóa. Oxy có khả năng làm cho nguyên tử hay ion mất điện tử để biến hóa trị thấp thành hóa trị cao; Ví dụ – Fe<sup>2+</sup> -1e → Fe<sup>3+</sup>.

Ngược lại khi Fe<sup>3+</sup> → Fe<sup>2+</sup>, gọi là quá trình khử, xảy ra trong trường hợp môi trường thiếu oxy, giàu vật chất hữu cơ đang bị phân hủy. Như vậy, trong môi trường trầm tích luôn luôn xuất hiện một hiệu điện thế giữa hai ion và môi trường tích điện gọi là thế oxy hóa - khử (Eh) tính bằng mV.

Eh ảnh hưởng rất lớn tới sự thành tạo các loại trầm tích Mn, Fe và tạo ra một loạt khoáng vật sắt và mangan dưới dạng oxit và sulfur [H.14].



Hình 14. Trường ổn định của các khoáng vật sắt và mangan phụ thuộc vào Eh và pH (theo Crumbein & Coren, 1939).

Trong môi trường khử, Eh dao động từ -0,4 đến -0,2 mV, hợp chất Fe<sup>2+</sup> và Mn<sup>2+</sup> hòa tan mạnh hơn so với Fe<sup>3+</sup> và Mn<sup>4+</sup>. Trong trường hợp môi trường khử chứa CO<sub>2</sub> thì Fe<sup>2+</sup> và Mn<sup>2+</sup> tồn tại dưới dạng bicarbonat khá linh động: FeHCO<sub>3</sub><sup>+</sup> và MnHCO<sub>3</sub><sup>+</sup>. Lúc này pH ảnh hưởng đến độ hòa tan đóng vai trò chủ đạo và lớn gấp hàng trăm lần so với ảnh hưởng của Eh.

Nếu trong môi trường giàu vật chất hữu cơ sẽ phân hủy và giải phóng H<sub>2</sub>S tiếp theo là thành tạo pyrit (FeS<sub>2</sub>) và alabandit (MnS).

➤ Hàm lượng CO<sub>2</sub>

Vai trò CO<sub>2</sub> rất quan trọng đối với quá trình thành tạo các khoáng vật carbonat và khử carbonat.

Ví dụ, sự thành tạo FeCO<sub>3</sub> (siderit) hoặc CaCO<sub>3</sub> (calcit, aragonit) do môi trường chứa CO<sub>2</sub>:



➤ Áp suất

Hàm lượng CO<sub>2</sub> phụ thuộc vào áp suất, khi áp suất tăng thì hàm lượng CO<sub>2</sub> tăng (đáy biển sâu PCO<sub>2</sub> lớn). Vì vậy muốn phương trình chuyển về bên phải tức tạo CaCO<sub>3</sub> và FeCO<sub>3</sub> thì PCO<sub>2</sub> phải giảm. Hàm lượng CO<sub>2</sub> giảm thường xảy ra ở lớp nước trên mặt do PCO<sub>2</sub> của nước giảm đi thuận lợi cho kết tủa các tinh mầm CaCO<sub>3</sub> trong nước ở trạng thái lơ lửng, sau đó kết tụ rồi lắng xuống đáy. Ở tầng đáy, CO<sub>2</sub> giảm là do hoạt động sống của sinh vật bám đáy, nếu không có sinh vật PCO<sub>2</sub> sẽ rất lớn nên rất khó kết tủa CaCO<sub>3</sub>.

➤ Nhiệt độ

Khi nhiệt độ tăng – độ hòa tan tăng, nhưng có trường hợp ngoại lệ đối với thạch cao – khi nhiệt độ tăng từ 0° đến 32°C, thạch cao có độ hòa tan tăng, song độ hòa tan lại giảm đi trong khoảng 32 - 41°C.

Đối với trầm tích bay hơi (evaporit) ở vùng khí hậu khô, nhiệt độ quyết định việc kết tủa các loại muối theo thứ tự sau:

Giai đoạn đầu – kết tủa calcit, dolomit.

Giai đoạn 2 – kết tủa chlorur ( $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ) khi nồng độ muối 18%.

Giai đoạn 3 – kết tủa soda ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) khi nồng độ muối khoảng 18% - 20%.

Giai đoạn 4 – kết tủa sulphat (thạch cao, glauberit, mirabilit, tetraedrit) khi nồng độ muối khoảng 4 - 6%.

Giai đoạn cuối cùng là lắng đọng halit, nồng độ muối trên 24% (hỗ chlorur) và trên 30% (hỗ sulphat).

Hỗn hợp muối halit và sylvit có sự thay đổi dạng tồn tại khi nhiệt độ tăng cao. Khi nhiệt độ bình thường ( $20^\circ\text{C}$ ) hai khoáng vật tồn tại riêng biệt do kết tủa phân dị ( $\text{NaCl}$  và  $\text{KCl}$ ). Song ở nhiệt độ  $800^\circ\text{C}$  thì biến thành một hỗn hợp đồng hình  $\text{Na}^+$  và  $\text{K}^+$  thay thế đồng hình cho nhau.

### Tài liệu tham khảo

- Folk R.L., 1980. Petrology of sedimentary rocks. *Hemphill, Austin, Tex.* 182 pgs.
- Lowe J.J. and Walker M.J.C., 1997. Reconstructing Quaternary environments. *Edison Wesley Longman Publishing*. 446 pgs.
- Pettijohn, Roher, Siever, 1986. Sand and sandstone. *Springer-Verlag*. 553 pgs. New York, Berlin. Heidelberg. London, Paris, Tokyo.
- Швахов В.И., 1969. Песчаники и методы исследования. *Недра издательство*. 247 стр. Ленинград.
- Логвиненко В. Н., 1976. Петрография осадочных пород. *Научное издательство*. 400 стр. Ленинград.
- Рухин Л.Б., 1969. Основы литологии. *Госгеотехиздат*. 850 стр. Москва.
- Trần Nghi, 2010. Trầm tích luận trong địa chất biển và dầu khí. *NXB Đại học Quốc gia Hà Nội*. 328 tr. Hà Nội.
- Trần Nghi, 2013. Trầm tích học. *NXB Đại học Quốc gia Hà Nội*. 471tr. Hà Nội.