



## Tạp chí Khoa học Kỹ thuật Mỏ - Địa chất

Trang điện tử: <http://tapchi.humg.edu.vn>



# Đặc điểm biến đổi sau trầm tích của đá vôi Miocen giữa Hệ tầng Tri Tôn nam bể sông Hồng

Nguyễn Xuân Phong <sup>1,\*</sup>, Lê Hải An <sup>2</sup>, Hoàng Ngọc Đăng <sup>1</sup>, Nguyễn Tiến Long <sup>1</sup>  
 Lương Thị Thanh Huyền <sup>1</sup>, Nguyễn Trọng Liêm <sup>1</sup>, Đặng Thị Minh Huệ <sup>1</sup>, Nguyễn  
 Thị Hồng <sup>1</sup>, Lý Thị Huệ <sup>1</sup>, Trịnh Sóng Biển <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Tổng Công ty Thăm dò Khai thác Dầu khí, Tập đoàn Dầu khí Quốc gia Việt Nam, Việt Nam

<sup>2</sup> Khoa Dầu khí, Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Việt Nam

### THÔNG TIN BÀI BÁO

### TÓM TẮT

#### Quá trình:

Nhận bài 15/08/2017  
 Chấp nhận 18/10/2017  
 Đăng online 30/10/2017

#### Từ khóa:

Biến đổi sau trầm tích  
 Trùng lỗ kích thước lớn  
 Sinh tương  
 Môi trường lắng đọng  
 Hệ tầng Tri Tôn

Thành tạo trầm tích cacbonat khối xây của Hệ tầng Tri Tôn, phía Nam bể Sông Hồng là một trong những đối tượng chứa quan trọng của công tác tìm kiếm, thăm dò và khai thác dầu khí. Bài viết này đề cập cụ thể đến các quá trình biến đổi sau trầm tích của hệ tầng này bao gồm: quá trình nén ép, nứt nẻ, quá trình xi măng hóa, canxit hóa, dolomit hóa, pyrit hóa, thạch anh hóa, quá trình hòa tan và tái kết tinh để làm sáng tỏ đặc tính tầng chứa (tính chất rỗng, thấm của đá) Cơ sở phân tích các quá trình biến đổi sau trầm tích dựa trên kết quả phân tích mẫu lát mỏng thạch học, mẫu lõi kết hợp với tài liệu ĐVLGK của các giếng trong khu vực nghiên cứu. Đá vôi hệ tầng Tri Tôn trải qua ba giai đoạn biến đổi sau trầm tích trong các môi trường khác nhau: giai đoạn biến đổi sớm trong môi trường biển; giai đoạn biến đổi trong môi trường nước ngầm và giai đoạn biến đổi trong môi trường chôn vùi sâu. Ứng với từng giai đoạn là các quá trình biến đổi sau trầm tích tương ứng.

© 2017 Trường Đại học Mỏ - Địa chất. Tất cả các quyền được bảo đảm.

## 1. Đặt vấn đề

Trầm tích đá vôi khối xây khu vực đới nâng Tri Tôn có diện phân bố rộng, kéo dài khoảng 500km và có chiều dày từ 300 - 1.000m, phát triển rộng và nằm cao nhất ở Lô 120-121, kéo dài qua các Lô 117 - 119 và chìm dần về phía Lô 115. Đây là đối tượng chứa khí quan trọng được ghi nhận thông qua một loạt các phát hiện trong khu vực

như: STB, CVX, CH... (Hình 1).

Đới nâng Tri Tôn là một trong những địa lũy được hình thành do quá trình tách giãn mở bể Sông Hồng trong thời kỳ Eocen - Oligocen sớm (Nguyễn Mạnh Huyền và Hồ Đắc Hoài và nnk, 2007). Các trầm tích phát triển trên đới nâng được kế thừa địa hình móng nâng cổ trước Cenozoi. Hoạt động kiến tạo trong Miocen sớm đặc trưng bởi quá trình tách giãn đáy và tiếp tục mở rộng biển Đông do giảm nhiệt và kèm theo sự dâng cao của mực nước đại dương gây nên biến tiến tạo điều kiện thuận lợi hình thành cacbonat hệ tầng

\*Tác giả liên hệ

E-mail: [phongnx@pvep.com.vn](mailto:phongnx@pvep.com.vn)

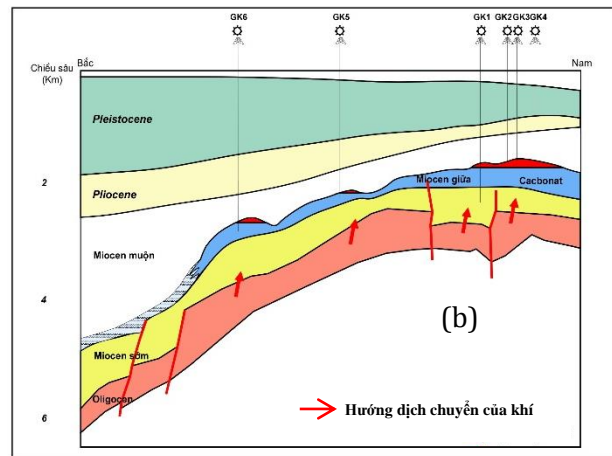
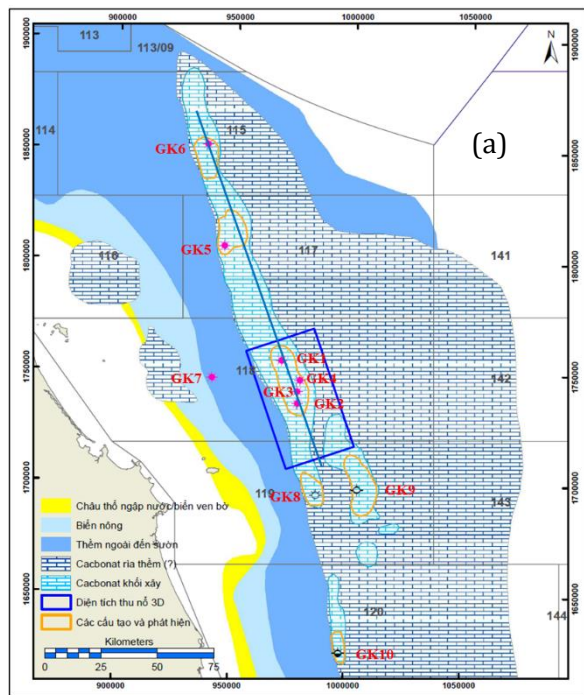
Sông Hương (Địa chất và Tài nguyên dầu khí, 2007). Vào Miocen giữa thềm lục địa tiếp tục được lún chìm và cao trào biển tiến khu vực hình thành nên đá vôi khối xây ám tiêu sinh vật hệ tầng Tri Tôn.

Đá vôi trên địa lũy Tri Tôn gồm các tập đá vôi bên trên và tập dolomit bên dưới. Kết quả phân tích cổ sinh - địa tầng cho thấy tập dolomit có tuổi Miocen sớm được xếp vào hệ tầng Sông Hương. Tập đá vôi nằm chính hợp trên trầm tích hệ tầng Sông Hương có tuổi Miocen giữa được xếp vào hệ tầng Tri Tôn, theo tên của đới nâng Tri Tôn. Đá vôi hệ tầng Tri Tôn có màu trắng, xám sáng đến vàng sẫm - nâu, xám tối, độ cứng trung bình, đôi chỗ rắn chắc. Cấu trúc đá thường có dạng khối, ít phân lớp, kiến trúc vi kết tinh đến ẩn tinh, một số nơi tái kết tinh (Nguyễn Xuân Phong, Hoàng Ngọc Đăng và nnk, 2016). Đây là các thành tạo đá vôi sinh vật và vụn sinh vật với thành phần chủ yếu là khung xương của vỏ sinh vật thuộc các giống loài khác nhau như: trùng lỗ sống đáy, tảo, san hô, huệ biển, động vật dạng rêu. Trong lát cắt nghiên cứu, đá vôi hệ tầng Tri Tôn được phân chia thành hai bậc: bậc Langhian ở dưới và bậc Serravallian ở trên. Bậc Langhian đặc trưng bởi sự có mặt phổ biến của các loài Austrotrillina. Bậc Serravallian đặc trưng bởi loài Katacycloclypeus trong khi đó

các loài Austrotrillina hoàn toàn vắng mặt ở phần này (Nguyễn Xuân Phong, Hoàng Ngọc Đăng và nnk, 2016).

Bậc Langhian của hệ tầng Tri Tôn được đặc trưng bởi 3 tổ hợp đá cacbonat cộng sinh tương: đá cộng sinh tương dạng hạt (grainstone) Soritid - Miliolid - Miogypsina, đá cộng sinh tương dạng hạt Coral - Algal - Miliolid, và đá hỗn hợp dạng nền - dạng hạt (grainstone - packstone) cộng sinh tương Miogypsina - Soritid - Miliolid (Nguyễn Xuân Phong, Hoàng Ngọc Đăng và nnk., 2016). Hai tổ hợp đầu phát triển mạnh ở phần dưới mặt cắt của bậc Langhian và có môi trường trầm tích vũng vịnh/ thềm trong (interior platform) dựa trên hóa thạch chỉ thị môi trường là Soritid - Miliolid. Tổ hợp cộng sinh tương còn lại nằm ở trên cùng của mặt cắt bậc Langhian với hóa thạch chỉ thị là Miogypsina đặc trưng cho môi trường rìa thềm (platform margin). Như vậy bậc Langhian có môi trường trầm tích biển đổi từ vũng vịnh đến rìa thềm.

Bậc Serravallian của hệ tầng Tri Tôn với đá hỗn hợp dạng hạt - dạng nền cộng sinh tương tạo đảo với các trùng lỗ kích thước lớn (Rhodolith - Cycloclypeus - Amphistegina grainstone - Packstone) đặc trưng cho môi trường biển tương đối sâu trước ám tiêu/sườn thềm (fore reef or slope).



Hình 1. Bản đồ phân bố đá vôi Miocen giữa hệ tầng Tri Tôn (a) và mặt cắt địa chất (b).

Đá vôi đới nâng Tri Tôn có độ rỗng đa dạng và phức tạp, là kết quả từ các quá trình biến đổi sau trầm tích sẽ được trình bày chi tiết trong các phần sau. Các độ rỗng thứ sinh trong đá vôi quan sát được trên các mẫu lát mỏng thạch học gồm có: độ rỗng giữa hạt, độ rỗng trong hạt, độ rỗng kết tinh, độ rỗng nứt nẻ. Nhìn chung, độ rỗng của đá vôi Tri Tôn được bảo tồn rất tốt, từ 20-28%, đây là đá chứa có chất lượng tốt của phát hiện CVX cũng như trong khu vực phía Nam của bể Sông Hồng nói chung.

## 2. Phương pháp nghiên cứu

37 mẫu lát mỏng thạch học của đá vôi hệ tầng Tri Tôn và các ảnh lát mỏng của một số giếng khoan được thu thập và phân tích dưới kính hiển vi điện tử để nghiên cứu thành phần thạch học, phân loại đá vôi, xác định tướng, môi trường thành tạo và nghiên cứu các quá trình biến đổi sau trầm tích. Các phương pháp nghiên cứu được áp dụng dựa trên cơ sở lý thuyết của nhiều nhà nghiên cứu thạch học trầm tích Folk (1965) và Dunham (1962).

## 3. Cơ sở lý thuyết

### 3.1. Khái niệm về biến đổi sau trầm tích

Biến đổi sau trầm tích (diagenesis processes) là các quá trình biến đổi vật lý và hóa học xảy ra đối với các trầm tích ngay sau khi lắng đọng, trong và sau quá trình tạo đá dưới các điều kiện nhiệt độ và áp suất môi trường trầm tích. Quá trình biến đổi sau trầm tích thông thường xảy ra từ khi các trầm tích được lắng đọng và làm biến đổi các khoáng vật chưa bền vững thành các khoáng vật có tính chất bền vững hơn. Wayne M. Ahr (2008) đã trích dẫn Scoffin (1987) là người đầu tiên đã nhấn mạnh các yếu tố chi phối quá trình biến đổi sau trầm tích bao gồm các thành phần thạch học ban đầu của trầm tích, tính chất hóa học và chuyển động của nước trong lỗ rỗng cũng như thời gian chôn vùi trầm tích. Quá trình biến đổi sau trầm tích diễn ra trong các môi trường khác nhau sẽ sinh ra các kiến trúc và cấu tạo thứ sinh khác nhau.

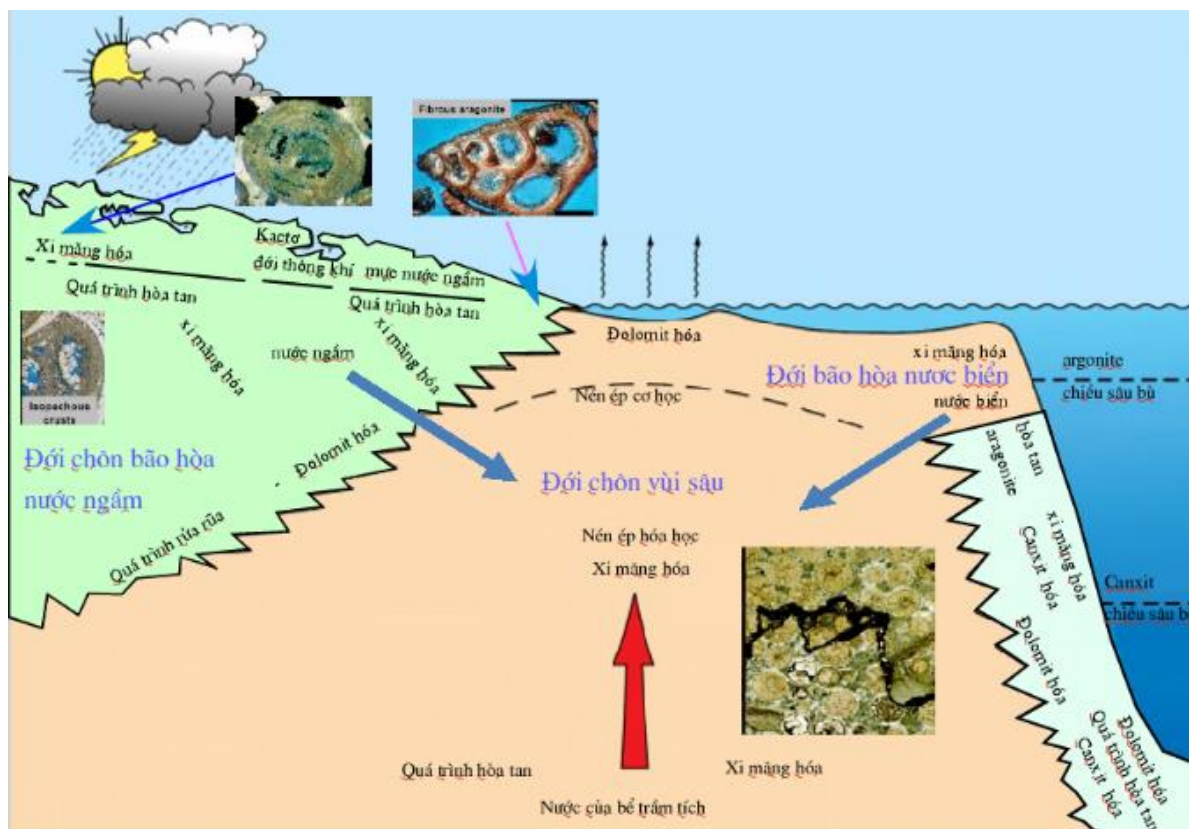
Quá trình biến đổi sau trầm tích có thể theo cơ chế cơ học (vật lý), hóa học, sinh học hoặc sự kết hợp giữa các cơ chế đó. Biến đổi sau trầm tích theo cơ chế cơ học là sự giảm thể tích của đá do nén ép trong quá trình trầm tích bị chôn vùi. Biến đổi sau trầm tích theo cơ chế cơ học có ảnh hưởng

lớn đến sự thay đổi độ rỗng của đá chứa vôi. Quá trình biến đổi sau trầm tích theo cơ chế sinh học chủ yếu do sự xói mòn của sinh vật (bioerosion) hoặc do các hoạt động mài mòn, cào, đào bới, xâm thực của sinh vật tại bề mặt đá. Một vài loại sinh vật có thể tiết ra các chất có khả năng hòa tan đá. Biến đổi sau trầm tích theo cơ chế hóa học có vai trò quan trọng trong sự thay đổi tính chất đá vôi. Đây là quá trình phản ứng hóa học giữa đá và nước mà tốc độ và hướng phản ứng phụ thuộc vào mức độ cân bằng giữa đá và nước. Các quá trình biến đổi sau trầm tích bao gồm: quá trình nén ép, hòa tan, xi măng hóa, biến đổi tại chỗ (authigenesis), thay thế khoáng vật, tái kết tinh,... Sự biến đổi này là sự thay đổi về hình dạng, kích thước, thể tích, thành phần hóa học hoặc cấu trúc tinh thể của đá trầm tích ban đầu.

### 3.2. Môi trường biến đổi sau trầm tích

Môi trường biến đổi sau trầm tích được phân loại chủ yếu dựa trên thành phần hóa học của nước và vị trí của đá vôi trên bề mặt của trái đất. Các loại chất lưu như nước khí quyển, nước lợ, nước biển và nước mặn là tác nhân chính trong quá trình biến đổi sau trầm tích khi chúng dịch chuyển và có tiếp xúc với đá vôi. Môi trường chôn vùi nông hay sâu được xác định không chỉ dựa vào các đới theo chiều sâu chỉ dẫn mà còn dựa vào dấu hiệu về sự tăng cao nhiệt độ-áp suất cùng với bằng chứng của thành phần hóa học nước ngoại lai điển hình cho nước biển được chôn vùi sâu hơn trong bồn trầm tích. Các yếu tố chỉ thị khác bao gồm: vật liệu biến đổi thứ sinh, khoáng vật, đặc trưng xi măng, và các chỉ thị địa hóa của môi trường. Một số đặc trưng của đá như tiếp xúc giữa các hạt dưới cường độ nén ép mạnh (overcompaction) hoặc stylolite là chỉ thị về áp suất của đá. Chỉ thị của khoáng vật bị chôn vùi sâu là sự xuất hiện của các khoáng vật chịu nhiệt cao như khoáng vật dolomit dạng yên ngựa (saddle dolomite), kerogen biến đổi mức độ cao, đặc điểm tinh thể, và thành phần đồng vị của xi măng lấp đầy lỗ rỗng. Thành phần đồng vị của Cacbon và Oxy kết hợp với địa hóa chất lưu thường được sử dụng để xác định nguồn gốc của Cacbon và nhiệt độ kết tinh tương ứng (Wayne M. Ahr, 2008).

Các môi trường biến đổi sau trầm tích bao gồm: đới thông khí (vadose zone), đới bão hòa nước khí quyển (meteoric phreatic zone), đới bão hòa hỗn hợp nước khí quyển và nước biển



Hình 2. Các môi trường biến đổi sau trầm tích trong đá vôi (chỉnh sửa bổ sung từ Moore, 2001).

(Freshwater-Seawater mixing zone), đới bão hòa nước biển (marine phreatic zone) và đới chôn vùi sâu (subsurface or burial environments) (Hình 2).

Đới thông khí là đới nằm trên ranh giới mực nước ngầm (water table) và tất cả các lỗ rỗng được lấp đầy bởi không khí và nước. Nước ở trong đới thông khí chỉ tồn tại trong thời gian ngắn phụ thuộc vào tần suất và chất lượng của quá trình kết tủa, sau đó di chuyển qua đới thông khí và chỉ để lại các màng căng dẫn bề mặt trên bề mặt hạt và các màng mặt khum của chất lỏng trong phần họng của lỗ rỗng (pore throat). Tại độ sâu mà tất cả các lỗ hổng được lấp đầy bởi nước được gọi là ranh giới mực nước ngầm và đây cũng chính là nóc của đới bão hòa nước ngầm. Dưới mực nước ngầm, khi tất cả các lỗ rỗng được lấp đầy bởi nước khí quyển thì được định nghĩa là đới bão hòa nước khí quyển hoặc đới bão hòa nước ngọt. Độ sâu của mực nước ngầm thay đổi theo từng khu vực phụ thuộc vào đặc điểm địa chất dưới sâu, hình thái địa hình, tính mao dẫn và khí hậu của khu vực.

Đới hỗn hợp là khu vực có sự trộn lẫn giữa nước khí quyển và nước biển trong khi đó đới bão

hòa nước biển là khu vực bão hòa hoàn toàn nước biển.

Môi trường chôn vùi sâu là nơi có nhiệt độ và áp suất gia tăng và thành phần hóa học của nước không giống như nước thuộc các đới đã đề cập trước đó, sự khác biệt về thành phần của nước trong môi trường chôn vùi sâu là do có sự tương tác giữa đá và nước, nước bị đẩy ra khỏi các lỗ hổng do quá trình nén ép khi bị chôn vùi cùng với nước của các nguồn khác có thể tạo ra thành phần nước lai tạp.

### 3.3. Các quá trình biến đổi sau trầm tích

#### 3.3.1. Quá trình nén ép

Khi bị chôn vùi, đá trầm tích sẽ bị nén ép cơ học với cường độ tăng dần theo chiều sâu do chiều dày/ tải trọng lớp phủ trầm tích bên trên tăng lên. Khi quá trình nén ép cơ học xảy ra, các hạt trầm tích tái sắp xếp và xích lại gần nhau hơn, thậm chí các hạt có thể bị vỡ nếu cường độ nén ép đủ lớn. Trong đá vôi hạt mịn như sét kết, bột kết chứa vôi, khi quá trình nén ép xảy ra, nước trong các lỗ hổng bị di thoát làm cho các hạt trầm tích bị ép lại gần

nhau hơn, dẫn đến chiều dày lớp/phân lớp giảm và làm tăng mật độ của đá. Trong đá vôi có kích thước hạt lớn hơn (thường là đá vôi dạng hạt - grainstones, đá vôi dạng thể - boundstones), quá trình nén ép làm thay đổi sự sắp xếp các hạt, và có thể gây ra sự tiếp xúc giữa các hạt với cường độ mạnh dần theo lực nén ép. Cấu trúc đường khâu (stylolite) phổ biến trong đá vôi được hình thành do quá trình biến đổi thứ sinh kết hợp giữa cơ chế cơ học và hóa học bao gồm quá trình nén ép và quá trình hòa tan.

### 3.3.2. Quá trình hòa tan

Quá trình hòa tan xảy ra khi hệ thống giữa đá - nước chưa cân bằng, nghĩa là nước và chưa bão hòa  $\text{CaCO}_3$ . Ví dụ, nước khí quyển hòa tan  $\text{CaCO}_3$  cho đến khi độ bão hòa đạt được trạng thái cân bằng giữa đá và nước. Khi hệ thống được tiếp tục bổ sung nước khí quyển, do chưa được bão hòa nên phản ứng xảy ra và quá trình hòa tan lại tiếp tục. Quá trình hòa tan trong đá vôi phát triển rộng tạo ra các địa hình karst (hang hốc, hố sụt) và tăng kích thước các lỗ hổng tạo ra các lỗ rỗng dạng hình cầu (mold, vug). Nước di chuyển xuống tầng chứa nước (aquifer) và tiếp tục hòa tan trong quá trình dịch chuyển khi chưa bão hòa  $\text{CaCO}_3$ . Quá trình hòa tan chỉ dừng lại khi nước ngầm trở nên bão hòa, và nếu lượng canxi cacbonat vượt quá giới hạn (dư thừa) trong dung dịch thì dẫn đến quá trình kết tủa, khi đó quá trình xi măng hóa sẽ xảy ra.

### 3.3.3. Quá trình xi măng hóa

Quá trình xi măng hóa diễn ra khi độ bão hòa trong nước lỗ rỗng của đá vôi cao, điển hình là sự ngưng tụ của các khoáng vật trong các lỗ rỗng nguyên sinh hoặc thứ sinh. Quá trình xi măng hóa thường làm giảm cả độ rỗng cũng như độ thấm của đá vôi.

Quá trình xi măng hóa của đá vôi bắt đầu với pha xi măng sớm trong môi trường biển ngay sau khi lắng đọng trầm tích và tiếp tục xảy ra trong các môi trường chôn vùi sâu hơn. Trong các môi trường chứa chất lưu và thành phần hóa học khác nhau, khi tiếp xúc với đá vôi trong quá trình di chuyển sẽ tạo nên các kiểu xi măng hóa đặc trưng riêng. Wayne M. Ahr (2008) đã cho biết Folk (1974) là một trong những người đầu tiên nhấn mạnh tầm quan trọng của các yếu tố chi phối các khoáng vật và tinh thể hình thành các dạng xi

măng bao gồm: hàm lượng Mg trong nước lỗ hổng, độ mặn của nước và kiểu môi trường xảy ra quá trình xi măng hóa.

Trong công trình công bố của mình Wayne M. Ahr (2008) đã nhấn mạnh James và Choquette (1983) là những người đầu tiên đã cho rằng môi trường bão hòa nước biển là môi trường lí tưởng cho quá trình xi măng hóa dẫn đến giảm độ rỗng của đá chứa. Trong môi trường này, xi măng phổ biến dạng Mg-Canxit hoặc Aragonit do lượng hàm lượng Mg dồi dào sẽ có xu hướng kết tủa Aragonit và Ma-Canxit. Do các cation hoạt động bề mặt ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) có hàm lượng cao nên tập trung các ion  $\text{CO}_3$  có hàm lượng lớn hơn so với môi trường bão hòa nước khí quyển, là điều kiện thích hợp cho sự hình thành xi măng Canxit-Mg hoặc Aragonit có kích thước tinh thể canxit dài, dạng sợi phát triển thành viên bọc xung quanh hạt (fibrous cement).

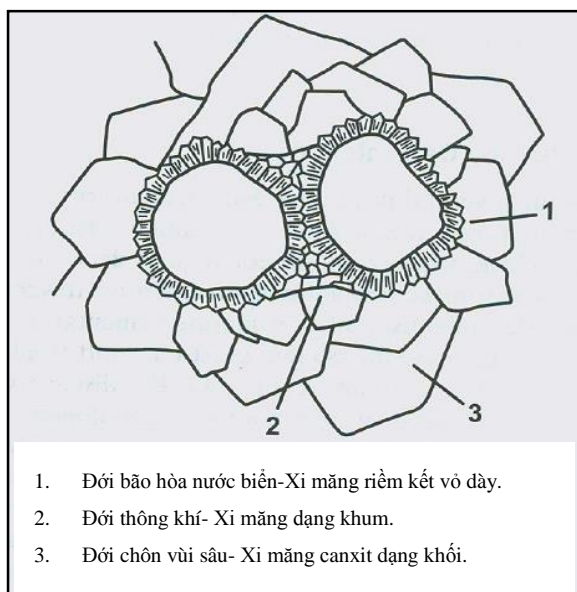
Trong môi trường thoáng khí và môi trường bão hòa nước khí quyển, xi măng kết tinh dưới dạng tinh thể canxit hình khối (blocky calcite) và hình thoi dạng phiến (bladed calcite cement). Môi trường này có hàm lượng cation hoạt động bề mặt ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) thấp, nên khả năng tập trung của các ion  $\text{CO}_3$  thấp. Do vậy, đá vôi đều ở trạng thái cân bằng hoặc dưới mức bão hòa nên hình thành xi măng canxit dạng khối có kích thước đều nhau. Đặc biệt trong môi trường thoáng khí, xi măng có dạng mặt khum điển hình chỉ xuất hiện tại các phần tiếp xúc giữa các hạt do màng căng giãn bề mặt giữ lại chất lưu để kết tủa xi măng. Xi măng trong đới bão hòa nước ngầm đặc trưng dạng kết vỏ dày theo vành và dạng viên lỗ hổng (pore-lining cement).

Môi trường bão hòa hỗn hợp giữa nước ngầm và nước biển là môi trường có thành phần hóa học trung gian giữa hai môi trường kể trên, hiện tượng xi măng hóa được tìm thấy phổ biến tại môi trường này là xi măng kết vỏ (circumgranular cement).

Cùng với quá trình chôn vùi, thành phần khoáng vật của nước lỗ hổng thay đổi do có sự pha trộn giữa nước di thoát trong đá và nước lắng đọng ban đầu cùng trầm tích, dẫn đến tinh thể và khoáng vật của xi măng cũng thay đổi theo. Xi măng canxit, dolomit và các khoáng vật khác có thể được hình thành dựa trên thành phần hóa học của nước và độ cân bằng khoáng hóa của các khoáng vật. Nếu canxit hình thành trong môi trường chôn vùi sâu, chúng thường là các tinh thể

có kích thước lớn, cấu trúc rõ ràng lấp đầy phần còn lại trong các lỗ hổng và không gian rỗng giữa các hạt. Với những lỗ hổng thông nhau, các tinh thể lớn được gọi là tinh thể dạng khảm (poikilotopic crystals). Do thành phần Mg giảm theo chiều sâu chôn vùi, canxit chôn vùi được hình thành chứa hàm lượng Mg thấp tương tự trong môi trường nước ngọt. Tuy nhiên trong môi trường chôn vùi sâu, hàm lượng sắt trong canxit tương đối cao so với môi trường nước ngọt hoặc nước biển, phụ thuộc vào sự có mặt của Fe trong giai đoạn oxy hóa - khử của môi trường diễn ra quá trình xi măng hóa. Hàm lượng sắt cao hơn trong tinh thể mạng canxit đặc trưng cho môi trường khử và dễ dàng nhận biết khi dùng phẩm màu kali ferixyanua  $K_3Fe(CN)_6$  trên mẫu lát mỏng. Canxit chứa sắt (Ferroan calcite), thường có hàm lượng ion  $Fe^{2+}$  lên đến hàng nghìn ppm, sẽ bị đổi thành sắc xanh da trời khi sử dụng phẩm màu trên.

Tóm lại, xi măng có thể xuất hiện trong môi trường thoáng khí, môi trường nước biển, nước khí quyển hoặc môi trường chôn vùi sâu. Các giai đoạn hình thành xi măng có thể được nhận biết bởi mối quan hệ xuyên cắt trong các pha tạo xi măng. Ví dụ, xi măng kết vỏ dày theo vành xung quanh hạt có thể là pha đầu tiên xuất hiện trong môi trường bão hòa nước biển. Xi măng có dạng mặt khum xuất hiện tại các điểm tiếp xúc hạt là pha thứ hai khi đá vôi trong môi trường thoáng khí. Pha thành tạo xi măng cuối cùng



1. Đới bão hòa nước biển- Xi măng riềm kết vỏ dày.
2. Đới thông khí- Xi măng dạng khum.
3. Đới chôn vùi sâu- Xi măng canxit dạng khối.

Hình 3. Trình tự hình thành các quá trình xi măng hóa (Wayne M. Ahr, 2008).

xảy ra và lấp đầy các không gian rỗng giữa các hạt hình thành xi măng canxit dạng khối có kích thước lớn, cấu trúc rõ ràng hoặc tạo thành xi măng dạng khảm trong các lỗ hổng thông nhau là các xi măng điển hình trong môi trường chôn vùi sâu hơn (Hình 3).

### 3.3.4. Quá trình tái kết tinh

Tái kết tinh là quá trình liên quan đến sự thay đổi về kích thước, hình dạng và hướng mạng lưới tinh thể mà không có sự thay đổi lớn trong thành phần khoáng vật, đôi khi quá trình này được gọi là “sự tạo hình thể mới” (neomorphism), thuật ngữ đưa ra bởi R.L.Folk(1965) và sau này là Wayne M. Ahr (2008) bao gồm cả hai quá trình: tái kết tinh thực sự (true recrystallization) và nghịch đảo khoáng vật (mineralogical inversion). Tái kết tinh thực sự là sự thay đổi về hình dạng tinh thể nhưng không thay đổi thành phần khoáng vật: ví dụ, các tinh thể có kích thước cỡ  $\mu m$  của micrit canxit trải qua quá trình biến đổi thành các tinh thể canxit dạng khối có kích thước cỡ mm được gọi là “sự tạo hình thể bồi tụ” (aggradational neomorphism) (R.L.Folk, 1965 và Wayne M. Ahr, 2008). Nghịch đảo khoáng vật không phải là tái kết tinh hoàn toàn, đúng hơn, đây là quá trình mà trong đó khoáng vật không bền vững như là aragonit hoặc Mg-Canxit trải qua quá trình thay đổi cả về tinh thể và thành phần để trở thành canxit thông thường.

Sự thay thế là một quá trình thay thế hoàn toàn khoáng vật này thành khoáng vật khác, trong đó phổ biến là hiện tượng dolomit hóa. Quá trình dolomit hóa thông thường là quá trình thay thế canxit và aragonit, nhưng sự thay thế bởi các khoáng vật như anhydrit ( $CaSO_4$ ) và  $SiO_2$  là phổ biến, còn canxit và silica ( $SiO_2$ ) nhìn chung thay thế các khoáng vật bay hơi trước đó.

### 3.3.5. Quá trình pyrit hóa

Pyrit khá phổ biến trong đá vôi, các nghiên cứu trong trầm tích gần đây cho thấy pyrit tại sinh có thể xuất hiện ngay đầu giai đoạn biến đổi thứ sinh của trầm tích và có thể ở độ sâu vài cm dưới đáy biển (Berner, 1984). Dưới sự có mặt của oxy, các vi khuẩn được nuôi dưỡng bằng cacbon hữu cơ trong trầm tích và hô hấp trong môi trường ưa khí. Khi chiều sâu chôn vùi tăng, các vật chất hữu cơ bị phân hủy yếm khí, chủ yếu là khử sulfat. Quá trình này được thể hiện bằng phương trình:  $2CH_2O + SO_4^{2-} \rightarrow H_2S + 2HCO_3^-$ .

Tuy nhiên, theo Jogenson (1982) thì phản ứng này trải qua nhiều giai đoạn khác nhau, bao gồm phân hủy các hợp chất cao phân tử vi sinh (biopolymer) do quá trình lên men vi khuẩn tạo ra các phân tử hữu cơ đơn giản hơn và cung cấp cho các phản ứng khử sulfat. Sản phẩm phụ của phản ứng này là hydro-sulfit ( $H_2S$ ) lại tham gia vào các phản ứng khử oxit sắt có trong nước lỗ hổng để tạo ra monosunphit ( $FeS$ ). Vi khuẩn cũng đóng vai trò phân hủy  $H_2S$  và giải phóng lưu huỳnh hòa tan trong dung môi, sau đó tham gia phản ứng với  $FeS$  để tạo ra pyrit.

#### 4. Các quá trình biến đổi sau trầm tích của đá vôi Hệ tầng Tri Tôn

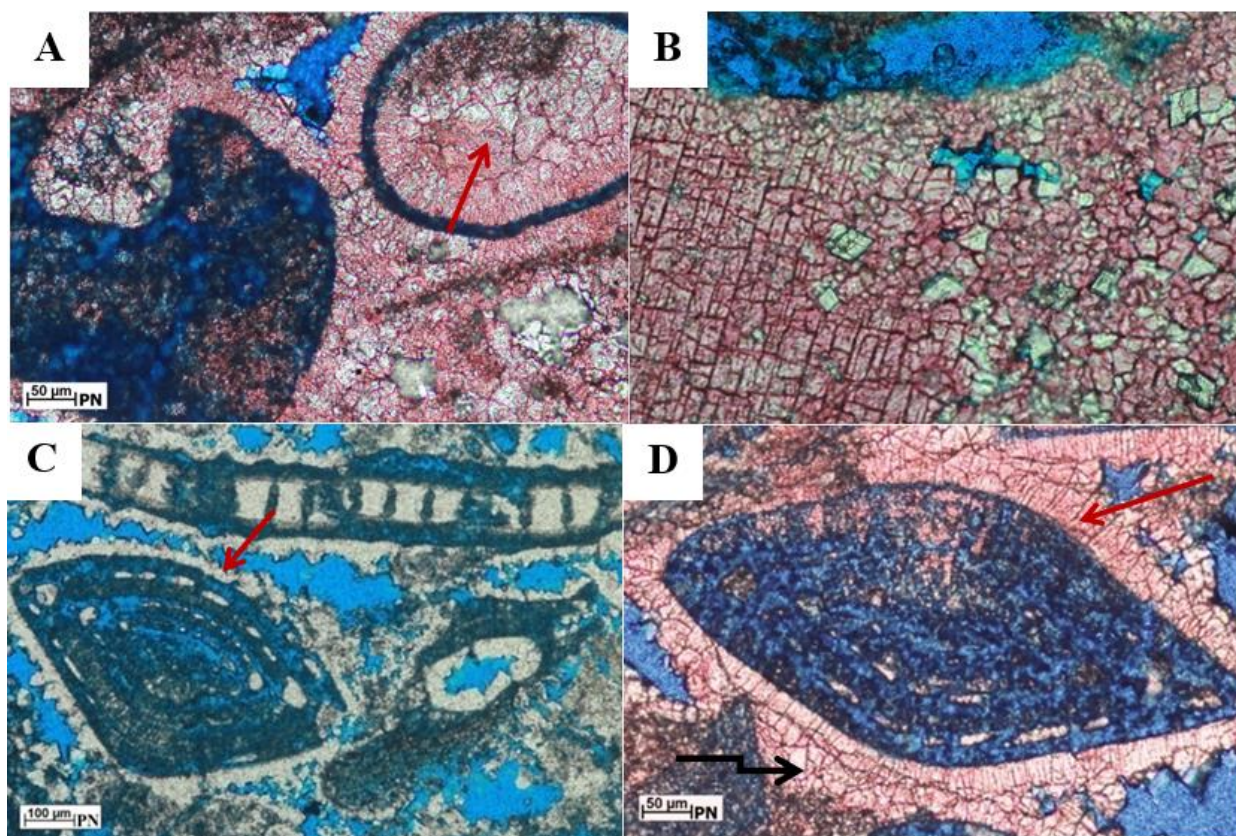
Sự biến đổi sau trầm tích trong đá vôi Hệ tầng Tri Tôn xảy ra rất sớm thậm chí ngay trong quá trình tạo đá như sự có mặt của pha xi măng biển sớm (early marine cements). Các quá trình biến đổi sau trầm tích khác nhau và ảnh hưởng tới tính chất rỗng của đá có thể quan sát trong các mẫu

lát mỏng từ các giếng khoan như quá trình nén ép, nứt nẻ, xi măng hóa, canxit hóa, quá trình dolomit hóa, pyrit hóa, thạch anh hóa, quá trình hòa tan và tái kết tinh. Các nghiên cứu cụ thể sẽ được trình bày dưới đây.

##### 4.1. Quá trình xi măng hóa

Đá vôi Hệ tầng Tri Tôn trải qua quá trình xi măng hóa trong môi trường bão hòa nước biển thể hiện qua kiểu xi măng đặc trưng có dạng canxit hạt nhỏ (Hình 4C), dạng sợi (fibrous cement) hoặc dạng kết vỏ sợi dày (isopachous cement) (Hình 4D).

Trong môi trường bão hòa nước khí quyển, xi măng kết tinh dưới dạng tinh thể canxit hình khối (Blocky calcite - Hình 4A) hoặc hình thoi dạng phiến (bladed calcite cement) hay dạng phiến với sợi dày (isopachous blades). Quá trình xi măng hóa trong môi trường thoáng khí rất ít gặp trong đá vôi hệ tầng Tri Tôn và không thể hiện rõ ràng.



Hình 4. Các dạng xi măng hóa trong đá vôi Hệ tầng Tri Tôn: A. Xi măng canxit dạng khối (Mẫu tại độ sâu 1525.30 mMD, GK3); B. Xi măng canxit kết tinh dạng khảm (1568.24mMD, GK3, Nicols-); C. Xi măng kết vỏ canxit hạt nhỏ trong môi trường biển sớm (1558.96mMD, GK3, Nicols-); D. Xi măng kết vỏ dạng Isopachous (1517.50mMD, GK3, Nicols-).

Môi trường bão hòa hỗn hợp giữa nước ngầm và nước biển là môi trường có thành phần hóa học trung gian giữa hai môi trường kể trên, hiện tượng xi măng hóa được tìm thấy phổ biến tại môi trường này là xi măng kết vôi quanh hạt có dạng hình cầu (circumgranular cement).

Trong môi trường chôn vùi sâu, xi măng canxit dạng khảm (poikilotopic crystals) được tìm thấy ở đá vôi hệ tầng Tri Tôn (Hình 4B).

Như vậy, trong khu vực phát hiện Cá Voi Xanh thuộc đới nâng Tri Tôn, hiện tượng xi măng hóa của tầng đá chứa đá vôi diễn ra phổ biến, bao gồm các dạng: xi măng dạng mặt khum (meniscus cement), xi măng dạng sợi (fibrous cement), xi măng dạng khối (blocky cement), xi măng kết vôi hình cầu (circumgranular cement) thậm chí vôi sợi dày hơn được gọi là xi măng kết vôi sợi dày (isopachous cement)....

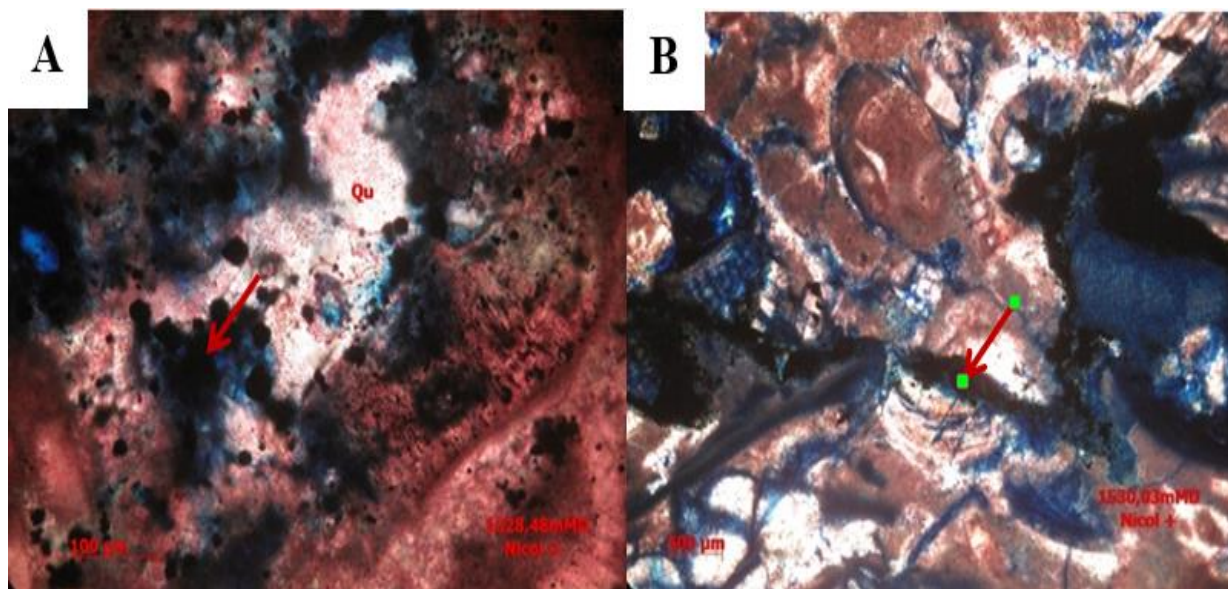
#### 4.2. Quá trình pyrit hóa

Mặc dù khối lượng của chúng ít so với tương quan các hợp phần tạo đá khác, pyrit tại sinh khá phổ biến trong lát cắt địa tầng khu vực nghiên cứu. Dưới Nicol- và Nicol+, khoáng vật pyrit đều có màu đen, tắt sáng, tinh thể pyrit có dạng tự hình theo hình vuông hoặc đa giác gần đều. Tập hợp các đơn tinh thể có dạng hình cầu hoặc thành đám hỗn độn (Hình 5A). Nhìn chung pyrit hóa lấp đầy không gian lỗ hổng giữa hạt và cấu trúc đường khâu (Hình 5B) và làm giảm độ rỗng của đá vôi.

#### 4.3. Quá trình hòa tan và tái kết tinh

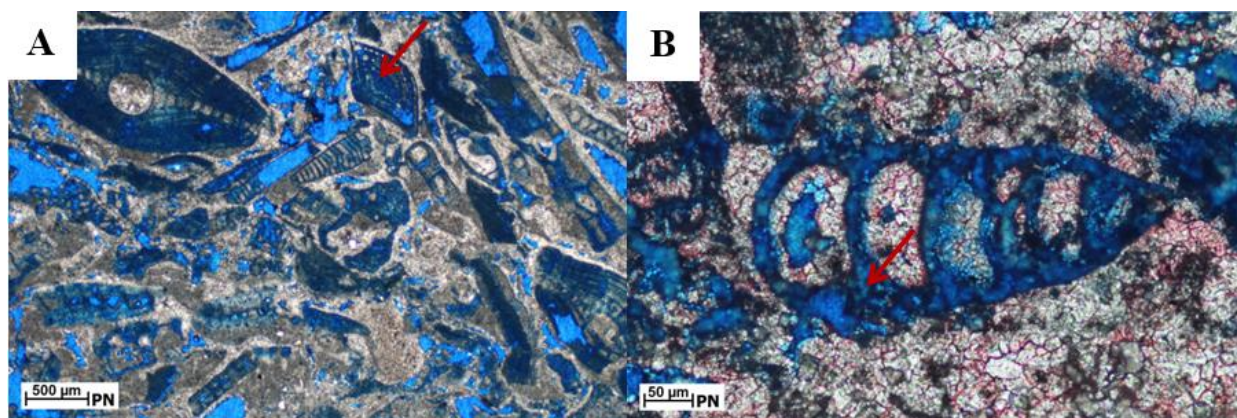
Quá trình hòa tan rất phổ biến và chi phối chất lượng chứa của đá vôi hệ tầng Tri Tôn. Quá trình hòa tan liên quan đến thành phần hạt (là các hóa thạch đặc biệt là foram) và xi măng nền tái kết tinh. Khi quan sát trên mẫu lát mỏng của đá vôi cho thấy có nhiều kiểu hòa tan như hòa tan từng phần hạt, hòa tan hoàn toàn hạt hoặc hòa tan xi măng đã tái kết tinh (Hình 6). Quá trình hòa tan mạnh mẽ liên quan đến sự xâm nhập của nước ngầm trong khi thành hệ đá được tiếp xúc với không khí trong giai đoạn mực nước biển thấp. Loại hòa tan này thường sinh ra các hang hốc karst như ở phần trên của đá vôi Tri Tôn. Pha hòa tan muộn làm mở rộng khe nứt của cấu tạo đường khâu. Quá trình hòa tan tạo ra độ rỗng thứ sinh do mở rộng các độ rỗng nguyên sinh trước đó như độ rỗng giữa hạt, độ rỗng tái kết tinh và có thể tạo ra độ rỗng trong hạt. Các lỗ rỗng sinh ra trong quá trình hòa tan có thể được bảo tồn, hoặc bị lấp đầy do xi măng qua quá trình chôn vùi dưới sâu sau đó.

Quá trình tái kết tinh cũng được quan sát rõ trên các mẫu lát mỏng của đá vôi hệ tầng Tri Tôn. Quá trình tái kết tinh, thường là các viên xi măng canxit, bảo tồn các cấu trúc ban đầu của các vật liệu sinh vật trong đá vôi. Một phần đáng kể khung xương sinh vật đã được tái kết tinh thành canxit. Tái kết tinh của canxit và dolomit sinh ra cấu trúc tinh thể vi tinh hoặc dạng men rạn trong nền đá có kích thước hạt lớn (Hình 4B).

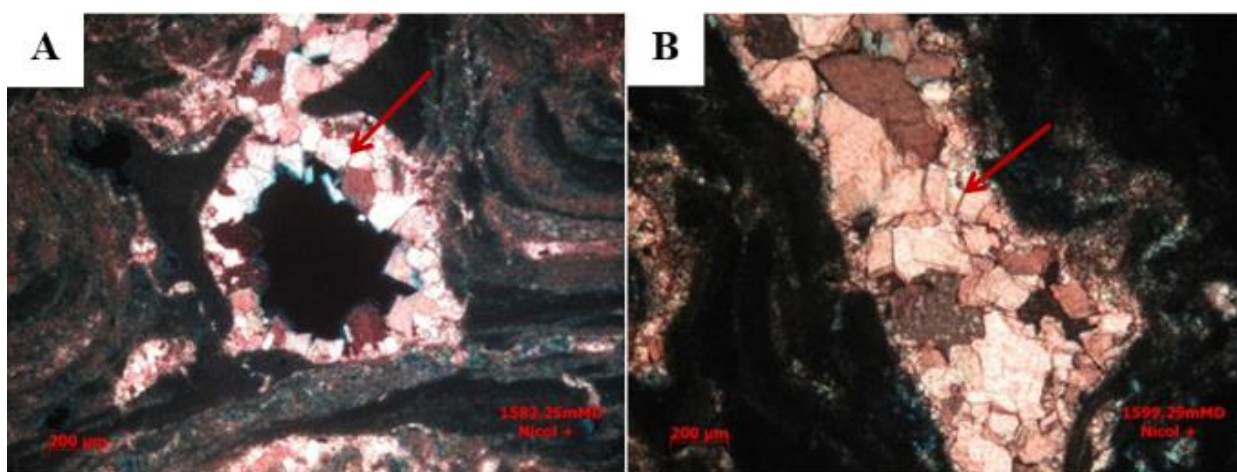


Hình 5. A. Pyrit tự hình, xâm tán (1528.48mMD, GK2, Nicols+); B. Pyrit lấp đầy trong cấu trúc đường khâu (1530.03mMD, GK2, Nicols+).





Hình 6. Quá trình hòa tan sớm khung xương sinh vật. A (1525.30 mMD, GK3); B (1524.49 mMD, GK3).

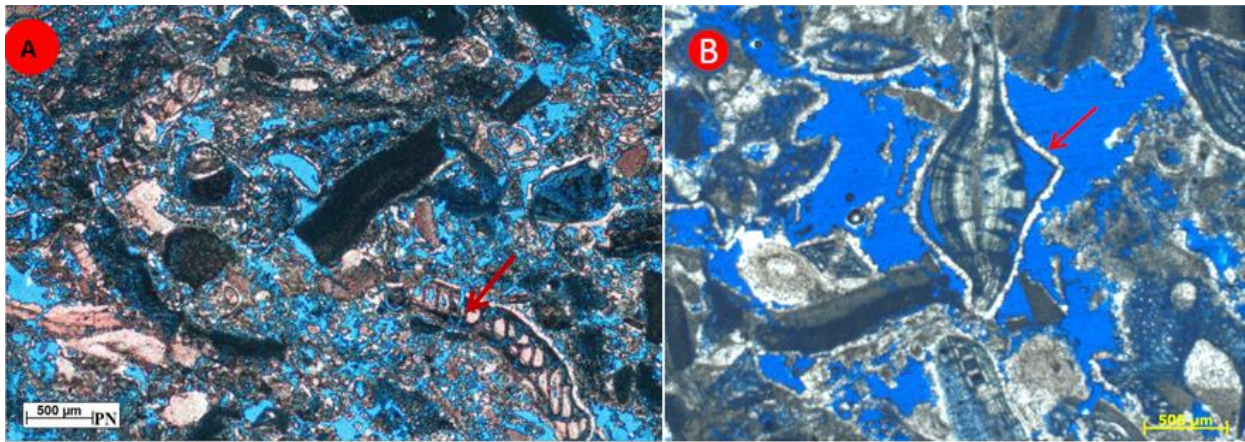


Hình 7. Quá trình dolomit hóa trong đá vôi Tri Tôn: A. Dolomit tự hình và bán tự hình thay thế hoàn toàn canxit bên trong lỗ hổng (1583.25 mMD, GK2, Nicol<sup>+</sup>); B. Dolomit hạt tự hình và bán tự hình thay thế hoàn toàn canxit bên trong khe nứt (1583,25mMD, GK2, Nicol<sup>+</sup>).

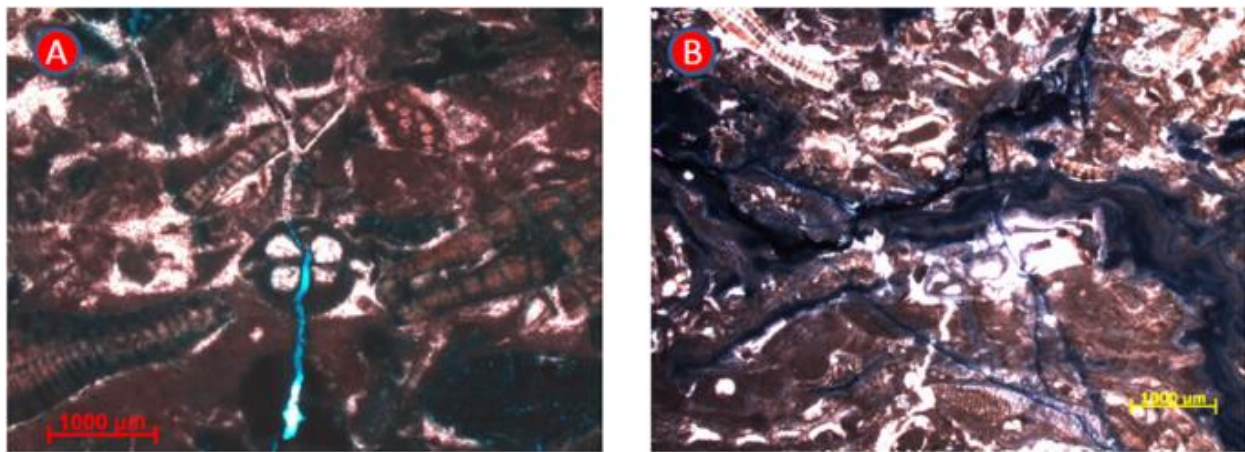
#### 4.4. Quá trình dolomit hóa

Dolomit hóa là một quá trình phổ biến diễn ra trong đá vôi nói chung và đá vôi hệ tầng Tri Tôn nói riêng. Rất nhiều mẫu lát mỏng trên toàn mặt cắt đã quan sát thấy sự xuất hiện của dolomit ở nhiều giai đoạn với mức độ khác nhau. Quá trình dolomit hóa liên quan trực tiếp đến kết tủa các khoáng vật dolomit hoặc thay thế khoáng vật canxit bằng dolomit. Dolomit hóa trong giai đoạn đầu diễn ra chỉ thay thế nền, hạt và xi măng canxit; giai đoạn muộn hơn, quá trình dolomit hóa lấp đầy các lỗ hổng trong hạt do hòa tan hạt sinh vật (Hình 7A). Sau cùng, quá trình dolomit hóa lấp đầy từng phần đến toàn phần các khe nứt (Hình 7B). Quan sát mẫu lát mỏng thạch học của các giếng GK-2X, GK-3X, dưới kính hiển vi Nicol<sup>-</sup>, tinh thể dolomit có dạng hình thoi tự hình và bán tự hình, không màu

hoặc phát hồng khi nhuộm, giả hấp phụ, cát khai hoàn toàn. Dưới kính hiển vi Nicol<sup>+</sup>, màu giao thoa cao nhất là trắng bạc cao. Quá trình dolomit hóa có thể làm tăng độ rỗng hoặc rất ít ảnh hưởng đến độ rỗng ban đầu do phụ thuộc vào thành phần thạch học của đá vôi mà nó thay thế. Đối với đá vôi có thành phần bùn chiếm ưu thế, quá trình thay thế bằng các tinh thể dolomit có kích thước lớn hơn sẽ làm tăng độ rỗng trong khi đó đá vôi có thành phần hạt chiếm ưu thế lại rất ít ảnh hưởng (F. Jerry Lucia, 2007). Quá trình dolomit hóa làm tăng độ rỗng do sự co ngót thể tích khi hình thành các tinh thể dolomit mới và tạo ra độ rỗng giữa hạt kết tinh (intercrystal porosity). Tuy nhiên, thường khi quá trình dolomit hóa thay thế hoàn toàn thì ngay sau đó quá trình nén ép xảy ra lại làm giảm độ rỗng trong đá. Tỷ lệ dolomit hóa qua khảo sát ở các giếng khoan rất khác nhau nên việc nghiên cứu



Hình 8. Quá trình nén ép cơ học trong đá vôi Hệ tầng Tri Tôn: A. Nứt vỡ hạt (1528.52 mMD, GK3); B. Vỏ xi măng canxit bị biến dạng do nén ép cơ học (1527.70 mMD, GK3).



Hình 9. Các khe nứt kiến tạo cắt qua hạt và xi măng: A (1549.25mMD, GK2); B (1566.50mMD, GK2).

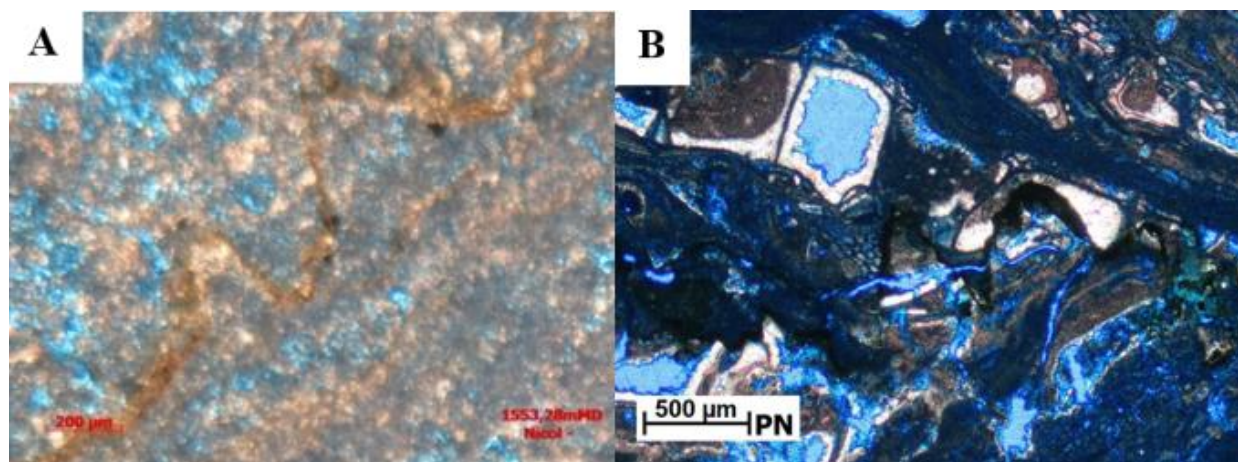
phân bố của dolomit trong đá vôi Tri Tôn vẫn còn là dấu hỏi.

#### 4.5. Quá trình nén ép

Trong đá vôi hệ tầng Tri Tôn, quan sát trên mẫu lát mỏng có thể thấy quá trình nén ép cơ học gây ra vỡ các hạt, tạo ra các vi khe nứt cắt qua hạt hoặc làm biến dạng viền xi măng canxit bao xung quanh hạt (Hình 8A,B). Ngoài ra còn quan sát thấy cấu trúc đường khâu hay còn gọi là cấu trúc stylolit. Đây là một cấu trúc dạng đường răng cưa hình thành trong đá theo cơ chế hòa tan áp suất (pressure solution), nghĩa là quá trình nén ép kết hợp đồng thời với sự có mặt của áp suất chất lưu trong lỗ hổng và quá trình hòa tan (Wayne M. Ahr, 2008). Khi quan sát mẫu lát mỏng thạch học cho thấy cấu trúc đường khâu bị lấp đầy bởi pyrit màu đen (Hình 5B), hoặc canxit vi hạt nhuộm màu nâu đỏ của oxit sắt và sét (Hình 10A) có thể là dấu hiệu

cho thấy đá vôi bị phơi lộ trong giai đoạn nhất định. Một số mẫu quan sát thấy cấu trúc stylolit cắt qua hạt và xi măng tái kết tinh cho thấy cấu trúc đường khâu được hình thành muộn (Hình 5B, 10B). Cấu trúc đường khâu làm tăng tính chất rỗng, thấm của đá chứa. Tuy nhiên, khi chúng bị lấp đầy bởi các vật liệu pyrit, canxit vi hạt dẫn đến làm giảm độ rỗng của đá vôi.

Khi quan sát mẫu lát mỏng cũng thấy các khe nứt kiến tạo bị lấp đầy từng phần hoặc toàn phần bởi xi măng canxit vi hạt, đôi chỗ quan sát thấy vi khe nứt mở được lấp đầy bởi chất nhuộm màu (Hình 9A,B). Một số khe nứt ban đầu được lấp đầy bởi xi măng canxit và bị thay thế bởi dolomit (Hình 7B). Một số khe nứt hình thành muộn cắt qua cấu trúc đường khâu và chưa bị lấp đầy làm tăng độ rỗng của đá (Hình 10B). Các khe nứt ngoài việc làm tăng lỗ hổng cho đá còn đóng góp rất quan trọng làm tăng độ thấm của đá chứa.



Hình 10. A. Cấu trúc đường khô bị lấp đầy bởi canxit vi hạt nhuộm màu nâu đỏ của oxit sắt và sét (1553.28 mMD, GK2, Nicol+); B. Cấu trúc đường khô bị lấp đầy pyrit cắt qua hạt tảo và xi măng tái kết tinh, khe nứt cắt qua đường khô chưa bị lấp đầy (1522.50mMD, GK3, Nicol+).

#### 4.6. Quá trình thạch anh hóa

Quá trình thạch anh hóa không phổ biến trong đá vôi Hệ tầng Tri Tôn, chúng chỉ tập trung ở phần trên cùng của lát cắt. Không giống như quá trình dolomit hóa, thạch anh hóa diễn ra rất muộn. Trong đá vôi Hệ tầng Tri Tôn, thạch anh thay thế lấp đầy các lỗ hổng giữa hạt. Dưới kính hiển vi Nicol - quan sát thấy hình dáng tinh thể lăng trụ đôi khi tha hình do không gian lỗ hổng không chế, cấu trúc vi hạt, không màu, mặt không sần, không nổi (chiết suất gần bằng chiết suất của nhựa,  $N_o=1,544$ ,  $N_e=1,553$ ), không cát khai và tắt sáng đồng thời. Dưới Nicol+ có màu sáng trắng bạc 1. Thạch anh hóa đã thay thế các hạt xi măng và nền (Hình 5A). Quá trình thạch anh hóa chỉ làm giảm độ rỗng của đá. Về nguồn gốc có thể luận giải đây là quá trình nhiệt dịch, nguồn keo oxit silic từ trên mặt xâm nhập xuống sâu, khi gặp nhiệt độ áp suất cao tái kết tinh thành Opal ( $SiO_2 \cdot nH_2O$ ) sau thành Chalcedon ( $SiO_2 \cdot H_2O$ ) dạng ẩn tinh và cuối cùng hình thành tinh thể thạch anh trong môi trường axit có độ PH thấp. Ở đây có thêm bằng chứng về đá vôi Hệ tầng Tri Tôn đã nằm trong đới nước ngầm gần mặt và có thể liên quan đến các hoạt động karst.

#### 4.7. Trình tự của các giai đoạn biến đổi sau trầm tích

Quá trình biến đổi sau trầm tích của đá vôi Hệ tầng Tri Tôn diễn ra rất rộng và là sản phẩm của nhiều quá trình bao gồm xi măng hóa, hòa tan gần

bề mặt, dolomit hóa, thạch anh hóa, pyrit hóa, tái kết tinh và nén ép như đã đề cập. Một số quá trình có thể bị chi phối bởi sự thay đổi mực nước biển tương đối. Qua nghiên cứu cho thấy quá trình biến đổi sau trầm tích đá vôi hệ tầng Tri Tôn chia làm 3 giai đoạn: i) Quá trình biến đổi sau trầm tích sớm trong môi trường biển; ii) Quá trình biến đổi sau trầm tích gần bề mặt hoặc chôn vùi nông do hoạt động của nước ngầm; iii) Quá trình biến đổi sau trầm tích trong môi trường chôn vùi sâu. Trình tự của các quá trình biến đổi sau trầm tích trong đá vôi hệ tầng Tri Tôn được mô tả chi tiết như sau.

Quá trình biến đổi sau trầm tích đá vôi hệ tầng Tri Tôn giai đoạn đầu phải kể đến là quá trình xi măng hóa thứ nhất trong môi trường bão hòa nước biển và môi trường nước ngầm hoặc hỗn hợp cả hai môi trường. Quá trình xi măng hóa được nhận biết bởi sự có mặt của xi măng canxit hạt mịn kết vỏ xung quanh hạt hoặc viền của các lỗ hổng trong hạt (hay còn gọi là micritic hóa - micritization), xi măng dạng sợi (Fibrous cement) hoặc xi măng dạng kết vỏ dày (Isopachous cement). Các mẫu lát mỏng trong giếng khoan GK1, GK2; GK3 và GK4 đều thể hiện rất rõ pha hình thành xi măng trong môi trường biển ở giai đoạn sớm này (Hình 4C, D-mũi tên màu đỏ). Quá trình xi măng hóa sớm góp phần quan trọng trong việc cố kết các hạt đá. Sau pha xi măng sớm này là quá trình hòa tan sớm thể hiện bởi các khung xương sinh vật bị hòa tan từng phần tạo thành các lỗ rỗng trong hạt (Moldic porosity). Quá trình hòa tan có thể xảy ra trong từng hạt hoặc hòa tan từng phần của nhiều hạt tạo thành lỗ hổng có kích thước lớn.

Quá trình biến đổi sau trầm tích tiếp theo là pha xi măng thứ hai trong môi trường nước ngầm được thể hiện qua sự có mặt của xi măng canxit dạng khối lấp đầy lỗ rỗng trong hạt hoặc giữa các hạt, bao ngoài xi măng dạng vỏ dày hoặc bao ngoài xi măng canxit hạt nhỏ viền xung quanh hạt (Hình 4A, D-mũi tên màu đen). Quá trình hòa tan sớm vẫn tiếp tục xảy ra trong thời gian này để tạo các lỗ rỗng trong hạt hoặc lỗ rỗng giữa hạt. Trên mẫu lát mỏng thạch học dễ dàng quan sát được các mảnh sinh vật bị canxit hóa phần khoang rỗng nhưng lại bị hòa tan phần khung xương (do không bị canxit hóa nên không được bảo tồn) (Hình 6).

Quá trình dolomit hóa xảy ra sau quá trình xi măng hóa thứ hai được quan sát thấy trên mẫu lát mỏng. Hiện tượng một số hạt dolomit mọc trên nền canxit dạng khối hoặc canxit hạt mịn cho thấy dolomit tái kết tinh thay thế canxit hình thành trước đó. Trong một số mẫu lát mỏng có thể quan sát thấy dolomit kết tinh thay thế thành đám có kích thước lớn (Hình 7).

Khi chôn vùi sâu hơn, đá vôi Tri Tôn tiếp tục trải qua quá trình nén ép cơ học. Quá trình này quan sát được trên các mẫu lát mỏng khi các hạt trầm tích bị vỡ, thậm chí viền xi măng canxit bị ép biến dạng so với khung sinh vật ban đầu (Hình 8B).

Quá trình stylolit và nứt nẻ diễn ra muộn hơn cùng quá trình chôn vùi sâu hơn của đá. Trên các mẫu lát mỏng thạch học có thể quan sát thấy cấu trúc đường khâu cắt ngang qua hạt, cắt qua xi măng canxit dạng khối và cả dolomit hình thành trước đó. Cuối cùng là pha hòa tan muộn hoặc nứt nẻ kiến tạo hình thành các độ rỗng trong đá vôi được quan sát thấy trên mẫu khi các lỗ hổng hoặc khe nứt làm mở rộng cấu trúc đường khâu (Hình 10B). Ở đây cũng ghi nhận sự xuất hiện của oxit sắt màu vàng nâu lấp đầy trong cấu trúc đường khâu cho thấy đá vôi bị nâng lên gần bề mặt và bị ảnh hưởng bởi nước ngầm trong thành hệ. Một số mẫu lát mỏng cũng quan sát thấy các cấu trúc đường khâu bị lấp đầy bởi pyrit (Hình 5B).

## 5. Kết luận

Qua kết quả nghiên cứu các quá trình biến đổi sau trầm tích của đá vôi hệ tầng Tri Tôn thuộc phía Nam bể trầm tích Sông Hồng, nhóm tác giả đã đi đến những kết luận sau:

- Các quá trình biến đổi sau trầm tích trong đá vôi hệ tầng Tri Tôn xảy ra rất sớm ngay trong quá trình thành đá. Các quá trình biến đổi sau trầm

tích của đá bao gồm: i) Quá trình nén ép, nứt nẻ; ii) Quá trình xi măng hóa, canxit hóa; iii) Quá trình dolomit hóa, pyrit hóa, thạch anh hóa; iv) Quá trình hòa tan và tái kết tinh.

- Đá vôi hệ tầng Tri Tôn trải qua ba (03) giai đoạn biến đổi sau trầm tích theo thứ tự gồm: i) Giai đoạn biến đổi sau trầm tích trong môi trường biển giai đoạn sớm; ii) Giai đoạn biến đổi sau trầm tích trong môi trường nước ngầm; và iii) Giai đoạn biến đổi sau trầm tích trong môi trường chôn vùi sâu.

## Tài liệu tham khảo

- Berner, R. A., 1984. Sediment Pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 605-615.
- Nguyễn Hiệp, 2007. Địa chất và Tài nguyên dầu khí Việt Nam. *Nhà xuất bản Khoa học Kỹ thuật*.
- Jerry Lucia, F., 2007. Carbonate reservoir characterization.
- Van Gorsel, J. T., 1981. *Paleoenvironmental distribution of Mid-Cretaceous to Recent larger foraminifera*.
- Van Gorsel, J. T., 2013. *Báo cáo phân tích cổ sinh của các giếng khoan 1X, 2X, 3X, CH-1X khu vực Nam Sông Hồng*.
- Van Gorsel, J. T., 2015. *Báo cáo phân tích cổ sinh của giếng khoan 4X khu vực Nam Sông Hồng*.
- James Lee Wilson, 1975. Carbonate facies in geology history. *Springer - Verlag*, New York..
- Jorgensen, B. B., 1982. Ecology of the bacteria of the Sulphur cycle with special reference to anoxic- oxic interface environments. *Philosophical transactions of the royal society of London* B298, 543-561.
- Moore C.H, 2001. Carbonate reservoir: Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework.
- Nguyễn Xuân Phong, Hoàng Ngọc Đăng, Nguyễn Ngọc, Lê Hải An, Lý Thị Huệ, Trịnh Sóng Biển, 2016. Sinh tương và môi trường trầm tích carbonat hệ tầng Tri Tôn Miocen giữa nam bể Sông Hồng. *Tạp chí dầu khí* 12.

Folk L. Louis, 1959. Practical petrographic classification of limestone. *AAPG Bulletin* 43. 1-38.

Duham J. Robert, 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate rocks*, edited by William E.Ham. AAPG Memoir No.1.: p. 108 - 121.

Vũ Ngọc Diệp, 2011. *Đặc điểm và mô hình trầm tích cacbonate tuổi Miocene phần Nam bể trầm tích Sông Hồng*. Luận án Tiến sĩ, Đại học Mỏ - Địa chất.

Wayne M. Ahr, 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs*.

## ABSTRACT

### The diagenesis characteristics of the Tri Ton carbonate formation in the southern Song Hong basin

Phong Xuan Nguyen <sup>1</sup>, An Hai Le <sup>2</sup>, Dang Ngoc Hoang <sup>1</sup>, Long Tien Nguyen <sup>1</sup>, Huyen Thanh Thi Luong <sup>1</sup>, Liem Trong Nguyen <sup>1</sup>, Hue Minh Thi Dang <sup>1</sup>, Hong Thi Nguyen <sup>1</sup>, Hue Thi Ly <sup>1</sup>, Bien Song Trinh <sup>1</sup>

<sup>1</sup> *PetroVietnam Exploration Production Corporation, Vietnam Oil and Gas Group, Vietnam*

<sup>2</sup> *Faculty of Oil and Gas, Hanoi University of Mining and Geology, Vietnam*

Carbonate build-up of Tri Ton Formation is one of the most important targets in exploration in the South part of Song Hong Basin. This paper is to discuss in more detail carbonate's diagenesis processes including: compaction, fracturing, cementation, calcitization, dolomitization, pyritezation, quartzization, karst, dissolution and precipitation with the aim of clarifying carbonate reservoir properties and their impacts on porosity and permeability based on studying of thin sections and cores combined with well log data in the studying area. Tri Ton carbonate was experienced three stages of diagenesis: the marine realm soon after deposition, then the diagenesis in meteoric and vadose zone and finally diagenesis in deeply burial environment, each individual stage correspond to typical diagenesis processes.