

www.mientayvn.com

Khi đọc qua tài liệu này, nếu phát hiện sai sót hoặc nội dung kém chất lượng xin hãy thông báo để chúng tôi sửa chữa hoặc thay thế bằng một tài liệu cùng chủ đề của tác giả khác.

Bạn có thể tham khảo nguồn tài liệu được dịch từ tiếng Anh tại đây:

http://mientayvn.com/Tai_lieu_da_dich.html

Thông tin liên hệ:

Yahoo mail: thanhlam1910_2006@yahoo.com

Gmail: frbwrthes@gmail.com

Theo yêu cầu của khách hàng, trong một năm qua, chúng tôi đã dịch qua 16 môn học, 34 cuốn sách, 43 bài báo, 5 sổ tay (chưa tính các tài liệu từ năm 2010 trở về trước) Xem ở đây

**DỊCH VỤ
DỊCH
TIẾNG
ANH
CHUYÊN
NGÀNH
NHANH
NHẤT VÀ
CHÍNH
XÁC
NHẤT**

Chỉ sau một lần liên lạc, việc dịch được tiến hành

Giá cả: có thể giảm đến 10 nghìn/1 trang

Chất lượng: Tạo dựng niềm tin cho khách hàng bằng công nghệ 1. Bạn thấy được toàn bộ bản dịch; 2. Bạn đánh giá chất lượng. 3. Bạn quyết định thanh toán.

Chương I

MỞ ĐẦU

I./ Khái quát về nội dung nhiệm vụ của địa hoá dầu khí

Địa hoá dầu khí là một khoa học ứng dụng, xuất phát từ một lĩnh vực rộng hơn, đó là địa hoá hữu cơ. Ngành khoa học này trưởng thành nhanh trong khoảng 30 năm trở lại nay.

Địa hoá dầu khí có thể coi như một ứng dụng của các định luật hoá học và vấn đề nguồn gốc, di chuyển, tích tụ và biến đổi của dầu khí, và sử dụng các hiểu biết này trong thăm dò và thu hồi dầu, khí và các bitum liên quan.

Các nhà tìm kiếm đã tiêu phí hầu hết thời gian của mình để xác định các đá chứa và hình dạng bể, nhưng ngày nay người ta đã ý thức được tầm quan trọng của sự có mặt và nhận biết được đá mẹ. Định luật cơ bản để tìm kiếm dầu là khoan các cấu tạo lõi, và sự thật là 95% dầu có thể khai thác của thế giới được tìm thấy trong các bể cấu tạo. Mặt khác, hầu hết các cấu tạo lõi lại khô khi khoan, mặc dù có đá chứa và chắn tốt. Trong những năm 1950 và 1960 các bể rỗng như vậy được giải thích là do sự xuyên qua đá mái, trên toàn bộ thời gian địa chất và sự rửa lữa bởi sự dịch chuyển của nước, ủng hộ quan điểm này là các nhận định sau:

1. Không có đá phiến đen là đá mẹ
2. Dầu có thể đi mất từ dưới sâu không để lại dấu vết
3. Dầu có thể được sinh ra ở rất nông
4. Dầu có thể di chuyển hầu như không giới hạn về khoảng cách trong các bồn trầm tích.

Những nhận xét này đã bị phá sản, và ngày nay người ta biết rằng một bồn trầm tích phải có “khả năng sinh” trước khi HC có thể tìm thấy trong đó. Đá mẹ phải có mặt: phải có “là HC” trước khi bồn có thể coi là sinh.

II. Chu trình cacbon hữu cơ:

1. Quang hợp – cơ sở sản sinh VCHC

Quang hợp – một hiện tượng toàn cầu, là một sự kiện lịch sử cho sự hình thành các đá mẹ tiềm năng. Quá trình quang hợp chuyển năng lượng ánh sáng thành năng lượng hoá học. Về cơ bản đó là sự chuyển H từ nước tới CO₂ để tạo ra VCHC dưới dạng glucose và oxy. Oxy được giải phóng khỏi phân tử nước chứ không phải từ CO₂.

Từ glucose các sinh vật tự dưỡng (autotrophic) có thể tổng hợp các polysaccarid, như cellulose và tinh bột và tất cả các thành phần cần thiết khác.

Phương trình đơn giản của phản ứng quang hợp.



(Glucose)

Polysaccarid

Đó là quá trình cơ bản tạo ra VCHC trên TĐ. Các sinh vật tự dưỡng nguyên thủy, như vi khuẩn quang hợp và tảo lam – lục, là các sinh vật đầu tiên tạo ra các sản phẩm này. Cấu trúc có tác động hấp thu ánh sáng tạo phản ứng là diệp lục tố. Trong các sinh vật nguyên thủy chúng là các tế bào tương đối tự do của sinh vật. Ở các thực vật cao hơn, nó tập trung trong các chloroplasts của lá cây xanh. Các chloroplasts là các nhà máy quang hợp.

Dạng sinh vật già nhất ghi nhận được khoảng 3,1 tới 3,3 tỉ năm, chúng là các vi khuẩn và các thể giống tảo từ Swaziland Group ở Nam Phi (Schopt et., 1965).

Tuy nhiên, có thể là đời sống trên TD ít ra cũng bằng với các đá cổ nhất đã biết 3.7 tỉ năm.

Người ta cho rằng khoảng 2 tỉ năm trước nay, sản phẩm quang hợp của VCHC chắc là đã phổ biến trên thế giới, và thời gian này được dùng như điểm mốc số 0.

Không có nước, không có đời sống. Do đó đời sống phong phú, ngay cả ở mức sơ khai nhất không thể nào có ở trên mặt đất trước 4 tỉ năm trước, khi nước trở thành thông thường trên mặt đất. Vào thời gian ban đầu này, không khí là khử, tức là không oxy. Nó gồm H_2 , CH_4 , NH_3 , N_2 và H_2O . Tuy vậy giả thuyết methan – ammonia được nghi vấn đặc biệt Calvin (1919) đưa ra sự tiến hoá vô sinh mà nó đã khởi đầu từ hơn 4 tỉ năm trước. Khi các sinh vật sơ khai lần đầu xuất hiện khoảng 3 tỉ năm trước, chúng có thể sử dụng các phân tử hữu cơ được tạo ra từ vô sinh như là nguồn năng lượng để duy trì trao đổi chất. Do đó các sinh vật đầu tiên được giả thiết là heterotrophic. Tuy nhiên, quần thể trưởng thành của các heterotrophs chắc là không thể được duy trì mãi theo cách này. Theo thời gian các sinh vật đã vét cạn nguồn VCHC vô sinh, quang hợp để phát triển như nguồn thứ hai.

Theo cách đó, các sinh vật heterotrophic có thể dùng ánh sáng mặt trời như một nguồn năng lượng bên ngoài, có thể trở thành độc lập, và với sự tiến hoá xa hơn có thể thoát khỏi thiếu hụt thực phẩm. Một số vi khuẩn màu hồng sống hiện nay thể hiện đặc tính này. Chúng có thể hoạt động như heterotrophs và xài các thành phần hữu cơ, và chúng có thể chứa các lục diệp tố để tạo ra quang hợp. Các dạng quang hợp cổ nhất không tạo ra oxygen. Các vi khuẩn quang hợp là yếm khí. Thay cho việc dùng H_2O như nguồn He , chúng có thể dùng H_2S và tạo ra lưu huỳnh hơn oxygen. Một số tảo lục – lam được tiến hoá từ vi khuẩn quang hợp chắc là các sinh vật tạo oxygen đầu tiên. Mặc dù có một số sắc thể quang hợp, nhưng không loại nào thay thế được hoàn toàn chlorophyll trong sinh vật quang hợp. Các phân tử chlorophyll hấp phụ năng lượng ánh sáng, nâng các electron tới mức năng lượng cao hơn. Sự tăng năng lượng này đã được chuyển thành các phân tử khác.

Oxygen giống như là chất độc đối với sinh vật vào lúc đó. Tuy nhiên, môi trường bảo đảm rằng sắt hoá trị 2 là phong phú trong dung dịch nước. Sắt này có thể hoạt động như một vật nhả chìm đối với oxy được tạo ra như kết quả quang hợp. Có lẽ là đá sắt phân dải nổi tiếng của Tiền Cambri đã được tạo nên bởi sự xen kẽ giữa quang hợp và oxy hoá sắt để tạo hóa trị 3, với sự kết tủa các oxyt không tan (Cloud, 1968).

Các sinh vật autotrophic, quang hợp là siêu việt so với heterotrophs và kết quả là ngự trị các vùng sinh vật. Khoảng 2 tỉ năm trước, quang hợp nổi lên như một hiện tượng toàn cầu, kèm theo sự hình thành đối với tháp thực phẩm và sự tiến hoá của các dạng sống cao hơn đã được đặt ra. Chứng cứ là sau sự kiện này khí quyển bắt đầu oxy hoá dần, tức là có mặt của oxy tự do.

2./ Quy cacbon hữu cơ trong lịch sử TĐ

Để cân bằng khối lượng cacbon được dùng trong quang hợp trong suốt lịch sử của TĐ, cần thêm vào tất cả cacbon hữu cơ có mặt trên TĐ dưới các khu chứa khác nhau, như nước Đại Dương và trầm tích. Số lượng tổng cộng cacbon hữu cơ và graphit mà trước kia là cacbon hữu cơ trầm tích, là khoảng $6,4 \times 10^{15}$ tấn (Welti, 1970). Đánh giá mới hơn của Hunt cao hơn lần. Tuy vậy Hunt đưa vào tính toán của mình cacbon “hữu cơ” trong đá basalt và các đá núi lửa khác, cũng như cả các đá graphit và biến chất. Nguồn sinh vật của nhiều các bon “hữu cơ” này còn đang là dấu hỏi.

Hầu hết cacbon trên TĐ được tập trung trong đá trầm tích của vỏ TĐ. Một phần của nó được cố định như cacbon hữu cơ, phần lớn là cacbon carbonat. Nó được đánh giá là 18% tổng cacbon trong đá trầm tích là cacbon hữu cơ và 82% là carbonat.

Có quan hệ giữa cacbon hữu cơ và carbonat, CO_2 khí quyển và thủy quyển có quan hệ hằng số. Từ môi trường nước, carbonat có thể kết tủa hoặc lắng đọng bởi sinh vật để tạo trầm tích carbonat. Ngược lại, đá carbonat có thể bị hòa tan để tạo ra phản ứng cân bằng giữa CO_3^{2-} , HCO_3^- và CO_2 trong nước. Vật chất hữu cơ ban đầu được tạo nên trực tiếp từ khí quyển bởi thực vật cạn, hoặc bởi

quang hợp thực vật biển từ CO₂ hoà tan trong thuỷ quyển. VCHC cạn và biển, đến lượt mình, bị phá hủy bởi oxy hoá. Như vậy CO₂ quay trở lại hệ thống. Một giản đồ chỉ ra các quá trình chính và con đường đi của cacbon nguyên tố trong vỏ quả đất được giới thiệu ở hình I.1.5

Chỉ có một phần không đáng kể C hữu cơ trong vỏ TĐ, bao gồm cả thuỷ quyển, có trong sinh vật sống và ở trạng thái hoà tan. Phần chính cacbon hữu cơ (5×10^{15} tấn) cố định trong trầm tích. Phần đáng kể khác của cacbon hữu cơ ($1,4 \times 10^{15}$ tấn) chủ yếu dưới dạng vật liệu giống graphit, hay metaantraxit, cố định trong đá biến chất có nguồn gốc trầm tích.

Cacbon hữu cơ trong vỏ TĐ (10^{15} tấn)

Sinh vật và Cacbon hữu cơ hoà tan	0,003
Trầm tích	5,0
Đá biến chất gốc trầm tích (81% tất cả các đá biến chất)	1,4
Tổng cộng :	6,4

Nếu như chính xác rằng tất cả cacbon hữu cơ này đã được tạo nên trực tiếp hoặc gián tiếp bởi quang hợp trong suốt lịch sử TĐ, thì sẽ có một số lượng tương ứng oxygen được giải phóng ra theo đúng phương trình quang hợp. Số lượng này phải được tính cho bởi oxy tự do, cùng với oxy đã có trước, được dùng hiện nay bởi oxy hoá các chất không phải VCHC sinh vật. Hiện nay, ta thấy oxy tự do trong khí quyển (20,95% thể tích) và số lượng thay đổi hoà tan trong nước đại dương (cỡ 2-8ml O₂/lít). Oxy tự do từ sớm được thấy trong cả VCHC chết và sống. Tuy vậy, hầu hết oxy tự do sớm đã được dùng bởi oxy hoá các dạng khác nhau của S và Fe hoá trị 3, và được phân bố qua vỏ TĐ, bao gồm cả thuỷ quyển,

Oxy tự do và vốn tự do trong vỏ TĐ, trừ oxy trong carbonat và silicat (10^{15} tấn).

Bài giảng địa hóa dầu

Khí quyển	1,18
Đại dương	0,02
CO ₂ sinh vật	0,16
SO ₄ ²⁻ tan trong biển	2,6
SO ₄ ²⁻ trong evaporit	10,2
FeO → Fe ₂ O ₃	2,7
Oxy tổng cộng	16,9

Nên nhớ rằng khí quyển ban đầu là khử và các nguyên tố S và Fe chỉ có dạng hoá trị 2. Oxy được tạo ra bởi quang hợp, do đó đã được dùng để oxy hoá sulfua thành sulfat và Fe hoá trị 2 thành Fe hoá trị 3. Tổng cộng O tự do và vốn tự do có ở TĐ là khoảng $16,9 \times 10^{15}$ tấn.

Tỉ số số lượng của oxy (16,9) và C hữu cơ tương tự như tỉ số khối lượng của các nguyên tố này trong phân tử CO₂

O₂

C

Oxy vốn tự do 16,9

C_{hc} trong đá 6,4

Tính toán cân bằng mảy đổi với oxy và C_{hc} trên cơ sở quang hợp chỉ cho chúng ta thấy là hầu hết O₂ không phải sinh ra trong carbonat và silicat mà được tạo ra bởi quang hợp. Do đó có mối tương quan giữa cacbon hữu cơ trong trầm tích hoá thạch và mức oxy hoá trong khí quyển cổ.

Khi dùng cái gọi là tuổi nửa khối lượng (half – mass ages) của đá trầm tích đã được cho bởi Garrels và Mekenzie (1969), tốc độ tích tụ đối với cacbon hữu

cơ khoảng $3,2 \times 10^{16}$ tấn y^{-1} đã được tính trên cơ sở các số liệu đã nói. Sản lượng biển hằng năm hiện nay của cacbon hữu cơ được xác định là 6×10^{10} tấn (Vallentyne, 1965). Với sản lượng này, sự bảo quản toàn cầu cacbon hữu cơ 10^{-4} hay 0,01% trong lịch sử TĐ đã được tính. Mặc dù khó định sự bảo tồn thực sự, để cho an toàn, hãy giả thiết dưới 0,1%. Menzel và Ryther (1970) cũng đánh giá khoảng 0,1% sản lượng hằng năm VCHC được trộn vào trong trầm tích mặt. Số còn lại quay về vòng tuần hoàn, chủ yếu ở đới quang của lớp nước trên cùng của đại dương. Giới hạn trên của độ bảo quản này là 4% được tính với điều kiện hết sức thuận lợi của biển Đen (không có oxy, nước tĩnh, không có sinh vật ăn xác).

Ở hình dưới đây, giới thiệu chu trình nhỏ (1) với sự quay vòng của khoảng 2,7 tới $3,0 \times 10^{12}$ tấn C_{hc} bán đời cỡ ngày cho tới hàng chục năm. Bên cạnh là chu trình lớn hơn cho $6,4 \times 10^{15}$ tấn với bán đời hàng triệu năm. Hai chu kỳ này gắn bởi đường gạch của khoảng 0,01% tới 0,1% C_{hc} tổng cộng, đặc trưng cho oxy hoá của VCHC trầm tích tới CO_2 .

III. Tiến hoá của sinh quyển

1./ Phytoplankton và Bacteria

Khoảng 2 tỉ năm trước, nhà sản xuất C_{hc} chính là tảo lam – lục và vi khuẩn quang hợp. Qua Cambri, O và S, sự đa dạng của các sinh vật phytoplankton biển, vi khuẩn và tảo lam – lục là nguồn C_{hc} chủ yếu cho tới khi xuất hiện thực vật cạn trên lục địa và khá mở rộng vào Devon trung. Nó được xác định rằng các phytoplankton biển mà vi khuẩn chịu trách nhiệm 50 tới 60% sản lượng C_{hc} trên thế giới.

Trên cơ sở phân tích, Tappan và Tappan and Loeblich đã xác định sự phong phú của phytoplankton hoá thạch qua thời gian địa chất. Sơ đồ được cho ở hình I.2.1. Sản lượng phytoplankton bắt đầu trong Precambri, tăng lên qua Pz sớm, rồi giảm đi rõ ràng trong D muộn. Trong D-C và J, sản lượng nói chung thấp. Một cực đại khác xuất hiện ở J muộn – Creta, giảm đột ngột ở cuối K. Trong Paleocene sớm sản lượng còn rất thấp. Nó tăng lên nhanh ở Paleocen muộn và Eocen, và rồi lại giảm đi lần nữa trong Oligocene. Cuối cùng, cực đại ở Miocene được tiếp theo bởi sự suy thoái cho tới mức hiện nay.

Thời kỳ đầu của độ sinh sản cao (Tiền Cambri – Paleozoi sớm) ngự trị bởi plankton organic walled đặc trưng như tảo lam lục, các acritarch và tảo lục. Chúng không có khung được tạo nên bởi cacbonat, silic hoặc các chất khoáng khác. Tên “acritarch” là do nhóm thuần túy về hình dạng tròn, đa giác hoặc kéo dài, nhọn hoặc có gờ trang điểm, của các bong bóng có thành hữu cơ chống axit, chúng có lẽ là túi nang của tảo. Nguồn gốc của chúng còn chưa rõ. Cực đại thu hai trong J muộn – K là sự ngự trị của nanoplankton vôi, bao gồm coccolithophorids (thực vật 1 tế bào nhỏ với khung vôi) và dinoflagolattes phytoplankton silic, đặc biệt silicoflagolattes và diatoms, xuất hiện vào K muộn và trở nên quan trọng vào Kainozoi.

Các ghi nhận hoá thạch không tương xứng với lượng sản xuất của bacteria qua thời gian địa chất. Vì cỡ hiển vi (hoặc á hiển vi), và thiếu phần cứng, chúng ít khi hoá đá. Tuy nhiên các ví dụ về bacteria hoá đá đã được ghi nhận từ tất cả các thời kỳ địa chất bao gồm cả Tiền Cambri. Bacteria hoá đá thường cộng sinh với VCHC như các mô thực vật, và các tàn dư động và côn trùng. Hầu hết bacteria hoá thạch gần tương tự với các dạng ngày nay ở các môi trường tương tự.

Bacteria và tảo lam lục, cả 2 là một tế bào, là các sinh vật không có membrane-bound organelles như nhân bean trong tế bào. Do đó chúng được gọi là Prokaryotes, và khác với các sinh vật khác có nhân tế bào, chúng được gọi là eukaryotes.

Bacteria và tảo không nghi ngờ gì luôn là tiên phong sinh thái. Bacteria đặc biệt thể hiện sự linh hoạt lớn lao trong sinh lý học của chúng. Điều đó tạo cho chúng sống ở khắp nơi và bảo đảm cho chúng ở đâu cũng có.

Bacteria có thể heterotrophic, autotrophic (quang hợp không tạo oxygen), hoặc cả hai chúng là ví dụ điển hình cho thành công của tiến hoá, dựa hoàn toàn trên sự linh hoạt của chúng, và không bị giới hạn qua thời gian địa chất. Theo Zobell trên 100 loài bacteria và các sinh vật liên quan hiện được biết là sản phẩm VCHC trong đất và trầm tích. Không có lý do giả thiết rằng tình hình này đã thay đổi mạnh từ trước Cambri, khi số lượng lớn hơn các di tích hữu cơ lần đầu tiên có mặt. Các bacteria cheat chỉ là phụ trong sự đóng góp VCHC chôn vùi và bảo tồn trong trầm tích.

Quan hệ cơ bản trong dây thực phẩm bean trong tháp đời sống gây ra một liên quan trực tiếp trong sự biểu hiện và phân bố giữa phytoplankton autotrophics và zooplankton heterotrophic. Sinh khối của zooplankton thể hiện xu hướng cao ở các vùng sản xuất phytoplankton cao. Mỗi quan hệ này đã tồn tại từ khi xuất hiện zooplankton trong Precambri như foraminifera một tế bào và radiolaires. Nó cũng áp dụng cho các sinh vật khác của vương quốc động vật, như giun, sò hến và Arthropods có một ít lưu ý khi kể đến sự có mặt của zooplankton và các loài không xương sống khác, bao gồm sự xuất hiện và biến mất của graptolite trong Pz sớm (O-S), một sự xuất hiện hàng loạt của trilobite trong E, O, S, giống như là sự xuất hiện bùng nổ của Foram trong Jura muộn. Foram plankton phải được coi như nguồn đóng góp phân bố chính VCHC cho một số trầm tích biển. Số lượng và sự có mặt của chúng có lẽ bị khống chế đầu tiên bởi độ sản xuất của phytoplankton, tức là bởi nguồn thực phẩm.

Các động vật có tổ chức cao hơn, như cá, đóng góp VCHC cho trầm tích quá ít đến mức có thể bỏ qua chúng. Tuy nhiên, các giai đoạn ấu trùng của hầu hết loài không xương sống chắc là đóng góp số lượng thay đổi VCHC từ thời gian Cambri.

Đánh giá số lượng đóng góp của các nhóm sinh vật khác nhau với độ sinh sản cao và sinh khối trong lịch sử địa chất là khó khăn. Nó tồn tại chỉ đối với 1 ít

loại sinh vật, như phytoplankton. Các nhóm chính của vi hoá thạch và sự đóng góp VCHC có thể của chúng trong trầm tích môi trường biển và không biển được thể hiện ở hình I.2.2 và I.2.3.

2./ Thực vật cấp cao:

Thực vật cấp cao là nguồn quan trọng thu bas au phytoplankton và bacteria đóng góp VCHC cho trầm tích. Các tàn tích thực vật cấp cao hơn xuất hiện trong trầm tích tuổi S và thường có tàn dư từ D. Tiền thân của thực vật cao cấp tiến hoá qua Tiền Cambri, E và O. Theo thứ tự phát triển, các tiền thân này bao gồm tảo lục lam, tảo lục, và cuối cùng tảo cao hơn như seaweed (tảo biển) và kelp (tảo bẹ), chúng sống ở môi trường biển. Tiến hoá của thực vật lục địa bắt đầu vào S. Ghi nhận bào tử nêu lên một số nhỏ các kiểu thực vật cạn ở S, với sự tiếp tục tăng lên sự đa dạng trong D.

Theo macrofossil, còn chưa có cho tới Silua muộn nhất khi Psilopsida (Cooksonia), thuộc Pteridophyta, chinh phục lục địa. Vài Psilopsida cũng sống ở môi trường biển. Các thực vật sơ khai này có thể không lá và rễ, nhưng chắc chắn có hệ mạch.

Trong D sớm, các nhóm khác của Pteridophyta (ngành Quyết) đã tiến hoá trong D trung, chắc là do 1 tiến hoá bùng nổ, hầu hết các lớp thực vật có mạch đã xuất hiện như các đại biểu sơ khai.

Trong D muộn, Psilopsida trở nên hiếm trong khi Pteridophyta khác như Lycopsida, Sphenosida và Pteri\opsida ngự trị trên lục địa. Thực vật D muộn tương tự như của Cacbon sớm. Trong C sớm Equisetales đầu tiên và Pteridospenos xuất hiện Lepidodendon trở nên thường thấy.

Trong C muộn chúng tăng sự đa dạng và số lượng → tạo rừng.

Tới cuối Pz, trong pecmi các gymnosperms, một ngành thực vật mới đã xuất hiện từ sớm hơn bắt đầu. Chúng gồm các lớp như Coniferales, Ginsegoales, Cycadales và Bemettiales và ngự trị cho tới K. Vì sự ngự trị của chúng từ P muộn tới Creta sớm nên gọi là kỷ nguyên hạt trần.

Điểm ngoặt quan trọng cuối cùng trong tiến hoá thực vật đạt được vào Creta sớm. Đó là sự xuất hiện của thực vật hạt kín và nhanh chóng thống trị.

3./ Lịch sử địa chất của sinh quyển:

Qua lịch sử địa chất, sự tiến hoá của flora luôn luôn là bước đầu của tiến hoá fauna. Ở tất cả các mức tiến hoá, thực vật tạo ra hệ sinh thái mới đầu tiên, tiếp theo là động vật. Trong Pz sớm, khi tảo làm chủ sinh quyển, chỉ có một lượng nhỏ động vật không xương sống tồn tại so với sinh khối thực vật. Sự vượt trội trong độ sinh sản của thực vật cấp thấp ở thời gian này được giới thiệu bởi đá phiến biển tối và đen, giàu VCHC, chúng là trầm tích biển mở bình thường của € O và S.

Ở các thời kỳ muộn hơn, đá phiến ít gặp hơn trong môi trường biển, và sự xuất hiện của chúng dưới giới hạn trong tình hình cổ địa lý đặc biệt. Ví dụ: bồn biển kín, và các thể nước lớn hơn như Đợt Tây Dương sớm trong Creta giữa. Ở môi trường biển mở sau S, một loại tương đương đã xuất hiện giữa sản xuất thực vật và fauna tiêu thụ thực vật. Sự vượt trội bình thường trong sản xuất thực vật đã kết thúc. Mức tiến hoá của flora và fauna biển Silua muộn có lẽ không khác nhiều với mức biển ngày nay của tiến hoá. Với sự chinh phục lục địa của thực vật cạn trong S và D, sự thống trị của sản xuất hữu cơ biển bắt đầu biến mất cho tới khi đạt được sự tương đương vào Creta sau Silua, ưu thế sản xuất chuyển từ biển mở tới vùng bờ, và bồn ven biển, nơi xuất hiện các mỏ than Pz muộn, và với sự xuất hiện thực vật hạt kín vào Creta sớm, ưu thế chuyển sang lục địa. Các mỏ than lớn tuổi Creta và Đệ Tam ở các bồn nội lục xác nhận sự chuyển này.

IV. Thành phần hoá học của sinh khối: Bacteria, Phytoplankton, Zooplankton, thực vật cấp cao.

Tất cả các sinh vật và cơ bản được tạo nên từ cùng các thành phần hoá học: lipids, protein, carbohydrate và lignin trong thực vật cấp cao. Tuy thế, có sự khác nhau lớn nếu kể đến sự phong phú tương đối của các tổ phần và cấu trúc hoá học chi tiết. Nếu kể đến sự hình thành dầu, lipids là quan trọng nhất. Lipids có trong các chất béo, nhựa và các thành phần giống lipid, như các sắc tố hoà tan dầu, các

terpenoid, steroid và nhiều chất béo phức hợp. Khối kiến tạo chính của nhiều thành phần này là đơn vị isoprene (5C- nguyên tử) gồm 4 nguyên tử C trong mạch và 1 methyl mạch nhánh.

Sự khác nhau cơ bản tồn tại giữa thành phần hoá học của tảo plankton biển và thực vật lục địa. VCHC của plankton biển chủ yếu gồm protein (tới 50% và hơn nữa), số lượng thay đổi của lipid (5-25%) và thường không dưới 40% carbohydrate, Thực vật cạn gồm rộng rãi cellulose (30-50%) và lignin (15-25%). Cả hai thành phần có nhiệm vụ chính là tạo hình, và không cần có trong sinh vật nước, plankton. Lignin là loại đóng góp chính các cấu trúc thơm trong VCHC của trầm tích hiện đại.

VCHC gốc lục địa với hàm lượng cao lignin và carbohydrate, có tỉ số H/C khoảng 1,0 tới 1,5 và nhiều nhất thơm. VCHC gốc biển có tỉ số H/C khoảng 1,7 – 1,9 và giàu bản chất aliphatic hoặc alicyclic../.

Chương II

VẬT CHẤT HỮU CƠ

QUÁ TRÌNH TRẦM TÍCH VÀ BIẾN ĐỔI CỦA CHÚNG

I./ Thành phần hoá học của sinh khối

Thế giới sinh vật rất đa dạng, nhưng tất cả các sinh vật lại được tạo nên bởi các phức chất có cấu trúc phân tử tương đối đơn giản và không lớn và ta có thể coi là các khối xây dựng – những viên gạch – rất ít biến đổi theo thời gian địa chất. Đó là các hợp chất cơ bản, chúng khác nhau bởi hàm lượng carbon và hydro, và do đó khác nhau cả về lượng oxy, nito và lưu huỳnh. Bởi thế mặc dù trong sự tạo dầu khí có thể tham gia bất kỳ kiểu vật chất hữu cơ nào, nhưng có nhiều chứng cứ rằng chỉ có một số thành phần hoá học nhất định của sinh khối là tiền thân của dầu khí, trong khi các hợp chất khác chủ yếu tạo nên khối vật chất hữu cơ tàn dư ở trong đá trầm tích. Như chúng ta sẽ thấy ở những phần dưới, các lipid và các tổ phần giống với lipid của sinh vật đóng vai trò chủ yếu trong sự hình thành dầu khí, trong khi phần mềm của cơ thể sinh vật cũng được tạo nên từ những nhóm hợp phần hóa học giống nhau, đó là các protein, lipid, carbohydrate và lignin.

1. Các carbohydrate: Các carbohydrate có thể coi như các polymer của monosaccarit có công thức cơ bản $C_n (H_{2O})_n$. Đó là các thành phần phong phú nhất của động vật và thực vật. Chúng là nguồn năng lượng và yếu tố tạo hình của thực vật và một số động vật.

Các monosaccarit ($C_6H_{12}O_6$)

Các disaccarit (tổ hợp của 2 monosaccarit)

Tinh bột và cellulose được tạo nên từ polymer phức tạp hơn của glucose. Cellulose gồm từ 2000 tới 8000 đơn vị monosaccarit, cùng với lignin tạo nên gỗ. Các thực vật cấp cao tạo nên một số lớn cellulose, trong khi tảo, diatom lại phá hủy chúng. Chitin cũng có cấu trúc tương tự với cellulose, nhưng có chứa nito.

Chitin đóng vai trò quan trọng ở nhóm sinh vật chân khớp, đặc biệt ở tôm, cua và côn trùng.

Nếu Chitin được sinh vật sử dụng để tạo nên vỏ cứng bảo vệ thì lignin được sáng tạo do sự cần thiết tạo cho tế bào thực vật độ bền chắc. Lignin là polyphenol được tạo nên từ các phức chất có cấu trúc phức tạp. Nói chung nó bền vững hơn cellulose, do trong cấu trúc của chúng có chứa các vòng aromatic. Trong trầm tích các vòng này sẽ tạo nên cấu trúc cơ bản của than humus.

2. Các lipid – Lipit, không tan trong nước, đóng vai trò quan trọng trong hoạt động sống của sinh vật. Chúng tham gia vào việc điều chỉnh vận chuyển các hợp chất tan trong nước, trước hết là các protit. Ngoài ra, mỡ cần cho sinh vật để duy trì trong trạng thái mềm mại của lớp da, thực hiện việc cách ly sinh vật khỏi môi trường bên ngoài và bảo đảm cho độ nổi của các sinh vật sống dưới nước.

Ngoài ra, mỡ còn là một dạng dự trữ năng lượng của sinh vật cho các thời kỳ không thuận lợi cho sự sống.

Mỡ là các hợp chất dễ bị thủy phân để cho glycerol và các axit béo có chứa muối. Các axit béo tự nhiên có chứa một số lượng chẵn các nguyên tử carbon, vì chúng được tổng hợp sinh hoá từ các đơn vị C_2 (đơn vị acetat). Hay gặp nhất là các axit béo có 16 và 18 nguyên tử carbon (axit palmitic và axit stearic). Trong số các tảo, diatom chứa một lượng lớn lipid, đôi khi tới 70% trọng lượng khô.

Các loại nhựa tự nhiên, như sáp ong và nhựa thực vật là các hỗn hợp của nhiều thành phần khác nhau. Nhựa khác với mỡ ở chỗ glycerol đã được thay thế bởi các rượu phức tạp của dãy sterol hoặc bởi các rượu aliphatic có số nguyên tử carbon chẵn cao hơn, cỡ từ C_{16} tới C_{36} . Nhựa thực vật cũng chứa hydrocarbon, đặc biệt n-alkan mạch dài với sự chiếm ưu thế của các phân tử có số carbon lẻ.

Thêm vào cho số lipid điển hình này, còn có một số các hợp phần tương tự lipid, ví dụ các sắc tố tan trong dầu, các terpenoid, steroid và nhiều chất béo phức tạp khác. Đơn vị cơ bản để cấu trúc nên các hợp phần này chính là đơn vị isoprene gồm có 5 nguyên tử carbon. Đơn vị này có thể polymer hoá để tạo nên các mạch và vòng. Đó là các phân tử gồm 2 đơn vị isoprene, được gọi là terpene (hay monoterpene, C_{10}); với 3 đơn vị gọi là sesquiterpene (C_{15}); với 4 đơn vị gọi là diterpene (C_{20}); với 6 đơn vị gọi là triterpene (C_{30}); với 8 đơn vị gọi là tetraterpene (C_{40})-Cao su là polyterpene. Các kiểu isoprenoit hay terpenoit có thể biểu hiện như một sắp xếp theo hàng của các đơn vị isoprene gồm 5 nguyên tử C (). Tiền thân của dãy phytol trong phân tử chlorophyll và nhiều lipid khác (như sterol, tinh dầu, chất màu, cũng như vitamin và hormone) đã được tạo nên bằng con đường tổng hợp sinh học từ các nhóm 5 nguyên tử carbon này. Sự kết hợp của các khâu isoprene trong các hệ sinh học thường xuyên đến mức đã hình thành “nguyên tắc isoprene”, mà theo đó một sản phẩm tự nhiên chứa một vài khâu C_5 thì chắc là sẽ có cấu trúc được tạo nên từ các nhóm isoprene. Dẫn suất bình thường nhất của isoprene cả trong sinh vật sống lẫn trong tàn tích của chúng bị hoá thạch là diterpene C_{20} . Người ta đã theo dõi được khá kỹ sự chuyển hoá từ sinh vật sống qua trầm tích tới dầu mỏ của phytol diterpenoit, tiền thân của pristan và phytan có mặt khá phổ biến trong dầu.

3. Các protein – Protein là polimer có trật tự bậc cao của các acidamin. Chúng chiếm trên 50% trọng lượng khô của động vật, và hầu hết nitơ trong sinh vật thuộc về nhóm này. Các protein tạo nên các loại vật liệu khác nhau, như các thớ thịt, sợi tơ, các tổ phần cấu trúc của sinh vật biển như bọt biển, san hô, sò hên. Đa số các protein gồm từ gồm của khoảng 20 acid amin, trong đó chỉ có 3 là chứa các vòng aromatic, còn lại đều có cấu trúc mạch.

Việc nghiên cứu các acid amin có lợi cho việc tìm hiểu quá trình hoá đá của vật liệu trầm tích. Abelson đã chỉ ra rằng các acid amin bền vững nhiệt nhất có thể còn gặp trong các trầm tích bị vùi sâu hơn và cổ hơn, còn các acid amin không bền vững thì hoặc là hoàn toàn vắng mặt hoặc chỉ có dưới dạng vết.

4. Nhựa – Nhựa (mủ cây) có độ bền cao về hoá học và sinh học, nên thường được cây tiết ra ở các bộ phận cây bị hư hại để bảo vệ. Ngoài ra, nhựa còn có ở thân gỗ hoặc trên mặt lá. Phần lớn nhựa là các acid đa vòng chưa no. Ở ngoài

không khí chúng trùng hợp tạo nên các lớp cứng rất bền vững, bởi thế có thể gặp chúng cả trong các trầm tích cổ cùng với xác các côn trùng bị chúng bao quanh. Các hợp phần cơ bản của nhựa là acid diterpene và các dẫn xuất của chúng. Trong thành phần của nhựa còn thấy một lượng nhỏ monoterpene và một vài phenol.

Nhựa là tiền thân của resinit – một trong các hợp phần của than đá. Trong quá trình khử hydro, nhựa giải phóng các hydrocarbon 3 vòng.

5. Các chất mang màu của động và thực vật. Chất mang màu phổ biến nhất của thực vật là chlorophyll, có mặt ở các hạt lục lạp của cây xanh. Trong thổ nhưỡng và trong ống dẫn thức ăn của động vật, chlorophyll bị thủy phân với sự tách ra phytol $C_{20}H_{39}OH$ có cấu trúc mạch dài. Tiếp theo phytol có thể bị khử tới phytan hoặc bị oxy hoá và khử carboxyl để tạo nên pristan. Cả 2 hợp chất này quan sát thấy rộng rãi trong dầu và phổ biến trong trầm tích. Chúng là các hoá thạch địa hoá quan trọng đối với địa chất dầu.

II./ Thành phần trung bình của sinh khối.

Bảng dưới nay giới thiệu thành phần hoá học trung bình của các hợp phần cơ bản của vật chất sống trong sự so sánh với thành phần hoá học trung bình của dầu mỏ.

Thành phần nguyên tố	C	H	S	N	O
Hợp phần Carbohydrat	44	6	-	-	50
Lignin	63	5	0,1	0,3	31,6
Protein	53	7	1	17	22
Lipit	76	12	-	-	12
Dầu thô	85	13	1	0,5	0,5

Từ bảng trên, hoàn toàn rõ ràng là các lipit có thể biến thành hydrocarbon sau khi tách ra một lượng nhỏ oxy. Trong khi đó, để có được hydrocarbon từ carbohydrate hoặc từ lignin, cần phải tách ra một lượng oxy hết sức lớn. Sự biến đổi tương tự của protein cũng đòi hỏi phải tách ra không chỉ oxy mà cả nitơ. Tỷ số nguyên tử của carbon và các nguyên tử N, S, và O ở hydrocarbon gần bằng 1:1, ở protein: 3:1 còn ở lipit: 10:1. Trong quá trình mất nước ở giai đoạn thành đá (diagenesis) thì từ lipit có thể tạo nên nhiều hydrocarbon hơn các nhóm còn lại (tính trong điều kiện khử và mất đi giống nhau của tất cả 4 nhóm hợp chất).

Lượng Lipit và các nhóm hợp chất cơ bản khác nhau trong vật chất sống được trình bày ở bảng dưới nay:

	Protein	Carbohydrat	Lipit	Lignin
Phytoplankton	23	66	11	0
Diatom	29	63	8	0
Bào tử	8	42	50	0
Gỗ thông	1	66	4	29
Lá sồi	6	52	5	37

Zooplankton	60	22	18	0
Động vật không				
Xương sống cao cấp	70	20	10	

Thực vật gồm chủ yếu carbohydrate, đặc biệt thực vật cấp cao có chứa nhiều lignin. Ở động vật chủ yếu là protein. Các động vật như bọt biển, san hô, chứa trong phần thận mềm của chúng cơ bản là protein.

Trong bộ phận nào của vật chất sống chứa càng nhiều lipid thì càng có khả năng liên quan với nguồn gốc của dầu hơn. Để tạo nên toàn bộ lượng dầu thô mà con người đã khám phá được tới nay chỉ cần dưới 1% lượng vật chất hữu cơ có trong các đá trầm tích. So với protein và carbohydrate, các lipid bền vững hơn trước các tác nhân phá hủy ở môi trường khừ. Các hydrocarbon chính là các phần bền vững nhất của lipid, và chúng thuộc số các tiền thân quan trọng nhất của dầu mỏ, được thành tạo ở các giai đoạn sớm của quá trình chuyển hoá vật chất hữu cơ thành dầu khí.

III./ Quá trình trầm tích và sự tích tụ vật chất hữu cơ.

Sự tích tụ vật chất hữu cơ trong trầm tích bị khống chế bởi một số điều kiện địa chất. Trên thực tế, chỉ có môi trường nước mới có khả năng tiếp thu một số lượng nhất định vật chất hữu cơ. Vật chất hữu cơ này có thể ở dưới dạng hoà tan. Vật chất hữu cơ có thể được lắng đọng từ các sinh vật sống tại chỗ, nhưng cũng có thể được dòng nước mang từ nơi khác tới. Mức năng lượng của môi trường nước cũng như nguồn cung cấp vật liệu khoáng cũng luôn luôn là vấn đề phải quan tâm. Nếu mức năng lượng của thể nước quá cao thì hoặc là trầm tích bị bóc mòn chứ không lắng đọng, hoặc là trầm tích lắng đọng quá thô không bảo vệ được vật liệu hữu cơ. Mặt khác, nếu mức năng lượng quá thấp, quá ít vật liệu trầm tích được cung cấp, và do đó cũng ít vật liệu hữu cơ được lắng đọng (ví dụ ở vùng biển sâu). Sự tích tụ vật chất hữu cơ trong trầm tích tùy thuộc vào tương quan của các quá trình một mặt dẫn tới sự tập trung và bảo quản, một mặt khác lại dẫn tới sự hủy hoại và làm loãng vật chất hữu cơ.

1./ Các trầm tích giàu vật chất hữu cơ:

Ở đây, chúng ta quan tâm trước hết tới những trầm tích nào mà chúng có tiềm năng trở thành đá mẹ của dầu khí. Về mặt này điều có tính quyết định là hàm lượng tối thiểu của carbon hữu cơ có trong trầm tích.

Vì nhiều lý do, ranh giới thấp nhất của carbon hữu cơ được đa số công nhận là 0,5% đối với đá trầm tích vụn và 0,3% đối với đá carbonat và các trầm tích kiểu evaporit. Từ nhiều nghiên cứu tính đa dạng của trầm tích được lắng đọng trong những điều kiện cổ địa lý khác nhau cũng như sự khác biệt về địa lý và địa tầng của vùng nguồn, đã đưa tới một số nhận định về sự hình thành của các trầm tích giàu vật chất hữu cơ.

Trong nghiên cứu các chu kỳ đá chứa bitum, Bitterli (1968) đã kết luận rằng các điểm ngoặt về cổ địa lý do biển tiến hoặc biển lùi là đặc biệt thuận lợi cho sự lắng đọng các trầm tích như vậy. Theo ông, hầu hết chu kỳ đá chứa bitum tùy thuộc vào bối cảnh cổ địa lý ở nơi mà các tương chuyển tiếp (nước lợ) hoặc sự xen

kẽ của tướng biển và tướng nước ngọt chiếm ưu thế. Tuy vậy cũng không loại trừ điều kiện hoàn toàn biển. Hơn nữa, Bitterli cho rằng đã giàu có vật chất hữu cơ không gắn bó với bất kỳ một tướng đá riêng biệt nào, mà có xu hướng cộng sinh với các trầm tích hạt mịn. Điều này cũng đã được Hunt (1969) chỉ ra trong nghiên cứu của mình rằng các phần tử trầm tích càng nhỏ, mà có lẽ do khả năng hấp phụ càng lớn, nên thường cộng sinh với một lượng VCHC lớn hơn. Kết quả về mối tương quan của kích thước hạt với lượng VCHC ở trong đá phiến. Viking ở Canada đã được ông tóm tắt ở bảng sau:

Cỡ hạt	Lượng VCHC trung bình(%)
Đá bột	1,79
Sét (2-4 μ)	2,08
Sét (< 2 μ)	6,50

Quan sát trầm tích hiện đại ở Biển Đen, người ta thấy rằng vùng giàu VCHC không trùng với vùng có sản lượng hữu cơ ban đầu cao, mà có mối tương quan rõ giữa số lượng lớn của chúng với nơi có hàm lượng cao CaCO_3 (trên 30%). Từ đó có thể kết luận rằng sự tích tụ vật chất hữu cơ và CaCO_3 cùng bị khống chế bởi lượng vật liệu sét vụn được mang từ lục địa tới. Thêm vào đó, hàm lượng cao VCHC trong trầm tích có thể liên quan với nồng độ cao của các phần tử á keo (<1 μm) và với sự phân bố của illit và montmorillonit. Các phần tử lơ lửng này thường gồm một lượng lớn cacbon hữu cơ (15-75%, trung bình 30%). Vấn đề này cũng đã được đề cập tới trong nghiên cứu của Meade (1975) và Milliman et al. (1975) ở vùng ngoài khơi của Đại Tây Dương ở Đông Bắc nước Mỹ và ngoài khơi sông Amazon. Tại những nơi này, ở vùng gần bờ, một phần VCHC của vật liệu lơ lửng thay đổi từ 10-25% còn ở các vùng xa bờ lên tới 50-80%. Như vậy hàm lượng VCHC có tỷ lệ nghịch với mức năng lượng của môi trường. Tuy vậy nếu có nước phân tầng, như đã xảy ra ở Biển Đen, hoặc ở các bồn biển kín thì có khả năng bảo quản vật liệu hữu cơ tốt hơn. Do đó, trầm tích giàu vật chất hữu cơ có thể lắng đọng ở các chiều sâu lớn ở các vùng như vậy.

IV./ Các yếu tố khống chế quá trình lắng đọng VCHC:

Quan trọng là phải hiểu và dự đoán được nơi nào trầm tích với hàm lượng vật chất hữu cơ cao có thể có mặt. Hầu hết VCHC sinh ra qua quang hợp, một quá trình mà năng lượng mặt trời được dùng để chuyển hóa CO_2 và H_2O thành phân các hydro carbon. Một số lượng rất nhỏ VCHC đã được tái tạo qua tổng hợp hóa học, một quá trình mà qua đó CO_2 được cố định bởi những vi khuẩn nhất định mà không có sự hấp thụ ánh sáng. CO_2 trong khí quyển trao đổi với CO_2 trong thủy quyển. Thực vật biển được tạo nên qua quang hợp CO_2 hòa tan trong thủy quyển. Kết quả các mô của thực vật cả biển lẫn lục địa được chuyển vào đây chuyển thực phẩm.

99% C được tách ra theo cách này lại quay trở lại khí quyển qua thở và oxy hóa vi sinh và hóa học của thực vật và động vật chết 1% còn lại đi vào trong đá trầm tích của vỏ trái đất. Nó được đánh giá là 82% tạo nên carbonat, 18% \rightarrow VCHC.

Hầu hết VCHC trong trầm tích ở dưới dạng phân tán mịn, khoảng 0,05% được tập trung trong than và các mỏ dầu, mà hầu hết là than.

Từ đó cho thấy rằng nơi thuận lợi cho sự bảo tồn VCHC là nơi mà oxy hóa khó xảy ra nhất. Sự oxy hóa vi sinh và vô sinh phá hủy hầu hết VCHC. Một lượng đáng kể được bảo tồn ở nơi nào mà hoạt động này giảm đi. Điều kiện năng lượng cao cộng sinh với sự vận

tải vật liệu lục địa bởi nước oxy hóa tạo cho môi trường này rất nghèo VCHC được bảo tồn. Đầm lầy than bùn là một ngoại lệ.

Than đòi hỏi một hệ đặc biệt các điều kiện môi trường thành tạo. Hầu hết than thế giới được tạo nên ở vùng ẩm, khí hậu nóng và ở nhiệt đới, nơi thuận lợi cho sự phát triển nhanh cây cối. Các đầm lầy bảo quản tốt đòi hỏi độ ẩm cao để giảm mức độ oxy hóa và phân hủy (bởi vi khuẩn ưa khí). Do đó hầu hết than được sinh thành ở các đầm lầy ven bờ biển và bờ hồ.

Các yếu tố khống chế sự phân bố toàn cầu đá mẹ là: độ sinh sản, độ bảo quản và môi trường. Ta hiểu càng tốt mối quan hệ của các biến số này, ta càng có khả năng dự đoán sự có mặt của đá mẹ hiệu quả.

Critical parameters:

- * Productivity lượng VCHC (TOC)
- * Preservation degree of oxygenation of bottom water
- * Environment type of organic matter (OMT)

Ap dụng cho TKTD: phát triển kỹ thuật dự đoán chính xác vị trí, sự mở rộng, độ giàu (TOC) và chất lượng (OMT) của các lớp đá có khả năng sinh HC.

Sản xuất và bảo quản VCHC liên quan với nhau theo kiểu “gà và trứng”. Để có trầm tích giàu VCHC phải có điều kiện tiên quyết là không có oxy. Các nhà nghiên cứu hiện nay như Pederson và Calvert (1990) đã cho rằng sự có VCHC là yếu tố khống chế chính, và rằng không oxy chính là hậu quả của sự phong phú cacbon hữu cơ trong trầm tích. Mối quan hệ nhân quả đó có thể xảy ra theo hai cách, tùy trường hợp được nghiên cứu.

C_{hc} có xu hướng được tập trung dọc theo thềm lục địa mà không phải ở biển sâu. Hàm lượng TOC khá cao được ghi nhận ở dọc bờ tây Châu Mỹ. Dải sản lượng cao, không có oxy này có thể được coi như trùng với các lớp không oxy ở nơi nước ngược (upwellings). Hình dưới đây mô tả cơ chế của quá trình upwelling.

Một khống chế khác đến TOC trong trầm tích là tốc độ trầm tích. Hình vẽ dưới đây cho thấy TOC giảm theo sự tăng trầm tích ở môi trường khử, ngược lại với môi trường oxy hóa

Giải thích: ở môi trường khử TOC lúc đầu cao, khi tăng tốc độ trầm tích sẽ pha loãng sự cung cấp ít nhiều cố định VCHC được bảo quản tốt. Còn ở môi trường oxy hóa, lúc đầu TOC thấp, sự chôn vùi nhanh VCHC được bảo quản xấu lúc đầu sẽ được bảo vệ khỏi phá hủy do oxy hóa, nhưng khi sự pha loãng xảy ra, nó sẽ làm đường cong thoái ra hoặc đảo lại. Hình của Isbach (1982) vạch ra chi tiết hơn hiện tượng này.

Silled basins có thể là tốt hoặc xấu cho sự tạo đá mẹ. Sự khác nhau cơ bản trong kiểu vận chuyển nước sẽ tạo ra sự phân tầng trong cột nước khi hình cân bằng nước dương, và xáo trộn trong cột khi trao đổi nước âm (h.2.2.10).

Hình 2.2.11 chỉ ra một bồn khép kín hoặc nửa kín, nơi toàn hoàn nước bị hạn chế, trong ví dụ này là Biển Đen. Đó là bồn ăn sâu vào lục địa thiếu oxy lớn nhất trên thế giới. Nó cân bằng nước dương với một dòng nước chảy ra từ lớp nước mặt tương đối tươi. Điều đó tạo ra một halocline thường xuyên có ngăn cách khỏi lớp nước dày trên 150-250m? là đới nước oxy hóa khỏi đới nước mặn (yếm khí) dày 2000 ở dưới. VCHC bị phân hủy bởi các vi sinh vật ưa khí ở lớp bên trên, nhanh chóng vét cạn oxy như trên biểu đồ. Một vài VCHC đi vào đới khử, và có xu hướng được bảo tồn, vì sự phân hủy yếm khí rất chậm và không hiệu quả. Ở một số hồ lớn, điều kiện yếm khí phát triển bên dưới một lớp oxy trên mặt theo cái cách rất giống với bồn nửa kín, nhưng thay cho halocline ở đây là thermocline tách đới ưa khí nông khỏi đới yếm khí sâu hơn. Ví dụ: hồ Kivu, hồ Tanganyika và một hồ cổ mà ở đó đá phiến dầu GreenRiver đã được tạo nên.

Hình 2.2.12 thể hiện một bồn có cân bằng nước âm được tạo ra từ vùng khí hậu khô nóng, nơi thường xuyên có dòng nước biển chảy vào để bù cho lượng nước bị bốc hơi. Ví dụ là Địa Trung Hải, Biển Đỏ và Vịnh Persic. Nước đại dương nồng thay thế cho nước hypersaline, nó chìm xuống và chảy ra như một dòng ngầm một độ. Như vậy đáy vừa bị oxy hóa vừa bị vét cạn thực phẩm một môi trường rất nghèo để bảo quản VCHC.

Đồng Thái Bình Dương và Ấn Độ Dương (h.2.2.13) là những ví dụ về cái gọi là “đại dương mở không oxy”. Ở đây có một lớp tối thiểu oxy xen vào giữa 2 lớp ưa khí. Kiểu vận chuyển sâu của nước lạnh, oxy hóa như trị vị trí của các dị thường khu vực này. Lớp ít oxy nhất (khoảng 250-1200m sâu) gắn vào thềm và sườn lục địa, có nồng độ C_{hc} cao dị thường (2-10% TOC).

V./ Sự biến đổi vật chất hữu cơ trong trầm tích:

Sự biến đổi hóa lý vchc trong lịch sử địa chất của bồn không thể xem xét như một quá trình cách ly. Nó được khống chế bởi cùng các yếu tố chính như các yếu tố quyết định sự thay đổi thành phần pha cứng vô cơ và nước trong trầm tích, hoạt động sinh học ở giai đoạn sớm, rồi nhiệt độ và áp suất. Hơn nữa sự tác động qua lại hữu cơ – vô cơ có thể xảy ra ở các giai đoạn khác nhau của tiến hoá trầm tích. Bản chất và độ giàu có của VCHC có thể gây ra các đặc tính khác nhau của pha khoáng, ngay sau khi lắng đọng; thành phần của khoáng vật và cấu trúc của đá có thể ảnh hưởng đến thành phần và phân bố của pha lỏng hữu cơ ở dưới sâu.

Sơ đồ chung của tiến hoá VCHC từ thời gian lắng đọng tới bắt đầu biến chất được trình bày dưới đây:

1./ Diagenesis:

Trầm tích lắng đọng trong môi trường nước, lượng nước lớn (độ rỗng khoảng 80% trong sét ở độ sâu 5m, tức nước chiếm 60% trọng lượng toàn bộ trầm tích), các khoáng vật, các vchc chết và nhiều vi sinh vật sống. Hỗn hợp như vậy sinh ra từ các quá trình trầm tích khác nhau và tổ phân ban đầu

Trong quá trình bị vùi xuống sâu, lượng nước dần dần thoát ra dẫn đến những vật liệu vụn dần dần liên kết với nhau mật thiết hơn. Các khoáng vật trở thành vật liệu cứng và tạo thành một khối vật liệu cứng. Nhóm vi sinh có thể chia thành 02 nhóm:

- Nhóm vi sinh vật ưa khí: phải sống trong điều kiện có mặt oxy tự do, sống ở lớp trên cùng của trầm tích.
- Nhóm vi sinh vật kỵ khí: Có thể sống được nhờ những hoạt động sống phá hủy những hợp chất có oxy để lấy oxy, tạo phản ứng đốt cháy trong cơ thể, những sinh vật này là những sinh vật khử sulfat, chúng dùng oxy đốt cháy VCHC tạo nên các hợp chất CO_2 , NH_3 , H_2O . Bản thân các sinh vật có đời sống rất ngắn ngủi, khi chúng chết đi cũng nhập vào VCHC từ thành phần sinh khối của chúng. Đây là nguồn hết sức quan trọng do chúng đã tạo nên nhóm VCHC khác trong quá trình phá hủy VCHC ban đầu nên thành phần của vi sinh rất giàu lipit làm tăng thành phần chung của VCHC, đặc biệt là sinh vật kỵ khí ngày càng làm giàu lượng lipit của VCHC. Do đó quá trình tạo dầu cũng có thể xảy ra đối với điều kiện những VCHC nghèo lipit.
- Quá trình biến đổi này, có những VCHC ban đầu và VCHC do vi sinh vật tạo ra đều xảy ra quá trình trùng ngưng để tạo nên những phân tử lớn hơn gọi là Geopolyme, sau đó biến thành kerogen. Trong thành phần VCHC tích tụ hàng loạt này sẽ dần chuyển hoá thành than bùn, một mặt do phản ứng

hoá học, một mặt do vi sinh thúỉ rả rồi dần chuyển hoá thành than nâu và hầu hết chúng ở trạng thái mềm.

- Trong quá trình biến đổi này, VCHC biến thành axit humic, khi tăng dần chiều sâu axit humic sẽ giảm dần đến lượng tối thiểu than nâu mềm sẽ chuyển thành than nâu cứng. Còn VCVC chuyển thành những vật liệu cứng ta thấy xuất hiện CaCO_3 kết tủa, SiO_2 dưới dạng Canxedoan kết tủa.
- Ở giai đoạn cuối xuất hiện một số khoáng vật tự sinh (authogenic) ta thấy sự xuất hiện của sulfua Cu, Pb, Zn đặc biệt là Pyrit.
- Humin nằm dưới dạng phân tán sẽ chuyển thành dầu.
- Humin nằm dưới dạng tập trung sẽ chuyển thành than đá.

2./ Catagenesis:

Quá trình lắng đọng trầm tích bên trên sẽ làm trầm tích bên dưới lún sâu hơn có thể đạt tới 300m-1000m chuyển sang giai đoạn catagenesis, sâu hơn có thể đạt tới 2000m. Ở độ sâu này, có sự thay đổi đáng kể của T_o và P trong lúc hoạt động của sinh vật hầu như bị ngưng lại, chúng bị thu hẹp lại thành các bào tử ngưng hoạt động. Trong giai đoạn này về cơ bản các pha khoáng vật vẫn giữ giải cấu trúc, trong đó lượng nước tiếp tục giảm, đặc biệt các khoáng vật sét sắp xếp có trật tự hơn. Các khoáng vật tạo ra các sản phẩm có độ rỗng, độ thấm giảm, VCHC trong giai đoạn này biến đổi mạnh. Qua tiến hoá từ kerogen sẽ chuyển thành dầu khí.

Vào đầu giai đoạn, xuất hiện lượng dầu với số lượng nhỏ rồi dần chuyển qua pha khí ướt là những khí có trị số carbon >2 (C₂+). Trong điều kiện dưới sâu, khí ướt này là Condensat liên quan chủ yếu trong giai đoạn catagenesis này. Khí thay đổi trong điều kiện môi trường (T^o, P) mới, đặc biệt là P thì C₂ + sẽ chuyển thành trạng thái lỏng.

Trong giai đoạn này, sự chuyển hoá của VCHC diễn ra mãnh liệt nhất, quá trình biến đổi này dẫn tới từ vật chất cao phân tử chuyển thành vật chất có mối nối phân tử nhỏ hơn do hoạt động bẻ gãy (cracking) và đặc biệt mạnh trong trong giai đoạn chuyển hoá từ dầu sang khí cuối giai đoạn catagenesis

3./ Metagenesis:

Trong giai đoạn này toàn bộ khí ướt bị bẻ gãy triệt để hơn và biến thành khí metan, VCHC cũng biến đổi rất mạnh trong giai đoạn này. Sét hoàn toàn mất nước liên kết chuyển thành các khoáng vật sét không có cấu trúc nước. Nhóm hydrat Fe (gotit HFeO_2) chuyển hoá thành nhóm khoáng vật Fe không có nước là hematit (Fe_2O_3), manhetit (FeFe_2O_4). Trong giai đoạn này hiện tượng giảm độ rỗng và độ thấm diễn ra, một cách triệt để nên đá trở thành đá không thấm hoặc thấm ít. Do đó, không thể là đá chứa dầu mà chỉ tồn tại metan nhưng khả năng khai thác cũng hiếm do độ rỗng của đá nhỏ.

Do đó, các nhà địa chất chỉ nghiên cứu các đá name trong giai đoạn catagenesis với độ sâu từ 300-1000m.

III./ Geochemistry fossils (hemofossils or biomarkers):

Số lượng biomarkers này rất nhiều, trong địa chất dầu chia ra làm hai nhóm:

1./ n-Alkanes:

Các nguồn gốc khác nhau của mạch thẳng aliphatic trong sinh vật đã được thảo luận. Sự phân bố của các phân tử này mang dấu ấn của sự tổng hợp sinh hoá của chúng, tức là sự ưu thế của các phân tử trung bình đến cao với số carbon đặc biệt, các axit béo với số chẵn của nguyên tử carbon, hoặc n-alkanes với số lẻ các nguyên tử carbon. Sự bảo tồn đặc điểm này trong trầm tích cổ thường quan sát được, mặc dù nó mờ dần theo chiều sâu và tuổi.

Số lượng n – alkan trong dầu rất nhiều, có thể chiếm tới 30-40% trọng lượng của dầu. Đặc điểm nổi bật của nhóm này là:

a./ Đối với những alkan có trọng lượng cao (phân tử lượng) trong khoảng từ C₂₅-C₃₃. Trong thành phần của dầu, nhóm này có một hiện tượng đặc biệt là nghiên cứu thống kê về ưu thế của những phân tử lẻ (có số nguyên tử C lẻ trội hơn số lượng phân tử có lượng nguyên tử C chẵn).

Ở những thực vật cấp cao và thực vật sống trên cạn cũng chiếm hiện tượng trội của nguyên tử C lẻ. Như vậy dầu ưu thế C lẻ có liên quan đến nguồn thực vật cạn, nói chính xác hơn là các bộ phận của TV cạn đóng vai trò quan trọng trong việc tạo ưu thế C lẻ trong dầu.

Trong những hợp chất phân tử lượng cao còn có những hợp chất khác như: lipit, rượu, phenol, có ưu thế C chẵn. Các chất này sẽ mất đi một số chức năng và biến thành n-alkan và chuyển thành ưu thế của C lẻ.

Chỉ số ưu thế của cacbon lẻ gọi là CPI (cacbon preference index): Chỉ số chẵn lẻ do Bray và Evans tính chỉ số CPI như sau:

Công thức của Bray và Evans:

$$CPI = \frac{1}{2} \left\{ \frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}}{C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32}} + \frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}}{C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32} + C_{34}} \right\} \quad (3.19)$$

b./ Phân tử lượng

trung bình: Từ C₁₅ – C₁₇ trong tự nhiên liên quan đến tảo, đặc biệt tảo bám đáy phytobenthos.

Đối với loại dầu thuộc nhóm có phân tử lượng cao (lẻ) thuộc nguồn thực vật lục địa. Nhóm có phân tử lượng trung bình (lẻ) thuộc nguồn tảo ven biển cần có ánh sáng.

Đối với loại dầu thuộc nhóm C chẵn liên quan cacbonat, evaporit thì do nguồn phytoplankton. Nghiên cứu tính ưu thế các C chẵn, lẻ liên quan nguồn vật liệu ban đầu.

2./ Isoprenoid (không vòng):

Các sinh vật tạo ra những hợp chất có vật liệu ban đầu là Isoprene:

Isoprene:

Hợp chất do kết nối nhiều Isoprene ⇒ gọi là isoprenoid:

- Cuối nối với đầu(cách 1)
- Đầu nối với đầu (cách 2)
- Cuối nối với cuối (cách 2)

Phytan, Pristan:

Phytan: là hợp chất: 2, 6, 10, 14 (methypentadekan)

Tỉ số này nếu lớn tức là C19>C20 liên quan nguồn gốc thực vật lục địa (TV cấp cao), có liên quan điều kiện môi trường

- Giải thích quá trình biến đổi phytoll là hợp chất TV cấp cao là:

Porphyrin

Chlorophyll

Phytoll: là thành phần tiền thân của pristan và phytan tùy theo điều kiện môi trường có thể biến thành pristan hoặc phytan \Rightarrow môi trường khử hoặc môi trường oxy hoá.

Cấu trúc của phytoll

Trong quá trình biến đổi R không biến đổi do đó chuyển hóa thành

Từ phytoll rơi vào môi trường oxy hoá để biến thành axit phytelic có cấu trúc sau:

Và nó mất đi CO₂ (-CO₂) biến thành pristen

Từ pristen kết hợp với H₂ (+H₂) tạo thành pristan

Trong môi trường khử: không có oxy, phytoll kết hợp ngay với H₂ (+H₂) để tạo Dihydrophytoll

Xuống sâu hơn nó mất nước và sau đó kết hợp với H₂ (+H₂) để tạo phytan

Hydrophytoll

-H₂O

+H₂

Phytan:

C19: C19: chiếm ưu thế: môi trường khử

C20: C20: chiếm ưu thế: môi trường oxy hoá

ùy theo điều kiệnmo

CHƯƠNG III

KEROGEN

I.

Thuật ngữ kerogen được dùng để chỉ các tổ phần hữu cơ của đá trầm tích không tan trong dung môi kiềm, nước cũng như các dung môi hữu cơ thông thường. Tuy vậy cũng có tác giả chỉ giới hạn này đối với VCHC không tan có trong đá phiến dầu, chúng sản sinh ra dầu khi cho phá hủy nhiệt (chưng cất). Trong khi đó một số tác giả lại dùng “kerogen” như tổng VCHC của đá trầm tích. Ở đây cần hiểu rằng fraction có khả năng chiết tách với dung môi hữu cơ được gọi là bitum còn thuật ngữ kerogen không bao gồm bitum hoà tan.

Như đã chỉ ra trước đây, dạng sớm (tiền thân) của kerogen trong các trầm tích trẻ là vật liệu không tan, nó cũng được gọi là “humin” bởi các nhà thổ nhưỡng học, mặc dù thành phần của nó khác với các hợp chất có trong đất lục địa. Sự khác nhau chủ yếu giữa humin của trầm tích trẻ và kerogen trầm tích cổ là sự tồn tại một fraction có thể thủy phân quan trọng trong humin; fraction này dần biến mất khi xuống sâu. Trong các tình hình địa chất, thường thiếu thông tin, kể cả sự tiến hoá của kerogen, ở chiều sâu chôn vùi tương đối nông. Các quan sát trên mẫu lõi thu nhận bởi các nhà hải dương học, thường bao trùm chiều sâu từ 0 tới 10m. Trái lại, các mẫu lõi được lấy bởi công nghiệp dầu thường bắt đầu ở 500 hoặc 1000m. Một số giếng khoan thuộc chương trình JOIDES có thể giúp cho việc lấy đầy chỗ trống, mặc dầu nhiều khu vực được khoan ở các bồn Đại dương sâu thể hiện ít hoặc không chứa hữu cơ. Các quan sát được ghi nhận ở chương II.4 dành cho thành phần và đặc

tính của kerogen tới khoảng mà chúng có thể được phân tích dưới sự thiếu hụt độ sâu đã nói. Hơn nữa, hầu hết các xác định là liên quan tới fraction vô hình của kerogen, mà thường là một đám kerogen.

Kerogen là dạng quan trọng nhất của carbon hữu cơ trên trái đất. Nó lớn hơn 1000 lần than cộng với dầu trong đá chứa, và 50 lần lớn hơn bitum và dầu phân tán khác trong đá không reservoir. Trong các đá không reservoir cô, chức đá phiến hoặc vôi hạt mịn, kerogen là 80 – 90% vật chất hữu cơ còn lại là bitum.

Trước khi nghiên cứu kerogen thường phải tìm cách tách biệt kerogen mà không làm biến đổi cấu trúc chung.

Các phương pháp tách bằng vật lý dựa trên sự khác biệt về tỷ trọng, hoặc độ ướt khác nhau của kerogen và khoáng bởi 2 chất lỏng không hoà lẫn như dầu và nước (phương pháp Quass). Cái lợi của phương pháp này là không làm biến đổi thành phần hoá học của kerogen, nhưng việc thu hồi thường không đầy đủ và như vậy một sự fraction hoá kerogen có thể xảy ra.

Sự phá hủy vật liệu vô cơ bởi các axit hydrochloric và hydrofluoric đã được dùng rộng rãi và có thể cương quyết tránh nếu mục đích là thu hồi kerogen về lượng. Tuy nhiên tác axit có thể làm đi trong không khí nitrogen các thủ tục hoá học được hạn chế tới bước này để ngăn ngừa chừng nào có thể, sự biến đổi cấu trúc hoá học của kerogen.

Pyrit là tàn dư khoáng thường xuyên nhất sau khi tác dụng hoá học, tiếp theo là rutin và zicon hạt rất mịn, tập trung các chất sau cùng không làm sai lệch phân tính kerogen. Một phần pyrit cộng

sinh chặt chẽ với kerogen, kiểu dạng khung vì vậy không thể lấy pyrit đi mà khôn làm biến đổi kerogen.

II. Thành phần dưới kính của kerogen:

Có thể nghiên cứu dưới ánh sáng phản quang hoặc là xuyên hoặc là cực tím và mẫu có thể là đá chứa kerogen hoặc kerogen đã được tách biệt. Khi phối hợp với một kính hiển vi điện tử, có thể định vị trong đó các phân tử tạo nên kerogen. Các quan sát hiển vi đã dùng từ lâu trong thạch học than để xác định maceral than khác nhau và đánh giá độ biến chất của chúng mới đây, các kỹ thuật hiển vi này cũng đã được ứng dụng để nghiên cứu các kerogen phân tán mịn trong các đá trầm tích nhằm xác định mức độ tiến hoá của chúng. Nhiều công trình đã chứng minh cho hiện tượng mà sẽ được đề cập đến sau này. Định tên và giám định kerogen đã ít nhận được chú ý cho tới mãi gần đây

Chương 4

ỨNG DỤNG ĐỊA HÓA DẦU KHÍ

A. ĐÁ MẸ

Những đá đang, sẽ hoặc đã sinh dầu đều là đá mẹ, sự có mặt của VCHC không tan (kerogen) là đòi hỏi đầu tiên đối với một đá mẹ hoạt động hoặc tiềm năng. Phép thử đầu tiên để nhận biết một lớp đá mẹ là xác định hàm lượng VCHC của nó cả tan (bitum) lẫn không tan (kerogen). Bước quan trọng thứ hai là xác định kiểu kerogen và thành phần các HC và các HC không chiết tách được. Cuối cùng, từ các đặc tính quang và hoá lý, các giai đoạn tiến hóa của kerogen được xác định. Vấn đề này thường được xem là “độ trưởng thành của đá mẹ”. Tập hợp các thông số cho phép xác định hàm lượng và kiểu kerogen, mức độ trưởng thành của đá mẹ.

Màu sắc phản ánh môi trường lắng đọng và vật liệu vụn lẫn trong đó.

Tầng đá mẹ hiệu quả là đơn vị địa tầng. Nó đã sinh ra dầu khí, thoát ra đi vào đá chứa đủ giá trị thương mại.

1. Possible source rocks: Đây là những tầng đá mẹ có khả năng nhưng trong công tác nghiên cứu chưa đầy đủ => chưa kết luận chắc chắn.
2. Latent S.R: Tầng đá mẹ tiềm ẩn chưa được khám phá.
3. Potential S.R: Tầng đá mẹ tiềm năng về lượng thì đầy đủ nhưng chưa được nung nóng đầy đủ (chưa trưởng thành) nên cũng chưa sinh ra nhiều.
4. Active S.R: Tầng đá mẹ đang hoạt động, đang sinh ra dầu.
5. Spent S.R: Tầng đá mẹ đã sinh ra hết khả năng của nó.
6. Inactive S.R: Tầng đá mẹ sinh ra dầu nhưng vì lý do nào đó (điều kiện địa chất mới) nó dừng lại không sinh ra dầu.

Trong tất cả 6 kiểu trên: riêng potential chưa phải là tầng đá mẹ hiệu quả. Để có một tầng đá mẹ hiệu quả phải có những yêu cầu sau:

1. Số lượng của VCHC là bao nhiêu?
2. Chất lượng của VCHC đó. Vì mỗi loại VCHC tham gia trong việc tạo dầu khác nhau.
 - Nếu số lượng VCHC cho ta biết khả năng dầu khí được sinh ra.
 - Chất lượng VCHC cho ta biết sinh dầu? Sinh khí? Hay là sinh ra cả 2 oil & gas?
3. Độ trưởng thành: Sử dụng phương pháp nào để nghiên cứu 3 yêu cầu trên.

I. Số lượng VCHC (phân tích TOC)

Hàm lượng kerogen trong TT thường được xđịnh = cách đốt C_{hc} thành CO_2 trong O_2 sau khi C của Cacbonat đã bị lấy ra = hóa chất trong 1 mẫu đá chỉ 1 phần rất nhỏ of thể tích mẫu là VCHC.

Đánh giá lượng VCHC trong đá mẹ rất khó. Ngoài ra không sử dụng chỉ số trực tiếp mà chỉ số gián tiếp. Đó là những yếu tố Carbon C_o , dùng PP chuyển đổi để tính số lượng VCHC trong đó.

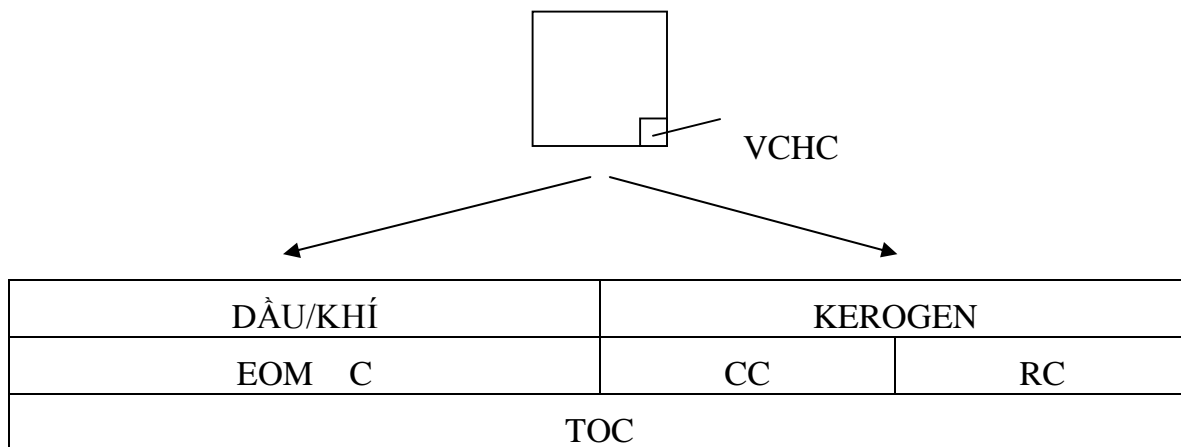
1. Mô hình của carbon hữu cơ: Để tính lượng VCHC này ta tính carbon hữu cơ bằng cách phân tích TOC (total organic carbon) trong này ta có:

EOMC (extractable organic matter - Lượng carbon nằm trong VCHC có thể chiết tách).

Như ta biết: bitum có thể chiết tách (dùng dung môi tách ra) phần không tan trong dung môi gọi là kerogen.

CC (Convertible): một phần của K nếu ta để trong điều kiện T & p nào đó nó sẽ tiếp tục sinh ra oil & gas

Rc (Residuap) carbon tàn dư. Sau khi chuyển hoá còn lại nguyên tố H rất nhỏ ko thể kết hợp với C => chuyển dầu được nữa. Nếu tăng to nó chỉ có thể biến thành grafit.



Chia thành các kiểu kerogen và chia thành 3 giai đoạn biến đổi

Giai đoạn	I	II	III
Diagenesis	1,25	1,34	1,48
Cuối Catagenesis	1,20	1,19	1,18

2. Giới hạn dưới của TOC.

Ong Ronow (nga-1958) nghiên cứu 26000 mẫu đá ở nhiều bồn TT# nhau có tuổi và môi trường # nhau từ các tỉnh dầu và không dầu. Giới hạn dưới đ/v đá nonreservoir, trầm tích kiểu fiến sét ở các tỉnh dầu là 0,5% C_{hc} . Như vậy, lượng VCHC >0,5%. Còn dưới giới hạn này thì ko sinh ra dầu.

Tầng đá mẹ có hiệu quả thì phải sinh ra tích tụ thương mại nó phụ thuộc vào số lượng tuyệt đối của VCHC chứ ko phải số lượng tương đối >0,5% như Ronow đưa ra.

Ex: 10m – 0,5% } Đây là số lượng tuyệt đối
 20m – 0,25% } VCHC

Người ta gọi những đá có giới hạn TOC từ:

- > 0.5% - 1% là rất nghèo
- 1% - 2% là trung bình
- 2% - 5% là tốt
- 5% - 10% là rất tốt
- > 10% là cực tốt.

Có nơi người ta phát hiện đến 30% (trường hợp ngoại lệ).

❖ Sét: là thành phần đóng vai trò tạo thành đá mẹ. Với tỉ số trên là ta nghiên cứu đá sét.

- Những đá sét được hình thành trong môi trường khử màu sẫm là chính. Chính VCHC phân tán trong đá sét => làm đá màu đen.
- Môi trường lắng đọng oxy hóa => màu đỏ.
- Môi trường khử do liên quan VCHC => màu đen.

Lưu ý: màu đen ko phải do VCHC tạo ra mà do oxyt mangan được hình thành trong môi trường oxy hoá

❖ Cacbonat: có thể tạo ra đá mẹ. thường lắng đọng trong môi trường yên tĩnh. Những vật liệu có nguồn gốc từ lục địa (lục nguyên) vào trong những bồn TT ngoài rất ít

Thực vật lục địa kiểu K_{III}

Cacbonat thường là K_I

Mặc dù lượng VCHC trong cacbonat = hoặc < đất sét, khi biến đổi thành dầu khí nhiều hơn => cacbonat dưới hạn dưới 0.25% TOC.

Đây là những con số mà đa số người ta sử dụng chứ không bắt buộc cho 1 vùng nào. Như vậy đá cacbonat > 0.25% => đá mẹ, có vùng lên tới 17%. Thông thường lượng VCHC trung bình trong đá cacbonat được coi là đá mẹ 1% so với hàm lượng trung bình của đá sét là 2%.

❖ Evaporit: một số bồn nhưng không phổ biến.

Hình thành trong điều kiện độ muối cao, nhiệt độ cao => khí hậu nóng (lượng nước bốc hơi lớn hơn cung cấp) => môi trường khử (đk bảo tồn xác sinh vật), có thể trở thành đá mẹ sau này.

Nhưng lượng muối cao, lượng sinh vật càng ít (nguồn không nhiều – mà bảo tồn tốt) do đó chỉ có 1 số bồn. Người ta nghiên cứu VCHC từ 0.3 – 0.6%. Lượng VCHC lục địa rất ít, do đó môi trường thành tạo K_1 (evaporit).

❖ Silic: TT silic này cũng là sự tích đọng những phần cứng của SV or là những khung xương của SV, nhưng loại silic lượng VCHC nghèo không như cacbonat. Người ta cũng nêu ra 1 số bồn đá mẹ là silic, tuy nhiên rất ít gặp.

Chủ yếu ta gặp những bồn TT liên quan đến đá sét là cơ bản và đá cacbonat.

3. Các phương pháp phân tích

Xác định lượng VCHC trên cơ sở xác định TOC khi đốt thì VCHC biến thành CO_2 bay ra thì biết lượng C. trong quá trình nung lên, ta gặp 1 lượng cacbonat, do đó ta cần tách ra: chất hữu cơ, chất vô cơ.

A/ PP Loco: đòi hỏi khoảng 1g mẫu. Sau khi làm sạch mẫu này, trước khi đưa vào lò phải lấy cacbonat. Ngâm mẫu từ 1 – 2 ngày, 1g → cacbonat nếu khi lắc hoặc bỏ HCl vào không sủi bọt. Sau đó lọc rửa sạch cacbonat và HCl rồi đưa vào lò đốt. Sau khi đốt thu được CO_2 và sử dụng dụng cụ để phát hiện CO_2 khi đốt là thấy ngoài CO_2 còn có SO_2 và H_2O thì ta phải loại bỏ ảnh hưởng của các hợp chất này. CO_2 liên quan đến phản ứng đốt của C hữu cơ.

Như vậy xác định nó = PP đốt cháy → lượng CO_2 sinh ra là lượng nhiệt (tách) sinh ra do phản ứng khi lượng nhiệt sinh ra chuyển đổi thành CO_2 và tính ra cacbon. PP này chỉ luôn cho ta lượng C.

Lượng CO_2 sinh ra: có thể không phải C hữu cơ mà C vô cơ. Vd: đá vôi đun lên cũng tạo ra CO_2 mặc dù không có C hữu cơ → làm cho lượng nhiệt của ta khó xác định. Vậy ta phải loại trừ CO_2 do vô cơ.

◆ Carbon hữu cơ nằm trong Cacbonat:

1 g đá đem nghiền nhỏ đến cỡ hạt để bảo đảm hòa tan hết cacbonat.

Đổ HCl vào để 12-16h. trong thời gian ngâm như vậy khuấy đều lên. Nếu không trở thành bọt khí có nghĩa là không còn CO_2 (trong thành phần vô cơ).

Vụn đá không chứa cacbonat cùng với VCHC người ta đem lọc qua phễu, phần nằm trên phễu toàn bộ mảnh vụn đá và VCHC, đem phần này đốt lên → CO_2 → C hoàn toàn từ hữu cơ.

Trong PP Loco: phản ứng tạo ra SO_2 , tạo ra nhiệt (do phản ứng đốt cháy), H_2O cũng toả ra nhiệt → làm tăng lượng nhiệt.

PP Loco: - Tia hồng ngoại xác định CO_2 trong VCHC.

- dẫn nhiệt xác định nhiệt độ SO₂ và H₂O

=> cả 2 lượng nhiệt này ta trừ ra → lượng nhiệt tạo ra do CO₂ (của VCHC).

◆ Lượng C hữu cơ nằm trong đá

Nếu đưa vào 1 g đá thì tỉ số C (hữu cơ) so với đá lúc ban đầu chứ không phải do mẫu đưa vào lò (thông thường ta không cần cân mẫu đưa vào lò).

B/ PP Rock – Eval:

Ta chỉ cần 1 lg mẫu nhỏ 100 mg. PP này thuận lợi hơn PP Loco, không cần tách ra. Cacbon được tách ra là C thuần túy từ C hữu cơ.

Có 2 gđ:

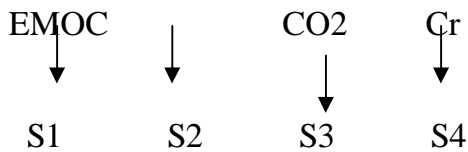
- Gđ đầu: nhiệt độ đủ làm tách nhóm C có khả năng chiết tách EMOC (tách mạch nhiệt độ 200 oC).

S1: lượng VCHC có thể chiết tách được (lượng dầu khí đã được sinh thành trong đá mẹ). Nhiệt độ chưa đủ để K bẻ gãy.

Tiếp tục To = 500 oC → tạo S2 thành phần dầu khí do phản ứng cracking của K → như vậy ta xác định C hữu cơ (từ 2 phản ứng trên).

Phần C vô cơ với nhiệt độ cao hơn thì nó được tách ra có máy xác định lượng C vô cơ cho ra lượng S3 liên quan đến CO₂.

Phần C tàn dư nằm trong đá đốt lên với nhiệt độ cao hơn → S4: cacbon tàn dư (residual C).



S1n S2n S4n

Chuyển C trong HC thành C_{hc} theo 1 tỉ số nhất định – tỉ lệ ‰ mà TOC thì (10%)

Để chuyển S1, S2, S3 thành chỉ số TOC ta phải x 0,083 → tỉ số chuyển hoá.

Mục đích của nó xác định mức độ trưởng thành của đá PP này xác định:

- _ Thế hệ máy trước chỉ xđịnh S1, S2, S3.
- _ Thế hệ máy mới: S1, S2, S3, S4.

3. TOC tối thiểu

II. Kiểu hợp chất hữu cơ:

Sự phân biệt các kiểu Kerogen trong trầm tích khác là cần thiết để đánh giá đá mẹ, vì các kiểu VCHC khác nhau có tiềm năng HC khác nhau. Sự khác nhau tăng lên từ sự biến đổi cấu trúc hóa học của VCHC.

Tàn dư của vi khuẩn, phytoplankton, zooplankton và thực vật cao cấp đã được xác định như các nguồn cung cấp chính cho kerogen trong trầm tích. Những khác biệt hóa học chính trong thành phần thô tồn tại giữa các sinh vật sống ở môi trường nước và sinh vật sống ở môi trường nửa khí trên cạn (nonaquatic). Sự khác biệt này bắt nguồn từ nguồn gốc, trong khi thực vật cạn cần sự trợ giúp kiến trúc từ các polymer như lignin, thì thực vật dưới nước được đỡ bởi môi trường nước.

Do đó sự khác nhau giữa kerogen gốc sinh vật nước và gốc thực vật cạn là rất quan trọng.

Kiểu và chất lượng của kerogen có thể phân biệt và đánh giá bằng các phương pháp kính quang học và hóa lý. Các phương pháp quang học một mặt cho phép nhìn kerogen và như vậy dựa vào đặc tính quang học phân biệt kerogen I, kerogen II, kerogen III _ ta mài mỏng, láng có thể xác định cấu trúc phân tử => Xác định sự phân bố của chúng trong đá mẹ như thế nào.

Những cấu trúc Resin trong quá trình chuyển hóa biến những cấu trúc thơm ngày càng phát triển hơn -> than đá.

Những cấu trúc vi khuẩn chuyển hóa ngày càng giàu chất béo -> dễ chuyển hóa thành dầu hơn.

Những hợp chất hữu cơ thực vật bậc cao chuyển hóa thành khí dễ dàng hơn.

Số lượng VCHC trong đá mẹ rất nhỏ 1-5% ít khi vượt khỏi giới hạn này. Vì vậy ta gặp số lượng không nhiều trong mẫu. Do đó ta tập trung nó lại (loại trừ thành phần vô cơ). Vì vậy nó không còn phân biệt cấu trúc ban đầu phân bố trong đá mẹ như thế nào. Trong quá trình phá mẫu (phá hoại vật liệu hữu cơ kể cả vô cơ) – chưa kể những tác động nhiệt, hóa chất => làm biến đổi trong một số trường hợp.

Phương pháp quang học vẫn là ưu điểm, nhưng số lượng ít, nghiên cứu không được chính xác.

Phương pháp hóa lý: trộn lẫn lại nên không phân biệt được kerogen I, II, III, mang tính chất trung bình. Trong 1 mẫu có thể là nhóm tàn dư Liptinit, Vitrinit, Inertinit trộn lẫn vào nhau nhưng khi phân tích hóa học nó là kerogen I.

1. Phương pháp quang học:

Dựa vào sự biến đổi VCHC trong giai đoạn đầu phân VCHC. Quá trình phân hủy liên quan Oxy.

- ♦ Oxy tham gia một cách tự do => VCHC sẽ bị thối rữa
- ♦ Nếu có sự tham gia hạn chế của Oxy thì nó sẽ biến đổi một số hợp chất mới mà trong đó sẽ tăng lượng C (quá trình carbon hóa).

♦ Có sự tham gia không đáng kể của Oxy (môi trường khử) => quá trình keo hóa những quá trình đốt cháy không hoàn toàn {quá trình tích tụ c tất cả những chất bốc dễ bốc – (cấu trúc còn những tế bào, thành phần keo, protit, nhân bên trong thoát bốc ra)}.

Quá trình carbon hóa gọi là fuzinit hóa, là thành phần trơ không tham gia phản ứng hóa học ≡ Inertinit.

Khi sự tham gia của Oxy hết sức hạn chế _ thành tế bào trương nở biến thành khối keo đóng vai trò xi măng gắn kết lại những Vitrit. Quá trình tạo nên vitrit gọi là vitrit hóa. Trong tự nhiên không có ranh giới mà mang tính chất trung gian giữa hai quá trình liên tục thành những sản phẩm trung gian giữa hai thành phần trên. Hai nhóm này vật liệu ban đầu giống nhau, môi trường tích tụ khác biệt => tạo nên hai loại trên.

♦ Ngoài ra, thực vật cấp cao còn những chất bền vững mang tính chất bảo vệ. Ví dụ: lá cây

cutin (sừng) người ta gọi là cuticun: là chất bền vững biến đổi không đáng kể, không bị keo hóa, không tan ra, không bị inertinit.

♦ Chất bảo vệ thứ hai là những nhựa cây: thành phần nó dẫn những thức ăn từ lòng đất lên thân cây. Vai trò mang những chất cần thiết hoặc thải ra những chất không cần thiết cho thực vật. Nhựa là chất bảo vệ. Khi bị trầy xước nhựa chảy ra và bị Oxy hóa tạo thành chất nhựa cứng bảo vệ thân cây.

Nhựa cứng rất bền vững: mưa, gió, nhiệt độ, áp suất cũng không bị thay đổi (nhựa chảy ra bao vây những côn trùng nằm bên trong nó không bị biến đổi trong một điều kiện nào đó) nhựa này gọi là hổ phách.

Những yếu tố có hình dạng tròn nằm trong xi măng gọi là resinit.

Ngoài ra, nó còn vỏ bào tử, vỏ phấn hoa. Là những chất bảo vệ mầm của loại thực vật, nó cũng bền vững trong quá trình biến đổi_sporinit (khi nó biến thành thành phần của than người ta gọi là sporinit

Ba thành phần trên là những yếu tố có hình khi nghiên cứu những mẫu than.

♦ Những yếu tố có hình: xác định được ranh giới rõ.

♦ Vô định hình là nền xi măng trên đó xác định được nhờ những yếu tố có hình, nó ở trạng thái keo.

Ngoài những thực vật cấp cao còn lẫn những loại tảo (thực vật cấp thấp) cũng là yếu tố có hình, hoặc những loại tảo này cũng là những chất keo (yếu tố vô hình).

Tóm lại:

♦ Nền -> vitrinit xảy ra quá trình keo hóa (thực vật cấp cao, kể cả loại tảo _ thực vật cấp thấp). Bao gồm những phần dễ bị phá hủy. Ví dụ: mô vây, thân cây, môi trường lắng đọng là môi trường khừ.

♦ Inertinit: trở không tạophản ứng hóa học trong quá trình nung nó lên không tạo ra chất keo mà nó vẫn ở trạng thái rời rạc, bao gồm những vật liệu vitrinit nhưng môi trường khác ở đây (môi trường Oxy hóa) inertinit giống than cây, và nó không phải là vật liệu trầm tích ban đầu mà nó là những vật liệu hữu cơ tái lắng đọng.

Những vật liệu có thể liptinit, vitrinit sau đó tái lắng đọng (inertinit).

♦ Nhóm tàn dư liptinit: liên quan vật liệu ban đầu tảo (thực vật cấp thấp), vỏ bào tử phấn hoa, nhựa, sáp (chất bền vững) có những hình dáng rõ ràng xác định tên dễ

Khi phân tích ta nhận thấy:

Kerogen kiểu I -> liên quan tảo (alginit) sinh dầu.

II -> liptinit tảo, vỏ bào tử phấn hoa, nhựa, sáp, sinh dầu và khí.

III -> vitrinit sinh khí.

Còn inertinit -> đun nóng -> sinh ít khí. Một ít trộn vào vitrinit để sinh ra kerogen III.

2. Các phương pháp hóa học dựa trên kerogen:

Dựa trên kerogen có thể phân tích một số dạng:

a. Phương pháp phân tích nguyên tố:

Biểu đồ của nhà hóa học Hà Lan Van Krevelen xác định những nguyên tố cơ bản tạo nên than. Sử dụng hai tỉ số:

- Tỉ số nguyên tử H/C

- Tỉ số nguyên tử O/C

-> hai tỉ số nguyên tử _ đây là phương pháp đất tiên.

b. Phân tích quang phổ hồng ngoại:

Sử dụng phương pháp này xác định nhóm chức. Những nhóm có vai trò quan trọng trong quyết định tính chất hóa học. Đặc biệt phương pháp này giúp cho ta xác định nhóm:

- Aliphatic liên quan $-\text{CH}$, $-\text{CH}_2$, \rightarrow kerogen I.
- Aromatic liên quan nhóm thơm \rightarrow kerogen III.

c. Cộng hưởng cặp điện tử ESR (Electron Spin Resonance). Xác định nhiệt độ cổ của vùng có đá mẹ \rightarrow xác định được gradient cổ.

d. Đồng vị C: ta có C^{12} và C^{13} là hai nguyên tố bền vững trong quá trình xảy ra phóng xạ. Trong hai thành phần bền vững này C^{12} chiếm đa số $>90\%$. Còn lại là C^{13} . Tỷ số đồng vị:

$$\delta\text{C}^{13} = \frac{\left[\frac{\text{C}^{13}}{\text{C}^{12}} \right]_{\text{mẫu}} - \left[\frac{\text{C}^{13}}{\text{C}^{12}} \right]_{\text{chuẩn}}}{\left[\frac{\text{C}^{13}}{\text{C}^{12}} \right]_{\text{chuẩn}}} \times 1000 \text{‰}$$

Mẫu chuẩn lấy từ trong thành hệ belemnites (ở Mỹ). Vỏ belemnites là carbonate (CaCO_3).

Từ chỉ số này ta xác định được vật liệu VCHC tạo nên đá mẹ

- ♦ Đối với thực vật sống trên cạn do điều kiện tồn tại có xu hướng nhận C^{12} .
- ♦ Đối với thực vật sống ở biển C^{13} phong phú.

Ta xét δC^{13} \rightarrow vật liệu lục địa \rightarrow kerogen III

Biển \rightarrow kerogen I

Nhưng khi sử dụng chỉ số δC^{13} còn phụ thuộc vào mức độ trưởng thành, và bản chất của VLHC. Do đó phải kết hợp phương pháp khác để xác định.

3) Phương pháp nhiệt phân dựa trên toàn thể mẫu đá.

Sử dụng phương pháp nhiệt phân thông thường để xác định C_T (tổng lượng C), C_R (C tàn dư). Chỉ số C_R liên quan nhiều trong hợp chất aromatic của VCHC $\rightarrow \text{K}_{III}$. Còn loại carbon bốc ($\text{C}_T - \text{C}_R$) liên quan nhiều nhóm aliphatic $\rightarrow \text{K}_I$.

Bản thân K_{III} , K_I còn phụ thuộc vào mức độ trưởng thành của VCHC. Do đó:

C_R / C_T nhỏ \rightarrow đá mẹ chưa trưởng thành.

C_R / C_T lớn \rightarrow là những đá mẹ chứa K_{III} chủ yếu, nhưng nó cũng có thể K_I , đá ở mức độ biến đổi cao. Quá trình biến đổi cao, khi biến đổi mạch aliphatic biến đổi mạnh tạo aromatic cao nhưng không phải là K_{III} .

+Rock –Eval: xác định S1 , S2 , S3 , Tmax HC đã có sẵn trong đá mẹ (không trải qua quá trình biến đổi).

HC sinh thành liên quan đến quá trình Cracking.

Giai đoạn đầu: tách HC nằm sẵn trong đá mẹ -> HC của dầu khí.

Giai đoạn sau: chuyển hóa của HC từ những VCHC phi HC do quá trình Cracking.

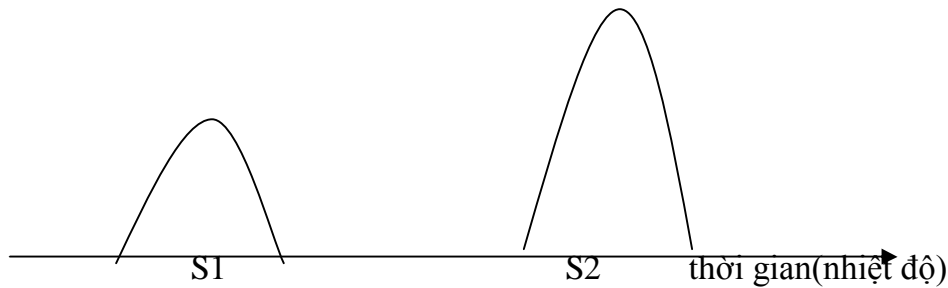
Giai đoạn nhiệt độ thấp: HC đã có mặt được tách ra trong máy có bộ phận xác định HC có sẵn trong đá mẹ ($T^0=20-25^0C$) tăng dần đến 250^0C .

Trong khoảng này tất cả HC có sẵn được bốc hơi và được xác định bằng máy thu xác định lượng. Trong giai đoạn này Cracking chưa xảy ra S1 g/kg đá ($^0/_{00}$).

Sau 250^0C HC được tách ra tương ứng với quá trình Cracking($300-500^0C$) Kerogen nó tạo ra S2 g/kg ($^0/_{00}$).

S3 là bộ phận khác của máy – Đo được là giai đoạn cuối- Nó bắt đầu từ giai đoạn 1 và tập trung chủ yếu trong giai đoạn 2. S3 chính là lượng CO_2 thu được do 1 máy khác.

Như vậy : S1 ,S2 là HC , S3 là CO_2

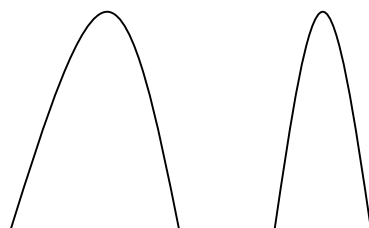


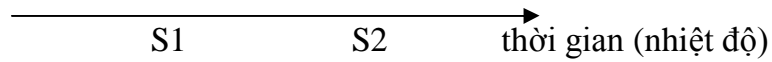
Đối với đá lúc ban đầu chưa trưởng thành thì S1 nhỏ.

$S1 + S2$: tiềm năng sinh HC của đá mẹ , nó phụ thuộc VCHC.

TOC lớn -> tiềm năng lớn. Và phụ thuộc vào bản chất của Kerogen.

Người ta gọi tiềm năng sinh là khả năng sản xuất HC.





Giai đoạn quá trưởng thành thì S2 nhỏ và qua giai đoạn khí khô S2 không còn nữa.

Lượng S1 tách ra khỏi đá mẹ lớn thì giai đoạn sau nó còn nhỏ. Lượng S1 tách ra khỏi đá mẹ ít. Người ta coi S1, S2 không đổi.

$S1+S2/TOC$ = chỉ số sinh, giải quyết bản chất của VCHC phụ thuộc vào Kerogen, không phụ thuộc vào độ trưởng thành.

Phân loại của TISSOT dựa vào S1 và S2.

- $S1+S2 < 2$ kg tấn (2000 ppm) – không phải đá mẹ, ít khí.
- $S1+S2 : 2-6$ kg tấn – đá mẹ trung bình.
- $S1+S2 : >6$ kg tấn : đá mẹ tốt

Peters: đưa ra tiềm năng sinh dựa trên TOC (%), S1, S2.

Tiềm năng sinh	TOC (%)	S1	S2
Nghèo	0-0.5	0.0-0.5	0-2.5
Thường	0.5-1.0	0.5-1.0	2.5-5.0
Tốt	1.0-2.0	1.0-2.0	5.0-10.0
Rất tốt	>2.0	>2.0	>10.0

Ngoài ra, người ta cũng phân loại trên khả năng sinh dầu và khí của đá mẹ.

Chỉ số Hydro :HI.

Kiểu đá mẹ	HI (S1/TOC)	S2/S3
Sinh khí	0-150	0-3
Sinh khí + dầu	0-150	3-5
Sinh dầu	>300	>5

+ C_R/C_T : sau khi nhiệt phân mẫu trong điều kiện môi trường khí trơ, 900°C . Trong mẫu vẫn còn C tàn dư C_R . Ở 900°C là tất cả khả năng sinh HC không còn nữa – chỉ còn C_R .

C_V : lượng cacbon có thể bốc thành hơi -> gọi là C bốc. (Nhiệt độ trong phòng thí nghiệm đến 900°C).

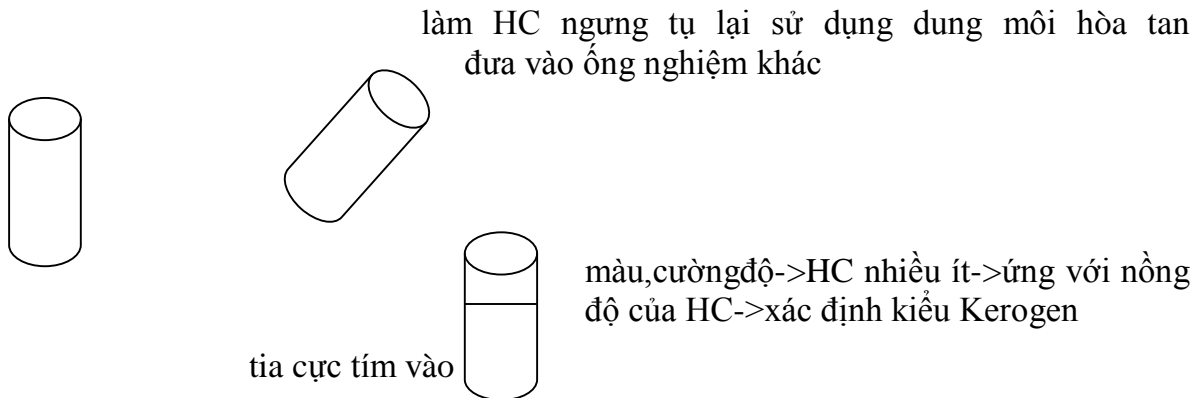
$$C_V = C_T - C_R$$

C_V :khả năng sinh dầu khí.

C_T : tổng cacbon.

- Tỷ số C_R/C_T : càng cao. C_T cố định, C_R càng lớn -> khả năng sinh dầu lớn.
- Tỷ số C_R/C_T lớn -> đá mẹ chưa trưởng thành chủ yếu sinh khí có nghĩa là K_{III} , cũng có thể là đá trưởng thành.
- Tỷ số C_R/C_T nhỏ -> lớn: đá này có thể là chưa trưởng thành; K_I , cũng có thể đã trưởng thành nhưng K_I . Do đó, K_I kiểu I có khả năng sinh dầu khí lớn.

+ Nhiệt phân – huỳnh quang:



+ Dựa trên bitum :

Địa hóa thạch Geochemical Fossil (những hợp chất hóa học chỉ cho ta biết là nó có nguồn gốc sinh vật chứ không phải được biến đổi từ những hợp chất khác. Người ta nghiên cứu những hóa thạch này là n-alkan. Những alkan này có mạch dài sinh vật sống trên cạn và sinh vật sống dưới nước.

Sinh vật sống trên cạn: chỉ số C cao $C_{24}-C_{35}$ (lẻ chiếm ưu thế, số lượng C chẵn ít hơn). Người ta sử dụng chỉ số ưu thế của C để xác định, người đầu tiên đưa ra chỉ số này là Bray và Evans (1965) ông nhận thấy những hệ số chẵn lẻ của alkan, chỉ số này được tính bằng công thức sau (theo %).

$$\text{CPI} = \frac{(C_{25}-C_{35})\% + (C_{23}-C_{31})\% \text{ lẻ}}{2 * (C_{24}-C_{32}) \text{ chẵn}}$$

Xét từ $C_{23}-C_{33}$

	CPI	
Đối với lúa mạch	7	} vật liệu có nguồn gốc trên cạn
Đối với lúa ngô	5	
Đối với lá cây	4	
Tràm tích ven bờ	2.5-5.5	} vật liệu có nguồn gốc biển
Bọt biển	1.2	
San hô	1.1	
Pkankton	1.1	
Tràm tích nước sâu	1.0	

Đối với những vật liệu sống ở biển: giai đoạn đầu tạo dầu nó vẫn giữ được chỉ số này. Và nó sẽ giảm dần trong quá trình trưởng thành thành dầu khí.

Giữa những thực vật trên cạn và (K_I và K_{III}) sinh vật biển chênh lệch khá lớn CPI.

Philipp : đưa ra công thức $= 2 * C_{29} / C_{28} + C_{30}$ (có 2 C chẵn mà chỉ có 1 Clẻ nên nhân 2)

Scalan Smith (1970) đưa ra tỉ số chẵn lẻ :

$$OEP = \left[\frac{C_i + 6C_{i+2} + C_{i+4}}{4C_{i+1} + 4C_{i+3}} \right] (-1)^{i+1}$$

Ngoài ra người ta cịn sử dụng hĩa thạch địa hóa dưới những dạng khác nhau như :

Philippi NI (Naptenic Index)

(1 vịnh v 2 vịnh)

Naphen _____ ở nhiệt độ 420-470

i – parafin + naphten

Chỉ số ny khong phản nh vật liệu vchc(k)

Pristan - phytan : phản ánh môi trường lắng đọng (oxy hóa hay khử)

$n_{17} / n_{C_{18}}$

Lượng bitum trong vhc nhỏ nên nó không phản ánh một cách đầy đủ thnh phần vhc tại chỗ m cũ thể từ nguồn khc.

Kerogen hình thnh ngay trong đ .Cịn bitum cũ thể dịch chuyển.Chính sự di chuyển ny lm ảnh hưởng thành phần vhc.

Ví dụ :

HI vượt xa số lượng n/c do dịch chuyển từ nơi khác đến

- *Nhiệt phn-huỳnh quang*

Cho mẫu cần xc định vo ống nghiệm đốt ln cho đến khi thành phần hữu cơ trong đá bay hơi đến thành ống nghiệm do gặp lạnh nó ngưng thành giọt dầu . Sau đĩ dng dung moi hồ tan những giọt dầu này và tạo nên dung dịch . Khi có dung dịch người ta dùng tia cực tím chiếu vào thì dung dịch cũ mặt của hidrocarbon pht quang.Dựa vo mu sắc hoặc cường độ cho biết thành phần và hàn lượng của hidrocarbon . Cường độ lin quang chỉ số S_2 .Mu sắc và cường độ phản ánh tiềm năng của đ mẹ.

B. Độ ảnh hưởng của đ mẹ

Đ mẹ nằm trong giai đoạn trưởng thành thì mới sinh dầu. Dựa vo những thông số no để xc định đá mẹ trưởng thành hay chưa?

1 Các chỉ tiêu quang học.Phương pháp quang học.

Cho php ta xc định thnh phần thạch học . vhc trong đá mẹ có thể là thành phần cvhc có trước rồi tái lắng đọng.Phương pháp này cho phép ta xác định chính xc được.

Nhược điểm số lượng vật chất trong đ mẹ (1-5%) v mịn (phn tn) do đĩ ta khĩ xc định bằng phương php quang học đĩ hỏi ta phải tập trung vật chất hữu cơ mới xác định tốt.

a. Dựa vo mức độ cc bon hóa của bo tử phần

Cc bo tử phần trong qu trình biến đổi dưới 2 dạng :

Mu sắc : biến đổi từ nhạt đến đậm, như vậy ta có thể xác định mu sắc của bo tử phần trong đơn vị địa tầng để xc định sự biến đổi của vhc (xc định sự trưởng thành của đ mẹ).Gồm những chất resinit, cutinit biến đổi mu sắc.

Từ những giai đoạn chưa biến đổi của đ trầm tích , mu vng chanh đến vng đỏ , vng nu, nu, nu đen, đen.Cacbon hó cng tăng thì mu cng sẫm (qu trình than hóa).

Biến đổi hình thi : do sức nn đ nằm bn trn tạo nn đẹp v cong. Tuy nhìn đến mức độ no đĩ sự biến đổi hình thi khong cịn cho php ta sử dụng để phn chia địa tầng. Do đĩ đối với ta trường hợp này sự biến đổi màu sắc là quan trọng hơn .

Sự biến đổi mu sắc cũ liên quan tới sự tđ động của nhiệt độ (hiện tượng biến đổi nhiệt) người ta đưa ra chỉ số biến đổi nhiệt TAI .Bề dày của lđ mỏng cũng thay đổi mu sắc.Những mẫu đưa đi xđịnh phải có bề dày chuẩn.Trên cơ sở đó người ta xác định một atlas mu sắc. Cũ 5 chỉ số, cũ những bậc khc nhau.Nghĩn cứu nhiều mỏ dầu khc nhau để xđịnh ranh giới bắt đầu sinh ra hidrocarbon.

Đy l thang mu sắc cho phđ ta xđịnh sự biến đổi gióng như than độ cứng của không vật.

* Chưa biến đổi cấu trúc nn xđịnh được tên

1. vng chanh
2. vng sẫm
3. vàng nâu-condensat-khí ướt

=>Khí khor (mtan) hình thnh trực tiếp từ sinh vật , ít dầu nặng.

• Cấu trúc đ bị biến đổi nn không xđịnh được tên nn không định tầng

4. nu sẫm-khí khor
5. đen -biến chất

b. Khả năng phản xạ của vitrinit

Sự tiến hĩa nhiệt của kerogen trong đá mẹ cũng gióng như quá trình biến chất của than (than cũ trình độ biến đổi từ thấp đến cao).

Trong qu trình biến đổi Kerogen cũng xảy ra tương tự như vậy ngày càng giàu C và nghèo H. Quá trình biến đổi không đổi ngược chỉ đi một chiều. Cũ nghĩa l một loại vật chất than no dĩ đ biến đổi thnh than đ, d nĩ nằm ở đđ cũng tiếp tục biến đổi chứ không quay trở lại.

Ví dụ :

Từ nhiệt độ cao chuyển sang nhiệt độ thấp vẫn tiếp tục biến đổi v tốc độ biến đổi chậm.

Qu trình biến đổi của than tương ứng với quá trình biến đổi của Kerogen -bản chất l một vật chất biến đổi của than => mức độ biến đổi của đ mẹ.

Trong quá trình nghiên cứu mức độ biến đổi của than người ta sử dụng phản xạ vitrinit . Thành phần vitrinit lúc nào cũng có trong than(tính phổ biến của nó dễ dàng nghiên cứu hơn).

Trong quá trình biến đổi , nguyên tử C hình thành có trật tự hơn đến cuối cùng là Graphit(độ trật tự cao nhất).Trật tự cao dẫn đến khả năng phản xạ vitrinit lớn (lớn nhất là Graphit).

Công trình của Techmiileri nghiên cứu khả năng phản xạ của vitrinit ở bồn dầu ở Đức . Nghiên cứu xác định mức độ biến chất của than bằng cách nghiên cứu phản xạ vitrinit.

White cho rằng dầu khí chỉ có ở giai đoạn trưởng thành ở bồn trầm tích (Đức) . Đi theo một cột địa tầng khả năng phản xạ của vitrinit tăng lên chiều sâu và không có ngược lại. Đây là kết quả nghiên cứu lớn và đầu tiên của thế giới về mức độ biến đổi của than.

Sau đó Ammoxov Tan Xuyi (nghiên cứu một loạt bồn dầu khí ở Nga) . Cũng sử dụng khả năng phản xạ của vitrinit của mảnh than trong đó.

Tất cả những nghiên cứu trên đều đưa ra kết luận: Độ dốc của đường biểu diễn độ suy của vitrinit phụ thuộc vào :

+ Gradient địa nhiệt : Nếu Gradient cao biến đổi cao thì độ dốc cao

+ Cùng vùng Gradient địa nhiệt giống nhau để nghiên cứu thì thấy nó phụ thuộc vào tuổi của địa tầng đá.

Nghiên cứu những vùng trầm tích của những vùng khác nhau và cùng Gradient địa nhiệt ta thấy:trầm tích cổ đường dốc hơn , trầm tích trẻ đường thoải hơn

Sử dụng Kerogen để đo phản xạ vitrinitKerogen thường thành phần có kích thước rất nhỏ:

. Phần tử : sai số đo lớn

. Tập trung : thường người ta sử dụng hơn có lợi

Số lượng nhiều phù hợp với tính chất nghiên cứu trong địa chất bằng phương pháp thống kê để loại trừ những biến đổi.

Vitrinit mang tính chất dị hướng. Tùy theo vị trí của mẫu => khả năng phản xạ của nĩ khc => mỗi số đo khc nhau. Do đĩ phải đo nhiều 50-100 php đo trong một mẫu => Lấy trung bình. Với p hương pháp này người ta có thể loại trừ được hiện tượng tái trầm tích. Như vậy có 2 ảnh hưởng : dị hướng và tái trầm tích.

Lợi thế :

+ Khả năng phản xạ vitrinit rất trung thực qu trình biến đổi của vchc v phản ảnh qu trình địa chất khu vực nghìn cứu

+ Phổ biến của mẫu

Qu trình sử lý đơn giản : nhanh , rẻ tiền , và tương đối chính xc.

Ví dụ:

Nguyên nhân: là do các hiện tượng bóc mịn. Xc định chiều dy địa tầng đ bị bóc mịn.

Nguyên nhn dẫn đến sự khc biệt về độ dốc l Gradien địa nhiệt (lc đầu Gradien địa nhiệt thấp hơn) . Sau khi bị bóc mịn rồi tiếp tục lắng đọng trầm tích với Gradien địa nhiệt cao hơn.

Cĩ sự xuyn ln của đ mạch ở vng địa tầng ta nghìn cứu do biến chất tiếp xc lm cho khả năng phản xạ tăng.

c. Pht quang

Sự biến đổi vchc đ lm thay đổi màu sắc . Cùng loại vật liệu nhưng trong giai đoạn biến đổi khc nhau thì mu sắc cũng khc nhau.

Vng đến xanh. Rồi đến giai đoạn biến mất (khong pht quang). Khi vật liệu đ biến đổi triệt để

2 Phương pháp hóa học dựa trên Kerogen

a. Phân tích nguyên tố

Từ phân tích nguyên tố đưa ra biểu đồ vankevelen :H/C, O/C

b. Quang phổ hồng ngoại cho phép xác định độ giàu của nhóm alkan(biến)-aromatic(tỷ cận).

Trong quá trình biến đổi ankan tăng và một phần aromatic cũng tăng lên.

c. ESR (cộng hưởng điện từ) phương pháp này liên quan đến electron tự do. Một hợp chất nằm trong dầu hay trong khí. Trong quá trình trưởng thành, nhóm Kerogen bị cracking tách ra (một nửa có điện tích -, và một nửa có điện tích +). Từ đó tồn tại electron tự do rồi sau đó kết hợp với H hoặc O để trung hòa.

Trong quá trình trưởng thành của dầu khí hiện tượng tách ra nhiều hơn dẫn đến electron tự do nhiều hơn. Sử dụng máy đo chỉ số I_p đến lúc nào đó thì sẽ giảm đi (không còn tách ra nữa)

Căn cứ sự thay đổi cường độ dòng điện xác định sự khác nhau theo chiều sâu của lịch sử chôn vùi.

Sử dụng ESR xác định nhiệt độ cổ đơ 763 lại dấu vết trong vật liệu biến đổi (vật liệu hữu cơ). Hiện nay người ta sử dụng phương pháp này chủ yếu xác định nhiệt độ cổ.

3. Phương pháp phân tích nhiệt S₁, S₂, S₃, T

Chỉ số biến đổi T₁

Chỉ số biến đổi P₁

$$\frac{S_1}{S_1 + S_2} \Rightarrow \text{xác định độ trưởng thành}$$

Những đá biến đổi mạnh hơn T_{max} dịch chuyển sang bên phải.

4. Phương pháp hóa học từ phân tích bitum

Khi đá mẹ trưởng thành bitum càng nhiều

Bitum $\begin{cases} \text{Mức độ biến đổi} \\ \text{Vật liệu ban đầu} \end{cases}$

Những hồ thạch địa hồ trong quá trình trưởng thành thì sẽ dần dần giảm đi do bản thân bị phá hủy hình thành vật chất khác nhau

.Số lượng này nó bị pha loãng dẫn đến số lượng giảm đi.

Đến giai đoạn khí ướt thì sẽ không còn nữa (nó bị phá hủy)

CPI dầu = 1 (như vậy trong quá trình trưởng thành của dầu CPI => 1)

Tất cả những phương pháp trên có ưu khuyết:

Về mặt kỹ thuật, về kinh tế ta phải xem xét phương pháp nào để thực hiện, và có hiệu quả kinh tế.

Vấn đề lựa chọn phương pháp nghiên cứu đ mẹ

+ Nguồn gốc (bản chất) của đ mẹ (độ giu của vhc)

+ Sinh dầu, khí (kiểu vật chất hữu cơ) +Mức độ trưởng thành(độ trưởng thành).