

الجيوكيمياء

The
GEOCHEMISTRY

تأليف

الأستاذ الدكتور سالم محمود عبد الله الدباغ



شركة بناء شريف الانصاري
للطباعة والنشر والتوزيع
صيدا - بيروت - لبنان

• المكتبة العصرية

الخدق العميق - ص.ب: ١١/٨٣٥٥

تلفاكس: ٦٥٥٠١٥ - ٦٣٢٦٧٣ - ٦٥٩٨٧٥ ١ ٠٠٩٦١

بيروت - لبنان

• الدار السنوية

الخدق العميق - ص.ب: ١١/٨٣٥٥

تلفاكس: ٦٥٥٠١٥ - ٦٣٢٦٧٣ - ٦٥٩٨٧٥ ١ ٠٠٩٦١

بيروت - لبنان

• المطبعة العصرية

بوليفار نزيه البزري - ص.ب: ٢٢١

تلفاكس: ٧٢٠٦٢٤ - ٧٢٩٢٥٩ - ٧٢٩٢٦١ ٧ ٠٠٩٦١

صيدا - لبنان

الطبعة الأولى

٢٠١١م - ١٤٣٢هـ

جميع حقوق هذه الطبعة محفوظة للناشر

حقوق التأليف والاعداد محفوظة لدار ابن الأثير/جامعة الموصل
لا يجوز نشر أي جزء من هذا الكتاب، أو اختزان
مادته بطريقة الاسترجاع، أو نقله على أي نحو، أو
بأي طريقة، سواء كانت الكترونية، أو بالتصوير،
أو التسجيل، أو خلاف ذلك، إلا بموافقة كتابية من
الناشر مقدما.

alassrya@terra.net.lb

E. Mail alassrya@cyberia.net.lb

info@alassrya.com

موقعنا على الإنترنت

www.almaktaba-alassrya.com

مقدمة المؤلف

يعد التوجه نحو إغناء المكتبة العربية بالكتب العلمية خطوة مهمة على طريق التقدم العلمي، كما أن توفير الكتب المنهجية الحديثة هو قرار صائب وضروري لإدامة عمليات النهوض بالمستويات العلمية للتعليم العالي بهدف امتلاك خريجي الجامعة ناصية العلوم الحديثة. غير أن تأليف كتاب في الجيوكيمياء هو مهمة ليست سهلة في الوقت الحاضر وذلك لاعتبارات كثيرة أهمها شمولية الموضوع للجوانب الواسعة في هذا العلم المستمر بالتطور، فضلاً عن تضمين الكتاب للنظريات والأفكار والآراء المتقدمة كمحاولة للتواصل مع المستجدات العلمية في هذا الحقل من حقول المعرفة الجيولوجية.

ولتحقيق هذا الإطار العام، دأب المؤلف على اتباع طريقة عرض غير تقليدية لأبواب وفصول الكتاب الحالي لتكون مواضيعه ومفرداته أكثر ترتيباً وتنسيقاً توخياً لسهولة الفهم والاستيعاب وبالاعتماد على الأشكال التوضيحية وجداول البيانات التفسيرية والإشارة إلى الأمثلة الجيوكيميائية العراقية كلما كان ذلك ممكناً ومتوافراً. ويجد القارئ في الكتاب الحالي توظيفاً للمفهوم الجيولوجي الشائع بأن تحديد طبيعة الأرض الحالية هو مفتاح دراسة نشأة وتطور الأرض البدائية.

يتألف الكتاب الحالي من أربعة أجزاء. ويحتوي الجزء الأول على فصلين يتناولان مقدمة عن الجيوكيمياء علاوة على منشأ العناصر الكيميائية ووفرتها الكونية. بينما يحتوي الجزء الثاني على أربعة فصول تهتم بجيوكيميائية الأرض الحالية بأغلفتها وأنطقتها المختلفة. في حين اختصّ الجزء الثالث بفصوله الأربعة بمناقشة جيوكيميائية الأرض البدائية. أما الفصول الأربعة للجزء الرابع والأخير من الكتاب، فتناولت جيوكيميائية الصخور النارية والمتحولة والرسوبية فضلاً عن الدورة الجيوكيميائية للعناصر.

وبعد إنجاز هذا العمل المتواضع، أود أولاً أن أخص بالشكر والتقدير العالميين الدكتور موسى جعفر هاشم العطية (رئيس جيولوجيين) على ملاحظاته العلمية القيمة والسديدة وجهوده المثابرة في تقييم مسودات الكتاب. ووفاءً لمن مدَّ يدَ المساعدة والعون، أتوجه بالشكر إليهم وإلى إدارة قسم علوم الأرض وعمادة كلية العلوم وجامعة الموصل. واللّه الموفق.

المؤلف

الأستاذ الدكتور سالم محمود عبد الله الدباغ
الموصل في تشرين الأول 2001

الجزء الأول
Part One
المقدمة
Introduction,
الوفرة الكونية
Cosmic Abundance
منشأ العناصر الكيميائية
Origin of Chemical Elements

الفصل الأول Chapter One

المقدمة

Introduction

1 - 1 تعريف علم الجيوكيمياء

قبل الشروع بتعريف علم الجيوكيمياء ومناقشة إطاره العام، يجب التطرق أولاً إلى معنى المصطلح «جيوكيمياء» الترجمة الحرفية للمصطلح (Geochemistry). الذي يتألف من مقطعين (Geo) و (Chemistry) والتي يقصد بهما «كيمياء الأرض». يمثل المصطلح الأخير حقلاً من المعرفة يهتم بمواضيع التقاء أو تماس حقل علوم الأرض بعلوم الكيمياء (والفيزياء أيضاً). ويذهب بعض المختصين إلى أبعد من ذلك باعتقادهم أن لـ«كيمياء الأرض» علاقة أوثق نسبياً بعلوم الكيمياء من علوم الأرض، مما يجعلهم يناقشون بحرارة ترجيح «كيمياء الأرض» كأحد فروع علم الكيمياء. وهناك مصطلح آخر هو «علم الأرض الكيمياء» المترجم عن الكلمة الأجنبية (Chemical Geology) الذي يمثل أيضاً حقلاً من المعرفة يتناول نفس العلاقة بين علوم الأرض والكيمياء (والفيزياء). وينظر المصطلح الأخير إلى هذه العلاقة من خلال نافذة علوم الأرض. بالرغم من أن المفاضلة في استخدام المصطلحين «كيمياء الأرض» و«علم الأرض الكيمياء» يمثل مواضيع لغوية (Linguistic) وعلمية مهمة، إلا أن «الجيوكيمياء» هو المصطلح الأكثر تداولاً بين الأخصائيين محلياً وإقليمياً وعالمياً في الكتب المرجعية (الكتاب الحالي) والدوريات العلمية باستثناء مجلة (Chemical Geology) وقد اعتمد مصطلحاً معرباً للتداول في الأدبيات العربية. إن شيوع استخدام مصطلح «الجيوكيمياء» جاء بسبب سهولة اشتقاق اسم الشخص المتخصص في هذا العلم (جيوكيمياء) والصفة (أبحاث جيوكيمائية) والجمع والحال (جيوكيمياتياً) وهذه الاشتقاقات ميسور لفظها ومفهومة معانيها.

من هذه المقدمة تتضح أبعاد الإطار العام وأهداف علم الجيوكيميا، والتي تطورت مع الزمن خصوصاً في عالم اليوم المتميز بالإيقاع السريع للتقدم العلمي في كافة مناحي المعرفة. فمثلاً قبل حوالي (77) عاماً، وصف العالم (Vernadsky) علم الجيوكيميا بالآتي: . . . «هو العلم الذي يهتم بذرات العناصر الكيميائية للقشرة الأرضية وكامل الأرض (كلما كان ذلك ممكناً) ويستكشف تاريخ ذرات العناصر وتوزيعها الموقعي في الوقت الحاضر والماضي»، بينما عرف (Clarke) في سنة (1924)، علم الجيوكيميا بالآتي من الإيجاز: . . . «دراسة التغيرات الكيميائية الحاصلة في صخور القشرة الأرضية بشكل أساسي وبتأثير أغلفة الأرض (الجوي والمائي والحياتي) وتفاعلات المكونات الرئيسية للأرض، وتحديد التغيرات المحتملة وزمن حدوثها وملاحظة الظواهر المفسرة لها ومتابعة نواتجها النهائية». في حين وصف العالم (Goldschmidt) في سنة (1954) علم الجيوكيميا بالآتي: . . . «دراسة كمية العناصر الكيميائية وتوزيعها في المعادن والخامات والصخور والترب والمياه والغازات. ويستكشف علم الجيوكيميا الدورات الطبيعية للعناصر منفردة بالاعتماد على خواصها الذرية والأيونية، ويهتم أيضاً بدراسة وفرة وتوزيع النظائر المختلفة للعناصر وكذلك الوفرة الكونية لنوى ذرات العناصر واستقراريتها». وأوجز العالم (Mason) في سنة (1958)، الجهود المبذولة في اختصاص الجيوكيميا بالآتي: . . . «إيجاد الوفرة النسبية والمطلقة للعناصر الكيميائية ونظائرها في الأرض ودراسة توزيع وانتقال العناصر منفردة في أجزاء الأرض المختلفة (الغلاف المائي والجوي والقشرة الأرضية. . . إلخ) وكذلك في المعادن والصخور بهدف اكتشاف القواعد المتحكمة في انتقالها وتوزيعها».

يلاحظ مما تقدم حجم التطور الحاصل في إدراك أبعاد علم الجيوكيميا وأهدافه خلال النصف الأول من القرن العشرين (1924 - 1958). فما هي التطورات التي حصلت في النصف الثاني من القرن العشرين؟ ما هو حال علم الجيوكيميا في سنة (2001)؟ ما هو مستقبل علم الجيوكيميا في الألفية الثالثة؟ من الصعب تقديم إجابات شاملة ووافية على كافة هذه التساؤلات تحت عنوان فقرة ثانوية من الكتاب الحالي. ولكن ربما نتلمس هذه الإجابات في استمرار توظيف البيانات الجيوكيميائية في مختلف الدراسات المنشورة عن المعضلات الجيولوجية الإقليمية منها والمحلية، وقد نجد بعض هذه الإجابات في ولادة فروع تطبيقية لعلم الجيوكيميا تهتم بالتنقيب عن الرواسب الخام ودراسة الملوثات الكيميائية لبيئة حياة الإنسان والمعالجات المثلى للملوثات المطروحة طبيعياً وصناعياً بهدف تحسين

البيئة. إن كل ما تقدم يؤكد على أن الجيوكيمياء هو علم دائم التطور.

1 - 2 نبذة تاريخية عن علم الجيوكيمياء

إن التحديد الدقيق لولادة علم الجيوكيمياء هو مهمة صعبة الإنجاز لسببين: يتمثل الأول بالتداول التاريخي لمفاهيم كيمياء الأرض عبر الحضارات الإنسانية المتعاقبة وبضمنها حضارات وادي الرافدين والحضارات العربية والإسلامية. ويتلخص الثاني باعتماد أسبقية النشر العلمي كإشارة لولادة علم الجيوكيمياء. وعليه فإن أدبيات الجيوكيمياء تشير إلى الكيميائي السويسري (Shönbein) مكتشف الأوزون (Ozone) كأول عالم أدخل مصطلح الجيوكيمياء إلى حقول المعرفة الجيولوجية وذلك في سنة (1838). أعقب ولادة علم الجيوكيمياء مباشرة، نشر عدد من الدراسات التي اهتمت أولاً بالحصول على البيانات الجيوكيميائية ومن ثم محاولة تفسيرها. تعد بيانات الدراسات الأولى أفضل بقليل من كونها تخمينية وذلك بسبب الاختيارات المحدودة لطرق وتقنيات التحليل الكيميائي المتوفرة حين ذاك فضلاً عن حالة المعرفة بمفاهيم علوم الكيمياء (والفيزياء) في ذلك الوقت. ففي سنة (1846) قام (Elie de Beaumont) بمسح تفصيلي وثق فيه وفرة العناصر الكيميائية. واستمرت لغاية (1850) هذه المسوحات التوثيقية لبيانات التركيب الكيميائي للمعادن والصخور من قبل السويسري (Berzelius) وجماعته. غير أن أول من قام بتنظيم البيانات الجيوكيميائية وتفسيرها هو الجيولوجي والكيميائي الألماني (Bischof) في كتابه الموسوم (باللغة الألمانية) (Lebrbuch der Physikalischen und Chemischen Geologie) المنشور في سنة (1847 - 1854). وبقي هذا الكتاب مرجعاً للدراسات الجيوكيميائية لعدد من السنين لغاية صدور كتاب (Allgemeine und Chemische Geologie) للمؤلف الألماني (Roth) في سنة (1859 - 1893).

يبدو أن معظم البيانات الجيوكيميائية الموثقة خلال القرن التاسع عشر هي في الحقيقة نتائج عرضية لدراسات جيولوجية ومعدنية عامة، غير أنها احتوت على نتائج تحليلية أفضل وبأعداد أكبر لأجزاء الأرض التي يمكن نمذجتها (المعادن والصخور والمياه والغازات). ويبدو أيضاً أن هذه البيانات قد تم إنجازها والحصول عليها في المختبرات الأوروبية مع مشاركة متزايدة من القارة الأمريكية المتمثلة بمؤسسة المسح الجيولوجي للولايات المتحدة الأمريكية ومن خلال المنشورات العلمية لرئيس الكيميائيين فيها (Clarke) والموسومة (The Data of Geochemistry) الصادرة في سنة (1908 - 1924).

تعد الفترات الزمنية المتداخلة بين القرن التاسع عشر والقرن العشرين، مؤشراً لنهاية عهد توثيق الحقائق العلمية وبداية عهد جديد يفسر الحقائق المتراكمة لعلم الجيوكيمياء.

1 - 3 تطور علم الجيوكيمياء

ارتبط تطور علم الجيوكيمياء بمراحل التقدم التقني وتطور العلوم الصرفة ومن أبرزها علوم الكيمياء (والفيزياء). شهدت نهايات القرن التاسع عشر وبدايات القرن العشرين، إنجازات تقنية كبيرة واكتشافات علمية مهمة نقلت بها علم الجيوكيمياء إلى عهد جديد ووضعت على أرضية علمية رصينة بين حقول المعرفة الأخرى.

إن اكتشاف الأشعة السينية (X - ray) من قبل الألماني (Roentgen) في سنة (1895) وفيما بعد اكتشاف قابلية المواد المتبلورة على تغيير مسار (حيود) الأشعة السينية من قبل (Max von Laue) في سنة (1913) مثلت البداية الحقيقية لدراسة تركيب المواد المتبلورة وبالتالي وضع القواعد الأساسية لتفسير توزيع العناصر فيها. وقام العالم (Goldschwidt) وآخرون بنشر قوانين توزيع العناصر في الصخور والمعادن في سلسلة من المقالات العلمية والموسومة (Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente) وذلك خلال السنوات (1922 - 1926). وفي سنة (1913) وضع العالم (moseley) القواعد الأساسية لتقنية الأشعة السينية الوميضية (X - ray Fluorescence) وذلك من خلال دراسته للعلاقة بين العدد الذري للعناصر وظيفتها من الأشعة السينية. أدت دراسة هذه العلاقة إلى تحديد عدد العناصر بين الهيدروجين واليورانيوم في الجدول الدوري باثني وتسعين عنصراً. والعناصر الترابية النادرة بثمانية عشر عنصراً. أما اكتشاف صفة الإشعاع لعنصر اليورانيوم من قبل (Bequerel) في سنة (1896) ونظريات التحلل الإشعاعي لـ (Rutherford)، قد أدى إلى تأسيس قواعد التقنيات الجيوكيميائية للتقويم الجيولوجي (Geochronology). أعطت نتائج الدراسات التجريبية للمنظومات السليكاتية الصناعية التي شرع بها (Bowen) في سنة (1910)، مثلاً مهماً على تطبيقات قواعد علوم الكيمياء الفيزيائية في العمليات الجيولوجية السطحية والعميقة.

وساعدت فيما بعد، هذه الدراسات في فهم أفضل لطبيعة الصخور المتكونة على سطح الأرض وطبيعة مواد أعماق الأرض أيضاً.

ومنذ اكتشاف طرق الطيف الضوئي (Optical Spectroscopy) واستخدامها في علم الجيوكيمياء من قبل (Goldschmidt)، شهدت طرق وتقنيات التحليل الكيميائي تطوراً سريعاً، وعلى وجه الخصوص، في النصف الثاني من القرن العشرين بسبب طفرات التقدم العلمي والتقني التي ميزت هذه الفترة الزمنية من ناحية إدخال أجهزة الحاسوب من ناحية أخرى. وبسبب ميزاتها المعروفة، شهدت الطرق والتقنيات الفيزيائية للتحليل الكيميائي تطوراً أكبر وأسرع من غيرها.

من أبرز الطرق التحليلية المعروفة في الجيوكيمياء هي: الطرق الكيميائية التقليدية (Classical Chemical Methods) واللونية (Colorimetry) والفلوروميتر (Fluorometry) والكروماتوغراف الورقية (Paper Chromatography) والمطياف الكتلي (Mass Spectrometry) والانبعاثي (Emission Spectrography) والامتصاص الذري (Atomic Absorption) وقطب الأيون النوعي (Specific Ion Electrode) والتقدير بالشفعة (Fire Assay) والمجس المايكروبي (Micro - probe) والأشعة السينية الوميضية (x - ray Fluorescence). ومن أجهزة التحليل الكيميائي الحديثة المستخدمة في علم الجيوكيمياء: الأشعة السينية المنبعثة بالحث البروتوني (Proton Induced x - ray Emission PIXE) وحث البلازما المزدوج (Inductively Coupled Plasma) المرتبط بالمطياف الكتلي (ICP - MS) والمرتبط بمطياف الامتصاص الذري (ICP - AAS) والمجس المايكروبي الأيوني (Ion Microprobe) وجهاز موالفة الأشعة السينية الوميضية (Synchrotron x - ray Fluorescence) والتحليل بالتنشيط النيوتروني (NAA).

إن تطور التقنيات التحليلية خلال القرن العشرين ساعد على تراكم حجم هائل من البيانات الجيوكيميائية التي تحتاج إلى معالجات إحصائية ورياضية سريعة. ويمكن إنجاز هذه المعالجات في الوقت الحاضر من خلال استخدام عدد من البرامجيات الجاهزة مثل (SPSS) و (EXCEL) و (ACCESS) و (SURVER) و (MATLAB) و (STATGRAPH) التي تساعد كثيراً في عرض وتفسير البيانات الجيوكيميائية على أساس من المنطق الجيولوجي الرصين.

1 - 4 فروع علم الجيوكيمياء

شهد القرن العشرين مرحلة من التطور السريع والامتداد في اختصاصات الجيوكيمياء ونموها هائلاً في بياناته التحليلية تجاوزت حدود تصور الاختصاصيين الأوائل في علم الجيوكيمياء. حالياً، تشغل الدراسات الجيوكيميائية مساحة واسعة

من حقول المعرفة تفصل بها وتتداخل معها وتوظف في عدد من الاختصاصات التي تلبى بعض حاجات الحضارة الإنسانية الحالية ومحاولة إيجاد الحلول المناسبة لعدد من مشاكلها المختلفة. هكذا ولدت فروع علم الجيوكيمياء للمشاركة في أعمال الاستكشافات المعدنية عن الرواسب الخام العضوية واللاعضوية وفي تحديد العوامل الصناعية والطبيعية الملوثة لبيئة الحياة على سطح الأرض بهدف تحسينها وتحويل الملوثات إلى مواد مفيدة. ودراسة طبيعة وتوزيع المواد العضوية في البيئات الجيولوجية فضلاً عن التقسيمات الشائعة لعلم الجيوكيمياء إلى: جيوكيمياء الصخور النارية والمتحولة والرسوبية وجيوكيمياء أغلفة الأرض: المائي والجوي والحياتي. ويمكن إيجاز الفروع التطبيقية لعلم الجيوكيمياء بالآتي:

1-4-1 فرع الاستكشاف الجيوكيميائي

يتضمن التطبيقات العلمية للقواعد النظرية لعلم الجيوكيمياء لغرض الاستكشاف المعدني في إيجاد مواقع جديدة أو امتدادات جديدة لرواسب فلزية أو لا فلزية أو تجمعات للنفط أو الغاز. ويتم هذا من خلال استخدام الطرق الكيميائية المتمثلة بالقياسات النظامية لتعيين تراكيز واحد أو أكثر من العناصر أو المركبات الكيميائية التي توجد بتراكيز منخفضة في نماذج يمكن الحصول عليها بسهولة مثل الصخور ورواسب أنظمة التصريف والتربة والمياه والنباتات والهواء والفتات المثلجة.

بالرغم من نمو وتطور فرع الاستكشاف الجيوكيميائي في العديد من بلدان العالم في الوقت الحاضر، إلا أن المدرسة الروسية المتمثلة بدراسة (Vernadsky) وزميله (Fersman)، تعد الأولى في توظيف الطرق الجيوكيميائية المتطورة بنجاحات ملحوظة في برامج الاستكشافات عن الرواسب الخام خلال الفترة (1913 - 1939). يستخدم حالياً عدد من المصطلحات للتعبير عن هذا الفرع مثل: التحري الجيوكيميائي (Geochemical Prospecting) والجيوكيمياء الاستكشافية (Exploration Geochemistry) فضلاً عن الاستكشاف الجيوكيميائي (Geochemical Exploration).

1-4-2 فرع الاستكشاف الجيوكيميائي - الحياتي

يبحث هذا الفرع حصراً في العلاقة بين النباتات وأنطقة تمعدن الرواسب الخام. إن هذه العلاقة كانت معروفة منذ القدم، وربما يرجع تاريخها إلى القرن

التاسع أو الثامن، حيث لاحظ الصينيون الأوائل نمو أنواع معينة من النباتات بالقرب من رواسب خامات الفضة والذهب والنحاس والقصدير. وكانوا على علم باحتواء بعض النباتات على الفلزات. وقاموا فعلاً باستخلاص الزئبق من أنواع معينة من النباتات. وهكذا تم التعرف على أنواع النباتات الدالة على وجود رواسب معينة من الخامات والتي تمثل ركناً أساسياً في مفاهيم فرع الاستكشاف الجيوكيميائي - الحياتي المعاصر.

إن التطور الحالي في استخدام الطرق الكيميائية (الاستكشاف الجيوكيميائي) والطرق الحياتي (الاستكشاف الجيوكيميائي - الحياتي) في مجال التحري المعدني لا يمثل تطوراً بالمفاهيم بقدر ما يعد تطوراً في الطرق الجديدة الحساسة التي أدت إلى توفير حجم هائل ونوعية عالية من البيانات ولنماذج مختلفة، غير أن البعض منها قد استخدمه المستكشفون الأوائل قبل حوالي (500) سنة. وفي الوقت الحاضر، ازداد الاهتمام بالاستكشاف الجيوكيميائي كأحد طرق التحري المعدني بسبب الحاجة المستمرة والمتصاعدة لمصادر خامات المواد الأولية للصناعات المختلفة وبسبب أيضاً، الاعتقاد السائد بأن الاستكشاف الجيوكيميائي يوفر طرائق ملائمة للكشف عن الخامات منخفضة الجودة خصوصاً بعد انحسار تكرار الاستكشافات المعدنية للخامات الضخمة ذات الجودة العالية.

1 - 4 - 3 فرع الجيوكيمياء البيئية

تميزت العقود المنصرمة من الحضارة الحالية، بالتطور الكبير والارتقاء السريع في الجوانب العلمية والثقافية والمفاهيم العامة وفي النواحي الصحية والاجتماعية والاقتصادية وبالزيادة المضطردة في عدد السكان وما تحتاجه من ارتفاع في مستويات الإنتاج الزراعي والصناعي والخدمي. إن كل هذا أدى إلى زيادة الاهتمام ببيئة حياة الإنسان والمحافظة عليها من تأثير العوامل المهددة لاستمرارها حالياً ومستقبلاً.

تتباين كثيراً مصادر وطبيعة هذه العوامل وشدة تأثيرها. فالبعض منها ما هو طبيعي المصدر (الزلازل والفيضانات والأعاصير وثورات البراكين) والآخر ما هو صناعي المصدر (الملوثات المطروحة من الصناعات المختلفة). وتختلف أيضاً هذه العوامل في طبيعتها حيث أن بعضها فيزيائي (الاحتباس الحراري) والآخر كيميائي (التلوث بالعناصر السامة) فضلاً عن تباين شدة تأثيرها التي تتراوح بين الضوضاء

المزعجة (كضجيج حركة الطائرات في المطارات أو حركة المركبات على خطوط النقل الخارجي) وحالات التعرض إلى جرعات قاتلة من الملوثات (الجرعات العالية من الإشعاع).

بعد هذا العرض الموجز يتضح بأن إنجاز الدراسات البيئية المختلفة يتطلب تضافر جهود ومشاركة عدد من الاختصاصات المتباينة. فأين تكمن مشاركة علم الجيوكيمياء ضمن الإطار الموصوف أعلاه؟ يبدو بأن لعلم الجيوكيمياء مشاركة مهمة في دراسة الملوثات الطبيعية المؤثرة في كيميائية بيئة الإنسان. وإن تراكم حجم كبير من البيانات التحليلية ولنماذج تمثل مختلف الأنطقة البيئية للأرض، قد أدى إلى توظيف هذه البيانات في الدراسات البيئية فضلاً عن استخدامها في التحري والتنقيب عن الرواسب الخام. ولهذا يهتم حالياً الاخصائيون في الاستكشاف الجيوكيميائي بالدراسات البيئية مما ساعد في تطوير فرع الجيوكيمياء البيئية.

1- 4- 4 فرع الهندسة الجيوكيميائية

أدخل هذا المصطلح لأول مرة سنة (1990) من قبل الهولندي (Schulling) الذي وصفه بالآتي: . . . «استخدام العمليات الجيوكيميائية في تحسين البيئة». يتم هذا بشكل أساسي من خلال توظيف مفاهيم التقنيات البيئية (التركيز concentration، الانتشار dispersion، تثبيت الحركة immobilization، العزل isolation) المرادفة للعمليات الجيوكيميائية الشائعة (التجوية weathering، الترسيب deposition، تكوين الخامات Ore genesis، الامتصاص على المعادن absorption) on minerals) واستخدامها في تحويل الملوثات البيئية إلى مواد مفيدة، كما تشمل تحسين الصفات الفيزيائية للصخور (النفاذية والصلابة والحجم) بالمعالجات الكيميائية المختلفة (حقن الحوامض والإسمنت) (acid and cement injection). وفضلاً عن هذا عرض (Schulling) طريقة لتوفير مياه الشرب في المناطق الصحراوية بتوظيف الملاحظات الجيوكيميائية لقابلية بعض المواد على امتصاص الماء (hygroscopic).

يقسم أيضاً علم الجيوكيمياء بالتقسيمات الآتية: جيوكيمياء النظائر المستقرة (stable isotope geochemistry) والجيوكيمياء العضوية (Organic geochemistry) كما تظهر بعض الدراسات الجيوكيميائية بعناوين أخرى مثل التقويم الجيولوجي (geochronology) والمعادن والصخور الصناعية (industrial mineral and rock) والجيولوجيا الطبية (medical geology).

1 - 5 أديبات علم الجيو كيمياء

تميزت ولادة علم الجيو كيمياء والفترة الزمنية اللاحقة، بنشر القليل والمتفرق وغير المكتمل من الدراسات الجيو كيميائية. وأعقبها نشر المصادر المرجعية المتكاملة الموسومة: بيانات الجيو كيمياء / الطبعة الخامسة (The Data of Geochemistry, 1950) والجيو كيمياء (Geochemistry, 1950) والجيو كيمياء (Geochemistry, 1954) للمؤلفين: الأمريكي (Clarke) والسويديين (Rankama and Sahama) والنرويجي (Goldschmidt) على التوالي. بعدها توالى إصدارات الكتب المهمة والمجلات العلمية ومجلدات وقائع الندوات والمؤتمرات المتخصصة في علم الجيو كيمياء.

وبلغ عدد الكتب المنشورة في النصف الثاني من القرن العشرين بحدود (50) كتاباً بين طبعات حديثة لكتب قديمة أو كتب جديدة تناولت فيها جوانب واسعة من علم الجيو كيمياء وفروعه. ومن هذه الكتب: الجيو كيمياء اللاعضوية (Inorganic Geochemistry) للمؤلف (Henderson) والكيمياء اللاعضوية والأرض (Inorganic Chemistry & the Earth, 1982) للمؤلف (Fergusson) وأسس الترسبات الكيميائية (Principles of Chemical Sedimentology, 1971) للمؤلف (Berner) الجيو كيمياء العضوية المتقدمة (Advances in Organic Geochemistry, 1968) للمحررين (Shenck & Havenaar) ومدخل إلى الجيو كيمياء (Introduction to Geochemistry, 1967) للمؤلف (Krauskopf) وموسوعة علوم الجيو كيمياء والبيئة (The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences, 1972) وأسس الجيو كيمياء / الطبعة الرابعة (Principles of Geochemistry, 1982) للمؤلفين (Mason & Moore) ومدخل إلى الجيو كيمياء الاستكشافي / الطبعة الثانية (Introduction to Exploration Geochemistry, 1980) للمؤلف (Livenson) والطرق الجيو كيميائية الحياتية للتنقيب / مترجم (Biogeochemical Methods of Prospecting, 1964) للمؤلف (Malyuga) ومنشأ وتوزيع العناصر (Origin & Distribution of Elements, 1969) للمحرر (Ahrens) والكتاب المعين للجيو كيمياء (Handbook of Geochemistry, 1964 - 1978) للمحرر (Wedepohl) والكتاب المعين للجيو كيمياء الاستكشافي (Handbook of Exploration Geochemistry, 1981) للمحرر (Govet) والكتاب المعين للتحري عن اليورانيوم (Handbook of Uranium Prospecting, 1972) للمحررين (Bowi, Davis & Ostle) والجيولوجيا

النووية (Nuclear Geology, 1954) للمحرر (Faul) و جيوكيمياء مياه حقول النفط (Geochemistry of Oilfield Waters, 1975) للمؤلف (Collins) و جيوكيمياء العناصر في البيئة السطحية (Geochemistry of Elements in the Supergene, 1967) للمؤلف (Perell'Man) و جيوكيمياء النظام الغروي (Geochemistry of Colloid System, 1979) للمؤلفين (Yariv & Cross) و الجيوكيمياء البيئية (Environmental Geochemistry, 1980) للمؤلف (Fortescue) و جيوكيمياء الغلاف الصخري / مترجم (Geochemistry of Lithosphere, 1976) للمؤلف (Bues).

لغاية منتصف القرن العشرين، لم تظهر أية مجلة علمية متخصصة بعلم الجيوكيمياء وفروعه، لهذا السبب كان المنشور من الدراسات الجيوكيميائية في تلك الفترة، هو القليل والمتفرق والمنتشر في عدد كبير من المجلات العلمية إن لم يكن جميعها. وشهدت المصادر العلمية في سنة (1950) صدور أول مجلة علمية متخصصة في الجيوكيمياء والموسومة (Geochimica et Cosmochimica Acta) من قبل (The Geochemical Society & The Meteoritical Society). وأعقبها في سنة (1956)، إصدار الأكاديمية العلمية في الاتحاد السوفيتي سابقاً، المجلة العلمية الموسومة (Geokimiya) التي تمت ترجمتها ونشرها تحت عنوان (Geochemistry). غير أنها توقفت عن الصدور في سنة (1963) واستبدلت في سنة (1967) بمجلة (Geochemistry International) لنشر ترجمة البحوث المكتوبة باللغات الأجنبية (غير الإنكليزية) وبضمنها اللغة الروسية - وقامت الاتحادات الجيوكيميائية العالمية والإقليمية بإصدار مجلات خاصة بها كما هو الحال بالنسبة للاتحاد الأوربي للجيوكيمياء (EAG) في إصدار مجلة (Chemical Geology) والاتحاد العالمي للجيوكيمياء وكيمياء الكون (IAGE) في إصدار مجلة (Applied Geochemistry) والاتحاد العالمي للمستكشفين الجيوكيميائيين (IAGE) في إصدار مجلة (Geochemical Exploration) والاتحاد الأوربي للجيوكيمياء العضوية (EAOG) في إصدار مجلة (Organic Geochemistry).

شاركت أيضاً في نشر الدراسات الجيوكيميائية، مجلدات الوقائع (Proceeding) للمؤتمرات والندوات العالمية والمجاميع البحثية المتمخضة عنها مثل (Goldschmidt Conference) و (IAGC working - group Symposiums) و (Geochemical Exploration Symposiums) و (International Meeting on Organic Geochemistry) و (Geochemistry & Health Symp) وذلك في النصف

الثاني من القرن المنصرم ومن خلال التعاون مع الجمعيات العالمية الوطنية والجهات الحكومية ومنظمة (UNESCO).

فضلاً عن منشورات الجمعيات والمؤسسات والمعاهد والمراكز الجيولوجية الوطنية، يوجد عدد آخر من المجلات العالمية / الوطنية تقوم بنشر البيانات والدراسات الجيوكيميائية ومن بينها مجلة (Geostandards Newsletter) الصادرة عن مجموعة (Analytical Standards of Minerals, Ores & Rocks) للاتحاد الوطني الفرنسي للبحوث والتقانة (Association Nationale de la recherche Technique).

الفصل الثاني Chapter TWO

الوفرة الكونية ومنشأ العناصر الكيميائية

Cosmic Abundance and Origin of the Chemical Elements

2 - 1 تمهيد :

يتألف الكون من مراكز من المادة بشكل مجرات (Galaxies) فضلاً عن غازات ما بين النجوم (interstellar gases) بكثافة منخفضة تصل إلى حوالي $(10^{-24} \text{ gm/cm}^3)$. يبلغ قطر المجرات بحدود (10^{18} km) وتصل المسافة التي تفصل بينها حوالي (10^{19} km) . إن أقرب المجرات إلى مجرتنا (الطريق اللبني Milky Way) هي مجرة (Andromeda)، بينما تبتعد المجرات النائية بمسافة أكبر من (8×10^9) سنة ضوئية. أما النجوم (Stars) فهي قليلة العدد في المجرة الواحدة وهي كذلك صغيرة الحجم مقارنة مع حجم المجرات. وإذا افترضنا مقياس نجم بحجم كرة قطرها (1cm) فإن المسافة بين النجوم في المجرة الواحدة تشبه المسافة بين عواصم الأقطار العربية.

إن معلوماتنا عن التركيب الكيميائي للمواد الكونية اقتصر على نجوم مجرتنا وما جاورها. كان هذا كل ما يمكن رصده واستقباله وتحسسه من قبل أجهزة تحليل الطيف خلال الفترة التي سبقت عصر غزو الفضاء. وتعد هذه المعلومات ممثلة للتركيب الكيميائي للكون بسبب عدم ملاحظة اختلافات جوهرية في الوقت الحاضر، بين جزء الكون المدروس وبقية أجزائه الأخرى. وقبل الولوج في تفاصيل موضوع الوفرة الكونية للعناصر لا بد من التطرق إلى حالة معرفة الإنسان بالعناصر الكيميائي عبر مراحل تاريخه المختلفة.

2 - 2 تاريخ اكتشاف العناصر الكيميائية

تعد العناصر الكيميائية هي المادة الأساسية لعلم الجيوكيمياء . ولهذا السبب فإن أمر اكتشافها والتعرف عليها منفردة أو بشكل مجاميع ، تمثل علامات واضحة على طريق تطور علم الجيوكيمياء . ومن الجدير ذكره بأن معظم هذه الاكتشافات قد تمت في مواد طبيعية متوفرة على سطح الأرض مثل مواد أغلفة الأرض وغطائها الصخري . وبسبب اتساع معرفة الإنسان بالخواص الكيميائية لصخور الأرض والتعامل معها ، فإن المختصين بعلم الاجتماع الإنساني قسموا تاريخ التطور الحضاري للإنسان إلى عصر حجري قديم وحديث وعصر البرونزي (سبيكة القصدير - النحاس) والعصر الحديدي الذي يعتقد بأنه يمتد إلى وقتنا الحاضر . وعليه فإن عناصر مثل النحاس والقصدير والحديد والذهب والفضة والرصاص والزئبق والكبريت والكاربون كانت معروفة لدى الحضارات القديمة مثل حضارة وادي الرافدين والنيل . وكانت فيما بعد ، إسهامات العلماء العرب هي الأساس الجيد لعلم الكيمياء الذي نقله الغرب عنهم . ويكفي الإشارة في هذا المجال إلى أن لفظة «الكيمياء» التي ترجمت إلى العديد من اللغات غير العربية هي في الحقيقة كلمة عربية يرجع أصلها إلى الكمي (alchemy) .

يعد (Lavoisier) هو أول من وضع المفاهيم المتطورة للعناصر الكيميائية عام 1789 وذلك من خلال دراسته (Traite élémentaire de Chimie) . واستطاع نفس العالم من التعرف على (32) عنصراً مختلفاً . وشهد العقد الأخير من القرن الثامن عشر اكتشاف العناصر : U و Zr و Sr و Ti و Y و Be و Cr و Te . وباستثناء العقد السادس من القرن التاسع عشر ، فإن العقود الأخرى شهدت اكتشاف أو عزل (isolation) لـ (43) عنصراً . وبحلول سنة (1900) أصبح الجدول الدوري مكتملاً تقريباً باستثناء بعض العناصر المشعة ذات العمر القصير والعناصر : Eu و Lu و Hf و Re التي تم اكتشافها في سنة (1901) و (1907) و (1923) و (1925) على التوالي . وعرض (Moseley) في سنة (1914) برهانه على اكتمال عناصر الجدول الدوري وذلك من خلال دراسته للعلاقة بين طيف الأشعة السينية والعدد الذري للعناصر . وهكذا تعرف حالياً عناصر الجدول الدوري التي تبدأ بعنصر الهيدروجين (عدد ذري واحد) وتنتهي بعنصر اليورانيوم (بعدد ذري 92) . ومن هذه العناصر ، هناك (90) عنصراً

تشكل مكونات التركيب الكيميائي للأرض . وهناك أيضاً (81) عنصراً بنظير مستقر واحد أو أكثر، بينما توجد العناصر الواقعة بين (U - po) بنظائر مشعة غير مستقرة . وعليه فإن العناصر Tc و Pm والعناصر الأثقل من (NP) وبعدد ذري أكبر من (106) لا تتوفر في الأرض الحالية بسبب انخفاض عمرها النصف واستكمال تحللها . وهناك جدل قائم حول إمكانية وجود بعض العناصر بعدد ذري قريب من (116) و(126) بكميات شحيحة جداً في الأرض الحالية بسبب امتلاكها نوى مستقرة نسبياً مقارنة مع العناصر المجاورة لها . وقد يعني هذا توسيع الجدول الدوري(?) ليشمل عناصر بعدد ذري أكبر من عنصر اليورانيوم .

2 - 3 الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية

إن المعلومات الحالية حول الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية يمكن الحصول عليها من المصادر الآتية: 1 - الأرض والقمر . 2 - النيازك . 3 - الشمس والنجوم . 4 - الأشعة الكونية . 5 - سحابة النجوم الغازية (gaseous nebulae) والوسط ما بين النجوم (interstellar medium) . ويمكن الحصول على البيانات المذكورة من خلال تحليل نماذج معينة تمثل (قدر الإمكان) الأرض والقمر أو من خلال تحليل نماذج لنوع معين من النيازك . وتهدف تحاليل هذه النماذج إلى إيجاد تراكيبها الكيميائية من العناصر الكيميائية ونظائرها . ويمكن الحصول على بيانات الوفرة الكونية أيضاً من خلال تحليل خطوط طيف (spectral analysis) لأشعة الشمس ونجوم مجرتنا أو من خلال تحليل الأشعة الكونية التي تصل أجهزة الرصد والتحليل على سطح الأرض . بالرغم من الجهود الكبيرة المبذولة في هذا المجال، لم يحظ أي من جداول بيانات الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية بقناعة المعنيين من الأخصائيين وذلك بسبب عدم التمثيل الكامل لمادة الكون بالنماذج المدروسة للأرض والقمر والنيازك وافتقارها لبيانات العناصر الطيارة (volatile) فضلاً عن احتمال تغيير تركيبها نتيجة تعرضها لعمليات كيميائية معينة خلال تكوين الأرض والقمر والنيازك . ويعتقد الأخصائيون أيضاً بعدم التمثيل الكامل لمادة الكون بالجزء المدروس من الشمس والنجوم، فضلاً عن مشاكل قياسات وتحليل خطوط طيف الشمس والنجوم مثل التعيير (calibration) حسب أنواع النجوم وتقدير ظروف التهيج (excitation) فيها، كما تؤدي التفاعلات الثانوية في الغلاف الجوي للجسيمات (particles) عالية الطاقة من الأشعة الكونية، إلى اختلاف حسابات

الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية بالاعتماد على تحليل الأشعة الكونية مقارنة مع البيانات المحسوبة من المصادر الأخرى .

بالرغم من الانتقادات المذكورة، تتداول عادة أدبيات الجيوكيمياة إحصائيتين للوفرة الكونية للعناصر الكيميائية ونظائرها . تعتمد الأولى جزئياً على قياسات الوفرة للعناصر في مواد أرضية ونيزكية معينة، وفي الجزء الآخر تعتمد على استقرارية نوى العناصر (Suess and Urey, 1956) . أما الإحصائية الثانية، فتعتمد على نظريات منشأ نوى العناصر (theories of nucleogenesis) وبياناتها وكما عرضه (Cameron, 1959) . وعلى الرغم من اختلاف أسس حساب الإحصائيتين، إلا أن المقارنة تشير إلى تشابه كبير بين الإحصائيتين، كما أن بياناتهما لا تبدوان بعيدتين جداً عن الوفرة الكونية الحقيقية للعناصر الكيميائية ونظائرها (Henderson, 1982) . وعرض (Cameron, 1973) بيانات للوفرة الكونية (جدول 2 - 1) بمرتسم يوضحه الشكل (2 - 1) الذي يستنبط منه الملاحظات الآتية :

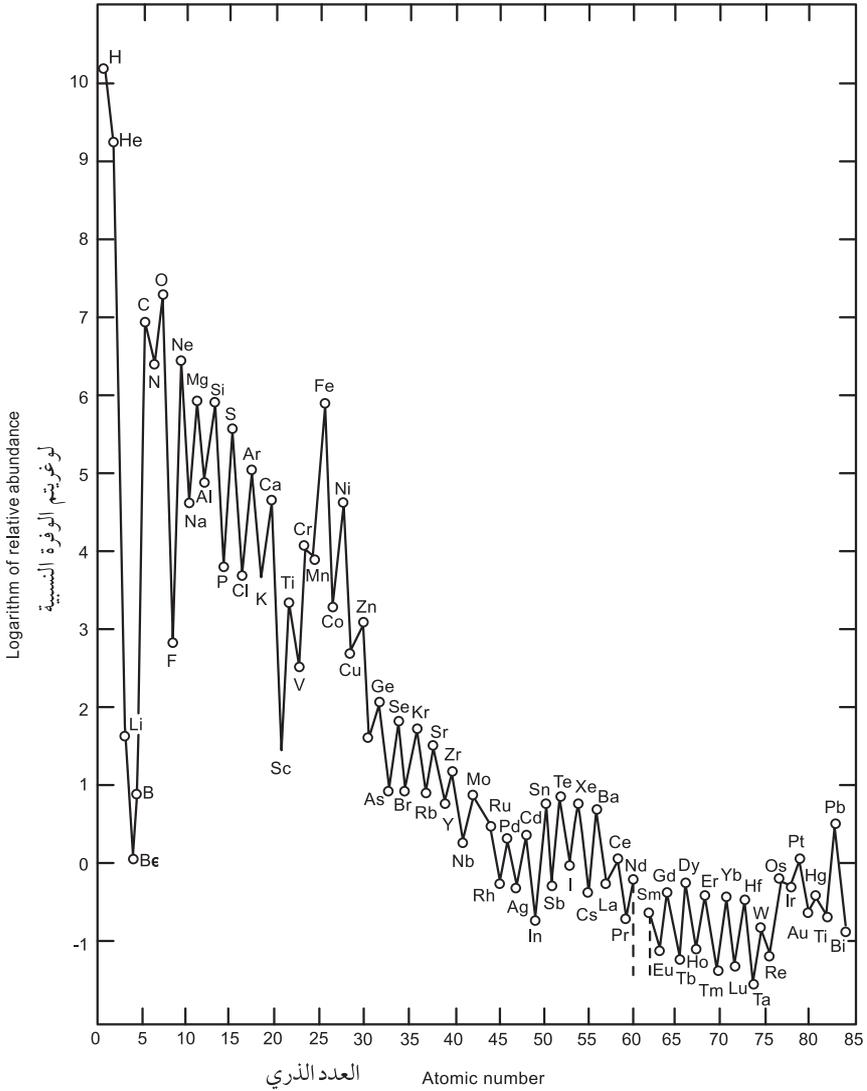
- 1 - إن أكبر العناصر الكيميائية وفرةً هما الهيدروجين ومن ثم الهليوم .
 - 2 - تنخفض الوفرة الكونية بشكل دالة أسية (exponential) تقريباً مع زيادة العدد الذري ولغاية العنصر بالعدد الذري (45) .
 - 3 - توجد العناصر : Li و Be و B المجاورة لعنصر He بوفرات نسبية منخفضة جداً .
 - 4 - يوجد عنصر : O و Fe بوفرة نسبية كبيرة و متميزة .
 - 5 - العناصر بالعدد الذري الزوجي أكثر وفرةً من العناصر بالعدد الذري الفردي .
- إن إحصائيات الوفرة الكونية للعناصر ليست مهمة فقط في متابعة سلوك العناصر خلال المراحل المتعاقبة من عمليات تكوين أجزاء الكون المختلفة ومن بينها مجموعتنا الشمسية وكوكب الأرض بشكل خاص، بل هي كذلك مهمة كمعلومات أساسية لمناقشة نظريات منشأ العناصر الكيميائية . وعليه فإن اقتراح أية فرضية بشأن منشأ العناصر الكيميائية لا بد أن تمتلك تفسيراً للوفرة النسبية الكونية للعناصر وتوزيعها نسبة إلى أوزانها الذرية .

جدول 2 - 1 الوفرة الكونية للعناصر بالذرات لكل 10^4 ذرة سليكون

العنصر Element	الوفرة Abundance	العنصر Element	الوفرة Abundance
1 H	2.66×10^{10}	44 Ru	1.9
2 He	1.8×10^9	45 Rb	0.40
3 Li	60	46 Pb	1.3
4 Be	1.2	47 Ag	0.46
5 B	9	48 Cd	1.55
6 C	1.11×10^7	49 In	0.19
7 N	2.31×10^6	50 Sn	3.7
8 O	1.84×10^7	51 Sb	0.31
9 F	780	52 Te	6.5
10 Ne	2.6×10^6	53 I	1.27
11 Na	6.0×10^4	54 Xe	5.84
12 Mg	1.06×10^6	55 Cs	0.39
13 Al	8.5×10^4	56 Ba	4.8
14 Si	1.00×10^6	57 La	0.37
15 p	6500	58 Ce	1.2
16 S	5.0×10^5	59 Pr	0.18
17 Ci	4740	60 Nd	0.79
18 Ar	1.06×10^5	62 Sm	0.24
19 K	3500	63 Eu	0.094
20 Ca	6.25×10^4	64 Gd	0.42
21 Sc	31	65 Tb	0.076
22 Ti	2400	66 Dy	0.37
23 V	254	67 Ho	0.092
24 Cr	1.27×10^4	68 Er	0.23
25 Mn	9300	69 Tm	0.035
26 Fe	9.0×10^5	70 Yb	0.20
27 Co	2200	71 Lu	0.035

العنصر Element	الوفرة Abundance	العنصر Element	الوفرة Abundance
28 Ni	4.78×10^4	72 Hf	0.17
29 Cu	540	73 Ta	0.020
30 Zn	1260	74 W	0.30
31 Ga	38	75 Re	0.051
32 Ge	117	76O s	0.69
33 As	6.2	77 Ir	0.72
34 Se	67	78 Pt	1.41
35 Br	9.2	79 Au	0.21
36 Kr	41.3	80 Hg	0.21
37 Rb	6.1	81 Ti	0.19
38 Sr	22.9	82 Pb	2.6
39 Y	4.8	83 Bi	0.14
40 Zr	12	90 Th	0.045
41 Nb	0.9	92 U	0.027
42 Mo	4.0		

المصدر (A.G.W. Cameron, Written communication in Mason and Moore, 1982)



شكل 2 - 1 الوفرة النسبية للعناصر، نسبة إلى $Si = 10^4$ ، المرسومة ضد العدد الذري

المصدر (Mason & Moore, 1982)

2-4 نظريات منشأ العناصر الكيميائية

طرحت أكثر من نظرية واحدة بشأن منشأ العناصر الكيميائية، غير أن النظرية التي تم اقتراحها من قبل (Burbridge et al, 1957) هي الأكثر قبولاً وتداولاً في المراجع العلمية والتي تتضمن تخليق العناصر الكيميائية من خلال التفاعلات

النووية في النجوم. وبسبب الوفرة الكونية الأكبر لعنصر الهيدروجين، افترضت النظرية المقترحة بأن نفس العنصر (الهيدروجين) يمثل المادة الأولية لتخليق بقية العناصر خلال المراحل المفترضة والمتعلقة بتطور النجوم.

2-4-1 مراحل تطور النجوم

تشير الآراء المطروحة في هذا المجال إلى أن بدايات تكوين النجوم حدثت وتحدث في المناطق الباردة من المجرات وفي المواد ما بين النجوم. وحسب الاعتقاد المتداول، فإن المراحل الأولى من تشكيل النجوم، تبدأ نتيجة الاختلافات في ضغوط الغازات الناجمة عن ضغوط الإشعاع أو بسبب تأثير قوى من المجال المغناطيسي. وفي بداية الأمر تنكمش النجوم الأولية بسبب زيادة قوى الجذب فيها مما يؤدي إلى ارتفاع كثافتها ودرجات حرارتها. ويصاحب هذه المرحلة، إرتفاع في ضغوط الأجزاء الداخلية للنجوم، مما يؤدي إلى توقف انهيارها غير المستقر. تتضمن المراحل المبكرة من انكماش النجوم الأولية، زيادة سريعة في سطوعها (Brightness) مع ثبات (تقريباً) درجات حرارة سطحها. ويعقب هذه المرحلة استمرار الانكماش ولكن بمعدلات بطيئة مع زيادة درجة حرارة أسطح النجوم وسطوعها. ويستمر تطور النجوم من خلال مراحل عديدة من زيادة درجة حرارة لبها المتصاحب مع انكماشه والمحافظة على موازنة الطاقة بفعل التغييرات التي تحدث في الحجم الإجمالي للنجوم وسطوعها. وفي حالات قليلة الحدوث، يصبح لب النجم غير مستقر مما يؤدي إلى ما هو معروف بالانفجارات النجمية (supernova) وانتشار المواد في الفضاء ما بين النجوم. تعد هذه الظاهرة بالوصف المذكور، من الميكانيكيات المهمة في مناقشة تكوين كواكب مجموعتنا الشمسية.

خلال المراحل الموصوفة سابقاً من تكوين النجوم وتطورها، يحدث عدد من التفاعلات النووية - الحرارية التي يستهلك فيها أولاً عنصر الهيدروجين في لب النجوم لتخليق العناصر الخفيفة مع استمرار الانكماش البطيء لللب النجوم. كما يتم تخليق العناصر الثقيلة من العناصر الخفيفة في داخل النجوم. وهو الأمر الذي يؤدي إلى انخفاض الضغط في داخل النجوم، غير أن تأثير هذا الانخفاض في داخل النجوم، غير أن تأثير هذا الانخفاض في الضغط تقابله في التأثير أو تلغيه، المحافظة على معدلات متوازنة من الانكماش الجذبي وبتأثير الارتفاع المتزامن في درجات الحرارة. إن الارتفاع الأكثر في درجات الحرارة داخل النجوم، يؤدي إلى

اتساع مساحة الطبقات الخارجية من النجوم بحيث تحقق الزيادة في كفاءة الإشعاع الإجمالي للنجوم والتخلص من طاقتها الزائدة.

2-4-2 مراحل تخليق العناصر الكيميائية ونظائرها

1- احتراق الهيدروجين

يمثل إقتناس ذرات الهيدروجين للبروتونات ويتميز بارتفاع درجات الحرارة إلى $(10^7 C^0)$ وارتفاع الكثافة إلى $(100gm/cm^3)$. وتحدث في هذه المرحلة عدد من التفاعلات التي تؤدي بمجموعها إلى تكوين ذرات عنصر الهيليوم (He).

2- احتراق الهيليوم

يحدث هذا من خلال تفاعلات الفا الثلاثية (α triple) لذرات الهيليوم عند درجات حرارة تصل إلى $(10^8 C^0)$ حوالي $(10^3 gm/cm^3)$. وتتجاوز هذه المرحلة من التفاعلات النووية تخليق نوى للعناصر بكتلة (5) و(8). عند هذه المرحلة من تطور النجوم، تتحول ذرات الهيدروجين إلى ذرات الهيليوم والأخيرة تتحول إلى ذرات الكربون والأوكسجين مع قليل من ذرات النيتروجين.

3- احتراق الكربون والأوكسجين

تعرف هذه التفاعلات بعمليات ألفا (α - process) وتحدث بفعل ارتفاع درجات الحرارة والكثافة نتيجة زيادة معدلات الانكماش (الانهيار) في النجوم. تتفاعل في هذه المرحلة ذرات الكربون لتكوين النيون (Ne) والصوديوم (Na) والمغنيسيوم (Mg). بينما تتفاعل ذرات الأوكسجين لتكوين ذرات السليكون (Si) والفسفور (P) والكبريت (S) وربما ذرات الكلور (Cl) والارغون (Ar).

4- احتراق السليكون

يتقدم مراحل تطور النجوم، تزداد درجات حرارتها مما تؤدي إلى ارتفاع معدلات التفاعلات النووية وتخليق نوى العناصر بالعدد الكتلي (28 - 57) وأبرزها نوى عنصر الحديد. ويتكوين مجموعة عناصر الحديد، تفتقر النجوم في هذه المرحلة إلى التفاعلات المجهزة للطاقة.

5- اقتناس النيتروانات البطيئة

تؤدي هذه التفاعلات إلى تكوين عناصر أثقل من الحديد ولغاية عنصر

البزموت (Bi) وبذرات منخفضة (شكل 2 - 1) لوفرة العناصر المستقرة بسبب انخفاض قابليتها على اقتناص النيوترونات (neutron capture cross - section).

6 - إقتناص النيوترونات السريعة

اقترحت هذه التفاعلات لتخليق العناصر الأثقل من البزموت (Bi). وبسبب قابلية هذه العناصر على التحلل، تتكون نظائر بعض العناصر الغنية بالنيوترونات. ويتكون الفيض الهائل (Fluxes) من النيوترونات خلال الانفجارات الكتلية للنجوم التي تعرف بـ (supernova). ولهذه الانفجارات دور مهم في انتشار العناصر الكيميائية في الفضاء وربما استعادتها(؟).

7 - إقتناص البروتونات السريعة

تفسر هذه التفاعلات تخليق نظائر العناصر الغنية بالبروتونات. وتحدث هذه التفاعلات في الأجزاء الخارجية من الانفجارات الشمسية (النجمية) السطحية (supernova).

أما تفاعلات تخليق العناصر: Li و Be و B فهي غير معروفة على وجه التحديد. وربما تمثل نواتج لفظ (spallation) للنوى الخفيفة من عناصر الأوكسجين والكاربون.

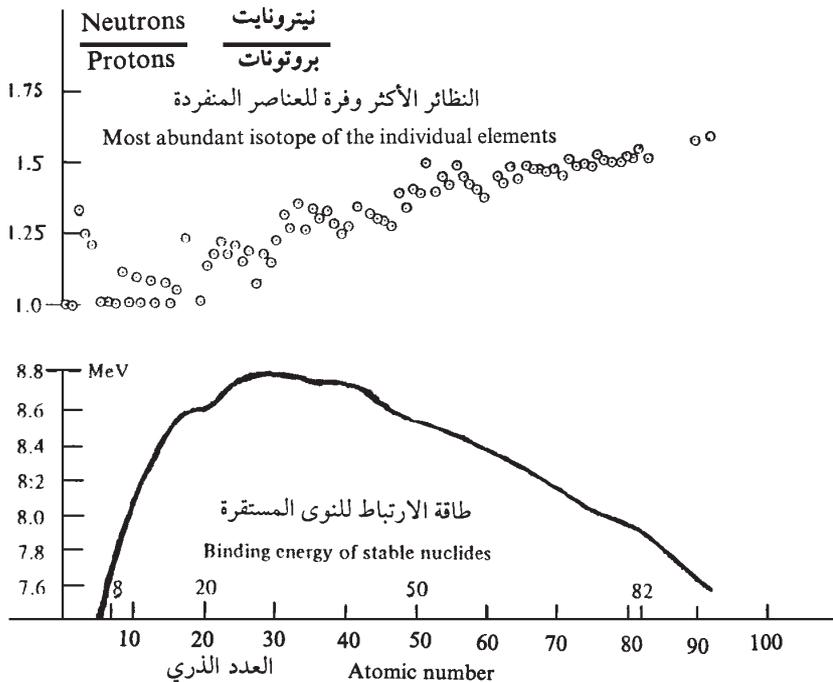
بعد المناقشة الموجزة، يجب التنويه بأن تخليق العناصر في النجوم المختلفة هي عملية مستمرة.

2 - 5 إستقرارية نوى العناصر

إن إستقرارية نوى العناصر يمكن إستقراؤها من خلال ملاحظة وفرتها وطبيعة مكوناتها التركيبية. إن جميع النظائر المستقرة موجودة في الأرض. أما النظائر غير المستقرة، فإن وفرتها تتحدد وفقاً لأعمار النصف (half life).

تحتوي نوى العناصر أو النظائر كما هو معروف، على النيوترونات والبروتونات. ويبدو أن إستقرارية النظائر تعتمد على عدد البروتونات والنيوترونات. ويمكن توضيح هذه العلاقة من خلال رسم نسبة عدد البروتونات إلى النيوترونات مع العدد الذري (عدد البروتونات) وكما في الشكل (2 - 2) الذي يوضح أيضاً تباين طاقة الارتباط (bond energy). تقل نسبة البروتونات / النيوترونات في النظائر الخفيفة ولغاية العنصر بعدد بروتونات (20). عند هذا العنصر يتساوى عدد

النيوترونات بعدد البروتونات في النواة. وعند الاتجاه نحو العناصر الأثقل يزداد عدد النيوترونات مقارنة مع عدد البروتونات. أما بالنسبة لطاقة الارتباط، فتزداد بشكل سريع مع زيادة عدد البروتونات وتصل أعلى قيمة لها عند عنصر الحديد (Fe) بعدد بروتونات يساوي (26). ومع زيادة عدد البروتونات تقل طاقة الارتباط بشكل تدريجي. ويبدو أن استقرارية نوى العناصر تعتمد على استقرارية مكوناتها من البروتونات والنيوترونات. فالنوى التي تحوي على أعداد زوجية من البروتونات والنيوترونات (زوجي - زوجي) هي الأكثر وفرةً واستقراراً مقارنةً مع النوى التي تحوي على (فردى - فردى). أما النوى (فردى - زوجي)، فهي وسطية الاستقرار.



شكل 2 - 2 طاقات الارتباط ونسب النيوترون إلى البروتون لنوى العناصر

المصدر (Wedpohl, 1971)

غالباً ما تمتلك النوى الأكثر وفرةً واستقراراً على عدد ذري يصل إلى (20) وتحتوي على نيوترونات وبروتونات بنسبة 1:1 مثل: $^{14}_7\text{N}$ (99.63%)؛ $^{40}_{20}\text{Ca}$ (99.74%)؛ أما النوى بالعدد الذري «السحري»: 2؛ 8؛ 20؛ 50؛ 82؛ 126 فتمتلك وفرة عالية واستقرارية خاصة لا يمكن تفسيرها إلا على أساس طبيعة

القوى النووية المؤثرة فيها والتي لن تناقش تفاصيلها لكونها خارج إطار موضوع الكتاب الحالي .

إن غياب نظائر العناصر Tc و Pm و At و Fr هو بسبب امتلاكها لقيمة منخفضة من عمر النصف ، غير أن تحسس عنصر (Tc) في طيف النجوم الضخمة يمثل دليلاً على استمرار تخليق العناصر الكيميائية فيها .

الجزء الثاني
Part Two
جيو كيمياء
Geochemistry of
الأرض الحالية
the present Earth

الفصل الثالث

Chapter Three

الغلاف الجوي

The Atmosphere

3 - 1 تمهيد :

يمتد الغلاف الجوي ابتداءً من سطح الأرض ولغاية الارتفاعات العالية التي تصل إلى حوالي (2000km) (Fergusson, 1982). ويتركز حوالي (99%) من مكونات الغلاف الجوي في طبقة لا يتجاوز سمكها أكثر من (80km). بشكل عام، تنخفض تدريجياً نسب هذه المكونات مع زيادة الارتفاع وتتلشى في الفضاء الخارجي. وتوجد مكونات الغلاف الجوي بنسب مستقرة تقريباً في الارتفاعات الأقل من (60km) نتيجة فاعلية تيارات الحمل (convection currents) وتأثيرها في تجانس مكونات هذا الجزء من الغلاف الجوي، أما عند الارتفاعات الأكثر من (60km)، تنفصل هذه المكونات عن بعضها حسب أوزانها الجزيئية بسبب قوى جذب (gravitational force) الأرض. يعرف الجزء الأول (أقل من 60km) بالهوموسفير (homosphere) ويعد المادة الأساسية للدراسات الجيوكيميائية.

تبلغ النسبة المئوية لكتلة الغلاف الجوي إلى الكتلة الإجمالية للأرض حوالي (0.0001%). بالرغم من هذه النسبة المنخفضة جداً، إلا أن للغلاف الجوي تأثيراً ملحوظاً على كيميائية مواد سطح الأرض. يعد الغلاف الجوي وسطاً لنقل المواد المهمة للارتفاعات الجيوكيميائية التي تحدث على سطح الأرض والمتمثلة بعمليات التجوية. يمثل الغلاف الجوي أيضاً جزءاً مهماً من الدورة الجيوكيميائية لعدد من العناصر الكيميائية. يحوي الغلاف الجوي على مكونات شحيحة، غير أن بعضها يعد أساسياً لإدامة حياة النباتات والبعض الآخر يعد ضرورياً لاستمرار جميع أشكال

الحياة (تقريباً) على سطح الأرض. بعد هذا الإيجاز السريع، يبرز السؤال الآتي: ما هي مكونات الغلاف الجوي؟

3 - 2 التركيب الكيميائي للغلاف الجوي:

يحوي الغلاف الجوي على تركيب كيميائي بسيط يتألف من ثلاثة عناصر رئيسة وهي النيتروجين (N_2) والأكسجين (O_2) والاركون (Ar) فضلاً عن المكونات الشحيحة: ثاني أكسيد الكربون (CO_2) وبخار الماء (H_2O) والنيون (Ne) والهليوم (He) والكريبتون (Kr) والزينون (Xe) والهيدروجين (H_2) وأوكسيد النيتروز (N_2O). يعرض الجدول (3 - 1) تراكيز (جزء بالمليون من الجزء، ppm) المكونات المختلفة للغلاف الجوي المقاسة عند سطح البحر.

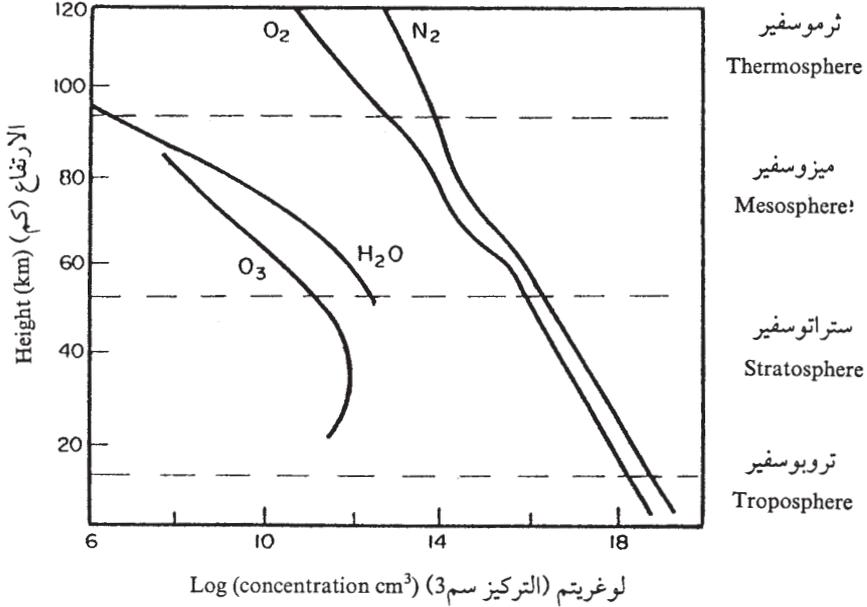
جدول (3 - 1) التركيب الكيميائي للهواء المجفف بالقرب من سطح البحر

المكونات Component	التركيز (ح م م) Concentration (ppm)	المكونات Component	التركيز (ح م م) Concentration (ppm)
رئيس Major		شحيح Trace	
Dinitrogen, N_2	780,840	Neon, Ne	18.18
Dioxygen, O_2	209,460	Helium, He	5.24
		Methane, CH_4	1.4
		Krypton, Kr	1.14
		Dihydrogen, H_2	0.5
ثانوي Minor		Nitrous oxide, N_2O	0.25
Argon, Ar	9340	Carbon monoxide, CO	0.08
Carbon dioxide, CO_2	325	Ozone, O_3	0.025
Water vapour, H_2O	متباين	Ammonia, NH_3	6×10^{-3}
		Nitrogen dioxide, NO_2	4×10^{-3}
		Sulphur dioxide, SO_2	2×10^{-4}

المصدر (Fergusson, 1982)

يعتقد بأن بعض مكونات الغلاف الجوي (وبضمنها N_2 و O_2 و Ar) لا تتغير كثيراً خلال 10^8 إلى 10^9 سنة من الزمن الجيولوجي، بينما يُلاحظ تغيير كبير في نسب

المكونات الأخرى (بخار الماء وثاني أكسيد الكربون) خلال فترات قصيرة من الزمن. كما تبدي مكونات الغلاف الجوي تغيراً ملحوظاً مع زيادة الارتفاع. وباستثناء بخار الماء والأوزون والأكسجين الذري، تنخفض بقية المكونات بشكل تدريجي مع زيادة الارتفاع (لاحظ الشكل 3 - 1 بالنسبة للـ O_2 و N_2 مقارنة مع H_2O و O_3).



شكل 3 - 1 التغيرات في تراكيز N_2 و O_2 و H_2O و O_3 مع الارتفاع

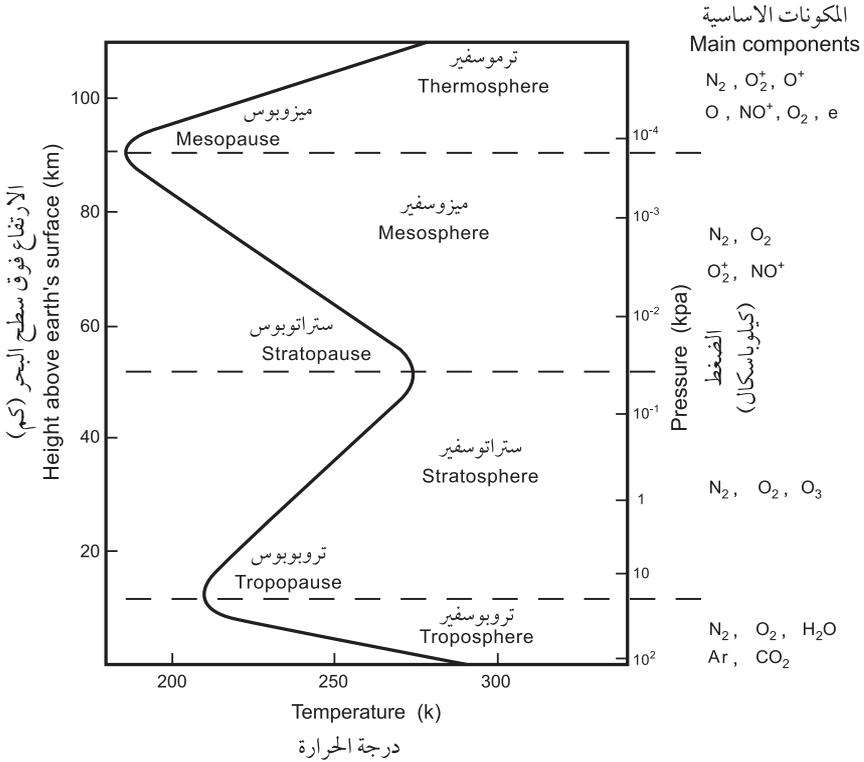
المصدر (Fergusson, 1982)

بالرغم من التغيرات التدريجي لمكونات الغلاف الجوي وانتشارها نحو الأعلى (Diffused up - ward)، إلا أن أجزاء من الغلاف الجوي تمتلك خواص فيزيائية معينة مما تحمل على الاعتقاد بأن للغلاف الجوي بناءً طبقياً.

3 - 3 البناء الطبقي للغلاف الجوي

يقسم الغلاف الجوي إلى (من الأسفل إلى الأعلى): تروبوسفير (Troposphere) وستراتوسفير (Stratosphere) وميزوسفير (Mesosphere) وثرموسفير (Thermosphere). ويفصل بين كل منطقتين متجاورتين على التوالي: تروبوس (Tropose) وستراتوبوس (Stratopose) وميزوبوس (Mesopose) وثرموبوس (Thermopose) وكما هو موضح في الشكل (3 - 2) الذي يعرض تغير درجات الحرارة (K^0) والضغط (kPa) فضلاً عن المكونات الأساسية في كل منطقة

من الغلاف الجوي. وتتميز كل منطقة بانحدار حراري (thermal gradient) وبمكونات كيميائية خاصة بها، ولا يلاحظ وجود تدوير رأسي (vertical circulation) لمكونات المناطق المتجاورة. ومن الجدير ذكره بأن الحدود (عمق) الفاصلة بين مناطق الغلاف الجوي، متغيرة بشكل يومي. وعليه فإن قيم هذه الحدود الموضحة في الشكل (3 - 2) هي تقريبية. فمثلاً تختلف الحدود الفاصلة بين التروبوسفير والستراتوسفير بتباين خطوط العرض (latitude) واختلاف مواسم السنة، وللتوضيح فقط، يمكن تحديدها بقيمة (15km). وفيما يأتي وصف موجز لخواص مناطق الغلاف الجوي مع ذكر أهم التفاعلات الكيميائية التي تحدث فيها:



شكل 3 - 2: تغيرات درجات الحرارة وتوزيع بعض المكونات الكيميائية في الغلاف الجوي

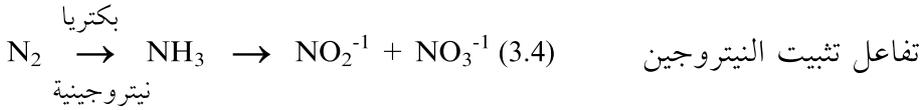
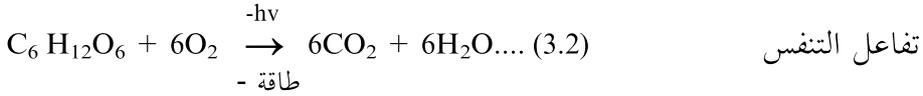
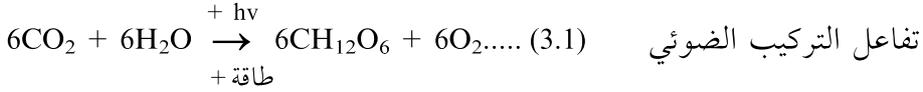
المصدر (Fergusson, 1982)

3 - 3 - 1 منطقة التروبوسفير

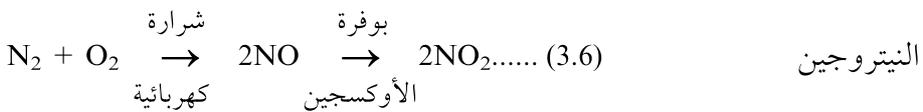
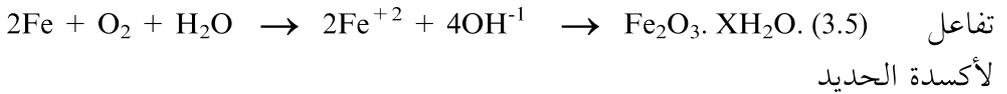
تمتد على ارتفاع يتراوح (10 - 16) وتنخفض درجات الحرارة فيها عن درجات الحرارة الاعتيادية (ambient) إلى حوالي (200k⁰). ويلاحظ في هذه

المنطقة عناصر الظروف الجوية (weather) مثل الغيوم والأعاصير والزوابع، ويحدث فيها أيضاً إمتزاج سريع لمكوناتها الكيميائية خلال فترة زمنية لا تتجاوز الأسابيع في النصف الواحد من الكرة الأرضية وخلال السنة الواحدة إلى السنتين بين نصفي الكرة الأرضية الشمالي والجنوب. ولا يحدث الامتزاج الرأسي مع منطقة الستراتوسفير بسبب الاختلاف الحاد في المنحدر الحراري لكلتا المنطقتين.

إن أهم المكونات الأساسية في منطقة التروبوسفير هي: N_2 (78.09%) حجماً) و O_2 (20.94% حجماً). وينخفض تركيزها بشكل دالة أسية (exponential) مع زيادة الارتفاع. وبالرغم من فقدان الأشعة ذات الطاقة العالية في هذه المنطقة نتيجة تصفيتها في الارتفاعات العالية، إلا أن O_2 و N_2 ومركباتهما يدخلان بتفاعلات (ضوئية) مهمة على سطح الأرض وبالتحديد عند تماس الغلاف الجوي / الغلاف الحياتي والغلاف الجوي / الغلاف الصخري. وأهم هذه التفاعلات هي:

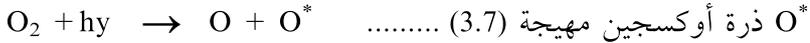


في التربة الهواء



3 - 3 - 2 منطقة الستراتوسفير

تمتد بين الارتفاعات (15km - 60km) وتمتلك انحداراً حرارياً موجباً، إذ تزداد الحرارة وتصل إلى حوالي ($280k^0 - 290k^0$). إن أهم المكونات الكيميائية الأساسية لهذه المنطقة هي: N_2 و O_2 و O_3 وكميات من H_2O الفعال بسبب تأثير الأشعة فوق البنفسجية بطول موجه أكبر من (190nm). وتمتص الأشعة بطول موجه أقل من (340nm) في منطقة الستراتوسفير في التفاعلات المختلفة. فمثلاً تمتص الأشعة بطول موجه أقل من (242nm) في التفاعل الآتي:

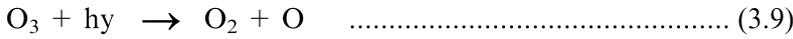


ويتحد الأوكسجين الذري المهيج من التفاعل أعلاه (3.7) مع جزئية الأوكسجين لتكوين الأوزون كما في التفاعل الآتي:



إن رجوع الذرة المهيجة M^* إلى حالتها الاعتيادية M يصاحبه تحرير طاقة بشكل حرارة مما يفسر ارتفاع درجات الحرارة في منطقة الستراتوسفير فضلاً عن تحرير الأشعة تحت الحمراء الممتصة من قبل الأوزون.

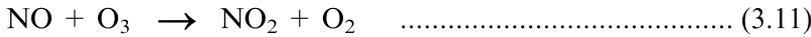
أما امتصاص الأشعة بطول موجه أقل من (340nm) من قبل الأوزون، فيؤدي إلى التفاعل الآتي:



ويعقبه التفاعل الآتي:



إن التفاعلات (3.7 - 3.10) تشير إلى هدم وبناء للأوزون وكما هو معروف بميكانيكية (Chapman). إن وفرة الأوزون تؤدي إلى دخوله في عدد في التفاعلات الآتية:



وهذه التفاعلات مسؤولة عن فقدان حوالي 70% من الأوزون.

إن امتصاص الأشعة فوق البنفسجية في منطقة التروبوسفير يمنع كما هو معروف، مرور الأشعة بطول موجه أقل من (290nm) وأغلب الأشعة بطول موجه

ما بين (290nm) و(320nm). وبهذا يمكن المحافظة على أشكال الحياة وإدامتها على سطح الأرض، غير أن هذه الحالة ربما لا تستمر بسبب إضافة الملوثات إلى الغلاف الجوي نتيجة الفعاليات الحضارية للإنسان.

3-3-3 منطقة الميزوسفير

تمتد هذه المنطقة بين الارتفاعات (حوالي 50km - 90km) ويلاحظ فيها انخفاض درجات الحرارة إلى ($200k^0$). وتحتوي المنطقة على المكونات الأساسية: N_2 و O_2 و O_2^+ و NO^+ .

3-3-4 منطقة الثرموسفير

تبدأ المنطقة من الارتفاعات (حوالي 90km). ويلاحظ زيادة درجات الحرارة إلى حوالي ($1300k^0$). وتحتوي على المكونات الأساسية: N_2 و O_2 و O^+ و NO^+ . وبسبب الأشعة ذات الطاقة العالية التي تصل هذه المنطقة، فإن تفاعلات ضوئية تحدث فيها كما في المعادلة الآتية:



إن زيادة درجات الحرارة في هذه المنطقة يمكن تفسيرها على أساس امتصاص الأشعة بطول موجة يتراوح (135nm - 176nm). وتعرف هذه المنطقة أيضاً بمنطقة الأيونوسفير (ionosphere) بسبب حدوث التأين للجزيئات ولذرات العناصر. إن هذه المنطقة مسؤولة عن انعكاسات الموجات الراديوية.

3-4 موازنة المكونات الكيميائية للغلاف الجوي

عرضنا في الفقرات السابقة والجدول (3-1) محتويات الغلاف الجوي من المكونات الكيميائية الممثلة أساساً بالنتروجين والأوكسجين والارغون فضلاً عن مكونات ثانوية أخرى. غير أن هذه المكونات ليست في حالة توازن مستقر (static equilibrium). في هذا المجال يستخدم مصطلح معدل العمر (mean lifetime) والذي يعني معدل مكوث أو إقامة (بوحدّة الزمن) المكونات الكيميائية في الغلاف الجوي (Mason & Moore, 1982). فمثلاً يعاد تدوير الأوكسجين كل حوالي (2000) سنة، في حين يعاد تدوير ثاني أوكسيد الكربون كل حوالي (30) سنة، بينما يتراوح معدل إقامة جزيئة النتروجين بين (10 - 100) مليون سنة بسبب عدم

دخوله في تفاعلات عديدة تكفل إعادته أو انتقاله بشكل ذرات من وإلى الغلاف الجوي .

3-4-1 موازنة النيتروجين

تقتصر تفاعلات النيتروجين على التفاعلات الضوئية وتفريغ الشحنة الكهربائية التي تؤدي إلى تحويل جزيئة النيتروجين إلى نترات فضلاً عن التثبيت الحياتي للنيتروجين الذي يتضمن أكسدة النترات (NO_3^-) إلى نائترات (NO_2^-) أو اختزالها إلى الأمونيا. تستغل البكتريا هذه الأشكال من النيتروجين كمصدر يجهزها بالطاقة . يتم استعادة جزيئة النيتروجين إلى الغلاف الغازي من خلال عمليات تحرير الطاقة .

3-4-2 موازنة الأوكسجين

يضببط إتران الأوكسجين في الغلاف الجوي تفاعلات عملية التركيب الضوئي . ويستهلك الأوكسجين في عمليات التنفس وأكسدة المواد العضوية واللاعضوية خلال عمليات التجوية . وتبلغ الكميات المستهلكة حوالي (99%) من الأوكسجين المتحرر عن عملية التركيب الضوئي . غير أن الوفرة الإضافية للأوكسجين هي بسبب انطمار المواد العضوية تحت سطح الأرض قبل أكسدتها إلى ثاني أوكسيد الكربون . من المعروف بأن هناك أدلة جيولوجية على زيادة كمية الأوكسجين في الغلاف الجوي خلال الزمن الجيولوجي . وهنا يبرز سؤالان: هل إن كميات الأوكسجين تستمر بالزيادة في المستقبل؟ هل وصلت كميات الأوكسجين إلى حالة الاتزان؟ تحتاج هذه الأسئلة إلى أجوبة مقنعة .

3-4-3 موازنة الكربون

يشبه ثاني أوكسيد الكربون الأوكسجين في دخوله في عملية التركيب الضوئي، غير أن العملية الرئيسة المتحكمة في وفرته في الغلاف الجوي هي ذوبانه وتفاعله مع الماء . يعد ثاني أوكسيد الكربون عالي الذوبان في الماء مقارنة مع الأوكسجين والنيتروجين حيث تبلغ نسبة ذوبانهم 1:2:70 على التوالي . وعليه فإن معظم الأوكسجين والنيتروجين موجود في الغلاف الغازي بينما تتوفر معظم كميات CO_2 الحر في مياه المحيطات والبحار فضلاً عن كربونات الكالسيوم لقيعان المحيطات أو رواسب القارات من كربونات الكالسيوم .

لا يوجد الكربون في الغلاف الجوي بشكل CO_2 فقط ولكن بأشكال أخرى مثل CO و CH_4 ومواد عضوية . يتحرر CO من الأكسدة الكيميائية الضوئية للمواد

العضوية أو بتحلل أو تفكك CO_2 . أما CH_4 فيضاف إلى الغلاف الجوي نتيجة التحلل البكتيري للمواد العضوية، إلا أن تفاعلات الأكسدة تؤدي إلى فقدانه.

3-4-4 موازنة الغازات النبيلة

يحتوي الغلاف الجوي على كميات قليلة من الغازات النبيلة وبشكل خاص غاز الأرجون. ومن المعروف بأن لهذه الغازات ميلاً للبقاء في الغلاف الجوي وعدم دخولها في التفاعلات الكيميائية التي تؤدي إلى فقدانها من الغلاف الجوي. ولكن يلاحظ شواذ في وفرة غاز الأرجون مقارنة مع باقي الغازات النبيلة، بسبب أن Ar ناتج عن التحلل الإشعاعي لنظير البوتاسيوم (40) في القشرة الأرضية مما يؤدي إلى تراكم كميات كبيرة منه في الغلاف الجوي خلال الزمن الجيولوجي. وبالرغم من أن He يعد ناتج تحلل أيضاً ويشكل أشعة ألفا (α)، إلا أنه يمتلك وزناً ذرياً منخفضاً يؤدي إلى فقدانه ببطء من خلال انتشاره في الفضاء الخارجي.

3-4-5 المكونات المتغيرة

يمثل بخار الماء أهم المحتويات المتغيرة للغلاف الجوي وبمدى يتراوح بين (0.02% - 4%). ويعتمد هذا على عدد من العوامل ومن أبرزها درجة الحرارة التي تتغير باختلاف خطوط العرض. يعد بخار الماء عاملاً مهماً في تنظيم الظروف الجوية من ناحية ورفع درجات حرارة (مع CO_2) الغلاف الجوي وذلك من خلال امتصاص طاقة الأشعة المنعكسة أو المعادة إشعاعها من على سطح الأرض (ظاهرة البيت الزجاجي).

تعد مركبات الكبريت من ملوثات الغلاف الجوي أكثر مما تمثله من مكونات طبيعية. ومن أهم أشكال مركبات الكبريت هو غاز كبريتيد الهيدروجين (H_2S) الذي ينشأ عن عمليات التعفن (putrefication) أو يضاف مع غازات (SO) إلى الغلاف الجوي خلال ثوران البراكين. وهناك مصادر محلية لزيادة مركبات الكبريت في الغلاف الجوي وهي مناطق حرق الفحم الحجري والمناطق الصناعية بشكل عام غير أن (30%) من محتويات الغلاف الجوي من (SO_2) ناتج عن الفعاليات اليومية للإنسان. وبسبب معدل إقامة SO_4 في الغلاف الجوي البالغ (40) يوماً، فإنه يتعرض للإذابة في الماء وغسله بوساطة مياه الأمطار والتي تعرف بالأمطار الحامضية أو بوساطة الترسيب الجاف (الغبار الساقط).

يحتوي الغلاف الجوي أيضاً على كلوريد الصوديوم وجذر الكبريتات والمشتقين من رذاذ مياه البحار والمحيطات (sea spray). ويعتقد بأن هذه

المكونات مدورة (cyclic) ومسؤولة عن محتوى المياه البرية منها. تضاف الهالوجينات (I, Br, F) إلى الغلاف الجوي من مصادر مختلفة. يضاف الفلور كملوث صناعي نتيجة حرق الوقود والمواد الحاوية على الفلور أو متحرراً من صناعة الأسمدة الفوسفاتية. يضاف الفلور في مناطق من ايسلندة (Iceland) بشكل (HF) نتيجة الفعاليات البركانية مما يؤدي إلى التأثير على البيئة المحيطة. ويحوي أيضاً الغلاف الجوي على (Br و Ir) ولكن بكميات قليلة جداً ومتغيرة. ويعتقد بأنهما مشتقان من مياه البحار والمحيطات. وتشير المقارنة إلى اختلاف نسب I:Br:Cl البالغة 0.00021:0:34 في مياه البحار والمحيطات نسبة إلى 0.5:5:100 في مياه الأمطار. توضح هذه المقارنة الإغناء النسبي للبروم (Br) والإغناء الكبير لليود (I) في الغلاف الجوي.

زاد الاهتمام في السنوات الأخيرة بتأثير مكائن الاحتراق الداخلي في تلوث الغلاف الجوي للمدن الكبيرة. وتعد مختلف أنواع هذه المكائن مصدراً لتلوث الغلاف الجوي بـ (CO) و (NO) وعنصر الرصاص (pb).

الفصل الرابع Chapter Four

الغلاف المائي The Hydrosphere

4 - 1 تمهيد

تبلغ نسبة مشاركة كتلة الغلاف المائي حوالي (0,024%) من كتلة الأرض الإجمالية. وبالرغم من هذه القيمة المنخفضة، يعد الماء وسطاً مركزياً مهماً في الأرض الحالية. ويؤكد على هذا، وجوده بمساحات وفي مواقع وبحالات مختلفة تشكل بمجموعها الغلاف المائي للأرض. يتألف الغلاف المائي من المياه المالحة (98,3%) والمياه العذبة (0,1%) والثلج (1,6%) وبخار الماء في الغلاف الجوي (0,001%) فضلاً عن مياه المسامات (pore water) أو المياه الحبيسة (conate water) والمياه المرتبطة في التركيب البلوري للمعادن المائية (hydrated minerals).

إن انتقال الماء عبر الأنطقة السطحية للأرض يوفر ميكانيكية التغيير الكيميائي من خلال عمليات التجوية وقابلية الماء على نقل المواد بأشكال مختلفة من الحمولة مثل الحمولة الذائبة (soluble load) والحمولة العالقة (suspension load). تنتقل أيضاً المياه خلال مراحل دورتها الطبيعية. ويبلغ حجم المياه المتبخرة من سطح المحيطات ($3.5 \times 10^5 \text{ km}^3$) حوالي خمسة أضعاف حجم المياه المتبخرة ($7 \times 10^4 \text{ km}^3$) من القارات، بينما يصل حجم الساقط المطري على منطقة المحيطات ($3.2 \times 10^5 \text{ km}^3$) حوالي ثلاثة أضعاف حجم الساقط المطري ($1.0 \times 10^5 \text{ km}^3$) على منطقة القارات. ماذا يعني هذا؟ يختلف زمن إقامة المياه في الأنطقة السطحية للأرض حيث يبلغ زمن إقامتها بحدود عشرات الأيام في الغلاف الجوي ويصل إلى عدة سنوات في الأنهار بينما يبلغ حدود عشرات الألوف من السنين في المحيطات.

تتوزع كتلة الغلاف المائي على النحو الآتي: $(1.41 \times 10^{18} \text{ ton})$ لمياه البحار و $(2.9 \times 10^6 \text{ ton})$ للثلوج و $(8.4 \times 10^{15} \text{ ton})$ للمياه الجوفية و $(1.3 \times 10^{14} \text{ ton})$ لمياه البحيرات العذبة و $(1.0 \times 10^{14} \text{ ton})$ للمياه المالحة في البحيرات والبحار الداخلية و $(1.3 \times 10^{13} \text{ ton})$ لبخار الماء و $(1.3 \times 10^{12} \text{ ton})$ لمياه الأنهار. تشير المقارنة إلى أن كتلة مياه البحار تفوق كثيراً كتل أشكال الماء الأخرى فضلاً عن المساحة التي تشغلها (70,8%) من سطح الأرض وإمكانية استخدامها الاقتصادية وتأثيرها على أنظمة الأرض الأخرى. ما هي الصفات الكيميائية والفيزيائية للمياه المالحة أي مياه البحار والمحيطات؟ هل تمتلك تركيب بنائي معين؟

4 - 2 الصفات الفيزيائية والكيميائية لمياه البحار :

يعرض الجدول (4 - 1) مساحة وحجم وكتلة المياه المالحة فضلاً عن معدلات ومعدلات درجات الحرارة والضغط والكثافة والأعماق و(الدالة الحامضية pH).

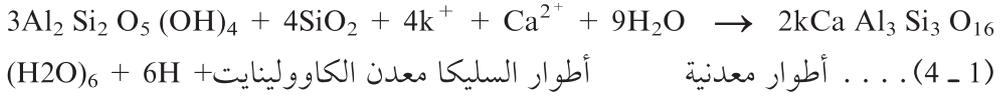
جدول 4 - 1 البيانات الفيزيائية العامة للمياه المالحة (المحيطات)

درجة الحرارة	Temperature	المعدل	5°C
		المدى	1°C (deep water) to ~ 30°C (tropical surface water)
الضغط	Pressure	المعدل	200 bars (20MPa)
		المدى الشائع	~ 1 bar (surface) to 240 bars (at 5500m depth)
الكثافة	Density	المعدل	1.024gml ¹
العمق	Depth	المعدل	3730m
		أكبر ما يمكن	10850m? (Mariana trench)
الحجم الكلي	Total volume		$1.36 \times 10^9 \text{ km}^3$
الكتلة الكلية	Total mass		$1.40 \times 10^{24} \text{ g}$
المساحة الكلية	Total area		$3.62 \times 10^8 \text{ km}^2$
الدالة الحامضية	PH		8.1 ± 0.2

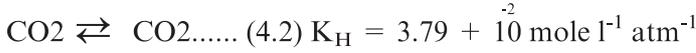
المصدر (Henderson, 1982)

من بين الخواص المعروضة في الجدول (4 - 1)، تستقطب الدالة الحامضية (pH) اهتمام الأخصائيين في الجيوكيمياء. كما هو معلوم، تعتمد قيمة الدالة الحامضية (PH = - لوغريتم $[H^+]$) على تركيز أيون الهيدروجين أو الهيدرونيوم (H_3)

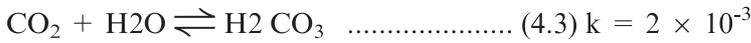
(O^+ مقدر بالوحدة مول باللتر ($mol\ l^{-1}$). ويعتقد بدون شك، بأن وجود حالة التوازن بين المياه المالحة ومحتوى (CO_2) في الغلاف الجوي والممثلة بمنظومة ($CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$) هي المسؤولة عن قيمة (8) للدالة الحامضية. وتتحكم بهذه المنظومة جزئياً الفعاليات الحياتية. كما تؤثر تفاعلات بعض المعادن في المحافظة (Buffer) على قيمة pH للمياه المالحة وحسب المعادلة الآتية:



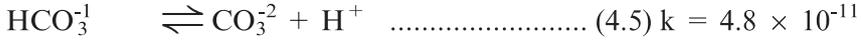
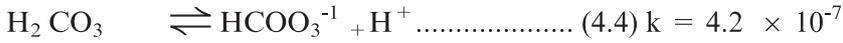
تتحكم في منظومة التفاعلات الآتية: ($CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$)



غاز ذائب في المياه المالحة غاز الغلاف الجوي

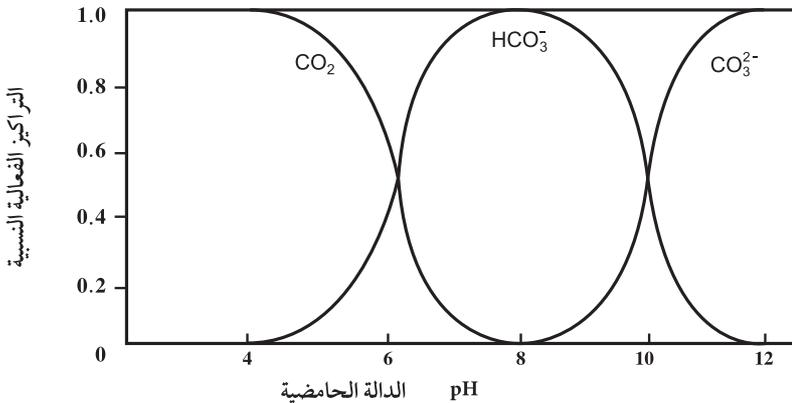


مذاب



تشير التفاعلات أعلاه إلى تباين تراكيز [CO_3^{2-}] و [HCO_3^-] و [H_2CO_3] أو

[CO_2] الذائب باختلاف قيمة الدالة الحامضية (pH) وكما يوضحها الشكل (4 - 1).



شكل 4 - 1 مرسم تباين توزيع المركبات $CO_3^{2-} - HCO_3^- - CO_2$

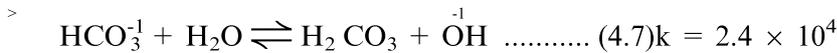
في الماء باختلاف قيمة الدالة الحامضية (ماء)

المصدر (Fergusson, 1982)

تشير نتائج التحليل الكيميائي للمياه المالحة والشكل (4 - 1) إلى هيمنة HCO_3^- على باقي الأشكال (species) الأخرى. ويضبط تفاعل HCO_3^- مع الماء التفاعلين الآتيين:



التفاعل الحامضي



التفاعل القاعدي

يتضح من المعادلة (4.6) و(4.7) بأن ثابت التفاعل القاعدي أكبر بحدود (5000) مرة من ثابت التفاعل الحامضي. ولهذا السبب تعد المياه المالحة (مياه البحار والمحيطات) قاعدية التفاعل ويصل معدلها (pH) فيها إلى 8.1 ± 0.2 .

4 - 2 - 1 المكونات الأساسية لمياه البحار:

يعرض الجدول (4 - 2) تراكيز المكونات الرئيسة لمياه البحار. يلاحظ في هذا الجدول بأن تراكيز أحد عشر عنصراً (F, B, Sr, Br, K, Ca, S, Mg, Na, Cl, C) تشكل حوالي (99.9%) من نسبة الأملاح الذائبة. ومن المعروف بأن نسب تراكيز سبعة منها (B, Sr, Br, K, S, Na, Cl) تبقى ثابتة تقريباً. أما بقية العناصر فتبدي إختلافات قليلة وأحياناً ملحوظة. فمثلاً، تفتقر الأعماق الضحلة من المياه المالحة بعنصر (Ca) بسبب استهلاكه خلال العمليات الحياتية للأحياء. وتنطبق نفس الملاحظة أيضاً على عنصر (C). كما يبدي كذلك عنصري (F, Mg) إختلافاً في تراكيزهما. باستثناء هذا، فإن الاتجاه العام لثبات نسب تراكيز المكونات الرئيسة أدى إلى استخدام مصطلح «الكلورية» (chlorinity) كمقياس للتركيب الكيميائي لنماذج مياه البحار.

جدول 4 - 2 المكونات الرئيسية الذاتية في مياه البحار (Cl = 19%)

الأيون	الكلورية 19%	بالمائة
Ion	Cl = 19%	Percent
Cl	18.980	55.05
Br	0.065	0.19
SO ₄	2.649	7.68
HCO ₃	0.140	0.41
F	0.001	0.00
H ₃ BO ₃	0.026	0.07
Mg	1.272	3.69
Ca	0.400	1.16
Sr	0.008	0.03
K	0.380	1.10
Na	10.556	30.61
Total المجموع	34.477	99.99

المصدر (Masson Moore, 1982)

تعرف الكلورية (Cl%0) على أنها التراكيز (مل، ml) لأيون الكلور (chloride) في مياه البحار على أساس أن جميع أيونات البروم (bromide) واليود (iodide) قد حل محلها أيون الكلور. ويمكن تحديد قيمة الكلورية بترسيب الهاليدات (halides) بإضافة محلول نترات الفضة إلى النماذج المائية وبالتالي إيجاد وزن راسب هاليدات الفضة. أما الملوحة (Salinity, S%) فهي كمية أقل بقليل من كمية الأملاح الذائبة في كيلوغرام واحد في مياه البحار. ولا يمكن الحصول على تحليل دقيق لكمية الأملاح من خلال تبخير ماء البحر ثم وزن الملح المتبقي كما يعتقد البعض، وذلك بسبب فقدان بعض الهاليدات وتفكك البيكربونات (HCO₃⁻¹) محمراً ثاني أكسيد الكربون. وهذا يجعل من تطابق نتائج تجارب عديدة لتعيين الملوحة بهذه الطريقة أمراً صعباً. لهذا تستخدم الطرق غير المباشرة التي تعتمد على الكثافة أو معامل الانكسار (refractive index) أو الايصالية الكهربائية (electrical conductivity) أو الكلورية حسب المعادلة الآتية:

$$S\%_o = 1.80655 Cl \%_o \dots\dots\dots (4.8)$$

تتراوح قيم الملوحة لمياه المحيطات المفتوحة بين (32% - 37%) وبمعدل (35%) الذي يكافئ حوالي (19%) من الكلورية. يلاحظ أيضاً اختلاف قيمة الملوحة بتباين أعماق مياه البحار واختلاف مواقعها الجغرافية. فمثلاً في المياه السطحية لمناطق البحار المعرضة للتبخير الشديد وقلّة الأنهار، كما هو الحال في منطقة الخليج العربي والبحر الأحمر، تصل الملوحة إلى (42%)، بينما تنخفض مثلاً، في بحر البلطيق إلى ما بين (2% - 7%) نتيجة رفده بمياه عذبة توفرها الأمطار الغزيرة ومياه الأنهار وانخفاض معدلات التبخير.

إن إعادة حساب تراكيز المكونات الرئيسية الموضحة في الجدول (4 - 2) بشكل أو بصيغ افتراضية للأملاح الذائبة (جدول 4 - 3)، تشير إلى أن كلوريد الصوديوم وكلوريد المغنيسيوم وكبريتات الصوديوم وكلوريد الكالسيوم وكلوريد البوتاسيوم تشكل معاً (98%) من كمية الأملاح الذائبة في مياه البحر مع انفراد كلوريد الصوديوم بأعلى قيمة مقارنة مع بقية الأملاح المحسوبة.

الجدول (4 - 3) النسبة المئوية وزناً لمكونات المواد الذائبة في ماء البحر

المكونات	الصيغة الكيميائية	النسبة المئوية وزناً
كلوريد الصوديوم	NaCl	67.1
كلوريد المغنيسيوم	MgCl ₂	14.2
كبريتات الصوديوم	Na ₂ SO ₄	11.2
كلوريد الكالسيوم	CaCl ₂	3.1
كلوريد البوتاسيوم	KCl	1.9
أملاح أخرى	-	2.5

المصدر (Miayke, 1965)

4 - 2 - 2 المكونات الثانوية والشحيحة للمياه المالحة :

يعرض الجدول (4 - 4) معدلات تراكيز العناصر الرئيسية والثانوية والشحيحة في مياه البحار بملوحة (35%) فضلاً عن أشكال (species) وفرتها زمن إقامتها. بخلاف العناصر الرئيسية، لا يلاحظ استقرار في تراكيز العناصر الثانوية والشحيحة نتيجة الفعاليات الحياتية. تصل هذه الفعاليات ذروتها في مياه الطبقات السطحية من البحار والمحيطات مما يؤدي إلى افتقارها بعناصر التغذية (nutreint element)

بسبب إزالتها من قبل الأحياء الميتة الغاطسة إلى القاع . وعليه فإن الفعاليات الحياتية في المياه السطحية تعتمد على وفرة عناصر التغذية . وتصنف العناصر حسب دخولها في الفعاليات الحياتية إلى ثلاثة مجاميع :

1 - العناصر المحددة للفعاليات الحياتية: وتشمل العناصر التي تنخفض تراكيزها كلياً تقريباً في المياه السطحية مقارنة مع مياه الأعماق ، مثل : Si, P, N .

2 - العناصر وسطية التحديد للفعاليات الحياتية: هي العناصر التي تنخفض تراكيزها جزئياً .

مثال : Ra, C, CO, Ba .

جدول 4 - 4 البيانات الجيوكيميائية لمياه البحار (S = 35%)

العنصر Element	التركيز molar	Concentration mg l ⁻¹	زمن	Residence
			الإقامة (سنين)	time (years)
			الأشكال الأساسية Principal species	
He	1.7×10^{-9}	6.8×10^{-6}	He gas	-
Li	2.6×10^{-5}	0.18	Li ⁺	2.3×10^6
Be	6.3×10^{-10}	5.6×10^{-6}	BeOH ⁺	-
B	4.1×10^{-4}	4.44	H ₃ BO ₃ B(OH) ₄	1.3×10^7
C	2.3×10^{-3}	28	HCO ₃ , CO ₃ ²⁻	-
N	-	-	N ₂ , NO ₃ , NO ₂	-
O	-	-	O ₂ gas	-
F	6.8×10^{-5}	1.3	F, MgF ⁺	5.2×10^5
Ne	7×10^{-9}	1.2×10^{-4}	Ne gas	-
Na	0.468	1.077×10^4	NA ⁺	6.8×10^7
Mg	5.32×10^{-2}	1.29×10^3	Mg ²⁺	1.2×10^7
Al	7.4×10^{-8}	2×10^{-3}	Al(OH) ₄ ⁻	1.0×10^2
Si	7.1×10^{-5}	2	Si(OH) ₄	1.8×10^4
P	2×10^{-6}	6×10^{-2}	HPO ₄ ²⁻ , MgPO ₄	1.8×10^5
S	2.82×10^{-2}	9.05×10^2	SO ₄ ²⁻ , NaSO ₄ ²⁻	-
Cl	0.546	1.94×10^4	Cl ⁻	1×10^8
Ar	1.1×10^{-5}	0.43	Ar gas	-
K	1.02×10^{-2}	3.8×10^2	K ⁺	1×10^6

العنصر Element	التركيز molar	Concentration		Residence time (years)
		المشكال الأساسية Principal species	المشكال الأساسية Principal species	
Ca	1.03×10^{-2}	4.12×10^2	Ca^{2+}	1×10^{-6}
Sc	1.3×10^{-11}	6×10^{-7}	$\text{Sc}(\text{OH})_3$	4×10^4
Ti	2×10^{-8}	1×10^{-3}	$\text{Ti}(\text{OH})_4$	1.3×10^4
V	5×10^{-8}	2.5×10^{-3}	$\text{H}_2\text{VO}_4^{2-}$	8×10^4
Cr	5.7×10^{-9}	3×10^{-4}	$\text{Cr}(\text{OH})_3, \text{CrO}_4^{2-}$	6×10^3
Mn	3.6×10^{-9}	2×10^{-4}	$\text{Mn}^{2+}, \text{MnCl}^+$	1×10^4
Fe	3.5×10^{-8}	2×10^{-3}	$\text{Fe}(\text{OH})_2$	2×10^2
Co	8×10^{-10}	5×10^{-5}	$\text{Co}^{2+}, \text{CoCO}_3$	3×10^4
Ni	2.8×10^{-8}	1.7×10^{-3}	Ni^{2+}	9×10^4
Cu	8×10^{-9}	5×10^{-4}	$\text{CuCO}_3, \text{CuOH}^+$	2×10^4
Zn	7.6×10^{-8}	4.9×10^{-3}	$\text{ZnOH}^+, \text{ZnCO}_3$	2×10^4
Ga	4.3×10^{-10}	3×10^{-5}	$\text{Ga}(\text{OH})_4^-$	1×10^4
Ge	6.9×10^{-10}	5×10^{-5}	$\text{GeO}(\text{OH})_3^-$	-
As	5×10^{-8}	3.7×10^{-3}	HAsO_4^{2-}	5×10^4
Se	2.5×10^{-9}	2×10^{-4}	SeO_3^{2-}	2×10^4
Br	8.4×10^{-4}	67	Br^-	1×10^8
Kr	2.4×10^{-9}	2×10^{-4}	Kr gas	-
Rb	1.4×10^{-6}	0.12	Rb^+	4×10^6
Sr	9.1×10^{-5}	8	Sr^{2+}	4×10^6
Y	1.5×10^{-11}	1.3×10^{-6}	$\text{Y}(\text{OH})_3$	-
Zr	3.3×10^{-10}	3×10^{-5}	$\text{Zr}(\text{OH})_4$	-
Nb	1×10^{-10}	1×10^{-5}	-	-
Mo	1×10^{-7}	1×10^{-2}	MoO_3^{2-}	2×10^5
Tc	-	-	-	-
Ru	-	-	-	-
Rh	-	-	-	-
Pd	-	-	-	-
Ag	4×10^{-10}	4×10^{-5}	AgCl_2^-	4×10^4
Cd	1×10^{-9}	1×10^{-4}	CdCl_2	-
In	8×10^{-13}	1×10^{-7}	$\text{In}(\text{OH})_2^+$	-

العنصر	التركيز	Concentration	الأشكال الأساسية	زمن الإقامة	Residence time
Element	molar	mg l ⁻¹	Principal species	(سنين)	(years)
Sn	8.4×10^{-11}	1×10^{-5}	SnO(OH) ₃ ⁻	-	-
Sb	2×10^{-9}	24×10^{-4}	Sb(OH) ₆ ⁻	-	7×10^3
Te	-	-	HTeO ₃	-	-
I	5×10^{-7}	6×10^{-2}	I ⁻ , IO ₃ ⁻	-	4×10^5
Xe	3.8×10^{-10}	5×10^{-5}	Xe gas	-	-
Cs	3×10^{-9}	4×10^{-4}	Cs ⁺	-	6×10^5
Ba	1.5×10^{-7}	2×10^{-2}	Ba ²⁺	-	4×10^4
La	2×10^{-11}	3×10^{-6}	La(OH) ₂	-	6×10^2
Ce	1×10^{-11}	1×10^{-6}	Ce(OH) ₃	-	-
Pr	4×10^{-12}	6×10^{-7}	Pr(OH) ₃	-	-
Nd	1.9×10^{-11}	3×10^{-6}	Nd(OH) ₃	-	-
Sm	3×10^{-13}	5×10^{-8}	Sm(OH) ₃	-	-
Eu	7×10^{-14}	1×10^{-8}	Eu(OH) ₃	-	-
Gd	4×10^{-12}	7×10^{-7}	Gd(OH) ₃	-	-
Tb	9×10^{-13}	1×10^{-7}	Tb(OH) ₃	-	-
Dy	6×10^{-12}	9×10^{-7}	Dy(OH) ₃	-	-
Ho	1×10^{-12}	2×10^{-7}	Ho(OH) ₃	-	-
Er	4×10^{-12}	8×10^{-7}	Er(OH) ₃	-	-
Tm	1×10^{-12}	2×10^{-7}	Tm(OH) ₃	-	-
Yb	5×10^{-12}	8×10^{-7}	Yb(OH) ₃	-	-
Lu	1×10^{-12}	2×10^{-7}	Lu(OH) ₃	-	-
Hf	4×10^{-11}	7×10^{-6}	-	-	-
Ta	1×10^{-11}	2×10^{-6}	-	-	-
W	5×10^{-10}	1×10^{-4}	WO ₄ ²⁻	-	1.2×10^5
Re	2×10^{-11}	4×10^{-6}	ReO ₄ ⁻	-	-
Os	-	-	-	-	-
Ir	-	-	-	-	-
Pt	-	-	-	-	-
Au	2×10^{-11}	4×10^{-6}	AuCl ₂ ⁻	-	2×10^5
Hg	1.5×10^{-10}	3×10^{-5}	HgCl ₄ ²⁻ , HgCl ₂	-	8×10^4

العنصر Element	التركيز molar	Concentration		Residence time (years)
		المشكال الأساسية Principal species	المشكال الأساسية Principal species	
Tl	5×10^{-11}	1×10^{-5}	-	-
Pb	2×10^{-10}	3×10^{-5}	$\text{PbCO}_3, \text{Pb}(\text{CO}_3)_3^{2-}$	4×10^2
Bi	1×10^{-10}	2×10^{-5}	$\text{BiO}^+, \text{Bi}(\text{OH})_2^+$	-
Po	-	-	-	-
At	-	-	-	-
Rn	2.7×10^{-21}	6×10^{-16}	Rn gas	-
Fr	-	-	-	-
Ra	3×10^{-16}	7×10^{-11}	Ra^{2+}	-
Ac	-	-	-	-
Th	4×10^{-11}	1×10^{-5}	$\text{Th}(\text{OH})_4$	60
Pa	2×10^{-16}	5×10^{-11}	-	-
U	1.4×10^{-8}	3.2×10^{-3}	$\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$	3×10^6

المصدر (Brewer (1975) and Stumm and Brauner (1975) and other Source, in Mason Moore, 1982

3 - العناصر غير المحددة للفعاليات الحياتية: - المقصود بها، العناصر التي لا تبدي تراكيزها انخفاضاً في المياه السطحية وبالتالي تتساوى تراكيزها في المياه السطحية والعميقة. مثل: S, Sr, Mg, B والفلزات القلوية والهالوجينات والغازات الخاملة.

إضافة إلى ما تقدم، يزداد تركيز الفوسفور في المياه العميقة نتيجة تحلل وتفسخ بقايا الكائنات الميتة والمستقرة في قيعان البحار والمحيطات. كما تبدي المكونات: $\text{CO}_3^{2-}, \text{Si}^{4+}, \text{Ca}^{2+}$ زيادة في تراكيزها في المياه العميقة أيضاً.

فضلاً عن أيونات العناصر والمكونات الذائبة، تحوي مياه البحار والمحيطات على غازات مذابة، ولما كانت مياه البحار على تماس مباشر مع الغلاف الجوي الذي يعلوه، لذلك فإن هناك علاقة بين كمية الغازات المذابة في مياه البحار وضغوطها الجزئية (partial pressure). وتضبط هذه العلاقة للغازات المختلفة المعادلة العامة الآتية:

(4.9) الغاز المذاب في المياه \rightleftharpoons الغاز في الغلاف الجوي

$$(4.10) \text{ ثابت هنري } K_H = \frac{[\text{تركيز الغاز المذاب مول/لتر}]}{(\text{الضغط الجزئي للغاز})}$$

يبلغ ثابت هنري ($\text{mole l}^{-1} \text{atm}^{-1}$) لغاز NH_3 , SO_2 , CO_2 , O_2 , N_2 حوالي $10^{-4} \times 6.79$ و $10^{-3} \times 1.34$ و $10^{-2} \times 3.79$ و 58 و 1.24 على التوالي (Cottrell & Southwood, 1980).

تتزود المياه السطحية بغاز الأوكسجين نتيجة ملامستها للغلاف الجوي وبسبب عمليات التركيب الضوئي للنباتات البحرية أيضاً. ويستهلك الأوكسجين في عمليات التنفس للأحياء علاوة على استهلاكه في تحلل وتفسخ بقايا الأحياء الميتة. بشكل عام تعتمد كمية ذوبان الأوكسجين في مياه البحار والمحيطات على درجة الحرارة والضغط. فالمياه الباردة تكون غنية بالأوكسجين وبعكس هذا في المياه الحارة. أما بالنسبة للنيتروجين، فيزداد ذوبانه بزيادة الضغط (أي العمق). وتتمثل مصادر غاز (CO_2) في مياه البحار بمحتوى الغلاف الجوي من غاز (CO_2) من ناحية وتحريره نتيجة تفسخ وتحلل المواد العضوية من ناحية أخرى. ويعتمد محتوى غاز (CO_2) في مياه البحار على الفعاليات الحياتية، كما يعد من العوامل المهمة التي تضبط ذوبان أو ترسيب كربونات الكالسيوم من مياه البحار. ويخضع محتوى مياه البحار من الغازات الأخرى (الأمونيا NH_3 وكبريتيد الهيدروجين H_2S والغازات الخاملة He , Ne , Ar) إلى عوامل مشابهة لما هو مذكور سابقاً. يعرض الجدول (4 – 5) مديات تراكيز الغازات الذائبة في مياه البحار. وملاحظة نفس الجدول تشير إلى أن أكثر الغازات الذائبة تذبذباً هو كبريتيد الهيدروجين (H_2S) الذي يتوفر بكميات عالية في البيئات شديدة الاختزال.

يتضح مما تقدم بأن محتوى مياه البحار من الغازات الذائبة يعتمد بشكل عام على العمليات الحياتية والفيزيائية فضلاً عن تأثير درجة الحرارة والضغط و(الملوحة).

جدول 4 - 5 الغازات الذائبة في مياه البحار

Concentration (ml/l) التركيز	
Oxygen	0 - 9
Nitrogen	8.4 - 14.5
Total carbon dioxide	34 - 56
Argon (residue after removal of N)	0.2 - 0.4
Helium and neon	1.7×10^{-4}
Hydrogen sulfide	0 - 22 or more

* مياه البحار بكلورية (19‰) عند

(OC⁰) وبحالة اتزان مع الغلاف الجوي الجاف، هذه المياه تحتوي على (8.08ml/l) من غاز الأوكسجين و(14.4ml/l) من غاز النيتروجين

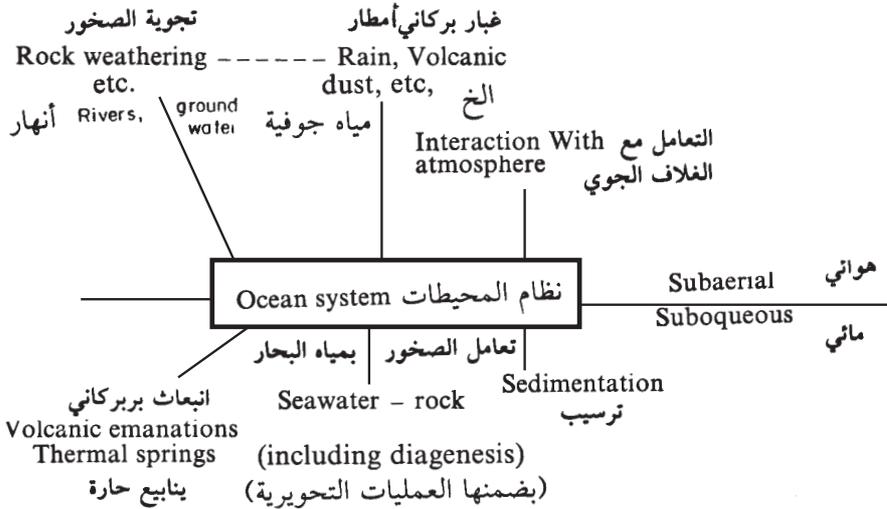
المصدر (Mason & Moore, 1982)

4 - 2 - 3 الإضافة والفقدان من مياه المحيطات :

تعد المحيطات منظومة مفتوحة يؤثر فيها عدد من العمليات المسؤول عن إضافة أو فقدان مكونات من مياه البحار وكما موضح في الشكل (4 - 2). ولكن هناك بعض الأدلة على أن المنظومة في توازن (steady state) خلال جزء مهم من الزمن الجيولوجي. ولهذا لا بد من ملاحظة الإضافة والفقدان بهذا الإطار.

تبلغ تقديرات الإضافة إلى المحيطات بالسنة الواحدة حوالي (3.9×10^9 ton) من الحمولة الذائبة للأنهار فضلاً عن (10^{10} ton) من الحمولة العالقة. تترسب الحمولة الذائبة نتيجة التفاعلات الكيميائية والحياتية أو نتيجة الامتصاص (ولكن بنسبة قليلة) لتشكيل فيما بعد رواسب الرف القاري (continental shelves) أو ترسبات أحواض الترسيب بشكل عام. وتوفر العمليات التكتونية ميكانيكية فقدان هذه الرواسب من نظام المحيطات. تعد مشاركة الفعاليات البركانية (القارية والمحيطية) مهمة كذلك في إضافة مواد الغبار والغازات إلى المحيطات، غير أن مديات الكميات المضافة غير معروفة على وجه الدقة. كما أن تعامل الصخور الحديثة لقيعان البحار والمحيطات مع المياه تؤثر في ميزانية وفرة العناصر فيها. وبنفس الإطار تشارك أيضاً العمليات التحويرية التي تتعرض إليها رواسب قيعان البحار والمحيطات. ويشمل الفقدان من البحار والمحيطات مواد الرذاذ (Aerosols) الذي يتكون عند تماس الغلاف الجوي بمياه المحيطات والبحار. وتشكل عمليات

التبخير ميكانيكية مهمة أخرى لفقدان بعض العناصر والمركبات الكيميائية من المحيطات علاوة على جزيئات الماء وكما في مثال أكسدة أيون اليود عند سطح مياه البحار وفقدانه بشكل عنصر اليود. تشارك أيضاً بدور مهم الكتلة الحياتية في السلوك الجيوكيميائية للعناصر وذلك من خلال مثلاً، قابلية التبادل الكاتيوني للمواد العضوية وقابلية أجناس من الطحالب على امتصاص أو اقتناص بعض العناصر الذائبة وقابلية بعض الأحياء المجهرية (بكتريا) على أكسدة أو اختزال بعض العناصر (S^{+6} , S^0 , S^{-2} , Fe^{3+} , Fe^{2+}) وبالتالي اختلاف سلوكها في تفاعلات الإذابة أو الترسيب .



شكل 4 - 2 مخطط للإضافات والفقدان من مياه المحيطات

المصدر (Mason & Moore, 1982)

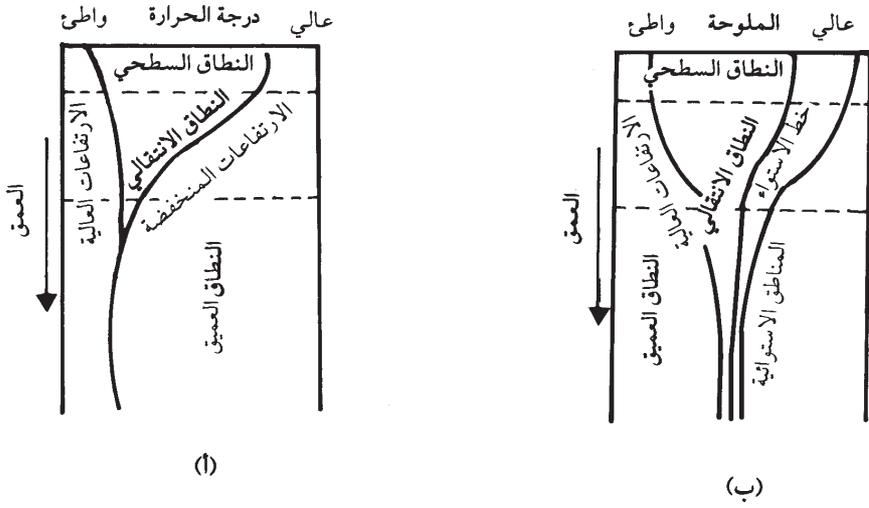
4-2-4 البناء الطبقي للكتل المائية :

أشارت نتائج التحاليل والفحوص لعينات من مياه المحيطات بأن درجات الحرارة والملوحة تتغيران مع العمق وبشكل يوضح البناء الطبقي لمياه المحيطات. إن البناء الطبقي لا يقتصر على مياه البحار والمحيطات ولكن يشمل أيضاً البحيرات البرية مثل بحيرة سد صدام. ولهذا السبب تم اختيار عنوان أكثر شمولية لهذه الفقرة. يمكن تمييز ثلاث طبقات في هذا البناء. تمثل الطبقة الأولى المياه السطحية الممتزجة ويليهما طبقة ثانية تفصل بين الطبقة الأولى والطبقة الثالثة في الأعماق (شكل 4 - 3). لما كان سطح

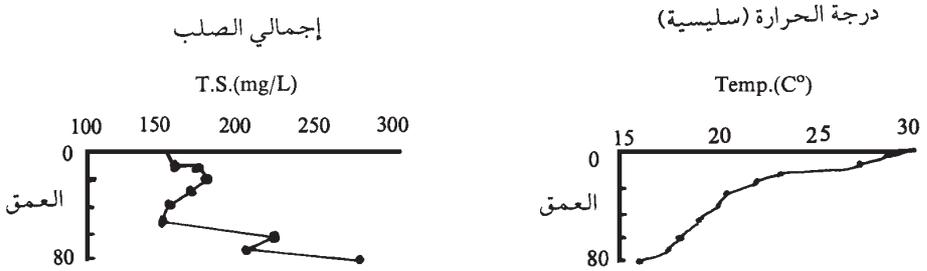
المحيطات معرضاً للطاقة الشمسية، لذلك تصل الحرارة إلى الطبقة الأولى السطحية. وبسبب حركة الموجات والاضطرابات الناجمة عن التيارات المائية، تمتزج مياه هذه الطبقة مما يؤدي إلى تجانس حرارتها. غير أن سمك ودرجة حرارتها يتغيران بتعاقب فصول السنة واختلاف الموقع الجغرافي. فقد يصل سمكها في المناطق الاستوائية إلى أكثر من (450m) ودرجة الحرارة بين (21⁰ C) و(26⁰ C). أما في الطبقة الانتقالية، فتتخفض درجة الحرارة بشكل حاد. ويعرف هذا الانخفاض بالثرموكلاني (thermocline) الذي يفصل بين الطبقة الدافئة في الأعلى والمياه الباردة في مياه الأعماق. وتستمر درجات الحرارة بالانخفاض لتصل إلى أقل من (4⁰C) عند عمق (1500m). وبما أن معدل عمق المحيطات يبلغ حوالي (3800m)، فيتضح أن حرارة الجزء الأكبر (حوالي 60%) من سمك مياه المحيطات ليست أعلى بكثير من درجة الانجماد.

ينعدم التطبق الحراري للمياه في المناطق القريبة من الدوائر القطبية بسبب انخفاض درجة حرارة البيئة المحيطة والتي تؤدي إلى عدم اختلاف واضح في درجة حرارة الطبقة السطحية مقارنة مع مياه الأعماق.

أما في المناطق الاستوائية والمعتدلة وبسبب ارتفاع معدلات التبخر فيها، تزداد الملوحة في الطبقات السطحية من مياه البحار وتتنخفض على نحو حاد مع زيادة الأعماق. وتعرف الطبقة التي يحدث فيها التغيير الحاد في الملوحة بالـ«هالوكلاين» (halocline). ويلاحظ وجود تناظر في مواقع الهالوكلاين والثرموكلانين.



المصدر (Tarbuck & Lutgens, 1982)



(ج - 2) المصدر : الكواز (1196) (ج - 1)

شكل 4 - 3 أ - تباير درجة الحرارة مع العمق وحسب خطوط العرض

ب - تباير الملوحة مع العمق وحسب خطوط العرض

ج - تباير درجة الحرارة (1) والملوحة (2) مع العمق في بحيرة سد صدام.

4-3 التركيب الكيميائي للمياه البرية :

تعد المياه البرية مصدراً مهماً وأساسياً لإدامة جميع أشكال الحياة وأهمها حياة الإنسان وفعالياته الزراعية والصناعية والاجتماعية. وأصبح الآن موضوع التعرف على وتحديد كمية المكونات الكيميائية للمياه البرية من الخطوات الروتينية المهمة في أعمال السيطرة النوعية بهدف تشخيص الملوثات وتحديد مصادرها لتأمين مصادر المياه الصالحة لفعاليات الإنسان المختلفة. كما أن المعرفة الدقيقة بالتركيب الكيميائي وبياناته المختلفة تمثل ركناً أساسياً في دراسة ومتابعة سلوك العناصر الكيميائية خلال تماس المياه البرية مع صخور القشرة الأرضية والمعروفة بعمليات التجوية والتعرية بشكل عام والتجوية الكيميائية بشكل خاص.

إن المصدر الأساسي للمياه البرية هو مياه الأمطار والثلوج والينابيع التي ربما يشتق بعض منها من الفعاليات الصحارية كالبراكين. تنساب مياه الأمطار والثلوج والينابيع على سطح الأرض بشكل جداول وأنهار والتي تصب في النهاية في البحار والمحيطات. ويترشح جزء من المياه إلى باطن الأرض لتكوين المياه الجوفية، بينما يتحد جزء آخر مع مكونات نواتج التجوية ليدخل في تركيب المعادن المائية. تعرف المياه التي تنساب بشكل أنهار وجداول والمياه الجوفية ومياه البحيرات ومياه الينابيع بالمياه البرية والتي تمثل موضوع مناقشة الفقرة الحالية.

4-3-1 التركيب الكيميائي لمياه الأنهار :

يعتمد التركيب الكيميائي لمياه الجداول والأنهار على عدة عوامل منها التركيب الكيميائي والمعدني للصخور والتربة ودرجة تأثرها بعمليات التجوية والتعرية ومعدلات سقوط الأمطار وتركيبها الكيميائي والعوامل الطبوغرافية والغطاء النباتي فضلاً عن العوامل الحضارية. يعرض الجدول (4 - 6) معدلات المكونات الكيميائية (ppm) الثابتة في مياه نهر دجلة مقارنة مع مياه نهر الأردن والمسيبي (Mississippi) والأمازون (Amazone). تتباين الأنواع الكيميائية لمياه هذه الأنهار حيث تكون من النوع $(Ca - HCO_3)$ في دجلة و $(Na - Cl)$ في نهر الأردن و $(Ca - HCO_3)$ في كل من الأمازون والمسيبي وذلك بتأثير العوامل المذكورة آنفاً. غير أن حصيلة مشاركة الأنواع المختلفة في المعدل العام تشير إلى هيمنة النوع $(Ca - HCO_3)$.

جدول 4 - 6 تركيب المكونات الذائبة (ppm)
في مياه نهر دجلة مقارنة مع مياه أنهار العالم الشائعة

	HCO ₃	SO ₄	Cl	Na	Mg	Ca	Fe	SiO ₂	Total Dissolved Solids	إجمالي الصلب الذائب
المعدل العالمي +	58.4	11.2	7.8	6.3	4.1	15.0	0.67	13.1	114	
نهر الأمازون + Amazon River	17	3.0	1.7	1.8	1.1	4.3	0.05	7.0	36	
نهر المسيسيبي + Ca- HCO ₃ -Mississippi River	101	41	15	11	7.6	34	0.02	5.9	221	
نهر كولورادو + Ca-SO ₄ -Colorado River	183	289	113	124	30	94	0.01	14	853	
نهر الأردن Na-Cl-Jordan River	238	174	473	253	71	80	-	-	1310	
نهر دجلة Ca -HCO ₃ Tigris River	168	39	19	14	21	53	-	-	364	
نهر الفرات ++ Na- SO ₄ Euphrate River	11.5	744	126.6	72.4	25.5	66.5	-	-	744	

المصدر * جميل وآخرون 1984
Mason & Moore, 1982 +
++ رزيح 1983

يختلف تركيب المواد الذائبة في مياه الأنهار مقارنة مع مياه الأمطار والبحار، بالرغم من أن مياه الأمطار تعد المصدر الأساسي لمياه الأنهار، بينما تمثل مياه البحار نهاية المطاف لمياه الأنهار (جدول 4 - 7). ويوضح نفس الجدول أن كمية المواد الذائبة تزداد عند انتقالنا من مياه الأمطار إلى مياه الأنهار وأخيراً مياه البحار. غير أن إعادة الحساب والتعيير (normalization) على أساس تدوير (100%) لكمية عنصر الكلور تشير إلى الإغناء النسبي لمياه الأمطار بالمواد الذائبة مقارنة مع مياه البحار (العمود الأخير من الجدول 4 - 9)، كما يوضح ذات الجدول (العمود الثالث) تدوير نسب مختلفة من Na و Cl و SO₄ في مياه الأنهار أيضاً.

جدول 4 - 7 التركيب الكيميائي لمياه الأنهار مقارنة مع مياه الأمطار والبحار (ppm)

المكونات Component	مياه الأمطار River water; Mainly after Sugawara (1963)	مياه الأنهار River water; mainly after Clarke (1924)	مياه البحار Sea water	نسبة مياه الأمطار إلى مياه البحار المعدلة إلى نسبة Cl Rain water to sea water ratio normal- alized to Cl ratio ≡ 1
Na	1.1	5.8 [2.5]	10,560	1.8
K	0.26	2.1	380	12
Ca	0.97	20	400	42
Mg	0.36	3.4	1,270	4.0
Cl	1.1	5.7 [0.6]	18,980	≡ 1
SO ₄ ²⁻	4.2	12 [11]	2,650	27
HCO ₃ ⁻ + H ₂ CO ₂	1.2	35	140	157
Si	0.83	8.1	0.05 - 2	
-	-		(surface waters)	4,700
-	-		2.2 - 5	
-	-		(deep waters)	

المصدر (Wedepohle, 1971)

إن المكونات الأساسية للمياه البرية تشمل الكربونات والكبريتات والكلوريدات والنترات كأيونات سالبة والكالسيوم والمغنيسيوم والصوديوم والبوتاسيوم كأيونات موجبة. تشتق هذه المكونات بشكل أساسي نتيجة التأثير الفعال لمياه الأنهار على الصخور البرية، فضلاً عن المكونات المدورة (Recycled) من مياه البحار وإضافة بعضها نتيجة الفعاليات الحضارية والاختلاط بالمياه الجوفية أو عن طريق تدفق مياه الينابيع بشكل عام وبضمنها الينابيع ذات الأصل الصحاري.

تقترب نسب الكاتيونات الموجبة المذكورة آنفاً في مياه الأنهار من ما هو موجود في مياه الأمطار بالنسبة للمناطق ذات الساقط المطري الغزير. ولكن بانخفاض الساقط المطري وزيادة معدلات التبخير تقترب نفس الكاتيونات في مياه الأنهار من نسبتها في معدل التركيب الكيميائي للصخور الرسوبية.

يشتمل معدل التركيب الكيميائي لمياه الأنهار على عدد من العناصر الشحيحة بتراكيز أقل من جزء واحد بالجزء من المليون ($\mu\text{g/gm}$) ومعظمها لا يتجاوز 10μ (مثل: U و Pb و Zn و Cu و Ni و I و F).

تحتوي مياه الأنهار أيضاً على مواد عالقة (حمولة عالقة) وبكميات تفوق حوالي (4) مرات حمولتها الذائبة (المواد الذائبة). يصل معدل المواد الذائبة في مياه الأنهار إلى حوالي (120ppm)، إلا أن عدداً قليلاً من الأنهار تحوي مياهها على أكثر من (1000ppm) من المواد الذائبة (تبلغ في المياه الحالية لنهر دجلة حوالي 500ppm).

بشكل عام يمكن تقسيم محتوى مياه الأنهار من العناصر الكيميائية إلى مجموعتين: المجموعة الأولى تتضمن العناصر التي تظهر اختلافاً في تراكيزها مع الزمن. أما الثانية فتشمل العناصر التي لا تبدي تراكيزها تغييراً خلال مواسم السنة الواحدة.

4 - 3 - 2 التركيب الكيميائي للمياه الجوفية

تحتل المياه الجوفية في الوقت الحاضر مكانة متميزة في المناقشات الخاصة بمشكلة شحة المياه فضلاً عن تكوينها عدداً من الرواسب الخام. يعكس التركيب الكيميائي للمياه الجوفية مصادر هذه المياه (صهارية وجوية وسطحية وحبسية أو مياه المحيطات) وصخارية الخزان المائي (aquifer) والظروف المحلية مثل درجات الحرارة والضغط وجهد الاختزال - الأكسدة (redox potential) فضلاً عن مصادر التلوث المختلفة. بشكل عام، تورث المياه الجوفية تركيبها الكيميائي من صخور

الخزان المائي (جدول 4 - 8) حيث تزداد المواد الذائبة في مياه الخزانات التي تحوي على صخور الطفل (shale) مقارنة مع صخور الريولايت (rhyolite) والصخور الجيرية (limestone). يؤثر إرتفاع درجات الحرارة والضغط بشكل عام في زيادة كمية المواد الذائبة كما هو واضح في الينابيع المائية الحارة (hydrothermal spring)، كما يؤثر اختلاف جهد الأكسدة - الاختزال في تباين إذابة العناصر الكيميائية أو ترسيبها.

جدول 4 - 8 تأثير صخور الخزان (aquifer) والحرارة على كيميائية المياه الجوفية ومقارنتها بمياه الأمطار (ppm)

مياه الأمطار rain water	المياه الحارة thermal water	طفل - رميلة shale-sandeton	دولومايت dolomite	بزاليت basalt	نايس gneiss	صخور الخزان المكونات
0.1 - 10	4	30	40	12	19	Ca ²⁺
⇒ 0.1	2	31	22	6.6	5.1	Mg ²⁺
⇒ 0.4	48	279	0.4	7.2	4.4	Na ⁺
⇒ 0.03	30	279	1.2	3.1	3.2	K ⁺
-	303	13	8.4	38	13	SiO ₂
⇐ 1.0	-	445	213	85	39	HCO ₃ ⁻¹
2.0	1100	303	4.9	4.4	30	SO ₄ ⁻²
0.5	5	80	2.0	1.2	5.8	Cl ⁻¹
0.7	348	18	6.5	0.7	16	أخرى
-	1850	973	190	115	116	الملوحة

المصدر (Rose, Hawkes and Webb, 1979)

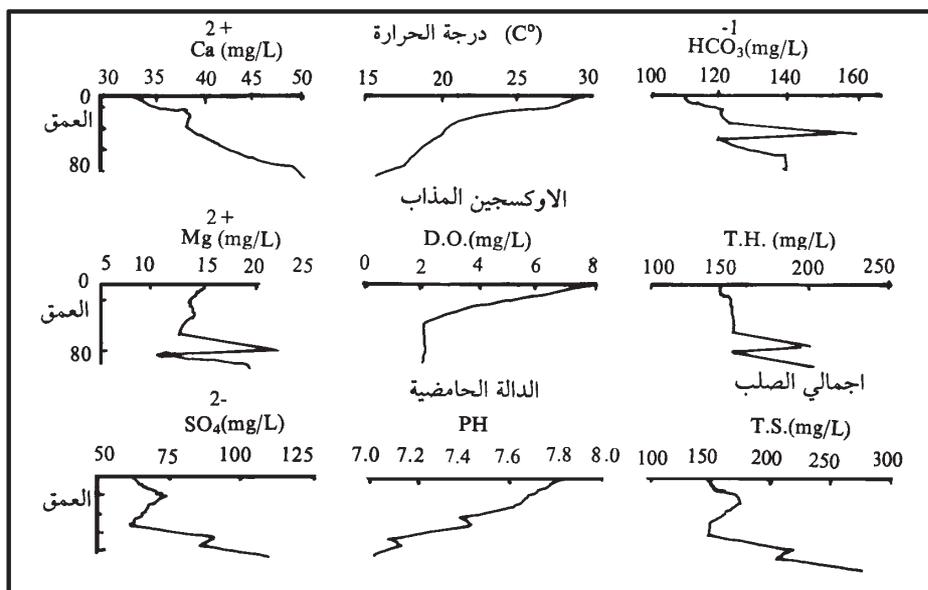
4 - 3 - 3 التركيب الكيميائي لمياه البحيرات

توجد حالياً على سطح الأرض مئات الألوف من البحيرات الطبيعية التي تنحصر مواقعها في الأنطقة المتأثرة بالزحف الجليدي (glaciation) مثل منطقة البحيرات في ولاية فلوريدا الأمريكية. وتتصاحب مواقع بعض البحيرات مع الفوالق الخسفية، (rift valley graben) كما هو الحال في بحيرة تنجانيقا والبحر الميت وبحر قزوين. وتشغل بحيرات أخرى مواقع البراكين الخامدة (الكالديرا). وهناك بحيرات ناتجة عن تصريف مياه الري والبيزل وبشكل أهوار ومستنقعات مثل

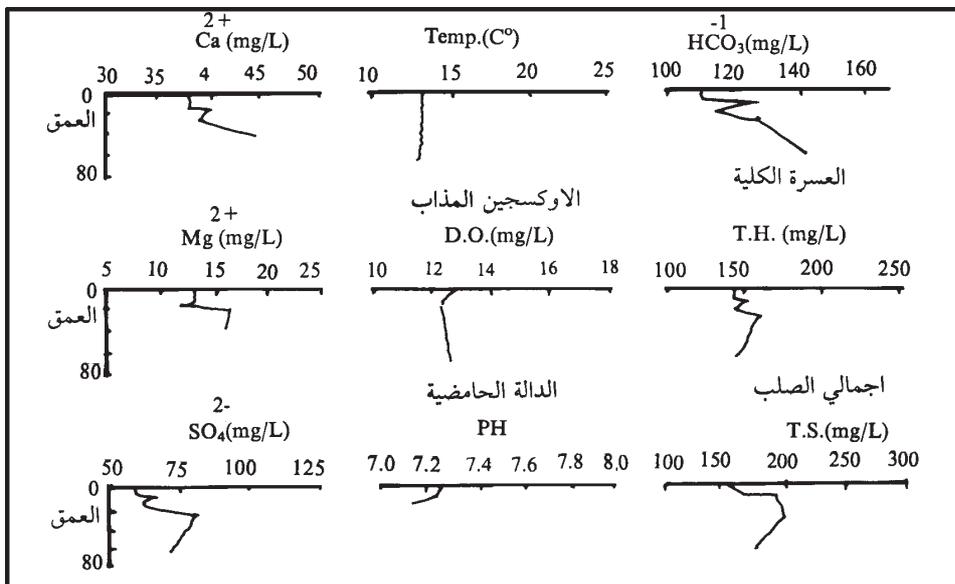
هور الحويزة والحمار والسعدية والسنية والشطانية وأم البقر وابن النجم وأبو زرك في العراق . وهناك أيضاً أنواع أخرى من البحيرات تتنامى أعدادها بشكل مضطرد وتعرف بالبحيرات الاصطناعية (dammed lake) نتيجة إقامة السدود والنواظم الإروائية مثل بحيرة صدام والفادسية والحبانية ودوكان ودر بندخان في العراق . ويعرف حقل المعرفة الذي يهتم بالبحيرات باختصاص الليمونولوجي (limnology) . وتمتاز البحيرات ببعض الخواص أهمها التطبق الحراري (thermal stratification) والانقلاب (inversion) السنوي الأحادي (monomictic) والثنائي (dimictic) . تصنف البحيرات إلى بحيرات حديثة العمر (oligotrophic) وتمتاز بصفاء وزرقة مياهها، ويطلق مصطلح (eutrophic) على البحيرات الناضجة والضحلة وتظهر مياهها باللون الأصفر - الأخضر، بينما يستخدم مصطلح (mesotrophic) للبحيرات التي تمتلك خصائص وسطية بين النوعين المذكورين .

تم نشر عدد من الدراسات التي تناولت البحيرات في العراق ولعل أبرزها وأكثرها شمولية هي دراسة الكواز (1996) التي اهتمت ببحيرة سد صدام . تصنف بحيرة سد صدام بأنها من النوع وسطي الإثراء الغذائي (mesotrophic) ويحدث فيها الانقلاب مرة واحدة في السنة (monomictic) في فصل الخريف، بينما يحدث التطبق الحراري في فصل الصيف . يشير الشكل (4 - 4) إلى اختلاف الصفات الفيزيائية والكيميائية مع العمق خلال فترة التطبق الحراري مقارنة مع فترة الامتزاج . ويمكن في نفس الشكل تمييز الطبقة العليا (epilimnion) بسمك حوالي (8m) والطبقة الوسطى (mediamnion) بسمك (8m - 13) والطبقة السفلى (hypolimnion) .

تشتق مصادر مياه البحيرة من مياه نهر دجلة بشكل أساسي علاوة على مياه الوديان الموسمية ووديان التصريف الحضرية التي تنحدر من على ضفاف البحيرة والمناطق المجاورة والتي تنكشف فيها صخور العمود الثلاثي المتألفة من الصخور الفتاتية والصخور الكاربوناتية وصخور الكبريتات بشكل عام . يعرض الجدول (4 - 9) مديات التركيب الكيميائي لمياه بحيرة سد صدام عند مستوى من الخزن (330m) و(308m) مقارنة مع بحيرة الحبانية والثرثار . تشير المقارنة إلى اختلاف تراكيز المكونات الأساسية خلال فترتي الخزن والتي تأخذ اتجاه تخفيف المكونات خلال منسوب الخزن العالي .



(أ) فترة التطبيق الحراري



(ب) فترة الامتزاج

شكل 4 - 4 تغيّرات الصفات الفيزيائية والكيميائية

لمياه بحيرة سد صدام خلال فترة التطبيق الحراري (أ) وفترة الامتزاج (ب)

المصدر الكواز، 1996

جدول 4 - 9 مديات التركيب الكيميائي لمياه بحيرة سد صدام خلال منسوب الخزن (330m) ومقارنة مع بحيرة الحبانية والثرثار

TH	TDS	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na	K	المكونات mg/l المنسوب
206 - 112	267 - 121	160 - 100	110 - 50	53 - 18	55 - 32	25 - 5	10 - 8	2.0	مديات التراكيز عند منسوب خزن (308m) +
232 - 112	280 - 96	161 - 60	115 - 34	53 - 12	57 - 24	35 - 6	10 - 7	2.0	مديات التراكيز عند منسوب خزن (330m) +
-	750	97	90	65	43.5	17.4	37.3	2.7	بحيرة الحبانية ++
-	2049	33		298	139	16.9	1525	6.6	بحيرة الثرثار ++

رنج 1983 + +

المصدر الكواز 1996 +

تشير حسابات التركيب الكيميائي بأن مياه بحيرة سد صدام هو من النوع (SO₄ - HCO₃ - MgCa) بشكل عام. يتبين تأثير التركيب الكيميائي لمياه نهر دجلة (Ca - HCO₂) من ناحية، وكفاءة عمليات الإذابة المحلية لصخور الكبريتات وتأثيرها على النوع الكيميائي لمياه بحيرة سد صدام من ناحية أخرى.

4-3-4 التركيب الكيميائي لمياه الينابيع

الينبوع هو إنبثاق طبيعي للمياه الجوفية من سطح الأرض. تتكون الينابيع نتيجة تأثير عدد من العوامل المتعلقة بالصفات الجيولوجية تحت السطحية (sub surface geology) - وصفات الخزان المائي (aquifer) وكمية حركة المياه الجوفية علاوة على التغييرات التركيبية كالفوالق والطيات والتغييرات الطبوغرافية وذوبان الثلوج. تصنف الينابيع على أساس أشكال فتحاتها إلى ينابيع بفتحات ترشيح متعددة وينابيع الفواصل والكسور. يمكن تصنيفها أيضاً إلى ينابيع دافئة (C 14 - 20) وينابيع حارة (C 20 - 37) وينابيع ساخنة (> 37⁰ C). تزداد حرارة الينابيع بزيادة العمق (درجة سليسية واحدة لكل 33m زيادة في العمق) أو لوجود البراكين غير الخامدة كما هو الحال في أيسلندة، وحرارة الاحتراق الذاتي للفحم الحجري وحرارة التفاعلات الكيميائية - البيوكيميائية والمسؤولة عن حرارة الينابيع الكبريتيدية لمنطقة حمام العليل والداخلية في مراحل نشأة كبريت حقل المشارق، فضلاً عن الاحتكاك بفعل الحركات الأرضية وتأثير تحلل العناصر المشعة. وتقسم الينابيع كيميائياً إلى ينابيع عذبة المياه تحوي على كميات قليلة من الأملاح الذائبة وينابيع معدنية تزداد فيها كمية الأملاح الذائبة.

تزداد كثافة الينابيع في الأجزاء الشمالية والشمالية الشرقية من قطر العراق. تمتاز هذه الأجزاء بطبيعة تركيبها البنائي وتأثرها بالحركات الأرضية التي أدت إلى تكوين سلاسل متعاقبة من الطيات المحدبة والمقعرة ووفرة الصخور النفاذة وأخرى غير النفاذة، فضلاً عن الغواتق والكسور والفواصل في الصخور والمعدلات العالية (نسبياً) للساقط المطري والثلوج. جميع هذه الميزات ساعدت في زيادة كثافة ظهور الينابيع.

يعرض الجدول (4 - 10) مواقع بعض الينابيع المهمة في شمال العراق مع تأشير اسم المنطقة والتركيب الجيولوجي. ويضبط التركيب الكيميائي لمياه الينابيع نفس المفاهيم المتحكممة بالتركيب الكيميائي للمياه الجوفية.

جدول 4 - 10 مواقع بعض الينابيع المهمة في شمال العراق

اسم المنطقة	اسم التركيب	موقع الينبوع
سنجار	طية سنجار	الطرف الجنوبي (سولاغ) والشمال (كه رسي)
فايده	طية دهكان ودهوك	الغاطس الغربي لطية دهكان والغاطس الغربي في زاوا
دهوك / زاوية	طية بيخير	إنغلاق الطية
دهوك / بابلو، بري بهار	طية بيخير دهوك	إنغلاق الطية
دهوك / ديريه بون	طية بيخير دهوك	الغاطس الغربي
دهوك / عمادية سركي	طية مه تين	سيركي
نينوى / شيخان، لاشد	طيه مه تين شيخ عادي	تماس تكويني الجركس والبلاسي
عقرة	طية عقرة	مجموعة ينابيع منتشرة
نينوى / نوران / بعشبة	طية الفاضلية	الغاطس الغربي
دهوك / سليفاني	امتداد طية دهوك	ضمن تعاقبات تكوين الفتحة
نينوى / شيخان / رأس العين	طية الشيخان	الغاطس الشرقي

المصدر يزدين، 1999

يعرض الجدول (4 - 11) المكونات الكيميائية الأساسية لمياه بعض الينابيع في شمال العراق. إن زيادة تراكيز المكونات CO_3^{2-} و SO_4^{2-} و Na^+ مثلاً تفسر عادة على أساس كفاءة تفاعل مياه الينابيع مع الصخور الكربوناتيّة وصخور الكبريتات والملح للتكاوين الجيولوجية المختلفة. ويؤثر أيضاً في التركيب الكيميائي لمياه الينابيع، اختلاف درجات الحرارة والضغط وجهة الاختزال والأكسدة في بيئة

الأعماق . غير أن ارتفاع درجات الحرارة يؤدي بشكل عام إلى زيادة كمية الأملاح الذائبة في المياه، مثلاً، الينابيع المعدنية لمنطقة حمام العليل وكما يوضحه الجدول (4 - 12) . إن اختلاف الظروف الفيزيائية والكيميائية المؤثرة على مياه الينابيع في الأعماق مقارنة مع الظروف السائدة على سطح الأرض، تؤدي إلى ترسيب مواد حول فتحات الينابيع والتي تعرف بعضها بالترافرتين (travertine) بسبب هروب وانخفاض محتوى غاز CO₂ الذائب في مياه الينابيع عند نفاذها من سطح الأرض .

زاد الاهتمام بالأعمال الحقلية في منطقة الينابيع الساخنة (hot springs) . وأدت أعمال الحفر فيها إلى تحديد مناطق عند عمق (80m) ترتفع عنده الحرارة إلى حوالي (205⁰ C) . وقد استغلت هذه المواقع في زيلندة الجديدة (New Zealand) وإيطاليا (Italy) واليابان (Japan) وولاية كاليفورنيا (California) الأمريكية وأيسلندة (Iceland) في تجهيز المياه الحارة والتدفئة للأغراض المنزلية والصناعية . وتعد محطة (wairakej) في زيلندة الجديدة أول محطة بين عشرات المحطات الجيو - حرارية المستمرة حالياً في تجهيز الشبكة الوطنية الكهربائية في عدد من بلدان العالم .

إن انطلاق عمود من مياه الينابيع الحارة ونفاذها من سطح الأرض بقوة وبشكل متقطع ومرتفعة عشرات الأمتار في الهواء يطلق عليها جيزر (geyser) وكما هو الحال في منطقة الكيزرات الكبيرة (great geysers) من أيسلندة ومنطقة (yellow national park) في الولايات المتحدة الأمريكية، وكما هو معروف، فإن مياه الينابيع الساخنة تحتوي على غازات . وعند الأعماق من سطح الأرض، تتحرر هذه الغازات بشكل فقاعات مشبعة ببخار الماء نتيجة تماسها مع المياه الساخنة . وباقتراب المياه من درجة الغليان، فإن نسبة بخار الماء تزداد بشكل كبير في الفقاعات المتحركة نحو الأعلى مما يؤدي إلى تدفق الرغوة على سطح الأرض . والميكانيكية الأخيرة تؤدي إلى تخلخل الضغط المسلط على المياه الساخنة في الأعماق حيث يزداد حجم رغوتها ورذاذها بشكل عنيف ومتحركة نحو الأعلى بقوة لا يمكن صدها ومنطلقة من سطح الأرض إلى ارتفاع عشرات الأمتار في الهواء . وعليه فإن انخفاض الضغط المسلط على مياه الينابيع الحارة هي الميكانيكية المسؤولة عن السلوك الشائع للكيزرات .

جدول 4 - 11 المكونات الكيميائية الأساسية (mg/l) لمياه بعض الينابيع المهمة في شمال العراق

التوصيلة الكهربائية mohs/cm	pH	Cl	HCO ₃	SO ₄	العسرة الكلية	K	Na	Mg	Ca	الموقع	العيون
1.02	7.37	0.73	5.16	4.48	543	0,04	0.34	4.34	6.58	سهل سيلفاني	ديره بون
0.53	7.35	0.65	5.24	0.08	282	0.02	0.24	2.69	2.98	سهل سيلفاني	العاصبي
0.66	7.49	0.67	6.18	0.01	353	شحيح	0.24	3.88	3.22	زاويته	بري بهار
0.61	7.46	0.60	5.36	0.11	322	شحيح	0.17	3.50	2.99	زاويته	بابلو
1.92	7.39	3.53	6.38	9.57	789	1.42	1.98	3.93	11.89	عمادية	سركي
2.44	7.35	1.14	5.22	24.12	1452	0.09	1.27	5.33	23.80	فايدة	زاوا

المصدر يزدين 1999

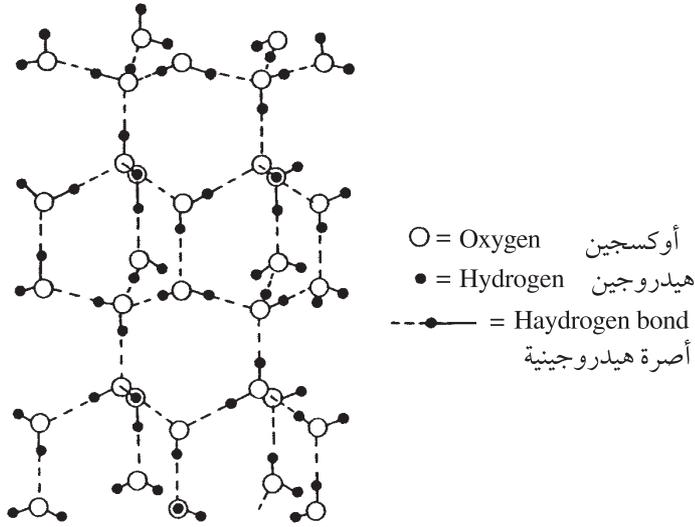
جدول 4 - 12 الصفات الفيزيائية والكيميائية
لمياه الينابيع المعدنية في منطقة حمام العليل

فصوصة	زهرة الجنوبي	زهرة الشمالي	اسم الينبوع الصفات الفيزيائية والكيميائية
40	49	47.5	درجة الحرارة C ₀
60.2	63.4	63.6	mg/l H ₂ S
72.5	79.0	62.0	mg/l CO ₂ الحر
137.8	123.8	126.7	mg/l Ca ²⁺
30.7	28.9	28.6	mg/l Mg ²⁺
8.9	5.7	7.2	mg/l Na ⁺ + K ⁺
542.0	512.0	507.0	mg/l HCO ₃ ⁻¹
191.0	207.0	195.0	mg/l Cl ⁻¹
62.0	27.0	44.0	mg/l SO ₄ ⁻²
1090.0	890.0	830.0	TDS إجمالي المواد الذائبة mg/l
8.0	8.0	8.0	PH

المصدر الصواف / 1972

4-3-5 التركيب الكيميائي للثلج (snow)

تمتاز جزيئات الماء في الثلج بكثرة ارتباطها بأواصر هيدروجينية (شكل 4 - 5) مقارنة مع جزيئات الماء السائل . ومن المتوقع بأن التركيب الكيميائي للثلج لا يختلف كثيراً عن التركيب الكيميائي لمياه الأمطار ولكن ربما يكون مخففاً أكثر نتيجة زيادة الحجم الجزيئي للماء في الثلج مقارنة مع الماء السائل .

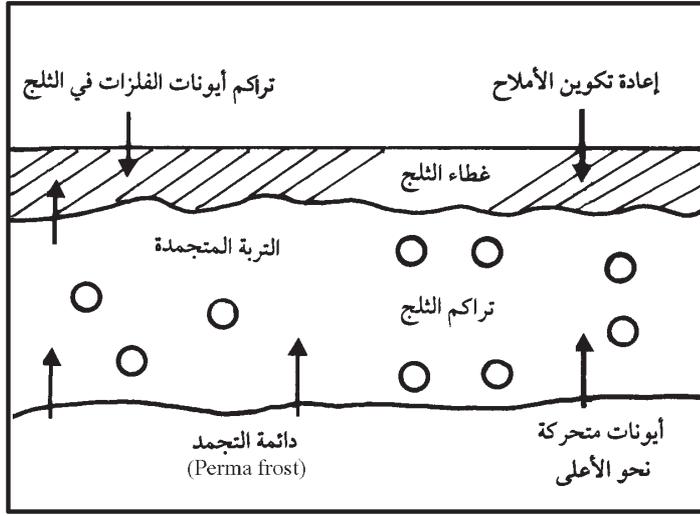


شكل 4 - 5 التركيب البنائي للثلج .

يلاحظ ترتيب الرباعيات حول كل ذرة أكسجين وكذلك البناء المفتوح مع القنوات بالشكل السداسي

المصدر (Fergusson, 1982)

إن الموضوع الأكثر جدلاً بين الجيوكيميائيين خلال فترة من الزمن هو حول دور الثلج في التجوية الكيميائية للصحور التحتية . يعتقد الجيوكيميائيون الروس بأن أيونات الفلزات يمكن أن تنتقل خلال غطاء الثلج وصولاً إلى السطح وحسب الميكانيكية المقترحة في الشكل (4 - 6) . وتعتمد هذه الميكانيكية أساساً على الانتشار الأيوني بواسطة المحاليل التي توفرها رطوبة الأنطقة دائمة التجمد . وهذا يؤدي إلى انتقال أيونات الفلزات من خلال الأنابيب الشعرية (capillary action) . ويدعم هذا الاستنتاج ، الملاحظة الحقلية لقرشرة من الحديد المتأكسد والمعادن الثانوية ومشاهدة الأملاح (efflorescences) التي تحتوي على Na و Ca و Mg و Cl على سطح المناطق دائمة الانجماد (permafrost) .



شكل 4 - 6 ميكانيكية انتقال العناصر في المناطق دائمة الانجماد

المصدر (Jonasson & Allen, 1973, in Levinson, 1980)

الفصل الخامس

Chapter Five

الغلاف الحيائي

The Biosphere

5 - 1 تمهيد :

إن المقصود بالغلاف الحيائي هو ذلك الجزء من الأرض الذي يساعد على إدامة الحياة. ويتحدد هذا الجزء عادة بسمك محدود من يابسة الأرض ومياهها وهوائها الذي تتوفر فيه عناصر الحياة الأساسية: الماء والهواء وأشعة الشمس. غير أن نطاق الحياة أوسع من ذلك، بدلالة وجود بعض الحشرات (insects) وحبوب الطلع (spores) في الارتفاعات العالية من الغلاف الجوي ووجود أيضاً بعض الأحياء في قيعان المحيطات عند الأعماق الكبيرة، وملاحظة وجود البكتريا في المياه المالحة (brines) لآبار النفط المحفورة في الطبقات العليا من القشرة الأرضية.

ويقصد أيضاً بالغلاف الحيائي جميع أنواع المواد الحية: النباتات والحيوانات والأحياء المجهرية. تتألف المواد الحية من مجموعة من معقدات المركبات العضوية: الكاربوهيدرات والبروتينات والدهون والحوامض النووية (nucleic acid) والليكنين (lignine) التي تحتوي على عدد قليل من المركبات العضوية الأساسية والمتمثلة بالكحوليات والحوامض الدهنية والحوامض الأمينية والبيورينات (purines)، بينما يتناول الفصل الحالي من الكتاب دراسة العوامل الحياتية (المواد الحية والميتة ومكوناتها) المتحركة في انتقال وتوزيع العناصر في الأنطقة السطحية للأرض.

5 - 2 المواد الحية وتوزيعها في الأرض

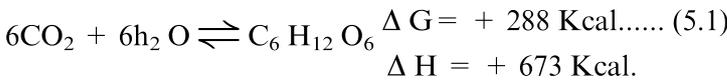
تشارك جميع المواد الحية بصفة احتوائها على جزيئات البروتين وتمتاز أيضاً بإنتاجها المرحلي للمواد العضوية. ويمكن تقسيم المواد الحية إلى مجموعتين عظيمتين: المجموعة المنتجة المتمثلة بالنباتات والمجموعة المستهلكة وهي الحيوانات.

يصل عدد أنواع الأحياء في الأرض حوالي (1.5×10^6) ومن بينها (2.5×10^5) نوع يعيش في المحيطات والتي تشكل نسبة تبلغ حوالي (17%) من مجموع الكائنات الحية في الأرض. غير أن أهمية المحيطات تكمن في احتوائها على الكتلة الكبيرة من المواد الحية. ويقدر إنتاجها الإجمالي السنوي من المواد العضوية حوالي (10^{12}) طن التي تكافئ (55×10^9 طن) كربون مقارنة مع (1118×10^9 طن) بالنسبة لبيئة القارات. يزداد إنتاج المواد العضوية في أجزاء البحار والمحيطات التي تحيط بالقارات حيث تصل معدلاتها إلى حوالي (400غم) من الكربون العضوي بالمترب المربع الواحد في السنة وذلك بسبب وفرة عناصر التغذية، بينما تنخفض هذه المعدلات إلى حوالي (50غم) كربون عضوي بالمترب المربع الواحد في السنة في مياه البحار المفتوحة بعناصر التغذية.

بسبب وجود الأوكسجين الطليق في جميع أجزاء مياه البحار والمحيطات، فإن ما يصل الرواسب البحرية من البقايا الميتة والمكونات غير المؤكسدة لا يتجاوز كثيراً عن 1% من مجموع الإنتاج العضوي الرئيس. أن تفسخ وتحلل المواد العضوية غالباً ما يتأثر بالعمليات الحيوية للبكتريا اللاهوائية (anaerobic bacteria). إن إعادة إنتاج الأحياء تحدث بمعدلات عالية، غير أن معظم الإنتاج العضوي السنوي الرئيس يتم تثبيته من قبل الأحياء أو ما يطلق عليها بالكتلة الحياتية (biomass).

5 - 3 الأهمية الجيوكيميائية للغلاف الحيائي

تبلغ كتلة الغلاف الحيائي قيمة متناهية في الصغر وهي أقل بحوالي (300) مرة من كتلة أخف أغلفة الأرض الأخرى وهو الغلاف الجوي، غير أن حسابات كتلة الغلاف الحيائي على أساس تراكمه عبر الزمن الجيولوجي يؤدي إلى اقتراب كتلة الغلاف الحيائي المتراكم من كتلة الأرض الإجمالية. وهذا يؤكد على الدور الفاعل للغلاف الحيائي في تدوير الكميات الهائلة من مواده في الأرض. وفضلاً عن هذا وبالرغم من صغر كتلة الغلاف الحيائي الحالي، فإن له أهمية جيوكيميائية بالغة وأبرزها دوره في إنتاج الأوكسجين الضروري للحياة على كوكب الأرض. وكما هو معروف يتم هذا في أوراق النباتات ومن تفاعل (CO_2) مع الماء وبوجود المادة الخضراء (الكلوروفيل) وأشعة الشمس والمعروفة بعملية التركيب الضوئي وحسب المعادلة الآتية:



بسبب قيمة ΔG الموجبة، يحتاج التفاعل إلى طاقة لكي يتجه إلى اليمين.

وهذه الطاقة هي أشعة الشمس . وبهذا تتحول الطاقة الشمسية إلى طاقة كيميائية للمركبات العضوية . إن الاتجاه المعاكس (اليسار) للتفاعل هو من نوع الأكسدة الحياتية والمتمثل بعملية التنفس . وتظهر الطاقة المتحرر للتفاعل المعاكس بشكل شغل أو حرارة .

يفترض وجود حالة من الاتزان بين عمليتي التركيب الضوئي والتنفس ، غير أن معدلات عملية التركيب الضوئي تتجاوز معدلات عملية التنفس خلال الزمن الجيولوجي . والفائض من الطاقة يخزن في المواد العضوية المظمورة والمتمثلة جزئياً بالفحم الحجري والنفط .

تتأثر بشكل كبير التفاعلات الجيوكيميائية للغلاف الحيائي بوفرة الأحياء المجهرية . وتلعب هذه الأحياء دور العامل المساعد في بعض التفاعلات . فمثلاً ، تسمح الأحياء المجهرية بتثبيت النترات من جزيئة النيتروجين . وفي البيئات اللاهوائية ، تؤدي الأحياء المجهرية إلى تحرير طاقة نتيجة اختزالها الكبريتات إلى الكبريتيد واختزال الحديد أيضاً . وفي بيئات أخرى تؤدي بعض أنواع البكتريا (thiobacilli) إلى خفض الدالة الحامضية (pH) للمياه إلى أقل من واحد .

إن المواد العضوية المتكونة في الغلاف الحيائي تتحول وبشكل سريع إلى (CO₂) والماء اللذان لهما دور مهم في تفاعلات التجوية الكيميائية . وهناك أدلة على تأثير المواد العضوية في تفاعلات التجوية بشكل عام . فبدون الحوامض العضوية وعوامل الاقترانص (chelating) العضوية وتأثير الكائنات المجهرية على الأطوار المعدنية ، فإن التجوية الكيميائية تحدث ولكن بمعدلات نسبية بطيئة جداً .

أما المعقدات العضوية المقاومة للتحلل ، فيمكن أن تتأثر بالعمليات التحويرية نتيجة الانطمار وزيادة الحرارة في الرواسب . وفي مثل هذه الظروف تتحول المعقدات العضوية المقاومة في النهاية إلى الغاز الطبيعي والنفط والكيروجين (kerogene) والفحم الحجري . وتؤثر عمليات التحول (metamorphism) في تحويل بعض هذه المواد إلى معدن الانثراسايت (anthracite) والجرافيت (graphite) بزيادة فقدان الهيدروكربونات البسيطة وثاني أكسيد الكربون .

5 - 4 التركيب الكيميائي للغلاف الحيائي :

تواجه مهمة تقدير أو إيجاد التركيب الكيميائي للغلاف الحيائي عدداً من الصعوبات : أهمها الاختلاف الكبير في تركيب المواد الحية وتباين نوعية أو صحة

أو دقة البيانات التحليلية وعدم المعرفة الدقيقة للكميات النسبية لأنواع الكائنات الموجودة في الغلاف الحيائي. وبالرغم من الصعوبات المذكورة، هناك عدد من الملاحظات المهمة بخصوص طبيعة التركيب الكيميائي للغلاف الحيائي وأهمها: أن الماء يشكل المكون الأساسي لجميع المواد العضوية. فمثلاً يحوي الخشب على (50%) ماء والفقرات على (65%) واللافقرات البحرية على (90%).

إن المعلومات المتوفرة عن الدور الحيائي للعناصر الكيميائية تؤدي إلى تصنيفها إلى مجموعتين: مجموعة العناصر الثابتة ومجموعة العناصر المتغيرة وكما موضح في الجدول (5 - 1).

تضم الأولى مجموعة عناصر الطاقة (N, H, O, C) ومجموعة عناصر التغذية الكبيرة (Na), (Cl, S, Mg, Ca, p) بالنسبة للحيوانات فقط، ومجموعة عناصر التغذية الصغيرة (Zn, Mn, Cu, Fe) و (Si, Mo, B) بالنسبة للنباتات فقط و (I, Co) بالنسبة للحيوانات فقط. أما مجموعة العناصر المتغيرة فتشتمل على العناصر الثانوية وعناصر المكونات الدقيقة وعناصر التلوث.

جرت محاولة ثانية لتقدير التركيب الكيميائي للغلاف الحيائي بالاعتماد على النباتات بسبب كونها تمثل المصنع الأساسي لإنتاج الغذاء الضروري لإدامة كافة أشكال الحياة على الأرض، وعليه فإن التركيب الكيميائي للنباتات البرية والبحرية (جدول 5 - 2) لا يختلف كثيراً عن معدل التركيب الكيميائي للغلاف الحيائي.

بالمقارنة مع توزيع العناصر في التربة، يلاحظ في الجدول (5 - 2) إغناء النباتات البرية والبحرية بتسعة عناصر (Zn, S, p, N, Cl, Cd, C, Br, B) وافتقارها بواحد وعشرين عنصراً (Zr, W, V, Ti, Si, Rb, Pb, Ni, Mo, Mn, Li, La, Ga, Fe, F, Cu, Cs, Cr, Co, Ba, Al) بينما يتضح إغناء أو افتقار إثني عشر عنصراً (Sr, Se, O, Na, Mg, I, K, Hg < Ca, Au, As, Ag) في النباتات البرية والبحرية.

لماذا تختلف وفرة العناصر الكيميائية في مواد الغلاف الحيائي؟

إن وفرة العناصر الكيميائية في المواد الحية تعتمد على قابليتها على المشاركة في المنظومات الغروية المائية الداخلة في تركيب المواد الحية. وتعتمد أيضاً على مديات إذابتها في الوسط المائي. إن العناصر الكيميائية الوفيرة في المواد الحية تتمثل بالعناصر الشائعة والعالية الذوبان أكثر من تلك العناصر النادرة وغير الذائبة في الماء. ومن الواضح أن طبيعة تعامل أيونات العناصر بجزئيات الماء لها الأثر الكبير في تحديد سلوك العناصر خلال العمليات الحياتية وبالتالي وفرتها في المواد الحية.

جدول 1 - 5 توزيع العناصر الكيميائية بدلالة النسبة المئوية من الوزن الكلي للمواد الحية

رئيس Primary 60 - 1	Invariable ثانوي ثابت Secondary 1 - 0.05	مكونات مايكروية Microconstituents <0.05	ثانوي Secondary	Variable مكونات مايكروية Microconstituents	متغير ملوثات Contaminants
H	Na	B	Ti	Li	He
C	Mg	Fe	V	Be	Ar
N	S	Si	Br	Al	Se
O	Cl	Mn		Cr	Au
P	K	Cu		F	Hg
	ca	I		Ni	Bi
		Co		Ge	Tl
		Mo		As	
		Zn		Rb	-
				Sr	-
				Ag	-
				Cd	-
				Sn	-
				Cs	-
				Ba	-
				Pb	-
				Ra	-

المصدر (Mason & Moore, 1982)

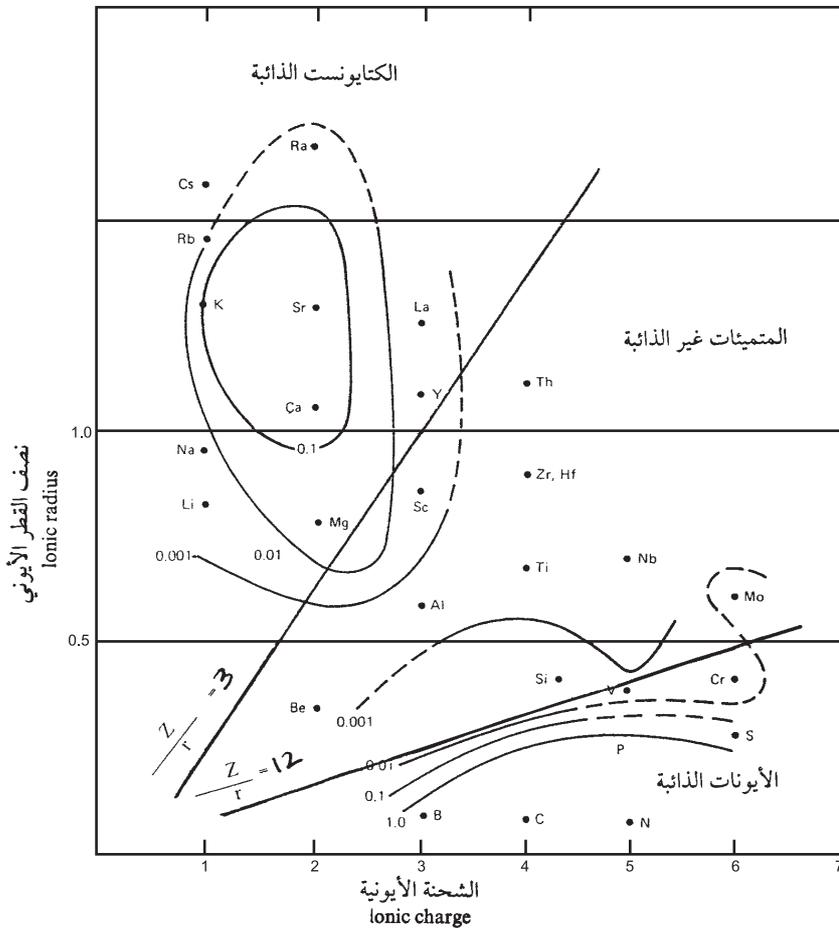
جدول 5 - 2 توزيع مجموعة مختارة من العناصر الكيميائية (ppm) في الأنسجة الجافة من النباتات البرية والبحرية

العنصر Element	النباتات		العنصر Element	النباتات		التربة Soils	البحرية Marine Plants	البرية Land Plants	التربة Soils
	البحرية Marine Plants	البرية Land Plants		البحرية Marine Plants	البرية Land Plants				
O	470,000	410,000	Ag	0.25	0.06	490,000	0.25	0.06	0.1
P	3500	2300	Al	60	500	650+	60	500	71,000
Pb	8.4	2.7	As	30	0.2	10-	30	0.2	6
Rb	7.4	20	Au	0.012	0.002	100-	0.012	0.002	
S	12,000	3400	B	120	50	700+	120	50	10+
Se	0.8	0.2	Ba	30	14	0.2	30	14	500-
Si	1500	200	Br	740	15	330,000	740	15	5+
Sr	1400	26	C	345,000	454,000	300	345,000	454,000	20,000+
Ti	12	1	Ca	10,000	18,000	5000	10,000	18,000	13,700
V	2	1.6	Cd	0.4	0.6	100-	0.4	0.6	0.06+
W	0.035	0.07	Cl	4700	2000	1-	4700	2000	100+
Zn	150	100	Co	0.7	0.5	50+	0.7	0.5	8-
Zr	20	0.64	Cr	1	0.23	300-	1	0.23	100-
			Cs	0.07	0.2		0.07	0.2	6-
			Cu	11	14		11	14	20-

العنصر Element	النباتات		التربة Soils	العنصر Element	النباتات		التربة Soils
	البحرية Marine Plants	البرية Land Plants			البحرية Marine Plants	البرية Land Plants	
F				F	4.5	0.5	200-
Fe				Fe	700	140	38,000-
Ga				Ga	0.5	0.06	30-
Hg				Hg	0.03	0.015	0.03
I				I	1500	0.42	5
K				K	52,000	14,000	14,000+
La				La	10	0.085	30-
Li				Li	5	0.1	30-
Mg				Mg	5200	3200	5000
Mn				Mn	53	630	850-
Mo				Mo	045	0.9	2-
N				N	15,000	30,000	1000+
Na				Na	33,000	1200	6300
Ni				Ni	3	3	40-

= التراكيز في النباتات أكبر منها في التربة
 + التراكيز في التربة أكبر منها في النباتات
 المصدر معكرو عن (Bowen, 1966)

تتفاعل أيونات العناصر بجزئيات الماء من خلال كسر إحدى أو اصر (O - H) أو كليهما في جزيئة الماء. وتعتمد مثل هذه التفاعلات على كثافة الشحنة على أيون العنصر والتي تساوي حاصل قسمة الشحنة الأيونية (Z) على الحجم الأيوني المتمثل بنصف القطر الأيوني (r). وتعرف حاصل القسمة هذه ($\frac{Z}{r}$) بالجهد الأيوني (Ionic potential). وعند رسم العلاقة بين الشحنة الأيونية (Z) مع نصف القطر الأيوني (r)، ينقسم هذا المرسوم إلى ثلاثة حقول: الأول ($3 \geq \frac{Z}{r}$) هو حقل الكاتيونات الذائبة. والحقل الثاني ($12 > \frac{Z}{r} > 3$) هو حقل العناصر غير الذائبة



الشكل 5 - 1 نسبة تراكيز العناصر في النباتات البرية إلى تراكيزها في صخور القشرة الأرضية وعلاقتها بالجهد الأيوني المصدر محور عن (Hatchinson 1945)

والمعروف بالمتميئات (Hydrolyzate). أما الحقل الثالث ($\frac{Z}{T} < 12$) فهو حقل معقدات الأنيونات الذائبة وكما موضح في الكل (5 - 1). وعند تسقيط نسبة وفرة العناصر في النباتات إلى معدل وفرتها في الصخور على الشكل (5 - 1) يتضح بأن وفرة العناصر الكيميائية في النباتات تزداد في حقل الكتيونات الذائبة ($\frac{Z}{T} \geq 3$) وحقل معقدات الأنيونات الذائبة ($\frac{Z}{T} < 12$) وتقل في حقل المتميئات ($\frac{Z}{T} < 12$) ($3 >$) بسبب انخفاض إذابة عناصرها.

يتضح مما تقدم بأن النباتات والحيوانات تغتني ولكن بعدد قليل من العناصر الكيميائية. وتشذ بعض العناصر في اغتائها وخاصة في النباتات التي لها القابلية على احتواء كميات كبيرة من العناصر المتوفرة في التربة والجاهزة (available) للدخول في العمليات الحياتية للنباتات. إن قابلية بعض النباتات في احتواء تراكيز غير اعتيادية من العناصر الكيميائية للتربة، قد تم توظيفها في البحث عن الخامات المطمورة في الأرض. وهذه الملاحظة تمثل المفاهيم الأساسية لطرق التحري الجيوكيميائية - الحياتية (biogeochemistry) أو جيولوجيا النبات (geobotany) في الكشف عن الرواسب الخام. غير أن الإغناء الكبير والواضح للعناصر الكيميائية هو من خلال العمليات الحياتية للكائنات البحرية، مثل قابلية عدد من اللاقريات البحرية على استخلاص كاربونات الكالسيوم والراديلولاريا (radiolaria) والداي أتوم (diatoms) على استخلاص السليكا وبعض الأنواع البحرية من الأسديانايث (ascidians) على تركيز عنصر الفناديوم (V) بحوالي (50000) مرة أكثر من تركيزه في مياه البحار. إن بعض الإسفنجيات (sponges) والشعب (corals) لها القابلية على تركيز عنصر اليود، غير أن النباتات البحرية المعروفة باسم (kelp) لها الكفاءة الأكبر على استخلاص عنصر اليود مما أدى إلى استغلالها في فترة زمنية محددة كمصدر لليود التجاري. ومن المعروف أيضاً تراكم تراكيز من النحاس في المحار (Oysters) والتي تصل إلى حوالي (200) مرة أكبر من محتوى مياه البحار من عنصر النحاس. إذ تحوي المحار (مع عدد من الحيوانات البحرية) على سوائل التنفس (hemocyanin) المرادفة لسوائل (hemoglobin) ولكن بالنحاس كمكون أساسي بدلاً من الحديد.

5 - 5 الرواسب الحياتية :

يتضح من الفقرات السابقة بأن الفعاليات الحياتية تؤدي إلى تركيز واحتواء

بعض الأحياء بعدد من العناصر والمركبات الكيميائية والتي تشكل بعد موتها وتراكمها رواسب ذات منشأ حيائي. وتعرف هذه الرواسب بمصطلح (bioliths) والتي تنقسم إلى (caustobiolith أو combastible) رواسب قابلة على الاحتراق و (acaustobiolith أو non - combustible) رواسب غير قابلة على الحرق. ومن أهم الأمثلة على النوع الأخير هو حجر الجير العضوي الشائع بين أخصائي الجيولوجيا. أما رواسب السليكا ذات المنشأ الحيائي، فهي أقل شيوعاً ولا يمكن تحديد منشأها بسهولة لعدم بقاء آثار للأحياء السليكانية في هذه الرواسب. وتمتلك بعض الأحياء (أنواع من الطحالب والبكتريا) فعالية كيميائية وذلك من خلال مثلاً أكسدة أيون الحديدوز في معدن السليديرايت إلى أيون الحديدك وترسيب أطوار الهيدروكسيدات. وبسبب طبيعة الأحياء المجهرية، فإنها في الغالب لا تترك أثراً يمكن الاستدلال عليه بسهولة مما يجعل من أمر تشخيص آثار (مستحاثات) البكتريا في الرواسب من المواضيع صعبة الدراسة والمتابعة. وتنطبق نفس الملاحظة الأخيرة أيضاً على اختزال الكبريتات إلى كبريتيد خلال عمليات تكوين الكبريت الرسوبي.

أما الرواسب القابلة على الحرق (caustobioliths أو combustible) فتشمل على الفحم والنفط. وهذه المواد بطبيعة الحال تمثل مركبات من عنصر الكربون بتأثير الفعاليات العضوية. وتناقش الفقرات اللاحقة موضوع منشأ الفحم والنفط من ناحية طبيعة وتركيب الأحياء الأولية ونمط تراكم المواد العضوية وميكانيكية التفاعلات التي أدت في النهاية إلى الفحم والنفط.

5-5-1 الفحم:

تشير الملاحظات الجيولوجية إلى وفرة الأدلة الكافية للاعتقاد على أن النباتات البرية هي المواد الأولية ومصدر تكوين الفحم. بشكل عام، تتكون النباتات من: أ - السليلوز ($C_6 H_{10} O_5$) وب - الليكسين ($C_{12} H_{18} O_9$) بالإضافة إلى مكونات ثانوية مثل البروتينات بأنواعها المختلفة: (دهون، حوامض عضوية وأملاحها والتانين). وبسبب مقاومته العالية لتأثيرات الأحياء المجهرية مقارنة بالسليلوز، فإن الليكسين يعد المادة الأساسية الأم للفحم.

يتم تكوين الفحم من المواد النباتية من خلال مرحلتين: الأولى بيوكيميائية تكون فيها فعالية الأحياء المجهرية عالية وتؤدي إلى إعادة تكوين المواد العضوية. وتصل هذه المرحلة نهايتها عندما تكون الظروف المحيطة غير ملائمة لفعالية

البكتريا بسبب الانطمار تحت الرسوبيات أو ظهور مواد سامة في المواد العضوية .
وتبدأ بعد ذلك المرحلة الثانية التي يعد فيها تأثير عوامل التحول (الحرارة والضغط)
هي المسؤولة عن تكون الفحم .

إن المرحلة الأولى ربما تكون مهمة في تحديد الأنواع المتكونة من الفحم ،
حيث أن الاختلافات في أنواع الفحم لا يمكن إغزاؤها إلى التباين في المواد النباتية
الأولية بسبب أن هذه المواد لا تظهر اختلافاً كبيراً فيما بينها . ويمكن متابعة تحول
(الخشب إلى الانثراسايت) من خلال الجدول (5 - 3) الذي يوضح نقصاناً منتظماً
في كمية الأوكسجين وزيادة واضحة في كمية الكربون خلال مراحل التحول إلى
الأنثراسايت ، بينما تظهر نقصاناً متذبذباً في كمية النتروجين والهيدروجين خلال
نفس المرحل .

جدول 5 - 3 تباين التركيب الكيميائي (% وزناً) خلال مراحل التحول من الخشب إلى الأنثراسايت

	C	H	N	O	
Wood	49.65	6.23	0.92	43.20	الخشب
Peat	55.44	6.28	1.72	36.56	الخث
Lignite	72.95	5.24	1.31	20.50	اللكنين
Bituminous coal	84.24	5.55	1.52	8.69	الفحم البتيوميني
Anthracite	93.50	2.81	0.97	2.72	الأنثراسايت

المصدر (Mason, 1966)

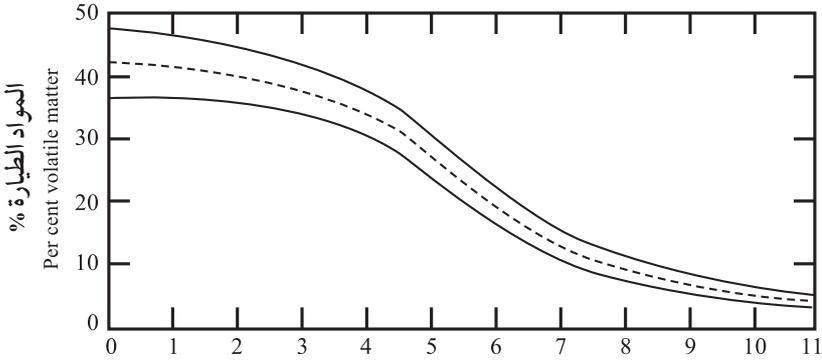
تعرف رتبة الفحم بأنها درجة التحول التي تأثر بها الفحم ، ورتبة الأنثراسايت
تعد أرقى رتب الفحم . وبشكل عام ، تعتمد رتبة الفحم على عدد من العوامل
الجيولوجية ومنها :

1 - زمن الانطمار : بشكل عام ، يعد فحم الباليوزويك أعلى رتبة من فحم
العصر الثلاثي ، غير أن هناك العديد من الاستثناءات لهذا العامل . ولهذا يعتقد بأن
عامل الزمن ليس له تأثير مباشر على رتبة الفحم .

2 - تأثير الحرارة : وهي الحرارة المتسربة من باطن الأرض أو بسبب توضع
المندسات من الصخور النارية .

3 - تأثير الضغط: يزداد الضغط نتيجة الحركات الأرضية المتمثلة بالثنيات (folding) والتصدع (faulting).

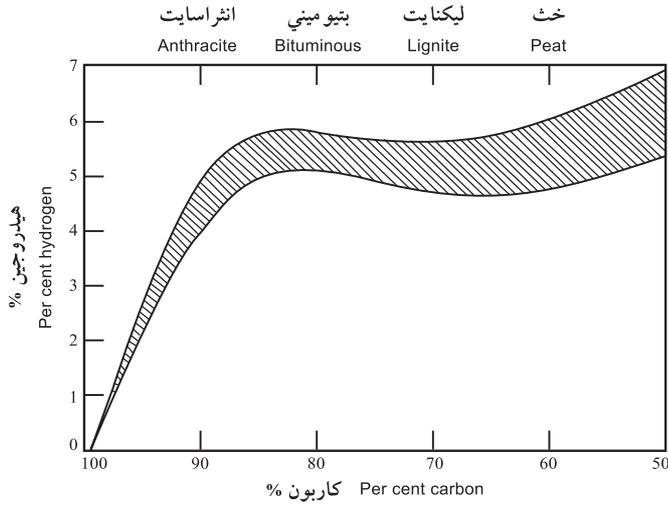
4 - تأثير الحرارة والضغط: تزداد الحرارة والضغط نتيجة زيادة عمق الانطمار. ويعد هذا العامل أكثر العوامل أهمية، وعليه تم تقييمه وصياغته بشكل قانون يعرف بقانون هيلت (Hilts'law) الذي ينص على الآتي: في أية سلسلة من الفحم يزداد الكاربون وتنخفض المواد الطيارة بزيادة عمق الانطمار. وقد تم تطبيق هذا القانون على عدد من حقول الفحم المعروفة. والشكل (5 - 2) يوضح العلاقة بين كمية المواد الطيارة مع زيادة العمق.



شكل 5 - 2 العلاقة بين عمق الدفن وكمية المواد الطيارة لأنواع من الفحم البريطاني (أنتراسايت والبتيوميني) والمحسوبة على أساس الحالة الجافة وبدون رماد المصدر (Mason, 1966)

إن تحول الخشب إلى الأنتراسايت (جدول 5 - 3) يصاحبه زيادة في الكاربون ونقصان في الأوكسجين. إذن فإن هذا التحول هو في الحقيقة عملية اختزال. إن النسبة H:O في السليلوز تساوي (1:8) وفي الخشب (1:7) وفي الأنتراسايت (1:1). ويمكن توضيح التغيير في كمية الكاربون والهيدروجين نتيجة تحول الخث إلى انتراسايت وكما في الشكل (5 - 3).

في قطر العراق لا تعرف رواسب الفحم بنفس الدرجة التي تعرف بها المكامن النفطية التي تتوزع بشكل واسع في شمال ووسط وجنوب العراق. وتناقش الفقرة اللاحقة موضوع منشأ النفط مع إيجاز عن طبيعة نفوط المكامن العراقية.



شكل 5 - 3 التغييرات في التركيب الكيميائي خلال السلسلة من التحول من الخث ولغاية الأنثراسايت وباستخدام الحسابات المستندة على الحالة الجافة وعدم وجود الرماد

5-5-2 النفط :

يمتاز النفط بتركيب كيميائي ثابت تقريباً، فهو يحتوي على الكربون بنسبة تتراوح بين (83% - 87%) وبنسبة (11% - 14%) من الهيدروجين علاوة على مخلفات الحرق (الرماد) بكميات تتراوح بين (0.001% - 0.05%). وبالرغم من التركيب الكيميائي البسيط، إلا أن النفط يحتوي على مركبات عضوية معقدة جداً وبنسب متباينة أيضاً. فهو يتمثل بمزيج من عدد من المركبات العضوية المختلفة التي يمكن حصرها بالآتي: (1) البرافينات (paraffins) و(2) النافثينات (Naphthins) و(3) البنزويدات (Benzoids). تتكون هذه المركبات نتيجة تفاعلات معينة تحدث خلال مراحل تكوين النفط، غير أن معدلات هذه التفاعلات تكون متباينة مما يؤدي إلى وفرة هذه المركبات بنسب مختلفة في النفط. وعلى هذا الأساس يعتقد بأن النفط هو مزيج في حالة عدم اتزان من الناحية الديناميكية الحرارية وأن نطف الكامن الأقدم عمراً، تقترب من حالة الاتزان مقارنة مع نطف الكامن الأحدث عمراً. وبهذه الملاحظات الموجزة تتضح أهمية عامل الزمن في تكوين النفط.

يحتوي النفط على مركبات عضوية حساسة لدرجات الحرارة. ومن هذه المركبات هي البرفيرينات (porphyrins) التي تمتاز بعدم استقرارها وتحطمها عند

درجة حرارة حوالي (200⁰ C). وهذا يعني بأن درجة الحرارة السائدة في مراحل تكوين النفط لا تتجاوز (200⁰ C) وربما تصل (120⁰ C). وبالمقارنة مع الفحم، فإن وجود رتبة الأنثراسايت لا تشير إلى وجود النفط في نفس المنطقة وذلك لأن ظروف التحول (الحرارة والضغط) تساعد في تكوين الرتب العالية من الفحم ولكن في نفس الوقت لا تساعد على استقرار مكونات النفط. ويمكن الاستنتاج بأن ظروف التحول لا تساعد على تكوين النفط.

إن طبيعة المواد العضوية الأولية لتكوين النفط هو موضوع جدال ونقاش لم يحسم بعد، ومن الممكن القول بأن الكائنات الحية سواء كانت نباتية أو حيوانية يمكن أن تشارك في عمليات تكوين النفط. وهناك اعتقاد سائد بأن المواد الأولية لتكوين النفط قد تراكمت في بيئات رسوبية غالباً ما تكون بيئات بحرية وذلك بسبب وفرة الأحياء الطافية (planktons) فيها مقارنة مع باقي المواد العضوية. وبهذا تمثل هذه الأحياء المواد الأولية التي تكون منها النفط. فبعد موت هذه الأحياء، فإن الهالك فيها يستغل كغذاء للرتب العالية من الأحياء أو تسقط إلى قاع البحار وبالتالي تعد إحدى مكونات رواسب قيعان البحار. وبعدها تبدأ هذه البقايا من الأحياء بالتحلل تحت ظروف اختزالية بسبب كون مياه قاع البحار غير نشطة. وعليه فإن تحلل الكائنات الميتة هو ليس تحللاً اعتيادياً ولكنه نوع من التحلل الذي يسود فيه الدور الأساسي للبكتريا اللاهوائية والتي تؤدي إلى تكوين الطين الأسود (black mud) أو يسمى سابروبييل (sapropel) وبشكل يشبه لما هو موجود في رواسب قاع البحر الأسود. يمثل السابروبييل المادة الأم للنفط وعلى غرار اعتبار الخث مادة أم للفحم. إن تحويل السابروبييل إلى النفط يتضمن عمليات بيوكيميائية ولا عضوية. وتدخل بعض العوامل المساعدة في تكوين النفط مثل المعادن الطينية التي لها القابلية على امتصاص المواد المختلفة وتفاعلها وتثبيتها للاتحاد فيما بينها.

إن مقارنة مكونات النفط مع المواد العضوية للرواسب الحديثة يشير إلى الآتي:

- 1 - توجد بعض المركبات الهيدروكربونية بعدد فردي من الكربون في الرواسب الحديثة بينما لا يوجد مثل هذا الانتقاء في المكونات الهيدروكربونية للنفط.
 - 2 - تفتقر المواد العضوية للرواسب الحديثة بمكوناتها من المواد الهيدروكربونية منخفضة الوزن الجزيئي، بينما تتوفر هذه المكونات بكميات كبيرة في النفط.
- تقسم حقول النفط العراقية المستغلة حالياً إلى حقول شمالية وجنوبية.

حقل النفط Oil field	القبة Dome	مستوى Level	العمر Age	رقم البئر Well No	تركيز V V eone (ppm)	تركيز Ni Ni eone (ppm)	Ni/V V/Ni ratio	
Kirkuk كركوك	Khurmala خرمالة	First	Middle	K - 113	20.9	19.0	1.4	
			Eocene / Lower Miocene	K - 123	34.0	16 - 6	2.0	
			Middle Eocene	K - 166 K - 172	26.3	15.3 13.8	1.7	
	Baba	First	Lower Miocene			-	-	-
			Middle	K - 155	25.5	15.9	1.6	
			Eocene/ Lower	K - 140 K - 120	25.0 25.7	16.7 17.0	1.5 1.5	
			Miocene	K - 145	26.0	18.0	1.5	
				K - 142	26.5	15.8	1.7	
			Upper Cretaceous	K - 175 K - 130	47 43	22.9 20.0	2.0 2.1	
				K - 109	44	20.3	2.1	
Bai Hassan باي حسن	First	Middle	BH - 23	26.5	17.2	1.5		
		Eocene / Lower Miocene	BH - 18	29.0				
		Middle	BH - 13	48	14.5	3.3		
Jambur جمبور	First	Cretaceous			-	-	-	
		Middle	Ja - 5	9.0				
		Eocene/Lo- wer Miocene			-	-	-	
Rumaila رميلة	Main	Lower	RU - 13	35.4	13.6	2.6		
		Cretaceous	Ru - 19 Ru - 26	13.6 10.6				
			Zb - 26	57	19.5	2.9		
Zubair زبير	Hammar حمار	Second	Middle	Zb - 26	57	19.5	2.9	
			Cretaceous			-	-	
			Lower	Zb - 18	15.0	8.9	1.7	
-	Zubair زبير	Thord	Cretaceous			-	-	
			Lower	Zb - 13	11.7			
			Cretaceous	Zb - 9	19.6	-	-	
-	زبير	Fourth	Lower	Zb - 24	1.6	<0.7	>2.3	
			Cretaceous					
	Rafedyieh رفادية	Fourth	Lower	Zb - 38	2.1			

(المصدر (Al - shihristanit Al - Atia, 1972)

الفصل السادس

Chapter Six

باطن الأرض

Earth Interior

6 - 1 تمهيد

خضعت الأرض إلى مشاهدات مثيرة وملاحظات مستمرة ودراسات تفصيلية من قبل الإنسان وتطورات بتطور معرفته ورقبه العلمي خلال مراحل حضارته المتعاقبة منذ بداية استيطانه على سطح الأرض وحتى الآن. وقد تراكم لديه حجم هائل من الملاحظات الناتجة عن مشاهداته المباشرة لطبيعة مواد ونشأة الأجزاء المختلفة من الأرض والقوى المؤثرة فيها. وأثارت لديه العديد من التساؤلات المتنوعة .

وفي بادئ الأمر، طرحت توضيحات وتفسيرات أقرب من الخيال وبعيدة عن المنطق العلمي، إلا أن التطور العلمي والتقدم التقني كان لهما بالغ الأثر في جلي الغموض في بعض الاستفسارات وصولاً إلى الأجوبة المستندة على التفكير العلمي الرصين. غير أن الإجابة على التساؤلات الخاصة بطبيعة وتركيب مواد باطن الأرض لا تزال يكتنفها الغموض وذلك بسبب عدم وفرة الإمكانيات المطلوبة أو استحالة دراسة هذا الجزء من الأرض بالطرق المباشرة .

إن الآبار والثقوب والمناجم المحفورة لا تشكل في أفضل الأحوال أكثر من (0.3%) من سمك الأرض الحالية. وهذا يعني بأن أكثر من (99.7%) من مكونات الأرض غير متوفرة للتقصي والبحث المباشرين. إن بعد منال مكونات الأرض عن الملاحظة المباشرة تمثل مشكلة ليس لها حل منظور. وبسبب الحاجة الماسة لتفسير الظواهر الطبيعية (الزلازل والبراكين) والمظاهر الجيولوجية (حركة الصفائح plate tectonic وبناء الجبال orogony) ومناقشة منشأ الأرض وعلاقتها بمنظومتنا

الشمسية، اتخذت دراسة مكونات باطن الأرض منحى آخر تستند إلى الطرق غير المباشرة واعتماد مبدأ الربط والموازنة بين البيانات المتوفرة في المصادر المعلوماتية المختلفة بهدف الوصول إلى حقيقة بناء وطبيعة مواد باطن الأرض. إن المفهوم الفطري بأن الأرض تكشف من مواد على سطحها غير تلك التي تخبئها في الأعماق هو مفهوم صحيح بالمقارنة مع كثير من الأمثلة التي حولنا.

فمثلاً إن الاستدلال على أن اللب مكون بشكل أساسي من فلز الحديد استند على عدة اعتبارات منها أن كثافة الحديد تقترب من الكثافة المحسوبة لمواد لب الأرض وأن وجود الحديد في لب الأرض أيضاً يفسر توليد قوى المجال المغناطيسي للأرض فضلاً عن وفرة الحديد في النيازك التي تعد بقايا المواد التي تكونت منها الأرض البدائية. ويلاحظ في الاستنتاجات آنفة الذكر، بأنها استندت على معطيات لمصادر معلوماتية مختلفة وهي: حسابات كثافة مواد باطن الأرض ودراسة المجال المغناطيسي للأرض علاوة على دراسة النيازك. وفضلاً عن مصادر المعلومات المذكورة، يمكن مناقشة بناء وتركيب باطن الأرض بضوء البيانات الزلزالية ومعطيات دراسة الصخور عميقة المنشأ فضلاً عن الدراسات التجريبية.

6 - 2 النيازك وأهميتها الجيولوجية :

النيازك هي المواد الصلبة التي لم تعانٍ من تغيير كبير خلال مرورها في الغلاف الجوي والتي تصل إلى سطح الأرض بشكل قطعة (جسم) واحدة أو عدة قطع (أجسام) يمكن استعادتها. يتراوح حجم النيازك بين دقائق مجهرية إلى أحجام كبيرة بكتلة تصل إلى آلاف الكيلوغرامات. تتباين أيضاً النيازك في أشكالها. ويقدر معدلات وصولها بأحجام محسوسة إلى سطح الأرض بحوالي (500) نيزك في السنة، غير أن النيازك التي يتم استعادتها فعلاً هي بحدود خمسة إلى ستة نيازك في السنة الواحدة، أما إجمالي الكتلة الساقطة من غبار النيازك فتبلغ حوالي (3×10^7) طن في السنة الواحدة. ومثل هذه الدقائق يمكن التعرف على وجودها في الرواسب اليمية (pelagic) في المحيط الهادي.

إن اصطدام النيازك الكبيرة بسطح الأرض يؤدي إلى تبخرها الكامل بسبب طاقة الاصطدام الهائلة التي تترك ما يشبه فوهات البراكين (craters). ويوجد حوالي (02) موقعاً معروفاً من هذه التراكيب في العالم. ويمكن التحري عن مواقع الاصطدام هذه من خلال تأشير وجود بعض الأطوار المعدنية المتمثلة بأطوار

الضغط العالي للسيلكا (كوسايت Coesite وستيشوفاييت stischovite) والزجاج عالي الكثافة فضلاً عن الدقائق الكروية (Fe - Ni globules) في حطام (breccia) الاصطدام.

بسبب أن النيازك الكبيرة من ناحية والمجهرية من ناحية أخرى، غير متوافرة للدراسات والتحليل المختبرية، فإن البيانات المتداولة عن النسب العددية وتركيب وبناء النيازك تعود إلى مجموعة النيازك متوسطة الحجم الأكثر وفرة. هناك أكثر من (1500) موقع (بضمنها موقع نيزك التأميم) معروفاً بسقوط مثل هذه النيازك في العالم. غير أن عدداً آخر من النيازك يمكن أن تنفجر إلى قطع صغيرة بسبب الشد العالي (high stress) الناتج عن الاختلاف بدرجات الحرارة والضغط عند دخولها إلى الغلاف الجوي. ويدعم هذا ملاحظة آلاف إلى مئات الآلاف من رذاذ (shower) القطع الصغيرة المبعثرة على مساحة بيضوية (elliptic) بطول يقدر بعدد من الكيلومترات. تستند إحصائيات النيازك إلى أعداد الساقط (falls) وأعداد المكتشف (finds) منها على سطح الأرض كما هو موضح في الجدول (6 - 1)، غير أن مثل هذه الإحصائيات لا تخلو من الانحياز (biase) بسبب عدم تضمينها للنيازك الساقطة في المناطق النائية والبعيدة عن المناطق السكانية والملاحظة المباشرة وتجاوز النيازك التي لا يمكن تمييزها واكتشافها بسبب تشابهها مع ترب وصخور سطح الأرض.

جدول 6 - 1 تكرار أنواع النيازك الساقطة والمكتشفة على سطح الأرض

	Type	المكتشف		الساقط	
		Finds	Number	Per Cent	Falls
الحديدية	Irons	545	58.1	33	4.6
الحديدية - الحجرية	Stony - irons	53	5.7	11	1.5
اللاكوندورية	Achondrites	7	0.7	56	7.8
الكوندورية	Chondrites	333	35.5	621	86.1
المجموع	Total	938	100.0	721	100.0

المصدر (Masson, 1962)

6 - 2 - 1 تصنيف النيازك :

تتوفر النيازك بأنواع متباينة جداً حيث يتألف بعضها من (100%) تقريباً من المكونات الفلزية أو من (100%) تقريباً من المكونات السليكانية. يمكن تقسيم النيازك إلى أربعة مجاميع بالاعتماد على محتوى النيازك من المكونات الفلزية. وهذه المجاميع هي:

- 1 - النيازك الحديدية: تحوي على (90%) فلز .
- 2 - النيازك الحديدية - الحجرية: تحوي على (50%) فلز .
- 3 - النيازك الحجرية - الكوندورية: تحوي على (10%) فلز .
- 4 - النيازك الحجرية - اللاكوندورية: تحوي على (1%) فلز .

تشير الدراسات المخبرية إلى وجود أكثر من (40) معدناً في النيازك المختلفة ومنها عشرة معادن موصوفة في صخور الأرض. أما المعادن الأساسية فتشمل الأوليفين ($Fa_{0.25} Fo_{0.75}$) والأورثوبيروكسين ($0 - 30\% FeSiO_3$) والكلابنوبيروكسين والبلاجوكليز ($Ca, Na AlSi_3 O_8$) وسبيكة الحديد - النيكل [Kamasite ($\alpha - FeNi$) $\sim 6.5\% Ni$ - ويتنايت - $\alpha \sim 27,65\% Ni$] taenite ($FeNi$) فضلاً عن معدن الترولايت (FeS).

تعد النيازك الحديدية ثاني أكبر أنواع النيازك وفرة وذات أهمية كبيرة وخاصة في تمثيلها لمواد لب الأرض. وتصنف هذه النيازك حسب تركيبها من الكاماسايت ($\alpha - Fe$) (Kamacite) والتينايت ($\alpha - Fe$) (taenite). أما وفرة النيازك الحديدية - الحجرية فهي لا تتجاوز (2%) مقارنة مع باقي أنواع النيازك الأخرى، وتصنف حسب طبيعة ووفرة محتوياتها من الأطوار السليكانية والفلزية. غير أن النيازك الأكثر وفرة فهي النيازك الحجرية التي تقسم بدورها إلى نيازك كوندورية (chondrites) بسبب احتوائها على الأجسام المدورة (chondrules). والنوع الآخر هو النيازك اللاكوندورية (achondrites) لغياب الأجسام المدورة فيها. وتعد النيازك الكوندورية أكثر وفرة من النيازك اللاكوندورية.

إن الأجسام المدورة (chondrules) عبارة عن تجميع للأطوار السليكانية الرئيسة بشكل أجسام كروية. وتصنف النيازك الحجرية - الكوندورية إلى مجاميع ثانوية حسب محتوى مكوناتها من الحديد. وتعد

النيازك الكوندورية الكربونية (carbonaceous) أهم هذه المجموع بسبب احتوائها على المواد العضوية الحاوية على الأوكسجين والنيتروجين وسلسلة طويلة (حوالي C_{30}) من المواد الهيدروكربونية علاوة على المعادن المائية مثل السربنتين (Serpentine) والكلورايت (chlorite)، غير أنها تحوي أيضاً على فلز الحديد بكميات قليلة. وبالتالي فهي تظهر علاقة محدودة مع باقي النيازك الحجرية.

تمثل النيازك اللاكوندورية مجموعة غير متجانسة من النيازك الحجرية وتتشابه مكوناتها من أوكسيد الكالسيوم مع محتوى نفس الأوكسيد في صخور القشرة الأرضية مثل صخرة البرودوتايت (Peridotite) والكابرو (gabbro). وتظهر بعض النيازك اللاكوندورية كأنها تمثل نواتج تفاعل نيازك أخرى. يعرض الجدول (6 - 2) معدل التركيب الكيميائي لأنواع النيازك الشائعة.

تقسم أيضاً النيازك إلى مجموعتين حسب درجة تأثرها بارتفاع درجات الحرارة (أي شدة التحول). وتضم الأولى النيازك المتفاضلة (differentiated) المتمثلة بالنيازك الحديدية والحديدية - الحجرية والنيازك اللاكوندورية. أما الثانية فتشمل النيازك الكوندورية التي لم تتعرض إلى الانصهار ويطلق عليها النيازك غير المتفاضلة (undifferentiated). وليس في النوع الأخير، ما يشير إلى حدوث تغيير عليها، وبالتالي فإن تركيبها أقرب ما يكون إلى تركيب مجموعتنا الشمسية. ويدعم هذا الاستنتاج احتواء النيازك الكوندورية الكربونية (كما ذكرنا سابقاً) على المركبات العضوية والمعادن السليكانية المائية مثل السربنتين والكلورايت التي تؤيد عدم تعرضها إلى درجات حرارة عالية. وعليه فإن هذه النيازك تمثل أكثر النيازك بداءة (Primitive). إن نتائج التحليل الكيميائي لهذه النيازك قد أبدت (باستثناء العناصر الخفيفة) اقتراباً من نتائج تحليل الطيف الشمسي ولهذا يعتقد بأن تركيب النيازك الكوندورية الكربونية يمثل تركيب الأرض البدائية.

جدول 6 - 2 معدل التركيب الكيميائي
للنيازك الحديدية والكوندورية واللاكوندورية (بالمائة وزناً)

التركيب Composition	الحديدية Irons (Mainly after Brown, Patterson, 1947 /1948)	الكوندورية Chondrites (Mainly after Urey Craig, 1953)	اللاكوندورية Ca - Rich Achon - drites (Urey, Craig, 1953)
SiO ₂		38.04	48.65
TiO ₂		0.11	0.50
Al ₂ O ₃		2.50	11.71
Cr ₂ O ₃	0.006	0.37	0.40
FeO		12.45	16.31
MnO		0.25	0.47
MgO		23.84	9.87
CaO		1.95	10.39
Na ₂ O		0.98	0.83
K ₂ O		0.10	0.27
P ₂ O ₅	0.5	0.21	0.10
Fe	90.8	11.50	-
Ni	8.6	1.68	-
Co	0.6	0.1	-
FeS	0.4	5.7	0.57

المصدر (Wedepohl, 1971)

6 - 2 - 2 نيزك التأميم:

في الساعة العاشرة والنصف من صباح يوم 20 آب 1977 سقط نيزك التأميم بالقرب من قرية الحميرة الصغرى ناحية تازة في محافظة التأميم. وقد تم استعادة (12) قطعة تزن بمجموعها حوالي (6) كيلوغرامات، بينما تقدر الكتلة الإجمالية للنيزك بحدود (30) كيلوغراماً. ويعتقد بأن الكتلة الرئيسة للنيزك قد تم تكسيروها والاحتفاظ بها من قبل سكان المنطقة. ولعلم المؤلف، فإن هذه الحادثة تمثل أول تسجيل دقيق لسقوط النيازك في العراق. تمت دراسة نيزك التأميم في مختبرات المؤسسات الأكاديمية والصناعية، غير أن الدراسة المنشورة للباحث (AI - Bassam, 1978) تعد مرجعاً مهماً في هذا المجال.

وجد نيزك التأميم بمظهر شديد التهشم (highly brecciated) وبلون رصاصي

فاتح مع حبيبات من معادن الأوليفين والبروكسين بلون رصاصي غامق إلى أسود. ويمكن مشاهدة عدد قليل من الكوندرول (chondrules) في بعض النماذج. وتتوزع بشكل واسع المعادن المعتمدة وينفصل بعضها بمساحة واسعة تصل إلى حوالي (5) ملمترات، كما تم ملاحظة القشرة السوداء للانصهار بسمك (1) ملليمتر، تغطي نيزك التأميم.

يتألف نيزك التأميم من معادن الأوليفين ($Fa = 17\%$) والأورثو - بيروكسين ($Fs \times 24.5\%$) والبلاهوكليس (An_{10}) علاوة على المعادن الثانوية: أورثوكيلس والأباتايت والكرومايت والألمانايت والترولايت وسبيكة (Ne - Ni).

يدعم التركيب الكيميائي الموضح في الجدول (6 - 3) نتائج الدراسة المعدنية لنيزك التأميم وخاصة بالنسبة لمعادن الأوليفين والبيروكسين واقتراب نسبها المحسوبة المعروضة في الجدول (6 - 4) من النسب التي تم إيجادها بوساطة المجهر أو ما يعرف بالتحليل المودي (modal analysis) علاوة على اقتراب قيمة الكثافة النظرية (3.48gm/cm^3) المحسوبة بالاعتماد على التركيب المعدني من قيمة الكثافة (3.5gm/cm^3) التي تم إيجادها فعلاً لنيزك التأميم. ويشير إجمالي البيانات المعدنية والجيوكيميائية إلى أن نيزك التأميم هو نيزك متحول (metamorphosed) من النوع الكوندوري وينتمي إلى المجموعة منخفضة الحديد - منخفضة الفلز (Low iron - Low metal.LL) والتي تعرف بالأمفوترائيت (amphoterite).

جدول 6 - 3 التركيب الكيميائي لنيزك التأميم

A	B	C	D	E	F	G	
Fe	3.39	73.23	Fe	20.68	20.32	13.53	11.63
Ni	1.13	24.42	Ni	16.82	15.78	16.53	15.63
Co	0.05	1.35	Co	0.91	1.41	0.28	0.03
Cu	0.01	0.42	Cu	0.26	0.26	0.29	0.40
FeS	6.48	0.04	Mn				
SiO ₂	39.48	99.46	S				
TiO ₂	0.28						
Al ₂ O ₃	2.25						
FeO	16.46						
MnO	0.40						
MgO	25.66		Average composition of the meteorite				معدل تركيب نيزك التأميم
CaO	1.47		Average nickel - iron				معدل Ni - Fe
Na ₂ O	1.05		Troilite				
K ₂ O	0.15		Black, coarse, brecciated grains				حبيبات الهشيم السوداء الخشنة
			Light gray, fine grained brecciated groundmass				
P ₂ O ₅	0.47		Pyroxene chondrules				أرضية الهشيم الناعم وباللون الأشهب القاتح
Cr ₂ O ₃	0.45		Chemically separated pyroxene fraction				الأجسام المدورة من البيروكسين
-	99.18		جزء المفصول كيميائياً عن البيروكسين				

المصدر (1978 - Bassam. Al)

جدول 6 - 4 النسبة النورمية (weight norm) للمكونات المعدنية المحسوبة من التركيب الكيميائي لنيزك التأميم

المعدن	النسبة النورمية % وزناً
Olivine	53.0
Orthopyroxene	19.8
Clinopyroxene	2.6
Plagioclase	10.0
Orthoclase	0.9
Apatite	1.1
Chromite	1.0
Ilmenite	0.5
Troilite	6.5
Nickel - iron	4.6
	100.0

المصدر (AI - Bassam, 1978)

6 - 2 - 3 من أين تأتي النيازك؟

بسبب ندرة حصول المشاهدات المزدوجة من موقعين مختلفين لسقوط نيزك ما، فإن تحديد اتجاه مسار النيازك ومدارات حركتها وتقدير سرعتها لا يتم إلا في حالات محدودة وكما هو الحال بالنسبة لنيزك (pibran chondrite) الذي سقط في اليوم السابع من شهر نيسان 1959 حيث تم تصوير سقوطه من موقعين مختلفين وبالتالي تم تحديد مدار حركة النيزك الذي يتطابق مع مدار حزام الشهب الموجود بين كوكبي المريخ (mars) والمشتري (jupiter). إن انتظام المسافات النسبية لبعث الكواكب عن الشمس وحسب قانون بود (Bodels law) يعني أن الموقع بين كوكبي المريخ والمشتري يفترض أن يشغله كوكب معين وبدلاً من ذلك تواجد أعداد من الأجسام الصغيرة التي يصل قطرها حوالي (800 km) والتي تمثل حزام الشهب. إن أعلى سرعة تصلها الأجسام الكونية المتحركة في المدار البيضوي حول الشمس هي (42km/sec) مقارنة مع (30km/sec) بالنسبة للأرض. يتطلب اصطدام النيازك بالأرض أحد أمرين: أن يكون اتجاه حركتها يخالف اتجاه دوران الأرض أو أن النيازك التي تصطدم بالأرض بسرعة أكبر من (42 km/sec) لا بد أن يكون مدارها إما خارج مجموعتنا الشمسية (parabolic) أو يكون ضمن مجموعتنا الشمسية

(hyperbolic). وتؤيد القياسات الرادارية لـ(1100) نيزك في كندا بأن منشأها هو داخل مجموعتنا الشمسية.

6 - 3 البناء الطبقي للأرض

توجد الأرض الحالية ببناء طبقي يوضحه الجدول (6 - 5) الذي يعرض أيضاً بيانات للغلاف الجوي والمائي لأغراض المقارنة. يتألف البناء الطبقي بشكل عام (النسبة المئوية للكتلة) من نطاق القشرة (0.48%) ونطاق الرداء (67.1%) ونطاق اللب (32.4%). ويعود الفضل الكبير في تحديد البناء الطبقي للأرض إلى علم الزلزالية (seimology) وبياناته. ما هي الزلازل؟ ما هي الموجات الزلزالية؟ ما هي طبيعة تعاملها مع مواد باطن الأرض؟ كيف يمكن الاستدلال على البناء الطبقي للأرض؟

جدول 6 - 5 بيانات حول البناء الطبقي للأرض وأغلفتها

ATMOSPHERE الجوي HYDROSPHERE المائي القشرة CRUST	معدل السمك (كم) Mean thickness (km)	معدل الكثافة (g cm ⁻³) Mean density (g cm ⁻³)	الحجم Volume (10 ²³ m ³)	الكتلة Mass (10 ²³ kg)	جزء الكتلة Mass fraction (%)	المنطقة Region	الحدود عند العمق (كم) Depth to boundaries(km)	مظاهر المنطقة Feature of region
	3.75 17	1.02 2.8	0.0138 0.1021	0.0000551 0.0141 0.286	*0.00008 0.024 0.48	A	- - 0 33*	غير متجانس Heterogeneous
الرداء MANTLE	2883	4.5	9.00	40.16	67.1	B C D	(continental) 413 984	غير متجانس Heterogeneous انتقالية Transition region احتمال متجانس Probably homogeneous
اللب CORE	3473 radius	11.0	1.76	19.36	32.4	E F G	2898 4982 5121 6371	متجانس Homogeneous fluid سائل متجانس Transition layer طبقة انتقالية Inner core – solid لب داخلي صلب

المصدر (Henderson, 1982) * سمك القشرة القارية متغير ويصل معدله إلى 33 كم سمك القشرة المحيطة يتراوح بين (5 - 8) كيلومتر

6 - 3 - 1 البيانات الزلزالية

يهتم علم الزلزالية بدراسة الجوانب المتعلقة بتوليد وسريان الموجات الزلزالية الناجمة عن حدوث الصدمات في الأرض. وتحدث الصدمات إما بفعل طبيعي كما في الحركات الأرضية المولدة للزلازل أو بفعل اصطناعي كما هو الحال في التفجيرات المختلفة التي يقوم بها الإنسان. وعند حدوث صدمة ما في الأرض يتولد عن ذلك موجات مختلفة الأنواع تعرف بالموجات الزلزالية التي تسري بكافة الاتجاهات. يمكن تمييز أربعة أنواع من الموجات الزلزالية. منها اثنتان يطلق عليهما الموجات السطحية اللتان تنحصر أهميتها الجيولوجية والتطبيقية بالأنطقة القريبة من سطح الأرض. وهناك نوع آخر يعرف بالموجات الأولية أو الموجات الضاغطة ويرمز لها بالحرف (P). وتتميز بترددتها الموازي لاتجاه حركتها ولهذا فهي تنتقل من خلال حركات متعاقبة من الانضغاط والتمدد وتشبه بذلك انتقال موجات الصوت. باستطاعة موجات (P) المرور خلال جميع المواد الصلبة والسائلة والغازية. وتختلف الموجات الثانوية أو موجات القص (S) بترددتها العمودي على اتجاه مسارها وبعدم استطاعتها المرور في الوسط المعدم القساوة (rigidity) مثل السوائل والغازات.

اقتصرت المعلومات المستنتجة من باطن الأرض على البيانات الخاصة بالموجات الأولية (P) والموجات الثانوية (S). ولكن كيف تم ذلك؟ تم ذلك من خلال التسجيلات التي تقوم بها المراجع أو راسمات الزلازل (seismograph) الموضوعه في محطات منتشرة على مساحات واسعة من سطح الأرض. تقوم هذه الأخيرة بتسجيل زمن وصول الموجات الزلزالية (P) و(S) الناجمة عن الهزات الأرضية. وتُمْكِنُ الاختصاصيين في علم الزلزالية من تحويل تسجيلات المراجع الزلزالية وعرضها بشكل جداول توضح تباير سرعات الموجات الزلزالية (P) و(S) مع زيادة العمق وكما يعرضه الشكل (6 - 1).

تعتمد سرعة الموجات الزلزالية في صخور معينة على صفاتها الفيزيائية والتي تضبطها العلاقة الآتية:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{P}} \dots\dots\dots (6.1) \quad V_p \text{ و } V_s = \text{سرعة الموجات الزلزالية الأولية}$$

والثانوية على التوالي

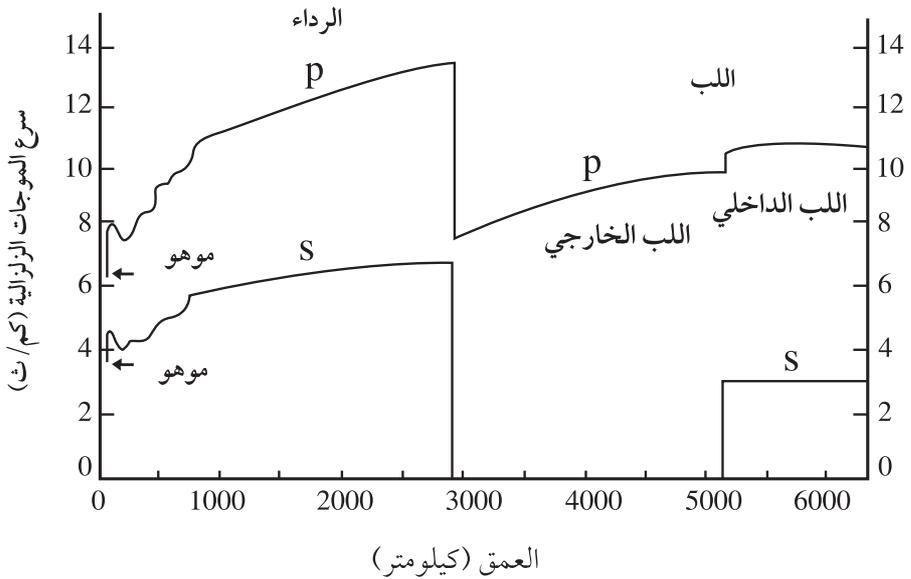
$$K = \text{معامل الانضغاط} = \mu = \text{معامل}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{P}} \dots \dots \dots (6.2)$$

القساوة

$$P = \text{الكثافة}.$$

تشير المعادلتان (6.1) (6.2) أعلاه، إلى اعتماد سرعة الموجات (P) على صفات الصخور المتمثلة بمعامل الانضغاط ومعامل القساوة علاوة على الكثافة (المعادلة (1)) بينما يؤثر على سرعة موجات (S) عامل القساوة والكثافة (المعادلة (2)).

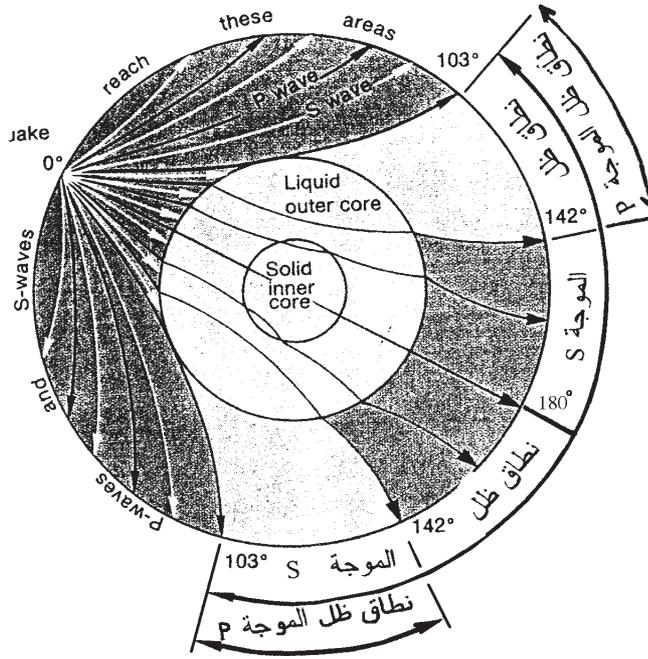


شكل 6 - 1 تغير سرعة الموجات الزلزالية (P) و (S) مع زيادة العمق

المصدر (Brown Mussett, 1981)

إن ملاحظة الشكل (6 - 1) تشير إلى أن مواد باطن الأرض مختلفة وغير متجانسة في صفاتها بدليل الزيادة أو النقصان في سرعة الموجات الزلزالية (P) و (S) وبدرجات متفاوتة عند أعماق معينة من سطح الأرض. ويطلق على مثل هذه العلاقات مصطلح «لا إستمرارية» (discontinuity). توجد لا إستمرارية من الدرجة الأولى عند عمق (2898 km) تعرف باسم مكتشفها (Weighert & Gotenberge) ولا

إستمراية أخرى من الدرجة الأولى تعرف أيضاً باسم مكتشفها الكرواتي (Andrija Mohorovicic) ويطلق عليها اختصاراً (Moho). إن لا إستمرارية موهو ولا إستمرارية فاخرت - كوتيزك تقسم باطن الأرض إلى ثلاثة أنطقة رئيسة وهي القشرة (crust) والرداء (mantle) واللب (core) وكما هو موضح في الجدول (6 - 5). إن ملاحظة وجود لا استمرارية من الدرجة الثانية عند الأعماق (5121km) و(984km) 400km علاوة على إستمرارية كونراد (conrad) تقسم باطن الأرض إلى أنطقة ثانوية هي على التوالي: اللب الداخلي / اللب الخارجي والرداء الأسفل / نطاق التحول / الرداء العلوي والقشرة القارية السفلى / القشرة القارية العليا.



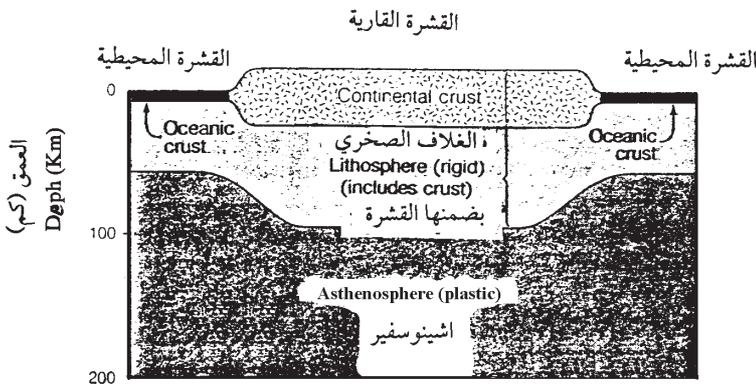
شكل 6 - 2 أنطقة الظل الزلزالية للموجات (S) و(P) الناجمة عن الحالة السائلة لمواد اللب الخارجي

المصدر (Montgomery, 1997)

تنفرد الموجات الزلزالية الثانوية (S) بسلوكٍ مميز وخاص والمتمثل بالانخفاض الحاد في سرعتها وتلاشيها عند عمق لا إستمرارية فاخرت - كوتيزك. وهذا يفسر عادة بزيادة الكثافة والانتقال من الحالة الصلبة لمواد الرداء الأسفل إلى الحالة السائلة لمواد اللب الخارجي. إن الحد الذي يفصل بين الرداء الصلب

واللب السائل يجعل إتجاه سير الموجات (P) ينحرف بزواوية كبيرة عن اتجاهه الأول. ونتيجة لذلك، فإن موجات (P) لا تصل إلى سطح الأرض في منطقة تقع بين زاويتين هما (103) و(142) من مصدر الزلزال. وتعرف هذه المنطقة بنطاق ظل الموجة (P) (P - wave shadow zone) وكما هو موضح في الشكل (6 - 2) لقد أثبتت التسجيلات الزلزالية بأن مناطق الظل هذه ليست صافية تماماً، حيث تم تسجيل موجات (P) بحالة ضعيفة في تلك المناطق. إن الصفة المشتركة لجميع أشكال العلاقة بين العمق وسرع موجات (P) التي توصل إليها العديد من إختصاصي علم الزلازل لا يمكن تمثيله بسطح لا إستمرارية واحد وإنما يحدث من خلال نطاق إنتقالي على نحو متدرج.

إن التدقيق في العلاقة بين سرعة الموجات الزلزالية - العمق، يشير إلى وجود انخفاض في سرعة الموجات الزلزالية (P) و(S) عند الأعماق (60 - 250) كيلومتراً. وتعرف هذه الأعماق بنطاق السرعة البطيئة (low velocity zone). وغالباً ما تتطابق هذه الأعماق مع النطاق الواهن (asthenosphere) الذي يعد طبقة شبه مطاطة (semiplastic) تمتد في داخل الرداء العلوي وتسمح بحدوث الحركات العمودية التي تؤدي إلى توازن الكتل البرية (land masses isostasy) الواقعة فوقها. وتجدر الإشارة إلى أن نطاق السرعة البطيئة يكون واضحاً تحت المحيطات مقارنة مع مناطق القارات مما يؤثر عدم حدوث انصهار جزئي واسع في هذه الأعماق تحت القارات. ويوضح الشكل و(6 - 3) مفهوم توازن الكتل البرية (isostasy).



شكل 6 - 3 توضيح مفهوم توازن الكتل البرية (isostasy)

المصدر (Montgomery, 1997)

بعد هذا التوضيح والمناقشة الموجزة للبناء الطبقي للأرض وتقسيمها إلى

أنطقة رئيسة وثنائية وتحديد أعماقها، يبرز سؤال: ما هو تركيب مواد أنطقة الأرض؟ إن الإجابة على هذا السؤال تتطلب نوعاً من الموائفة والربط بين المعلومات المختلفة المستقاة من المصادر المتوفرة عن طبيعة مواد باطن الأرض وكما ذكرنا سابقاً في الفقرة (6 - 1). تشتمل المصادر المعلوماتية هذه على توزيع الكثافة والضغط والحرارة في باطن الأرض وتوظيف دراسة الصخور عميقة المنشأ فضلاً عن معطيات التجارب المخبرية (أجهزة الضغط والحرارة العاليتين).

6 - 4 توزيع الكثافة

أشار (Newton) إلى أن كتلة الأرض تصل إلى ما بين (5) و(6) مرات أكبر من كتلة الأرض فيما إذا كانت متكونة من الماء فقط. وهذا يعني بأن كثافة الأرض تتراوح بين ($5 \text{ gm/cm}^3 - 6$). وأعقب هذا قيام (Cavendish, 1798) بحساب كتلة الأرض بالاعتماد على قياس جاذبيتها ونصف قطرها وقوة الجذب بين كتلتين من الرصاص على سطح الأرض. وحسب هذه القياسات بلغ معدل كثافة الأرض (5.48 gm/cm^3)، وأجريت حديثاً حسابات دقيقة لكتلة الأرض استندت على الزمن الذي تستغرقه دورة تابع صناعي (satellite) معروف الكتلة والارتفاع، حول الأرض. وحسب هذه الطريقة بلغت الكتلة المحسوبة 5.98×10^{18} طن. ولوفرة بيانات دقيقة لنصف قطر الأرض، كان بالإمكان حساب معدل كثافة الأرض التي تساوي (5.52 gm/cm^3).

إن المقارنة بين كثافة صخور سطح الأرض ($2.5 - 3.0 \text{ gm/cm}^3$) ومعدل كثافة الأرض (5.52 gm/cm^3) تشير إلى أن كثافة مواد باطن الأرض يجب أن تكون أكبر بكثير من كثافة صخور سطح الأرض. ولكن كيف تتوزع الكثافة في باطن الأرض؟ ما هو شكل العلاقة بين الكثافة والعمق؟. جرت محاولات عديدة بشأن إيجاد توزيع الكثافة في باطن الأرض ومنها ما هو موضح في الآتي:

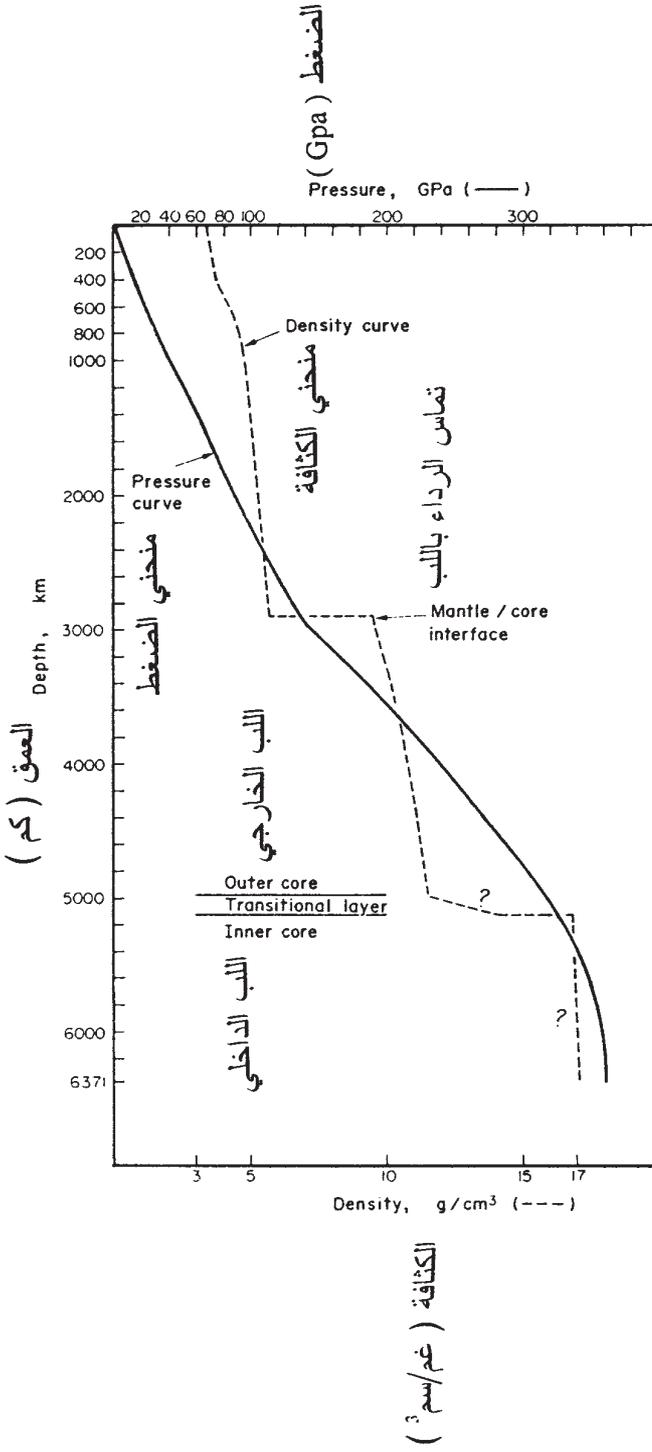
يعتمد العزم القصوروي (moment of inertia) للأرض على كتلتها. وبما أن كتلة الأرض ثابتة لا تتغير، فإن العزم القصوروي يعتمد على توزيع الكثافة في باطن الأرض. يشكل العزم القصوروي ($8.0 \times 10^{27} \text{ kg/m}^2$) للأرض حوالي 83% من القيمة المحسوبة في حالة كون الأرض متجانسة الكثافة من سطحها

إلى مركزها. إن هذا الفرق يشير إلى زيادة الكثافة مع العمق. ولكن ما هو شكل هذه العلاقة؟

يمكن حساب تغير الكثافة مع العمق للأنطقة الرئيسة للأرض بافتراض قيمة معينة للكثافة عند سطح كل نطاق ومعرفة معامل زيادة الكثافة مع العمق (المحسوب على أساس الانضغاط الذاتي للصخور) وسرع الموجات الزلزالية (P) و(S) وكتلة الأرض. وصيغت هذه الافتراضات والمعاملات بشكل معادلة رياضية من قبل (Adams Williamson, 1970). غير أن النموذج الرياضي لتوزيع الكثافة المحسوب بهذه المعادلة لا يعطي القيمة المعروفة للعزم القصورى للأرض. وبناءً على ذلك جرت مناقشة مسهبة لاحتمالات الخطأ المصاحبة لحسابات هذا النموذج والتي تنحصر بالآتي:

- 1 - تغيير واختلاف كثافة صخور الرداء نتيجة تحول أطوارها المعدنية.
 - 2 - حدوث تغيير في التركيب الكيميائي للصخور في الأعماق.
 - 3 - تفترض معادلة (Adams Williason, 1970) بأن ازدياد الحرارة مع العمق (المنحدر الحراري) (geothermal gradient) هو تحت أديباتي (subadiabatic). قد يكون ذلك صحيحاً في أعلى ووسط الرداء، غير أن هذا لا يكون صحيحاً في أسفل الرداء القريب من اللب الخارجي حيث تتسرب الحرارة عن طريق التوصيل والحمل أيضاً.
- مهما تكن أشكال النماذج المحسوبة للعلاقة بين الكثافة والعمق، فإن الصالح منها يجب أن يتوفر فيه الشرط الآتي: تطابق الكتلة والعزم القصورى المحسوبين من أي شكل مع كتلة والعزم القصورى المعروفين للأرض.

حاول (Press, 1970) استخراج الشكل المحتمل لتوزيع العلاقة في باطن الأرض بطريقة مختلفة تماماً عن الطريقة السابقة. استندت طريقته إلى افتراض عشرات الملايين من الأشكال ومن ثم اختيار (27) شكلاً تتفق مع الخصائص الفيزيائية لصخور باطن الأرض وتتوفر فيها الشروط المقيدة (كتلة والعزم القصورى للأرض). إن تطور أجهزة الرصد الزلزالي مع التقدم التقني سوف يؤدي دوراً مهماً في هذا المجال. ويعرض الشكل (6 - 4) نموذجاً لتوزيع الكثافة (والضغط) مع العمق في باطن الأرض والذي تم التوصل إليه حديثاً. ويلاحظ تطابق شكل هذه العلاقة مع تغير سرعة الموجات الزلزالية.

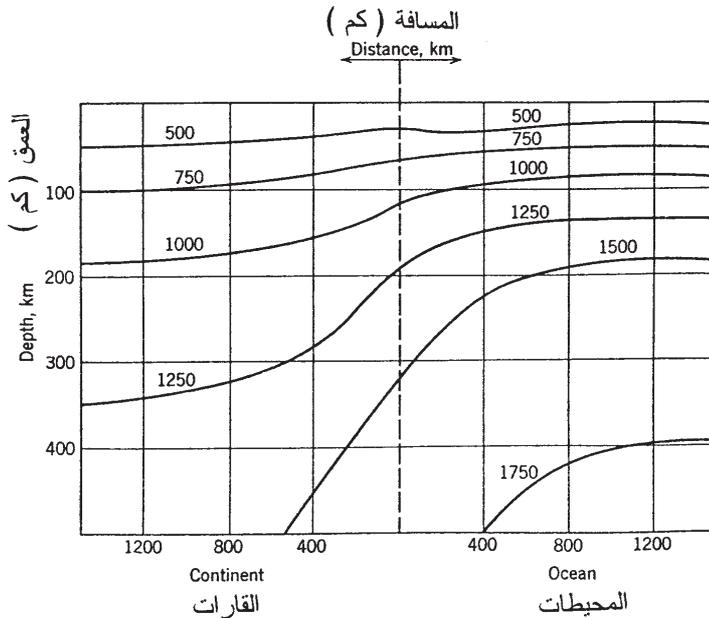


شكل 6 - 4 تغيرات الكثافة (والضغط) مع العمق

المصدر (Bullen, 1963; in Henderson 1982)

6 - 5 توزيع الحرارة والضغط

تختلف درجات الحرارة والضغط بزيادة العمق لتصل حسب تقديراتهما العامة إلى (12000°C) و $(3 - 4 \times 10^6 \text{ atm})$ عند مركز الأرض. ويعبر عن زيادة درجات الحرارة مع العمق بمصطلح المنحدر الحراري. تتراوح قيمة المنحدر الحراري بين $(10^0 - 50 \text{ c/km})$ ويمعدل (30^0 c/km) في نطاق القشرة الأرضية. ويكافئ هذه القيمة معدل $(1.2 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec})$ سريان الحرارة من على سطح الأرض، وهي كمية قليلة بالمقارنة مع طاقة أشعة الشمس التي تصل سطح الأرض. غير أن الأمر المفاجئ للاختصاصيين هو تساوي معدلات سريان الحرارة من على سطح الأرض في منطقة القارات والمحيطات. بالرغم من الاتفاق على أن مصدر الحرارة المتسربة في منطقة القارات هو تحلل العناصر المشعة المتوفرة في صخور القشرة الأرضية، إلا أن نفس المصدر لا يكفي أبداً لتفسير الحرارة المتسربة في منطقة المحيطات بسبب انخفاض وفرة العناصر المشعة في صخور القشرة المحيطية ونحافتها. وعليه فإن 90% من الحرارة المتسربة من قيعان المحيطات مصدرها تحلل العناصر المشعة في نطاق الرداء. إن الحرارة المتسربة تحت مناطق المحيطات تتوزع بشكل غير متناظر مقارنة مع مناطق تحت القارات وكما يوضح الشكل (6 - 5).

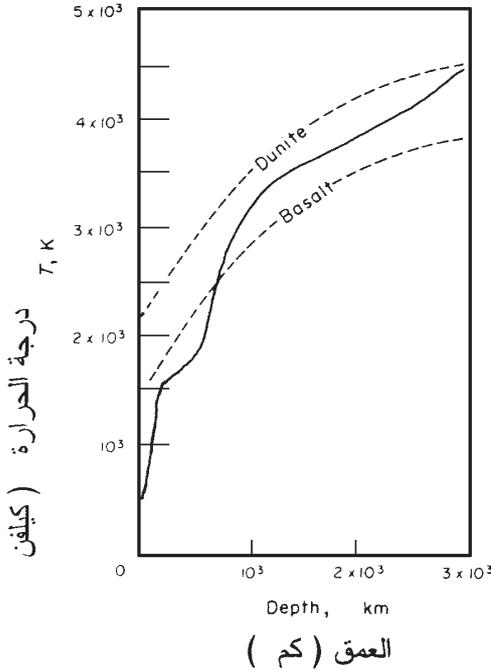


شكل 6 - 5 توزيع درجات الحرارة

تحت المحيطات والقارات وفي نطاق الرداء الذي تمتلك مواد (0.033 ppm) يورانيوم

المصدر (Mac Donald, 1964)

على أساس البيانات الزلزالية، فإن مواد نطاق الرداء هي في الحالة الصلبة، ومن المتوقع أن لا تتجاوز الحرارة المتوفرة في أعماق معينة درجة انصهار مواد نطاق الرداء في تلك الأعماق. من المعروف بأن زيادة الحرارة والضغط يؤثران بشكل متعاكس على درجات الانصهار، غير أن الغلبة في باطن الأرض هو لتأثير زيادة الضغط الذي يؤدي إلى ارتفاع درجات الانصهار مع العمق. على الرغم من ندرة بيانات تأثير زيادة الضغط على درجات انصهار الأطوار المعدنية، إلا أن البيانات الخاصة بمعدن الدايبسايد (diopside) تشير إلى ارتفاع في درجة الانصهار يبلغ حوالي (10^0 c/kb) أو (3^0 c/km) وعلى هذا الأساس، فإن درجة حرارة الجزء الأسفل من الرداء لا تتجاوز (10000^0 c) . غير أن منحنيات درجة انصهار السليكات تبدي انخفاضاً واضحاً في انحدارها مع زيادة الضغط (بشكل 6 - 6) لهذا أعيد النظر في درجة انصهار المواد تحت الأعماق لتصبح (7500^0 c) للجزء الأسفل من نطاق الرداء (5500^0 c) لانصهار الحديد عند تماس اللب / الرداء.



شكل 6 - 6 تبين درجات الحرارة (الخطوط المستمرة) ودرجات انصهار صخور البزالت والدونائيت (الخطوط المتقطعة) مع زيادة العمق في نطاق الرداء المصدر (Jacobs et al, 1974; in Henderson 1982)

6 - 6 طبيعة مواد باطن الأرض

إن المفهوم العام يقول: بأن المواد التي تكشفها الأرض على سطحها تختلف تماماً عن تلك المواد التي تخبئها في جوفها. بالرغم من صحة هذا المفهوم، إلا أن التساؤلات في هذا المجال تتعلق بطبيعة مواد باطن الأرض. هل تختلف المواد السطحية عن مواد الأعماق في الصفات الفيزيائية أم في الصفات الكيميائية أم في الاثنين معاً؟ يمكن توفير جهد الإجابة على هذه التساؤلات وذلك بالرجوع إلى موضوع استنتاج وجود الحديد في نطاق لب الأرض (الفقرة 6 - 1). وهكذا يتضح بأن صخور سطح الأرض (أنواع الصخور النارية والمتحولة والرسوبية) تختلف في الصفات الفيزيائية والكيميائية مقارنة مع مواد نطاق اللب السائل والصلب والمتكونة أساساً من الحديد. وبنفس الإطار يمكن إجراء مناقشة طبيعة المواد على طرفي الأنطقة الرئيسة والثانوية لباطن الأرض. ويتطلب هذا، توظيف البيانات الخاصة بالمصادر الزلزالية والتجارب المخبرية والملاحظات الخاصة بالصخور عميقة المنشأ.

6 - 6 - 1 الصخور عميقة المنشأ

إن الملاحظات الحقلية في مناطق محددة من سطح الأرض، تشير إلى وجود مظاهر نائية وصخرية تتميز بتركيبها المعدني والكيميائي، وتشمل صخور معقدات الأفيولايت (ophiolite) وقنوات الكمبرلايت (kimbelite pipes) الحاملة للماس والحجر الغريب (xenolith) المصاحب لدفق الصهارات البركانية. وقد ساهمت كثيراً هذه الصخور في وضع النموذج الخاص بمكونات باطن الأرض وعلى وجه الخصوص رداؤها العلوي. وقبل الدخول في المناقشة التفصيلية. لا بد من إعطاء موجز تعريفي لها إضافة إلى تقديم بيانات الدراسات التجريبية.

أ - معقدات الأفيولايت: هي عبارة عن تتابع صخري يتألف (من الأسفل إلى الأعلى) من صخور فوق القاعدية (لارزولايت lherzolite) وهارزبرجايت harzburgite ودونايت dunite والإكلوجايت eclogite يليها معقد الكابرو (تراكم من البيرودوتايت peridotite والبيروكسينايت pyroxenite) ثم سدود صفائحية (mafic sheeted dikes) يليه معقد بركاني يتكون من تراكيب وسادية (pillowed) وأخيراً يظهر في الأعلى سمك قليل من الرواسب والصخور الرسوبية البحرية. يمثل هذا التتابع الصخري أجزاءً من صخور القشرة المحيطية ونطاق الرداء العلوي التي ارتفعت إلى سطح الأرض بفعل العمليات (غوران - تسلق - obduction)

subduction لتصادم صفيحتين من الصفائح المنتشرة على سطح الأرض . وقد تم تمييز العديد من معقدات الأوفيولايت في مناطق مختلفة من العالم (بضمنها منطقة ماوات في شمال العراق). ولعل أفضل ما وصف من معقدات الأوفيولايت هو في جزيرة قبرص (Cyprus). إذ يعتقد بأن جسم المعقد قد اندفع إلى السطح خلال فترة انغلاق المحيط القديم المعروف باسم التيثيس (Tethys) نتيجة تقارب الصفيح الحامل للقارة الأفريقية مع الصفيح الأوربي - الآسيوي خلال العصر الثلاثي (Tertiary).

ب - قنوات الكمبرلايت الحاملة للماس: تكمن أهمية هذه الصخور في احتوائها على معدن الماس (diamond). والمعروف عن هذا المعدن بأنه يتكون تحت ظروف هائلة الضغط تكافئ عموداً صخرياً ارتفاعه (150) كيلومتراً. ويعتقد الاخصاصيون بأن هذه الصخور قد نشأت داخل نطاق الرداء العلوي.

إن قنوات الكمبرلايت هي عبارة عن أجسام اسطوانية الشكل نقلت إلى سطح الأرض بفعل انفجارات بركانية غازية، وتحوي على صخور الإكلوجايت والبيروودوتايت (لارزولايت متنوعة). وبالنظر لتوافق سرع الموجات الزلزالية المقيسة مختبرياً لبعض أنواع هذه الصخور مع السرعة التي سجلتها المراصف الزلزالية في المناطق الواقعة أعلى الرداء وتقارب كثافتها مع الكثافة المستخرجة لمواد أعلى الرداء فضلاً عن عمق (150 km) منشؤها في الأجزاء العليا من الرداء، فقد وفرت هذه الصخور معلومات بالغة الأهمية في وضع النموذج الصخري لمواد أعلى الرداء.

ج - الحجر الغريب (xenolith): تمت ملاحظة وجود الأحجار الغريبة في أكثر من (200) موقع قاري ومحيطي وضمن صخور البزالت القلوي (alkali basalt) وصخور الباسانايت (basanite) وصخور النيفيلين (nepheline). ويزداد انتشار هذه الأحجار في الصحارات الغنية بالمواد الطيارة (البزالت القلوي). تعد الأحجار الغريبة غير متجانسة كيميائياً ومعدنياً، وتتراوح تراكيبها بشكل عام بين الدونايت والارزولايت، غير أن معظمها بتركيب اللارزولايت الحامل للماس.

بسبب أن صحارات البزالت القلوي تنشأ عند أعماق تتراوح بين (40 - 100) كيلومتر، أي في حقل استقرارية اللارزولايت الحامل للسبيتل، فإن الأحجار الغريبة المصاحبة للصحارات، توفر معلومات إضافية مهمة عن طبيعة المواد الموجودة في هذه الأعماق.

6 - 6 - 2 الدراسات التجريبية :

إن التطور العلمي والتقدم التقني الذي شهده القرن الماضي، أدى إلى توفير أجهزة ومعدات بإمكانها توليد ضغوط وحرارة مشابهة لما هو متوفر في أعماق تصل إلى (600) كيلومتر. ساعدت هذه الأجهزة في إجراء الدراسات الخاصة باستقرارية أنواع الصخور عند درجات حرارة وضغوط مختلفة، ومتابعة التحولات الطورية التي تطرأ على المعادن المكونة لصخور ردار الأرض. ولا يوجد شك بأن نتائج الدراسات التجريبية ساعدت كثيراً في فهم تركيب صخور رداء الأرض.

بعد هذا الإيجاز لمصادر معلوماتنا عن طبيعة مواد باطن الأرض، سنتناول كيف تم توظيف هذه المعلومات في حصر التراكيب المحتملة لمواد أنطقة الأرض وكما يأتي :

6 - 6 - 3 القشرة الأرضية :

هي الجزء الخارجي من الأرض الصلبة الذي يعلو لا إستمرارية موهو بسمك متباين. ففي المناطق المحيطية يتراوح سمكها بين (5 - 8) كيلومترات بينما يتراوح سمكها بين (20 - 90) كيلومتراً في المناطق القارية. يختلف تماماً تركيب القشرة المحيطية مقارنة بتركيب القشرة القارية. تتألف الأولى من طبقة رقيقة متقطعة من الرسوبيات البحرية التي تعلو صخوراً قاعدية مكونة من البزالت وصخور الكابرو المكافئة لها كيميائياً. أما القشرة القارية فتتكون استناداً إلى البيانات الزلزالية (الفقرة 6 - 3) من نطاقين مختلفين هما القشرة القارية العليا والقشرة القارية السفلى. يتراوح سمك الأولى بين (10 - 20) كيلومتر وتتكون من غطاء علوي يحوي صخوراً نارية ومتحولة ورسوبية متنوعة وبتراكيب متباينة. فالصخور الجبرية النقية تحوي على أكثر من (50%) وزناً أوكسيد الكالسيوم، في حين تحوي بعض الصخور الرملية على أكثر من (99%) وزناً سليكا. أما الجزء الأسفل من القشرة القارية العليا فتتكون من صخور حامضية يقترب تركيبها من تركيب صخور الكرانوديورايت (granodiorite). إلى حد الآن لا يوجد غموض كبير في مناقشة ما تقدم من أجزاء نطاق القشرة الأرضية. إن هذا الحال بالوصف المذكور يختلف عند مناقشة القشرة القارية السفلى. واستناداً إلى المعطيات الزلزالية (سرع الموجات s.p) ومعطيات الكثافة، فإن القشرة القارية السفلى مكونة من صخور البزالت ضمن إطار مفاهيم طبقة السائل (سليكون + ألنيوم) وطبقة السيم (سليكون + مغنيسيوم) غير أن المعلومات المتوفرة توضح احتواء القشرة القارية السفلى على صخور

الكرانيولايت (granulite) والأمفيبوليت (amphibolite) بدلاً من صخور البزالت للأسباب التالية:

1 - إن البزالت يتحول إلى الإكلوجايت عند أعماق أكثر من (30) كيلومتراً أي ضمن نطاق القشرة القارية السفلى .

2 - إن سرعة موجة (p) في صخور الإكلوجايت (8.4 km/sec) تحت ظروف القشرة السفلى أكبر من سرعتها (7.0km/sec) المسجلة في أعماق القشرة السفلى .

3 - نفس الملاحظة السابقة (2)، تنطبق على الصخور القاعدية المتبلورة تحت ظروف تحول البزالت إلى الإكلوجايت .

يتضح مما تقدم أن تركيب صخور القشرة القارية السفلى هو أقل قاعدية من صخور البزالت . واستناداً إلى ذلك تم اقتراح بدائل لذلك، منها صخور الكرانيولايت والأمفيبوليت للأسباب الآتية:

1 - سرعة موجة (p) في هذه الصخور وكثافتها تقترب من سرعة موجة (p) وكثافة صخور القشرة القارية السفلى المستخرجة من التسجيلات الزلزالية .

2 - إن معدلات سريان الحرارة في القشرة القارية السفلى تشير إلى افتقارها للعناصر المشعة المولدة للحرارة، وصخور الكرانيولايت تعد أحد الأنواع المستنزفة بسبب امتلاكها تركيباً معدنياً يتمثل بالبلاجيوكليس (Plagioclase) والهيبرشين (hyperstijene) والكارنت (garnet) والدايوسايد (diopside) .

3 - أثبتت التجارب المختبرية إمكانية توليد منصهرات جرانيتية غنية بالمتبخرات والسيلكا والعناصر الخفيفة من خلال الانصهار الجزئي للصخور تحت ظروف القشرة القارية السفلى . ويتخلف عن ذلك صخور مكونة من معادن مقاومة للحرارة (refractories) كما يمثلها التركيب المعدني لصخور الكرانيولايت .

4 - إن الملاحظات الحقلية لمكاشف الدروع القارية المتعرضة للتعرية تشير إلى وجود صخور الكرانيولايت والامفيبوليت .

إن قرب مواد نطاق القشرة الأرضية إلى الملاحظات المباشرة مقارنة مع باقي منطقة الأرض جعلت الاختصاصيين يهتمون بدراستها الكمية (quantitative) ومنها إيجاد معدل التركيب الكيميائي للقشرة الأرضية . جرت محاولات عديدة بهذا الشأن ومنها دراسة كل من (Clarke & Washington, 1924) و Goldschmidt و Poldevaart, و Taylor, 1964 و Ronov & Yaroshevsky و Pakiser & Robinson 1967

- (1976). وبالرغم من استناد هذه الدراسات إلى أسس حسابية مختلفة، إلا أنها أدت بالنتيجة إلى معدلات متشابهة من التركيب الكيميائي الذي يتميز بالآتي:
- 1 - أن 99% من كتلة القشرة الأرضية تتكون من عشرة عناصر هي: O و Si و Al و Fe و Ca و Mg و Na و K و Ti و H. أما العناصر الأخرى فتشكل 1% فقط.
 - 2 - في حالة حساب وفرة العناصر على أساس عدد الذرات، فإن لكل (100) من العناصر المكونة للقشرة الأرضية يوجد (62) ذرة أوكسجين و(21) ذرة سليكون و(6.5) ذرة ألومنيوم و(2) ذرة حديد و(1.8) ذرة مغنيسيوم و(2) ذرة كالسيوم و(2.6) ذرة صوديوم و(1.4) ذرة بوتاسيوم.
 - 3 - أما حساب وفرة العناصر على أساس حجمها، فيتضح بأن الأوكسجين يشغل (93%) من حجوم ذرات عناصر القشرة الأرضية. وبسبب هذه النسبة العالية، تعد القشرة الأرضية مكونة على نحو أساس من تراص ذرات الأوكسجين المتأصرة مع ذرات السليكون وباقي العناصر. إن هيمنة عنصر الأوكسجين على تركيب وبناء مواد القشرة الأرضية، أدى إلى إطلاق تسمية الغلاف الأوكسجيني (oxysphere) على القشرة الأرضية.

6 - 6 - 4 الرداء العلوي:

هو الجزء الذي يقع أسفل لا إستمرارية موهو ويمتد إلى عمق حوالي (413) كيلومتر في الداية يبرز السؤال الآتي: هل تمثل لا إستمرارية موهو تغييراً في الصفات الفيزيائية أم الصفات الكيميائية أم الإثنين معاً للصخور الموجودة على طرفيها؟ إن الإجابة تتطلب معرفة طبيعة الصخور الموجودة على طرفي لا إستمرارية موهو. وضحت سابقاً الفقرة (6 - 6 - 3) بأن الصخور في أعلى لا إستمرارية موهو تحتوي على الكرانوليوت والأمفيبوليت في القشرة القارية السفلى وصخور البزالت والكابرو المكافئ لها كيميائياً في القشرة المحيطية. أما طبيعة الصخور أسفل لا إستمرارية موهو أي صخور الرداء العلوي فهي موضوع مناقشة الفقرة الحالية.

يوجد اتفاق عام على أن صخور الرداء العلوي تشكل مصدرَ صخورِ القشرة المحيطية البزالتية، وهي أيضاً مصدر الصخور البزالتية المتكونة بفعل انسياب الصهارات البركانية على سطح قارات الأرض. وعليه فإن الأنواع المحتملة لصخور الرداء العلوي تشترك بصفة أساسية وهي: قابليتها على توليد الصهارات البزالتية عند انصهارها. ما هي هذه الصخور؟ تناقش عادة المراجع العلمية في هذا المجال

نوعين من الصخور هما البيرودوتايت (peridotite) والإكلوجايت (eclogite) التابعة للصخور عميقة المنشأ (الفقرة 6 - 6 - 1) (ويجب التنويه هنا إلى إمكانية مناقشة بعض أنواع النيازك مع شيء من التحويلات في هذا المجال).

تحوي البيرودوتايت على صخور اللازولايت (60% أوليفين و30% أورثو - وكلاينو - بيروكسين ومحتويات ثانوية من بلاجوكليز الكالسيوم والكارنت والسبتل (spinles) وصخور الهارزبرجايت (80% أوليفين و20% أورثو - بيروكسين). أما الصخور المتمثلة بالإكلوجايت فهي تعد مجموعة صخرية تتميز باحتوائها على نسب متساوية من البيروكسين الألوميني (aluminian Pyroxen) والكارنت. ويتصف الأخير بكونه من المعادن عالية الكثافة. ويعتقد بأن الإكلوجايت تمثل صخوراً بزالتية تعرضت إلى التحول على النحو الآتي:

(6.3). . . بيروكسين الوميني + كارنت → أوليفين + بيروكسين + فلديسبار البلاجوكليز (إكلوجايت) (بزالت)

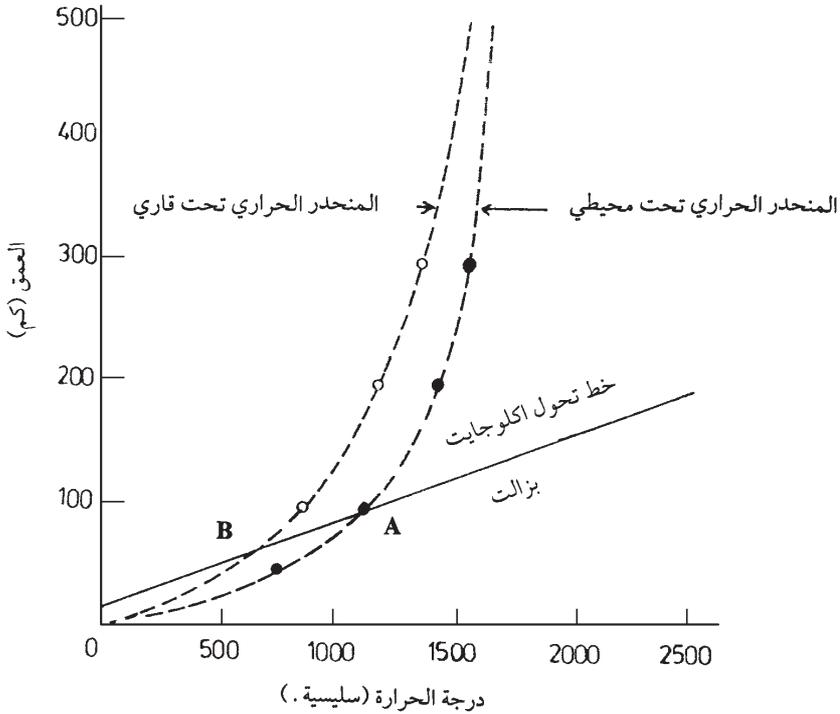
تشير المعادلة (3) أعلاه إلى تشابه الإكلوجايت والبزالت في التركيب الكيميائي، غير أنهما يختلفان عن صخور البيرودوتايت. تحوي الأخيرة على الأوليفين بنسبة كبيرة والكارنت والبيروكسين الألوميني والسيلكا بنسب قليلة مقارنة بالإكلوجايت.

نعود إلى موضوع الإجابة على السؤال المطروح في مقدمة الفقرة الحالية. تمثل لا إستمرارية موهو في المناطق المحيطة، تغييراً في الصفات الفيزيائية في حالة كون صخور أعلى الرداء هي الإكلوجايت، حيث تمثل في هذا المجال، لا إستمرارية موهو تحولاً في الطور فقط (Phase change) ومن صخور شكل الضغط الواطئ (بزالت القشرة المحيطة) إلى صخور الضغط العالي (إكلوجايت الضغط العالي). أما في حالة كون صخور الرداء العلوي هي البرودوتايت، فإن لا إستمرارية موهو تمثل تحولاً في التركيب (composition change) من بزالت القشرة المحيطة إلى البيرودوتايت في الرداء العلوي، بينما في المناطق القارية، تمثل لا إستمرارية موهو تحولاً في التركيب من صخور التونولايت والأمفيبوليت في القشرة القارية السفلى إلى صخور البيرودوتايت أو الإكلوجايت في الرداء العلوي.

أيهما أكثر احتمالاً للوجود في نطاق الرداء العلوي: الإكلوجايت أم البيرودوتايت؟ تشير المعلومات المتوفرة في هذا المجال، إلى تفضيل صخور البيرودوتايت على الإكلوجايت للأسباب الآتية:

1 - إن توليد منصهر بزالت يتطلب انصهاراً كاملاً لصخور الإكلوجايت . وهذا يعني بأن لا إستمرارية موهو تمثل انتقالاً من الحالة الصلبة إلى الحالة السائلة والذي لم تثبته البيانات الزلزالية حيث لم يلاحظ عدم مرور موجات (s) ولا تلاشيها عند لا إستمرارية موهو .

2 - تشير الدراسات التجريبية (شكل 6 - 7) لتحول (البزالت - الإكلوجايت) بأن خط درجة الحرارة - العمق يتقاطع مع المنحدر الحراري تحت قاري (نقط A) ومع المنحدر الحراري تحت محيطي (النقطة B). ونقطتي التقاطع تمثلان عمق لا إستمرارية موهو تحت المحيطات (نقطة A) وتحت القارات (نقطة B). ويبلغ عمق النقطة (A) حوالي (100) كيلومتر، الأمر الذي يتعارض تماماً مع عمق لا إستمرارية موهو في منطقة المحيطات الذي يصل في أعلى حد له إلى (10) كيلومترات. لهذه الأسباب تم استبعاد الإكلوجايت كمكون أساسي لصخور الرداء العلوي.

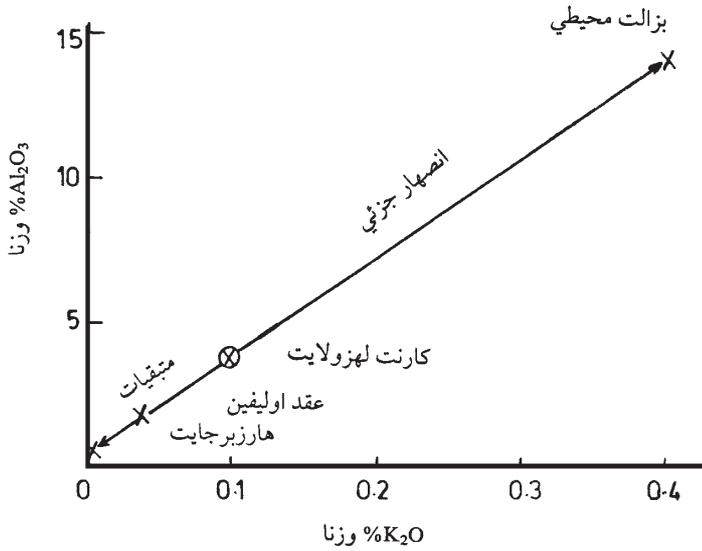


شكل 6 - 7 خط درجة الحرارة - العمق

لتحول البزالت - الإكلوجايت وعلاقته بالمنحدرات الحرارية تحت محيطي وتحت قاري

المصدر (1981 Brown & Mussett)

تشير الدراسات الصخرية التفصيلية إلى احتواء الصخور عميقة المنشأ على كارنت لارزولايت وسبيتل لارزولايت وبلاجوكليس لارزولايت وكارنت هارزبرجيت وعقد من صخور الدونايت تتكون من (100%) تقريباً من الأوليفين. وهذه الصخور بمجموعها تنتمي إلى الصخور فوق القاعدية. هل أن جميع هذه الأنواع الصخرية مسؤولة عن توليد الصهارات البزالتية في نطاق الرداء العلوي؟ يمكن الإجابة مباشرة على هذا السؤال وبما يخص صخور الدونايت، حيث تحتوي على أعلى المعادن درجة إنصهار وهو معدن الأوليفين وبناءً على ذلك، فإن الدونايت تمثل البقايا الصلبة لعمليات انصهار صخور الرداء العلوي. ما هو دور بقية الأنواع الصخرية في ميكانيكية الانصهار وتوزيعها في نطاق الرداء العلوي؟ يمكن أن نجد الإجابة على الشق الأول من السؤال، وذلك من خلال ملاحظة الشكل (6 - 8) الذي يعرض العلاقة بين تراكيز (Al_2O_3) و (K_2O) في صخور البزالت المحيطي والكارنت لارزولايت والهارزبرجيت فضلاً عن عقد الأوليفين.



شكل 6 - 8 تغاير تراكيز (Al_2O_3) و (K_2O) في أنواع صخور الرداء العلوي

المصدر (Brown & Mussetl, 1981)

يعد عنصرا (Al) و (K) من العناصر غير المتوافقة (incompatible) مع الطور الصلب خلال عملية الانصهار، وهذا يعني زيادة تراكيز هذه العناصر بمعدلات ثابتة تقريباً في المنصهرات الناتجة عن عمليات انصهار صخور الرداء العلوي، وهذا يفسر وقوع محتويات الصخور (شكل 6 - 8) من (Al_2O_3) و (K_2O) على خط

مستقيم. ويوضح نفس الشكل بأن الانصهار الجزئي للكارنت لارزولايت يمكن أن يؤدي إلى تكوين صهارات بزالتية مخلفاً وراءه مواداً صلبة متمثلة بعقد الأوليفين والهارزبرجيت. لهذا يُعْتَبَرُ النوعان الأخيران من أكثر الصخور استنزافاً، أي الصخور التي عانت من فقدان نسبة كبيرة من العناصر غير المتوافقة خلال الانصهار الجزئي لصخور الرداء العلوي الأصلية المتمثلة بالرزولايت الأقل استنزافاً.

قبل التعرف على صخور الأرزولايت بوصفها من مكونات الرداء العلوي، تم طرح فكرة نموذج البيرولايت (pyrolite) لتمثيل صخور الرداء العلوي. واستندت هذه الفكرة إلى ترجيح كون تركيب الصخور الأولية هو وسطي بين تركيب البزالت وتركيب المواد المتبقية (الصخور المستنزفة). وأجريت العديد من الدراسات التجريبية المتضمنة صهر مزيج بنسب مختلفة من البزالت والمواد المتبقية. وتوصل (Green & Ringwood, 1967) إلى نموذج يتكون من البزالت الثوليتي (tholeiitic basalt) والدونيات بنسبة (3:1) على التوالي وأطلق عليه تسمية نموذج البيرولايت.

لا يختلف تركيب اللارزولايت للرداء العلوي غير المستنزف عن تركيب نموذج البيرولايت الذي تم التوصل إليه سابقاً (جدول 6 - 6). والأكثر من هذا، فإنهما يتبلوران بصحبات معدنية متشابهة مع زيادة العمق. ويحدث ذلك بسبب التفاعلات بين مكوناتهما وحسب المعادلات الآتية:

سبينل + أورثوبيروكسين + كلاينوبيروكسين → بلاجوكليس + أوليفين
(6.4) . . . (سبينل لارزولايت) (بلاجوكليس لارزولايت)
زيادة العمق:

كارنت → بلاجوكليس + سبينل + أورثوبيروكسين + كلاينوبيروكسين (6.5) . . .
(كارنت لارزولايت) (سبينل لارزولايت)

إن التفاعل (6.4) و(6.5) يوضح التركيب المعدني لصخور اللارزولايت التي نشاهدها في الصخور عميقة المنشأ. يلاحظ عادة البلاجوكليس لارزولايت في معقدات الإفيولايت المقطوعة من أعماق ضحلة من الرداء العلوي. ويوجد السبينل لارزولايت في صخور الرداء العلوي المقطوعة من أعماق متوسطة. أما الكارنت لارزولايت في قنوات الكمبرلايت فتمثل صخور الرداء العلوي عند أعماق تتجاوز (100) كيلومتر. وبهذا تكون الإجابة على الشق الثاني من السؤال: «ما هو دور بقية الأنواع الصخرية في ميكانيكية الانصهار وتوزيعها في نطاق الرداء العلوي». قد تمت تغطيتها.

يستوجب الإشارة هنا، إلى التشابه الكبير بين تركيب البيرولايت / والارزولايت من ناحية وتركيب الطور السليكاتي للنيازك الكوندورية (جدول 6 - 6) باستثناء احتواء الأخيرة على كميات أكبر من الحديد والسليكا. وأدى هذا إلى الاعتقاد بأن تركيب الرداء يشابه الجزء السليكاتي من النيازك الكوندورية.

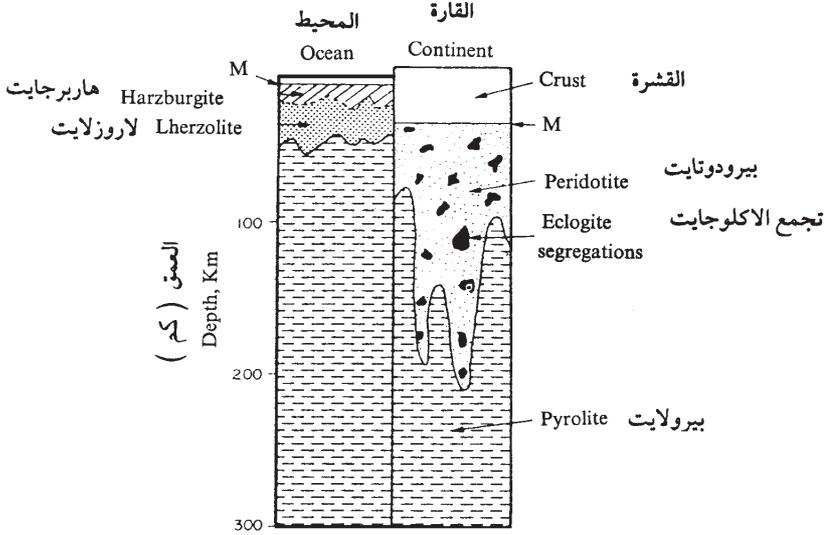
جدول 6 - 6 التركيب الكيميائي (%وزناً)
لصخور البزالت المحيطية والكارنت لارزولايت فضلاً عن الطور السليكاتي
للنيازك الكوندورية وعقد الأوليفتي والهارزبرجيت

العنصر (أو أكسيد)	هارزبرجيت (أوفيولايت)	عقد أوليفين	كارنت لهزولايت	بزالت المحيط
SiO ₂	42.3	44.5	45.3	47.1
TiO ₂	0.1	0.1	0.2	2.3
Al ₂ O ₃	0.5	1.7	3.6	14.2
FeO	7.1	9.6	7.3	11.0
MnO	0.1	0.1	0.1	0.2
MgO	49.6	42.3	41.3	12.7
CaO	0.1	1.6	1.9	9.9
Na ₂ O	0.1	0.1	0.2	2.2
K ₂ O	0.005	0.04	0.1	0.4

المصدر (Brown Musselt, 1981)

يختلف سمك الصخور المستنزفة في نطاق الرداء العلوي تحت القارات مقارنة مع نطاق الرداء العلوي تحت المحيطات (شكل 6 - 9). إن بناء أجسام القارات السميكة يتطلب توليد صهارات هائلة الحجم في الرداء العلوي وانطلاقها نحو الأعلى وطفحها على سطح الأرض بشكل متراكم عبر التاريخ الجيولوجي للأرض. غير أن المواد المتراكمة في القشرة القارية لا تعود مرة أخرى إلى الرداء العلوي. وأدى هذا إلى تكوين سمك كبير من الرداء المستنزف تحت القارات. أما القشرة المحيطية، فيعتقد بأنها حديثة ومتجددة وتتحرك بين القشرة المحيطية والرداء العلوي بدورة كاملة تستغرق حوالي (200) مليون سنة. وتنشأ القشرة المحيطية على طرفي حدبة وسط المحيط (mid - oceanic ridge) نتيجة استنزاف مواد الرداء تحتها، وتتحرك القشرة المحيطية بعيداً عن حدبة وسط المحيط لثغور إلى أعماق

الرداء عند اصطدام الصفيح الحامل للقشرة المحيطية مع الصفيح الحامل للقارات مثلاً .



شكل 6 - 9 نموذج التنطق الكيميائي للرداء العلوي .

المصدر (Ringwood, 1979: in Henderson, 1982)

6 - 6 - 5 النطاق الانتقالي :

يبدأ النطاق الانتقالي عند عمق (413) كيلومتراً ويمتد إلى (984) كيلو متراً، وتتغير فيه الكثافة لنفس الأعماق من (3.5 gm/am^3) إلى (4.6 gm/am^3) على التوالي . ويعتقد بعض الأخصائيين بأن الزيادة في الكثافة ناتجة عن زيادة شدة الرص للذرات في المعادن بسبب الضغط المسلط عليها في أعماق هذا النطاق . ويستشهد دائماً في هذا المجال بمثال تحول الجرافيت (graphite) بكثافة (2.0 gm/am^3) إلى معدن الماس بكثافة (3.5 gm/am^3) عند تعرض الأول إلى ظروف ضغط الرداء العلوي .

إن ملاحظة لا إستمرارية من الدرجة الثانية عند الأعماق : (400) كيلومتر و(650) كيلومتراً (1080) كيلومتراً، قد أدت إلى الاعتقاد بوجود تحولات طورية معينة ومحددة بهذه الأعماق . غير أن هذا الاستنتاج يتطلب تأكيدات عملية . وبسبب الصعوبات التقنية لأجهزة الضغط والحرارة العاليتين ، اقتصرت بحوث التحولات الطورية لغاية الستينات من القرن الماضي على منظومة الجرمانايت (germanite) وذلك بسبب حدوث تحولاتها الطورية في ظروف منخفضة من الضغط والحرارة مقارنة مع المعادن السليكاتية .

تتكون مركبات الجرمانيت من وحدات (GeO_4^{4-}) المشابه لوحدات (SiO_4^{4-}) في معادن الأوليفين. لقد وجد أن جرمانيت المغنيسيوم (Mg_2GeO_4) المشابه لمعدن الفورسترايت (Mg_2SiO_4)، تتأثر عند تعرضها لظروف ضغط عالٍ نسبياً، وتتحول إلى بنية مكعبية أشد رصاً والتي تشبه البنية المكعبية للسبينيل: بهذه النتيجة توقع الباحثون في هذا المجال، حدوث تحولات مشابهة في معدن الأوليفين عند تعريضه إلى ظروف من الضغط لأعماق نطاق الرداء. وفي الفترة اللاحقة، وبعد تطوير أجهزة الضغط العالي التي يمكنها في توليد ضغوط تكافئ حوالي (600) كيلومتر عمقاً، أكدت الدراسات التجريبية صحة توقع حدوث التحول في معدن الأوليفين وعند أعماق النطاق الانتقالي. ويمكن إيجاز نتائج هذه الدراسات بالآتي:

1 - عند عمق حوالي (400) كيلومتر، يتحول جميع الأوليفين إلى بنية السبينيل، ويصاحب هذا التحول زيادة في الكثافة بنسبة (8%). ويتحول جميع البيروكسين (باستثناء بيروكسين الصوديوم) إلى الكارنت. وتفسر هذه التحولات الزيادة الملحوظة في سرعة الموجات الزلزالية (لاستمرارية من الدرجة الثانية).

2 - عند عمق (650) كيلومتراً، يحدث عدد من التحولات الطورية ومنها تحول الأوليفين بنية السبينيل إلى البيروكسين بنية الإلمانيت (ilmelite) وأوكسيد المغنيسيوم بنية البيريكليس (MgO بيريكليس). وبعد اكتمال التحولات الطورية تصبح كثافة الصخور حوالي (3.99 gm/am^3). وتبقى الأطوار المعدنية مستقرة لغاية العمق (984) كيلومتراً وهو الحد الأسفل للنطاق الانتقالي.

يمكن ملاحظة بعض الأدلة على حدوث التحولات الطورية، ليس في أجهزة الضغط العالي ولكن في مواقع اصطدام النيازك الكبيرة بالأرض (الفقرة 6 - 2). وتفاعل النيازك الكبيرة عند ارتطامها بالأرض، فعل أجهزة الضغط العالي في تحويل الأطوار المعدنية وذلك بتأثير الموجات الصدمية (shock waves). وتؤدي هذه الموجات، أي الضغوط العالية، إلى تحويل الكوارتز (2.6 gm/cm^3) إلى معدن السيتشوايت (4.2 gm/cm^3).

من المعروف في الكوارتز، بأن ذرة السليكون محاطة بأربعة ذرات من الأوكسجين (tetrahedral coordination). وعند تعريض هذا الترتيب الفراغي (أي الكوارتز) إلى ضغط يقارب (100) ضغط جوي (يكافئ عمق 270 كيلومتراً)، يتحول هذا الترتيب الفراغي إلى آخر تكون فيه ذرة السليكون محاطة بستة ذرات من

الأوكسجين (octahedral coordination). وينتج عن هذا التغيير في الترتيب الفراغي زيادة في الكثافة تقدر بحوالي (1.6 gm/cm^3) . بالرغم من عدم وجود الأشكال الطليقة من (SiO_2) في الصلابة المعدنية المكونة للرداء العلوي، فإن بعضاً منها قد ينتج عن تفاعلات تحولات الطور للمعادن الأخرى في النطاق الانتقالي. ولهذا السبب فإن السيتوفايث قد يشكل أحد المكونات المهمة في هذا النطاق.

6-6-6 الرداء السفلي :

يختلف هذا النطاق عن باقي الأنطقة الثانوية للرداء بأنه متجانس التركيب ولا يلاحظ في أعماقه الممتدة بين (984 - 2298) كيلومتراً، أية شواهد على وجود لا إستمرارية في سرعة الموجات الزلزالية. غير أن الزيادة في كثافة مواد الرداء السفلي من (4.6 gm/cm^3) إلى (5.5 gm/cm^3) لا يمكن تفسيرها إلا بالانضغاط الذاتي بسبب الجاذبية الأرضية المؤثرة في مواده المتجانسة. ويدعم هذا الاستنتاج عدم ملاحظة أي دليل على حدوث تحولات طورية في الأطوار المعدنية المكونة لهذا النطاق. إن معظم البحوث التي أجريت على تركيب الرداء السفلي، قد اهتمت بالمقارنة بين سرعة الموجات الزلزالية الملاحظة تجريبياً في مزيج من الأكاسيد الرئيسية $(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{SiO}_2)$ والسرعة الفعلية لتلك الموجات المسجلة في المراجف الزلزالية. إن نتائج هذه البحوث تشير إلى أن كثافة صخور أعلى الرداء السفلي المتفق عليها هي أكثر بقليل (0.1 gm/cm^3) من الكثافة المتوقعة لمزيج من الأكاسيد المذكورة في أعماق مشابهة لنطاق الرداء السفلي. لتفسير هذا الاختلاف، ثم اقتراح زيادة قليلة في نسبة (FeO/MgO) في الرداء السفلي مقارنة مع النطاق الانتقالي والرداء العلوي. غير أن هذا الاقتراح يتعارض مع وفرة (Fe) نسبة إلى (Mg) و (Si) في النوع (Cl) من النيازك الكوندورية الذي يشبه تركيبه تركيب الأرض. ويمكن تقليص الاختلافات في الكثافة بافتراض احتواء الرداء السفلي على مكونات من مركبات ثنائية الأكاسيد $(\text{MgO}, \text{FeO}, \text{SiO}_2)$ تتبلور في أطوار أكثف من هذه الأكاسيد المنفردة. لم يكن هناك اتفاق عام حول تركيب الرداء السفلي خلال الفترة الزمنية المنصرمة ولغاية (1975)، حيث اكتشف (Liu) التركيب البلوري للمركب (MgSiO_3) . تبع ذلك إثباته بالتجربة أن الأوليفين ببنية السبينل يتفكك عند عمق (1000) كيلومتر إلى (MgSiO_3) ببنية البيروفسكايت وأوكسيد المغنيسيوم ببنية الملح الحجري (rock salt). ويلاحظ زيادة كثافة المركب (MgSiO_3) بنسبة (3.5%) مقارنة مع كثافة مزيج من $(\text{MgO} + \text{SiO}_2)$ المكافئ له كيميائياً. وفي فترات

لاحقة، تم تحضير أطوار لمركبات ثنائية أخرى ذات كثافات أعلى من كثافات المزيج من الأكاسيد المنفردة. وعليه يمكن استنتاج تركيب مواد الرداء السفلي بأنها متكونة من تجمع معدني متبلور في أطوار ذات كثافات أكبر يبضع أجزاء بالمائة من كثافة مزيج من أكاسيدها المنفردة وكما في الأمثلة التي يعرضها الجدول (6 - 7).

جدول 6 - 7 تركيب الرداء السفلي من المركبات ثنائية الأكاسيد.

البنية البلورية	الصيغة الكيميائية
بروفسكايت	MgSiO ₃
بروفسكايت	CaSiO ₃
الملح الحجري	(Mg, Fe) O
فرايت الكالسيوم	NaAlSiO ₄

المصدر (Ringwood, 1970)

6 - 6 - 7 اللب الخارجي :

يتكون من سائل متجانس كيميائياً، ويبدأ عند عمق (2898) كيلومتراً ولا يعتقد بوجود حدود سفلى معينة له، وذلك بسبب الطبيعة المتدرجة لتحول اللب الخارجي إلى اللب الداخلي من خلال المنطقة الانتقالية (الفقرة 6 - 3 - 1). تدل حسابات الكثافة أن لب الأرض يتكون بنحو رئيسي من الحديد. عند تعريض الحديد النقي إلى ضغط مشابه للضغط المؤثر في اللب الخارجي (الموجات الصدمية)، فإن حسابات كثافة الحديد النقي أكثر بقليل (8 - 10%) من الكثافة المتفق عليها في أعماق اللب الخارجي. إن تفسير هذا الاختلاف في الكثافة، يتطلب احتواء اللب الخارجي فضلاً عن الحديد مقداراً من عنصر آخر أقل كثافة. وهناك قبول عام بأن العنصر المضاف هو الكبريت وذلك للأسباب الآتية:

1 - قابلية الحديد العالية على إذابة أية كمية من الكبريت. ويعود السبب في ذلك إلى طبيعة الهيئة الإلكترونية للحديد.

2 - في حالة عدم احتواء اللب الخارجي على الكبريت، فإن إجمالي التركيب الكيميائي للأرض يظهر افتقاراً شديداً في محتوى الكبريت مقارنة مع التركيب الكيميائي للنيازك الكوندورية.

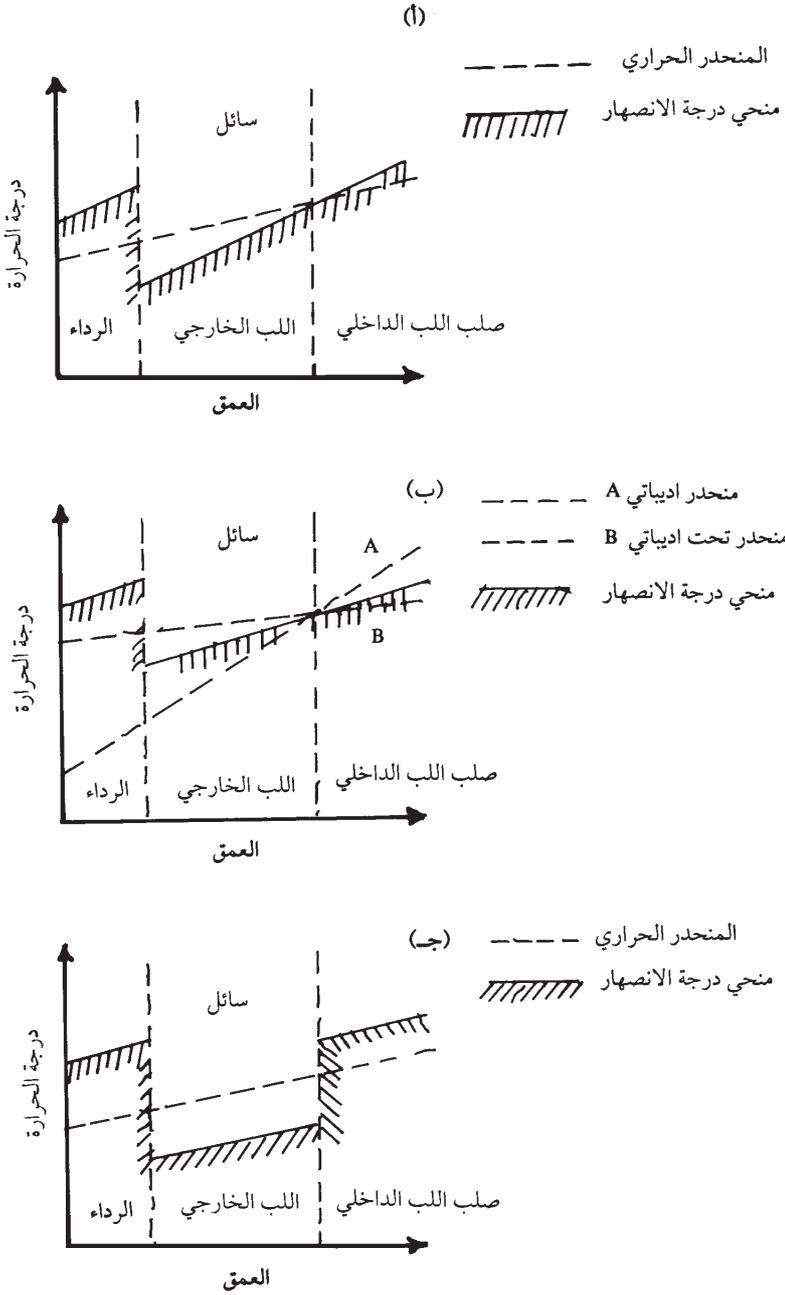
3 - تحتوي جميع أنواع النيازك ويضمونها النيازك الحديدية على كميات ملحوظة من معدن الترولايت (FeS).

أثبتت التجارب المخبرية بأن إضافة (14%) من الكبريت إلى سبيكة الحديد النقي، تكفي لتعويض الفرق بين الكثافة المتفق عليها لمواد اللب الخارجي وكثافة المزيج المذكور (سبيكة الحديد + 14% كبريت) عند تعريضه للموجات الصدمية (shock waves) المكافئة لظروف الضغط في اللب الخارجي.

6-6-8 اللب الداخلي وتصلبه :

ينتهي اللب الداخلي عند عمق (6371) كيلومتراً والذي يمثل نصف قطر الأرض. تتراوح كثافة مواد اللب الداخلي ($12.6 - 13.6 \text{ gm/cm}^3$) وهي أكثر بقليل من الكثافة المحسوبة عند تعريض الحديد النقي لظروف ضغط اللب الداخلي باستخدام الموجات الصدمية. ولتعويض هذا الفرق في الكثافة، ثم اقتراح إضافة نسبة (10 - 20%) وزناً من عنصر النيكل تشابه نسبة وفرته في النيازك.

بعد هذا الاستعراض الموجز لتركيب مواد اللب الداخلي والخارجي يبرز السؤال الآتي: لماذا تتصلب مواد اللب الداخلي بينما تبقى مواد اللب الخارجي بحالة سائلة؟ لا يمكن الاعتماد على درجة الحرارة فقط في الإجابة على هذا السؤال بسبب مباشر وهو أن حرارة اللب الداخلي أكبر من حرارة اللب الخارجي السائل من ناحية، كما أن زيادة الضغط يؤدي إلى ارتفاع درجة إنصهار المواد في باطن الأرض (الفقرة 6 - 5) من ناحية أخرى. وإن الإجابة على السؤال لا تقتصر أيضاً على تأثير درجات الحرارة والضغط على درجة الانصهار، بل يجب الأخذ بنظر الاعتبار طبيعة تركيب مواد اللب الداخلي والخارجي. اقترح (Jacobs, 1974) تفسيراً يستند على افتراض أن مواد كامل اللب متجانسة كيميائياً وأن درجة انصهار المواد تزداد بزيادة الضغط (العمق). فعند عمق (5121) كيلومتراً تصبح درجة إنصهار مواد اللب الداخلي أعلى من الدرجة الحرارية الفعلية، وبهذا تتصلب مواد اللب الداخلي: وتحدد الدرجة الحرارية الفعلية بالمنحدر الحراري تحت أديباتي في نطاق اللب الداخلي وكما يوضحه الشكل (6 - 10). غير أن بقاء مواد اللب الخارجي بحركة مستمرة لتوليد المجال المغناطيسي يتطلب انتقال الحرارة بتيارات الحمل فضلاً عن التوصيل الحراري. وهذا يجعل من المنحدر الحراري في نطاق اللب على أقل تقدير أديباتي (adiabatic). وعند تطبيق المنحدر الحراري الأديباتي على نموذج (Jacobs) المذكور، فإن الصورة تبدو مقلوبة (شكل 6 - 10ب) حيث تظهر مواد اللب الخارجي



شكل 6 - 10 العلاقة بين المنحدرات الحرارية
(أدبياتي وتحت أدبياتي) ودرجات حرارة الانصهار لمواد اللب الخارجي
والداخلي وفي حالات تجانسها أو عدم تجانسها الكيميائي

المصدر (Brown & Mussett, 1981)

بحالة صلبة بينما مواد اللب الداخلي بحالة سائلة . استنتج (Brown and Mussett, 1981) بأن تجانس مواد اللب كيميائياً يفشل في تفسير تصلب مواد اللب الداخلي . غير أن إضافة عنصر النيكل إلى مواد اللب الداخلي يؤدي إلى ارتفاع في درجة انصهارها بينما وجود عنصر الكبريت يؤدي إلى انخفاض درجة حرارة انصهار مواد اللب الخارجي . إن عدم تجانس مواد اللب كيميائياً يؤدي دائماً إلى تصلب مواد اللب الداخلي بينما تبقى مواد اللب الخارجي بحالة سائلة في جميع حالات المنحدر الحراري وكما يوضحها الشكل (6 - 10 ج) .

6-6-9 التركيب الإجمالي للأرض :

إن حساب معدل التركيب الكيميائي لكل الأرض يمثل هدفاً مركزياً لاختصاص الجيوكيمياء . ونظراً للنسبة الهائلة (> 99.9%) التي تشارك بها الأرض الصلبة في الكتلة الإجمالية للأرض لذا فإن المقصود بهذه الفقرة هو التركيب الكيميائي للأرض الصلبة . غير أن مستوى البيانات المتوفرة في هذا المجال ، هو أفضل بقليل من التخمين ولا يرتقي يقيننا إلى المستوى الكمي الدقيق . إن حساب المعدل الكيميائي هنا ، يمثل في أحسن الأحوال ، تقدير (estimation) لمكونات الأرض الصلبة من العناصر الكيميائية بسبب مصادر المعلومات غير المباشرة والافتراضات والتقريبات للبيانات المتوفرة حالياً .

يبدل الجيوكيميائيون جهوداً إضافية في الاستغلال الأمثل والاستفادة الأشمل للأرقام المتوفرة في البيانات الحالية بهدف توضيح بعض الجوانب الكيميائية للأرض الصلبة . إن الشروع بهذه المهمة يتخذ طريقين : الأول يعتمد حساب معدل تركيب الأنطقة الرئيسة (قشرة ورداء ولب) للأرض الصلبة الكلية . أما الاتجاه الثاني ، فيعتمد على افتراض التشابه بين النيازك والأرض بما يخص محتوى العناصر غير البخارية . جرت محاولات عديدة لتقدير التركيب الكيميائي لكل الأرض ، ومنها :

1 - محاولة (Mason, 1960) : افترضت تمثيل تركيب الأرض بتركيب الجزء

الفلزي من النيازك الكوندورية مضافاً إليه نسبة (5.3%) من معدن الترولايت ، كما افترضت أن تركيب القشرة والرداء يتمثل بتركيب الجزء السليكاتي من النيازك الكوندورية . يعرض الجدول (6 - 8) طريقة الحساب التي استندت إليها هذه المحاولة .

جدول 6 - 8 طريقة (Mason, 1966) لحساب التركيب الإجمالي للأرض

المجموع	سليكات	ترولايت	الفلز
Total	Slicate	Troilite	Metal
34.63	6.68	3.37	24.58
2.39			2.39
0.13			0.13
1.93		1.93	
29.53	29.53		-
15.20	15.20		-
12.70	12.70		-
1.13	1.13		-
1.09	1.09		-
0.57	0.57		-
0.26	0.26		-
0.22	0.22		-
0.10	0.10		-
0.07	0.07		-
0.05	0.05		-
100.00	67.60	5.30	27.10

المصدر (Mason.1966)

2 - محاولة (Ringwood, 1966): استندت إلى التشابه بين التركيب الإجمالي للأرض وتركيب النيازك الكوندورية من نوع (CI). وعلى هذا الأساس، تم تقدير معدل التركيب الكيميائي للأرض.

3 - محاولة (Larimer 1971): استندت إلى إيجاد الحدود العليا والسفلى لتراكيز عنصري (K), (Rb) في كل الأرض وبدون الرجوع إلى التراكيب الكيميائية للنيازك.

4 - محاولة (Ganapthy & Anders, 1974): استندت إلى افتراض بأن كلاً من الأرض والقمر قد نشأ، على الأقل، من سبع مكونات ومن نفس الأنواع التي تشكل النيازك الكوندورية.

5 - محاولة (Smith, 1977. 1979): افترضت تمثيل تركيب الرداء بتركيب صخور البرودوتايت الحاملة للماس، أما تركيب نطاق اللب، فيتمثل بتركيب النيازك الحديدية الممتزجة مع معدن الترولايت.

يعرض الجدول (6 - 9) معدل التركيب الكيميائي (بدلالة العناصر وليس أكاسيدها) والذي تم التوصل إليه بالطرق أو المحاولات المذكورة سابقاً، باستثناء محاولة (Larimer, 1971). بالرغم من تباين الأسس التي اعتمدها محاولات تقدير معدل التركيب الكيميائي للأرض، يلاحظ وجود تقارب شديد في قيم نسب العناصر (Fe, Mg, Si, O) التي استخرجها مختلف الباحثين. كما يتضح أيضاً، أن هذه العناصر الأربعة تشكل ما يقارب (90%) من كتلة الأرض الصلبة. إن العناصر التي تبلغ تراكيزها أكبر من (1%) تقتصر على (Al, Ca, S, Ni). ويلاحظ أيضاً، أن سبعة عناصر يتراوح تركيزها بين (0.1% - 1%). أما بقية العناصر، فلا يتجاوز تركيزها أكثر من (0.1%).

جدول 6 - 9 نتائج المحاولات
المختلفة لحساب معدل التركيب الكيميائي للأرض. (% وزناً)

العنصر	التركيب المستخرج من قبل ميسون 1966	التركيب المستخرج من قبل رنكوود 1966	التركيب المستخرج من قبل كاناباثي واندروز 1974	التركيب المستخرج من قبل سميث 1977، 1979
Fe	34.63	31	35.87	31.7
O	29.53	30	28.50	31.3
Si	15.20	18	14.34	15.1
Mg	12.70	16	13.21	13.7
Ni	2.39	1.7	2.04	1.72
S	1.93	-	1.84	2.91
Ca	1.13	1.8	1.93	2.28
Al	1.09	1.4	1.77	1.83
Na	0.59	0.9	0.158	0.085
Cr	0.26	-	0.478	0.416
Mn	0.22	-	0.059	0.047
Co	0.13	-	0.094	-
P	0.10	-	0.215	0.183
K	0.07	-	0.017	0.013
Ti	0.05	-	0.103	0.092

المصدر (Mason, 1966)

(Ringwood, 1966)

(Ganapath & Andrews, 1974)

(Smith, 1977, 1979)

يجب التنويه إلى أن محاولة (Smith) ومحاولة (Ganapathy & Andrews) تعرض نتائج متفقة مع بعضها، باستثناء عنصري البوتاسيوم والصوديوم. تعد نتائج المحاولتين في الوقت الحاضر، أفضل التقييمات العملية المتوفرة عن التركيب الإجمالي للأرض.

6 - 6 - 10 التصنيف الجيوكيميائي للعناصر

إن الملاحظة الدقيقة للبيانات التحليلية المتواضعة التي تمت مناقشتها في الفقرات السابقة، تشير إلى أن العناصر الكيميائية تتوزع بأنماط تعتمد على الأطوار أو طبيعة المواد المتوفرة في أجزاء الأرض المختلفة. يعد (Goldschmidt, 1923) أول من وضع المفاهيم الأساسية للتصنيف الجيوكيميائي للعناصر بالاستناد إلى توزيعها في الأطوار المكونة للنيازك فضلاً عن ملاحظة توزيعها خلال انصهار بعض الخامات مثل صخور الوردواز (state) الحاملة لخام النحاس. واعتماداً على هذه الملاحظات، يمكن تصنيف العناصر الكيميائية حسب ميلها الجيوكيميائي إلى مجموعة واحدة أو أكثر من المجموعات الآتية:

- 1 - مجموعة العناصر السيدروفيلية (Siderophile): تمثل العناصر التي لها ميل أو ألفة للوجود مع فلز الحديد أو في الأطوار المعدنية الحرة.
- 2 - مجموعة العناصر الجالكوفيلية (chalcophile): تشمل العناصر التي لها ميل أو ألفة للاتحاد مع الكبريت وتكوين أطوار الكبريتيدات (sulphides).
- 3 - مجموعة العناصر الليثوفيلية (lithophilic): تشمل العناصر التي لها القابلية على الاتحاد مع الأوكسجين في أطوار الأكاسيد والسليكات والكاربونات... الخ، أي باستثناء أطوار الكبريتيدات والأطوار الفلزية.
- 4 - مجموعة عناصر الأتموفيل (atmophilic): تشمل العناصر التي لها ميل أو ألفة للوجود في الحالة الغازية أي في الغلاف الجوي.

يجب التأكيد والتنويه إلى أن (Goldschmidt) هو أول من أطلق تسميات المجموعات المذكورة في التصنيف الجيوكيميائي. يعرض الجدول (6 - 10) مجاميع العناصر حسب التصنيف الجيوكيميائي وبالاعتماد على البيانات الكيميائية للنيازك. يبدو من الجدول المذكور بأن بعض العناصر تنتمي إلى أكثر من مجموعة واحدة، كما هو الحال بالنسبة لغاز الأوكسجين (أتمافيل) والأوكسجين المرتبط في الأطوار المعدنية (ليثوفيل). وكذلك بالنسبة للحديد في السبيكة الفلزية (سيدروفيل)

والحديد في الترولايت (جالكوفيل) والحديد في معدن الأوليفين (ليثوفيل). ويمكن أن تختلف المجموعة التي ينتمي إليها العنصر باختلاف الظروف المحيطة، كما في تحول الخاصية الليثوفيلية لعنصر الكروم في الكرومايت (Fe Cr₂ O₄) إلى الخاصية الجالكوفيلية في الدوبرولايت (Fe Cr₂ S₄) في البيئات المختزلة. وتعرف أيضاً، عناصر أخرى بانتمائها إلى مجموعة معينة بينما يلاحظ وفرتها بصيغ تنتمي إلى مجاميع أخرى كما هو الحال بالنسبة لعنصر الثاليوم (Tl)، إذ يعرف بخاصيته الجالكوفيلية بينما يتركز في صخور القشرة الأرضية (ليثوفيل).

جدول 6 - 10 التصنيف الجيوكيميائي للعناصر بالاعتماد على توزيعها في النيازك

Siderophile سيدروفيل	Chalcophile جالكوفيل	Lithophile ليثوفيل	Atmophile أتموفيل
Fe* Co* Ni*	(Cu) Ag	Li Na K Rb Cs	(H) N (O)
Ru Rh Pd	Zn Cd Hg	Be Mg Ca Sr Ba	He Ne Ar Kr xe
Os Ir Pt	Ga In Tl	B Al Sc Y La - Lu	
Au Ret Mo +	(Ge) (Sn) pb	Si Ti Zr Hf Th	
Ge* Sn* W‡	(As) (Sb) Bi	P V Nb Ta	
C‡ {u* Ga*	S Se Te	O Cr U	
Ge* As† Sb +	(Fe) Mo (Os)	H F Cl Br I	
	(Ru) (Rh) (Pd)	(Fe) Mn (Zn) (Ga)	

* جالكوفيل وليثوفيل في قشرة الأرض

+ جالكوفيل في قشرة الأرض

‡ ليثوفيل في قشرة الأرض

المصدر (Mason, 1982)

إن الصفات الجيوكيميائية المختلفة للعناصر تتحكم فيها تركيب ذراتها وبالتالي موقعها في الجدول الدوري (شكل 6 - 11) فالعناصر الليثوفيلية تتركز في الجهة اليسرى من الجدول الدوري وتحوي أيوناتها على ثمانية إلكترونات في مدارها الخارجي. وتقع معظم العناصر السيدروفيلية في وسط الجدول الدوري تقريباً والتي تنتمي إلى المجموعة الثامنة فضلاً عن بعض عناصر المجاميع المجاورة، بينما تتركز العناصر الجالكوفيلية في الجهة اليمنى من الجدول الدوري

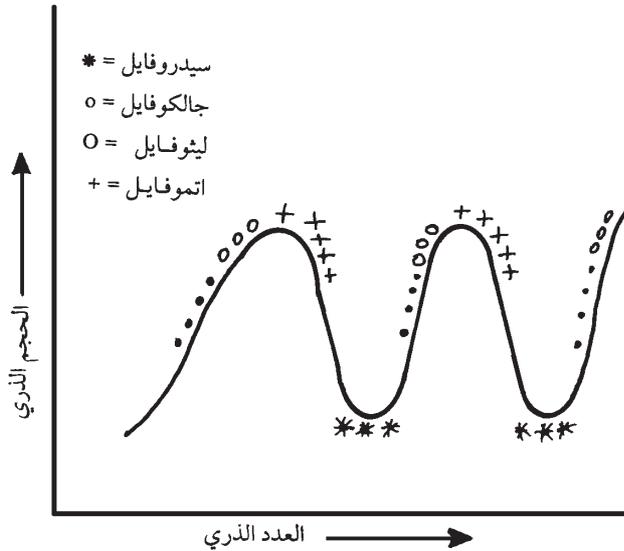
والتي تنتمي إلى المجموع الثمانية (B) وتحوي ايوناتها على (18) إلكترونات في المدار الخارجي .

H	Atmophile: <u>N</u> اتموفيل																He				
Li	Be	Lithophile Na ليثوفيل														B	C	<u>N</u>	O	F	<u>Ne</u>
Na	Mg	Chalcophile <u>Zn</u> جالكوفيل Siderophile <u>Fe</u> سيدروفيل														Al	Si	P	S	Cl	<u>Ar</u>
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	<u>Fe</u>	<u>Co</u>	<u>Ni</u>	<u>Cu</u>	<u>Zn</u>	<u>Ga</u>	<u>Ge</u>	<u>As</u>	<u>Se</u>	Br	<u>Kr</u>				
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	<u>Mo</u>	<u>Ru</u>	<u>Rh</u>	<u>Pd</u>	<u>Ag</u>	<u>Cd</u>	<u>In</u>	<u>Sn</u>	<u>Sb</u>	<u>Te</u>	I	<u>Xe</u>					
Cs	Ba	La - Lu	Hf	Ta	<u>W</u>	<u>Re</u>	<u>Os</u>	<u>Ir</u>	<u>Pt</u>	<u>Au</u>	<u>Hg</u>	<u>Tl</u>	<u>Pb</u>	<u>Bi</u>							
-	-		Th	U																	

شكل 6 - 11 التصنيف الجيوكيميائي للعناصر ومواقعها في الجدول الدوري

المصدر (Mason, 1982)

عند رسم العلاقة بين الحجم الذري (atomic volume) والعدد الذري (atomic number) للعناصر الكيميائية (شكل 6 - 10) يتضح بأن جميع العناصر



شكل 6 - 12 مخطط العلاقة بين الحجم

الذري والعدد الذري للعناصر ومواقع تصنيفها الجيوكيميائي

السيدروفيلية تقع عند الحدود الدنيا (minima) من هذه العلاقة، في حين تقع العناصر الجالكوفيلية على طرف العلاقة الذي يزداد فيه الحجم الذري بزيادة العدد الذري، وتحتل العناصر الليثوفيلية المواقع التي تلي مواقع العناصر الجالكوفيلية بينما توجد العناصر الأتموفيلية في المواقع القريبة من الحدود العليا (maxima) وبتجاه انخفاض العلاقة .

يمكن تمييز مجاميع العناصر أيضاً على أساس حرارة تكوين (heat of formation) أكاسيدها . فالعناصر الليثوفيلية هي التي تمتلك أكاسيدها حرارة تكوين أكبر من حرارة تكوين أكسيد الحديدوز . وبعكس هذا، فإن العناصر تتبع لمجموعة الجالكوفيل والسيدروفيل .

يعد الجهد القطبي (electrod potential) أداة شبه كمية لقياس الخواص الجيوكيميائية للعناصر . فالعناصر الليثوفيلية تمتلك جهداً قطعياً موجباً وعالياً (1 - 3) فولت، بينما القيمة السالبة العالية للجهد القطبي تميز العناصر السيدروفيلية، في حين تمتلك العناصر الجالكوفيلية قيمةً وسطية من الجهد القطبي .

إن الخواص الجيوكيميائية للعناصر تختلف بتباين نوع الأصرة (فلزية metallic وتساهمية covalent وإيونية ionic) التي يرتبط بها في الطور المعدني . تناول عدد من الدراسات موضوع العلاقة بين طبيعة الأصرة التي يرتبط بها العنصر مع الخواص الكيميائية والفيزيائية التي يمكن قياسها كميّاً مثل درجة حرارة إنصهار أطوار العناصر وحرارة تكوين مركبات العناصر ومعامل انكسار الضوء في معادن العناصر وجهد تأين (ionization potential) والسالبية الكهربائية (electronegativity) لأيونات العناصر . بالرغم من الانتقادات الموجهة إلى العلاقات المذكورة، تبقى السالبية الكهربائية صفة مهمة لتقرير طبيعة الأصرة بين ذرات العناصر . عرف (Pauling, 1945) السالبية الكهربائية بأنها مقياس لقدرة ذرة العنصر في الجزيئة على جذب إلكترون إليها . وتقاس قيم السالبية الكهربائية على مقياس مجرد وبمدى مثلاً (0 - 4) بالنسبة لمقياس (Pauling) .

ترتبط العناصر في الأطوار المعدنية بنسب مختلفة من نوع معين من الأصرة أو من عدة أنواع من الأواصر . ونسبة خاصية الأصرة الواحدة تعتمد على الفرق في السالبية الكهربائية .

يلاحظ في الجدول (6 - 11) قيم للسالبية الكهربائية المقدرّة من قبل (Pauling) لبعض العناصر . وهناك قيم أخرى وبمقياس مختلف والتي تم تقديرها

من قبل (Mulliken). واستناداً إلى خاصية السالبة الكهربائية، تصنف العناصر إلى ثلاثة مجاميع وكالاتي:

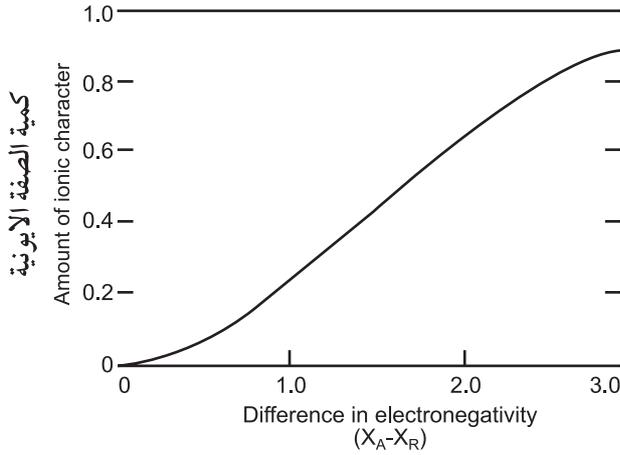
- 1 - العناصر بقيم (1.6) وأقل، وتظهر ميلاً إلى تكوين أواصر أيونية مع الأوكسجين، وهذه العناصر تمتلك خاصية ليثوفيلية.
- 2 - العناصر بقيم تتراوح بين (1.7 - 2.0)، وتشكل أواصر تساهمية مع الكبريت. وهذه العناصر هي جالكوفيلية.
- 3 - العناصر بقيم تتراوح بين (2.0 - 3.0)، وترتبط بأواصر فلزية. وهذه العناصر تتبع لمجموعة السيدروفيلية.

جدول 6 - 11 السالبة الكهربائية للعناصر حسب مقياس بولنك (P) وموليكين (M)

العنصر	P	M	العنصر	P	M	العنصر	P	M
3.Li	0.98	0.94	27.Co	1.88		55.Cs	0.79	
4.Be	1.57	1.46	28.Ni	1.91		56.Ba	0.89	
5.B	2.04	2.01	29.Cu	1.90	1.36	57.La		1.10
6.C	2.55	2.63	30.Zn	1.65	1.49	58.Ce		1.12
7.N	3.04	2.33	31.Ga	1.81	1.95	59.Pr		1.13
8.O	3.44	3.17	32.Ge	2.01		60.Nd		1.14
9.F	3.98	3.91	33.As	2.18	1.75	62.Sm		1.17
11.Na	0.93	0.93	34.Se	2.55	2.23	64.Gd		1.20
12.Mg	1.31	1.32	35.Br	2.96	2.76	66.Dy		1.22
13.Al	1.61	1.81	37.Rb	0.82		67.Ho		1.23
14.Si	1.90	2.44	38.Sr	0.95		68.Er		1.24
15.P	2.19	1.81	39.Y	1.22		69.Tm		1.25
16.S	2.58	2.41	40.Zr	1.33		71.Lu		1.27
17.Cl	3.16	3.00	42.Mo	2.16		74.W	2.36	
19.K	0.82	0.80	45.Rh	2.28		77.Ir	2.20	
20.Ca	1.00		46.Pd	2.20		78.Pt	2.28	
21.Sc	1.36		47.Ag	1.93	1.36	79.Au	2.54	
22.Ti	1.54		48.Cd	1.69	1.4	80.Hg	2.00	
23.V	1.63		49.In	1.78	1.80	81.Tl	2.04	
24.Cr	1.66		50.Sn	1.96		82.Pb	2.33	
25.Mn	1.55		51.Sb	2.05	1.65	83.Bi	2.02	
26.Fe	1.83		53.I	2.66	2.56	92.U		1.38

المصدر (Cotton & Wilkinson, 1966)

يتضح مما تقدم، بأن زيادة الفرق بين قيم السالبية الكهربية لذرتي عنصرين متآصرين، تؤدي إلى زيادة نسبة الخاصية الأيونية للأصرة التي تربطهما. والعكس صحيح. يوضح الشكل (6 - 13) العلاقة بين نسبة الخاصية الأيونية والفرق في السالبية الكهربية لذرتين (A) و(B) متآصرتين.



شكل 6 - 13 العلاقة بين النسبة المئوية للخاصية الأيونية مع الفرق في السالبية الكهربية بين ذرتين متآصرتين (A و B) المصدر (Pauling, 1960)

الجزء الثالث
PART THREE
جيوكيميا
Geochemistry of
الأرض البدائية
The Primitive Earth
وتطورها
and Its Development

الفصل السابع Chapter Seven

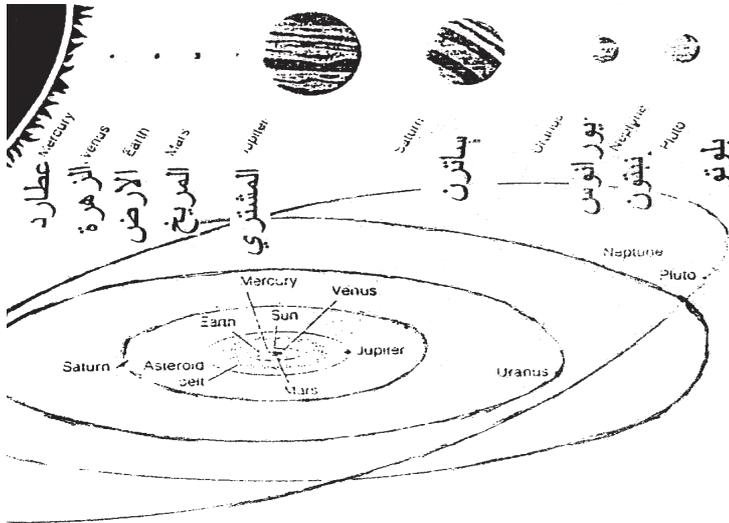
منشأ وتطور الأرض الصلبة Origin & Development of the Solid Earth

7 - 1 تمهيد

استحوذ موضوع منشأ وتطور كوكب الأرض على اهتمام الإنسان منذ أن وقعت أنظاره على الأجزاء المختلفة من سطحها فضلاً عن مشاهداته للظواهر الطبيعية وملاحظاته لحركة الشمس والقمر والأجسام الكونية الأخرى التي يمكن رؤيتها بالعين المجردة. أثارت هذه الملاحظات لديه جملة تساؤلات عديدة ومتنوعة. إن المفاهيم المختلفة ومستويات القناعة بها صاغت عدداً من الإجابات التي تداخلت وأثرت كثيراً في الجوانب التفصيلية لحياة الإنسان الروحية منها والمادية. ومع الازدياد المضطرد في حقول المعرفة العلمية والتقنية، تراكمت في الوقت الحاضر أحجام هائلة من البيانات المختلفة حول تركيب وبناء كوكب الأرض الحالي والتي تمت مناقشتها في الجزء الثاني (الفصل الثالث والرابع والخامس والسادس) من الكتاب الحالي. تمثل هذه البيانات مجموعة واحدة من المحددات (constrains) لأية فرضية تطرح بشأن تطور كوكب الأرض، بمعنى أن طرح أية فرضية يجب أن يؤدي إلى تحديد التركيب والبناء الحالي لكوكب الأرض. أما المجموعة الثانية من المحددات، فتتمثل بمعلوماتنا المتوفرة عن كوكب الأرض قبل حوالي (4500) مليون سنة تقريباً. غير أن معلوماتنا عن كوكب الأرض عند الزمن صفر (zero time) تتحدد بالأراء والفرضيات المطروحة بشأن منشأ كوكب الأرض والكواكب الثمانية الأخرى والتي تشكل مجموعها نظامنا الشمسي (المجموعة الشمسية)، وتوجد الكواكب التسعة بنظام مدهش ملفت للنظر (شكل 7 - 1) وكما يأتي:

1 - جميع الكواكب تدور حول الشمس بنفس الاتجاه وفي مدارات بيضوية (elliptical) إلى دائرية (circular) تقع في مستوى واحد تقريباً.

- 2 - باستثناء كوكبي الزهرة ويورانوس، تدور الكواكب حول نفسها بنفس إتجاه دورانها حول الشمس .
- 3 - تزداد المسافة بين الكواكب منفردة عن الشمس بمضاعفات عديدة تقريباً وحسب قاعدة (Titius - Bode Rule).
- 4 - بالرغم من أن الشمس تحتفظ بحوالي (99.9%) من كتلة النظام الشمسي، إلا أن (99%) من العزم الزاوي (angular momentum) يتركز في الكواكب الكبيرة الحجم .
- 5 - تشكل الكواكب مجموعتين: يطلق على الأولى مجموعة الكواكب الداخلية أو الكواكب الأرضية (terrestrial planets) وتضم عطارد والزهرة والأرض والمريخ، بينما تسمى الثانية مجموعة الكواكب الخارجية أو الكواكب العظيمة (giant planets) وتتألف من المشتري وساترن ويورانوس ونبتون وبلوتو .
- 6 - تشير البيانات المتوفرة إلى أن كثافة الكواكب الداخلية أكبر بحوالي (2 - 8) مرات من كثافة الكواكب الخارجية . وبسبب كثافتها المنخفضة واحتوائها على كميات كبيرة من الغازات، فإن الكواكب الخارجية تشبه الشمس أكثر مما تشبه الكواكب الداخلية .



شكل 7 - 1 النظام الشمسي . مخطط يوضح الشمس والكواكب التسعة

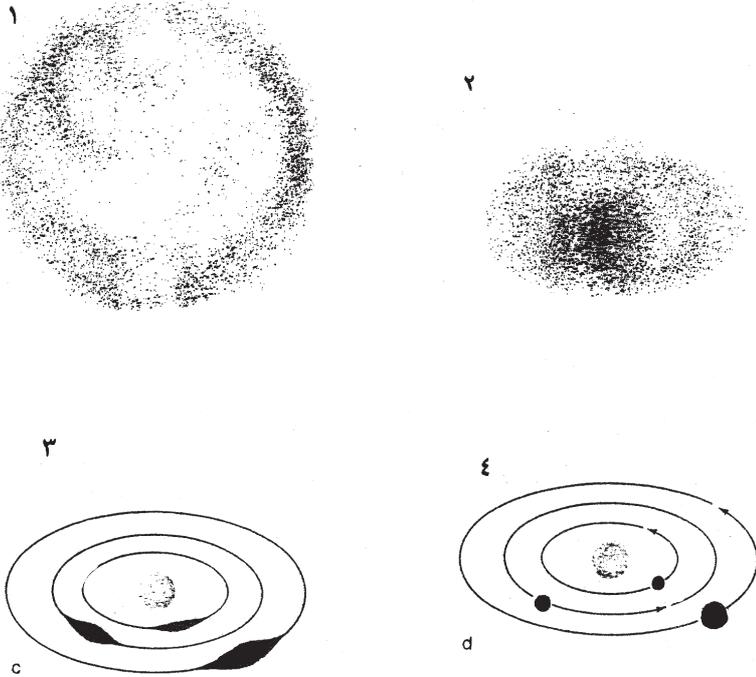
المصدر (Press & siever, 1978)

7 - تشير البيانات المتوفرة إلى أن الكواكب الداخلية تحوي على حوالي 90% من عناصر الحديد والأوكسجين والسليكون والمغنيسيوم بينما يشكل الهيدروجين والهيليوم حوالي 99% من مكونات الشمس .

7 - 2 فرضيات تكوين كواكب النظام الشمسي :

كيف تكونت كواكب النظام الشمسي؟ إن قبول أو رفض أية فرضية يعتمد على إمكانية تفسيرها للملاحظات والبيانات المؤشرة بالأرقام (1 - 7) المذكورة آنفاً . وحسب الفرضية السديمية (nebular) فإن كواكب النظام الشمسي تكونت من المراحل الموضحة في الشكل (7 - 2) وكما يأتي :

- 1 - إنكماش سديم (nebule) من الغازات المنتشرة (diffused) وبشكل كروي تقريباً .
- 2 - يؤدي الانكماش والدوران إلى تكوين قرص مسطح عالي الدوران مع تركيز للمواد في الجزء المركزي .



شكل 7 - 2 مراحل تكوين الكواكب حسب الفرضية السديمية

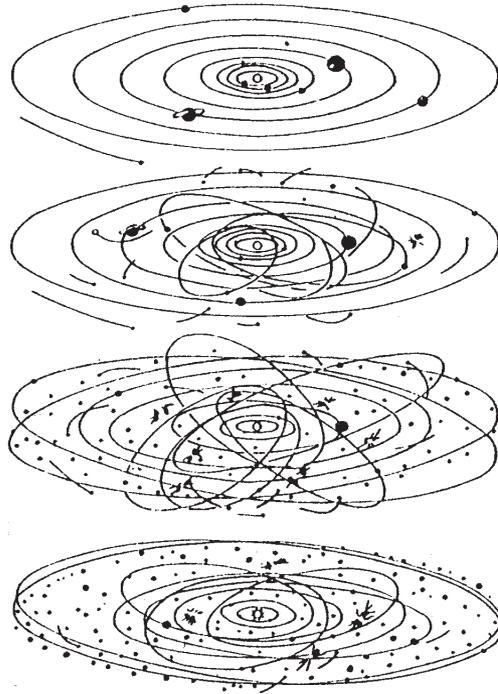
المصدر (Press & Siever, 1978)

3 - إستمرار الانكماش يؤدي إلى تكوين الشمس البدائية (proto - sun) مخلفة في الخارج حلقات (rings) من المواد .

4 - تكثيف المواد في الحلقات إلى كواكب تدور في مدارات حول الشمس .

إن هذه الميكانيكية للفرضية السديمية تشير إلى احتفاظ الشمس بالنسبة العظمى من العزم الزاوي . وهذا يخالف النقطة (4) المذكور ضمن النقاط (1 - 7) سابقاً (الفقرة 7 - 1) .

أما حسب فرضية التلاحم أو الاصطدام (collision)، فإن كواكب النظام الشمسي قد نشأت بالميكانيكية الموضحة في الشكل (7 - 3) وبالوصف الآتي : إقتطاع جزء هائل الحجم من الشمس سابقة التكوين بفعل قوى الجذب الناتجة عن مرور نجم بمسافة قريبة من الشمس الأولية . ويتكسر هذا الجزء المقتطع إلى كويكبات (Planetesimals) التي تنتقل كأجسام باردة لتدور حول الشمس بمدارات في مستوى مسار مرور النجم . نتيجة الاصطدام وقوى الجذب المؤثرة، فإن الكويكبات الكبيرة الحجم تسحب الصغيرة الحجم منها، لتؤدي في النهاية إلى تكوين الكواكب .



شكل 7 - 3 مراحل نمو الكواكب من خلال تراكم المواد في قرص الكويكبات

المصدر (Ringwood, 1979)

وجهت انتقادات كثيرة إلى هذه الفرضية على أساس أن مرور نجم بمسار قريب من الشمس هو احتمال ضئيل الحدوث في الفضاء الواسع من ناحية وأن الشمس تقذف مواد عالية الحرارة ($10^6 C^0$) لتنتشر بشكل غازات ولا تتكثف من ناحية أخرى. كما أن تقديرات العزم الزاوي حسب هذه الميكانيكية تشير إلى انخفاض قيمته عن التقديرات المقبولة.

أما حسب النظريات الحديثة الأكثر قبولاً، فإن كواكب النظام الشمسي قد نشأت أصلاً من دوران سحابة بدائية متكونة من غازات (الهيدروجين والهيليوم) وغبار (مركبات السليكون وأكاسيد الحديد وبلورات من الجليد وجزيئات صغيرة أخرى بضمنها المواد العضوية) وبشكل خارجي لهذه السحابة وبحركة داخلية فيها، تعتمد على قوى الجذب والدوران. وعندما تصبح قوى الجذب هي العامل الوحيد والمؤثر في السحابة، يبدأ انكماشها مع زيادة سرعة دورانها. ويؤدي هذا إلى تحول السحابة إلى قرص مسطح حيث تبدأ المواد بالانتقال نحو مركز القرص لتتراكم وتؤدي فيما بعد، إلى تكوين الشمس البدائية (Proto - Sun). بسبب قوى الجذب الذاتية، تنهار الشمس البدائية وتصبح أكثر كثافة وعممة نتيجة زيادة انضغاط المواد فيها. وتزداد درجة حرارتها الداخلية إلى حوالي ($10^6 C^0$) عندها تبدأ التفاعلات النووية (nuclear burning) التي تم التطرق إليها في الفقرة (2 - 3 - 2) من الفصل الثاني في الكتاب الحالي. ومع بدايات التفاعلات النووية - الحرارية (thermo - nuclear reactions) تبدأ الشمس بإرسال أشعتها معلنة عن شروقها.

أما بالنسبة لمنشأ ونمو الكواكب، فيعتقد في البداية بأن المواد الدائرة في القرص كانت ساخنة جداً مما أدى إلى وفرتها بالحالة الغازية. وبانخفاض درجة الحرارة، تتكثف المواد الغازية إلى مركبات صلبة ومعادن متنوعة، تتجمع مع بعضها البعض لتكوين الكويكبات (planetesimals). تلتحم هذه الكويكبات مع بعضها البعض. وبسبب قوى الجذب الشديدة، فإن الكبير حجماً من الكويكبات يشد إليه جميع المواد المتكثفة تقريباً.

إن الكوكب الذي ينمو بالقرب من الشمس وبمسافة كافية، لا يحتوي على مواد متكثفة معينة بسبب الحرارة العالية. وتتطاير هذه المواد بشكل غازات إلى الخارج بواسطة الإشعاع أو قذف المواد (material streaming) من قبل الشمس. إن قذف المواد في هذه المرحلة تمثل سبباً لانخفاض دوران الشمس.

عند المواقع القريبة من الشمس حيث تبلغ الحرارة ذروتها، فإن المواد التي

تتكثف أولاً هي التي تمتلك درجة غليان عالية مثل أغلب الفلزات والصخور. وهذا يفسر ارتفاع كثافة عطارد، أقرب الكواكب إلى الشمس بسبب اغتنائه بالحديد، أما المركبات الخفيفة المكونة للصخور مثل المغنيسيوم والسليكون والأوكسجين، فإنها تتكثف في البيئات الباردة من الكواكب الداخلية الموجودة على مسافة أبعد من الشمس. غير أن المواد الطيارة (volatile) مثل الماء والميثان والأمونيا، فإن معظمها ينتقل إلى الكواكب الداخلية أو يمكن لها أن تتكثف في الأطراف الخارجية الباردة من النظام الشمسي مثل كوكبي المشتري وساترن وأقمارهما. وبسبب امتلاكهما حجماً كبيراً وبالتالي قوة جذب كافية للإبقاء على جميع مكوناتهما، فإن المشتري وساترن يحتفظان بمواد لها تركيب السديم الأصلي الذي يحوي على الأغلب، على غازات الهيدروجين والهيليوم وبشكل يشابه ما هو عليه الحال بالنسبة لمكونات الشمس.

بعد هذا العرض الموجز لفرضيات منشأ كواكب النظام الشمسي وعلى الأخص الآراء الحديثة في هذا المجال والتي أوضحت جوانب مهمة من حالة الأرض قبل حوالي (4.5) بليون سنة. ماذا حدث بعد هذا التاريخ؟ كيف تم تكتيل الأرض؟ كيف تطورت الأرض إلى الحالة التي هي عليها الآن؟

7- 3 نشأة الأرض الصلبة وتطورها

طرح خلال العقود المنصرمة، العديد من الآراء والفرضيات والنظريات بشأن تفسير نشأة الأرض، غير أن نظرية التلاحم المتجانس (homogenous accretion) بصيغتها المعدلة هي أكثر النظريات قبولاً في الوقت الحاضر. تفترض هذه النظرية أن الأرض البدائية قد تكونت من نوعين من المواد: يشارك النوع الأول من المواد بنسبة تتراوح بين (10% - 15%) وبتركيب يشابه تركيب نوع (CI) من النيازك الكوندورية المتكثفة بدرجات حرارة واطئة والغنية بالمواد والعناصر الطيارة والذي يحتوي على نسبة أقل من الحديد. أما النوع الثاني من المواد فيشارك بنسبة (85% - 90%) والذي يتكون من أجسام متكثفة عند درجات حرارة عالية. وهذا يعني افتقارها أو فقدانها الكامل للمواد والعناصر الطيارة واحتواءها في نفس الوقت، على كميات عالية من فلز الحديد الطليق. كما افترضت النظرية بأن الأجسام التي تراكمت ونمت منها الأرض، كانت كبيرة الحجم وربما وصل قطر بعضها إلى أكثر من (1000) كيلومتر. يعتقد بأن النمو التلاحمي (accretion) للأرض البدائية قد حصل قبل حوالي (4.7) بليون. ويبدو بأن الأرض البدائية قد تكونت من خليط متجانس تقريباً، يتمثل بشكل رئيسي بمركبات السليكون وأكاسيد

الحديد والمغنيسيوم وكميات قليلة من جميع العناصر الكيميائية الطبيعية .

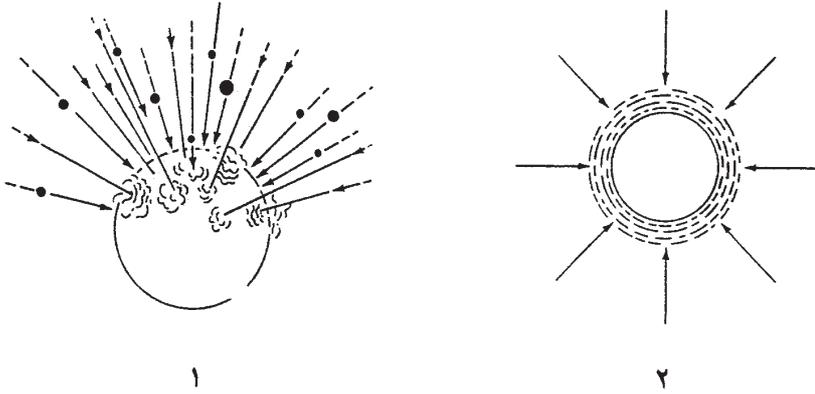
7-3-1 مصادر تسخين الأرض البدائية

بالرغم من احتواء الأرض البدائية في مراحلها المبكرة على خليط من المواد الباردة نسبياً، غير أنها وبعد فترة وجيزة، تعرضت إلى التسخين نتيجة الأسباب الآتية :

1 - إن اصطدام الكويكبات وتلاحمها في الأرض البدائية يؤدي إلى ارتفاع درجات الحرارة وذلك من خلال تحول الطاقة الحركية إلى حرارة، غير أن كمية الحرارة التي احتفظت بها الأرض البدائية تعتمد على كتلة وسرعة ودرجة حرارة الكويكبات ومعدلات تراكمها .

2 - إن انضغاط المواد في الأرض البدائية يؤدي إلى رفع درجات الحرارة، وذلك بسبب انكماش (squeezed) المواد في الأجزاء الداخلية نتيجة زيادة تراكم المواد في الأجزاء الخارجية . وتتحول طاقة الانضغاط للمواد إلى حرارة تحتفظ بها محلياً الأرض البدائية بسبب انخفاض معدلات سريان الحرارة في صخورها . ويوضح الشكل (7 - 4) تراكم وتلاحم الكويكبات وانضغاطها في الأرض البدائية .

تشير الحسابات الجيوفيزيائية إلى أن التراكم والانضغاط يؤدي إلى زيادة درجة حرارة الأرض البدائية إلى حوالي $(1000C^0)$.



شكل 7 - 4 مخطط يوضح (1) تراكم وتلاحم الكويكبات و(2) انضغاطها في الأرض البدائية

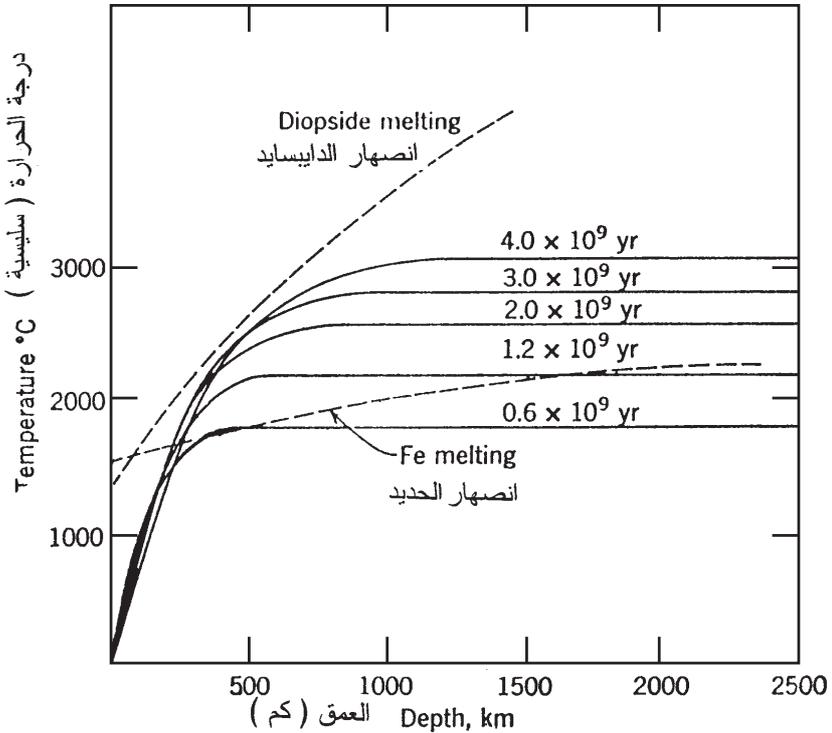
المصدر (Press & Siever, 1978)

3 - إن التحلل الإشعاعي للعناصر المشعة (K^{40} , Th, U) ونتيجة لتحريرها طاقة بأشكال أشعة ألفا α وغاما σ وبيتا β ، تؤدي إلى رفع حرارة الأرض البدائية، غير أن فقدانها يكون بمعدلات بطيئة بسبب انخفاض التوصيل الحراري

للصخور. بهذه المصادر الثلاثة يتم تسخين الأرض البدائية وتهيئتها للعمليات اللاحقة من التطور.

7-3-2 التطور الحراري للأرض البدائية

يمكن حساب توزيع الحرارة المتراكمة في الأرض خلال الفترة الممتدة بين ولادة كوكب الأرض وإلى حد الآن، وذلك بالاعتماد على معادلة التوصيل الحراري المقترحة من قبل الفرنسي (Fourier) وافترض درجة الحرارة الابتدائية ومواقع وشدة مصادر الحرارة في الأرض البدائية. ومهما اختلفت هذه الافتراضات، فإن شكل توزيع الحرارة مع العمق خلال فترات زمنية مختلفة من عمر الأرض، لا يختلف كثيراً عن الشكل (7 - 5). يوضح المنحنى الأسفل من الشكل المذكور، تأثير النمو التلاحمي (accretion) والانضغاط (compression) في زيادة الحرارة مع العمق عند ولادة كوكب الأرض (الزمن صفر). وتؤيد نفس الحسابات (المنحنى عند 500 مليون سنة). بأن الإشعاع يتولد بمعدلات أسرع من



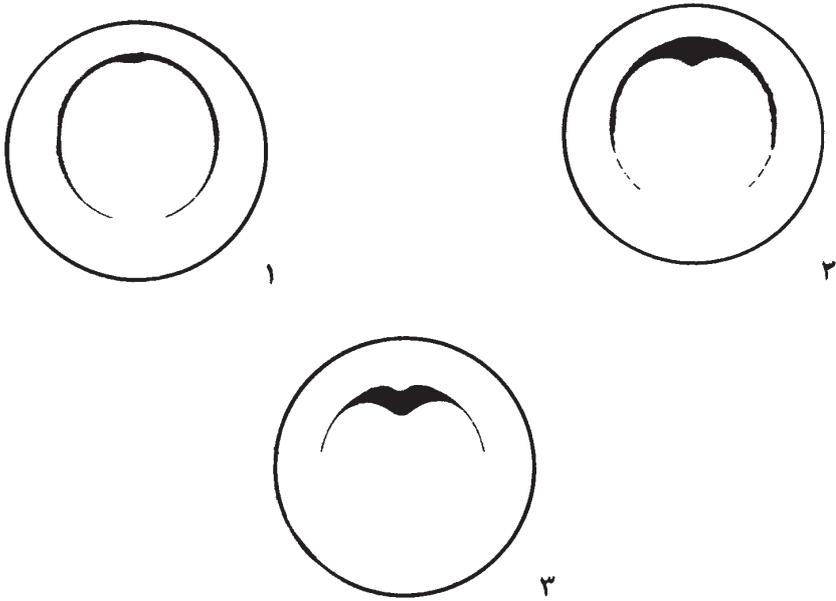
شكل 5 - 7 علاقة الحرارة بالعمق عند فترات زمنية مختلفة من تاريخ الأرض

المصدر (Mc Donald, 1964)

معدلات فقدانها بسبب انخفاض توصيل صخور الأرض البدائية للحرارة. وفضلاً عن ما تقدم، يعرض الشكل (7 - 5) أيضاً، العلاقة الخطية بين درجة انصهار الحديد مع العمق والتي تشير إلى أن الحرارة المتولدة والمتراكمة بعد بليون سنة من ولادتها، تبلغ درجة انصهار الحديد عند الأعماق بين (400 - 500) كيلومتر.

7-3-3 تكوين أنطقة الأرض الرئيسة

يعد الحديد أثقل العناصر الكيميائية الشائعة في الأرض. وعندما تصل معدلات تسخين الأرض البدائية إلى مستويات مناسبة، يبدأ الحديد بالانصهار بشكل طبقة رقيقة. وبزيادة معدلات الانصهار، تتكون ما يسمى بالقطرات العظيمة (giant drops) وكما موضح في الشكل (7 - 6). وبسبب عدم استقرارية هذه القطرات نتيجة وجودها فوق مواد أقل كثافة، فإنها تغور إلى مركز الأرض مكونةً لبها.

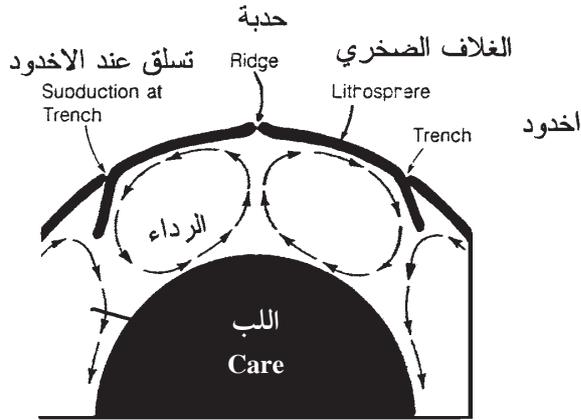


شكل 7 - 6 إنصهار الحديد بشكل طبقة

من السائل الثقيل (1) وتكوين القطرة العظيمة (2) و(3) لتغور إلى المركز في النهاية

المصدر (Elsasser, 1963)

بسبب وفرة الحديد وتشكيله لمواد نطاق اللب بكتلة تساوي حوالي ثلث كتلة الأرض. فإن غوران هذه الكتلة الهائلة يعد حادثة بحجم تأثير كارثة كونية (catas trophy) لكوكب الأرض. ويصاحب هذه الكارثة إزاحة مواد خفيفة تطفو إلى



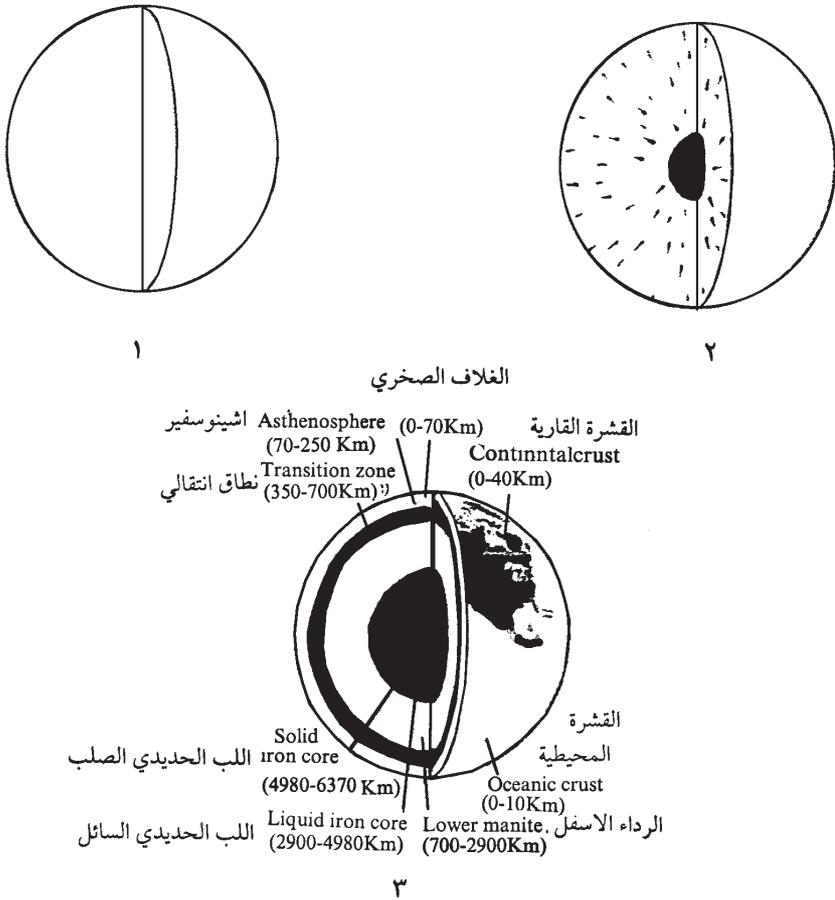
شكل 7 - 7 مخطط لنموذج من تيارات الحمل في نطاق رداء الأرض .

(Press & Siever, 1978)

الأعلى لتكون بعد تبريدها، القشرة البدائية. وخلال هذه الميكانيكية تتحرر طاقة جذبية هائلة والتي سرعان ما تتحول إلى حرارة تصل إلى حوالي $(2000^{\circ}C)$ مما يؤدي إلى انصهار أجزاء كبيرة من مواد الأرض البدائية. وهذه الحالة تسمح لمواد الأرض البدائية بحرية الحركة. وتمثل تيارات الحمل، الطريقة الكفوءة والمتحكمة بانتقال حرارة باطن الأرض إلى سطحها. وحسب هذه الميكانيكية (شكل 7 - 7)، فإن المواد الساخنة في الأسفل، تتمدد لتصبح أخف من المواد التي فوقها. وهذا يؤدي إلى حركتها نحو السطح حيث تنخفض حرارتها لتغور مرة ثانية. وفي حالة وجود نوى القارات، فإن هذه النوى تبتلع (engulfed) ويعاد انصهارها مرة ثانية. وتنخفض معدلات هذه الميكانيكية، بمجرد تكوين تيارات الحمل التي تؤدي إلى فقدان حرارة الأرض البدائية بمعدلات سريعة. هكذا انخفضت سريعاً حرارة كوكب الأرض مما أدى إلى تصلب مواد نطاق الرداء واللب الداخلي والقشرة الأرضية، بينما بقيت مواد اللب الخارجي بحالة سائلة. وبهذا فقط يمكن تفسير تحول الأرض البدائية المتجانسة التركيب والبناء إلى حالة الأرض الحالية بينائها النطاقي المعروف (شكل 7 - 8).

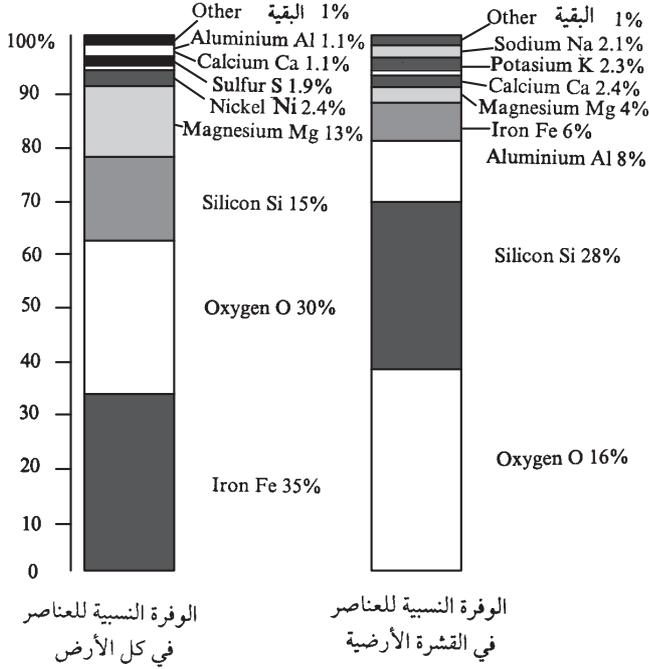
7 - 3 - 4 التنطق الكيميائي للأرض الصلبة

بالرغم من مسؤولية تيارات الحمل عن التبريد السريع لكوكب الأرض البدائي، إلا أنها أيضاً مسؤولة عن التنطق الكيميائي في الأرض الصلبة. يشير التركيب الإجمالي للأرض، إلى أن ثمانية عناصر (Al, Ca, S, Ni, Mg, Si, O, Fe) تشكل نسبة (99%) من كتلة الأرض. وان (90%) من كتلة الأرض تتألف من



أربعة عناصر هي (Mg, Si O, Fe). ولوفرته الأكبر، يمثل الحديد المرتبة الأولى بين بقية عناصر التركيب الإجمالي للأرض (الفقرة 6 - 6 - 9 / الفصل السادس). وبالمقارنة، فإن معدل التركيب الكيميائي للقشرة الأرضية (الفقرة 6 - 6 - 3 / الفصل السادس) يظهر أو يبدي افتقاراً بعنصر الحديد مقارنة مع بقية العناصر حيث يحتل المركز الرابع، وبنفس الوقت يبدي معدل التركيب الكيميائي للقشرة الأرضية إغناءً بالعناصر الخفية (Al, Si, O) التي تحتل المراكز الثلاثة الأولى وكما موضح في الشكل (7 - 9). ويمكن تفسير نتائج هذه المقارنة بميكانيكية غوران منصهر

الحديد إلى لب الأرض وإزاحة الأطوار المعدنية الخفيفة إلى القشرة الأرضية في الأعلى .



شكل 7 - 9 الوفرة النسبية (%) (وزناً)

للعناصر الكيميائية في نطاق القشرة مقارنة مع وفرتها في كل الأرض

المصدر (Press & Siever, 1978)

يلاحظ بأن تفاضل العناصر وتوزيعها في أنطقة الأرض لا يعتمد كلياً على أوزانها الذرية ولكن كذلك على الصفات الكيميائية والفيزيائية للأطوار الحاملة لها مثل: درجة الانصهار والميلول الكيميائي للعناصر (chemical affinity) وكثافة الأطوار. فمثلاً معادن مجموعة الفلوسبار ($\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8 - \text{Na Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{KAl Si}_3 \text{O}_8$) تتركز في صخور القشرة الأرضية مقارنة مع باقي أنطقة الأرض وذلك بسبب منصهراتها الخفيفة والمتولدة عند درجات حرارة تتراوح بين 1000^0 C (700^0 C) ، وبفعل تيارات الحمل ترتفع هذه المنصهرات نحو السطح . وهذا يفسر وفرة هذه المعادن ضمن صخور القشرة الأرضية .

أما رداء الأرض الذي يفصل القشرة عن اللب، فإنه يمثل خزاناً كبيراً لسليكات المغنيسيوم والحديد والتي تمثل أطواراً ثقيلة نسبياً وتنصهر بمعدلات أقل من معادن الفلدسبار بهذا فإن مناقشة الصفات الكيميائية والفيزيائية لمواد نطاق

الرداء ومنشأه يستند على احتوائه على عناصر الحديد والمغنيسيوم والسليكون والأوكسجين المتمثلة بمعادن الأوليفين ($Fe_2 SiO_4 - Mg_2 SiO_4$) والبيروكسين (Fe) ($SiO_3 - Mg SiO_3$) بشكل أساسي. غير أن العناصر الثقيلة مثل الذهب (Au) والبلاتين (Pt) فتظهر ارتباطاً محدوداً وقليلًا مع الأوكسجين والسليكون، ويعتقد بأن معظم أطوارها الفلزية الطليقة انتقلت إلى لب الأرض بفعل غوران منصهر فلز الحديد، وعلاوة على هذا، يعتقد بأن لب الأرض يحتوي أيضاً على الكبريت والنيكل بكميات معينة والضرورية في مناقشة وتفسير طبيعة مواده. بينما تظهر العناصر الثقيلة الأخرى مثل اليورانيوم والثوريوم ميلاً شديداً للارتباط بالأوكسجين والسليكون مكونة أطواراً من الأكاسيد والسليكات. وبسبب كون هذه الأطوار خفيفة، فيعتقد بأنها قد تراكمت في القشرة الأرضية بفعل تأثير تيارات الحمل.

إن هذا السلوك لعنصري اليورانيوم والثوريوم ذو أهمية بالغة في مناقشة التاريخ الحراري للأرض، حيث يمثلان مصدراً مهماً لحرارة باطن الأرض. ويعتقد بأن اليورانيوم والثوريوم يتوزعان بشكل متجانس في عموم الأرض البدائية مما يؤدي إلى زيادة حرارتها بشكل تراكمي وإلى الحد الذي ينصهر عنده الحديد. خلال الكارثة الأرضية (المتتمثلة بغوران منصهر الحديد وتكوين لب الأرض) بدأت العناصر المشعة (يورانيوم وثوريوم والبوتاسيوم 40) المولدة للحرارة بالانتقال نحو الأعلى والتراكم في مواد القشرة الأرضية حيث يمكن للحرارة المتولدة عندها بالانتقال خلال السمك القليل للقشرة الأرضية وبالتالي زيادة كفاءة فقدانها من على سطح الأرض. إن انسحاب العناصر المشعة من باطن الأرض وتركيزها في القشرة الأرضية هو عامل مهم في انخفاض (تهدئة) معدلات توليد الحرارة في داخل الأرض وبالتالي تصلب مواد أنطقتها الباطنية. وهذا يشبه إلى حد ما سحب قضبان الوقود النووي (fuel rods) من داخل المفاعلات النووية الحالية وذلك لتهدئتها بهدف إيقافها عن العمل.

بالرغم من أن التنطق الكيميائي أدى إلى تباطؤ معدلات توليد الحرارة، إلا أن جوف الأرض استمر بالاحتفاظ بدرجات من الحرارة كافية لإدامة تطور الأرض خلال مراحل تاريخها الجيولوجي. واستمرت القارات بالنمو من خلال إضافة مواد مصدرها باطن الأرض وذلك من خلال الفعاليات البركانية. ومما يؤكد على كفاءة هذه الفعاليات في بناء القارات هو ملاحظة الصهارات المنسابة سنوياً من البراكين المعاصرة. وإن حساب كمياتها المتدفقة خلال بضعة آلاف الملايين من السنين، تقترب من الحجم الحالي للقارات.

أما المواضيع الأخرى مثل: تصنيف وتوزيع الصخور وتاريخ تتابع الصخور الرسوبية ومواقع وصفات البراكين وأحزمة الزلازل ومنظومات الجبال والأخاديد العميقة للبحار وحركة قيعان المحيطات، فيمكن تفسيرها في الوقت الحاضر بمفاهيم موحدة تتضمنها نظرية تكتونية الصفائح (Plate Tectonic). وتتضمن هذه النظرية بأبسط حالاتها، بأن الغلاف الصخري (lithosphere) مقسم إلى عشرة صفائح صلبة تتحرك منفردة كوحدة مستقلة. ويتعلق الكثير من تفسيرات المظاهر الجيولوجية ذات المقياس الإقليمي، بالحدود الفاصلة بين هذه الصفائح.

الفصل الثامن Chapter Eight

منشأ وتطور الغلاف الجوي Origin and Development of the Atmosphere

8 - 1 تمهيد :

احتفظت الأرض بغلاف جوي، ولكن بمكونات متباينة، عبر مراحل تاريخها الجيولوجي الذي امتد على فترة زمنية ابتدأت بالزمن صفر (zero time) وإلى حد الآن (4.5 بليون سنة). وساعد استقرار حجم كوكب الأرض (10.8759×10^{20} متر مكعب) وبمعنى آخر، قوة جذبها المناسبة على الاحتفاظ بالغلاف الجوي مقارنة مع الأحجام الأصغر قليلاً، حيث تهرب منها مكونات الغلاف الجوي وبالتالي فقدانها له بسبب انخفاض قوة جذب الأرض. أما زيادة حجم كوكب الأرض بنسبة قليلة أيضاً، فيؤدي إلى اختلاف مكونات الغلاف الجوي وخاصة الخفيفة منها نتيجة زيادة قوة جذب الأرض. وتؤثر كذلك المسافة لبعده كوكب الأرض عن الشمس (140 مليون كيلومتراً) على طبيعة مكونات الغلاف الجوي. فمثلاً: إقتراب كوكب الأرض من الشمس بحوالي (10) مليون كيلومتر، أي زيادة الحرارة، يؤدي إلى إغناء الغلاف الجوي الحالي ببخار الماء وثنائي أكسيد الكربون وربما تصبح أجواء كوكب الأرض شبيهة بتلك الموجودة في الكواكب الداخلية الأقرب من الشمس مثل كوكب الزهرة. وعلى العكس من ذلك، فإنها تشبه في ظروفها، ظروف الكواكب الأبعد من الشمس.

ولكن ما هو مصدر الكميات المضافة من بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون إلى الغلاف الجوي في الحالة المذكورة آنفاً؟ يتبخر الماء من البحار والمحيطات وتفقد مكوناتها من الغازات مثل (CO_2) بارتفاع درجات الحرارة، علماً أن معدلات إذابة (CO_2) تقل في المياه الدافئة مقارنة مع المياه الباردة. وتدلل الإجابة على أن

البحار والمحيطات تمثل المصادر الأساسية للكميات المضافة من بخار الماء وثاني أكسيد الكربون إلى الغلاف الجوي الحالي . وربما تشارك مصادر ثانوية أخرى بنسب متفاوتة . وهكذا يمكن توظيف هذه الإجابة كإطار عام لمناقشة منشأ الغلاف الجوي الأولي (primeval atmosphere) لكوكب الأرض . ومهما تتباين المصادر المسؤولة عن منشأ الغلاف الجوي الأولي ، إلا أن مكوناته يجب أن تمتلك من صفات تؤهلها من البقاء تحت ظروف كوكب الأرض عند الزمن صفر (zero time) والفترة اللاحقة والتمثلة بقوة الجذب أي حجم الأرض البدائية ودرجة حرارتها المحددة بمسافة بعدها عن الشمس .

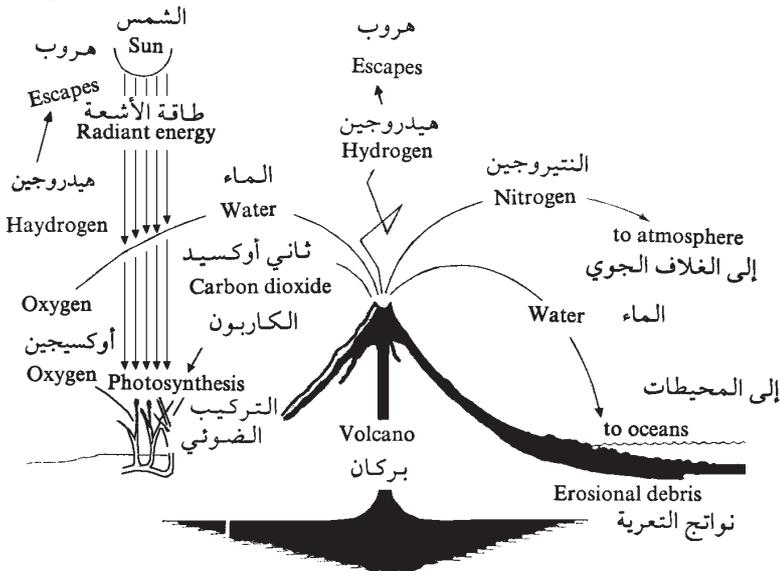
ما هي مكونات الغلاف الجوي البدائي ومصادرها؟ ما هي ميكانيكية نشأته؟

8 - 2 الغلاف الجوي البدائي

تناولت العديد من الدراسات المختلفة مواضيع تركيب ومنشأ الغلاف الجوي البدائي ، ولا يوجد اتفاق عام بين هذه الدراسات حول طبيعة مكوناته ومصادرها . غير أن هذه الدراسات تتفق فيما بينها على أن الغلاف الجوي البدائي يختلف كلياً عن الغلاف الجوي الحالي للأرض . وبسبب الحجم الصغير للكويكبات (planetesimals) الباردة نسبياً التي نمت الأرض منها ، فمن المحتمل بأنها لا تحتوي على مكونات الغلاف الجوي نتيجة قوة جذبها القليلة . إلا أن تحرير الغازات (out gassing) من باطن الأرض البدائية يمكن أن يحدث بنشاطات الفعاليات البركانية التي سادت المراحل المبكرة من عمر الأرض . إن تسخين الأرض وزيادة معدلاتها خلال كارثة (catastrophe) تكوين لب الأرض والفترات اللاحقة بها ، أدت إلى انسياب حجم هائل من الصهارات البركانية على سطح الأرض البدائية ، مكونة فيما بعد نوى القارات وكما هو الحال بالنسبة للبراكين المعاصرة ، تتحرر غازات مكونة بشكل أساسي من بخار الماء والهيدروجين وكلوريد الهيدروجين وأول وثاني أكسيد الكربون فضلاً عن النيتروجين .

بسبب خفة وزن الهيدروجين فإنه يفلت من تأثير الجاذبية الأرضية وينتشر في الفضاء الخارجي وكما يحصل حالياً . إن الطاقة العالية من أشعة الشمس تؤثر في بخار الماء وتتفكك جزيئاته من خلال عملية التحلل الضوئي (photolysis) إلى الأوكسجين والهيدروجين . غير أن الأوكسجين المتحرر وبسبب فاعليته الكبيرة فإنه

يتحد مع غاز الميثان (الناتج من تفاعل الهيدروجين مع أول وثاني أكسيد الكربون) ومع أول أكسيد الكربون لتكوين الماء وثاني أكسيد الكربون، فضلاً عن اتحاد الأوكسجين المتحرر مع مكونات صخور القشرة الأرضية وذلك بأكسدة الحديدوز (Fe^{2+}) في معادن الأوليفين والبيروكسين إلى أكاسيد الحديد (Fe_2O_3)، غير أن زيادة الأوكسجين وتراكمه في الغلاف الجوي لم تبدأ إلا بعد بداية الحياة وتطورها إلى مستوى الاشنات الخضراء (green algae) التي باستطاعتها تحويل أشعة الشمس إلى مواد عضوية وتحرير الأوكسجين بعمليات التركيب الضوئي المعروفة. ولم يظهر الأوكسجين في الغلاف الجوي كمكون أساسي إلا بعد أن تجاوزت معدلات إنتاجه معدلات استهلاكه في أكسدة بعض الغازات والارتباط مع بعض مكونات صخور القشرة الأرضية. يوضح الشكل (8 - 1) دور الفعاليات البركانية في تكوين الغلاف الجوي وتطوره. بالرغم من أن هذه الفعاليات تعتمد على مفاهيم بسيطة غير مرتبطة بفترات زمنية محددة، إلا أنها ليست الميكانيكية الوحيدة التي تفسر منشأ الغلاف الجوي البدائي.



شكل 8 - 1 دور الفعاليات البركانية في تكوين الغلاف الجوي البدائي وتطوره

المصدر (Press & Siever 1974)

توجد اعتراضات على طبيعة الغازات المنبعثة من باطن الأرض حسب الميكانيكية المذكورة سابقاً. إن تصاحب تحرير الغازات مع مرحلة تسخين الأرض خلال كارثة تكوين اللب والفترات اللاحقة بها، يحمل على الاعتقاد بأن طبيعة هذه الغازات لا بد ان اقتربت من حالة الاتزان مع فلز الحديد. وبسبب هذا الاتزان، يتأكسد فلز الحديد إلى الحديدوز، بينما تختزل الغازات المنبعثة من باطن الأرض وكما يحدث في اختزال بخار الماء إلى الهيدروجين عند مرور الأول على منصهر فلز الحديد. واستناداً إلى ذلك، فإن غازات براكين الأرض البدائية تحتوي على (H_2 و H_2O و CO) كمكونات أساسية و (N_2 و CO_2 و H_2S) بكميات ثانوية. وبنخفاض درجة حرارة هذه الغازات، يتفاعل غاز (CO_2) و (CO) مع الهيدروجين لتكوين غاز الميثان (CH_4)، كما يمكن تكوين (NH_3) من تفاعل (N_2) مع (H_2) في حالة وفرة الأخير بكميات مناسبة وانخفاض معدلات فقدانه. إن تكوين الأمونيا والميثان يمثل المرحلة الأولى من مراحل نشأة الغلاف الجوي البدائي (جدول 8 - 1). بدأت المرحلة الأولى في الزمن صفر واستمرت إلى حوالي (500 مليون سنة) حيث اكتملت عمليات أو كارثة تكوين اللب. وبعد غوران فلز الحديد، أصبحت مواد الرداء بتركيب سليكاتي تشبه أساساً مواد الرداء الحالي. وبناء عليه، فإن غازات البراكين المتحررة في هذه المرحلة لا تكون في حالة تماس مع فلز الحديد الغائر، وبالتالي فهي أكثر أكسدة ويسود فيها غاز النيتروجين مع كميات ثانوية من (CO_2) و (H_2O). إن التحلل الكيميائي الضوئي (photochemical) لبخار الماء في الأجزاء العليا من الغلاف الجوي، يؤدي إلى تكوين (O_2) و (H_2). ويهرب الأخير إلى الفضاء الخارجي، بينما يستهلك الأول في أكسدة الغازات المختزلة. انتهت المرحلة الثانية عند أول ظهور لكميات ثابتة من الأوكسجين الطليق في الغلاف الجوي البدائي، وربما حدث هذا قبل حوالي (2500 مليون سنة). أما المرحلة الثالثة التي امتدت إلى وقتنا الحاضر، فقد تميزت بزيادة كمية الأوكسجين الطليق وصولاً إلى التركيب الحالي للغلاف الجوي والتي ستكون موضوع مناقشة الفقرة اللاحقة (8 - 3).

جدول 8 - 1 موجز للبيانات الخاصة
بالتركيب الكيميائي المحتمل للغلاف الجوي خلال المراحل
الأولى والثانية والثالثة من تكوينه

	مرحلة 0.5 Ga	مرحلة 2Ga	الآن present
مكونات رئيسية Major components $P > 10^{-2}$ atm	مرحلة Stage 1	مرحلة Stage 2	مرحلة Stage 3
مكونات ثانوية Minor components $10^{-2} < P < 10^{-4}$ atm			
-	-	CH ₄ N ₂	N ₂
-		H ₂ (?)	O ₂
-			-
-		H ₂ (?)	Ar
-	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O
-	N ₂	CO ₂	CO ₂
-	II ₂ S	Ar	-
-	NH ₂		-
-	Ar		-
مكونات أثرية Trace components $10^{-4} < P < 10^{-5}$ atm			-
-	He	Ne	Ne
-		He	He
-		CH ₄	CH ₄
-		NH(?)	Kr
-		SO ₂ (?)	-
-		H ₂ S(?)	-

المصدر (Mason, 1966)

كما قلنا سابقاً، بأن دور الفعاليات البركانية لا تمثل الميكانيكية الوحيدة المقترحة بشأن تفسير منشأ وتطور الغلاف الجوي للأرض البدائية. إن المواد الطيارة (volatiles) يمكن أن تتحرر بفعل الاصطدام المتكرر للأجسام الكونية بسطح

الأرض البدائية وتفاعلها مع صخوره. بالرغم من عدم توفر المعلومات التفصيلية (معادلات لتفاعلات مقترحة)، فإن اصطدام الكويكبات المنفردة بوزن (5) طن مثلاً وبسرعة (30 km/s)، يمكن أن تؤدي إلى تحرير طاقة تكافئ تفجيراً نووياً يبلغ حوالي (1) كيلوطن. إن هذه المستويات من الطاقة تعد كافية لصهر صخور سطح الأرض البدائية وتحرير مكوناتها الطيارة. وتعد تراكيب الفتحات البركانية (craters) التي يمكن ملاحظتها على سطح القمر أفضل مثال على مواقع اصطدام الأجسام الكونية.

حسب المراجع العلمية الحديثة (Mc Lendon, 1999)، فإن الغلاف الجوي البدائي يمكن أن ينشأ من مصادر مختلفة تماماً عن التي تم مناقشتها سابقاً في متن هذا الكتاب. إن أساس الآراء الحديثة يتعلق بمنشأ تابع الأرض الوحيد وهو القمر. تشير الدراسات الحديثة بأن القمر قد نشأ نتيجة الاصطدام التماسي (glancing impact) لجسم كوني بحجم المريخ مع كوكب الأرض بعد فترة قصيرة من نشأته (بعد كارثة تكوين اللب). ومهما كانت طبيعة مكونات الغلاف الجوي البدائي في تلك الفترة، فإن الكارثة الكونية التي تعرضت إليها الأرض البدائية، سوف تؤدي إلى انتشار وفقدان نسبة كبيرة من مكونات الغلاف الجوي البدائي (والغلاف المائي البدائي) بسبب الحرارة الهائلة المتولدة عن هذا الاصطدام.

ما هو إذن مصدر الغلاف الجوي البدائي، المذنبات (comets) مثلاً؟

بعد تكوين تابع القمر، تعرض سطحه إلى اصطدام عدد هائل من الأجسام الكونية المعروفة بالمذنبات (comets) وكما نلاحظ مواقعها الحالية على سطح القمر. وبالتالي يمكن افتراض حدوثها أيضاً على سطح الأرض. تشير البيانات المتوفرة إلى أن مذنب هالي (Halley). يحتوي على (23%) وصخور و(41%) ماء و(26%) مجموعة العناصر (CHON) هكذا يمكن أن تشتق مكونات الغلاف الجوي البدائي أيضاً من محتوى المذنبات من المواد الطيارة فضلاً عن تحرير الغازات نتيجة النشاطات البركانية واصطدام الكويكبات بسطح الأرض البدائية.

8 - 3 تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي

لا اعتبارات معروفة، حظي موضوع تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي باهتمام كبير من قبل الباحثين. ولما كان للغلاف الجوي ومكوناته من الأوكسجين تأثير كبير على طبيعة ومكونات الصخور ذات المنشأ الرسوبي، اتجه اهتمام

المختصين في هذا المجال إلى الصخور الرسوبية بعمر ما قبل الكامبري (Precambrian)، في محاولة للإجابة على السؤال: هل أن الغلاف الجوي في فترة ما قبل الكامبري كان يحوي على الأوكسجين؟

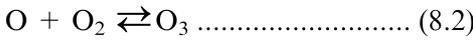
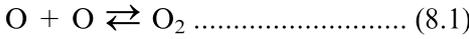
تمت دراسة صخور الجلاميد (conglomerate) والبريشا (breccia) المتحولة الموجودة في فنلندا (Finland) والتي يعود عمرها إلى ما قبل الكامبري (2×10^9 سنة). وجرى في هذه الدراسة التأكيد على توزيع أوكسيد الحديدوز (FeO) وأوكسيد الحديديك ($Fe_2 O_3$) في الحصى غير المتأثر بعوامل التجوية وفي المكونات اللاصقة (cement) المتأثرة بعوامل التجوية. ووجد (Rankama, 1955) أن نسبة تركيز أوكسيد الحديدوز تفوق نسبة تركيز أوكسيد الحديديك في المواد اللاصقة علاوة على الحصى غير المتأثر بعوامل التجوية. كما أنه لم يجد زيادة في نسبة أوكسيد الحديديك في المواد اللاصقة مقارنة بالحصى قيد دراسته. واستنتج في الأخير بأن هذه الصخور قد ترسبت تحت ظروف بيئية غير مؤكسدة للحديد، وبمعنى آخر، أن الغلاف الجوي خلال أزمنة ما قبل الكامبري كان خالياً من الأوكسجين.

استقطبت الاهتمام أيضاً الصخور الرسوبية للدرع القارية في البرازيل وجنوب أفريقيا وكندا والتي يعود عمرها إلى قبل الكامبري. ويحتوي التركيب المعدني لهذه الصخور على اليورانانيت ($Uraninite, U_3 O_8$) والبايرايت (Pyrite, FeS_2) والذهب. وبسبب معدلات الأكسدة العالية التي يتعرض إليها معدنا اليورانانيت والبايرايت، فإن وجودهما في الصخور المذكورة يدل على أنها ترسبت في بيئات لا تحتوي على الأوكسجين (anoxygenic) واستنتج (Ramdohr, 1958) في دراسته للصخور أنفة الذكر، بأن الغلاف الجوي لفترة ما قبل الكامبري كان خالياً من الأوكسجين. وتوصل (Lepp & Goldich, 1969) إلى استنتاج مماثل من خلال بحثه في المقارنة بين طبيعة مكونات خامات الحديد العائدة للأزمنة ما قبل الكامبري والرواسب الأحدث.

تشير الحسابات التي أجراها (Davidson, 1960, 1965) إلى الكميات الهائلة من الأوكسجين المستهلكة في أكسدة فئات والمكونات الذائبة للصخور النارية التي تأثرت بعوامل التجوية في بيئات ما قبل الكامبري مثل: الطبقات الحمراء (red beds) في جنوب أفريقيا بعمر يقدر بحوالي (2.5×10^9 سنة).

إن التناقض في استنتاجات الدراسات المختلفة المذكورة آنفاً، ظل قائماً إلى

أن طرح (Berkner & Marshal, 1965) آراءهما حول تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي التي تتلخص بالآتي: في الغلاف الجوي الخالي من الأوكسجين وبالتالي الخالي من طبقة الأوزون، تستطيع أشعة الشمس بموجات قصيرة (1950 - $1000A^0$) من النفاذ إلى الارتفاعات الواطئة من الغلاف الجوي مما يؤدي إلى تحلل جزيئات الماء إلى غازي الأوكسجين والهيدروجين وكما هو معروف بعملية التفكك الضوئي. ويدخل الأوكسجين المتحرر في تفاعلات متعاقبة أدت إلى تحويل البعض منه إلى غاز الأوزون على النحو الآتي:



بسبب زيادة معدلات تركيز الأوزون الذي يؤدي إلى انخفاض كمية الأشعة القصيرة الموجة وبالتالي تقليل معدلات تفكك جزيئات الماء، وبسبب أيضاً فقدان السريع للأوكسجين في أكسدة مواد القشرة الأرضية، فإن نسبة الأوكسجين في الغلاف الجوي لم تتجاوز حداً معيناً (بحدود 0.1%) مقارنة مع نسبة الأوكسجين في الغلاف الجوي الحالي. إن كمية الأوزون المكافئة لهذه النسبة من الأوكسجين، تستطيع امتصاص أشعة الشمس بطول موجة أقل من ($2000A^0$)، غير أن الأشعة بطول موجة أكبر من ($2000A^0$) كانت تصل إلى سطح الأرض والنفاذ إلى أعماق تتراوح بين (4 - 6 أمتار) تحت سطح المياه. وساعدت نفس الأشعة على تخليق مركبات عضوية سبقت تخليق أول خلية حية تحت سطح الماء. وسنتناول هذا الموضوع بشيء من التفصيل في الفصل العاشر من هذا الكتاب. لم تستطيع هذه الخلايا من الانتقال نحو الأعلى والاقتراب من سطح الماء بسبب تعرضها للأشعة المهلكة بطول موجة أكبر من ($2000A^0$). غير أن استمرار خلق الخلايا الحية تحت سطح الماء وزيادة إنتاجها من الأوكسجين قد أدى في النتيجة إلى زيادة نسبة الأوزون في الغلاف الجوي. ويترتب على زيادة نسبة الأوزون نقصان في كمية الأشعة المهلكة التي تصل سطح الأرض. وعندما وصل تركيز الأوكسجين (1%) من تركيزه الحالي.

لم تستطيع الأشعة المهلكة من اختراق أعماق كبيرة تحت المياه، مما أدى إلى التكاثر السريع للكائنات الحية وانتشارها فوق سطح المياه. وهكذا ارتبط الانتشار الواسع والتكاثر السريع للكائنات الحية في بداية عصر الكامبري، بمرحلة بلوغ تركيز الأوكسجين في الغلاف الجوي بما يساوي (1%) من تركيزه الحالي.

وفي نهاية عصر السيلوري (silurian) غادرت الكائنات الحية سطح المياه وانتشرت على يابسة الأرض عندما بلغ التركيز نسبة (10%) من تركيزه الحالي. وفي العصور الجيولوجية الأخيرة، حافظ الأوكسجين على معدلات من الزيادة بحيث وصلت في الوقت الحاضر إلى نسبة تقدر بحوالي (20). ويمكن أن يتذبذب تركيز الأوكسجين في الغلاف الجوي خلال العصر الكاربوني نتيجة انطمار كميات هائلة من النباتات التي كونت فيما بعد الفحم الحجري.

ماذا عن مستقبل تركيز الأوكسجين في الغلاف الجوي؟ يبدو في الوقت الحاضر بأن الإجابة على هذا السؤال ترتبط بالحالة البيئية لكوكب الأرض التي نعيشها حالياً، حيث تم تشخيص عدد من مصادر تلوث الغلاف الجوي المتمثلة بالمواقع الصناعية والزراعية والحضرية. غير أن المواضيع المتداولة عالمياً حول حالة الأوكسجين في الغلاف الجوي تتناول مثلاً: تدهور طبقة الأوزون (ثقب الأوزون) في القطب الجنوبي، وظاهرة الاحتباس الحراري، وانحسار مساحات الغطاء النباتي، ومشكلة التصحر... إلخ. هل تشكل مستقبلاً مصادر التلوث عاملاً يؤثر في تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي؟

8 - 4 الإضافات إلى الغلاف الجوي

باستثناء بعض المواد الصناعية والزراعية والحضرية الملوثة، فإن الإضافات الأخرى إلى الغلاف الجوي أدت إلى زيادة مستويات تركيز مكوناته من المواد الموجودة أصلاً، ولم تضيف مكونات جديدة. ويمكن حصر مصادر الإضافات إلى الغلاف الجوي خلال مراحل التاريخ الجيولوجي للأرض بالآتي:

8 - 4 - 1 الفعاليات النارية

يؤدي تبلور الصهارات الطبيعية إلى تحرير غازات مختلفة تشارك بنسبة ملحوظة في تركيب الغلاف الجوي. ويعد الماء أكثر غازات البراكين وفرة، غير أنه يتعرض إلى التكثيف خلال فترة زمنية وجيزة ويضاف مع بقية الغازات الذائبة (HCl) HF و H₂S و SO₂) المنبعثة من البراكين، إلى الغلاف المائي. يأتي ثانياً من ناحية الوفرة، غاز (CO₂) بعد الماء، ويعد من أهم الغازات المتحررة إلى الغلاف الجوي نتيجة الفعاليات النارية. إلا أن الكثير من (H₂O) و (CO₂) هو ثانوي المنشأ حيث يتم التقاطه من الصخور المحيطة بالصهارات المتحركة نحو الأعلى أو يمثل مكونات معادة (recycled). وبسبب احتواء الأنواع المختلفة من الصخور النارية

على كميات ثابتة من النيتروجين ($0.04 \text{ cm}^3 \cdot \text{gm}$ المكافئة إلى 0.005% وزناً) فإن الفعاليات النارية تضيف أيضاً كميات من النيتروجين إلى الغلاف الجوي.

8-4-2 التفكك الكيميائي - الضوئي :

كما ذكرنا سابقاً في معرض كلامنا عن تطور الأوكسجين (الفقرة 8 - 3)، تتفكك جزئيات الماء في الأجزاء العليا من الغلاف الجوي، إلى الأوكسجين والهيدروجين وبهرب الأخير وينتشر في الفضاء الخارجي، بينما يضاف الأوكسجين الطليق إلى الغلاف الجوي. إن أعلى كمية يصل إليها الأوكسجين المتولد بهذه الطريقة، تتحدد بتكوين طبقة الأوزون. وبجانب هذا، فإن الأوكسجين الناتج عن تفكك جزئيات الماء لا يشكل كميات مهمة مقارنة مع الكميات الهائلة من الأوكسجين المتولدة نتيجة الفعاليات الحياتية للكائنات الحية والمتمثلة بعملية التركيب الضوئي.

8-4-3 عملية التركيب الضوئي

تمت مناقشة الدور الأساسي لعملية التركيب الضوئي في تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي ولا يوجد تبرير لتكرار تفاصيل الفقرة (8 - 3)، غير أن الحسابات تشير إلى أن الكمية الإجمالية للأوكسجين المتحرر نتيجة التركيب الضوئي قد وصلت إلى حوالي ($181 \times 10^{20} \text{ gm}$) والتي لا تشتمل على إعادة استهلاك الأوكسجين في عمليات التنفس وفي تحلل المواد العضوية.

8-4-4 النشاط الإشعاعي

يؤدي النشاط الإشعاعي إلى تحرير غازات مثل الهيليوم (He) والاركون (Ar) التي تضاف إلى الغلاف الجوي. ويبلغ المعدل السنوي لإنتاج الهيليوم مثلاً، حوالي ($1.16 \times 10^{-7} \text{ cm}^3/\text{gmU}$) و ($2.43 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{gm Th}$). وبالاعتماد على نسبة اليورانيوم والثوريوم في الأرض وعمرها البالغ (4.5×10^9 سنة)، فإن الحسابات البسيطة تشير إلى أن كمية الهيليوم المتحرر عن النشاط الإشعاعي خلال مراحل تاريخ الأرض، أكبر من كمية الهيليوم في الغلاف الجوي الحالي للأرض. ما هو التفسير لهذا الفرق؟

يوجد الأركون (Ar) في الغلاف الجوي الحالي بنسبة أعلى من بقية الغازات الخاملة. وتدل هذه الزيادة على إنتاج تظير الأركون (40) من النشاط الإشعاعي لتظير البوتاسيوم (40) خلال الزمن الجيولوجي. ويعتقد بأن معادن البوتاسيوم

تحتوي على غازات حبيسة في تركيبها البلوري وان الكميات المتحررة منها كافية لتفسير زيادة نسبة الأركون في الغلاف الجوي الحالي .

8 - 4 - 5 الفعاليات الجوهرية للأحياء وتحللها

تؤدي الفعاليات الجوهرية (vital activity) للأحياء وتحللها إلى تحرير (CO_2) وكميات قليلة من غاز الميثان والذين يشاركان في تركيب الغلاف الجوي الحالي ، ولكنهما يمثلان مواد مدورة (cyclic) تشتق في النهاية من الغلاف الجوي .

8 - 4 - 6 إضافة المواد الكونية

تتمثل بالرياح الشمسية (solar winds) والمذنبات (comets) والنيازك . وكما ذكرنا سابقاً (الفقرة 6 - 2) ، بأن النيازك من نوع الكوندورية الكربونية تحتوي على مواد طيارة بشكل معادن مائية ومواد كربونية . وتحتوي أيضاً المذنبات على مواد طيارة مثل مذنب هالي الذي يحتوي على (41%) ماء و(26%) مجموعة العناصر (CHON) وكما هو موضح في الفقرة (8 - 2) . أما الرياح الشمسية فتضيف الدقائق المشحونة (أيونات الفلزات) علاوة على نقل الأشعة الكهرومغناطيسية إلى الغلاف الجوي .

8 - 5 فقدان من الغلاف الجوي

تقسم المواد المفقودة من الغلاف الجوي إلى صنفين : يشتمل الصنف الأول على المواد المفقودة بفعل فيزيائي والصنف الثاني يتمثل بالمواد المفقودة نتيجة التفاعلات الكيميائية بين مكونات الغلاف الجوي وبين مكونات الغلاف المائي والغلاف الحياتي فضلاً عن صخور القشرة الأرضية . ويمكن إيجاز ميكانيكيات الفقدان من الغلاف الجوي بالآتي :

8 - 5 - 1 عمليات الأكسدة

تحت هذا العنوان ، لا بد من ذكر مثال غاز الأوكسجين في الغلاف الجوي الذي يستهلك بكميات هائلة (197×10^{20} gm) في أكسدة المكونات الكيميائية لصخور القشرة الأرضية وذلك من خلال عمليات التجوية علاوة على أكسدة غازات البراكين المتوزعة على سطح اليابسة وتحت مياه البحار والمحيطات . وهكذا يستهلك غاز الأوكسجين في أكسدة (Fe^{2+}) إلى (Fe^{3+}) و(Mn^{2+}) إلى (Mn^{4+}) والكبريتيدات إلى الكبريتات وأول أوكسيد الكربون إلى ثاني أوكسيد الكربون و(SO_2) إلى (SO_3) والهيدروجين إلى الماء .

8-5-2 عمليات الترسيب

يفقد الغلاف الجوي نسبة من مكوناته من ثاني أكسيد الكربون نتيجة إذابته في الماء وترسيبه بشكل صخور كربوناتية (carbonate). كما يفقد أيضاً بشكل كربون عضوي في الصخور الرسوبية. وتشير المقارنة إلى أن كمية (CO₂) المفقودة بشكل صخور رسوبية (580 × 10²⁰ gm) تفوق كثيراً مجموع وفرته في الأغلفة الأخرى للأرض الحالية (1.5 × 10²⁰ gm). وهذا يعني تحرير أو تدوير (recycled) كميات كبيرة من ثاني أكسيد الكربون خلال الفعاليات النارية التي شهدتها الأرض واللازمة للمحافظة على الفعاليات العضوية خلال الزمن الجيولوجي.

8-5-3 العمليات العضوية واللاعضوية

تؤثر هذه العمليات في فقدان غاز النيتروجين من الغلاف الجوي، وتشمل العمليات العضوية المثبتة للنيتروجين بواسطة الأحياء المجهرية في عقد (nodules) جذور بعض النباتات وكذلك بواسطة إحياء التربة الهوائية واللاهوائية والأشنة الزرقاء - الخضراء. أما العمليات اللاعضوية، فتؤدي إلى تكوين أكاسيد النيتروجين نتيجة تفرغ الشحنات الكهربائية خلال حركة كتل الغيوم وكذلك نتيجة التفاعلات الكيميائية - الضوئية في الغلاف الجوي. إن المعدلات السنوية للتثبيت العضوي للنيتروجين (0.07 - 0.08 mg N₂/cm³) تفرق كثيراً المعدلات السنوية للتثبيت النيتروجين بالعمليات اللاعضوية (0.0035 mg N₂/cm³). ويعاد الكثير من النيتروجين المثبت في النهاية إلى الغلاف الجوي من خلال تفسخ المواد العضوية، غير أن البعض منه يبقى في الرواسب حيث تزداد كميته في بعض المناطق الجغرافية لتكوين رواسب نيتروجينية (nitrogenous deposits) وكما هو الحال في رواسب نترات شيلي. وتشير الإحصائيات بأن الكمية المفقودة من النيتروجين من الغلاف الجوي خلال الزمن الجيولوجي بلغت حوالي (4.8 × 10²⁰ gm). وتعد هذه الكمية صغيرة جداً بالمقارنة مع الكمية المفقودة من (CO₂).

8-5-4 الهروب من المجال الجذبي :

يمكن حساب سرعة هروب مكونات الغلاف الجوي من المجال الجذبي للأرض باستخدام المعادلة الآتية :

$$V_2 = \frac{2GM}{R} \dots\dots\dots (8.3)$$

علماء بأن: $V =$ سرعة الهروب و $G =$ ثابت الجذب الأرضي و $M =$ كتلة الأرض و $R =$ نصف قطر الأرض.

عند تعويض المتغيرات في المعادلة (8.3) بالقيم الخاصة بالأرض، فإن سرعة الهروب من المجال الجذبي للأرض تبلغ (11.3 km/sec). غير أن هذه القيمة لا تكفي لوحدها لتحديد أنواع الغازات الهاربة من المجال الجذبي للأرض، حيث يوجد عدد من العوامل الأخرى والمؤثرة في استقرار الغازات في الغلاف الجوي مثل: ارتفاعات مواقع وفرة الغازات في الغلاف الجوي واكتساب جزيئات بعض الغازات (He و H_2) لقيمة من العزم ترفع من سرعتها نتيجة اصطدامها بالذرات شبه المستقرة من الأوكسجين عند أعالي الغلاف الجوي، وارتفاع درجة حرارة الأجزاء العليا (120 km – 700 km) إلى حوالي ($200^0 C - 1200^0 C$) نتيجة امتصاص الغازات للأشعة فوق البنفسجية. ومحصلة القول: إن جزيئات الغازات التي تمتلك سرعة هروب أقل من (11.3 km/sec) يمكن لها أن تفلت من المجال الجذبي للأرض. وخير دليل على ذلك هو وفرة الهليوم بكميات تساوي حوالي (10%) من الكمية الإجمالية للهليوم الناتجة عن النشاط الإشعاعي خلال الزمن الجيولوجي للأرض. وهذا يمثل الإجابة على السؤال المطروح في نهاية الفقرة (4 - 4 - 8).

8 - 6 التغييرات الثانوية في تركيب الغلاف الجوي:

لا يعتقد بوجود تغييرات حادة في تركيب الغلاف الجوي منذ زمن الباليوزويك، حيث أن الأدلة الجيولوجية تشير إلى ثبات الظروف الجوية والحياتية منذ تلك الفترة. إلا أن البيانات التفصيلية تشير إلى حدوث تغييرات ثانوية في تركيب الغلاف الجوي. فمثلاً يفسر عادة، حدوث الفترات الجليدية على أساس انخفاض مكونات الغلاف الجوي من ثاني أوكسيد الكربون المسؤول عن امتصاص جانب من أشعة الشمس. أما أعلى كمية وصل إليها ثاني أوكسيد الكربون في الغلاف الجوي فيمكن توضيحها على أساس ارتباطها بالعمليات السريعة لتكوين الجبال والتي تبلغ ذروتها خلال الفعاليات النارية. إن زيادة تجهيز ثاني أوكسيد الكربون يؤدي إلى زيادة الفعاليات العضوية.

زاد الاهتمام في الوقت الحاضر بالمستويات التي وصلتها نسب ثاني أوكسيد الكربون في الغلاف الجوي بسبب الاستخدام الكبير للوقود العضوي في السنوات الأخيرة. ويؤدي استغلال الفحم والنفط إلى إنتاج سنوي من ثاني أوكسيد الكربون

يبلغ (4.67×10^{15} gm) و(1.53×10^{15} gm) على التوالي. إن مجموع ثاني أكسيد الكربون الناتج من حرق الفحم والنفط (6.2×10^{15} gm) سنوياً يساوي $1/300$ تقريباً من كمية (CO_2) في الغلاف الجوي الحالي. وعليه فإن استغلال الوقود العضوي بالمعدلات الحالية وخلال (300) سنة القادمة يؤدي إلى مضاعفة كمية (CO_2) في الغلاف الجوي. ويجب التأكيد هنا على دور الغلاف المائي (مياه البحار والمحيطات) في قابليته على احتواء ثاني أكسيد الكربون بكميات تصل إلى (20 $\text{gm CO}_2/\text{cm}^2$) من سطح الأرض مقارنة مع ($0.4 \text{ gm CO}_2/\text{cm}^2$) بالنسبة للغلاف الجوي. ولهذا فإن الملاحظة السابقة بخصوص مضاعفة كمية ثاني أكسيد الكربون في الغلاف الغازي، تتطلب إضافة كميات أكبر من (CO_2) بسبب امتصاصه من قبل مياه البحار والمحيطات وبنسب تعتمد على الضغط الجزئي لغاز (CO_2) وتأثير عوامل أخرى.

يتبين من المناقشة السابقة، بأن للبحار والمحيطات دوراً مهماً في التحكم بكميات ثاني أكسيد الكربون في الغلاف الجوي وتؤدي بالتالي إلى المحافظة على ظروف الحياة الطبيعية على سطح الأرض.

الفصل التاسع Chapter Nine

منشأ وتطور الغلاف المائي Origin and Development of The Hydrosphere

9 - 1 تمهيد :

تقتصر المناقشة في هذا الفصل على منشأ وتطور مياه البحار والمحيطات فقط وذلك بسبب هيمنتها على باقي أشكال المياه الأخرى حيث تفوق كمية مياه البحار والمحيطات (1.8×10^{18} tons) بحوالي 40 مرة كمية الأشكال الأخرى (3.8×10^{16} tons) مجتمعة من الغلاف المائي .

إن مراجعة المصادر العلمية المهمة بمواضيع تخص تاريخ وتطور الغلاف المائي تشير إلى احتوائها على أفكار واقتراحات تأملية بسبب ندرة أو عدم وفرة المعلومات والبيانات عن حالة الغلاف المائي (كما هو حال باقي أجزاء الأرض) في المراحل المبكرة من تكوين الأرض البدائية . إن الآراء المتداولة والفرضيات المقترحة في الدراسات المنشورة يمكن استعراضها في الفقرات الآتية :

9 - 2 منشأ مياه المحيطات :

جرى الاعتقاد بأن منشأ مياه المحيطات ارتبط بفكرة فقدان المواد الطيارة من الأرض البدائية ، وذلك بفعل طاقة اصطدام بالأرض ، أو نتيجة النشاطات البركانية التي تعرض سطح الأرض البدائية لها ، أو بسبب إضافة المواد الطيارة المكونة للأجسام الكونية مثل المذنبات المرتظمة بسطح الأرض البدائية . ومهما تكن كفاءة الميكانيكيات المذكورة ، فإن مراحلها النهائية تتطلب تكثيف المياه وتراكمها في أحواض المحيطات .

إن اقتراح أية نظرية في هذا الشأن يجب أن تأخذ بنظر الاعتبار صفتين

أساسيتين وهما: تطور حجم مياه المحيطات إلى الحجم الحالي ($1.37 \times 10^9 \text{ km}^3$) وتطور المكونات الذائبة في مياه المحيطات إلى المستوى الذي تحتله الملوحة ($S = 35\%0$). هل امتلكت الأرض منذ البداية وبشكل سريع حجماً من مياه المحيطات ومكونات ذائبة فيها كما هو عليه الحال في الوقت الحاضر؟ توفر البيانات الطباقية والأحفورية عدداً من الأدلة على عدم الاختلاف الواسع في محتوى مياه المحيطات من المواد الذائبة خلال (600) مليون سنة الأخيرة وربما خلال (3) بلايين سنة الأخيرة. أما الاختلافات الثانوية فقد اقتصر على مثلاً: الكميات المضافة من الأوكسجين الذائب زيادة تراكيزه في الغلاف الجوي خلال (2.5) بليون سنة الأخيرة. إن إضافة كميات من الأوكسجين لا تؤثر على محتوى مياه المحيطات من المواد الذائبة ولكن تأثيرها يكمن في زيادة جهد الأكسدة لهذه المياه مما يؤدي إلى تباين نسبة ($\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$) فيها. وعند الظروف الحالية، فيوجد الحديد بصيغة رواسب الحديد في بيئات المحيطات.

ما هو مصدر الحجم الهائل من مياه المحيطات؟

كما ذكرنا سابقاً، فإن الصهارات الصخرية تحوي على مواد طيارة وخاصة بخار الماء. ولهذا فإن انسياب معدلات عالية من هذه الصهارات وطفحها على سطح الأرض البدائية يؤدي إلى تراكم كميات كبيرة من المياه في أحواض المحيطات وبمجرد الوصول إلى ظروف حرارة تكثيف المياه. إن إضافة بخار الماء المتصاحب مع الفعاليات النارية هي عملية مستمرة لغاية الآن، غير أن معدلات هذه الفعاليات كانت أسرع في المراحل الأولى من تكوين الأرض البدائية بسبب تسخينها وزيادة حرارتها بفعل النشاط الإشعاعي للعناصر المشعة مما أدى إلى نشاطات شديدة للفعاليات النارية. وساعدت القشرة الرقيقة للأرض البدائية على مرور الصهارات النارية وانسيابها على السطح.

هل تمثل الفعاليات النارية المصدر الوحيد لمياه المحيطات؟ وإذ كان كذلك، ما هي نسبة مشاركتها؟ تشير الحسابات إلى أن حجم المياه المضافة نتيجة النشاطات الصهيرية على سطح القارات وتحت مياه المحيطات خلال الزمن الجيولوجي، بأنها لا تشكل أكثر من (15%) في أفضل الأحوال مقارنة مع الحجم الحالي لمياه المحيطات. واستناداً إلى هذه النسبة، فإن افتراضات التراكم المبكر لمياه المحيطات. هي آراء غير مقبولة علاوة على الاعتقاد بأن الفعاليات البركانية تمثل المصدر الوحيد لمياه المحيطات هو أمر مشكوك فيه أيضاً.

اتجهت الدراسات بالاهتمام نحو إمكانية زيادة حجم مياه المحيطات خلال الزمن الجيولوجي، غير أن مثل هذه الاتجاهات من البحوث تعترضها نسبة المساحات التي تشغلها القارات مقارنة بالمحيطات. وبسبب إشغال الصخور القديمة مواقع الأجزاء المركزية من الدروع القارية وإشغال الصخور الحديثة مواقع أطراف هذه الدروع، جرى الاعتقاد بأن القشرة القارية في حالة نمو مستمر خلال الزمن الجيولوجي وتتطلب الملاحظة الأخيرة انحسار مساحة المحيطات وبالتالي زيادة أعماق قيعانها مقارنة مع مستوى القارات. ويدعم الاستنتاج الأخير ملاحظة وجود الشعب المرجانية (coral atolls) والقمم المسطحة للجبال تحت مياه المحيط الهادئ. وتشير الأعماق التي تتواجد عندها هذه التراكيب، إلى أن ربع حجم مياه المحيطات قد تم إضافته منذ نهاية الحقبة المتوسطة (Mesozoic) ولغاية الوقت الحاضر. كما يلاحظ أيضاً، متبقيات الشعب المرجانية وإحياء الرخويات (mollusks) بعمر الكريتاسي الأوسط، في القمم المسطحة المغمورة تحت الأعماق (1500 - 2000) متر، ولكن هذه الملاحظة يمكن تفسيرها إما على أساس ارتفاع عام بمستوى سطح المحيطات أو انخفاض إقليمي لقيعان المحيطات. وتبقى مسألة المفاضلة بين التفسيرين غير محسومة.

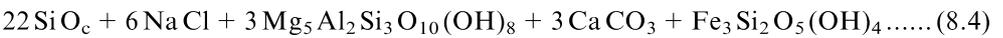
تؤكد الدراسات الحديثة (Mc Clendon, 1990) على الحالة الجافة للمواد الأولية التي تكونت منها الأرض البدائية، كما أن نفس الدراسات تناقش بحرارة تأثير الاصطدام التماسي بالأرض، في منشأ وتطور الغلاف المائي. ويعتقد بأن الكارثة الكونية قد أدت إلى فقدان الأرض البدائية لمحتوياتها حينذاك من الغلاف الجوي والغلاف المائي معاً وذلك بسبب الحرارة العالية الناجمة عن الاصطدام. بعدها تعرض سطح الأرض إلى وابل من الأجسام الكونية وبشكل يشبه كثيراً حالة سطح القمر الحالية والذي يلاحظ فيه تراكيب الفوهات البركانية (moon craters) الناتجة عن ارتطام الأجسام الكونية. وفي حالة مشاركة المذنبات (comets) بنسبة (10%) من مجموع الأجسام الكونية المرتطمة، فإنها تكفي لتحرير حجم من المياه يساوي حجم مياه المحيطات الحالية (يحتوي مذنب هالي على 41% ماء). وبهذا الإيجاز، فإن المصدر المقترح لمياه المحيطات والذي يتم مناقشته حالياً هو المذنبات المرتطمة بسطح الأرض البدائية مما يعني بأن مياه المحيطات قد نشأت في مرحلة مبكرة جداً من مراحل تكوين وتطور الأرض.

أما بخصوص منشأ التركيب الكيميائي لمياه المحيطات، فقد اتفقت الدراسات المنشورة على اكتساب المكونات الذائبة في مياه المحيطات نتيجة تفاعلها مع الصخور والمواد الأخرى المتوفرة على وتحت سطح الأرض. ويشمل هذا مشاركة مياه الينابيع الحارة بما تحمله من حمولة ذائبة من العناصر الكيميائية. ولغرض مناقشة كيميائية مياه المحيطات، فقد قام (Garrels and Mackenzie) بتقسيم تاريخ المحيطات إلى ثلاث مراحل وهي: مرحلة المحيطات المبكرة ومرحلة المحيطات لفترة (1.5 - 3.5) بليون سنة ومرحلة المحيطات المعاصرة. ويعتقد أن مياه المحيطات المبكرة تحتوي على غازات ذائبة مثل (H₂S و HCl و HF و HBr). وبهذا تكون مياه محيطات هذه المرحلة أكثر فاعلية في التأثير على صخور القشرة الأرضية وإذابة الأيونات الموجبة والسليكات وتخلف الألمنيوم والسليكا. إن طبيعة هذه التفاعلات تؤثر في معادلة حامضية المياه المبكرة للمحيطات، كما أنها تؤدي إلى تكوين مياه بملوحة لا تختلف كثيراً عن مياه المحيطات الحالية. أما الاقتراب التدريجي من حالة التعادل للمياه تؤدي إلى إذابة ثاني أكسيد الكربون.

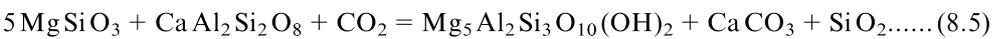
تورث الصخور الرسوبية الصفات الكيميائية لمياه المحيطات عبر مراحل تاريخ الأرض. إن دراسة أقدم الصخور الرسوبية (3.5 بليون سنة) والصخور الأحدث تشير إلى استقرارية التركيب الكيميائي لمياه المحيطات. وهناك أدلة أخرى على استمرار نمط معين من التركيب الكيميائي لمياه المحيطات بدلالة البيانات الجيوكيميائية للصخور الرسوبية بعمر (1.5 - 3.5 بليون سنة). إن التعامل السائد بين مياه تلك الفترة الزمنية والمعادن المحتمل وفرتها، يمكن توضيحها في المعادلات الآتية:



أنستاتيت سيدرأيت البايث



سليكا كلورأيت كالسأيت كرينالآيت



كلورأيت أنورثأيت أنستاتيت



سليكا سيدرأيت كرينالآيت

تتميز التفاعلات أعلاه بوجود أيون الحديدوز ويلاحظ فيها أيضاً، طبيعة المعادن المهمة في رواسب الحديد الحزامية (banded) بعمر (2) بليون سنة وفي

صخور الصوان (chert) بعمر (2.5 بليون سنة) المنكشفة في جنوب أفريقيا وذلك بدلالة وجود السليكات في هذه التفاعلات مما يشير إلى زيادة تركيز السليكا الذائبة في مياه المحيطات المبكرة. وتشير الحسابات إلى أن الغلاف الجوي المصاحب لوجود المعادن (كربونلايت وسيدرايت والسليكا غير المتبلورة) يحتوي على (CO_2) بكمية تصل ضعف كميته في الغلاف الجوي الحالي عند درجة حرارة ($25^0 C$). كما تظهر التفاعلات أعلاه بحالة تعادل من ناحية الدالة الحامضية وقبل حوالي (1.5 بليون سنة) بدأت مياه المحيطات في تحقيق الاتزان مع معادن (كالسايت وفلدسبار البوتاسيوم والالايت والمنتوريلونايت والكلورايت). وهناك أدلة على التغييرات الدورية بمعدلات منخفضة وثنائية في التركيب الكيميائي لمياه المحيطات.

9 - 3 الاكتساب والفقدان من مياه المحيطات :

تؤثر عوامل مختلفة على طبيعة المواد المكتسبة والمفقودة من مياه المحيطات غير أن العوامل الأكثر تأثيراً وبالتالي الأوسع تداولاً هي : إضافة الحمولة الذائبة والحمولة العالقة للمياه البرية (القارات) والتفاعلات الكيميائية والحياتية وتفاعلات التبادل الايوني والامتصاص التي تحدث في مياه المحيطات.

تشير المقارنة إلى أن التركيب الكيميائي الأساسي لمياه المحيطات هو عكس تسلسل تراكيز المكونات الكيميائية الذائبة في مياه القارات وكما هو موضح في الجدول (9 - 1). ومن المفيد ذكره، بأن بعض مكونات المياه البرية مشتقة في الأصل من مياه المحيطات مثل (Cl) حيث تفوق كميته المدورة على (90%). ولهذا تتطلب البيانات التحليلية للمياه البرية إخضاعها إلى إعادة حساب بالاستناد إلى (100%) تدوير للكلورايد وكما يوضحها العمود الأخير من الجدول (9 - 1). وعند مقارنة تركيب المياه البرية مع مياه المحيطات يتضح الآتي : في مياه المحيطات $Na < Mg < Ca < Cl < SO_4 < CO_3$ أما في المياه البرية : $Na < Ca < Mg < SO_4 < Cl$. ويمكن تفسير الاختلافات بين التركيبين وذلك من خلال تأثير فعاليات الاحياء في مياه المحيطات والتي تقوم بامتصاص ($Ca CO_3$) لبناء أجزائها الصلبة، وكذلك يمكن تفسير الاختلافات من خلال تفاعل مياه المحيطات مع الرواسب المتوفرة في قيعانها وكما هو الحال في تكوين معدني الكلوكونايت (glaucinite) والفليسايت (phillipsite).

جدول 9 - 1 التركيب
من الصلب الذائب في المياه البرية ومياه المحيطات

	مياه النهر		مياه البحر	مياه النهر الأقل
	River ppm	Water Percent	Sea Water (%)	تدويراً للأملح River water less Cyclic Salts (%)
HCO ₂	58.5	48.6	0.41	54.6
SO ₄	11.2	9.3	7.68	9.6
Cl	7.8	6.5	55.04	0.0
NO ₃	1	0.8	-	0.9
Ca	15	12.5	1.15	13.9
Mg	4.1	3.4	3.69	3.4
Na	6.3	5.3	30.62	2.5
K	2.3	2.0	1.10	2.1
Fe	0.7	0.6	-	0.7
SiO ₂	13.1	11.0	-	12.3
Sr, H ₃ BO ₃ , Br	-	-	0.31	-
-	120.0	100.0	100	100.0

المصدر (Mason, 1982)

يوضح الجدول (9 - 2) بيانات تحليلية للمكونات الكيميائية المكتسبة سنوياً من قبل مياه المحيطات. ويلاحظ في نفس الجدول، بأن المكونات المضافة بشكل حمولة عالقة للمياه البرية تبلغ نسبة (72%) مقارنة مع باقي مصادر الإضافات الأخرى. وبالرغم من هذه النسبة العالية، إلا أن الحمولة العالقة لا تؤثر مباشرة في التركيب الكيميائي لجميع مياه المحيطات. أما الحمولة الذائبة للمياه البرية، فتمثل مصدراً يؤثر بشكل مباشر في التركيب الإجمالي لمياه المحيطات، غير أن نسبة مشاركتها السنوية منخفضة ولا تتجاوز (16.6%). وتشير الحسابات إلى النسبة الضئيلة لكتلة الحمولة الذائبة (4.2×10^{21} gm). ويمكن أن يكون لهذه النسبة الضئيلة أهمية أكبر في حالة حساب تأثيرها التراكمي على التركيب الكيميائي لمياه المحيطات خلال الزمن الجيولوجي.

جدول 9 - 2 تقديرات الكميات المكتسبة
والمفقودة سنوياً من المكونات الكيميائية لمياه المحيطات وبوحدة (10¹⁴ gm)

المكونات الكيميائية Chemical Species	ذائب Dissolved	أنظمة لتصريف Streams	معلق Suspended	المياه الجوفية Ground Water	دقائق الهواء Aerosols	الغبار Dust	التعرية البحرية Marine Erosion	الثلج Ice	تحت السطح Subsurface	المجموع Total	النسبة المئوية من المجموع Percent Total
SiO ₂	4.4		121.0	0.5		0.4	1.5	13.0		140.8	60
Al			14.9			0.1	0.2	1.8		17.0	7
Fe	0.2		12.2				0.1	0.6		13.1	6
Ca	5.0		5.5	0.6			0.1	0.6		11.8	5
Mg	1.4		2.8	0.2	0.1		0.1	0.3		4.9	2
K	0.8		3.9	0.1	0.1		0.1	0.6		5.6	2
Na	2.1		2.0	0.2	0.7			0.5		5.5	2
Cl	2.6			0.3	1.4				0.1	4.4	2
SO ₄	3.8			0.4	0.2					4.4	2
HCO ₂	19.0		8.3	2.0			0.2		0.3	29.8	12
Total	39.3		170.6	4.3	2.5	0.5	2.3	17.4	0.4	237.3	
Percent of total Others (NO ₃ organic mat- ter, fluorine, sulfide, etc)	16.6		72.0	1.8	1.0	0.2	1.0	7.3	0.2	0	100
Estimated grand total										≥ 3-4	
										≥ 240 ×	10 ¹⁴ g/yr

المصدر (Garrel & Mackenzie, 1971)

يمكن مناقشة المكونات المكتسبة والمفقودة أيضاً ولكن على أساس زمن الإقامة في مياه المحيطات (جدول 4 - 4). وبسبب عدم دخول (Na^+) في التفاعلات الكيميائية، فإن زمن إقامته يصل إلى (2.6×10^8 سنة) وبالتالي فإن (Na^+) يتراكم في مياه المحيطات، غير أن كميته الإجمالية تبقى ثابتة تقريباً في دورة المياه في الطبيعة. أما بالنسبة لأيونات العناصر المنخفضة زمن الإقامة، فيمكن تفسيرها على أساس فقدانها من مياه المحيطات بسبب دخولها في تفاعلات مختلفة مثل: الكالسيوم في صخور كبريتات الكالسيوم اللاعضوية والكالسيوم في الحجر الجيري العضوي والسليكون في الراديولاريا (radiolaria) والداي أتوم (diatoms). وبسبب قابلية أكاسيد الحديد والمنغنيز المائية والمعادن الطينية على التقاط الأيونات الفلزية الذائبة مثل النيكل والنحاس والزرنيخ وتفقد مياه المحيطات محلياً بعض العناصر الكيميائية في حالة وفرة ظروف ترسيبها مثل الظروف الاختزالية.

الفصل العاشر

Chapter Ten

منشأ وتطور الغلاف الحيائي

Origin & Development of The Biosphere

10 - 1 تمهيد :

إن المقصود بعنوان الفصل الحالي هو دراسة منشأ وتطور جميع المواد الحية النباتية منها والحيوانية والأحياء المجهرية علاوة على مختلف أنواع المواد العضوية الموجودة في الأرض، وخلال مراحل التاريخ الإنساني، كان هناك اهتمام خاص وجدال ساخن لم ولن يتوقف حول موضوع «نشأة الحياة» الذي شغل ويشغل فكر الإنسان سابقاً وحالياً ولاحقاً وصاغ جوانب كثيرة من حياته المادية والروحية .

كما ذكرنا في الفصل الخامس، تنفرد الأنواع المختلفة من المواد الحية بخاصية احتوائها على جزيئات البروتين وتتميز أيضاً بقابليتها على تكوين المركبات العضوية بشكل تدريجي وتحت ظروف تساوي الحرارة (isothermally). تنقسم المواد الحية إلى صنفين عظيمين: النباتات أي الصنف المنتج والحيوانات وهو الصنف المستهلك .

تتكون المواد الحية من عدد قليل نسبياً من الجزيئات العضوية المتمثلة بالكحوليات (alcohols) والحوامض الأمينية (amino acid) والحوامض الدهنية (fatty acid) والبيورينات (purines) والتي تشكل بمجموعها جزيئات أكثر تعقيداً من الكاربوهيدرايت (carbohydrates) والبروتينات (proteins) والدهون (fats) والحوامض النفوية (nucleic acid) والليگنين (lignine) .

يصل عدد أنواع (species) الأحياء التي تم تمييزها، إلى حوالي (1.5×10^6) نوع ومنها حوالي (2.5×10^5) نوعاً يعيش في البحار والمحيطات . ويبدو أن دراسة منشأ هذا العدد الهائل من الأحياء بشكل منفرد هي مهمة يستحيل إنجازها في كتاب

واحد، غير أن اتسام المواد الحية بصفات مشتركة يجعل من أمر إنجاز دراستها بشكل مجاميع أقل صعوبة. ويبدو منطقياً التعرف أولاً على المكونات الأساسية والوحدة البنائية للمواد الحية.

10 - 2 الوحدة البنائية والمكونات الأساسية للمواد الحية :

تمثل الخلية (cell) الوحدة البنائية الأساسية للمواد الحية. ويحيط بالخلية غشاء يحافظ عليها من دخول المواد الغريبة. تحتوي نواة الخلية على (deoxyribnucleic acid) الذي يتكون من الأميونات والفوسفات والبنطوس (pentose) والذي يحدد العلاقة الجينية للخلايا. تمثل البروتينات أحد المكونات البنائية الكيميائية للمواد الحية. وتتألف من تتابع لجزيئات من الحوامض الأمينية. هناك عشرون نوعاً من الحوامض الأمينية وأن تتابعها وارتباطها في البروتينات يحدد صفات البروتينات مثل الصفة الأنزيمية (enzymes). أما الكربوهيدرات $(CH_2O)_n$ ، فهي المصدر الأساسي للطاقة ويتم إنتاج الكربوهيدرات بعملية التركيب الضوئي للنباتات. أما الليبيدات (lipids) فهي الدهون أو الزيوت التي لا تذوب في المياه وتكون غير مستقطبة (non - pollar) وتمثل جزءاً من المكونات البنائية لغشاء الخلية التي تحافظ على الخلية من دخول المواد المستقطبة مثل الأيونات الفلزية. وتعد الأنزيمات (enzymes) عوامل بيوكيميائية مساعدة وتكون من البروتينات التي تحتوي في بنائها على موائع فعالة تشغلها ذرات الفلزات في بعض الأحيان. أما النظام العصبي فيتكون من الخلايا العصبية التي تسمى (neurons) والتي على طولها تنتقل النبضات الحسية بفعل الاختلاف في نفاذية غشاء الخلية بالنسبة لأيونات الصوديوم والبوتاسيوم.

إن البحث في مصادر ووفرة المكونات العضوية الأساسية في المواد الحية (الحوامض الأمينية مثلاً) يمثل الخطوة الأولى في دراسة منشأ الحياة على كوكب الأرض.

10 - 3 مصادر المواد الحية :

تشير المعلومات المتوفرة حالياً إلى أن مياه المحيطات قد تكونت بفترة وجيزة من كارثة الاصطدام التماسي. وتفترض الآراء الحديثة عدم وجود القارات في الفترات المبكرة باستثناء بعض البراكين التي تحيط بها برك من المياه الراكدة.

هناك ثلاثة مواقع (مصادر) مرشحة لدراسة منشأ المواد العضوية والتي تتمثل بمصادر الفضاء الخارجي (extraerrestrial) مثل المذنبات والغلاف الجوي للأرض ومياه المحيطات .

يوجد الكثير من النقاش حول إضافة المذنبات أو النيازك للمواد العضوية على سطح الأرض البدائية . وبالرغم من الغموض الذي يحيط بتأثير طاقة الاصطدام على نسبة المواد العضوية التي تصل فعلاً إلى سطح الأرض، إلا أن هناك أدلة حقلية ومختبرية على وجود الحوامض الأمينية في هشيم مواقع اصطدام بعض النيازك، في حين لا يمكن إهمال سقوط الغبار ما بين النجوم (interstellar dust) كمصدر مهم للمواد العضوية على سطح الأرض .

ضمن مصادر الفضاء الخارجي أيضاً، يمكن مناقشة انفجار الأجسام الكونية في الهواء (airbursts) كمصدر للمواد العضوية . وتحدث هذه الانفجارات نتيجة تداخل الضغط على مقدمة الجسم الساقط . وتنفجر المذنبات والنيازك الكوندورية الكربونية بأحجام مناسبة عند الارتفاعات العالية بسبب انخفاض تماسكها، بينما لا يحدث هذا للنيازك الحديدية بالصيغة المذكورة بسبب تماسكها العالي ولكنها تنفجر عند اصطدامها بسطح الأرض . إن الحالات الموثقة لانفجارات الأجسام الكونية تشير إلى تفتتها إلى أحجام صغيرة جداً من النيازك الكوندورية الكربونية والتي تحتوي على أجزاء داخلية باردة . وهذا يعني محافظتها على مكوناتها من المواد العضوية .

تشير البيانات المتوفرة عن اصطدام الأجسام الكونية خلال الزمن الظاهري (phenerozoic)، إلى وصول المواد العضوية إلى سطح الأرض بدون تغيير يذكر من ناحية، وإمكانية تخليق مواد عضوية خلال الاصطدام من ناحية أخرى . إن ملاحظة حدود تماس الكريتاسي / الثلاثي (CT boundary) في الدانمارك تشير إلى احتواء الرواسب على حوامض أمينية ذات منشأ لا عضوي .

إن مصادر تخليق المواد العضوية في الغلاف الجوي تشتمل على تأثير التفريغ الكهربائي وأشعة الشمس فوق البنفسجية فضلاً عن تأثير الموجات الصدمية الناتجة عن اصطدام الأجسام الكونية بسطح الأرض . ويبدو أن جميع هذه المصادر يمكن أن تضيف مواد عضوية إلى مياه المحيطات مهما اختلفت درجات اختزال الغلاف الجوي، غير أن تخليق المواد العضوية في الغلاف الجوي المختزل ($H_2/CO_2 \rightarrow$) (0.1) يحدث بمعدلات أكبر بحوالي (1000) مرة مقارنة مع الغلاف الجوي وسطي

الاختزال ($H_2/CO_2 = 0.1$). إن تخليق المواد العضوية تحت الظروف الأخيرة يمكن أن يحدث من خلال ثلاثة مصادر وهي: تأثير الأشعة فوق البنفسجية في عمليات التحلل الضوئي ودقائق الغبار ما بين النجوم والموجات الصدمية الناتجة عن الاصطدامات الكبيرة بسطح الأرض. وتضيف هذه المصادر حوالي $(2 - 3 \times 10^8 \text{ km})$ في السنة، ويعتقد بأن المركبات العضوية التي تتكون في الغلاف الجوي أو المصاحبة للمذنبات، يمكن أن تدخل في تفاعلات وهي موجودة في مياه المحيطات. ومن التفاعلات المعروفة (HCN) مع (aldehydes) وتكوين الحوامض الأمينية.

إن اكتشاف البيئات الحياتية حول الينابيع الحارة في قيعان البحار، أدى إلى زيادة الاهتمام بها، لأنها تمثل مواقع الحياة للكائنات التي لا تمارس عملية التركيب الضوئي. إن وجود البكتريا اللاهوائية في الينابيع الحارة، أدى إلى زيادة الاهتمام بها بسبب علاقتها المهمة بموضوع منشأ الحياة. وتشير المناقشات السابقة إلى إحتواء قشرة ومحيطات الأرض البدائية على الينابيع الحارة. وتحوي الكائنات الحية في البيئات المذكورة على مواد بروتينية.

يحدث التخليق الكيميائي للمواد العضوية في الفضاء ما بين النجوم والسحابة النجمية أو في داخل المذنبات والشهب، غير أن طبيعة هذه التفاعلات غير معروفة بشكل واضح. وتواجه التفاعلات المقترحة بشأن تكوين الحوامض النووية والأمينية والليبيدات (lipids) عدداً من المشاكل والانتقادات.

يفترض عدد من الدراسات بأن تشكيل الخلية يمكن أن يتم من خلال تكوين الفقاعات وانفجارها عند تماس الغلاف الجوي بالغلاف المائي وتكوين الأوعية المغلقة. وتتميز مركبات الليبيدات (lipids) بتكوين الأوعية وبتعاقب المواسم الرطبة والجافة تدخل في الأوعية بويمرات مهمة. وتفترض دراسات أخرى بأن غشاء كبريتيد الحديد يمكن أن يمثل غشاءً أولياً للخلية وباتجاه نشأة الحياة.

يوجد العديد من الدراسات التي تتناول ميكانيكية التخلق الوراثي للبروتين الذي يدخل فيما بعد في تركيب الخلية الأولية. وفي السنوات الأخيرة، ازداد الاهتمام بـ (RNA) كأول نظام وراثي علاوة على اعتباره كإنزيمات مبكرة للتخليق. وتفترض دراسات (RNA) للتخليق المتأخر للـ (DNA) بالميكانيكية الوراثية. ولكن توليد الاستنساخ الذاتي لسلسلة (RNA) وميكانيكية تحويل البروتين، تمثل مواضع

نقاش وجدال ولا يوجد اتفاق عام عليها، غير أن الأمثلة المتوفرة تشير إلى إمكانية الاستنساخ الذاتي للبروتين.

تحتوي المراجع العملية على أفكار تدعم الدور أو العامل المساعد لأسطح المعادن في تكوين مركبات مهمة وبضمنها المركبات العضوية. واستنتج (Cairns - Smith, 1971) بأن تكوين المركبات العضوية حسب الميكانيكية العضوية (المذكورة سابقاً) هو أمر مشكوك فيه، وبدلاً من ذلك تقدمت دراسة الباحث المذكور باقتراح حول دور أسطح المعادن الطينية وسلوكها كعوامل مساعدة في الميكانيكية الوراثة الأولى، تحوي المعادن الطينية على مواقع غير منتظمة في تركيبها البلوري والتي يمكن أن تتكرر في الطبقات والبروتينات. وبهذا يمكن الربط بين الجينات الطينية والجينات العضوية.

لا يوجد اعتراض حول الفعالية الكيميائية للأطيان، كما لا يوجد جدال حول وفرتها في مياه المحيطات الأولية. ويلاحظ وجود عدد من العمليات التي تتطلب دخول الأطيان فيها كعوامل مساعدة ومنها تكوين الحوامض الأمينية وبلمرة الحوامض الأمينية. ولاحظ (Ferris, 1993: in Mac Clendon, 1999) تكوين (RNA) فوق معدن المونتموريلونيت (Montmorillonite). ازداد الاهتمام بالأطيان في هذا المجال بسبب الترتيب الفراغي لأسطح المعادن الطينية الذي يؤدي إلى سلوكها كعامل مساعد في تخليق المركبات العضوية. بعد تكوين الخلية البدائية وبميكانيكية وراثية لتخليق البروتين، يبدأ التطور الدارويني وبشكل تدريجي في آخر خلف (ancestor) مشترك.

10 - 4 الأدلة الجيولوجية:

يمكن الاستفادة من الأدلة الأحفورية في جانبين: الأول بخصوص نشأة الحياة والثاني يتعلق بطبيعة تلك الاحياء. إن أقدم الأحافير المكتشفة هي تلك العائدة إلى صوان الأبكس (apex chert) المنكشفة في غرب استراليا. وتتميز هذه الأحافير بكونها أحادية الخلية الفراغية (cellular) وبناء خيطي نحيف ويقدر عملها بحوالي (3.465) بليون سنة. ويشبه حجم وشكل العديد من هذه الأحافير بعض الأنواع المعاصرة من البكتريا (cyanobacteria). تؤكد الدراسات المجهرية للشرائح الرقيقة على انتماء هذه الأحافير إلى الصوان. وأمكن تمييز إحدى عشرة (texa) في الأحافير المكتشفة، غير أن بعضها يمثل أنواعاً متطورة. ويلاحظ أيضاً وجود

أحافير مجهرية كروية الشكل، إلا أن تمييز منشئها العضوي غير ممكن. من المعروف، أن الأحياء أحادية الخلية تسبق ظهور الأحياء الخيطية، غير أن الاكتشافات الأخيرة لا تؤيد وجود أحافير أقدم من تلك العائدة إلى صوان الأبكس (apex). ويترتب على هذا الاكتشاف والاكتشافات الأخرى للأحافير بعمر (archean) بأن عملية التركيب الضوئي كانت في الميدان خلال أو عند الزمن (3.465 بليون سنة).

أما الأدلة الأخرى بخصوص التوليد الحياتي المبكر للأوكسجين فهي بيانات محتوى نظير الكربون (13) في مواد الكيروجين القديمة. إن أنزيم تثبيت (CO₂) في النباتات الخضراء، يقوم بفرز نظير الكربون (13) في ثاني أوكسيد الكربون. إن الكيروجين صوان الأبكس (apex) يحتوي على نسبة (δc₁₃) تتراوح (± 25% إلى -25%). وهذا يتفق مع النباتات الحالية. إن زيادة نسبة CO₂ في الغلاف الجوي البدائي يؤدي أيضاً إلى زيادة نسبة فرز نظير الكربون (13). اهتمت الدراسات الحديثة بأقدم الصخور الرسوبية عمراً وهي تكوين «أسوا» (asua) المنكشفة في غرب كرنيلاند (greenland). وتشير بيانات التقييم الجيولوجي بأن عمر تتابعات هذه الصخور يصل إلى (3772 ± 33) مليون سنة. إن صخور تكوين أسوا (asua) هي صخور متحولة وليست رسوبية ولكنها تحتوي على الكربون. وتشير البيانات التحليلية إلى وجود فرز لنظير الكربون (13) وبشكل مشابه لما ذكر سابقاً.

أما الأدلة على غياب الأوكسجين في الغلاف الجوي البدائي، فيمكن ملاحظتها في البيرايث (pyrite) الرسوبية واليورانيث (uraninite) وكما ذكرنا ذلك في الفصل السابع. ويوجد الذائب من الحديد بشكل كاربونات أو كبريتات الحديدوز أو بشكل مركبات الحديدك الحامضية في مياه الينابيع الحارة تحت المحيطات، بينما تنحك (abraded) البيرايث واليورانيث في روافد أنظمة التصريف، في حين يترسب الحديد بسبب أكسدته إلى الحديدك وتكوين رواسب الحديد الحزامية (banded iron). إن التكوين المبكر (3.8 بليون سنة) للرواسب الأخيرة (الفصل الثامن) يدعم فكرة الخلق المبكر للكائنات الحية المولدة للأوكسجين الضرورية في تكوين رواسب الحديد الحزامية.

يبقى جانب مهم لم يتم التطرق إليه، ألا هو: أكسدة الكبريت. إن كانت بعض المكونات البدائية للحديد بشكل ترولايت وبيرايت، فإن إذابة الحديد تتطلب

أولاً أكسدة الكبريت إلى كبريتات . ويعتقد بأن كميات هائلة من الكبريتات قد ترسبت خلال الزمن (archean) . وبهذه الملاحظات ، فإن الأوكسجين في الغلاف الجوي في زمن (archean) لم يكن غائباً تماماً .

إن منشأ أحياء (eukaryotes) يقترن عادة بتراكم الأوكسجين في الغلاف الجوي ، غير أن أوكسجين الغلاف الجوي ليس ضرورياً للأحياء البحرية التي تمتلك جهازاً تنفسياً . وبدلاً عن ذلك ، فإن عمليات التركيب الضوئي للأحياء أحادية الخلية تؤدي محلياً إلى تكوين المياه الأوكسجينية . وبهذا فإن أنواعاً من أحياء (eukaryote & prokaryote) يمكن أن تتواجد وتتصاحب مع الأحياء أحادية الخلية وقبل تراكم الأوكسجين في الغلاف الجوي البدائي .

الجزء الرابع
PART FOUR
جيو كيمياء الصخور
Geochemistry of Rocks

الفصل الحادي عشر

Chapter Eleven

جيوكيمياء الصخور النارية

Geochemistry of Igneous Rocks

11 - 1 تمهيد:

لازمت الفعاليات النارية جميع مراحل التاريخ الجيولوجي للأرض، إذ سادت الفعاليات البركانية في الفترات المبكرة من عمر الأرض وأدت فيما بعد إلى تكوين القشرة الأرضية. واستمرت الفعاليات النارية الداخلية والخارجية خلال العصور الجيولوجية الغابرة بدلالة المكاشف الواسعة للصخور الجرانيتية في مناطق الدروع القارية من ناحية، وانسياب كميات هائلة من الصهارات (Magma) على سطح الأرض والتي أدت بعد تبريدها إلى تبلور الصخور النارية بأشكال وتراكيب مختلفة. وتلاحظ حالياً الفعاليات النارية من خلال مراقبة ثورة البراكين المعاصرة وانسياب الصهارات من فوهاتها في أماكن متعددة من القشرة الأرضية. تتوزع البراكين المعاصرة بنمط يرتبط بشكل عام بالفعاليات الزلزالية التي تحدث في مناطق محددة من يابسة الأرض ومياهها.

إن أهم البراكين الفاعلة في الوقت الحاضر هي تلك الموجودة في إيطاليا وأيسلندا واندونيسيا واليابان وروسيا وكواتيمالا وكولومبيا والمكسيك والأكوادور وزيلندا الجديدة والكاميرون وشيلي والولايات المتحدة الأمريكية ونيكاراوا والسيلفادور وتنزانيا وتركيا وألاسكا والفلبين وغينيا الجديدة وكوستاريكا. كما يلاحظ وجود البراكين الفعالة في الجزر المحيطة مثل جزر الهند الغربية وهاواي وريونين وستماريا وأمبيريم وجزر الآزور فضلاً عن البراكين الفعالة تحت مياه البحار.

تندفق الصهارات (lava) من فوهات البراكين وتنساب على مساحات من سطح الأرض قد تصل إلى مئات الكيلومترات المربعة. وبعد تبريد وتبلور الدفق البركاني، يلاحظ وجود الفجوات على سطحه العلوي نتيجة هروب الغازات، كما يمكن تمييز التشققات الأفقية والعمودية الناتجة عن التبريد والانكماش. ويجب التذكر هنا بالصورة الشائعة والمعروفة «لأعمدة الشياطين» (devil's postpiles) لدفق صهارات البزالت في ولاية كاليفورنيا / الولايات المتحدة الأمريكية.

ما هو الصهير؟ ما هي صفاته الفيزيائية والكيميائية؟

11 - 2 الصهير الناري . . . منشؤه وصفاته وتبلوره :

يعرف الصهير الناري (magma) بأنه عبارة عن صخور سائلة بدرجات حرارة عالية ($900^{\circ}C - 1300^{\circ}C$) ويحتوي بشكل أساسي على منظومة سليكاتية متعددة المكونات علاوة على المتبخرات والغازات المذابة وأهمها الماء. يؤثر الأخير مع درجات الحرارة والمكونات الكيميائية على لزوجة الصهير. وبشكل عام تكون لزوجة الصهير القاعدي أقل من الصهير الحامضي بسبب احتواء الثاني على نسبة أعلى من السليكا التي لها القابلية على تكوين لدائن بشكل سلاسل طويلة من الوحدات الرباعية (SiO_4^{-4}). ويمكن ملاحظة اختلاف اللزوجة حقلياً وذلك من خلال مقارنة ارتفاع المخاريط البركانية (volcanic cones) حيث تكون مرتفعة في البراكين الحامضية مقارنة مع البراكين القاعدية.

يتكون الصهير الناري من الانصهار الكامل تقريباً لصخور سابقة تحتوي على معادن ذات درجات انصهار واطئة مثل صخور الطفل (shale) والجرانيت. وينشأ أيضاً الصهير الناري من الانصهار الجزئي (partial melting) لصخور تتوضع عادة في الأعماق حيث يستخلص سائل مكون من مواد ذات درجات انصهار واطئة ويتخلف عنها في نفس الوقت مواد صلبة ذات درجات انصهار عالية وكما هو الحال في توليد الصهارات البزالتية من الانصهار الجزئي لمواد الرداء العلوي وكما هو موضح في الفصل السادس من الكتاب الحالي. ويتولد عن الانصهار الكامل والانصهار الجزئي، حجم ضئيل من الصهير مقارنة بحجم الصخور المتعرضة للانصهار.

يشق الصهير الناري طريقة خلال القشرة الأرضية ليطلق على سطح الأرض ويتصلب مكوناً الصخور البركانية، أو يبقى الصهير الناري تحت سطح الأرض ويتصلب داخل القشرة الأرضية مكوناً الصخور الجوفية (plutonic). ويمكن دراسة

الصهارات البركانية بشكل مباشر لتحديد خواصها مثل: اللزوجة والتركيب الكيميائي ودرجة حرارتها ومعدلات تبريدها... الخ. غير أن مكوناتها من المواد البخارية والغازية، فلا يمكن تقديرها وذلك بسبب الإضافات من المياه الجوفية وثاني أكسيد الكربون وأطوار الكبريت التي تحدث إلى الصهارات البركانية خلال صعودها مروراً بصخور القشرة وإلى سطح الأرض. أما بالنسبة للصهارات الجوفية، فلا يمكن دراستها بشكل مباشر، وأن جل معلوماتنا المتوفرة في هذا المجال، مستقاة من دراسة الصخور النارية الجوفية بعد حركة كتلها إلى الأعلى وانكشافها على سطح الأرض بفعل عوامل الدفع التكتوني و/أو تعرية الصخور الواقعة فوقها.

تتباين الصهارات النارية في صفاتها الفيزيائية والكيميائية والتي تؤدي بعد تبريد المنصهرات، إلى تصلب أنواع مختلفة من الصخور النارية. تنشأ الصخور النارية من صهارات مستقلة أو من صهارات متفاضلة (magma differentiate) عن صهير أولي (primary magma) بفعل عمليات التبلور التجزيئي عادة. وفي حالات نادرة، يمكن أن يحدث التفاضل بفعل ظاهرة عدم الامتزاج (immiscibility) لأجزاء من الصهارات متباينة التركيب. وتفسر الميكانيكية الأخيرة تكوين الصهارات الخاصة بمنشأ خامات أكاسيد الحديد ذات المنشأ الصهاري.

بالرغم من الاختلاف الواسع في التركيب الكيميائي، إلا أن معظم الصخور النارية تتكون من تركيب معدن بسيط يتمثل بالمعادن الآتية: أوليفين وفلدسبار وبيروكسين وامفيبول وبيوتايت وكوارتز ومعدن أو آخر من معاد الفلدسباتويد (feldspathoids) وأكاسيد الحديد - التيتانيوم. لا تتوفر هذه المعادن في الصخور النارية بشكل مزيج عديم الترتيب ولكن تظهر هذه المعادن بعلاقات محددة وأنماط معينة. فمثلاً يلاحظ في الصخور النارية أزواج من معادن متنافرة (كوارتز - أوليفين وكوارتز - نفيلين) وأزواج من معادن متوافقة (الفلدسبار القلوي - كوارتز) في الصخور النارية الحامضية و(أوليفين - بيروكسين - بلاجوكليز غني بالكالسيوم) في الصخور النارية القاعدية.

إن السلوك التوافقي والتنافري لمعادن الصخور النارية، هو المحور المهم في الدراسات التجريبية لتبلور المنصهرات السليكاتية والتي بادر بها أولاً العالم باون «Bowen»، حيث أشار إلى أهمية هذا السلوك في نمو وتطور الصخور النارية من صهاراتها المختلفة. وأثبتت التجارب المخبرية لاحقاً بأن المعادن المتوافقة تتبلور في مديات متشابهة من درجات الحرارة بينما تتبلور المعادن المتنافرة عند درجات

حرارة مختلفة. وبشكل عام، فإن طبيعة المعادن المتبلورة من الصهارات المختلفة، تتحد بثلاثة عوامل وهي: التركيب الإجمالي للصهير ودرجة حرارته والضغط. ومن هنا تبرز بشكل واضح إمكانية تطبيق مفاهيم فرع الكيمياء الفيزيائية في تبلور المنصهرات الطبيعية منها والصناعية. إن العوامل الثلاثة المذكورة يمكن تمثيلها كميًا وذلك من خلال توظيف مفاهيم قاعدة الطور.

11 - 2 - 1 قاعدة الطور:

تنص هذه القاعدة على الآتي: في أية منظومة في حالة توازن، فإن عدد الأطوار (P, phase) زائداً عدد درجات الطلاقة أو التغير (F, degree of freedom) يساوي عدد المكونات (C, componenets) زائداً إثنان وكما في المعادلة الآتية:

$$P + F = C + 2 \dots\dots\dots (11.1)$$

يعرف الطور بأنه أي جزء من المنظومة متجانس كيميائياً ويمكن فصله ميكانيكياً عن باقي الأجزاء الأخرى من المنظومة، بينما تعرف درجات الطلاقة أو التغيرات بأنها تمثل عدد المتغيرات التي يجب تثبيتها لكي يتم تعريف المنظومة، أما المكونات، فهي أصغر عدداً من العناصر أو المركبات الكيميائية المستقلة والضرورية في التعبير عن أي تركيب في المنظومة.

إن المنظومات الجيولوجية بشكل عام، تتأثر بثلاثة عوامل أساسية وهي: تركيب المنظومة ودرجة حرارتها والضغط، غير أن التركيب هو صفة خاصة بالمنظومة المعينة وبالتالي فإن المنظومة الجيولوجية تتأثر بعاملين هما: درجة الحرارة والضغط، أي أنها ثنائية التغير (bivariant system) ويمكن تمثيل هذه الحالة في المعادلة (11.1) وحسب الآتي:

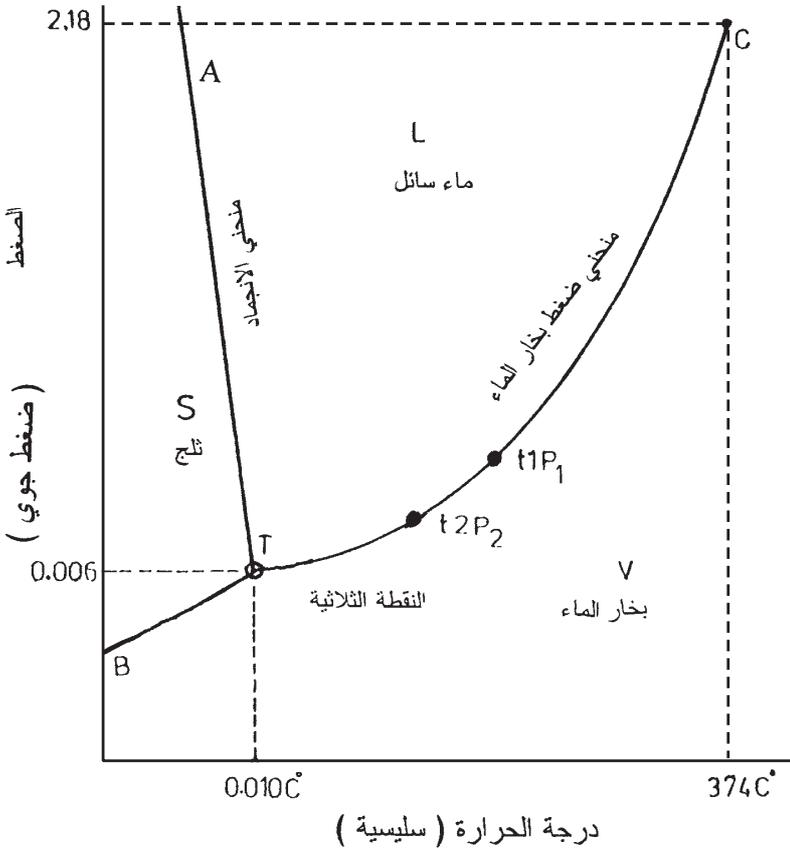
$$P = C \dots\dots\dots (11.2)$$

تمثل المعادلة (11.2) قاعدة الطور المعدنية الذي يعود فضل وضعها إلى العالم (Goldschmidt). وحسب هذه القاعدة فإن عدد الأطوار يساوي عدد المكونات. وهذا ينطبق بنجاح كبير في حالة الصخور النارية حيث تحتوي على حوالي عشرة مكونات (أكاسيد رئيسة) التي تتبلور بعشرة معادن رئيسة أيضاً. ولزيادة توضيح تطبيقات قاعدة الطور سنتطرق إلى الأمثلة الآتية:

11 - 2 - 2 منظومة الماء:

تحتوي منظومة الماء على مكون واحد وهو (H₂O) والذي يتوفر بثلاثة أطوار

هي: الصلب (الثلج) والسائل والغاز (بخار الماء). ويوضح الشكل (11 - 1) العلاقة بين الأطوار الثلاثة بتغير الحرارة والضغط. وعند تطبيق قاعدة الطور على منظومة الماء، فإن عدد المكونات يساوي واحداً ($C = 1$) وعدد الأطوار يساوي ثلاثة ($P = 3$) وبالتالي فإن قيمة درجة التغيرات تساوي صفراً ($F = 0$). وهذا يعني بأن الأطوار الثلاثة (ثلج وسائل وبخار الماء) ويمكن أن توجد معاً في ظروف محددة من الضغط ودرجة الحرارة والموضحة بالنقطة (T) في الشكل (11 - 1). وعند النقطة (T) فإن الضغط يساوي (0.006) ضغط جوي ودرجة الحرارة تساوي ($0.01^{\circ}C$). كما أن نفس النقطة (T) تمثل نقطة التقاء ثلاثة منحنيات وهي: منحنى تغير درجة حرارة انصهار الثلج مع الضغط ($S - L$) ومنحنى تغير درجة حرارة - ضغط تسامي الثلج إلى بخار الماء ($S - V$) ومنحنى تغير درجة حرارة - ضغط تحول الماء السائل إلى بخار.



شكل 11 - 1 مخطط الضغط - درجة الحرارة لمنظومة الماء

(krauskopf, 1979)

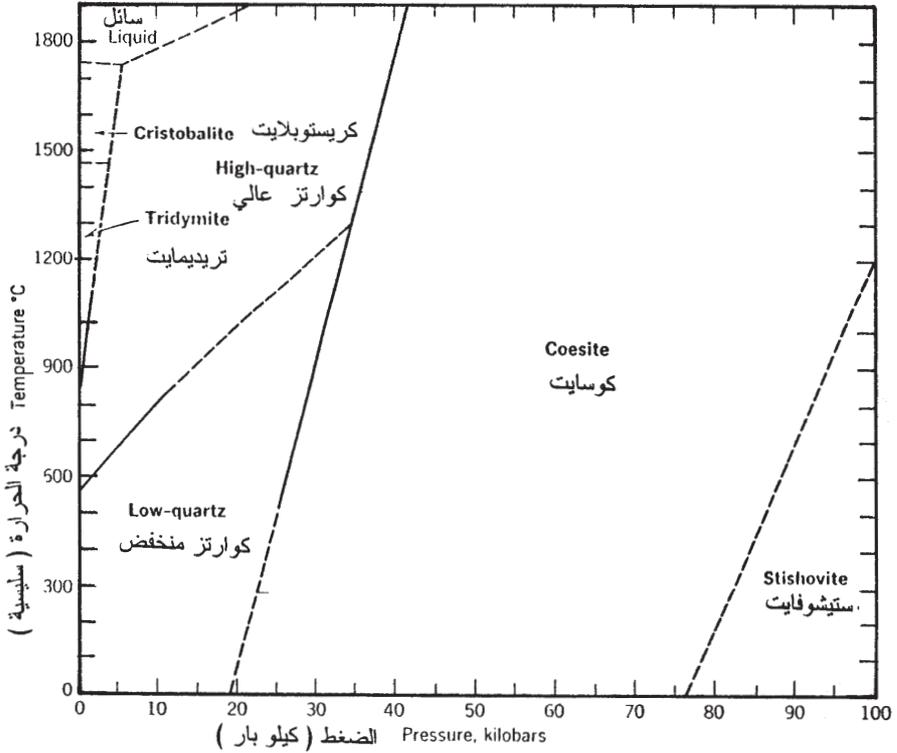
باستثناء النقطة (T)، فإن كل نقطة على أي منحنى من المنحنيات الثلاثة، تمثل تغير درجة الحرارة - الضغط بين طورين في حالة توازن، وبمعنى آخر، عند أي نقطة على هذه المنحنيات، فإن عدد الأطوار يساوي اثنين ($p = 2$). وعند تطبيق عدد اطوار ($p = 2$) في معادلة قاعدة الطور (11.1) لمنظومة الماء الأحادية المكون ($C = 1$) فإن درجة التغير تساوي واحداً ($F = 1$). وفي هذه الحالة تعد المنظومة أحادية التغير. أي أن إبقاء حالة التوازن بين طورين يتطلب تغيير درجة الحرارة أو تغير الضغط وليس كليهما. فعند تغيير درجة الحرارة من t_1 إلى t_2 على المنحنى ($L - V$) فإن الضغط يجب أن يتغير من p_1 إلى p_2 كما أن التغيير في الضغط من p_1 إلى p_2 على نفس المنحنى ($L - V$) يؤدي إلى تغيير درجة الحرارة من t_1 إلى t_2 ولا يوجد بديل آخر لذلك. أما حقول أطوار الماء التي تفصلها المنحنيات الثلاثة، فتمثل تغير درجة الحرارة - الضغط لاستقرار كل طور بشكل منفصل. ويوجد كل طور بحالة مستقرة ضمن حدود من درجة الحرارة والضغط يحددهما المنحنيان الخاصان بذلك الطور. وعند تطبيق معادلة قاعدة الطور (11.1)، فإن عدد الأطوار يساوي واحداً ($P = 1$) وعدد المكونات يساوي واحداً ($C = 1$) وبالتالي فإن قيمة درجة التغير تساوي اثنين ($F = 2$) أي أن المنظومة في هذه الحالة ثنائية التغير. أما المنظومة عند النقطة (T) فهي عديمة التغير ($F = 0$) (invariant).

11 - 2 - 3 منظومة السليكا:

تحتوي منظومة السليكا على مكون واحد وهو ثنائي أوكسيد السليكون (SiO_2) الذي يتبلور بعدد من الأطوار وهي: الصيغ المنخفضة والعالية من التريديمايت والكريستوبولايت والكوارتز فضلاً عن الكوسايت والستشوفاييت. ويعرض الشكل (11 - 2) حقول استقرار هذه المعادن. ويبدو أن معادن الستشوفاييت والكوسايت يتكونان عند ظروف عالية من الضغط وبالتالي يمتلكان أعلى كثافة مقارنة مع باقي المعادن الأخرى. بينما تتكون بقية الأطوار بزيادة درجة الحرارة.

إن الحدود الفاصلة (الخطوط الصلدة والمنقطعة) تمثل في الحقيقة تغير درجة الحرارة - الضغط لطورين في حالة اتزان. وعند تطبيق قاعدة الطور على أية نقطة واقعة على هذه الحدود، فإن عدد الأطوار يساوي اثنين ($P = 2$) وعدد المكونات يساوي واحداً ($C = 1$)، وهذا يعني أن عدد درجات التغير يساوي واحداً ($F = 1$). أي أن المنظومة في هذه الحالة هي أحادية التغير. أما في حالة

النقاط الموجودة ضمن كل حقل من حقول الأطوار المنفصلة، فإن المنظومة في حالة ثنائية التغير. بينما تكون المنظومة عند النقطة (T) في حالة عديمة التغير.



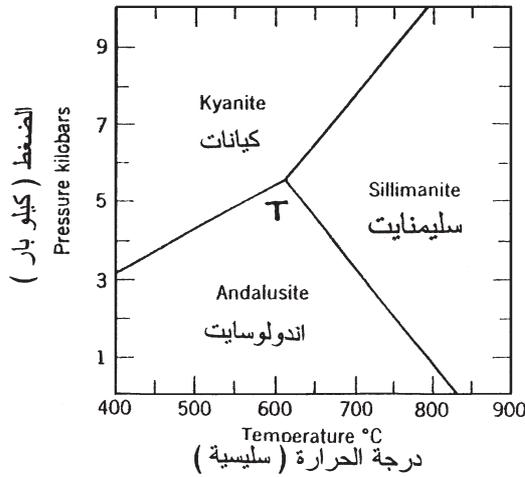
شكل 11 - 2 علاقات الاتزان لأطوار السليكا المتعددة الأشكال

المصدر (Hurlbut & Klein, 1977)

11 - 2 - 4 منظومة أطوار $(Al_2 SiO_5)$:

تحتوي هذه المنظومة على مكون واحد وهو $(Al_2 SiO_5)$ الذي يتبلور بثلاثة أطوار وهي: الكاينيت والأندلسايت والسليمانايت. وتتوفر هذه الأطوار في الصخور المتحولة بتركيب ألوميني (aluminous). يعرض الشكل (11 - 3) علاقات التوازن للأطوار الثلاثة والتي تم إيجادها مخبرياً. وتعد معرفة هذه العلاقات بالغة الأهمية في دراسة الصخور المتعرضة إلى ظروف التحول التماسي (contact) والتحول الإقليمي (regional). وتمثل هذه الأطوار، معادن دالة (index) على ظروف التحول مما أدى تسمية منطقة التحول (metamorphic zone) بأسماء هذه المعادن. يعد معدن السليمانايت طوراً دالاً على درجة حرارة التحول من $(620K_0 C)$ وأكثر، بينما يدل معدن الكاينيت على أدنى ضغط للتحول بحدود (3 kilobars).

إن الحدود الفاصلة بين حقول استقرار الأطوار الثلاثة منفصلة، تمثل تغير درجة الحرارة - الضغط لطورين في حالة اتزان. وتكون المنظومة عند هذه الحدود في حالة أحادية التغير بينما تكون المنظومة ضمن حقول استقرارية هذه الأطوار بحالة ثنائية التغير في حين تكون المنظومة بحالة عديمة التغير عند النقطة (T) والموضحة في الشكل (11 - 3). وتشكل النقطة (T) التقاء حدود مجالات استقرار أطوار الاندولوسايت والسليمانايت والكاينايت.



شكل 11 - 3 حقول استقرارية أطوار (Al₂SiO₅) المتعددة الأشكال
المصدر (Hurlbut & Klein, 1977)

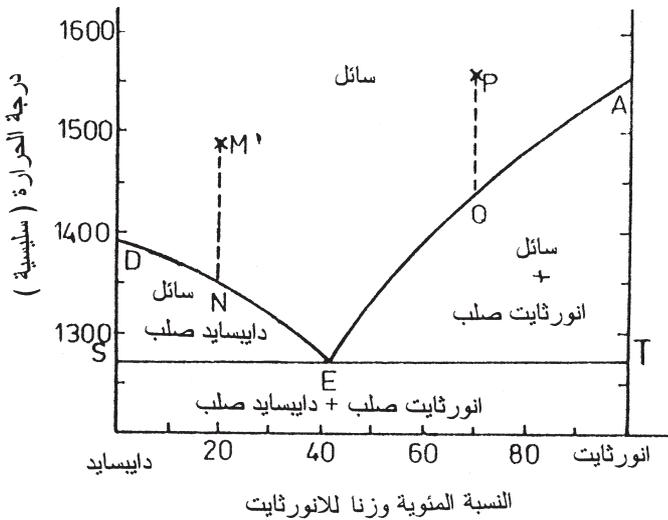
11 - 2 - 5 منظومة الأنورثايت - دايسايد :

تحتوي هذه المنظومة كما هو واضح في العنوان، على مكونين إثنيين وهما معدن الأنورثايت (Ca Al₂ SiO₈) ومعدن الدايسايد (Ca Mg Si₂ O₆). وبهذا فإن قيمة (C) في معادلة قاعدة الطور (11.1) تساوي إثنيين (C = 2). وتمت دراسة هذه المنظومة تحت ظروف الضغط الجوي. وبذلك فإن المعادلة (11.1) تصبح كالآتي:

$$P + F = C + 1 \dots \dots \dots (11.3)$$

يعرض الشكل (11 - 4) سلوك منصهر هذه المنظومة بانخفاض درجة الحرارة. وينقسم الشكل المذكور إلى عدة حقول نتيجة وجود منحنيات علاقة درجة الحرارة - التركيب للأطوار المتوازنة في المنظومة. إن الحقل الذي يقع أسفل النقطة (E) يمثل حقل استقرار مزيج من معدني الأنورثايت والدايسايد في الحالة الصلبة. أما الحقل (TEA) والحقل (SED) فيمثلان ظروف وجود منصهر مع كل

من الأنورثايت والدايبسايد الصلب على التوالي. في حين يمثل الحقل في أعلى المنحني (DEA) ظروف وجود مزيج من الدايبسايد والأنورثايت في الحالة المنصهرة. وعليه فإن المنحني (EA) يمثل التغيير في درجة حرارة انصهار الأنورثايت بإضافة الدايبسايد إليه، بينما يمثل المنحني (DE) التغيير في درجة حرارة انصهار الدايبسايد بإضافة الأنورثايت إليه. وتمثل كل من النقطة (A) و (D)، درجة انصهار الأنورثايت النقي (1553°C) والدايبسايد النقي (1391°C) على التوالي. أما النقطة (E) فتمثل تركيب المزيج الذي يمتلك أدنى درجة انصهار، أي درجة الانجماد الدنيا (eutectic point).



شكل 11 - 4 منظومة الأنورثايت - دايبسايد

موضع تغاير درجة الحرارة - التركيب وتحت ظروف الضغط الجوي الاعتيادي (atm)

المصدر (Krauskoph, 1979)

بهدف توضيح منظومة الأنورثايت - دايبسايد (الشكل 11 - 4)، نأخذ مثلاً النقطة (M) التي تمثل منهصراً لمزيج من الأنورثايت (20%) والدايبسايد (80%). إن انخفاض درجة الحرارة لا تؤدي إلى تغيير في المنصهر لغاية (1350°C) أي النقطة (N). عند هذه النقطة يبدأ الدايبسايد بالتبلور وتنفصل بلوراته من المنصهر بشكل مستمر مما يؤدي إلى تغيير في تركيب المنصهر باتجاه النقطة (E) حيث يصبح غنياً بالأنورثايت. وعند الوصول إلى النقطة (E) يبدأ الأنورثايت بالتبلور مع الدايبسايد وتبقى درجة الحرارة ثابتة إلى أن يستهلك كامل الصهير. إن الحال الموصوف سابقاً ينطبق أيضاً على النقطة (P) التي تمثل منهصراً لمزيج من

الأنورثايت (70%) والدايبسايد (30%). وبنخفاض درجة الحرارة حتى النقطة (Q) (1440°C)، عندها يبدأ الأنورثايت بالتبلور، وبالانفصال المستمر لبلوراته من الصهير، يتغير تركيب المنصهر المتبقي باتجاه النقطة (E) على طول المنحني (EA). وعند النقطة (E) يبدأ الدايبسايد بالتبلور مع تبلور الأنورثايت وإلى أن يستنفد المنصهر بالكامل.

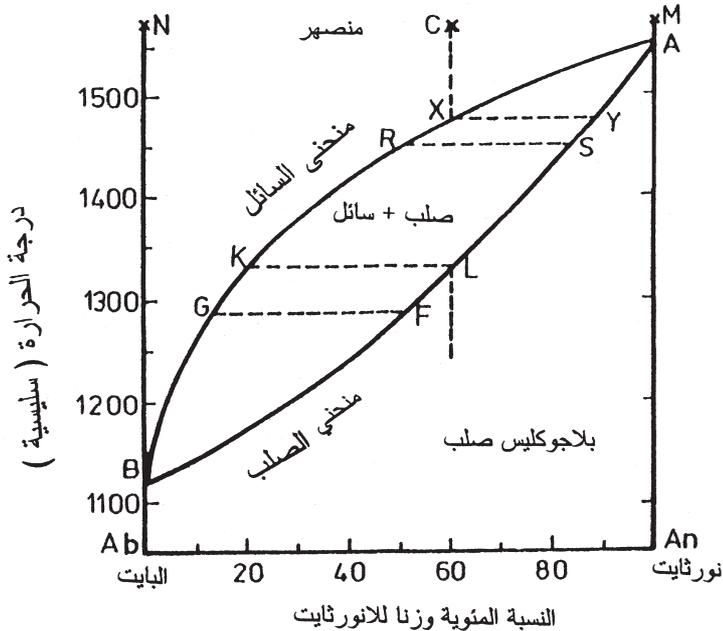
إن تطبيق قاعدة الطور (المعادلة 11.3) تظهر بأن المنظومة في حالة أحادية التغيير عند كل نقطة على المنحني (Ea) و (DE) وذلك بسبب أن عدد الأطوار يساوي إثنين ($P = 2$) وأن عدد المكونات يساوي إثنين ($C = 2$) وبالتالي فإن عدد درجة التغيير تساوي واحداً ($F = 1$). أما عند النقطة (E) فإن المنظومة في حالة عديمة التغيير حيث أن ($P = 3$) و ($C = 2$). وتكون المنظومة في حالة ثنائية التغيير عند كل نقطة من الحقل في أعلى المنحني (DEA) أي حقل استقرار السائل. أما النقاط الموجودة داخل الحقول (TEA) و (SED) وأسفل الخط (SET) فإن المنظومة في حالة أحادية التغيير.

11 - 2 - 6 منظومة الأنورثايت - ألبايت :

تحتوي هذه المنظومة على مكونين إثنين وهما: الأنورثايت ($\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$) والألبايت ($\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$) اللذان يتبلوران بشكل محلول صلب كامل الامتزاج تماماً. ويعرض الشكل (11 - 5) علاقة منحنيات درجة الحرارة - الضغط والتي تقسم الشكل المذكور إلى ثلاثة حقول: الحقل الأول هو حقل استقرار منصهر مزيج المعدنين في أعلى المنحني (BKA) أي منحني السائل (liquidus curve). والحقل الثاني هو حقل استقرار البلاجوكليز الصلب (أنورثايت + الباييت) كامل الامتزاج والذي يقع أسفل منحني الصلب (BLA) (solidus curve). أما الحقل المحصور بين المنحنيين (BKM) في الأعلى و (BLA) في الأسفل، فيمثل حالة التوازن للمنصهر مع بلورات البلاجوكليز في الدرجات الحرارية المختلفة. أما النقطتان (A) و (B) فتمثلان درجة حرارة انصهار كل من معدني الأنورثايت (1553°C) و الألبايت (1118°C) على التوالي.

يهدف توضيح منظومة الأنورثايت - ألبايت، نأخذ مثلاً منصهراً بتركيب (60%) أنورثايت و (40%) ألبايت (النقطة C)، وبنخفاض درجة الحرارة، فإن هذا المنصهر يبقى جميعه بالحالة السائلة حتى تصل درجة حرارته حوالي (1470°C) الممثلة بالنقطة (X) على منحني السائل. عند هذه النقطة تنفصل بلورات صلبة من

الصهير وبتركيب يتحدد بالنقطة (Y) التي تمثل نقطة تقاطع الخط (Y - X) المرسوم من النقطة (X) وبشكل مواز لخط التركيب الأفقي (Ab - An) مع المنحني (BYA). وفي هذه الحالة يكون تركيب البلورات ($An_{87} Ab_{13}$). وهذا التركيب يشير اغتناء الصلب بالأنورثايت مقارنة مع تركيب المنصهر الأولي (النقطة C)، مما يؤدي إلى اغتناء السائل المتبقي بالألبايت. تبقى حالة التوازن بين البلورات المنفصلة والمنصهر المتبقي بثبات درجة الحرارة عند قيمة ($1470^{\circ}C$). أما في حالة خفض درجة الحرارة إلى ($1450^{\circ}C$) فإن البلورات المنفصلة سابقاً لا تبقى مستقرة وبالتالي تفقد حالة توازنها مع المنصهر مما يجعلها تتفاعل معه وتكون بلورات جديدة بتركيب تحدده النقطة (S) على المنحني (BY). أما تركيب المنصهر فسوف يتحدد في هذه الحالة بالنقطة (R). وهكذا، ومع استمرار الانخفاض بدرجة الحرارة إلى مثلاً ($1330^{\circ}C$)، فإن البلورات بتركيب (S) تفقد حالة اتزانها وتتفاعل مع المنصهر وتكون بلورات بتركيب جديد تمثله النقطة (L) وهو نفس تركيب المنصهر الأولي (60% أنورثايت + 40% ألبايت) (النقطة C). عندها يتصلب المنصهر بالكامل مكوناً بلورات من البلاجوكليس بتركيب المنصهر الأولي (النقطة C).



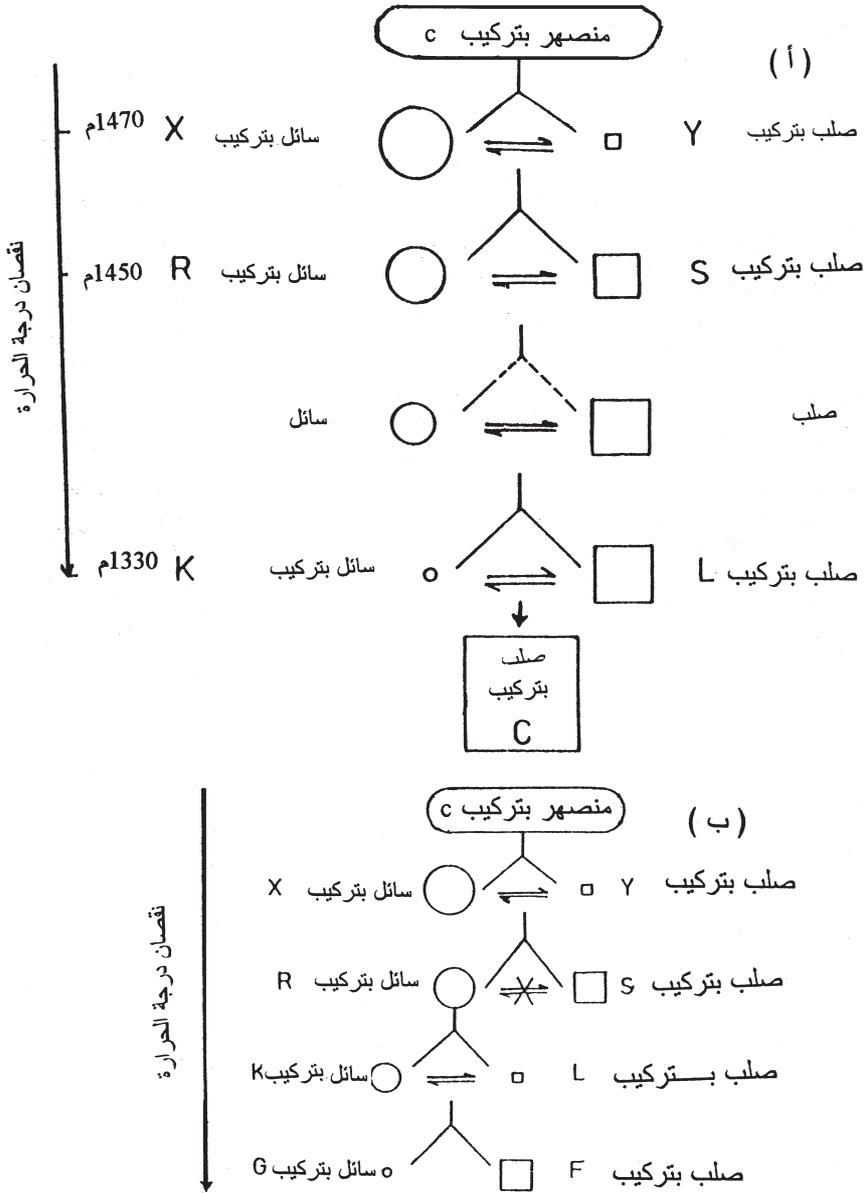
شكل 11 - 5 منظومة الأنورثايت - ألبايت

وعلاقة تباير درجة الحرارة - التركيب عند ظروف ضغط جوي واحد

المصدر (Krauskopf, 1979)

غالباً ما تفقد حالة التوازن بين البلورات المتكونة والمنصهر في البيئات النارية. ويحصل هذا بسبب مثلاً التبريد السريع والاستقرار الجذبي للبلورات المنفصلة خلال مرحلة أو أخرى من مراحل التبلور. ففي حالة مثلاً فقدان التوازن لبلورات البلاجوكليز المتكونة عند درجة حرارة (C 1470⁰) المتمثلة بالنقطة (S)، أي أنها غير متوفرة للتفاعل مع الصهير، فإن الصهير بتركيب (R) سوف يسلك مسار تبلور كما لو كان صهيراً أولي. ولكن بتركيب جديد مختلف عن تركيب الصهير الممثل بالنقطة (C). وفي هذه الحالة نجد أن تركيب بلورات البلاجوكليز النهائية لا يتحدد بالنقطة (L) كما هو الحال سابقاً، ولكن يتحدد بالنقطة (F) والذي يحوي نسبة من الألبايت أعلى مما هو في التركيب المحدد بالنقطة (L). وباستمرار فصل البلورات عن المنصهر فإن تركيب بلورات البلاجوكليز المتكونة في المرحلة النهائية سوف يزحف على المنحني (B - F) باتجاه يقع أسفل النقطة (F). وقد يحدث أن يتبلور الألبايت النقي من منصهرات أولية غنية بالأنورثايت. ويؤدي هذا المفهوم أي فصل البلورات عن المنصهر، إلى تراكم بلورات من البلاجوكليز غنية بالأنورثايت في أسفل الخزان وبالألبايت في أعلى الخزان. وفي حالة المعدلات البطيئة لفصل البلورات عن الصهير، فإن هذه البلورات تجد الفرصة السانحة للتفاعل جزئياً مع المنصهر مما يؤدي إلى تكوين بلورات متنطقة (zoned crystals) بنسبة عالية من الأنورثايت في مركز البلورة وتقل هذه النسبة باتجاه الأنطقة الخارجية للبلورة.

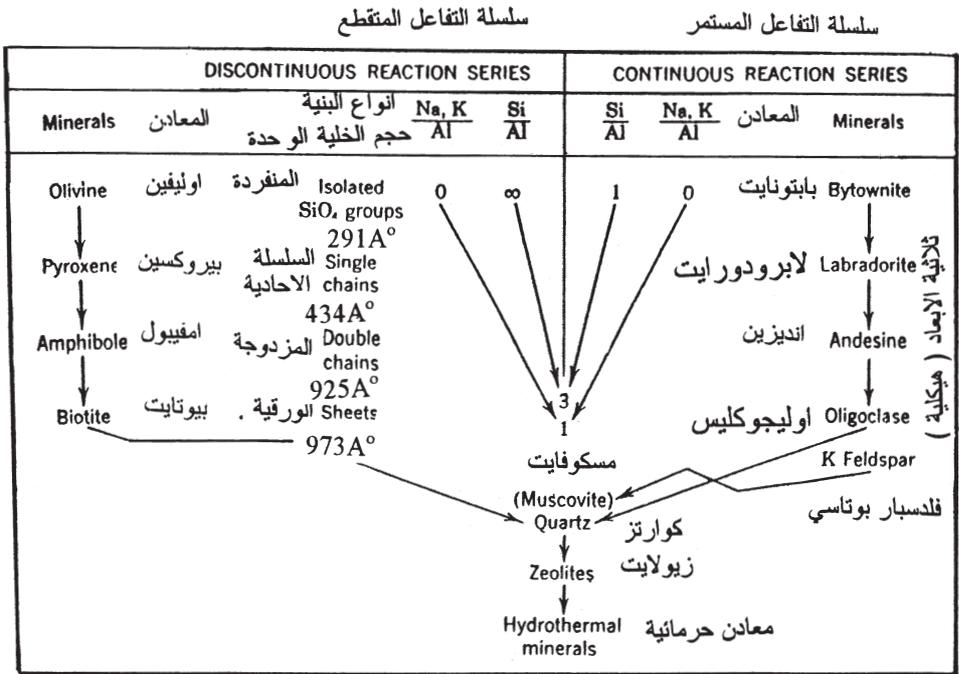
من الأمور المفيدة في هذا المجال، أن خلال تتابع عملية التبلور المتوازن أي توفر بلورات البلاجوكليز للتفاعل مع المنصهر، فإن حجم الصهير المتبقي يقل تدريجياً في حين يزداد حجم الصلب المتبلور في كل مرحلة (الشكل 11 - 6). وتضطرب هذه العلاقة في حالة إزالة البلورات وعدم توفرها للتفاعل مع الصهير في أي مرحلة من مراحل التبلور وكما يوضحها شكل (11 - 6ب).



شكل (11 - 6) مخطط يوضح نمو حجم الصلب المتبلور مقارنة بحجم السائل المتبقي عند تبلور منصهر من الأنورثايت - ألبايت - (أ) حالة التوازن ووفرة البلورات للتفاعل مع المنصهر و(ب) فشل حالة التوازن وإزالة البلورات عن المنصهر وعدم تفاعلها معه

11 - 2 - 7 تبلور الصهير :

إن تراكم حجم هائل من بيانات الدراسات التجريبية للمنظومات السليكانية (ثنائية وثلاثية المكون) والدراسات البتروغرافية واقتترانهما بالملاحظات الحقلية، قد أدى إلى جملة ملاحظات حول تبلور الصهير ولعل أبرزها هو أن المعادن الشائعة في الصخور النارية يمكن ترتيبها في سلسلتين: سلسلة متقطعة تحوي معادن الحديد ومغنيسية (ferromagnesian) وسلسلة مستمرة تحوي فلديسبارات البلاجوكليس. ويستند هذا الترتيب على فكرة التفاعل التي قام بتطويرها العالم (Bowen) وأصبحت تعرف فيما بعد بقاعدة التفاعل. ويعرض الشكل (11 - 7) ترتيب هاتين السلسلتين وخصائصهما المختلفة.



شكل 11 - 7 سلاسل تفاعلات باون (Bowen)

المصدر محور عن (Mason, 1966)

تضم السلسلة المقطعة عدداً من المعادن التي تبلور عند درجة حرارة معينة أو في مدى محدود من درجات الحرارة، لكنها تتفاعل مع الصهير في حالة انخفاض درجات الحرارة أو ارتفاعها عن حدود حرارة تبلورها. فمثلاً: تتفاعل بلورات الأوليفين بانخفاض درجة الحرارة عن حدود حرارة تبلوره مما يؤدي إلى تكوين بلورات البيروكسين وهذه بدورها تتفاعل مع الصهير لتكوين بلورات

الهورنبلند... وهكذا على طول السلسلة. أما في السلسلة المستمرة، فإن انخفاض درجة الحرارة يؤدي إلى تغيير مستمر في تركيب البلورات المنفصلة عن الصهير. إن معادن السلسلة المستمرة تمثل تركيباً محدداً لفلدسبار البلاجوكليز فحسب، غير أن الصخور النارية تحتوي على هذه المعادن بتركيب يقع ضمن النهائيتين الأنورثايت والألبايت.

بشكل عام، تقل درجة حرارة تبلور المعادن في السلسلتين ومن الأعلى نحو الأسفل. وهكذا يتبلور فلدسبار البلاجوكليز الغني بالكالسيوم (الأنورثايت مثلاً) مع الأوليفين، في حين يتبلور الأنديدين مثلاً مع الهورنبلند. ويتحدد المعدن الذي يتبلور أولاً بتركيب الصهير البدائي. فالصهارات الغنية بالحديد والمغنيسيوم تؤدي إلى تبلور الأوليفين بينما يتبلور البلاجوكليز الغني بالكالسيوم من الصهارات الغنية بالكالسيوم. أما آخر معدن يتبلور من الصهير، فيتحدد بتركيب الصهير أيضاً فضلاً عن سواد أو فقدان حالة الاتزان فيه وحسب نفس المفاهيم التي تمت مناقشتها في منظومة الأنورثايت - ألبايت (الفقرة 11 - 2 - 6).

في السلسلة المتقطعة يزداد تعقيد ترابط السليكات من الأعلى إلى الأسفل. يتكون الأوليفين من وحدات منفصلة من رباعي الرؤوس، أما في البيروكسين، فتتكون من سلاسل منفردة وفي الأمفيبول من سلاسل مزدوجة وفي البيوتاتيت تكون بشكل صفائح. وبنفس الاتجاه يزداد حجم وحدة الخلية. ففي الفروستراتيت (الأوليفين) تبلغ $(291A^0)$ وفي الدايبسايد $(434A^0)$ والهورنبلند $(925A^0)$ وفي البيوتاتيت $(973A^0)$.

أما بالنسبة للتركيب الكيميائي، وفي الدرجات الحرارية الواطئة من السلسلة المتقطعة، يتصف الهيورنبلند والبيوتاتيت بوجود أيون الفلور وأيون الهيدروكسين في تركيبهما مما يدل على زيادة تركيز المواد الطيارة باستمرار التبلور. وتنطبق نفس الملاحظة على احتواء البيوتاتيت على البوتاسيوم. وباستمرار التبلور في السلسلتين، يزداد إحلال الألمنيوم محل السليكون في السلسلة المتقطعة وكما هو الحال في المدى المحدود في البيروكسين ليصل إلى $(\frac{1}{3})$ في البيوتاتيت. في حين تقل نسبة الإحلال من $(\frac{1}{1})$ في الأنورثايت لتصل إلى $(\frac{1}{3})$ في الألبايت ضمن السلسلة المستمرة. وتزداد نسبة $(\frac{Na + K}{Al})$ من (الصفير) في الأوليفين والأنورثايت إلى في البيوتاتيت والألبايت. وبسبب اغتناء الأوليفين المتبلور مبكراً بالمغنيسيوم واغتناء

فلدسبار البلاجوكليز المبكر بالكالسيوم فإن سلاسل تفاعلات باون توفر تفسيراً
للازدیاد التدريجي في نسب ($\frac{Fe}{Mg}$) و ($\frac{Si}{Ca}$) في الصخور الناتجة عن التبلور
التفاضلي لصهير أولي قاعدي .

أما من ناحية التركيب المعدني، فإن كل معدن في السلسلة المتقطعة في
حقيقته يمثل مجموعة معدنية تظهر محلولاً صلباً. فالأوليفين مثلاً يمثل مجموعة
معدنية تركيبها بين نهايتي الفورسترايت ($Mg_2 SiO_4$) والفايلايت ($Fe_2 SiO_4$).
ويتبلور الفلدسبار البوتاسي من الصهارات المتعرضة إلى درجات عالية من التفاضل
التجزئي مما تؤدي إلى اغتناء السائل المتبقي بالبوتاسيوم فضلاً عن السليكا. ولا
يشترط تكوين فلدسبار البوتاسيوم أو المسكوفاييت من تفاعل معادن سابقة مع
الصهير .

11 - 3 أنواع الصهارات :

تشير المراجع العلمية إلى وجود رأيين اثنين في هذا المجال: الأول يؤيد
فكرة توسيع وتنقيح المواصفات الأصلية التي وضعت للتمييز بين المنصهر البزالتية
والثوليني وذلك لكي تتسع للأنواع الجديدة من المنصهرات. أما الرأي الثاني فيؤيد
فكرة وجود أنواع أخرى من الصهارات البدائية غير الصهارات البزالتية والثوليتية.
وبسبب هذه الاختلافات في الرأي، تركزت البحوث الصخرية والجيوكيميائية خلال
السنوات الماضية على تحديد خواص الصهارات البدائية ومنشئها وتطورها. ومهما
يكن من أمر هذا الموضوع، فإنه من المفيد إعطاء نبذة مختصرة عن الأنواع الشائعة
من الصهارات النارية وكالاتي:

11 - 3 - 1 الصهارات البزالتية :

إن أفضل موقع لهذه الصهارات هي الصخور التي تشكل سلاسل جزر هوائي في
وسط المحيط الهادي، حيث أشارت الدراسات الجيوكيميائية إلى أن هذه الصخور قد
تكونت من نوعين من الصهارات: الثوليتية والقلوية. ونشأت عن هذه الصهارات
وبفعل تبلورها التجزيئي، صهارات أخرى أدت إلى تكوين صخور نارية متماز باحتوائها
على نسب عالية من أكاسيد السليكا والصوديوم والبوتاسيوم، ونسب أقل من أكاسيد
المغنيسيوم والكالسيوم بالمقارنة مع الصهارات البدائية. وتشمل هذه الصخور:
التراكاييت (trachyte) والرايولايت (rhyolite). إن البيانات الصخرية والجيوكيميائية
والجيوفيزيائية تدل على أن مصدر صهارات هذه الصخور هو الرداء العلوي.

11 - 3 - 2 الصهارات الأنديزاتية :

اشتق اسم هذه الصهارات نسبة إلى جبال الأنديز التي تشكل سلاسل جبلية عظيمة الامتداد وتقع على طول الحافات الغربية من قارة أمريكا الجنوبية. ونشأت هذه الجبال نتيجة الفعاليات التكتونية الألبية (alpine) لتكوين الجبال. وتكون هذه المنصهرات من انصهار صخور الغلاف الصخري المحيطي الغائر تحت أسفل القشرة القارية خلال ارتطام الصفيح المحيطي مع الصفيح القاري. ورافق الفعاليات التكتونية هذه، انسياب صهارات بركانية كونت فيما بعد صخور جبال الأنديز. تمتاز هذه الصخور باحتوائها على نسب أعلى من أكاسيد الصوديوم والألمنيوم والسليكون ونسب أقل من $CaO_2 MgO$.

11 - 3 - 3 الصهارات الجرانيتية :

المقصود بها هي تلك الصهارات المسؤولة عن تكوين الأجسام الجرانيتية التي تظهر كل الخصائص البنائية والنسيجية بأنها قد نشأت عن تبلور صهير ناري. ويعتقد بأن مثل هذه المنصهرات قد تكونت بفعل الانصهار الجزئي لصخور القشرة الأرضية. وأثبتت الدراسات التجريبية إمكانية انفصال منصهرات جرانيتية (منصهرات غنية بالسليكا والصوديوم والبوتاسيوم) عند درجات حرارية تصل إلى $(800^0 C)$ ومن صخور رسوبية أو متحولة أو نارية موجودة على أعماق تقترب من حوالي (30 km). ومما يساعد على خفض درجة الانصهار الجزئي لمثل هذه الصخور، احتواؤها على نسب عالية من الماء المتحد أو الطليق. وبعد تكون المنصهرات هذه، فإنها تندفع إلى الأعلى ربما بسبب الفعاليات التكتونية، لتستقر في خزان عميق نسبياً حيث يجري التبلور بمعادلات بطيئة لتكون بالتالي الأجسام الجرانيتية. وأثبتت الدراسات بأن معظم هذه المنصهرات تتصلد قبل أن ترتفع إلى أعماق أقل من (5 - 8) كيلومتر.

11 - 3 - 4 الصهارات الفوق قاعدية :

تناقش حالياً الصخور الناتجة عن الصهارات فوق القاعدية ضمن إطار نظرية تكتونية الصفيح (plate tectonic). إن معظم الصخور الفوق قاعدية الموجودة في منطقة الجبال المتكونة بفعل الحركات الألبية، تمثل كتلاً صخرية منشؤها الرداء العلوي، والتي اندفعت فوق القشرة نتيجة تصادم صفيحين متحركين باتجاهين متعاكسين وكما هو موضح في الفصل السادس من الكتاب الحالي.

11 - 4 - 4 التركيب المعدني وتصنيف الصخور النارية :

إن المعادن الأساسية في الصخور النارية تتحد بعدد لا يتجاوز عشرة معادن (الفقرة 11-2-1). وقسم من هذه المعادن يشكل الجزء الأعظم من حجم الصخرة والقسم

الآخر يوجد بكميات ثانوية وضئيلة. أما المعادن الأكثر شيوعاً، فهي تلك التي تعود إلى المجاميع السبعة للمعادن الرئيسة: السليكا والفلدسبار والأوليفين والبيروكسين والامفيبول والمايكا والفلدسباثويد. ويعبر عن التركيب المعدني بالتركيب المودي (mode) الذي يمثل النسبة المئوية وزناً للمعادن المكونة للصخور النارية. أو يعبر عن التركيب المعدني أيضاً بالتركيب النورمي (normative) الذي يمثل النسبة المئوية وزناً للأطوار المعدنية المثالية المحسوبة بالاعتماد على بيانات التحليل الكيميائي للصخور النارية. وتعرض بيانات التركيب النورمي عادة بدلالة الأطوار المثالية الآتية: الكوارتز (Q) أورثوكليز (Or) وألبايت (Ab) وأنورثايت (An) ونفيلين (Ne) ودايبسايد (Di) وهيرسشين (Hy) وأوليفين (Ol) وماكنتايت (Mt) وهيماتايت (Hm) وإلمايت (Il) وأباتايت (Ap) وكما في الأمثلة الموضحة في الجدول (11 - 1). في التركيب النورمي، لا يتوافق كل من الأوليفين والنفيلين مع الكوارتز. ولا يتوافق أيضاً النفيلين مع الهيرسشين. والصخور التي تحتوي تراكيها النورمية على الكوارتز مشبعة في السليكا، أما التي تحتوي على الأوليفين فتكون تحت مشبعة بالسليكا.

يعتمد تصنيف الصخور النارية على التركيب الكيميائي (محتوى السليكا) والتركيب المعدني والنسيج. فبالنسبة للتركيب الكيميائي، تحتوي مجموعة الصخور القاعدية على نسب واطئة من (SiO_2) وتتكون من المعادن الداكنة: الأوليفين والبيروكسين، وكميات أقل من فلدسبار البلاجوكليز الغني بالكالسيوم. أما الصخور الحامضية، فتحتوي على نسبة عالية من (SiO_2) وتتكون من المعادن الفاتحة اللون: الكوارتز والفلدسبار القلوية. وبين هذين الصنفين من الصخور النارية تقع الصخور الوسطية في محتواها من (SiO_2) وكذلك من المعادن الداكنة والفاتحة اللون. وتمتاز الصخور البركانية بنسيجها الناعم، غير أن بعضاً منها تظهر النسيج البورفيرى (porphyritic) حيث توجد بلورات كبيرة الحجم مدفونة في أرضية ناعمة. وهذا النسيج ناتج عن التبلور البطيء للبلورات المبكرة (phenocrysts) التي تنشأ عن التبلور البطيء في الأعماق وقبل انسياب الصهير على السطح. كما تحتوي الصخور البركانية على تراكيب تتمثل بالفراغات البيضوية أو الكروية لفقاعات غازية متجمدة خلال تبلور الصهير. أما الصخور البلوتونية، فتتصف بكون حبيبات معادنها كبيرة ومتجانسة في حجمها وأن التبلور البطيء للكتل الصخرية العميقة بعد تصلبها يؤدي إلى تكوين أنسجة مجهرية مثل برثايت (perthite) والأنتي بيرثايت (anti - perthite) والميرمكايت (myrmikite). كما تؤدي المعدلات البطيئة من التبريد إلى تكوين معادن مائية مثل المايكا والهورنبلند بوفرة أكبر من الصخور البركانية. وسبب ذلك هو احتفاظ

الصهارات تحت الأعماق على نسبة عالية من الماء نتيجة الضغط العالي المسلط عليها مقارنة مع المنصهرات البركانية التي تبلور تحت ظروف الضغط الواطئ.

جدول 11 - 1 التراكيب الكيميائية
والمعدنية النورمية لمجموعة من الصخور النارية

4	3	2	وزناً ¹	الأوكسيد %
72.80	60.31	50.02	42.86	SiO ₂
0.46	1.02	2.23	2.94	TiO ₂
13.12	17.53	15.05	11.46	Al ₂ O ₃
1.32	3.30	3.77	3.34	Fe ₂ O ₃
1.62	3.85	7.37	9.03	FeO
0.04	0.16	0.17	0.13	MnO
0.60	2.59	7.01	13.61	MgO
2.20	5.97	10.17	11.24	CaO
3.63	3.20	3.05	3.02	Na ₂ O
3.71	1.20	0.33	0.93	K ₂ O
0.24	0.90	1.65	0.56	H ₂ O
0.04	0.14	0.27	0.52	P ₂ O ₅
0.06	-	-	0.30	أخرى
10.02	19.50	6.30	-	Q
18.35	7.12	1.67	5.56	Or
32.49	27.04	17.29	5.76	Ab
15.29	28.72	31.14	15.92	An
-	-	-	10.51	Ne
6.45	0.86	13.84	29.43	Di
8.64	9.01	17.72	-	Hy
-	-	-	20.79	Ol
4.41	4.78	5.57	4.87	Mt
1.98	1.93	4.26	5.62	Il
0.67	0.34	0.67	1.34	Ap

2 - بزالت فوق مشبع (ثوليتي).

1 - لافا تحت مشبعة من عائلة النفلينات.

4 - كرانودايورايت.

3 - اندرايت بيروكسيني.

المصدر (Verhoogen et al, 1970)

11 - 5 التركيب الكيميائي للصخور النارية:

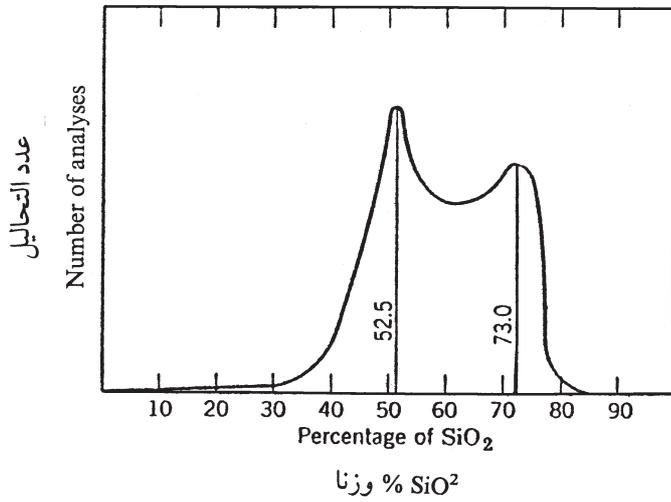
تعرض جداول التركيب الكيميائي للصخور النارية تراكيز أكاسيد العناصر الرئيسية والثانوية (% وزناً) والعناصر الأثرية بوحدة ج م م (جزء من المليون) والعناصر النادرة بوحدة ج م ب (جزء من البليون) فضلاً عن نسب نظائر العناصر المهمة في دراسة نشأة الصخور النارية. وتعد الصخور النارية من أكثر أنواع الصخور التي خضعت للتحليل الكيميائي. ويعتبر كل من (Clarke & Washington) من الرواد الأوائل في هذا المجال، حيث تجمعت لديهم نتائج لتحليل عدة آلاف من نماذج الصخور النارية والتي مكنتهم من حساب معدل التركيب الكيميائي للصخور النارية (جدول 11 - 3). ويشير الجدول الأخير إلى احتواء الصخور النارية على عدد قليل من العناصر التي تشكل الجزء الأعظم من تركيبها وهي: Ti, Fe, Na, K, Mg, Ca, Al, Si, O فضلاً عن العناصر الثانوية مثل: H, C, S, P, Mn والعناصر الأثرية والنادر مثل: Ni, Co, Zn, Cu ومجموعة الترايبات النادرة (عناصر اللانثانيد).

جدول 11 - 3 معدل التركيب الكيميائي للصخور النارية.

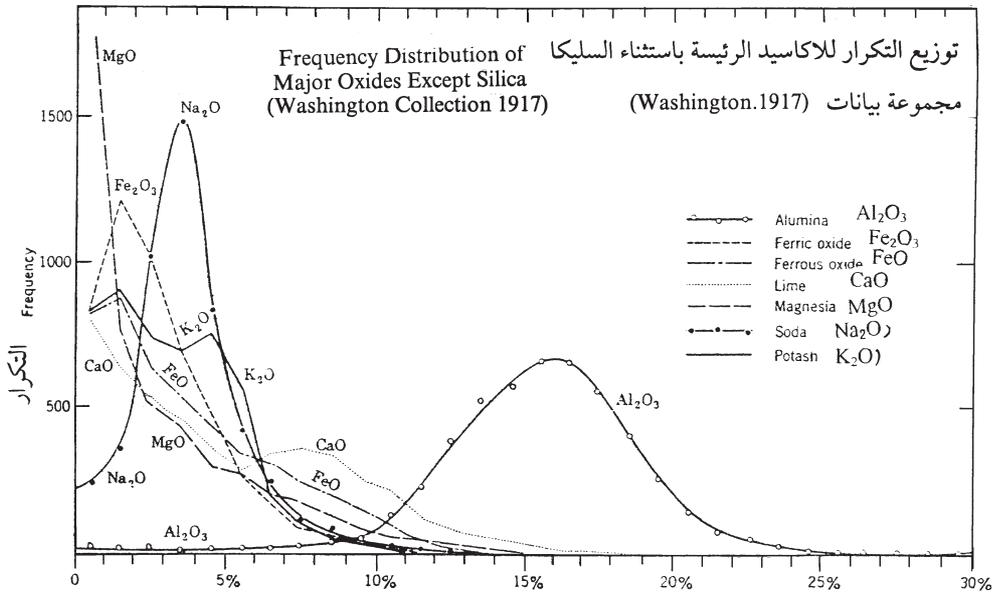
الأوكسيد	وزناً %
Si O ₂	59.14
Al ₂ O ₃	15.34
Fe ₂ O ₃	3.08
Mg O	3.49
Ca O	5.08
Na ₂ O	3.84
K ₂ O	3.13
H ₂ O	1.15
Ti O ₂	1.05

المصدر (Clarks & Washington, 1924)

وبسبب الحجم الهائل من البيانات التحليلية المتراكمة في الدراسات المتعاقبة، برزت أهمية دراستها إحصائياً للوقوف على طبيعة توزيعها في الصخور النارية. واستناداً على نتائج تحاليل لحوالي (5000) نموذج من الصخور النارية المختلفة، قام كل من (Richardson & Sneesby, 1922) بدراسة العلاقات التكرارية بين الأكاسيد الرئيسية والموضحة في الشكل (11 - 8) والشكل (11 - 9).



شكل 8 - 11 العلاقة التكرارية لأوكسيد السليكون في الصخور النارية
المصدر (Mason, 1966)



شكل 9 - 11 العلاقة التكرارية للأكاسيد الرئيسية (باستثناء Si O₂) في الصخور النارية
المصدر (Mason, 1966)

يمثل الشكلان الأخيران أساس دراسة الإحصاء الجيوكيميائي الذي يهدف إلى تكوين المدرج التكراري (Frequency distribution). ومن الأنواع الشائعة لمدرج التوزيع هو مدرج التوزيع الاعتيادي (normal distribution) الذي يأخذ شكل الجرس المقلوب. ويلاحظ هذا النوع من التوزيع في حالات قليلة نسبياً في البيانات الجيوكيميائية ومنها توزيع السيلكا (Si O_2) في الصخور النارية (الشكل 10 - 8)، حيث يلاحظ وجود ذروتين متناظرتين تقريباً عند تركيز (Si O_2) يساوي (52.5% وزناً) و(73.0% وزناً) وهما معدل تركيز (Si O_2) في صخور البزالت (كابرو) وصخور الجرانيت (رايولايت). ويشير هذا إلى شيوع أو وفرة النوعين من الصخور مقارنة بباقي الأنواع الأخرى. ويظهر أيضاً ($\text{Al}_2 \text{O}_3$) و($\text{Na}_2 \text{O}$) بتوزيع اعتيادي (شكل 11 - 9) في الصخور النارية. وباستثناء الحالات المذكورة، فإن التوزيع الإحصائي لبقية الأكاسيد الرئيسة في الصخور النارية، تتبع أو تقترب من التوزيع اللوغريتي - الاعتيادي (غير المتناظر) بميلان موجب (Positively skewed) وكما في الشكل (11 - 9) وهذه أكثر الحالات التي تواجهها البيانات الجيوكيميائية. ويجب التأكيد على أن مديات ومعدلات وفرة الأكاسيد الرئيسة والثانوية (والأثرية والنادرة) لا يمكن تفسيرها إلا على أساس وفرة المعادن الشائعة في الصخور النارية والتي تحتوي أو تضيف هذه الأكاسيد.

تعد السيلكا أكثر الأكاسيد وفرة في الصخور النارية، وتمثل الإطار البنائي لمعظم معادن الصخور النارية. وتحتوي أغلب الصخور النارية على (Si O_2) بمدى يتراوح بين (30% - 80%). أما المدى الذي تتوفر فيه الألومينا ($\text{Al}_2 \text{O}_3$) فيتراوح بين (10% - 20%). ويدل المحتوى الواطئ من الألومينا على صخور مفتقرة بمعادن الفلدسبار والفلدسباتويد أي الصخور فوق القاعدية (ultrabasic). أما الوفرة العالية من الألومينا فتدل على الصخور الغنية بالفلدسبار أو الفلدسباتويد مثل الأنورثوسايت (anorthosite) أو الصخور الغنية بالنفيلين. إن المدى الشائع للصودا (Na_2O)، يتراوح بين (2% - 5%) ونادراً ما تتجاوز نسبة (15%). أما بالنسبة (K_2O) فتحتوي أغلب الصخور النارية على أقل من (6%) وفي حالات نادرة جداً تزيد عن (10%). كما أن إجمالي أكاسيد الحديد نادراً ما يزيد عن (15%) باستثناء خامات الحديد الصهيرية. بشكل عام تحتوي الصخور النارية على نسب منخفضة من (Mg O) باستثناء الصخور فوق قاعدية الغنية بالبيروكسين أو / والأوليفين حيث تصل نسبة فيها نسبة (Mg O) إلى أكثر من (20%) ونفس الملاحظة تنطبق على وفرة (Ca O) بنسبة لا تتجاوز (10%) في عامة الصخور النارية، ولكنها تزداد إلى

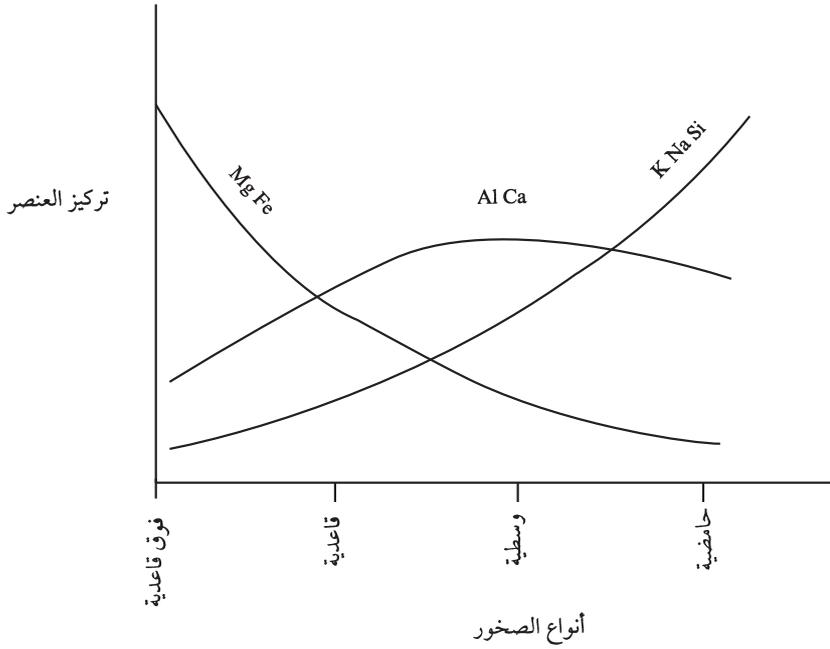
أكثر من (20%) في الصخور البيروكسينات. باستثناء بعض الزجاج البركاني الذي يحتوي على (H₂O) بنسبة تصل حوالي (10%)، فإن عموم الصخور النارية التي تحتوي على أكثر من (2%) قد اكتسبت الكميات الإضافية من الماء خلال التحويرات التي تطرأ عليها.

11 - 6 تغير محتوى الأكاسيد الرئيسة والثانوية :

إن نسب محتوى أكاسيد العناصر في أي مجموعة صخرية نارية مهما كان وضعها الجيولوجي والجغرافي، تتغير بين هذه المجموع الصخرية بشكل أو بعلاقات تناغمية متضادة لمعظم الأكاسيد. وتهتم الفقرة الحالية بتوضيح ووصف هذه العلاقات التناغمية على أن تناقش أسبابها في الفقرات اللاحقة.

من الملفت للنظر حقاً، ملاحظة العلاقات التناغمية ليس ضمن الصخور النارية ذات علاقة المنشأ الواحد ولكن حتى في بيانات المعدلات العالمية لتراكيز عدد من العناصر في الصخور فوق القاعدية والقاعدية والوسطية والحامضية (فلسية) وكما هو موضح في الجدول (11 - 4). إن علاقات أكاسيد العناصر هي انعكاس مباشر للمعادن المتبلورة من الصهارات الطبيعية خلال عمليات نشأة الصخور النارية. وهنا تبرز أهمية الإجابة على السؤال الآتي: ما هو سلوك العناصر خلال عمليات التبلور الماكي؟

يعتمد هذا السلوك للعناصر على ترتيب تبلور المعادن من المنصهرات الطبيعية، أي يعتمد على سلاسل تفاعلات (Bowen). وعليه فإن العناصر تنقسم إلى ثلاثة مجاميع ذات سلوك مختلف خلال عمليات تبلور الصهير (شكل 11 - 10). تضم المجموعة الأولى العناصر التي تتأثر بتبلور معادن الأوليفين والبيروكسين مثل (Fe²⁺, Mg) التي تنخفض تراكيزها بالانتقال من الصخور فوق القاعدية إلى القاعدية والوسطية والحامضية. أما المجموعة الثانية فتمثل بالعناصر (Al, Ca) التي يزداد تراكيزها عند الانتقال من الصخور فوق القاعدية والقاعدية والوسطية وتنخفض في الصخور الحامضية. ويظهر بأن سلوك هذه العناصر يعتمد على تبلور معادن الألومنيوم (الفلسبار) والكالسيوم (فلدسبار البلاجوكليز ومعادن المغنيسيوم حديدية الكالسيوم). في حين تشمل المجموعة الثالثة من العناصر على (K, Na, Si) التي يزداد تركيزها باتجاه الصخور الحامضية (الفلسية) وذلك بسبب زيادة تبلور معادن الفلدسبار القلوية والكوارتز.



المصدر (Krauskopf, 1979)

الشكل 11 - 10 مخطط لسلوك العناصر خلال عمليات تبلور الصهارات الطبيعية

ومن الجدير ذكره بأن عناصر ثانوية وآثرية يمكن أن تسلك سلوك أحد المجماميع الثلاثة المذكورة. فمثلاً: يتصاحب سلوك عناصر (Cr, Co, Ni) مع عناصر المجموعة الأولى (Fe⁺, Mg) بينما يسلك عنصر (Sr), (Ba), (Ga) نفس سلوك المجموعة الثانية من العناصر (Ca, Al) في حين تضم المجموعة الثالثة (K, Na, Si) على العناصر الآثرية (Cs, Ge, Rb).

ويمكن الاستعاضة عن محور الصخور النارية في الشكل (11 - 10) بمعامل التطور الصهيري مثل المعامل الفلسي (تغاير تركيز السيلكا (Si O₂) والعامل المافي (Mafic index) الذي يتمثل بالمعادلة الآتية:

$$\left(\frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}\right) - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}) \dots \dots \dots (11.4)$$

$$\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg}) \dots \dots \dots (11.5)$$

إن ما تقدم من إيجاز يشير بكل وضوح إلى أن مكونات الصخور النارية من

العناصر الرئيسية والثانوية والاثريّة ليست بحالة عشوائية ولكنها تتوفر بعلاقات تناغمية معينة مهما اختلف الوضع الجيولوجي والجغرافي للصخور النارية. وهذا يعني بأن توزيع العناصر في الصخور النارية بشكل عام، يخضع لمفاهيم وعوامل معينة التي كان للعالم (Goldschmidt) الفضل في اكتشافها وتحديدها.

11 - 7 توزيع العناصر في الصخور النارية

تتوزع العناصر في الصخور النارية حسب تسلسل انفصالها بشكل طور صلب عن الصهير. وتشير الفقرة السابقة (11 - 6) إلى أن (Ca, Mg) ينفصل بشكل طور صلب عن الصهير في المراحل المبكرة من عمليات التبلور التجزيئي، إلا أن في المراحل المتأخرة منها تنفصل عناصر أخرى مثل (K, Na) بشكل طور صلب عن المنصهر. واستطاع (Goldschmidt) صياغة السلوك المختلف للعناصر الكيميائية بشكل قواعد حملت اسمه والتي يمكن إيجازها بالآتي:

1 - في حالة وجود أيونين لعنصرين يمتلكان نفس الشحنة ونصف القطر الأيوني، فإنهما يدخلان بشكل محلول صلب في المعدن المعين وبكميات تتناسب مع وفرتهما. والعنصر الأثري يتخفى (camouflaged) بوساطة العنصر الرئيس.

2 - في حالة وجود أيونين لعنصرين يمتلكان نصف قطر أيوني متشابه وشحنة أيونية نفسها، فالأيون الصغير يدخل بأفضلية إلى الأطوار الصلبة، حيث أن دخول الأيون الكبير يخفض من قوة الأصر وبالتالي يقلل من درجة الانصهار.

3 - في حالة وجود أيونين لعنصرين يمتلكان نصف قطر أيوني وشحنة أيونية متشابهة، فالأيون بالشحنة العالية يدخل بأفضلية إلى البنية البلورية. وفي حالة كون العنصر الأثري بشحنة عالية، فإن هذا العنصر يقتنص (captured) من قبل العنصر الرئيس من ناحية ويدخل مبكراً الطور الصلب من ناحية أخرى.

أما إذا كان العنصر الأثري بشحنة منخفضة، فإن هذا العنصر يسمح له (admitted) من قبل العنصر الرئيس ويدخل متأخراً في الطور الصلب.

في البداية، وفرت قوانين (Goldschmidt) دليلاً مفيداً في تفسير توزيع العناصر الأثريّة في المعادن والصخور. غير أنه خلال الفترة اللاحقة لنشر هذه القوانين، ظهر عدد من الاستثناءات لهذه القواعد، ومن بينها عنصر الخارصين. وكما هو معلوم فإن أيون الخارصين (Zn^{2+}) يمتلك نصف قطر أيوني يساوي

($0.74A^0$) وبذلك يقع بين حجم (Mg^{2+}) الذي يساوي ($0.65A^0$) وحجم (Fe^{2+}) الذي يساوي ($0.76A^0$). وبسبب هذه المقارنة بالحجم والشحنة الأيونية، فمن المتوقع وكما هو الحال بالنسبة لأيونات العناصر Co^{2+} بنصف قطر أيوني يبلغ ($0.74A^0$) و(Ni^{2+}) بنصف قطر أيوني يساوي ($0.72A^0$)، أن تغتني معادن المغنيسيوم الحديد بعنصر الخارصين، غير أنها تظهر افتقاراً شديداً به. ويظهر بأن أيون الخارصين لا يميل إلى الدخول في المواقع الثمانية لمعادن المغنيسيوم الحديد وبدلاً من ذلك يكون معادن مثل ويليمات (willemite) وهيميمورفايت (hemimorphite) التي يوجد فيها أيون عنصر الخارصين في المواقع رباعية التآصر.

منذ ظهور الانتقادات لقوانين (Goldschmidt)، نشرت في المراجع العلمية العديد من البحوث والدراسات التي أضافت إلى هذه القوانين بعض المفاهيم الجديدة بهدف تحقيق شمولية أوسع لتطبيق هذه القوانين. وقام (Abdulla, 1971) بعرض موجز لهذه البحوث والدراسات وكما يأتي:

يعتقد (Fyfe, 1951) بأن الأصرة بين ذرتين مختلفتين لا يمكن وصفها بأنها أيونية أو تساهمية بشكل كامل، ولكنها عبارة عن مزيج من هذين النوعين من الأواصر، ولتحديد نسبة مشاركة الصفة الأيونية والتساهمية في الأصرة التي تربط ذرتين مختلفتين، استخدم الباحث المذكور، الفرق في السالبية الكهربائية (القيم المنشورة من قبل Pauling; 1940) بين الذرتين المختلفتين كدليل. وبزيادة الفرق بالسالبية الكهربائية، تزداد نسبة مشاركة الصفة الأيونية للأصرة.

واقترح الباحث المذكور بأن قوانين (Goldschmidt) ربما تحتاج إلى التفصيل الآتي: يعتمد الإحلال التعويضي بين ذرتين مختلفتين في المركبات الأيونية، على الشحنة الأيونية، بينما يعتمد في المركبات التساهمية على عدد واتجاهات الفراغية للأواصر التي تربط بين ذرتين مختلفتين.

درس (Ramberg, 1952) العلاقة بين توزيع بعض العناصر (Fe, Mg, K, Na) في أنواع مختلفة من المعادن السليكاتية بدلالة السالبية الكهربائية للأوكسجين في هذه المعادن والإيجابية الكهربائية (electropositivity) لأيونات العناصر المذكورة. وبالمقارنة وجد الباحث المذكور بأن السالبية الكهربائية للأوكسجين تزداد حسب التسلسل الآتي:

سليكات السلسلة المزدوجة سليكات منحولة سليكات حرارية

Pyrosihicate → meta – silicate → double chain silicate →

سليكات الورقية سليكات الهيكلية

Phyllosilicate → tecto Sillicate (11.6)

وبذلك فإن أكثر العناصر قيمة من الإيجابية الكهربائية تتصاحب مع المعادن السليكاتية التي تمتلك أوكسجين بأعلى قيمة من السالبة الكهربائية .

انتقد (Shaw, 1953) إمكانية تطبيق قوانين (Goldschmidt) على توزيع العناصر الأثرية . ولاحظ بأن تخفي (Camouflaged) العناصر الأثرية بوساطة العناصر الرئيسية يحدث في مدى ضيق من نهاية العضو (endmember) للعنصر الرئيس النقي في شكل الطور (phase diagram) . وقام بدراسة بعض الأنظمة الثنائية بنقطة انصهار دنيا وعظمى وبدونهما، وأوضح أنه بالرغم من إمكانية تطبيق قوانين (Goldschmidt) على الأنظمة الثنائية المثالية بدون نقطة انصهار دنيا أو عظمى والتي يندر ملاحظتها في حقل الجيوكيمياء مقارنة بالأنظمة الثنائية بنقطة انصهار دنيا وعظمى والتي لا تنطق عليها قوانين (Goldschmidt) بشكل كامل .

تناول (Ahrens, 1953) مشكلة الاواصر الكيميائية في المواد الجيولوجية على أساس الصفة الأيونية . واقترح بأن خواص الأيونات الطليقة في المرحلة الانتقالية لارتباط ذرات العناصر، سوف تحدد طبيعة وأنواع الاواصر في النواتج النهائية . ويعتقد بأن توزيع العناصر خلال تبلور الصهير يمكن تفسيره بالآتي : في حالة وجود أيونين مختلفين بشحنة متساوية وبنصف قطر أيوني متشابه، فالأيون الذي يدخل أولاً إلى الطور الصلب هو الذي يمتلك شدة كهربائية عالية (حاصل قسمة جهد التأين على نصف القطر الأيوني) . أما قبول أو رفض الأيون من الطور الصلب، فيعتمد على تكوينه لأصرة مستقرة مع مكونات بلورات السليكات فضلاً عن الإزاحة الفراغية للأصرة مع الأوكسجين في صلب السليكات .

شكل (Fyfe, 1954) بالطريقة التي وجد بها (Pauling) قيم السالبة الكهربائية والتي أدت إلى تضخيم مشاركة الصفة الأيونية في الأصرة الرابطة . وادخل مصطلح «عامل تكامل التداخل» (Over – lap integral factor) لإيجاد نوع الأصرة الرابطة . ويعد هذا المصطلح كمقياس لتداخل مدارين للإلكترونات في الفراغ . ففي الأصرة الأيونية النقية، فإن قيمة هذا العامل تساوي صفراً، إن لهذا العامل علاقة مع فرق السالبة الكهربائية في إيجاد وتحديد نوع الأصرة .

استخدم (Ringwood, 1955) السالبة الكهربائية لأيونات العنصر كعامل إضافي إلى قوانين (Goldschmidt) وذلك في توقع نمط توزيع العناصر خلال العمليات الجيولوجية وحسب الآتي: «في حالة وجود أيونين لعنصرين مختلفين يمتلكان فروقات ملحوظة في السالبة الكهربائية ولهما قابلية الإحلال التعويضي في بلورة ما، فالأيون الذي يمتلك سالبة كهربائية منخفضة سوف يدخل إلى الطور الصلب بأفضلية وذلك بسبب تكوينه أصرة قوية وبصفة أيونية أكثر». وهذا يتناقض مع تفسير (Fufe, 1951) للسالبة الكهربائية كمقياس لطاقة الأصرة، وأدى هذا إلى ارتباك المراجع العلمية حول طبيعة الأصرة الكيميائية في المواد الجيولوجية.

ويعتقد كل من (Fyfe & Burns, 1967) بأن أصل فكرة كمون السالبة الكهربائية العالية دالة على ضعف الأصرة، يتلخص بالتباس الحاصل في مفهوم درجة الانصهار. فبعض المراجع الجيوكيميائية تشير إلى أن المركبات بدرجة انصهار عالية تمتلك طاقة شبكة بلورية عالية (lattice energy) وتعد هذه المركبات أكثر أيونية مقارنة بمركبات منخفضة درجة الانصهار. فمثلاً: ينصهر كلوريد البوتاسيوم (KCl) عند درجة حرارة (771°C) وحسب الاعتقاد الخاطئ المذكور سابقاً، فإن (KCl) يمتلك أصرة بين (K - Cl) أقوى من الأصرة بين (Ab - Cl) في مركب كلوريد الفضة (Ag Cl) الذي ينصهر بدرجة حرارة تصل (455°C)، غير أن طاقة الشبكة البلورية لكل من (Ag Cl) و (KCl) تساوي (21.8K cal), (166.8 Kcal) على التوالي.

تناول (De Vore, 1955) مشكلة توزيع العناصر الأثرية من ناحية الامتزاز على أسطح بلورات المعادن خلال عمليات تكوين الصخور. ويعتقد بأن اغتناء المعادن بالعناصر الأثرية، يعتمد على استقرارية الأصرة بين العناصر الأثرية ومكونات المعادن المضيئة، ويعتمد هذا بدوره على درجة استقطاب الأيونات الممتزة.

يعتقد (Tauson, 1958a) بأن أهمية التركيب البنائي للمعادن المضيئة لا تقل أهمية عن خواص العناصر الأخرى (الحجم الأيوني والسالبة الكهربائية وجهد التأين) في إيجاد حدود الإحلال التعويضي بين العناصر.

أما (Levedev, 1959)، فينظر إلى مشكلة توزيع العناصر خلال عملية التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية وذلك من ناحية تقوية أو إضعاف الشبكة البلورية للمعادن المضيئة. وعند مراحل الحرارة العالية من التبلور، فالأيونات التي تقوي الشبكة البلورية، سوف تغتني بها (تقتنص) بلورات المعادن المضيئة أما في مراحل الحرارة المنخفضة من التبلور، فإن الأيونات التي لم تقتنص في المراحل السابقة،

سوف تدخل بلورات معادن (يسمح لها) بالرغم من خفضها لطاقة الشبكة البلورية للطور الصلب المتبلور في هذه المرحلة.

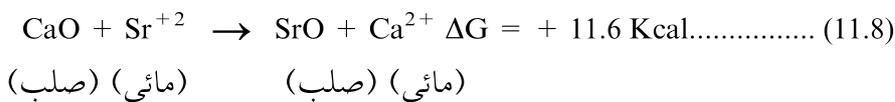
يعتقد (Tauson, 1965) بأن توزيع العناصر الشحيمة في معادن الصخور النارية هو في الأساس، نتيجة تبادل العناصر بين الشبكة البلورية والصحير. ويعتقد أيضاً، بأن إيجاد وتحديد الإحلال (diadochy) للعناصر المتبادلة، يعتمد على عدد من العوامل الآتية: خواص الكيمياء البلورية للعناصر (حجم وشحنة الأيون والصفة الأيونية للأصرة الرابطة بين الفلز والأوكسجين) والتركيب البنائي للمعادن المضيئة وظروف تبلورها (درجات الحرارة والضغط وتراكيز المكونات ومعدلات التبلور).

قام (Nockold, 1966) بحساب طاقة الأصرة الرابطة بين الفلز والأوكسجين. واقترح استخدام قيم طاقة الأصرة الحسابية في توضيح سلوك العناصر خلال عمليات التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية وحسب الآتي: «في حالة وجود كتيونين لعنصرين مختلفين بشحنة متساوية ولهما القابلية على الإحلال في الشبكة البلورية للطور الصلب المتبلور، فالكتيون الذي يدخل بأفضلية إلى الطور المتبلور، هو الذي يمتلك طاقة إجمالية عالية نسبياً للأصرة بين الفلز والأوكسجين. أما بالنسبة للكتيونات بشحنة مختلفة، فالكتيون الذي يمتلك مجموعاً أعلى من طاقة التآصر النسبية هو الذي يغتني به الطور المتبلور ويدخل فيه بأفضلية.

يعتقد كل من (Fyfe, 1963) و (Burns & Fyfe, 1966) بأن المعادلة (11.7) اللاحقة، تتحكم في توزيع العناصر خلال التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية.



وهذا يعني بأن استقرارية الأيونات (Y^{+} , X^{+}) في الطور الصلب والمنصهر، مهمة في تحديد اتجاه التفاعل (11.5) وبالتالي توزيع العناصر. غير أن معظم الدراسات المؤشرة في المناقشة السابقة، اهتمت فقط باستقرارية الأيونات في الطور الصلب. ويفسر هذا عدم كفاءة وفي بعض الأحيان، فشل قواعد التوزيع في توقع سلوك وتوزيع العناصر في الصخور النارية. ومما زاد في هذا الاعتقاد، هو فشل قواعد (Goldschmidt) و (Ringwood) في تحديد اتجاه تفاعلات كيميائية عند درجة حرارة ($25^{\circ}C$) وضغط جوي واحد وحسب المعادلات الآتية:



إن المدى الذي ينشط في التفاعل (11.12) يعتمد على طاقة الشبكة البلورية (U) للأطوار الصلبة والطاقة النسبية للاماهه (ΔH solvation) للأيونات الداخلة في التفاعل فضلاً عن الطاقة الحرة (ΔG 6 Free energy) للتفاعل (11.12). غير أن مثل هذه الدوال غير متوفرة في المراجع العلمية بالنسبة للمنصهرات الطبيعية.

قام كل من (Burns & Fyfe, 1967) بدراسة تفصيلية لقواعد توزيع العناصر (Nockolds, Ringwood, Goldschmidt) وناقشا الجوانب الضعيفة في الأسس التي استندت عليها هذه القواعد.

بالنسبة لنصف القطر الأيوني، تشير الدراسات المخبرية للتحاليل الحديثة للتركيب البنائي للمعادن السليكاتية بأن العناصر تشغل مواقع انتقائية في البنية البلورية للمعادن وليس كما تشير إليه ضمناً قواعد التوزيع بأن العناصر تشغل هذه المواقع بشكل عشوائي بشرط تحقيق ما يتعلق بنصف القطر الأيوني فقط (الفرق \pm 15%). ففي معدن الأوليفين، يشغل أيون الحديدوز الموقع M_2 أكثر من الموقع M_1 ، ويشغل الموقع M_2 أكثر من الموقع M_1 في الأورثوبيروكسين وفي الموقع M_2 أكثر من الموقع M_1 والموقع M_3 في الأكتينولايت.

كما تشير نفس الدراسات التجريبية إلى اختلاف نصف القطر الأيوني للعنصر المعين الذي يشغل مواقع مختلفة في التركيب البنائي للمعادن السليكاتية. فمثلاً يتباين نصف القطر الأيوني للحديدوز ($0.69A^0 - 0.8qA^0$) في الأوليفين (فيلايت) وكذلك الحال من ($0.61A^0$) إلى ($1.21A^0$) في الأورثوبيروكسين. ويجب التأكيد على أن المراجع الجيوكيميائية تحتوي على ثلاثة مجاميع من أنصاف الأقطار الأيونية للعناصر. وتختلف هذه المجاميع كثيراً أو قليلاً في قيم أنصاف الأقطار الأيونية للعنصر المعين التي تعرضها. غير أن التباين في حالة المقارنة بين قيم المجاميع مختلفة يؤدي إلى التباس يقتضي التنويه إليه.

إن استخدام السالبية الكهربائية في تفسير توزيع العناصر خلال عمليات التبلور التجزيئي. يتطلب معرفة قيمها في كل من الطور السائل والطور الصلب من ناحية، وأن الاعتقاد باعتماد السالبية الكهربائية كمقياس لدرجات ضعف الآصرة هو في الحقيقة غير صحيح وهو أيضاً يمثل مصدر الالتباس في المراجع الجيوكيميائية من ناحية أخرى. ويجب التنويه إلى وجود مجموعتين من السالبية الكهربائية بقيم مختلفة تماماً.

إن السالبية الكهربائية ليست صفة ثابتة لذرات العناصر. إن طبيعة الآصرة

للكاتيونات المتأزرة مع الأوكسجين في معادن السليكات مختلف عن ما هو يلاحظ في معادن الكبريتيدات. إن السالبة الكهربائية هي دليل على نسبة مشاركة الصفة الأيونية والتساهمية في الآصرة الكيميائية وليس لها علاقة بقوة الآصرة أو ضعفها.

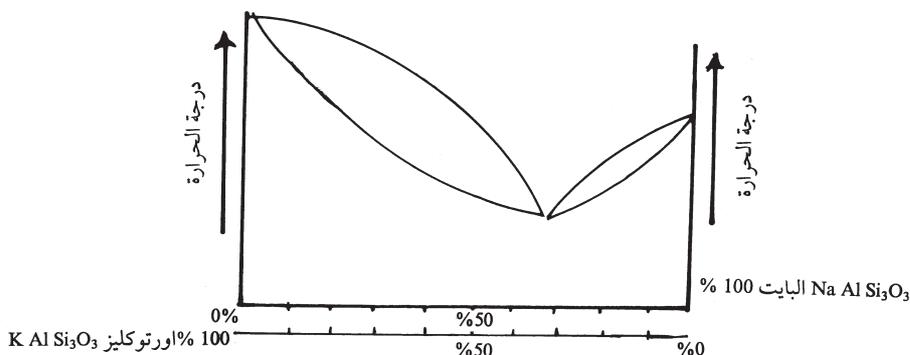
أما بالنسبة لدرجة الانصهار التي تضمنتها بصورة أو بأخرى الدراسات المذكورة سابقاً، فقد كانت مصدراً للالتباس في المراجع الجيوكيمائية. ولتوضيح الأمر في هذا المجال نستدعي معادلة الديناميكية الحرارية لدرجة الانصهار وحسب الآتي:

$$T_{\text{fusion}} = \frac{H^{\text{سائل}} - H^{\text{صلب}}}{S^{\text{سائل}} - S^{\text{صلب}}} \dots\dots\dots (11.13)$$

ويتضح من المعادلة (11.13) بأن درجة الانصهار تعتمد على الاختلاف في طاقة الآصرة في الحالة السائلة (سائل H) والحالة الصلبة (صلب H) وكذلك الاختلافات في العشوائية في الحالة السائلة (سائل S) والصلبة (صلب S). وبهذا فإن درجة الانصهار ليست دليل مضمونٍ ودائمٍ لطاقة الشبكة البلورية والعكس صحيح. أما العامل الآخر الذي تم استخدامه كدليل على تقوية الشبكة البلورية، هو حرارة التكوين. لا تتناسب حرارة التكوين مع طاقة الشبكة البلورية، وعليه يجب معرفة عوامل أخرى (طاقة التسامي للغزات وجهد تأينها) بهدف دراسة تقوية الشبكة البلورية. ولهذه الأسباب تتطلب دراسة توزيع العناصر مقارنة طاقة الأواصر التي ترتبط بها في كل طور من الأطوار المتوفرة خلال عمليات التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية.

حاول (Whittaker, 1967) تفسير والإجابة على السؤال الذي يقول: لماذا تنجح قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) في تفسير سلوك بعض العناصر بالرغم من الأساس العلمي الضعيف بهذه القواعد؟. في الأنظمة الثنائية بدرجة انصهار دنيا التي تسود على باقي الأنظمة الجيوكيمائية، تنجح قواعد (Goldschmidt) في تفسير سلوك أغلب العناصر الآثرية وذلك بسبب أن تركيب هذه الأنظمة من العناصر الآثرية يقع دائماً في جانب درجة الانصهار الدنيا الذي يزداد فيه تركيز العناصر الآثرية في الطور السائل، وبسبب كون هذه العناصر الآثرية بشكل عام، تمتلك نصف قطر أيوني أكبر من العناصر المضيفة. ولتوضيح ما تقدم، نورد مثال منظومة الألبايت - الأرتوكليز عند ضغط من بخار الماء يساوي (5000) ضغط جوي وكما يوضحها الشكل (11 - 11).

ويتضح بأن هذه المنظومة تمتلك درجة انصهار دنيا عند تركيب يساوي (30%) أورثوكليز و(70%) ألبايت. وفي هذا الجزء من المنظومة يتصادف زيادة تركيز البوتاسيوم في الطور السائل مع الحجم الكبير لأيون البوتاسيوم ($1.33A^0$) مقارنة مع أيون الصوديوم ($0.95A^0$). وعليه فإن قواعد (Goldschmidt) تنجح في تفسير سلوك العناصر في جزء من المنظومة المذكورة يساوي (30%).



شكل (11 - 11) مخطط لعلاقة الطور

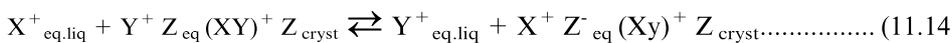
في منظومة الألبايت - الأورثوكليز تحت ضغط بخار الماء يساوي (5000) ضغط جوي

(المصدر Burns, 1970)

إن العلاقات بين الصلب - السائل في الأنظمة الثنائية البسيطة، يمكن أن تتأثر بمكون آخر في المنظومة متعددة المكونات. وهناك أدلة نظرية ومختبرية مقنعة بأن العلاقات بين الأطوار في المنظومة الثنائية ($Ni_2SiO_4 - Mg_2SiO_4$) يمكن أن تنقلب في المنظومة الثلاثية التي تحتوي على طور من السليكات القلوية. وهذا الموضوع سيتم التطرق إليه في الفقرة (8 - 11) اللاحقة.

أما بالنسبة لقواعد (Ringwood) فمن غير المحتمل أن تنجح في تفسير سلوك العناصر في مثل هذه الأنظمة وذلك بسبب أن السالبة الكهربائية لا تتغير بنفس مدى تغير نصف القطر الأيوني مع العدد الذري في الجدول الدوري، وفي الأنظمة بدون درجة انصهار دنيا، يمكن أن تنجح قواعد (Goldschmidt) وذلك عندما يتصادف نصف القطر الأيوني بعلاقته مع درجة الانصهار في جزء محدد من المنظومة. أما بالنسبة لقواعد (Ringwood) فإن أمر تطبيقها أفضل من قواعد (Goldschmidt).

إن المعالجة الديناميكية الحرارية لـ (Whittaker) في دراسة توزيع العناصر تستند على التفاعل الآتي:



eqi = توازن liq = سائل cryst = بلورات

والتي يمكن صياغتها بالمعادلة الآتية :

$$RT \log \frac{NX. cryst. XNY. liq}{NX.liq. XNY.cryst.} = \Delta U_x + \Delta U_y - P\Delta U_x + P\Delta U_y \dots \dots \dots (11.15)$$

R = ثابت الغاز العالمي .

T = درجة الحرارة المطلقة .

Ns = جزء المولات للمكون المعين في الطور المعين .

P = الضغط .

U'VαS = الطاقة الداخلية الجزئية والحجم والعشوائية على التوالي .

ΔU_x = الزيادة في U_x عندما ينتقل X⁺ من السائل إلى الصلب .

ΔVαΔS = نفس التعريف أعلاه .

إن عامل الإغناء في طرف الشمال من المعادلة (11.15) يوضح فيما إذا كان X⁺ قد اغتنى (مقارنة مع y⁺) به الأطوار الصلبة . ويعتمد هذا على الإشارة في طرف اليمين من المعادلة (11.15) . والتطبيق هذه المعالجة على تبلور السوائل ، تظهر الحاجة إلى موديل (modle) يدل التركيب البنائي للسوائل . اقترح الباحث (Whittaker) تحويلاً لموديل (Bernak) الذي ينص على أن التركيب البنائي للمنصهرات السليكاتية يتألف من تراص كثيف للأيونات الأوكسجين وان الأيونات الأخرى (السليكون والفلزات) تشغل المواقع البينية المتوفرة .

إن ما تقدم من مناقشة موجزة يشير إلى ضرورة معرفة طبيعة ارتباط أيونات العناصر في كل من الطور الصلب والطور السائل ، بهدف التنبؤ بنمط توزيع العناصر خلال عمليات تكوين الصخور بشكل عام . أما خلال عمليات تبلور الصهير بشكل خاص ، فتتطلب دراسة توزيع العناصر معرفة حرارة إماهة الأيونات في الصهير الطبيعي وطاقة الشبكة البلورية للمعادن السليكاتية فضلاً عن الطاقة الحرة للتفاعلات التي تحدث في المنصهرات الطبيعية عند حوالي (1000⁰ C) . إن مثل هذه المعلومات والقيم غير متوفرة

في الوقت الحاضر . وعليه يبقى استخدام قواعد (Goldschmidt) وربما قواعد (Ringwood) في تفسير سلوك بعض العناصر الأثرية خلال العمليات الجيولوجية . واستناداً إلى ذلك ، يعتقد الدباغ (1990) بأن مصير أي عنصر من العناصر الكيميائية خلال تبلور الصهير الناري وتكوين الصخور النارية يتقرر بالعوامل الآتية :

1 - تركيز العنصر في الصهير .

2 - شحنة ونصف قطر أيون العنصر .

3 - السالبية الكهربائية للأيون .

وبناءً على ذلك تقسم العناصر الكيميائية في المجامع الآتية :

المجموعة الأولى: العناصر الرئيسة بسبب وفرتها في الصهير مما يؤدي

إلى تكوين معادن مستقلة خاصة بها مثل : O و Si و Al و Mg و Ca و Fe و Na و Ti والمعادن التي تشكلها هذه العناصر تكون في أغلبها سليكاتية أو أوكسيدية .

المجموعة الثانية: عناصر تراكيزها الثانوية والآثرية بحيث لا تكفي لتكوين

معادن مستقلة ولكن أنصاف أقطار وشحنات أيوناتها تقترب من أنصاف أقطار وشحنات أيونات العناصر الرئيسة . ويؤدي هذا إلى دخول هذه العناصر في معادن العناصر الرئيسة بهيئة إحلال تعويضي (diadochy) مثل : Li و Ba و Rb و Sr و Mn و Sc و Cc و Ni و V و Ga و Ge .

المجموعة الثالثة: عناصر ليثوفيلية تتصف بكون شحنات وأنصاف أقطار

أيوناتها تختلف كثيراً عن شحنات وأنصاف أقطار أيونات العناصر الرئيسة فضلاً عن أن تراكيزها واطئة في الصهير وبالتالي لا تستطيع تكوين معادن مستقلة كما أنها لا تستطيع التعويض عن العناصر الرئيسة في معادنها . وتبقى هذه العناصر في الصهير حيث يزداد تراكيزها في السوائل المتبقية من عملية تبلور الصهير الناري . وغالباً ما توجد نفس العناصر بشكل معادن مستقلة ذات أهمية اقتصادية مثل : B و Be و W و Nb و Ta و Zr و Sn و Th و U و Cs ومجموعة العناصر الترابية النادرة (REE) .

المجموعة الرابعة: عناصر أثرية التركيز في الصهير ولا تستطيع أن تحل محل

العناصر الرئيسة بشكل مكثف لكون قيم سالبيتها الكهربائية عالية . وغالبية هذه

العناصر تعود إلى مجموعة العناصر الجالكوفيلية ومجموعة العناصر السيدروفيلية ويتركز بعض هذه العناصر في المحاليل الحرمائية ثم يترسب بشكل معادن اقتصادية ويعود معظمها إلى صنف معادن الكبريتيدات (sulphides) مثل: Zn و Pb و Cd و Cu، أو قد تنفصل من الصهير بشكل فلزات طليقة أو سبائك فلزية مثل: Pt و Au و Ag... الخ.

11 - 8 نظرية المجال البلوري

طرحت عدة نظريات بشأن تفسير الخواص الفيزيائية والكيميائية لمركبات العناصر المنتقلة. وتعد نظرية المجال البلوري (crystal field theory) واحدة من هذه النظريات، غير أنها تمثل النقيض لنظرية المدار الجزيئي (molecular orbital theory). تهتم نظرية المجال البلوري بطبيعة قوى الألكتروستاتيكية بين الأيونات أو الجزيئات المستقطبة (Ligands) من ناحية، وبين أيونات العناصر المنتقلة من ناحية أخرى. أما نظرية المدار الجزيئي، فتتناول اختلاف مستويات الطاقة لأيونات العناصر المنتقلة بسبب تأثير تداخلات مداراتها بمدارات الجزيئات المستقطبة (ligands). ويطلق على مزيج من هاتين النظريتين، اسم نظرية مجال الجزيئي المستقطب (ligand field theory).

بشكل عام، تتصف العناصر المنتقلة بعدم اكتمال ملاء مداراتها الخارجية بالألكترونات، حيث أن السلسلة الأولى من العناصر المنتقلة (Sc إلى Zn) تحوي على مدارات 3d غير مكتملة بالألكترونات وكما يوضحها الجدول (11 - 5). هذا من ناحية، ومن ناحية أخرى فإن التوزيع المساحي لكثافة الألكترونات حول نواة العناصر المنتقلة (أي المدارات) تأخذ أشكالاً مختلفة منها شكل الكرة كما هو الحال في مدارات S. أو تأخذ أشكالاً تمتد باتجاهات مختلفة في الفراغ كما هو الحال في مدارات 3d (شكل 11 - 12) وعليه فإن أيونات العناصر المنتقلة في أغلب الأحيان، لا تأخذ شكل الكروي. وتعرف مدارات 3d بالرموز d_{xy} و d_{yz} و d_{xz} و $d_x^2 - y^2$.

جدول 11 - 5 الترتيب الألكتروني
لذرات وأيونات العناصر المنتقلة / السلسلة الأولى

العدد الذري Atomic number	العناصر Element	Electronic configuration			
		Atom	M(II)	M(III)	M(IV)
19	K	(Ar) 4s ¹	-	-	-
20	Ca	(Ar) 4s ²	(Ar)	-	-
21	Sc	(Ar)3d ¹ 4s ²	(Ar)3d ¹	(Ar)	-
22	Ti	(Ar)3d ² 4s ²	(Ar)3d ²	(Ar)3d ¹	(Ar)
23	V	(Ar)3d ³ 4s ²	(Ar)3d ³	(Ar)3d ²	(Ar)3d ¹
24	Cr	(Ar)Ed ⁵ 4s ¹	(Ar)3d ⁴	(Ar)3d ³	(Ar)3d ²
25	Mn	(Ar)3d ⁵ 4s ²	(Ar)3d ⁵	(Ar)3d ⁴	(Ar)3d ³
26	Fe	(Ar)3d ⁵ 4s ²	(Ar)3d ⁶	(Ar)3d ⁵	-
27	Co	(Ar)3d ⁷ 4s ²	(Ar)3d ⁷	(Ar)3d ⁶	-
28	Ni	(Ar)3d ⁸ 4s ²	(Ar)3d ⁸	(Ar)3d ⁷	(Ar)3d ⁵
29	Cu	(Ar)3d ¹⁰ 4s ²	(Ar)3d ⁹	(Ar)3d ⁸	-
30	Zn	(Ar)3d ¹⁰ 4s ²	(Ar)3d ¹⁰	(Ar)3d ⁹	-
31	Ga	(Ar)3d ¹⁰ 4s ² 4p ²	(Ar)3d ¹⁰ 4p ¹	(Ar)3d ¹⁰	-
32	Ge	(Ar)3d ¹⁰ 4s ² 4p ²	(Ar)3d ¹⁰ 4p ²	-	(Ar)3d ¹⁰

السلسلة الأولى المنتقلة
First transition series

Ar = Argon core, 1s² 2s² 2p⁶ 3s² 3p⁶ الترتيب الإلكتروني للأركون

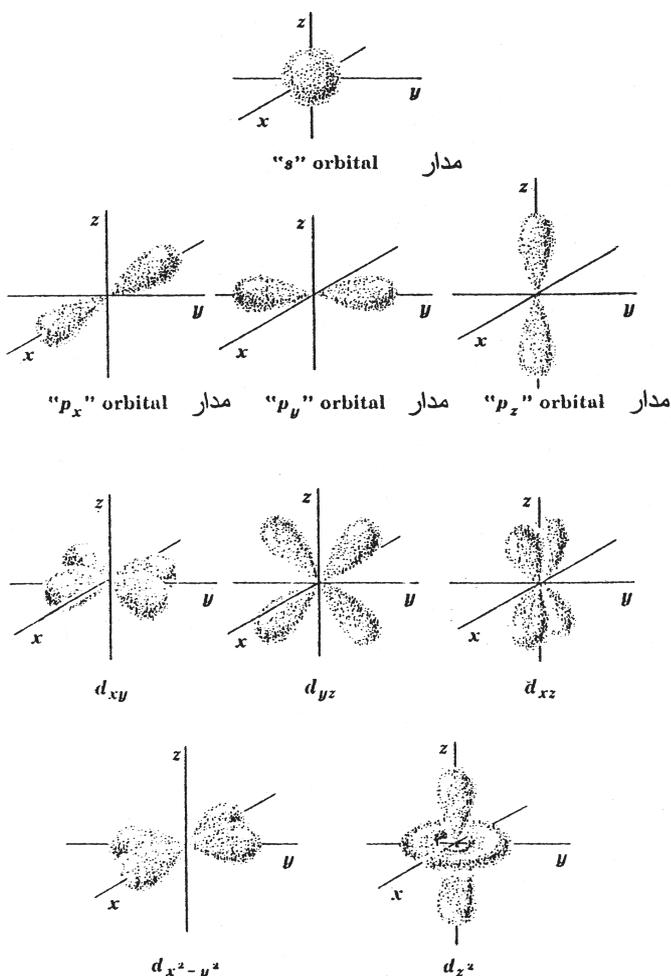
المصدر (Burns, 1970)

إن مستويات الطاقة بين كتيونات العناصر المنتقلة وبين الأنيونات (نقاط الشحنة السالبة) تظهر بقيم مختلفة بتباين نوع التآزر والمسافة بين الأيونات وشدة شحنة النقاط (الأنيونات).

إن العناصر المنتقلة / السلسلة الأولى، تمتلك خمسة مدارات من 3d بطاقة متساوية في حالة عدم تأثرها بالمجال البلوري، أما في حالة تأثرها بالمجال البلوري، فإن هذه المدارات تفقد صفة التساوي بالطاقة وذلك بسبب التنافر بين نقاط الشحنة السالبة في الجزيئ المستقطب (ligand) وألكترونات بعض المدارات لأيونات العناصر المنتقلة وكما توضحها الفقرات اللاحقة.

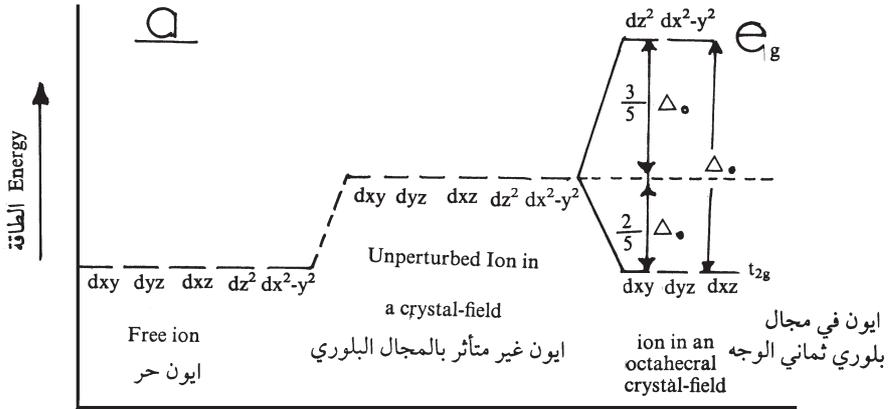
11 - 8 - 1 التآزر ثماني الأوجه

إن إشغال أيونات العناصر المنتقلة لمواقع ثمانية الأوجه وذلك بالتآزر مع ستة جزيئات مستقطبة متماثلة، تؤدي هذه الحالة، إلى انفصال (اختلاف) صفة تساوي



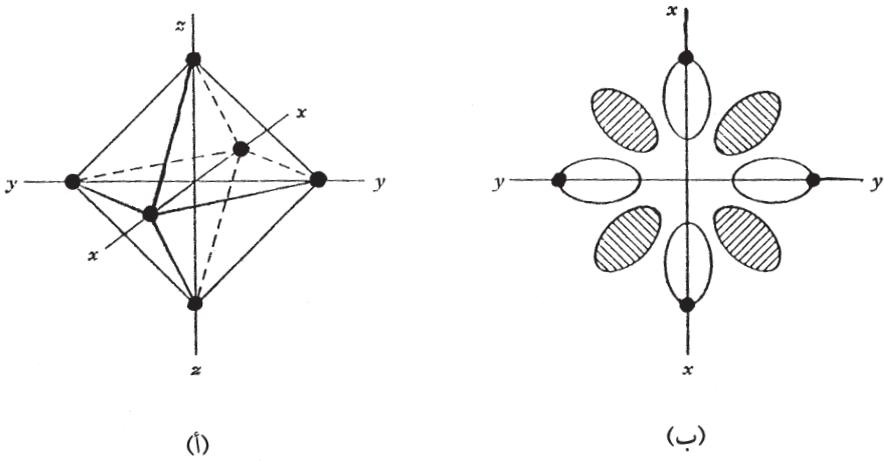
شكل 11 - 12 التوزيع الفراغي
لكثافة الألكترونات (أشكال المدارات) حول نوى العناصر المنتقلة
المصدر (Fyfe, 1966)

الطاقة لمدارات 3d حيث تزداد طاقة المدارين ($dx^2 - y^2$ و dz^2) وتعرف بالرمز e_g بينما تنخفض طاقة المدارات الثلاثة (d_{xy} و d_{yz} و d_{xz}) التي يرمز لها اختصاراً t_{2g} وكما يوضحه الشكل (11 - 13). وتنتج هذه الحالة بسبب ترتيب الأيونات في الموقع ثماني الأوجه باتجاه المحاور (x و y و z) وهو نفس الاتجاه الذي تمتد إليه مدارات e_g . وعليه فإن الألكترونات في مدارات e_g تتنافر بشكل أكبر مقارنة مع الألكترونات في مدارات t_{2g} التي تمتد بين المحاور (x و y و z) وكما هو موضح في الشكل (11 - 14).



شكل 11 - 13 مخطط لتأثير المجال البلوري
على طاقة مدارات 3d للعناصر المنتقلة المتأزرة بثمانية الأوجه

المصدر (Abdulla, 1971)



شكل 11 - 14 بترتيب الفراغي للأيونات (أ)

وللمدارات 3d للعناصر المنتقلة وتداخلهما (ب) في المواقع ثمانية الأوجه

المصدر (Burns, 1970)

يعرف الفرق في طاقة مدارات e_g و t_{2g} ، بطاقة إنفصال المجال البلوري (crystal field splitting energy) في مواقع ثمانية الأوجه يرمز لها ΔO ويبدو من الشكل (11 - 13) بأن كل إلكترون واحد في مدارات t_{2g} يرفع من استقرارية أيونات العناصر المنتقلة بنسبة $(2/5\Delta O)$ ، في حين يقلل كل إلكترون واحد في مدارات e_g استقراريتها بنسبة $(3/5\Delta O)$. أما محصلة (الفرق) طاقة استقرارية أيونات العناصر

المنتقلة في المواقع ثمانية الأوجه، فيطلق عليها طاقة استقرارية المجال البلوري (crystal field stabilization energy) أو طاقة المجال البلوري (crystal field energy) ويرمز لها اختصاراً (CFSE). ويعرض الجدول (11 - 6) قيم (CFSE) لأيونات العناصر المنتقلة المتأزّة بثمانية الأوجه وبدلالة طاقة انفصال المجال البلوري ΔO .

يتحكم في توزيع الألكترونات في مدارات أيونات العناصر المنتقلة نوعان متضادان من الاتجاهات أو الميول. يتمثل الأول بالتنافر الألكتروستاتيكي بين الألكترونات مما يجعلها تتوزع في أكبر عدد من المدارات حيث تدور هذه الألكترونات بشكل متوازي. وهذا يتفق مع قاعدة (Hund) الأولى. أما الميول الثاني، يتلخص بتفضيل الألكترونات للمدارات بطاقة منخفضة وذلك بسبب تأثير المجال البلوري. ولهذه الأسباب تمتلك أيونات العناصر المنتقلة ترتيب ألكتروني بصيغة الدوران الواطئ (low spin) وصيغة الدوران العالي (high spin), 1.

جدول 6 - 11 الترتيب الإلكتروني وطاقة استقرارية المجال البلوي (CFSE) بدلالة (ΔO) لأيونات العناصر المنتقلة المتأزرة بشمانية أوجه

طاقة استقرار المجال البلوي CFSE	High – spin state دوران عالي			Low – spin state			
	ألكترونات غير مزدوجة Unpaired electrons	الترتيب الإلكتروني electronic configuration	طاقة استقرارية المجال البلوي CFSE	ألكترونات غير مزدوجة Unpaired electrons	الترتيب الإلكتروني Electronic configuration t_{2g} e_g	الأيون Ion	ألكترونات 3d Number of 3d electrons
0	$Ca_{2+}, Sc^{2+}, Ti^{4+}$	\uparrow	0	0	\uparrow	0	0
1	Ti^{3+}	\uparrow	1	$\frac{2}{5} \Delta_0$	\uparrow	1	$\frac{2}{5} \Delta_0$
2	Ti^{2+}, V^{3+}	$\uparrow \uparrow$	2	$\frac{4}{5} \Delta_0$	$\uparrow \uparrow$	2	$\frac{4}{5} \Delta_0$
3	V^{2+}, Cr^{3+}, Mn^{4+}	$\uparrow \uparrow \uparrow$	3	$\frac{6}{5} \Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow$	3	$\frac{6}{5} \Delta_0$
4	Cr^{2+}, Mn^{3+}	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	4	$\frac{8}{5} \Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	2	$\frac{8}{5} \Delta_0$
5	Mn^{2+}, Fe^{3+}	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	5	0	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	1	$\frac{10}{5} \Delta_0$
6	$Fe^{2+}, Co^{3+}, Ni^{4+}$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	4	$\frac{2}{5} \Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	0	$\frac{12}{5} \Delta_0$
7	Co^{2+}, Ni^{3+}	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	3	$\frac{4}{5} \Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	1	$\frac{9}{5} \Delta_0$
8	Ni^{2+}	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	2	$\frac{6}{5} \Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	2	$\frac{6}{5} \Delta_0$
9	Cu^{2+}	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	1	$\frac{3}{5} \Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	1	$\frac{3}{5} \Delta_0$
10	$Zn^{2+}, Ga^{3+}, Ge^{4+}$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	0	0	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	0	0

المصدر (Burns, 1970)

إن الأيونات (Ti^{3+} و V^{3+} و Cr^{3+}) المتأزرة بثمانية الأوجه، تمتلك ترتيباً إلكترونياً بصيغة واحدة حيث تشغل الألكترونات 3d مدارات من t_{2g} فقط وبدوران متوازٍ. أما الأيونات (Cr^{2+} و Mn^{3+} و Mn^{2+} و Fe^{3+} و Co^{3+} و Co^{2+} و Ni^{3+}) المتأزرة بثمانية الأوجه أيضاً، فتمتلك صيغتين من الترتيب الإلكتروني وهما: صيغة الدوران العالي ($high\ spin$) وصيغة الدوران الواطئ ($low\ spin$). غير أن صيغة الواطئ، غائبة أو غير موجودة في ظروف سطح الأرض التي يسود عندها صيغة الدوران العالي. وتتكون الصيغتان أساساً بسبب إمكانية إشغال الألكترونات مدارات t_{2g} و e_g أو إشغال مدارات t_{2g} بالألكترونات متعاكسة الدوران أو مزدوجة الدوران ($Spin\ pairing$).

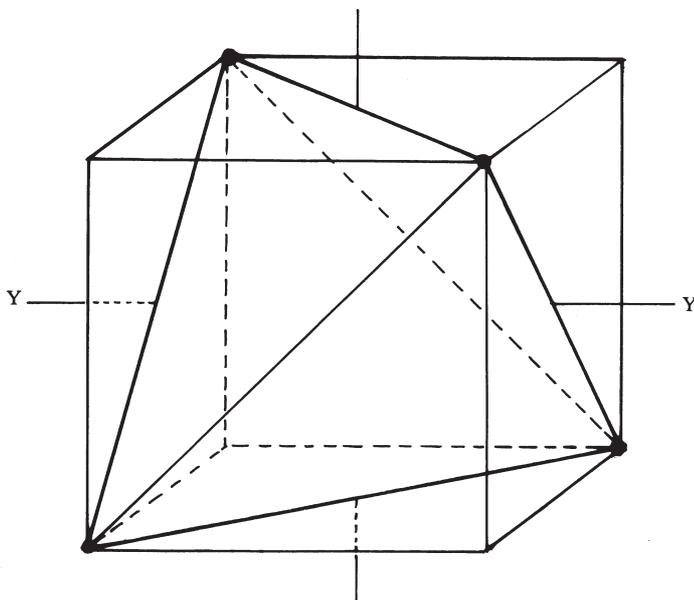
يتضح من الجدول (11 - 6) بأن الأيونات d^3 و d^8 وصيغة الدوران الواطئ d^6 تمتلك قيمة عالية من طاقة استقرارية المجال البلوري ($CFSE$) في المواقع ثمانية الأوجه. وعليه فإن أيونات مثل Cr^{3+} و Ni^{2+} و Co^{3+} تميل بشدة لإشغال مواقع ثمانية الأوجه. أما الأيونات بترتيب إلكتروني D^0 و d^{10} وصيغة الدوران الواطئ من d^5 مثل أيونات العناصر Co^{2+} و Zn^{2+} و Mn^{2+} و Fe^{3+} ، فتمتلك طاقة مجال بلوري تساوي صفراً ($Zero$) في المواقع ثمانية الأوجه.

11 - 8 - 2 التآزر رباعي الأوجه

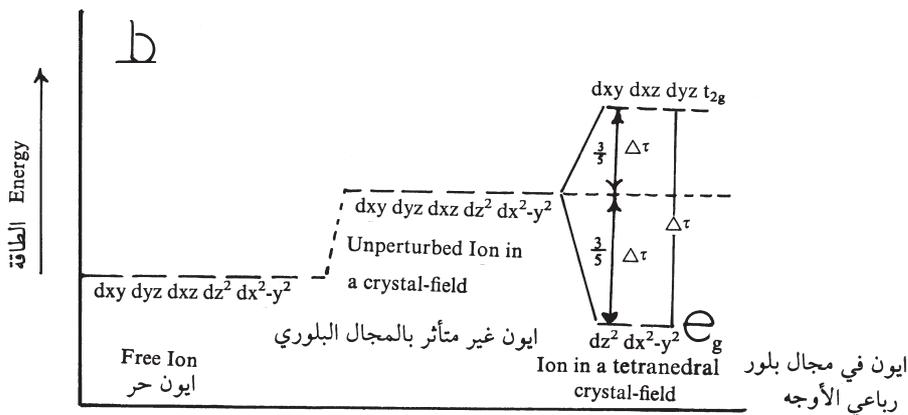
إن الترتيب الفراغي للأيونات في المواقع ما بين المحاور (z و y و x) هي السبب في اختلاف مستويات طاقة مدارات 3d للعناصر المنتقلة المتأزرة برباعية الأوجه مقارنة مع ثمانية الأوجه (الشكل 11 - 15). وعليه تنفصل مدارات dxz و dxy و dyz بطاقة عالية. وتعرف بالرمز (t_2). أما الثانية فتضم المدارات ($dx^2 - y^2$ و dz^2) بطاقة أقل ويرمز لها اختصاراً (e) وكما هو موضح في الشكل (11 - 16). وإن الفرق في طاقة مدارات (t_2) و (e) يعرف بطاقة انفصال المجال البلوري في المواقع رباعية الأوجه ويرمز لها (Δt). وبذلك فإن كل إلكترون واحد في مدارات (t_2) يخفض استقرارية أيون العنصر بنسبة $(2/5\Delta t)$ ، بينما يرفع كل إلكترون واحد في مدارات (e) من استقرارية العنصر بنسبة $(3/5\Delta t)$. ويعرض الجدول (11 - 7) الترتيب الإلكتروني وقيم طاقة استقرارية المجال البلورية بصيغة الدوران الواطئ وصيغة الدوران العالي في المواقع رباعية الأوجه. وباستثناء أيونات العناصر (Ni^{2+} , Co^{3+} , Ni^{4+} , Co^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{3+} , Cr^{2+} , Mn^{4+} , Cr^{3+} , V^{2+}) فإن بقية أيونات العناصر توجد بصيغة دوران واحدة. وكما ذكرنا سابقاً، فإن صيغة الدوران العالي هي السائدة على سطح الأرض. إن طاقة استقرار المجال البلوري تساوي صفراً في حالة أيونات العناصر بترتيب d^0 و d^{10} وصيغة الدوران الواطئ بترتيب d^4 وصيغة

الدوران العالي بترتيب d^5 . ويمكن حساب قيمة (Δt) نظرياً بدلالة قيمة (ΔO) وكما في المعادلة الآتية:

$$\frac{4}{9} \Delta O = \Delta t \dots\dots\dots (11.16)$$



شكل 11 - 15 مخطط لمواقع أو الترتيب الفراغي لمواقع الأيونات في التآزر الرباعي المصدر (Burns, 1970)



شكل 11 - 16 مخطط لتأثير المجال البلوري على طاقة مدارات 3d للعناصر المتنقلة المتأثرة برباعي الأوجه المصدر (Abdulla, 1971)

جدول 7 - 11 الترتيب الأكثر وني وطاقة استقرارية المجال البلوري (CFSE) بدلالة Δt للمعاصر المتأزرة برباعي الأوجه

الترتيب الإلكتروني	دوران عالي High - spin state			دوران واطيء Low - spin state		
	الترتيب الإلكتروني electronic configuration t_{2g} e_g	طاقة استقرارية المجال البلوري CFSE	الكروونات مشرفة Unpaired electrons	الترتيب الإلكتروني Electronic configuration t_{2g} e_g	الأيون Ion	الترتيب الإلكتروني 3d Number of 3d electrons
0	$Ca^{2+}, Sc^{3+}, Ti^{4+}$		0	0	0	0
1	Ti^{3+}	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$	\uparrow	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$
2	Ti^{2+}, V^{3+}	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$	$\uparrow \uparrow$	2	$\frac{4}{5}\Delta_0$
3	V^{2+}, Cr^{3+}, Mn^{4+}	3	$\frac{6}{5}\Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow$	3	$\frac{3}{5}\Delta_0$
4	Cr^{2+}, Mn^{3+}	4	$\frac{3}{5}\Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	2	$\frac{8}{5}\Delta_0$
5	Mn^{2+}, Fe^{3+}	5	0	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	1	$\frac{10}{5}\Delta_0$
6	$Fe^{2+}, Co^{3+}, Ni^{4+}$	4	$\frac{12}{5}\Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	0	$\frac{12}{5}\Delta_0$
7	Co^{2+}, Ni^{3+}	3	$\frac{4}{5}\Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	1	$\frac{9}{5}\Delta_0$
8	Ni^{2+}	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$
9	Cu^{2+}	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$
10	$Zn^{2+}, Ga^{3+}, Ge^{4+}$	0	0	$\uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow \uparrow$	0	0

المصدر (Burns, 1970)

11 - 8 - 3 طرق إيجاد قيمة ΔO و Δt :

إن قيمة طاقة انفصال المجال البلوري ΔO و Δt ، يمكن إيجادها من خلال قياس امتصاص أيونات العناصر المنتقلة في محاليلها المائية أو في الزجاج. وبسبب ندرة البيانات الموثوق بها لطاقة انفصال المجال البلوري في المواقع رباعية الأوجه (Δt)، فقد استوجب حسابها نظرياً وحسب المعادلة (11.16). ومن خلال طرح قيمة طاقة استقرارية في الموقع الثماني من تلك في الموقع الرباعي يمكن حساب طاقة تفضيل الموقع ثماني الأوجه. ويعرض الجدول (11 - 8) قيم طاقة الاستقرار في الموقع الثماني وفي الموقع الرباعي وطاقة تفضيل الموقع ثماني الأوجه لأيونات العناصر المنتقلة / السلسلة الأولى، غير أن أهميتها في دراسة جيوكيمياء الصخور النارية، سيكون محور نقاش الفقرات اللاحقة.

جدول 11 - 8 قيم طاقة الاستقرار في الموقع الثماني
والموقع الرباعي وطاقة تفضيل المواقع ثمانية الأوجه للعناصر المنتقلة

طاقة استقرارية المجال البلوري

عدد ألكترونات 3d Number of 3d electrons	الأيون Ion	ثماني التآزر Octahedral CFSE kcal mole ⁻¹ (E _o)	رباعي التآزر Tetrahedral CFSE kcal mole ⁻¹ (E _t)	طاقة تفضيل الموقع الثاني Octahedral nite preference energy	نسبة المواقع الثمانية إلى الرباعية π_o/π_t
0	Ca ²⁺ , Sc ³⁺ , Ti ⁴⁺	0	0	0	0
1	Ti ³⁺	20.9	14.0	6.0	20
2	V ³⁺	38.3	25.5	12.8	157
3	Cr ³⁺	53.7	16.0	37.6	2.9 × 10 ⁵
4	Cr ²⁺	24.0	7.0	17.0	532
4	Mn ³⁺	32.4	9.6	22.8	8300
5	Mn ²⁺ , Fe ³⁺	0	0	0	1
6	Fe ²⁺	11.9	7.9	4.0	
6	Co ²⁺	45.0	26.0	19.0	1820
7	Co ²⁺	22.2	14.8	7.4	18.5
8	Ni ²⁺	29.2	8.6	20.6	3450
9	Cu ²⁺	21.6	6.4	15.2	420
10	Zn ²⁺ , Ga ³⁺ , Ge ⁴⁺	0	0		1

المصدر (Burns, 1970)

11 - 8 - 4 جيوكيمياء العناصر المنتقلة في الصخور النارية :

إن أحد أكثر البيانات التفسيرية لتجزئة العناصر الأثرية خلال عمليات تبلور الصهارات الطبيعية هي تلك المتوفرة عن مندرس (skaergaard) حيث تم قياس تراكيز عدد من العناصر في المعادن المنفصلة عن الصهارات خلال المراحل المختلفة من التبلور (جدول 11 - 9) . وعند تسقيط هذه البيانات يتضح بأن هناك تسلسلاً معيناً لانتقال أيونات العناصر المنتقلة من الصهارات خلال المراحل المختلفة من التبلور (شكل 11 - 16) وأن هذا التسلسل يتطابق إلى حد كبير مع اختلاف طاقة تفضيل هذه العناصر للمواقع ثمانية الأوجه (جدول 11 - 8) بالنسبة للأيونات ثنائية وثلاثية الشحنة بشكل منفصل .

جدول 11 - 9 محتوى (جـ أم) صخور مندرس (skeargaard) من العناصر الأثرية مقارنة بمحتوى الصهير الأولي من نفس العناصر

	الصهير الابتدائي Initial magma	كابروبيكرايت ويوكرايت Gabbro picrite and eucrite (earliest)	أوليفين كابرو Olivine gabbro	كابروخالية من الأوليفي Olivine free gabbro	الكابرو الحديدية ferrogabbros	هيدبلر جايت كرانوفايير Hedenbergite	كرانوفايير (متاخرة) Grano-phyre (latest)	
+ Rb	—	—	—	—	—	—	30	200
Ba	40	25	25	45	50	150	450	1700
Sr	300	200	700	450	700	450	500	300
La	—	—	—	—	—	—	25	150
Y	—	—	—	—	—	125	175	200
Zr	40	40	35	25	20	100	500	700
Se	15	7	20	15	10			
Cu	130	70	80	175	400	200	500	20
Co	50	80	55	40	40	5	10	4
Ni	200	600	135	40			5	5
Li	3	3	2	3	3	15	25	12
V	150	170	225	400	15			12
Cr	300	700	175					3
Ga	15	12	23	15	20	20	40	30

Proportion of rocks as
percentage

أجزاء الصخور بالمائة

65

14

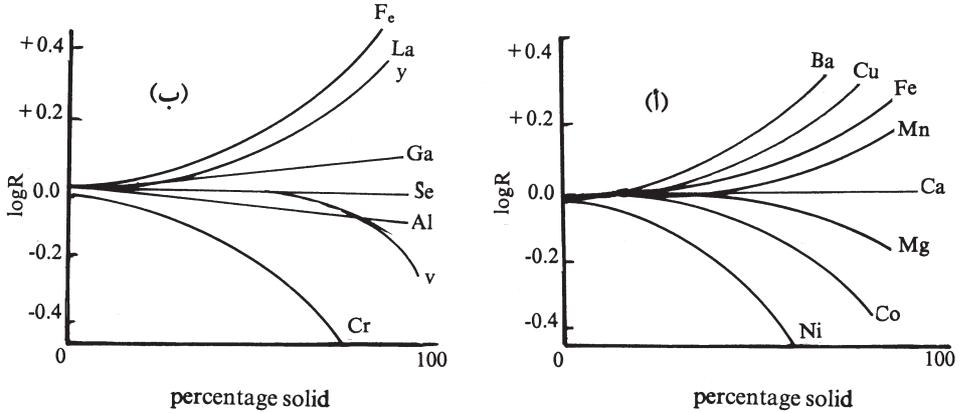
10

7

2

 $\frac{1}{2}$ $\frac{1}{2}$

المصدر (Wager, 1947)



تركيز العنصر في المنصهر بعد ($\%X$) تصلب
= R

تركيز نفس العنصر في المنصهر الابتدائي

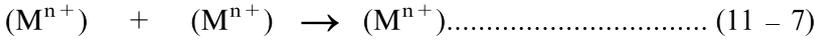
شكل 11 - 17 تسلسل انتشار العناصر المتنقلة بشحنة ثنائية (أ)

وثلاثية (ب) من قبل المعادن السليكاتية المتبلورة من الصهير.

المصدر (Williams, 1959)

إن انتقال أيون ما في الطور السائل إلى الطور الصلب، يتصف بزيادة معدل عدد تآزر العنصر في الطور الصلب ونقصان في المسافة بين الذرات في الطور الصلب فالأيونات المستقرة بشكل خاص في التآزر ثماني الأوجه، فإن استقرارها يزداد عند انتقالها من المواقع المشوهة لثمانية الأوجه في الطور السائل وإلى المواقع النظامية لثمانية الأوجه في الطور الصلب. وعليه فإن اغتناء البلورات المبكرة بأيون عنصر Ni^{2+} و Cr^{3+} (شكل 11 - 16) يفسر على أساس ارتفاع طاقة استقرار المجال البلوري لهذه الأيونات في المواقع ثمانية الأوجه. غير أن الطاقة النسبية للأواصر التي تربط الأيونات في الصهارات الطبيعية وفي البناء البلوري يجب أن تؤخذ بنظر الاعتبار. ولتذليل صعوبة الحصول على الصهارات الطبيعية ثم اقتراح استخدام صلب سريع التبريد (quench). ويعتقد أن بنية السوائل هي في الحقيقة شبيهة ببنية الطور المتبلور إن قياسات حيود الأشعة السينية للأملح سريعة التبريد تشير إلى أن المسافة بين الفلز والأيون متشابهة أو أقصر قليلاً وإن المسافة بين الجزيئات المتجاورة أطول وأن معدل عدد تآزر الأيونات أقل في الطور السائل مقارنة مع الطور الصلب عند درجة الانصهار. إن طيف امتصاص مركبات العناصر المتنقلة والسوائل المشتقة منها هي في حقيقة الحال متشابهة. ويشير هذا إلى تشابه طاقة استقرارية المجال البلوري في كل من الطورين.

في حالة إذابة أيونات في سوائل متعددة المكونات وتحتوي على مواقع بعدد تآزر متباين وتناظر مختلف، فإن توزيع هذه الأيونات بين المواقع يعتمد على اقتراب الطاقة الحرارية المتوفرة من قيمة الفرق بين طاقة المواقع المختلفة. مثلاً في سوائل سليكاتية بتركيب جرانيتي وبزالتي، فإنها تحوي على وفرة من المواقع رباعية وثمانية الأوجه وبالتالي فإن أيونات العناصر المنتقلة يمكن أن تدخل كلا الموقعين. غير أن العناصر المنتقلة لا توجد بتآزر رباعي في المعادن السليكاتية ولكنها توجد بعدد تآزر ستة وفي موقع ثماني الأوجه تقريباً. وخلال عمليات تبلور الصهارات الطبيعية، تحدث التجزئة للأيونات بين المواقع الثمانية والرباعية الأوجه في الصهارات من ناحية وبين مواقع ثمانية الأوجه في البلورات من ناحية أخرى وحسب الآتي:



بلورات ثمان الأوجه صهير ثماني الأوجه صهير رباعي الأوجه

إن قيمة طاقة تفضيل الموقع الثماني الأوجه للعناصر المنتقلة (جدول 11 - 8) تشير إلى أن انتشار العناصر المنتقلة يتبع التسلسل الآتي:

أيونات M^{2+} $Ca, Zn \geq Mn > Fe > Co > Ni > (Cr) > (Cu)$

أيونات M^{3+} $Sc, Ga \geq Fe > Ti > V > (Co) > (Mn) > Cr$

ويتفق هذا التسلسل بشكل معتدل مع التسلسل الموضح في الشكل (11 - 17) الخاص بانتشار العناصر المنتقلة في معادن مندرس (skergaard). ويمكن أن تتحسن المقارنة باستثناء العناصر الموجودة بين الأقواس.

11 - 8 - 5 الجدول حول سلوك عنصر النيكل

إن اغتناء النيكل في الأجزاء المبكرة للمعادن المتبلورة من الصهارات قد أثار جدالاً واسعاً حول سلوك وتوزيع هذا العنصر في الصخور النارية. ويتعارض هذا السلوك ليس مع قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) فقط ولكن سلوكه يتعارض أيضاً مع علاقات الانصهار في المنظومة ثنائية المكونات. يمتلك أيون النيكل Ni^{2+} نصف قطر أيوني يساوي $(0.72A^0)$ وسالبة كهربائية تساوي (1.8) مما يؤدي إلى دخوله المتأخر في معدن الفورسترايت وذلك بإحلاله محل أيون المغنيسيوم بنصف قطر أيوني يساوي $(0.65A^0)$ وسالبة كهربائية تساوي (1.2) وحسب قواعد كل من (Goldschmidt) و(Ringwood). كما توضح منظومة $Mg_2 SiO_4 - Ni_2 SiO_4$ (الشكل 11 - 18) بأن أوليفين الحديدوز والنيكل ينصهر بدرجات حرارة أقل من الفورسترايت. ويعني هذا بأن:

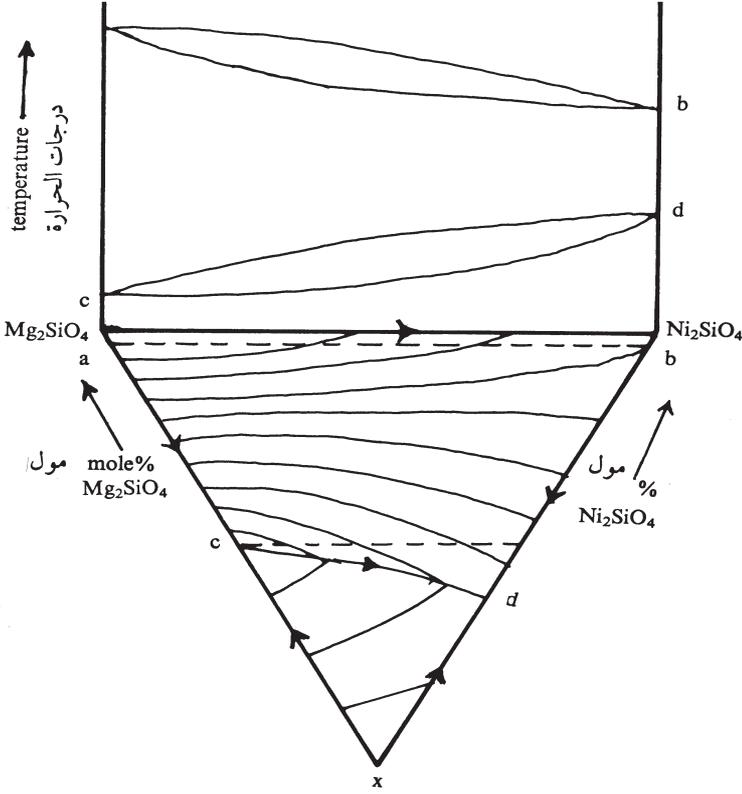
$$(Ni / Mg) < (Ni / Mg) \dots \dots \dots (11 - 18)$$

أوليفين منصهر

بينما تتغير النسبة (Ni / Mg) في الصهارات البزلتية حسب الآتي:

$$(Ni / Mg) > (Ni / Mg) \dots \dots \dots (11 - 19)$$

أوليفين المنصهر



شكل 11 - 18 شكل الطور للمنظومة $Ni_2 SiO_4 - Mg SiO_4 - Na SiO_5$.

. $Ni_2 SiO_4 - Mg SiO_4$ الثنائية للمنظومة السائل والصلب

. $Ni_2 SiO_4 - Mg SiO_4$ الثنائية للمنظومة السائل والصلب للمنظومة الثلاثية المذكورة أعلاه.

(Burns, 1970) المصدر

ولغرض تفسير الاغتناء النسبي للنيكل مقارنة مع المغنيسيوم خلال التبلور التجزيئي للأوليفين من المنصهر، تم افتراض انقلاب علاقات منحني السائل بمنحني الصلب في المنظومة الثنائية $Ni_2 SiO_4 - Mg_2 SiO_4$ التي تحوي سوائلها على نسبة كبيرة من المواقع بتأزر رباعي الأوجه (شكل 11 - 18). ويمكن توضيح

هذا الانقلاب في المنظومة ثلاثية المكون $\text{Ni}_2 \text{SiO}_4 - \text{Mg}_2 \text{SiO}_4 - \text{Na}_2 \text{Si}_2 \text{O}_5$ (نفس الشكل المذكور سابقاً).

بسبب عدم انتمائه لمجموعة العناصر المنتقلة من ناحية وعدم امتلاكه لطاقة تفضيل موقع ما، فإن المغنيسيوم يتوزع في جميع المواقع المتوفرة في الصهير. ويعني هذا بأن:

$$(\Delta s) > (\Delta s)_{\text{Ni}} \dots\dots\dots (11 - 20)$$

انصهار Mg انصهار

بينما يفرض على أيون عنصر النيكل الدخول في المواقع رباعية التآزر وبالتالي فإن:

$$(\Delta_H) > (\Delta_H)_{\text{mg}} \dots\dots\dots (11 - 21)$$

انصهار انصهار

إن كلا العاملين يؤديان إلى خفض درجة انصهار مكونات المغنيسيوم وذلك من خلال العلاقة:

$$T = \Delta/H \quad \Delta S \quad \dots\dots\dots (11 - 22)$$

انصهار انصهار انصهار

وينتج عن هذه العلاقة (11.22) اغتناء بلورات الأوليفين مبكرة الانفصال عن الصهير بعنصر Ni.

الفصل الثاني عشر

Chapter Twelve

جيوكيمياء الصخور المتحولة

Geochemistry of Metamorphic Rocks

12 - 1 تمهيد:

يمكن لمكونات الصخور أن تتفاعل فيما بينها عندما تخضع لظروف مختلفة من درجات الحرارة والضغط مقارنة مع الظروف السائدة في بيئة تكوينها الأولي. وينتج عن هذه التفاعلات، صحبات معدنية جديدة تماماً تمثل تركيب الصخور المتحولة. إن درجة حرارة التحول هي أعلى من درجة حرارة تكوين الرواسب والعمليات التحويرية، وقد تصل درجات الحرارة إلى الحد اللازم للانصهار الانيتكتيكي (anatectic). أما الضغط، فيعتمد على عمق الصخور في القشرة الأرضية. ويمكن أن يصل مثلاً إلى (10^4) ضغط جوي عند عمق لا إستمرارية موهو. كما يمكن لقوى حركات تكوين الجبال أن تضيف مكونات إجهاد فضلاً عن تأثير العمق. إن التفكك الميكانيكي للصخور خلال عمليات تكوين الجبال، تؤدي إلى زيادة معدلات تفاعلات التحول.

بالرغم من أن التفاعلات التحويرية تشتمل على إعادة التبلور وعلى إعادة تنظيم المكونات الداخلية، إلا أن العمليات التحويرية لا تدخل ضمن حدود تفاعلات التحول. وفي الصخور الناعمة مثلاً، فإن المعادن الجديدة المتكونة لا يمكن تمييزها بسهولة عن المكونات الفتاتية للرواسب. وبسبب انخفاض معدلات التفاعلات بين المعادن السليكاتية عند درجات الحرارة الواطئة، فإن الحدود السفلى للتحول لا يمكن تأشيرها بسهولة، كما أن حالات التوازن لا يمكن الوصول إليها بمعدلات سريعة. وعليه فإن نواتج التحول بدرجات منخفضة لا يمكن دائماً تمييزها عن نواتج العمليات التحويرية. وفي الأنظمة ذات الفعالية العالية مثل

منظومات الأملاح والمواد العضوية، فإن الحدود بين التفاعلات التحويرية وتفاعلات التحول، تكون عند درجات حرارة أقل مقارنة بالصخور السليكانية. إن تطوير أجهزة الضغط العالي كان لها الأثر الكبير في إجراء التجارب المختبرية التي غطت جميع مديات درجات الحرارة والضغط لتحول الصخور. وبسبب صغر أو انخفاض حجم مواد هذه التجارب، فإنها عادة تخضع إلى فحوص بأجهزة الأشعة السينية.

12 - 2 التحول التماسي (contact):

يحدث ويتطور التحول التماسي الستاتيكي بشكل محلي حول المندسات النارية، وبهذا يمكن تمييز هذا النوع من التحول عن التحول الإقليمي. وغالباً يكون المنحدر الحراري حاداً في التحول التماسي. ويبلغ عادة سمك النطاق بين المندسات النارية والرواسب غير المتحولة، بحدود عدة كيلومترات. تعتمد درجات الحرارة عند تماس المندسات النارية بالصخور المحيطة، على نوع الصهارات لهذه المندسات فضلاً عن عمق هذه المندسات. عادة، تبلغ درجات الحرارة في الصهارات الجرانيتية حوالي (700°C)، في حين تبلغ درجات الحرارة التي عندها تبدأ الصهارات البزلتية بالتبلور، حوالي (1150°C). وتشير التقديرات إلى أن الحرارة المكتسبة في الصخور المحيطة بالمندس الناري، تبلغ حوالي (60%) من حرارة الصهارات النارية وذلك بفعل تأثير المنحدرات الحرارية الخاصة بتلك الصخور. إن انخفاض درجات الحرارة ومساحة هالة التحول والزمن الذي يستغرقه توقف عمليات التحول، إن كل هذا يعتمد على حجم الجسم المندس. يقتصر حدوث التحول التماسي على الكيلومترات الأولى العليا للقشرة الأرضية، وهذا يعني اقتصارها على الأنطقة بضغط منخفضة، ويمكن أن يصاحب التحول التماسي، تبادل المكونات المتحركة.

12 - 3 التحول الاستعاضي:

يتغير تركيب الصخور التي تقع بالقرب من التماس بالمندس الناري. وهذه التغييرات يطلق عليها التحول الاستعاضي (metasomatism). وتحدث التغييرات بفعل تأثير مكونات الصهارات النارية من المكونات الطيارة التي يتم تحريرها خلال عمليات التبلور للمنصهرات النارية. وتنتقل مكونات مثل الماء و CO_2 فضلاً عن HCl و HF ، لتمر في الصخور المجاورة. أما المكونات الذائبة، فتترسب بمجرد

الوصول إلى حدود الإشباع، أو تتفاعل هذه المكونات مع الصخور المجاورة. وحسب علامة (+ و -) معامل الحرارة المؤثر في الذوبان، فإن مركبات مختلفة سوف تهاجر باتجاهات مختلفة ضمن الانحدار الحراري. إن دراسة حالة التوازن بين الفلدسبار والأطوار السائلة المصاحبة لها، تعد ذات أهمية رئيسة في فهم وإدراك التفاعلات الاستعاضية. عند درجة حرارة وضغط معينين (مثلاً 700°C و 200bars) لا يلاحظ وجود علاقة خطية بين نسبة $[K/(Na + K)]$ في الفلدسبار القلوية والطور الغازي المصاحب لها. إن قيمة هذه النسبة أقل بكثير من الواحد في الأطوار الغازية المصاحبة للفلدسبارات القلوية الوسطية، ولكنها تزداد في السوائل المصاحبة للفلدسبارات الغنية بالبوتاسيوم وذلك إلى قيمة أعلى من قيمة نفس النسبة في الأطوار الصلبة. إن انتقال محتوى الصهير من المكونات الثانوية في الأطوار السائلة ربما يؤدي إلى إغناء ملحوظ عند أنطقة التماس وذلك ببعض المكونات التي تشكل مركبات طيارة مثل: هاليدات العناصر Sn , Fe , Si أو Pb . وتضم المراجع العلمية أمثلة عديدة على التحول التماسي المصاحب للتحول الاستعاضي الذي يتضمن إضافة أو فقدان عناصر ومركبات كيميائية. وبالرغم من إمكانية انتقال المواد بتأثير المنحدرات الحرارية الحادة، هناك العديد من تفاعلات التحول الحراري التي تحدث في ظروف ثبات التركيب الكيميائي. إن معالجات الديناميكية الحرارية لمثل هذه الحالات يعيقها عدم الدقة في تقدير الضغوط الجزئية للمكونات الطيارة الأكثر أهمية مثل: CO_2 و H_2O .

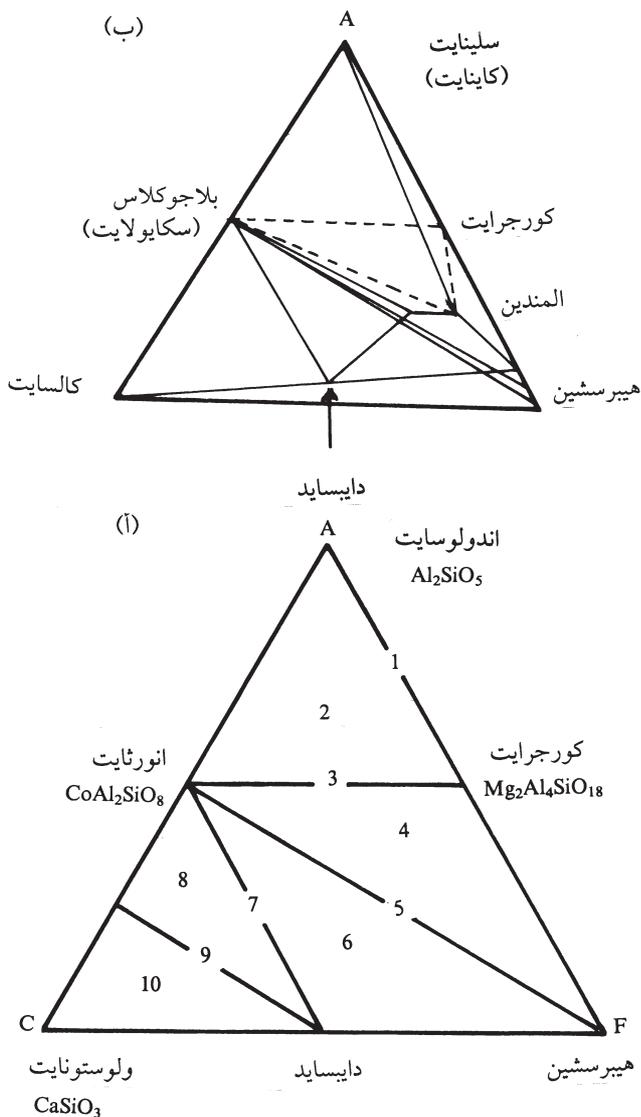
12 - 4 سحنات الصخور المتحول :

يعد العالم (Eskola) أول من أدخل مفهوم السحنات المتحولة، غير أنها برهنت فيما بعد على فائدتها في استطلاع ظروف تكوين الصخور المتحولة. تتألف السحنات التحولية من سلاسل من الصحبات المعدنية حسب اختلاف التركيب الكيميائي للصخور والتي تتكون عند ظروف متساوية من الحرارة والضغط.

وفي كل الأحوال التي تتساوى فيها الظروف الخارجية، فإن نفس الصحبات المعدنية يمكن ملاحظتها في جميع الصخور المتحولة بشرط وفرة حالة التوازن. وفي السنوات اللاحقة ثم تقسيم السحنات المتحولة الأساسية إلى سحنات ثانوية كما تم تقسيم مديات الحرارة والضغط بالاعتماد على الملاحظات البتروغرافية والتجارب المخبرية. واقترح (Eskola) رسم الصحبات المعدنية بحسب النسب

الذرية لبعض المكونات الرئيسية على الأشكال المثلث. وكما هو معلوم فإن الجزء الأعلى من القشرة القارية يحتوي على عدة عناصر أهمها: Mg, Na, K, Ca, Fe, Al, Si. ويوجد عنصر Si بكميات إضافية في أكثر الصخور التي تتعرض إلى التحول. غير أن وفرة عنصر Si بشكل معدن منفصل يتمثل الكوارتز، فإن هذا العنصر يمكن إهماله وعدم تمثيله في المرتسمات. وبسبب إمكانية الإحلال بين Fe^{3+} , Mg^{2+} وكذلك بين Fe^{2+} , Al^{3+} ، فإن هذين الزوجين من العناصر يمكن اعتبارهما مكونين إثنين. ويصبح عدد المكونات يساوي أربعة فقط وبالتالي يمكن تمثيلها في شكل رباعي الأوجه أو بشكل مثلثين إثنين. ومن هذه الأشكال هو شكل ACF (شكل 12 - 1) الذي يعد أهم الأشكال المستخدمة يمثل الرمز (A) مجموع Fe^{3+} , Al^{3+} وذلك بعد طرح الكمية المثبتة منهما في الفلدسبارات. أما الرمز (C) فيمثل النسبة الذرية من Ca^{2+} ، في حين يمثل الرمز F النسب الذرية لمجموع $[Mn^{2+} + Fe^{3+}] + Mg^{2+}$. أما الشكل AKF، فيأخذ بنظر الاعتبار معادن البوتاسيوم بدلاً من معادن الكالسيوم. وبهذه المعالم يمكن بسهولة رسم العلاقات بين المعادن المهمة في الصخور المتحولة.

إن التفاعلات المعدنية ثابتة التركيب والتي تحدث عند أنطقة التماس مع الصخور الجوفية فيمكن إغزاؤها إلى ثلاث سحنات تماسية مختلفة وهي: سحنات الألبايت - إبيدوت هورنفيلس وسحنات الهورنبلند هورنفيلس وسحنات هورنفيلس بيروكسين. إن معادن الصحنات المعدنية المختلفة يمكن ملاحظتها في الجدول (12 - 1). وتجدر الإشارة بأن الصحنات المعدنية المعينة أو غير المتكررة، لا تتكون إلا في الصخور ذات التركيب المعقد، فالصخور الجيرية والرملية تحتوي على الكالسيات والكوارتز قبل وبعد تأثير ظروف التحول عليها. وفي ظروف عالية (10000 bars و 400⁰ c) من ضغط وحرارة، يمكن أن يتكون الأراكونايت من الكالسيات. وعند درجة حرارة (850⁰ C) وضغط جوي اعتيادي يتكون التريديمايت من الكوارتز. وعليه فإن وفرة بعض المعادن يعد دالة على ظروف تكوين الصخور المتحولة. ومثل هذه المعادن هو معدن البيروفيللايت والتريموللايت وأندلوسايت والكورديرايت والكروسيولايت والأنثوفيللايت والفيسيوفينايت والسيلينايت والولاستونايت وغيرها. وفي حالة درجات الحرارة العالية والضغط المنخفض وكما هو حال الظروف المؤثر في مكتنفات الصهارات البزلتية، فإن الشحنات التي تتكون هي السنادينايت.



شكل 1 - 12 مخطط ACF للصحبات المعدنية في شحنات بيروكسين هورنفيلس

(أ) وفي شحنات الكرانبوليت (ب)

المصدر (Verhoogen et al., 1970) (Krauskopf, 1979)

5 - 12 التحول الإقليمي (Regional)

بالمقارنة مع التحول التماسي، فإن التفاعلات التي تحدث في التحول الإقليمي تؤثر في حجم كبيرة من الصخور. كما أن التحول الإقليمي يحدث في

ظروف متغيرة كثيراً من درجات الحرارة والضغط . ويتصاحب عادة التحول الإقليمي مع عمليات تكوين الجبال .

تتكون معظم الصخور المتحولة عند مدى من درجات الحرارة (650°C)
 400°C) أما عند درجات حرارة أعلى ، تتكون كميات مختلفة من الصهارات
 الأنتكتيكية . وتعتمد كمية هذه الصهارات على وفرة الماء وعلى درجة تشابه تركيب
 الصخور الأولية مع صخور الجرانيت والجرانوديورايت . ومع زيادة درجة الحرارة ،
 تتكون الصخور المفتقرة إلى الماء والتي تحتوي على سحنات الكرنيوليت التي
 تضم الاورثوبيروكسين وليس المايكا والأمفيبول أو الهورنبلند .

توجد الايكولوجيات بحالة مستقرة في الظروف عالية الضغط فقط وكما هو
 الحال في أعماق القشرة الأرضية ونطاق الرداء العلوي . وحسب القياسات
 الجيوفيزيائية يمكن توقع وفرة صخور الأمفيولايت وكارنت شست والكارنيولايت
 (بتركيب دايرايت وكابرو) في القشرة السفلى .

إن أكثر الصخور المتحولة وفرة هي الصخور المتكونة عند ظروف الشست
 الأخضر أو سحنات الأمفيولايت . تتكون سحنات الكروديرايت والأمفيولايت في
 أنطقة المنحدر الحراري الحاد بينما تتكون في أنطقة المنحدرات المنخفضة سحنات
 الالمندايت والأمفيولايت .

يؤدي التحول الإقليمي إلى تكوين عدد كبير من معادن معينة تختلف عن تلك
 المتكونة في البيئات الرسوبية أو النارية . ومثل هذه المعادن : براجونايت
 ولوسونايت . وإبيروت أكتينولايت - تريمولايت وكاينايت وأنشوفيليت
 وكوردورايت وسيلمنايت وبيروب وغيرها . وتوجد المسكوفيات في جميع أنواع
 الصخور المتحولة تقريباً . بينما لا يلاحظ وجود معدن الكاينايت والبيروب
 والستاورولايت وألماندين والكلوريتويد واللوسونايت والباراكونايت والكلوكوفين
 في صخور التحول التماسي . ويوضح الجدول (12 - 1) قائمة من المعادن حسب
 تقسيمات سحنات التحول الإقليمي أيضاً .

يوجد عدد قليل من المعادن التي تظهر في سحنات تحول رئيسة واحدة أو
 في سحنات تحول ثانوية واحدة . وأكثر هذه المعادن تظهر صفة المحاليل الصلبة .
 ويختلف تركيب أعضاء هذه السلاسل من المحاليل الصلبة والذي يعتمد على
 الصلابة المعدنية وظروف تكوينها . إن أكثر أطوار المحاليل الصلبة شيوعاً في
 الصخور النارية والمتحولة هي أطوار البلاجوكليز . ويزداد محتوى الأنورثايت بزيادة

الحرارة وذلك من تركيب الألبايت النقي في سحنات الشست الأخضر ولغاية الأنورثايت في سحنات الأمفيبوليت العالية.

يزداد محتوى Mg في معدن الكلورايت والهورنبلند والبيوتايت والكورندورايت والكارنت، وذلك بزيادة درجات التحول، بينما يزداد محتوى Mn في معادن الجارنت بانخفاض درجات التحول. وتزداد النسبة Fe^{3+}/Fe^{2+} مع ارتفاع ظروف التحول من درجات الحرارة والضغط. إن زيادة الضغط يؤدي إلى تحويرات في الأطوار المعدنية بسبب امتلاك بعض العناصر عدداً أعلى من التناسق مقارنة مع أطوار الضغط المنخفض. ومن بين معادن التعدد الشكلي (Al_2SiO_5) فإن الأندلوسايت هو المعدن الوحيد الذي يتكون عند ظروف وسطية من الضغط وهو المعدن الذي يحتوي على الألمنيوم بعدد تناسق أربعة أو خمسة. أما في معدن السليمنائيت فإن نصف ذرات الألمنيوم تشغل المواقع رباعية الأوجه والنصف الآخر منها تشغل المواقع ثمانية الأوجه. في حين تشغل ذرات الألمنيوم جميعها المواقع ثمانية الأوجه في معدن الكاينائيت الذي يعد الطور المستقر عند الظروف العالية من الضغط مقارنة بالأندلوسايت والسليمنائيت. كما أن إشغال الألمنيوم في المواقع ثمانية الأوجه يزداد بزيادة الضغط على معادن البيروكسين ومعادن السليكاتية الأخرى.

جدول 12 - 1 معادن الصخور المتحولة بترتيب حسب زيادة ظروف التحول من الضغط ودرجات الحرارة. A = معادن التحول التماسي B = معادن التحول الإقليمي. المعادن الموجودة في سحنة واحدة من (A) أو (B) مكتوبة بخط (italics)

التحول التماسي	
A. Contact Metamorphism	التحول التماسي
Facies	معادن
Pyroxene -	بلاجوكليسز
Hornfels	Grossularite - Andradite / اندرادييت / اندرادييت
Facies	Dioptside
سحنات	Enstatite - Hypersthene - هيبيرشين - انستاتيت
بيروكسين	Vesuvianite $Ca_{10}(Mg, Fe^{2+})_2 Al_4 [Si_2 O_7]_2 [SiO_4]_5 (OH, F)_4$ ، فرمكيولايت ،
هورنفليس	Cordierite / كوارديريت
	Andalusite / Sillimanite / اندالوسايت - سليمانايت
	Wollastonite / ولاستوناييت
	Quartz / كوارتز
	Orthoclase / أورثوكليسز
	Biotite / بيوتايت
	Olivine / أوليفين
	Periclase / بيريكليس
	التحول الإقليمي
Regional Metamorphism	الاندسين - أوليكوكليسز ألبايت (Albite - Oligoclase - Andesine)
censhist	بيروفيليت
Facies	Pyrophyllite

A. Contact Metamorphism

سحجات

الشتت

الأخضر

اندولوسايت

Epidote /Zoisite

كلوريتويد $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2 (\text{Al}_3 \text{O}_2 [\text{SiO}_4]_2 (\text{OH})_4$ المالدين - سبيسارتين $(\text{Fe}^{28}, \text{Mn})_3 \text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$

كلورايت

سرينتين

تريمولايت - اکتترلايت

هورنبلند

تالك $[\text{Mg}_3 (\text{OH})_2 \text{Si}_4 \text{O}_{10}]$

فسيوفينايت

ماجنتسايت

دولومايت

كالسايٹ

بيوتايت

Stilpnomelane $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{0-1,4} (\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Mn})_{5,9,8,2}$ ستينوملين $[\text{Si}_8 \text{O}_{20}] (\text{OH})_4 (\text{O}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_6 - 8.5$ براجونايت $\text{NaAl}_2 [\text{Si}_3 \text{AlO}_{10}] (\text{OH})_2$

مسكوفايٹ

ميكروكلارين

كوارتز

A. Contact Metamorphism	التحول التماسي
Albite - Epi -	سفزين $\text{Ca Ti [SiO}_4\text{] (OH, F, O)}$
dote-	ألبايت $\text{Al Si}_3\text{O}_8$
Hornfels	زايسايت / أيبداوت $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Al}_2\text{O}_7\text{[SiO}_4\text{]}$
Facies	كبنولايت - تريمو لايت $\text{Ca}_2\text{(Mg, Fe}^{2+}\text{)}_5\text{[Si}_8\text{O}_{22}\text{] (OH, F)_2}$
سححات	كلورايت 14.1 and 14.2
ألبايت	بيروفيللايت $\text{Al}_2\text{[(OH)}_2\text{[So}_4\text{O}_{10}\text{]}}$
أيبداوت	كالسبايت Ca CO_3
هورنفساس	كوارتز SiO_2
	موسكوفاييت
	بيوتايت
	فلسبار البوتاسيوم
Hornblende -	بلاجوكليز
Hornfels	كروسولارايت / اندرادايت $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{[SiO}_4\text{]}_3$
Facies	$\text{Ca}_3\text{(Fe}^{3+}\text{, Ti)}_2\text{[SiO}_4\text{]}_3$
	تريمو لايت
سححات	دايبسايد
هورنبلند	هورنبلند $\text{(Ca, Na K)}_{2-3}\text{(Mg, Fe}^2\text{, Al, Fe}^{3+}\text{)}$
هورنفساس	$\text{[Si}_{6-7}\text{Al}_{2-1}\text{O}_{22}\text{] (OH, F)_2}$
	أنثوفيللايت $\text{(OH)}_2\text{[Si}_9\text{O}_{22}\text{] (Mg, Fe}^{2+}\text{)}$

A. Contact Metamorphism

التحول التماسي

Eclogite	كوردررايت $Al_3(Mg, Fe^{2+})_2 [Si_5 AlO_{18}]$
Facies	اندلوسايت $Al_2 O [SiO_4]$
سحنات	ولاسترونيت $Ca [SiO_3]$
الإكلوجايت	كالسايت Calcite
High pres -	كوارتز Quartz
sure - low	موسكوفيت Muscovite
tempera -	بيوتيت Biotite
ture	فلدسبار البوتاسيوم Potash feldspar
Facies	أومفاسايت (diopside with jadeite component)
سحنات	كارنت (pyrope - almandine - grossularite)
الضغط العالي	كايانيت Kyanite
	روتايل Rutile
	بمبلايت $(Al, Fe^{3+}, Ti)_5$
	لوسونيت $Ca Al_2 (OH)_2 [Si_2 O_7] \cdot 2H_2O$
	كلوكوفين $Na_2 (Mg, Fe^{2+})_3 (Al, Fe^{3+})_2 [Si_8 O_{22}] (OH)_2$
	كرومايت (with Ca)
	دايسايد (with jadeite component)
	كارنت Garnet
	كلوريت Chlorite

A. Contact Metamorphism	التحول التماسي
الحرارة المنخفضة	فينجايت Phengite
Amphibolite	كوارتز Quartz
Facies	أراكونايت Aragonite
سحنات	الندسين وبلاجوكليز higher in An Andesine and plagioclases higher in An
الامتفيولايت	كاينايت / سليمانايت Kyanite / Sillimanite
	ايوسايت / أيدوت Zoisite / Epidote
	كروسولايت - اندرادايت Grossularite - Andradite
	ولاستونايت Wollastonite
	كالساييت Calcite
	فسيوفينايت Vesuvianite
	دايسايد Diopside
	هورنبلند Hornblende
	أنتوفلايت تريمولايت Tremolite
	جيدرايت / كومتونيت / جيتريت Anthophyllite / Cummingtonite / Gedrite
	أليفين Olivine
	الماندين غني بالجازت Almandine - rich garnet
	سترولايت ₂ (Fe ²⁺ , Mg) ₂ (Al, Fe ³⁺) ₄ O ₆ [SiO ₄] ₄ (O, OH) ₄
	كوردرايت Cordierite
	براجونايت Paragonite
	موسكوفيت MUSCOVITE

A. Contact Metamorphism

التحول التماسي

بيوتايت	Biotite
الأرتوكليز / مايكرو كلاين / Orthoclase / Microcline	الأرتوكليز / مايكرو كلاين / Orthoclase / Microcline
سفين	Sphene
كوارتز	Quartz
بلاجيوكليز	Plagioclase
سكاوليت (Na, Ca, K) ₄ [Al ₃ (Al, Si) ₃ Si ₆ O ₂₄]Cl, F, OH, CO ₃ , SO ₄	سكاوليت (Na, Ca, K) ₄ [Al ₃ (Al, Si) ₃ Si ₆ O ₂₄]Cl, F, OH, CO ₃ , SO ₄
كايانيت / سليمانيت	Kyanite / Sillimanite
هورنبلند	Hornblende
دايبسايد	Diopside
برونزيت - هايبرستين	Bronzite - Hyversthene
بيوتايت	Biotite
كازنت (Pyrope Mg ₃ , Al ₂ [SiO ₄] ₃)	كازنت (Pyrope Mg ₃ , Al ₂ [SiO ₄] ₃)
كوردرايت	Cordierite
سبيل	Spinels
أرتوكليز	Orthoclase
روتيل	Rutile
المانيت	Ilmenite
كوارتز	Quartz
كالسيت	Calcite

المصدر (Wedepohl, 1971)

أما محتوى الصخور المتحولة من العناصر الثانوية، فيعتمد ربما على درجات التحول أيضاً. ويلاحظ زيادة محتوى العناصر: Ni, Co, V, Cr، وانخفاض محتوى Zn, Mn وذلك بزيادة منحدرات الحرارة والضغط لمعادن الأمفيبول في الأمفيولايت.

يعتمد توزيع العناصر الرئيسة والثانوية بين الأطوار المتصاحبة، على درجات الحرارة والضغط (والتركيب الكيميائي). وفي حالة عدم تأثير العامل الكيميائي، فإن علاقات المرسمات بين تركيز عنصر ما في طور معين مع تركيز نفس العنصر في طور آخر تكون بشكل علاقة خطية. ويعتمد انحدار هذه العلاقة على درجات الحرارة والضغط. فمثلاً تجزئة عنصر (Mg) بين الهورنبلند والبيوتيت، تشكل خطأً مستقيماً بانحدار (45) في سحنات الأمفيولايت. وهذا يوفر طريقة لتقدير درجات الحرارة فضلاً عن فحص حالة التوازن الثرمودينميكية في أنظمة تساوي الضغط - تساوي التركيب الكيميائي.

12 - 6 انتقال المواد خلال التحول الإقليمي :

تحدث عادة تفاعلات التحول الإقليمي عند ظروف ثبات التركيب الكيميائي وباستثناء حركة المواد الطيارة ضمن مساحات المسامات، يقتصر انتقال المواد على المسافات بحدود أبعاد حبيبات المعادن. إن المحافظة على التراكيب النطاقية في الصخور المتكونة تحت أعماق كبيرة من الأرض لا يؤدي إلى الاعتقاد بانتشار كميات مهمة من المواد في الحالة الصلبة. إن ضغط بخار السليكات عند درجات حرارة أقل من درجات الانصهار، هو ضغط قليل جداً وغير كافٍ تماماً لتفسير انتقال الكميات الرئيسة من المواد خلال الأزمنة الطويلة مثل الزمن الجيولوجي. ولهذا فإن طريقة الانتقال الأكثر احتمالاً هي التي تحدث على طول حدود الحبيبات المكونة للصخور.

تشير حسابات التوازن إلى عدم حدوث انتقال للمواد في الصخور بدرجات من التحول تمتد من صخور الطفل وإلى السليمنايت نايس. إن الاستثناء الوحيد هو $CaCO_3, H_2O$ اللذان ينخفضان بمقدار (2%) مع زيادة درجات التحول. وتوجد أدلة على فقدان K, Si من الصخور المتكونة عند درجات حرارة تتراوح بين 600^0 ($500^0 C - C$). وهذا ينطبق أيضاً على فقدان Cl, F. وتشير مناقشة توازن القلوبات في مناطق التحول الإقليمي إلى عدم حدوث انتقال للمواد على مديات كبيرة وتشير

حسابات أخرى للتوازن إلى بقاء تركيز ثابت لعدد من العناصر باستثناء Li الذي يزداد تركيزه Cu الذي يقل تركيزه مع زيادة درجات التحول. كما أن هناك أدلة على فقدان كميات قليلة من Mn, Zn, Pb, B, Ba خلال التحول الإقليمي.

يختلف محتوى الماء في الصخور الرسوبية (5% \geq) مقارنة في سليمنات نايس (1 - 2) بالماء وفي الكرانولايت (0.2 - 0.6) بالمائة. تشير هذه الاختلافات إلى كمية الماء المتحررة خلال تفاعلات التحول. إن تفاعلات الكربونات مع السليكات يؤدي إلى تحرير CO₂ الذي يعاد دخوله في الدورات الخارجية وذلك بفقدانه من خلال مساحات المسامات والكسور والشقوق.

12 - 7 تكوين الصهارات الانتيكتيكية :

يحدث تكوين هذه الصهارات في مدى محدود من التحول لصخور بتركيب يقترب من معدل تركيب صخور القشرة العليا. إن حدوث تكوين الصهارات الانتيكتيكية لا يتطلب فقط وجود تشابه في التركيب الكيميائي للصخور المتحولة سابقة التكوين مع صخور الجرانيت والجرانوديورايت، ولكن يتطلب أيضاً وجود كميات ملحوظة من الماء. وللوصول إلى درجات حرارة الانصهار (700⁰ C) عند أعماق تساوي حوالي (10 km)، فهذا يتطلب منحدراً حرارياً عالياً جداً (> 50⁰ C/ km) وفي المناطق بجريان حراري اعتيادي، فإن النطاق الذي يحدث فيه الانصهار يقع على عمق يزيد عن (20 km). وعند ضغط يكافئ (10) كيلومترات عمقاً، فإن نسبة (6%) من الماء تكفي لإشباع الصهارات الجرانيتية بالماء. وعند مثل هذه الظروف، تنصهر ثلث كتلة صخور النايس أو المايكا التي تحتوي على نسبة (2%) فقط من الماء.

تزداد كميات الصهارات الانتيكتيكية بزيادة الفرق في التركيب بين المخلفات الصلبة وصخور الجرانيت. إن اقتراب المخلفات الصلبة من التركيب الكابروي يمكن أن يحدث من خلال الانصهار الأناكسيس لصخور الطفل. وتتحكم في الانصهارات في هذه الحالة محتوى الصوديوم في المواد الأولية للتفاعل.

تؤدي عمليات التبلور التجزيئي للصهارات الكابروية، إلى تكوين سوائل متبقية جرانيتية تصل إلى حوالي (10%) من حجم الصهارات الأولية الكابروية. بينما تؤدي عمليات تفاضل الصهارات الناتجة عن انصهار صخور الجروق والطفل، إلى تكوين سوائل متبقية بتركيبة كابروي وبحجم يصل إلى حوالي (10%).

الفصل الثالث عشر Chapter Thirteen

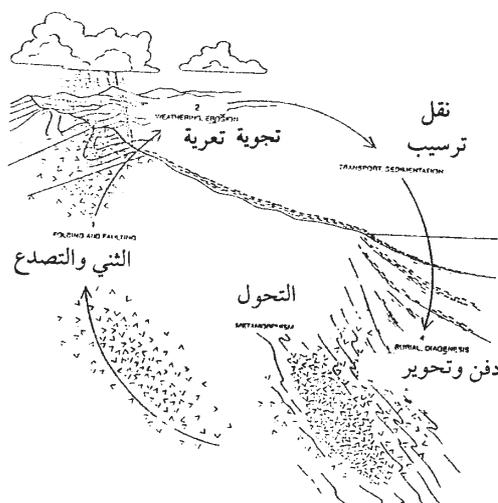
جيوكيمياء الصخور الرسوبية Geochemistry of Sedimentary Rocks

13 - 1 تمهيد :

منذ أن تكونت الأغلفة البدائية للأرض، نشطت فعاليات تكوين الصخور الرسوبية وذلك من خلال التغييرات الحاصلة في تركيب الصخور سابقة التكوين (صخور نارية) بتأثير عوامل كيميائية وفيزيائية وحياتية. إن أقدم الصخور الرسوبية المعروفة هي تلك العائدة إلى تكوين أسوا (Isua formation) المكتشفة في غرب كرينلاندا (Greenland) والتي يبلغ عمرها (3772 ± 33) مليون سنة. ومن غير المحتمل اكتشاف صخور رسوبية أقدم كثيراً من صخور أسوا، وذلك بسبب ان أقدم الصخور النارية المكتشفة يصل عمرها إلى حوالي (4×10^9) سنة. وهكذا تعاقبت الصخور الرسوبية في تكوينها بأنواع مختلفة خلال التاريخ الجيولوجي الظاهري وخلال الفترات السابقة أيضاً. وضمت هذه الصخور فضلاً عن مكوناتها المعدنية مكونات من الأحافير التي ساعدت في توثيق السجل التاريخي للأرض (قبل وبعد 600 مليون سنة من عمر الأرض).

تتكون الصخور الرسوبية بفعل التغييرات التي تحصل على الصخور النارية مثلاً. إن شدة هذه التغييرات تعتمد على سعة الاختلافات بين ظروف تكوين الصخور النارية، أي ظروف أعماق الأرض، وبين ظروف تكوين الصخور الرسوبية، أي ظروف سطح الأرض. ولزيادة في التوضيح نعلم على شكل دورة الصخور (شكل 13 - 1). تمتاز الصخور النارية باستقرارها في الظروف العالية من درجات الحرارة والضغط، إلا أن انتقالها بفعل عمليات التعرية وعمليات الرفع التكتوني، إلى سطح الأرض (أو بالقرب منه) سوف يؤدي إلى فقدان استقرار

الأطوار المعدنية المكونة للصخور النارية في البيئات السطحية التي تتميز بانخفاض درجات الحرارة والضغط ووفرة كميات هائلة من مكونات الغلاف المائي والجوي والحياتي .



شكل 13 - 1 دورة الصخور

المصدر (Saxby, 1969)

تتشكل الصخور الرسوبية من مواد مشتقة بشكل أساسي من الترسيب الكيميائي المباشر (مثل المتبخرات) أو من الترسيب البيوكيميائي (الصخور الجيرية العضوية) من المحاليل المائية لبيئة الترسيب وكذلك من المواد الفتاتية الناتجة عن تجوية وتعرية صخور سابقة والتي تنتقل إلى بيئة الترسيب بفعل التيارات المائية أو الهوائية أو بفعل الجاذبية وتشكل المواد العضوية الناتجة عن تحلل وتفسخ الأحياء النباتية والحيوانية مصدراً لمكونات الفحم الحجري والنفط . أما المصدر الثانوي لمكونات الصخور الرسوبية فتتمثل بالمواد الكونية (غبار وحبيبات صلبة) الساقطة على سطح الأرض فضلاً عن المواد الفتاتية النارية المنشأ والتي تنتج عن الانفجارات البركانية . باستثناء المواد الكونية، فإن المصادر المذكورة سابقاً واقعة ضمن بيئة الترسيب (intrabasinal) أو أنها خارجة عنه (extrabasinal) . ويمكن أن تشتق مكونات الصخور الرسوبية من مصدر واحد أو أكثر من المصادر آفة الذكر .

تتصف الصخور الرسوبية بكثرة أو تعدد العوامل المؤثرة في تكوينها مقارنة بالصخور النارية . فتجوية الصخور وطبيعة نواتجها تحدد بعوامل عديدة مثل طبيعة صخور المصدر والمناخ السائد فيها ووضعها الطبوغرافي وغطائها النباتي فضلاً عن

الزمن . أما بيئات توضع الرواسب ، فتتأثر بالعوامل الميكانيكية (التيارات المائية) وبالملوحة وجهد الأكسدة - الاختزال فضلاً عن الدالة الحامضية .

تحتوي الصخور الرسوبية على تركيب معدني شديد التباين . وعلاوة على معادن البيئات السطحية ، تحتوي الصخور الرسوبية على معادن الصخور النارية والمتحولة أيضاً . وتشكل الصخور الرسوبية من معدن واحد أو أكثر . وبسبب طبيعة التباين في التركيب المعدني ، فإن الصخور الرسوبية تمتلك تركيباً كيميائياً شديد التباين أيضاً . فقد تصل نسبة (SiO₂) إلى أكثر من (90%) في بعض الصخور الرملية . في حين قد تتجاوز نسبة (Fe₂ O₃) حدود (50%) في بعض أنواع خامات الحديد الرسوبية . وتنطبق نفس الملاحظات المذكورة على تباين تراكيز العناصر الأثرية أيضاً . ويمكن تفسير وفرة بعض هذه العناصر باحتواء الصخور الرسوبية على مكونات عضوية علاوة على المكونات اللاعضوية .

قام الدباغ (1990) بإيجاز أهداف الدراسات الجيوكيميائية للرواسب والصخور الرسوبية بالآتي :

- 1 - اكتشاف القواعد التي تتحكم في كيمياء التكوينات الجيولوجية وتأثيرها ومحاولة ربط ذلك بالدراسات الصخرية والطباقية وبيئات الجغرافيا القديمة .
- 2 - اكتشاف وتحديد العوامل التي تؤدي إلى فرز العناصر الكيميائية في الرسوبيات والصخور الرسوبية وما يتبع ذلك من أهمية في دراسة اقتصاديات توصفات الخامات الرسوبية .
- 3 - تحديد سلوك العناصر الكيميائية خلال الدورة الجيوكيميائية (تجوية - تعرية - دفن - تحول - صهر - تصلب) . والعمليات هذه ذات أهمية عظيمة في فهم نشوء القشرة الأرضية وتطورها خلال الزمن الجيولوجي .
- 4 - إيجاد الصلة بين الخواص الزراعية للتربة وعمليات التجوية والترسيب المسؤولة عنها .
- 5 - الاستفادة من كيمياء الرسوبيات والتربة والصخور في التنقيب الجيوكيميائي عن الخامات المعدنية . وتتضح أهمية ذلك في المناطق شديدة الوعورة والمعقدة جيولوجياً مما يصعب إجراء الفحوصات والدراسات الجيولوجية التقليدية .
- 6 - في السنوات الأخيرة ازداد التوجه نحو الاستفادة من كيمياء الرسوبيات الحديثة في الدراسات المتعلقة بتلوث البيئات المائية وكذلك الدراسات الجيوكيميائية

المتعلقة بالسيطرة على تراكيز العناصر الثقيلة والسامة والتي أضيفت إلى مياه المحيطات خلال العصور الجيولوجية المتعاقبة .

سوف نتطرق في هذا الفصل إلى العوامل الأساسية لجيوكيميائية الصخور الرسوبية مع الإشارة إلى بعض الصخور والمعادن والترسبات المعدنية المهمة في العراق ذات النشأة الرسوبية الأصل .

13 - 2 التجوية :

هي محصلة تأثير العوامل الكيميائية والفيزيائية والحياتية على المعادن والصخور عند أو بالقرب من سطح الأرض . وعليه فإن عوامل التجوية هي مكونات الغلاف الجوي والغلاف المائي والغلاف الحياتي . وعلى هذا الأساس ، يمكن تمييز نوعين رئيسيين من التجوية وهما التجوية الكيميائية والتجوية الفيزيائية . غير أن التجوية الكيميائية أكبر تأثيراً على مكونات الصخور مقارنة بالتجوية الفيزيائية . وغالباً ما تساعد العوامل الحياتية هذين النوعين من التجوية ، حيث ربما تؤثر العوامل الحياتية بشكل متزامن مع كل من النوعين من التجوية على نفس الصخور . وتعتمد نسبة مشاركة المؤثرات الكيميائية والفيزيائية والحياتية في عمليات التجوية على البيئة التي تؤثر فيها هذه العمليات . وتكون المؤثرات الفيزيائية للتجوية هي السائدة في المناطق الجافة والمناطق الصحراوية أو المناطق المتجمدة وكذلك المناطق ذات التضاريس الحادة ، وباستثناء هذه المناطق يكون تأثير التجوية الكيميائية هي السائدة هي تحديد طبيعة نواتج التجوية . أما تأثير العوامل الحياتية فيكون محدوداً بأنطقة التربة القريبة من السطح .

بشكل عام ، تؤدي عمليات التجوية إلى تكوين النواتج الموضحة في الجدول (13 - 1) . إن خليط المعادن الجديدة والمعادن المقاومة والمواد العضوية المتواجدة على سطح الأرض ، يتمثل بالريكوليت (Regolith) . وتأثير العمليات الحياتية يتفاضل هذا الخليط إلى طبقات أو مقاطع تمثل آفاق التربة . وتأثير عمليات التعرية في انتقال وترسيب هذا الخليط في مواقع أو أحواض رسوبية . أما المكونات الذائبة ، فتنتشر في مسارات المياه لأنظمة التصريف والتربة (وخلال العمليات الحيوية للنباتات) حيث يترسب بعضها وبعضها الآخر يبقى في المحاليل والتي تمثل فيما بعد المكونات الذائبة لمياه البحار والمحيطات .

جدول 13 - 1 النواتج الطبيعية لتأثير عمليات التجوية على الصخور

H ₄ SiO ₄ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Na ⁺ Cl, SO ₄ ²⁻ , HCO ₃	1 - المكونات الذائبة
كوارتز، Quartz، زركون، Zircon، ماجنتايت، Magnetite، إلمينايت، Ilmenite، روتايل Rutile، جارنت Garnet، سفين، Sphene، تورمالين Tourmalie، مونازايت، Monazite	2 - المعادن الرئيسة المتبقية
كاولونايت، Kaolinite، مونتموريلونايت، Montmorillonite، إلايت، Illite، كلورايت، Chlorite، هيماتايت، Himatite، جوثايت، Geothite، جيسايت، Gisite، بوهيممايت، Boehmite، دياسبور، Diaspore، السليكا غير المتبلورة، Amorphous Silica، بيرولوسايت، Pyrolusite	3 - المعادن الثانوية (الجديدة)
الهيومس، Humic Substances، كيرو Kergon، الحوامض العضوية، Organic Acid	4 - المركبات العضوية

المصدر (Brownlow, 1979)

13 - 2 - 1 التجوية الكيميائية :

تتضمن التجوية الكيميائية تحطيم البناء الكيميائي للصخور والمعادن وتحرير مكوناتها من العناصر الكيميائية وإلى الوسط المائي. وبهذا الوصف، فإن التجوية الكيميائية تؤدي إلى إحداث تغييرات بدرجات متفاوتة، في المكونات المعدنية للصخور. وتصل هذه التغييرات في حالات متطرفة إلى محو بالكامل تقريباً، الطبيعة الأصلية للصخور الأم وكما في حال تحول أو تغير الصخور النارية خشنة التبلور إلى خليط من المعادن الطينية الناعمة جداً. وفي حالات أخرى، يمكن أن تذوب أو تغسل الصخور الجيرية والدولومايت بشكل كامل تاركة أجزاء منها تمثل الفضالة غير الذائبة، أو ربما تتكون رواسب من أكسيد الحديد المائي وأكسيد الألمنيوم (لاترايت وبوكسايت) أو كاربونات الكالسيوم (كاليجي وكالكريت) وبسبب ملحوظ على حساب عدد من الصخور المختلفة.

بشكل عام، تختلف المعادن في مقاومتها للتجوية الكيميائية حسب التسلسل الآتي :

سليكات < أكسيدات < كاربونات < كبريتيدات .

وتختلف معادن المجموعة الواحدة في مقاومتها للتجوية الكيميائية أيضاً. فمثلاً في الصخور النارية، تتجوى بسهولة المعادن مبكرة التبلور، أي المعادن في أعلى سلاسل تفاعلات باون مقارنة بالمعادن المتبلورة في المراحل المتأخرة من

عمليات تبلور الصهارات. وبهذا فإن مقاومة معادن الصخور النارية للتجوية الكيميائية تزداد باتجاه معاكس لتسلسل تبلورها في سلاسل تفاعلات باون.

إن طبيعة ظروف عمليات التجوية بشكل عام والتجوية الكيميائية بشكل خاص، تجعل من أمر تمثيلها مختبرياً يكون ممكناً وسهلاً، وهذا يؤدي إلى إمكانية دراسة ومتابعة النواتج الحقلية للتجوية الكيميائية تجريبياً في المختبرات. ولهذا السبب يعتقد بأن التجوية الكيميائية من العمليات الجيوكيميائية المفهومة بشكل مناسب. وبالرغم من أن هذا صحيح لكثير من الحالات، إلا أن هناك بعض التعقيدات المصاحبة لعدد من هذه الدراسات والنتائج عن تأثير بعض العوامل الفيزيائية والحياتية على معدلات وطبيعة نواتج التجوية الكيميائية، فضلاً عن صعوبة تمثيل ودراسة التجوية الكيميائية التي تحدث عند درجات حرارة منخفضة وذلك بسبب معدلات البطيئة.

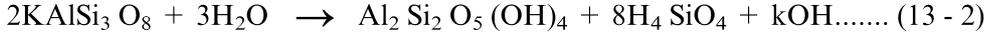
تتضمن بحوث التجوية الكيميائية في الأساس، دراسة انتقال العناصر واستقرارها في الطور الصلب (المعادن) وفي الطور السائل (الماء) وتحت الظروف المفتوحة والمغلقة. ويتركز الاهتمام عادة على نطاق تماس المعدن بالماء، حيث كان يعد هذا التماس عديم التركيب وذلك من خلال توظيف نظرية الطبقة المزدوجة الكهربائية (electrical double layer). غير أن الدراسات اللاحقة أثبتت بأن لهذا التماس تركيباً وبنية معينة تؤثر بشكل كبير على معدلات وطبيعة نواتج تفاعل الماء مع الصخور (المعادن) وذلك حسب نظرية تآزر السطح أو تكوين معقدات السطح (surface complexation or coordination). ويمكن توضيح التفاعلات التي تحدث عند تماس الماء بالصخور (المعادن) بالآتي:

1 - التحليل المائي: يتضمن التحلل المائي تفاعل الماء مع أيونات الحوامض أو القواعد الضعيفة المكونة للمعدن. إن هذا النوع من التفاعلات يمثل أساس تجوية المعادن كيميائياً. وبقصد التوضيح نورد مثلاً بسيطاً للتحلل المائي لمعدن الأوليفين الغني بالحديد (فايلايت) وحسب المعادلة الآتية:



تزداد معدلات التفاعل (13.1) بانخفاض الأداة الحامضية (pH) للمياه وكما هو الحال في مياه الأمطار في حالة توازن مع ثاني أكسيد الكربون (pH = 5.7) أو مياه المناطق الصناعية بدالة حامضية تصل إلى (3) أو مياه الفعاليات البركانية والمياه القريبة من عروق الكبريتيدات بدالة حامضية منخفضة أيضاً. وكما هو معلوم، فإن هذه الأنواع

من المياه تؤثر بشكل كبير في معدلات التجوية الكيميائية للمعادن السليكاتية. وتزداد تعقيداً تفاعلات التحلل المائي لمعادن الفلدسبارات وكما يوضحه التفاعل الآتي:



أروكليز

كاوولينايت

بالمقارنة مع التفاعل (13.1) فإن نواتج تفاعل (13.2) تكون بحالة ذائبة وبحالة صلبة. كما يلاحظ بأن جميع محتوى البوتاسيوم وثلثي محتوى السليكا في الفلدسبار قد أزيلت وانتقلت إلى الطور السائل ($\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{KOH}$) بينما بقي جميع محتوى الألمنيوم وثلث محتوى السليكا بحالة صلبة متمثلاً بمعدن الكاوولينايت. لهذا يطلق على تفاعل (13.2) بالتحلل المائي غير المتطابق بينما يعرف التفاعل (13.1) بالتحلل المائي المتطابق. وأشارت الدراسات اللاحقة بأن التفاعل (13.2) يتم من خلال مراحل تكوين طبقة الفلدسبار الهيدروجيني (بتأثير حامضية المياه) وتفككها إلى هيدروكسيدات (Al) وحامض السليسيك وانتشارها إلى المحلول ومرحلة تكوين طبقة هيدروكسيد الألمنيوم وأخيراً مرحلة تفاعل هيدروكسيد الألمنيوم مع حامض السليسيك لتكوين الكاوولينايت غير المتبلورة. وتؤكد هذه الملاحظات على أهمية دراسة أنطقة التماس بين المعادن والماء حيث أن تفاعلات مراحل التحلل المائي للفلدسبارات تتم عند أسطح هذه المعادن. ومن الجدير ذكره بأن التفاعل (13.1) و(13.2) يعتمد على الدالة الحامضية (pH) للمياه. أما تفاعلات التحلل المائي لمعادن الكاربونات فيمكن تمثيلها بالآتي:



ماجسنايت

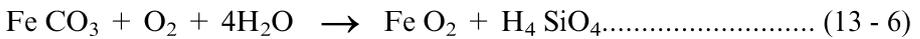
2 - الأوكسدة: تتجوى بعض المعادن تجوية كيميائية وذلك من خلال أكسدة مكوناتها مثل الحديدوز والكبريت الحر وأيونه السالب (S^{2-}) وأيون المنغنيز (Mn^{2+}). ويمكن توضيح تفاعلات الأوكسدة لبعض المعادن بالآتي:



فايلايت



رودونايت



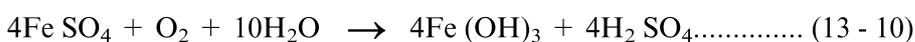
سيدرايت



رودوكروسايت

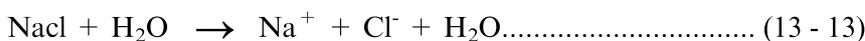


يلاحظ في جميع التفاعلات (13.4 - 13.8) بأن الأكسدة لا تتطلب وفرة الأوكسجين فقط ولكن وفرة الماء أيضاً الذي يساعد على تأين مكونات المعادن المذكورة مما يسهل أكسدتها بالحالة الذائبة. كما تشير الدراسات التفصيلية بأن تفاعلات الأكسدة لا تتم بمرحلة واحدة ولكن تحدث من خلال عدد من المراحل التي يمكن توضيحها بالآتي:

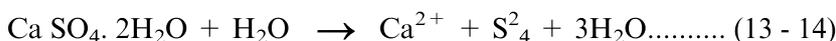


إن حامض الكبريتيك المتكون نتيجة الأكسدة يمكن أن يؤثر ويعاد توظيفه في رفع معدلات الأكسدة للمعادن الكبريتيدية.

3 - التآين: وهو التفاعل الذي يؤدي إلى تفكك مكونات المعادن من العناصر الكيميائية وانتقالها بشكل أيونات في الوسط المائي، مثل تأين معدن الهالايث ومعدن الجيسوم وكما في الآتي:



هالايث



جيسوم

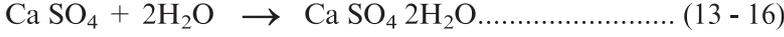
يتم عادة دراسة تفاعلات التآين بالاعتماد على مفاهيم المحاليل المشبعة وفوق وتحت الإشباع والتي يعبر عنها بمصطلح ثابت الذوبان أو حاصل الذوبان (solubility product) المقاس تحت ظروف مختبرية وباستخدام مواد نقية. تختلف المعادن بقيم حاصل ذوبانها (كالسايت = 45×10^{-9} وأركونايت = 6.0×10^{-9} وسيدرايت = 2.0×10^{-11}). بالرغم من تطبيقاته الناجحة في بعض الحالات، إلا أن ظروف قياس ثابت الذوبان أو حاصل الذوبان يتطلب استخداماً حذراً في تحديد استقرارية المعادن خلال العمليات الجيولوجية السطحية (التجوية بمعنى الإذابة والترسيب).

4 - الاماهة: يتضمن هذا التفاعل إضافة جزيئات من الماء إلى تركيب بعض المعادن وكما هو الحال بالنسبة إلى أوكسيد الحديدك (هيماتايت) وكبريتات الكالسيوم (أنهيدرايت) وحسب المعادلتين الآتيتين:



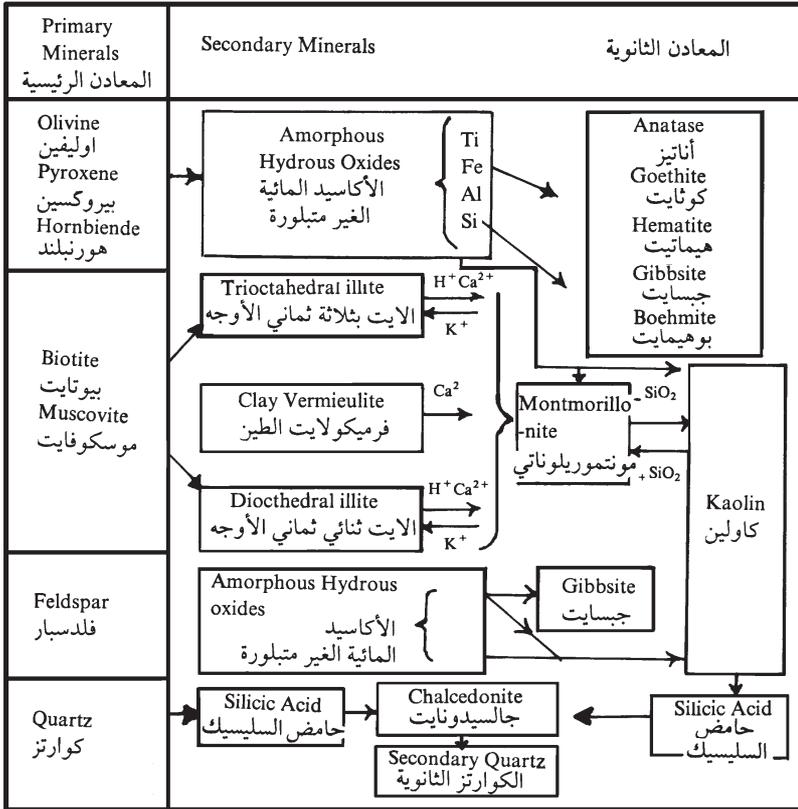
هيماتايت

ليمونايت



أنهيدرايت

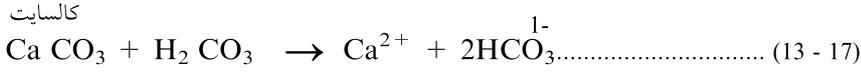
وتجدر الإشارة إلى أن الطاقة الحرة القياسية (ΔG^0) لهذين التفاعلين تقترب من الصفر مما يحمل على الاعتقاد بأن التفاعلين (13.15) و(13.16) يقتربان من حالة التوازن والتي تدعمها الملاحظات الحقلية لتصاحب الانهيدرايت مع الجبسوم والهيماتايت مع الليمونايت في الرواسب والصخور الرسوبية .



شكل 13 - 2 تسلسل وتتابع تجوية المعادن الرئيسية المكونة للصخور النارية

المصدر (Fieldes & Swiniddle, 1954) (in: Goldschmidt, 1954)

5 - الكربنة: وهو تفاعل حامض الكربونيك في المياه مع المعادن وكما يوضحه الآتي:



ويتكون حامض الكربونيك من خلال إذابة غاز (CO₂) في الماء واتحاد جزيئة (CO₂) مع جزيئة الماء.

نجد من الضروري التأكيد على أن تأثير هذه التفاعلات لا يتم بشكل منفصل ولكن تتظاهر هذه التفاعلات مع بعضها في إحداث التغييرات في التركيب الكيميائي للصخور. ويعرض الشكل (13 - 2) متابعة للتغيرات التي تحدث في التركيب الكيميائي للمعادن الأولية.

13 - 2 - 2 التجوية الفيزيائية:

إن تكوين مجاميع الكسور والفواصل في الصخور، تعد من متطلبات المراحل الأولى من التجوية الفيزيائية. وتنتج هذه المجاميع بسبب إزالة الغطاء الصخري (تفريغ الحمولة) بتأثير عمليات التعرية. وبهذا الوصف، فإن إزالة الجهد من هذه الصخور يؤدي ببلورات المعادن فيها بالتمدد في اتجاهات وبمعدلات متباينة، مما ينتج عنه تركيز لجهد القص (shear stress) عند حدود حبيبات المعادن الذي يؤدي إلى تكوين الكسور باتجاهات الأوجه البينية لبلورات المعادن. وان الاختلافات في درجات الحرارة قد تؤدي إلى تكوين الشقوق. غير أن هذا اعتقاد لا يؤخذ به الآن بنفس القوة التي طرح به سابقاً، وذلك بسبب أن الجهد المتكون بهذه الطريقة وعلى الأقل بالنسبة لصخور الجرانيت، يبلغ قيمة أصغر من شدة المرونة أو المطاطية (elastic strength). ومهما يكن سبب تكوين الشقوق، فإن هناك عدداً من القوى اللاحقة التي ربما تؤثر مع بعضها على توسيع هذه الشقوق، وبالتالي زيادة تكسير الصخور. مثال: في المناطق الباردة ذات المعدلات العالية من الأمطار، فإن تمدد الماء المتجمد في الشقوق يكون له تأثير كبير على زيادة تكسير الصخور، كما أن تعاقب الانصهار والانجماد للمياه في الشقوق تؤدي بالتالي إلى توسيعها وتصبح مهينة لعمليات التجوية الكيميائية. أما في المناطق الجافة (الصحراوية) يلعب عامل الرياح والفرق في درجات الحرارة، دوراً أساسياً في التجوية الفيزيائية والتعرية.

بالرغم من أن التجوية الفيزيائية محدودة التأثير على سطح الأرض، لكنها

بنفس الوقت مهمة بسبب أن التجوية الفيزيائية تهيء الصخور لعمليات التجوية الكيميائية اللاحقة والأكثر فعالية وذلك من خلال زيادة المساحة السطحية للصخور (حجم حبيبات ناعم) المعرضة للتأثيرات الكيميائية في جميع المناطق وباستثناء المناطق الجافة. وهي مهمة أيضاً بسبب كونها تمثل نوعاً من التجوية السائد في المناطق الباردة أو الجافة جداً. وعموماً، تؤدي التجوية الفيزيائية إلى تفتيت الصخور مع تغيير ضئيل (أحياناً دون تغيير) في تركيبها الكيماوي مقارنة مع التجوية الكيميائية.

13 - 2 - 3 التجوية الحياتية :

تعد التجوية الحياتية مرحلة لا يمكن فصلها عن مراحل كل من التجوية الكيميائية والفيزيائية. وتؤثر التجوية الحياتية على الصفات الكيميائية والفيزيائية للصخور، غير أن تأثيراتها الكيميائية أهم وأكبر من تأثيراتها الفيزيائية. إن الجوانب الفيزيائية لتأثيرات التجوية الحياتية لا يتعدى خلط وفرز المواد الصخرية القريبة من السطح من قبل بعض الأحياء كالديدان والأرضة والقوارض علاوة على توسيع الشقوق الموجودة في الصخور من خلال غرز جذور النباتات. ويؤدي هذا إلى زيادة نفاذية الصخور مما يسمح بدخول الماء والهواء وبالتالي تعجيل تأثير التجوية الكيميائية. أما الجوانب الكيميائية لتأثيرات التجوية الحياتية، فيمكن إيجازها بتكوين مواد عضوية تساعد على التجوية الكيميائية من ناحية وقابلية بعض الأحياء على أكسدة أو اختزال أيونات العناصر مما يؤثر على سلوكها في عمليات الترسيب والإذابة. ولتوضيح هذا الإيجاز، نورد الأمثلة الآتية: في الظروف الاعتيادية، تعد الدالة الحامضية المنخفضة المتكونة عند نهايات جذور النباتات، ذات تأثير كبير في التفتيت الكيماوي للصخور. كما أن الأوكسجين وثاني أكسيد الكربون لعمليات التركيب الضوئي للنباتات، يمثلان مواد بالغة الأهمية في التجوية الكيميائية. علاوة على أن أنسجة النباتات توفر مواد أولية مهمة في تكوين عدد من المركبات العضوية التي تشارك مباشرة في التفاعلات الكيميائية لعمليات التجوية. كما أن للفطريات والبكتريا دوراً في التجوية الكيميائية وذلك من خلال قابليتها على أكسدة المعقدات العضوية التي ينتج عنها ثاني أكسيد الكربون فضلاً عن الماء.

تلعب الأحياء المجهرية دوراً مهماً في سلوك العناصر خلال عمليات الإذابة والترسيب. فالبكتريا من نوع فيروباسيلوس (*ferrobacillus*) لها القابلية على أكسدة الحديدوز. والبكتريا من جنس ثايوباسيلوس (*thiobacillus*) لها القابلية على أكسدة

معادن الكبريتيدات. أما البكتريا من جنس ثايوباسيليس فيرواكسيدانس (*thiobacillus ferro oxidans*) فلها القابلية على أكسدة مركبات الحديد والكبريت. في حين جنس البكتريا ثايوباسيلس ثايواوكسيدانس (*thiobacillus thio oxidans*) الموجودة في التربة، لها القابلية على أكسدة المنغنيز من $2+$ إلى $4+$. ويفسر هذا الافتراق النسبي للمنغنيز عن الحديد في البيئات السطحية. غير أن البكتريا من جنس ديسلفوفيريو (*desulfotom culum*) وديسلفوتومكولم (*desulfotom culum*) نشطة في مراحل تكوين رواسب كبريت المشراق، فلها القابلية على اختزال جذر الكبريتات الذائب في الماء إلى غاز كبريتيد الهيدروجين والذي يؤدي إلى ترسيب كبريتيد بعض الفلزات وبالتالي يخفض من معدلات الهيدروجين والذي يؤدي إلى ترسيب كبريتيد بعض الفلزات وبالتالي يخفض من معدلات إذابة هذه الفلزات في الماء.

13 - 3 العوامل المتحكمة في توزيع العناصر في الصخور الرسوبية:

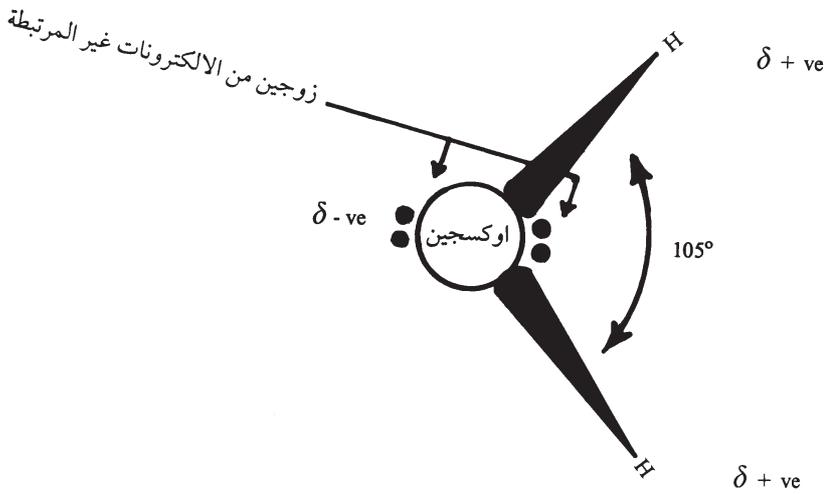
بسبب تأثير مكونات الغلاف المائي والجوي والحياتي في بيئات تكوين الصخور الرسوبية، يبدو أن توزيع العناصر الكيميائية في الصخور الرسوبية تأخذ منحى يختلف عن توزيعها في الصخور النارية. ولا يعني هذا أن استخدام قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) غير مجدٍ في تفسير توزيع العناصر في الصخور الرسوبية، غير أنها لا تأخذ بنظر الاعتبار تأثير جميع العوامل المختلفة المذكورة سابقاً، في البيئات الرسوبية. وتناقش الفقرات اللاحقة تأثير العوامل المضافة في تفسير سلوك العناصر في البيئات الرسوبية.

13 - 3 - 1 الجهد الأيوني:

ناقشت الفقرة (5 - 3) وبالاعتماد على الشكل (5 - 1) موضوع الجهد الأيوني، ويبدو ضرورياً إعادة مناقشته في الفقرة الحالية ولكن بشيء من التفصيل - كما هو معلوم، إن للماء دوراً أساسياً وكبيراً في التأثير على سلوك وتوزيع العناصر في مواد البيئات السطحية. وعليه يتطلب توضيح بعض التفاصيل المهمة للماء.

تتكون جزئية الماء من ذرتي هيدروجين وذرة أوكسجين. وترتبط ذرتا الهيدروجين بالأوكسجين بأصرتين تساهميتين، غير أن طبيعة كل من هاتين الأصرتين تشير إلى زيادة كثافة الألكترونات في جزء الأصرة القريب من الأوكسجين مقارنة بجزئها البعيد أي القريب من الهيدروجين. وتتكون عن هذا

التركيب الألكتروني وفي شحنات جزئية موجبة وسالبة على كل من ذرتي الهيدروجين والأوكسجين على التوالي. وعلاوة على تأثير زوجين من الألكترونات غير المرتبطة على ذرة الأوكسجين، فإن تكوين الشحنات الجزئية الموجبة على ذرتي الهيدروجين تؤدي إلى عدم ترتيبها على استقامة واحدة مع ذرة الأوكسجين بل تشكل الخطوط الواصلة بين ذرتي الهيدروجين زاوية مقدارها (105) (حسب المرسوم الآتي) وذلك للتناظر بين الشحنات المتمثلة على ذرتي الهيدروجين من ناحية وبين الألكترونات في الزوجين على الأوكسجين من ناحية أخرى. وبسبب هذا الترتيب لكل من الهيدروجين والأوكسجين فإن جزئية الماء تبدو مستقطبة أي تمتلك قطباً مشحوناً جزئياً بشحنة موجبة يقع في النهاية المجاورة لذرتي الهيدروجين وآخر سالب في الجهة المقابلة. وتفسر حالة الاستقطاب الكثير من الصفات للماء وبضمنها صفة المذيب الكفؤ للمواد المتأينة.



عند وجود أيون ما في الماء فإن عدداً من جزئيات الماء سوف تجذب نحو هذا الأيون وذلك بفعل تعاكس الشحنة أي بالجذب الكهربائي بين قطبي جزئية الماء وأيون العنصر. إن إحاطة جزئيات الماء بأيون العنصر تعرف بالإماهة (Solvation). وتعتمد قوة الجذب بين جزئيات الماء والأيون، على كثافة الشحنة على الأيون التي تعرف بالجهد الأيوني (حاصل قسمة الشحنة على نصف القطر الأيوني). فأيونات بعض العناصر يمكن بسهولة وبطاقة قليلة أزاحة جزئيات الماء عنها. وتقع هذه الأيونات ضمن حقل الكتيونات الذائبة بجهد أيوني يساوي أو أقل من (3) وكما هو موضح في الشكل (5 - 1). وتبقى هذه الأيونات بحالة ذائبة في

المحلول المائي حيث تنتقل بهذا الشكل إلى البيئات الرسوبية. أما الأيونات التي تمتلك جهداً أيونياً متوسط القيمة، فإن قوة الشد المسلطة على جزئيات الماء المحيطة تؤدي إلى كسر إحدى الأواصر التي تربط بين ذرتي الهيدروجين والأوكسجين مما يؤدي إلى فصل جذر الهيدروكسيل من جزيئة الماء وبشكل طور هيدروكسيد العنصر. وتمتلك أيونات هذه العناصر قيمة من الجهد الأيوني تتراوح بين (12) (3) (شكل 5 - 1). أما أيونات العناصر التي تمتلك جهداً أيونياً أكثر من (12) بسبب صغر حجمها أو شحنتها العالية فإن قوة الشد بين هذه الأيونات وجزئيات الماء تكون كافية لكسر الاصرتين اللتين تربطان ذرتي الهيدروجين بالأوكسجين، وبالتالي اندماج الأوكسجين مع العنصر وتكوين الأيونات الأوكسجينية (Oxyanions) (شكل 5 - 1).

13 - 3 - 2 الدالة الحامضية:

تعرف الدالة الحامضية بالرمز (pH) وتساوي $(-\log [H^+])$ حيث يمثل $[H^+]$ تركيز أيون الهيدروجين (أو أيون الهيدرونيوم H_3O^+) في المحلول. وبسبب تحلل الماء بكميات ضئيلة في جميع الدرجات الحرارية إلى أيون الهيدروجين وأيون الهيدروكسيل. فإن حاصل ضرب تراكيز أيونات الهيدروجين والأوكسجين هو قيمة ثابتة وتساوي (10^{-14}) . وفي الظروف الاعتيادية فإن قيمة الدالة الحامضية نظرياً تقع ما بين صفر و(14). فالمحلول إذن يدعى متعادلاً عندما تتساوى تراكيز أيونات الهيدروجين والهيدروكسيل وحامضياً عندما يكون تركيز أيون الهيدروجين أكبر من الهيدروكسيل. وهكذا بالنسبة للمحلول القاعدي.

بسبب دخول أيوني الهيدروجين والهيدروكسيل في تفاعلات بيئات التجوية والترسيب، فإن للدالة الحامضية تأثيراً كبيراً على نمط سلوك العناصر في البيئات السطحية. وللتوضيح نورد المثال الآتي:

يتأين هيدروكسيد الحديدك $Fe(OH)_3$ حسب المعادلة الآتية:



ويمكن حساب ثابت أو حاصل الذوبان (S) حسب المعادلة الآتية:

$$S = [Fe^{3+}][OH^-]^3 \dots\dots\dots (13 - 19)$$

ويمثل كل من $[OH^-]$ و $[Fe^{3+}]$ تركيز أيونات الهيدروكسيل والحديدك على التوالي في المحلول والتي تكون في حالة توازن مع Fe

(OH)₃ الصلب . أما ثابت تحلل الماء فيمكن توضيحه بالمعادلة الآتية :

$$K = [H^{1+}][OH^{1-}] \dots\dots\dots (13 - 20)$$

ويمثل كل من [H¹⁺] و [OH¹⁻] تراكيز أيونات الهيدروجين والهيدروكسيل في حالة التعادل مع جزئيات الماء . ويمكن إعادة كتابة كل من المعادلة (19 - 13) و (20 - 13) كالآتي :

$$Fe^{3+} = \frac{S}{[OH^{1-}]^3} \dots\dots\dots (31 - 21)$$

$$[OH^{1-}] = \frac{Sk}{[H^{1+}]} \dots\dots\dots (13 - 22)$$

وعند تعويض قيمة [OH¹⁻] في المعادلة (21 - 10) تصبح كالآتي :

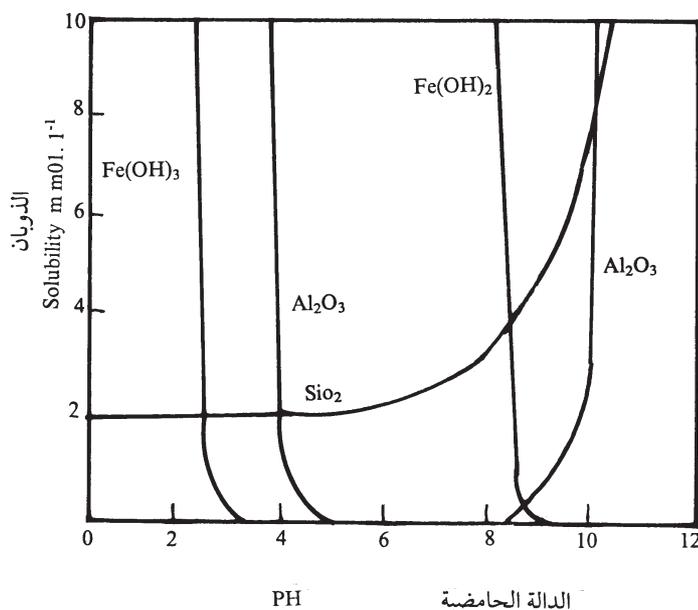
$$[Fe^{3+}] = \frac{S[H^{1+}]^3}{[k]^3} \dots\dots\dots (13 - 23)$$

وبسبب أن كلا من S, K, لهما قيمة ثابتة عند ثابت درجات الحرارة، فإن تركيز أيون الحديد في المحلول المائي يتناسب طردياً مع مكعب تركيز أيون الهيدروجين . ويعرض الجدول (13 - 2) تراكيز أيون الحديد عند قيم مختلفة من الدالة الحامضية . ويتضح بأن تراكيز أيون الحديد تزداد مئة ألف مرة في المحاليل المائية بدالة حامضية (6) مقارنة بالمحاليل بدالة حامضية (8.5) . ويشرح هذا سلوك أيون الحديد في البيئات الرسوبية، حيث أن المياه البرية بحموضة قليلة تحتوي على تراكيز أعلى من أيون الحديد (> 1ppm) مقارنة مع مياه البحار القلوية . (0.005ppm) . فعندما تصب المياه البرية في البحار والمحيطات يترسب معظم الحديد المذاب فيها وفي مناطق من البحار ليست بعيدة عن مصباتها .

جدول 13 - 2 مجموع المذاب ملغم/م³ بدلالة الدالة الحامضية للمحاليل المائية .

مجموع الحديد المذاب	الدالة الحامضية
3×10^{-8}	8.5
4×10^{-7}	8
4×10^{-5}	7
5×10^{-3}	6

تؤثر الدالة الحامضية على إذابة أو ترسيب عدد أيونات العناصر ومركباتها في البيئات السطحية. وفي البيئات الجيولوجية تؤثر الدالة الحامضية على نقل أكاسيد الألمنيوم والسيلكا وترسيبها. يشير الشكل (13 - 3) إلى السلوك الأمفوتيري لأوكسيد الألمنيوم حيث تزداد معدلات إذابته في المياه بدالة حامضية (< 4.0) و(> 9.0) وتقل في البيئات الوسطية (المتعادلة تقريباً). بينما تزداد معدلات إذابة السيلكا في البيئات القاعدية وتقل في البيئات الحامضية. وفي الظروف الاعتيادية ($PH = 5 - 9$) فإن درجة إذابة الألمنيوم تكون قليلة مقارنة مع درجة إذابة السيلكا. وفي مثل هذه الحالات تنفصل وتغسل السيلكا عن الألمنيوم مما يؤدي إلى تكوين رواسب اليوكسايث الغنية بأطوار الجبسايث $Al(OH)_3$ والبروهمايت $(AlO(OH))$ والدايسبور $(AlO(OH))$.



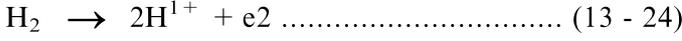
شكل 13 - 3 تباير ذوبان أكاسيد العناصر ومركباتها مع الدالة الحامضية للمياه في البيئات السطحية

المصدر (Fergusson, 1982)

13 - 3 - 3 جهد الأكسدة - الاختزال :

إن جهد الأكسدة - الاختزال هو قيمة نسبية دالة على قابلية البيئات الطبيعية للقيام بأكسدة أو اختزال المواد التي تحويها. ولأجل تحديد جهد الأكسدة - الاختزال في مياه البحر مثلاً أو التربة يغمس قطب من البلاتين من المواد المطلوب

قياسها ثم تعيين الفرق في الجهد بين قطب البلاتين وجهد قطب الهيدروجين . ويعد القطب الأخير مقياساً مرجعياً لجميع قياسات الأكسدة - الاختزال والذي يستند عمله على المعادلة الآتية :



ويوجد اتفاق على إعطاء القيمة صفر لجهد تأكسد هذا القطب عند وحدة التركيز (النشاط) للمواد المتفاعلة وفي درجة حرارة تساوي (25⁰ C) . ويعرف جهد الأكسدة - الاختزال القياسي بالرمز E⁰ بينما يرمز بالحرف En عند قياسه في الظروف غير القياسية .

يعرض الجدول (13 - 3) قيم جهد الأكسدة لمعظم التفاعلات التي تحدث في البيئات الرسوبية وبترتيب حسب زيادة جهد الأكسدة، بحيث أن الشكل المختزل لأي زوج تفاعل له القدرة على اختزال الشكل المؤكسد لأي زوج تفاعل بجهد أكسدة أكبر منه .

يتباين بشدة جهد الأكسدة - الاختزال في البيئات الجيولوجية والأنطقة السطحية . فيمكن أن تصل قيم الجهد إلى مستويات عالية كما هو الحال في رواسب نترات شيلي وفي نفس الوقت يمكن أن تنخفض إلى مستويات دنيا حيث تمتاز مثل هذه البيئات بكونها شديدة الاختزال وباحتوائها على المواد العضوية ونقصان شديد في الأوكسجين وينتج عن ذلك تحرير كميات وافرة من غاز كبريتيد الهيدروجين وذلك من عملية اختزال الكبريتات المذابة في المحلول المائي وكما هو الحال في المياه الكبريتيدية المصاحبة لرواسب كبريت المشراق / جنوب الموصل . ويؤثر غاز كبريتيد الهيدروجين على ترسيب الأطوار الكبريتيدية للحديد (بيرايت وماركسايت) فضلاً عن عناصر أخرى مثل الخارصين والنحاس إلخ .

جدول 3 - جهد الأكسدة القياسي (فولت)

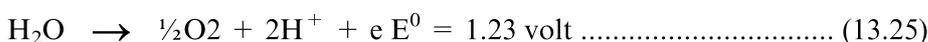
الجهد في المحاليل الحامضية	الجهد في المحاليل الحامضية	الجهد في المحاليل القاعدية	
Potentials in acid solutions	Potentials in acid solutions	Potentials in basic solutions	
$K \rightleftharpoons K^+ + e^-$	-2.93	$Mg + 2OH^- \rightleftharpoons Mg(OH)_2 + 2e^-$	-2.69
$Ca \rightleftharpoons Ca^{++} + 2e^-$	-2.87	$U + 4OH^- \rightleftharpoons UO_2 + 2HO_2O + 4e^-$	-2.39
$Na \rightleftharpoons Na^+ + e^-$	-2.71	$Al + 4OH^- \rightleftharpoons Al(OH)_4^- + 3e^-$	-2.35
$Mg \rightleftharpoons Mg^{++} + 2e^-$	-2.37	$Mn + 2OH^- \rightleftharpoons Mn(OH)_2 + 2e^-$	-1.55
$Th \rightleftharpoons Th^{++} + 4e^-$	-1.90	$Zn + 2OH^- \rightleftharpoons Zn(OH)_2 + 2e^-$	-1.25
$U \rightleftharpoons U^{3+} + 3e^-$	-1.80	$SO_3 + 2OH^- \rightleftharpoons SO_4^- + H_2O + 2e^-$	-0.93
$Al \rightleftharpoons Al^{3+} + 3e^-$	-1.66	$Se \rightleftharpoons Se + 2e^-$	-0.92
$Mn \rightleftharpoons Mn^{++} + 2e^-$	-1.18	$Sn + 3OH^- \rightleftharpoons Sn(OH)_3 + 2e^-$	-0.91
$V \rightleftharpoons V^{++} + 2e^-$	-1.18	$Sn(OH)_2 + 3OH^- \rightleftharpoons Sn(OH)_6 + 2e^-$	-0.90
$Si + 2H_2O \rightleftharpoons SiO_2 + 4H^+ + 4e^-$	-0.86	$Fe + 2OH^- \rightleftharpoons Fe(OH)_2 + 2e^-$	-0.88
$Zn \rightleftharpoons Zn^{++} + 2e^-$	-0.76	$H_2 + 2OH^- \rightleftharpoons 2H_2O + 2e^-$	-0.83
$Cr \rightleftharpoons Cr^{3+} + 3e^-$	-0.74	$V(OH)_3 + OH^- \rightleftharpoons VO(OH)_2 + H_2O + e^-$	-0.64
$H_2Te(aq) \rightleftharpoons Te + 2H^+ + 2e^-$	-0.74	$Fe(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Fe(OH)_3 + e^-$	-0.56
$U^{3+} \rightleftharpoons U^{4+} + e^-$	-0.61	$Pb + 3OH^- \rightleftharpoons Pb(OH)_3 + 2e^-$	-0.54
$Fe \rightleftharpoons Fe^{++} + 2e^-$	-0.44	$S \rightleftharpoons S + 2e^-$	-0.48
$Cr^{++} \rightleftharpoons Cr^{3+} + 2e^-$	-0.41	$2Cu + 2OH^- \rightleftharpoons Cu_2O + H_2O + 2e^-$	-0.36
$H_2Se(aq) \rightleftharpoons Se + 2H^+ + 2e^-$	-0.40	$Cr(OH)_3 + 5OH^- \rightleftharpoons CrO_4^{2-} + 4H_2O + 3e^-$	-0.13
$Co \rightleftharpoons Co^{++} + 2e^-$	-0.28	$Cu_2O + 2OH^- + H_2O \rightleftharpoons 2Cu(OH)_2 + 2e^-$	-0.08
$V^{++} \rightleftharpoons V^{3+} + e^-$	-0.26	$Mn(OH)_2 + 2OH^- \rightleftharpoons MnO_2 + 2H_2O + 2e^-$	-0.05
$Ni \rightleftharpoons Ni^{++} + 2e^-$	-0.25	$SeO_2 + 2OH^- \rightleftharpoons SeO_4^{2-} + H_2O + 2e^-$	+ 0.05
$Sn \rightleftharpoons Sn^{++} + 2e^-$	-0.14	$Pd + 2OH^- \rightleftharpoons Pd(OH)_2 + 2e^-$	+ 0.07
$Pb \rightleftharpoons Pb + 2e^-$	-0.13	$Hg + 2OH^- \rightleftharpoons HgO(red) + H_2O + 2e^-$	+ 0.10
$H_2 \rightleftharpoons 2H^+ + 2e^-$	0.00	$Mn(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Mn(OH)_3 + 2e^-$	+ 0.1
$H_2S(aq) \rightleftharpoons S + 2H^+ + 2e^-$	10.14	$Co(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Co(OH)_3 + e^-$	+ 0.17
$Sn^{++} \rightleftharpoons Sn^{++} + 2e^-$	+ 0.15	$PbO(red) + 2OH^- \rightleftharpoons PbO_2 + H_2O + 2e^-$	+ 0.25
$Cu^+ \rightleftharpoons Cu^{++} + e^-$	+ 0.16	$I^- + 6OH^- \rightleftharpoons IO_3^- + 3H_2O + 6e^-$	+ 0.26
$S + 4H_2O \rightleftharpoons SO_4^{2-} + 8H^+ + 8e^-$	+ 0.16	$4OH^- \rightleftharpoons O_2 + 2H_2O + 4e^-$	+ 0.40

Potentials in acid solutions	الجهود في المحاليل الحامضية	Potentials in acid solutions	الجهود في المحاليل الحامضية	Potentials in basic solutions	الجهود في المحاليل القاعدية
$H^2SO_3(aq) + H_2O \rightleftharpoons SO_3^{2-} + 4H^+ + 2e^-$	+ 0.17	$2Cl^+ + 7H_2O \rightleftharpoons Cr_2O_7^{2-} + 14H^+ + 6e^-$	+ 1.33		
$Ag + Cl \rightleftharpoons AgCl + e^-$	+ 0.22	$2Cl \rightleftharpoons Cl_2(g) + 2e^-$	+ 1.36		
$As + 2H_2O \rightleftharpoons HAsO_2(aq) + 3H^+ + 3e^-$	+ 0.25	$Pb^{2+} + 2H_2O \rightleftharpoons PbO_2(s) + 4H^+ + 2e^-$	+ 1.46		
		$Au \rightleftharpoons Au^{3+} + 3e^-$	+ 1.50		
		$Mn^{2+} \rightleftharpoons Mn^{3+} + e^-$	+ 1.51		
		$Mn^{2+} + 4H_2O \rightleftharpoons MnO_4^- + 8H^+ + 5e^-$	+ 1.51		
		$IO_2 + 3H_2O \rightleftharpoons H_2IO_4(aq) + H^+ + 2e^-$	+ 1.6		
		$Au \rightleftharpoons Au^+ + e^-$	+ 1.68		
		$Co^{2+} \rightleftharpoons Co^{3+} + e^-$	+ 1.82		
		$2F^- \rightleftharpoons F_2(g) + 2e^-$	+ 2.27		

(Krauskopf, 1976) المصدر

13 - 3 - 4 العلاقة بين جهد الأكسدة - الاختزال والذالة الحامضية

تحتوي البيئات السطحية على أنواع مختلفة من المياه بقيم متباينة من الذالة الحامضية، غير أن معظمها ينحصر ضمن المدى (4 - 9). وقد تبلغ الذالة الحامضية في مناطق معينة أقل من (4) كما هو الحال في مياه الفعاليات البركانية أو في مياه مناجم رواسب الكبريتيدات. وقد تصل أيضاً في مناطق أخرى إلى أكثر من (9) وكما هو الحال في مياه أنظمة تصريف مكاشف الصخور فوق القاعدية. أما جهد الأكسدة - الاختزال فتحدد مدياته في البيئات الرسوبية وذلك بقيم جهد التفاعلين الآتين:



توضح المعادلتان (13.25) و(13.26) بأن أقوى العوامل المؤكسدة في البيئات السطحية هو الأوكسجين وأن وجود أي عامل آخر يمتلك جهد أكسدة أكبر من التفاعل (13.25) سوف يؤدي إلى تفكك الماء وتحرير الأوكسجين. كما أن أقوى العوامل المختزلة في البيئات السطحية أيضاً هو الهيدروجين وأن وجود أي عامل آخر يمتلك جهد أكسدة أقل من التفاعل (13.26) سوف يؤدي إلى تفكك الماء وتحرير الهيدروجين.

إن قيمة التفاعل (13.25) و(13.26) مقاسة في ظروف (25⁰ C) درجة حرارة ونشاط (تركيز) أيون الهيدروجين يساوي (1 مول / لتر) وضغط كل من الهيدروجين والأوكسجين يساوي (1) ضغط جوي. وتختلف الظروف الطبيعية عن ما هو مذكور، حيث يصل نشاط (تركيز) الأوكسجين إلى (0.2) ضغط جوي كما أن نشاط أيون الهيدروجين يتغير من بيئة إلى أخرى. ويمكن صياغة المعادلة التي تربط بين جهد التأكسد والذالة الحامضية في الظروف الاعتيادية وحسب معادلات (نرست) للتفاعلين (13.25) و(13.26) وكما يأتي:

$$E_h = E^0 + 0.03 \log [\text{O}_2]^{1/2} [\text{H}^+]^2 \dots\dots\dots (13.27)$$

$$E_h = 1.23 + 0.03 \log [\text{O}_2]^{1/2} + 0.059 \log [\text{H}^+] \dots\dots\dots (13.28)$$

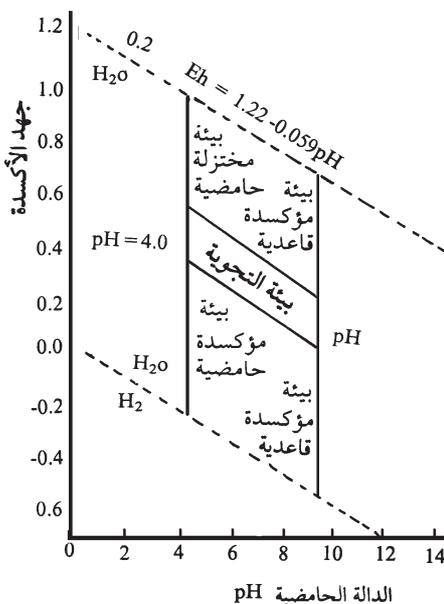
$$E_h = 1.22 - 0.059 \text{ Ph} \dots\dots\dots (13.29)$$

وبنفس الأسلوب يمكن التوصل إلى العلاقة بين جهد التفاعل (13.26) والذالة الحامضية وكما يأتي:

$$E_n = \text{Zero} - 0.059 \text{ pH} \dots\dots\dots (13.30)$$

$$E_n = - 0.059 \text{ pH} \dots\dots\dots (13.31)$$

يتضح في المعادلة (13.31) بأن أعلى قيمة يمكن أن يصل إليها الضغط الجزئي للهيدروجين هو واحد ضغط جوي وهذا نادر الحدوث. وعليه فإن المعادلة (13.31) و(13.29) تمثل تفاعلات الأكسدة - الاختزال للماء عند ظروف نادرة الحدوث أو يصاحبها بعض تداخلات مكونات كيميائية أخرى. وحسب هذا الوصف يجب استخدام القيم المحسوبة بالمعادلتين. يوضح الشكل (13 - 4) مخططاً لتغاير قيم الحدود العليا والدنيا للـ (Eh) و (pH) في البيئات الطبيعية فضلاً عن تأثير حدود بيئات التجوية.



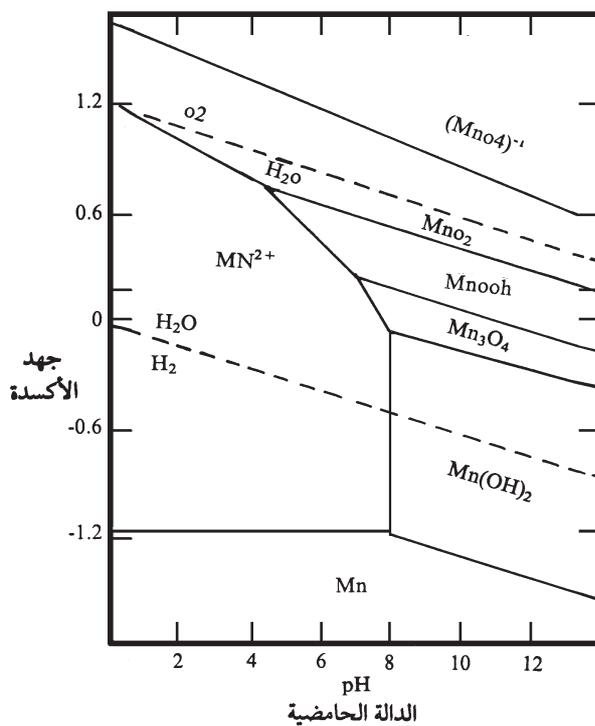
شكل (13 - 4) تغاير pH - Eh

وتحديد قيمتها في البيئات القريبة من السطح فضلاً عن بيئات التجوية

المصدر (Krauskopf, 1976)

بالرغم من الانتقادات الموجهة إلى أشكال pH - Eh للمنظومات المختلفة والمتعلقة بندرة حالة التوازن (التي تفترضها هذه الأشكال) بين المواد المتفاعلة والظروف الفيزيوكيميائية للبيئة وافترض تراكيز محددة للمواد المتفاعلة التي يصعب ضبطها في البيئات الرسوبية فضلاً عن وجود عوامل أخرى تؤثر في كيميائية البيئات السطحية، غير الدالة الحامضية وجهد الأكسدة - الاختزال، إلا أن نفس الأشكال توفر معلومات مهمة عن ثبات المعادن في البيئات المائية. ففي منظومة (H₂O - Mn) الموضحة في الشكل (13 - 5)، يتبين سبب عدم وجود فلز المنغنيز الطليق

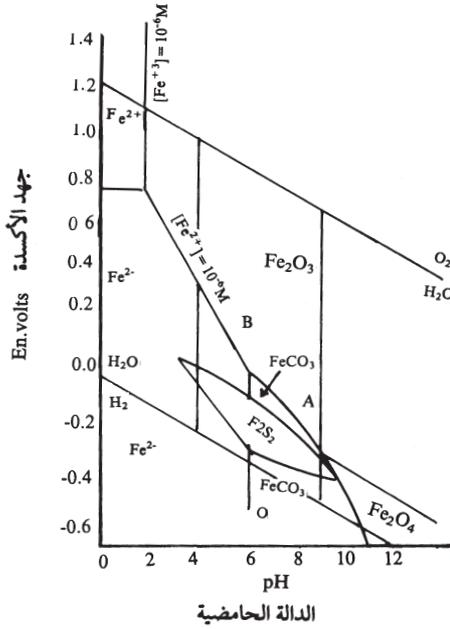
في البيئات الجيولوجية المائية حيث أن حقل استقراره يقع أسفل بكثير من الحدود الدنيا لاستقرار الماء (اختزال الماء إلى الهيدروجين) وفي كافة قيم الدالة الحامضية. وهذا يعني بأن فلز المنغنيز الطليق بتماسه مع الماء يؤدي إلى اختزال الماء وتحرير غاز الهيدروجين.



شكل (13 - 5) مخطط Eh - pH لمنظومة (Mn - H₂O) في حالة نشاط (تركيز) Mn يساوي وحدة واحدة
المصدر (Mason, 1966)

كما أن نفس الشكل يفسر عدم وجود أطوار للمنغنيز بصيغة برمنكنات وذلك بسبب وقوع حقل استقرار الأخير فوق الحد الأعلى لأكسدة الماء إلى الأوكسجين. فأيون البرمنكنات يتفاعل مع الماء محرراً الأوكسجين الفعال. ولهذا السبب يستخدم محلول البرمنكنات في تعقيم الجروح والمناطق الملوثة من جسم الإنسان. أما المثال الثاني فهو مخطط العلاقة بين pH - En لبعض معادن وأطوار الحديد والتي يوضحها الشكل (13 - 6). وكما هو الحال بالنسبة لمنظومة (Mn - H₂O) الموضحة في الشكل (13 - 5)، يمكن أيضاً متابعة حقول استقرارية معادن وأطوار الحديد بتغيير الدالة الحامضية وجهد الأكسدة - الاختزال. غير أن

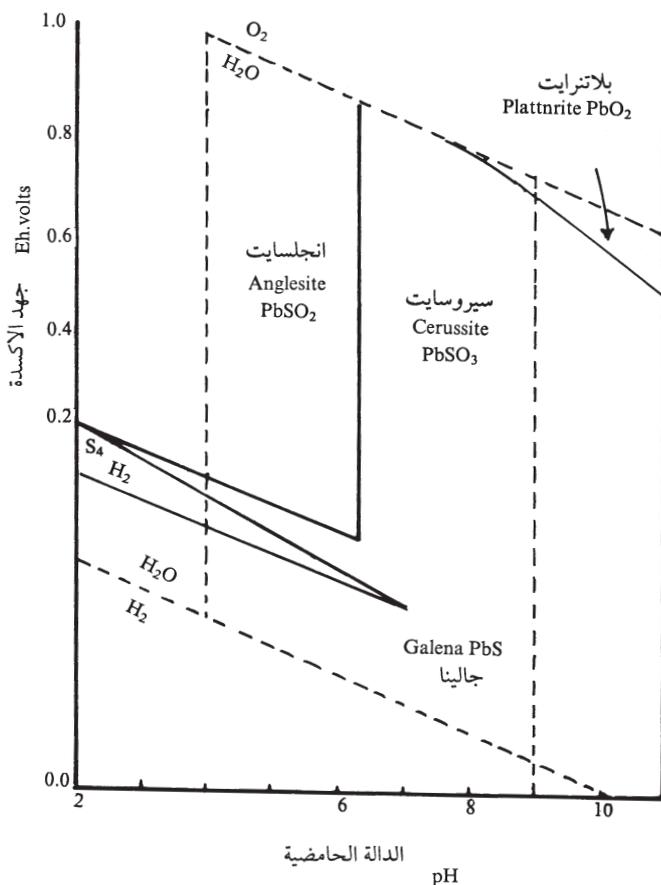
المناقشة الحالية للشكل (13 - 6) وبالمقارنة مع الشكل (13 - 5) تهدف إلى توضيح انفصال الحديد عن المنغنيز في سلوكها في البيئات السطحية. فمن المعروف أن المنغنيز يرافق الحديد بشكل محلول صلب في المعادن الأولية. وعند تعرض هذه المعادن إلى عمليات التجوية، قد يفصل الحديد عن المنغنيز وذلك لكون الأول يحتاج إلى جهد أكسدة قليلة لتحويله إلى Fe^{3+} غير الذائب مقارنة مع الجهد اللازم لأكسدة المنغنيز الثنائي مما يجعل الأخير في حالة ذائبة وينتقل إلى مواقع أخرى وبالتالي يترسب بشكل (MnO_2) في حالة توفر جهد أكسدة مناسب.



شكل (13 - 6) مخطط pH - Eh لحدود استقرارية معادن الحديد الشائعة وعند الظروف: مجموع نشاط الكربونات المذابة والحديد المذاب والكبريت المذاب يساوي (1) مول و (10^{-4}) مول و (10^{-6}) مول على التوالي
المصدر (Krauskopf, 1967)

أما المثال الثالث الذي نوردته في هذا المجال فهو مخطط العلاقة pH - Eh لمنظومة معادن الرصاص وذلك في محاولة للإجابة على الملاحظات الحقلية التي تقول: في أنطقة أكسدة رواسب الجالينا، من الشائع ملاحظة بلورة من الجالينا محاطة بطبقة من معدن الأنجلسايت، بينما تحاط الأنجلسايت بطبقة خارجية من معدن السيروسايت. إن هذا التسلسل لترسيب معادن الأنجلسايت والسيروسايت يتعارض مع قيم ثابت أو حاصل ذوبانهما. حيث يبلغ في الأنجلسايت (10^{-7-8}) وفي

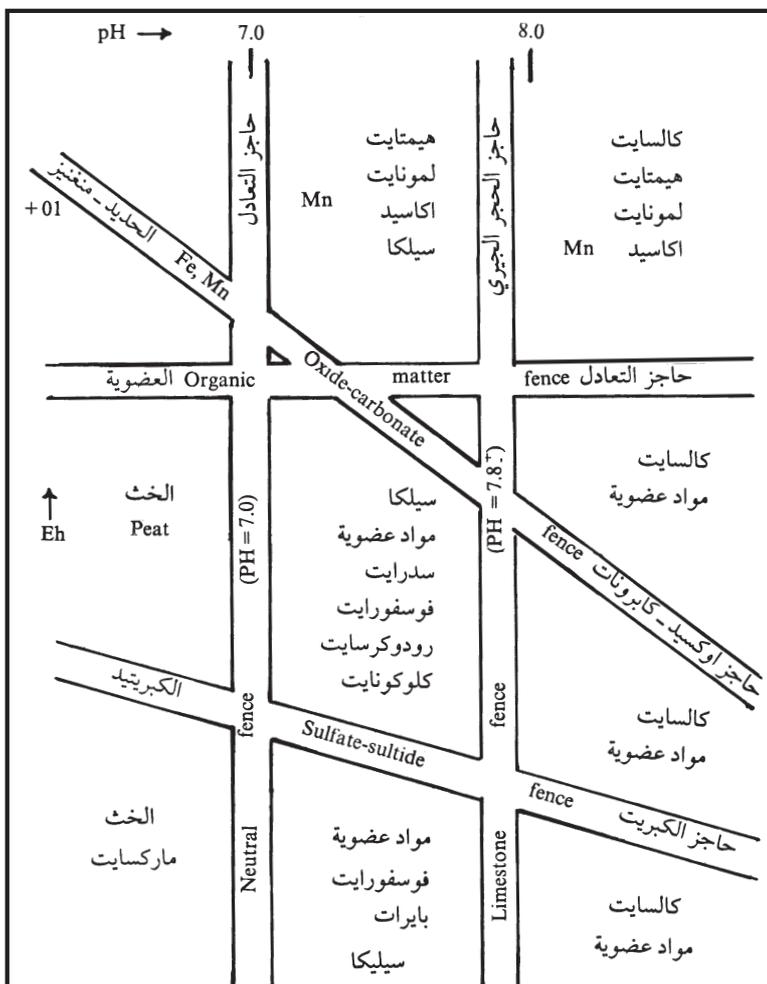
السيروسايت ($10^{-13.1}$) وهذا يعني بأن معدن السيروسايت يترسب أولاً ومن ثم يعقبه معدن الأنجلسايت. ويفسر مخطط pH - Eh لمنظومة معادن الرصاص الملاحظات الحقلية حيث يوضح الشكل (7 - 13) بأن حقل تكوين واستقرار معدن الأنجلسايت عند دالة حامضية (≤ 6.3) أما السيروسايت، فيتكون ويكون مستقراً عند حالة حامضية (≥ 6.3).



شكل (7 - 13) مخطط pH - Eh لمنظومة معادن الرصاص تحت ظروف (25°C) وضغط جوي واحد ومجموع نشاط $\text{CO}_2 = 10^{-3}$ مول ومجموع نشاط الكبريت $= 10^{-2}$ مول
(المصدر (Krauskoph, 1976)

قام كل من (Krumbein & Garrels, 1952) بتوظيف علاقة pH - Eh في دراسة استقرارية المواد الجيولوجية وذلك من خلال مفهوم الحواجز الجيوكيميائية (Geochemical fences). وتعرف هذه الحواجز بأنها الحدود التي يوجد في أحد جانبيها معدن أو مادة معينة بحالة مستقرة وتختفي تلك المادة أو ذلك المعدن أي

تكون غير مستقرة في الجانب الآخر. وبهذا فإن الحاجز الجيوكيميائي يمكن أن يتمثل بقيمة معينة من الدالة الحامضية أو من جهد الأكسدة - الاختزال أو كليهما. وأهم الحواجز الجيوكيميائية الموضحة في الشكل (8 - 13) هي حاجز التعادل (pH = 7) حاجز الحجر الجيري (pH = 7.8) وحاجز الكبريتات - الكبريتيد الذي يتحدد بقيمة جهد الأكسدة - الاختزال وحاجز أكاسيد الكربونات الحديد والمنغنيز الذي يتحدد أيضاً بجهد الأكسدة والاختزال وأخيراً حاجز العضوي الذي يحدد وجود أو فقدان المواد العضوية نتيجة أكسدتها إلى ثاني أكسيد الكربون.



شكل (8 - 13) مخطط الحواجز الجيوكيميائية

لاستقرارية المواد الجيولوجية بدلالة جهد الأكسدة - الاختزال والدالة الحامضية

المصدر (Krambein & Garrels, 1952)

13 - 3 - 5 الغرويات والمنظومات الغروية

تقسم المحاليل حسب حجم دقائقها إلى ثلاثة أنواع وهي: المحاليل العاقلة التي تحوي على دقائق بحجم أكبر من (10^{-3} mm) ومحاليل غروية بحجم دقائق يتراوح بين (10^{-3} mm - 10^{-6} mm) ومحاليل حقيقية بحجم دقائق أقل من (10^{-6} mm). وهكذا فإن المحاليل الغروية تتداخل من جهة مع المحاليل الحقيقية حيث يكون فيها المذاب مبعثراً بشكل جزئيات أو أيونات فردية، ومن جهة أخرى تتداخل مع العوالق حيث تحوي دقائق كبيرة الحجم يمكن رؤيتها بالعين المجردة.

لا تعرف على وجه اليقين ميكانيكية تكوين المنظومات الغروية في البيئات الرسوبية. هل أن عمليات التجوية تؤدي إلى تكوين دقائق غروية بكميات كافية وعلى نطاق واسع أم أن الدقائق الغروية تنشأ بفعل عمليات أخرى مرتبطة ببيئات التجوية والترسيب معاً؟ إن المصادر العلمية ترجح أن معظم الدقائق الغروية تنشأ بالأسلوب الثاني. فمثلاً عند التحلل المائي لمعدن الفايلايت (الفقرة 13 - 2 - 1) يتكون في بداية الأمر هيدروكسيد الحديد $Fe(OH)_3$ بشكل دقائق غروية شبه مستقرة قبل تبلوره بشكل أكسيد الحديد Fe_2O_3 المستقر. وبالأسلوب نفسه تنشأ الدقائق الغروية الطينية عند تجوية المعادن السليكانية مثل الفلدسبارات (الفقرة 12 - 2 - 1). ففي المراحل الأولى تنشأ دقائق غير متكاملة التبلور أو لا متبلورة. وتكون هذه الدقائق في حالة شبه مستقرة. وفي حالة تحولها البطيء إلى دقائق كاملة التبلور، فإن كميات كبيرة منها قد تتراكم باستمرار مما يؤدي إلى تكوين المحاليل الغروية.

إن أهم المنظومات الغروية في البيئات الرسوبية هي: الصولات (sols) والجلات (gels) والمعجنات (pastes) التي يكون في جميعها الوسط المشتت (dispersion medium) هو الماء بينما تكون الدقائق الجيولوجية هي الدقائق المشتتة (dispersed particles). وبسبب ندرة مواجهة منظومات الجلات والمعجنات في البيئات الرسوبية، تقتصر مناقشة الفقرة الحالية على منظومة الصولات.

تعد منظومات الصولات المائية أقرب ما يكون إلى السوائل. فهي تمتلك انسيابية عالية ولا تظهر أي نوع من الصلابة مقارنة بمنظومات الجلات والمعجنات. تقسم الصولات المائية (hydrosols) إلى: صولات هيدروفيلية (hydrophylic) التي تظهر دقائقها نوعاً من التجاذب مع جزئيات الماء، وصولات هيدروفونية (hydrophonic) حيث لا تظهر دقائقها الغروية تجاذباً مع جزئيات الماء

مما يجعلها أقل استقراراً من النوع الأول. ومن السهولة ترسيب دقائق المنظومات الهيدروفوبية وذلك بإحداث تغيير بسيط في الخواص الفيزيائية للمحلول مثل التسخين أو التبريد.

تختلف الصلوات الهيدروفيلية في إمكانية إعادتها إلى الغروية بعد ترسيب دقائقها (كما هو الحال في السليكا والصمغيات والبروتينات مثلاً) مقارنة بالصلوات الهيدروفوبية التي لا يمكن إعادة دقائقها إلى الحالة الغروية بعد ترسيبها (كما هو الحال في هيدروكسيد الألمنيوم وكلوريد الفضة والكبريت مثلاً) وفي كل الأحوال، فإن انتشار الدقائق في المحاليل الغروية يتطلب وجود شحنات على هذه الدقائق وكما أكدته تجربة انتقال الدقائق الغروية إلى أحد القطبين عند مرورها في مجال كهربائي. وبسبب وجود هذه الشحنات، تمتاز الدقائق الغروية أيونات العناصر من الوسط المائي. تتكون الشحنات على الدقائق الغروية نتيجة وجود الحافات المكسورة لمكونات الدقائق حيث يكون عندها عدد التناسق غير كامل. كما تتكون الشحنات بسبب الإحلال غير المتمثل بين العناصر في البناء الذري لمكونات الدقائق الغروية وكما هو الحال في إحلال Al^{3+} محل Si^{4+} في المعادن الطينية مما يؤدي إلى تكوين شحنة واحدة سالبة فائضة. ويؤثر وجود جذر الهيدروكسيل ضمن تركيب مواد الدقائق الغروية، في تكوين الشحنات أيضاً. ويؤدي تأين جذر الهيدروكسيل وفقدان أيون الهيدروجين إلى بقاء شحنة سالبة على المواد التي تحتوي جذر الهيدروكسيل في تركيبها. كما أن وجود زوجين من الألكترونات غير المرتبطة في جذر الهيدروكسيل يؤدي إلى استقطاب أيونات العناصر من وسط الماء وامتزازها وبالتالي تكوين الشحنات على الدقائق الغروية. وحسب الوصف المذكور فإن بعضاً من الدقائق الغروية تكون مشحونة بشحنات سالبة أو موجبة.

ويعتمد نوع الشحنة على قيمة الدالة الحامضية للمحلول. فمثلاً تحمل دقائق $Fe(OH)_3$ الغروية شحنة سالبة في البيئات التي تتجاوز قيمتها من الدالة الحامضية (7.5) وتحمل شحنة موجبة عند قيم من الدالة الحامضية أقل من (7.0) بينما تحمل شحنة تساوي صفراً في المحاليل التي تتراوح قيم الدالة الحامضية فيها بين (7.0) - (7.5). وبشكل عام، يطلق على قيمة الدالة الحامضية التي عندها تتعادل الدقائق الغروية كهربائياً، تسمية «نقطة شحنة الصفر» (Zero point of Charge ZPC). وادناه قائمة تحوي على نوع الشحنة للدقائق الغروية لبعض المواد المهمة جيولوجياً.

شحنة موجبة	شحنة سالبة
هيدروكسيد الحديدك	هيدروكسيد الحديدك
هيدروكسيد الألمنيوم	سيلكا
أكاسيد وهيدروكسيدات	أوكسيد المنغنيز
التيتانيوم، الثوريوم	كاولينايت
والزركونيوم	مونتوريلينايت
	كالساييت

بسبب شحنة الدقائق الغروية وبالتالي قابليتها العالية على امتزاز بعض المواد الجيولوجية، فإن الدقائق الغروية تؤثر في إزالة أيونات عديد من العناصر المذابة من محاليل البيئات الرسوبية مما يؤدي إلى زيادة تركيزها في الرواسب والصخور الرسوبية .

فمثلاً: الصخور الحاملة للأطيان وخاصة المونتوموربلونايت تحوي على تراكيز عالية نسبياً من النحاس والنيكل والكوبالت . وبنفس الأسلوب تحوي رواسب أكاسيد وهيدروكسيدات الحديد والمنغنيز على تراكيز عالية نسبياً من الزرنيخ والرصاص والسليسيوم . وهكذا يتم إزالة العناصر الثقيلة والسامة من مياه البحار والمحيطات والمحافظة على مستويات منخفضة من تراكيز هذه العناصر في هذه المياه وذلك لإدامة ظروف استمرار الحياة بأشكالها المختلفة في هذه البيئات المهمة وخلال التاريخ الجيولوجي للأرض .

تتباين استقرارية المحاليل الغروية في البيئات السطحية للأرض، فبعضها يكون مستقراً على مدى واسع من الظروف الفيزيائية والكيميائية والبعض الآخر يكون ثابتاً في مديات ضيقة من ظروف البيئات الرسوبية . ولا يصح هذا التقسيم في جميع الحالات، حيث تتدخل عوامل مختلفة في تأثيرها على استقرارية المنظومات الغروية . فمثلاً ارتفاع محتوى الألكتروليت وانخفاض الدالة الحامضية وارتفاع درجة الحرارة يؤدي إلى انخفاض استقرار المنظومات الغروية وتليدها وترسيب دقائقها . أما وجود بعض الغرويات العضوية يساعد على استقرار المنظومات الغروية اللاعضوية وكما هو الحال في تأثير الدبال الغروي (huinus colloid) ويطلق على الغرويات العضوية هذه مصطلح الغرويات الحافظة (protective colloids) .

13 - 3 - 6 تأثير المجال البلوري

من الواضح بأن تأثير الطور السائل يسود أو يهيمن على عمليات التجوية والخلب (الغسل) والنقل والترسيب للدورات الرسوبية. إن سلوك العناصر المنتقلة خلال البيئات الرسوبية يعتمد على استقراريتها بشكل معقدات أيونية أو أيونات متميئة ذائبة في الماء من ناحية وطاقة أيونات العناصر المنتقلة في البناء البلوري من ناحية أخرى. إن تفكك المعادن وخبب مكوناتها من أيونات العناصر يمكن أن يحدث من خلال تفاعلات الاستبدال التي تعتمد على عوامل حركية وميكانيكية. إن أيونات العناصر المنتقلة الأكثر مقاومة لتفاعلات الاستبدال هي العناصر التي تمتلك ترتيباً إلكترونياً يتمثل $[d^8, d^3]$ وصيغة الدوران الواطئ d^6 وكما في عناصر Co^{3+} , Ni^{2+} , Cr^{3+} التي تمتلك قيمة عالية من طاقة استقرار المجال البلوري في التآزر ثنائي الأوجه. وتفسر هذه العوامل اغتناء رواسب اللاترايت (laterite) بعناصر الكروم والنيكل والكوبالت. إن العناصر المنتقلة التي تمتلك مستويات أعلى من طاقة استقرار المجال البلوري بسبب انتقال أيوناتها إلى حالة تأكسدية أعلى، سوف تتعرض هذه العناصر إلى الأكسدة خلال العمليات الرسوبية. وهذا يمكن أن يفسر اغتناء عقد المنغنيز (المتكونة بظروف عالية الأكسدة) بعناصر الكوبالت والنيكل والمنغنيز.

بعد استعراض الفقرات (1.3.13 لغاية 6.3.13) نجد من الضروري التأكيد على عوامل أخرى تتحكم بتوزيع العناصر في الرسوبيات والصخور الرسوبية. وتشمل العوامل هذه محتوى المواد الرسوبية من المواد العضوية بضمنها الفعاليات الحياتية للأحياء المختلفة، واستقرارية المعادن الثانوية المتكونة في البيئات السطحية فضلاً عن العوامل الفيزيائية الناتجة عن الجذب الأرضي وحركة المياه السطحية والجوفية وحركة الجليد والرياح. كما تؤثر أيضاً في المجال نفسه عوامل مثل الظروف الجوية والزمن.

13 - 4 التصنيف المعدني الجيوكيميائي للرواسب

إن متابعة مسارات تأثير عوامل العمليات الرسوبية الموضحة في الفقرة (3.13) تشير إلى كفاءتها في تفاضل التركيب المعدني والكيميائي للصخور الأصلية. ويوضح الجدول (13 - 4) تسلسل تكوين المعادن وتوزيع العناصر الرئيسة خلال عمليات الترسيب. وحسب الجدول المذكور، تصنف الرواسب

حسب محتوياتها من المعادن المختلفة إلى المقاومات والمؤكسدات والمتمهيات والكاربونات والمتبخرات والمختزلات والحياتيات. وحسب الوفرة المعدنية هذه، تتوزع العناصر بشكل مجاميع يمكن إيجازها بالآتي:

جدول 13 - 4 تصنيف المعادن المتكونة خلال العمليات السطحية

المقاومات Resistates	المؤكسدات Oxidates	التمهيات Hydrolyzates	كاربونات Carbonates	المتبخرات Evaporites	المختزلات Reduzates	الحياتيات Biodates
Si	Fe, Mn	Al Si (K)	Ca, Mg	Na, Ca, Mg, B	C, S, Hc. S ²⁻	Ca, Mg Si, P
-	-	-	-	-	-	-
كوارتز	جوثايت	الاطيان	كالسايث	هالايت	الفحم	كالسايث
زركون	ليمونايت	بوهيميايت	دولومايت	جبس	البتروزل	صوان
ألمنايت	بيرولوسايت	بوكسايت	أراكونايت	أنهدرايت	بايرايت	فوسفات
روتايل	-	السجيل الأسود	-	أبسومايت	-	-
مونازايت	-	-	-	يوريت	الكبريت	أراكونايت
كاسيترايت	-	-	-	كالسايث	-	-
ذهب، بلاتين	-	-	-	دولومايت	-	-

المصدر (Goldschwid, 1954)

المجموعة الأولى: تشتمل على العناصر التي تكون معادن المنجزات (الحبس والألهيندرايت) والكالسايث والدولدومايت فضلاً عن معادن الملح الصخري وعليه تتمثل هذه المجموعة بعناصر الكالسيوم والمغنيسيوم والصوديوم والبوتاسيوم. وبسبب قابليتها على الإذابة، فإن ترسيب هذه المعادن يتطلب ظروفاً فيزيائية وكيميائية معينة.

المجموعة الثانية: وهي العناصر التي تدخل في تركيب المعادن الأولية المقاومة للتجوية. مثال: وجود البوتاسيوم والصوديوم في حبيبات الفلدسبارات في بعض الصخور الرملية والغرينية، والحديد والتيتانيوم في معادن الماجنتايت والألمنايت والمنغنيز في الكارنت والزركونيوم في الزركون فضلاً عن تراكم كميات من السليكون في أنواع معينة من الرمال الكوارتزية حيث تصل نسبة (SiO₂) إلى أكثر من (90%).

المجموعة الثالثة: تتمثل بالعناصر الآثرية التي لها القابلية على إحلال عناصر

رئيسة وكما هو الحال في إحلل Ga^{3+} محل Al^{3+} في المعادن الطينية .
المجموعة الرابعة: وهي العناصر التي تدخل كمكونات رئيسة في معادن ثانوية مثل: الألمنيوم والسليكون والحديد والمغنيسيوم في المعادن الطينية والبوتاسيوم في الألائت .
المجموعة الخامسة: توجد في أطوار الهيدروكسيدات والأكاسيد الثانوية مثل: الحديد والمنغنيز .

المجموعة السادسة: وهي مجموعة العناصر الممتازة على أطوار معدنية معينة . مثل امتزاز النيكل والكوبالت والخارصين والصدوديوم والكالسيوم على المعادن الطينية وأطوار أكاسيد وهيدروكسيدات الحديد والمنغنيز .

المجموعة السابعة: تشمل العناصر مثل النحاس والفضة والخارصين والرصاص التي تترسب بشكل أطوار كبريتيدية بتوفر ظروف اختزالية شديدة .

المجموعة الثامنة: وهي مجموعة العناصر التي تمتز على دقائق المواد العضوية أو التي ترتبط معها بشكل مركبات عضوية فلزية (organometallic) . مثل: النيكل والكوبالت والفناديوم والبروم .

وبعد هذا الإيجاز، يتضح أن توزيع العناصر في الرواسب والصخور الرسوبية يعتمد على مكوناتها اللاعضوية (المعادن والأطوار المختلفة) فضلاً عن مكوناتها العضوية .

قام كل من (Turekian & Wedepohl, 1961) بحساب معدلات محتوى بعض العناصر الكيميائية في أنواع معينة من الصخور الرسوبية وكما يوضحه الجدول (13 - 5) . وعند التعامل مع بيانات هذا الجدول يجب الانتباه إلى أن تركيز أي عنصر يمثل معدلاً لمدى من التركيز قد يكون واسعاً . وتتصف الرسوبيات والصخور الرسوبية باحتوائها على مديات واسعة من تراكيز العناصر الرئيسة والآثرية . وتؤكد هذه السمة بدون شك على تعدد العوامل المتحكمة في توزيع العناصر في الرواسب والصخور الرسوبية مقارنة بالصخور النارية مثلاً .

جدول 13 - 5: محتوى العناصر (ج م م)
في الأنواع الرئيسية من الصخور الرسوبية مقارنة بالصخور النارية

العنصر	الأحجار الطينية الصفحية	الصخور الرملية	الصخور الكاربونية	الصخور النارية
Li	66	10	5	20
Be	3	أعشار	أعشار	2.8
B	100	35	20	10
F	740	270	330	62.5
Na	9600	3300	400	28300
Mg	15000	7000	47000	20900
Al	80000	25000	4200	81300
Si	7300	368000	24000	277200
P	700	170	400	1050
S	2400	240	1200	260
Cl	180	10	150	130
K	26800	10700	2700	25900
Ca	22100	39100	302300	36300
Sc	13	1	1	22
Ti	4600	1500	400	4400
V	130	20	20	135
Cr	90	35	11	100
Mn	850	عشرات	1100	950
Fe	47200	9800	3800	50000
Co	19	0.3	0.1	25
Ni	68	2	20	75
Cu	45	احاد	4	55
Ga	19	12	20	70
Zn	95	16	20	70
Ge	1.6	0.8	0.2	1.5
As	13	1	1	1.8
Se	0.6	0.05	0.08	0.05
Br	4	1	6.2	2.5

الصخور النارية	الصخور الكاربونية	الصخور الرملية	الأحجار الطينية الصفحية	العنصر
90	3	60	140	Rb
375	610	20	300	Sr
33	30	40	26	Y
165	19	220	160	Zr
20	0.3	0.0X	11	Nb
1.5	0.4	0.2	2.6	Mo
0.07	0.04	0.0X	0.07	Ag
0.2	0.35	0.0X	0.3	Cd
0.1	0.0X	0.0X	0.1	In
2	0.0X	0.0X	6	Sn
0.5	0.2	0.0X	1.5	Sb
0.5	1.2	1.7	2.5	I
3	0.X	0.X	5	Cs
425	10	عشرات	280	Ba
30	X	30	92	La
60	11.5	92	59	Ce
8.2	1.1	8.8	5.6	Pr
2.8	4.7	37	24	Nd
6.2	1.3	10	6.4	Sm
1.2	0.2	1.6	1.0	Eu
0.9	0.2	1.6	1.0	Tb
3.0	0.9	7.2	4.6	Dy
1.2	0.3	2.0	1.2	Ho
3.4	0.5	4.0	2.5	Er
0.5	0.04	0.3	0.2	Tm
3.4	0.50	4.0	2.6	Yb
0.5	0.2	1.2	0.7	Lu
2	0.06	0.0X	0.8	Ta
1.5	0.6	1.6	1.8	W
0.08	0.04	0.03	0.4	Hg
0.5	0.0X	0.8	1.4	Tl

العنصر	الأحجار الطينية الصفحية	الصخور الرملية	الصخور الكاربونية	الصخور النارية
Pb	20	7	9	13
Th	12	1.7	1.7	9.6
U	3.7	0.45	2.2	2.7

المصدر (Turckain & Wedepohl, 1961)

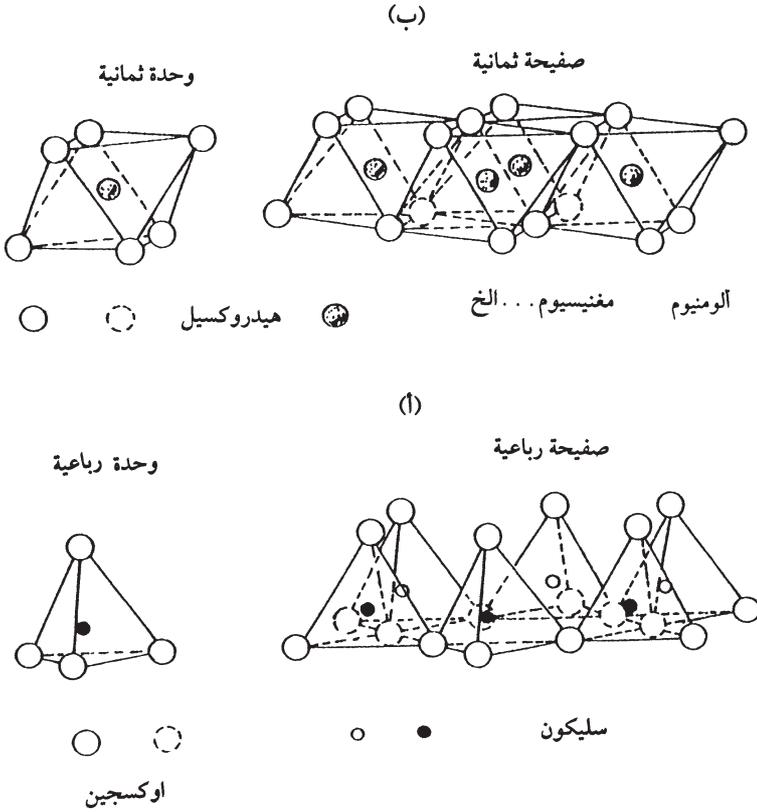
13 - 5 المعادن الطينية

تفرد مجموعة المعادن الطينية بصغر حجم دقائق بلوراتها ($< 0.005\text{mm}$) مقارنة بباقي مجاميع المعادن الأخرى. ولهذه الصفة تعرف المعادن الطينية بغبار الأرض. غير أن الصفة نفسها كانت سبباً في بقاء تفاصيل الخصائص البنائية والبلورية للمعادن الطينية غير معروفة على وجه الدقة لحين اكتشاف تطبيقات الأشعة السينية ومن ثم إدخال المجهر الإلكتروني مما ساعد على توفير معلومات ثمينة جداً عن الأشكال البلورية والخصائص النسيجية لهذه المعادن.

إن أهمية دراسة المعادن الطينية تكمن بوفرتها في الصخور الرسوبية (الصلصال والطفّل) وتباين ميكانيكية تكوينها أو نشأتها وتوظيفها كشاهد على العمليات الجيولوجية. وتعد المعادن الطينية حالياً مادة دراسة كثير من الاختصاصات المتباينة مثل اخصائي التربة والهندسة المدنية وصناعة السيراميك والحراريات وصناعة الأدوية والمبيدات الحشرية... الخ وتوجد في العراق ترسبات كبيرة لبعض المعادن الطينية المهمة وسوف نتطرق إليها في الفقرات اللاحقة.

تشكل المعادن الطينية بنحو أساسي من السليكا والألمنيوم علاوة على المغنيسيوم والحديد وعناصر قلوية أخرى. ترتبط هذه المكونات مع بعضها التشكيل البناء الذري للمعادن الطينية. ينتظم البناء الذري للمعادن الطينية من خلال تكديس نوعين من الوحدات البنائية. تتمثل الأولى بوحدات $(\text{SiO}_4)^{-4}$ رباعية الأوجه التي ترتبط مع بعضها من خلال اشتباك ثلاثة أوكسجين واقعة في قاعدة الهرم وينشأ عن هذا التراصف الصفيحة الرباعية (شكل 13 - 19). أما النوع الثاني من الوحدات فتأخذ شكلاً ثماني الأوجه حيث تحيط ستة أويئات من الأوكسجين والهيدروكسيل وذلك باتجاهين مما يؤدي إلى تكوين الصفيحة الثمانية (شكل 13 - 9ب).

يتباين التركيب البنائي للمعادن الطينية باختلاف عدد الصفائح الرباعية والثمانية وطريقة ارتباطهما. وهكذا يمكن تصنيف المعادن الطينية بالاعتماد على تركيبها البنائي إلى المجاميع الآتية:



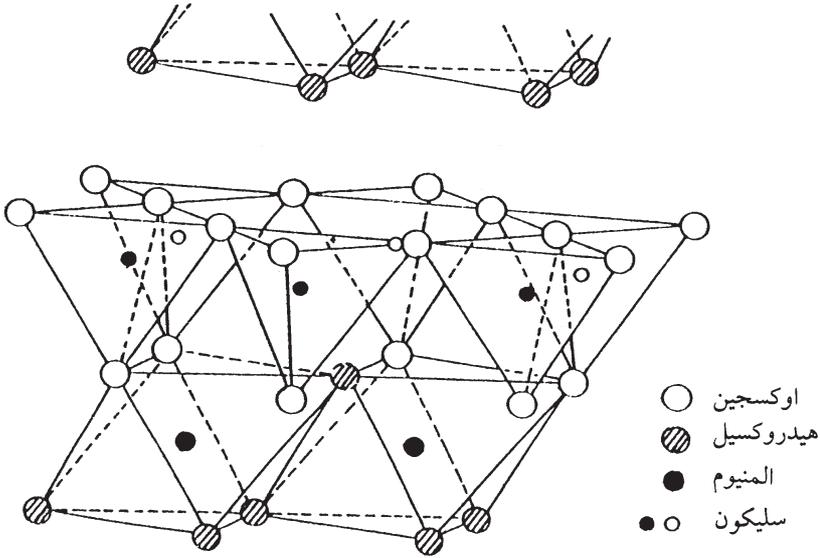
شكل 13 - 9 مخطط للصفحة الثمانية أو صفيحة الجسائت المكونة من تراصف وحدات ثمانية الأوجه (ب) ومخطط للصفحة الرباعية المكونة من تراصف الوحدات الرباعية (أ)

المصدر (Grim, 1968)

13 - 5 - 1 صنف معادن الطبقة الثنائية :

يتشكل هذا الصنف من تكديس طبقات بنائية كل طبقة مكونة من صفحتين إحداهما ثمانية والأخرى رباعية (شكل 13 - 10). ويتصف هذا الصنف بطاقة تماسك عالية بين الطبقات البنائية ولهذا ليس من السهولة فصل هذه الطبقات بعضها عن البعض. وتتصف معادن هذا الصنف ببناء لا يسمح بحدوث الإحلال بين العناصر في الصفائح الرباعية والثمانية. وحسب درجات ملء الأيونات الموجبة

(Al^{3+}) في الصفیحة الثمانية، يمكن تقسیم هذا الصنف إلى مجاميع المعادن الآتية: مجموعة معادن السربنتين حيث يشغل Mg^{2+} وكتايونات أخرى جميع المواقع الثمانية الشاغرة ولهذا السبب تسمى بالمعادن ثلاثية الثمانية (trioctahedral) أما الثانية، فهي مجموعة معادن الكاؤولينيات التي يشغل فيها Al^{3+} ثلثي مواقع ثمانية الأوجه ولهذا تسمى معادن ثنائية الثمانية. وتقسم المجموعة الأخيرة حسب طريقة تكديس الطبقات البنائية إلى معادن متشاكلة وهي الكاؤولينيات والديكايت والنكرايت والهالوسايت إن الصيغة الكيميائية المحسوبة من بيانات التحليل الكيميائي، تكون قريبة أو تنطبق مع الصيغة الكيميائية $Al_4 SiO_4 O_{10} (OH)_8$ المستخرجة من الوحدة البنائية لمعدن الكاؤولينيات وجاء هذا التطابق بين الصغيتين بسبب عدم حدوث إحلال عناصر أخرى محل الألمنيوم أو السليكون في التركيب البنائي لمعدن الكاؤولينيات (شكل 13 - 10). ولهذا السبب يمتلك المعدن سعة تبادل كاتيوني قليلة لعدم تكوين شحنات على دقائقه. كما أن الكاؤولينيات لا يعد معدناً منتخفاً بسبب طاقة التماسك الكبيرة بين طبقات بنائه مما لا يسمح لجزيئات الماء بالنفاذ بين طبقاته.



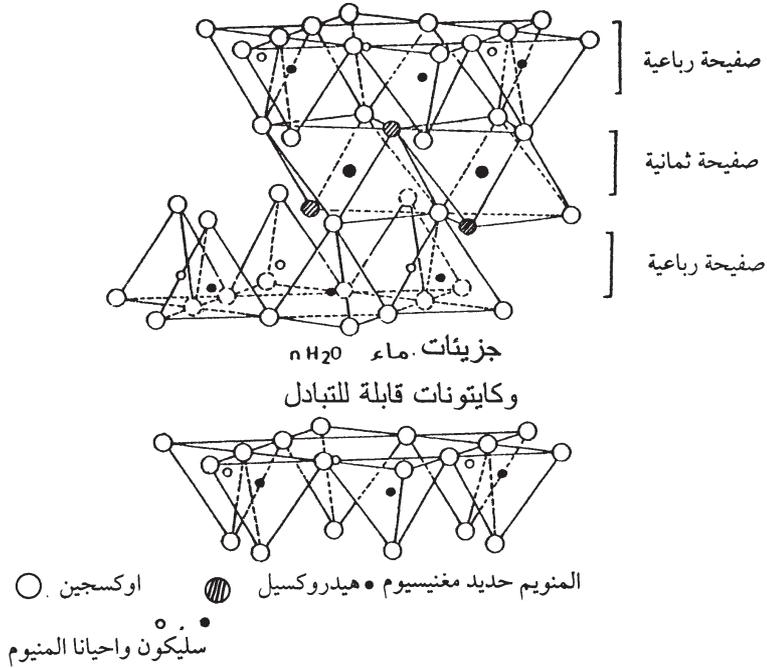
شكل 13 - 10 مخطط للتركيب البنائي لمعدن الكاؤولينيات

المصدر (Grim, 1968)

13 - 5 - 2 صنف معادن الطبقة الثلاثة

يتشكل هذا الصنف من تتابع طبقات تحتوي كل واحدة منها على صفيحتين رباعية تحصر فيما بينها صفيحة ثمانية واحدة (شكل 13 - 11). ويقسم هذا الصنف

إلى مجموعتين رئيسيتين: تضم الأولى معادن الشبكة المتوسعة (expandable lattice) وتشتمل الثانية على المعادن غير المتوسعة. (non - expandable lattice). يكون التماسك بين طبقات المجموعة الأولى ضعيفاً ومن السهولة حدوث الاتساع بين الطبقات الثلاثية وذلك بدخول جزيئات الماء أو سوائل قطبية (مثل الكلايكلول الأثيني). ويحدث الاتساع باتجاه مواز لمحور (c). إن انخفاض قوة التماسك بين الطبقات هو نتيجة التنافر بين الأوكسجين في الصفيحة الرباعية لطبقتين متقابلتين. وتمتاز هذه المجموعة من المعادن بإمكانية إحلال عناصر (Mg^{2+}) محل الألمنيوم في الصفيحة الثمانية وإحلال الألمنيوم محل السليكون في الصفيحة الرباعية. إن هذه الأنواع من الإحلال تؤدي إلى تكوين شحنات كهربائية موزعة على سطوح وحافات البلورة. وينتج عن تكوين الشحنات هذه، قابلية عالية على التبادل الكاتيوني. تضم المجموعة المتوسعة مجموعة معادن السمكتايت ومجموعة معادن الفرمكيولايت. وحسب نوع الكاتيونات التي تشغل الصفيحة الثمانية، فإن مجموعة السمكتايت تضم معادن المونتموريلونايت (Al) ونونترونات (Fe^{3+}) وسايونيات (Mg^{2+}) وسوسنايت (Zn^{2+}) وهكتورايت.



شكل 13 - 11 مخطط التركيب البنائي لمعدن المونتموريلونايت.

المصدر (Grim, 1968)

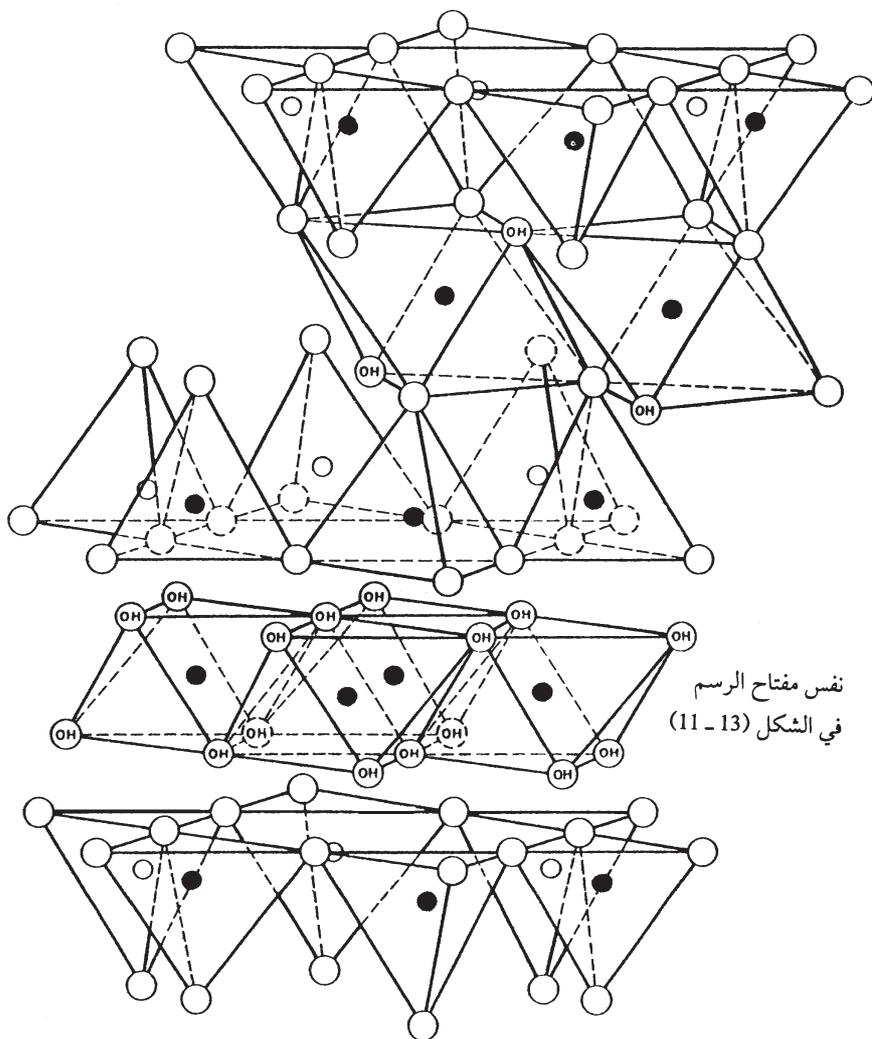
تختلف معادن مجموعة الفرمكيولايت بالمعدلات العالية لإحلال الألمنيوم محل السليكون في الصفيحة الرباعية من ناحية وبإشغال Mg^{2+} و Fe^{3+} مراكز الصفيحة الثمانية من ناحية أخرى، مقارنة بمعدن المونتموريلونايت. ويوضح الشكل (13 - 11) التركيب البنائي لمعدن المونتموريلونايت.

تعرف مجموعة المعادن غير المتوسعة بالإلايت (illite) أو المايكا المائية. وتختلف عن المسكوفيات باحتوائها على نسبة أقل من البوتاسيوم، وبالمقارنة مع المونتموريلونايت فإنها تحوي على نسبة عالية من البوتاسيوم. ولهذا يعتقد بأن تركيب الإلايت وهو وسطياً بين المسكوفيات والمنتوريلونايت. وترتبط الطبقات المتعاقبة من الإلايت بوساطة أيون البوتاسيوم وذلك لموازنة الشحنة الكهربائية المتولدة نتيجة إحلال الألمنيوم محل السليكون في الصفيحة الرباعية. وبالرغم من المدى الملحوظ لهذا الإحلال ووجود شحنات كهربائية على دقائقها، فإن الإلايت لا تمتلك سعة عالية من التبادل الكاتيوني؟ لماذا؟

تشير الدراسات الحديثة إلى أن تسمية «الإلايت» لا تدل على معدن معين بصفات وخواص محددة. فالإلايت هو مزيج ميكانيكي من دقائق من المونتموريلونايت والمسكوفيات، وربما تمثل الإلايت دقائق من المسكوفيات التي تعرضت إلى التحلل المائي حيث تم خلب بعض البوتاسيوم منها. وقد تمثل الإلايت تناوباً من طبقات من المسكوفيات والمنتوريلونايت.

13 - 5 - 3 صنف الطبقات متمطة الامتزاج

يتشكل التركيب البنائي لهذا الصنف من أربعة صفائح، إثنين منها رباعية واثنين منها ثمانية. ويشبه التركيب البنائي لمعدن هذا الصنف تركيب بناء معدن الإلايت وذلك باستبدال البوتاسيوم بصفيحة ثمانية من البروسايت (Mg, Al)₆ (OH)₁₂ وكما موضح في الشكل (13 - 12) الذي يعرض التركيب البنائي لمجموعة معادن الكلورايت. إن وجود صفيحة البروسايت بين طبقات معادن الكلورايت هو لغرض موازنة الشحنة الكهربائية المتولدة عن إحلال الألمنيوم محل السليكون في الصفيحة الرباعية.



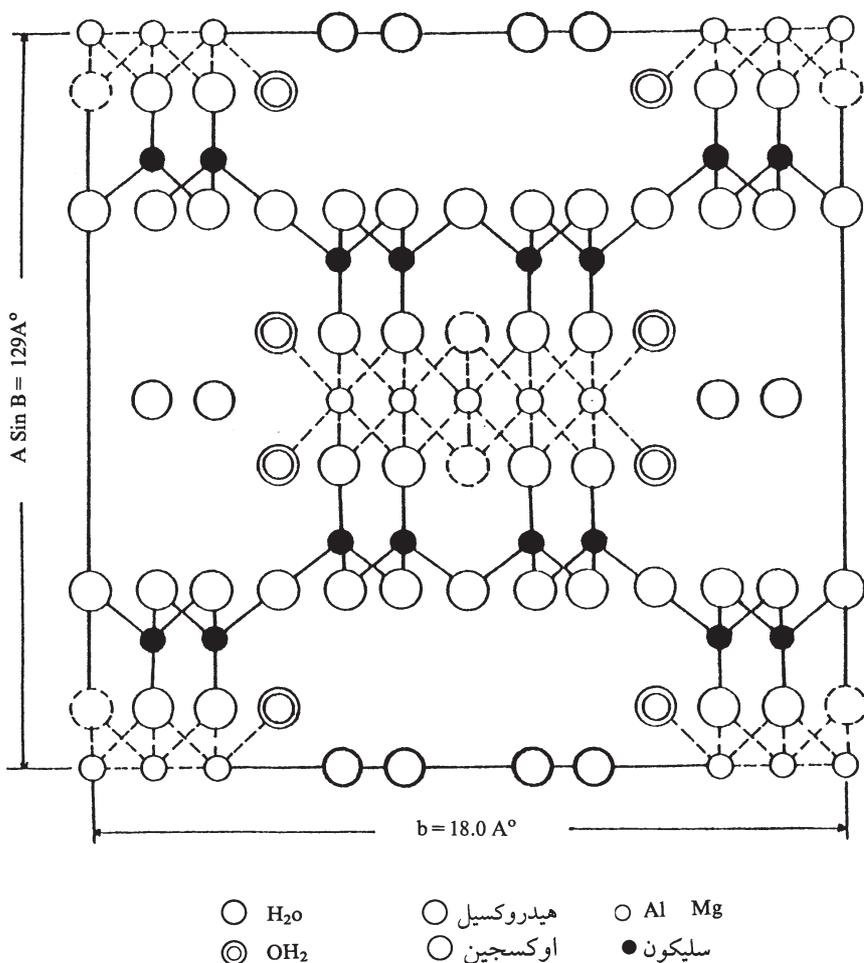
شكل 12 - 13 مخطط تركيب البنائي لمجموعة الكلورايت
المصدر (Grim, 1968)

13 - 5 - 4 مجموعة معادن الباليكورسكايت - السيبولايت

تنفرد هذه المجموعة عن باقي المعادن الطينية بتركيبها البنائي الذي لا يتبع صنف السليكات الورقية الذي تنتمي إليه بقية المعادن الطينية. وتعد دراسة معادن هذا الصنف من المعادن الطينية حديثة العهد مقارنة بباقي المعادن الطينية الأخرى. وتشير الدراسات الحديثة إلى وجود علاقة بين الباليكورسكايت والسمكتايت. وقد تكون هذه العلاقة ذات طبيعة منشئية. وعند مناقشة التركيب البنائي لمعادن الباليكورسكايت مثلاً، يجب الأخذ بنظر الاعتبار إمكانية اشتقاق هذا البناء من

خلال تحويرات على التركيب البنائي لمعدن السمكتايت. غير أن الشائع عن التركيب البنائي للباليكورسكايت هو تشكله من سلاسل مزدوجة من السليكات إتجاهها الطولي موازٍ لمحور (c). وترتبط هذه السلاسل بوساطة الأوكسجين الموجود في الحافات الطولية للسلاسل. واتجاه رؤوس الوحدات الرباعية في السلاسل المتجاورة يكون متعكساً. وينتج عن هذا الترتيب صفيحة مضلعة. وتتنظم الصفائح المضلعة بحيث أن رؤوس الصفائح المتعاقبة تكون متقابلة. وتتماسك الصفائح هذه بوساطة أيونات الألمنيوم أو المغنيسيوم التي ترتبط بالشكل الثماني مع الأوكسجين الموجود في الصفائح المضلعة. وينتج عن ذلك صفيحة ثمانية مشابهة للصفائح الثمانية في المعادن الطينية الأخرى مع الفرق أن الصفيحة الثمانية في معدن الباليكورسكايت تمتد باتجاه واحد فقط. ويستكمل الربط في الوحدات الثمانية بوساطة مجاميع الهيدروكسيل التي توجد في مواقع وسطية في الصفيحة الثمانية ومجاميع هيدروكسيلية في الجوانب المفتوحة من هذه الصفيحة. وتملأ الفراغات بين السلاسل المزدوجة عدد من جزيئات الماء. وباستطالة موازية للمحور (c). ويبلغ عدد جزيئات الماء الموجودة في وحدة الخلية أربعة جزيئات. ويوضح الشكل (13 - 13) التركيب البنائي لمعدن الباليكورسكايت. أما الصيغة الكيميائية له، هي: $(OH)_2 Mg_5 Si_8 O_{20} \cdot 4H_2O$ إن الاختلافات في التركيب البنائي لكل من السيببولايت والباليكورسكايت تقتصر على وجود وحدات رباعية من السليكا مضافة بشكل منتظم وبمعدل وحدة واحدة لكل جانب من جانبي سلسلة الأمفيبول المزدوجة.

تفرد المعادن الطينية والطين بشكل عام، بمكانتها المتميزة في الجوانب الروحية والمادية لبني البشر. فالطين من المواد الأولى التي تعرف عليها الإنسان قديماً وكتب عليها (الرقم الطينية) وصنع منها أدواته المنزلية كما وظفها كمواد إنشائية في بناء منازلهم خلال مراحل التاريخ الإنساني. ويحتل الطين أيضاً مكانة متميزة في المعتقدات الروحية والدينية وذلك من خلال علاقته ببدء الحياة الإنسانية. وليس غريباً الآن أن نرى تناول الطين والمعادن الطينية من قبل الاختصاصات المختلفة ووفرة حجم هائل من البيانات بتوجهات متباينة حول الطين والمعادن الطينية واستخداماتها الصناعية والبيئية والزراعية.



شكل 13 - 13 مخطط للتركيب البنائي لمعدن الباليكورسكايت
(المصدر (Grim, 1968)

تتكون المعادن الطينية نتيجة التغيرات الحاصلة على أطوار سليكات الألمنيوم خلال عمليات التجوية والفعاليات الحرمائية منخفضة الحرارة. إن هذا الإطار العام معروف من خلال ملاحظة العلاقات الحقلية ونتائج الدراسات المخبرية. غير أن تفاصيل التغييرات والتفاعلات التي تؤدي إلى تكوين المعادن الطينية غير معروفة. ما هي طبيعة القوى التي تؤدي تغيير التركيب السلسلي للأمفيبول أو التركيب الهيكلي للفلدسبارات إلى صفائح سداسية من المعادن الطينية؟ هل أن المعادن الطينية تتكون من التغييرات الحاصلة على تركيب بنائية سابقة التكوين أم أنها تتكون نتيجة إرتباط مجموعة (Al - O) بمجموعة (Si - O) وترسيب المعادن الطينية؟ هل يمكن أن تتكون المعادن الطينية من مكونات ذائبة وذلك

بترسيبها مباشرة من مياه البحار مثلاً؟ إن هذه الأسئلة لا تزال تنتظر الأجوبة؟ .

أما موضوع العلاقات المشتركة لمعادن الطين وكذلك الظروف الملائمة التي تؤدي إلى تفصيل تكوين معدن بدل آخر أو الظروف التي تعمل على زيادة استقرار معدن أو مجموعة معادن دون أخرى، فإن جل معلوماتنا عن العوامل المذكورة قد تراكت من الدراسات الحقلية للرواسب الحديثة والقديمة والدراسات التجريبية أيضاً. لقد وجد من هذه الدراسات أن جميع المعادن الطينية يمكن أن توجد في البيئات البحرية وغير البحرية، غير أن هناك بعض الخصائص والظروف البيئية التي تفضل تكوين معادن مختلفة واستقرارها وتغييرها. وهذه العوامل هي صفات مواد الأصل والخصائص الفيزيوكيميائية للبيئة التي يتكون فيها المعدن. فمثلاً ظروف تكوين معدن الكاولينايت هي البيئة الحامضية. لقد تم استنتاج ذلك من خلال ملاحظة تغيير ذوبان كل من السليكا والألومينا في بيئات ذات دالات حامضية مختلفة. ووجد في البيئات الحامضية زيادة ذوبان الألومينا وانخفاض إذابة السليكا وهذا يجعل من نسبة $\frac{AL}{SI}$ تقترب من نفس النسبة في الكاولينايت مثل: الكالسيوم والمغنيسيوم والبوتاسيوم والحديد. وتساعد البيئات المتعادلة - القلوية على ترسيب معدن المونتموريلونايت. وتوفر مثل هذه الظروف في بيئات تجويه الصخور القاعدية حيث يكون محتوى مياه التصريف من النسبة $\frac{AL}{SI}$ قليلة وتقترب من نفس النسبة في المونتموريلونايت. ويمكن الانتقال من معدن طيني إلى آخر بإضافة أو إزالة بعض المكونات وكما يوضحه الشكل (13 - 2).

13 - 6 الصخور الكربوناتيّة

تحظى باهتمام كبير الصخور الكربوناتيّة وبخاصة الصخور الجيرية والوومائية وذلك لأهميتها الاقتصادية. فهي تشكل صخور معظم المستودعات النفطية والغازية والمياه الجوفية. كما تعد من الصخور المهمة التي تستضيف رواسب خامات حرمائية فضلاً عن استعمال الصخور الكربوناتيّة في العديد من الأغراض الصناعية والزراعية والإنشائية.

تشكل الصخور الكربوناتيّة نسبة كبيرة في العمود الصخاري في قطر العراق. وتزيد قيمة هذه النسبة بكثير عن نفس النسبة في العمود الصخاري الرسوبي للقشرة الأرضية والتي تبلغ حوالي (20%) . تشير المصادر العلمية إلى وفرة أكثر من (60) معدن كربوناتي، إلا أن بضعة معادن فقط تشكل الصخور الكربوناتيّة وهي:

الكالسايت والاراكونايت والدولومايت علاوة على السيدرايت والمغنازيت والترون
($\text{Na}_2 \text{CO}_3, 10\text{H}_2\text{O}$) وترونا ($\text{Na HCO}_3, 2\text{H}_2\text{O}$).

ترسب معادن كربونات الكالسيوم بطريقتين: الأولى نتيجة العمليات الحياتية للأحياء أي عضوية أما الثانية فهي لا عضوية. وتتكون معادن كربونات الكالسيوم بثلاثة ميكانيكيات عضوية: الأولى تراكم كربونات الكالسيوم في قشور وهياكل بعض الأحياء وذلك من خلال امتصاص أيونات الكالسيوم والكربونات المذابة في المحلول المائي وتحويلها إلى معادن الكالسايت والاراكونايت. وعند موت هذه الأحياء تتجمع هياكلها وقشورها لتكون فيما بعد صخور الجير العضوية. أما الميكانيكية الثانية فتتلخص باستهلاك بعض الأحياء لثاني أكسيد الكربون المذاب مما يؤدي إلى زيادة تحلل البيكاربونات ورفع تراكيز أيون الكربونات. وتعتمد الميكانيكية الثالثة على إفراز بعض الأحياء مواد تعمل على رفع الدالة الحامضية مما يعين على ترسيب كربونات الكالسيوم. بشكل عام، يتطلب الترسيب العضوي لكربونات الكالسيوم توفير ظروف بيئية ملائمة لنمو وتكاثر الأحياء المائية. وأفضل هذه الظروف هي التي تسمح لنفاذ أكبر قدر من ضوء الشمس والتي تنخفض معدلات تدفق المواد الغذائية الأرضية إليها لكي لا تعمل هذه المواد على تخفيف كربونات الكالسيوم من ناحية ولكي لا تعمل على تعكير المياه ثم التأثير سلباً على نمو الأحياء المائية وتكاثرها من ناحية أخرى.

أما ترسيب كربونات الكالسيوم لا عضوياً، فيتطلب تجاوز قيمة حاصل الذوبان لكربونات الكالسيوم الذائبة في المياه حدود (4.5×10^{-9}) و (6.0×10^{-9}) لقيم حاصل الذوبان لكل من الكالسايت والاراكونايت على التوالي. وتشير البيانات التحليلية بأن مياه البحار تحتوي على Ca^{2+} و CO_3^{2-} بتراكيز تساوي (0.01m) و (0.002M) على التوالي. وحاصل ضرب التركيزين يساوي (2×10^{-6}) وهذا الرقم أكبر بحدود (400) مرة مقارنة مع حاصل ذوبان كل من الكالسايت والأراكونايت.

هل أن مياه البحار هي محاليل فوق الإشباع بكربونات الكالسيوم الذائبة؟ لا توجد أسباب مقنعة على ذلك. وإذا كان الحال كذلك لماذا لا تترسب بشكل مستمر أطوار كربونات الكالسيوم في نموذج من مياه البحار؟ إن في حالة المحاليل التي تمتلك شدة أيونية تساوي (0.7) كما هو الحال في مياه البحار، فإن معامل فعالية كل من Ca^{2+} و CO_3^{2-} تساوي (0.28) و (0.20) على التوالي. وبحساب ثابت الذوبان لكربونات الكالسيوم الذائبة في مياه البحار وبعد استخدام معامل فاعلية كل

من Ca^{2+} و CO_3^{2-} نجد بأن القيمة المحسوبة تبلغ (1.1×10^{-7}) ولا يزال هذا الرقم أكبر بحدود (20) مرة من قيمة ثابت الذوبان لمعدن الأراكونايت. إن وجود أيون الكبريتات يعمل على إعاقة أو التقليل من التركيز الفعال لأيون الكالسيوم بنسبة 91% وبنفس الأسلوب بالنسبة لتقليل أيون المغنيسيوم من التراكيز الفعالة لأيون الكربونات بنسبة (9%) . وبعد إدخال هذه النسب في الحسابات تكون قيمة ثابت ذوبان كربونات الكالسيوم الثابتة في المياه بحدود (9×10^{-9}) وهو أفضل رقم يمكن التوصل إليه مقارنة مع ثابت ذوبان الأراكونايت وهذا يعني بأن مياه البحار قريبة من حالة الإشباع (التوازن) بالنسبة لكربونات الكالسيوم حيث تذوب كربونات الكالسيوم في مواقع وفي مواقع أخرى يترسب كربونات الكالسيوم في مياه البحار .

تتبلور كربونات الكالسيوم من مياه البحار بشكل معدن الأراكونايت أولاً . وأثار هذا السلوك اهتمام الكثير من الاخصائيين بعد الكشف عن الأسباب التي تجعل من الأراكونايت يترسب أولاً بدلاً الكالسايت على الرغم من أن حسابات الديناميكية الحرارية وقابلية الذوبان ترجح تبلور الكالسايت أولاً . واتفقت الآراء على أن إحاطة الأيونات المتميّهة من المغنيسيوم لبلورات الكالسايت الأولى تشكل درعاً يمنع أيونات الكالسيوم والكربونات من الارتباط والتراكم على البلورات البدائية للكالسايت وبذلك تمنع نموها . وتعين الأيونات الكبيرة لبعض العناصر مثل Sr^{2+} و Ba^{2+} و Pb^{2+} على ترسيب الكالسايت كما يعينها ارتفاع درجات الحرارة والذالة الحامضية للمياه . أما في حالة ترسيب كربونات الكالسيوم من المياه العذبة (محتوى قليل من المغنيسيوم) وبتأثير مستوى الإشباع التي تصلها بفقدان ثاني أكسيد الكربون أو بالتبخير، فإن المعدن المتبلور هو الكالسايت .

إن علاقات الطورين الأراكونايت والكالسايت تؤثر بأن الأراكونايت هو الطور غير المستقر، فهو يتحول مع الزمن إلى الطور الأكثر استقراراً وهو الكالسايت . وبالرغم من استقراريته المنخفضة، فقد سجلت بعض الدراسات وجود الأراكونايت في صخور بأعمار قد تصل الحقبة القديمة . وفي العراق لوحظ وجود الأراكونايت في صخور تكوين الجريبي (مايوسين) المكونة للباب طية عطشان في شمال غرب الموصل . وتسهم عوامل عديدة في خفض معدلات تحول الأراكونايت إلى الكالسايت . ومن هذه العوامل ارتفاع تراكيز عنصر Sr^{2+} في الأراكونايت وكذلك وجود مركبات عضوية تغلف بلورات الأراكونايت وبهذا تمنع المحاليل

المائية من الوصول إلى أسطح البلورات فتمنع إذابة وتحول الأراكونايت إلى الكالسايت. وتعرض النتائج التحليلية في أدناه تأثير تراكيز Sr^{2+} على استقرارية الأراكونايت في صخور تكوين الجريبي.

نوع الصخور	معدل محتوى Sr ج م م
صخور جيرية أراكونيتية	3889
صخور جيرية مكونة من الكالسايت	682
صخور جيرية دولومانية	385

المصدر (Dhannoun & Al - Dabbagh, 1978)

يلاحظ من البيانات التحليلية في أعلاه بأن الصخور الأراكونيتية تحوي ما يقارب خمسة أضعاف ما تحويه الصخور الجيرية المكونة من الكالسايت فقط. ومن الملاحظات الأخرى حول هذه الصخور بأنها تحوي غازات ومركبات عضوية منها مركبات كابوكسيلية وأمنية. وربما ساعدت أيضاً هذه المكونات في استقرار الاكونايت في تلك الصخور.

12 - 7 معضلة الدولومايت :

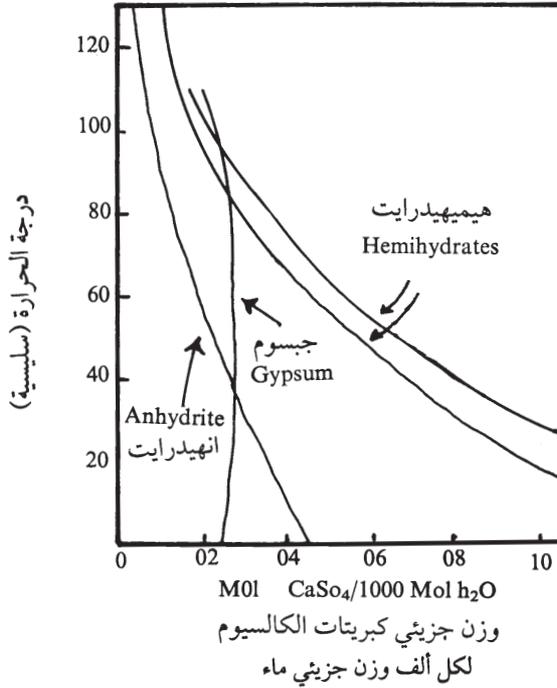
لغرض مناقشة هذه المعضلة، يجب تسليط الضوء أولاً على البنية البلورية لمعدن الدولومايت. من الناحية الكيميائية، يتكون الدولومايت من الكربونات المزدوجة للكالسيوم والمغنيسيوم $Ca Mg (CO_3)_2$. في البنية البلورية للدولومايت توجد أيونات الكالسيوم والمغنيسيوم في مستويات بلورية منفصلة ومتناوبة مع مستوى جذر الكربونات وإن شكل هذه البنية توجي إلى درجات عالية من انتظام الأيونات. وعليه لا يمكن أن يتكون الدولومايت في ظروف درجات الحرارة المنخفضة حيث تكون حركة أيونات الكالسيوم والمغنيسيوم والكربونات بطيئة ولا تسمح بترتيب هذه الأيونات في المستويات المنتظمة في بنية الدولومايت. أما في ظروف درجات الحرارة العالية حيث تكون حركة الأيونات سريعة مما يؤدي إلى انتظام الأيونات في المستويات البلورية للدولومايت وترسبها من المحاليل التي تحويها. وهذا يفسر عدم تكوين الدولومايت في ظروف منخفضة من درجات الحرارة بينما يتكون في ظروف عالية من درجات الحرارة.

إن دلتمة رواسب كربونات الكالسيوم تتطلب أولاً تحول الأراكونايت إلى

الكالسايت أو تحول الكالسايت في الصخور الجير إلى كالسايت ثانوي ثم يعقب هذه المرحلة تفاعل المحاليل الغنية بأيون المغنيسيوم مع الكالسايت في الحالة الصلبة أو إحلل الدولومايت محل الكالسايت الثانوي. وتزداد سرعة الدلمتة في البيئات شديدة الملوحة كما أن الكالسايت الغني بالمغنيسيوم يساعد على الدلمتة السريعة والمبكرة للرواسب.

13 - 8 كبريتات الكالسيوم:

كبريتات الكالسيوم من الصخور المهمة التي تشارك بنسبة ملحوظة في العمود الصخاري في العراق. وتتكشف هذه الصخور في مناطق مختلفة من العراق غير أن منطقة الموصل وما جاورها في شمال العراق تحوي على مكاشف واسعة من هذه الصخور والتي تعود إلى تكوين فتحة (مايوسين) وكذلك الحال بالنسبة لمكاشف تكوين ذيبان أنهيدرايت (مايوسين) في غرب العراق ومكاشف صخور تكاوين جيولوجية أخرى في الصحراء الغربية والجنوبية. تأخذ كبريتات الكالسيوم أشكالاً مختلفة منها شكل طبقات صخرية عالية النقاوة (بلورات السبلينايت) أو تحوي بعض الشوائب. وبشكل بلورات متفرقة أو تجمعات عنقودية أو بشكل عقد أو ألياف. أما معادن كبريتات الكالسيوم هي الجبسوم $(Ca SO_4 \cdot 2H_2O)$ والأنهيدرايت $(Ca SO_4)$ والباسنايت $(Ca SO_4 \cdot 0.5H_2O)$ ويقتصر وجود المعدن الأخير على المناطق الجافة. وترتبط هذه المعادن بعلاقات طورية كما يوضحها الشكل (13 - 14). تؤثر زيادة درجات الحرارة تأثيراً قليلاً على معدلات إذابة الجبسوم مقارنة مع الأنهيدرايت. ويتقاطع منحنى العلاقة درجات الحرارة - كمية الذوبان لكل من الجبسوم والأنهيدرايت عند درجة حرارة $(42^0 C)$. وتشير هذه العلاقة إلى أن الجبسوم هو الطور المستقر في درجات حرارة أقل من $(42^0 C)$ بينما يكون الأنهيدرايت هو المعدن المستقر في درجات حرارة أكثر من $(42^0 C)$. وبهذه العلاقة أيضاً يمكن تفسير عدم ترسيب الأنهيدرايت أولاً من مياه البحار بشكل مباشر، بينما يترسب الجبسوم أولاً من مياه البحار المتعرضة للتبخير عند درجة حرارة $(30^0 C)$ وذلك عندما تصل ملوحة المياه (3.35) مرة أكبر من الملوحة الأصلية ولا يترسب معدن الأنهيدرايت إلا بعد وصول محتوى الملوحة إلى خمسة أضعاف الملوحة الابتدائية. ويوضح الشكل (13 - 14) أيضاً، إمكانية تكوين معدن الباسنايت من الجبسوم فقط وذلك عند درجات حرارة أقل من $(110^0 C)$ ويمكن أيضاً تحول الباسنايت إلى الأنهيدرايت في أي درجة حرارة ولا يحدث العكس.



شكل 13 - 14 علاقة الطور في منظومة $H_2O - Ca SO_4$
المصدر (Degens, 1965)

ارتبط ترسيب كبريتات الكالسيوم ببيئات المحاليل شديدة الملوحة (أجاج). وتتكون هذه المحاليل في أحواض مغلقة مثل بحر مغلق أو مستنقع أو بحيرات شاطئية، علاوة على نطاق الترشيح (vadose zone) في المناطق الساحلية الصحراوية كما هو الحال في الساحل الجنوبي للخليج العربي في دولة الإمارات العربية المتحدة. وعلى هذا الأساس طرحت ميكانيكية «تبخير الإناء» (evaporating dish) لتفسير ترسيب كبريتات الكالسيوم ووجد فيما بعد، بأنها لا تكفي لتفسير تكوين طبقات سميكة من صخور كبريتات الكالسيوم، حيث تشير الحسابات إلى أن تكوين طبقة بسماك (10cm) من الجبسوم تحتاج إلى عمود من ماء البحر يبلغ ارتفاعه (300m). ولمعالجة هذه الحالة، طرحت فكرة الرجوع (reflux) لتفسير تزويد الأحواض المعزولة بمياه البحر بشكل مستمر. ويتم هذا من خلال ممرات ضيقة عبر الحواجز التي تفصل الحوض المغلق من البحر المفتوح علاوة على تدفق مياه البحر عبر الينابيع الموجودة في داخل الحوض.

إن الملاحظات الحقلية وربطها بنتائج الدراسات التجريبية تؤدي إلى جملة استنتاجات حول استقرار كل من الجبسوم والأنهيدرايت وعلاقتهما في ظروف

البيئات الرسوبية. إن الزيادة في درجات الحرارة والضغط ووفرة المحاليل شديدة الملوحة يساعد على تحول الجبسوم إلى الأنهدرايت في ظروف الدفن، بينما يبقى الجبسوم بحالة مستقرة إلى أعماق تصل (800m) في حالة غياب المحاليل شديدة الملوحة. أما تحت الظروف الاعتيادية، فيمكن أن يتصاحب الجبسوم مع الأنهدرايت حيث تكون العلاقة بينما قريبة من حالة التوازن وبدلالة نتائج حسابات الطاقة الحرة (ΔG^0) القياسية وكما موضح في التفاعل (13.16). إن الجبسوم هو المعدن الذي يترسب من مياه البحر في حقل استقراره وكذلك يتبلور بشكل شبه مستقر في حقل استقرار الأنهدرايت ولم يلاحظ تبلور الأنهدرايت بشكل مباشر من ماء البحر تحت ظروف التوازن. ويمكن فقط ترسيب الأنهدرايت ترسيباً مباشراً من المحاليل بأقصى محتوى من الملوحة وتحت ظروف مناخية شبه جافة.

13 - 9 رواسب «الفوسفورايت»:

توجد رواسب «الفوسفورايت» بحرية المنشأ بشكل عام، في مناطق متفرقة من العالم وبأعمار متباينة تمتد من فترة ما قبل الحياة (precacubrain) ولغاية الحقبة الرباعية غير أن الرواسب الضخمة والمهمة محدودة بفترات عمرية محددة وفي أنطقة جغرافية معينة. ومن أشهر «الفوسفورايت» هي تلك الموجودة في الاتحاد السوفيتي والصين والهند بعمر الحياة القديمة وفوسفورايت الكامبري في أستراليا وفي الولايات المتحدة الأمريكية وفوسفورايت العصر الثلاثي في شمال أفريقيا وفي فلسطين وسوريا والأردن والعراق والتي تسمى بفوسفورايت التيس. وتعد المملكة المغربية المصدر الأولي للفوسفورايت في العالم ويبلغ احتياطي الوطن العربي من الفوسفورايت أكثر من (40%) مقارنة باحتياطي العالم. وهناك إهتمام واسع النطاق في السنوات الأخيرة بهذه الرواسب وذلك لدخولها في صناعات استراتيجية مثل صناعة الأسمدة وعلاقتها بتأمين الغذاء وإمكانية استخلاص عناصر مهمة منها مثل: اليورانيوم والعناصر الترابية النادرة علاوة على أهمية الفوسفورايت في صناعات أخرى خدمية.

وكما هو الحال في معادن عدد من العناصر، فإن معادن عنصر الفوسفور تربو على (150) معدناً غير أن معظم محتوى صخور القشرة الأرضية من الفسفور تنحصر في بضعة معادن أهمها معادن فوسفات الكالسيوم. وتعد مجموعة معادن الأباناييت من أكثر المعادن الشائعة لفوسفات الكالسيوم في الصخور الرسوبية.

وتمثل الأباتايت مجموعة متشاكلة من معادن تراكيبها تتحدد بتراكيب الأعضاء المنتهية (end members) الآتية :

- | | |
|-----------------------|-------------------------|
| $Ca_5(PO_4)_3F$ | 1 - الفلورأباتايت |
| $Ca_5(PO_4)_3Cl$ | 2 - الكلوروأباتايت |
| $Ca_5(PO_4)_3OH$ | 3 - هيدروكسيل أباتايت |
| $Ca_5(PO_4, CO_3)_3F$ | 4 - كربونات فلورأباتايت |

ويعرف هذا المعدن باسم فرانكولايت (francolite). وفي حالة وجود أيون الهيدروكسيل بدلاً من أيون الفلور، عندئذ يدعى المعدن داهلايت (dahllite) بتكوين $Ca_5(PO_4, CO_3)_3OH$. تشكل كربونات فلورأباتايت (فرانكولايت) المكونات الأساسية لرواسب «الفوسفورايت». أما هيدروكسيد أباتايت فيوجد في العظام والأسنان حديثة العهد.

من المواضيع التي لا يوجد اتفاق عام عليها هو ميكانيكيات نشأة الفوسفورايت الرسوبية وأسس تصنيفها. تحوي المصادر العلمية على عدد من الفرضيات المقترحة بشأن تكوين الفوسفورايت الرسوبي كما أطلقت العديد من المصطلحات الخاصة بتصنيف هذه الرواسب مثل: الفوسفوريات العظمي وفوسفورايت العمليات التحويرية والفوسفورايت موضع المنشأ. غير أن التصنيف السائد الآن هو يعتمد على حجم حبيبات المكونات الفوسفاتية والذي يشمل الآتي :

1 - المايكروفسفورايت: وهي المكونات الفوسفاتية الموجودة بشكل طبقة رقيقة أو التي تشكل قاعدة للمواد الرابطة (الإسمنتية) في الصخور الفوسفاتية. ويعد هذا النوع غير فتاتي دقيق التبلور ولا يوجد فيه ما يشير إلى حدوث عمليات النقل. وهذا النوع قليل التواجد في فوسفورايت «التيشيس» بشكل عام وفوسفورايت العراق بشكل خاص.

2 - الفوسفورايت الحبيبي: في هذا النوع تأخذ حبيبات المكونات الفوسفاتية أشكالاً منها: الدمالق والسريثات وفتات داخلية وعظام... الخ والموجود ضمن أرضية مكونة من مواد جيرية وسليكاتية وطينية ومايكروفسفورية. ويسود هذا النوع في رواسب فوسفورايت التيشيس بشكل عام وفوسفورايت العراق بشكل خاص.

أما مناقشة طريقة تكوين رواسب «الفوسفورايت» فتمثل موضوعاً قد يطول

ويتعدى صفحات كتاب مختص، فكيف هو الحال في عدة صفحات من هذا الكتاب. وعليه سنتناول الموضوع بإيجاز شديد، ومنذ أن طرحت أو اقترحت فرضية (Kazakove, 1937) بخصوص نشأة الفوسفوريات البحرية وارتباطها بنتائج عدد من التجارب المخبرية والملاحظات الحقلية، ازدادت معدلات الأسئلة بحيث تجاوزت معدلات الأجوبة المتوفرة في هذا المجال. وهكذا تشكلت عقبات علمية في أمر إنجاز دراسة منشأة الفوسفوريات البحرية. مثل الدورة الجيوكيميائية لفوسفور البحار وكمية الفوسفات الذاتية في مياه البحار ومعدلات. إذابة كربونات فلورباتايت ودور التيارات الصاعدة إلى الأعلى وإعاقة المغنيسيوم لترسيب كربونات فلورباتايت وأهمية محتوى الأباتايت من العناصر الأثرية وظروف PH - Eh ودورية تكوين رواسب الفوسفوريات ضمن مديات ضيقة وواسعة من الزمن الجيولوجي. وبالرغم من هذه الأسئلة والاستفسارات، فقد شهدت دراسات الفوسفوريات تقدماً واضحاً في بعض المجالات حيث تم التوصل إلى الاستنتاجات الآتية:

- 1 - تحتوي جميع رواسب الفوسفوريات بحرية المنشأ على معدن واحد وهو كربونات فلورباتايت.
 - 2 - يلاحظ في عدد من رواسب الفوسفوريات، وجود صخرة ثلاثية بين الصوان (chert) - الفوسفات - المواد العضوية.
 - 3 - تتميز ظروف ترسيب الفوسفوريات بوجود المادة العضوية ومعدن البارايت بشكل متكرر وبمعدلات ترسيب منخفضة.
 - 4 - قابلية رواسب الفوسفوريات على التقاط وتركيز بعض العناصر الأثرية.
- وفي أدناه أهم الأفكار المطروحة حالياً لتفسير ميكانيكية منشأ رواسب الفوسفوريات.

1 - الترسيب العضوي: تؤدي التغييرات الحادة في الظروف البيئية البحرية إلى الموت الجماعي للكائنات الحية وتراكمها السريع على قيعان البحار. تتعرض الكائنات الميتة إلى التفسخ ويتحرر نتيجة ذلك محتوياتها من الفوسفور الذي يتحول جزء منه إلى الأباتايت قبل أن تستهلكه الكائنات الأخرى. إن تراكم الفوسفوريات بهذه الطريقة يعد مقبولاً بالنسبة لأنواع التي يكثر بها الأحياء والعظام مثل الاسنان والقشور.

2 - الترسيب المباشر: إن التيارات المائية المتوجهة إلى الأعلى تؤثر في نقل كميات كبيرة من الفوسفور الذائب والنتاج عن تفسخ الأحياء المائية التي تتراكم بعد موتها في الأنطقة البحرية العميقة، وذلك إلى مناطق الرصيف الضحلة التي تمتاز بارتفاع درجات الحرارة وانخفاض الضغط مقارنة مع بيئة الأعماق، مما يؤدي إلى فقدان كميات كبيرة من (CO_2) ، الأمر الذي يرفع من الدالة الحامضية لمياه الرصيف القاري وتوفير ظروف كيميائية ملائمة، يترسب الأباتايت ترسيباً لا عضوياً.

3 - إحلل الفوسفات محل الكربونات: تمثل هذه النظرية تمثيلاً مباشراً لنتائج التجارب المخبرية التي قام بها (Amjes, 1959) على المنظومة المكونة من $Na_3 PO_4 \cdot CaCO_3 \cdot H_2O$ عند درجات واطئة من الحرارة. وتتلخص التجارب هذه، بإمرار محلول فوسفات الصوديوم خلال أسطوانة تحوي قطعاً من الكالساييت ثم فحص المعادن المتكونة خلال التجربة والتي تشير إلى تكوين بلورات من معدن الأباتايت في حين لم يقتف أثر وجود معدن الكالساييت. وكان لهذه النتائج صدى واسع بين العاملين في حقل دراسة الفوسفورايت، غير أن الاهتمام بنتائج هذه التجارب سرعان ما انخفض بسبب الشكوك التي تحيط بعملية إحلل جذر الكربونات المستوي الجزئي بأيونات الفوسفات (PO_4) بالتناسق الرباعي الأوجه.

في العراق، تنكشف الفوسفورايت عند الأطراف الشمالية والغربية لمنخفض الكعرة وبالقرب من الحدود الأردنية، ويتميز وجودها بشكل طبقات سميقة نسبياً وبوضع أفقي أو مائل قليلاً ويعتقد بأنها تأثرت تكتونياً بنهوض الرطبة. وتحوي هذه الفوسفورايت على سبعة آفاق. تم تمييز ثلاثة منها في العصر الطباشيري العلوي واثنين في كل من البالوسين والأوسين. بشكل عام تتميز هذه الفوسفورايت بنسيجها الدملي، أما المادة اللاحمة فتتكون غالباً من الكالساييت والأباتايت والجالسيدوني (chalcedony) ويعد، كما ذكرنا سابقاً، الكربونات فلور أباتايت هو المعدن الفوسفاتي السائل فيها. وتتألف المعادن الثانوية في الرواسب هذه من الكوارتز والدولومايت والباليكورسكايت (باستثناء فوسفورايت منطقة الاثنة التي تتميز بقلّة أو انعدام المعادن الطينية). أما صخرية فوسفورايت الطباشيري العلوي، فتتميز بنسيجها الدملي والحبيبي وعادة تفتقر الحبيبات الفوسفاتية إلى تراكم داخلية ولكنها غنية بالمواد العضوية والشوائب الأخرى، وتتشكل المادة اللاحمة فيها من مواد كلسية أو

فوسفاتية وسيليكية تعتمد على عمق بيئة الترسيب. أما فوسفورايت الباليوسين، فتتميز بفرزها الجيد ونسيجها السري وارتفاع جودتها. وتحوي على سرييات فوسفاتية بحجم الرمل الناعم. وترتبط المكونات هذه بمادة لاحمة من الكالسايت والباليكورسكايت وكميات ثانوية من الدولومايت. في حين، تتميز فوسفورايت الأيوسين الأسفل بنسجيتها الخشن واحتوائها على المواد البرازية. وتتألف المادة اللاحمة فيها من الكالسايت والجالسيدوني، بينما يلاحظ في فوسفورايت الأيوسين الأوسط، النسيج السري الناعم وتتكون المادة اللاحمة فيها من الكالسايت. تمثل الفوسفورايت الأخير آخر الدورات الفوسفاتية في قطر العراق وتتكشف بمساحات ضيقة جداً.

إن أكثر الاختصاصات تناوياً للفوسفورايت العراقية هي الجيوكيمياء والمعادن والصخور بشكل عام. مما أدى إلى تراكم حجم هائل من البيانات التفصيلية تتعلق بإجمالي التركيب الكيميائي لهذه الرواسب علاوة على تراكيب المكونات الأساسية فيها. يحتوى الجدول (13 - 6) على معدل محتوى العناصر الرئيسة والثانوية (%) وزناً) والعناصر الثانوية (ج م م) في صخور الفوسفات العراقية بمستويات طباقية مختلفة. تتوزع العناصر الرئيسة والثانوية حسب قابليتها على الدخول في معادن الصخور الفوسفاتية وعلى النحو المبين في أدناه.

الجدول 13 - 6 معدل محتوى العناصر الرئيسة والثانوية (% وزناً) والعناصر الأثرية (ج م م) في صخور دورات الفوسفورايت الترسيبية

6	5	4	3	2	1	الأوكسيد/العنصر
12.05	12.85	12.33	14.70	9.58	11.92	P ₂ O ₅
3.22	2.73	2.64	17.80	3.00	8.33	SiO ₂
0.53	0.49	0.39	0.11	0.48	0.71	Al ₂ O ₃
0.33	0.31	0.31	0.63	0.24	0.42	Fe ₂ O ₃
50.60	50.93	52.54	44.28	51.03	39.92	CaO
0.89	0.88	0.73	0.10	1.28	2.49	MgO
0.52	0.45	0.70	0.42	0.86	0.65	Na ₂ O
0.06	0.06	0.05	0.01	0.05	0.10	K ₂ O
1.68	1.78	1.52	2.21	2.56	1.64	F
0.26	0.27	0.47	0.20	0.16	0.04	Cl
1.10	1.18	1.17	0.69	1.30	1.21	SO ₃
-	-	26.66	22.85	16.96	25.38	CO ₂
-	-	1.52	0.36	1.60	1.58	H ₂ O

6	5	4	3	2	1	الأوكسيد/العنصر
-	434	624	873	1419	873	Sr
88	86	202	58	244	201	Cr
174	175	85	123	97	49	V
35	34	48	10	33	68	Ni
28	29	30	11	24	37	Cu
422	105	110	85	474	140	Zn
-	155	136	16	58	37	Y
-	31	37	-	25	31	Mn

- عناصر غير محللة

- 1 - معدل الدورات الترسبية الثلاث للترسبات الفوسفاتية لعصر الكامبانيان الأعلى الماسترختيان لآبار منطقة شمال عكاشات (17 نموذجاً) Al - Bassam et al., 1983 .
- 2 - معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر البالوسين في منطقة عكاشات (12 نموذجاً) Al - Bassam, 1976 .
- 3 - معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأسفل منطقة الاثنة Al - Jalcel, 1983 .
- 4 - معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط (أطروحة ماجستير - جامعة الموصل) سعد إسماعيل 1986 .
- 5 - معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط (13 نموذجاً) Al - Bassam and Al Hashimi, 1982 .
- 6 - معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط (17 نموذجاً) Al Bassam - Al Allak, 1985 .

الطور المعدني المتواجد فيه

أوكسيد العنصر/العنصر

أباتايت	P_2O_5
باليكورسكايت، جالسيدوتي، كوارتز	SiO_2
باليكورسكايت (كميات ضئيلة في الأباتايت)	Al_2O_3
باليكورسكايت، أكاسيد الحديد الطليقة أو	Fe_2O_3
في داخل الحبيبات الفوسفاتية	

الطور المعدني المتواجد فيه	أو أكسيد العنصر/ العنصر
كالسايت، أباتايت، دولومايت	CaO
باليكورسكايت، دولومايت	MgO
أباتايت (كميات ضئيلة في الباليكورسكايت)	Na ₂ O
باليكورسكايت (كميات ضئيلة في الأباتايت)	K ₂ O
أباتايت	F
أملاح	Cl
أباتايت، جبس	SO ₃
كالسايت، أباتايت، دولومايت	CO ₂
باليكورسكايت أباتايت، أكاسيد الحديد	H ₂ O ⁺ H ₂ O ⁻

المصدر إسماعيل 1986

تنقسم العناصر الأثرية في توزيعها، إلى مجموعتين: المجموعة الأولى تتركز أساساً في المكونات الفوسفاتية مثل (Sr, Y, U) أما المجموعة الثانية فتشتمل على العناصر (Zn, Ni, V, Ti, Mn) التي ترتبط في المكونات غير الفوسفاتية مثل الكالسايت ومعادن الطينية وأكاسيد الحديد والمواد العضوية. وجرت العادة على تفسير وجود العناصر الأثرية في المكونات الفوسفاتية وغير الفوسفاتية وذلك من خلال الإحلال الأيوني لهذه العناصر محل الأيونات الموجبة الداخلة في تركيب مكونات الصخور الفوسفاتية أو يجري تفسيرها عادة بامتزازها على أسطح المعادن الطينية مثلاً والمواد العضوية. بالرغم من الدور المؤثر لمعدن: الكربونات فلورأباتايت في توزيع العناصر في الصخور الفوسفاتية (جدول 13 - 7)، غير أن تفسير وجود بعض العناصر الثانوية والأثرية في الكربونات فلورأباتايت، غير كامل ولا يأخذ بنظر الاعتبار ميكانيكية تكوين رواسب الفوسفورايت البحرية وربما يفتقر إلى القاعدة العلمية الرصينة. كما أن مصادر إغناء هذه العناصر وميكانيكية ترسيبها غير معروفة وتمثل مواضيع جدل ونقاش بين الدراسات المختلفة ونأمل أن تضاف معلومات مفيدة في هذا المجال من قبل الدراسات اللاحقة.

جدول 13 - 7 معدل محتوى العناصر الرئيسية (بالمائة وزناً)
والعناصر الأثرية (جم م م) في الاباتايت المركزة من صخور الفوسفات العراقية

5	4	3	2	1	الأوكسيد/العنصر
32.80	32.40	32.50	36.00	33.73	P ₂ O ₅
0.39	0.74	0.78	2.00	1.09	SiO ₂
0.19	0.13	0.28	0.26	0.23	Al ₂ O ₃
0.28	0.38	0.26	0.11	1.02	MgO
0.12	0.13	0.14	0.14	0.15	Fe ₂ O ₃
0.88	0.84	1.83	0.50	0.35	Na ₂ O
1.30	1.34	2.71	0.57	1.27	SO ₂
0.05	0.02	0.07	0.06	0.08	K ₂ O
52.71	51.91	50.90	54.20	48.13	CaO
0.03	0.06	0.360	0.056	0.040	F
6.50	5.67	5.69	3.37	3.93	CO ₂
1.09	1.94	2.19	0.83	1.99	H ₂ O
98	193	27	159	-	Cr
20	27	23	69	-	Ni
120	69	528	30	21	V
17	27	26	5	21	Cu
620	1291	-	375	1675	Sr
20	12	23	10	9	Mn
279	397	19	19	55	Y
71	74	55	102	223	Zn

- غير محللة

- | | |
|------------------------------------|----------------------------|
| Jamil et al., 1979 | 1 - كامبانيان - ماسترختيان |
| Mohammad, 1967 | 2 - باليوسين |
| Al - Jaleel, 1983 | 3 - أيوسين الأسفل |
| سعد إسماعيل 1986 | 4 - أيوسين الأوسط |
| Al - Bassam and Al - Hashimi, 1982 | 5 - أيوسين الأوسط |

13 - 10 الكبريت الرسوبي :

يعد أحد أهم المصادر الاقتصادية للكبريت ويقترن محلياً وعالمياً باسم كبريت حقل المشراق (Mishraq Sulfur Field) وذلك لسببين: الأول يتعلق بالاحتياطي الهائل للكبريت ضمن المنطقة التي تمتد بين مدينة الموصل شمالاً

ولغاية الفتحة جنوباً. أما السبب الثاني فيتعلق بطبيعة كبريت حقل المشراق التي تجعل منه مثلاً أكاديمياً واضحاً على تكوين الكبريت الرسوبي وذلك من خلال ملاحظة الأدلة الحقلية والمختبرية المتوفرة عن المنطقة. فما هي؟

1 - يوجد الكبريت بكميات اقتصادية في أكثر من (15) تركيب جيولوجي، غير أن الشائع منها هو تركيب المشراق الذي حمل اسمه حقل الكبريت فيما بعد.

2 - لا يقتصر وجود الكبريت الاقتصادي على التراكيب الجيولوجية القريبة من نهر دجلة فقط بل يوجد في التراكيب البعيدة عنه أيضاً.

3 - يتصاحب وجود الكبريت مع المواد الهيدروكاربونية ضمن نطاق التكرسات عند قمم الطية وكذلك مع صخور كاربونات الكالسيوم المعادة التبلور ثم تنخفض كمية الكبريت باتجاه أطراف الطية حيث تتغير الصخور إلى كبريتات الكالسيوم.

4 - توجد بقايا من بلورات الجبسوم المتآكلة في بعض نماذج الكبريت - الكلس المعاد التبلور ويصاحب الكبريت عادة بلورات الكالسايت.

5 - توجد ترسبات للكبريت بكميات قليلة في صخور الجبسوم والطين والمارل.

6 - يكثر القير وبقايا النفط في صخور تكوين الفتحة (المايوسين الأوسط) كما تكثر العيون الكبريتية التي تحتوي على نسبة عالية من (H₂S).

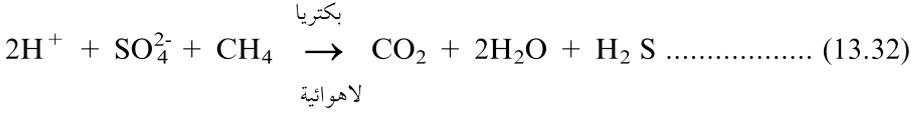
7 - تلازم ترسبات الكبريت الجزء الأسفل من تكوين الفتحة. وتوجد هذه الترسبات بأفقيين سمك كل منهما حوالي (20m) ويفصل بينهما صخور المارل والطفل الطيني. ويوجد الكبريت بشكل تجمعات بلورية كبيرة الحجم وعلى شكل تكتلات من دقائق الكبريت خفي التبلور.

8 - لا توجد أدلة على وفرة صخور غير رسوبية أو أدلة على الفعاليات الحرمائية.

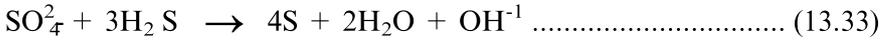
من الأدلة الحقلية والمختبرية في أعلاه يتضح الكثير من العوامل المتحكمة في تكوين كبريت حقل المشراق وينجلي الغموض عن مصدر الكبريت في المنطقة. وبسبب المعدلات العالية لإذابة أطوار كبريتات الكالسيوم. فإن صخور الجبسوم والأنهيدرايت تمثل مصدراً للكبريت في المنطقة وذلك من خلال إذابتها في المياه الجوفية.

وبوجود البكتريا اللاهوائية (فقرة 13 - 2 - 3) والمواد الهيدروكاربونية، فإن

أيون الكبريتات الذائب يختزل إلى غاز كبريتيد الهيدروجين وكما في التفاعل الآتي :



لا يعترض اثنان على حامضية المياه الجوفية في المنطقة، كما أن الشواهد الحقلية والمختبرية تؤيد وجود عدد من المركبات الهيدروكاربونية عند قمم الطيات خاصة، علاوة على نتائج دراسات الأحياء المجهرية التي تؤكد على وجود أجناس البكتريا ويسلفوفيريو وديسلفوتومكولم في مياه العيون الكبريتيدية. إن كل هذه الأدلة تشير إلى إمكانية حدوث التفاعل (13.32). ويعقب هذه المرحلة أكسدة غاز كبريتيد الهيدروجين إلى الكبريت الحر وبمساعدة أجناس من البكتريا الهوائية وكما في التفاعل الآتي :



ووجد بأن التفاعل (13.33) يمكن أن يستهلك ما يقارب 20 ملغم / لتر / يوم من غاز كبريتيد الهيدروجين، كما أن في نفس التفاعل، ترتفع الدالة الحامضية بزيادة تركيز (OH^-) مما يوفر ظروفاً ملائمة لترسيب كربونات الكالسيوم التي ترافق رواسب الكبريت الحر وعلى النحو الآتي :



إن الأدلة الحقلية والمختبرية التي تمت مناقشتها سابقاً، تؤكد على أن كبريت حقل المشراق لم يتكون أو ينشأ بتحول الجبسوم أو الأنهدرايت في الحالة الصلبة، بل تشير إلى العكس من هذا، وتؤكد على حدوث الترسيب في الوسط المائي. وبناءً على ذلك، فإن الظروف الهيدرولوجية للمنطقة قد ساهمت بوصفها عاملاً أساسياً متحكماً في ترسيب كبريت حقل المشراق. وعلاوة على ذلك فقد تم تحديد ما يسمى بسطوح Eh (أكسدة اختزال) خلال أزمنة ترسيب الكبريت حيث فصلت المستويات العلوية منها بين الظروف المختزلة في الأسفل حيث تنمو وتتكاثر البكتريا اللاهوائية والظروف الأكثر أكسدة في الأعلى منها حيث تكون غير ملائمة لنمو البكتريا اللاهوائية وتكاثرها.

تشرح التفاعلات (13.32 - 13.34) الملاحظات الحقلية والمختبرية المذكورة سابقاً عن كبريت حقل المشراق. إن عملية الاختزال التي يتحول بها جذر

الكبريتات (S^{4+}) إلى كبريتيد الهيدروجين (S^{2-}) هي عملية منتجة للحرارة حيث تعيش عليها البكتريا اللاهوائية لإدامة حياتها وتكاثرها من ناحية وتفسر ارتفاع حرارة مياه بعض العيون من ناحية أخرى. وخير دليل على توليد غاز (H_2S) هو ملاحظة انبعاثه من العيون الكبريتيدية ويؤدي وجود المواد الهيدروكاربونية، تدفق المركبات الثقيلة (القيبر) مياه العيون الكبريتيدية. ويعتقد الخبراء المختصون بأن لولا وجود كبريت حقل المشراق لوجد مكنن نفطي هائل تحت صخور الفتحة.

13 - 11 رواسب أطيان الكاولين:

تعد أطيان الكاولين مهمة في صناعات واستخدامات مختلفة والتي تزيد بمجموعها عن (50) استخداماً أساسياً. ومن أهم مصادر الكاولين التجارية في العالم يقع في مقاطعة (Cornwall) من إنكلترا وفي مقاطعتي (Caroline) و (Georgia) من الولايات المتحدة الأمريكية. وتوجد مصادر أخرى في حوض (Amazon) من البرازيل وفي حوض (brittany & aquitaine) من فرنسا وكذلك في كل من بافاريا وبوهيميا في ألمانيا وفي إسبانيا وفي أجزاء من شرق أوروبا وبشكل خاص روسيا. وتوجد أطيان الكاولين أيضاً في جنوب شرق آسيا وبضمنها أستراليا.

أما في قطر العراق، فتوجد أطيان الكاولين في منطقة الصحراء الغربية ضمن تكاوين الكعرة (بيرموكاربوني) والحسنيات (الجوراسي الأسفل - الأوسط) والعامج (الجوراسي الأوسط) فضلاً عن أطيان الفلنت العائدة لتكوين حسينيات أيضاً. هناك اعتقاد متداول بين الأخصائيين بأن أطيان الكاولين هذه قد تم اشتقاقها من معقدات صخرية في الدرع العربي النوبي. وتتكون هذه المعقدات من صخور متحولة واطئة إلى متوسطة التحول (صخور الناييس والفيلايت) وصخور نارية حامضية (صخور جرانيتية غنية بالفلدسبارات) وربما صخور نارية متوسطة وقاعدية علاوة على أنواع عديدة من صخور رسوبية قديمة (صخور الطفل). ووضعت هذه المعقدات الصخرية في تضاريس أرضية عالية وتحت ظروف جوية حارة رطبة. إن وفرة المياه ساعدت على التجوية الكيميائية (تحلل مائي وأكسدة وتآين) لصخور المصدر فضلاً عن تأثير الغطاء النباتي الكثيف في ارتفاع معدلات تفاعل التحلل المائي نتيجة تكوين الحوامض العضوية والمضافة إلى حامض الكربونيك الناتج عن إذابة غاز ثاني أكسيد الكربون في المياه.

بشكل عام تؤدي ظروف التجوية الكيميائية لصخور المصدر إلى تحرير العناصر القلوية والقلوية الأرضية (K, Na, Mg, Ca) وتكوين أطوار متبلورة وغير

متبلورة للألمنيوم والحديدك بشكل رئيس علاوة على تكوين المواد العضوية وبقاء المعادن المقاومة لعمليات التجوية الكيميائية .

تنتقل نواتج التجوية إلى أحواض الترسيب بواسطة حمولة الطبقات وحمولة المياه العالقة وحمولة المحاليل الغروية . ويمكن أن تنشأ الأخيرة بسبب وفرة المياه في منطقة المصدر التي تعمل على التخفيف وانخفاض محتوى الألكتروليت في المياه . ويمكن أن تتكون المحاليل الغروية وذلك بوجود الغرويات الحافظة (مواد عضوية ولا عضوية) التي تعمل على تغليف دقائق حبيبات الأطوار المنقولة مما يجعلها مستقرة في المياه علاوة على امتلاك الدقائق الغروية لبعض الأطوار المنقولة لخواص هيدروفيلية يجعلها مستقرة في المياه أيضاً . مثال : الأطوار غير المتبلورة لأكاسيد الحديد المائية وسليكات الألمنيوم (الكاوولينايت)، وربما نجد في مقارنة قيمة نقطة شحنة الصفر (ZPC) لأطوار كل من الكاوولينايت (7.3) وهيدروكسيد الحديد (7.0 - 7.5) توضيحاً آخر للعلاقة الوثيقة بينهما خلال عمليات النقل والترسيب .

امتازت فترة ترسيب البيروموكاربوني لصخور تكوين كعرة، بمناخ حار رطب ونمو غطاء نباتي كثيف . غير أن المراحل المبكرة لترسيب تكوين كعرة، امتازت بحوض رسوبي شديد الميل ساد فيه نظام الأنهار المتشعبة مما أدى إلى ترسيب نسبة أعلى من الصخور الرملية مقارنة بالصخور الطينية . وعند ترسيب الجزء العلوي أصبح الحوض الترسيبي منبسطاً وساد فيه نظام الأنهار المتعرجة عالي الالتواءات مما أدى إلى ترسيب صخور طينية (كاولين) بنسبة أكبر . وبعد وصول الحمولة المنقولة من منطقة المصدر إلى حوض الترسيب يتم فرزها بواسطة التيارات النهرية حيث ترسبت الرمال في مراكز القنوات بينما شغلت الحجوم الطينية والغرينية مناطق ضفاف الأنهار والقنوات المهجورة وساعدت النباتات على حجز الحجوم الخشنة تاركة الحجوم الناعمة بالمرور .

عند دخول حمولة المنظومة الغروية مياه القناة أو المستنقع تبدأ عملية التليد نتيجة انخفاض الدالة الحامضية وارتفاع حرارة المياه وتبخيرها وزيادة محتوى الألكتروليت فيها . ويؤدي هذا إلى تكوين الهلام الكاووليني من ثم تبلوره وتصلبه إلى بلورات كاوولينايت مرتبطة جزئياً بشكل عشوائي مما يشبه نسيج التعشيق . وهذا يفسر عدم انتشار أطياف كعرة وامتلاكها بلاستيكية واطئة نسبياً ومعدلات تفكك بطيئة . غير أن هذه الصفات يمكن أن تتغير في المقطع الواحد بتأثير عمليات تكوين التربة التي تؤدي إلى تفتيت وتجزئة وإزالة آثار نسيج التعشيق

بين بلورات الكاؤولينيات وبالتالي زيادة البلاستيكية ومعدلات تفكك هذه الأطيان . أما خلال ترسيب صخور تكوين حسينيات (فترة اللياسي)، أثرت الظروف المناخية الحارة والرطوبة (استوائية) على سطوح تكوين عبيد مما أدى تكوين الخسفات ووديان التصريف . وتحكمت هذه السطوح في ترسيب مكونات الوحدة الفتاتية لتكوين حسينيات . إن انتقال الحمولة الغروية من منطقة المصدر ودخولها بيئة الأهوار والمستنقعات الأنفة الذكر، ربما لا تمثل تغييراً كافياً في الدالة الحامضية ومحتوى الألكتروليت وبهدف تكوين الهلام الكاؤوليني، غير أن تكوين الخسفات الواسعة في فترة زمنية محددة، نتيجة إذابة الصخور الكربونانية لسطوح صخور تكوين عبيد ربما يشير إلى انخفاض الدالة الحامضية لمياه الأمطار والمياه السطحية أيضاً فضلاً عن تأثير نمو الغطاء النباتي، ويؤدي كل هذا إلى فقدان الحمولة الغروية بانخفاض الدالة الحامضية . ويمكن أن يحدث تكوين الهلام الكاؤوليني نتيجة ارتفاع حرارة مياه الخسفات وتبخيرها وبالتالي زيادة محتوى الألكتروليت للمياه المحصورة . تتبلور معادن الكاؤولينيات من الهلام الكاؤوليني وبشكل حبيبات صغيرة الحجم ترتبط جزئياً لتشكل ما يشبه نسيج التعشيق وهذا يفسر امتلاك أطيان كاؤولين حسينيات معدلات تفكك بطيئة .

يعتقد بأن الصخور الفتاتية لتكوين عامج قد ترسبت في بيئات ساحلية حيث تتداخل البيئات النهرية معها وتحت ظروف مناخية حارة ورطبة . وانتقلت الحمولة النهرية بدورة رسوبية واحدة من منطقة المصدر إلى أحواض الترسيب بوساطة نظام نهري كبير . وامتاز جزؤه الأخير بدرجات منخفضة من الالتواءات . وبسبب تأثير التسطیح (peniplanation) الناتجة عن تعرية كميات هائلة من نواتج التوجيه التي كونت الصخور الفتاتية لتكوين كعرة وحسينيات . وبسبب معدلات التعرية الشديدة وضعت منطقة المصدر في طبوغرافية واطئة نسبياً وانخفضت معدلات التعرية فيها مما أدى إلى تبلور نواتج التجويه مثل معدن الكاؤولينيات في منطقة المصدر . إن انتقال الحمولة الغروية من منطقة المصدر إلى أحواض الترسيب لم يؤثر كثيراً على بلورات الكاؤولين باستثناء زيادة طفيفة في عدم الانتظام البلوري وارتفاع محتوى الألكتروليت والحرارة وربما انخفاض الدالة الحامضية يؤدي إلى تليد وترسيب الحمولة الغروية بشكل كاؤولين تكوين عامج . وتفسر هذه الظروف تكوين الكاؤولينيات لأطيان عامج بدرجات تشويه قليلة وامتلاكها صفة الانتشار العالية ومعدلات تفكك سريعة .

مثلت أطيان الكاؤولين الاقتصادية العراقية، العمود الفقري في دراسة الملاح

(1999). ويمكن الرجوع إلى أطروحة الدكتوراه للباحث المذكورة وذلك للإجابة على ما يتعلق بأطيان الكاؤولين. ويعرض الجدول (13 - 8) و(9 - 13) بعض الخواص الفيزيائية والتركيب الكيميائي على التوالي لهذه الأطيان علاوة على إيجاز لوصف تركيبها المعدني وكما يأتي:

جدول (13 - 8) قابلية التبادل الكاتيوني (CEC)

واللدونة (plasticity) ومعدلات التفكك

لأطيان الكاؤولين الاقتصادية العراقية

النموذج	الموقع	اللون	قابلية التبادل الكاتيوني (CEC) ملي مكافئ/100غم	اللدونة (Ip)	التفتت (Slacking)
KD	دويخلة	بيضاء	15.7	19.72	سريع
KD1/1			11.8	21.62	بطيء
KD ٣ A			8.42	19.74	سريع
KD ٣ B			14.3	28.27	سريع
KD ٣ C			10.12	17.57	بطيء
KD 1/3			15.7	24.47	سريع
KD 2/1		ملونة	10.96	32.2	سريع
KD 2/3 A			9.27	25.95	بطيء
KD 2/4			11.8	39.74	سريع
KH 37/9			ملونة	12.6	27.91
KH 2/1	32.03	27.59		بطيء	
KH 2/3	37.9	40.04		بطيء	
KHX	7.58	23.8		بطيء	
KH 2/2	43.84	25.19		بطيء	
KFC	طين الفلنت شمال حسينيات غرب كيلو 160	بيضاء	3.4	لا يمتلك لدونة	لا يمتلك خاصية تفتت
KFC 1/A			5.9		
KFC 2/A			5.9		
KFC 1/3			5.9		
KFC 2/3			5.9		
KFC 3			5.9		

النموذج	الموقع	اللون	قابلية التبادل الكاتيوني (CEC) ملي مكافئ/100غم	اللدونة (Ip)	التفتت (Slacking)
KAA 10/12	عامج	ملونة	11.8	25.0	سريع
KAA 2/46			11.8	24.22	سريع
KAA 4/42			11.8	24.20	سريع
KAB 22/16 M			11.8	25.36	سريع
KAB 22/A 6L			12.6	26.11	سريع
KABT			11.8	27.91	سريع

جدول 9 - نتائج التحليل الكيميائي لأطيان الكاولين الاقتصادية في قطر العراق

Sample	النموذج	الموقع	اللون	الأكاسيد											Total
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	P ₂ O ₅	I. O. L		
KD1		دويخلة	بيضاء	43.8	36.98	0.82	2.0	0.3	0.58	0.28	0.36	0.19	12.98	99.5	
KD1/1				73.99	36.83	0.80	1.0	0.30	0.16	0.42	0.44	0.24	13.88	98.3	
J7/1*		أطراف	ملون	45.66	31.97	2.63	1.02	0.32	0.25	0.21	0.14	0.02	14.30	100.59	
J7/2*		منخفض كعرة		52.20	29.7	2.41	1.10	0.30	0.33	0.19	0.08	0.02	12.79	49.13	
J7/3				53.07	36.05	2.31	1.14	0.26	0.31	0.13	0.09	0.02	11.49	98.88	
KH 37/9		حسينيات	ملونة	42.2	36.15	4.3	1.57	0.13	0.01	0.28	0.49	0.21	13.37	98.72	
BH 37/9/1**				50/98	24.0	8.8	1.60	-	-	0.95	1.84	-	8.44	96.61	
BH 62/25**				45.86	32.64	3.80	1.60	-	-	0.56	0.34	-	12.96	97.76	
BH 31/13**				41.50	34.09	7.00	1.22	-	-	0.87	0.40	-	13.57	98.65	
BH 51/27**				44.70	31.38	7.60	1.53	-	-	0.42	0.42	-	12.15	98.26	
KFC		شمال الحسينيات	بيضاء	45.0	37.81	1.24	1.25	0.19	0.02	0.42	0.10	0.10	13.41	99.92	
KFC 1/A***		غرب كيلو 160		43.96	37.07	0.64	1.87	0.06	0.04	0.17	0.12	0.07	13.68	97.68	
KAA 10/26		عامج	ملونة	47.94	31.78	4.84	1.3	0.19	0.62	0.88	0.57	0.22	11.76	99.5	
KAA 2/46				49.10	30.21	4.62	1.32	-	-	0.26	0.44	-	11.20	97.15	
KAA 2/42				50.30	28.0	1.90	1.35	-	-	0.27	0.38	-	11.20	93.4	
KAB 22/16				49.72	29.0	5.62	1.57	-	-	0.19	0.53	-	10.77	97.4	
KAB				47.20	30.2	5.86	1.52	-	-	0.21	0.25	-	11.37	96.91	

المصدر الملاح، 1999

1 - أطيان كاؤولين كعرة: أظهرت الدراسة المعدنية والتحليل الكيميائية بأن المعدن السائد في هذه الأطيان هو الكاؤولينيات الذي تصل نسبته ما بين (84% - 86%) مع كميات قليلة من الإلايت (1.5% - 5%) والكوارتز بنسبة (2% - 10%) وأكاسيد وهيدروكسيدات الحديد المسؤولة عن تلوين هذه الأطيان، علاوة على معادن التيتانيوم (الأناتيس) والمواد العضوية (0.4%) وبشكل بقايا نباتات. امتاز كاؤولينيات هذه الأطيان بدرجات تبلور منخفضة وتتراوح بين (0.35 - 0.5 HI) ويمكن أن تصل إلى (0.6 - 0.7) في نماذج أخرى.

2 - أطيان كاؤولين حسينية: أشارت نتائج فحوصات حيود الأشعة السينية (XRD) والتحليل الكيميائية بأن المعدن السائد في هذه الأطيان هو الكاؤولينيات الذي تصل نسبته إلى (85%) مع قليل من الإلايت وبنسبة (1%) علاوة على المونتموريلونات (9%) بشكل معادن مختلطة (ممتزجة) وشوائب من الكوارتز بنسبة (5%) ومعادن أكاسيد الحديد (الجوثايت والهيماتايت) ومعادن أكسيد التيتانيوم (أناتيس).

3 - أطيان كاؤولين عامج: مقارنة مع أطيان كعرة وحسينية، يزداد محتوى الكاؤولينيات في أطيان عامج وتصل نسبته ما بين (86% - 93%) وفي بعض النماذج يكاد يكون المعدن المطلق في الأطيان. وعلاوة على الكاؤولينيات تحتوي هذه الأطيان على كميات قليلة من الإلايت (5%) وكميات من المونتموريلونات تصل إلى (10%) وبشكل معادن ممتزجة، والكوارتز بكميات تتراوح بين (5% - 7%) ومعادن أكاسيد الحديد والتيتانيوم (جوثايت وهيماتايت مثلاً).

4 - أطيان الفلنت: تقع ترسبات أطيان الفلنت في الصحراء الغربية غرب قصبه كيلو (160) قرب تقاطع وادي الحسينية بوادي حوران وبمسافة تصل (0.5) كيلو متر باتجاه جنوب غرب. وتعد هذه الترسبات صخوراً رسوبية كاؤولينية دقيقة التبلور صلبة وغير لدنة وبمكسر محاري وتتشظى بزوايا حادة عند كسرها ولا تتفكك عند غمرها بالماء. ويسود الاعتقاد بين الجيولوجيين بأن هذه الأطيان قد ترسبت من محاليل غروية في بيئة البرك والمستنقعات. ويبدو بأن أهم استخدام صناعي لهذه الترسبات هو في مجال صناعة المقاومات الحرارية (Refractories) والورق علاوة على إنتاج مواد الزيولايت (zeolite). وتمتاز هذه الأطيان بارتفاع مكوناتها من الألومينا الذي يقترب من القيمة النظرية الحسابية التي تستند على الصيغة الكيميائية للمعدن.

13 - 12 خامات الحديد الرسوبي منخفضة الجودة :

يوجد في العراق ترسبات صغيرة - متوسطة الحجم من خامات الحديد الرسوبية الأصل . وتعود هذه الترسبات إلى عصري البيروكاربوني والجوراسي الأسفل والمنكشفة في منطقتي الكعرة والحسينيات على التوالي / الصحراء الغربية . وبشكل عام، تحتوي هذه الخامات على شوائب عالية من الكاؤولينايت والمرو (كوارتز) مما يجعل من موضوع تنقيتها وزيادة تركيز محتوى الحديد فيها يخفض من الجدوى الاقتصادية لاستخدامها في الصناعات التعدينية . وفي أدناه موجز للطبيعة الجيولوجية لترسبات كعرة والحسينيات .

ترسبات حديد كعرة: تنحصر هذه الترسبات في الطرف الجنوبي لمنخفض كعرة وعلى بعد حوالي (65) كيلومتر شمال مدينة الرطبة . وتوجد الترسبات بشكل عدسات صغيرة وطبقات غير مستمرة ضمن الجزء العلوي من تكوين كعرة والمنكشفة في عدة مناطق أطلق عليها القطاع الغربي والشرقي والجنوبي . وتختلف محتويات الخامات في الحديد والشوائب حسب هذه القطاعات . ففي القطاع الشرقي تحتوي الخامات على الحديد بنسبة (46.2%) والسليكا و11.42% والألومينا (2.65%)، بينما تحتوي خامات القطاع الغربي على الحديد بنسبة (37.01%) والسليكا (40.6%) في حين تبلغ نسبة الحديد (41.17) والسليكا (27.2%) في خامات القطاع الجنوبي . وكما يتضح من نتائج التحليل الكيميائي بأن هذه الخامات تكون غنية بالسليكا (12% - 40%) وتتراوح نسبة الحديد في أغلب الخامات بين (20% - 40%) . أما الخامات التي تحتوي على نسبة عالية من الحديد (50%) فلا تشكل إلا نسبة قليلة (11%) من الكتلة الإجمالية للخام .

ترسبات حديد حسينيات: توجد هذه الترسبات على طول جرف وادي حسينيات الذي يقع على بعد حوالي (45) كيلومتراً جنوب شرق الكعرة . وتشكل هذه الترسبات بشكل عدسات تقع طباقياً ضمن الوحدة الفتاتية من تكوين حسينيات . تحتوي الخامات على نسبة من الحديد تتراوح (14.63% - 43.74%) والسليكا (6.42% - 25.41%) والألومينا (5.02% - 21.24%) وخامس أكسيد الفوسفور (0.01% - 0.23%) وأوكسيد التيتانيوم (0.74% - 3.22%) . وتحتوي أيضاً على العناصر الأثرية بتراكيز متباينة (ج م م) مثل المنغنيز (60 - 181) والرصاص (125 - 303) والخاصيين (9 - 116) والنحاس (7 - 24) والكروم (71 - 191) والكوبالت (1 - 28) .

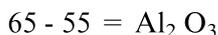
يعتقد بأن خامات حديد الكعرة وحسينيات قد تكونت نتيجة ترسيب أو أكسيد الحديد المائي على شكل معدن الجوثايت والذي يتحول إلى معدن الهيماتايت بمرور الزمن . وتم تمييز أربعة أنواع من خامات الحديد بالاعتماد على المظاهر المعدنية والنسيجية علاوة على بعض التراكيب الرسوبية . وهذه الأنواع هي : خامات الحديد الرملية + الطينية والسرئية + الحمصية والعقدية . ويعد الكاؤولينايت المعدن الطيني الوحيد الذي تم تمييزه في خامات حديد كعرة وحسينيات .

إن مصدر خامات حديد كعرة وحسينيات هو صخور الدرع العربي - النوبي المتكون من صخور معقدات البلوتونية التحولية ومن منطقة الكعرة نفسها على التوالي . وساعدت منظومات الأنهار على نقل الحديد بشكل غروي أو بشكل امتزاز على المعادن الطينية وبشكل مواد فتاتية . وترسبت هذه المكونات في بيئات قارية (الأنهار والبحيرات) تحت ظروف رطبة مؤكسدة ومنها ما ترسب تحت ظروف عالية من الطاقة (خامات الحديد السرئية والحمصية) أو تحت ظروف منخفضة من الطاقة (خامات الحديد الرملية) .

13 - 13 رواسب البوكسايت :

تنكشف رواسب البوكسايت الخسفي في الصحراء الغربية وبالتحديد شمال الحسينيات في منطقة الكيلو (160) على طريقة الرمادي - الرطبة . وتوجد هذه الرواسب بأشكال كتلية تملأ خسفات غير منتظمة ضمن تكوين العبيد وتكونت في بداية ترسيب تكوين الحسينيات في العصر الجوراسي (العطية وسعد الله 1998) .

إن مصدر اشتقاق مصطلح «بوكسايت» هو من اسم منطقة «باوكس» (Baux) في فرنسا تتوفر فيها رواسب البوكسايت . تحتوي هذه الرواسب على مكونات أساسية من معادن الجبسايت والبوهمايت والدايسبور علاوة على كميات مختلفة من الشوائب بشكل معادن الهالوسايت والكاؤولينايت والنترونايت وأطوار أكاسيد الحديد والتيتانيوم . أما بالنسبة للتركيب الكيميائي لرواسب البوكسايت المثالية ، فتحوي على مديات من تراكيز أكاسيد العناصر وكما يأتي (% وزناً) :



ويفضل في صناعة الألمنيوم احتواء البوكسايت على ما لا يقل عن 50% وزناً

ألومينا وأن تقلل مكوناته من TiO_2 , $Fe_2 O_3$, SiO_2 عن 6% وزناً و10% وزناً و4% وزناً على التوالي.

تتوفر رواسب البوكسايت بثلاثة أنواع وهي: 1 - البوكسايت السرياني أو الحمصي و2 - البوكسايت الإسفنجي و3 - البوكسايت الطيني. والنوع الأخير هو الذي ينتمي إليه البوكسايت العراقي. كما توجد رواسب البوكسايت بثلاثة أشكال أيضاً وهي: 1 - الرواسب الغطائية و2 - الرواسب ما بين الطبقات و3 - الرواسب الكتلية غير المنتظمة. وتأخذ رواسب البوكسايت العراقية الشكل الأخير.

تنشأ رواسب البوكسايت بشكل عام، من تجويه صخور سليكات الألمنيوم (صخور نارية أو متحولة أو رسوبية) المفتقرة كثيراً بالكوارتز الحر (والحديد) وتحت ظروف جوية رطبة استوائية وشبه استوائية مما تؤدي إلى خلب السليكا كلياً وجزئياً الحديد علاوة على إضافة الماء. وبهذا يزداد تركيز الألمنيوم مع التيتانيوم والحديد و ربما المنغنيز في الرواسب المتبقية التي تمثل رواسب البوكسايت. إن المراجع العلمية مليئة بالكثير من المناقشات وعدم الاتفاق على العديد من العوامل التفصيلية والمحلية المؤثرة على تكوين البوكسايت. إن الانتقال من صخور المصدر إلى رواسب البوكسايت يمثل تغييراً كيميائياً يتطلب وفرة عدد من العوامل الكيميائية التي تساعد على إحداث هذا التغيير. والعوامل المقترحة في هذا المجال متباينة ومختلفة وتشمل ثاني أكسيد الكربون والحوامض العضوية والميثان والبكتريا والمحاليل الحرمائية والمواد العضوية (الخث والليكنات). ويتطلب تكوين البوكسايت أيضاً ترسيبه على سطوح أفقية تقريباً وعلى مواد تحت سطحها القابلية على ترشيح الماء بالإضافة إلى وفرة عوامل تساعد على الاحتفاظ برواسب البوكسايت من تأثير عمليات التجويه اللاحقة، كما يتطلب تكوينه فترات طويلة نسبياً من الزمن الجيولوجي.

تشير البيانات التحليلية المعدنية إلى احتواء رواسب البوكسايت العراقية على حوالي (37%) كاؤولينايت و(26%) بوهميايت و(20%) جبسايت، بينما بلغت الشوائب (كالكسايت وكوارتز وأطوار أكاسيد النيتانيوم) حوالي (20%) إن احتواء الرواسب على نسبة عالية من الكاؤولينايت يعكس عدم نضوح عمليات تكوين البوكسايت بسبب انخفاض كفاءة الغسل وبالتالي فإن هذه الرواسب لا تمثل خامات البوكسايت المتعارف عليها بل هي أقرب إلى البوكسايت الكاؤوليني. ويتضح من نتائج التحليل الكيميائي لرواسب البوكسايت العراقية (جدول 10 - 12) بأنها تحتوي

على نسبة من الألومينا تقل عن (50%)، بينما تشير نسبة الفضالة غير الذائبة (24%) إلى إحتواء هذه الرواسب على حوالي (50%) كاؤولينايت + كوارتز.

جدول 13 - 10 نتائج التحليل الكيميائي (% وزناً) لنموذج من رواسب البوكسايت

الأكاسيد	% وزناً
Al ₂ O ₃	45.00
Fe ₂ O ₃	5.00
CaO	1.30
MgO	3.80
Na ₂ O	4.85
H ₂ O الرطوبة	1.40
(SiO ₂) I.R.	24.00
L. O.I	16.60

المصدر الدباغ والصائع، 1996

13 - 14 رواسب البنتونايت :

يعد البنتونايت نوعاً من أنواع الأطين التي تمتاز باحتوائها على نسبة كبيرة من معدن المونتموريلونايت الذي يمتلك القابلية العالية على التبادل الكاتيوني وهناك عدة أنواع من البنتونايت أهمها صناعياً هو الصوديوم - بنتونايت القابل على الانتفاخ والذي يستعمل في مجالات مهمة مثل الحفر الآلي وتصفية الكبريت وقصر الزيوت . . . وغيرها. تم اكتشاف هذا النوع من البنتونايت أولاً في بداية السبعينات ضمن تكوين المقدادية (بلايوسين) المنكشف في منطقة ديالى / شرق العراق. ويعتقد بأن الصوديوم بنتونايت قد تكون بفعل العمليات التحويرية التي طرأت على الرماد البركاني الساقط أثناء ترسيب صخور تكوين المقدادية. وترسبت معظم هذه الأطين في الجوانب المواجهة للشمال الشرقي من الطيات المحدبة في المنطقة المتموجة وعلى وجه الخصوص في سلاسل جبال حميرين. وهناك عدة مواقع في المنطقة، تحتوي على البنتونايت بشكل طبقة عدسية متناوبة مع الرمال والرماد البركاني والأطين الأخرى، إلا أن هذه المواقع مهددة بالانغمار بمياه بحيرة سد حميرين. وأدت التحريات الجيولوجية اللاحقة إلى اكتشاف رواسب من الكالسيوم بنتونايت وهو من النوع غير المنتفخ وغالباً ما يحتاج إلى عمليات تنشيط حامضية أو قاعدية بهدف تهيئته

للاستخدامات الصناعية . وتقتصر مواقع الكالسيوم - بنتونايت على منطقة الصفرة (طباشيري أعلى) ومنطقة طريفواي (دانيان) .

13 - 15 رواسب الباليغورسكايت :

توجد الأطيان الاقتصادية من الباليغورسكايت في عدة مناطق من قطر العراق . ويوجد في الصحراء الغربية ضمن ترسبات أطيان عضو طريفواي العائد لتكوين عكاشات (أم أرضة / باليوسين) وكذلك ضمن ترسبات أطيان عضو الصفرة العائد لتكوين الجيد (طيارات / طباشيري أعلى) وبشكل مترافق مع معدن السكتايت . ويعتقد أن هذه الترسبات قد تكونت في بيئة بحرية ضحلة - لاغونية (طريفواي) وبيئة بحرية هادئة (الصفرة) . كما توجد ترسبات صغيرة باحتياطي منخفض متمثلة بأطيان الباليغورسكايت على شكل عروق في الصخور الرملية لتكوين إنجانه (مايوسين أعلى) . ويوجد أيضاً الباليغورسكايت ضمن مكونات صخور الجركس الحمراء (أيوسين) المنكشفة في شمال وشمال شرق العراق ، بينما أدت التحريات الجيولوجية إلى اكتشاف طبقات من الباليغورسكايت ضمن طبقات النفايل المنكشفة في الغرب من مدينة الرطبة بحوالي (100) كيلومتر والتي تكافئ صخور تكوين الفتحة (مايوسين أوسط) .

الفصل الرابع عشر

Chapter Fourteen

الدورة الجيوكيميائية للعناصر

Geochemical Cycle of Element

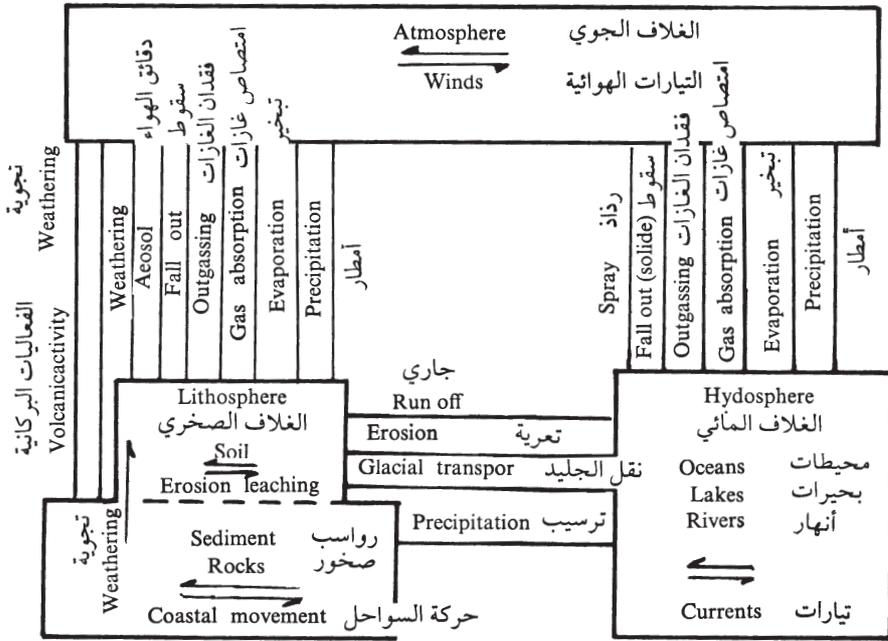
14 - 1 تمهيد:

تفترض المصادر الجيوكيميائية بأن كوكب الأرض يمكن تمثيله بنظام مغلق (Closed System) تنتقل فيه المواد المختلفة حسب مفهوم الدورة الجيوكيميائية. وينتقد الاخصاصيون عادة هذا الافتراض على أساس أن الأرض تستقبل أو يضاف إليها مواد فضائية (النيازك وغبارها) كما أنها في نفس الوقت تفقد مواد مثل غاز الهيدروجين والهيليوم، إلا أن معدلات هذه الإضافة أو الفقدان قليلة جداً وغير مهمة مقارنة مع المنظومة الإجمالية للأرض.

إن انتقال المواد بين أجزاء الأرض الصلبة هو بتأثير قوى داخلية ناشطة منذ قبل حوالي (4000) مليون سنة، والتي أدت إلى تكوين الأنطقة المختلفة للأرض الصلبة وبمكوناتها من المواد المختلفة وحسب الدراسات غير المباشرة وبياناتها التي اعتمدنا عليها في مناقشات الجزء الثاني من الكتاب الحالي. وهكذا تركز الأطوار الثقيلة للعناصر في نطاق لب الأرض بينما اغتنت القشرة الأرضية بالعناصر الخفيفة (الأطوار الخفيفة للعناصر). وهكذا أيضاً تحققت القناعة بوجود نطاق اللب الحديدي ممزوجاً بالكبريت (لب خارجي) والنيكل (لب داخلي) والرداء الأسفل بتركيب أطوار ثنائية الأكاسيد ونطاق تحول الأطوار المعدنية إلى بناء كثيف فضلاً عن نطاق الرداء العلوي بتركيب صخور لهرزولايت وهارزبرجايت والقشرة القارية السفلى بتركيب الأمفيولايت والكرانيولايت والقشرة القارية العليا التي تحتوي على صخور تتراوح بين صخور رسوبية ومتحولة وناوية بينما تمتلك في المعدل تركيب الصخور النارية الحامضية.

إن تقسيم الأرض إلى نطاق القشرة والرداء واللب يؤدي إلى إمكانية دراسة كل نطاق من هذه الأنطقة بشكل منظومة خاصة به. غير أن هذا الأمر ليس صحيحاً

تماماً. فمثلاً بالنسبة لنطاق القشرة الأرضية وحسب نظرية الصفيح فإن مواد تضاف أو تفقد من القشرة وإلى نطاق الرداء العلوي والتي تتصاحب عادة مع عمليات تكوين الجبال، غير أن انتقال المواد بين القشرة الأرضية من ناحية وبين الغلاف الجوي والمائي والحياتي من ناحية أخرى، تستقطب اهتمام أخصائي الجيوكيمياء وخصوصاً عندما يكون الموضوع يتعلق بالبيئة وأنظمتها الرئيسية.



شكل 14 - 1 نمط انتقال المواد في وبين الأنطقة السطحية الرئيسة للأرض

المصدر Fergusson, 1982

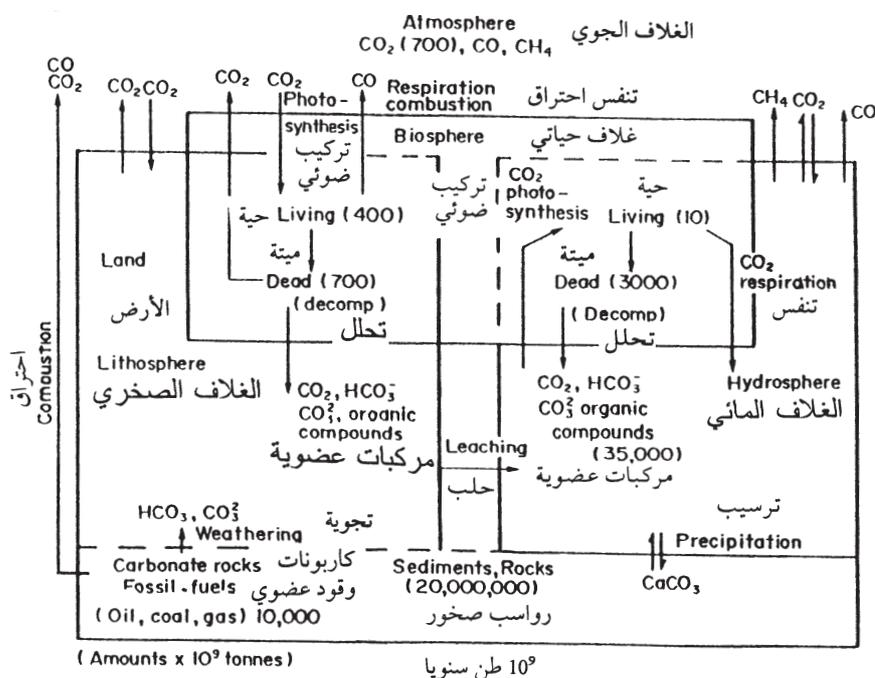
14 - 2 نمط انتقال المواد بين أنطقة السطحية للأرض :

إن موضوع انتقال العناصر في الأنطقة السطحية الرئيسة للأرض وفيما بينها قد حظي بنسبة كبيرة من الدراسات وعلى الأخص تلك المتعلقة بالعناصر الغذائية. إن نمط الانتقال في كل نطاق وبينها يمكن توضيحه في الشكل (14 - 1). وبسبب التعقيد الذي قد يضيفه وجود الغلاف الحياتي فقد تم رفعه من الشكل المذكور. ويتضح بأن هناك عدداً من ميكانيكيات الانتقال التي هي في حقيقة الأمر متعاكسة التأثير فقط وليس في حالة توازن كمي. فمثلاً يمثل سطح التربة مصدر دقائق الغلاف الجوي (aerosols)، إلا أن سقوط هذه الدقائق يتم على جميع سطح الأرض بما في ذلك سطح ويابسة ومياه الأرض ولا يقتصر سقوطها على مواقع

نشأتها المتمثلة بالترب. وتنطبق نفس الملاحظة على تبخير الماء من المسطحات المائية والمتمثلة أساساً بالبحار والمحيطات، وانتقاله إلى الغلاف الجوي بشكل بخار الماء، أما الساقط الرطب فهو يمثل نمطاً من انتقال المواد يعاكس في التأثير نمط التبخير إلا أنهما يختلفان في كمية المياه المتنقلة من البحار إلى الغلاف الجوي ومن ثم سقوطها على جميع الأنطقة السطحية للأرض.

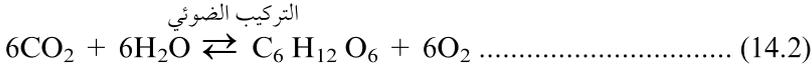
14 - 3 دورة الكربون:

ترتبط بشكل وثيق دورة الكربون بالغلاف الحياتي. وإن أهم الأشكال الأساسية للكربون هي ثاني أكسيد الكربون، ومحتوى الكائنات الحية والميتة من الكربون (تشمل كائنات يابسة ومياه الأرض) ويطلق عليه الكربون العضوي، والشكل اللاعضوي من الكربون في الغلاف المائي وفي صخور الكربونات، علاوة على شكل الكربون المختزل في الوقود العضوي. ويمكن أن تتواجد جميع أشكال الكربون (باستثناء صخور الكربونات) بحالة مختزلة عند ظروف غياب الهواء أو الظروف اللاهوائية وبشكل مواد هيدروكربونية. ومن ملاحظة الدورة الجيوكيميائية للكربون (شكل 14 - 2) يمكن تمييز أربعة تفاعلات رئيسة متوازنة وهي كالآتي:



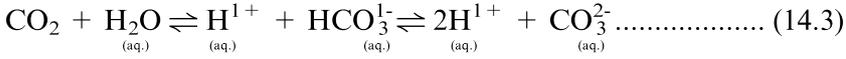
شكل 14 - 2 الدورة الجيوكيميائية للكربون

المصدر Fergusson, 1982

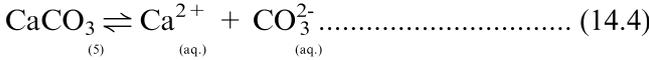


التركيب الضوئي

كاربوهيدرات التنفس



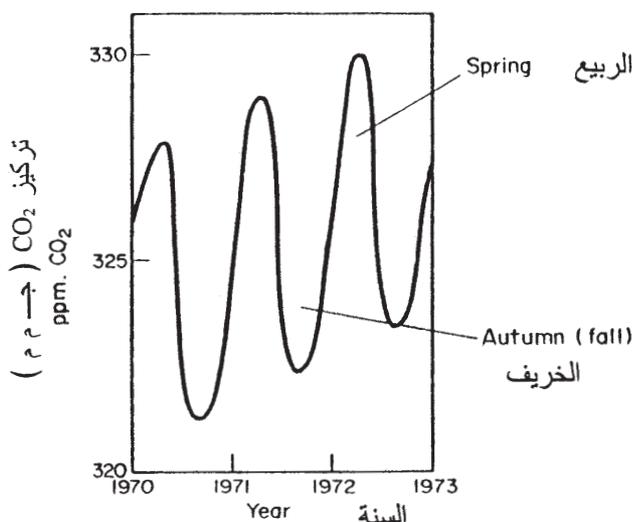
(aq.) (aq.) (aq.) (aq.) (aq.)



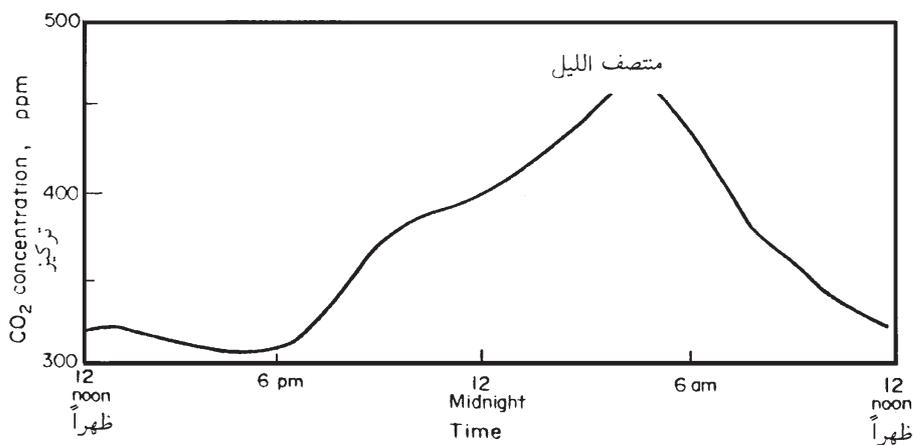
(s) (aq.) (aq.)

يوضح التفاعل (14.1) إذابة غاز ثاني أوكسيد الكربون في الماء والذي يعتمد على الضغط الجزئي لغاز (CO₂) علاوة على درجة حرارة الماء . ويضبط هذا التفاعل ثابت هنري (K_H) بشكل عام الفقرة (2 - 2) . أما التفاعل (14.2) فيمثل في اتجاه اليمين عملية التركيب الضوئي بينما يمثل اتجاهه إلى اليسار عمليات التنفس للأحياء . إن وجود غاز (CO₂) المذاب في الماء يؤدي إلى تفاعله مع جزئية الماء وتكوين حامض الكاربونيك المهم في العمليات الجيولوجية السطحية وذلك من خلال تحلله في الماء وتحرير أيون الهيدروجين الذي يساعد في رفع معدلات عدد من العمليات الجيولوجية وبضمنها التجزئة الكيميائية . ويوضح التفاعل الأخير (14.4) ترسيب أطوار كاربونات الكالسيوم في الوسط المائي ، غير أن هذا التفاعل ينحرف باتجاه اليمين بسبب تأثير حامض الكاربونيك .

يبدو وبشكل عام بأن أشكال الكاربون المتوفرة في الأنطقة السطحية للأرض (14 - 2) هي في حالة توازن ، غير أن هناك ما يشير إلى فقدان حالة التوازن هذه موسمياً ويومياً (الشكل 14 - 3 والشكل 14 - 4) . ويمكن تفسير هذه الاختلافات على أساس وفرة أشعة الشمس اللازمة لحدوث تفاعلات عمليات التركيب الضوئي . وتؤثر الفعاليات البشرية أيضاً في إحداث عدم الاتزان في مراحل الدورة الجيوكيميائية للكربون وذلك من خلال احتراق الوقود العضوي بمعدلات متصاعدة وإزالة المناطق الخضراء (الغابات) مما يؤدي إلى ارتفاع كمية (CO₂) في الهواء وبالتالي تذبذب حالة التوازن للتفاعل (14.1) و(14.2) .



شكل 14 - 3 الاختلاف السنوي في تركيز (CO₂)
في الغلاف الجوي لنصف الكرة الشمالي
المصدر Fergusson, 1982



شكل 14 - 4 التغيرات اليومية في تركيز غاز (CO₂)
للغلاف فوق حقول زراعة الحنطة خلال الأيام المشمسة.
المصدر Fergusson, 1982

14 - 4 دورة النيتروجين

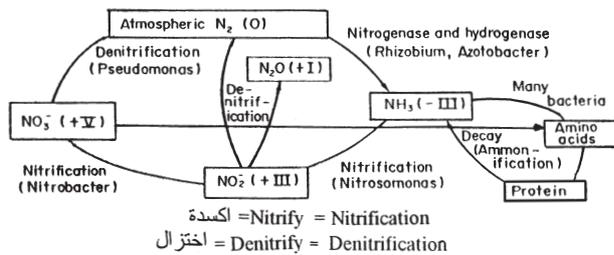
يعد النيتروجين ضرورياً لنشأة الحياة واستمرارها وذلك بسبب دخوله في تركيب الحوامض الأمينية التي تمثل المواد الأولية لتكوين البروتين. يحدث التخليق الحيوي لجميع الأنواع الضرورية من الحوامض الأمينية خلال العمليات الحيوية للنباتات، إلا أن العمليات الحياتية للإنسان تؤدي فقط إلى تكوين بعض أنواع من

الحوامض الأمينية، بينما يعوض غذاء الإنسان عن الأنواع الأساسية من الحوامض الأمينية الأخرى. إن المصدر الأساسي للنيتروجين هو محتوى الغلاف الجوي من غاز النيتروجين (N_2). ويتم تثبيت النيتروجين من خلال الطرق الحياتية وإنتاج الأسمدة النيتروجينية والاحتراق علاوة على تفرغ الشحنة (lighting) وكما يوضحه الجدول (14 - 1). وبمجرد تثبيته، يدخل النيتروجين في الدورات الحياتية لمنظومة

جدول 14 - 1 كمية النيتروجين المثبت سنويا (1074)

Method of Fixation	طريقة التثبيت	الكمية المثبتة	Amount Fixed $\times 10^6$ tonnes	تثبيت بالمئة	Percent Fixed
Biological	حياتي				
	Agriculture land	الأراضي الزراعية	95		38
	Forested & uncultivated land	الغابات والمراعي	62.5		25
	Oceans	المحيطات	~1		~0.4
	Pertilizer production	إنتاج الأسمدة	60		24
	Combustion	احتراق	22.5		9
	lighting	تفرغ الشحنة	10		4
	Total	المجموع	251		4,100

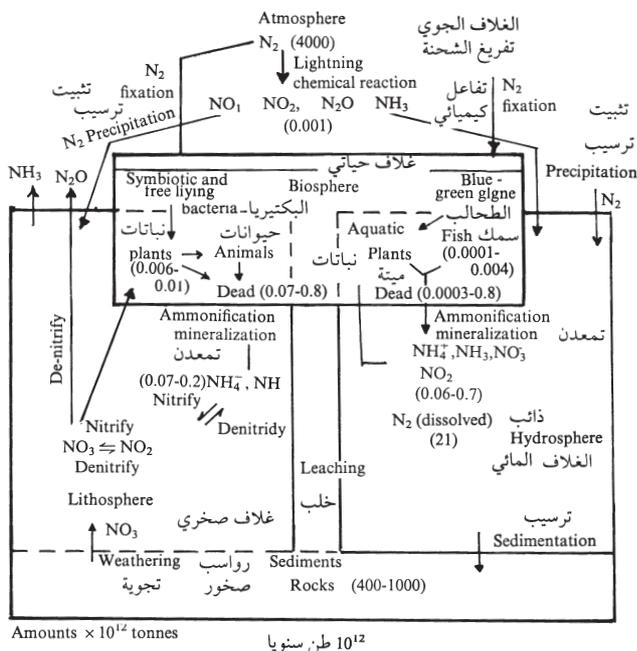
النبات - التربة. ويوضح الشكل (14 - 5) بأن هذه المنظومة تحتوي على دورتين مغلقتين. وتفسر هاتان الدورتان الاختلاف الواسع بين معدلات تثبيت النيتروجين في التربة (سنة 1974) والبلغة حوالي ($25^1 \times 10^6$) طن مقارنة مع الكمية المستغلة من الأسمدة النيتروجينية التي وصلت إلى حوالي (7300×10^6) طن علاوة على التأثيرات البيئية الناتجة عن هذا الاختلاف والمتمثلة بزيادة تراكيز (NO_3^- و NH_4^+) في المياه السطحية وزيادة تركيز ($N_2 O$) في الغلاف الجوي وتدهور طبقة الأوزون.



شكل 14 - 5 الدورة الحياتية للنيتروجين ضمن منظومة النبات - التربة

المصدر Fergusson, 1982

يوضح الشكل (14 - 6) الدورة الجيوكيميائية للنيتروجين والمتضمنة عدداً من التفاعلات التي يدخل فيها النيتروجين، إلا أن هذه التفاعلات يمكن تصنيفها بمجموعتين: الأولى تتضمن اختزال النيتروجين في عمليات تثبيته وفي تفاعلات اختزال النيتروجين (denitrify). أما الثانية فتشتمل على تفاعلات أكسدة النيتروجين (nitrify). ويساعد في حدوث المجموعتين من التفاعلات عامل البكتيريا.



شكل 14 - 6 الدورة الجيوكيميائية للنيتروجين

المصدر (Fergusson, 1982)

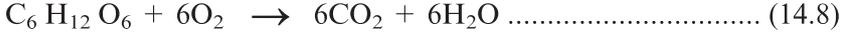
14 - 5 دورة الأوكسجين

بسبب الانتشار الواسع للعديد من أطوار الأوكسجين في الأرض، فمن الصعب رسم دورة شاملة للأوكسجين. أما الدورة التي يعرضها الشكل (14 - 7) فهي مقتصرة على (O_2) و (CO_2) . فقط. يدخل (O_2) ومركباته الكيميائية في عدد من العمليات بضمنها التجوية وفعاليات الأحياء الهوائية وعمليات التنفس والاحتراق علاوة على التحلل والتركيب الضوئي. وبسبب القيمة الموجبة العالية لجهد الأكسدة في التفاعل:

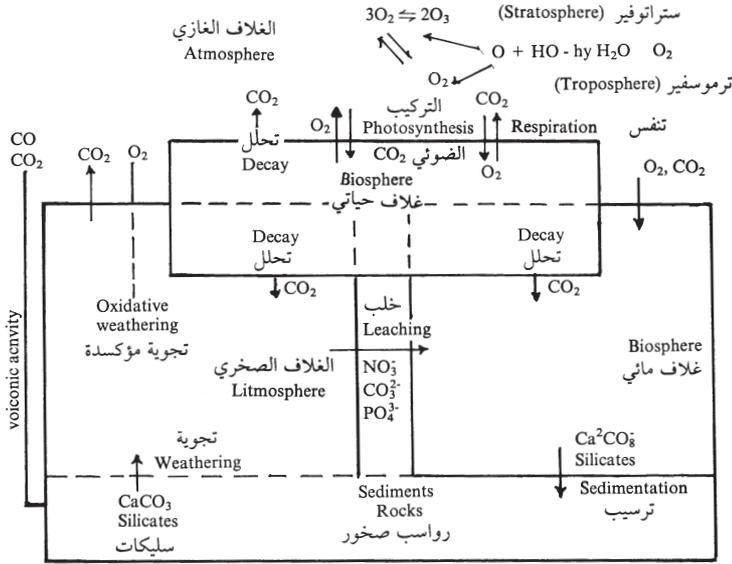


فإن الأوكسجين (O_2) يستهلك من قبل العديد من العمليات الطبيعية مثل:





إن الاستثناء الرئيس للتفاعلات المذكورة هو عمليات التركيب الضوئي المتمثلة بمعكوس التفاعل (14.8) والذي يدل على أهميته في التحكم بموازنة وفرة الأوكسجين. وتصل وفرة الأوكسجين في الغلاف الصخري والمائي والجوي والحياتي، إلى حوالي (49%) من مجموع المكونات الأخرى. ويوضح الجدول (14 - 2) توزيع الأوكسجين في الأنطقة السطحية للأرض.



شكل 14 - 7 الدورة الجيوكيميائية للأوكسجين
المصدر Fergusson, 1982

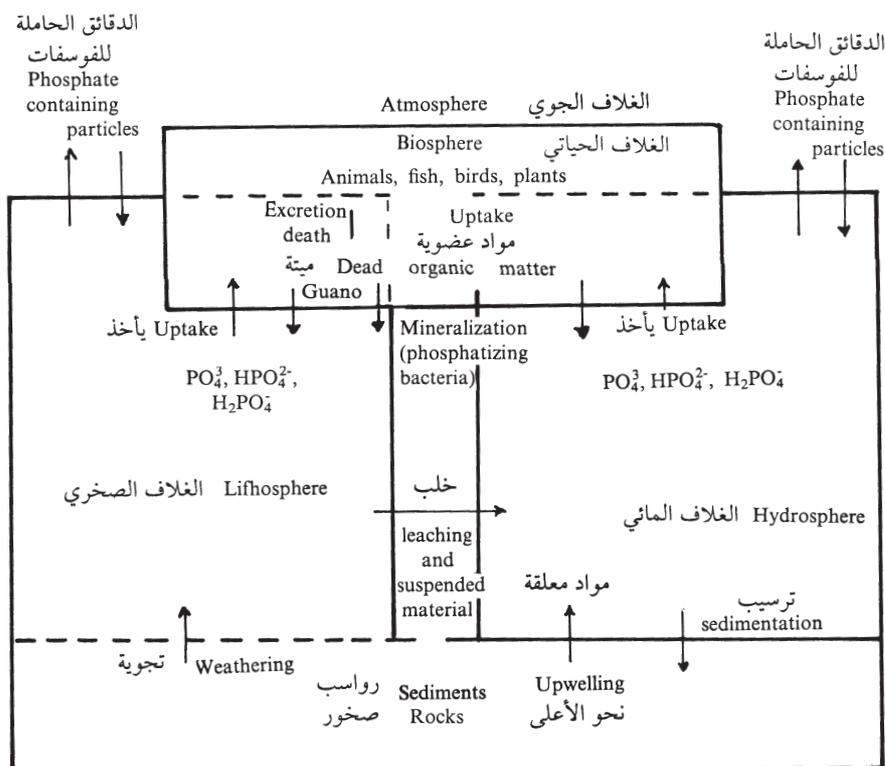
جدول 14 - 2 توزيع الأوكسجين في الغلاف الصخري والمائي والجوي والحياتي

Area	المنطقة	الذرة بالمئة	الكتلة بالمئة	كتلة الأوكسجين 15 طن
Lithosphere	صخري	62	46.6	11,040*
Hydrosphere	مائي	33	89	1.290**
Atmosphere	جوي	21	23	1.2
Biosphere	حياتي	25	52	0,004***

المصدر Fergusson, 1982

14 - 6 دورة الفوسفور

يعد الفوسفور من عناصر التغذية الكبرى والأساسية في كل من النباتات والحيوانات وذلك بسبب الخواص الكيميائية للفوسفات من ناحية وعدم وجود طريقة سريعة لتدوير الفوسفور وانتقاله بين الأنطقة السطحية للأرض (شكل 14 - 8). تقتصر وفرة الفوسفور في الغلاف الجوي على دقائق الغبار فقط. واستناداً إلى ذلك، فإن تدوير الفوسفور يعتمد على إنتقاله ضمن أطوار المحاليل والأطوار الصلبة وبينهما، غير أن معدلات انتقاله تكون منخفضة ومحدودة بسبب الإذابة المنخفضة لأطوار الفوسفات الشائعة وخاصة تلك الحاملة لأيونات العناصر (Ca^{2+} و Al^{3+} و Fe^{3+}) التي تنشأ في البيئات السطحية.

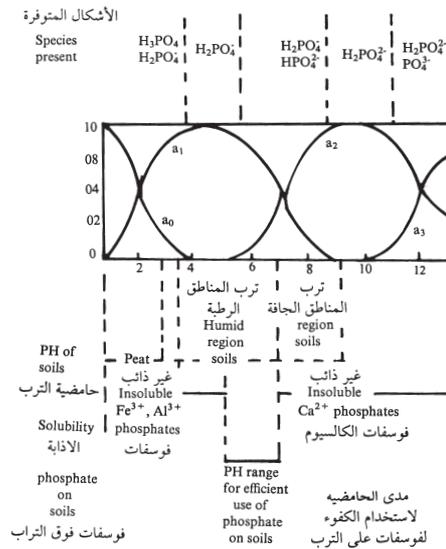


شكل 14 - 8 الدورة الجيوكيميائية للفوسفور

المصدر (Fergusson 1982)

إن أكثر أطوار الفوسفات إذابة في المنظومات السطحية هو ثنائي هيدروجين فوسفات الكالسيوم ($Ca(H_2PO_4)_2$) الذي يكون مستقراً في ظروف محدودة من الدالة الحامضية وكما يوضحه الشكل (14 - 9) الخاص بتوزيع أشكال الفوسفات

وعلاقتها بالدالة الحامضية ودرجة إذابة أطوار الفوسفات. وبسبب الحركة البطيئة للفوسفور في المراحل المختلفة من دورته الجيوكيميائية، فإن إضافة الأسمدة الفوسفاتية لها الأثر الكبير في نمو النباتات. وتساعد إضافة الأسمدة الفوسفاتية على تثبيت النيتروجين في تربة حقول بعض المحاصيل الزراعية. إلا أن إضافة الأسمدة الفوسفاتية إلى التربة يؤدي إلى التثبيت السريع للفوسفور وخفض وفرته الحياتية للنباتات وذلك من خلال امتزازه على مكونات التربة من المعادن الطينية أو من خلال تكوين أملاح الفوسفور غير الذائبة التي تعتمد على الدالة الحامضية علاوة على اعتمادها على نوع الترب. إن الفعاليات البشرية تؤثر أيضاً على دورة الفوسفور. فمثلاً استخدام المنظفات الحاملة للفوسفات يؤدي إلى زيادة تراكيزها في المياه السطحية والجوفية وأخيراً تنتهي في مياه البحار والمحيطات لتستهلك كمصادر غذائية للنباتات البحرية.



شكل 14 - 9 توزيع أشكال الفوسفات

وعلاقتها بالدالة الحامضية للترب ودرجة إذابة أطوار الفوسفات في الترب

المصدر Fergusson, 1982

14 - 7 دورة الكبريت

يعد الكبريت عنصر تغذية أساسي ويدخل في دورة جيوكيميائية معقدة وذلك بسبب وفرته بأكثر من حالة تأكسد واحدة من ناحية وسهولة تحوله من حالة تأكسدية إلى أخرى. يوضح الشكل (14 - 10) أهم أشكال الكبريت في الأنطقة البيئية وطرق تحولها وانتقالها.

الملحق أ الترتيب الإلكتروني للعناصر الكيميائية

العنصر Element	1s	2s	2p	3s	3p	3d	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	5g
1. H	1														
2. He	2														
3. Li	2	1													
4. Be	2	2													
5. B	2	2	1												
6. C	2	2	2												
7. N	2	2	3												
8. O	2	2	4												
9. F	2	2	5												
10. Ne	2	2	6												
11. Na	2	2	6	1											
12. Mg	2	2	6	2											
13. Al	2	2	6	2	1										
14. Si	2	2	6	2	2										
15. P	2	2	6	2	3										
16. S	2	2	6	2	4										
17. Cl	2	2	6	2	5										
18. Ar	2	2	6	2	6										
19. K	2	2	6	2	6		1								
20. Ca	2	2	6	2	6		2								
21. Sc	2	2	6	2	6	1	2								
22. Ti	2	2	6	2	6	2	2								
23. V	2	2	6	2	6	3	2								
24. Cr	2	2	6	2	6	5	1								
25. Mn	2	2	6	2	6	5	2								
26. Fe	2	2	6	2	6	6	2								
27. Co	2	2	6	2	6	7	2								
28. Ni	2	2	6	2	6	8	2								
29. Cu	2	2	6	2	6	10	1								
30. Zn	2	2	6	2	6	10	2								
31. Ga	2	2	6	2	6	10	2	1							
32. Ge	2	2	6	2	6	10	2	2							
33. As	2	2	6	2	6	10	2	3							
34. Se	2	2	6	2	6	10	2	4							

العنصر Element	1s	2s	2p	3s	3p	3d	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	5g
35. Br	2	2	6	2	6	10	2	5							
36. Kr	2	2	6	2	6	10	2	6							
37. Rb	2	2	6	2	6	10	2	6		1					
38. Sr	2	2	6	2	6	10	2	6		2					
39. Y	2	2	6	2	6	10	2	6	1	2					
40. Zr	2	2	6	2	6	10	2	6	2	2					
41. Nb	2	2	6	2	6	10	2	6	4	1					
42. Mo	2	2	6	2	6	10	2	6	5	1					
43. Te	2	2	6	2	6	10	2	6	6	1					
44. Ru	2	2	6	2	6	10	2	6	7	1					
45. Rh	2	2	6	2	6	10	2	6	8	1					
46. Pd	2	2	6	2	6	10	2	6	10						
47. Ag	2	2	6	2	6	10	2	6	10	1					
48. Cd	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2					
49. In	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	1				
50. Sn	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	2				
51. Sb	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	3				
52. Te	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	4				
53. I	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	5				
54. Xe	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	6				

الملحق أ

العنصر Element	K	I	M	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	5g	6s	6p	6d	6f	6g	6h	7
55. Cs	2	8	18	2	6	10		2	6				1						
56. Ba	2	8	18	2	6	10		2	6				2						
57. La	2	8	18	2	6	10		2	6	1			2						
58. Ce	2	8	18	2	6	10	2	2	6				2						
59. Pr	2	8	18	2	6	10	3	2	6				2						
60. Nd	2	8	18	2	6	10	4	2	6				2						
61. Pm	2	8	18	2	6	10	5	2	6				2						
62. Sm	2	8	18	2	6	10	6	2	6				2						
63. Eu	2	8	18	2	6	10	7	2	6				2						
64. Gd	2	8	18	2	6	10	7	2	6	1			2						
65. Tb	2	8	18	2	6	10	9	2	6				2						
66. Dy	2	8	18	2	6	10	10	2	6				2						
67. Ho	2	8	18	2	6	10	11	2	6				2						
68. Er	2	8	18	2	6	10	12	2	6				2						
69. Tm	2	8	18	2	6	10	13	2	6				2						
70. Yh	2	8	18	2	6	10	14	2	6				2						
71. Lu	2	8	18	2	6	10	14	2	6	1			2						
72. Hf	2	8	18	2	6	10	14	2	6	2			2						
73. Ta	2	8	18	2	6	10	14	2	6	3			2						
74. W	2	8	18	2	6	10	14	2	6	4			2						
75. Re	2	8	18	2	6	10	14	2	6	5			2						
76. Os	2	8	18	2	6	10	14	2	6	6			2						
77. Ir	2	8	18	2	6	10	14	2	6	7			2						
78. Pt	2	8	18	2	6	10	14	2	6	9			1						
79. Au	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			1						
80. Hg	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2						
81. H	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	1					
82. Pb	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	2					
83. Bi	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	3					
84. Po	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	4					
85. At	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	5					
86. Rn	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6					
87. Ft	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6					1
88. Ra	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6					2
89. Ac	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6	1				2
90. Th	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6	2				2
91. Pa	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6	1				2
92. U	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			3	2	6	1			2
93. Np	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			5	2	6				2
94. Pu	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			6	2	6				2
95. Am	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			7	2	6				2
96. Cm	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			7	2	6	1			2
97. Bk	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			8	2	6	1			2
98. Cr	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			10	2	6				2
99. Es	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			11	2	6				2
100. Fm	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			12	2	6				2
101. Md	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			13	2	6				2
102. No	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			14	2	6				2
103. Lr	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			14	2	6	1			2

(Cotton & Wilkinson, 1980) المصدر

الملحق ب الأوزان الذرية ($C^{12} = 12.000$) للعناصر الكيميائية

العنصر Element	الرمز Symbol	العدد الذري Atomic no	الوزن الذري Atomic weight	العنصر Element	الرمز Symbol	العدد الذري Atomic no	الوزن الذري Atomic weight
Aluminium	Al	13	26.98154	Neodymium	Nd	60	144.24
Antimony	Sb	51	121.7	Neon	Ne	10	20.179
Argon	Ar	18	39.948	Neptunium	Nr	93	237.0482
Arsenic	As	33	74.9216	Nickel	Ni	28	58.70
Barium	Ba	56	137.33	Niobium	Nb	41	92.9064
Beryllium	Be	4	9.01218	Nitrogen	N	7	14.0067
Bismuth	Bi	83	208,9804	Osmium	Os	76	190.2
Boron	B	5	10.81	Oxygen	O	8	15.9994
Bromine	Br	35	79.904	Palladium	Pd	46	106.4
Cadmium	Cd	48	112.41	Phosphorus	P	15	30.97376
Calcium	Ca	20	40.08	Platinum	Pt	78	195.09
Carbon	C	6	12.011	Potassium	K	19	39.0983
Cerium	Ce	58	140.12	Praseodymium	Pr	59	140.0977
Caesium	Cs	55	132.9054	Protactinium	Pa	91	231.0395
Chlorine	Cl	17	35.453	Radium	Ra	88	226.0254
Chromium	Cr	24	51.996	Rhenium	Re	75	186.207
Cobalt	Co	27	58.9332	Rhodium	Rh	45	102.9055
Copper	Cu	29	63.546	Rubidium	Rb	37	85.4678
Dysprosium	Dy	66	162.50	Ruthenium	Ru	44	101.07
Erbium	Er	68	167.26	Samarium	Sm	62	150.4
Europium	Eu	63	151.96	Scandium	Sc	21	44.9559
Fluorine	F	9	18.9984	Selenium	Se	34	78.96
Gadolinium	Gd	64	157.25	Silicon	Si	14	28.0855
Gallium	Ga	31	69.72	Silver	Ag	47	107.868
Germanium	Ge	32	72.59	Sodium	Na	11	22.98977
Gold	Au	79	196.9665	Strontium	Sr	38	87.62
Hafnium	Hf	72	178.49	Sulphur	S	16	32.06
Helium	He	2	4.00260	Tantalum	Ta	73	180.9479
Holmium	Ho	67	164.9304	Tellurium	Te	52	127.60
Hydrogen	H	1	1.0079	Terbium	Tb	65	158.9254
Indium	In	49	114.82	Thallium	Tl	81	204.37
Iodine	I	53	126.9045	Thorium	Th	90	232.0381
Iridium	Ir	77	192.22	Thulium	Tm	69	168.9342
Iron	Fe	26	55.847	Tin	Sn	50	118.69
Krypton	Kr	36	83.80	Titanium	Ti	22	47.90
Lanthnum	La	57	138.906	Tungsten	W	74	183.85
Lead	Pb	82	207.2	Uranium	U	92	238.029
Lithium	Li	3	6.941	Vanadium	V	23	50.9414
Lutetium	Lu	71	174.97	Xenon	Xe	54	131.30
Magnesium	Mg	12	24.305	Ytterbium	Yb	70	173.04
Manganese	Mn	25	54.9380	Yttrium	Y	39	88.9059
Mercury	Hg	80	200.59	Zinc	Zn	30	65.38
Molybdenum	Mo	42	95.94	Zirconium	Zr	40	91.22

عدد التناسق أيون					عدد التناسق أيون				
Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius	Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Cl ⁻	IV		(1.67)		IX	1.120			
	VI		(1.72)	1.81	F ⁻	II	1.285	1.21	
	VIII		(1.65)		III	1.30		1.22	
Cl ⁷⁺	IV	.08	.28		IV	1.31		1.23	
	VI			.27	VI	1.33		1.25	1.33
Co ²⁺	IVH	.58	.65		Fe ²⁺	IVH	.63	.71	
	V	.67			IV sq H	.64			
	VIL	.65	.73		VIL	.61		.69	
	H	.745	.83	.72	H	.780		.86	.74
	VIII	.90			VIII	.92			
Cr ²⁺	VIL	.73	.81		Fe ³⁺	IVH	.49	.57	
	H	.80	.90		V	.58			
Cr ³⁺	VI	.615	.70	.63	VIL	.55		.63	
Cs ⁺	VI	1.67	1.78	1.67	H	.645		.73	.64
	VII	1.74	1.82		VIIIH	.78			
	IX	1.78	1.86		Ga ³⁺	IV	.47	.55	
	X	1.81	1.89		V	.55		.63	
	XI	1.85			VI	.620		.70	.62
	XII	1.88	1.96		Gd ³⁺	VI	.938	1.02	.97
Cu ⁺	II	.46	.54		VII	1.00		1.12	
	IV	.60			VII	1.053		1.14	
	VI	.77		.96	IX	1.107			

الملحق جـ

عدد التناسق أيون					عدد التناسق أيون				
Ion	Cn and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius	Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Os ⁴⁺	VI	.630	.71	.69	Re ⁵⁺	VI	.58	.60	
P ⁵⁺	IV	.17	.25		Re ⁶⁺	VI	.55	.60	
	V	.29			Rh ³⁺	VI	.66.5	.75	.68
	VI	.38		.35	Rh ⁴⁺	VI	.60	.71	
Pa ⁴⁺	VI	.90		.98	Ru ³⁺	VI	.68	.76	
	VIII	1.01	1.09		Ru ⁴⁺	VI	.620	.70	.67
Pa ⁵⁺	VI	.78		.89	S ²⁻	IV		(1.56)	
	VIII	.91	.99			VI		(1.72)	
	IX	.95	1.03			VIII		(1.78)	
Pb ²⁺	IVpy	.98	1.02		S ⁶⁺	IV	.12	.20	
	VI	1.19	1.26	1.20		VI	.29		
	VII	1.23			Sb ³⁺	IVpy	.76	.85	
	VIII	1.29	1.37			V	.80	.88	
	IX	1.35	1.41		Sb ⁵⁺	VI	.60	.69	.62
	X	1.40			Se ³⁺	VI	.745	.83	.81
	XI	1.45	1.47			VIII	.870	.95	
	XII	1.49	1.57		Se ²⁻	VI		(1.88)	
Pb ⁴⁺	IV	.65				VIII		(1.90)	
	V	.73			Se ⁶⁺	IV	.28	.37	
	VI	.775	.86	.84		VI	.42		
	VIII	.94	1.02		Si ⁴⁺	IV	.26	.34	
Pd ⁺	II	.59	.67			VI	.400	.48	.42
Pd ²⁺	IV sq	.64	.72		Sm ³⁺	VI	.958	1.04	1.00
	VI	.86	.94	(80)		VII	1.02		
Pd ⁴⁺	VI	.615	.70	.65		VIII	1.079	1.17	
Pr ³⁺	VI	.99	1.08	1.06		IX	1.132		
	VIII	1.126	1.22			XIII	1.24		
	IX	1.179			Sn ²⁺	VIII	1.22	1.30	
Pt ²⁺	IV sq	.60	.68		Sn ⁴⁺	IV	.55		
Pt ⁴⁺	IV sq	.625	.71	(.65)		V	.62		
Ra ²⁺	VIII	1.48	1.56			VI	.690	.77	.71
	XII	1.70	1.72			VII	.75		
Rb ⁺	VI	1.52	1.57	(1.47)		VIII	.81		
	VII	1.56	1.64		Sr ²⁺	VI	1.18	1.21	1.21
	VIII	1.61	1.68			VII	1.21	1.29	
	IX	1.63				VIII	1.26	1.33	
	X	1.66	1.74			IX	1.31		
	XI	1.69							
	XII	1.72	1.81						
	XIV	1.83							

عدد التناسق أيون					عدد التناسق أيون				
Ion	Cn	S & P	W & M	Ah	Ion	CN	S & P	W & M	Ah
-	and Sp	radius	radius	radius		and Sp	radius	radius	radius
Re ⁴⁺	VI	.63	.71	(72)		X	1.36	1.40	
Ge ⁴⁺	IV	.390	.48		Lu ³⁺	XII	1.44	1.48	
	VI	.530	.62	.53		VIII	.977	1.05	
Hf ⁴⁺	IV	.58			Mg ²⁺	IX	1.032		
	VI	.71	.79	.78		IV	.57	.66	
	VII	.76				V	.66	.75	
	VIII	.83	.91			VI	.720	.80	.66
Hg ⁴	III	.97	1.05		Mn ²⁺	VIII	.89	.97	
	VI	1.19				IVH	.66		
Hg ²⁺	II	.69	.77			VIL	.67	.75	
	IV	.96	1.04			VH	.75		
	VI	1.02	1.10	1.10		H	.830	.91	.80
	VIII	1.14	1.22			VIIH	.90		
Ho ³⁺	VI	.901	.98	.91	Mn ⁴⁺	VIII	.96	1.01	
	VIII	1.015	1.10			IV	.39		
	IX	1.072				VI	.530	.62	(.60)
	X	1.12			Mo ⁴⁺	VI	.650	.73	.70
I	VI		(2.13)	.2.20	Mo ⁶⁺	IV	.41	.50	
	VIII		(1.97)			V	.50	.58	
In ³⁺	IV	.62				VI	.59	.68	.62
	VI	.800	.88	.81	Na ⁺	VII	.78	.79	
	VIII	.92	1.00			IV	.99	1.07	
Ir ³⁺	VI	.68	.81			V	1.00	1.08	
Ir ⁴⁺	VI	.625	.71	.68		VI	1.02	1.10	.97
K ⁴	IV	1.37				VII	1.12	1.21	
	VI	1.38	1.46	1.33		VIII	1.18	1.24	
	VII	1.46	1.54			IX	1.24	1.40	
	VIII	1.51	1.59		Nb ⁵⁺	XII	1.39		
	IX	1.55	1.63			IV	.48	.40	
	X	1.59	1.67			VI	.64	.72	.69
	XII	1.64	1.68			VII	.69	.74	
La ³⁺	VI	1.032	1.13	1.14		VIII	.74		
	VII	1.10	1.18		Nd ³⁺	VI	.983	1.06	1.04
	VIII	1.160	1.26			VIII	1.109	1.20	
	IX	1.216	1.28			IX	1.163	1.17	
	X	1.27	1.36			XII	1.27		
	XII	1.36	1.40		Ni ²⁺	IV	.55		
Li ⁴	IV	.590	.68			IV sq	.49		
	VI	.76	.82	.68		V	.63		
	VIII	.92				VI	.690	.77	.69
					O ²⁻	II	1./35	1.27	
						III	1.36	1.28	
						IV	1.38	1.30	

عدد التناسق أيون					عدد التناسق أيون				
Ion	Cn and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius	Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Lu ³⁺	VI	.861	.94	.85		VI	1.40	1.32	1.40
Ta ⁵⁺	VI	.64	.72	.68	U ⁵⁺	VIII	1.42	1.34	
	VII	.69				VI	.76	.84	
	VIII	.74	.77			VII	.84	1.04	
Tb ³⁺	VI	.923	1.00	.93	U ⁶⁺	II	.45	.53	
	VII	.98	1.10			IV	.52	.56	
	VIII	1.040	1.12			VI	.73	.81	.80
	IX	1.095				VII	.81	.96	
Te ⁴⁺	III	.52	.60		V ³⁺	VIII	.86		
	IV	.66				VI	.640	.72	
	VI	.97		(70)					
Th ⁴⁺	VI	.94	1.08	1.02	W ⁴⁺	VI	.66	.73	.70
	VIII	1.05	1.12		W ⁶⁺	IV	.42	.50	
	IX	1.09	1.17		V	.51			
	X	1.13			VI	.60	.68	.62	
	XI	1.18							
	XII	1.21			Y ³⁺	VI	.900	.98	.92
Ti ³⁺	VI	.670	.75	(76)	VII	.96			
Ti ⁴⁺	IV	.42			VIII	1.019	1.10		
	V	.51	.61		IX	1.075	1.18		
	VI	.605	.69	.68					
	VIII	.74			Yb ³⁺	VI	.868	.95	.86
Tl ⁺	VI	1.50	1.58	1.47	VII	.925			
	VIII	1.59	1.68		VIII	.985	1.06		
	XII	1.70	1.84		IX	1.042			
Ti ³⁺	IV	.75			Zn ²⁺	IV	.60	.68	
	VI	.885	.97	.95	V	.68	.76		
	VIII	.98	1.08		VI	.740	.83	.74	
Tm ³⁺	VI	.880	.96	.87	VIII	.90	.98		
	VIII	.994	1.07						
	IX	1.052			Zr ⁴⁺	IV	.59		
U ⁴⁺	VI	.89		.97	V	.66			
	VII	.95	1.06		VI	.72	.80	.79	
	VIII	1.00	1.08		VII	.78	.86		
	IX	1.05	1.13		VIII	.84	.92		
	XII	1.17			IX	.89			

الملحق ١ ثابت التوازن

1 - حاصل الذوبان

Chlorides	كلوريدات	Sulfides	كبريتيدات
CuCl	5.9	Sb ₂ S ₃	92.8 [Sb ³⁺] ² [S ⁻] ³
PbCl ₂	4.8	Bi ₂ S ₃	96
Bg ₂ Cl ₂	17.9 [Hg ₂ ⁴⁺][Cl ⁻] ²	CdS	27.8
AgCl	9.8	CoS	20.4 Alpha
	Fluorides	CoS	24.7 Beta
BaF ₂	5.9	Cu ₂ S	48.0 [Cu ⁴⁺] ² [S ⁻]
CsF ₂	10.5* Fluorite	CuS	36.1
MgF ₂	8.2* Sellaite	FeS	17.2
PbF ₂	7.5	PbS	27.5 Galena
SrF ₂	8.6	MnS	9.6 Pink
	Sulfates	MnS	12.6 Green
BaSO ₄	10.0* Barite	HgS	51.8 Metacinaabar
CaSO ₄	4.5 Anhydrite	HgS	52.4 Cinnabar
CaSO ₄ ·2H ₂ O	4.6 Gypsum	NiS	18.5 Alpha
PbSO ₄	7.8 Anglesite	NiS	25.7 Gamma
Ag ₂ SO ₄	4.8 [Ag ⁺] ² [SO ₄]	Ag ₂ S	49.2
SrSO ₄	6.5 Celestite	SnS	25.0*
	Carbonates	ZnS	21.6 Wurtzite
BaCO ₂	8.8 Witherite	ZnS	23.8 Sphalerite
CdCO ₃	11.3		Phosphates
CaCO ₂	8.35 Calcite	AlPO ₄ ·2H ₂ O	22.1 Variscite
CaCO ₂	8.22 Aragonite	Ca ₃ (PO ₄) ₂	28.7 [Ca ⁺⁺] ³ [PO ₄ ²⁻] ²
CoCO ₂	12.8	CaHPO ₄ ·2H ₂ O	6.6 [Ca ⁺⁺][HPO ₄]
FeCO ₂	10.5 Siderite	Cu ₂ (PO ₄) ₂	36.9
PbCO ₂	13.1	FePO ₄	21.6 Amorphous
MgCO ₂	5.1† Magnesite	FePO ₄ ·2H ₂ O	26.2 Strengite
MgCO ₃ ·3H ₂ O	5.6† Nesquehonite	Pb ₂ (PO ₄) ₂	43.5 at 38 ⁰
MnCO ₂	10.2 Rhodochrosite	PbHPO ₄	9.9
NiCO ₃	6.9	Mg ₃ (PO ₄) ₂	27.2 at 38 ⁰
SrCO ₂	9.6 Strontianite	(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂	46.7
UO ₂ ·CO ₂	10.6 [UO ₂ ⁺][CO ₂]	UO ₂ HPO ₄	12.2 [UO ₂ ⁺][HPO ₄]
ZnCO ₂	10.8* nt 20 ⁰	Zn ₂ (PO ₄) ₂	32.0 at 18 - 20 ⁰
Cu ₂ (OH) ₂ ·CO ₃	33.8 [Cu ⁴⁺] ² [OH] ² [CO ₃]	Ca ₆ (PO ₄) ₃ OH	57.8 [Ca ⁴⁺] ⁵ [PO ₄ ²⁻] ² [OH]
-	- malachite		Hydroxylapatite
-	-	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	60.4 Fluorapatite

2 ثابت تأين الحواض

حامض Acid	الصيغة Formula	K ₁	K ₂	K ₃
Aluminum hydroxide	H ₃ AlO ₃ (amorph)	12.7		
Arsenious	H ₃ AsO ₃ (aq)	9.2		
Arsenic	H ₃ AsO ₄ (aq)	2.2	7.0	11.5
Boric	H ₃ BO ₃ (aq)	9.2		
Carbonic	H ₂ CO ₃ (aq)	6.35	10.3	
Hydrofluoric	HF (aq)	3.2		
Water	HOH	14.0		
Phosphoric	H ₃ PO ₄ (aq)	2.1	7.2	12.4
Hydrosulfuric	H ₂ S (aq)	7.0	12.9	
Sulfuric	H ₂ SO ₄ (aq)		1.9	
Hydroselenic	H ₂ Se (aq)	3.7	14	
Selenic	H ₂ SeO ₄ (aq)		1.9	
Silicic	H ₄ SiO ₄ (aq)	9.9		
Zinc hydroxide	H ₂ ZnO ₂ (s, aged)	16.9		

٤ - 3 تأين الهيدروكسيدات

هيدروكسيد Hydroxide	الشكل Form	log K _r	log K ₁	log K ₂	log K ₃	log K _{nq}	log K _A
NH ₄ OH	Dissolved	4.7					
Al(OH) ₃	Amorphous	32.3	14.0	9.3	2.0		1.3
Al(OH) ₃	Gibbsite	36.3	18.0	9.3	9.0		2.7
AlOOH + H ₂ O	Boehmite	34.0	15.7	9.3	9.0		0.1
Be(OH) ₂	Amorphous	20.8					2.9
Cd(OH) ₂	Active	13.7	8.8	4.9			4.7
Cr(OH) ₃	Amorphous	30.2	11.8	8.4	10.0		0.4
Cr(OH) ₃	Aged	37.4	19.0	8.4	10.0		7.6
Co(OH) ₂	Blue	14.2	9.8	4.4			3.6
Co(OH) ₂	Pink, aged	15.7	11.3	4.4		6.4	5.1
½ Cu ₂ O + ½ H ₂ O	Aged (?)	14.7					
Cu(OH) ₂	Amorphous	18.8	12.1	6.7			3.6
CuO + H ₂ O	Active	19.7	13.0	6.7			4.5
CuO + H ₂ O	Tenorite	20.5	13.8	6.7			5.3
Fe(OH) ₂	Aged	15.1	9.4	5.7		4.3	5.1
Fe(OH) ₃	Amorphous	38	16	9.4	11.7	7.02	3.8
Fe(OH) ₃	Aged	39.1	18.0	9.4	11.7		4.9
½ Fe ₂ O ₃ 3/2 H ₂ O	Hamatite	42.7	21.6?	9.4?	11.7		8.5
Pb ₂ O(OH) ₂	Active	14.9				4.0	4.0
PbO + H ₂ O	Red	15.3	9.1?	6.2		4.4	4.4
Mg(OH) ₂	Aged	10.9	8.3	2.6			
Mn(OH) ₂	Crystalline	12.7	9.3	3.4			5.0
HgO + H ₂ O	Red	25.4	15.2	10.2		3.6	4.5
Ni(OH) ₂	Active	14.7	11.3	3.4		7.7	4.2
Ni(OH) ₂	Aged	17.2	13.8	3.4			6.7
½ Ag ₂ O + ½ H ₂ O	Fresh	7.7				5.7	3.7
Th(OH) ₄	Amorphous	44.7					5.8
SnO + H ₂ O	Aged (?)	20.2	14.3	11.9		5.3	0.9
SnO ₂ + 2H ₂ O	Aged	61.5					
U(OH) ₄	Amorphous	46					3.8?
UO ₂ + 2H ₂ O	Aged	52.2					10.0?
UO ₂ (OH) ₂	Aged	22.0	12.1	9.9			3.6
V(OH) ₂	Aged (?)	34.4	12.8?	10.5	11.1		
VO(OH) ₂	Aged (?)	22.1	12.97	9.2			
Zn(OH) ₂	Amorphous	15.5	10.5	5.0		4.5?	1.6
ZnO + H ₂ O	Aged	16.8	11.8	5.0			2.9

٤ - ثابت توازن المعقدات الأيونية والجزيئات

$AlF^{++} \rightleftharpoons Al^3 + F^-$		6.2
$CuCl_2 \rightleftharpoons CuCl(s) + Cl^-$		- 1.0
$CuCl_3 \rightleftharpoons CuCl_2 + Cl^-$		0.2
$CuCl^+ \rightleftharpoons Cu^{++} + Cl^-$		1.0
$CuCO_3(aq) \rightleftharpoons Cu^{++} + CO_3^-$		6.8
$Cu(CO_3)_2 \rightleftharpoons CuCO_3(aq) + CO_3^-$		3.2
$FeCl^{++} \rightleftharpoons Fe^{3+} + Cl^-$		1.5
$FeF^{++} \rightleftharpoons Fe^3 + F^-$		5.2
$PbCl_2(s) \rightleftharpoons PbCl_2(aq)$		3.0
$PbCl_2(aq) \rightleftharpoons PbCl^+ + Cl^-$		0.2
$PbCl^+ \rightleftharpoons Pb^{++} + Cl^-$		1.6
$HgS_2^- \rightleftharpoons HgS(s) + S^-$		0.6
$AgCl_2 \rightleftharpoons AgCl(s) + Cl^-$		- 4.7
$AgCl(s) \rightleftharpoons AgCl(aq)$		6.7
$SnCl^+ \rightleftharpoons Sn^{++} + Cl^-$		1.8
$SnF^+ \rightleftharpoons Sn^{++} + F^-$	Approx	4.9
$SnF_6 \rightleftharpoons Sn^{4+} + 6F^-$	Approx	25
$SnS_3 \rightleftharpoons SnS_2(s) + S^-$		5.0
$UO_2(CO_3)_2 \rightleftharpoons UO_2^{++} + 2CO_3^-$		14.6
$UO_2(CO_3)_2 \rightleftharpoons UO_2CO_3(s) + CO_3^-$		4.0
$UO_2(CO_3)_3^{4-} \rightleftharpoons UO_2(CO_3)_2^- + CO_3^-$		3.8
$ZnCl^+ \rightleftharpoons Zn^{++} + Cl^-$		1.0
$ZnF^+ \rightleftharpoons Zn^{++} + F^-$		1.3

الملحق هـ الطاقة الحرة القياسية (ΔF^0)
وحرارة التفاعل القياسية (ΔH^0) والعشوائية (S^0)

الصيغة Formula	الشكل Form	ΔF^0	ΔH^0	S^0
Aluminum				
Al	S	0	0	6.77
Al ₂ O ₃	Corundum	- 378.1	- 400.4	12.18
Al ₂ O ₃ ·H ₂ O	Boehmite	- 435.0	- 471	23.2
Al ₂ O ₃ ·3H ₂ O	Gibbsite	- 554.6	- 620.4	33.5
Al(OH) ₂	Amorphuos	- 271.9	- 304.9	17
Al ³⁺	aq	115.0	- 125.4	- 74.9
Barium				
Ba	S	0	0	16.0
BaO	S	- 125.9	- 133.0	16.8
BAF ₂	S	- 273.6	- 286.0	23.0
BaS	S	- 104.5	- 106.0	18.7
BaSO ₄	Barite	- 323.4	- 350.2	31.6
BaCO ₃	Witherite	- 270.9	- 290.0	26.8
BaSiO ₃	S	- 368.1	- 388.7	26.8
Ba ⁺⁺	aq	- 134.0	- 128.7	3
Calcium				
Ca	S	0	0	9.95
CaO	S	- 144.4	- 151.8	9.5
CaF ₂	Fluorite	- 277.8	- 200.3	16.46
CaCO ₃	Calcite	- 269.7	- 288.3	22.2
CaCO ₃	Aragonite	- 269.5	- 2.885	21.2
CaMg(CO ₃) ₂	Dolomite	- 518.7	- 557.6	37.1
CaS	S	- 108.8	- 110.0	13.5
CaSO ₄	Anhydrite	- 315.5	- 342.3	25.5
CaSO ₄ ·2H ₂ O	Gypsum	- 429.2	- 483.1	46.4
Ca ₂ (PO ₄) ₂	s, beta	- 932.0	- 988.9	56.4
CaSiO ₂	Wollastonite	- 370.2	- 390.6	19.6
Ca(OH) ₂	S	- 210.0	- 235.8	19.93
Ca ⁺⁺	aq	- 132.2	- 129.8	13.2
Carbon				
C	Graphite	0	0	1.36
C	Diamond	+ 0.68	+ 0.45	0.58
CH ₄	g	- 12.14	- 17.89	44.5
C ₂ H ₆	g	- 7.86	- 20.24	54.85
C ₂ H ₈	g	- 5.61	- 24.82	64.51
C ₄ H ₁₀	g	- 4.10	- 30.15	74.12
C ₂ H ₄	g	+ 16.28	+ 12.50	52.45
C ₆ H ₆	l	+ 30.99	+ 19.82	64.34
CO	g	- 32.79	- 26.40	47.80
CO ₂	g	- 94.26	- 94.05	51.08
H ₂ CO ₃	aq	- 149.00	- 167.0	45.7

الصيغة Formula	الشكل Form	ΔF^0	ΔH^0	S^0
HCO ₃ ⁻	aq	-140.31	-165.18	22.7
CO ₃ ⁻	aq	-126.22	-161.63	-12.7
Chlorine				
Cl ₂	g	0	0	53.29
HCl	g	-22.77	-22.06	44.64
Cl ⁻	aq	-31.35	-40.02	13.2
Copper				
Cu	S	0	0	7.97
Cu ₂ C	Cuprite	-35.5	-40.8	22.4
CuO	Tenorite	-30.9	-37.5	10.2
CuCl	S	-28.1	-32.2	20.8
Cu ₂ S	Chalcocite	-21.2	-19.6	28.9
CuS	Covellite	-12.2	-12.1	15.9
Cu(OH) ₂	S	-85.3	-106.1	19
Cu ₂ (OH) ₂ CO ₃	Malachite	-216.4		
Cu ₃ (OH) ₂ (CO ₃) ₂	Azurite	-345.8		
Cu ₄ (OH) ₆ SO ₄	Brochantite	-434.6		
Cu ⁺	aq	+12.2	+17.1	8.8
Cu ⁺⁺	aq	+15.5	+14.5	26.5
CuCl ₂	aq	-57.9	-66.1	49.4
Fluorine				
F ₂	g	0	0	48.49
HF	g	-64.7	-64.2	41.47
HF	aq	-70.41	-78.7	26
F ⁻	aq	-66.08	-78.66	-2.3
Gold				
Au	S	0	0	11.31
AuCl	S	-3.6	-8.3	22.2
AuCl ₃	S	-10.8	-27.5	35.4
Au ⁺	aq	+39.0		
Au ³⁺	aq	+103.6		
AuCl ₄	aq	-56.2	-77.8	61
Hydrogen				
H ₂	g	0	0	31.21
H ⁺	aq	0	0	0
Iron				
Fe	S	0	0	6.49
Fe _{0.947} O	Wüstite	-58.8	-63.8	13.74
Fe ₃ O ₄	Magnetite	-243.2	-267.8	35.0
Fe ₂ O ₃	Hematite	-177.4	-196.8	21.5
FeS	Troilite	-22.9	-22.8	14.4
FeS ₂	Pyrite	-37.8	-40.5	12.7
FeCO ₃	Siderite	-161.1	-178.7	22.2
Fe ₂ SiO ₄	Fayalite	-329.4	-353.4	34.7
Fe(OH) ₂	S	-115.6	-135.8	19
Fe(OH) ₂	Amorphous	-166.0	-197.0	23

الصيغة Formula	الشكل Form	ΔF^0	ΔH^0	S^0
Fe OOH	Geothite	-117.0	-130.4	18.1
Fe ⁺⁺	aq	-20.3	-21.0	-27.1
Fe ³⁺	aq	-2.5	-11.4	-70.1
Lead				
Pb	S	0	0	15.49
Pb	g	+38.5	+46.3	41.9
PbO	Red	-45.2	-52.4	45.6
PbO	g	+5.0	+10.1	57.3
PbO ₂	S	-52.3	-66.1	18.3
PbCl ₂	S	-75.0	-85.8	32.5
PbS	Galena	-22.1	-22.5	21.8
PbSO ₄	Anglesite	-193.9	-219.5	35.2
PbCO ₃	Cerussite	-149.7	-167.3	31.3
Nitrogen				
N ₂	g	0	0	45.77
N ₂ O	g	+24.8	+49.5	52.55
NO	g	+20.7	+21.6	50.34
NH ₃	g	-4.0	-44.6	46.02
NH ₄ OH	aq	-63.0	-87.6	42.8
NO ₃ ⁻	aq	-26.4	-49.4	35.0
NH ₄ ⁺	aq	-19.0	-31.7	26.4
Oxygen				
O ₂	g	0	0	49.01
H ₂ O	l	-56.69	-16.73	16.23
H ₂ O	g	-54.64	-57.80	45.11
OH ⁻	aq	-37.60	-54.96	-2.52
Potassium				
K	s	0	0	15.34
KCl	Sylvite	-97.5	-104.2	19.70
K ₂ SiO ₃	s	-333.9	-366.5	33.0
KAlSi ₃ O ₈	Orthoclase	-898.8	-947.5	52.5
K ⁺	aq	-67.3	-60.0	24.2
Silicon				
Si	s	0	0	4.51
SiO ₂	Quartz	-204.6	-217.6	10.00
SiO ₂	Cristobalite	-204.0	-216.9	10.20
SiO ₂	Tridymite	-204.0	-216.8	10.4
SiO ₂	Glass	-203.2	-215.8	11.2
SiCl ₄	g	-143.7	-153.2	79.1
SiF ₄	g	-363.8	-374.0	67.3
SiH ₄	g	-14.6	-20.0	48.9
H ₄ SiO ₄	aq	-312.9	-349.1	78.0
Silver				
Ag	s	0	0	10.20
Ag ₂ O	s	-2.6	-7.3	29.1
AgCl	s	-26.2	-30.3	23.00

الصيغة Formula	الشكل Form	ΔF^0	ΔH^0	S^0
AgF	s	-43.7	-48.5	18.5
Ag ₂ S	s	-9.2	-7.6	33.5
Ag ⁺	aq	118.4	25.3	17.54
Sodium				
Na	s	0	0	12.24
NaCl	Halite	-91.8	-98.2	17.33
Na ₂ SiO ₃	s	-349.8	-372.2	27.2
NaAlSi ₃ O ₈	Albite	-885.5	-938.8	50.2
Na ⁺	aq	-62.5	-57.2	44.0
Strontium				
Sr	s	0	0	12.5
SrSO ₄	Celestite	-318.5	-345.3	28.2
PbSiO ₂	s	-253.8	-273.8	20.2
Pb(OH) ₂	s	-100.6	-123.0	21
Pb ⁺⁺	aq	-5.8	40.4	5.4
Pb(OH) ₃ ⁻	aq	-137.3		
Magnesium				
Mg	s	0	0	7.81
MgO	Periclase	136.4	-143.8	6.55
Mg(OH) ₂	Brucite	-200.2	224.9	15.09
MgF ₂	Sellaite	-250.8	-263.5	13.68
MgS	s	-81.7	-83.0	11.0
MgCO ₃ ⁺	Magnesite	-241.9	-261.9	15.73
MgCO ₃ ·3H ₂ O	Nesquehonite	-412.7		
3MgCO ₃ ·Mg(OH) ₂ ·3H ₂ O	Hydro	-1100.1		
Magnesite				
MgSiO ₃	Clinoenstatite	-349.3	-370.1	16.22
Mg ₂ SiO ₄	Forsierite	-491.8	-520.3	22.75
Mg ⁺⁺	aq	-108.8	-111.52	-32.7
Manganese				
Mn	s	0	0	7.64
MnO	Manganosite	-86.7	-92.0	14.27
Mn ₃ O ₄	Hausmannite	-306.0	-331.4	35.5
Mn ₂ O ₃	s	-210.8	-229.4	26.4
MnO ₂	Pyrolusite	-111.3	-124.5	12.68
MnS	Alabandite	-50.0	-49.0	18.7
MnCO ₃	Rhodochrosite	-195.4	-213.9	20.5
MnCO ₂	Precipitate	-194.3	-212	23.8
MnSiO ₂	Rhodinite	-296.4	-315.6	21.3
Mn ₂ SiO ₄	Tephroite	-389.9	-413.4	39.0
Mn(OH) ₂	Precipitate	-146.9	-166.8	21.1
Mn ⁺⁺	aq	-54.4	-53.3	-20
Mercury				
Hg	l		0	0
Hg	g		17.7	+44.7
HgO	Red		-14.0	-21.7

الصيغة Formula	الشكل Form	ΔF^0	ΔH^0	S^0
HgCl	Calomed		- 25.0	- 34.5
HgS	Cinnabar		- 42.0	13.9
Hg(OH) ₂	s		- 65.7	
Hg ⁺⁺	aq		+ 36.4	+ 40.1
Hg ₂ ⁺⁺	aq		+ 39.3	+ 41.6
HgCl ₄	aq		- 107.7	
		Molybdenum		
Mo	s		0	0
MoO ₃	s		- 162.0	- 180.3
MoS ₂	Molybdenite		- 53.4	- 55.5

المصادر باللغة العربية

- إسماعيل / سعد علي (1986). بتروغرافية ومعدنية وجيوكيميائية الصخور الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط في وادي عكاش الغربي / الصحراء الغربية - العراق. رسالة ماجستير غير منشورة مقدمة إلى جامعة الموصل 178 صفحة.
- ثالدباغ / هشام يحيى ذنون (1990) مبادئ الجيوكيمياء. دار الكتب للطباعة والنشر. جامعة الموصل. 320 صفحة.
- الدباغ / سالم محمود (1988) مبادئ وطرق الاستكشاف الجيوكيميائي عن الرواسب الخام. دار الكتب للطباعة والنشر. جامعة الموصل. 241 صفحة.
- الدباغ / سالم محمود (1989). ذوبان الجبسوم والأنهيدرايت في نظام مغلق لموقع سد صدام. موثق لدى مركز بحوث سد صدام. 12 صفحة.
- الدباغ / سالم محمود والبدران / بدر نعمة (1995) المعادن الطينية في الرواسب السطحية لقاع الجزء الشمالي الغربي من الخليج العربي / العراق. مجلة مركز علوم البحار (Marina Mesoptamica) مجلد 10 عدد 1 ص 230 - 223.
- الدباغ / سالم محمود والصائغ / عبد الهادي (1995) المسلك الجديد في تحسين نوعية الشب المنتجة من خامات البوكسايت العراقية باستخدام حامض الكبريتيك. بحث موثق لدى المنشأة العامة للكبريت المشراق. 57 صفحة.
- الدباغ / سالم محمود وصالح / نايف سلطان (2000) التركيب المعدني وتوزيع بعض العناصر الكيميائية في ترب وسط حوض مخمور / شمال العراق. مجلد وقائع المؤتمر العلمي السابع لهيئة المعاهد الفنية. ص 213 - 198.
- الدباغ / سالم محمود والملاح / عاهد يونس (2001a) استخدام أطياف الكاوولين العراقية في تحضير التعدد الشكلي ($Na Al SiO_4$) وأهميتها في صناعة الزجاج. مجلد علوم الرافدين. المجلد (13) العدد 1 (مقبول للنشر).

- الدباغ / سالم محمود والملاح / عاهد يونس (2001b). استخدام تفاعل إدخال البوريا في معدن الكاؤولينيات لتحسين خاصيتي قوة الجفاف واللدونة لأطيان الكاؤولين العراقية (اليرموكاربوني والجوراسي) الصحراء الغربية / العراق. مجلة علوم الرافدين المجلد 13 العدد ص 30 - 20
- الدباغ / سالم محمود والملاح / عاهد يونس الملاح (2001c) استخدام أطيان الكاؤولين العراقية في تحضير الكارنيكايت الزيولايتي وأهميته البيئية. مجلة علوم الرافدين. المجلد 13 العدد 1 (مقبول للنشر).
- الدباغ / سالم محمود والمعاضدي / ساهرة محمد عثمان (2001a) أهمية البيانات المعدنية والبتروغرافية في دراسة ظروف إنتاج كلنكر الإسمنت البورتلندي العراقي. مقبول في المؤتمر العلمي الرابع لوزارة الإسكان والتعمير 24 - 2001/9/25.
- الدباغ / سالم محمود والمعاضدي / ساهرة محمد عثمان (2001b) مدلولات تغير البيانات الحسابية للمحتوى الكمي من الأطوار الرئيسة وبعض المعاملات والنسب الدالة للإسمنت البورتلندي العراقي. مقبول في المؤتمر العلمي الرابع لوزارة الإسكان والتعمير 24 - 2001/9/25.
- الكواز / حازم أمين (1996) جيوكيميائية ومعدنية الرواسب الحديثة وصخور المايوسين وطبيعة تماسها بمياه الجزء الجنوبي من بحيرة سد صدام. أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى جامعة الموصل. 155 صفحة.
- الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود وأمين / ممتاز أحمد (1997) هيدروكيميائية بحيرة سد صدام. مجلد وقائع المؤتمر العلمي الرابع لمركز صدام للبحوث. ص 1 - 35.
- الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود وأمين / ممتاز أحمد (1998a) مورفولوجية قاع بحيرة سد صدام وسمك الرواسب القاعية فيها. مجلد وقائع المؤتمر العلمي السادس للمعاهد الفنية / البحوث التكنولوجية والهندسة المدنية والري. ص 152 - 159.
- الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود وأمين / ممتاز أحمد (1998b) التحليل الحجمي والمعدني لرسوبيات بحيرة سد صدام. موثق لدى وزارة الري. 38 صفحة.

الملاح / عاهد يونس (1999) تطبيقات إدخال بعض المركبات العضوية واللاعضوية في معدن الكاؤولينايت لأطيان الكاؤولين العراقية (البيرموكاربوني والجوراسي) في الصحراء الغربية / العراق. أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى جامعة الموصل 215 صفحة.

الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود وأمين / ممتاز أحمد (1999) مستقبل تلوث مياه بحيرة سد صدام بالعناصر الذرة. موثق لدى وزارة الري. 45 صفحة.

الملاح / عاهد يونس (1996) المعادن الطينية وأهم الرواسب الطينية في العراق. تقرير دراسة عليا (دكتوراه) / قسم علوم الأرض - جامعة الموصل. 24 صفحة.

الملاح / عاهد يونس والدباغ / سالم محمود (1999) كيميائية ومعدنية القشرة الرقيقة السوداء (أطوار المنغنيز) المصاحبة للصخور الطينية لتكوين الفتحة (المايوسين الأوسط) المنكشف في أطراف مدينة الموصل / شمال العراق. مجلة علوم الرافدين مجلد 10 العدد 1 ص 40 - 44.

الملاح / عاهد يونس والدباغ / سالم محمود (2001) تحضير بدائل الفلدسبار الصودي في أطيان الكاؤولين العراقية (البيرموكاربوني) المنكشفة في الصحراء الغربية وأهميتها في صناعة الزجاج / ندوة الحراريات - بغداد. مجلد وقائع الندوة ص 2 - 10.

المعاضدي / ساهرة محمد عثمان وذنون / هشام يحيى والدباغ / سالم محمود (1999). توزيع العناصر الرئيسة والثانوية والآثرية في المكونات المعدنية لرواسب تكوين إنجاز (المايوسين الأعلى) بيرمام داغ / شمال العراق. مجلة علوم الرافدين المجلد 10 العدد 1 ص 61 - 68.

الصائغ / عبد الهادي والدباغ / سالم محمود (1992) زيادة تركيز الحديد في خامات حسينيات ذات الجودة الواطئة. موثق لدى المنشأة العامة للعمليات الاستخراجية. 127 صفحة.

الصواف / فخري داؤد (1973) المياه المعدنية لحمام العليل: العلاقة بين درجات الحرارة والتركيب الكيميائي ومنشأ المياه. سيمينار في المياه الجوفية، 10 - 15 آذار 1973 (باللغة الإنكليزية) أكاديمية البحث العلمي بالتعاون مع منظمة اليونسكو / بغداد - العراق. 19 صفحة.

العطية / موسى جعفر (2000) دراسة تحليلية لأنشطة التحريات المعدنية عن الخامات
الفلزية في حضارة وادي الرافدين . مجلة المجمع العلمي / العدد 47 /
الجزء الأول / عام 2000 / ص 223 - 233.

العطية / موسى جعفر وسعد الله / نضال حقي والدليمي / منهل رشيد (1977)
العلاقات الارتباطية بين الرسوبيات الفتاتية وتكاوين الحقبة الجوراسية
والانعكاسات المتمعدنة المحتملة في الصحراء الغربية . جيسرف . تقرير
داخلي . 66 صفحة .

يزدين / ميرزا (1999) مياه الينابيع في شمال العراق . تقرير دراسة عليا (دكتوراه) قسم
علوم الأرض / جامعة الموصل . 14 صفحة .

المصادر باللغة الأجنبية

- Abdulla, S.M, (1971) Geochemistry of some alkaline basalt series from Mayotte & Uranium and Thorium content of some igneous rocks. Ph. D. thesis Submitted to the Victoria University of Manchester (unpublished). 155p.
- Ahrens, L.H. (1953) The use of ionization potentials, 2. Anion affinity and geochemistry *Geochim et. Cosmochim. Acta*, 3. lpp.
- Al - Atia, M.J. & Al - Jabori, S.M. (1987) Geochemical aspect on the genetic relation of Ga'ara & Rutba ironstone, western Desert of Iraq. *Geosurv. Report. No. 1714*. 12op.
- Al - Bassam, K.S. (1976) The mineralogy, geochemistry and genesis of Aka-shat phosphorite deposit, western Iraq. *J. Geol. Soc. Iraq. V.IX*. pp 1 - 33.
- Al - Bassam, K.S. (1978) The mineralogy and chemistry of the Al - Ta'ameem Meteorite. *Meteorites. vol. 13, No 2:257 - 265*.
- Al - Bassam, K.S. and Hagopian, D. (1983) The lower Eocene phosphorites of the western desert, Iraq. *sed. Geol., V. 33 - P. pp 295 - 316*.
- Al - Jaleel, H.S.M. (1983) Geochemistry and mineralogy of the lower Eocene phosphorite in the western desert of Iraq. Unpublished M. Sc. thesis /Baghdad Univ.
- Al - Shahrstani, H. and Al - Atyia, M. (1972) Vertical migration of oil on Iraqi oil fields: Evidence based on vanadium and nickle concentrations. *Geochim. et Cosmochimica Acta*, vol. 39 pp 929 - 939.
- Berkner, V.L. qnd Marshall, C.L. (1965) On the origin and rise of oxygen concentration in the earth's atmosphere *J. Am. Sci.:* 225p.
- Bowen, H.M.J. (1966) Trace elements in biochemistry, Academic press. 241P.
- Bowen, N.L. and J.F. Schaires, (1935) Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkali feldspar and silica, *Am. Geophys. Union Trans.* 1,325 - 328.

- Brewer, P.G. (1975): in Henderson, P. (1982) Inorganic geochemistry. Pergamon Press. Oxford. 353p.
- Brown. G.C. and Mussett, A.E. (1981) The inaccessible earth. George, Allen and Unwin, London. 235[.
- Brownlow, A.H. (1979) Geochemistry. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs. 385p.
- Burbridge, E.M., Burbridge, G.R., Fowler, W.A and Hoyle, F. (1957) Synthesis of the elements in stars. Rev. Mod. Phys., 29. pp: 547 - 650.
- Bullen R.E. (1963) An Introduction to the theory of seismology: in Henderson, P. (1982) Inorganic geochemistry Pergamon Press. Oxford. 353p.
- Burns, R.G. (1970) Mineralogical application of crystal field theory. Cambridge University Press. 224P.
- Burns, R.G. & Fyfe, W.S. (1966) Distribution of elements in geological processes. Chem. Geol. 1, 49 - 56pp.
- Cairns - Smith, A.G. (1962) Genetic takeover and the mineral origins of life. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 225p.
- Cameron, A.G.W. (1959) A revised table of the abundance of the elements. Astrophys. J. 129. pp: 676 - 689.
- Cameron, A.G.W. (1973) Abundances of the elements in the solar System. Space science Rev. 15. pp: 121 - 146.
- Cameron, A.G.W. (1980) written communication in Mason, B. and Moore, C.B. (1982). Principles of Geochemistry, Fourth Edition, John Wiley and Sons. 344P.
- Clarke, F.W., (1924) The data of geochemistry, U.S. Geol. Surv. Bull. 770.
- Clarke, F.W. and Washington, H.S. (1924) The composition of the earth's crust. U.S. Geol. Survey Paper 127. 117p.
- Cotton, F.A. and Wilkinson, G. (1966). Advanced Inorganic Chemistry. A comprehensive text. 4th. edn. Wiley. 1396P.
- Cottrel, A. and Southwood, T.R.C. (1980) Environmental chemistry Edward Arnold. London. 184P.
- Degens, E.T. (1965) Geochemistry of sediments. Prentice Hall. 342p.
- De Vore, G.W. (1955) The role of adsorption in the fractionation & distribution of elements. J. Geol. 63. 159pp.

- Dhannoun, H.Y. and Al - Dabbagh, S.M. (1979) Mineralogy and geochemistry of lower - middle Miocene limestones from Jebel Atshan in northern Iraq. *J. Geol. Soc. Iraq*. Vol. 12 No 1. pp 9 - 16.
- Dhannoun, H.Y. and Saleh, S.A. (1976) Mineralogy & origin of Mishraq sulfur deposits. *Rafidian Journal of Science* Vol. 1:pp 3 - 18.
- Elsasser, W.M. (1963) Early history of the earth, *Earth Science and Meteoritic*, John Wiley and sons: pp 1 - 30.
- Eskola, P. (1915) On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Bull. comm. geol. Finlands*, 44.
- Fergusson, J.E. (1982). *Inorganic chemistry and the earth*. Pregamon Press. 400P.
- Ferris, J.P. (1993) Prebiotic synthesis on minerals: RNA oligomer formation. In: Greenberg, J.M., Mendoza - Gomez. GX., Pironello, V. (Eds). *The Chemistry of life's Origins*. Kluwer Acad. Publ.: pp 301 - 322.
- Fersman, A.E. (1923) *Khimicheshie elementy Zemlt & kosmosa* (chemical elements of the earth and outer space), Nauchn, Khim. Tekhu. Izd., Leningrad.
- Fersman, A.E. (1933 - 1934) *Geokhimiya* (Geochemistry), W. 1 - 2 ONTI. Moscow.
- Fyfe, W.S. (1951) Isomorphism and bond type. *Am. Mineralogist*, 36. 538pp.
- Fyfe, W.S. (1954) The problem of bond type. *Am. Mineralogist*, 39. 991pp.
- Fyfe, W.S. (1963) *Experiment and the crust of the earth: problems and approaches*; ed. Tiw. Donnely, the earth Science - Rice Univ., Semicentennial publ. Univ. Chicago Press, Chicago, Iii, 59.
- Ganapathy, R. and Anders, E. (1974) Bulk composition of the moon and earth, estimated from meteorites. *Proc. 5th Lunar Sci. conf.*: 1181 - 1206.
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T. (1971) *Evolution of the Sedimentary rocks*. W.W. Morton and company Inc.: 397P.
- Goldschmidt, V.M. (1954). *Geochemistry*, Oxford Univ. Press, London.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E. (1967) The genesis of basalt magmas *Contrib. Mineral. Petrol.* 15:103 - 190.

- Grim, R.E. (1968) clay Mineralogy. Mc Graw - Hill Inc. New York. 596P.
- Henderson, P. (1982) Inorganic Geochemistry. Pergamon. Press. 353p.
- Hud, C.S. and Klein, C. (1971) Manual of mineralogy 19th edition. John wiley & sons. 532p.
- Hutchinson, G.E. (1943) The biogeochemistry of aluminium and of certain related elements. *Quat. Rev. Biol.* 18.1 - 29, 129 - 153, 242 - 262, 331 - 363.
- Jacobs, J.A. Russel, R.D. and Wilson, J.T. (1974) Physics and geology, 2nd edth. McGraw Hill: 622p.
- Jamil, A.K., Al - Dahan, A.A. and Al - Bassam, K.S. (1979) Mineralogy and crystal chemistry of apatite from Tayarat formation of the western desert, Iraq: *Iraqi J. Sci., U.* 20pp 519 - 540.
- Jonasson, I.R. and Allon, R.J. (1973): in Levinson, A.A. (1980) Introduction to exploration geochemistry, 2nd. edition, Applied Publishing Ltd. U.S.A. 924P.
- Krauskopf, K.B. (1979). Introduction to geochemistry 2nd edition. McGraw Hill, 617p.
- Larimer, J.W. (1978). Meteorites: Relics from the early solar system. In: The origin of the solar system. S.F. Dermott (ed) John Wiley & Sons, New York: 347 - 393.
- Levedev V.I. (1959) The laws of isomorphism, *Geochemistry.* 6. 585pp.
- Levinson, A.A. (1980) Introduction to exploration geochemistry 2nd. edition. Applied Publishing Ltd. London. 924p.
- Mason, B. (1958, 1966) Principles of geochemistry. 2nd & 3rd. edtns. John Wiley & Sons: 310p, 329P.
- Mason, B. And Moore, C.B. (1982) Principles of geochemistry John Wiley and Sons. New York. 344P.
- Mac Donald, G.J.F. (1964) Dependence of the Surface heat Flow on the radioactivity of the earth, *J. Geophys. Res.* 69: pp 2933 - 2946.
- Mc Clendon, J.H. (1999) The origin of life. *Earth Science Reviews.* vol. 47:pp 71 - 93.
- Mohamed, I.Q. (1985) Petrology and geochemistry of upper Cretaceous /Paleocene phosphatic rocks in the Rutha - H, area western desert; Iraq. Unpublished M. Sc. thesis /Baghdad Univ.

- Montgomery, C.W. (1997) Fundamentals of geology. 3rd. edth. Tim Mirror co. 412P.
- Moseley, H.G.J. (1913) The high frequency spectra of the elements Phil. Mag., 26:1024.
- Nocklod, S.R. (1966) The behaviour of some elements during fractional crystallization of magma. Geochim. et. cosmochim. Acta 30. 267pp.
- Pakiser, L.C. and Rohinson, R. (1976) Composition of the continental crust as estimated frm seismic observation in the earth helow the continents (edit. J.S. Streinhart and T.t. Smith) Am. Geophys. Union. Geophys. Mon. 10:620 - 626.
- Pauling, L. (1946) Nature of the diemical bond: Cornell. Univ. Press. 149P.
- Poldervaart, A. (1955) Crust of the earth. Geol. Soc. Amer. spec. paper 62:762P.
- Press. F. and Siever, R. (1974) Earth, W.H. Freeman and Company: 649P.
- Ramberg, H. (1952) Chemical bonds and distribution of cations in silicates. T. Geol. 60:331P.
- Ramdohr, P. (1958) Die - Uran - und Goldlabgenstalten Witwatersand. Blind River, Dominion reef serra de. Tacobina, Erzmikros - Kopische. Untersuchungen und ein geologischer Vergleich. Abhandl. deut. Akad Wiss Berlin.
- Rankama, K. (1955) Geologic evidence of chemical composition of the Pre-cambraim atmosphere. Geologic Soc. Am. Special Paper. v. 62:631p.
- Rankama, K. and Sahama, T. (1950). Geochemistry, Uni. Chicago Press. Chicago.
- Ringwood, A.E. (1955). The principles governing trace element distribution during magmatic crystalization/ 1 - The influence of electronegalivity. Geochim. et. Cosmochim. Acta. 7. 189pp.
- Ringwood A.E. (1966) The chemical composition and origin of the earth. In Advances in Earth Sciences (ed. P.M. Hurley). MIT Pressi: 287 - 356.
- Ringwood A.E. (1979) composition and origin of the earth. in the Earth: its origin, structure and evolution (ed. M.W. McElhinney) Academic Press: 1 - 58.

- Ronov. A.B. Yaroshevsky, A.A. (1976) A New model for the chemical structure of the earth's cruts. *Geochemistry International*. 13, No6: 89 - 121.
- Rose, A.W. Hawkes, H.E. and Webb, J.S. (1979) *Geochemistry in mineral exploration*. 2nd. edition. Academic Press. London. 657p.
- Shaw, D.N. (1953) The camouflaged principle and trace element distribution in magmatic minerals. *J. Geol.* 61. 142pp.
- Saxby, J.D. (1969) Metal - organic chemistry of the geochemical cycle. *Rev. Pure Appl. chem* 19.pp 131 - 150.
- Schulling, R.D. (1990) *Geochemical Engineering: some thoughts on a new research field*, *Applied Geochemistry*, vol. 5, No. 3, pp 251 - 262.
- Smith. J.V. (1977) Possible controls on the bulk composition of the earth implication for the origin of the earth and moon. *Proc. 8th. Lanor. Sci. Conf.:* 333 - 369.
- Smith. J.V. (1979) *Mineralogy of the Planets: a voyage in space and time: Mineral. Mag.* 43: 1 - 89.
- Stumm, W. and Brauner, P.A. (1975): In Henderson, P. (182) *crefere to* (No.5).
- Suess, H.E. and Urey, H.C. (1956) Abundances of the elements *Rev. Mod. Phys.* 28 PP: 53 - 74.
- Tauson, L.V. 1958 effect of mineral structure on the isomorphous replacement in silicates of effusive rocks. *Geochemistry*, 8. 917PP.
- Taylor, S.R. (1964) The abundance of chemical elements in the continent crust. A new table, *Geochim. Cosmochim. Ach* 28: 1273 - 1285.
- Turekian, K.K. and Wedepohl, K.H. (1961) Distribution of elements in some major rock units of the earth. crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, PP 175 - 192.
- Verhoogen, J., Tuner, F.J., Wahrhfting. C. and Fyfe, W.S (1970) *The earth*. Holt Rinehart. 748P.
- Vernadsky, W.J. (1930) *Geochemie* (3. Aufl.), Akadem. Verlagsges, Leipzia.
- Vernadesky, W.J. (1924) *La Geochimie*, Paris.
- Wager, R.L. (1947) Distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma. *Observatory*, 67 103PP.

-
- Wedpohl, K.H. (1971) *Geochemistry*. Translated from German by Egon Althans. Holt, Rinehart and Winston, INC., London: 231 P.
- Wedpohl, K.L. (1971) *Geochemistry and Winston, INC., London: 231P.*
- Whittaker, E.J.W. (1967) Factors affecting elements ratios in the crystallization of minerals. *Geochim. et. Cosmochim. Acta.* 31, 2275.
- Williams, R.J.P. (1959) Deposition of trace element in basic magma, *Nature*, 184. 44PP.

فهرس المحتويات

5 مقدمة المؤلف

الجزء الأول

9 Chapter One : المقدمة Introduction الفصل الأول

9 1 - 1 تعريف علم الجيوكيميا

11 1 - 2 نبذة تاريخية عن علم الجيوكيميا

12 1 - 3 تطور علم الجيوكيميا

13 1 - 4 فروع علم الجيوكيميا

14 1 - 4 - 1 فرع الاستكشاف الجيوكيميائي

14 1 - 4 - 2 فرع الاستكشاف الجيوكيميائي - الحياتي

15 1 - 4 - 3 فرع الجيوكيميا البيئية

16 1 - 4 - 4 فرع الهندسة الجيوكيميائية

17 1 - 5 أدبيات علم الجيوكيميا

Chapter TWO : الوفرة الكونية ومنشأ العناصر الكيميائية

20 Cosmic Abundance and Origin of the Chemical Elements

20 2 - 1 تمهيد

21 2 - 2 تاريخ اكتشاف العناصر الكيميائية

22 2 - 3 الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية

26 2 - 4 نظريات منشأ العناصر الكيميائية

27 2 - 4 - 1 مراحل تطول النجوم

28 2 - 4 - 2 مراحل تخليق العناصر الكيميائية ونظائرها

28 1 - احتراق الهيدروجين

28 2 - احتراق الهليوم

- 3 - احتراق الكربون والأوكسجين 28
- 4 - احتراق السليكون 28
- 5 - إقتناص النيتروقات البطيئة 28
- 6 - إقتناص النيتروقات السريعة 29
- 7 - إقتناص البروتونات السريعة 29
- 2 - 5 إستقرارية نوى العناصر 29

الجزء الثاني

- الفصل الثالث Chapter Three : الغلاف الجوي The Atmosphere 35
- 3 - 1 تمهيد 35
- 3 - 2 التركيب الكيميائي للغلاف الجوي 36
- 3 - 3 البناء الطبقي للغلاف الجوي 37
- 3 - 3 - 1 منطقة التروبوسفير 38
- 3 - 3 - 2 منطقة الستراتوسفير 40
- 3 - 3 - 3 منطقة الميزوسفير 41
- 3 - 3 - 4 منطقة الثرموسفير 41
- 3 - 4 موازنة المكونات الكيميائية للغلاف الجوي 41
- 3 - 4 - 1 موازنة النيتروجين 42
- 3 - 4 - 2 موازنة الأوكسجين 42
- 3 - 4 - 3 موازنة الكربون 42
- 3 - 4 - 4 موازنة الغازات النبيلة 43
- 3 - 4 - 5 المكونات المتغيرة 43
- الفصل الرابع Chapter Four : الغلاف المائي The Hydrosphere 45
- 4 - 1 تمهيد 45
- 4 - 2 الصفات الفيزيائية والكيميائية لمياه البحار 46
- 4 - 2 - 1 المكونات الأساسية لمياه البحار 48
- 4 - 2 - 2 المكونات الثانوية والشححة للمياه المالحة 50
- 4 - 2 - 3 الإضافة والفقدان من مياه المحيطات 56
- 4 - 2 - 4 البناء الطبقي للكتل المائية 57

60 3 - 4 التركيب الكيميائي للمياه البرية
60 1 - 3 - 4 التركيب الكيميائي لمياه الأنهار
63 2 - 3 - 4 التركيب الكيميائي للمياه الجوفية
64 3 - 3 - 4 التركيب الكيميائي لمياه البحيرات
68 4 - 3 - 4 التركيب الكيميائي لمياه الينابيع
72 5 - 3 - 4 التركيب الكيميائي للثلج (snow)
75 Chapter Five : الغلاف الحيائي The Biosphere
75 1 - 5 تمهيد
75 2 - 5 المواد الحية وتوزيعها في الأرض
76 3 - 5 الأهمية الجيوكيميائية للغلاف الحيائي
77 4 - 5 التركيب الكيميائي للغلاف الحيائي
83 5 - 5 الرواسب الحياتية
84 1 - 5 - 5 الفحم
87 2 - 5 - 5 النفط
91 Chapter Six : باطن الأرض Interior Earth
91 1 - 6 تمهيد
92 2 - 6 النيازك وأهميتها الجيولوجية
94 1 - 2 - 6 تصنيف النيازك
96 2 - 2 - 6 نيزك التأميم
99 3 - 2 - 6 من أين تأتي النيازك؟
100 3 - 6 البناء الطبقي للأرض
102 1 - 3 - 6 البيانات الزلزالية
106 4 - 6 توزيع الكثافة
109 5 - 6 توزيع الحرارة والضغط
111 6 - 6 طبيعة مواد باطن الأرض
111 1 - 6 - 6 الصخور عميقة المنشأ
113 2 - 6 - 6 الدراسات التجريبية
113 3 - 6 - 6 القشرة الأرضية

115 4 - 6 - 6 الرداء العلوي
121 5 - 6 - 6 النطاق الانتقالي
123 6 - 6 - 6 الرداء السفلي
124 7 - 6 - 6 اللب الخارجي
125 8 - 6 - 6 اللب الداخلي وتصلبه
127 9 - 6 - 6 التركيب الإجمالي للأرض
130 10 - 6 - 6 التصنيف الجيوكيميائي للعناصر

الجزء الثالث

الفصل السابع Chapter Seven : منشأ وتطور الأرض الصلبة

139 Origin and Development of the Solid Earth
139 1 - 7 تمهيد
141 2 - 7 فرضيات تكوين كواكب النظام الشمسي
144 3 - 7 نشأة الأرض الصلبة وتطورها
145 1 - 3 - 7 مصادر تسخين الأرض البدائية
146 2 - 3 - 7 التطور الحراري للأرض البدائية
147 3 - 3 - 7 تكوين أنطقة الأرض الرئيسة
148 الكيميائي للأرض الصلبة

الفصل الثامن Chapter Eight : منشأ وتطور الغلاف الجوي

153 Origin and Development of the Atmosphere
153 1 - 8 تمهيد
154 2 - 8 الغلاف الجوي البدائي
158 3 - 8 تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي
161 4 - 8 الإضافات إلى الغلاف الجوي
161 1 - 4 - 8 الفعاليات النارية
162 2 - 4 - 8 التفكك الكيميائي - الضوئي
162 3 - 4 - 8 عملية التركيب الضوئي
162 4 - 4 - 8 النشاط الإشعاعي
163 5 - 4 - 8 الفعاليات الجوهرية للأحياء وتحللها

163 6 - 4 - 8 إضافة المواد الكونية
163 5 - 8 الفقدان من الغلاف الجوي
163 1 - 5 - 8 عمليات الأكسدة
164 2 - 5 - 8 عمليات الترسيب
164 3 - 5 - 8 العمليات العضوية واللاعضوية
164 4 - 5 - 8 الهروب من المجال الجذبي
165 6 - 8 التغييرات الثانوية في تركيب الغلاف الجوي
	الفصل التاسع Chapter Nine : منشأ وتطور الغلاف المائي
167 Origin and Development of The Hydrosphere
167 1 - 9 تمهيد
167 2 - 9 منشأ مياه المحيطات
171 3 - 9 الاكتساب والفقدان من مياه المحيطات
	الفصل العاشر Chapter Ten : منشأ وتطور الغلاف الحيائي
175 Origin and Development of The Biosphere
175 1 - 10 تمهيد
176 2 - 10 الوحدة البنائية والمكونات الأساسية للمواد الحية
176 3 - 10 مصادر المواد الحية
179 4 - 10 الأدلة الجيولوجية
	الجزء الرابع
	الفصل الحادي عشر Chapter Eleven : جيوكيمياء الصخور النارية
185 Geochemistry of Igneous Rocks
185 1 - 11 تمهيد
186 2 - 11 الصهير الناري . . . منشأ وصفاته وتبلوره
188 1 - 2 - 11 قاعدة الطور
188 2 - 2 - 11 منظومة الماء
190 3 - 2 - 11 منظومة السليكا
191 4 - 2 - 11 منظومة أطوار (Al SiO)
192 5 - 2 - 11 منظومة الأنورثايت - دايسايد

- 11 - 2 - 6 منظومة الأنورثايت - ألبايت 194
- 11 - 2 - 7 تبلور الصهير 198
- 11 - 3 - 3 أنواع الصهارات 200
- 11 - 3 - 1 الصهارات البزلتية 200
- 11 - 3 - 2 الصهارات الأنديزاتية 201
- 11 - 3 - 3 الصهارات الجرانيتية 201
- 11 - 3 - 4 الصهارات الفوق قاعدية 201
- 11 - 4 - 4 التركيب المعدني وتصنيف الصخور النارية 201
- 11 - 5 - 5 التركيب الكيميائي للصخور النارية 205
- 11 - 6 - 6 تغاير محتوى الأكاسيد الرئيسية والثانوية 208
- 11 - 7 - 7 توزيع العناصر في الصخور النارية 211
- 11 - 8 - 8 نظرية المجال البلوري 222
- 11 - 8 - 1 التآزر ثماني الأوجه 223
- 11 - 8 - 2 التآزر رباعي الأوجه 228
- 11 - 8 - 3 طرق إيجاد قيمة $O \dot{O}t$ 231
- 11 - 8 - 4 جيوكيمياء العناصر المنتقلة في الصخور النارية 232
- 11 - 8 - 5 الجدول حول سلوك عنصر النيكل 234

الفصل الثاني عشر Chapter Twelve: جيوكيمياء الصخور المتحولة

- 237 **Geochemistry of Metamorphic Rocks**
- 12 - 1 تمهيد 237
- 12 - 2 التحول التماسي (contact) 238
- 12 - 3 التحول الاستعاضي 238
- 12 - 4 سحنات الصخور المتحول 239
- 12 - 5 التحول الإقليمي (Regional) 241
- 12 - 6 انتقال المواد خلال التحول الإقليمي 250
- 12 - 7 تكوين الصهارات الانيتكتيكية 251

الفصل الثالث عشر Chapter Thirteen: جيوكيمياء الصخور الرسوبية

- 252 **Geochemistry of Sedimentary Rocks**

252	13 - 1 تمهيد
255	13 - 2 التجويه
256	13 - 2 - 1 التجويه الكيميائية
261	13 - 2 - 2 التجويه الفيزيائية
262	13 - 2 - 3 التجويه الحياتية
263	13 - 3 العوامل المتحكممة في توزيع العناصر في الصخور الرسوبية
263	13 - 3 - 1 الجهد الأيوني
265	13 - 3 - 2 الدالة الحامضية
267	13 - 3 - 3 جهد الأكسدة - الاختزال
271	13 - 3 - 4 العلاقة بين جهد الأكسدة - الاختزال والدالة الحامضية
277	13 - 3 - 5 الغرويات والمنظومات الغروية
280	13 - 3 - 6 تأثير المجال البلوري
280	13 - 4 التصنيف المعدني الجيوكيميائي للرواسب
285	13 - 5 المعادن الطينية
286	13 - 5 - 1 صنف معادن الطبقة الثنائية
287	13 - 5 - 2 صنف معادن الطبقة الثلاثة
289	13 - 5 - 3 صنف الطبقات متممطة الامتراج
290	13 - 5 - 4 مجموعة معادن الباليكورسكايت - السيبولاييت
293	13 - 6 الصخور الكربوناتيية
296	12 - 7 معضلة الدولومايت
297	13 - 8 كبريتات الكالسيوم
299	13 - 9 رواسب «الفوسفورايت»
306	13 - 10 الكبريت الرسوبي
309	13 - 11 رواسب أطيان الكاوولين
316	13 - 12 خامات الحديد الرسوبي منخفضة الجودة
317	13 - 13 رواسب البوكسايت
319	13 - 14 رواسب الببتونايت
320	13 - 15 رواسب الباليغورسكايت

الفصل الرابع عشر Chapter Fourteen : الدورة الجيوكيميائية للعناصر

321	Geochemical Cycle of Element
321	1 - 14 تمهيد
322	2 - 14 نمط انتقال المواد بين أنطقة السطحية للأرض
323	3 - 14 دورة الكربون
325	4 - 14 دورة النيتروجين
327	5 - 14 دورة الأوكسجين
329	6 - 14 دورة الفوسفور
330	7 - 14 دورة الكبريت
350	المصادر باللغة العربية
354	المصادر باللغة الأجنبية