Principles of Sedimentology

أسس علم الرسوبيات

الدكتور محمد بن عبدالغني مشرف

أستاذ مشارك - قسم الجيولوجيا - كلية العلوم
جامعة الملك سعود

Al-Najm Fahad Mansor , 2007

١ م جامعة الملك سعود
ق الطبع محفوظة . غير مسموح بطبع أي جزء من أجزاء
اب ، أو خزنه في أي نظام لخزن المعلومات واسترجاعها ،
ل أية هيئة أو بأية وسيلة سواء كانت إلكترونية أو شرائط
، ميكانيكية ، أو استنساخاً ، أو تسجيلاً . أو غيرها إلا
بي من صاحب حق الطبع .
الأولى : ١٤٠٧هـ (١٩٨٧م) .

٥٥١ . ٤
م م
مشرف ، محمد عبد الغني
أسس علم الرسوبيات / تأليف محمد عبدالغني مشرف .
١ ـ الجيولوجيا ٢ ـ الصخور
٣ ـ كيمياء الأرض أ ـ العنوان .

جامعة الملك سعود ـ ١٤٠٧هـ

إهـــداء

إلى روح والدي رحمه الله
فضيلة القاضي الشيخ عبد الغني عثمان مشرف

وأدون شكري وعرفاني إلى كافة الزملاء بقسم الجيولوجيا بجامعة الملك سعود على تعاونهم معي سواء بصورة مباشرة أو غير مباشرة والتي ساعدت على إظهار هذا الكتاب إلى حيز الوجود كما أخص بتقديري هنا لزميلي الكريم الدكتور أحمد عبدالقادر المهندس لما قدمه من مجهود يشكر عليه عن علم الجيولوجيا عند العرب والمسلمين وإلى زميلي العزيز الدكتور غالب محمد الأسعد الذي كان دائما محط استشارة نيرة وإبداء رأي مثمر حول كثير من الأمور ذات العلاقة بهذا الكتاب. كما أشكر الأخوين السيد عبدالمنعم عرفه لقيامه بطباعة مسودات الكتاب والسيد عباس علي محمد سعيد لقيامه برسم وتجهيز جميع الأشكال التي يحتويها هذا الكتاب.

وأخيرا أقدم جزيل تقديري وشكري الخاص لزوجتي وأبنائي الَّذين تكبدوا معي مالقيته من عناء وجهد مضن والَّذين تحلوا بالصبر وشجعوني على الاستمرار في إنجاز هذا العمل الذي يعتبر خطوة على طريق التقدم العلمي باللغة العربية والذي أسأل الله أن يعود بالنفع والخير والفائدة العلمية لأبنائي الطلاب وزملائي الباحثين.

والله الموفق لما فيه الخير.

المؤلف

المحتويات

صفحة

تقديم ..... ز
كلمة شكر ..... ك
مقدمة ١

الفصل الأول: تعريف بعلم الرسوبيات

- مقدمة ٥
- علاقة علم الرسوبيات بالعلوم الأخرى ٦
- علم الرسوبيات عند العرب ١٠

الفصل الثاني: الخصائص الطبيعية للحبيبات

- مقدمة ١٧
- حجم الحبيبة ١٨
  - طرق القياس الحجمي للحبيبات ٢٢
    القياس المباشر ٢٣
    استعمال المناخل ٢٣
    تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي ٢٥
    سرعة الاستقرار ٣٦
    استخدام المجهر الالكتروني أو الأشعة السينية ٣٧
- شكل الحبيبة ٣٧
  - الاستدارة والتكور ٣٧

أوجه النقص وتبحث في المواضيع التي لم أستطع أن أبحثها في كتابي، وخاصة موضوع السحنات والبيئات الرسوبية الذي أفرد له زميلي الدكتور محمد مشرف فصلاً كاملاً مطوّلاً هو الفصل الثامن، فعالج الموضوع أحسن معالجة وأوفاه حقه من البحث.

أقول إن صدور هذا العمل الضخم من الزميل الكريم جاء محققاً لآمالي وأراحني من حالة تأنيب الضمير التي كانت تقلقني دائماً كلما تذكرت أني مقصر تجاه مجال تخصصي ولم أتمكن من سد الثغرة التي شعرت بها في هذا الجانب من العلم، وليس لدي من عذر التمسه لنفسي سوى التقصير والإهمال.

لذا فقد جاء هذا الكتاب ليزيح عني عبئاً نفسياً ثقيلاً ويطلقني حراً من آسار الشعور بالذنب والإحساس بالتقصير.

وقد احتوى كتاب «أسس علم الرسوبيات» على ثمانية فصول. خُصّص الفصل الأول لمقدمة عن علم الرسوبيات تعطي القارىء فكرة شاملة عن هذا العلم وتطوره وعلاقته بالعلوم الأخرى. وخصّص الفصل الثاني للبحث في الخصائص الطبيعية للحبيبات، والمسامية، فتناول تعريف الخصائص الطبيعية للحبيبات، ثم الخصائص التي تشمل الحجم والشكل والترتيب الداخلي للحبيبات والنسيج. كما احتوى هذا الفصل على تعريف للمسامية، وتصنيفها، وأنواعها. وقد خصّص الفصل الثالث لموضوع التجوية، وقد تكلم الفصل الرابع عن عمليات النقل والترسيب حيث تعرّض لكافة عمليات النقل وأثرها في ترسيب الأشكال الرسوبية المختلفة.

كما أفرد الفصل الخامس للكلام عن البيئات الرسوبية وقد كان الزميل دقيقاً وشاملاً في وصفه وتعريفه، وحصره للبيئات الرسوبية. وقد تميز هذا الجزء وكافة أجزاء الكتاب باحتوائه على معلومات وافية مرتبة ترتيبا منطقيا بأسلوب علمي سلس، ويعتمد على مراجع حديثة ومتعددة كما أورد المؤلف مراجع إضافية لكل موضوع من موضوعات الفصل، رتبت بدورها في نهاية الكتاب. ولاشك أن العدد الكبير من المراجع الذي أورده المؤلف لهذا الفصل والفصول الأخرى من الكتاب لتدل على اطلاع واسع وعلى الجهد العلمي الكبير الذي بذله المؤلف لإخراج هذا العمل الضخم إلى حيز الوجود.

كما بحث الفصل السادس من الكتاب في الرواسب المنقولة وتصنيفها ثم تكلّم عن كل من تلك الرواسب بادئاً بصخور الطين، ثم أحجار الرمل بأنواعها المختلفة، ثم صخور الحصى ومنتهياً بصخور الفتات الناري.

أما الفصل السابع فقد خصّصه المؤلف للرواسب المتكونة في أحواض الترسيب والتي تعرف بالمجموعة الثانية من الرواسب أو الرواسب الكيميائية أو الرواسب ذات النشأة المحلية بخلاف الرواسب المنقولة التي عولجت في الفصل السادس، وقد أوفى هذه المجموعة حقها، ولم يترك فيها مجالاً لمستزيد.

كما أُفرد الفصل الثامن، كما ذكرنا سابقا، للسحنات والبيئات الرسوبية، وفي هذا الفصل تناول المؤلف موضوعاته بالإسهاب، مع الالتزام بالحدود التي رسمها للكتاب وهو أن يكون في خدمة طالب المرحلة الجامعية، وكلما أحس أن الموضوع يحتاج إلى المزيد من البحث وفر المراجع الاضافية وأحال طالب الدراسات العليا إليها.

وكانت النتيجة أن خرج هذا العمل متكاملاً مترابطاً يدل على جهد قيّم مخلص يستحق منّا الشكر والثناء والدعاء للمؤلف بالتوفيق في مشاريعه العلمية المقبلة.

أ. د. عبدالله العقيل الحمدان

تقديم

الحمد لله العلي العظيم الذي دعا إلى العلم والتعلم. والذي كان أول أوامره إلى نبيه الكريم الآيات الكريمة، ﴿ ٱقْرَأْ بِٱسْمِ رَبِّكَ ٱلَّذِى خَلَقَ ۝١ خَلَقَ ٱلْإِنسَـٰنَ مِنْ عَلَقٍ ۝٢ ٱقْرَأْ وَرَبُّكَ ٱلْأَكْرَمُ ۝٣ ٱلَّذِى عَلَّمَ بِٱلْقَلَمِ ۝٤ عَلَّمَ ٱلْإِنسَـٰنَ مَا لَمْ يَعْلَمْ ﴾، والصلاة والسلام على رسوله الكريم، الذي حمل رسالة العلم والنور ممثلة في كتاب الله العظيم الذي كان حاوياً شاملاً ونوراً هادياً للبشر أجمعين.

أما بعد..

فقد أحسن بي الظن زميلي وأخي الدكتور محمد عبدالغني مشرف إذ طلب إلي تقديم كتابه «أسس علم الرسوبيات».

وقد ترددت كثيراً في قبولي لهذا الشرف ولكني ولأسباب عديدة لم أجد لدي الجرأة الكافية لصده. وقد كان مبعث ترددي أن الكتاب في مجال تخصصي الدقيق ولا شك أن سعادتي بصدور هذا الكتاب هي سعادة غامرة لاتدانيها سعادة، وخشيت أن تؤثر فرحتي بهذا الكتاب وتحمسي لصدوره على طريقة تقديمي له، وأظهر متحيزاً له ومجاملاً حيث ينبغي أن أكون عادلاً ومنصفاً.

ولعل مبعث سعادتي أو مما ضاعف سعادتي بهذا العمل أنه جاء محققاً لأحلام كثيرة كانت تراودني في هذا المجال. فبعد صدور كتابي «الصخور الرسوبية»، كنت دائماً أتطلع إلى أن يوفقني الله لإصدار كتاب آخر أو عدد من الكتب الصغيرة الحجم لتغطي

كلمة شكر

لا يسعني عند هذا الموقف إلا أن أعترف بالجميل، وأن أقدم التقدير لسعادة زميلي الكريم الأستاذ الدكتور عبدالله العقيل الحمدان لما بذله من جهد وافر مشكور في قراءة ومراجعة وتدقيق هذا الكتاب قبل طبعه، ولما أبداه من كثير الارشاد والاقتراحات العلمية المفيدة التي أخرجت الكتاب سليما بإذن الله من الصعوبات ومشاكل التعقيد التي تصاحب التأليف العلمي عادة. فأنا مدين لسعادته بالشكر العميق والتقدير العظيم لما قدمه من خدمة أخوية صادقة وأداء مخلص مفيد.

كما يسعدني أن أدون شكري وتقديري لجامعة الملك سعود لاتاحة الفرصة لي لانجاز هذا الكتاب وذلك من خلال منحي اجازة تفرغ علمي، وتوفيرها للمساعدات، العلمية والفنية، وتهيئتها سبل طبع هذا الكتاب على نفقتها.

ولا يسعني أيضاً إلا أن أدون جزيل شكري للمسؤولين في قسم الجيولوجيا بجامعة كاليفورنيا ـ ديفز لما لقيته من ترحيب واستقبال حسن، ولقبولي كأستاذ زائر في القسم أثناء فترة اجازة تفرغي العلمي، ولما قاموا به من تيسير وتلبية لجميع مستلزمات إنجاز مهمتي التي قدمت من أجلها وسد احتياجي من استعمال مستفيض لمكتبة الجامعة وغرفة التصوير الفوتوغرافي والتصوير بالسحب. وأنتهز هذه الفرصة لتقديم الشكر لبعض أعضاء قسم الجيولوجيا في ديفز لما لقيته لديهم من تشجيع ولما قدموه من مناقشات علمية مثمرة ساهمت في ايضاح كثير من الأمور المتعلقة بموضوع الكتاب.

صفحة

● النسيج السطحي للحبيبات ٤٤
● الطراز ٤٩
● التعبئة ٥٠
● النفاذية ٥٠
● المسامية ٥٣
ـ تشكل المسام ٥٨
المسامية الأولية (مسامية الترسيب) ٥٨
نشأة المسامية الأولية ٥٩
تأثير حجم الحبيبات على المسامية ٥٩
تأثير التصنيف على المسامية ٦١
تأثير شكل الحبيبة (التكور والاستدارة) على المسامية ٦٢
العلاقة المتواجدة بين الطراز والمسامية ٦٢
تأثير عملية الدمج (الإحكام) على المسامية الأولية ٦٦
المسامية الثانوية (مسامية بعد الترسيب) ٦٧
نشأة المسامية الثانوية ٧١
ـ دمج وإحكام الطين ٧٥
ـ دمج وإحكام الرمل ٧٨
ـ ملخص عملية الدمج والإحكام ٧٩

الفصل الثالث: التجوية
● مقدمة ٨٥
● الدورة الرسوبية ٨٧
● التجوية الفيزيائية ٩٠
ـ نمو البلورة ٩١
ـ التجوية بالصقيع ٩١
ـ التجوية بالملح ٩٢

صفحة

ـ التجوية بأشعة الشمس ٩٤
● التجوية الكيميائية ٩٥
ـ اللاتريت ١٠٢
ـ البوكسيت ١٠٣
ـ طين الصين ١٠٤
● التجوية الحيوية وتكوين التربة ١٠٤

الفصل الرابع: النقل والترسيب
● مقدمة ١١١
● النقل والترسيب في الماء ١١٢
ـ ميكانيكية النقل ١١٥
الحمل المعلق ١١٦
الحمل الطبقي ١١٦
ـ النقل وعلاقة سرعة التيار بحجوم الحبيبات ١٢٠
ـ عمليات النقل المائية ١٢٣
رواسب تيارات السحب أو الجر ١٢٣
رواسب تيارات العكر ١٢٧
رواسب الماء العالقة ١٣٣
● النقل والترسيب بالهواء ١٣٤
ـ رواسب تيارات الهواء الزاحفة ١٣٦
ـ الكثبان الرملية ١٣٨
كثبان البارخان ١٣٨
كثبان نجمية ١٣٩
كثبان طولية ـ أو كثبان السيف ١٤٠
كثبان مستقيمة ١٤١
ـ رواسب الهواء العالقة ١٤٣

صفحه

● النقل والترسيب بالثلاجات ١٤٤
● النقل والترسيب بالجاذبية الأرضية ١٤٧

الفصل الخامس: البنيات الرسوبية

● مقدمة ١٥٣
● التطبق ١٥٤
● تشكيل الطبقات وأنظمة التدفق ١٥٨
● البنيات الرسوبية الأولية غير العضوية ١٦١
- بنيات قبل الترسيب ١٦٤
أسطح عدم التوافق ١٦٥
القنوات ١٦٥
الغرف ـ و ـ الملء ١٦٧
بنيات علامات القاع ١٦٧
- بنيات أثناء الترسيب ١٧٢
التطبق المصمت ١٧٣
التطبق المستوي ١٧٤
التطبق المترقق ١٧٩
التطبق المتدرج ١٨٣
التطبق المتقاطع ١٨٥
التطبق النيمي والترقق المتقاطع ١٩٠
- بنيات بعد الترسيب ١٩٨
بنيات طوابع الثقل ٢٠٠
الدرنات الكاذبة ٢٠١
التطبق الملفوف أو المطوي ٢٠١
الترقق المطوي ٢٠٥
الهوابط والانزلاقات ٢٠٦

صفحة

- بنيات رسوبية متنوعة ٢٠٩
بنيات الشقوق المختلفة ٢٠٩
بنيات آثار المطر ٢١١
بنية قواطع الرمل ٢١٣
بنية الملح الكاذبة ٢١٣
بنيات رسوبية حيوية ٢١٤
- الدرنات ٢٢١
- مخروط ـ في ـ مخروط ٢٢٥
- الجيود ٢٢٦
- الدرن الشعاعي ٢٢٧
● خاتمة ٢٢٩

الفصل السادس: الرواسب المنقولة

● مقدمة عن تصنيف الرواسب ٢٣٣
- تصنيف الرواسب المنقولة ٢٤٠
● صخور الوحل ٢٤٢
- أحجار الطين النقية ومعادن الطين ٢٤٩
● أحجار الرمل ٢٥٠
- تسمية وتصنيف الرمل ٢٥٢
- وصف أحجار الرمل ٢٥٧
الكوارتزيت ٢٥٧
الأركوز ٢٥٨
الواكى ٢٦٠
- المعادن الثقيلة ٢٦٤
- تأثير عمليات النشأة المتأخرة على مسامية أحجار الرمل ٢٦٨
مرحلة التأكسد والاختزال ٢٧١
مرحلة السمنتة والالتحام ٢٧٢

صفحة

مرحلة الحد الفاصل بين النشأة المتأخرة والتحول المنخفض ٢٧٧
مرحلة ما بعد النشأة المتأخرة ٢٧٧
● صخور الحصى ٢٧٩
● صخور الفتات النارية ٢٨٣

الفصل السابع : الرواسب المتكونة في أحواض الترسيب
● مقدمة ٢٨٧
● صخور الكربونات ٢٩٢
ـ معادن الكربونات ٢٩٣
معدن الكلسيت ٢٩٣
معدن الأراجونيت ٢٩٤
معدن الدلوميت ٢٩٥
معدن السدريت ٢٩٥
ـ مكونات صخور الكربونات ٢٩٦
الحبيبات ٢٩٦
راسب الأرضية ٣٠١
اللاحم ٣٠٢
ـ تصنيف وتسمية صخور الكربونات ٣٠٢
تصنيف فولك لأحجار الجير ٣٠٣
تصنيف دنهام لأحجار الجير ٣١٢
أنواع أحجار الجير الرئيسة ٣١٤
ـ النشأة المتأخرة ونشوء المسامية في صخور الكربونات ٣٢٣
عملية التبلر التوثي ٣٢٦
عملية التبلر المتجددة ٣٢٧
عملية الحل والذوبان ٣٢٨
عملية التسلكن ٣٢٨

صفحة

ـ أحجار الدلوميت ٣٢٨
التدلمت المبكر ذو النشأة المتأخرة ٣٣١
التدلمت المتأخر ذو النشأة المتأخرة ٣٣٣
● الصخور الشعابية ٣٣٥
● حجر الفحم الطبيعي ٣٣٧
● صخور البخر ٣٤١
ـ صخور ومعادن كبريتات الكالسيوم ٣٤٣
ـ صخر الملح ٣٤٦
● صخور سليسية ٣٤٨
● صخور الفوسفات ٣٥٠
● صخور الحديد الرسوبية ٣٥٥
● منعقدات المنجنيز ٣٦١
● صخر الاستروماتوليت ٣٦٥

الفصل الثامن : السحنات والبيئات الرسوبية
● مقدمة وتعريف ٣٧٣
● معاملات السحنة ٣٧٨
ـ الشكل الحجمي للسحنة ٣٧٨
ـ معرفة نوعية صخر السحنة ٣٧٨
ـ معرفة البنيات الرسوبية السائدة في السحنة ٣٧٩
ـ معرفة أنظمة التيارات القديمة ٣٨٠
ـ تعريف أحافير السحنة ٣٨١
● الدورات الترسيبية والتتابع الترسيبي ٣٨٢
● تصنيف البيئات الرسوبية ٣٨٥
● وصف البيئات الرسوبية ٣٨٧
ـ البيئات القارية ٣٨٨

صفحة

البيئات الصحراوية ٣٨٨
البيئات النهرية ٤٠٢
البيئات البحيرية ٤٢٣
البيئات الثلجية ٤٢٩
ـ البيئات الانتقالية (شاطئية بحرية) ٤٣٢
بيئات الدلتا ٤٣٢
بيئات الحواجز الرملية ٤٤٢
ـ البيئات البحرية ٤٤٩
بيئات الأرصفة القارية ٤٥٠
بيئات شعابية ٤٦٠
بيئات رواسب العكر ٤٧٣
بيئات الرواسب اللجية ٤٨٣

المراجع
● العربية ٤٩١
● الأجنبية ٤٩٣
● الإضافية ٥٤١
ثبت المصطلحات ٥٦٧
كشاف موضوعي ٦٢١

مقدمة

أحمد الله العلي القدير، وأصلي وأسلم على رسوله الكريم، خير من دعا لطلب العلم من المهد إلى اللحد والذي نوه بطلب العلم أينما كان وبعد.

فإنه من فضل الله عليّ أن أعطاني الصحة والعافية طيلة مدة إعداد هذا الكتاب ووفقني إلى إنجازه على هذا النحو الذي لا يخلو من بعض الأخطاء لأن الكمال لله وحده سبحانه وتعالى ولكنه محاولة متواضعة مني لخدمة العلم بلغة القرآن وتلبية لافتقار مكتباتنا الجامعية في عالمنا العربي من نقص في الكتب العلمية باللغة العربية، وفي ذلك سد لحاجة طالب العلم في الوطن العربي لتلقي العلوم بلغته التي يفهمها ويستوعب القسط الأكبر منها. والقصد من وراء ذلك الأخذ بيد الطالب العربي الجامعي الذي يفتقد الكثير من المراجع العلمية باللغة العربية والتي هو في أمس الحاجة إليها حتى يستطيع أن يتذوق ويستوعب منهج العلم بلغته العربية وحتى يتمكن من التفكير علميا بلغته ولكي يستطيع أن يضيف ويبدع في العلوم بما ينفع الجميع. إن في وفرة الكتب العلمية باللغة العربية ما يساعد على الإقلال من عملية التذبذب الذهني الذي يعيشه الطالب العربي عند تلقي العلوم باللغتين الانجليزية في كثير من الأحيان، والعربية النادرة. وقد أدى ذلك إلى تدني المستوى بسبب ضعف في الاستيعاب وفقر في التحصيل لدى الطالب الجامعي في بلادنا خاصة وبقية بلدان العرب عامة.

ومن فضل الله عليّ أيضا أن وفقني في كتابة الجزء الأكبر من هذا الكتاب أثناء اجازة التفرغ العلمي التي تحصلت عليها خلال العام الدراسي ١٤٠٢/١٤٠٣هـ لتأليف

هذا الكتاب والذي بدأت في إعداده منذ خمسة أعوام تسبق هذا التاريخ.

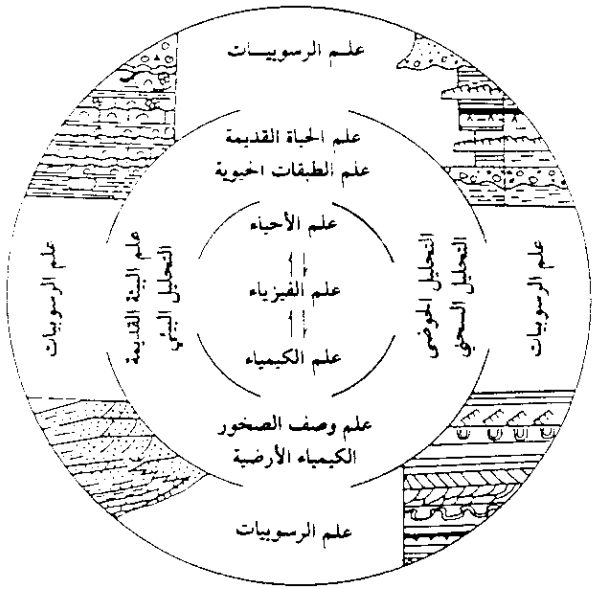
ويعتبر هذا الكتاب حصيلة متواضعة لما استوعبته من قراءات مستفيضة لكثير من المراجع الأجنبية القديمة والحديثة والتي استعنت بها طيلة خبرتي في التدريس التي تزيد الآن على عشر سنوات. فلقد وضعت كل ما منحني الله من جهد وعلم متخصص في هذا المضمار لكي يصبح هذا الكتاب اللّبنة الأساسية التي يستند إليها في استيعاب مادة علم الرسوبيات، ولكي يرجع إليه طالب علم الرسوبيات خاصة وعلم الجيولوجيا عامة حتى يجد فيه إن شاء الله المنفعة التامة، وليكون هذا الكتاب أحد مراجع علم الرسوبيات باللغة العربية والتي آمل إنتاج المزيد منها في المستقبل القريب والتي ستكون من ثمرات وعطاءات صغار علمائنا العرب القادمين في هذا المضمار. وأطلب من المولى عز وجل أن يجد طالب العلم المبتدىء في هذا الكتاب ما يلبي حاجته وييسر له فهم واستيعاب هذه المادة بأسلوب سلس وفكرة شاملة وتعبير جيد وأن يجد الباحث المتعمق في هذا الكتاب ما يبحث عنه موضوعياً وعلمياً وأن لايكتفي بمحتويات وتفاصيل هذا الكتاب لأنه ليس لأي علم نهاية فهناك العديد من المراجع التي استخدمت في إنجاز هذا الكتاب وهي مدونة في نهايته والتي تحتوي على أفكار وتفاصيل متعمقة في هذا الحقل والأرجح أن يستنار بها وبغيرها من المصادر المتخصصة في هذا العلم والتي ستصدر بعد تاريخ هذا الكتاب.

وأخيراً فإنني أقدم ما بذلته من جهد علمي متواضع باللغة العربية إلى كل من يعتز بلغته العربية، لغة القرآن والعقيدة والعلم في الماضي والحاضر والمستقبل وإلى كل من يهمه الاستزادة من علم الرسوبيات مع مرور الزمن، فلله الحمد والشكر دائماً وأبداً، والله ولي التوفيق.

محمد بن عبدالغني مشرف

الرياض في ١٤٠٥هـ/١٩٨٥م.

الفصل الأول



تعريف بعلم الرسوبيات

● مقدمة ● علاقة علم الرسوبيات بالعلوم الأخرى ● علم الرسوبيات عند العرب

مقدمة

يقصد بعلم الرسوبيات، دراسة جميع أنواع الرواسب ذات النشأة الفتاتية والكيميائية من حيث وصفها وخصائصها ومعرفة بيئات ترسيبها. وتشمل هذه الدراسة التغييرات المتأخرة التي تحدث في الصخور الرسوبية بعد ترسيبها، ومدى تأثر هذه الرواسب بخصائص البيئة المحيطة والملمة لها. ويعرَّف الراسب بالجسيمات الصخرية أو المعدنية التي تترسب في وسط مائي أو ما تحمله الرياح من حبيبات صخرية تستقر فيما بعد على أسطح الأرض أو تحت سطح المسطحات المائية المختلفة.

وسنحاول في هذا الفصل أن نقدم للدارس فكرة شاملة عن علم الرسوبيات وتاريخ تطوره وعلاقته بالعلوم الأخرى عامة وبعلوم الأرض خاصة.

يمتد تاريخ علم الرسوبيات إلى العصر الحجري عندما استخدم الانسان حجر الصوان لطحن الحبوب وإشعال النار، وحجر الطين في بناء سكنه الذي يقيه الحر والبرد ويوفر له الأمان والاطمئنان وما إلى ذلك من أمور متعددة. ولكن تحضر ومدنية الانسان في العصور المتأخرة جعلته يكتشف أهمية أنواع الصخور الرسوبية اقتصاديا، فمثلا: استخدمت الرمال في صناعة الزجاج، والحجر الجيري في صناعة الأسمنت والطين في صناعة الخزف والفحم الحجري كمصدر للطاقة وتم استغلال المعادن الاقتصادية المتواجدة في الصخور الرسوبية مثل الحديد والفوسفات وغيرها صناعيا واقتصاديا. كما استخرج النفط والغاز الطبيعي والماء من خزّانات الصخور الرسوبية التي تحتويها لتلبية حاجات التنمية الاقتصادية والاجتماعية.

ولقد وضع، أسس الجيولوجيا الرسوبية الحديثة، علماء ذو مكانية علمية منذ زمن بعيد ومن بين هؤلاء الرجال نذكر على سبيل المثال ليوناردو فينشي وهتن وسميث. إن ما كتبه كل من سوربى (Sorby, 1853, 1908) وشارل لايل (Lyell, 1865) في نهاية القرن التاسع عشر عن العمليات الحديثة التي تنشأ عنها تكوين الرواسب الحديثة، يمكن الاستفادة منها واستخدامها في تفسير البنيات والأنسجة الرسوبية التي تحملها الرواسب

القديمة، كما يمكن التوصل إلى معرفة بيئات الرواسب القديمة إذا أدركنا خصائص ومميزات بيئات الترسيب الحديثة.

وأفاد (Selley, 1976) أن نشأة علم الرسوبيات الحديث لم يصدر من اتحاد مفهوم علم الطبقات ودراسة هذه الرواسب تحت المجهر (بتروغرافية الرواسب) ولكن يبدو أنه تطور من اتحاد بين احتياجات ومفاهيم الجيولوجيا البنائية وعلم البحار. فلقد كان ولا يزال علماء الجيولوجيا البنائية يبحثون عن خصائص ترشدهم للتمييز عما إذا كانت الطبقات المتواجدة في مناطق تكتونية، هل هي مقلوبة أو في وضعها الطبيقي. ويجب معرفة ذلك عند رسم خرائط الجيولوجيا الاقليمية. والذي يساعد على تحديد ذلك هي البنيات الرسوبية مثل شقوق التقلص (شقوق الطين) وعلامات النيم والتطبق المتدرج. وقد شملت دراسة (Shrock, 1948) تفاصيل هذا الموضوع بصورة متكاملة. ومن بين علماء الجيولوجيا البنائية الذين أسهموا في إيضاح العلاقة المتواجدة بين الرسوبيات والجيولوجيا البنائية، العالم (Eduard Bailey, 1930) عندما كتب ورقة بحثه بعنوان: «إضاءة جيدة على الترسيب وتشكيل الصخور:

« New Light on Sedimentation and Tectonics»

ولقد شاركت دراسات أخرى في تقويم وتأسيس علم الرسوبيات ومن أهم هذه الدراسات صناعة الزيت وشركات البترول والأبحاث التي قامت بها الجامعات في هذا المضمار ومعاهد علم البحار. وجميع هذه الدراسات وفرت الكثير من المعطيات والمعلومات المتعلقة بالرواسب الحديثة وبالمقارنة يمكننا معرفة وتفسير خصائص ومميزات الرواسب القديمة.

علاقة علم الرسوبيات بالعلوم الأخرى

يوضح الجدول (١) العلاقة بين علم الرسوبيات والعلوم الأساسية الأخرى مثل علم الأحياء، وعلم الفيزياء، وعلم الكيمياء. ويجدر بنا أن نلخص ما كتبه (Selley 1976) في هذا المضمار كالتالي:

جدول (١) أفرع علم الرسوبيات وعلاقتها بالعلوم الأخرى

علم الأحياء	علم الحياة القديمة	
	علم الأحياء الطبقية	
	علم البيئة القديمة	
	التحليل البيئي	
	التحليل السحني	
	التحليل الحوضي	
علم الفيزياء		دراسة خصائص المسامية
	دراسة الصخور تحت المجهر	النشأة المتأخرة
علم الكيمياء	الكيمياء الأرضية	

(عن: Selley 1976)

● إن تطبيق أحد هذه العلوم الأساسية في دراسة الرواسب يعطي خطوطاً عريضة للبحث في علوم الأرض بشكلٍ عام وفي علم الرسوبيات بشكلٍ خاص. ويساعد هذا على تحديد مكانة علم الرسوبيات بين محتويات علم الجيولوجيا.

● يتضمن علم الأحياء دراسة الحيوانات والنباتات، وبالمقارنة يمكن تطبيق ذلك على أحافيرها المتواجدة في الرواسب القديمة. وقد يهتم علم الحياة القديمة (Paleontology) بدراسة مستفيضة ومستقلة لنشأة وأشكال وبنيات وتقسيم ووصف الأحافير. ويستلزم ذلك استبعاد الأحافير من المفهوم الرسوبي.

● إن لدراسة الأحافير في إطار رواسبها فائدتان، الأولى أن علم الطبقات (Stratigraphy) يعتمد على تعريف النطاقات الطبقية الحيوية وعلى دراسة علاقتها بالوحدات الطبقية الصخرية. وبذلك تصبح دراسة الطبقات الحيوية

(Biostratigraphy) الجيدة ضرورية للتحليل الرسوبي والتحليل الجيولوجي البنائي الاقليمي. والفائدة الثانية من دراسة الأحافير يتضمن مفهوم تصرفات هذه الأحافير عندما كانت حية ومواطنها والعلاقة فيما بينها وخصائص أماكن تواجدها. ويعني هذا معرفة بعلم البيئة القديمة (Paleoecology) التي كانت تعيش فيها هذه الأحياء. وحين يتم الاحتفاظ بهذه الأحافير في أماكن استيطانها فإن ذلك يساعد على تفهم وتحليل البيئة القديمة التي ترسبت فيها الرواسب الحاوية على هذه الأحافير، (Ager، 1963). وقد أشار (Selley، 1978) بأن التحليل البيئي (Environmental analysis) يتضمن تحديد البيئة الترسيبية للراسب.

ولكي نحدد البيئة الترسيبية لصخر رسوبي فإنه يتضح لنا أهمية تعريف وتفسير خصائص الأحافير التي يحتويها هذا الصخر، وعلى سبيل المثال: تشير الطبقة الغنية بجذور النباتات (Root bed) إلى بيئة قارية، وتدل طبقة الشعب المرجانية على بيئة بحرية وهكذا. ومع ذلك يعتمد علم الرسوبيات التطبيقي على دراسة الشقف الصخرية المستحصل عليها من الآبار الثقبية ولكن في مثل هذه المشاريع تحت السطحية يلعب علم الأحافير الدقيقة الدور الرئيس في معرفة الطبقات الرسوبية وبيئات ترسيبها. وتعتبر الأحافير العينية والمجهرية عنصران أساسيان في بناء بعض الصخور الرسوبية (مثل أحجار الجير). لذا يعتبر شِقيْ علم الحياة القديمة (دراسة الأحافير الكبيرة والأحافير الدقيقة) ذي أهمية عظمى بالنسبة لعلم الرسوبيات.

كما يعتمد التحليل البيئي على تفسير الخصائص الطبيعية للصخر الرسوبي. ويشتمل ذلك معرفة حجوم الحبيبات وأنسجتها والبنيات الرسوبية. ويتضمن مفهوم القوى المائية دراسة حركة السائب (Fluid movement) وتختص القوى المائية بالعلاقة المتواجدة بين تدفق السائب والحبيبات الصلبة. وقد أشار (Allen، 1970 b) إلى إمكانية دراسة هذه الأنظمة الطبيعية باستخدام النظريات الرياضية والتجارب المختبرية أو في الدراسة الحقلية في البيئات الرسوبية الحديثة. كما يمكن تطبيق هذه الخطوط التحليلية في المعاملات الطبيعية للرواسب القديمة وذلك لتحديد عمليات السوائب (Fluids) التي تتحكم في ترسيب هذه الرواسب.

وتستلزم دراسة التحليل البيئي تطبيق علم الكيمياء في دراسة الرواسب. حيث تدل المعادن الفتاتية للصخور القارية على مصادرها وتاريخ ترسيبها السابق. كما يمكن من دراسة المعادن ذات النشأة المحلية (Authigenic minerals) التعرف على بيئة ترسيب الصخر وتاريخ النشأة المتأخرة اللاحق.

ومن هنا يمكننا القول بأن التحليل البيئي لراسب ما يشتمل على تطبيق علم الأحياء والفيزياء والكيمياء على الصخور الرسوبية.

يشكل التحليل السحني (Facies anaiysis) فرع من أفرع علم الرسوبيات الإقليمي والذي يتضمن ثلاثة تمارين. حيث يجب تجميع رواسب منطقة ما في سحنات تعرف بصخورها وبنياتها الرسوبية وأحافيرها. ويستنبط من ذلك بيئة كل سحنة وتوضع السحنات ضمن إطار زمني مستخدمين علم الطبقات الحيوية (Biostratigraphy).

ويتشابه التحليل السحني مع التحليل البيئي في استخدام علم الأحياء والفيزياء والكيمياء للتعرف على خصائص الصخور الرسوبية. إلا أن التحليل السحني، وعلى مقياس إقليمي واسع النطاق، يشتمل على دراسة جميع أحواض الترسيب كجزء متكامل. وهنا تصبح أهمية الفيزياء الجيولوجية (Geophysics) مرتبطة ليست فقط بالغطاء الرسوبي ولكن بفهم الخصائص الطبيعية والعمليات المتعلقة بالقشرة الأرضية التي تشكلت منها الأحواض الرسوبية.

لقد استخدمت مصطلحات علم الصخور (Petrology) ودراسة الشرائح الصخرية تحت المجهر (Petrography) بشكل تطبيقي متبدل لكي تعطى دراسة الصخور تحت المجهر (Carozzi، 1960; Folk، 1974). وتشتمل هذه الدراسة الخصائص الطبيعية وهي من خصائص المسامية والنفاذية للصخر نفسه وهذه متعلقة بالدراسة المعدنية للصخور.

ويستفاد من دراسة مكونات الصخر الرسوبي في اكتشاف مصادر الصخور القارية

وفي معرفة بيئات العديد من صخور الكربونات وتكشف دراسة الشرائح الصخرية تحت المجهر عن عمليات النشأة المتأخرة أو التغييرات التي يتعرض لها الراسب بعد ترسيبه وتكوينه. وتوضح دراسة نشأة المعادن المتأخرة (Diagenesis) الكثير من التفاعلات الكيميائية التي تحدث بين مكونات الصخر الرسوبي والسوائب التي تتدفق بين مساماته. وتقع أهمية دراسة النشأة المتأخرة لما ينتج عنها من ازدياد أو انخفاض في نسبة مسامية ونفاذية الصخر. وهذا له علاقة وطيدة بدراسة خزانات المياه (Aquifers) ومخازن الهيدروكربونات أو الفحوم الهيدروجينية (Hydrocarbon reservoirs). وتساعد دراسة التغييرات المعدنية المتأخرة التي تحدث في الصخر الرسوبي على تفهم عمليات النشأة المتأخرة والتي تتشكل عنها رواسب معدنية متعددة مثل كبريتيد الزنك والرصاص. ويستخدم مصطلح جيوكيمياء الرسوبيات (Sedimentary geochemistry) في تطبيق الدراسة الكيميائية البحتة على الصخور الرسوبية. ويتم ذلك في دراسة الرواسب الكيميائية والرواسب ذات التمعدن الدقيق والتي يصعب دراستها تحت المجهر. ونذكر هنا بعض هذه الرواسب مثل معادن الطين والفوسفات وصخور البخر.

وتهتم دراسة جيولوجيا الكيمياء العضوية بتكوين ونضوج الفحم الحجري وخام الزيت والغاز الطبيعي.

وسوف يظهر لنا من دراسة الفصول القادمة كيف أن العلوم الأساسية مثل الأحياء والفيزياء والكيمياء تلعب دورا كبيرا في تحديد مفهوم علم الرسوبيات وفي تحقيق الفائدة المرجوة منه.. لذا يجب أن ندرك حقيقة الأمر وهي أن علم الرسوبيات يعتمد كلية على هذه العلوم الأساسية في الوصول إلى الغاية المرجوة منه.

علم الرسوبيات عند العرب

لقد كان لعلم الرسوبيات نصيب عند العرب والمسلمين ومن بين هؤلاء العلماء كلاً من محمد الكرخي وأبو الريحان البيروني وأبو علي ابن سينا. ونوجز فيما يلي ما ساهم به هؤلاء العلماء في حقل علم الجيولوجيا عامة وما يتعلق بعلم الرسوبيات خاصة:

محمد بن الحسن بن الحاسب الكرخي

لا نعرف عن هذا العالم العربي إلا أنه قد عاش في القرن الخامس الهجري ولم يصلنا من كتبه غير كتابه المسمى «أنباط المياه الخفية» الذي طبع في الهند سنة ١٣٥٩هـ. وقد تحدث فيه عن كيفية استخراج المياه الجوفية والعلامات الدالة على وجود الماء والأجهزة الهندسية المستخدمة في بناء القنوات. يقول الكرخي في كتابه «أنباط المياه الخفية».

«في الأرض حركات دائمة، منها طلب الأبنية للوقوع والانهدام والميل عن سمت الاستقامة، وكذلك الجبال والقلاع تنهار قليلا وتتفتت طلباً للمركز والأرض الرخوة في تربتها حركة دائمة، وهي طلب أجزائها الصلابة باعتماد بعضها على بعض. وأعظم هذه الحركات المذكورة انتقال المياه العظيمة وجريان الأودية القوية من أرض إلى أرض في الأزمنة الطويلة، فإذا اجتمعت موادها في ناحية من نواحيها وارتفعت حتى بعد سطحها من المركز وساوى ذلك بعد الوضع المحاذي له الذي يقابله، ثم بعد المساواة زاد عليه، تحركت الأرض طلبا للمعادلة المذكورة، فتتغير لذلك عروض البلاد ومطالعها وأنصاف نهارها، ويعتبر ذلك سبب انتقال البحار وظهور عيون وغيض عيون ولا يكون ذلك دفعة واحدة في ساعة واحدة بل يكون على التدريج كانتقال العمارات من الأرض لأرض».

ونلاحظ من النص السابق أن الكرخي قد بين فكرة التوازن الأرضي، كما أشار إلى الدورة التضاريسية التي تنتهي عند اكتمالها بما يعرف بشبه السهل ثم تتلوها عملية إعادة التوازن الأرضي فتبعث التضاريس من جديد لتبدأ دورة تضاريسية أخرى. (الكرخي، ١٣٥٩هـ).

أبو الريحان البيروني

وهو من أعظم العلماء العرب المسلمين الذين أسهموا في تطور الفكر الجيولوجي. وقد درس البيروني آراء السابقين حول فكرة تبادل اليابس والماء، وحاول أن يربط بين المعرفة النظرية والعملية، ويظهر هذا من خلال نصّين من أهم النصوص المنسوبة إليه،

أو لها يتعلق ببادية العرب في شمال شبه الجزيرة العربية، ويتعلق الثاني بتفسيره لأصل سهول الهند الممتدة جنوب الهيملايا:

١ ـ «ينتقل البحر إلى البر، والبر إلى البحر في أزمنة، إن كانت قبل كون الناس في العالم فغير معلومة، وإن كانت بعده فغير محفوظة لأن الأخبار تنقطع اذا طال الأمد عليها، وخاصة في الأشياء الكائنة جزءا بعد جزء، بحيث لا تفطن لها إلا الخواص. فهذه بادية العرب وقد كانت بحرا فانكبس حتى أن آثار ذلك ظاهرة عند حفر الآبار والحياض بها، فإنها تبدى اطباقا من تراب ورمال ورضراض، تم فيها من الخزف والزجاج والعظام ما يمتنع أن يحمل على دفن قاصد إياها هناك بل تخرج منها أحجار إذا كسرت كانت مشتملة على أصداف وودع ومايسمى آذان السمك، إما باقية على حالها وإما بالية قد تلاشت وبقى مكانها خلاء متشكلا بشكلها».

٢ ـ «وأرض الهند من تلك البراري، يحيط بها من جنوبها بحرهم المذكور (المحيط الهندي) ومن سائر الجهات تلك الجبال الشوامخ، وإليها مصاب مياهها بل لو تفكرت عند المشاهدة فيها وفي أحجارها المدملكة الموجودة إلى حيث يبلغ الحفر، عظيمة بالقرب من الجبال وشدة جريان مياه الأنهار، وأصغر عند التباعد وفتور الجري، ورمالا عند الركود والاقتراب من المفايض والبحر، لم تكد تصور أرضهم إلا بحرا في القديم وقد انكبس بحمولات السيول». (البيروني، ١٩٥٨م).

أبو علي الحسين بن سينا

اشتهر ابن سينا بأبحاثه الطبية والفلسفية، ولكن له بعض الأبحاث العلمية المتعلقة بالأرض والكون ذات قيمة كبيرة، كما يمكن أن نعتبر إبن سينا هو مؤسس علم الأرض عندما نستعرض أعماله وأبحاثه في مجال الجيولوجيا والجيومورفولوجيا. ونجد في كتابات ابن سينا مجموعة من النصوص التي تضيف الكثير من حيث انتقال اليابس والماء، ويؤكد في جميع كتاباته على عنصر الزمن، وأن ذلك يتم ببطء وعلى مدى فترات

طويلة. ومن تلك النصوص نختار نصّين في غاية الأهمية:

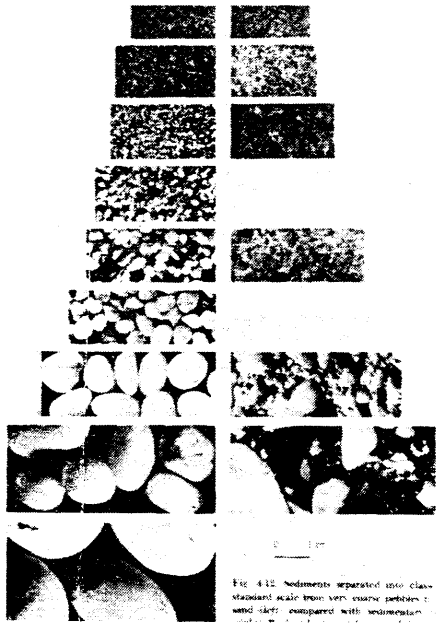
١ ـ «ويجوز أن يعرض للبحر أيضا أن يفيض قليلا قليلا على بر مختلط سهل وجبل ثم ينضب عنه، فيعرض للسهل منه أن يستحيل طينا ولا يعرض ذلك للجبل وإذا استحال طينا كان مستعدا لأن يتحجر عند الانكشاف ويكون تحجره تحجرا سافيا قويا، وإذا وقع الانكشاف على ما تحجر وبما كان المتحجر القديم، في حد ما، استعد للتفتت، ويجوز أن يكون ذلك يعرض له عكس ما عرض للتربة من أن هذا يرطب ويلين عودا ويعود ترابا وذلك يستعد للحجرية، كما إذ نقعت أجرة وتراباً وطيناً في الماء ثم عرضت الأجرة والطين والتراب على النار عرض للأجرة أن زادها الاستنقاع استعداداً للتفتت بالنار ثانياً وللتراب والطين استعداداً لاستحجار قوى».

٢ ـ «والجبال تكونها من أحد أسباب تكون الحجارة، والغالب أن تكونها من طين جف على طول الزمان، تحجر في مدد لا تضبط، فيشبه أن تكون هذه المعمورة قد كانت في سالف الأيام غير معمورة بل مغمورة في البحار فتحجرت، أما بعد الانكشاف قليلاً قليلاً في مدد لاتفي التأريخيات بحفظ أطرافها، وأما تحت المياه لشدة الحرارة المختفية تحت البحر، والأولى أن يكون بعد الانكشاف وأن تكون طينتها تُعينها على التحجر، إذاً تكون طينها لزجة، وهذا ما يوجد في كثير من الأحجار إذا كسرت أجزاء الحيوانات المائية كالأصداف وغيرها».

وقد أدرك ابن سينا هنا فكرة تغيرات مابعد لترسيب وهي التغييرات اللازمة لتحويل الرسوبيات إلى صخور. (ابن سينا، ١٩٦٥م).

ولمزيد من المعلومات عن الجيولوجيا عند العرب إقرأ كتاب «أساسيات علم جيولوجيا»، تأليف الدكتور محمد يوسف حسن وآخرين (١٩٨٣م، ص ص ٢١ ـ ٢٣).

الفصل الثاني



الخصائص الطبيعية للحبيبات

● مقدمة ● حجم الحبيبة ● شكل الحبيبة ● النسيج السطحي للحبيبات ● الطراز ● التعبئة ● النفاذية ● المسامية ● العلاقة المتواجدة بين الطراز والمسامية.

مقدمة

يقصد بدراسة الخصائص الطبيعية للحبيبات الرسوبية (Sedimentary grains) معاينة خصائص هذه الحبيبات من حيث الحجم (Size) ، والشكل (Shape) ، وترتيب الجزئيات المعدنية (Fabric) داخل أي صخر. وتطلق كلمة نسيج (Texture) بصفة عامة على دراسة هذه الخصائص للجسيمات الرسوبية. وتختلف أنسجة الرواسب (Texture of sediments) عن البنيات الرسوبية (Sedimentary structures) في أن الأولى تمثل العلاقة الموجودة بين حبيبة وحبيبة داخل الصخر الواحد، بينما الأخيرة تتعلق بالبنيات الكبيرة الشكل والحجم والتي يمكن دراستها وملاحظتها على الطبيعة في الحقل. ومن بين أمثلة البنيات الرسوبية علامات النيم (Ripple marks) التطبق المتقاطع (Cross-bedding) والترقق (Lamination). وأفضل طريقة لدراسة عناصر النسيج الرسوبي هي باستعمال عدسة مكبرة أو المجهر وكلاهما يستعمل في تكبير وتوضيح الجسيمات الصخرية. وتتم مثل هذه الدراسة باستعمال عيّنة صخرية صغيرة في حالة استعمال العدسة المكبرة أو معاينة شريحة صخرية في حالة استعمال المجهر. وعادة تتم دراسة البنيات الرسوبية على الصخور الظاهرة في الحقل وقليل من هذه البنيات يمكن دراستها باستعمال عينات صخرية. وذلك مثل الترقق المتقاطع (Cross-lamination) أو التطبق المتدرج (Graded bedding).

ويعتقد أن معظم الرواسب الحديثة التكون، يوجد بها نسبة عالية من الفراغات أو المسامات (Pores) وقد تصل نسبة المسامات في حجر الرمل (Sandstone) وقت الترسيب ما بين ٢٠ ـ ٥٥٪ من نسبة الحجم العام للصخر نفسه. بينما قد تصل إلى نسبة ٨٠٪ من نسبة الحجم العام لصخر الغرين (Silt) أو الطين (Clay) عند وقت الترسيب (Pettijohn, 1975 and Selley, 1976) وهذه الظاهرة في الصخور الرسوبية تتناقص جذريا مع حالتها في الصخور النارية والمتحولة والتي قد تحتوي على نسبة ضئيلة من المسامات الفراغية عند تكوينها (Pettijohn, 1975). ومع مرور الزمن تمتلىء الفراغات في الصخور الرسوبية بمحاليل المعادن الثانوية مثل الكربونات أو السليكا أو معادن الطين. ويؤثر هذا على مسامية الصخور فتنخفض درجة المسامية ويسمى

النسيج الناشيء عن هذا التغير بالنسيج المتغير (Diagenetic textures). وهذه الأنسجة الناشئة ماهي إلا تبلرات معدنية متأخرة التكوين. ويحتمل أن تبقى هذه المتبلّرات المعدنية الجديدة لدرجة أن الترتيب الداخلي الرسوبي الأصلي يصعب رؤيته تحت المجهر. أو قد ينعدم، وفي معظم الحالات يبقى الترتيب الداخلي الأصلي على هيئة أثر باهت يمكن تقصّيه تحت المجهر.

حجم الحبيبة Grain Size

لقد أصبح من الطبيعي جداً لعلماء الجيولوجيا وخاصة علماء الرسوبيات (Sedimentologists) الحصول على معلومات جيولوجية واسعة النطاق والاستفادة من دراسة التحليل الحجمي لجسيمات (Particles) أو حبيبات (Grains) الرمل أو حجر الرمل. لذا نجد الكثير من المراجع العلمية المتخصصة تشير إلى طرق متعددة لأخذ حجوم حبيبات الرواسب (Grain sediments) وتفسير هذه الحجوم، بينما نجد القليل منها قد توسعت في دراسة الخصائص الطبيعية الأخرى للحبيبات مثل الشكل (Shape) الاستدارة (Roundness) أو التكور (Sphericity).

وإن من أبسط الطرق المتبعة في تقسيم حبيبات الرواسب يظهر في تحديد العلاقة الحجمية بين كل من الزلط (Gravels) والرمل (Sands) والوحل (Mud) ويعتبر مقياس تدرج الحبيبات (Grade scale) للعالم ونتورث (Wentworth) للحبيبات (جدول ٢) هو الأكثر استعمالا بين علماء الجيولوجيا (Wentwroth, 1922). أما مقياس فآي (Phi scale) الذي اقترحه كرومباين (Krumbein, 1934) فهو يحتفظ بالأسماء التدريجية في مقياس ونتورث ويمكنه يحوّل الحدود المتدرجة (Grade boundaries) إلى قيمة فآي (Phi = ∅) باستعمال اللوغاريتم (للأساس ٢) للقطر فتصبح المعادلة للمقياس فآي كالتالي:

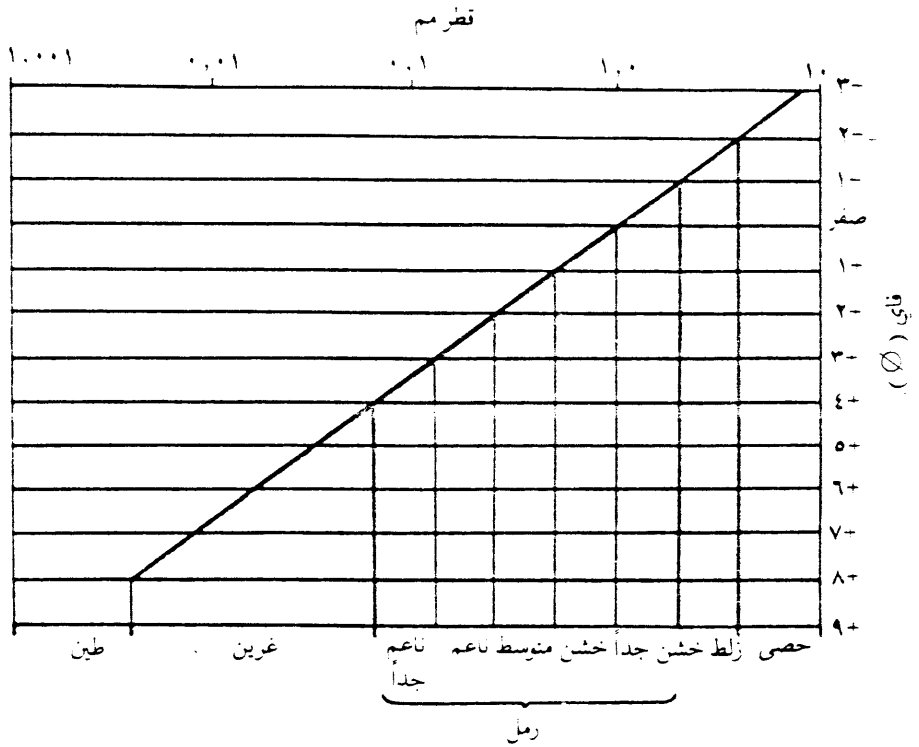
فآي = -لوم قطر (مم)؛ $\text{Phi } (\varnothing) = -\log_2 \text{diam (mm)}$

وتظهر العلاقة بين كل من مقياس ونتورث ومقياس فاي المتدرجين في (الشكلين ١ و٢).

جدول (٢) مقياس ونتورث لتصنيف الرواسب

مزواه		مستدير، تحت مستدير، تحت مزواه			حجم
تجمع	فتات	تجمع		فتات	
الدبش	كتل	جلاميد زلط جلاميد مدملكات	حجر مستدير	جلاميد	٢٥٦مم
	—	كبب زلط كبب مدملكات		حصى كبير أو كبب	٦٤
رواهص مزواه	—	حصى زلط حصى مدملكات		حصى صغير	٤مم
	—	حبيبات زلط		حبيبات	٢مم
-١مم- خشن ١/٢مم-	—	رمل حجر رمل		رمل	زلط / رمل ١/١٦ مم
—	—	غرين حجر طين		غرين	طين غريني ١/٢٥٦ مم
	—	طين صفحي		طين	وحل طين

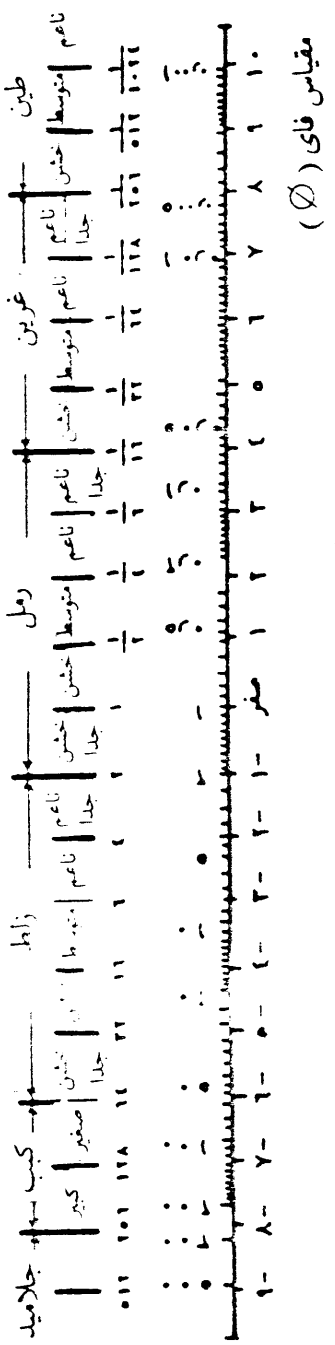
(عن: Wentworth 1922)



شكل (١) العلاقة المتواجدة بين مقياس ونتورث ومقياس فاى

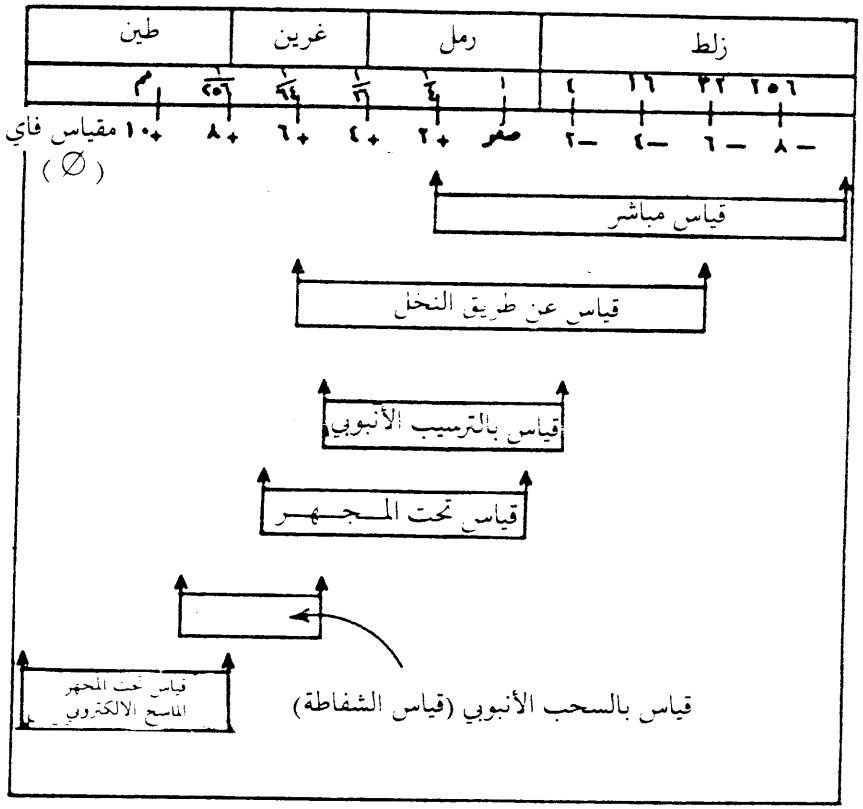
(عن : Selley 1976)

ولقد ذكر والى (Whaliey 1972) إن من السهل فهم محتويات حجم الحبيبة ولكن من الصعب أن نجد طرقا صحيحة لقياس الجسيمات أو الحبيبات. فالشكل (٣) يوضح لنا الطرق المختلفة والمتبعة حاليا في قياس حجم الحبيبات المختلفة مثل حبيبات الزلط، الرمل، الغرين (Silt) والطين (Clay). وأوضح (الحمدان ١٩٧٥) أن معرفة حجم الحبيبة أوالجسيم تتم عن طريق معرفة طول قطرها إن كانت حبيبة دائرية ومنتظمة الشكل بينما يتم تحديد حجم أي حبيبة غير منتظمة الشكل عن طريق أخذ المتوسط الحسابي لأقطارها المتعددة الأطوال. والطريقة الشائعة في قياس حجوم الحبيبات تعتمد على التقدير البصري ومقارنتها بعينات حبيبات معروفة أحجامها. وتكتسب هذه الطريقة بالخبرة المستمرة، وفي معظم الأحيان تعطى نتائج معتمدة.



شكل (٢) تحويل مقياس فاى إلى مقياس التدرج الحجمي بالملليمترات

(عن : Pettijohn 1975)



شكل (٣) الطرق المتعددة لقياس حجم حبيبات الرواسب

(عن : Pettijohn et al 1972)

ويمكن قياس حجوم حبيبات كل من الرواسب الملتحمة الصلبة (Indurated sediments) أو الرواسب غير المتماسكة (Unconsolidated sediments) بإحدى الطرق التالية :

طرق القياس الحجمي للحبيبات Methods of Grain Size Measurements

حيث إن الحبيبات تختلف في أحجامها فإن هناك طرق مختلفة تستعمل لقياس أحجام حبيبات وجسيمات الرواسب. وتتم عملية قياس حجوم الحبيبات كما هو موضح في الشكل (٣) وعلى النحو التالي :

١ ـ القياس المباشر

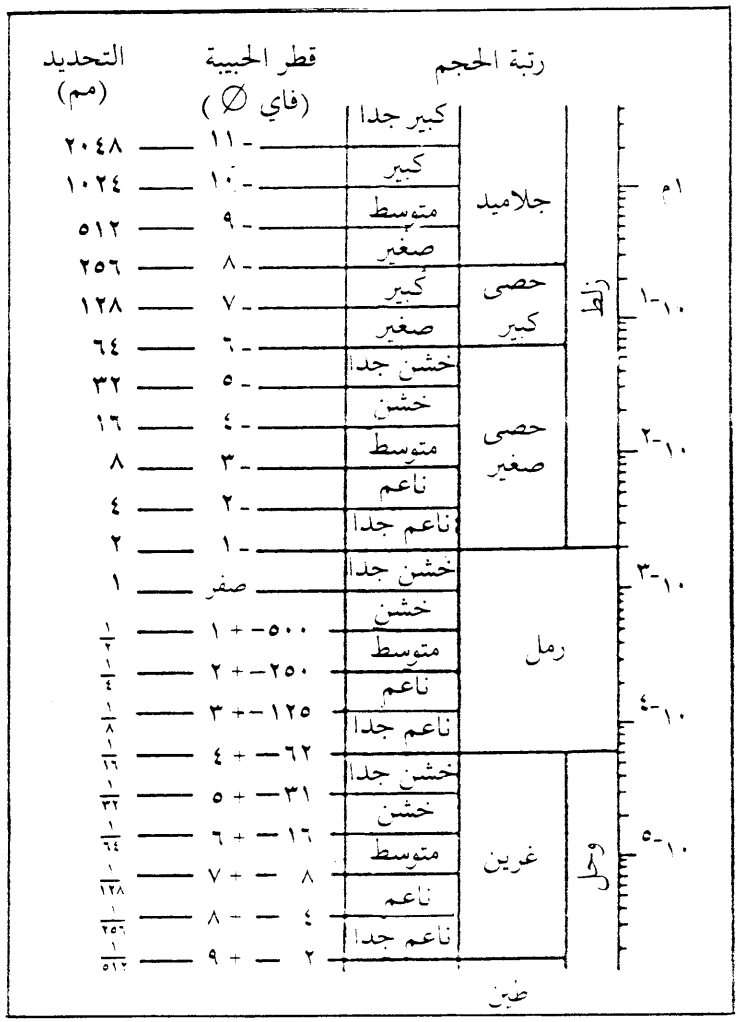
تتم معرفة حجوم كل من الجلاميد (Boulders) الحصى الكبير (Cobbles) الحصى الصغير (Pebbles) أو الزلط (Gravels) بشكل عام بواسطة القياس المباشر وذلك بقياس أقطار حبيبات كل منهم يدوياً باستعمال مسطرة مدرجة أو شريط معدني مدرج. وفي حالة قياس قطر حبيبات الحصى الصغير (Pebbles) والتي يصل معدل قطرها إلى ٢ مم يمكن استعمال المجهر والمثبت عليه مقياس خاص يسمى «Eye piece micrometer» وبه تدريج خاص (الحمدان ١٩٧٥م، ص ٤٤).

٢ ـ استعمال المناخل

يتم فرز حجوم حبيبات الرمل وأيضا فرز الغرين (Silt) عن الطين (Clay) باستعمال المناخل المخصصة. وهذه الطريقة بُدىء في تطبيقها منذ عشرات السنين ولا تزال تعتبر من أفضل الطرق وأكثرها استعمالاً حيث تستخدم في معرفة حجوم حبيبات الرمل أو حبيبات حجر الرمل الهش أو غير الملتحم الحبيبات (Friable or uncemented) بينما تتم طريقة تحديد حجم حبيبات حجر الرمل المتماسك أو الملتحم الحبيبات (Cemented sandstone) عن طريق عمل شريحة قطاعية له واستخدام المجهر في تحديد حجوم هذه الحبيبات، وتعتبر هذه الطريقة القياسية المباشرة لقياس حجوم الحبيبات على الشريحة القطاعية هي الطريقة المثلى والأكثر استعمالا بعد أن استخدمها فريدمان (Friedman, 1958) والتي يمكن بواسطتها تحديد الحجم المتوسط (Mean size) للحبيبات وأيضا يمكن قياس تصنيف (Sorting) حبيبات الرمل.

وتقاس حجوم الرمل غير المتماسك (Uncemented or friable sands) بالطريقة المثلى وهي الأهم استعمالاً وذلك بواسطة المناخل وهي طريقة سهلة وسريعة وذات نتائج صحيحة وكافية لمعظم الأبحاث العلمية. والقاعدة الرئيسة لهذه الطريقة هي كالتالي :

١ ـ ترتب مجموعة المناخل المخصصة ترتيباً تنازلياً من حيث سعة أقطار فتحات كل منخل (وذلك بوضع المنخل ذو الفتحات الصغرى ($\frac{1}{4}$ مم = + ٢ فآي) أسفل المجموعة والمنخل ذو الفتحات الكبرى (٤ مم = - ٢ فآي) في أعلى المجموعة، مشابهاً بذلك لترتيب مقياس ونتورث للحجوم)، (شكل ٤).



شكل (٤) ترتيب تنازلي لسعة أقطار فتحات المناخل بمقياس كل من فاي والمليمترات.

وقد تكون الفترة الحجمية بين المناخل (Size interval) كالتالي:
يمكن استعمال مناخل ذات فتحات قطرية تفرق فيما بينها بواحد فآي على سبيل المثال يصبح الترتيب ١، ٢، ٣، ٤، . . . . . فآي، أو ذات فتحات قطرية تفرق فيما بينها

بنصف فآي حيث يصبح الترتيب $\frac{1}{2}$، ١، $\frac{1}{2}$ ١، ٢، $\frac{1}{2}$ ٢، ٣، $\frac{1}{2}$ ٣. . . فآي ولكن كثير من الدراسات العليا والأعمال البحثية المتقدمة يستوجب الأمر استخدام مناخل ذات فتحات قطرية تفرق فيما بينها بربع فآي، فيصبح ترتيب المناخل $\frac{1}{4}$، $\frac{1}{2}$، $\frac{3}{4}$، ١، $\frac{1}{4}$ ١، $\frac{1}{2}$ ١، $\frac{3}{4}$ ١، ٢، $\frac{1}{4}$ ٢، $\frac{1}{2}$ ٢، $\frac{3}{4}$ ٢، ٣، . . . . . فآي وذلك للحصول على نتائج حجمية أكثر دقة وأقرب للحقيقة.

ب ـ تؤخذ عينة رمل معروفة الوزن (ولْنقل ٥٠ جراماً) وتمرر خلال مجموعة المناخل المعروفة حجوم فتحاتها.

جـ ـ تثبت مجموعة المناخل المحتوية على عينة الرمل على الجهاز المختص وتُهز ميكانيكياً لمدة ما بين ١٥ ـ ٢٠ دقيقة.

د ـ تفرغ بدقة الأحجام التي تستقبل في كل منخل على صفحة من الورق ثم توزن وتحسب النسبة المئوية لكل مجموعة من الوزن الكلي للعينة.

هـ ـ تدون هذه الأوزان المئوية ثم تحسب النسبة التجمعية لها كما في الجدول رقم (٣).

و ـ يرسم المدرج التكراري (Histogram) والمنحنى التواتري (Frequency curve) والمنحنى التجمعي أو التراكمي (Cumulative curve) من هذه الأوزان (شكل ٥) ومن ثم تستخرج مقاييس الحجم (Size parameters) لهذه العينة الرملية (راجع الحمدان، ١٩٧٥م ص ص ٥٤ ـ ٦٧ وفولك (Folk, 1974). ويتم تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي كالتالي:

تمثيل لتحليل الحجمي الحبيبي

لقد تطرق لهذا الموضوع بالتفصيل باحثين عدة، أمثال كل من:
«Trask (1930), Krumbein (1934), Krumbein and Pettijohn (1938), Inman (1952) Folk and Ward (1957), Folk (1966 and 1974) والحمدان (١٩٧٥).

ولقد أوضحت أبحاث البحّاثة السابقين إلى أن هناك عدة طرق لإبراز نتائج التحليل الحجمي الحبيبي ولكن يعتمد استخدام إحدى هذه الطرق على طبيعة ونوعية

SAMPLE NO: W 76

DATE : Dec. 2, 1984

SIEVING TIME: 15 Min

INITIAL WEIGHT : 60. 60 gm

FINAL WEIGHT : 60. 57 gm

Error : 0.03 gm

% Error : 0.05

Mean M_z : 1.23 Medium sand

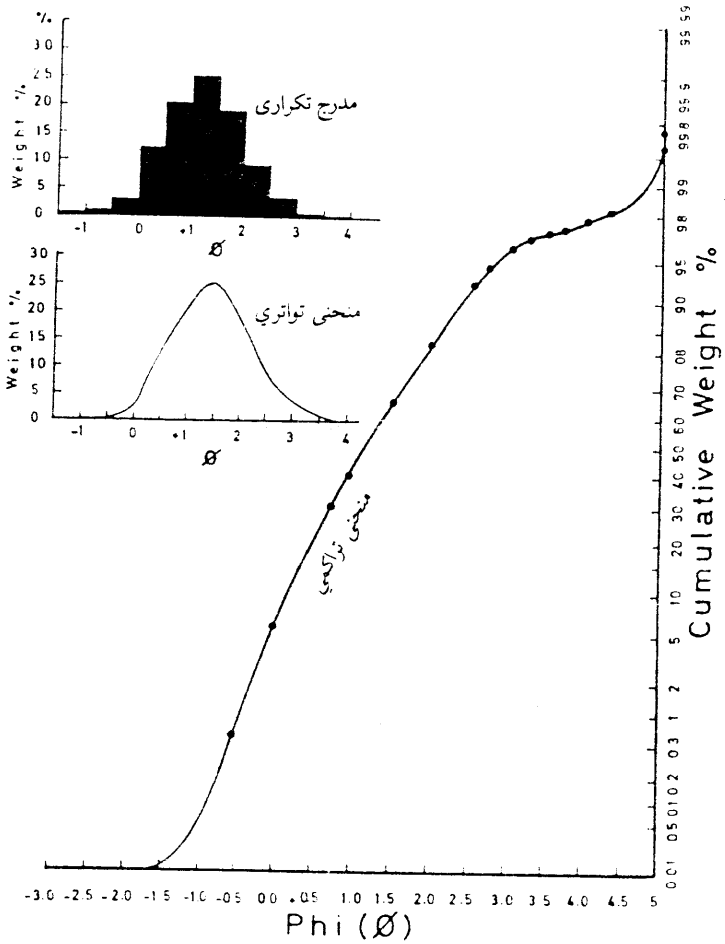
σ_1 : 0.85 Moderately sorted

Sk_1 : 0.01008 Fine Skewed

K_G : 0.998 Mesokurtic

جدول (٣) نموذج تدوين التحليل الحجمي

Sieve (Ø units)	Weight in gms	Weight %	Cumulative Wt.	Cum. Wt. %	Remarks
-2.00					
-1.50					
-1.00	0.025	0.04	0.025	0.04	
-0.50	0.375	0.62	0.40	0.66	
0.00	2.92	4.82	3.32	5.5	
0.50	8.75	14.4	12.07	19.9	
1.00	12.6	20.8	24.67	40.7	
1.50	15.08	24.9	39.75	65.6	
2.00	11.46	18.92	51.21	84.5	
2.50	5.13	8.5	56.34	93.0	
3.00	2.12	3.5	58.46	96.5	
3.50	0.71	1.18	59.17	97.64	
4.00	0.36	0.60	59.53	98.23	
Pan	1.04	1.72	60.57		



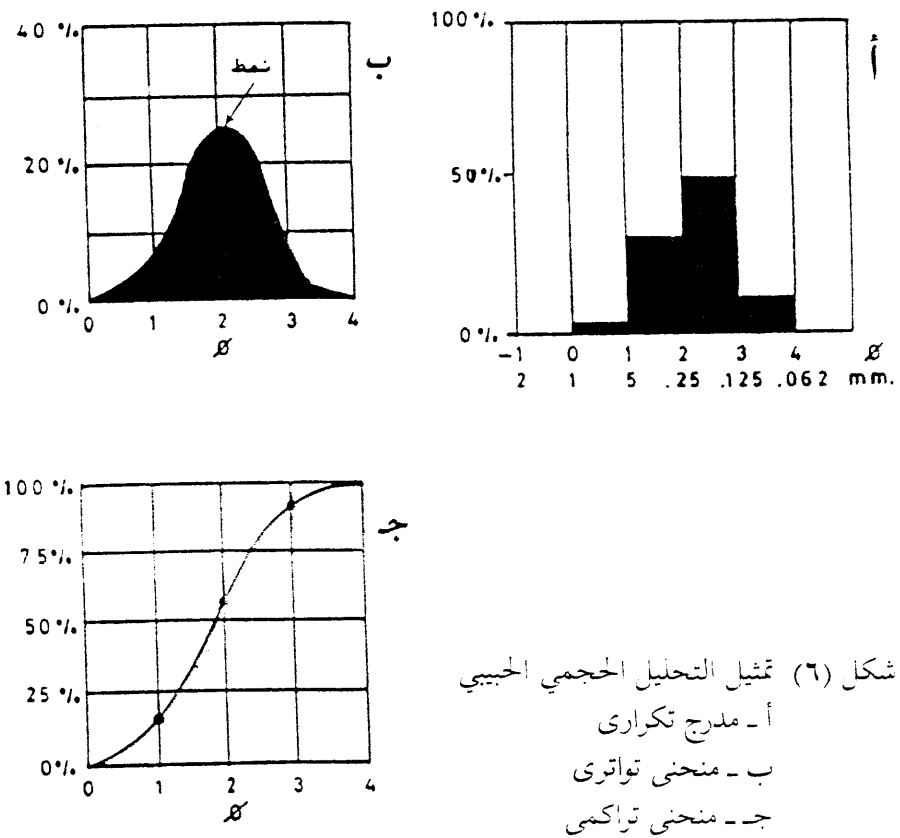
شكل (٥) تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي

غرض الدراسة، لذا يستلزم الأمر من الباحث معرفة كل الطرق حتى يتمكن من اختيار الأفضل والأنسب لدراسته. وربما تعمل رسومات التحاليل الحجمية للحبيبات مباشرة باستخدام وحدة المليمترات، وفي هذه الحالة تستعمل أوراق الرسم البياني المعروفة بالورق ذو التقسيم اللوغاريتمي الحسابي المنتظم (Logarithmic-base paper) أو في حالة استخدام وحدة الفاي يستعمل ورق الرسم البياني المسمى بالورق ذو التقسيم الحسابي المنتظم (Arithmetic-base paper). وتعتبر الحالة الثانية الأريح والأدق

قراءة (Folk, 1974) ويمكن إيجاز طرق إظهار نتائج التحليل الحجمي الحبيبي والتي استفاض في شرحها كل من Folk (1974) والحمدان (١٩٧٥)، وهي كما يلي:

أ ـ المدرج التكراري Histogram

يتكون من عدة أعمدة متراصة بشكل مجاور (شكل ٦أ) ويمثل كل عمود نسبة مئوية لحجم تدريجي تحتويه العينة المفحوصة. وبالرغم من أنه يسهل إعداد رسم المدرج التكراري وأيضاً يعطي معلومات عامة عن خصائص الراسب إلا أنه لا يمكن استخدامه في تحديد أي معاملات حجمية مثل معامل الحجم الحبيبي الوسيط أو معامل



شكل (٦) تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي
أ ـ مدرج تكراري
ب ـ منحنى تواتري
جـ ـ منحنى تراكمي
(عن: Folk 1974)

الحجم الحبيبي المتوسط أو معامل التصنيف أو . . . الخ. ويجب أن ندرك أن شكل رسم المدرج التكراري يتأثر بنوعية اختيار الفترة الحجمية (Size interval) بين المناخل إذا كانت ربعية أو نصفية أو . . . الخ. كما أنه ربما يظهر رسم مدرج تكراري آخر لو حللت نفس العينة باستعمال طقم مناخل أخرى. الا أن هذه الطريقة تعطى صورة جيدة عن التوزيع الحجمي للرواسب المدونة على خريطة أو في قطاع طبقي حيث يسهل مقارنة جميع المدرجات التكرارية بالنظر إليها فقط وهذا لا يستدل عليه من النظر إلى رسومات المنحنيات التراكمية لنفس العيِّنات.

ب ـ منحنى التواتر Frequency Curve

يتشكل منحنى التواتر عندما نلطف أو نبتر أطراف أو زوايا مضلّعات المدرج التكراري (شكل ٦ب) حيث نحصل على منحنى أملس يمر فوق تلك الأعمدة التكرارية. وبالرغم من عدم إمكانية قراءة أية معاملات حسابية حجمية من منحنى التواتر إلا أنه يعتبر أكثر دقة من المدرج التكراري لأن شكله لا يتأثر بالحدود غير العادية لأصناف الحجوم. ويمكن تصور شكل منحنى التواتر برسم إطار منحني شكل الجرس الذي يظهر بصورة مستمرة والتي تحل محل رسم الأعمدة التكرارية المتقطعة. ويوضح الشكل (٧أ، ب، جـ) أنواع المنحنيات التواترية النموذجية والتي تظهر عليها مواقع كل من النمط (Mode) والقطر الوسيط (Median) والحجم المتوسط (Mean Size). ومن الشكل السابق يمكن تعريف النمط بأنه أعلى نقطة لرتبة حجمية تقع على قمة منحنى التكرار.

وبما أن شكل منحنى التواتر يعمل بصورة مستقلة عن الفترات المنخلية المستخدمة لذا فإنه يعكس صورة حجمية أفضل عن العينة من الصورة التي يبرزها المدرج التكراري.

جـ ـ منحنى التراكم Cumulative Curve

لقد بين الحمدان (١٩٧٥) طريقة رسم منحنى التراكم حيث يتم بناءه بطريقة تماثل بناء المدرج التكراري فيما عدا أن المضلعات العمودية توضع فوق بعضها وكل منها على الجانب الأيمن من الصنف الذي يسبقه حتى يصبح لدينا منحنى خطي كما في الشكل (٦ جـ). ويستلزم الأمر هنا أن يكون المقياس الرأسي ١٠٠٪ والمقياس الأفقي

للحجم يكون إما بالمليمتر أو لوغاريتمي بوحدة الفاي. وعادة يأخذ منحنى التراكم للعينة المحللة شكل الحرف (S) بصورة تقريبية. ويجب أن يمر خط المنحنى من خلال جميع النقاط الحجمية التراكمية، والموقعة على ورقة الرسم البياني كما يجب عدم استعمال المنحنى الفرنسي (المطاطي) من أجل تمليس أو تعديل خط منحنى التراكم (Folk 1974). وتعود فائدة رسم منحنى التراكم لعينة راسب ما، إلى إمكانية استخراج قيم جميع المعاملات الحجمية للحبيبات منه لتلك العينة، مثل معاملات القطر الوسيط (Median) والحجم المتوسط (Mean) والتصنيف (Sorting) ومقاييس الانحراف (Skewness) والتفرطح (Kurtosis). ويتم استخراج المعاملات الحجمية باستخدام المعادلات الحسابية التي وضعها العالمان (Folk and Ward 1957) وهي كما يلي:

١ ـ الحجم الحبيبي الوسيط Median Grain Size. وهو الحد الذي يفصل منتصف العينة عن الأخرى وهو يعادل ما يقرأ على المنحنى التراكمي عند نقطة تقاطع النسبة المئوية الخمسين (٥٠٪) مع منحنى التوزيع. (شكل ٦جـ).

٢ ـ الحجم الحبيبي المتوسط Graphic Mean. والذي يستخرج باستخدام المعادلة التالية:

$$M_z = \frac{\emptyset 16 + \emptyset 50 + \emptyset 84}{3}$$

٣ ـ معامل التصنيف البياني الشامل Inclusive Graphic Standard Deviation. والذي يبين نوعية تصنيف العينة من خلال درجة تصنيف المواد المترسبة حول الحجم المتوسط والتي يمكن منها معرفة اتجاه جميع الحبيبات سواء أكانت ذات رتبة حجمية حبيبية واحدة أم أنها خليط من جميع الحجوم. وتستخدم المعادلة التالية في استخراج قيمة تصنيف حبيبات العينة المدروسة:

$$\sigma_I = \frac{\emptyset 84 - \emptyset 16}{4} + \frac{\emptyset 95 - \emptyset 5}{6.6}$$

وعند استخراج قيمة التصنيف يمكن معرفة رتبة تصنيف العينة وذلك بمقارنتها بمقياس التصنيف الذي وضعه العالم (Folk 1974).

σ_I under 0.35 Ø = very well sorted	تصنيف جيد جداً
0.35 − 0.50Ø = well sorted	تصنيف جيد
0.50 − 0.71Ø = moderately well sorted	تصنيف جيد بشكل معتدل
0.71 − 1.0Ø = moderately sorted	تصنيف معتدل
1.0 − 2.0Ø = poorly sorted	تصنيف رديء
2.0 − 4.0Ø = very poorly sorted	تصنيف رديء جدا
over 4.0Ø = extremely poorly sorted	تصنيف رديء للغاية

٤ ـ معامل الحيود (أو الانحراف) البياني الشامل Inclusive Graphic Skewness. ويشير هذا المعامل إلى الجانب الذي تشغله أغلبية حبيبات العينة من حيث الخشونة والنعومة ويظهر ذلك بوضوح من الشكل (٧أ، ب، جـ). ويستخرج مقياس الحيود باستخدام المعادلة التالية:

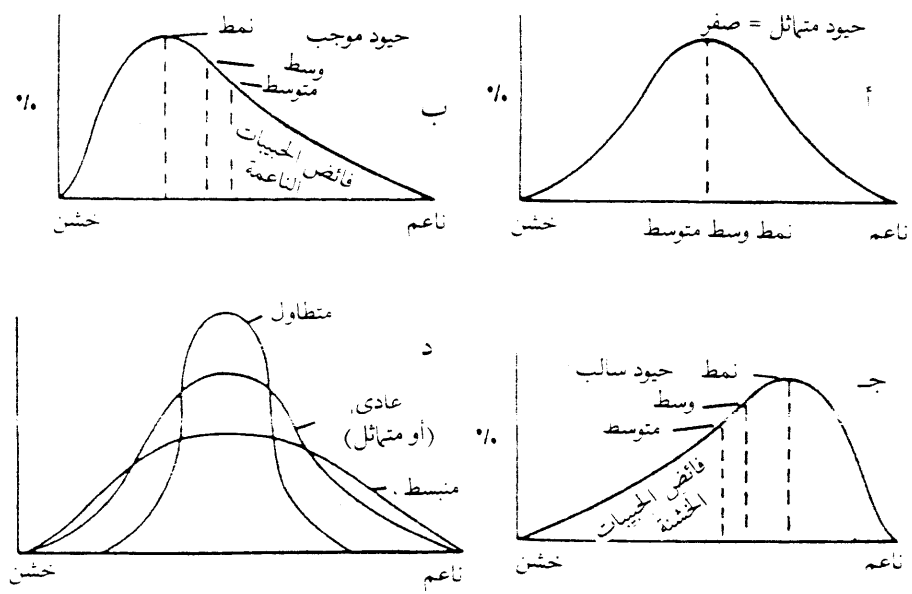
$$SK_I = \frac{\emptyset 84 + \emptyset 16 - 2\emptyset 50}{2[\emptyset 84 - \emptyset 16]} + \frac{\emptyset 95 + \emptyset 5 - 2\emptyset 50}{2[\emptyset 95 - \emptyset 5]}$$

وعند استخراج قراءة مقياس حيود راسب ما، يمكن مقارنته بالقراءات التي وضعها العالم (Folk 1974) حتى يتم تحديد نوعية حيود تلك العينة وفي أي اتجاه:

SK_I from + 1.00 to + 0.30 strongly fine-skewed	حيود شديد النعومة
+ 0.30 to 0.10 fine-Skewed	حيود ناعم
+ 0.10 to − 0.10 near-symmetrical	حيود متقارب التماثل
− 0.10 to − 0.30 coarse-skewed	حيود خشن
− 0.30 to − 1.00 strongly coarse-skewed	حيود شديد الخشونة

٥ ـ معامل التفرطح البياني Graphic Kurtosis. ويشير هذا المعامل إلى درجة تقمم منحنى التفرطح الناجم عن أغلبية رتب حجوم عينة الراسب. والمعادلة التي وضعها العالم نفسه (Folk 1974) لاستخراج هذا المقياس هي كالتالي:

$$K_G = \frac{\emptyset 95 - \emptyset 5}{2.44\ [\emptyset 75 - \emptyset 25]}$$



شكل (٧) «أ، ب، جـ»: منحنيات أنواع الحيود
(عن: Friedman and Sanders 1978)
«د»: منحنيات أنواع التفرطح (عن: Selley 1976)

ويوضح الشكل (٧د) أنواع التفرطح الحجمي الحبيبي كما تظهر من المنحنيات التكرارية. وعند استخراج مقياس التفرطح من المنحنى التراكمي للعينة يمكن مقارنته بالمقاييس التي وضعها العالم (Folk 1974) في هذا الشأن والتي تحدد لنا نوعية التوزيع التفرطحي لهذه العينة، وهو كالتالي:

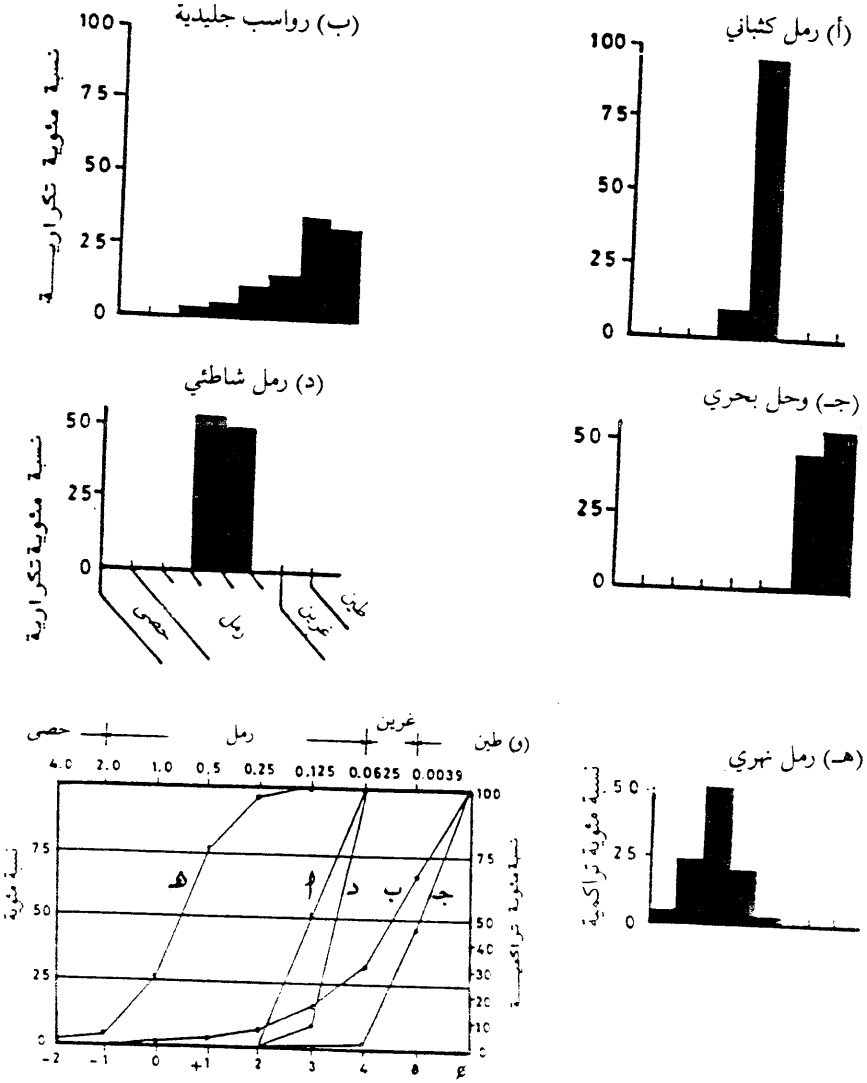
تفرطح منبسط جداً	K_G Under 0.67 very platykurtic
تفرطح منبسط	0.67-0.90 platykurtic
تفرطح عادي	0.90-1.11 mesokurtic
تفرطح مرتفع	1.11-1.50 leptokurtic
تفرطح مرتفع جدًا	1.50-3.00 very leptokurtic
تفرطح مرتفع للغاية	Over 3.00 extremely leptokurtic

وتعتبر النماذج التي أوضحها العالم (Selley 1976) عن رسومات المدارج التكرارية لعدة عينات مأخوذة من بيئات رسوبية مختلفة (شكل ٨ أ، ب، جـ، د، هـ) يمكن ارفاقها هنا لإعطاء الطالب فكرة عامة عن العلاقة المتواجدة بين المدرج التكراري ونوعية البيئة الرسوبية المرتبطة به. كما يمكن إيضاح ذلك برسومات المنحنيات التراكمية (Cumulative curves) (شكل ٨ «و») لنفس العينات التي استخدمها العالم سيلي ودوّن معطياتها الحجمية الحبيبية والبيئة الرسوبية ذات العلاقة في الجدول (٤). وتعكس رسومات المنحنيات التراكمية فائدة عظمى حيث يمكن عمل عدة منحنيات على ورقة بيانية واحدة، وفي نفس الوقت تظهر اختلافات التصنيف لهذه العينات بيسر ووضوح. وكلما اقترب المنحنى من الشكل الرأسي كلما عاد ذلك إلى تحسين التصنيف في هذه العينة، حيث تكون النسبة الرئيسة لهذا الراسب واقعة ضمن رتبة حجمية واحدة. أما النسب الخشنة والناعمة للعينة فإنها تشغل نهايتي المنحنى كما هو واضح من الشكل (٨ و).

وقد استفاد الباحثون

(Mason and Folk (1958), Stewart (1958), Friedman (1961, 1967), Hails (1967), Passega (1957, 1964), Moiola and Weiser (1968) من المعاملات الحجمية وتمييز بيئات رسوبية عديدة وذلك بواسطة التحليل الحجمي للحبيبات المأخوذة من رواسب حديثة وإظهار علاقة التغيرات الثنائية (Bivariant grain-size parameters) بين كل معاملين حجميين وذلك عندما توقع قيم نقاط كل معامل مقابل المعامل الآخر على ورقة رسم بياني؛ فمثلا ترسم قيم معامل الحجم المتوسط مقابل قيم معامل التصنيف أو قيم معامل التصنيف مقابل قيم مقياس الانحراف، أو قيم مقياس لانحراف مقابل قيم حجم المتوسط... وهكذا. (انظر نماذج الأشكال في كل من: «Stewart (1958), Mason and Folk (1958), Friedman (1961, 1967), Moiola and Weiser (1968), Amaral and Pryor (1977), Moshrif (1980)».

كما استطاع العالم فيشر (Visher 1965, 1972) تحليل نتائج التوزيعات الحجمية كما تظهر من منحنيات تراكمية لعينات فتاتية حديثة وربطها بطرق النقل الثلاث الرئيسة، وهي التعلق والقفز والزحف أو التدحرج ويمكن مراجعة ذلك في الفصل الرابع.



شكل (٨أ، ب، جـ، د، هـ) مدرجات تكرارية تظهر رتب حجمية لرواسب مختلفة من بيئات ترسيب مختلفة (و) منحنيات تراكمية لنفس عينات المدرجات التكرارية (عن: Selley 1976)

جدول (٤) معطيات حجمية حبيبية لرواسب حديثة مجدولة حسب النسبة الوزنية والنسبة التراكمية

حجم الحبيبة		عينة أ: رمل ريحي من كثبان		عينة ب: راسب جليدي مخروف		عينة جـ وحل بحري عميق		عينة د رمل شاطئي		عينة هـ رمل نهري	
		نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية
حصيات	٤ ملم	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٧٩	٠,٧٩	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٣,٨٧	٣,٨٧
خشن جدا	٢	٠,٠٠	٠,٠٠	١,١٠	١,٨٤	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٠٥	٠,٠٥	٢٢,٧٥	٢٦,٦٢
خشن	١	٠,٠٢	٠,٠٢	١,٦٦	٣,٥٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٤٩	٠,٥٤	٥٠,٦٨	٧٧,٣٠
متوسط	٠,٥	٩,٠٠	٩,٠٢	٣,٩٠	٧,٤٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٥١,٨٩	٥٢,٣٨	٢٠,٢٤	٩٧,٥٤
ناعم	٠,٢٥ ٢	٩٠,٢٦	٩٩,٢٨	١٠,٦٥	١٨,٠٥	٠,٠٠	٠,٠٠	٤٧,٥٧	٩٩,٩٥	٢,٢٠	٩٩,٧٤
ناعم جدا	٠,١٢٥ ٣	٠,٧٢	١٠٠,٠٠	١٣,٦٨	٣١,٧٣	١,٠٩	١,٠٩	٠,٠٧	١٠٠,٠٢	٠,٢٤	٩٩,٩٨
غرين	٠,٠٦٢٥ ٤	٠,٠٠	١٠٠,٠٠	٣٥,٤٧	٦٧,٢٦	٤٦,٩٦	٤٥,٨٧	٠,٠١	١٠٠,٠٣	٠,٠٢	١٠٠,٠٠
طين	٠,٠٠٣٩ ٨	٠,٠٠	١٠٠,٠٠	٣٢,٧٣	١٠٠,٠٠	٥٣,٠٤	١٠٠,٠٠	٠,٠٠	١٠٠,٠٣	٠,٠٠	١٠٠,٠٠
المجموع		١٠٠,٠٠		٩٩,٩٨		١٠٠,٠٠		١٠٠,٠٣		١٠٠,٠٠	

(عن: Selley 1976)

ولقد تمكن بعض الباحثين أمثال

"Amaral and Pryor (1977) and Moshrif (1980)"

من تطبيق هذه التحاليل الحجمية الحبيبية ولكن على رواسب قديمة واستطاعوا تمييز بيئات الترسيب للرواسب ذات العلاقة.

وحيث إن الوضع هنا لايتسع للشرح المفصل عن التحليل الحجمي الحبيبي وغيرها من التمارين العملية في هذا المقرر فإن المؤلف يقوم حاليا بإعداد كتاب عملي لدراسة الرواسب والصخور الرسوبية وذلك لاستخدامه في تدريس عملي هذه المادة وتدريس عملي آخر لمادة الصخور الرسوبية، وإن شاء الله سيكون في متناول طالب العلم قريباً.

٣ ـ سرعة الاستقرار Settling Velocity

تستخدم هذه الطريقة لفصل حجوم جسيمات حبيبات الرواسب الناعمة مثل الرمل الناعم، الغرين، الطين إذا اجتمعت سويا في عينة واحدة. توضع العينة المراد تحليل حجوم حبيباتها في أنبوب زجاجي (مخبر زجاجي) مليء بسائل (مثل الماء). فنجد أن رواسب العينة ستستقر في قاع الأنبوب متدرجة من حيث حجوم حبيباتها تنازلياً إلى الأعلى، أي أن الحجوم الرملية الكبيرة تستقر أولا في قاع الأنبوب ثم تليها الحجوم الأصغر فالأصغر حتى تنتهي أخيراً بالطين في أعلى الأنبوب. وهناك طرق متعددة لقياس زمن وصول الحجوم المختلفة إلى نقطة الاستقرار وكمياتها. ولا يستلزم الأمر هنا شرحها ولكن باختصار يمكن القول بأن هذه الطريقة تعتمد في إيضاحها على قانون ستوك (Stokes law) القائل بأن:

$$W = f\frac{(P_1 - P)g}{18\mu}d^2$$

حيث W = سرعة الاستقرار (Settling velocity)

$(P_1 - P)$ = الفرق بين ثقل (Density difference) الحبيبة والسائل.

g = ازدياد سرعة الهبوط نتيجة للجاذبية.

μ = لزوجة السائل.

d = قطر الحبيبة أو الجسيم (Particle)

وحيث إن هذه الطريقة سريعة وصحيحة النتائج فقد أصبحت شائعة الاستعمال حالياً. ويمكن استعمالها أيضا لقياس حجوم حبيبات الرواسب المحتوية على حبيبات من حجوم الرمل الخشن إلى الطين. ويستلزم الأمر هنا معرفة مدى تأثير شكل الحبيبة (Roundness and sphericity) بالاضافة إلى تأثير الاحتكاك السطحي للحبيبة على سرعة الاستقرار.

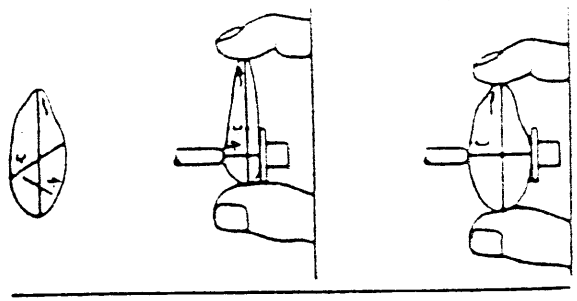
٤ ـ استخدام المجهر الالكتروني أو الأشعة السينية

يقتصر استخدام هذه الطريقة في معرفة حجوم الجسيمات الدقيقة (Particles) مثل حجر الغرين (Siltstone) أو حجر الطين (Claystone) والتي يتعذر معرفة حجوم جسيمات كل منهما عن طريق استخدام طريقة المناخل. وهذه الطريقة ذات مستوى متقدم أعلى من مستوى هذا المقرر لذا لايلزم شرحها هنا.

شكل الحبيبة

الاستدارة والتكور

أجريت عدة محاولات للتعرف على شكل الحصى الصغير أو حبيبات الرواسب. ولتحديد شكل حبيبة صخرية ما، يجب معرفة استدارة (Roundness) وتكور (Sphericity) هذه الحبيبة. وقد وصفت أشكال الحبيبات أو الحصى الصغير (Pebbles) طبقاً لمنهاج وضعه زنج (Zingg 1935) شكل (٩). ويعتمد هذا المنهاج على استخراج النسب فيما بين علاقة قياس كل من طول (Length) وعرض (Breadth) وسمك (Thickness) الحبيبة أو الحصى الصغير. ويمكن وصف هذه المقاييس بالمحاور أو الأقطار الثلاثة للحبيبة وهي كالتالي:



شكل (٩) المحاور أو الأقطار الثلاثة للحبيبة

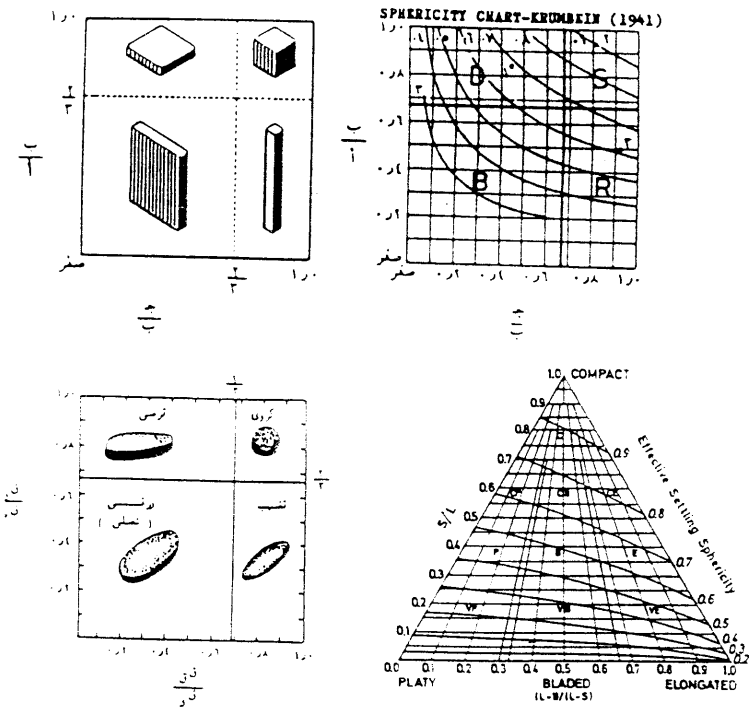
أ = القطر الأكبر (Long diameter = d_L) انظر شكل (٩).

ب = القطر الأوسط (Intermediate diameter = d_I)

جـ = القطر الأصغر (Short diameter = d_S)

ويمكن إيضاح منهاج التصنيف الذي وضعه زنج (١٩٣٥) لدراسة أشكال الحبيبات أو الحصى الصغير عن طريق إيجاد العلاقة بين أقطار الحبيبة، $\frac{ب}{أ}$ ($= \frac{d_I}{d_L}$) و $\frac{جـ}{ب}$ ($= \frac{d_S}{d_I}$) وقد تمكن زنج باستخدام العلاقة بين أقطار الحبيبة من إيجاد أربع رتب (Classes) رئيسة لأشكال الحبيبات أو الحصى الصغير في الرواسب وهي كالتالي:

كروية (Equant, Spherical) ، قرصية (Oblate, Disc و Tabular) ؛ ورقية ـ نصلية (Blade) أو على شكل قضيب (Prolate, Rod, Roller) انظر الشكل (١٠) والجدول (٥).



شكل (١٠) منهاج تصنيف شكل الحبيبة برتبها الأربعة الذي وضعه زنج (١٩٣٥م).

جدول (٥) يوضح العلاقة بين أقطار حبيبة ما وتحديد الرتب الأربعة للحبيبة.

(عن: Zingg 1935)

الرتبة	$\frac{ب}{أ}$ ($= \frac{d_I}{d_L}$)	$\frac{جـ}{ب}$ ($= \frac{d_S}{d_I}$)
كروية	أكبر من $\frac{2}{3}$	أكبر من $\frac{2}{3}$
قرصية	أكبر من $\frac{2}{3}$	أصغر من $\frac{2}{3}$
ورقية	أصغر من $\frac{2}{3}$	أصغر من $\frac{2}{3}$
قضيبية	أصغر من $\frac{2}{3}$	أكبر من $\frac{2}{3}$

ويتحكم في شكل الحصى الصغير أو الحبيبة كلاً من نوعية الصخر الأب للحبيبة والأحداث المتعاقبة تاريخياً التي تعرضت لها هذه الحبيبة. فمثلاً حبيبات صخور الشست (Schist) والاردواز (Slate) سوف تبدأ حياتها (بعد إنفصالها من الصخر الأم) بأشكال رتب القرص (Disc, Tabular) أو الورق (Blade)، بينما حبيبات الصخور ذات المعدن الواحد من الكوارتزيت (Quartzite) أكثر احتمالاً بأن تبدأ حياتها على شكل كرة (Sphere) أو تحت كروي (Subspherical) وكلما ابتعدت الحبيبات (أو الحصيات الصغرى) عن مصدرها صغرت أحجامها وأجدر بأن تصبح كروية أو ورقية الشكل حسب ما توصل إليه العالم ميال (Miall 1970). وقد أجريت عدة محاولات لربط أشكال الحبيبات ببيئات الترسيب (Cailleux and Tricart 1959). وقد اقترح سامز (Sames 1966) عدة خصائص للتمييز بين حبيبات البيئات النهرية (Fluvial environment) والشاطئية القليلة العمق (Littoral zone) مستخدماً مزيج من خاصية الاستدارة والتكور لهذه الحبيبات. وقد خصصت هذه الدراسة على العينات الصخرية ذات المعدن الواحد من الظّر (Chert) والكوارتزيت.

وحيث يصعب قياس المحاور الثلاثة (Long, Medium and Short) للحبيبات ذات الحجم الرملي، لذا فإن أشكالها تحدد بقياس معامل التكور (Coefficient of sphericity) وهو مقياس الدرجة التي تقترب منها الحبيبة إلى الشكل الكروي. وقد اقترح كل من (Sneed and Folk 1958, Wadell 1935) معاملات تكور متنوعة.

وكان اقتراح سنيد وفولك (١٩٥٨) يتضمن ربط العلاقتين للمحاور $\frac{ق_ح}{ق_ا} = (\frac{d_S}{d_L})$ و $\frac{ق_ا - ق_ح}{ق_ا - ق_ح} = (\frac{d_L - d_I}{d_L - d_S})$ على شكل مثلث (انظر الشكل ١٠) مقسم إلى عدة مساحات شكلية ومخطط بأقصى حد للتكور. ومن الملاحظ أن معظم محاور الشكل معتمدة على اندماج الأقطار الثلاثة الرئيسة للحبيبة. وقد تستعمل هذه العلاقة بين المحاور لإيجاد خصائص أشكال حبيبات متواجدة في بيئات ترسيبية مختلفة. وقد يعزى اختلاف أشكال الحبيبات إلى عامل المسافة الممتدة على طول النهر وفي اتجاه المصب.

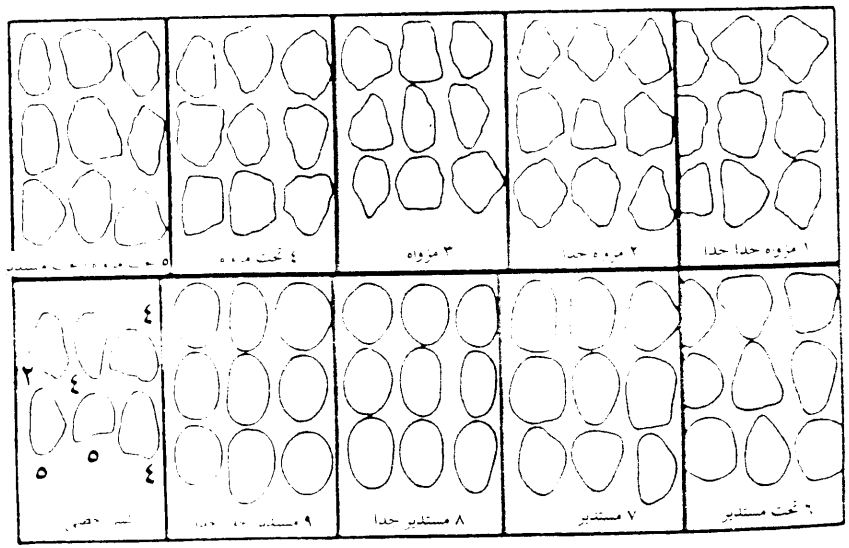
يتضح لنا من الشرح السابق أن التكور (Sphericity) عبارة عن مقياس الدرجة التي تقترب بها الحبيبة من الشكل الكروي. ولتحديد هذه الخاصية يجب إيجاد العلاقة النسبية بين المحاور الثلاثة الرئيسة للحبيبة.

ولا يمكن استخدام طريقة قياس العلاقة النسبية بين أطوال المحاور الثلاثة للحبيبات الرملية لايجاد شكل هذه الحبيبات. ولكن يمكن تحديد أشكال حبيبات الرمل بالاشارة البصرية ومقارنة معامل التكور كما هو موضح في شكل (١١). ويؤدي هذا المقياس البصري إلى تحديد مدى اقتراب الحبيبة من شكل الإستدارة. وقد اقترحت عدة معاملات للتكور في (Sneed and Folk 1958, Wadell 1935).

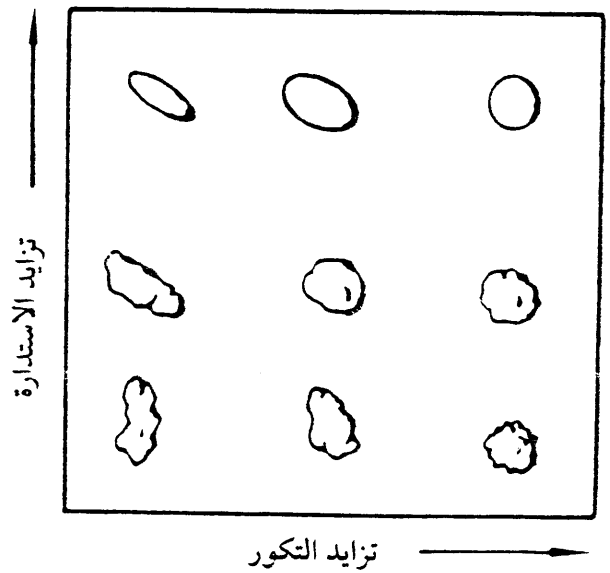
الخاصية الثانية لشكل الحبيبات هي استدارة الحبيبات وهي عبارة عن درجة انحناء أركان الحبيبة (شكل ١١، ١٤) وهذه مستقلة تماما عن خاصية تكور الحبيبة (شكل ١٢). ولقد عُرِّف مقياس الاستدارة (شكل ١٣) بواسطة (Russel and Taylor 1937) وأيضا بواسطة (Powers 1953). وقد أشارت عدة دراسات إلى أن تكور واستدارة الرواسب تزداد كلما ابتعدت عن منطقة مصدرها (Laming 1966). وقد أجرى الباحث كونن عدة تجارب على تحت (أو سحج) الحصى والرمل بواسطة طرق ريحية ومائية متعددة (Kuenen 1956 a, b, 1959; 1960) وأشارت هذه الدراسات التجريبية إلى أن التغير في درجة تحت (أو سحج) شكل الحبيبات على طول مجرى الأنهار والسواحل يعود إلى التصنيف في الشكل كما هو الحال

في الاستمرارية في التحتت. وقد أكدت هذه التجارب إلى أن النشاط الهوائي (أو الريحي) أكثر تكاملاً في تحقيق الاستدارة الميكانيكية للحبيبة من النقل المائي عبر نفس المسافة. ولكن هناك بعض المؤشرات المؤكدة بأن المحاليل الكيميائية تعمل بأهمية كعامل استدارة. وهذا مرئي من التزوى (Angularity) لحبيبات الرمل الناعم جداً أو الغرين. وقد أكد ذلك الباحثان (Margolis and Krinsley 1971) باستنتاجاتهم أن الاستدارة الجيدة والمرئية عامة في حبيبات الرمل الهوائي عائدة إلى تضافر أثر التحتت (السحج) في نفس الوقت مع ترسيب مادة السليكا على سطح الحبيبات.

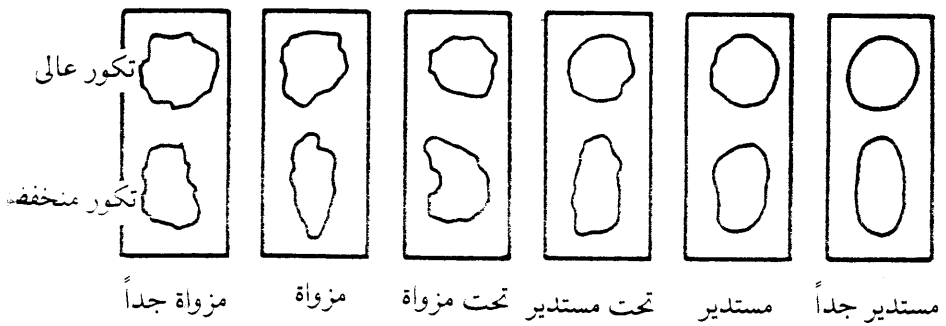
وقد عرفت الاستدارة كمعدل أقطار منعطفات (منحنيات) أركان الحبيبة مقسمة على قطر أكبر دائرة للحبيبة (شكل ١٤). وقد استخدم مقياس الاستدارة على النحو التالي: مزواة، تحت مزواة، تحت مستدير، مستدير وكامل الاستدارة (شكل ١٣).



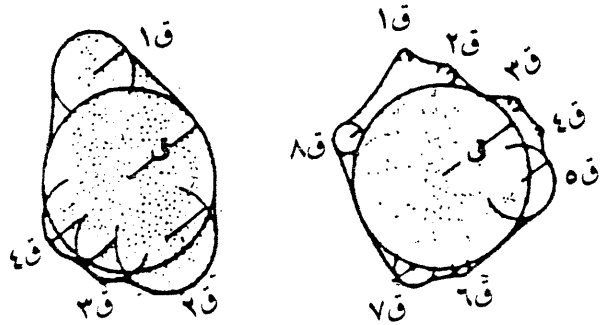
شكل (١١) مقياس بصري يحدد مدى اقتراب الحبيبة من شكل الاستدارة



شكل (١٢) استقلالية استدارة الحبيبة عن تكورها
(عن : Selley 1976)



شكل (١٣) مقياس استدارة الحبيبات
(عن : Powers 1953)



شكل (١٤) طريقة تحديد استدارة الحبيبة عن طريق قياس معدل أقطار منحنيات أركان الحبيبة مقسومة على قطر دائرة الحبيبة (عن : Pettijohn 1975)

ومن المعروف أن معظم الاستدارة تتحقق أثناء انتقال الحبيبة عبر الكيلومترات القليلة الأولى، لذا نلاحظ أن الزلط المزوي أو تحت المزوي لايمكن نقله عبر أكثر من كيلومترين ولا يزيد على ٢٤ كيلومتراً بواسطة النهر (Pettijohn 1975) هذا بالاضافة إلى أن رواسب الزلط المتواجدة في الأماكن البعيدة من المصدر لاتظهر استدارتها مما ينجم عن هذا محدودية الاستفادة منها كمؤشر أو كدليل على تدفق التيار القديم.

كما أظهرت جميع التحاليل الحقلية والمخبرية أن استدارة الرمل تحدث من خلال عمليات بطيئة جداً ولا تشبه عمليات استدارة الزلط. كما أثبت بالتجربة (Kuenen 1960) أن نشاط النقل الريحي (الهوائي) أكثر العوامل تأثيراً على استدارة الرمل من النقل المائي عبر نفس المسافة. لذا نجد أن استنتاج كونن ينص على أن النقل النهري عديم التأثير على استدارة الكوارتز أو الفلسبار. وربما كان نشاط نقل الشاطىء أكثر تأثيراً في الاستدارة ولكن عموماً لا يعتقد بأنه شديد الفعالية على معدل الاستدارة في الرمال. ويعتبر النشاط الهوائي عبارة عن تحتت ميكانيكي محكم للرمل حتى حجم ٠,١مم قطرى، وهذا النشاط يصبح صفراً عندما تصل حبة الرمل أقل من ٠,٠٥مم. لذا تعتبر في معظم الأوقات استدارة رمل الكوارتز مؤشراً واضحاً للنقل الهوائي في تاريخ الحبيبة. ولقد أشار كل من (Russell and Taylor 1937) إلى أن الأنهار لا تقوم باستدارة الرمل ولكن التناقص الملحوظ في حجم الحبيبات ناتج عن التكسر المتتابع للحبيبات أثناء سير الانتقال. ويجب أن نتذكر أن استدارة رمل الكوارتز عندما

تكتسب لا تفقد. هذا بالإضافة إلى أن رمل الكوارتز عامة معرض لأكثر من دورة ترسيب. لذا فإن الاستدارة الملحوظة لأي من الرواسب ربما تكون موروثة من فترات النقل المبكرة. وبالمثل ينطبق هذا على حصى الكوارتزيت وعروق الكوارتز.

النسيج السطحي للحبيبات Surface Textures

تشير الأنسجة السطحية للحبيبات إلى ما يظهر على سطح حبيبة الرمل من علامات دقيقة وهذه تكون مستقلة في تكوينها عن حجم وشكل (أو تكور) واستدارة الحبيبة. وعامة تشتمل هذه العلامات على خاصية كل من التثلج (التصقع) والخطوط والخدوش والتضاريس وما أشبه ذلك.

ويمكن رؤية بعض هذه العلامات بالعين المباشرة والبعض تحتاج إلى مجهر وفي كثير من الأحيان تحتاج إلى مجهر ماسح الكتروني لرؤيتها وفحصها بوضوح. ويعتقد أن كثيراً من هذه العلامات تمثل أهمية تكوينية (Krinsley et al . 1973) . فمثلا ظهور خاصية التثلج على سطح حبيبة رمل عائد إلى نشاط هوائي (أو ريحي)، كذلك ظهور خطوط مستقيمة ومنظمة على سطح حبيبة رمل أو جلاميد أو حصى تدل على تعرض هذه الحبيبات إلى زحف جليدى أو بيئة جليدية.

كما أن حبة الرمل أو الحصى قد ترث شكلها (أو تكورها) واستدارتها من رواسب سابقة (أو مبكرة) ومن أصول مختلفة كذلك الحال بالنسبة للفتات أو الحبيبة فقد ترث علامات الأنسجة السطحية التي تحملها. ولكن يتطلب قليل من عمليات التحت أو النقل لكي تعمل على تغيير هذه التفاصيل السطحية إذا ما قورنت بالخاجة الكبيرة لهذه العوامل لتقوم بتغيير استدارة أو تكور أو حجم الحبيبة. لذا نجد أنه من السهل محي أو إزالة العلامات السطحية لحبيبة أو فتاتة ما.

إن الأنسجة السطحية للحبيبات متنوعة ولكن يمكن إجمالها في مجموعتين: تظهر حبيبات المجموعة الأولى بشكل معتم أو مطفية أو ثلجية السطح. هذه الخواص تشير إلى البريق السطحي للحبيبة، والتي تدل على انتظام في انعكاس الضوء من على سطح الحبيبة. إن تناثر أو تبعثر الضوء من على سطح الحبيبة ينتج عنه بريق معتم أو مطفي.

كما أن انطفاء أو عتمة سطح الحبيبة ربما يحدث نتيجة للعمليات الميكانيكية التي تسبب في بَرْى أو تآكل سطح الحبيبة وخاصة إذا كان عامل التحت حبيبات ناعمة. وهذا يتمثل في إظهار سطح الحبيبات بالعتمة أو الانطفاء إذا تعرضت لتحت هوائي (أو ريحي) مثل حبيبات منكشفات الكوارتزيت وفتات الوجْهُريحيات (Ventifacts) ومن المحتمل أيضا أن عتمة أو انطفاء الحبيبة يكون نتيجة تغلف (تَكَسٍّ) سطحها بالدهن الصحراوى (Desert varnish).

إن تعرض الحبيبة لعمليات الاختزال والأكسدة في البيئة الصحراوية وتحت شمس الصحراء ينتج عنه تصاعد محلول السليكا من داخل الحبيبة وترسب هذه المحاليل على سطح الحبيبة مما يعطى الحبيبة بريق مطفي أو مثلج.

تشتمل المجموعة الثانية على علامات تحتويها أسطح حبيبات الحصى والجلاميد وهذه العلامات عبارة عن خطوط منتظمة، وخدوش، وحفر، وغيرها من علامات التضاريس. وتتكون الخطوط المستقيمة والمنتظمة والمتواجدة على سطح حبيبات الحصى نتيجة نشاط الزحف الجليدي، وربما تدل الخدوش الهلالية على سطح حبيبات الحصى والكوارتزيت على تعرض هذه الحبيبات لتيارات نهرية ذات سرعة عالية.

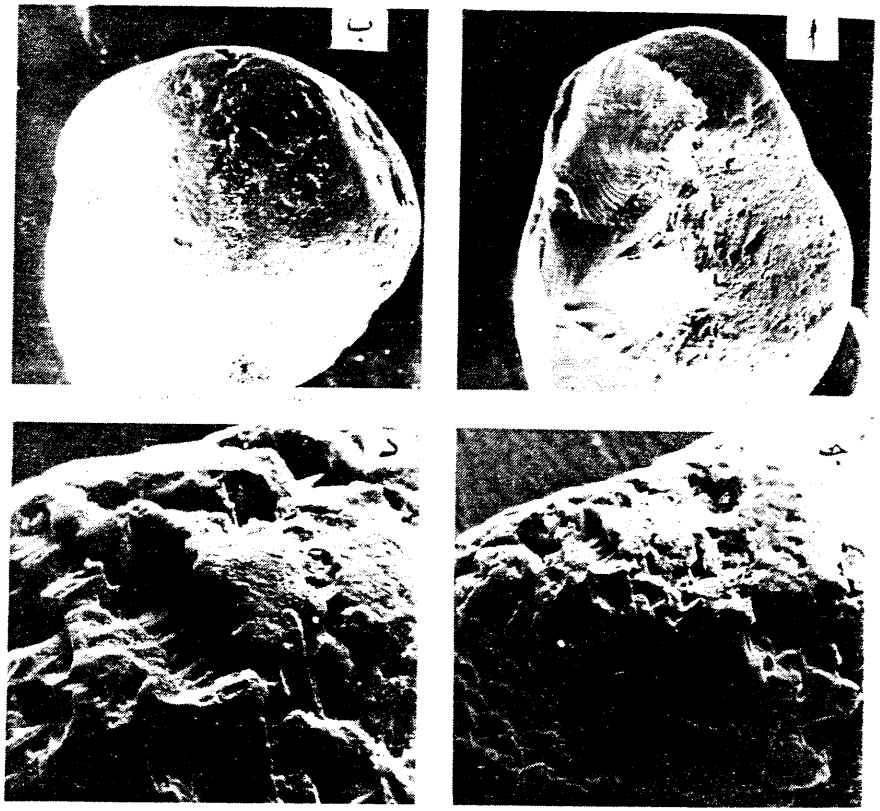
تحتوي كثير من الحبيبات على حفر سطحية وهذه ربما تكونت نتيجة تآكل أجزاء من أسطح الحبيبات بسبب تنوع في محلول تكوين الصخر غير المتجانس. إن خشونة حبيبات الصخر النارى تختص بإظهار حُفر وعلامات سطحية بينى في الصخور الناعمة مثل الكوارتزيت، الشيرت (الظَّر) وأحجار الجير، تكون علامات التآكل أكثر نعومة حتى ولو كانت هذه الأحجار ذات حبيبات خشنة ويعود هذا إلى نوعية وتجانس مكونات الصخر.

تساعد دراسة أسطح الحبيبات تحت المجهر الماسح الإلكتروني على رؤية أنواع كثيرة من تآكل النسيج السطحي لهذه الحبيبات. من بين هذه العلامات الحُفَر التي تأخذ شكل الرقم (٧). ويزداد تواجد هذا النوع من الحُفَر طردياً بزيادة اضطراب في الأمواج البحرية وأن الاضطراب المتزايد في تيار العكر يساعد على كثرة تواجد هذه

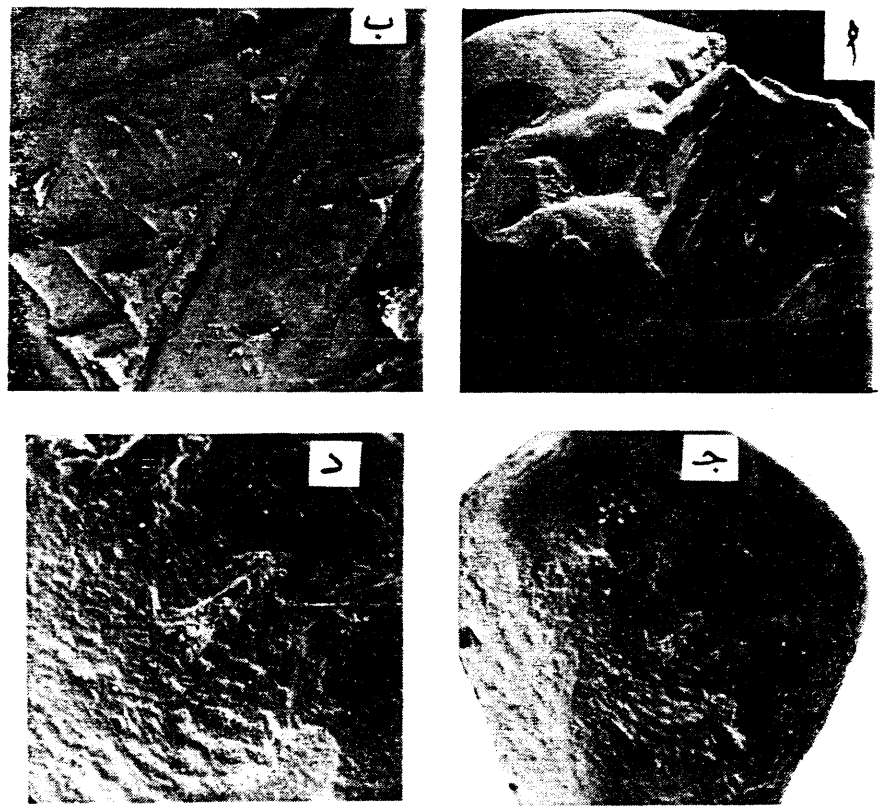
العلامات على أسطح حبيبات الرمل من رواسب العكر، كذلك تكسر الحبيبات الرملية إذا تعرضت إلى ضغط الزحف الجليدي ويكون مكسرها غير منتظم أو محاري الشكل. بينما أسطح حبيبات الكثبان الرملية تكون محتوية على حُفَر على هيئة أطباق منقلبة إلى أعلى، وحادة ومنتظمة إلى حد ما ومرتبة بشكل موازٍ بعضها البعض وتظهر بمظهر مثلج ومعتم. إن هذه الأسطح تناقض الأسطح اللامعة لحبيبات رواسب الأنهار والشواطىء. إن كثيراً من الحُفَر المتواجدة على كثير من أسطح حبيبات الرمل والمرئية تحت المجهر الماسح الالكتروني تكونت نتيجة تأثير المحاليل على أسطح حبيبات الكوارتز مثلا ويشار إليها بحفر المحاليل أو شقوق المحاليل والتي تكونت بسبب التآكل الكيميائي على امتداد مستويات المكسر المعدني لهذه الحبيبات. (انظر نماذج النسيج السطحي لبعض حبات رمل البياض والوسيع (شكلا ١٥، ١٦).

لا شك أن دراسة علامات النسيج السطحي للكثير من الحبيبات تعكس أصل وتاريخ هذه الحبيبات ولكن انتقال الحبيبات من الشاطىء إلى الكثبان وبالعكس أو تعرض هذه الحبيبات إلى أكثر من دورة ترسيب وتصخر، لذا فإن دراسة أسطح مثل هذه الحبيبات تحت المجهر الماسح الالكتروني ربما تعطي صورة معقدة تاريخياً لهذه الحبيبات أثناء عمليات التصخر والتي تتخللها أنواع متعددة من التغيرات الكيميائية، وأن العلامات السطحية القديمة (أو السابقة) ربما تُمحَى (تُبرَى) وتحل محلها علامات سطحية جديدة. لذا فإن إعادة تكوين تاريخ حبيبة ما من دراسة علاماتها السطحية يعطى فكرة ظاهرية فقط. ولا يعتمد عليها بمفردها في معرفة بيئة الترسيب (Moshrif 1978).

لقد عرف الباحثون Krinsley and Funnell (1965), Krinsley and Cavallero (1970), Krinsley and Doornskamp (1973) كثيرا من علامات التآكل السطحي للحبيبة والتي تكونت نتيجة تعرض الحبيبة لعمليات بيئية متنوعة مثل البيئات المائية (نهرية، بحرية) ثلجية، وريحية (هوائية) أو صحراوية. وحيث إن الحبيبات في المنكشفات والتحت سطحية في المناطق المدارية (Tropics) تكون علامات التآكل السطحية فيها عرضة للتغير بواسطة المحاليل أو بواسطة اللحام الثانوي الكوارتزي فإن أنسجة السطح لحبيبات كوارتز قديم العمر تعطي أو تكشف بشكل قليل عن تاريخ ترسيبها أو قد لا تدل أبداً على هذا التاريخ (Selley 1976).



شكل (١٥) نسيج سطحي لحبات رمل من متكوني البياض والوسيع كما تظهر تحت المجهر الماسح الالكتروني. لاحظ في (أ) سطح معتم أو مطفي مع كثير من الحفر والخدوش وحواف حادة ومكسر محاري ولكن سطح ناعم حول الأطراف (مكبرة ٩٥ مرة)، (ب) سطح صقيعي أو ثلجي مع عدة خدوش ونعومة عند حافة الحبيبة. كلا السطحين (أ، ب) يعكس تأثير الرياح في حبات الرمل المترسب في بيئة صحراوية (مكبرة ٩٥ مرة)، (جـ) تضاريس غير منتظمة مع حُفَر بشكل رقم (٧) وسلالم في أعلى اليسار (مكبرة ١٣٠ مرة)، (د) إيضاح لمنطقة السلالم مأخوذة من (جـ)؛ (مكبرة ٢٣٥ مرة) وهذا النوع من النسيج ينتج من تأثير تيارات نهرية مرسبة لهذه الحبيبات. (عن: Moshrif 1978)



شكل (١٦) نسيج سطحي لحبات رمل من متكوني البياض والوسيع كما تظهر تحت المجهر الماسح الالكتروني. لاحظ في (أ) علامات الرقم (٧) بشكل متعمق (مكبرة ١٣٠ مرة)، (ب) علامات الرقم (٧) بشكل بارز تظهر بشكل مثلث (مكبرة ١٧٠٠ مرة) وتدل كلا الحالتين على ترسيب نهري لهذه الرواسب ومدى تأثير عملية النشأة المتأخرة في هذه الرواسب، (جـ) سطح ثلجي مع كثير من الحُفَر والتآكلات السطحية (مكبرة ٧٥ مرة) كما هي موضحة في (د)، (مكبرة ٦٧٠ مرة) تنتج هذه الحُفَر من تأثير عملية النشأة المتأخرة مشكلة نسيج ناعم منتظم حيث تشير هذه العلامات إلى بيئة صحراوية أو ريحية. (عن: Moshrif 1978)

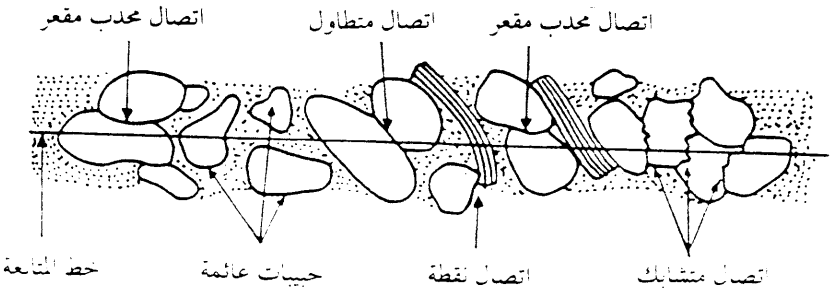
الطراز Fabric

إن الهدف الرئيس لدراسة طراز الرواسب الفتاتية هو إعادة بناء اتجاه التيار السائد أثناء فترة ترسيب الرواسب، هذا بالاضافة إلى أن الطراز يلعب دوراً مهماً في الخصائص الطبيعية للصخور مثل انتقال وتوصيل كل من الحرارة، والتيار الكهربائي والسوائل والذبذبات الصوتية بين أجزاء الصخر، ويقصد بطراز الصخر طبيعة ترتيب وضع الفراغات الداخلية للصخر وكيفية توجيه مكونات الصخر. إن عناصر الطراز لأي صخر رسوبي قد تكون بلورة مفردة أو حصى أو حبة رمل أو أحفورة صدفية أو أي من المكونات الجزئية الأخرى.

من حيث النشأة يوجد نوعان من الطراز. طراز التشوه وطراز بناء الاضافة. يتكون طراز التشوه (Deformational fabric) نتيجة الضغط الخارجي على الصخر والذي ينتج عنه إدارة أو تحريك عناصر مكونات الصخر تحت الضغط وربما تنمو عناصر جديدة موجهة بواسطة هذا الضغط. هذا النوع من الطراز يتمثل بصورة جيدة في الصخور المتحولة. أما طراز بناء الاضافة (Apposition fabric) فيتكون أثناء فترة ترسيب مكونات الصخر ويشار إليه بالطراز الأولي (Primary fabric) وهذا النوع من الطراز هو ما تحتويه الصخور الرسوبية بالرغم من أن خاصية تراص أو تماسك الصخور الرسوبية مصحوبة بانخفاض في المسامية حيث تشكل ظاهرة تشوه، وهذه تغير الطراز الأوَّلي. هذا التشوه ربما حدث نتيجة خاصية الالتحام أو السمنته المبكرة. والمراحل المتعددة لهذه العملية ربما سجلت في بعض الدرنات (Concretions) الصخرية (Oertal & Curtis 1972). وقد سجل طراز بناء الإضافة أو الطراز الأولي تجاوب أو رد فعل (كالمحاور الطويلة للحبيبات) مع نطاق القوة، مثل القوة المغناطيسية الأرضية أو النطاق المغناطيسي. وتميل معظم القطع غير الكروية إلى أن تستقر أو (تنبسط) على وضعها الأكثر ثباتا بحيث تكون أبعادها الطويلة موازية لسطح الترسيب وهذا نتيجة ردود فعلها مع قوى الجاذبية. ولكن قد تتغير أوضاع هذه العناصر تحت تأثير تدفق السوائل وربما تعيد ترتيبها أو توجيهها كرد فعل لهذه الحركة.

التعبئة Packing

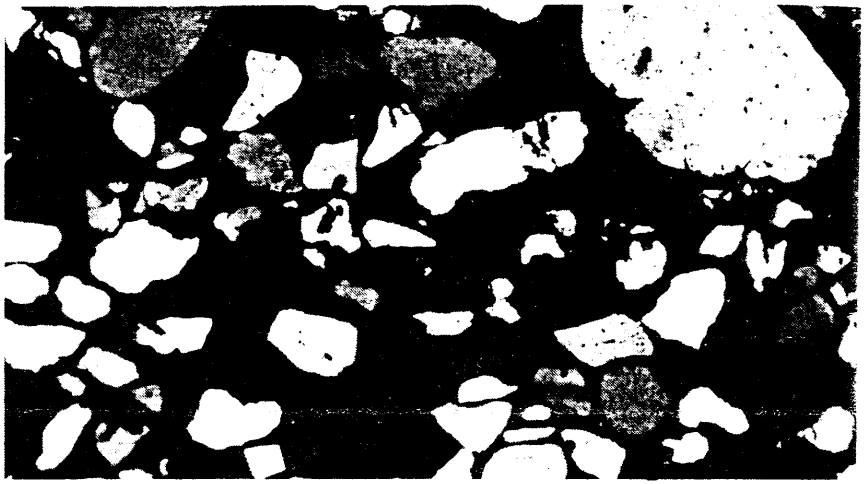
تتم عملية التعبئة عن طريق كيفية ترتيب عناصر أو مكونات الصخر والتي يكون فيها كل عنصر معضداً ومثبتاً في مكانه داخل نطاق الجاذبية الأرضية بواسطة مماس (Tangential) أو نقطة اتصال مع العناصر المجاورة (Graton and Fraser 1935) . وتبرز أهمية دراسة التعبئة لعدة أسباب؛ منها أن التعبئة المتقاربة تؤدي إلى انخفاض في كل من حجم الفراغ وأبعاد الفراغات ومن ثم تشكل أهمية في تغيير كل من مسامية ونفاذية الصخر. كما أن التعبئة المفككة لها تأثير عكسي. وبالرغم من أن الاتصال المبدئي بين الحبيبات يكون بمثابة مماس (أو اتصال نقطة : Tangential contact) لكن هذه الاتصالات سرعان ما تتغير بواسطة حركة السوائل الجوفية، مما يؤدي إلى تقارب نقاط الاتصال بين الحبيبات ومما ينتج عنه اتصالات متعددة بين الحبيبات مثل اتصال متطاول (Long contact) ، اتصال مقعر ـ محدب (Concavo-convex contact) واتصال متشابك (Satured contact) ، (شكل ١٧أ، ب، جـ).



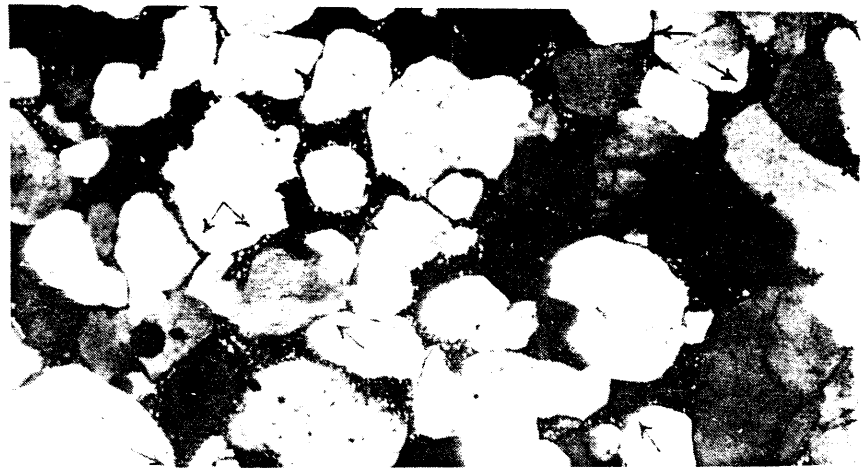
شكل (١٧أ) أنواع الاتصالات المختلفة بين الحبيبات. (عن : Pettijohn 1975).

النفاذية Permeability

تعرَّف نفاذية الصخر بمقدرة السائل أو الغاز على الحركة أو التدفق داخل الصخر المسامي . ويتحكم في النفاذية عدة متغيرات (أو عوامل) . وهذه المتغيرات تشتمل على :



شكل (١٧ب) اتصال نقطة بين حبات الرمل كما تظهر تحت المجهر في حجر رمل متكون الوسيع / خشم الحلال شرق مدينة الرياض (عن : Moshrif 1980).



شكل (١٧جـ) اتصال متطاول (أو مستقيم) واتصال محدب مقعر كما يظهر تحت المجهر في حجر رمل البياض / جبل المياه شرق مدينة الرياض . يشير السهم إلى الحد الفاصل بين السليكا الأولية والسليكا الثانوية (عن : Moshrif 1980).

١ ـ المسامية المؤثرة للصخر.
٢ ـ قياسات أبعاد الفراغات (من حيث اتساعها، عمقها ومنحنياتها).
٣ ـ أبعاد الممرات بين الفراغات.
٤ ـ قوة الجاذبية الشعرية بين الصخر والسائل المتدفق.
٥ ـ لزوجة السائل ومعدل الضغط.

ويتم الحصول على نفاذية صخر ما باستخدام قانون دارسي (Darcy's Law) الذي ينص على أن نفاذية صخر مسامي يمكن التعبير عنها بمعرفة كمية السائل Q ($\frac{\text{سم}^3}{\text{ثانية}}$) المتدفق خلال مساحة قطاع عرضي معطى C (سم^2) وعبر طول القطاع L (بوحدة السنتمتر). وتنسب كمية الفرق في الضغط بين الغلافين الجوي والأرضي (ويرمز له بالحرف P) إلى التناسب العكسي مع لزوجة السائل (Fluid viscosity = V) مستخدمين وحدة سنتبويزز (Centipoises). ويعبر عن قانون دارسي بالمعادلة التالية:

$$Q = K\frac{CP}{VL}$$

حيث K هي النفاذية المراد استخراجها. ولقد دلت نتائج بحث (Krumbein and Monk 1942) على أن النفاذية تتناسب طرديا مع حجم الحبيبات لنفس الصخر أي تزداد النفاذية بزيادة حجم الحبيبات. كما دلَّ البحث نفسه على أن النفاذية تختلف باختلاف مربع الحجم المتوسط (Mean size) وبشكل عكسي مع لوغاريتم معامل التصنيف.

كما أن شكل الحبيبات (تكورها) يؤثر على النفاذية بحيث أن حبيبات الرمل المنخفضة التكور تميل إلى أن تكون مساميتها مرتفعة وتعبئتها مفككة ومن ثم تزداد نفاذيتها.

وتعتمد أيضا نفاذية صخر ما على تعبئة أو ترتيب وترابط حبيبات الصخر. لأن أي تغيير في التعبئة لكي تزيد من المسامية سوف يصحبها زيادة في النفاذية (Von Engelhardt and Pitter 1951).

نظريا، النفاذية مستقلة عن المسامية بالرغم من أن الصخر المصمت (عديم المسامية Nonporous) أيضا يكون غير منفذ (Nonpermeable) إلا أنه إذا كان الصخر عالي المسامية ليس من الضروري أن يكون منفذاً. فمثلا الصخور ذات الحبيبات الناعمة فهي عالية المسامية إلا أنها منخفضة النفاذية (جدول ٦ وشكل ١٨). ولقد درست العلاقة بين كل من المسامية والنفاذية وحجم الحبيبة بواسطة العديد من العلماء.

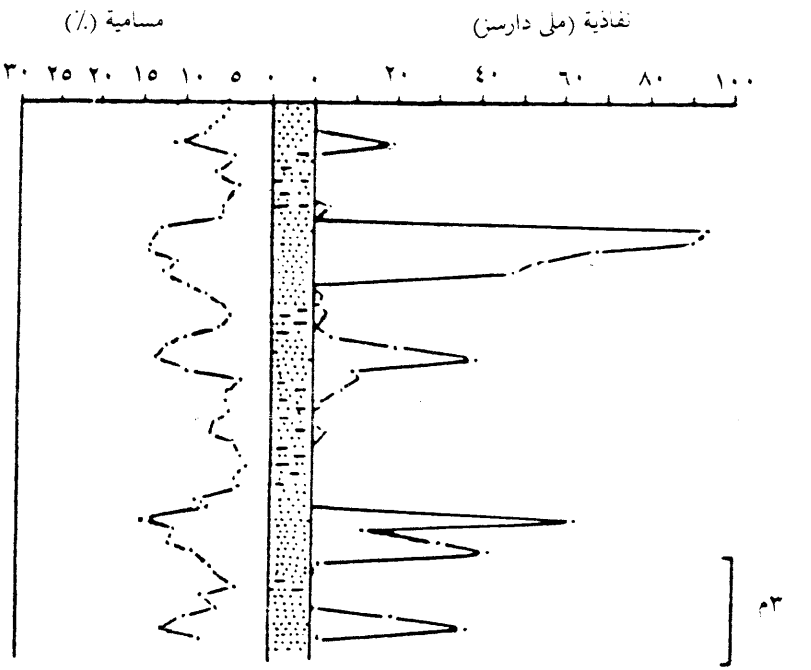
جدول (٦) مقياس النفاذية في أنواع مختلفة من الرواسب غير الملتحمة النفاذية (مقاسة بالدارسن)

	10^{5}	10^{4}	10^{3}	10^{2}	10^{1}	10^{0} صفر	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}
مواد	زلط نظيف		رمل نظيف، خليط من الرمل والزلط			رمل ناعم جدا، غرين، خليط من الرمل والغرين والطين، رواسب الثلاجات، طين طبقي الخ...				طين عديم التجوية	
خصائص الجريان (الانسياب)	مخازن جيدة النفاذية					مخازن رديئة النفاذية				عديم النفاذية (مصمت)	

وبعد اكتشاف العالم دارسي (H. d'Arcy) هذه العلاقة في عام ١٨٥٦م أصبح يعبَّر عن معامل النفاذية بوحدة دارسي. فمثلا لو قلنا إن رملاً ما له واحد دارسي من النفاذية فهذا يعني أن هذا الرمل يعطي ١ سم^3 من تدفق السائل المحتوى عليه وبلزوجة ١ سنتبويز (1 Centipoise) في الثانية خلال ١ سم^2 لقطاع عرضي وتحت ضغط جوي (1 atmosphere) لكل ١ سم طول، والرمال الحديثة تحتوي ما بين ١٠ ـ ١٠٠ دارسي. وإذا كانت نفاذية صخر أقل من واحد دارسي فإنه يعبَّر عنه بالمِلّيدارسي (One Darcy = 1000 millidarcy).

المسامية Porosity

بينما يظهر الجيولوجيون اهتمامهم بدراسة الصخور فإن الجيولوجي التطبيقي يعطي كل اهتمامه لدراسة ومعاينة الثغور والفراغات داخل الصخور. ويطلق على دراسة الفراغات الصخرية معرفة طبيعة الصخر (Archie 1950) من خلال دراسة الخصائص

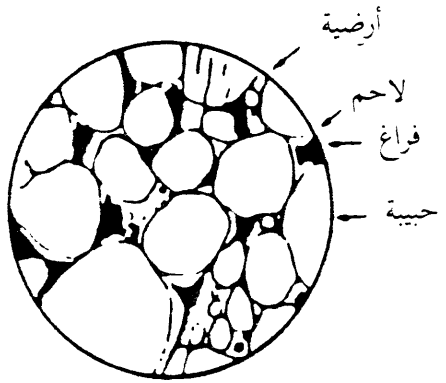


شكل (١٨) مدى العلاقة المتواجدة بين النفاذية والمسامية في حجر الرمل والطين (عن : Selley 1976)

الطبيعية للمسامات. وتتلخص هذه الخصائص في الوصف التفصيلي لكل من حجم الفراغات وأبعادها ونوعيتها وأصل نشأتها. وتكون دراسة الفراغات المتواجدة داخل الصخور مهمة جداً إذا أردنا البحث عن الزيت والغاز الطبيعي والمياه الجوفية وأيضا في التوصل لمعرفة أماكن حواجز النفاذية القطرية والتي تتحكم في مكامن وترسيب معادن الخامات منخفضة الحرارة. كما أن هذه الدراسة ضرورية إذا أردنا تخزين الغاز في أعماق الأرض أو أردنا تصريف السوائل عديمة الفائدة في جوف الأرض.

وكما هو معروف لدينا أن الصخر الرسوبي يتكون من حبيبات وأرضية ومادة لاحمة وفراغات (شكل ١٩). والحبيبات عبارة عن جسيمات فتاتية والتي تشكل الجزء الأكبر من إطار الرواسب. والأرضية عبارة عن حتات أو فتات الصخور التي ترسبت مع

الحبيبات، فمثلا عامة تكون مادة أرضية صخور المدملكات من الرمل وربما تكون مادة أرضية أحجار الرمل من الغرين والطين. واللحام (أو المادة اللاحمة) عبارة عن نمو معدن ما بعد انتهاء عملية الترسيب ويتم ذلك في فراغات الرواسب. لذا تُعرَّفْ الفراغات بالثقوب الفارغة والتي لم تشغل بالحبيبات أو مادة الأرضية أو اللحام ولكن يمكن لهذه الفراغات أن تكون مليئة بالغازات كالنيتروجين وثانى أكسيد الكربون أو غازات الكاربوهيدرون مثل الميثان. وأيضا يمكن للفراغات أن تكون مشغولة بالسوائل (مثل النفط والمياه). وربما تحتوي الفراغات على كِلا الاثنين معا (الغاز والسائل) وذلك في حالات متماثلة من الحرارة والضغط.



شكل (١٩) مقطع في صخر رسوبي يحتوي على حبيبات، راسب أرضية مادة لاحمة وفراغات. (عن : Selley 1976)

إن طبيعة الرواسب الفتاتية واحتوائها على نسبة متوسطة إلى عالية من الفراغات تجعلها تختلف عن الصخور المتبلّرة والتي تعتبر عديمة الفراغات. ويعزى تواجد الفراغات في الرواسب الفتاتية إلى أن اتصال عناصر المكونات الفتاتية ببعضها البعض عبارة عن اتصال نقطة تماس (Tangential contact) وليس اتصال متقارب ومتكامل. هذا النظام من الفراغات يشكل ممرات قنوية لتمرير السوائب خلال الصخور وأيضا يساعد على تخزين السوائل والغاز.

إن طرق قياس حجم الفراغات ومقدرة الصخر على التخزين دُرست ووُصفت في أبحاث كل من "Müller (1967), Curtis (1971), Von Engelhardt (1960)".

وتعرَّف مسامية صخر ما بالمعادلة التالية :

$$\text{المسامية} = \frac{\text{الحجم الكلي للفراغات}}{\text{حجم عينة الصخر}} \times ١٠٠$$

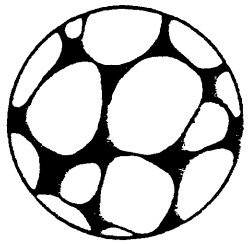
أي أن المسامية تحسب بأخذ النسبة الموجودة بين المجموع الكلي للفراغات إلى مجموع حجم عينة الصخر مضروبة في مائة لكي تعطي النسبة المئوية للمسامية. وتكون نسبة المسامية صفرا في عينة الشيرت (حجر الصوان أو الظر) غير المتشقق بينما تكون ١٠٠٪ إذا أخذت العينة من مغارة أو كهف. وبشكل مثالي تتراوح كمية المسامية في الرواسب بين ٥ ـ ٢٥٪، ولكن عندما تصل نسبة المسامية في الصخر بين ٢٥ ـ ٣٥٪ فهذه نسبة ممتازة إذا وجدت في مستودع المياه وفي خزان النفط.

هناك تمييز مهم يجب أن ندركه بين المسامية الكلية لصخر ما وبين مساميته الفعَّالة أو المؤثرة. إن المسامية المؤثرة أو الفعَّالة (Effective porosity) عبارة عن كمية الفراغات المتصلة ببعضها البعض والمتوفرة في الصخر. ومن حيث الأهمية الاقتصادية فإن المسامية المؤثرة هي التي تؤخذ في الحسبان من حيث قياس كمية المسامية في الصخر. كذلك فإن المسامية الفعَّالة هي التي تعطي الصخر خاصية النفاذية (Permeability). انظر (Blatt et al. 1980) لمعلومات أكثر عن المسامية والنفاذية. كما تعطي المراجع التالية طرق قياس كل من المسامية والنفاذية :

"Curtis (1971), pp. 335-364, Müller (1967a), Selley (1982)".

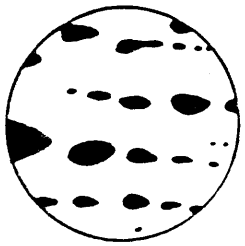
إن كُلاً من حجم الحبيبة وشكلها (تكورها) وتصنيفها وتعبئتها (ترابطها)، يؤثر على معامل النفاذية للرمل غير المتماسك (Pettijohn 1975). شكل (٢٠) يوضح مفهوم العلاقة بين كل من المسامية المؤثرة والنفاذية في أنواع مختلفة من الصخور.

أ



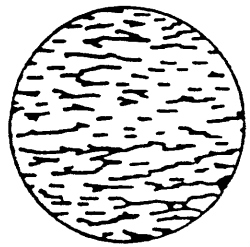
رمل غير مسمنت وخالي من راسب الأرضية أدى ذلك إلى ارتفاع في نسبة المسامية والنفاذية

ب



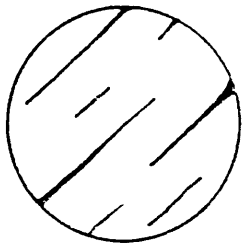
لابة حويصلية ذات فجوات متناثرة ومتباعدة تعكس مسامية عالية، ولكن ذات مسامية فعَّالة منخفضة، ونفاذية منخفضة

جـ



حجر طين يظهر مسامية متوسطة ولكن بسبب انخفاض الجاذبية الشعيرية لضيق الممرات بين الفراغات أدى ذلك إلى انخفاض في نفاذية الصخر

د



حجر جير متشقق ذو مسامية ونفاذية معتدلة عند مستوى واحد

شكل (٢٠) العلاقة بين كل من المسامية المؤثرة والنفاذية في أنواع مختلفة من الصخور (عن : Selley 1976).

تشكل المسام

تتطلب دراسة صخر المكمن معرفة الخصائص الطبيعية للمسامات المتواجدة في الصخر من حيث الكمية والنوعية وأصل نشأة مساماته.

إن طرق دراسة المسامات متعددة ويمكن فحصها ووصفها مباشرة من سطح الصخر المصقول مستخدمين عدسة مكبرة أو مجهر ستيرويوسكوبى، أو من خلال دراسة القطاعات الصخرية مستخدمين مجهر بتروجرافي، أو باستخدام المجهر الماسح الإلكتروني، (Selley 1982). ومن خلال دراسة المسامات بالطرق السابقة اتضح أنه توجد أنواع مختلفة ومتعددة من المسامات، ولقد تمكن الباحث (Levorsen 1967) من وصف المسامية بشكل تفصيلي، كما قام الباحثان (Choquette and Pray 1970) بربط وصف المسامية مع عناصر أصل نشأتها، أما الباحث (Robinson 1966) فقد وضح العلاقة القائمة بين نوعية المسامية وبتروجرافية الصخر الحامل لهذه المسامية. ولقد أدرك الباحث (Murray 1960) أن المسامية تنقسم إلى صنفين رئيسين، الصنف الأول المسامية الأولية وهي التي وجدت مع ترسيب الصخر أو بعد ترسيب الصخر مباشرة، والصنف الثاني المسامية الثانوية وهي التي تكونت بعد انتهاء الترسيب نتيجة أسباب متنوعة. وجدول (٧) يوضح تصنيف أنواع المسامية.

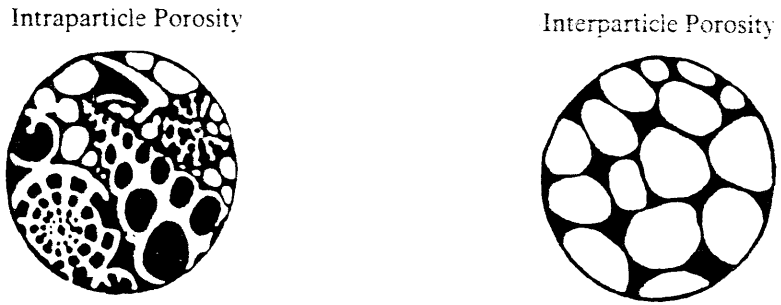
١ ـ المسامية الأولية «أصلية» (مسامية الترسيب)

يقصد بمسامية الترسيب أو المسامية الأولية تلك المسامية التي تواجدت أثناء استقرار الرواسب في حوض الترسيب. وتشتمل المسامية الأولية على أنموذجين أساسيين، الأول، مسامية بين الحبيبات أو بين الجسيمات (شكل ٢١ أ، جدول ٧). وهذا الأنموذج عبارة عن فراغات تحدث بين حبيبات الصخر وتقع أهمية هذه المسامية بأنها تتواجد مبدئياً في أغلبية جميع الصخور الرسوبية. وبشكل عام تتناقص نسبة هذا الأنموذج (مسامية بين الحبيبات) نتيجة تغيرات النشأة المتأخرة (Diagenesis) في كثير من صخور الجير ولكن تظل هي المسامية الشائعة في أحجار الرمل.

والأنموذج الثاني، مسامية داخل الحبيبات ويكثر هذا النوع من المسامية في صخور الرمل الجيري وخاصة إذا كانت أغلبية حبيباته مكونة من بقايا هياكل حيوانية، فتصبح هذه الحبيبات أو بعضها محتوية على مسامات فراغية. فمثلاً الثقوب أو الحفر المتواجدة داخل أحافير الأمونيت والمولسك والمرجانيات والبريوزوا وغيرها من الأحافير

الدقيقة هي عبارة عن مسامات تنتسب في تصنيفها إلى هذا الأنموذج (شكل ٢١ب، جدول ٧).

إن هذا الصنف من المسامية غالباً ما ينعدم أو يتناقص نسبياً بعد انتهاء عملية الترسيب عن طريق تخلخل وملء هذه الفراغات بالجير الناعم والذي يشكل جزءاً من مادة أرضية الصخر الحاوي. ويضاف إلى ذلك أيضا أن عدم ثبات محتويات حبيبات الجير من الناحية الكيميائية قد يؤدي إلى تغيير أو دمار هذا النوع من المسامية عن طريق التغييرات المتأخرة والتي يتعرض لها الصخر بعد الترسيب، (Selley 1982)



(أ) مسامية بين الحبيبات (ب) مسامية داخل الحبيبات

شكل (٢١) أنواع المسامية الأولية في الصخور الرسوبية
(عن: Selley 1976)

أ ـ نشأة المسامية الأولية (أو الأصلية)

بما أن المسامية الأولية تتأثر بتماثل كل من حجم الحبيبات، وشكل تكور واستدارة الحبيبات، وتصنيف الحبيبات، وطريقة ترسيب وترابط الرواسب، وأيضا كيفية إحكام ودمج الرواسب أثناء وبعد عملية الترسيب لذا فإنه يمكننا القول بأن المسامية الأولية هي دالة طراز الرواسب عند وقت الترسيب، وتتغير نتيجة كل من عملية الاحكام (أو الدمج) والتغييرات المتأخرة اللاحقة والتي تحدث بعد الترسيب.

ب ـ تأثير حجم الحبيبات على المسامية

لقد أشار كل من (Rogers and Head 1961) في بحثهما أن حجم الحبيبات سواء كان متقاربا أو غير متقارب له أهمية عظمى من حيث مدى تأثيره على نسبة مسامية

جدول (٧) تصنيف أنواع المسامية

زمن التكوين	النوع	أصل النشأة
١ ـ أولي أو أثناء الترسيب	أ ـ بين الجسيمات أو بين الحبيبات ب ـ داخل الجسيمات	نتيجة عملية الترسيب
٢ ـ ثانوي أو بعد الترسيب	أ ـ بين البلورات ب ـ ثغرية أو تحدبية جـ ـ قالبية د ـ ثقبية هـ ـ مكسريه	نتيجة عملية السمنتة نتيجة المحاليل نتيجة حركة تكتونية، الدمج والاحكام أو طرد الماء

(عن : Selley 1976)

الصخر. وأن نسبة المسامية ترتفع كلما أخذت أحجام الحبيبات نفس المقاس (أي مقاس واحد) فلو كان لدينا صخر يتكون من حبيبات متقاربة الحجم وأضفنا له حبيبات رمل أخرى ذات مقاس أكبر أو أصغر فإن مسامية الصخر الأصلية سوف تنخفض داخل حدود معينة تتناسب مباشرة مع كمية الرمل المضافة (انظر: Gaither 1953, Fig. 2) ثم تثبت عندما يصبح الخليط يتكون من حبيبات متقاربة الحجم. واستنتج الباحثان (Füchtbauer and Reineck 1963, Fig. 4) أن إضافة الطين إلى الصخر ألمعنى يزيد من نسبة مساميته. ومهم جدا أن نتذكر أنه لاتوجد علاقة بين توزيع حجم الحبيبات ومسامية الصخر. فقد نوه (Fraser 1935) وغيره من العلماء أن مخاليط متعددة يكون لها نفس المسامية.

وقد أوضح (Selley 1976) أن مسامية صخر ما تبدو نظريا بأنها مستقلة عن حجم

حبيباته ولكن إذا اعتبرنا أن الصخر يتكون من كتلة حبيبات كروية (متكورة) ولها تصنيف وترابط (Packing) متشابه فإن مساميته ستكون متماثلة مع عدم الإشارة إلى حجم الحبيبات. فقد استنتج (Fraser 1935) أن حجم الفراغ في الصخر يختلف مباشرة باختلاف حجم تكور حبيباته. ومن التجربة التي أجراها كل من (Rogers & Head 1961) فقد تبين أن المسامية مستقلة عن حجم الحبيبات وذلك فقط بالنسبة للرمل جيد التصنيف. كما أظهر (Pryor 1973) من تحليله لألف عينة رمل حديثة، أن المسامية تتناقص كلما ازداد حجم الحبيبات في صخر ما. ولكن العكس صحيح بالنسبة لرمل النهر وقد يعزى ذلك إلى اختلاف ترابط حبيبات رمل الأنهار عنها وعن ترابط رمل بيئات أخرى. لأن العالم (Lee 1919) أوضح بأنه بالنسبة لرواسب الصخور القديمة فان الحقيقة هي نفسها بأن المسامية تزداد بتناقص حجم الحبيبات في الصخر. وهذا الاتجاه ربما يعود إلى عدد من العوامل ترتبط بصورة غير مباشرة مع حجم الحبيبة. لذا نجد أن الرمل الناعم تميل حبيباته بأن تكون مزواة بصورة أكبر وفي مقدورها تعضيد طراز صخر ذو ترابط مفكك ومن ثم تكون مسامية الرمل الناعم أعلى من مسامية الرمل الخشن (Selley 1976) وبما أن المسامية تزداد بتناقص حجم الحبيبات فإن العكس صحيح بالنسبة للنفاذية التي تزداد كلما ازداد حجم الحبيبات "Fraser (1935), Krumbein and Monk (1942), Pryor (1973)". فقد يكون السبب في ذلك أن الممرات القنوية بين المسامات في الرواسب الناعمة تكون أصغر ومن ثم ترتفع جاذبية الخاصية الشعرية للحوائط المتاخمة مما يحد أو يخفض من سرعة تدفق السائل.

جـ ـ تأثير التصنيف على المسامية

لقد أوضحت دراسات عدة بأن مسامية صخر ما تزداد بازدياد تصنيف الصخر، أي كلما تحسن تصنيف الصخر ارتفعت نسبة مساميته، "Pryor (1973), Beard and Weyl (1973), Rogers and Head (1961) and Fraser (1935)". كما تبين من دراسات البحاثة "Krumbein and Monk (1942), Beard and Weyl (1973)" أن تحسن أو ازدياد التصنيف يرافقه ازدياد في النفاذية. ويفسر ذلك بأن رملاً جيد التصنيف يكون فيه نسبة الحبيبات الفتاتية أكبر من المادة الأرضية والعكس صحيح فإن رملاً رديء التصنيف تكون فيه نسبة الحبيبات الفتاتية أقل من المادة الأرضية. لأن الحبيبات الأكثر نعومة والتابعة لأرضية الصخر تسد كلاً من المسامات والممرات القنوية

داخل نطاق الصخر ومن ثم تنخفض أو تنعدم المسامية والنفاذية على التوالي.

ومن دراسة (Pryor 1973) للرمال الحديثة من بيئات مختلفة فقد أكدت هذه العلاقة بالنسبة لرمل الأنهار ولكن أظهرت بأن الوضع يختلف بالنسبة لرمال الشواطىء والكثبان التي تزداد فيها النفاذية كلما تردى أو انخفض التصنيف (Selley 1976).

د ـ تأثير شكل الحبيبة (التكور والاستدارة) على المسامية

ترتبط أو تتقارب الحبيبات العالية التكور والمستديرة مع بعضها تاركة أقل المسامات فيما بينها والعكس صحيح بالنسبة للحبيبات المزواة أو المنخفضة التكور. فقد لاحظ (Fraser 1935) أن الرواسب المكونة من حبيبات متكورة تكون مساميتها منخفضة من تلك الرواسب ذات الحبيبات الأقل تكوراً، وذلك بسبب أن النوع الأول من الرواسب تكون حبيباتها أشد ترابطاً وتقارباً من رمل النوع الثاني ذو التكور المنخفض أنظر أيضا: (Beard and Weyl 1973). ومن دراسة (Fraser 1935) فقد اتضح أن شكل الحبيبة يكون ذو تأثير كبير على المسامية في حالة الحصى المستوى (أو المفلطح). لذا نجد أنه في حالة نوع معين من أحجار الجير مثل الكوكينا تكون نسبة المسامية مرتفعة معطية طراز ترابط «قشور البطاطس» (Pettijohn 1975) ومثل هذه الرواسب تكون نسبة المسامية فيها حوالى ٨٠٪ (Dunham 1962). وبالمثل فإن رواسب الطين الطازجة (عند وقت الترسيب) تكون نسبة مساميتها عالية جدًا قد تصل إلى ٨٥٪.

هـ ـ العلاقة المتواجدة بين الطراز والمسامية

يعرف طراز الرواسب بالطريقة التي ترتب بها جسيمات الرواسب وهناك عنصران أساسيان يتحكمان في الطراز:

١) توجيه الحبيبة (Grain orientation). ٢) تعبئة الحبيبة (Grain packing).

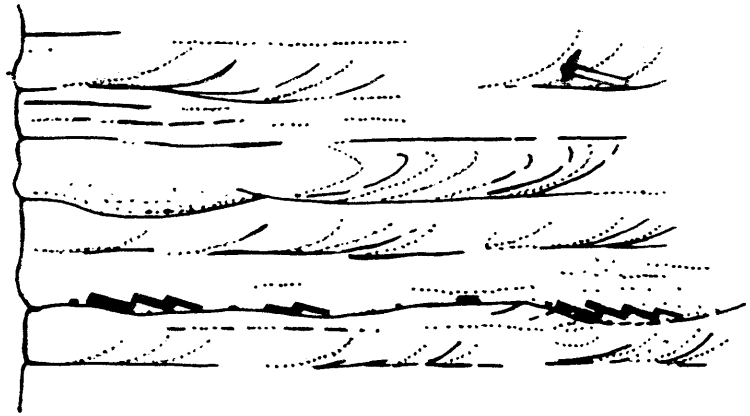
وحيث إن كلا العنصرين يتعلق بالمسامية الأصلية، فسنشرح كلًا منهما بالتفصيل:

١) توجيه الحبيبة

يقصد بتوجيه حبيبات الرواسب بالعلاقة المتواجدة بين كيفية وضع الحبيبات بالاشارة إلى كلٍ من محور نقل الرواسب (اتجاه التدفق) والمستوى الأفقي. إن توجيه طراز حبّات الحصى يمكن الحصول عليه لأن أحجامها الكبيرة تيسر عملية قياسها.

بينما معرفة حبيبات الرمل كانت إلى وقت قريب صعبة المفهوم لأنها أكثر تعقيداً وأصعب بأن تقاس.

إن واحداً من العلامات الشائعة لطراز الزلط هي ارتكاز حبيباته فوق بعضها البعض بحيث ترقد الحصيات ومحورها الطويل موازٍ لاتجاه التدفق ويميل في اتجاه أعلى التيار (شكل ٢٢). وغالباً تكون الحبيبات المنفردة في أرضية أو قاع القناة مرتكزة أيضا. وتستعمل هذه الظاهرة كإشارة مفيدة لمعرفة التيار القديم للرواسب المعنية.

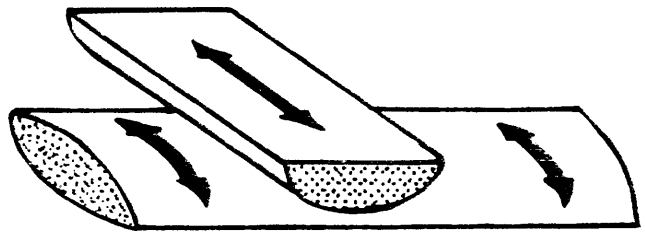


شكل ٢٢ تراكب طراز حصيات راهص الطين الصفحى في قاع القناة. تميل الحصيات في اتجاه أعلى التيار، بشكل معاكس لاتجاه ميل أسفل التيار لمجموعة الواجهة (عن: Selley 1976)

ولقد اتضح من أبحاث:

"Shelton and Mack (1970), Martini (1971) and Von Rad (1971)" أن توجيه حبيبات كل من رمل الطبقات المستوية المنقول في وسط مائي ورواسب تيار العكر ورمل الحواجز البحرية تكون موازية لاتجاه التدفق. كما تكون حبيبات رمل القنوات النهرية موجهة بشكل موازٍ لمحور الجسم الرملي. وهذه تتطابق مع النفاذية المتواجدة أو المفضلة (انظر: Buch 1971). ولكن حبيبات رمل الحواجز الطولية (بالقرب من الشاطىء) تكون حبيباتها مرصوصة بشكل متعامد على محور الحواجز ونشاط الأمواج العائدة وفي هذه

الحالة ربما يكون الاتجاه المفضل للنفاذية القصوى متعامداً مع اتجاه الجسم الرملي (شكل ٢٣). وقد أكدت دراسة الباحث (Pryor 1973) على اتجاهات النفاذية لرمال الأنهار الحديثة والشواطىء البحرية هذه الخاصية.

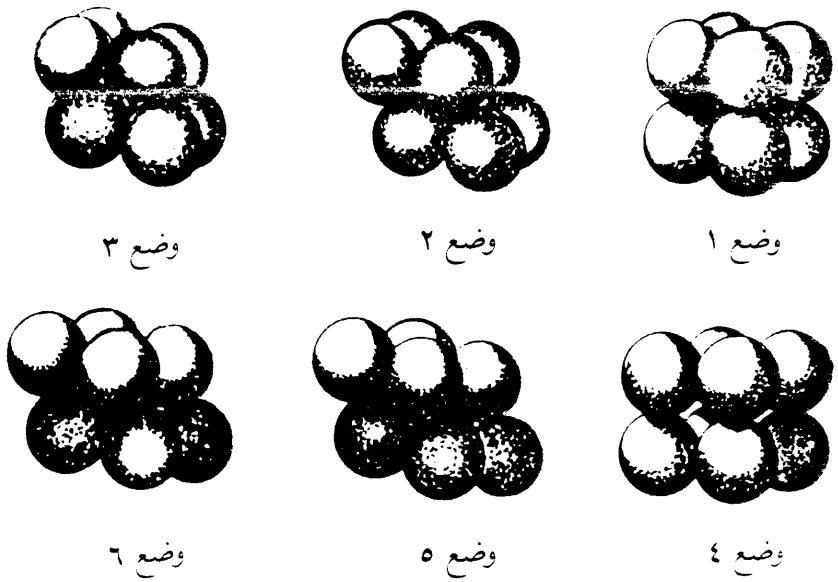


شكل (٢٣) توجيه الحبيبة والحد الأقصى لاتجاهات النفاذية (الأسهم) في رواسب القناة (الجسم العلوي) وأجسام رمل الحاجز (الجسم السفلي). يتوازى نطاق النفاذية مع الجسم الرملي في حالة القنوات، بينما تتعامد على محور الجسم الرملي في حالة الحواجز الرملية
(عن: Pryor 1973, Figs. 3 and 9)

٢) طراز ترابط (أو تعبئة) الحبيبات

بيَّن كل من (Graton and Fraser 1935) أن مسامية الرواسب تختلف طبقاً للطريقة التي تُعبأ أو تترابط فيها المكونات الحبيبية. كان ذلك واضحاً من الأوضاع الستة التي تطرّقوا لها في (شكل ٢٤) والتي توضح نظام الترابط والتعبئة الهندسية للحبيبات المتكورة والتي تتشابه في أحجامها. ولقد أشار الباحثان أن قياس المسامية يتسع بين هذه الأنظمة الستة والتي من خلالها تبين أن نظام الترابط المكعبي (الحالة الأولى) هو الأكثر تفككاً ومن ثم قد تصل فيه نسبة المسامات تقريبا إلى ٤٨٪. وإذا قورن هذا النظام بنظام الترابط المعيني (الحالة السادسة) نجد أن تعبئة الحبيبات في نظام الترابط المعيني أكثر تقارباً والتحاماً، ومن ثم تنخفض فيه نسبة المسامية إلى حوالي ٢٦٪، وطبعاً مثل هذا الأنموذج لايمكن حدوثه في الطبيعة. ولكن بما أن نظام الترابط المعيني الأكثر ثباتاً، فإن معظم الجسيمات والحبيبات في الرواسب تميل بأن يكون ترابطها فيما بينها أو تعبئتها على غرار هذا النظام (Pettijohn 1975). هذا بالإضافة إلى أن معظم الرواسب تكون

مصحوبة بعدم التقيد بنظام معين في تعبئتها إلا أنه في راسب ما ربما تتواجد بعض المستعمرات أو التجمعات المحلية والتي تكون فيها التعبئة الأكثر ترابطاً هي السائدة فوق الجميع. لايضاح بعض التفاصيل في هذا المضمار راجع (Pettijohn 1975). ولقد أوضح (Allen 1970a) أنموذجا للتعبئة الحقيقية مبنى ليس على تحليل ترابط الحبيبات المتكورة وإنما على الحبيبات ذات الشكل القضيبي (أو المتطاول) والتي تبيَّن من خلالها الحقيقة التقريبية لترابط حبيبات الرمل.



شكل (٢٤) إمكانية تعبئة الحبيبات الكروية في ستة أوضاع. الوضع (١) أكثر الأوضاع تفككاً وثغراته واسعة ويعرف بالتعبئة المكعبية، الوضع (٦) أكثر الأوضاع تزاحما وثغراته ضيقة ويعرف بالتعبئة المعينية
(عن: Graton and Fraser 1935).

لاشك أن ترابط أو تعبئة الحبيبات في الرواسب تلعب دوراً مهماً في التحكم في نسبة المسامية الأصلية (الأولية) لهذه الرواسب، وهذا العامل هو أحد العوامل التي

يصعب دراسته وتحليله من خلال الصخور المتماسكة. ويرجع السبب في ذلك إلى ثلاثة خصائص:

١) صعوبة قياس التعبئة
٢) افتقار معرفة تحكُّم البيئة وطرق الترسيب على التعبئة
٣) مدى تأثير عملية الدمج والاحكام التي تحدث بعد الترسيب على التعبئة (انظر: Selley 1976).

لقد اقترح كثير من الباحثين طرقاً متعددة لقياس التعبئة وتحليلها، ومن بين هؤلاء الدارسين "Emery and Griffiths (1954), Kahn (1956a, 1956b), Mellon (1964)". ولقد أشار (Morrow 1971) إلى أن طراز تعبئة وترابط الراسب يختلف من نوع إلى نوع داخل وبين الرقائق المتجاورة.

ونتيجة لهذه المشاكل المتواجدة بين المسامية والتعبئة فإن المعروف عن العلاقة التي تربط بين التعبئة والمسامية الترسبية الأولية أو الأصلية قليل. وربما يتوقع المرء ببساطة أن رواسب كل من الطين البحري (متوسط العمق) وتيارات العكر ترسبت بتعبئة مفككة (أو ترابط حبيبي مفكك) أكثر من رواسب الزحف (أو القريبة من القاع). ومن المحتمل أن يكون رمل الطبقات المتقاطعة مفكك الترابط بدرجة أكبر من رمل الطبقات المستوية (أو المسطحة)، وهناك قليل من المعلومات التي تؤيد هذه الاحتمالات، ولكن أظهر الباحث (Pryor 1973) أن رمل الأنهار الحديثة يكون الترابط أو التعبئة فيه أكثر تفككاً من رمل كل من الشواطىء والكثبان الريحية. وبما أن الحقيقة تقول بأن أهداف عملية الدمج أو الاحكام التي تحدث بعد الترسيب هي إعادة توجيه حبيبات الرمل فإن التعبئة أو طراز الترابط بمقدوره أن يكون له تأثير قليل على مسامية الراسب المتصلب (انظر: Selley 1976).

تأثير عملية الدمج (الاحكام) على المسامية الأولية

إن نشاط عملية دمج وإحكام الحبيبات فيما بينها لراسب ما، يتم منذ الترسيب وتزداد بعد الترسيب عن طريق إعادة اتصال توجيه وضع الحبيبات مع بعضها داخل هذا الراسب لكي يعطى طراز ترابط أو تعبئة جديدة مختلفة عما كانت عليه في السابق.

لذا فإننا نجد أن نسبة مسامية الطين عند وقت أو أثناء الترسيب تكون مرتفعة جدا (حوالي ٨٥٪)، وبعد دفن هذا الراسب ومع مرور الزمن تنخفض مساميته الأصلية بشكل كبير وذلك بسبب عملية الدمج أو الاحكام.

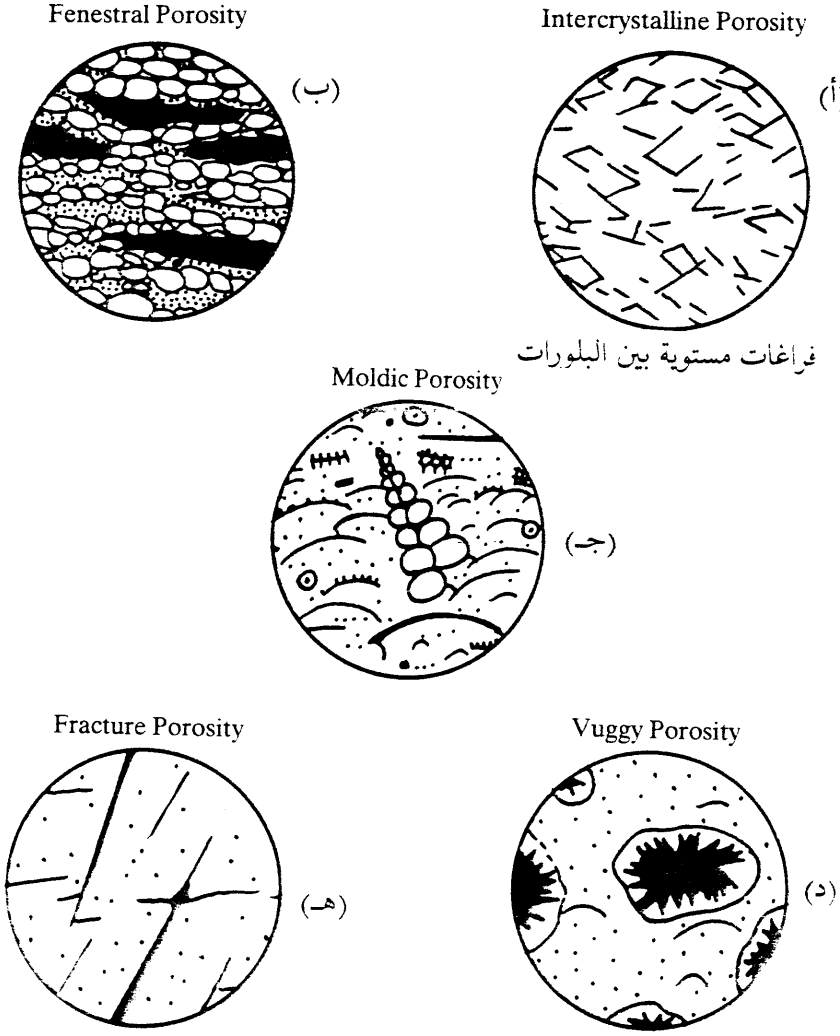
يوضح شكل (٢٧) مدى اتساع نسبة المسامية الأولية لرواسب الرمل والطين عند وقت الترسيب وانخفاض هذه النسبة بعد دفن هذه الرواسب وأيضا يشير الشكل إلى مدى التدرج في انخفاض المسامية مع اختلاف مستويات الدفن. فقد شرح (Selley 1976) ان المسامية الأولية للرواسب تنخفض مباشرة بعد الدفن وذلك بسبب تصلب الرواسب ودمج وإحكام حبيباتها ومع مرور الزمن وتعمق دفن هذه الرواسب فإن عملية النشأة المتأخرة (Diagenesis) التي تتعرض لها هذه الرواسب تحل محل عملية الدمج والاحكام لتصبح السبب الرئيسي في تدمير المسامية الأولية لهذه الرواسب.

٢ ـ المسامية الثانوية (مسامية بعد الترسيب)

تعرَّف المسامية الثانوية بأنها تنشأ بعد ترسيب الرواسب وانتهاء عملية الترسيب. وينتمي إلى هذا النوع من المسامية خمسة أصناف، وهذه الأصناف أكثر تعقيداً في تكوينها ونشأتها من المسامية الأولية، (جدول ٧): ـ

الصنف الأول . مسامية بين البلورات، وتتواجد المسامات بين بلورات الصخر المتبلر (شكل ٢٥أ) مثل الصخور النارية، المتحولة (عالية الحرارة) وفي بعض صخور المتبخرات، وتكون متواجدة أيضا في صخر الجير الذي تعرض لعملية التبلر وتصبح ذات أهمية إذا تواجدت في صخر الدولوميت المعاد تبلوره. لأن هذه الصخور تصبح مهمة لاحتمال احوائها على مكامن النفط. ويكون وضع المسامات هنا بشكل فراغات مستوية. ويرافق ذلك تقاطع متعارض فيما بينها وتكون عديمة الممرات الثقبية بين مسام ومسام.

الصنف الثاني . مسامية ثغرية وهي تشبه في شكلها بنية أو تحدب عين العصفور. يتواجد هذا الصنف من المسامية في صخر الجير وخاصة في الرمل الجيري الذي يحتوي أيضا على مسامات أولية ولكنها تكثر في أو تصبح من مميزات الطين الجيري العقدي



شكل (٢٥) أنواع المسامية الثانوية في الصخور الرسوبية
(أ) مسامات بين البلورات، (ب) مسامات ثغرية، (جـ) مسامات قالبية
(د) مسامات ثقبية، (هـ) مسامات مكسرية.
(عن: Selley 1976)

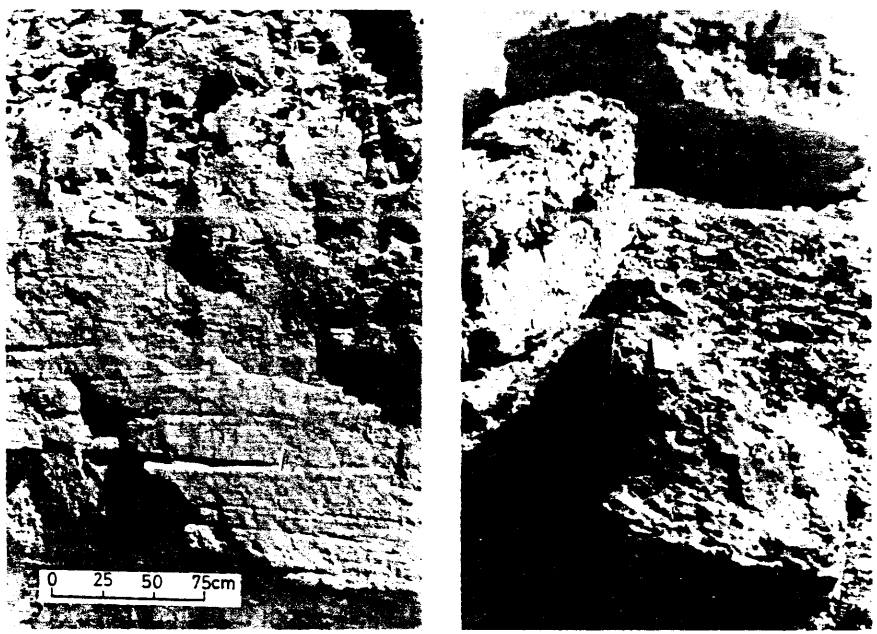
والطين الجيري المتجانس والذي ينشأ ويتكون في البرك الشاطئية وداخل مناطق المد والجزر المصاحبة. إن مايحدث للرواسب من عمليات اختزال مياه، سمنتة (أو لحام) وتطاير للغاز المتواجد داخل الرواسب قد يتسبب في ترسيب طبقات طين صفحي تحتوي على مسامات عدسية فيما بينها وبشكل تحت متوازي (شكل ٢٥ب).

ويعتقد أن هذا الصنف من المسامية تكوَّن مع أو أثناء ترسيب بقية رواسب المحتوى (انظر Selley 1976).

الصنف الثالث. مسامية القالب وهي عبارة عن مسامات تكونت نتيجة تحلل أو ذوبان حبيبات ترسيب أولي، وتَعَرُّضْ هذه الحبيبات لبعض عمليات اللحام (أو السمنتة). إن تحلل بعض الحبيبات (أي القابلة للذوبان) لايمتد تأثير قطعها عبر مكونات الصخر الأخرى والسابقة النشأة مثل الحبيبات (غير القابلة للذوبان) ومادة الأرضية ومادة اللحام. أي أن عملية الذوبان أو التحلل في الصخر نفسه تخص حبيبات معينة من نوع واحد. فمثلاً يمكن الإشارة إلى مسامية قالب سرئيات أو مسامية قالب عقديات أو مسامية قالب بقايا أحافير، بمعنى أنه تمت عملية تحلل اختيارية (مختارة) للسرئيات أو العقد الجيرية أو بقايا الهياكل الحيوانية التي كانت في الصخر (شكل ٢٥جـ). إن هذا الصنف من المسامية الثانوية إذا وجد في الصخر فإنه يختلف من حيث الأبعاد الهندسية أو من حيث المسامية المؤثرة أو من حيث النفاذية وذلك طبقاً لنوعية الحبيبات المتحللة أو الذائبة (انظر Selley 1976).

الصنف الرابع. مسامية الثقب وتنشأ هذه المسامية عن طريق ذوبان أو تحلل جزاء من مكونات الصخر الجيري وهي تشبه إلى حد ما في نشأتها مسامية القالب، ولكن تختلف عنها في أنها تُقْطَعْ عبر طراز أو مكونات الصخر التي ترسبت أولياً (شكل ٢٥د) وتكون دائماً أكبر حجماً من مسامية القالب وتمتاز ثقوب هذه المسامية بأنها محاطة بنفس حواف بلورات الحائط ويحتوي أسفل متكون العرمة على هذا الصنف من المسامية (شكل ٢٦ أ، ب). وبازدياد اتساع حجم مسامية الثقب عندئذ يطلق عليها المسامية المغارية (أو الكهفية) وتكون كذلك إذا بلغ اتساعها ما يسمح بإدخال رجل بداخلها (Choquette and Pray 1970) أي ما يعادل أكثر من $\frac{1}{2}$ م^3. مثل هذه المسامية

الكهفية أو المغارية متواجدة في متكون العرب (الجوراوي العلوي) في حقل زيت أبقيق في المملكة العربية السعودية (McDonnell 1951) وكثير من هذه المغارات (الكهوف) متواجدة في حقول بترولية أخرى في العالم، انظر (Selley 1976).



شكل (٢٦) مسامية الثقب في حجر جير متدلمت «أسفل متكون العرمة».
(أ) خشم رضي جنوب شرق مدينة الرياض.
(عن : Moshrif 1980)
(ب) منطقة خشوم الخناصر شمال غرب مدينة الرياض.
(عن : El-Asa'ad 1985)

الصنف الخامس . مسامية المكسر، هذا الصنف من المسامية عبارة عن المسامات التي تصاحب مكاسر الصخور بأنواعها وليست تخص الصخور الرسوبية وحدها. وهي تنتج عن كسر الترققات الصخرية المترسبة وقد تحدث مصاحبة أو أثناء عمليات الترسيب. وتأخذ مسامية المكسر صفة الصدوع الدقيقة الناتجة عن حركة الهبوط والانزلاق وقوة الاحكام أو الدمج. وتفقد الرواسب البلاستيكية مكاسرها عند الحدوث

وذلك لالتحام المكسر مباشرة في وقتها، بينما الصخور الهشة أو القابلة للكسر، فإن مكاسرها تبقى مفتوحة بعد تكوينها محدثة بذلك مسامية المكسر (شكل ٢٥ هـ). وهذا الصنف من المسامية يخص الصخور الشديدة التصخر، تنشأ في فترة زمنية متأخرة من تلك الأصناف الأخرى من المسامية. وتحدث مسامية المكسر في كل من أحجار الرمل المسمنتة جداً وفي صخور الجير وربما تحدث في الطين الصفحي، وفي الصخور النارية والمتحولة. وتأخذ مسامية المكسر أحجاماً مختلفة مما يجعلها صعبة الملاحظة والتحليل، فقد تكون دقيقة وتحتاج إلى مجهر لملاحظتها ودراستها وقد تصل في مقاسها إلى حجم الكهف أو المغارة.

وتتكون مسامية المكسر بطرق مختلفة فقد تكون نتيجة الحركات التشكيلية أو التكتونية أو تكون مصاحبة لحركة التصدع أو نتيجة عمليات التجوية السطحية، فغالباً نجدها تحت سطح عدم التوافق أو التطابق مباشرة، وفي هذه الحالة قد تتسع وتكبر بتأثير السوائل أو المحاليل وخاصة في أحجار الجير (انظر: Selley 1976).

٣ ـ نشأة المسامية الثانوية

(أ) المسامية الثانوية في أحجار الجير

تتكون المسامات الثانوية نتيجة التغيرات المتأخرة التي تتعرض لها معظم الرواسب ويتم ذلك بواسطة المحلول، والتفاعلات الكيميائية أو التكسرات الميكانيكية. ويطلق على هذه المسامية «مسامية بعد الترسيب» (Murray 1960) وأهمية هذه المسامية الثانوية مثل أهمية المسامية الأولية من حيث تراكم الزيت والغاز الطبيعي في هذه المسامات ومن ثم فإن معرفة نشأتها أمر مهم للغاية.

تتكون مسامات المحلول في كثير من برك البترول متصلة أو مصاحبة لسطح عدم التوافق أو التطابق "Murray (1930), Hohlt (1948) and Levorsen (1967)". بما أن أسطح التخالف أو عدم التطابق تنهى أو توقف التعرية الحادثة فوق سطح الأرض وفي نفس الوقت تنفذ المياه الجوية المشبعة بغاز ثاني أكسيد الكربون خلال الطبقات النافذة للمنكشفات الطبقية وتذيب هذه المياه الجير، ومن ثم تزداد المسامية إذا كانت الطبقات

تنكشف أسفل الميل وتحدث هجرة المياه الجوفية خلال الصخور وتندفع على فترات مع تجمع الزيت والغاز.

إن تفاوت ذوبان مكونات الرواسب المختلفة قد يساعد على تكوين المسامية الثانوية ولكن لايكون ذلك حتمياً. على سبيل المثال ذوبان الجير في الزوائد الصخرية (Stylolites) لاينتج عنه مسامية، بل على العكس فإن الجير المذاب يترسب في مسامات مجاورة محدثاً انخفاضاً في نسبة المسامية السابقة.

هناك حالتان ربما تُميِّزُ بها نشأة المسامية الثانوية:

١ ـ الراسب المتكون بشكل أساسي من معادن ذات إذابات مختلفة، هذا ينطبق على راسب يتكون من معدني الكالسيت والأراجونيت والتي يذاب منها الأراجونيت فقط واستخدم هذا كتفسير لارتفاع نسبة مسامية صخر الطباشير (B øggild 1930). وبطريقة مماثلة تتكون مسامية الثقوب عن طريق إذابة محتويات (مكتنفات) الأنهيدرايت أو الجبس في صخور الجير. وبالتالي فإن الجير المذاب من الحبيبات الهيكلية أو غير الهيكلية يستخدم في تكوين لحام الكالسيت مشكلاً أرضية مقاومة بين الحبيبات ومن ثم تاركاً مسامية القوالب مثل مسامية قوالب السرئيات (Friedman 1964 and Robinson 1967).

٢ ـ يكون الراسب متجانساً معدنيًا عند وقت الإذابة وليس نسيجيًا (أي أن حبيباته غير متجانسة من ناحية الحجم والتصنيف) فينتج عن ذلك إذابة أرضية البلورات الكاذبة (Lucia 1962; Lucia and Murray 1967). فمثلاً دراسة أحجار الجير الزنبقية في غرب ولاية تكساس تُظْهِرُ لنا أن مناطق الصخر الخالية من الأرضية يكون الالتحام فيه محكماً بينما المناطق الشاملة على مادة الأرضية الأولية تكون محتوية على مسامية ثقبية ومسامية بين الجسيمات.

تحتوي جسيمات أحجار الجير والدلوميت عامة على توزيع متناسب من ذوائب مختلفة أو أحجام بلورات يفوق ذلك، ولذا تكون فيها نسبة المسامية الثانوية كبيرة (Choquette and Traut 1963). وبمجرد تكوين تلك المسامات تتسع وتكبر بسبب

نفاذيتهم العالية التي تساعد على هجرة الماء المضغوط (المحكم) فيما بينها.

وينتج عن ذلك أن المسامية الثانوية تكون ذات علاقة ببنيات القمم (مثل الصخور الحيوية Bioherms) كما شرحها (Hohlt 1948) من خلال تراكم الشقوق التكتونية في هذه القمم. وربما يكون أهم من ذلك هو أن الماء المضغوط (أو المحكم) يتجه بقوة داخل هذه البنيات (Von Engelhardt 1967). ومن المحتمل أن المكاسر تبتلع الماء ومن ثم تمنع الصخر المجاور من التحلل أو الاذابة الثانوية.

تمثل الفوالق المتقاطعة (أو الشقوق) أنواعاً من المسامات الثانوية، هذه مبدئيا لاعلاقة لها بعمليات التحلل أو الاذابة. ويندر أن تنشأ من هذه المكاسر أهميةً كصخور مكمنية ولكن تكون مهمة كأنظمة للصرف. إن برك الزيت الايرانية الكبيرة المتواجدة في حجر جير الأسمري (ثلاثي) تكون ذات علاقة بمناطق التكسر بسبب الطي خارج أو حول هذه المناطق، وتكون فيها المسامية أقل من ٥,. مليدارسي، وتكون المسامية بين ٢-١٥٪ (انظر: Levorsen 1967). وتلعب المكاسر أيضاً دوراً مهماً في برك الزيت العراقي، كركوك (ثلاثي) وعين زحلة (طباشيري) (انظر: Daniel 1954). وربما تتغير الشقوق أو المكاسر المتقاطعة أو حتى مستويات التطبق بواسطة طرق الاذابة (أو التحلل) وتصبح قنوات كبيرة أو حتى كهوف (انظر: Levorsen 1967). ويتناقص متوسط نسبة المسامية عادة بسبب طرق السمنتة، واتساع نمو البلورة. ويزداد هذا الانخفاض في نسبة المسامية مع زيادة العمر الجيولوجي *(Von Engelhardt et al. 1974)*.

(ب) المسامية الثانوية في الدلوميت

إن تكوين ونشأة مسامية بين التبلر (بين البلورات) أثناء تغيرات النشأة المتأخرة لعملية التدلمت (Dolomitization) هي واحدة من أهم أمثلة المسامية الثانوية. حيث تزداد المسامية في صخور الجير بشكل لاحق مع زيادة عملية التدلمت. على سبيل المثال، في جنوب غرب إيران وجدت المسامية بنسبة (٠ ـ ٤٪) في صخور جيرية تحتوي على (٠ ـ ٢٠٪) دلوميت، وبنسبة (٤ ـ ٨٪) مسامية في صخور جيرية تحتوي على (١٠ ـ ٣٥٪) دلوميت، وبنسبة (٨ ـ ١٢٪) مسامية في صخور جيرية تحتوي على (٢٠ ـ ٦٠٪)

دلوميت، وبنسبة مسامية أكبر من ١٢٪ في صخور جيرية تحتوي على (٣٠ ـ ٧٥٪) دلوميت.

لقد أوضح كل من (Von Engelhardt et al. 1974) تغيرات النشأة المتأخرة التي تحدث في فترة متأخرة جدا وتتم بشكل تدلمت جزيء بجزيء للكلسيت باستطاعتها نظرياً أن تعطى مسامية بنسبة ١٣٪. ولكن في كثير من الحالات تكون مسامية هذا النوع من الدلوميت أكبر من ١٣٪ وهي أعلى من مسامية أحجار الجير المجاورة أو أحجار الجير المتدلمتة.

ونذكر هنا بعض الأمثلة كما استنتجها بعض الباحثين:

تكون نسبة المسامية ٣٠٪ في الدلوميت و١٠٪ في أحجار الجير

(Murray 1960)

تكون نسبة المسامية ٢٠٪ في الدلوميت و٥٪ في أحجار الجير

(Powers 1962)

تكون نسبة المسامية ٢٧٪ في الدلوميت و٧٪ في أحجار الجير

(Lucia & Murray 1967)

تكون نسبة المسامية ١٠ـ٣٠٪ في الدلوميت وأقل من ١٠٪ في أحجار الجير

(Schmidt 1961, 1965)

وقد علل كل من (Von Engelhardt et al. 1974) السبب المحتمل في هذه الاختلافات الكبيرة ذات العلاقة بهذه الحالة كالتالي:

١) نسبة الكلسيت المذاب أكبر من نسبة الدلوميت الناشيء أو المتكون.

٢) اختيار عملية التدلمت للمناطق المنفذة والأكثر مسامية.

٣) يصبح الدلوميت أقل التحاماً من أحجار الجير المجاورة، وربما يعود ذلك إلى تراكم الهيدروكربونات المبكرة والتي تمنع حدوث عملية نشأة متأخرة جديدة وربما تكون عملية تدلمت جزيء بجزيء مسؤولة عن اختيار الدلوميت ليكون كمادة إحلال بدلاً من أن يكون لاحم. ومن ثم ربما يحتفظ الصخر السرئي بمساميته بين الجسيمات أثناء عملية التدلمت (Murray 1960). وعامة تبدأ عملية التدلمت في جسم أرضية أحجار الجير.

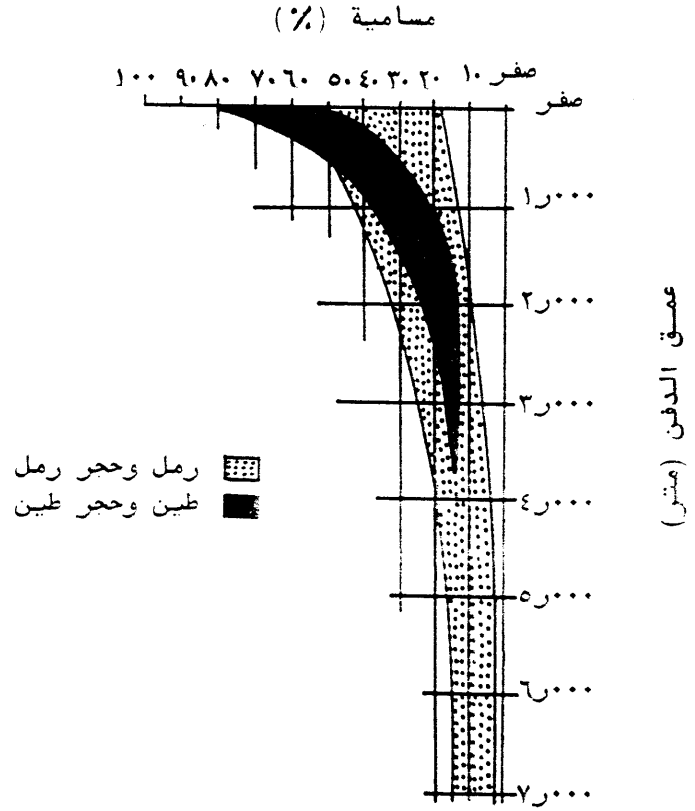
وأحيانا يحتفظ الدلوميت المتعرض لعملية النشأة المبكرة من التغيرات المتأخرة بنسبة عالية من المسامية (Spencer 1964) بشرط أن لا يحدث اتساع في حجم البلورة (أو التبلر) وقد لوحظ مثل هذا الاحتفاظ بحجم البلورة الأصلي في تغير منتظم التكرار لحجم بلورة في دورات تدلمت مثل تلك المتواجدة في دلوميت الباليوسين في ليبيا والتي تحتفظ بمسامية (١٧ ـ ٣٨٪) (Füchtbauer and Goldschmidt 1965). وربما يمنع في بعض الأوقات تراكم الزيت المبكر من تضخم البلورة (أو اتساع رقعة التبلر) وعامة يكون دلوميت الطين (Lutite) والذي تعرض إلى عملية مبكرة من التغيرات المتأخرة فقيرا في المسامية إذا ما قورن بكثير من الدلوميت المتعرض لنشأة متأخرة من التغيرات المتأخرة. وربما يعود ذلك إلى تضخم أو اتساع التبلر بالاضافة إلى عملية الدمج والاحكام أو إلى عملية السمنتة على حساب ضغط سائل الاستيلوليت أو الحبيبات غير الثابتة (انظر: Von Engelhardt et al. 1974).

دمج وإحكام الطين Compaction of Clays

أشار كثير من الباحثين إلى أن المسامية الأولية للطين الطازج عالية جداً وهي أعلى بكثير من مسامية الطين الصفحي (انظر: Trask 1932 and Hedberg 1936) وأن هذا الانخفاض في المسامية ومصاحبته تغير الطين إلى طين صفحي هو بمثابة نتائج دمج وإحكام في جسيمات أو حبيبات الراسب عما كانت عليه في السابق. ويكون ذلك نتيجة الضغط الناتج من ثقل الطبقات العلوية (انظر: Pettijohn 1975). إن العلاقة المتواجدة بين مسامية الرواسب وعمق هذه الرواسب تحت سطح الأرض (بعد الدفن) علاقة معقدة ويرجع تعقيدها إلى عاملين هما حجم الحبيبات وتشوه ترتيبها. ولكن بشكل عام فإن الصخور ذات الحبيبات الناعمة تميل إلى أن تحكم أو تدمج حبيباتها بصورة أفضل من تلك الصخور ذات الحبيبات الخشنة وذلك إذا كان كل شيء آخر من العوامل متساوية، وأن هذه الصخور تظهر انخفاضاً كبيراً في المسامية مع مقياس التعمق أو الدفن (Pettijohn 1975).

من الملاحظ أن شكل (٢٧) يشير إلى أن وحل الطين المترسب عند مستوى صفر من الدفن تتراوح مساميته بين ٥٠ إلى ٨٥٪ ولكن بعد الترسيب مباشرة يبدأ الطين بفقدان المياه عن طريق عملية التصلب أو التماسك ومن خلال هذه العملية يتغير الطين

إلى حجر الطين. ويشمل ذلك عملية كل من اختزال الماء والسمنتة (أو الالتحام) وكذلك عملية الدمج أو الاحكام نتيجة الضغط المنبعث من أعلى. ومن المهم جداً أن نتذكر أن عملية اختزال الماء من الطين عند العمق السطحي (بالقرب من السطح) لايعود كلية إلى الضغط المبذول من أعلى وإنما يعود أيضاً إلى عملية استخراج الماء من الطين بطريقة مصاحبة نتيجة تواجد جسم مائي تحت راسب الطين، ويطلق على هذه العملية (Syneresis) (انظر: White 1961) مسببة في ذلك تكوين تقاطعات شقوق الوحل عند التقاء وجهى الماء والوحل، (انظر: Selley 1976). إن معرفة الخصائص الطبيعية للطين وكذلك عملية الاحكام والدمج للطين عند مستوى قليل من الدفن



شكل (٢٧) مدى علاقة اتساع المسامية الأولية لرواسب كل من الرمل والطين عند وقت الترسيب وبعد دفن هذه الرواسب (عن: Selley 1976)

(أي بالقرب من سطح القشرة الأرضية) لازالت محور دراسات كبيرة بواسطة المهندسين الجيولوجيين وذلك لأهميتها القصوى بالنسبة إذا كانت القاعدة الأساسية للكثير من المشاريع الهندسية المدنية مثل بناء العمارات العالية وطرق السيارات ومناطق إنشاء السدود وغيرها. وليس المهم فقط معرفة الخصائص الطبيعية للطين عند المرحلة الأولى من دراسة هذه المواقع ولكن المهم أيضا بأن يكون في مقدور المهندس الجيولوجي التنبؤ بدرجة الدمج والاحكام للطين في المنطقة إذا تعرض الموقع لعملية تشبع مائي (أوتسرب مائي).

وكما يظهر من شكل (٢٧) أن سرعة طرد الماء وفقدان أو تناقص مسامية الطين تنخفض مع زيادة عمق الدفن. لزيادة معرفة تفاصيل أهمية دمج الطين بالنسبة لمكامن البترول، أو تغيير المعادن الطينية المصاحبة انظر (Selley 1976).

ويتلخص حديثنا عن مدى تأثير عملية الدمج أو الاحكام على المسامية الأصلية للطين بأن نقول إن مسامية الطين الأولية تفقد بسرعة أثناء الدفن المبكر، وبشكل رئيس بسبب العملية الطبيعية للاحكام الناتج عن الجاذبية تحت عمق ٢٠٠٠ متراً وتنخفض ببطء شديد نتيجة العمق وتنعدم بشكل كبير بواسطة عمليات الكيمياء المرافقة لاعادة التبلر المعدني.

وكما أن عملية الدمج (أو الاحكام) وتصلب الطين عند عمق بسيط من سطح الأرض مهم بالنسبة للمهندسين الجيولوجيين فإن التغييرات التي تحدث للطين لكي تصبح أحجار وحل في أعماق بعيدة من سطح الأرض تشكل اهتمام واسع النطاق بالنسبة لمهندس البترول لأن في ذلك احتمال يتعلق بنظريات هجرة ونشأة البترول. وبشكل مماثل فقد اعتبر علماء جيولوجيا التعدين أن أجسام خامات المعادن منخفضة الحرارة ربما سيقت بواسطة السوائل المتبقية من دمج أو إحكام الطين وبمساعدة مياه البحار العاملة كوسط ناقل، "Davidson (1965), Amstutz and Bubinicek (1967) and Selley (1976)".

وتجدر الاشارة هنا إلى أن دمج الوحل الجيري يشبه إلى حد كبير دمج

الوحل العادي (غير الجيري) إلا أن كثيراً من الباحثين مثل "Bathurst (1971), Pray (1960) and Zankle (1969)" يعتقد أن الوحل الجيري قليل الدمج أو الاحكام وذلك بسبب تعرضه لعملية السمنتة (الالتحام) المبكرة. وبالرغم من أن الوحل الجيري حديث الترسب يفقد ماؤه بشكل مبكر إلا أنه يحتفظ بمسامية عالية (Pettijohn 1975).

دمج وإحكام الرمل Compaction of Sands

يتضح أيضا من شكل (٢٧) أن الرمل يترسب بمسامية أولية تقل بكثير من مسامية الطين، وكذلك يتبين أن مسامية الرمل تنخفض بنسبة أقل بكثير من مسامية الطين عبر نفس زيادة عمق الدفن المصاحب، والسبب في ذلك أنه في حالة الرمل يصبح فقدان المسامية منخفضاً نتيجة الدمج أو الاحكام الطبيعي بينما في حالة الطين تكون مرتفعة، كما أن معظم فقدان المسامية في الرمل هو بسبب عملية السمنتة (الالتحام) السائدة. وشرح (Selley 1976) إنه اتضح من دراسة بتروغرافية الرمل أن عملية الدمج والاحكام تحدث في الرمل عبر ثلاث صور.

١) نرى في كثير من القطاعات الصخرية المتعامدة لأحجار الرمل الميكائي أن جسيمات الميكا منطوية ومشوهة بسبب ضغط حبيبات الكوارتز من أعلى ومن أسفل. ومن هذا نستنتج أن عملية الدمج قد حدثت.

٢) تحتوي كثير من أحجار الرمل على حبيبات فتاتية من الطين في حجم حبة الرمل. وهذه الفتاتات الطينية تظهر غالبا مغلفة ومغموسة بين حبيبات الكوارتز الأكثر مقاومة ويدل هذا على أن عملية الدمج والاحكام قد حدثت.

٣) تظهر كثير من القطاعات الصخرية للرمل حبيبات فتاتية متكسرة، فإذا ظهرت هذه الفتاتات تحت ضوء المجهر العادي غير مشوهة فإنها في الحقيقة تكسرت وأعيدت عملية سمنتتها أو التحامها (Sipple 1968) ويؤكد هذا أن الدمج الطبيعي قد أخذ مكانه.

وقد تبين من دراسات عديدة أجريت على رمال متنوعة أن عدد اتصالات الحبيبة لكل حبة يزداد مع زيادة العمق في الدفن. وبشكل مماثل أن طبيعة أو نوعية اتصالات الحبيبة يتغير من نقطة تماس إلى اتصال مقعر ـ محدب وإلى اتصال متشابك (شكل ١٧ أ، ب، جـ) مع ازدياد العمق. تدل هذه الدراسات على أن المسامية تتناقص مع العمق. ولكن تقترح دراسة (Sipple 1968) أن هذا التناقص في المسامية حدث بسبب عملية السمنتة أو اللحام التي يتعرض لها الرمل في الأعماق وليس بسبب الدمج أو الاحكام. ومن المحتمل أن يفقد الرمل بعض من مساميته الأولية مع ازدياد عمق الدفن وذلك بسبب ضغط السائل الناتج بين حبيبات الكوارتز، إلا أن السبب الرئيس في تناقص مسامية الرمل في الأعماق يرجع إلى اتساع نطاق ونمو سمنتة الكوارتز الثانوي (Sipple 1968).

ونختتم حديثنا عن دمج أو إحكام الرمل بالقول إن هناك عملية دمج للرمل وهذه العملية تؤثر بنسبة بسيطة في خفض مسامية الرمل الأولية (أي المتواجدة بين الحبيبات). ويوضح لنا شكل (٢٧) أن أثناء فترة الدفن المبكرة للرمل يكون الانخفاض في المسامية قليلا جدا مع أن عملية دمج الرمل في هذا المستوى تكون عالية وهذا يعاكس بشدة ما يحدث بالنسبة للطين عند نفس المستوى. كما يبين شكل (٢٧) أن بمقدور الرمل الاحتفاظ بمعدل مساميته إلى أعماق كبيرة بينما العكس صحيح بالنسبة للطين.

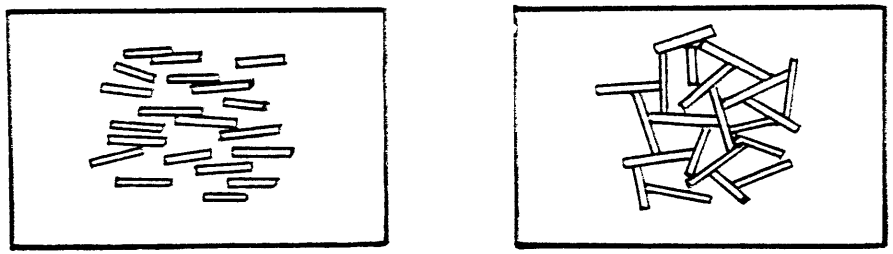
ويتبين لنا من الشرح السابق أن باستطاعة الرمل، الدمج والاحكام خاصة تحت عمق قليل (أو سطحي) وخاصة إذا كان ترابط الرمل ضعيفاً ويحتوي على نسبة عالية من الجسيمات الناعمة في أرضيته. أخيراً يتحتم علينا أن نتذكر أن عملية الدمج والاحكام ليست العامل الرئيس في تخريب أو انخفاض مسامية الرمل وإنما التناقص المستمر للمسامية مع ازدياد العمق يحدث بسبب عملية السمنتة المصاحبة.

ملخص عملية الدمج أو الإحكام

تتعرض جميع الرواسب سواء كانت الرواسب مسمنتة أو غير مسمنتة، لعملية الاحكام أو دمج الحبيبات. ويتسبب في عملية الدمج الضغط الصادر من ثقل

الرواسب العلوية أو من حدوث تشوه بنائي لهذه الرواسب وينتج عن كلتا الحالتين انخفاض في المسامات الفراغية داخل جسم هذه الرواسب. ويصاحب انخفاض المسامات الفراغية طرد المياه المتخللة لهذه المسامات ومن ثم انخفاض في حجم الرواسب. وتؤثر عملية الدمج في جميع الرواسب ولكن تأثيرها يكون أكثر وضوحاً في الرواسب ذات الحبيبات الناعمة مثل الغرين والطين. وتكون معادن الطين قبل تعرضها لعملية الدمج أو الاحكام مفككة وذات ترابط مفتوح.

ويتحكم في هذا الترابط سرعة الترسيب ودرجة تركيز حجم جسيمات الطين في الماء. وتعتمد عملية دمج الرواسب الناعمة على سرعة طرد الماء من المسامات. وتكون جسيمات الطين قبل الدمج أو الاحكام غير منتظمة التوجيه. وبعد عملية ميكانيكية الدمج يصبح توجيهها على نسق موازي بعضها البعض (شكل ٢٨) ولكن يبدو أن نمو هذا الاختيار من التوجيه المتوازي والذي تعكسه جسيمات معادن الطين يبدأ في المرحلة المبكرة جداً لعملية الدمج وعند ضغط تقريبي ١ كجم لكل ١ سم^{٢} (Friedman and Sanders 1978). كما يبدو أن فقدان المسامية مع ازدياد العمق في الدفن يحدث حتى بالنسبة للطين الصفحي، ويكون السبب في ذلك كبيراً نتيجة العملية الكيميائية المشاركة في ترسيب المواد اللاحمة عوضاً عن التضاغط الميكانيكي لهذه الرواسب.



شكل (٢٨) صفائح من معدن الطين:
(أ) قبل اتمام عملية الدمج أو الإحكام
(ب) بعد اتمام عملية الدمج أو الإحكام
(عن: Meade 1966)

إن رواسب الجير تكون أقل عرضة لعملية الدمج والاحكام من الرواسب الفتاتية (مثل الطين، الغرين، الرمل والطين الصفحي)، ويرجع تجاوب انخفاض مسامية رواسب الجير مع الدفن بشكل كبير إلى ميكانيكية ترسيب السائل وليس إلى إعادة ترتيب طبيعة وضع الجسيمات أو تفتيت هذه الجسيمات. أشارت نتائج كثير من الدراسات التي أجريت على أحجار جير قديمة على أن معظم جسيمات هذه الرواسب غير مشوهة. ولأن حجم حبيبات الجير تكون في معظم الأحيان ناعمة، لذلك ربما نتوقع أن يظهر الطين الجيري مقداراً كبيراً من التأثر بعملية الدمج والاحكام وتكون مشابهة لما يطرأ في الطين. ولكن الوحل الجيري لا يأخذ نفس المنهاج الذي أخذته رواسب معادن الطين. ويصبح كثير من الأوحال الجيرية في البيئة الترسيبية عقدية نتيجة نشاط الحيوانات المتواجدة. ويندر أن يظهر الوحل الجيري القديم مقومات تثبت تشوه العقد الطينية.

إن العوامل التي تؤثر على عملية الدمج والإحكام (Compaction) في الرمل هي شكل وتصنيف الجسيمات وعمق الدفن. ويكون تجاوب حبيبات الرمل أثناء عملية الدمج والإحكام بأن تتزحزح وتعيد ترتيب ترابطها بشكل أكثر كثافة ومن ثم تنخفض المسامية. ويكون الرمل الرديء التصنيف وذو الحبيبات المزواة أكثر تضاغطا (متقاربة حبيباته) من الرمل الجيد التصنيف وذو الحبيبات المستديرة.

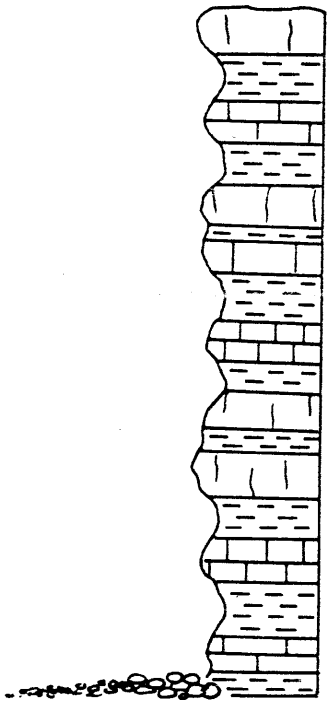
تدل نتائج كثير من الجيولوجيين على أن الحمل (الثقل) وعملية الدمج المشوهة، وخاصة التي تحدث في الأوحال، تقود إلى انخفاض كبير في حجم المسامات وطرد السوائب بما فيها الهيدروكربونات (النفط). وربما تهاجر هذه السوائب المطرودة إلى طبقات رملية عديمة أو قليلة التضاغط. وإذا تواجد النفط فمن المحتمل أن يصطاد في مكامن أحجار الرمل أو الجير.

ويمكن حدوث عملية الاحكام أو الدمج في صخر حجر الجير أو صخر ملح الطعام إذا كانت ملتحمة مع أو مجاورة لجسم مائي، فإنها تذاب بسبب ازدياد الاذابة من خلال ازدياد الضغط. وتعرف هذه العملية بضغط السائل ويكون مضمون تأثيرها

مختلفا عن الاعادة الميكانيكية لترتيب الحبيبات المتجاوبة للضغط الصادر من ثقل الرواسب العلوية.

ويمكن للطالب الاستفادة من المراجع المختارة والمضافة في نهاية الكتاب.

الفصل الثالث



التجوية

● مقدمة ● الدورة الرسوبية ● التجوية الفيزيائية ● التجوية الكيميائية ● التجوية الحيوية وتكوين التربة.

مقدمة

التجـوية (Weathering) هي تفتت الصخر نتيجة لعوامل التعرية المختلفة (أثر الـرياح والأمـطار إلى آخـره). وينتج عن التجوية تكسر أو تفتت صخر عند سطح الأرض مكـوناً جسيمات صخـرية مفككة تعرف بالتربة. ويُعرَّف الحت (Erosion) بالعمليات التي تزيح نواتـج التجـوية أو الرواسب المتكونة حديثاً من طبقة الصخر المعرض لعمليات التجوية.

وتعتبر التجوية بمثابة عمليات تكسير وتغيير للمواد الصخرية بالقرب من سطح الأرض لتنتج ما هو أكثر توازناً مع الحالات الفيزيائية أو الكيميائية الحديثة التأثير في المنطقة.

وبشكل عام فإن التجوية تُظْهر تجاوب الصخر لما يتعرض له من حرارة منخفضة وضغط منخفض ومع ضرورة توفر الماء والهواء. وليست التجوية مقصورة على تخفيض معادن الصخر إلى جسيمات أساسية ولكن تكوين معادن جديدة في قطاع التجوية يكون مقبـولاً إذا اعتـبر ذلك جزء من عملية التجوية نفسها. وهذا يغاير عمليات النشأة المتأخرة (Diagenesis) والمتعرضة لها بعض الصخور والتي تحدث تغييراً في هذه الرواسب مكونة معادن جديدة. ويتم ذلك عندما تتعمق الرواسب نتيجة دفنها وبزيادة الضغط الملم بها تدمج وتحكم حبيبات المعادن أكثر مما كانت عليه مع عدم ضرورة توفر الهواء والمـاء لإتمـام هذه العملية كما هو الـوضع في التجوية. كما أن عملية النشأة المتأخرة مقصورة ومتوقفة على نوعية بيئات الترسيب وهذا يغاير الوضع بالنسبة للتجوية.

وتصبـح التجـوية المكـان المنـاسب لبدء الدورة الجيولوجية أو بالأخص الدورة الترسيبية. وربما تنقل نواتج التجوية أو مجويات الصخر بطرق ميكانيكية أو كذوائب سائلة (أو محلولـة) أي على هيئة محاليل. والصخور المبرية أو الممسوحة يطلق عليها مصـطلح الحت (أو تحات الصخـر). وحـركـة هذه المواد الصخرية تسمى انتقالاً. وتشكل التجوية والحت معاً ما يعرف بعملية التعرية (Denudation).

ويمكننا القول بأن الصخور تتغير بمجرد تعرضها للأحوال الجوية عند سطح الأرض. ويعتبر هذا التغير بشكل أساسي عملية كيميائية تتأثر من خلالها معادن السليكا الأصلية بواسطة محاليل عضوية وغير عضوية منخفضة الحرارة. وتُحكم التفاعلات التي تحدث بين معادن السليكا والمحاليل بقوانين كيمياء السائل، والتوازن وعوامل الأكسدة والاختزال. ويحكم نتائج مجموع التفاعلات الكيميائية عدد من العوامل التي تنتج من حالة ثابتة لبيئة كيميائية في أي نطاق معين من سطح الأرض (Carroll 1970). ويظهر تأثير العوامل المختلفة وعمليات التجوية المتفاعلة مع الصخور بتغير في كل من معادن وكيمياء وحجوم الحبيبات للمادة المجواة إذا ما قورنت بصخر غير مجوي. ويمكن وصف التغيرات المؤثرة في صخر طازج كنتيجة للتجوية بتحلل جزئي أو كلي لبعض المعادن وثبات معادن أخرى وأكسدة أيونات الحديد من (Fe^2) إلى (Fe^3) وتنشيط جزئي أو كلي لكل من العناصر الكيميائية الأساسية أو الضئيلة (Carroll 1970). وتضيف (Carroll 1970) أن هذه التفاعلات حدثت بسبب إذابة المكونات المعدنية ومسامية الصخر التي إما أن تزيد أو تقلل من التحلل أو الاذابة بالماء. إن تشبع الصخر بالماء الجوفي يكون ضرورياً لأنه في الحالات الأقل تشبعاً تكون المعادن مبللة وتذاب في محاليل الماء ومن ثم تزداد التفاعلات التي ينتج عنها إزاحة محاليل المواد (مثل الكلسيت). وتحدث تفاعلات بين معدن جديد وسائل، وتفاعلات بين مواد متجوية (مثل الطين) ومعادن. وتختلف مكونات الصخر المعدنية في تفاعلاتها مع الماء النقي وتظهر مثل هذه التفاعلات بشكل عام بواسطة درجة حموضة (pH) السائل. ويختلف تفاعل الأحماض المخففة والقلويات (Alkalies) المخففة باختلاف المعادن.

وفي المراحل الأولى من التجوية الكيميائية للصخور ينتج سائل قِلْوي بتغير الفلسبار. وتكون معظم التفاعلات التي تلي ذلك حامضية، وفي هذه الحالة تذاب السليكا تدريجياً من الصخر تاركة ألومينا (Alumina) مركزة. وبنهاية التخلص من السليكا يتكون مواد مشبعة بالألومينا غير النقية، وغالباً مواد حديدية مشكلة بذلك تربة اللاتريت (التربة الحمراء) وإذا تواجد قليل من الحديد في الصخر الأصلي ينتج في هذه الحالة صخر البوكسيت (Carroll 1970).

وقد لخصت (Carroll 1970) العمليات الأساسية للتجوية في المعادلة التالية والتي

تظهر التفاعل الكيميائي الذي يأخذ محله أثناء التجوية وما ينتج عنه:

(غلاف جوي + غلاف حيوي + غلاف مائي) + غلاف صخري ← غلاف جوي مجوي + مواد رسوبية متبقية + عناصر كيميائية ذائبة.

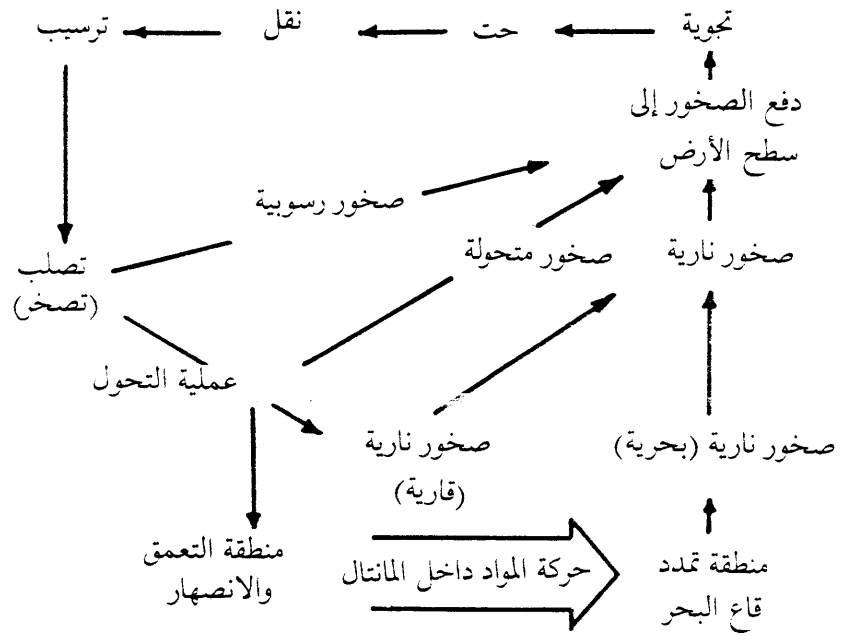
وتختلف شدة تفتيت الصخور فيزيائياً (أو ميكانيكياً) المرافقة لعملية التجوية الكيميائية طبقاً لظروف المناخ السائد. وتزاح بشكل كبير العناصر الكيميائية نتيجة التغير المعدني عن طريق التجوية الكيميائية.

وتشكل عملية الاذابة (الغسل) بالماء عملية أساسية لبيئة التجوية ويكون معظم إمداد الماء من المطر. وفي هذه الحالة إذا تعرض الصخر للغلاف الجوي تبدأ عملية الأكسدة تفاعلاتها. وبالاضافة إلى الأكسجين فإن أهم العناصر الكيميائية المتواجدة في الغلاف الصخري هي عنصري السليكا والألومنيوم وبغض النظر عن الكوارتز فإن أكثر العناصر شيوعاً في الغلاف الصخري هي أنواع متعددة من سليكات الألومنيوم (Aluminosilicates). لذا تختص التجوية الكيميائية بشكل أساسي بكيمياء سليكات الألومينا. وكذلك الأمر فإن نواتج تجوية معادن سليكات الألومنيوم تكون ممثلة في رواسب الطين على سطح الصخر المجوى.

يجدر بنا قبل البدء في الحديث مفصلاً عن طرق التجوية المختلفة وتكوين التربة أن نورد شرحاً موجزاً عن الدورة الرسوبية.

الدورة الرسوبية

تتألف الدورة الرسوبية (Sedimentary cycle) بشكل عام من مراحل التجوية، الحت، الانتقال، الترسيب، التصخر، ارتفاع الصخور أو دفعها إلى أعلى (أي فوق سطح الأرض) ثم التجوية مرة ثانية (شكل ٢٩). ويختص الجزء العلوي من الشكل (٢٩) بالدورة الرسوبية. أما الجزء السفلي فلا علاقة له بهذه الدورة وإنما أضيف ليضاح العلاقة المتواجدة بين الصخور الرسوبية والصخور الأخرى داخل نطاق الدورة الجيولوجية الشاملة.



شكل (٢٩) الدورة الرسوبية وعلاقتها بنشأة الصخور الأخرى
(عن : Selley 1976)

وتبدأ الدورة الرسوبية بتجوية منكشفات الصخور أو صخور القشرة الأرضية تحت حرارة عادية وضغط طبيعي ولكن مع توفر عنصري الماء والهواء. وتتم عملية التجوية إما فيزيائياً عن طريق تكسير وتفتت الصخر ميكانيكياً (وهذه تسمى تجوية فيزيائية)، أو كيميائياً عن طريق أكسدة وإذابة مكونات معادن الصخر (وهذه تسمى تجوية كيمائية)، أو حيوياً عن طريق العمليات العضوية المؤثرة فيزيائيا وكيميائياً على الصخر (وهذه تسمى تجوية حيوية). وتتبع عملية التجوية مباشرة عمليات الحت والتي من خلالها تزاح أو تعرى نواتج التجوية (أي الرواسب حديثة التكوين) من على سطح طبقة الصخر المجوى. ويتم ذلك عن طريق عوامل التحات الأربعة وهي الجاذبية، حركة الجليد، الماء الجاري، والريح (أو الهواء).

وتتضمن عملية الجاذبية الزحف المتدرج لجسيمات الرواسب وشقف أو قطع الصخر إلى أسفل منحدرات الجبل، وأحياناً يكون تدحرج هذه المواد إلى أسفل الجبل

بشكل شديد أو على هيئة سقوط أو انهيارات خطيرة (Avaianches). ويحدث الحت الجليدي عن طريق بري وحفر (أو كحت) أسطح صخور القشرة الأرضية بواسطة زحف أو حركة الثلجيات وصفائح الثلج كلما انسابت أو تدفقت ببطء عبر منحدر الجبل تحت تأثير الجاذبية. ويعتبر الماء المتحرك من أقوى عوامل الحت ويتضح تأثيره بشكل كبير من دراسة جيومورفولوجية الأرض. ويتم حت الصخور تحت تأثير الماء الجاري بعدة طرق منها هطول الأمطار الموسمية في المناطق الصحراوية وأحيانا فيضان بعض الوديان فيها ومن ثم تفتت وإذابة معادن صخور هذه الوديان وما يتبع ذلك من اتساع مساحة هذه الوديان. إن كحت وتعري صخور ضفتي النهر هو من تأثير استمرارية تدفق الماء في قناة النهر. كذلك الحال بالنسبة لتعري واجهات الجبال المواجهة والقريبة من الشاطىء بسبب تأثير قوة اندفاع واصطدام أمواج البحر المتتابعة والمستمرة على هذه الجبال.

وقد يعتبر نشاط حت الريح عديم النهاية. ويظهر نطاق نشاط حت الريح كبيراً في المناطق الصحراوية حيث تهب الرياح عبر الصحراء الجافة ملتقطة بسرعة سحباً من الرمال ومسببة بذلك كسح الرمال لكل شيء في طريقها وبارتفاع حوالي متر من سطح الأرض (Selley 1976). إن شدة كسح الرمال المحمولة بالرياح يسبب خدش وبري أوجه الصخور المارة عليها وأيضا يكحت أشكالا غريبة من أسفل سفوح الجبال مشكلة بذلك حمل الصخور الأكثر مقاومة للتعرية فوق الجزء المعرى ومع مرور الزمن واستمرار عملية التعرية هذه تنهار الصخور الأكثر مقاومة تحت تأثير الجاذبية مما ينتج عنه تكسر وتفتت الصخر المقاوم إلى قطع أصغر حجماً وبذا يسهل لعواصف الأمطار في المنطقة نقل هذا الفتات الناشيء من مكانه، وما هو صغير جداً ينقل بواسطة الهواء أيضاً.

ويلاحظ أن عوامل الحت الأربعة المذكورة آنفا هي أيضا عوامل انتقال الرواسب اللاحقة. وتكون نواتج التجوية على هيئة رواسب متبقية (Residua) وذوائب (Soiutes). الرواسب المتبقية هي نواتج التجوية غير القابلة للذوبان مثل الزلط، الرمل، الغرين والطين. والذوائب هي أجزاء الصخر الذائبة (أو المتحللة) نتيجة التجوية. ويهمنا معرفة مقدرة عوامل الانتقال على حمل وتمييز أو اختيار حملها من نواتج التجوية.

إن نشـاط الـريح من أعظم عوامل الانتقال اختياراً لنوعية حمله من الرواسب المجواة. لانه يندر أن تكون سرعة الرياح ذات قوة كافية لنقل حبيبات راسب ذات أقطار حجمها أكبر من ٠,٣٥مم. هناك نوعان من رواسب الريح فهي إما رمال ذات حبيبات متوسطة إلى ناعمة المقياس وهذه تنقل على ارتفاع قريب من سطح الأرض عن طريق عملية الانتقال بالقفز وإما طين غريني وهذه تنقل معلقة في الهواء.

أما خاصية الانتقال بواسطة عاملي الانتقال بالجاذبية وحركة الثلجيات، فإن نشاط هذان العاملان يكون أكثر وضوحاً من خلال الانهيارات الصخرية التي تحدث في أماكن كثيرة. وقدرة هذان العاملان على نقل نواتج التجوية غير محدودة، فهما قادران على حمل جميع نواتج التجوية من ذوائب ورواسب متبقية وبغض النظر عن أحجام حبيباتها. لذا فهما عاملان غير قادران على فرز رواسب التجوية وليس لديهما المقدرة في اختيار نوعية حملهما كما هو الحال بالنسبة لنشاط الريح كعامل انتقال.

وبالعكس فإن الماء الجاري أكثر عوامل الانتقال نشاطاً ومقدرة على نقل الذوائب من نواتج التجوية. ويكون الماء أقل كفاءة في نقل أجزاء من الرواسب المتبقية من نواتج التجوية. لأنه يندر أن تكون قوة سرعة التيارات المائية قادرة على نقل الكبب والزلط عبر مسافة كبيرة. لذا فان عامل انتقال الماء له المقدرة على فرز الرمل من الزلط وفتاتات الطين من الرمل ونقلهما إلى مسافات متفاوتة ومن ثم يمكن القول بأن لدى الماء الجاري القدرة الكافية على اختيار نوعية حمله كعامل انتقال من بين عوامل انتقال الرواسب الأخرى.

ومن الشرح السابق لعوامل انتقال الرواسب تجدر الاشارة هنا والتذكر دائماً بأن فرز (أو تقسيم) الرواسب إلى أصنافها الأساسية من مدلكات ورمل وطين صفحي (غرين وطين) وأحجار جير يتم بواسطة طرق طبيعية بحتة.

التجوية الفيزيائية

تتم التجوية الفيزيائية (Physical weathering) للصخور بطرق ميكانيكية بحتة وذلك عندما تتكسر أو تتفتت الصخور الصلبة إلى كسر مع عدم تواجد تغيير كيميائي

لهذه الصخور. ويظهر نشاط التجوية الفيزيائية كبيراً في مناطق ذات مناخ بارد وجاف جداً أو حار وجاف جداً (مناخ صحراوي). كما يحدث هذا النوع من التجوية بشكل قليل في مناطق مناخية أخرى مثل المناطق القطبية وتحدث التجوية الفيزيائية نتيجة أحداث متعددة تتعرض لها الصخور الصلبة. ومن بين هذه الأحداث نذكر ما يلي:

نمو البلورة

يتغير حجم الصخر نتيجة نمو (بعض أو جميع بلوراته والتي تحدث ضغوطاً في داخل الصخر. مما يؤدي إلى تكسر أو تفتت الصخر محدثة بذلك تجوية فيزيائية. ويتم تغيير حجم الصخر بشكل عام إما من خلال تجمد الماء داخل الصخور لتكون ثلجا أو لنمو البلورات من السائل (مثل تجوية نمو بلورات الملح) أو من التغير الكيميائي للمعادن السابقة التواجد (Ollier 1975).

التجوية بالصقيع

يتمدد حجم الماء إلى حوالي ٩٪ من أضعاف حجمه عند درجة التجمد أي عند درجة صفر سنتيجراد. ويكون لهذا التغيير الكبير في حجم الماء عندما يتجمد، مقدرة واسعة التأثير في تكسير الصخر الحاوي له. ويمكن اعتبار ظاهرة تفتيت الصقيع الظاهرة الميكانيكية العظمى من بين ظواهر التجوية الفيزيائية. فإذا تجمد الماء المتواجد في فراغات الصخر فإنه ينتج عن ذلك ضغطاً عالياً على الصخر المحيط، ومن استمرار التمدد والزيادة الطبيعية في حجم الثلج (الماء المتجمد) يرتفع الضغط المبذول على جدار الصخر من الداخل فينتج عنه تكسر وتفلق الصخر ومن ثم تفتته. ويحدث نشاط عملية الصقيع بصورة مباشرة أو غير مباشرة على الصخر المحيط بها. إن مجرد إتمام عملية تكون الثلج داخل الصخر يكون مردوده تكسير الصخر إلى كِسر متباعدة. ويتم مثل هذا العمل بسهولة على طول مستويات تصفح (Planes of fissility) الصخور مكوناً ركاماً من القطع الصخرية المزواة. ومن أنشطة الثلج المباشرة داخل مساحات الصخر دفع أجزاء الصخر بشدة إلى أعلى وكذلك الفصل بين أجزاء الصخر عن طريق كِسرها ويتم ذلك بسبب استمرارية نمو الكتل الثلجية.

وتحدث عملية دفع الصقيع بشدة داخل الرواسب غير المتماسكة والتي تسبب خلط

المواد الصخرية ولكن لا تكسر الجسيمات أو الحبيبات الصغيرة. ويحدث تأثير مثل هذه العملية في الصخور النافذة وفي كلتا الحالتين يلعب عامل دفع الصقيع بشدة دوراً كبيراً في كسر الصخر ميكانيكياً. وترجع عملية دفع الصقيع بشدة داخل الرواسب عن طريق حركة الماء من خلال الخواص الشعرية بين نواة ثلجية وأرضية غير متجمدة مسببة تجمد الماء ليكون ثلجاً أكثر فأكثر. ويحدث سحب مستمر للماء حول النواة الثلجية وتجمده، وهكذا تستمر العملية حتى يزداد حجم الكتلة الثلجية ويضيق بها الفراغ المحيط، ومن ثم تخلق فراغاً أكبر ليتناسب مع كثافة حجمها المتزايد مما ينتج عن ذلك ضغط قوى على جدار الصخر من داخل الفراغ يحدث عنه كسر وتفلق الصخر المحيط إلى كِسر متعددة. وبعد ذوبان الثلج ربما تستقر هذه الكسر في أماكن جديدة وتتساقط بشكل مبعثر، وربما تسقط الجسيمات الصغيرة في الشقوق المحيطة مانعة بذلك الكِسر الكبيرة من العودة إلى أماكنها الأصلية. ويتوقع من خلال تكرار عملية التجمد وذوبان الجليد أن تكون هناك فرصة أكبر لانشطار وتفتت الصخر إذا ما قورن بصخر آخر معرض بصورة مستمرة لحرارة منخفضة (Ollier 1975).

ويمكن تأثر الإجراف أو الحوائط الصخرية الجبلية في المناطق الباردة والمواجهة للشواطىء البحرية بتجوية الصقيع ولكن يكون التأثير أشد بسبب كتلة قدم الثلج التي تتكون والممتدة داخل طبقات الجبل وبارتفاع أقل من نصف متر عن مستوى المد والجزر، ولاتبعد هذه الكتلة الثلجية من المنطقة أثناء فترة الجزر. وتقارب قوة هذا الثلج، قوة ثلج المياه العذبة ويزداد حجمها من الثلج المتساقط أحيانا في هذه المنطقة ومن المياه المتسربة داخل هذه الصخور. وتحدث عدة دورات متكررة من التجمد والذوبان لهذه الكتلة الثلجية نتيجة تغير درجة حرارة المنطقة وأيضا بسبب قذف الماء المالح عليها تحت تأثير الأمواج. وينتج عن هذا كله تكسر وسحق الصخر المتواجد فوق مستوى المد والجزر مباشرة ومن ثم إزاحة التراكمات الصخرية في هذه المنطقة بواسطة عواصف الموج، (Ollier 1975).

التجوية بالملح

تحدث تجوية الملح عن طريق نمو بلورات الملح من محلول يحتوي على أيونات عناصر الملح وينتج عن ذلك تفتت الصخور المحيطة. ويشبه تأثير التفلق هنا عملية

تجوية الصقيع إلى حد كبير إلا أن التبلر من محلول يختلف تماما عن تصلب أو تجمد السائل. ويتم تكوين الملح بسبب حدوث عملية البخر وتركيز عناصر الملح في المحلول المتبقي ومن ثم تحدث عملية التبلر ونمو بلورات الملح محدثة ضغطاً على الصخر المحيط بها بشكل مستمر وكلما ازداد حجم نمو البلورات كلما ازدادت قوة الضغط المصاحبة، وحتى يصبح بمقدور هذه القوة كسر الصخر وتباعد حبيباته عن بعضها. وبهذا تشكل تجوية الملح تجوية ميكانيكية بحتة للصخور عن طريق تفتيتها وسحقها (Wellman and Wilson 1965).

وبتحرك المحاليل نحو مناطق التبلر داخل التربة والصخور المسامية يتكون الملح وحتى يصبح هناك كمية من الملح، تتشكل طبقات رقيقة أو قشور من الملح عند سطح الأرض وهذه بدورها قد تحدث تجوية بسيطة للفتاتات المعدنية. ويسبب تبلر الأملاح داخل مسامات الصخور المسامية وبالقرب من سطح الصخر تفريق وفصل في حبيبات الصخر، ومن المحتمل أحياناً حدوث تفسخ أو تقشر في منكشف سطح الصخر (Exfoliation). ويظهر تأثير تجوية الملح في طبقات أحجار الجير المحتوية على كلوريد الصوديوم محدثة تفتت كبير أو أيضا مكونة قشور على أوجه حائط الجبل مما يصعب تسلقه (Ollier 1975).

وقد سجلت ملاحظات عدة لتأثير تجوية الملح في المباني الاسمنتية (المسلحة) ومواد البناء. وقد ذكر (Fox 1935) أن طبقة ملحية رقيقة (أو قشرة ملحية) تتكون على واجهات بعض المباني الاسمنتية نتيجة تواجد عنصري الكلوريد والصوديوم في مادة البناء الأصلية. وفي حالة حوائط المباني الاسمنتية المدهونة بدهان مادة البلاستر فاننا نجد تكون صفحة نقية من كلوريد الصوديوم (أي القشرة الملحية) بين الحائط ومادة البلاستر من الحائط. وينتج عن ذلك إبعاد وفصل مادة البلاستر من الحائط. وكما تحدث التجوية الملحية بشدة في المناطق الحارة الجافة فقد لوحظ حدوثها في منطقة القطب الجنوبي (Antarctica) كما شرحها كل من (Wellman and Wilson 1965)، ولكن لا يعرف سبب ذوبان الملح في مثل هذه المناطق الجافة الباردة. كما تصبح تجوية الملح مهمة في المناطق الساحلية وذلك بسبب حدوث الفيضان المتكرر في هذه المناطق

نتيجة ارتفاع مسطحات المد المالحة وما تحدثه من تكسير وتفتيت للصخور والزلط المتاخم تاركة خلفها فتاتات مزواة (Coleman et al. 1966). ويحدث التفتيت والفصل بين مكونات الصخر المعدنية نتيجة دفع من نمو بلورات الملح في فراغات الصخر وأيضاً يصحبه تجوية كيميائية.

التجوية بأشعة الشمس

تسبب التغيرات في درجة الحرارة تقلصاً وتضخماً (تمدداً) في الصخور. فيتضخم حجم الصخر نتيجة ارتفاع في درجة حرارته ويتقلص حجمه إذا انخفضت درجة حرارته. وينتج عن تكرار التغير في درجة الحرارة تكسر الصخر وتفتته. ويستخدم مصطلح التجوية بأشعة الشمس (Insolation weathering) إذا كان عامل التسخين هو أشعة الشمس. وبما أن الصخر موصل ضعيف للحرارة فإن منحدر القوة الحرارية يحدث بين السطح وداخل الصخر عندما يسخن الصخر. لذا يتسع أو يتمدد سطح الصخر أكبر من داخله محدثاً ضغطاً حول الصخر وربما يقود ذلك إلى تشقق الصخر. وتتكون معظم الصخور من معادن مختلفة، وكل معدن من هذه المعادن يختلف من حيث درجة تسخينه وعامل تمدده عن المعدن الآخر. وينتج عن ذلك اختلاف في تمدد هذه المعادن بدرجات متباينة. ومن المعروف أن المعادن القاتمة تمتص الحرارة بصورة أسرع من المعادن الباهتة أو ربما يساعد هذا على تواجد اختلاف في تمدد أجزاء الصخر مما يقود إلى تكوين ضغوطات صغيرة داخل الصخر ومن ثم تحدث شقوق دقيقة في الصخر ومن المحتمل أن يصاحب ذلك تفتت حبيبي (Ollier 1975).

وتبلغ تجوية أشعة الشمس ذروتها في مناطق ذات تفاوت كبير بين درجة حرارة النهار والليل، والشتاء والصيف مثل المناطق الصحراوية. فالصخور المتواجدة في هذه المناطق تتمدد وتنكمش تبعا للتفاوت الشاسع في درجات الحرارة والبرودة والتي تتعرض لها الصخور أثناء فترة زمنية قصيرة. فتتغير أحجام معادن الصخر المختلفة نتيجة التفاوت المتواجد في درجة تمددها وانكماشها وذلك طبقاً لخواص المعادن الطبيعية، هذا بالاضافة إلى خشونة سطح الصخر المعرض لأشعة الشمس وعلاقة اتجاه الريح مع سطح الصخر وغيرها من العوامل الأخرى.

وقد تطرق (Gray 1965) بالتفصيل لتأثير التسخين ميكانيكياً على أسطح الصخور المعرّضة لذلك. كما ذكر (Ollier 1975) بناء على ما أشارته تقارير عديدة بأن تجوية أشعة الشمس تحدث في أنواع مختلفة من الصخور والتي تكون في معظم الأحيان خاملة كيميائيا مثل الفلنت والكوارتزيت (المرو النقي) وفي صخور أخرى باهتة وذات حبيبات خشنة وليست بركانية.

ومن بين عوامل التجوية الفيزيائية الأخرى، تعرض الصخور للتسخين عن طريق اشتعال النيران في بعض الغابات، مسببة ارتفاعاً في درجة أسطح الصخور المتواجدة ضمن هذه الغابات أو حتى على مقربة منها. فاختلاف درجة الحرارة بين سطح الصخر وداخله يسبب تشقق أو تقشر الصخر ومن ثم تفتته.

كذلك يحدث تغيير في حجم الصخر إذا امتص كمية كبيرة من الرطوبة أو الماء. فيتمدد الصخر إذا تخلله الماء وينكمش إذا جف الصخر وذلك إما نتيجة لتبخر الماء أو خروجه بطرق متعددة. وتحدث مثل هذه التجوية (تجوية الرطوبة) في المناطق ذات الرطوبة العالية، بين (٩٠ - ١٠٠٪).

وتحدث التجوية الفيزيائية أيضا نتيجة عملية البري أو المسح والتي تتعرض لها الصخور أثناء انزلاقها فوق بعضها البعض أو أثناء انتقال الحبيبات فوق سطح طبقة صخرية.

راجع (Ollier 1975) لكثير من تفاصيل التجوية الفيزيائية.

التجوية الكيميائية

يتجوى كل نوع من الصخور حسب تكوينه المعدني، نسيجه الحبيبي (حجم حبيباته، شكل واستدارة حبيباته، تصنيف حبيباته) والبيئة الكيميائية السائدة حوله، وتكون داخل نطاق ظروف الحموضة (pH) والأكسدة (Eh) التي يتعرض لها الصخر. فمن المعروف أن حموضة السائل (pH) تشير إلى تركيز في أيونات الهيدروجين وبدون

العلامة السالبة (أو علامة ناقص). فمثلا حموضة الماء النقي هي (٧) وتقارن حموضة السوائل الأخرى بدرجة حموضة الماء. فيطلق على السوائل التي حموضتها أقل من (٧) أحماض (Acids). ويطلق على السوائل التي درجة حموضتها أكبر من (٧) قِلْويات (Al-Alkaline) انظر جدول (٨).

جدول (٨) مقاييس الحموضة والقِلْوية في السوائل

pH	بيئة طبيعية
١٠	تربات قِلوية
٩	ماء البحر
٨	
٧	تربة كلسية
	ماء المطر
٦	ماء الأنهار
٥	تربة حَمضية
٤	ماء الدبال (المستنقع)
٣	ماء المناجم
٢	ينابيع حَمضية حارة
١	

(عن : Ollier 1975)

وتؤثر درجة الحموضة (pH) في ذوبان (Solubility) أو سيولة عدد كبير من المواد. نذكر على سبيل المثال يصبح الحديد محلولاً أو ذائباً بمقدار ١٠٠,٠٠٠ مرة (أو أكثر) عند درجة حموضة (٦) وتقل بنفس المقدار عند درجة حموضة (٨,٥). كذلك الأمر فإن درجة الحموضة تؤثر بشدة على ذوبان الألومينا والسليكا. فمثلا تصبح الألومينا أكثر إذابة من السليكا عند درجة حموضة أقل من (٤) ولأنه يندر وجود بيئات بهذه الدرجة

من الحموضة لذا لا يحدث إزاحة الألومينا لكي تترك السليكا كمادة متبقية بعد التجوية. ولكن بين درجة حموضة (٥) إلى (٩) تكون الألومينا غير قابلة بتاتا للذوبان أو التحلل بينما تصبح السليكا أكثر إذابة. وتقود مثل هذه الظروف إلى إزاحة مختلفة للسليكا (عن طريق إذابة متفاوتة في السليكا) وتكوين تربة اللاتريت أو البوكسيت.

ويمكن تواجد بعض العناصر بعدة حالات من الأكسدة، مثل الحديد (يتواجد على هيئة Fe_2O_3, FeO) وتعتمد ثبات حالة أكسدة العناصر على التغير في الطاقة والتي تشتمل على إضافة أو إزاحة الكترونات (من نطاق حلقة ربط عنصر الأكسجين بالعنصر المؤكسد). ويمكن قياس ذلك عددياً ويمثل عن طريق علاقة أكسدة الهيدروجين إلى أيونات الهيدروجين. ويرمز لعامل الأكسدة بالمصطلح (Eh). ويختلف عامل إمكانية (أو جهد) الأكسدة (Eh) مع تركيز المواد المتفاعلة، فإذا اشترك أيون الهيدروجين أو أكسيد الهيدروجين فإنه يختلف عامل جهد الأكسدة (Eh) مع درجة حموضة (pH) السائل، فيقل عامل جهد الأكسدة (Eh) كلما ازدادت درجة حموضة (pH) السائل. ومن ثم تستمر عملية الأكسدة بثبات وتزداد قلوية السائل، (Ollier 1975).

يتسبب استمرار هطول الأمطار في تجوية الصخور كيميائيا ويشكل الماء عامل الاذابة لمادة السليكا داخل نطاق معادن سليكات الألومنيوم. وهذه تشكل كتلة الصخور على سطح الأرض. وبدون الماء يبقى تفتيت الصخور فيزيائياً هو الأكثر شيوعاً مع كمية محدودة من الأكسدة. ويمكن اعتبار التجوية الكيميائية بتواجد هجوم حمضي عندما يحدث اتصالاً بين الغلاف الصخري والغلاف الجوي (Garrels 1957). ويحتوي ماء المطر على ثاني أكسيد الكربون (CO_2) ويكون أكثر حيدة (Neutralized) كلما تخلخل إلى أسفل. وتأخذ معادن الصخور الماء وأيونات الهيدروجين وتترك الكتيونات (Cations) أو الأيونات الموجبة في الماء المتحرك. وعندما تتكون التربة بسبب تجوية الصخور كيميائياً فإنه يضاف لهذه التربة غازات منها ثاني أكسيد الكربون، وأحماض عضوية آتية من تحلل المواد العضوية وتحول الكائنات العضوية الحية (وتشمل الكائنات الحية الدقيقة والغطاء النباتي). ثم تنقل نواتج التغير المعدني كمحلول إلى أسفل وبصورة رواسب دقيقة جداً ومن خلال طريقة حركة الفرز الطبيعية للحبيبات أو الجسيمات المقاومة الناعمة والخشنة. وبهذه الطريقة يمكن تشكيل طبقات من

مستويات التربة تكون محتوية نسبياً على قليل من المعادن، والحبيبات المقاومة (الرمل) ومتبقيات نواتج التحلل الكيميائي (طين، ليتريت وبوكسيت) ويتركز ذلك في الطبقات العلوية.

تعتمد كمية أو درجة التجوية الكيميائية على كل من كمية الماء المتوفرة، لكي تذيب أو تحلل الصخور، وعلى درجة التصريف والتي تحدد بمسامية الصخور وموقع مستوى خزان الماء. وعندما يتحلل أو يذاب الصخر بالماء بإنه تذاب أيونات معينة من معادن الصخور والتي تتواجد في ماء الصرف المار من خلال الصخر. ويتحكم في حركة الماء في منطقة التجوية عدة عوامل، هي الجاذبية، الخاصية الشعرية، الرطوبة والحرارة. وهناك أربعة أنواع من الماء تكون متواجدة في منطقة التجوية، كما ذكرتها (Carroll 1970):

١ ـ ماء الجاذبية Gravitational water

وهو الماء الذي يتخلل إلى أسفل بين مسامات الصخر، ويعمل على تصريف الأيونات الذائبة.

٢ ـ ماء الخاصية الشعرية Capillary water

وهو الماء المجتذب عن طريق نشاط الخاصية الشعرية داخل المسامات وفي الفراغات الصغيرة.

٣ ـ ماء البلل Hygroscopic water

وهو الماء المتواجد على شكل غلاف رقيق محيط بالحبيبات وخاصة الجسيمات الدقيقة.

٤ ـ ماء مشترك Combined water

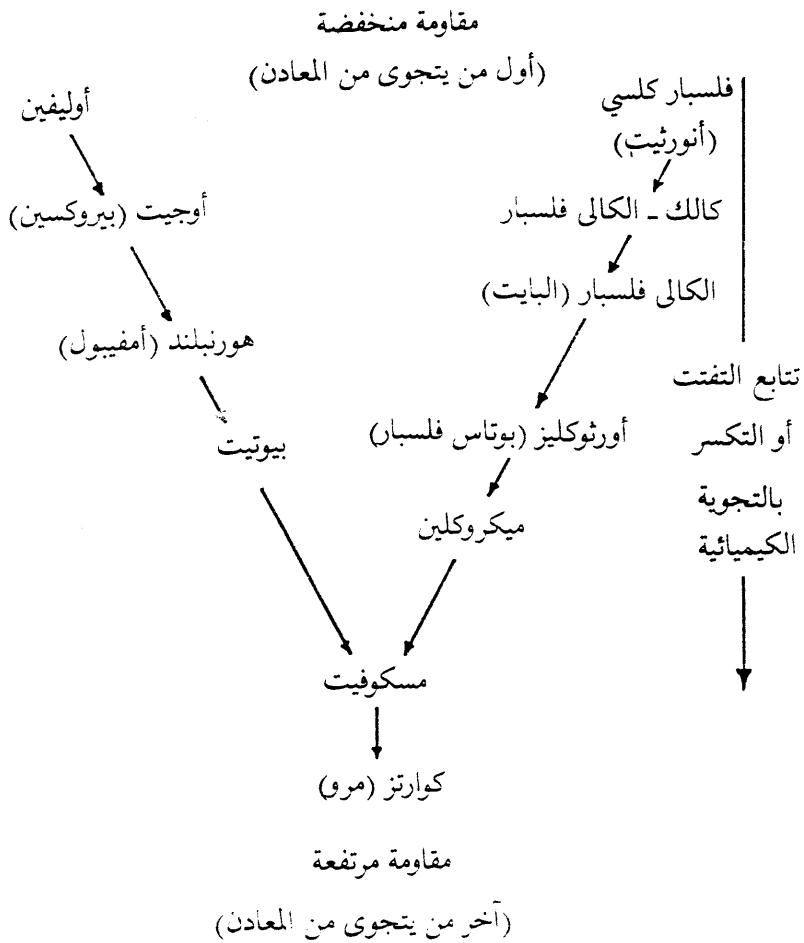
وهو الماء المتواجد والمترابط كيميائيا والذي يفصل بالحرارة القوية فقط، أو تغير شكل المعدن مثل الجبسيت ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ Gibbsite) إلى بوهميت ($Al_2O_3 \cdot 2H_2O$ Boehmite).

ويعمل ماء الخاصية الشعرية كمذيب ويشكل كلاً من هذا الماء وماء التبلل الوسط الذي يتم فيه تبادل الأيونات. ويُكَوِّنْ الماء في تجوية التحلل الكيميائي الوسيط الذي يتسبب في التفاعلات الكيميائية المنتجة لمقطع التربة (Soil profile). والتركيب البدائي لماء التربة هو تركيب ماء المطر المتساقط عليها ولكن يتغير هذا التركيب عن طريق العناصر الكيميائية في ماء التبلل والمتواجد في التربة مسبقاً. ويحكم مقياس حموضة (pH) الماء الطبيعي كل من التفاعلات الكيميائية والتوازن بين الأيونات في محلول الماء والتي تحدث بين عناصر مكونات الصخر عندما يتعرض الصخر للماء، ومن ثم تتم عملية التجوية الكيميائية كما شرحت آنفاً.

وباستثناء رواسب التبخير (المتبخرات) فإنه يتفاعل عدد قليل من مكونات الصخر المعدنية مع الماء النقي ولكن عامة تكون المياه الجوفية حمضية ويعود ذلك إلى تواجد ذائب ثاني أكسيد الكربون في الغلاف الجوي (الهوائي) مكوناً مخفف حمض الكربون. ويرتفع مقياس حموضة (pH) الماء بتوفر أحماض دبالية تكونت نتيجة العمليات الحيوية في التربة. وتشكل عمليات الأكسدة والتشبع بالماء (الاماهة) تفاعلات كيميائية أساسية في تجوية الصخر. وقد تمت دراسات عديدة على تفاوت التجوية الكيميائية لمكونات الصخر المعدنية المختلفة (مثل دراسة كل من: Ruxton 1968 & Parker 1970). واتضح من نتائج هذه الدراسات أن معدل الحركة النسبية لأكاسيد عناصر مكونات الصخر الأساسية ينخفض من كالسيوم وصوديوم إلى مغنسيوم وبوتاس وسليكون وحديد وألومينيوم. لذا تقل أو تنخفض أولاً هذه العناصر في الصخور المتعرضة للتجوية الكيميائية ثم تُظهر تزايد نسبي في كميات أكسيد الحديد والألومينا والسليكا، (Seliey 1976). فتحكم الاحداثيات الكيميائية تتابع تجوية مكونات الصخر المعدنية. وهذا التتابع هو معكوس نسق أو سلسلة تفاعل بوين لتبلر المعادن النارية (شكل ٣٠).

ويعنى هذا أنَّ المعدن الذي يتكون أو يتبلر أولاً في سلسلة تفاعل بوين يتجوى أولا وهكذا.

وتعرف هذه السلسلة بسلسلة مقاومة التجوية التي شكلها الباحث (Goldich 1938). وأصبحت هذه السلسلة قاعدة تفكيرنا بخصوص مقاومة المعادن في



شكل (٣٠) سلسلة مقاومة المعادن للتجوية (عن : Goldich 1938).

بيئة التجوية. وتميل المعادن إلى تكوين أو إعطاء عناصر معينة عندما تتغير تحت تأثير عمليات التجوية وبمعدلات مختلفة، ويرجع ذلك إلى كل من بنية وتركيب المعادن وإلى بيئة التجوية. وغالباً ما تكون كمية المعادن المتخلفة (أو المتبقية) كبيرة وتختلف هذه الكمية طبقاً لسلسلة مقاومة التجوية ولكن يرجع بقاء هذه المعادن بعد التجوية إلى نوعية الصخر الأم (أو صخر المصدر الأصلي). وهناك عوامل أخرى تسبب اختلاف

تواجد المعادن المتخلفة مثل الظروف المناخية والظروف الطبوغرافية والتي تسود عندما يشكل الصخر التربة، (Carroll 1970).

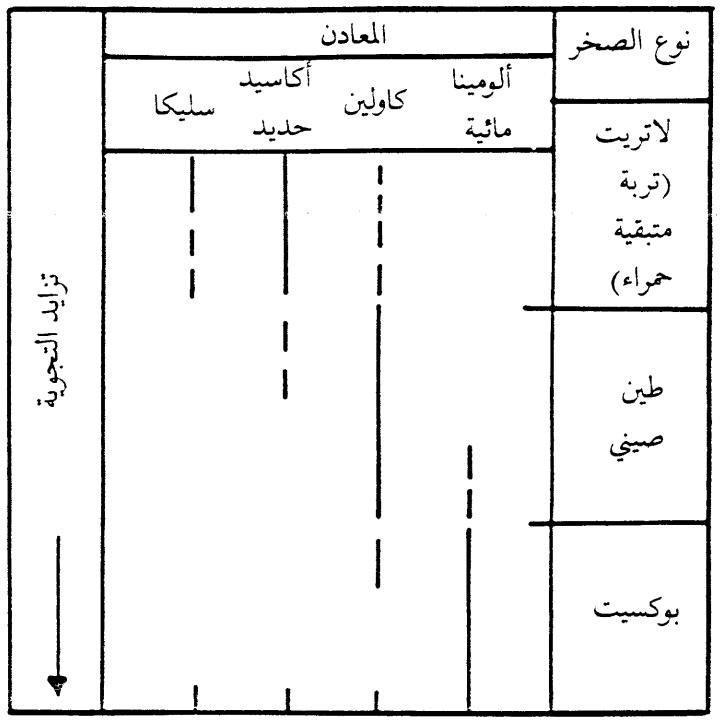
وتُحدث التجوية الكيميائية تكسراً في الصخر معطية مكونين أساسيين، هما المحاليل والمتخلفات (أو المتبقيات أو الفضلات). ويشتمل المحلول على عناصر مثل الفلزات القلوية بشكل أساسي الصوديوم والبوتاسيوم وندرة من المغنسيوم والكالسيوم والاسترنتيوم. وتطرد أو تخرج هذه العناصر بقوة من منطقة التجوية وأخيراً تجد طريقها إلى البحر لكي تترسب مكونة أحجار الجير والدلوميت والمتبخرات (أو أحجار البخر). وتشكل متخلفات أو فضلات التجوية الكيميائية كسر أو فتاتات صخرية غير قابلة للذوبان بالمياه الجوفية أثناء تعرضها للتجوية. ويلاحظ من الشكل (٣٠) أن هذه المتبقيات يمكن استنتاجها وهي عبارة عن كمية كبيرة من الكوارتز (أو السليكا) ونسب مختلفة من الفلسبار والميكا بناءً على درجة التجوية اللاحقة بهما.

وأهم تفاعلات التجوية الكيميائية هو تكوين معادن الطين. ومن المعروف أن هذه المعادن تشكل مجموعة معقدة من سليكات الألومنيوم المائية. وتصنف معادن الطين طبقاً للطريقة التي ترتبط بها سليكات الألومنيوم المائية بكل من الكالسيوم والبوتاسيوم والمغنسيوم والحديد. وتتكسر أو تتفتت المعادن المافية (أوليفين وبيروكسين) أثناء مراحل التجوية المبكرة مكونة طين الكلوريد الغني بالحديد والمغنسيوم. وفي نفس الفترة تشكل تجوية الفلسبارات معادن أطيان مايكات السيريسيت والأليت والكاولينيت.

وكلما تطورت أو تقدمت التجوية يطرد أو يبعد جزء من الأطيان بصور جسيمات طين دقيقة جداً ولكن يمكن أو يبقى في مكانه مكوناً راسب طين متخلف. وإذا استمرت التجوية أكثر فأكثر فإن جميع الكالسيوم والمغنسيوم يصبح محلولا ويُبعد نهائياً.

وتتكون متخلفات (أو متبقيات) تجوية الصخر الناضج النهائية من كوراتز (إذا توفر في الصخر الأم) وكاولين (أنقى معادن الطين ويتكون فقط من سليكات الألومنيوم المائية) وبوكسيت (ألومينا مائية) وليمونيت (أوكسيد حديد مائي). ولكي يتكون هذا النوع من المتخلفات بالتجوية الكيميائية المركزة فإنه يتطلب مناخاً دافئاً ورطباً بالاضافة

إلى درجات منخفضة من الحت، (Selley 1976). ويوضح شكل (٣١) التركيب المعدني لثلاثة رواسب متخلفة من التجوية الكيميائية الشديدة. وهذه الرواسب هي صخور اللاتريت، والبوكسيت وطين الصين.



شكل (٣١) التكوين المعدني للرواسب المتخلفة الناتجة عن التجوية الكيميائية المركزة. (عن: Selley 1976).

١ ـ اللاتريت Laterite

يعتبر صخر اللاتريت من رواسب التجوية الكيميائية المتخلفة والمتواجدة في بيئة التجوية نفسها. وصخر اللاتريت غني بأكاسيد الألومنيوم والحديد المائية وهو أحد صخور نواتج التجوية مثل البوكسيت والقشرة السليسية أو الصوانية. وتنخفض فيه مواد مثل الدُبال (تربة نباتية سوداء) والسليكا، والجير وطين السليكات. ولون راسب اللاتريت الطبيعي أحمر بني، ترابي المظهر وغالباً يتواجد مفكك ضعيف التلاحم ولكن

سرعان ما يتصلب عند تعرضه للهواء، وهذه الخاصية مفيدة في صناعة الطوب من تربة اللاتريت. ويُظهر اللاتريت بنيات حُمصية ودودية الشكل. وتكون بنية اللاتريت الحمصية مستديرة على شكل دوائر متحدة المركز ومتزايدة التدرن أو التضخم وقد يصل قطرها إلى واحد سنتمتر أو أكثر. ويتكون اللاتريت الدودي البنية من عدة أنابيب لا تريتية صلبة مغموسة بصورة تحت رأسية في أرضية (Matrix) هشة أو غير متماسكة.

وحيث إن الرواسب المتخلفة مثل اللاتريت تتطلب فترة طويلة من التجوية الكيميائية المركزة حتى يصبح الصخر ناضجاً لذا يتواجد اللاتريت في مناطق ذات تضاريس منخفضة وهذه بدورها ذات معدل تحات منخفض. ومناطق بمثل هذه الظروف تتيح لعمليات التجوية الكيميائية أن تتم بالطريقة المطلوبة لتكوين تربة اللاتريت. وتأتي المادة الحديدية في صخر اللاتريت من تواجدها الضروري والأصلي في الصخر الأم والذي يشكل عاملا مهما ومصدرا لتربة اللاتريت. لذا نجد أن اللاتريت يتكون بصورة جيدة فوق هضاب البازلت وصخور متداخلة قاعدية (Selley 1976) وتربة اللاتريت منتشرة بكميات كبيرة في معظم أقاليم العالم ذات المناخ المداري الرطب. كما لوحظ تواجد تربة اللاتريت في منطقة عسير على بعض أجزاء طريق ظهران الجنوب بالمملكة العربية السعودية.

٢ ـ البوكسيت Bauxite

يتبع صخر البوكسيت لمجموعة رواسب التجوية الكيميائية المتبقية أو المتخلفة. ويتكون البوكسيت من كميات مختلفة من أكاسيد الألومنيوم المائية (مثل معادن الجبسيت والدايسبور والكليكيت والبوهميت). وتتشكل معادن البوكسيت عن طريق تشبع معادن الطين بالماء، وخاصة معدن الكاولين.

ماء + كاولين ← أكسيد ألومنيوم مائي (بوكسيت) + حمض سليسي

$$H_2O + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O \rightarrow Al_2O_3\, nH_2O + 2SiO_2 \cdot 2H_2O$$

لذا يتطلب لتكوين البوكسيت تواجد ذوبان أو تحلل معادن الطين النقي. وغالباً يتواجد البوكسيت فوق متكونات أحجار الجير المجواة. حيث يتم نتيجة التجوية الكيميائية إذابة وتحلل كربونات الكالسيوم كلياً ومن ثم تبعد من المنطقة بالنقل تاركة

خلفها المتخلفات الطينية غير القابلة للذوبان. وبعد إبعاد مادة السليكا منها بالماء تتكون مجموعة معادن البوكسيت في المنطقة نفسها. والطريقة الثانية التي تتم بها تكوين البوكسيت هي عن طريق تجوية رواسب الكاولين إذا تعرض للماء (Valeton 1972, 1973). ويشكل البوكسيت أهمية اقتصادية كبيرة كمصدر وحيد للألومنيوم.

٣ - طين الصين China Clay

يشار إلى معدن الكاولين بطين الصين وهو عبارة عن معدن طيني يتكون من سليكات الألومينا المائية ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$). ويعتبر طين الصين أحد متخلفات التجوية الكيميائية. ويتكون طين الصين عن طريق التجوية المركزة لأصناف مختلفة من الصخور ولكن بشكل خاص الصخور الغنية بسليكات الألومينيوم مثل الأطيان الصفحية والصخور المتحولة والنارية الحمضية. وقد أوضح (Bristow 1969) أن طين الصين يتكون نتيجة إذابة وتغيير معدن الفلسبار في صخر الجرانيت بالمياه الجوفية الساخنة. كما أشار (Selley 1976) بأنه يمكن انتقال طين الصين عبر مسافات قصيرة من منطقة الماء الساخن وترسيب الرواسب المتخلفة في بيئات بحيرية. وفي هذه الحالة نجد أن طبقات الكاولين محتوية على رمل وفحم حجرى أو لجنيت (Lignite).

وتختلف مكونات معدن الكاولينيت المتبقية أو المتخلفة. فيصبح الكاولين صخر لاتريت إذا ازدادت محتويات الحديد فيه وباستخراج السليكا من الكاولين يتشكل صخر البوكسيت. وإذا تشكل الكاولين كمتخلف على سطح صخور الجرانيت فإنه من الطبيعي أن تتواجد فيه كميات كبيرة من الكوارتز مما يحتم استخلاصها قبل استعمال الكاولين.

وتظهر أهمية طين الصين (أو الكاولين) الاقتصادية في استخدامه في صناعة الورق والخزف.

التجوية الحيوية وتكوين التربة

تؤثر النباتات التي تنمو تحت ظروف مناخية مختلفة في الصخور المجواة

المتواجدة في تلك المناطق. وينتج عن نمو وتحلل النباتات مادة عضوية متحللة. والتي يتكون منها دُبال التربة عن طريق نشاط كل من النباتات الدقيقة والعمليات الكيميائية. كما أن تأثير تفاعل النباتات ونواتجها مع الجسيمات المعدنية للصخور المجواة يسبب تغير التجوية الكيميائية إلى تغييرات جذرية ينتج عنه تكون التربة في المنطقة. وتحدث هذه التغييرات من خلال الأنشطة الحيوية والتي تتفاعل فيها نواتج التجوية الكيميائية للصخر مع ما يضاف إليه من مواد عضوية ودُبال. ويطلق على هذه التجوية تجوية حيوية.

وتُنتج النباتات المتوسط الأكبر من المادة العضوية في التربة. فتتغير زُبالة الأوراق النباتية والتي منها تتكون خامة الدُبال إلى دُبال حقيقي. ولايقتصر دور النباتات على إنتاج مادة الخامات العضوية في التربة بل بالاضافة إلى ذلك تلعب دوراً مهماً في التجوية، ولأسباب عديدة. وتقع أهمية كل من النباتات الدقيقة (أغلبيتها بكتيريا) والنباتات الكبيرة (أشجار شجيرات، حشائش وغيرها) في تغيير مواد الصخر المجوى. وحيث إن النباتات الكبيرة تنتج بشكل كبير المادة بالعضوية إلا أنه ليس بمقدور هذه المواد العضوية أن تتغير إلى دُبال بدون مجهود النباتات الدقيقة. وتعرف النباتات والحيوانات الحية المادة المجواة بفضائل الأحياء. وقد لخصت (Carroll 1970) تأثير النباتات الكبيرة في الصخور كما يلي:

١ - تتم إدارة وتحريك الماء بشكل دائري بين طبقات التربة العميقة والصخر المجوى عند سطح الأرض عن طريق استعمال النباتات للماء المحتوي على عناصر كيميائية.

٢ - تمد النباتات الكبيرة زُبالة الورق والتي تكون العنصر الأساسي للدبال.

٣ - يتواجد تركيز لبعض العناصر في الأوراق والأجزاء الخشبية للنباتات وتضاف هذه العناصر إلى تربة السطح مع الأوراق.

٤ - عند تحلل وذوبان المواد العضوية للأوراق وسيقان النباتات بالماء، تعطى أحماضا ومركبات أخرى تذيب العناصر الكيميائية للمعادن في الصخور.

٥ - تمتلك جذور النباتات تفاعلا حمضي والذي يتسبب في تنشيط تحلل الصخر.

٦ - تشكل جذور النباتات قنوات داخل الصخور المجواة تساعد على تواجد الحركة الدائرية للماء والهواء داخل الصخر.

٧ ـ تضيف جذور النباتات غاز ثاني أكسيد الكربون إلى ماء وهواء التربة ومن ثم يزداد إنتاج حمض الكربون والذي يخفض حموضة الماء المتحرك داخل الصخر مما يزيد قوته في إذابة المعادن.

٨ ـ تدخل خلايا الجذور النباتية في تفاعلات متبادلة مع الكتيونات (Cations) الفلزية المتواجدة إما في ماء التربة أو من خلال تبادل اتصال.

٩ ـ تتخلل الجذور النباتية الكبيرة الشقوق والفجوات المتواجدة في الصخور الصلبة مسببة تجزئتها إلى قطع صغيرة.

وتتواجد الكائنات الحيوانية الدقيقة بشكل واسع في اجزاء المجوى العلوي للتربة. كما تستطيع الكائنات الحيوانية الكبيرة من الحفر داخل الصخر المجوى وتعمل كوسيط ميكانيكي. وتتكون حيوانات التربة أو القشرة الأرضية المجواة من ثلاث مجموعات حيوانية:

أ ـ الحيوانات الدقيقة وهي الكائنات الحية وتكون صغيرة جدا ولا تستطيع التأثير في حجم مسامات التربة، وتعيش بشكل رئيسي في أطياف ماء التربة (Protozoa, rotifers, & nematodes) و (Mites and Springtails) التي تعيش في فراغات الهواء.

ب ـ الحيوانات الكبيرة مثل دود الأرض، slugs والنمل termites والقواقع snails وغيرهم.

جـ ـ حيوانات طليقة الحركة مثل الحيوانات القادرة على الحفر مثل الفئران والأرانب وغيرها والتي لها تأثير قليل في تنمية التربة.

وليس لدى المجموعة الأولى تأثير على توزيع حجم حبيبات الصخر المجوى ولا على تفتيت بنية مواد التربة. وتخفض أو تقلل المجموعة الثانية من المادة العضوية المتواجدة في التربة المجواة وتخلطها مع مكونات التربة غير العضوية. وتعمل كثير من ديدان هذه المجموعة قنوات أو ممرات داخل التربة مما يساعد على زيادة حركة الماء والهواء في التربة. وتقوم حيوانات المجموعة الثالثة بنطاق واسع من العمل على تحريك كميات كبيرة من المادة المجواة كخلط الأفقين (أ) و(ب) من التربة. وكذلك تزيد هذه الحيوانات من حركة الماء والهواء داخل التربة وتتسبب في إزاحة المواد عن طريق المياه الجارية.

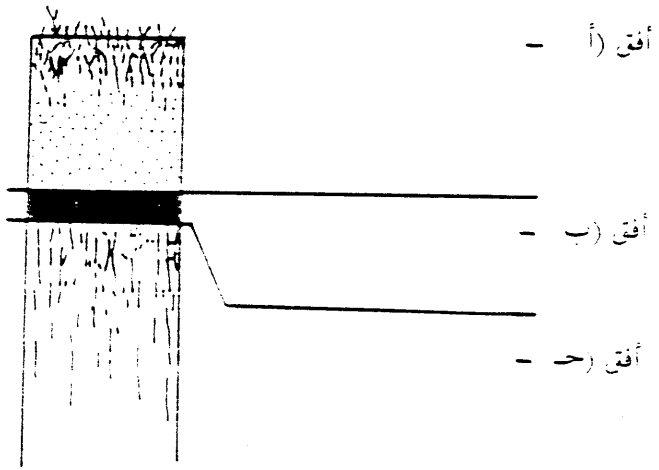
ويتلخص مشاركة عمل الحيوانات الرئيسي للتجوية في إعادة أو تكرار خلط مواد التربة ومن ثم تعريض مادة طازجة إلى عوامل التجوية. وكذلك السماح للهواء والماء من الوصول بيسر إلى الجسيمات المعدنية. وربما تنتقل المادة العضوية إلى أسفل طبقات الصخر المجوى مما يساعد على تجوية الصخر في أبعد أعماق القشرة الأرضية. ويشبه تنفس حيوانات التربة بتنفس النباتات وذلك بزيادة غاز ثاني أكسيد الكربون في محتوى هواء التربة والذي يشكل عاملاً مهماً في التجوية الكيميائية المصاحبة.

وحيث إن التربة هي نواتج التجوية الحيوية لذا فإنها تشكل جانب التجوية التي تختص بها العمليات الحيوية. وتتكون التربة من ركام فتات صخري ودُبال يتحلل إلى مادة عضوية ذات أصل نباتي واسع. ويتراوح تركيب أو بنية الدُبال من ركام عضوي واضح التعريف مثل أوراق النبات وجذور النبات إلى فتاتات عضوية معقدة وأحماض دبالية (Selley 1976).

ويهتم الجيولوجيون بدراسة علم التربة (Pedology) لما لها من مؤثرات في تجوية الصخر وتكوين الراسب. وقد صنف علماء التربة جانب التربة الرأسي إلى ثلاث مناطق أو آفاق. واستخدم العالم الروسي دكوتشف (Dokuchaiev) الحروف أ، ب، جـ ليشير موضحا إلى آفاق التربة الثلاث (شكل ٣٢).

تسمى المنطقة العلوية والغنية بالمادة العضوية أفق (أ). وسمى صخر الأم للتربة والعميق جداً والذي يتكون من معادن المادة الطفالية بأفق (جـ). وسمى المنطقة الوسطى بأفق (ب) والتي هي خليط من أفق (أ)، وأفق (جـ). ويشار إلى أفق (أ) بأفق التحت أو التفتت (Eluvial). حيث يكون هذا الأفق أغنى الآفاق بالمواد العضوية وعادة تكون التجوية الكيميائية فيه ذات نشاط أوسع وتحمل المحاليل وتبعد بالمياه الجوفية. وتنتقل إلى أسفل جسيمات الطين متخللة طراز الحبيبات الخشنة من هذا الأفق ومترسبة (أو متجمعة) في أفق التجميع أو التراكم (Illuvail) والذي يعرف بأفق (ب).

ويقع تحت أفق التراكم (ب) طبقات الصخر الأم ويشار إليها بأفق (جـ) الذي تسود فيه التجوية الفيزيائية على كل من عمليات التجوية الكيميائية والتجوية الحيوية. ويتدرج أفق (جـ) إلى أسفل حتى يصل طبقة صخرية عديمة التجوية.

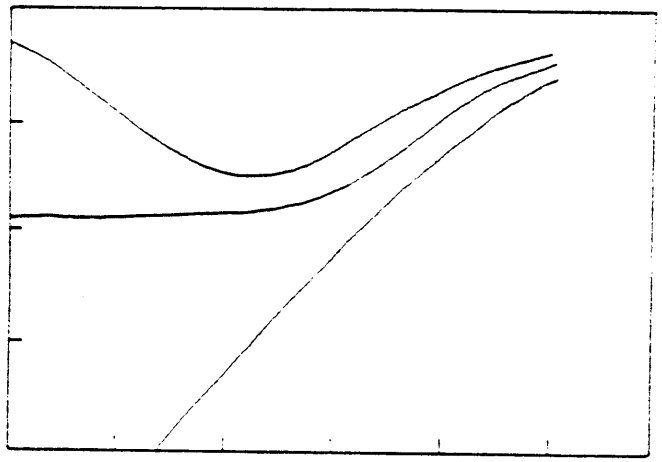


شكل (٣٢) جانب مقطع التربة وآفاقها الثلاثة الرئيسة
(أ) أفق التفتت أو (التصريف)، (ب) أفق التراكم أو (التجميع) انحصار الطين وترسيبه، (جـ) أفق تجوية فيزيائية (تشمل التشقق والتكسير الميكانيكي) صخر غير متغير (غير متأثر) (عن: Selley 1976).

ويختلف سمك قطاع جانب التربة من مكان لآخر وليس دائماً تتواجد الآفاق الثلاثة، ويرجع ذلك إلى معدل سرعة الحت، ونوعية المناخ السائد وبنية طبقة الصخر المعدنية. وكما شرحنا سالفاً أنه في مناطق التضاريس المرتفعة، بمقدور عملية الحت أن تتم بسرعة خاطفة حتى لا يمكن نمو أو حدوث كل من التجوية وتشكيل التربة في هذه المناطق. وبالعكس حيث يمكن تجوية صخور الجرانيت حتى عمق ١٠٠ متر في مناطق ذات مناخ مداري رطب وتعرف هذه التشكيلات بالجرانيت المجروف والذي فيه تنتقل من أفق «أ» (رمل الأركوز) إلى أفق «جـ» (جرانيت طازج أو غير مجوى) وعدم تواجد أفق «ب» بينهما. (Selley 1976) وأحياناً بشكل انجراف صخر الجرانيت القديم نتيجة التجوية تكوين خزانات جيدة من الهيدروكربونات لأنه ربما يحتوي على مسامية عالية في أجزائه العلوية ومثال ذلك حقل زيت عقيلة في ليبيا (Williams 1968).

وللحصول على مزيد من التفاصيل عن موضوع التربة يمكن الرجوع إلى:
"Buckman and Brady (1970), Ollier (1975) and Selley (1976)".

الفصل الرابع



النقل والترسيب

● مقدمة ● النقل والترسيب بالماء ● النقل والترسيب بالهواء ● النقل والترسيب بالثلاجات ● النقل والترسيب بالجاذبية الأرضية.

مقدمة

يصبح الجسيم راسباً بعد انتهاء حركته من مكانه الأصلي وترسيبه، وتبدأ حركة فتات الرواسب منذ لحظة انفصالها من الصخر الأم وربما تستمر في الحركة إلى مالا نهاية وفي كثير من الأحيان تستقر في مكان ما. ومن المحتمل جداً أن تكون هناك رواسب متواجدة كمحاليل في البحار منذ بداية نشأة هذه البحار. ولا نستبعد أن تكون هناك حبيبات رمل من بعض الشواطىء تحركت مع هذه المحاليل ولازالت معها عبر ملايين السنين (Twenhofel 1950).

وتتعرض الرواسب إلى تغيرات فيزيائية وكيميائية أثناء النقل، وتكتسب كثير من الجسيمات بنيات أو أشكال ترسيبية ذات علاقة وطيدة بطريقة النقل. وتنقل الرواسب بواسطة خمسة عوامل: الماء، الهواء، زحف الجليد، الجاذبية وحركة الحيوانات. وقد دمج (Twenhofel 1950) وسائط النقل كالتالي:

١ ـ النقل بالهواء والماء

يتم نقل الرواسب بالهواء والماء بطريقة الزحف والتعلق بواسطة تيارات التعكير أو الاضطراب ذات اللزوجة المنخفضة وفي حالة الماء تنقل بعض الرواسب كمحلول أو سائل.

٢ ـ النقل بالجاذبية وزحف الجليد

تنقل مواد الترسيب بهاتين الطريقتين على شكل كتل أو على هيئة رواسب مجتمعة وبحركة تشبه تدفق رقائق الرواسب في المواقع أو السوائب ذات لزوجة عالية.

٣ ـ النقل العضوي

تُنقل الرواسب بصورة مباشرة أو غير مباشرة مع حركة الحيوانات.

ويرتبط النقل بالماء وزحف الجليد بالجاذبية بصورة غير مباشرة ولكن يختلف النقل

بهذين الناقلين عن النقل بالجاذبية مباشرة. ويعتبر الماء والهواء عاملين رئيسين لنقل الرواسب. وقد أشرنا باختصار في الفصل الثالث إلى مدى مقدرة عوامل النقل (مثل الجاذبية، الماء، زحف الجليد والهواء) في اختيار نوعية الحمل من الرواسب لنقلها وأيضا عن مدى مقدرتهم في تفرقة أو فرز الرواسب أثناء النقل.

وتعتمد نتائج النقل بالماء على بيئة النقل، هل هي بيئة في الأنهار أو البحيرات أو البحار. لأن عوامل النقل هي نفسها في هذه الأوساط ولكن الاختلاف في شدة سرعة النقل. وتتم عملية النقل في كلتا الحالتين بإحدى الطرق الثلاث وهي التدحرج والقفز والتعلق (أو معلقة في الوسط الناقل). وبالمثل فإن عوامل الترسيب تكون أيضا متشابهة ولكنها تختلف من حيث شدة سرعة الترسيب. لذا تكون الرواسب الناتجة مختلفة جداً. ويعتبر الزحف والتعلق من طرق النقل الطبيعية (الفيزيائية) والتي تعتمد على سرعة التيار وحركة التعكير حتى تكون قادرة على نقل جميع الجسيمات التي حجمها من حجم ذرات الطين الناعمة جداً فأكبر. وتسمى الرواسب المنقولة بالزحف، بحمل الطبقة أو حمولة القاع. ويتغير سرعة التيار الناقل تتغير طريقة النقل طبقاً لذلك. فمثلا تنقل بعض الرواسب بالزحف أو التدحرج، فإذا ازدادت سرعة التيار الناقل تتغير طريقة نقل هذه الرواسب وتصبح معلقة في الوسط الناقل والعكس صحيح، أي تتغير من طريقة النقل بالتعلق إلى النقل بالزحف إذا انخفضت سرعة التيار الناقل.

وتحكم قوانين الفيزياء طرق نقل وترسيب الرواسب. وقد أوضح بالتفصيل كل من Alien (1970b)، Bagnold (1966) العمليات أو الطرق الفيزيائية للترسيب من وجهة النظر جيولوجية. فيعني الترسيب، استقرار جسيمات الصلبة في سائل أو مائع، ويقصد الجيولوجي بالعمليات الترسيبية تلك الطرق التي تنقل وترسب الرواسب. وتشير هذه إلى نشاط الماء، الهواء، الجليد والجاذبية في هذه المهمة (Seliey 1976).

النقل والترسيب بالماء

تَحت (أو تعرى) المياه الجارية من على سطح الأرض الرواسب المتشكلة والمتكونة

حديثا فوق طبقة صخرية، والناتجة من التجوية القارية الهوائية ثم تحمل هذه الرواسب في الأنهار. فكلما أزيحت نواتج التجوية من فوق سطح الطبقة المجواة فإن تأثير التجوية يستمر حتى يصل إلى قاعدة الطبقة المجواة أو أبعد من ذلك داخل الصخور البدائية. إن مدى اتساع إزاحة المواد المجواة يعتمد على ظروف المنطقة مثل معدل هطول الأمطار خلال السنة والرطوبة وحالة سطح منحدر الطبقات وظروف صخر الطبقة وغيرها من العوامل.

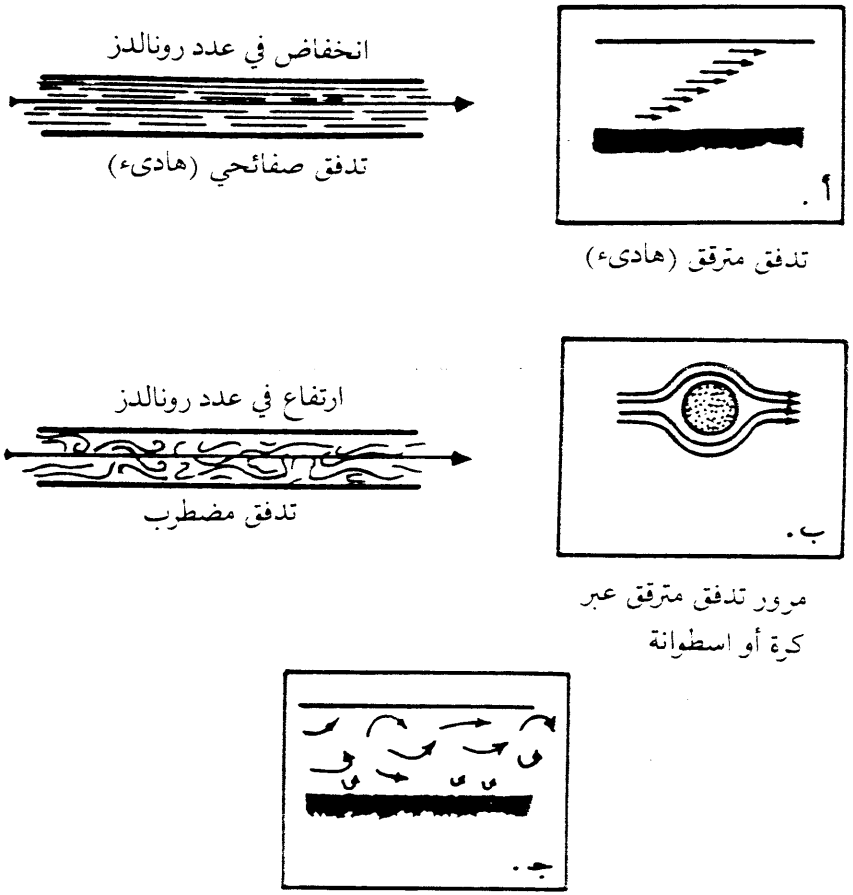
ولكي نعرف تصرف جسيمات رسوب ما أثناء حركته أو انتقاله في سائب ما نطبق معادلة رونالدز المستخدمة في وصف فيزياء الجسيمات الصلبة في السوائل. ويعطى القانون الفيزيائي التالي عدد رونالدز:

$$R = \frac{U d p}{\mu}$$

حيث R = عدد رونالدز، U = سرعة الجسيم، d = قطر الجسيم، p = كثافة جسيم و μ = لزوجة السائل.

ولأي حالة معطاة، يمكن لعدد رونالدز أن يستخدم للتفرقة بين نوعين مختلفين من تصرف حركة السائب أو المائع داخل محيط صلب، وليكن كروي أو سطح شبه مستدير مثل اسطوانة أو حائط قناة، (شكل ٣٣). فإذا كان عدد رونالدز عالياً فيكون تدفق السائب مضطرب أو عكر مكوناً دوّامات (Eddies) ذات حركة غير منتظمة أما إذا كان عدد رونالدز منخفضاً فيكون تدفق السائب سلساً ومترققاً (Laminar)، وتنساب حركة حصيط التدفق موازية لسطح حد المحيط (شكل ٣٣). ويعتبر تدفق السائب في اسطوانة يكون الحد الفاصل من عدد رونالدز والذي يفصل بين التدفق المضطرب (Turbulent flow) والتدفق المترقق الهادىء (Laminar flow) هو ٢٠٠٠، (Seliey 197c).

وبالنسبة لجسيم في سائب فإن العدد الحرج (أو الحد الفاصل) هو تقريباً واحد.



شكل (٣٣) الاختلاف بين التدفق الهادىء والتدفق المضطرب
(عن : Seliey 1976; Friedman and Sanders 1978)

والمعامل الثاني لديناميكية السائب أو المائع هو عدد فرويد. ويمثل هذا العدد النسبة المتواجدة بين القوة المطلوبة لايقاف حركة جسيم في سائب وقوة الجاذبية، والتي تتمثل في نسبة القوة البادئة (الدافعة) وقوة زيادة سرعة الحركة بسبب الجاذبية. وعدد فرويد يتمثل في القانون التالي:

$$F = \frac{U}{\sqrt{gL}}$$

حيث F = عدد فرويد، U = سرعة الجسيم، L = القوة البادئة (الدافعة)، وهذه عبارة عن طول المسافة التي قطعها الجسيم قبل أن يستقر (يقف)، و g = قوة تزايد الحركة بسبب الجاذبية.

وتتدفق سائب في قنوات مفتوحة فإن عدد فرويد يصبح كالآتي:

$$F = \frac{U}{\sqrt{gD}}$$

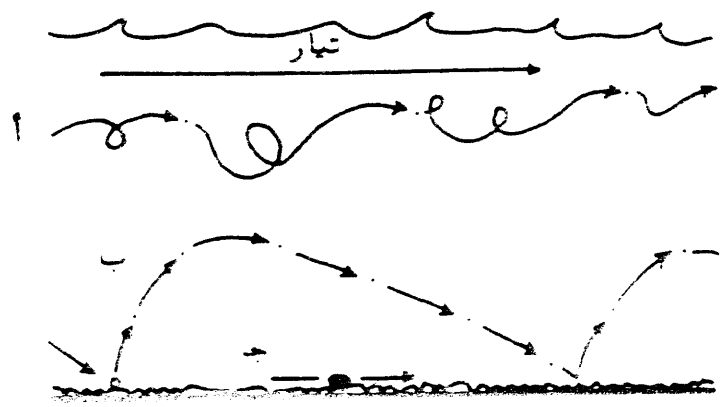
حيث D = عمق القناة و U = معدل سرعة التيار.

ويميز أو يفصل بين النوعين من تدفق المائع أو السائب في قنوات مفتوحة، (Laminar or turbulent)، هو العدد واحد لفرويد. أي أن أقل من واحد يعكس تدفق هادىء وأكبر من واحد يشير إلى تدفق مضطرب. ويعطي كل تدفق نوعية خاصة من تكوينات أو تشكيلات طبقية وأيضا بنيات رسوبية معينة.

وقد اعتبر علماء الفيزياء الغازات (Gases) والسوائل (Liquids) سوياً كسوائب أو موائع (Fluids) وذلك لأنهم لايشبهون المواد الصلبة، وليس لدى الاثنين قوة التمزق المتوفرة في المواد الصلبة. لذى نجد أن حركة تصرف الحبيبات الصلبة تكون في الأوساط السائلة والغازية متقاربة ومتشابهة ومن ثم يخلو من تشابه التشكيلة الطبقية والبنيات الرسوبية المتكونة في رواسب هبوب الريح والرواسب المستقرة في الماء وهذه مشكلة رئيسة في التفرقة بينهم في الصخور الرسوبية. لأن بمقدور الحبيبة أن تتحرك في السوائب أو الموائع (الهواء والسائل) بالطرق الثلاث المختلفة وهي الدحرجة والقفز أو التعلق، (شكل ٣٤).

١ - ميكانيكية (حركات) النقل

تنقل تيارات الماء أو الهواء الرواسب بطريقتين حركيتين متضاربتين وبهما نعرف نوعين من الحمل:



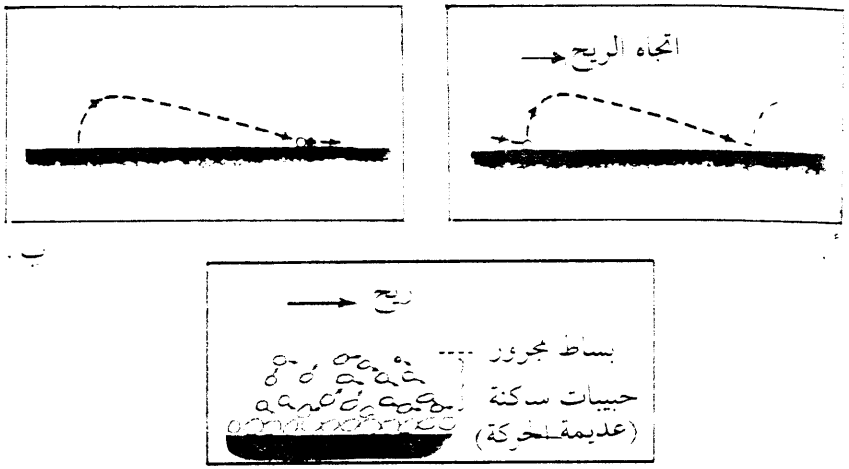
شكل (٣٤) ميكانيكية حركة الحبيبة
أ ـ متعلقة، ب ـ قافزة، جـ ـ متدحرجة.
(عن : Selley 1976)

أ ـ الحمل المعلق Suspended Load

وفيه تفصل التيارات الرواسب الناعمة، (حجوم حبيبات الغرين وحجوم حبيبات الطين بنسب مختلفة وحجوم حبيبات الرمل الناعمة جداً) ومن ثم تنقلها معلقة داخل جسم (محيط) التدفق الرئيس. وتكون تيارات التدفق المضطرب (Turbulent flow) العامل الرئيس في نقل هذه الرواسب بهذه الطريقة.

ب ـ الحمل الطبقي Bed Load

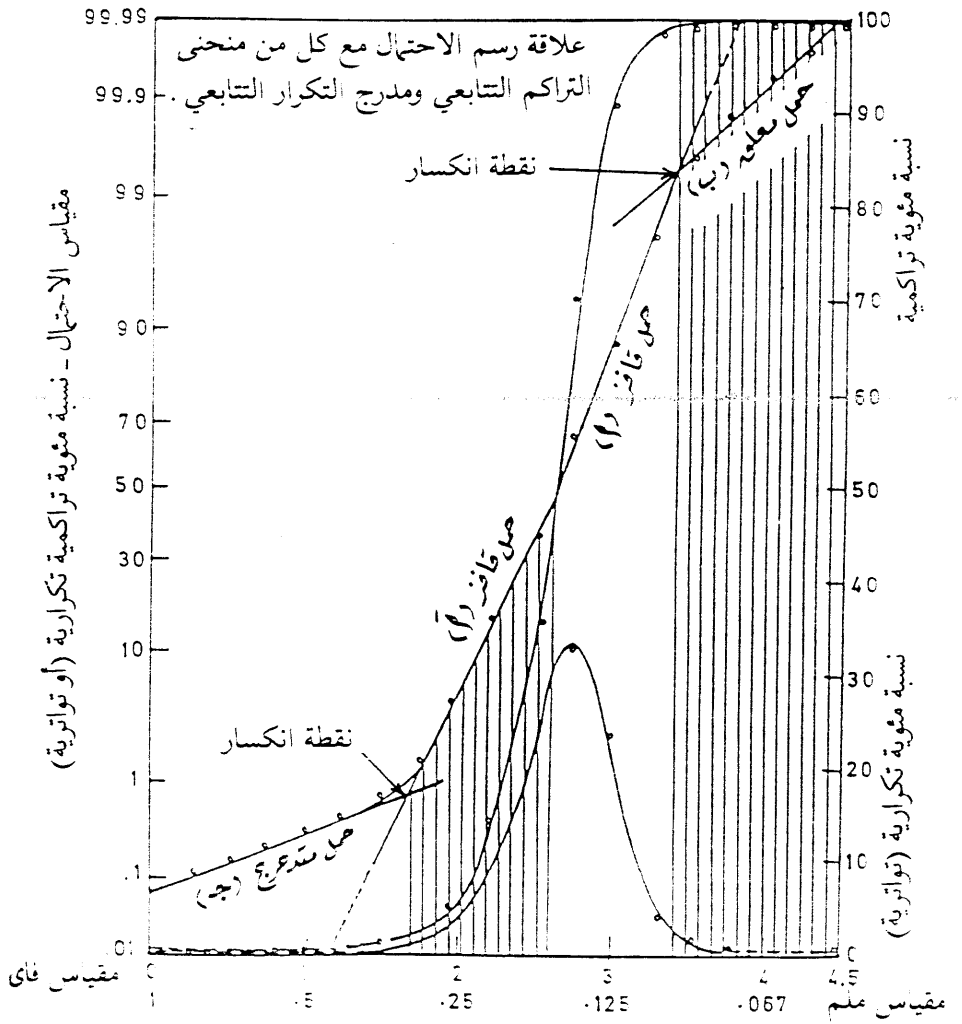
وفيه تنقل تيارات التدفق، الرواسب الكبيرة الحجم (مثل الرمل والحصى الصغير وغيرها من أحجام حبيبات أخرى) على مقربة من سطح الطبقة أو على سطح الطبقة التي يسير عبرها التيار مباشرة (تيار الماء أو الهواء). وعندما تنخفض سرعة التيار الناقل تستقر هذه الحبيبات على سطح الطبقة. وأحياناً يشار إلى هذا النوع من النقل بالنقل المسحوب أو المجرور (Transport by traction) ويكون نتيجة التيارات المسحوبة (Traction currents) على مقربة من سطح الطبقة أو محيط تدفق الوسط الناقل. ويطلق على هذه الرواسب اسم رواسب الحمل المجرور أو المسحوب (Traction load deposits) وتشمل هذه الرواسب، الرواسب المنقولة بالزحف (Creeping) أو لتدحرج (Rolling) أو القفز (Saltation) (شكل ٣٥).



شكل (٣٥) حركات انتقال الحبيبة
أ ـ حركة الحبيبة بالقفز
ب ـ حركة الحبيبة بالزحف
جـ ـ حركة الحبيبة بالجر (أو التدحرج)
(عن : Imbrie and Buchanan 1965)

ولقد درس العالم فيشر (Visher 1965b, 1969) بالتفصيل العلاقة المتواجدة بين أنماط نقل الرواسب (المعلق والقافز والزاحف أو المتدحرج فوق سطح القاع) (Suspension, saltation and surface creep) والتوزيعات الحجمية للحبيبات كما تستنبط من منحنيات احتمالات لتوزيع الحجمي للحبيبة (شكل ٣٦).

يوضح هذا الشكل توصيات فيشر في عمليات النقل الثلاث وعلاقتها مع الحجم الحبيبي ومواقع نقاط الانكسار التي تفصل بين كل نمطي نقل. ولقد لوحظ عدم ظهور الرسومات البيانية لمنحنيات الاحتمالات الحجمية للحبيبات بشكل خط مستقيم واحد مستمر وإنما ظهرت بصورة خطين أو ثلاثة أو حتى أكثر من ذلك أحياناً، ويكون واحد من هذه الخطوط مما يختلف عن الآخر وينفصل كل خط عن الذي فوقه أو تحته بنقطة انكسار (شكل ٣٦). وتدل هذه المنحنيات الخطية المتجزئة على عدم تكون كل العينة المفحوصة من مجموعة مكونات واحدة ولكنها ذات توزيع



شكل (٣٦) يوضح المقارنة بين منحنيات التوزيع الحجمي الحبيبي وفرضيات العالم فيشر (Visher 1969) في طرق النقل .

حجمي حبيبي عادي مفرد، حيث يشير كل ميل من ميول كل خط مستقيم منفصل بالاضافة إلى مواقع نقاط انكسارات هذه الخطوط إلى ميكانيكية الترسيب (Friedman and Sanders 1978).

ويمكن تفسير نقل الرمل الذي يظهر منحناه التوزيعي الحجمي على ثلاثة أو أربعة خطوط قطعية مستقيمة كما في الشكل (٣٦) بما يلي :

- يمثل الخط المتواجد في الجزء العلوي من التوزيع الحجمي والذي يشغل الجزء الناعم من العينة ترسيب الجسيمات المحمولة بالتعلق .
- يمثل الخط المتوسط (أو الخطين الأوسطين كما في الشكل نفسه) والأكبر طولاً ذلك الجزء من الراسب المنقول بالقفز.
- يمثل الجزء الخشن المتواجد في أسفل المنحنى والذي يظهر بشكل خط قصير ترسيب الحبيبات المنقولة بالتدحرج أو المسحوبة على سطح القاع (Visher 1965b; Friedman and Sanders 1978).

وتبين من تطبيقات العالم فيشر (Visher 1965b, 1972) على الرواسب الحديثة لبيئات مختلفة أن رواسب البيئة النهرية تُظْهِر أنموذج توزيعي حجمي حبيبي في صورة خطين يمثل أحدهما الحمل العالق ويمثل الآخر الحمل القافز ويكون خط الحمل القافز هو الأطول. وفي كثير من الأحيان لايعكس منحنى التوزيع الحجمي لراسب البيئة النهرية وجود الخط الثالث القصير والذي يمثل الحمل المتدحرج. وطبق (Moshrif 1980) نفس التحليل على متكوني البياض والوسيع واستنبط من ذلك بيئات نهرية ترسيبية لهذين المتكونين. وقد أعطى العالم فيشر في أبحاثه (Visher 1965b, 1972) عدة نماذج للنقل والترسيب في بيئات رسوبية حديثة مختلفة وعلى طالب الدراسات المتقدمة الرجوع إليها والاستعانة بها عند الحاجة.

وتتم عملية نقل الرواسب تحت تأثير تدفق التيارات الناقلة وبالطرق المذكورة آنفاً (Selley 1976) كالتالي :

لا ترفع أبداً الجسيمات الثقيلة من على سطح الأرض (الطبقة) حيث يقوم التيار الناقل بدحرجتها فوق سطح الأرض مباشرة وتكون هذه الحبيبات متصلة بالحبيبات الأخرى المجاورة. وتقوم نفس سرعة تدفق التيار بنقل الحبيبات الخفيفة بطريقة دفع الحبيبة إلى أعلى (أي رفعها من فوق سطح الطبقة) ونقلها على مقربة من سطح الأرض ثم اسقاطها عندما يفقد التيار سرعته البدائية. ويطلق على هذه الطريقة النقل بالقفز (Saltation) أو النط (Bouncing).

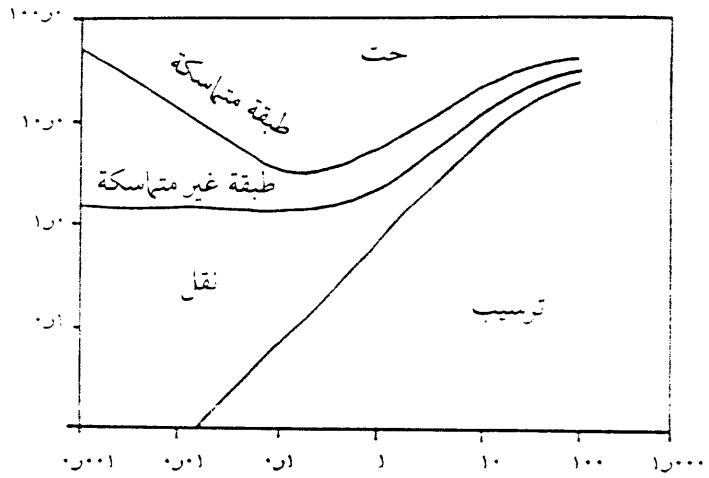
وبنفس سرعة التيار تنقل الجسيمات الأخف وزناً معلقة في الوسط الناقل ولكن في اتجاه أسفل التدفق ولا تلمس سطح الأرض. (شكل ٣٥). وعلى سبيل المثال في حالة النقل داخل قناة النهر، ينقل الزلط بالتدحرج على سطح قاع القناة وينقل الرمل بالقفز وينقل الغرين والطين معلقاً في وسط انسياب تيار النهر. ويشار إلى حمل الرمل والزلط بالبساط المسحوب أو المجرور (Traction carpet) أو حمل طبقة القناة. ويطلق على الغرين والطين تعبير الحمل العالق. ولصعوبة ملاحظة طريقة النقل في نهر طبيعي وذلك لكون كمية ونوعية المواد المنقولة وعلاقتها بالتيار المتدفق في حركة مستمرة وبشكل شائع ولأن أية قياسات تؤخذ فإنها تسبب إعاقة وارتباك للعمليات نفسها. لذا قام بعض الباحثين بعمل دراسات تجريبية مصطنعة في المختبر ولكنها أقرب ما تكون لما يتم في حقيقة الأمر، ومن بين هؤلاء الباحثين

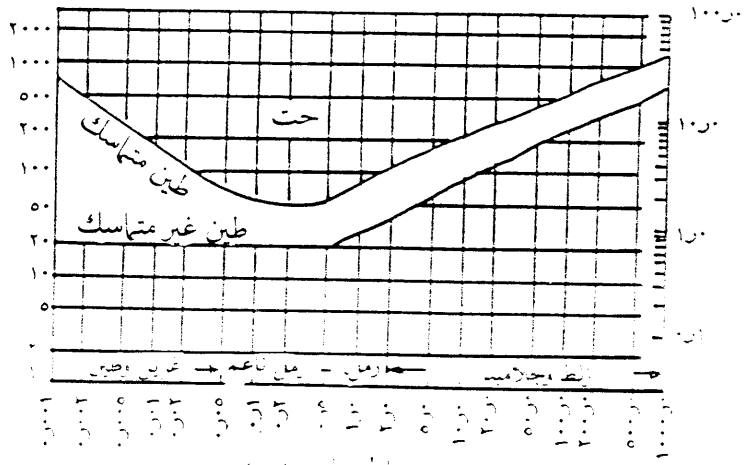
"Gilbert (1914), Bagnold (1954a, 1957, 1966) and Liu (1957)"

وقد استدل بنتائج هذه التجارب كثير من الباحثين الجيولوجيين في تفسيراتهم لطرق نقل الرواسب.

٢ ـ النقل وعلاقة سرعة التيار بحجوم الحبيبات (إيضاح رسم هولستروم لنقل الحبيبات)

أول من أوضح العلاقة المتواجدة بين حجوم الحبيبات المنقولة وسرعة التيار الناقل هو العالم هولستروم (Hjulstrom 1935) كما في شكل (٣٧). وقد يتوقع الشخص أنه يحتاج إلى تيار جارف ليحرك الحبيبات الكبيرة بينما الجسيمات الصغيرة فإنها تتحرك تحت تأثير تيار ضعيف، ولكن أكثر الرواسب حركة هي الرمال الناعمة. وما يعاكس بداهة توقعات الشخص هو أنه يصعب تعرية أو حت حبيبات أصغر من الرمل الناعم. وذلك بسبب خاصية اللزوجة أو التجاذب المتواجدة بين هذه الحبيبات الناعمة جداً. أي أن هذه الجسيمات الناعمة تصر على التصاقها مع بعضها البعض وبشكل مستمر. ومن هذا تبين لنا أنه لكي نزيح أو نحث هذه الجسيمات من مكانها فإن التيار المطلوب يجب أن يكون جارفاً وقوياً مثل ذلك التيار الذي يستطيع نقل الحصى الصغير (شكل ٣٧). ويعرف هذا الشكل الذي يوضح العلاقة بين سرعة التيار الناقل وحجوم الحبيبات المنقولة برسم هولستروم (Hjulstrom 1935, 1939). وفي هذه الحالة ليس من الضروري أن تزداد سرعة تدفق السائل كلما زاد حجم الحبيبات وكما هو ظاهر من أن خاصية





شكل (٣٧) بيان هولستروم لايضاح سرعات (طاقات) التيار المطلوبة للقيام بعملية كل من الحت والنقل والترسيب للرواسب المحتوية على حبيبات ذات أحجام مختلفة. (عن: Sundborg 1956).

اللزوجة التي يتميز بها الطين عن غيره من الرواسب ذات الحبيبات الأكبر حجماً مثل الغرين والرمل الناعم جداً، تعطيه مقاومة أكبر ضد الحت والتعري بسهولة، ولذلك نجد أن طبقات الطين اللزجة والمتواجدة في قيعان الأنهار تحتاج إلى تيار ذو سرعة عالية جداً لحت وتعرية هذه الطبقات وحتى تبدأ جسيمات الطين بالتفكك وفصلها عن بعضها ومن ثم تحريكها من أماكنها. وتعرف هذه الخاصية بعلاقة سرعة التيار المتدفق بحجم الحبيبات المزاحة. ويطلق عليها مصطلح تأثير هونستروم. وتكون هذه الخاصية مسئولة عن بقاء أو الاحتفاظ برقائق الطين الرقيقة في رواسب مسطحات المد والجزر، مع أن هذه المناطق يسودها نشاط الأمواج.

وأشار (Selley 1976) موضحاً أنواع الرواسب الناتجة من أنواع مختلفة من تدفق تيارات الماء والهواء (Fluids). فهناك ثلاثة أنواع من الرواسب صنفت حسب نوعية التيار الناقل لها، وهي كالتالي: رواسب الجر أو السحب، (الرواسب المجرورة ورواسب التيار الكثيف) «كثيف العكارة» والرواسب المعلقة. ويكون النقل في التيار المجرور (المسحوب) بشكل رئيسي بتدحرج (الدحرجة) وقفز رواسب حمل الطبقة. وهذا ما يعكسه طراز الحبيبات والبنيات الأولية الرسوبية للرواسب المستقرة أو المترسبة من نقل التيار المسحوب أو على هيئة بساط مجرور (Traction carpet). وعامة تحتوي هذه الرواسب على تقاطعات طبقية رملية. وتعمل تيارات السحب تحت تأثير الجاذبية (كما هو الحال في الأنهار)، أو تحت تأثير الرياح وقوى المد والجزر في البحار. وتعتبر كثبان رمال الصحراء من الرواسب المجرورة أو المسحوبة (Traction deposits).

وترجع نشأة رواسب التيارات الكثيفة إلى اختلاط التيارات العالقة والمجرورة وذلك واضح من طراز حبيبات هذه الرواسب وأيضا من البنيات الأولية المصحبة وكلتا الخاصيتين تختلف في الوضع بالنسبة للرواسب المسحوبة. وتتكون رواسب التيارات الكثيفة من خليط من الرمل والغرين والطين وتفتقد التقاطعات الطبقية ولكن تُظهِرْ بشكل جيد تدرج حبيبي طبقي (Graded bedding). وتحدث التيارات الكثيفة نتيجة اختلافات في كثافة السوائب (Fluids) أي في كل من الماء والهواء. وهذا بدوره يصدر عبر التيار لمناطق ذات حرارة طبقية أو ملوحة مختلفة أو سوائل عكرة. وتكون النتيجة أن يتدفق السائب الكثيف بتأثير الجاذبية تحت السائب الأقل كثافة، فتقلب بذلك

رواسب طبقات القاع. ويعتبر الجيولوجيون تيار العكر (Turbidity current) من أهم أنواع التدفق الكثيف، وهي ظاهرة أكثر شيوعاً تحت الماء. وتشمل التدفقات العكرة الهوائية نوعيات معينة من سقوط الصخور (Avalanches) ذات السرعة العالية وتدفقات الطين. وهذه نادرة وأحجامها لاتشكل أهمية ترسيبية ميكانيكية. وكان (Bailey 1930) أول من ميز بين كثير من الرواسب المختلفة مثل رواسب التقاطعات الطبقية المنقولة بالتيار المجرور أو المسحوب ورواسب العكر المتدرجة (Graded turbidites) والمنقولة بتيارات كثيفة الحمل.

وتستقر الرواسب المعلقة في القاع بعد أن تكون عالقة في وسط التيار الناقل ويتم ذلك عندما تنعدم سرعة التيار كلية. وتتكون هذه الرواسب من غرين ناعم وطين وتشمل أيضا تربة اللوس (Loess) المنقولة بالهواء وكذلك فتات الوحل اللجي (Pelagic mud) المتواجدة في أعماق قيعان البحار.

وقد لاحظ (Flint et al. 1960) أن هناك نوعا رابعا من الرواسب تلك المنقولة بالجليد أو الجاذبية وتعرف باسم (Diamictite). وتمتاز هذه الرواسب بتصنيف رديء جداً حيث تشتمل على جميع أحجام الحبيبات من الجلاميد والحصى الكبير إلى جسيمات الطين. ويتم تشكيل هذه الرواسب تحت تأثير عمليات تحرك الجليد وتدفق أو انهيارات الطين وغيرها والتي تحدث فوق سطح الأرض وتحت سطح الماء بسبب عمليات قوة الجاذبية.

وسنناقش بالتفصيل في الجزء المتبقي من هذا الفصل العمليات الترسيبية الأساسية.

٣ - عمليات النقل المائية

تربط عمليات ترسيب الماء بين ثلاث طرق ترسيبية، وهي ترسيب تيارات السحب (الجر) وترسيب تيارات العكر وترسيب العوالق.

أ ـ رواسب تيارات السحب (الجر)

يشتمل ترسيب تيارات السحب على جميع العمليات التي بها تنتقل وتتحرك الرواسب على هيئة حمل طبقة وبصورة زحف البساط على الأرض. ويطلق على هذه الرواسب حمل الطبقة لأنها تكون قريبة من القاع أو الأرضية التي تتحرك عليها. ويتم نقل هذه الرواسب بالدحرجة على سطح الطبقة وبطريقة القفز (شكل ٣٤، ٣٥). وينتج زحف الرواسب من انتظام في حركة الجسيمات والتي تقع معظمها تحت تأثير اصطدام الحبيبات ببعضها. ويتم التتابع في الحركة عن طريق دفع الحبيبات المتحركة واصطدامها بحبيبات ساكنة مسببة حركة الأخيرة. فتصبح الأخيرة في حركة حتى تصطدم بحبيبات أخرى ساكنة في مقدمة تيار الحركة فتدفعها وترسلها في حركة وهكذا تتكرر العملية على طول مجرى التيار. وواضح أن الذي يتحكم في حركة هذه الرواسب هو مدى سرعة التيار. وتشكل حركة الرواسب في القاع غطاءً رملياً متحركاً (سمكه أقل من ١٠ سم)، (Friedman and Sanders 1978). وتتحرك بشدة داخل هذا الغطاء الرملي (ما يسمى بالبساط الزاحف، أو المجرور – Traction carpet) الجسيمات مسببة النط والقفز فيما بينها ومعطية ما يسمى النقل بالقفز (Saltation). وباستمرارية إعادة الترسيب وإزاحة (إبعاد) حبيبات الغرين وجسيمات الطين والتي تُحْمَلْ معلقة في وسط التيار، يصبح نقل حبيبات الرمل الناعمة والحبيبات الخفيفة أسرع من نقل الحبيبات الثقيلة. وينتج عن انتقال الرواسب بتيار وحيد الاتجاه «تدرج حجمي» يتناقص فيه حجم الحبيبات في اتجاه أسفل التيار. أي أنه كلما ابتعدنا عن المصدر كلما أصبحت الحبيبات أقل حجماً (أنعم). ويحدث مثل هذا الانتقال بالتيارات المجرورة (المسحوبة) ذات الاتجاه الواحد، في قنوات الأنهار. أما في مصبات الأنهار (Estuaries) وفي البحار المفتوحة، فربما تتعرض الرواسب إلى نشاط تيارات ذات اتجاهات متضادة مثل حركة المد والجزر أو أنظمة أكثر تعقيداً من ذلك.

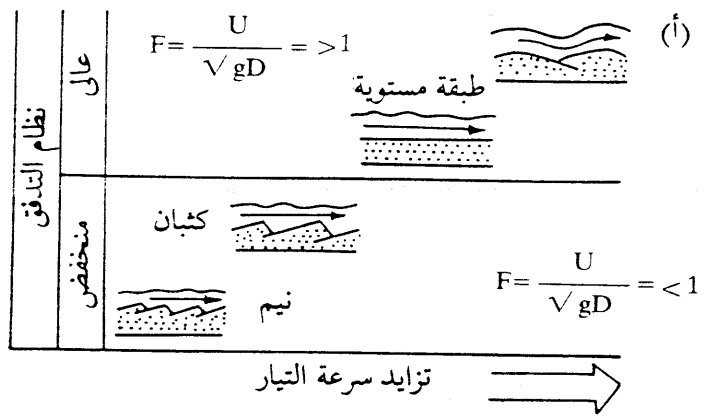
ولكي نفهم عملية الترسيب بالتيار المجرور ندرس تجربة (Simons et al. 1965) التي أجراها في قنوات محصورة وتحت تأثير تدفق تيار وحيد الاتجاه، والتي تشبه بنسبة عالية مايحدث في قنوات الأنهار. وتبدأ التجربة بطبقة ثابتة ومسطحة من الرمل في أرضية حوض مستطيل يشبه قناة نهر ما، وتكون حركة التيار في هذه الآونة صفراً. ثم يسمح بمرور الماء منحدراً داخل هذا الحوض مع زيادة تدريجية في سرعة اندفاع تيار

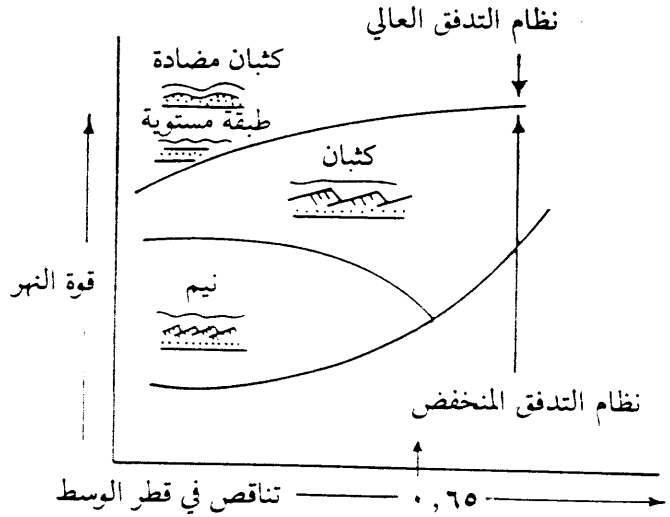
الماء. وتحت هذا التأثير تبدأ حبيبات الرمل بالتدحرج والقفز متجهة إلى الأمام وينتج عن ذلك تشكيل طبقة نيم رملية تواجه فيها المنحدرات الشديدة للنيم اتجاه أسفل التيار وتكون منحدرات ظهر النيم البسيطة في اتجاه أعلى التيار (شكل ٣٨). وتُحت أو تُعرى حبيبات الرمل من ظهر المنحدر وترسب في منحدر أسفل المجرى (التيار). ومن ثم تتحرك أو تنتقل ببطء علامات النيم مرسبة رقائق متقاطعة رملية في اتجاه أسفل المجرى ويزديد سرعة التيار يتغير بناء الطبقة من طبقة نيم إلى تشكيل طبقة كثبان رملية. وتشبه هذه الكثبان علامات النيم من حيث الشكل والبنية الداخلية ونمط الهجرة أو الانتقال ولكن تختلف عنها في المقياس إذ تقاس بالسنتيمترات عوضا عن الديسيمترات التي تقاس به علامات النيم. (Selley 1976).

وفي هذه المراحل من تكوين النيم والكثبان يكون عدد فرويد (Froude number) (والذي شرحناه سابقا) أقل من واحد. ويقترب هذا العدد من واحد مع زيادة سرعة التيار. وتفصل هذه القيمة بين مستويين من التدفق (العالي والمنخفض). في مستوى التدفق المنخفض، وبعدد فرويد أقل من واحد، يتم تشكيل أو بناء الرقائق المتقاطعة، لتقاطعات الطبقية الرملية من هجرة علامات النيم والكثبان الرملية على التوالي. وبزيادة سرعة تدفق التيار تصبح قيمة عدد فرويد واحد. والتي عندها تُمْسَحْ تدريجياً قمم الكثبان ويصبح بناء الطبقة ذو سطح مستوٍ ومسطح. (شكل ٣٨). ويستمر نقل وترسيب الرمل ولكن في هذه الحالة تستقر الحبيبات في طبقات مستوية ومتوازية وتُصَفّ فيها الحبيبات موازية لاتجاه التيار. ويطلق على هذه المرحلة «تدفق السهم أو الطلقة». وبزيادة سرعة التيار أكثر من ذلك يرتفع عدد فرويد إلى أكبر من واحد، ومن ثم يتغير بناء الطبقة المستوية إلى طبقة ذات تحدبات مستديرة يطلق عليها «كثبان مضادة Antidunes» (شكل ٣٨). ويعكس الكثبان، تميل هذه التحديات رسمية بأن تكون قطاعاتها العرضية متماثلة. وربما تشكل أجساماً ثابتة أو من المحتمل أن تتحرك في اتجاه أعلى التيار مرسبة مجموعات الواجهة المنحدرة في اتجاه أعلى التيار. ويشير إلى هذا الجزء من التدفق الذي يصبح فيه عدد فرويد أكبر من واحد والتي تتكون فيه كل من الطبقات المستوية والتحدبات المستديرة الرملية بمستوى التدفق العالي (شكل ٣٨). ويجدر بنا أن نتذكر أنه بانخفاض سرعة التيار المتدفق فإن تتابع بنيات الطبقة السابقة سوف ينعكس، بمعنى أنه تزاح أو تنعدم التحدبات المستديرة وتعطي طبقة

مستوية، ثم تتكون طبقة الكثبان، ثم طبقة النيم ونرجع مرة أخرى إلى طبقة الرمل المستوية الأصلية وتعود سرعة التيار إلى صفر كما كانت عليه في البداية (شكل ٣٨).

كثبان مضادة تهاجر في اتجاه أعلى النهر





شكل (٣٨) العلاقة المتواجدة بين تشكيل الطبقات والبنيات الرسوبية وأنظمة التدفق المختلفة لتيار مجرور وحيد الاتجاه

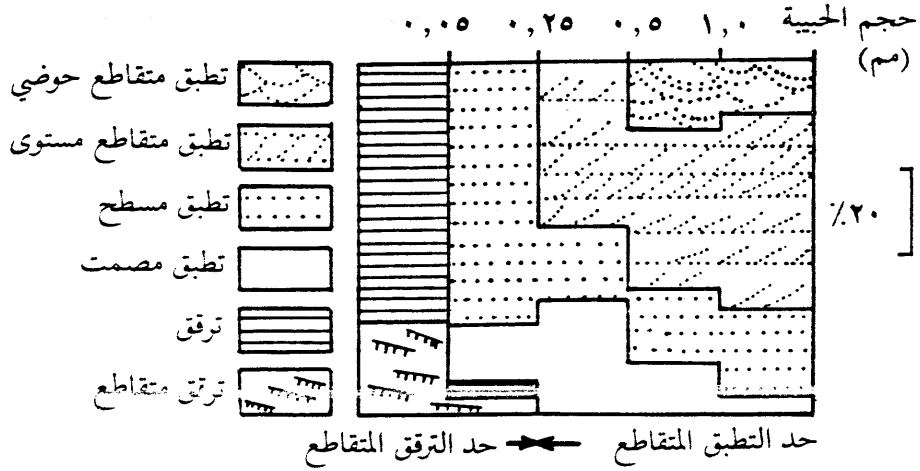
(عن: Harms and Fahnestock 1965; Simons et al. 1965)

وتوضح هذه التجربة العلاقة المتواجدة بين كل من سرعة التيار وتشكيل الطبقة والبنيات الرسوبية الأولية المصاحبة لذلك. كما أشار (Selley 1976) أن تجارب أخرى أظهرت أنه إذا بقيت إحداثيات التدفق (مثل السرعة واللزوجة) فإن بداية بناء طبقة وتغيرها إلى أخرى يختلف باختلاف حجم الحبيبات. وقد أعطت هذه التجربة ملاحظة مهمة وهي عدم تكوين النيم عندما تكون الرواسب ذات حبيبات يزيد متوسط أقطارها الساقطة عن ٠,٦٥مم تقريبا (شكل ٣٨أ، ب). ويكون القطر الساقط دالة قطر الحبيبة ولزوجة الوسط الناقل. ويقل قطر الحبيبة الساقط مع زيادة اللزوجة. ومن الملاحظة الحقلية البحتة وجد أنه يتوقف تكوين ترقفات النيم في رواسب ذات حبيبات أقطارها أكبر من ٠,٥مم تقريبا. وأضاف كل من (Harms and Fahnestock 1965) أن العامل الرئيس والذي يؤثر في بنية أو تشكيل البنيات الرسوبية الأولية في الطبقات هو درجة حرارة السائب الناقل. وهذا بدوره يتحكم في لزوجة الوسط الناقل ومن ثم في متوسط الأقطار الساقطة من الراسب. وقد بين الشكل (٣٩) العلاقة بين قوة سرعة تيار التدفق في النهر وأحجام أقطار الحبيبات الساقطة وتشكيل الطبقة والبنيات الرسوبية المتكونة عن ذلك. ومن دراسة (Selley 1969) وشكل (٣٩) اتضحت العلاقة القائمة بين حجم الحبيبات والبنيات الرسوبية الأولية المتشكلة والمصاحبة والتي استنتجت من فحص رواسب نهرية قديمة ومترسبة عن تيارات مجرورة ووحيدة الاتجاه.

وحيث تختلف تيارات البحار المسحوبة (المجرورة) في سرعاتها واتجاهاتها فإن إحداثيات التدفق تكون معقدة وغير واضحة. ولكن بالنسبة لتشكيل الطبقات والبنيات الرسوبية المصاحبة فإنها تشبه تلك المتكونة في قنوات ذات تيارات وحيدة الاتجاه.

ب - رواسب تيارات العكر Turbidites

يتم ترسيب تيارات العكر عن طريق نقل وحركة أجسام مائية عكرة (مُعَكَّرَة) ومحملة بأحمال كبيرة من الرواسب المعلقة. وتتحرك هذه الأجسام المائية العكرة تحت جسم ماء صافي ويطلق عليها التدفق الكثيف. وقد عرّفنا سابقا تدفق التيار الكثيف بذلك التيار الذي ينتج عند خلط تياري جسمين من السوائل، (السوائب) فالسائل



شكل (٣٩) العلاقة المتواجدة بين حجم الحبيبات والبنيات الرسوبية في الرواسب النهرية (عن : Selley 1976)

الأكثر كثافة يتحرك أسفل السائل الأخف كثافة والعكس صحيح . وقد تحدث تدفقات المياه الكثيفة من اختلافات في درجات الحرارة والملوحة والراسب العالق .

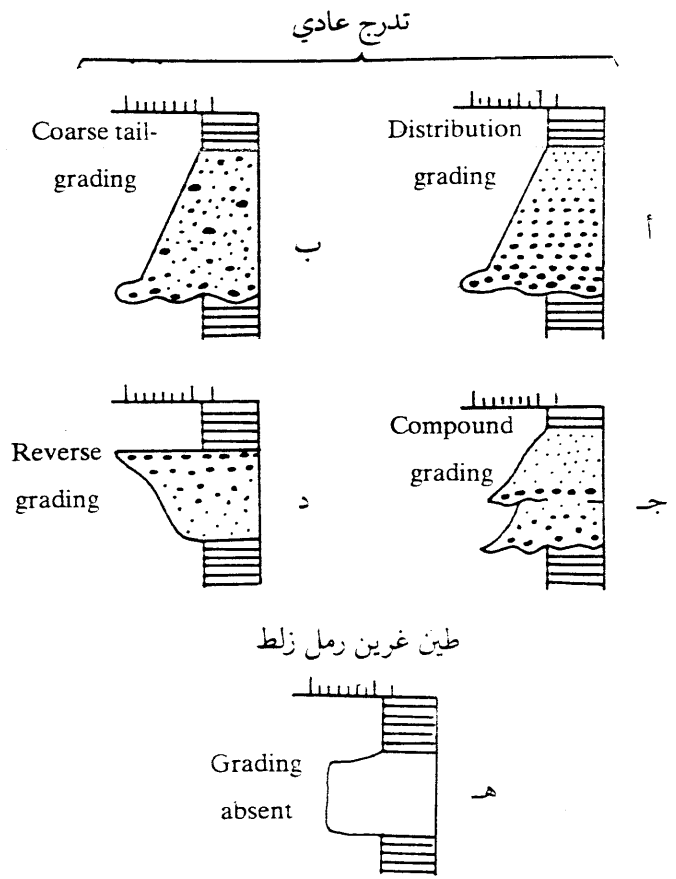
على سبيل المثال تتدفق مياه الأنهار لمسافة كبيرة من الشاطىء فوق مياه البحر الأكثر ملوحة والأعلى كثافة . كذلك تتدفق مياه الأنهار الذائبة من الجليد وأيضاً مياه تيارات مائية قطبية معينة بتأثير الجاذبية ، تحت أجسام مائية أقل برودة (أدفأ) وأقل كثافة . هذا التنوع المعين في التيار الكثيف نطلق عليه مصطلح «التيار العكر» . ويعتقد أن تيارات العكر تشكل عملية رئيسة لنقل وترسيب نسبة عالية من الغطاء الرسوبي الأرضي . وكان (Bell 1942) أول من عرَّف الجيولوجيين على مفهوم تدفق التيار العكر . وكانت الفكرة الأصلية عن عملية تدفق التيار العكر بأنها عملية حت وتعرية تأخذ محلها في قاع الوديان البحرية المنحدرة عن حافات منحدرات القارات والدلتا . ولكن هذه الفكرة تغيرت بعد نتائج (Kuenen and Migliorini 1950) والتي تنص على أن تيارات العكر هي تيارات ترسيب أيضا والتي ينتج عنها ترسيب رواسب الفِلِشْ (Flysch). وتمثل هذه السحن رواسب أحواض الترسيب الهابطة أو السريعة (Geosynclinal troughs). وهي

عبارة عن تتابعات طبقية سميكة من الرمل المتبادلة والمتعاقبة مع الطين الصفحي . وتشكل قواعد الطبقات الرملية تغيراً مفاجئاً بين السحنتين ، ويظهر انتقال تدريجي في أعلى طبقات الرمل . وتميل طبقات الرمل أن تكون داخلياً متدرجة الحبيبات ويشير الباحثون الجيولوجيون في دراساتهم إلى هذه الرواسب الرملية ذات الكثافة العالية برواسب العكر أو «صخور العكر» (Turbidites). وفي معظم الأحيان يستعمل مصطلح رواسب الفِلِشْ (Flysch deposits) أو «فِلِشْ» فقط كناية عن راسب العكر (Turbidite). ويدل هذا المصطلح على أن هذه الرواسب ترسبت من تيارات العكر التي كانت تسود منطقة الترسيب . وكما تتواجد هذه الرواسب في مناطق أحزمة الحركات القشرية أو في الأحواض البحرية المحاطة بأنشطة الصدوع . وأيضا تحتوي هذه الرواسب على بنيات رسوبية أولية مشوهة وبنيات حت وتعرية مثل القنوات (Channels) وعلامات التخطط (Groove marks) ، علامات الأبواق (Flute marks) وغيرها من علامات الحت والتعرية . وتنشأ هذه العلامات بالتيارات العابرة فوق طبقات الوحل الطرية مسببة تآكل وحت وطبع هذه العلامات فوق سطح هذه الطبقة ، (انظر أشكال هذه البنيات في الفصل الخامس) . وعندما ترسب طبقة الرمل التي تعلو طبقة الوحل المعراة يملأ الرمل هذه العلامات . وبعد إزاحة الطبقة الوحلية بالحت والتعرية المتأخرة تترك قوالب هذه البنيات مطبوعة في أسفل سطح الطبقة الرملية . وتعطى هذه العلامات عند دراستها الاحساس بتواجد التيارات في المنطقة وأيضا بعضها يشير إلى اتجاه مجرى هذه التيارات منوهة بذلك عن منطقة مصدر (Provenance) هذه الرواسب ، أين نشأت ومن أين أتت . وغالباً تظهر طبقات الوحل بنيات تشوه نتجت عن حركة رواسب الرمل المتغيرة فوق هذه الطبقات . ومن بين هذه البنيات الهبوط والانزلاق والدرنات الكاذبة وبنيات الثقل أو الحمل ، (انظر الفصل الخامس عن نماذج هذه البنيات) .

وقد أشرنا سالفاً إلى أن طبقات رمل رواسب العكر تظهر في معظم الأوقات تدرجاً حبيبياً وهذا التدرج الحبيبي لا يظهر على أوجه طبقات الرمل وإنما يكون متواجداً داخل الطبقات . وتختص طبقات رمل رواسب العكر بأن يكون تدرجها الحبيبي تنازليًا ، بمعنى آخر (تنعم) أو تقل حجوم الحبيبات كلما اتجهنا

إلى أعلى الطبقات، (An upward-fining of grain size) . وهناك خمسة أنواع من التدرج الحبيبي الطبقي (شكل ٤٠).

١ ـ **تدرج منتشر**. ويظهر هذا التدرج تدرجاً عمودياً، (أو رأسياً)، تتناقص معه حجوم الحبيبات ولكن يحتفظ بنفس التوزيع مثل تصنيف الراسب، (شكل ٤٠أ).



شكل (٤٠) أنواع التطبق المتدرج
أ ـ تدرج منتشر، ب ـ تدرج متذيل خشن، جـ ـ تدرج مركب، د ـ تدرج معكوس (عكسي)، هـ ـ تدرج غائب (عديم التدرج) (عن : Selley 1976)

٢ ـ **تدرج متذيل خشن**. ويحتوي هذا التدرج على تدرج رأسي تتناقص فيه حجوم الحبيبات الكبيرة جداً كلما اتجهنا إلى أعلى (شكل ٤٠ب) ومن ثم يتحسن تصنيف الراسب في الاتجاه الرأسي. وقد أوضح (Allen 1970b) أن هذه الاختلافات في حجوم الحبيبات ربما يعود إلى أنواع مختلفة من التدفق الكثيف والتي سادت المنطقة.

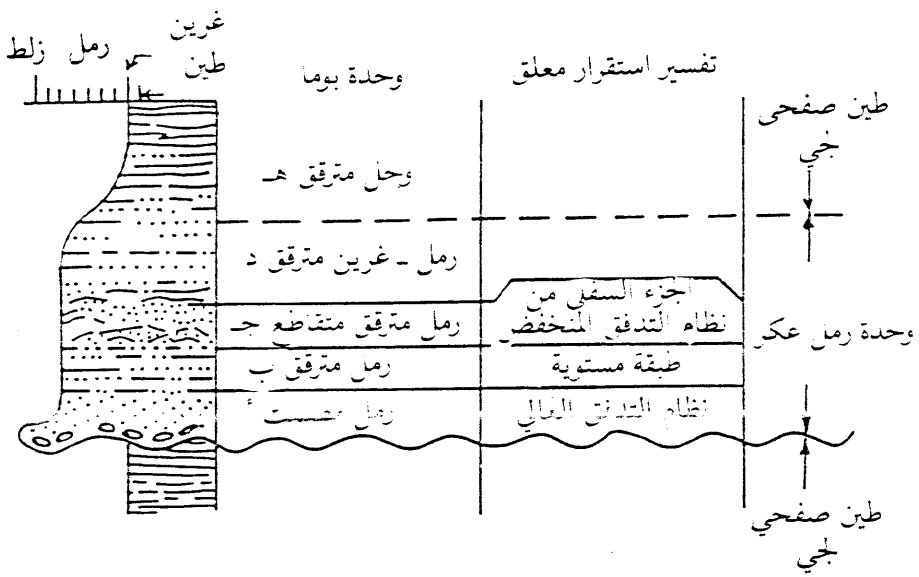
٣ ـ **تدرج مركب**. ويتكون من أكثر من تدرج يتواجد في طبقة رملية واحدة. أي أنه يتكرر التدرج نفسه أكثر من مرة داخل طبقة واحدة من الرمل، (شكل ٤٠جـ).

٤ ـ **تدرج معكوس**. ويُظهر هذا التدرج ازدياداً في حجوم الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى الطبقة وهو عكس تدرج الانتشار. (شكل ٤٠د).

٥ ـ **تدرج غائب**. أي أن الطبقة تحتوي على حبيبات متجانسة الحجم وتفقد الطبقة سطح التعرية السفلى، (شكل ٤٠هـ) كما هو الحال في التدرجات الطبقية الأخرى. وربما يشير تغيب التدرج في سحن العكر إلى أن مصدر هذه الرواسب تتقارب أو تتساوى فيه حجوم الحبيبات المنقولة منه والمترسبة في حوض الترسيب، (Selley 1976).

وقد وضح (Bouma 1962) بالتفصيل البنيات الرسوبية الداخلية في طبقات رواسب العكر والتي ربما تظهر قليلة العدد ولكنها تميل بأن تكون منتظمة الترتيب وأطلق عليها «تتابع بوما» (شكل ٤١). ويتكون هذا التتابع من خمسة مناطق أو وحدات مترتبة من أ إلى هـ. وقد فسر هذه الوحدات بالنسبة لانسياب التدفق كل من (Walker 1965) و (Harms and Fahnestock 1965) و (Hubert 1967). ويمكن فحص هذا التتابع كالتالي:

يتواجد فوق سطح التآكل أو سطح التعرية عند قاعدة التتابع راهص من الحصى الصغير وفتاتات وحل مجلوبة محلياً من تفتت أو تعرية طبقات الوحل السفلية. ويدل هذا على بداية مرحلة التآكل أو الحت القوية للتيار السائد في المنطقة. ويعلو هذا الراهص وحدة الرمل (أ) المتماسكة وعديمة البنيات الرسوبية. وتشير هذه الوحدة إلى



شكل (٤٠١) وحدة من راسب العكر تبين تتابع بوما الكامل وتفسيرها ضمن نظام التدفقات التيارية. (عن: Selley 1976)

أن الترسيب هنا تم من كثبان مضادة وفي الجزء العلوي لتدفق التيار. وقد اكتشف كل من (Walker 1967a,b) و (Skipper 1971) مجموعات الواجهة المنحدرة في اتجاه أعلى التيار هذه الكثبان المضادة. ويلي وحدة (أ)، وحدة (ب) المترققة والتي يعود ترسيبها إلى تدفق الطلقة أو «تدفق الرمية» من التيار، والمترسبة من تشكيل طبقة مستوية. ويتبع هذه لوحدة وحدة (جـ) ذات الترقق المتقاطع. وغالبا تُظهر هذه الوحدة بنيات ملفوفة أو مطوية (Convoiute) مشوهة والتي يرجع في تكوينها مزامنة (أو حدوث) استخراج الماء باندفاع أثناء فترة الترسيب. وتعكس هذه الترققات المتقاطعة ترسيباً من الجزء السفلي لتدفق التيار. ثم يلي الوحدة (جـ) في التتابع وحدة (د) المترققة والمتكونة من حبيبات رملية ناعمة وغرين. وتأخذ هذه الوحدة في التدرج إلى أعلى حتى تدخل في الوحدة التي تعلوها وهي وحدة (هـ). ووحدة (هـ) عبارة عن وحدة وحل مترققة ومترسبة من جسيمات الوحل العالقة في وسط التيار، ويطلق عليها الوحل اللّجي (Pelagic mud). وقد تعجَّب أكثر جيولوجيٍّ الحقل ومن بينهم (Bailey 1930) من

الاختلاف الكبير المتواجد بين رواسب الجر أو السحب (Traction deposits) ورواسب العكر. حيث تتشكل رواسب الجر من تقاطعات طبقية رملية نظيفة وتكون محدودة الاتساع أفقياً، أي أنها لاتغطي مساحات كبيرة. بينما تكون رواسب العكر ذات طبقات رملية مستوية، وتظهر هذه الطبقات تدرج حجمي حبيبي. ورمل هذه الطبقات غير نظيف ويحتوي على نسبة عالية من جسيمات الطين (Argillaceous). وغالباً تكون هذه الطبقات ذات اتساع أفقي شاسع، أي أنها تغطي مساحات واسعة من رواسب القارات.

جـ ـ رواسب الماء العالقة

تنقل الجسيمات المعدنية معلقة في الماء لأن جاذبيتها النوعية أكبر من الجاذبية النوعية للماء. ونتيجة لثقل هذه الجسيمات تمر بتجربة الاندفاع الموجه إلى أسفل. ولكن حركة الجسيمات في الماء تعمل بطريقة مضادة لقوة الاحتكاك والتي تزداد مع زيادة سرعة تيار الماء واندفاع الجسيمات إلى الأمام. وهذا النشاط المتعارض لكلتا القوتين يعطى سرعة ثابتة يستقر بها الجسيم في القاع ولكن هذه السرعة تعتمد بشكل كبير على حجم وشكل (تكور) الجسيم، (Von Engelhardt et al. 1977). ومن بين هذه الجسيمات التي تنقل معلقة في الماء الحبيبات الناعمة من الغرين والطين والتي يندر ما تترسب من تيارات الجر وذلك لأنها تميل بأن تنقل معلقة بدلاً من أن تكون ضمن حمل الطبقة أو كجزء من البساط الرملي الزاحف، كما أشرنا عنه في السابق. وقد تحمل كميات معينة من الرمل الناعم والغرين معلقة وتترسب في نهاية مشوار الانتقال ويقل ظهورها باختفائها أو اختلاطها مع رواسب العكر. وتنقل كتل الغرين والطين تحت سطح الماء بميكانيكية التعلق وباستطاعة رواسب صخور الطين المعلقة أن تترسب في تبدل طبقي أو تبدل تدرّجي مع رواسب العكر (Turbidites) أو رواسب السحب (Traction deposits).

وهناك ثلاثة أنواع من الرواسب المعلقة:

١ ـ الرواسب الناعمة المعلقة والتي تتواجد مع رواسب العكر في أبعد مطاف مسافة الانتقال. ولو أن هذه الرواسب تتواجد في الأحواض الترسيبية البحرية العميقة إلا أنها تكون أكثر اختصاصاً بالبيئات البحيرية.

وتظهر هذه الطبقات بهيئة ترققات رفيعة متبادلة من الغرين والطين. وهذه الرقائق متسعة أفقيا بشكل كبير. ويكثر تواجد هذه الرواسب من الرقائق في رواسب بحيرات الجليد. (انظر: Smith 1959). وتسمى هذه الرقائق القليلة السمك رقائق حولية (Varves). وتتكون كل رقيقة من غرين متبادلة مع رقيقة من الطين. وقد اعتبر هذا التركيب من الترسيب نتيجة ترسيب سنة واحدة. وكما شرحه (Seliey 1976) بأن رقيقة الغرين تمثل الحمل المعلق والذي استقر أو ترسب نتيجة ذوبان المياه أثناء فصل الصيف. وتتكون رقيقة الطين غنية بالجير أو الكربونات والمواد العضوية. وترسب هذه العوالق في فصل الشتاء عندما تكون البحيرة والمناطق المجاورة متجمدة ولا توجد فتحات أو حبيبات أرضية تنقل إلى البحيرة. وقد وجدت مثل هذه الرقائق ضمن رواسب بحيرية قديمة كما أثبتت ذلك الأحافير المتواجدة معها (Bradley 1931).

٢ ـ النوع الثاني من الرواسب العالقة ما يسمى بطبقات النيفيلويد "Nepheloid layers" وهي عبارة عن ماء معكر تختلف كثافته عن السائل الناقل (أو المحيط به) ومن ثم لا تكفي هذه الكثافة بأن تسمح لهذا الحمل أن يستقر في القاع كتدفق تيار العكر المتفق عليه ولكن هذه الكثافة تتيح له أن يشكل طبقة عكرة لزجة ومعلقة داخل السائل الناقل (أو المحيط به)، (انظر: Ewing and Thorndike 1965) ومثل رواسب هذه الطبقات المعلقة متواجدة في بعض المحيطات حيث تستقر فيما بعد على طبقة قاع البحر.

٣ ـ يتكون النوع الثالث من الرواسب العالقة عندما يتدفق ماء عكر في أجسام مائية تتشابه معه في الكثافة (Bates 1953). وينتج عن ذلك اختلاط كتلي لماء وما تحمل من رواسب. ثم يستقر خليط المواد الناعمة والمعلقة مكوناً هذا النوع من الرواسب المعلقة. وتزداد سرعة مثل هذا الترسيب عندما يختلط ماء وحلي عذب مع ماء البحر. ويتسبب الملح في الاسراع بترسيب أو استقرار جسيمات الطين اذا ما قورن باستقرار هذه الجسيمات في وسط الماء العذب قبل اندماجه مع ماء البحر (Seliey 1976).

النقل والترسيب بالهواء

يختلف النقل والترسيب بالهواء عن إنجاز عوامل الانتقال الأخرى، لأن الرواسب

التي تنقل بالهواء ربما تترسب على ارتفاعات أعلى من مصادرها. والنقل في الهواء يشبه النقل في البحار لأن الرواسب تتحرك في اتجاهات مختلفة. والرواسب المنقولة في البحر معروف نهاية مشوارها، لأنها في أغلب الأحيان تترسب في الأحواض العميقة، بينما الرواسب المنقولة في الهواء لايعرف أين يستقر بها المقام، وبذلك ليس لها هدف مصيري من حيث أين ستترسب. وحمل الهواء من الرواسب مرتبط مباشرة بسرعة الهواء. وسرعة الهواء بالقرب من سطح الأرض أقل بكثير من سرعته فوق أعالي الأرض. أي أن سرعة الهواء تزداد كلما ابتعدنا عن سطح الأرض. ويدخل ضمن حمل الهواء من الرواسب رماد وغبار البراكين، غبار مداخن المصانع، الغبار المنبعث من نشاط وحركة الحيوانات في الأراضي الجافة، نشاط الانسان في الطرق والمناطق الزراعية. وتصبح تيارات الهواء أكثر تعقيداً خاصة بالقرب من سطح الأرض، وذلك لكونها غير منتظمة الحركة عند هذا المستوى. وتكون حركة التيارات في اتجاهات متفرقة، إلى أعلى وإلى أسفل وفي اتجاهات أفقية وأحيانا تكون في حركة حلزونية (Vortices). وينتج عن ذلك كله اضطراب في نشاط تيارات الهواء بالقرب من سطح الأرض وتختلف سرعتها من لحظة لأخرى. ويعطى هذا الاضطراب في حركة الهواء المقدرة في رفع جسيمات الرواسب من سطح الأرض ونقلها من أماكنها. ومقدرة الهواء في رفع الرواسب من سطح الأرض ربما تكون في أعلى تأثيرها عندما تحدث عدة رياح حلزونية في المناطق الجافة.

وينقل الهواء الرواسب بالزحف والتعلق. حيث تنتقل حبيبات الرمل وأحيانا الحصى الصغير بالزحف بينما تنتقل جسيمات الطين والغرين وغيره من جسيمات الغبار عالقة في الهواء. وقد يحدث في حالات معينة عندما تكون سرعة الرياح عالية فإنها تنقل حبيبات الرمل وحبيبات أخرى أكبر حجماً عالقة في الهواء.

وتُظْهِر عمليات النقل والترسيب بالهواء والماء كثيراً من التشابه المشترك وذلك لأن هذه العمليات مرتبطة بتصرف الحبيبات الصلبة في الوسط السائب (Fluid) وهو الوسط الناقل. وكما ذكرنا أن السوائل والغازات كلاهما يفتقد خاصية قوة التمزق (Shear strength) ويشتركان في عدة خواص فيزيائية أخرى. وتتواجد رواسب الرياح (الكثبان الرملية) في مناطق متعددة من العالم مثل المناطق الصحراوية أو الجافة، على

امتداد معظم الشواطىء، على قمم الجزر المعزولة داخل منطقة الشاطىء، وكذلك في بعض المناطق القطبية. وكما ذكرنا أن عمليات النقل بالهواء تشتمل على نقل الرواسب الناعمة عالقة في أعالي الجو ونقل الرواسب الخشنة زاحفة أو مجرورة على سطح الأرض. فإنه يجدر بنا أن نوضح بالتفصيل هاتين الخاصيتين كما يلي:

١ ـ رواسب تيارات الهواء الزاحفة

ربما يكون نقل الرواسب بالزحف متفرقة أو مجتمعة. فيتم نقل الرواسب بالزحف متفرقة عندما تنقل حبات الرمل من أماكنها على انفراد وتترسب في مكان آخر. بينما لاتزال في نفس الوقت بقية الحبيبات الأخرى في حركة مستمرة أو ساكنة في أماكنها الأصلية. وتحدث حركة نقل الرواسب بالزحف مجتمعة وذلك عندما تزحف بنيات الكثبان الرملية أو علامات نيم الهواء من أماكنها وبصورة جماعية مهاجرة، ثم تستقر مكونة نفس البنيات الرسوبية الأولية في أماكن أخرى. وتتم عملية زحف الكثبان الرملية كما يلي:

تحت تأثير دفع الهواء تتدحرج حبيبات الرمل إلى أعلى فوق أوجه منحدرات الكثبان المواجهة لاتجاه الريح (Windward sides) حتى تصل إلى قمة المنحدرات ثم تحت تأثير الجاذبية تتدحرج إلى أسفل عبر المنحدرات الشديدة (Leeward sides) في الاتجاه المعاكس لاتجاه تيار الهواء. ويتشكل لتدحرج الأخير بنيات لترقق المتقاطع فوق جوانب تلك المنحدرات الشديدة وفي نفس الاتجاه. ويرجع تكوين كل رقيقة أو وحدة طبقية إلى سرعة هواء معينة. ويختلف حبيبات الرمل من رقيقة لأخرى مجرورة (سطحية أو تحتية) من حيث حجم الحبيبات وليس من حيث التركيب المعدني. ويتكرر هذه العملية نتيجة هبوب الريح المستمرة عبر المنطقة يزحف جسم الكثيب الرملي من مكانه الأصلي مكوناً شبيهه في مكان آخر وفي اتجاه مقدمة تيار الهواء.

وتختلف حجوم الحبيبات المنقولة بالهواء باختلاف سرعة الهواء. فقد سجل (Udden 1894, 1896, 1898) ملاحظاته عبر مسافات النقل بالهواء ووجد أن جسيمات الغرين والطين تنقل عالقة في الهواء عبر مئات أو آلاف الكيلومترات قبل أن تترسب بينما حبيبات الرمل أو جسيمات أخرى أكبر حجماً تنقل ولا تلبث أن تستقر بسرعة فوق سطح

الأرض عبر مسافة بسيطة. ويُفسَّر ذلك بأن حبيبات الرمل تحتاج إلى هواء قوي وبسرعة تتجاوز عشرات أضعاف المرّات مما تحتاجه جسيمات الغرين والطين حتى تعلق منقولة في الهواء.

وتُحْدِثُ تضاريس سطح الأرض اضطراباً كبيراً في شدة سرعة تيار الهواء وهذا الاضطراب يتسبب في تحريك أو زحف حبيبات الرمل فوق سطح الأرض. وبالتالي نقل جسيمات أكبر من حبيبات الرمل بالزحف ولكن إذا حدثت عواصف ريحية معينة فإن بمقدورها أن تحرك جسيمات صخرية ذات أقطار تقرب من ٥سم (Pumpelly 1908) وتقل مقدرة تيار الهواء في النقل عن تيارات الماء لأن كثافة الهواء أقل من كثافة الماء، (تقل كثافة الهواء بمقدار $\frac{١}{٨١٣}$ من كثافة الماء). ويتمثل معظم حمل الهواء من الرواسب العالقة أو الغبار. يحدث ذلك حتى لو بدى مظهر الجو صافي فإنه لايخلو من جسيمات سُحب الغبار بأي حال من الأحوال.

وقد أعطت دراسات (Bagnoid 1954b) اللبنة الأساسية لدراسة الكثبان الرملية ثم تبعتها دراسات أخرى في نفس الموضوع ولن تتركز حول فيزياء نقل الرمل بالهواء، وقد تطرق لها كل من (Williams 1964; Owen 1964 and Wilson 1972). وقد أوضحت هذه الدراسات كيف تنقل الرواسب بالرياح. فتنزلق حبات الرمل فوق بعضها البعض أو تقفز فوق سطح الأرض تحت دفع الهواء لها أو عندما تصطدم حبة رمل بأخرى في المقدمة فتقفز الأخيرة وتستقر الأولى وهكذا. وتشبه هذه العملية في مضمونها عملية نقل حبيبات الرمل بالزحف (Creep) أو القفز (Saltation). ويستمر هبوب الهواء بسرعة غير المتماسكة والزاحفة فوق سطح الأرض تُرفع جسيمات الغرين والطين بحمل معلقة في الهواء مكونة سحب غبارية ترتفع في أعالي الجو. وكما ذكرنا أن سرعة الهواء الدافعة أو الحاملة للجسيمات تزداد بازدياد حجم الحبيبات. فسرعة الهواء التي تسبب في بدء حركة الحبيبة من مكانها تشبه إلى حد كبير تلك التي ذُكِرَتْ تحت رواسب النقل المائية. على سبيل المثال إن أول ما يتحرك عند هبوب الهواء هي جسيمات الرمل الناعمة جداً. وتحتاج جسيمات كل من الغرين والطين إلى سرعة تيار هواء قوية تشبه تلك السرعة التي تحتاجها جسيمات الرمل الناعمة والمتوسطة الحجم لكي تبدأ الحركة من أماكنها (راجع رسم العالم هيولستروم Hjulstrom وما كتب عنه في بداية هذا الفصل).

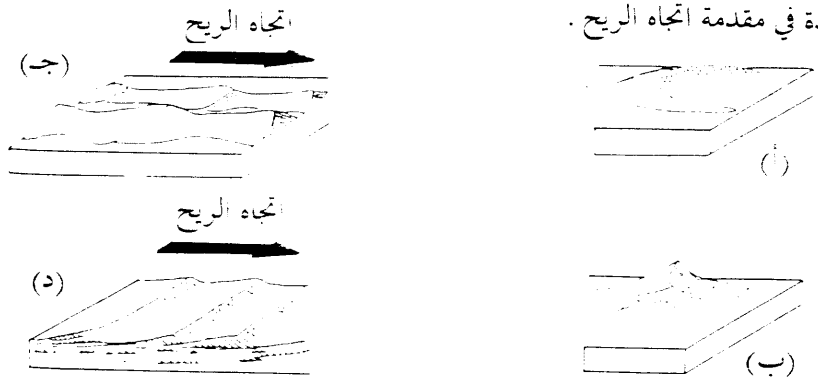
وتتشكل الكثبان والطبقات المستوية وعلامات النيم كَبُنيات رسوبية طبقية رملية هوائية معطية أهم رواسب النقل بالهواء فوق القشرة الأرضية. وقد تركزت دراسات عدة حول أحجام وأصل نشأة الكثبان الرملية لما لها من تأثير كبير في البيئة المحيطة بها، كمشكلة زحف الرمال عبر المناطق الزراعية والقرى والمدن وغيرها من الانشاءات المدنية وما ينتج عن ذلك من دمار وتهديد من الطبيعة للانسان.

٢ ـ الكثبان الرملية

تصنف الكثبان الرملية من حيث نوعية أشكالها إلى أربعة أنواع (شكل ٤٢).

أ ـ كثبان البارخان Barchan Dunes

عبارة عن كثبان رملية تأخذ شكل الهلال أو نعل الفرس وتمد قرناه في اتجاه الريح. ويعرف أحيانا بقوز أو أقواز الرمل وأحيانا بكثبان الرمل الهلالية (شكل ٤٢أ، ٤٣أ). ويكون جسم هذا النوع من الكثبان محدب في اتجاه أعلى تيار الهواء ومقعر في اتجاه أسفل تيار الريح. وتكون الأوجه المقعرة أشد انحداراً (انزلاقاً) من الأوجه المحدبة. وتتواجد كثبان البارخان متفرقة في معظم الأحيان ولكنها أيضا تُتَاخِمْ أطراف البحار الرملية في المناطق الصحراوية، مثل مناطق الربع الخالي في الجزيرة العربية. وتشكل طبقات هذه الكثبان أجسام رواسب انتقالية وليست رواسب ترسيب ولذلك لا يتوقع الاحتفاظ بها في السجل الجيولوجي لأنها ما تلبث أن تستقر حتى تبدأ الزحف والانتقال إلى أماكن جديدة في مقدمة اتجاه الريح.



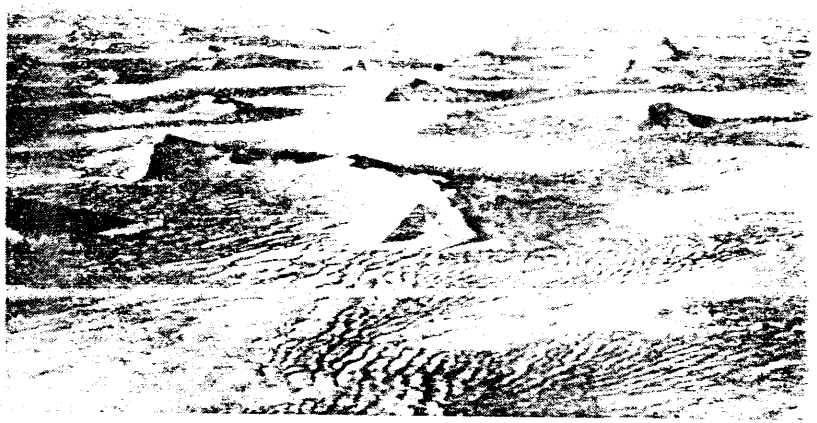
شكل (٤٢): الأشكال الرئيسة للكثبان الرملية (أ) كثب هلالي. (ب) كثب نجمي (شعاعي)، (جـ) كثب طولي. (د) كثب مستعرض.
(عن: Selley 1976).

شكل (٤٣): أشكال الكثبان الرملية (عن: Glennie 1970):
أ ـ كثبان هلالية مع كثبان نجمية (Barchan dunes with stellate dunes) في منطقة الربع الخالي بالقرب من أم السميم ـ عُمان.

ب ـ كثبان نجمية Stellate Dunes

وهي كثبان رملية ذات بنية نجمية او بنية شعاعية واحياناً تشبه بنيتها بنية الأهرام (شكلا ٤٢ب، ٤٣ أ، ب). ويتكون هذا النوع من الكثبان من نسق أو سلسلة تلال رملية مستوية ذات قمم حادة مجتمعة مع بعضها مكونة قمة واحدة شاهقة في الفضاء تشبه رأس هرم. وتتطاير حبيبات الرمل من فوق هذه القمة تحت تأثير الريح بشكلة يشبه دفع الدخان من فوهة مدخنة. وقد يصل ارتفاع هذه الكثبان عشرات الأمتار. وتتكون هذه الكثبان النجمية الرملية عند أطراف أجسام الرمل الكبيرة والثابتة أو الجبال الرملية مثل جبال رمال الربع الخالي وغيرها في مناطق صحراوية أخرى. وربما يشير ذلك إلى نشأة هذا النوع من الكثبان، ويرجع ذلك إلى مقاطعة الجبال الرملية المقاومة لمسيرة مجرى تيار الهواء وبناء الكثبان النجمية عند منطقة اصطدام الهواء بالأجسام الرملية المقاومة. ومن المحتمل أن تتواجد الكثبان النجمية مختلطة في أوساط كثبان رملية من نوع آخر (Selley 1976).

ب



شكل (٤٣) ب ـ كثبان مستعرضة صغيرة مع كثبان نجمية أكبر
(Small transverse dunes with larger stellate dunes) في منطقة الربع الخالي ـ جنوب أم السميم ـ عُمان.

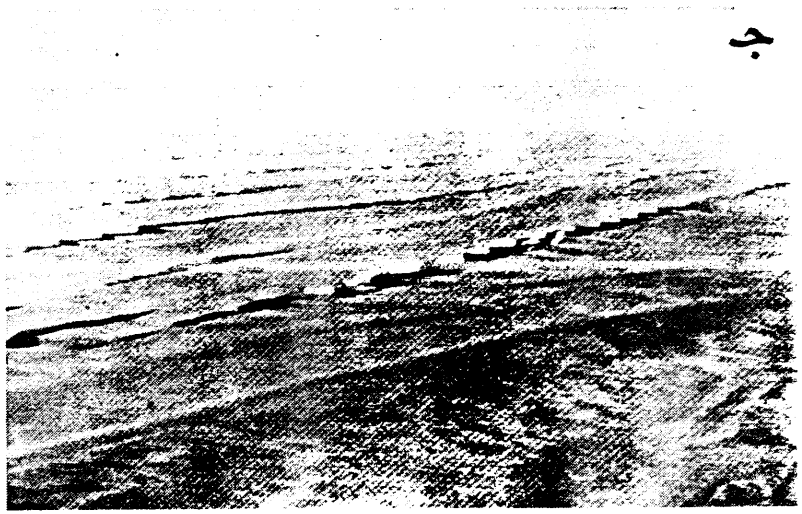
جـ ـ كثبان طولية (كثبان السَّيف) Seif Dunes

يتكون هذا النوع من الكثبان الرملية من فَرْشة لعدة كثبان متصلة مع بعضها ورقيقة وضيقة تشكل ذات قمم حادة بكل متوسطة الارتفاع (أشكال ٤٢جـ، ٤٣جـ). وغالباً تغطي هذه الكثبان مساحات شاسعة تصل إلى ٣٠٠ كم٢. وقد يكون جسم هذا النوع من الكثبان متصلاً أو مرتبطاً بأجسام كثبانية رملية أخرى من نفس النوع وفي اتجاه أسفل تيار الريح.

ويصل ارتفاع قمم الكثبان المكونة لهذه الكثبان الطولية حوالي ٥٠م وتكون متباعدة عن بعضها مسافة قد تزيد عن ١ كم. ويوضح (Selley 1976) بأنه أحياناً تكون الكثبان الطولية عبارة عن قمم كثبان نجمية منتظمة التوزيع والتباعد ومتصلة ببعضها بأسرج رملية مستطيلة أقل ارتفاعاً ومعتدلة الانحدار على كلا الجانبين. وتكون موازية لاتجاه مجرى الريح. وتحدث هذه الكثبان على فرشات رملية وعلى أسطح هابطة من الرمل. وقد ناقش كل من (Bagnold 1953, Hanna 1969, Folk 1971) أصل نشأة

الكثبان الطولية (أو كثبان السيف) وأجمعوا على أنها تتشكل من خلايا تدفقية حلزونية صادرة من أنظمة تيار هواء وحيد الاتجاه.

جـ



شكل (٤٣) جـ ـ كثبان طولية (كثبان السيف)
(Seif dunes or longitudinal dunes) في منطقة الربع الخالي وسط رمال وهيبا ـ عُمان.

د ـ كثبان مستقيمة Longitudinal Dunes

تأخذ هذه الكثبان الرملية طابع الاستقامة في قممها أو خفة الالتواء وتكون ذات توجيه متعامد مع اتجاه الريح (شكل ٤٢د، ٤٣جـ). وتكون أوجهها الشديدة الانحدار موجهة في اتجاه أسفل التيار. وهي تشبه إلى حد كبير عتبات السلم المتراكبة فوق بعضها. فتتسلق واجهة (مقدمة) كُثيب ظهر أو مؤخرة كُثيب آخر أمامه وهكذا حتى تصبح مركبة فوق بعضها البعض (أنظر أشكال ٤٢د، ٤٣جـ). ويندر تواجد هذا النوع من الكثبان فوق مستويات الأرض الهابطة كما هو الحال بالنسبة للكثبان الطولية. وتعتبر الكثبان المستقيمة كثبان أبنية طبقات ترسيبية هوائية أي أنها كثبان ترسيب. وهذا يغاير خاصية الأنواع الثلاثة الأخرى من الكثبان والتي تمتاز بأنها كثبان انتقال أو كثبان أبنية طبقية انتقالية (Selley 1976).

وقد ناقش كثير من الباحثين في دراساتهم البنيات الداخلية لهذه الكثبان بأنواعها الأربعة، ومن بين هذه الأبحاث أبحاث كل من :

"McKee and Tibbitts (1964) , McKee (1966, 1971) , Glennie (1970) and Bigarella (1972)"

وتتكون الرمال المنقولة بالزحف بشكل رئيسي من حبيبات المرو (الكوارتز) وحبيبات أخرى معدنية ولكن بنسبة أقل، وهذه تشمل كل من الكلسيت والظر (الشيرت) والفلسبار والجبس وحبيبات طين وفتات حجر الجير وبعض حبيبات المعادن الثقيلة والقطع الصدفية وبعض الأحافير في حجم حبَّات الرمل (مثل Protozoa).

والنقل بالزحف يتسبب في بري الحبيبات عندما تنسب فوق بعضها. ونتيجة لاحتكاك الجسيمات مع بعضها البعض تحدث عملية البري أو المسح والتي تؤدي بدورها إلى استدارة عالية للحبيبات حتى الأكثر مقاومة، ومن المحتمل جداً أن الحبيبات الأقل مقاومة سوف تؤثر فيها عملية البري حتى تصبح صغيرة الحجم، وأقل بكثير مما تقوم به عملية البري تحت الماء والتي تحدث أثناء نقل الرواسب تحت الماء بالزحف، لأن الماء يمتص حدة الاصطدام المباشر بين الحبيبات، ومن ثم يقل تأثير الاحتكاك بين الحبيبات عنه بين الحبيبات المنقولة بالريح. وتكون الجسيمات المنقولة بالزحف، وفي وسط ناقل هوائي، متصلة مباشرة ببعضها البعض وبالأرضية الزاحفة عليها ومن ثم الحبيبات الكبيرة تتحسن استدارتها وربما تصبح عالية التكور. فقد أشار (Zeigler 1911) إنه إذا وجدت حبيبات مستديرة وبأقطار أقل من ٠,٧٥ مم فإن الهواء يجب أن يعتبر العامل الرئيسي في استدارة هذه الحبيبات. وقد جاءت تجربة (Galloway 1922) بأن الماء ربما يتسبب في استدارة جسيمات ذات أقطار تصل إلى ٠,٠٥ مم ولكن ربما يصل الهواء بتأثيره إلى أبعد من ذلك، أي أنه يتسبب في استدارة جسيمات ذات أقطار تصل إلى ٠,٠٣ مم. واختتم (Twenhofel 1950) إنه عامة إذا كانت الحبيبات مستديرة وأحجام أقطارها أقل من ٠,١ مم، وكمية هذه الرواسب كبيرة فإن الاستدارة تتكون من عوامل ريحية. وإذا كانت كمية الرواسب قليلة فإن عوامل أخرى يحتمل أن تكون متسببة في استدارة هذه الجسيمات. وبالمثل إذا وجدت رواسب ذات حبيبات مزواة وهي ريحية الترسيب فذلك لأنها لم تُنقل مسافة طويلة.

أما سطح الأرض الذي يسحب عليه الحبيبات تحت عامل النقل الهوائي فإنه يتأثر بتلك الحركة. فإذا كان السطح صلباً فإن حبيبات الرمل سوف تحدثه وتظهر عليه خطوط على طول مناطق الضعف أو التي تقل مقاومتها لعملية البري. أما إذا كان السحب أو الجر فوق سطح طيني أو غريني فإنها تشكل خطوطاً وعلامات يطلق عليها حزوز الريح (Yardangs) . وإذا كانت عملية الزحف الرملي حدثت عند قواعد حوائط الصخرية للجبال المواجهة للشاطىء فربما تشكل كهوف نتيجة البري الهوائي وليس بسبب عامل آخر بمياه أمواج البحر. وإذا تواجد الحصى الصغير (Pebbles) والحصى الكبير (Cobbles) ، والجلاميد (Boulders) في مسارات الرمال المسافة بالهواء، وكانت هذه الرواسب لها تكوين معدني متجانس، فإن عملقي بري الرمال تترك سطيحات (أو وُجيهات) مقطوعة فوق أوجه هذه الجسيمات وتعرف هذه العلامات بوجهريحيات (Ventifacts) وتكون مواجهة لاتجاه الريح.

٣ ـ رواسب الهواء العالقة

تنقل الرواسب الناعمة مثل جسيمات الطين والغرين والرمل الناعم عالقة في الهواء ولا يعرف أين سيستقر بها المقام. ويعتمد ترسيبها على، متى ستصبح سرعة الريح صفر، أو فوق الصفر بقليل، وبمعنى آخر متى تنخفض سرعة الهواء عما كانت عليه في بداية المشوار. ويتكون حمل الرواسب العالقة في الهواء عامة من مواد عضوية وغير عضوية. فالجسيمات العضوية تشمل أنسجة نباتية وطحالب ديتومية وصدف الأوليات (Shells of protozoa) والأحافير ذات الخلايا البوغية (Spores) . أما الفتات غير العضوية عبارة عن أنواع متعددة من المعدن مثل معادن الطين ومعادن الجير والمرو مثل حبيبات والفلسبار وغيرها من جسيمات الناعمة. وتستمر الجسيمات الغروانية (Colloidal particles) عالقة في الهواء إلى ما لا نهاية ما لم تغسل بمياه الأمطار والثلوج الساقطة. وقد ينقل الهواء الجسيمات عالقة عبر أقطار الأرض. ويأخذ الجو لون ما يحمله من غبار. ويرجع لون الغبار إلى لون المصدر التي سيقت منها الأغبرة وذرات المواد العالقة في الفضاء. ومعدل ما يترسب من الرواسب المحمولة بالتعلق في الهواء قليل جداً إذا ما قورن برواسب الهواء الزاحفة والمترسبة ككثبان رملية فوق القشرة الأرضية.

وتنشأ معظم الرواسب العالقة في الهواء من هب الرياح عبر رواسب نهرية (طمي Alluvium) مفككة، فيعلق الغرين والطين في الهواء تاركاً خلفه الزلط والرمل. ولا يشك في مقدرة الهواء على رفع وحمل أطنان من الغبار أو الرواسب الناعمة ونقلها عالقة في الجو وربما يرسبها عبر آلاف الكيلومترات من مصدر نشأتها. فقط أشار كل من (Prospero and Carlson 1972) إن بين ٢٥ و٣٧ مليون طن من الغبار تنقل سنوياً من صحاري افريقيا على امتداد خط عرض البارباروز وهذه الكمية من الغبار تكفي لأن تحفظ المعدل الحالي للترسيب البحري العميق في كل مناطق شمال المحيط الأطلسي. وينقل الغبار من الصحاري بالرياح ولكن في الحقيقة قليل يترسب من هذه العوالق وبنفس طريقة استقرار النوحل في أرضية قاع البحار. ويترسب معظم الغرين والطين في (Playas) بعد هطول الأمطار وتدفق الفيضانات. وتمنع كل من خاصية التماسك والجفاف لهذه الرواسب من أن تعيد ترسيبها أكثر من مرة.

وأوضح (Selley 1976) بأن عوالق الغبار الصادرة من الصحاري القريبة من المناطق الجليدية أو المحيطة بها تختلف من عوالق غبار صحاري المناطق المدارية وذلك لأن الأولى خالية تقريباً من الطين وغنية بجسيمات السليكا المكونة نتيجة أنشطة الثلجيات. وهذه الرواسب تعرف التربة الطفالية أو ما يطلق عليها مصطلح رواسب اللوس (Loess), (Berg 1964) . وتتواجد تربة اللوس في مناطق متفرقة من العالم وتكون طبقاتها سميكة ومتسعة أفقياً، جيرية، مصمتة (أي عديمة البنيات الرسوبية الأولية) وتتجوى مشكلة شقوق تقلصية متعددة الأضلاع. ولو أن معظم الباحثين متفقين على أن تربة الطفال نقلت كسحب غبارية عالقة في الهواء إلا أن هناك بعض المناقشات الدائرة حول استقرارها، هل استقرت من الهواء الطلق أو في الحقيقة ترسبت من نشاط نهري (Smaliey 1972) .

النقل والترسيب بالثلاجات

تحدد كل من اللزوجة والتدفق ميكانيكية النقل الثلجي وهي تختلف عن النقل بالماء والهواء. ويشكل تدفق الجليد عملية معقدة لأنها تعتمد على ترجمة مقدرة الجليد

في نقل الرواسب أو على خاصية المرونة (Plasticity) بلورات الثلج وكذلك على تفكك وانفصال كتل ثلجية كبيرة وانزلاقها من فوق مستويات الانزلاق. وأيضا يلعب ذوبان أجزاء من الثلج تحت عامل الضغط دوراً آخر في عملية ميكانيكية النقل الثلجي. وليس بوسعنا هنا أن ندخل في التفاصيل الفيزيائية لحركة النقل بالجليد. ولكن ما يهمنا الآن هو معرفة مكونات رواسب الثلجيات.

تتواجد جميع الرواسب المنقولة بالثلجيات إما عند قاعدة الجليد الزاحف ويدعى الركام الجليدي السفلي (Ground moraine) أو على سطح الجليد المتحرك وتسمى الركام الجليدي السطحي (Superficial moraine) . وتمتاز الثلجيات القارية (أو المنبسطة) بنقل معظم حمل رواسبها عند القاعدة ولذا يطلق على هذه الرواسب بالحمل الجليدي المجروف على الأرض أو الركام الجليدي السفلي (Ground moraine) . بينما تمتاز ثلجيات الوديان بجمع معظم حمل رواسبها من الانهيارات الصخرية وغيرها من فتات الرواسب والتي تسقط من أعالي الجبال المحيطة وتستقر فوق الأسطح الثلجية لتنقلها وهي على السطح. وأيضا تجمع ثلجيات الوديان رواسبها من جوانب ضفتي الوادي وتنقلها فوق السطح ويطلق على هذه الرواسب المنقولة على سطح الثجيات، الركام الجليدي السطحي (Superficial moraine) . ويؤثر تدفق الجليد في الجسيمات المنقولة كما يتسبب في صقل (Polish) وتخطط (Groove) وخدش (Scratch) أسطح الطبقة الصخرية التي يزحف عليها وربما يشوه الطبقات السفلية. وتسمى رواسب الثلجيت بالركام المجروف (Till or tillite) .

يشكل حمل الجليد المجروف على الأرض كتلة من حطام الرواسب. وتتكون رواسب الحطام من حبيبات من جميع الأحجام، مشتملة على جسيمات الطين الناعمة وكذلك حبيبات الجلاميد الكبيرة أو بأكبر من ذلك. ولكن حبيبات الجلاميد العملاقة والمتواجدة في حمل الجليد المنقول على السطح تصبح تقريبا مفقودة الوجود بين الرواسب الجليدية المجروفة. وتكون الرواسب المجروفة بالثلجيات غنية بالمواد الناعمة وذلك بسبب تكوينها المستمر من حركة الجليد البطيئة. وينتج عن حركة الجليد أن تكون خاصية قوى التمزق نشطة مسببة سحق الرواسب الضعيفة المقاومة إلى طين أو رمل

ناعم جدا. بينما القطع الصخرية المقاومة تصبح مستديرة ومصقولة أو مخدوشة بسبب بري واحتكاك المواد الناعمة بها. كما تظهر على أسطح الجلاميد والحصى خطوط وخدوش نتيجة عملية البري والمسح. ويترك الجليد الزاحف آثاره على سطح الطبقة الصخرية. ونتيجة لعملية البري والمسح المصاحبة يصبح السطح ناعماً ومصقولاً وبه عدة خطوط مستقيمة ومتوازنة وأيضا خطوط متعمقة إذا كانت عملية البري حدثت عبر مناطق ضعيفة المقاومة. وجميع هذه العلامات تشير إلى حت أو تعرية الجليد لهذه الطبقة.

ويتكون حمل الرواسب المجروفة على سطح الثلاجة من الحطام الساقط على الثلاجة من انزلاق أرضي وانزلاق صخري وتدفق الوحل وتساقط صخري أو انهيارات صخرية متنوعة وأحياناً من رواسب نهرية تتدفق من أعالي الجبال المحيطة وتصب فوق سطح الثلاجة تاركة حملها مع بقية الرواسب الأخرى. وحيث إن جميع هذه الرواسب لا تستطيع أن تنغمس أو تغرق داخل الثلج لذا تزداد كمية الحطام المنقول على سطح الجليد في أسفل المجرى عندما تتجمع إمدادات جميع منحدرات الانزلاق. وحيث إن جميع مكونات الرواسب المنقولة على سطح الجليد لا تمر بتجربة ميكانيكية اعادة الترسيب ولا البري ولا التصنيف (هذا اذا ما تعرضت صدفة لماء ذائب) فإنها تتكون من خليط رواسب تضم الجلاميد الكبيرة جداً (أو الجلاميد العملاقة) مع مواد ناعمة وجميع حجوم الفتات الصخرية الأخرى. وتكون جميع الحبيبات محتفظة بأشكالها (من لاستدارة والتكور) الأصلية والتي كانت عليه عندما أتيت أول مرة فوق الثلاجة. كما أنه لا توجد آثار لصقل أو خدوش أو لاستدارة لهذه الحبيبات مثل لاحظناه في حالة رواسب حمل المجروف بالثلاجة.

ويظهر لنا في الحقيقة أن هناك عدة أنواع من الرواسب الرسوبية تكون مشتركة أو مختلطة مع رواسب الثلجيات. وهي باختصار الزلط والرمل والطين أو تربة الطفال (تربة اللوس Loess) والتي تحدثنا عنها سابقا. ولو أن هذه الرواسب تعتبر الآن مشتركة مع رواسب النقل الجليدي إلا أنها في الحقيقة هي رواسب هوائية ومائية سواء كانت عالقة أو محمولة بتيارات الجر أو السحب، التي تحدثنا عنها في بداية هذا الفصل.

ويستوجب علينا أن نتذكر دائماً أن ما ينقله ويرسبه الثلج نفسه هو نوع واحد من الصخور يطلق عليه الرواهص الوحلية (Diamictites) (راجع Flint et al. 1960).

ويتكون صخر راهص الوحل (Diamictite) من رواسب رديء التصنيف ويشتمل على حبيبات بجميع أحجامها من الجلمود إلى الطين. ويتشكل الطين من معادن متنوعة ولكن تكون نسبة معدن السليكا مرتفعة وذلك بسبب تكوينها عن طريق سحج جليد لكثير من المواد. وتكون معادن الطين ضئيلة جداً. وتظهر الجلاميد بأحجام كبيرة وبمقاسات مختلفة وغالباً تكون مزوية. ونادراً ما تحمل بعض الخطوط وذلك بسبب حركة الثلج وما ينتج عنه من حك ركني حاد الجلمود عبر واجهة جلمود مجاور له. وتميل هذه الصخور المجروفة بالجليد (Glacial diamectites) بأن تترسب بشكل صفحات متسعة أفقيا وقليلة السمك (أقل من ٥ أمتار). وتغطي هذه الرواسب أسطح الطبقات المخططة بزحف الجليد وتكون أسطح هذه الرواسب العلوية محدبة. ومن المحتمل جدا أن تتواجد رواسب الثلجيات متداخلة مع طبقات رواسب مجاورة لمناطق الجليد. مثل رواسب بيئات نهرية أو بحيرية وغيرها من البيئات الترسيبية الأخرى والقريبة من منطقة ترسيب الثلاجة.

النقل والترسيب بالجاذبية الأرضية

تنقل الجاذبية رواسب متنوعة فوق سطح الأرض، وتحت سطح الماء وهذه الرواسب تشتمل على مياه مشبعة بمخاليط رواسب معدنية، تتدفق من أعالي الجبال حتى تصل إلى منبسط أفقي، وأجسام صخرية أو جسيمات رسوبية والتي تنقل بالجاذبية إلى مسافات بعيدة وبسرعة عالية. ومثال ذلك تساقط الصخور وغيرها من الحطام الرواسب المتساقطة تحت تأثير الجاذبية والتي تسقط من القمم العالية حتى يستقر بها المقام في أسفل الوادي. وتُمثِّل عملية تساقط الصخور من أعالي الجبال إلى قيعان الوديان بالترسيب الجانبي الرأسي والتي لا تحتوي على نقل أفقي. ويتكون ركام رواسب الجاذبية من حصى كبير وصغير مزوي ورديء التصنيف وبه مسامية أولية عالية. وتعمل التجوية اللاحقة على تحسين استدارة حبَّات الحصى في مكانها وينقل الهواء جسيمات

رواسب دقيقة تُملأ بها الفراغات الأولية. وتحدث عملية تساقط الصخر فوق الأرض وتحت أسطح البحار. وقد يكون الزلزال هو السبب البادىء لحدوثها. وقد تحدث نتيجة هطول أمطار غزيرة على اليابسة أو نتيجة نشاط التجمد والذوبان في المناطق المناخية الباردة. وتتطلب عملية تساقط الصخور تواجد جبال ذات انحدار شديد أو انحدار رأسي مثال ذلك حوائط الجبال (Cliffs) المواجهة لبعض شواطىء البحار. ويتم تساقط الصخور (Rock falls or avalanches) من أعلى إلى أسفل بصورة تدفق أو قذف وبدون انزلاق أو تزحلق الصخور على فرشات هوائية، وقد أطلق عليها (Sturzstorms) كما ذكره (Friedman and Sanders 1978) وهي بمثابة الكوارث الطبيعية المفاجئة.

وتحدث عملية انزلاق وانهيار الرواسب الصخرية تحت تأثير الجاذبية. ويتم ذلك على سفوح جبلية معتدلة الانحدار بخلاف ما هو مطلوب لعملية تساقط الصخور. وقد يحدث انهيار وانزلاق الرواسب في أماكنها فوق الأرض أو تحت سطح الماء. وتشتمل عمليات الترسيب الناجمة عن الانزلاق على نقل الرواسب في اتجاه عرضي وعلى امتداد مستويات ممزقة وتحت أفقية. وتتطلب هذه العملية عامة الماء كعامل تشحيم (Lubricant) من أجل تخفيض الاحتكاك ولكي يسهل حركة الانزلاق على أسطح المنزلق. بينما تحدث عملية الانهيار بتحريك رواسب الممرات الجانبية إلى أسفل المنحدر وبطريقة ينجم عنها تشويه ومقاطعة انتظام التطبق الأصلي وأحيانا تُخَرِّب هذا التطبق كلية، (Seliey 1976).

ونضيف الى ذلك أن كل من انزلاق وانهيار الرواسب يصبح أكثر تطورا كعوامل انتقال مؤثرة كلما ارتفعت كمية المياه المتواجدة في هذه الرواسب. وتكون الرواسب القابلة للانهيار مترسبة على المنحدرات وبحبيبات مفككة الترابط. وعندما تبدأ حركة الانهيار أو الانزلاق يتأثر على غرارها ترابط حبيبات الرواسب ويصبح أكثر تقاربا واحكاما مما ينجم عنه انخفاض في مسامية الرواسب الأصلية وازدياد في ضغط المسامات. وهذا له تأثير في انخفاض احتكاك الحبيبات فيما بين بعضها البعض مما يسمح بتدفق الرواسب بطلاقة أو بتحرر أكبر. وقد أشار (Fisher 1971) إنه بزيادة كمية الماء في هذه الرواسب ومن ثم انخفاض قوة التمزق بين مكوناتها، تتطور عملية الانهيار

إلى ميكانيكية ثالثة وهي تدفق الكتلة أو تدفق الحبيبات وهذه تشمل تدفقات رواسب واسعة النطاق، مثل تدفق الرمل وتدفق الوحل وتدفق الحطام وتكون رواسبها على التوالي: Pebbly mudstones. diamictites. fluxoturbidites. وقد ناقش (Bagnold 1966) النظرية العامة لتدفق الحبيبات. ولقد أوضح (Blackwelder 1928) وأيضا نوه عنه (Seliey 1976) أن تدفق الوحل يحدث بشكل أكثر وضوحاً في البيئات الصحراوية. وهذا يتمثل في كتلة من الزلط والرمل والوحل، تشبعت وأسيلت بماء المطر الغزير ومن ثم تتحرك في اتجاه أسفل جوانب أو منحدرات الجبل. وربما تبدأ الحركة ببطء ولكن بازدياد كمية محتوى الماء تزداد هذه السرعة إلى تدفق فيضان سريع من حطام الرواسب المحمولة في المقدمة. وتعتبر تدفقات الوحل (Mud flows) الواسعة النطاق بمثابة كوارث حقيقة والتي تقضي على المنازل والمزارع والحيوانات وغيرها مما يأتي في طريقها (Scott 1971). وقد أوضح (Blackwelder 1928) أربعة متطلبات ضرورية لحدوث تدفق الوحل وهي: وفرة فتات الرواسب غير المتماسكة، ومنحدرات، وقلة الغطاء النباتي، وسقوط أمطار غزيرة.

وتتكون رواسب تدفقات الوحل من حصى كبير إلى زلط ورمل وغرين وطين. وإذا كان مصدر تدفق هذه الرواسب من صنف واحد فإن الراسب الناتج سيكون من ذلك الصنف ويكون جيد التصنيف. إلا أنه عامة يكون تدفق الوحل رديء التصنيف. وقد أشير إليها بأسماء مختلفة مثل أحجار حصى الوحل (Crowell 1957-Pebbly mudstones) وأحجار أو رواسب أجراف الثلجيات (Flint et al. 1960-Diamictites) ورواسب العكر المختلفة (Kuenen 1958 a-Fluxoturbidites).

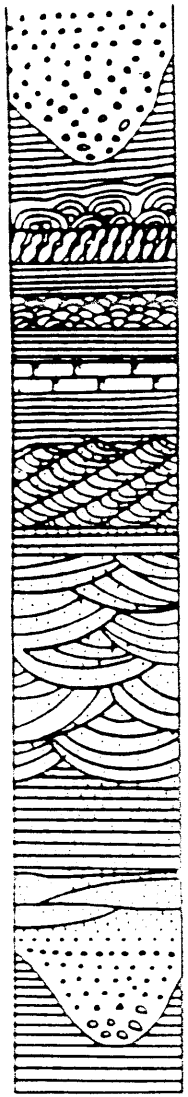
وتحدث تدفقات الوحل على اليابسة وتحت سطح الماء (Seliey 1976). ويتطور تدفق الوحل على اليابسة بزيادة محتوى الماء إلى فيضانات صفحية وهي تكون فيما بين تدفقات حبيبية وتيارات زاحفة. وتُرَسِّبُ الفيضانات الصفحية طبقات تحت أفقية من الرمل الخشن والزلط وبها قنوات متقطعة (Hooke 1967: Ives 1936). وتتواجد مثل هذه الفيضانات على المراوح النهرية وسفوح الصحاري. وتحدث تدفقات الوحل تحت سطح

البحر كتلك التي تَحَدَّث عنها (Stanley & Unrug 1972) والمتواجدة في قيعان الوديان البحرية العميقة.

ولكن أشار (Friedman and Sanders 1978) إن باستطاعة الجاذبية (أو ما يدعى بتمزق جاذبية) نقل جسيمات وغيرها من الرواسب حتى في أوساط عديمة السوائب أو المرائع. ويتضح ذلك من أن الجاذبية وحدها قامت بنقل أحمال من الجسيمات (الصخرية أو الترية) غير المتماسكة على سطح القمر لفقد كل من الغلاف الجوي والمائي.

ويمكن للطالب الاستفادة من المراجع المختارة والمضافة في نهاية الكتاب.

الفصل الخامس



البنيات الرسوبية

● مقدمة ● التطبق ● تشكيل الطبقات وأنظمة التدفق ● البنيات الرسوبية الأولية غير العضوية

مقدمـــة

عادة تُدْرس وتُحلل مكـونـات الصخـور المعدنية وأنسجتها في المختبر ولكن من الأحسن أن تُدْرس البنيات الرسوبية في الحقل وعلى منكشفات الصخور الحاملة لها. وتصبح هذه البنيات مرئية في الصخـور الرسـوبية بسبب الاختلافات الموضعية في المكونات المعدنية أو من طريقة وضع وترتيب الحبيبات في صخر الطبقة أو ما يسمى بالطراز أو النسيج الحبيبي. وتأخذ أشكال البنيات الرسوبية في كتلة الصخر او طبقة الصخر مقياساً أكبر بكثير من مقياس المكونات الحبيبية للصخر نفسه. كما يمكن دراسة البنيات الرسوبية على عينات لبّ الصخر المأخوذة من طبقات الصخر التحت سطحية والتي تستخرج باستخدام المثقاب الميكانيكي.

وتشتمـل البنيات الـرسوبية على أشكال مثل التطبق أو الطبقية، وأسطح عدم التطابق أو عدم التوافق، والتطبق المتقاطع، والترقق، والترقق المتقاطع، وعلامات النيم، وعـلامـات المـوج، والتـطبق المتـدرج، وشقـوق الوحل، وعلامات التشوه، والمنعقدات، والهوابط، وآثار الحيوانات على الصخور مثل المسالك والمسارب والـحُفر الأنبوبية، وغيرها من البنيات الأخرى. وقد شرح (Bouma 1969) بالتفصيل طرق جمع العينات وفحص البنيات الرسوبية في الحقل وفي المختبر.

وتصنف البنيات الرسوبية بشكل عام إلى صنفين رئيسين، بنيات رسوبية أولية وبنيات رسـوبية ثانـوية. وتتشكل أو تتكون البنيات الرسوبية الأولية أثناء الترسيب وتكـون نتيجـة العمليات الفيزيائية. ومن أمثلتهـا التطبق والتطبق المتقاطع والترقق المتقـاطع وعـلامات النيم والتطبق المطوي والهوابط وماشابه ذلك. وتنقسم البنيات الـرسوبية الأولية من حيث النشأة إلى بنيات غير عضوية، وهذه تشمل الأمثلة التي سبق ذكـرهـا، وبنيات عضوية أو حيوية مثل المجرات والمسالك والمسارب الدودية والحفـر أو الأنفـاق أو الآثـار التي تركتها الحيوانات على الصخور. وتتشكل البنيات الرسوبية الثانوية بعد الترسيب وتكون نتيجة العمليات الكيميائية المتأخرة النشأة (Diagenetic) ومن أمثلتها المنعقدات والعقد الدرنية ومخروط في مخروط والجيود والدرناد الشعاعية والزوائد الصخرية وغيرها.

وتكون البنيات الرسوبية الأولية ذات أهمية عظمى بالأخص عند علماء الرسوبيات لأن من دراستها يمكن التعرف على الظروف السائدة أثناء فترات الترسيب ومن ثم استنتاج بيئة أو بيئات الترسيب والتي تشكل جزءاً مهماً بالنسبة لوصف سحنات الوحدات الرسوبية. وتدل بعض البنيات الرسوبية الأولية على اتجاه التيار الذي شكّلها. وبمقدورنا إذا أخذنا قياس توجيه هذه البنيات الموجهة أن نقرر معدل اتجاه التيار القديم، وهذا بحد ذاته جزء مهم في أي عمل حقلي. فمثلاً تستخدم البنيات الأولية مثل التدرج الحبيبي في الطبقة (التطبق المتدرج) والتطبق المتقاطع للتأكد من تواجد التتابع الطبقي أو الاستراتيجرافي في الطبقات الرأسية (أو العمودية) أو في الطبقات الملتوية (أو المقلوبة)، (Shrock 1948a). كذلك استخدم كل من (Pettijohn 1962; Potter and Pettijohn 1977) البنيات الموجهة في عمل خرائط التيارات القديمة ومنها قرروا المنحدرات القديمة واتجاهات الصخور الرسوبية.

ويمكن دراسة البنيات الرسوبية في منكشفات الصخور وتكون أكثر وضوحاً في طبقات مقطع ضفتي النهر وفي طبقات حوائط الجبال المواجهة لبعض الشواطىء أو في طبقات جانبي المحجر. وتُعَرَّف البنيات الرسوبية بالأشكال ذات المقاس الصغير والتي تحملها معظم الصخور الرسوبية مثل علامات النيم والتطبق المتقاطع والهوابط. ولا تحدث هذه البنيات في عزلة. فمثلا نلاحظ أن علامات النيم تشكل جزءاً من أجزاء الطبقة والتطبقات المتقاطعة عبارة عن مجموعة من وحدات كبيرة. وتتكون البنية الهابطة من طبقات مشوهة ومحتوية على أنواع مختلفة من البنيات الرسوبية. وتعتبر البنيات الرسوبية أعظم منفعة من أية أشكال رسوبية أخرى حيث تستخدم في التفسير البيئي لأنها لا تشبه الأحافير والخصائص الصخرية والنسيج الصخري. وذلك لأن البنيات الرسوبية ليس بمقدورها إعادة دورة ترسيبها (Recycle).

التطبـــــق

نعني بالتطبق أو الطبقية ترتيب الطبقات وبها تميز الصخور الرسوبية عن غيرها من الصخور الأخرى، (Barrell 1917). حتى أصبح استخدام التعبير «الصخور المتطبقة

أو الطبقية» شائع الاستعمال كمرادف للتسمية «الصخور الرسوبية» وتعني نفس الشيء، على الرغم من أن بعض الرواسب أو الصخور الرسوبية تفتقد خاصية التطبق الداخلي مثل راسب أو صخر الجرافة الجليدي (Tillite) وأحجار الرمل المصمتة، والرواهص والمدملكات، وأحجار الجير الشُعبية العضوية وبعض أحجار الطين، وكما تُظهر بعض الصخور النارية المتدفقة على السطح خاصية التطبق. وقد أشار (Hamblin 1965) إلى أنه باستخدام الأشعة السينية يمكن استقصاء تواجد الترققات في بعض أحجار الرمل المصمتة. كما يصبح التطبق واضح في أحجار الطين المجواة.

وتشير المصطلحات (Stratum, bed, layer) إلى طبقة الصخر الرسوبي وتستخدم هذه التسميات بطريقة متبادلة وتعطي تقريبا نفس المقصود وهو تمييز طبقة ما من الطبقات التي تعلوها أو من الطبقات التي تقع تحتها وذلك بناء على ماتحتويه هذه الطبقة من مميزات خاصة مثل النسيج والبنيات الداخلية واختلاف نوعية صخرها عن بقية الطبقات الأخرى. وفي معظم الأحيان نستخدم المصطلح (Stratum) كتسمية عامة عندما نريد الاشارة إلى جميع الطبقات بسماكتها وأنواعها بدون تمييز معين. ونستخدم المصطلح (Bed) عندما تكون الطبقات (Layers) ذات سماكة أكبر من ١سم. وعندما تكون سماكة الطبقات أقل من ١سم يطلق عليها رقائق (Laminae). وقد ظهرت عدة محاولات لوضع مقياس للتطبق مستخدمين عامل السماكة في التقسيم أو التمييز بين طبقة وأخرى. ومن بين هذه الدراسات أبحاث كل من (Payne 1942; McKee and Weir 1953).

لقد أوضح (Pettijohn 1975) أنه إذا كانت الطبقات (Beds) قابلة للانفصال إلى وحدات متساوية في السماكة فانه عندئذ يطلق عليها المصطلحات التالية:

- طبقة لوحية (Flaggy) من ١ ـ ٥سم
- طبقة صفائحية (Slabby) من ٥ ـ ٦٠سم
- طبقة كتلية (Blocky) من ٦٠ ـ ١٢٠سم
- طبقة مصمتة (Massive) أكبر من ١٢٠سم

ولكن المقياس الذي وضعه (Ingram 1954) هو أكثر المقاييس قبولاً واستخداماً حتى الآن.

وينص هذا المقياس على مايلي:

مقياس سماكة التطبق

الاسم أو المصطلح	السماكة
١) طبقة سميكة جدّاً	أكبر من ١ متر
٢) طبقة سميكة	٣٠ ـ ١٠٠ سم
٣) طبقة متوسطة السمك	١٠ ـ ٣٠ سم
٤) طبقة رقيقة (ضئيلة السمك)	٣ ـ ١٠ سم
٥) طبقة رقيقة جداً	١ ـ ٣ سم
٦) رقيقة سميكة	٠,٣ ـ ١ سم
٧) رقيقة ضئيلة السمك	أقل من ٠,٣ سم

(عن: Ingram 1954)

وحاول (Otto 1938) تعريف وحدتين ذات أهمية تكوينية (نشوئية) وهاتين الوحدتين تدعى الوحدة الرسوبية (Sedimentary unit) والترقق (Lamination). وعرفت الوحدة الرسوبية «بسماكة الراسب الذي ترسب تحت ظروف طبيعية ثابتة أو غير متغيرة»، بمعنى آخر أن الوحدة الرسوبية ترسبت وتكونت أثناء فترة زمنية، عندما كان متوسط تدفق سرعة التيار السائد ثابتة ومن ثم رسب بعض متوسط أحجام حبيبات سائدة وبفترة زمنية معينة. وتتكون وحدة رسوبية جديدة عندما يتغير التيار السائد نتيجة تغيير الظروف الطبيعية أثناء فترة زمنية أخرى. وحيث تتواجد خطات تذبذب تتغير فيها سرعة تيار السائد مما ينتج عنها تكوين الرقائق أو الترقق (Lamination) أو ما يدعى بالمراحل أو الأطوار (Phases) كما عرفها (Apfel 1938) والتي فيها تختلف رقيقة عن رقيقة أو طور عن طور آخر. ونوضح هنا الفرق بين الوحدة الرسوبية والترقق، كما شرحه (Pettijohn 1975) بأن طبقة الرمل الحاملة لتطبق متقاطع هي وحدة رسوبية ترسبت تحت ظروف واحدة أو متشابهة بمعنى أن التيار المرسب كان يحتفظ تقريباً بنفس الاتجاه والسرعة أثناء فترة الترسيب. بينما يسجل الترقق المتقاطع تذبذبات محلية في سرعة التيار المرسب كانت سائدة لفترة قصيرة.

وإذا تواجدت وحدة طبقية متقاطعة ثانية فوق الوحدة الأولى حتى ولو لم تأخذ فيها الترققات المتقاطعة نفس التوجيه فانها تعتبر وحدة رسوبية مميزة ومنفصلة عن الأولى ومسجلة لمرحلة ترسيب جديدة وهنا ظروف طبيعية مختلفة عن تلك التي كانت سائدة أثناء ترسيب الوحدة الرسوبية الأولى. وهنا نستنتج أن خاصية السمك تفقد قيمتها التقسيمية أو التمييزية والتي بها نفصل أو نميز بين الوحدة الرسوبية والترقق. لأن الطبقات الحولية (أو السنوية الترسيب) أو ما يسمى بالرقائق الوحلية الحولية (Varves) قد تأخذ عامة سماكة واحد سنتمتر ولكن في بعض الأجزاء قد تكون سماكتها أقل من واحد سنتمتر. لذا يمكن الإشارة إلى كل من الطبقات والترققات على أن جميعها تمثل أحداث رسوبية ضئيلة السمك. لأنه كما ذكر (Pettijohn 1975) من أن الأجزاء الرملية والغرينية لبعض الرقائق الوحلية الحولية (Varves) السميكة تكون عامة مترققة ولذا يبدو من الضروري التفريق بين الترققات (Laminations) والرقائق الحولية (Varves) وكذلك بين الطبقات (Beds) والترققات (Laminations) مستخدمين خاصية أخرى غير السماكة المقررة مسبقاً وبشكل عرفي. ولكن نقض (Blatt et al. 1980) هذه الخاتمة بزعمهم أن طبقات (Beds) عديدة لا تمثل وحدات رسوبية حقيقية لأن هذه الطبقات تحمل بنيات رسوبية داخلية مثل الترقق الداخلي (وتشمل طبقات أو رقائق Beds or laminae) تميل بزاوية مع حدود الطبقة مشكلة بذلك ما يسمى بالطبقات المتقاطعة أو الرقائق المتقاطعة وربما نجد أن مستويات مختلفة في الطبقة الواحدة تحمل أنواعاً مختلفة من البنيات الرسوبية الداخلية. ومن هنا يجب القول أن بعض هذه البنيات الداخلية ترسبت نتيجة عدة أحداث رسوبية وربما تفصلها عن بعضها فترات زمنية طويلة (Blatt et al. 1980) ربما تكون حدود الطبقة العلوية والسفلية حادة وواضحة أو تكون متدرجة حتى تختفي في الطبقة المتاخمة لها. وتتكون حدود حادة أو مميزة بتغيير مفاجيء في ظروف الترسيب نتيجة حدوث حت مفاجيء أو نتيجة تغييرات متأخرة كيميائية النشأة مؤكدة التغيير في الحد المتدرج الأصلي أو الأولي. ويُدعى الحد السفلي للطبقة بالقاع أو القاعدة (Sole) وربما تحتوي على بنيات رسوبية تُسمى علامات القاعدة (Sole marks) أو القوالب (Molds) أو الطوابع (Casts). وتُكَوِّنْ العلامة (Mark) بنية أصلية تشكلت على سطح الطبقة. وعند دفن جسيم ما يرمز له بالعلامة وبشكل طابع على سطح قاعدة الطبقة العلوية ونرى مثل هذه الطوابع بشكل

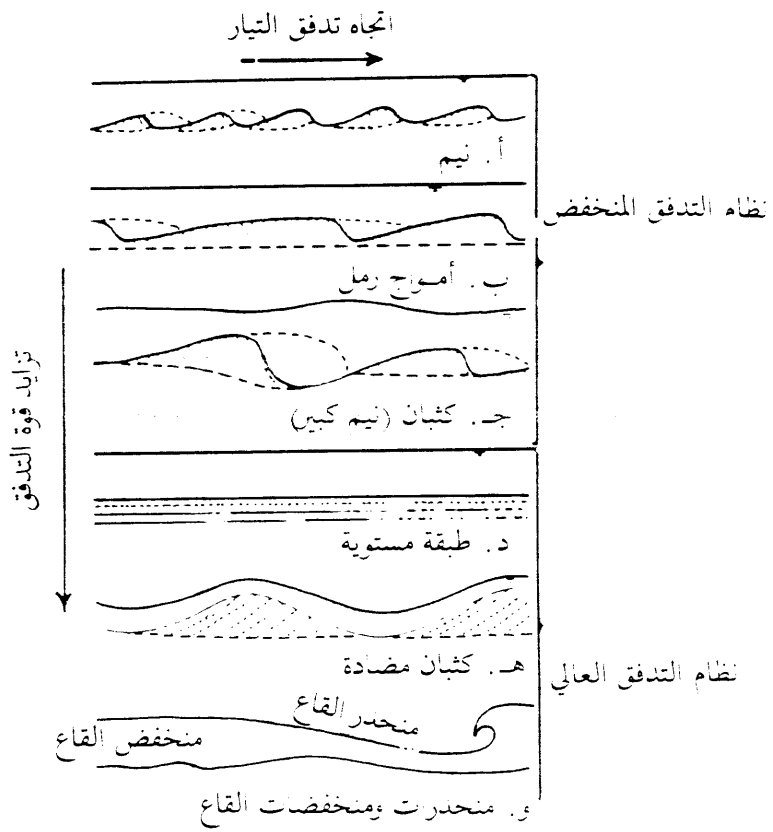
متكرر على قواعد طبقات الرمل التي تعلو طبقات الطين الصفحي المزاحة بالحت. ويتشكل الطابع في الحقيقة نتيجة إزاحة أو تفريغ القالب من على سطح الطبقة المدموغ فيها. فمثلا انطباع الأحفورة يشكل القالب في طبقة ما، فإذا أذيبت مادة الأحفورة الأصلية وأزيحت وامتلأ مكان القالب براسب أو بمواد لاحمة أدخلت إلى هذا الفراغ فإن البنية المتشكلة هي الطابع (شكل ٤٥).

وأشار (Blatt et al. 1980) موضحاً أن أجزاء مختلفة من الطبقة (Bed) يمكن فصلها أو تمييزها عن بعضها بناءً على خواص صغيرة ولكنها أكثر تمييزاً من حيث أن هناك تغيير واضح في مكونات هذه الأجزاء المعدنية وكذلك يختلف النسيج الحبيبي من جزء إلى جزء وقد أسماها الباحث طبيقات (Layers). وهذا يعني أن الطبقة (Bed) ربما تحتوي على عدة طبيقات (Layers) والعكس غير صحيح.

وتستخدم المصطلحات عدسة (Lens) وشريط أو سير (Band) في التقسيم المصغر أو التحتي (Subdivision) لطبيقة ما، ويكون ذلك بناء على اختلافات في اللون والتكوين المعدني والنسيج واللحام أو السمنتة. وعامة يظهر الشريط بصورة عرضية مستمرة على مقياس المنكشف بينما تكون العدسة متقطعة وغير منتظمة وليس من الضروري أن تظهر على امتداد مقياس المنكشف.

تشكيل الطبقات وأنظمة التدفق

عند نقل الرواسب في قناة تتشكل مادة الطبقة إلى أشكال أو تشكيلات طبقية متعددة. وربما تصنف هذه الأشكال الطبقية إلى طبقات تحمل بنيات رسوبية كالنيم وأمواج الرمل والكثبان (أو النيم الكبير) والكثبان المضادة هذه بالاضافة إلى رواسب طبقة قاع القناة المكونة من طبقة أرضية الحوض ومنحدر الحوض (أو ما يعرف بطبقة سطح التحات أو أرضية القناة المعراة)، (شكل ٤٤). ويعتمد تفسير قوى الموائع أو السوائب (Hydrodynamic) لتشكيل الطبقة أو التطبق على مفهوم نظام التدفق.



شكل (٤٤): أنواع تشكيل الطبقات وعلاقتها بأنظمة التدفق التياري ذو الاتجاه الواحد. (عن: Blatt et al. 1980).

ويتكون نظام تدفق التيار من قسمين أو مستويين وهما: نظام التدفق العالي (Upper flow regime) (وهو الجزء السفلي من التيار والأقرب إلى القاع)، أو تدفق الجزء المضطرب والسريع من التيار، ونظام التدفق المنخفض (Lower flow regime) (وهو الجزء العلوي من التيار والأبعد من القاع) أو تدفق الجزء الهادئ والبطيء من التيار، (شكل ٤٤). وتكون سرعة نقل الرواسب في الجزء السفلي للتيار أو في نظام التدفق العالي مرتفعة نسبياً وذلك لأن الحبيبات تتحرك تقريبا بدون توقف بدلاً من التقطع الذي يحدث في الجزء العلوي من التيار والذي يشكل طبقات

النيم أو الكثبان. وتكون نسبة الرواسب المنقولة في هذا الجزء كبيرة إذا ما قورنت برواسب الجزء العلوي للتيار أو نظام التدفق المنخفض. كذلك تكون أرضية القاع هنا ذات ميل أو شديدة الانحدار (Steep-gradient) وهذه تتمثل في الأنهار ذات القنوات المتشعبة (Braided rivers) وهي الأقرب إلى سفوح الجبال. وتكون سرعة نقل الرواسب في الجزء العلوي للتيار أو في نظام التدفق المنخفض متدنية ويأخذ التدفق في هذا الجزء طابع الهدوء والسكون ويكون خالياً من أي اضطراب أو إثارة. وتكون نسبة الرواسب المنقولة صغيرة وتأخذ أرضية القاع ميل أو انحدار منخفض (Low-gradient) وهو ما تختص به الأنهار ذات القناة المفردة والملتوية (Meandering rivers).

وتسمح التدفقات الثابتة السرعة والمتساوية الاتزان (Quasi-equilibrium flows) والمستمرة لفترة طويلة بأن تأخذ الطبقة أو الطبقات أماكنها بما يتلائم مع نوعية أجزاء تدفق التيار وينتج عن هذا تكوين تشكيلات طبقية ذات طابع جماعي، مثل مجموعة طبقات النيم ومجموعة طبقات الكثبان ومجموعة الطبقات المستوية وغيرها. ويظهر تكوين أو تشكيل الطبقة مشاركاً مع كل مجموعة تدفق ويحتفظ بخصائص رسوبية معينة. ولكن يحتمل تواجد اتحاد أو تركيب تشكيلات طبقية مختلفة مع بعضها على سبيل المثال، ربما تتشكل علامات النيم فوق ظهر الكثبان (Blatt et al. 1980).

وتتغير مع مضي الوقت تشكيلات الطبقة ولكنها تعود إلى الاحتفاظ بنفس الاختصاص العام عبر مدى أو نسق التدفق وظروف الرواسب. ويؤدي التغير المتزايد في قوة التدفق أو في عمق الماء المتدفق أو في حجوم الحبيبات إلى انتقالات مفاجئة نسبياً من نوع واحد من تشكيل الطبقي (مرحلة طبقية أو طور طبقي) إلى آخر. على سبيل المثال تتغير رواسب الرمل الناعم إلى متوسط الحجم وأيضاً مع زيادة سرعة التدفق وثبات العمق، وتحت ظروف نظام التدفق المنخفض فإن تتابع الأحداث بالنسبة لمراحل التشكيلات الطبقية يُكون علامات نيم وأمواج رملية وكثبان. وبعد مرحلة الانتقال يبدأ نظام التدفق العالي بطبقات مستوية (Planar or flat beds) وتُتبع بكثبان مضادة ثم برواسب من منحدرات القاع (Chutes) ومنخفضات القاع (Pools)، (أنظر شكل ٤٤). وتعرَّف أو تُميز أنظمة تدفق التيار بناءً على طبيعة التشكيلات الطبقية

وتفاعلاتها مع سطح الماء الناقل، فمثلا يمكن أن يميز نظام تدفق تيار الأنهار من مظهر سطح التدفق حتى في الحالات التي يكون فيها الماء أكثر توحلاً (فوق مشبع بالوحل) حتى تُظهر تشكيل الطبقة بسهولة. كذلك يمكن تمييز الكثبان بالاضطراب الخفيف الذي يسببه سطح الماء والحركات الدائرية أو الملفوفة والمرتفعة إلى سطح الطبقة. وبطريقة مشابهة يمكن تمييز التدفق السريع والصفحي المظهر والمختص بنظام التدفق العالي والذي يشكل طبقات مستوية وأسطح متماثلة الالتواءات المتموجة والتي تصاحب الكثبان المضادة (Blatt et al. 1980).

البنيات الرسوبية الأولية غير العضوية

لقد بذل كثير من البحاثة الجهد الأكبر في تصنيف البنيات الرسوبية الأولية غير العضوية وذلك لما لها من أهمية عظمى في معرفة بيئات الترسيب. وقد شملت دراساتهم إيضاحات بالصورة والوصف الدقيق وكذلك تفسيرات أكثر منطقية حتى لا تدع للقارىء فرصة التخمين والارتجال في حسم القرار المتضمن معرفة ظروف البيئة الترسيبية ومدلولاتها. ومن بين هؤلاء البحاثة "Pettjohn and Potter (1964); Gubier et al. (1966); Conybeare and Crook (1968)" وغيرهم ممن ذكروا في القسم السابق.

وقد صنفت البنيات الرسوبية الأولية غير العضوية إلى ثلاث مجموعات رئيسة (Selley 197[illegible]) بناءً على أشكالها وأوقات تشكيلها (جدول ٩).

١ - المجموعة الأولى بنيات قبل الترسيب

وهي التي تشكلت قبل الترسيب (Pre-depositional structures) مشيراً بذلك إلى الطبقات الواقعة مباشرة فوق الطبقة الحاملة لهذه البنيات. وتحدث هذه البنيات بين سطح الطبقات ولذا يطلق عليها بنيات بين الطبقات (Interbed). بمعنى أنها تكونت أو تشكلت قبل ترسيب الطبقة العلوية (أو التي تغطيها). وتتكون هذه المجموعة من البنيات بشكل شامل من أشكال حت أو تعرية مثل قنوات الأنهار (Channels)

جدول (٩) ملخص تصنيف البنيات الرسوبية الأولية

مجموعة	أمثلة	أصل النشأة
١ـ بنيات قبل الترسيب (بين الطبقات)	١ـ أسطح عدم التوافق ٢ـ القنوات ٣ـ الغرف ـ و ـ الملء ٤ـ علامات القاع أ ـ علامات التحطط ب ـ علامات الأخاديد جـ ـ علامات الأداة	بنيات حت بشكل عام
٢ـ بنيات أثناء الترسيب (داخل الطبقات)	١ـ التطبق المصمت ٢ـ التطبق المستو (يشمل بنيات التمزق) ٣ـ التطبق المتمزق (أو المترقق) ٤ـ التطبق المتدرج ٥ـ التطبق المتقاطع ٦ـ التطبق النيمي والترقق المتقاطع	بنيات ترسيب بشكل عام
٣ـ بنيات بعد الترسيب (بنيات تشويه داخل بين الطبقات)	١ـ بنيات طوابع الثقل ٢ـ الدرنات الكادية ٣ـ التطبق الملفوف أو المطوي ٤ـ الترقق المطوي ٥ـ الهبوط والانزلاقات	بنيات تشويه بشكل عام
٤ـ بنيات متنوعة	١ـ بنيات الشقوق المختلفة أ ـ بنيات الشقوق المتقلصة ب ـ بنيات الشقوق ضد الملء ٢ـ بنيات آثار المطر ٣ـ بنية قواطع الرمل ٤ـ بنية الملح الكادية ٥ـ البنيات الرسوبية الحيوية	

جدول (٩). تابع

	٥ـ الدرنات ٦ـ المخروط ـ في ـ المخروط ٧ـ الخيوط ٨ـ الدرن الشعاعي	

حت ـ والملء (Scour and fill) والخطوط أو التخطط (Grooves) والأبواق (Flutes) وعلامات الأداة (Tool marks). وأحيانا يشار إليها جميعاً بعلامات القاع (Sole marks) أو بنيات القاع. ومن حيث النشأة فهي بنيات حت (Erosional bed forms).

٢ ـ المجموعة الثانية بنيات أثناء الترسيب

تتشكل بنيات هذه المجموعة أثناء الترسيب (Syndepositional structures). وتتكون هذه البنيات من أشكال طبقية ترسيبية مثل التطبق المستو (Flat-bedding) والتطبق المتقاطع (Cross-bedding)، والتطبق المصمت (Massive bedding) والتطبق المتدرج (Graded bedding)، وتطبق النيم (Ripple-bedding) والترقق (Lamination) والترقق المتقاطع (Cross-lamination). ويشار إليها جميعاً بمعالم الترسيب (Depositional features) لأنها تتكون داخل الطبقة (Intrabed).

٣ ـ المجموعة الثالثة بنيات بعد الترسيب

تتشكل بنيات هذه المجموعة بعد الترسيب (Post-depositional structures). وتعتبر هذه البنيات بنيات تشويه حيث تسبب اضطراباً وتمزقاً في كل من بنيات الحت (أو بنيات قبل الترسيب) وبنيات الترسيب (أو بنيات أثناء الترسيب) والمتشكلة بين ودخل الطبقات على التوالي. وتشمل هذه البنيات الهوابط (Slumps) والانزلاقات (Slides) والتصفح الملفوف أو المطوي (Convolute lamination) والتطبق المطوي أو الملفوف (Convolute bedding) ومجموعة الواجهة المضطجعة (Recumbent foresets)، وبنيات الثقل أو الحمل (Load structures).

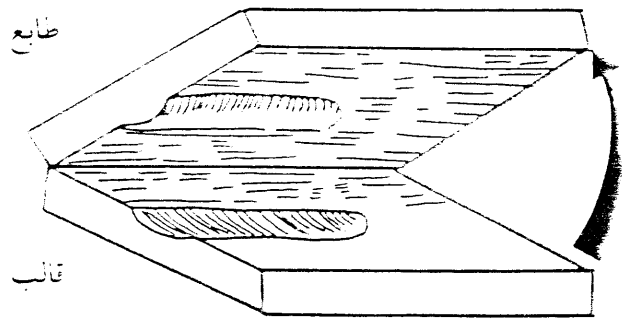
ويتضح من هذا التصنيف المبدئي أن هناك مجموعة أخرى من البنيات والتي لا تنسجم ولا يمكن إدخالها ضمن المجموعات الثلاث السابقة وذلك لاختلاف أنواعها ولاختلاف نشأة كل نوع منها أيضاً. ولذا يطلق على هذه المجموعة، مجموعة البنيات المتنوعة (Miscellaneous structures) مشيرين بذلك إلى الاختلاف في أصل نشأة كل نوع من أنواعها. وسوف نتطرق لهذه البنيات بشكل واسع فيما بعد.

والآن سنعرض بالتفصيل أشكال ونشأة الأنواع المختلفة من البنيات الرسوبية الأولية غير العضوية.

بنيات قبل الترسيب

تنشأ بنيات قبل الترسيب نتيجة عمليات الحت التي تحدث في طبقة ما، قبل ترسيب الطبقة الواقعة فوق طبقة البنية ومن ثم يكون تواجد هذه البنيات بين أسطح الطبقات.

فإذا حدث أن فصلنا الطبقتين عن بعضهما فإننا نجد أن الطبقة العلوية تحتوي على طابع (Cast) البنية بينما الطبقة السفلية تكون حاملة لقالب (Mold) البنية، كما هو موضح في شكل (٤٥).



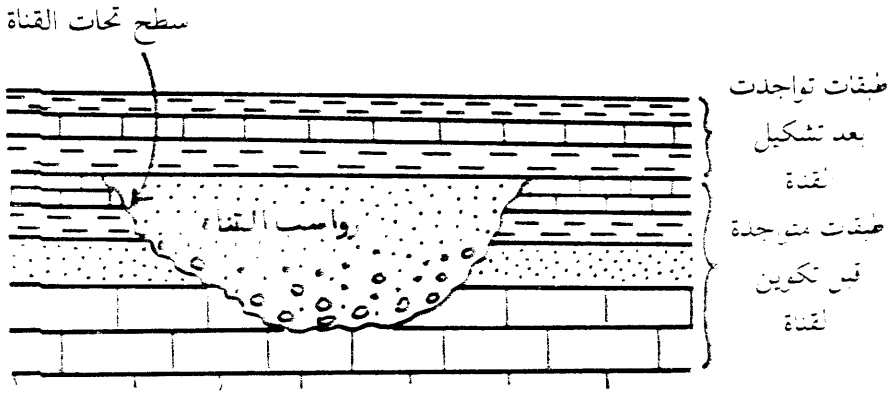
شكل (٤٥): تسمية وتكوين الطابع والقالب من البنيات المتشكلة بين أوجه الطبقة. (عن: Seliey 1976).

١ ـ أسطح عدم التوافق

تشكل أسطح عدم التوافق بنيات حت أو عدم ترسيب تفصل بين مجموعتين من الطبقات. وتحدث عملية الحت (أو التعرية) والتآكل في أسطح مجموعة الطبقات الأقدم عمراً. وتأخذ عملية الحت مكانها قبل ترسيب مجموعة الطبقات الأحدث عمراً ومن ثم تواجد بنية أسطح عدم التوافق بين هاتين المجموعتين من الطبقات مما يجعلها تتبع من حيث التصنيف بنيات قبل الترسيب. وهناك أنواع عديدة من بنية أسطح عدم التوافق، تحدث عنها بالتفصيل الحمدان (١٣٩٥هـ) ولا داعي هنا للتكرار. وتقع أهمية أسطح عدم التوافق في كونها مصاحبة لمكامن الهيدروكربونات (النفط والغاز الطبيعي) التي تتواجد مجاورة لهذه الأسطح.

٢ ـ القنـــوات

تتبع بنية القنوات النهرية لمجموعة بنيات قبل الترسيب وذلك لكونها تتشكل نتيجة عملية الحت التي يحدثها النهر في الطبقات التي يقطعها وقبل ترسيب الطبقات المغطاة لها كما يظهر من شكلي (٤٦، ٤٧) أو المائلة عليها.



شكل (٤٦): تشكيل الطبقات الرسوبية الملمة ببنية القناة.

شكل (٤٧): راهص ملء القناة في حجر رمل البياض خشم البويبيات ـ شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif 1976).

وتعتبر بنية القنوات أكبر البنيات حجماً قبل الترسيب، حيث يصل مقياس عرضها عشرات الأمتار وربما عدة كيلومترات وقد يصل عمقها مئات الأمتار وبطبيعة الحال تأخذ أطوالها أطوال الأنهار المشكلة لها. وتتشكل القنوات تحت ظروف بيئية مختلفة، فكما تتكون فوق سطح الأرض عبر السهول، فإنها أيضا تتواجد تحت سطح البحر قاطعة الحواف القارية. وتبدأ تشكيل القناة نتيجة عسبة تحت المائية والتي تحدث على امتداد مجرى تدفق السائب وبمساعدة عملية التآكل والبري التي يحدثها حمل الطبقة الزاحفة. وبمجرد تكوين القناة تبدأ عوامل الحت بدورها في توسيع رقعة القناة عن طريق تآكل الطبقات السفلية لضفتي القناة ومن ثم هبوط الطبقات المعلقة في أعلى ضفتي القناة.

ويشكل تواجد القنوات أهمية اقتصادية عظمى إذ أنها في معظم الأحيان تكون مناطق شبه مؤكدة لمستودعات الهيدروكربونات (النفط والغاز الطبيعي

Hydrocarbon reservoir) وخزانات المياه (Aquifers). كذلك يمكن تواجد أجسام الخامات المعدنية أو طبقات الفحم الحجري مصاحبة لمناطق القنوات، "Shannon and Dahl (1971), Busch (1971), Martin (1963), Selley (1976)".

وتعطي القناة الإحساس بتواجد التيار القديم في المنطقة ولكن يمكن معرفة اتجاه التيار من الرواسب التي تملأ القناة حيث تحتوي على تقاطعات طبقية موجهة تحت تأثير التيار المرسب لها. ويأخذ اتجاهات التقاطعات الطبقية حيث يمكن تعيين اتجاه التيار ومن ثم تحديد مصدر هذه الرواسب.

٣ ـ الغرف والملء

وهي بنيات تتشكل بالحت والتعرية لسطح الطبقة ثم تملأ مناطق التآكل عند ترسيب طبقة الغطاء (الطبقية العلوية) أي أنها تحدث قبل ترسيب الطبقة الملقاة فوقها. ومن ثم تتواجد بين هاتين الطبقتين. وهذه البنيات بمثابة قنوات صغيرة المقاس، أي تقاس أبعادها بالدسيمتر بدلا من الأمتار التي تستخدم في قياس أبعاد القنوات العادية. وبالمثل فإن هذه البنيات تتواجد أو تتشكل تحت ظروف بيئية متنوعة. وليس لهذه البنيات أية قيمة اقتصادية كالقنوات ولكنها تعطي الإحساس بتواجد تأثير التيار في هذه الرواسب.

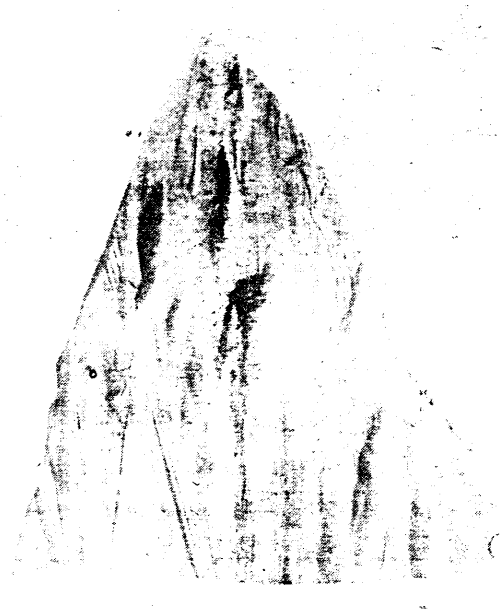
٤ ـ بنيات علامات القاع

تتكون علامات القاع (Sole marks) من تشكيلات بنائية رسوبية تتشكل على مستوى سطح الطبقات السفلية لبعض أحجار الرمل وتكون أقل انتشاراً في بعض طبقات أحجار الجير الراقدة فوق طبقات الطين الصفحي.

وتظهر هذه التشكيلات بصورة بنيات مرتفعة تكونت نتيجة ملء منخفضات في سطح وحلي ثم ترسب عليه الرمل. وتنشأ علامات القاع من نشاط التيار ومن التشويهات التي يحدثها حمل التيار و نتيجة نشاط الأحياء المتواجدة في المنطقة أيضا (Pettijohn 1975). وقد عرفت بنيات القاع منذ سنوات عديدة (Hall 1843) ولكن لم يتضح أصل نشأتها إلا حديثاً.

وتشمل بنيات القاع كل من علامات التخطط (Groove marks) وعلامات الأبواق (Flute marks) وعلامات الأداة (Tool marks) .

أ ـ علامات التخطط: وهي عبارة عن قالب خطوط حت مستقيمة البنية وطويلة ورفيعة وتكون موازية لاتجاه التيار. وتشكلت هذه الخطوط نتيجة قطع طبقة القاع الوحلية (وهي طرية) بأداة يحملها التيار (مثل قطعة خشبية أو نباتية أو قطعة عظم من بعض هياكل السمك أو صدفة أحفورة أو قطع حصوية أو ما شابه ذلك) بالقرب من القاع. وتعمل هذه الأداة عند ملامستها للطبقة الوحلية على حفرها بحفر مستقيمة موازية للتيار، ثم بعدئذ تُملأ خطوط هذه الحفر بالرمل أو برواسب الطبقة الرملية التي تقع فوق هذه الطبقة الوحلية. وعند فصل طبقة الرمل من الطبقة الوحلية يظهر طابع الخطوط (Groove casts) على السطح السفلي للطبقة الرملية (شكل ٤٨). ولقد كان (Shrock 1948a) أول من أطلق هذا المصطلح على هذه البنيات.

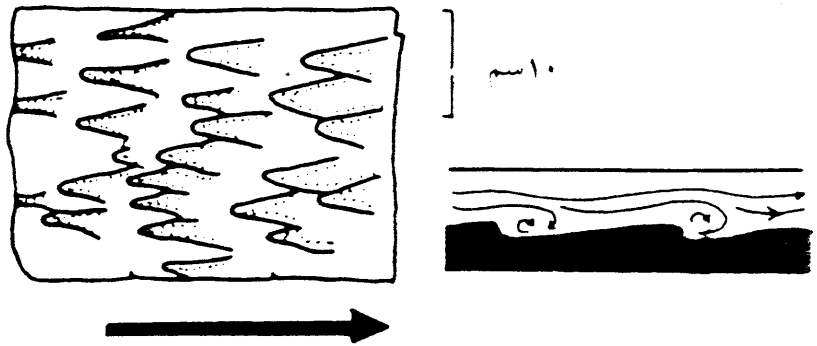


شكل (٤٨): بنية طابع الأبواق والخطوط. (عن: Pettijohn and Potter 1964)

ويصل طول بنيات خطوط الحت إلى حوالي متر، ولكن لا تزيد أبعاد العمق والعرض عن مليمترات. وتدل استقامة هذه الخطوط على أن التيار السائد كان عبارة عن تدفق صفائحي (Laminar flow) هادىء وليس تدفق مضطرب (Turbulent flow). كما تشير طبيعة استمرارية الخطوط إلى أن الأدوات المحمولة في التيار كانت تنقل على ارتفاع ثابت من رواسب القاع وأيضا ومُوَجهه بثبات في اتجاه أسفل التيار أيضا ولم تقفز أو تلف حول نفسها أثناء النقل (Selley 1976) . ويندر تواجد علامات التخطط مصاحبة مع علامات الأبواق (Flute marks) لأنها تتشكل بشكل جيد في مناطق أسفل التيار. بينما تتواجد علامات الأبواق في مناطق أعلى التيار. وتتكون علامات التخطط في بيئات متنوعة إلا انها من المميزات الرئيسة لرواسب العكر الرملية أو صخور العكر (Turbidites) .

ب ـ علامات الأبواق: وهي عبارة عن قالب حفر مخروطية الشكل، ويكون رأس المخروط موجه في اتجاه أعلى التيار، وتكون فوهة المخروط موجهة في اتجاه أسفل التيار (شكل ٤٩ أ). وتشبه بنية علامات الأبواق شكل طبع مؤخرة الكعب عندما يغمس في أرضية قاع وحلي. وتختلف أطوال علامات الأبواق بين أقل من ١سم إلى ١م، ولكن غالبا ما تكون بين ٥ـ٨سم. ويتراوح عمقها بين ١مم إلى ٣٠سم (Potter and Pettijohn 1977) . وتنشأ علامات الأبواق من حت سطح طبقة وحلية أو طينية طرية بواسطة تيارات محلية، حلزونية (Vortices) أو دائرية الحركة (دوامة ماء أو هواء) وتكون محاورها أفقية أو مائلة إلى رأسية (Von Engelhardt et al. 1974) وتزداد الحركة الحلزونية بزيادة سرعة التيار. ويزداد حجم بنية قالب البوق مع زيادة حجم حبيبات الرمل المترسب فيها. وتظهر بنيات طوابع الأبواق على السطح السفلي للطبقة الرملية المترسبة فوق الطبقة الوحلية القاعية. وربما تختلف أحجام وأشكال قوالب وطوابع الأبواق من طبقة إلى طبقة أخرى ولكنها تكون متشابهة في طبقة واحدة.

وقد شرح (Selley 1976) بناءً على ما كتبه ألن في هذا المضمار كيفية حدوث أو تكوين علامات الأبواق (Allen 1968b, 1969, 1970b, 1971b) ، فالتجارب التي أجراها ألن تنص على ما يلي:



شكل (٤٩أ): تكوين علامات الأبواق وتحديد اتجاه مجرى التيار. لاحظ كيفية حركة التيار. (عن: Selley 1976).

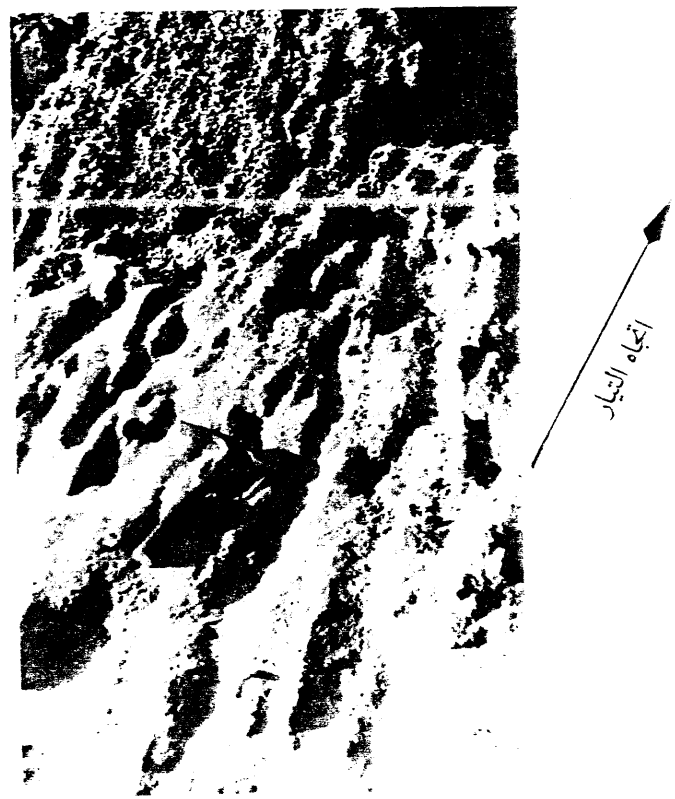
تشكل طبقة سطحها من مادة الجبس تعمل حفر صغيرة وتوزع بانتظام على سطح هذه الطبقة. وتوضع الطبقة داخل حوض وندع تيار من الماء يمر عليها. نلاحظ أن الحفر تصبح متطاولة في اتجاه أسفل التيار. وتُظهر استطالة الحفر كيفية تدفق التيار مباشرة عند سطح الطبقة. يصطدم الماء مع سطح الطبقة ثم يتبعثر (ينتشر) من وسط اتجاه التدفق. ويأخذ هذا التدفق عند هذه النقاط حركات دائرية تلف حول نفسها في اتجاه أسفل الحفرة إلى أعلاها ثم تنبسط في اتجاه أسفل التيار (أنظر شكل ٤٩ أ، ب، جـ). وتتواجد علامات البوق في بيئات ترسيبية مختلفة إلا أنها أيضا من مميزات رواسب العكر.

جـ ـ علامات الأداة: تتشكل بنيات علامات الأداة نتيجة نقل التيار لقطع مختلفة مثل حصى الرمل الصغيرة والصدف وقطع الوحل وقطع خشبية أو نباتية صغيرة وبقايا هيكل السمك وما شابه ذلك. وتنقل هذه القطع عبر طبقة القاع الوحلية إما بالتدحرج أو بالسحب المتقطع (القفز) فتحدث حفر في سطح الطبقة الوحلية الطرية. لذا تعتبر علامات الأداة بنيات حت تحدث في قيعان طبقات الوحل الطرية مثلها مثل علامات الخطوط وعلامات الأبواق. إلا أن بنيات علامات الأداة تكون غير منتظمة الشكل سواء في المستوى الأفقي أو في القطاع الرأسي ولكنها غالباً ما تكون موجهة في اتجاه موازٍ للتيار.

شكل (٤٩ب): بنية طابع الأبواق. (عن: Blatt et al. 1980).

وتتواجد جميع علامات القاع كبنيات رسوبية تحدث في بيئات متنوعة إلا أنها أكثر تميز لطبقات صخور رواسب العكر. وكلها عبارة عن بنيات حت تحدث على سطح طبقة القاع الوحلية وهي رطبة، ثم تملأ برواسب الطبقة الرملية التي تترسب فوقها. وعند فصل الطبقتين عن بعضهما نجد قالب هذه البنيات مجسم على السطح السفلي

للطبقة الرملية. وجميع هذه البنيات تعطي الاحساس بالتيار القديم ولكن يمكن استنتاج اتجاه التيار القديم من علامات البوق فقط. ومن ثم معرفة مصدر هذه الرواسب.



شكل (٤٩جـ) بنيه طابع الأبواق على سطح طبقة من متكون رمل الوسيع بالقرب من خشوم الخناصر شمال غرب مدينة الرياض. تصوير: مشرف).

بنيات أثناء الترسيب

تتشكل هذه البنيات أثناء ترسيب الطبقات الرسوبية ولذا فهي بنيات بناء وليست بنيات حت، كما لاحظنا من بنيات قبل الترسيب. وتتواجد هذه البنيات داخل

الطبقات الرسوبية. ويطلق عليها (Intrabed structures). وهذا يخالف بنيات قبل الترسيب المتواجدة بين الطبقات والتي يطلق عليها المصطلح (Interbed structures). وتشمل بنيات أثناء الترسيب على كل من التطبق المصمت والتطبق المستوي (المسطح) والتطبق المتقاطع.

١ ـ التطبق المصمت

يتكون التطبق المصمت (Massive bedding) من طبقات أو وحدات ترسيب عديمة البنيات الرسوبية. وكما أوضح (Selley 1976) أن هناك عدة عوامل تؤدي إلى تواجد صخور الطبقة بشكل مصمت وبمعنىً آخر، أن هذه العوامل تساعد على عدم تشكيل أي نوع من البنيات الرسوبية في صخور وحدة ترسيبية ما. ومن بين هذه العوامل:

أ) عملية النشوء المتأخر (Diagenesis) أو التغير، والتي تتعرض لها صخور الطبقة أثناء أو بعد الترسيب تتسبب في انعدام رؤية بنيات رسوبية في هذه الطبقة، ومن ثم ظهور صخورها مصمتة أي عديمة البنيات الرسوبية. وتتواجد هذه الظاهرة بكثرة في معظم أحجار الجير والدلوميت وخاصة المعاد تبلر حبيباتها.

ب) يساعد نشاط الكائنات الحية والمتواجدة في بيئة الترسيب أثناء فترة الترسيب والتي تقوم بعمليات الحفر (Burrowing) الكثيفة على هدم واضمحلال أي بنية رسوبية تنشأ في طبقة ما.

جـ) طبيعة بعض الرواسب لاتساعد على تشكيل أي بنية رسوبية فيها عندما تترسب. ومثال ذلك الرواسب ذات الحبيبات الناعمة والتي تترسب في بيئات منخفضة الطاقة أو الهادئة كبعض أحجار الطين والمرلات (Marls) والطباشير وأحجار وحل الجير الدقيقة (Calcilutites). كذلك الصخور المتكونة في أماكنها (in situ) مثل صخر المرجان (صخر الكائنات الحية) يكون مصمتا أو عديم البنية الرسوبية.

وبندر تواجد أحجار رمل ذات طبقات مصمتة أو عديمة البنيات الرسوبية ولكن تظهر أحيانا طبقات أحجار الرمل ذات التصنيف الجيد جدا بدون بنية رسوبية وذلك لعدم مكانية البنيات الرسوبية من التشكل بسبب عدم ظهور اختلافات في النسيج

الحبيبي في هذه الطبقة. وقد أشار (Hamblin 1962) إنه حتى لو بدت بعض أحجار الرمل عديمة البنية الرسوبية، عندما نفحصها بالعين المجردة، فانها في الحقيقة تُظْهر بعض البنيات الرسوبية مثل التطبق أو التطبق المتقاطع تحت الأشعة السينية.

وأضاف (Selley 1976) ان عدم توفر البنيات الرسوبية في طبقات الرمل ربما تخص رواسب كل من تدفقات الوحل وتدفقات الحبيبات والوحدة الرسوبية السفلية من رواسب صخور العكر (Turbidites)

٢ ـ التطبق المستوي

يتشكل التطبق المستوي (Flat-bedding) أو التطبق المسطح الأفقي (Horizontal bedding)، (شكل ٥٠) في بيئات مختلفة ويقاس سمك طبقاته بالمليمتر.

شكل (٥٠): تطبق أفقي (أو مستوٍ) مع تطبق مترقق في حجر رمل الوجيد ـ منطقة الختام بالقرب من ظهران الجنوب في إقليم عسير. (تصوير: مشرف).

وهو من أبسط أنواع بنيات أثناء الترسيب حيث تكون فيه الطبقات متوازية وموازية لسطح التطبق الرئيس ويترسب بشكل أفقي. ويمكن للتطبق الأفقي أن يتشكل في مياه ساكنة أو قليلة الحركة ولكن يمكن أيضا أن يتكون التطبق المستوي في بيئات الأنهار السريعة التدفق أو الشديدة الاضطرابات.

ويتدرج التطبق المستوي من تطبق تحت أفقي إلى تطبق متقاطع، وقد يحدث في قنوات الأنهار أو البيئات الشاطئية أو في مناطق مقدمة الدلتا. ويظهر التطبق المستوي في رواسب ذات حجم رملي سواء كانت رواسب فتاتية رملية أو رواسب جيرية. ويعزى هذا التطبق إلى ترسيب من تشكيل طبقة مستوية. ويحدث هذا تحت ظروف تدفق الطلقة أو عند مرحلة الانتقال بين مستوَى نظامي التدفق (والذي شرح في الفصل الرابع) أي عندما يصل عددفرويد للعدد واحد (أنظر شكل ٣٨).

ونذكر هنا بعض أمثلة البيئات المختلفة والتي يتشكل فيها التطبق المستوي أو الأفقي.

أ) يتشكل التطبق الأفقي في الرمل، في الأنهار وفي المناطق الشاطئية (أو في مناطق انكسار الأمواج) وفي المناطق البحرية القليلة العمق (الضحلة) سواء في المناطق التي تحتفظ الأمواج بالرمال في الماء (Reineck 1963) أو في مستوَى نظام التدفق العلي عامة (Upper flow regime) والذي ينقل فيه الرمل بالقفز (Simon et al. 1965; Harms and Fahnestock 1965).

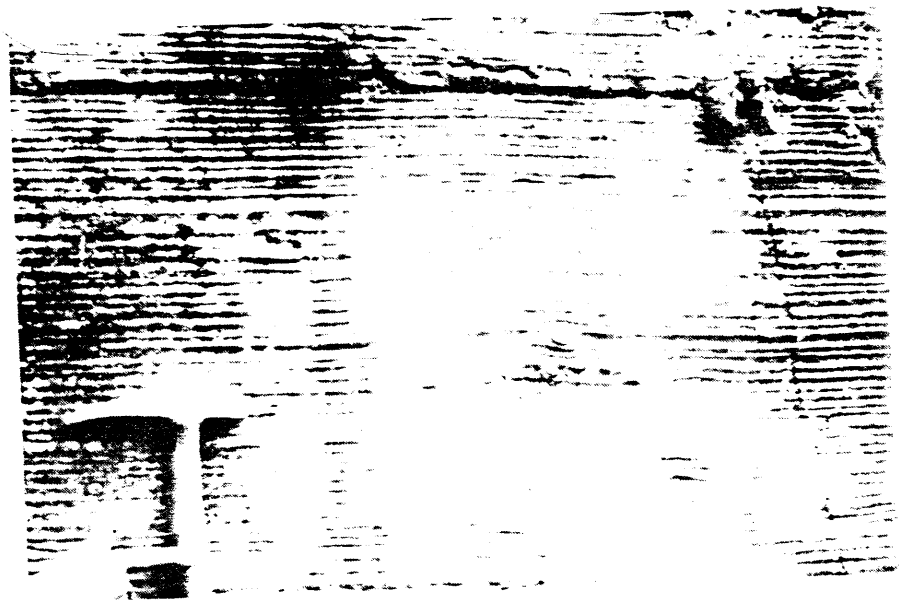
ب) يتواجد التطبق المستوي في رواسب تيارات العكر والمعروفة برواسب أو صخور العكر (رواسب الفليش Flysch) حيث تكون الرواسب فيها متدرجة من طفت خشنة في القاع إلى طبقات ناعمة في أعلى القطاع (Fining upward).

جـ) يحدث التطبق الأفقي أو المستوي في الرواسب المتدرجة أيضا والتي تنعدم فيها مادة الأرضية (Matrix)، أي يبدأ التدرج من راسب خشن الحبيبات فقط، أو لا يوجد به مادة الأرضية الناعمة (Fine matrix) عند القاعدة ثم يتدرج إلى راسب

ناعم أو دقيق الحبيبات عند أعلى القطاع. وتعزى نشأة هذه الرواسب إلى بيئات مختلفة، ومثال ذلك رواهص الأنهار والتي تحدَّث عنها كل من (Allen 1962 and Klein 1964,1965).

د) يظهر التطبق الأفقي عندما يوجد تبادل ترسيبي بين طبقات من الطين والغرين.

هـ) تعطي رقائق الطين الحولي (Varved clays) انطباع بنيات التطبق المستوي أو الترقق الأفقي (Horizontal lamination)، (شكل ٥١ أ، ب).



شكل (٥١ أ): رقائق الطين الحولي (عن: Pettijohn 1975).

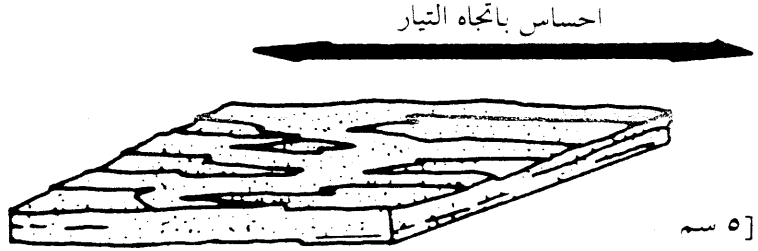
و) كما تُشكِّل تبادل طبقات أحجار الجير مع طبقات أحجار المرل (Marlstones) بنيات التطبق المستوي.

شكل (٥١ ب): ترقق أفقي في حجر رمل البياض ـ جبل المياه منطقة الدغم بالقرب من مدينة الرياض. (عن: Moshrif and Kelling 1984).

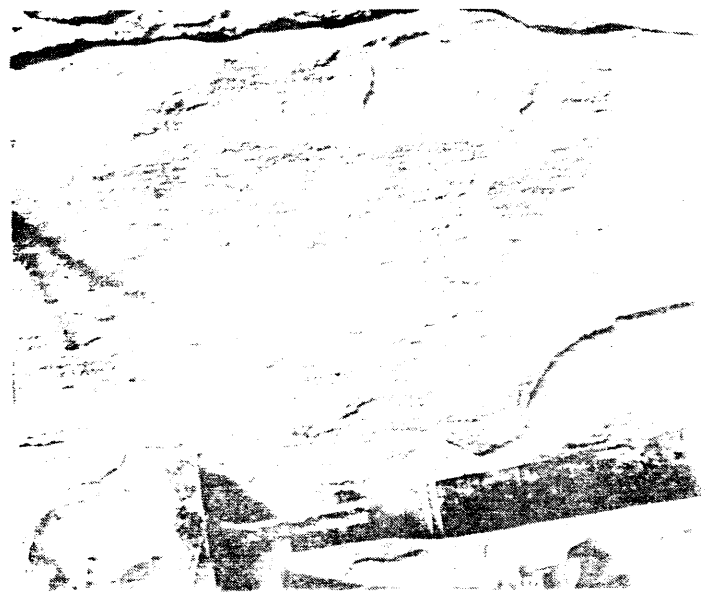
ز) تتشكل بنيات التطبق الأفقي أيضا (Horizontal bedding) بين الرواسب كيميائية النشأة مثل تبادل طبقات الدلوميت مع طبقات الأنهيدريت.

ونستنتج من هذا، أن أحجام حبيبات رواسب التطبق الأفقي تتراوح من حبيبات الطين والغرين إلى حبيبات الرمل والزلط (Von Engelhardt et al. 1974) كما أشار (Selley 1976) أن حبيبات الرمل المترسبة تحت هذه الظروف البيئية تُرَص بطريقة تكون فيها المحاور الطويلة للحبيبات موازية لاتجاه تدفق التيار.

وفي معظم الأحيان يصاحب بنيات التطبق الأفقي أو المستوي بنيات أخرى تظهر على أسطح مستويات التطبق ويطلق عليها تخطط أو خطوط التيار (Current lineation) (Stokes 1947). أو تسمى أحيانا بالتمزق الخطي السطحي (Parting lineation) لأنها تحدث على أسطح الانفصام أو التشقق (Cleavage) (Crowell 1955) ، (أنظر شكلي ٥٢ ، ٥٣).



شكل (٥٢): شكل بنية التمزق السطحي لطبقة رسوبية. (عن: Selley 1976).



شكل (٥٣): بنية التمزق الخطي في حجر الرمل. (عن: Pettijohn and Potter 1964)

وتظهر هذه الحبيبات عندما نفصل طبقات أحجار الرمل عن بعضها (Sorby 1865, Potter and Pettijohn 1977) وتكون واضحة على امتداد أسطح التطبق الأفقي لطبقات أحجار الرمل المعتدلة التماسك. ولا تظهر هذه البنيات في الرمل عديم التماسك (أو المفروط) ولا في الرواسب منخفضة التحول ويكون مثلها مثل بنيات علامات القاع (Sole marks) التي شُرحت سابقا. وتعطى بنيات تخطط التيار، الإحساس باتجاه التيار لأنها تكون موازية له. وقد أوضح كل من (McBride and Yeakel 1963, Allen 1964a, b, 1968a) أن احتمال تكوين بنيات تخطط التيار يرجع إلى استطالة توجيه الحبيبات. وهي من مميزات مستوى نظام التدفق العالي (بالتيارات ذات السرعة العالية) والتي يُشيع فيه نقل الحبيبات بالقفز ولكن لا تتكون فيه علامات النيم. وأحيانا تتكون بنيات تخطط التيار بسبب توفر حبيبات الميكا في الاتجاه المتطاول (Grumbt 1966). وأشار (Conybeare and Crook 1968) إلى أن هناك نوع آخر من بنيات تخطط التيار يسمى «التخطط النهري». وهو عبارة عن منخفضات ومرتفعات ضيقة تتشكل على أسطح الطبقات العلوية. وتكون قطاعاتها العرضية مستديرة ومحاورها الطويلة في اتجاه التيار.

٣ ـ التطبق المترقق Laminated Bedding

يُعَرَّف التطبق المترقق (الترقق = Lamination ، انظر الترقق الأفقي شكل ٥١ب، كذلك التطبق الأفقي شكل ٥٠) بتتابع الطبقات الرقيقة والتي يقل فيها سمك الرقيقة عن واحد سنتمتر، وفي معظم الأحيان يكون سمك الرقيقة بين ١ـ٢ مليمتر. وغالباً ما يكون الترقق موازياً لأسطح الطبقة المحيطة به إلا أنه في بعض الأحيان يكون الترقق مائلا عن سطح الطبقة المحيطة. وقد تصل زاوية ميل الترقق مع الطبقة المحيطة إلى ١٠ درجات إلا أنه إذا تراوحت زاوية ميل الترقق بين ١٠ـ٣٥ درجة فإنه يطلق عليه «التطبق المتقاطع»، (Pettijohn 1975) وهذا يختص بطبقات الرمل. ويحدث الترقق في الرواسب الناعمة الحبيبات مثل أحجار الغرين والطين الصفحي، ويظهر الترقق (التصفح) كميزة بارزة في اختلاف المادة المترسبة من طبقة إلى طبقة أخرى، ويكون هذا الاختلاف إما في حجم الحبيبات أو في التكوين المعدني. وقد يكون الترقق مستمر ومتقطع وغير واضح. وقد يكون تبادل رقائق الترقق بين جسيمات ناعمة وخشنة مثل الغرين والرمل الناعم والطين (شكل ٥٤). ويأخذ هذا الترقق خاصية التدرج في

الحبيبات أي أن الحبيبات الخشنة عند قاعدة الرقيقة والحبيبات الناعمة عند أعلى الرقيقة، أو تأخذ خاصية التدرج المعكوس وهو عكس التدرج الطبيعي للحبيبات، أو يكون التبادل بين رقائق غرينية قاتمة اللون وأخرى فاتحة (شكل ٥٥) وهذا ناتج من اختلاف في محتويات المواد العضوية، وهي التي تعطي اللون القاتم. ويطلق على هذا النوع من الترقق برقائق الوحل الجليدي (Glacial varves) لأنه يحدث بسبب الإمداد لسنوي أو الموسمي لراسب البحيرات الجليدية. وقد يكون التبادل بين رقائق جير لكلسيت ورقائق الغرين. أو قد يكون تبادل الرقائق بين رقائق غنية بالمعادن الثقيلة وأخرى لا تحتوي على تلك الكمية من نفس المعادن.

شكل (٥٤): بنية الترقق في حجر الطين وتتضح فيها رقائق الغرين متداخلة مع طبيقات فتاتات ناعمة من الكوارتز والفلسبار.
(عن Pettijohn 1975).

شكل (٥٥): بنية الترقق في حجر الطين الصفحي. (عن: Pettijohn 1975).

يشرح (Blatt et al. 1980) أصل نشأة الترقق موضحاً أنه ربما تتشكل الرقائق (Laminae) في الوحل نتيجة التغيرات الدورية (أو الموسمية) التي تحدث في ظروف الترسيب الطبيعية أو الكيميائية. ويعتمد هذا النوع من الترقق في تكوينه على خصائص بيئية معينة، فمثلا في كثير من المناطق تهدم الحيوانات الحافرة أي ترقق يشكل نتيجة عمليات أخرى، ويطلق على هذه الظاهرة اضطرابات الأحياء (Bioturbation) ويعني إعادة ترسيب الراسب بالأحياء (نتيجة نشاط الأحياء في بيئة الترسيب). فقد يتشكل الترقق أو الرقائق في البيئات البحرية القليلة العمق إما بسبب التذبذبات الموسمية في إمداد الراسب أو نتيجة التقلبات (التحريكات) الدورية في رواسب القاع بوسطة نشاط الأمواج. ويُظهر الوحل المترسب في مياه البحيرات العذبة، ترقق جيد لقلة حدوث تكتل راسب الطين وأيضا لقلة توجد الحيوانات الحافرة في هذه البيئة الترسيبية إذا ما قورنت ببيئات ترسيبية أخرى.

وقد تتشكل بنيات الترقق في رواسب الوحل والرمل المترسب في المناطق البحرية الواقعة تحت مسطحات المد والجزر، وقد فسر (McCave 1970) أن ترقق الوحل في هذه المناطق يحدث نتيجة تراكم الطين ببطء عبر عدة دورات مد وجزر. وشرح (Reineck and Singh 1973) إن ترقق الرمل في هذه المناطق كانت نتيجة العوصف السائدة في المنطقة.

وأضاف (Blatt et al. 1980) أن ترقق الوحل يحدث ببطء وتحت ظروف بيئية هادئة. أما ترقق الرمل فيحدث بسرعة وتحت ظروف بيئية أكثر نشاطاً واضطراباً. وتشمل المناطق التي يحدث فيها ترقق الرمل، مناطق تقدم وارتداد الأمواج على الشواطىء ومناطق زحف الراسب بتدفق التيارات الثابتة والمنتظمة مثل مناطق مستوى نظام التدفق العالي وظروف الطبقات المستوية (وقد سبقت مناقشة وشرح هذا الجزء). كذلك يحدث ترقق الرمل من انهياره عبر أوجه الكثبان والنيم الشديدة الانحدار (Lee faces). وقد يحدث ترقق الرمل نتيجة هجرة علامات النيم أو هجرة الكثبان المضادة في اتجاه أعلى التيار أو نتيجة استقرار أو ترسب الراسب بعد انكسار الأمواج المصاحبة للكثبان المضادة. وتنتج بعض أنواع الترقق من تراكم رواسب أسطح الحت، والمكونة من طبقة راهص ضئيل السمك ويطلق عليها «الراسب المتخلف أو المتبقي» (Lag deposit)، وتكون مصاحبة لعمليات الحت أو التعرية والتي تزيح الرواسب التي يسهل ازاحتها (مثل الرواسب الناعمة). وغالباً ما تكون هذه الطبقة الخشنة المتبقية على سطح الحت غنية بالمعادن الثقيلة. كما يُظهر الترقق المتشكل نتيجة نشاط الأمواج المتقدمة والمرتدة في الشواطىء، تركيز قوي في المعادن الثقيلة وانعكاساً في تدرج الحبيبات أيضاً.

وقد لخص (Pettijohn 1975) أسباب حدوث الترقق بأنها اختلافات في معدل الإمداد أو الترسيب لمواد مختلفة. ويرجع السبب في هذه الاختلافات لعدة عوامل منها:

أ) التغيير المفاجىء في التيار المرسب.

ب) أسباب مناخية (خاصة التغييرات الدورية المتعلقة بالنسق أو الانتظام السنوي).

جـ) العواصف أو الفياضانات الدورية.

ويتضح مما سبق شرحه عن الترقق أن التمييز والاحتفاظ ببنيات الترقق في بعض الطبقات ليس من الضروري أن يكون مقياساً مؤكداً لهدوء بيئة الترسيب التي ترسبت فيها الرواسب المترققة. لأنه كما عرفنا أن بعض هذه البنيات تحدث تحت ظروف بيئية هادئة وبعضها تحدث في بيئات أكثر اضطراباً. وقد يتسبب نشاط الحيوانات الحفورة أو حتى بعض التيارات القاعية البسيطة في هدم أو فقدان بنيات الترقق السابقة لتكوين. . ولكن شيئاً واحداً يجب أن نتذكره وهو أن الترقق غالباً يسجل الترسيب تحت قاعدة الأمواج.

٤ - التطبق المتدرج

يستخدم مصطلح التطبق المتدرج (Graded bedding) عند الإشارة إلى طبقات أو طبقة تكون فيها الرواسب متدرجة أي أن أحجام الحبيبات في هذه الطبقة تتغير طبقاً لمحور نظاميْ الترسيب في الاتجاه الرأسي أو في الاتجاه العرضي أو الجانبي. وهناك نوعان من التدرج:

أ) التدرج الطبيعي، والذي يشير إلى رواسب الطبقة عندما تكون متدرجة من أحجام حبيبات كبيرة أو خشنة في أسفل الطبقة ثم تقل أحجام الحبيبات بانتظام حتى تصبح دقيقة أو ناعمة في أعلى الطبقة. ويعرف بنظام يطلق عليه «أنعم في الاتجاه العلوي» (Finer upward).

ب) التدرج المعكوس، ويكون عكس وضع التدرج الطبيعي أي أن الحبيبات الناعمة تتواجد في أسفل الطبقة، والحبيبات الخشنة في أعلى الطبقة، ويطلق عليه «خشن في الاتجاه العلوي» (Coarser upward)، (شكل ٥٦).

وقد تظهر محتويات الطبقة (Bed) المتدرجة الحبيبات داخليا بهيئة عدة طبيقات (Layers) أرفع سماكة من الطبقة (Bed) الرئيسة وتكون هذه الطبيقات موازية لأسطح الطبقة الحاوية. وفي هذه الحالة تشكل هذه الطبيقات ما يسمى بالرقائق (Laminae) والتي تحدثنا عنها بالتفصيل تحت عنوان التطبق المترقق.

شكل (٥٦): بنية التطبق المتدرج في طبقة رمل الوجيد ـ منطقة الختام بالقرب من ظهران الجنوب في إقليم عسير. (تصوير: مشرف).

ويشكل التطبق المتدرج بنية ترسيبية شائعة التواجد في معظم الطبقات الرسوبية. ويساعد التطبق المتدرج في معرفة وتحديد نظام التتابع الترسيبي للطبقات أحادية الالتواء، والطبقات المقلوبة. ويعتبر التطبق المتدرج من البنيات أو العلامات المميزة لرواسب العكر (Turbidites) والتي تحدث في المياه البحرية العميقة.

ويتكون التطبق المتدرج نتيجة انخفاض (اضمحلال) سرعة التيار. ويتراوح سمك طبقة التطبق المتدرج من أقل من واحد سنتمتر إلى متر أو عدة أمتار. وربما تكون

المواد أو الرواسب المتدرجة رمل وغرين. ويندر تواجد الزلط بشكل متدرج. وتتواجد معظم الطبقات المتدرجة الحبيبات في أحجار الرمل، وبشكل شائع في صخور رمل العكر (Graywackes) القديمة. ويزداد سمك طبقة التطبق المتدرج بزيادة خشونة حبيبات عند قاعدة الطبقة (Potter and Scheidegger 1966) وأيضا يضيف كل من (Scheidegger and Potter 1971) أنه يقل كل من سمك الطبقة المتدرجة الحبيبات وأحجام الحبيبات في اتجاه أسفل التيار وذلك في التطبق المتدرج النموذجي. وقد يحدث التطبق المتدرج في بعض أحجار الجير والتي ترسبت أصلاً كرمل أثناء فترة تشكيلها. وأحيانا يظهر التطبق المتدرج في بعض أحجار الكوارتزيت ورمال أخرى قديمة وحديثة والمترسبة تحت مياه قليلة العمق والتي لها نفس خواص دورة بوما (Bouma 1962) (راجع ما شُرح سابقا عن هذا الموضوع تحت عنوان رواسب تيارات العكر).

٥ ـ التطبق المتقاطع

يتكون التطبق المتقاطع (Cross-bedding) من طبقات (Beds) ذات طبيقات (Layers) مائلة على أو متماسة مع الطبيقات السفلية الأفقية بينما تتقابل بزاوية مع الطبيقات العلوية. وغالباً يميل التطبق المتقاطع في اتجاهين متعاكسين. ولهذا السبب يستبدل أحيانا مصطلح التطبق المتقاطع بالتطبق المائل (Oblique bedding).

وقد كان (Mckee and Weir 1953) أول من أعطوا تسمية خاصة للطبقات ذات التطبق المتقاطع (Cross-stratification). فتسمى المجموعة المفردة من التطبق المتقاطع (Cross-strata) والمحصورة بين مستويات التطبق «بالطقم» (Set). ويشار إلى المجموعة المتكونة من عدة أطقم متشابهة وليست منفصلة عن بعضها بأي فاصل رئيسي «بالأطقم» (Cosets)، (أنظر الشكل ٥٧). ويصنف التطبق المتقاطع بناءً على عدة مميزات. وتشمل مميزات التصنيف الآتي:

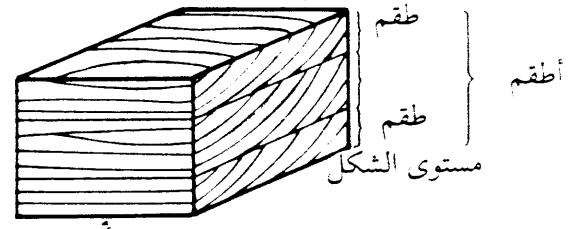
١) مقياس سمك الأطقم (Sets).
٢) شكل ووضع (Attitude) التطبق المتقاطع.
٣) شكل وطبيعة الأسطح السفلية والعلوية المحصورة بينها الأطقم.

وعلى هذا الأساس وجد أن هناك ثلاثة أنواع من التطبق التقاطع (شكل ٥٧، ٥٨ أ، ب)، وهي كالآتي:

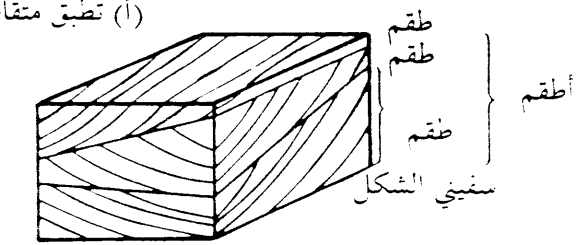
١) التطبق المتقاطع المستوي (Planar or tabular cross-bedding) وفيه تكون مجموعة الأطقم محاطة بأسطح سفلية وعلوية مستوية ومتوازية.

٢) التطبق المتقاطع السفيني (Wedge cross-bedding) وفيه تكون مجموعة الأطقم محاطة بأسطح وعلوية مستوية ولكن غير متوازية.

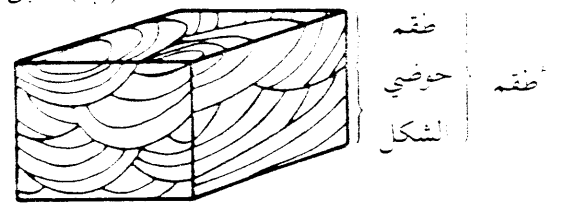
٣) التطبق المتقاطع الحوضي (Trough cross-bedding) وفيه تكون مجموعة الأطقم والسطح السفلي المحيط بها بشكل الحوض (أو المِغْرفة، أو المِلْعقة).



(أ) تطبق متقاطع مستوي



(ب) تطبق متقاطع سفيني



(جـ) تطبق متقاطع حوضي

شكل (٥٧): الأنواع الرئيسة للتطبق المتقاطع. (عن: McKee and Weir 1953).
أ) ـ تطبق متقاطع مستوي، ب) ـ تطبق متقاطع سفيني، جـ) ـ تطبق متقاطع حوضي.

أ

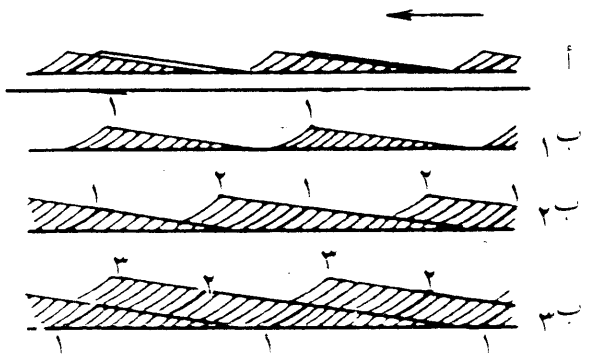
ب

شكل (٥٨): تطبق متقاطع مستوي في حجر رمل البياض، خشم أبورخيم شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif 1976).
أ ـ مقاس صغير، ب ـ مقاس متوسط.

ويتشكل التطبق المتقاطع نتيجة هجرة كل من النيم الكبير (Megaripple) أو موج الرمل (Sand wave) أو الكثبان الرملية. أما هجرة علامات النيم (Ripples) فتعطي تطبقاً متقاطعاً صغير المقاس أو ما يسمى (Cross-lamination) أو الترقق المتقاطع والذي يظهر على سطحه العلوي علامات النيم. ويشكل التطبق المتقاطع بنية داخلية للطبقة والتي تحدث أثناء الترسيب. ويختلف سمك طبيقات (Layers) التطبق المتقاطع من ٣ ملليمترات إلى ٣٠ متراً أو أكثر (Pettijohn 1975). وعامة تتراوح زاوية ميل الأطقم المتقاطعة بين ١٥-٢٠ درجة وقد تكون أقل من ذلك ولكن لا تزيد عن ٣٥ درجة (Potter and Pettijohn 1977). وقد شرح (Allen 1963a, 1963b) نماذج عديدة ومختلفة لأنواع التطبق المتقاطع بالتفصيل ولا يسع مسموى هذا الكتاب أن تدخل في مثل هذه التفاصيل.

ويكون ميل الأطقم المتقاطعة في اتجاه أسفل التيار كذلك يكون تقعر (Concave) هذه الأطقم في حالة التطبق المتقاطع الحوضي مشيراً إلى أسفل التيار (شكل ٥٧). وأطلق (Stockes 1953) على ظاهرة العلامات أو التشكيلات التي تظهر على سطح مستوي التطبق المتقاطع الحوضي الصغير الحجم بعلامات التمزق والتجعد (Rib and furrow، أنظر الشكل ٥٩) أو كما سماها (Hamblin 1961) بالترقق المتقاطع الدقيق (Micto-cross lamination).

شكل (٥٩): بنية التمزق والتجعد مع إيضاح حركة اتجاه التيار. (عن: Pettijohn 1975).

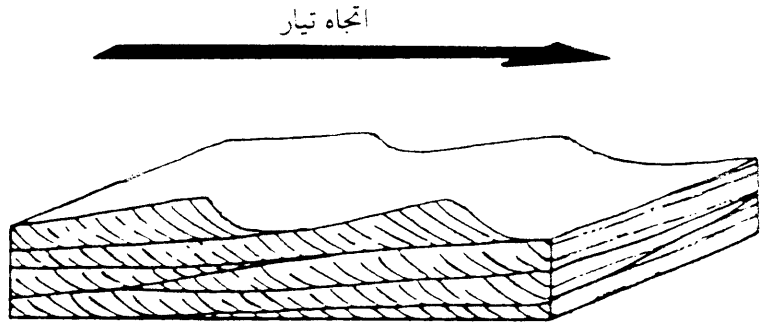


طريقة تكوين التطبق المتقاطع

شكل (٦٠): أصل نشأة التطبق المتقاطع. (عن: Shotten 1937).

ويوضح شكل (٦٠) أصل نشأة التطبق المتقاطع. حيث تأخذ وحدة الطبيقات متقاطعة ميلاً بدائياً في اتجاه أعلى التيار وتميل أطقم الواجهة (Foresets) في اتجاه أسفل التيار. ويكون الميل البدائي صغيراً في المرحلة الأولى، بين درجة إلى درجتين. ويحدد ارتفاع الكُثَيْب سمك التطبق المتقاطع. وأشار (Allen 1963a, 1963b) إلى أن شكل بنية التطبق المتقاطع تقررها تشكل أو شكل بينة النيم إذا كان تطبقاً متقاطعاً صغير الحجم وإذا كان كبير الحجم فيحدده شكل الكُثَيْب أو موج الرمل. فمثلا تعطى هجرة كل من علامات النيم المنتظمة والممتدة على خط واحد (Transverse dune) التطبق المتقاطع المستوي البسيط (شكل ٦١). بينما يتشكل التطبق الحوضي نتيجة هجرة رمل أشكال الكثبان الهلالية أو الكثبان المعقدة الأنظمة. وتعكس زاوية ميل أطقم الواجهة أو المقدمة (Foreset) زاوية الاستقرار لحبيبات الرمل عندما ترسبت، وهذه تعتمد على كل من حجم وتصنيف وأشكال (استدارة وتكور) حبيبات الراسب وأيضا على نوعية السائب المحيط (Fluid = gas or liquid). (Ambient fluid). وفي معظم الأحيان تأخذ الرمال الهوائية (المنقولة والمترسبة بالهواء على سطح الأرض) زاوية استقرار أعلى من زاوية استقرار الرمال المائية (المنقولة والمترسبة تحت سطح الماء). وقد أشار كل من (Bigarella 1972 and McBride and Hayes 1962) إلى أنهم سجلوا زوايا ميل لتطبق متقاطع متشكل من كثبان رملية حديثة بين ٣٠-٣٥ درجة، بينما اختتم كل من

(Harms and Fahnestock 1965; Imbrie and Buchanan 1965) أنه يندر أن تزيد زاوية ميل تطبق متقاطع عن ٣٠ درجة لرمال مائية، وذلك بناءً على نتائج دراستهم لرمال حديثة مائية. وبشكل مماثل أفاد (Mckee 1957) أن ميل الرقائق المتقاطعة في الرمال الهوائية تتراوح بين ٣٠-٣٥ درجة وفي الرمال المائية تكون بين ٢٥-٣٠ درجة.



شكل (٦١): تكوين التطبق المتقاطع البسيط حيث تحدث هجرة الكثبان الرملية في اتجاه أسفل التيار. (عن: Selley 1976).

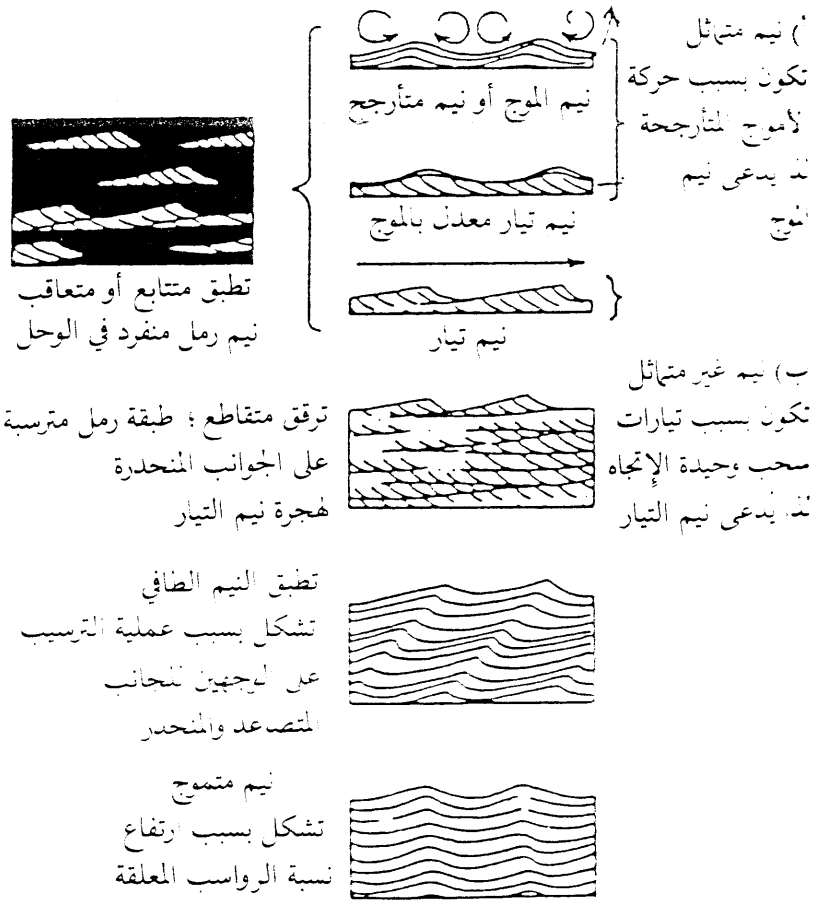
وتتواجد بنيات التطبق المتقاطع في كثير من البيئات الترسيبية إلا أنها تحدث بشكل كبير في البيئات النهرية، وأينما تواجدت ظروف مستوى نظام التدفق العالي (Upper flow-regime). ويعتبر التطبق المتقاطع كمجموعة بنيات ذات أشكال مختلفة ونشأة مختلفة.

ويمكن استنتاج اتجاه تدفق التيارات المرسبة عن طريق أخذ قياسات ميل التطبق المتقاطع. ومن ثم معرفة البيئة الترسيبية وكذلك معرفة الجغرافية القديمة التي شملتها توزيع الرواسب فوقها ويمكن أيضا معرفة وضع بنية الطبقات في المنطقة.

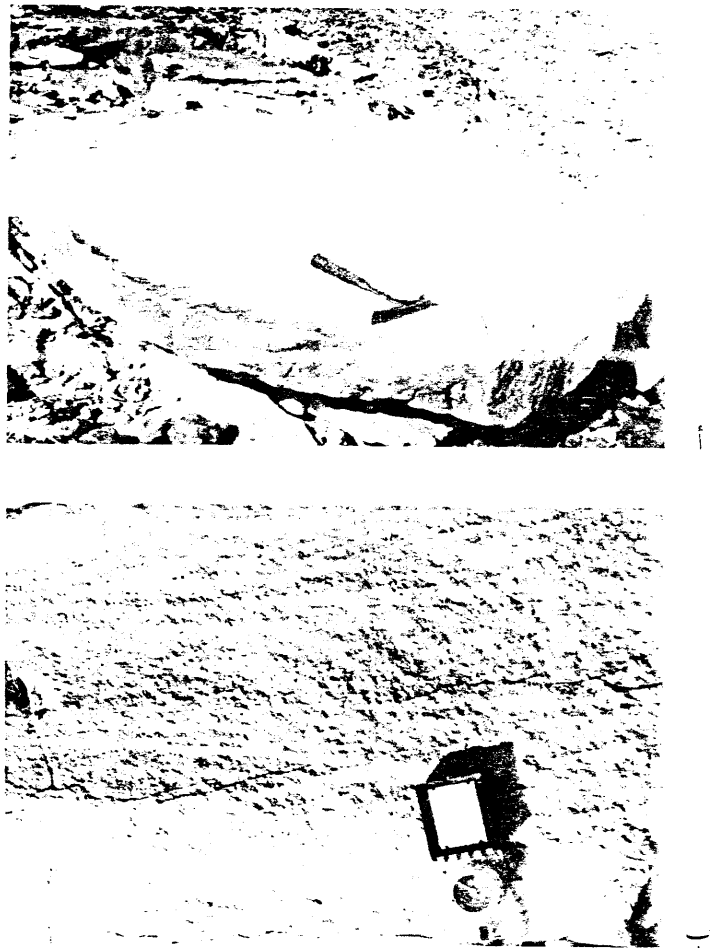
٦ - التطبق النيمي والترقق المتقاطع

يُعَرف التطبق النيمي (Ripple-bedding) بالطبقات التي تتشكل على أسطحها العلوية علامات النيم (Ripple marks) ويظهر على جوانبها المتعامدة مع قمم النيم بنيات داخلية رسوبية تسمى الترقق المتقاطع (Cross-lamination). والترقق التقاطع

عبارة عن رقائق مائلة على مستوى الأسطح المحصورة بينها هذه الرقائق وتكون أيضا هذه الرقائق المتقاطعة متوافقة مع أوجه النيم الشديدة الانحدار (Lee face) (أشكال ٦٢، ٦٣ أ، ب). وعلامات النيم عبارة عن بنية طبقة عليها ما يشبه الأمواج وهي تتكون في الرمال الناعمة المعرضة لتيارات زحف رقيقة الحركة. ويتشكل (يترسب) الترقق المتقاطع من هجرة علامات النيم في اتجاه تدفق التيار.

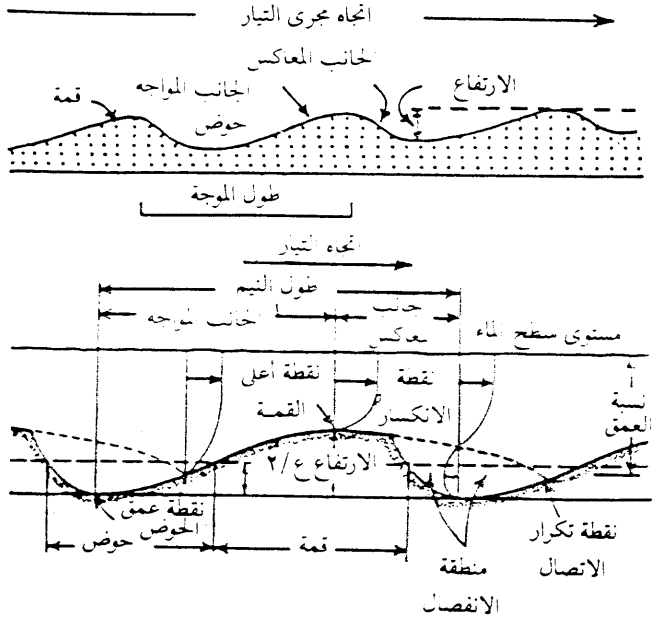


شكل (٦٢): أنواع مختلفة من البنيات الرسوبية تكونت من تشكيلات طبقات النيم. (عن: Selley 1976).



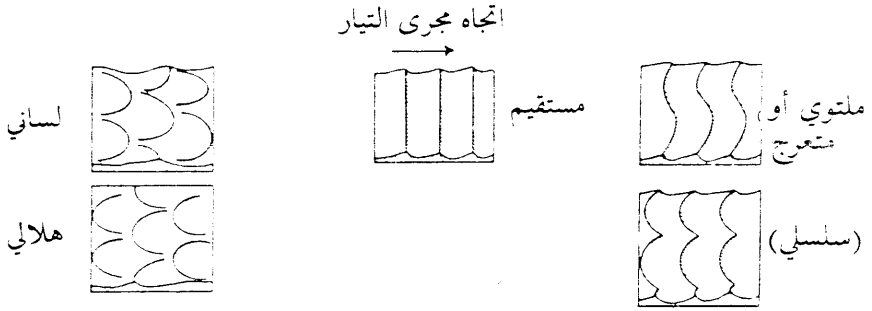
شكل (٦٣): أ) ـ نيم متماثل على سطح صخرة من حجر رمل البياض بالقرب من جبل برمة ـ شمال غرب مدينة الرياض.
(عن: Moshrif and Kelling 1984).
ب) ـ ترقق متقاطع وترقق أفقي بين أطقم الترقق المتقاطع في حجر رمل البياض بالقرب من خشوم الخناصر ـ شمال غرب مدينة الرياض.
(عن: Moshrif and Kelling 1984).

ومن أهم الأبحاث التي كتبت عن النيم ذلك العمل البحثي المفصل الذي أنجزه (Allen 1968c)، وتوضح أشكال (٦٤ و٦٥) التسميات التي اقترحها ألن لأجزاء وتشكيلات النيم المتنوعة. ويسمى جانب النيم المعتدل الانحدار وفي اتجاه أعلى التيار بالجانب المواجه (Stoss side) ويسمى جانب النيم الشديد الانحدار وفي اتجاه أسفل التيار بالجانب المعاكس للتيار (Lee side). وتسمى النقطة الأكثر انخفاضاً على سطح النيم بنقطة الحوض (Trough point)، بينما تسمى أعلى نقطة عليه بنقطة القمة (Summit point). ويطلق على النقطة التي تفصل سطح قمة النيم من منحدر الجانب المعاكس للتيار بنقطة الحافة (Brink point). ويشار إلى الخطوط الموصلة بين النقاط المتتالية على سطح مستوى النيم بخطوط الأحواض (Troughlines)، وخطوط القمم (Crestlines) وخطوط الحواف (Brinklines). وتسمى المسافة الموصلة من نقطة حوض إلى نقطة حوض آخر بطول النيم (Ripple length) وتسمى المسافة الرأسية الموصلة بين نقطة القمة ونقطة الحوض بارتفاع النيم (Ripple height). ويطلق على المسافة الأفقية الموصلة بين قمتي النيم بطول الموجة (Wave length) (شكل ٦٢).

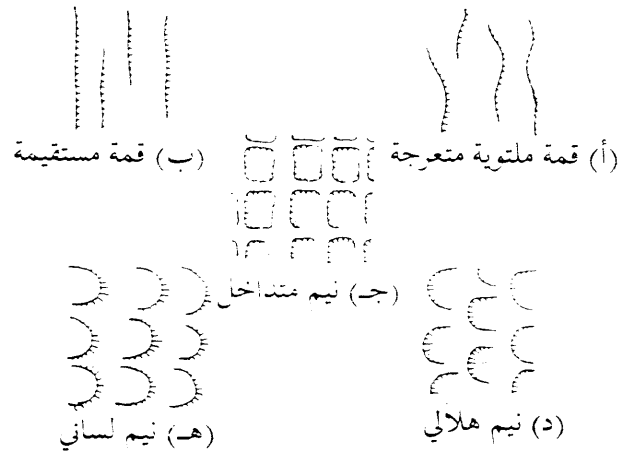


شكل (٦٤): قطاع عرضي لبنية نيم مع تسمية أجزاءه. (عن: Allen 1968c).

وقد ميز ألن خمسة أشكال هندسية للنيم في الوضع المستوى أو المسطح الأفقي، وأطلق عليها «النيم المستقيم» (Straight ripple) ، والنيم الملتوي (Sinuous ripple) ، والنيم المتسلسل (Catenary ripple ، والنيم اللساني (Linguoid ripple) ، والنيم الهلالي (Lunate ripple) أنظر شكلي (٦٥، ٦٦).



شكل (٦٥): الوصف الإسمي لأشكال النيم المختلفة. (عن: Allen 1968c).



شكل (٦٦): تسمية أشكال طبقة النيم كما تظهر من خلال المستوي السطحي. (عن: Allen 1968a).

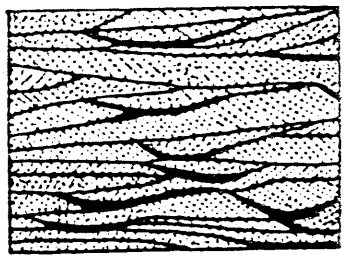
وعُرِّفت أنواع مختلفة للتطبق النيمي بواسطة الربط بين أشكال النيم الخارجية أو تشكيل الطبقة (Bed form) وبنياتها الداخلية (شكل ٦٢). وقد وُجد من قطاع النيم العرضي (Ripples cross-section) أن هناك نوعين من النيم وهما نيم متماثل (Symmetric ripples) ونيم غير متماثل (Asymmetric ripples). وأحيانا يطلق على النيم المتماثل معنى النيم المتأرجح (Oscillation ripples) أو النيم الموجي (Wave rippies). ويُظهر هذا النوع من النيم نوعان من الترقق الداخلي (Internal lamination). تكون الرقائق (Laminae) في النوع الأول متوافقة (Conformable) مع سطح شكل أو بنية النيم، ويُظهر النوع الثاني رقائق متقاطعه (Cross-laminae) والتي ليس لها علاقة بسطح شكل أو بنية النيم. ويقترح النوع الأول أن نيم التماثل قد تشكل أو تكون نتيجة لتأرجح السائب (Oscillation of the fluid) وبدون تجزيء أفقي للراسب المنقول في السائب. بينما يتضح أن النوع الثاني للنيم المتماثل نتج من تغييرات جزئية لنيم التيار غير المتماثل عن طريق حركة التأرجح (Oscillatory movement).

يُظهر النيم غير المتماثل فروقات واضحة بين الجانب المواجه للتيار بزاويته المنخفضة والجانب المعاكس للتيار ذو الزاوية الشديدة الانحدار (شكلا ٦٢، ٦٤). وتكون بنيتها الداخلية ذات ترقق متقاطع، وتتوافق الرقائق المتقاطعة مع الواجهة أو الجانب المعاكس للتيار (Lee face). ويتشكل النيم غير المتماثل نتيجة تيارات جر أحادية الاتجاه، وغالباً ما يشار إلى هذا النوع من النيم بنيم التيار (Current ripples).

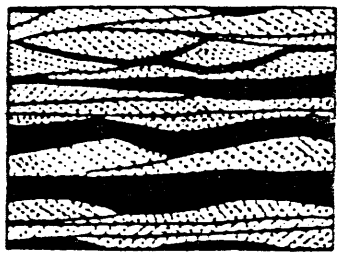
وبعض التراكم القليل الانتظام للتطبق النيمي ترتقاً داخلياً غامضاً (شكل ٦٧). فالبنية الداخلية واضح أنها نتجت من النيم ولكن ليس هناك انتظام جيد أو طريقة ثابتة في نموذج التراكم. وقد أطلق التطبق الموجي (Wavy bedding) على مثل هذه الطبقات من أحجار الرمل أو أحجار الغرين (Pettijohn 1975). ولكن في هذه الحالة إذا تواجد الطين فان بنية أو تشكيلة وحدة التطبق النيمي تصبح أكثر وضوحاً. وربما ينحصر الطين بين طبيقات الرمل أو الغرين وبشكل عدسات (Lenticles) في أحواض النيم أو طبيقات طينية هلالية الشكل ومتتابعة تسمى (Flasers)، (شكل ٦٧أ). ويمكن أن يتشكل كل من النيم المتماثل والنيم

غير المتماثل على هيئة عدسات منفردة (أو منفصلة) من الرمل أو الغرين الخشن في أحجار الطين (العكس صحيح) فعندئذ يطلق عليها التطبق المتتابع (Flaser bedding)

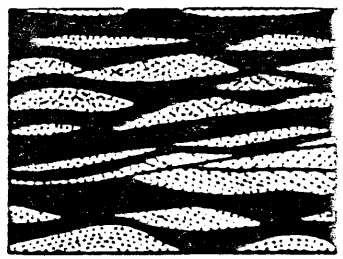
وإذا كانت العدسات الطينية متحدة ومتصلة ببعضها فإنه يشار إلى هذا التطبق بالتطبق الموجي أو المتموج (Wavy bedding) (شكل ٦٧ب). وإذا كان الطين هو الشائع وتكون وحدات التطبق النيمي منفصلة ومحصورة في أرضية طينية ففي هذه الحالة يطلق عليها التطبق العدسي (Lenticular bedding) أو النيم الميت (Starved ripples). (شكل ٦٧جـ، د)، (Reineck and Wunderlich 1968, Terwindt and Breusers 1972).



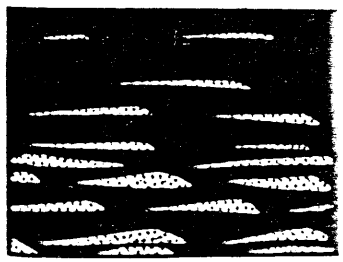
(أ) تطبق متتابع



(ب) تطبق متموج



(جـ) تطبق عدسي



(د) تطبق نيم ميت

شكل (٦٧): بنيات التطبق المتموج والتطبق المتتابع.
(عن: Reineck and Wunderlich 1968).

وقد أشار (Pettijohn 1975) إلى أن هناك بنية داخلية أخرى يعتقد بأنها ذات علاقة بالتطبق النيمي وقد سماها (Stokes 1953) بنية التمزق والتجعد (Rip and furrow)، (شكل ٥٩). وتظهر هذه البنية على سطح مستوى التطبق. وتتكون من علامات هلالية صغيرة متعارضة أو متقاطعة وتأخذ شكل أطقم محصورة في تجعدات طويلة وضيقة ومفصولة عن بعضها بأضلع متقطعة أو قنوات ضيقة جدًا (شكل ٥٩). وتتشكل بنية التمزق والتجعد من هجرة سلاسل نيم معقدة أو ما يعرف بالترقق المتقاطع الحوضي.

وتشبه علامات النيم التطبق المتقاطع من حيث الاستفادة منها في تحديد النظام الطبقي أو الإستراتجرافي، وفي معرفة اتجاه تدفق التيار وتشير أيضا إلى ظروف التدفق، ولكنها أقل فائدة في تعريف أو تحديد بيئة الترسيب لأنها تتشكل تحت ظروف متعددة وتحت سطح ماء مختلف العمق. وعندما يتحرك التيار عبر سطح رملي. ويختلف النيم المتشكل بالموج عن النيم المتكون من تيار أحادي الاتجاه، وكذلك يختلف نيم الريح أو الهواء (المتشكل فوق سطح الأرض ـ مثل نيم الكثبان) بشكل واضح عن نيم الماء (المتشكل تحت سطح الماء). ولسوء الحظ أنه يندر رؤية نيم الهواء في السجل الجيولوجي. بالاضافة إلى إثبات الاستفادة من النيم في تحليل الجغرافيا الاقليمية القديمة (Pettijohn 1975).

ويتكون النيم في الوقت الحاضر في عدة بيئات مختلفة تمتد من الكثبات الرملية إلى الأعماق المتوسطة وحتى إلى طبقة المحور. ومن إحساس الملاحظة فقط نجد أن النيم لا يتكون أو يتشكل في رواسب الطين ولا في الرمل الخشنة أو الزلط. ويكون تكوين النيم محصوراً في الغرين الخشن وفي الرمل الذي يكون حجم أقطار حبيبته أقل من ٠,٦ مليمتر. كما يتشكل النيم في الجزء السفلي من نظام التدفق المنخفض وعندما يكون عدد فرويد منخفض (راجع ما سبق شرحه في هذا الموضوع، شكل ٣٨).

وبالزيادة التدريجية في محتوى الرمل فإنه يمكن للتطبق النيمي المتتابع (Flaser bedding) أن يتدرج إلى طبقات تتكون كلية من ترقق متقاطع

رملي والتي يكون فيها سطح النيم خفي، ولو أنه أحياناً تكون باقية في الطبقة العلوية. وهناك مصطلحات متنوعة أعطيت لهذه البنيات الرسوبية، منها الترقق المتقاطع والنيم المتسلق (Climbing ripples) وتطبق النيم الطافي (Ripple-drift bedding) (Jopling and Walker 1968) (شكل ٦٢). وقد شرح كلٌّ من (Jopling and Walker 1968) أنواعاً متعددة ومتنوعة من النيم وكيفية تكوين كل منها. ومن ذلك الشرح يمكن تلخيص ما يلي:

ترسب تيارات الجر العادية الرمل فقط على جانب النيم المعاكس للتيار. وبازدياد حمل الرواسب العالقة، تتم عملية الترسيب أيضا على جانب النيم المواجه للتيار. وينتج عن هذا، سلسلة من أسطح قطاعات النيم الجانبية (Profiles) وتهاجر قممها بشكل مائل إلى أعلى وفي اتجاه أسفل التيار. ومع تزايد حمل الرواسب العالقة، ينمو ترقق النيم الملتوي من النيم المتماثل. ويتشكل الترقق المتقاطع نتيجة هجرة نيم التيار (Current ripples) وترسيب طبقة رمل على الأوجه أو الجوانب المعاكسة للتيار. كما يتشكل تطبق النيم الطافي نتيجة عملية الترسيب التي تحدث على كلا وجهي أو جانبي (Lee and stoss sides) النيم، (شكل ٦٢).

بنيات بعد الترسيب

وهي البنيات التي تتشكل بعد استقرار الراسب وانتهاء عملية الترسيب. وتعتبر بنيات بعد الترسيب بنيات تشويه، حيث ينتج عنها اضطراب وتكسير وتغيير، وضع كل من بنيات قبل وأثناء الترسيب لتشكلة بين الطبقات وداخل الطبقات على التوالي. وهناك أنواع عديدة من بنيات التشوه. إلا أنه عرفياً يمكن حصرها في مجموعتين رئيستين طبقاً لإحساس حركة التشوه، بمعنى، هل كانت رأسية أم أفقية لانتشار، وكذلك هل تم تشوه الراسب بشكل مرن (بلاستيكي) وفي الحالة غير المتصلبة (Unconsolidated state)، أو إذا كان الراسب تام التصلب وتمزق (Shear) على امتداد مستويات الانزلاق (Seliey 1976) ويوضح جدول (١٠) ملخصاً لتصنيف البنيات الرسوبية المشوهة والمتشكلة بعد الترسيب.

وفي بعض الحالات تشير الرواسب المشوهة نفسها على أن التشوه حدث حتمياً بشكل مبكر جداً، إما أثناء عملية الترسيب نفسها أو بعد

جدول (١٠) ملخص تصنيف البنيات الرسوبية المشوهة

إحساس الحركة	البنية	طبقة التشوه
رأسية الانتشار	طوابع الثقل والدرنات الكاذبة، التطبق الملفوف، مجموعات الواجهة المضطجعة (الراقدة)، الترقق الملفوف.	مرنة (تفتقد الرواسب قوة التمزق).
أفقية الانتشار	الهوابط الانزلاقات	قصفية/تكسرية (تمتلك الرواسب قوة التمزق).

(عن: Seliey 1976)

الترسيب مباشرة، وهذا يكون قبل تغطية الراسب بعدة أمتار من راسب آخر. ويطلق على التشوه المصاحب لعملية الترسيب بالتشوه المتزامن (Penecontemporaneous deformation) (Blatt et al. 1980). ويتسبب في تشوه الرسب أربعة عوامل ميكانيكية:

١) القوة الجاذبية المتمثلة في طبقات متتابعة تُظْهِر تحدر كثافة معكوس، وذلك عندما ترقد طبقات راسب كثيف فوق طبقات راسب أقل كثافة.

٢) إسالة الراسب (أي عندما يصبح الراسب سائلاً أو مائعاً).

٣) حركة الجاذبية للراسب المترسب على منحدر (هابط).

٤) قوة تمزق الراسب المترسب حديثاً والصادرة منه نتيجة حركة تدفق تسير فوقه.

وفي معظم الأحيان يحدث التشوه في الراسب نتيجة عاملين أو أكثر من هذه العوامل الميكانيكية تحدث سوياً (Artyushkov, 1960a, 1960b; Anketell et al. 1970).

والآن سوف نستعرض وصف بنيات التشوه الرسوبية بالتفصيل.

شكل (٦٨): بنية طابع الثقل على السطح السفلي لحجر رمل.
(عن: Pettijohn and Potter 1964).

١ ـ بنيات طوابع الثقل

تتشكل بنيات طوابع الثقل (أو الحِمْل، Load casts) من انغماس راسب ثقيل (مثل الرمل) في راسب أخف (مثل الوحل) مُشَكلة ما يشبه الجيوب (المخالي)، وفي كثير من الأحيان يشار إليها ببنيات الحمل (Load structures) أو جيوب الحمل (Load pockets). وتنشأ بنيات الثقل أو الحمل نتيجة توزيع أحمال غير متساوية أو تطبق غير ثابت من طبقات وحل طرية تقع تحت طبقات رملية (أكثر كثافة وأقل مسامية) فيحدث تشكيل علامات تذيبية غير منتظمة الانتفاخات ومتشوهة على سطح قاع طبقة الرمل (شكل ٦٧). وإذا تعتبر بنيات الثقل من بنيات القاع ولكنها ذات أصل نشأة مختلفة عن تلك التي وصفناها سابقاً تحت عنوان بنيات القاع. وهي تشبه قوالب بنيات الأطواق من حيث الحجم والانحدار ولكنها تختلف عنها في عدم انتظامها وليس لها تماثل في أشكالها ولا في توجيهها أيضاً (Orientation). كما أنها ليست كالطوابع (Casts) الأخرى التي تشكلت عن طريق ملء منخفضات الحت، بل أن انغماس الرمل حدث بسبب تشوه رقائق الوحل المتواجدة في الطبقة السفلية. فنتجت هذه البنيات من أحمال غير متساوية في طبقة الوحل السفلية والتي تكون طرية أو ذات مرونة مائية (Hydroplastic). ويرجع أصل نشأة هذه البنيات إلى

الحركة الرأسية في اعادة وضع الرواسب، فيصحب ذلك حركة الرمل إلى أسفل وتجاه الوحل إلى أعلى كحركة بديلة (Pettijohn 1975). وقد تكون بنيات الثقل منتشرة بشكل منفصل مكونة أنابيب أحجار رمل كبيرة، يصل قطرها إلى ٥٠ متراً وارتفاعها أكثر من ٨٠ متراً (Schlee 1963). أو تأخذ شكل الكور (Pettijohn and Potter 1964) أو شكل الدرنات الكاذبة (Kuenen 1965).

وقد تتشكل بنيات الثقل في أي بيئة عندما يترسب الرمل فوق وحل مشبع بالماء وله مرونة مائية. وتكثر هذه البنيات في رواسب العكر إلا أنها تحدث في رواسب الدلتا والأنهار.

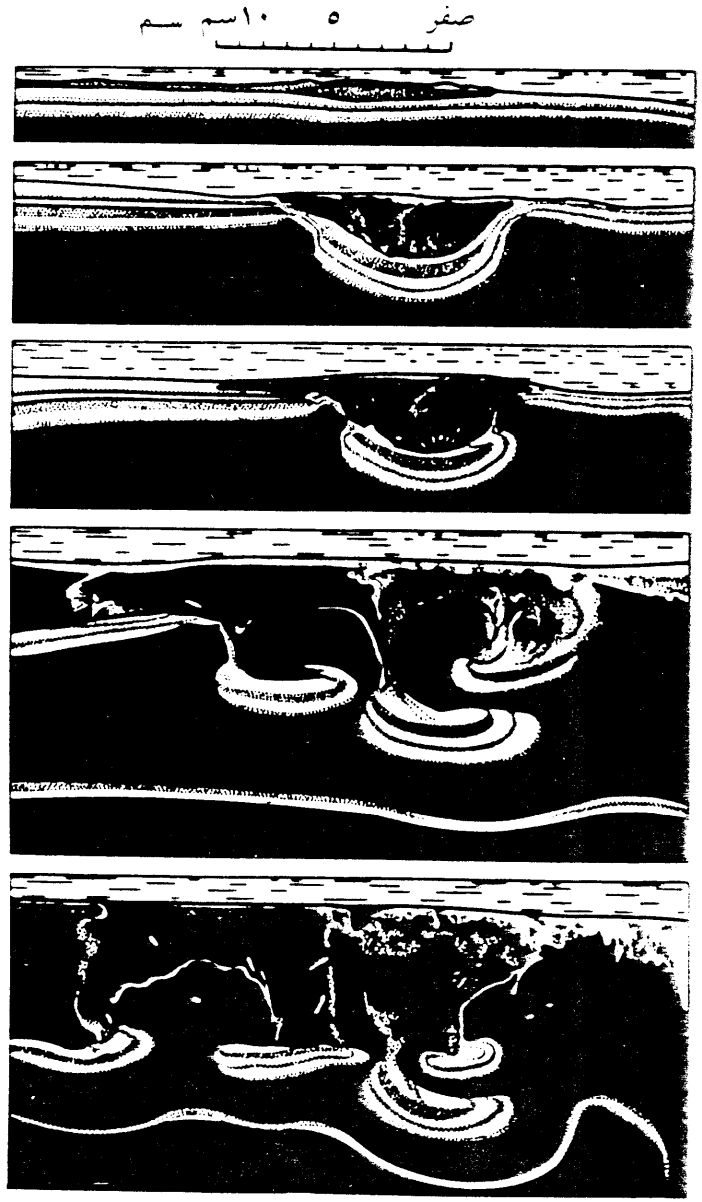
٢ ـ الدرنات الكاذبة

تتكون الدرنات الكاذبة (Pseudonodules) عندما تنفصل طبقات رقيقة (أو رفيعة) من الرمل أو الغرين على طول استطالتها لتشكل قطعاً منفردة ومشوهة من الرمل أو الغرين وبتحدب سطحي سفلي مغموس في طبقة الوحل السفلية. وقد تمكن (Kuenen 1958b) من تكوين هذه البنيات من تجربة أجراها في المختبر بعد أن رسَّب طبقة من الرمل فوق طبقة من الطين المشبع بالماء. وعندما قام بهز أو رج الحوض الحاوي على طبقتين بقوة سال الطين وامتد مما سمح لقطع من الرمل أن تنفصل من الطبقة الرملية العلوية وتنغمس داخل طبقة الطين المرنة (شكل ٦٩) مشكِّلة ما يشبه الدرنات الكاذبة في الطبيعة. وقد سميت هذه البنيات بالدرنات الكاذبة لتمييزها عن الدرنات العادية والمتشكلة نتيجة التغيرات المتأخرة (Diagenetic)

(Macar 1948, Macar and Antun, 1949).

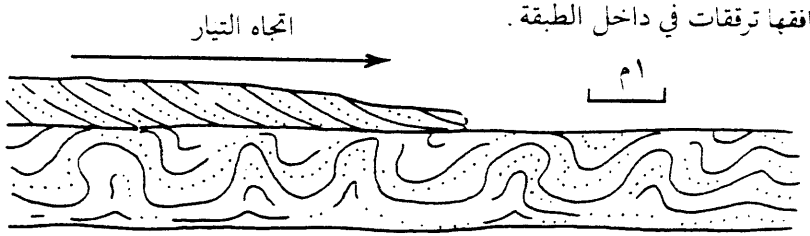
٣ ـ التطبق الملفوف أو المطوي

يعتبر التطبق الملفوف (Convolute bedding) من البنيات الرسوبية المشوهة والتي تتشكل في أحجار الرمل نتيجة اندفاع الراسب في حركة بلاستيكية إلى أعلى. وغالباً ما يصحب التطبق الملفوف (المطوي) تشوه في رمل التطبق المتقاطع (Cross-bedding). ويعتبر التطبق الملفوف كسلسلة من الطيات البلاستيكية مكونة من طيات مقعرة واسعة ومسطحة (تأخذ شكل الحرف "U") مفصولة عن بعضها بطيَّات محدَّبة ضيقة ذات قمم حدة (أو رفيعة).



شكل (٦٩): طريقة تكوين الدرنات الكاذبة. (عن: Kuenen 1958b).

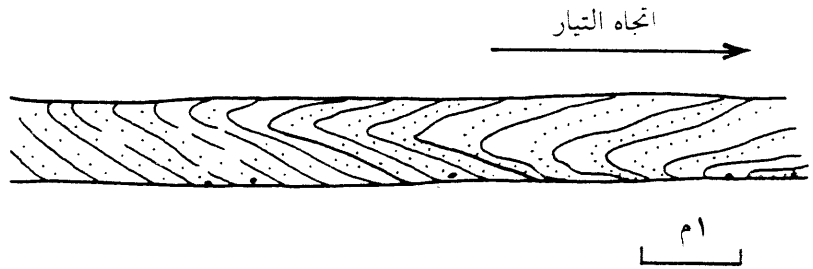
وفي معظم الأحيان تكون الطيات المحدبة مائلة أو ملفوفة أو مطوية في اتجاه أسفل التيار (شكلي ٧٠، ٧١)، وهذا يكون واضحاً من التطبق المتقاطع المصاحب في طبقة الرمل العلوية. ويشار إلى التطبق المطوي ببنية الرمل السريع وهو يشمل تشوهاً لكل مكونات طبقات الرمل التي يصل سمكها إلى متر أو اكثر (Selley 1976). ويتواجد التطبق المطوي في أنواع متعددة من رواسب أحجار الرمل المجرور (Traction deposited sands)، إلا أنه من المميزات الخاصة للرمال النهرية (Selley et al. 1963; Mckee et al. 1967) وأطلق (Rich 1950) مصطلح «تشوهات داخل الطبقات» (Intrastratal contortions) على التطبق الملفوف. وربما تكون هذه التسمية أنسب وصف يمكن أن توصف به هذه الظاهرة لأن التشوه في التطبق المطوي يحدث للرواسب المتواجدة داخل الطبقة وليست للطبقة نفسها والتي يرافقها ترققات في داخل الطبقة.



شكل (٧٠): شكل التطبق المطوي والذي تشكل نتيجة اندفاع ماء المسام خلال رمل مفكك الترابط. (عن: Selley 1976).

شكل (٧١): بنية تشوه طبقي متواجدة بين طبقتين غير متأثرين بعملية التشوه. (عن: Pettijohn and Potter 1946).

ويحدث هذا التطبق المطوي أو التطيؤ المشوه (Convolute folding) في طبقات الرمل الناعم أو الغرين الخشن. وعندما تصبح مجموعة المقدمة (الواجهة) مطوية (راقدة) في اتجاه أسفل التيار وبشكل يشبه الطيات المضطجعة (Recumbent folds) فإنها تسمى بهذا الاسم. وعامة يكون محور مستوى الطيات مائلاً في اتجاه أسفل التيار لأي مجموعة واحدة (شكل ٧٢). وتشبه مجموعة الواجهة المضطجعة التطبق المطوي من حيث إنها تتواجد في الرمال المترسبة بالجر أو السحب (Traction deposited sands) إلا أن بنيات الطيات المضطجعة تتكون عامة وبشكل خاص في الرمال الخشنة لرواسب الأنهار المتشعبة (Braided alluvium)، (Selley 1976).



شكل (٧٢): شكل التطبق المضطجع المشوه في حجر رمل نهري.
(عن: Selley 1976).

ونال كل من بنيات التطبق المطوي ومجموعة الواجهة المضطجعة اهتمام الباحثين للنظر في أصل نشأة كل منهما ومن بين هؤلاء الباحثين (Potter and Pettijohn 1977, Allen and Banks 1972). وقد تبين أن هذه البنيات تكونت من مرور أو اندفاع الماء رأسياً خلال رمل مفكك التعبئة (Loosely-packed sand). وربما يكون هذا الماء عائدا إلى (A hydrostatic head of water) (Williams 1970). وبشكل متبادل فربما يكون الماء محلوب من الرواسب نفسه. وفي هذه الحالة سيكون الرمل عديم الإحكام (أو الدمج) عند السطح ولكن ربما تسقط حبيباته داخل تعبئة أكثر تقارباً (A tighter packing). وينتج عن ذلك انخفاض في مسامية الصخر (Selley 1976).

وقد يتشكل التطبق المطوي نتيجة الزلازل أو بدونها كما لاحظ ذلك كل من (Barratt 1966, Mckee et al. 1967) في الرواسب الحديثة. وبشكل عام يصاحب التطبق المطوي تطبق النيم من الغرين والرمل.

٤ ـ الترقق المطوي

يتشكل الترقق المطوي (Convolute lamination) في الصخور الرملية الناعمة الحبيبات أو في صخور الغرين والتي تحتوي على رقائق أو ترقق دقيق. وتظهر طبقات الترقق المطوي بأسطح علوية وسفلية مستوية، إلا أنه أحياناً قد تظهر بعض بنيات الثقل والأبواق على السطح السفلي. ويعكس داخل طبقة الترقق المطوي نموذجاً معقداً من الطيات غير المنتظمة وذات القمم الحادة والأحواض العريضة الواسعة (أشكال ٧٣، ٧٤ أ،ب) والتي تتلاشى في أسفل الطبقة، (Kuenen 1953, Davies 1965, Potter and Pettijohn 1977). وفي حالات كثيرة تكون هذه الطيات مائلة في أجزائها العلوية في اتجاه أسفل التيار مما يشير إلى أصل نشأتها المبكرة. ويصل سمك طبقة الترقق المطوي إلى أقل من ٢٥ سنتمتر وقد تبقى ثابتة السمك لمسافة معقولة. ويشبه الترقق المطوي التطبق المطوي من حيث الشكل الهندسي، ولكن يحدث الترقق المطوي كما ذكرنا في الرواسب الدقيقة الحبيبات وبمقياس صغير جداً. وعندما ندقق النظر في بعض نماذج الترقق المطوي نجد أن الطبات المقعرة هي عبارة عن قمم نيم مشوهة بشكل قوي، وتوجد أسطح حت داخلي لداخل الطبقة وهذه الأسطح ذاتها مشوهة. وهذا يشير بشكل واضح إلى تتابع لي نمو علامات نيم وتشوه وعملية حت محلية مصاحبة لعملية الترسيب (Sanders in Middleton 1965a, Dzulynski and Walton 1965). وفي بعض الحالات يتكرر التتابع عدة مرات أثناء الترسيب لطبقة واحدة. وبشكل لاحق فإنه يبدو أن الطبقات الحاملة لهذه البنيات ترسبت من تشوه بلاستيكي حدث للطبقة أثناء ترسيب سريع للرواسب العالقة وتكوين هذه الطبقة. وتشير بنيات التيار الأخرى المصاحبة إلى أن توجيه محاور الطيات المشوهة أو المضطجعة يكون في اتجاه أسفل التيار. وهذا يقترح بأن التشوه حدث نتيجة قوة تمزق موجهة على الطبقة من التيار نفسه، وبمعنى آخر أن الترقق المطوي ربما نشأ من استخراج الماء من الراسب تحت قوة تمزق مبذولة من تدفق تيار العكر نفسه، (Davies 1965, Anketell et al. 1970).

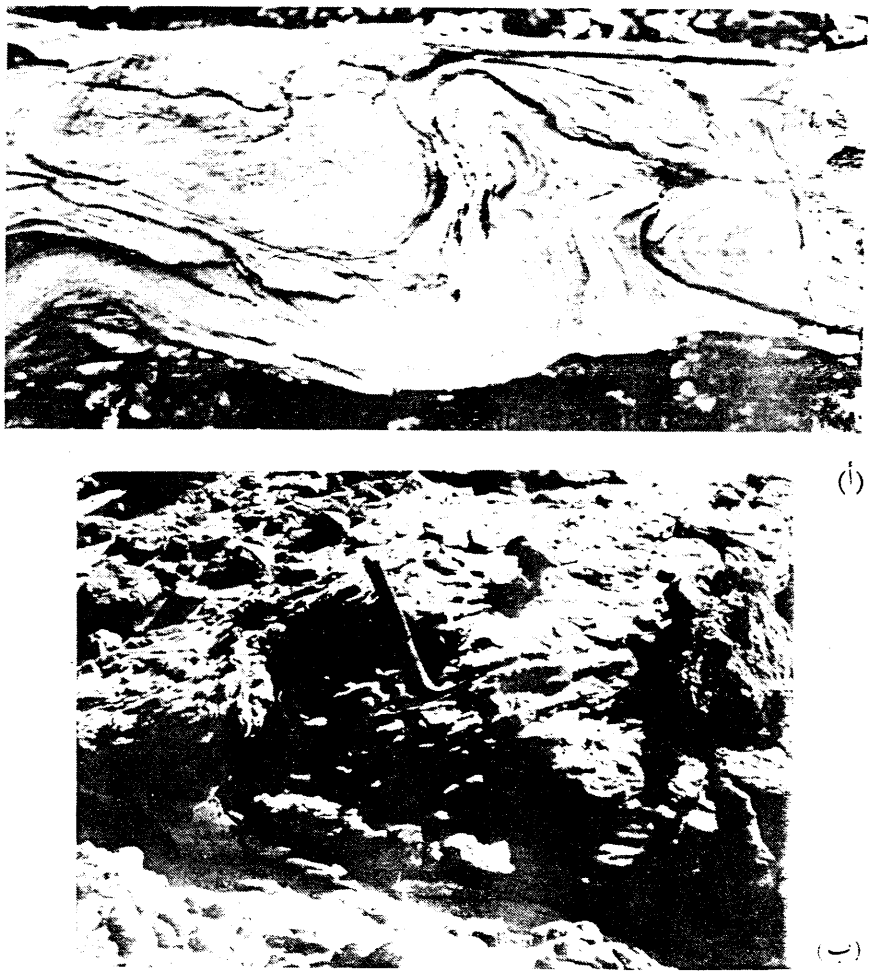
والترقق المطوي من المميزات الخاصة في رواسب رمل العكر (Turbidite sands) ويضم التشوه لكل من وحدات بوما المترققة والترقق المتقاطع (Bouma 1962)

شكل (٧٣): بنية ترقق مشوهة. (عن: Pettijohn & Potter 1964).

ويعتبر تكوين كل من الترقق المطوي والتطبق المطوي ومجموعة الواجهة (المقدمة) المضطجعة، والأنواع الثلاثة الرئيسة للبنيات الطبقية الداخلية والمتشوهة نتيجة لحركة اندفاع أو استخراج الماء في الاتجاه الرأسي. (Hydrostatic head of water).

٥ ـ الهوابط والانزلاقات

يشمل الطي الهابط (Slump folding) أكثر من طبقة واحدة وهذا يخالف البنيات المطوية (Convolute structures). وَوُصِفَ هذا النوع من البنيات بالتفصيل والايضاح في بحث (Hadding 1931). وتؤثر عملية الهبوط والانزلاق (Slumping and sliding) في عدة طبيقات (Layers) بين الطبقات (Interbedded) والتي من المحتمل أن تكون نتيجة اندفاق كتلي لهذه المواد أو الرواسب والتي إذا استمرت طويلاً تقود من تشوه جزئي إلى كلي للتطبق وإلى تكوين رواهص أو مدملكات كاذبة (Pettijohn 1975).



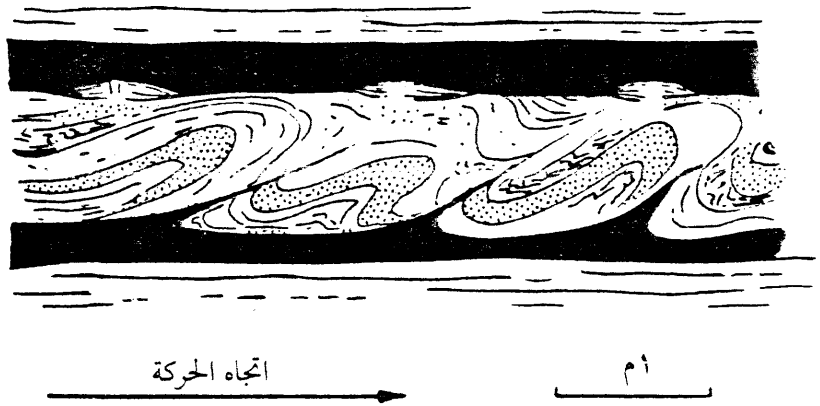
(أ)

(ب)

شكل (٧٤): أ ـ بنية ترقق مشوهة في طبقة حجر رمل جيري.(عن: Blatt et al. 1980)
ب ـ بنية ترقق مشوهة في طبقة حجر رمل البياض بالقرب من خشم البويبيات شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif 1976).

وتشبه بنيات الهوابط (Slump structures) البنيات المطوية من حيث أنهم تشكلوا من عمليات تشويه بلاستيكية مصاحبة لعملية ترسيب الرمل والوحل. إلا أن الهوابط

والانزلاقات (Slumps and slides) تظهر بشكل واضح ومؤكدة أن حركة التشويه حدثت بشكل جانبي (Lateral) أو أفقي وفي اتجاه ثابت. ويصاحب طيَّات الهبوط (Slump folds) تصدع حدث أثناء الهبوط وتشكيل مستويات انزلاق منخفضة الزوايا (شكل ٧٥). وتزاح كتل كبيرة من الرواسب بشكل جانبي على طول أسطح الانزلاق.



شكل (٧٥): بنية الطبقات الهابطة والطيات المضطجعة. (عن: Selley 1976).

ويحدث تشكيل بنيات الانزلاق والهوابط مصاحباً لترسيب الطبقات الحاملة وذلك بدليل أن تواجد الطيَّات والصدوع محصورة تحت رواسب طبقات غير متأثرة بعملية التشوه. كذلك أن اتجاهات هذه الصدوع والطيَّات مستقلة عن اتجاه ونوعية الحركات الأرضية (Tectonics) الإقليمية مما يثبت أن بنيات الهوابط والانزلاق لم تنشأ نتيجة للحركات الأرضية. كذلك أن الطبقات المشوهة ربما تتخللها جذور نباتية غير مشوهة أو مسالك أو انفاق حيوانات (Animal burrows). وتفتقد الصدوع المصاحبة للمعادن الغثة (Gangue minerals) أو المعادن غير الاقتصادية (شوائب معدنية).

وأشار (Selley 1976) بأن الهوابط والانزلاقات تتطلب لتكوينها ترسيباً سريعاً من راسب الوحل على منحدر غير ثابت. وربما تبدأ الحركة الأفقية أو الجانبية (Lateral movement) نتيجة الزلازل والعواصف أو نتيجة كلا الإثنين معاً. وتتواجد مثل هذه الظروف بشكل جيد في مقدمات الدلتا المطلة على أحواض الترسيب النشطة (Actively subsiding basins).

بنيات رسوبية متنوعة

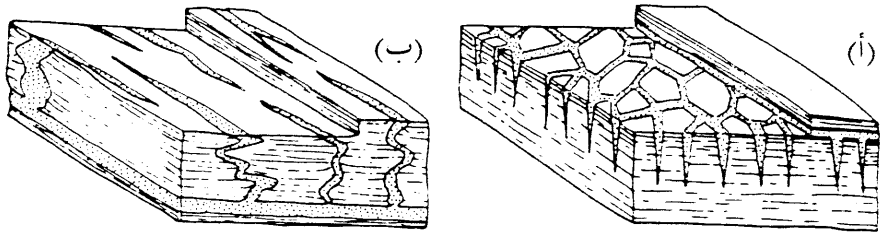
هي عبارة عن مجموعة بنيات رسوبية لا تنسجم من حيث النشأة والنوعية مع أصناف البنيات الرسوبية الثلاثة التي سبق وصفها بالتفصيل. وقد سميت متنوعة (Miscellaneous) لأنها متنوعة في أصل نشأتها وأشكالها وهذه البنيات تشمل الآتي:

١ ـ بنيات الشقوق المختلفة Different Cracks Structures

وتضم هذه البنيات كل من شقوق التقلص (Shrinkage cracks) وشقوق طرد الماء (Syneresis cracks). ويساعد التمييز بين بنيات الشقوق المختلفة في معرفة البيئة الرسوبية.

أ ـ شقوق التقلص (Shrinkage cracks): وهي عبارة عن بنية شقوق الوحل (Mud cracks)، (شكل ٧٦أ) نشأت عند تعرض الوحل للهواء. ويطلق عليها شقوق الشمس (Sun cracks) وشقوق الجفاف (Desiccation cracks) كتعريف تبادلي. وتظهر بنية شقوق الوحل على مستوى سطح الطبقة بشكل مضلع (Polygonal)، وفي القطاع المتعامد على الطبقة فهي عبارة عن مكاسر (Fractures) تمتد إلى داخل الطبقة بشكل الرقم (٧)، (شكل ٧٦أ، ٧٧). وتتواجد شقوق الوحل مملوءة بالرمل أو الغرين. وعامة يتكون الصخر الأصلي من الوحل المشبع بالماء وعند تعرضه للشمس يفقد جزءاً كبيراً من الماء بالجفاف ومن ثم ينمو نظام التشقق نتيجة عملية تقلص (Shrinkage) الطين مشكلاً بذلك ظاهرة التضلع هندسية. وتختلف أحجام المضلعات (Polygons) وعرض الشقوق وكذلك عمق الانشقاق. ولكن يتراوح عامة عرض المضلعات من ملليمترات قليلة إلى أقل من ٥٠ سنتمتر، ويتراوح عرض الشقوق ما بين ١ ملليمتر إلى ٥ سنتمترات. وقد تتعمق الشقوق عشرات السنتمترات ولكن في معظم الأحيان تكون ما بين ١-٢ سنتمتر. وعادة تتلاشى الشقوق (Cracks taper) في الاتجاه إلى أسفل الطبقة حتى تنعدم، أي تكون عريضة عند سطح الطبقة وتضيق كلما اتجهنا إلى أسفل الطبقة. وتملأ الشقوق برواسب أخشن من الصخر المضيف. وتصل الشقوق في تعمقها طبقاً لدرجة الجفاف الذي يتعرض له الصخر. فقد يقتصر التشقق على الطبقة المعرضة للشمس فقط ولكن إذا كانت حدة الجفاف عالية يمكن أن يصل تخلل وتعمق الشقوق إلى الطبقة السفلية أو أعمق منها. وقد تظهر

قطاعات الشقوق المملوءه بالرمل مشوهة. وربما تظهر نهاية فتحات الشقوق العريضة عند أعلى الطبقة منبعجة إلى أعلى وداخلة في الطبقة المترسبة فوقها. وينتج هذا التشوه بسبب التزاحم في عملية ملء هذه الشقوق وضيق فراغات التشقق المتاحة في الصخر المضيف مما يدل على عملية الملء غير المحكَّمة والتي بها تحاول المواد الدخيلة أن توطن نفسها بشكل محكم عن طريق خفض أو تقليل سمك موادالصخر الأصلية.



شكل (٧٦): (أ) الفرق بين بنية شقوق التقلص و (ب) قواطع الرمل.
(عن: Selley 1976).

وحيث تتشكل شقوق الوحل بالتقلص لذا فإن مثل هذه الشقوق لا تتكون في صخور الرمل النقي. لأن الرمل النقي عندما يجف لا ينخفض حجمه. ولا تُحفظ شقوق الوحل في الطبقات القديمة ولكن الذي يُحفظ هو ما يملأ هذه الشقوق أو ما يسمى بالطابع (Cast). وليس لتشقق مقصورًا على الرواسب الطينية الدقيقة فحسب (Argillaceous) بل يحدث في الرواسب الجيرية الدقيقة الحبيبات (Micritic limestones) وربما تملأ الشقوق هنا بغرين جيري (Lime silt) أو غرين دلوميتي (Dolomitic silt) أو رمل. وفي معظم الأحيان تظهر الشقوق المتواجدة في الرواسب الوحلية كطوابع (Casts) متبقية في الأسطح السفلية لأحجار الرمل (والتي كانت تغطي طبقة التشقق). كما تظهر الشقوق المشكَّلة في الوحل الجيري على السطح العلوي للصخر المتصخر الآن (Pettijohn 1975)، وتدل بنيات الشقوق على تعرض رواسب الطبقة الحاملة للهواء والشمس وشدة الجفاف المصاحبة.

ب ـ شقوق طرد الماء (Syneresis cracks): تتشكل شقوق طرد الماء في

الوحل عن طريق استخراج الماء المصاحب من الطين المتواجد تحت جسم من الماء (Subaqueous) (White 1961). وقد أشار (Burst 1965) إلى أن شقوق الوحل التي تحدث تحت سطح الماء تتم عندما يفقد سطح طبقة الطين الماء وذلك نتيجة الارتقاع المفاجيء في محتوى الملح في الطبقة المائية المغطية لطبقة الوحل. وتسمى هذه الطريقة التي يطرد بها الماء (Syneresis) وتحدث فقط في الطين ذو المعادن الطينية المُتَمَدِّدة (Expanded). ويمكن أن تُملأ هذه الشقوق بالرمل السريع من أسفل أو بالترسيب العادي من أعلى (Harms 1965, Diller 1890, Laming 1964, Vitanage 1954, Van Houten 1965)

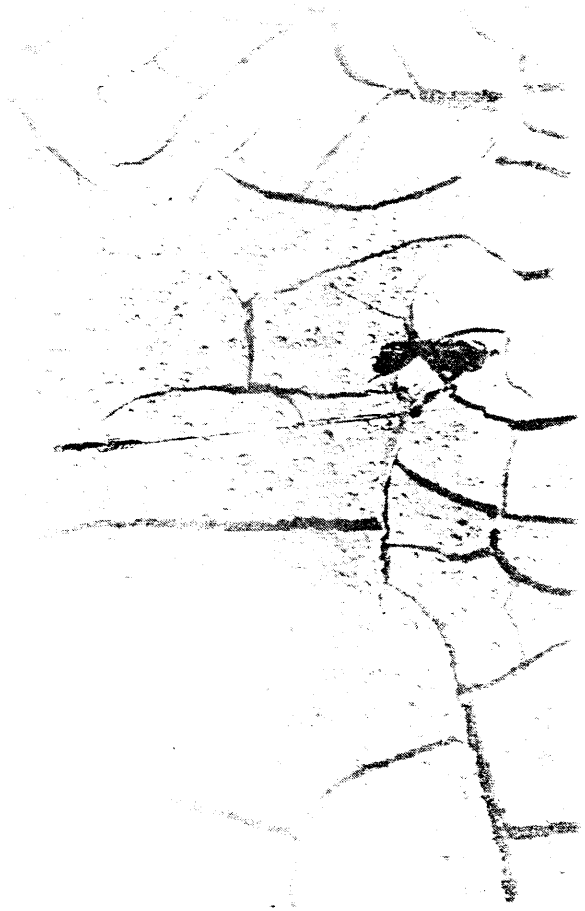
وتميز شقوق طرد الماء من شقوق التقلص (Shrinkage cracks) في أن الأولى تكون مملوءة بالوحل المماثل أو أخشن بقليل من وحل الصخر الأصلي (المضيف). وعامة تكون شقوق طرد الماء أصغر من شقوق التقلص. وقد يرتفع مقياس هذا النوع من بنيات الشقوق إلى ملليمترات قليلة (أنظر: Selley 1976). وتنشأ شقوق الوحل تحت الماء (Subaqueous syneresis cracks) بينما تنشأ شقوق التقلص تحت سطح الهواء أو فوق سطح الأرض (Subaerial desiccation cracks). وقد أشار (Selley 1976) إلى أنه من المحتمل أن مضلعات الشقوق الكبيرة والمتشكلة في البحيرات الحديثة (Modern playas) تشكلت نتيجة عملية مشتركة من استخراج أو طرد الماء بالطريقتين اللتين حدثتا فوق الأرض (Subaerial)، وتحت الماء (Subaqueous) مع تعقيدات تاريخية ترتبط بتغييرات مناخية متأخرة. وقد ناقش كثير من الباحثين هذا النوع من الشقوق (Syneresis) مثل

(Van Straaten 1954, White 1961, Kuenen 1965, Donovan and Foster 1972)

٢ ـ بنية آثار المطر Rain Prints Structure

تتشكل بنية آثار المطر في طبقات الطين والغرين وربما في طبقات الرمل الناعم جدا. وتظهر آثار المطر على سطح الطبقة بشكل حلقات صغيرة أو بيضاوية إذا كانت نتيجة أمطار هبوب الريح (Wind-blown rain). وتكون على هيئة نقاط محفورة ومتزاحمة لانتشار (شكل ٧٧)، وذات حواف مرتفعة حول كل حفرة. ويتراوح اتساع كل حُفرة من نقاط المطر بين ٢ـ١٠ ملليمتر. وآثار المطر مؤشر جيد لتعرض هذه الطبقات للهواء

ومناخ ممطر. وهي تشبه شقوق الوحل في حفظ طوابعها وبقائها في قاعدة الطبقة الرملية المغطية لطبقة الوحل الحاملة لبنية آثار المطر. ويتواجد كل من آثار نقاط المطر وشقوق الوحل بشكل كبير على سطح طبقات الطين وأحجار المارل وأيضا على أسطح طبقات أحجار الوحل الكلسي (Calcilutite). (Fischer 1965) وقد يصاحب هاتين البنيتين بنية الملح الكاذبة (Salt pseudomorph).



شكل (٧٧): بنية تقلص الوحل مع انطباعات قطرات المطر.
(عن: Pettijohn and Potter 1964).

وتجدر الاشارة هنا إلى ضرورة الحذر في التمييز بين نقاط بنيات آثار المطر وانطباع حبيبات الرمل أو انطباع الفقاعات الغازية في سطح طبقة وحلية، وهذه الأخيرة لا تظهر أحواف المرتفعة، وربما تكون أكثر تقعراً.

٣ ـ بنية قواطع الرمل Sand Dikes Structure

وهذه البنية عبارة عن صفحات رأسية من الرمل تقطع الطبقات من أسفل إلى أعلى وتمتد جذورها إلى طبقة رملية تقع تحت جميع الطبقات التي تقطعها بنية قواطع الرمل (شكل ٧٦ب). وعادةتكون الطبقات المقطوعة بالقواطع الرملية مكونة من الوحل. وتميز هذه البنية من بنية شقوق الوحل بأن بنية قواطع الرمل تتلاشي أو تموت كلما اتجهنا إلى أعلى الطبقات. وتنشأ بنية قواطع الرمل من دخول رمل مندفع مسال (Liquified) في وحل مشبع بالماء. وتختلف أحجام بنيات قواطع الرمل وربما يرجع السبب في أصل نشأتها إلى حركة الزلازل (Barratt 1966). وربما يلتحم رمل القواطع الرملية مع رمل طبقات رملية متواجدة فوق طبقة الوحل مشكلاً شبكة مضلعة من الرمل على قاعدة طبقة الرمل، ويظهر ذلك عندما يُحت الوحل ويزاح. ويندر تواجد مثل هذه البنيات إلا أنها وجدت في بعض الطبقات الرسوبية مثل تلك التي وصفها (Smyers and Peterson 1971).

٤ ـ بنية الملح الكاذبة Salt Pseudomorphs Structure

تتشكل بنية الملح الكاذبة في حالات صخرية مشابهة لتلك التي تشكلت فيها بنية شقوق المطر. وتتواجد بنية الملح الكاذبة عندما تكون طبقات أحجار الطين والغرين مغطاة بطبقات أحجار الرمل الناعم جداً أو بأحجار الغرين. وبنية الملح الكاذبة عبارة عن قوالب (Moulds) تشكلت في وحل طري بواسطة بلورات الملح المعدنية (Halite) المكعبة. وغالبا تظهر هذه البلورات مقعرة الوضع (Habit)، وبشكل يشبه القمع. وتنمو بلورات الملح في وحل مترسب تحت مياه مشبعة بالملح. ويتسبب دخول تدفق تيار ماء عكر وغير ملحي في إذابة بلورات الملح ومن ثم دفن قوالبها تحت طبقة راسب جديد (Selley 1976). وقد توجد بنية الملح الكاذبة مشاركة لبنيات أخرى مثل بنية شقوق الوحل وبنية انطباع قطرات المطر.

٥ ـ بنيات رسوبية حيوية Biogenic Sedimentary Structures

تتشكل البنيات الرسوبية الحيوية المتنوعة في الصخور الرسوبية بعد ترسيبها نتيجة أنشطة الأحياء في هذه الرواسب. ويشار إليها بالبنيات الرسوبية العضوية لأنها تختلف عن البيئات الرسوبية غير العضوية والتي سبق شرحها. وتشمل البنيات الحيوية (Biogenic) كل من ثقوب جذور النباتات وآثار (Tracks) طبع أقدام الحيوانات الفقارية (Vertebrates) ومجرات (Trails) الحيوانات اللافقارية (Invertebrates) ومسالك أو أنفاق (Burrows) الديدان في الرواسب الطرية وثقوب (Borings) الديدان في الصخور الصلبة. وتعرف جميع هذه الظواهر بآثار الأحافير (Tracefossils أو Ichnofossils). ودراسة علم آثار الأحافير هو (Ichnology).

ويمكن التمييز بين البنيات الحيوية المتشكلة بالقرب من سطح الراسب التي تسمى (Exogenetic) وتلك البنيات المتشكلة تحت سطح الراسب والتي تسمى (Endogenetic) إلا أنه في كثير من الأحيان يصعب التمييز بين هاتين البنيتين لأن الأحياء في مقدورها أن تحدث مسالكها على امتداد سطح الطبقة بين أوجه طبيقات الرمل مع الوحل. وبعد تشكيل مثل هذه المسالك فإنها تمتلىء بانسياب الرمل من الطبقة العلوية، ومن ثم تشبه مجرة ما (Trail) تشكلت على سطح طبقة طينية طرية والتي ترسبت عليها طبقة رمل فيما بعد.

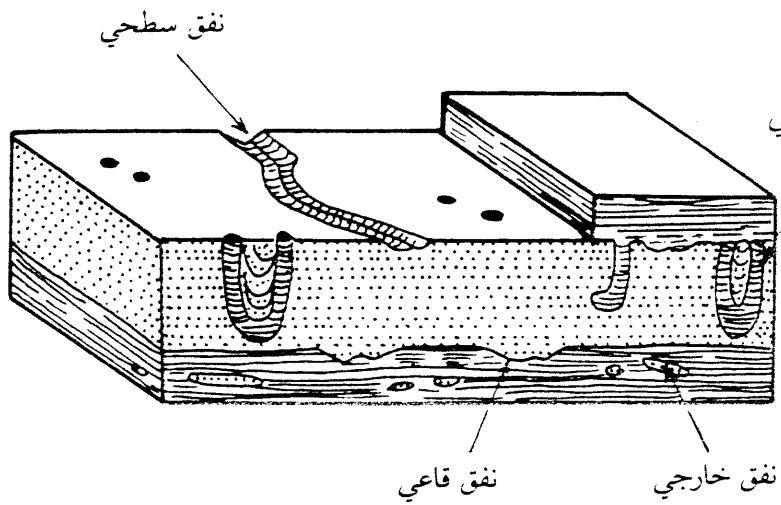
وقد صنف الباحث (Seilacher 1964a) آثار بنيات الأحافير (Ichnofossils أو Trace fossils) إلى خمسة أصناف طبقا لخصائص تصرفات هذه الحيوانات، وهي كالتالي:

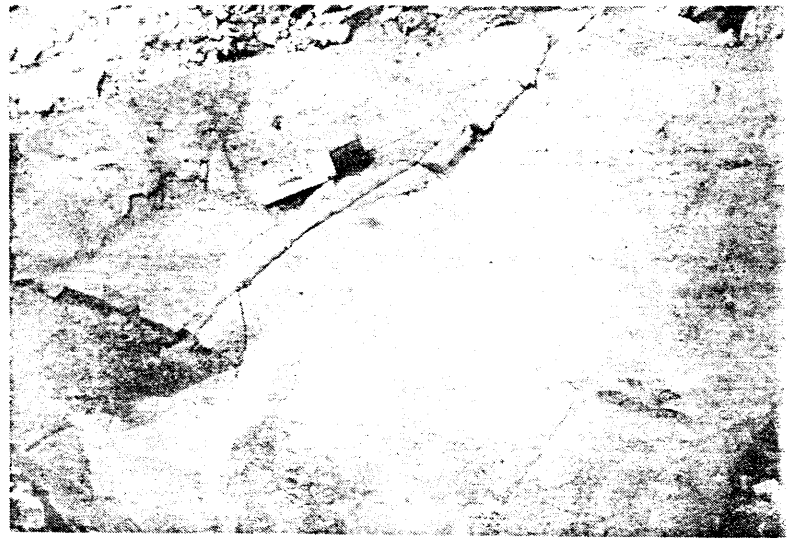
١) بنيات مسالك تغذية الديدان (Fodichnia: feeding burrows)
٢) بنيات مسالك زحف الديدان (Repichnia: crawling burrows)
٣) بنيات مسالك الديدان الساكنة (Domichnia: dwelling burrows)
٤) بنيات مجرة الديدان المستقرة في القاع (Cubichnia: resting trails)
٥) بنيات مجرة تغذية الديدان (Pascichnia: feeding trails)

- فتتشكل بنيات مسالك الديدان المتغذية عن طريق الديدان الثابتة في قاع البحر والتي تتغذى على ما تحمله التيارات المحيطة بها، وتظهر بنيتها عامة بشكل شعاعي (Radial pattern).
- وتتشكل بنيات مسالك الديدان الزاحفة نتيجة حركة الديدان عندما تزحف أو تسير ببطء فوق سطح الراسب.
- وتتشكل بنيات مسالك الديدان الساكنة من بنيات سكنية أو محمية وتكون ثابتة في مكانها، وقد تتشكل هذه المسالك عن طريق الديدان المتحركة أو الديدان الشبه ممسوكة لحمايتها من الاعتداء عليها أو دفنها في القاع.
- وتتشكل بنيات مجرة الديدان المستقرة نتيجة الديدان المتحركة والمستقرة في القاع.
- كما تتشكل مجرة الديدان المتغذية أو التي ترعى (Grazing trails) من مجرات ملتوية لديدان تتغذى على الوحل تحت التقاء سطحي أوجه الراسب مع الماء أو بالقرب منه (Sediment-water interface).

وبدون النظر في أصل نشأة الديدان الحيوية، تسمى البنيات الحيوية المتشكلة في قاعدة طبقة الرمل (نفق قاعي = Hypichnia) ويطلق المصطلح (نفق سطحي = Epichnia) على البنيات الحيوية المتشكلة في أعلى سطح الطبقة الرملية (شكل ٧٨). كما تسمى البنيات الحيوية المتشكلة في داخل الطبقة الرملية وبشكل متعمق (نفق داخلي = Endichnia) وتسمى البنيات المتشكلة في الطبقة الوحلية السفلية وبشكل متعارض معها ومملوءة برواسب رملية، (نفق خارجي = Exichnia) (أنظر شكل ٧٨ Martinsson 1965:). لذا نجد أن آثار الأحافير قد جمعت في مجموعات طبقاً للأنشطة التي شكّلتهم (Seilacher 1964a) أو طبقاً لمناطق تشكّلهم (Martisson 1965). فيصف منهج مناطق التواجد أو التشكّل العلاقة بين الأثر والطبقات المتأخمة (شكل ٧٨). وإذا ربطنا النظامين السابقين في التسمية نجد أن جدول (١١) يلخص تسمية أثر أنواع الأحافير.

ويستفاد من أثر الأحافير في تكوين المطابقة (Correlation) الواسعة بين بيئة الترسيب (Depositional environment) ومميزات أوخصائص مجموعات الأثر الأحفوري والذي يدعى بالسحنات الأثرية (Ichnofacies).




(ب)

شكل (٧٨): (أ) أنواع أثر الأحافير وتسمية كل منها. (عن: Selley 1976).
(ب) أثر أحافير على سطح طبقة حجر جير رملي من متكون البويب. قرية الثليما، بالقرب من جنوب مدينة الخرج. (عن: Moshrif 1976).

جدول (١١) ملخص تسمية أثر أنواع الأحافير

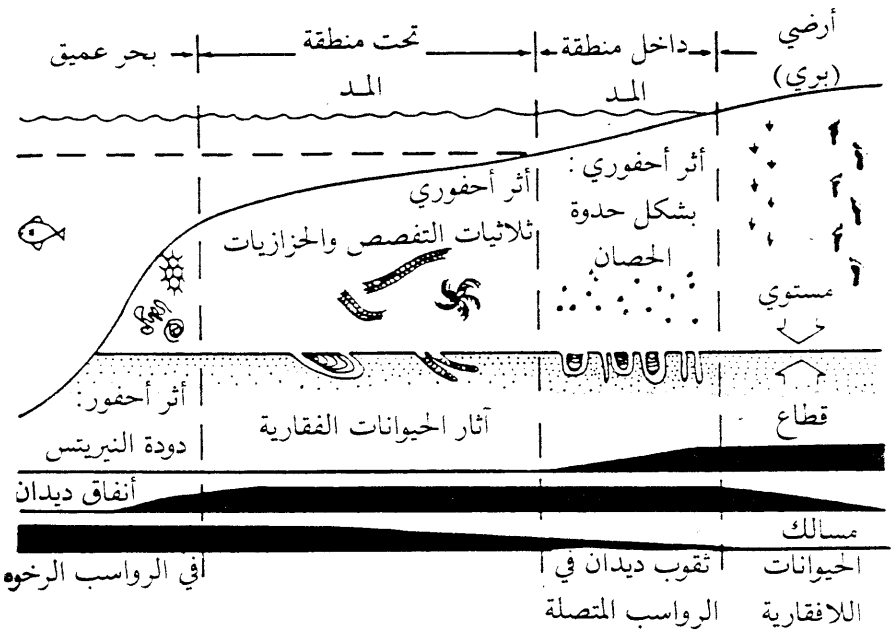
تسمية معتمدة على النشاط الحيوي (Seilacher 1964)	تسمية معتمدة على المكان (Martinsson 1965)
١- بنيات آثار مسالك تغذية الديدان	أنفاق داخلية وخارجية في الرواسب الطرية
٢- بنيات آثار مسالك زحف الديدان	
٣- بنيات آثار مسالك الديدان الساكنة	
٤- بنيات آثار مجرة زحف الديدان المستقرة في القاع	أنفاق سطحية وقاعية في الرواسب الطرية
٥- بنيات آثار مجرة تغذية الديدان المحلية الحركة	

(عن: Selley 1976)

وقد لخص (Selley 1976) أهم ما كتب عن السحنات الأثرية وعلاقتها بالبيئات الرسوبية كما هو موضح من الشكل (٧٩) والذي يربط أهم أبحاث كل من (Seilacher 1964a, 1967, Rodriguez and Gutschick 1970, and Heckel 1972) في هذا المضمار.

يشير الشكل (٧٩) بوضوح أنه على اليابسة وبالقرب من الشاطىء تتشكل سحنات أثرية متكونة بشكل كبير من أثر أقدام حيوانات الفقارية (Vertebrate tracks) وتشتمل هذه الآثار على طبع أقدام الطيور والحيوانات القارية وكذلك آثار أقدام الديناصور والتي يقل الاحتفاظ بها في السجل الجيولوجي. إلا أنها وجدت بشكل عام في طبقات البحيرات الجافة وقيعان الأنهار ومسطحات المد والجزر.

ونجد في اتجاه البحر سحنات أثرية مميزة ومتشكلة في مناطق المد والجزر والتي تدعى مجموعة اسكوليثوز (seilacher 1964a, Scotlithus assemblage) وذلك لأنها



شكل (٧٩): العلاقة المتواجدة بين أثر الأحافير وبيئة الترسيب.
(عن: Seilacher 1964, 1967; Rodriguez & Gutschick 1970; Heckel 1972).

تكثر فيها المسالك الرأسية العميقة (Deep vertical burrows) لأثر جنين الأسكوليثوز (Ichnogenus scolithus). وتأخذ هذه المسالك أشكالاً متنوعة، فتكون إما على هيئة أسطوانات عمودية بسيطة (Scolithus) أو أسطوانات عمودية ملفوفة بشكل حرف "U" (Goldring 1964, Diplocraterion yoyo) أو شبكة ممرات معقدة مثل (Ophiomorpha). وفي هذه البيئة يكون الراسب التحت طبقي بشكل عام ومعرض لنشاط تيار الحت والذي غالبا ما يحت ويعيد ترسيب الراسب، ولذلك فإن الحيوانات غير الهيكلية والمتنوعة في منطقة المد والجزر تشتمل على ديدان (Worms) ومحاريات (Bivalves) وسرطانيات (Crabs) وما شابه ذلك. وتميل هذه الحيوانات بأن تعيش زاحفة (Crawling) وثابتة (Dwelling) ومتطفلة (Feeding burrows). وتخرج هذه الحيوانات عند سطح الراسب والتقائه بسطح الماء. ولكن تعود إلى داخل الراسب بتعمق لكي تشكل مسكناً آمناً لصغارها أثناء فترات الحت والتعرية.

وفي بيئات مناطق تحت المد والجزر ومناطق البحر القليلة العمق تتشكل سحنات أثرية للحيوانات غير الهيكلية مثل (Cruzians and zoophycus) ولكون نشاط البحر أقل هدماً في هذه المناطق، فإن الحيوانات غير الهيكلية تزحف فوق طبقة أرضية البحر لكي تتغذى وتشكل بذلك خطوطاً قليلة العمق (To feed in shallow grooves). كما تشكل مسالك (Burrows) وهي أقل عمقا وتكون متعارضة أو تحت أفقية مع طبقة أرضية البحر الرملية.

وتمتاز السحنات الأثرية لحيوانات الكرسيانا (Cruziana) بالمجرات المزدوجة والتي يشار إليها عامة بنشاط الترايلوبايت (Trilobites). ومثال ذلك السحنة الأثرية التي وجدت في متكون ألساق بالمملكة العربية السعودية. وقد وجدت أيضا في متكونات نهرية (Selley 1970, Bromley and Asgaard 1972). أما أثر أحفورة حيوان زوفيكس (Zoophycus) فإنها تمتاز بشكلها الحلزوني المروحي وذلك في قطاعها المستوي، وعامة تتواجد عند التقاء سطح رملي مع سطح طين صفحي وفي رواسب بيئات بحرية قليلة العمق ومناطق تحت المد والجزر. راجع (Crimes and Harper 1970) لكثير من التفاصيل التي تخص حيوان الزوفيكس (Zoophycus). ويكثر تواجد السحنات الأثرية المسماة بـ (Nereites) في المياه البحرية الهادئة والعميقة (شكل ٧٩). وتعيش الحيوانات غير الهيكلية في هذه البيئة فوق سطح الراسب وليس بداخل الراسب التحت طبقي لأرضية البحر. فتنعدم بشكل كبير مسالك الحيوانات وتكثر المجرات السطحية. وتظهر هذه الآثار بشكل متعرج وتشمل مجرات كل من جنس النيريتس (Nereites)، وجنس الهلمنثيودا (Helmintnoida)، وجنس الكوسمورهاف (Cosmorhaphe) أو آثار بشكل مضلع مثل مجرات جنس الباليودكتن (Paleodictyon).

ويجب الإشارة هنا إلى أن البنيات الرسوبية الحيوية في معظم الأحيان تشوه البنيات الرسوبية الأولية غير العضوية مشكلة ما يسمى بالاضطراب الحيوي (Bioturbation) ويقود هذا الاضطراب الحيوي الشديد إلى تغيير مظهر التطبق ويترك الرمل عديم البنية. وهو من مميزات الأجسام الرملية المترسبة في مناطق الجَزْر Intertidal ومناطق

تحت الجزر (Subtidal) . وقد تزيد المسالك العمودية لطبقات الرمل المتداخلة مع طبقات الطين الصفحي النفاذية الرأسية في هذه الطبقات وخاصة إذا كانت هذه المتكونات تشكل مخازن هيدروكربونات أو مستودعات مياه .

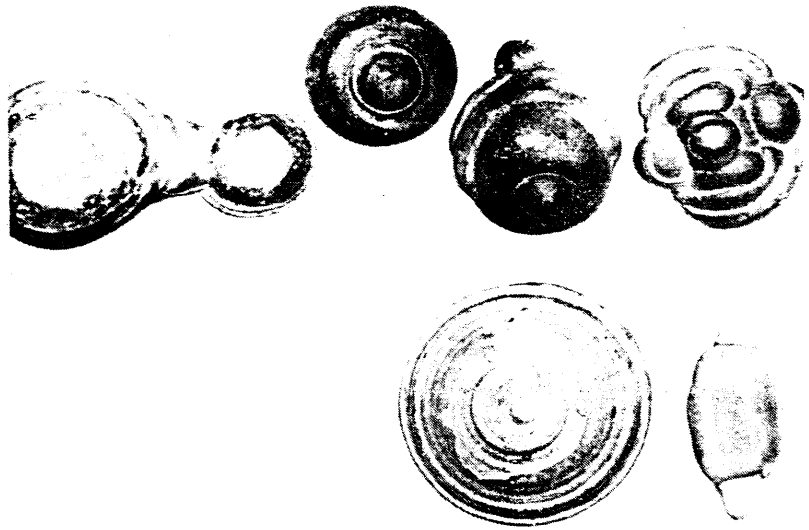
ويستفاد من البنيات الحيوية في تقرير نظام التتابع الطبقي وذلك سواء في الطبقات العمودية أو الطبقات المطوية (Shrock 1948a) . وقد تعطي آثار الأحافير أو البنيات الحيوية فكرة عن معدل سرعة الترسيب (Seilacher 1962) . فتقل آثار الأحافير في كل من الراسب المعاد ترسيبه أكثر من مرة نتيجة العمليات الفيزيائية مثل رمل الشواطىء وكذلك في الرواسب المترسبة بسرعة . ويدل اختفاء آثار الأحافير أو البنيات الحيوية في راسب ما على ظروف بيئية لمياه بحرية قاعية في أحواض منعزلة أو عديمة التيار والتي يكثر فيها كبريتيد الهيدروجين (Hydrogen sulfide) ويقل الاكسجين . وتشبه ظروف هذه البيئة في الوقت الحاضر مياه قاع البحر الأسود . وربما يتطابق تواجد مجموعة أثر الأحافير مع درجة ملوحة المياه المحيطة (Seilacher 1963) . كما يشير تواجد التطبق أو الترقق مع كثير من هذه المسالك أو الآثار الأحفورية إلى توفر فترات غير ترسيبية تمكنت خلالها عملية الدمج أو إحكام الراسب من أن تأخذ محلها . وقد يستخدم توجيه آثار الأحافير أو البنيات الحيوية في معرفة التيارات القديمة المرسبة للرواسب الحاملة لهذه البنيات . فيختلف اتجاه توجيه آثار هذه الحيوانات كلٌ حسب نوعيته . فمثلا في حالة الترايلوبيت (Trilobite) يختلف توجيه آثارها طبقاً لحركة الحيوان، عما إذا كان قد تحرك إلى أعلى أو إلى أسفل أو عبر التيار . كذلك الوضع بالنسبة لآثار الحيوانات المستقرة في أماكنها، فربما يكون لها اتجاهات مفضلة أو معينة وذلك لكيفية مواجهة هذه الحيوانات للتيار واختيارها أوضاعاً تتناسب مع نوعيتها . وكذلك يمكن الاستفادة من مجموعة آثار الأحافير أو البنيات الحيوية في الاسترشاد بهم على نوعية السحنات المختلفة والمصاحبة لهم (Seilacher 1964a) . لأنه من الواضح جداً أن أشكال آثار الأحافير تعكس تجاوب وتلائم الحيوان للظروف السائدة في بيئات الترسيب . كما أنه يُمكن عمل خرائط لآثار اللاحافير والتي بها نستطيع تحديد أحزمة واتساع السحنات الرئيسة (Farrow 1966) وفي معرفة اختلاف تدرج تغيرات عمق الماء في البيئة المرسبة أيضا (Seilacher 1967) .

ويجدر الإشارة هنا إلى أن كثيرا من الحيوانات تأكل راسب الوحل بشكل عام وذلك لتتغذى على المواد العضوية المحتواة في هذه الرواسب . وتنتج إلى جانب ذلك حيوانات مسكنية متطفلة (Feeding burrows) وهذه الحيوانات تهضم وتشكل الوحل بشكل العقد الخيرية (Faecal pellets) والتي تفرزها مع بقية الإخراجات (Excretes) الأخرى . ومثل هذه التراكمات من رواسب كرات الوحل تشكل أهمية خاصة في مناطق ترسيب الوحل الجيري (أو كربونات الوحل)، والتي ستجرى مناقشتها في الفصل السابع .

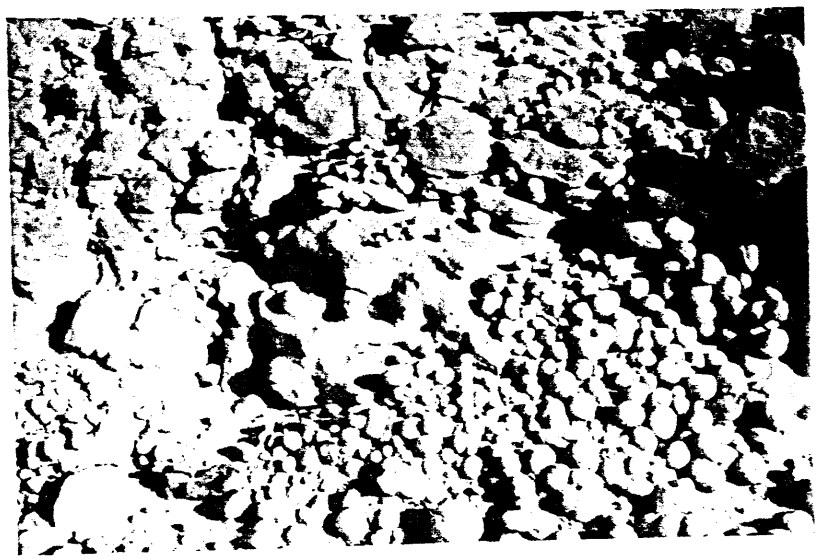
الدرنات Concretions

تتكون الدرنات (Concretions) ، (أشكال ٨٠أ، ب، جـ، ٨١) من متجمعات (Aggregates) لمواد رسوبية غير عضوية متواجدة في رواسب أخرى تختلف عنها في التكوين المعدني . وتُظهر الدرنات بعض التشكيلات والبنيات الداخلية . وقد أطلقت أسماء خاصة على الدرنات المختلفة كل حسب بنيته الداخلية مثل الجيود (Geodes) والدرنة الشعاعية (Septaria) ، (شكل ٨٤)، ومخروط في مخروط (Cone-in-cone) (شكل ٨٣) . ويمكن التمييز بين الدرنات والمنعقدات (Nodules) من أن الأخيرة لا تحتوي على بنيات داخلية وغير منتظمة الشكل ومن أمثلتها منعقدات حجر الصوان (Flint nodules) ومنعقدات الظر (Chert nodules) (شكل ٨٢) المتواجدة في كثير من صخور الكربونات (Carbonate rocks) . ولكن كلا الاثنان قد تشكل بالترسيب من محاليل مائية متأخرة في الصخر المضيف . لذا يرجع أصل نشأة الإثنين معاً إلى العمليات الكيميائية المتأخرة (Diagenetic Origin) التي حدثت في الصخور المحتوية لهم . ومن ثم فإن بنيات الدرنات والمنعقدات من البنيات الرسوبية المتشكلة بعد الترسيب (أي بعد ترسيب الصخر المضيف) .

وبما أن أجسام الدرنات المتنوعة تختلف من حيث الفترة الزمنية التي تشكلت فيها فربما أن تصنيف هذه المنفصلات المتأخرة (Diagnetic segregation) لا يقتصر على الفترة الزمنية التي تشكلت فيها هذه الأجسام بل يشمل شكل الأجسام وبنيتها الداخلية وتكوينها المعدني . لأنه قد تتشكل بعض أجسام هذه الدرنات أثناء الترسيب فيشار إليها

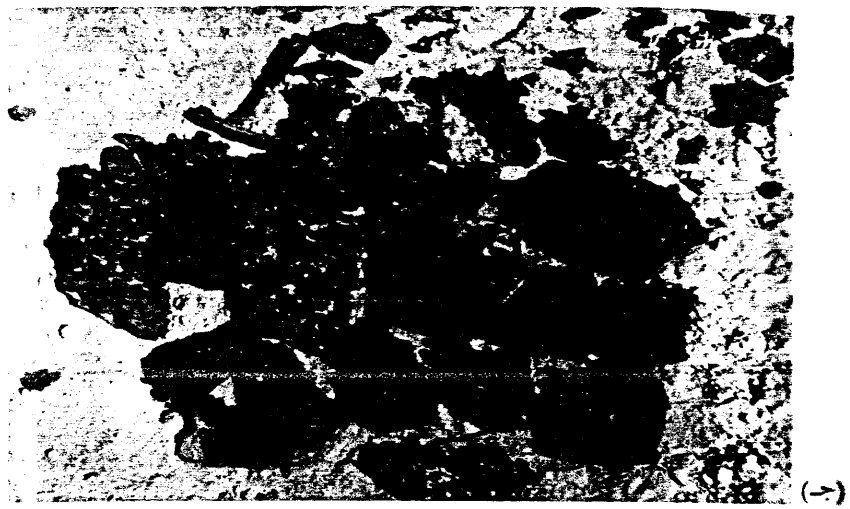


(أ)



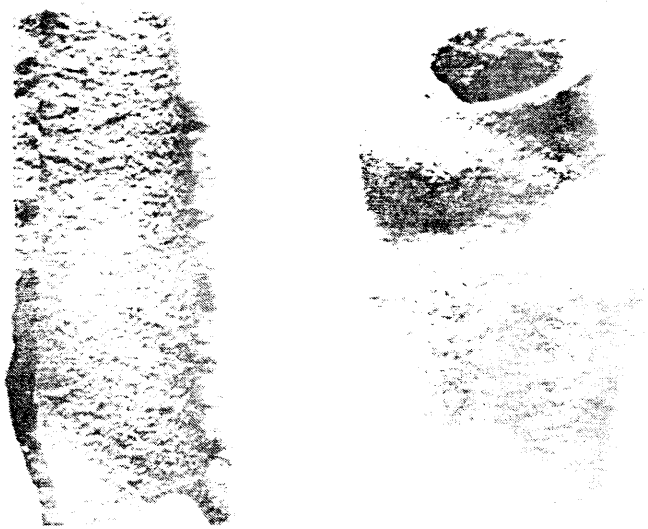
(ب)

شكل (٨٠): أ ـ درنات صخرية كلسية. (عن: Pettijohn 1975).
ب ـ درنات صخرية سليسية في حجر رمل البياض خشم أبورخيم. شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif and Kelling 1984).

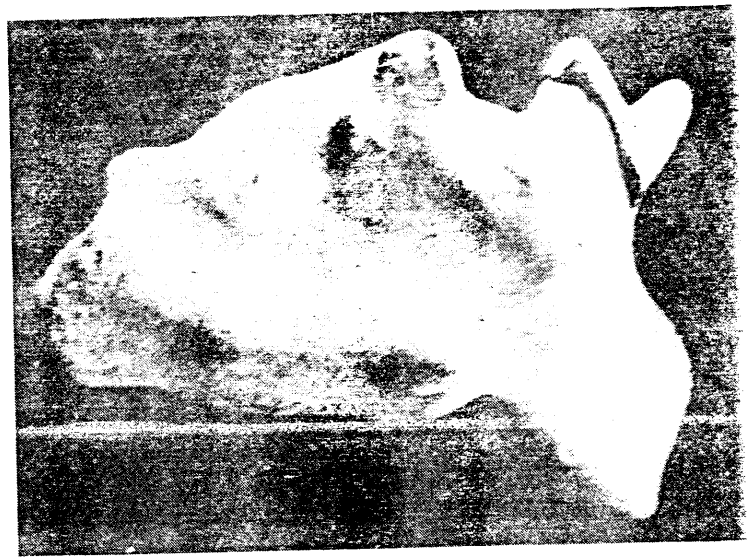


(جـ)

شكل (٨٠): جـ ـ درنات صخرية سليسية حديدية في متكون الوسيع خشم الحلال ـ شرق مدينة الرياض (تصوير: مشرف).



شكل (٨١): درنات أكسيد حديد صخرية مجوفة. (عن: Pettijohn 1975).



شكل (٨٢): ظـر عقـدي . (عن: Pettijohn 1975).

بالمصطلح درنات متزامنة الترسيب (Synsedimentary concretions) مثل منعقدات المنجنيز المتشكلة في الوقت الحاضر في البحار العميقة. وتتشكل بعض هذه الدرنات نتيجة العمليات الكيميائية المبكرة (Early diagenetic) ولكن قبل إحكام أو قبل تصخر راسب الصخر المضيف فيطلق عليها درنات معاصرة (Penecontemporaneous concretions)، فتكون مصاحبة لتكوين الصخر المحتوى لها. وأخيراً قد تتشكل بعض هذه الدرنات بعد تصلب الصخر المضيف فيشار إليها بمصطلح درنات بعد الترسيب (Epigenetic concretions).

وقد تُصَنَّفُ الدرنات بناءً على أشكالها الخارجية فتكون إما عديمة الشكل أو عقدية (Nodular) أو ذات شكل أو بنية طبقية (Stratiform). وتبدأ معظم المنفصلات المتأخرة (الدرنات) تشكلها حول المركز. وغالباً تنمو حول جسم غريب مثل ورقة نبات أو صدفة. ويعمل هذا الجسم الغريب بمثابة نواة (Nucleus). ومن أمثلتها الجيود والدرنات الشعاعية. ولكن يتشكل النوع الآخر مثل مخروط في مخروط بالترسيب على طول مستوى التطبق لذا يكون متطاول (Tabular) الشكل.

كما يمكن التمييز بين هذه الدرنات أو المنفصلات المتأخرة بناءً على تكوينها المعدني فمنها ما يتكون من محاليل السليكا (Siliceous) مثل الظر (Chert)، والصوان (Flint)، ومنها ما يتكون من الكربونات مثل الكلسيت والأراجونيت والسدريت، والبعض الآخر قد يتكون من الفوسفات أو أكاسيد الحديد أو الكبريتات (Sulphates) مثل الجبس والبارايت أو الكبريتيدات (Sulphides) مثل البيريت والماركسيت.

ويرجع أصل نشأة الدرنات إلى ثلاثة عوامل رئيسة:

١) نتيجة ملء المسام الفارغة في الصخر المضيف بمحاليل راسب الدرنة أو الدرنات.

٢) نتيجة الإحلال الميكانيكي والذي يرجع إلى نمو الضغط في الراسب الطري.

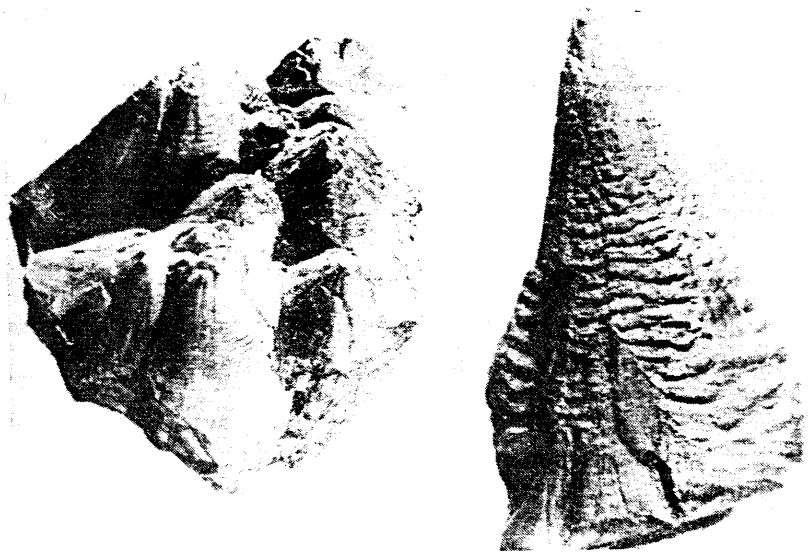
٣) نتيجة الإحلال بالتحول المعدني الصلب (Metasomatic).

وتتواجد الدرنات في جميع متكونات الصخور الرسوبية غير المتحولة (Unmetamorphosed) من الأقدم عمرا إلى الأحدث. وهي موجودة في كل أنواع الصخور الرسوبية فيما عدا معظم صخور المتبخرات (Evaporites) وطبقات الظر والصوان (Twenhofel 1950). ومما يستحق تذكُّره هو ضرورة التمييز وعدم الخلط بين أشكال الدرنات وأشكال الدرنات الكاذبة (Pseudoconcretions) مثل كرات الوحل (Mud balls) وكرات الوحل الجيري (Lime mud balls) والبنيات الطحلبية (Algal structures) أو ما يعرف بالأنكولايت (Oncolites). ونقدم فيما يلي عرضا مختصر لبعض أشكال الدرنات:

مخروط في مخروط Cone in Cone

وهي عبارة عن أشكال تجمعات مخروطية (Conical aggregates) لألياف الكربونات المعدنية غير النقية والتي تتواجد بشكل رئيس في كثير من أحجار المرل (شكل ٨٣). وفي معظم الأوقات تتكون بنيات مخروط في مخروط من الكلسيت ولكن أحيانا من الأنكريت $Ca\ (MgFe)\ (CO_3)_2$ أو صخر دولوميت الحديد (Ferroan dolomite) الذي ينمو بالقرب من الطبيقات الغنية بالكربونات (مثل

الكوكينا (Coquinas) ثم يتسع في الامتداد في اتجاه طبقة الطين المحيطة به. ولهذا السبب نجد أن محاور المخاريط (Axes of Cones) تكون متتابعة وموجهة بشكل متعامد على مستوى التطبق (Woodland 1964; Franks 1969). وتعتبر بنية مخروط في مخروط كشكل نموذجي في سمنتة أحجار المارل. وقد تتشكل بنيات مخروط في مخروط عادة بشكل مبكر أو قبل تكوين الزوائد الصخرية (Stylolites) وبشكل متأخر عن الدرنات.



شكل (٨٣): بنية مخروط ـ في ـ مخروط. (عن: Pettijohn 1975).

الجيـــود Geodes

وهي عبـــارة عن بنيات تحت كروية الشكـل وذات تجويفـات داخلية مركـزية وتحاط بطبيقة (Layer) من معدن الكالسيدونى (Chalcedony) وتنمو من داخل الجدار بلورات مصـــطفـــة ومـــوجهـــة إلى الـداخـل. أي أن الجيود تنمـو من الخـارج في اتجاه المركز (Pettijohn 1975) عن طريق عملية إحلال للدرنات المبكرة وهي بعكس عملية تشكيل الـدرنات التي تبدأ نموها من المركز أو حول الخلية ثم تكبر وتتضخم. وتتواجد الجيود بشكل كبير في أحجار الدلوميت وأحجار طين الجير الدقيق الحبيبات

(Argillaceous limestone) وتقل في أحجار الجير النقية (Hayes 1964). وفي معظم الأحيان تظهر أجسام الجيود الكروية بأسطح مسطحة وموازية لتطبق الطبقات الحاوية لهم. وقد يكون لتنظيم انتشارها على مستوى التطبق أو على امتداد طبقة بين الطبقات فائدة طبقية أو مؤشر طبقي.

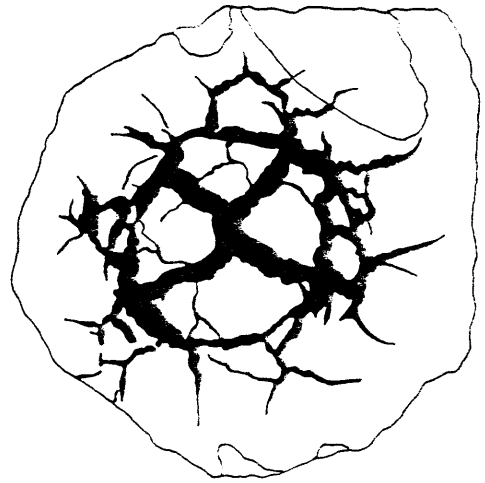
وتتميز الجيود بجدارها الرفيع المحيط من الخارج والمتكون من معدن الكالسيدوني الكثيف (Diller 1898) وقد تكون هذه الطبيقة كاملة أو غير كاملة أو أحيانا مفقودة في بعض الجيود نتيجة الحت الخارجي. وفي معظم الحالات تكون الجيود مملوءة. ويظهر جدار الجيود من الداخل مشبع بمواد متبلرة وعامة تكون هذه المواد من بلورات المرو (الكوارتز) والمواجهة إلى الداخل. وفي قليل من الحالات تكون هذه البلـورات من الكلسيـت أو الدلوميـت المعينـي أو غيـرها من المعـادن التي ينـدر تواجدها (راجع: Van Tuyle 1916).

وربـما تتشكل الجيود في أي من الصخور الرسوبية من خلال ترسيب مواد من محاليل معدنية في مياه متحركة حول جدار تجويف متـآكل وله شكل كروي أو أي شكل مستدير آخر. وقد أشار (Bassler 1908) إلى الطريقة العامة التي ينشأ عنها مثل هذا التجويف المتـآكل (Cavities) في بعض المتكونات وذلك بترسيب رواسب محاليل مثل كربـونـات الكـالسيوم وثـاني أكسيد السليكون حول بنيات وأسطح متكسرة لبعض الصدفيات. ويؤدي هذا الترسيب إلى اتساع التجويفات أو الفجوات وربما في النهاية تجدد اتساعها بمعادن متبلرة على الجدار من الداخل مشـكّلة بذلك بنية الجيود (راجع Pettijohn 1975) لكثير من التفاصيل حول هذا الموضوع.

الدرن الشعاعي Septaria

وهي من أنواع الدرنات التجمعية والتي تمتاز بإظهار بنيات داخلية بشكل عروق أو كسـور تقلصية (Shrinkage fractures) شعاعية. وتكون هذه الكسور عريضة في اتجاه المركز وتضمحل (أي يقل اتساعها) في اتجاه الحافة الخارجية (شكل ٨٤)، وهي مملوءة بمعـادن مختلفـة (Taylor 1950; Schmidt 1965) مثـل الكلسيت والسفـالريت والبارايت والسلنيت والماركسيت والبيريت والجالينا والكالكوبيريت وغيرها. وفي معظم

الحالات تكون المعادن متبلرة وخاصة في حالة عدم امتلاء هذه العروق أو الكسور. وإذا عمل قطاع عرضي بدرنة شعاعية فإن هذه الكسور تظهر بشكل هندسي مضلع ولكن يستمر الترتيب الإشعاعي بالقرب من الحائط الخارجي (شكل ٨٤) ونادراً ما ينفذ إلى خارج الحواف. وتتواجد الدرنات الشعاعية في طبقات الطين الصفحي. وقد تنفصل هذه الدرنات من طبقات الوحل التي هي بمثابة الأرضية المحيطة بها وربما تتأثر بعمليات التجوية وأخت المصاحبة لدرجة أن نظام الكسور الداخلية يظهر من الخارج بشكل أظهر السلاحف.



شكل (٨٤): بنية الدرن الشعاعي. لاحظ اتساع الكسور في اتجاه المركز وانضمحلالها في اتجاه الحافة الخارجية. (عن: Pettijohn 1975).

وتتكون الدرنات الشعاعية وبخلاف الحشوة المعدنية المتواجدة في الكسور من أجسام كربونات الوحل غير النقي والدقيق الحبيبات المغموسة في الطين الصفحي. وأحيانا تكون الكربونات غنية بالمادة الحديدية وفي هذه الحالة تصبح الدرنة عبارة عن حجر طيني حديدي (Richardson 1919; Vanossi 1964).

ومن المحتمل أن يرجع أصل نشأة الدرنة الشعاعية إلى تكوين جسم درني صلب

من الخارج ومتميء من الداخل وتشكيل نظام انكسار تقلصي مملوء جزئياً أو كلياً بالمادة المعدنية المترسبة ومن ثم تشكيل شبكة العروق الشعاعية في الدرنة.

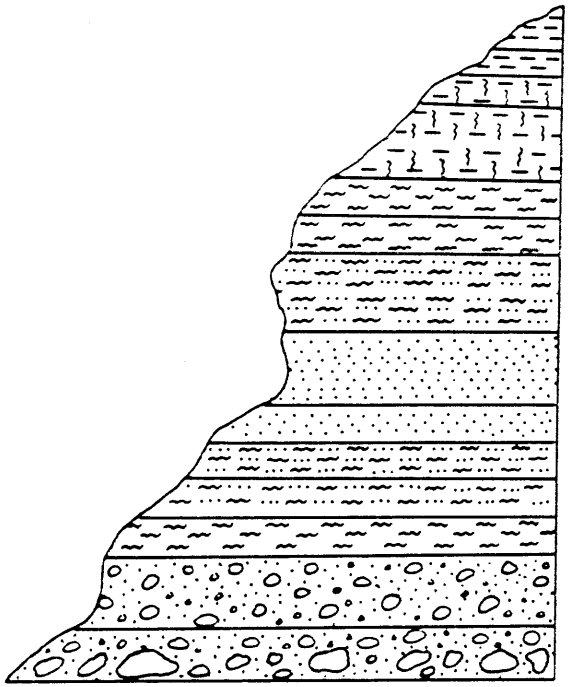
خاتمـــة

تستخدم البنيات الرسوبية في تقرير عمليات الترسيب. وحيث إن عمليات الترسيب تحدث في عدة بيئات لذا نجد أن قليلاً من هذه البنيات ذات علاقة مباشرة ببيئة معيَّنة. ولكن تدل معظم البنيات الرسوبية على اتجاه تدفق التيار القديم (Paleocurrent flow) والمنحدر القديم (Paleoslope) والجغرافية القديمة (Paleogeography) وأيضا امتداد الجسم الرملي (Sandbody trend). ويمكن الاستفادة من البنيات الرسوبية في تحليل التيار القديم والتي تشكل جزءً مهماً في تحليل السحنة أو السحنات في المنكشفات الرسوبية وأيضا في دراسة الرواسب التحت سطحية. وقد كُتِبَ الكثير في هذا الموضوع من حيث جمع قراءات التيار القديم وتمثيل هذه القراءات في أشكال بيانية وغيره من الأشكال المعبرة عن تحليل هذه القراءات ومن ثم تفسير القراءات وأشكالها البيانية وذلك من أجل تقرير نوعية واتجاه التيار القديم وأيضا استنتاج ظروف الترسيب وتحديد بيئة الترسيب. وبما أن مثل هذه المعلومات لا يستوجب التعمق فيها عند هذا المستوى من الدراسة الجامعية، فنكتفي بذكر بعض المراجع المهمة والتي تناقش هذا الموضوع بالتفصيل:

"Potter and Pettijohn (1977), Selley (1968, 1976), Schlumberger (1970), Reiche (1938), Raup and Miesch (1957), Harbaugh and Marrian (1968), Smith (1972), Tanner (1959), Allen (1966), Klein (1967)."

وعلى طالب الدراسات العليا الاسترشاد بهذه المراجع وبغيرها من المراجع الإضافية في نهاية الكتاب.

الفصل السادس



الرواسب المنقولة

- مقدمة
- تصنيف الصخور الرسوبية
- صخور الوحل
- أحجار الرمل
- صخور الحصى
- صخور الفتات النارية

مقدمة عن تصنيف الصخور الرسوبية

من المعروف لدى علماء الرسوبيات أن الصخور الرسوبية تغطي حوالي ٨٠٪ من قشرة الأرضية. وتعتمد دراسة علم الطبقات وعلم الجيولوجيا البنائية على الصخور الرسوبية أساساً. وتحظى الصخور الرسوبية باحتوائها على نسبة عالية جداً من الخامات ذات القيمة الاقتصادية مثل النفط والغاز الطبيعي والفحم والملح والكبريت والبوتاسيوم والجبس وحجر الجير والفوسفات واليورانيوم والحديد والمنجنيز هذا بالاضافة إلى المواد المستعملة في أغراض البناء مثل الرمال وأحجار البناء وخامات الأسمنت وطين الخزف ... إلخ. وقد نوه العالم فولك (Folk 1974) بأن من مهام علم الرسوبيات دراسة المكونات المعدنية وخصائص ومميزات الصخور الرسوبية ذات الأهمية القصوى في تفسير علم الطبقات ومن أعماله أيضاً تحديد أماكن تواجد الصخور الرسوبية ومعرفة أنواعها وتضاريسها والمناخ السائد أثناء تكوينها والنشاط الحركي لمنطقة صخور المصدر. ومن واجب عالم الرسوبيات أيضاً استنتاج خصائص بيئة الترسيب ومعرفة أسباب تغير سمك الطبقات المختلفة ومضاهاة الطبقات بالاعتماد على المعادن المتواجدة بها.

وتظهر حيوية وأهمية دراسة الصخور الرسوبية من خلال أهميتها في التنقيب عن المخزون المعدني الاقتصادي بعد أن أصبح من الصعب تحديد أماكن تواجد رواسب اقتصادية جديدة. ولقد استمر تطور دراسة الصخور الرسوبية بشكل كبير من قبل شركات النفط وشركات التنقيب عن الفوسفات واليورانيوم والحديد وذلك في سبيل تحديد مواقع جديدة لهذه الخامات وتفسير أصل تكوينها.

وتتكون الصخور الرسوبية بشكل رئيس من ثلاثة مكونات أساسية، والتي قد تتواجد مختلطة بنسب مختلفة. وهذه المكونات هي كما يلي:

١) مكونات رواسب أرضية Terrigenous Components

وتشمل جميع الرواسب المجلوبة بعد حت جزء من الأرض يقع خارج حوض الترسيب، وتنقل إلى حوض الترسيب كمواد صلبة مثل المرو (أو الكوارتز) والفلسبار والمعادن الثقيلة (كالزركون والتورمالين والجارنت والميكا والروتيل والكاينيت ولاستوروليت وغيرها، أنظر مناقشة المعادن الثقيلة) ومعادن الطين والظر وحصى الجير

المساقة بعد حت وتعرية منكشفات الصخور الرسوبية القديمة أو السابقة التكوين.

٢) مكونات كيميائية غير نقية «غير عادية» Allochemical Components

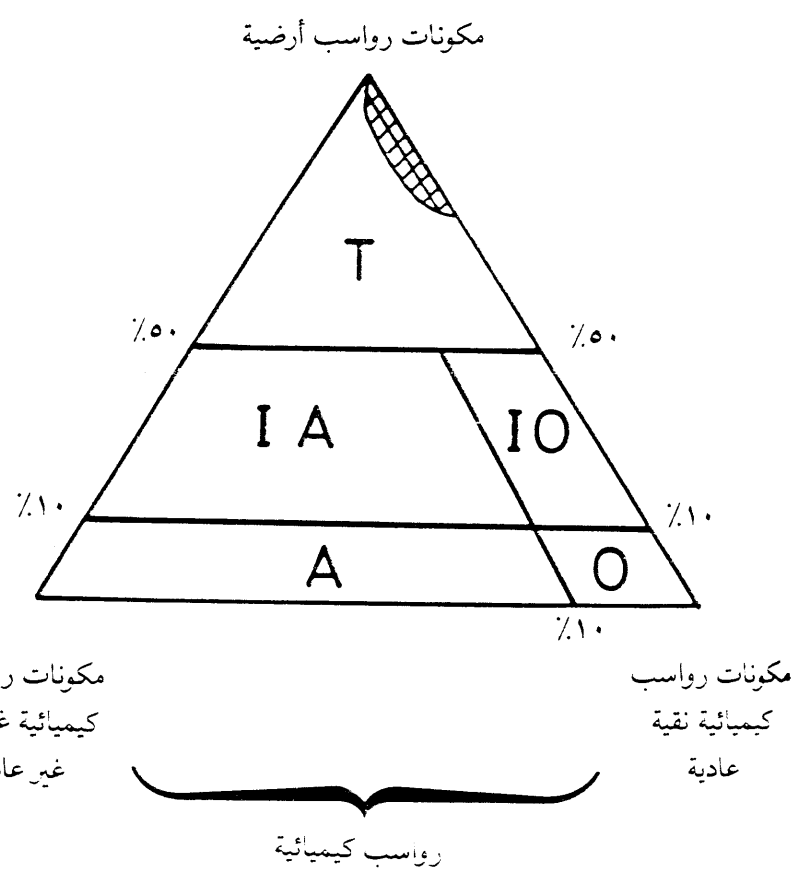
وتشمل تلك المواد المترسبة من محاليل داخل حوض الترسيب وهي كيميائية بصورة غير عادية حيث إنها انتقلت بشكل متأخر كمواد صلبة في داخل حوض الترسيب وهي ذات درجة عالية من الترتيب الحبيبي إذا ما قورنت بالمترسبات العادية أو البسيطة. ومن أمثلة هذا النوع، أحجار الجير المحتوية على أصداف كاملة أو كسر صدفية وسرئيات وعقد طينية جيرية وكسر جيرية معاد ترسيبها والتي تكسرت من مكونات حوض الترسيب السابقة ومن ثم أعيد ترسيبها بشكل حصيات جيرية.

٣) مكونات كيميائية نقية «عادية» Orthochemical Components

وهي عبارة عن مترسبات كيميائية عادية تشكلت من خلال العمليات الكيميائية التي تحدث داخل حوض الترسيب ولا تبدي أية دلائل نقل أو تجمع كتلي معقد. ومن أمثلة هذا النوع، الكلسيت الدقيق التبلر والنضح الدلوميتي (Dolomite ooze) وربما بعض معادن البخر وكذلك الكلسيت والمرو (اللذان يملآن فراغات أحجار الرمل) ومعادن الإحلال.

وتقسم الصخور الرسوبية حسب منهاج العالم فولك (Folk 1974) إلى خمسة رتب رئيسة اعتماداً على نسب تواجد هذه المكونات الثلاثة الآنف ذكرها والتي تظهر عند نهاية رؤوس المثلث في الشكل (٨٥)، حيث تمثل (T) صخور رواسب أرضية مثل معظم صخور الوحل وأحجار الرمل والرواهص وتشكل هذه نسبة بين ٦٥-٧٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي. وتقع معظم صخور الرواسب الأرضية في المنطقة المظللة في الشكل (٨٥).

وتمثل (IO) صخور كيميائية نقية غير عادية مثل أحجار الجير الدقيقة التبلر والمحتوية على طين وتشكل هذه من ٢-٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.



شكل (٨٥): تقسيم الصخور الرسوبية. (عن: Folk 1974).

كما تمثل (IA) صخور كيميائية غير نقية عادية مثل الأطيان الصفحية الغنية بالأحافير وأحجار الرمل الغنية بالأحافير وأحجار الجير السرئية وتشكل هذه ما بين ١٠-١٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.

وتمثل (O) صخور كيميائية نقية عادية مثل أحجار الجير الدقيقة التبلر أو أحجار الدلوميت والأنهيدريت والظر، وتعادل هذه ما بين ٢-٨٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.

كما تمثل (A) صخور كيميائية غير نقية غير عادية مثل أحجار دلوميت أو أحجار جير محتوية على سرئيات أو أحافير أو عقد طينية جيرية أو كسر جيرية. ومن الممكن تواجد إثنان معاً أو أكثر من هذه المكونات السالفة في حجر جير واحد. وتشكل هذه ما بين ٨-١٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.

ولقد حاول كثير من علماء الصخور الرسوبية منذ أمد بعيد تصنيف الرواسب مستخدمين عدة عوامل منها حجم الحبيبات. والتكوين المعدني وكذلك عوامل أصل النشأة (فيزيائية أم كيميائية) وأيضا بعضهم استخدم الظروف البيئية في التصنيف.

وقد استخدم الباحث هاتش وآخرين (Hatch et al. 1971) عامل أصل النشأة في تصنيف الرواسب فوجد أن الرواسب تحتوي على خمسة أصناف رئيسة هي :

١) الرواسب الكيميائية (Chemical sediments)

وهي التي تتكون بالترسيب المباشر في بيئة تحت مائية. وتتمثل هذه الرواسب في الجبس وصخر الملح والتوفة الجيرية (Tufa) وربما بعض أوحال الجير أو كربونات الوحل.

٢) الرواسب العضوية (Organic sediments)

وهي التي تتكون من مواد عضوية ذات أصل حيواني ونباتي. ومن أمثلتها الفحم الحجري وأحجار الجير الهيكلية (غنية ببقايا الأحافير مثل الكوكينا).

٣) الرواسب الأرضية (Terrigenous sediments)

وتتكون هذه الرواسب من مكونات الأرض مثل الرواهص (Conglomerates)، والمدمكات (Breccias)، والزلط (Gravels)، وأحجار الرمل (أو فتات السليكا الرملية) وصخور الوحل (Mudrocks).

٤) الرواسب الفتاتية النارية (Pyroclastic sediments)

وهي تتشكل من نواتج النشاط البركاني وتشمل كل من الرماد (Ashes) وأحجار رملية بركانية (طفة Tuffs)، وفتات الرمل البركاني (Volcaniclastic sands) والرصيص أو الرواهص البركانية (Agglomerates).

٥) الرواسب المتخلفة أو المتبقية (Residual sediments)

وهي الرواسب التي تبقى في أماكنها ناتجة عن التجوية الكيميائية مثل صخور اللاتريت (Laterites) والبوكسيت (Bauxites).

ويظهر أن هذه الأصناف الخمسة من الرواسب يمكن إبرازها مجموعة في قسمين رئيسين هما :

١) الرواسب المنقولة Allochtnonous Sediments

وهي الرواسب التي نقلت إلى البيئة التي ترسبت فيها. وتشمل كل من أصناف رواسب الأرض ورواسب الفتات الناري. ويطلق عليها المصطلح (Extrabasinal rocks) وتعني صخور من خارج حوض الترسيب. وذلك لأن هذا الصنف من الصخور الرسوبية يتكون من جسيمات مسافة من خارج أحواض الترسيب التي ترسبت فيها. مثل فتات الوحل والرمل والزلط (أرضي النشأة) والفتات الناري (بركاني النشأة) والتي نقلتها عوامل النقل ورسبتها في أحواض الترسيب المتواجدة فيها الآن.

٢) الرواسب الثابتة Autochthonous Sediments

وهي الرواسب التي تشكلت داخل البيئة التي ترسبت فيها. وتشمل كل من أصناف الرواسب الكيميائية والرواسب العضوية والرواسب المتخلفة أو المتبقية. ويطلق عليها المصطلح (Intrabasinal rocks) وتعني صخور من داخل حوض الترسيب. وذلك لأن جسيمات مكونات هذا الصنف من الصخور الرسوبية تشكلت من داخل حوض الترسيب التي تشكلت فيه. ويمثل ذلك صخور الكربونات كالحجر الجيري والدولميت وصخور التبخرات والصخور الغنية بالحديد والمنجنيز والجيرين السليك (مثل الصوان Chert) وكذلك صخور الفحم (Carbonaceous rocks). كما يتضمن هذا النوع من الصخور رواسب اللاتريت والبوكسيت والمتشكلة في أماكنها. وهي عبارة عن نواتج تجوية للصخور المتواجدة سابقاً في هذه المنطقة.

ويلخص الجدول (١٢) تصنيف الصخور الرسوبية وبصورة اجتهادية ومطابقة لتلك التي استخدمها (Selley 1976). ولكن يجدر الإشارة هنا إلى أن هذا التصنيف

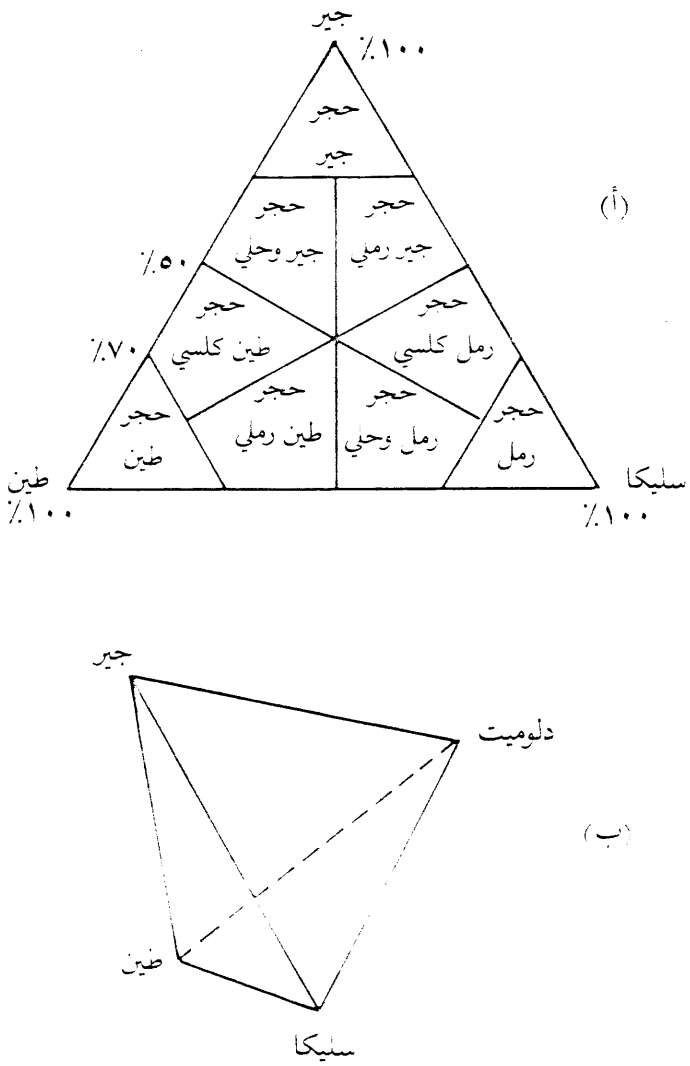
ليس بالتصنيف المثالي لأنه مثل أي تصنيف آخر، حيث توجد فيه بعض الملابسات المعينة فمثلا كثير من أحجار الجير تعتبر عضوية النشأة إلا أنها ذات نسيج فتاتي أيضا. كذلك أن كثير من صخور البخر ذات نشأة كيميائية متأخرة (Diagenetic) وفي نفس الوقت بعضها ذات نشأة ترسيبية كيميائية أولية بحتة.

جدول (١٢) ملخص لتصنيف الصخور الرسوبية

المجموعـــة	الصنـــف
١) الرواسب المنقولة (مساقة من خارج حوض الترسيب)	* رواسب قارية (طين، فتات سليكا الرمل، رواهص . .)
	* رواسب فتات ناري (رماد، طفة، فتات رمل ناري، ورواهص نارية).
٢) الرواسب الثابتة (مساقة من داخل حوض الترسيب)	* رواسب كيميائية (متبخرات : جبس، صخر الملح، انهيدريت)
	* رواسب عضوية (فحم حجري، أحجار الجير. .)
	* رواسب متخلفة أو متبقية (صخور اللاتريت والبوكسيت. .)

(عن : Selley 1976)

وأوضح (Selley 1976) أنه بالامكان استخدام المثلث المتساوي الأضلاع في تصنيف الصخور الرسوبية وبالصورة الموضحة في شكل (٨٦ أ). فالرواسب المحتوية على ثلاثة مكونات رئيسة يمكن تصنيفها في شكل مثلث الذي فيه كل زاوية تمثل ١٠٠٪ لكل واحدمن المكونات الثلاثة (شكل٨٦ أ). وإذا كان الراسب يحتوى على أربعة مكونات رئيسة فبالامكان تطبيق الأبعاد الثلاثة (Three dimensions) على رؤوس الشكل البياني رباعي الأوجه (Tetrahedron) كما في الشكل (٨٦ ب).

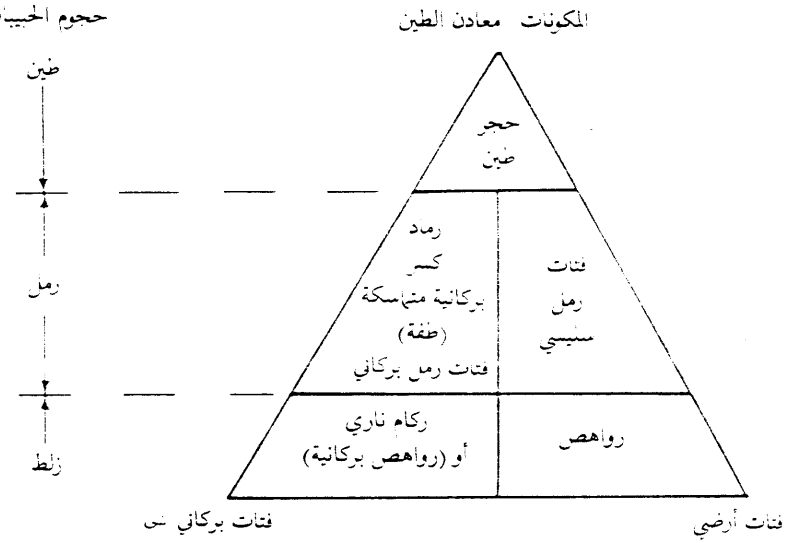


شكل (٨٦): أ) ـ تقسيم الصخور الرسوبية المحتوية على ثلاثة مكونات باستخدام نظام نسب رؤوس المثلث المتساوي الأضلاع. (عن : Selley 1976).
ب) ـ تقسيم الصخور الرسوبية المحتوية على أربعة مكونات باستخدام نظام نسب رؤوس شكل رباعي الأوجه. (عن : Selley 1976).

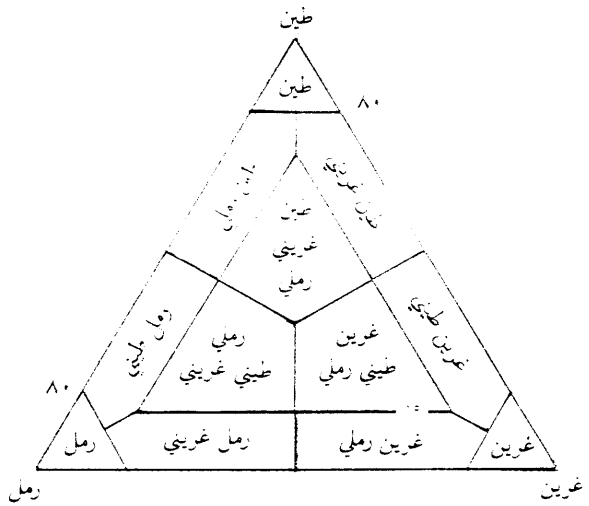
تصنيف الرواسب المنقولة

كما هو معروف الآن أن الرواسب المنقولة تشتمل على كل من الرواسب القارية والرواسب الفتاتية النارية. ويمكن الآن تصنيف الرواسب المنقولة مستخدمين منهاج المثلث المتساوي الأضلاع في التصنيف (شكل ٨٧). ونعتمد هنا على إحداثيات كل من حجم الحبيبات (Grains size)، والتكوين المعدني (Composition) في هذا التصنيف. وحيث إن وصف الرواسب يؤكد بشكل كبير حجم الحبيبات والنسيج الحبيبي عوضاً عن التكوين المعدني، لذا نجد أن منهج المثلث المشابه لذلك الذي وصفه (Shepard 1954) أصبح مستخدماً بشكل عام (شكل ٨٨). وهذا التصنيف يعتمد على حجم الحبيبات فقط ويستخدم في تصنيف الرواسب غير المتماسكة (Unconsolidated sediments). وقد أشار (Selley 1976) إلى أن هناك اختلافاً في تسمية الرواسب الحديث والقديمة. فنجد أن دراسات الرواسب الحديثة تختص مبدئياً بقوى السوائب والموائع (Hydrodynamics) للنقل والترسيب. وهذه متعلقة بشكل واسع بحجم الحبيبات والنسيج الصخري وليس هناك اهتمام كبير بالتكوين المعدني كما رأينا من الشكل. بينما تهتم دراسة الرواسب القديمة بشكل رئيس على التكوين المعدني. وهذا واضح من كثرة أسماء الصخور والتي تشير إلى التكوين المعدني عوضاً عن النسيج الصخري، ومثال ذلك: حجر جير، آركوز، دلوميت، حجر وحلي، ظر (شيرت)... الخ.

وتجدر الإشارة هنا إلى أن الرواسب المنقولة عبارة عن صخور أرضية (Terrigenous rocks) بشكل رئيس. وهذه الصخور سميت كرواسب من تجوية وحت كتل الأرض (Land masses). ويشتمل حت الأرض على جسيمات بأحجام مختلفة (من حجم الميكرون أو أقل إلى حجم الحصى والكبب أو أكبر من ذلك). فينقل النهر هذه الجسيمات في هيئة الوحل والرمل وحتى أكبر حجماً من ذلك، ويوصل أحماله من الرواسب إلى مناطق مصبات الأنهار (Estuarites) والدلتاوات ومن هناك ربما تنتقل الجسيمات إلى قيعان أحواض الترسيب حيث تستقر فيها نهائياً. لذا نجد أن مصادر هذه الجسيمات متواجدة خارج أحواض الترسيب ومن هنا جاءت تسميتها برواسب من خارج حوض الترسيب (Extrabasinal sediments).



شكل (٨٧): تقسيم الرواسب المنقولة بناءً على حجوم الحبيبات والمكونات الصخرية. (عن: Selley 1976).



شكل (٨٨): تقسيم الرواسب المفككة باستخدام نسب نظام رؤوس الثلث المتساوي الأضلاع واعتمادا على حجوم الحبيبات (عن: Shepard 1954).

وتتكون الرواسب المنقولة من أربعة أنواع رئيسة من الصخور وهي :

١) صخور الوحل (Mudrocks)

٢) أحجار الرمل (Sandstones)

٣) صخور الحصى (Rudaceous rocks)

٤) صخور الفتات الناري (Pyroclastic rocks)

وسوف نصف فيما يلي هذه الصخور بالتفصيل .

أولا : صخور الوحل

تتشكل صخور الوحل (Mudrocks) من صخور كتلية (Blocky) مصمتة (Massive) وغير صفحية (Non-fissile) وعامة، لا تشتمل تلك الصخور على رقائق (Laminae) .

وتتكون صخور الوحل بشكل كبير من معادن الطين (Clay minerals) وهي حبيبات ناعمة ناتجة من تجوية صخور الأرض لذا يعتبر الوحل ذو نشأة أرضية (Terrestrial origin) وهو أحد الرواسب الأرضية (Terrigenous) . وتشكل رواسب الوحل كميات حجمية كبيرة تفوق كميات الرواسب الأرضية الخشنة . وفي الوقت الحاضر يتوزع الوحل بشكل واسع في كل أنحاء العالم . كما أنه الحمل الرئيس للأنهار العظيمة في العالم (Pettijohn 1975) .

وهناك كميات كبيرة من نواتج التجوية (الوحل) لم تنقل بعد، وباقية في أماكنها. وتعرف هذه الرواسب بمتخلفات التجوية (Weatnered residuum) وهي تشبه رواسب صخور اللاتريت والبوكسيت التي تشكلت في الماضي .

والذي يهمنا الآن هو الوحل المنقول والرواسب التي يشكلها . وعامة يستقر الوحل في مياه هادئة إلى حد كبير، بعيدة عن أنشطة الأمواج ويكون عرضة للتيارات الضعيفة فقط . وأكبر كميات الوحل تترسب في المحيطات وخاصة في المناطق العميقة المتاخمة للقارات وعلى عمق آلاف الأمتار والتي تشكل رواسب سهول بحرية سحيقة العمق (Abyssal plains) . وهذه الرواسب ذات نشأة قارية في الأصل إلا أنها سيقت

من فوق الأرض بالنقل في الأنهار وترسبت في المحيطات . وقد كتب عنها الكثير من البُحّاث مثل (Griffin 1962; Biscaye 1965) وغيرهم . وتساعد في بعض الأحيان تيارات العكر في نقل رواسب الوحل إلى مناطق بحرية أعمق، أو مايعرف بالمناطق اللُّجِّية (Pelagic zones) .

ويتجمع الوحل أيضا في المياه البحرية القليلة العمق كما في مصبات الأنهار (Estuaries) والبرك الشاطئية المعزولة أو المحمية (Lagoons) وفي مسطحات المد والجزر (Tidal flats) ، ولكن عادة ما يتجمع الوحل حيث يكون اضطراب الأمواج أو التيارات منخفضاً جدًّا . ويشكل الوحل جزءاً كبيراً ومهمًّا بين رواسب الدلتات الكبيرة مثل دلتا المسيسبي .

ويترسب الوحل في بيئات قارية متنوعة مثل رواسب سهول الفيضانات للأنهار الكبيرة وكذلك رواسب البحيرات العذبة والمالحة وغيرها من الرواسب القارية الأخرى (أنظر: Pettijohn 1975)) .

وأشار (Selley 1976) إلى أن مصطلح الوحل (Mud) ضعيف التعريف ومفكك الاستعمال . لأنه يعني في الرواسب الحديثة ذلك الوحل المتكون من طين (Clay) مبلل ومعه كمية معينة من الغرين (Silt) ورمل (Sand) وعندما يكون متصلباً ويصير صخراً يطلق عليه المصطلح (Mudstone) أي حجر الوحل . والوحل في مقياس وينتورث (Wentworth scale) الذي سبق شرحه في الفصل الثاني، يعني طين وغرين معاً . تتكون رواسب الطين من جسيمات (Particles) أقطارها أصغر من ٠,٠٠٣٩ مم . وأقطار أحجام حبيبات الغرين تقع بين ٠,٠٠٣٩ مم و٠,٠٦٢٥ مم . وعندما يتصخر الطين يسمى حجر طين (Claystone) وعندما يتصخر الغرين يسمى حجر غرين (Siltstone) .

إلا أن هناك صخراً آخر من صخور الوحل أو من الرواسب الناعمة الحبيبات وهو ما يسمى بالطين الصفحي (Shales) ومثله مثل الوحل في التعريف لأنه لا يفرق بين

الغرين والطين من حيث تدرج مقياس حجم حبيبات الراسب. فالطين الصفحي يعني الطين المتصفح أو المترقق والذي يمتاز بأن تنفصل رقائقه بسهولة عن بعضها وهذه خاصية تشير إلى النسيج الصخري والذي يختص به هذا الصخر وهي ما يعرف بخاصية التورق أو التصفح (Fissility). ويعود ذلك إلى تواجد كميات ضئيلة من المايكا (Mica) مصفوفة على مستويات رقائق (Laminae) الوحل.

وكما ذكرنا سابقاً في الفصل الثاني أنه عندما يترسب الطين تكون نسبة المسامية الأولية فيه عالية (حوالي ٨٠٪) وتكون هذه المسامية مشبعة بالماء. إلا أنه ما يلبث الطين أن يفقد جزءاً كبيراً من مساميته عن طريق طرد الماء أو استخراجه (Dewatering = Syneresis) نتيجة دفن هذه الرواسب والضغط المبذول على الطين من الرواسب المترسبة فوقه. وثانياً يفقد الطين جزءاً آخر من مساميته الأولية بسبب عملية الدمج أو الإحكام (Compaction) التي يتعرض لها فيما بعد.

ويتكون صخر الوحل (Mudstone) بشكل رئيس من:

١) معادن طينيّة Clay Minerals

وهذه عبارة عن كاولين (Kaolin)، وإليت (Illite) ومنتمورلونيت (Montmorillonite) وكلوريت (Chlorite) وجلوكونيت (Glauconite) والتي سوف نتطرق لها بالتفصيل فيما بعد.

٢) حبيبات فتاتية، أو حتاتية Detrital Grains

وتتكون حبيبات حتاتية (الرضوخية أو الثقيلة) من حبيبات ناعمة مزوجة من المرو (الكوارتز) والمايكا (Micas)، والمعادن الثقيلة (Heavy minerals) مثل الزركون (Zircon)، والتورمالين (Tourmaline) والجارنت (Garnet) والأباتيت (Apatite) وغيرها، (أنظر مناقشة المعادن الثقيلة فيما بعد).

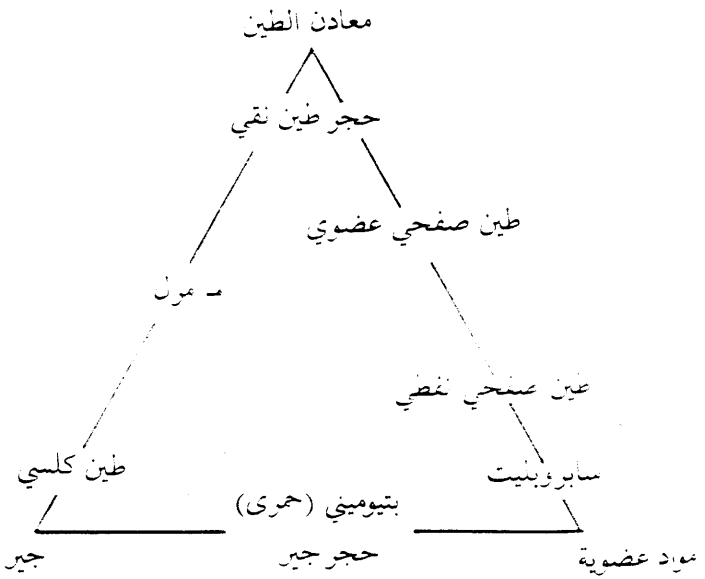
٣) مواد عضوية Organic Matter

وهذه عبارة عن بقايا أحياء (نباتية أو حيوانية) وهي معقدة جداً من الناحية الكيميائية.

٤) كربونات Carbonates

وهي مادة جيرية، غالباً ما تتكون من كربونات الكالسيوم.

ويمكن تطبيق منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والزوايا في تسمية وتصنيف صخور الوحل وذلك باستخدام الثلاثة مكونات المعدنية المشكلة له وهي المواد العضوية النقية والجير النقي (Pure lime) ومعادن الطين النقي، وترك المكون الرابع (الحبيبات الفتاتية) لقلته ولعدم تأثيره في هذه التسمية. ويظهر الشكل (٨٩) أن صخور الطين تتكون بشكل كبير من خليط معادن طينية وربما تدعى أحجار الطين أو قد تكون هذه المعادن الطينية نقية وفي هذه الحالة يطلق عليها المصطلح (Orthoclaystones). وعندما ترتفع نسبة الجير (Lime) في أحجار الطين فإنها تسمى مرل (Marl) أو صخر طيني جيري. وإذا أصبحت نسبة الجير عالية جداً وقلت نسبة الطين فإنها في هذه الحالة يشار إليها بالمصطلح (Micrites) أو ردغة من كلسيت دقيق التبلر. وعندما يحتوي الصخر على نسبة أكثر من ٨٠٪ (Micrites) فعندئذ يدعى حجر وحل كلسي (Calcilutite).



شكل (٨٩): استخدام المثلث المتساوي الأضلاع في إيضاح تسمية ومكونات صخور الوحل. (عن: Selley 1976).

وكما هو واضح من الشكل (٨٩) أن صخور الوحل الغنية جدًا بالمواد العضوية (٩٠٪ فأكثر) والتي تكون فيها نسبة معادن الطين قليلة جداً ونسبة الجير معدومة فإنها تسمى سابروبليت (Sapropelite) وتعنى الصخور الوحلية العضوية النقية (Pure organic mudrocks) . ويطلق على صخور الطين الصفحية والتي تكون فيها نسبة المواد العضوية مرتفعة (٧٠ - ٨٠٪) ونسبة معادن الطين (٢٠ - ٣٠٪)، ونسبة الجير معدومة فهذه تدعى الطين الصفحي النفطي (Oil shale) . ويعتبر هذا النوع من الطين مصدراً من مصادر البترول حيث تكون مسامات الصخر مليئة بالنفط الخام والذي يمكن استخلاصه إذا سخن الصخر.

وتتكون المواد الهيدروكربونية العضوية في الرواسب من أربعة أنواع: كيروجين (Kerogen)، وأسفلت (Asphalt)، ونفط خام (Crude oil) وغاز طبيعي (Natural gas) . وهذه عبارة عن مركبات عضوية معقدة (أنظر التفاصيل في أي كتاب من كتب الكيمياء العضوية).

ويلخص جدول (١٣) خواص ومكونات هذه المركبات العضوية.

جدول (١٣) خواص ومكونات المجاميع الرئيسة للمركبات العضوية

مواد عضوية	الخواص	نسبة المكونات (٪للوزن) C	H_2	($S^+N^+O_2$, etc)
كيروجين	صلب تحت حرارة وضغط عادي، لا يذاب بالمذيبات النفطية العادية.	٧٥	١٠	١٥
أسفلت	صلب تحت حرارة وضغط عادي، يذاب بالمذيبات النفطية العادية.	٨٣	١٠	٧
نفط خام	سائل عند حرارة وضغط عادي.	٨٥	١٣	٢
غاز طبيعي	غازي عند حرارة وضغط عادي.	٧٠	٢٠	١٠

(عن: Selley 1976)

وإذا كانت صخور الوحل محتوية على كميات ضئيلة من المواد العضوية فإنها تسمى أحجار الطين العضوية (Organic claystones) وهذه عامة تكون ذات لون داكن. وباختصار فإنه بازدياد محتويات المواد العضوية فإن أحجار الطين تتدرج من حجر طين عضوي إلى طين صفحي نفطي ومن ثم إلى سابروبليت (راجع Selley 1976).

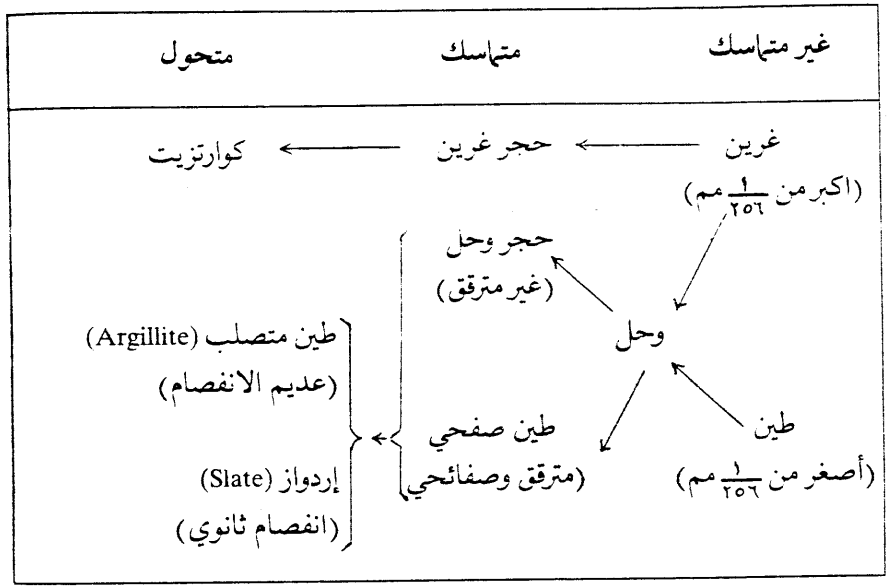
ومما يستحق ذكره هنا أن مكونات صخور الوحل من الجسيمات الناعمة قد ترسبت بمعدل ترسيب أسرع بكثير منه في حالة الطين الصفحي. لأن صخور الطين الصفحي تكون متورقة وفيها تمثل الرقائق المفردة المتوازية مراحل دورية للترسيب البطيء في بيئة ضئيلة الطاقة أو النشاط، (Low energy environment) . ولذلك يكون صخر الطين الصفحي متورق (Fissile) وينفصل (Split) بسهولة على امتداد مستويات الترقق.

وتقع أهمية صخور الوحل الغنية بالمواد العضوية (Orgamic-rich mudrocks) كصخر مصدر (Source rock) ومهم لكونه يعطي سائل الهيدروكربونات وقد نوقش هذا الموضوع في كثير من الأبحاث مثل أعمال كل من:

(Philippi 1957, Landes 1967, Pusey 1973).

وتشتمل الرواسب الفتاتية الناعمة الحبيبات على كل من الطين والطين الصفحي وأحجار الوحل والمارل ورواسب الرياح والتي تتمثل في الغبار. ويمكن التمييز بين جميع هذه الرواسب بناءً على النسيج الحبيبي أو التكوين المعدني. فتعرف المصطلحات طين ووحل وحجر وحل وما شبه ذلك بناءً على أنسجة الحبيبة ولكن تستعمل فقط بشكل عام للإشارة إلى الرواسب المحتوية على كميات كبيرة من المعادن الطينية. ويستخدم بعض الجيولوجيين أو الباحثين المصطلح (Argillaceous) ونعني به الطين الغني بالمعادن الطينية. وكما عرفنا سابقاً أن الطين عبارة عن رواسب ناعمة، مقياس أقطار حبيباتها أقل من $\frac{1}{256}$ مم؛ والغرين عبارة عن رواسب دقيقة، مقياس أقطار حبيباتها يتراوح بين $\frac{1}{256}$ و $\frac{1}{16}$ مم، والوحل كمصطلح عام يشمل الطين والغرين وخليط من الإثنين. ويمكن التمييز بين الغرين والطين في الحقل بناءً على خاصية القرض بين الأسنان. فالطين ناعم ولزج عندما يذاق ويقرض بين الأسنان والغرين خشن وحرش عندما يقرض بين الأسنان.

ويوضح الشكل (٩٠) التسمية المستخدمة في الرواسب الطينية (Argillaceous sediments) والعلاقة المتواجدة بين جميع أنواع هذه الرواسب ومشتقاتها.



شكل (٩٠) تسمية الرواسب الطينية (عن: Pettijohn 1975)

وأشار (Picard 1971) إلى أن الأوحال الحديثة تحتوي بشكل تقريبي على ٤٥٪ غرين، و٤٠٪ طين، و١٥٪ رمل. وتحتوي الأوحال المترسبة حديثاً على نسبة عالية من المسامية وتملأ هذه المسامية نسبة كبيرة من المياه. فقد قدّر (Trask 1931) أنه قد تصل نسبة المسامية الأولية في الوحل عند الترسيب بين ٧٠ ـ ٨٠٪ وحيث إن الطين الصفحي العادي (Average shale) يحتوي على مسامية لا تزيد عن ١٣٪ (Pettijohn 1975) لذا فإن الراسب البدائي (أو الأساسي) قد أحكم (Compacted) بشكل كبير وطرد الماء منه ومن ثم انخفضت مساميته الأصلية. فانخفاض المسامية هنا حدث نتيجة لعملية الدمج والاحكام (Compaction) عوضاً عن ملء المسامات (كما في حالة أحجار الرمل) والذي يتضح من التعديلات المتطورة في الطراز (Fabric) والذي يميل إلى أن ترتب

أطباق الطين الصغيرة (Clay platelets) بشكل متوازي مع بعضها البعض ومع التطبق (Oertal and Curtis 1972) وأيضاً راجع الشكل (٢٨) تحت تعريف عملية الإحكام والدمج، في الفصل الثاني.

أحجار الطين النقية ومعادن الطين

تشير أحجار الطين النقية (Orthoclaystones) إلى تلك الصخور ذات حبيبات في حجم الطين وتتكون تقريباً كلية من مجموعة معادن الطين (Clay minerals). ومعادن الطين من المجاميع المعدنية المعقدة والواسعة النطاق والتي تتكون بشكل كبير عن طريق التفكك الكيميائي (Chemical degradation) للمعادن السابقة التواجد أثناء عملية التجوية. وتوجد خمسة مجموعات من معادن الطين وهي:

١) إليت (Illite)
٢) مونتموريلونيت (Montmorillonite) أو سمكتيت (Smectite)
٣) كاولين (Kaolin)
٤) كلوريت (Chlorite)
٥) جلوكونيت (Glauconite).

ويختلف النوعان الأخيران (٤، ٥) عن المعادن الطينية الأخرى في نمط التشكيل (Mode of formation) ولكنها تظهر تشابهاً في كل من البنية الذرية (Atomic structure) والتكوين المعدني (Composition).

وتتكون جميع هذه المعادن الطينية من سيليكات الألومنيوم المائية (Hydrous aluminosilicates). وتختلف خاصية التبلر في جميع هذه المعادن فيما عدا الكاولين والكلوريت. وحيث تظهر فهي ذات نظام أحادي (Monoclinic system) فيما عدا معدن الجلوكونيت الذي يكون دائما عديم التبلر (Amorphous).

ويوضح جدول (١٤) ملخص خواص مجاميع معادن الطين وما يتعلق بها.

جدول (١٤) ملخص خواص مجاميع معادن الطين

معدن	التكوين المعدني (بالاضافة إلى سليكات الالومنيوم المائية) Ca	Mg	Fe	K	بنية الشبكة (الحلقة) الذرية	المصدر	إسم الصخر
١) مونتموريلونيت					ثلاث طبقات	بركاني	بنتونيت
٢) كلوريت					خليط من الطبقات	معدن المغنسيوم والحديد	
٣) جلوكونيت					خليط من الطبقات	عمليات متأخرة تحت البحر	
٤) إليت					ثلاث طبقات	فلسبارات	
٥) كاولين					طبقتين	فلسبارات	طين الصين / طين النار / تُنِسْتِين

(عن : Selley 1976)

ثانيا : أحجار الرمل

يقصد بأحجار الرمل (Sandstones) تلك الرواسب الرملية (Arenaceous deposits) ذات النسيج الرملي (Sandy texture) والتي تختص بحبيبات ذات أحجام ثابتة ويمكن تعيينها على مقياس ونتورث (Wentworth scale) بين $\frac{١}{١٦}$ و٢مم. وأحيانا يشار إلى أحجار الرمل بالمصطلح (Siliclastic sediments) أو ما يعنى برواسب فتات السليكا. ونستخدم المصطلح كوارتزوز (Quartzose) أو رمل فتات السليكا (Siliclastic sands) لتمييزه عن كل من رمل الجير (Carbonate sands) ورمل فتات البركان (Volcaniclastic sands). وقد لخص (Pettijohn 1975) أنه يمكن تقسيم الرمل (Sands) من حيث أصل النشأة إلى ثلاثة مجاميع رئيسة وهي : الرمل الأرضي (Terrigenous sands)، والرمل الجيري أو رمل الكربونات (Carbonate sands)، والرمل الفتاتي الناري (Pyroclastic sands).

وينتج الرمل الأرضي (Terrigenous sands) من تجوية وتفتيت الصخور السابقة التكوين (Pre-extisting rocks) وتقوم السوائب المتحركة (الماء والهواء) بنقل وتصنيف هذه الرواسب ومن ثم حملها من مصادر بعيدة عن حوض الترسيب.

أما رمل الكربونات (Carbonate sands) فهو بحري النشأة ويتكون من حبيبات هيكلية (Skeletal grains) وسرئيات (Oolites) وكربونات حتاتية (Detrital carbonates) مسقة محليًا أو ما يعرف بالحبيبات الكلسية المكسرة أو المفتتة (Intraclasts)، وهي جسيمات جيرية تتشكل في داخل حوض الترسيب (Intraformational particles). وتتكون جميع هذه المكونات داخل حوض الترسيب وهي ليست حطاماً (Debris) متشكلاً من تفتيت الصخور السابقة التكوين. فيما عدا بعض الرمل الغني بالجسيمات الكربوناتية أو الجيرية والتي نتجت من حت طبقات الكربونات السميكة، فهذا النوع من رمل الكربونات أرضي النشأة لأنه جاء من حت أحجار الجير (Limestones)، والدلوميت (Dolomites) السابقة التكوين.

وينتج الرمل الفتاتي الناري (Pyroclastic sands) من الانفجارات البركانية. وربما يترسب الرمل الفتاتي الناري في بيئات متنوعة، ريحية أو مائية. وأيضا يشير مصطلح الفتات البركاني (Volcaniclastic) إلى الرمل الغني بالحطام البركاني (Volcanicdebris). وقد يكون هذا الحطام إما حتات ناري حقيقي أو قاري إذا جلب من أرض بركانية قديمة (Older volcanic terrain).

والذي يهمنا هنا هو الرمل الأرضي الحقيقي وهذا يشغل تقريبا ٣٠٪ من الغطاء الرسوبي في العالم. ورواسب الرمل مهمة للغاية لكونها في معظم الأحيان عالية المسامية وبشكل طبيعي فهي تشكل خزانات مياه ومستودعات هيدروكربون رئيسة. ويظهر الرمل منتظم ومتجانس الاستراتيجرافية، كما يعتبر الرمل من الرواسب الثابتة (Stable deposits) وذلك إذا ما قورن برواسب الكربونات غير الثابتة (Unstable) وغير المنتظمة والتي تكون أكثر عرضة للتغيرات المتأخرة (Diagenesis) التي تؤثر في مساميتها الأولية. لذا يكون الرمل أسهل في دراسته وأيسر في التنبؤ باتساع رقعته وسماكته وأيضاً في تشكيل خزاناته.

تسمية وتصنيف الرمل Nomenclature and Classification of Sandstones

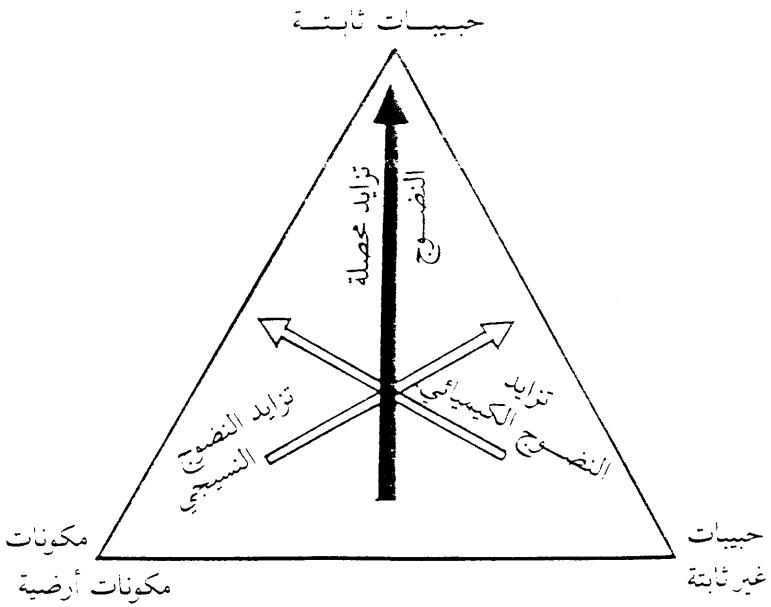
قام كل من (Okada 1971, Pettijohn et al. 1972 and Klein 1963) بمراجعة ما كتب بالتفصيل عن تسمية وتصنيف الرمل. وتتلخص معظم تصنيفات الرمل في استخدام منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والزوايا والذي ستخدم فيه مكونات الرمل الرئيسة وهو الكوارتز والطين والفلسبار أو محتوياته الصخرية.

ويبدو أننا سوف نستخدم عامل النضوج (Maturity) في تسمية وتصنيف الرمل وذلك طبقاً لإيضاح (Selley 1976) فيكون الرمل ناضج (Mature) في اتجاهين، كيميائياً، وفيزيائياً. وكما هو معروف أن الرواسب تتشكل من تجوية مصدر صخور معقدة معدنياً. ومن خلال عملية التجوية والنقل وبشكل متناسب تتحلل وتقل المعادن غير الثابتة (الفلسبار Feldspar) وتزداد نسبة المعادن الثابتة (الكوارتز) كيميائيًا. فيكون معامل النضوج الكيميائي (Index of chemical maturity) لصخر ما هو نسبة تواجد الكوارتز والفلسبار في هذا الصخر. وعندما يعاد ترسيب (Reworked) الرواسب من خلال دورتين ترسيبيتين أو أكثر فإن هذه الرواسب تميل إلى أن تكون ناضجة ومحتوية على رمل كوارتز نقي (Pure quartz sands).

ومن ناحية أخرى، يصف النضوج الفيزيائي التغييرات النسيجية (Textural changes) والتي يمر بها الرواسب من فترة التجوية حتى فترة الترسيب. وتشمل هذه التغيرات كلاً من الزيادة في درجة التصنيف (Sorting) والانخفاض في محتويات رواسب الأرضية (Matrix) أو الرواسب الدقيقة. لذا ربما يكون معامل النضج الفيزيائي (Index of physical maturity) هو النسبة المتواجدة بين الحبيبات (Grains) وراسب الأرضية (Matrix)، وفي هذه الحالة يكون الطين (Clay) هو راسب الأرضية الشائع. فيشكل محتوى الطين في صخر الرمل مقياس عامل النضج النسيجي (Textural maturation) أو الفيزيائي. ويشكل الكوارتز مقياس عامل النضج المعدني (Mineral maturation) أو الكيميائي.

ويحدث كل من النضوج الكيميائي والفيزيائي أثناء تاريخ تجمع الرمل. ومن هنا ربما يكون الرمل الناضج كيميائياً غير ناضج فيزيائياً وبالعكس. ويرجع هذا إلى أن

التكوين المعدني الكيميائي (Chemical composition) يكون بشكل حتمي نتيجة المصدر الأصلي (مكان النشأة Provenance) بينما التكوين المعدني النسيجي (Textural composition) يكون نتيجة عمليات (Processes) لاحقة والتي يتعرض لها الصخر من وقت التجوية وحتى فترة الترسيب.



شكل (٩١): استخدام نظام رؤوس المثلث المتساوي الأضلاع في إيضاح كيفية الاستدلال على نضوج الرمل من خلال مكوناته. فيكون ناضج فيزيائياً (نسيجياً) بناءً على نسبة محتوياته من رواسب الأرضية، ويكون ناضج كيميائياً (معدنياً) بناءً على نسبة محتوياته من المعادن غير الثابتة. (عن: Selley 1976).

ومن التحليل السابق يمكننا استخدام منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والزوايا، وتوزيع محتويات صخر الرمل الثلاثة الرئيسة (وهي الحبيبات الثابتة وراسب الأرضية والحبيبات غير الثابتة) على رؤوس المثلث كما هو موضح في الشكل (٩١). فكلما تحسن تجمع الرمل في النضوج النسيجي (أو الفيزيائي) ابتعد عن رأس المثلث الخاوي على

راسب الأرضية (Matrix) وكلما تحسن تجمع الرمل في النضوج المعدني (أو الكيميائي) ابتعد عن رأس المثلث الحاوي على الحبيبات غير الثابتة (أو الفلسبار). وحيث إن النوعين من النضوج يحدثان معاً وفي نفس الوقت ولكن بمعدل سرعات مختلفة، لذا فإن محصلة النضوج (Net maturity) للراسب تزداد في اتجاه رأس المثلث الحاوي على الحبيبات الثابتة (أو الكوارتز)، راجع الشكل (٩١). ويتم ذلك عبر أكثر من دورة رسوبية (Sedimentary cycle). وهي نهاية مشوار أي راسب رملي.

ويمكن حساب مفاهيم النضوج للرمل كما أوضحه (Selley 1976) كالتالي:

$$\text{Physical maturity (Mp)} = \frac{G}{G+M} \times 100$$

حيث (Mp) = معامل النضوج الفيزيائي، G = حجم كميات الحبيبات، M = حجم كمية راسب الأرضية ويضرب في مئة لإعطاء النسبة المئوية.

وبالمثل يمكن حساب معامل النضوج الكيميائي (Mc) باستخدام المعادلة التالية:

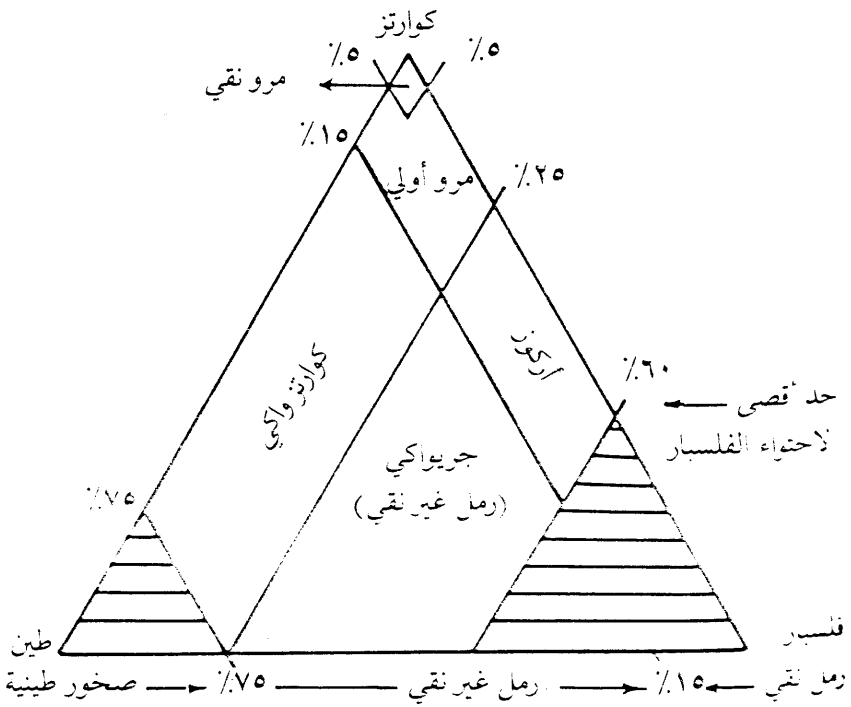
$$\text{Chemical maturity (Mc)} = \frac{Gs}{Gs+Gu} \times 100$$

حيث Gs = حجم كمية الحبيبات الثابتة (Stable grains) كيميائيًا (وهي في هذه الحالة متمثلة في الكوارتز)؛ Gu = حجم كمية الحبيبات غير الثابتة (Unstable grains) كيميائياً (وهي في هذه الحالة متمثلة في الفلسبار)، ومضروب في مئة لاعطاء النسبة المئوية.

ولحساب معامل محصلة النضوج Mn يجمع معاملي النضوج (الكيميائي والفيزيائي) ويقسم على اثنين كالتالي:

$$\text{Net maturity index (Mn)} = \frac{Mc+Mp}{2}$$

ويمكن تصنيف الرمل بتطبيق منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والزوايا وبتوزيع مكونات حجر الرمل الرئيسة (الكوارتز والفلسبار والطين) على نهاية رؤوس المثلث كما في الشكل (٩٢). ويتبين من هذا الشكل أن الرمل بشكل عام ربما ينقسم إلى نوعين أساسيين هما أحجار الأرنيت (Arenites) وأحجار الواكي (Wackes). وتحتوي أحجار الأرنيت على أقل من ١٥٪ راسب أرضية (Matrix) أو طين. وبهذا تكون أحجار الأرنيت ناضجة فيزيائيًا (Physically mature) أو ما يعرف بأنها ناضجة نسيجيًا (Texturally mature). بينما تحتوي أحجار الواكي على ما بين ١٥-٧٥٪ طين أو راسب أرضية (Matrix) وهي غير ناضجة فيزيائيًا (Physically immature) أو ما يعرف بأنها غير ناضجة نسيجيًا (Texturally immature).



شكل (٩٢): تقسيم أحجار الرمل بناءً على استخدام الطين كمؤشر للنضوج النسيجي، والفلسبار كمعامل للنضوج الكيميائي.
(عن: Selley 1976).

وبشكل مماثل يمكن تقسيم الرمل إلى أحجار أرنيت ناضجة كيميائياً (Chemically mature) أو ما يعرف بناضجة معدنياً (Mineralogically mature) . وأحجار رواكي ناضجة كيميائيًا أو ما يعرف بناضجة معدنيًا . ويحتوي كلا الاثنين على أقل من ٢٥٪ فلسبار. ويتمثل هذان الإثنان في أحجار الرمل المسماة بواكي الكوارتز (Quartz-wacke) ورمل أولي (Protoquartzite). ويشغل أعلى المثلث حجر رمل نقي (Orthoquartzite) وهذا أنقى وأنضج أنواع أحجار الرمل . إذ أنه يحتوي على أقل من ٥٪ فلسبار وأقل من ٥٪ راسب أرضية أو طين .

أما الرمل المحتوي على أكثر من ٢٥٪ فلسبار فهو غير ناضج كيميائيًا (Chemically immature) وهذا ينقسم إلى قسمين هما أحجار الأركوز (Arkoses) ، وأحجار الجريواكي (Greywackes) والتي تدخل بشكل متتالي ضمن النوعين الأساسيين هما أحجار الأرنيت وأحجار الواكي .

ومن ثم نجد أن هذا المنهاج المتَّبع هنا في التقسيم يقسم الرمل بشكل عرفي إلى ثلاثة مجاميع رئيسة بناءً على درجة نضوج الرمل من الناحية الكيميائية والفيزيائية . وهذه المجاميع هي :

١) أحجار الكوارتزيت (Quartzites) وتضم كلًّا من الرمل النقي والرمل الأولي (Orthoquartzites + Protoquartzites) .

٢) أحجار الأركوز (Arkoses) .

٣) أحجار الواكي (Wackes) وتضم كلًّا من واكي الكوارتز والجريواكي (Quartzwacke + Greywacke) .

ويمكن وصف هذه الأنواع من أحجار الرمل متبعين منهاج طريقة وصف الصخر في الحقل والتي تشتمل على التتابع الوصفي التالي :
اسم الصخر، اللون، الصلابة، حجم الحبيبات، شكل الحبيبات، تصنيف الحبيبات (Sorting) ، المعادن المتواجدة، الأحافير (إذا وجدت)، البنيات الرسوبية، المسامية وغيرها من الخصائص .

وصف أحجار الرمل

١) الكوارتزيت

- يطلق مصطلح الكوارتزيت (Quartzite) على الرمل الغني بالمرو أو الكوارتز، وبغض النظر عن درجة التصخر، فقد يكون الكوارتزيت رمل صخري متصلب أو رمل مفكك أي عديم السمنتة .
- يضم الكوارتزيت في مفهومه كلًّا من رمل الكوارتز النقي (Orthoquartzite) ورمل الكوارتز الأولي (Protoquartzite) المحتوي على بعض الفلسبار والطين .
- الكوارتزيت عبارة عن رمل ناضج نسيجيًا ومعدنيًا أو فيزيائيًا وكيميائيًا على التوالي . ويشار إليه أحياناً بأرنيت الكوارتز.
- يحتوي الكوارتزيت على أقل من ١٥٪ طين أو راسب أرضية (Matrix) وأقل من ٢٥٪ فلسبار (شكل ٩٢) .
- يكون لون الكوارتزيت عامة أبيض ، رمادي باهت أو زهري باهت .
- تختلف أحجام حبيبات الكوارتزيت من صخر لآخر ولكن عامة فهو جيد التصنيف (Good sorting) وحبيباته حسنة الاستدارة (Well-rounded) .
- يحتوي الكوارتزيت على قليل من حتاتات معدنية منقولة غير الكوارتز. تشمل هذه المعادن الثقيلة مثل الزركون والتورمالين والأباتيت والجارنت والميكا. كذلك يحتوي الكوارتزيت أحياناً على حبيبات حتاتية (Detrital grains) ثابتة (Autochthonous) ومتشكلة من داخل حوض الترسيب (Intraformational) وتشتمل هذه الحبيبات على كل من حبيبات الجلوكونيت وعقد الفوسفات (Phosphate peliets) وحطامات هيكلية (Skeletal debris) .
- يكون الكوارتزيت عالي المسامية والنفاذية عند وقت الترسيب وذلك بسبب حبيباته متساوية أو متجانسة وكذلك حبيباته المستديرة وقلة احتوائه على الطين أو راسب الأرضية (Matrix) .
- عامة تكون المادة في الكوارتزيت إما السليكا الثانوية أو الكالسيت ولكن عندما تنعدم المادة اللاحمة يشكل الكوارتزيت أحسن خزانات الهيدروكربون ومستودعات المياه من كل أنواع أحجار الرمل .
- ومن المحتمل أن يكون معظم الكوارتزيت قد نشأ نتيجة أكثر من دورة ترسيبية

(Polycyclic) أي أن أحجار الكوارتزيت تعرضت لأكثر من دورة من التجوية والحت والنقل والترسيب لكي تصبح ناضجة وبالشكل الحالي.

- يترسب الكوارتزيت في بيئات مختلفة إلا أن ترسيبه يتلاءم بشكل كبير مع ظروف البيئات البحرية القليلة العمق (Marine shoal environment) والبيئات الريحية وذلك بسبب النشاط السائد في كلتا البيئتين والمتمثل في استمرارية اختيار إزاحة الرواسب الناعمة أو الدقيقة من بين بقية الرواسب ومن هنا تأتي ظاهرة انخفاض نسبة الطين في الكوارتزيت.

٢ ـ الأركـــوز

- يستخدم مصطلح الأركوز (Arkose) عند الإشارة إلى الرمل المتكون من مرو (Quartz) وكمية كبيرة من الفلسبار.
- يتكون الأركوز من رمل ناضج فيزيائياً أو نسيجياً (Texturally) لاحتوائه على نسبة قليلة (أقل من ١٥٪) من راسب الأرضية (Matrix) أو الطين. وهو غير ناضج معدنياً أو كيميائياً لأنه يحتوي على كمية كبيرة (بين ٢٥ـ٦٠٪) من الفلسبار.
- إذا زادت نسبة الفلسبار عن ٦٠٪ في الأركوز كما يحدث في بعض الأحيان فهذا يعني أن مصدر (Source) الصخر غني بالفلسبار وفقير في الكوارتز، والعكس صحيح. وتزداد نسبة الكوارتز عن الفلسبار بمجرد تعرض المصدر لعملية التجوية. لأننا نعلم أن الفلسبار يتجوى أسرع من الكوارتز (راجع تفاصيل الموضوع في الفصل الثالث).
- ويتشكل الأركوز من تجوية وتفكك غير كامل لصخور نارية حامضية وصخور متحولة مثل جرانيت والنيس وذلك لاحتوائها على نسبة عالية من الكوارتز والفلسبار.
- يظهر الأركوز بلون زهري أو أحمر. ويرجع لونه الزهري إلى لون الفلسبار ولكن لونه الأحمر يعود إلى امتصاص الطين لاحمرار أكسيد الحديد ومن ثم صبغ راسب أرضية الصخر بهذا اللون.
- يحتوي الأركوز على حبيبات مختلفة الأحجام وغالباً ما يكون رديء التصنيف (Poorly sorted).

- يتشكل الأركوز في محله *(in Situ)* على صخور الجرانيت والمشكلة منطقة تجوية انتقالية والتي يطلق عليها المصطلح حت أو غسيل الجرانيت (Granite wash). ويصعب فيها تمييز الراسب من الصخر الناري ويكون ذلك صعباً إذا اعتمد على طريقة الحفر بالمثقبات ولكنه يسهل ملاحظته بالطرق الجيوفيزيائية (Selley 1976).
- وتكون حبيبات الأركوز مزواة إلى تحت مستديرة ويحتوي على كميات عالية من الطين أو راسب الأرضية (Matrix). وهذا السبب يندر بقاء الأركوز غير متماسك (Unconsolidated) لفترة طويلة مثل الكوارتزيت.
- تُظْهِرُ رواسب الأركوز القديمة بعضاً من التصخر ويرجع ذلك إلى الارتباط الطيني (Clay bonding).
- في معظم الأحيان تنعدم مسامية الأركوز بسبب انشغال المسامات بالرواسب الدقيقة (أو الطين أو راسب الأرضية Matrix) ولكن في حالات نادرة جداً يكون انعدام المسامية كلية بسبب المادة اللاحمة مثل السليكا والكربونات.
- يحتوي الأركوز على أنواع مختلفة من الفلسبار ويرجع ذلك إلى طبيعة مصدر الصخر، إلا أنه في معظم الأحيان يحتوي على كمية كبيرة من الميكروكلين (Microcline) والألبيت (Albite) وهما من فصائل الفلسبار الأكثر ثباتاً (More stable)، وعلى كمية قليلة من الفلسبار الأقل ثباتاً (Less stable) مثل الفلسبارات الكلسية (Calcic feldspars). كما يحتوي الأركوز على معادن الميكا وأنواع مختلفة من المعادن الثقيلة. وربما عن طريق دراسة هذه المعادن يمكن الإشارة إلى نوعية مصدر الصخر عما إذا كان نارياً أو متحول النشأة. وبالاضافة إلى هذه المعادن الثقيلة الثابتة فإن الأركوز قد يحتوي على خامات حديدية معتمة (Opaque iron ores).
- تتواجد معظم رواسب الأركوز في السحنات النهرية المجاورة لطبقات الجرانيت. وتميز هذه الرواسب من رواسب الأركوز المتشكلة داخل الأحواض الثابتة البحرية المحاطة بالصدوع (Fault-bounded intracratonic basins)، مثل تلك المتواجدة بالقرب من البحر الأحمر. ويطلق أحياناً على رواسب الأركوز مصطلح سحنات «الطبقة المحمرة» وذلك لأن هذه الرواسب تترسب في بيئة نهرية مروحية تأكسدية

(Oxidizing alluvial fan environment) ، لكثير من التفاصيل أنظر (الحمدان ١٩٧٥م).

٣) الواكـــي

- يستخدم مصطلح الواكي (Wackes) عند الإشارة إلى نوعين من أحجار الرمل هما الجريواكي (Greywacke) والكوارتز واكي (Quartze-wacke).
- كلا النوعين من الواكي عبارة عن رمل غير ناضج فيزيائياً (أو نسيجياً) لاحتواء كل منهما على أكثر من ١٥٪ رواسب أرضية (أو طين). ولكن الكوارتز واكي رمل ناضج كيميائياً لاحتوائه على أقل من ٢٥٪ فلسبار بينما الجريواكي رمل غير ناضج كيميائياً لاحتوائه على ما بين ٢٥-٦٠٪ فلسبار. ونذكر الآن خصائص كل من هذين النوعين على انفراد.

أ - الجريواكي

- يمتاز حجر رمل الجريواكي بأنه صخر صلب لونه رمادي مخضر قاتم، ذو مكسر خشن غير منتظم (Hackly fracture).
- يحتوي الجريواكي على حبيبات ذات أحجام مختلفة من رمل خشن جداً إلى مقاس الطين أو راسب الأرضية (Matrix)، ورديء التصنيف جداً (Very poorly sorted) وعامة تكون حبيباته مزواة ورديئة التكور.
- تظهر حبيبات الكوارتز في الجريواكي مغلفة بحتات المعادن الأخرى الأكثر شيوعاً والتي تشكل راسب الأرضية. ويتواجد الفلسبار بنسبة كبيرة ولكن تتواجد أيضاً معه حبيبات معادن المغنسيوم والحديد (Mafic grains) مثل الهورنبلند والبيروكسين. كما يكثر تواجد معادن الميكا (مسكوفيت+بيوتيت) وأيضاً معادن الطين الدقيقة التبلر والتي تشكلت نتيجة العمليات المتأخرة (Diagenetic) مثل الكلوريت والسريسيت (من أنواع المونتموريلونيت). وهنالك أيضاً بعض الحبيبات الكبيرة المتشكلة من كسر الصخر المتحجر (Lithic rock fragments) وهذه تعتمد على نوعية المصدر فقد تكون مسقة من أصل بركاني أو من رواسب متحولة (Metasediments) مثل الكوارتزيت أو الوحل المتصلب (أردواز Slate) هذا بالإضافة إلى أنواع مختلفة من المعادن الثقيلة غير الثابتة.
- تكـــون جميع هذه الحبيبـــات الفتـــاتية مغمـــوسـة في راسب الأرضية

(Matrix) الأكثر كمية. وعامة يتكون راسب الأرضية من معجون دقيق التبلر (Microcrystalline paste) من معادن الطين مثل الكلوريت والسيريسيت، ومن الكوارتز الناعم، ومعادن الكربونات (غالباً سِدْريت)، والبيريت (Pyrite) وربما مادة متكربنة (Carbonaceous matter) أحياناً. وتظهر في معظم الأحيان هذه الحبيبات الفتاتية تحت المجهر بحواف أو أطراف متآكلة (Corroded) وتشبه حواف الميكا. ولا يقتصر هذا التآكل على المعادن غير الثابتة بل أحياناً حتى حبيبات الكوارتز تأخذ نفس المنحى.

- يكثر تواجد أحجار رمل الجريواكي في سحنات الفِلِشْ (Flysch facies) أو ما يعرف برواسب العكر (Turbidites). وتحدث هذه الرواسب في أحواض ترسيب هابطة عملاقة (Geosynclinal troughs). ويظهر من دراسة الجريواكي تحت المجهر (Petrography) ووضعه الإقليمي أن هذا الصخر غالباً ما يكون مجلوباً من أقواس الجزر المرتفعة ذات النشأة البركانية وهذا واضح من تواجد معادن المغنسيوم والحديد (Mafic) غير الثابتة وازدياد نسبة الحديد والمغنسيوم في الجريواكي.

ب - الكوارتز واكي

- يختلف الكوارتز واكي عن الجريواكي في أنه لا يحتوي على المجموعة المتنوعة من المعادن الفتاتية غير الثابتة. ويرجع غياب هذه المعادن إلى زيادة نسبة حبيبات كل من الكوارتز والحبيبات الصخرية الرسوبية هذا إضافة إلى أن نسبة معجون (طين) الرواسب الأرضية هي نفس النسبة في كلا النوعين من رمل الواكي ما بين ١٥-٧٤٪).
- يصعب التفريق و التمييز بين الكوارتز واكي والجريواكي من العينة اليدوية (Hand specimen) ويمكن يسهل ذلك تحت المجهر.
- يطلق على الكوارتزواكي في بعض الكتب والأبحاث مصطلح تحت جريواكي "Subgreywacke" أو صخر الواكي "Lithic wacke".
- يتشكل أحيانا الكوارتزواكي في أحواض هابطة سريعة لترسيب (Geosynclinal troughs) مثل تلك الأحواض التي ترسب فيها الجريواكي إلا أنه

أيضاً يحدث تواجد الكوارتزواكي في بيئات نهرية وفي مناطق الرواهص المروحية (Fanglomerates) بالقرب من سفوح الجبال، والمناطق القارية.

- يرجع نضوج الكوارتز واكي من الناحية الكيميائية (المعدنية) إلى أن رواسبه غالباً ما تكون مساقة (أو ذات تشأة) من رواسب سابقة التواجد (Pre-existing sediments). فمثلا تأتي حبيبات الكوارتز من رواسب الرمل ويأتي الطين من الأطيان الصفحية (Shales) وتساق الحبيبات الصخرية من المتبقيات المقاومة من كلا الراسبين (الرمل والطين الصفحي). ومن ثم فإنه لا يكثر تواجد أو تشكيل الكوارتز واكي في مناطق رواسب الفِلِشْ (Flysch) ولكن بالقرب أو في أطراف مناطق الترسيب القاري. ولهذا السبب غالباً ما يكون الكوارتز واكي القاري ذو لون أحمر بني وذلك لأن الطين أو راسب الأرضية قد صبغ باحمرار أكسيد الحديد.
- بازدياد نقل الكوارتز واكي فإنه يفقد بعضاً من محتوى الطين مما يجعله يأخذ المصطلح «تحت الجريواكي» (Subgreywacke). ويتواجد مثل هذا الصخر في السحنات النهرية وسحنات الدلتا. ولكثير من التفاصيل عن أحجار رمل الواكي، راجع الحمدان (١٩٧٥م).

ويمكن الآن تلخيص ما سبق شرحه عن الرمل بشكل عام في النقاط التالية:

١) يعتمد التكوين المعدني (The composition) لرمل مترسب تواً على نواتج مصدر النشأة (Provenance) وعلى العمليات (Processes) التي تعرض لها هذا الرمل. فمثلا يعتمد النضوج الكيميائي لراسب محت (Eroded) تواً على مصدر الصخر وعلى امتداد تعمق التجوية لهذا الراسب. فتنشأ الرواسب الناضجة كيميائياً (أو معدنيًّا) عامة من أكثر من دورة (Polycyclic) ترسيبية ويرجع نضوجها إلى جلبها من متكونات رسوبية سابقة التواجد. بينما ينشأ الرمل غير الناضج عامة من الدورة الترسيبية الأولى. وتأتي رواسبه من صخور نارية وصخور عالية التحول (High-grade metamorphic rocks).

٢) يكون الراسب المُحت تواً رديء التصنيف عامة (Poorly sorted) وغني برواسب أرضية طينية دقيقة (Argillaceous matrix) فتزيد العمليات المائية والريحية من النضوج

النسيجي (أو الفيزيائي) للرمل، وربما تعكس العمليات الثلجية هذا المفهوم.

٣) تجدر الإشارة هنا إلى الاقتراح (السابق شرحه) والذي ينص على استخدام محتوى الطين في الرمل كعامل لدرجة النضوج النسيجي (أو الفيزيائي) لراسب ما، وتم هذا الاقتباس من ملاحظة عامة للرواسب الحديثة. ويميل الطين بأن يستبعد (Winnowed out) من الرمل أثناء عمليات النقل وفي بيئات ذات قوة نشاط عالية ومستمرة مثل الأرصفة البحرية القليلة العمق (Shallow marine shelves). ويجب استدراك أن محتوى الطين في رمل متصخر ليس ضرورياً بأن جميعه تكوَّن أثناء الترسيب (Syndepositional). لأنه من المحتمل جداً تخلل بعض من راسب الأرضية (Matrix) الفراغات المسامية بعد الترسيب بوقت قصير. ويحتمل أيضاً نقل بعض الطين والغرين كجسيمات من أحجام الرمل الناعم جداً. وعندما تتم عملية الدمج (Compaction) يُضْغَطْ الطين مشكلاً راسب أرضية (Matrix) بين الحبيبات الأكثر مقاومة.

٤) تتفتت الحبيبات الحتاتية غير الثابتة أثناء العمليات المتأخرة (Diagenesis) والمتعرض لها حجر الرمل بعد الترسيب وينتج عنها تشكيل راسب أرضية دقيق التبلر يتكون بشكل كبير من معادن الطين. ويكون هذا أكثر وضوحاً في أحجار رمل الجريواكي. أما في أحجار رمل الأركوز فقط تظهر مشكلة مشابهة وهي أن تأخذ حبيبات الفلسبار درجات متنوعة من التغير إلى كاولين ويمكن ملاحظة حبيبات الكاولين (تحت المجهر) المنفرد بمراحل مختلفة من الأحكام أو الدمج بين حبيبات الكوارتز. ومن ثم يصعب قياس محتوى الفلسبار ومحتوى طين راسب الأرضية في مثل هذه العينات.

وبذلك يجب اعتبار طين راسب الأرضية على أنه مرشد تقريبي (A rough guide) في تقدير درجة النضوج النسيجي (أو الفيزيائي) لأحجار الرمل. ويحتمل أن يكون محتوى الطين في رمل متصخر أعلى بكثير من محتوى راسب الأرضية المترسب أصليا.

٥) بالاضافة إلى محتويات أو مكونات أحجار الرمل (والتي سبق ذكرها) هناك محتوى آخر مهم للغاية وهو كسرات أو كِسَر صخرية (Rock fragments) لأن كثير من أحجار الرمل تحتوي على كسر صخرية وهذه ليست أحادية المعدن (Monomineralic) بل تتكون من

تركيب حبيبي (Composite grains) ومن معادن مختلفة. ويشار إليها أحياناً بالحبيبات الصخرية (Lithic grains). وقد استخدمها الكثير من الباحثين في تصنيف أحجار الرمل، وباستخدام منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والزوايا، ومنها ظهرت أصناف الرمل مثل (Litharenite, lithic greywacke) وغيرها (أنظر الحمدان ١٩٧٥م). ولكن الذي يهمنا الآن هو من أين انساقت هذه الحبيبات الصخرية، وتواجدت بين محتويات أحجار الرمل. ويمكن القول إن هذه الحبيبات ذات علاقة وطيدة بأحجار جسيمات صخور المصدر. فربما تكون الحبيبات الصخرية مساقة من صخور بركانية (نارية) دقيقة التبلر أو من صخور متحولة أو صخور رملية عالية التحمل والمقاومة.

أضف إلى ذلك أن أهم محتويات أحجار الرمل هي المعادن الثقيلة والتي يستدل منها على المصدر والأماكن المساقة منها راسب الرمل حيث يمكننا شرح ذلك على النحو التالي:

المعادن الثقيلة Heavy Minerals

إن أهم ما يستفاد من دراسة المعادن الثقيلة المتواجدة في الرواسب هو معرفة منطقة المصدر (Provenance) لهذه الرواسب. وتشكل المعادن الثقيلة (جدول ١٥) الأقلية العظمى من بين المعادن الأخرى إلا أنها أكثر المعادن لإحداث النقل وإعادة الترسيب، ويشار إليها بمصطلح المعادن الثابتة أو المقاومة (Stable minerals). وتوجد عدة طرق لفصل المعادن الثقيلة من المعادن الخفيفة (Light minerals) إلا أن طريقة الفصل باستعمال سائل البروموفورم هي الأكثر شيوعاً واستخداماً.

ومن الطبيعي أن تمتلك المعادن الثقيلة كثافة نوعية أكبر من كثافة سائل البروموفورم ($CHBr_3$; Sp. Gr. = 2.90) على سبيل المثال، والكثافة النوعية لمعدن المجنتيت (Sp. Gr. = 5.18)، والبيريت (Sp. Gr. = 4.96)، والزركون (Sp. Gr. = 4.72)، والجارنت (Sp. Gr. = 4.19)، والتورمالين (Sp. Gr. = 3.07) ولذلك تستقر المعادن الثقيلة في قاع الإناء الحاوي على سائل البروموفورم بينما تطفو المعادن الخفيفة في أعلى الإناء مثل الكوارتز حيث كثافته النوعية (Sp. Gr. = 2.65) والفلسبار (Sp. Gr. = 2.56–2.76).

وتتم طريقة فصل المعادن الثقيلة من عينة الرمل كالتالي:

١) تفرغ عينة الرمل في قمع زجاجي خاص رقم (١)، (أنظر الشكل ٩٣) مملوء مسبقاً (ثلثية تقريبا) بسائل البروموفورم ومحمول على حامل (شكل ٩٣) ثم تحرك العينة بدقة باستعمال قضيب زجاجي حتى يسمح بغمس جميع الحبيبات في وسط البروموفورم وتتكرر نفس العملية عدة مرات وبحذر.

٢) تستقر المعادن الثقيلة مثل الزركون والتورمالين والجارنيت والروتيل... الخ في قاع القمع رقم (١) وتبقى المعادن الخفيفة مثل الكوارتز وفلسبار طافية في أعلى السائل.

٣) يفتح الصمام الموجود في أسفل القمع الزجاجي رقم (١) حتى يسمح بمرور المعادن الثقيلة واستقبالها في قمع زجاجي رقم (٢) (أنظر الشكل ٩٣) الذي يحمل بداخله ورقة ترشيح مطبقة بشكل القمع وموضوعة بداخله.

٤) عند مرور جميع المعادن الثقيلة من خلال القمع رقم (١) واستقبالها في القمع رقم (٢) يقفل الصمام وتترك عينة المعادن الثقيلة حتى يتم رشح جميع البروموفورم منها واستقباله في إناء تجميع البروموفورم. (شكل ٩٣).

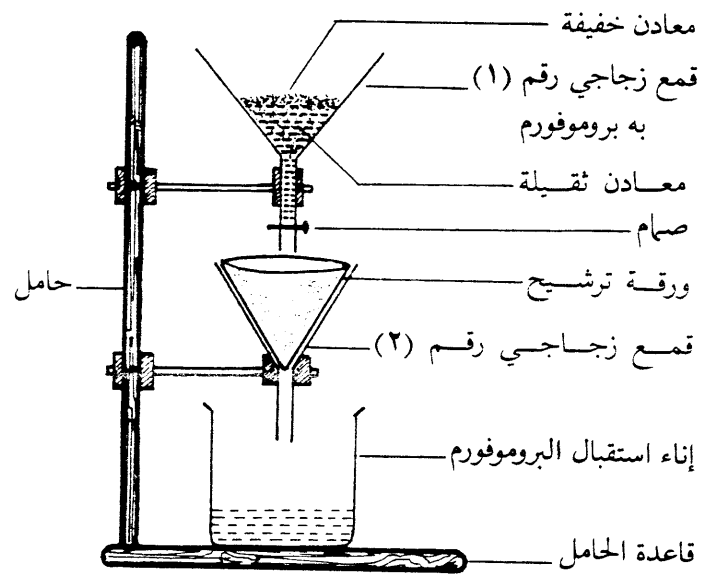
٥) تزاح ورقة الرشح وعليها المعادن الثقيلة حيث تغسل المعادن الثقيلة بسائل الاسيتون وتترك حتى تجف تحت درجة حرارة غرفة المعمل.

٦) يمرر جميع البروموفورم المتبقي في القمع رقم (١) وتجميعه في إناء التجميع (شكل ٩٣) ومن ثم تترك المعادن الخفيفة حتى تجف.

٧) يتم فحص المعادن الثقيلة بعد جفافها تحت المجهر حيث تُعَرَّفْ وتُدَوَّنْ أشكال حبيباتها وحسب وزنها وتُعَين النسبة المئوية لكل معدن.

ولمزيد من تفاصيل الدراسة العملية عن المعادن الثقيلة يرجع الطالب إلى كل من:

"Krumbein and Pettijohn (1938), Hutton (1950), Poole (1958), Bates and Bates (1960), Milner (1962) and Carver (1971)".



شكل (٩٣): مخطط يوضح طريقة فصل المعادن الثقيلة.

ولقد أشار (Friedman and Sanders 1978) إلى أن احتواء معظم الرمال على المعادن الثقيلة يتراوح من ١-٢ في المئة من وزن العينة، ولكن تختلف نسبة المعادن الثقيلة إلى نسبة المعادن الخفيفة من رمل لآخر. وعادة تزداد نسبة المعادن الثقيلة كلما تناقص حجم جسيمات الراسب. وقد يرتفع تركيز المعادن الثقيلة في بعض الرمال نتيجة عمليات ميكانيكية متنوعة مما ينجم عنه تكوين طبيقات ذات سماكة مليمترات إلى عدة سنتمترات وهو ما يعادل ٢٠٪ أو أكثر من مجموع العينة المفحوصة. ويعزى ترسيب المعادن الثقيلة وتركيزها في بعض المناطق الى إرتفاع كثافتها النوعية لذا تترسب المعادن الثقيلة مع جسيمات مرو أكبر منها حجمًا.

ويستفاد من دراسة المعادن الثقيلة في تمييز صخر الأم أو الصخور الأصلية المساقة منها هذه المعادن (أنظر جدول ١٥) ومن ثم معرفة منطقة المصدر (Provenance) ومنشأ الصخور الحاملة لها، وعلى سبيل المثال يتواجد كل من معدن الألوفين والروتيل والكروميت والأوجيت والسربنتين فقط في الصخور النارية القاعدية بينما ينحصر تواجد

جدول (١٥) يوضح أغلبية المعادن الثقيلة ومصادرها الصخرية

(عن: Pettijohn 1975, Friedman and Sanders 1978)

صخور المصدر (Parent Rocks)					
صخور نارية Igneous Rocks		عروق حرمائية Hydrothermal Veing	صخور متحولة Metamorphic Rocks		رواسب معاد ترسيبها Reworked Sediments
نارية قاعدية *Basic Igneous = Mafic*	نارية حمضية *Acidic Igneous Felsic*	بيجماتيت *Pegmatite*	عالي التحول *High-rank metamorphic*	منخفض التحول *Low-rank metamorphic*	
أناتاس	كاستريت	كاستريت	مجنتيت	تورملين	باريت
أوجيت	المنيت	بيوتيت	بيوتيت	(حبات صغيرة	جلوكونيت
بروكيت	ليكوكسين	هورنبلند	هورنبلند	ذات لون بني	طـر
كروميت	مجنيتيت	مونازيت	(أزرق مخضر)	فاتح وكاملة	مـرو
هيرثين	أبتيت	تورمالين		الأوجه البلورية	(خاصة المحتوى
المنيت	بيوتيت	(أزرق يعتبر من	جارنت	تكتنف جسيمات	على حبات ذات
ليكوكسين	هورنبلند	الأحجار الكريمة)	أندلوست	كربونية)	نمو متآكل أو مبرى)
مجنيتيت	مونازيت	فلوريت	ابيدوت	بيوتيت	
أولفين	سفين	جارنت	كاينيت	مسكوفيت	ليكوكسين
روتيل	مسكوفيت	توباز	سلمنيت	ليكوكسين	روتيل
سربنتين	تورملين	باريت	شتورولیت	كسر اردواز	تورمالين (مستدير)
	(حبات صغيرة	مسكوفيت	زيوسيت	وفيليت	
	وزهرية اللون	أليت		كسر مرو	زركون (مستدير)
	وكاملة الأوجه	ميكروكلين		كسر كوارتزيت	
	البلورية)			(مرو متحول)	خامات حديد
	زركون				
	(كاملة الأوجه				
	البلورية)				
	ميكروكلين				
	مرو (نوع ناري)				

كل من معدن الجارنت والسلمنيت والكاينيت والأبيدُتْ والأندلوسيت في الصخور العالية التحول (راجع الجدول ١٥). وتحتوي المعادن الثقيلة في كثير من الأحيان على معادن معتمة ومعادن شفافة. وتتكون المعادن المعتمة من مجموعة معادن الأوكسيدات (Oxides) مثل الهيماتيت والكبريتيدات (Sulphides) مثل البيريت، وغيره من المعادن المعتمة والمعروفة بالخامات المعدنية. وتشتمل مجموعة المعادن الشفافة على مكونات الصخر السليكاتية (جدول ١٥). وحيث إن هذه المجموعة تسمح بمرور الضوء

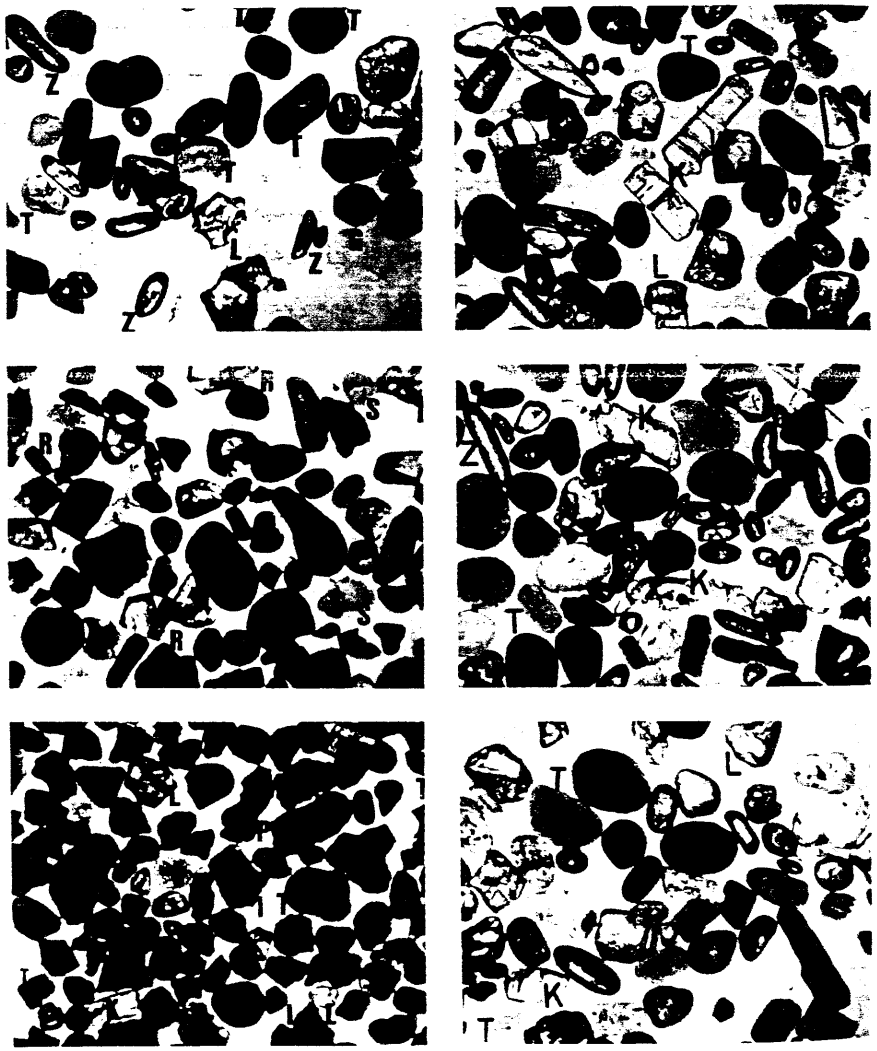
المستقطب فإنه يمكن دراستها تحت المجهر بعد وضع حبيبات هذه المعادن على شريحة زجاجية، (شكل ٩٤، ٩٥). ويمكن فصل الحبيبات المغنطة من الحبيبات غير المغنطة وجميعها تقع تحت مجموعة الحبيبات المعتمة ويتم دراسة وتحليل مجموعة المعادن الثقيلة المعتمة بواسطة انعكاس الضوء المستقطب والأشعة السينية كما تدرس مجموعة المعادن الثقيلة الشفافة بواسطة المجهر البتروغرافي والمجهر الماسح الإلكتروني. كما يمكن الاستفادة من المعادن الثقيلة في إعادة بناء الجغرافية القديمة للرواسب الحاملة لها وأيضا في إعادة تكوين أحواض الصرف القديمة (P. Allen 1967, 1972) وذلك بمشاركة دراسات كل من التيار القديم وتأثير المياه القديمة والسحنات الرسوبية. كما تستعمل دراسة المعادن الثقيلة في أبحاث شركات النفط حيث يمكن بواسطتها التمييز بين أنواع طبقات الرمل في بئر واحدة وأيضا مضاهاتها بعينات رملية مأخوذة من آبار أخرى حتى ولو لم يعرف مصدر هذه المعادن (Friedman and Sanders 1978) ويطلق على الاقليم المحتوي على نفس مجموعة المعادن الثقيلة إقليم المعادن الثقيلة (Heavy-mineral province) وفي معظم الحالات يعتمد تحديد أقاليم المعادن الثقيلة على اختلافات المصدر ولكن بالإمكان تعريف هذه الأقاليم حتى إذا لم تستوفي معرفة المصدر.

لمزيد من المعلومات المتقدمة عن المعادن الثقيلة يمكن الاستعانة بالمصادر العلمية التالية:

"Pettijohn (1975), Friedman and Sanders (1978), Leeder (1982), Hand (1967), Kaye and Mrose (1965), Stapor (1973), Tourtelot (1968), White and Williams (1967), Nandi (1967), Gastil et al. (1967), Kelier and Littlefield (1950)."

تأثير عمليات النشأة المتأخرة (Diagenesis) على مسامية أحجار الرمل

عرف مفهوم العمليات المتأخرة من كثير من البحاث منذ أن استخدمه (Von Cumbel 1888) لأول مرة. وقام العالم (Dunoyer de Segonzac 1968) بمراجعة هذا الموضوع وإعطاء صورة شاملة عنه منذ عام ١٨٦٦ حتى ١٩٦٦م من حيث تاريخه وتسمياته واستخداماته. وبما أن العمليات المتأخرة النشأة (Diagenesis) تضم في



شكل (٩٤، ٩٥): نماذج لبعض المعادن الثقيلة الشائعة في متكوني البياض والوسيع. (عن: Moshrif 1976).

G =Garnet; I=Illmenite (Irregular shape, black); K=Kyanite; L=Leucoxene; P=Pyrite (aggregated black grains); R=Rutile; S=Staurolite; T=Tourmaline; Z=Zircon.

مفهومها جميع العمليات التي تحدث أو التي يتعرض لها الراسب المترسب توًا وما تشتمل عليه هذه العمليات من تغيرات في هذا الراسب بعد الترسيب (Post-depositional) ولكن قبل عمليات التحول (Pre-metamorphic processes) والتي تؤثر في الراسب وتحوله من راسب رسوبي إلى صخر متحول. فإننا نقتصر هنا على اقتباس تعريف (Pettijohn 1957) لهذا المصطلح والذي ينص على الآتي:

تشير العمليات المتأخرة النشأة (Diagenesis) بشكل بدائي إلى التفاعلات التي تحدث داخل الراسب بين معدن واحد وآخر أو بين واحد وعدة معادن والسوائب المتواجدة بين هذه المعادن.

ويقتصر هذا التعريف على العمليات الكيميائية وتمييزها عن العمليات الفيزيائية مثل عملية الإحكام والدمج (Compaction) والتي تمت مناقشتها في الفصل الثاني.

وقام بوصف وشرح العمليات المتأخرة النشأة التي تحدث في أحجار الرمل كثير من البحاث منهم: 'Pettijohn et al. (1972), Folk (1974), Larsen and Chilinger (1962), Pettijohn (1957,1975)"

ولكن العالم (Dapples 1967) صنف العمليات المتأخرة النشأة لأحجار الرمل بمنهاج مستمر وذو اتجاه واحدة ويتكون هذا المنهاج من ثلاثة مراحل أطلق عليها على التوالي المصطلحات:

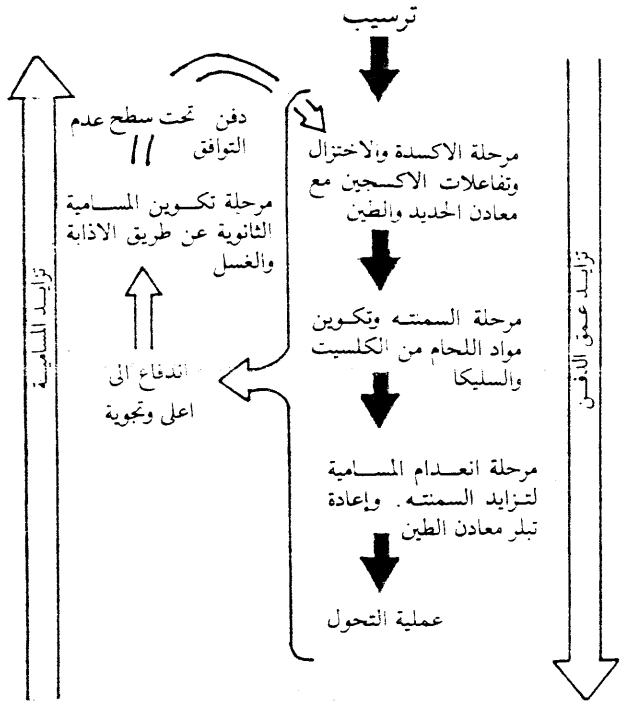
١) Redxomorphic phase وتعني مرحلة التأكسد الواختزال.

٢) Locomorphic phase وتعني مرحلة السمنتة والالتحام.

٣) Phyllomorphic phase وتعني المرحلة الواقعة أو الفاصلة بين حد عمليات النشأة المتأخرة والتحول المنخفض (Low-grade metamorphism).(أنظر الشكل ٩٦).

ولكن من المحتمل عند أي نقطة خلال هذه المراحل قد يندفع (Uplift) أو يرتفع حجر الرمل إلى سطح الأرض ومن ثم يتعرض لعملية التجوية. مما يؤدي هذا إلى حدوث مرحلة رابعة لهذا المنهاج المتابع أطلق عليه المصطلح:

٤) Epidiagenesis phase وتعني مرحلة ما بعد النشأة المتأخرة أو مرحلة تكوين مسامية ثانوية والتي من الممكن أن تكون تحت سطح عدم التوافق (Unconformity).



شكل (٩٦): يوضح العلاقة المتواجدة بين النشأة المتأخرة لحجر الرمل ومساميته. (عن: Selley 1976).

والآن سوف نناقش بالتفصيل هذه المراحل الأربعة من العمليات المتأخرة في حجر الرمل ومدى تأثيرها على مسامية هذا الصخر، كما أوجزها (Seliey 1976).

١) مرحلة التأكسد والاختزال

تتم مرحلة التأكسد (Oxidation) والاختزال (Reduction) في الرمل عندما يترسب فيتعرض أولا للعمليات الفيزيائية الضرورية مثل عملية الإحكام (Compaction) وطرد أو استخراج الماء من بين مساماته الأولية. ثم يتعرض للتغيرات الكيميائية النشأة المبكرة والتي تشتمل على الأكسدة والاختزال ومنها اشتق مصطلح (Redoxomorphic phase) لهذه المرحلة. وتحدث هذه التفاعلات بشكل مبدئي بين الأكسجين وبشكل طبيعي الحديد (Iron) والكبريت (Sulphur) والمواد العضوية.

ففي حالة الرمل المترسب فوق مستوى معدل سطح الماء وبنفاذية عالية فإنه سيتعرض إلى تفاعلات تأكسد. وذلك بسبب أن محتوى المسامية يصبح عرضة لهواء طليق ومياه جوفية مشبعة بالأكسجين (Oxygenated ground water) . ومن ثم تتأكسد المواد العضوية وتتأكسد أيضا مركبات الكبريت وتنقل كمحلول من أيونات الكبريتات. ويبقى الحديد كأكسيد حديد (Ferric oxide) وهو ذو لون أحمر ويتشكل بشكل غلاف خفيف حول الحبيبات الحتاتية (يظهر تحت المجهر). وربما مختلط مع طين الأرضية. ولهذا السبب نجد أن معظم (وليس كل) أحجار الرمل المحمرة ذات نشأة قارية هوائية ونهرية.

ويشكل متناقض في حالة الرمل الطيني الدقيق الحبيبات (Argillaceous sands) المتواجد تحت مستوى معدل سطح الماء وبنفاذية منخفضة فإنه سيكون عرضة لتفاعلات اختزالية شائعة ويعود ذلك لقلة الهواء الطليق، وربما تبقى أو تحفظ المواد العضوية كما هي ويتشكل معدن البيريت (Pyrite) من ارتباط عنصر الحديد مع عنصر الكبريت وهذا الارتباط بين المواد مع غياب أكسيد الحديد الأحمر يعطي الراسب لوناً رمادياً مخضراً.

يفقد الرمل مساميته الأولية ببطء من خلال هذه المرحلة من الأكسدة والاختزال للعمليات المتأخرة النشأة. ولكن يعود هذا بشكل مبدئي إلى تأثيرات عملية الإحكام واستخراج الماء عوضاً عن التأثيرات الكيميائية المتأخرة النشأة. ويتناقض هذا مع تأثيرات المرحلة الثانية من العلميات المتأخرة النشأة لأحجار الرمل.

٢) مرحلة السمنتة والالتحام

تشتمل هذه المرحلة المسماة (Locomorphic phase) بشكل مبدئي على السمنتة (Cementation) أو الالتحام.

ويعرف اللحام أو اللاحم (Cement) بالمادة المتبلرة والتي ترسبت (نمت) في مسامات الراسب بعد ترسيبه. ويجب تمييزه عن راسب الأرضية (Matrix) الذي هو عبارة عن مواد دقيقة الحبيبات تواجدت في مسامات الراسب أثناء ترسيبه. لذا فهو ذو

نشأة ترسيبية حدثت مع بقية الراسب ويطلق عليه (Syndepositional origin) من حيث نشأته وتكوينه.

ومن بين المواد اللاحمة هناك لاحمين هم الأكثر شيوعاً في أحجار الرمل وهما السليكا والكربونات. والمواد اللاحمة الأخرى ولكن الأقل تواجدا (نادرة التواجد) في أحجار الرمل هي المعادن المكانية التكوين (Authigenic minerals) والتي تتكون من فلسبار، هيماتيت، هاليت، آنهيدريت (جبس عند المنكشف)، سليستيت (Celestite)، وباريت (Barite). ويقع تأثير هذه المعادن اللاحمة في تخفيض أو تخريب (انعدام) جميع مسامية بين الحبيبات (Intergranular porosity) الأولية ونفاذية أحجار الرمل. ولأهمية المعادن اللاحمة في أحجار الرمل سوف نناقش فقط أصل ونشأة الأكثر شيوعاً منها وهي السليكا والكربونات.

أ ـ لاحم السليكا: يشكل لاحم السليكا (Silica cement) اللاحم الأكثر شيوعاً في أحجار الرمل وتختلف درجة الالتحام بالسليكا عامة من صخر إلى صخر. ويندر تشكيل هذا اللاحم بشكل عديم التبلر (Amorphous) مثل غروانية السليكا المتميئة (Colloidal hydrated silica) أو ما يعرف بالأوبال (Opal) . ويتشكل الأوبال في الصخور الصغيرة العمر عند درجات ضغط منخفضة وأحياناً يتشكل عند درجات عالية من الحرارة كما في بعض الينابيع الحارة. ويفقد الأوبال الماء مع مرور الزمن ويصبح مرو دقيق التبلر يطلق عليه المصطلح كالسيدوني (Chalcedony) ، وهو لاحم شائع في كثير من أحجار الرمل بأعمار مختلفة.

ولكن حتى الآن فإن أعم أنواع لحام السليكا هو الكوارتز (المرو) النامي على حبيبات الكوارتز الحتاتية. وهو عبارة عن نمو موضعي (ذاتي) (Authigenic over growth) يتطور بأشكال متنوعة. فيشكل نمو الكوارتز في بعض الرمل العالي المسامية الأولية مظهر أوجه بلورية كاملة (Euhebral faces) وجميلة. وفي حالات غالباً ما تكون نادرة يُظهر لاحم الكوارتز تبلر هرمي ثنائي (Bipyramidal) يطغى على الحبيبة الحتاتية الأصلية.

وأكثر من ذلك تنمو السليكا الثانوية حول حبيبات الكوارتز الحتاتية بشكل مستمر عامة و تأخذ أشكال الفرغات المسامية المجاورة.

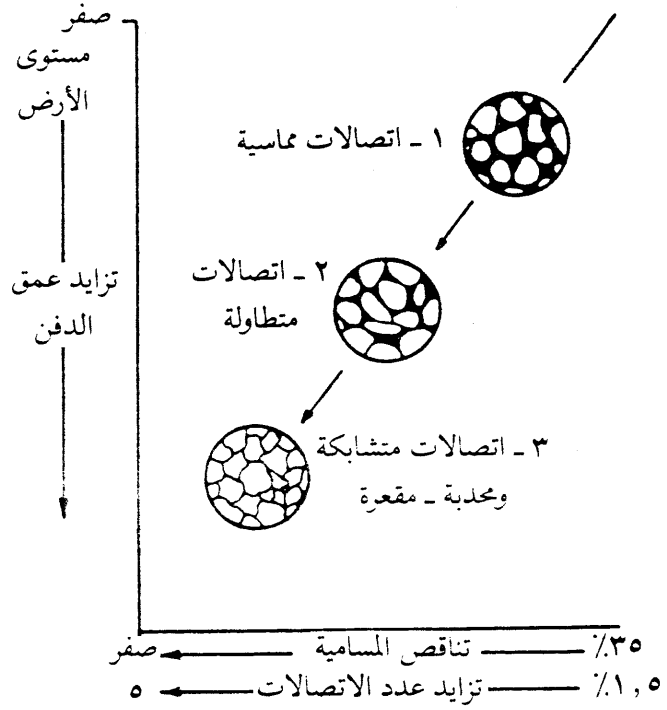
ودرست نشأة لاحم السليكا الثانوية باتساع لكونها أعم أنواع المهدمات للمسامية الأولية في أحجار الرمل. فقد أوضح (Ireland 1959) أن مصدر السليكا الثانوية يعود إلى الظروف الطبيعية الكيميائية التي تتحكم في ترسباتها والعلاقة المتواجدة بين سمنتة السليكا وسائل الضغط (Pressure solution).

ويحتمل جدّاً أن لحامات السليكا ترسبت من محاليل والتي جلبت السليكا فيها من حطام عضوي مثل الشعاعيات (راديولاريات Radiolaria) وطحالب الدياتم (Diatom) وشويكات الإسفنج السليسية (Siliceous sponge spicules). وبالمثل فإن بعض المحاليل الغنية بالسليكا سيقت من الطين المتعرض لعملية الإحكام. (راجع تجارب كل من:
"Heald and Renton (1966), Mackenzie and Gees (1971), Paraguassu (1972)".

وأوضحت دراسة العلاقة المتواجدة بين السليكا الثانوية والمسامية وعمق دفن راسب الرمل أنها مرتبطة بشدة مع ظاهرة محلول الضغط (Pressure solution) أو لحام الضغط (Pressure welding). وأعطت كثير من القطاعات الصخرية (تحت المجهر) الانطباع بأن حبيبات الكوارتز اندمجت وتداخلت مع بعضها وترسبت بجوار نقاط تماس السليكا الثانوية. وقد قترحت هذه الملاحظات لكثير من البحاثة أنه عندما يحكم أو يدمج الرمل تنحل السليكا عند نقاط تماس الحبيبات ويعاد ترسيبها بشكل مباشر وسريع. واستعمل (Rittenhouse 1971b) قريباً طريقة التحليل الكمي في معرفة انخفاض نسبة المسامية المرتبطة بمحلول الضغط وبشكل الحبيبات وتعبئتها (Packing).

وبيّن (Taylor 1950) أن عدد تماس الحبيبات يزداد مع الدفن حيث تبدأ بنقطة تماس واحدة عند السطح وتزداد إلى خمسة نقاط أو أكثر عند عمق سحيق وفي نفس

الوقت أوضح العالم تيلر كيفية تغير طبيعة نقاط تماس الحبيبات مع زيادة عمق الدفن (شكل ٩٧) وتظهر ملامسة الحبيبات على هيئة نقاط تماس (Tangential contacts) وهي الأكثر نموذجاً عند السطح أو دفن قليل العمق (Shallow depth). ويتدرج هذا التماس عند دفن متوسط العمق إلى تماس متطاول (Long contacts) وعندها تلتقي جوانب الحبيبات مجتمعة جنباً إلى جنب وتصبح نقاط التماس عند دفن سحيق العمق محدبة ـ مقعرة (Concavo-convex contacts) التماس، ومشتبكة التماس (Sutured contacts) في أماكن اتساع محلول الضغط. ويصحب هذه التغييرات في عدد وطبيعة تماس الحبيبات انخفاض تدريجي في المسامية (شكل ٩٧).



شكل (٩٧): يوضح كيفية انعدام المسامية في أحجار الرمل كلما تعمق دفن طبقات الرمل في باطن الأرض. (عن: Sippel 1968).

ويجب أخذ الحذر والعناية في دراسة العلاقة المتواجدة بين محلول الضغط والسليكا الثانوية. فقد بين (Sipple 1968) أن فحص الرمل بطريقة استضاءة المهبط (Cathodoluminescence) قد أظهرت كميات من الكوارتز الثانوي أكثر مما أعطاه الفحص تحت المجهر المستقطب. هذا بالإضافة إلى كثير من الرمل الذي يبدو وكأنه فقد جميع مساميته نتيجة تفشي محلول الضغط فيه مع أنه في الحقيقة فقدها بسبب تفشي عملية السمنتة فيه بالكوارتز الثانوي.

ب ـ لاحم الكربونات: يتكون لاحم الكربونات في أحجار الرمل من الكلسيت والدلوميت. وقد يتشكل لاحم الكربونات في الرمل من الأراجونيت والكلسيت مثلما وجد في الرواسب الحديثة "Allen et al. (1969), Garrison et al. (1969)" وتشير هذه التقارير إلى أن لواحم الكربونات بإمكانها أن تتشكل عند درجات عادية من الحرارة والضغط. وتترسب هذه اللواحم من المحاليل التي تحصلت على كربونات الكالسيوم من كل من المياه البحرية المحجوزة بين مسامات الرواسب وطردت منها نتيجة عملية الإحكام أو الدمج (Compaction)، ومن تحلل الصدفات أو البقايا الهيكلية. ويرجع السبب في عدم تواجد لاحم الأرجونيت في أحجار الرمل القديمة لتغيره إلى كلسيت وهو الشكل الثابت لكربونات الكالسيوم.

وتظهر لواحم الكربونات في أحجار الرمل من حواف بلورات صغيرة نامية حول حبيبات الكوارتز الختانية إلى كلسيت متبلر لامع (Sparite) يملأ المسامات الأولية، ويظهر أحيانا بشكل بلورات مفردة (بمقياس قليل من السنتمترات) وتحيط طراز الرمل كلية. ويعرف هذا بالنسيج المبرقش (Poikilitic texture).

ويمثل الدلوميت الرتبة الثانية في الأهمية كلاحم كربونات. ويتواجد هذا اللاحم في أحجار الرمل بشكل بلورات معينية الشكل (Rhomb-shaped crystals) والتي يندر أن تقوم بهدم جميع المسامية الأولية في الرمل بمفردها. وغالباً ما يتواجد اللاحم في أحجار الرمل الطينية (Argillaceous sandstones) على هيئة كلسيت دقيق التبلر ودلوميت وسدريت بين طين راسب الأرضية (Clay matrix).

٣) مرحلة الحد الفاصل بين النشأة المتأخرة والتحول المنخفض

تحدث هذه المرحلة من التغيرات المتأخرةوالمسماة بمرحلة (Phyllomorphic phase) عند الحد الفاصل بين عملية النشأة المتأخرة (Diagenesis)، والتحول المنخفض (Low-grade metamorphism). وتكون جميع المسامية الأولية قد فُقدت عند نهاية مرحلة تشكيل السمنتة أو تكوين المادة اللاحمة (Locomorphic phase) نتيجة عملية السمنتة التي سادت صخر الرمل. ويعاد خلال هذه المرحلة (Phyllomorphic phase) تبلر جسيمات الطين والمعادن غير الثابتة (Labile minerals) المتواجدة في أحجار الرمل الطينية (Argillaceous sandstones) ويتشكل منها المسكوفيت والبيوتيت وميكا الكلوريت معطية بداية تكوين نسيج الشيستوز (Incipient schistose texture). وترتبط حبيبات المرو الحتاتية في أحجار الرمل النقية وتصبح أكثر تقارباً مع بعضها وهذه بداية تغيرها إلى كوارتزيت متحول.

٤) مرحلة ما بعد النشأة المتأخرة Epi-diagenesis Phase (أو مرحلة تكوين المسامية الثانوية)

بينما يمر الراسب بتتابع المراحل الثلاث السابقة من التغيرات المتأخرة، فإنه ربما يتعرض في أي وقت من الأوقات إلى حركة أرضية تدفعه إلى أعلى (Uplift) ومن ثم يصبح الراسب عند سطح الأرض مكشوفا لعملية التجوية (شكل ٩٦). ويمكن في بعض الحالات أن تكون عملية التجوية حادة ومتعمقة مما يتسبب في زيادة كبيرة في مسامية ونفاذية الصخر. ومن هنا جاء استخدام المصطلح (Epi-diagenesis) لأن هذه العملية تعمل بشكل معاكس لعملية النشأة المتأخرة (Diagenesis) والتي تتسبب في اضمحلال وانخفاض المسامية في أحجار الرمل (Hea 1971). وقد نوقشت عمليات التجوية العادية في الفصل الثالث إلا أننا سنناقش هنا فقط ما يتعلق بتأثير التجوية في تشكيل المسامية الثانوية.

نتيجة اندفاع الراسب إلى أعلى يزاح الضغط المتواجد سابقاً فوق الراسب وأيضاً تحدث عملية انزلاق أو حركة الكتلة عبر أرضية منحدرة ومن ثم يتعرض الراسب لتجوية فيزيائية، ومن خلال كلا العمليتين يمكن تشكيل مسامية المكاسر

(Fracture porosity) ، وهي مسامية ثانوية. وفي نفس الوقت يمكن أن يتعرض الراسب المرفوع إلى أعلى والمكشوف عند سطح الأرض إلى تغيرات كيميائية متنوعة (ما يعرف بالتجوية الكيميائية) ومنها تتشكل مسامية ثانوية أخرى مثل مسامية الثقب (Vuggy porosity) ومسامية القالب (Moldic porosity) . وتتكون هذه الأنواع من المسامية عن طريق الإزاحة بالمحاليل (Leaching) ؛ ففي أحجار الرمل المسمنتة بالكربونات، تقوم المياه الجوفية الغنية بالمواد الدبالية (Humic) والأحماض الأخرى بإذابة وإزاحة اللاحم ونقل محلول الكربونات بعيداً عن راسب الرمل. بحيث تؤدي هذه العملية إلى ترك الرمل غير متماسك ومفككاً وبمسامية ربما تقترب من تلك النسبة التي ترسبت بها عند أول مرة. وتحدث هذه التجوية الحادة تحت سطح عدم التوافق (Unconformity) والتي تنشأ عنها مسامية المكاسر ومسامية المحلول (Solution porosity) عن طريق إزاحة اللاحم والحبيبات الحتاتية غير الثابتة.

ويمكن تلخيص مسامية أحجار الرمل كما لخصها (Selley 1976) كالتالي:
تتشكل المسامية في أحجار الرمل بشكل أبسط بكثير من تلك التي تتكون في أحجار الكربونات وذلك بسبب عِظَم ثبات السليكا كيميائياً.

وتعكس المسامية كُلاً من نسيج ونمط وترسيب واتساع عملية النشأة المتأخرة لحجر الرمل. ويلعب كل من حجم الحبيبة وشكلها وتصنيفها وتعبئتها لراسب ما دوراً مهماً في تقرير مسامية بين الحبيبات الأولية، ولكثير من التفاصيل أنظر (Pryor 1973) .

ويهمل تأثير عامل الإحكام أو الدمج (Compaction) في الرمل وذلك لأن معظم ما لوحظ من انخفاض في مسامية الرمل مع زيادة عمق دفنه فهو عائد إلى عملية السمنتة فقط. ومن بين المواد اللاحمة المختلفة في أحجار الرمل نجد أن لاحم السليكاهو الأعم ويشكل نهاية غير معكوسة (Irreversible end) ضمن منهاج عملية النشأة المتأخرة في أحجار الرمل. وعند أي نقطة من النقاط في مراحل النشأة المتأخرة، قد يتعرض حجر الرمل إلى عملية ما بعد النشأة المتأخرة (Epidiagenesis) والتي فيها تتم عملية التجوية الحادة ومنها تتشكل أنواع معينة من المسامية الثانوية مثل مسامية المكاسر ومسامية المحلول (أنظر الشكل ٩٦).

صخور الحصى

تتشكل صخور الحصى (Rudaceous rocks) من رواسب حصوية تزيد أحجام الجسيمات فيها عن ٢مم قطري. وتتدرج فيها الجسيمات إلى أحجام الحبيبات أو الفتاتات (Granules) وأحجام حبيبات الرمل الشديدة الخشونة. وتتكون هذه الرواسب الحصوية (Rudaceous sediments) من نوعين من الحصى وهي الرواهص (Conglomerates) ذات الجسيمات الحصوية المستديرة والمدملكات (Breccias) ذات الجسيمات الحصوية المزواة. ويندر تواجد صخور المدملكات ولكن إذا وجدت فإنها تتشكل أساساً في مناطق الصدوع. وتدعى مدملكات تكتونية (Tectonic breccias) ، كما تتواجد في بعض ركام الانهيار الصخري (Screes) وتدعى مدملك فتاتي (Scree breccia) . لذلك فإن معظم صخور الحصى (Rudaceous rocks) عبارة عن رواهص (Conglomerates) .

ويمكن تقسيم رواسب الرواهص إلى ثلاثة مجاميع صخرية رئيسة وذلك بناءً على تكوينها المعدني (Composition) ، وهي كالتالي:

١) الرواهص الفتاتية البركانية Volcaniclastic conglomerates

وهو ما يعرف بالرصيص البركاني أو الرواهص البركانية (Agglomerates) وهذه ذكرت سابقا بالتفصيل تحت عنوان تصنيف الرواسب.

٢) رواهص الكربونات Carbonate conglomerates

أو ما يعرف باسم (Calcirudites) والذي سوف نناقشه بالتفصيل في الفصل السابع.

وتجدر الاشارة هنا إلى أنه يندر تواجد رواهص الكربونات الأرضية وذلك بسبب سرعة حلها (ذوبانها) بالمياه الجوفية الحمضية، ولكن يكثر تواجد رواهص الكربونات البحرية، وأدل مثال على ذلك هو طبقات الجلاميد (Boulder beds) المتكونة من الصخور المرجانية (Coral rocks) ، والتي يتشكل منها ركام الانهيار الصخري (Screes) والمتواجد حول مقدمات الشعاب البحرية.

٣) الرواهص الأرضية Terrigenous conglomerates

وهي ما يُجلب ويتجمع فيها الحصى من رواسب الأرض أو القارات، ويمكن تصنيف الرواهص الأرضية بناءً على استخدام عوامل النسيج (Texture) والتكوين المعدني (Composition)، ومصدر أصل النشأة (Source). والجدول (١٦) يلخص تسمية وأصناف الرواهص الأرضية.

جدول (١٦) تسمية وأصناف صخور الحصى

نسيج	رواهص الحصى النقية	تدعيم حبيبي
	رواهص تجمعية	تدعيم وحلي
تكوين معدني	رواهص متنوعة الحصيات	تتكون من حصيات صخرية متنوعة
	رواهص وحيدة الحصيات	تتكون من حصيات صخر واحد
مصدر	رواهص حصيات تكونت في حوض الترسيب	نشأت داخل حوض الترسيب
	رواهص حصيات نقلت من خارج حوض الترسيب	نشأت خارج حوض الترسيب

(عن: Selley 1976).

فمن حيث النسيج تنقسم الرواهص إلى نوعين هما:

أ ـ رواهص الحصى النقية Orthoconglomerate

وهي ذات تدعيم حبيبي (Grain supported) حيث تلامس الحصيات الصغيرة (Pebbles) بعضها البعض وتكون الفراغات المتداخلة بين هذه الحصيات مملوءة براسب أرضية (Matrix) رديء التصنيف من الرمل والطين. ويعتبر راسب الأرضية في الرواهص النهرية ذو نشأة أولية حيث ترسب مع ترسيب بقية الحصيات. بينما لا يوجد راسب أرضية في الرواهص البحرية مثل زلط الشواطىء وخاصة تلك التي تشير إلى

تواجد تقدمات بحرية (Marine transgressions). ويرجع عدم تواجد راسب الأرضية هنا لعدم ترسيبه أصلاً. أما ما هو موجود عامة من راسب أرضية فإنه ترسيب لاحق حدث نتيجة تخلل (Infiltration) رواسب دقيقة من الراسب الملقى فوق هذه الرواهص. وتترسب الرواهص بمسامية عالية، وحيث إنها تمتلك ممرات كبيرة (Large throat passages) أصبحت نفاذيتها ممتازة. ولكن هذه النفاذية العالية تؤدي إلى اضمحلال أو هدم سريع للمسامية هنا، وذلك بسبب تخلل راسب الأرضية وامتلاء هذه المسامات بسرعة وقبل حدوث عملية السمنتة.

ب ـ رواهص تجمعية Paraconglomerates

وهي ذات تدعيم وحلي (Mud supported) وتعرف باسم الراهص الغني بالوحل (Diamictite) حيث يظهر هذا الصخر بحبيبات وحصى مغموسة في الوحل. ومن ثم يندر تماس الحصيات أو الحبيبات مع بعضها البعض ولكن تتواجد بشكل مبعثر ومتباعدة عن بعضها البعض ويفصل بينها راسب أرضية دقيق الحبيبات. وتعتبر صخور رواهص الوحل عامة من الرواسب الثلجية النشأة من حيث النقل والترسيب. وقد نوقشت بالتفصيل في الفصل الرابع تحت عنوان عمليات النقل الثلجية. ولكن يجدر بنا أن نذكر هنا أن رواهص الوحل (Diamictites) أو أحجار الوحل الحصوية تشكلت من عمليات متنوعة والتي لم يفهم أصل نشأتها بشكل جيد حتى الآن. ويرجع ذلك إلى أن بعضها يعود إلى تدفقات الوحل (Mud flows) والتي تحدث في بيئات فوق سطح الأرض وتحت سطح الماء، والبعض الآخر ذو أصل نشأة ثلجية مثل رواسب الطين الجلمودي الذي حدث في عصر البلايستوسين (Pleistocene).

أما الصنف الثاني من الرواهص الأرضية والذي صنف بناءً على عامل التكوين المعدني فإنه ينقسم إلى نوعين هما:

أ ـ رواهص متنوعة الحصيات Polymictic conglomerates

وهذه الرواهص تحتوي على حصيات من عدة صخور متنوعة لذا فهي ذات تكوين معدني مختلط وعامة ما تتشكل الحصيات في رواسب الرواهص المختلطة الحبيبات من عروق مرو (كوارتز) وكوارتزيت وظر (شيرت). وتمثل الرواهص المختلطة الحبيبات نواتج تجميع في مناطق مصدر نشيط التشكل (tectonically active) مكوناً بذلك مخاريط الرواهص المروحية (Fanglomerates).

ب ـ رواهص وحيدة الحصيات Oligomictic conglomerates

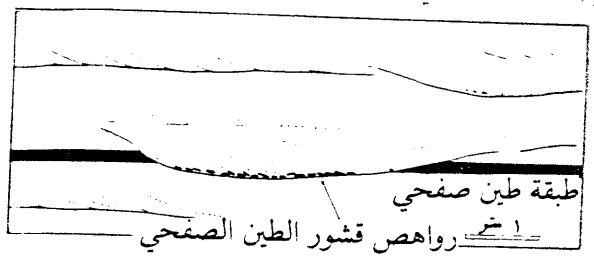
وهي الرواهص المحتوية على حصيات (Pebbles) من صخر واحد فقط. وحيث إن السليكا معدن ثابت كيميائياً لذا نجد عامة أن الرواهص الوحيدة الحبيبات تتكون فقط من حصى الكوارتزوز (Quartzose) . وهي تمثل نواتج تفكك وحت أينما يسمح الثبات التشكيلي (Tectonic stability) بإعادة ترسيب واسع النطاق لكي تترك قاعدة (فرشة) رواهص منبسطة والتي تتميز بها أسطح عدم التوافق الرئيسة.

ويصنف القسم الثالث من الرواهص طبقاً لمصدر الحصيات. ويشكل نوعين من الرواهص هما:

أ ـ رواهص الحصيات المتكونة في حوض الترسيب

Intraformational conglomerates

وهي الرواهص المحتوية على حصيات لراسب أصلاً نشأ أو تكون من داخل حوض الترسيب ولهذا السبب نجد أن معظم رواهص أحجار الجير تشكل رواهص من هذا الصنف. ويندر تواجد رواهص رمل نشأ من داخل حوض الترسيب لأن الرمل غير المتماسك فاقد لخاصية الترابط (Cohesion) بين حبيباته ويتفكك بالحت. أما رواهص حصيات الوحل المتكونة في داخل حوض الترسيب فهي شائعة التواجد ويطلق عليها مصطلح رواهص قشور الطين الصفحي (Shale flake) أو رواهص عقد الطين الصفحي (Shale pellet) . ويظهر أن هذا النوع من الرواهص ضئيل السمك. ولكن تقع أهميته في دلالته على حدوث عملية حت مصاحبة (في الوقت نفسه) وبالقرب من موقع الترسيب. وغالباً ما تتواجد رواهص عقد الطين الصفحي عند قاعدة وحدات رواسب العكر (Turbidites) وفي رواسب قيعان القنوات (Channels) ، شكل (٩٨).



شكل (٩٨): يوضح أصل نشأة الراهص المتكون في حوض الترسيب من أطيان عقدية. (عن: Selley 1976).

ب ـ رواهص الحصيات المنقولة من خارج حوض الترسيب

Extraformational conglomerates

وهي الرواهص المحتوية على حصيات أصلاً نشأت أو تكونت في خارج حوض الترسيب ثم نقلت إلى بيئة هذا الحوض الذي ترسبت فيه. ويتمثل هذا النوع بشكل كبير في رواهص الرمل المجلوبة من خارج حوض الترسيب.

صخور الفتات النارية

عبارة عن رواسب فتاتية نارية (Pyroclastic sediments) تشكلت من مقذوف البراكين وعامة ما تكون صغيرة الحجم بالنسبة لبقية الصخور الرسوبية. وتشكل جزءاً ضئيلاً في القشرة الأرضية. وتكون معظم معادن الرواسب البركانية غير ثابتة (Unstable) أو قليلة المقاومة عند درجة عادية من الحرارة والضغط. ولهذا السبب تتواجد الفتاتات المساقة من النشاط البركاني متداخلة مع تدفق الحمم أو اللابة (Lava flows) ويندر أن تتحمل عملية نقل كبيرة ولمسافة بعيدة عن المركز البركاني الذي صدرت منه (Selley 1976) .

ويمكن تصنيف رواسب الفتات البركاني (Volcaniclastic sediments) إلى ثلاث مجموعات وذلك طبقاً لأحجام جسيماتها شكل (٨٧) وهي كالتالي:

١ ـ الرصيص أو الرواهص البركانية Agglomerates

وهي تشبه رواهص الأرض من حيث المظهر إلا أنها بركانية النشأة تشكلت من ثوران التفجر البركاني ومن حركة ركام أو فتات البراكين في داخل فوهة البركان (Caldera) وعلى جوانب فوهات البراكين.

٢ ـ رمل فتاتي بركاني Volcaniclastic Sand

يتكون هذا النوع من الراسب الفتاتي البركاني من نوعين:

الأول: عبارة عن رمل تحات الفتات البركاني (Erosional volcaniclastic sands) ويتكون نتيجة عمليات التجوية والحت العادية والتي تتعرض لها الصخور البركانية سواء تحت الماء أو فوق سطح الأرض.

الثاني: عبارة عن رواسب فتاتية نارية (Pyroclastic sediments) قذفت في الهواء أثناء

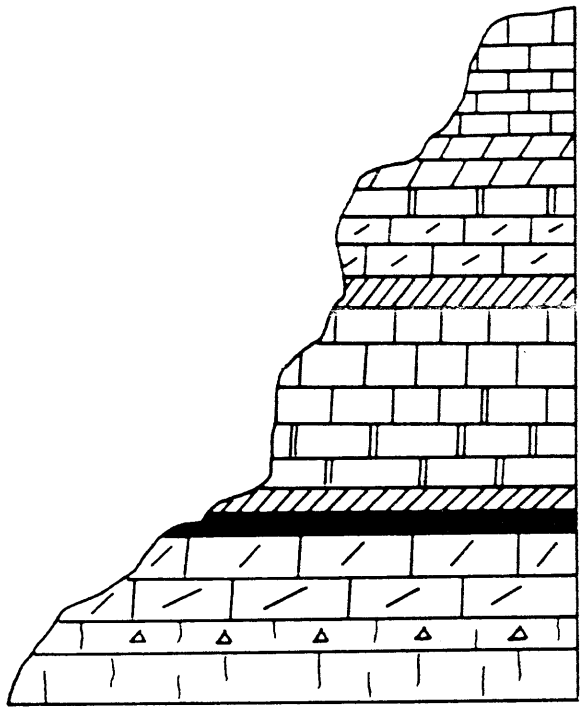
ثوران البراكين. وتشتمل هذه الرواسب على القنابل البركانية (Volcanic bombs) والتي تسقط بالقرب من فوهة البركان. والرمل البركاني الذي يسقط حول الفوهة البركانية وإلى مسافة عدة كيلومترات، والغبار البركاني (Volcanic dust) الذي ينقل في أعالي الجو ويجوب حول العالم. وعامة يشار إلى رمل الفتات البركاني بطفة بركانية (Volcanic tuff) أو رماد بركاني (Volcanic ash). وربما يتواجد هذا الراسب تحت سطح الماء أو فوق سطح الأرض. ويتكون رمل الفتات البركاني من بلورات وفتات زجاجي وكسر صخرية (Rock fragments). وتتكون بعض بلورات المعادن مصاحبة لعملية الثوران مثل معدن الأليفين والكوارتز. وتظهر قطع الزجاج البركاني بشكل كريات صغيرة وشقف مزواة وغير منتظمة الشكل. أما الكسر الصخرية فهي عبارة عن حبيبات مركبة من معادن بركانية وزجاج.

وعامة يكون رمل فتات البراكين ردىء التصنيف (Poorly sorted) لأنه يضمحل ويتفتت بسرعة إذا تعرض للنقل المكثف وأعيد ترسيبه. ولكن يستثني من هذه القاعدة رمل الفتات البركاني الهوائي وأيضا كثبان رمل البازلت (Selley 1976).

٣ ـ الرماد البركاني الدقيق الحبيبات Fine-grained Volcanic Ash

يتكون الرماد البركاني من راسب دقيق الجسيمات ذو تصنيف (Sorting) جيد إلى جيد جدًا وله تطبق متميز ويعرف بالرماد المتساقط (Ash falls) وهذا يجعله يختلف عن الرماد المتدفق (Ash flows) من فوهة البركان. ويقذف راسب الرماد البركاني الدقيق الحبيبات في الهواء وينقل في اتجاه أسفل الريح من مركز الثوران. ويصنف هذا الراسب طبقاً لانخفاض سرعة الريح ومن ثم يحدث تركم تنازلي من حيث السمك وحجوم الجسيمات وذلك كلما ابتعدنا من نقطة أصل المصدر وبشكل منتظم "Scheidegger and Potter (1968), Pettijohn (1975)" ويمكن الاستدلال على اتجاه الريح القديم (Paleowind direction) من نموذج ترسيب الرماد البركاني المتساقط (Eaton 1964). ويتعرض الرماد البركاني الدقيق الحبيبات إلى تغيير واسع النطاق بعد ترسيبه مما يتشكل منه صخور البنتونيت (Bentonites) وربما صخور التُنْسْتين (Tonsteins). ويشكل الرماد البركاني الدقيق الحبيبات جزءاً من الرواسب البحرية العميقة والمعروفة برواسب لجية (Pelagic sediments) والمتواجدة حالياً بكمية قليلة في بيئات بحرية حديثة.

الفصل السابع



الرواسب المتكونة في أحواض الترسيب

● مقدمة ● صخور الكربونات ● الصخور الشعابية ● صخور الفحم الطبيعي ● صخور البخر ● صخور سليسية ● صخور الفوسفات ● صخور الحديد الرسوبية ● منعقدات المنجنيز ● صخر الاستروماتوليت.

مقـدمـة

يشار دائما إلى المجموعة الثانية من الصخور الرسوبية بالرواسب الكيميائية (Chemical sediments) أو الـرواسب ذات النشـأة المحلية أو المتكـونـة في أحـواض الترسيب ويطلق عليها المصطلح (Autochthonous sediments) ، حيث تتكون هذه الرواسب في داخل حوض الترسيب وبشكل مغاير عن المجموعة الأولى وهي الرواسب الفتـاتية الأرضية النشأة (Clastic terrigenous sediments) ، والتي نقلت من خارج حوض الترسيب وترسبت فيه ويطلق عليها المصطلح (Allochthonous sediments) ، وقد نوقشت بالتفصيل في الفصل السادس. ولتمييز المجموعة الأولى عن الثانية من حيث نشأة تكوينها يمكن استخدام التسمية التالية وهي للمجموعتين على التوالي : (Sediments of extrabasinal origin) و (Sediments of intrabasinal origin).

تحل مكونات الرواسب الكيميائية أثناء عمليات التجوية الكيميائية وتنقل الأنهار محاليل هذه الرواسب إلى البحيرات القارية وبشكل رئيس إلى المحيطات. وبالإضافة إلى ما تمده التجوية الكيميائية من محاليل الرواسب فإن مياه البحيرات والبحار تحتوي أيضا على مكونات رواسب ذائبة تأتي من الأرض والهواء، هذا بالإضافة إلى أن مياه البحار تحتوي على مكونات كيميائية متخلفة (متبقية) ترسبت في البحار من الغلاف الجوي الأرضي منذ أمد بعيد.

وبزيادة تركيز هذه المحاليل عن طريق التبخير أو ببعض الطرق الأخرى فإنها تقود إلى تشبع عظيم لهذه المواد الذائبة وينتج عن ذلك ترسيب كيميائي للمعدن ومن ثم تتشكـل الـرواسب الكيميائية وبغض النظر عما إذا كان الترسيب حدث بشكل غير عضوي أو نتيجة نشاط الأحياء.

ويمكن تقسيم الصخـور الكيميائية إلى مجموعتين عضوية وغير عضوية. وتمثل الأولى بكربونات الرمل الهيكلية والثانية بالمتبخرات. إلا أن أبحاث الكيمياء الحيوية أظهرت صعوبة في رسم الخط الفاصل بين هاتين المجموعتين ويرجع ذلك إلى ملازمة تكوين الطين الجيري نتيجة التغييرات الكيميائية في ماء البحر ونتيجة نشاط البكتريا

والبلانكتن (Plankton) أو العوالق وهذا لا يؤدي إلى الجزم بأن هذه الرواسب ذات نشأة عضوية أو غير عضوية (Selley 1976).

ولكي تتكون الرواسب الكيميائية بشكل عام من الترسيب المباشر والذي يحدث في داخل حوض الترسيب، يمكن أيضا أن تتعرض هذه الرواسب إلى إعادة ترسيب ضئيل مثل تلك الرواسب الكيميائية الفتاتية (Clastic detrital). ولكن عندئذ يجب تمييزها بحذر عن تلك الرواسب الفتاتية الأرضية والتي نشأت خارج حوض الترسيب.

وتشكل محاليل التجوية أهم وأكثر كميات الرواسب الكيميائية وهذه تتمثل في كل من أيونات الكربونات والكبريتات (Sulphate) وكاتيون الكالسيوم والتي تحملها مياه الأنهار بشكل شائع.

إن أهم وأكثر الرواسب كمية هي تلك الرواسب الكيميائية المساقة بشكل مستمر من محاليل التجوية. والتي تتمثل في كل من أيونات الكربونات وكاتيون (Cation) الكالسيوم المتواجدة بشكل شائع في مياه الأنهار. ومن ثم تصبح الكربونات وكبريتات الكالسيوم والمتمثلة في كل من الكلسيت والأراجونيت والدلوميت والجبس والأنهيدريت هي المكونات الرئيسة للرواسب الكيميائية. ويوضح الجدول (١٧) الرواسب الكيميائية الرئيسة والتي تكونت منها الكربونات بشكل كمي، هي الأعظم أهمية وذلك لأكثرية تواجدها، وتشتمل الكربونات على أحجار الجير (Limestones) وأحجار الدلوميت (Dolostones) أو فقط ما يعرف بالدلوميت (Dolomites).

وتتشكل صخور الكربونات نتيجة التالي:

١) العمليات العضوية.

٢) الترسيب المباشر غير العضوي.

٣) العمليات المتأخرة النشأة (Diagenesis).

وتقع أهمية صخور الكربونات في أنها مكامن هيدروكربونات وخزّانات لاحتوائها في معظم الأحيان على مسامية عالية وهذه سوف نناقشها فيما بعد بالتفصيل.

جدول (١٧) أنواع الرواسب الكيميائية

كربونات	أحجار الجير دلوميت
متبخرات	جبس / آنهيدريت هاليت / صخر الملح أملاح البوتاسيوم، الخ
صخور سليسية	ظر، شعاعيات، دياتوميت
فوسفات	
أحجار حديد رسوبية	
صخور متكربنة	مجموعة الدبال ـ سلسلة الفحم مجموعة سبروبليت ـ طين صفحي وفحم القنوات

(عن: Selley 1976)

والمجموعة الثانية والمهمة من بين الرواسب الكيميائية هي صخور البخر (Evaporites). وتتشكل رواسب البخر عن طريق الآتي:

١) تبلر غير عضوي.

٢) عمليات النشأة المتأخرة (Diagenesis)

وأهم معادن البخر هي الآنهيدريت، كبريتات الكالسيوم ($CaSO_4$) وكبريتات الكالسيوم المتميئة أو الجبس ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). وأقل المتبخرات شيوعًا هي الملح الصخري (صخر الملح) أو الهاليت (NaC1) أو كلوريد الصوديوم والمعروف باسم ملح الطعام، والبوتاسيوم وأملاح أخرى.

وأقل الصخور الكيميائية تواجدًا هي أحجار الحديد الرسوبية. وهذه تتشكل نتيجة كل من الترسيب المباشر وعمليات النشأة المتأخرة. وأعم المعادن الرسوبية

ولكثير من التفاصيل المتقدمة والمختصة بالظر وبالرواسب السليسية راجع كلاً من: (Greensmith 1981, Pettijohn 1975 والحمدان ١٩٧٥م). وعن تشكيل الرواسب الكيميائية راجع (Von Engelhardt et al. 1977).

١ ـ صخور الكربونات

تتكون صخور الكربونات الرسوبية بشكل رئيس من كلسيت ودلوميت. وتشكل هذه الصخور حوالي ١٠٪ من منكشف الصخور الرسوبية. وقد سجل أقدم صخر كربوني بعمر يصل في القدم إلى ٢,٧ بليون سنة (Blatt et al. 1980) وتمتلك هذه الصخور أهمية اقتصادية بسبب تكوينها المعدني واحتوائها على كل من مصدر الطاقة (البترول والغاز الطبيعي) وخامات كثيرة من المعادن. وتكون معظم هذه الصخور مسامية ونافذة. ولذلك تمثل صخور الكربونات كخزانات للمياه الجوفية والبترول، إذ أن حوالي ٥٠٪ من مخزون العالم من هذه الثروات متواجدة بين صخور الكربونات. ولقد سمحت المسامية والنفاذية في هذه الصخور وكذلك سهولة تفاعل معادن الكربونات بأن تجعل من هذه الصخور مكاناً ملائماً لاستضافة كثير من خامات الرواسب مثل معدن الرصاص والزنك وغيرها (Blatt et al. 1980). كما تستخدم كميات كبيرة من أحجار الجير والدلوميت في الزراعة والمعروف بالجير الزراعي (Agricultural lime) وفي صناعة الاسمنت وأحجار البناء والمباني المسلحة وفي بناء الطرق... الخ.

ولكن صخور الكربونات تعتبر واسعة التعقيد من حيث أصل نشأتها. وقد أوضح (Ham and Pray 1962) عدة أسباب لهذه الاعتبارات وهي كالآتي:

١) تتشكل صخور الكربونات في داخل حوض الترسيب (Intrabasinal origin)

٢) لا تشبه صخور الكربونات رواسب الأرض لأنها تتجوى بسرعة وتنقل نواتج تجويتها كمحاليل.

٣) ترسب صخور الكربونات بالقرب من نقطة مصدرها.

٤) تتكون معظم صخور الكربونات من مواد عضوية الأصل والمنشأ.

٥) تشتمل صخور الكربونات على خليط من كافة الأحجام، من صدفيات كاملة الحجم إلى حجم جسيمات الوحل الجيري ومن أصل نشأة متنوعة.

٦) ترسب صخور الكربونات بمسامية أولية عالية.

٧) تكون معادن الكربونات غير ثابتة وسريعة التغير.

٨) يعود تطور عمليات النشأة المتأخرة والسائدة في صخور الكربونات إلى ملازمة المسامية الأولية العالية والنفاذية في هذه الصخور بالاضافة إلى التغير الكيميائي (Chemical instability) الملازم لهذه الصخور. وهذا بدوره يخلق صعوبة في تحديد مواقع خزانات المياه ومستودعات الهيدروكربون في هذه الصخور.

وسنتطرق الآن إلى تفاصيل تخص معادن الكربونات، ثم وصف صخور الكربونات كما تظهر تحت المجهر، ثم تصنيفها وتسميتها وأخيراً سوف نناقش العلاقة المتواجدة بين مسامية هذه الصخور وعمليات النشأة المتأخرة فيها وذلك طبقاً لما أوضحه (Selley 1976).

معادن الكربونات

تتكون معادن الكربونات (Carbonate minerals) من الكلسيت ($CaCO_3$) والأراجونيت ($CaCO_3$)، والدلوميت ($Ca{\cdot}Mg(CO_3)_2$)، والأنكريت ($Ca(MgFe)(CO_3)_2$)، والسدريت ($FeCO_3$) والمجنسيت ($MgCO_3$) (انظر جدول ١٨).

١) معدن الكلسيت Calcite

يتكون معدن الكلسيت من كربونات الكالسيوم وهو الأكثر شيوعاً من بين معادن الكربونات الأخرى، كما أنه المكون الرئيس لأحجار الجير القديمة إلا أن رواسب الكربونات الحديثة، تتكون من أراجونيت ذو تشكيلات وبنيات متعددة (Polymorph) وبدرجات مختلفة. ويتشكل الكلسيت في أحجار الجير المتصلبة كلاحم

الحديدية هي معدن البيريت (Pyrite;FeS_2) ومعدن السدريت (Siderite;$FeCO_3$) . وتشتمل خامات الحديد الرسوبية على أكاسيد كل من الجوثيت والهيماتيت والكاموسيت ومركبات معقدة من سليكات الألومنيوم المتميئة الحديدية (Ferruginous aluminohydrosilicate).

وتعتبر صخور الفوسفات (Phosphates) من الصخور الرسوبية القليلة التواجد. وتتشكل بشكل كبير أثناء عمليات النشأة المتأخرة المبكرة (Early diagenesis) في الراسب وعند تحت سطح التقاء الراسب بالماء مباشرة. ويساعد على حدوثها عملية إعادة التشكل والترسيب (Reworking) ، والتركيز في العقد البادئة التكوين (Incipient pellets) ، وكذلك في الدرنات الصخرية (Concretions). وتشبه معادن الفوسفات أحجار الحديد من حيث التعقيد التركيبي الكيميائي لها والتي سوف نتطرق لها فيما بعد.

والنوع الآخر من الصخور الرسوبية هو الفحم الحجري أو الطبيعي (Coal) والذي يتشكل كلية نتيجة العمليات الكيميائية الحيوية (Biochemical). وينشأ الفحم من تراكم النباتات تحت ظروف أو بيئات معزولة عن الهواء أو الأكسجين مثل أماكن المستنقعات العشبية (Swamps) ، والمستنقعات الضحلة (Marshes). وتمتاز رواسب الدلتا القديمة بتواجد طبقات فحم فيها.

وآخر الرواسب الكيميائية هي الصخور السليسية (Siliceous rocks) والتي تعرف بمصطلح الظر أو الشيرت (Chert). وتتكون هذه الرواسب من مرو (كوارتز) وكالسيدوني دقيق التبلر. وهي عبارة عن أنواع مختلفة من محاليل معدن السليكا. وتتواجد السليكا المتميئة (Hydrous silica) أو ما يعرف براسب الأوبال (Opal) في صخور العصر الثلاثي (Tertiary rocks).

ويتشكل الظر (Chert) في ظروف متنوعة. فمنه ما يتواجد بشكل صفحي قاتم مع رواسب صخور العكر (Turbidites) ، ومع وسائد اللابا (Pillow lavas) أو الحمم البركانية. ويتكون هذا النوع عامة من الظر من أغلفة الشعاعيات

(Testes of radiolaria) وأغلفة الدياتوم (Diatom tests) ولكن تتواجد طبقات الظر أيضا في بعض رواسب البحيرات (انظر: Selley 1976).

وغالبًا يشار إلى أن الظر (Chert) يظهر مصاحبًا للنشاط البركاني. لأن البراكين تطلق كميات كبيرة من السليكا في البيئة ويشجع هذا النوع على تنشيط الأحياء التي تفرز مادة السليكا مثل الشعاعيات (Radiolaria) وطحالب الدياتومات (Diatoms) ، والاسفنجيات (Sponges) ومن ثم تعمل على تشكيل الظر (Chert) ، (انظر: Wenk 1949, Khvorova 1968).

والنوع الآخر والمميز من صخر السليكا هو الظر العقدي (Nodular chert) وهو من مميزات حجر الجير الدقيق الحبيبات إلا أنه يتشكل أيضا في أحجار الرمل. وأعمها تواجدًا تلك الطبقات من الظر العقدي المتشكل في صخور العصر الكرتاوي المتأخر (Late Cretaceous) ، وصخور الطباشير المتشكلة في العصر الثلاثي (Tertiary) عبر مناطق الشرق الأوسط وأوربا. ويظهر هذا النوع من الظر في درنات مستديرة وغير منتظمة وبشكل منخفض التكور. ويتركز عامة على طول امتداد الطبقات وأحياناً يحل محل الأحافير ويأخذ شكل المسالك. ونادرًا ما يملأ المكاسر وفراغات الفواصل (Joints).

وقد ناقش كثير من البحاثة أصل نشأة الظر سواء المتطبق منها أو المتدرن ولكن المهم هنا الآن، . . . هل نشأ الظر أصلاً كجلاتين سليكا غروية على وجه التقاء الراسب بسطح الماء أم أنه تشكل نتيجة عملية الإحلال (Replacement). والحقيقة أن كلا العمليتين ممكن أن تحدثا في ظروف مختلفة فقد أوضح (Peterson and Von der Borch 1965) أن ترسيبا بدائياً (Primary precipitation) للأوبال (Opal) قد تم في البحيرات المؤقتة في استراليا وبشكل مضاد يشير تواجد الظر في المكاسر (Fractures) وإحلال الظر محل كربونات الحطام الهيكلية إلى أصل نشأة ثانوية (Secondary origin). وهذا يدل على أن الظر ذو أصل نشأة متعددة (Selley 1976), (Polygenetic).

جدول (١٨) يبين ملخص معادن الكربونات

معدن	الصيغة الكيميائية	نظام التبلر	حدوثه
كلسيت	$CaCO_3$	سداسي	متواجد في هياكل كربونات معينة كطين جيري دقيق الحبيبات (Micrite) أو كلاحم متبلر لامع (Sparite).
أراجونيت	$CaCO_3$	معيني قائم	متواجد في هياكل كربونات معينة . غير ثابت ويتغير إلى كلسيت .
دلوميت	$CaMg(CO_3)_2$	سداسي	متواجد بشكل واسع كصخر متبلر وذو نشأة متأخرة ويحدث أيضا ملازم مع المتبخرات .
أنكريت	$Ca(MgFe)(CO_3)_2$	سداسي	هو نوع ضئيل من الدلوميت .
سدريت	$FeCO_3$	سداسي	متواجد على هيئة درنات وسرئيات .
مجنسيت	$MgCO_3$	سداسي	متواجد بكميات ضئيلة في تشكيلات الأراجونيت و الهياكل الكلسية .

(عن : Selley 1976)

متبلر ولامع (Sparite) ويملأ الفراغات ويحل محل معدن الأراجونيت ومعادن كربونات أخرى.

٢) معدن الأراجونيت Aragonite

وهو معدن متواجد في كثير من هياكل الطحالب (Algae) والرخويات (Lamellibranchs والقواقع (Gastropods) والحزازيات (Bryozoa). وتتكون الأطيان الجيرية الحديثة من الأراجونيت. ويتغير معدن الأراجونيت إلى كلسيت بسرعة، إما

بواسطة السائل أو المحلول أو عن طريق عملية الإحلال وذلك بسبب ضآلة ثباته (Instable) ويعتبر هذا التغير من مراحل النشأة المتأخرة في صخور الكربونات. لذلك يندر تواجد معدن الأراجونيت في الصخور المتصلبة. ويشبه الأراجونيت تشكلات الكلسيت وهو على هيئة كربونات هيكلية وخاصة إذا وجد في الجلد شوكيات (Enchinoderms) وبعض الأحافير الدقيقة (Foraminifera) ، والرخويات (Lamellibranchs) والحزازيات (Bryozoa).

وتحتوي معادن الكلسيت والأراجونيت الهيكلية على كميات ضئيلة من عنصر الأسترنتيوم والمجنسيوم والحديد وأثر من عناصر أخرى.

٣) معدن الدلوميت Dolomite

يتكون معدن الدلوميت من كربونات الكالسيوم والمغنسيوم ويطلق اسم هذا المعدن عند الإشارة إلى الصخر الحامل له وبشكل بديل يستخدم المصطلح حجر الدلوميت (Dolostone) للإشارة إلى صخر معدن الدلوميت. ويتشكل معدن الدلوميت من خلال مراحل انتقالية بين الكلسيت والدلوميت ويتم ذلك عندما يحل عنصر المغنسيوم محل أجزاء من عنصر الكالسيوم، مشكلاً بذلك كالسيت غني بالمغنسيوم، وهو المعروف بمعدن الدلوميت. وبشكل مشابه عندما يحل عنصر الحديد محل أجزاء من عنصر المغنيسيوم يتكون معدن الأنكريت $(Ca(MgFe)(CO_3)_2)$ أو ما يسمى بمعدن الدلوميت الحديدي (أو الغني بالحديد). ولا يشبه معدن الدلوميت كلاً من الكلسيت والأراجونيت لأنه لا ينشأ بشكل أصلي كمادة هيكلية. ويتواجد معدن الدلوميت إما على هيئة متبلرة مما يدل على عملية الإحلال الثانوية لمعادن كربونات أخرى، أو عملية إحلال أولية أو مصاحبة لتشكل هذه المعادن. وفي هذه الحالة يكون الدلوميت عديم التشكل والبنية.

٤) معدن السدريت Siderite

وهو عبارة عن كربونات الحديد والتي يندر تواجدها بين معادن الكربونات. ويتشكل معدن السدريت عن طريق الترسيب الأولي ويأخذ شكل السرئيات

(Ooliths). وتظهر سرئيات السدريت مشاركة (أو مصاحبة) لسليكات الألومنيوم المتميئة الحديدية والكاموسيت وخامات الحديد الرسوبية. ويتشكل معدن السدريت كأحزمة ضئيلة السمك وكدرنات (Concretions) أفقية في الرواسب الطينية الدقيقة الحبيبات وخاصة في سحنات الدلتا. ويتواجد أيضا فتات السدريت في الرواهص المتشكلة في داخل حوض الترسيب (Intraformational conglomerates). وتشير جميع هذه الحقائق على أن السدريت يتشكل نتيجة عملية النشأة المتأخرة (Diagenetic) التي تحدث أثناء الدفن المبكر وعندما تكون الرواسب لا تزال عديمة الإحكام أو غير مدمجة.

مكونات صخور الكربونات

تمتلك صخور الكربونات أربعة مكونات رئيسة وهي :

١) الحبيبات ٢) راسب الأرضية ٣) اللاحم ٤) المسامات

وصخور الكربونات تشبه أحجار الرمل في عدد مكوناته ولكنها تختلف عنه من حيث أن حبيبات صخور الكربونات عامة تكون وحيدة المعدن (Monominerallic) وذات أنسجة متنوعة وهي متعددة في أصل نشأتها وتشكيلها (Polygenetic). ولنصف الآن الحبيبات المتنوعة وراسب الأرضية واللاحم طبقاً لما لخصه (Selley 1976) وهي ملخصة في جدول (١٩).

١) الحبيبات Grains

عبارة عن جسيمات في حجم حبَّات الرمل أو أكبر، ومتعددة الأنواع ومنها يتشكل راسب الصخر. ويوضح كل من جدول (١٩)، وشكل (٩٩) أنواع حبيبات صخور الكربونات، وهي الآتي :

أ ـ حبيبات فتاتية Detrital grains. وهذه تتكون من كسر صخرية (Lithoclasts)، وفتات صخور الكربونات (Intraclasts). وتتكون الكسر الصخرية (Rock fragments)، من مادة غير جيرية (Non-carbonate) تشكلت خارج حوض

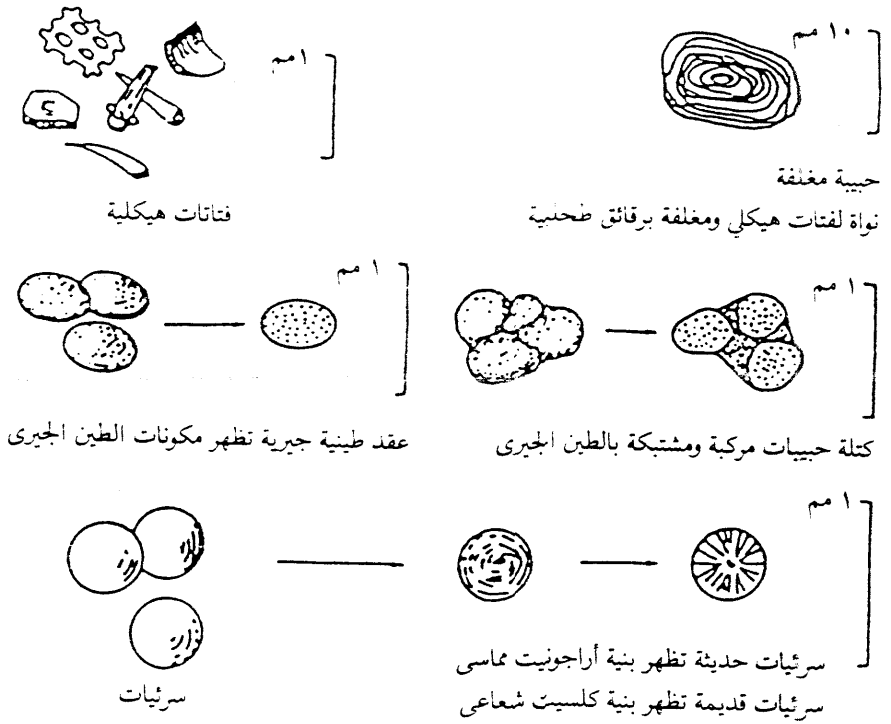
جدول (١٩) ملخص مكونات صخور الكربونات الرئيسة

١) حبيبات	أ ـ حبيبات فتاتية	كسر صخرية
	ب ـ حبيبات هيكلية	كسر جيرية
	جـ ـ عقد طينية جيرية	
	د ـ تجمع عقدي	حبيبات مركبة
		حصيات طحلبية
	هـ ـ حبيبات مغلفة	سرئيات
		بازلا صخرية
		حبيبات ذات تغليف طحلبي
٢) راسب أرضية		طين جيري (جير دقيق الحبيبات)
		طيـن
٣) لاحم		جير متبلر لامع
٤) مسامات		

(عـن : Leighton and Pendexter 1962)

الترسيب، أي أنها نقلت على هيئة حبيبات وترسبت في حوض بيئة الترسيب. وأحسن مثال على ذلك هو حبيبات الكوارتز وحبيبات المعادن الثقيلة. وبازدياد نسبة حبيبات الكوارتز في أحجار الجير فإنها تتدرج إلى ما يسمى بأحجار الجير الرملية (Sandy limestones) أو إلى ما هو أعلى من ذلك ويطلق عليه عندئذ مصطلح أحجار الرمل الجيرية (Calcareous sandstones).

وتعتبر حبيبات فتات صخور الكربونات التى تشكلت في داخل حوض الترسيب، عبارة عن كسر جيرية متفتتة من صخر الكربونات ثم أعيد ترسيبها في حوض الترسيب الذى نشأت فيه أصلاً. ويرجع السبب في تكوين هذه الفتات الحوضية المنشأ والتشكل إلى السمنتة المبكرة والمتبوعة بعملية حت حدثت في نفس فترة الترسيب وعامة تعتبر هذه من خصائص صخور الكربونات.



شكل (٩٩) أنواع حبيبات الكربونات الرئيسة (عن : Selley 1976)

ب ـ الفتاتات الهيكلية **Skeletal detritus** . تعتبر الفتاتات الهيكلية من أعظم أنواع الحبيبات أهمية . وهذه كما ذكرنا سابقاً تتكون من أراجونيت وكلسيت مع كميات أخرى وضئيلة من العناصر الأخرى. وتختلف أوجه البلورة لهذه الفتاتات الهيكلية، فقد تكون بلورات أراجونيت إبرية (Acicular) لصدفات الرخويات (Lamellibranch shells) وقد تكون بلورة كلسيت منفردة كأطباق القنفذيات (Echinoid plates) . وكذلك تختلف أحجام هذه الفتاتات فقد تكون بحجم أكبر صدفة أو بحجم البلورات الدقيقة المتفككة والمنفردة . وتعود رداءة التصنيف النسيجي في رواسب الكربونات إلى استمرارية حت ويرى حطام الهياكل الفتاتية نتيجة أنشطة الأمواج والتيارات وأيضا نتيجة أنشطة العمليات الحيوية (مثل الحفر) المصاحبة .

جـ ـ العقد الطينية الجيرية **Pellets or Peloids** وهذه عبارة عن عقد حبيبية طينية جيرية عديمة البنية أو التشكل وغير متبلرة (Mckee and Gutschick 1969) . وأظهرت دراسة رواسب الكربونات الحديثة أن العقد الطينية تتشكل نتيجة عمليات مختلفة فكثير من الحيوانات غير الفقارية تفرز (تخرج) طين جيري على هيئة عقد أو كريات تسمى (Faecal pellets) ويحتمل أن تكون هذه من أهم الطرق التى تتكون بها العقد الجيرية وهناك طرق أخرى والتى يتشكل عنها العقد وهذه تشمل عملية تجير (Micritization) للحبيبات الهيكلية بواسطة الطحالب. ويكثر تواجد العقد الجيرية في بيئات معينة مثل البرك البحرية الشاطئية (Lagoons) والمحجوزة (Sheltered embayments) حيث تحتوى صخور هذه المناطق على نسبة كبيرة من العقد ضمن مكوناتها الحبيبية .

د ـ حصى طينية جيرية **Lump** . وهى عبارة عن عدة عقد طينية ملتحمة مع بضعها وقد يطلق عليها مصطلح الحبيبات المركبة أو حجر العنب (Grapestone) لأنها تشبه في مظهرها عنقود العنب أو حبات العنب عندما تكون مجتمعة . وتشكل هذه الحبيبات نتيجة إعادة ترسيب (Reworking) راسب عقد الطين الجيري (Peloidal sediment) (أى الراسب المحتوى على نسبة كبيرة من العقد الطينية الجيرية Pellets) والذى سبق أن تعرض لعملية التصخر (Lithification) . لذا يعتبر هذا الراسب من الحبيبات المتشكلة في داخل حوض الترسيب (Intraclasts) .

هـ ـ الحبيبات المغلفة **Coated Grains** . وتظهر هذه الحبيبات (تحت المجهر) بنيات داخلية إما على هيئة دوائر متحدة المركز (Concenric) لبلورات أراجونيت أو كلسيت مرصوصة حول نواة (شكل ٩٩). وأيضا أهم هذه الحبيبات ما يسمى بالسرئيات (Ooids or ooliths) . وهذه عبارة عن حبيبات مستديرة وكروية ذات حجم متوسط إلى ناعم (٠٫٢٥ ـ ٢ مم قطري). وتسمى الرواسب المحتوية على نسبة كبيرة من هذا النوع من الحبيبات بالسرئيات (Oolites) وذلك عندما تكون خالية من راسب الأرضية ومن أنواع أخرى من الحبيبات . وتتكون عامة السرئيات الصخرية (Ooliths) الحديثة من طبيقات دائرية متحدة المركز (Concentric layers) متماسة التراص والترتيب من بلورات الأراجونيت. وقد يتغير هذا الوضع في السرئيات الصخرية القديمة (Ancient ooliths) إلى ترتيب شعاعي (Radial) لبلورات كلسيت إبرية .

ويتشكل الرمل السرئي (Oolite sands) الحديث في بيئات عالية النشاط والطاقة مثل دلتاوات المد والجزر (Tidal deltas) . وتشبه هذه الرواسب مثيلاتها من الرواسب القديمة في كونها جيدة التصنيف (Well sorted) وقليلة أو خالية من راسب الأرضية (Matrix-free) وذو تطبق متقاطع . وتدل هذه الحقائق على أن السرئيات الصخرية تتشكل عن طريق التحام (Bonding) بلورات الأراجونيت حول نويات ما (Nuclei) مثل حبات من الكوارتز أو حبات هيكلية متواجدة في بيئة نشطة وعالية الطاقة، (High - energy environment) .

أما النوع الثاني من الحبيبات المغلفة والتي تسمى البازلا الصخرية الجيرية (Pisoliths) لأنها تشبه في مظهرها حبات البازلا، وهي ذات أحجام يتجاوز أقطارها عدة ملليمترات (أكبر من ٢ مم قطري). وتتكون البازلا الصخرية الجيرية في كهوف، ولكثير من التفاصيل أنظر (Dunham 1969) .

ويتشكل النوع الثالث من حبيبات التغليف والتي يطلق عليها مصطلح كريات طحلبية (Oncoliths) وهي عبارة عن حبيبات غير منتظمة الشكل ويصل أطوال أقطارها إلى ستة أو سبعة سنتمترات . وتكون رقائقها غير مستمرة حول النواة أو الحبيبة . ويتكون هذا النوع من الحبيبات نتيجة نمو الطحالب الزرقاء والخضراء البدائية على سطح حبيبة ما، واجتذاب الطين الجيري إلى أسطحها اللزجة . ويؤدي تدحرج الحبيبة المتقطع إلى تشكيل رقائق (أغلفة) غير متصلة أو غير مستمرة من الطين الجيري . وتشبه هذه الحبيبات في تكوينها طحالب استرماتوليت (شكل ١١٥) .

وبشكل مضاد لما تشير إليه السرئيات الصخرية (Ooliths) فإن كلاً من البازلا الصخرية الجيرية (Pisoliths) ، وكريات الطحالب (Oncoliths) تشير إلى تكوينها في بيئات منخفضة الطاقة أو غير نشطة (Low-energy environments) ، ولكثير من التفاصيل المتقدمة في هذا الموضوع راجع : (Pettijohn 1975) و (Blatt et al. 1980) و (الحمدان ١٩٧٥م) .

٢) راسب الأرضية Matrix

يطلق على طين الكربونات مصطلح الجير الدقيق الحبيبات (Micrite) ويتراوح حجم أقطار جسيمات الجير الدقيق الحبيبات بين ٠٫٠٣ ـ ٠٫٠٤ مليمتر. وربما يتواجد الجير الدقيق الحبيبات بكميات صغيرة مشكلاً راسب أرضية (Matrix) في أحجار رمل الكربونات . أو قد يكون بكميات كبيرة وشائعة وفي هذه الحالة يتشكل عنه صخر طين الكربونات والذي يطلق عليه مصطلح الجير الدقيق الحبيبات (Micrite) أو الوحل الكلسي (Calcilutite) . وتتشكل الأوحال الجيرية (Lime muds) الحديثة من الأراجونيت وتتكون مثيلاتها القديمة أو الأحافير المتصخرة (Lithified fossils) من الكالسيت .

وهناك عدة عمليات تعمل على تشكيل الوحل الجيرى، منها أنشطة الرياح والأمواج والمد والجزر. وتتسبب جميعها في تفتت وتكسير حطام الأصداف وفي النهاية ربما تبريهم (تسحنهم) إلى مكوناتها المتبلرة. وربما تنشأ بطريقة مشابهة العقد الطينية الجيرية (Faecal pellets) . كذلك يقوم النشاط الحيوي بتفتيت جسيمات الكربونات لكى يتشكل منه الأوحال المتبلرة. ومن بين هذه الأنشطة الحيوية ماتقوم به بعض أنواع الأسماك والتي تأكل المرجانيات (Corals) والصدفيات (المحاريات) القاعية والأحافير غير الفقارية المسلكية والطحالب الزرقاء ـ الخضراء. ويشكل هؤلاء حفراً (Pits) في داخل الحبيبات الهيكلية والتى تؤدى إلى عملية التجير الدقيق (Micritization) في سطح الحبيبة. فتصبح الحبيبة هشة ثم تنكسر وينشأ عن ذلك تكوين الجير الدقيق الحبيبات (Micrite) . وتفرز الطحالب الكلسية (Calcareous algae) (مثل طحالب Halimeda) إبر الأراجونيت في داخل أنسجتها العضوية وعندما تموت وتضمحل تبقى إبر الأراجونيت .

أيضا هناك عمليات الترسيب غير العضوية المباشرة، والتى ينتج عنها تكوين طين الأراجونيت (Aragonite muds) وتحدث هذه في بيئات الكربونات . فقد أشار (Wells and Illing 1964) إلى مثل هذه البيئات ولكن الحديثة منها مثل مناطق الخليج العربي ورصيف جزر الباهاما والتى يترسب فيه الأراجونيت من ماء البحر وعلى شكل

قطع بيضاء من الوحل الجيري متناثرة في وسط مياه البحر.

٣) اللاحم Cement

يعرف اللاحم بالمادة المتبلرة والتى تنمو داخل مسامات الراسب (Bathurst 1971) . ويحدث ذلك خلال عمليات النشأة المتأخرة (Diagenesis) . ويطلق على هذه العملية «التبلر النتوئي» (Drusy crystallization) . وأعم أنواع اللاحم في أحجار الجير هو «الكلسيت المتبلر» والذى يسمى (Spar or sparite) . وتشتمل اللواحم الأخرى في صخور الكربونات على معادن الدلوميت والأنهيدريت والسليكا وهذه قليلة التواجد.

تصنيف وتسمية صخور الكربونات

لقد تم استخدام العديد من المعاملات الصخرية في تصنيف وتسمية صخور الكربونات وتشتمل هذه المعاملات (Parameters) على كل من :

١) التكوين المعدني الكيميائي (Chemical composition) مثل حجر جير، دلوميت، سدريت، أنكريت . . . الخ
٢) حجم الحبيبات (Grain Size) .
٣) نوع الجسيمات (Particle type) .
٤) نوعية وكمية المسامية.
٥) درجة التبلر.
٦) كمية الطين.

ولقد اشتمل ما حرره (Ham and Pray 1962) على العديد من الأبحاث التى تناقش مايعتمد عليه مفهوم تسمية وتصنيف صخور الكربونات. ولكن سنناقش هنا اثنين من هذه المقالات البحثية وذلك لأهميتها ولشيوعة استعمال نتائجها في وقتنا الحاضر. وهذان البحثان هما ما أنجزه كل من (Folk, 1962) و (Dunham 1962) . حيث يعطى كلا البحثين سلسلة من المصطلحات والتجميع في تسمية وتصنيف صخور الكربونات بناء على المكونات المعدنية والنسيج عوضاً عن حجم الحبيبات.

أولا : تصنيف فولك لأحجار الجير

يشتمل تصنيف فولك لأحجار الجير (شكل ١٠٠) على خمس مجموعات وهي :

١) **مكونات كيميائية غير نقية Allochemical** . وتعرف بالمجموعة رقم I وتظهر هذه ملتحمة بكلسيت متبلر لامع (Sparry calcite cement or sparite) .

٢) **مكونات كيميائية غير نقية Allochemical** . وتعرف بالمجموعة رقم II وتتواجد مصاحبة لراسب أرضية من الكلسيت والأراجونيت دقيق التبلر أو الجير الدقيق الحبيبات (Microcrystalline aragonite and calcite or micrite matrix) .

٣) **مكونات كيميائية نقية Orthochemical** . وتعرف بالمجموعة رقم III المكون الرئيس جير دقيق الحبيبات (Micrite main constituent) .

٤) **صخور شعبية محلية النشأة Autochthonous reef rocks** . وتعرف بالمجموعة رقم IV صخر أحيائي أو حيوي (Biolithite) .

٥) **دلوميت تكون بالإحلال Replacement dolomites** . وتعرف بالمجموعة رقم V

ويظهر من تجميع فولك في تصنيف صخور الكربونات أن هناك ثلاثة مكونات رئيسة والتى تتشكل منها أحجار الجير وأحجار الجير المتدلمتة جزئياً (Partially dolomitised limestones) . وهذه المكونات هى :

مكونات أحجار الكربونات طبقاً لتصنيف فولك

١ - **مواد كيميائية صلبة غير نقية Allochems** . تشتمل على كل تجميع فتات الكربونات بأنواعها والتى يتعرض معظمها لعملية نقل في بعض مراحل تاريخها. وأهم فتات الكربونات الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) الآتى :

أ ـ الفتاتات الصخرية الجيرية (Intraclasts) ذات النشأة المكانية والمتكونة في داخل حوض الترسيب.

ب ـ العقد الطينية الجيرية (Pellets or peloids).

جـ ـ السرئيات (Ooliths or ooids).

د ـ الصدفيات (المحاريات) (Shells or skeletal debris) أو حطام الفقاريات.

وقد عرفنا جميع هذه المكونات بالتفصيل في الجزء السابق من هذا الفصل.

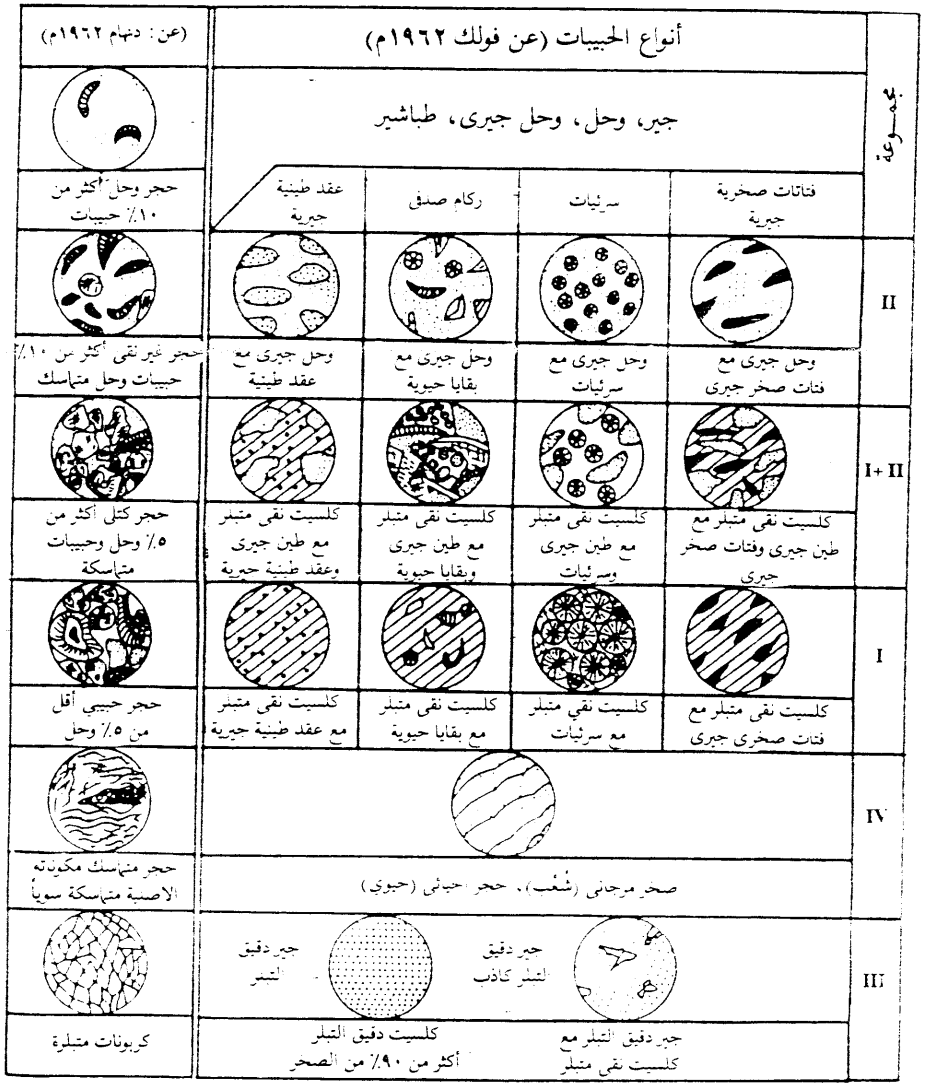
٢ ـ الجير الدقيق الحبيبات **Micrite**. وقد شرح بالتفصيل في الجزء السابق من هذا الفصل تحت عنوان راسب الأرضية (Matrix).

٣ ـ **الكلسيت المتبلر اللامع Sparite**. يتكون الكلسيت المتبلر اللامع من بلورات كلسيت لامعة ونظيفة (نقية) يصل أحجام حبيباتها إلى ١٠٠ ميكرون أو أكبر. وتملأ حبيبات الكلسيت مساماتسابقة التواجد في أحجار الجير وقد يصل أحجام الحبيبات إلى أكثر من ١ مليمتر. وبشكل متتابع فهى تملأ الفراغات (الفجوات) المتآكلة (Cavities) من المحاريات. ويظهر الكلسيت المتبلر اللامع (Sparry calcite) بشكل كبير في أحجار الجير الجيدة التصنيف (Well-sorted) أو المتكونة من سرئيات وحطام المحاريات جيدة الاستدارة (Well-rounded). ومن المحتمل أن يزداد حجم حبيبات الكلسيت ويقل عددها كلما ابتعدنا عن المكونات الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) وتكون ملتحمة في اتجاه مراكز المسامات الأصلية أو الفجوات الأولية، (Greensmith 1981).

كما يجب التمييز بين الجير المتبلر اللامع (Sparry calcite) والكلسيت المعاد تبلره (Recrystallised calcite) لأنه ربما تصل حجوم حبيبات الكلسيت المعاد تبلره إلى أكبر من ١٠ ميكرون. ويتم تشكل الكلسيت المعاد تبلره عن طريق الإحلال الثانوى لرواسب الكربونات المبكرة التواجد ومن ثم تميل بأن تقطع حدود الأنسجة السابقة والتشكل أو البنيات الداخلية للصخر نفسه. وإذا غابت مثل هذه العلامات المميزة فإن التفريق يصبح صعباً ولكن هناك مميزات أخرى يمكن الاستدلال بها مثل حدود

الحبيبات المتموجة (Wavy grain boundaries)، وطفو الحبيبات في وسط راسب الأرضية والاختلاف في حجم الحبيبات المتبعثرة، وقد لاتتواجد هذه العلامات مجتمعة في عينة واحدة أو في صخر واحد. وتكون أحجام الحبيبات مختلفة في داخل قطع (Partches) الكلسيت المعاد تبلره. ويحتمل أن يعزى ذلك إلى تأثير سائل الضغط (أو الحل ـ Pressure solution). وينتج عن اختلاف الضغوط على طول الحدود (التماس) بين حبيبات الكلسيت الأصلية محلول أو سائل عند نقاط بذل الضغط (Strain) ويترسب هذا المحلول عند نقاط ضئيلة الضغط (Least pressure). وبهذه الطريقة يتغير شكل الحبيبات الأصلية، وبشكل اختيارى تتسع رقعة الحبيبات حتى تتشكل قطعة موزيك ثانوية (A patchy secondary mosaic) من حبيبات غير منتظمة الشكل. وقد ينتج من هذا التغير مايسمى بالمدملكات الكاذبة. (Pseudo-breccia) (Greensmith 1981)

توضح الأشكال (من ١٠٠ ـ ١٠٥) كيفية استخدام المكونات الثلاثة لأحجار الجير بالإضافة إلى الاختلافات في طبيعة المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) في التقسيم التحتي (Subdivision) لمجاميع فولك الرئيسة لأحجار الجير المتنوعة. ويسمى الصخر عن طريق الربط المشترك، وفي شكل تسمية مختصرة لما يحتويه الصخر، ويُظهره تحت المجهر. فيشير الجزء الأول من الاسم المختصر إلى نوعية المكون من المادة الكيميائية الصلبة غير النقية (The allochem component). ويشير الجزء الثانى إلى مواد اللاحم أو راسب الأرضية. فمثلا تشير التسمية (Intrasparite) إلى صخر جيرى يتكون من فتاتات جيرية ذات نشأة مكانية ومسمنتة (ملتحمة) بكلسيت متبلر لامع. تدل أيضا التسمية (Biomicrite) إلى صخر جيري يتكون من بقايا أحياء (أحافير) محاطة براسب أرضية من الجير الدقيق الحبيبات. ويمكن أن نطلق التسمية (Biomicrudite) على الصخر الجيري المتكون من بقايا أحافير ورواسب أرضية من الجير الدقيق الحبيبات ولكن أضفنا كلمة (Rudite) في نهاية التسمية للإشارة إلى كبر حجم حبيبات المكون الرئيس من المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochem). فحجم كسر المحاريات الموضوعة في راسب الأرضية لاتقل عن ٢ مليمتر بل أكبر من ذلك. وبالمثل يمكن تفسير ماتعنيه التسميات الأخرى المعطاة في الأشكال من (١٠٠ ـ ١٠٥) أو التسميات التى يمكن تركيبها بنفس طريقة الأمثلة المعطاة.



شكل (١٠٠) تسمية صخور الكربونات تحت المجهر حسب نظامي (Folk 1962 and Dunham 1962) (أنظر الأمثلة المعطاة في الاشكال من ١٠١-١٠٥)

أ - طين جيري به بقايا حيوية (II) من متكون الحنيفة (Moshrif & Al-Asa'ad 1984).

Biomicrite

ب - طين جيري به سرئيات (II) من متكون الشُعيبة (Moshrif and Kelling 1984),

Oomicrite (Oolitic Lst.)

جـ - طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية (I+ II) من متكون الحنيفة.

(Moshrif 1981).

Biopelmicrite

شكل (١٠١) بعض نماذج لأنواع أحجار الجير المصنفة تحت المجهر.

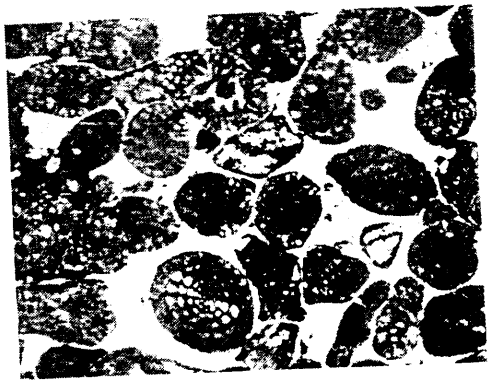
أ ـ طين جيري به بقايا حيوية كبيرة (II) من متكون الحنيفة
(Moshrif & Al-Asa'ad 1984)
Biorudmicrite

ب ـ طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية كبيرة (I+ II) من متكون الحنيفة.
(Moshrif & Al-Asa'ad 1984).
Biorudpelmicrite

جـ ـ طين جيري به كلسيت نقي متبلر وبقايا حيوية (I+ II) من متكون الحنيفة.
(Moshrif & Al-Asa'ad 1984).
Biosparimicrite

شكل (١٠٢) بعض نماذج لأنواع أحجار الجير المصنفة تحت المجهر.

أ ـ كلسيت نقي كبير التبلر به سرئيات وبقايا حيوية (I) من متكون الحنيفة.
(Moshrif & Al-Asa'ad 1984).
Bio-oosparrudite



ب ـ كلسيت نقي متبلر به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية (I + II) من متكون الحنيفة.
(Moshrif & Al-Asa'ad 1984).
Biopelsparite

جـ ـ كلسيت نقي متبلر به سرئيات وبقايا حيوية (I) من متكون الحنيفة.
(Moshrif & Al-Asa'ad 1984).
Bio-oosparite

شكل (١٠٣) بعض نماذج لأنواع أحجار الجير المصنفة تحت المجهر

أ ـ طين جيري به كلسيت نقي متبلر وغني بالبقايا الحيوية (I + II) من متكون البويب.

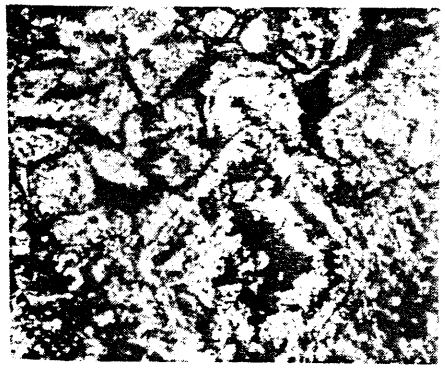
(Moshrif 1981)

Biosparimicrudite

(Coquina Limestone)

ب ـ صخر مرجاني أو حجر جير حيوي (IV) من متكون الحنيفة (Moshrif & Al-Asa'ad 1984).

Biolithite (Reefal Limestone)



جـ ـ حجر جير متدلمت أو طين جيري متدلمت من متكون الشُعيبة.

(Moshrif & Kelling 1984).

Dolomicrite

(Dolomitic Limestone)

شكل (١٠٤) بعض نماذج لأنواع أحجار الجير المصنفة تحت المجهر.

أ ـ طين جيري دقيق التبلر (III) من متكون البويب.

(Moshrif 1981)

Micrite

ب ـ طين جيري متدلمت به كلسيت نقي متبلر وبقايا حيوية من متكون البويب.

(Moshrif 1981).

Dolobiosparimicrite

(Dolomitic Limestone)

جـ ـ طين جيري متدلمت به كلسيت نقي متبلر وبقايا حيوية من متكون البويب.

(Moshrif 1981).

Dolobiosparimicrite

(Dolomitic Limestone)

شكل (١٠٥) بعض نماذج لأنواع أحجار الجير المصنفة تحت المجهر

ثانيا: تصنيف دنهام لأحجار الجير

يمكننا استخدام طريقة دنهام (Dunham 1962) في تصنيف وتسمية صخور الكربونات والتى تعتمد بشكل كبير على خاصية النسيج الصخري (الأشكال من ١٠٠-١٠٥).

وكذلك يوضح الجدول (٢٠) ملخص طريقة دنهام في تصنيف صخور الكربونات طبقاً للنسيج الترسيبي.

أنسجة ترسيب مميزة				أنسجة ترسيب غير مميزة أو غير واضحة كربونات متبلرة
محتويات الوحل	تغيب الوحل وتركيز الحبيبات		المواد الاصلية ملتحمة أو مرتبطة مع بعضها	
تركيز الوحل	تركيز حبيبات			
أقل من ١٠٪ حبيبات	أكثر من ١٠٪ حبيبات			
حجر وحل	حجر واكى (غير نقى وطين متماسك)	حجر معبأ	حجر حبيبى	حجر مترابط المكونات	حجر جير متبلر

ولايستخدم مصطلح «حجر الوحل» (Mudstone) كمرادف أو كبديل لمصطلح «الجير الدقيق الحبيبات» (Micrite) أو كبديل لمصطلح «الوحل الجيري» (Calcilutite). لأن حجر الوحل يختلف في مكوناته (أنظر التفاصيل عن كل من الجير الدقيق الحبيبات والطين الجيري في الفصل السادس. ويشتمل حجر الطين على حبيبات تصل أحجامها إلى ٢٠ ميكرون. ويتكون حجر الواكي (Wackestone) من أكثر من ١٠٪ حبيبات ذات أحجام أكبر من ٢٠ ميكرون وتكون هذه الحبيبات طافية في راسب أرضية من الوحل. وتتكون الأحجار المعبأة (Packstone) من حبيبات شديدة الترابط مع بعضها ويتخللها لاحم وحلي (Interstitial mud cement). وقد أشار (Greensmith 1981) إلى أنه من فحص حجوم الحبيبات في الرواسب الحديثة تبين أن المواد المشار إليها بالمصطلحين (Lutite) و (Silt-grade) غالباً تكون مختلطة مما يصعب

التفريق بينها وتقسيمها إلى تلك أكبر من ٢٠ ميكرون وهذه أقل من ٢٠ ميكرون. لذا يستخدم مصطلح (الوحل، Mud) للربط بينهما ويحتفظ بمصطلح (Grain) عند الإشارة إلى أحجار ذات حبيبات رملية (Sand-sized) وتزيد أحجامها عن ٦٠ ميكرون. عندئذ نجد أن الأحجار الحبيبية (Grainstone) تشير إلى صخور كربونات خالية من الوحل (Mud-free) وتدل على أنها ترسبت في قيعان ذات تيارات عالية الطاقة (قوية) نسبياً. ويستخدم المصطلح (Boundstone) أو الحجر المترابط للإشارة إلى الصخور الجيرية والمتشكلة أساساً من شبكة أحياء مترابطة مثل المرجانيات الشُعَبيّة. ويشير مصطلح الكربونات المتبلرة (Crystalline carbonates) إلى الصخور الجيرية التى فقدت كل أنسجتها الأولية الأصلية وأدَلُ مثال على ذلك صخور الدلوميت.

ومن فوائد استخدام منهاج دنهام في تصنيف صخور الكربونات هى بساطة التسمية وإمكانية تعريف صخور الكربونات باستخدام العدسة اليدوية والتركيز على نوعية الطراز (Fabric) ومحتوى راسب الأرضية، ومن هذين العاملين يمكننا الاستدلال على معامل طاقة (نشاط) الترسيب، فمثلاً تدل الأحجار الجيرية ذات التدعيم الوحلى (Mud-supported) (المحتوية على نسبة كبيرة من الوحل) على ترسيب في بيئة منخفضة الطاقة أو ضعيفة النشاط التياري أو هادئة. وبشكل مضاد تقترح الصخور ذات التدعيم الحبيبي (Grain-supported) والمتحررة من راسب الأرضية (Matrix-free) أو الوحل على أنها ترسبت في بيئة عالية الطاقة أو نشطة التيارات أو مضطربة حيث لايسمح للوحل أن يستقر ويترسب فيها. ومما يستحق تذكره هنا هو أن الجير الدقيق الحبيبات ذو نشأة أصلية متعددة (Polygenetic origin)، وقد ناقشنا سابقاً الطرق المختلفة والتى يتكون منها هذا الراسب. لأنه من المحتمل جداً أن يترسب وحل الكربونات النظيف في بيئة عالية الطاقة أو نشطة ومع ذلك ربما يتواجد معه جير دقيق الحبيبات نتيجة مصاحبة النشاط الحيوي (Bioturbation)، والتجير الطحلبي (Algal micritization) وتسرب مادة هذا الراسب في مسامات الصخر نفسه لأنه عالي النفاذية.

ويمكننا استخدام شكل (١٠٠) كملخص لتسمية وتصنيف صخور الكربونات طبقاً لمنهاج كل من فولك ودنهام.

ويستحسن أن نحتفظ باستخدام مقاييس (Parameters) مثل حجم الحبيبات والتصنيف (Sorting) ومحتوى راسب الأرضية للاستدلال على صخور الكربونات المترسبة في بيئة ديناميكية متميئة (Hydrodynamic environment) . وإذا أخذنا مثلاً الحجوم البدائية الكبيرة للمواد الفقارية أو الهيكلية في صخور الكربونات فإنه من الخطر جداً أن نستخدم حجم الحبيبات كعامل طاقة مميز يعكس لنا الوضع في بيئة الترسيب لهذا الصخر وبنفس الطريقة التي يمكن استخدامها في حالة الرواسب الأرضية (Terrigenous deposits) . لنأخذ في الاعتبار مثال الشعب المحارية (Oyster reefs) المتكونة في البرك الشاطئية الحديثة (Modern lagoons) ، فمن حيث مصطلح حجم الجسيمات فهذه عبارة عن رواهص تكونت في بيئة منخفضة الطاقة (Low-energy conglomerates), (Selley 1976) .

ولكثير من التفاصيل المتقدمة عن مستوى هذا المقرر يمكن لطالب الدراسات العليا مراجعة كل من :

«Greensmith (1981), Pettijohn (1975), Friedman and Sanders (1978), Blatt et al. (1980)».

أنواع أحجار الجير الرئيسة

من المناقشة السابقة حول تصنيف صخور الكربونات طبقاً لمنهاج فولك يمكننا القول بأن هناك ثلاثة عوائل رئيسة يتشكل منها أحجار الجير. ويمكننا التعرف على هذه الأصناف من أحجار الجير عن طريق الآتي ، كما دونه (Folk 1959) .

تحتوى تقريباً جميع صخور الكربونات على أكثر من نوع واحد من المواد أو المكونات . فربما يكون صنف من صخور الكربونات عبارة عن خليط من السرئيات والأحافير ولاحم الكلسيت المتبلر اللامع (Sparry calcite) . وربما يتكون صنف آخر من غرين الكوارتز والعقد الجيرية ونضح جيري دقيق التبلر (Microcrystalline ooze) الذى حل معدن الدلوميت والظر (الشيرت Chert) محل جزء منه فلو صرفنا النظر مؤقتا عن محتويات المواد الأرضية (مثل الغرين والكوارتز) والمعادن التي حلت بشكل متأخر

محل الجير الدقيق التبلر أو امتلأت به الفراغات (من شقوق وثقوب) بعد فترة الترسيب، نجد أن بإمكاننا إيجاد قاعدة جيدة لتصنيف أحجار الجير بناءً على نسب تواجد المكونات الثلاثة الأساسية وهي :

١) المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) .

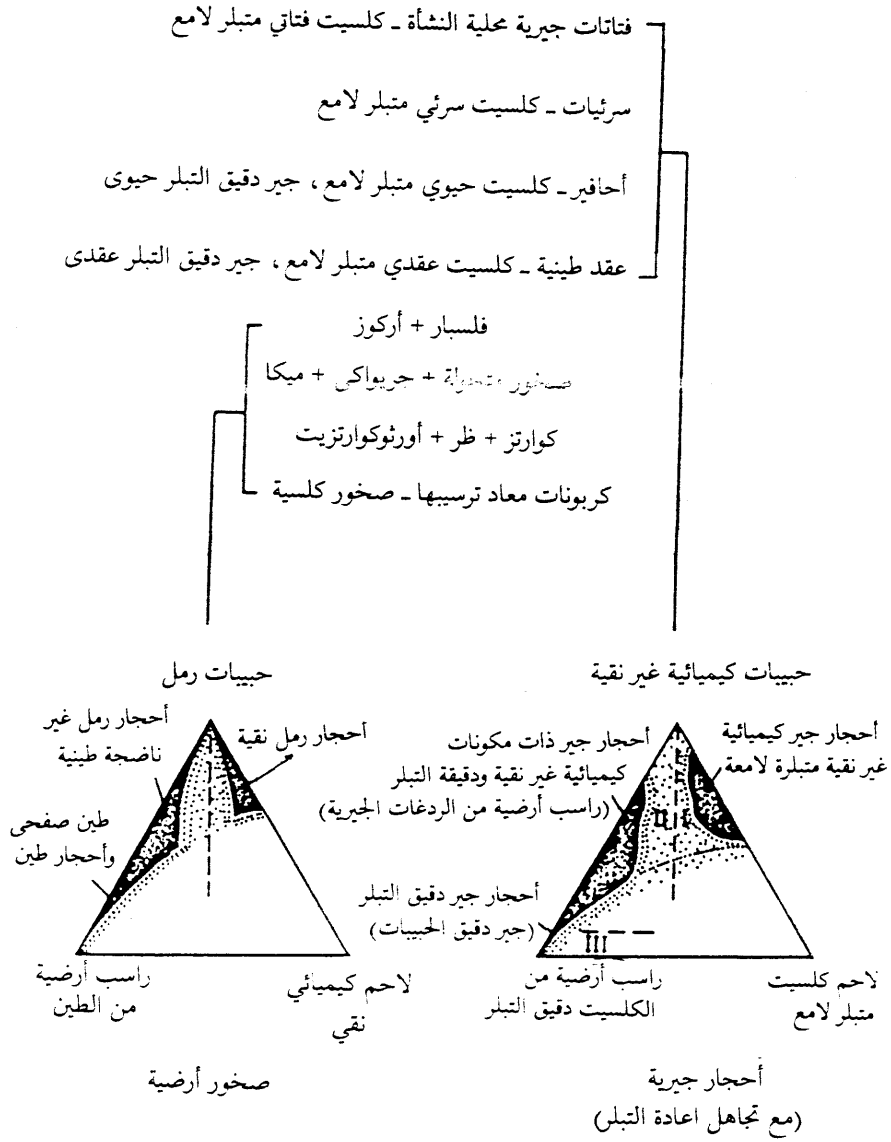
٢) ردغة جيرية دقيقة التبلر (Microcrystalline ooze) .

٣) لاحم كلسيت متبلر لامع (Sparry calcite cement) .

مستخدمين في ذلك منهاج المثلث متساوى الأضلاع والزوايا (شكل ١٠٦) .

تشكل المواد الكيميائية الصلبة غير النقية إطار الصخر الجيري وتتكون هذه من محاريات (Shells) ، وسرئيات (Oolites) وحصى كربونات (Carbonate pebbles) ، أو عقد طينية جيرية (Pellets) وجميعها يتشكل منها كتلة معظم أحجار الجير. وهذه المكونات تشبه مثيلاتها من رمل الكوارتز الذى يتشكل منه أحجار الرمل أو تلك الحصيات التي تتشكل منها الرواهص. ويمثل نضح الجير الدقيق التبلر (Microcrystalline ooze) راسب الأرضية الذى يتكون من جير في حجم حبيبات الطين ويشير تواجده في الصخر على ضعف التيارات السائدة في بيئة أو حوض الترسيب، ويمكن مقارنة هذه بتواجد معدن الطين كراسب أرضية في حجر الرمل والذى يدل على رداءة الغسل والإزاحة في حوض الترسيب. ويمثل لاحم الكلسيت المتبلر بما يملأ الفراغات المسامية في الصخر الناتجة من غسل وإزاحة بعض من الجير الدقيق التبلر وهذه تشبه أحجار الرمل المسامية وعديمة الطين (فقيرة في المواد الدقيقة) عندما تصبح مسمنتة (ملتحمة) بترسبات كيميائية مثل لاحم الكلسيت ولاحم السليكا والتي ترسب في مسامات حجر الرمل . لذا فإن العلاقة النسبية المتواجدة بين لاحم الكلسيت المتبلر والجير الدقيق التبلر تمثل أهمية عظمى في صخور الكربونات مثل الأهمية المتواجدة بين درجة التصنيف (Sorting) وشده التيار في بيئة الترسيب حيث

يمكن مقارنتها بأهمية النضوج النسيجي (Textural maturity) في أحجار الرمل (أو الرواسب الارضية). فإذا رسمنا هذين المكونين ومكون إطار الصخر الرئيس (Allochem grains) كثلاثة أقطاب موزعة على نهاية رؤوس منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والزوايا (شكل ١٠٦) فإننا نجد أن أحجار الجير العادية تشكل المساحات المظللة من هذا الرسم. كما يظهر على الرسم نفسه أقسام الثلاثة عوائل الرئيسة التي



شكل (١٠٦) المقارنة بين تقسيم أحجار الجير والصخور الأرضية حسب تقسيم فولك (عن: Folk 1959) .

يتشكل منها أحجار الجير. وبشكل مماثل نحصل على مساحات مظللة تشبه تقريباً تلك التى ظهرت في حالة أحجار الجير، إذا رسمنا الصخور الأرضية على مثلث ذو ثلاثة أقطاب متشابهة وموزعاً عليها الرمل مضافاً إليه الغرين، وراسب الأرضية (طين) ولاحم كيميائي نقي (Orthochemical cement) (انظر شكل ١٠٦).

ويجدر بنا أن نُذَكِّر بما نوه به فولك بأن هذا التنبؤ في تصنيف أحجار الجير مبنى على أن كلاً من لاحم كلسيت متبلر وأيضا كلسيت دقيق التبلر تكون واضحة الرؤيا في الصخر وهي عبارة عن المكونات الأصلية من المواد الكيميائية الصلبة والمتواجدة أصلاً في حوض الترسيب. بمعنى أن لاحم الكلسيت المتبلر لم يتشكل نتيجة تجمع (تجميع) من إعادة تبلر نضح الكلسيت الناعم (Fine calcite ooze) ، وأيضا عدم تشكل الكلسيت الدقيق التبلر (Microcrystalline calcite) من تفتت أو تكسر الكلسيت الخشن المعاد تبلره (Recrystallized coarse calcite) . ولايشك في أهمية عملية إعادة التبلر والتى تحدث في بعض متكونات أحجار الجير إلا أن ماأقترحه فولك هنا في تصنيف أحجار الجير لايطبق على الصخور الجيرية المعاد تبلرها، ومع ذلك فإن هذا التصنيف يعطى أسساً ضرورية لدراسة الصخور الجيرية المعاد تبلرها لأن الترسيب الأصلي لهذه الصخور جميعها يجب أن يكون تابعاً لأحد هذه العوائل أو المجاميع من أحجار الجير والمقترحة هنا.

١ ـ المجموعة الأولى من أحجار الجير Group I limestones

تتمثل هذه المجموعة من أحجار الجير المتكونة بشكل رئيس من لاحم كلسيت متبلر وقطع صلبة كيميائية من الكسر أو الفتاتات الجيرية المكانية النشأة (Intraclasts) وسرئيات وأحافير وعقد طينية جيرية. ويطلق على هذه المجموعة مصطلح (Sparry allochemical rocks) أو ماتعنيه بصخور الجير المتبلر النقي. وتكون هذه الصخور معادلة لتلك الرواسب الأرضية الجيدة التصنيف (Well sorted) مثل أحجار الرمل والرواهص الأرضية. حيث تجمعت أو تراكمت في هذه المجموعة من الصخور الجيرية الجسيمات (Intraclasts, oolites, fossils or pellets) نتيجة شدة التيارات السائدة في حوض الترسيب والتى كانت قادرة على إزاحة كل راسب الأرضية من الجير

الدقيق التبلر وملء المسامات المتواجدة بين الحبيبات الكيميائية بالترسيب المباشر من لاحم الكلسيت المتبلر. ويحتوى هذا النوع من أحجار الجير ذات التبلر اللامع والنقيه (Sparry limestones) على أنسجة (Textures) وبنيات رسوبية أولية (Sedimetnary structures) تشبه تلك المتواجدة في الصخور الأرضية، مثل التطبق المتقاطع وتوجيه حبيبي جيد (Good grain orientation) . وتختلف نسبة تواجد كمية كل من لاحم الكلسيت المتبلر والمواد الكيميائية الصلبة غير النقية في حدود معينة بسبب مدى خاصية الترابط والتعبئة (Packing) في الصخر. فهناك حدود لدرجة تقارب جسيمات المواد الكيميائية الصلبة (Allochems) والتي ربما تعبأ (Packed) تاركة فراغات مسامية لكي تملأ أو تشغل باللاحم. يجب كذلك أن يكون هناك حداً أدنى معين من كمية الجسيمات الكيميائية الصلبة متواجدة في الصخر لكى تسند بنية الصخر، لأنه ليس بإمكان الصخر، عامة، التشكل فقط من مادة لاحم كلسيت متبلر بمفردها، إلا إذا حدثت عملية إعادة تبلر شاملة للصخر الأصلي. كما لايخفى علينا أن مادة لاحم الكلسيت المتبلر تنشأ عن طريق نموها في متسع الفراغات المسامية. ويجدر بنا أن نتذكر هنا ماسلف ذكره وهو أن صخور الكربونات عند ترسبها ربما تحتوى على نسبة عالية من المسامية وهذه أعلى بكثير من تلك المسامية التى تحتويها كل أحجار الرمل والرواهص عند وقت الترسيب وبأحجام حبيبات مقاربة لأحجام حبيبات صخور الكربونات. ويعود السبب في ذلك إلى أن جسيمات الأحافير والفتات الجيري ذو النشأة المكانية (Intraclasts) لصخور الكربونات تكون غير منتظمة الشكل. فمثلا ربما تحتوى صخور الجير المحارى (Coquinas) على نسبة تقترب من ٨٠-٩٠٪ من المسامية وذلك قبل سمنتته أو التحامه بمادة الأسبار (أو الكلسيت المتبلر اللامع). (أنظر: شكل ١٠٧).

ب ـ المجموعة الثانية من أحجار الجير Group II limestones

تتكون صخور هذه المجموعة بشكل رئيس من نسبة كبيرة من الفتات الكيميائي (Allochems) وراسب أرضية من الجير الدقيق التبلر (Microcrystalline matrix) وقليل جداً من كلسيت متبلر وقد يكون معدوماً في معظم الأحيان. ويطلق على هذه المجموعة مصطلح (Microcrystalline allochemical rocks) أو مانعنيه بصخور الجير دقيق التبلر

شكل (١٠٧) حجر جير متبلر لامع يحتوى على أحافير وكسر جيرية (Intrabiosparite limestone, I+II) من متكون البويب في وسط الجزيرة العربية (عن: Moshrif, 1981).

غير النقى ذات الجير الدقيق التبلر كراسب أرضية. ويظهر من مكونات هذا النوع من الصخور الجيرية أنها ترسبت في بيئة ترسيبية تسودها تيارات ضعيفة الطاقة وغير مستمرة حيث لم تستطع إزاحة ردغة (نضح) الجير الدقيق التبلر (Microcrystalline ooze) الذى بقي في هذه الرواسب كراسب أرضية (Matrix). ويرجع قلة الكلسيت المتبلر (Sparry calcite) أو انعدامه كلية إلى عدم تواجد مسامات فارغة لكى يتشكل أو ينمو فيها الأسبار. وقد تصل نسبة المكونات الكيميائية الصلبة (Allochems) أو مايعرف بـ (Intraclasts, Oolites, Fossils or Pellets) في صخور الجير الكيميائي الدقيق التبلر غير النقى (Microcrystalline allochemical rocks) إلى حوالي ٨٠٪ أو تنحدر هذه النسبة الى صفر في بعض الأحيان. ويعود ذلك إلى أن بمقدور الردغة الجيرية الدقيقة التبلر (Microcrystalline ooze) أن تشكل الصخر الجيري بشكل مستقل (وهذه تقارن بالحجار الطين في سلسلة الصخور الأرضية) من أى مكونات أخرى. وباستطاعتها

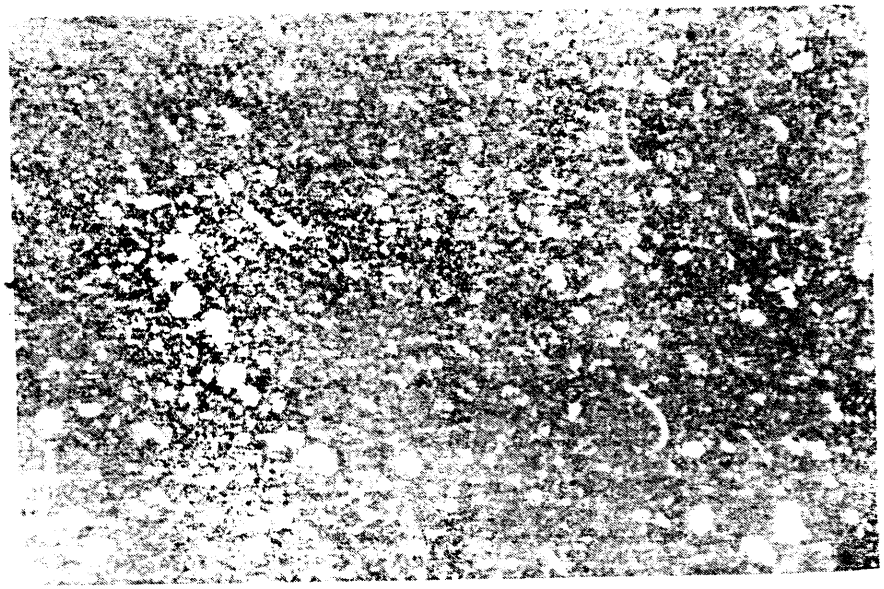
أيضاً قبول أى كمية من مواد المكونات الكيميائية الصلبة (Allochems) والتى تصبح مختلطة معها. لذا يصبح الخط الفاصل بين صخور الجير الكيميائي الدقيق التبلر غير النقى (Group II limestones) وصخور ردغة الجير الدقيقة التبلر (Group III limestones) أو (Microcrystalline rocks) خط عرفي. ولكن اقترح فولك أن يرسم هذا الخط عند نسبة ١٠٪ من مواد المكونات الكيميائية الصلبة. (أنظر شكل ١٠٨).

شكل (١٠٨) حجر جير دقيق التبلر يحتوى على أحافير وكسر جيرية (Intrabiomicrite limestone, II) من متكون البويب في وسط الجزيرة العربية (عن: Moshrif 1976)

جـ ـ المجموعة الثالثة من أحجار الجير Group III limestones

يطلق على صخور هذه المجموعة مصطلح صخور ردغة الجير الدقيقة التبلر (Microcrystalline rocks) لأنها تتكون تقريبا بشكل كلي من ردغة أو نضح جير دقيق

التبلر (Microcrystalline ooze) مع قليل من مواد المكونات الكيميائية الصلبة (Allochems) وفي معظم الحالات تكون غائبة أو معدومة. وتدل هذه الصخور على أنها ترسبت نتيجة معدل عالي في سرعة ترسيب النضح الجيري الدقيق التبلر مع عدم توفر تيارات قوية، وإذا وجدت فإنها تكون نادرة وضعيفة التأثير ويمكن مقارنة رواسب هذه الصخور بأحجار الطين من بين الصخور الأرضية. ومن المحتمل جداً أن تتشكل صخور ردغة الجير الدقيقة التبلر (شكل ١٠٩، Micrites or calcilutites) في بيئات مياه عميقة أو في مياه قليلة العمق ولكنها معزولة عن أنشطة التيارات أو الأمواج (مثل: Logoons or sheltered embayments).



شكل (١٠٩) حجر جير دقيق التبلر (Micrite. III) من متكون البويب في وسط الجزيرة العربية (عن: Moshrif 1976)

وربما يحدث أن تضطرب بعض رواسب صخور ردغة الجير الدقيقة التبلر (Microcrystalline rocks) وذلك إما نتيجة أنشطة الديدان المسلكية (Boring organisms) أو بسبب تشوه رواسبها عندما تكون طرية. ويؤدى هذا

الاضطراب إلى تشكيل فتحات (مسامات) تملأ بكلسيت متبلر. ومن المحتمل جداً أن نجد بعض طبقات صخور الردغة الجيرية الدقيقة التبلر قد تمزقت بشكل جزئي وذلك بسبب نشاط تيارات القاع وأعيد ترسيبها بسرعة ولكن بدون تشكل فتات الجير ذو النشأة المكانية (Intraclasts) . وتعتبر هذه الطبقات كصخور مضطربة من الجير الدقيق التبلر حيث يطلق عليها المصطلح (Dismicrite) . أو مانعنيه بصخور ردغة الجير المشوهة .

تتشكل أجزاء بعض أحجار الجير من بنيات عضوية نمت في مكان الترسيب وأدت إلى تكوين كتلة صخرية متماسكة وأكثر مقاومة لأى نشاط وتتمثل هذه الكتلة الصخرية العضوية-في أجزاء عديدة من صخور الأحياء والمسماة (Cumings and Shrock 1928), (Bioherms).

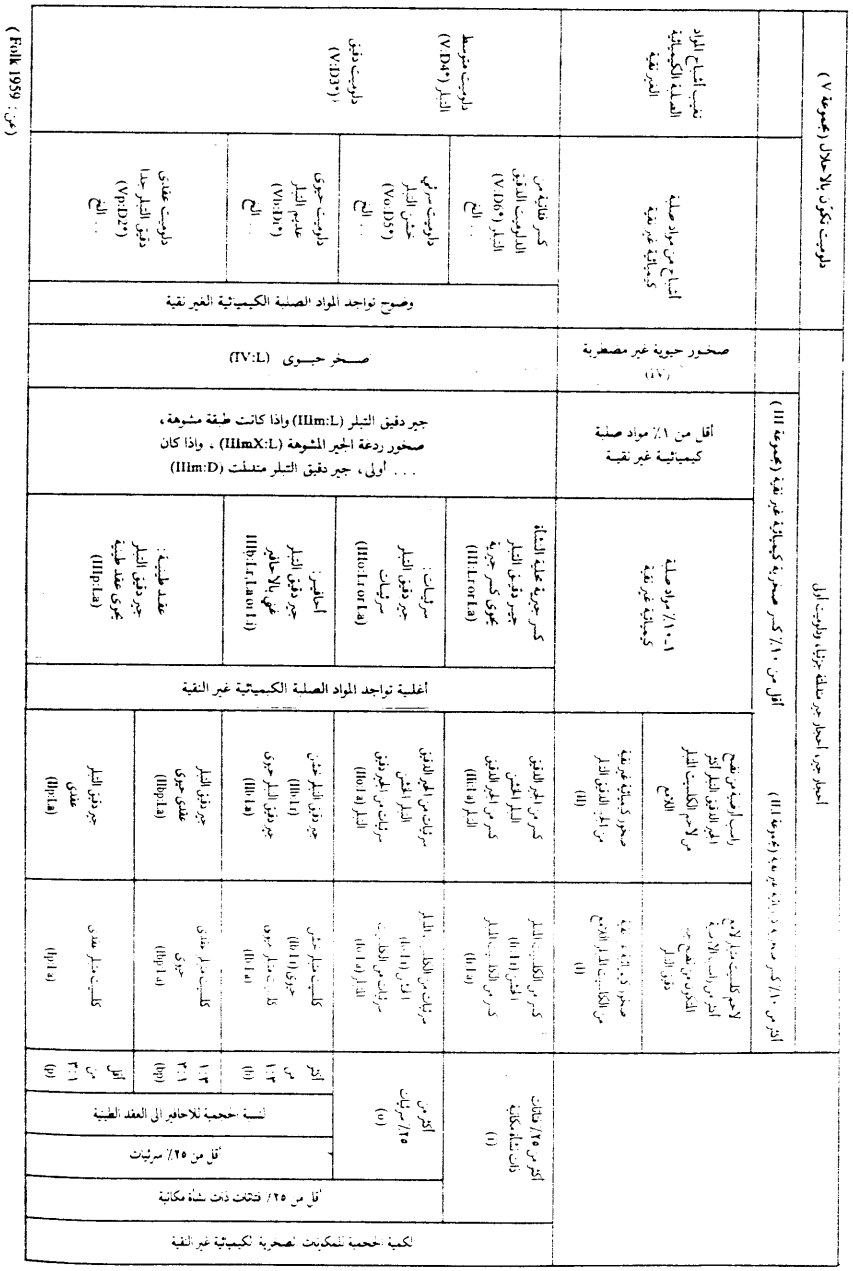
وحيث إن هذه الصخور فريدة في أنماط نشأتها فقد وضع لها فولك تصنيف خاص وهو المجموعة الرابعة (Type or group IV) . وتعرف الآن تحت المصطلح الصخري الحيوي (Biolithite) أو صخور الجير الشُّعبية ذات النشأة المكانية (Autochthonous reef rocks) راجع شكل (١٠٠). وهذه الصخور الحيوية إما أن تكون صخور أحياء طحلبية (Algal biolithite) أو صخور أحياء مرجانية (Coral biolithite) . ومن الضروري جداً أن نتذكر دائماً أن استخدام المصطلح (Biolithite) أو (Boundstone) يجب تطبيقه فقط على الصخر المتكون من بنيات أو تشكيلات صخرية عضوية راسخة النمو في مكانها ولايصح تطبيقه على كسر الحطام المجروفة من الجسم الحيوي الصخري والتي تشكل مايملأ الجيوب والشقوق المتواجدة في أسفل منحدر الشُّعب أو الشعاب المرجانية، وكذلك لايصح تطبيق هذا المصطلح على الرواسب المنحدرة من الشُّعب نفسه والتى تغطى المنحدر. ويرجع السبب في ذلك إلى أنه إذا كسرت أو تفتتت هذه البنيات الصخرية العضوية وأعيد ترسيبها فإن الصخر الناتج يعتبر متشكل من حطام حيوي (Biogenic debris) أو فتات جير نشأ في مكانه (Intraclasts) وهذه بالطبع تتبع صخور المجموعة الأولى (Group I) أو صخور المجموعة الثانية (Group II) معتمدة في ذلك على المواد المتواجدة بين هذه الفتاتات (Interstitial material) .

وتتبع معظم أحجار الجير في تصنيفها أحد أنواع المجموعة الأولى أو المجموعة الثانية لأنه عادة إما أن يكون كلسيت متبلر أو كلسيت دقيق التبلر هو الأكثر وضوحا والأكثر سيادة. وكما ذكرنا سابقاً تدل أحجار جير المجموعة الأولى (Group I limestones) على بيئة ترسيبية يسودها تيارات قوية ومتواصلة النشاط ويطلق على هذه البيئة (High-energy environment) . بينما تشير أحجار جير المجموعة الثانية (Group II limestones) إلى ترسيب في بيئة قليلة التيارات وتكون هذه التيارات ضعيفة وغير متواصلة النشاط ويطلق على هذه البيئة (Low-energy environment) . وتعكس أيضا صخور المجموعة الثانية أن هناك فترات يسودها ارتفاع في معدل سرعة الترسيب وهى التى أدت إلى تكوين ردغة الجير دقيق التبلر والمتشكل منه راسب أرضية الصخر. هذا بالإضافة إلى أن في بعض الأطيان الجيرية والمحتوية على عقد طينية جيرية (Pellet calcilutites) تكون المسامات بين العقد الطينية الجيرية صغيرة للغاية لدرجة أن تكون بلورات الكلسيت المتبلر دقيقة جداً مما يصعب تمييزها من ردغة الجير الدقيق التبلر. ففي هذه الحالة يمكن الإشارة إليها عند التسمية بكتابة الاثنين معا مع وضع علامة شَرْطة بينهما لتصبح كالتالي: (I-II) أو على سبيل المثال (أنظر الأشكال من ١٠٠-١٠٥)، (Biomicrite-Biosparite) أيضاً (Intrasparite-Intramicrite) . ويوضح الجدول (٢١) التفاصيل التحت تقسيمية لأنواع أحجار الكربونات المختلفة والتي قسمت حسب منهاج فولك. ولتزود بتفاصيل متقدمة في هذا الموضوع على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من: الحمدان (١٩٧٥م)، Pettijohn (1975), Greensmith (1981), Folk. (1959, 1973) .

النشأة المتأخرة ونشوء المسامية في صخور الكربونات

يعود تعقيد النشأة المتأخرة في صخور الكربونات (كما أشرنا إلى ذلك سابقا) إلى عدم ثبات معادنها وارتفاع نفاذيتها الأولية والتى تجعل من هذه الصخور عرضة بأن تتخللها سوائب متجددة النشاط؛ وقد أوضح (Choquette and Pray 1970) أن الخصائص الطبيعية للمسامات في صخور الكربونات هى كالتالي:

جدول ٢١ تصنيف صخور الكربونات



١ ـ تكون المسامية الأولية الأصلية في صخور الكربونات (٤٠ـ٧٠٪) عامة وهذه أعلى من مسامية الرواسب الرملية القارية التى تتراوح بين (١٥ـ٥٥٪).

٢ ـ تشتمل المسامية الأولية (Primary porosity) في صخور الكربونات على كل من مسامية بين الحبيبات (Interparticle porosity) ومسامية داخل الحبيبات (Intraparticle porosity) . راجع التفاصيل في الفصل الثاني .

٣ ـ ربما تصبح في النهاية نسبة مسامية خزانات صخور الكربونات بين خمسة إلى خمسة عشر في المائة، حيث يكون جزء قليل من هذه النسبة مسامية أولية .

٤ ـ تكون معظم المسامية في خزانات صخور الكربونات عبارة عن مسامية ثانوية (Secondary porosity) ذات نشأة متأخرة (راجع التفاصيل في الفصل الثاني). ولكن من بين هذه الأنواع من المسامية الثانوية نخص بالذات مسامية بين البلورات (Intercrystalline porosity) ومسامية القالب (Moldic porosity) ومسامية الثقب (Vuggy porosity) .

٥ ـ كذلك تكون أحجام وأشكال المسامات المنفردة مختلفة بشكل كبير في داخل أى صخر جيري واحد ولاتشبه مثيلاتها في أحجار الرمل حيث يتواجد قليل من التوافق (Correlation) بين الحجم الكمي للمسام (Pore volume) وأبعاد المسام (Pore geometry) وحجم الحبيبات، شكل الحبيبات وتصنيف الحبيبات. وحيث إن الخصائص الطبيعية للمسامات عالية الاختلاف في إطار حجم صغير لصخر الكربونات فإنه من الضروري أن تقاس المسامية والنفاذية من جميع عينات الصخر عوضاً عن الاكتفاء بمقاسات تؤخذ من جزء صغير من هذه العينات. كما يتطلب معرفة اتساع رقعة الثقوب (الحفر) في خزانات الهيدروكربون لكى نتحصل على حسابات دقيقة صحيحة عن نسبة المخزون والإنتاج الفعلى. وللمزيد عن تفاصيل هذا الموضوع راجع : «Chilingar et al. (1972). Langres et al. (1972)» .

ويلخص الجدول (٢٢) عمليات النشأة المتأخرة الرئيسة في صخور الكربونات ومدى تأثير هذه العمليات على كمية ونوعية المسامية في هذه الصخور. وتتم عمليات النشأة المتأخرة (Diagenetic processes) في صخور الكربونات من خلال أربع عمليات مبينة فيما يلى :

جدول (٢٢) عمليات النشأة المتأخرة الرئيسة في صخور الكربونات وتأثيرها على كمية ونوعية المسامية في هذه الصخور.

عمليات النشأة المتأخرة		تأثير المسامية
١ ـ عملية التبلر		انخفاض في المسامية الأولية
٢ ـ عملية التبلر المتجددة	أ ـ عملية إعادة التبلر (مع عدم تغير المعدن)	لاتتغير نسبة المسامية
	ب ـ عملية تعدد تغير المعدن	أراجويت ـ كلسيت إنخفاض بنسبة ٨٪ في المسامية
		كلسيت ـ دلوميت زيادة بنسبة ١٣٪ في المسامية (مسامية بين البلورات)
		دلوميت ـ كلسيت إنخفاض بنسبة ١٣٪ في المسامية
٣ ـ عملية الحل والذوبان		زيادة في نسبة المسامية عن طريق تشكيل مسامية الثقب ومسامية القالب
٤ ـ عملية التسلكن	ملء المسامات بلاحم الكالسيدونى	إنخفاض في المسامية الأولية
	عملية الإحلال	لاتغير في نسبة المسامية

(عن : Selley 1976)

١ ـ عملية التبلر النتوئى Drusy Crystallization

يتشكل لاحم الكلسيت المتبلر في صخور الكربونات نتيجة أنماط مختلفة (راجع ماسبق شرحه عن اللاحم). ويطلق على لاحم الكلسيت المتبلر (Crystalline calcite) سبار أوسبارية (أى كلسيت متبلر شفاف نقي Sparite). ويقصد بعملية التبلر (Crystallization) ، ملء المسامية الأولية بنوعيها (مسامية بين الحبيبات وداخل الحبيبات) بنمو بلورات الكلسيت من حوائط المسامات واتساع هذه البلورات في اتجاه مركز أو وسط المسامات. مما ينتج عنه انخفاض كمية المسامية الأولية الأصلية في صخر الكربونات.

٢ ـ عملية التبلر المتجددة Neomorphism

يقصد بعملية التبلر المتجددة (Neomorphism) هو مايحل محل الكربونات السابقة التواجد. وتتم هذه العملية من مرحلتين هى :

أ ـ عملية إعادة التبلر Recrystallization

يتم خلال هذه العملية إعادة تبلر المعدن نفسه وبهذا لايحدث تغيير في كمية أو نسبة المسامية الأولية في صخر الكربونات.

ب ـ عملية تعدد تشكيل المعدن Polymorphism

وهى عملية انتقال من معدن إلى آخر بمعنى أن يحل معدن كربونات محل معدن كربونات آخر ومن ثم يكون لهذه العملية تأثير كبير في كمية مسامية الصخر. وعلى سبيل المثال لو أخذنا عملية إحلال معدن الكلسيت محل معدن الأراجونيت من خلال تغييرات النشأة المتأخرة والتى تحدث مبكرة بعد تكوين الصخر نجد أن من نتائج هذه العملية الانتقالية (Polymorphic transformation) هو تضخم حجم الصخر الكلي ومن ثم يحدث انخفاض في مسامية الصخر الأولية بنسبة ٨٪ تقريبا (Hoskin 1966) ، والعكس صحيح. ومثال آخر على عملية الانتقال أو تعدد تشكيل المعدن هو عندما يحل معدن الدلوميت محل معدن الكلسيت، (بمعنى أنه عندما يتغير معدن الكلسيت في صخر الكربونات إلى معدن الدلوميت) ويطلق على هذه العملية مصطلح التدلمت (Dolomitization) وينتج عن هذه العملية الانتقالية من معدن الكلسيت إلى معدن الدلوميت تقلص شامل في حجم الصخر وازدياد في كمية مسامية الصخر بنسبة تصل إلى ١٣٪ بسبب تشكيل مسامية بين البلورات (Intercrystalline porosity) وهذه مسامية ثانوية مضافة إلى مسامية الصخر الأولية (Chilingar and Terry 1964) . ولهذا السبب تبقى صخور الدلوميت بمثابة أماكن تتشكل فيها مخازن صخرية محتوية على النفط والغاز الطبيعي. وبشكل عكسي فإن عملية إحلال معدن الكلسيت محل معدن الدلوميت (بمعنى أنه عندما يتغير معدن الدلوميت في صخر الكربونات إلى معدن كلسيت)، أو مايسمى بعملية استبعاد التدلمت (De-Dolomitzation) أو عملية تكوين الكلسيت (Calcitization) ، تتسبب في تضخم حجم الصخر وانخفاض في كمية مسامية الصخر بنسبة ١٣٪ (Shearman et al. 1961) .

٣ـ عملية الحل والذوبان Leaching

وهى من أهم عمليات النشأة المتأخرة لما ينتج عنها من تشكيل مسامية ثانوية عن طريق حل وإذابة جزء من مكونات صخر الكربونات القابلة للذوبان، مثل راسب الأرضية أو اللاحم أو نوع معين من حبيبات الصخر. ويشار إلى هذا النوع من المسامية المتشكلة عن طريق الإذابة والإزاحة بمسامية السائل أو مسامية المحلول (Solution porosity) . ومن أمثلة هذه المسامية كل من مسامية الثقب (Vuggy porosity) ، ومسامية القالب (Moldic porosity) ، وقد سبق الحديث عنها بالتفصيل في الفصل الثانى .

٤ـ عملية التسلكن Silicification

وهى من عمليات النشأة المتأخرة والتى تتضمن تكوين مادة السليكا في صخور الكربونات إما عن طريق ملء المسامات بهذه المادة في صورة معدن الكالسيدونى كمادة لاحمة (Chalcedonic cement) أو عن طريق الإحلال أو الانتقال (Neomorphism) والتى فيها تحل مادة السليكا محل جميع مكونات صخر الكربونات، أو أن تحل السليكا بشكل اختيارى محل أجزاء من مكونات الصخر كمكونات بعض الأحافير لتعطى أحافير متسلكنة (Silicified fossils) تبقى في نفس الصخر. وفي هذه الحالة الأخيرة لايحدث تغيير في كمية نسبة مسامية الصخر الأولية. على سبيل المثال يمكن أن تنخفض أو تنعدم المسامية في الصخور الشُعبية (Reef rocks) . وأحجار الجير الخشنة (Calcarenites) بسبب عملية التسلكن والتى ينشأ عنه تكوين لاحم الكالسيدوني في المسامات الأولية لهذه الصخور، (راجع جدول ٢٢) .

أحجار الدلوميت

يمكن أن تتعرض أحجار الجير لعملية التدلمت (Dolomitization) عند أى مرحلة من مراحل تاريخها. وتحدث عملية التدلمت إما بصورة مصاحبة وأثناء فترة تشكيل أحجار الجير ويطلق عليها التدلمت المصاحب

(Penecontemporaneous dolomitization) أو تأخذ محلها بعد ترسيب وتشكيل أحجار الجير وتسمى تدلمت مابعد الترسيب (Post-depositional dolomitization) . ويشار أحيانا إلى الأولى بالتدلمت المبكر (Early diagenetic dolomitization) وإلى الثانية بالتدلمت المتأخر (Late diagenetic dolomitization) .

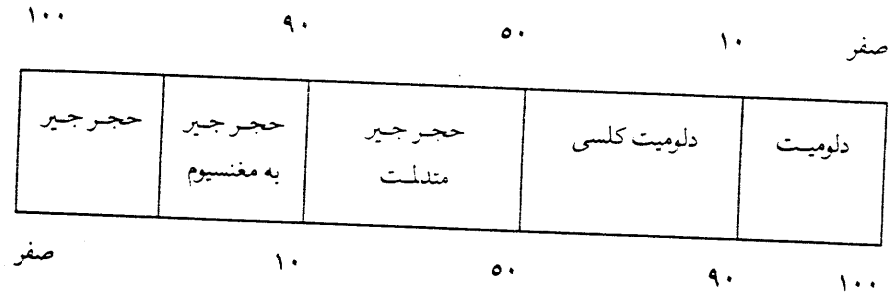
ويتشكل دلوميت التدلمت المصاحب نتيجة التفاعلات الكيميائية بين أيونات المغنسيوم المتواجدة في ماء البحر ورواسب الكربونات المتشكلة تواً أو المبكرة التكوين . فتنمو بلورات الدلوميت في رواسب غير ملتحمة (Uncemented sediments) والمترسبة تحت مياه تتركز فيها الأملاح بشكل دوري . ومن ثم فإنه أينما يكن وحل الكربونات الدقيق الحبيبات قد تعرض لعملية التدلمت أو أصبح دلوميت فإن هذا الراسب يبقى غير ملتحم، ونتيجة لذلك يتشكل غرين الدلوميت وله نفس خاصية مسامية الغرين . وتحدث عملية التدلمت المصاحبة في الوقت الحاضر في رواسب الكربونات المتشكلة في بيئات مسطحات المد والجزر (Intertidal and supratidal environments) على امتداد أجزاء من الشواطىء العربية على الخليج العربى (Purser 1973) وعلى امتداد شواطىء ولاية فلوريدا وجزر الباهاما (Newell and Rigby 1957) .

وتؤثر عملية تدلمت مابعد الترسيب في صخور الكربونات بعد أن تكون قد التحمت (تسمنتت) ويكون هذا التأثير إما بشكل جزئي أو كلي. ومن هنا ندرك أن عملية تدلمت مابعد الترسيب تحدث في وسط صخري صلب وبشكل متتابع فإن أى تغير في حجم كتلة الصخر الناتج من إحلال معدن الدلوميت محل معدن الكلسيت (سابقاً) فإنه يؤدي إلى تغيير في نسبة المسامية الأولية في هذا الصخر. وقد أشرنا سابقاً إلى هذه العملية بعملية التحول أو التغير المعدني الذاتي المتعددة (Polymorphism) ، وهى إحدى أنواع عمليات النشأة المتأخرة في صخور الكربونات. وينجم عن عملية التدلمت هذه زيادة عامة في نسبة مسامية الصخر وتكون هذه الزيادة في المسامية متناسبة مع درجة اتساع عملية التدلمت. وربما تصل نسبة المسامية إلى ١٥٪ في أحجار الجير كاملة التدلمت (Fully dolomitized limestones) ، وذلك إذا تمت عملية التدلمت طبقاً للتفاعل التالى: (راجع Selley 1976):

$$2CaCO_3+Mg^{++} = CaCO_3MgCO_3+Ca^{++}$$

ولكن أشار (Greensmith 1981) بأنه قد سجلت مسامية بنسبة ١٩٪ في طبقات أحجار الجير العالية التدلمت والتى تشكل خزانات النفط في بعض صخور العصر الجوراوي في منطقة الخليج العربي، وبالمقارنة فإن هذه الصخور تحتوى على نفاذية عالية أيضا.

ويمكن استخدام العلاقة النسبية بين تواجد الكلسيت والدلوميت في تصنيف رواسب الدلوميت والموضحة في شكل (١١٠) كالتالي:



شكل (١١٠) تصنيف الدلوميت ـ حجر الجير. (عن: Pettijohn 1975)

وباستطاعتنا القول الآن ان معظم صخور الدلوميت قد ترسبت في الأصل على شكل أحجار جير إن لم تكن كُلها، ثم أخذت وضعها المعدني الحالي نتيجة تغييرات معدنية ذاتية (Metasomatic alteration) مبكرة أو متأخرة ومع ذلك فإنه في بعض الحالات يكون من بين صخور الكربونات المتصلبة دلوميت والذى ربما تشكل نتيجة ترسيب أصلي. وفي معظم هذه الحالات، تكون رواسب الدلوميت مشاركة أو متواجدة مع رواسب صخر الملح والجبس والانهيدريت أو تكون مترسبة في بحيرات مالحة (Playas) أو بحار معزولة أو مغلقة، (Greensmith 1981)، ومن أحسن الأمثلة على ذلك البحر الميت وبحر قزوين.

وفي معظم الحالات تحتفظ صخور الدلوميت ببنيات (Structures) وأنسجة (Textures) صخورها الأصلية (أو صخور التبني) بدرجة متفاوتة ولكن بما أن الدلوميت له القدرة، ويميل دائماً إلى تشكيل بلورات كاملة الشكل والبنية (Idiomorphic crystals) حتى عندما ينمو في داخل أحجار الجير الصلبة، فإنه باستطاعة عملية التدلمت أن تمحي وبشكل كبير أى بنية ترسيبية أولية في الصخر الأصلي.

ومن المهم جدا أن نميز بين الصخور التى وقعت تحت تأثير التدلمت المبكر، ذو النشأة المتأخرة (Early diagenetic dolomitization) أو مايعرف بالتدلمت المصاحب، والتدلمت المتأخر ذو النشأة المتأخرة. (Late diagenetic dolomitization) أو مايعرف بالتدلمت اللاحق أو مابعد الترسيب.

أ ـ التدلمت المبكر ذو النشأة المتأخرة

يتشكل هذا النوع من الدلوميت نتيجة التغير المعدني الذاتي (Metasomatism) والذى حدث مباشرة أو في وقت قصير بعد الترسيب. وأحياناً تظهر صخور هذا النوع من الدلوميت بسمك لابأس به إذ تشكل وحدات استراتجرافية مهمة، حيث يستدل على ذلك من تواجد وحداتها بين طبقات أحجار جير غير متغيرة، وتشير هذه إلى أن محاليل المغنسيوم لايمكن بأن تكون أدخلت بشكل لاحق بين طبقات أحجار الجير غير المتأثرة. كذلك فإن تواجد أحافير متدلمتة (Dolomitised fossils) في داخل المتكون يكفى أن يثبت بأن الدلوميت ليس راسب أوليا (Primary dolomite). وقد خص (Greensmith 1981) الظروف المفضلة لكى يتشكل الدلوميت المصاحب لعملية الترسيب كالتالى:

١ ـ في مياه دافئة وقليلة العمق أو التى يتراوح عمقها بين صفر إلى ٤٥ متراً.
٢ ـ تواجد ثانى أكسيد الكربون والذى يتسبب في تحلل أحجار الجير جزئياً وفرصة احتمال حدوث التبادل الكيميائي مع أملاح المغنسيوم في ماء البحر.

٣ ـ تسمح مسامية أحجار الجير بتسرب ماء البحر خلال كتلة الصخور.

٤ ـ الانخفاض أو الارتفاع، ببطء وبشكل كافٍ، في حوض الترسيب لكي يتم التغير الكامل من كربونات الكالسيوم الى كربونات الكالسيوم والمغنسيوم المزدوجة.

٥ ـ يجب أن تحتوى مياه حوض الترسيب على نسبة عالية من المغنسيوم مقابل الكالسيوم ويفضل أن تزيد عن عشرة إلى واحد، حيث إنه بالمقارنة، تكون النسبة المتواجدة في مياه البحر العادية هي ٣,٥ إلى ١.

٦ ـ يجب أن يكون هناك معدل ملائم من الإنتاج والتدفق من هذا النوع من الماء المشبع بأملاح المغنسيوم والأملاح الأخرى، أو مايسمى بماء أجاج (Brine)، حتى تتمكن رواسب الجير أن تتغير إلى دلوميت في الوقت المتاح لتشكيل الدلوميت، وذلك في الفترة مابين عملية التبخير وتركيز الأملاح في ماء حوض الترسيب وتشكيل الدلوميت ثم تكرار الدورة نفسها بإضافة مياه غنية بالأملاح ثم التبخير وتكرار تشكيل الدلوميت.

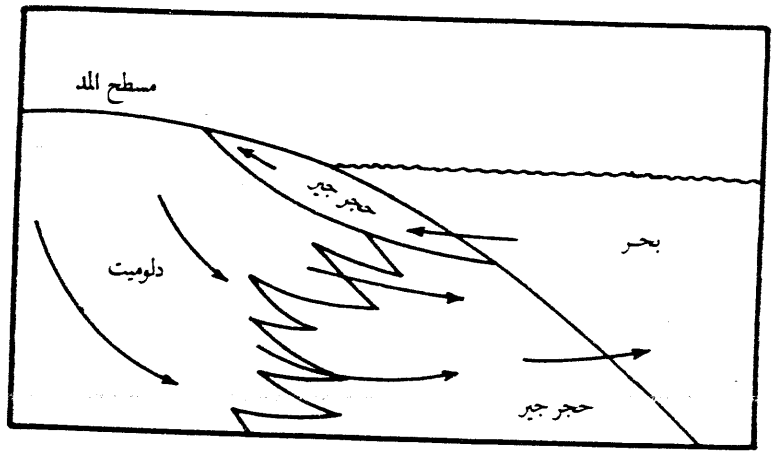
وتتواجد هذه الظروف بدرجات متفاوتة في مسطحات المد (Supratidal flats) في كثير من المناطق البحرية الرطبة في العالم، والتى ذكرت سابقاً. وتعرف مسطحات المد في الشرق الأوسط بالسبخات الساحلية والتى تقع فوق مستوى المد المرتفع العادى (Above normal high tide level) وتغمرها المياه فقط نتيجة الفيضان الناجم عن عواصف المد، وتتعرض هذه المناطق للهواء أو تكون مكشوفة لفترات زمنية طويلة نسبياً بين ارتفاعات المد. وبشكل لاحق تكون الأوحال الجيرية المتشققة والمترققة معرضة للتشرب المتقطع بماء البحر العادى فقط. وبشكل مؤكد تتدفق بعض المياه المتواجدة في مسامات هذه الرواسب نتيجة تسرب المياه الجوفية من البحر المجاور. وعندئذ تزداد درجة التبخر وتتركز الأملاح في مياه المسامات بالقرب من السطح حتى تصل إلى نقطة ترسب عندها كبريتات الكالسيوم بنسبة كبيرة. وبشكل ملازم يزيح هذا التثبيت للكالسيوم التأثير الكيميائي المتدني لمحلول كبريتات الكالسيوم على ترسيب الدلوميت وتزيد نسبة المغنسيوم/ الكالسيوم في الماء الأجاج المتبقي (المتخلف). وعندئذ تكون الظروف مناسبة لإحلال الدلوميت محل الكربونات في الأوحال الجيرية الأصلية. وعند هذه المرحلة يفضل الإحلال محل الأراجونيت عوضاً عن الكلسيت. ويستدل على ذلك من اختيار عملية التدلمت للعقد الطينية الأراجونيتية والثقوب الطحلبية المملوءة (Skeletal calcite) أيضا.

وتقل نسبة الكلسيت الأصلي في طبقات الرواسب العلوية أثناء عملية التدلمت ويعود ذلك إلى عمليات الغسل والإزاحة المؤقتة. وربما تندمج فورا أيونات الكربونات المتحللة وتدخل في نطاق حبيبات الدلوميت الجديدة. وينتج عن جميع هذه العمليات المعقدة تشكيل طبقات من دلوميت مسامي ذو لون بنى خفيف إلى رمادي ويأخذ مظهر الأوصال المتقطعة (Patches) والقشور (Crusts) أو الأغطية المتناثرة في الجزء العلوى من الأوحال الجيرية (Greensmith 1981).

ب ـ التدلمت المتأخر ذو النشأة المتأخرة

يصعب غالباً تشخيص تأثير التدلمت اللاحق والمتأخرة وذلك بسبب أنه حدث من سلسلة متطورة من الأحداث حدثت عبر فترة زمنية طويلة. ويحدث التدلمت اللاحق والمتأخر بواسطة المياه الجوفية والمياه الأحفورية المترامنة (Connate waters) تحت ظروف من الثقل الكبير (الضغط) والديناميكية الحرارية عوضاً عن تغيرات النشأة المبكرة. فقد نوه Greensmith 1981) بأنه من المحتمل أن يصاحب تأثير عمليات التدلمت العميقة تأثير عمليات تدلمت ملازمة زمنياً وتحدث عند السطح (شكل ١١١). وربما يتوغل بعض من ماء الأجاج (Brines) الملازم إلى أعماق الطبقات السفلى مشكلاً استضافة واسعة النطاق من التشكيلات والأنسجة المتدلمتة. وقد تبدأ تشكيلات التطبق الأولية الأصلية بأن تكتسح بتكون أوصال الدلوميت (Patches of dolomite)، وربما تمحى أجزاء من لتشكيلات الأولية مثل السرئيات والأحافير وشقوق الشمس .. الخ. كذلك تتغير المسمية الأصلية نتيجة محلول كربونات الكالسيوم الملازم وهذه أيضا يحدث لها بعض التعديلات بواسطة الدلوميت أو الكلسيت الجديد والمترسب فيما بعد.

ويصاحب التغيرات اللاحقة نتيجة استمرارية دورة (Circulating) مرور المياه الجوفية الغنية بالمغنسيوم فترات تعدن ودفع الصخور إلى أعلى (Uplift) وظهورها (بروزها)، وغالباً ماتكون لها خاصية إقليمية يتواجدها في مناطق كثيرة التصدع والطي. كما يبدو أن ضغوط التمزق (Shearing pressures) تظهر مشاركة لهذا المنهاج من التدلمت المتأخر.



شكل (١١١) عملية التدلت والتراجع (Reflexion). رسم تخميني يوضح العلاقة المتواجدة بين البيئات ومياه التدفق المتقدم والتدفق المتراجع وكيفية اتمام عملية التدلت. يتشكل بعض الدلوميت عندما تنغمس الأملاح الثقيلة تحت سطح الأرض وتنساب في اتجاه البحر (عن Greensmith 1981).

ويسهل تمييز هذا الصنف من الدلوميت في المتكونات الصخرية غير الكاملة التغير المعدني الذاتي (Metasomatised) ولكنها لاتزال تحتوى على متبقيات من أحجار الجير الأصلية أو غير المتغيرة. ومن خصائص هذا النوع من الدلوميت أو الدلوميت الثانوي (Secondary dolomite) أنه ذو علاقة واضحة مع مستويات الضعف المتواجدة عادة في الصخور الصلبة. ومن أكثر قنوات التدلت هى مستويات التصدع والانفلاقات (Joints) والشقوق، (Greensmith 1981).

ويوضح شكل (١١١) تخيل (Greensmith 1981) لعملية التدلت المتأخر. ويُظهر هذا الشكل العلاقة بين البيئات وسطح الطبقات وقرب سطحها وعمقها، والمياه العائدة إلى البحر بعد مرورها في تلك الطبقات، وأيضا نوعية التدلت. ويتحرك ماء البحر في اتجاه مسطح المد ثم يتبخر جزء كبير منه مشكلاً مايعرف بالسبخة. ويصبح الماء أجاجا (عالي التركيز في الأملاح) في هذه المنطقة مما يتسبب في تحويل رواسب الجير إلى دلوميت مصاحب أو مبكر وذو نشأة متأخر

(Early diagenetic, penecontemporaneous dolomite) ويغوص الماء الأجاج الكثيف إلى مستويات سفلية عائداً في اتجاه البحر وربما يشكل في الأعماق قطع متناثرة من الدلوميت اللاّحق المتأخر وذو نشأة متأخرة. (Late diagenetic and subsequent dolomite).

٢ ـ الصخور الشعابية Reef Rocks

تتشكل رواسب الصخور الشعابية في مياه ضحلة (قليلة العمق) ودافئة وهى عبارة عن أحجار جير تكونت نتيجة أنشطة الأحياء في هذه المنطقة، والتى تشكلت الشعاب العضوية الصخرية من بنيات هياكلها. وتأخذ هذه الصخور العضوية النشأة مظهر السلسلة الممتدة بشكل شُعْب صخري مقاوم لنشاط الأمواج. ويظهر الشُّعْب (Reef) نفسه مسطحاً ومغموراً بشكل دائم تحت سطح ماء البحر لأن أحياءه لاتتحمل التعرض المباشر لأشعة الشمس. وتشكل أحياء المرجانيات الإطار الرئيس للصخور الشعابية بينما تشارك بشكل جزئي أحياء أخرى في بناء جسم الشعب الصخري. والحزازيات (Bryozoa)، وسترماتو بورويدز (Stromatoporoids)، والطحالب الكلسية (Calcareous algae)، وروديستا (Rudistids) من بين هذه الأحياء الأخرى. حيث يعيش بعضها على السطح الخارجي للشُّعْب ويتواجد البعض الآخر في فجوات الشُّعْب ومساماته الداخلية. لذا فإن الشعاب الصخرية عبارة عن رواسب متلاحمة من المكونات العضوية. وتتكون هذه المكونات بشكل رئيس من طحالب كلسية ومرجانية واسفنجيات وحزازيات. ويجب التمييز بين الشُّعْب والحوائط العضوية المتراصة (Banks) حيث إن الحوائط العضوية المتراصة تكونت نتيجة تراكم الأحياء وليس لها المقدرة في التحام الرواسب كما هو الحال في الشعاب الصخرية. ويمكن الإشارة إلى أحجار الجير الشُّعْبية تحت المجهر بالصخور الحيوية (Biolithite) أو الأحجار المترابطة (Boundstones) كما صنفها دنهام (Dunham 1962) والتى سبق شرحها. وفي هذه الحالة يتحتم إيضاح عما إذا كان المكون الشائع هو الطحالب أو المرجانيات.

فمن حيث النشأة تعتبر الصخور الشعابية الثابتة مكانية التكون أو التشكل (Autochthonous) ومايتواجد من كسر وحطام صخري شُعْبي متناثر حول

الشُّعْب نفسه فهذه عبارة عن فتات أحجار جير كيميائية غير نقية (Allochemical limestones) ، تشكلت من مواد شُعْبية حتاتية انحدرت إلى أسفل من لب الشُّعْب. ففي اتجاه البحر أو مايسمى بمقدمة الشعب (Fore-reef) تتشكل رواسب ركامية (Talus) سميكة وشديدة الميل والانحدار وتتدرج في أحجام حبيباتها إلى رواسب بحرية عميقة (أى رواسب جيرية ناعمة). وفي اتجاه اليابسة أو مايسمى بمؤخرة الشُّعْب (Back-reef) ، يتشكل عادة فتات حطام الشعب على هيئة طبقة رقيقة السمك تتداخل وتختلط مع رواسب البرك الشاطئية (Lagoonal deposits) المتواجدة خلف الشُّعْب في المياه القليلة العمق جداً. وسوف نوضح هذا في الفصل الثامن عن البيئات، (شكل ١٤٦ ، في الفصل الثامن).

وعندما يكون نمو الشعاب واسع النطاق فربما يصبح عندئذ تأثيره على الترسيب كبير. وربما تكون الحركة الدائرية (Circulation) محدودة جداً في البرك الشاطئية خلف الشُّعْب مما ينجم عنه ترسيب المتبخرات. وقد يمنع الغرين والأطيان الأرضية من الهجرة أو الانتقال إلى الأحواض العميقة أو ربما تتسرب خلال بعض الفتحات القنوية المتواجدة في معقد الشُّعْب (Reef complex) . وفي هذه الحالة الأخيرة تنقل هذه المواد عن طريق ميكانيكية تيارات العكر.

وتشير صخور الشعاب الحديثة الى أنها لاتتكون كلية من المرجانيات ولكن هناك العديد أيضا من المحاريات والهياكل اللافقارية البحرية والتى تعيش في حماية الشُّعْب وعلى سبيل المثال تلعب الطحالب الغشائية (Encrusting algae) مثل ليثوتامنيوم (Lithothamnium) دوراً مهماً في بناء الصخور الشعابية. وفي مناطق أخرى تتكون الأحجار المترابطة في رواسب الشعاب من ستروماتوبوريدز والحيوانات الطحلبية الأخرى.

وأشار (Pettijohn 1975) إلى أن حوالي نصف حجم صخر الشعب يكون عبارة عن فراغات وفجوات. وتحتوى هذه الفجوات على بلورات كلسيت ذات أنسجة نتوئية (Drusy) . وتكون الفجوات الكبيرة مغلفة بمادة الكلسيت التى تشبه مادة أحجار تدفق كربونات الكالسيوم في المغارات والكهوف. وتكون الجيوب القليلة والكبيرة في الحجم

مملوءة براسب مترقق من الطين الصفحي أحياناً وفي حالات أخرى مملوءة بالجير الدقيق التبلر (Micrite) والمترقق. وتظهر كثير من الفجوات مثل هذا الترسيب الداخلي في الجزء السفلي من الفراغ ويكون الجزء العلوى مشغول بمادة الكلسيت ذو التبلر النتوئي (Drusy spar) ومن ثم يتشكل مايعرف بطراز الجيوبتال (Geopetal fabric) . وتبدو كثير من الفجوات بأنها نشأت أصلاً في الشعب. ولكن تظهر أخرى من أشكالها بأنها فتحات تُركت نتيجة تحلل أحافير وهناك أيضا فتحات أخرى غير منتظمة الشكل وغير معروف أصل نشأتها. وتتعرض صخور الشعاب لعمليات التدلمت بسهولة، وتظهر كثير من أحافير الشعاب بهيئة دلوميت متكامل.

وغالباً ماتكون أحجار جير الشعاب البحرية نقية وتتكون كلية من الكلسيت والأراجونيت وعديمة المعادن الأرضية. وعادة يكون محتوى المغنسيوم أعلى بكثير مما تحتويه هياكل المرجانيات النقية والتى تكون تقريباً عديمة المغنسيوم. ومن المؤكد أن معظم هذا المغنسيوم يعود إلى مكونات أصلية في الراسب والتى جلبت من هياكل بعض الأحافير مثل الفورامنيفرا (Foraminifera) والمرجانيات والجلد شوكيات (Echinoderms) ، والمرجان الثمانى أو المجوفات (Alcyonarian) والطحالب المرجانية.

وتقع أهمية صخور الشعاب في أصل نشأتها وماتتعرض له من تغييرات نشأة متأخرة وفي تمعدن مكونات هذه الصخور أيضا أو تقوم في معظم الأحيان بدور المضيف لكثير من خزانات الهيدروكربون. ويتضح هذا من احتواء هذه الصخور على مسامية أولية عالية عند تشكيلها والتى غالباً ماتلبث أن تستبدل بمسامية ثانوية واسعة النطاق نتيجة عمليات النشأة المتأخرة (Diagenesis) التى تتعرض لها صخور الشعاب. وعامة، تختلف هذه المسامية الثانوية في المقياس وأبعاد أطوالها وتوزيعها ومن ثم ربما تصنف الشعاب بمثابة المكامن الطبقية ذات النشأة المتأخرة (Diagenetic stratigraphic traps) ، (Selley 1976).

٣ ـ حجر الفحم الطبيعي Coal

يتشكل حجر الفحم الطبيعي من أصل نباتي. وهو عبارة عن مادة صلبة معتمة غير متبلرة وقابلة للاحتراق ويختلف لونه من بنى خفيف إلى أسود قاتم. وللفحم بريق

معتم إلى لامع وكثافته النوعية منخفضة (من ١ ـ ٨ ر ١). وتتراوح صلابة الفحم من ٥ر٠ إلى ٥ر٢ وهو سريع التفتت، ومكسرة مشرشر أو مسنن (Hackly) إلى محاري (Conchoidal) وتختلف هذه الخواص مع نوعية ورتبة الفحم.

ويصنف الفحم طبقاً لرتبته ومكوناته الطبيعية، وتعتمد رتب الفحم على درجة التفحم (Coalification) . ويظهر ذلك من سلسلة الفحم (Coal series) والتى تبدأ تدرجها من مواد نباتية ناقصة التفحم (الخث Peat) ثم اللجنيت (Lignite) أو الفحم البنى ثم فحم الدبال (Humic coals) أو الفحم الحجري الحقيقي (Bituminous) ثم فحم الانتراسيت (Anthracite) . ويعتبر الفحم البني (Lignite) من رتب الفحم المنخفضة جداً بينما يحتل فحم الانتراسيت أعلى رتبة للفحم. ومن ثم يختلف كل من مظهر الفحم الطبيعي وخواصه الطبيعية ومكوناته الكيميائية مع اختلاف رتبة الفحم وكذلك مع خواص استعمالاته ومن هنا يجب معرفة رتبة الفحم لكى يتحدد اتجاه استعماله.

ويظهر الفحم البني (Lignite) بلون بني أو بني مسود ونادراً مايكون أسود اللون. ويحتفظ عامة هذا النوع من الفحم ذو الرتبة المنخفضة ببنيات أو تشكلات (Structures) الأخشاب الأصلية ويتفلق بشكل سيىء عندما يجف، وهو سريع الاحتراق ويصدر لهباً مدخناً (كثير الدخان). ويتواجد معظم الفحم البنى في العصر الطباشيرى أو يكون أصغر عمراً من ذلك.

ويعتبر فحم البيتومين (Bituminous coal) أو الفحم الدبالي أعلى رتبة من الفحم البني لأنه يحتوى على نسبة كبيرة من الكربون ونسبة قليلة من الماء. وهو سريع الاحتراق أيضا ولكنه لايتفتت بسهولة عندما يعرض للهواء. وتُظهر معظم أفحمة البيتومين أحزمة رقيقة (Fine banding) بسبب التغير والانتقال من ترقق معتم (مطفي) إلى ترقق لامع.

وفي معظم الأوقات يميز فحم الانتراسيت (Anthracite coal) ببريقه التحت معدني (Submetallic luster) ومكسرة المحاري. ويحتوى على نسبة عالية جداً من

الكربون ونسبة منخفضة جداً من غازات الهيدروكربون (مثل الهيدروجين والنيتروجين والأكسجين). ويحترق ببطء ويصدر لهباً قصيراً وحرارة عالية وقليل الدخان.

ويطلق مصطلح النضوج (Maturation) أو التفحم (Coalification) على التغيرات التى تمر بها المواد النباتية حتى تصبح فحما، وتحدث عملية النضوج على مرحلتين وهى، مرحلة المواد النباتية (Peat stage) ومرحلة الدفن. وتقاس المواد النباتية في المرحلة الأولى من تحلل كيميائي حيوي (Biochemical degradation) وعندما تدفن يزداد كل من الثقل المبذول عليها وكذلك الحرارة والتى تهيىء حركةالنضوج الحرارية وتحول الخث أو المواد النباتية ناقصة التفحم (Peat) ببطء إلى فحم. لذا تصبح مرحلة الخث مرحلة ضرورية تسبق تشكيل الفحم.

وعندما تموت النباتات تحت ظروف عادية فإنها تكون معرضة للهواء. فتتكسر وتتفتت مبدئياً نتيجة التأكسد، وبواسطة أحياء متنوعة مثل الفطريات (Fungi) والبكتيريا الهوائية (Aerobic bacteria) . وأينما تتراكم بقايا النباتات في بيئات المستنقعات والمخثات فإنها تتشبع بالماء. وحالاً يستنزف التحلل الجوى الأكسجين من الماء وتموت الأحياء الهوائية وتحل محلها بكتيريا غير هوائية وهذه تعمل بدون تواجد الأكسجين ولكن لها نفس مقدرة البكتيريا الهوائية في تفتيت وتحلل المواد العضوية. وبسبب طبيعة ركود مياه المستنقعات والمخثات فإن نواتج البكتيريا التالفة لاتستبعد بل تتراكم في المياه المتواجدة بين مكونات النباتات المتحللة، وفي النهاية تحول البيئة إلى بيئة صلبة وغير خصبة. ويتسبب نشاط البكتيريا في بقايا المواد النباتية في حالة متحللة وفي هذه الحالة تشكل المواد مايسمى بالمواد النباتية الناقصة التفحم أو الخث (Peat) . فإذا حدث أن صفي أو استخلص الخث مما تبقى من الماء فإن المواد المتحللة تطرد إلى الخارج وتتحلل مرة ثانية وربما ينعدم الخث في النهاية. وإذا لم يستخلص الخث ودفن تحت رواسب غير نافذة فإنه في هذه الحالة يمكن أن يحتفظ به جيولوجياً في هيئة خث أو مواد نباتية ناقصة التفحم (Selley 1976) .

يحتوى الفحم كيميائياً على ثلاثة عناصر هي الكربون والهيدروجين والأكسجين مع نسب ضئيلة من الكبريت والنيتروجين وشوائب معدنية. وتبقى هذه الشوائب

المعدنية كرماد بعد احتراق الفحم. وربما أتت الكميات القليلة من الكبريت من بروتينات الكبريت المتواجدة أصلا في النباتات. وإذا حدث أن بعض الأفحمة احتوت على كمية عالية من الكبريت فهذا يعود إلى تواجد شوائب من معدن البيريت (Pyrite) في مادة الفحم الاصلية. وقد يستفاد من النيتروجين الناتج من صناعة غاز الفحم في إنتاج الأمونيا، والتى تستخدم في صناعة الأسمدة وغيرها من الصناعات الأخرى.

وتتشكل في معظم الأوقات عروق الفحم (Coal seams) في أماكنها (in situ) بمعنى أن مكونات الفحم من الخث (Peat) تواجدت أينما عاشت النباتات وماتت بل وطمرت أيضا. ولكن هناك بعض الفحم ذو نشأة انتقالية حيث نقلت متبقيات أو متخلفات النباتات إلى موقع الترسيب ثم دفنت هناك وتشكل الفحم فيما بعد. ويستدل على الفحم ذو النشأة المكانية (in situ) بتواجد الجذور ومقاطع الجذور (Rootlets) والتى تمتد من الفحم إلى أسفل ومغموسة في التربة الأحفورية (Fossil soil) أو مايعرف بمقعد التربة (Seat earth) . ويطلق على مقعد التربة الطيني مصطلح طين نارى (Fire clays) والذى يتكون بشكل رئيس من معادن الكاولين. ويستخدم الكاولين في صناعة الطوب وغيرها من الصناعات. وقد تكون مقاعد التربة رملية، وهى في هذه الحالة عبارة عن صخور كوارتزية نقية، ومنها يمكن استخراج مادة السليكا المستخدمة في صناعة طوب السليكا النارى وفي كثير من الصناعات الأخرى.

وتقع أهمية معرفة الفحم ونضوجه ومرتبته وظروف تكوينه في إعطاء فكرة واضحة في عمليات التنقيب التحت أرضي عن البترول المحتمل تواجده في المتكونات الحاملة له ولأن نضوج الهيدروكربون السائل يسير بشكل موازٍ لنضوج الفحم.

وللتزود بتفاصيل متقدمه عن مستوى هذا المقرر على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من

«Blatt et al. (1980), Friedman and Sanders (1978), Greensmith (1981), Selley (1982), Pettijohn (1975)».

٤ - صخور البخر Evaporites

تشتمل مجموعة صخور البخر على الأملاح المعدنية التي تشكلت نتيجة تبخر السوائب الغنية بالأملاح وترسيب الأملاح من هذه المحاليل المركزة أو مايعرف بالماء الأجاج (Brines) . وتتكون الأملاح المعدنية الشائعة أو معادن البخر (Evaporite minerals) من الأنهيدريت (Anhydrite) والجبس (Gypsum) والهيليت (Halite) وكثير غيرها (راجع جدول ٢٣).

جدول (٢٣) بعض معادن البخر الشائعة

الاسم	التركيب الكيميائي	مجموعة
أنهيدريت	$CaSO_4$	الكبريتات
جبس	$CaSO_4 2H_2O$	
بوليهيليت	$CaSO_4 MgSO_4 K_2SO_4 2H_2O$	
إبسوميت	$MgSO_4 7H_2O$	
هيليت	$NaCl$	كلوريدات
سيلفيت	KCl	
كارنليت	$KMg \cdot Cl_3 6H_2O$	
بشوفيت	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	

(عن : Selley 1976)

ونستخدم التكوين المعدني في تصنيف رواسب البخر. وتحدث عملية تشكيل معادن البخر بشكل كبير عن طريق ترسيب أو تبلر الأملاح عند التقاء سطح الراسب مع الماء (Sediment: Water interface), (Borchert and Muir 1964). وتتم هذه العملية عن طريق تغييرات النشأة المتأخرة (Diagenetic changes) التى

تتعرض لها رواسب الملح (Saline deposits) فيما بعد. ويعود ذلك إلى أن معادن البخر غير ثابتة كيميائيًا.

وعادة ينشأ ماء الأجاج الذى تترسب منه الأملاح المعدنية إما من ماء البحر أو من ماء الأجاج المعاد تكوينه (ذو الدورة المتكررة). وينتج ماء الأجاج المعاد تشكيله عندما تمر مياه الأمطار أو المياه الجوفية من خلال صخور تحتوى على معادن وأملاح قابلة للذوبان، مثل معادن كبريتات الكالسيوم أو الملح العادى. على سبيل المثال يتشكل أو يترسب الجبس عندما يمر الماء خلال رواسب الجبس فيذيبها ثم تتدفق هذه المحاليل من خلال الطبقات السفلية حتى تصل إلى المياه الجوفية التى ربما تخرج في مسطحات الوديان القريبة. ومن ثم يتعرض راسب أرضية الوادى للتبخر ويزداد تركيز الأملاح في المحلول الملحي مما يؤدى في النهاية إلى ترسيب الجبس. والطريقة الثانية التى يتم من خلالها ترسيب الجبس تحدث عن طريق تركيز الماء الأجاج في مسطحات المد. فقد تتسبب العواصف الكبيرة في قذف ماء البحر على مناطق مسطحات المد العالية، أو قد تضاف مياه بحر جديدة إلى هذه المناطق عن طريق الخاصية الشعرية والتى تحل محل ما تبخر من ماء فيها. ونتيجة للتبخير المستمر في هذه المناطق يزداد تركيز الأملاح في المحاليل المتواجدة في مسامات الرواسب. فتغوص المحاليل المركزة بسبب كثافتها. وتحل محلها محاليل ملحية أقل كثافة من البحر ومع استمرار عملية الأضافة والتبخر يصبح المحلول الملحى أكثر تركيزاً وتتهيأ الظروف لترسيب الجبس. ولايتم ذلك إلا إذا كانت طبقة الراسب السفلية منخفضة النفاذية، أما إذا كانت عالية النفاذية فإن تركيز المحاليل يكون خفيفاً وربما تترسب المحاليل إلى أسفل وتستبعد من هذه المناطق ولايتشكل الجبس كلية. وكما يظهر لنا الآن من أن توازن تركيز الأملاح في المحاليل هنا يعتمد بشكل كبير على معدل سرعة التبخير ومعدل السرعة في إضافة محلول جديد من البحر. وقد يتشكل قليل من ملح (هيليت) مع الجبس أو لايتشكل بتاتاً لأنه لكى يتشكل ملح الطعام فإنه يتطلب درجة عالية جداً من الملوحة وتركيزاً للمحاليل أكبر بكثير مما يتطلبه تكوين الجبس.

ومن الطبيعي جداً أن نفكر في المناطق ذات المناخ الحار على أنها المناطق الوحيدة التى يتكون فيها رواسب البخر ولكن يجب ألا ننسى أن ماتتطلبه عملية ترسيب هذه

الرواسب هو فقط نسبة معينة من التبخير الكافى لكى نحصل على محلول أجاج مركز. فتتواجد معدلات تبخير عالية عامة في المناطق المرتفعة الحرارة القليلة الأمطار نسبياً. ومثل هذه الظروف متواجدة أيضا في الأقاليم القطبية الشمالية والجنوبية (Arctic and anarctic regions) حيث وجد جبس حديث التشكل في هذه المناطق. هذا بالإضافة إلى أن تجميد مياه البحر في المناطق ذات المناخ البارد يشكل محلول أجاج قد يكون مركز لدرجة تسمح بتشكيل الجبس، (Blatt et al. 1980).

أوردت تقارير علمية عن تواجد رواسب البخر في جميع القارات وقد قدر ماتغطيه هذه الصخور من المناطق القارية بحوالى ٢٥٪ (Pettijohn 1975). وحيث إن الجبس ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) والأنهيدريت ($CaSO_4$) والهيليت (NaCl) أو مايعرف بملح الطعام هم أكثر معادن البخر البحرية شيوعاً وانتشاراً فإننا سوف نتحدث عنهم بالتفصيل فيما يلى:

أ - صخور ومعادن كبريتات الكالسيوم

قد تظهر معادن كبريتات الكالسيوم في الطبيعة في هيئة بلورات منفردة أو مجموعة من البلورات مستضافة في صخر كربونات أو صخر فتاتي. وغالباً تشكل هذه البلورات الجزء الرئيس في الصخور الطبقية مع كميات ضئيلة فقط من محتوى الكربونات والسليكا والمواد الفحمية (Carbonaceous material). وعامة فإن مايظهر في الطبيعة من معادن كبريتات الكالسيوم (جدول ٢٣) هما معدني الجبس والأنهيدريت.

ويتواجد الأنهيدريت عامة في الصخور القديمة التحت سطحية العميقة (ومثال ذلك أنهيدريت الهيت «الجوراوي العلوي» بالمملكة العربية السعودية)، بينما يتواجد الجبس في المنكشفات وفي الطبقات التحت سطحية القليلة العمق. ويتشكل الجبس في معظم حالات ترسيب كبريتات الكالسيوم الحديثة. ويحدث هذا في مناطق العالم ذات الحرارة المرتفعة جداً والباردة جداً. وهناك عدة أماكن في العالم يتكون فيها الأنهيدريت الحديث وربما أحسن هذه الأماكن هى المناطق المتاخمة لساحل الخليج

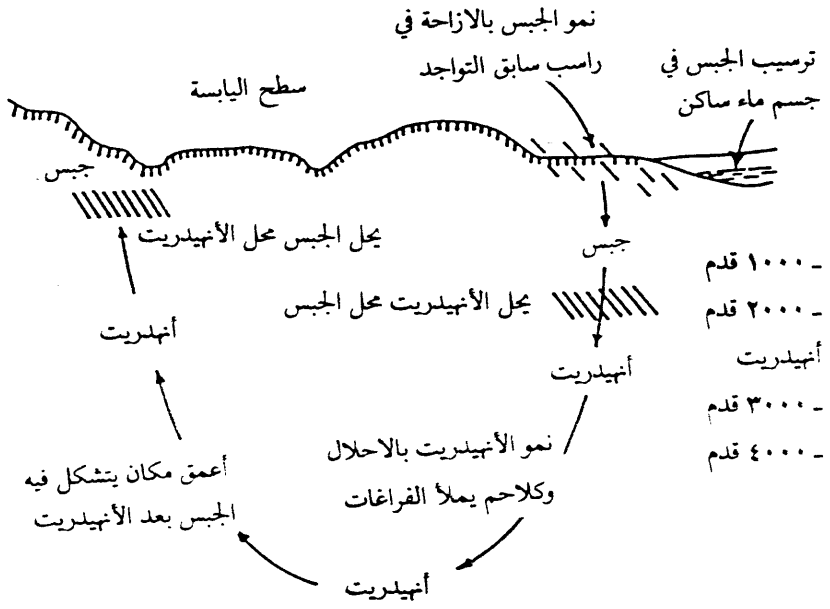
العربى والتى يتشكل فيها الأنهيدريت في داخل رواسب مسطحات المد العالية (Within the supratidal flat sediments) . حيث تتواجد كتل من بلورات الأنهيدريت الدقيقة في داخل رواسب الكربونات. ولكن أشار (Butler 1969) الى أن هذا الأنهيدريت هو أنهيدريت ثانوي لأنه تشكل نتيجة عملية إحلال، حل محل بلورات جبس سابقة التشكل. كما يتواجد الجبس في الأجزاء العليا جداً من هذه المسطحات، في بيئات مياه عذبة نسبياً، حيث يحل الجبس محل الأنهيدريت.

وقد أشارت بعض التقارير العلمية إلى أن الأنهيدريت يتشكل عند عمق ١٣٠٠ متر من سطح الأرض. وأوضح (Murray 1964) أن الأنهيدريت يتكون تحت هذا العمق بمسافة كبيرة. وفي جميع أنحاء العالم تقريباً يكون الجبس هو الأعم في المنكشفات. وتحدث عملية الانتقال من الجبس عند المنكشف إلى الأنهيدريت تحت سطح الأرض عبر الثلاثين إلى الستين متراً الأولى لأننا عادة مانلاحظ صخوراً دفنت في الأعماق ورفعت (Uplifted) ومن ثم أصبحت عرضة لعمليات الحت والتعرية. وفي كثير من الحالات يعتمد عمق منطقة الانتقال من جبس إلى أنهيدريت بناءً على نفاذية الصخر ومعدل هطول الأمطار، لأنه لكى يحل الجبس محل الأنهيدريت يجب أن يضاف ماء إلى النظام والذى يحدد أو يقرر معدل سرعة الانتقال هو مقدار توفر المياه في هذه المناطق. وتبدأ عملية إحلال الجبس محل الأنهيدريت على طول مستويات التطبق والشقوق وفي النهاية يتغير جميع الصخر إلى جبس (Blatt et al. 1980) .

وهناك ثلاثة عوامل كيميائية تحدد شكل إطار التوازن في نظام ($CaSO_4 - H_2O$) كبريتات الكالسيوم والماء. وهذه العوامل هى :

١ ـ درجة الحرارة السائدة.
٢ ـ نشاط الماء في المنطقة، وهذا العامل متعلق بتركيز محلول الأجاج (Brine) .
٣ ـ عامل الضغط. وأفضل ظروف يتكون فيها الأنهيدريت هى درجة عالية من الحرارة وماء أجاج أكثر تركيزاً لأن كلا التغيرين يقودان إلى قيم منخفضة لنشاط الماء. وأفضل ظروف يتكون فيها الجبس هو زيادة في الضغط الاستاتيكى المتميء (Hydrostatic pressure) ، لأن الأنهيدريت والماء يشغلان معاً نطاقاً حجمياً أكبر

مما يشغله مايعادل ذلك من الجبس. وقد أجريت كثير من التجارب المخبرية «Posnjak (1938, 1940) Hardie (1967)» والتى أدت إلى أن معدن الجبس يكون أصلي التشكل والتكوين تحت معظم ظروف سطح الأرض. ويتكون الأنهيدريت تحت ظروف محددة من الحرارة وتركيز محلول الأجاج في طبقات الصخور التحت سطحية. وقد تظهر بعض صخور الأنهيدريت عند سطح الأرض بدون أن يحل محلها الجبس كما توضحه لنا دورة الجبس والأنهيدريت الموجودة الآن في الطبيعة (شكل ١١٢). وتنتج هذه الدورة من ثبات العلاقة المتواجدة في نظام كبريتات الكالسيوم مع الماء (Calcium sulfate-water system) والتتابع الطبيعي في الترسيب ـ الدفن ـ الدفع إلى أعلى ـ والحت. ويبدو أن المعدن الأصلى عند وقت التشكيل المبدئي يكون الجبس وربما هناك بعض الاستثناءات لهذه القاعدة.



شكل (١١٢) رسم تخطيطي يوضح دورة نشأة الجبس والأنهيدريت
(عن : Blatt et al. 1980)

وقد يترسب الجبس إما في أجسام مائية كبيرة راكدة ثم تتبخر لدرجة أن يترسب الجبس، أو في داخل وتحت المناطق القليلة العمق من مسطحات المد والجزر وفي البحيرات السبخية الصحراوية (Desert Playas) . ويتكون الجبس في داخل هذه المناطق بالنمو الواسع النطاق وفي صورة بلورات إزاحية في داخل فتاتات مترسبة أو راسب كربونات، وربما بشكل محلي حيث يحل الأنهيدريت محل هذا الجبس تحت ظروف قريبة من السطح . ويجب أن يبقى هذا الأنهيدريت بدون تغيير مع عمق الدفن هذا إذا احتفظ بالمادة في داخل إطار أو حقل ثبات الأنهيدريت . ويتحدد هذا الحقل بدرجة الحرارة السائدة وبنشاط الماء والمحلول المشارك وبالضغط المبذول هنا . ومن المتوقع والأكثر شيوعاً هنا أن يحل الجبس محل الأنهيدريت في داخل الأمتار القليلة الأولى من الدفن . ويستمر الجبس الأصلي (الاولى) والجبس المتشكل قرب السطح بعد الأنهيدريت إلى داخل الطبقات التحت سطحية حتى تتهيأ الظروف الملائمة ليحل الأنهيدريت محل الجبس كلية ويعتمد هذا على درجة ملوحة ماء الأجاج (Brines) المتواجد في داخل هذه الرواسب، ويعتمد أيضا على معدل الحرارة الأرضية (Geothermal gradient) وتحدث هذه العملية عند أعماق تتراوح بين ٣٠٠ إلى أعلى من ٣٠٠٠ متر تحت سطح اليابسة . وربما يدفع الأنهيدريت إلى سطح الأرض عن طريق حركات دفع أرضية ومن ثم يتعرض لعمليات الحت والتعرية . وخلال هذه المرحلة يكون التكوين المعدني للماء الجوفي أقل ملوحة مما كان عليه أثناء الترسيب ويقل عمق منطقة انتقال الأنهيدريت إلى الجبس (Blatt et al. 1980) .

ب ـ صخر الملح

يتشكل صخر ملح الطعام (Rock salt) أو معدن الهيليت (NaCl) تحت ظروف مماثلة لتلك التى تتكون فيها معادن كبريتات الكالسيوم إلا أنه في حالة الهيليت يتحتم ضرورة أن يكون حوض الترسيب من البحر هذا بالاضافة الى أنه يتطلب لتشكيل تتابع رسوبى سميك من صخر ملح الطعام إضافة مستمرة من ماء بحر جديد في حوض الترسيب يصاحبه قلة واضحة في إعادة (Reflux) محلول الأجاج الشديد التركيز إلى البحر ومن ثم يجب أن يكون حوض الترسيب قليل النفاذية إلى مصمت . أو عامة يجب أن يكون مجموع نفاذية أرضية الحوض إلى ما تنفذه أو ماتعيده ثانية إلى البحر من محلول

الأجاج في حالة تشكيل الهيليت أقل بكثير منها في حالة حوض ترسيب الجبس . وذلك لأنه لكى يترسب أو يتكون الهيليت يجب أن يتركز ماء البحر إلى حوالي $\frac{١}{١٠}$ من حجمه الأصلي .

وقد وجدت طبقات قديمة من صخر ملح الطعام يصل سمكها إلى حوالى ألف متر ولكن لاتوجد في وقتنا الحاضر أجسام مائية راكدة كبيرة يتبخر فيها الماء للنقطة التى يترسب عندها الهيليت بهذا السمك الهائل . وربما يصاحب طبقات الملح السمكية طبقات رقيقة السمك من الجبس أو الأنهيدريت . وإذا تواجدت هذه الطبقات المستدقة من الجبس والأنهيدريت فإنها عامة تكون رمادية قاتمة وهى توضح التطبق الرسوبي بين طبقات الملح السميكة . وحيث إن كلا من الجبس والأنهيدريت يتشكلان عبر معدل واسع من تركيزات ماء البحر فإنه من الطبيعي أن يتوقع مشاركة تواجدهما معاً أو أحدهما مع صخر ملح الطعام، أو معدن الهيليت . ومن حيث الدراسة البنائية لأجسام الملح المشوهة فإنه يعتمد على كل من أحزمة الجبس والأنهيدريت كرواسب زمنية معينة تستخدم في عمل الخرائط المتعلقة بذلك (As mapping horizons) . وتتواجد بشكل عام رواسب صخر ملح الطعام كما نوه به السجل الرسوبي، مشاركة مع الطين الصفحي الأحمر ولكن تتكون مع رواسب الكربونات وحجر الرمل أيضا .

ويتكون الآن معدن الهيليت تحت ظروف طبيعية في بعض بحيرات السبخة الصحراوية (Desert Playas) كما في أجزاء من الربع الخالي وفي بعض مناطق عمان الواقعة على الخليج العربي، حيث يتشكل الملح هنا نتيجة حل وإذابة رواسب البحر المبكرة التكوين ومن ثم يزداد التركيز بالتبخير في كل من مناطق التسرب التى تكون عادة مرتفعة عن مستوى منسوب المياه الجوفية، (ويطلق على هذه المناطق مصطلح Vadose zone)، وفي البحيرات المؤقتة القليلة العمق . ويتشكل أيضا الهيليت في مناطق السبخة كما أخبر عنه (Shearman 1970) . ويكون الملح المتشكل في كلا البيئتين غير نقى نسبياً وذلك بسبب مايصاحبه من رواسب مواد فتاتية . هذا بالإضافة إلى أنه تتكون طبقات قليلة السمك من الملح في الجزء العلوي من دورات تشكيل الكربونات ورواسب التبخير (Blatt et al. 1980) .

ولكثير من التفاصيل المتقدمة عن مستوى هذا المقرر والتى تتحدث عن رواسب البحر، على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من:
«Biatt et al. (1980), Greensmith (1981), Selley (1976), Pettijohn (1975)».

٥ ـ صخـور سليسيـة Siliceous Rocks

يعتبر كل من الظر (الشيرت Chert) والصوان (Flint) من أعم الرواسب السليسية التكيميائية. وفي كثير من الحالات يمثل الظر بشكل رئيس الرواسب السليسية لأنه الأكثر تواجداً في العمود الجيولوجي. وتشتمل الصخور السليسية على كل من الصوان والجاسبر (Jasper) والنفاكيوليت (Novaculite) والبورسلينيت (Porcellanite)، وهى أسماء متنوعة تستخدم عامة كمرادفات للظر أو تشير إلى أنواع مختلفة من الظر. ويرجع الأصل في التسميات المختلفة إلى نوعية الشوائب التى يحتويها صخر الظر. فمثلا يظهر صخر ظر الجاسبر في معظم الأحيان بلون أحمر لأنه يحتوى على مادة الحديد كما يأخذ صخر ظر الصوان لوناً رمادياً إلى أسود لأنه يشتمل على مواد عضوية وهو عبارة عن ظر عديم التبلر. كما يظهر ظر النفاكيوليت بلون أبيض لبني نقي وذلك نتيجة لاحتوائه على نسبة عالية من ماء عالي التبلر. ويأخذ ظر البورسلينيت بريق الصخر المعتم وهو منخفض الكثافة وله نسيج خزفي ولكن غير زجاجي المظهر، ويعود ذلك لاحتوائه على شوائب وحلية وكلسية.

ومما سبق شرحه فإننا عندما نتحدث عن الظر فإننا في الحقيقة نتحدث عن الصخور السليسية بشكل عام.

يتكـون صخـر الـظر (الشـيرت) بشكـل عام أو كلية من كوارتـز دقيق التبلر (Microcrystalline quartz) أو عديم التبلر (Cryptocrystalline). ويكوّن معظم الظر تقريباً سليكاً نقية وعادة تشكل معظم الشوائب المتبلرة فيه أقل من عشرة في المائة، وهذه عبارة عن معادن طينية وكلسيت وهيماتيت (مادة حديدية) كما يوجد فيه ماء عالى التبلر بنسبة أقل من واحد في المائة. وتشمل صخور الظر معدن الكالسيدنى (Chalcedony)

وهو أيضا كوارتز دقيق التبلر ولكن له ميزة نسيجية شعاعية ليفية تظهر تحت المجهر. وتختلف حجوم بلورات الكوارتز في صخور الظر حيث تتراوح بين عُشر الميكرون إلى عشرات الميكرونات، ويمكن تحديد أحجامها تحت المجهر الإلكتروني. ويطلق مصطلح الأوبال (Opal) على السليكا العديمة التشكل والبناء (Amorphous silica)، وتظهر هذه في كثير من صخور الظر. وقد يظهر الظر بشكل سليكا نقية التبلر أو سليكا عديمة التشكل والبناء وتعرف هذه تحت اسم الأوبال النقي. ويحتوى معظم ظر الأوبال على محاريات سليسية دقيقة من الدياتومات والشعاعيات والإسفنجيات. وتشير هذه إلى أن الظر قد تشكل من تبلر سليكا عديمة التشكل وغير ثابتة كيميائيا.

ويأخـذ الـظر بنية المنعقـدات (Nodules) المتناثرة التوزيع في كثير من صخور الكربونات (راجع الدرنات في الفصل الخامس) أو يشكل طبقات مستقلة متواجدة بين طبقات أحجار الجير والطين الصفحي. وقد تكون طبقات الظر غير منتظمة الشكل والتـوزيع بين أحجـار الجـير والعكس صحيح، وفي معـظم الحـالات تظهر بشكل الطبقات المتموجة والمتقطعة أو متركزة على امتداد مستويات تطبق معينة أو تكون متصلة فيما بينها في الاتجاه الرأسي عبر طبقات أحجار الجير مشكلة بذلك شبكة سليسية ذات أبعاد ثلاثة.

وقد يتشكل متكون ما من طبقات الظر حيث تبلغ سمك طبقات الظر عدة أمتار. وتصنف طبقات صخور الظر إلى ثلاثة أصناف:

١ ـ الـظر الكـريتونى (Cratonic cherts) وهذا يتشكل بمصاحبة أحجار الجير والكوارتز الرملي المتكونة أو المترسبة في مياه بحرية قليلة العمق أو على الرصيف البحري الراسخ (Stable shelf).

٢ ـ ظر الأحـواض الهابطة البحرية والسريعة الترسيب (Geosynclinal cherts) وهذا الصنف من الصخور السليسية (الظر) يتكون في بيئات بحرية عميقة وبمشاركة رواسب الطين الصفحي الأسود السليسية. وهى على مايبدو أنها تتشكل من نضح سليسي تفرزه حيوانات الدياتومات والشعاعيات في المياه البحرية العميقة.

٣ ـ الصنف الثالث من صخور الظر وهى التى تتشكل برفقة رواسب البخر أو رواسب عالية الملوحة وهذه تتشكل في بعض البحيرات القلوية المؤقتة.

وقد يرجع أصل الظر (الشيرت) إلى نشأة عضوية أو غير عضوية. أما رواسب الظر غير العضوية المنشأ فهذه تكونت نتيجة ترسيب مباشر للسليكا العديمة البنية المتميئة (Amorphous silica) من مياه بحرية أو بحيرية معينة. ويستدل على ذلك من حدوث بنيات مشوهة ووجود مدملكات مكانية النشأة في داخل وحدات الظر بينما لايظهر مثل ذلك في الظر ذو النشأة العضوية، ويعود ذلك إلى عدم إمكانية رواسب السليكا العضوية (الحيوية) على التصخر بسرعة. وقد تحدثنا في بداية هذا الفصل عن مصدر السليكا في الصخور السليسية وخاصة تلك التي صدرت من أصل عضوي (حيواني) راجع ماجاء في نهاية مقدمة هذا الفصل.

ولكثير من التفاصيل المتقدمة والمتعلقة بالظر والرواسب السليسية راجع:
Greensmith (1981), Friedman and Sanders (1978), Blatt et al. (1980), Pettijohn (1975) والحمدان (١٩٧٥م).

٦ ـ صخور الفوسفات Phosphorites

يتكون صخر الفوسفات Phosphate rock بشكل رئيس من ثلاثة أنواع مختلفة من معدن الأباتيت (Varieties of apatite). وتظهر هذه الأنواع بشكل سلسلة وحيدة التشكل والبنية (Isomorphic series) وهى كالتالي:

(١) فلورأباتيت [Fluorapatite; $Ca_5(PO_4)_3F$].

(٢) كلورأباتيت [Chlorapatite; $Ca_5(PO_4)_3Cl$].

(٣) هيدروكسي أباتيت [Hydroxyapatite; $Ca_5(PO_4)_3OH$].

حيث تتشكل معادن الفوسفات من خليط من عنصر أصل الفوسفات (PO_4) مع الكالسيوم، والماء، وآثار من الفلوريد واليورانيوم. وأهم هذه الأنواع هو الفلورأباتيت والتى تكون عادة محتوية على نسبة تقترب من ١٠٪ من أيونات الكربونات وعندئذ

يسمى هذا النوع فرانكوليت، [Francolite; $Ca_5(PO_4)_3(F,CO_3)$].
ويشكل هذا النوع مادة الخام الأساسية لكثير من مركبات محتويات الفوسفات والتى تعتمد عليها التنمية والتقنية الحديثة في وقتنا الحاضر.

ولاشك أن بعض الفوسفات (أو معدن الأباتيت) متواجد في الصخور النارية إلا أن معظم كميات الفوسفات ذات القيمة الاقتصادية تتواجد في الصخور الرسوبية وتأخذ طابع مادة الخام الأساسية، وهو النوع الشائع والمسمى فرانكوليت. وتتواجد مادة الفوسفات في معظم صخور الفوسفات أو رواسب الفوسفات (Phosphorites) كمادة عديمة التشكل والبنية (Cryptocrystalline or amorphous) ويطلق عليها (Collophane). وهو مصطلح شامل يستخدم عند الإشارة إلى مخلوطات غير مؤكد أنواع مركباتها. وهذا المصطلح شبيه في استعماله بمصطلح ليمونيت (Limonite) حيث تشير إلى خليط من مركبات مادة حديدية (Ferric iron compounds).

ويتشكل الفوسفات في الصخور الرسوبية كراسب أرضية (Matrix) وكمنعقدات (Nodules)، وكسرئيات (Ooliths)، وكعقد (Pellets) وكمحاريات وأسنان وعظام فوسفاتية. وقد يحل محل أحجار الجير ويأخذ طابع الدبش أو الكتلة (Bulk). وكما هو معروف أن الأسنان والعظام الحديثة تكون غنية عامة بآيونات الأكسجين المتميئة (Hydroxyl ions). ولكن فوسفات الهيدروكسي أباتيت معدن غير ثابت في معظم البيئات الطبيعية إذا قورن بفوسفات الفلورأباتيت الأكثر ثباتاً تحت ظروف مشابهة. فعندما تدفن عظام الحيوانات فإن آيونات الفلور المتواجدة في المياه الجوفية ستحل محل آيونات الأكسجين المتميئة في البنية المتبلرة.

وقد طبق استخدام مصطلح الفوسفات (Phosphorite) على الرواسب التى يكون فيها معدن الفوسفات هو المكون الأساسي. كما أن هناك أسماء أخرى مثل صخر الفوسفات وتطبق الفوسفات تستخدم أيضا عند الإشارة إلى نفس الرواسب. وقد ميز بين الصخور التى هى أصلاً مكونة من مواد فوسفاتية وتلك الصخور التى أصبحت فيما بعد صخور فوسفاتية (Phospatized rocks). وعلى سبيل المثال: تتغير بعض أحجار الجير إلى صخر فوسفات نتيجة تعرضها لمحاليل غنية بعنصر أو آيونات

الفوسفات (PO_4) . وهذه العملية شبيهة بتغير أحجار الجير إلى صخر سليسي (Silicified rock) وذلك عندما يتعرض حجر الجير لمياه حاملة لعنصر أو آيونات السليكا. وقد ميز أيضا بين الرواسب المحتوية على منعقدات فوسفاتية (Phospatic nodules) وبين الفوسفات المتطبق. وهذه شبيهة بتمييز منعقدات الظر أو الشيرت والظر المتطبق. وهناك أيضا مايعرف بمتخلفات الفوسفات (Residual phosphate) وهى تشير إلى ماتبقى من المواد الفوسفاتية المتراكمة على سطح الأرض والمتخلفة من محلول أحجار الجير التى كانت مغموسة فيه. وهذه تشبه متخلفات الظر المتراكمة والتى تشكل زلط الظر المتبقي في مكانه نتيجة إعادة ترسيب الأنهار له في هذا المكان. ويتكون حصى الفوسفات (Pebble phosphates) بنفس الطريقة. وهناك رواسب التراكم الفوسفاتي والذى نطلق عليه المصطلح «جوانو» (Guano) . وهى رواسب غنية بعناصر الفوسفات والنيترات (Nitrates) والتى تتشكل من إفرازات (Excrement) طيور البحر وطيور الخفاش. حيث تحل هذه المحاليل الغنية بالفوسفات محل كثير من أحجار الجير الشُعْبية (Reefal limestones) . ويتشكل أيضاً الفوسفات من طبقات العظم (Bone beds) ، وتدعى في هذه الحالة فوسفات العظم (Bone phosphate) . وهى عبارة عن متخلفات عضوية تنتج من تراكم هياكل الفقاريات والتى تتراكم على هيئة طبقة عظام ومن ثم تتحلل ويتشكل منها راسب الفوسفات في نفس المكان. وغالباً ماينتج هذا النوع من الفوسفات من تراكم المواد العضوية الغنية بالمادة الفوسفاتية مثل العظام وأسنان سمك مقص البحر وهياكل الأسماك والأحافير الغنية بالفوسفات مثل الترايلوبيت والبراكيوبودا ومتبقيات اللنجيولا (Lingula) .

ويتواجد الفوسفات في صخور رسوبية تقريباً من كل الأعمار (من العصر القبل الكامبرى إلى عصر الهوليسين) وفي جميع القارات. إلا أنه يندر تواجد رواسب الفوسفات في صخور عصر قبل الكامبرى وربما يعود ذلك إلى قلة تواجد الحيوانات الحاملة في هياكلها المادة الفوسفاتية في ذلك العصر. ويتكون الفوسفات غالباً برفقة معدن الجلوكونيت (Glauconite) . كما تتواجد طبقات الفوسفات بشكل شبه دائم برفقة أسطح عدم التوافق (Unconformities) . وقد تم استخدام تواجد كل من الفوسفات والجلوكونيت في الاستدلال على أسطح عدم التوافق

(Grabau 1919, Goldman 1922) . ولكن حدد (Pettijohn 1926) أن هذه المناطق الغنية بالحصى الفوسفاتي كمتبقيات على مستويات أو أسطح متآكلة قد نتجت من تأثير محاليل حدثت تحت سطح البحر. ومن المحتمل أن تكون هذه الأسطح اللاتوافقية المصاحبة لمواد فوسفاتية وجلوكونيت هى أسطح تشكلت تحت سطح البحر وهى عبارة عن أسطح عدم ترسيب عوضاً عن أسطح حت أو إنكشاف.

ولم يتضح بعد أصل نشأة الفوسفات لدى كثير من الباحثين. والسؤال الذى يدور في أذهان الكثير منهم هو هل الفوسفات أولى النشأة وتشكل من ترسيب غير عضوى من مياه البحر أم أنه تكون عن طريق الإحلال (Replacement origin) . والجواب على هذه الأفكار يحتاج إلى تريث وإلى تحليل أبعد بكثير مما لدينا من معلومات عن الفوسفات. فقد وضعت عدة نظريات في هذا الشأن (Pettijohn 1975) ولكن ليس منها ماهو مؤكد. وكان (Kazakov 1937) أول من أعطى أهمية لنظرية تكوين الفوسفات عن طريق الترسيب من صعود المياه (Upwelling waters) الغنية بآيونات الفوسفات من أعماق البحر ونبعها في المناطق المتاخمة من الأرصفة البحرية القليلة العمق.

ولم يُبَت حتى الآن في أمر هذه النظرية لما تحتويه من تفاعلات كيميائية معقدة سواء العضوية منها أو غير العضوية، والتى تأخذ مكانها في أحواض الترسيب في هذه المناطق. وقد ينشأ الفوسفات من التغير المعدني الذاتي (Metasomatism) لكربونات الكالسيوم ويحل محله معدن الأباتيت ونستدل على ذلك من أن كثيراً من رواسب الفوسفات تحتوى بشكل أصلي أحافير كلسية وسرئيات وتأخذ نفس بنيات وأنسجة كثير من أحجار الجير. ولكن من الصعب جداً أن نجزم بأن نقول أن الصخر الفوسفاتي المتشكل بهذه الطريقة قد تشكل كلية عن طريق عملية الإحلال بدلاً من الترسيب المباشر أو نتيجة التراكم الأصلي للمواد الفوسفاتية.

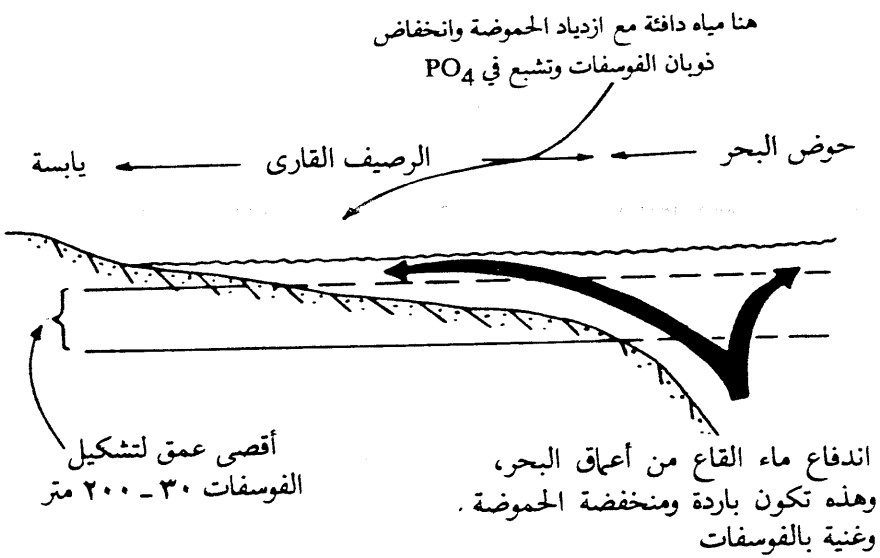
ولكثير من التفاصيل المتقدمة والمتعلقة بهذا الموضوع على طالب الدراسات العليا مراجعة : «Blatt et al. (1980), Friedman and Sanders (1978), Pettijohn (1975)» والحمدان (١٩٧٥م).

وحيث إن عنصر الفوسفات من المكونات الضرورية لجميع الأحياء من حيوان ونبات فإن معادن الفوسفات تستخدم بشكل كبير كمخصبات زراعية ويعتبر أكبر جسم فوسفاتي متطبق في العالم هو ذلك الحزام الفوسفاتي الممتد من سوريا ماراً عبر صحراء سيناء ومصر والمغرب وينتهي في جمهورية موريتانيا. ويتواجد الفوسفات في شمال غرب الجزيرة العربية والمعروف بفوسفات طُريف. وقد يتواجد الفوسفات متداخلاً مع طبقات من الظر وأحجار الطباشير.

وفي وقتنا الحاضر يتشكل الفوسفات في طبقات بحرية حديثة في داخل الشواطىء الغربية لأمريكا وأفريقيا. وقد أشارت التقارير العلمية إلى أن بعض الفوسفات يتكون عن طريق عمليات النشأة المتأخرة والتى يحل الفوسفات محل نضوح الكربونات الدياتومية الغنية بالمواد العضوية. والبعض الآخر يتشكل نتيجة حت أحجار الجير وعن طريق عمليات النشأة المتأخرة يحل الفوسفات محل أحجار الجير ويعاد ترسيبه بشكل زلط فوسفات. وكلا المثالين نوه بتواجدهما في جنوب وجنوب غرب الرصيف البحري القاري الأفريقي، «Baturin (1970) Tooms et al. (1971) Parker and Siesser (1972)».

وعامة تكون مياه البحر العميقة الباردة أكثر تشبعاً بآيونات الفوسفات (PO_4) من تلك المياه البحرية السطحية الدافئة. حيث يقل ذوبان الفوسفات كلما ازدادت درجة حرارة وحموضة (pH) ماء البحر. وعندما تحدث هذ التغيرات في مياه البحر يترسب الفوسفات من نبع مياه التيارات البحرية العميقة الباردة فوق الأرصفة القارية (Continental shelves) حيث تتواجد المياه البحرية الدافئة والقليلة العمق. وأهم المناطق في وقتنا الحاضر والتى يترسب فيها الفوسفات بهذه الطريقة هى السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية ومعظم سواحل أفريقيا، حيث تتدفق التيارات البحرية الباردة في اتجاه الشمال. وتكون هذه التيارات غنية بالمواد الغذائية بالإضافة إلى آيونات الفوسفات مما يجعل هذه المياه تعمل على ازدهار الأجزاء النباتية من الأحياء البلانكتونية (Phytoplankton)، وهذا يسند تزايد أو تعدد الأسماك وتزاحم طيور البحر مما يؤدى إلى تراكم إفرازات هذه الطيور في المنطقة. وتأخذ الأحياء البحرية، الفوسفات من ماء البحر ثم يعود ثانية إلى البحر عندما تموت هذه الأحياء، حيث يستقر الفوسفات مع مواد عضوية متنوعة على طبقة (أرضية) البحر. ويتركز الفوسفات أثناء عملية الدمج والإحكام المبكرة للوحل. وبانتظام حركة الغسل والإزاحة (Winnowing) المستمرة تستبعد

المواد الخفيفة وتترك خلفها تكوينات الفوسفات الأكثر كثافة وفي شكل عقد طينية فوسفاتية (Phosphatic pellets). ومع استمرار هذه العملية تصبح هذه المنطقة غنية بالفوسفات حتى يتشكل صخر الفوسفات المتطبق أو مايعرف بالفوسفوريت، (Selley 1976)، شكل (١١٣).



شكل (١١٣) طريقة تشكل معدن الفوسفات تحت الرصيف البحري
(عن: Selley 1976).

٧ ـ صخور الحديد الرسوبية Sedimentary Ironstones

هى عبارة عن صخور رسوبية غنية بالحديد ويشار إليها أحياناً بخامات الحديد الرسوبية عندما تكون هذه الصخور محتوية على نسبة تزيد عن ١٥٪ حديد (Fe) وتشكل الصخور الرسوبية الغنية بالحديد أكبر مخزون في العالم لخام الحديد وهذه متواجدة في أحزمة متكونات الحديد الظرى (Cherty iron) من عصر القبل الكمبرى، حيث تتراوح نسبة الحديد فيها بين ٢٥ إلى ٤٠٪، وغالبا تسمى تاكونيت (Taconite) إذا تواجد الحديد في صورة غير مؤكسدة. وإذا كانت نسبة الحديد قليلة في الرواسب وتظهر بصورة أكاسيد الحديدوز فإنه يمكن الاشارة إليها باستخدام

المصطلح (Ferruginous) أو مانعنيه بالرواسب الحديدية. ويتواجد معظم الحديد في رواسب الحديد إما في هيئة أول أكسيد الحديد (Fe O) أو ثانى أكسيد الحديد (Fe_2O_3) والمعروف باسم هيماتيت (Hematite) . وهناك الكثير من سحنات الرواسب المعدنية الحاملة لعنصر الحديد فيها مثل معادن كل من: الكبريتيدات (Sulphides) ومن أهمها معدن كل من البيريت (Pyrite: Fe_2S) والماركسيت (Marcasite: Fe S_2) ؛ والأكاسيد (Oxides) ومن أهمها معدن كل من الهيماتيت والمجنيتيت (Magnetite: Fe_3O_4) والجوثيت (Goethite: $HFeO_2$) والليمونيت (Limonite: FeO (OH). nH_2O) والسليكات ومن أهمها معدن الجلوكونيت (Glauconite: KMg (Fe,Al) $(SiO_3)_6 \cdot 3H_2O$) ، والكاموسيت (Chamosite: $3(Fe,Mg)O \cdot (Al,Fe)_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$) ، والجرينليت (Greenolite: $FeSiO_3 \cdot nH_2O$) ؛ والكربونات ومن أهمها معدن كل من السدريت (Siderite: $FeCO_3$) والانكريت [Ankerite: Ca (Mg, Fe) $(CO_3)_2$] ؛ والفوسفات والمتمثل في معدن الفيفيانيت (Vivianite: $Fe_3 (PO_4)_2 \cdot 8H_2O$) .

وهناك رواسب أخرى تكون غنية بالحديد مثل: خام حديد المستنقع (Bog iron ore) المتراكم بشكل ضئيل في البحيرات العذبة الصغيرة المتواجدة في المناطق القطبية الشمالية المرتفعة. وهذه تتشكل تحت ظروف معينة ربما نتيجة أنشطة التفاعلات الكيميائية الحيوية أو من خلال نشاط البكتيريا في هذه المياه. وأحجار الحديد الطينية (Clay ironstones) وهي عبارة عن منعقدات كربونات الحديد (Sideritic nodules) ذات أصل نشأة متأخرة (Diagenetic origin) . ورواسب التربة الحمراء (Laterites) وهذه عبارة عن متخلفات التجوية الغنية بالحديد وهى من فصيلة رواسب البوكسيت (Bauxite) ؛ ورواسب السليكا المتشكلة على سطح الأرض أو بالقرب منه في المناطق الصحراوية نتيجة تبخر مياه التربة وترسيب السليكا وتعرف هذه الرواسب باسم سلكريت (Silcrete) .

لقد لاحظ معظم العلماء المختصون أن هناك مجموعتان رئيستان من الصخور الغنية بالحديد:

(١) متكونات حديد قبل الكمبرى Precambrian iron formation

(٢) أحجار الحديد الأصغر عمراً من ذلك وتسمى Phanerozoic ironstones وخصائص ومميزات هاتين المجموعتين مذكورة بالتفصيل في بحث العالم (James 1966) ولكن يمكننا تلخيص ذلك كالتالي:

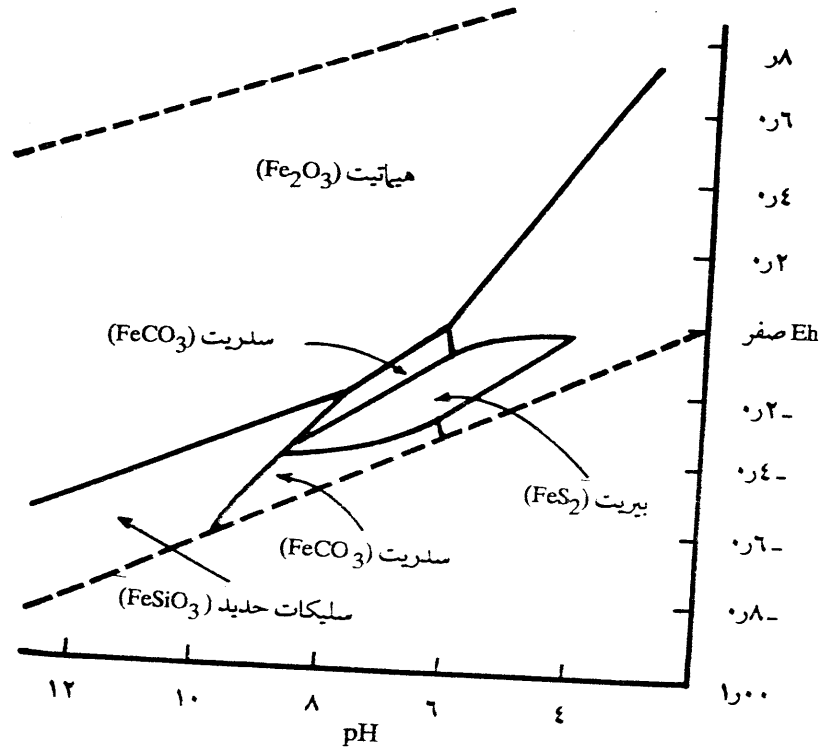
ربما يتواجد الهيماتيت في رواسب قبل الكمبرى في طبقات متداخلة مع الظر (الشيرت) بينما في الرواسب الأصغر عمراً (Phanerozoic deposits) يتشكل الهيماتيت عن طريق الإحلال محل كل من السرئيات وكسر الأحافير أو يظهر كراسب أرضية (Matrix) . وغالباً يتشكل الجوثيت عن طريق الإحلال محل السرئيات ويتواجد السيدريت كلاحم متبلر (Sparry cement) أو يتكون في هيئة معدن دقيق التبلر أو عن طريق الإحلال محل معدن الكاموست أو محل مكونات أحجار الجير بأنواعها (من سرئيات وجسيمات كلسية وراسب أرضية ولاحم). وقد يتشكل السيدريت في هيئة درنات (Concretions) أو يظهر بشكل طبقات (Layers) . ويشار إلى كلا النوعين من صخر السدريت بأحجار الحديد الطينية (Clay ironstones) . وبشكل شائع يظهر معدن سليكا الحديد (المعروف باسم الكاموسيت) في أحجار الحديد الأصغر عمراً من قبل الكمبرى (Phanerozoic age) ، وغالباً يتواجد بشكل حجر طين الكاموسيت أو كسرئيات أو بنسبة أقل شيوعاً كقشور متناثرة في راسب أرضية رواسب السرئيات. وتمتاز صخور متكونات حديد ماقبل الكمبرى باحتوائها على نسبة كبيرة من معدن الجرينليت (Greenolite) حيث يظهر هذا المعدن كحبيبات صغيرة قاتمة الاخضرار (Friedman and Sanders 1978) .

وبما أنه ليس الهدف هنا شرح تفاصيل كلا المجموعتين في هذا الكتاب لذا نكتفى بذكر بعض المراجع التى تعطى تفاصيل أبعد مما أوجزناه سابقاً وذلك لكى يستفاد منها عند الحاجة:

«Gross (1972), Goodwin (1973), Unesco (1973), Goudarzi (1971), Trendall (1968), Hallam (1963) and Taylor (1949)».

ومن أهم العوامل البيئية التى تتحكم في تشكيل السحنات الحاملة لمعادن الحديد المختلفة، نوجز مايلي:

يعتبر كلاً من عامل الحموضة (pH) وعامل الأكسدة (Eh) من أهم عوامل البيئة التى تتحكم في تشكيل السحنات الحاملة لمعادن الحديد المختلفة «James (1966), Curtis and Spears (1968)» . ويوضح الشكل (١١٤) الوضع العام للعلاقة الثابتة بين تشكيل بعض معادن الحديد المختلفة . ونلاحظ من الشكل (١١٤) أن عامل الأكسدة (Eh) أهم من عامل الحموضة (pH) في تحديد ترسيب أى معدن من معادن الحديد. فمثلا يترسب معدن الهيماتيت (Fe_2O_3) ويكون أعظم ثباتاً تحت ظروف أكسدة موجبة (Eh +) بينما يتشكل معدن السدريت ($FeCO_3$) تحت ظروف اختزال معتدلة إلى قوية (Eh-) .



شكل (١١٤) المجالات الثابتة لمعادن الحديد والعلاقة المتواجدة بين عاملي الحموضة والأكسدة عند درجة حرارة ٢٥ درجة سنتيجراد وضغط جوى واحد مع تواجد الماء . (عن: Greensmith 1981) .

وتتشكل معادن الحديد في وقتنا الحاضر في بيئات متعددة :

(١) في مسطحات المد والجزر وفي مستنقعات البحيرات العذبة .
(٢) على الأرصفة القارية البحرية في المناطق ذات المناخ الرطب .
(٣) في قيعان البحار العميقة والتى تسودها أنشطة محدودة (Restricted circulation) مثل (Fjords) والبحر الأسود .

ولقد أجريت كثير من الدراسات لمعرفة تشكيل معدن البيريت (Pyrite) في الأوحال، وقد لخصها العالم (Berner 1970) كما يلى : يأتي الكبريت (Sulphur) الذى يحتويه معدن البيريت المتواجد في الأوحال الحديثة من مصدرين :

١ ـ من المواد العضوية
٢ ـ من الكبريتات الذائبة في مياه البحر.

وإذا نظرنا إلى المواد العضوية فإنها تشكل مايقرب من ١٠٪ لبعض الأوحال البحرية الحديثة، وتحتوى هذه المواد الكربونية (Carbonaceous material) على ١٪ فقط كبريت، ومع هذا تحتوى الأوحال بشكل متتابع على أكثر من ١٪ بيريت. ونستنتج من هذا أنه يجب أن يكون للكبريت مصدر آخر بالإضافة إلى المصادر السابقة. وهذا المصدر هو الاختزال البكتيرى (Bacterial reduction) للكبريت المذاب في ماء البحر، وأستدل على هذا من تحليل دراسة نظائر الكبريت (Sulphur isotope studies) والتى أشارت إلى تحرر الكبريت من ماء البحر المغطية للرواسب واحتواء هذه الرواسب له بشكل متتابع . وأينما يتواجد كبريتيد الهيدروجين (H_2S) مذابًا فإن معدن البيريت يأخذ شكل مركبات التشكيلة الحركية الحرارية الثابتة للحديد حيث لايتشكل معدن البيريت مباشرة. وتظهر مركبات الحديد الأولى بلون أسود، وبشكل شوائب دقيقة من حديد الكبريتيدات الأحادية (Iron monosulphides) . وهذه تعطى كثيراً من اللون الأسود المتواجد عامة وبشكل مباشر تحت أسطح رواسب كل من مسطحات المد والجزر والبحيرات الغنية بالمواد العضوية وأحواض المياه الراكدة. وتتغير هذه المركبات ذاتياً إلى معدن بيريت على بعد عدة سنتمترات تحت سطح التقاء الراسب مع الماء. وقد أبرز العالم (Berner 1970) بعض الإثباتات التى تشير إلى أن تشكل معدن البيرت يتم بشكل

رئيسى عن طريق تفاعل الكبريتات الاحادية مع عنصر الكبريت الناتج من أكسدة كبريتيد الهيدروجين غير العضوية أو من خلال نشاط البكتيريا المؤكسدة للكبريت. وإذا كانت المياه القاعية البحرية محتوية على أكسجين مذاب فإنه يتشكل عنصر الكبريت نتيجة تفاعل كبريت الحديد (FeS) وكبريتيد الهيدروجين (H_2S) مع الأكسجين المذاب والمتوغل (Stirred) في الراسب نتيجة أنشطة العواصف والتيارات والديدان المسلكية، (Blatt et al. 1980).

وأكثر معادن السليكا الحديدية شيوعاً معدن الكاموسيت المتواجد في أحجار حديد مابعد الكمبرى (Phanerozoic ironstones) والذى يصل نسبة تواجده في بعض المناطق إلى حوالى ٦٠٪ من رواسب المياه القليلة العمق. ويتشكل هذا المعدن بشكل منعقدات وفي داخل متخلفات الأحياء ويتواجد عامة في مياه يصل عمقها إلى أقل من ٦٠ متراً ويتواجد في نفس هذه الأماكن معدن الجلوكونيت ولكن تحت مياه عميقة وباردة. ويتشكل الجلوكونيت الغني بمعدن الحديد في مياه يتراوح عمقها من ٣٠ إلى ٢٠٠٠ متر وهو من المكونات الضئيلة في الرواسب البحرية الحديثة. كما يتكون معدن الجلوكونيت كحشوات فراغية غير منتظمة، وكراسب غطائي (Crusts)، وكراسب إحلال، وكحشوات قنوية في محاريات الكربونات.

وهناك الرواسب الغنية بالحديد القديمة ولكن ليس لها الآن قيمة اقتصادية وهى متمثلة في أحجار حديد كل من الأحزمة السوداء (Black bands) والأحزمة الطينية (Clay bands). وهذه عبارة عن رواسب دقيقة من منعقدات السدريت أو منعقدات طبقية (Nodular beds) رفيعة ومتواجدة في الأطيان الصفحية. وتتواجد منعقدات السدريت في الأطيان الصفحية البحرية وغير البحرية وقد يتواجد معها معدن البيريت. وربما يعود تكوين هذه المنعقدات إلى حركة الحديد ذو النشأة المتأخرة (Diagenetic mobilization of iron) تحت ظروف اختزال ذات نشأة متأخرة (Reducing diagenetic conditions) حدثت في أطيان غنية بالمواد العضوية.

وتتشكل خامات حديد المستنقع (Bog iron ores) من هجرة المياه الجوفية الحمضية والغنية بالمواد العضوية والتى تحدث في كثير من البحيرات والمستنقعات المتواجدة في

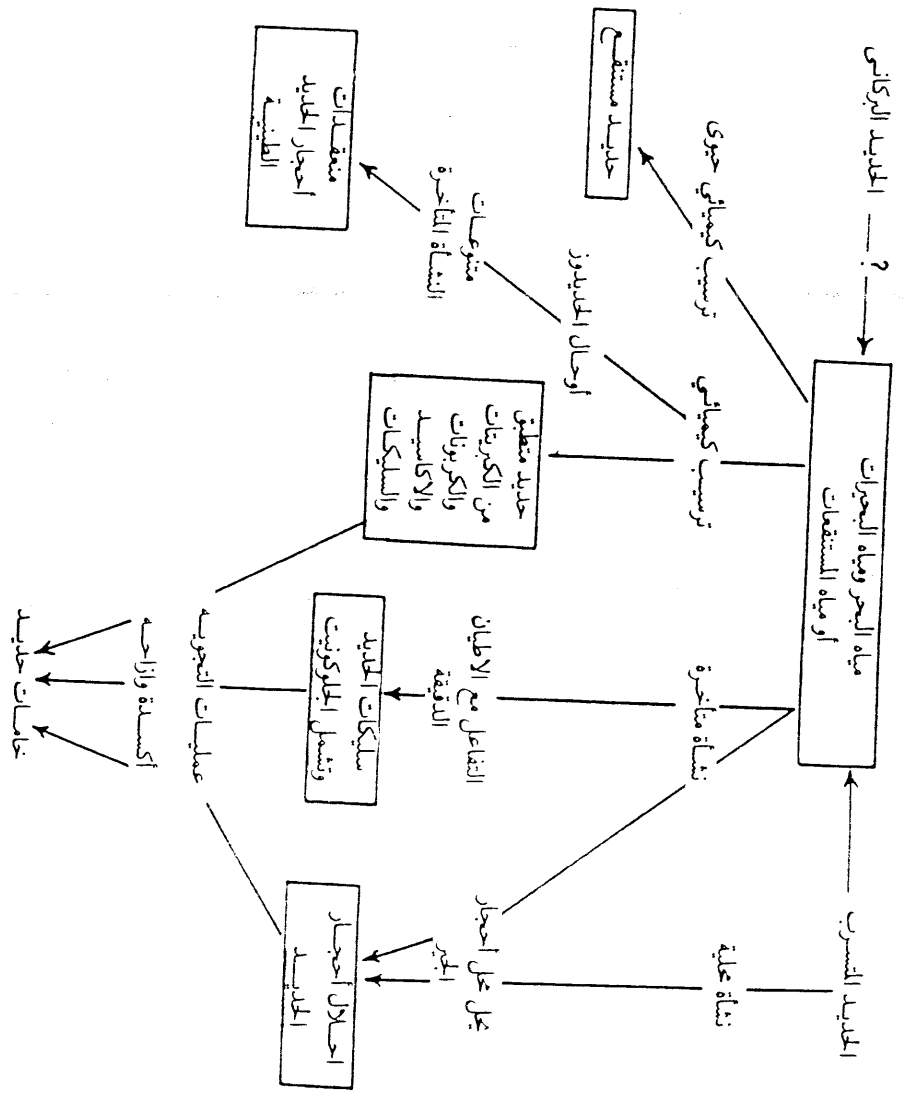
الأقاليم الجليدية. ويتم ترسيب الحديد عندما تنتقل مياه المستنقعات أو التربة العضوية إلى بيئة أقل حموضة وأكثر أكسدة. وتتكون خامات حديد البحيرات من سرئيات وحبيبات حديدية في حجم حبات البازلا (Pisolitic grains) ملتحمة مع بعضها ومشكلة أقراص حديد كبيرة الحجم، يصل قطرها إلى واحد قدم. وتتواجد هذه الأقراص عامة في مياه ذات عمق بسيط (يصل إلى متر أو أكثر بقليل) عند أطراف البحيرات.

ويشكل خام المستنقع طبيقات رفيعة (Thin layers) من أكاسيد تربة الحديد (Earthy iron oxides) عند سطح المستنقع العضوى تحت سطحه بقليل. ويظهر أن كلاً من خام حديد البحيرات وخام حديد المستنقع يتشكلان نتيجة هجرة المياه الجوفية الحمضية والغنية بالمواد العضوية، ودخول هذه المياه في بيئة أقل حموضة وأثر أكسدة مما يؤدى إلى ترسيب حديد الحديدوز (Ferric iron), (Blatt et al. 1980).

وقد لخص (Pettijohn 1975) في الشكل (١١٥) المصادر المحتملة للحديد الذى يتواجد في الرواسب كما يوضح الشكل نفسه الطرق المتعددة التى تؤدى إلى تشكيل الحديد في كثير من الطبقات الرسوبية وكيفية تكوين خامات الحديد أيضا. وأهم مصادر خامات الحديد في المملكة العربية السعودية متواجدة في متكون الشميسى الواقع بين مدينتى مكة المكرمة وجدة. ويتواجد بشكل سرئيات حديد بنسبة ٤٥-٥٠٪ مع مكونات طينية وغيرها.

٨ - منعقدات المنجنيز Manganese Nodules

عُرِفَتْ منعقدات المنجنيز منذ عشرات السنين وهى عبارة عن رواسب كيميائية رسوبية غير عادية. وتظهر منعقدات المنجنيز كدرنات بحرية عميقة أو بحيرية وتتكون من أكاسيد كل من المنجنيز (Mn) والحديد (Fe) وأكاسيد متميئة (Hydrated oxides) مختلطة مع مواد فتاتية ومعادن أخرى جديدة التشكل مثل أكاسيد التيتانيوم والباريت (Barite) ونترونيت (Nontronite) والكوارتز والأوبال. ويتواجد الحديد مع المنجنيز في هيئة الجوثيت (Goethite) بينما يتشكل المنجنيز رباعى التكافؤ ويأخذ البنية الآيونية



شكل (١١٥) مصدر الحديد في الصخور الرسوبية (عن: Pettijohn 1975)

(Tetravalent state) . كما تحتوى منعقدات المنجنيز على مجموعة من الفلزات الثقيلة (بنسبة ١-٢٪) مثل النحاس (Cu) والكوبلت (Co) والنيكل (Ni) . وربما تعود مصاحبة هذه العناصر لأكاسيد المنجنيز إلى رداءه تبلر معادن منعقدات المنجنيز. وتظهر منعقدات المنجنيز في هيئة بنيات طبيقية متحدة المركز (Concentric layered structures) ، وموزعة الانتشار (غير متصلة) في أحجار الجير ولها مقاسات أقطار متنوعة (من أحجام دقيقة مجهرية إلى حوالي متر قطرى أو أكبر من ذلك). وفي معظم الأحيان تكون أشكال منعقدات المنجنيز كروية إلا أن الأحجام الكبيرة منها تكون مسطحة وبشكل صفائح (Slabs) . كما تشبه بنيات منعقدات المنجنيز إلى حد كبير بنيات منعقدات الفوسفيت (Phospherite nodules) . وتأخذ أحزمة (Bands) معادن المنجنيز المتمركزة مكانها حول جسيمات فتاتية ككسر الصخر البركاني وحبيبات الكوارتز والفلسبار أو حتى بقايا عضوية (Organic tests) . وتعمل هذه الجسيمات بمثابة النواة التى تتكون حولها طبيقات معدن المنجنيز أو منعقدات المنجنيز.

ويعتقد أن هناك مصدرين على الأقل للمنجنيز والحديد المتواجد في هذه المنعقدات:

(١) تعود كثير من منعقدات المنجنيز البحرية إلى أنها ناتجة من تحلل الحطام البركاني البحري (Decomposition of submarine volcanic debris) . وقد استنتجت هذه الفكرة من نتائج العالم (Lyle, 1976) التى تنص على أن المصدر الرئيسى للمنجنيز الذى تتشكل منه منعقدات المنجنيز البحرية يأتى من المنجنيز الحرمائي (Hydrothermal mangnese) والمنبعث من مراكز اتساع أرضية المحيطات (Oceanic spreading centers) .

(٢) يأتى أو يترسب المنجنيز من ماء البحر عن طريق اختلاف عملية التأكسد (من Mn^{2+} الى Mn^{4+}) وغالباً مايصطحب معه معادن حديدية رديئة التبلر أو عديمة التشكل. كما أشار (Glasby 1973) إلى أن تباعد أرضية البحار لاتعطى فقط المنجنيز بل تتحكم أيضا في تحديد الحجم النهائى لمنعقدات المنجنيز.

كما أن النشاط البركاني المصاحب لتراكم منعقدات المنجنيز في المياه العذبة قليل

(Friedman and Sanders 1978) .

٩ ـ صخر الاستروماتوليت Stromatolites

تتشكل رواسب الإستروماتوليت من رقائق صخرية أو طبيقات (Layers) رقيقة متعاقبة من افرازات أنواع معينة لبعض الأحياء الطحلبية الدقيقة وجسيمات رسوبية دقيقة نشأت خارج حوض الترسيب والتحمت بهذه الإفرازات مكونة مايعرف بصخر الاستروماتوليت (شكل ١١٦).

ولتراكم هذه الرواسب في مياه بحرية ضحلة أو قليلة العمق، مثل مسطحات الجَزرْ والبرك الشاطئية (Intertidal flats & lagoons) نتيجة اصطياد (Trapping) جسيمات الأوحال الجيرية الدقيقة والتصاقها بالمادة العضوية اللزجة التى تفرزها الطحالب الخضراء/ الزرقاء مشكلة فرشات أو أغطية (Mats) رقيقة. وتنمو هذه الرقائق (Laminae) بشكل متعاقب وتأخذ أشكالا متعددة تشبه إلى حد كبير بنية رؤوس الكرُنب (شكل ١١٦أ). وقد يعود أصل نشأة بعض الاستروماتوليت إلى ترسيب كربونات الكالسيوم في داخل الفرشات أو الأغطية الطحلبية (Friedman and Sanders 1978) . ويشكل راسب كربونات الكالسيوم الدقيق العنصر الرئيس الذى يتكون منه صخر الاستروماتوليت بالاضافة إلى كميات ضئيلة من جسيمات دقيقة أخرى. ويعود تكوين صخر الاستروماتوليت منذ عصر ماقبل الكمبرى حتى البيئات الحديثة حيث تترسب رواسب الكربونات ويشيع تواجد الاستروماتوليت في أجزاء متعددة من العالم حيث تتواجد تتابعات سميكة من صخر الكربونات.

وتترسب الفرشات الطحلبية (Algal mats) في برك بحرية عالية الملوحة يرافق ذلك ترسيب جسيمات الكربونات، وأحسن مثال على ذلك في وقتنا الحاضر هو مايحدث في البرك الشاطئية الواقعة على امتداد ساحل البحر الأحمر. ويظهر مقطع الجسم الكلي لصخر الاستروماتوليت من مادة طحلبية دقيقة الترقق. ويتشكل العديد من هذه الرقائق الطحلبية في داخل طبيقات أنسجة الطحالب الطرية. ويتداخل مع مادة هذه الرقائق العضوية وبشكل متبادل رقائق منفردة، ذات سماكة تقاس بالمليمترات، من

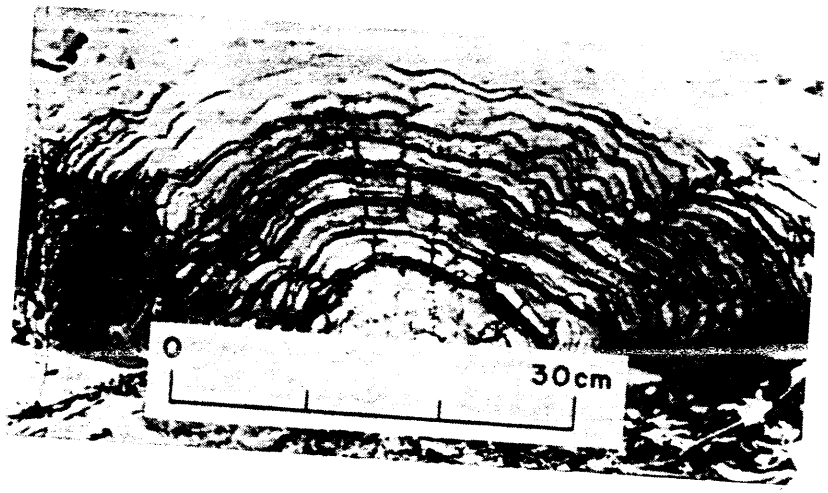
وهذا يتطلب البحث عن ميكانيكية أخرى يجلب منها عنصر المنجنيز. وهناك مصدرين يمكن أن يكون لهما علاقة وطيدة في إمداد عنصر المنجنيز الذى تتشكل منه منعقدات المنجنيز في البحيرات.

(١) مياه البحيرة القريبة من أرضية القاع.

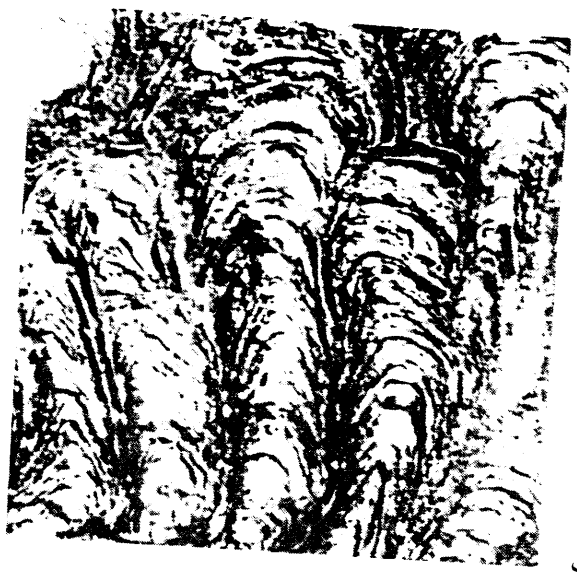
(٢) المياه المتواجدة في مسامات راسب الأرضية.

ويعتقد أن مصادر عناصر الحديد والمنجنيز المتشكلة منه منعقدات المنجنيز في البحيرات، قد نتجت من صخور نارية ومتحولة قارية ونقلت إلى البحيرات عن طريق مياه الأنهار. وقد تستقل العناصر في اتجاه أسفل التيار إلى البحيرات وبشكل أساسى كمركبات عضوية تستقر في أرضية البحيرات ومن ثم تتأكسد وتطلق العناصر المنتقلة مثل الحديد والمنجنيز .... الخ. ويتبع ذلك حدوث توازن بين الحديد والمنجنيز الذائب ومركبات هيدروكسيد الأكسجين (Oxyhydroxide) غير الذائبة. وبشكل سريع تحدث نشأة متأخرة للفلزات المنقولة في الرواسب الناعمة الحبيبات المتراكمة ويتج عن ذلك تركيز قوى للمحتويات بين الراسب الأعمق، وهو المنخفض في عاملي الحموضة (pH) والأكسدة (Eh) ، والراسب السطحي، وهو المرتفع في عاملي التأكسد والحموضة. ويتشر إلى أعلى توزيع المنجنيز في مياه القاع الذى منه تتشكل منعقدات المنجنيز (Blatt et al. 1980) .

ويشكل ختامى تتواجد منعقدات المنجنيز في الرواسب البحرية وفي بعض رواسب البحيرات. وربما تتشكل منعقدات المنجنيز في أرضية البحار من أصل نشأة مزدوج. فقد يتشكل البعض من عمليات البكتيريا والبعض الآخر من تفاعل ماء البحر مع نواتج البراكين البحرية. ويحتمل ترسب المنجنيز ذو الأصل البركاني من خلال عمليات تأكسد Mn^{2+} إلى Mn^{4+} ، وفي هذه الحالة يجب أن يكون ماء البحر غني بالأكسجين. بينما يتم تشكيل المنجنيز في البحيرات تحت ظروف أكسدة سائدة مع معدل ترسيب منخفض فتترسب أكاسيد الحديد والمنجنيز حول نواة من الجسيمات القتاتية كالعقد الطينية والخلايا الجرثومية النباتية (Plant-spores) أو بقايا عضوية أخرى. وعندما تصبح مياه المسامات غنية بالمنجنيز وبعد تأكسد الحديد المصاحب تترسب منعقدات المنجنيز. وتعمل تيارات قاع البحيرة على بقاء المنعقدات مكشوفة وعلى إيصال المنجنيز والحديد إلى المياه الغنية بالأكسجين،



أ



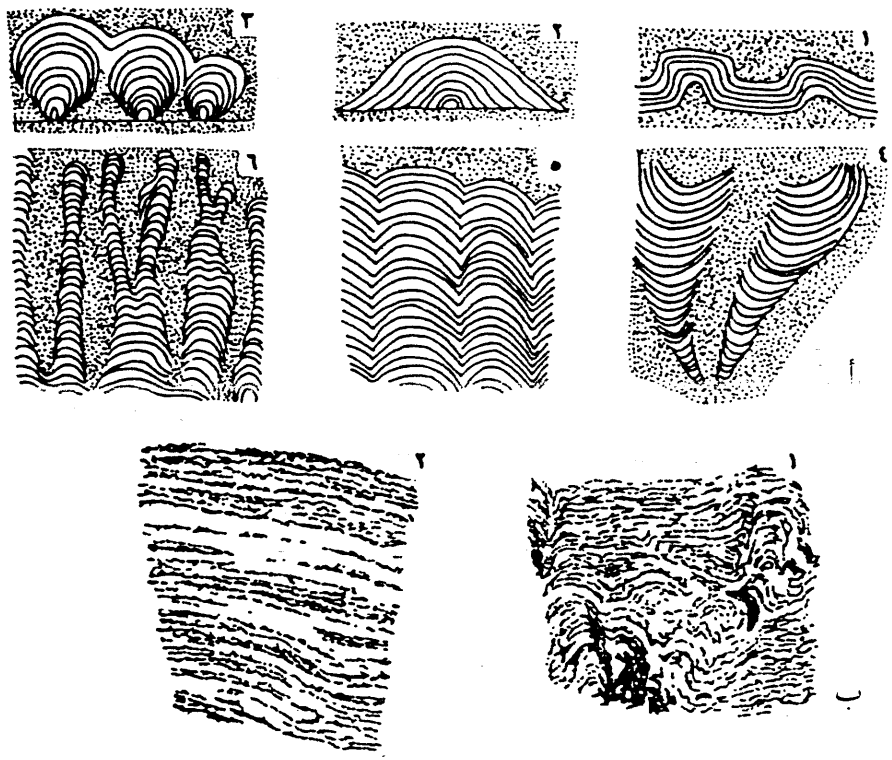
ب

شكل (١١٦) بنية صخور الاستروماتوليت
ا ـ قطاع جانبى لاستروماتوليت طحلبى وتظهر فيه الرقائق القبيبة التى تعرف ببنية رأس الكرنب (عن : Friedman nd Sanders 1978)
ب ـ حجر جير استروماتوليتى (عن : Pettijohn 1975)

كربونات الكالسيوم المتصلب ويتواجد بداخل هذه الرقائق الورقية من الكربونات كل من معدني الاراجونيت والكلسيت الغني بالمغنسيوم إلى أن الأخير هو الأكثر شيوعاً. وترسب طحالب البرك العالية التشبع بالأملاح بالإضافة إلى الرقائق المتصلبة كلاً من السرئيات (Ooids) وكريات الطحالب (Oncolites) وأحجار العنب (Friedman and Sanders 1978), (Grapstones) .

وقد أوضح (Davies 1968) أن الاستروماتوليت الطحلبية تتكون بشكل عام من مادة جيرية أو كلسية (Calcareous) ونادراً ما تكون غير ذلك. وتتنوع بنية الاستروماتوليت من رقائق منبسطة مسطحة (وتحتاج هذه إلى فحص دقيق لتمييزها عن بنية الرقائق الرسوبية العادية) إلى متحدبة ذات أشكال وأحجام مختلفة. وقد تأخذ الاستروماتوليت بنيات عمودية وأشكال متفرعة ثابتة أو تكون طليقة التدحرج مشكلة مايسمى بالكريات الطحلبية (Oncolites) وهذه عبارة عن أجسام متمركزة البنية وتشبه بشكل عام الدرنات (Concretions) . ويوضح شكل (١١٧) الأشكال المتنوعة التى تظهر بها بنيات الاستروماتوليت (Pettijohn 1975) وتظهر بعض البنيات الطحلبية نمواً غير متجانس حيث تكون رؤوس الاستروماتوليت بيضاوية (Elliptical) الشكل بدلا من دائرية، وتكون الاستطالة موازية لنظام التيار السائد (Hoffman 1967) . وقد تأخذ بعض أشكال الاستروماتوليت المعقدة أحجاماً كبيرة، حيث تصل ارتفاع أعمدة الاستروماتوليت إلى عدة أمتار. ويعود هذا النوع من الاستروماتوليت إلى النمو المتزايد (أو المتصاعد) في البنية أثناء عملية الترسيب. وقد وصف (Hoffman 1969) صخور طحلبية من الاستروماتوليت التى يصل سمكها إلى ١٨ متراً واتساع مساحتها إلى ٦٠ متراً مربعاً وهذه متواجدة بين أحجار جير يعود عمرها إلى زمن ماقبل الكمبرى.

وتختلف العلاقة المتواجدة بين رأس الأستروماتوليت الواحد إلى الآخر وبين هذه الرؤوس والرواسب المحيط بهم. حيث يمكن في بعض الحالات أن نتتبع الرقائق الداخلية لجسم الاستروماتوليت خلال الصخر المضيف (Host rock) ويظهر الرأس متصلا بعمود الاستروماتوليت المجاور. ولكن في حالات أخرى لايوجد هناك ارتباط بين رؤوس الاستروماتوليت. وتتكون ماد الاستروماتوليت من كربونات رملية متفتتة ومتكسرة. ويندر تواجد رؤوس الاستروماتوليت على هيئة متصلبة وبصورة عامة تتواجد



شكل (١١٧)
ا ـ أشكال متعددة لبنيات الاستروماتوليت
ب ـ نوعان من التطبق الاستروماتوليتى في أحجار الجير
(عن : Pettijohn 1975)

رؤوس الاستروماتوليت بشكل متقارب مترابطة سوياً في طبقة واحدة يشار إليها بشكل خاص على أنها طبقة استروماتوليت وتشير الملاحظات الجيولوجية لكل من الاستروماتوليت المتشكلة في البيئات القديمة والحديثة على أنها تكونت في مياه بحرية قليلة العمق. وقد دلت التجعدات المتواجدة في الرقائق الطحلبية على أنها تشكلت بسبب فترات الجفاف التي تعرضت لها مناطق تكوين هذه البيئات الطحلبية والتى هى في كثير من الأحيان متمثلة في مناطق يكون فيها عمق الماء ضئيل جداً. وأحسن مثال

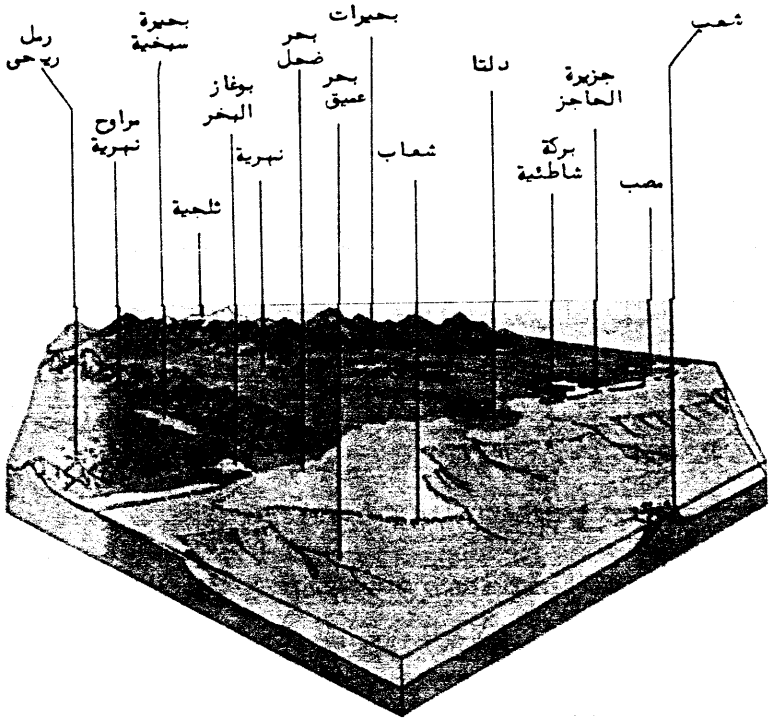
على ذلك مناطق مسطحات الجَزر (Intertidal zone) ، ويبدو أن الطحالب البانية للاستروماتوليت غير مقيدة بدرجة حرارة ولا بدرجة ملوحة معينة للمياه المتكونة فيها. كما يشير تواجد أحجار الجير المتشققة والسرئيات والرواهص ذات الحصيات المسطحة مع الاستروماتوليت على توفر بيئات مياه بحرية قليلة العمق.

وأثبتت خاصية عدم التجانس المتواجدة في بعض الاستروماتوليت على أنها مؤشر مفيد لمعرفة التيار القديم السائد في منطقة ترسيب هذه البيئات الطحلبية. كما أثبتت تحدبات رقائق الاستروماتوليت على أنها خاصية يمكن الاستفادة منها في تحديد نظام التطبق الطبقي في الاتجاه العمودي ومعرفة الطبقات المقلوبة في حال كون السطح المحدب للاستروماتوليت مقلوباً.

وللمزيد من التفاصيل المتقدمة والمتعلقة بصخر الاستروماتوليت على طالب الدراسات العليا مراجعة :

«Friedman and Sanders (1978), Blatt et al. (1980) and Greensmith (1981)»

الفصل الثامن



السحنات والبيئات الرسوبية

● مقدمة وتعريف ● معاملات السحنة الرسوبية ● الدورات الترسيبية والتتابع الترسيبي ● تصنيف البيئات الترسيبية ● وصف البيئات الرسوبية ● البيئات القارية ● البيئات الانتقالية ● البيئات البحرية.

مقدمـــة وتعريـــف

يقصد بالبيئة الرسوبية (Sedimentary environment) ، هو ذلك الجزء من سطح الأرض الذى يمكن تمييزه عن الأجزاء المجاورة بناءً على الاختلافات في مجموع ظروف المعاملات الطبيعية والكيميائية والحيوية (العضوية) التى ترسب تحتها الراسب ويتأثر بها، حيث إن هناك علاقة وطيدة بين بيئة الترسيب وطبيعة الراسب المترسب فيها. ومن ثم يمكننا القول إن خواص الرواسب المترسبة في بيئة ما، تحدده بشكل كبير ظروف تلك البيئة المتمثلة في المعاملات (Parameters) الثلاثة الموضحة أعلاه.

ويدخـل ضمن نطاق هذه المعـامـلات كل من كائنات البيئة الحيوانية والنباتية وجيولوجية المنطقة وجيومورفولوجية المنطقة ومناخ وطقس المنطقة، وفي حالة الرواسب التحت مائية أيضا، تشمل كل من عمق الماء ودرجة حرارته، ودرجة ملوحته، ونظام التيارات السـائدة فيه. وترتبط هذه المتغيرات ببعضها البعض حتى أن أى تغيير في أحدها ينتج عنه تغيير في بقيتها.

وعرف العالم (Moore 1949, and Teichert 1958a) مصطلح السحنة (Facies) بأنها ذلك الجزء الصخري لوحدة استراتجرافية (طبقية) والتى تظهر خواص تختلف بشكل كبير عن بقية أجزاء تلك الوحدة الطبقية. ويمكننا إيضاح ذلك بالقول إن السحنة الرسوبية عبارة عن كتلة صخر رسوبي يمكن تمييزها عن بقية الصخور الأخرى داخل الـوحـدة الطبقية الواحدة بناء على أبعادها الحجمية (Geometry) ، ونوعية كل من الصخر والبنيات الرسوبية المرافقة، ومنهاج التيار القديم والأحافير المتوفرة فيها. وطبقا لهذا التعـريف تكـون السحنة الرسوبية محددة باتساع مساحتها جغرافياً وطبقياً ومع ذلك، ربما تتواجد نفس السحنة متكررة عند عدة مستويات داخل نفس الوحدة الطبقية.

وحيث إن دراسة البنيات الرسوبية تستلزم معرفة عاملين رئيسين هما:

١ ـ العمليات الفيزيائية والكيميائية والحيوية التى تحدث (حدثت) في البيئة.

٢ ـ نوعية الرواسب الرسوبية التى تشكلت في هذه البيئة أو تحت هذه الظروف. وبالمثل

فإن الرواسب الرسوبية تتطلب معرفة شيئين مهمين هما :

أ ـ حجم وشكل واتساع مساحة جسم الراسب (السحن) .

ب ـ معرفة كل من التكوين المعدني، والنسيج الصخري والبنيات الرسوبية المتواجدة في هذا الراسب الرسوبي يضاف إلى ذلك معرفة التغيرات التي تطرأ على هذه السحن الرسوبية .

وتقع أهمية تمييز العديد من السحنات الرسوبية المختلفة وتحليل هذه السحن في تكون القاعدة الأساسية للتفسير البيئي للوحدات الطبقية المتنوعة . لذا عند تعريف أو إظهار الاختلافات بين السحنات نستبعد كلاً من خاصية الانفصام (Cleavage) ، والفواصل (Jointing) .

وقد تكون البيئة الرسوبية عبارة عن موقع حت (تعرية) أو مكان عدم ترسيب (وهو المعروف بمنطقة التوازن «Equilibrium») .

وتعتبر المناطق القارية والمتكونة من المناطق الجبلية في العالم، بمثابة بيئات رسوبية تسودها عمليات الحت (Erosion) بشكل كبير وتقل أو تنعدم فيها عمليات الترسيب (Deposition) ، وعدم الترسيب (Non deposition) . ففي مثل هذه الأماكن، والمعروفة ببيئات الحت، غالباً ماتكون التجوية واسعة النطاق وتتبعها عمليات حت سريعة . وقد تحدث عمليات ترسيب محلية ومحدودة وهذه متمثلة في عمليات كل من تدفق الوحل والثلجيات والفيضانات . وحيث إن عمليات الحت متجددة باستمرار في هذه المناطق، لذا تكون هذه الرواسب مؤقتة وليس هناك الوقت الكافي لتشكيل التربة على الطبقة الصخرية . كما تتواجد بيئات الحت الرسوبية على واجهة الحائط الجبلي المواجه للسواحل البحرية وتتواجد أيضا تحت البحر في الأخاديد البحرية (Submarine canyons) وعلى الأرصفة القارية التي تسودها التيارات البحرية . إلاّ أنه في هذه المواقع الشاطئية والبحرية تفوق نواتج الترسيب على عمليات الحت، مما يجعلنا نطلق عليها بيئات ترسيب بدلاً من مناطق حت وتعرية . ونستدل على ذلك من أن حوالي ٩٠٪ من الغطاء الرسوبي في العالم تشكل أو ترسب في بيئات مائية . وأن حوالي ٦٠٪ من هذا الحجم الكلي يتكون من رواسب بحرية ورواسب شاطئية

(Selley 1976) . ومن ثم يمكننا القول بأن بيئات الترسيب الرسوبية تصبح سائدة بشكل كبير في المناطق التحت مائية .

ويجب أن يضاف تصنيف ثالث إلى بيئات كل من الحت والترسيب والذى يمكن أن نطلق عليه مصطلح البيئات الرسوبية التوازنية (Sedimentary environment of equilibrium) وهذه متمثلة في أسطح الأرض سواء على اليابسة أو تحت ماء البحر والتى تظل لفترات زمنية طويلة ثابتة وليست هى بمواقع حت ولاحتى بمواقع ترسيب ونتيجة لهذا الثبات (Stability) فإن هذه البيئات غالباً ما تتعرض طبقاتها الباطنية (Substrata) إلى تغيرات كيميائية قوية . وتُمثل مناطق البيئات المتوازنة على اليابسة بالمناطق المستوية والمسطحة (Peneplanes) من أواسط القارات، وحيث إن هذه المناطق تكون مكشوفة بشكل مستمر وعبر ملايين السنين فإن عمليات التجوية تصبح سائدة ومؤثرة إلى حد كبير مما يؤدى إلى تشكيل التربة على الطبقة الصخرية، ومن نواتجها مستويات تربة اللتريت والبوكسيت المتكونة محلياً وتحت ظروف مناخية معينة ومقترنة مع طبقات صخرية باطنية مناسبة والتى ربما تعتبر من نواتج أو متخلفات البيئات الرسوبية المتوازنة .

وبالامكان تمييز مناطق بيئات توازن شاسعة تحت ماء البحر، مثل الأرصفة القارية والسهول ألعميقة البحرية (Abyssal plains) وجميع هذه المناطق تقع تحت تأثير تيارات قوية بدرجة كافية لأن تزيح أو تحرك أى راسب قد يستقر من الرواسب المعلقة (Suspended sediments) ، ومع ذلك تكون هذه التيارات ضعيفة لدرجة أنها غير قادرة على حت وتعرية الطبقة القاعية أو الباطنية . لذلك تتعرض هذه الأسطح المخدوشة (Scoured surfaces) إلى تفاعلات كيميائية مع ماء البحر والتى تقود إلى تشكيل وتكوين قشرات المنجنيز (Manganese crusts) وإلى عمليات تكوين الفوسفات وإلى تغيرات النشأة المتأخرة الأخرى (انظر: Selley 1976، Mero 1965) . وتمثل الأراضى الصلبة (Hardgrounds) البيئات الرسوبية المتوازية في العمود الجيولوجي، وهذه عبارة عن أسطح طبقات متمعدنة . وعامة تكون متواجدة داخل طبقات أحجار الجير. وتكون غالباً مثقبة بشكل كبير ومغطاة بطبيقة (Layer) راهص ضئيلة السمك . وتتكون هذه الطبيقة من كسر صخرية مساقة من الطبقة السفلية (Substrata) .

وتتكون طبقة الأراضى المتصلبة من طبيقات جيرية ملتحمة مع بعضها. وهى متواجدة في كثير من سحنات الكربونات إلاّ أنها تخص بشكل مميز طبقات أحجار الطباشير. وقد دلت معظم الدراسات على أن هذه الظاهرة تتكون عندما تلتحم الأجزاء العليا لبعض طبقات الكربونات قبل ترسيب راسب الطبقة العلوية. ويعضد حدوث عملية السمنتة المبكرة في مستويات هذه الطبيقات، تواجد الجزء العلوي لهذه الطبقات غالباً متأثراً بشكل كبير بأنشطة الديدان الثقبية (Boring organisms) ، أو تكون مستمعرة بأحياء مثل المحاريات (Oysters) والتى تحتاج إلى طبقة تحتية متماسكة لكى تلتصق بها الأحياء (المحاريات). وبشكل متتابع تكون هذه الأسطح المثقبة مغطاة مباشرة برواهص من الطباشير المتكون محلياً (Intraformational conglomerates) . وغالبا تتشكل كسر هذه الرواهص من المواد الفوسفاتية والجلوكونية المحاطة براسب أرضية من رواسب المرل (Selley 1976) .

ويمكننا إيضاح المعاملات الثلاثة المذكورة آنفا والتى أوجزها (Selley 1976) كالتالي:

١ ـ تشمل المعاملات الطبيعية لأى بيئة رسوبية، سرعة واتجاه واختلافات كل من الرياح والأمواج وتدفقات المياه التى تسود هذه الطبقة. كما تشمل الاختلافات التى تحدث في مناخ وطقس البيئة وماتتضمنه من تفاوت في درجات الحرارة ونسبة هطول الأمطار والثلوج والرطوبة.

٢ ـ وتعنى المعاملات الكيميائية لأى بيئة رسوبية بالتكوين المعدني للماء الذى يغطى البيئة الرسوبية التحت مائية كما تتضمن الكيمياء الجيولوجية للصخور المتواجدة في المناطق البيئية القارية المتاخمة.

٣ ـ وتضم المعاملات الحيوية كلاً من الأحياء النباتية (Flora) والحيوانية (Fauna). ويحتمل أن يكون لهذه الأحياء تأثيراً كبيراً على العمليات الرسوبية (مثل الحت والنقل والترسيب) التى تأخذ مكانها على اليابسة. فمثلا إفراط الحيوانات في التغذية على الأشجار وأوراقها وإزاحتها كلية من سطح الأرض وإفراطها في حرث التربة يمكن أن يتسبب في ارتفاع غير عادي في معدلات الحت في منطقة ما يصحبه زيادة في معدلات الترسيب في مكان آخر. وبشكل مضاد يكون النمو في الصحاري للنباتات الجديدة. تأثير متوسط على العمليات الرسوبية.

وفي البيئات البحرية تكون الأحياء الدنيئة التشكل مهمة بسبب أنه يمكن لهياكلها أن تشارك في تكوين الصخر الجيري وبسبب تواجده في الماء فإنه يمكن تغيير توازنه مما ينتج عنه ترسيب الرواسب الكيميائية مثل ترسيب أوحال الأراجونيت وغيرها من الرواسب الكيميائية الأخرى والتى سبق الحديث عنها في الفصل السابع. هذا بالاضافة إلى أنه بشكل خاص، يكون لتشكيل وتاريخ الشعاب العضوية (Organic reefs) علاقة وطيدة بنوعية أحيائه وتفاعلات هذه الأحياء مع البيئة المحيطة.

ونستنتج مما سبق شرحه بأن البيئة الرسوبية ربما تكون مكان حت أو مكان عدم ترسيب أو مكان ترسيب. وبالمقارنة يمكن القول إنه عامة تمثل البيئات التحت هوائية (فوق سطح الأرض) نموذجاً لمناطق تسودها عمليات الحت بشكل كبير، وتمثل البيئات التحت مائية نموذجاً لمناطق تسودها غالباً عمليات الترسيب. وهناك بعض البيئات التى تكون متذبذبة وتتغير أثناء الفترة الزمنية الواحدة بين مراحل من الحت وعدم الترسيب والترسيب وهذه البيئات متمثلة في وديان الأنهار.

ويشير تعدد البيئات الصحراوية والبحيرية والنهرية والدلتاوية والبحرية وغيرها من البيئات الأخرى المتواجدة على سطح الطبيعة إلى أن هناك عدد لانهاية له من البيئات الرسوبية ولكن ليس هناك بيئتان متماثلتان كلية، وأن البيئات المختلفة غالباً ماتتداخل مع بعضها البعض عبر سطح الأرض. وبالمقارنة يمكن أن نشير إلى أن هناك عدد لانهاية له من السحنات الرسوبية التى تتكون بشكل متكرر في صخور من أعمار مختلفة في جميع أنحاء العالم ولكن لايمكن أن يكون هناك سحنتين رسوبيتين متماثلتين كلية في جميع الخصائص ولو أنه عامة مايكون هناك انتقالاً متدرجاً بين سحنة وأخرى. وتكون السحنات الرسوبية عبارة عن نواتج بيئة ترسيبية معينة، هذا بالاضافة إلى ماترثه هذه السحنات من مراحل حت وعدم ترسيب مبكرة أو سابقة.

ويمكننا تلخيص ماسبق شرحه عن مفاهيم البيئات الرسوبية في السحنات الرسوبية كما في جدول (٢٤).

جدول (٢٤) يوضح العلاقة بين البيئات الرسوبية والسحنات الرسوبية

السبب ←			التأثير
العمليات			معاملات السحنة
فيزيائية كيميائية حيوية	بيئة رسوبية	تحاتية	أبعاد حجمية
		عدم ترسيب	الصخور
		ترسيبية ← سحنات رسوبية	البنيات الرسوبية التيارات القديمة الأحافير

(عن : Selley 1978)

معاملات السحنة الرسوبية

١ ـ الشكل الحجمي للسحنة الرسوبية Geometry

وهذا يتطلب معرفة اتساع أبعاد السحنة الرسوبية سواء عند سطح المنكشف أو تحت سطح الأرض. ويتم ذلك عن طريق عمل خارطة توضح الشكل الحجمي العام لهذه السحنة وتبيان حدودها من جميع الاتجاهات ومايجاورها من سحنات أخرى. ويمكننا عمل هذه الخارطة عن طريق المعلومات المستنبطة من الحفر الثقبي (Boreholes) والتفسير البيئي لكل بئر. ولكن في وقتنا الحاضر يمكننا عمل نفس الخارطة وبصورة أكثر دقة عن طريق الدراسة الجيوفيزيائية للمنطقة قبل إجراء عملية الحفر المضنية من حيث استغراق الوقت والتكلفة المادية. راجع أبحاث كل من:

«Lyons and Dobrin (1972), Harms and Tackenberg (1972), Sheriff (1976)»

٢ ـ معرفة نوعية حجر السحنة الرسوبية Lithology

هل السحنة تتكون من رواسب كربونات (مثل أحجار الجير) أم رواسب فتاتية (مثل أحجار الرمل والغرين ومايشبه ذلك). ومن المعروف أن صخور الكربونات تتمثل

في تعداد سحناتها الدقيقة (Micro-facies)، ويتعلق توزيعها ببيئاتها الترسيبية، هذا بالإضافة إلى أن هذه السحنات الدقيقة لاتتحمل الانتقال البعيد عن أماكن تشكيلها. ومن ثم نستطيع أن نعتبر كثيراً من أحجار الجير ذات علاقة وطيدة ببيئة ترسيبها، ويمكننا ملاحظة ذلك من فحص قشرة صغيرة (Small chip) منها أو من فحص مجهري لقطاع صخري منها ومقارنة ذلك مع رواسب حديثة مماثلة.

ومن ناحية أخرى تدل معرفة نوعية رواسب فتاتية (مثل أحجار الرمل) على أنها لاتعكس البيئة المترسبة فيها فقط بل أنها تشير إلى تاريخ انتقالها وإلى نوعية الصخر المساقة منه. لذا نجد أن الدراسة المجهرية (البتروغرافية) لأحجار الرمل ذات قيمة قليلة من حيث إشارتها إلى بيئة الترسيب، هذا إذا ماقورنت بمثيلتها في حالة صخور الكربونات والتي تكون فيها الدراسة المجهرية حتمية ولازمة بشكل كبير. كما أن أحجار الرمل أقل عرضة لعملية النشأة المتأخرة من الكربونات، ولذا يكون الطراز الترسيبي لأحجار الرمل أسهل بأن يميز. وغالباً في حالة أحجار الرمل تعكس أحجام الحبيبات وتصنيفها وأشكالها وأنسجتها مستوى الطاقة المترسب تحت ظروفها الرمل والعمليات الشائعة في بيئة الترسيب لذا تتطلب عناية كبيرة في تفسير بيئاتها. (راجع : Selley 1978 لكثير من التفاصيل).

٣ ـ معرفة البنيات الرسوبية (Sedimentary Structures) السائدة في السحنة الرسوبية

وهي مهمة لأنها تعتبر مؤشرات البيئة الترسيبية لهذه السحنة. والبنيات الرسوبية ليست كالأحافير والرواسب نفسها لأنها بدون شك تكونت وتشكلت في أماكن تواجدها ولايمكن بأن تكون منقولة كما هي عليه من خارج حوض الترسيب. ويمكن دراستها بسهولة في المنكشفات الصخرية كما يمكن فقط دراسة البنيات الصغيرة أو الدقيقة منها والتي تظهر على عينات لب الصخور المأخوذة من الصخور التحت سطحية. وهناك الكثير من المراجع العلمية التي تصف وتناقش أنواع البنيات الرسوبية وقد تكلمنا عنها بالتفصيل في الفصل الخامس (راجع الفصل الخامس).

٤ ـ معرفة أنظمة التيارات القديمة (Paleocurrent patterns) السائدة في حوض ترسيب هذه السحنة الرسوبية

وقد يختلف هذا العامل عن بقية العوامل الأخرى لكونه خاصية ملاحظة ويعتمد بشكل كبير على فطنة ودقة ملاحظة الدارس في الحقل. ويجب أن يشتمل تحديد التيارات القديمة لأى سحنة من السحن ليس فقط على وصف هذه التيارات ولكن على تفسير المعلومات المرتبطة بها أيضا. ويجدر بنا أن نتذكر أن اكتشاف وملاحظة التيار القديم يأتى من البنيات الرسوبية المتواجدة في السحنة الرسوبية وهى تعكس بيئة ترسيب هذه السحنة وليس بالإمكان أن تكون علامات موروثة من خارج منطقة (حوض) الترسيب الفعلي. ويتضمن تحليل التيار القديم لسحنة ما الخطوات التالية:

(أ) قياس إتجاه توجيه البنيات الرسوبية المهمة في الحقل (مثل اتجاه التطبق المتقاطع ومحاور القنوات واتجاه توجيه علامات النيم . . . الخ).

(ب) تحصيل اتجاه التيار القديم عند كل نقطة تؤخذ معطيات القياسات المعنية.

(جـ) عمل خارطة تيار قديم إقليمية.

(د) ربط ودمج خارطة التيار القديم مع خطوط أو متفرعات أخرى لتحليل السحن من أجل تحديد البيئة والجغرافيا القديمة.

ربما تشير التيارات القديمة في بعض البيئات إلى الميل أو المنحدر القديم (Paleoslope) (كما هو الحال في الأنهار) وربما لآخر لاتعطى تلك الدلالة في البعض الآخر (كما في رواسب الريح).

وقد نوقشت طريقة أخذ قياسات اتجاه توجيه البنيات الرسوبية وتطبيقات تحليل التيارات القديمة في كثير من الكتب والأبحاث وهذه متقدمة عن مستوى هذا المقرر لذا، نحيل طالب الدراسات العليا إلى كل من:

«Potter and Pettijohn (1977), Allen (1966), Klein (1967) and Selley (1968, 1982)»

٥ ـ تعريف أحافير السحنة الرسوبية إذا وجدت

ويعتبر هذا العامل من الطرق الأكثر أهمية لتعريف البيئة الترسيبية لراسب ما، ويعطى علم البيئة القديمة (Paleoecology) الطريقة التى عاشت فيها الأحافير وسلوك هذه الأحافير فيما بينها. ويشير أيضا إلى مدى تأثيرها في بيئاتها وتأثرها بها. راجع كل من:

«Gecker (1957), Hedgpeth and Ladd (1957), Ager (1963) Imbrie and Newell (1964), Crimes and Harper (1970), Frey (1975), Seilacher (1967), Rodriguez and Gustschick (1970) and Heckel (1972)».

ولكن نستخدم الأحافير للتعرف على بيئة الترسيب للراسب المحيط بها، كما يجب أن يوضع في الحسبان (أو الاعتبارات) الحقيقتين التخمينيتين وهما:

- إن الأحافير عاشت في المكان الذى دفنت فيه.
- إن موطن وبيئة (Habitat) الأحافير يمكن أن تستخلص إما من أشكالها وبنياتها (Morphology) أو من دراسة أحفادها الحية (إذا وجد منها شيء). وهناك مسألتان في غاية الأهمية يجب أن نذكرهما عند استخدام الأحافير كمؤشرات بيئية وهى الآتى:

أ) ليس من السهل دائما بأن نكون متأكدين من أن مخلوق ما أو أحفورة عاشت في أو على الراسب الذى دفنت فيه. لأن هناك عديد من الأحافير حفظت في بيئة معينة، ليس لأنها عاشت فيها، ولكن لأنها نقلت إليها عن طريق الصدفة وأخذت هذه البيئة موقف الاعتداء على تلك الأحافير نقلتها ومن ثم دفنت فيها، ومثال ذلك غرق كثير من حيوانات في بعض الأنهار ونقلها إلى البحر.

ب) كذلك جلب معيشة أو موطن (Deducing habitat) أحفورة من منطقة إلى منطقة أخرى تساعد في معرفة طبيعة مناخ البيئة القديمة للمنطقة المستجدة. نذكر على سبيل المثال مايسود الآن من الدببة (Bears) المتواطنة في منطقة تمتد من خط الاستواء إلى القطب الشمالي، فلو عاش في وقتنا الحاضر دببة القطب فربما استخدمت عظام الدببة القديمة كمؤشرات للمناخات الجليدية (Glacial climates) (Shepard 1964).

ومن بين الأحافير المختلفة التى يمكن استخدامها في التحليل البيئي قد يكون هناك إثنان من أعظم الأنواع أهمية هما الأحافير الدقيقة والأحافير الأثرية (Trace fossils) . ويفوق استغلال الأحافير الدقيقة على الأحافير الكبيرة لكونها تستخلص من عينات تحت سطحية (Subsurface samples) ولأنها تتواجد بوفرة في حجم عينة صخرية صغيرة ويمكن استخدامها بيسر في الدراسات الحسابية أو التعدادية (Statistical studies) . وأحد مجاميع الأحافير والأعظم منفعة في التشخيص البيئي هي المسالك (Burrows) والمجرّات (Trails) ، وجميعها تسمى بالأحافير الأثرية. وقد نوقشت بالتفصيل في الفصل الخامس تحت عنوان البنيات الحيوية. وتقع أهمية الاستفادة من الأحافير الأثرية في التفسير البيئي لسببين هما:

١ - يتشكل هذا الصنف من البنيات في أماكن تواجدها (in Situ) وليس بالإمكان أن تكون قد أعيد تكوينها وترسيبها كبعض الأحافير الأخرى.

٢ - كما أن أنواعاً معينة من البنيات الأثرية تختص ببيئات خاصة. وقد استخدم كثير من البحاثة هذه الحقيقة في تعريف مجموعات من السحنات الحيوية المعروفة بالسحنات ذات الأثر الأحفوري (Ichnofacies) راجع الفصل الخامس، شكل (٧٩). حيث تتكون كل سحنة حيوية من مجموعة أحافير أثرية تتواجد في سحنة رسوبية مخصصة وربما تحدد بيئتها بشكل مستقل عن الأخرى.

كما تدل دراسة الأحافير الأثرية ومجاميع الأحافير الأخرى على العديد من المعاملات البيئية مثل عمق مياه أحواض الترسيب، ودرجة حرارتها ودرجة الملوحة، واضطراب التيار فيها ومناخ منطقة الترسيب (Selley 1978) .

الدورات الترسيبية والتتابع الترسيبي

أشار (Selley 1978) إلى أن بعض معطيات السحنات الرسوبية يقع في كونها تتكون من تتابعات عمودية (Vertical sequences) تحت سحنية (Sub-facies) مرتبة

بطريقة يمكن التنبؤ بأنظمتها. وهذه الظاهرة تسمى بالترسيب الدوري (Cyclic sedimentation) ، وقد نوقشت ووصفت في كثير من المراجع إلا أنها روجعت حديثاً من قبل الباحثين (Duff et al. 1967) .

وبما أن الدور الذى تلعبه العمليات الترسيبية معقد وهى تتحكم في ترسيب التتابع الرسوبي فإنه يندر أن يكون النظام الدوري واضح ومرئي، وذلك إذا وجد في السحنات. وبدلاً من أن نرى أربعة سحنات تحتية (Sub-facies) مرتبة بطريقة أ ب جـ د، أ ب جـ د، أ ب جـ د، الخ (ABCD, ABCD, ABCD) فإنه يكثر تواجدها عادة في صيغة أ ب جـ أ ب د جـ د أ ب (ABC ABDCD AB) وهكذا. ويمكن أن نستنتج من التتابع الأخير أن الدورة النموذجية هى أ ب جـ د ولكن هذا يعتمد على استنتاج ذهني.

وفي السنين الأخيرة استبدلت الطريقة التحليلية للتتابعات الدورية المعتمدة على الملاحظة العينية بنظم وبطرق تعدادية متنوعة. وتشتمل هذه الطرق على الطرق التعدادية البدائية البسيطة والتى يمكن استخدامها وفهمها من قبل الجيولوجي الحقلى (Selley 1969) . وهناك الطرق المتقدمة والتى تستلزم استخدام الكمبيوتر ولكنها تعانى من التخمينات المفترضة من المعلومات أو القراءات الجيولوجية (Merriam 1967) .

وصنفت العمليات المكونة للدورة الترسيبية إلى مجموعتين (Beerbower 1964) كما يلى:

١) الميكانيكيات الدورية المكانية Autocyclic Mechanisms

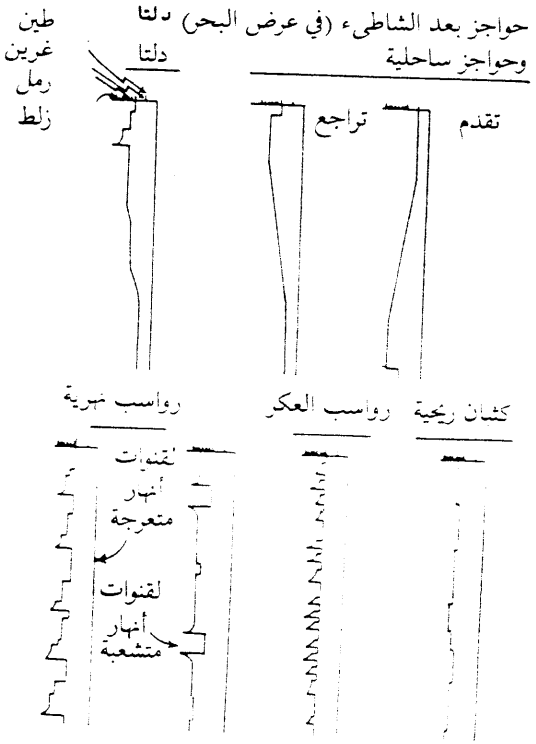
وهى العمليات التى تنشأ في حوض الترسيب وتعمل على تكوين الدورة أو التتابع الترسيبي، وتتمثل هذه العمليات في كل من هجرة القناة ونزوح مجرى القناة وهجرة الحاجز الرملي.

٢) الميكانيكيات الدورية الخارجية Allocyclic Mechanisms

وهى العمليات الناتجة من التغيرات الخارجية عن منطقة الوحدة الرسوبية مثل الرفع أو الدفع إلى أعلى (Uplift) والخسف أو الانخفاض (Subsidence) . والتغيرات

المناخية أو تغيير منسوب مستوى البحر (Eustatic change) .

وتشير دراسة الرواسب الحديثة إلى كيفية هجرة البيئات التحت بيئية (Sub-environments) في الاتجاهات الجانبية فوق بعضها البعض عبر منطقة الترسيب وما تشكله من تتابع منتظم من رواسب تحت سحنية (Sub-facies) . ويهمنا أن نميز التتابعات الدورية المكانية النشأة داخل السحنات الرسوبية لكى نحدد ونعرف بيئاتها الترسيبية . وقد وضع (Selley 1978) نموذجا للتتابعات المتنوعة للدورات المكانية الأصل (شكل ١١٨) والتى ربما تتواجد في سحنات مختلفة . ويجب أن نلاحظ أن هذه التتابعات يمكن أن ندركها أو نستكشفها بناءً على تواجد الاختلافات العمودية في أحجام الحبيبات (Vertical variation in grain size) .



شكل (١١٨) مقاطع نموذجية لبيئات معينة توضح التتابع العمودي لحجوم الحبيبات، بدون مقياس رسم (عن : Selley 1978)

تصنيف البيئات الرسوبية

قام كثير من البحاث منذ عشرات السنين بمحاولات عدة في تصنيف كلا من البيئات الرسوبية الحديثة والسحنات الرسوبية القديمة .

كانت تصنيفات هؤلاء البحاث في كثير من الأحيان ازدواجية ومتشابهة إلا أنها وضعت لكى تحقق الغرض الذى يسعى من ورائه كل باحث، وبعضها الآخر كان بمثابة تحليل لما صنفه زميله من قبل وتوسيع نطاق إطار تصنيف البيئات بمفهوم آخر من حيث التتابع السحني والتوزيع الجغرافي البيئي، هذا بالاضافة إلى التصنيف التحت بيئي مع الإشارة إلى عمق الماء وحركته، ومستوى الطاقة في حالة تصنيف البيئات البحرية .

ومن بين هذه التصنيفات المتعددة وجدنا أن تصنيف الباحث (Selley 1978) هو أنسبها لقلة تعقيداته ويمثل القاعدة الأساسية التى توضح تصنيف البيئات الرسوبية وتعطى القارىء المبتدىء، الصورة العامة للترسيب الرئيس للبيئات الرسوبية المتنوعة كما في جدول (٢٥) .

ويمكننا شرح وإيجاز ما أورده (Selley 1978) عن طرق التشخيص البيئي كما يلى :

توجد عدة نظم وطرق مختلفة يمكن استخدامها لتحديد أو معرفة بيئة الترسيب لأى صخر رسوبي وتختلف هذه طبقاً للمعلومات المأخوذة بناءً على دراسة الرواسب المنكشفة أو الرواسب التحت سطحية . وبشكل عام يجب أن يعتمد تشخيص أى بيئة رسوبية على تقييم جميع المعلومات والحقائق والإثباتات المتوفرة لدى الباحث . كما تكون المعلومات المرغوب فيها ليست دائماً متوفرة . وهذه الحالة تكون متواجدة عند دراسة الرواسب التحت سطحية معتمدين على العلومات المستنبطة من تسجيلات الآبار (Well logs) . وفي مثل هذه الحالات يمكن للشخص أن يعمل أحسن مافي وسعه باستخدام ماهو مؤكد من الحقائق . وفي حالات أخرى يحدث من دراسة المنكشفات الصخرية، أنه ربما توجد عدة حقائق للاستخدام في تشخيص بيئة رسوبية ولكن واحدة

جدول (٢٥) تصنيف البيئات الرسوبية

- أولا ـ البيئات القارية
  - ١ ـ بيئات صحراوية
    - أ ـ بيئات أسطح الصخور المعراة
    - ب ـ بيئات منحدرات الجبال
    - جـ ـ بيئات المراوح النهرية
    - د ـ بيئات الانهار المتقطعة
    - هـ ـ بيئات ريحية (هوائية)
    - و ـ بيئات السبخات
    - ز ـ بيئات بحيرات البلايا
  - ٢ ـ بيئات نهرية
    - أ ـ بيئات قنوات الأنهار المستقيمة
    - ب ـ بيئات قنوات الأنهار المتشعبة
    - جـ ـ بيئات قنوات الأنهار المتعرجة
  - ٣ ـ بيئات بحيرية
  - ٤ ـ بيئات ثلجية
- ثانيا ـ البيئات الانتقالية (الشاطئية البحرية)
  - ١ ـ بيئات الدلتا
  - ٢ ـ بيئات الحواجز الرملية
    - أ ـ بيئات الرواسب الفتاتية
    - ب ـ بيئات الرواسب المختلطة من الكربونات والفتاتية
    - جـ ـ بيئات رواسب الكربونات
- ثالثا ـ البيئات البحرية
  - ١ ـ بيئات الأرصفة القارية
    - أ ـ بيئات الرواسب الفتاتية
    - ب ـ بيئات رواسب الكربونات
  - ٢ ـ بيئات شعابية
  - ٣ ـ بيئات العكر
  - ٤ ـ بيئات لجية

أو إثنتين فقط من هذه الحقائق قد تكون حساسة وجديرة بأن تعطى تشخيص البيئة المتحاور عليها. فمثلا: ربما يعتمد تمييز بيئة الرواسب الشعابية بشكل مؤكد على

المعلومات الصخرية والحياة القديمة فقط بينما تعرف بيئة رواسب الدلتا من شكلها الحجمي والتتابع العمودي في أحجام حبيباتها وبنياتها الرسوبية. لذا نستنتج شيئاً واحداً هو أن طرق التحليل البيئي يمكن أن تتم بمعرفة خمسة معاملات لأى سحنة ما.

وصف البيئات الرسوبية

قبل أن ندخل في وصف أصناف البيئات الرسوبية والمتمثلة في نماذجها الرسوبية التخمينية يجب إيضاح مفهوم النموذج الرسوبي (Sedimentary model). ويرتبط مفهوم النموذج الرسوبي بعاملين رئيسين هما:

١ ـ عامل الملاحظة

ويتكون عامل الملاحظة من شِقَّين، يشير الشِّق الأول إلى أن هناك الآن على سطح الأرض عدد لانهاية له من البيئات الرسوبية. ولكن أظهرت نتائج دراساتنا التفصيلية بأنه ليس بالإمكان تواجد بيئتين متماثلتين ومتشابهتين في جميع الخصائص، حيث تُظْهِر البيئات فيما بينها انتقالات مفاجئة وانتقالات تدريجية جانبية. كما يشير الشِّقْ الثانى من عامل الملاحظة إلى أنه يوجد عدد لانهاية له من السحنات الرسوبية وأوضحت أيضا نتائج دراساتنا التفصيلية بأنه ليس بالإمكان تواجد سحنتين متماثلتين ومتشابهتين في جميع المميزات والخصائص. كما تُظْهِر السحنات فيما بينها انتقالات مفاجئة وانتقالات تدريجية جانبية وعمودية (أى في الاتجاه الرأسي).

٢ ـ عامل التفسير

ويدل عامل التفسير لمفهوم النموذج الرسوبي على عدم معرفة أصل نشأة معاملات السحنات الرسوبية القديمة ولكن بالإمكان مقارنتها بمثيلاتها من الرواسب الحديثة والمعروف بيئاتها الترسيبية ومن ثم يصبح بإمكاننا اكتشاف البيئات الترسيبية لهذه السحنات الرسوبية القديمة. ومما سبق إيضاحه يمكن أن نقول بأن هناك دائماً وأبداً عدد لاحصر له من البيئات الرسوبية، والتي ترسب سحنات رسوبية مميزة، وهذه ربما أمكن تصنيفها إلى أنظمة مثالية أو نماذج (Models) متنوعة، (Selley 1982, 1978)،

تعكس لنا أنواع البيئات الرسوبية. ونخصص بقية هذا الفصل لوصف البيئات الرسوبية الأساسية معتمدين على تصنيفنا لهذه البيئات الرسوبية كما أوردناه سابقاً في الجدول (٢٥) في مدخل هذا الفصل.

أولا : البيئات القارية Continental Environments

١ ـ البيئات الصحراوية Desert Environments

تشتمل البيئات الصحراوية على كل من :

أ ـ أسطح الصخور المعراة Bare rock surface .

ب ـ مناطق منحدرات الجبال (Pediment zones) .

جـ ـ المراوح (Fans) .

د ـ الأنهار المتقطعة (Intermittent streams) .

هـ ـ الكثبان. (Dunes)

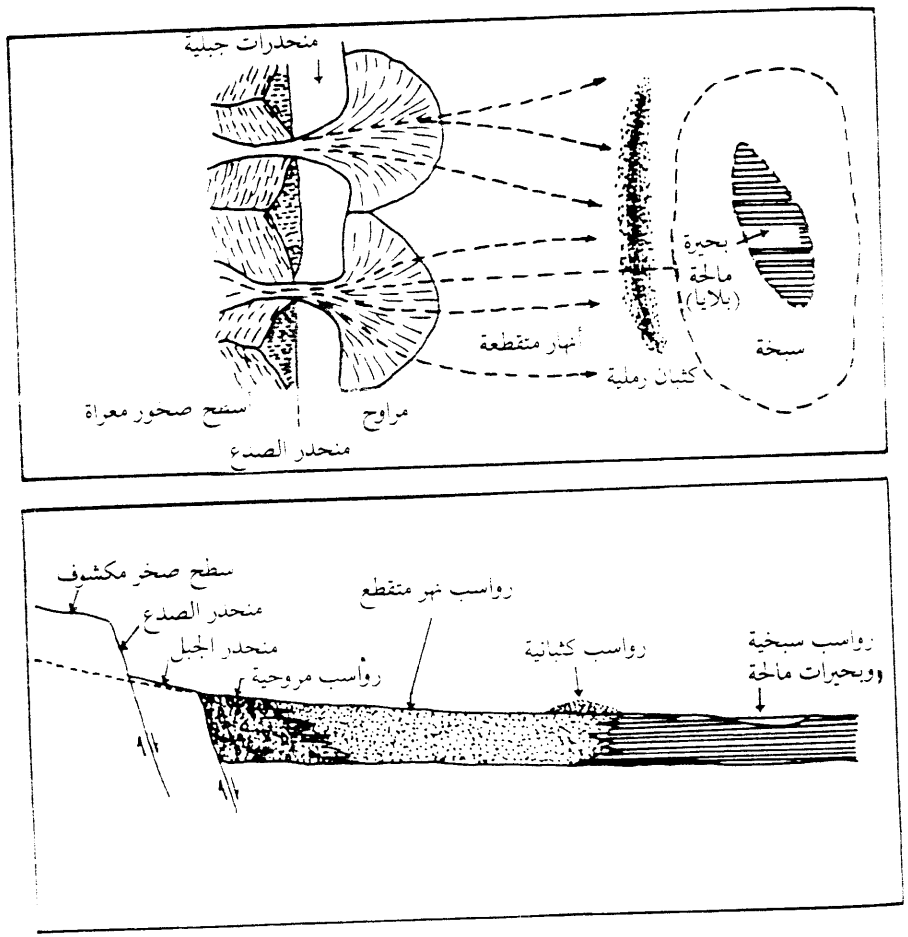
و ـ السبخات (Sabkhas) .

ز ـ مهابط أو منخفضات المناطق الصحراوية (خفس Playas)، بحيرات البلايا

ويمكننا تعريف هذه البيئات الصحراوية كما أوجزها كل من (Friedman and Sanders 1978) بالآتي :

أ ـ بيئات أسطح الصخور المعراة Bare Rock Surface

تنكشف وتتعرى أسطح الصخور الصخرية نتيجة عمليات التجوية التي تعمل على تفتيتها وتزيح الرياح الفتات الجسيمات المفككة والجافة ومن ثم ينخفض سطح مرتفعات الصحراء ويطلق على هذه العملية مصطلح التخوية أو التفريغ (Deflation)، شكل (١١٩). حيث يدفع الريح الجسيمات الصخرية إلى أعلى ويقذف بها أسطح الصخور المحيطة مسبباً مايعرف بعملية التآكل والحت (Abrasion) وينتج عن هذه العملية زيادة في تفتيت وتفكك جسيمات الصافية والتي يحملها الريح ويلقى بها في أماكن أخرى.



شكل (١١٩) رسم تخطيطي لخريطة وقطاع جانبي لبيئات رسوبية في حوض صحراوي متاخم لمنحدر جبلي (عن : Friedman and Sanders 1978).

وتؤدى عملية حمل الرياح للجسيمات الصخرية وارتطامها أو صفع (Blasting) أوجه الصخور المكشوفة إلى تنعيم أسطحها المعراة. ونتيجة لاستمرارية تنعيم الرياح لصخور الصحراء المكشوفة تشكل مايسمى بالصحراء الصخرية (Rocky desert) والمعروفة بصحراء حمادة (Hamada) . وقد تظهر أسطح هذه الصحراء نظيفة وخالية من الرمال فيما عدا تواجد متخلفات من الزلط مبعثرة فوق أسطح الصخور المعراة. وفي كثير من صحارى العالم

القديمة والحديثة تشكل الصدوع المتاخمة لهذه المنطقة أحواض يترسب فيها نواتج تفتيت الصخور الصحراوية. ولم يرد حتى الآن معلومات عن تواجد مثل صحراء حمادة أو أسطح الصخور المعراة في السجل الجيولوجي (Geologic record).

ب ـ بيئات منحدرات الجبال Pediments

وهى عبارة عن أسطح منحدرة مجاورة للأراضي الصحراوية المرتفعة (الجبلية) والتى تقطع عبر طبقاتها الصخرية مجاري الأنهار المتقطعة الفصلية (شكل ١١٩). ويتدرج انحدار أسطح هذه المناطق في اتجاه يبتعد عن الجبال حتى يصل إلى الأحواض المتواجدة في أسفل المناطق المنخفضة. وربما تغطى أسطح هذه المناطق بطبيقة رقيقة من راسب مفكك مجلوب من الصخور المعراة والمتواجدة في أعالي الجبال المتاخمة. وقد تظهر منحدرات الجبال (Pediments) في السجل الصخري أو الجيولوجي كأسطح عدم توافق. ويتم الاحتفاظ بهذه المنحدرات في السجل الجيولوجي إذا عملت معادن الكبريت (Sulphates) مثل الجبس والأنهيدريت على سمنتة الرواسب المفككة والتى تغطى هذه المنحدرات الجبلية.

جـ ـ بيئات المراوح النهرية Piedmont Fanglomerates

وهى عبارة عن رواسب ذات أسطح مخروطية الشكل وتنتشر بشكل شعاعي في اتجاه أسفل المنحدرات الجبلية (شكل ١١٩) وتكون أحيانا متاخمة لأسطح الصدوع المتواجدة عند أسفل منحدرات الجبال.

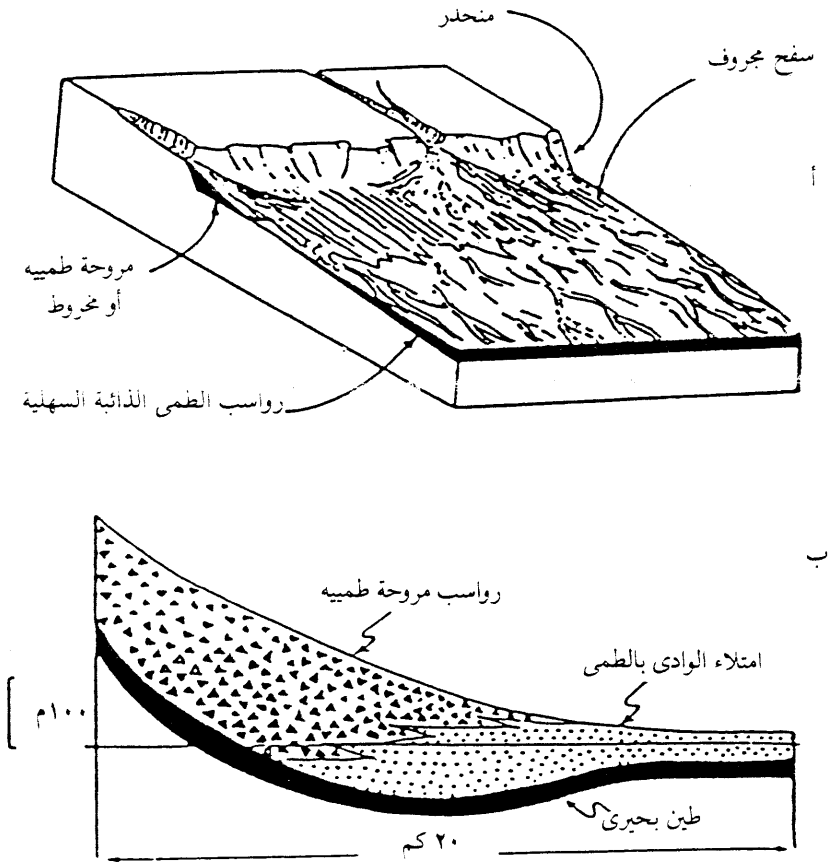
وتشكل مناطق المراوح مخارج الأنهار المنحدرة من المرتفعات الجبلية والمتجهة إلى المناطق السهلية. وقد تشكل الرواسب المروحية حزاماً حول المناطق الجبلية والأراضي المنخفضة المتاخمة. وتساق الرواسب إلى هذه المراوح عن طريق أنهار منفردة منحدرة من أعالي الجبال. وربما ينعدم الشكل المخروطي نتيجة تضخم المراوح وتتداخل أجسامها المنفردة والمتجاورة حتى تصبح جسم رسوبي واحد يغطى مناطق أسفل الجبل، والذى يطلق عليه المصطلح الفرنسي (Piedmont) ويعنى سفح الجبل. ويصل انحدار منحدرات الترسيب في منطقة سفح الجبل (Piedmont zone) إلى حوالي ٢٥° تميل في اتجاه المناطق السهلية حيث يتناقص هذا الانحدار بشكل شعاعي عند أسفل المروحة. ويرتبط هذا التغيير في الانحدار (الميل) مع تغييرات في عمليات النقل والترسيب ومن ثم تظهر هذه في توزيع نوعية الراسب فوق

هذه المناطق. فمثلا تترسب طبقات من رواسب أحجار الجلاميد (Boulders) والرواهص على المخاريط المروحية النهرية وعند رؤوس الوديان النهرية ويحدث ذلك عن طريق الانزلاق بالجاذبية من جوانب الجبال المجاورة. وتتدرج هذه الرواسب في اتجاه أسفل المروحة إلى رواهص وأحجار رملية حصوية طينية مصمتة وأحجار غرينية. ويطلق على هذا النوع من الرواسب مصطلح (Diamicties) والذى تسبب في تشكيله تدفقات الوحل المصاحبة. وقد سبق الحديث بالتفصيل عن هذه الرواسب في الفصل الرابع. ثم تتدرج هذه الرواسب في اتجاه أسفل المروحة إلى رواسب أحجار رمل حصوية ذات تطبق مسطح (مستو) وهى رديئة التصنيف (Poorly sorted) ومصمتة أو عديمة البنيات الرسوبية الأولية وفي بعض الأحيان تظهر في داخلها رقائق من الغرين والتآكل غير المنتظم. وترسبت هذه الطبقات نتيجة فيضانات الأنهار المفاجئة والمتقطعة. وتمتد هذه الرواسب في اتجاه أسفل المنحدر إلى رواسب أنظمة قنوات الأنهار المتفرعة (Abraided stream systems) وانظر في ذلك الاشكال (١٢٠ و ١٢١).

وتختص رواسب مناطق سفوح الجبال بأنها ذات حبيبات في غاية الخشونة ورديئة التصنيف وذات تطبق تحت أفقي أو مصمت وعديمة الأحافير ويطلق على رواسب هذه المناطق مصطلح «الرواهص المروحية» (Fanglomerates) ويشير هذا المصطلح إلى كل من معرفة صخورها (Lithology) وأشكالها الحجمية (Geometry). وتتواجد رواسب سفوح الجبال الحديثة في مناطق حول الجبال ومنتشرة في العالم من المناطق القطبية الشمالية حتى مناطق خط الاستواء. وقد تظهر رواسب هذ المناطق في السجل الجيولوجي بمثابة أغطية طبقية تقع فوق أسطح عدم التوافق القاعدية (Basal unconformity) والمترسب عليها تتابعات قارية سميكة (Willams 1969, Selley 1972, 1976).

د ـ بيئات الأنهار المتقطعة Intermittent Streams

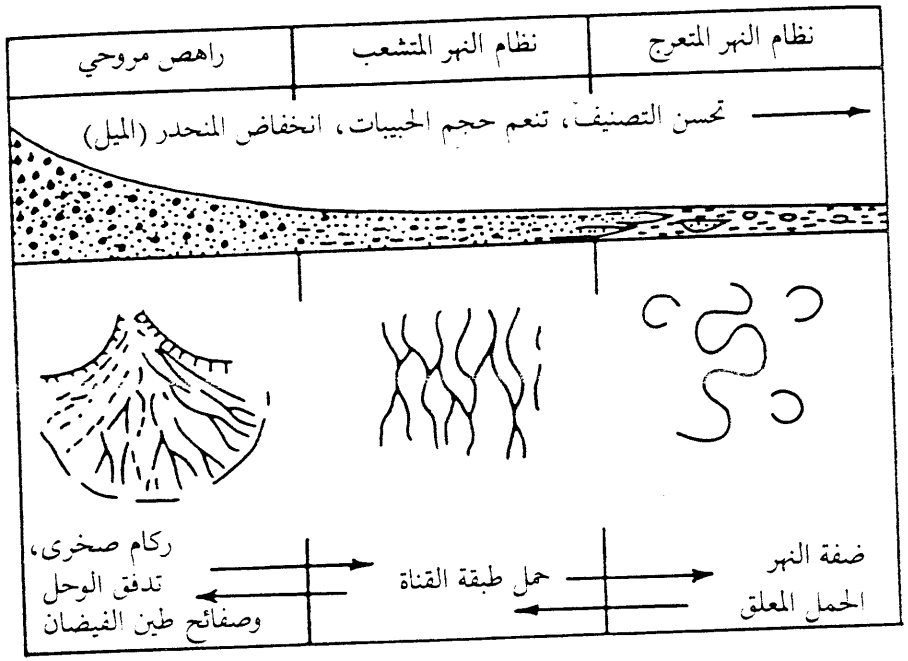
سميت هذه الأنهار بالمتقطعة لأنها تكون مليئة بالمياه على فترات زمنية متقطعة وقصيرة أثناء العام الواحد وفي معظم بقية أيام السنة تكون عبارة عن أنهار جافة وهى التى نسميها نحن العرب بالوديان أو مجارى السيول. وتمتلىء الوديان في الصحاري عقب هطول الأمطار الفصلية الغزيرة والفيضانات التى تحدث في المنطقة. وبسبب تدفق المياه في هذه المجارى



شكل (١٢٠)

أ ـ رسم تخطيطي يوضح مظهر منطقة سفح الجبل. يترسب الزلط والرمل الخشن بالقرب من المراوح النهرية نتيجة الانزلاقات الأرضية وتدفقات الوحل والفيضانات المفاجئة. بينما يترسب الرمل والغرين في قنوات الأنهار المتفرعة نتيجة الفيضانات المتقطعة عبر السهول. (عن Selley 1976).

ب ـ مقطع جانبى لرواسب الطمي المروحي المعقد في منطقة سلسلة جبال نيفادا في أمريكا. (عن: Magleb and Klein 1965).



شكل (١٢١) يوضح العلاقة الانتقالية بين أنظمة المراوح السفحية الجبلية والأنهار المتشعبة والأنهار المتعرجة والسحنات. (عن: Selley 1976).

مثل ماتسببه الأنهار العادية من عمليات حت ونقل وترسيب لكميات كبيرة من الرواسب. وتتفرع هذه الوديان من مناطق المراوح الجبلية وتنحدر في اتجاه المناطق السهلية (Piains) وربما تمتد رواسب الطبقات الجافة للأنهار المتقطعة عبر مئات الكيلومترات وبتساع عدة كيلومترات. وربما تحدث فيضانات مفاجئة وسريعة وخطيرة في هذه الوديان وبدون أن يشعر الفرد بهطول الأمطار حوله وذلك لأن هطول الأمطار حدث في المناطق الجبلية البعيدة عنه والتى ينحدر منها الوادي.

وبعد انتهاء تدفق المياه في الوديان يترسب منها رواسب رديئة التصنيف (ذات جسيمات من جميع الأحجام) تأخذ شكل الطبقات بأسماك مختلفة تصل إلى عدة أمتار. وقد يكون تطبق هذه الرواسب ممتاز أو رديء. وعندما تجف هذه الرواسب تزيح الرياح السائدة كميات كبيرة من الطين والغرين والرمل الصغير الحجم، ويترك خلفه

متخلفات من الحصى الصغير (Pebbles) والحصى الكبير (Cobbles) والجلاميد (Boulders) . وقد يتسبب التدفق القادم في تآكل وحت هذه الرواسب الخشنة أو قد تدفن تحت رواسب الفيضان القادم والذى ربما لايأتي إلا بعد عدة سنوات أو عشرات السنين.

وربما تتدفق الأنهار المتقطعة عبر منحدرات منخفضة الميل وربما تنتهي في مناطق السبخات أو في مناطق البحيرات الصحراوية المتقطعة المعروفة تحت اسم بلايا (Piayas) ، وعامة تجف هذه الأنهار نتيجة لعملية التبخر السريعة التى تحدث في هذه المناطق الصحراوية. وثانية نتيجة لتسرب المياه إلى الطبقات التحتية وفي النهاية قد تصل إلى مستوى منسوب المياه القاعية. وقد تأخذ مجارى هذه الأنهار المتقطعة شكل الأنهار المتفرعة (Braided streams) أو الأنهار الملتوية (Meandering streams) . ويكون التدفق فيها على صورة تدفق حطامي (Debris flow) بعكس مايحدث في الأنهار العادية والتى يتدفق فيها الماء بطريقة التدفق النيوتوني (Newtonian flow) (راجع : Friedman and Sanders 1978).

ومن أمثلة رواسب الأنهار المتقطعة وذات السجل الصخري أو الجيولوجي هي مايسمى الآن بسحنات حجر الرمل النوبي (Nubian sandstone facies) . وهذه عبارة عن تتابعات لرواسب رملية نهرية (Fluvial) يتراوح أعمارها من الكمبرى (Cambrian) إلى عصر الألوسين أو الحديث (Holocene) . وتتواجد هذه الرواسب على كلا جانبي البحر الأحمر في أماكن تحد الدرع العربي النوبي (Arabian-nubian shield) .

ويصعب التفريق بين رواسب المراوح النهرية ورواسب الأنهار المتقطعة في السجل الصخري ، وكون أنه معروف أن تتغير رواسب المراوح وتنحدر بالتدريج إلى رواسب الأنهار المتقطعة لايكفي للتمييز بينهما لأن كلاً من رواسب الاثنين يتشكلان من رواهص وأحجار رمل خشنة الحبيبات وكلاهما غالباً مايكون رديء التصنيف. ولكن تظهر نواتج التدفقات الحطامية بشكل أعم في رواسب المراوح النهرية عنها في رواسب الأنهار المتقطعة، ويرجع ذلك لكون أرضية المراوح أشد إنحداراً كما أن قرب المراوح من منطقة المصدر يجعل لها أفضلية، مُحَبذة ترسيب أغلبية راسب التدفق الحطامي في منطقة المراوح عنها في مناطق

الأنهار المتقطعة. ويندر توفر كل من رواسب الأطيان الصفحية وأحجار الغرين وأحجار الرمل الدقيق الحبيبات في الأنهار المتقطعة وربما يتراوح تصنيف الحطام الخشن من جيد التصنيف في مترسبات النهر إلى رديء التصنيف في الرواسب ذات نشأة تدفقية حطامية في الأصل. ويشير تواجد معادن الكبريت كالجبس عند أسطح المنكشفات أو كالانهيدريت في الرواسب التحت سطحية، أو أى من معادن ألبخر الأخرى والتى تعمل كمادة لاحمة بين الحبيبات، إلى أصل نشأة تحت ظروف مناخية قاحلة. كما أن تتداخل أو تتشابك رواسب المراوح أو رواسب الأنهار المتقطعة مع متبخرات السبخة أو البحيرات المتقطعة (Palyas) يثبت بالمثل أن بيئة الترسيب السائدة كانت قاحلة وصحراوية.

هـ - بيئات ريحية أو رواسب الكثبان (هوائية) Eolian Deposits

لقد تحدثنا بالتفصيل في الفصلين الثالث والرابع عن عمليات الرياح من حيث الحت والنقل والترسيب. وعَرفنا أن الرياح من أعظم عوامل الانتقال اختياراً لنوعية أحمالها من الرواسب المجواة لأنه يندر على سرعة الرياح مهما بلغت من قوة حمل جسيمات راسب ذات حجم يزيد عن ٠٫٣٥ مليمتر. وتحسن الرياح عملية فرز وتصنيف أحجام الرواسب أحسن بكثير مما تقوم به المياه لإنجاز نفس المهمة. وينتج عامة عن عملية فرز أحجام الرواسب بالرياح ثلاثة أنواع من الرواسب:

١ - رواسب اللوس (Loess) المتكونة من جسيمات طينية وغرينية.

٢ - رواسب الكثبان (Dunes) والمتكونة من جسيمات رملية.

٣ - مخلفات التخوية أو المناطق المفرغة (Deflation lags) المتكونة من جسيمات تزيد في أحجامها عن ٠٫٥ مليمترات مثل الحصى الكبير والرواهص والرمل الخشن، هذا بالإضافة إلى جسيمات الرمل الدقيق الحبيبات وجسيمات الغرين والتى لم تحمل وتستبعد من المنطقة إما نتيجة لتدرعها بالجسيمات الكبيرة أو بسبب عدم توفر اضطرابات سطحية كافية بأن تنقلها معلقة في الهواء أو نتيجة تشكيلهم لسطح متماسك (Coherent surface) ومتماسك لدرجة أنه يصعب على الرياح إزاحتها. وتنقل رواسب اللوس (أو التربة الطفالية) معلقة في الهواء، وتنقل رواسب الكثبان مسحوبة أو مجرورة (Traction) على سطح الأرض أما رواسب التخوية عندما تزاح فإنها تتحرك على هيئة البساط المجرور (Traction carpet) .

ونتيجة للفترات الطويلة الجافة التى تسود الصحارى يعاد ترسيب رواسب الأنهار المتقطعة بواسطة الرياح. فتزيح الرياح من رواسب هذه الأنهار الرديئة التصنيف بسحب الجسيمات التى تتراوح أحجامها من ١ر٠ إلى ٣ر٠ مليمتر. وتترسب وتتراكم هذه الجسيمات المنقولة في أماكن أخرى في اتجاه أسفل الريح مكونة مايسمى بالكثبان الرملية وتكون جيدة التصنيف (Well sorted) وحيدة النمط (Unimodal) بشكل أساسي. وتترك الرياح خلفها الرواسب الخشنة ذات الحبيبات الكبيرة الحجم حيث يطلق عليها رواسب التخوية (Deflation lags) ويصاحبها أيضا بقاء الرواسب الناعمة التى لم تحمل بعد معلقة في الهواء. وعند تكرار إضطراب رواسب التخوية بالهواء السائد تنقل الرواسب الناعمة معلقة، وتستبعد من المنطقة، ومن ثم يترسب معظمها مرة ثانية في الصحراء. ولو فحصنا التوزيع الحجمي التواتري (Size-frequency distribution) لرواسب التخوية (Deflation-lag sediments) لوجدناه ثنائي النمط (Strongly bimodal) بشكل واضح (Friedman and Sanders (1978). ولقد أشار هذان الباحثان إلى أن دراسة الصحارى الحديثة في العالم أظهرت تركيز نمط أحجام الحبيبات المتراوح من ٥ر٠ إلى ٢ ملليمتر في رواسب التخوية (Deflation lags). ويشكل هذا النمط الخشن (Coarse mode) تصنيفاً جيداً مع نفسه ويكون مختلطاً مع حبيبات ناعمة جداً من الرمل والغرين. وربما يكون هذا الجزء من الرواسب الدقيق متعدد النمط (Polymodal) مع نفسه لأنه من المعروف أن كل هبة ريح (Each gust of wind) تحمل بشكل مستقل حملها من المجموعات الجسيمية (Population of particles) وهذه بدورها تستقر فيما بعد.

وتُظهر الكثبان الرملية الحديثة أشكالا متنوعة، والتى يصعب علينا تمييزها في السجل الصخري الجيولوجي. وقد شرحنا بالتفصيل في الفصل الرابع أشكال الكثبان الرملية وللتذكير نذكر هنا الأنواع الأكثر شيوعاً وهى كالتالي:

- الكثبان النجمية
- الكثبان الهلالية
- الكثبان المستقيمة

- الكثبان المتطاولة
- الكثبان القبيبة الشكل
- الكثبان اللسانية

(راجع مناقشة هذه الكثبان في الفصل الرابع).

وتحمل أحجار رمل الكثبان بنيات رسوبية مثل التطبق المتقاطع وعلامات النيم وربما علامات انطباع المطر أو أثر أقدام بعض الحيوانات (Animal tracks) مثل الزواحف والثدييات والبرمائيات (Amphibia) وغيرها من الحيوانات السائدة في الصحراء. وتظهر التطبقات المتقاطعة للكثبان الرملية كبيرة المقاس، ويميل شديد الانحدار يزيد عامة عن ٢٥° وتكون أطقم (Sets) التطبق المتقاطع والمفردة سميكه، وقد تتراوح في سمكها من ٣-١٤ متراً ويمكن عامة متابعة أثرها إلى مئات الأمتار.

و - بيئات السبخات Sabkhas

يوجد نوعان من السبخات هى:

(١) السبخات القارية الداخلية (Interior continental sabkhas).

(٢) السبخات المتاخمة لشاطىء البحر (Sea marginal Sabkhas).

سوف نتحدث هنا عن النوع الأول وسنتحدث عن النوع الثانى فيما بعد في هذا الفصل:

تعتبر السبخات بمثابة أسطح ترسيب وتفريغ متوازية (شكل ٢١٩) (Equilibrium deflation-sedimentation surfaces) أو أنها عبارة عن نوافذ ترسيب وتفريغ (Deflation-sedimentation windows) تصل إلى مستوى منسوب الماء المحلي، ويمثل نهاية حدود الخاصية الشعرية (Capillary fringe) فوق مستوى منسوب جسم الماء، مستوى القاعدة لتخوية أو تفريغ الريح (Wind deflation)، حيث ينتقل الراسب من فوق هذا المستوى (capillary fringe) بواسطة الريح ومن ثم يتشكل سطح مسطح أو مستوٍ (Flat surface) طبقاً لمستوى منسوب الماء الجوفي. ولنتحدث هنا عن نموذج السبخات الحديثة بالتفصيل حتى نتمكن من تفسير بيئات السبخات القديمة عندما نجدها. فمن أمثلة السبخات

القارية تلك السبخات المتواجدة في وادى عرفة بين البحر الميت والبحر الأحمر. وتشكلت هذه السبخات هنا من الأنهار المتقطعة والتى تتدفق خلال هذا الوادى في اتجاه الجنوب متجهة إلى البحر الأحمر ولكن لايصل معظمها إليه وتكون هذه الأنهار المتقطعة قصيرة ولاتشكل حوضاً مصرفياً مستمراً. وتتسبب المراوح النهرية المصاحبة في منع وصول الرواسب إلى البحر الأحمر ولذلك ينساب أو يتسرب الماء في التربة حتى يشكل مستوى منسوب الماء الباطنى (Water table) قريباً من سطح الأرض. ومن ثم تتشكل السبخات بين الكثبان الرملية المجاورة وقد تمتد أطراف الكثبان الرملية فوق أجزاء من السبخات. ويتكون راسب السبخة من طين وغرين ورمل. وتكون هذه منقولة بواسطة الأنهار المتقطعة والمنحدرة من منحدرات الأماكن العالية المحيطة بها وأيضا بواسطة الرياح السائدة في المنطقة.

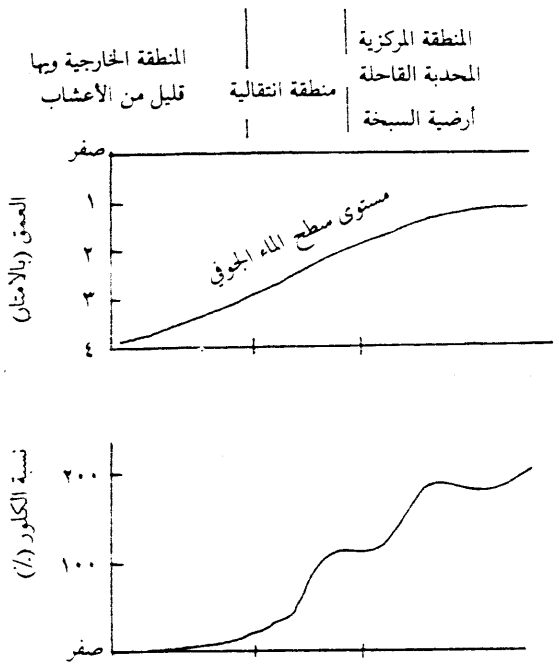
وتستخدم عوامل مثل عمق الماء الجوفي، والتكوين المعدني للماء الجوفي والتوزيع النباتي في تمييز ثلاثة مناطق للسبخة:

(١) المنطقة الخارجية وبها بعض النباتات المتناثرة (مثل: الأثل Tamarisks ، والنخيل Palms).

(٢) المنطقة الانتقالية.

(٣) المنطقة المركزية وهى العميقة أو الخالية من النباتات (شكل ١٢٢).

وإذا تتبعنا مستوى الماء الجوفى من المنطقة الخارجية إلى المنطقة المركزية نجد أن منسوبه يرتفع في اتجاه أرضية السبخة وتزداد درجة تركيز عنصر الكلوريد في نفس الاتجاه. لذلك نجد أن ترسيب الجبس يحدث في المنطقة الخارجية وفي جزء من المنطقة الانتقالية بينما يترسب الأنهيدريت في جزء من المنطقة الانتقالية وفي المنطقة المركزية. وعامة تحيط أو تحد السبخات البحيرات الصحراوية المعروفة باسم بلايا (Playas) وقد أشارت دراسة عينات تحت سطحية لرواسب سبخية من العصر البرمي في شمال أوروبا بأنها تتكون من أحجار رمل وطين صفحي وطبقاتها متداخلة مع بعضها (Interbedded) وهى تشبه رمل وغرين وطين سبخة يوتفاتا الواقعة في وادى عرفة شمال خليج العقبة. كما تتشكل أغلبية معادن التبخير المتواجدة في هذه العينات التحت سطحية من أنهيدريت بدلاً من الجبس. وتتداخل سحنات هذه السبخة مع رواسب

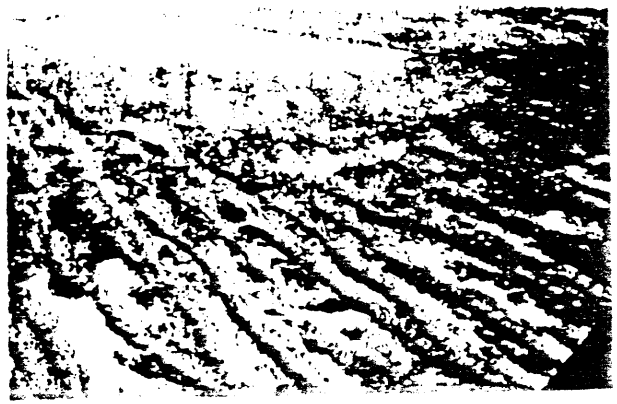


شكل (١٢٢) منحنيات خطية توضح التغيرات المتعمقة التى تحدث في مستوى منسوب الماء الأرضي ودرجة الكلور عبر سبخة يوتفاتا في وادى عرفة الواقع بين البحر الأحمر والبحر الميت (عن: Friedman and Sanders 1978).

سحنات الكثبان الرملية وسحنات الأنهار المتقطعة وسحنات البحيرات الصحراوية (Playa lakes).

ز - بيئات بحيرات البلايا Playas

وهى عبارة عن طبقة جافة لبحيرات تعرف تحت اسم بلايا (Playas) وتتواجد في الأقاليم الصحراوية. وهى قليلة العمق ومتسعة المساحة وتتغطى أحيانا هذه الطبقة الجافة بكمية قليلة من المياه (شكل ١١٩، ١٢٣). وربما تعادل مايعرف لدينا محلياً تحت اسم الأرض المنخفضة أو المهبط أو الغدير الذى يمتلىء عقب هطول الأمطار.



شكل (١٢٣) كثبان السيف الرملية (في المقدمة) وامتدادها جانبياً إلى سبخات (في الوسط) وبحيرات ملحية (في المؤخرة) (عن : Friedman and Sanders 1978) .

وتفتقر منخفضات البلايا إلى التصريف الخارجي وتشكل البلايا أخفض سطح طبوغرافي في المنطقة . وتنقل المواد المترسبة والمياه من البلايا عن طريق التدفق التحت سطحي والتبخير والتخوية والتفريغ (Deflation) . وجميع هذه الطرق الناقلة مهمة إلا أن التدفق التحت سطحي (Subsurface flow) يزيح مواد ترسيبية أقل مما تزيحه خاصية التبخير أو التخوية لأن الراسب المتكون منه معظم أرضيات البلايا يكون نسبياً غير نافذ (Impermeable) .

وتترسب الرواسب في البلايا عن طريق مياه الفيضانات المتقطعة والمتقيدة بطول الأمطار في المناطق الصحراوية . فقد تكون الفيضانات سنوية في بعض المناطق . وفي هذه الحالة تتغطى البلايا ببحيرة مؤقتة سرعان ماتتبخر مياهها . وفي مناطق أخرى تحدث الفيضانات التي ترد إلى البلايا نتيجة عواصف محلية ممطرة متقطعة تأخذ محلها في المناطق المرتفعة المحيطة وقد تحدث في أي وقت من أوقات السنة . وفي كلتا الحالتين ينقل الفيضان الرواسب الناعمة الحبيبات بشكل رئيسي إلى البلايا (Playa) ويترك خلفه المواد الكبيرة عن حجم حَبَّات الرمل موزعة فوق مناطق كل من المراوح ومنحدرات الجبال (Pediments) وفي أرضيات قنوات الأنهار المتقطعة . ويتبخر ماء

بحيرة البلايا في الفترة مابين فيضان وآخر ويترك أو يرسب المواد الصلبة والمعادن الذائبة في الماء . لذا تتكون رواسب البلايا من طبيقات (layers) متداخلة قليلة السمك من الرمل والغرين والطين ومعادن البخر (Evaporites) . ولكون البلايا جافة في معظم الأوقات ، لذا يجد الأكسجين طريقه إلى رواسب السطح مما ينجم عنه أكسدة وطرد مياه هذه الرواسب وصبغها باللون الأحمر والبني . وبما أن الرواسب غالباً ماتكون غير نافذة فإنها تحتفظ بلون رمادي تحت السطح حيث تسود ظروف الاختزال (Reducing conditions) .

وتكون رواسب البلايا عامة دورية (Cyclic) بسبب تبادل فترات الجفاف والفيضان وربما تتشكل من طبيقات زوجية (Couplets) أو طبيقات ثلاثية (Triplets) . وتتكون الطبيقات الزوجية من طبيقة رملية خشنة الحبيبات أو غرينية تتدرج إلى أعلى وتدخل في طبيقة أقل سمكا من الطين الناعم الحبيبات . وتتكون الطبيقات الثلاثية إذا كانت طبيقة مغطاة أو محتوية على رقيقة غشائية من معادن البخر ، مثل الكلسيت ، الجبس ، الدلوميت ، الأنهيدريت ، الهيليت أو الأراجونيت . وتتشكل مثل هذه الطبيقات الزوجية أو الثلاثية عندما تستقر المواد الخشنة من المياه الفائضة وتنتشر بشكل جانبي بواسطة التيارات والأمواج المساقة بالرياح . وربما تبقى جسيمات الرواسب الأرضية الناعمة معلقة في الماء بنفس الرياح المتسببة في حركة التيارات والأمواج حتى يتبخر الماء . وقد يتسبب الفيضان القادم في إعادة ترسيب بعض من الرواسب السطحية وبصور محلية ، ويذيب بعض المعادن القابلة للذوبان لتصبح محلولة مرة أخرى ويرسب طبيقة مزدوجة أخرى جديدة . وهكذا تتكرر نفس العملية مرات عديدة عقب كل فترة فيضان وفترة جفاف متلاحقة . وتمتاز رواسب البحيرات المؤقتة أو البلايا بأنها تظهر مترققة (Laminated) . وتتشكل معادن الجبس والهيليت (الملح) الأغلبية العظمى من بين معادن البلايا وتتواجد معادن الكلسيت والأراجونيت والدلوميت بشكل محلي . وتأخذ بعض الطبيقات لوناً داكناً مسوداً نتيجة لتوفر كبريت الحديد (Iron sulphide) المتواجد مع عدسات متقطعة من الكبريت . وتلعب عمليات البكتريا دوراً مهماً في اختزال (Reduction) الجبس ، وهذا واضح من التواجد المشترك بين كبريتيد هيدروجين (H_2S) وكبريتيد الحديد ، والكبريت (Native sulphur) (Friedman and Sanders 1978) .

٢) البيئات النهرية Fluvial Environments

تعتبر الأنهار عوامل النقل الرئيسة التى تنقل الرواسب من اليابسة إلى الأقاليم الساحلية البحرية والبحرية، وترسب فيها الرواسب بتتابعات سميكة أو تنتقل إلى مسافة أبعد، إلى الأرصفة القارية والأحواض البحرية العميقة حيث تتشكل الرواسب المائية العميقة. لذلك يمكننا القول بأن الأنهار هى عوامل نقل رئيسة تنقل الرواسب من القارات المتعرضة للتجوية إلى الأجسام المائية بنوعيها البحرية والبحيرية.

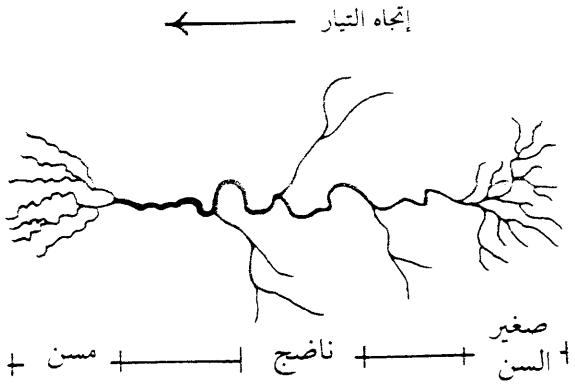
كما أنه لايحمل كل الراسب من اليابسة، والجاهز للنقل نتيجة عمليات التجوية، إلى البحار والبحيرات لأن جزءاً منه يترسب على اليابسة تحت تأثير العمليات النهرية (Fluvial processes). ومع تكوينات رسوبية يمكن أن تتشكل تتابعات لرواسب نهرية تصل سماكتها إلى عدة آلاف من الأمتار. وهذا ينطبق على الأنهار التى تُكَوِّن سهولا طمية أو غرينية (Alluvial plains) وسهول فيضان (Flood plains) كبيرة الاتساع وأينما تحدث عمليات ترسيب نهرية (Fluvial sedimentation) واسعة النطاق. وفي بعض الحالات، تترسب أو تتشكل رواسب مروحية طمية أو غرينية (Alluvial fans) سميكة على امتداد جانبي الوادى عند مقدمات الجبال. وبعبارة أخرى تكون الأنهار ليس فقط عوامل تحات ونقل ولكن أيضاً عوامل ترسيب.

وتتشكل الدلتاوات والرواسب الدلتاوية من تفاعل العمليات النهرية والعمليات الساحلية. وهذا تلعب العمليات النهرية دوراً مهماً في تشكيل بيئة الدلتا.

وقبل أن نتطرق إلى مناقشة البيئات الترسيبية النهرية يجب أن نتحدث بإيجاز عن الخواص العامة للأنهار والعمليات النهرية كما أوردها كل من: (Leopold et al. 1964, Allen 1965).

يحتوى كل نهر على حوض مصرف (Drainage basin) أو منطقة المجرى (Catchment area) والتى تمد النهر بالماء والراسب. وفي هذا الحوض المصرفي تتلاقى أفرع الجداول الصغيرة بمجرى قناة النهر الرئيس ويفصل بين مجارى التصريف المتجاورة فواصل (Divides) أو خط إنفصال المياه (Water parting= Watersheds).

وعموما يمكن أن يتميز النظام النهري من ثلاث مراحل هى: الصغير (الحديث)، والناضج، والمسن (Young, mature and old)، (شكل ١٢٤). ونوجز شرح هذه المراحل الثلاث كالتالي:



شكل (١٢٤) تمثيل خطي لمراحل تطور نمو النهر. (عن: Leopold et al. 1964).

١ ـ تحدث أو تتشكل المرحلة الحديثة للنهر في الأقاليم الجبلية وهى عبارة عن بداية النظام النهري والتى تنمو من التقاء أفرع متنوعة من الجداول. وبشكل رئيس تكون الأنهار في هذه المرحلة عبارة عن عوامل حت. وتشكل هذه المرحلة قنوات الأنهار المتشعبة (Braided channels).

٢ ـ تمتاز مرحلة النضوج للنظام النهري بتشكيل سهل الفيضان ونمو أو تزايد الرواسب الجانبية (Lateral accretion deposits)، والتى تعرف بحافة أو حرف المجرى (Point bar) المتراكم. وتشكل هذه المرحلة القنوات النهرية المتعرجة (Meandering channels).

٣ ـ تتشكل المرحلة المسنة للنظام النهري في الأقاليم الساحلية. وهنا تلتقي عدة سهول فيضانية من أنظمة أنهار مختلفة ويكون التقسيم بينهم ممحى وغير واضح. وعادة يشكل النهر في مرحلته المسنة شبكة من قنوات التوزيع، وهذا بخلاف النهر في مرحلة

طفولته والذى يكوّن شبكة من قنوات التجميع. وتصبح القنوات أصغر فأصغر من خلال التقسيم المتكرر وتقسيم التصريف، وفي النهاية تلتقى قنوات التوزيع بالبحر. ومن الناحية البيئية الترسيبية أو الجيولوجية فإن مراحل النضوج وبالأخص المسنة منها تعتبر أكثر أهمية من مرحلة الطفولة لأن الترسيب النهري الرئيسي يحدث في مرحلتي النضوج والكبر.

شكل القناة

يقصد بشكل القناة هنا، هو مظهر النهر من خلال المنظار المستو (Plane view). وربما تأخذ الأنهار أشكالاً متنوعة أثناء عملية تدفق المياه فيها. وتعكس أشكال قنوات الأنهار مدى أو اعتدال هذه القنوات مع صخور القناة والقطاع العرضي. ويبدو أن أشكال القنوات تكون محكمة بكمية حمل الراسب وخواصه وبكمية وطبيعة التصريف أيضا. وقد ميز معظم الباحثين أن هناك ثلاثة أشكال قنوية نهرية وهى:

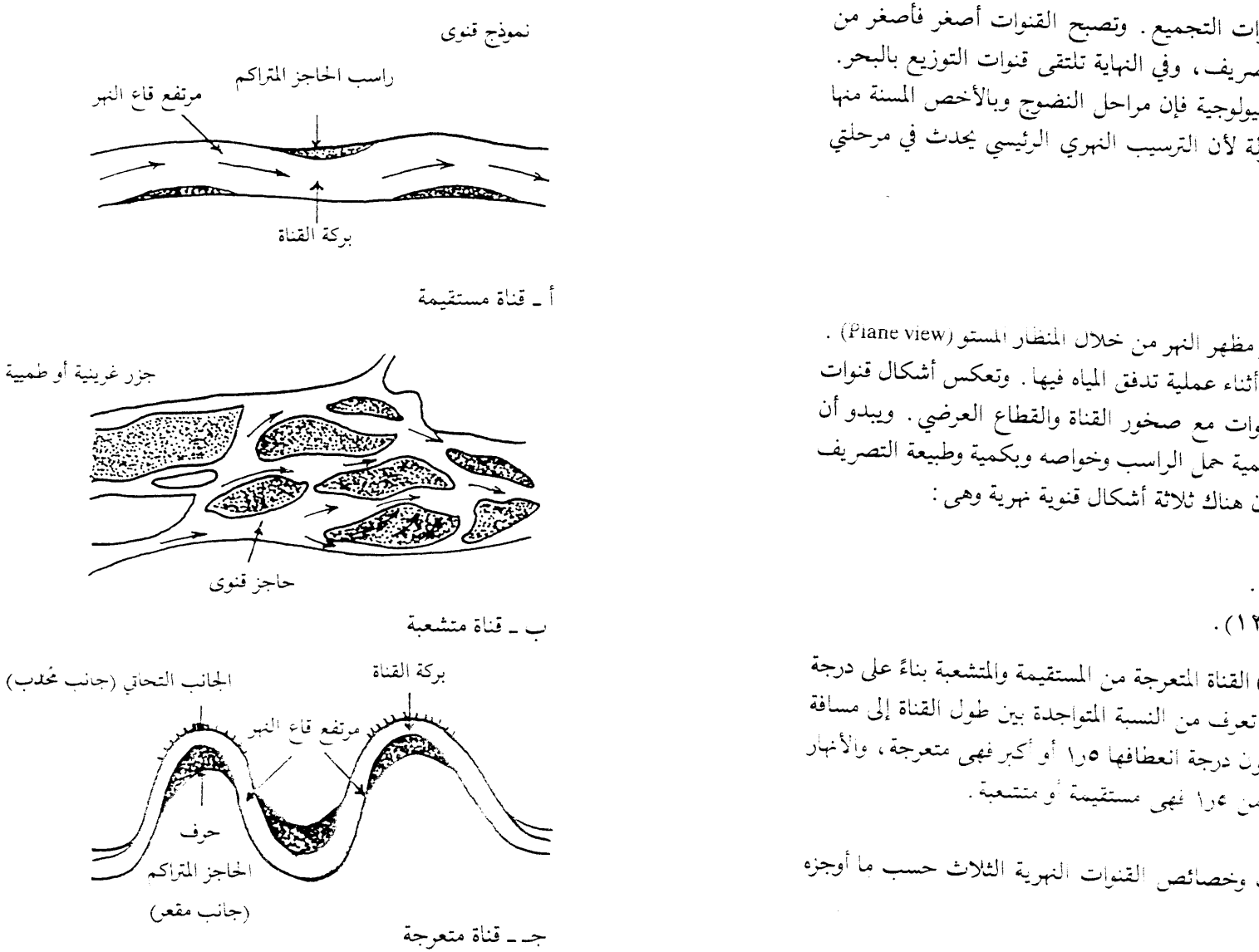
القنوات المستقيمة.
القنوات المتشعبة أو المتفرعة.
القنوات المتعرجة (شكل ١٢٥).

وميز (Leopold et al. 1964) القناة المتعرجة من المستقيمة والمتشعبة بناءً على درجة الانعطاف (Sinuosity)، والتى تعرف من النسبة المتواجدة بين طول القناة إلى مسافة أسفل الوادى. فالأنهار التى تكون درجة انعطافها ١٫٥ أو أكبر فهى متعرجة، والأنهار التى تكون درجة انعطافها أقل من ١٫٥ فهى مستقيمة أو متشعبة.

ويمكننا الآن شرح مميزات وخصائص القنوات النهرية الثلاث حسب ما أوجزه (Reineck and Singh 1975).

أ ـ القنوات المستقيمة Straight Channels

تمتلك القنوات النهرية المستقيمة انعطاف أو التواء لايذكر ويتلاشى مع امتداد

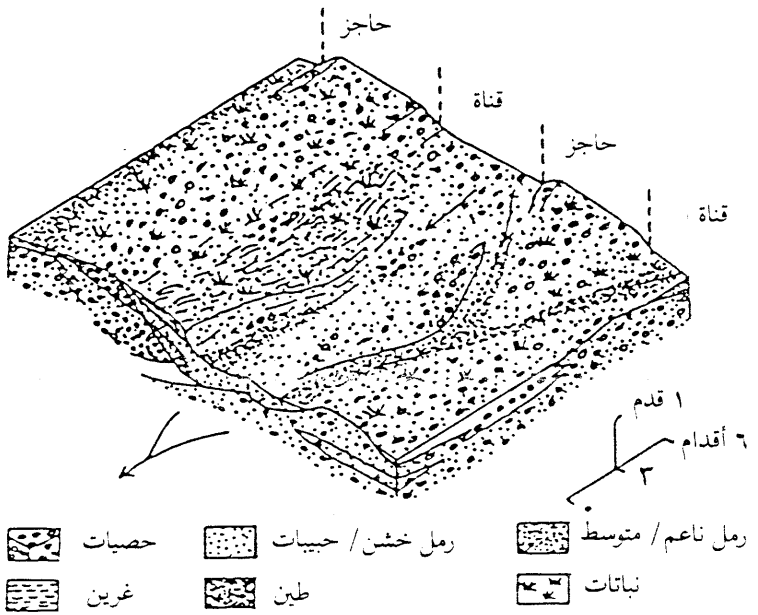


شكل (١٢٥) نماذج قنوات الأنهار (عن: Leopold et al. 1964).

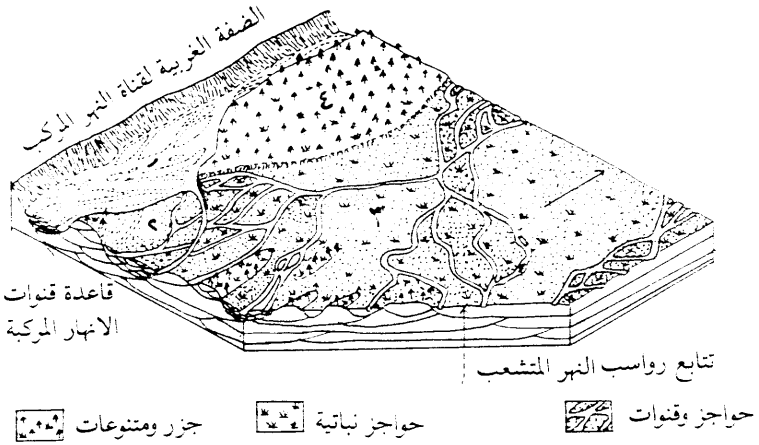
المسافة التى تزيد عدة مرات عن عرض القناة. وعامة يندر تواجد القنوات المستقيمة ولكن إذا وجدت فإنها تشغل مسافات قصيرة وقد نوه (Leopold and wolman 1957) أن القنوات المستقيمة لاتزيد أطوالها عن عشرة أضعاف عرض القناة. ويكون خط انحدار القناة المستقيمة منعطف ويُظْهر أجزاء عميقة تسمى البرك (Pools) متبادلة مع أجزاء قليلة العمق (Riffles) ، أو الأرضية المرتفعة (شكل ١٢٥). ويكون نظام التدفق والترسيب في القنوات المستقيمة مشابه لتلك التى تحدث في القنوات المتعرجة (Meandering channels) . وبإمكان القنوات المستقيمة نقل أو تغيير مواضعها عن طريق التزايد أو النمو الجانبي. وتحدث عملية الحت على امتداد مناطق البرك ويحدث الترسيب ضد حواجز الراسب (شكل ١٢٥).

ب ـ القنوات المتشعبة Braided Channels

تميز القنوات المتشعبة بتتابعات تقسيمية ومواصلة اتصال التدفق حول جزر غرينية أو طمية (شكل ١٢٥). فالقناة الرئيسة مقسمة إلى عدة قنوات، وهذه تتحد ويعاد أو يتكرر تقسيمها. والحواجز القنواتية (Channel bars) التى تقسم النهر إلى عدة قنوات، عندما يكون التدفق منخفض، غالباً ماتتغطى بالمياه عندما يكون التدفق عالياً. وعند أخذ قطاع عرضي للقناة الرئيسة ربما تظهر أكثر من جزيرة غرينية أو حاجز قنوي عبر مسافة القطاع. وتتشكل القنوات المتشعبة بشكل جيد من الأنهار المنحدرة والمتصلة ببعضها في المناطق الجبلية ومن الجداول والأنهار المنحدرة من المراوح الغرينية الطمية (شكل ١٢٠، ١٢١) وأيضا من الأنهار النابعة من ذوبان الجليد والجارية في المناطق السهلية. وتتكون عامة الحواجز القنوية لهذه الأنهار المتشعبة (Braided streams) من مواد زلطية. وتتشكل هذه الحواجز من إضافة الراسب المتكرر عند نهاية أسفل القناة وعلى الأجزاء الجانبية (شكل ١٢٦، ١٢٧). وتتكون الحواجز القنوية من رواسب النهر الخشنة الحبيبات (Lag deposits) والتى لايمكن نقلها بالتدفق. وبمجرد تشكيل هذه الحواجز ربما تثبت في أماكنها بواسطة ترسيب راسب ناعم الحبيبات (من الوحل) فوقها أثناء فترات التدفقات العالية وقد تصبح مغطاة بالنباتات المصاحبة للنمو. وتختص الأنهار المتشعبة بقنوات عريضة وبسرعة واستمرارية تغيير أماكن القنوات الصغيرة وملازمة إعادة ترسيب الرواسب في هذه القنوات (راجع : Fahnestock 1963).



شكل (١٢٦) رسم تخطيطي يوضح العلاقة المتداخلة لبعض الوحدات الصخرية النهرية. (عن : Williams and Rust 1969)



شكل (١٢٧) نموذج مركب لراسب نهر متشعب.
(عن : Williams and Rust 1969).

أوضح (Leopold and Wolman 1975) أن كلاً من التشعب والتعرج للقنوات النهرية يعتمد بشكل أساسي على العلاقة المتواجدة بين درجة انحدار القناة مع كمية التصريف. ففي حالة نهرين لهما نفس التصريف، يتطور نمو القنوات المتشعبة على المنحدرات الشديدة وتشكل القنوات المتعرجة انحداراً أكثر اعتدالاً أو بسيطاً. وتتسبب المنحدرات الشديدة في نقل كميات كبيرة من الراسب وفي حت الضفة وغالباً يصاحبه رواسب متنوعة التكوين (Heterogeneous sediments). وتعتبر هذه العوامل من عطاءات وخصائص التشعب النهري. ومن مستلزمات استمرارية التشعب، ارتفاع في نقل كميات كبيرة من الرواسب وانخفاض في حت الضفاف. فإذا كانت نسبة التصريف (Discharge) عالية وضفاف النهر ضعيفة فإن التشعب يكون متواجداً حتى في حالة الأنهار ذات الرواسب الناعمة الحبيبات.

جـ ـ القنوات المتعرجة Meandering Channels

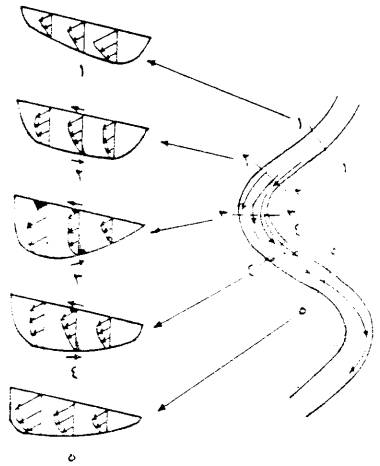
أطلق العالمان (Leopold and Wolman 1957) مصطلح التعرج (Meandering) على الأنهار التي تصل فيها درجة الالتواء (Sinuosity) أو الانعطاف إلى أكثر من ١ر٥. ويبدو أن هناك علاقة أساسية معينة بين عرض أو اتساع القناة وطول التعرج، وبين عرض القناة وقطر الانحناء. وتختص القنوات المتعرجة باحتوائها على كل من برك (Pools) جيدة التشكل (تمثل هذه المناطق العميقة في النهر) ورواسب الحاجز (Sediment bars) متصلة بالأرضيات المرتفعة أو البارزة (Riffles)، وتمثل هذه المناطق القليلة العمق في النهر)، راجع في ذلك شكل (١٢٥). وتعرف رواسب الحاجز للقنوات المتعرجة تحت اسم حواجز الحافة (Point bars). وتشكل هذه الحواجز المترسبة أبنية الترسيب الرئيسة الناتجة من نشاط القناة. وقد ناقش كل من:

«Leopold et al. (1964), Leopold and Wolman (1960), Bagnold (1960)»

التدفق الميكانيكي أو الحركي في القنوات المتعرجة، إلا أنه لم يفهم بعد الميكانيكية المتحكمة الحقيقية للتعرج، ولكن اعتبر معظم العاملين في هذا الحقل أن العمليات الترسيبية في الأنهار المتعرجة تحدث تحت تأثير الحركة الدائرية الحلزونية (Helical circulation) الملازمة لتدفق المياه في هذه الأنهار.

ويمكن إيجاز وصف ميكانيكية أو حركة التدفق في الأنهار المتعرجة كما يلي:

توجد أعلى سرعة تدفق بالقرب من الحافة أو الضفة المحدبة الشديدة الانحدار في اتجاه أسفل النهر من محور الانعطاف. ويوجد عند هذا المنحنى جزء سريع في اتجاه أسفل النهر وجزء ضعيف الجوانب في اتجاه الضفة الخارجية (الجانب المقعر) عند سطح الماء وفي اتجاه الجانب المحدب (Convex side) بالقرب من قاع النهر. ويشكل الجزء الجانبي السريع ١٠٪ إلى ٢٠٪ من السرعة المتدفقة في اتجاه أسفل النهر. فتمسك المواد المنهارة أو الهابطة في القناة من الضفة المحدبة في الجزء المتعارض (Transverse component) ويحمل في اتجاه وسط القناة. وبذلك تترسب المواد التحاتية (Material eroded) من الجانب المقعر (Concave side) على الحاجز الجانبي (Point bar) للانعطاف التالي في اتجاه أسفل النهر (Next downstream meander)، وليس على الحاجز الجانبي المعاكس للجانب المقعر. ومع ذلك ربما تنقل التيارات العرضية القوية بعض الراسب عبر القناة في اتجاه الجانب المقعر. وينتج حدوث نظام التدفق الحلزوني من ارتفاع ضئيل في سطح الماء المتاخم للضفة المحدبة (شكل ١٢٨).



شكل (١٢٨) رسم تخطيطي يوضح منهاج تدفق الماء في نهر متعرج
(عن: Leopold et al. 1964).

وتمتاز القنوات المتعرجة ببطء في معدلات النزوح الجانبي (Lateral shifting) إذا قورنت بالقنوات المتشعبة. ولكن حتى القنوات المتعرجة في بعض الأوقات ربما تهاجر بمعدلات متزايدة وسريعة. ويشكل التشعب والتعرج القنوي علاقة متداخلة حيث إنه عادة تكون الأنهار في أطرافها السفلية متعرجة. ولكن إذا شحنت هذه الأنهار بكميات كبيرة من الرواسب وكان التصريف فيها سريعاً فإنه بغض النظر عن المواد الطبقية الناعمة الخبيبات فإنها تأخذ منهاج نظام التشعب.

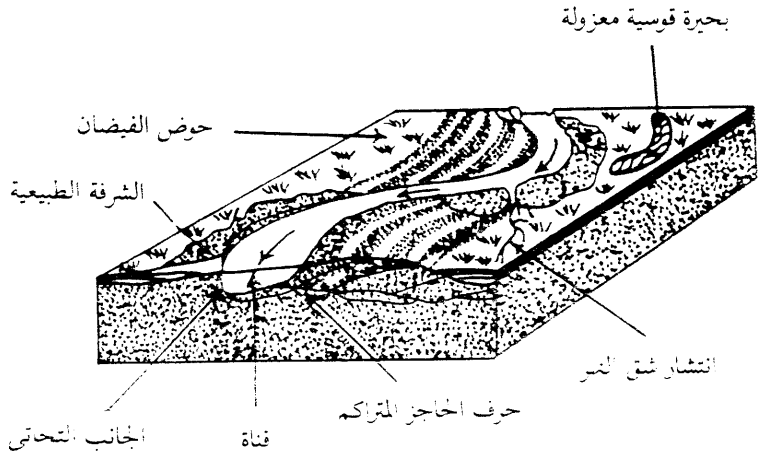
عمليات ترسيب الأنهار

تعتمد سرعة التيار في القناة النهرية على عدة عوامل، وأعظم هذه العوامل أهمية هي: منحدر الطاقة (عامة تقدر بميل سطح الماء) وعمق الماء وخشونة طبقة أو أرضية القناة. وتختلف سرعة التيار من جزء واحد لقطاع عرضي آخر. وتحدث في معظم الأنهار تدفقات مختلفة ومتنوعة. وقد نوقشت هذه التدفقات ونقل الرواسب في القنوات النهرية من قبل الباحثين مثل «Sundborg (1956), Chow (1959), Leliavsky (1955)» وراجع أيضا في ذلك الفصل الرابع.

وتتكون طبقة النهر من مادة غير متماسكة (غير متلاحمة مع بعضها البعض = Noncohesive) مما يسهل تجزئتها إلى أشكال طبقية (Bedforms) متنوعة معتمدة في ذلك على طاقة التدفق. ومع ذلك فإنه عامة يكون التدفق الهادىء والضعيف (Tranquil flow) نشيط لدرجة أن تتكون بنيات نيمية تيارية صغيرة وكبيرة (Small and megacurrent ripples). كما أنه في الأنهار الكبيرة مثل نهر المسيسبي ومايماثله في الحجم تتكون علامات النيم العملاقة (Giant ripples). وقد أوضح Dawdy 1961) أن التدفق السريع (مايعرف بنظام التدفق العالي (Upper flow regime) يكون عام التواجد في الأنهار. ومن المحتمل أن تكون ظروف حدوث التدفق السريع مهيئة بشكل كبير في الأنهار عنها في أي بيئة أخرى (Reineck and Singh 1975).

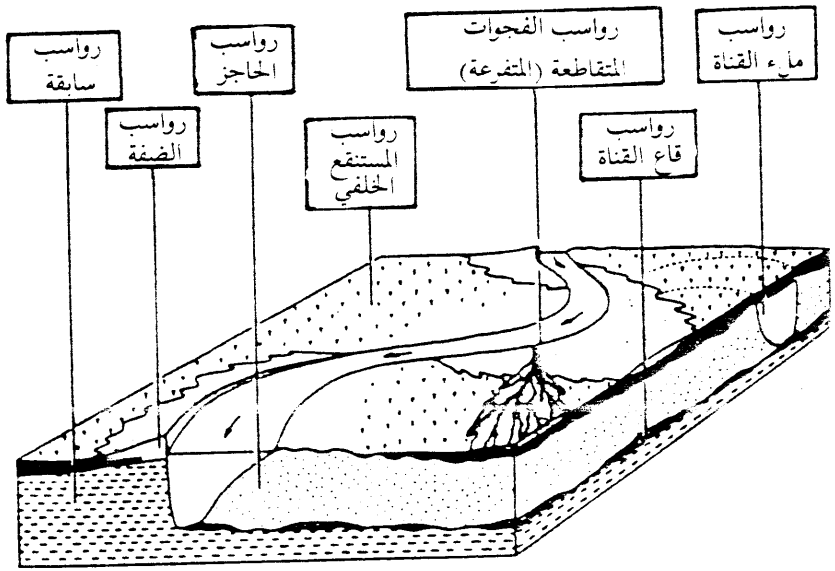
وتنقل الأنهار كميات كبيرة من الرواسب ويمكن تجمع هذه الرواسب المنقولة وتشكيل مايعرف بحمل الطبقة (Bed-load)، فتنقل المواد على امتداد وبالقرب من

طبقة النهر (أرضية القاع) بطريقة القفز والتدحرج أما المواد العالقة تتحرك معلقة في وسط ماء القناة (راجع التفاصيل في الفصل الرابع). وتزداد كميات المواد المنقولة أثناء فترات الفيضانات أضعاف المرات عن المواد المنقولة أثناء فترات الظروف العادية. راجع طرق قياس كميات الرواسب المنقولة في الأنهار: في أبحاث كل من: «Sundborg (1956), Leopold et al. (1964), Allen (1965)». وترجع أهمية راسب الحمل المعلق في ترسيب وتشكيل أحواض الفيضان (Flood basins) والشرفات الطبيعية (Natural levees)، بينما يترسب راسب حمل الطبقة في قاع القناة والذى يطلق عليه مصطلح رواسب القناة المتخلفة (Channel lag deposits)، ويشكل أيضا الجزء السفلي من راسب حواجز الخافة المعروفة باسم (Point bars)، (شكل ١٢٩)، (Reineck and Singh 1975).



شكل (١٢٩)

أ) تمثيل تخطيطي لأنواع مختلفة من الرواسب النهرية. (عن: Singh 1972).



شكل (١٢٩)

ب) نماذج سحنات سهل الفيضان لنهر متعرج (عن : Allen 1964b) .

وقد أظهرت دراسة الرواسب الطمية الغرينية الحديثة (Modern alluvial deposits) أنه بالإمكان تصنيفها إلى العديد من الرواسب التحت سحنية (Subfacies) . ويمكن تعريف كل تحت سحنة عن طريق قياس أبعادها الحجمية (Geometry) ونوعية الرواسب المتكونة منها، والأحافير المحتوية عليها، ونوعية توجيه اتجاه بنياتها الرسوبية. وباستطاعتنا في وقتنا الحاضر أن نرى أن كلاً من هذه الرواسب التحت سحنية ربما تتشكل وتتكون في ظروف تحت بيئية جغرافية مختلفة للنظام النهري (Selley 1976) . ويوضح الجدول (٢٦) تصنيف هذه الظروف التحت بيئية النهرية المختلفة.

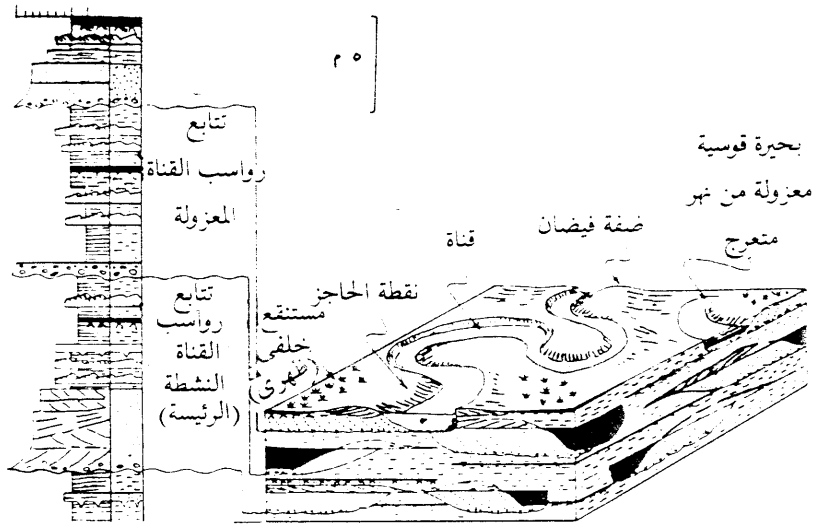
كما يوضح الشكل (١٣٠) التوزيع الجغرافي والعلاقة المتواجدة بين هذه الظروف التحت بيئية. تصبح ضفتي النهر (River banks) بشكل وراثي غير ثابتة بسبب القوة

جدول (٢٦) تصنيف الظروف التحت بيئية النهرية

رواسب القناة	رواسب القناة النشيطة	رواسب أرضية القناة
		رواسب حاجز القناة
	رواسب القناة المعزولة المهجورة (أو بحيرة القوس)	رواسب ضفة القناة أو حاجز الحافة (Point bar)
رواسب عبر الضفة	رواسب الشرفه	
	رواسب الشق ـ الفلق	بركة
	رواسب حوض الفيضان	رواسب المستنقع والخث السبخي

(عن : Allen 1965) .

التحاتية السائدة للتيار في القناة. ويظهر عدم الثبات من تغيير أو نزوح القناة من مكان لآخر، ومن التحات الجانبي لحوائط القناة. ومن الخواص الوراثية أيضاً، ولكن وتحت ظروف معينة، نجد أن القنوات النهرية تأخذ موضع التعرج بشكل التوائي عبر سهول فيضاناتها. وعند تدفق المياه حول المنعطف النهري تزداد سرعة التيار على أطراف الضفة الخارجية من المنحنى (أو المنعطف) وتنقص على الضفة الداخلية. ويؤدى هذا إلى حت الضفة الخارجية وتشكيل الجدار التحت عمودي (Subvertical cliff) . ويقل بالعكس سرعة التيار على الأجزاء الداخلية أو القريبة من المنعطف مما يسمح بترسيب حمل الطبقة وتكوين منحدر حافة الحاجز (Bar) . وتتواجد كثبان رملية منزلقة تحت مائية على حواجز الحافة للأنهار الرئيسة وهذه تهاجر في اتجاه أسفل التيار حول المنعطف حيث ترسبت طبقات رملية ذات تطبق متقاطع. وتبقى طبقة النهر في وسط القناة ثابتة في قطاعها العرضي. ويترسب على هذه الطبقة زلط متخلف (يعرف باسم Lag gravel) ويتكون من كسر خارجية النشأة ومكانية النشأة (Intraformational and extraformational clasts) . وقد يكون هذا الراسب مشترك معه في التكوين بعض القطع الأحفورية المبرية من العظام والأسنان والصدفات والقطع الخشبية (Wood fragments) .



شكل (١٣٠) التوزيع الجغرافي للسحنات النهرية فوق سهل فيضان مقطوع بقنوات نهر متعرج. ويوضح هذا الرسم كيفية تشكيل الهجرة الجانبية للقناة. تنعيم حبيبي رأسي على الجانب الداخلي المحدب لضفة النهر. (عن: Visher 1965a).

ومع مرور الزمن واستمرار العمليات النهرية تتعرج القناة فوق الجانبين لترسب تتابعاً طبقياً مميزاً بحبيبات متدرجة حجمياً وبنيات رسوبية متنوعة، حيث يوجد عند قاعدة التتابع سطح متآكل وتحاتي ذو نشأة محلية يقطع عبر رواسب نهرية قديمة أو طبقة صخرية (أنظر القطاع العمودي في شكل ١٣٠). ويعلو هذا السطح رواسب القناة المتخلفة في القاع والمتكونة من الزلط والرواهص وغيرها. وربما تأخذ هذه الطبقة سمكاً ضئيلاً جداً لايزيد عن سمك كِسْرة من الكِسَر المتخلفة أو تكون طبقة سميكة تقاس بعشرات الأمتار، وقد تكون هذه الطبقة ذات تطبق متقاطع أو عديمة البنية وشديدة الخشونة. ويأتي فوق هذه الوحدة رواسب حاجز الحافة الرملي ذو التطبق المتقاطع. وفي معظم الحالات تظهر رواسب حاجز الحافة (Point bar) تتابعات طبقية تتناقص أحجام حبيباتها في الاتجاه الرأسي، تعرف بالمصطلح (Fining-upward sequences) وتعكس هذه الظاهرة مدى التناقص المتطور جانبياً في سرعة التيار من أرضية القناة عبر حاجز

الحافة وحتى الضفة الداخلية للمنعطف. وسوف لايتشكل التنعيم الرأسي لأحجام الحبيبات إذا كان مصدر الفتاتات لايحتوى على كميات كافية من أحجام حبيبات مختلفة.

ومن المعروف لدينا أنه يندر ثبات معدل سرعة التصريف في القناة النهرية. ويؤدى الانخفاض في التصريف إلى تقلص النهر داخل إطار قناته الرئيسة ومن ثم، يجد طريقه من بين الحواجز الرملية المتراكمة في الجزء المتشعب من النهر والتى تترسب أثناء الفيضان الشامل. وبالعكس تتسبب الزيادة في التصريف في رفع مستوى النهر حتى يفلق أو يشق ضفتيه. وعندما تتدفق المياه عبر شرفة النهر ربما تتناقص سرعة التيار، ومن ثم تترسب طبيقات (Layers) من الرواسب والتى تنخفض في أحجام حبيباتها كلما ابتعدنا عن الشرفة. وربما تبنى رواسب الشرفة (Levees) أعلى فأعلى، وعلى أي من جانبي ضفتي القناة. وتفصل رواسب الشرفة القناة عن أحواض الفيضان الواقعة في منخفض السهل الطمي الغريني على جانبي النهر (شكل ١٢٩).

عامة تتكون رواسب حوض الفيضان من رمل ناعم الحبيبات وطين وغرين. وتظهر هذه الرواسب ترقق متداخل (Interlaminated) وترقق متقاطع وتمتاز بوفرة شقوق الجفاف. وتكون غالباً رواسب حوض الفيضان مسلكية (Burrowed) وبشكل متتابع مثقبة بجذور النباتات وتقع تحت ظروف مناسبة من التشبع المائي والتى ربما تصبح مستنقعات لتكوين طبقات نباتية ناقصة التفحم لمعروفة باسم الخث (Peat) وتكون أحياناً مصاحبة لتشكيل المستنقعات السَّبْخية والتى يطلق عليها مصطلح (Marshes).

وكما ذكرنا سابقاً أنه من المحتمل أن يحدث فلقاً (Crevasse) في إحدى أو في كلتا شرفتى قناة النهر وذلك نتيجة لارتفاع مستوى منسوب ماء النهر تحت ظروف غير عادية. فتندفع من خلال هذه الانكسارات مياه النهر حاملة معها رواسب رملية وحلية. وتترسب هذه الرواسب في اتجاه أحواض الفيضان على هيئة فصوص (Lobes) تشبه في نشأتها التكوينية نشأة أجسام رواسب الدلتا إلا أنها تصغر عنها في الحجم. ويطلق مصطلح رواسب عبر الضفة

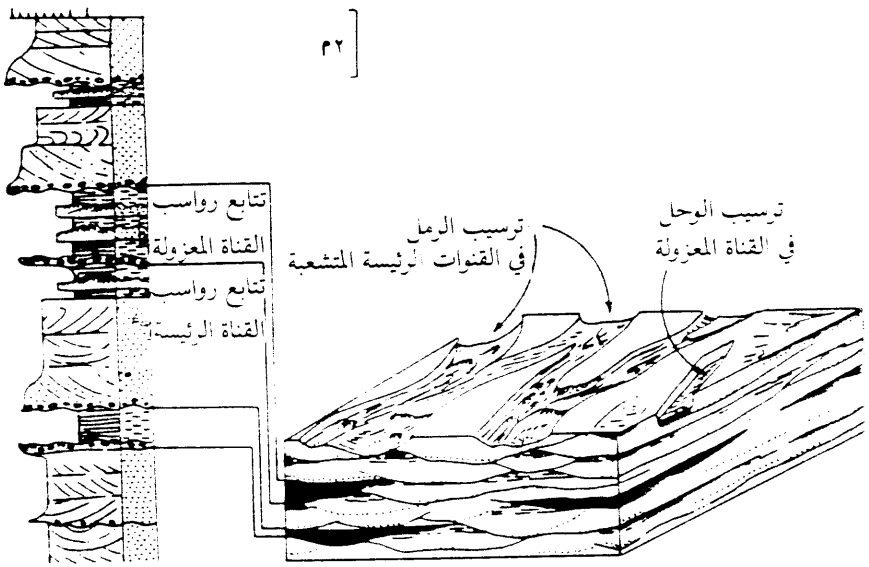
(Overbank deposits) على رواسب كل من الشرفة، (Levee) وحوض الترسيب (flood basin) ، والمستنقعات (Swamps) والانكسارات (Crevasse splays) وذلك لتمييزها عن مجموعة رواسب القناة (Channel deposits) ، راجع جدول (٢٦) .

وإذا أعدنا النظر في الجدول (٢٦) نجد أنه يقسم القنوات إلى نوعين هما القنوات النشطة (أو الرئيسة) والقنوات المهجورة أو المتروكة . وربما تتوقف فجأة عمليات ترسيب القناة التى سبق شرحها وذلك بسبب تغيير أو نزوح مجرى القناة . ويمكن أن يحدث هذا بطرق متعددة . فباستطاعة قناة النهر المنعطف أن تصل في النهاية إلى التعرج الخلفي حول نفسها مشكلة حلقة قنوية تقريبية . ويحدث نوع آخر من النزوح القنوى عندما يرتفع مستوى النهر أعلى من سهل الفيضان نتيجة لبناء الشرفة للحد الذى تصبح فيه أرضية النهر تعلو عن سطح سهل الفيضان . وربما يصبح تشكيل أو تكوين إنكسار (أو شق) في الشرفه شديد الاتساع وعميق لدرجة أنه حتى عندما يتلاشى الفيضان الى التصريف الطبيعي لايزال يصب النهر خلال إنكسار المجرى الجديد ويتوقف التدفق في مجرى النهر المرتفع القديم . وغالباً يحدث مثل هذا النوع من النزوح القنوى بمقياس ضخم مما ينتج عنه كارثة فيضانية تؤدى الى فقدان الحياة وحوادث تضرر حول هذه المناطق . وتختص أنظمة الانهار المتعرجة بهذين النوعين من النزوح القنوى .

وبالعكس في حالة شبكات الانهار المتشعبة المنخفضة الانعطاف، يحدث تشكيل القناة المعزولة (Abandoned channel) نتيجة اتساع وتضخم في أجسام الحواجز القنوية (Channel bars) حتى يصل تضخمها إلى حد قفل إحدى المجارى مما ينتج عنه تغيير مجرى الماء في اتجاه آخر . وبشكل آخر تتسبب عملية الحت التى تحدث في مقدمة القناة المنشقة في الرواسب الناعمة إلى إتصال تدفق الماء في مجرى القناة الرئيسة المتواجدة سابقاً .

تتسبب هذه العمليات في كل من أنظمة الأنهار المتعرجة والمتشعبة في تغيير مفاجىء من ترسيب قنوي نشيط إلى ترسيب قنوي معزول أو مهجور . وفي بعض الحالات ربما لاتزال النهاية المنخفضة للقناة المتروكة مفتوحة إلى الخارج كماء عائد إلى القناة الرئيسة . ولكن بعد فترة من الزمن ، ربما تقفل هذه الفتحة لتكون بحيرة قوسية

معزولة تعرف باسم (Ox-bow lake) (أنظر شكلا ١٢١ و ١٢٩)، وتقع في وسط سهل الفيضان ومبتعدة عن القناة النشطة . وتشبه رواسب القناة المتروكة رواسب أحواض الفيضان . وتتكون هذه الرواسب من رمل ناعم وغرين وطين وتحتوى على بنيات رسوبية مثل الترقق والترقق المتقاطع وشقوق الجفاف ومسالك بعض الديدان . هذا بالإضافة إلى أنها تكون أحيانا متداخلة مع بعض رقائق الخث (Peats layers) ومحتوية على شقوق وثقوب بعض جذور النباتات . وتميز رواسب القناة المتروكة من رواسب حوض الفيضان من شكل القناة الحجمي ومن أنها في الحقيقة تنتقل فجأة عند القاع إلى رواسب أرضية القناة المتكونة من زلط متخلف (lag gravel) بدلاً من مرورها تدريجياً عند القاع، إلى رمل حاجز الحافة (Point bar sands) ذو التطبق المتقاطع كما هو الحال بالنسبة لرواسب حوض الفيضان، (راجع القطاع العمودي في شكلي ١٣٠ و ١٣١) .



شكل (١٣١) التوزيع الجغرافي وسحنات نظام قنوات النهر المتشعب . تغيب سهل الفيضان وندرة ترسيب الغرين في القنوات المعزولة وحدوث معظم الترسيب بشكل كلي في شبكة القنوات المتفرعة والسريعة النزوح (عن : Selley 1976) .

ان ماسبق شرحه عن عمليات الترسيب للأنهار الحديثة ورواسبها ومميزاتها المذكورة آنفاً، أُستنبط من قراءة واسعة النطاق لأبحاث عديدة في هذا المضمار والتى أصبحت مراجع هذا الموضوع ومن أهمها:

«Selley (1982, 1978), Reineck and Singh (1975), Allen (1965), Leopold et al.(1964), Sundborg (1956), Shantser (1951)»

خصائص الأنهار المتشعبة Characteristics of Braided Streams

تتميز الأنهار المتشعبة بخصائص متنوعة أهمها مايلي:

١) تتشكل أنظمة الأنهار المتشعبة من شبكة قنوات صغيرة منفذة بعضها البعض داخل قناة رئيسة وتكون هذه القنوات ذات انعطاف بسيط.

٢) تتواجد الأنهار المتشعبة على مقربة من المراوح الطمية الغرينية (Alluvial fans)، شكل (١٢١)، في مناطق ذات مناخ قاحل وشبه قاحل وعلى امتداد العديد من مقدمات الجبال وعند أطراف أقبية الثلج (Ice caps) وعند مقدمات الجليد (Snouts of glaciers).

٣) تختص هذه الأنهار بانحدارات شديدة نسبيًا وتحتوى على رواسب أخشن من رواسب أنظمة الأنهار المتعرجة.

٤) يكون التصريف فيها فصليًا ومتقطعاً (Ephemeral) وخاصة في المناطق الثلجية والأقاليم الجبلية حيث تكون أكثر تبعثراً في الأماكن الصحراوية.

٥) تكون القنوات المتشعبة عامة محملة فوق طاقتها من حيث رواسبها الخشنة الحبيبات وأيضا من حيث التدفق المرتفع والسائد.

٦) يتسبب الاستمرار في تشكيل بناء الحواجز القنوية (Channel bars) في تكوين الممرات المنحدرة (Thalwegs) والاستمرار في النزوح وتغيير مواضع المجارى التيارية حتى تتلاقى مع مجرى قناة أخرى.

٧) تتكون السهول النهرية المتشعبة بشكل أساسي من شبكة قنوات ينعدم فيها وضوح أرضية عبر القناة (Overbank terrain).

٨) يستقر راسب الحمل المعلق الناعم فقط في القنوات المتروكة النادرة التواجد وفي برك القنوات النشطة عندما يهدأ الفيضان.

٩) تتكون رواسب أنظمة الأنهار المتشعبة من زلط قنوى متخلف بكميات كبيرة ومن حواجز رملية قنوية حيث تحتوى على تطبق متقاطع. ويترسب الرمل الناعم والغرين في القنوات المتروكة القليلة، وتحتوى هذه الرواسب على بنيات رسوبية مثل الترقق والترقق المتقاطع وشقوق الجفاف (شكل ١٣١).

ولكثير من التفاصيل المتعلقة بالأنهار المتشعبة ورواسبها راجع كلا من:

«Selley (1982, 1978), Reineck and Singh (1975), Williams (1971), Doeglas (1962) Rust (1972)».

خصائص الأنهار المتعرجة Characteristies of Meandering Streams

تتميز الأنهار المتعرجة بخصائص متنوعة أهمها مايلى:

١) تَعقُب قناة النهر المتشعب قناة النهر المتعرج وذلك من حيث التوزيع الجغرافي (شكل ١٢١).

٢) فكلما ابتعدنا عن المصدر، يقل مقطع منحدر النهر، وينقص حجم حبيبات الرواسب، ويتلاشى عدد القنوات المتشعبة في منطقة سهل الفيضان ويزداد انعطاف القناة الرئيسة.

٣) يمكن أن تتغير السهول النهرية المتشعبة في اتجاه أسفل النهر إلى سهول فيضانية متسعة تُعبر بقنوات أنهار متعرجة (شكلا ١٢١ و ١٣٠).

٤) تتكون رواسب هذه الأنهار المتعرجة من سحنات كل من القناة الرئيسة النشطة، والقناة المتروكة وعبر الضفة، (شكل ١٣٠).

٥) تزداد نسبة الرواسب الطمية والغرينية وتقل نسبة رواسب الرمل والزلط في الأنهار المتعرجة عنها في الأنهار المتشعبة.

٦) يُحدث التغيير أو النزوح القنوي المفاجىء في الأنهار المتشعبة تشكيل تتابع تحت سحني غير منتظم بينما تُنتج الهجرة الجانبية الهادئة في قنوات الأنهار المتعرجة تتابع طبقي يمتاز بتناقص في حجم الحبيبات في الاتجاه الرأسي (Fining-upward sequence) ومرتبط بتدرج معين في بنياته الرسوبية، أنظر القطاع العمودى في شكل (١٣٠).
(راجع: Reineck and Singh 1975, Selley 1982, 1978).

مميزات وأصل نشأة الرواسب النهرية الدورية

١) تَبين من دراسة السحنات النهرية أن رواسب دورات الأنهار تتناقص في أحجام حبيباتها في الاتجاه العمودي ويطلق عليها مصطلح الدورات المتنعمة في الاتجاه الأعلى (Upward-fining cycles). وتتكرر هذه الدورات عبر سمك كبير من الطبقات (أنظر أمثلة هذه الدورات في كل من: «Allen (1964b), Friend (1965), Allen and Friend (1968)».

٢) تختلف الدورات النهرية في معدل سمكها الذى يتراوح من متر إلى حوالي عشرين متراً.

٣) يعود أصل نشأة هذه الدورات النهرية إلى عدة عوامل محتملة، نذكر منها مايلي:

أ - التغييرات المتوازنة (Eustatic) في مستوى سطح البحر والتى حدثت أثناء العصر الجليدى (Ice age)، (Turnbull et al. 1950).

ب - الانخفاض غير المنتظم (Erratic subsidence) في أحواض الترسيب المحاطة بصدوع نشطة قد يتسبب في تكرار تدرج رواسب سهول الفيضانات ومن ثم تتشكل الدورات النهرية الكبيرة المقياس والمعروفة باسم (Cyclothems).

جـ - التغييرات المناخية الدورية، وخاصة المتعلقة بنسبة هطول الأمطار والثلوج، ربما تؤثر في مناهج تصريف الأنهار وفي كمية مياه الفيضانات. لأنه بامكان هذه التغييرات المناخية أن تحدث تذبذباً في إمداد كمية راسب الأنهار وهذه بدورها ربما تكون مسؤولة عن تكرار تشكيل التتابع الطبقي النهري المتميز بدوراته القنوية ذات التنعيم الحبيبي الرأسي.

د - ربما يتشكل تكرار الدورات النهرية نتيجة الهجرة الجانبية (من وإلى) في قناة النهر عبر منطقة سهل فيضانه بالإضافة إلى تعديل تدريجي توازني (Gradual isostatic adjustment) في أرضية حوض الترسيب نتيجة ثقل الراسب (Beerbower 1964).

خصائص أحجام حبيبات الرواسب النهرية

١) تتكون رواسب القناة النهرية عامة من رمل وزلط وتصنيف هذه الرواسب معتدل (Moderate) إلى جيد التصنيف (Good sorting) وينخفض فيه محتوى الطين.

٢) تتكون رواسب الضفة من رمل ناعم وغرين وذات تصنيف معتدل.

٣) تتكون رواسب حوض الفيضان من غرين وطين وهى رديئة التصنيف (Poorly sorted) وتحتوى على نسبة عالية من الطين.

وقد عملت عدة محاولات لتمييز رواسب الأنهار (Fluvial deposits) وأنواعها التحت سحنية واستخدمت في ذلك المعاملات الحجمية الحبيبية (Grain size parameters) لهذه الرواسب.

ففي كثير من الحالات أثبت نجاح تطبيق منهاج الرسم الخطي للمعاملات (C/M) في تعريف البيئات النهرية (Fluvial environments) وأيضا التحت بيئة النهرية (Fluvial subenvironments) . راجع أبحاث كل من (Passega 1964, Royse 1970) .

كما أوضح (Visher 1965b) أنه من دراسة تفاصيل أحجام حبيبات الرواسب النهرية يمكن أن نميز اختلافات تحت بيئية لتتابع نهري . وقد أعطى عامل التحليل لاختصاصات التوزيعات الحجمية الحبيبية (Grain size distributions) أربعة منحنيات تصنيفية جيدة التعريف وكل واحد من هذه المنحنيات تشير إلى عملية ترسيب .

١) تطبق متقاطع حوضي كبير المقاس .
٢) تطبق أفقي .
٣) تطبق متقاطع صغير المقاس .
٤) ترقق نيمي ـ متسلق .

(Climbing-ripple lamination) ، (راجع : Visher 1969) . ويضيف (Visher 1969) انه إذا رسم التحليل الحجمي الحبيبي للرواسب النهرية على مقياس الاحتمالات (Probability scale) فإن هذه الرواسب تعكس منهاجاً مميزاً وتبين منحنيات هذا التحليل الحجمي تشكيلاً جيداً في حمل الرواسب المعلقة (Suspension population) ، (يصل إلى حوالى ٢٠٪) . وتقع نقطة الانكسار (Truncation point) بين مجموعة الرواسب العالقة والرواسب القافزة (Saltation population) ، أي بين ٢٫٧٥ و ٣٫٥ فاي . ولايوجد تمييز بين الرواسب الزاحفة على أرضية القاع والرواسب القافزة ، ولكن إذا وجدت رواسب الزحف السطحي فإنها تكون أخشن من واحد فاي . وقد ميزت مثل هذه المنهج (Patterns) في كثير من الرواسب النهرية القديمة (راجع Moshrif 1980) .

وهناك عدة رسومات للمعاملات الحجمية الحبيبية والتي قد تكون نافعة أيضا في تمييز وتعريف الرواسب النهرية ، وأهمها :

عندما نرسم كلاً من معامل الوسط بالفاي (Md ∅) مقابل معامل الانحراف

(Median versus Folk's skewness) ، ومعامل الوسط بالفاي مقابل معامل الانتشار (Md ∅ versus σI ∅) . انظر أبحاث كل من :

«Moshrif (1980), Royse (1970), Kukal (1971), Friedman (1961)» . وعامة تكون الرواسب النهرية ذات نمطين (Bimodal) ، وموجبة الانحراف (Positively skewed) وخاصة رواسب القناة . وفي التتابع العمودي نجد أن هناك تناقص حجمي حبيبي (Fining upward of grain size) في الرواسب النهرية .

٣ ـ البيئات البحيرية Lacustrine Environments

تمثل البحيرات الأجسام المائية الراكدة والمملوءة في معظم الحالات بمياه عذبة إلا أن هناك العديد من البحيرات المالحة . كذلك البحار المحصورة والبرك الشاطئية المعزولة تمثل بشكل جزئي أجسام مياه ساكنة (وهذه سوف تناقش مؤخراً في هذا الفصل) .

ويمكن تصنيف ووصف البحيرات بناءً على عدة مفاهيم وآراء متداولة . فيمكن أن نصف بحيرة ما بناءً على شكلها والذى يعبر عنه بالطول والعرض والعمق وهكذا ، أو بناءً على شكلها السطحي (in plane view) . وبالامكان أن تكون البحيرة مستديرة أو بيضاوية ، أو نصف قمرية ، أو مستطيلة أو مثلثية أو غير منتظمة الشكل . ومن ثم فإن الأبعاد الحجمية للرواسب البحيرية بالإمكان أن تكون متنوعة بشكل واسع النطاق . هذا بالإضافة إلى أنه ربما يستمر تغيير شكل البحيرة مع مرور الزمن . فتحت ظروف محبذة من التكتونيات الرسوبية ، ربما تتكون رواسب بحيرية سميكة التتابع ، هذا إذا أخذنا في الاعتبار توفر فترة طويلة من الزمن ، ومن المحتمل جداً أن مثل هذه الرواسب البحيرية تبقى محفوظة في السجل الجيولوجي (Reineck and Singh 1975)

ومن أهم الأبحاث التي صنفت البحيرات بناءً على نمط أصل نشأتها نذكر منها مايلي :

«Twenhofel (1950), Schwarzbach (1964), Smith (1968) and Reeves (1968)».

فمثلا ميز العالم (Reeves 1968) أنواع عديدة من الأحواض البحيرية مثل: الحوض البنائي، وحوض الحركة الكتلية (Mass movements)، والحوض البركاني، والحوض الجرمي، (Meteoric basin)، وحوض المحلول والحوض الثلجي والحوض النهري، والحوض الريحي، والحوض العضوي، والحوض الحيواني، وحوض خط الشاطىء.

ويشكل المناخ العامل الأعظم أهمية من حيث التحكم في خصائص الرواسب البحيرية. ويتحكم المناخ في كمية هطول الأمطار والثلوج والتبخير وفي طبيعة التجوية وطبيعة التربة في منطقة التجمع (Catchment area) وأيضاً في نوعية نمو النباتات. كما تعتمد إساقة كمية الرواسب الفتاتية إلى حوض البحيرة على التذبذبات الفصلية في تصريف الأنهار. ونستطيع تصنيف سحن البحيرات إلى مجموعتين رئيستين هما:

أ ـ الرواسب الفتاتية البحيرية

ب ـ الرواسب الكيميائية البحيرية.

ومع ذلك تتشكل مناطق انتقالية من بحيرات تمتاز فقط بترسيبات فتاتية إلى بحيرات ذات رواسب ملحية، (Salt precipitations). ومن ثم تتداخل الرواسب الكيميائية مع الرواسب الفتاتية، على سبيل المثال يتداخل الطين مع الرواسب الملحية (مثل معادن الكربونات ومعادن البخر). وتتكون البحيرات ذات الرواسب الملحية في المناطق المناخية القاحلة إلى شبه القاحلة حيث تكون عملية التبخير أعلى من عملية هطول الأمطار. وتتواجد البحيرات ذات الرواسب الفتاتية في جميع الأقاليم من المناطق ذات المناخ القاحل إلى المناطق ذات المناخ البارد بالقرب من الثلجيات، (Reineck and Singh 1975).

أ ـ الرواسب الفتاتية البحيرية

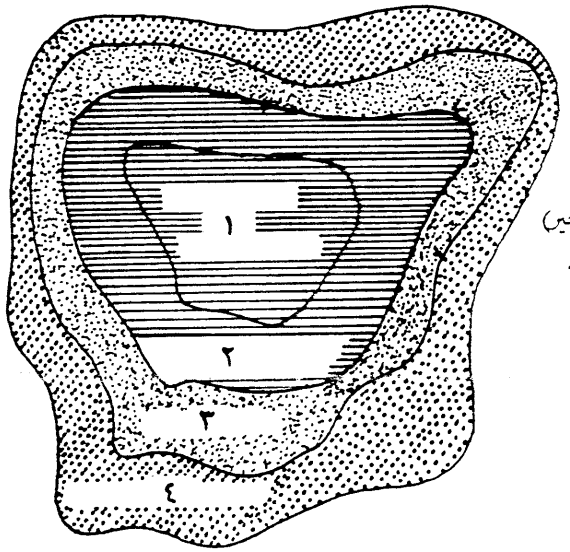
تتواجد الرواسب الفتاتية البحيرية في البحيرات السبخية (والتى سبق الحديث عنها في هذا الفصل) والبحيرات الثلجية (Reineck and Singh 1975) والبحيرات القوسية (المعروفة بالقنوات النهرية المتروكة والتى سبق الحديث عنها تحت البيئات النهرية). والبرك الشاطئية (Lagoons) التى ستناقش فيما بعد تحت البيئات البحرية.

وقد أعطى (Twenhofel 1932) صورة نموذجية لتوزيع الراسب في البحيرات (شكل ١٣٢) ويظهر من هذا الشكل أن رواسب البحيرات تتكون من حزام خارجي من حصيات شاطئية يتبعه حزام رملي ثم حزام داخلي من طين غريني رملي ويحتل المركز راسب وحلي. ويتطابق هذا النمط الحلقى مع التوزيع الحلقي المشابه من الطاقة المائية في منطقة الانكسار (Breaker zone)، متبوعة بمنطقة فوق قاعدة الموج (Above wave base) ومنطقة تحت قاعدة الموج (Below wave base) ولكن يوجد في الطبيعة اختلافات عديدة عن هذه الصورة النموذجية. ولذلك نجد أنه بسبب انطلاق الريح السائد من اتجاه واحد ربما يتشكل حزام الحصيات الشاطئية فقط على جانب واحد من البحيرة. وفي حالة تواجد منحدر شديد للشاطىء ربما ينعدم تكوين المنطقة الرملية. ولكن أظهرت عدة بحيرات توزيع الراسب الذى اقترحه الباحث (Twenhofel 1932) مثل بحيرة كنستنس (Lake Constance) (Reineck and Singh 1975). وحيث إن رواسب البحيرة لاينمو بناؤها من الحواف (أو أطراف البحيرة) لذلك لايمكن تكوين تتابع عمودي من مثل هذا التوزيع الجانبي للرواسب. ومما هو متوقع حدوثه هو أن تملأ البحيرة بترسيب الغرين والطين في الحوض المركزي وذلك نتيجة بناء رواسب أجسام الدلتا عند أطراف البحيرة بواسطة نهر أو أكثر يصل إلى البحيرة. (راجع Visher 1965, Wagner 1950).

ب ـ الرواسب الكيميائية البحيرية

تشكل الرواسب الكيميائية أهمية عظمى بين رواسب البحيرات ويعتمد التكوين الكيميائي لماء البحيرة بشكل أساسي على المواد الذائبة والمعلقة والتى تساق إلى البحيرة. ويترسب العديد من الأملاح نتيجة العمليات الكيميائية والحيوية التى تحدث في البحيرات. ومن أهم الأملاح المترسبة في البحيرات نذكر مايلى:

كلسيت، أراجونيت، دلوميت، أنهيدريت، جبس، جلوبيريت ($CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$) وإبسوميت ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) والهاليت (NaCl) والبوركس



١ ـ حجر طين أو كربونات (جير)
٢ ـ حجر طين رملي غريني وبه نسبة عالية من الكربونات
٣ ـ حجر رملي
٤ ـ راهص رملي

شكل (١٣٢) توزيع تخطيطي للرواسب البحيرية (عن: Twenhofel 1932) .

($Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$) ، والنيتر (KNO_3) ، وغيرها (أنظر Reeves 1968) . وقد أشار (Müller et al. 1972) عن تشكيل كربونات الكالسيوم والمغنيسيوم في البيئة البحيرية .

وحيث إن التوسع في موضوع الرواسب الكيميائية المترسبة في البحيرات يبعد بنا عن مستوى هذا المقرر فنكتفي بذكر أهم المراجع التي تناقش هذا الموضوع بالتفصيل (أنظر: Reeves 1968, Picard and High 1972) .

خصائص ومميزات البيئات البحيرية Characterestics of Lake Environments

تختص رواسب البيئات البحيرية بخصائص عديدة نذكر أهمها كما يلي :

١ ـ تتكون رواسب البحيرات عامة من رواسب ناعمة الحبيبات وذات تطبق مترقق .

٢ ـ تشتمل مميزات البيئات البحيرية على مؤشرات تشير إلى أنها بيئات ترسيب مائية تغيب منها الأحافير البحرية وتتوفر فيها أحافير المياه العذبة .

٣ ـ يشبه التتابع الرسوبي البحيري تتابع رواسب شاطىء البحر المتراجع (A regressive marine shoreline sequence) .

ولكن الفرق الرئيس بين منهاج رواسب البحيرة ومثيله من الرواسب البحرية يحدده الفرق في المقياس . تنتقل رواسب البحيرات بشكل جانبي إلى رواسب حافة (Marginal) في جميع الاتجاهات بينما تتدرج الرواسب البحرية في اتجاه جانب واحد من رواسب مياه قليلة العمق إلى رواسب مياه أعمق فأعمق تستمر إلى مسافات لانهاية لها .

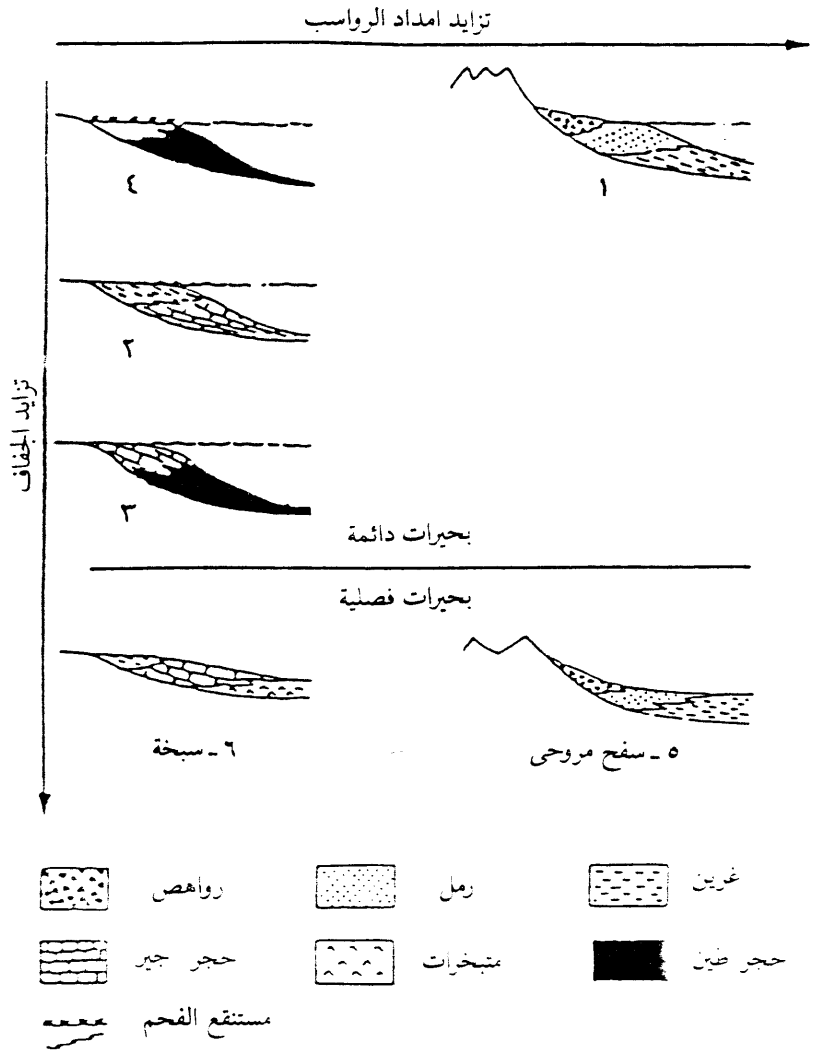
٤ ـ تتكون رواسب وسط البحيرة من جسيمات ناعمة الحبيبات بينما تتكون رواسب أطراف البحيرة من رواسب خشنة أو ناعمة . وتنتج الرواسب الخشنة في أطراف البحيرة من ترسيبات الدلتا والمراوح النهرية والسهول النهرية والشواطىء البحيرية وذلك لأن معظم البحيرات تقع في أحواض صدعية . وتنتج الرواسب الناعمة في أطراف البحيرة من مسطحات كربونات البخر (Carbonate-evaporite flats) أو من رواسب المستنقعات السبخية .

٥ ـ يبدأ التتابع البحيري برواسب ناعمة مترققة ومترسبة في مركز البحيرة العميق ثم يلي ذلك في اتجاه أطراف البحيرة رواسب خشنة لبيئات نهرية ودلتاوية ومستنقعات وتكون هذه الرواسب الخشنة رملية وذات تطبق متقاطع .

٦ ـ تعكس رواسب البحيرات دورات رسوبية تزداد أحجام حبيباتها في الاتجاه العمودي (Coarsening-upward) .

٧ ـ تتسبب التغيرات المناخية في تذبذب مستوى منسوب المياه في البحيرات ومن ثم يحدث هذا تأثيراً في الرواسب من حيث تشكيل الدورات التراجعية / التقدمية (Transgressive/ regressive cycles) البحيرية ، وهو أيضا يسبب اضطراباً في سحنات البحيرة والتي تعكس ترسيباً انتقالياً متراجعاً بشكل عام .

٨ ـ يوضح النموذج الرسوبي البحيري الذي وضعه (Kukal 1971) أربعة أنواع مختلفة من الرواسب البحيرية (شكل ١٣٣) ويعتمد هذا النموذج على التوزيع المساحي للرواسب المختلفة في البحيرات الدائمة الحديثة . أضيف إلى هذا النموذج نوعين آخرين من رواسب البحيرات المؤقتة والمتواجدة في الأقاليم القاحلة (وهذه سبق شرحها تحت عنوان بحيرات البلايا والسبخات) وقد رتبت أنواع هذه النماذج البحيرية طبقاً



شكل (١٣٣) نماذج أصناف البحيرات الرسوبية
(عن : Visher 1965, Kukal 1971, Selley 1976)

لدرجة الجفاف والانحدار الطبوغرافي والذى ربما يشكل أنواعاً بحيرية مختلفة، (Selley 1976).

ولمزيد من التفاصيل المتقدمة في هذا الموضوع على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من المراجع التالية :

«Reineck and Singh (1975), Friedman and Sanders (1978), Blatt et al. (1980), Pettijohn (1975), Reeves (1967,1972), Van Houten (1964) and Hutchinson (1957)».

٤ ـ البيئات الثلجية Glacial Environments

حيث إن رواسب البيئات الثلجية لم يرد تواجدها في الجزيرة العربية وربما تكون نادرة التواجد في عالمنا العربى فسنكتفي هنا بإعطاء الخصائص والمميزات العامة لهذه البيئات الترسيبية :

خصائص ومميزات رواسب البيئات الثلجية

١) عندما تتعرض منطقة ما للنشاط الثلجي فإن ذلك ينعكس على مظهر طبيعة تلك المنطقة وما طبع فيها من عمليات حت وترسيب حدثت نتيجة نشاط حركة الجليد عليها . فمثلا يكثر في هذه المنطقة تواجد كل من الوديان ذات الشكل المقعر والتى تأخذ شكل حرف (U) ، والوديان المعلقة والدارات الثلجية (Cirques) والبحيرات الثلجية . ولكن فرصة الاحتفاظ بهذه المعالم الطبيعية في العمود الجيولوجي شبه نادرة لذلك يصعب تمييز أى منها إذا وجدت بين الرواسب القديمة .

٢) تجد بنيات حت ثلجية صخرية (Erosional features) متوسطة الحجم تثبت نشاط ثلجي في المنطقة من بين هذه الأشكال تخطط وتقلم سطح الطبقات الصخرية وفي بعض الأحيان تظهر هذه الصخور مصقولة وتحتوى على علامات دائرية (Concentric marks) . كما تظهر المنطقة الثلجية على شكل حدبات جليدية (Drumlins) وتكون موازية لاتجاه حركة الجليد . وربما يتشكل بين منخفضات هذه الحدبات الجليدية برك ومستنقعات سبخية .

٣) كذلك من خصائص الأقاليم الثلجية انتشار الجلاميد والكتل الصخرية والتى تعرف باسم (Erratic blocks) ، وهذه بدورها تكون غريبة عن الصخور المحلية حيث

تختلف عنها في التكوين المعدني. ويمكن الاستعانة بمجرات هذه الصخور الثلجية في الوصول إلى معرفة اتجاه تدفق الجليد.

٤) تتكون الرواسب الثلجية من طبقات صخرية مبرية ذات سطوح مقلمة، وربوات جليدية (Hummocks) وحريث جليدي يعرف باسم (Till) وطين رقائقي حولي (Varves). وتحتوى الرواسب الرملية والطينية الجليدية على بنيات مشوهة ومضطربة (Cryptoturbation structures).

٥) تعرف رواسب الجليد بالرواسب المجروفة (Drift deposits) أما مصطلح حريث (Till) فهذا مصطلح بتروغرافي يستخدم في الدراسة المجهرية. ويستخدم مصطلح (Tillite) للرواسب الجليدية القديمة. وفي كثير من الأحيان يفضل استخدام مصطلح الرواسب الجليدية (Glacial sediments) لأنها تشير إلى أصل نشأة هذه الصخور.

٦) تظهر الرواسب الجليدية عديمة التطبق (Nonstratified) وهذه دلالة على أنها ترسبت نتيجة نشاط الثلج بينما تدل الرواسب الطبقية على أنها تشكلت تحت نشاط تدفق المياه.

٧) تمتاز الرواسب الجليدية باختفاء التصنيف (Sorting) وتختلف أحجام حبيباتها من مقياس الميكرون إلى عدة أمتار أى تحتوى على أحجام جسيمات من الطين والرمل والحصى إلى الجلاميد والكتل الصخرية).

٨) لقد لخص (Kukal 1971) العوامل الرئيسة التى تتحكم في طبيعة الرواسب الجليدية وهى كالتالى:

أ ـ خاصية الطبقة الصخرية التى يتحرك عليها الجليد.

ب ـ الخواص التضاريسية وسرعة تدفق الجليد.

جـ ـ موقع الرواسب المنقولة بالنسبة للجليد.

د ـ نمط الترسيب.

هـ ـ إعادة ترسيب الرواسب بواسطة الماء المنصهر أو المائع.

٩) أوضح (Kukal, 1971) أن الرواسب الجليدية غير المتطبقة والمترسبة مباشرة من الثلج تتميز بتواجد كمية معينة من الزلط وبتوزيع متوازن بين أجزاء كميات الرمل والغرين والطين. كما تظهر حبيبات الراسب الكبيرة متناثرة بشكل غير منتظم في راسب

الأرضية الدقيق الحبيبات (Diamictite).

١٠) تحتوى رواسب الجليد على العديد من المعادن غير الثابتة (Labile minerals) مثل الفلسبار ومعادن حديد المغنسيوم كحبيبات متغيرة ومزواة وتتواجد حتى في أجزاء راسب الغرين والطين. ويمتاز الجزء الرملي بحبيبات شديدة التزوي.

١١) تكون رواسب الجليد رديئة التصنيف ويختلف الحجم الأوسط (Median size) لهذه الرواسب ويقترب معامل الانحراف (بالفاي) من الصفر، أى أنه يكون متراوحاً بين الجانب الموجب والجانب السالب.

١٢) تتعرض تقريباً جميع رواسب الجليد إلى بعض عمليات إعادة الترسيب بواسطة الماء المائع. ومن أهم مؤثرات إعادة الترسيب هو ماتعانيه هذه الرواسب من إزاحة لرواسب الطين والغرين والتى ينتج عنها تضخم في الرواسب الخشنة. وتتواجد الرواسب المعاد ترسيبها متداخلة مع رواسب جليدية غير معاد ترسيبها. ويمكن تمييز هذه الرواسب من كمية حجم رواسب الطين والغرين. فالرواسب المعاد ترسيبها أقل احتواءً للرواسب الناعمة إذا قورنت بالرواسب الجليدية غير المعاد ترسيبها. وتختلف درجة إعادة الترسيب بالماء من نقطة إلى أخرى.

١٣) من مميزات رواسب الجليد وفرة حبيبات الحصى الصغير. وتعكس عادة هذه الحصيات التكوين المعدني للطبقة الصخرية والرواسب المحلية حتى ولو كان بإمكان هذه الحصيات الانتقال عبر المسافات الطويلة. ويندر تواجد حصيات الجليد مستديرة، حيث يستبعد بأن تبرى الأطراف والحواف الركنية إلى منحنيات ناعمة مبرية. كما أن معظم حصيات الجليد تكون قرصية أو أسطوانية الشكل (Disc-snaped). وعادة تكون الحصيات الكبيرة أحسن استدارة من الحصيات الصغيرة. ويحدد شكل الحصى كل من عامل المصدر والتكوين المعدني. كما تظهر أسطح هذه الحصيات مخططة (Striated) وتأخذ حصيات الجليد توجيهات محبذة (Preferred orientation) حيث تكون المحاور الطويلة موجهة بشكل موازى لاتجاه تدفق الثلج.

١٤) عند دراسة الحبيبات الرملية لرواسب الجليد تحت المجهر الإلكتروني نلاحظ تواجد علامات معينة على أسطح هذه الحبيبات من بين هذه العلامات المكاسر المحارية (Conchoidal fractures) خطوط ضئيلة وكتل متراكبة مكسرة وغيرها (Krinsley and Funnell 1965, Krinsley and Doornkamp 1973).

ثانيا: البيئات الانتقالية (شاطئية بحرية)

Transitional Shoreline Environments

تتداخل أنشطة العمليات الرسوبية البحرية وغير البحرية (Nonmarine) في مناطق البيئات الانتقالية. وتحكم العمليات الرسوبية البحرية كل من درجة ملوحة ماء البحر ودوران (Circulation) ماء البحر وأنشطة الأمواج والتيارات والمد والجزر. كما تحكم خصائص تدفقات مياه الأنهار العمليات الرسوبية غير البحرية. وتشغل بيئات كل من الدلتا والحواجز الرملية البحرية الجزء الأكبر والرئيس من مناطق البيئات الانتقالية (Transitional environments). وسوف نستعرض فيما يلي تفاصيل وخصائص هاتين البيئتين.

١ ـ بيئات الدلتا Delta Environments

تتشكل رواسب الدلتا في مناطق التقاء الأنهار بأجسام مياه البحار والبحيرات وينتج عن ذلك بناء أجسام مخروطية الشكل من الرواسب التى تنقلها الأنهار وتلقى بها عند مصباتها. وقد عرَّف العالمان (Moore and Asquith 1971) الدلتا على أنها كتلة راسب ترسب بواسطة نشاط النهر عند التقائه بجسم ماء البحر أو البحيرة حيث يترسب جزء من هذا الحمل فوق سطح الأرض والجزء الآخر تحت سطح الماء. وأعظم العوامل أهمية في تنمية تطوير الدلتا هى:

أ ـ الإمداد الكبير من الرواسب بواسطة الأنهار.

ب ـ انخفاض منطقة الترسيب.

وهناك عدة عوامل تتحكم في شكل الدلتا وهى:

١ ـ تضاريس الشاطىء، وشكل خط الشاطىء وزاوية انحدار الرصيف القارى.

٢ ـ سرعة واتجاه الأمواج القادمة من البحر المفتوح.

٣ ـ مقدار النقل الشاطئي للراسب ومقارنة ذلك بنقل القنوات المتفرعة للراسب.

٤ ـ مدى اتساع حدود المد.

وقد ناقش (Morgan 1970) العوامل التى تتحكم في العمليات الترسيبية ورواسب الدلتا وهى:

١ ـ منهاج النهر أو نظام النهر (River regime).

٢ ـ العمليات الرسوبية الشاطئية (Coastal processes).

٣ ـ السلوك البنائي، (Structural behavoir).

٤ ـ العوامل المناخية، (Climate factors).

وربما تكون بعض من هذه العوامل أكثر تأثيراً في إحدى الدلتاوات والبعض الآخر في دلتـات أخـرى. لذلـك بالإمكان أن تتشكل أنواع مختلفة وعديدة من الرواسب الدلتاوية، (Reineck and Singh 1975).

العمليات الرسوبية التى تحدث في بيئة الدلتا

يمكننا تبسيط تعريفنا السابق للدلتا بقولنا: «تنشأ الدلتا عندما تندفع مياه النهر المحملة بالرواسب في داخل أجسام مياه ساكنة كالبحر أو البحيرات»، (شكل ١٣٤). وعند مصب النهر تتناقص سرعة التيار بشكل شعاعي من ثغر النهر في اتجاه البحر ويتبع ذلك تناقص شعاعي في ترسيب أحجام الحبيبات كل حسب سرعة استقراره.

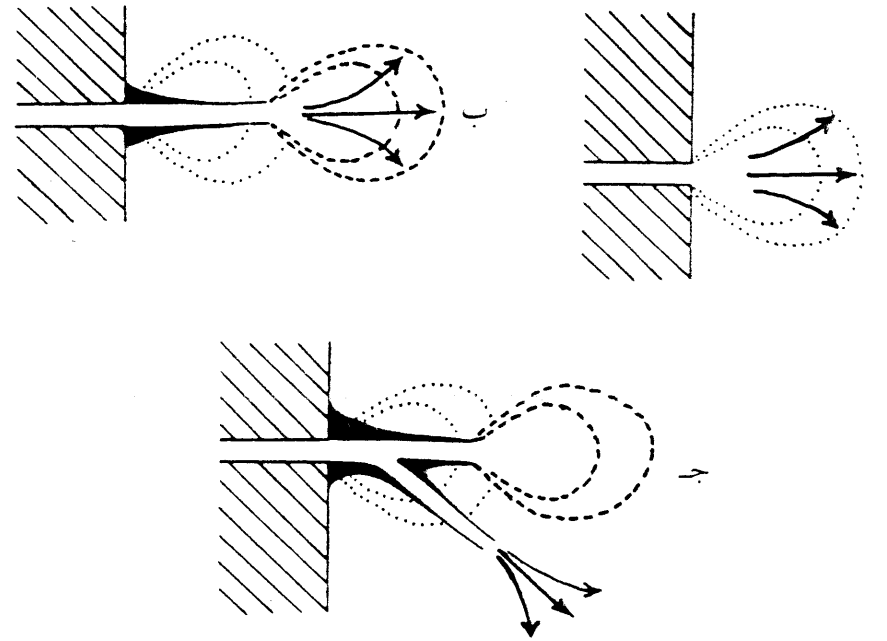
وتتزايد عمليات الترسيب حول مصب النهر حتى يصل تراكم رواسبها إلى التقاء مع سطح ماء البحر بالهواء (Air: Water interface)، ولكن تحتفظ قوة اندفاع الماء بشق القنـاة خلال الـرواسب. ويطلق على الـرواسب المـتراكمة على أى من جانبي القناة مصطلح الشرفات الطبيعية (Natural levees). ومع استمرار عملية الترسيب تتسع رقعة بناء الدلتا في اتجاه جسم الماء الساكن. وينتج من ذلك تشكيل ثلاث وحدات رسوبية تُكَوِّن رواسب الدلتا. (شكل ١٣٥). وهذه الوحدات هى:

أ) رواسب مجموعة القمة (Topset deposits).

ب) رواسب مجموعة المقدمة (Foreset deposits).

جـ) رواسب مجموعة القاع (Bottomset deposits).

أ ـ رواسب مجموعة القمة: تتكون رواسب مجموعة (أو طقم) القمة بشكل رئيس من رواسب سبخية ورمل خشن وحصى. وتظهر هذه الرواسب على هيئة سطح تحت

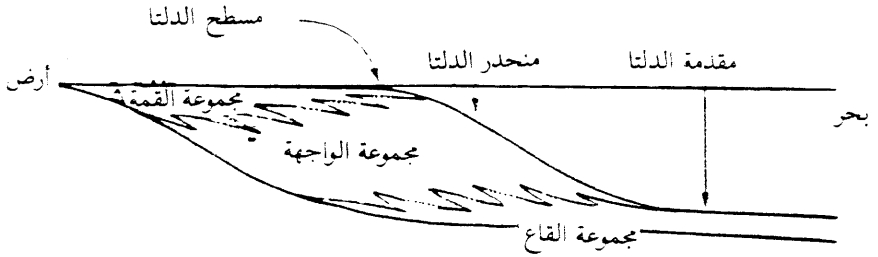


شكل (١٣٤) يوضح مراحل تكوين نظام الدلتا (عن: Selley 1976).

أ) تناقص شعاعي في سرعة التيار من ثغر النهر وترسيب أقواس مركزية من الرمل والغرين والطين.

ب) يساعد تقدم الدلتا على تشكيل قناة خلال الشرفات الجانبية.

جـ) تشكيل دلتا جانبية نتيجة حدوث شق في إحدى شرفات امتداد قناة النهر فوق رواسب الدلتا القديمة وذلك لضعف في بناء القناة الجديدة وقوة اندفاع تدفق الماء فيها.



شكل (١٣٥) التوزيع الجغرافي وتسمية مقطع جانبي للدلتا. (عن: Selley 1976).

أفقي وهي أقرب رواسب الدلتا من ثغر النهر. كما تشارك مع هذه الرواسب قناة النهر ورواسب شرفات النهر الطبيعية ورواسب الفلق النهري المتواجدة في نفس المنطقة، (راجع رواسب البيئات النهرية). وتظهر حدود هذه الرواسب الجانبية والرأسية واضحة ومتدرجة (Gradational and sharp boundaries). ومن ثم تختص رواسب مجموعة القمة (Topset) بالتنويع في محتويات رواسبها ولكنها معقدة العلاقة فيما بين وحداتها الرسوبية. ويعبر سطح هذه المجموعة قنوات متفرعة من القناة الرئيسة للنهر حيث ترسب عليها رواسب الشرفات وغيرها من الرواسب النهرية. وتتدرج رواسب مجموعة طقم القمة في اتجاه البحر مبتعدة عن المصدر (أو ثغر النهر) إلى رواسب منحدر الدلتا (Delta slope) والمعروفة برواسب مجموعة المقدمة أو الواجهة (Foreset deposits).

وغالباً يتكون الجزء العلوي من تتابع رواسب الدلتا من رواسب المستنقعات (Swamp deposits) متمثلا في رواسب الوحل العضوي والخث. فيترسب الطين الغني بالمواد العضوية في المناطق التي يندر فيها ترسيب الرواسب الفتاتية (Clastic sediments). وعامة تفتقر رواسب هذه المنطقة للتطبق المعروف والجيد. وتكون الرواسب بشكل واسع النطاق مسلكية بواسطة جذور النباتات والديدان الثاقبة (Dwelling organisms). وتتواجد معظم هذه الرواسب كخليط من الطين والغرين مع متخلفات النبات. وفي المناطق القاحلة يفتقد الغطاء النباتي. كما تحتوى رواسب مجموعة القمة على شقوق طين واسعة النطاق وعلى فرشات طحلبية (Algal mats).

وتمثل بيئة رواسب مجموعة القمة مناطق أجسام مياه مفتوحة محاطة برواسب الشرفات الطبيعية أو المستنقعات السبخية (Marshes) ولكنها مفتوحة أو متصلة بالبحر المفتوح عن طريق قنوات المد (Tidal channels) ويتم الترسيب في هذه المناطق من خلال عمليتين ترسيبيتين.

١) يترسب الراسب الناعم الحبيبات من الرواسب المعلقة نتيجة غياب نشاط الأمواج.

٢ ـ يترسب الراسب الخشن من خلال القنوات المنشقة (Crevasse channels).

وفي مناطق محلية معينة، ونتيجة لتواجد نشاط الأمواج، يتشكل التطبق العدسي (Lenticular bedding) بشكل كبير. كما يتشكل من رواسب هذه المنطقة التطبق المتوازي (Paralled bedding) والذى يتميز باختلاف اللون في الطبقات المتجاورة.

ويشيع تواجد علامات النيم التياري وبنيات الحت في بعض الأماكن. وهذه تشكلت نتيجة تيارات المد أو من تيارات نتجت عن التدفق الطفحي (Overflow) الذى يحدث أثناء فترات ارتفاع منسوب الماء. كما يوجد أيضا رواسب محارية وبنيات اضطرابية حيوية (Bioturbation structures).

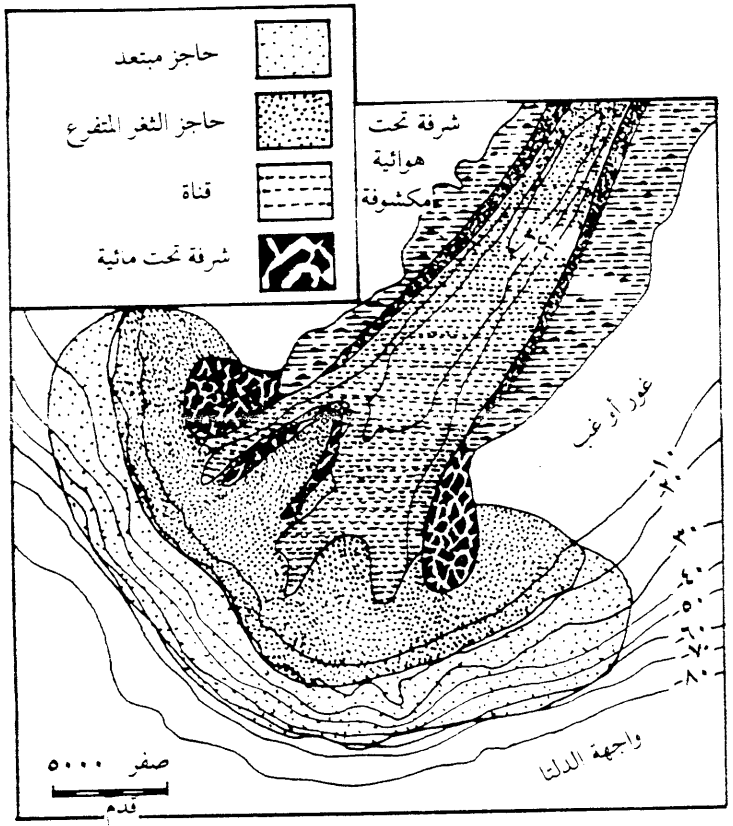
ب ـ رواسب مجموعة المقدمة: تتكون رواسب مجموعة المقدمة (Foreset deposit) بشكل عام من رمل ناعم وغرين وطين ترسب من قنوات الدلتا الرئيسة. ويمكن تقسيم هذه المنطقة إلى عدة مناطق تحت بيئية (شكل ١٣٦)، وهي كالتالي:

١ ـ القنوات المتفرعة.
٢ ـ الشرفات التحت مائية.
٣ ـ حاجز الثغر المتفرع.
٤ ـ الحاجز المبتعد

ويسود في كل من هذه المناطق التحت بيئية عمليات ترسيب مختلفة ومن ثم تتميز كل من هؤلاء المناطق بتواجد بنيات رسوبية معينة. وفيما يلى نوجز ما كتبه كل من (Reineck and Singh 1975) عن هذه المناطق.

١ ـ القناة المتفرعة Distributary Channel

تتمثل القناة المتفرعة في النهر الطبيعي الذى ينقل جزءاً من الراسب ويصرف ماء النهر الرئيس إلى البحر. وهذه في الواقع امتداد لقناة النهر الرئيسة داخل منطقة البحر. ويتسع عامة عرض القناة المتفرعة وتصبح أقل عمقاً عما كانت عليه وتتفرع إلى عدة قنوات صغيرة في النهاية تفقد ميزتها وتتلاشى كلما تقدمت في البحر (أى في منطقة الجزء العلوي لبيئة مقدمة الدلتا)، شكل (١٣٦). يكون اتجاه تيار القنوات عند الجزء



شكل (١٣٦) تمثيل تخطيطي لمناطق ترسيب مختلفة في بيئة مقدمة الدلتا.
(عن: Coleman and Gogliano 1965).

العلوي للنهر في اتجاه أسفل النهر بشكل ثابت ولكن عندما تتباعد أطراف القدة في الجزء السفلي للنهر يصبح اتجاه التيار متغير وتقل سرعته ومن ثم يزداد معدل سرعة ترسيب الرواسب.

وأكثر البنيات الرسوبية تواجداً في رواسب القنوات المتفرعة هى التطبق المتقاطع وتضبق نيم التيار (Current ripple bedding) وبنيات الحت والملء (Scour-and-fill Structures) والأسطح التحاتية (Erosional surfaces). وربما

لاتتعرض بعض من طبيقات الطين المترسبة أثناء فترة انخفاض مستوى النهر لعملية الحت ولذلك تصبح محفوظة بشكل جيد. وعادة يظهر السطح العلوي لهذه الطبيقات الطينية علامات تآكل. وعامة نجد كسر طينية منغمسة في داخل رواسب المنطقة. وفي كثير من الأحيان تتشكل بنيات متشوهة وهذه بالطبع محلية النشأة. ومن بين هذه البنيات بنيات الهوابط (Slumps) ، وبنيات الطيات المضطجعة (Recumbent fold) .

٢ ـ الشرفات التحت مائية Subaqueous Levees

وهذه عبارة عن رواسب تَلِّية بحرية متاخمة لمجرى القناة المتفرعة (شكل ١٣٦)، وتشكلت نتيجة اتساع وقلة عمق القناة. وتتحكم أنشطة المد في شكل هذه التلال. وتنكشف بعض أجزاء الشرفات التحت مائية وتشكل مسطحات رملية أثناء فترات انخفاض المد (أو أثناء فترات الجزر). وتتكون رواسب الشرفات التحت مائية من رمل ناعم وغرين متداخلة مع طين وحطام نباتي. وتُحدث أنشطة التيارات السائدة أنواعاً من البنيات الرسوبية. وفي مناطق محلية معينة تنتج أنشطة الأمواج بالاشتراك مع التيارات نوعيات معقدة من التطبق المتقاطع. وتتواجد أيضا بنيات مميزة أخرى مثل التطبق الموجي (Wavy bedding) ، وبنيات الحت والملء، والمسالك (Burrows) ، والكرات الوحلية (Mud balls) . ومن بين البنيات الرسوبية المشوهة يكون التطبق المطوي أو الملفوف (Convolute bedding) الأكثر انتشاراً في هذه الرواسب.

٣ ـ حاجز الثغر المتفرع

يتكون حاجز الثغر المتفرع (Distributary mouth bar) من جسم رملي قليل العمق تشكل بالقرب من الخد البحري للقناة المتفرعة (شكل ١٣٦). ويأتي تشكيل هذا الجسم الرملي كنتيجة مباشرة لتناقص في سرعة التيار وعدم قدرة النهر على حمل الرسب عندما يترك القناة. وتكون سرعة الترسيب عالية بشكل كبير، ومن المحتمل أن تكون أعلى بكثير من أي سرعة ترسيب في أماكن تحت بيئية أخرى لمناطق الدلتا. وتتعرض الرواسب لعمليات إعادة ترسيب (Reworking) مستمرة بواسطة التيارات والأمواج البحرية. ومن ثم تتكون رواسب هذه المنطقة من الرمل والغرين. وغالباً مايوجد ترقق رفيع من حطام النبات. وتُظْهِر القطع الخشبية (Wood fragments) تأثيرات استدارية واضحة.

وأعظم البنيات الرسوبية شيوعاً في رواسب هذه المنطقة هى التطبق المتقاطع الحوضي، والتطبق النيمي الموجي والتياري (Wave and current ripple bedding). وكلما تدرجت الدلتا في اتجاه البحر ترقد تحت رواسب الحاجز رواسب شاطئية بحرية غنية بالمواد العضوية. وعند تحلل المواد العضوية ينبعث منها غاز مندفعاً إلى أعلى ماراً برواسب الحاجز الرملي الواقع فوق الرواسب الغنية بالمواد العضوية ومن ثم يتسبب اندفاع هذا الغاز في تشكيل بنيات رسوبية في الجسم الرملي تعرف باسم بنيات نتوءات الغاز (Gas-heave structures) .

٤ ـ الحاجز المبتعد Distal Bar

يتشكل الحاجز المبتعد حول حاجز الثغر المتفرع في اتجاه البحر (شكل ١٣٦)، وتتميز هذه المنطقة بسرعة الترسيب وبشكل رئيس تتكون رواسب الحاجز المبتعد من الطين والغرين المترقق. وتمثل هذه المنطقة بيئة حافة انحدار مقدمة الدلتا في اتجاه البحر. وأهم البنيات الرسوبية المتشكلة في رواسب الحاجز المبتعد هى التطبق المتقاطع وبنيات الحت والملء والأسطح التحاتية وعلامات النيم. ويتكرر تشكيل هذه البنيات الرسوبية في تتابع مميز وواضح مما يدل على التشكيل الطبقي الفصلي (Seasonal layering) .

وتمثل هذه المنطقة أفضلية عظمى للتواطن البنتوني (Benthonic population) الكثيف. ولذلك تُحْدِث الديدان المسلكية إضطراباً طبقياً (Bioturbated layers) كاملاً وتنتشر رواسب المحاريات بين رواسب هذه المنطقة.

جـ ـ رواسب مجموعة القاع Bottomset deposits : يلي بيئة مقدمة الدلتا (Delta front) المعروفة بمنحدر الدلتا (Delta slope) في اتجاه البحر، منطقة بيئة واجهة الدلتا (Prodelta) وهذه ذات علاقة مشتركة مع نظام تدرج الدلتا. وتعرف أحياناً بمقدمة منحدر الدلتا (Delta front slope) . وتتكون رواسب واجهة الدلتا من رواسب طينية ناعمة الحبيبات، (أى من طين وطين غريني). وتشكل رواسب بيئة واجهة الدلتا (Prodelta deposits) منطقة انتقالية إلى رواسب بيئة وحل

الرصيف البحري (Shelf mud deposits) المعروفة برواسب مجموعة (أو طقم) القاع (Bottomset deposits) . وتظهر رواسب واجهة الدلتا متطبقة نتيجة للاختلافات في كل من اللون وحجوم الحبيبات. ومن أوضح البنيات الرسوبية والشائعة بين هذه الرواسب هي ترقق الغرين والطين وتكون الرواسب بالقرب من بيئة مقدمة الدلتا (Delta front environment) أكثر غرينية ومتوازية ويسودها الترقق العدسي (Lenticular laminations) . ويتواجد أحياناً التطبق النيمي ونيم التيار والتطبق المتدرج الصغير المقاس، وتكون هذه أعم انتشاراً في الطبيقيات الغرينية. وكلما ابتعدنا عن مقدمة الدلتا تشيع كمية رواسب الطين وتقل ظاهرة التطبق النسيجي (Textural stratification) .

وغالباً يسود التطبق المتكون في الطين، وتحتوى هذه الرواسب الطينية على بقايا المحاريات (Shell remains) ، وقطع خشبية (Wood fragments) . وتواجد اضطرابات (Bioturbation) بنائية في مناطق معينة. كما تحتوى هذه الرواسب على بنيات مسلكية جيدة النمو (Well-developed burrows) . ويمكننا التمييز بين رواسب بيئة واجهة الدلتا (Prodelta) ورواسب بيئة وحل الرصيف (Shelf-mud) المعروفة بمجموعة القاع (Bottomset) فقط، عندما نحسن تأسيس التتابعات الرأسية والأفقية (Vertical and horizontal sequences) لهذه المنطقة من الدلتا،
(راجع : Van Straaten 1959a, 1959b) .

وتتكون رواسب مجموعة (أو طقم) قاع الدلتا (Delta bottoset) والمعروفة ببيئة وحل الرصيف (Shelf-mud environment) من رواسب طين وتقع في منطقة البحر أو في اتجاه البحر من منطقة واجهة الدلتا (Seaward prodelta region) ، حيث تترسب الرواسب الناعمة الحبيبات نتيجة انخفاض في معدل سرعة الترسيب. وتكون رواسب مجموعة القاع ذات مظهر متجانس من الطين، والطين الغريني، والطين المحاري (أى يكثر فيه بقايا المحاريات) (Shelly clay) ، والطبيقات المحارية (Shell layers) . ويشيع تواجد المحاريات في جميع هذه الرواسب. وينتج التطبق بشكل رئيس في رواسب مجموعة القاع من اختلاف في لون طبيقات هذه الرواسب ومن تواجد أو غياب فتات المحاريات، وبقايا النباتات وماشابه ذلك. وتوجد أحياناً طبيقات غرينية رفيعة السمك

وهذه، غالبا تظهر تطبق متدرج، وفيما عدا ذلك فإن رواسب هذه البيئة تكون ذات ترقق رفيع السمك. كما يندر تواجد التطبق العدسي في هذه الرواسب.

وتكون درجة الاضطراب الحيوي (Bioturbation) في رواسب طين الرصيف (أو مجموعة القاع) عالية جداً. وتحتوى رواسب مجموعة القاع على مسالك مميزة وصغيرة الحجم وتكون مملوءة بكسر محارية ومواد غريبة أخرى. وتنشأ رواسب مجموعة القاع نتيجة ترسيب بطيء للراسب المعلق (Suspended sediment) وتشكل عمليات الاضطراب الحيوي النشاط السائد في هذه المناطق.

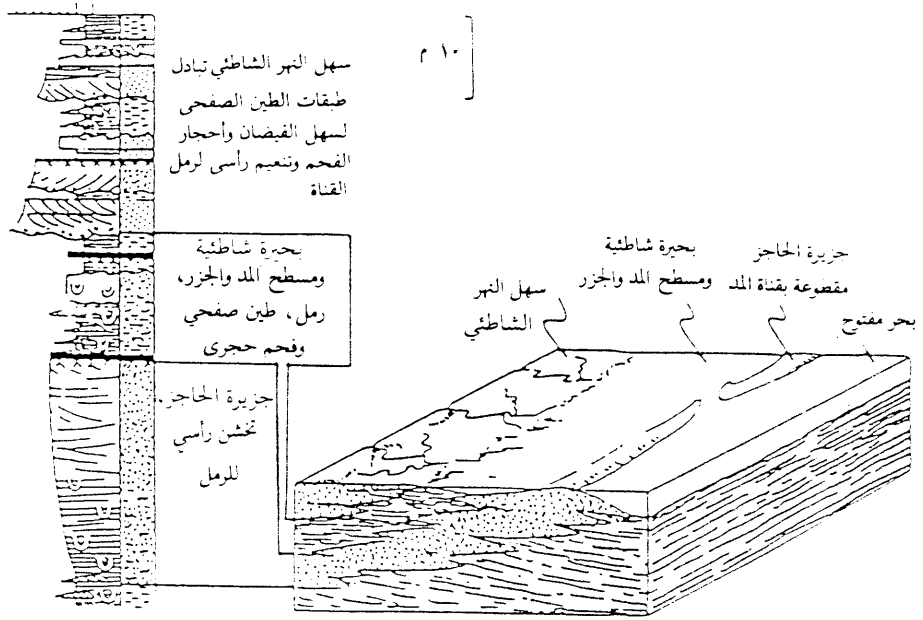
إن جميع ماسبق مناقشته وإيضاحه عن بيئات وتحت بيئات نظام الدلتا موجود في معظم الدلتاوات الحديثة في وقتنا الحاضر.

وعامة تعمل عملية الترسيب في بيئة الدلتا على تشكيل تتابع دورى تتزايد فيه حجوم الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى. وهو المعروف تحت المصطلح (Coarsening-upward sequence) وهذا عكس ماتقوم به علمية الترسيب في البيئة النهرية. كما يظهر تتابع رواسب الدلتا بتدرج في الرواسب يبدأ عند القاع بأوحال بحرية ويتدرج إلى أعلى وفي اتجاه الساحل إلى رمل ووحل غير بحري وغالباً يحتوى على الفحم الطبيعي. وربما يتغير هذا النموذج البسيط من نظام الدلتا نتيجة بعض التأثيرات البحرية المخربة أو المهدمة. هذا بالإضافة إلى أنه إذا كان منحدر الدلتا غير ثابت بشكل تام فإنه ينزلق (Slide) الراسب أو يهبط (Slump) ، وعندئذ يحدث نتيجة لذلك إعدة ترسيب رمل العكر الذى ربما يتواجد عند قدم الدلتا (Delta toe) (Selley 1976).

وتشكل رواسب الدلتا مصادر هامة للفحم والنفط والغاز الطبيعي. حيث يتواجد الخث (Peat) في المستنقعات (Swamps) ، والمستنقعات السبخية (Marshes) لكثير من سهول الأنهار الدلتاوية الحديثة.
«Selley (1976, 1978), Dapples and Hopkins (1969)» .

٢ ـ بيئات الحواجز الرملية Sand Bars

تشكل أجسام الحواجز الرملية المتواجدة داخل الشاطىء جزراً مستطيلة البنية، وتكون موازية خط الشاطىء. وتتكون رواسب هذه الجزر بشكل رئيس من رمل وزلط وحطام صدفي (Shell debris). وتكون غالباً هذه الرواسب عديمة التماسك مع بعضها البعض (Cohesionless). ويفصل بين هذه الجزر العازلة (Barrier islands) واليابسة، البرك الشاطئية (Lagoons)، أو الأغباب (Bays) شكلا (١٣٧، ١٣٨).



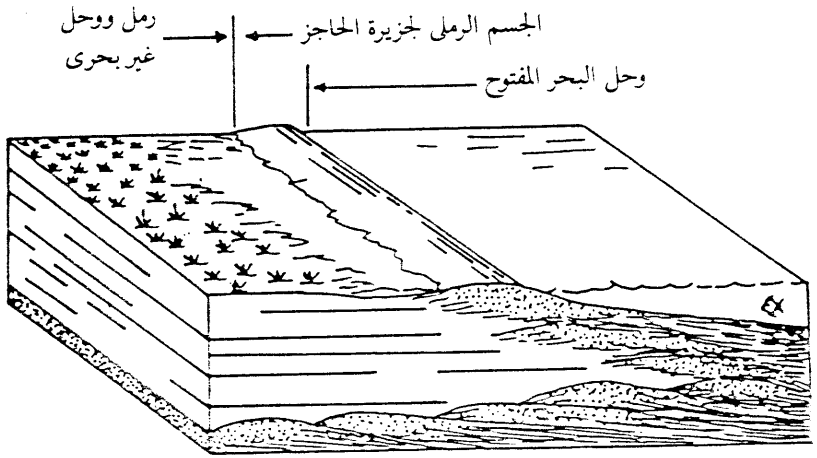
شكل (١٣٧) البيئات الرسوبية والسحنات ومقطع رأسي لمعقد جزيرة حاجزة. (عن: Selley 1976).

ويعتقد أن هناك عاملين رئيسين قد ساعدا على نشأة وبناء الجزر الحاجزة وهذان العاملان هما:

١) تطور بناء الحواجز الرملية (Sand bars) في منطقة داخل الشاطىء بواسطة نشاط الأمواج الكبيرة.

٢) خفس (Submergence) منطقة الشواطىء الساحلية وأحزمة الكثبان الرملية القريبة من الشاطىء، وإحاطة هذه الأجسام الرملية بمياه البحر.

وتحت تأثير النشاط البحري قد تمر تدريجياً رواسب الدلتا الحديثة برواسب الجزر الخطية الحاجزة (Linear barrier islands) أو قد تتواجد هذه الجزر الرملية مباشرة خلف الشاطىء في اتجاه البحر وبدون بناء أو تواجد الدلتا عند الشاطىء، وبذلك تفقد هذه الجزر الرملية علاقتها بالدلتا. ويمثل الحالة الأولى دلتا نهر المسيسبي ودلتا نهر الراين على الساحل الشمالي الشرقي (في أوروبا) ودلتا نهر النيل على الساحل الشرقي من صحراء سيناء وأيضا على الساحل الغربى من نهر النيجر. كما يمثل الحالة الثانية معظم شواطىء أمريكا الشمالية وأجزاء من ساحل شمال هولندا وسواحل بولندا.



شكل (١٣٨) تقدم وتراجع الأجسام الرملية الحاجزة التى قد تتكون من تعدد تراكم زحف الرمال الحاجزة. (عن: Selley 1976).

وتظهر الجزيرة الحاجزة على هيئة جسم رملي خطي (أو مستطيل) مكشوف أثناء فترات المد العالي ويأخذ هذا الجسم الرملي وضعاً موازياً للساحل يفصل البحر المفتوح عن مسطحات المد والجزر (Tidal flats) والبرك الشاطئية (Lagoons) والأغباب المحمية

(Sheltered bays) ، (أشكال ١٣٧ ، ١٣٨ ، ١٣٩) . وتتعاقب بشكل جانبي في معظم السواحل المحجوزة (Barrier coasts) الحديثة بيئتين عالية النشاط (High-energy) مع بيئتين منخفضة النشاط (Low-energy) . وعامة تشكل أربعة سحنات متعاقبة وذات اختلافات متميزة الوضوح . فعلى جانب اليابسة يتشكل :

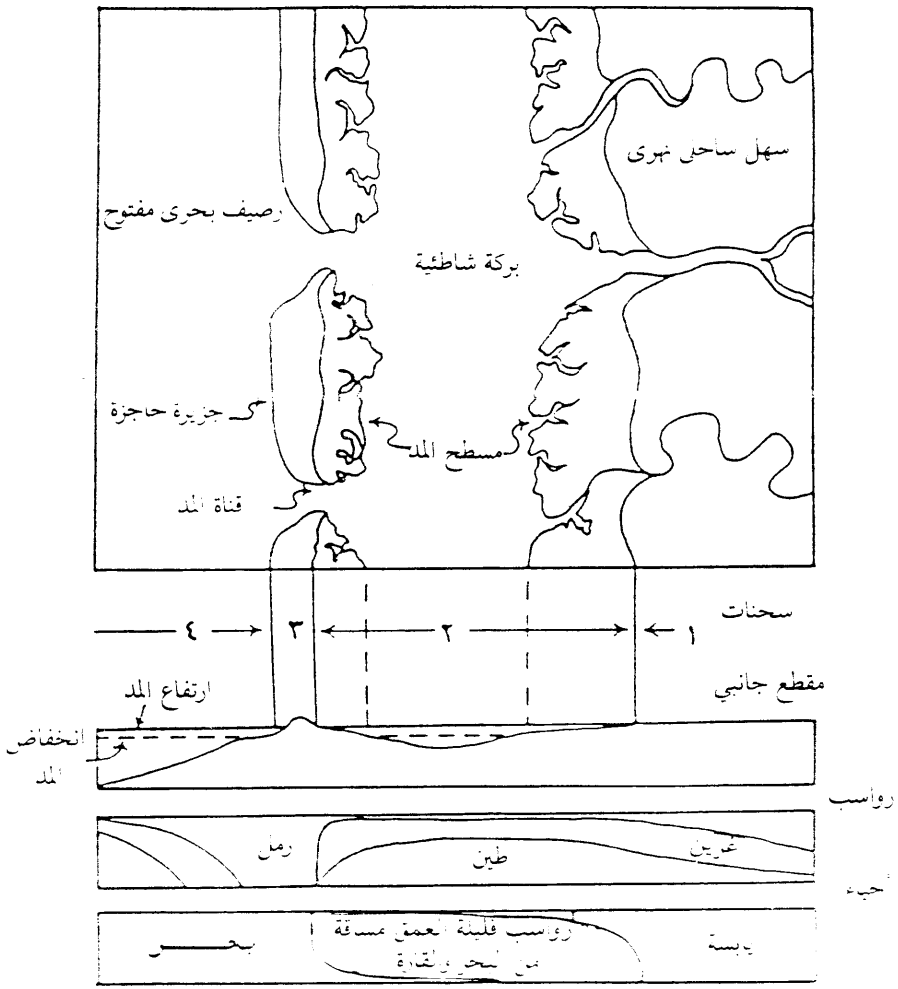
(١) سحنة السهل الساحلي النهري من رمل وغرين وطين وخث . ويتدرج هذا في اتجاه البحر بشكل عام .

(٢) سحن سبخية ملحية ورواسب مياه هادئة من مسطحات المد والجزر والبرك الشاطئية . وتتكون رواسب هذه السحنات من رمل ناعم وغرين وطين تسودها بنيات رسوبية مثل الترقق والترقق المتقاطع والتطبق المتتابع (Flaser-bedded) . وتتميز هذه المنطقة باضطرابات حيوية مركزة (Intense bioturbation) وطبقات محارية ، غالبا تكون من (Oysters) و (Mussels) ، وتدرج حبيبي ناعم كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع (Fining-upward sequence) ، (أنظر القطاع في شكل ١٣٧) .

وتتكون الجزيرة الحاجزة من عدد من الوحدات الجغرافية الطبيعية المميزة .

(٣) سحن رواسب أجسام معقدة من المراوح ومسطحات الحاجز المتشكلة من الرمل المقذوف عبر الجزيرة الحاجزة أثناء فترات العواصف وهذه السُحن تتواجد على الجانب المواجه لليابسة . وغالباً تتشكل قمة الجزيرة الحاجزة من كثبان رملية تراكمت من هبوب الريح وهذه أحيانا تثبت في أماكنها نتيجة تشكيل طبقة مقطع جانب التربة ونمو النباتات عليها . وتمر هذه المنطقة المتقممة في اتجاه البحر خلال منطقة شاطئية وإلى منطقة البحر المفتوح (شكلا ١٣٧ ، ١٣٩) .

ويكون عامة رمل الجزيرة الحاجزة ناضج (Mature) وجيد التصنيف (Well sorted) وبه بعض الكسر المحارية المسافة من البحر . وتتشكل داخل الرواسب الشاطئية بعض البنيات الرسوبية مثل التطبق الأفقي والتحت أفقي مع ميل خفيف في اتجاه البحر . كما يوجد بشكل قليل تطبق متقاطع حوضي ومستوٍ ويميل كل منهما بشكل عام في اتجاه اليابسة . وقد تكون أحياناً الجزر الحاجزة مقطوعة عرضياً (Cross-Cut) بواسطة قنوات المد (شكلا ١٣٧ ، ١٣٩) ، (Tidal inlets or channels) . وقد أشار (Armstrong-Price, 1963) إلى



شكل (١٣٩) رسم تخطيطي يلخص الظواهر السطحية والتريسيبية والأحيائية ، لحاجز شاطئي حديث ، (عن : Selley 1978) .

أن هذه القنوات ربما تشكل أجسام دلتا على كلا الجانبين في اتجاه البحر وفي اتجاه اليابسة . وينشأ عن ذلك تتابعات ذات تطبق متقاطع تكونت نتيجة النزوح الجانبي لهذه القنوات ومثل هذه الرواسب ربما تتكون من جزء

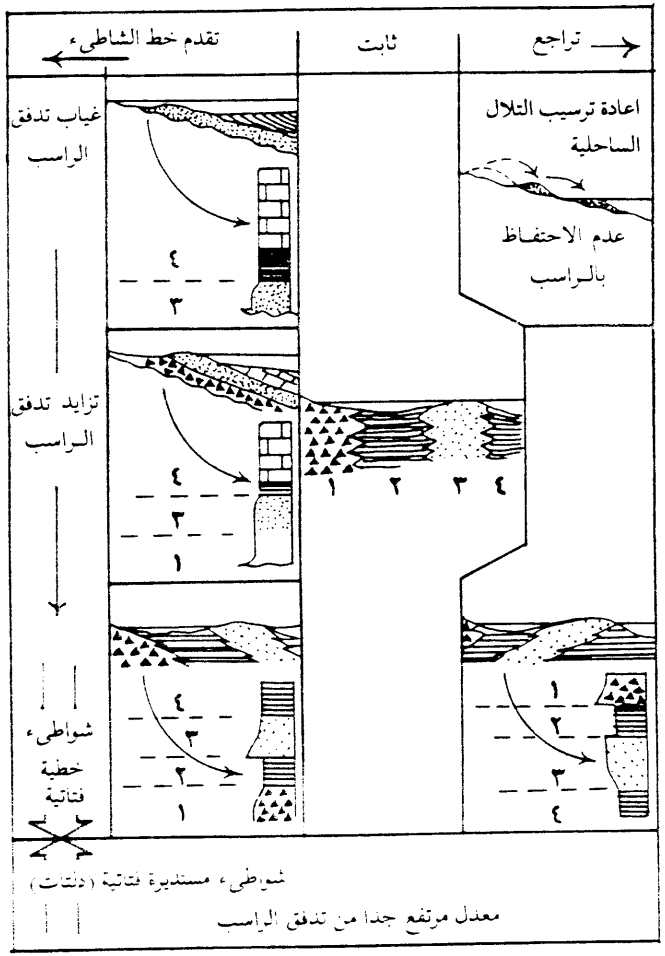
كبير من جسم رمل الحاجز حيث وجد هذا في السجل الجيولوجي (راجع Hoyt and Henry 1967).

(٤) سحنات رواسب بيئات بحرية حيث تمتد رواسب الشاطىء للجزيرة الحاجزة في اتجاه البحر. فقد تمر كثير من الرمال الحاجزة الحديثة، وخاصة تلك المتواجدة في بحر الشمال، إلى أرصفة بحرية متآكلة والتى تعتبر نموذج بيئات حت أو توازن. وقد تمتد الجزر الحاجزة المتواجدة على سواحل نيجيريا وخليج المكسيك في اتجاه البحر إلى رواسب بحرية عميقة. وربما تستقر هنا الرواسب الناعمة العالقة تحت ظروف ترسيب هادئة. ولقد دلت الدراسات التفصيلية للحواجز الشاطئية عبر مناطقها في اتجاه البحر على أن هناك تدرج تناقصي في أحجام حبيباتها من منطقة عالية النشاط إلى منطقة بيئة النشاط المنخفض تحت حد سطح الموج وحركة تيار المد، حيث يترسب الوحل في هذه المناطق. فيتواجد الرمل والغرين المحتوى على تطبق متتابع وحلي (Muddy flaser-bedding) وبه اضطراب حيوي والمترسب تحت مياه منخفضة العمق بالقرب من الشاطىء وتتدرج هذه الرواسب في اتجاه البحر إلى أطيان مترققة ومترسبة في بيئة بحرية عميقة. وتشير هذه الظاهرة إلى تواجد تتابع تزداد فيه أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع (أنظر القطاع في شكل ١٣٧). ويمر الحاجز الرملي في اتجاه اليابسة إلى رواسب البرك الشاطئية ومسطحات المد واجزر والمتكونة من رمل وطين صفحي وفحم (راجع القطاع في شكل ١٣٧).

ويمكننا الآن إيجاز مفهومنا عن الجُزُر الحاجزة الخطية (Linear barrier islands) كالتالي:

يتكون الشاطىء الخطي الحديث (Recent linear shoreline) من بيئتين عالية النشاط، وبيئتين منخفضة النشاط، وتكون هاتين متعاقبتين واحدة تلو الأخرى وتتوازيان مع الخط الساحلي. وفي بعض الحالات يدفع بجسم الحاجز الرملي (Barrier Sand) في اتجاه اليابسة حتى يستند مباشرة على السهل النهري. وعندئذ يتغيب من المنطقة مسطح المد والبرك الشاطئية. وتحدث مثل هذه الحالة على

الشواطىء التى تسودها العواصف وينخفض فيها امداد الراسب من اليابسة (Hoyt 1968) ، شكل (١٤٠).



شكل (١٤٠) رسم توضيحي لعدة تتابعات رسوبية متنوعة والمترسبة بواسطة الشواطىء الفتاتية الخطية.

١) رواسب نهرية قارية.
٢) رواسب المد والبرك الشاطئية.
٣) رمال حاجزة.
٤) سحنات رصيف البحر المفتوح، أنظر الشرح في الكتاب،

(عن: Selley 1978).

ويمثل التتابع الرسوبي الحقيقي والذى ترسب من الشاطىء الفتاتي الخطي دالة لكل من الراسب المتوفر ومعدل ارتفاع وانخفاض البحر واليابسة في هذه المنطقة.

ويحتفظ فقط بجميع السحنات الاربعة والتى سبق وصفها (سحنة المياه القارية، سحنة البرك الشاطئية ومسطح المد، سحنة رمل الحاجز، سحنة الرصيف البحري)، حيث يكون هناك إمداد كبير من الراسب المساق من اليابسة. وعندما يحدث ذلك ويكون خط الشاطىء ثابت تتواجد فيه جميع السحنات الأربع جنباً إلى جنب (أنظر الشكل ١٤٠). ولكن يندر تواجد مثل هذه الخطوط الشاطئية الثابتة (Static shorelines) في العمود الجيولوجي وذلك لاحتياجها إلى توازن دقيق بين ارتفاع مستوى البحر وعملية الترسيب. وقد أشار العالمان (Boyd and Dyer 1966) على أنَّ تَكَوّنْ رمل فريو (أوليجوسين) في شمال غرب خليج المكسيك مثالاً لشاطىء فتاتي خطي ثابت قديم حيث يرافق مع التدفق العالي للراسب تراجع (Regression) خط الشاطىء ومن ثم تتواجد جميع السحنات الأربع واحدة فوق الأخرى. ويشبه هذا التتابع التراجعي (Regressive sequence) تتابع الدلتاوات وخاصة في تزايد حجم الحبيبات من الطين الصفحي البحري عند القاعدة إلى الرمل الأرضى عند القمة (حيث يعرف هذا بتتابع متراجع خشن الحبيبات في الاتجاه إلى أعلى: Coarsening-upwards regressive sequence) وإذا رافق التدفق العالي للراسب ارتفاع نسبي في مستوى البحر (أو تقدم البحر Transgression) فإنه ينتج عن ذلك تتابع تقدمي (Transgressive sequence) حيث تتناقص فيه أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى التتابع (ويعرف هذا بتتابع متقدم ناعم الحبيبات في الاتجاه إلى أعلى: Fining-upwards transgressive sequence)، أنظر شكل (١٤٠). وقد وجدت هذه السحنات الأربع للخطوط الشاطئية المتراجعة والمتقدمة محفوظة في رواسب العصر الثلاثي الذى تحدث عنه (Rainwater 1966, Figs. 7, and 8)، وفي صخور العصر الطباشيري العلوي من جبال الروكي في أمريكا.

وربما تتواجد أو لاتتواجد السحنات البيئية الاربع في الخطوط الشاطئية الفتاتية المصطحبة معها تدفق منخفض من الراسب (شكل ١٤٠). ويندر بشكل تام أن يعكس التتابع المترسب جميع هذه السحنات في قطاع واحد. وحيث يتقدم البحر فوق

سطح اليابسة يقل امداد الراسب. ومن ثم ينشأ سطح عدم التوافق عند هذا المستوى ويعرف أحياناً بتواجد راهص القاعدة حيث يتدرج إلى رمل شاطىء بحري. وتقل حجوم الحبيبات في الاتجاه إلى أعلى إلى سحنات طين صفحي لبيئة منخفضة النشاط، أو حيث ينعدم الراسب المساق من اليابسة يتكون راسب الكربونات (راجع كلاً من: Narayan (1970), Swett et al. 1971). وقد عرفت الانتقالات بين هذا النوع من التتابع البحري المتقدم والبيئات السحنية التقدمية لكل من الرصيف البحري، الحاجز الرملي، والبرك الشاطئية المتداخلة مع السحنات النهرية (Fluvial lagoonal, barrier, shelf transgressions). وتظهر هذه بشكل نموذجي من سطح عدم التوافق والمترسب فوقه رمل نهري والذى يتدرج إلى أعلى خلال رمل شاطىء إلى طين صفحي بحري أو أحجار جير. (مثال ذلك راجع كلاً من: «Hammuda (1969), Aharoni (1966) and Bender (1968)».

وغالبا تُظهر الحواجز الشاطئية الخطية سلسلة سحنية من دورات تقدمية وتراجعية (Transgressive and regessive cycles) وهذه تختلف عن النموذج الدلتاوى الرسوبي لأن نموذج الحاجز (Barrier model) يفتقد عامل مكون الدورة. وعامة تعود نشأة مثل هذه الدورات إلى أسباب خارجية مثل الحركة التكتونية والتغيرات العامة في مستوى سطح البحر (Eustatic changes), (Tanner 1968).

وتكمن أهمية دراسة الحواجز الرملية الشاطئية في أنها تشكل مكامن طبقية (Stratigraphic traps) لكل من الغاز الطبيعي والنفط.

ثالثا: البيئات البحرية Marine Environments

تتكون البيئات الرسوبية البحرية بشكل عام من بيئات كل من:

(١) الأرصفة القارية (Continental shelves).

(٢) الشعاب (Reefs).

(٣) المناطق العكرة (Turbidites).

(٤) المناطق أللجية (Pelagic).

ونناقش فيما يلى بالتفصيل خصائص ومميزات كل من هذه البيئات البحرية.

١) بيئات الأرصفة القارية

لقد نوقشت الأرصفة القارية (Continental shelves) من قبل كثير من الباحثين ولكن يعتبر عمل (Swift et al. 1973) من أجود وأميز الأعمال البحثية التى تطرقت تفصيلياً وبشكل شامل لمناهج عمليات النقل والترسيب في الأرصفة القارية. ويشتمل نموذج بيئات الأرصفة القارية الحديثة على بيئات حت، وتوازن، وترسيب. ويعتقد أن رواسب الأرصفة القارية الحالية عبارة عن رواسب متخلفة (Relict sediments) قد ترسبت سابقاً في بيئات ترسيبية نهرية وجليدية وبرك شاطئية قديمة، وبشكل لاحق أعيد ترسيبها نتيجة للارتفاع الأخير في مستوى سطح البحر والذى حدث بعد ذوبان الجليد الذى غطى مناطق كبيرة من العالم (مايسمى بالعصر الجليدى Glacial Age). وقد أشار (Emery 1968) إلى أن حوالي ٧٠٪ من الأرصفة القارية في العالم قد غطتها هذه الرواسب المتخلفة والمتراكمة، (Relict sediments). ومن بين الاثباتات التى تعضد هذا الرأى تواجد كل من:

(١) الرمل الخشن والجيد التصنيف مضطجع في اتجاه البحر وممتد من الرمل الناعم الرديء التصنيف.

(٢) ظهور بعض الحبيبات المُحَفَّرة (Pitted grains) أو المتآكلة والمصبوغة بأكسيد الحديد.

(٣) تواجد بعض التلال على الأرصفة القارية والتى لم تتعرض لتأثيرات الجليد الحديث.

(٤) تواجد الصخور السرئية (Oolites) في المياه العميقة.

(٥) انغمار (Submerged) رواسب المياه العذبة وخث السبخات الملحية تحت مياه البحر.

(٦) أشار التحليل الزمني بواسطة كربون ١٤ «إلى أن الرواسب السطحية المتواجدة على الأرصفة القارية قديمة جداً في العمر».

ولايزال الترسيب على الأرصفة الحديثة متأثراً بشكل كبير من ارتفاع مستوى سطح

البحر الذى حدث بعد عصر البلايستوسين (Post-Pleistocene). ويشير مصطلح الرواسب المتخلفة (Relict sediments) إلى رواسب قد ترسبت بواسطة عوامل وتحت ظروف تختلف عن تلك التى تتميز بها بيئاتها الحالية. وقد أكد (Swift et al. 1971) أن معظم هذه الرواسب قد ترسبت في الأصل على أرصفة قارية حديثة، عندما كان مستوى البحر منخفضاً أثناء عصر البلايستوسين، وبشكل لاحق أعيد ترسيبها بواسطة أنشطة عمليات التيارات البحرية الحديثة عندما ارتفع مستوى البحر بعد عصر البلايستوسين. يضاف إلى ذلك سرعة العمليات التقدمية والتراجعية البحرية والتى حدثت أثناء الدورة الرباعية، (Quaternary period). ونتيجة لسرعة ارتفاع مستوى البحر بما يتجاوز مئات الأمتار أثناء فترة وجيزة من الزمن، فإنه لم يعط مجالاً من الوقت لكى يحدث توازناً (Equlibrium) بين معدل سرعة ترسيب الراسب ومعدل سرعة ارتفاع مستوى البحر ومن ثم لم ينشأ توازن بين العمليات الترسيبية الحديثة وتوزيع الراسب السطحية على الأرصفة القارية في وقتنا الحاضر.

وتتكون بشكل عام رواسب الرصيف القاري الحديث من رواسب وحلية من الطين الغريني والغرين الطيني. وغالباً تحتوى الرواسب الوحلية للرصيف القريب من الشاطىء على طبيقات من غرين خشن أو رمل ناعم والمعروف عامة بطبقة رمل العاصفة والتى نشأت أصلاً أثناء عواصف شديدة «Reineck et al. (1967) Hayes (1967), Gadow and Reineck (1969)». وقد يصل اتساع مساحة طبقة رمل العاصفة إلى مسافة ٤٠ كم مبتعدة عن الشاطىء ويمكن تتبع أثرها في اتجاه الشاطىء (Reineck and Singh 1975). وتُظهر طبيقات رمل العاصفة تدرجاً حبيباً متكرراً (Reineck and Singh 1971).

ويمكن أن يختلف الاستيطان الحيواني (Animal population) ودرجة الاضطراب الحيوي (Bioturbation) لطين الرصيف من رصيف لآخر. فقد أوضح (Reineck and Singh 1975) أنه في خليج جيتا في إيطاليا، يندر الاستيطان الحيواني ومع ذلك تشتد فيه درجة الاضطراب الحيوي، والعكس صحيح بالنسبة لوحل رصيف بحر الشمال (في جنوب شرق منطقة هيليجولاند) حيث يكون الاستيطان الحيواني مرتفعاً جداً ولكن يبقى الاضطراب الحيوي معتدلاً فقط.

وأحياناً تتواجد طبيقة محارية رفيعة السُمك عند قاعدة طبقة رمل العاصفة وتشير هذه إلى فترة حت مؤقتة والتى تقود إلى تركيز لصدف أو محار، مشكلاً مايدعى بالراسب المتخلف (Lag deposit) . وعلى الرغم من أن معظم محاريات وحل الرصيف ذات نشأة محلية (Autochthonous) بشكل رئيس إلا أنه تتواجد محاريات مساقة من خارج بيئة الترسيب (Allochthonous) ، هذا بالإضافة إلى كميات ضئيلة من المواد العضوية الأخرى مثل الخشب وديناتومات المياه العذبة وحبوب اللقاح (Pollen grains) والخلايا البوغية (Spores) . وقد وجدت في رصيف بحر الشمال محاريات كبيرة الحجم نقلت من بيئات مسطحات المد والجزر (Tidal flat environments) وترسبت في منطقة الرصيف، وذلك نتيجة طفو الثلج (Floating ice) أثناء أشهر الشتاء .

ويشيع كثرة تواجد العقد الطينية الجيرية (Faecal pellets) في رواسب وحل الرصيف . كما تشيع بنيات الاضطرابات الحيوية ومعظمها تكون بنيات حيوية هادمة أو مشوهة . ولكن هناك أيضا البنيات الحيوية البناءة التشكيلية مثل المسالك ذات الأحجام والأشكال المختلفة والمسالك المملوءة .

ويشكل حمل الرواسب العالقة في الأنهار المصدر الرئيس لرواسب وحل الرصيف، وبطبيعة الحال يمر هذا الحمل عبر الإقليم الشاطئي ومن ثم يترسب على الرصيف البحري . وتتساوى في الأهمية أحمال الرواسب المعلقة الهائلة التى تنقلها الأنهار الصغيرة إلى البحر بتلك التى تنقلها الأنهار الأكبر حجما . وتشتمل العوامل التى تتحكم في عمليات الترسيب في الأرصفة القارية على كل من :

- مسافة مصدر الراسب من فوهة النهر .
- سعة طاقة النهر على النقل .
- توفر أحجام الحبيبات المتنوعة في اليابسة .

وتعود نشأة بعض من رواسب الرصيف وخاصة تلك التي تتواجد في المياه البحرية الدافئة إلى منشأ حيوي في الأصل . وبشكل محلي ربما يكون للرواسب البركانية أو الريحية دور مهم في المشاركة والتواجد بين رواسب الأرصفة القارية . ومن أهم المعادن

المكانية النشأة (Authigenic minerals) في بيئة الرصيف البحرى هى : معدن الفوسفوريت، والجلوكونيت والكاموسيت . وأهم مصدر لرواسب الرصيف هى التجوية التحت مائية لكل من المواد الصخرية الصلبة والرخوة . وتُعَضِّدْ هذه العملية بنشاط الأحياء الثقبية (Boring organisms) ، وقد ميز (Emery 1952, 1968) أنواع الرواسب التالية والمتواجدة على الأرصفة القارية الحديثة :

أ ـ فتاتية (Detrital) ترسبت بواسطة الماء والهواء والثلج .

ب ـ حيوية (Biogenic) تتكون أساساً من محاريات الكربونات والأغلفة الكلسية (Tests) .

جـ ـ بركانية (Volcanic) حطام بركاني يقع بالقرب من البراكين .

د ـ مكانية النشأة (فوسفوريت وجلوكونيت) .

هـ ـ متبقية (Residual) نواتج محلية لتجوية طبقة صخرية .

ونستخلص مما سبق أن هناك مجموعتين من الرواسب متواجدة على الأرصفة القارية وهذه الرواسب هى :

١) الرواسب الحديثة Modern Sediments

والتى تكون في توازن مع الظروف الحالية للترسيب، وهذه ربما تكون ذات نشأة مكانية أو انتقلت إلى هذه البيئة نتيجة لعوامل ترسيب عاملة .

رواسب متخلفة Relict Sediments

وهذه تكون غير متوازية مع ظروف الترسيب الحالية .

وتمثل هذه الرواسب رواسب قديمة ترسبت تحت ظروف تختلف عن تلك الظروف السائدة في وقتنا الحاضر (أنظر كلاً من :
Emery 1968, Reineck and Singh 1975) .

ويوجد بشكل رئيس نوعان من الترسيب على الأرصفة القارية، وهذه هى :

١) ترسيب الفتات الأرضي Terrigenous Sedimentation

ويشتمل هذا النوع من الترسيب على رواسب عمليات التجوية والحت والنقل الصادرة من أنشطة المد والجزر، والأمواج والتيارات البحرية التى تتعرض لها الأرصفة القارية. وقد قام كل من :

«Stanley and Swift (1976). Burk and Drake (1974). Swift et al. (1972)»

بتلخيص جميع ماكتب عن عمليات الترسيب الفتاتية القارية التى تأخذ مكانها على الأرصفة والحافات القارية الحديثة.

٢) ترسيب الكربونات Carbonate Sedimentation

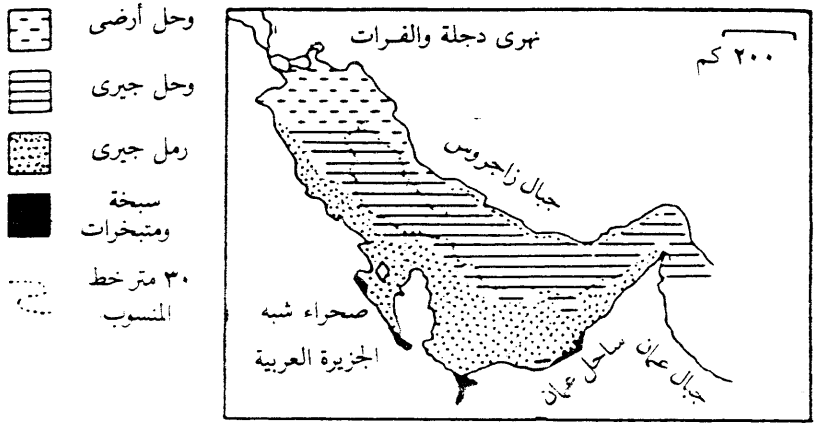
ويشتمل هذا النوع من الترسيب على تكوين رواسب الكربونات في الأرصفة القارية. ويحدث ترسيب رواسب الجير في المياه البحرية القليلة العمق (Shallow marine-water) في وقتنا الحاضر على منصات بحرية (Marine platforms) من نوعين. تشكل الأولى منصات متصلة بالكتل الأرضية مثل تلك المتواجدة في الساحل الجنوبي للخليج العربي (شكل ١٤١) وفي جنوب ولاية فلوريدا، في الولايات المتحدة الأمريكية، وتكون الثانية عبارة عن منصات بحرية منفصلة عن اليابسة وهى شرفات مياه بحرية قليلة العمق ولكنها مرتفعة من أعماق محيطية (Oceanic depth) مثل منصة جزر الباهاما أو الجزر المرجانية (Coral atolls) في المحيط الهادى. وقد وجد كلا النوعان في الماضى (Blatt et al. 1980).

وأشار (Selley 1976) إلى أن رواسب الرصيف الحديث تشتمل على ثلاثة أنواع من الرواسب، وذلك طبقا لما نوه به (Curray 1965)، وهذه الرواسب هى كالتالى :

أ ـ رواسب عصر البلايستوسين والتى أعيد ترسيبها لكى تكون في توازن مع بيئة المياه النشطة الحركة (Hydrodynamic environment) في وقتنا الحاضر.

ب ـ الرواسب المتخلفة (Relict sediments) والتى لم تتغير ولم تتأثر بالظروف السائدة في وقتنا الحاضر.

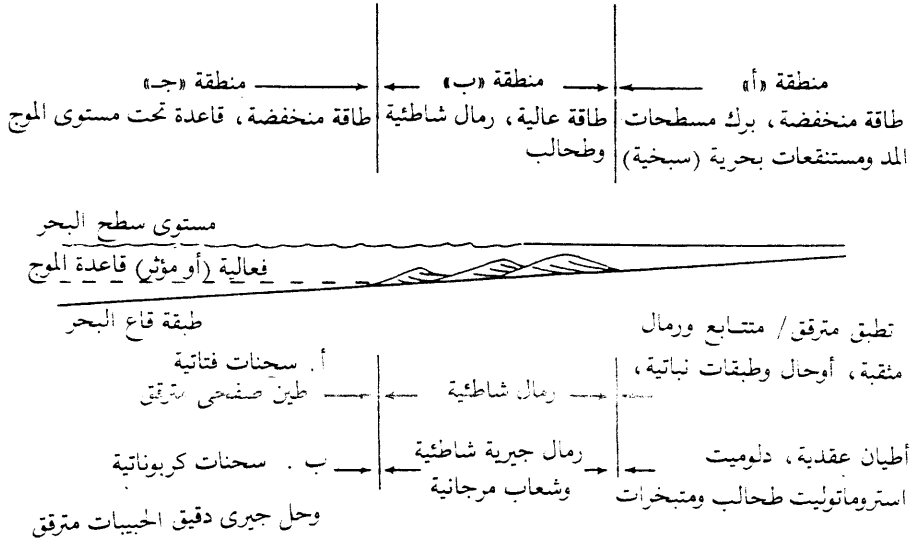
جـ ـ الرواسب المدفونة الآن تحت الغطاء الوحلي (Mud blanket).



شكل (١٤١) خريطة إيضاحية لتوزيع الرواسب في وقتنا الحاضر في الخليج العربي. (عن : Emery 1956).

ويتواجد النوع الأول عامة من رواسب الرصيف القاري في مياه قليلة العمق (Shallow waters)، وداخل منطقة الشاطىء (Inshore)، بينما يحتفظ بالنوع الثانى وهى الرواسب المتخلفة والعديمة التغير في المياه العميقة (Deeper waters) وبالقرب من الحواف القارية (Continental margins). وتتواجد الرواسب المدفونة تحت الطين والمتخلفة من عصر البلايستوسين بالقرب من فوهات الأنهار الرئيسة في المناطق التى تكون فيها سرعات التيارات منخفضة أو معدومة، يوضح شكل (١٤٢) أن هناك ثلاث مناطق بيئية رئيسة تأخذ محلها على الأرصفة الحديثة :

تقع منطقة (أ) بالقرب من الشاطىء وتحتوى على رواسب كل من رمل الحواجز (Sand bars) ورواسب مسطحات المد والجزر والبرك الشاطئية (Tidal flats and lagoons) وأيضا رواسب السبخات الملحية (Salt marshes) والخُثّات (Peats). وتكون هذه المنطقة من بيئة الرصيف البحري هادئة أو منخفضة الطاقة (Low-energy zone) وذلك بسبب تواجد أجسام الحواجز الرملية (Sand bars) أو الشعاب (Reefs) خلفها وحمايتها من شدة نشاط الأمواج والتيارات البحرية. وتشكل هذه الرواسب إمتداداً متفرعاً من رواسب الحواجز الشاطئية (Barrier coasts)، (راجع

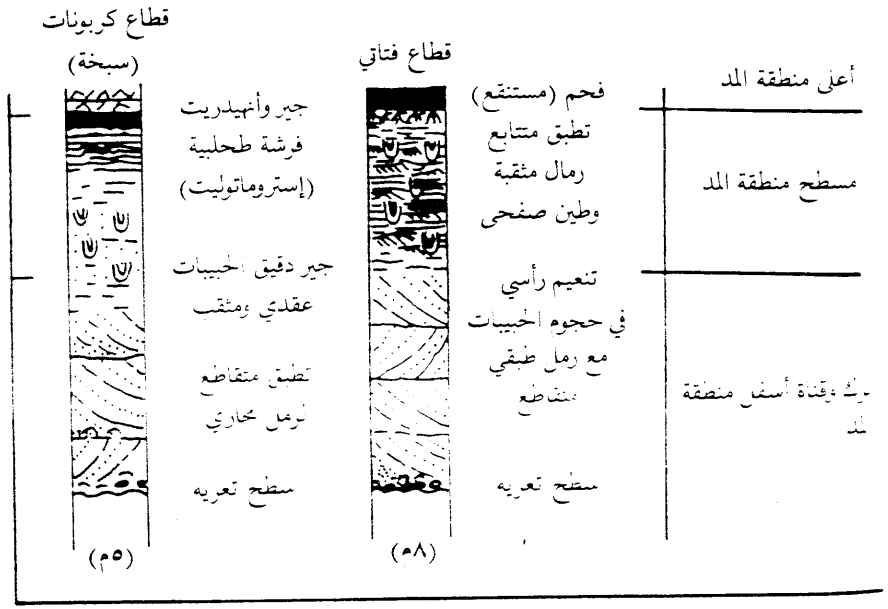


شكل (١٤٢) نموذج رسوبي لرصيف بحري، (عن: Irwin 1965).

ماسبق شرحه في هذا الموضوع). وقد ذكر سابقاً أن التتابع السحني في هذه المنطقة يكون ذو تناقص حجمي حبيبي كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع (Finining-upward sequence) وذلك بالنسبة لرواسب مسطحات المد والجزر والبرك الشاطئية. ويتحكم في سمك وحدات هذا القطاع الصخري مدى امتداد المد في المنطقة. وتتدرج رواسب مسطحات المد في الشواطىء الفتاتية الأرضية (Terrigenous coasts) من رمل كوارتزوز إلى طين وخث سبخي. وتنشأ السبخات على امتداد الخطوط الشاطئية في سواحل المناطق القاحلة، كما هو الحال في منطقة الخليج العربي. وتُظهر هذه بالمقارنة تتابعاً تتدرج فيه أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع، حيث تتكون وحدة القاعدة الصخرية عامة من رمل جيري محاري (Skeletal carbonate sand). ويتدرج هذا في الاتجاه العلوي إلى أوحال جيرية (Carbonate muds)، وغالباً تكون متدلمتة (Dolomitized) مع تواجد طبيقات متدرنة من الجبس أو الأنهيدريت. (شكل ١٤٣). وتتواجد أحياناً بين رواسب هذه المنطقة

الأستروماتوليت. وقد وصفت الرواسب الدورية القديمة لهذا النوع من السبخة في المناطق القاحلة في بحث (Wood and Wolfe 1969).

وتكون بيئات مسطحات المد والبرك الشاطئية المعزولة نسبياً محمية من البحر المفتوح بواسطة المنطقة العالية الطاقة (High-energy zone) وهي المنطقة (ب) كما أشير إليها في الشكل (١٤٢). وربما تشغل هذه المنطقة بالجزر الواقية (Barrier islands) والتي سبق شرحها بالتفصيل تحت عنوان البيئات الانتقالية. أو قد يشغل هذه المنطقة بشكل بديلي شعاب صخرية (Rock reefs)، وأجسام رملية متواجدة في بيئات بحرية قليلة العمق (Sand shoals). وربما تكون بيئة الرصيف العالية الطاقة بيئة تحاتية حيث تنشأ شرفة (Terrace) بحرية عبر طبقة صخرية، أو تكو بيئة توازنية حيث تهاجر الأجسام الرملية من وإلى الشاطىء بواسطة تآكل المد (Tidal scour)، ويندر أن تشكل هذه المنطقة بيئة ترسيب.



شكل (١٤٣) مقارنة بين قطاعين لتتابعات مسطحات المد في سبخات البيئات القاحلة (تشكل الكربونات) في ساحل أبوظبي. والرواسب الفتاتية في ساحل بحر وادن الألماني. (عن: Evans 1970).

وقد درست بشكل كبير الأرصفة العالية الطاقة الحديثة، وأحسن مثال على ذلك الرصيف القاري لشمال غرب أوروبا والذى قام بدراسته كل من:
«Belderson et al. (1971), Kenyon and Stride (1970), Stride (1963)».

وتشتمل رواسب هذا الرصيف على رواسب ثلجية وثلجية نهرية من عصر البلايستوسين. ولخص (Selley 1976) أن هناك ثلاث سحنات يمكن تمييزها فوق الرصيف القاري. الأولى عبارة عن زلط يشغل أجزاءً من أرضية الرصيف حيث أزيح الرمل والوحل بواسطة نشاط تدفق تيارات المد (Tidal currents) وترك راسب الزلط المتخلف والذى يسمى بالمصطلح (Lag gravel deposit). وتمثل هذه بيئة تحاتية، والثانية عبارة عن أحزمة أجسام رملية تقطع عبر طبقات زلط البحر وهذه تكون موازية لمحور تدفق المد. وتعتبر أجزاء أرضية الرصيف المغطاة بالرمل بيئات متوازية. لأنه يتحرك فيها معظم الراسب من وإلى الشاطىء، ولكن ليس هناك مايذكر من ترسيب الرمل بشكل إجمالي. ويكون الشكل الطبقي الشائع في هذه المناطق عبارة عن أمواج رمل وهي عبارة عن كثبان رمل كبيرة ترسبت تحت الماء. ويصل ارتفاع هذه الكثبان إلى ٢٠ متراً، ويصل اتساع طول هذه الأمواج إلى واحد كيلو متر تقريبا. ويظهر على سطح هذه الأجسام الرملية علامات نيم وكثبان أصغر حجماً. وتحتوى هذه الأجسام الرملية بداخلها على تطبق متقاطع ويشار إلى هذه الكثبان المائية بأجسام رمل المد (Tidal sand bodies)، راجع كلاً من:
«Houbolt (1968), Stride (1970) De Raaf and Boersma (1971), Swett et al. (1971), Reineck (1971), Narayan (1970)».

والنوع الثالث لراسب الرصيف القاري في شمال غرب أوروبا عبارة عن وصلات وحلية (Mud patches). وتتشكل هذه الأجسام الوحلية حيث تكون سرعات التيار منخفضة بشكل تام لكى تسمح لاستقرار الوحل من التعلق. وليس من الضروري أن تمثل هذه الرواسب الوحلية مناطق مياه عميقة. وقد قورن الرصيف الأوروبي بمثله من الأرصفة الفتاتية الحديثة في العالم، ووجد تشكيل أجسام رمل المد للرصيف البحري في معظمها (راجع: «Jordan (1962), Keller and Richards (1967)».

وتشغل بيئات البحر المفتوح والعميقة برواسب الطين الصفحي (Shales) أو

الوحل الجيري (Micrites)، ويرافق هذه الرواسب بنيات الترقق. وتمثل هذه البيئات منطقة (جـ) كما أشير إليها في الشكل (١٤٢). وهى عبارة عن بيئة هادئة منخفضة الطاقة بشكل عام وذلك لعمق الماء وحيث تترسب الرواسب العالقة تحت مستوى تأثير قاعدة الأمواج.

وتظهر أرصفة الكربونات الحديثة (Modern carbonate shelves) تشكيلات عديدة مشابهة لتلك في أرصفة الفتات الأرضى (Terrigenous shelves). فعلى سبيل المثال يمكن تعريف ثلاث مناطق (شكل ١٤١) من رواسب الوحل والرمل والزلط في الخليج العربي، وكما هو الحال في الأرصفة الفتاتية لشمال المحيط الأطلسي والتى سبق الحديث عنها. وتمثل رواسب السبخة رواسب مسطحات المد الممتدة داخل الشاطىء في حالة الخليج العربي.

وقد وصف تشكيل وأصل نشأة الرمل السرئي والمحاري (Oolitic and skeletal sands) المتواجد في منصة رصيف الباهاما، في أبحاث كل من:
«Newell and Rigby (1957), Purdy (1961, 1963), Imbrie and Buchanan (1965), Ball (1967)».

ويمكننا تلخيص ماسبق شرحه عن رواسب الأرصفة القارية الحديثة بقولنا إن بيئات هذه الأرصفة تحتوى على ثلاث مناطق وهى كالتالى:

١) مناطق ترسيب الوحل وهى بيئة منخفضة الطاقة (وهذه قد تكون عميقة أو تكون محمية وقليلة العمق).

٢) مناطق توازن أو ترسيب بطىء لرمل المياه القليلة العمق (Sand shoals) وتمثل هذه بيئة عالية الطاقة.

٣) مناطق توازن أو تحاتية والتى يتواجد فيها الزلط وطبقة القاع.

كما أنه بالإمكان تمييز جميع هذه المناطق في كل من أرصفة الكربونات والفتات الأرضي، (انظر: Selley 1982).

٢) بيئات شعابية

قبل أن نبدأ الحديث عن البيئات الشعابية (Reef environments) يجب معرفة ماهى الأحياء (Organisms التى تشارك في بناء الشعاب وماهي أنواع الشعاب المتشكلة عنها. لذلك تكون مناقشتنا لهذا الموضوع كالتالى :

أ ـ الأحياء البانية للشعاب

هناك نمط خاص من الحياة يتطور في البيئات المائية وخاصة البيئة البحرية. ويشتمل هذا النمط الحيوي على تطور أنواع عديدة من المستعمرات اللافقارية في داخل المحيط المائي بشكل عام وفي المحيط البحري بشكل خاص وربما تشكل هذه الأحياء اللافقارية بنيات صخرية عضوية ذات شكل جبلي (Mount-shaped structures) ، بنيت من الإفرازات الهيكلية لهذه الأحياء. ونتيجة لنمو هذه الإفرازات في أماكن تواجد الأحياء، تتراكم هذه النواتج وتتصلب وتبقى في محلها مشكلة مايعرف بمصطلح (Cummings 1932), (Bioherms) ، الصخور الشعابية أو البنية الصخرية العضوية ذات الشكل المرتفع من القاع ولكن تحت سطح الماء، والتى بنيت نتيجة النمو المكاني من الإفراز الهيكلي للأحياء الثابتة في أرضية المحيط المائي وتعرف هذه الأحياء باسم (Sessile organisms) ، أو الأحياء الجالسة والمتطفلة. وهى أحياء تثبت نفسها في راسب القاع وتبقى في منطقة واحدة خلال فترة حياتها وقد تكون متفرقة أو على هيئة مستعمرات. وتشكل هذه الصخور العضوية المتراكمة من الإفرازات الهيكلية لهذه الأحياء مايعرف الآن بالشعاب (Reefs) وتُعرف الشعاب عامة بالبنيات الصخرية العضوية الصلبة والمقاومة للأمواج. وتبنى بشكل كبير من المرجانيات (Corals) (Yonge 1973). وتضم الأحياء العالقة (Planktonic organisms) ، والتى تفرز أجزاء صلبة متكونة من كربونات الكالسيوم أو السليكا، كلاً من :

١ ـ فورامنيفر (Foraminifera) حيوان يفرز كلسيت المنخربات.

٢ ـ كوكو ليثيفوريدز (Coccolithiphorids) نبات يفرز كلسيت.

٣ ـ راديولاريا (Radiolaria) حيوان يفرز سليكا الشعاعيات.

٤ ـ دياتومات (Diatoms) نبات يفرز سليكا.

وقد أشار (Jones and Endean 1973) إلى تنوع الأحياء في الشعاب الحديثة.

ويستخدم مصطلح (Nonreef bioherm) للإشارة إلى التراكمات الحيوية غير الشعابية. وتفتقد هذه التراكمات خاصية البنية الصلبة وتكون غير مقاومة للأمواج ومثال ذلك تراكمات الـ (Oysters) والطحالب القبيلية (Phylloid algae) والزنبقيات (Crinoids), (A hermatypic corals) .

وتشمل الأحياء البانية للشعاب والصخور الحيوية (القديمة وأحياناً الحديثة) كلاً من : الطحالب الجيرية (Calcareous algae) ، والاسفنجيات الجيرية (Calcareous sponges) ، أو الحلقيات الفارزة للجير (Lime-secreting annelids) ، والمرجانيات المتميئة (Hydrocorallines) ، والحزازيات (Bryozoans) وأنواع معينة من مرجانيات العصر البرمي (Permian brachiopods) ، وأنواع مختلفة من مرجانيات العصر القديم (Paleozoic tabulate corals, tetracorals, and stromatoporoids) ومن عصر الكامبرى (Cambrian acheocyathids) .

ويستخدم المصطلح (Biostrome), (Cumings 1932) ، للإشارة إلى الصخور الشعابية أو التراكم الصفحي أو الغطائي (Sheetlike accumulation) للهياكل الحطامية (Skeletal debris) ، ومثال ذلك طبقات المحار (Shell beds) ، وطبقات الزنبقيات (Crinoid beds) ، وطبقات المرجان (Coral beds) . وتمثل بعض الاستروماتوبيت تراكمات صخرية حيوية أو صخور شعابية (Bioherms) والبعض الآخر تراكمات صفائحية (Biostromes) لصخور شعابية.

ب ـ تصنيف الشعاب

ويمكن تصنيف الشعاب عامة إلى مجموعتين كبيرتين :

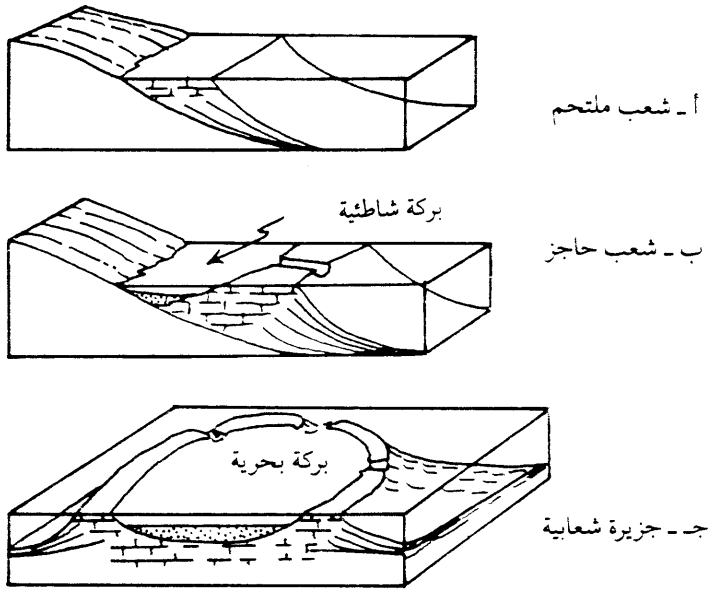
١ ـ الشعاب المستطيلة (Elongated Reefs)

ويشتمل هذا النوع على:

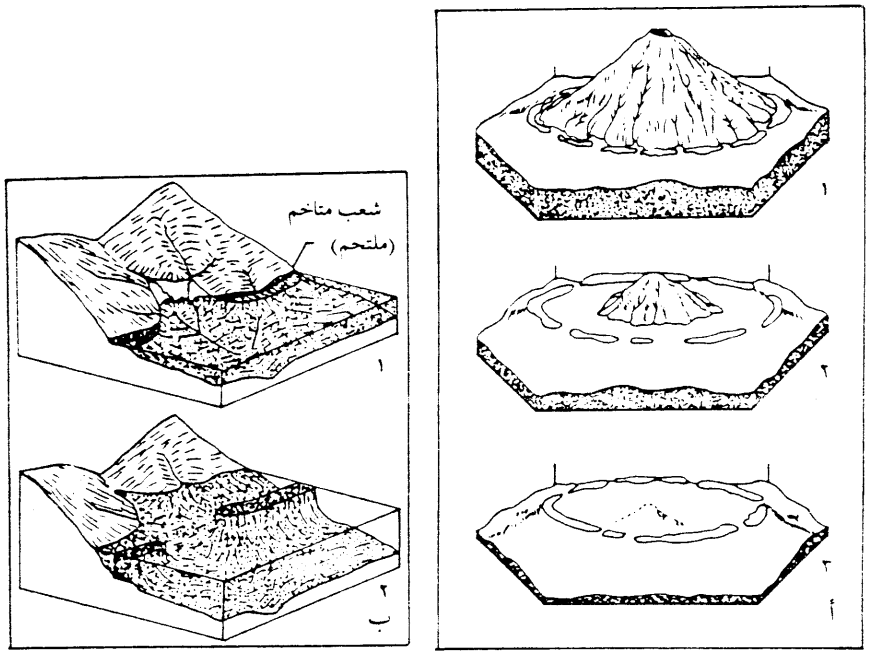
أ) **الشعاب الملتحمة (Fringing Reefs)** : وهى التى تكون متاخمة وملتصقة لكتلة اليابسة بالقرب من الشاطىء أو تكون متاخمة لجزيرة من الجزر في وسط المحيط، (شكل ١٤٤).

ب) **الشعاب الحاجزة (Barrier Reefs)** : وهذه تكون موازية لخط الشاطىء ولكن منفصلة عنه بتواجد البرك الشاطئية بين الشعب والشاطىء (شكل ١٤٤). وأحسن مثال لهذا النوع من الشعاب هو شعب الحاجز العظيم في أستراليا (Maxwell 1968).

وقد تكون تحت دائرية وتحوى بداخلها بركة بحرية (Lagoon) وتسمى في هذه الحالة (Atoll) أو شعب الجزر المرجانية (شكل ١٤٤، ١٤٥).



شكل (١٤٤) الأنواع الرئيسة للشعاب المتواجد في وقتنا الحالي، (عن: Selley 1978).



شكل (١٤٥) نظرية دارون لمراحل تشكيل الجزر الشعابية والحواجز الشعابية

أ) جزيرة شعابية تشكلت نتيجة غرق جزيرة بركانية مخروطية.

١ ـ شعب ملتحم ومتاخم لشاطىء كتلة اليابسة حيث ينمو حول مخروط بركاني.

٢ ـ ينمو الشعب في الاتجاه إلى أعلى كلما انغمر المخروط البركاني مكوناً شعب حاجزي.

٣ ـ بشكل حدثى لاحق يصبح المخروط البركاني مغمور كلية تحت الماء ونتيجة لنمو الشعب تتشكل الجزيرة الشعبية في النهاية.

(عن: Shepard 1963, Longwell et. al 1969).

ب) يتشكل شعب الحاجز نتيجة انغمار كتلة اليابسة تحت ماء البحر.

١ ـ ينمو الشعب الملتحم بالقرب من خط الشاطىء.

٢ ـ عندما تنغمر كتلة اليابسة تحت ماء البحر ينمو الشعب في الاتجاه إلى أعلى مكوناً شعب الحاجز ويكون منفصل عن خط الشاطىء بواسطة بركة الشاطىء المستطيلة. (عن: Strahler and Strahler 1973).

٢ ـ الشعاب المنفردة (Isolated Reefs)

ويشتمل هذا النوع على :

أ) **الشعاب القرنية (Pinnacle Reefs)**: وهذه تكون منفصلة عن الشاطىء وذات نتوء رأسي يشبه تحدب الرمح أو القرن. ويصل ارتفاعها عدة أمتار فوق قاع البحر.

ب) **الشعاب المبعثرة أو المتقطعة (Patch reefs)** : وهذه تكون صغيرة الحجم ومنتشرة بشكل قطع على أرضية البحر وذات أقطار قصيرة المقاس (شكل ١٤٦).

جـ ـ أصل نشأة الشعاب

لقد نوقش أصل نشأة الشعاب المرجانية الحديثة في الأقاليم المدارية (Modern tropical coral reefs) ، وخاصة الجزر المرجانية (Atolls) أو الجزر المتكونة من أحزمة شعابية مرجانية تحيط بركة شاطئية بحرية (Lagoon) في الوسط منذ أن نشرت نظرية تشارل داروين عن ظاهرة الانخفاض (Subsidence) في عام ١٨٣٧م (راجع : Darwin 1837, 1842, 1883, 1896). فقد نوه داروين أن الشعاب المرجانية تنمو وتزدهر اتساع رقعتها في مياه البحار المدارية (Tropical seas) القليلة العمق. وأقترح داروين أنه تحت ظروف انخفاض تدريجي لمستوى سطح ماء البحر يمكن أن تنمو الشعاب المرجانية الملتحمة بجزيرة ما أو بشاطىء اليابسة الرئيسة ويكون النمو في الاتجاه الرأسي (Grow upward) بسرعة تعادل سرعة انخفاض قاع البحر. وطبقا لنظرية داروين نستنتج من ذلك أنه إذا كانت هناك جزيرة مخروطية بركانية الأصل ومحاطة بشعب وانغمرت نتيجة لثقلها تحت مستوى ماء البحر (Submerged) فإنها تدريجيا تصبح صغيرة في الحجم وتتسع رقعة البركة الشاطئية البحرية (Lagoon) بشكل لاحق بين الشعب والجزيرة. وربما في النهاية تختفي الجزيرة كلية وتمثل البركة البحرية محلها وتصبح محاطة بحلقة أو جزيرة مرجانية بيضاوية الشكل (شكل ١٤٥أ).

وإذا انخفض (Submerged) الشُّعْب الملتصق باليابسة في البداية فإنه ينشأ عن هذا الانغمار (Submergence) شُعْب حاجزي مستطيل (Elongated barrier reef) . ويأخذ الشُّعْب الحاجز وضعاً موازياً لخط الشاطىء ويفصل بين الشاطىء والشُّعْب بركة شاطئية بحرية (Lagoon) (شكل ١٤٥ ب).

وبالرغم من تعضيد وتأييد كثير من الباحثين لفكرة الانخفاض (Subsidence) التى أتى بها العالم داروين عن أصل نشأة الشعاب بأنواعها الثلاثة إلا أن اقتراحه الذى ينص على أن الأنواع الثلاثة من الشعاب (الشعاب الملتحمة، الشعاب الحاجزة، وشعاب الجزر المرجانية ـ Atolls) تشكل تتابعاً ذو نشأة واحدة، لم يلق تأييداً مباشراً من قبل كثير من الدارسين. فقد تصور داروين أنه أينما تنغمر أو تغرق (Sank) جزيرة مخروطية بسبب ثقلها تحت ماء البحر وتنمو الشعاب في الاتجاه إلى أعلى، عندئذ تشكل الأنواع الثلاثة من الشعاب تتابعاً متطور البنية. كما اقترح داروين إمكانية نمو شعاب الجزر المرجانية (Atolls) من انخفاض سطح مسطح لجزيرة ما وبهذا لايمر النمو خلال مراحل تشكيل الشعاب الملتحمة والشعاب الحاجزة. ولقد أشارت الدراسات التفصيلية لجميع شعاب الجزر المرجانية (Atolls) إلى أن هذا من الشعاب ينمو عل منصات طبقية دائرية (Circular platforms) أو رصيف مسطح دائري والتى كانت مبدئياً مسطحة (أو قليلة الميل) ولكن ليست مخروطية على الإطلاق.

وكان دالي (Daly 1910, 1915, 1919) المنافس الرئيس لافتراض داروين الذى ينص بأن أصل نشأة الشعاب تعود إلى غرق الجزر المخروطية. فأتى دالي بنظريته التى تشير إلى تحكم الجليد في أصل نشأة الشعاب فقد نوه دالي عن مصاحبة ذوبان الجليد لارتفاع مستوى منسوب البحر وهذا يعطى الأمواج قدرة على تسوية سطح أى شعب ملتحم (Fringing reef) مكشوف مسبقاً. وعندما يرتفع بشكل لاحق مستوى سطح البحر عبر شعب مستو جزئياً فإنه بالإمكان أن يتشكل شعب حاجز (Barrier reef) . وإذا كان الشعب المغمور مكتمل الاستواء فإنه عندئذ يتشكل شعب الجزر المرجانية (Atolls) . وكما أسندت وثبتت نظرية الانخفاض (Subsidence) لداروين من نشأة الشعاب الحديثة فقد ثبتت أيضا نظرية ارتفاع وانخفاض مستوى البحر لدالي وأصبحت تشكل عوامل مهمة في أصل نشأة الشعاب الحديثة (Friedman and Sanders 1978) .

وقد روجعت مسائل تعريف وتصنيف الشعاب في أعمال كل من :
«Dunham (1970), Braithwaite (1973), Heckel (1974)» .

د ـ خصائص بيئة الشعاب

أ ـ تنمو معظم الشعاب الحديثة في بحار قليلة العمق وهى أكثر تواجداً في الأقاليم

المدارية (Tropical regions) .

ب ـ تتنوع عوامل الظروف التى تحدد نمو الشعاب فيها ولكن تتشكل الشعاب عامة بشكل جيد في مياه يقل عمقها عن ٢٥ فاتوم ، (١ فاتوم = حوالى ٦ أقدام ، وهى وحدة صوتية يقاس بها عمق الماء) ، وملوحتها بين ٢٧ـ٤٠ درجة لكل ألف وحدة قياسية ، حرارتها نادراً ما تسقط تحت ٢٠ درجة سنتيجراد تقريباً ، (Shepard 1963b. p.351) .

جـ ـ حيث إنه أصبح مقبولاً لدى كثير من البحاث إمكانية تشكيل الشعاب العضوية تحت مياه تعكس معدلات واسعة النطاق من حيث الأعماق ودرجات الحرارة ودرجات الملوحة المتنوعة ، لذلك نجد إمكانية نمو شعاب الطحالب الجيرية والرخويات (Molluscs) في مياه البحيرات .

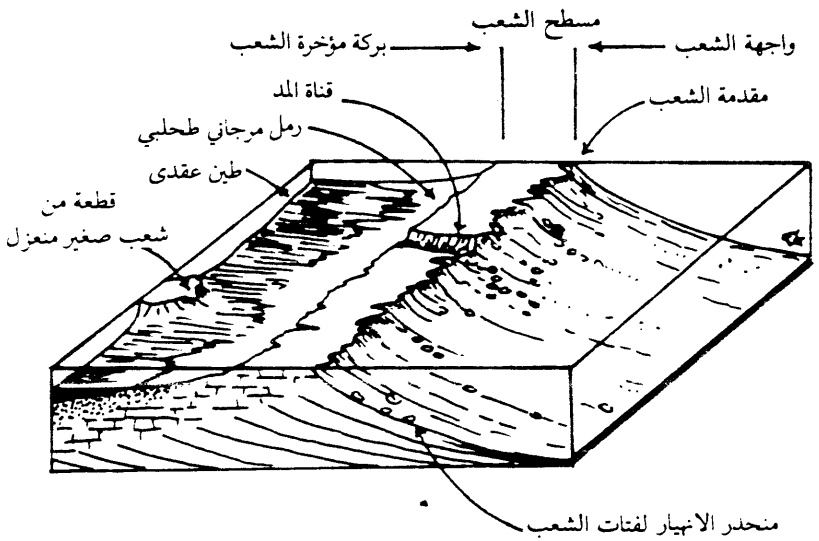
د ـ يمكن أن تتكون الشعاب البحرية تقريبا من أى من الأحياء الثابتة اللافقارية (Sedentary invertebrates) والتى تفرز أكسيد الكالسيوم أو الجير (Lime) . كما تستطيع المرجانيات النمو في مياه عميقة وباردة (Teichert 1958b, Maksimova 1972) .

هـ ـ بغض النظر عن كل ماسبق ذكره عن الظروف التى تتشكل فيها الشعاب ، فإن معظم الشعاب الحديثة تنمو في مياه بحرية قليلة العمق ودافئة وصافية وتحتوى هذه على أحياء مرجانية بانية للشعاب بكميات جيدة ، (Selley 1976. 1982) .

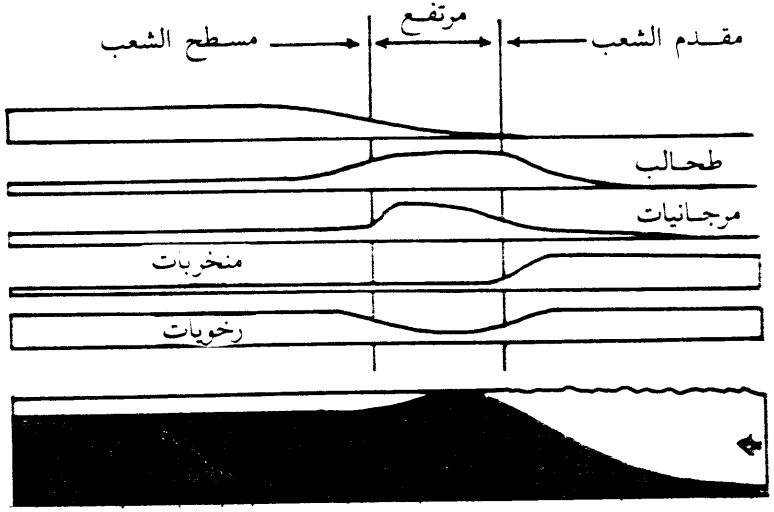
و ـ هناك أنواع مختلفة للأحياء التى تساعد على بناء الشعاب (راجع ماسبق شرحه في فقرة أ) ومناطق تكاثر هذه الأحياء موضحة في شكل ١٤٧ .

ز ـ تقسم الشعب الحديثة إلى ثلاث وحدات جغرافية مميزة (شكل ١٤٦) وهى كالتالى :

١ ـ واجهة أو مقدمة الشعب (Fore-reef) أو (Reef front) .
٢ ـ مسطح الشعب (Reef flat) .
٣ ـ ظهر الشعب (Back-reef) .

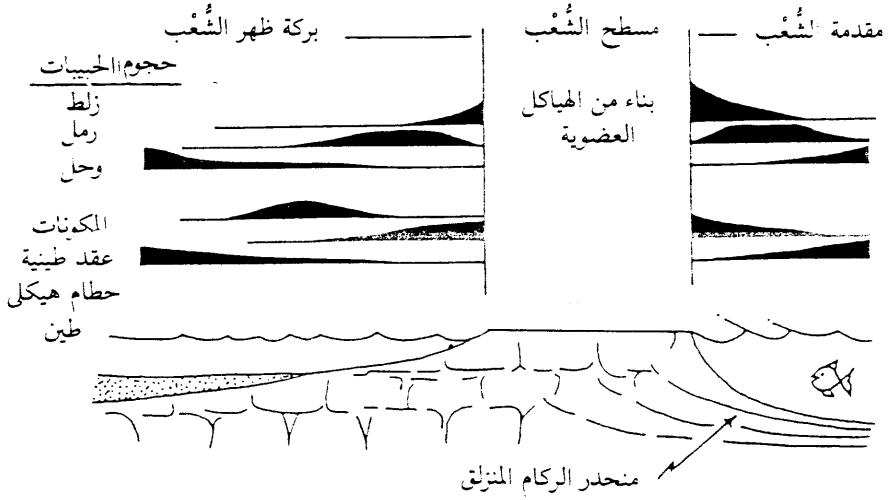


شكل (١٤٦) التوزيع الجغرافي والسحني لشعب عضوي حديث .
(عن : Selley 1976) .



شكل (١٤٧) قطاع جانبي يوضح البنية التكوينية والمناطق البيئية لشعب فلوريدا الحديث . (عن : Ginsburg 1956)

ويوضح الشكل (١٤٨) ملخص القطاع العرضي لشعب حديث ويظهر عليه الوحدات الجيومورفولوجية الثلاث ورواسبها المتنوعة. ويمكننا الآن أن نصف خصائص ومميزات الوحدات الثلاث للشعب الحديث كالتالي:



شكل (١٤٨) قطاع جانبي يلخص الظواهر السطحية والرواسب في شُعْب حديث (عن: Selley 1978).

١ ـ **واجهة الشُعْب**: يعرف هذا الجزء من الشُعْب بمقدمة الشُعْب وهى حافة الشُعْب المنحدرة في اتجاه البحر وتكون دائماً مغطاة برواسب منحدرة من أعلى الشعب ومتراكمة عند القاعدة، ويطلق عليها ركام شُعْبي (Reef talus). ويتكون المنحدر من حطام عضوي متكسر من مقدمة جسم الشُعْب ويتدرج توزيع أحجام حبيبات هذا الحطام عبر المنحدر بمنهاج تناقصي في اتجاه عمق الماء أو في اتجاه البحر المفتوح. كما تتناقص درجة الانحدار في اتجاه البحر. وربما تتواجد بشكل مباشر عند قدم مقدمة الشعب (أو قاعدته) كبب (Boulders) في المياه المتعمقة. ويتم تناقص أحجام حبيبات الراسب هنا من مدملكات ورواهص جيرية (Calcirudite) عند قدم المنحدر إلى رمل جيري (Calcarenite)، ثم إلى وحل جيري (Calcilutite) عند أبعد عمق للمنحدر. ويكون الركام (Talus) مستعمر من قبل المرجانيات والطحالب الكلسية وأحياء لافقارية

أخرى. والتى تساعد على تماسك كِسر الحطام بعضها البعض. ويعكس هذا الركام الشُعْبي تطبق ردىء الميل في اتجاه البحر ولكن ربما يحتفظ بهذا التطبق الترسيبي المائل في اتجاه البحر بسبب الإفرازات العضوية والتماسك الناشىء في هذا الركام الهابط أو المنزلق إلى أسفل المنحدر.

٢ ـ **مسطح الشُعْب**: ويتمثل هذا الجزء في الشُعْب نفسه والذى يتكون من صخور مقاومة من الهياكل العضوية الكلسية (Calcareous)، والتى تشكلت من نواتج أو إفرازات الأحياء الثابتة في منطقة الشُعْب والتى تشكل مستعمرة حيوية متطفلة (Sessile organisms). ويكون أعلى الشُعْب مسطحاً (Flat) وذلك لعدم مقدرة الأحياء على تحمل العيش تحت الهواء لفترة طويلة. هذا بالإضافة إلى تآكل وتسوى السطح العلوى للشُعْب بواسطة نشاط الموج وغالباً يقطع الشُعْب بقنوات موجهة في اتجاه البحر، تعرف بقنوات المد (شكل ١٤٦). وتصبح أحياناً أعالي القنوات مفرطة النمو لتشكل مايعرف بالأنفاق البحرية (Submarine tunnels). وتحتوى الشعاب الحديثة على حوالى ٨٠٪ مسامية أولية، (Emery 1956)، وهذه تتواجد بين مسامات الجسم الهيكلي. وتتناقص هذه النسبة من المسامية بشكل تدريجي مع مرور الزمن وذلك بسبب امتلاء المسامات بالوحل الجيري وأيضا نتيجة عملية السمنتة المتأخرة وتشكيل المواد اللاحمة في الفراغات.

٣ ـ **ظهر الشُعْب**: ويشكل ظهر الشُعْب بمثابة الدرع أو الحامى للبركة البحرية القليلة العمق (Shallow water lagoon) من نشاط أمواج البحر المفتوح. ويغطى أرضية البركة الشاطئية البحرية وحل جيري في أجزائها العميقة ورمل في المناطق المضطربة والأقل عمقاً. وتتكون رواسب البركة الشاطئية من عقد طينية جيرية (Faecal pellets)، ورمل المنخربات (Foraminiferal sands) ورمل المرجانيات (Coral sands) وطحالب كلسية مجتمعة مع رمال هيكلية (Skeletal sands) ووحل جيري. وربما تنتشر في منطقة البركة الشاطئية البحرية (Lagoon) قطع شعابية (Patch reefs) غير منتظمة الشكل وبأحجام متفاوتة المقاسات ولكنها تكون عامة أصغر بكثير من الشُعْب الرئيس. وتزداد أحجام الحبيبات عبر البركة الشاطئية البحرية في اتجاه الشُعْب وتصبح في بعض الأماكن رصيصية (Conglomeratic) بسبب الحطام العضوي المتكسر من الشُعْب والمنقول إلى داخل البركة بواسطة العواصف السائدة في المنطقة. (Selley 1976, 1978).

هـ ـ خصائص ومميزات عامة عن الشعاب

١ ـ يتحكم في الشُّعْب وتوزيع السحن المشاركة له كل من التغييرات في مستوى البحر، والوضع التكتوني في منطقة الشُّعْب، والأحياء المتواجدة في هذه المنطقة، ودرجة حرارة وملوحة وعمق مياه البحر في منطقة الشُّعْب.

٢ ـ اذا بقى مستوى البحر ثابتاً فإن الشُّعْب سيزحف في اتجاه البحر عبر ركام منحدرة كما هو الحال بالنسبة لشعاب عصر البرمي في غرب ولاية تكساس. وإذا ارتفع مستوى البحر ببطء فإن الشُّعْب سيرتفع بناؤه وبدون هجرة سحنية جانبية، أو أنه سيتقدم بناء الشُّعْب في اتجاه اليابسة عبر سحن البركة الشاطئية (Lagoonal facies) المتواجدة خلف الشعب. مثال ذلك شعاب عصر الديفوني في استراليا (Playford and Lowry 1966). إن أى ارتفاع سريع في مستوى البحر سيقتل الشُّعْب وذلك بسبب زيادة عمق الماء الكبير. وإن انخفاض مستوى البحر ببطء سيتسبب في هجرة الشُّعْب في اتجاه البحر، وفي الاتجاه السفلي. ويندر تواجد مثل هذا التتابع لأنه عندما يتراجع (يتقهقر) خط الشاطىء فإن الشعاب القديمة تضمحل (تنهدم) نتيجة تجوية وحت الهواء. كما أن الانخفاض السريع في مستوى البحر سيقضى على الشُّعْب في الحال وذلك نتيجة انكشاف الشُّعْب المتزايد. ومن هنا يمكن أن ندرك أن التذبذب في مستوى البحر سيؤثر بشكل هام على المقاس الحجمي للشُّعْب وفي السحنات المرافقة له.

٣ ـ إن العامل الرئيس الثاني والمتحكم في شكل الشُّعْب الحجمي (Reef geometry) هو الوضع التكتوني في منطقة تكوين الشعب، وهو في غاية الأهمية لأنه يتسبب في رفع طبقة البحر إلى قرب مستواه وهو العمق المناسب لتشكيل وبناء الشعب عليها. وبشكل قاعدي فان الشعاب تكون نموذجية البناء والنمو على الأرصفة التكتونية (Tectonic shelves) حيث يكون الترسيب بحري غير عميق وخالياً من الفتاتات المساقة من اليابسة. وبهذه الخلفية العريضة يمكن أن نميز أربعة أنواع تحت رتبية رئيسة من الشعاب:

أ ـ تتشكل الشعاب العادية عند حافة رصيف حيث تتدرج إلى حوض بحري عميق. وربما تتشكل على طول هذه التوجيهات (Trends) وبشكل موازٍ لشعاب حاجزة (Barrier reefs)، أو تكون على صورة خطوط غير متصلة لقطع شعابية (Patch reefs). وربما تكون حافة الرصيف عبارة عن صدع، وتبنى الشعاب على طول امتداد قمة مقطع الصدع (Fault scarp).

ب ـ قد يكون أحياناً الرصيف عميقاً جداً ولايسمح بتشكيل الشعب عليه لعمقه، ولكن حركة الترسيب المصاحبة على القمم المتحدبة (Anticlinal crests) تحضر طبقة البحر إلى العمق الكافى والمناسب لكى يتطور بناء الشعاب عليها (Terry and Williams 1969).

جـ ـ وبشكل مماثل يمكن للثورات البركانية التى تحدث على أرضية البحر أن تبنى تراكمات من الحمم إلى أن يصل ارتفاعها إلى عمق مناسب حيث إنه قد تستعمر قممها بأحياء بانية الشعاب (Massa 1965). وهذه تمثل الجزر المرجانية (Atolls).

د ـ الوضع الرابع من الشعاب يتواجد على الأرصفة حيث تكون القطع الشعابية (Patch reefs) موزعة بشكل غير منتظم فوق مساحة متسعة، ومثال ذلك طبقات الشعاب المتواجدة على حافة الدرع الكندي (Lowenstam 1950).

٤ ـ العامل الثالث والمتحكم في شكل الشُّعْب الحجمي والسحنات المصاحبة هو الأحياء البانية للشُّعْب وعمق الماء. فقد دلت السحنات المشاركة للشعاب القديمة بأنها تكونت بشكل عام في بيئات رصيفية قليلة العمق، (Shallow shelf environments). وإذا صح أن الشعاب القديمة نمت في مياه قليلة العمق فإن نموها يجب أن يكون مقيداً بشدة تذبذب أو تغيير مستوى البحر. ولايمكن للأحياء الشعابية أن تبنى فوق مستوى سطح البحر حيث إنها تموت من التعرض المستديم للهواء. وبشكل مماثل لايمكن أن تنمو عند عمق عظيم لكون الطحالب نبات لايعيش إلا في منطقة تتخللها أشعة الشمس (Photic zone). ومن الأشياء الداعية للتعجب والاستغراب هو تواجد

الشعاب بأعمار متفاوتة من عصر ماقبل الكمبري إلى يومنا الحاضر، ومع هذا تظهر جميعها تماثلا في الأشكال الحجمية (Geometries) وفي الرواسب التحت السحنية (Sub-facies) . ولكن تتنوع أحياؤها مع اختلاف الزمن، (انظر: Selley 1978,) .

٥ ـ تظهر الشعاب ثلاثة خصائص غير عادية، وهذه بدورها تكون ذات أهمية قصوى لأنها تعكس تاريخ الشعاب بعد ترسيبها أو بعد تكوينها. هذه الخصائص كالتالي:

أ ـ تتشكل الشعاب وبها نسبة عالية من المسامية الأولية.

ب ـ تتصلب أو تتصخر الشعاب عند وقت تشكيلها، وتكون درجة الإحكام (Compaction) ضئيلة وبشكل بدائي تحتفظ بمساميتها الأولية.

جـ ـ تتشكل الشعاب من معادن غير ثابتة كيميائياً (من الكلسيت والأراجونيت بشكل شائع). وبشكل لاحق يمكن لهذه المعادن أن تتعرض لتغيرات كيميائية متنوعة بسبب التفاعلات مع حركة محاليل المسام (Circulating pore fluids) وبشكل قاعدي يمكن أن نميز نوعين من التغيرات المتأخرة (Diagenetic changes) في الشعاب: معدنية، ونسيجية. وتكون هذه التغيرات ذات علاقة متداخلة. مبدئياً، تتغير المواد الهيكلية الأراجونيتية إلى كلسيت متعدد التشكل وثابت. وينتج عن هذا زيادة في الحجم الصخري وبشكل لاحق تناقص في المسامية والنفاذية، (Hoskin 1966) ، أيضا راجع ماسبق شرحه عن التغييرات المتأخرة في صخور الكربونات ـ الفصل السابع. وأشار (Friedman 1964) إلى أن هذه العملية تحدث بمعدلات مختلفة في مناطق مختلفة من معقد الشعب، وذلك بسبب اختلاف نبات جسيمات الكربونات المتنوعة. وبشكل لاحق أو مصاحب لتغير معدن الأراجونيت إلى كلسيت، فربما تكون الكربونات غنية بمعدن المغنسيوم والمساق من ماء البحر والمتغير إلى دلوميت. وهذا سوف يحدث تقلصاً في الحجم الكلي للصخر (حوالي ١٣٪) وبشكل معاكس ينتج عن ذلك تكوين مسامية ثانوية في الصخر، وهي مسامية بين بلورات الدلوميت (Chilingar and Terry 1964) . وهناك صنف آخر من عملية النشأة المتأخرة والتي تحدث في الشعاب، وهي عملية التسلكن (Silicification) ، وهذه غالباً تشتمل على الإحلال الاختياري لكثير من الأحافير (Newell et al. 1953) .

ويصاحب هذا التغيير الكيميائي تعديل نسيجي لطراز الشُّعْب (Reef fabric) . فربما تنقص المسامية الأولية بعد فترة الترسيب بوقت قصير وذلك نتيجة تخلل (Infiltration) وحل الكربونات الناعم والذى تكون من تكسر فتات الطحالب الجيرية. وربما يتم تناقص المسامية من ملء الفراغات بالكلسيت المتبلر (Sparry calcite) والذى يصاحبه إعادة تبلر للهياكل الجيرية وتطور نمو الكلسيت. وتسبب جميع هذه التغيرات تناقصاً في المسامية، وغالبًا تهدم عملية التدلمت (Dolomitization) المرافقة، جميع علامات الطراز العضوى الأصلي للشُّعْب. وبشكل متتابع ربما تتكون مسامية ثانوية نتيجة المحاليل المتدفقة على طول امتداد المكاسر (Fractures) ويرافق ذلك تكوين مسامية القوالب الحيوية (Biomoldic) ، والثقوب (Vugs) . ويمكن أن نلاحظ مما سبق أن عملية النشأة المتأخرة التي تحدث في الشُّعْب، عملية معقدة وهي عبارة عن دالة لكل من الأحافير الأصلية، والتكوين المعدني الصخري، وكيمياء السوائب التي تتحرك بشكل دائري ولاحق في داخل صخور الشُّعْب. كما سبق مناقشته في الفصل السابع، إن إعادة التبلر ربما تهدم بشكل كلي الطراز العضوي الأولي للشُّعْب. ثانياً، بالرغم من أن الشعاب القديمة غالباً تكون عالية المسامية، إلا أنه ربما لاتعطى النوعية وتوزيع المسامية أى علاقة بتلك المسامية التي تواجدت عند وقت تكوينها.

٦ ـ تقع أهمية دراسة الشعاب وأصل نشأتها وعملية النشأة المتأخرة بها لأن الصخور الشعابية غالباً تكون متمعدنة وتشكل خزانات مضيفة للنفط والغاز الطبيعي (راجع: Selley 1976, 1978) ولمزيد من المعلومات المتقدمة في هذا الموضوع، راجع المراجع التالية: «Selley (1978), Friedman and Sanders (1978), Reading (1981)» .

٣) بيئات رواسب العَكْر

يطلق على رواسب العَكْر مصطلح (Turbidites) ، وتنتج هذه الرواسب من ترسيب تيار العكر أو الاضطراب (Turbidity current) . ويشير تيار العكر إلى تيار عالي الكثافة يتدفق تحت سطح مائي منحدر أو منتشر بشكل أفقي. ويتم ذلك عندما يلتقى

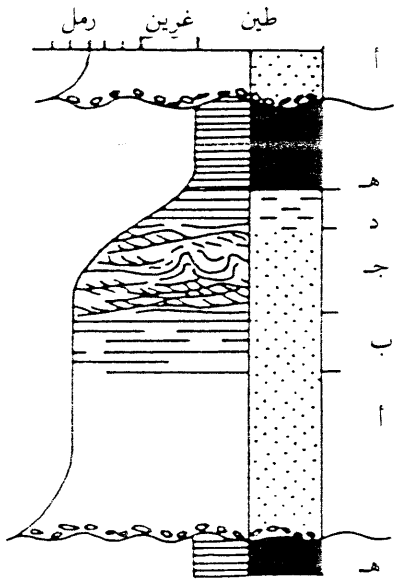
جسمين من الماء ذوي كثافة مختلفة، فيميل جسم الماء الأكثر كثافة إلى أن يتدفق وينتشر تحت الجسم المائي الأقل كثافة. ويزيد من كثافة الجسم المائي ارتفاع نسبة الرواسب العالقة فيه. لذلك ربما يتدفق تيار العكر الغني بطبيقات عالقة وذو كثافة عالية في اتجاه منحدر وينتشر تحت جسم ماء صافي ومنخفض الكثافة. ويتزايد تواجد مثل هذه التيارات العكرة في البحار وذلك بسبب الاختلافات المصاحبة في درجة كل من الحرارة والملوحة (راجع ماسبق شرحه عن تيارات العكر في الفصل الرابع، تحت عنوان رواسب تيارات العكر). ويطلق في كثر من الأحيان مصطلح ألفِلِشْ (Flysch) على رواسب تيارات العكر. ويشير مصطلح رواسب ألفِلِشْ إلى تتابعات سميكة لطبقات رمل متداخلة طبقياً (Interbedded) مع طبقات طين صفحي. وعامة تُظهر طبقات الرمل قاعدات تحاتية (Erosional bases) وتكون داخلياً ذات تدرج حبيبي. ويحتوى الطين الصفحي على أحافير بحرية. (راجع كل من: Hsu 1970, Dzulinsky and Walton 1965) . ويعتقد كثير من الجيولوجيين أن رمل ألفِلِش يتمثل في رواسب العكر (Turbidites) . وأن كثيرا من رمل ألفِلِشْ ولكن ليس جميعها متمثلة في الجريواكى (Greywackes) . ولذلك أصبح استخدام المصطلحات (Flysch) و (Turbidite) و (Greywacke) بصورة متبادلة. وينتج عن هذا إساءة في استخدام أى منهم. لأن مصطلح ألفلش يصف سحنة من السحن، ويشير مصطلح الجريواكى إلى بترغرافية صخر معين من الصخور، ويتضمن مصطلح العكر وصف الطريقة أو العملية التى ترسب بها راسب معين. وقد أوضحنا سابقاً أن راسب العكر (Turbidite) عبارة عن راسب ترسب بواسطة تيار العكر. والجريواكى عبارة عن رمل سيء التصنيف ويحتوى على كمية كبيرة من راسب الأرضية (Matrix) وبه كلسيت متبلر (spar) أو كسر صخرية (Rock fragments) .

خصائص ومميزات رواسب العكر

يوضح شكل (١٤٩) قطاع عمودي نموذجي لراسب العكر والذى اقتبس من عمل (Bouma 1962) . ويوحى هذا القطاع إلى أن تعريف أو تمييز رواسب العكر تتم عن طريق معرفة مجموع عدة خصائص وليس من معرفة خاصية واحدة فقط. ويمكن

من هذا القطاع الاستدلال على تواجد عدة بنيات رسوبية في رواسب العكر. ويلخص الجدول (٢٧) مجموع هذه البنيات الرسوبية والتى قام بإيضاحها وتعريفها (Pettijohn and Potter 1964) . ونوجز تفسير البنيات الرسوبية المرافقة لتيارات العكر كما فسرها كل من:

«Walker (1965), Harms and Fahnestock (1965), Hubert (1967)» وهى كالتالى:



شكل (١٤٩) تتابع سحني عام لوحدة رواسب العكر. تمثل الحروف الأبجدية خمسة وحدات سحنية مختلفة متعامدة التتابع، (عن: Bouma 1962).

يقوم تيار العكر بحت وتشكيل أنواع متنوعة من البنيات الرسوبية على أسطح وحلية، ويتبع ذلك ترسيب رواسب العكر تحت ظروف تيارات فاترة (Waning currents) . فترسبت وحدة «أ» المصمتة، وربما تكون قد ترسبت على هيئة كثبان مضادة (Antidunes) تحت نظام التدفق العالي (Upper flow regime) . كما رسب تدفق الطلقة (Shooting flow) ، الوحدة «ب» المترققة، ورسب نظام التدفق

المنخفض (Lower flow regime) ، وحدة «جـ» ذات الترقق المتقاطع الصغير الحجم .

جدول (٢٧) البنيات الرسوبية المصاحبة لرواسب العكر.

الزمن	سبب العملية	تأثير البنية
↓	حت (تعرية)	تآكلات التيار مثال ذلك علامات الأبواق، القنوات، التآكل والملء.
		تآكلات الإعاقة المتشكلة في أسفل التيار من الحصيات والصدفيات . . . الخ .
		علامات الأداة مثل علامات الخطوط الناتجة من انتقال القطع الصغيرة على سطح القاع .
	ترسيب	تطبق متدرج
		ترقق
		ترقق متقاطع دقيق
	تشوه	ترقق مشوه
		قوالب الحمل، هوابط، انزلاقات
		تمزق، قواطع الرمل، براكين وحلية

(عن : Pettijohn and Potter 1964)

وقد أعطى (Walker 1965) عدة تفسيرات لطبقة الغرين المترققة «د» والمتواجدة في أعلى القطاع . وقد يشير ذلك إلى عودة تكرار تدفق الطلقة ولكن حيث إن حجم الحبيبات، أكثر نعومة في أعلى القطاع، فإنه من المحتمل أن تكون سرعة التيار الحقيقية أقل من تلك السرعة التى تسببت في ترقق الوحدة السفلية «ب» . وتدل الوحدة الوحلية «هـ»

في أعلى القطاع على إعادة انخفاض طاقة البيئة (أو هدوء البيئة) والتى كانت سائدة قبل استقرار راسب العكر. ومما يستحق تذكره أن تتابع البنيات السابقة يندر أن تتواجد مكتملة التطور في تتابع واحد من رواسب العكر. لأن التفسير السابق كان معتمداً على دراسة عدة تتابعات عكرة .

وهناك دراسات ومناقشات مستطيلة عن نسيج رواسب العكر (Texture of turbidites) . وبالرغم من أن دراسة رواسب العكر القديمة تشير إلى أنها رواسب رديئة التصنيف وتحتوى على طين كراسب أرضية رئيس، فقد دلت الدراسة المجهرية (البتروغرافية) أن كثيراً من صخور الجريواكى هى في الواقع رواسب تيارات العكر، إلا أن رمل البحر العميقة الحديثة تدل على أنها رواسب عكر ولكنها غالبا تكون جيدة التصنيف وخالية من الطين، (Hubert 1964) . وقد اقترح (Cummings 1932) أن رواسب العكر القديمة ربما ترسبت في الغالب كرمل نقي ولكن من الناحية المعدنية فهي غير ناضجة (Mineralogically immature) ، وقد تكون راسب الأرضية (الطين) في الرمل نتيجة عملية النشأة المتأخرة وتفتت المعادن غير الثابتة كيميائيا (مثل الفلسبار). وتتراوح حجوم الحبيبات في رواسب العكر من الغرين إلى الرمل الحصوي. ويعود ترسيب الأنواع الخشنة إلى عملية متناصفة بين تدفق العكر وهابط الجاذبية (Gravity slumping) . ومن الناحية البتروجرافية فإن كثيرا من الرواسب العكرة القديمة تكون جريواكى، بينما رمال البحر العميق الحديثة فهي عامة تكون عبارة عن كوارتزيت نقي . وقد عرف (Sturt 1961) كوارتزيت نقي لرواسب عكرة قديمة. كما وصفت رواسب عكرة جيرية قديمة وحديثة، كما في جدول (٢٨) . ويشير هذا الجدول على تواجد رواسب العكر في بيئات ترسيبية متنوعة، وهي ليست مقتصرة على الصخور الرسوبية ولكنه وصفت من طينات جابرو (Irvine 1956) .

وقد تبين من دراسات حواف الأرصفة القارية الحديثة (Modern continental margins) . إن الجغرافية الطبيعية للبيئات العكرة تشبه إلى حد كبير لوضع في الوديان الصحراوية والمراوح النهرية (Selley 1978) . وأهم عناصر نموذج بيئات العكر متمثلة في حافة حوض ترسيبي تقطعه أنظمة قنوات بحرية. وتنتقل الرواسب إلى أسفل هذه القنوات بالانزلاق (Sliding) ، والهبوط (Slumping) ، وتدفق

الحبيبات (Grain flow) ، وتندفع من فوهات القنوات كتدفقات عكرة حقيقية . وتمتد رواسب العكر من أبنية المراوح البحرية (Submarine fans) مبتعدة إلى أطيان المناطق الـلجـية (Pelagic muds) لقـاع الحـوض الـبـحـري (شـكـل ١٥٠أ)، (Shepard 1971, Gorsline 1970) .

جدول (٢٨) تعدد البيئات المتواجد فيها رواسب العكر.

بيئات	حديثة	قديمة
أزقة بحرية (تكتنفها الاجراف)	Holtedahl (1965)	
بحيرات	Grover and Howard (1938)	Kuenen (1951)
دلتات	Selley (1978)	Selley (1978)
شعاب	؟	Carozzi and Frost (1966)
حواف أرصفة الكربونات	Rusnak and Nesteroff (1964) (1969)	Thomson and Thomasson
رواسب الفِلِشْ القديمة ورمال أعماق البحار الحديثة	Selley (1978)	
طبيقات الجابرو (راسب ناري)	—	Irvine (1965)

(عن : Selley 1978)

ويتضح من الشكلين السابقين أن حافة الرصيف القاري تشقها (تقطعها) قنوات بحرية . ومن المحتمل جداً أن يقع مصدر هذه القنوات بالقرب من أفواه أنهار رئيسة أو حتى على مقربة من شواطىء ساحلية . فيستمر امتداد القنوات في الاتجاه السفلي عبر المنحدر القاري وتلقى بأحمال رواسبها على هيئة مراوح بحرية ، تشبه إلى حد كبير المراوح النهرية التحت هوائية (البرية) ، (Subaerial alluvial fan) . وتنقسم القناة البحرية عند أعلى المروحة إلى معقد شعاعي من قنوات صغيرة والتي تكون غالباً محاطة بشرفات

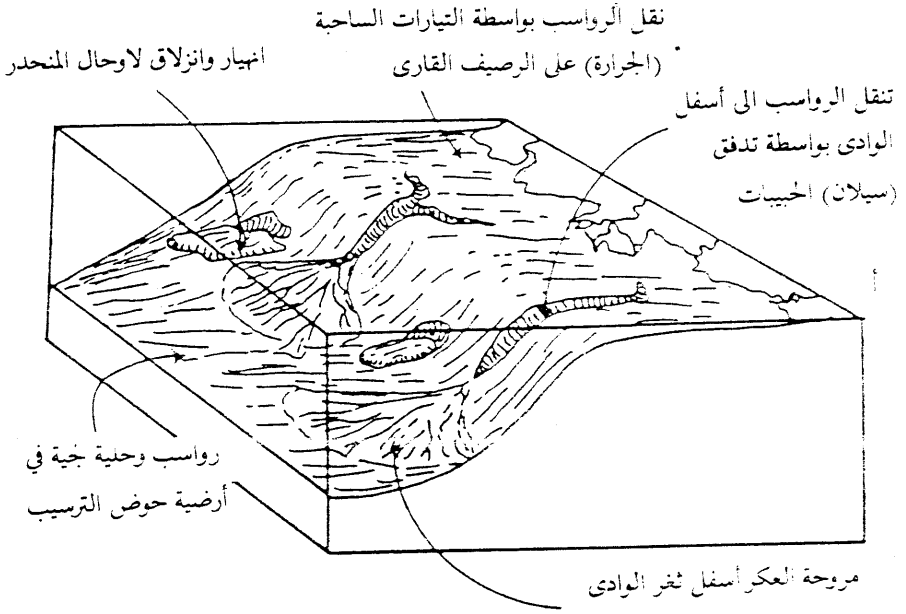
(Levees) ، شكل (١٥٠ب) . وتصبح هذه القنوات متعددة ، وأقل عمقاً ومتسعة في أسفل المروحة . كما تحدث تغيرات في سحنات الراسب كلما اتجهنا إلى أسفل المروحة . فيترسب الرمل الخشن وأحياناً الزلط في مناطق المروحة العليا ، أى قرب المصدر ، وتتناقص أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى قاع المروحة حتى تصل إلى أوحال المناطق العميقة في أرضية حوض البحر ،

«Shepard (1971), Dott (1974), Whitaker (1976), kelling and Stanley (1976)»

وتظهر رواسب المراوح البحرية بخصائص ومميزات رواسب العكر (Turbidites) والتى سبق الحديث عنها . وفي كثير من الأحيان تكون القنوات البحرية مملوءة برواسب العكر وخاصة في أطراف نهاياتها المبتعدة عن الرصيف القاري . ولكن تحتوى أيضا على رواسب عمليات ترسيبية أخرى . فقد تشغل أطرافها العليا بطبقات الحصى الكبير الهابطة وذات تعدد صخري (Hetrogenous) ، وذلك إذا نشأت في مناطق صدع بحري .

وإذا كان الراسب في القناة البحرية عبارة عن رمل نقي منقول من منطقة نزح الشاطىء أو من فوهة نهر ، فإنها في هذه الحالة تكون منقولة عن طريق عملية تدفق الحبيبة (Grain flow process) . وتعتبر هذه العملية ، عملية متوسطة بين تدفق الكتلة (Mass flow) والتعكير الكثيف (Turbidite) ، (Bagnold 1966), (راجع أيضا مناقشة هذا الموضوع في الفصل الرابع تحت عنوان عمليات النقل بالجاذبية الأرضية) . وقد وصف (Stauffer 1967) البنيات الرسوبية المتشكلة في تدفقات الحبيبات . ولاتحتوى هذه الرواسب على التطبق المتدرج ولا على التطبق المتقاطع . وهى عبارة عن طبقات رملية مصمتة وبها حد فاصل علوي وسفلي . وربما تتواجد فتاتات مبعثرة في داخل الطبقة الرملية . وقد يوجد داخل هذه الطبقة المصمتة تطبق مطوى أو مجعَّد (Convolute bedding) خفيف المظهر . وعامة يتواجد هذا الصنف من الرواسب مترسباً على منحدرات شديدة الميل للدلتاوات الرملية وحواف الأرصفة القارية ، فهو ليس دائماً مقصور التواجد في القنوات البحرية .

وربما تكون المنحدرات المشاركة لرواسب العكر ذات نشأة تكتونية أو نزوح مهاجر



شكل (١٥٠) رسم توضيحي لبيئات رواسب العكر

أ - نموذج رسوبي لرواسب العكر وتوزيعها الجغرافي حول المنحدر البحري.
(عن : Selley 1976).

ب - التوزيع الجغرافي لرواسب العكر وعلاقته بحافة الرصيف القاري في ولاية كاليفورنيا.
(عن : Hand and Emery 1964).

(Accretional) . فقد وجدت القنوات والمراوح البحرية عند أقدام الدلتاوات الحديثة (مثل دلتا الراين) وعند أقدام بنيات تكتونية مثل أسطح الصدوع البحرية وحواف الأرصفة القارية. وقد وصفت أمثال هذه البيئات ولكن القديمة منها في أبحاث كل من : (Mutti and Lucchi 1972, Van de Kamp et al. 1974) .

ويعطى تدرج الرواسب في اتجاه البحر لهذا النوع من المنحدر البحري تتابع سحني كالتالي : يوجد عند أعلى المنحدر سحنة رملية، وغالبا تكون جيدة التصنيف وبها جلوكونيت وتحتوى أيضا على كمية قليلة من الرمل المحاري (Skeletal sand) . وتكون هذه الطبقات ذات تطبق متقاطع أو تموق متقاطع . وقد ترسبت هذه السحنة عن طريق تيارات الزحف (Traction currents) السائدة فوق الرصيف القاري . وعامة تمتد هذه السحنة بشكل مفاجىء في الاتجاه السفلي إلى سحنة ثانية تتكون من كميات متنوعة من رواسب تحت سحنية مميزة، وهى كما يلى :

يتكون راسب تحت السحنة الأولى من طين متزقق وغرين ترسب من التعلق في مياه عميقة هادئة في منطقة المنحدر. وتميل رواسب هذا المنحدر إلى أن تهبط وتنزلق بسبب ارتفاع تشبعها بالماء وحالتها غير الثابتة (Klein et al. 1972) . وتقطع أطيان المنحدر الصفائحية عبر كميات متنوعة من راسب تحت سحني آخر. وهو عبارة عن الرواسب التى تملأ الأخدود البحري (Canyon) والذى يعرف بـ (Valley - fill - deposits) أو رواسب القناة البحرية. وهذا يتكون بشكل كبير من رواسب رملية مع كميات قليلة من الرواهص وكميات ضئيلة من الطين الصفحي. ويشكل الرمل طبقات سميكة وذات قواعد تحاتية (Erosional bases) . ويندر أن تكون هذه الطبقات الرملية متدرجة الحبيبات. وغالبا تكون عديمة البنية الرسوبية وذات تطبق هابط (Slump-bedded) ، وتحتوى على فتاتات أو كسر متفرقة التواجد وبها كتل صخرية هابطة. ويعود ترسيب هذه الرمال إلى عمليات كل من تدفق الحبيبات، والهبوط والانزلاق، (والتى سبق مناقشتها)، إلى أسفل الوديان البحرية (تحت تأثير الجاذبية) والمقترية من حالة تدفق العكر الحقيقي المتشبع بالماء، والتى تعرف أحياناً بالمصطلح (Fluxoturbidites) ، راجع الشرح في الفصل الرابع تحت عنوان عمليات النقل بالجاذبية.

وتمر هذه السحنة متجهة إلى أسفل إلى رواسب العكر الحقيقية للمراوح البحرية المتواجدة عند أقدام القنوات. ويظهر هذا الانتقال من تناقص في أحجام الحبيبات، والإقلال في سمك الطبقات، وزيادة في التطبق المتدرج، وكثرة تداخل وحدات الطين الصفحي بين طبقات الرمل. وفي نفس الوقت تصبح القنوات أكثر اتساعاً وأقل عمقاً. وقد وُصِفَ مثل هذا الانتقال السحني من راسب القناة إلى راسب المروحة في أبحاث كل من: (Burke 1972, Mutti and Lucchi 1972).

وتتدرج سحنات الرمل والطين الصفحي للمروحة في الاتجاه السفلي إلى رواسب العكر المبتعدة وذات التطبق الأقل سمكاً (Thinner bedded) مع تزايد كميات الأوحال دقيقة الحبيبات في المناطق البحرية اللجية، والتي تعرف بـ (Fine-grained pelagic muds). المستقرة في قاع الحوض ومبتعدة عن صعود المنحدر.

ويمكننا تلخيص مفهومنا عن النموذج الرسوبي لرواسب بيئات العكر والرواسب المرافقة معها في حافة منحدر الرصيف القاري كالتالي:

١) تتواجد رواسب بيئات العكر على حواف الأرصفة القارية الحديثة وعند مقدمات رواسب الدلتا.

٢) يمكن تمييزها في الرواسب القديمة في التتابعات الصخرية المتصاعدة من رواسب أوحال المناطق البحرية العميقة المارة في الاتجاه العلوي خلال رواسب العكر إلى رواسب مالئة القنوات البحرية، المعروفة بـ (Fluxoturbidite channel)، وسحنات الطين الصفحي الهابط والمتواجد في بيئة المنحدر.

٣) يعلو هذا التتابع من رواسب العكر رواسب تيارات الزحف المتواجدة فوق منصة طبق الرصيف القاري، (Selley 1976, 1978).

ولايحتمل تواجد خزانات البترول في أجسام رمال البحار اللجية المشكلة لسحنات الفِلِشْ أو رواسب العكر وخاصة عندما تتعرض لحركات بناء الجبال (Orogenesis) في الأحواض الأرضية (Geosynclines). لأن بداية عملية التحول (Metamorphism) الصادرة من تلك الحركات الأرضية، تهدم (تمحى) المسامية

المتواجدة في هذه الرواسب، كما تمحى أو تقضى على تجزؤ مركبات الكربون المتميئة (Hydrocarbons) إن وجدت. كما يساعد التشويه البنائي (Structural deformation) المرافق لهذه الحركات على تسرب السوائب المتواجدة في مسامات هذه الرواسب.

ولكن إذا وجدت رمال البحار اللجية في مناطق عديمة الحركات المؤدية إلى بناء الجبال وتشويه القشرة الأرضية (Orogeny) فإنها غالباً تكون منتجة للنفط والغاز بكميات كبيرة وخاصة إذا تواجدت هذه الرواسب عند مقدمة الدلتاوات أو في أحواض محاطة بصدوع مع تقليص في الحركة الدائرية لمياه البحر (Restricted marine circulation) وفي هذه الحالة ربما تصبح أوحال أرضية الحوض البحري اللجي (Pelagic mud) كطبقات مصدر (Source beds) التي ينتج منها النفط والغاز وبالإمكان أن تهاجر مركبات الهيدروكربون في اتجاه أعلى المنحدر خلال رمال مروحة العكر والتي تتداخل معه. وربما يحجز النفط والغاز في مصائد بنائية (Structural traps) وبشكل طبقي حيث تكون رمال القنوات البحرية مغلفة (Sealed) في أعلى الميل بأطيان المنحدر غير المنفذة (Impermeable). وتشكل الرمال اللجية في حقول بحر الشمال من عصر الباليوسين مناطق منتجة للنفط والغاز (Selley 1976, 1978, Parker 1975).

٤) بيئات الرواسب اللجية

يستخدم المصطلح (Pelagic sediments) عند الإشارة إلى رواسب المناطق البحرية اللجية. وتكون هذه الرواسب متعددة التكوين المعدني (Extremely heterogeneous) وتنتج من عدة عمليات ترسيبية. وتترسب الرواسب اللجية من المواد العالقة في المياه التي تعلو هذه المناطق ويحدث الترسيب في غياب أي من النشاط التياري الرئيس، حيث يسود الهدوء أغلبية هذه البيئة. وتتكون رواسب الوحل اللجي بشكل رئيس من متبقيات الهياكل العضوية وأحياء دقيقة. وتعرف هذه الرواسب عامة بالنضح الجيري (Oozes) أو ردغات لجية (Pelagic oozes). وتعرف الرواسب المنقولة من خارج منطقة الترسيب والتي ترسبت بواسطة نشاط تيار القاع، وأجسام الثلج الطافية (Ice bergs) وغيرها بالرواسب الارضية

(Terrigenous sediments) . وتكون هذه أكثر خشونة من الرواسب اللجية وتجمع الرواسب المترسبة من تأثير الجاذبية تحت اسم رواسب الجاذبية والتي تشمل كل من رواسب تساقط الصخور (Rock fall deposits) ، ورواسب الهبوط والانزلاق، ورواسب القنوات والمراوح البحرية (المعروفة برواسب عكر مختلفة (Fluxo-turbidites) ورواسب العكر (Turbidites) ، (Stanley 1970, De Raaf 1968) . وهناك نوع انتقالي من رواسب نصف لجية والتي يطلق عليها المصطلح (Hemipelagic sediments) وهي عبارة عن وحل أسود تقع أحجام حبيباته بين رواسب البحار اللجية الفائقة عن الأحجام الناعمة (Ultra fine-grained) ، والرواسب الأرضية الخشنة. ومحلياً يشكل الترسيب الكيميائي والكيميائي الحيوي عامل ترسيب مهم في الرواسب البحرية اللجية، حيث يساعد في ترسيب كل من المنجنيز والحديد والفوسفور وغيرها، (Reineck and Singh 1975) .

وقد درست الرواسب اللجية العميقة الحديثة من قبل الكثير من البحاث، أمثال «Arrhenius (1963), Riedel (1963), Mero (1965), Kukal (1971), Cook and Enos 1976), Inderbitzen (1974), Hsu and Jenkens (1974), Lisitzen (1972)».

ويمكن عامة تصنيف الرواسب اللجية الحديثة إلى الأنواع التالية:

أ ـ رواسب أرضية (Terrigenous Sediments)

المتكونة من رواسب طينية دقيقة (Argillaceous) ورمال لجية التي قد تكون من رواسب العكر. وتتواجد هذه الرواسب بالقرب من القارات.

ب ـ نضوح جيري (Calcareous Oozes)

عبارة عن ردغات جيرية، تتكون بشكل كبير من محاريات الأحافير الدقيقة. وربما تميز نوعان من هذه الردغات: نضح البتروبودا (Pteropod ooze) المتكونة بشكل كبير من محاريات الأراجونيت للرخويات (Molluscs) ، ونضح الفورامنيفرا (Foraminiferal ooze) المتكونة بشكل كبير من أغلفة الفورامنيفرا الكلسية (Calcitic foraminferal tests) وغالباً تكون من الجلوبيجيرينا (Globigerina) .

جـ ـ ردغات سليسية أو نضوح سليسي (Siliceous Oozes)

المتكونة من هياكل الدياتومات (Diatoms) والشعاعيات (Radiolaria) .

د ـ الطين الأحمر أو البُنّي

عبارة عن أوحال حمراء إلى بُنّية داكنة والتي يعتقد أنها تشكلت من دقائق الغبار المحمولة بالرياح من الصحاري القارية واستقرت في المحيط، هذا بالإضافة إلى ذرات الرماد البركاني والفتاتات الدقيقة الأرضية والتي تحملها الرياح أيضا وتلقى بها في البحار.

هـ ـ رواسب المنجنيز (Manganiferous deposits)

عبارة عن رواسب ذات نشأة متأخرة الأصل (Diagenetic in origin) عوضاً عن أصل ترسيبي. وتظهر هذه الرواسب بأسطح متآكلة وعلى هيئة منعقدات (Nodules) غنية بالمنجنيز. وتحتوي منعقدات المنجنيز على بنية دائرية مركزية (Concentric structure) ، تشير إلى تقطع عمليات الترسيب. وبشكل محلي يكون لهذه الرواسب قيمة اقتصادية مهمة. وعامة تتكون السحنات الرسوبية المميزة للبيئة اللجية (Pelagic environment) من طبقات متداخلة (Interbedded) من طبقات ظر شعاعية متورقة (Laminated radiolarian cherts) ، وطبقات طين جيري (Micrites) وطبقات طين صفحي أحمر وغني بالمنجنيز. وقد ترسبت هذه المجموعة من الرواسب أثناء المراحل المبكرة لتكوين دورة حوض الترسيب ذات الحجم الكبير (Geosynclinal cycle) والمشاركة مع تكوين وسائد اللافا البركانية (Pillow lavas) . تعلو فوق الرواسب اللجية سحنات الفليش أو رواسب العكر (شكل ١٥٠). وقد وصفت الرواسب اللجية القديمة في أبحاث كل من:

«Garrison and Fischer (1969), Aubouin (1965), Aubouin (1965), Wilson (1969)».

وبشكل تقريبي يتطابق توزيع الرواسب المتنوعة للبحار اللجية الحديثة مع مقياس العمق. فمثلاً يتم ترسيب الطين الأحمر في معظم المناطق العميقة جداً في المحيطين الهادي والأطلسي، وتتكون ردغات الشعاعيات (Radiolarian oozes) في مياه أقل عمقاً

من ٤٥٠٠ متر تقريبا، ويقع تشكيل ردغات الفورامنيفرا الكلسية على أرضية المحيط بين ٤٥٠٠ متر و ٣٥٠٠ متر، وتتواجد فوق هذه النقطة من العمق ردغات الأراجونيت لكل من البتروبودا والفورامنيفرا. ويتحكم في توزيع تكوين هذه الرواسب عبر مستويات العمق البحري كل من معدل السرعة في الترسيب ومعدل السرعة في تحلل مكونات الأحافير المكونة لهذه الرواسب. ومن ثم مع زيادة العمق، يُظهر تتابع هذه الرواسب (الأراجونيتية، والكلسية، والسليسية، والوحلية) زيادة في ثباتهم الكيميائي. ويعتبر معدل سرعة تحلل هذه المعادن دالة لكل من معدل سرعة دفنهم، ودرجة حرارة المياه المحيطة بهم، وحالة تشبعهم بالمواد الكيميائية المتنوعة، والضغط الساكن المتميء (Hydrostatic pressure) في منطقة الترسيب.

وتمتاز سحنات الرواسب اللجية بتواجدها غالباً في تتابعات أحواض الترسيب القديمة (Ancient geosynclines)، وأيضا تظهر مشتركة مع نشاط بركاني (Garrison 1974). يتكون هذا النشاط البركاني من وسائد اللابا، والأسبليت (Spilites)، والبازلت، والسربنتين، وهذه تعرف بمجموعة الأفيوليت (Ophiolitic Suite).

ويمكننا تلخيص مفهومنا عن الرواسب اللجية كالتالي:
غالباً تضطجع تتابعات العكر (الفِلِش) فوق سحنات مميزة للـ
والتي يمكن تمييزها في صخور بمختلف الأعمار وفي مناطق متعددة
سحنات الرواسب اللجية من أحجار جير دقيقة الحبيبات، وأطي
(Maris). وأحياناً تكون أحجار جير حمراء ومتدرنة. وتكون مرا
(Radiolarian cherts) وأحياناً مشاركة مع رواسب بركانية
المصاحبة بيئات مياه بحرية عميقة. ويندر بشكل عام
(Benthonic fossils). وتشير البنيات الرسوبية في هذه الرواس
تياري قوي من منطقة الترسيب. وبشكل عام تُظْهِر تتابعا
الانكسارات الطبقية (Stratigraphic breaks) وتكون
منها والمتساوية معها في العمر الزمني.

ويبدو أن هذه الصخور قد ترسبت ببطء في بيئات بحرية عميقة تحت منطقة اختراق أشعة الشمس (Below photic zone) وبعيدة عن المناطق التي يسودها النشاط التياري القوي. (المراجع: Selley 1976, 1978).

ولمزيد من المعلومات المتقدمة في هذا الموضوع على طالب الدر
المصادر الآتية:

Selley (1978), Friedman and Sanders (1978), Blatt