علم الأشكال الأرضية
الجيومورفولوجيا

تأليف
عبد الإله رزوقي كربل
أستاذ الجغرافيا المساعد
في
كلية الآداب ـ جامعة البصرة

طبع على نفقة جامعة البصرة
٢٠٠٥

شركة أبناء شريف الأنصاري
للطباعة والنشر والتوزيع
صيدا - بيروت - لبنان

• المكتبة العصرية
الخندق الغميق - ص.ب: ١١/٨٣٥٥
تلفاكس: ٦٥٥٠١٥ - ٦٣٢٦٧٣ - ٦٥٩٨٧٥ ١ ٠٠٩٦١
بيروت - لبنان

• الدار النموذجية
الخندق الغميق - ص.ب: ١١/٨٣٥٥
تلفاكس: ٦٥٥٠١٥ - ٦٣٢٦٧٣ - ٦٥٩٨٧٥ ١ ٠٠٩٦١
بيروت - لبنان

• المطبعة العصرية
بوليفار نزيه البزري - ص.ب: ٢٢١
تلفاكس: ٧٢٠٦٢٤ - ٧٢٩٢٥٩ - ٧٢٩٣٦١ ٧ ٠٠٩٦١
صيدا - لبنان

الطبعة الأولى

٢٠١١م - ١٤٣٢هـ

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

alassrya@terra.net.lb
E. Mail alassrya@cyberia.net.lb
info@alassrya.com

موقعنا على الإنترنت
www.almaktaba-alassrya.com

ISBN - 978 - 614 - 414 - 599 - 9

المقدمة

إنها لمبادرة طيبة من جامعة البصرة أن تقوم بصورة متواصلة بتكليف بعض التدريبيين فيها بتأليف كتب منهجية تمد الطالب بآخر ما يمكن للاختصاص أن يتوصل إليه في مناطق العالم الأخرى وبذلك تظل العملية التدريسية في مستوى الطموح. وقد استمدت الجامعة مبادرتها هذه من مبدأ حيوية المناهج وضرورة تطويرها وبذلك فقد كلفت بتأليف هذا الكتاب الذي جاء حصيلة تدريسي لموضوع الجيومورفولوجيا في كلية الآداب زهاء خمسة عشر عاماً.

هذا من ناحية ومن ناحية أخرى فإن المكتبة الجغرافية العربية تشكو من النقص الواضح في الموضوعات ذوات العلاقة بالجيومورفولوجيا في حين نجد أن الكتابة بها في اللغات الأوروبية قد قطعت شوطاً كبيراً، فلا ضرر إذن من رفد المكتبة العربية بالمزيد من الكتب الجيومورفولوجية التي قد تساعد الباحثين والطلاب على السير في طريق العلم والمعرفة.

لقد اعتمدت عملية تأليف هذا الكتاب على المفردات التي تضمنها المنهج المقرر في قسم الجغرافيا في كلية الآداب في جامعة البصرة. فجاء مكوناً من أحد عشر فصلاً. يتضمن الفصل الأول منها دراسة سريعة لتطور علم الجيومورفولوجيا ودور العرب فيه إضافة إلى دراسة للأفكار الأساسية التي يتضمنها ذلك العلم.

وتمت في الفصل الثاني دراسة مفصلة لتكوين القشرة الأرضية وأنواع صخورها وكذلك أنواع البنية التي تكون عليها تلك الصخور لما للعلاقة الوثيقة بين البنية والتضاريس.

وتعالج الفصول الخمسة التالية أثر العمليات الجيومورفولوجية الظاهرية على التضاريس وهي التجوية والمياه السطحية الجارية والثلاجات والرياح والأمواج والمياه الباطنية.

كما تمت في الفصل التاسع دراسة البحيرات باعتبارها ظاهرة ذات علاقة بتأثير العمليات الجيومورفولوجية الظاهرية والباطنية. مع التأكيد على الأسباب التي تؤدي إلى تكوينها أو اختفائها...

ودرس النشاط البركاني بمختلف صوره في الفصل العاشر من الكتاب وتطرق الفصل أيضاً إلى دراسة أحدث النظريات التي تفسر كيفية تكوين ذلك النشاط وتوزيعه الجغرافي.

وختم الكتاب بدراسة سريعة في الفصل الحادي عشر منه للأشكال التضاريسية الرئيسية في تكوين اليابسة وهي الجبال والهضاب والسهول.

جرى تزويد الكتاب لكي تكون الفائدة المتوخاة منه كاملة بمجموعة كبيرة من الصور والمخططات التي تمثل مختلف المظاهر الأرضية التي يعالجها الكتاب إذ يستطيع الدارس من خلال ذلك تكوين صورة واضحة في ذهنه عن طبيعة وشكل تلك التضاريس.

ومن الطبيعي أن لا يدعي الإنسان الكمال في أعماله إذ أن الكمال (للّه وحده)، لكن الجهد الذي بذل في تأليف هذا الكتاب كان استثنائياً وقدم المؤلف فيه خبرته الطويلة في تدريس الموضوع ومدى استعداد الطلبة لتقبل المعلومات التي يتضمنها والأسلوب التربوي المناسب لذلك. كما أن الكتاب [كان] منهجياً فلا بد من أن تكون المادة التي يحتويها بدرجة من التوسع القليل بحيث يتيح المجال للطلبة أن يتوسعوا في الموضوع ويتيح المجال لمن يقومون بالتدريس أن يظهروا إمكاناتهم وكفاءاتهم العلمية.

إن المؤلف يقدم الشكر إلى الذين كلفوه بالتأليف على ثقتهم الغالية ويتمنى أن يكون هذا الكتاب قد جاء عند حسن ظنهم. ويقدم شكره أيضاً إلى كل الذين ساعدوه في عملية إنجازه وإخراجه.

ومن اللّه العلي العظيم نستمد القدرة والمعونة والتوفيق.

البصرة 1986

المؤلف

الفصل الأول

الجيومورفولوجيا والمفاهيم الأساسية فيه

يعرف علم الجيومورفولوجي بأنه علم الأشكال الأرضية. ومن بين ما وضع لهذا العلم من تعاريف أخرى أنه الموضوع الذي يعنى بالوصف التفسيري للمظاهر التضاريسية للأرض وبعبارة أخرى فالجيومورفولوجيا العلم الذي يصف سطح الغلاف الصخري ويشرح أصول الظواهر التضاريسية الموجودة عليه ويصف تاريخ تطورها[1]. وتتطلب هذه العملية معرفة واسعة بتركيب وبنية الصخور وكذلك العمليات الجيومورفولوجية الظاهرية منها والباطنية. وكلمة جيومورفولوجي Geomorphology تعبير مركب مشتق من عدة كلمات يونانية قديمة فكلمة «Ge» تعني الأرض وmorphe الشكل وlogos تعني العلم أو الدراسة. وعلى هذا فإن «جيومورفولوجي» هي علم الأشكال الأرضية[2].

لا نستطيع أن نحدد الزمن الذي بدأ الإنسان فيه بالاهتمام بالأشكال الأرضية إلا أنه يمكن الافتراض أنه قديم قدم الإنسان نفسه ذلك لأن تلك الأشكال تمثل أرضية بيئته فعليه إذن أن يميز بين أشكالها المختلفة ويختار الأنسب منها لمعيشته. وقد زاد انتقال الإنسان من مكان إلى آخر فوق سطح الأرض من اهتمامه بمعرفة التضاريس إما لاختيار أنسب الطرق للانتقال أو لاتخاذها دلائل وشواهد للطريق الذي يسلكه وقد ظهرت في أولى الخرائط إشارات تدل على تمييز لبعض الظواهر التضاريسية كالسلاسل الجبلية والأنهار والسهول والمستنقعات... إلخ.

هذا وقد ساهم الفلاسفة الإغريق في تطوير بعض المفاهيم العلمية الخاصة بعلم الجيومورفولوجي وتحديدها. فقد ذكر هيرودتس (485 ـ 425 ق.م) في كتاباته التاريخية بعض الملاحظات الجيولوجية كالرواسب التي يحملها نهر النيل

---

(1) Philip G. Worcester, A Textbook of Geomorphology, Affilated East-West press, New Delhi, 1965. p.3.

(2) حسن أبو العينين، أصول الجيومورفولوجيا، دار المعارف، القاهرة 1968، ص 19.

وكذلك ذكر الزلازل كما لاحظ وجود بعض القواقع في بعض التلال في مصر وذكر بأن البحر ربما كان يمتد فوقها في يوم ما وبذلك فقد ساهم بدوره في تكوين فكرة عن تذبذب مستوى سطح البحر. وقد عكس أرسطو 348 ـ 322ق.م في كتاباته الأفكار التي كانت سائدة آنذاك، ومن بين الأمور التي ذكرها الينابيع وأصل مياهها واعتقد بوجود طبقات صخرية مسامية تحتفظ بالمياه وإنها تشبه الإسفنج. كما اعتقد أرسطو بوجود علاقة وثيقة في منشأ كل من البراكين والزلازل. ومن بين الأفكار التي كان يعتقد بها أن غطى البحر مساحات من اليابسة وكان يتحدث عن دور الأنهار في نقل الرواسب إلى البحار. وكان سترابو (54 ق.م ـ 25م) قد لاحظ من خلال سفراته وتنقلاته العديدة وجود رفع أو هبوط موضعي للأرض. كما راقب النشاط البركاني واعتبر فيزوف بركاناً رغم أنه لم يكن ثائراً في زمانه ودرس الإرسابات النهرية وكيفية تكون الدلتاوات[1].

كان للعرب دورهم المتميز في الإسهام بإغناء المعرفة ذات العلاقة بعلوم الأرض ومنها علم الجيومورفولوجيا. غير أن معظم ما كتب عن تلك الإسهامات في الوقت الحاضر إنما كتب بلغات أوروبية ومن قبل بعض الأشخاص الذين لم ينصفوا هذه الأمة العظيمة. فقد كانت إضافات العرب واضحة في علم الجيولوجيا وفي علم المعادن والجيومورفولوجيا خاصة فالبيروني مثلاً أول من أشار إلى ظاهرة التشعير أو ما يعرف اليوم بالتشقق في الصخور. والعرب هم الذين قاموا بتصنيف المعادن حسب صفاتها الفيزيائية والكيميائية وهم الذين وصفوا وصفاً كاملاً البيئات الجيولوجية التي تكون المعادن. ويعد العرب واضعي أسس علم الصخور وتعتبر فرضياتهم في هذا الحقل ذوات مسحة جيولوجية حديثة. وقد استدل ابن سينا على تكوين الجبال من البحر أول الأمر من وجود المتحجرات في صخورها. وتكلم البيروني عن كيفية تكوين الجبال في كتابه «تحديد نهايات الأماكن لتصحيح مسافات المساكن» فذكر الحركات البانية للجبال وكذلك الدورة الجيومورفية التي نسبت إلى الأمريكي وليم مورس ديفز وتعرف اليوم باسم دورة ديفز الجيومورفولوجية. كما كان اتساع رقعة الدولة العربية خلال القرون الخمسة الهجرية الأولى سبباً في اهتمام العرب بدراسة المعالم الجيومورفولوجية

(1) William D. Thornbury, Principles of Geomorphology, John Wiley and Son, New York, 1979, pp.2-3.

وتناولت دراساتهم وصف الأرض وحركاتها وتوازن القشرة الأرضية والزلازل والبراكين وانجراف القارات ونشوء الأنهار والصدوع . . . إلخ[1].

بدأ تطور علم الجيومورفولوجيا بصيغته الحالية من خلال كتابات الجيولوجيين والهيدرولوجيين التي ظهرت في أواخر القرن الثامن عشر والقرن التاسع عشر وأشهر هؤلاء شارلز ليل Charles Lyell في كتابه (أسس الجيولوجيا) المطبوع في سنة 1830 حيث أكد فيه على مبدأ التماثل ذلك المبدأ الذي يعتمد على المقولة (إن الحاضر هو المفتاح إلى الماضي).

وقد ساهم جيمس هتون (1726 ـ 1797) في وضع الأسس التي اعتمدت عليها الجيومورفولوجيا وكان من أشهر الكتب التي وضعها كتابه (نظرية الأرض بالبراهين والإيضاحات) وذلك في سنة 1795. وقد قام جون بليفير John Playfaire بتوضيح أفكار هتون في كتاب نشره في عام 1802 تحت عنوان «توضيحات لنظرية هتون حول الأرض». وقد جاءت في هذا الكتاب بالإضافة إلى توضيحه لأفكار هتون أفكار إضافية خاصة به. وكان لقابليته في علم الرياضيات دور في توجيه تفكيره بهذا الاتجاه، وقد اهتم كثيراً بدراسة عمليات التعرية، وتطور الوديان النهرية.

يعتبر جلبرت من بين الرواد الأوائل الذين ساهموا مساهمة فعالة في تطوير أسس علم الجيومورفولوجيا إلى درجة أنه قد يطلق عليه أحياناً لقب الجيومورفولوجي الحقيقي الأول. وكان جلبرت يقوم بملاحظة المظاهر الأرضية التي يروم دراستها ثم يرتب تلك الملاحظات في مراتب معينة، بعد ذلك يبتكر نظريات لمعرفة أصول تلك المظاهر. وقد وضع أسساً للتحليل الجيومورفولوجي تستند إلى دراسة مباشرة للظاهرة ثم محاولة دراسة كيفية تطورها. ويجب أن لا يغيب عن الأذهان أن الجيولوجيين الأمريكيين كانوا قد اقتصروا في دراساتهم على المظاهر الأرضية القارية ولم يعيروا أهمية للمظاهر البحرية في حين نجد أن الإنكليز اهتموا بشكل كبير بدراسة الظواهر البحرية والعمليات الجيومورفولوجية المكونة لها.

لا بد لنا من أن نتعرف على شخصية علمية ساهمت بشكل خاص في إغناء علم الجيومورفولوجيا ألا وهو W.M.Davis. فقد ولد ديفز في أمريكا وتنقل كثيراً

(1) عدنان النقاش، مساهمات العلماء العرب المسلمين وإضافاتهم في علم الأرض، آفاق عربية، العدد السادس، بغداد 1985، ص 48 ـ 54.

وعمل في التدريس في جامعة كامبردج وأكسفورد وبرلين وباريس وكان أستاذاً للجغرافيا الطبيعية في جامعة هارفارد. وقد نشر بحوثاً كثيرة حول مشاكل جيومورفولوجية متعددة. من الآثار التي يكونها الجليد إلى الجزر المرجانية والصحارى، وقد وصفه أحد الجيومورفولوجيين بأنه (يشمخ فوق السابقين واللاحقين كالمونادنوك monadnock فوق سهل تحاتي). وعلى الرغم من أن فكرة دورة التعرية ليست من ابتكاراته الخاصة إلا أنه استخدم هذه الفكرة وطور شكلاً خاصاً لكل مرحلة فيها. وقد ظل تأثير ديفز واضحاً على كتابات الجيومورفولوجيين في الولايات المتحدة وأوروبا لفترة طويلة[1].

لقد عورضت فكرة ديفز الرئيسية حول الدورة الجيومورفولوجية من قبل بعض الكتاب وأشهرهم والتر بنك Penck حيث اعتقد بأن التعاقب الذي جاء به ديفز لمراحل الدورة الجيومورفولوجية لا يكون شائعاً. وسوف نأتي إلى ذكر هذه النقطة عند كلامنا عن الأفكار العشرة لثورنبري.

يمكن تلخيص الاتجاهات الحديثة في علم الجيومورفولوجيا بالنقاط التالية:

1 ـ ميل علم الجيومورفولوجيا للاقتراب من علم الجيولوجيا أكثر من الجغرافيا الطبيعية.

2 ـ تطور الدراسات الجيومورفولوجية الإقليمية.

3 ـ الإقرار المتزايد بضرورة المفاهيم الجيومورفولوجية في التطبيق العملي في بعض الحقول مثل جيولوجية المياه الباطنية وعلم التربة والهندسة الجيولوجية.

4 ـ بزوغ المرحلة الكمية والتجريبية في الدراسات الجيومورفولوجية[2].

المفاهيم الأساسية في علم الجيومورفولوجيا

لا بد لنا قبل أن نتعمق في دراسة الجيومورفولوجيا من أن نلقي الضوء على المفاهيم الأساسية التي يحتويها هذا العلم إذ تعتبر هذه المفاهيم أو الأفكار بمثابة أوليات هذا العلم والحقائق التي لا بد من استيعابها من قبل من يقوم بدراسة الموضوع وقد لخص الأستاذ W.D.Thornbury هذه المفاهيم في أفكار عشر كالآتي:

---

(1) Cuchlaine A.M. King, Techniques in Geomorphology, Edward Arnold, London, 1975, pp.1-5.

(2) Thornbury, op. cit., p.14.

1 ـ الفكرة الأولى:

«إن كل العمليات والقوانين التي تؤدي دورها الآن كانت تعمل أيضاً خلال الزمن الجيولوجي، غير أنه ليس من الضرورة أن يكون عملها بنفس درجة الشدة التي عليها الآن». لا بد لنا من أن نتعرف على مفهوم العملية الجيومورفولوجية Goemorphic Process قبل أن نشرح المقصود بهذه الفكرة. فالعملية الجيومورفولوجية تعني القوة التي غيّرت وما تزال تغير من مظاهر سطح الأرض في الماضي وفي الحاضر. وتضم العمليات الجيومورفولوجية كافة التغيرات الفيزياوية والكيمياوية التي تلعب الدور الأساس في تطور التضاريس. وهي إما عمليات جيومورفية باطنية internal أو عمليات ظاهرية external. ويعتقد معظم الباحثين في حقل الجيومورفولوجيا أن محور عمل هذا العلم ينحصر في الأغلب على دراسة هذه العمليات ودراسة آثارها.

تضم العمليات الباطنية قوى متعددة هي 1 ـ العمليات البانية للقارات epirogenic. 2 ـ العمليات البانية للسلاسل الجبلية orogenic. 3 ـ العمليات المرتبطة بالنشاط البركاني. 4 ـ العمليات المسببة للزلازل والزلازل نفسها. ويبدو أن القوى التي تسبب تلك العمليات مرتبطة ارتباطاً وثيقاً بالنشاط التكوّني الباطني للقشرة الأرضية. وقد لعبت دوراً مهماً في بناء التضاريس الكبرى على سطح الأرض حيث تتميز عن العمليات الظاهرية بأنها بنائية constructional.

تحتوي العمليات الظاهرية مجموعة متنوعة من القوى التي تلعب دوراً مهماً في تكوين التضاريس على القارات فقط تقريباً. ويمكن حصرها بـ 1 ـ التجوية 2 ـ المياه السطحية الجارية 3 ـ الجليد والثلاجات 4 ـ الرياح 5 ـ الأمواج 6 ـ المياه الباطنية. ويعتبر مجمل عمل هذه المجموعة هدمياً destructional حيث تهدف في الأغلب إلى تسوية التضاريس planation والوصول بها إلى قاعدة التعرية ولذلك يتعارض عملها عادة مع عمل المجموعة الأولى من العمليات الجيومورفولوجية ولولا النشاط المستمر للعمليات الباطنية لتلاشى وانتهى وجود التضاريس على سطح الأرض في الوقت الحاضر.

يعني ثورنبري بفكرته الأولى أن العمليات الظاهرية والباطنية كانت نفسها موجودة خلال الأزمنة والعصور الجيولوجية الماضية، إذ لم تكن هناك أية عملية غير موجودة الآن أو بالعكس لا توجد عملية جيومورفولوجية حالية كانت غير

موجودة خلال الأزمنة والعصور الجيولوجية. فالأنهار والثلاجات وعوامل الجو والرياح والأمواج والمياه الباطنية وكذلك الحركات البنيوية المختلفة والنشاط البركاني كانت كلها موجودة خلال تاريخ الأرض الجيولوجي. غير أن الذي يجب ملاحظته أن شدة عمل هذه العمليات لم تسر بوتيرة واحدة طيلة تلك الفترة. فقد اشتد خلال الفترات الجليدية التي حدثت في البلايستوسين نشاط كثير من العمليات الجيومورفولوجية وخاصة الجليد وتعرضت مساحات واسعة من سطح الأرض إلى أثر نهري واضح في الوقت الذي نراها فيه صحارى في الوقت الحاضر وخالية من المجاري النهرية. كما ازداد نشاط التعرية العمودية للأنهار بسبب ما أصابها من حالة إعادة الشباب. وكانت الرياح، مثلاً، أشد تأثيراً في بعض العصور والفترات الجيولوجية وخاصة تلك التي يسود فيها الجفاف إذ تزداد مساحة الصحاري كما حدث من ترسيب للصخور الرملية خلال العصر الجوراسي. كما ازداد نشاط المياه الباطنية خلال العصر البرمي والبنسلفاني. ويتضح من هذه الأمثلة حقيقة الفكرة التي تقول إن كل العمليات الجيومورفولوجية الحالية كانت نفسها في الماضي غير أن درجة شدة عملها يمكن أن تكون مختلفة.

2 ـ الفكرة الثانية:

«تعتبر البنية الجيولوجية عاملاً مسيطراً في تطور الأشكال الأرضية وتنعكس فيها».

تعني البنية structure في مفهومنا شيئين أساسيين هما: 1 ـ نوعية الصخور 2 ـ وضعية الصخور ضمن القشرة الأرضية.

فالصخور كما سيتبين لنا جلياً في الفصل القادم تختلف اختلافاً كبيراً في درجة صلابتها ومقدار مقاومتها للعمليات الجيومورفية فقد يكون البعض منها سريع التأثر بها ويكون الآخر صلباً مقاوماً لعمليات التعرية والتآكل. كما ويتأثر البعض منها بواحد أو بآخر من العمليات الجيومورفية في حين يكون صلباً أمام عمليات جيومورفية أخرى. فعلى سبيل المثال يكون حجر الكلس (الصخور الجيرية) مقاوماً لعمليات التجوية إذا كان موجوداً في منطقة صحراوية جافة غير أنه يذوب بسرعة ويتلاشى إذا كان موجوداً ضمن منطقة ذات مناخ دافئ ورطب. كما أن للنظام المفصلي الذي تحتويه الصخور دوراً آخر في مقدار استجابتها للعمليات الجيومورفية المختلفة

فحينما توجد مفاصل واسعة وعميقة فإن تأثر تلك الصخور بالتعرية سيكون أسرع حتماً من تلك التي يكون نظامها المفصلي غير متطور.

وتعني وضعية الصخور مقدار استجابتها وتأثرها بالعمليات الباطنية والتي تتمثل بالحركات الالتوائية والانكسارية والقبابية والنشاط البركاني. فالبنية التي تمثلها الصخور التي تكون سهلاً ساحلياً تختلف عن البنية التي تتكون من طبقات صخرية أفقية الامتداد. ويختلف ما يتكون من تضاريس فوق البنية الأولى عن التضاريس التي قد تظهر فوق الحالة الثانية رغم أن التكوين الصخري لهما قد يكون متشابهاً أحياناً ويمكن أن يحدث الشيء نفسه فوق البنية الانكسارية والالتوائية والقبابية والمعقدة والبركانية (الشكل رقم 1).

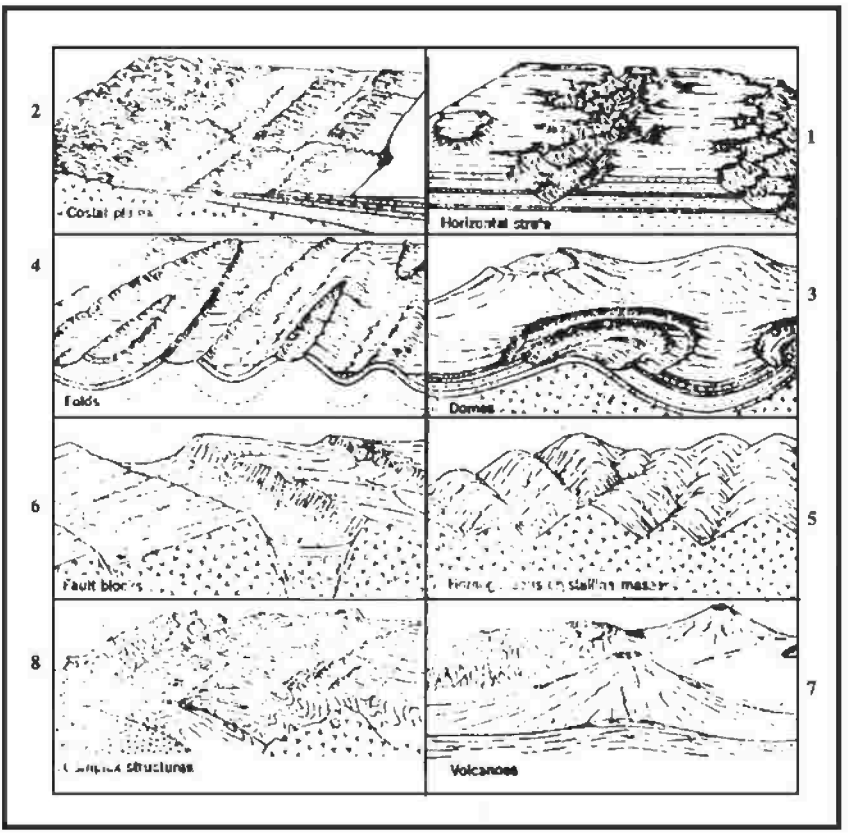
ولكل بنية من البنيات مجموعة من التضاريس المتعلقة بها بحيث يمكن من خلال دراسة تلك الأشكال الأرضية أن نتعرف على طبيعة البنية التي توجد تحتها، إذ تختلف الأشكال الأرضية التي تحتويها بنية التوائية تماماً عن التضاريس التي تظهر فوق سهل ساحلي رغم أن التضاريس في كلتا الحالتين قد نتجت من عملية جيومورفية واحدة ويقع كلتاهما في مرحلة واحدة من الدورة الجيومورفية وقد ساعدت هذه العلاقة الوثيقة بين البنية والتضاريس المرتبطة بها على الكشف على نوعية البنية والتوقع بما تحتويه صخورها من مواد معدنية وموارد اقتصادية أخرى.

3 ـ الفكرة الثالثة:

«تؤدي العمليات الجيومورفية دورها بمعدلات متباينة ولهذا السبب تمتلك الأرض تضاريسها».

يمكن إرجاع تأثير العمليات الجيومورفية المتباينة إلى صخور القشرة الأرضية من حيث نوعيتها وبنيتها. ويؤدي هذا إلى التباين في درجة مقاومتها لعمليات التعرية.

وتكون بعض هذه الاختلافات واضحة جداً أحياناً ولكنها تكون قليلة في أحيان أخرى. ويمكن القول أنه فيما عدا بعض المناطق التي تتعرض للحركات الأرضية فإن التضاريس العالية ترتبط بمناطق الصخور الصلبة المقاومة في الحين الذي ترتبط فيه التضاريس الواطئة بمناطق الصخور الضعيفة.



شكل رقم (1)
أنواع مختلفة من البنية تكونت فوقها أنواع متباينة من التضاريس

1 ـ طبقات أفقية الامتداد.
2 ـ سهل ساحلي.
3 ـ قباب.
4 ـ التواءات.
5 ـ صخور نارية متجانسة.
6 ـ انكسارات.
7 ـ براكين.
8 ـ معقدة.

غير أننا يجب أن لا نربط بين تكون التضاريس وبين تباين الصخور في درجة مقاومتها فقط. إذ تتأثر عمليات التعرية بظروف محلية أخرى تزيد من شدة التعرية أو تقلل منها مثل درجات الحرارة، الارتفاع، مقدار التعرض، درجة التضرس وكذلك درجة وجود وكثافة الغطاء النباتي. وهذا ما نلاحظه عند مقارنة أثر عوامل التعرية على سفح جبل وبطن واد أو بين السفوح الشمالية والجنوبية أو بين الأرض

الجرداء والأرض المكسوة بغطاء نباتي. وتنعكس الاختلافات أحياناً في كمية التساقط وكذلك في طبيعته، ومعدلات التبخر، وكمية رطوبة التربة، وشدة الإشعاع الشمسي، ومقدار المرات التي تتذبذب فيها درجات الحرارة حول درجة الانجماد. وهكذا فإن التفصيلات معقدة بحيث يمكن القول معها أن التغير الذي تحدثه العملية الجيومورفية يرتبط ارتباطاً وثيقاً بالظروف المحلية السائدة. وكذلك فإن تأثير العملية الجيومورفولوجية الواحدة يختلف اختلافاً كبيراً فالأنهار ليست متساوية جميعها في عملها وتأثيرها وكذلك الحالة مع بقية العمليات الأخرى كالثلاجات أو الرياح أو الأمواج... إلخ.

الفكرة الرابعة:

«ترك العمليات الجيومورفولوجية آثارها المتميزة على الأشكال الأرضية، وتطور كل عملية جيومورفية مجموعتها الخاصة من الأشكال الأرضية».

بيّنا قبل قليل أن العملية الجيومورفية تعني الأساليب الفيزياوية والكيمياوية، التي من خلالها يتحور سطح الأرض. وتنشأ بعض العمليات مثل الحركات الأرضية والنشاط البركاني من قوى ضمن القشرة الأرضية، وتعرف هذه بالعمليات الباطنية endogenetic في حين تنتج الأخرى من خلال قوى خارجية وتعرف بالعمليات الخارجية exogenetic.

ويمتلك كل شكل أرضي خصائصه المميزة التي تعتمد على نوع العملية التي كونته. فالسهول الفيضية، والسهول المروحية (الدلتاوات) هي نتائج لعمل النهر. وتكون الحفر البالوعية والكهوف ناتجة عن عمل الماء الباطني. ويشير وجود الركامات المختلفة، وتلال الدراملين إلى الوجود السابق للثلاجات فوق المنطقة. وقد أدى هذا الربط بين العملية والأشكال إلى سهولة عمل تصنيف للأشكال الأرضية يعتمد على الأصل Genetic. ويعتبر ديفز W.M.Davis أول من أشار إلى هذه الحقيقة. وهي إحدى مساهماته المهمة في علم الجيومورفولوجي إذ أنه غير الموضوع الذي كانت تصنف فيه الأشكال الأرضية اعتماداً على شكلها الخارجي فقط دون أي اعتبار للتفسيرات التي يمكن أن تقوم منها والتي تنشأ من تاريخها الجيومورفولوجي.

وأصبح نتيجة ذلك أن يتمكن الباحث الجيومورفي من أن يميز الأشكال الأرضية وأن يحدد العملية التي كونتها حتى وإن كانت تلك العملية غير موجودة عليها فعلاً في الوقت الحاضر.

الفكرة الخامسة :

«ينتج تعاقب مرتب للأشكال الأرضية. بينما تؤدي عوامل تعرية مختلفة عملها فوق سطح الأرض».

تعني هذه الفكرة أن الأشكال الأرضية تتطور ضمن ما يعرف بالدورة الجيومورفولوجية التي اعتقد بها ديفز Davis. ابتداء من مرحلة النشوء ثم الشباب والنضج والشيخوخة. ومن الواضح أن مرحلة النشوء لا تكون واضحة في كثير من المظاهر ذلك لأن عملية تكون الأشكال تكون بطيئة إلى درجة تستطيع معها عوامل التعرية أن تغير من الخطوط الأساسية لذلك الشكل قبل أن يتكامل وضعه الخارجي. فيما عدا بعض الأشكال الأرضية التي يتصف تكونها بالسرعة مثل ما يحدث عند تكون بعض التلال البركانية الناتجة عن ثورات سريعة.

هذا من ناحية ومن ناحية أخرى فإن التعاقب يكون منتظماً ومرتباً ضمن الدورة الجيومورفولوجية فمرحلة الشباب التي يمر بها أي مظهر أرضي يجب أن تكون لاحقة لمرحلة النشوء وتعقبها مرحلة النضج وهكذا بالنسبة لمراحل الدورة الأخرى. وتكون كل عملية جيومورفولوجية مسؤولة عن تطوير أشكال أرضية خاصة بها بحيث يمكن إرجاعها بسهولة إلى أية مرحلة من الدورة الجيومورفولوجية. ويعتبر مفهوم المرحلة شيئاً مهماً في التفكير الذي وضعه ديفز للجيومورفولوجيا فالشكل الجيومورفي لديه عبارة عن تفاعل بين العوامل التالية.

الشكل الأرضي = البنية + العملية + المرحلة.

وإن أي تبدل في أي من مكونات تلك المعادلة يجب أن يؤدي إلى تغيير في العوامل الأخرى المكونة لها.

الفكرة السادسة :

«التعقيد أكثر شيوعاً من البساطة في التطور الجيومورفولوجي».

يعني التطور الجيومورفي البسيط أن مظهراً أرضياً معيناً يتعرض لتأثير عملية جيومورفولوجية واحدة. ويمر خلال دورة جيومورفولوجية واحدة. فعلى سبيل المثال قد تكون الأنهار الجارية فوق جبل قبابي مسؤولة عن تطوير مظاهر السطح فوقه وتنقله بذلك من مرحلة النشوء نحو مرحلة الشباب ثم نحو مرحلة النضج فمرحلة الشيخوخة. أو قد يتعرض سهل ساحلي لتأثير الأنهار أيضاً وقد تتعرض منطقة جبلية معقدة البنية لتأثير الأنهار الجليدية التي تغير من ملامحها بصورة

مستمرة فتنقلها من مرحلة إلى أخرى وبشكل متعاقب ضمن الدورة الجيومورفولوجية.

غير أن مثل هذا التطور غير موجود في الطبيعة إلا بنطاق محدد جداً إذ لا توجد إلا جهات قليلة تؤثر عليها عملية جيومورفولوجية واحدة. إذ يحدث نوع من التداخل في تأثير عدة عمليات جيومورفولوجية رغم أنه قد يمكن تمييز أثر عملية أساسية واحدة. ففي الوادي الجليدي الذي يعتبر نتاجاً أساسياً لعمل الجليد تقوم عوامل التجوية والمياه السطحية الجارية بدورها فيه أيضاً. كذلك الحال في الوديان النهرية والأجراف الساحلية الناتجة من عمل الأمواج ووديان البولجة الناتجة عن المياه الباطنية بشكل خاص.

كما ويمر قليل جداً من المظاهر الأرضية بدورة جيومورفية متكاملة واحدة حيث إن الدورات المقطوعة شائعة الوجود في عملية تطوير التضاريس. وتكون حالات إعادة الشباب شيئاً معروفاً لدى كثير من جهات العالم ولذا قام بعض الجيومورفيين بعمل تصنيف للتضاريس استناداً لهذه الفكرة فوجدوا أنها تتكون من ظاهرات السطح البسيطة والمركبة والتي تنشأ تبعاً لدورة جيومورفولوجية واحدة ولأكثر من دورة واحدة وظاهرات السطح المنكشفة... إلخ.

الفكرة السابعة:

«قسم قليل من تضاريس الأرض أقدم من الزمن الثالث Tertiary، ولا يزيد عمر معظمها عن البلايستوسين».

تدل البحوث والدراسات الجيومورفولوجية على وجود سطوح تعرية تعود إلى عصور جيولوجية بعيدة كالكريتاسي ويرجع قسم آخر منها إلى فترات أبعد من ذلك إذ تعود حتى إلى الزمن (قبل الكمبري). إلا أن هذه الظواهر قليلة جداً نتيجة للتعرض المستمر لعمليات التعرية خلال الحقب الجيولوجية الطويلة. غير أن معظم التضاريس الموجودة الآن على سطح الأرض تعود إلى فترة جيولوجية ليست بعيدة. فقد قدر الأستاذ آشلي Ashley في سنة 1931 أن 90% من التضاريس الحالية قد نشأت في الفترة التي تلت الزمن الثالث كما لا يتجاوز عمر 99% من تضاريس الأرض الحالية منتصف عصر الميوسين الأوسط.

ويجب أن لا تبعدنا هذه الفكرة عن حقيقة كون بعض البنيات الجيولوجية قديمة جداً فهي في العادة تكون أقدم بكثير من التضاريس التي توجد فوقها.

الفكرة الثامنة :

«لا يمكن تفسير وجود تضاريسنا الحالية دون تصور دقيق لتأثير التغيرات الجيولوجية والمناخية التي حدثت خلال البلايستوسين».

لقد كان للتغيرات المناخية التي حصلت خلال البلايستوسين أثر مهماً جداً في التضاريس الموجودة حالياً على سطح الأرض. ففي الفترات الجليدية التي حدثت فيه أثرت التعرية الجليدية على مساحات هائلة من سطح الأرض تقدر بـ 25000000كم^2. كما لم يقتصر تأثير تلك الفترات على المساحات التي غطاها الجليد فعلاً بل تجاوزها إلى مساحات عظيمة أخرى حدثت فيها تأثيرات جانبية ناتجة عن انخفاض درجات الحرارة على الكرة الأرضية كلها خلال الفترة الجليدية. فقد زادت كمية الأمطار في المناطق الصحراوية وبذلك ظهر عليها آثار لعمل نهري ما زال منطبعاً فوقها بشكل وديان جافة. كما أدى هبوط مستوى البحر خلال العصر الجليدي بدوره إلى تكوّن ظاهرة السواحل المرتفعة. كما وتعرضت الأنهار التي كانت تنتهي بالمحيطات آنذاك إلى ظاهرة إعادة الشباب وما يصحبها من ظواهر جيومورفولوجية خاصة. ويحدث العكس في الفترات الدفيئة التي توجد بين كل فترتين جليديتين حيث تزداد مساحة الصحاري ويشتد عمل الرياح ويرتفع مستوى سطح البحر فوق مستواه الحالي وتتكون السواحل المغمورة... إلخ.

لذلك ولكي نستطيع أن نفسر وجود بعض التضاريس الحالية التي لا توجد عليها العملية التي كونتها لا بد من الرجوع إلى الوضع المناخي والجيولوجي الذي كان سائداً في البلايستوسين كي نفهم ذلك. فعلى سبيل المثال قد توجد مظاهر لتعرية جليدية فوق جبال لا توجد عليها اليوم أية ثلاجات ألبية، أو قد توجد مدرجات نهرية على جوانب نهر ما. ولا يمكن تفسير هذه الظواهر إلا بالرجوع إلى البلايستوسين ودراسة تأثير الجليد على تكوين مثل تلك الأشكال.

إضافة إلى ما حدث من آثار ناجمة عن العصور الجليدية في البلايستوسين ففي هذا العصر تعرضت كثير من المناطق لحركات القشرة الأرضية التي نشأ البعض منها خلال عصور سبقت البلايستوسين إلا أنها وصلت ذروتها فيه. فقد اشتد نشاط هذه الحركات مثلاً حوالي المحيط الهادي وهي مسؤولة إلى حد ما عن التضاريس الموجودة عليها اليوم.

ولا يهتم الجيومورفولوجيون وحدهم بدراسة عصر البلايستوسين ودراسة

خصائصه بل يشاركهم في اهتمامهم هذا متخصصون بعلوم أخرى مثل الجيولوجيين والآثاريين والأنثروبولوجيين والهيدرولوجيين . . . إلخ .

الفكرة التاسعة :

«لتفهم الأهمية المتباينة لمختلف العمليات الجيومورفولوجية لا بد من معرفة لمناخات العالم» .

لا يمكن الفصل بين العمليات الجيومورفولوجية الظاهرية عن العوامل المناخية حيث إن هناك تأثيراً كبيراً للمناخ على تلك العمليات فالتجوية عملية تؤثر في الصخور بعوامل المناخ نفسها كالحرارة والرطوبة والأمطار . والرياح هي عامل مناخي أيضاً، ويرتبط عمل المياه السطحية الجارية ارتباطاً وثيقاً بطبيعة المناخ السائد وكذلك الحال في الثلاجات والمياه الباطنية والأمواج . ولذا فمن الضروري أن تكون للباحث الجيومورفولوجي خلفية مناخية خاصة تمكنه من معرفة طبيعة العمليات الجيومورفولوجية السائدة في الإقليم الذي يقوم بدراسته .

غير أن اهتمام الباحث الجيومورفولوجي في المناخ يجب أن يكون متميزاً عن اهتمام المختص بدراسة المناخ له حيث لا يهتم المختص بعلم الجيومورفولوجيا، على سبيل المثال، بكمية الأمطار مثل اهتمامه بطبيعة سقوطها هل ستكون بشكل زخات غزيرة على منطقة صغيرة ولفترات متباعدة أم تكون منتظمة في سقوطها وموزعة توزيعاً منتظماً على طيلة فصل الأمطار كما أننا نهتم بمعرفة معدل الحرارة اليومي أكثر من اهتمامنا بدراسة معدلات الحرارة وسيرها السنوي . وكذلك معرفة فيما إذا كانت درجات الحرارة تهبط إلى دون درجة الانجماد . ونهتم كذلك بدراسة سرعة الرياح واتجاهاتها . وكذلك إثر تعرض بعض السفوح دون غيرها للإشعاع الشمسي إلى غير ذلك من الأمور التي لها علاقة وثيقة بكيفية تأثير العمليات الجيومورفولوجية على سطح الأرض .

الفكرة العاشرة :

«رغم أن الجيومورفولوجيا تهتم بدراسة مظاهر الأرض الحالية إلا أنها تصل ذروة فائدتها من خلال توسعها التاريخي» .

لقد ظهرت قيمة هذه الفكرة من خلال الاهتمام الحالي بدراسة ما يعرف بالمظاهر الجيومورفولوجية القديمة Paleogeomorphology والتي تعرف بأنها المظاهر أو الأشكال التي لم يعد للعملية الجيومورفية التي كونتها أثر عليها حالياً .

وتقسم هذه إلى الأشكال المتخلفة والمنكشفة والمطمورة. وتحتاج عملية دراسة مثل هذه الأشكال وخاصة المطمورة منها إلى خلفية تقنية خاصة وأساليب علمية متطورة للكشف عنها ومعرفتها. وقد ازدادت أهمية بذل الجهود في هذه الدراسة بعد أن ظهر أن الكشف عن تلك الأشكال قد يكون له مردودات اقتصادية مهمة للبلد الذي جرت فيه تلك الدراسة. فقد يؤدي الكشف عن وديان الأنهار المطمورة بالركامات الجليدية إلى إمكانية العثور على مكامن جيدة للماء الباطني. كما أن العثور على الحفر البالوعية قد يؤدي إلى الوصول إلى مخلفات الذوبان التي تكون بشكل معادن كالحديد مثلاً. إلى غير ذلك من الأمور.

إن الهدف من الجيومورفولوجيا لا يقتصر على وصف الأشكال الأرضية وقياس أبعادها وانحداراتها فقط بل إنه تعدى ذلك إلى أن يساهم الجيومورفولوجي في تطوير بلاده اقتصادياً ولذا وجد أنه بمساعدته في الكشف عن المظاهر المطمورة سيساهم بصورة أو بأخرى في هذا الباب[1].

تضاريس الأرض

تبين لنا من خلال دراستنا للأفكار الأساسية في علم الجيومورفولوجيا أن ليس من شيء ثابت على سطح الأرض غير أن هذا التغيير لا يكون ملحوظاً في كثير من المناطق بسبب بطيء إثر العمليات التي تؤدي إلى حدوثه ويعتقد بعض سكان الأقاليم التي يحدث فيها نشاط بركاني أو التي يتكرر حدوث الزلازل فيها أن معظم النشاط الأرضي يكون بشكل فجائي وبعنف شديد. إلا أن الحقيقة أن معظم العمليات الأرضية تكون بطيئة جداً فقد استغرق تكوين جبال روكي الحالية فترة تزيد عن ستة ملايين سنة. كما استطاع نهر كلورادو أن يحفر الخانق العظيم Grand Canyon في خلال ملايين عديدة من السنين ولم يكمل عمله إلى حد الآن. وقد قامت البراكين ببناء مخاريطها وزيادة ارتفاعها خلال ثورات متعددة استغرقت قروناً عديدة وكذلك ظلت الأمواج تضرب خطوط السواحل لعصور لا يمكن حسابها.

يؤلف كل من الغلاف الصخري والمحيطات غلافاً تاماً يحيط بالكرة الأرضية التي تتفلطح قليلاً عند خط الاستواء وتنبعج عند القطبين حيث يبلغ

(1) William D. Thornbury, op. cit., pp.16-33.

وراجع أيضاً وفيق الخشاب، وآخرون، علم الجيومورفولوجيا ، مطبعة جامعة الموصل، الموصل 1978، ص 63. وحسن أبو العينين، مصدر سابق، ص 67 ـ 81.

طول القطر الاستوائي للأرض حوالي 12,753كم في حين يقل طول القطر القطبي عنه بحوالي 43,5كم. ويبلغ محيط دائرة الأرض عند خط الاستواء حوالي 4,225كم[1].

ولا يكون سطح الأرض ناعماً ولكن على الرغم من ضخامة التفاوت بين تضاريس الأرض «أي بين أعلى مناطقها فوق مستوى سطح البحر وأخفض مناطقها دون مستوى سطح البحر» فإن تلك التضاريس لا يمكن أن تقارن بأي شكل مع حجم الأرض العظيم.

تقسم تضاريس الغلاف الصخري إلى ثلاث مجموعات أو رتب أو درجات هي تضاريس الدرجة الأولى First Order وتشمل القارات وأحواض المحيطات وتضاريس الدرجة الثانية Second Order وتضم الجبال والهضاب والسهول. وأما تضاريس الدرجة الثالثة Third Order فإنها تشمل التلال والوديان... إلخ وبعبارة أخرى تعني هذه التضاريس أنها تلك التي توجد فوق تضاريس الدرجة الثانية على القارات فقط تقريباً.

تضاريس الدرجة الأولى:

تبلغ مساحة الأرض حوالي 510,230,000كم^2 تحتل المحيطات حوالي 365,190,000كم^2 منها. ويوجد في المحيطات الحالية كمية هائلة من المياه التي لم تشغل أحواضها فقط بل طغت على الأرصفة القارية مغطية مساحة تقدر بـ 25,900,000كيلومتر مربع منها. إذ تقدر كمية المياه التي توجد في أحواض المحيطات بحوالي 1,370,000 مليون كم^2 من المياه[2]. وتحتل أحواض المحيطات الأجزاء المنخفضة من الغلاف الصخري إذ يبلغ معدل عمق المحيط العالمي 3790 متراً دون مستوى سطح البحر. ولا يكون قاع المحيط مستوياً أو منتظماً إذ تنتشر فوقه كثير من المناطق التي يزيد ارتفاعها عن المستوى العام لعمق القاع مثل الحافات المحيطية الوسطى والتلال والجبال البحرية Sea Mounts التي ترتفع حوالي 1000 متر فوق مستوى القاع وقد تزيد عن ذلك أحياناً كثيرة. وتوجد في بعض الجهات من قيعان المحيطات مناطق تنخفض كثيراً عن المستوى العام لعمق القاع كما في الخنادق المحيطية (الأغوار) التي يبلغ طول البعض منها عدة آلاف من

(1) P.G. Worcester, op. cit., p.14.

(2) عبد الإله رزوقي كربل، المدخل إلى جغرافية البحار والمحيطات، مطبعة جامعة البصرة، البصرة 1985، ص 43.

الكيلومترات كما يزيد العمق في البعض منها عن 10000 متر دون مستوى سطح البحر[1].

تمثل القارات الأجزاء المرتفعة من تضاريس الدرجة الأولى على خلاف الأحواض المحيطية التي تمثل الأجزاء المنخفضة منها. وتمثل عادة المناطق التي ترتفع فوق مستوى سطح البحر من الرصيف القاري. ويمكن أن نضم للقارات بموجب هذا التعريف جزراً عديدة مثل تلك التي تقع شمال قارة أمريكا الشمالية والجزر البريطانية. ويتصف سطح القارات بعدم انتظامه على خلاف ما يوجد على قيعان المحيطات. وتكون المحيطات أكثر عمقاً من ارتفاع القارات فوق مستوى سطح البحر. فبينما لا يرتفع إلا ما مقداره 11% من سطح اليابسة أكثر من 2000 متراً فوق مستوى سطح البحر ينخفض حوالي 84% من مساحة قاع المحيط أكثر من 2000 متراً دون مستوى سطح البحر في الوقت نفسه يكون ارتفاع أعلى قمة على اليابسة 8840 متراً عند أفرست بينما سجل عمق مقداره 11524 متراً دون مستوى سطح البحر عند خندق ماريانا[2]. كما أن معدل عمق المحيط أعظم بكثير من معدل ارتفاع اليابسة ذلك أن معدل عمق المحيط 3730 متراً وأن معدل ارتفاع اليابسة هو 850 متراً فقط.

هذا ويرتبط تفسير كيفية تكون تضاريس الدرجة الأولى ارتباطاً كلياً بطريقة تكوين الكرة الأرضية نفسها والتي ما زالت الآراء متضاربة حولها بشكل كبير ونجد أن مجال كتابنا هذا لا يسمح لنا بأن نقوم بشرح تلك الآراء والنظريات مثل فرضية الكويكبات لتشمبرلين ونظرية انفصال القمر ونظرية التقلص التي جاء بها لابورث والعقد النووية للورد كالفن ونظرية الضغط الجوي التي أظهرها سولاس وكذلك نظرية زحزحة القارات لفاجنر ونظرية انتشار قاع المحيط التي قدمها العالم الأمريكي هيس[3].

ولا بد لنا في ختام شرحنا لتضاريس الدرجة الأولى أن نلقي الضوء على طبيعة التركيب الداخلي للأرض. إذ يتكون باطن الأرض (اللب core) بشكل رئيسي من الحديد المختلط مع السيليكون والكبريت وتكون درجة حرارته أكثر من 5500م°. ويكون الوزن النوعي له حوالي 13 بالمقارنة مع 2,8 كمعدل للوزن

(1) نفس المصدر السابق، ص 170 ـ 172.

(2) George L. Pickard, Descriptive Physical Oceanography, Pergamon Press, Oxford, 1975, P.7.

(3) عبد الإله كربل، مصدر سابق، ص 44 ـ 58.

النوعي لصخور القشرة الأرضية. ويعتقد أن اللب يتكون من نطاقين أحدهما داخلي والذي يكون نصف قطره حوالي 1250كم ويكون منصهراً أو قريباً من حالة الانصهار. ويكون اللب الخارجي النطاق الثاني الذي يحيط بالأول ويبلغ سمكه حوالي 250كم ويكون سائلاً.

يكون نطاق المانتيل Mantle القسم الأعظم من كتلة الأرض ويحيط باللب ويبلغ مقدار سمكه 2800كم، ويتراوح الوزن النوعي لصخور المانتيل الخارجية بين 3 ـ 3,5 وتتزايد هذه القيمة إلى 4,5 وأكثر مع زيادة العمق. ويتصف المانتيل بأنه صلب بالدرجة الأساسية ومن المحتمل أنه يتكون من معادن ثقيلة غنية بالمغنيسيوم والحديد، وتتراوح درجات حرارته بين 675 ـ 2750م°. وللقسم العلوي من المانتيل صفة مطاطية تجعله يتغير تبعاً للضغط الخارجي المسلط عليه بصورة بطيئة جداً.

هذا وتكون القشرة Crust الطبقة السطحية للأرض وهي غشاء رقيق يتراوح معدل سمكه بين 24 ـ 32كم في حين يزداد ذلك السمك [في] أسفل القارات فيبلغ بين 30 ـ 65كم. ويظهر انقطاع واضح في البنية ودرجة البلورية والتركيب الكيمياوي بين القشرة الأرضية وبين طبقة المانتيل الواقعة أسفلها. وتقسم القشرة الأرضية نفسها إلى طبقتين هما:

1 ـ النطاق العلوي غير المتصل الذي يتطابق مع خطوط القارات ويكون وزنه النوعي 2,65 ويعرف بالسيال Sial ويتكون في معظمه من عنصري السليكون والألمنيوم.

2 ـ النطاق الأسفل المتصل الذي ينكشف عند قيعان المحيطات ووزنه النوعي 3. ويعرف بالسيما Sima الذي يتكون في معظمه من عنصري السيليكون والمغنيسيوم.

يطلق على كل من القشرة الأرضية والقسم الأعلى من المانتيل اسم الغلاف الصخري Lithosphere ويتكون من مجموعة من الصخور التي تصل إلى أعماق بين 60 ـ 100كم. ويقع تحته نطاق الاستينوسفير Astenosphere ذو الصفة المرنة الذي يبلغ سمكه 130 ـ 160كم وبالنظر إلى أن الغلاف الصخري يمتد رقيقاً فوق الاستينوسفير فإنه يتأثر أيضاً بخاصية المرونة التي عليها الاستينوسفير فيتغيّر تبعاً للمتغيرات التي تؤثر عليه[1]. (شكل رقم 2).

(1) Karl W. Butzer, Geomorphology From the Earth, Harper and Row, New York, 1976, pp. 16-18.

تضاريس الدرجة الثانية:

يوجد هذا النوع من التضاريس فوق تضاريس الدرجة الأولى على قيعان المحيطات وفوق سطوح القارات مثل الهضاب والسلاسل الجبلية والسهول. وتتصف أنواع التضاريس هذه الموجودة فوق قيعان المحيطات بأنها في العادة أكثر سعة وامتداداً مما عليه فوق القارات. فقد أمكن العثور على جبال فوق قيعان المحيطات ويرتفع بعض هذه الجبال إلى ما فوق مستوى البحر كثيراً في بعض الحالات. وتعتبر جزر هاواي مثالاً جيداً على ذلك فهي تتكون من خمسة جبال بركانية نمت خلال أقل من مليون سنة. وترتفع الجزيرة إلى حوالي 4000 متراً فوق سطح البحر وأكثر من 9000 متراً فوق قاع المحيط[1].

ومن المفيد أن نذكر هنا أن الهضاب والسلاسل الجبلية تقع في أماكن معينة ضمن مختلف القارات إذ توجد معظم السلاسل الجبلية على مقربة من حواف القارات وتقع كقاعدة عامة على جوانب السلاسل الجبلية أو تكون محصورة بينها. وتقع معظم السهول العظمى في داخلية عدد من القارات في الوقت نفسه الذي تمتد فيه على مقربة من سواحلها[2].

نستطيع أن نعتبر تضاريس الدرجة الثانية أشكالاً أرضية ناتجة عن عمليات جيومورفولوجية إنشائية (بنائية) constructional وهي العمليات الداخلية internal. وتتباين هذه الأشكال في حجومها كثيراً من السهول والسلاسل الجبلية والهضاب الواسعة التي تنتج عن عمليات بنائية كبيرة التأثير كعمليات الالتواء و(الانكسار) إلى بعض الكتل الجبلية والتلال الصغيرة التي لا يزيد امتدادها عن عدة كيلومترات أمثال الجبال البركانية والقبابية.

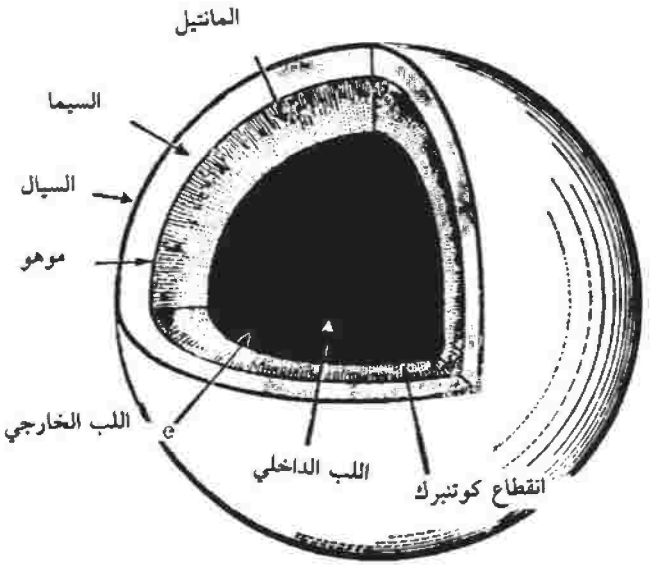
تضاريس الدرجة الثالثة:

نعني بها الأشكال الأرضية الناتجة عن عمليات الهدم destructional وهي العمليات الجيومورفية الظاهرية external. وتوجد هذه الأشكال الأرضية عادة فوق تضاريس المرتبة أو الدرجة الثانية على القارات فقط رغم أن بعض جهات الرصيف القاري والمنحدر القاري فيها بعض المظاهر التي ترجع إلى هذه الدرجة. ويعود السبب في ذلك إلى أن قيعان المحيطات محمية من التأثير بالعمليات الظاهرية

(1) W. Keaneth Hamplin, The Earth's Dynamic Systems, Burgess Publishing Company Miserpotice, 1975, p.364.

(2) P.G.Worcester, Op. Cit., p.23.

بواسطة الغلاف المائي السميك الذي يوجد فوقها. إن ما نراه من تضاريس على سطح القارات اليوم لا يتعدى كونه صورة لكل تضاريس الدرجة الثالثة الموجودة فوقها وإن غاية ما يقوم به علم الجيومورفولوجي لا يتعدى دراسة تلك التضاريس أو الأشكال. والتي تكون في العادة بثلاثة أنماط: أشكال تعرية، أشكال مختلفة، أشكال ترسيبية. ولكل عملية جيومورفية ظاهرية، مجموعة خاصة بها من هذه الأشكال كما بينا ذلك فيما سبق من الدراسة. فالأنهار على سبيل المثال تكون أشكال تعرية خاصة بها مثل الوديان والخوانق والأخاديد. وتكون أشكالاً متخلفة residual مثل المونادنوك وأشكالاً ترسيبية مثل المراوح الطينية والسهول الفيضية والدلتاوات. وينطبق الشيء نفسه على بقية العمليات الجيومورفية الظاهرية كالجليد والأمواج والمياه الباطنية والرياح وعامل الجو.



شكل (2) التركيب الداخلي للكرة الأرضية

الفصل الثاني

الصخور

من الضروري جداً معرفة بعض الشيء عن تكوين وبنية الغلاف الصخري حتى نستطيع أن نتفهم طريقة تكوين التضاريس والأشكال الأرضية المختلفة.

إن معلوماتنا ما تزال قليلة عن الغلاف الصخري من خلال الدراسة المباشرة له. فمن المعلوم أن الإنسان يعرف الشيء الكثير عن المعادن والصخور التي يتمكن من الاتصال بها غير أن هذه لا تؤلف إلا جزءاً ضئيلاً من مواد الأرض. وقد وجد العلماء بعض الآثار فوق قمة أفرست تدل على أن هذه المنطقة كانت في وقت من الأوقات دون مستوى سطح البحر. وقامت بعض العمليات الجيولوجية بكشف طبقات سميكة من الغلاف الصخري للعيان وأمكن بذلك دراستها كما هو الحال في منطقة الخانق العظيم لنهر كلورادو في الولايات المتحدة. وكذلك أمكن من خلال المناجم العميقة أن نتعرف على جوانب أخرى من مكونات الغلاف الصخري كما في أفريقيا الجنوبية حيث يزيد عمق بعض المناجم عن 2895 متراً. ويزيد عمق بعض آبار البترول عن 4570 متراً. ويمكن التعرف بواسطة فحص مخلفات الحفر في تلك الآبار على طبيعة الصخور في تلك الأعماق. وقد أمكن الوصول في الاتحاد السوفياتي إلى عمق يقرب من 10000 متراً. غير أن ما انكشف من صخور للإنسان لا يمكن مقارنته بنصف قطر الأرض الذي يبلغ حوالي 6436 كيلومتراً.

تتكون القشرة الأرضية من تنوع كبير للصخور ولا يسير هذا التنوع على وتيرة واحدة إذ يسود نوع من الصخور في منطقة ما ويحتل مئات بل آلافاً من الكيلومترات المكعبة من القشرة الأرضية في حين لا يحتل قسم آخر إلا جزءاً قليلاً. وتتباين أنماط الصخور في مناطق أخرى كثيراً حيث إنها تحتل مساحات صغيرة وتشغل حجوماً قليلة من القشرة.

تتكون الصخور من معادن minerals. وتعرف المعادن بدورها على أنها وجود طبيعي لمواد غير عضوية تكون تركيباً كيمياوياً خاصاً كما أن لها تركيباً ذرياً خاصاً. وتعتبر المعادن من الناحية الكيماوية بأنها كلها عبارة عن مركبات compounds ويكون معظمها بلورياً. والبلورات crystals عبارة عن أشكال هندسية صلبة تكون حدود أوجهها متطابقة مع البلورات الأخرى المكونة لنفس المعدن.

وتتكون المعادن عادة عن اتحاد لبعض العناصر elements مع بعضها الآخر. فعلى سبيل المثال يتكون معدن الكالسايت calcite من اتحاد عناصر الكالسيوم والكاربون والأوكسجين ويتكون معدن الدولومايت dolomite من اتحاد عناصر الكالسيوم والمغنيسيوم والكاربون والأوكسجين. ويبلغ عدد المعادن المعروفة حالياً في حدود 2000 معدن غير أن حوالي 24 منها يكون القسم الأعظم من صخور القشرة الأرضية[1]. ومن أكثر المعادن شيوعاً في صخور القشرة الأرضية مجموعة معادن السليكات التي توجد في الصخور النارية عادة وهي عبارة عن مركبات تتكون من اتحاد عنصري السيليكون والأوكسجين مع عنصر أو أكثر من العناصر الفلزية. ويعتبر معدن الكوارتز من بين أكثر معادن السيليكات شيوعاً في الصخور.

يضم الغلاف الصخري كافة العناصر التي عرفت إلى حد الآن فيما عدا بعض العناصر الغازية غير أنه ومن الجدول رقم 1 يتضح لنا أن عدداً صغيراً من العناصر يؤلف القسم الأعظم من صخور القشرة الأرضية. وبذلك لا تساهم العناصر جميعاً في تكوين الصخور بنسبة واحدة حيث يساهم الأوكسجين لوحده بـ 46,6% من نسبة وزن صخور القشرة الأرضية ويساهم أيضاً في حدود 93,77% من حجم صخورها[2].

جدول رقم (1)
العناصر الرئيسة المكونة للقشرة الأرضية

العنصر	رمزه الكيمياوي	نسبة الوزن المئوية	نسبة حجمه المئوية
الأوكسجين	O	46,6	93,77
السيليكون	Si	27,7	0,86
الألمنيوم	Al	8,1	0,47
الحديد	Fe	5	0,43
الكالسيوم	Ca	3,6	1,03
الصوديوم	Na	2,8	1,32
البوتاسيوم	K	2,6	1,83
المغنيسيوم	Mg	2,1	0,29

المصدر:

ArthurN. Strahler, Physical Geography; John Wiley, New York, 1975, p.365 William L.Donn. Op. Cit., p.104.

(1) William L. Donn, The Earth: our Physical Enviroment John Wiley, New York, p.108.

(2) Ibid, p.104.

تنشأ غالبية الصخور الأرضية من تجمع للمعادن سواء أكانت لنفس الفصيلة المعدنية أو لمعادن مختلفة حيث تعرف الأولى بالصخور المتجانسة المعادن homogenous وتعرف الثانية بالصخور المتناقصة المعادن heterogenous. ولهذا التركيب دوره في مقدار تأثر الصخور بعمليات التجوية المختلفة كما سيرد ذلك لاحقاً.

أنواع الصخور

يتفق كل المهتمين بعلم الصخور على أنها تقسم إلى ثلاثة أنواع هي الصخور النارية Igneous والرسوبية Sedimentary والصخور المتحولة Metamorphic.

جدول رقم (2)
بعض أنواع الصخور الرئيسة وخصائصها العامة

اسم الصخور	درجة مقاومتها
أولاً: الصخور النارية	
البازلت	صخور مقاومة بصورة عامة إلا إذا كانت محملة بمعدن الأولفين حيث تنتشر حالاً.
الاندسايت	مقاوم.
الريولايت	مقاوم في العادة غير أنه يتحلل أحياناً.
الجابرو	شديد المقاومة إلا في حالة وجود مفاصل كثيرة فيه وعندما يحتوي على معدن الأولفين.
الينايت	شبيه بالجابرو ولكنه عندما يفقد الكوارتز يكون ضعيفاً.
الكرانيت	مقاوم في العادة ولكنه يتحطم حالاً في المناطق الجافة.
ثانياً: الصخور الرسوبية	
الطينية	صخور ضعيفة.
صخور الطفل	ضعيفة في العادة.
المارل	ضعيفة جداً.
الحجر الجيري	ضعيفة في الأقاليم الرطبة ومقاوم في المناطق الجافة.
الرمل	ضعيف في الأغلب.
الحجر الرملي	مقاوم إذا كانت درجة تماسكه عالية.

اسم الصخور	درجة مقاومتها
الحصى	مقاومته متوسطة بسبب نفاذيته .
المجمعات	مقاومة بشكل كبير .
ثالثاً : الصخور المتحولة	
الأردواز	ضعيف ولكنه أشد مقاومة من الحجر الجيري .
الرخام	ضعيف المقاومة .
الكوارتز	شديد المقاومة ومن المحتمل أن يكون أشد الصخور مقاومة .
النايس	شديد المقاومة .
الشست	شديد المقاومة .

المصدر :
A.K.Lobeck, Geomorphology, Mc-Graw Hill, New York, 1939, p.40.

ويضيف بعض الباحثين نوعاً رابعاً من الصخور التي تضم بعض خصائص النوعين الأولين مثل الرماد البركاني ذي الأصل الناري والطبيعة الرسوبية وتعرف هذه المجموعة من الصخور بـ Pyroclastic . ويبين الجدول رقم (2) الأنواع الرئيسية التي تنقسم إليها تلك المجموعات الثلاث ودرجة مقاومتها لعمليات التعرية المختلفة .

أولاً

الصخور النارية The Igneous Rocks

تعني الصخور النارية من اسمها أنها تلك التي تكونت من خلال تصلب مواد منصهرة . ويطلق على هذه الصخور أحياناً اسم الصخور الأولية primary ذلك لأنها الصخور التي اشتقت منها بقية الأنواع الأخرى من الصخور بصورة مباشرة أو بصورة غير مباشرة . ويمكن أن تكون صفة الصخور الأولية أكثر وضوحاً إذا سلمنا بفكرة أن الأرض قد مرت في فترة من فترات تكونها في حالة انصهار كما تقول بعض الفرضيات التي تفسر كيفية نشوء الكرة الأرضية . ويعني ذلك أن القشرة الأرضية المنصهرة تحولت كلياً إلى صخور نارية عند تبردها . غير أن هذا التصور

(1) P.G. Worcester, Op. Cit., p.54.

غير مقبول رغم انتشاره في أوساط الجيولوجيين[1]. هذا وتؤلف الصخور النارية حوالي أربعة أخماس صخور القشرة الأرضية في الوقت الحاضر[2].

ورغم أن الصخور النارية هي أقدم أنواع الصخور على سطح الأرض فإن قسماً منها يمكن أن يعتبر أحدثها تكوناً على الأرض وذلك لأن الثورات البركانية ما تزال مستمرة وتزود الأرض بالمزيد من الصخور النارية. ويعتقد بوجود حوالي 516 بركاناً نشط على سطح الأرض في الوقت الحاضر علماً بأن البركان يعتبر نشطاً إذا كانت آخر ثورة له قد حصلت خلال البلايستوسين أو الفترة التي جاءت بعده.

للصخور النارية خصائص معينة يمكن حصرها بالنقاط التالية:

1 ـ تسود فيها صفة البلورية إذ يكون نسيجها بلورياً لأن هذه الصخور سبق وأن مرت في فترة تكونها بحالة الانصهار ثم التبرد بعد ذلك.

2 ـ لا تحتوي على المتحجرات وذلك لأنها لا تسمح بقيام أي نوع من أنواع الحياة فوقها خلال فترة تكونها نتيجة لدرجة حرارتها العالية أثناء تكونها.

3 ـ لا تظهر فيها صفة الطباقية حيث إنها تتخذ الوضعية التي كانت عليها لحظة تحولها من صهير magma إلى صخور نارية. ويشذ عن هذه القاعدة الرماد البركاني الذي قد تظهر فيه هذه الصفة عند ترسبه داخل أجسام مائية.

تصنيف الصخور النارية:

تصنف الصخور النارية تبعاً لتكوينها المعدني ونسيجها وحجم حبيباتها ومنطقة وجودها بالنسبة إلى سطح الأرض. وبالنظر لاعتماد هذه الخصائص على عملية تكوين الصهير وعلى عمليات تبرده لذلك من الضروري معرفة التاريخ الجيولوجي للمنطقة عند محاولة دراسة أنواع الصخور النارية.

تقسم الصخور النارية إلى مجموعتين رئيسيتين كبيرتين تحتوي إحداهما على كميات كبيرة من الكوارتز إضافة إلى معدن الأرثوكليس والالبايت (فلدسبار) ويكثر وجود عنصري السيليكون والألمنيوم في هذه المجموعة الباهتة اللون من المعادن. ويطلق على هذه المجموعة من الصخور النارية اسم مجموعة الصخور السيالية ويعتبر الكرانيت أهم أمثلتها.

تتكون المجموعة الرئيسية الأخرى من الصخور النارية من معادن مثل الأيوكايت Augite والأولفين Olivine ومن معادن أخرى ذوات ألوان داكنة وغنية

(1) Encyclopedia Britannica, Vol., 9. p.201.

بعنصري المنغنيسيوم والحديد. ويطلق على مجموعة الصخور النارية هذه اسم صخور mafic ويعتبر البازلت أشهرها. وقد أدى استخراج العينات من قاع المحيط والتي أظهرت قشرته الصخرية أن معظم صخور هذه القشرة تتكون من البازلت الذي يتراوح لونه بين الداكن إلى الأسود. ويخرج البازلت أيضاً من الحمم البركانية فوق القارات والتي تأتي من مصادر بعيدة. كما في هضبتي كولومبيا في الولايات المتحدة وهضبة الدكن في الهند[1].

في اعتقادنا أن التصنيف الذي يعتمد على الموقع الأصلي لتكون الصخور أكثر أنواع التصنيف قيمة ووضوحاً من وجهة نظر الجيومورفوجيا للأسباب:

1 ـ ينعكس أثر موقع وجود الصخور الأصلي على درجة تبلورها وخصائصها الفيزيائية والكيمياوية الأخرى.

2 ـ تلعب الطريقة التي توجد فيها الصخور النارية دوراً مهماً في تحديد نوعية التضاريس التي تنشأ عنها وهو أمر مهم جداً في علم الجيومورفولوجيا.

لذلك تقسم الصخور النارية اعتماداً على موقع وجودها الأصلي إلى:

الصخور النارية المتداخلة (الصخور الباطنية) Instrusive Rocks:

تضم كافة الصخور النارية التي تكونت من تصلب المواد المنصهرة التي اندفعت خلال تكوينات القشرة الأرضية الأخرى. ويتقرر شكل التداخل هذا من خلال عاملين هما مقدار درجة سيولة الصهير magma وكذلك طبيعة التكوين الصخري الذي يندفع فيه ذلك الصهير. وتعتمد درجة سيولة الصهير على مقدار درجة حرارته وكذلك على تركيبه الكيمياوي. أما طبيعة التكوين الصخري فله علاقة بوضع الصخور ومقدار تعرضها للحركات الأرضية المختلفة. ويطلق على الصخور النارية الباطنية اسم الصخور البلوتونية Plutonic[2]. تتصف الصخور النارية الباطنية بأنها ذوات درجات تبلور عالية بصورة عامة نظراً إلى أنها تبردت بشكل بطيء لعدم ملامستها لسطح الأرض أو الغلاف الغازي أو المائي. وكلما كان موقع تصلب الصهير في مكان أبعد عن سطح الأرض كلما زادت الفترة التي يحتاجها لكي يتبرد وكذلك بسبب الضغط المستقر الكبير المسلط عليه. وقد عملت عوامل التعرية والحركات الأرضية على كشف أجزاء كبيرة من الصخور النارية الباطنية. فقد أدى تعرض مناطق تلك الصخور لحركات الرفع إلى شدة تأثرها

(1) W. Donn, Op. Cit., p.127.

(2) علي عبد الكريم علي، علم الجغرافيا الطبيعية، دار الطباعة الحديثة، البصرة، 1969 ص 245.

بعمليات التعرية وبالتالي إلى انكشافها، كما في بعض المناطق التي تعرضت للتعرية الشديدة من السلاسل الجبلية مثل سلسلة سيرانيفادا في كاليفورنيا وأجزاء واسعة من الأنديز. وتؤلف الصخور المتداخلة حوالي نصف مساحة مناطق الدروع القديمة على كل القارات تقريباً[1].

هذا وتوجد الصخور النارية الباطنية بالأوضاع التالية:

1 ـ الباثوليث Batholith:

عبارة عن كتلة من صخور نارية ذات حجم كبير تحتل مساحة تقدر بعدة آلاف من الكيلومترات المربعة أحياناً. فباثوليث كولومبيا البريطانية يمتد لمسافة 1930كم طولاً وبعرض يقدر بحوالي 240 كيلومتراً. ويرتبط وجود الباثوليث أحياناً مع محاور الالتواءات الكبرى في القشرة الأرضية. يتصف السطح العلوي للباثوليث بأنه غير منتظم حيث تظهر فيه النتوءات الصخرية المندفعة بعيداً عن كتلة الباثوليث نفسه غير أن معرفتنا ما تزال غير واضحة عن وضعية القسم الأسفل من الباثوليث. ولذلك نجد أنه يترك مفتوحاً عادة في المقاطع الجيولوجية التي ترسم عنه (شكل رقم 3). وبالنظر إلى عظمة المساحة التي يحتلها الباثوليث فأن يكون محاطاً عادة بأنواع مختلفة من الصخور حيث تحيط به صخور نارية قديمة ومتحولة ورسوبية. وتنشأ تضاريس قد يزيد ارتفاعها عن عدة مئات من الأمتار عندما تستطيع عوامل التعرية أن تزيل كل الطبقات الصخرية التي تغطي الباثوليث. وتجدر الإشارة هنا إلى أن الباثوليث الذي يكون صغير الحجم بحيث تقل مساحته عن 100كم^2 يسمى الستوك Stock أو البوس Boss[2]. ولا يرتبط وجود هذه الأشكال كما في الباثوليث ببنية صخرية معينة. وتتحول عند انكشافها بعمليات التعرية إلى أشكال أرضية ذوات جوانب شديدة الانحدار تقترب من الحالة العمودية.

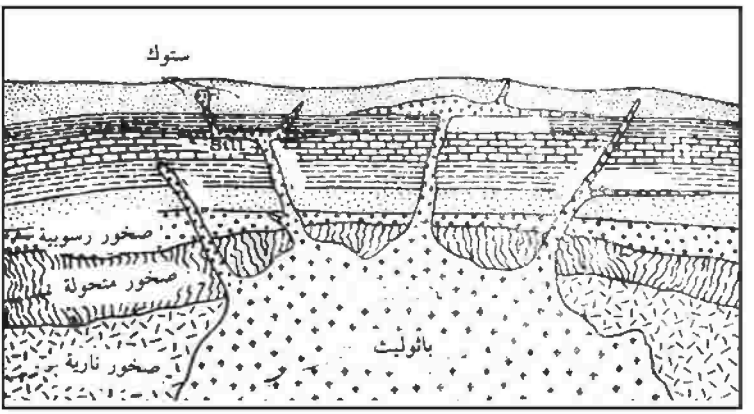
2 ـ اللاكوليث Laccolith:

وهي كتل صخرية نارية كبيرة الحجم كانت في الأصل صهيراً اندفع خلال طبقات صخرية رسوبية. وكانت قوة الاندفاع ليست بدرجة تكفي إلى خروج الصهير فوق سطح الأرض بشكل ثورة بركانية بل اقتصر الأمر على تحدب بعض الطبقات الصخرية من خلال تغلغل واندفاع الصهير بينها. ويتصف اللاكوليث في

(1) Encyclopedia Britannica, Op. Cit., p.217.

(2) سهل السنوي وآخرون، الجيولوجيا العامة، مطبعة كلية العلوم، بغداد، 1979، ص 106.

أنه لا يوجد إلا ضمن تكوينات صخرية رسوبية طباقية. كما ويتصف قسمه الأسفل بأنه يميل إلى الاستواء أو يكون مائلاً بدرجة مشابهة لدرجة ميل الطبقات الصخرية الأصلي في حين يكون سطحه العلوي محدباً ويكون شكله عدسياً يتغذى من أسفله من مجرى واحد. وهناك أنواع عديدة من اللاكوليث هي البسيط والمركب (شكل رقم 4) ولاكوليث شجرة الأرز Ceader الذي يتكون من تعاقب دفعات الصهير بين الطبقات الصخرية الأمر الذي ينتج عنه سلسلة من اللاكوليث يعلو إحداها الآخر[1].



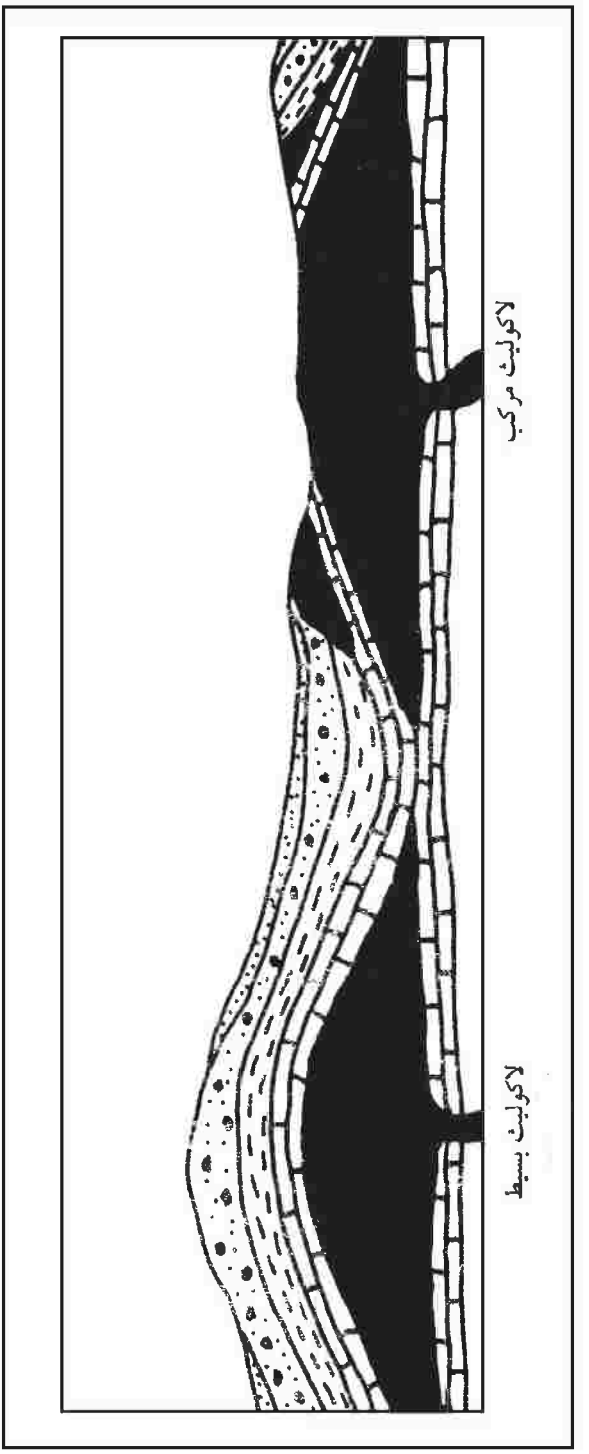
شكل (3)
الباثوليث والأشكال الأخرى المرتبطة به

ينكشف القسم الأعلى من اللاكوليث بعد قيام عمليات التعرية بإزالة ما يغطيه من تكوينات صخرية ويكون عادة بشكل قبة dome ذات مركز يتكون من صخر ناري متبلور تحيط بها من جوانبها السفلى بقايا الطبقات الصخرية الرسوبية الأقل صلابة. ويتصف التصريف النهري المرتبط بهذا النوع من القباب بأنه من نوع التصريف النهري المدور annular خاصة إن كانت تلك القباب في مرحلة النضج (شكل رقم 5).

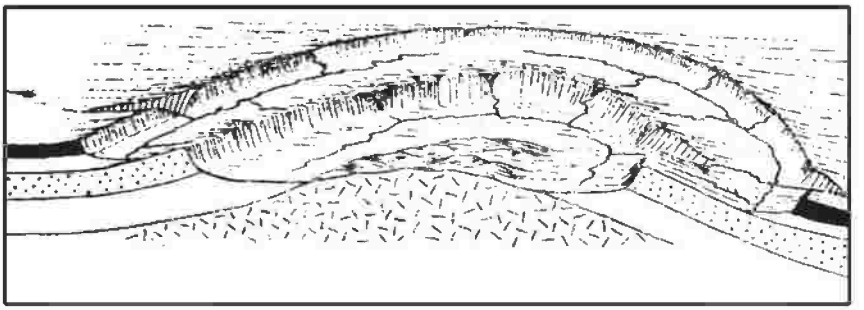
3 ـ اللوبوليث Lopolith :

أجسام صخرية نارية صفائحية أو عدسية كبيرة. يتقعر كل سطحها نحو الأسفل ويحدث ذلك نتيجة لتعرض الطبقات والتكوينات الواقعة أسفلها للانخفاض من جراء ثقل الصهير الذي اندفع خلالها من خلال أنبوب تغذية واحد أحياناً.

(1) B.W. Sparks, Rocks and Relief, Longman, London 1971, p.69.



شكل (4)
أنواع من اللاكوليث



شكل (5)

قبة ذات مركز ناري عليها تصريف نهري مدور.

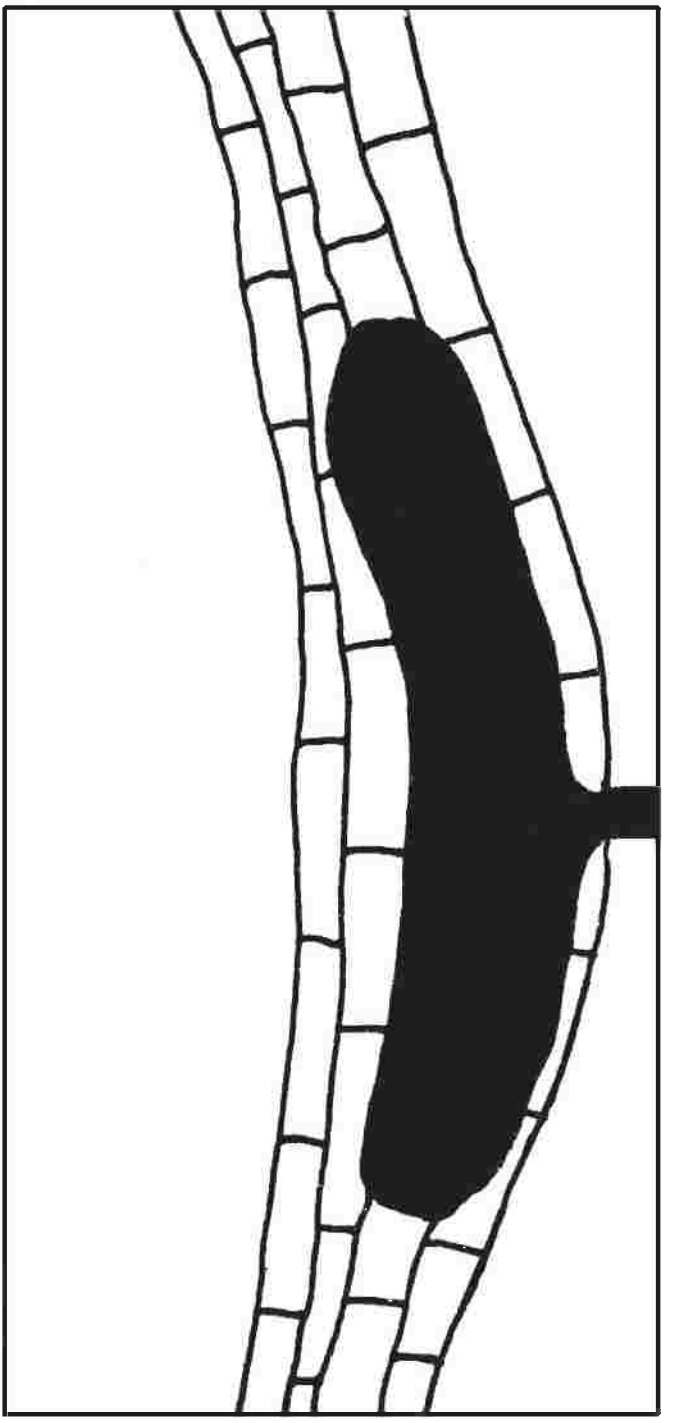
وتكون معظم الصخور النارية التي توجد في اللوبوليثات من نوع الصخور القاعدية[1] (شكل رقم 6) وأكبر لوبوليث في العالم هو Bushveld Complex الذي يحتل مساحة تقدر بحوالي 55000كم^2 من ترانسفال ويصل سمكه إلى حوالي 8كم[2].

4 ـ السدود الأفقية Sill or Sheet :

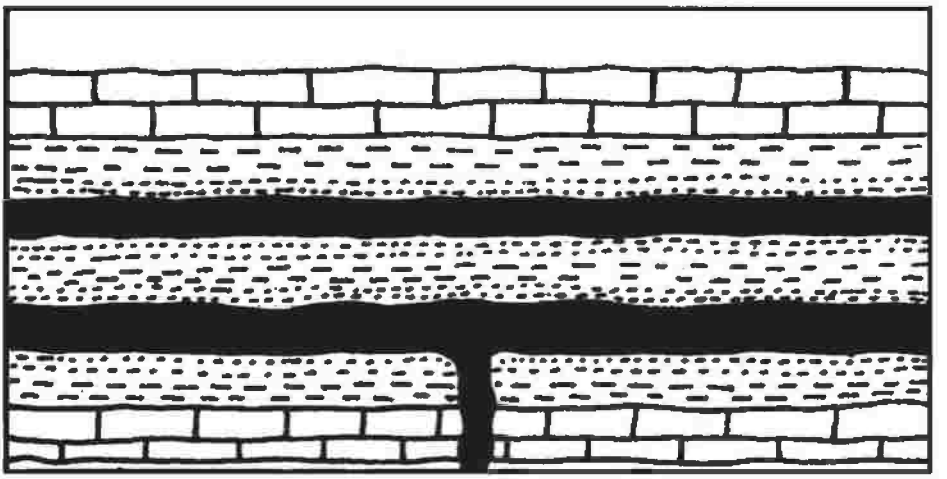
كتل من الصخور النارية الباطنية تشبه الطبقات اندفعت بين طبقات الصخور الرسوبية أو المتحولة. ويطلق على السميكة منها اسم Sill والرقيقة اسم Sheet (شكل رقم 7). ويزيد سمك الأولى منها على عدة مئات من الأمتار في بعض الحالات وتمتد إلى كيلومترات عديدة. وتتداخل السدود الأفقية مع تكوينات صخرية أفقية الامتداد أو حتى مائلة بدرجة من الدرجات وتؤدي الحركات الأرضية إلى تغيير وضعية السدود بالطريقة نفسها التي تؤثر فيها على الصخور الأخرى المتداخلة معها. وتقوم عملية التعرية بكشف السدود الأفقية عندما تزيل الصخور التي تغطيها فيظهر آنذاك تأثيرها على التضاريس الموجودة في المنطقة إذ أنها تحمي ما يقع تحتها من تكوينات صخرية من أن تتأثر بالتعرية بالسرعة نفسها التي تتأثر بها المناطق المجاورة غير المغطاة بها. وتنكشف السدود الأفقية عند جوانب بعض الوديان النهرية حيث تزداد عليها درجة الانحدار بسبب شدة مقاومتها لعمليات التعرية النهرية والعمليات الأخرى (شكل رقم 8).

(1) سهل السنوي، مصدر سابق ص 106.

(2) B.W. Sparks, Op. Cit., p.69.



شكل (٥)
البوليث



شكل (7)
سدود أفقية Sheet or Sills

5 ـ السدود العمودية Dikes أو Dykes :

تختلف السدود العمودية عن الأفقية في أنها ذوات امتدادات عمودية أو قريبة من العمودية كما يمكن لها أن تخترق أنواعاً متعددة من الصخور الأخرى. (شكل رقم 9). وتتباين السدود العمودية في حجمها من صغيرة في حالة العروق veins إلى أن يزيد اتساعها عن عدة مئات من الأمتار ويصل طولها إلى عدة كيلومترات. وتمتلئ العروق بمواد تأتي إليها من أجسام صخرية نارية مجاورة كبيرة. ويرتبط وجود السدود هذه في العادة بالمناطق التي حصل فيها اندفاع كبير للصخور الباطنية وكذلك في المناطق التي توجد فيها حركات للقشرة الأرضية بنطاق واسع. ومن أشهر السدود العمودية السد الكبير Great Dike في زامبابوي الذي يبلغ طوله حوالي 480كم واتساعه حوالي 8كم[1]. وتنكشف السدود العمودية بواسطة عوامل التعرية فتظهر بشكل جدران صخرية صلبة شديدة الانحدار تحيط بها مناطق منخفضة تمثل التكوينات الصخرية اللينة الأخرى التي كانت تحيط بذلك السد (شكل رقم 10).

6 ـ الأعناق البركانية Volcanic Necks :

نوع آخر من الصخور النارية الباطنية. وتمثل كتل الصهير التي كانت تملأ المداخن البركانية أو الممرات التي كانت الحمم البركانية تخرج منها عند الثورة البركانية، حيث يتبرد فيها ذلك الصهير بصورة بطيئة ويتصلب فيها. وتقوم عوامل التعرية بإزالة قسم كبير من مكونات المخروط البركاني الذي يحيط بها وذلك لأن

(1) Brian Simpson, Rocks and Minerals, Pergamon Press, Oxford, 1969, p.87.

شكل (8)
سد أفقي منكشف على أحد جوانب الوديان النهرية

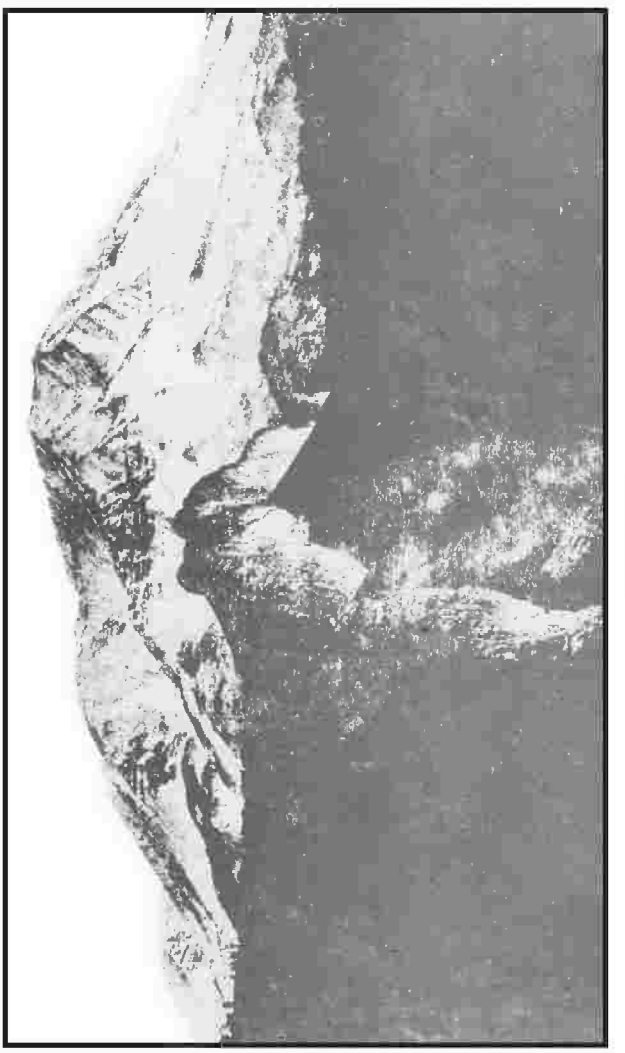
مواده ليست متماسكة وبذلك تنكشف لنا التكوينات النارية الباطنية بشكل أسطواني أو دائري، وتعرف باسم الأعناق البركانية، وتعرف أحياناً باسم السدادات plugs.

شكل (9)
سد عمودي

(شكل رقم 11) وتعتبر الأعناق البركانية الموجودة في إقليم Auvergne في فرنسا واحدة من أهم مجاميع الأعناق البركانية في العالم[1].

7 ـ الفاكوليث Phacolith :

تحتل قمم الالتواءات عادة ويمثل هو نفسه درجة تقوس الطبقة الصخرية التي يوجد فيها (شكل رقم 12).



شكل (10)
سد عمودي منكشف بسبب تعرض منطقته إلى عمليات التعرية

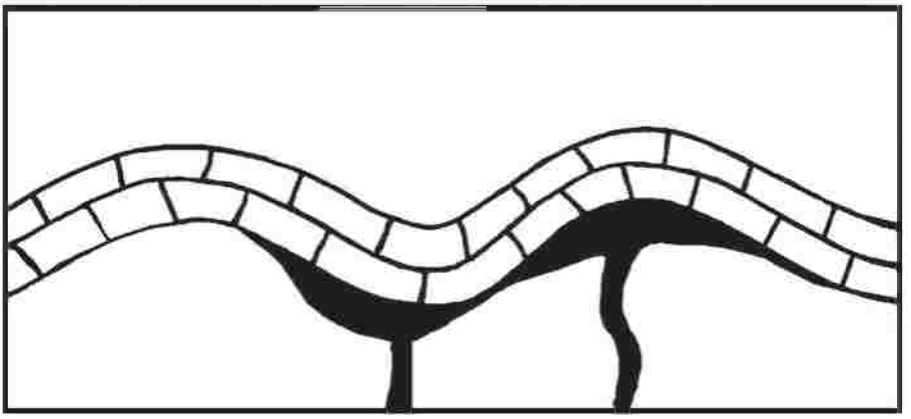
(1) Brian Simpson, Op. Cit., p.89.

شكل (11)
عنق بركاني لاحظ وجود سد صموي منكشف بعد تعرضه إلى التعرية.

ثانياً

الصخور النارية الظاهرية Extrusive Rocks

تضم الصخور النارية الظاهرية كل المواد التي تخرج إلى سطح الأرض من الفوهات البركانية على مواقع فوق القارات أو على قيعان المحيطات. وتتبرد هذه المواد حال خروجها وبسرعة مكونة تضاريس مختلفة. وتتصف هذه المجموعة من الصخور النارية بأن درجة بلورتها واطئة حيث إنها تتكون من بلورات صغيرة لا يمكن رؤيتها إلا بالميكروسكوب ولذلك تطغى عليها صفة الزجاجية وقد جاءت لها هذه الصفة من جراء تبردها السريع الناتج عن ملامستها لسطح الأرض أو الغلاف الجوي.



شكل (12)
الفاكوليث

يعتمد شكل تكدس الحمم البركانية، التي تكون المادة الأساسية للصخور النارية الظاهرية، على التركيب الكيمياوي للصهير magma وكذلك على شكل الفوهة التي تندفع منها تلك الحمم والمقذوفات البركانية وعلى مقدار شدة الثورة البركانية نفسها. وتنقسم الحمم البركانية (اللافا Lava) إلى عدة أنواع حسب نسبة وجود السيلكا فيها وكقاعدة عامة تطلق صفة الحامضية عليها إن كانت غنية بالسيلكا ولكنها تكون قاعدية إن كانت وفيرة بأكاسيد الفلزات. ويمكن تقسيم الصخور النارية حسب نسبة وجود ثاني أوكسيد السيلكون (السيلكا) فيها إلى:

1 ـ صخور فوق القاعدية وتقل فيها نسبة السيلكا عن 45% من وزنها.
2 ـ صخور نارية قاعدية Basic تتراوح نسبة السيلكا فيها بين 45 ـ 52% من وزنها.
3 ـ صخور متوسطة تتراوح نسبة السيلكا فيها بين 52 ـ 65% من الوزن.

4 ـ صخور حامضية Acidic وتبلغ نسبة ثاني أوكسيد السيلكون فيها (السيلكا) بين 65 ـ 75% من وزنها.

5 ـ صخور فوق الحامضية. تزيد نسبة السيلكا فيها عن 75%[1].

تتصف الحمم الحامضية بدرجة لزوجتها العالية وكونها سميكة القوام ولذلك تكون الأشكال التضاريسية الناتجة عنها مرتفعة عادة لأنها تتصلب بسرعة ولا تجري بعيداً عن الفوهة البركانية. وكلما زادت درجة قاعدية الحمم البركانية كلما انسابت عند خروجها إلى مسافة أبعد عن الفوهة البركانية لأنها تكون خفيفة القوام عادة. إضافة إلى أنها لا تتصلب بسرعة ولذا تتميز الأشكال الجيومورفية الناتجة عنها بقلة ارتفاعاتها وسعة المساحات التي تشغلها مثل الهضاب والسهول البركانية والدروع. ويخرج معظم هذا النوع من الحمم أثناء ثورات شقوق واسعة. ويمكن اعتبار ثورة الشق fissure لاكي Laki في آيسلندا الذي حدثت في عام 1793 من هذا النوع حيث ابتعدت الحمم إلى مسافة 65كم من منطقة الشق نفسها. ويحدث أحياناً أن تخرج هذه الحمم أثناء بعض ثورات البراكين المركزية كما في حالة بركان Nymlayira في أفريقيا الوسطى في سنة 1938 حيث ظلت الحمم تخرج منه لمدة أكثر من عامين وغطت مساحة قدرها 65كم مربعاً بمواد بازلتية يبلغ حجمها حوالي 382,000 متراً مكعباً[2].

هذا ويطلق على الحمم التي تخرج من الفوهات البركانية المختلفة وتسيل فوق سطح الأرض اسم الطفوح البركانية Lava Flow. وهي في الأصل الصهير البركاني magma الذي تتراوح حرارته بين 500 ـ 1300م°. وتتشكل الماكما في الأغلب من تسعة عناصر هي الأوكسجين والسيلكون والألمنيوم والحديد والكالسيوم والصوديوم والبوتاسيوم والمغنيسيوم والتيتانيوم. وتمثل هذه حوالي 99% من الصهير أما بقية العناصر وعددها 83 فإنها تؤلف الباقي[3].

يزداد ارتفاع الأشكال الناجمة عن خروج الطفوح البركانية من جراء تكرار حدوثها لمرات عديدة وتغطي تلك الطفوح مساحات واسعة ويبلغ سمكها عدة مئات من الأمتار أحياناً. ويأخذ سطحها الشكل الذي كان عليه لحظة انتقاله من الحالة السائلة (الحمم) إلى الحالة الصلبة (الصخور النارية) وغالباً ما يكون مستوياً أو مبروماً (ويعرف آنذاك باسم paphoehoe[4] (شكل رقم 13) و(شكل رقم 14)).

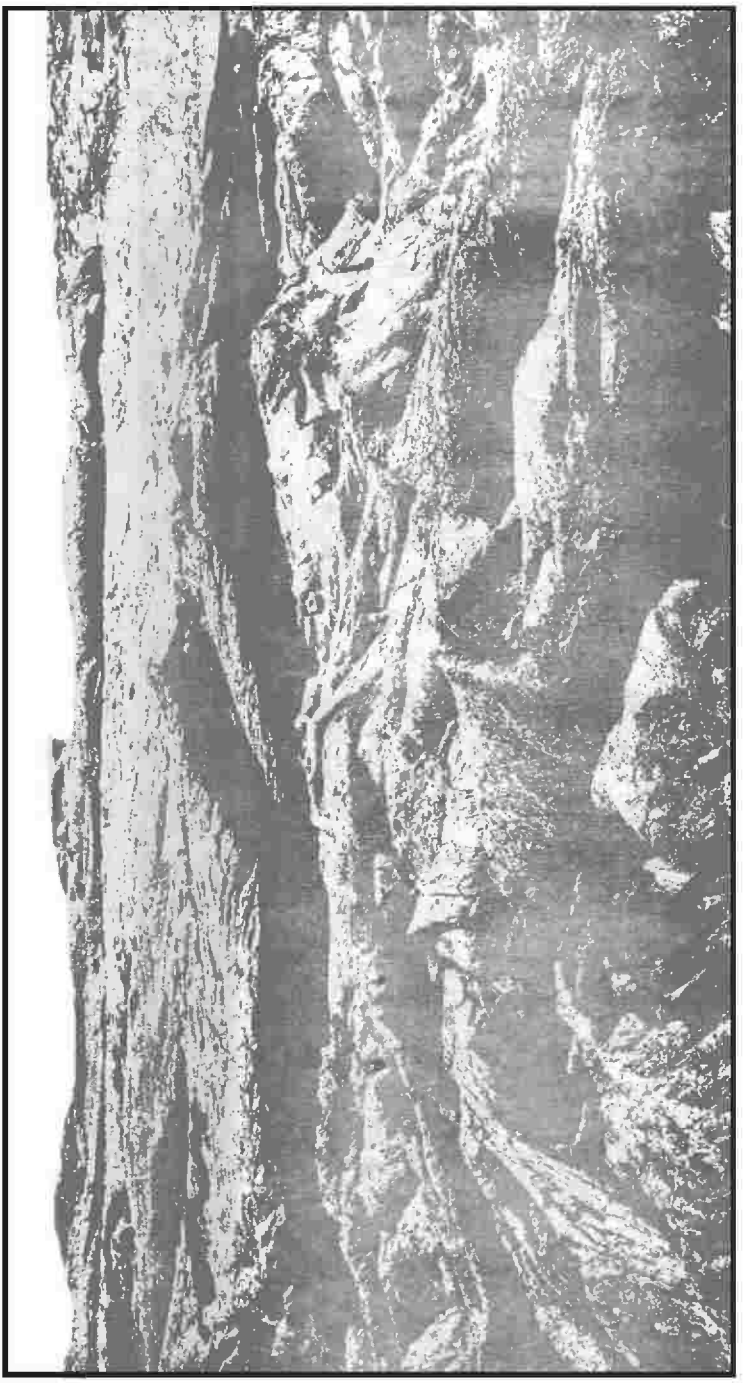
(1) علي عبد الكريم، مصدر سابق ص 244.

(2) Brian Simpsen, Op. Cit., p.84.

(3) Anthony C. Tenaissen, Nature of Earth Materials, Prentice-Hall, Englcood, 1974, p.211.

(4) B.W.Sparks, Op. Cit., p.69.

شكل (13)
حمم بركانية أخذت الوضع الذي كانت عليه عند تصلبها وتحولها إلى صخور نارية.



شكل (14)
صخور نارية مبرومة السطح (Pahoehoe).

تعتبر هضبة الدكن واحدة من بين أكبر الطفوح البركانية في العالم. وكذلك الحال في هضبة الحبشة وجنوب البرازيل وهضبة كولومبيا في القسم الشمالي الغربي من الولايات المتحدة. لقد استمرت الطفوح بالتراكم فوق هضبة كولومبيا لفترة طويلة وعلى مساحة تقرب من 386,000كم^2 وبسمك يبلغ معدله حوالي 800 متراً حيث ملئت الوديان ودفنت السلاسل الجبلية وبقيت بعض الجبال المرتفعة بمثابة جزر فوق سطح سهل بركاني مستو إلى حد كبير[1].

يوجد حطام الصخور النارية الناتج عن الانفجارات البركانية العنيفة بأشكال عديدة وبأحجام مختلفة. وتتصف القطع الكبيرة منها بأنها مثقبة بسبب تجمع وهروب الغازات منها خلال عملية تصلبها. ويطلق على الصخور الكبيرة اسم القنابل البركانية وعلى الصغيرة منها اسم Lapilli كما ويطلق اسم الرماد البركاني ash أو الغبار البركاني على المواد ذوات الذرات الدقيقة جداً، ويكوّن الرماد البركاني عندما يتجمع على سطح الأرض أو يترسب في داخل المحيطات طبقات من الرواسب التي تتماسك بعد ذلك لتعرف باسم Tuff[2]. وتتكون صخور المجمعات البركانية أو البريشيا breccia من اختلاط الحمم البركانية الحديثة الخروج مع بعض مكونات المخروط البركاني الذي تحطم من جراء الثورة البركانية الجديدة وتتكون البريشيا من خليط لمواد ناعمة وخشنة ذوات زوايا حادة (شكل 15).

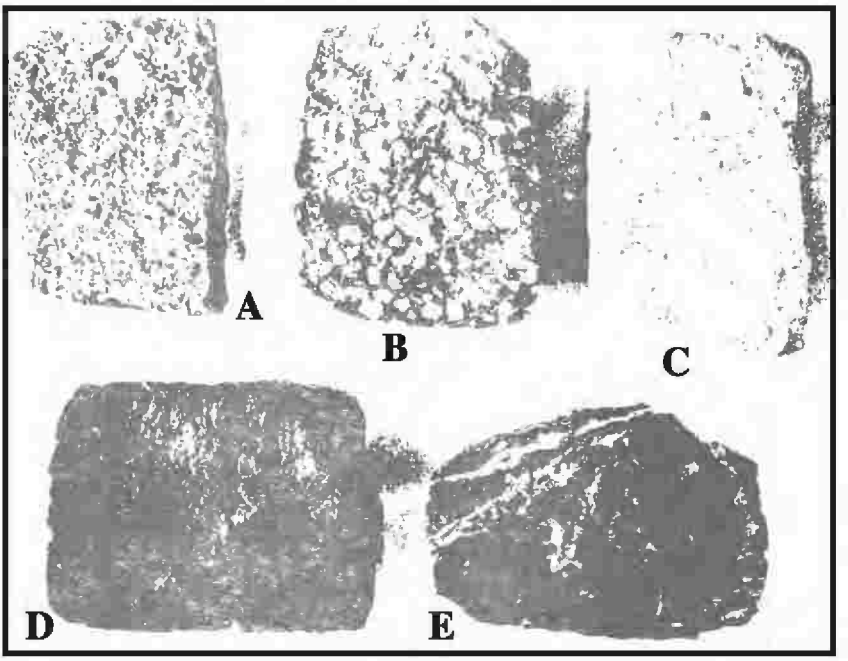
ثالثاً

الصخور الرسوبية

تتكون الصخور الرسوبية كما يدل اسمها من حطام الصخور القديمة وكذلك من المعادن التي تجمعت وتصلبت وترتبت بشكل طبقات. وتنتج بعض الصخور الرسوبية أيضاً من جراء عمليات عضوية ويكون بعضها نتاجاً لترسب المعادن المباشر من المياه المحملة بالأملاح. ويتم ترسيب تلك المواد إما داخل الأجسام المائية كالمحيطات والبحار والبحيرات أو فوق اليابسة نفسها. وتغطي الصخور الرسوبية أجزاء واسعة من سطح الأرض أكثر من أي نوع آخر من

(1) Vernor C. Finch and others, Elements of Geography Fourth Edition, McGraw-Hill, New York, 1957, p.227.

(2) David Dineley, Rocks, Collins, London, 1976. p.62.



شكل (15)
نماذج لصخور نارية
A ـ الكرانيت B ـ بورفيري C ـ الفلسايت D ـ البازلت E ـ الأوبسيديان

الصخور إذ تقدر المساحة التي تغطيها الصخور الرسوبية بحوالي 75% من مجموع سطح اليابسة وتزيد كثيراً عن ذلك فوق المحيطات[1] ويمكن تفسير هذه الظاهرة في أن القسم الأعظم من اليابسة كان تحت المياه في وقت من الأوقات. غير أن هناك الكثير من التكوينات الرسوبية لم تتكون تحت المياه ومثال ذلك السهول الطموية الواسعة التي تمتد لعدة مئات من الكيلومترات أحياناً وكذلك المراوح الطموية التي تتكون عند قدمات السلاسل الجبلية وقد يزيد سمك هذه التكوينات عن عدة مئات من الأمتار[2]. ويمكن من خلال دراسة الصخور الرسوبية معرفة الظروف التي كانت سائدة أثناء عملية الترسيب ومعرفة فيما إذا كان الترسيب قد تم فوق اليابسة أو فوق قاع محيطي ضحل أو عميق إذ تعتبر المتحجرات والنسيج الصخري أحسن مقياس على هذه التساؤلات كما ويمكن من خلال الدراسة معرفة المناخ الذي كان سائداً خلال

(1) Encyclopedia Britannica, Vol. 16 p.464.
(2) A.K. Lobeck, Op. cit., p.48.

عملية الترسيب[1] . يمكن للصخور الرسوبية أن تحتوي على المتحجرات fossils بمختلف أنواعها سواء أكانت حيوانية أو نباتية إضافة إلى ذلك فإن البعض منها يحتفظ بآثار تدل على آثار قطرات الأمطار وشقوق الطين إذا كانت عملية الترسيب قد جرت داخل بحار ضحلة أو عند مسطحات المد والشواطئ[2] .

تغطي الصخور الرسوبية الأرض بغطاء رقيق معدل سمكه 2,4كم غير أن هذا السّمك يتعاظم كثيراً فيصل إلى ما بين 8 ـ 16كم إذا أخذنا بنظر الاعتبار الصخور الأخرى المتداخلة مع الصخور الرسوبية . هذا ويكون تكوين بعض الصخور الرسوبية قديماً فقد وجدت صخور مجمعات حصوية Conglomerate في زمبابوي ويعود تاريخها إلى 3,500,000 مليون سنة . وتتجمع الرواسب في كل الأزمنة والفترات على اليابسة وفوق قيعان المحيطات وما تزال هذه العملية مستمرة حتى الوقت الحاضر . إذ ينقل نهر المسيسيبي على سبيل المثال وكمعدل يومي حوالي 2,000,000 طن من الرواسب التي تتراكم عند دلتاه في خليج المكسيك . وقد تعرضت الأرض هنا للهبوط من جراء ثقل هذه الرواسب ومن المحتمل أن تكون عملية الهبوط مساوية في معدلها إلى عملية الترسيب[3] .

أنواع الرواسب التي تكون الصخور الرسوبية والصخور الناتجة عنها:

تتنوع الرواسب التي تكون الصخور الرسوبية ولكنها يمكن أن تقسم إلى مجموعتين رئيسيتين هما:

1 ـ الرواسب الصخرية النشأة والتي تحطمت ونقلت بعمليات ميكانيكية

إذ تقوم عمليات التعرية المختلفة بالتأثير ميكانيكياً على الصخور وتحولها إلى حطام صخري متباين في حجم ذراته . كما يظهر ذلك في الجدول التالي:

(1) W. Donn, OP. Cit., p.139.

(2) Worcester, Op. Cit., p.70.

(3) Encyclopedia Britannica, Op. Cit., Vol 16. p.464.

جدول رقم (3)
الرواسب الميكانيكية النشأة

اسم حبيبة الرواسب	الحجم بالمليمتر
جلاميد كبيرة	أكثر من 256 مليمتر
الجلاميد	256 ـ 64
الحصى	64 ـ 4
حصى صغيرة	4 ـ 2
الرمل	2 ـ 16/1
الغرين	256/1 ـ 16/1
الطين	أقل من 256/1

المصدر:

W. Donn, op. Cit, P.134.

تقوم عمليات جيومورفية مختلفة بنقل هذا الحطام الصخري من مكان إلى آخر مثل الأنهار والثلاجات والأمواج والتيارات. وتتحول تلك المواد إلى رواسب بحرية إذا ما نقلتها تلك العمليات إلى المحيط وأرسبتها هناك. وإلى رواسب بحيرية lacustraine إذا ما أرسبت داخل بحيرة من البحيرات، غير أنها تصبح رواسب طموية alluvial عندما تتم عملية الترسيب على قيعان المجاري النهرية أو عند وديان الأنهار. كما وتتجمع الرواسب الجليدية والتي تنقلها الرياح في أماكن معينة أخرى. وتتصف الرواسب التي تتجمع داخل الأجسام المائية بأنها ذوات ترتيب طباقي في حين لا تظهر هذه الصفة في الإرسابات الجليدية أو التي تنقلها الرياح.

تتماسك ذرات الرواسب الميكانيكية النشأة وتتحول من ذرات مفككة إلى صخور متماسكة بأساليب متعددة تعتمد على موقع تلك الرواسب وعلى حجوم ذراتها.

تعتبر عملية التماسك بالالتحام Cementation من بين أهم تلك الأساليب. وتسود في الرواسب ذوات الذرات الكبيرة الحجم نسبياً كالجلاميد والحصى والرمل. إذ تكون مثل هذه الرواسب ذوات درجات مسامية ونفاذية عالية تسمح للماء الباطني بالبقاء فيها والانتقال بسهولة خلالها من مكان إلى آخر تبعاً للضغط الهايدروستاتيكي. وبالنظر إلى ما تحتويه المياه الباطنية من أملاح معدنية ذائبة فإنها

تقوم في العادة بترسيب بعض منها في المسامات الموجودة بين ذرات الرواسب فتعمل على التحامها وتماسكها. وتعتبر معادن الكلسايت والدولومايت والكوارتز وأكاسيد الحديد من بين أهم المواد اللاصقة لذرات الرواسب. كما وتقوم المياه الباطنية في بعض الحالات بإذابة بعض مكونات الرواسب ثم تعود فترسبها ثانية في نقاط معينة أخرى كما في بعض صخور الكاربونات.

تعتبر عملية التماسك بالأحكام Compaction الأسلوب الثاني المهم الذي يتم بواسطته تماسك ذرات الرواسب التي تكون هنا عادة من نوع الرواسب الصغيرة الذرات مثل ذرات الغرين أو الطين، إذ يؤدي استمرار عملية الترسيب إلى زيادة في سمك الرواسب وزيادة في ضغطها على الطبقات السفلى منها الأمر الذي يتبعه تناقص واضح في حجم المسامات التي تفصل بين ذرات الرواسب وطرد الماء الموجود داخلها أحياناً ولذلك يطلق على هذا الأسلوب في بعض الأحيان اصطلاح عملية التماسك بالتجفيف. وقد لوحظ أن الطين يحوي على 45% ممن حجمه على مسامات تتحول إلى 5% من الحجم فقط عندما يتحول الطين إلى صخور الطفل shale عند عمق حوالي 2,000 متر[1]. ويساعد على حدوث هذا النوع من التماسك بعض الحركات الأرضية التي تزيد من حالة الضغط على الرواسب. وقد يؤدي الضغط الشديد إلى حدوث ظاهرة تبلور في الرواسب أحياناً.

أهم أنواع الصخور الرسوبية الميكانيكية النشأة:

1 ـ صخور المجمعات Conglomerate :

تتكون صخور المجمعات (المكتلات) من تجمع للحصى والجلاميد والرمال وربما على كميات قليلة من الطين وتحتوي الجلاميد والحصى والرمال على كميات كبيرة من الكوارتز أو أنها بقايا صخور قديمة تعرضت للتعرية النهرية كثيراً. وتتحول تلك الأنواع من الرواسب إلى صخور عندما تتماسك ذراتها بالالتحام وتعرف بالكونكلومريت. وتكون بعض صخور المجمعات مقاومة جداً لعوامل التعرية إذا كانت مكوناتها تحتوي على نسب عالية من السيليكا[2]. وتتصف هذه الصخور بأنها مسامية وتسمح للماء بأن يجري خلالها بسهولة. توجد هذه الصخور في العراق بكثرة وأحسن مثال لها فيه تكوينات البختياري.

---

(1) سهل السنوي، مصدر سابق، ص 143.

(2) Lobeck, Op. Cit., p.48.

2 ـ الصخور الرملية Sand Stones :

يتكون الرمل من حبيبات منفصلة تشبه السكر المطحون في خشونتها وتحتوي هذه الحبيبات على الكوارتز رغم أنها يمكن أن تكون كلسية في بعض المناطق كما في التكوينات المرجانية. وتنشأ الصخور الرملية عندما تتماسك ذرات الرمل بطريقة الالتحام بواسطة مواد لاصقة أخرى. وتتحكم هذه الأخيرة في لون الصخور الرملية الناتجة إذ يكون اللون مائلاً إلى الاحمرار عندما يكون أوكسيد الحديد هو الذي يقوم بهذه العملية أما إذا كانت المادة اللاصقة بيضاء مثل كاربونات الكالسيوم فحينئذ تصبح الصخور بيضاء اللون. وتصبح الصخور الرملية شديدة المقاومة لعمليات التعرية المختلفة إذا كانت المواد اللاصقة مقاومة مثل السيليكا التي تربط ذرات الكوارتز. في حين تكون الصخور الرملية في حالات أخرى ذوات مقاومة قليلة إذا كانت المواد اللاصقة ضعيفة المقاومة مثل أوكسيد الحديد وكاربونات الكالسيوم[1]. وعلى أية حال فالحجر الرملي ذو خاصية مسامية ويكوّن خزانات عظمى للمياه الباطنية.

3 ـ الطفل أو الصخور الطينية Shale :

يمثل الطين والغرين مواد ذوات ذرات دقيقة جداً لم تتصلب فتصبح صخوراً. وتكون قابليتها على إمرار الماء خلالها قليلة جداً، ولذا يجري معظم الماء فوقها الأمر الذي يزيد من قابلية تعرية سطوحها. وغالباً ما تتحول المناطق التي تتكون من الطين والغرين إلى أراضي مضرسة bandland خاصة في مناطق المناخ شبه الجاف. كما وتحصر هذه التكوينات الصخرية الماء الباطني فوقها وتمنعه من النفوذ إلى الأسفل لذلك نجده يتجمع في التكوينات الصخرية المسامية التي تقع فوقها ويحاول الخروج من منطقة الاتصال بين الصخور الطينية والصخور التي تحتفظ بالماء أعلاها. وتعرف الصخور التي تنتج من تماسك الطين والغرين باسم صخور الطفل Shale. ويمكن في العادة فصله إلى طبقات رقيقة ولذلك فإن تأثره بعوامل التعرية والتجوية يكون سريعاً. ويحدث التماسك في ذرات الغرين والطين نتيجة إلى الضغط الشديد المسلط عليها من الرواسب التي تتجمع فوقها.

---

(1) R.J Small, The Study of Landforms, Cambridge University Press, Cambridge, 1978, p.19.

2 ـ الرواسب غير الحطامية والصخور الرسوبية الناتجة عنها Non-Clastic[1]

تضم هذه المجموعة من الرواسب كافة المواد التي نشأت من جراء عمليات كيمياوية أو عضوية:

أ ـ الرواسب الكيمياوية النشأة:

نعني بها الرواسب التي تكون بشكل مواد ذائبة في المياه وخاصة المياه الجوفية التي تحتوي على كميات أكبر من الأملاح مما تحتويه مياه الأمطار لأن هذه المياه تظل على اتصال كبير مع الصخور إضافة إلى ما قد يوجد من حرارة عالية وضغط عال. ويكون تركيز ثاني أوكسيد الكربون فيها كبيراً. وتساعد كل هذه العوامل على زيادة قابلية الماء الجوفي على إذابة الصخور. تترسب المواد هذه إما بسبب التبخر أو بسبب تناقص الضغط أو بواسطة بعض الحيوانات التي تعيش في المياه[2]. أما أهم الصخور الناتجة عن هذه العملية فهي الصخور الجيرية والصخور الملحية وصخور التشرت Chert والصوان Flint وكذلك صخور الدلومايت وسوف نلقي الضوء على الصخور الجيرية لأهميتها.

الصخور الجيرية Lime Stone:

تشمل الرواسب الجيرية غير المتماسكة المارل Marl أو الطين الجيري الذي كان في الأصل بيكاربونات ذائبة. وتتحول عند جفافها إلى الصخور الكلسية limestone التي تتكون من كاربونات الكالسيوم $CaCo_3$. والدولومايت الذي هو عبارة عن كاربونات الكالسيوم والمغنيسيوم $Ca, Mg(CO_3)_2$. وتسمى رواسب الكاربونات بصخور الدولومايت عندما تحتوي على أكثر من 50% من معدن الدولومايت[3] وتكون الصخور الجيرية غير مقاومة لعمليات التجوية وعمليات الإذابة التي تسود كثيراً في الأقاليم ذوات المناخ الرطب، غير أنها تظهر مقاومة واضحة لعمليات التجوية في الأقاليم الجافة بدرجة قد تفوق حتى الصخور النارية التي توجد معها في الظروف المناخية نفسها. غير أنه وبسبب وجود المفاصل والشقوق الكثيرة في الحجر الجيري فإننا نجده يتحطم بسرعة في المناطق الباردة من جراء تكون الجليد

(1) سهل السنوي، مصدر سابق، ص 158.

(2) جون ساندرس، ترجمة مجيد عبود جاسم، الجيولوجيا الفيزيائية، الجزء الأول، مطبعة جامعة البصرة، البصرة 1983 ص 314.

(3) المصدر السابق، ص 315.

في داخل تلك الشقوق. والدولومايت أقل قابلية على الإذابة من الصخور الكلسية ولذا غالباً ما يكون بشكل أجراف كبيرة وجبال[1].

ب ـ الصخور الرسوبية العضوية النشأة:

وتضم هذه فصيلتين هما:

1 ـ الصخور العضوية الحيوانية: حيث تقوم بعض الحيوانات بتحويل الأملاح والإيونات الموجودة في المياه إلى مواد كلسية أو سليكات أو فوسفات. فالطباشير chalk مثلاً نوع لين من الصخور الجيرية وتكون درجة مساميته عالية ينتج من تراكم أصداف حيوانات صغيرة أحادية الخلية ويكون لونه أبيضاً عادة. وبالنظر إلى درجة المسامية العالية في التكوينات الطباشيرية فإن مياه الأمطار الساقطة عليه لا تجري فوقها وإنما تغور بسرعة نحو الداخل ولذلك لا تظهر عليها آثار تعرية مائية سطحية كبيرة. وتأتي التكوينات المرجانية ضمن هذه المجموعة من الصخور وكذلك الحجر الجيري الصدفي، والصخور العضوية السيليكية والصخور العضوية الفوسفاتية[2].

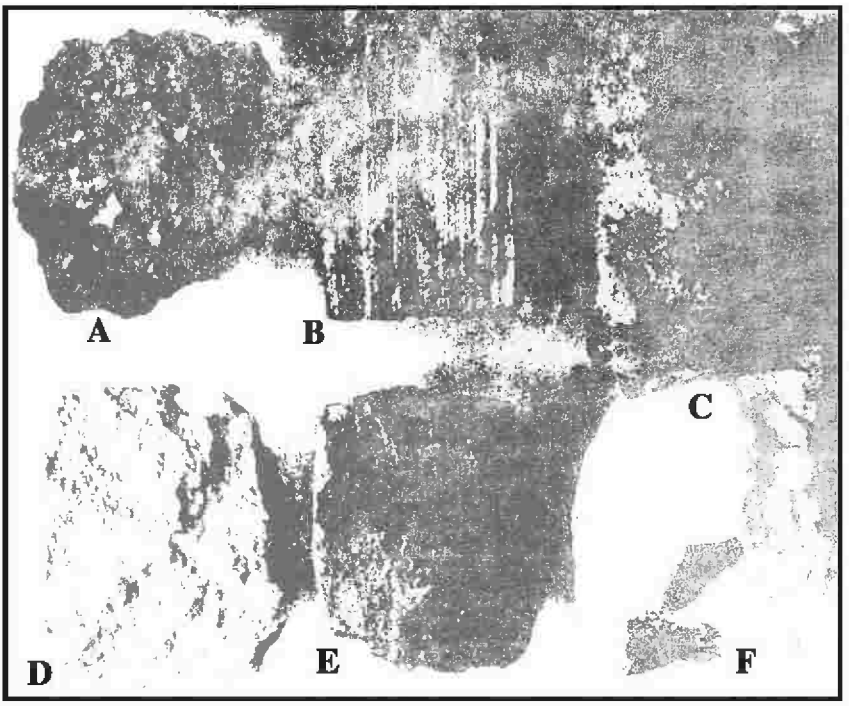
2 ـ الصخور العضوية النباتية: وأشهرها الفحم الحجري الذي يبدأ تكونه عادة من تجمع بقايا النباتات في المستنقعات. ويطلق على تكوينات الفحم التي تكون في بداية تحللها اسم البلد peat وتسمى بفحم اللكنايت عندما تمر عليها فترة زمنية أطول وتتعرض إلى ضغط ثم البيتومين bitomonus إذا زادت المدة على تعرضها للضغط. ويعتبر الانثراسايت أشد أنواع الصخور الفحمية صلابة ويمكن اعتباره نوعاً من الصخور المتحولة. وجميع أنواع الصخور الفحمية سوداء بدرجة تزداد مع زيادة الفترة التي مرت على تكونها وعلى مقدار الضغط المسلط عليها وتتطابق جميعها مع تكوينات الحجر الرملي والطفل[3] (شكل رقم 16).

---

(1) Lobeck, Op. Cit., p.49.

(2) وفيق حسين الخشاب وجماعته، علم الجيومورفولوجيا، مطبعة جامعة الموصل، 1978، ص 30.

(3) Worcester, Op. Cit., p.76.



شكل (16)
نماذج لصخور رسوبية

A ـ المجمعات.
C ـ حجر رملي.
E ـ الطفل.
B ـ حجر رملي ذو طبقات رقيقة.
D ـ حجر جيري.
F ـ الصوان.

الصخور المتحولة Metamorphic

نعني بها الصخور التي نتجت عن تحولات طرأت على شكل وخصائص الصخور الأصلية وجعلتها تختلف عنها. لقد استخدمت كلمة التحول لأول مرة عام 1832 من قبل ليل Lyell وكانت تعني مفاهيم عديدة. ولكن المتفق عليه حالياً أنها تعني التغيير المعدني والتركيبي والنسيجي الذي يطرأ على صخور صلبة نتيجة للظروف الكيماوية والفيزيائية. إذ قد تتحول الصخور من شكل إلى آخر أو يتغير ترتيب وتنظيم بلوراتها وقد تندمج البلورات المنفردة مع بعضها أو قد تضاف مواد للصخور قادمة من مصادر أخرى.

تنحصر العوامل الرئيسية المسببة للتحول بالحرارة والضغط وبوجود

المحاليل. إذ ترتفع درجة حرارة الصخور إما بسبب وجود الصخور في أعماق سحيقة من الأرض أو نتيجة لوجودها قرب جسم ناري حار مثل الصهير. هذا وتتراوح درجات الحرارة التي يتم التحول بها بين 200 ـ إلى أكثر [من] 570م°. وهناك مصدر آخر للحرارة التي تتحول نتيجتها الصخور آت عن الطاقة الميكانيكية المصاحبة للحركات الأرضية وخاصة تلك الحركات البانية للسلاسل الجبلية.

يأتي الضغط للصخور التي تحولت بنوعين هما الضغط المباشر الناتج عن حركات أرضية والضغط الثابت الناتج عن ثقل الطبقات الصخرية الموجودة فوق الصخور المتحولة. وتتباين قوة الضغط الأول من مكان إلى آخر في حين يكون الضغط الثاني متساوياً عند عمق معين.

تقوم المحاليل بدور مهم في عملية التحول عندما تنقل الإيونات من مكان إلى آخر داخل الصخرة نفسها أو من صخرة إلى أخرى أو تقوم بنقل بعض الإيونات من الصخرة نحو الخارج. ويعتبر الماء أكثر السوائل أهمية في نقل تلك الإيونات في حين يعتبر غاز ثاني أوكسيد الكاربون أهم الغازات في تكوين تلك المحاليل.

أنواع التحول:

يقسم التحول إلى ثلاثة أنواع تبعاً للظروف التي تسببه والتي ذكرت قبل قليل:

1 ـ التحول الحراري:

ويعرف باسم (التحول بالتماس) وينتج هذا النوع من التحول على الأغلب من تعرض الصخور إلى حرارة عالية دون أن يصحب ذلك ضغط شديد. وذلك عندما يتغلغل تكوين ناري (صهير) ضمن تكوينات صخرية أخرى. كما يحدث عندما يندفع سد عمودي dike خلال طبقة أو خلال مجموعة طبقات من الصخور الجيرية حيث يتحول الحجر الجيري المجاور لذلك السد إلى الرخام بصورة كلية.

2 ـ التحول الديناميكي:

ويسمى أحياناً (الفجائي) Cataclastic، وينتج هذا التحول في الصخور بسبب الضغط المباشر الذي تتعرض له. وتتميز به الأقاليم التي تعرضت للحركات الالتوائية والانكسارية.

3 ـ التحول الإقليمي:

يحدث هذا التحول عندما تلعب العوامل التي تؤدي إلى تحول الصخور دورها فوق أقاليم ذوات مساحة كبيرة كما في منطقة نيوانكلند وولاية بنسلفانيا في

الولايات المتحدة. حيث أدت الحرارة الشديدة التي صاحبت الضغط والشد الناتج عن الحركات البانية للسلاسل الجبلية إلى تحول حجر الكلس إلى رخام وصخور الطفل إلى الاردواز Slates وفحم البيتومين إلى فحم الانثراسايت الشديد الصلابة. وكذلك فقد أصبحت الصخور النارية الموجودة في مثل هذه الأقاليم ذات بلورية أكثر وضوحاً بسبب العوامل التي أدت إلى ترتيب المعادن داخل تلك الصخور. ونتيجة لعمليات التحول للصخور فإنها قد تصبح أكثر مقاومة لعمليات التعرية في حين قد يصبح البعض الآخر منها أقل مقاومة لها.

أهم الصخور المتحولة

تقسم الصخور المتحولة تبعاً لنوعية الصخور الأصلية (الصخور الأم) إلى نوعين هما: (شكل رقم 17)

1 ـ الصخور المتحولة ذوات الأصول الرسوبية.

2 ـ الصخور المتحولة ذوات الأصول النارية.

إن أهم الصخور المتحولة ذوات الأصل الرسوبي هو الاردواز Slate وأصله صخر طيني (الطفل) ويتصف بأنه يتكون من صفائح رقيقة يمكن فصلها عن بعضها بسهولة. ويستخدم لذلك في أغراض مختلفة مثل السقوف وفي صنع اللوحات الطباشيرية الخاصة بالمدارس. ويعتبر الكوارتزايت نوعاً آخر من الصخور المتحولة ذات الأصل الرسوبي وينشأ من تحول الصخور الرملية التي تتكون في معظمها من معدن الكوارتز. وهو حجر شديد الصلابة والمقاومة. هذا ويعتبر الرخام من بين أهم الصخور المتحولة ذوات الأصل الرسوبي وينشأ من جراء تعرض الصخور الكلسية للضغط الشديد والحرارة العالية وهو بلوري ومقاوم شديد لعمليات التعرية خاصة في الأقاليم الجافة وتقل مقاومته لها في الأقاليم الرطبة. ويسود اللون الأبيض في الرخام غير أنه يمكن أن يوجد بألوان عديدة أخرى. ويوجد الرخام في العراق في شماله بالدرجة الأساسية وخاصة قرب بنجوين وكلاله[1].

أما أهم الصخور المتحولة ذوات الأصل الناري فهو الشيست Schist إذ يعتبر هذا الصخر أكثر أنواع الصخور المتحولة شيوعاً وينتج بعض الشيست من جراء تحول بعض الصخور الرسوبية أيضاً. ويأتي النايس Gneiss من بين الصخور المتحولة ذوات الأصل الناري وهو صخر مقاوم إلى درجة كبيرة ويأتي بعض منه

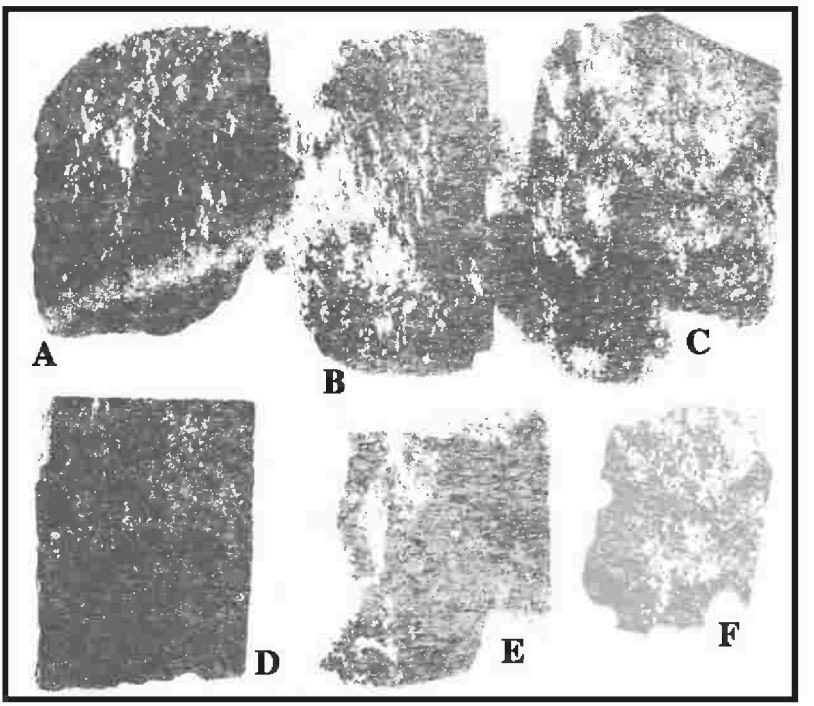
(1) سهل السنوي، مصدر سابق، 178.

من تحول الكرانيت كما ينشأ من تحول بعض أنواع الصخور الرملية.

حركات القشرة الأرضية

يتعرض الغلاف الصخوري Lithosphere إلى حركات تكتونية متنوعة وبذلك فإنه غير مستقر ومتحرك. ويشار إلى هذه القوى الباطنية على أنها الحركات الأرضية Earth movements. وتقسم هذه الحركات بدورها إلى نوعين:

1 ـ التغيرات في وضع القشرة الأرضية distrophism من خلال الحركات الالتوائية folding والحركات الانكسارية faulting وكذلك حركات الرفع والهبوط التي تتعرض لها القشرة الأرضية.



شكل (17)
نماذج لصخور متحولة

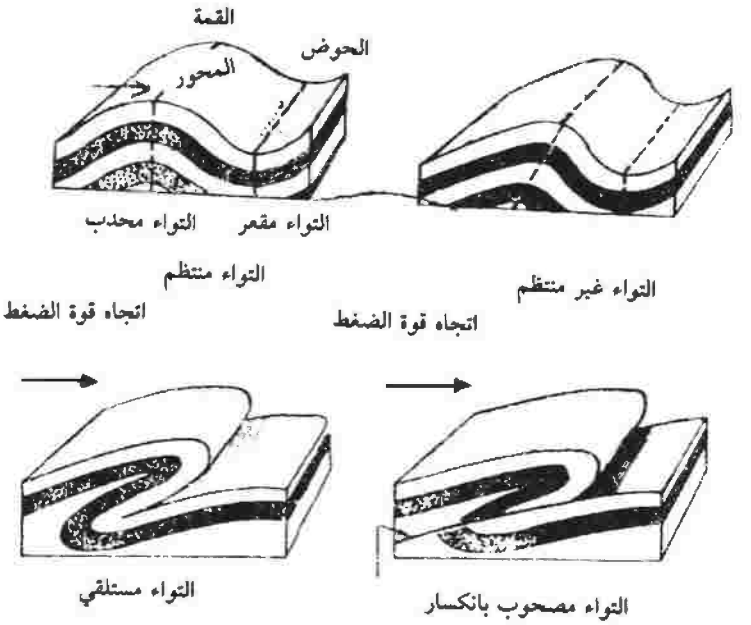
A ـ النايس
D ـ الاردواز.
B ـ الشيست الكوارتز.
E ـ الكوارتز.
C ـ شيست المايكا.
F ـ الرخام.

2 ـ النشاط البركاني volcanism: الذي يحور من شكل القشرة الأرضية بواسطة المقذوفات البركانية أو من خلال ما ينكشف من صخور نارية باطنية متداخلة. ويظهر أن التأثير الإجمالي للنشاط التكتوني هو المحافظة على التضاريس على سطح الأرض من خلال حركات البناء بواسطة عمليات بناء السلاسل الجبلية والنشاط البركاني أو من خلال ما تتعرض له بعض المناطق لحركات الرفع وما تتعرض له الأخرى من حركات الهبوط. وسوف لا نتعرض في هذه الفقرة إلى دراسة النشاط البركاني وذلك لأننا خصصنا فصلاً له في كتابنا هذا.

يؤدي تعرض القشرة الأرضية إلى قوى الضغط من جانب واحد أو من جوانب متعددة إلى تكون الالتواءات. ويطلق على المحدبة منها اسم الالتواء المحدب anticlines وعلى المقعرة منها الالتواء المقعر synclines ويتوالى تعاقب هذين النوعين من الالتواءات بصورة منظمة على الأغلب. ويطلق على الثنيات الواسعة من تلك الالتواءات اسم الطيات wraping. وتتمثل هذه في العادة في الحركات القارية وتمتد هذه من عدة كيلومترات إلى المئات منها في الطول والاتساع. يطلق على الأقسام المرتفعة منها اسم جيوانتيكلاين geoanticline وعلى الجهات الواطئة منها اسم الجيوسينكلاين geosynclines. ويسمى الالتواء منظماً symmetrical عندما تكون زاوية الميل على كلا جانبي الالتواء متساوية تقريباً. ويكون الالتواء غير منتظم عندما تختلف زاوية الميل على كلا جانبي الالتواء. (شكل رقم 18). ويصطلح على الالتواء كونه التواءً اعتيادياً عندما تتوالى الالتواءات المحدبة والالتواءات المقعرة وذلك ناتج عن أن القوى الالتوائية التي كونته كانت غير عنيفة وبطيئة إلى حد ما. ويزداد تعقيد الالتواءات كلما زادت قوة الضغط المسلط على الصخور أو كانت فجائية حيث نجد أنواعاً أخرى من الالتواءات المعقدة مثل الالتواء المستلقي nappe والتواء سينيكلانيريوم syniclanarium وانتي كلانيريوم anticlanarium. والالتواء المعكوس overthrust وذلك عندما يحدث التواء مصحوب بحركة انكسارية. هذا ويوجد معظم هذه الأنواع من الالتواءات ضمن محاور السلاسل الجبلية الالتوائية.

لا تختلف القوى التي تؤدي إلى تكوين الصدوع أو الانكسارات (faults) عن تلك التي تسبب الالتواءات في أنها قوى ضغط مسلطة على الصخور من جهة واحدة أو من عدة جهات. غير أن الصخور الصلبة تكون أكثر عرضة لحدوث الانكسارات فيها من الصخور اللينة ومما يؤكد كلامنا هذا تداخل مناطق البنية الالتوائية والانكسارية في أماكن واحدة. ويعني الانكسار شقاً أو صدعاً في القشرة

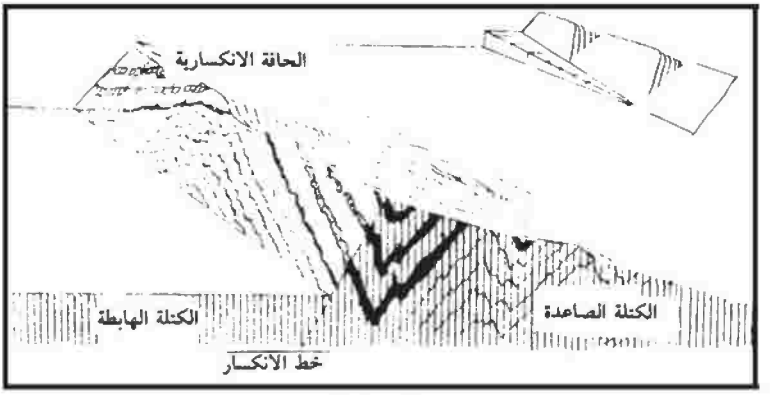
الأرضية يصحبه تغيير في مواقع الصخور على جانبيه. ويطلق على السطح الذي تجري عليه تلك الحركة اسم صفحة الانكسار fault plane، وعلى الصدع اسم خط الانكسار fault line وتعني زاوية الميل dip الزاوية التي يكونها خط الانكسار مع المستوى الأفقي. ويطلق على الكتل الأرضية التي تتعرض للرفع من جراء الحركة الانكسارية اسم الكتلة الصاعدة upthrown block في حين تسمى الكتل التي تتعرض للهبوط من جراء الحركة الانكسارية بالكتل الهابطة down thrown blocks. هذا وتسمى الحافة التي تظهر فوق المستوى العام لارتفاع المنطقة بالحافة الانكسارية fault scarp. وتكون معظم هذه الحافات ذوات سطوح مثلثة الشكل بعد تقطعها بالأودية النهرية (شكل رقم 19).



شكل (18)
بعض أنواع الالتواءات

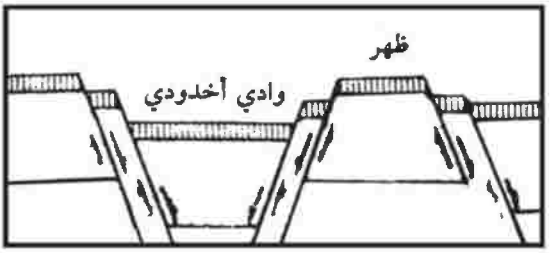
تتشكل بعض المظاهر والأشكال الأرضية من جراء امتداد الخطوط الانكسارية بأوضاع معينة. إذ يتكون الظهر الانكساري (الهورست horest) عندما تتقابل أنطقة انكسارية وتمتد بشكل متواز تقريباً حيث ترتفع الكتلة الأرضية الوسطى فتعرف بالهورست وتهبط الكتلتان المجاورتان أو تبقيا مستقرتين. تعتبر هضبة الفوج والغابة السوداء من بين أشهر الظهور الانكسارية. أما الوادي الانكساري أو الوادي الأخدودي rift valley أو ما يعرف باسم الكرابين graben فهو عبارة عن انخفاض

أرضي طولي يقع بين نطاقين انكساريين مما يؤدي إلى هبوط الكتلة الوسطى وارتفاع الكتلتين المجاورتين لها. وتعتبر وديان الراين والأردن والوادي الأخدودي الأعظم في إفريقيا أمثلة للوديان الانكسارية. (شكل رقم 20).



شكل (19)
انكسار اعتيادي

تسمى الحركات الالتوائية والانكسارية التي تؤدي إلى تغيير وضع القشرة الأرضية بالحركات البانية للسلاسل الجبلية (orogeny) كما في حالة السلاسل الجبلية الكبرى في العالم مثل الهملايا والروكي وزاجروس... إلخ. وهي حركات بطيئة جداً إلى درجة لا يظهر معها أي دليل عليها يمكن ملاحظته خلال حياة الإنسان القصيرة.



شكل (20)
وادي انكساري (أخدودي) وظهر انكساري

تعرف عملية الرفع أو الهبوط التي تقوم بنطاق واسع يشمل قارة برمتها باسم الحركات القارية epeirogny. وتشير الدلائل على أن حالات الانغمار والظهور المتكررة فوق ودون مستوى سطح البحر التي حدثت خلال العصور الجيولوجية المختلفة إنما هي نتاج لمثل هذه الحركات القارية[1]. وتوجد أمثلة

(1) Karl W. Butzer, Geomorphology from the Earth, Harper and Row, New York, 1976, pp. 28-29.

عديدة على استمرار فعالية هذه الحركات حتى في الوقت الحاضر.

بعض الأدلة
على الحركات الأرضية الحديثة

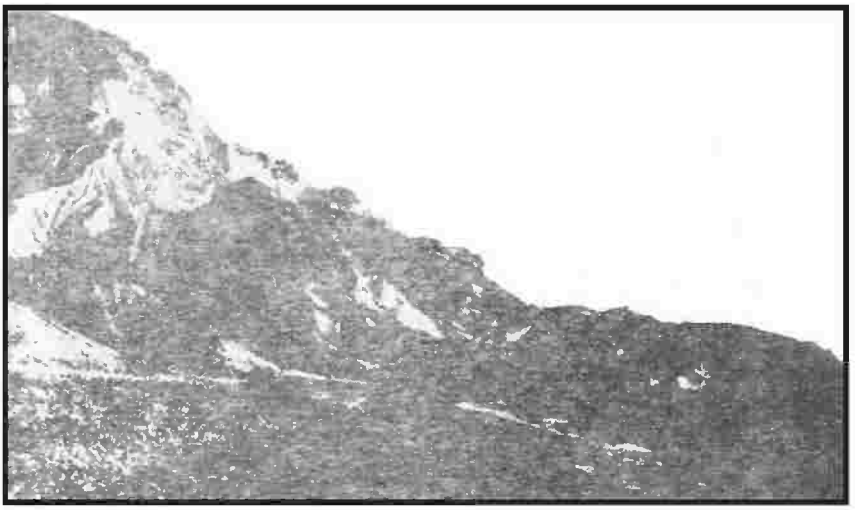
1 ـ حركات الهبوط:

توجد عند الطرف الشرقي من جزيرة كريت مبانٍ قديمة غارقة في الوقت الحاضر. كما وتعرض معظم الساحل الشمالي من خليج المكسيك إلى حالة هبوط بطيء منذ قرون عديدة. ويعتقد أن قسماً من الجزر التي تواجه ساحل كولومبيا البريطانية في غرب كندا كان متصلاً بالأرض الرئيسة. وتمثل المضايق والممرات البحرية الموجودة بين الجزر الحالية المناطق المنخفضة التي كانت على اليابسة قبل أن تتعرض المنطقة إلى حركة الهبوط. وتخرج في شباك الصيد بين الحين والآخر في بحر الشمال بقايا لجذوع وجذور الأشجار التي كانت نامية على اليابسة التي هي تحت ذلك البحر حالياً.

2 ـ حركات الارتفاع:

يتغطى السهل الساحلي المطل على المحيط الأطلسي في الولايات المتحدة بتكوينات رسوبية بحرية الأصل كانت في العصور القديمة تحت مستوى سطح البحر. ويؤكد موقعها الحالي فوق مستوى سطح البحر حدوث حركة رفع إقليمية واسعة تعرضت لها المنطقة كما ويدل وجود المظاهر الجيومورفولوجية الناتجة عن عمل الأمواج في مكان بعيد عن خط الساحل على تعرض ذلك الساحل لحركة رفع. ولدينا أمثلة عديدة على ذلك في سواحل اسكتلندا وإنكلترا المرتفعة. وكذلك الشعاب المرجانية المرتفعة في كوبا وبيرو ومتحجرات الحيوانات القشرية التي لا تعيش إلا في مياه مالحة والتي توجد ملتصقة في أجراف يزيد ارتفاعها عن حوالي 3,000 متراً فوق سطح البحر في ألاسكا. كل هذه الشواهد تعطينا أدلة على حركة الرفع التي تعرضت لها القشرة الأرضية خلال تاريخها الجيولوجي[1] (شكل رقم 21).

(1) Worcester, Op. Cit., pp.92-93.



شكل (21)
صورة لمصطبة بحرية ناتجة عن سهل تعرية أمواج مرتفع حالياً

الفصل الثالث

التجوية Weathering

تعرف عملية التجوية بأنها العملية التي تقوم بتحطيم الصخور وانحلالها وهي موجودة في مواقعها الطبيعية الأصلية. ولا تتعرض جزيئات الصخور الناتجة عن هذه العملية لأكثر من عملية إزاحة بسيطة جداً من أماكنها كالتي تنتج من عملية التفكك نفسها[1]. وتتحطم بموجب عملية التجوية مكونات القشرة الأرضية فوق أو على مقربة من سطح الأرض أو يحصل تغيير على تركيبها الكيمياوي.

تقوم عملية التجوية بتهيئة وتحضير الصخور كي تصبح أكثر ملائمة لأن تتأثر بعمليات التجوية الأخرى إذ يتناقص بدون هذه العملية تأثير تلك العمليات الجيومورفية بشكل حاد. ويشمل تأثير التجوية اليابسة كلها تقريباً. ويصبح تأثير بقية عوامل التعرية كالمياه الجارية والثلاجات... إلخ قياساً لها محدوداً، وحتى بالنسبة إلى الرياح التي تكون هي الأخرى ذات تأثير محدود في بعض المناطق من سطح الأرض مثل تلك التي تكون مغطاة بغطاء نباتي كثيف.

تضم عملية التجوية weathering عمليات هدم متنوعة وكثيرة مثل تعاقب عمليتي التسخين والتبريد والتجميد والذوبان وتداخل الجليد والنباتات والحيوانات في الشقوق الصخرية الصغيرة، إضافة إلى أشكال أخرى من التحطيم الميكانيكي للصخور. وتشتمل عملية التجوية في الوقت نفسه على كثير من التبدلات الكيمياوية مثل عملية التأكسد التي تؤثر على بعض الفلزات وخاصة الحديد، والترطيب التي تؤثر على الفلدسبار فتحوله إلى كاؤولين وكذلك عملية التكربن التي تؤثر على كثير من الصخور التي تحتوي على الكاربونات بصفة خاصة[2].

تحتاج عمليات التجوية كافة إلى الطاقة اللازمة لقيامها بعملها سواء أكان ذلك العمل ميكانيكياً أم كيمياوياً ويهيئ الجو تلك الطاقة من خلال أشعة الشمس وطاقتها الحرارية. حيث إن الطاقة الشمسية هي المسؤولة عن أي تغيير يحدث في

(1) R.J.Smmall. The Study of Landforms, Cambridge University Press. Cambridge. 1978. p.15.

(2) Lobeck, op. Cit., p.71.

حالة الغلاف الغازي الذي يحيط بالكرة الأرضية وينعكس ذلك بدوره على فعاليات عمليات التجوية المختلفة. وتعتبر عملية التجوية مهمة جداً للحياة على سطح الأرض إذ أنها المسؤول الرئيسي عن تكوين التربة التي تعتبر الأساس الأول لدورة الحياة على سطح الأرض.

تكون عمليات التجوية بطيئة جداً بصورة عامة بحيث لا يمكن ملاحظتها بصورة مباشرة. وقد أمكن من حسن الحظ ومن خلال المباني التي أقامتها الحضارات الإنسانية الأولى والتي أنشأت من صخور متنوعة. واستطعنا من خلال المعلومات الآثارية والتاريخية المتوفرة عنها أن نقدر معدل التجوية لأنواع الصخور المختلفة وعلى فترات طويلة[1].

أنواع التجوية

تضم التجوية العمليات الكيمياوية والفيزياوية (أو الميكانيكية) التي يستطيع الجو من خلالها أن يؤثر على الصخور. ولذلك فهي تقسم إلى التجوية الميكانيكية أو الفيزياوية والتجوية الكيمياوية. ويدخل البعض من المختصين نوعاً ثالثاً من التجوية وهي التجوية العضوية حيث يناقشون فيه أثر الإحياء على الصخور. غير أن عمل الإحياء هذا لا يتعدى كونه عملاً فيزياوياً (ميكانيكياً) أو عملاً كيمياوياً ولذلك فمن المستحسن أن تقسم التجوية إلى القسمين الأولين فقط.

1 ـ التجوية الميكانيكية (الفيزياوية):

يقوم الجو بواسطة هذه العملية في التأثير على الصخور بأساليب فيزياوية حيث تتحطم الصخور إلى فتات صخرية أصغر حجماً من الصخور الأصلية ولا يحدث أي تغيير مهما كان بسيطاً في التركيب الكيمياوي للصخور الناتجة. ويلعب هذا النوع من أنواع التجوية دوراً مهماً في زيادة المساحة السطحية للفتات الصخري الناتج عن تحطم الصخرة الأصلية، الأمر الذي يزيد من احتمالات تعرضها إلى عمليات التعرية الأخرى وخاصة التعرية الكيمياوية. هذا ويمارس الجو دوره الفيزياوي بأساليب متعددة يمكن إجمالها بالآتي.

أ ـ أثر الصقيع:

يعتبر الصقيع من أكثر عوامل التعرية الميكانيكية تأثيراً. إذ يزداد حجم الماء عند تجمده إلى حوالي 9% من حجمه السابق. فلو فرضنا أن هذا الماء كان

(1) Iras. Allison, and others, Geology, McGraw-Hill, New York, 1974, p.114.

محصوراً في مكان ما فإنه سوف يولد ضغطاً يصل إلى حوالي 2,000 باوند على الأنج المربع الواحد أو 125 كيلوغرام على السنتمتر المربع الواحد[1]. ومن الطبيعي أن يؤدي تجمد الماء الموجود داخل المفاصل والشقوق أو المسامات الموجودة داخل الصخور إلى زيادة الضغط وإلى تحطيم تلك الصخور إلى قطع صغيرة. ويؤدي تعاقب عملية الانجماد والذوبان إلى توسيع الشقوق الموجودة بين الصخور حتى تتكسر بعد ذلك إلى كتل منفصلة. ويتركز أثر الصقيع بصورة خاصة في مناطق العروض الوسطى والعليا وكذلك فوق الارتفاعات العالية، حيث تسمح ظروف الحرارة السائدة بتكرار عمليات الانجماد والذوبان. وتتأثر الصخور الرسوبية بهذه العملية أكثر من الصخور النارية بسبب كثرة المفاصل والشقوق والفراغات فيها. وتتحول الصخور من جراء هذه العملية إلى حطام صخري ذي جوانب حادة. ويظل ذلك الحطام الصخري في مكانه إذا كان موجوداً فوق منطقة ذات انحدار قليل، شكل رقم (22). إلا أن فتات ذلك الحطام التي تنفصل من الأجراف الصخرية بتأثير الصقيع تتساقط وتتجمع عند أسفل تلك الأجراف مكونة أشكالاً مخروطية الشكل تعرف باسم التالوس Talus[2] أو Scree (شكل رقم 23).

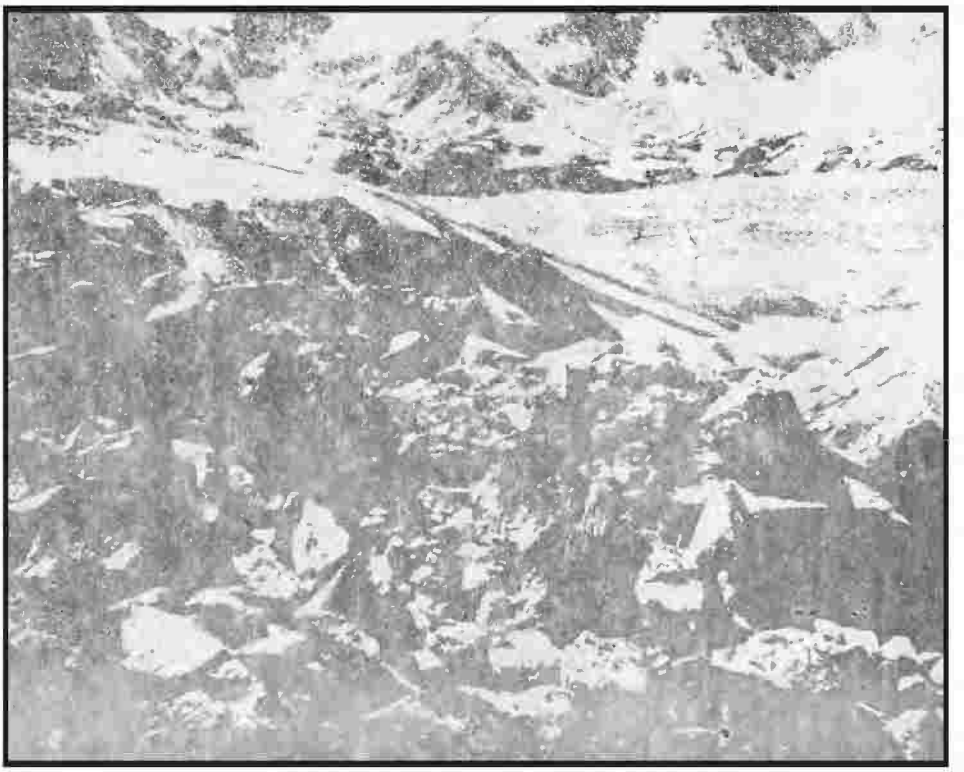
تكون صخور التالوس مدببة ومختلفة في أحجامها تتراوح من صخور كبيرة الحجم جداً إلى شظايا صخرية صغيرة. ويرجع السبب في تكوين التالوس إلى أثر الصقيع وإلى الجاذبية الأرضية. وتزداد درجة الانحدار في المنحدرات العليا من التالوس لأنه يتكون عادة من حطام صخري كبير الأحجام. في حين يتناقص حجم تلك الصخور وتقل درجة انحدارها كلما ابتعدنا عن قمة التالوس.

ب ـ التغيرات في درجة الحرارة:

ما زال أثر هذه العملية في تحطيم الصخور وتفتيتها غير واضح إلى حد الآن وأنه قليل على أية حال. إذ يحدث أن تتعرض الصخور في المناطق الجافة وشبه الجافة إلى التسخين الشديد أثناء النهار جراء تعرضها إلى أشعة الشمس ولكونها جرداء خالية من الغطاء النباتي. فتتمدد المعادن المكونة لتلك الصخور كل حسب معامل التمدد الطولي الخاص به. وتنخفض درجات الحرارة في أثناء الليل في تلك المناطق التي تتميز بوجود مدى حراري يومي كبير الأمر الذي يؤدي إلى تقلص معادن تلك الصخور بموجب معاملات التقلص الخاصة بها. وبالنظر إل عدم تساوي معاملات التمدد والتقلص هذه لكل المعادن المكونة للصخور فإن تكرار هذه العملية يؤدي إلى تفكك الصخور وتحطمها.

(1) Karl W. Butzer, op. Cit., p.36.

(2)A.N. Strahler, op. Cit., p.260.



شكل (22)
صورة لحطام صخري عند أسفل المنحدرات.

تلعب التغيرات في درجة الحرارة دوراً آخر في عملية تحطيم الصخور عندما يحدث نوع من التقشر exfoliation نتيجة تعرض الطبقة العليا من الصخور إلى التغيرات اليومية في درجات الحرارة الأمر الذي يحتم عليها أن تنفصل عن بقية أجزاء الصخرة الواقعة أسفلها والتي لا تتأثر بالدرجة نفسها بالتغيرات الحاصلة في درجات الحرارة. وينتج عن هذه العملية انفصال قشور صخرية بشكل صفائح رقيقة تتساقط عند أسفل المنحدرات (شكل رقم 24) وتتأثر الصخور النارية بهذه العملية أكثر من الصخور الرسوبية لأن معظم الصخور الرسوبية كانت في الأصل صخور نارية مرت بهذه العملية.

هذا ويؤدي تناقص الضغط المسلط على الصخور بسبب تعرضها للتعرية

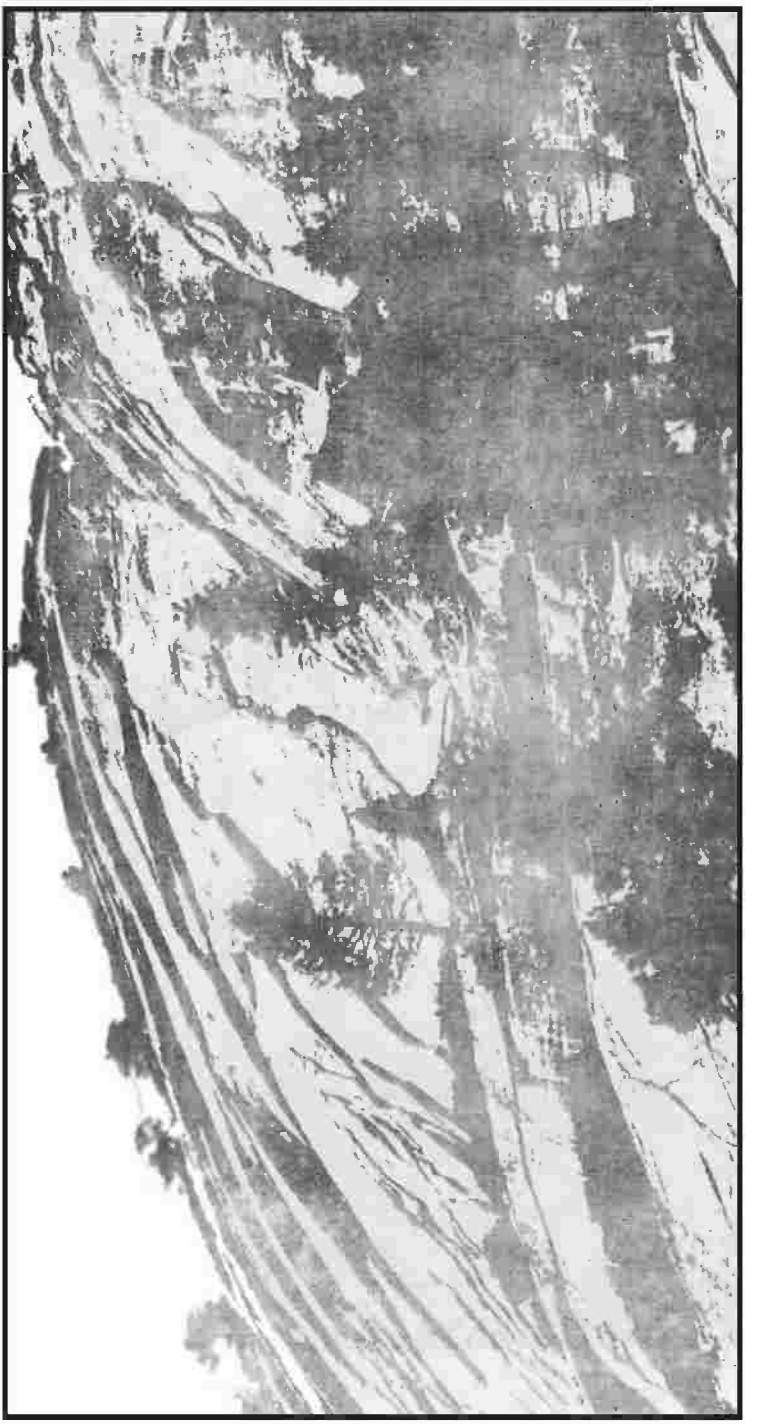
وإزالة الطبقات العليا منها إلى حدوث نوع آخر من التقشر إذ تظهر المفاصل والشقوق بوضوح في الصخور الأمر الذي يعرضها إلى المزيد من تأثير التعرية .

شكل (23)
صورة للتالوس عند أسفل المنحدرات
التي تتعرض إلى تجوية ميكانيكية بواسطة الجليد

تشتد عملية التجوية الميكانيكية الناجمة من التغيرات في درجات الحرارة كما ذكرنا قبل قليل في المناطق الجافة وكذلك عند قمم الجبال التي يتضاءل وجود النباتات عليها وفي المناطق التي تجرف التربة منها بسرعة حالما تتكوّن حيث تتعرض الصخور فيها بصورة مستمرة لعمليات التحطيم .

جـ ـ التمدد الناتج من التغيرات الكيمياوية والنمو البلوري:

تتكون من جراء بعض العمليات الجوية الكيمياوية التي تتعرض لها الصخور، وخاصة في عملية الترطيب، أنواع جديدة من المعادن التي تكون أكبر حجماً من المعادن الأصلية الأمر الذي يؤدي إلى حدوث تفكك لمكونات الصخرة. كما يحصل عادة عند تعرض الكرانيت والكابرو وبقية الصخور التي تحتوي على الفلدسبار إلى التعرية الكروية أو المركزة Concentric, Spheroidal (شكل رقم 25) .



شكل (24)
ظاهرة التشر في صخور كرانيت

شكل (25)
التجوية الكروية الحاصلة على صخور كرانيت

هناك نوع آخر من التمدد الذي يحصل للصخور نتيجة تغلغل البلورات الملحية داخل المسامات الموجودة بين ذرات الصخور. وتسود هذه الحالة في المناطق الجافة وشبه الجافة بدرجة رئيسية حيث يؤدي نمو معادن ملحية أكبر حجماً نتيجة لعمليات كيمياوية إلى تحطيم المواد اللاصقة لذرات تلك الصخور. وتحدث هذه العملية أيضاً عندما يرتفع الماء الجوفي خلال مسامات الصخور نحو الأعلى بموجب الخاصية الشعرية حيث يتبخر في النطاق الأعلى الجاف من الصخور الذي يقع فوق مستوى الماء الجوفي تاركاً ما يحمله من أملاح داخل المسامات الصخرية. وبنمو تلك البلورات الملحية تتفكك المواد اللاصقة لذرات الصخور وتتقشر طبقات منها بسبب التمدد الحاصل في حجم البلورات الملحية. ومن أهم المعادن الملحية التي تتسبب في هذه العملية هي الجبس والهاليت (كلوريد الصوديوم)[1].

(1) جون آي ساندرس، مصدر سابق، ص 262.

1 ـ النشاط الحياتي :

يمكن للأحياء أن تتسبب في تحطيم الصخور ميكانيكياً بطرق مختلفة. إذ تتمكن جذور النباتات أن تتغلغل داخل شقوق الصخور. ويساعد نمو تلك الجذور على توسيع تلك الشقوق. ولا تقوم جذور الأشجار الكبيرة فقط بهذه العملية بل تقوم بها حتى جذور النباتات الصغيرة كالحشائش. تقوم حيوانات الأنفاق أيضاً بتحطيم المواد الصخرية عندما تقوم بحفر ممراتها مثل دودة الأرض earth worms التي تقوم بابتلاع التربة من أجل الحصول على غذائها. ويوجد من هذه الدودة في الأرض الخصبة بحدود مليون واحدة في الأيكر الواحد. وتستهلك هذه الدودة لغذائها حوالي 50 طن متري من التربة في العام الواحد[1]. ومن حيوانات الأنفاق المهمة الأخرى السنجاب الأمريكي وكلب البريري، وإن الإنسان ليعجب حقاً عند ملاحظته للأكوام الكثيرة من التربة التي يخرجها ذلك الحيوان الأخير عند حفره للممرات والأنفاق (شكل رقم 26).

شكل (26)

كلب البريري لاحظ كثرة فتحات الأنفاق التي يعملها هذا الحيوان.

قام كل من الإنسان والحيوان وما زالا ونتيجة لحركتهما فوق سطح الأرض بتفكيك الحطام الصخري بطريقة ميكانيكية. كما ويحرث الإنسان في العام الواحد ما يعادل حوالي 6% من سطح الأرض[2]. وقد لعب البشر دوره أيضاً من خلال

(1) Ira S .Allison. op. cit., p.114.

(2)Ira S. Allison. op. cit., p.114.

إزالته للغطاء النباتي، فعلى سبيل المثال أزال الصينيون مناطق غابات كثيرة من بلادهم منذ قرون طويلة مضت وقد قطع جامعو الأخشاب مساحات واسعة من الغابات في نيوانكلند في الولايات المتحدة في الآونة الأخيرة. وقد أدت إزالة الغابات هذه إلى جرف شديد للتربة بحيث ظهرت الصخور الأصلية في أقسام كبيرة منها، إضافة إلى ذلك، فقد عرضت حرفة التعدين مناطق واسعة من القشرة الأرضية إلى تأثير عوامل التجوية المتعاقبة[1].

2 ـ التجوية الكيمياوية:

تضم التجوية الكيمياوية مجموعة من التفاعلات المعقدة التي تقوم بها مواد مختلفة كالماء والأوكسجين وثاني أوكسيد الكاربون والحوامض والمواد العضوية. وتعمل هذه المواد عند تأثيرها على الصخور إلى تغيير وتبديل المعادن وتركيبها الكيمياوي.

ينتج من معظم العمليات الكيمياوية للجو تغييرات تشمل:

1 ـ زيادة في الحجم الذي يؤدي بالتالي إلى زيادة الضغط الداخلي للصخور.

2 ـ تقليل في كثافة المعادن.

3 ـ ذرات ذوات أحجام صغيرة ينتج عنها زيادة في المساحة السطحية المعرضة.

4 ـ مواد أكثر استقرار.

5 ـ مواد أكثر قدرة على الانتقال.

تعتبر الزيادة في المساحة السطحية (البينية) ذات أهمية خاصة إذ بموجبها سوف يزيد معدل التفاعل بين مواد الصخور وبين المحيط الغازي أو السائل المجاور لها[2]. وتعتبر التجوية الكيمياوية وعلى نطاق الأرض كلها أكثر فعالية من التجوية الميكانيكية في تحطيم الصخور. ويبدو هذا النوع من التجوية مسيطراً تماماً في بعض الأقاليم التي ترتفع فيها درجات الحرارة مع زيادة كمية الأمطار.

تضم التجوية الكيمياوية عدة عمليات هي:

1 ـ عملية الذوبان Solution:

تأتي عملية الذوبان كمرحلة أولى في التجوية الكيمياوية. حيث تظهر هذه العملية أثناء جريان الماء أو عندما يقوم الماء بالإحاطة بذرات الصخور بشكل غشاء

(1) Worcester, op. cit., p.124.

(2) William D. thornbury. op. cit., p.43.

رقيق. تعتمد عملية الذوبان على كمية الماء الذي يمر فوق سطح الذرات وكذلك على قابلية الذوبان للذرات الصخرية نفسها. فعلى سبيل المثال يكون ملح الطعام ذا قابلية عالية للذوبان في الماء النقي ولذلك فإنه لا يظل موجوداً في القشرة الأرضية إلا في المناطق الجافة. وتكون قابلية الجبس على الإذابة أقل منه وكذلك الحال بالنسبة إلى الكاربونات[1]. وتعتبر عملية الذوبان ذات أهمية قليلة في التجوية الكيمياوية فيما عدا حالات نادرة عندما تنكشف الصخور الملحية على سطح الأرض، غير أنها تلعب دوراً هاماً في نقل المنتجات المتخلفة من عمليات تجوية أخرى وخاصة عملية التحليل المائي وعملية التكربن[2].

2 ـ عملية التحلل المائي Hydrolysis:

تعني هذه العملية التفاعل الكيمياوي الذي يجري بين الماء ومعادن الصخور. يحدث هذا النوع من التفاعل حيثما يوجد اتصال بين المعادن الصخرية وبين الماء الذي قد يكون ماء نقياً. وتعتبر هذه العملية من أهم عمليات التجوية الكيمياوية بسبب تأثيرها على الفلسبار وهو المكون الرئيسي لمعظم المعادن الصخرية حيث يدخل الماء إلى التركيب الذري للمعدن الصخري مكوناً معدناً جديداً. وتعد الحالة التي تحصل لمعدن الأرثوكليس مثالاً جيداً على هذا النوع من التفاعل الكيمياوي. إذ يتمثل الفلدسبار بصورة نموذجية في معدن الأرثوكليس الذي يؤلف بدوره أحد المعادن التي تحتويها صخور الكرانيت. حيث يتفاعل الأرثوكليس مع الماء الذي يحتوي بدوره على كميات من حامض الكاربونيك فينتج عن التفاعل معدن حديد هو الكاؤولين كما في المعادلة التالية[3].

$$2KALSi_3O_8 + 2H_2CO_3 + 9H_2O \rightarrow AL_2Si_2O_5(OH_4) + 4HSiO_4 + 2K(HCO_3)$$

الأرثوكليس + حامض الكاربونيك + الماء ← الكاؤولين + حامض السيليسيك + بيكاربونات البوتاسيوم

وبذلك فقد تحول أحد المعادن صخرة الكرانيت النارية الصلبة إلى الكاؤولين. وهو معدن لا يستطيع مقاومة عوامل التعرية وخاصة المياه الجارية الأمر الذي يجعل الصخرة كلها غير ذات مقاومة كبيرة لهذه العمليات الجيومورفية. وتكونت بهذه الطريقة معظم معادن الطين وذلك لأن الفلدسبار شديد الانتشار بين الصخور.

(1) Cliffolier, Wratering, Oliver and Boyd. Edinburgh, 1969. p.30.

(2) R.J. Small, op. cit., p.21.

(3) W. Donn, op. cit., 158.

3 ـ عملية الترطيب Hydration :

تحدث هذه العملية عندما تتحد جزيئات الماء مع التركيب الكيمياوي لواحد أو أكثر من الصخور. حيث يزداد حجم المعادن تبعاً لذلك إضافة إلى التغير الكيمياوي الذي يحصل عليها. وخير مثال على ذلك ما يحدث عند تحول معدن الانهايدرايت anyhdrite بعد ترطيبه إلى الجبس كما في المعادلة التالية[1]:

$$CaSO_4 + 2H_2O \longrightarrow CaSO_4 . 2H_2O$$

ماء + انهايدرايت ← الجبس

ومن الأمثلة المعروفة عن هذا النوع من التجوية الكيمياوية ما يحصل عند ترطيب معدن الهمياتايت إذ يتحول إلى معدن الليمونايت كما في المعادلة التالية[2].

$$2FeO_3 + 3H_2O \longrightarrow Fe_2O_3 . 3H_2O$$

هيماتايت + ماء ← ليمونايت

(أحمر اللون) (أصفر اللون)

تزيد عملية الترطيب، كما ذكرنا ذلك، من حجم المعادن الصخرية ويؤدي هذا التغير في الحجم إلى تحطيم الصخور بسبب زيادة التضاعف بين ذراتها. تتأثر الصخور النارية بهذه العملية أكثر من الصخور الرسوبية فيما عدا بعض الصخور الرملية التي تحتوي على المايكا بكثرة إذ تتأثر هذه بعملية الترطيب وتتحول الصخور الرملية بعدها إلى ذرات منفصلة. وتحضر هذه العملية من سطوح المعادن الصخرية لكي تصبح أكثر قابلية على التأثر بالعمليات الكيمياوية الأخرى مثل التأكسد أو التكربن[3].

4 ـ عملية التكربن Carbonation :

عملية أخرى من عمليات التجوية الكيمياوية حيث تتحول بعض المعادن الصخرية مثل الجير والصودا والبوتاس وغيرها من الأكاسيد القاعدية إلى كاربونات بواسطة حامض الكاربونيك في الماء أو في الهواء[4].

---

(1) سهل السنوي: مصدر سابق، ص 131.

(2) Nyle C. Brady, The Nature and properties of soils, 8th ED. Macmillan publishing Co. New York, 1974, p.283.

(3) Cliff Ollier, op. cit., p.34.

(4) E. Derbyshire, and others, Geomorphological Processes, Dawson Westview Press, Chatam, 1979, p.35.

يعتبر ثاني أوكسيد الكاربون مصدر تكوين حامض الكاربونيك ويوجد هذا في هواء التربة وكذلك في الغلاف الجوي حيث يتكون حامض الكاربونيك عند ذوبان هذا الغاز بالماء. وتكون لهذا الحامض القابلية على مهاجمة الصخور التي تحتوي معادنها على عناصر الحديد والكالسيوم والمغنيسيوم والصوديوم والبوتاسيوم. تذوب هذه العناصر بحامض الكاربونيك فتتحول إلى كاربونات ذات قابلية كبيرة على الذوبان. ويهاجم الماء الذي يحتوي حامض الكاربونيك الحجر الجيري حيث يتحول إلى بيكاربونات تكون قابلية ذوبانها أكبر بمرات عديدة من قابلية الإذابة للحجر الجيري وكما في المعادلة التالية[1]:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \longrightarrow Ca(HCO_3)_2$$

كاربونات الكالسيوم (الحجر الجيري) + ماء + ثاني أوكسيد الكاربون ← بيكاربونات الكالسيوم

هذا وتنتقل البيكاربونات وهي ذائبة في الماء تاركة المواد الأخرى التي لا تذوب فيه بالسرعة نفسها في مكانها. وقد تكونت بهذه الطريقة معظم الأشكال الكارستية والكهوف. ويزداد تأثير حامض الكاربونيك من خلال أنواع أخرى من الحوامض العضوية الموجودة في التربة والناتجة من تحلل المواد النباتية بالدرجة الأساسية. وتهاجم الأحماض العضوية الموجودة في التربة الفلدسبار أثناء الفصل المطير وتكون نواتج ذلك مهمة في عملية النمو النباتي[2].

5 ـ عملية التأكسد Oxidation:

تحدث هذه العملية عندما يتحد الأوكسجين الموجود في الغلاف الجوي مع المعادن المكونة للصخور وعلى الرغم من سعة انتشار هذا النوع من التجوية الكيمياوية إلا أن أهميتها قليلة. وتكون لعملية التأكسد أهمية خاصة في تجوية الصخور التي تحتوي على الحديد إذا كانت مصحوبة بعملية الترطيب. ويرجع معظم الألوان الجميلة المتباينة للصخور وفي المناطق ذوات المناخ الجاف وشبه الجاف بشكل خاص إلى تعرض المعادن الحديدية الموجودة فيها إلى التجوية مكونة معادن جديدة مثل الهماتايت (Fe_2O_3) والليمونايت($Fe_2O_3 + 3H_2O$)[3].

---

(1) W. Thornbury, Op. cit., p.45.

(2) B.W. Sparks, Geomorphology, Longmans, London, 1965 pp.27-28.

(3) W. Donn. op. cit., p.159.

كما تؤدي عملية التأكسد إلى تقليل مقاومة الصخور لعمليات الذوبان بالماء وخاصة الماء الذي يحتوي على الحوامض.

6 ـ التجوية الكيمياوية العضوية:

توجد الأحياء في التربة بكميات هائلة وخاصة في الأقاليم المناخية المعتدلة الرطبة حيث تقدر بحدود 30 ـ 40 طن في الهكتار الواحد. وتحتوي التربة الرطبة بين 2 ـ 14 مليون بكتريا في السنتمتر المكعب الواحد. وينتج عن وجود الأحياء المختلفة الموجودة في التربة وعن سلسلة الحياة الموجودة فيها تكون مادة معقدة تعرف بالمواد العضوية humus. وتذوب هذه في الماء الذي يكون بشكل حامض قليل التركيز ويقوم هذا بدوره بمهاجمة معادن السيليكات الموجودة في التربة والصخور[1]. حيث تتحول حتى المعادن غير القابلة للذوبان فيها بهذه الطريقة إلى محاليل غروية يسهل على الجذور امتصاصها.

العوامل المؤثرة في التجوية

تعتمد سرعة تأثر الصخور بالتجوية ونوعية عملية التجوية التي تقوم بذلك على عوامل عديدة يمكن إجمالها بالآتي:

1 ـ نوعية الصخور:

إذ تختلف الصخور كثيراً تبعاً لدرجة صلابتها ويرجع ذلك إلى التباين في مكوناتها المعدنية وطبيعة المواد اللاصقة لذراتها ودرجة تضاغطها. تقسم معادن الصخور تبعاً لدرجة صلابتها بموجب مقياس (Moh للصلابة) إلى درجات تتراوح بين (1) للمعادن اللينة إلى (10) للمعادن ذات الصلابة العالية. فالجبس على سبيل المثال تكون درجة صلابته 2 والكالسايت 3، والأرثوكليس 6 والكوارتز 7.

تكون معظم الصخور النارية كما بينا ذلك في الفصل الثاني من هذا الكتاب صلبة نتيجة لطبيعة مكوناتها المعدنية ولأن هذه المعادن ارتبطت مع بعضها ارتباطاً قوياً أثناء عملية التبريد والتبلور. وتكون الصخور الرسوبية في معظمها لينة رغم أنها تحتوي على معادن صخرية صلبة. فالحجر الرملي يتكون معظمه من الكوارتز لكنه يصبح ليناً بسبب المواد اللاصقة للكوارتز والتي تكون لينة مثل أوكسيد الحديد أو كاربونات الكالسيوم. وتصبح بعض الصخور الرسوبية صلبة عندما تكون تلك

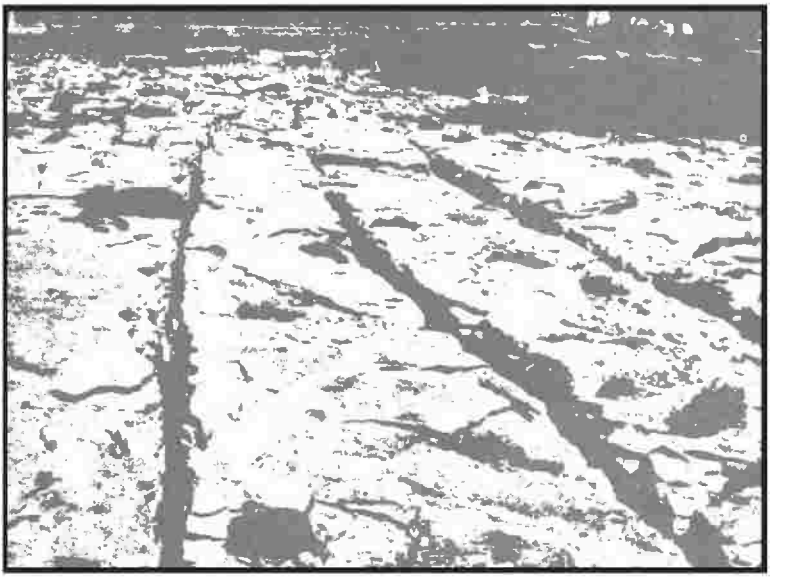
(1) James Gilluly, and others, Principles of Geology, 4th Edition, W.H. Freeman, San Francisco, 1975, p.216.

المواد اللاصقة بدورها صلبة هي الأخرى. وإن من الأمور المعروفة لدى الجيومورفولوجيين أن لدرجة صلابة الصخور أثراً في مقدار تأثرها بالتجوية، حيث لا تتأثر الصخور الصلبة بالعمليات الجوية الميكانيكية والكيمياوية إلا قليلاً رغم طول الفترة التي قد تكون معرضة فيها لهذه العمليات. وإذا كانت الصخور متكونة مثلاً من معادن ذات ألوان مختلفة فإن قابليتها على امتصاص أشعة الشمس وحرارتها سوف تكون متباينة أيضاً ولذلك يحصل تمدد غير متساوٍ لهذه المعادن الأمر الذي سوف يساعد على زيادة سرعة تفكك تلك الصخور. ويحدث الشيء نفسه إذا كانت معاملات التمدد لتلك المعادن متباينة بدرجة كبيرة. وتتسخن الصخور ذوات الألوان الداكنة مثل البازلت والكابرو بسرعة أكبر وتتأثر بعملية التفكك بشكل أوضح مما عليه في الصخور ذوات الألوان الباهتة مثل الطباشير والحجر الجيري الذي يعكس معظم أشعة الشمس الساقطة عليه.

تؤدي زيادة المفاصل إلى زيادة المساحة السطحية من الصخور والتي سوف تتعرض لعمليات التعرية المختلفة. إذ يتركز دخول الماء المحمل بالأحماض إلى الصخور من خلال المفاصل الموجودة فيها، (شكل رقم 27). وخير مثال على ذلك أن السبب في تكوين الأشكال الكارستية في الصخور الجيرية إنما يعود إلى النظام المفصلي الجيد الموجود فيها. كما وتساعد المفاصل في عملية تعاقب الانجماد والذوبان إذ يتغلغل الجليد خلالها. وتعتمد عملية التقشر المهمة اعتماداً كلياً على وجود المفاصل الأفقية الامتداد في الصخور.

2 ـ المناخ:

للمناخ أثر مهم في عمليات التجوية حيث يعتمد كثير منها وبشكل تام على وجود ظروف مناخية معينة. إذ يتركز الصقيع في المناطق التي يتعاقب حدوث الانجماد والذوبان فيها. وتكون التجوية الناتجة عن التسخين مهمة جداً في الأقاليم التي تتذبذب فيها درجات الحرارة بين الليل والنهار بشكل واضح. يشتد نشاط كل فعاليات التجوية الكيمياوية في المناخ الحار إذ تزيد سرعة التفاعل الكيمياوي بمقدار الضعف مع كل ارتفاع مقداره 10م° في الحرارة. وتتعاظم فعالية التجوية الكيمياوية أكثر في المناخات الرطبة وذلك لأن الماء ضروري في عمليات التحليل المائي والترطيب والتكربن بصورة خاصة. ويتوضح أثر المناخ على التجويه بصورة جيدة لو أجرينا تقسيماً للأرض إلى أقاليمها المناخية الرئيسية والتي هي:



شكل (27)
مفاصل صخور أثرت فيها عمليات التعرية بصورة واضحة

1 ـ **المناخ المداري الرطب**: تسمح الظروف المناخية المتمثلة بالحرارة العالية والأمطار الغزيرة لقيام تحلل كيمياوي فعال. وتبقى معظم المواد المفككة في مواقعها على السفوح فيما عدا السفوح ذوات درجات الانحدار الشديدة التي عليها ظاهرات مثل المجاري الطينية والانزلاقات الأرضية. وتتعرض إلى التعرية الكيمياوية حتى الصخور النارية الحامضية الصلبة إلى أعماق تزيد أحياناً عن 30 متراً وفي حالات استثنائية إلى 90 ـ 120 متراً. ويصاحب الزيادة في التفاعلات الكيمياوية في هذا المناخ زيادة في الفعاليات الحياتية.

2 ـ **المناخ الجاف وشبه الجاف**: لا تكون التجوية الكيمياوية ذات تأثير في هذه الأنواع من المناخ بسبب النقص في الرطوبة في حين تكون التجوية الميكانيكية على أقصى درجاتها فيه، ونظراً إلى أن هذه الأقاليم ذوات مدى حراري يومي كبير فإن عملية تعاقب التمدد والتقلص لمعادن الصخور تكون شائعة فيها، الأمر الذي يعرض الصخور العارية من الغطاء النباتي إلى التحطيم والتقشر. ويعتقد أن التجوية الكيمياوية تستطيع وبمساعدة رطوبة قليلة أن تكون تقشراً وتعرية للسفوح السفلى وكذلك للكتل الصخرية المنعزلة في الصحاري.

3 ـ **المناخ المعتدل الرطب**: تسود معظم عمليات التجوية في هذا المناخ إذ يظهر أثر الصقيع مثلاً في المفاصل المكشوفة في المناطق الجبلية العالية. وتؤثر عملية التأكسد على الصخور التي تحتوي على معادن حديدية. وتكون عملية

التكربن فعالة في صخور الطباشير ومناطق الحجر الجيري. كما تسود عملية التحليل المائي وغيرها فوق الصخور النارية. ومن المهم أن أية عملية من عمليات التجوية لا تكون سريعة في تأثيرها في هذا النوع من المناخ علماً بأن مجمل تأثير التجوية الكيمياوية يكون أكثر من تأثير عمل التجوية الميكانيكية. حيث يشتد نشاط الأولى بوجود التربة والغطاء النباتي الذي يساعد على نفاذ ماء المطر وتكوين الأحماض العضوية.

4 ـ **المناخ القطبي**: يعتبر الصقيع العملية الرئيسية السائدة الذي ينتج منها حطام صخري كتلي مع كميات كبيرة من فتات صخرية مدببة ناتجة عن تحطم الجلاميد الصخرية الكبيرة. توجد التجوية هنا بطريقتين:

1 ـ يستطيع الماء الموجود على السفوح الخالية من الغطاء النباتي والتربة أن ينفذ إلى الشقوق والمفاصل ويكوّن إسفيناً جليدياً.

2 ـ يحدث تعاقب للانجماد والذوبان في النطاق الأعلى من التربة والواقعة فوق منطقة الانجماد الدائم حيث تتحطم الصخور الصلبة.

وتكون التجوية الكيمياوية في هذا المناخ أقل تأثيراً من التجوية الميكانيكية رغم أن بعض الأحماض العضوية قد تتكون أسفل تراكمات اللبد النباتي، كما وجد أن الماء الذي يأتي من أسفل الجليد يحتوي على كاربونات كالسيوم مذابة فيه الأمر الذي يؤكد قيام عملية التكربن[1].

توجد علاقة وثيقة بين التأثيرات المكانية للتجوية وبين الموقع الجغرافي للمنطقة. فلنفرض على سبيل المثال وجود سلسلة جبلية تمتد من الشرق إلى الغرب عند خط عرض 45 شمالاً، ولنتصور أيضاً أن كميات متساوية من الثلوج تسقط على جانبي هذه السلسلة بصورة متقطعة طيلة العام سنجد بعد ذلك أن الثلوج سوف تغطي سطح الأرض طول الشتاء في السفح الشمالي من السلسلة بينما توجد حالة ذوبان أكثر للثلوج على السفوح الجنوبية لها حيث تمتلئ الشقوق الصخرية بالمياه التي تتجمد هناك. وسوف يؤدي تكرار الانجماد والذوبان إلى زيادة في تحطيم الصخور على السفح الجنوبي منها على السفح الشمالي[2].

(1) R.S. Small, op. cit., pp.18-27.

(2) Worcester, Op. cit., p.127.

3 ـ التضاريس :

تؤثر التضاريس في عملية التجوية من خلال تأثيرها على نوعية المناخ الذي يسود فوقها. حيث تختلف السفوح الجبلية فيما بينها في درجة ارتفاعها وكذلك مقدار تعرضها لأشعة الشمس ودرجة مواجهتها للرياح الرطبة. وتؤدي كل هذه الاختلافات إلى ظهور أنماط متنوعة من المناخ تؤدي إلى زيادة في تأثير أنواع خاصة من التجوية.

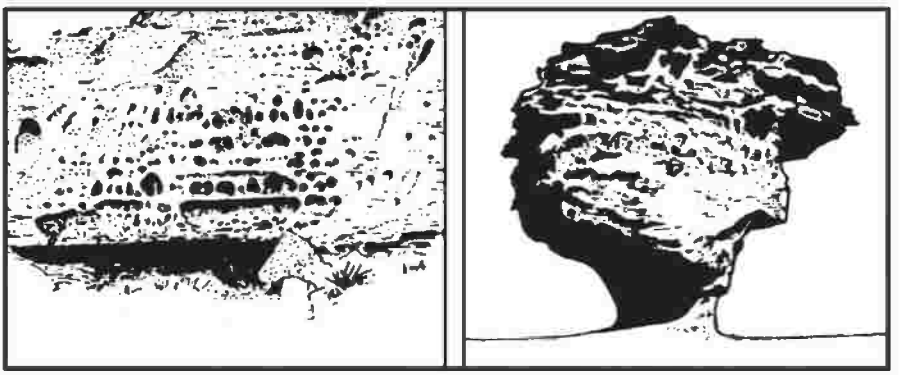
كما وتختلف التضاريس في درجة انحدار سفوحها ويؤثر ذلك بدوره على سرعة ونوعية عملية التجوية الموجودة عليها. إذ تزداد حدة التجوية الميكانيكية على السفوح الشديدة الانحدار والتي يمكن أن يحصل فيها ظواهر مثل الانزلاق الأرضي، زحف التربة... إلخ بحيث تبقى تلك السفوح عارية عن التربة وتكون صخورها معرضة لعمليات التجوية الميكانيكية مثل أثر الصقيع أو التمدد والتقلص الناتج عن تباين درجات الحرارة. وتزداد سرعة جريان المياه السطحية فوق هذه السفوح الأمر الذي يزيد حتى من عملية تجوية تلك السفوح تجوية كيمياوية.

ويتبع قلة درجة انحدار السفوح وجود سميك للتربة فوق الصخور الأصلية والتي نتجت هي الأخرى من خلال عمليات تجوية مختلفة. وتقوم تلك بحماية ما تحتها من صخور من أن تتعرض إلى التجوية الميكانيكية بالدرجة الأساسية. ولكن وبسبب احتواء تلك التربة على كميات من المياه، على الأغلب، فإن ذلك يساعد على قيام تجوية كيمياوية عليها.

بعض الأشكال الأرضية الناتجة عن التجوية

عندما تتعرض الصخور التي تتباين طبقاتها أو مكوناتها في درجة مقاومتها لعمليات التجوية يحدث أن يكون تأثير تلك العمليات شديداً فوق الجهات اللينة أو القليلة المقاومة. فتتآكل تلك الأجزاء في حين تظل الطبقات أو الأجزاء الصلبة بارزة. ويعرف هذا النوع من التجوية باسم التجوية المتباينة Differential. وتتكون بهذه الطريقة أشكال مثل الأشكال الأرضية التي تشبه نبات الفطر Mushroom rock (شكل رقم 28)[1].

(1) R.J. Small, op. cit., p.27.



شكل (28)
التجوية المتباينة

وينتج من تعرض الركام الجليدي وصخور المجمعات البركانية (البريشيا) إلى عملية التجوية إلى تكون أعمدة أو أبراج توجد في أعلاها جلاميد صخرية كبيرة صلبة تحمي الحطام الصخري المفكك الموجود أسفلها ويطلق على هذه الأشكال اسم Demoiselles .

وقد سبق وبينا أن التالوس هو أيضاً أحد الأشكال الجيومورفية التي تنتج عن عملية التفكك الصخري بواسطة تكرار عملية التجمد والذوبان.

تتعرض بعض الصخور التي يظهر فيها نظام مفصلي يفصلها إلى كتل متباينة في الحجم حيث تقوم عمليات التعرية بالتأثير بشكل كبير في منطقة المفاصل التي تمثل مناطق الضعف في تلك الصخور إذ يتحول شكلها نحو الاستدارة وخاصة عند حافاتها المفصلية السابقة. وتعرف تلك الأشكال بالجلاميد المتخلفة Residual borders.[1]

نتائج عملية التجوية:

يتكون الغطاء الصخري أو regolih من جراء عملية واحدة أو أكثر من عمليات التجوية التي مر شرحها فيما تقدم من البحث. ويعني هذا الغطاء الحطام المفكك الذي يتكون من الصخور والمعادن في مختلف مراحل تحللها والذي يغطي بدوره الصخور الصلبة غير المتفككة التي تعرف بالصخور الأصلية bed rock. ويعطى في الغالب لهذا الغطاء الصخري المفكك الذي ينقل من مكان آخر اسماً يتفق والعملية التي قامت بنقله وإرسابه مثل الثلاجات والرياح والأنهار.. إلخ ولذلك فهناك رواسب طموية أو مائية ناتجة عن ترسيب الأنهار ورواسب جليدية

(1) A.K. Lobeck, op. cit., p.81.

ناتجة عن ترسيب الجليد وكذلك فإن رواسب اللويس والكثبان ناتجة عن عمل الرياح.

وكما بينا في الفقرة السابقة، يبقى هذا الغطاء الصخري المفكك دون أن يتحرك إلا قليلاً في المناطق السهلية المستوية وفوق قمم الهضاب المسطحة وكذلك في أقاليم الغابات الكثيفة وفي الأقاليم ذوات التربة المتجمدة.

يتحرك الغطاء الصخري المفكك في غير تلك الأقاليم نحو الأسفل بتأثير الجاذبية الارضية وبمساعدة المياه الباطنية أحياناً مكوناً الانزلاقات الأرضية بأنواعها المختلفة والتي هي:

1 ـ حركات سريعة جداً مثل انزلاق وتساقط الصخور ولا يكون وجود الماء ضرورياً في حدوث مثل هذه الحركات وتعرف الأشكال الناتجة عنها بالتساقط الصخري rock falls، الانزلاق الصخري rock slide وانزلاق الحطام الصخري debris slides.

2 ـ انسياب بطيء يحدث للمواد التي تشبعت جزئياً بالماء مكونة مظاهر مثل زحف الصخور، زحف التربة، وانهيار التربة.

3 ـ انسياب سريع يحدث في المواد التي تشبعت كلياً بالماء حيث ينتج عنها مجرى التربة والمجاري الطينية[1] (شكل رقم 29).

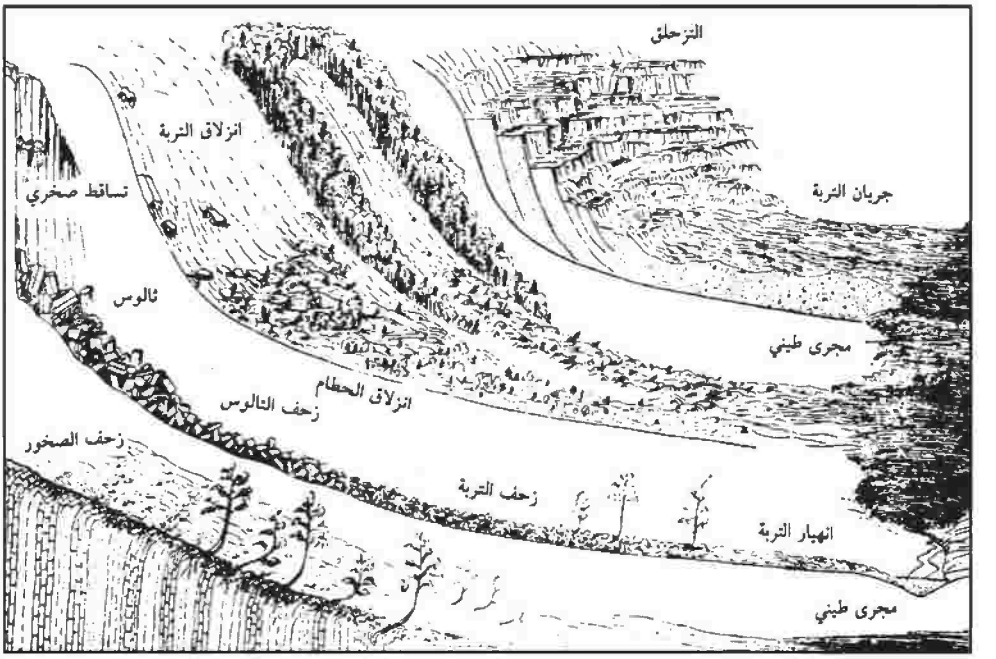
تعتبر الانزلاقات الأرضية أهم تلك الحركات حيث تتأثر بها أحجام كبيرة من المواد الصخرية وتتأثر التضاريس بها كثيراً أيضاً وتحدث الانزلاقات الأرضية عند توفر واحد أو أكثر من الظروف التالية:

1 ـ سفوح شديدة الانحدار وخاصة في السفوح الانكسارية أو المنحدرات التي يعملها الإنسان عند شقه للطرق خلال المناطق الجبلية. وتعتبر الجدران الحادة الارتفاع التي تحيط بالخوانق النهرية والوديان الجليدية أماكن مناسبة أخرى لتكوين الانزلاقات الأرضية.

2 ـ الترطيب الذي ينتج من خلال سقوط أمطار غزيرة أو ذوبان كميات من الثلج أو الجليد. حيث تصبح كثيراً من الصخور زلقة بعد سقوط أمطار غزيرة على المنطقة كما يكون للوزن الذي تضيفه مياه الأمطار على الصخور أهمية أخرى أيضاً. هذا وتحدث كثيراً من الانزلاقات الأرضية الصغيرة بسبب تشبع الأرض بالمياه المتسربة إليها من الخزانات وقنوات الري... إلخ.

(1) A.K. Lobeck, op. cit., p.93.

3 ـ الزلازل التي قد تسبب بداية حركة الانزلاق الأرضي ويعتقد بأن كثيراً من الانزلاقات الأرضية القديمة التي حدثت في جبال San Juan في كولورادو كانت قد نتجت عن زلازل قديمة أيضاً. ويمكن للبراكين أن تلعب الدور نفسه أيضاً.



شكل (29)
أهم أنواع الانزلاقات الأرضية

4 ـ إزالة الطبقات الأرضية الساندة بواسطة عمليات طبيعية أو بواسطة الإنسان وذلك عندما تتحول بعض الطبقات الصخرية من جراء عمليات تجوية كيمياوية إلى طين يقوم عند ترطيبه بتسهيل عملية انزلاق الطبقات والتكوينات الصخرية الواقعة فوقه. ويساعد الإنسان على قيام عملية الانزلاق عندما يزيل طبقات صخرية تحتية بحثاً عن المعادن كالفحم مثلاً.

5 ـ وجود نية صخرية غير اعتيادية كأن تكون طبقات تميل كثيراً إلى درجة أنها قد تتطابق مع درجة ميل السفوح نفسها أو حيث توجد مفاصل طبقية تكون موازية لجدران الخوانق والوديان النهرية العميقة.

6 ـ اثر الجاذبية الأرضية. وهو عامل مهم جداً في تكوين الانزلاقات الأرضية حيث يقوم بمساعدة العوامل السابقة على الأقل[1].

لقد ازداد الاهتمام بدراسة الانزلاقات الأرضية في الآونة الأخيرة وخاصة بعد الزيادة التي حصلت على أعداد السكان وما أعقبها من زيادة في ظاهرة التحضر والحاجة إلى إنشاء مستوطنات جديدة حول المدن التي تحيط بها المرتفعات بصورة خاصة كما في حالة سان فرانسيسكو إذ ظل المخططون يهملون أثر تلك الانزلاقات مما أدى إلى حصول كوارث عديدة حيث ضربت على سبيل المثال مدينة كوبي Kobe في اليابان بالانزلاقات الأرضية التي تحدث في جبال Rokko من جراء سقوط الأمطار الغزيرة علماً بأن هذه المدينة كبيرة ويبلغ عدد سكانها أكثر من مليون نسمة[2] ولذلك فإن من الضروري تحديد مواقع الاستيطان في المناطق التي لا تتعرض إلى ظاهرة الانزلاقات الأرضية أو إيجاد الوسائل لحمايتها منها.

التربة

تعتبر التربة النتاج المباشر لعمليات التجوية المختلفة. وتطلق هذه التسمية على الطبقة العليا المفككة من القشرة الأرضية والتي تكونت بتأثير عمليات التجوية والتعرية المختلفة. والتربة من ناحية التركيب عبارة عن تجمع طبيعي لمعادن ومركبات عضوية متحللة جزئياً. وتتكون من طبقات مختلفة السمك متغيرة في شكلها وفي طبيعة تركيبها وخواصها الكيمياوية

(1) Worcester, Op. Cit., pp.424-431.

(2) Masamu Aniya, Landslide-Susceptibility Mapping in the Amorhata River Basin, Japan, Annals, Vol. 72, No. 1, 1985, p.102.

والحيوية عن الصخور الأساس التي تحتها. ويعتمد تكوين ونوعية التربة على العوامل التالية مجتمعة:

1 ـ صخور الأساس.

2 ـ الظروف المناخية.

3 ـ الأحياء أو العضويات.

4 ـ التاريس الأرية.

5 ـ الزمن[1].

وقد عرّف بوشنل Bushnell التربة في سنة 1942 بأنها قسم من أقسام سطح الأرض يتميز بأنه مكون من طبقات موازية له وناتج عن تحوير المواد الأولية نتيجة لعمليات فيزيائية وكيمياوية وحياتية. وقد تمت هذه العملية تحت ظروف مختلفة وخلال فترات زمنية مختلفة أيضاً[2]. وسوف لا نحاول أن ندخل في تفاصيل موضوع التربة لأن ذلك من اختصاص علم متميز وواسع هو علم التربة اليدولوجي Pedology إضافة إلى أن الطلبة يدرسون الموضوع ضمن الجغرافيا الحياتية في مرحلة دراسية لاحقة.

يمكن تقسيم التربة من ناحية جيولوجية إلى نوعين هما:

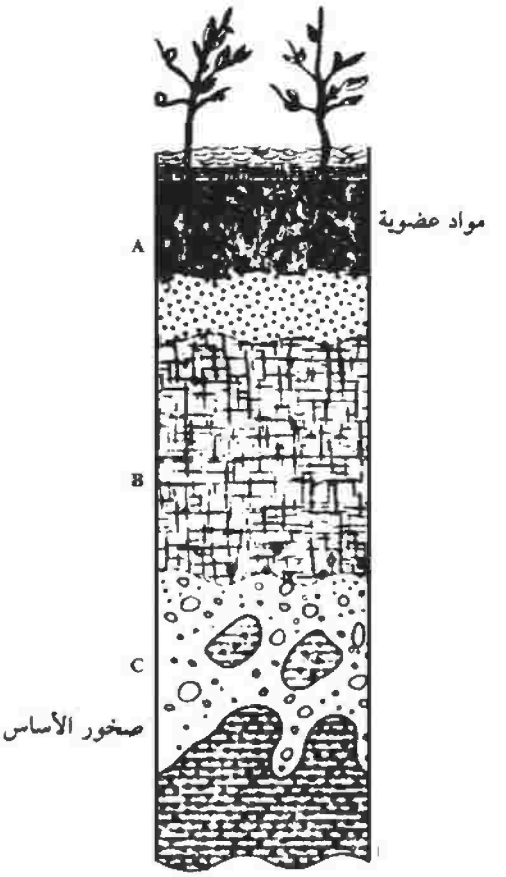
1 ـ التربة المتبقية أو المتخلفة

تعني هذه التربة من اسمها أنها تلك التي اشتقت من الصخور نفسها التي تستند عليها وأنها تبقى فوق تلك الصخور وبذلك فإنها تحتوي على المعادن الأولية نفسها الموجودة في صخور الأساس. وتدل التربة المتخلفة العميقة على حدوث عمليات تجوية سريعة أو أن المنطقة لم تتأثر منذ وقت طويل بعمليات تعرية تقوم بنقل الحطام الصخري إلى مكان آخر. ويكون من الصعوبة بمكان معرفة نوعية الصخور الأصلية التي تنشأ منها التربة المتخلفة القديمة التكوين وذلك بسبب عمليات التحلل الكيمياوي الذي تعرضت له مكوناتها وأدت إلى تغيير في صفاتها الأصلية، وتعرف مثل هذه التربة بالتربة الناضجة (شكل رقم 30).

---

(1) فاروق صنع اللّه العمري وعبد الهادي يحيى الصائغ، الجيولوجيا العامة، مطبعة جامعة الموصل، 1974، ص 122.

(2) Worcester, op. cit., p. 130.



شكل (30)
مقطع من تربة ناضجة

تلعب الظروف المناخية دوراً مهماً في تكوين خصائص التربة المتبقية إذ يطلق على مجموعة التربة التي تتطور عند ظروف مناخية رطبة اسم مجموعة Pedalfers وهي الترب التي تحتوي على الحديد والألمنيوم بشكل خاص. وتتكون هذه الترب في المناطق ذوات المناخ الرطب التي يزيد معدل مطرها عن 60 ـ 75سم في العام. ويعني هذا أن التربة والصخور الأصلية الواقعة تحتها تكون رطبة بصورة مستمرة. وتتجرد هذه الترب من أملاحها بصورة مستمرة الأمر الذي يجعلها فقيرة بها نسبياً. وتتصف بأنها تفتقر كثيراً إلى المواد القابلة للذوبان مثل أملاح البوتاسيوم والكالسيوم وكذلك فهي فقيرة بموادها العضوية. ومن أمثلة هذه التربة تربة اللاتريت Latrrite التي توجد في الأقاليم المدارية ذوات الأمطار الغزيرة التي تسبب حدوث ظاهرة التجرد leaching فيها. ولا يمكن استغلال هذه التربة للزراعة إلا باستعمال الأسمدة.

يطلق على مجموع الترب التي تتطور تحت ظروف مناخية جافة أو شبه جافة اسم ترب البيدوكال pedocals. وتعني الترب التي تحتوي على الكالسيوم. وتنشأ هذه الترب في الأقاليم التي تقل أمطارها السنوية عن 60سم ولا تسمح هذه الكمية القليلة من الأمطار بحدوث جريان مائي خلال التربة نحو الأسفل. ويكون معظم النبات الطبيعي الموجود عليها من الحشائش والشجيرات الصغيرة. تحتوي هذه التربة على كل المواد القابلة للذوبان والتي تسبب خصوبتها. وتتباين هذه الترب في خصوبتها من تربة الجرنوزم Chernozem السوداء الخصبة التي تحتوي على كميات كبيرة من المواد العضوية إلى ترب الصحاري الرمادية الفقيرة التي ليس فيها إلا كميات قليلة من هذه المواد[1].

2 ـ الترب المنقولة Transported:

تشمل التربة المنقولة كل أنواع التربة التي قامت عمليات جيومورفولوجية معينة بإزالتها من فوق الصخور الأصلية التي نشأت عنها ونقلتها وأرسبتها تلك العمليات نفسها أو غيرها. وتختلط هذه التربة أثناء عملية نقلها بمواد قادمة من صخور أخرى مختلفة. ولذلك لا يمكن تحديد نوعية الصخور الأصلية بالنسبة إلى التربة المنقولة. كما وتنتقل بعض هذه الأنواع من التربة إلى مسافات قصيرة من خلال حركات الانزلاقات الأرضية المختلفة التي ذكرت سابقاً. وينقل القسم الآخر إلى مسافات قد تزيد عن مئات الكيلومترات عن منطقة المنشأ كما هي الحالة في التربة الطموية أو التي تنقلها الرياح. وتضم التربة المنقولة الأنواع التالية:

1 ـ التربة التثاقلية Gravity Soil أو Colluvial:

تتكون هذه التربة نتيجة إلى تدحرج الحطام الصخري تحت تأثير قوة الجاذبية الأرضية من المناطق المرتفعة باتجاه الجهات المنخفضة ولمسافة قصيرة من منطقة المنشأ. ويكثر هذا النوع من التربة في المناطق الصحراوية أو شبه الصحراوية بسبب سيادة التجوية الميكانيكية وقلة وجود الغطاء النباتي الذي يمنع تساقط وحركة الحطام المفكك. وتعتبر الانزلاقات الأرضية بكافة أشكالها أسباباً رئيسية لهذه الحركة للتربة. ولا تتشابه ذرات هذه التربة في أحجامها إذ غالباً ما تختلط معها الجلاميد الصخرية الكبيرة الأحجام (boulders). توجد هذه التربة عند قدمات المنحدرات الشديدة. ولا تظهر فيها عادة صفة طباقية جيدة.

(1) A.K. Lobech, op. cit., pp. 78-79.

2 ـ التربة الطموية Alluvial :

تضم هذه التربة كل أنواع التربة التي قامت المياه السطحية الجارية بنقلها وترسيبها أو عند اتصالها بمسطحات مائية بشكل دلتاوات. تتميز هذه التربة بأنها ذات صفة طباقية جيدة كما وتتصف بتجانس ذرات الرواسب فيها. وهما خاصيتان تميزان الترسيب المائي عن غيره. وتوجد الترب الطموية بصورة خاصة فوق سهول الأنهار الفيضية التي تغمرها مياه الفيضان بين حين وآخر. كما توجد في الدلتاوات والدالات المروحية والبجادا وبنطاق أقل في البحيرات الساحلية lagoons والمستنقعات وفي قيعان المجاري النهرية القديمة. وتمثل السهول الفيضية للأنهار الكبرى في العالم مثل سهل المسيسيبي والنيل ودجلة والفرات نماذج جيدة من التربة الطموية. ويوضح نهر النيل جيداً كيفية تكون كل من السهول الفيضية والدلتاوات من خلال نقله للكميات العظيمة من التربة الجيدة إلى الأراضي الواقعة قرب مصبه.

هذا وتتميز التربة الطموية بأنها سميكة في العادة وخصبة خاصة إذا كانت ظروف المناخ ملائمة لتكاثر المواد العضوية بسرعة فيها وكذلك بسبب التجديد المتواصل الذي يحصل عليها جراء ما تلقيه عليها الفيضانات من إرسابات جديدة كل عام تقريباً.

3 ـ التربة الجليدية Glacial Soils :

ترسبت التربة الجليدية في مناطق واسعة من اليابسة عندما تراجع الجليد الذي غطى مساحات كبيرة من القارات أثناء البلايستوسين. وقد ألقى ذلك الجليد بالرواسب التي كان يحملها معه مكوناً ما يعرف باسم التربة الجليدية (سوف نفصل في نوعية هذه الرواسب والأشكال الجيومورفية ذات العلاقة في الفصل الخامس).

تتميز التربة الجليدية بأنها غير طباقية وأنها ذوات ذرات غير متجانسة في أحجامها كما تتصف بدرجة مساميتها العالية. وتعتبر تربة نطاق الذرة المشهور في الولايات المتحدة من أوضح الأمثلة لهذا النوع من التربة.

4 ـ تربة قيعان البحيرات Lacustrine :

تتغطى قيعان كثير من البحيرات التي انصرفت مياهها لسبب من الأسباب بترب ذات صفة طباقية جيدة. وتتباين هذه التربات كثيراً في حجم ذراتها تبعاً لموقع البحيرة من وادي النهر حيث تكون طبيعة الرواسب أكثر خشونة إذا كانت الأنهار التي تصب في البحيرات في مرحلة متقدمة من مراحل الدورة

الجيومورفولوجية. وتختلف تربة البحيرات في خصوبتها أيضاً تبعاً لدرجة وجود وتحلل المواد العضوية فيها. ويقع نطاق القمح في الولايات المتحدة وكندا، الذي يمتد في غرب ولاية مينسوتا وشمال داكوتا وكذلك في جنوب مانيتوبا وسسكجوان، فوق موقع لأحد البحيرات القديمة التي انصرفت مياهها بواسطة النهر الأحمر وروافده، ويتصف هذا الإقليم باستوائه الشديد وبخصوبة تربته في الوقت الحاضر.

5 ـ التربة الهوائية Eolian soil :

تتكون هذه التربة من جراء الترسيب للمواد التي تنقلها الرياح. إذ تستطيع الرياح أن تنقل ذرات رواسب من مصادر مختلفة بعضها قادم من مواد طموية قامت الأنهار بترسيبها فوق سهولها الفيضية ويأتي قسم آخر من تلك الرواسب من مناطق الإرسابات الجليدية إضافة إلى مصادر أخرى مثل الغبار البركاني أو المواد التي تقوم الرياح نفسها بتعريتها وقطعها من الصخور أو تقوم بتفريغها من المناطق والأحواض الصحراوية. وتترسب المواد الخشنة الذرات في مناطق ليست بعيدة عن المنشأ في حين يمكن للرياح أن تنقل المواد ذوات الذرات الدقيقة إلى مسافات بعيدة جداً (سيأتي شرح كامل لهذه العملية عند دراستنا لموضوع أثر الرياح في الفصل السادس). وتعتبر ترسبات تربة اللويس من أشهر الأمثلة على التربة الناتجة عن ترسيب الرياح. وتتصف بأنها لم تتعرض إلى عملية التجريد من الأملاح لأنها نقلت على الأغلب من مناطق جافة أو شبه جافة. وكذلك فإن ذراتها تكون ناعمة ولذلك فإنها خصبة بدرجة كبيرة[1]. كما هي الحالة في تربة اللوبس في حوض هوانكهو في الصين ومنطقة السهول العظمى في الولايات المتحدة وأوكرانيا في الاتحاد السوفياتي.

هذا وتعتبر الكثبان نوعاً آخر من أنواع التربة الهوائية وتتكون بأشكال مختلفة في الأقاليم الصحراوية. وتتألف معظم حبيبات تربة الكثبان من الكوارتز وبعض معادن الميكا mica. وتكون نفاذية هذه التربة للماء عالية جداً. وعادة ما توجد الكثبان الرملية على شكل مجموعات تتراوح بين 40 ـ 50 كثيباً في الكيلومتر المربع الواحد. وتعتبر منطقة بحر الرمال الموجودة بين مصر وليبيا من أشهر الأماكن التي توجد فيها الكثبان الرملية في العالم[2].

(1) P. Worcester, op. cit., pp.131-134.

(2) فاروق صنع اللّه، مصدر سابق، ص 124.

الفصل الرابع

المياه السطحية الجارية

الأنهار

تعتبر الأنهار من أكثر العمليات الجيومورفية انتشاراً وأكثرها أهمية في التأثير على سطح الأرض وتغيير مظاهره. إذ تقوم الأنهار بنقل معظم المواد الصخرية القارية التي اقتطعتها هي أو غيرها من العمليات إلى المحيط. وبذلك فإنها تعمل على تخفيض سطوح القارات بشكل متواصل. تنتشر الأنهار عند كل مستويات الارتفاع عن مستوى سطح البحر تقريباً ما عدا تلك التي ترتفع فوق مستوى خط الثلج الدائم وكذلك فإنها يمكن أن توجد في معظم أنواع المناخ فيما عدا المناخ ذي الانجماد الدائم.

وإن المرء ليعجب حقاً عندما يرى بعض الأشكال الأرضية التي قامت الأنهار بتكوينها باعتبارها العملية الرئيسية فيها كما في الخانق العظيم لنهر كلورادو (شكل رقم 31) ذلك الخانق الذي يزيد عمقه في بعض مواقعه عن 1,5كم عن مستوى سطح الهضبة المجاورة له والذي يبلغ اتساعه حوالي 25كم.

لقد أطلق Strahler على الأنهار اسم مكائن الأرض حيث إنها تقوم بوظيفتين مهمتين إذ أنها تصرف المياه الزائدة عن سطح اليابسة في بعض المناطق كما وأنها تعمل بقوة في سبيل نحت وتعرية سطح اليابسة. يقوم النهر في سبيل إنجازه لوظيفته الثانية بالأعمال التالية:

1 ـ يقوم بإذابة وتعرية سطح الأرض الذي يتحرك عليه.

2 ـ ينقل تلك المواد التي قام بتعريتها أو إذابتها.

3 ـ يرسب المواد التي قام بنقلها بطريقة الدحرجة أو التعلق[1].

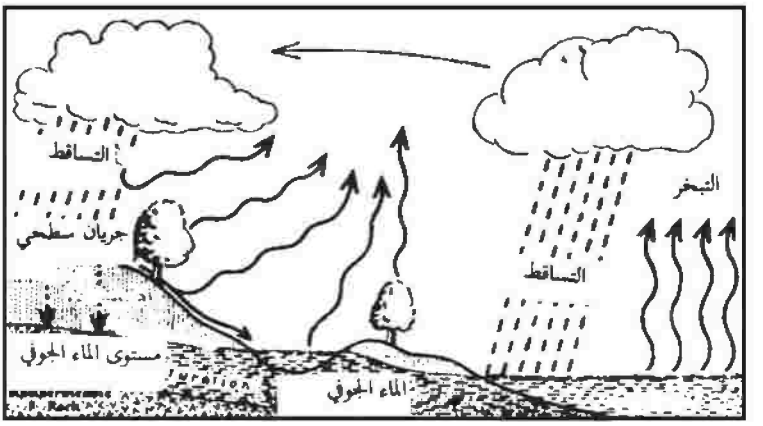
(1) Hary Robinson, Morphology and Landscape, University Tutorial, London, 1877, p.198.

لا يقتصر عمل النهر كما بينا سابقاً على النحت والتعرية فقط وإنما يقوم أيضاً بأعمال إنشائية كبيرة كما في السهول الفيضية والدلتاوات والدالات المروحية وسهول البجادا Bajada. ويمكن أن تكوّن الأنهار بذلك عوامل إنشائية constructional بقدر ما تكون عليه عوامل تخريبية destructional وفي الوقت نفسه أحياناً. فيصبح النهر في هذه الحالة نهراً متوازناً graded إذ يقوم النهر وفي مناطق معينة من مجراه بعملية النحت والتعرية وبذلك فهو نهر حفار ويرسب النهر في واديه في مناطق معينة أخرى بعض المواد التي قام بتعريتها ونقلها فيقال إنه نهر مرسب aggraded. وليست الأنهار هي العملية الجيومورفولوجية الوحيدة التي تمر بمثل هذه الحالات إذ تشبهها في ذلك بعض العمليات كالثلاجات والرياح والأمواج. غير أن الأنهار وعلى نطاق الأرض كلها يمكن أن تكون أكثرها أهمية وتأثيراً.

مصادر مياه الأنهار:

تعتبر مياه الأمطار والثلوج الذائبة المصادر المباشرة لمياه الأنهار. يغور قسم من مياه الأمطار والثلوج داخل التكوينات الصخرية والتربة. ويتحرك خلالها ثم يخرج بعضه ثانية بشكل عيون أو ينابيع أو حتى بصورة رشح seepage حيث تقوم هذه المياه بتغذية الأنهار ثانية. ويتغذى كثير من الأنهار من خلال البحيرات التي تنبع منها أو تمر فيها. وتتزود تلك البحيرات بدورها بالمياه بواسطة الأمطار الساقطة عليها أو مياه الثلوج التي تذوب وتنتهي فيها أو من مصادر نهرية تصب بدورها في تلك البحيرات كما أن الرشح يلعب دوراً مهماً في تغذية تلك البحيرات بالمياه. وينبع الكثير من الأنهار من النهاية السفلى للثلاجات.

تعتبر المياه التي تجري في الأنهار جزءاً مهماً من دورة الماء في الطبيعة (شكل رقم 32). وتشمل هذه العملية نطاقاً كبيراً يؤدي دوره فوق المحيطات وعلى سطح اليابسة وداخل الغلاف الجوي المحيط بهما. وقد قدرت كمية المياه التي تتبخر من المحيطات بحوالي 207,000كم^2 سنوياً يضاف إليها حوالي 39,000كم^2 من المياه التي تتبخر من البحيرات والأنهار والقنوات وسطح اليابسة... إلخ. ويتعادل المجموع العام لكمية التبخر هذا مع مجموع كمية التساقط الذي قدر ما يترسب منه فوق اليابسة بنحو 62,000كم^2 بينما تترسب الكمية الباقية فوق المحيطات.



شكل (32)
مخطط بين دورة الماء في الطبيعة

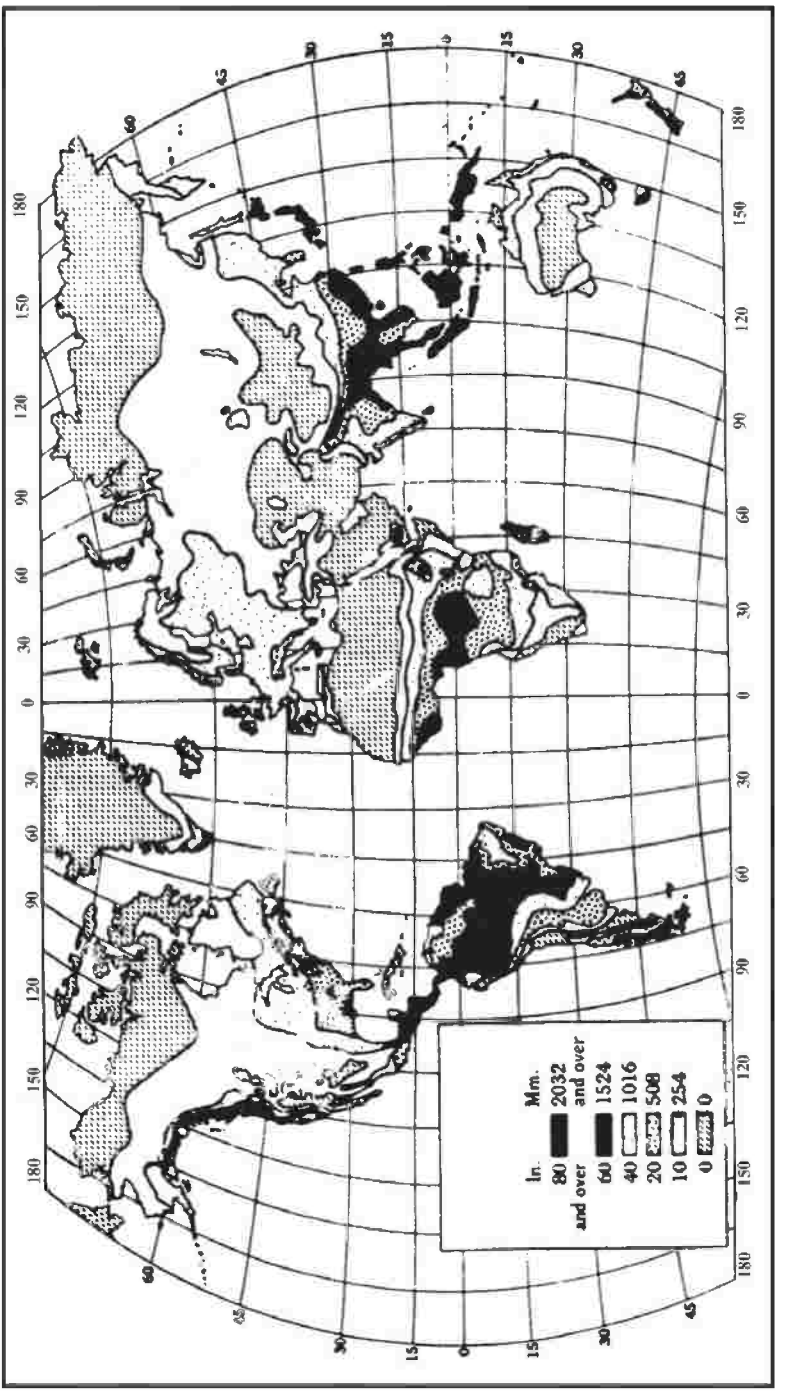
تقسم دورة الماء في الطبيعة إلى ثلاث مراحل: يحدث التبخر في المرحلة الأولى منها ويحدث التساقط في المرحلة الثانية. وينتقل الماء في المرحلة الثالثة نحو المحيط الذي كان قد جاء منه أصلاً. يجري قسم من هذه المياه التي سقطت فوق اليابسة على السطح ويغور القسم الآخر في التربة ويمتص قسم ثالث من قبل النباتات التي تعيده بدورها إلى الغلاف الجوي ثانية عن طريق عملية النتح. فإذا كانت كمية ما يسقط من مطر فوق منطقة ما حوالي 76سم في السنة على سبيل المثال يتبخر منها 53سم إما بصورة مباشرة أو بواسطة النباتات. وتجري الـ 23سم المتبقية فوق سطح الأرض لكي تنضم إلى المياه السطحية الجارية أو تنفذ إلى الصخور لتنضم إلى المياه الباطنية التي ستصل إلى المحيط مرة ثانية بصورة غير مباشرة[1].

توزيع التساقط على سطح الأرض:

بالنظر للعلاقة الوثيقة بين الأنهار وكمية وطبيعة التساقط على جهات اليابسة المختلفة لا بد من التطرق بشيء من الإيجاز إلى الصفات العامة لتوزيع التساقط على سطح الأرض، إذ يظهر لنا من (الشكل رقم 33) الذي يبين توزيع المطر السنوي في العالم الملاحظات التالية:

1 ـ تزداد الأمطار غزارة بشكل خاص في الأقاليم الاستوائية وتكون ذات كمية معتدلة في العروض الوسطى وتقل كمية الأمطار في العروض القريبة من المدارين وكذلك في المناطق القطبية.

(1) M. Cantor, World Geography of Irrigation, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p.3.



شكل (33)
توزيع التساقط السنوي في العالم.

2 ـ تكون الجهات الغربية من القارات جافة في العروض المدارية في حين تتميز السواحل الشرقية الواقعة في العروض نفسها بأنها رطبة. وتنعكس الآية في العروض العليا حيث تكون سواحل القارات الغربية ذوات تساقط كبير قياساً إلى كمية التساقط على السواحل الشرقية الواقعة معها على دوائر العرض نفسها.

3 ـ تستلم الأقاليم الجبلية المرتفعة المواجهة للرياح كميات أعظم من السفوح الواقعة في ظل المطر وكذلك تكون كمية الأمطار الساقطة على تلك السفوح أكبر من تلك التي تنزل على المناطق الواطئة المجاورة لها.

4 ـ نقل كمية التساقط كلما توغلنا إلى داخلية القارات لابتعادنا عن المحيط المصدر الرئيسي لبخار الماء في الغلاف الجوي.

5 ـ تستلم الجهات الساحلية المواجهة للرياح القادمة من المحيط كميات من التساقط أكبر بكثير من السواحل التي تخرج الرياح منها باتجاه المحيط.

6 ـ تزداد كمية التساقط على الجهات الساحلية التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة وتقل كمية التساقط على السواحل التي تمر بالقرب منها تيارات محيطية باردة[1].

يختلف توزيع كمية التساقط من مكان إلى آخر على سطح الأرض كما بينا ذلك في أعلاه، كما ويختلف من حيث وقت سقوطه وتوزيعه خلال فصل المطر. ويؤثر هذا بطبيعة الحال على حجم وطبيعة الأنهار وعلى مقدار العمل الجيومورفولوجي الذي تقوم بأدائه، إذ لا تتلقى المناطق الصحراوية إلا كميات ضئيلة من التساقط. فعلى سبيل المثال تبلغ كمية التساقط السنوي في مدينة القاهرة حوالي 3سم وفي ليما في بيرو 5سم، وليم كريك في أستراليا 13,7سم، وفي يوما في أريزونا بالولايات المتحدة 8,3سم. وقد لا تسقط الأمطار في بعض الأجزاء من صحراء أتكاما في شمالي شيلي لفترة تتراوح 5 ـ 10 سنوات بشكل متواصل. ولم تسجل أية كمية للمطر في مدينة كالاما الواقعة خلف السلاسل الساحلية في شمال شيلي[2]. وعلى النقيض من ذلك تستلم بعض الجهات من الكرة الأرضية

(1) عبد الإله كربل والدكتور ماجد السيد ولي، الطقس والمناخ، مطبعة جامعة البصرة، البصرة، 1978، ص 139 ـ 141.

(2) Glenn. T. Trewartha, An Introduction to Weather and climate, Mcgraw-Hill, New York 1943, pp.362-363.

كميات كبيرة من التساقط وخاصة السفوح الجبلية التي تواجه الرياح الرطبة. فعلى سبيل المثال تستلم محطة شرابونجي الواقعة على حافات تلال خاسي في مقاطعة أسام بالهند ما معدله 1079سم من المطر سنوياً. ويعتبر جبل Waialeale الواقع في جزيرة Kawai في جزر هاواي مثلاً آخر على مقدار الأمطار الغزيرة إذ يسقط عليه ما معدله 1206سم من المطر سنوياً. ويسقط على جبل أوليمبك Olympic في مرتفعات كاسكيد بالولايات المتحدة حوالي 370سم من التساقط سنوياً[1]. وعلى الرغم من أن للأنهار تأثيراً عظيماً في تكوين التضاريس حتى في المناطق الجافة وشبه الجافة إلا أنها تكون على أشد فعاليتها فوق الأقاليم ذوات المناخ الرطب في العالم.

المياه السطحية الجارية Runoff:

يرجع حوالي 1/ 6 كمية التساقط النازلة على اليابسة إلى المحيط ثانية بشكل جريان مائي سطحي بواسطة الأنهار. إذ يضيع قسم من هذا التساقط عن طريق عملية التبخر ـ النتح evapotranspiration ويغور القسم الآخر منها إلى التربة والتكوينات الصخرية الأخرى.

لا بد لنا من أن نلقي الضوء على بعض المفاهيم الأساسية ذات العلاقة بالمياه السطحية الجارية لكي نتعرف على الأسباب التي تؤدي إلى اختلاف تأثيرها الجيومورفولوجي على الأرض.

يأتي نسيج التصريف drainage texture في مقدمة تلك المفاهيم ويعني التباعد النسبي لخطوط التصريف (الأنهار). فيقال مثلاً إن نسيج التصريف في المنطقة تصريف ناعم fine أو تصريف خشن coarse دون أن نربط أياً من هذين النوعين بعامل معين كأن تكون درجة الانحدار أو درجة التضرس أو موقع الأقاليم من الدورة الجيومورفولوجية. ويتمثل التصريف الناعم في تضاريس الأرض المضرسة Badland في حين يمكن للتصريف الخشن أن يوجد في مناطق سهول الغسل الجليدية الرملية والحصوية وكذلك فيما يعرف باسم قطارات الوديان في المناطق التي تعرضت للتعرية الجليدية.

وتعني كثافة التصريف drainage density مجموع أطوال الأنهار في حوض تصريف معين مقسوماً على مساحة ذلك الحوض نفسه. أما درجة تكرار الأنهار

(1) H.J. Critchfild, General Climatology, New York 1960. p.94.

Stream frequency فتعني عدد الأنهار في حوض معين مقسوماً على مساحة ذلك الحوض[1].

تساعد الظروف التالية على زيادة جريان الماء السطحية بصورة عامة:

1 ـ ظروف مناخية ملائمة:

تتمثل بسقوط أمطار غزيرة وتكون معظم هذه الأمطار ناتجة عن زوابع رعدية الأمر الذي يؤدي إلى زيادة نسبة الجريان السطحي وذلك لعدم إتاحة المجال الكافي للتربة والنبات الطبيعي لامتصاص وأخذ كمية كبيرة من مياه الأمطار. تؤثر الظروف المناخية على كمية الجريان السطحي من خلال تأثيرها غير المباشر المتمثل في كثافة النبات الطبيعي حيث تتناقص نسبة المياه السطحية الجارية مع زيادة كثافة ذلك الغطاء التي تؤدي بدورها إلى تقليل سرعة جريان مياه الأمطار فوق سطح الأرض فتضيع نسبة كبيرة منها بسبب نفاذها خلال مسامات التربة والصخور وكذلك عن طريق التبخر ـ النتح. وكلما قلت كثافة الغطاء النباتي كلما كبرت حصة المياه السطحية الجارية من مياه الأمطار. كما ويزيد ارتفاع الرطوبة النسبية في الهواء من حصة المياه السطحية الجارية بسبب تناقص نسبة الضياع المائي عن طريق النتح ـ التبخر. وتساعد معدلات الحرارة الواطئة على زيادة حصة المياه السطحية الجارية أيضاً إذ تقل بسببها فعالية عملية النتح ـ التبخر.

2 ـ ظروف جيولوجية وتضاريسية ملائمة:

تزداد حصة المياه السطحية الجارية في المناطق التي تتكون من صخور ذوات درجات مسامية قليلة مثل الطين وصخور الطفل shale وكذلك في حالة قلة وجود الشقوق والمفاصل، ويحصل العكس عندما تكون التكوينات الصخرية مسامية بدرجة كبيرة كصخور الطباشير أو صخور المجمعات مع وجود نظام مفصلي واضح في المنطقة حيث يضيع قسم كبير من مياه الأمطار والثلوج وتنضم إلى المياه الباطنية.

كما وتزداد حصة المياه السطحية الجارية في المناطق التي تزيد فيها درجة الانحدار حيث تتعاظم سرعة جريان مياه الأمطار والثلوج الذائبة على السطح في هذه الحالة وبذلك لا يبقى مجال للصخور والتربة والغطاء النباتي ولعملية التبخر أن تأخذ نسبة كبيرة من تلك المياه ويحصل العكس تماماً عندما تكون درجة الانحدار للسطح قليلة.

(1) W.D. Thornbury, op. cit., p.124.

تصنيف الأنهار:

كما هي الحالة في كثير من الظواهر الطبيعية الأخرى يمكن للأنهار أن تصنف إلى عدة تصانيف تبعاً للمقياس المستخدم في ذلك. إذ تقسم الأنهار استناداً إلى:

أولاً: طبيعة جريان الماء في الوديان النهرية إلى الأقسام التالية:

1 ـ الأنهار الدائمية الجريان Permanent:

نعني بهذه الأنهار تلك التي يستمر جريان الماء فيها طيلة العام وتسبب ظروف كثيرة حالة الجريان الدائمي للأنهار منها:

1 ـ تكون كمية التساقط كبيرة وموزعة توزيعاً منتظماً طيلة العام. كما في أنهار الأقاليم الاستوائية مثل الأمازون والكونغو... إلخ.

2 ـ ينبع النهر من بحيرة أو من عدة بحيرات أو يمر خلالها كما في النيل ومكنزي.

3 ـ ينبع النهر من نهايات الغطاءات الجليدية أو الثلاجات كما في نهري الدانوب والراين في قارة أوروبا ونهر مزوري في قارة أمريكا الشمالية.

4 ـ يصبح النهر دائمي الجريان إذا قام بتغميق أقسام من واديه إلى ما دون مستوى الماء الباطني الدائمي، الأمر الذي يجعله يتغذى بكميات ثابتة من المياه الباطنية كما هي الحال في كثير من الأنهار الموجودة في شمال القطر العراقي (شكل رقم 34).

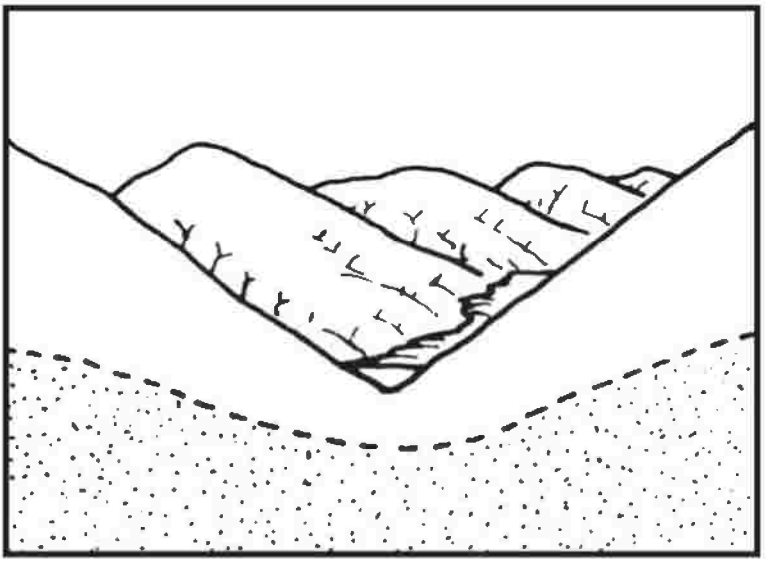
2 ـ الأنهار المتقطعة Intermittent:

وهي الأنهار التي تنقطع عنها مصادر المياه في فترات. وتوجد هذه الأنهار على الأغلب في الأقاليم التي يكون التساقط فيها فصلياً وتكون شائعة في الأقاليم شبه الجافة. تقسم هذه الأنهار بدورها إلى قسمين هما:

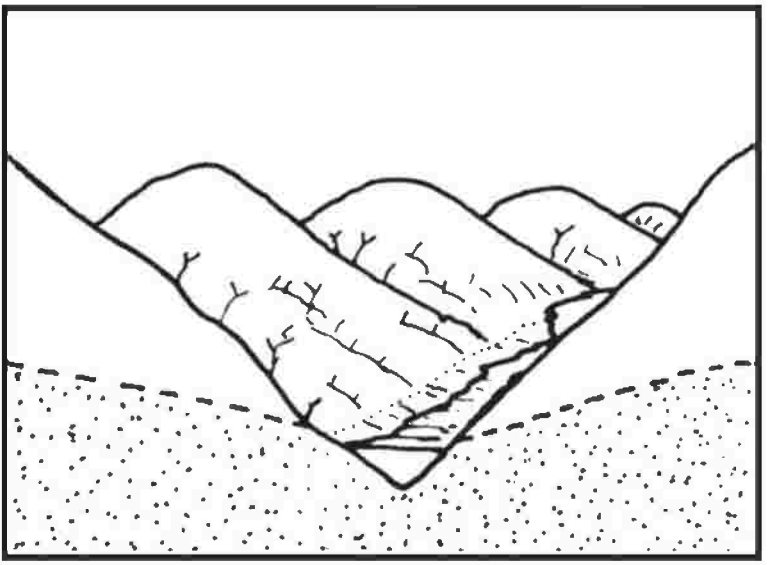
أ ـ الأنهار المتقطعة التي يتغذى بواسطة الينابيع.

ب ـ الأنهار المتقطعة التي يتغذى من الجريان السطحي للماء.

ينقطع الجريان بالنسبة للحالة الأولى من الأنهار بسبب أنها لم تقم بتعميق وديانها إلى دون المستوى الدائم للماء الباطني ولذلك ينقطع تزويدها بالمياه الباطنية عندما يهبط مستوى الماء الباطني خلال الفترة الجافة من السنة (شكل رقم 34). وينقطع الجريان في حالة النوع الثاني عندما يتوقف التساقط في منطقة تغذية النهر لكونه ذا تساقط فصلي. ويصبح النهر فصلياً أيضاً إذا لم ينبع من مناطق مرتفعة تغطيها الثلوج أو أنه لا يمر في بحيرة أو ينبع منها.



(1)



(2)

شكل (34)

1 ـ نهر غير دائمي الجريان لأنه لم يعمق واديه إلى دون مستوى الماء الباطني.

2 ـ نهر دائمي الجريان لأنه عمق واديه إلى دون مستوى الماء الباطني.

3 ـ الأنهار الوقتية Ephemeral :

تظهر هذه الأنهار في المناطق الجافة وشبه الجافة، ولا يحدث أي جريان مائي فيها إلا عقب سقوط الأمطار على أحواض ووديان تلك الأنهار ويعتمد مقدار طول الفترة التي تجري فيها المياه في مثل هذه الأنهار على كمية الأمطار الساقطة وعلى الفترة التي استغرقتها عملية التساقط .

ثانياً

تصنيف الأنهار تبعاً لنظمها

نعني بنظام النهر أو ريجيم النهر Regime الطريقة أو الأسلوب الذي تتصرف بموجبه مياه النهر، أي الفترات التي تكون فيها كمية التصريف عالية في النهر (الفيضان) والفترات التي تنخفض فيها كمية ذلك التصريف (الصيهود) .

تصنيف الأنهار تبعاً لذلك إلى:

1 ـ الأنهار ذوات النظام البسيط :

ترتفع مناسيب المياه في النهر وتزداد كمية التصريف في هذا النوع من النظام مرة واحدة في السنة ترتبط مع فترة التساقط الكبيرة أو مع فترة زيادة التجهيز المائي من منطقة التغذية . وتنخفض كمية التصريف وتهبط المناسيب للنهر في فترة معينة أخرى من السنة تتفق مع انقطاع التساقط أو تناقصه وقلة كمية التجهيز المائي من منطقة التغذية كما في نهري دجلة والفرات .

2 ـ الأنهار ذوات النظام المزدوج :

يظهر على أنهار هذا النظام فترتان يرتفع فيهما منسوب المياه في النهر تحصران بينهما فترتين للمناسيب الواطئة والتصريف المائي القليل . وتعتبر الأنهار الاستوائية مثالاً جيداً على هذه الحالة حيث توجد في المناخ الاستوائي قمتان للمطر تتفقان مع فترتي تعامد الشمس على الأقاليم الاستوائية الأمر الذي يؤدي معه إلى رفع مناسيب المياه في الأنهار . وتنخفض تلك المناسيب في فترتي قلة المطر النسبية المحصورة بين هاتين القمتين، كما في نهري الأمازون والكونغو . ويمكن لهذه الحالة أن تحصل أيضاً الأنهار التي تتزود بالماء من الأمطار الغزيرة في الخريف والشتاء ثم تقل الأمطار بنهاية الشتاء

ويقل معها التصريف النهري. وتحدث زيادة ثانية للتصريف عندما ترتفع درجات الحرارة في بداية الفصل الحار وتؤدي إلى إذابة الثلوج المتجمعة في منطقة التغذية وتعتبر أنهار جنوب أوروبا التي تنبع من جبال الألب خير مثال على ذلك.

3 ـ النظام المركب:

عندما تكون مساحة حوض النهر كبيرة جداً بحيث يمكن أن تضم أنواعاً متباينة من الأقاليم المناخية أو تشمل تضاريس متنوعة فإن من غير المعقول أن يكون نظام الجريان في كل أجزاء النهر الذي يصرف مياه ذلك الحوض متشابهة وتتبع نظاماً واحداً ولذلك يصبح نظام الجريان مركباً فيها[1]. وتعتبر أنهار المسيسيبي والدانوب أمثلة جيدة على ذلك. وتتصف هذه الأنهار بكثرة روافدها وتباعد المسافات بين تلك الروافد.

ثالثاً

تصنيف الأنهار
تبعاً لمراتبها River Orders

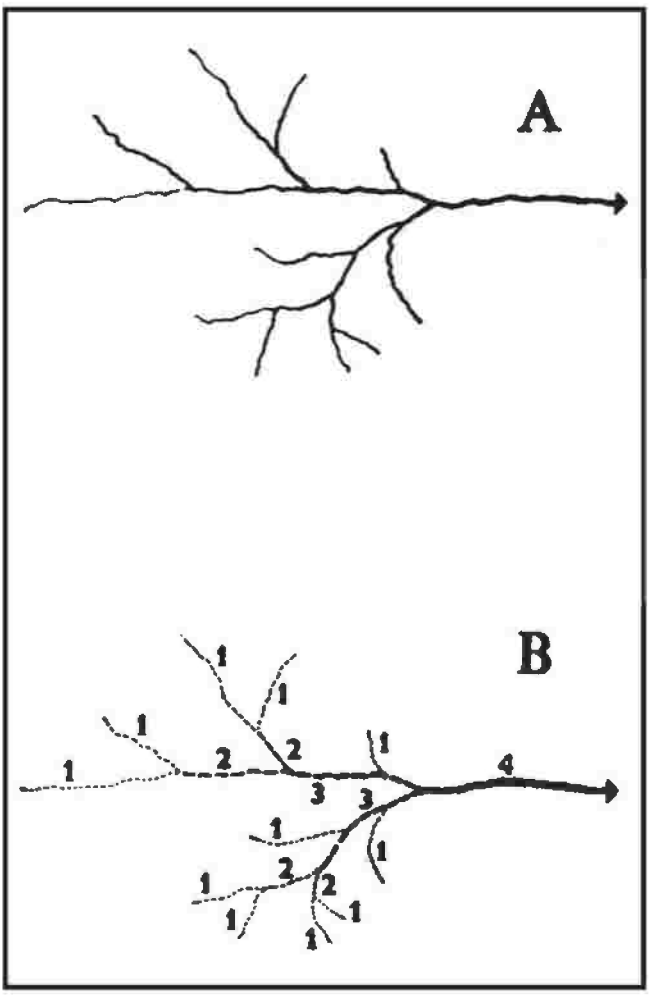
جرت محاولات عديدة لتصنيف الأنهار تبعاً لمراتبها كان من بينها محاولة هورتون Horton في سنة 1945، ومحاولة ستراللر عام 1952 وشريف Shreve سنة 1957 وشايدكر Scheidegger سنة 1965. تهدف كل تلك المحاولات إلى تصنيف الوديان النهرية تبعاً لبدء تسلسلها في تكوين المجرى النهري. ولا تهدف عملية ترتيب المجاري النهرية إلى هذا فقط بل يمكن لها أن تعطي دليلاً تقريبياً عن كمية الجريان الذي يمكن أن يكون في شبكة نهرية معينة[2]. حيث كلما زادت مرتبة النهر فإنه من المتوقع أن تكون كمية المياه فيه كبيرة بسبب الروافد التي تغذيه.

يعتبر الدليل الذي وضعه هورتون أكثر تلك المحاولات بساطة حيث قام بتصنيف الأنهار إلى مراتب كالآتي (شكل رقم 35).

---

(1) وفيق الخشاب، علم الجيومورفولوجيا، مصدر سابق، ص 235ـ236.

(2) K.J. Gregory and D.E. Walling. Drainage Basin Form and process, Edward Arnold, Norwich, 1973, pp.41-44.



شكل رقم (35)
مراتب الأنهار بموجب دليل هورتون.

أ ـ نهر مع روافده.
ب ـ النهر نفسه وروافده وضعت عليه مراتب كل واحد منها.

1 ـ أنهار المرتبة الأولى، وهي الأنهار التي ليست لها أية روافد.

2 ـ أنهار المرتبة الثانية، وهي الأنهار التي تصب فيها أنهار المرتبة الأولى فقط.

3 ـ أنهار المرتبة الثالثة، وتنشأ هذه الأنهار من ارتباط الأنهار التي تعود إلى المرتبة الثانية. وتأتي بعد ذلك بقية المراتب بشكل متسلسل[1].

(1) Harrt Robinson, op. cit., p.175.

رابعاً

تصنيف الأنهار تبعاً لنمط التصريف Drainage Pattern

تأخذ شبكة التصريف النهري لأية منطقة شكلاً خاصاً يعرف بنمط التصريف وهو الوضع الذي تبدو فيه مجاري ووديان الأنهار عندما ترسم على خارطة تلك المنطقة. ومن الطبيعي أن لا يكون وضع الشبكة النهرية هذا اعتباطياً بل إنه يكون نتيجة للعلاقات بين نوعية المناخ السائد وطبيعة التضاريس وكذلك نوعية الصخور وبنيتها. وبذلك أمكن تقسيم الأنماط النهرية إلى:

1 ـ نمط التصريف النهري الشجري Dendritic:

يرتبط وجود هذا النمط من التصريف بالمناطق التي تكون صخورها متجانسة وتكون على الأغلب ذوات طبقات صخرية أفقية الامتداد أو تميل ميلاً بسيطاً. كما ويتصف السطح فيها بأنه ذو تضاريس واطئة كأن يكون سهلاً أو سطح هضبة.

تبدو الأنهار في هذا النمط وكأنها تفرعات أغصان الأشجار. وتختلف كثافة التفرع النهري في هذا التصريف تبعاً لدرجة صلابة الصخور ومساميتها وكذلك لنوعية المناخ إذ تزداد كثافة التفرع كلما كانت الصخور ذوات صلابة قليلة كما هي الحالة في الصخور الرسوبية في حين يقل التفرع في مناطق الصخور النارية الصلبة المقاومة. وتزيد درجة التفرع أيضاً مع زيادة كمية التساقط وثقل بقلته[1]. (شكل رقم 36).

2 ـ نمط التصريف المستطيل (المتعامد) Rectangular:

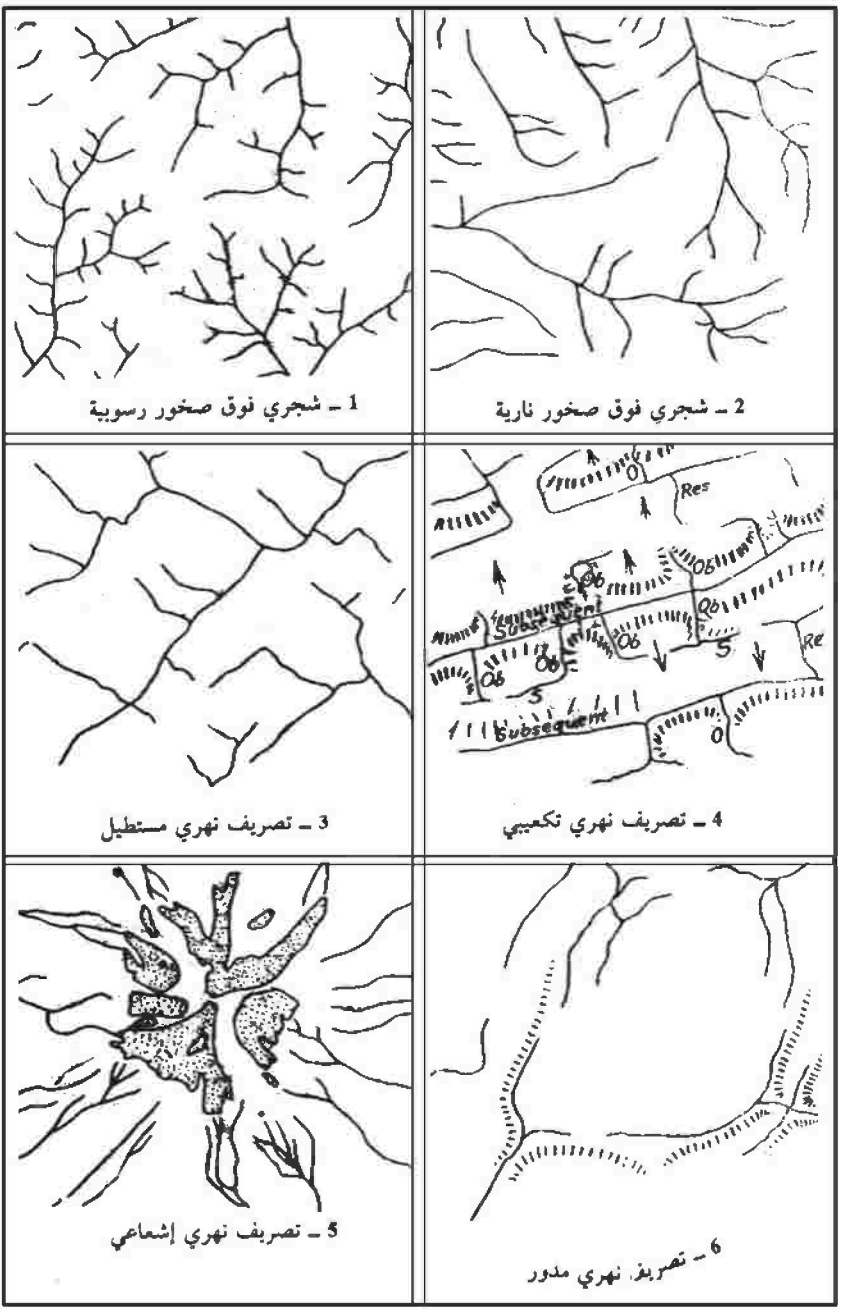
تعتبر المفاصل مناطق ضعف في التكوين الصخري لأية منطقة من المناطق حيث تحاول الوديان النهرية أن تثبت امتداداتها فوق مناطق الضعف تلك. ويحدث أن تأخذ المفاصل في المنطقة نظاماً متعامداً ينعكس بدوره على شكل التصريف حيث تلتقي الأنهار مع بعضها بزاوية قائمة تقريباً (شكل رقم 36).

3 ـ نمط التصريف التكعيبي Trellis:

يتطور نمط التصريف النهري التكعيبي فوق المناطق ذوات البنيات الالتوائية التي تكون في مرحلة النضج من الدورة الجيومورفولوجية. حيث تثبت الوديان النهرية الرئيسية نفسها فوق المناطق الصخرية اللينة. وتتصل بهذه الوديان روافد عديدة بشكل متعامد تقريباً يكون بعضها موافقاً في اتجاهه مع اتجاه الميل الأصلي للصخور ويكون البعض الآخر معاكساً لاتجاه ذلك الميل (شكل رقم 36).

---

(1) R.J. Small, op. cit., 217.



شكل (36)
أنماط التصريف النهري

4 ـ نمط التصريف النهري المدور Annular :

يرتبط وجود هذا النمط فوق الجهات التي تكون بنياتها قبابية وفي مرحلة النضج من الدورة الجيومورفية حيث تتعاقب الطبقات الصخرية المختلفة في درجة الصلابة وتحيط كلها بالمركز الذي يتكون من صخور نارية متبلورة. تثبت الأنهار الرئيسية وديانها فوق مناطق الصخور اللينة الدائرية الامتداد وتلتقي بها روافد تنبع من الحافات المرتفعة التي تمثل الصخور الأكثر صلابة (شكل رقم (36)).

5 ـ نمط التصريف النهري الإشعاعي Radial :

يتمثل هذا النمط من التصريف فوق أنواع مختلفة من التضاريس إذ يظهر فوق المخاريط البركانية وفوق القباب التي تكون في مرحلة الشباب وكذلك على الدلتاوات والدالات المروحية[1]. وتتباعد خطوط التصريف عن بعضها كلما ابتعدنا عن نقطة مركزية مرتفعة (شكل رقم 36).

توجد بالإضافة إلى ما تقدم من أنماط التصريف أنماط أخرى ذوات صبغة محلية على الأغلب مثل التصريف المركزي حيث تلتقي خطوط التصريف مع بعضها في منخفض مركزي كما في مناطق الحفر البالوعية والفوهات البركانية وبقية الأشكال الحوضية[2]. ونمط التصريف المتوازي الذي يوجد في العادة في المناطق التي تمتد فيها المجاري النهرية على شكل مسافات منتظمة أو بشكل متواز كما في مناطق الركام الجليدي.

خامساً

تصنيف الأنهار

تبعاً لنشأتها Genetic Classification

تصنف الأنهار تبعاً لنشأتها وطبيعة العلاقة بينها وبين ميل الطبقات الصخرية التي تجري عليها إلى:

1 ـ الأنهار التابعة Consequent :

نعني بها الأنهار التي تتبع في اتجاه جريانها الميل الأصلي للصخور في الإقليم. ترجع معظم أنهار الأرض إلى هذا النوع. وتظهر الأنهار التابعة

(1) Robert V. Ruhe, Geomorphology, Houghton Mifflin, Boston, 1975, p.88.

(2) W.D. Thornbury, op. cit., p.123.

فوق كل الأشكال الأرضية التي تكونت لتوها كأن تكون جبلاً بركانياً.

2 ـ الأنهار التالية Subsequent:

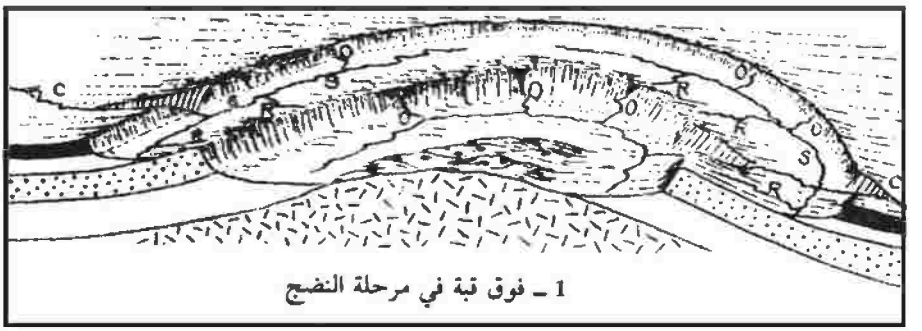
يطلق على هذه الأنهار اسم أنهار المضارب Strike(*) لأن امتدادها العام يكون مع اتجاه مضارب الطبقات الصخرية. وتثبت هذه الأنهار وديانها فوق الطبقات اللينة نسبياً. ولذلك تتميز تلك الوديان بأنها عميقة بسبب شدة تأثير التعرية الرأسية أو العمودية فيها. وتحيط بتلك الوديان حافات جبلية مرتفعة تتكون من الطبقات الصخرية الأكثر صلابة تعرف بظهور الحلوف (hogback) أو الكويستا Cuesta(**) (شكل رقم 37). تكون الأنهار التالية روافد للأنهار التابعة على الأغلب.

3 ـ الأنهار العكسية Obsequent:

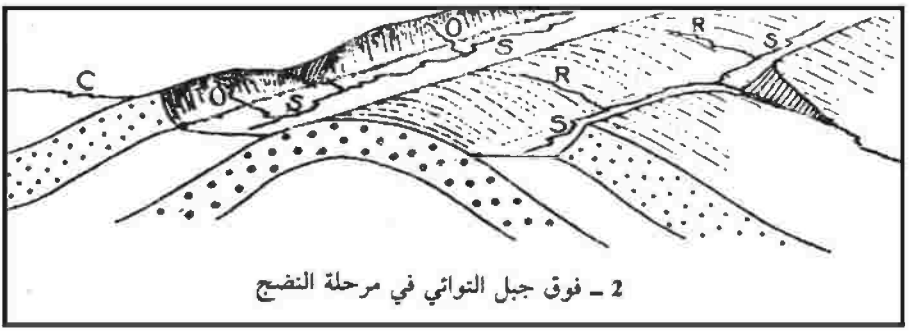
وتعني الأنهار التي تجري باتجاه معاكس لاتجاه ميل الطبقات الصخرية أي عكس اتجاه جريان الماء في الأنهار التابعة Consequent الموجودة في الإقليم. وتتصف وديان هذه الأنهار بأنها قصيرة وذوات درجة انحدار شديدة ولا تكون عميقة لأنها تجري فوق التكوينات الصخرية الصلبة عادة. وتعتبر الأنهار العكسية روافد للأنهار التالية Subsequent على الأغلب.

(*) المضرب Strike: يقاس للصخور التي لا تكون أفقية في امتدادها. ويسمى أحياناً بخط الظهور التي تبتعد بها الطبقات الصخرية المائلة أثناء ارتفاعها عن مستوى سطح البحر ويقاس اتجاه المضارب بواسطة بوصلة خاصة ويكون اتجاه المضارب معاكساً في معظم الحالات مع اتجاه الميل.

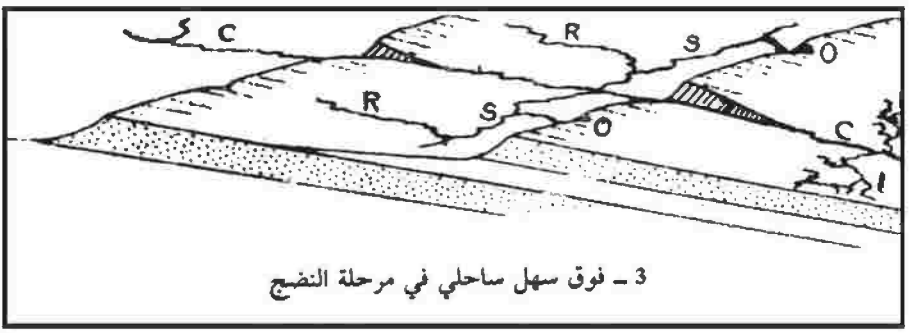
(**) تعرف الحافة بظهر الحلوف hogback إذا كانت زاوية الميل لكلا السفحين متساوية وتسمى كويستا Cuesta إذا كانت زاوية الميل في أحد السفوح أكبر منها في السفح الآخر.



1 ـ فوق قبة في مرحلة النضج



2 ـ فوق جبل التوائي في مرحلة النضج



3 ـ فوق سهل ساحلي في مرحلة النضج

شكل (37)
أنواع الأنهار فوق بعض الأشكال الأرضية

C = نهر تابع.
R = نهر حديث.
O = نهر عكسي.
I = نهر عشوائي.

4 ـ الأنهار الحديثة Resequent:

يطلق على الأنهار التي تجري مع اتجاه الميل للطبقات الصخرية عادة اسم الأنهار الحديثة. تجري تلك الأنهار مع اتجاه جريان الأنهار التابعة وتختلف عنها في أنها أنهار نشأت بعد نشوء الأنهار التابعة. وتكون الأنهار الحديثة روافد للأنهار التالية على الأكثر.

5 ـ الأنهار العشوائية Insequent:

وهي الأنهار التي لا يمكن أن نجد سبباً مقنعاً لتحديد مجراها إذ أنها لا تتبع ترتيب البنية الصخرية كما أنها لا تجري باتجاه الميل للطبقات، غير أنها تجري في كل اتجاه مناسب ويكون نمط التصريف النهري المرتبط معها شجرياً[1] (شكل رقم 37).

تعتبر الأنواع الخمسة السابقة أكثر أنواع الأنهار من حيث النشأة شيوعاً غير أن هناك أنهاراً أخرى تعرضت وديانها لعمليات باطنية أعطتها صفات نشأة خاصة بها وهي:

1 ـ **النهر السالف Antecedent**: يحدث في بعض الحالات أن ينحرف مجرى النهر بعد أن كان قد طوّر مجراه بشكل جيد نتيجة للحركات الأرضية أو بسبب الطفوح البركانية أو انكشاف التكوينات الصخرية النارية الباطنية. يطلق على [هذا] النهر اسم النهر السالف إذا كان من القوة بمكان يجعل في مقدوره البقاء في مجراه رغم قوى الانحراف التي يفترض أن تكون بطيئة جداً. وتكون مثل هذه الأنهار ومجاريها غير منسجمة مع المنحدرات المجاورة لها.

2 ـ **النهر المنطبع Superimposed**: يقوم النهر بعملية تعميق لواديه ضمن تكوينات صخرية معينة وضمن بنية معينة أيضاً. وتستطيع الأنهار في بعض الحالات ومع استمرار عملية التعرية هذه أن تكشف تكوينات صخرية مطمورة تختلف كثيراً في تكوينها وفي بنيتها. ولذلك نجد الأنهار نفسها وهي واقعة في أماكن غير مناسبة كأن تكون على قمة أو على جوانب التواء محدب شديد أو أنها تعبر صخوراً ذات صلابة كبيرة كان من الممكن أن تتحاشاها في ظروف التصريف الاعتيادية. ومما يساعد على سرعة كشف تلك التكوينات من قبل النهر المنطبع تعرضه إلى حالة إعادة الشباب. حيث تقوم الأنهار بعد ذلك بتسوية

(1) A.K. Lobeck, op. cit., p.171.

الأقاليم مع بقاء التكوينات الصلبة أكثر ارتفاعاً عن المستوى العام له وتكون وديانه ضعيفة وعميقة عند عبورها لتلك الصخور المقاومة[1] (شكل رقم 38). تكون معظم هذه الأنهار غير منسجمة تماماً مع البنيات المحيطة بها. ويصعب تمييزها عن الأنهار السالفة[2].

بعض التحويرات التي تتعرض لها الأنهار

من المحتمل أن تحدث للأنهار أمور كثيرة بعد أن تكون قد نشأت وبدأت بقطع أوديتها. حيث يتعرض البعض منها إلى حالة الأسر النهري أو تصبح أجزاء من وديانها غارقة. وتستطيع الثلاجات أن تغير من مجاري بعض الأنهار. وتغلق الانزلاقات الأرضية والطفوح البركانية بعض الوديان النهرية حيث تشكل بحيرات خلفها أو تقوم بتغير اتجاه مجرى النهر. كما يحدث أن يقطع مصدر المياه التي تغذي الأنهار بسبب الحركات الأرضية أو نتيجة لتصريف مياه بعض الأنهار وتضع العقبات في وديانها وتمنع التطور الطبيعي لها. وسنتناول فيما يلي بعضاً من تلك الحالات المهمة:

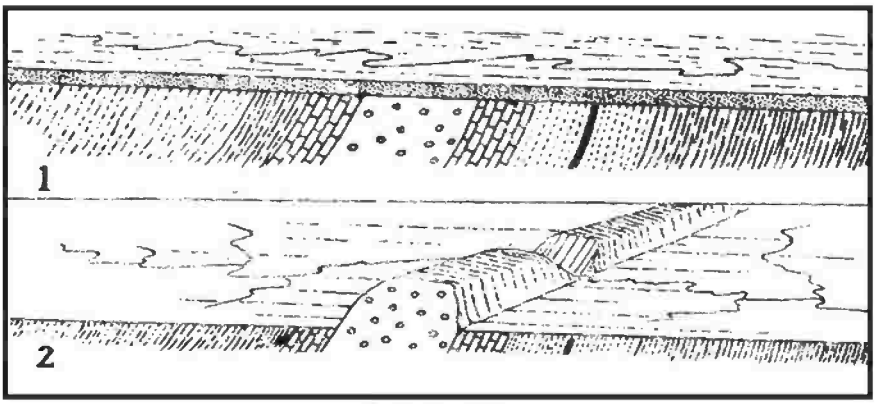
الأسر النهري Stream Capture:

تحدث عملية الأسر النهري عندما يقوم أحد الأنهار بالاستيلاء على جزء أو كل منابع نهر آخر مجاور موسعاً بذلك مساحة حوضه على حساب ذلك النهر. ويحصل نتيجة لظروف متعددة أن تكون عملية النحت العمودي لوادي أحد الأنهار أسرع من عملية النحت العمودي لنهر آخر الذي يؤدي إلى زيادة في طول ذلك الوادي باتجاه المنابع. وتعرف هذه العملية باسم عملية النحت التراجعي. ويمكن إجمال تلك الظروف بالآتي:

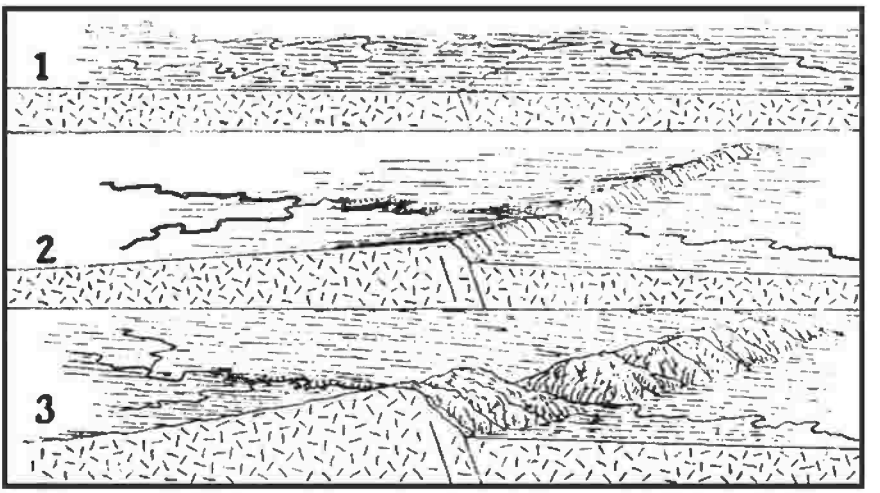
1 ـ زيادة درجة الانحدار بالنسبة إلى أحد الأنهار عن الأنهار الأخرى، يعقبه زيادة في سرعة جريان ذلك النهر. وبالتالي زيادة عملية تعميقه لواديه. وتحدث مثل هذه الحالة كثيراً عندما ينبع نهر من أسفل إحدى الحافات escarpment في حين تجري الأنهار الأخرى على المستوى الواقع أعلى تلك الحافة. وبذلك تكون عملية النحت التراجعي للنهر الأول أسرع بكثير من الأنهار التي تكون فوق الحافة التي تتصرف وكأنها تجري فوق أرض مستوية (شكل 39).

(1) Lobeck, op. cit., p.173.

(2) Worcester, op. cit., p.149.



شكل رقم (38أ)
1 ـ نهر منطبع فوق تكوينات رسوبية.
2 ـ النهر نفسه بعد عملية التعرية.



شكل رقم (38ب)
نهر سالف فوق منطقة تعرضت إلى حركة انكسارية.

2 ـ تكون التكوينات الصخرية التي يجري عليها أحد الأنهار أقل مقاومة لعملية التعرية النهرية، إما لأنها ذات صخور لينة أو أن فيها مناطق ضعف مثل وجود خط انكساري أو مفاصل... إلخ. الأمر الذي يساعد على زيادة سرعة عملية النحت العمودي لذلك النهر وتراجعه نحو الخلف.

3 ـ تستلم بعض الأنهار كميات أكبر من غيرها من المياه بسبب التساقط أو بسبب

التغذية التي تردها من المياه الباطنية وبذلك تزداد عملية النحت التراجعي لذلك النهر.

4- يمكن لبعض حالات الأسر النهري أن تحدث من جراء توسع وتغير في مواقع الالتواءات النهرية الأمر الذي يؤدي إلى اتصال مجاري أحد الأنهار بمجرى نهر آخر.

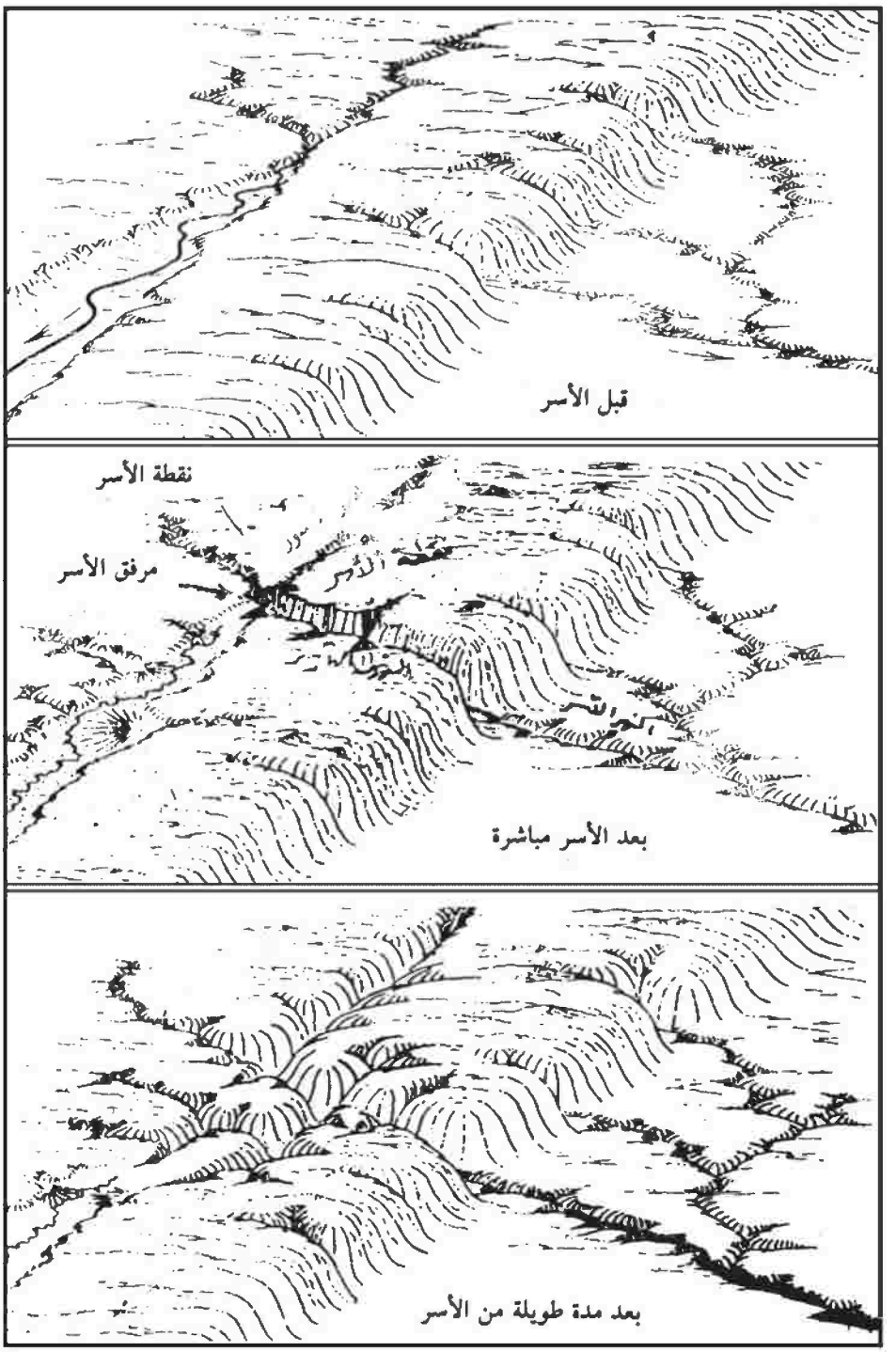
يحتل النهر ميزة الموقع المنخفض دوماً. ويطلق على المكان الذي تحدث فيه عملية الأسر النهري اسم نقطة الأسر Capture Point وعلى المنعطف الذي ينشأ من جراء ذلك اسم مرفق الأسر elbo. ويسمى القسم الذي كان جزءاً من وادي النهر المأسور والذي يقع أعلى نقطة الأسر باتجاه المنابع اسم فتحة رياح wind gap. هذا وتتناقص كمية المياه كثيراً في الجزء الواقع أسفل نقطة الأسر من النهر المأسور إلى درجة كبيرة بحيث قد تنقطع عنه نهائياً في بعض الأحيان. ويكون وادي هذا الجزء من النهر واسعاً قياساً لمجرى النهر نفسه ويعرف آنذاك بالوادي غير المناسب misfit valley. وتتساقط المياه في كثير من الأحيان من وادي النهر المأسور نحو وادي النهر الأسر بشكل شلالات وذلك للاختلاف الواقع في مستوى هذين الواديين (شكل رقم 39).

الأنهار والوديان الغارقة:

تعتبر الوديان النهرية الغارقة أكثر أنواع المصبات Estuaries شيوعاً حيث يؤدي غرق تلك الوديان إلى توغل الماء خلالها وبقائه محصوراً بين جوانب الوادي النهري. يتحدد وجود هذه المصاب في العادة عند العروض المعتدلة التي يكون تصريفها المائي كبيراً وتكون كمية الرواسب التي تحملها تلك الأنهار قليلة، وتعتبر الأنهار التي تصب في الساحل الشمالي الشرقي للولايات المتحدة أمثلة جيدة على الأنهار التي تعرضت لعملية الغرق مثل نهر هدسن الذي تعرض لعملية الغرق لمسافة تقرب من 240كم[1]. كما تعتبر خلجان تشيزابيك Chesapeake وديلاوير Delaware مصبات نهرية غارقة أيضاً. وقد نتجت عملية الغرق هذه من جراء تعرض هذا القسم من الساحل إلى ظاهرة الهبوط الأمر الذي أدى إلى توغل مياه المحيط باتجاه المجاري النهرية التي تصب فيه وإغراقها. هذا وتعتبر الفيوردات الموجودة في السواحل الجنوبية لكرينلند والنرويج أمثلة جيدة للوديان التي تعرضت لظاهرة الغرق. وتختلف عن المصبات النهرية الاعتيادية في أنها تحورت في الشكل بتأثير التعرية الجليدية قبل أن تتعرض لظاهرة الانغمار[2].

(1) P. Worcester, op. cit., p.150.

(2) Keith R. Dyer, Estuaries, A physical Introduction, John Willey, London, 1973, p.5.



شكل (39)
تطور الأسر النهري.

الأنهار المحجوزة Ponded Streams :

تحجز مياه الكثير من المجاري النهرية الموجودة في الأقاليم الجبلية بواسطة الانزلاقات الأرضية التي تؤدي إلى تكون سداد تحصر المياه خلفها بشكل بحيرات. وتخرج المياه من وراء تلك السداد بعد أن تكون قد ألقت بمعظم ذرات الرواسب التي تحملها داخل تلك الأحواض البحرية وخاصة الرواسب الخشنة منها. وتتغير نتيجة لذلك قابلية النهر على التعرية في الجزء الواقع منه أسفل تلك السداد. تؤدي ظروف كثيرة إلى حجز مياه الأنهار منها على سبيل المثال ما يحصل لنهر النيل في منطقة السدود في جنوب السودان من جراء تراكم النباتات داخل مجراه. وتحجز مياه بعض الأنهار بواسطة السهول المروحية وذلك عندما تتوسع مروحتان طمويتان متقابلتان داخل أحد الوديان النهرية الأمر الذي قد يؤدي إلى غلق ذلك الوادي النهري. وتقوم بعض الطفوح البركانية بهذا الدور نفسه أحياناً. ويمكن للثلاجات أن تحجز مياه بعض الأنهار وذلك عندما تمتد بعيداً إلى الأسفل داخل الوديان الجليدية الرافدية. وتسبب بعض الحركات الأرضية ارتفاعاً تدريجياً بطيئاً لقاع أحد الوديان النهرية مما يؤدي بالتالي إلى حجز مياه ذلك النهر.

يتسبب الإنسان أيضاً في إحداث عملية الحجز لبعض الأنهار وذلك عندما يقوم بإنشاء السدود المختلفة الأحجام لأغراض مختلفة. وتقوم تلك السدود بتكوين بحيرات مختلفة في مساحاتها حيث تلقي المياه بمعظم إرساباتها فيها وبذلك يحدث تحوير في عملها الجيومورفولوجي بعد خروجها من خلف السد فعلى سبيل المثال استوعبت بحيرة ميد Mead 1,5 مليون إيكر/ قدم[1] من الغرين في الـ 15 سنة الأولى بعد إكمال سد هوفر Hoover[2] ويقوم القندس الأمريكي beaver بعمل بعض السداد من سيقان الأشجار التي يغرسها ويكدسها في أماكن معينة من بعض المجاري النهرية في القسم الشمالي الغربي من الولايات المتحدة حيث تتجمع مياه تلك الأنهار على هيئة برك صغيرة خلفها يتراكم الغرين وغيره من الإرسابات وبذلك يتحور عمل النهر أيضاً.

(1) الأيكر/ قدم تعني طبقة سمكها قدم واحد وتغطي مساحة أيكر واحد.

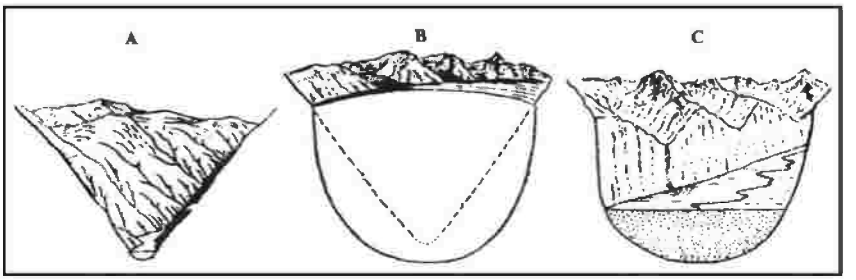
(2) Cantor, op. cit. p.55.

التحويرات التي تقوم بها الثلاجات على الأنهار:

من المحتمل جداً أن تكون الأودية الجليدية الحالية المشغولة بالثلاجات أو التي أثرت فيها في الأصل أودية نهرية. وكانت الأنهار التي تشغلها تجري وتعمل على تغيير مظاهر وسطح الأرض في وديانها تبعاً للقوانين التي تتحكم في عمل النهر والتي سوف يرد ذكرها عند دراستنا عمل النهر. تحتل الثلاجات تلك الأودية النهرية عند حلول الفترات الجليدية. وتقوم تلك الثلاجات بإجراء تحويرات كثيرة على تلك الأودية تبعاً للأسس التي يستند عليها عمل الثلاجة. حيث تعمق تلك الأودية وتوسع بدرجة كبيرة. وتحل الأنهار ثانية محل الثلاجات التي تتراجع إلى الوراء بسبب تقدم الفترة الدفئية فتجد أن تلك الوديان غير ملائمة لها فتتصرف بكيفية جديدة مختلفة تماماً عما كانت عليه قبل أن تحتل الثلاجات الوديان النهرية حيث تبدأ بالترسيب على قيعانها ورفع مستواها بدلاً من عملية النحت العمودي التي كانت تقوم به قبلاً (شكل رقم 40).

الفيضانات Floods:

يمكن القول بصورة عامة أن هناك ثلاث حالات للتصريف النهري:



شكل رقم (40)
التحورات التي تقوم بها الثلاجات على وادٍ نهري.

A = حالة وادي نهري لم تؤثر عليه الثلاجة.
B = ثلاجة ملأت وادياً نهرياً لاحظ زيادة عمقه وسعته.
C = وادي نهري بعد تراجع الجليد. لاحظ كيف بدأ النهر في الترسيب في قاع الوادي الجليدي.

1 ـ مرحلة امتلاء الضفاف bankfull ويصل النهر إلى هذه المرحلة عندما يكون مستوى سطح الماء في المجرى النهري مع المستوى نفسه للسهل الفيضي المجاور له.

2 ـ مرحلة دون الضفة حيث يقع مستوى سطح الماء في المجرى النهري دون

مستوى أعالي ضفافه. ويكون التصريف النهري في هذه المرحلة على أدنى كمياته.

3 ـ مرحلة فوق الضفة وذلك عندما يطغى الماء فوق ضفاف النهر حيث يحدث الفيضان[1] (شكل رقم 41).

عانت كل الأنهار من حالة الفيضان في وقت ما من تأريخها، وتعرض الكثير منها له في كل عام تقريباً. ولا يكون الفيضان خطراً إلا إذا كان قوياً بحيث تطغى المياه فوق مستوى ضفاف النهر نفسه. حيث يغطي سهله الفيضي الذي يزدحم فيه الشر مستغلين تربته الفيضية الخصبة. فيؤدي ذلك إلى حدوث الأضرار والخسائر بالأرواح والمنشآت المختلفة وتلف المحاصيل الزراعية... إلخ كما كان يحدث في العراق قبل أن تتكامل منشآت الري والخزن والتحويل الكبرى فيه مثل فيضان 1954 و1969. ويعتبر الفيضان الذي حدث في الصين سنة 1887 من بين أشهر الفيضانات تخريباً عندما غمر نهر هوانك هو قسماً كبيراً من سهله الفيضي مما أدى إلى موت 1,000,000 نسمة. وتكون الخسائر الناجمة عن الفيضانات التي تحدث في الأنهار الجبلية قليلة وخاصة تلك في الأرواح غير أن الخسائر تكون كبيرة في المنشآت المختلفة مثل الجسور والطرق وكذلك في التربة المهمة بالنسبة إلى المنطقة الجبلية.

شكل رقم (41)
حالات التصريف النهري.

تتسبب الفيضانات نتيجة لظروف وحوادث كثيرة إذ قد يسببها انهدام سد من السدود كما في سد St. Francis في كاليفورنيا في سنة 1928. ويؤدي غلق المجاري النهرية بواسطة الجليد إلى تراكم المياه خلفها وبالتالي حدوث الفيضانات على الأراضي الواطئة المجاورة مثل الذي يحدث كثيراً في نهر كونيكتكت Connecticut في نيوانكلند. وتتسبب معظم الفيضانات من الذوبان السريع للثلوج المصحوب بأمطار غزيرة كما في دجلة والفرات ونهر الكنج والسند. وتؤدي الأمطار الغزيرة

(1) Hary Robinson, op. cit. p.199.

التي تسقط بشكل غير اعتيادي إلى حدوث الفيضانات في كثير من الأنهار خاصة إذا كانت أرضية الحوض النهري متجمدة أو مشبعة بالمياه من أمطار سابقة بحيث لا يكون فيها مجال لامتصاص كمية كبيرة من مياه تلك الأمطار التي تتجه كلها تقريباً في هذه الحالة إلى المجرى النهري فتسبب الفيضان.

تتعاظم قوة النقل والتعرية كثيراً ويشكل لدى الأنهار من جراء زيادة حجم الماء وزيادة سرعته ويعني أن الأنهار تستطيع أن تؤدي عملاً جيومورفياً خلال الفيضان أسرع وأكبر من ذلك الذي تؤديه في الظروف الاعتيادية. حيث تقوم الأنهار بتعميق وتوسيع مجاريها وقد تقوم بتكوين مجار جديدة لها وتلقي الأنهار رواسبها خلال الفيضان بشكل غير منتظم فوق سهولها الفيضية مما يؤدي إلى تكوين بعض المنخفضات التي تمتلئ بالمياه بشكل برك أو بحيرات. فقد حفر نهر هوانك هو في فيضانه سنة 1892 مجرى جديداً وأخذ يصب في المحيط في مكان يبعد حوالي 480كم عن مصبه القديم[1].

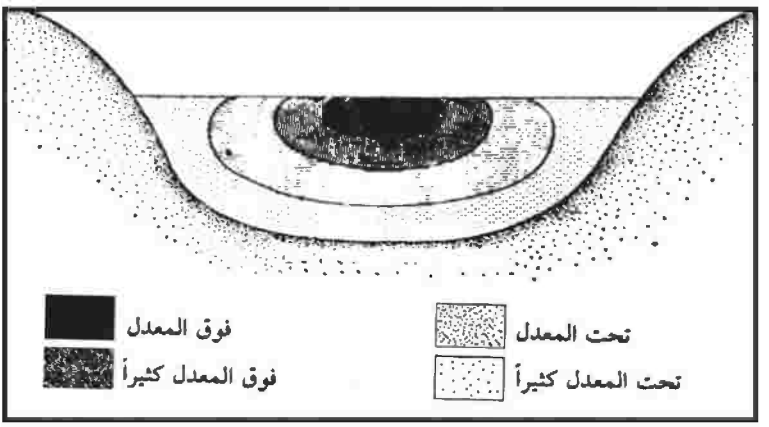
تعمل الكثير من الأنهار السداد الطبيعية natural Levees فوق سهولها الفيضية من جراء تكرار عملية الفيضان. والسداد الطبيعية عبارة عن مناطق طويلة مرتفعة تمتد بموازاة مجاري الأنهار في السهل الفيضي وبشكل مجاور لها ويكون مستواها أعلى من مستوى بقية جهات السهل الفيضي. يمكن تصور كيفية تكون تلك الضفاف ببساطة إذ تكون سرعة جريان النهر قبل وصوله إلى مرحلة فوق الضفاف (الفيضان) كبيرة وقابليته على حمل الرواسب تكون كبيرة أيضاً. وتتناقص سرعة النهر فجأة بعد طغيانه على جوانبه ووصوله إلى مرحلة الفيضان بسبب اتساع مجراه فيسبب إلقاء كميات كبيرة من الرواسب ذوات الذرات الكبيرة بشكل خاص في المناطق المجاورة له مباشرة في حين لا تتلقى الجهات البعيدة عن المجرى النهري في السهل الفيضي إلا المواد الناعمة الذرات من الرواسب والتي يمكن أن تبقى عالقة في المياه لفترة أطول. وتكون كمية الرواسب التي تتجمع فوق تلك المناطق قليلة أيضاً. فتصبح المناطق المجاورة للنهر نتيجة لتكرار عملية الفيضان هذه أعلى منسوباً من بقية جهات السهل الفيضي. وتتوضح هذه الظاهرة في أنهار العراق خاصة في القسم الأوسط والجنوبي منه حيث تكون الجهات المجاورة للأنهار أعلى من الجهات البعيدة التي كانت أخطار الفيضان عليها كبيرة بسبب انخفاض سطح الأرض فيها.

(1) P. Worcester, op. cit. pp.153-156.

عمل النهر :

سرعة النهر : تعتمد سرعة النهر بشكل رئيسي على درجة انحدار الوادي وكذلك على مقدار الاحتكاك بقاع وجوانب المجرى النهري وكذلك على كمية الماء وعلى مقدار الحمولة التي ينقلها النهر نفسه. تزداد سرعة الجريان في حالة ثبات بقية العوامل الأخرى مع زيادة درجة الانحدار للوادي النهري وتقل تلك السرعة مع القلة في درجة انحدار الوديان النهرية. حيث تزداد قوة الجاذبية الأرضية المؤثرة على الماء في الحالة الأولى.

يؤدي الاحتكاك الذي يحصل بين الماء المتحرك وبين قاع وجوانب الوادي النهري إلى تخفيض سرعة الجريان في النهر. ويزداد ذلك التأثير مع زيادة حالة عدم الانتظار لسطوح قيعان وجوانب المجاري النهرية. ويضاف إلى هذا العامل أثر عامل الاضطراب والدوامات الذي يحصل في مواقع معينة من قطاع النهر. وعلى الرغم من عدم تشابه القطاعات العرضية للمجاري النهرية إلا أن القسم السطحي من ماء النهر الذي يقع فوق جزئه العميق يكون أكثر جهات النهر سرعة. وتتناقص سرعة الجريان بالابتعاد عن ذلك المكان باتجاه القاع والجوانب (شكل رقم 42).



شكل رقم (42)
توزيع السرعة داخل مقطع عرضي لأحد المجاري النهرية.

تزداد سرعة جريان الأنهار مع زيادة كمية تصريفها وتقل تلك السرعة مع قلة كمية التصريف مع بقاء بقية المتغيرات على حالها. حيث إن هناك

علاقة وثيقة بين سرعة الجريان وبين كمية التصريف تبينها المعادلة التالية:

$$Q = AV$$

حيث إن Q = كمية التصريف.

A = مساحة المقطع العرضي للنهر في الأقدام المربعة.

V = معدل سرعة الجريان بالأقدام في الثانية الواحدة[1].

توجد علاقة وثيقة بين سرعة الجريان وبين مقدار حمولة النهر إذ مع ثبات بقية العوامل التي تؤثر في السرعة تكون سرعة جريان الأنهار ذات الكمية العالية من الحمولة أقل بكثير من سرعة جريان الأنهار التي تكون ذات حمولة أقل.

الحمولة النهرية The Load: يظل النهر عاملاً مؤثراً من الناحية الجيومورفية عندما تبقى له القابلية على تحريك الحمولة المختلفة. إذ ينقل النهر حمولته المختلفة بأساليب متعددة تبعاً لنوعية تلك الحمولة.

1 ـ **الحمولة الذائبة Solution load**: تحمل الأنهار الكثير من المواد بشكل أيونات ذائبة وتكون تلك الأيونات جزءاً من الماء نفسه وتتحرك مع حركته. وتعتبر الكاربونات والكبريتات والكلوريدات والأكاسيد من بين أهم تلك الأيونات[2]. يأتي معظم تلك الأملاح من الماء الباطني الذي يترشح بشكل بطيء من خلال الصخور والتربة التي تعرضت لعمليات التجوية. ولا يأتي إلا القليل منها من خلال عمليات الإذابة التي تحصل على جوانب وقاع المجاري النهرية ما عدا تلك الأنهار التي تجري فوق الصخور الجيرية أو الجبس.

ينقل عدد قليل من الأنهار حمولة ذائبة تزيد عن الألف جزء بالمليون. ويقترب المعدل العام لهذه المواد بحدود 200 جزءاً بالمليون. وتعتبر عملية الإذابة مهمة جداً ليس فقط في الأقاليم الجبلية بل وفي الأقاليم ذوات التضاريس الواطئة والجريان السطحي البطيء كما في القسم الجنوبي الشرقي من الولايات المتحدة حيث يعتقد أن عملية الذوبان استطاعت أن تنخفض من مستوى سطح الأرض بمعدل متر واحد في كل 250,000 سنة. وتتجاوز حمولة النهر الذائبة في مثل هذه المناطق الأنواع الأخرى من الحمولة النهرية[3] وقد قدر موري Murray كمية المواد الذائبة بـ 762,587 طن في الميل المكعب الواحد من مياه الأنهار يتكون نصفها

(1) Ruhe, op. cit., p.50.

(2) Karl W. Butzer, op. cit., p.129.

(3) Gilluly, op. cit., p.255-256.

تقريباً من كاربونات الكالسيوم. وتنقل الأنهار إلى البحار كمية من الماء تقدر بـ 6,500ميل^3 فإذا كان تقدير موري صحيحاً فإن الأنهار تنقل ما مقداره 5 بلايين طن من المواد بطريقة الذوبان من اليابسة إلى البحر في كل عام[1].

2 ـ **الحمولة العالقة Suspended**: تتألف الحمولة العالقة للأنهار من ذرات الطين الناعمة جداً والتي يمكن أن تكون حتى غروية Colloidal. وتبقى هذه المواد عالقة في المياه حتى تتوقف حركة الجريان عند وصول النهر إلى جسم مائي راكد. ولا تعتمد كمية حمولة النهر من هذه المواد العالقة على مقدار سرعته فقط بل على عوامل أخرى مثل طبيعة الأمطار ومقدار حجم ذرات التربة السطحية وكذلك على مقدار الغطاء النباتي وخاصة المتكون من الحشائش.

تساعد حالة الاضطراب الناتجة عن حركة الماء في النهر على حمل كميات من مواد ذوات ذرات أكبر حجماً. . فقد أظهرت التجارب التي أجريت على بعض الأنهار قليلاً من الأنهار السريعة الجريان فقط يستطيع أن يرفع مواد رملية ذوات ذرات متوسطة الحجم على قيعانها. تلعب التيارات الصاعدة دوراً مهماً في رفع المواد المنقولة وإبقائها عالقة في المياه. ويزداد تكرار حدوث التيارات الهابطة في مياه النهر كلما تحرك النهر باتجاه المصب بحيث تفوق في عددها مقدار التيارات المائية الصاعدة. ولكن مثل هذه التيارات لا تؤدي إلا إلى حدوث حالة الاضطراب التي تبقي المواد عالقة في مياه النهر.

3 ـ **الحمولة القاعية bed load**: تكون بعض المواد خشنة الذرات بحيث لا يستطيع النهر أن يقوم برفعها ونقلها بطريقة التعلق لذلك فإنه يقوم بدفعها ودحرجتها على طول القاع النهري. تتألف الحمولة القاعية من الصخور الصغيرة والحصى والرمال ويمكن أن تضم إليها حتى ذرات الغرين الخشنة تبعاً لطبيعة جريان النهر والتضاريس. ولقد أظهرت المشاهدات لإحدى المجاري النهرية المختبرية التي جرت من خلال نافذة جانبية موجودة على جانب ذلك المجرى النهري أن قسماً من الحمولة القاعية يتدحرج وينزلق قسم آخر منها ويطفو القسم الآخر منها بشكل يبدو معه وكأنه جزء من الحمولة العالقة. ويكون من الصعوبة بمكان قياس كمية الحمولة القاعية حيث لا يمكن تقرير الحدود بين المواد القاعية والحمولة العالقة التي تكون غير واضحة. وبشكل عام تكون نسبة الحمولة القاعية إلى الحمولة العالقة كبيرة في الأنهار الصغيرة منها في

(1) P. Worcester, op. cit., pp.161.

الأنهار الكبيرة[1]. ولقد أجريت تجارب عديدة لتقدير مدى قابلية النهر على تحريك حمولته القاعية. غير أن أية نتيجة لهذه التجارب لم تكن مقنعة بصورة تامة.

يمكن أن تعرف قابلية النهر على النقل من خلال مفهومين هما: القدرة Capacity وتعني مجموع الوزن الإجمالي لحمولة الرواسب ذوات الذرات المتباينة الأحجام. والكفاءة Competence التي تعني وزن أو حجم أكبر الذرات التي يمكن للنهر أن يحركها على طول قاعه. إذ تستطيع كثير من الأنهار أن تحرك كتلاً صخرية يزيد قطرها عن 3 متراً. فقد استطاع تيار الماء المتدفق أثناء انهدام سد St. Francis في جنوب كاليفورنيا في سنة 1928 أن يدفع ببعض الكتل الكونكريتية التي يبلغ وزنها 10000 طن لمسافة كيلومتر واحد باتجاه أسفل النهر. واستطاع نهر Lyn في إنكلترا أن يحرك خلال فيضانه صخوراً كبيرة تزن حوالي 15 طناً[2].

تلعب السرعة دوراً مهماً في تقرير كمية حمولة النهر وخاصة تلك التي تكون على قاعه فقد ذكر جلبرت Gilbert أن قابلية النهر على تحريك المواد القاعية تزداد 16 مرة إذا ما تضاعفت سرعة ذلك النهر[3]. كما أن لدرجة الاضطراب أثرها في طبيعة الحمولة التي ينقلها النهر إذ تزداد نسبة المواد الصغيرة الذرات في الأنهار التي تسودها تيارات تزيد من حالة الاضطراب في النهر.

وتلعب طبيعة الصخور التي يجري عليها النهر دوراً مهماً في تقرير نوعية وكمية حمولته إذ يحدث أحياناً أن تجري أنهار سريعة وقوية فوق صخور صلبة ومقاومة فتكون حمولتها في هذه الحالة قليلة. ويحدث العكس عندما تجري بعض الأنهار البطيئة الجريان فوق تكوينات هشة مفككة فيؤدي ذلك إلى حمولة نهرية كبيرة، ويعتبر نهر هوانك هو في الصين مثالاً جيداً لهذه الحالة حيث إنه يجري فوق منطقة اللويس غير المتماسكة فينقل كميات كبيرة منها تغير من شكل مياهه نحو اللون الأصفر ومنها جاءت تسمية هذا النهر بالنهر الأصفر.

أما بالنسبة إلى المواد المنقولة الذائبة فإنها تعتمد على مقدار قابلية ذوبان الصخور ودرجة نقاوة المياه[4].

يقوم النهر بترسيب المواد الخشنة الذرات ثم يلتقطها ثانية ويرسبها وهكذا،

(1) Gilluly, Op. Cit., p.255.

(2) Gilluly, Op. Cit., p.256.

(3) P. Worcester, Op. Cit., p.158.

(4) Hary Robinson, OP. Cit., p.204.

وتوضح هذه القابلية كيفية تنقل السدود والحواجز الرملية والحصوية التي يبنيها النهر ثم يحطمها وينقلها إلى مكان آخر.

التعرية النهرية:

تعتبر الأنهار من العمليات الجيومورفولوجية المهمة التي تلعب دوراً أساسياً في تغيير مظاهر التضاريس على سطح الأرض. وتوجه الأنهار قسماً من طاقتها إلى عملية التعرية التي يمكن أن تعم من خلال الطرق التالية:

1 ـ **الذوبان** Solution: نعني به عملية الإذابة التي تقوم بها المياه عند جريانها فوق الطبقات الصخرية. تختلف كمية المواد الذائبة في مياه الأنهار من نهر إلى آخر تبعاً لدرجة نقاوة المياه وكذلك تبعاً لطبيعة الصخور التي يجري عليها ذلك النهر. وقد سبق لنا أن بينا عند دراستنا لعملية التكربن في موضوع التجوية كيف أن لبعض الصخور قابلية كبيرة على الذوبان في الماء الذي يحتوي على حامض الكاربونيك المخفف مثل الصخور الجيرية والطباشيرية. كما تقوم المياه الباطنية هي الأخرى بتزويد مياه الأنهار بكميات كبيرة من المواد الذائبة. وتنقل كل هذه المواد الذائبة نحو المكان الذي ينتهي فيه ذلك النهر.

2 ـ **الأثر الهيدروليكي**: ونعني به عملية النحت التي تقوم بها الأنهار من جراء ضغط الماء المسلط على الصخور المختلفة المكونة للمجرى النهري. يندفع تيار الماء خلال الشقوق ومواقع الضعف الموجودة في الصخور فيسبب توسيع تلك المناطق واقتطاع أجزاء صخرية منها. ويؤدي الانفجار الفجائي للفقاعات التي تحتوي بخار الماء في تيار النهر الشديد الاضطراب إلى توليد موجات قوية تضرب السطوح الصخرية المجاورة الأمر الذي يتسبب عنه تمزيق وتحطيم الصخور[1].

3 ـ **النحت abrasion**: وتعني عملية الصقل أو النحت الميكانيكي الذي تقوم بها الأنهار. تنجم هذه من خلال عمليات عديدة مثل اصطدام المواد الصلبة التي يحملها النهر، مثل ذرات الغرين والرمل والحصى المختلفة الأحجام، بجوانب المجرى النهري، أو من خلال التصادم المتكرر الذي يحدث بين الصخور الكبيرة الأحجام وبين قاع المجرى النهري خلال الفيضانات بشكل خاص، أو نتيجة لتحطم مواد الحمولة نفسها إلى ذرات أصغر حجماً بسبب اصطدام ذراتها مع بعضها الآخر، أو اصطدامها بقاع وجوانب المجرى النهري. ونتيجة لذلك

(1) Hary Robinson, OP. Cit., p.203.

تتناقص أحجام ذرات المواد المنقولة ويصبح من السهل على النهر حملها. تكون قوة النحت للمياه الصافية قليلة وتتعاظم هذه القوة كثيراً في حالة وجود ذرات الرمل والصخور الصغيرة والحصى التي تصقل وتزيل الصخور التي تكون على اتصال معها ويدل وجود الحصى المدورة أو المصقولة جيداً فوق قاع المجرى النهري على حدوث عملية نحت طويلة الأمد قد حولت تلك الحصى إلى هذه الأشكال.

لا يمكن إيجاد تقدير مقنع لمعدل التعرية التي تقوم بها الأنهار. وذلك لتعقد العمليات التي تتحكم فيها وتغيرها. ففي المناطق التي تسود فيها تلال الصخور الطينية يمكن لهذه التعرية أن تصل إلى حوالي 30سم في العام في حين لا يظهر أي تأثير سريع على المناطق ذوات الصخور النارية الصلبة. وقد أمكن من خلال المسح الجيولوجي للولايات المتحدة أن تقدر كمية التعرية النهرية في حوض المسيسيبي حيث قدرت بحوالي 30 سم لكل 5000 ـ 6000 عام. وبالنظر لوجود مناطق أخرى في الولايات المتحدة يكون تأثير الأنهار عليها قليلاً لأنها مغطاة بالغابات والحشائش، فقد قدر مجمل أثر التعرية النهرية لعموم الولايات المتحدة بـ 3سم لكل 8000 ـ 9000 سنة[1].

الترسيب النهري:

يرسب النهر عندما تتناقص سرعته إما بسبب القلة في كمية المياه أو بسبب تناقص درجة الانحدار بالنسبة للمجرى النهري. آنذاك يصبح جزء من الحمولة فوق طاقته على النقل فيقوم بترسيبها. يبدأ النهر بترسيب المواد الأكبر حجماً من حمولته حالما تبدأ سرعته بالتناقص فيرسب الصخور ثم الحصى الكبيرة تتبعها الحصى الصغيرة والرمال ثم الغرين. ويعني ذلك أن الترسيب النهري يكون منتظماً ومتدرجاً من أعالي المجرى حتى أسفله. وتظهر بعض الاستثناءات لهذا التدرج في بعض الحالات كأن توجد سدود تعترض النهر أو وجود بعض البحيرات التي تعترض مجرى النهر نفسه حيث يلقي النهر بمعظم إرساباته داخل تلك البحيرة ويخرج منها وهو يكاد يكون خالياً من الرواسب. وخير مثال على ذلك نهر الراين الذي يدخل بحيرة كونستانس وهو محمل بالطمى ويخرج منها بمياه صافية رائقة. أو نهر النيل عند دخوله منطقة مستنقعات السدود في جنوب السودان حيث يلقي بمعظم رواسبه فيها ويخرج من تلك المنطقة ومياهه تكون خالية من الرواسب حيث يسمى النيل بعدها بالنيل الأبيض.

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.162.

لا ترتبط عملية الترسيب بالقسم الأسفل من المجرى النهري فقط وإنما توجد على كل قطاعات المجرى تقريباً غير أن نوعية تلك الإرسابات تختلف من مكان إلى آخر من المجرى النهري إذ تقل حجوم ذرات الرواسب مع الاقتراب من الجزء الأسفل من مجرى النهر بشكل عام، هذا ويلقي النهر بجزء من الرواسب التي يحملها معه عندما تتناقص سرعته كما ذكرنا ذلك قبل قليل وفي إحدى الظروف التالية:

1 ـ عند حصول تغيير واضح في درجة الانحدار كما يحدث على سبيل المثال عندما ينتقل النهر من منطقة جبلية شديدة الانحدار نحو مناطق هضبية أو سهلية ذوات درجة انحدار قليلة نسبياً حيث تتكون المراوح الطينية في مثل هذه الأماكن عادة.

2 ـ عندما يجري النهر فوق وديان عريضة وواسعة بحيث تكون الظروف مؤاتية فيها لحدوث الفيضانات وبالتالي حدوث عملية الترسيب فوق تلك الوديان النهرية.

3 ـ عندما ينتهي نهر سريع الجريان محمل بالرواسب في بحيرة الأمر الذي يؤدي إلى إلقائه لمعظم رواسبه فوق قاع البحيرة مكوناً دلتا أو مغطياً لقاع البحيرة بالرواسب بصورة تدريجية.

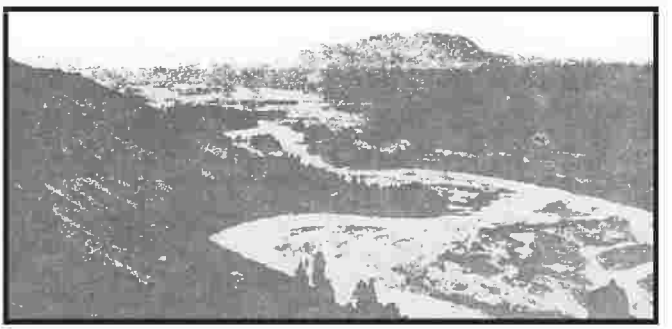
4 ـ عندما يصل نهر من الأنهار إلى إقليم صحراوي أو شبه صحراوي حيث تتناقص أو تتلاشى مياهه بسرعة تاركاً المواد التي يحملها معها بشكل رواسب.

5 ـ عندما ينتهي النهر في البحر حيث تتكون الدلتاوات إذا كانت الظروف في البحر ملائمة لتجمع الرواسب وتكون الدلتاوات.

الأنهار ذوات الحمولة الفائضة Overloaded:

تنقل بعض الأنهار من الحمولة أكثر مما تستطيع نقله لذا فهي تعرف باسم الأنهار ذوات الحمولة الفائضة. وتوجد مثل هذه الأنهار ضمن كل أنواع التضاريس حتى في المناطق الجبلية التي تتميز بشدة انحدارها حيث توجد كثير من الأنهار الجبلية التي تستلم حمولة كبيرة من روافدها السريعة الجريان. وترتفع قيعان وديان تلك الأنهار الجبلية بسبب الترسيب الذي يحصل عليها من الحمولة الفائضة بدلاً من أن تتعمق كما هي الحالة في الوديان النهرية الجبلية الأخرى. تمتلئ وديان هذه الأنهار بالطمى والغرين إلى عمق عدة أمتار ويزداد تبعاً لذلك اتساعها. وتبدو هذه الأنهار تتصرف وكأنها في مرحلة الشيخوخة من الدورة الجيومورفولوجية رغم أنها لم تبدأ إلا لتوها في عملها لتعرية سطح الأرض. تنتشر ظاهرة الأنهار فائضة

الحمولة فوق الأقاليم المستوية أو المنخفضة. وتميل الأنهار فائضة الحمولة إلى ترسيب المواد الخشنة الذرات ونقل المواد ذوات الذرات الناعمة الدقيقة[1] (شكل رقم 43).



شكل رقم (43)
نهر فائض الحمولة في إقليم ضمن مرحلة النضج.

مستوى القاعدة Base Level :

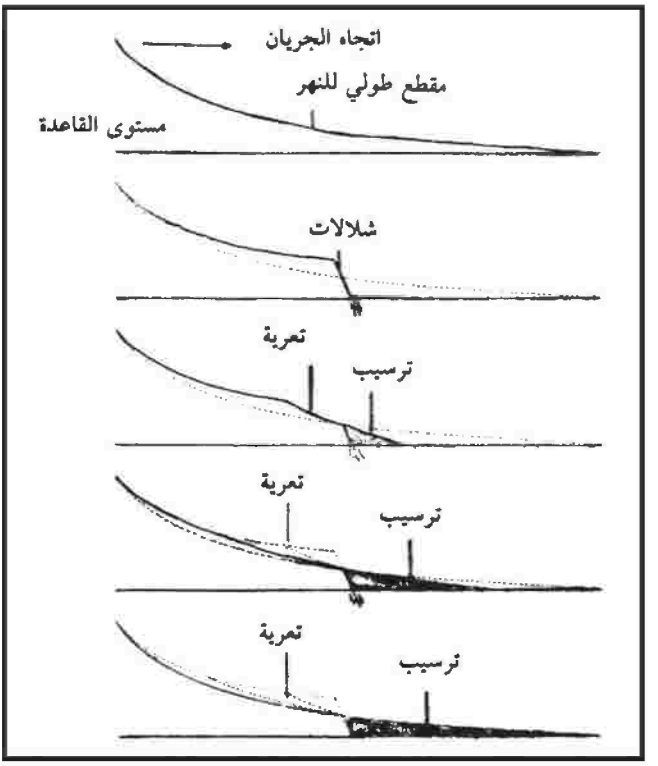
قبل أن ندخل في دراسة تفاصيل الأشكال الجيومورفية التي تكونها الأنهار، لا بد لنا من معرفة مفهوم مهم جداً ألا وهو مستوى القاعدة للتعرية النهرية. ونعني به المستوى الذي يحاول النهر بكل روافده أن يوصل كل جهات حوضه إليه من خلال عمله في التعرية والترسيب. هناك نوعان من مستويات القاعدة هما مستوى القاعدة الدائمي الذي يتمثل في حالات عديدة مثل ظهور طبقات صخرية أشد صلابة في مكان ما من مجرى النهر فيؤدي ذلك إلى تكوين مستوى قاعدة مؤقت يتمثل في مستوى تلك الطبقات الصخرية الصلبة نفسها بالنسبة للقسم الواقع أعلاها من المجرى النهري. ويحدث الشيء نفسه إذا كان النهر يصب في بحيرة حيث تعتبر تلك البحيرة مستوى القاعدة المؤقت بالنسبة للقسم الواقع أعلاها من النهر. فعلى سبيل المثال تكون على هذا الأساس بحيرة دوكان مستوى قاعدة مؤقت للقسم الواقع أعلاها من نهر الزاب الأسفل وبحيرة دربندخان مستوى قاعدة مؤقت للجزء الواقع إلى الأعلى منها من نهر ديالى. كما تعتبر قيعان الأحواض الداخلية مستويات قاعدة مؤقتة للأنهار التي تنتهي فيها. أما لماذا اعتبرت هذه المستويات مؤقتة فذلك يرجع إلى أن الأنهار تستطيع بعملها المستمر في تعميق وديانها في بعض الحالات أو من خلال عمليات الترسيب في حالات أخرى أن تقضي على تلك الظروف التي كونت مستوى القاعدة المؤقت وترجع ثانية نحو مستوى القاعدة الدائمي.

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.165.

يهدف كل نهر من الأنهار إلى تكوين قطاع بشكل منحن متوازي مع مستوى القاعدة بحيث يزداد ارتفاع ذلك المنحنى النهري كلما اقتربنا من أعالي حوض النهر ومنابعه ويتناقص ارتفاع هذا المنحنى من مستوى القاعدة كلما اقتربنا من المكان الذي ينتهي فيه النهر أو المكان الذي يمثل الأساس لارتفاع مستوى القاعدة (شكل رقم 44). يقوم النهر كما بينا قبل قليل بعملية أساسية متواصلة ودؤوبة وهي محاولة إيجاد الانطباق بين مستوى القاعدة وبين المنحنى الذي يمثل القطاع الطولي للنهر وعليه أيضاً أن يعمل بحيث تتم عملية الانطباق هذه على طول القطاع الطولي للنهر في وقت واحد. ويعني ذلك أن على النهر أن يسرع في تعميق واديه في المناطق التي يكون مرتفعاً فيها كثيراً عن مستوى القاعدة وعليه أيضاً أن يتباطأ في هذه العملية في الأجزاء السفلى من الوادي النهري القريبة في ارتفاعها من مستوى القاعدة. وتوضح لنا هذه الفكرة كيف أن النهر عليه أن يوجه معظم طاقته في عملية النحت العمودي وتعميق واديه في المناطق الجبلية المرتفعة وأن عليه أن يوجه طاقته في المناطق المنخفضة نحو توسيع ذلك الوادي بدلاً من تعميقه[1]. بل ويضطر أحياناً حتى إلى رفع مستوى قاع الوادي من خلال عمليات الترسيب من أجل أن يتباطأ في عملية التعميق وبذلك يمكن لكل أجزاء الوادي أن تصل إلى مستوى القاعدة في وقت واحد تقريباً. ويكون النهر متوازناً graded إذا استطاع من الناحية النظرية أن يكون له منحنى يتوافق مع كمية المياه الجارية فيه وكمية الحمولة التي ينقلها بحيث إنه لا يحاول أن يقوم بأية عملية للتعرية وفي الوقت نفسه لا يحاول أن يرسب شيئاً من الحمولة التي ينقلها. وبذلك تكون الطاقة التي يختزنها النهر متوازنة مع العمل الذي يقوم به وهو نقله للحمولة فقط[2]. هذا من ناحية نظرية أما من ناحية الواقع فإن حالة النهر المتوازن أمر مشكوك فيه حيث إن الظروف كثيرة تجبر النهر على القيام بالتعرية كأن تكون إحدى ضفاف النهر مواجهة للتيار الأمر الذي يؤدي معه إلى حدوث تعرية فيها وحصول زيادة في حمولة النهر عن مرحلة التوازن فيقوم النهر على الفور بترسيب جزء من حمولته مقابل ذلك في محاولة منه للرجوع إلى حالة التوازن. ويضطر النهر أحياناً إلى الترسيب وبذلك تتناقص حمولته فتتزايد سرعته ويرجع فيقوم بعملية التعرية ثم العودة إلى حالة التوازن وهكذا (شكل رقم 45). وهذا ما يحدث فعلاً للأنهار التي قام الإنسان بإنشاء السدود عليها وتكوين البحيرات خلف تلك السدود حيث تخرج مياه الأنهار خالية من الحمولة منها فتقوم بعملية النحت العمودي. كما حصل في نهر النيل شمال السد العالي.

(1) Darrel and Valerie Weyman, Landscape Processes, George Allen, London, 1977, p.35.

(2) W. Kenneth Hamblin, Op. Cit., p.149.

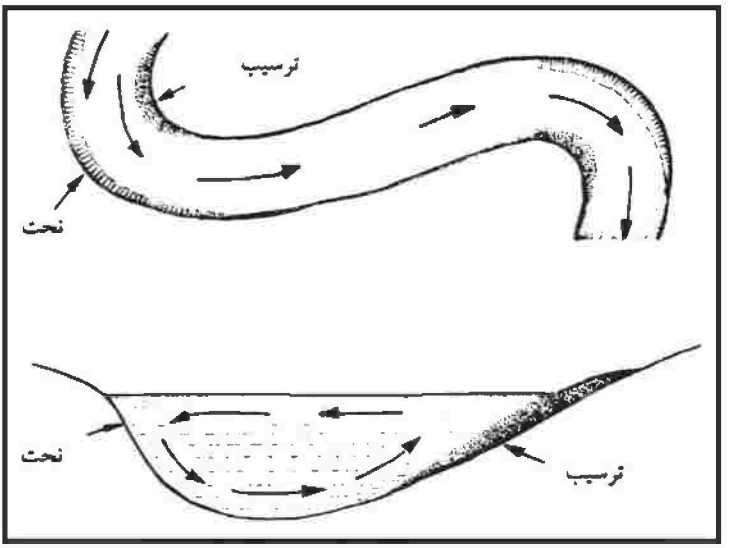


شكل (44)

قطاع لنهر متوازن ومحاولته البقاء في هذه الحالة من خلال التعرية والترسيب.

التضاريس الناتجة عن التعرية النهرية:

تتشكل معظم التضاريس الناتجة عن التعرية النهرية عندما يكون النهر في مرحلة الشباب من الدورة الجيومورفية أو عندما تجري تلك الأنهار فوق أقاليم ما تزال في مرحلة الشباب كمناطق الجبال الوعرة أو الهضاب المرتفعة. وتتصف كل تلك الأقاليم بأن سطوحها ترتفع كثيراً عن مستوى سطح البحر (مستوى القاعدة الدائمي للتعرية في الأنهار) الأمر الذي يجعل الأنهار التي تجري عليها تحاول أن تعمق وديانها بسرعة لكي تصل إلى مستوى القاعدة. تتصف هذه الأنهار بأنها ذوات درجات انحدار كبيرة وتجري داخل خوانق ذات جوانب شاهقة الارتفاع أو في وديان عميقة تشبه حرف (V) ويكثر فيها وجود الشلالات والجنادل. تقوم هذه الأنهار بتعميق وديانها رغم أن بعضها تصبح ذوات حمولات فائضة بسبب المواد الكثيرة التي تلقيها فيها بعض روافدها لذا لا تقوم هذه الأنهار بتعميق وديانها وترسب على قيعان تلك الوديان أحياناً. ويمكن إجمال أهم التضاريس التي تتكون من جراء التعرية النهرية في هذه المرحلة الآتية:



شكل (45)
تعرية وترسيب نهري للبقاء في حالة التوازن.

1 ـ الخوانق النهرية والوديان العميقة Canyons and Gorges :

وديان نهرية ذوات جوانب شديدة الانحدار. تكون تلك الجوانب مرتفعة ارتفاعاً كبيراً قياساً إلى سعتها. وتبين هذه الوديان ما ينتج عن أثر التعرية النهرية التي تحصل في أنهار تقوم بتعميق وديانها بسرعة أعظم بكثير من عملية توسيع تلك الوديان والتي تقوم بها إضافة إلى النهر نفسه عمليات أخرى مثل التجوية بأنواعها المختلفة أو عملية تعميق الروافد لوديانها. تتكون جوانب الوديان العميقة والأخاديد من صخور مقاومة لعمليات التعرية المختلفة الأمر الذي لا يجعلها تتباعد كثيراً عن بعضها. ويساعد وجود مناطق الضعف المختلفة مثل المفاصل والانكسارات على زيادة سرعة عملية تعميق الوادي النهري كما ويساعد تراجع الشلالات السريع إلى توضيح عملية تعميق النهر لواديه. تنشأ معظم الخوانق فوق مناطق مرتفعة ذوات مناخ جاف أو شبه جاف حيث يكون أثر التجوية قليلاً فوق جوانب الوادي مما لا يؤدي إلى تباعد تلك الجوانب. كما هي الحالة في الوديان العميقة التي توجد في القسم الغربي الجاف وشبه الجاف من الولايات المتحدة (شكل رقم 31). وأشهرها الخانق العظيم لنهر كلورادو Grand Canyon. يبلغ طول هذا الوادي حوالي 500كم ويقرب عمقه من 2كم. ويشق طريقه خلال طبقات صخرية أفقية تكون هضبة كلورادو. وقد نشأت معظم الخوانق هنا من جراء تعرض المنطقة إلى حركة رفع صاحبتها عملية إعادة للشباب وتعميق لوديان تلك

الأنهار[1]. تتصف حافات هذا الوادي العليا بأنها واسعة وتظهر فيها أشكال أرضية مختلفة ناتجة عن التعرية المتباينة لصخور رسوبية مختلفة في درجة صلابتها. ويصل أقصى عمق لهذا الخانق 1905 أمتار عن تلك الحافات المرتفعة. تكثر داخل هذا الخانق الجنادل التي ساعدت بدورها على سرعة تعميق هذا الخانق. وقد تكون بسبب بناء سد هوفر Hoover Dam بحيرة اصطناعية تعرف باسم بحيرة ميد Mead أدت إلى إيقاف التعرية في القسم الذي شغلته مياه تلك البحيرة من وادي النهر وكذلك قيام النهر بالترسيب داخلها[2] وقد كون تغلغل النهر داخل الصخور إلى وجود مظهر جميل رائع ناتج عن التتابع المنتظم للصخور ذوات الألوان المختلفة مثل الرمادي، الأخضر، الأرجواني والبني التي ظلت واضحة بسبب جفاف الإقليم. وقد عمل نهر النيل في مصر خانقاً أقل وضوحاً من حالة الخانق العظيم في كلورادو فوق الهضبة الإفريقية يتراوح اتساعه بين أقل من نصف كيلومتر في الجنوب حيث يقطع مجراه خلال صخور الكرانيت الصلبة إلى حوالي 16كم في الشمال حيث تسود الصخور الجيرية ويكون الوادي محاطاً بجدران تشبه الأجراف ترتفع في بعض الأماكن إلى أكثر من 304 متر فوق النهر[3].

2 ـ الشلالات والجنادل Waterfalls and Rapids :

تتكون ظاهرة الشلالات أو المساقط المائية نتيجة إلى وجود هبوط مفاجئ في مجرى النهر. توجد الشلالات في كل القارات وخاصة داخل الأقاليم الجبلية والهضبية منها. أما الجنادل فإنها توجد عادة إلى الأسفل أو إلى الأعلى من مواقع الشلالات في الأنهار ويمكن للجنادل أن توجد لوحدها أحياناً.

تعتبر الشلالات والجنادل أحد المقاييس التي تعتمد عند تحديد مرحلة الشباب في النهر. وتتألف من نوعين أولهما تلك التي تكونت من خلال التاريخ الطبيعي لتطور النهر ويدل وجودها على أن النهر لم يكمل انحداره المتوازن المطلوب. وثانيهما نتيجة لظروف خارجية معينة تجبر النهر على تكوين الشلالات.

1 ـ يمكن أن يعرف النوع الأول منها بأنها النمط العادي من المساقط المائية. ويرجع تكونه كلياً إلى الاختلافات في درجة صلابة الصخور التي يقوم النهر بتعميق واديه خلالها. إذ يؤدي ظهور تكوين صخري صلب إلى جعل الجزء

(1) جودت حسين، معالم سطح الأرض، دار النهضة العربية، بيروت، 1980، ص 316.

(2) Arthur Holmes, Principles of physical Geology, Nelson, London, 1965, 591-593.

(3) Robinson, op. cit., 311.

الواقع أعلاه من النهر يتصرف وكأن ذلك التكوين الصخري مستوى القاعدة المؤقت له في حين ما زال جزء النهر الواقع أسفل ذلك التكوين الصخري يعتبر مستوى القاعدة له مختلفاً عن القسم الأول. وبذلك يقسم ذلك التكوين الصخري عملية تعميق النهر لواديه بشكل مفاجئ مكوناً المسقط المائي أو الشلال. ومن أشهر الأمثلة على ذلك شلالات نياغارا الشهيرة على الحدود بين الولايات المتحدة وكندا. ومن الأمثلة المعروفة لهذا النوع من الشلالات في القطر العراقي شلالات كلي علي بك في محافظة أربيل.

هذا ويكون وضع التكوينات الصخرية الصلبة في هذا النوع من المساقط المائية إما أفقياً أو عمودياً. تتراجع الشلالات في الحالة الأولى عادة بسبب النحت الذي تتعرض له التكوينات الصخرية اللينة الواقعة أسفل الصخور الصلبة من جراء تساقط الماء وحصول الدرامات ويؤدي ذلك إلى تكسر الطبقات الصخرية الصلبة وتراجع الشلال نحو الخلف. يختلف ارتفاع الشلال عند تراجعه في هذه الحالة تبعاً لاتجاه الميل للطبقات الصخرية الصلبة. تميل باتجاه باطن الأرض ويحدث العكس عندما تميل الطبقات الصخرية نحو الخارج إذ يزداد ارتفاع الشلال عند تراجعه تدريجياً (شكل رقم 46) ولا يتراجع الشلال إلى الوراء في حالة كون الصخور الصلبة بوضع عمودي غير أن ارتفاعه يتناقص في هذه الحالة بشكل تدريجي ويتحول إلى نوع من الجنادل (شكل رقم 47).

2 ـ الاضطراب الذي يصيب تطور النهر والذي يمكن أن يحصل في الحالات التالية:

أ ـ الانخفاض الذي يطرأ على مصب النهر من جراء:

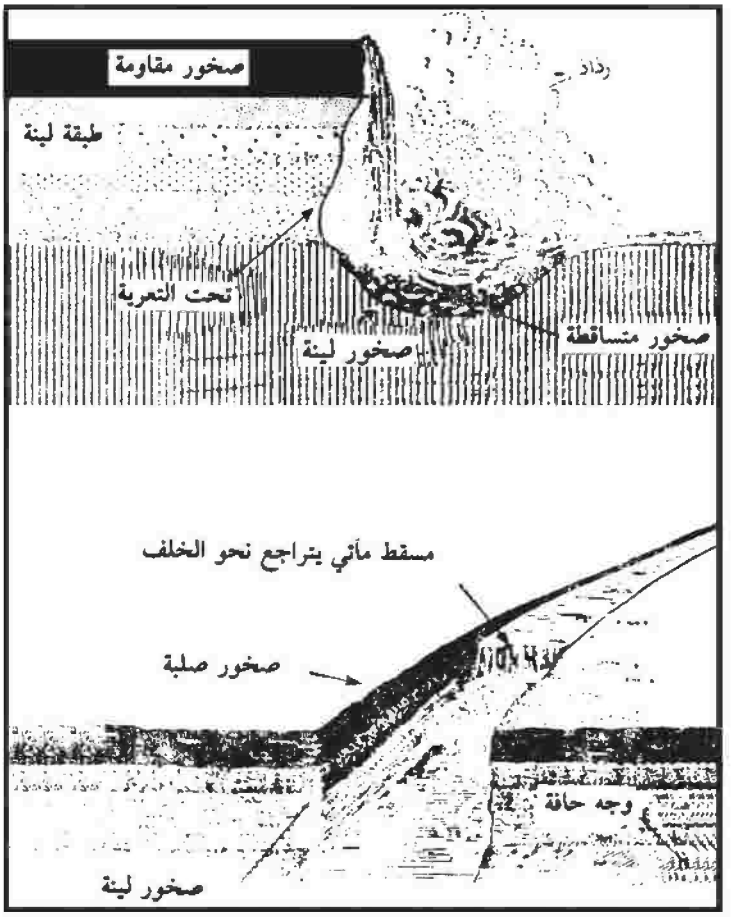
1 ـ حدوث عملية نحت عمودي سريعة لبعض الأنهار التي تتعرض إلى حالة إعادة شباب قوية الأمر الذي يبقي بعض روافدها وكأنها روافد معلقة فتتساقط المياه منها نحو النهر الرئيسي بشكل شلالات.

2 ـ تسبب بعض حالات الأسر النهري اختلافاً كبيراً وسريعاً في مستويات قيعان المجاري النهرية المأسورة والآسرة مما يؤدي إلى سقوط مياه الأنهار المأسورة على هيئة شلالات أو مساقط مائية في وديان الأنهار الآسرة التي تمثل الموقع المنخفض عادة.

3 ـ يمكن للتعرية الجليدية التي حدثت في الأقاليم الجبلية أن تكون الشلالات وذلك عندما تتراجع الثلاجات وتحتل وديانها الأنهار. فتسقط مياه الأنهار التي

تحتل الوديان الجليدية المعلقة بشكل مساقط مائية نحو الأنهار التي تحتل الوديان الجليدية الرئيسية.

4 ـ يؤدي النحت التي تقوم به الأمواج أحياناً إلى عمل الأجراف المرتفعة ويسبب ذلك تكون الشلالات عندما تتساقط مياه بعض الأنهار من أعالي الأجراف باتجاه البحر.



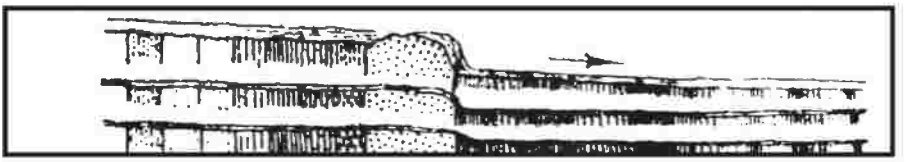
شكل رقم (46)

شلال تكون الصخور الصلبة فيه ذات وضع أفقي لاحظ كيف يتراجع الشلال نحو الوراء.

5 ـ يمكن لبعض حالات الانكسار والالتواء أن تخفض من الأقسام السفلى لبعض الأنهار مما يؤدي إلى تكوين المساقط المائية (شكل رقم 48).

ب ـ الغلق الذي قد يصيب بعض المجاري النهرية نتيجة لـ:

1 ـ الانزلاقات الأرضية.



شكل رقم (47)

شلالات تكون الصخور الصلبة فيها عمودية الامتداد لاحظ كيف أن الشلال عند تخفيض مستواه لا يتراجع إلى الوراء وإنما يبقى في مكانه ثم يتحول بعد ذلك إلى مجموعة من الجنادل

2 ـ سداد الحمم البركانية.

3 ـ بواسطة الركامات الجليدية.

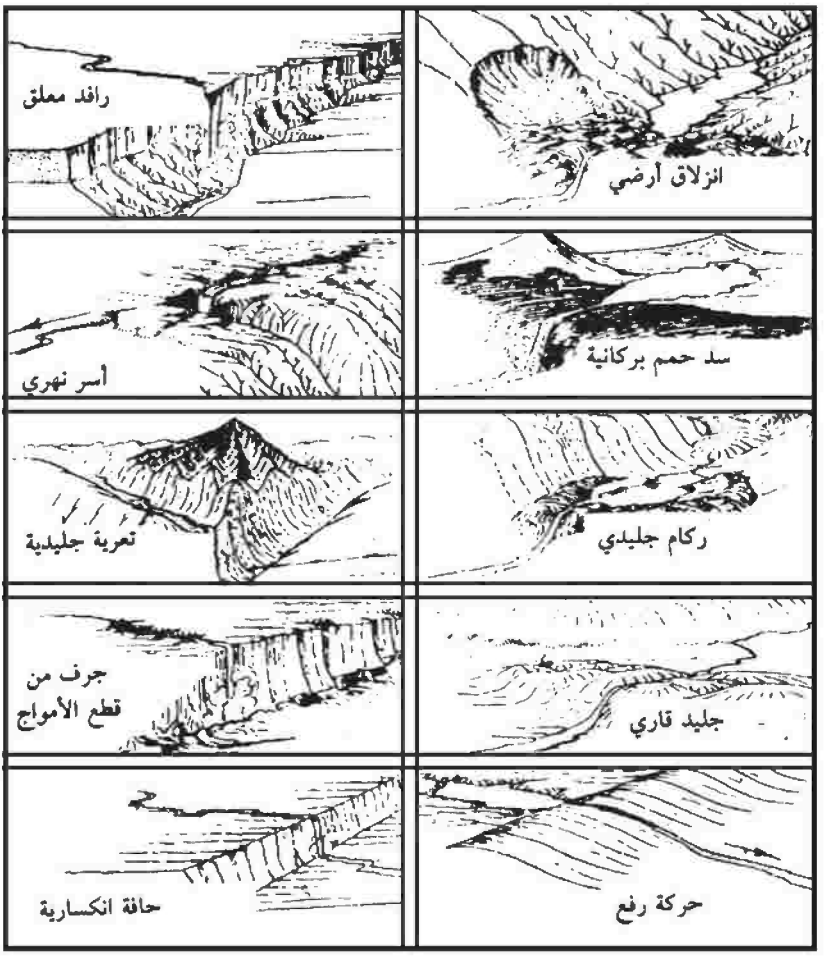
4 ـ بواسطة الثلاجات التي تجبر بعض الأنهار على تغيير مواضعها دافعة إياها نحو مواقع أعلى ارتفاعاً.

5 ـ أية ظروف مصاحبة أخرى تجعل النهر يأخذ موقعاً جديداً وتجعله يجري فوق تضاريس غير منتظمة[1].

تختلف المساقط المائية فيما بينها كثيراً من حيث كمية المياه التي تتساقط فيها وفي اتساعها فعلى سبيل المثال لا يتجاوز عرض شلالات Yosemite 10,5 متراً وتتساقط المياه فيها من ارتفاع 435 متراً وعلى نقيضها شلالات Iguazu في أمريكا الجنوبية التي هي في الحقيقة مجموعة متعددة من المساقط المائية التي تشكل منظراً واسعاً حيث يبلغ عرض هذه المساقط في حدود 3,2كم وتوجد بعض الجزر داخلها وتتساقط المياه فيها من ارتفاع يبلغ حوالي 70 متراً. وتقع تلك الشلالات على خط الحدود بين البرازيل والأرجنتين حيث يهبط نهر يحمل الاسم نفسه من على حافة هضبة البرازيل[2]. ويبين الجدول (رقم 4) بعضاً من أهم المساقط المائية في العالم تبعاً إلى ارتفاعها في الفقرة أ من الجدول وتبعاً لكمية التصريف فيها في الفقرة ب من الجدول نفسه.

(1) Lobeck, op. cit., p.197.

(2) P. Worcester. op., cit. p.121.



شكل (48)

بعض حالات تكون الشلالات.

جدول رقم (4)
المساقط المائية الكبرى في العالم

أ ـ تبعاً لارتفاعها

الاسم	الارتفاع بالأمتار	القطر أو الولاية
Yosemite	779 (بثلاثة جنادل)	كاليفورنيا
Sutherland	580 (بثلاثة جنادل)	نيوزيلند
Roraima	457	غوايانا
Kalambo	436	أفريقيا الجنوبية
Takkakau	410	كولومبيا البريطانية
Multnomah	250	أوريكون
Bridalveil	190	كاليفورنيا
ب ـ تبعاً إلى كمية المياه فيها		
Nigara	51	الولايات المتحدة وكندا
Victoria	122	أفريقيا الجنوبية
Iguazu	70	البرازيل
Kaieteur	244	غوايانا
Lower		
Yellowstone	94	وايمنك
Grand	96	لبرادور

المصدر:

Philip G. Worcester Op. Cit.p.121.

تنشأ الجنادل كما ذكرنا سابقاً عند المنحدرات الشديدة وليست العمودية من قيعان الأنهار نتيجة لتراجع الشلالات إلى الوراء في معظم الحالات. وتعتبر الجنادل الخلابة الموجودة عند أسفل شلالات نياغارا مثالاً جيداً لهذا النوع. ويظهر نوع آخر من الجنادل عندما تقوم الأنهار بنحت صخور غير متشابهة في مقاومتها، كما في الجنادل الموجودة في نهر سنت لورنس فوق مدينة مونتريال مباشرة وكذلك يتمثل هذا النوع من الجنادل في منطقة الخانق العظيم لنهر كلورادو.

تشكل الجنادل والشلالات عقبات أمام الملاحة في الأنهار. وكثيراً ما تضطر الدول معها إلى أن تقوم بحفر قنوات على جانب المناطق التي تظهر فيها الجنادل من الأنهار إذا كانت بقية جهات النهر الواقعة أعلى الجنادل والشلالات وأسفلها صالحة إلى الملاحة. وتحتاج تلك القنوات إلى منشآت هندسية معقدة تتمثل بالأحواض التي تساعد على خفض أو رفع القوارب والسفن من مستوى إلى آخر.

3 ـ الحفر الوعائية Potholes :

تعرف أحياناً بالحفر الدردورية وتوجد عند قدمات المساقط المائية حيث يؤدي سقوط الماء القوي إلى تكوين حركة دوارة تقوم بواسطة ما تحمله من رمال وحصى بنحت القاع النهري الصلب وتكوين حفر باسم الحفر الوعائية. ولا تكون هذه الحفر أشكالاً تضاريسية مهمة غير أنها يمكن أن تعتبر دليلاً على مقدار النحت العمودي الذي تقوم به الأنهار التي تكون في مرحلة الشباب. وتتكون الحفر الوعائية بشكل سريع فوق التكوينات الصخرية اللينة مثل صخور الطفل ولكنها تظل محافظة على شكلها بصورة جيدة عند تكونها في صخور نارية صلبة كالكرانيت والبازلت والكوارتز (شكل 49). وتتحول بعض الحفر الدردورية من جراء تراجع الشلالات إلى الوراء إلى ما يعرف باسم البرك الغاطسة Plunge pool. وأشهر هذه البرك تلك التي توجد في كراندوكولي الذي يعتبر بمثابة المجرى السابق لنهر كولومبيا في ولاية واشنطن. وقد تكونت تلك البرك الغاطسة من جراء تساقط الماء فوق جرف يبلغ ارتفاعه حوالي 122 متراً[1].

4 ـ التضاريس الناتجة عن التعرية النهرية في مرحلة النضج :

يتحول الإقليم بمرور الوقت من مرحلة الشباب إلى مرحلة النضج حيث تأخذ بعض التغيرات مكانها فيه. إذ يتطور نظام التصريف تطوراً جيداً ويصبح فيه ما يعرف باسم نظام التصريف المتكامل integrated، إذ تقوم أنهار كبيرة قليلة بتصريف مياه الأقاليم بدلاً من وجود عدد كبير من الأنهار الصغيرة. وتستطيع بعض الأنهار أن تصل إلى مستوى قاعدة التعرية ولو لأجزاء معينة منها وتكونت لهذه الأنهار بعض الروافد واختفت البحيرات والمستنقعات بصورة واسعة وكذلك الحال بالنسبة إلى المساقط المائية حيث تختفي بدورها هي الأخرى. وتتسع وديان الأنهار وتضيق مناطق تقسيم المياه بين الأحواض النهرية المختلفة بسبب تراجع الأنهار إلى الوراء من جراء النحت التراجعي. ويقل ارتفاع التلال والسلاسل الجبلية في الإقليم

(1) Lobeck. op. Cit., p.195.

وتقل درجة الانحدار بصورة عامة. ويمكن القول أن التضرس يكون على أشد درجاته في هذه المرحلة من دورة التعرية. ويمكن أن نتحقق من وصول منطقة جبلية معينة إلى مرحلة النضج عندما نجد أن المساحة التي تحتلها الوديان النهرية فيها مشابهة لمساحة التلال والسلاسل الجبلية.

شكل رقم (49)

حفر وعائية بالقرب منها صخور كرانيت تعرضت إلى النحت النهري في قاع نهر جبلي.

5 ـ التضاريس الناتجة عن التعرية النهرية في مرحلة الشيخوخة:

تلتوي الأنهار هنا وهناك فوق الأقاليم التي تكون ذوات تضاريس في مرحلة الشيخوخة حيث تكون قد أكملت إنشاء سهولها الفيضية. وتتصف تياراتها بأنها بطيئة وتكون قابليتها على حمل الرواسب قليلة أيضاً. وتضيق مناطق تقسيم المياه بين الأحواض النهرية ويقل ارتفاع تلك الأحواض وتزال بعض مناطق تقسيم المياه بشكل نهائي من قبل التعرية التي قامت بها الأنهار. وتنخفض كل التضاريس تقريباً ويميل السطح إلى الاستواء. وتبقى بعض الكتل الصخرية مرتفعة عن المستوى العام للسطح إما بسبب درجة صلابتها العالية نسبياً أو لأنها بعيدة عن متناول الأنهار وتعرف تلك الكتل بالانسلبرج Incelberg وتسمى أحياناً بالمونادنوك Monadnock.

تكاد تكون الأنهار في هذه المرحلة قد أكملت عملها في تخفيض مستوى سطح الإقليم إلى مستوى قاعدة التعرية. وبالنظر إلى قلة درجة الانحدار وقلة سرعة جريان الأنهار فإن التعرية الميكانيكية تكون بطيئة جداً رغم أن التعرية الكيمياوية تكون فعالة خاصة في المناطق الحارة ولذا تتغطى المناطق الموجودة بين المجاري النهرية بتربة عميقة جداً. وتتحول كثير من المناطق الجبلية إلى سهول تحاتية peneplains وهي سطوح مستوية أو قريبة من المتموجة تنتشر عليها تلال واطئة. ولكي تتحول منطقة جبلية إلى سهل تحاتي لا بد وأن يمر عليها وقت طويل جداً وهي تحت تأثير عوامل تعرية قوية ومنها الأنهار. ولا توجد في معظم القارات سهول تحاتية بسبب حركات القشرة الأرضية التي تؤدي إلى رفع مستوى الإقليم وإحداث حالة إعادة الشباب فيه. ومن المحتمل أن يكون سهل سيبيريا الواقع إلى الشرق من جبال أورال وإلى الشمال من جبال تيان شان حيث يقع إقليم تصرف مياهه أنهار إيرتش Irtish وأوب ob أشهر الأمثلة على السهول التحاتية في العالم التي تقترب كثيراً من مستوى القاعدة[1].

التضاريس الناتجة عن الترسيب النهري:

1 ـ السهول الفيضية: تتصف السهول الفيضية للأنهار بأنها ذوات مستويات واطئة قريبة إلى حد ما من مستوى قاعدة التعرية إن لم تكن عندها فعلاً. تكونت تلك السهول من جراء تجمع الإرسابات الطموية فوق قيعان الوديان التي قامت الأنهار بتوسيعها. وتتميز هذه السهول بقلة درجة الانحدار فيها. وتنتشر فوقها مظاهر تضاريسية متعددة مثل الالتواءات النهرية والبحيرات الهلالية والمستنقعات والبحيرات غير المنتظمة في توزيعها والتي تشغل المنخفضات الموجودة هنا وهناك من السهل الفيضي. تنتج معظم تلك المنخفضات من جراء عدم انتظام عملية الترسيب فوق كل أجزاء السهل الفيضي حيث تتلقى بعض المناطق كميات كبيرة من الرواسب في حين لا تستلم الأخرى إلا رواسب قليلة فتتحول إلى منخفضات كما في مناطق الأهوار في جنوب العراق. ويمكن لهذه المنخفضات وغيرها من أشكال التضاريس الصغيرة أن تنشأ من جراء التغيرات التي تحصل لمجاري بعض الأنهار أثناء الفيضانات أو من خلال تطور الالتواءات النهرية.

2 ـ الالتواءات النهرية Meanders: تطلق صفة الأنهار الملتوية على الأنهار التي تجري فوق سهول فيضية عريضة ولها مجار متعرجة وقد أخذت هذا الاسم من

(1) P. Worcester, op. Cit., p.190.

نهر ميائدر Meander في تركيا الذي تتمثل فيه هذه الميزة بشكل واضح[1]. وتظهر كل الأنهار ميلاً واضحاً لتكوين الالتواءات بسبب ميلها إلى تكوين تأرجح متعاقب في جريانها من جانب إلى آخر. ولا يكون هذا التأرجح مرتبطاً بالأنهار فقط وإنما نجده واضحاً في تحرك الأجسام الكبيرة الأخرى كما يحصل ذلك عند حركة الهواء وتكوينه للتيارات النفاثة Jet Streams في الغلاف الجوي. أو عند تحرك مياه المحيطات في بعض التيارات المحيطية كتيار الخليج[2].

كان يعتقد سابقاً أن السبب الرئيسي في حدوث الالتواءات النهرية يمكن إرجاعه إلى وجود العقبات التي تواجه النهر مما يجعله يدور أو ينثني حولها مكوناً بداية الالتواء. إلا أن الدراسة الحديثة أثبتت أنه من الممكن للالتواءات أن تتكون حتى في مجاري نهرية مستقيمة وليس فيها أي نوع من العقبات. وقد أثبتت ذلك تجربة مختبرية حضرت Imperial College في لندن، حيث مد مجرى مستقيم ومتجانس المواد. وكان جريان الماء فيه ثابتاً ومنتظماً. وقد ظهرت بعد مضي وقت ليس بالطويل بعض المناطق الضحلة على مسافات منتظمة من قاع المجرى. ثم بدأ النهر بالدوران حول تلك المناطق الضحلة وبدأ يطور الدورات النهرية[3] (شكل رقم 50). ويعتقد بعض الباحثين أن اختلاف سرعة تيار النهر خلال قطاعه وقلة تلك السرعة في الجهات القريبة من القاع مسؤول عن نشوء المناطق الضحلة التي سبق ذكرها قبل قليل. وينتج عنها أيضاً حدوث تيار حلزوني يكون مسؤولاً عن تطور الالتواءات النهرية. فعندما تتحرك الطبقات السفلى من المياه في النهر بسرعة أقل من الطبقات العليا يلحق الجريان السطحي بالجريان القاعي من الضفة المقعرة نحو الضفة المحدبة[4].

يربط بعض الباحثين بين سبب حدوث الالتواءات النهرية وبين طبيعة ونوعية المواد المكونة لقيعان المجاري النهرية حيث يؤدي وجود مواد رسوبية دقيقة مثل ذرات الغرين والطين وبعض الرمال الناعمة إلى جعل المجرى النهري يميل إلى التعرج والالتواء. في حين إذا كانت مثل هذه المواد غير متوفرة بدرجة كافية على جوانب وقاع المجرى النهري فإن ذلك المجرى يميل إلى التمزق وينقسم إلى عدة

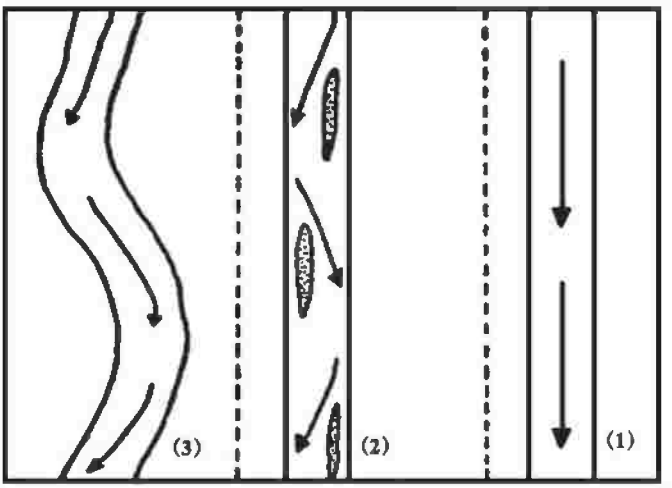
(1) A.K.Lobeck, op. Cit., p.227.

(2) Glenn T. Trewartha and Others, Fundamentals of Physical Geography, McGraw-Hill, New York, 1966, p.205.

(3) G.H.Dury, The Face of the Earth, Penguin books, London, 1974, pp.96-97.

(4) B.W.Sparks, Geomorphology, Longmans, London, 1967, p.96.

مجاري على قطاع عريض من السهل الفيضي ويطلق على مثل هذه المجاري اسم الأنهار المظفورة Braided Streams[1] . وقد أظهرت دراسة نموذجية لحالة 47 نهراً طموياً في السهول العظمى بالولايات المتحدة أن الالتواءات الكبيرة تكون مرتبطة بالأنهار التي تتصف بتماسك حدود مجاريها[2] . ولقد بينت الدراسات الحديثة وجود ارتباط بين درجة التواء الأنهار وبين نسمة حمولتها العالقة إلى حمولتها القاعية . وافترض أن ظاهرة الالتواء النهري ربما تعود إلى التغير في نسبة الحمولة القاعية العالقة نتيجة لقلة انحدار المجرى[3] .



شكل رقم (50)

يبين مراحل تحول مجرى نهري مستقيم ومتجانس إلى مجرى تكونت فيه التواءات نهرية

تتطور الالتواءات النهرية من جراء مواجهة الضفة المقعرة من النهر إلى تياره بصورة مستمرة حيث تستمر عملية التعرية عليها . ويحدث الترسيب على الجهة المعاكسة المحدبة بسبب الحركة الحلزونية لتيار الماء في الدورة النهرية . ويكبر حجم الالتواءات النهرية نتيجة لاستمرار تلك العمليات . وتتقارب أجزاء المجرى النهري الواقعة في بداية الدورة مع تلك التي تقع في نهايتها ولم يعد يفصلهما عن بعضهما إلا عنق سهلي ضيق . وتلتحم أجزاء النهر مع بعضها باستمرار عمليات

(1) Joseph E. Van Ripeer, Man's physical World, Mc-Graw-Hill. New York, 1971, p.443.

(2) Luna B. Leopold and Other, Fluvial Progress in Geomorphology, W.H Freeman, San Francisco, 1964, p.297.

(3) Cuchlaine A.M.King. Techniques in Geomorphology, Edward Arnold, London, 1966, p.89.

النتح والترسيب على جانبي هذا العنق ويعود النهر فيكون مجرى قريباً من الشكل المستقيم تاركاً دورته السابقة بشكل أنشوطة نهرية متصلة بالمجرى النهري. وتنقطع تلك الدورة عن النهر باستمرار عمليات الترسيب على ضفة النهر المواجهة لتلك الأنشوطة مكونة دورات نهرية منقطعة لا تلبث أن تتحول إلى بحيرات هلالية Ox-bow. تتزود هذه البحيرات بالمياه عن طريق الرشح أو عن طريق ما يردها من مياه أثناء الفيضان الذي يحدث في النهر المجاور أو من مياه الأمطار. وتتناقص مساحة هذه البحيرات بصورة تدريجية نتيجة لامتلائها بالترسبات التي تأتي إليها خلال الفيضان أو من جراء ما تلقيه الرياح فيها من إرسابات مختلفة ونتيجة لتناقص المياه عن طريق الترسب والتبخر. وتتحول إلى مناطق ضحلة تشغلها الحشائش والنباتات المستنقعية وتندمج هذه البحيرات بعد ذلك مع بقية مناطق السهل الفيضي[1]. (شكل رقم 51). هذا وتتحرك الالتواءات النهرية أثناء تطورها باتجاه أسفل النهر وذلك لأن عملية التعرية تكون على أشدها في الجانب القريب من أعلى النهر من الضفة المقعرة في حين تتعاظم عملية الترسيب النهري على الجهة القريبة من أسفل النهر من الضفة المحدبة[2].

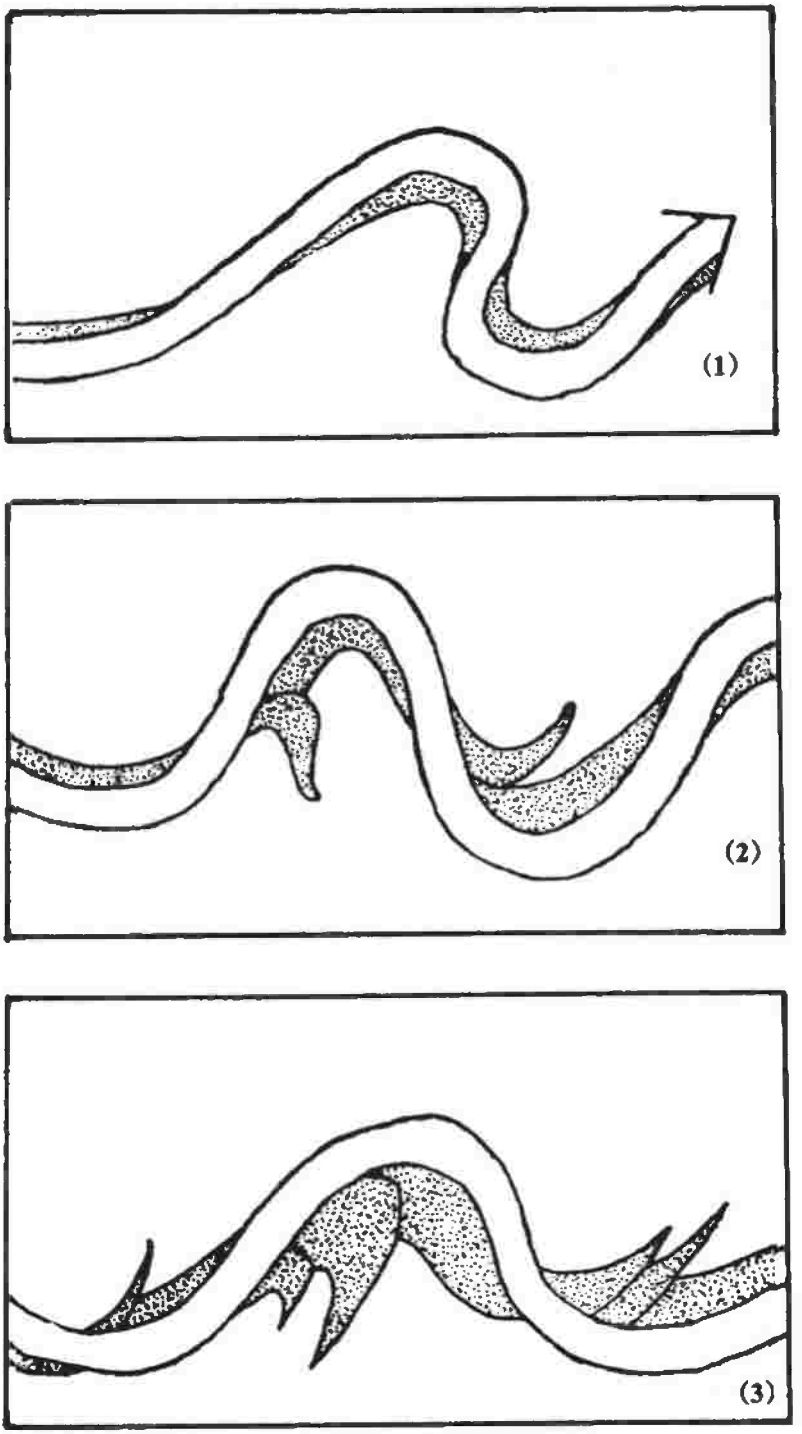
تساهم الالتواءات في عملية تكوين وتسوية السهل الفيضي حيث يتبع تغيير المواقع الالتواءات من مكان إلى آخر فوق السهل الفيضي إلى تغطية ذلك السهل بطبقة من الإرسابات (شكل رقم 52). وتلعب الالتواءات دوراً مهماً في توسيع الوديان النهرية إذ تقترب بعض الثنيات النهرية من جانب الوادي النهري فيؤدي ذلك إلى تعرض الجوانب من الوادي إلى التعرية النهرية وتراجعها إلى الخلف. وتكون هذه العملية واضحة في مرحلة النضج من مراحل تطور الوديان النهرية. وذلك لأن سعة قيعان الوديان في هذه المرحلة تكون قريبة من سعة نطاق الالتواءات النهرية. في حين يكون نطاق الالتواءات في الوديان النهرية التي في مرحلة الشيخوخة أضيق بكثر من قيعان تلك الوديان ولذا لا تستطيع أن تؤدي هذا الدور في هذه المرحلة. ويؤدي تغيير مواقع الالتواءات النهرية المستمر إلى إمكانية حدوث حالات أسر نهري وذلك عندما يقوم النهر بإزالة المرتفعات التي تفصله عن روافده فيحول قسم من منابع ذلك الرافد تاركاً إياه نهراً ضئيلاً[3].

---

(1) حسين أبو العينين، أصول الجيومورفيا، دار المعارف، الإسكندرية 1968، ص 330.

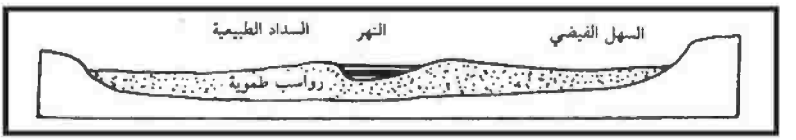
(2) Richard F.Flint and others, Physical Geology, John Wily, Toronto, 1977, p.144.

(3) عبد الإله رزوقي كربل، الالتواءات النهرية أساليب دراستها في علم الجيومورفولوجي، مجلة كلية الآداب في جامعة البصرة، العدد 13، البصرة، 1977، ص 125.



شكل (52)
تغيير مواقع الالتواءات النهرية فوق سهل فيضي.

3 ـ السدود الطبيعية Natural Levees: يقوم النهر بإنشاء سدود طموية عندما يجري فوق سهله الفيضي في مرحلتي النضج والشيخوخة. وتوازي تلك السدود مجاري الأنهار وتكون على أكثر حالاتها ارتفاعاً عند جهاتها القريبة من النهر وتنحدر تدريجياً كلما ابتعدت عنه. ويتراوح اتساعها بين كيلومتر ونصف أو أكثر. يرجع السبب في ارتفاعها الكبير بالقرب من مجاري الأنهار إلى حالة الترسيب الفجائي للمواد التي تنقلها الأنهار عندما تطغى فوق ضفافها[1]. (شكل رقم 53) يرتبط وجود السدود الطبيعية مع الأنهار التي تتكون فيها ظاهرة الالتواء. ولا نلاحظ لها أية وجود في حالة الأنهار المظفورة braided التي تكون حمولتها مكونة من الحصى والرمال الخشنة والتي تقوم بترسيبها داخل مجاريها وليس على جوانبها. وبالنظر إلى الموقع المرتفع نسبياً لهذه السدود قياساً إلى بقية أجزاء السهل الفيضي فإنها تكون محمية عادة من الفيضانات الاعتيادية. في حين تكون بقية أجزاء السهل الفيضي واطئة فتتأثر بالفيضان. فعلى سبيل المثال يكون ارتفاع السدود الطبيعية لأنهار بو Po في إيطاليا وهوانك هو ويانكتسي في الصين أعلى من ارتفاع المنازل الموجودة في السهل الفيضي المجاور ومن هنا يتضح مقدار الخطر الذي قد يصيب تلك المناطق المنخفضة جراء الفيضان. فقد غمر نهر المسيسيبي في فيضانه المشهور سنة 1951 مساحة واسعة بحيث فقد أكثر من 200,000 نسمة مساكنهم الواقعة في المناطق المنخفضة البعيدة عن تلك الضفاف العالية[2].



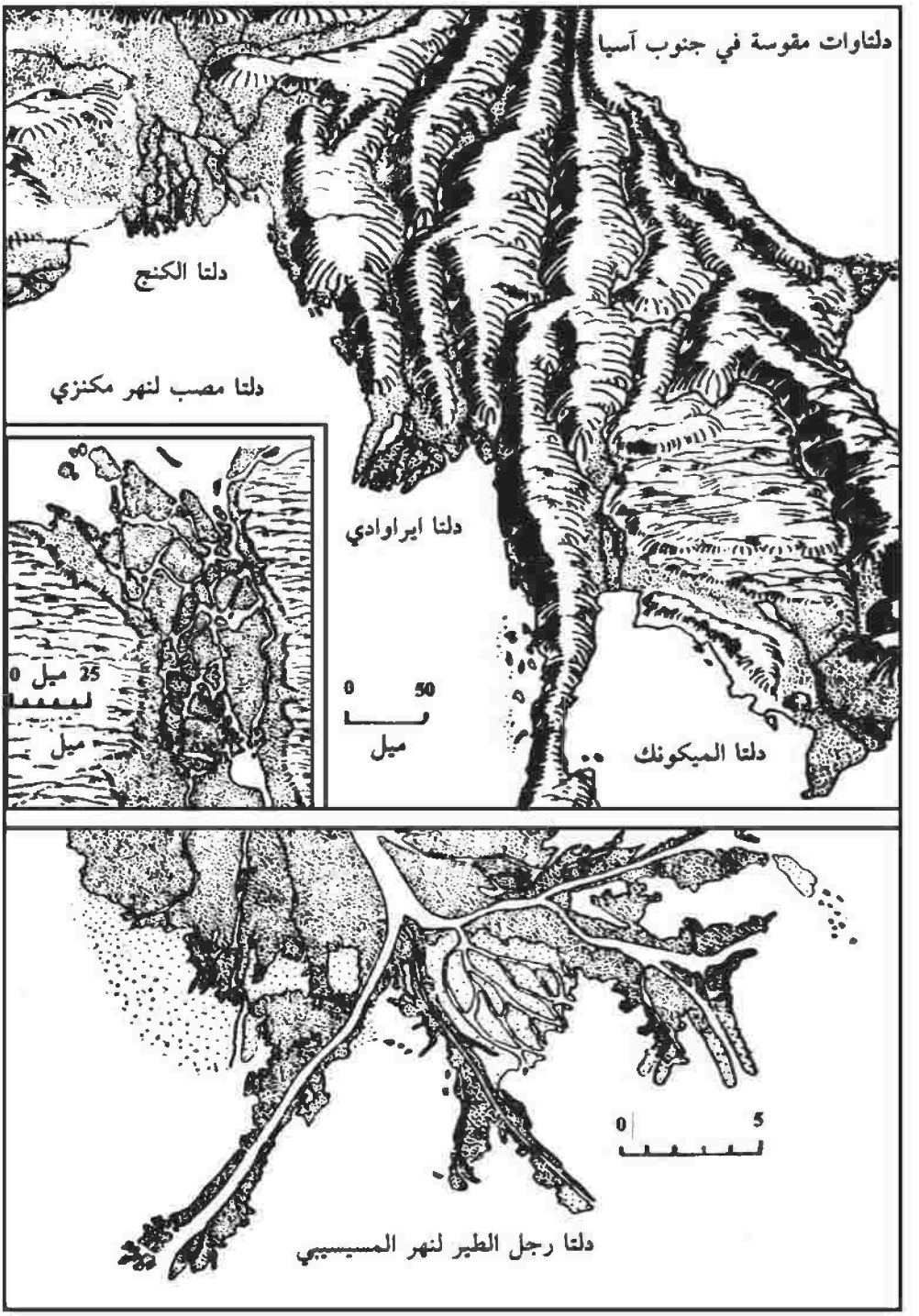
شكل (53)

مقطع تخطيطي لسهل فيضي مبين فيه السداد الطبيعية للأنهار.

هذا وتقدم مناطق السدود الطبيعية للأنهار مواقع جيدة للاستيطان في السهول الفيضية للأنهار بسبب قلة تعرضها للفيضان كما ذكرنا قبل قليل كما أن خشونة نسيج تربتها يساعد على القيام بالأعمال الزراعية فيها إضافة إلى قلة الملوحة فيها نتيجة للتصريف السطحي وقابلية النفاذية العالية نسبياً في هذه التربة قياساً للتربة ذات النسيج الناعم والتصريف الرديء التي توجد فوق قيعان الأحواض النهرية البعيدة عن الأنهار. وتقدم الأنهار طرق مواصلات جيدة إضافة إلى أنها مصدر

(1) W. Thornbury, Op. Cit., p.167.

(2) A.Holmes, Op. Cit., p.545.



شكل رقم (54)
أنواع الدلتاوات

للمياه. ولذا نجد أن معظم المدن الكبيرة وحتى المتوسطة تقوم فوقها على الأغلب كما في العراق ومصر.

4 ـ الدلتاوات Deltas: الدلتاوات مناطق رسوبية طموية تقع عند مصبات الأنهار وتكون في العادة محاطة بتفرعات النهر التي تتباعد عن بعضها كلما اتجهنا نحو المكان الذي ينتهي فيه ذلك النهر. وقد أعطي هذا الاسم أول الأمر إلى دلتا نهر النيل التي تشبه تماماً حرف دلتا الإغريقي Δ. ولكي تتكون الدلتاوات لا بد من أن تكون كمية ما يتجمع من الرواسب أمام مصب النهر أكبر من الكمية التي تزيلها التيارات المائية والأمواج. يتوقف تيار النهر عادة عند وصوله نحو جسم مائي مستقر أو قليل الحركات كأن يكون بحيرة أو بحراً أو غير ذلك الأمر الذي يؤدي إلى إلقائه للقسم الأعظم من إرساباته وبسرعة. وخير مثال على ذلك ما يحدث في دلتا Terek على بحر قزوين بين مدينة باكو ونهر الفولغا. حيث يمكن حتى مشاهدة عملية تقدم هذه الدلتا السريعة داخل بحر قزوين إذ أنها تتقدم بمعدل يبلغ 1,5كم لكل 5 أو 6 سنوات. وعلى الرغم من أن مقدمتها بدأت تصل إلى المياه العميقة لبحر قزوين إلا أن معدل تقدمها ما زال أكبر من معدل تقدم دلتا نهر الراين في بحيرة جنيف بعشرة أضعاف[1].

لا تكون كل الأنهار دلتاوات عند التقائها بالمسطحات المائية المستقرة إذ لا بد من توفر ظروف عديدة لكي تستطيع الأنهار أن تقوم ببناء الدلتاوات منها أن تكون كمية الإرسابات التي تجلبها الأنهار كبيرة نسبياً وأن لا يكون الساحل الذي ينتهي فيه النهر عميقاً بدرجة لا يمكن معها نمو الدلتا فيه. ولا تنشأ الدلتاوات مثلاً فوق السواحل التي تتعرض لظاهرة الانغمار وكذلك يجب أن لا تكون التيارات والأمواج قوية على ذلك الساحل. وليست هذه الظروف أساسية جداً لتكون الدلتاوات غير أنها يمكن أن تكون قاعدة عامة لإمكانية نشوئها. فهناك أنهار لا يمكن أن يتوفر فيها بعض هذه الظروف إلا أنها استطاعت أن تقوم بإنشاء الدلتاوات. هذا وتتجمع معظم الإرسابات التي تنقلها الأنهار أمام القسم الأوسط من النهر في منطقة اتصاله بالجسم المائي المستقر فيتكون من جراء ذلك حاجز طموي يزداد ارتفاعاً مع الوقت ومع حدوث الفيضانات العالية الاستثنائية. فيؤدي ذلك إلى أن ينقسم المجرى النهري إلى فرعين كل منهما بتكوين السداد الطبيعية له وفي الوقت نفسه يقومان بإنشاء حاجز طموي طولي عند منتصف منطقتي التقائهما بالبحر حيث ينقسمان بدورهما أيضاً. وتنمو الدلتا وتتشعب الأنهار بهذه الطريقة. وتظل المناطق المنخفضة المحصورة بين تلك الفروع بشكل بحيرات ساحلية مالحة

(1) A. Holmes, Op. Cit., p.546.

في أول الأمر ثم تمتلئ تدريجياً بالإرسابات التي تصلها خلال الفيضانات حيث يؤدي ذلك إلى ردم تلك البحيرات لتضيف بذلك أراضي جديدة إلى الدلتا.

تؤدي الإرسابات الطموية التي تجلبها الأنهار إلى رفع مستوى قيعان البحيرات والبحار التي تنتهي فيها تلك الأنهار. وتقوم تلك الرواسب التي نقلتها الأنهار العظيمة والتي استمرت في نقلها لفترة طويلة إلى إيجاد نوع من الثقل العظيم الذي قد يضغط بدوره على القاع فيكون نوعاً من الهبوط فيه. وقد لوحظت هذه الظاهرة على سواحل خليج المكسيك الشمالية حيث أدت الرواسب التي ألقاها نهر مسيسيبي إلى حدوث ظاهرة هبوط فيه.

تقسم الدلتاوات إلى الأنواع التالية:

1 ـ الدلتاوات المقوسة Arcuate: تنشأ هذه الدلتا من أنهار لها فروع عديدة كما في دلتا نهر النيل والراين وهوانك هو ونهر النايجر والسند والكنج وايراوادي والميكونك والدانوب... إلخ. وترجع معظم الدلتاوات في العالم إلى هذا النوع من الدلتا وتتصف بأنها ذوات أشكال بسيطة محدبة باتجاه البحر تشبه المروحة اليدوية. ويعتقد أن السبب الرئيسي في أخذ الدلتاوات مثل هذا الشكل أن كثافة الماء في النهر تكون بنسبة كثافة الماء الذي في البحر أو البحيرة التي ينتهي فيها ذلك النهر (شكل رقم 54).

2 ـ دلتاوات المصبات Estuarine: ترسب الأنهار التي تنتهي في مصبات تتعرض إلى ظاهرة الانغمار إلى حد الآن حمولتها بشكل طولي ضيق يتفق وشكل المصب نفسه. وتتكون هذه الدلتاوات من حواجز رسوبية غارقة أو تتكون من سهل فيضي تغطيه المستنقعات. ويعتقد أن السبب في أخذ هذه الدلتاوات هذا الشكل أن مياه الأنهار تكون محملة بكميات كبيرة من الرواسب بحيث تجري المياه النهرية عند قاع البحر بشكل تيار عكر turbidity[1]. ومن أمثلة هذا النوع من الدلتاوات دلتا نهر مكنزي ونهر ألب وهدسون... إلخ.

3 ـ دلتاوات رجل الطير Bird's Foot: تتكون هذه الدلتاوات في الأنهار التي تنقل كميات كبيرة من رواسب ذوات ذرات ناعمة إضافة إلى كميات كبيرة من المواد الجيرية الذائبة كما في نهر مسيسيبي. وتحافظ مثل هذه الأنهار على عدة

(1) التيار العكر: تيارات مائية محملة بالرواسب تتحرك نحو الأسفل في الرصيف القاري والمنحدر القاري بسبب أن كثافتها تكون أعلى من كثافة المياه الواقعة أعلاها ويتراوح سمكها خلال حركتها بين عدة عشرات الأمتار كما وتزيد سرعتها على عدة كيلومترات في الساعة. راجع:
M.J.Keen. An Introduction to Marine Geology, PerGamon, London, 1968. p.80.

مجار رئيسية. حيث إن حمولتها الدقيقة الذرات تقوي من جوانب وقيعان المجاري النهرية الرئيسية ولا تسمح بتمزق جوانبها وتكوين فروع عديدة. تعتبر دلتا مسيسيبي خير مثال على هذا النوع من الدلتاوات حيث يتشعب نهر مسيسيبي خلال دلتاه إلى أربعة فروع (passes) تعطي دلتاه شكلاً قريباً من شكل رجل الطير. وتتصف المناطق البحرية المحصورة بين تلك الفروع بأنها عميقة[1].

4 ـ الدلتاوات القرنية Cuspate: ومن أمثلتها دلتا نهر Po ونهر التيبر Tiber في إيطاليا ويكون شكلها الخارجي مدبباً يشبه الأسنان.

تتقدم الدلتاوات وخاصة المقوسة منها باتجاه البحر بصورة مستمرة وعلى طول حافاتها الخارجية. فعلى سبيل المثال يبلغ معدل تقدم دلتا نهر النيل حوالي 3,5 متراً في العام الواحد (يتناقص هذا المعدل كثيراً في الوقت الحاضر بعد إكمال مشاريع الخزن في وادي النيل وخاصة في مصر والسودان). وقد تقدمت دلتا نهر Po في بحر الأدرياتيك بمعدل يتراوح بين 24 ـ 61 متراً في العام خلال الـ 800 سنة الأخيرة[2]. وقدر تقدم بعض ممرات دلتا مسيسيبي بحوالي 73 متراً في العام الواحد[3].

يعتمد مقدار سمك الرواسب التي تكون الدلتاوات على مقدار عمق الجسم المائي الذي تتكون فيه، إذ يقل سمك هذه الرواسب في العادة عند الأطراف الداخلية للدلتا المجاورة للأرض الداخلية ويتعاظم سمك الرواسب كلما تقدمنا نحو البحر إذ يبلغ معدل سمك الرواسب في دلتا نهر النيل حوالي 15 متراً في حين يزيد سمك رواسب مسيسيبي عن حوالي 610 أمتار[4].

5 ـ الدالات المروحية Alluvial Fans: تعرف أحياناً باسم السهول المروحية أو باسم المراوح الطينية أو الغرينية. تنشأ هذه المراوح عند مناطق الانتقال بين المناطق ذوات الانحدار الشديد كالسلاسل الجبلية والتلال العالية والهضاب وبين الجهات المنخفضة المجاورة لها والتي تتميز بقلة درجة انحدارها كالسهول مثلاً أو بطون الوديان التي تتميز بأن مناخها جاف أو شبه جاف حيث تكون الأنهار التي تجري فيها وقتية عادة. تتحمل تلك الأنهار عند جريانها بسرعة فوق المنطقة الشديدة الانحدار بكميات كبيرة من الرواسب التي كانت قد هيأتها عمليات التجوية المختلفة. وتتناقص سرعة جريان تلك الأنهار فجأة عند انتقالها نحو المناطق

(1) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.231.

(2) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.233.

(3) حسن أبو العينين، مصدر سابق، ص 341.

(4) Lobeck, Op. Cit., p.233.

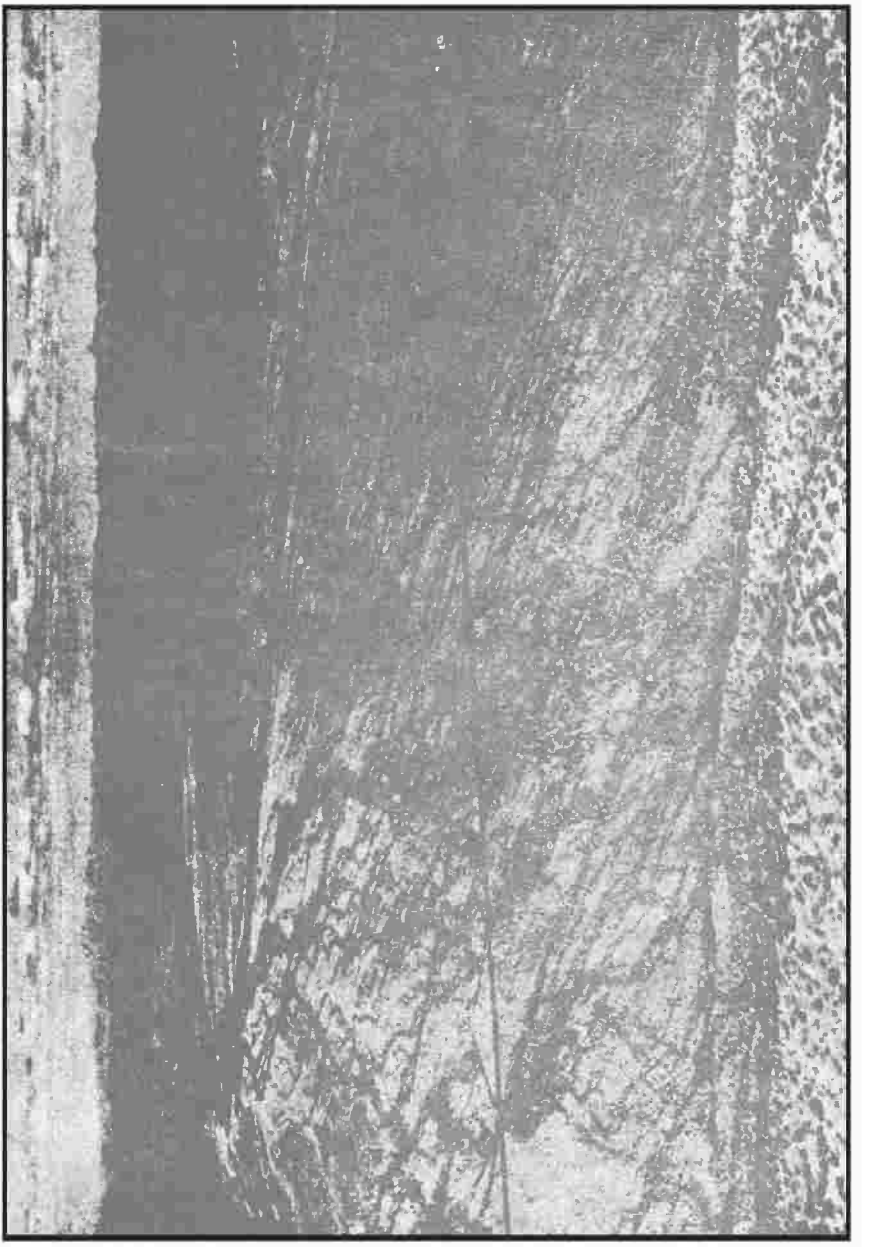
المنخفضة المجاورة. ويؤدي ذلك إلى أن الأنهار تقوم بإلقاء معظم ما تحمله من الرواسب فوق منطقة الانتقال. تترسب معظم الرواسب الخشنة الذرات أولاً وخاصة في منتصف المجرى النهري حيث يتكون حاجز يضطر النهر معه إلى الانقسام إلى فرعين ينقسمان بدورهما أيضاً ويزداد تفرع الأنهار وتقل كمية مياهها والرواسب التي تحملها كلما ابتعدت عن المنطقة الجبلية المرتفعة. ولذلك نجد أن المروحة الطموية ذات سمك كبير ورواسب خشنة في جزئها الأعلى القريب من المنطقة المرتفعة ويتناقص سمكها ويقل حجم ذراتها ويزداد اتساعها كلما ابتعدنا عن تلك المنطقة المرتفعة (شكل رقم 55). ينشأ ما يعرف باسم المخاريط الطموية alluvial cones إذا كانت الرواسب في بداية الدالة المروحية خشنة ومسامية بدرجة كبيرة بحيث يغور القسم الأعظم من مياه النهر حال وصوله إليها تاركاً كل حمولته عند أعلى الدالة ويكون ذلك شائعاً في المناطق ذوات المناخ الجاف. ويظهر عند الحافات السفلى لكثير من السهول المروحية مجموعة من الينابيع والعيون الناتجة عن خروج مياه الأنهار النافذة خلال التكوينات المسامية للمروحة. توجد في القطر مجموعة من المراوح الطموية في القسم الشرقي وخاصة في محافظتي واسط وديالى.

يحدث أحياناً أن تتقارب الأنهار التي تنبع من إقليم جبلي من بعضها وتعبر خلال القدمة الجبلية Piodmont حيث تترابط إرساباتها مكونة ما يعرف باسم سهول القدمات الطموية كما في سهول السند والكنج التي تمتد من دلتا السند إلى دلتا نهر الكنج وبراهمابوترا[1].

خصوبة الرواسب الطموية:

لا بد لنا ونحن ننهي دراستنا للأشكال الناتجة عن الترسيب النهري أن نذكر أن هذه الأشكال تتميز بخصوبة تربتها حيث تكون تربتها متجددة من جراء تعرض غالبية هذه الأشكال لعملية الفيضان التي تجلب طبقة جديدة من التربة التي تضاف فوق التربة السابقة التي أنهكتها النباتات فتجدد من نشاطها وخصوبتها. وتصبح هذه المناطق من أنسب المناطق للزراعة إذا كان المناخ ملائماً لذلك حيث إنها ذوات تضاريس واطئة تجعلها ملائمة للاستيطان البشري وللقيام بالأعمال الزراعية المختلفة. وعلى الرغم من خصوبة الأرض في السهول الطموية الواقعة عند قدمات المرتفعات والدالات المروحية ولكن البعض منها يحتوي على الأحجار والصخور الكبيرة التي تجعل الزراعة الممكنة غير سائدة فيها.

(1) A. Holmes, OP. Cit., pp.551-553.



شكل (55)
مروحة طمية لاحظ كبية فرع النهر الرئيسي.

دورة جيومورفولوجية نهرية :

لكي تتكامل الصورة جيداً في الذهن عن عمل الأنهار لا بد من تلخيص التتابع التضاريسي الذي يحصل فوق إقليم يتعرض لعمل النهر ويتطور خلال دورة جيومورفية.

مرحلة الشباب :

1 ـ يظهر في الإقليم عدد قليل من الأنهار التابعة Consequent التي تكون لديها روافد قليلة إلا أنها كبيرة نسبياً. وترتبط بتلك الروافد أعداد كبيرة من روافد صغيرة تحاول أن تطيل نفسها من خلال عملية النحت التراجعي.

2 ـ تكون الوديان ذوات أشكال تشبه حرف V ويعتمد مقدار عمقها على مدى ارتفاع الإقليم عن مستوى القاعدة الدائمي الذي هو مستوى سطح البحر.

3 ـ هناك نقص واضح في وجود السهول الفيضية فيما عدا الأنهار الرئيسية. ولذا نجد أن جوانب الوادي ترتفع مباشرة من على مجرى النهر.

4 ـ تفصل بين الأنهار مناطق واسعة ذوات تصريف غير جيد كما وقد تظهر فوق هذه المناطق بعض البحيرات والمستنقعات خاصة إذا كان مستواها غير بعيد عن مستوى قاعدة التعرية المؤقت.

5 ـ تظهر الجنادل والشلالات في الأجزاء التي يعبر فيها النهر صخوراً صلبة وتكون هذه الظاهرة مرتبطة بشكل خاص ببداية مرحلة الشباب غير أنها تبدأ بالتلاشي مع اقتراب مرحلة النضج.

6 ـ تكون مناطق تقسيم المياه واسعة وغير واضحة المعالم.

7 ـ قد تظهر بعض الالتواءات النهرية من النوع الذي يعرف بالثنيات المحفورة على الأغلب.

مرحلة النضج :

1 ـ يتكون في الإقليم نظام تصريف متكامل integrated حيث تمد الوديان النهرية من أطوالها من جراء النحت التراجعي الذي قامت به.

2 ـ يحصل نوع من التكيف بين النظام النهري وطبيعة الصخور حيث تجري الكثير من الأنهار فوق الطبقات والتكوينات الصخرية القليلة المقاومة.

3 ـ تتناقص المساحات التي تفصل بين الأحواض النهرية وتصبح بذلك مناطق تقسيم المياه حادة وتشبه السلاسل في امتدادها.

4 ـ ينتهي أي وجود للبحيرات أو المساقط المائية التي كانت في الإقليم في مرحلة الشباب.

5 ـ يحتل السهل الفيضي قسماً مهماً من قيعان الوديان النهرية.

6 ـ تظهر الالتواءات النهرية بصورة واضحة ويمكن هذه الالتواءات أن تغير مواقعها على السهل الفيضي بسهولة.

7 ـ لا يتجاوز عرض قاع الوادي في هذه المرحلة سعة نطاق الالتواءات النهرية الموجودة عليه.

8 ـ يكون الإقليم في حالة التضرس القصوى.

مرحلة الشيخوخة:

1 ـ يصبح للأنهار الرئيسية روافد أقل مما كانت عليه في مرحلة النضج وأكثر ما كانت عليه في مرحلة الشباب.

2 ـ تكون الوديان النهرية واسعة وتنحدر انحداراً طفيفاً سواء أكان الانحدار جانبياً أي من جوانب الوادي نحو مجرى النهر أو طولياً أي من أعلى النهر نحو أسفله.

3 ـ تتطور السهول الفيضية تطوراً كبيراً وتجري الأنهار عليها بشكل التواءات واسعة.

4 ـ يكون عرض الوادي أكبر بكثير من عرض نطاق الالتواءات النهرية.

5 ـ يتناقص ارتفاع المناطق الفاصلة بين الأنهار ولا تكون مناطق تقسيم المياه حادة في شكلها كما كانت في مرحلة النضج.

6 ـ يظهر في هذه المرحلة الكثير من البحيرات والمستنقعات فوق منطقة السهل الفيضي وليس فوق المناطق الفاصلة بين الأنهار كما في مرحلة الشباب.

7 ـ يتناقص تأثير العمليات النهرية في التعرية وتسود عليها عمليات تجوية كيماوية وعمليات انهيار التربة.

8 ـ تصبح مناطق واسعة من حوض النهر في هذه المرحلة قريبة من مستوى قاعدة التعرية أو قد تكون عنده تماماً[1].

إعادة الشباب Rejuvenation:

يمكن لعمل النهر أن ينقطع في أية مرحلة من مراحل الدورة الجيومورفولوجية

(1) W.D. Thornbury, OP. Cit., pp.135-136.

التي سبق وبيناها ويعود ثانية إلى ما كان عليه من تعميق لواديه، آنذاك يقال: إن النهر في حالة إعادة الشباب (التصابي). ويمكن لإعادة الشباب أن تحدث من جراء أسباب عديدة. فقد تتكون من:

أ ـ الهبوط في مستوى سطح البحر أو الانخفاض في مصبات الأنهار. حيث يصحب ذلك زيادة في سرعة جريان الأنهار وتعميقها لوديانها في محاولة لإيجاد منحنى يتناسب مع المستوى الجديد الذي تصب فيه الأنهار. وقد حدثت مثل هذه الظاهرة خلال الفترات الجليدية في البلايستوسين عندما هبط مستوى سطح البحر كثيراً عن مستواه الحالي فتعرضت كل الأنهار التي كانت تنتهي بالمحيطات إلى حالة إعادة الشباب. ويؤدي الانخفاض في مصبات الأنهار والذي يحصل من جراء تعميقها لوديانها ووصولها إلى مستوى قاعدة تعرية جديد، إلى حدوث حالة إعادة شباب فيها. إذ يتوقع أن يؤدي تراجع شلالات نياغارا (معدل التراجع السنوي لهذه الشلالات حوالي المتر الواحد في السنة) إلى القضاء على بحيرة إيري الواقعة أعلاها. وبذلك تقوم الأنهار التي تصب في بحيرة إيرى بتعميق وديانها بسرعة وظهور حالة إعادة الشباب فيها عندما تصبح مصباتها القديمة أعلى من مستوى مصباتها الجديدة بـ 45 متراً[1].

ب ـ من جراء حركات صاعدة ذوات خصائص محلية على الأغلب. حيث ستصبح وديان الأنهار واقعة في مستويات أعلى كثيراً من قاعدة التعرية التي كانت عليها قبلاً فتنشط فيها ظاهرة النحت العمودي.

يمكن لحالة إعادة الشباب أن تتكون دون أي تغيير في مستوى قاعدة التعرية فقد تحصل هذه الظاهرة من جراء زيادة كمية التصريف المائي في النهر بسبب التغيرات المناخية التي يتعرض لها حوض النهر كما حصل للأنهار التي تجري فوق المناطق شبه الجافة حالياً خلال الفترات الجليدية في البلايستوسين. إذ كانت كمية الأمطار الساقطة على مثل هذه المناطق أكبر بكثير مما هي عليه الآن الأمر الذي جعلها تتعرض إلى حالة إعادة الشباب. وتزداد كمية المياه الجارية في بعض الأنهار عندما تقوم بأسر بعض من مجارِ نهرية أخرى فيؤدي ذلك إلى حدوث حالة إعادة للشباب. يتجدد الشباب في بعض الأنهار نتيجة للنقص الذي يحصل في حمولتها الأمر الذي يؤدي إلى

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.194.

زيادة السرعة وبالتالي قيامها بعملية تعميق وديانها. وقد حدثت مثل هذه الحالة لكثير من الأنهار التي كانت تنبع من الغطاءات الجليدية وتتحمل بكميات كبيرة من الرواسب. ثم تناقصت كمية الرواسب كثيراً بسبب تراجع الغطاء الجليدي وتلاشيه في كثير من المناطق. وتحدث حالة إعادة الشباب لبعض الأنهار التي تخرج من البحيرات الطبيعية أو البحيرات التي تتكون من جراء إنشاء السدود على الأنهار بسبب تناقص حمولتها وزيادة سرعة جريانها كما حصل في نهر النيل بعد إنشاء سد أسوان العالي حين قام بتعميق مجراه بعد خروجه من السد مباشرة[1].

التضاريس ذوات العلاقة بحالة إعادة الشباب:

تبقى التضاريس الناتجة عن حالة إعادة الشباب والتي تحمل خصائص مرحلة الشباب فوق الطبوغرافية القديمة إذا كان الإقليم قد تعرض لحالة إعادة شباب حديثة. ويدل وجود بعض الأشكال الأرضية التي تكون في مرحلة النضج أو الشيخوخة على أن الإقليم قد تعرض لحالة إعادة شباب قديمة. ويمكن أن تكون المجموعة التالية من التضاريس دليلاً على تعرض الإقليم لحالة إعادة الشباب.

1 ـ السهول التحاتية المرتفعة:

إذ لا يوجد دليل على حصول حالة إعادة الشباب أكبر من وجود سهل تحاتي peneplain في موقع مرتفع عن مستوى قاعدة التعرية. حيث يدل وجود هذا السهل على انتهاء دورة تعرية سابقة إلا أن موقعه المرتفع يدل على ابتداء دورة تعرية جديدة وتوجد أمثلة متعددة لهذه الحالة في مختلف القارات كما في منطقة الهضبة الشرقية في قارة أفريقيا أو بعض أجزاء سلسلة أبلاشيان في الولايات المتحدة.

2 ـ الالتواءات النهرية الغائرة أو العميقة Incied Meanders:

تنشأ الالتواءات الغائرة من جراء تعرض الأنهار التي تجري فوق سهولها الفيضية إلى حالة إعادة شباب قوية بحيث تقوم تلك الأنهار بتعميق وديانها في الالتواءات نفسها محولة إياها إلى خوانق عميقة. وتزداد سرعة جريان الأنهار داخل تلك الالتواءات مما يؤدي إلى توسيعها في بعض الأحيان وإلى تعرض الطبقات

(1) C.R Twidale, Analysis of Landforms, John Willy, Sydney, 1976, p.413.

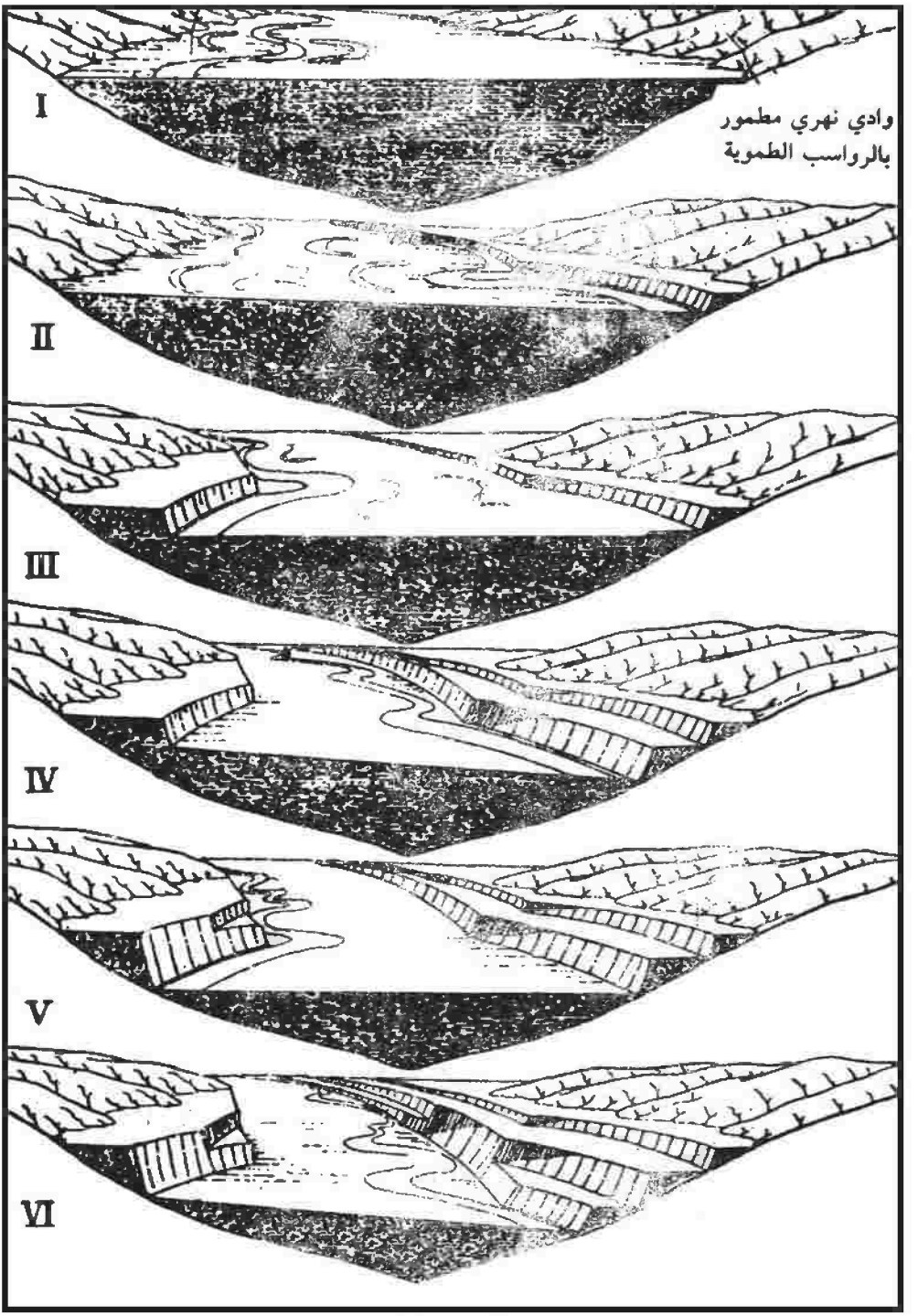
السفلى من أعناق تلك الدورات إلى التعرية من جهتيها مما قد يحولها إلى ما يعرف باسم الجسور الطبيعية (شكل رقم 56).

3 ـ المصاطب النهرية River Terraces :

تنتج المصاطب النهرية الطموية في وديان الأنهار من جراء تعرض الرواسب الطموية التي كانت قد ترسبت فوق قيعان الوديان النهرية إلى الإزالة بواسطة التعرية اللاحقة. ويعني هذا أن المصاطب النهرية عبارة عن نتاج لعملية إعادة الشباب لبعض الأنهار التي كانت قد وصلت في تطورها إلى حوالي مرحلة النضج. حيث تقوم الأنهار بالنحت العمودي فوق سهولها الفيضية مكونة سهولاً فيضية أخرى تقع في مستوى أخفض من مستوى السهل الفيضي السابق. وتظل بقايا ذلك المستوى السابق للسهل الفيضي شاخصة بشكل زوج من المدرجات النهرية. ويمكن أن يحدث زوج آخر من المدرجات النهرية مع حصول حالة إعادة شباب أخرى للنهر (شكل رقم 57). ولا يكون عدد المدرجات متشابهاً أحياناً على جانبي الوادي النهري إذ ذلك يرجع إلى موقع النهر الملتوي عادة في الوادي النهري عند حصول حالة إعادة الشباب فإذا كان النهر واقعاً في منتصف الوادي فإنه سيتكون آنذاك زوج من المصاطب النهرية على جانبي الوادي. أما إذا كان النهر ملاصقاً لأحد جوانب الوادي فإن المصطبة سوف تتكون على الجانب البعيد عن النهر فقط من ذلك الوادي. هذا ويكثر وجود المدرجات النهرية في شمال العراق حيث تمتد على طول أنهار دجلة وروافده ومن الأمثلة البارزة لها تلك التي نجدها في وادي دوكان وقرب منطقة دربندخان في نهر ديالى حيث يمكن تمييز ثلاثة أجيال مختلفة من هذه المدرجات[1].

(1) سهل السنوي، مصدر سابق، ص 231.

شكل رقم (٥٤)
الفرقطات طائرة في نهر سلن جولن في ولاية يوتا في الولايات المتحدة.



شكل رقم (57)

تطور المدرجات النهرية فوق سهل فيضي تعرض إلى حالة إعادة الشباب

4 ـ الوديان النهرية المعلقة :

توجد هذه الوديان فوق السلاسل الجبلية الانكسارية حيث تقوم هذه الأنهار بتعميق لوديانها وما يصحبها من أشكال جيومورفولوجية ذات علاقة بمرحلة الشباب من الدورة الجيومورفولوجية. بسبب حالة الرفع التي يتعرض لها الإقليم الموجودة فيه عند تكون الحافات الانكسارية.

الفصل الخامس

الجليد وآثاره الجيومورفولوجية

غطت بالجليد ما يقرب من نصف مساحة قارة أمريكا الشمالية خلال البلايستوسين منذ حوالي 30 ـ 40 ألف عام مضت. وفي الوقت نفسه كانت الغطاءات الجليدية تغطي كل القسم الشمالي من قارة أوروبا وجزيرة كرينلاند والقارة القطبية الجنوبية ومعظم هضبة تاكونيا في قارة أمريكا الجنوبية وشمال قارة آسيا. وزادت في الوقت نفسه أطوال وأحجام ثلاجات الوديان التي كانت فوق كل الأقاليم الجبلية زيادة عظيمة عن أطوالها وأحجامها الحالية إضافة إلى أنه كان يوجد آلاف منها لا أثر لها اليوم. وقد قدر أن حوالي 1/ 5 مساحة اليابسة كان مغطى بالجليد خلال الفترات الجليدية تلك. ولم تتخلص الأرض إلى حد الآن من آثار العصر الجليدي الكبير فما يزال الجليد يغطي مساحة تقدر بـ 13 مليون كيلومتراً مربعاً في القارة القطبية و1,500,000كيلومتراً مربعاً في جزيرة كرينلاند. إضافة إلى ذلك فهناك مئات من ثلاجات الوديان التي تنتشر في الأقاليم الجبلية العالية في غرب أمريكا الشمالية وفي جبال الألب والقفقاس والأنديز والهمالايا وكانت في جبال نيوزيلند وإقاليم جبلية أخرى في العالم. ويمكن القول أن كل الثلاجات الحالية ما هي إلا بقايا لثلاجات أعظم كانت تسود خلال البلايستوسين.

الحقول الثلجية:

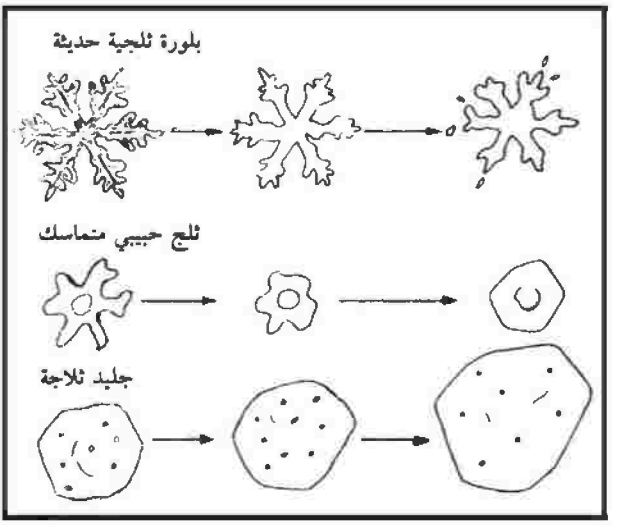
الثلاجات عبارة عن كتل من الجليد التي تتحرك ببطء فوق سطح الأرض مبتعدة عن مراكز تجمع الثلج أو ما يعرف باسم الحقول الثلجية. توجد الحقول الثلجية الدائمية فوق كل القارات ما عدا أستراليا. يطلق اسم خط الثلج Snow Line على المستوى الذي لا يذوب الثلج الواقع أعلاه في فصل الصيف. ويختلف ارتفاعه عن مستوى سطح البحر من مكان إلى آخر تبعاً لقربه أو بعده عن خط الاستواء إذ يتراوح ارتفاعه في الأقاليم القطبية بين مستوى سطح البحر و600 متراً في كرينلند وجنوبي شيلي و1500 متراً في جنوب النرويج وجنوب ألاسكا ويبلغ

ارتفاعه 2750 متراً في جبال الألب و6100 متراً في الهملايا و5800 متراً في كشمير كما يتراوح ارتفاعه بين 4400 متراً في قمة كلمنجارو و5900 متراً في قمة كينيا التي هي قمة إفريقية عالية تقع على مقربة من خط الاستواء وفي جبال الأنديز على مقربة من خط الاستواء أيضاً[1]. ولا يتأثر ارتفاع خط الثلج بعامل القرب والبعد عن خط الاستواء فقط بل إن هناك عوامل عديدة تؤثر في مستوى ارتفاعه منها درجة تعرض السفوح الجبلية إلى أشعة الشمس حيث يكون مستوى خط الثلج أعلى ارتفاعاً فوق السفوح الجبلية المواجهة إلى أشعة الشمس كما هي الحالة في السفوح الجنوبية من المرتفعات الموجودة فوق النصف الشمالي من الكرة الأرضية. ويكون العكس صحيحاً فوق النصف الجنوبي من الكرة الأرضية. كما وتؤثر الرياح ونوعيتها على مقدار ارتفاع الثلج فالرياح الدافئة تؤدي بالضرورة إلى رفع مستوى خط الثلج الدائم وينخفض مستوى خط الثلج مع تعرض السفوح للرياح الباردة.

ولا يكون انخفاض درجات الحرارة لوحده كافياً لوجود ونمو الحقول الثلجية فهناك مناطق تعرف بأقاليم الصقيع الدائم غير أنها تكون ذوات سطوح خالية من الجليد بسبب أن ما يسقط فيها من ثلج خلال الشتاء يكون بكميات لا يمكن أن تبقى طويلاً مع تقدم الربيع. مثل سيبيريا التي يمتد تأثير الصقيع الدائم فيها إلى سمك يقرب من 1600 متراً في الأرض. علماً بأن الصقيع الدائم يؤثر على حوالي 20% من مساحة اليابسة[2]. ولذلك لا يمكن لحقول الثلج أن تتكون إلا حيث تتجاوز كمية ما تتلقاه المنطقة من ثلوج كمية ما تفقده من ذلك الثلج عن طريق التبخر والذوبان، أو بأية طريقة أخرى حيث إن الثلج يمكن أن يزاح من المنطقة بواسطة الرياح أو عن طريق الانهيارات الثلجية.

(1) A. Holmes, OP. Cit., p.619.

(2) Gilluly, Op. Cit., p.279.



شكل (58)
يبين كيفية تحول بلورات الثلج إلى بلورات جليدية عند طمرها بواسطة الثلج الحديث السقوط. وتستغرق هذه العملية في القارة القطبية إلى أكثر من 3500 عاماً وتستغرق عدة قرون في ثلاجات العروض الوسطى.

تحول الثلج إلى جليد:

تنشأ الثلاجات والغطاءات الجليدية في المواقع التي تتجاوز فيها كميات ما يتراكم فيها من ثلوج كمية الضياع الناجمة عن الذوبان أو عن طريقة أخرى كما بينا ذلك قبل قليل. وتحتاج هذه الحالة إلى توفر ظروف مناخية ملائمة وكذلك إلى توفر تضاريس يمكن لها أن تهيئ مواقع مناسبة تعرف باسم حقول الثلج.

يجري تحول الثلج إلى جليد في العادة داخل الحقول الثلجية، حيث يتكون الثلج عند سقوطه من بلورات ثلجية رقيقة سداسية وتكون كثافة الثلج الجديد السقوط بين (0,1 ـ 0,2). ويتحول الثلج بصورة تدريجية إلى الجليد الحبيبي بعد بقائه لبعض الوقت ما بين عدة أيام إلى ثمانية أشهر فوق سطح الأرض بعد سقوطه.

ويعرف عادة باسم nevé أو firn نتيجة لتعرضه للضغط الناتج من سقوط كميات أخرى من الثلوج وما يصحبها من ذوبان جزئي لبعض البلورات الثلجية وإعادة لانجماد تلك المياه ثانية. يمكن لهذه الحالة أن تحدث حتى وإن كانت درجة الحرارة دون الانجماد. وتكون كثافة هذه الحالة من الثلوج حوالي 0,5. وتتلاحم بلورات الجليد الحبيبي من جراء نموها التدريجي ولا تسمح ببقاء كميات

كبيرة من الهواء بينها كما أنها لا تسمح بمرور الماء خلالها أيضاً فتتحول آنذاك إلى جليد. ويصبح حجم البلورات الجليدية داخل جليد الثلاجات كبيراً بحيث إنها تكون ذوات أقطار تشبه ما عليه في كرة القدم[1]. تكون كثافة جليد الثلاجات حوالي 0,85 وتتزايد تلك الكثافة مع توالي عمليات التصلب فتصبح بين 0,89 ـ 0,90 علماً بأن كثافة الجليد النقي هي 0,917[2] (شكل رقم 58).

يختلف معدل تحول الثلج إلى جليد من مكان إلى آخر نتيجة إلى أن هذه العملية ذات علاقة بدرجات الحرارة ومعدل تراكم الثلوج. ويزيد وجود الماء الناتج عن الذوبان من هذه العملية الأمر الذي يجعل هذه العملية أكثر سرعة في مناطق الثلج الرطب منها في أقاليم الثلوج الجافة. حيث تتم عملية التحول هذه في أقل من خمس سنوات في بعض مناطق العروض الوسطى التي تتلقى كمية من الثلوج تتراوح بين 5 ـ 10 متراً. في حين تستغرق هذه العملية لإتمامها أكثر من 3500 سنة فوق سطوح الثلاجات الباردة جداً في كرينلاند والقارة القطبية الجنوبية[3].

أنواع الثلاجات:

يغطي جليد الثلاجات حوالي 15 مليون كيلومتراً مربعاً أو حوالي 10% من مساحة اليابسة. ولا يوجد إلا حوالي 4% من الجليد خارج نطاق كرينلند والقارة القطبية الجنوبية. ويكون ذلك الجليد على سطح اليابسة إما بشكل ثلاجات أو بشكل غطاءات جليدية. وتعرف الثلاجة على أنها كتلة من الثلج والجليد الذي يتحرك ببطء من مكان إلى آخر فوق اليابسة مبتعداً عن منطقة التراكم. وتصنف الثلاجات والغطاءات الجليدية استناداً إلى أسس مختلفة. كأن تكون درجة حرارة الجليد الذي يكون الثلاجة أو الغطاء الجليدي أو طبيعة الحركة الجليدية وكذلك على شكل سطح الجليد نفسه. غير أن أكثر أنواع التصنيف شيوعاً ذلك الذي يعتمد على الحجم والموقع وأصل الثلاجة وبموجب هذا التصنيف تقسم الثلاجات إلى:

1 ـ الثلاجات القارية Continental Glaciers:

تأتي هذه الثلاجات في مقدمة الأنواع الأخرى من الثلاجات من حيث السعة والحجم. وتعتبر ثلاجات كرينلند والقارة القطبية الجنوبية من أشهر أمثلتها في

(1) Brian S. John, The Ice Age, Collins, London, 1977, p.32.

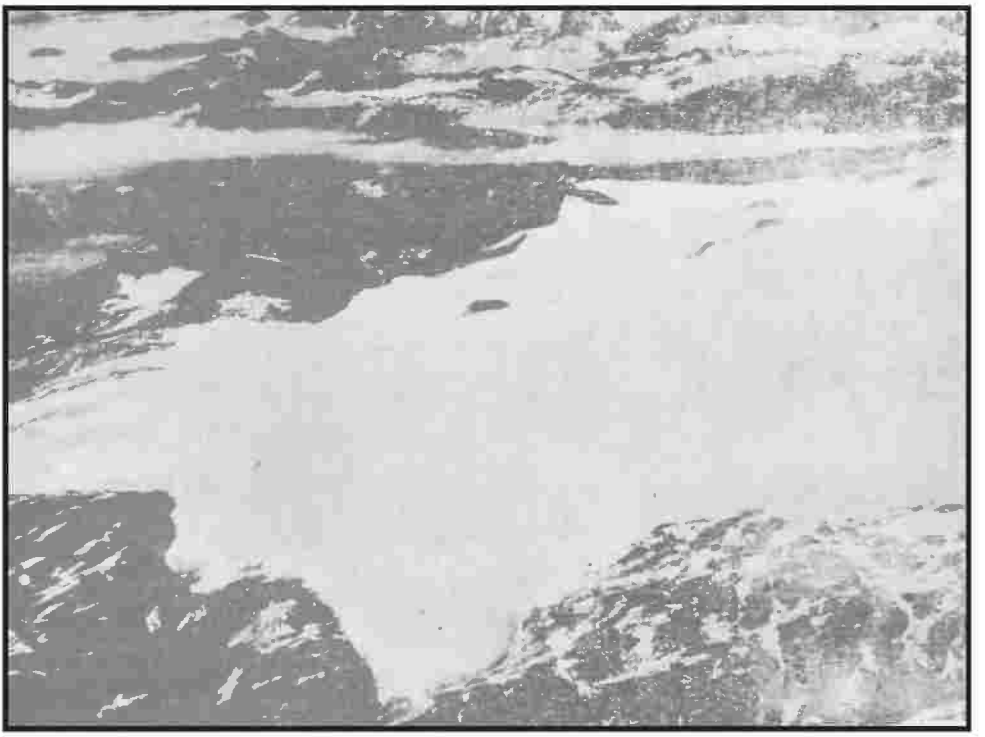
(2) R.J.Price, Glacial and Fluvioglacial Landforms, Oliver and Body, Edinburgh, 1973, pp.24-25.

(3) Brian S. John, Op. Cit., p.33.

الوقت الحاضر. يؤلف الغطاء الجليدي الموجود في القارة القطبية الجنوبية أكبر كتلة جليدية على سطح الأرض في الوقت الحاضر. تغطي مساحة تقدر بـ 12,6 مليون كيلومتراً مربعاً ويبلغ معدل سمكها 2,2كم ويكون أقصى سمك لها 4,25كم. ويبلغ مقدار حجم الجليد الذي تحتويه تلك الثلاجة القارية بحوالي 31 مليون كم^3. ومن المحتمل أن هذا الجليد يستطيع عند ذوبانه أن يرفع سطح المحيط بحوالي 40 متراً عن مستواه الحالي. تغطي ثلاجة كرينلند القارية مساحة مقدارها 1,73 مليون كيلومتراً مربعاً يكون حوالي 83% منها فوق مستوى 1400 متراً عن مستوى الجليد الحبيبي firn. ويبلغ معدل سمك هذا الغطاء 1,6كم ويكون سمكه الأقصى 3,4كم ومقدار حجمها في حدود 2,8 مليون كم^3[1]. وقد أدى ثقل الغطاء الجليدي العظيم هذا إلى إحداث حالة هبوط لسطح الأرض الواقع أسفله، فقد أظهرت الدراسات أن بعضاً من أجزاء ذلك السطح تنخفض حتى إلى ما دون مستوى سطح البحر. تغطي الثلاجات القارية التضاريس وتغمرها بحيث لا يظهر فوقها إلا بعض الأجزاء المرتفعة بشكل قمم منعزلة يحيط بها الغطاء الجليدي من كافة أجزائها وتعرف هذه باسم nunatak (شكل رقم 59). ويتحرك الجليد من مراكز تجمعه فوق الغطاءات الجليدية أو الثلاجات القارية بصورة بطيئة نحو الخارج وفي مختلف الاتجاهات. حيث يتحول في كرينلند إلى ثلاجات الوديان التي تصل بدورها هي الأخرى إلى سواحل المحيطات فتنكسر هناك وتنفصل عنها كتل جليدية تجرفها الأمواج والتيارات مكونة ما يعرف بالجبال الجليدية العائمة Icebergs. وتعتبر ثلاجات الوديان التي تخرج من الغطاء الجليدي فوق جزيرة كرينلند المصدر الرئيسي للجبال الجليدية في البحار الشمالية حيث ينتج عنها ما يتراوح بين 12000 ـ 15000 جبل جليدي عائم سنوياً. يعتمد حجم الجبل الجليدي على طبيعة الثلاجة التي تقوم بتكوينه فهو كبير عادة إذا كان ناشئاً من ثلاجات ذوات درجات انحدار كبيرة أو تلك التي يكون واديها واسعاً. وترتفع الجبال الجليدية العائمة بين 80 ـ 100 متراً فوق مستوى سطح الماء مع عمق يزيد على عدة مئات من الأمتار وذلك لأن كثافة الجليد تبلغ حوالي 0,9 من كثافة الماء. وتحتوي جبال الجليد العائمة على الكثير من الفتحات والتجاويف التي يحتلها الهواء فتصل كثافتها إلى 0,75 أحياناً. ولذا تزداد نسبة ارتفاعها فوق سطح الماء[2].

(1) R:J. Price, Op. Cit., p.21.

(2) Peter K. Weyl, Oceanography, John Wiley, New York, 1970, p.183.



شكل (59)
صورة لقسم من الغطاء الجليدي في كرينلند
لاحظ كيف تبرز بعض المرتفعات فوقه على شكل ناناتاك.

لا تستطيع جبال الجليد العائمة الناشئة على الساحل الشرقي لكرينلند أن تبتعد كثيراً إلى الجنوب بسبب وجود تيار الخليج الدافئ غير أن تلك التي تكون ناشئة على الساحل الغربي للجزيرة تندفع أول الأمر شمالاً مع تيار كرينلاند الغربي ثم جنوباً خلال مضيق ديفز متجهة نحو لبرادور. ويصل ما معدله 400 جبل جليدي عائم سنوياً إلى الجنوب من دائرة العرض 48° شمالاً[1]. وتصل أكثر الأعداد عادة في أشهر نيسان ومايس وحزيران. تذوب تلك الجبال الجليدية العائمة بشكل تدريجي وتزداد سرعة الذوبان عند وصولها إلى المياه الدافئة التي يأتي بها تيار الخليج قبل اندفاعه باتجاه شمالي شرقي داخل المحيط الأطلسي الشمالي. وقد حدثت كوارث بحرية كثيرة جراء اصطدام بعض السفن بتلك الجبال الجليدية العائمة وكان أشدها هولاً ما حدث لسفينة الركاب تيتانيك Titanic في 5 آب من عام 1912 إلى الجنوب من كراند بانك Grand Bank أمام مصب نهر سنت لورنس

(1) Gunter Dietrich, General Oceanography, John Wiley, New York, 1963, p.206.

حيث أدى اصطدامها بجبل جليدي عائم إلى غرقها وموت (1490) شخصاً من ركابها علماً بأن السفينة كبيرة وتبلغ حمولتها 46323 طناً وكانت تلك رحلتها الأولى والأخيرة[1]. ومن الحوادث المهمة الأخرى التي سببتها الثلاجات العائمة ما حصل لسفينة الركاب والبضائع الدانماركية Hans Hedtoft في 30 كانون الثاني عام 1959 حيث أدى اصطدام تلك السفينة بجبل جليدي عائم إلى غرق تلك السفينة رغم أنها كانت مجهزة بالوسائل الحديثة لمقاومة الاصطدام بها[2]. وتندفع الجبال الجليدية العائمة مع الحاجز الجليدي الذي يحيط بالقارة الجنوبية وتستقر أول الأمر على قاع المحيط ولكنها تطفو بعد أن تدفع إلى الخارج من جراء ضغط الجليد من القارة عليها وتنفصل عن الجسم الجليدي الأصلي. وتتصف الجبال الجليدية العائمة الموجودة في النصف الجنوبي من الكرة الأرضية بأنها طولية الشكل حيث يصل طول البعض منها إلى بضع عشرات من الكيلومترات. ويكون شهرا تشرين الأول والثاني أكثر شهور السنة من حيث إعداد هذه الجبال العائمة وتصل أبعد مدى لها إلى حوالي دائرة العرض 40° جنوباً في المحيط الأطلسي و50 جنوباً في المحيطين الهندي والهادي، ويندفع منها عدة آلاف كل عام في البحار الجنوبية[3]. وقد سجل وجود بعض هذه الثلاجات العائمة إلى الشمال من تلك الدوائر في بعض السنوات خاصة في المنطقة التي يؤثر عليها تيار فولكلاند في المحيط الأطلسي[4].

2 ـ القلنسوات الجليدية Ice Caps:

يستعمل هذا الاصطلاح للتعبير عن حالتين مختلفتين عن بعضهما تماماً إذ يستعمله بعض الباحثين للدلالة على بعض الثلاجات القارية الصغيرة. في حين يعتبر البعض الآخر القلنسوات الجليدية بأنها التراكم الجليدي الذي يحدث فوق مناطق مرتفعة وتخرج منه ثلاجات الوديان التي تتحرك في اتجاهات مختلفة كما هو موجود فوق جبل رينير Ranier في شمال غرب الولايات المتحدة. ويكون اتجاه حركة الجليد داخل القلنسوة الجليدية نفسها مرتبطاً بطبيعة انحدار سطح الثلاجة

(1) عبد الإله رزوقي كربل، المدخل إلى جغرافية البحار والمحيطات، البصرة، مطبعة جامعة البصرة، 1985، ص 120.

(2) James L. Dyson, The World of Ice, The Cresset Press, London, 1963, p.86.

(3) Gerhard Neumann and Willard J. Pierson, Principles of Physical Oceanography, Prentice Hall, Englewood, 1960, p.82.

(4) John A. Knauss, Introduction to Physical Oceanography, Prentice-Hall, Englewood, 1978, p.267.

الذي يكون على أعلى جهاته ارتفاعاً في المناطق التي تتلقى أكبر كمية من الثلج.

تعتبر ثلاجة Vatnajokull في آيسلنده خير مثال على القلنسوات الجليدية حيث يتراوح سمك هذه الثلاجة بين 600 ـ 700 متراً وتقع قاعدتها على مستوى يتراوح بين 200 ـ 1000 متراً عن مستوى سطح البحر[1] (شكل رقم 60).

3 ـ ثلاجات الوديان Valley Glaciers:

تندفع هذه الثلاجات إما من القلنسوات الجليدية ومن الثلاجات القارية أو أنها تنشأ من حقل ثلجي منفرد خاص وتحتل وادياً جبلياً معيناً. تسمى هذه الأنواع من الثلاجات أحياناً باسم الثلاجات الألبية ذلك لأن هذا النوع من الثلاجات كانت قد جرت دراسته لأول مرة فوق جبال الألب ويطلق عليها أحياناً اسم الأنهار الجليدية ذلك لأنها تتصرف أحياناً بشكل يشبه الأنهار الاعتيادية.

تتحرك الثلاجات هذه من خلال أسهل المسالك التي تبدأ من منطقة النشوء التي هي الوديان الجليدية عادة. وتختلف هذه الثلاجات فيما بينها كثيراً من حيث اتساعها وسمكها وطولها وكذلك في مقدار سرعتها، حيث يبلغ طول البعض منها 161كم كما يبلغ اتساعها 8كم كما في ثلاجة Jacobshaven في كرينلاند[2].

تقسم ثلاجات الوديان إلى عدة أنواع ثانوية هي:

1 ـ ثلاجات الحلبات الجليدية وتحتل هذه الثلاجات أعالي الوديان أو أنها توجد في المنخفضات التي على جوانب الوديان الجليدية. وتكون هذه الثلاجات صغيرة في العادة حيث قد لا يتجاوز طولها وعرضها إلا عدة مئات من الأمتار في حين لا يزيد سمكها عن عدة عشرات من الأمتار. ومن المعتقد أن هذا النوع من الثلاجات يكون أول نوع يتكون منها عند بداية الفترة الجليدية وآخر نوع يتلاشى عند انتهاء الفترة الجليدية.

2 ـ ثلاجات الوديان (النمط الألبي) وتنشأ هذه الثلاجات من جراء تطور الثلاجات السابقة بعد تقدم الفترة الجليدية وهبوط مستوى خط الثلج حيث تمتد تلك الثلاجات إلى الأسفل باتجاه الوديان الجبلية ومن المحتمل أن تتحد عدة ثلاجات حلبات جليدية كي تقوم بتغذية ثلاجة وادي واحدة والتي تكون محددة عادة بحوائط واد جبلي وتنتهي بشكل لسان جليدي ضيق. تكون هذه الثلاجات شائعة كثيراً في الأقاليم الجبلية كما في جبال الألب والجبال الساحلية في ألاسكا وجبال الهملايا... إلخ.

(1) R.J. Price, Op. Cit., p.29.

(2) Harry Robinson, Op. Cit., p.245.

3 ـ ثلاجات الوديان (نمط المنافذ)؛ لا يختلف هذا النوع من الثلاجات عن النوع السابق إلا في أنها تنشأ من الثلاجات القارية والقلنسوات الجليدية كما في كرينلند والقارة القطبية الجنوبية والقلنسوة الرئيسية في آيسلندا.

4 ـ الثلاجات المتقطعة Transection تنشأ هذه الثلاجات في الأقاليم الجبلية التي يكون التساقط الثلجي فيها غير كاف لتكوين قلنسوة جليدية، أو أن تلك الكتل الجبلية قد تعرضت لتعرية شديدة أدت إلى تقطيعها بواسطة وديان عميقة لا يمكن أن تمتلئ بالجليد. وتنشأ في مثل هذه الظروف ثلاجات وديان سميكة. بحيث يمكن لها أن تطغى على مناطق تقسيم التصريف بين الوديان المتجاورة[1].

هذا ولا تمثل معظم ثلاجات الوديان الموجودة في الوقت الحاضر إلا بقايا صغيرة من أسلافها التي كانت موجودة خلال الفترات الجليدية (شكل رقم 61).

4 ـ ثلاجات القدمات الجبلية Piedmont:

يتكون هذا النوع من الثلاجات عندما تتحد ثلاجتان أو أكثر من ثلاجات الوديان فوق سهل أو فوق واد جبلي عريض يقع عند قدمات الجبال. وكان يوجد الكثير من هذا النوع من الثلاجات على السهول المجاورة لجبال الروكي الشمالية خلال العصر الجليدي في البلايستوسين. تعتبر ثلاجة مالاسبينا Malaspina في ألاسكا من الأمثلة المشهورة على ثلاجات القدمات. حيث تبلغ مساحة هذه الثلاجة حوالي 2000كم^2 وتصل حتى سواحل المحيط الهادي وتتغطى حافاتها بركام جليدي مفكك وبالتربة التي نمت فوقها غابات كثيفة. وقد أظهرت الدراسات الزلزالية أن سمك تلك الثلاجة يبلغ عند منتصفها أكثر من 600 متراً وأن قاعها ينخفض بحوالي 18 متراً دون مستوى سطح البحر[2]. ولا تختلف ثلاجات القدمات في الحقيقة عن الغطاءات الجليدية في شيء إلا أنها صورة مقلوبة عنها حيث تخرج ثلاجات الوديان من الغطاءات الجليدية في حين تنشأ ثلاجات القدمات من اتحاد ثلاجات الوديان. ويحدث عندما تكون الظروف المناخية ملائمة أن تزداد مساحة ثلاجات القدمات ويتصل بعضها مع الآخر فتكون غطاءات جليدية[3].

---

(1) R.J.Price, Op. Cit., pp.27-28.

(2) A. Holmes, OP. Cit., p.632.

(3) James L. Dyson, Op. Cit., p.30.

شكل (61)
صورة تمثل مجموعة من ثلاجات الوديان، لاحظ كيف تبدأ الثلاجة من أحد.

حركة الجليد :

لا تزال الآراء تتضارب في تفسير السبب الرئيسي الذي يسيطر على حركة الجليد داخل الثلاجات المختلفة الأنواع حيث يرجع بعض الباحثين السبب في تلك الحركة إلى تأثير الجاذبية الأرضية الناتج عن ثقل الجليد ويرجع البعض الآخر سبب حركة الجليد إلى قوة التمدد التي تتكون من جراء انجماد الماء. ويعتقد هذا البعض أن نمو البلورات الجليدية عند قاع الحقل الثلجي هو مرحلة يمكن الوصول إليها عندما يكون الجليد متماسكاً بدرجة يسبب معها أي انجماد للماء بين الحبيبات حدوث تمدد وحركة للجليد. يمكن القول أن من المحتمل أن يكون تكرار عمليات الذوبان والانجماد داخل الحقول الثلجية وجليد الثلاجات بمساعدة من قوة الجاذبية المسؤول عن حركة الثلاجات[1].

لا بد من أخذ أشياء عديدة في الحسبان عند مناقشة الحركة الجليدية إذ يختلف معدل الحركة الجليدية بين مختلف الثلاجات وكذلك في الثلاجة الواحدة بين فصل وآخر حيث تتحرك معظم الثلاجات بسرعة أعظم في الصيف منها في الشتاء. إذ تتراوح الاختلافات في السرعة بين 10% ـ 20%. وتتحرك معظم ثلاجات الوديان بمعدلات تقع بين 10 ـ 200 متراً في العام الواحد رغم أن سرعتها تزداد خلال المساقط الجليدية حيث تتراوح بين 1000 ـ 2000 متراً في السنة[2]. فعلى سبيل المثال تتحرك ثلاجة Arpaho (وهي ثلاجة صغيرة في ولاية كولورادو) حوالي 8,2 متراً في العام في حين تبلغ سرعة حركة بعض ثلاجات كرينلند وألاسكا في الصيف حوالي 18 متراً في اليوم الواحد.

تتحرك الثلاجات الطويلة بسرعة أكبر من سرعة حركة الثلاجات القصيرة بسبب قوة الدفع التي تكونها كمية الجليد الكبيرة المتراكمة خلف نهايتها. وتكون سرعة الأجزاء العليا الوسطى من الثلاجة أكبر عادة من سرعة الأجزاء الأخرى منها التي تحتك بقاع وبجوانب الوادي الجليدي. وقد أمكن التأكد من هذه الحقيقة منذ سنة 1840م عندما قامت مجموعة من العلماء بتثبيت مجموعة من العصي بشكل خط مستقيم عبر ثلاجة في جبال الألب. ثم لوحظ بعد مدة أن مواقع هذه العصي قد تقدمت نحو الأمام وتحول شكلها من الخط المستقيم إلى الخط المقوس باتجاه الحركة الجليدية نفسها. كما قام بعض الجيولوجيين في الآونة الأخيرة بحفر بعض

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.268.

(2) R.J. Price, Op. Cit., p.34.

الثقوب العمودية داخل الثلاجات وركزت فيها بعض الأنابيب المعدنية التي ظهر بعد مدة أنها تحدبت من الأعلى باتجاه الحركة الجليدية نفسها[1] ويدل ذلك على أن سرعة الأقسام السفلى من الثلاجة تكون أقل سرعة من الأقسام العليا منها بسبب احتكاك الأولى بقاع الوادي الجليدي. وتتمكن الثلاجات من نقل حمولة كبيرة من الحطام الصخري لمسافات كبيرة. وتمسك الصخور الموجودة عند أسفل الثلاجة من قبل الجليد وتظل على وضعها بحيث يكون أحد أوجهها محتكاً بجوانب أو بقاع الوادي الجليدي فيصبح ذلك الوجه ناعماً وصقيلاً أو تظهر عليه الحزوز التي تكون موازية لاتجاه حركة الجليد.

يدل وجود الشقوق Crevasses داخل الثلاجات على وجود الحركة الجليدية. حيث يؤدي صعود الجليد فوق بعض الجهات الأكثر ارتفاعاً من قاع الوادي إلى تحدب سطحه العلوي وظهور الشقوق العرضية فيه غير أن هذه الشقوق سرعان ما تلتحم ثانية بعد ابتعاد الجليد عن المنطقة المرتفعة ورجوعه إلى وضعه الطبيعي. كما تنشأ الشقوق الطولية داخل الثلاجات من جراء عدم تشابه سرعة حركة أجزائها المختلفة وضرورة حدوث انفصال بين كل جزء وآخر حتى يتاح له المجال لأن يتحرك بموجب القوى الخاصة المسيطرة عليه.

هناك شواهد عديدة على أن باستطاعة الجليد أن يتحرك من الأسفل نحو الأعلى، فقد نقلت كتل صخرية من الأراضي المنخفضة في السويد بواسطة الجليد البلايستوسيني فوق جبال أسكندنافية ورسبت على السهل الساحلي للنرويج. كما أمكن نقل بعض الجلاميد الصخرية من على مقربة من خليج هدسن في كندا إلى ارتفاعات تقرب من 1400 متراً، على السفوح الشرقية لجبال روكي في ألبرتا[2].

في النهاية لا بد من التأكيد على أن الجاذبية ليست هي المسيطرة الأولى على حركة الجليد إذ أنها لو كانت كذلك لأصبحت سرعة حركة الجليد داخل الثلاجات في الشتاء أكثر من سرعتها في الصيف. ويعود سبب ذلك إلى أن كتلة الثلاجات تكبر خلال الشتاء من جراء كثرة كمية الثلج المتساقطة عليها. ولكن الذي يحدث عكس ذلك تماماً حيث تكون سرعة الثلاجات في الصيف أكبر مما عليها في الشتاء. ويرجع سبب ذلك إلى أن الماء الذي يتكون من ذوبان الجليد يتوغل إلى

(1) L. Deyson, Op. Cit., p.33.

(2) A. Holmes, Op. Cit., p.634.

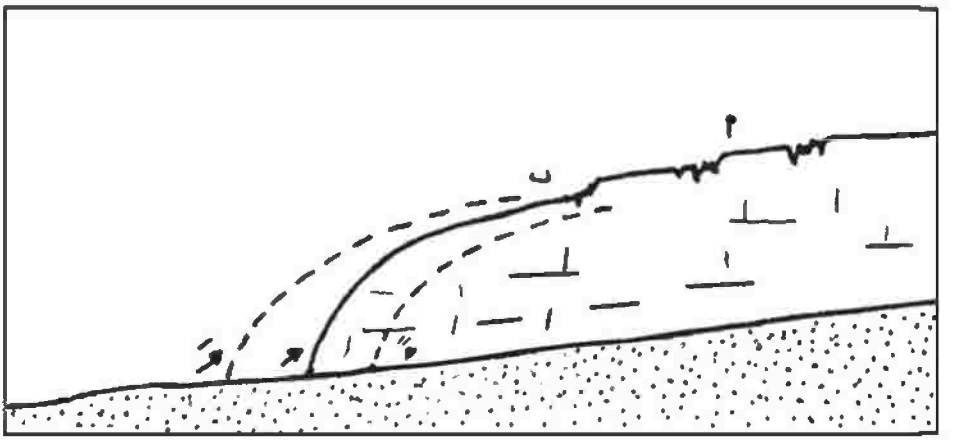
الأسفل ويتجمد ثانية ثم يكبر حجمه في الوقت الذي يقوم البعض منه بتسهيل عملية انزلاق الثلاجات فوق القاع الصخري[1].

نهاية الثلاجات:

تتلاشى كل الثلاجات عند حافاتها ونهاياتها السفلى وتتم هذه العملية من خلال التبخر والذوبان اللّذيْن يكونان على أكبر كميتهما قرب النهاية السفلى للثلاجة رغم أنهما يؤثران بدرجة أقل وبشكل متفاوت على كل أقسام الثلاجة الأخرى. وتنتهي الثلاجات التي تتحرك من اليابسة باتجاه المحيط وذلك بأن تنفصل عنها كتل جليدية طافية تعرف باسم جبال الجليد العائمة. وتشبه الدورة الجليدية إلى درجة ما الدورة النهرية حيث يقوم التساقط بتغذية كل من الأنهار والثلاجات. وتعود تلك الرطوبة إلى الغلاف الجوي ثانية بواسطة عملية التبخر. وتنهي عمليات التبخر والذوبان كل الثلاجات التي لا تصل إلى المحيط.

لا تظل نهاية الثلاجة في مكانها بل إنها تتغير تبعاً لمقدار الضياع من الجليد المكون لها بواسطة عمليات التبخر والذوبان وكذلك تبعاً لمقدار التغذية الجليدية التي تصل إلى الثلاجة. ففي السنوات التي تكون فيها الظروف المناخية ملائمة لتزويد منطقة التغذية بكميات وافرة من الثلوج والتي يكون فيها فصل الدفء قصيراً وذو درجات حرارة ليست عالية تتقدم نهاية الثلاجة إلى الأمام. ويحدث العكس عندما تكون كمية التساقط الثلجي قليلة في بعض السنوات مصحوبة بارتفاع غير اعتيادي في درجات الحرارة في فصل الصيف مع زيادة في طول فترة ارتفاع درجات الحرارة حيث تتراجع الثلاجة نحو الوراء. وتثبت نهاية الثلاجات في مواقعها عندما تتعادل كمية ما يرد من جليد إلى منطقة ما من الثلاجة مع كمية الضياع الناتج عن الذوبان والتبخر. ويوضح الشكل (رقم 62) تلك الحقائق. فلو تصورنا ثلاجة من ثلاجات الوديان تتحرك باتجاه أسفل الوادي وقمنا بعملية قياس مقدار ما يرد إلى نقاط متعددة منها من الجليد بسبب الحركة الجليدية وقمنا أيضاً بقياس ما يضيع من ذلك الجليد بواسطة التبخر والذوبان. فإننا سنجد أن الثلاجة تستمر في الوجود طالما كانت كمية الضياع أقل من كمية ما يرد إلى تلك الثلاجة. كما يحصل في نقطتي أ، ب وتتلاشى الثلاجة في النقطة جـ التي تتعادل فيها تلك الكميتان في خط يعرف بخط التعادل equilibrium line وتسمى المنطقة بـ Snout. ولا يبقى موقع النقطة (جـ) ثابتاً بل إنه يتراجع إلى الخلف أو إلى الأمام تبعاً لطبيعة تلك الموازنة.

(1) P. Worcester, OP. Cit., p.270.



شكل (62)

يبين كيفية تقدم وتراجع الثلاجة حيث يكون الوضع في النقاط:

أ = الوارد بسبب الحركة الجليدية
500م^3 في اليوم.
الضياع بسبب التبخر والذوبان 50م^3 في اليوم.
ب = الوارد بسبب الحركة الجليدية
400م^3 في اليوم.
الضياع بسبب التبخر والذوبان 150م^3 في اليوم.
ج = الوارد بسبب الحركة الجليدية
100م^3 في اليوم.
الضياع بسبب التبخر والذوبان 100م^3 في اليوم.

كقاعدة عامة يمكن القول إن كل الثلاجات أظهرت دلائل تشير إلى تراجعها نحو الوراء وتقدمها نحو الأمام. علماً بأن التغير في الموازنة التي تتعرض له الثلاجة قد لا يظهر تأثيره بسرعة عند نهاياتها بسبب طبيعة الحركة الجليدية البطيئة بحيث لا يمكن أن يظهر ذلك الأثر إلا بعد عدة سنوات خاصة بالنسبة إلى الثلاجات الطويلة[1].

لا يكون تذبذب نهاية الثلاجات ناتجاً فقط من اختلاف الموازنة الناتجة عن وجود فرق بين كمية الضياع بواسطة التبخر والذوبان مع كمية ما يرد إلى الثلاجة من جليد بسبب الظروف المناخية وحدها. فقد تراجعت في بداية القرن الحالي كثير من ثلاجات ألاسكا ومنها ثلاجة Nanatak التي تراجعت نهايتها نحو الوراء لمسافة 1,5كم بين سنتي 1899 ـ 1905. في الوقت الذي أظهرت فيه بعض

(1) Brian S. John, OP. Cit., p.40.

الثلاجات المجاورة تقدماً إلى الأمام بشكل واضح. وقد أظهرت الدراسة أن تلك الثلاجات تلقت كميات إضافية من الثلوج من جراء الانهيارات الثلجية التي حدثت في السفوح الجبلية الشديدة الانحدار المحيطة بتلك الثلاجات وقد تحدث تلك الانهيارات نتيجة للزلازل.

لقد تراجعت معظم الثلاجات في كل جهات الأرض خلال القرن الحالي إذ انسحب كثير من الثلاجات الصغيرة نحو الحقول الثلجية التي تقوم بتغذيتها حيث انعدمت فيها أية حركة جليدية ولا يمكن اعتبارها ثلاجات بعد ذلك. وإن من المحتمل أن يتلاشى كثير من الثلاجات الصغيرة الموجودة فوق الجبال الواقعة في العروض الوسطى إذا ما استمرت الظروف المناخية الحالية وزاد الارتفاع في معدلات درجات الحرارة على الأرض[1].

مظاهر سطح الثلاجات:

بالنظر إلى أن الثلاجات تتكون من الجليد الصلب الذي يتحرك ببطء فوق سطح الأرض فإنها تكون جزءاً من التضاريس في المنطقة التي توجد فوقها ولذلك لا بد من إلقاء الضوء على طبيعة سطوح تلك الثلاجات قبل أن ننتقل إلى دراسة العمل الجيومورفولوجي الذي تقوم به. علماً بأن ما سنذكره من مظاهر للسطح تختفي كلياً تقريباً خلال فصل الشتاء إذ يؤدي السقوط الكثير للثلوج فوق الثلاجات خلال هذا الفصل إلى تغطية كافة مظاهر السطح الموجودة فوق الثلاجة فتصبح سطوح الثلاجات بذلك ناعمة أو متموجة بدرجة ما بحيث تسمح للبعثات الاستكشافية بالتحرك فوقها بسهولة. يؤدي وجود الشقوق ومجاري المياه التي تتكون فوق الثلاجة إلى جعل عملية عبور تلك الثلاجات خطرة وصعبة جداً خلال الصيف حيث يحدث أن ينزلق البعض داخل تلك الشقوق العميقة وبذلك قد يفقد ذلك الشخص نهائياً إن لم يقم أحد بإنقاذه. ولهذا السبب يربط أفراد تلك البعثات أنفسهم بالحبال مع بعضهم البعض حتى يستطيع الذين بقوا خارج الشق من إنقاذ الذين تعرضوا للسقوط أو أصبحوا معرضين لذلك. ومن أشهر الأمثلة لذلك ما حصل لثلاثة متسلقين في آب من سنة 1820 كانوا يقومون بالسير فوق ثلاجة Lyell على سفوح جبل Mount Blanc في الألب الإيطالية عندما حدث انهيار ثلجي دفعهم إلى داخل أحد الشقوق حيث دفنوا فيه ونتيجة للحركة الجليدية فقد ظهرت بقاياهم عند

(1) P. Worcester, OP. Cit., p.277.

منطقة انتهاء الثلاجة بعد مرور 43 عاماً قطعوا فيها قرابة 3كم وكانت سرعة تحركهم حوالي 73 متراً في العام الواحد[1].

إن أهم مظاهر السطح التي يمكن ملاحظتها فوق الثلاجات هي:

1 ـ الشقوق Crevasses:

يسود سطوح الثلاجات نوعان رئيسيان من الشقوق التي هي عبارة عن أخاديد طولية يمكن أن يزيد عمقها عن 40 متراً هما:

1 ـ الشقوق العرضية Transverse Crevasses:

تنشأ هذه الشقوق من جراء وجود حالات عدم الانتظام فوق قيعان الوديان التي تتحرك فوقها الثلاجات حيث تتكسر الثلاجات عند سيرها فوق النتوءات ومناطق مساقط الجليد. وتتكون الشقوق العرضية تبعاً لذلك ومن النادر أن تصل هذه الشقوق إلى قعر الثلاجة وإنما تسود القسم العلوي منها فقط أحياناً (شكل رقم 63).

2 ـ الشقوق الطولية Longtudinal Crevasses:

تعرف أحياناً باسم شقوق الحواشي ينشأ هذا النوع من الشقوق من جراء الاختلاف في سرعة حركة أجزاء الثلاجة إذ تكون سرعة حركة الأقسام الوسطى العليا منها أكثر من سرعة بقية أقسامها التي تحتك بقاع وبجوانب الوادي الجليدي. وتتكون هذه الشقوق أيضاً عند انتقال الثلاجة من وادي ضيق نحو وادي أكبر سعة منه حيث تنتشر الثلاجة على قاع الوادي العريض مما يسبب ظهور الشقوق الطولية فيها.

هذا ويلتئم كلا النوعين من الشقوق بعد انتقال الثلاجة نحو مناطق تختلف ظروفها عن ظروف المناطق التي أدت إلى تكوين الشقوق فيها. تمتلئ هذه الشقوق خلال الشتاء بالثلوج النازلة حديثاً وقد تكون خطرة آنذاك لأنه لا يمكن توقع مكانها المضبوط مما يؤدي إلى سقوط الأشخاص أو الحيوانات داخلها. وتذوب تلك الثلوج بسرعة خلال فصل الصيف المقبل. ويظهر الأشخاص أو الأشياء التي سقطت خلال تلك الشقوق بعد مدة عند نهاية الثلاجة في وقت يعتمد على مقدار سرعة حركة تلك الثلاجة[2].

(1) J. Dyson, Op. pp.32-33.

(2) P. Worcester, OP. Cit., p.278.

شكل (63)
شقوق عرضية واسعة تقطع ثلاجة وديان.

تظهر فوق الثلاجات التي لا تغطيها الثلوج «وإنما تتكون كلياً من الجليد» دلائل تشبه تلك التي تحدث للصخور عند تعرضها لحالات الانكسار أو التشقق أو الالتواء. وتكون هذه الظاهرة واضحة بسبب إمكانية تمييز طبقات الجليد بسبب ما يوجد داخله من حطام صخري متنوع الأحجام.

2 ـ السيراك Serac:

يتكون هذا النوع من التضاريس سطح الثلاجة عندما تتقاطع الشقوق العرضية مع الشقوق الطولية والجانبية ويتحول قسم من الثلاجة إلى ما يشبه الأعمدة والكتل الجليدية المنعزلة فيصبح سطح الثلاجة معقداً بدرجة كبيرة. توجد هذه الظاهرة في الأغلب عند المساقط الجليدية أو عند نهايات الثلاجات[1] (شكل رقم 64). ويمكن لبعض الأعمدة هذه أن يزيد ارتفاعها عن 20 متراً. وتكون عملية عبور مناطقه صعبة جداً وخطرة. فعلى سبيل المثال أدى حدوث انهدام بعضها في ثلاجة Khumba في أفرست في سنة 1969 إلى موت ستة حمالين كانوا مرافقين لإحدى البعثات الاستكشافية[2].

3 ـ الهوة الجليدية Bergschrund:

تظهر الهوات الجليدية عادة في بداية ثلاجات الوديان وهي عبارة عن شق مقوس واسع وعميق جداً يصل إلى حوالي 60 متراً. وتكون تلك الهوات مفتوحة خلال فصل الصيف عند قمة الحقل الثلجي بجوار حائط الحلبة الجليدية بسبب الحركة الجليدية التي تؤدي إلى دفع الجليد نحو الأسفل بعيداً عن حوائط الحلبات الجليدية (شكل رقم 65). وكذلك بسبب الإذابة الموقعية للجليد نتيجة لتماسه مع صخور الحلبة الجليدية. وتغمر الهوات الجليدية بالثلوج خلال الشتاء[3]. وقد استطاع بعض الدارسين المغامرين أن يهبطوا بواسطة الحبال إلى داخل الهوات الجليدية فوجدوا أن جانب الشق المجاور لحائط الحلبة الجليدية يظل صخرياً حتى إلى أعماق الهوة الجليدية في حين يظل الجانب الآخر المعاكس جليدياً. كما يتعرض ذلك الحائط الصخري إلى التكسر وإلى انفصال بعض الكتل الصخرية منه والتي يقوم الجليد بالإمساك بها ودفعها مع الثلاجة[4].

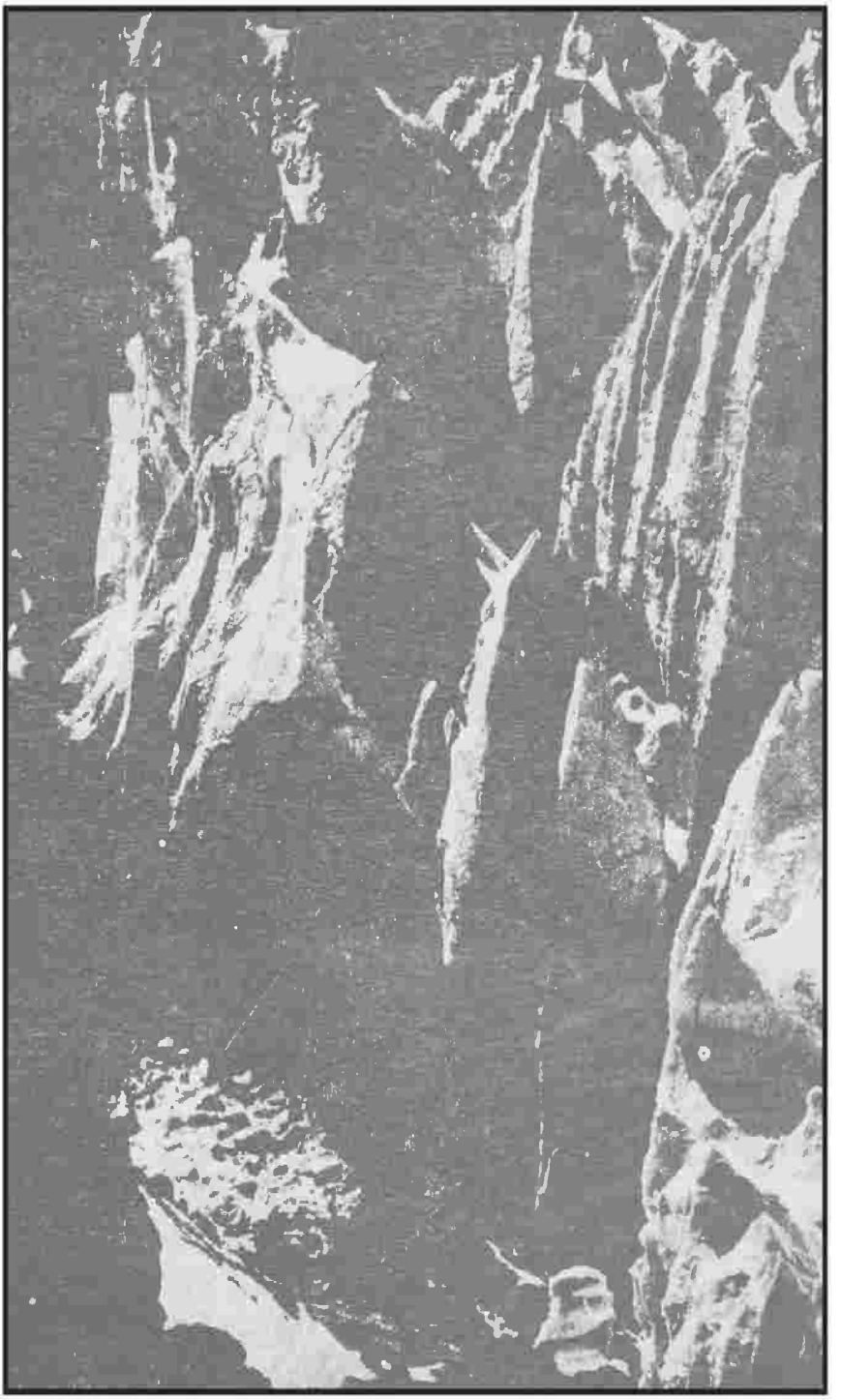
---

(1) W.G.Moore, glaciers, Hutchinson Educational. London, 1972, p.13.

(2) Brian S.John, op. cit., p.44.

(3) Hary Robinson, OP. Cit., p.247-248.

(4) Gilluly, OP. Cit., p.290.



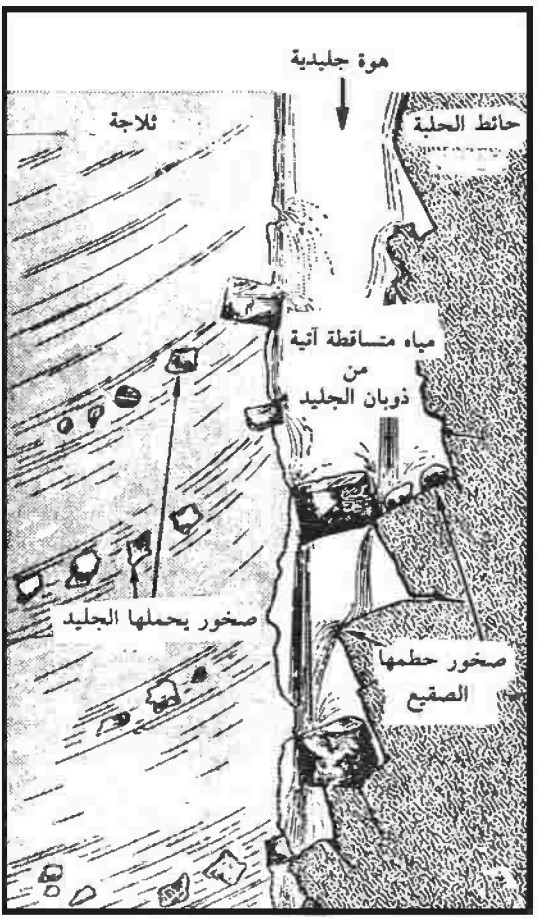
شكل (64)
صورة تمثل السيراك في نهاية الثلاجة.

4 ـ الأعمدة الجليدية Ice Pedestals:

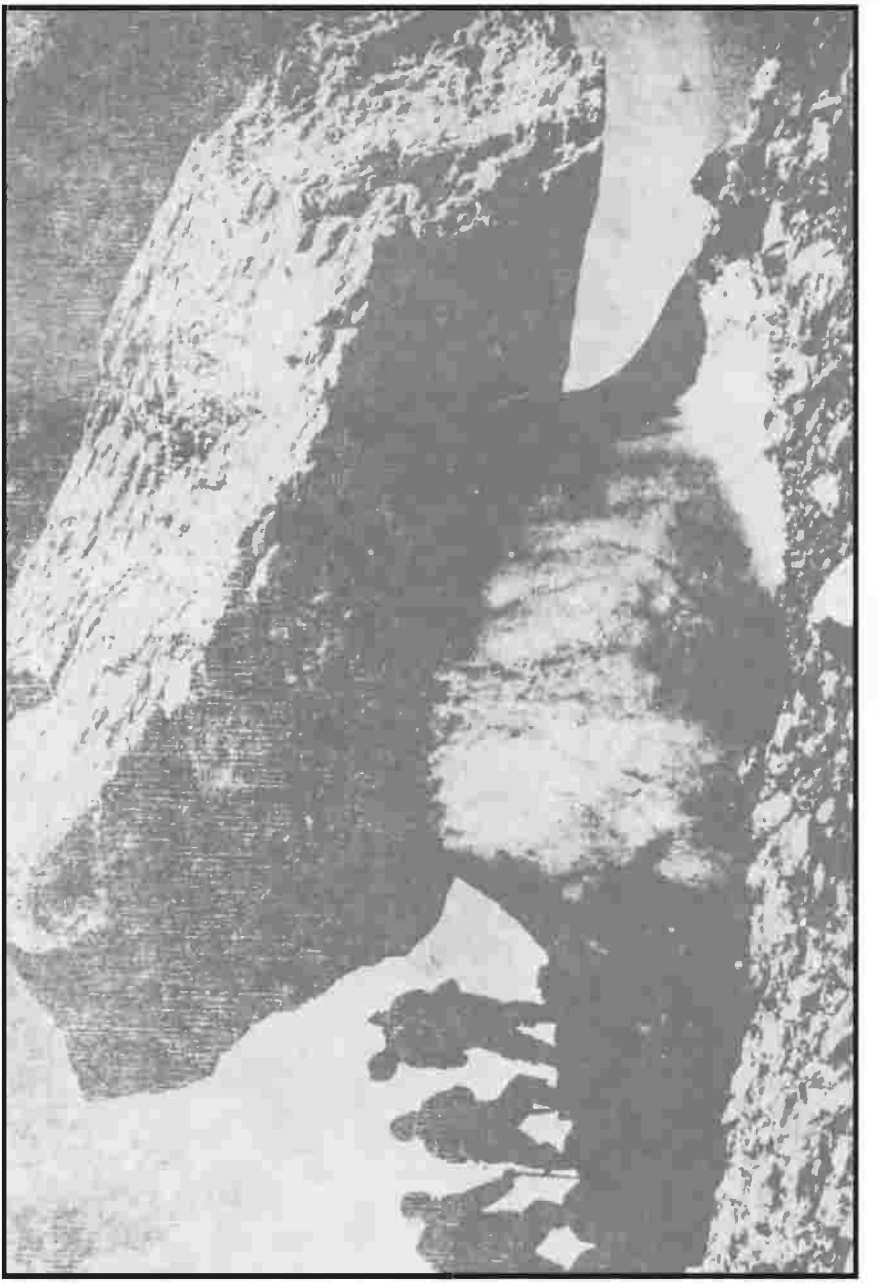
توجد هذه الأعمدة فوق سطوح العديد من الثلاجات وتتكون عندما تقوم الجلاميد الصخرية الكبيرة boulders الموجودة على سطح الثلاجات بحماية الجليد الواقع تحتها من أن يتعرض إلى عملية الذوبان بالسرعة نفسها التي تتعرض إليها بقية أجزاء سطح الثلاجة في فصل الصيف غير أن الحالة لا تدوم طويلاً إذ سرعان ما يذوب الجليد الذي يوجد أسفل تلك الكتل الصخرية بدوره هو الآخر وتسقط تلك الكتل مرة ثانية فوق سطح الثلاجة. (شكل رقم 66).

5 ـ آبار الغبار Dust Wells:

تمتص ذرات الغبار وقطع الصخور الصغيرة حرارة الشمس وتقوم بتسخين



شكل (65)
هوة جليدية



شكل (٦٦)
صمود جلبدي تستند عليه صخرة.

وإذابة ما يوجد تحتها من جليد مكونة حفراً إسطوانية الشكل يتراوح عمقها بين عدة سنتيمترات إلى أكثر من متر واحد. وتوجد آبار أخرى ذوات نفس الأحجام غير أنها عميقة جداً لا تكون ناتجة عن الذوبان الحاصل في الطريقة السابقة وإنما تكون ناتجة عن الذوبان الذي يحصل على طول بعض الشقوق العمودية الصغيرة.

6 ـ درجة الانحدار:

تتباين درجة انحدار سطوح الثلاجات من مكان إلى آخر داخل الثلاجة نفسها وكذلك من ثلاجة إلى أخرى. تزداد درجة الانحدار بصورة عامة في الثلاجات القصيرة حيث تتراوح بين 25 ـ 30 درجة وقد تزيد عن ذلك في بعض الثلاجات أحياناً. وتبلغ درجة الانحدار لدى كثير من ثلاجات ألاسكا وثلاجات سويسرا الطويلة حوالي 30 متراً لكل 1,5كم[1].

7 ـ التصريف:

يجري فوق سطوح الثلاجات عدد كبير من الأنهار الصغيرة في فصل الصيف وتزيل تلك الأنهار الغبار والأوحال الموجودة فوق سطح الجليد. وتخرج هذه المجاري المائية إما من نهاية الثلاجات أو من جوانبها أو أنها تلقي بمياهها داخل الشقوق حيث يعود معظم الماء فينجمد ثانية خلالها. تتدفق فوق ثلاجات ألاسكا مياه أنهار كبرى من أنفاق في الجليد وتجري بعد ذلك فوق سطوح الثلاجات ثم تختفي ثانية في أنفاق أخرى. كما ويوجد فوق مناطق معينة من سطوح الثلاجات بحيرات صغيرة تنحصر مياهها بواسطة الحطام الصخري أو بواسطة الجليد نفسه. ومن المحتمل أن يوجد عند النهاية السفلى لبعض ثلاجات الوديان الكبيرة أنفاق تمتد إلى الوراء تحت الجليد لمسافة كبيرة. وتكون هذه الأنفاق جافة أحياناً وخاصة في الشتاء وتجري خلالها أثناء الصيف أنهار قوية تكون محملة بحطام الصخور الدقيق الذرات حيث تنطلق تلك الأنهار بعيداً عن الثلاجة نفسها.

يوجد بشكل شائع بحيرات صغيرة بين نهاية الجليد الذي يكون طرف الثلاجة الأسفل وبين الركام النهائي في الثلاجات التي تراجعت إلى الوراء حديثاً. ويعتبر كون الماء عكراً في هذه البحيرات دليلاً على وجود حركة في الثلاجات الواقعة أعلاها. حيث تسحق الصخور بواسطة الثلاجات ثم تقوم مياه الأنهار الناتجة عن ذوبان الجليد بنقل ذلك المسحوق الصخري معطياً إياها لوناً يشبه لون الحليب[2].

(1) P. Worcester, OP. Cit., p.279.

(2) P. Worcester, OP. Cit., p.281.

8 ـ الحطام الصخري السطحي:

تنقل الثلاجات الألبية أو ثلاجات الوديان كميات كبيرة من الحطام على سطوحها أو على مقربة من سطوحها. يوجد معظم هذه المواد على مقربة من جوانب الثلاجة نفسها وتعرف باسم الركام الجانبي Lateral Moraines وينتج هذا من جراء نحت الثلاجة لجوانب الوادي الجليدي وكذلك من جراء ما يتساقط على جوانب الثلاجة من الجدران العالية للوادي الجليدي بسبب عمليات أخرى كالتجوية والانزلاقات الثلجية والانهيارات.

يحدث بسبب اتحاد ثلاجات رافدية مع الثلاجة الرئيسية أن يتحد الركام الجانبي لكليهما مكوناً نطاقاً من ركامات وسطى Medial Moraines. ونجد أحياناً عدداً كبيراً من خطوط الركامات الوسطى ويدلنا ذلك على عدد الثلاجات التي اتصلت فيما بينها لتكون الثلاجة الرئيسية (شكل رقم 67). ويوجد في بعض ثلاجات ألاسكا ستة خطوط من الركامات الوسطى[1].

ينتشر الحطام الصخري فوق سطح الثلاجات قرب النهاية السفلى لها حيث تكون عملية الإذابة على أشدها. وقد سجلت مشاهدات عن أن هذا الحطام يغطي أكثر من 2,5كم^2 من الجليد في بعض ثلاجات ألاسكا (شكل رقم 68) وتؤدي هذه الظاهرة إلى توقف حركة الجليد أحياناً وتحوله إلى جليد راكد stagnant ice كما هي الحالة في ثلاجة مالاسبينا في ألاسكا.

عمل الجليد:

لا تختلف الثلاجات في عملها عن بعض العمليات الجيومورفولوجية الظاهرية الأخرى مثل المياه الجارية والرياح في أنها تقوم بتغيير ملامح سطح اليابسة من خلال عملها في التعرية والترسيب ويمكن أن تكون الثلاجات أشد العمليات الجيومورفولوجية قوة لأنها تتكون من الجليد الذي هو جسم صلب يكون تأثيره على الصخور أكبر من تأثير بقية العمليات الأخرى. حيث إن الثلاجة التي يبلغ سمكها 2000 متراً تتمكن من نحت اليابسة في بضعة قرون في حين لا يمكن الحصول على مثل هذه النتيجة بفعل عوامل أخرى كالمياه الجارية والرياح إلا في بضعة ملايين من السنين.

---

(1) P. Worcester, OP. Cit., p. .

شكل (67)
صورة تمثل ثلاجة وديان عليها مجموعة من خطوط الركامات الوسطى.

شكل (68)
حطام صخري يغطي نهاية إحدى ثلاجات الوديان، لاحظ كيف أن النهر الذي ينبع من الثلاجة قد كون له دلتا.

أولاً

التعرية الجليدية

يقوم الجليد بالتعرية عندما يختل التوازن بينه وبين بيئته بعبارة أخرى. إذا كانت الثلاجة تتحرك فوق واد ذي شكل وأبعاد مناسبة تماماً للتصريف الجليدي الذي يحدث فيه فلا يمكن أن يحدث في هذه الحالة أي نوع من أنواع التعرية الجليدية. غير أن هذه الحالة لا يمكن أن تحصل في الطبيعة ذلك لأن أية ثلاجة تتعرض إلى تغييرات في التصريف من عام إلى آخر. ويتبع هذا التصريف الغير الثابت تغيراً مستمراً في المجرى الجليدي إذ تقوم الثلاجة بعملية التعرية في مكان ما من الوادي وبعملية الترسيب في مكان آخر في محاولة منها للوصول إلى الوضع الأكثر ملائمة للتصريف[1].

من المحتمل أن تكون عملية الصقل الميكانيكية abrasion التي يستطيع أن يقوم بها الجليد النقي خفيفة جداً. ولا تكون هذه الحالة موجودة إلا بشكل نادر في الطبيعة إذ أن الجليد حالما يبدأ بالتحرك فوق اليابسة فإنه يقوم بالتقاط الجلاميد الصخرية المفككة والحطام الصخري المتنوع الأحجام وكذلك ذرات التربة.

وتستخدم كل هذه المواد بمثابة أدوات للقطع. وتعمل ذرات الحطام الصخري الكبيرة الحجم هذه المدفونة داخل الجليد وكأنها مقاشط أو مبارد تستطيع الثلاجات بواسطتها وأثناء تقدمها على اليابسة من إزاحة كل المواد المفككة وتقطع الرؤوس والنتوءات الصخرية الصلبة في حين تقوم الذرات الدقيقة بعملية صقل للصخور التي تتحرك فوقها. وينتج عن عملها ما يعرف بطحين الصخور rock flour وبسبب صغر حجم ذراته نجد أنه عندما تلقي الثلاجة بمياهها المنصهرة تبدو هذه المياه حليبية اللون. كما يقوم الجليد بعملية القلع للصخور plucking وتستمر هذه العملية من خلال اشتداد أثر الجليد فوق المفاصل أو فوق سطوح الانفصال بين الطبقات الصخرية bedding planes. وتؤدي هذه العملية إلى تنعيم وصقل تلك السطوح وتحويلها إلى أشكال مستديرة حيث يتميز فعل الثلاجات بتآكل واستدارة أحجام كبيرة لا تستطيع العوامل الأخرى القيام بها[2]. وتظهر فوق الصخور الجيرية وبقية أنواع الصخور حتى الصلبة منها حزوزاً عميقة grooves وناعمة بعد أن تكون الثلاجات قد مرت عليها (شكل رقم 69). تستطيع الثلاجات من خلال عملية

(1) Brian S.John, Op. Cit., p.53.

(2) جون ساندرس، مصدر سابق، ص 506.

شكل (69)
الحزوز التي يتركها الجليد عند حركته فوق الصخور.

الصقل الميكانيكي التي تقوم بها من أن تصقل جوانب وقيعان وديانها وتعيد تشكيلها تدريجياً من وديان ضيقة ذوات شكل يشبه الـ V إلى وديان عميقة وواسعة القيعان تشبه ألـ (U). ويميل الجليد إلى أن يحفر أحواضاً في الصخور الصلبة التي تقع عند أسفل المنحدرات الشديدة ويكون بعض تلك الأحواض عميقاً وتصبح مواقع للبحيرات أو المستنقعات بعد أن يذوب الجليد.

تستطيع الثلاجة القارية أن تعيد تشكيل سطح الأرض الذي ترزح عليه بصورة تامة بسبب سمكها وثقلها الشديدين ويكون أثرها في هذه الحالة أشد من تأثير ثلاجات الوديان، فعلى سبيل المثال يمكن أن يزيد تأثير ثلاجة قوية في شمال كرينلند بـ 300 مرة عن تأثير أي من الثلاجات الرقيقة الموجودة فوق جبال الألب[1].

من المميزات الواضحة لثلاجات الوديان هي قابليتها على القيام بالنحت التراجعي حيث تتوغل المياه الناتجة عن ذوبان الجليد والثلوج داخل الشقوق والمفاصل الصخرية الموجودة في حوائط وقاع الوادي الجليدي وتتجمد هناك ويكبر حجمها وتنفصل بذلك كتل صخرية متنوعة الأحجام تنتقل بدورها مع الجليد المكون للثلاجات. وتتراجع بذلك حوائط الوادي الجليدي نحو الوراء وخاصة في بداياتها العليا وكذلك يمكن بهذه الوسيلة أن تزداد أعماق بعض جهات الوادي وخاصة في بداياته العليا.

لا بد من القول أخيراً أن كفاءة التعرية للثلاجات تعتمد على أربعة عوامل هي:

1 ـ مقدار مقاومة الصخور لعملية الصقل التي تقوم بها الثلاجة.

2 ـ كمية ودرجة صلابة الحطام الصخري الذي تحمله الثلاجة وخاصة في أجزائها السفلى.

3 ـ مقدار سمك الجليد المكون للثلاجة.

4 ـ سرعة الحركة الجليدية واستمرارها[2].

إذ يزداد تأثير عملية التعرية الجليدية فوق الصخور اللينة وتتحول تلك المناطق إلى أحواض على الأغلب في حين تظل المناطق ذوات الصخور الصلبة مرتفعة. ويزداد تأثير التعرية الجليدية إذا كانت المواد التي تحملها الثلاجة خشنة

(1) A. Holmes, OP. Cit., p.643.

(2) Gilluly, Op. Cit., p.291.

الذرات ومكونة من صخور صلبة بحيث تترك تأثيرات واضحة فوق الصخور التي تتحرك فوقها. كما ويزداد تأثير عملية التعرية في الثلاجات السميكة فقد استطاعت الثلاجات السميكة التي كانت موجودة خلال البلايستوسين أن تحفر وديياناً جليدية عميقة تتمثل اليوم في الفيوردات الموجودة في سواحل النرويج وألاسكا وكرينلند ونيوزيلند. ويقال الشيء نفسه بالنسبة للثلاجات السريعة الحركة التي يشتد تأثيرها في التعرية على خلاف الجليد الراكد الذي لا يمكن أن يؤثر شيئاً.

التضاريس الناتجة عن التعرية الجليدية

1 ـ الوديان الجليدية:

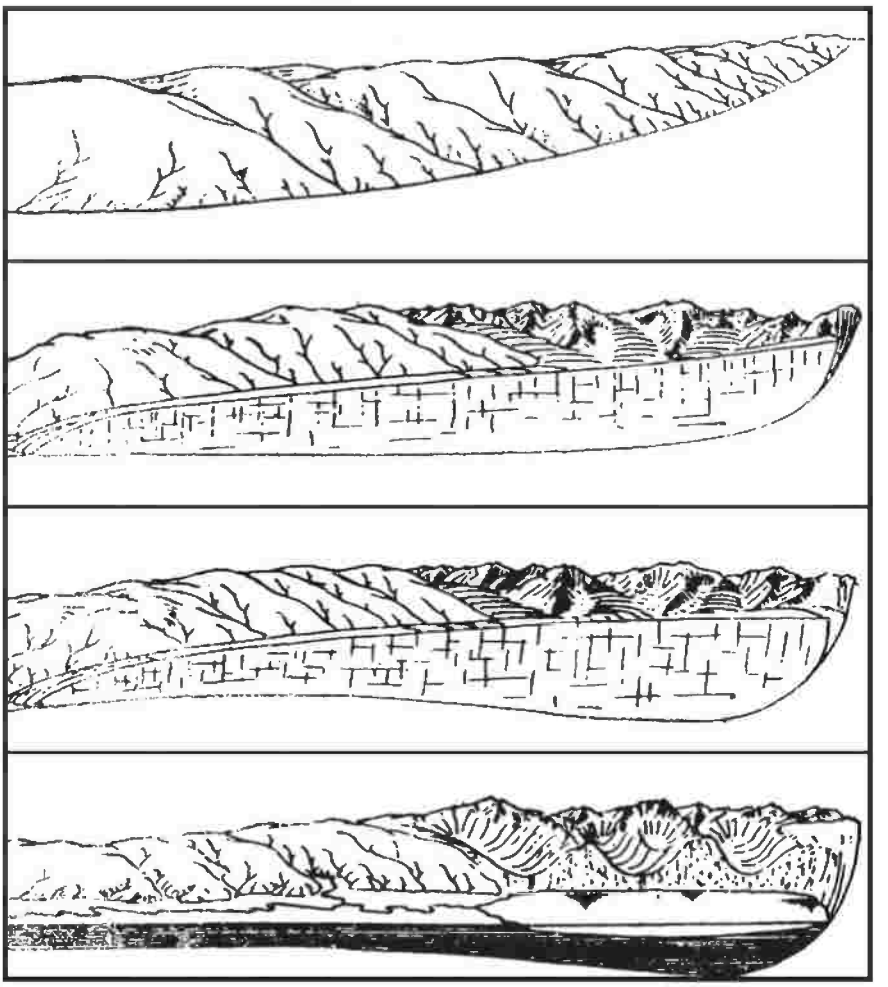
تسلك الثلاجات على الأغلب في حركتها مناطق الوديان النهرية التي كانت موجودة في الفترة قبل الجليدية. وتقوم تلك الثلاجات بإجراء تحويرات كبيرة على تلك الوديان لكي تجعلها ملائمة لطبيعة الجليد نفسه. إذ يتحول شكل المقطع العرضي للوادي من V إلى شكل U حيث يتسع قاعه وتكون جوانبه شديدة الانحدار.

تقطع الثلاجات طريقها بشكل مستقيم نسبياً ولذلك فإن شكل الوادي النهري يتحول بعد قطع النتوءات البارزة منه من واد ملتو إلى واد قريب من حالة الاستقامة. تكثر فيه النتوءات المقطوعة Tancated spurs ذوات الأجراف العالية المثلثة الأوجه (شكل رقم 70). ويكثر وجود المصاطب benches أو alp باعتبارها مظهراً عاماً في الوديان التي تعرضت للتعرية الجليدية. وتقع هذه عند مناطق تغير درجة الانحدار فوق جدران الوادي الشديدة الانحدار. وتشير بذلك إلى المستوى الذي ملأت به الثلاجة الوادي الذي كان موجوداً قبل بداية الفترة الجليدية. ينتهي كثير من الوديان التي تعرضت للتعرية الجليدية عند أعاليها بأوجه شديدة الانحدار تشبه الجدران تعرف باسم نهاية الأحواض ومن المحتمل أن تكون هذه ناتجة من اتصال عدة حلبات جليدية cirque عند أعالي الوادي (شكل رقم 71).

يظهر من خلال دراسة القطاع الطولي للوادي الجليدي وجود مظاهر خاصة مثل عتبات الوادي valley steps، والأحواض المغلوقة، والصخور العميقة وكذلك البحيرات[1]. ويتراوح طول كثير من الوديان الجليدية بين 42 ـ 64كم[2].

(1) H. Robinson, OP. Cit., 264.

(2) P. Worcester, OP. Cit., p.284.



شكل (70)
مقطع طولي لوادي نهري أثر فيه الجليد.

2 ـ الوديان المعلقة Hanging Valleys :

ليست الوديان المعلقة ظاهرة خاصة بالمناطق التي تعرضت إلى التعرية الجليدية فقط إذ تؤدي عملية النحت العمودي للأنهار الرئيسية مثلاً إلى جعل الوديان الرافدية معلقة بالنسبة لها، كما تؤدي عملية ارتفاع الحافات الانكسارية بسرعة إلى ظهور بعض الوديان المعلقة فوقها. ومع ذلك تعتبر ظاهرة الوديان المعلقة مرتبطة بدرجة كبيرة بالمناطق الجبلية التي تعرضت إلى التعرية الجليدية[1].

(1) A.K.Lobeck, Op. Cit., p.267.

شكل (71)
وادي جلبدي لاحظ سمة قاعه وشدة انحدار جوانبه ووجود الوديان المعلقة والشلالات.

تتكون الوديان المعلقة عندما تقوم الثلاجات الرئيسية بعملية تعميق وتوسيع لوديانها بسرعة أكبر من عملية التعميق التي تجري للوديان الرافدية التي تحتلها ثلاجات رافدية أو قد لا تحتلها أية ثلاجات. وتفرغ تلك الوديان الرافدية تصريفها من الثلوج ليس عند مستوى قاع الوادي الجليدي الرئيسي وإنما في مستوى أعلى منه. وعندما ينتهي العصر الجليدي يتراجع الجليد الذي كان يحتل الوديان الرئيسية والجانبية فتبدو قيعان الوديان الرافدية وهي معلقة بالنسبة إلى قيعان الوديان الرئيسية. وتحتل الأنهار على الأغلب وديان الثلاجات ولذلك تتساقط المياه من الوديان المعلقة بشكل شلالات نحو الوديان الرئيسية[1]. (شكل رقم 72).

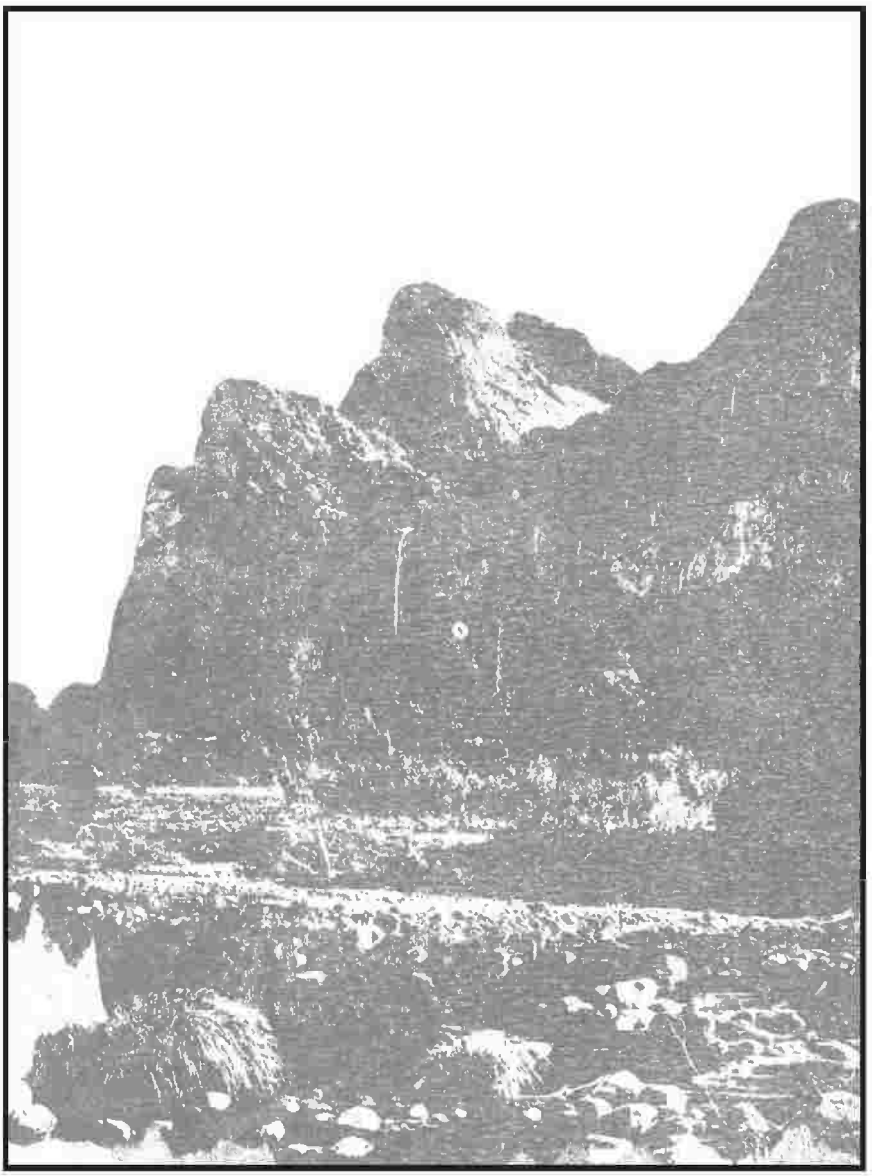
3 ـ الحلبات الجليدية:

تنتهي كل الوديان الجليدية في نهاياتها العليا بمنخفضات واسعة تشبه الملاعب التي تحيط بها المدرجات تعرف باسم الحلبات الجليدية (السيرك). ويمكن اعتبار هذه الحلبات بأنها أكثر المظاهر الجليدية نموذجية. تتصف حوائط السيرك بأنها شديدة الانحدار وقد تصل إلى درجة أنها تكون عمودية في بعض الحالات ويتصل السيرك عادة بأعلى الوادي الجليدي. وتتعرض قيعان الحلبات الجليدية إلى عملية الصقل بصورة مركزة إلى درجة أنها قد تتحول إلى منخفضات أو أحواض يصل عمقها إلى 30 متراً أو أكثر من ذلك[2]. وتصبح هذه المنخفضات بحيرات بعد أن يتراجع الجليد عن الحلبة الجليدية وتعرف هذه البحيرات باسم التارن Tarn. وتنشأ السيركات في الأصل من المنخفضات التي كانت موجودة في الفترة قبل الجليدية. وتتوسع تلك المنخفضات بعد تراكم الجليد فيها وتوالي عمليات الانجماد والذوبان ومن جراء عملية الصقل التي يقوم بها الجليد. ويؤدي تكرار الانجماد والذوبان وتغلغل المياه داخل الشقوق في الهوة الجليدية إلى تحطيم الصخور وتراجع حوائط السيرك إلى الوراء وخاصة في أسفلها. وتحافظ هذه العملية أيضاً على جعل حوائط السيرك شبه عمودية. يصل ارتفاع حوائط بعض السيركات إلى عدة آلاف من الأمتار كما في جبال البرانيس والقارة الجنوبية[3] (شكل رقم 73).

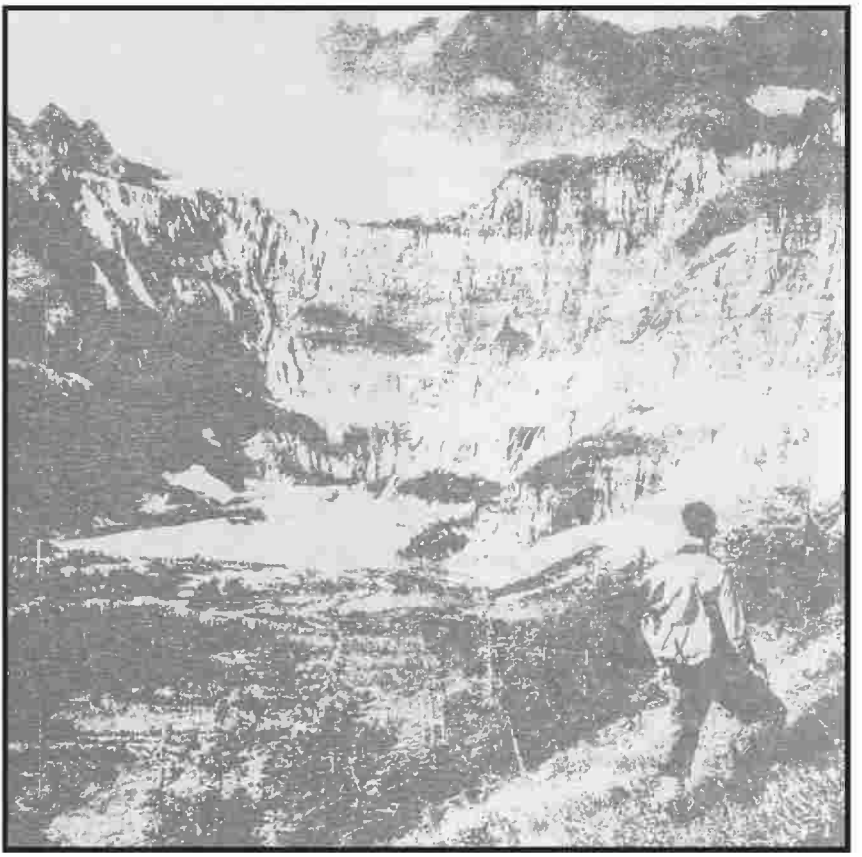
(1) C.R.Twidale, Analysis of Landforms, John Willey, Sydney, 1976, p.362.

(2) P. Worcester, Op. Cit., p.262.

(3) H. Robinson, Op. Cit., p.262.



شكل (72)
الوادي الجليدي الرئيسي.



شكل (73)
حلبة جليدية، لاحظ الجدران الصخرية الشاهقة الارتفاع
التي تحيط بها والتي يقرب ارتفاعها من 1200 متراً

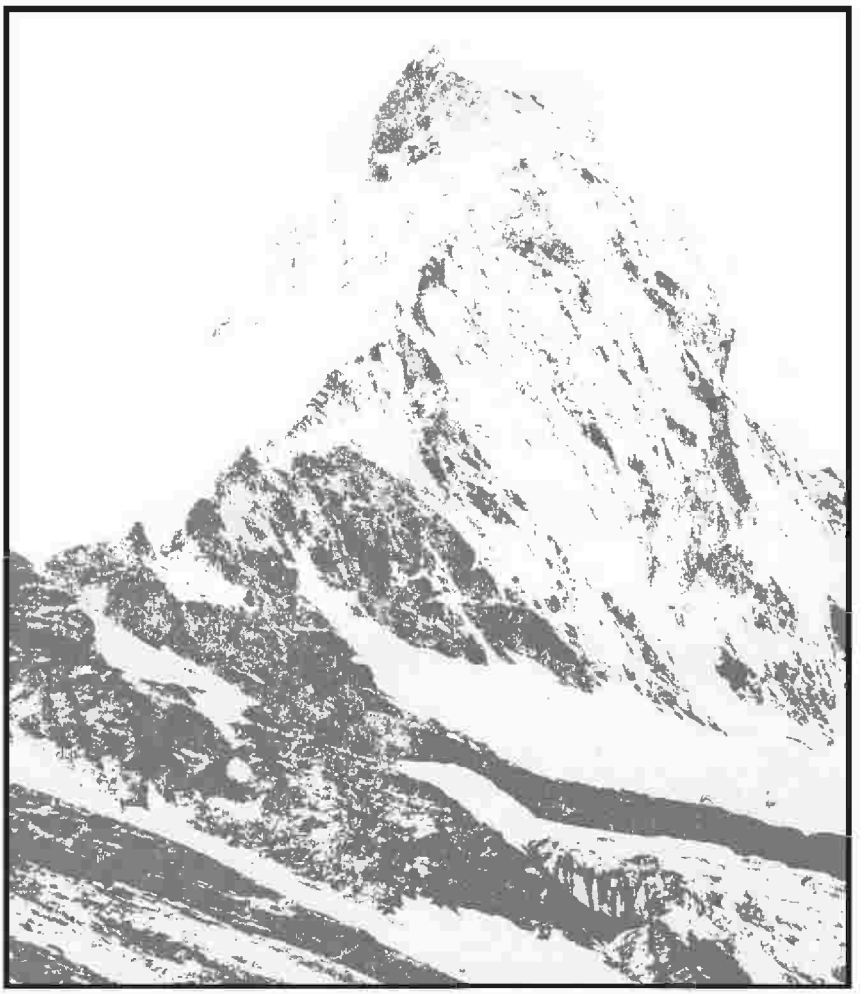
4 ـ الحافات المسننة Aretes :

تتقابل حوائط السيركات الخلفية عندما توجد حلبتان جليديتان في وضع متعاكس. إذ ينتج من جراء عملية النحت التراجعي لكل منهما أن تتحول المنطقة الفاصلة بينهما إلى سلسلة ضيقة متعرجة ذات جوانب شديدة الانحدار تعرف باسم (arête) في اللغة الفرنسية وتعني (عظم السمك) أو السلسلة الحادة. وتنشأ مثل هذه الحالة أيضاً عندما تتجاوز الحلبات الجليدية مع بعضها البعض. وتحدث بعض المنخفضات في هذه السلاسل عندما يحدث اتصال بين الحلبات تعرف هذه باسم COL[1].

(1) Worcester, Op. Cit., p.262.

5 ـ القرون الجليدية Horns:

تتكون القرون الجليدية عندما تتقابل عدة حلبات جليدية فوق جبل من الجبال حيث تؤدي التعرية التراجعية لكل واحدة منها إلى تكوين قمة هرمية مدببة الشكل تعرف باسم القرن الجليدي. يعتبر وجود القرون الجليدية مع وجود السيركات والحافات المسننة دليلاً على تعرض المنطقة إلى تعرية جليدية. إن أشهر القرون الجليدية في العالم جبل مانزهورن في سويسرا وكذلك قمة جبل Weiss horn في جبال الألب[1] (شكل رقم 74). ويمكن أن نعتبر قمة أفرست في الهملايا قرناً جليدياً أيضاً.

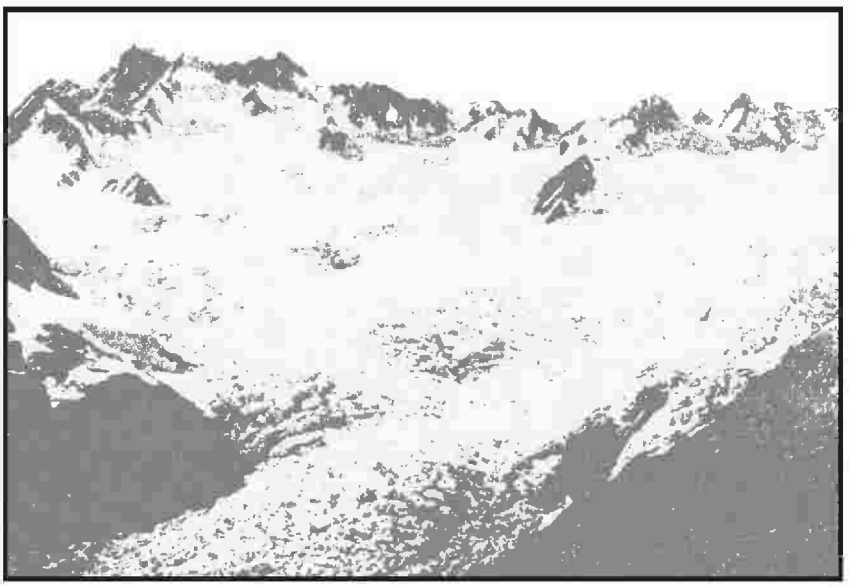


شكل (74)
قرن جليدي، لاحظ وجود السيركات والحافات المسننة.

(1) Ibid.

6 ـ الـ Nunataks (الصخور الناتئة) :

ويطلق هذا الاسم على القمم الجبلية التي ترتفع فوق مستوى الجليد والثلوج التي تحيط بها بحيث تبدو وكأنها الجزيرة في البحر داخل الغطاءات الجليدية الكبيرة كما في كرينلند والقارة القطبية الجنوبية. تفصل هذه الكتل الصخرية الخالية من الجليد كذلك بين ثلاجتين من ثلاجات الوديان أو بين لسانين جليديين مندفعين من غطاء جليدي. وتتعرض هذه المظاهر إلى التعرية الجليدية الجانبية للثلاجات وكذلك إلى أثر الصقيع والانهيارات الأمر الذي يؤدي إلى تناقص أحجامها وارتفاعاتها (شكل رقم 75).



شكل (75)
صورة تمثل حقلاً ثلجياً تبرز فيه النانتاك.

7 ـ الفيوردات :

ترتبط الوديان الجليدية عند وصولها إلى الساحل مع الفيوردات التي هي عبارة عن أحواض طويلة وضيقة تعرضت بدورها إلى التعرية الجليدية والتي انغمرت بمياه البحر. وقد تطورت هذه الخلجان من وديان نهرية سابقة للفترة الجليدية في وجودها. ويكون معظم الفيوردات عميقاً جداً بسبب عملية التعرية الجليدية القوية التي تعرضت إليها. فعلى سبيل المثال يبلغ عمق بعض أجزاء فيورد Sogne في النرويج (1308) متراً. وتقل أعماق معظم الفيوردات عند مناطق اتصالها بالمحيط بسبب الركامات التي ألقتها الثلاجات هناك وكذلك بسبب طفو الثلاجات

في هذه الأجزاء فوق الماء، إذ يبلغ عمق فيورد Sogne عند ذلك المكان حوالي 160 متراً. هذا وتقع غالبية الفيوردات عند الجهات الغربية من القارات بسبب تلقي هذه الجهات كميات أكبر من التساقط الأمر الذي يجعل تأثير الثلاجات فيها قوياً[1]. وتحيط بالفيوردات جوانب مصقولة عالية شديدة الارتفاع كما وتظهر في أعلى بعض تلك الجوانب وديان معلقة وهي دلائل تشير إلى الأصل الجليدي لمثل هذه الخلجان (شكل رقم 76). هذا ويدل العمق الكبير الذي تكون فيه بعض الفيوردات إلى أن هناك حركة هبوط تعرضت لها المنطقة ساعدت على زيادة عمق تلك الفيوردات.

تنتشر الفيوردات على سواحل النرويج وألاسكا وكذلك على سواحل كرينلند وشيلي ونيوزيلند وساحل كولومبيا البريطانية واسكتلندا ولبرادور. وفوق سواحل الجزء المنجمدة في كندا. هذا ويزيد طول عدد كبير من فيوردات النرويج عن 80كم. وأطولها جميعاً فيورد سوكن بالقرب من بركن Bergen حيث يندفع البحر بواسطته لمسافة 193كم داخل اليابسة. وتهبط جوانب هذا الفيورد لعدة مئات من الأمتار دون مستوى سطح البحر في الوقت الذي ترتفع فيه جوانبه إلى حوالي 1220 متراً فوق مستوى سطح البحر. وتتقاطع فيوردات ألاسكا مع بعضها بحيث يبدو من الصعوبة تقرير طول أي منها. يبلغ طول فيورد Portland Canal في كولومبيا البريطانية حوالي 160 كيلومتراً ويبلغ معدل اتساعه 3,2كم[2].

8 ـ الصخور الغنمية Roches Moutonnées :

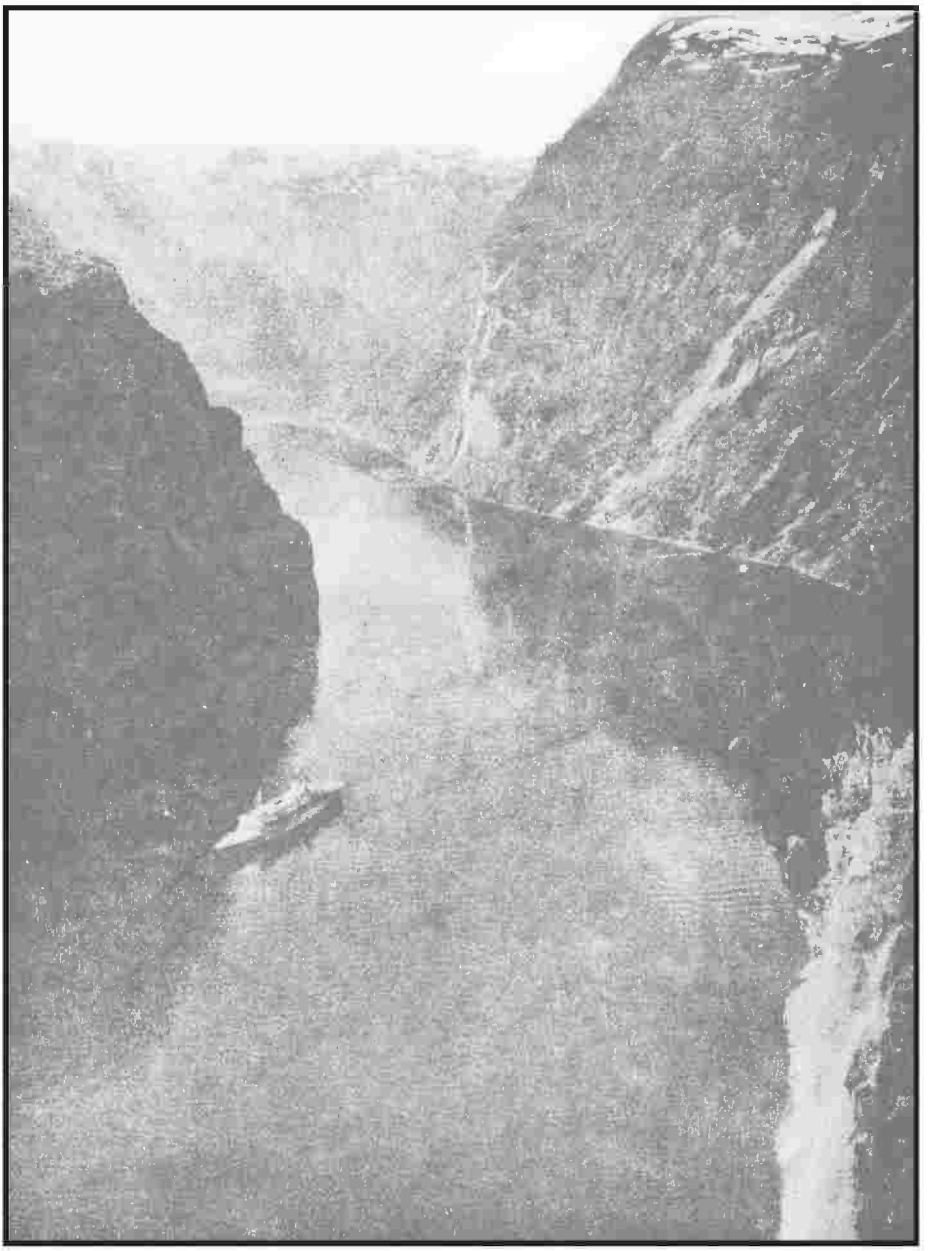
وهي صخور تبدو على هيئة مجموعات من الأغنام فوق قيعان الوديان الجليدية أو فوق المناطق التي تعرضت إلى زحف الجليد القاري في البلايستوسين. لم تستطع تلك الجليديات أن تزيل تلك الصخور إما لأنها صلبة أو لأنها مثبتة بصورة جيدة في قاع الوادي الجليدي. وتتصف الجوانب المواجهة لحركة الجليد من هذه الصخور بأنها مصقولة بصورة جيدة وذلك لأن الجليد يصعد عليها ببطء فيصقلها صقلاً منتظماً، في حين تبدو الجهات المعاكسة لحركة الجليد غير منتظمة وذوات انحدارات شديدة نسبياً وذلك بسبب حفر الجليد غير المنتظم لها عند نزوله منها بسرعة نحو الأسفل. وتظهر على هذه الصخور حزوز وخطوط تشير إلى الاتجاه الذي كان الجليد يتحرك فيه[3].

---

(1) Twidale, Op. Cit., p.350.

(2) J. Dyson, Op. Cit., p.344.

(3) Twidal, Op. Cit., p.344.



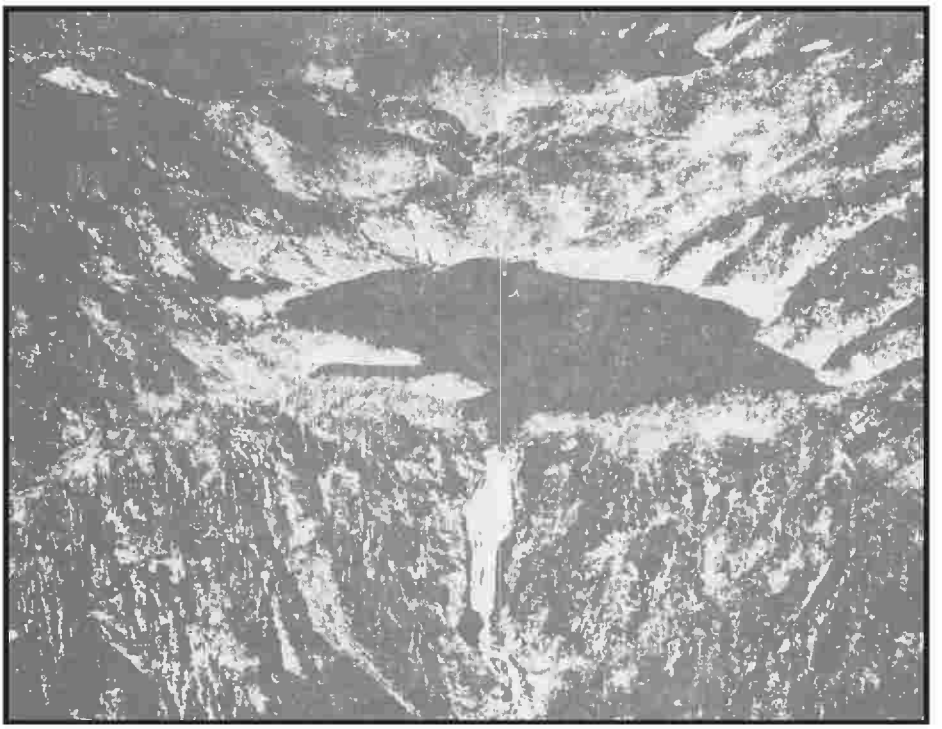
شكل (76)

صورة إلى أحد الفيوردات لاحظ ضيقها وشدة انحدار جوانبها الجبلية.

9 ـ سلالم العمالقة Cyclopean Stairs :

من المظاهر المحيرة التي توجد بكثرة في مناطق الوديان التي تعرضت إلى التعرية الجليدية وجود سلسلة من المدرجات المتعاقبة والتي تأثرت بالتعرية

الجليدية يفصلها عن بعضها أجراف عمودية تقريباً. يختلف طول تلك المدرجات بين عدة مئات من الأمتار إلى عدة كيلومترات، كما يأخذ عرضها اتساع الوادي الجليدي كله. يتراوح ارتفاع الجوف الذي يفصل بين مصطبة وأخرى بين 30 ـ 300 متراً كما وتوجد بعض الأحواض المحفورة عند أسفل تلك الأجراف. ويطلق على كل هذه المجموعة من المظاهر اسم سلالم العملاق أو تعرف باسم Cyclopean. ولايزال أصل تكون هذه السلالم غير مؤكدة إلى حد الآن إذ يرجعه البعض إلى وجود الانكسارات التي تكون حافات تضطر معها الثلاجات إلى الانتقال من مستوى إلى مستوى آخر. ويرجعها البعض الآخر إلى الاختلافات في تركيب وبنية الصخور القاعية. أو التي تكثر فيها المفاصل مما يؤدي إلى حصول اختلافات طفيفة في انحدار الوادي الجليدي ثم تقوم الثلاجة بعد ذلك بزيادة تلك الاختلافات عندما تميل لزيادة النحت عند قاعدة الأجراف[1] (شكل رقم 77).



شكل (77)
صورة تمثل سلالم عملاقة، لاحظ كيف تحتل البحيرات
الأحواض التي حفرها الجليد وكيف ينساب الماء منها على صورة شلالات.

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.288.

10 ـ الحلبات المزدوجة Tandem Cirques :

ليس أمراً غريباً أن نجد حلبتين جليديتين أو أكثر ترتبطان بواد جبلي واحد في المناطق الجبلية التي تعرضت إلى التعرية الجليدية، ويكون أحدهما خلف الآخر. ويرتبط وجود مثل هذا النوع من الحلبات في الوديان التي تسود فيها ظاهرة سلالم العملاق التي سبق ذكرها قبل قليل حيث يمثل كل سيرك أرضية المدرجة التي تفصل عن غيرها بأجراف صخرية عالية. وتحتل البحيرات قيعان تلك السيركات عند تراجع الجليد عن المنطقة[1].

ثانياً
الترسيب الجليدي

تستطيع الثلاجات أن تنقل حطاماً صخرياً ذا ذرات متنوعة الأحجام من الكتل الصخرية الكبيرة التي يزيد حجم البعض منها على حجم منزل عادي في بعض الأحيان إلى ذرات الصخور الصغيرة المسحوقة. يأتي معظم حمولة الثلاجات القارية من الأرض التي تتحرك عليها تلك الثلاجات في حين تستلم ثلاجات الوديان حمولتها من مصادر متنوعة بحيث تقوم الثلاجة بأخذ جزء من تلك الحمولة من أرضية الوادي الذي تتحرك فوقه. ويأتي القسم الآخر من المنحدرات الجبلية التي تشرف على تلك الوديان إذ تتساقط الأحجار الكبيرة بعد انفصالها من جوانب الوادي من جراء تعاقب عمليات الانجماد والذوبان للماء أو بواسطة الجاذبية الأرضية. كما وتقوم الانهيارات الثلجية والانزلاقات وكذلك الأنهار بنقل المواد الصخرية المختلفة من جوانب الجبل وإلقائها على سطح الثلاجة. تنقل كل هذه المواد بواسطة حركة الثلاجة أخيراً من مكان إلى آخر حيث تترسب أخيراً. وليس من شك في أن بعض المواد الصخرية المفككة تدفع أمام مقدمة الثلاجة غير أن معظم ما تنقله الثلاجة يكون موجوداً إما فوقها أو خلالها.

يؤدي تحمل القسم الأسفل من الثلاجة بكميات كبيرة من حطام الصخور إلى إعاقة حركة ذلك القسم من الثلاجة وتحوله إلى ما يعرف باسم الجليد الراكد. كما ويصبح الجليد راكداً أيضاً قرب الثلاجة الأسفل حيث تتزايد عمليات الإذابة التي تؤدي إلى إيجاد حمولة إضافية لما تبقى من الجليد الأمر الذي يجعله جليداً راكداً. وقد يبقى مثل هذا الجليد راكداً لعدة سنوات بحيث يتطور الحكام الصخري

(1) Ibid, p.288.

الموجود فوقه إلى نوع من التربة وتنمو فوقه النباتات كما في ثلاجة مالاسبينا في ألاسكا التي نمت الغابات فوقها[1].

يرسب الجليد كل المواد الصخرية التي يحملها معه حالما يذوب. ويطلق على كل المواد التي يقوم الجليد بإرسابها اسم الرواسب الجليدية glacial till. ويضم هذا الاصطلاح الترسيب الذي يحدث من جراء إلقاء الجليد للرواسب فوق التضاريس الأرضية glacial till وكذلك الإرسابات التي تقوم المياه الناتجة عن ذوبان الجليد بترسيبها fluvio-glacial.

يتميز النوع الأول من الإرسابات بكونه متنوعاً في حجوم ذراته من الجلاميد الصخرية الكبيرة التي تعرف بالصخور الضالة erratics إلى مسحوق الصخور الناعمة الذرات. كما لا تظهر في هذا النوع من الرواسب ظاهرة الطباقية. ويتميز معظم الحصى والصخور التي يحتويها بأنها مدببة الأطراف رغم أن قسماً منها يكون مصقولاً من أحد جوانبه. وبذلك تختلف فيها صفة الطباقية كما أن الحصى النهري يكون مدوراً ولا تظهر فيه النتوءات لأن ذلك الحصى لا يكون ثابتاً في موقعه كما هي الحالة بالنسبة إلى الحصى الجليدي.

تنتج عن عملية الترسيب التي تقوم بها ثلاجات الوديان أو الثلاجات الألبية أنماط معينة من التضاريس هي:

1 ـ الركامات النهائية Terminal Morains:

تقوم الثلاجات بإلقاء ما تحمله من حطام الصخور في المكان الذي ينتهي فيه مكونة سلسلة من التلال التي تحيط بطرف الثلاجة النهائي. يعتمد مقدار نمو هذه التلال من الركامات على كمية الجليد الذي يذوب في نهاية الثلاجة وكذلك على مقدار الحمولة الصخرية نفسها. وبالنظر إلى أن نهاية الثلاجة لا تكون ثابتة في مكان واحد (كما بينا ذلك) إذ يحدث أحياناً أن تندفع الثلاجة إلى الأمام فوق الركام النهائي مما يؤدي إلى تسوية غير منتظمة له. ويبدو سطح المنطقة بعد تراجع الجليد عنها بشكل متموج بين منخفضات وتلال مجاورة. هذا ويؤدي التذبذب المتواصل لمواقع نهاية الثلاجات إلى تكوين نطاق واسع غير منتظم من الركامات عبر الوادي الجليدي. وتنتشر في هذا النطاق المنخفضات التي تحيط بها التلال. ويطلق على هذا النوع من التضاريس اسم تضاريس العقدة والحوض Knob and Basin[2].

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.274.

(2) W. Thornbury, Op. Cit., p.366.

تحتل البحيرات الصغيرة والمستنقعات تلك الأحواض وتعرف باسم Kettles . ويتغذى القسم الأعظم من هذه البحيرات من المياه التي تنفذ نحوها من خلال جوانبها المسامية جداً. هذا ويتكون من جراء تراجع الثلاجات إلى الخلف وتوقفها لفترات معينة في مواقع خاصة سلاسل متتالية من الركامات النهائية التي يطلق عليها جميعاً اسم الركام التراجعي (Récessional Moraine)[1] (شكل رقم 78).

2 ـ الركامات الجانبية:

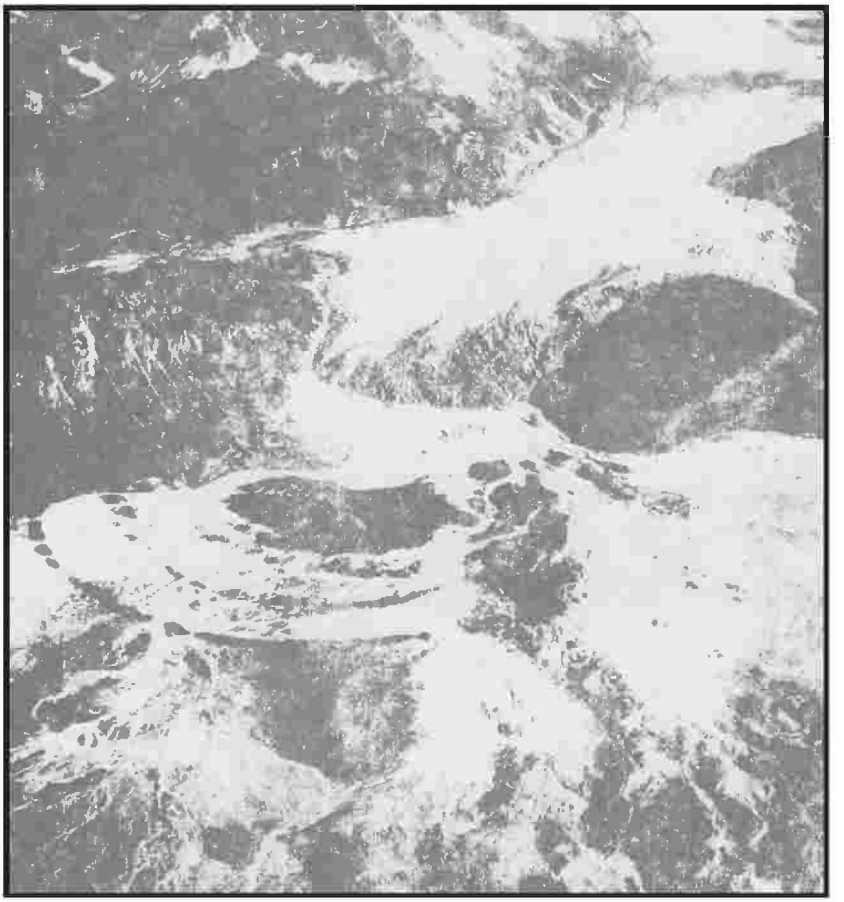
تنشأ الركامات الجانبية عندما تتراجع الثلاجة إلى الوراء فتلقي بكل حمولتها الجانبية على أرضية الوادي بصورة مجاورة لجوانبه. وتمتد هذه الركامات بشكل سلسلة من التلال المتكونة من الرواسب المختلفة الأحجام والمصادر. تلتقي هذه السلسلة من التلال مع الركام النهائي مكونة قوساً محدباً نحو الأمام. وتحصر هذه الركامات بينها وبين حائط الوادي الجليدي أحواضاً تمتلئ في كثير من الأحيان بالمياه مكونة بحيرات طولية. ولا تختلف المواد المكونة لهذا النوع من الركامات عن المواد المكونة للركامات النهائية. وتظهر في بعض الحالات عدة صفوف من الركامات الجانبية داخل أحد الوديان الجليدية. ويشير كل منها إلى حالة سعة معينة للثلاجة التي كانت تحتل الوادي.

3 ـ الركامات السفلى:

لا يكون وجود هذا النوع من الركامات مرتبطاً بصورة كبيرة مع الثلاجات الألبية وثلاجات الوديان على خلاف ما عليه الحال في الثلاجات القارية والقلنسوات الجليدية. ذلك لأن الثلاجة الألبية تكون عاملاً من عوامل التعرية على طول الوادي الذي تتحرك فوقه. فضلاً عن ذلك يتعرض الركام الأرضي الذي يرسب على أرضية الوادي إلى تعرية لاحقة من قبل الأنهار التي تأتي بعد الجليد عادة[2]. وعلى أية حال يختلف سمك الركام الأرضي الموجود فوق قاع الوادي الجليدي من مكان إلى آخر كما أنه يكوّن تضاريساً لا تتعدى تضاريس العقدة والحوض مع أنطقة متموجة للرواسب التي تنتشر خلالها الجلاميد الصخرية كما تنتشر فوقه أيضاً مظاهر ترسيبية طمرية ناتجة عن الأنهار التي كان يغذيها الجليد.

(1) Twidale, Op. Cit., p.359.

(2) W. Thornbury, Op. Cit., p.368.



شكل (78)
ركامات تراجعية أمام إحدى ثلاجات الوديان
حيث تشير كل سلسلة منها إلى فترة توقف في عملية تراجع الثلاجة إلى الوراء.

تختلط الركامات السفلى مع الركامات الوسطى التي كانت قد تكونت من جراء اتحاد الثلاجات مع بعضها عند ذوبان الثلاجة ولا يمكن تمييز تلك الركامات عن بعضها غير أن الركامات الوسطى تكون عادة سلاسل من تلال ترسيبية ترتفع فوق مستوى العام للسطح.

الأشكال الترسيبية ـ الجليدية

تتكون هذه الأشكال بسبب المياه التي تجري بعد ذوبان الجليد فوق مواقع متعددة من الثلاجات. فهي إما تجري أسفلها داخل الأنفاق أو على جوانب الثلاجات أو تخرج من نهاياتها. وتقوم تلك المياه بنقل قسم من الحطام الصخري الذي تحمله الثلاجات معها والتي تكوّن حجوم ذراته ملائمة لقابلية نقل تلك

المجاري المائية. ترسب تلك المجاري المائية الرواسب ثانية فتتكون بذلك أشكال ترسيبية لا تختلف في خصائص تكونها الرسوبي عن الأشكال الترسيبية الطموية من حيث تجانس ذرات الرواسب فيها ومن حيث ظهور خاصية الطباقية فيها. ومن أهم الأشكال التي تكونها ثلاجات الوديان منها ما يعرف باسم قطارات الوديان Valley Trains وذلك عندما تترسب تلك المواد بشكل طبقة سميكة على قاع الوادي أسفل الجليد. وتعتبر تلال إسكرز Eskers مظهراً مهماً آخر من المظاهر الترسيبية المائية الجليدية وهي تلال طولية تلتوي على أرضية الوادي الجليدي كما تلتوي الأنهار. وكانت في الأصل مجاري مائية في الأنفاق الموجودة أسفل الثلاجة وقد رسبت المياه التي كانت تجري فيها رواسب طموية. وعند تراجع الجليد أخذت تلك الأنفاق تبدو وكأنها تلال طولية. وتعتبر سهول الغسل الجليدية out-wash مظهراً من مظاهر الترسيب المائي الجليدي حيث تقوم الأنهار التي تخرج من نهاية الثلاجات بإعادة ترسيب ما نقلته من الحطام الصخري الموجود أمام الثلاجة أو أسفلها بشكل متجانس. يكون مثل هذه الأشكال أكثر وضوحاً في المناطق التي تعرضت إلى التعرية الجليدية القارية منها في المناطق التي تعرضت لتعرية ثلاجات الوديان ولذلك فإننا سوف نفصل فيها آنذاك.

التضاريس التي تكونها الثلاجات القارية

لا تزال معرفتنا غير كاملة عن طبيعة التضاريس الموجودة أسفل الغطاءات الجليدية الحالية في كرينلند والقارة القطبية الجنوبية. إذ يعتقد أن معظم كرينلند يتكون من هضبة في حين يتنوع السطح الواقع أسفل الجليد بالنسبة إلى القارة الجنوبية من سهول إلى هضاب وسلاسل جبلية. وقد كان سمك الغطاء الجليدي في كلا الموقعين سميكاً لدرجة أنه أخفى معه التضاريس الواقعة أسفله. إن معرفتنا عن أثر الجليد القاري على التضاريس جاءت من المناطق التي كانت تغطيها الثلاجات القارية خلال البلايستوسين، كما هي الحال في القسم الشمالي من قارة أمريكا الشمالية. فقد أمكن معرفة ما حصل لتلك التضاريس من تغييرات من جراء تعرضها لتلك الثلاجات القارية العظيمة التي تكونت فوقها مثل ثلاجة لبرادور وثلاجة كيواتن.

من الشائع جداً الاعتقاد بأن الغطاء الجليدي القاري ماكنة هائلة للتعرية تقوم بإزالة التربة وتعرية الصخور وتنقلها إلى مسافات بعيدة. فعلى سبيل المثال قامت تلك الثلاجات بتعرية التربة والصخور في كندا ونقلت ذلك الحطام المفكك إلى الولايات المتحدة.

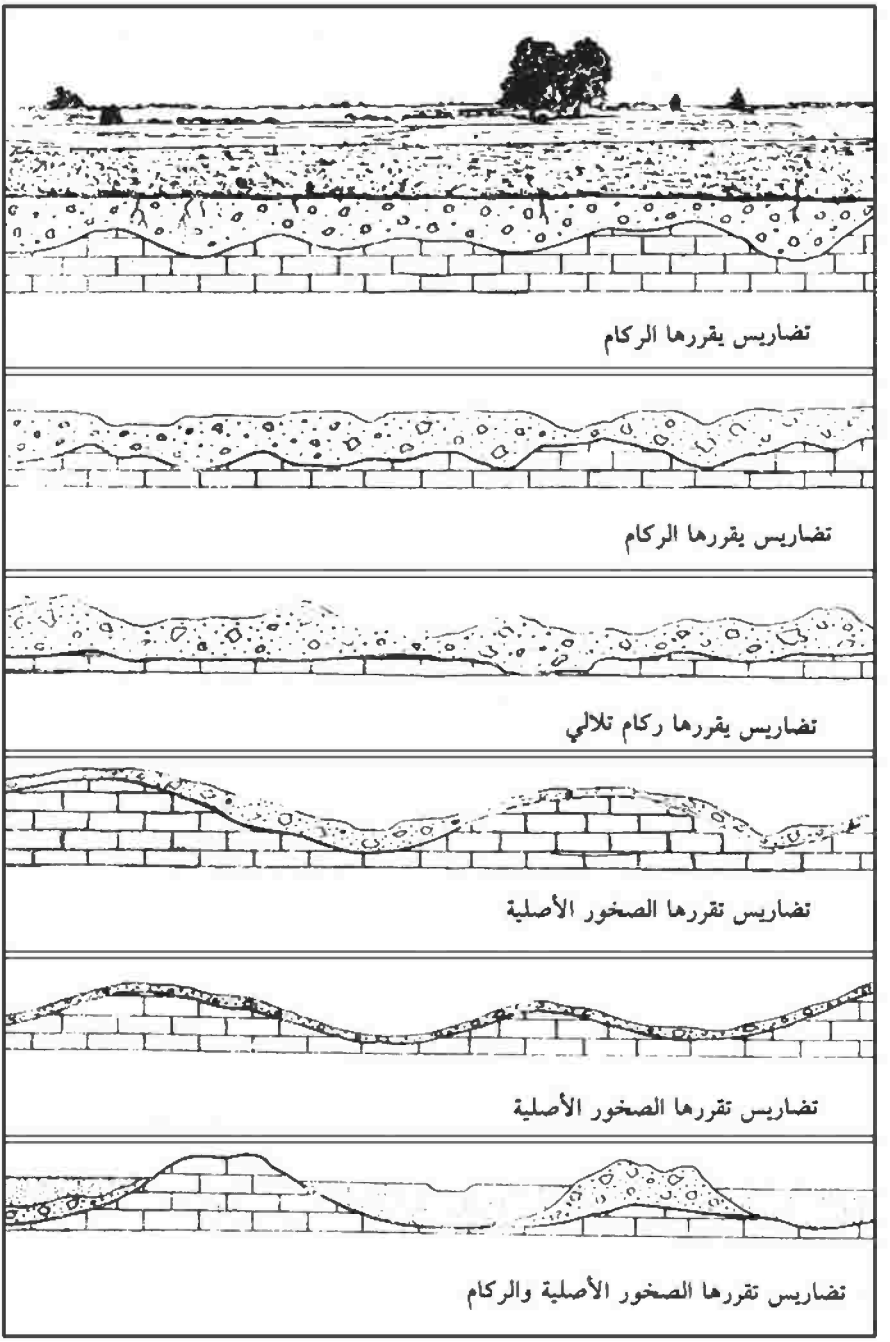
ويبدو عمل التعرية الجليدية القارية واضحاً في وجود الأخاديد والحزوز التي تركتها الثلاجات خلال حركتها فوق الصخور (شكل رقم 79) وفي السطوم الصخرية المصقولة والتي تحتوي على الحزوز. كما تظهر بعض الأحواض الصخرية المنخفضة في مناطق الصخور اللينة وتظهر بعض التلال المدورة التي تسمى بالصخور الغنمية roches moutonnées التي تكون ذوات سفوح قليلة الانحدار في الجوانب المواجهة للحركة الجليدية وشديدة الانحدار في الجوانب المعاكسة[1].

يكون التباين في الأشكال الأرضية الناتجة عن الترسيب الجليدي الذي تقوم به الثلاجات القارية كبيراً جداً. وتشبه تلك الأشكال مثيلاتها التي تكونها ثلاجات الوديان فيما عدا أنها تكون بمقياس كبير جداً. إذ يمكن تمييز الأنواع التالية من الركامات تبعاً لمواقعها بالنسبة إلى الغطاء الجليدي. وهي الركامات النهائية والتراجعية والركامات الموجودة بين الألسنة أو (الفصوص) الجليدية interlobate وكذلك الركامات الأرضية. يتشكل الركام النهائي عند المكان الذي توقفت فيه الثلاجة نهائياً. ويطلق الركام التراجعي على الركامات النهائية التي تتشكل في الفترات التي تتقدم أو تتراجع فيها نهاية الغطاء الجليدي. ويتكون معظم الركام النهائي في ترسيب جليدي فقط till غير أن بعض آثار للترسيب النهري تظهر عليه عند الحافات الخارجية لذلك الركام. ولا يختلف شكل التضاريس في الركامات النهائية عن ذلك الذي يسود الركامات النهائية من ثلاجات الوديان إلا في سعة المقياس. إذ تنتشر فيها أيضاً المنخفضات التي تحيط بها التلال والتي تعرف بتضاريس العقدة والحوض knob and basin. ويتجاوز سمك الرواسب الجليدية التي تكون الركام النهائي مئات عديدة من الأمتار كما يبلغ الفرق في التضاريس فيها حوالي 30 متراً أحياناً[2].

توجد الركامات المحصورة بين الألسنة الجليدية Interlobates في الزوايا الواقعة بين حافات لسانين منعزلين، وهي أماكن صالحة جداً لتكوين رواسب تقوم المياه عادة بنقلها. وتحتوي مثل هذه الركامات على الـ Kame وسهول الغسل الجليدي. تحتوي الركامات الأرضية على مواد متنوعة تغطي الأرض التي كان الجليد يحتلها في الماضي. وتكون التضاريس الناتجة عنها بشكل سهول عادة إذا كانت الركامات الأرضية سميكة بدرجة كبيرة تكفي لتغطية الصخور الأصلية. ونجد أن تأثيرها يكون قليلاً على التضاريس الأصلية إذا كانت تكوّن طبقة رقيقة (شكل رقم 79).

(1) A.K. Lobeck, OP. Cit., p.300.

(2) Ibid, p.303.



شكل (79)

تأثير الركام الجليدي الأرضي على التضاريس.

توجد فوق المناطق التي غمرها الجليد إضافة إلى الركامات المختلفة بعض الأشكال الجيومورفولوجية التي تكون ناتجة عن عمليات الترسيب الجليدية أو الجليدية المائية أهمها:

1 ـ تلال الدراملين Drumlins:

وهي تلال منتظمة ومدورة طولية الشكل تشبه في شكلها نصف بيضة مقطوعة طولياً. ويواجه جانبها ذو الانحدار الشديد نسبياً الجهة التي يأتي منها الجليد. تختلف هذه التلال في أحجامها اختلافاً كبيراً حيث يتراوح طولها بين عدة أمتار إلى عدة كيلومترات مع ارتفاع يقرب من 60 متراً. وتوجد تلال الدراملين إما بصورة منفردة أو بشكل مجموعات فتعرف آنذاك تضاريس (سلة البيض)[1]. وتوجد بأعداد كثيرة أحياناً إذ يوجد نطاق للدراملين في شمال وسط إيرلندا وحوالي 4000 واحدة منها في الشرق الأوسط من ولاية وسكونسن في الولايات المتحدة و3000 في جنوب وسط نيوانكلند. وفي فلندا توجد حوالي 14500 دراملين في مساحة تقدر بـ 25000كم^2[2].

يتكون معظم الدراملين من طين ممزوج بالصخور، وقد وضعت عدة نظريات لتفسير أصل هذه التلال البيضاوية بعضها يقول إنها عبارة عن رواسب ركامات غطيت بتقدم جليدي لاحق. من ناحية أخرى تشير معظم الدلائل إلى أن الدراملين عبارة عن إرسابات أصلية تحت جليد محمل كثيراً بالرواسب. ويرتبط وجودها مع الشقوق الجليدية الإشعاعية الشكل في اللسان الجليدي والتي تنزل من خلالها كثير من الرواسب إلى أسفل الغطاء الجليدي. ويفترض ديفز أنها تشبه الحواجز الرملية الموجودة في الأنهار[3]. هذا وقد أظهرت عمليات الحفر التي جرت في بعض الدراملين على وجود مراكز صخرية أصلية لها كما أظهرت تلك العمليات على أن البعض الآخر يتكون كلياً من الإرساب الجليدي (شكل رقم 80).

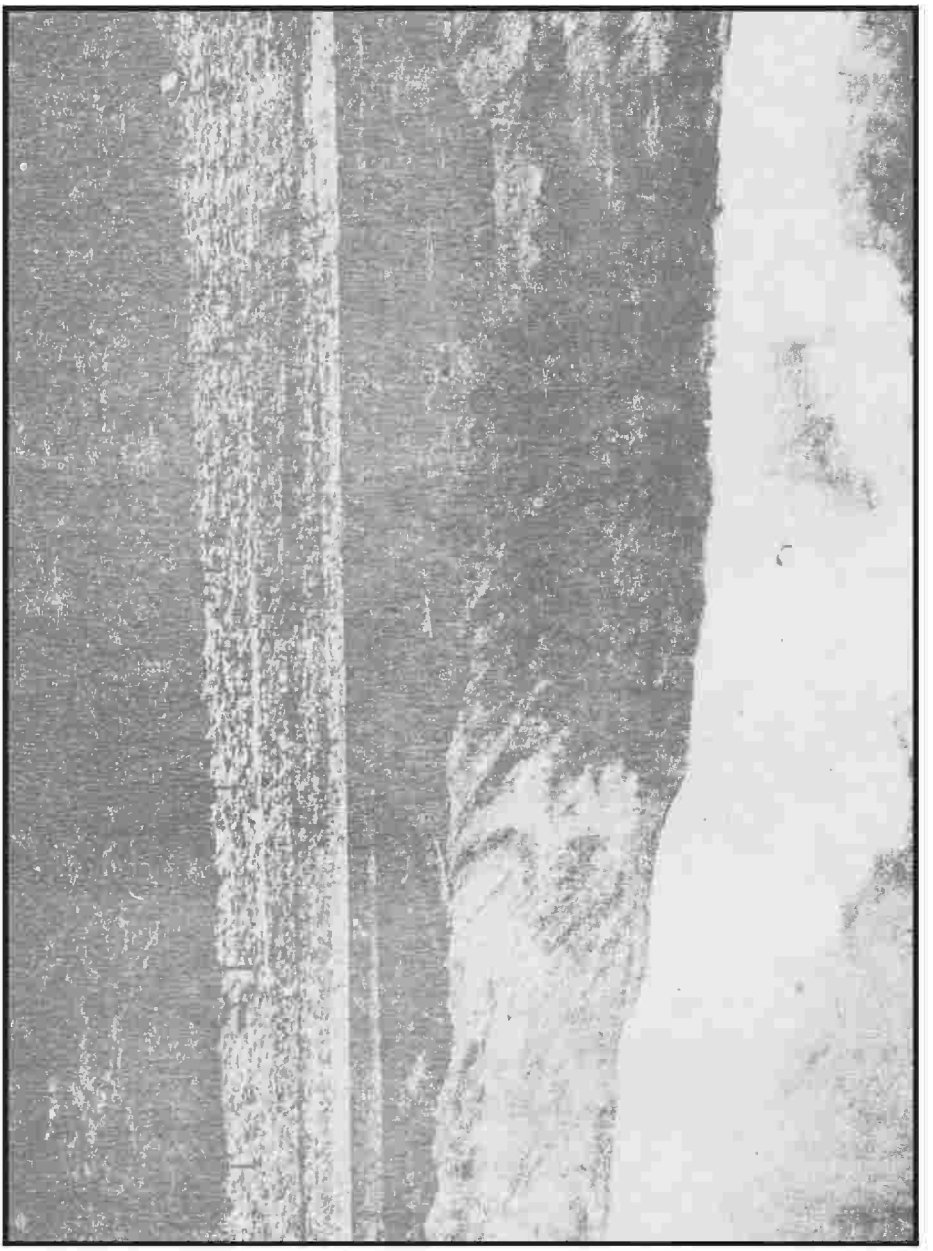
2 ـ الصخور الضالة Erratic أو Erratic Blocks:

أظهرت الدراسات التي أجريت على الصخور الجليدية أن معظمها ذو مصدر محلي. غير أن القليل منها يكون قد نقل من مناطق أخرى. بعبارة أخرى أن هذه الصخور القليلة قد جلبت بواسطة الجليد القاري وأرسبت وتعرف هذه الصخور

(1) Harry Robinson, Op. Cit., p.269.

(2) Brian S. John, Op. Cit., p.128.

(3) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.307.



شكل (80)
مجموعة من تلال الدراملين البيضاوية الشكل.

باسم الصخور الضالة (erratics) إذ لا يوجد أية علاقة بينها وبين صخور المنطقة التي توجد عليها حالياً. فعلى سبيل المثال توجد صخور ضالة في شمال إنكلترا من الكرانيت الداكن اللون تستند على صخور جيرية فاتحة اللون. كما أنها توجد فوق مستوى أعلى من مستوى مصدرها الأمر الذي يؤكد على أن الجليد قد قام بنقلها إلى هذا المستوى. ويستطيع الجيولوجيون من خلال تتبعهم لمواقع الصخور الضالة في منطقة معينة أن يعرفوا اتجاهات حركة الجليد الذي كان يغطيها[1] ويكون للقسم الأعظم من الصخور الضالة حجوم ليست بالكبيرة جداً بحيث يسهل رفعها واستعمالها في البناء مثلاً كما فعل ذلك الأوروبيون منذ آلاف عديدة من السنين. غير أن هناك بعضاً من تلك الصخور يكون ذا أحجام كبيرة جداً (شكل رقم 81). ففي ألمانيا توجد قطعة ضالة من الصخور الأصلية يبلغ طولها 4 كم وعرضها 2 كم وسمكها 120 متراً. وقد عرف في الولايات المتحدة وجود صخرة ضالة نقلها الجليد يبلغ وزنها 13700 طن[2].

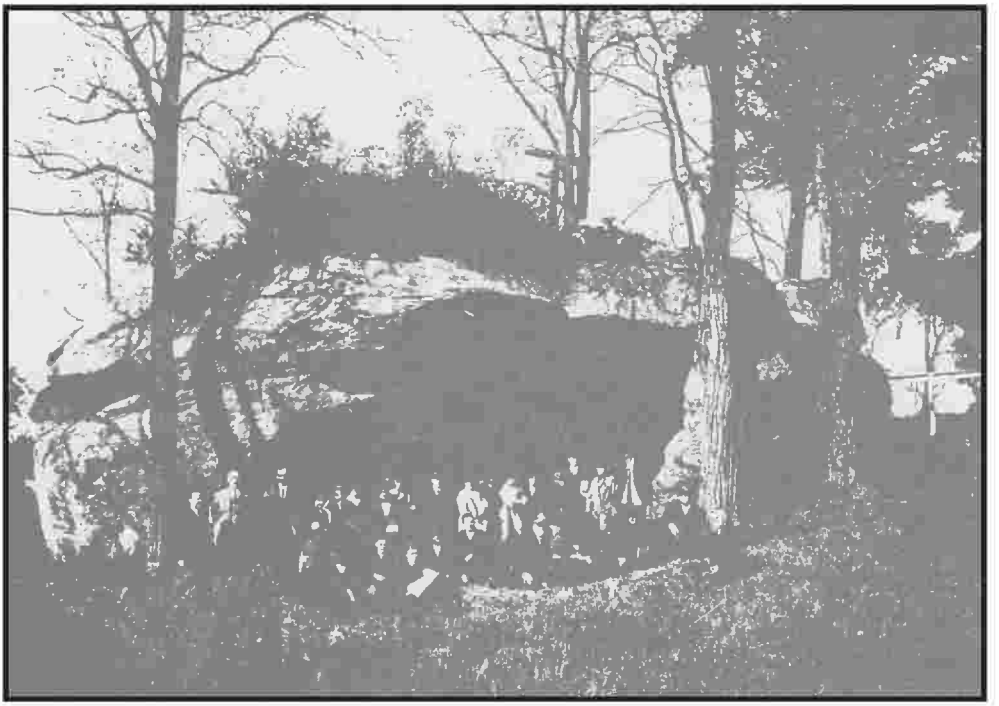
3 ـ الأشكال الترسيبية الجليدية ـ المائية:

كما ذكرنا سابقاً فإن قسماً كبيراً من الرواسب التي ينقلها الجليد القاري تقوم المياه الجارية الناشئة عن ذوبان الجليد بنقلها وترسيبها بشكل متجانس وطباقي على خلاف ما عليه الحال بالنسبة إلى الترسيب الجليدي وتتكون من جراء ذلك مجموعة من الأشكال الترسيبية التي لا تختلف عما ذكرناه بالنسبة إلى الأشكال الترسيبية المائية ـ الجليدية في ثلاجات الوديان إلا من حيث السعة.

تعتبر سهول الغسل الجليدية من الأشكال الترسيبية المهمة حيث تقوم الأنهار التي تخرج من الغطاءات الذائبة بنقل كميات من الحصى والرمل والغرين. وتستمر هذه الأنهار في حملها لهذه المواد لمسافة بعيدة إذا كان الانحدار كافياً بحيث يجعل الأنهار تجري بسرعة. غير أن معظم المواد الخشنة الذرات تترسب مباشرة حالما تخرج الأنهار من الجليد في معظم الأقاليم وتظل المواد ذوات الذرات الناعمة منقولة إلى مسافات بعيدة نسبياً ويتكون من جراء هذا الترسيب ما يعرف باسم سهول الغسل الجليدي.

(1) W.G.Moore, Op. Cit., p.27.

(2) W.G.Moore, OP. Cit., p.27.



شكل (81)
صخرة ضالة نقلها الجليد القاري.

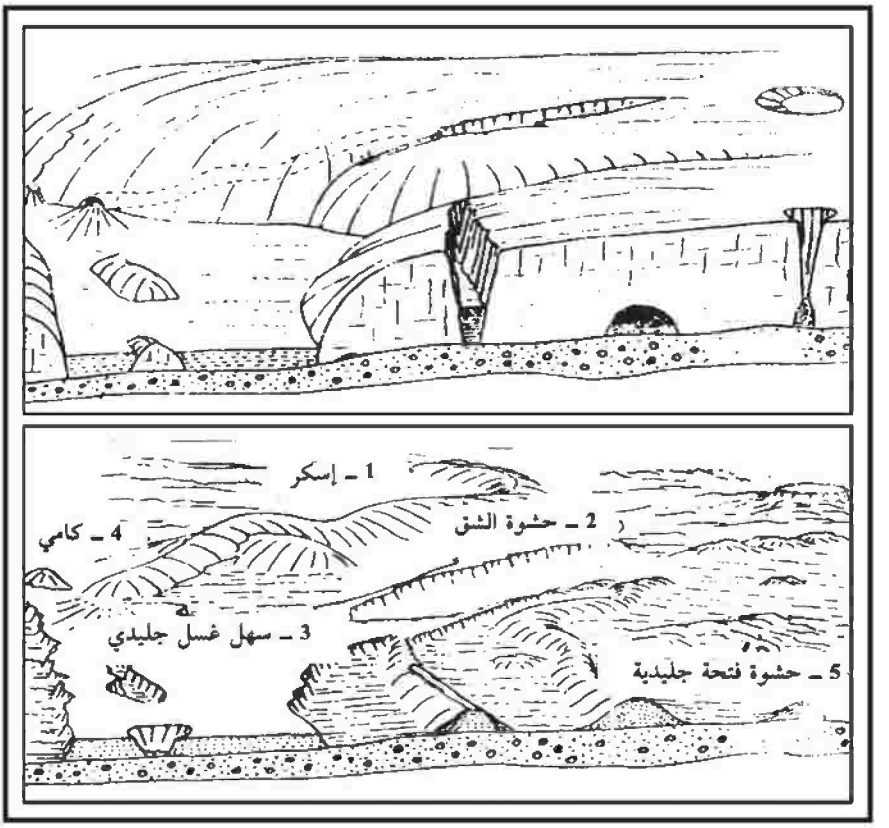
توجد سهول الغسل الجليدي مرتبطة في العادة مع الركامات النهائية وينشأ من جراء تكرار عملية الترسيب هذه سهول ذوات أشكال مروحية عند نهاية السنة الجليد يمكن أن يغطي كل أشكال التضاريس السابقة في المنطقة.

ويطلق على سهول الغسل الجليدي اسم قطارات الوديان Valley Trains عندما تملأ عملية الترسيب قيعان أودية سابقة. وتنتشر في كثير من جهات سهول الغسل منخفضات تحتلها البحيرات Kettles في الأغلب.

وتعتبر تلال إسكر esker من الأشكال التضاريسية الترسيبية المائية الجليدية وهي عبارة عن سلسلة ترسبت بواسطة نهر جليدي كان يجري في نفق جليدي وقد يصل طول هذه التلال إلى حوالي 240 كم وارتفاعها 50 متراً. ويلتوي معظم تلاك الإسكر. ويوجد الإسكر أكثر ما يوجد عليه فوق السهول التي تغطيها المستنقعات حيث تكون الأراضي التي تحيط به من الجانبين منخفضة.

أما الـ Kame فهي عبارة عن شكل ترسيبي يكون بصورة تل مخروطي يتكون من الحصى أو الرمل وتترسب بشكل دلتا صغيرة مخروطية أو تترسب في منخفض يمتد على طول جبهة الجليد أو خلال شق أو فتحة في الجليد نفسه. أما حشوة

الشق Crevasse Filling فهي عبارة عن حافة مكونة من إرسابات متجانسة تكون مرتبطة مع سهل غسل جليدي ونشأت من الترسيب الذي حصل داخل الشقوق[1] (شكل رقم 82).



شكل (82)

رواسب مائية ـ جليدية يمثل المخطط الأول ثلاجة قارية
ويمثل المخطط الثاني الأشكال الترسيبية التي تظهر بعد ذوبان تلك الثلاجة.

(1) A.K. Lobeck, Op. Cit., pp..308-313.

الفصل السادس

الرياح وأثرها الجيومورفولوجي

يمكن أن يصنف ثلث مساحة سطح الأرض باعتباره مناطق جافة أو شبه جافة ويعني ذلك أن ظروف الصحراء والظروف الصحراوية تسود في هذا الثلث من سطح الأرض. وليس من السهولة بمكان استعمال بعض المصطلحات الجغرافية كالصحراء أو الجفاف قبل أن نتأكد مما نقصده بالصحراء وما يعنيه المناخ الجاف فليس هناك تعريف مقبول ومتفق عليه كلياً عن الصحراء غير أنه يمكن القول، على أية حال، أن الصحراء تتميز بقلة الرطوبة. وينعكس هذا بدوره على قلة وتحدد الكائنات الحية التي يمكن أن توجد في هذه البيئة الصحراوية فندرة الغطاء النباتي تعتبر من بين أهم المظاهر الصحراوية. ويكون النبات الموجود من الأنواع التي تكيفت تماماً للعيش في الظروف الصحراوية. وينطبق الشيء نفسه بالنسبة إلى الحياة الحيوانية. يمكن أن يعرف المناخ الجاف بأنه ذلك المناخ الذي يتبخر فيه كل المطر الذي يبقى على سطح الأرض بعد سقوطه. ومن المهم أن نؤكد هنا أنه ليس شرطاً أن يرتبط الجفاف بقلة كمية الأمطار الساقطة ذلك لأن هناك مناطق لا تستلم إلا كميات قليلة من الأمطار دون أن تصبح مناطق صحراوية جافة. وبذلك فإن عملية التبخر هي العامل المهم في تقرير ذلك. وتحاول معظم التصانيف المناخية أن تؤكد ذلك عندما تقرر طبيعة المناخ الجاف.

ولا توجد في الحقيقة حدود فاصلة في المناخ والتضاريس بين الأقاليم الرطبة والمناطق شبه الجافة كذلك الحال بالنسبة إلى الحدود بين المناطق الصحراوية الجافة والمناطق شبه الجافة وسوف نعتبر على أية حال المناطق شبه جافة إذا كانت كمية مطرها السنوي بين 30 ـ 60سم. ونعتبر المناطق صحراوية إذا كانت كمية أمطارها أقل من ذلك. ويعرف بعض الباحثين الصحارى بأنها المناطق التي لا يمكن لها أن تنشأ تصريفاً مائياً خارجياً يصل إلى المحيط.

تكون الأنهار عوامل التعرية الرئيسية في الأقاليم الرطبة ويقل فيها التأثير الجيومورفولوجي للرياح على خلاف ما يحدث في الأقاليم الصحراوية التي تعتبر الرياح فيها عوامل التغيير الأساسية لمظاهر سطح الأرض فيها. هذا وتكون الأنهار

الدائمية نادرة الوجود في مناطق الصحاري وهي من نوع الأنهار الدخيلة exioted إذا ما وجدت فيها كما في أنهار النيل ودجلة والفرات والسند ونهر كلورادو. . . إلخ وتنتشر في الأقاليم الصحراوية الأنهار الوقتية والفصلية الجريان التي تتكون من جراء الأمطار الوقتية الغزيرة أو من جراء ذوبان الثلوج في الجهات المرتفعة المجاورة. وتسود فوق الصحاري التجوية الميكانيكية أكثر مما عليه التجوية الكيمياوية ولا يظهر وجود للغطاء النباتي في كثير من جهات الأقاليم الصحراوية ويكون نادراً في مناطق أخرى.

تنشأ التضاريس في الأقاليم الصحراوية من خلال النشاطات المترابطة لعدة عمليات للتعرية كالرياح والتجوية والمياه الجارية[1].

عمل الرياح

لا تختلف الرياح عن بعض عوامل التعرية الأخرى مثل الأنهار والثلاجات إذ أنها تقوم بتعرية الصخور التي تواجهها وتنقل الحطام الصخري المفكك من مكان إلى آخر وتقوم أيضاً بعملية الترسيب في مواقع معينة أخرى. وتشبه الرياح الأنهار والجليد في أن عملها في تعرية الصخور يكون أسرع إذا كانت محملة بذرات الصخور المختلفة. وينشأ من جراء عمل الرياح مجموعة متنوعة من التضاريس الأرضية التي توجد في ثلاثة أنواع من الصحاري هي:

1 ـ الصحاري الصخرية وتعرف عادة باسم صحاري الحمادة Hamada وتتألف هذه الصحاري من سطوح صخرية تنكشف فيها الصخور الأصلية عادة مع وجود بعض البقع التي تغطيها الحصى والرمال.

2 ـ الصحاري الحجرية Stony Deserts وتغطي سطوحها الحجارة المحطمة والحصى المتنوعة وتسمى عادة بصحاري الرق Reg في الجزائر والسرير في ليبيا وجمهورية مصر العربية.

3 ـ الصحاري الرملية وتعرف عادة بصحاري العرق Erg.[2].

تعرية الرياح

تقوم الرياح بتعريتها للصخور من خلال عمليتين هما:

1 ـ عملية التفريغ deflation وتعني عملية إزالة المواد الصخرية المفككة إما برفعها أو دحرجتها. وتعرف أحياناً بعملية التذرية.

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.215.

(2) A. Holmes Op. Cit., p.750.

2 ـ عملية الصقل abrasion التي تقوم بها الرياح من خلال ضربها للسطوح الصخرية بواسطة ما تحمله من ذرات الرمل وذرات الصخور الأخرى. وبذلك فإن عملية التفريغ تتم من خلال حركة الهواء فقط بينما لا يمكن لعملية الصقل أن تتم دون وجود أدوات القطع والنحت المتمثلة بذرات الصخور المختلفة[1].

1 ـ عملية التفريغ Deflation:

كما ذكرنا قبل قليل فإن عملية التفريغ تعني الإزاحة الكاملة للذرات الدقيقة من الصخور من منطقة ما بواسطة الرياح تاركة المواد ذوات الذرات الثقيلة التي لا تستطيع الرياح رفعها. يمكن لهذه العملية أن تتم في مختلف الأقاليم المناخية غير أنها تسود أكثر ما تسود في الأقاليم الجافة وشبه الجافة، فقد قدر بعض الباحثين على سبيل المثال بأنّ ما سمكه 2,4 متراً من تربة بعض أجزاء دلتا النيل قد فرغت بواسطة الرياح خلال الـ 2600 سنة الأخيرة[2]. وقد تعرضت أجزاء واسعة من منطقة السهول العظمى في الولايات المتحدة لعملية التفريغ خلال هذا القرن عندما قامت الرياح بنقل كميات هائلة من التربة التي تعرض تماسكها للتفكك بسبب عمليات الحراثة المتواصلة لها. وقد تسبب عن ذلك حدوث كثير من العواصف الغبارية التي تتجه شرقاً حتى ساحل المحيط الأطلسي أحياناً. كما حدث الشيء نفسه في الجهات الجنوبية من الاتحاد السوفياتي. علماً بأن المناخ في هذه المناطق يكون رطباً أو شبه جاف ويعني ذلك أن عملية التفريغ تزداد حدة في الأقاليم الصحراوية التي تكون الرياح فيها أكثر استمرارية وأشد نشاطاً وسرعة.

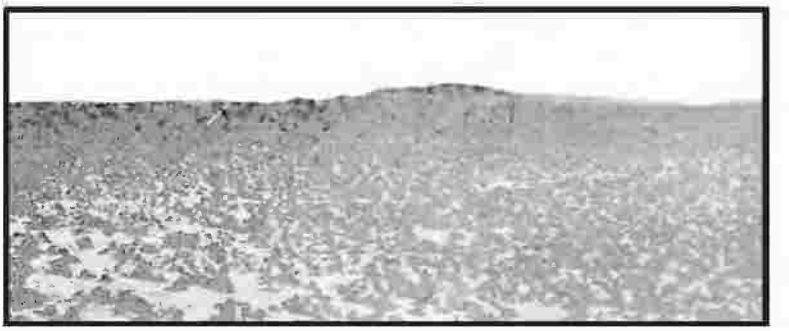
يوجد في الجهات الجنوبية من ولاية نيومكسيكو وفي ولاية تكساس في الولايات المتحدة أحواض تقع بين الجبال تعرف باسم البولسون Bolson وهي منخفضات ناتجة عن عملية التفريغ التي تقوم بها الرياح. ويتغطى سطح بعض هذه الأحواض برواسب طموية سميكة قامت بترسيبها الأنهار الوقتية التي تنبع من الجبال التي تحيط بتلك الأحواض. غير أن قسماً آخر من تلك الأحواض تكون ذوات قيعان صخرية (شكل رقم 83).

(1) ويلاحظ القارئ أن المصطلحات العربية هي التي تسود في كثير من المظاهر الأرضية الصحراوية لأن مساحة واسعة من أرض الوطن العربي تتكون من الصحراء.

(2) P. Worcester, Op. Cit., p.217.

شكل (83)
صحراء صخرية في راجستان بالهند.

ويعتقد أن السهول الصحراوية الموجودة في صحراء كلهاري تعود إلى عملية التسوية التي تقوم بها الرياح. وتعتبر صحاري الحمادة نتاجاً أساسياً لعملية التفريغ أيضاً حيث تقوم الرياح بالتقاط ذرات الرواسب الدقيقة وتترك الحصى والحجارة في مكانها مكونة ما يعرف باسم الصحاري المرصوفة Desert Pavements أو الحمادة (شكل رقم 84).



شكل (84)
صحراء حمادة حجرية في ليبيا.

تستطيع الرياح حتى في الأقاليم الأقل جفافاً أن تعمل بعض التجاويف الضحلة الدائرية الشكل في المناطق التي تكون الصخور فيها ذوات صلابة أقل من الصخور الأخرى المجاورة لها وحيث يكون النبات قليلاً وتعرف هذه باسم blowouts[1]. هذا

(1) A.K.Lobeck. Op. Cit., p.379.

ويعتقد أن قد تكون بهذه الطريقة كثير من المنخفضات الموجودة في الصحراء الغربية في مصر كما في منخفض القطارة والمنخفضات الصغيرة الأخرى المجاورة له والتي تقع كلها دون مستوى سطح البحر وكذلك الحال في مناطق الواحات الصحراوية المشهورة في مصر مثل واحة الفرافرة وسيوة والداخلة والخارجة[1].

2 ـ عملية النحت (الصقل) Abrasion :

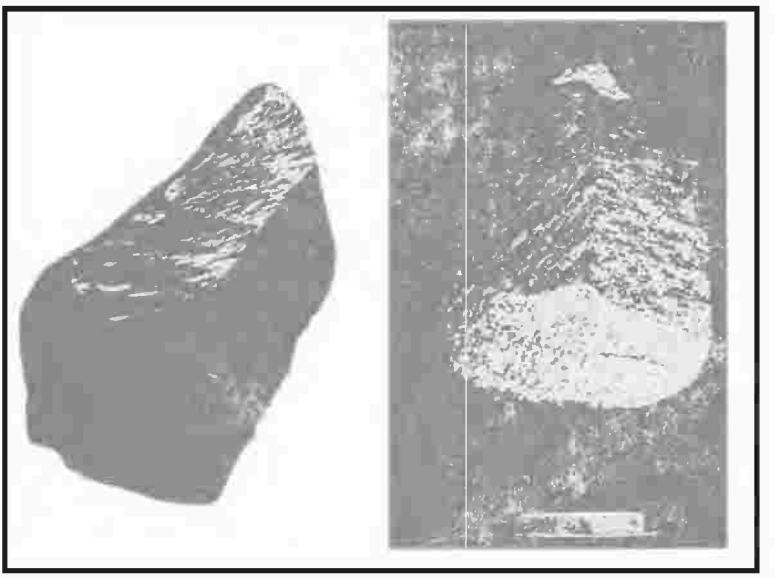
لا تكون الرياح القليلة السرعة إلا تعرية ميكانيكية قليلة للصخور غير أن الرياح القوية تستطيع بواسطة ما تحمله من حطام صخري كذرات الرمال والحصى الصغيرة أن تقوم بصقل وتعرية ما يواجهها من صخور. وتشبه الرياح في هذه الحالة المياه الجارية. ويزداد تأثير الرياح بواسطة عملية الصقل إضافة إلى ما تقدم، في المستويات القريبة من سطح الأرض حيث من النادر أن تكون الرياح قادرة فيها على أن ترفع ذرات الرمل إلى مسافة تزيد عن 0,9 من المتر أو المتر الواحد علماً بأن معظم ذرات الرمل التي تستخدمها الرياح كأدوات للنحت والتعرية تتركز خلال 0,5 متراً من سطح الأرض[2]. كما تلعب درجة مقاومة الصخور دوراً مهماً في تقرير مقدار تأثرها بالتعرية الناتجة من عمل الرياح حيث تكون الصخور اللينة أكثر تأثراً بتلك العملية منها في الصخور الشديدة الصلابة.

يزداد تأثير الرياح في الصقل بوضوح في الأقاليم التي تسود فيها رياح هابة من اتجاه واحد تقريباً. فقد تآكلت من جراء ذلك أسلاك التلغراف التي مدت على طول سكة حديد عبر قزوين إلى حوالي نصف أقطارها خلال إحدى عشرة سنة فقط. وقد قطعت أعمدة التلغراف الخشبية الموجودة في جنوب غرب الولايات المتحدة بواسطة الرمال التي تعصفها الرياح الأمر الذي أدى إلى ضرورة حمايتها بالكونكريت أو الصخور[3].

تعتبر الحصى والصخور ذوات الأوجه ventifacets أو dreikanter وتعني (ذوات الجوانب الثلاثة في اللغة الألمانية) نتاجاً مهماً من نتائج عملية الصقل التي تقوم بها الرياح في الصحاري الحجرية حيث تسود رياح قوية. إذ تقوم الرياح بصقل الجانب المواجه لها من تلك الصخور بصورة مستمرة بواسطة ما تحمله من ذرات الصخور كالرمال مثلاً. ويختلف شكل أوجه تلك الحصى تبعاً لاتجاه الرياح ومقدار سرعتها ويكون شكلها العام مشابهاً للنبات الذي يعرف باسم جوز البرازيل (شكل رقم 85). ويكون للبعض الآخر منها حافة واحدة فقط

(1) A. Holmes, OP. Cit., p.752.

(2) H. Robinson, Op. Cit., p.297. (3)P. Worcester, p.216.



شكل (85)
الحصى ذوات الأوجه التي كونتها تعرية الرياح.

فتعرف آنذاك باسم Einkanter[1]. واليواردانك Yardang مظهر أرضي آخر من المظاهر الناتجة عن التعرية الميكانيكية (النحت والصقل) الذي تقوم به الرياح. ويتكون اليواردانك من مجموعة من الحافات المرتفعة والوديان المتوازية مع بعضها البعض. ويصل حجم بعض الوديان إلى عدة كيلومترات طولاً وكيلومتر عرضاً وتكون قيعانها حجرية في بعض الحالات وقد تغطيها الرمال أحياناً وترتفع الحافات الصخرية إلى حوالي 50 متراً (شكل رقم 86). وتمثل الوديان مناطق الصخور القليلة المقاومة التي استطاعت تعرية الرياح أن تؤثر فيها بشكل كبير في حين تحتل الحافات مناطق الصخور الصلبة التي لم تؤثر فيها تعرية الرياح كثيراً[2]. وأشهر المناطق التي تتمثل فيها هذه الظاهرة في جنوب غرب الولايات المتحدة وفي صحاري وسط آسيا وإيران[3] وتتكون الـ Zeugen في مناطق اليواردانك التي تتكون حافاتها من طبقات صخرية غير منتظمة في صلابتها[4]. وحين تكون الطبقات السفلى أقل صلابة من الطبقات العليا تتعرض إلى تعرية شديدة في حين تظل

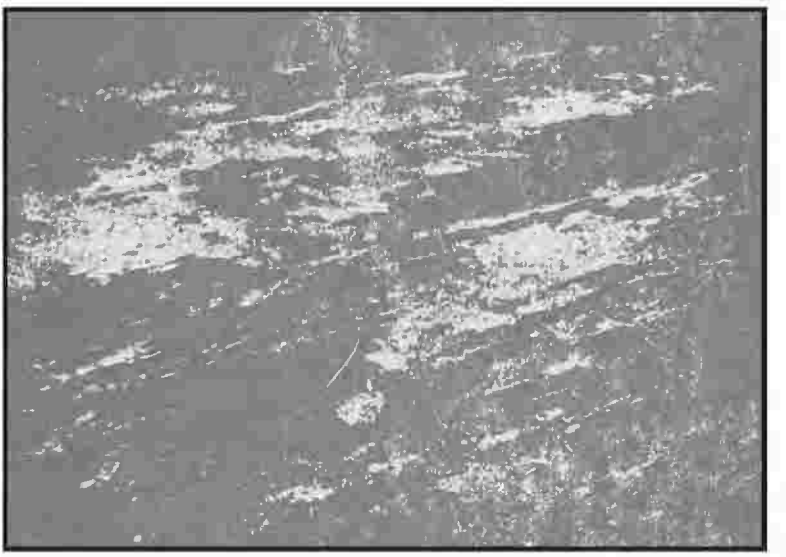
(1) J.A.Mabbutt, Desert Landforms, MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 1977, p.146.

(2) J.A. Mabbutt, Op. Cit., p.150.

(3) Twindall, OP. Cit., p.289.

(4) Ronald U. Coole and Andrew Warren, Geomorphology in Deserts, Batsford, London, 1973, 251.

الطبقات العليا بعيدة عن التعرية المركزة. ويطلق على الأشكال الناتجة عن هذه العملية اسم الصخور التي تشبه نبات الفطر mushroom أو تعرف باسم الأعمدة الصخرية Pedestal Rocks[1].



شكل (86)
اليارداتك في صخور رملية في جمهورية تشاد.

نقل الرياح

تنتقل المواد الصخرية المفككة بواسطة الرياح بطرق ثلاث هي التعلق Suspension والقفز Saltation والدحرجة. إن تفسير ميكانيكية عملية النقل التي تقوم بها الرياح معقدة غير أنه يمكن إيجازها بالآتي: يوجد نطاق رقيق جداً يقع فوق سطح الأرض مباشرة حيث لا توجد في هذا النطاق أية حركة للهواء إن لم تكن توجد فيه حركة ضعيفة جداً. ويعتمد سمك هذا النطاق على حجم ذرات الصخور التي تغطي سطح الأرض. ويبلغ سمكه حوالي 1/ 30 من قطر ذرات الصخور الموجودة على سطح الأرض. فإذا كان معدل قطر تلك الذرات 30 ملمتر فإن سمك ذلك النطاق سيكون مليمتراً واحداً. وتزداد سرعة الرياح بسرعة فوق ذلك النطاق مع الارتفاع وتظهر فيها الدوامات وحركات اضطراب سريعة نحو الأعلى أو الأسفل أو نحو الجانبين إضافة إلى الاتجاه العام لحركة الرياح. وقد دلت التجارب على أن سرعة الحركة الصاعدة للهواء خلال تلك الدوامات يبلغ

(1) W. Thornbury, OP. Cit., p.289.

حوالي 1/ 5 معدل السرعة العامة للرياح. وتلعب هذه الحالة دوراً مهماً في قابلية الحمل والنقل للرياح.

لقد أظهرت تحاليل المواد التي تنقلها الرياح أنها تقع من حيث الحجم ضمن مجموعتين: مواد ذوات أقطار تقل عن 0,06 ملمتر والتي تصنف على أنها غبار، ومواد تزيد أقطار جزئياتها عن ذلك والتي تصنف على أنها رمال تلتقط ذرات الغبار التي تضم الذرات الناعمة من الطين والغرين إلى الأعلى بواسطة الرياح وتنقل بطريقة التعلق. تظل هذه الذرات مرفوعة بواسطة الحركات الدوامة وبذلك يمكن أن تنقل إلى مسافات بعيدة تصل حتى 1610 كم. ويمكن للهواء أن يرفع الغبار لارتفاعات عظيمة فعلى سبيل المثال وصل سمك عاصفة غبارية حدثت في تشرين الثاني من عام 1933 في الولايات المتحدة إلى ارتفاع 2740 متراً[1]. وكانت هذه العاصفة قد بدأت في ولاية نبراسكا وولايتي داكوتا الشمالية والجنوبية وسارت باتجاه ولاية نيويورك بمعدل سرعة يبلغ 69 كم في الساعة. وقد غطت هذه العاصفة حوالي 1,500,000 كم^2[2]. ويعتقد بعض الباحثين أنه يوجد فوق كل منطقة من سطح الأرض غبار قادم إليها من مناطق أخرى ويتأكد هذا القول من حقيقة أن الرياح يمكن لها أن تنقل الغبار إلى أماكن بعيدة عن مصادرها. فعلى سبيل المثال يصل الغبار القادم من الصحراء الكبرى إلى إنكلترا رغم أنها تبعد عنها بحوالي 3200 كم. وقد سجل وصول كميات من الغبار البركاني القادم من آيسلندا إلى شبه جزيرة أسكندنافية مرات عديدة[3]. ولقد قذف الرماد البركاني إلى مستويات عالية في الهواء عند ثورة بركان كاركاتوا في أندونيسيا في عام 1883 وظل عالقاً في الهواء لفترة طويلة بعد أن أحاط بالأرض إحاطة كاملة.

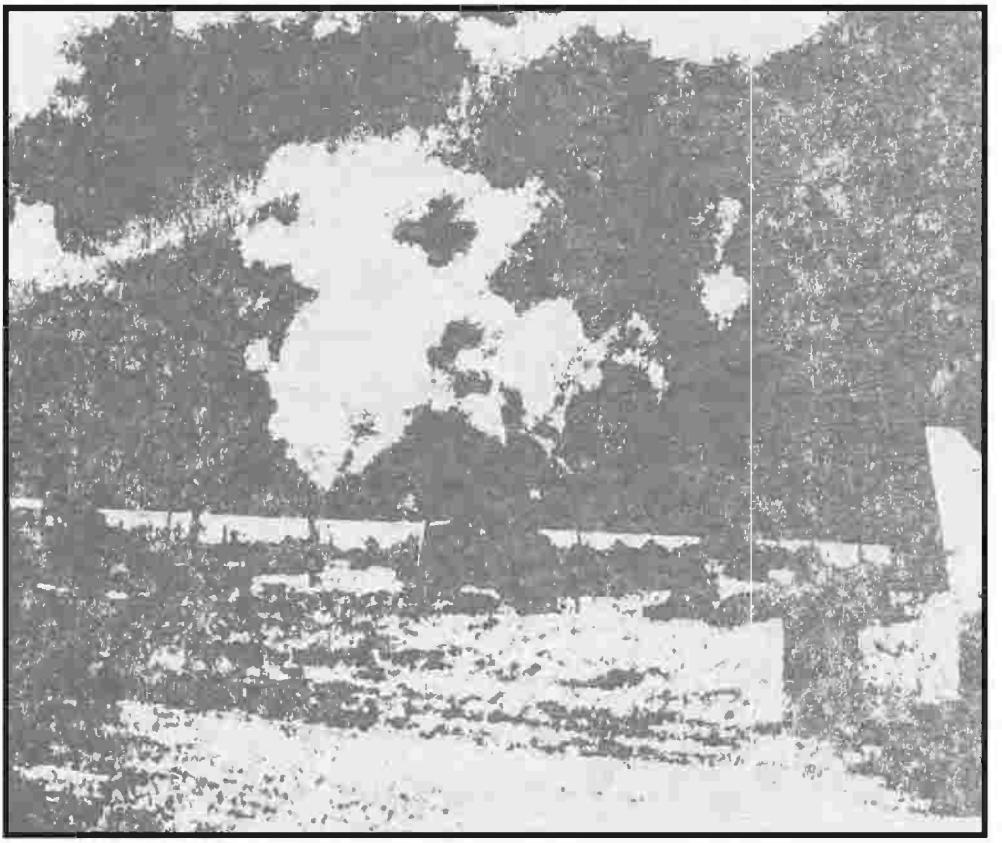
وتستطيع عواصف الغبار (شكل رقم 87) أن تنقل كميات هائلة من ذرات الغبار من مكان إلى آخر، ففي عاصفة واحدة حدثت بين 9 ـ 12 مارت 1901 وغطت مساحة قدرت بـ 750000 كم^2 من اليابسة و440000كم^2 من المحيط رسبت كمية من الغبار تقدر بـ 1,960,420 طن. وكانت هذه العاصفة قادمة من الصحراء الكبرى باتجاه المحيط الأطلسي. وقد سجلت مثل هذه الكمية من الترسيب في عواصف الغبار التي تحدث في أستراليا والأرجنتين وشرقي آسيا وفي كثير من الأقاليم الصحراوية الأخرى[4].

(1) H. Robinson, Op. Cit., pp.299-302.

(2) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.381.

(3) Ibid.

(4)P. Worcester, Op. Cit., p.200.



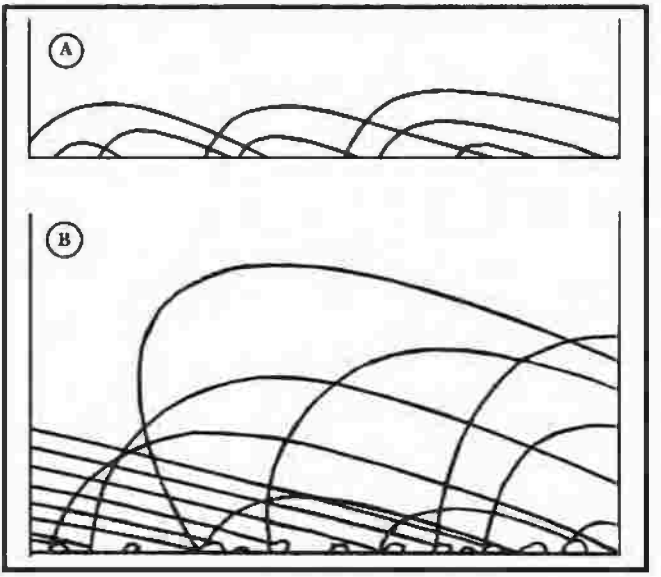
شكل (87)
صورة عاصفة غبارية.

تنقل المواد التي تزيد أقطار ذراتها عن 0,06 ملم بطريقتي القفز والدحرجة على سطح الأرض. وتشبه عملية النقل بالقفز تلك التي تقوم بها الأنهار عند نقلها للمواد الخشنة الذرات على طول مجاريها. إذ تقوم تيارات الهواء المرتفعة إلى الأعلى بسبب الحركة الاضطرابية للرياح بنقل ذرات الرمال نحو الأعلى ثم تسقط هذه الذرات خلال حركتها الأفقية مع الاتجاه العام للرياح. ومن ثم يتكون مسار لذرات الصخور المتحركة يتألف من صعود قصير شبه عمودي مع نزول منحدر طويل نسبياً (شكل رقم 88). وتعيد تلك الذرة عند سقوطها على سطح الأرض حركتها ثانية أو أنها تبدأ القفز ثانية عند ارتطام ذرة رمل أخرى بها. يعتمد مقدار الارتفاع الذي تصل إليه ذرات الصخور عند قفزها على مقدار سرعة حركة تلك الذرات الصخرية والتي تعتمد بدورها على مقدار سرعة الرياح وكذلك على طبيعة سطح الأرض. إذ يكون ذلك الارتفاع على السطوح الحصوية أكثر من الارتفاع

الذي ينجم عن القفز فوق سطوح رملية. ولا يمكن للقفز أن يزيد بأية حال من الأحوال عن 1,8 متراً فوق سطح الأرض[1].

ترسيب الرياح

ترسب كافة المواد الصخرية التي نقلتها الرياح والتي تتباين طرق نقلها تبعاً لأحجامها من ذرات دقيقة تنقلها الرياح بطريقة التعلق إلى ذرات خشنة تنقل بطريقتي الدحرجة والقفز. ويعم ذلك الترسيب حالما تبدأ سرعة الرياح بالتناقص. تتناقص سرعة الرياح إما عند اقترابها من مناطق الضغط الخفيف التي سببت حركة تلك الرياح أو من جراء وجود عوارض متنوعة. إن أهم الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عند ترسيب الرياح هي:



شكل (88)

مخطط بين كيفية انتقال الذرات الخشنة بواسطة الرياح.

A ـ ذرات الرمل.

B ـ الحصى الصغيرة.

1 ـ تربة اللويس:

اللويس كلمة ألمانية تطلق على تجمع الرواسب الدقيقة الذرات التي قامت بنقلها الرياح. وتنقل تلك الترسبات عبر مسافات طويلة بواسطة رياح قوية وثابتة

(1) B.W. Sparks, Op. Cit., p.246.

الاتجاه من مناطق صحراوية أو شبه صحراوية نحو أقاليم أكثر رطوبة حيث تقوم الأمطار بإنزالها من الغلاف الجوي ثم تتراكم وتستقر في تلك الأقاليم. ولقد درست ترسبات اللويس لأول مرة من قبل الجيولوجي الألماني فون ريشتهوفن Von Richthofen في شمال غرب الصين حيث تنتشر تلك الترسبات فوق مساحات واسعة[1].

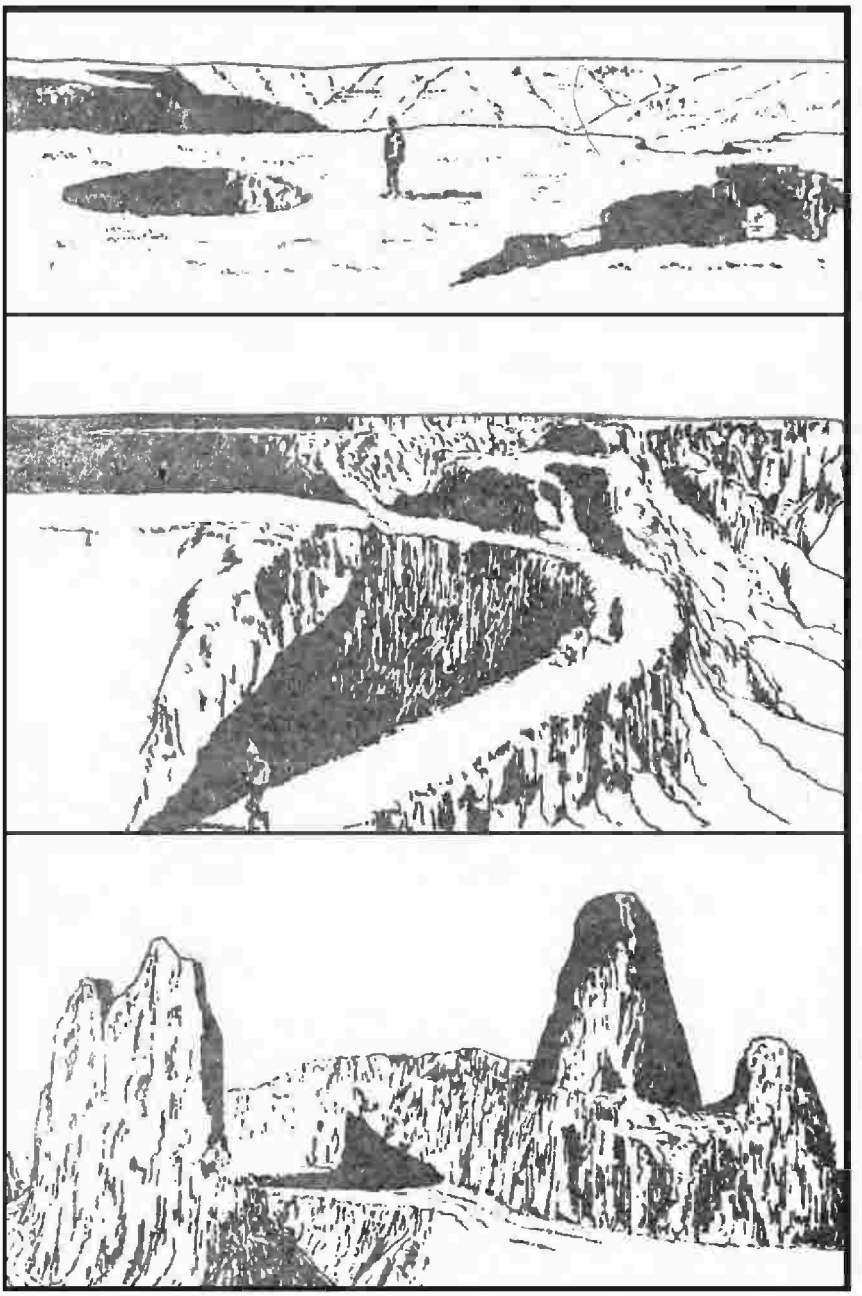
إن أهم ما تتميز به رواسب اللويس أنها تتكون من ذرات دقيقة وتكون مسامية ولا تظهر فيها خاصية الطباقية. وتدل الصفة الأخيرة على أنها ليست ناشئة من ترسيب نهري بل أنها ناتجة عن ترسيب هوائي aeolian. ويظهر فيها نوع من البنية العمودية نتيجة لتأثير سيقان وجذور النباتات التي دفنت خلال تراكمات اللويس. ويكشف لنا المقطع العمودي لتكوينات اللويس وجود عدد هائل من أنابيب عمودية دقيقة تكون مرتبطة في العادة برواسب من كاربونات الكالسيوم المتخلف من تحلل المواد النباتية. وتفسر لنا هذه الخاصية كيف أن رواسب اللويس تبقى ثابتة، رغم سهولة تعريتها، على شكل حوائط شديدة الانحدار (شكل رقم 89).

تختلف مصادر ترسبات اللويس من مكان إلى آخر إذ يرجع أصل تربة اللويس الموجودة في الصين إلى صحراء غوبي في وسط منغوليا. ويبلغ سمك تلك الرواسب حوالي 350 متراً في بعض الأماكن. وقد أزالت أنهار الصين الكبرى مثل نهر هوانك هو واليانكستي وروافدهما كميات هائلة من هذه التربة وأعادت ترسيبها ثانية داخل سهولها الفيضية[2].

توجد إرسابات اللويس في الولايات المتحدة في المناطق المجاورة للأنهار الكبرى في وادي نهر مسيسيبي، ويبلغ سمك هذه الرواسب قرب الأنهار حوالي 30 متراً أو أكثر من ذلك. ويتناقص سمك تلك الرواسب بشكل سريع كلما ابتعدنا عن المجاري النهرية. وقد قامت الرياح بنقل تلك الرواسب من السهول الفيضية في فترة انخفاض مناسيب المياه حيث تتعرض خلالها مساحات واسعة من الغرين والرمال الجافة إلى الرياح القوية التي تهب في الإقليم. وقد كانت الأنهار قد نقلت تلك الرواسب في الأصل من رواسب جليدية تقع إلى الشمال. ويكمن بذلك الاختلاف بين رواسب اللويس في الصين والولايات المتحدة، في أن رواسب اللويس في الصين تكون ناتجة أصلاً من نقل الرياح ثم قامت الأنهار بإعادة ترسيبها في حين تكون رواسب اللويس في الولايات المتحدة نهرية في الأصل ثم قامت الرياح بنقلها.

(1) H. Robinson, OP. Cit., p.304.

(2) A.K. Lobeck, Op, Cit., p.388.



شكل (89)

بعض الأشكال التي تتكون نتيجة إلى تعرض ترسبات اللويس إلى التعرية.

تبدو رواسب اللويس في أوروبا وكأنها جلبت من المناطق المجاورة التي تعرضت لأثر الجليد والتي تقع شمالها حيث قامت الرياح بنقل هذه الرواسب ثم أجرت الأنهار تحويرات طفيفة عليها[1]. وتتمثل تربة اللويس في أوروبا بنطاق واسع الامتداد متقطع يمتد من حوض باريس عبر منطقة المرتفعات الهرسينية في ألمانيا وبولندا حتى جنوب روسيا. وتوجد إرسابات أخرى للويس في مناطق أخرى من العالم كما في تركيا وفي الأرجنتين وأستراليا.

2 ـ الكثبان الرملية:

تختلف الرواسب الرملية عن الرواسب الغبارية (اللويس) في أنها تتجمع بشكل تلال متباينة في أحجامها وامتداداتها وأشكالها. يطلق على مثل هذه الرواسب الرملية اسم الكثبان dunes. وتتحرك هذه الكثبان عادة بصورة بطيئة مع الاتجاه الذي تهب إليه الرياح. تختلف الكثبان كثيراً في أحجامها من أمتار قليلة في الارتفاع وعدة أمتار في الامتداد إلى أن يزيد ارتفاع البعض منها أكثر من 200 متراً ويزيد اتساع قواعدها عن 900 متراً. ويتراوح ارتفاع معظم الكثبان الرملية في حدود 30 متراً. وعلى الرغم من إمكانية وجود الكثبان الرملية بصورة منفردة إلا أن الشائع في وجودها أن يكون بشكل مجموعات تغطي مساحات واسعة تزيد عن آلاف الكيلومترات المربعة في بعض الأحيان. ولا يقتصر وجود الكثبان الرملية على الجهات الصحراوية فقط إنما يمكن أن توجد في بعض المناطق الساحلية التي تنكشف فيها مناطق رملية عند انحسار الماء عنها خلال الجزر. حيث يؤدي هبوب رياح قوية من المحيط باتجاه اليابسة إلى نقل بعض تلك المواد الرملية وترسيبها في المناطق القريبة من الساحل. ولا تكون تلك الكثبان بنفس الحجم الذي عليه الكثبان الصحراوية ولا بنفس المساحة التي تشغلها. وتعتبر المنطقة التي تمتد على طول خليج بسكاي في فرنسا وكذلك سواحل بلجيكا وهولندا من المناطق المشهورة في العالم بالكثبان الرملية الساحلية. وتنشأ الكثبان الرملية أيضاً على طول مجاري الأنهار التي تجري فوق وديان عريضة في مناطق جافة أو شبه جافة حيث تقوم الرياح بنقل المواد الرملية وترسبها بشكل كثبان رملية.

تقسم الكثبان الرملية إلى:

1 ـ الكثبان الاعتراضية Transverse التي يكون امتدادها العام عمودياً مع الاتجاه العام للرياح في المنطقة. وتنشأ من رياح معتدلة في سرعتها وتهب من اتجاه

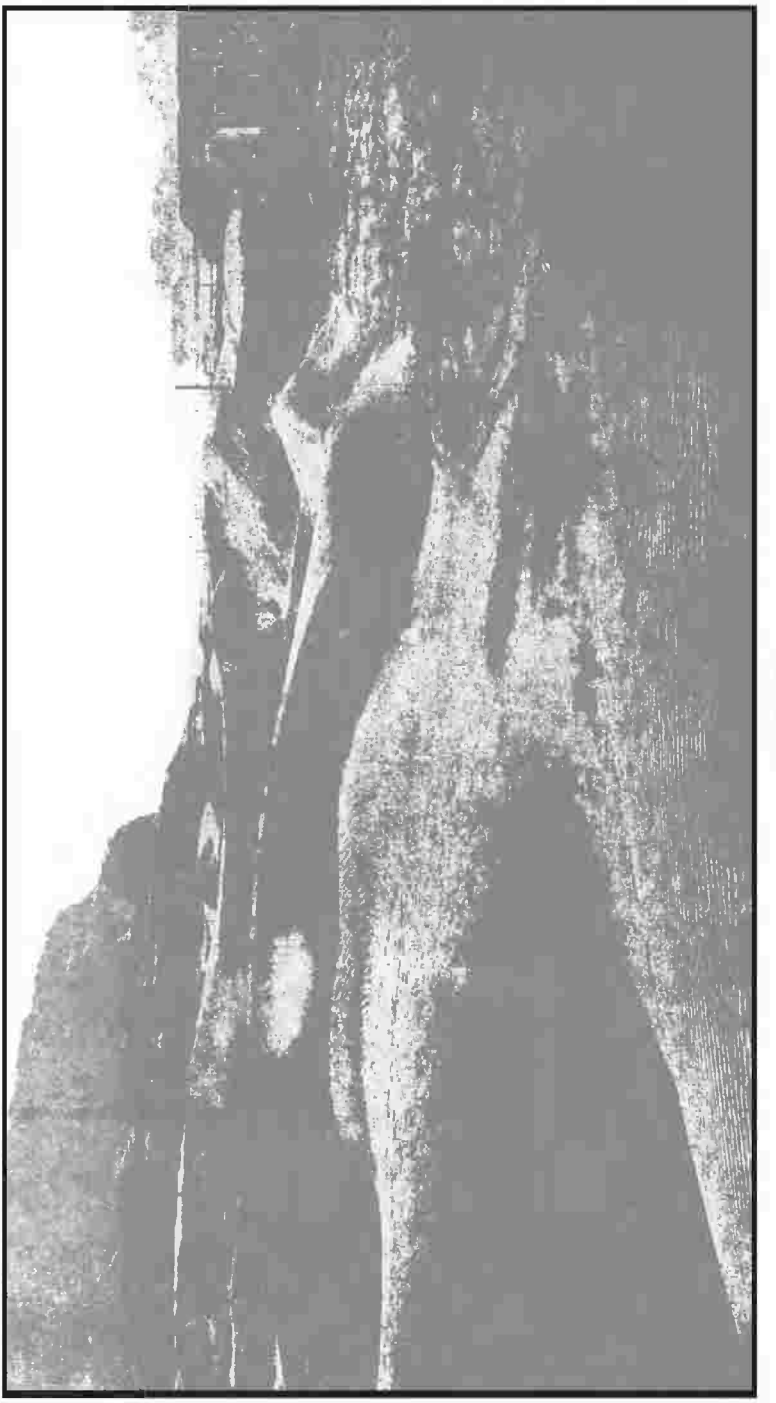
(1) A.K. Lobeck, Op. cit., p.388.

واحد. ومن أمثلتها التموجات الرملية وسلاسل الكثبان الرملية الاعتراضية والتي تتكون من سلاسل من كثبان ذوات قمم متموجة، ويتصف جانبها المواجه للرياح بأنه ذو درجة انحدار قليلة من حيث تزداد شدة الانحدار على الجانب الآخر المعاكس للرياح. وتمتد بعض الكثبان الاعتراضية بصورة مستمرة لمسافات طويلة. وتتحول هذه السلاسل في المناطق التي لا يكون وجود الرمل فيها كافياً إلى تلال هلالية الشكل تعرف باسم الكثبان الهلالية البارخان (Barchan) (شكل رقم 90). وتمتد أذرع البارخان مع الاتجاه العام لهبوب الرياح، ويكون الجانب المواجه للرياح من الكثبان الهلالية مقوساً وذو درجة انحدار قليلة في حين يكون الجانب الآخر مقعراً وشديد الانحدار. وتنشأ هذه الحالة من وجود دوامات هوائية ترفع قسماً من المواد الرملية التي تسقط على هذا الجانب. وتتقدم تلك الكثبان إلى الأمام مع حركة الرياح التي تقوم بإلقاء الذرات الرملية من فوق قمة الكثيب نحو الجانب المعاكس لها. وتكون سرعة هجرة بعض الكثبان كبيرة في الأقاليم التي فيها الرمال جافة جداً وسرعة الرياح فيها عظيمة. ويتباين معدل سرعة تقدم الكثبان الهلالية بين 5 ـ 30 متراً في العام[1]. وقد غمرت الكثبان المتحركة أراضي الغابات والأراضي الزراعية في المناطق الرطبة المناخ كما دفنت كثير من القرى والمدن في الأجزاء الجافة من العالم. إذ وصف أحد الباحثين المدن التي دفنت بالرمال في تركستان. وتجري مثل هذه الحالة في كثير من مناطق الصحاري الكبيرة في العالم، حيث يفاجئ المرء بسرعة التغيرات الطبوغرافية فيها. فقد سجل أحد العلماء هجرة للكثبان الرملية في صحراء قزل ـ قوم بمعدل 19,8 متراً في اليوم الواحد. وقد لاحظ البعض الآخر وجود معدل لحركة الكثبان الهلالية الكبيرة بمعدل 61 متراً في خلال 20 سنة في كارولاينا الشمالية[2].

2 ـ الكثبان الطولية Longitudinal تمتد هذه بشكل سلاسل من الرواسب الرملية بصورة موازية للاتجاه العام للرياح السائدة وتسير هذه في بعض الأحيان وبصورة متصلة لمسافة تصل لعدة مئات من الكيلومترات. وقد أظهرت الدراسات أن هذه الكثبان تنشأ في المناطق التي توجد فيها تيارات هوائية متجاورة قوية حيث تتناقص سرعة التيارين كليهما على الجوانب مما يؤدي إلى إلقاء الرواسب الرملية التي تحملها. وتعرف هذه الكثبان باسم الكثبان السيفية

(1) J.A.Mabbutt, OP. Cit., pp.229-232.

(2) P. Worcester, Op. Cit., p.236.



شكل (٩٥)
صورة تمثل بعض الكثبان الرملية.

Sief ويصل ارتفاع بعض كثبان السيف في بحر الرمل في مصر إلى حوالي 100 متراً ويصل بعضها في إيران إلى حوالي 210 أمتار ويبلغ مقدار عرض كثبان السيف ستة أضعاف ارتفاعها عادة. ويكون ظهر بعض الكثبان الطويلة عريضاً فتعرف آنذاك باسم كثبان (ظهر الحوت)[1].

3 ـ الكثبان الرملية الثابتة تنشأ هذه الكثبان في المناطق التي تهب فيها الرياح من كل الجهات. حيث تتحول الكثبان الهلالية إلى ما يعرف باسم الكثبان الثابتة[2] ويعتقد بعض الباحثين أن السبب الرئيسي في ثبات بعض الكثبان الرملية هو قلة مصادر الرمال التي تتزود بها[3].

الأنهار في الأقاليم الجافة

يمكن أن تقسم الأنهار في الأقاليم الجافة إلى ثلاث مجموعات تبعاً لمصادرها. أولها الأنهار الخارجية exogenous. ويطلق عليها أحياناً اسم الأنهار الدخيلة exoited ونعني بها الأنهار التي تدخل الأقاليم الصحراوية وقد تخرج منها بعد ذلك أحياناً. وتتغذى هذه الأنهار من مناطق مرتفعة في أقاليم رطبة بعيدة ومن أمثلتها نهر النيل والأورنج. وتنبع مثل هذه الأنهار عند جريانها في صحاري الحوض والسلسلة الواقعة في العروض الوسطى من المرتفعات العالية المحيطة كما في نهر كولورادو في الولايات المتحدة ونهر تاريم والأنهار الأخرى المشابهة الواقعة في وسط آسيا. تتصف الأنهار الخارجية بأنها دائمية الجريان رغم وجود التذبذب الفصلي الكبير في كمية المياه الجارية فيها كما في نهر دارلنك في أستراليا. وتلقي تلك الأنهار حمولتها ومياهها عند وصولها المحيط الذي يصبح بدوره قاعدة تعرية لتلك الأنهار. تنبع المجموعة الثانية من أنهار الأقاليم الصحراوية من المناطق المرتفعة الأكثر رطوبة والموجودة داخل الأقاليم الصحراوية. وتتغذى هذه الأنهار من العيون والينابيع أو من المياه الناتجة عن ذوبان الثلوج. ويمكن لبعض هذه الأنهار أن تكون دائمية الجريان مثل نهر الأردن إلا أن غالبيتها تكون ذوات جريان فصلي وقد تصبح أنهاراً متقطعة الجريان باقترابها من المناطق السهلية المجاورة. وتعتبر الأنهار الوقتية، وهي النوع الثالث، أكثر الأنهار شيوعاً في الأقاليم الصحراوية الجافة، ويعتمد الجريان فيها على مقدار الأمطار النازلة على

(1) W. Thornbury, Op. Cit., p.269.

(2) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.383.

(3) Twidale, Op. Cit., p.309.

أحواضها[1]. ويشتد تأثير هذه الأنهار على مظاهر سطح الأرض في الأقاليم الجافة رغم قصر الفترة التي تبقى المياه جارية فيها. إذ تستطيع عمليات التجوية أن تحضر الصخور طيلة الفترة التي كان الجريان منعدماً فيها ولذلك تستطيع هذه الأنهار أن تنقل معها كميات كبيرة من المواد الصخرية المفككة الأمر الذي يجعل قسماً منها أنهاراً فائضة الحمولة.

الأشكال الأرضية
التي تكونها الأنهار في الأقاليم الجافة

يمكن للأنهار التي تجري في الأقاليم الجافة وشبه الجافة أن تعمل على تشكيل أنواع متباينة من التضاريس. فعلى الرغم من وجود عمليات جيومورفولوجية أخرى تساعد الأنهار في تكوين تلك التضاريس كالتجوية إلا أن الأنهار تضل العملية الرئيسية وتلعب البنية دوراً أساسياً في طبيعة تلك الأشكال. وأهم تلك المظاهر التضاريسية:

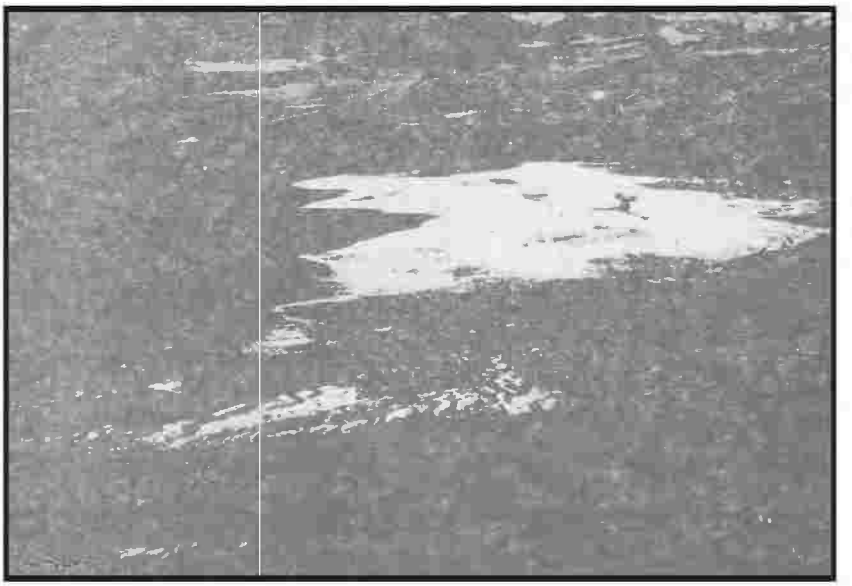
1 ـ الأراضي المضرسة Badland:

تعني الأراضي الرديئة أيضاً وهي من بين أهم المظاهر التضاريسية في المناطق الجافة وشبه الجافة (شكل رقم 91) وتنشأ هذه المظاهر في المناطق التي تتميز بوجود بنية صخرية متكونة من صخور لينة قليلة المسامية مع قلة في الغطاء النباتي وشدة في الانحدار. وتتصف الأراضي المضرسة بأنها تتكون من حافات حادة أو مدورة تجاورها وديان ضيقة شديدة الانحدار. وتتطور تضاريس الأراضي الرديئة بسرعة إلى درجة أنها لا تظل باقية إلا في المناطق التي تتجدد تضاريسها ولذلك فهي لا تنتشر كثيراً. تنتشر الأراضي الرديئة في أمريكا الشمالية بكثرة فوق البرتا في كندا وفي ولايات مونتانا ووايمنك وشمال وجنوب داكوتا وولاية كولورادو ونيو مكسيكو ويوتاه وأريزونا ونيفادا وكاليفورنيا. وتسود هذه المظاهر أيضاً في جهات العالم الأخرى التي تكون ظروفها مشابهة للظروف في هذه الولايات. ولا تكون التضاريس المنتشرة في كل هذه المناطق متشابهة تماماً. وقد تضافرت جهود كل من عمليات الرياح والتجوية الميكانيكية والكيمياوية لمساعدة الأنهار في تكون هذه التضاريس[2].

(1) J.A.Mabbutt, Op. Cit., p.151.

(2) P. Worcester, Op. Cit., pp.228-240.

شكل (91)
أراضي مضرسة (رديئة) في صحراء أريزونا.



شكل (92)
بحيرة بلايا، لاحظ قاعها الأبيض الملحي وتمثل المرتفعات بقايا لحافة انكسارية.

2 ـ البلايا Playa :

يمكن تعريف البلايا على أنها قيعان البحيرات الصحراوية الوقتية وهي عبارة عن سهول منبسطة انبساطاً كبيراً تقع عند قيعان الأحواض الداخلية المحصورة بين المرتفعات (البولسون Bolson). تتغطى أرض البلايا برواسب الغرين والطين وكذلك الأملاح التي تجمعت في البحيرات الوقتية والتي جلبتها إليها الأنهار الوقتية التي تنبع من المرتفعات المحيطة بتلك الأحواض بعد سقوط الأمطار عليها (شكل رقم 92). يكثر وجود البلايا بصورة خاصة في مقاطعات الحوض والسلسلة في القسم الغربي من الولايات المتحدة والمكسيك كما أنها يمكن أن توجد في كل الصحاري الأخرى. ويعتبر استواء الأرض شبه المطلق المظهر الأكثر وضوحاً للبلايا كما وتتغطى أرض البلايا ببحيرات واسعة المساحة وقليلة العمق بعد سقوط الأمطار. وسرعان ما تغور تلك المياه أو تتبخر تاركة ما تحمله من رواسب مختلفة وأملاح. وتغطي الأملاح بعض سطوح البلايا بطبقة ملحية صلبة إذا كان مستوى الماء الباطني بعيداً عن سطح الأرض غير أنها تصبح هشة إذا كان الماء الباطني قريباً في مستواه من سطح الأرض. وتسمى البلايا التي من النوع الأخير (بالمملحة Salina)[1].

لقد زاد الاهتمام بدراسة البلايا في الآونة الأخيرة لعدة أسباب منها أنها يمكن أن تكون مواقعاً لترسبات معدنية وخاصة الأملاح مثل الكلوريدات والنترات... إلخ. كما نستطيع من خلال دراسة رواسب البلايا أن نعرف طبيعة التغيرات المناخية والبيئية التي تعرضت لها تلك الأحواض خاصة خلال الزمن الرابع، ويمكن الاستفادة من الطبيعة المستوية لأرضية البلايا وكذلك مواقعها الحوضية المنعزلة في عمل التجارب على المركبات السريعة الحركة وخاصة تلك التي لها صفة عسكرية[2].

لقد تمكن الباحثون من تسجيل مواقع القسم الأعظم من البلايا الموجودة في كثير من الصحاري فقد سجل على سبيل المثال وجود أكثر من 1000 بلايا في شمال أفريقيا وحوالي 300 في الولايات المتحدة و190 في غرب أستراليا. تتباين مساحة البلايا كثيراً من واحدة إلى أخرى تبعاً إلى مقدار مساحة الحوض الذي تقع البلايا في قاعه وكذلك تبعاً إلى كمية الأمطار التي تجمعت في البحيرات التي كانت

(1) W. Thornbury, Op. Cit., p.271.

(2) Ronald U. Cooke, Op. Cit., p.216.

تغطي البلايا. وبذلك فهناك بعض البلايا لا تزيد مساحاتها عن عدة أمتار مربعة في حين تزيد مساحة البعض الآخر منها عن 9000 كم^2. مثل بحيرة آيرة Eyre في أستراليا التي تحتل مساحة تقدر بـ 9300 كم^2[1]. وتعتبر صحراء البحيرة الملحية الواقعة إلى الجنوب والغرب من البحيرة المالحة العظمى في الولايات المتحدة مثالاً آخر على البلايا الواسعة إذ تبلغ مساحتها في حدود 7750كم^2[2].

3 ـ البجادا Pajada :

يربط نوعان من السهول المنحدرة عادة بين جوانب الأحواض الصحراوية وبين سهول البلايا الوسطى المستوية وهي البجادا bajada والبيدمنت pediment وتتكون البجادا من ترابط لسهول مروحية طموية والتي يمكن أن تكون في بعض الصحاري نطاقاً طموياً متصلاً يمتد كيلومترات عديدة فوق النطاق الفاصل بين الأحواض والمناطق الجبلية المجاورة. تتكون كل مروحة طموية بواسطة نهر معين. وتنمو هذه السهول المروحية من خلال الرواسب التي تأتي بها تلك الأنهار الوقتية، إذ تعتبر المراوح من بين أكثر المظاهر الأرضية الصحراوية سرعة في نموها. فعلى سبيل المثال قدرت سرعة نمو السهول المروحية الموجودة في وادي الموت في الولايات المتحدة بمتر واحد لكل ألف سنة[3]. وتنقطع سطوح البجادا بواسطة مجاري الأنهار التي تأخذ نمط التصريف الإشعاعي عادة وتميل تلك المجاري النهرية إلى أن تغير مواقعها خلال كل فترة جريان مائي قوي (فيضان) وتغور معظم مياه تلك الأنهار خلال قيعانها الحصوية لتنضم إلى المياه الباطنية.

تختلف درجة الانحدار لسطوح البجادا اختلافاً كبيراً فقد تصبح درجة انحدار السطح قرب المناطق الجبلية 8° أو حتى 10° بل وتزيد عن ذلك في بعض الحالات وتقل درجة الانحدار كثيراً بالقرب من قيعان الأحواض حتى تصل درجة الانحدار إلى ما دون 1°[4].

4 ـ البيدمنت Pediment :

يوجد نطاق مستو من الصخور الأصلية يمتد عند قاعدة معظم الجبال وخاصة في المناطق الصحراوية لمسافة تتراوح من كيلومتر واحد إلى عدة كيلومترات في

(1) Ibid, p.217.

(2) P. Worcester, Op. Cit., p.241.

(3) J.A.Mabbutt, Op. Cit., p.114.

(4) P. Worcester. OP. Cit., p.242.

الاتساع. تتغطى تلك الصخور الأصلية بغطاء رقيق جداً من المواد الطموية وتنحدر نحو الأحواض المجاورة لها. ويزداد سمك طبقة الرواسب الطموية على تلك الصخور الأصلية كلما اقتربنا من قيعان الأحواض ويطلق على هذا المظهر الأرضي اسم البيدمنت. وتمثل هذه البيدمنت نطاقاً يفصل بين المناطق الجبلية التي لاتزال الأنهار الموجودة فيها في دور الشباب وحيث تسود فيها التعرية بصورة خاصة وبين قيعان الأحواض التي تقوم الأنهار التي تصل إليها بعملية الترسيب عادة. ويسمى هذا النطاق عادة باسم نطاق التسوية Zone of Planation[1].

يعتقد بأن السبب الأساسي في تكوين البيدمنت الصخرية هو الأنهار التي تجري فوق المناطق الجبلية والتي تقوم بتعميق وتوسيع وديانها الأمر الذي يؤدي إلى تراجع الحافة الجبلية نحو الخلف[2]. توجد فوق بعض جهات البيدمنت تلال مرتفعة عن المستوى العام لها تعرف باسم الانسلبرج inselberg وتمثل هذه التلال المناطق التي لم تستطع الأنهار الوصول إليها أو أنها تمثل صخوراً صلبة مقاومة للتعرية النهرية.

دورة التعرية في إقليم ذي مناخ جاف

تكون الأنهار متكاملة عادة في المناطق ذوات المناخ الرطب. وتسود عملية التعرية فيها على عملية الترسيب. وتتقطع المناطق الرطبة بواسطة تلك الأنهار أكثر فأكثر حتى يصل الإقليم إلى مرحلة السهل التحاتي وتنقل المواد الصخرية التي اقتطعتها الأنهار بعيداً خارج الإقليم وقد تصل إلى المحيط. وتظل ملامح التضاريس الأصلية في المناطق ذوات المناخ الرطب باقية خلال مرحلة الشباب ويختفي السطح الأصلي كثيراً خلال مرحلة النضج ويكون قد وصل إلى أعلى مراحل التضرس فيها ويسير نحو حالة السهل التحاتي في مرحلة الشيخوخة.

يحدث التتابع نفسه عادة تحت ظروف المناخ الجاف مع بعض التحوير الناتج عن عدم قابلية الأنهار الموجودة فيه على أن تنقل المواد المفككة إلى خارج الإقليم.

لنفرض أن لدينا إقليماً ذا مناخ صحراوي توجد فيه مجموعة من الأحواض المنعزلة التي تحيط بها المرتفعات والتي تجري في كل واحد منها مجموعة من

(1) A.K. Lobeck, Op., Cit., p.245.

(2) J.A.Mabbutt, Op. Cit., p.118.

الأنهار التي تنتهي بدورها في وسط تلك الأحواض ولا تكون قيعان تلك الأحواض متساوية في الارتفاع عن مستوى سطح البحر (شكل رقم 93) وتلك هي مرحلة النشوء.

تتقطع الأشكال الأساسية للتضاريس بواسطة الخوانق النهرية مع تقدم مرحلة الشباب في الإقليم. غير أن خطوطها العامة الأصلية تبقى واضحة. وتبدأ قيعان الأحواض المحلية بالارتفاع تدريجياً من خلال عمليات الترسيب التي تعم عليها. ويرتفع بذلك مستوى قاعدة التعرية المحلي للأنهار في تلك الأحواض. ويظهر تأثير الرياح مهماً في نقل المواد المفككة بواسطة عملية التفريغ خارج الإقليم. ثم نجد الأنهار التي تجري في أحد الأحواض لنفسها منفذاً نحو حوض آخر مع اقتراب مرحلة النضج. وينتج هذا الاتصال بين الأحواض بسبب عملية النحت التراجعي للأنهار وكذلك بسبب عملية الترسيب التي تعم في قيعان الأحواض. ويحدث نتيجة لذلك اتصال بين عدة منظومات نهرية خاصة بالأحواض. ويتكامل بذلك نظام التصريف في الإقليم عندما تتصل كل الأنهار التي تجري في الأحواض المرتفعة مع النهر الذي يجري في الحوض المنخفض. ويحل محل مستويات التعرية المختلفة مستوى قاعدة تعرية واحد في الوقت نفسه تتقطع المناطق الجبلية المحيطة بالأحواض إلى درجة أنها تفقد ملامحها الأصلية، آنذاك يكون الإقليم قد وصل إلى مرحلة النضج من دورة التعرية.

تتلاشى التضاريس تحت هذه الظروف بصورة أكيدة عندما يرتفع مستوى قيعان الأحواض بواسطة الترسيب وتنخفض مستويات المناطق الجبلية المجاورة من خلال عمليات التعرية. ويتناقص تأثير الأنهار شيئاً فشيئاً ويتزايد تأثير الرياح في التعرية وفي الترسيب. وتتبعثر خطوط التصريف النهري وتعود فتصبح غير متكاملة وهذه هي بداية مرحلة الشيخوخة التي سوف تنتهي بالسهل التحاتي[1].

هذا وتتعرض دورة التعرية للانقطاع فتحدث حالة إعادة شباب للأقاليم بسبب:

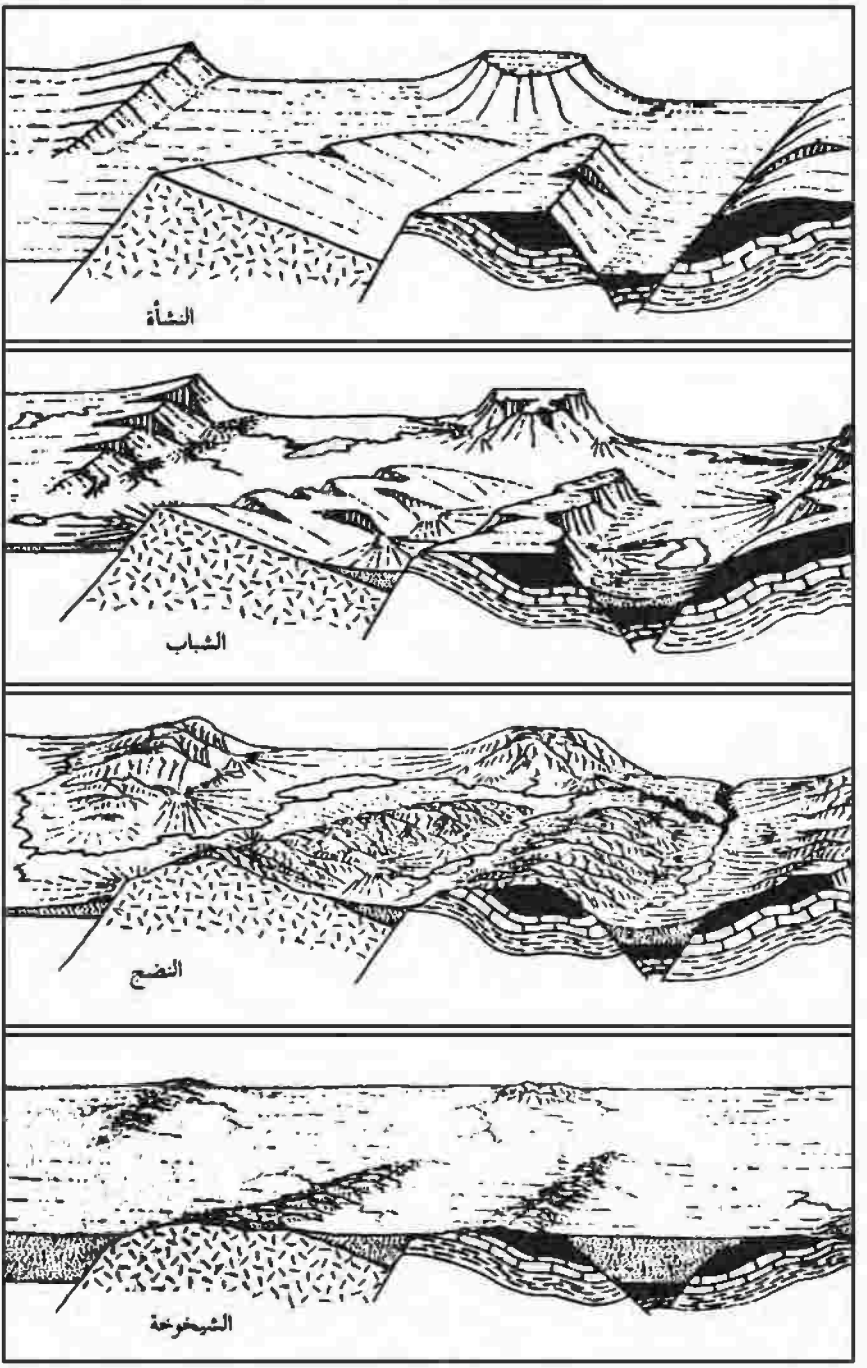
1 ـ الحركات الأرضية.

2 ـ زيادة في التساقط.

3 ـ زيادة في الجفاف.

4 ـ تخفيض مستويات قيعان الأحواض.

(1) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.13.



شكل (93)
دورة تعرية في أحواض داخلية ذوات مناخ جاف.

وتؤدي هذه الحالات التي شرحت خلال الفصل الرابع من هذا الكتاب إلى تكوين مظاهر أرضية متعددة. إذ تؤدي الحركات الأرضية إلى جعل الأنهار تقوم بعملية توسيع وديانها تاركة المصاطب النهرية في التكوينات الرسوبية والصخرية. وتسبب زيادة كمية التساقط في تقطيع البيدمنت بواسطة مجاري الأنهار التي تجري عليها وتزداد عملية تعميق الأنهار وتوسيعها لوديانها وتكوينها للمصاطب أيضاً. وتؤدي زيادة الجفاف إلى ظهور مجاري نهرية متشعبة وتكوين الخوانق إلى غيرها من الظواهر المختلفة الأخرى[1] ومن الطبيعي القول أن حالات إعادة الشباب هي الأكثر وضوحاً إذ من النادر أن نجد منطقة ذات مناخ جاف قد وصلت إلى مرحلة السهل التحاتي.

(1) P. Worcester, Op. Cit., pp.250-256.

الفصل السابع

الأمواج وآثارها الجيومورفولوجية

لا تختلف الأشكال الأرضية والظواهر الموجودة عند سواحل البحار والمحيطات عن تلك التي توجد على سواحل الكثير من البحيرات فيما عدا بعض الاستثناءات الناجمة عن حدوث أمواج المد والجزر داخل المحيطات وانعدامها في البحيرات، وكذلك في وجود المرجان في المحيطات ووجود بعض الطحالب algue في بعض البحيرات وما ينشأ عنه من تضاريس صغيرة خاصة. ولذلك فإن ما سوف نقرره في هذا الفصل عن الظواهر الجيومورفولوجية في السواحل يمكن أن ينطبق على كل من سواحل المحيطات والبحار من جهة وسواحل البحيرات من جهة أخرى.

يجب أن يؤخذ في الحسبان كثير من الظروف لتوضيح التطور الطبيعي للسواحل منها:

1 ـ يجب أن نكون على معرفة واضحة بالتكوين الصخري في المنطقة التي نقوم بدراستها من حيث بنية الصخور وتكوينها.

2 ـ يجب أن نعنى بدراسة التضاريس الساحلية ومقدار علاقتها بالعامل الأول.

3 ـ لا بد من دراسة ومعرفة العمليات الجيومورفولوجية التي تؤثر على المناطق المجاورة كالرياح والأنهار والثلاجات وعن مقدار تأثيرها على التضاريس الساحلية.

4 ـ أثر العمليات الأرضية الباطنية وكذلك النشاط البركاني.

5 ـ أثر الأمواج والتيارات الساحلية وأمواج المد والجزر والكائنات الحية في تكوين التضاريس بالارتباط مع العوامل التي ذكرت سابقاً[1].

وسوف يقتصر اهتمامنا في هذا الفصل بدراسة أثر الأمواج على تكوين المظاهر الأرضية الساحلية نتيجة لعمليات التعرية والترسيب التي نقوم بها وسوف لا تعطي اهتماماً كبيراً لطبيعة الحركات المائية داخل الأحواض المائية المختلفة لأنها

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.374.

من اختصاص علم آخر هو الأوسيانوغرافية (علم البحار والمحيطات). غير أن من الضروري تحديد مفاهيم بعض المصطلحات التي ترد كثيراً من موضوع جيومورفولوجية الساحل والتي كانت مستعملة منذ وقت طويل من قبل كثير من الكتّاب، مثل الساحل والشاطئ. . . إلخ وسوف نعتمد على كيفية استعمال جونسون D.W.Johnson لهذه المفاهيم في بحوثه المختلفة. . وبالشكل التالي:

1 ـ **الساحل Shore**: نعني به النطاق المحصور بين العلامات التي يتركها الماء العالي والتي يكونها الماء الواطئ. وتنتقل خلال هذا النطاق مياه البحار والبحيرات فهو في حالة البحار والمحيطات النطاق الواقع بين علامات أوطأ جزر وبين أقصى ما يمكن أن تصل إليه الأمواج العالية.

2 ـ **خط الساحل Shoreline**: نعني به الخط الذي يفصل بين الماء واليابسة في كل من البحار والمحيطات وكذلك البحيرات ويكون هذا الخط غير ثابت وأنه بغيّر مواقعه تبعاً لمواقع خط المد وخط الجزر بالنسبة إلى البحار والمحيطات. أما بالنسبة إلى البحيرات فإن موقع هذا الخط يكون غير ثابت أيضاً تبعاً إلى كمية الماء الموجودة في البحيرات حيث يبتعد هذا الخط باتجاه اليابسة. عند زيادة كمية المياه الموجودة فيها.

3 ـ **مقدمة الساحل Foreshoreأو الساحل الأمامي**: نطاق ضيق بدرجة ما ضمن الساحل نفسه ويضم المنطقة الواقعة بين خطي المد والجزر بالنسبة إلى البحار وبين خطوط الماء العالي والواطئ بالنسبة إلى البحيرات.

4 ـ **خلفية الساحل backshore أو الساحل الخلفي**: وهو جزء الساحل الذي يقع بين الساحل الأمامي وبين خط الشاطئ ولا يتصل هذا الجزء بالمياه إلا أثناء العواصف القوية.

5 ـ **الشاطئ coast**: خط الشاطئ coastline يعني حد الشاطئ من جهة البحر ويمكن للشواطئ أن تنتهي بالبحر بصورة فجائية وتكون بشكل أجراف عند خط الشاطئ. أو أنها تنحدر تدريجياً بشكل سهول أو أنها تتصف بأي نوع آخر من أنماط التضاريس.

6 ـ **الشواطئ الرملية Beaches**: الشاطئ الرملي عبارة عن شكل ترسيبي كونته الأمواج أو التيارات ويستقر على الساحل. ويمكن تمييز ثلاثة أنماط من الشواطئ الرملية هي:

أ ـ شاطئ رملي عند ساحل أمامي منخفض، ويستقر هذا الشاطئ الرملي على

منطقة مقدمة الساحل المنخفض ويتكون بتأثير الأمواج والتيارات الساحلية.

ب ـ شاطئ رملي عند ساحل أمامي مرتفع، ويقع على ساحل أمامي مرتفع ويتكون من جراء عمل الأمواج عادة.

جـ ـ شاطئ رملي يقع عند خلفية الساحل، يوجد في العادة على خلفية الساحل الضيقة ويتكون من ترابط عمل أمواج العواصف والفيضان الذي تحدثه أمواج المد العالية وكذلك الرياح. وتقوم الأنهار في كثير من الحالات بتقديم المواد التي تبني الشاطئ الرملي هذا[1].

العمليات الجيومورفولوجية على السواحل

تؤثر على السواحل عمليات جيومورفولوجية متعددة بعضها عمليات غير ثابتة كالأمواج والتيارات الساحلية وأمواج المد والجزر وكذلك كتل الجليد. وأخرى عمليات ثابتة مثل الأحياء كالطحالب والمرجان وسوف نلقي الضوء بصورة مختصرة على طبيعة كل من تلك العمليات بقدر ما يهمنا في تأثيرها على تكون التضاريس.

الأمواج: تتولد داخل المسطحات المائية نتيجة إلى عوامل عديدة أهمها الرياح التي تهب على تلك المسطحات. وغير هذه الأمواج فهناك أمواج ناتجة عن حدوث الانزلاقات الأرضية التي تؤدي إلى سقوط كتل صخرية أو جليدية كبيرة يتولد منها أمواج هائلة. فقد حدث في تموز من سنة 1958 في خليج ليتويا Lituya في ألاسكا أكبر حادثة مسجلة لهذا النوع من الأمواج عندما سقطت في الخليج كتلة من الصخر مقدارها 30,000,000م^3 من ارتفاع حوالي 1,000 متراً فتسبب من سقوطها أمواج بلغ ارتفاعها حوالي 500 متراً على الجانب الجبلي الآخر من الخليج. واستطاعت هذه الأمواج أن ترفع سفينة صيد صغيرة فوق أعالي الأشجار النامية على لسان أرضي يقع عند مدخل الخليج إلى ارتفاع 16 متراً فوق مستوى سطح البحر ثم ألقتها على الجانب المواجه للبحر من اللسان[2]. وقد حصلت موجة أخرى مماثلة في جزيرة كيوشو اليابانية سنة 1792 أدت إلى موت حوالي 15,000 نسمة[3].

كما وتسبب الزلازل أو الانزلاقات الأرضية والانفجارات البركانية التي

(1) P. Worcester, Op. Cit., pp.375-377.

(2) W. thornbury, Op. Cit., pp.421-422.

(3) David Ross, Introduction to Ocanography, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1977, p.221.

تحدث فوق قيعان البحار والمحيطات أمواجاً أخرى تعرف باسم التسونامي وتختلف هذه الأمواج عن بقية الأمواج في أن القوة المولدة لها تأتي من قاع المحيط الأمر الذي يجعل الماء كله يتحرك. وتكون سرعة تقدم هذه الأمواج عظيمة جداً تتراوح بين 480 ـ 800 كم في الساعة. تكون أطوال هذه الأمواج عظيمة تتراوح بين 55 ـ 200 كم ولكن ارتفاعاتها قليلة جداً تتراوح بين 30 ـ 60 سم. ولذا فإن من الصعب جداً الشعور بمرور هذه الأمواج في عرض البحر. ويزداد ارتفاع هذه الأمواج عند اقترابها من السواحل وتتناقص أطوالها بدرجة كبيرة. فقد يصل ارتفاعها بين 15 ـ 30 متراً. وتسبب عند ضربها للسواحل آثاراً تخريبية كبيرة. يزداد تكرار حدوث التسونامي في المحيط الهادي أكثر من غيره من المحيطات. فعلى سبيل المثال وخلال الهزة الزلزالية العظيمة التي ضربت شيلي في مساء 22 مايس سنة 1960 ارتفع قسم من المنحدر القاري قرب النهاية الجنوبية من المنطقة التي تعرضت للاضطراب مكونة موجة تسونامي هائلة أزهقت مئات الأرواح في شيلي. وعبرت المحيط الهادي نحو جزر الهواي والجزر اليابانية وجزر الفلبيين حيث ذهبت ضحيتها مئات أخرى من الأنفس هناك[1].

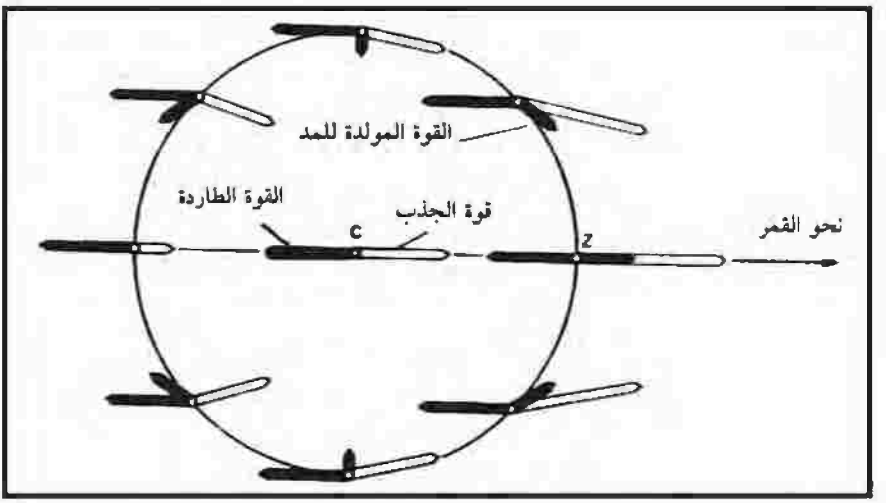
يؤدي الجذب المتبادل بين الأرض من جهة وبين القمر والشمس من جهة أخرى إلى توليد أنواع أخرى من الأمواج التي تعرف باسم أمواج المد والجزر وهي نوع من الأمواج الطويلة جداً. حيث توجد في الوقت نفسه على الأرض قمتان للموجة تحتلان منطقتي المد وحوضين بينهما يمثلان منطقتي الجزر. ولذا فإن طول الموجة يبلغ 22,000كم، وتقدر سرعة تقدم موجة المد بحوالي 1,650كم في الساعة[2].

ولا نريد أن نفصل في كيفية تولد هذه الموجة غير أن المهم أن نقول: إن القانون الثالث من قوانين نيوتن يمكن له أن يفسر ذلك حيث إن كل جسمين تجذبهما قوة تتناسب مع حاصل ضرب كلتيهما وتقل بحسب مربع المسافة بينهما. وعلى هذا الأساس يستطيع القمر بالنظر لقربه من الأرض أن يؤثر عليها أكثر من أي جرم سماوي آخر. فهناك قوتان إحداهما ناتجة عن جذب القمر للأرض تكون على أكثرها تأثيراً في النقطة المواجهة له من الأرض، والأخرى القوة الطاردة عن المركز التي تكون على أقصاها في المنطقة المعاكسة للنقطة الأولى على الأرض نفسها. ويحدث بذلك المد في هاتين النقطتين في حين يحدث الجزر في المناطق الواقعة

(1) Gilluly, Op. Cit., p.91.

(2) عبد الإله رزوقي كربل، مصدر سابق، ص 139.

بينهما لانحسار الماء عنهما متجهاً نحو النقطتين الأولتين (شكل رقم 94). تسهم الشمس في إحداث المد إضافة إلى القمر غير أن أثرها لا يزيد عن 1/ 4 تأثير القمر[1]. فإذا اتفق وقوع الشمس والقمر والأرض على مستوى واحد حينئذ تضاف قوة جذب الشمس إلى قوة جذب القمر فيحدث ما يعرف باسم المد الأعظم. وتكون هذه في حالتي البدر والمحاق. ويأتي تأثير جذب الشمس معاكساً لجذب القمر عندما يكونان في موقعين يتعامد أحدهما فيه على الآخر فيحدث المد الأدنى خلال التربيعين الأول والثالث. تشبه موجة المد موجة التسونامي السابقة في أن تأثيرها لا يكون واضحاً داخل المحيطات الواسعة حيث لا يزيد ارتفاع المد في بعض الجزر المحيطية عن 30سم. غير أن بعضاً من أمواج المد تصبح عالية عندما تنحصر في بعض الخلجان المخروطية الشكل كما يحدث ذلك في خليج فندي في شرق كندا[2].



شكل رقم (94)
القوى المولدة للمد: تزداد على الجانب المقابل للقمر
قوة جذب القمر ويزداد تأثير القوة الطاردة على الجانب المعاكس

تعتبر الأمواج الناتجة عن عمل الرياح أكثر أنواع الأمواج شيوعاً فوق سطح البحار والمحيطات والبحيرات أيضاً. تنشأ هذه الأمواج من جراء انتقال الطاقة من الرياح نحو الماء. وتختلف هذه الأمواج فيما بينها اختلافاً كبيراً في أطوالها

(1) ميخائيل عبد الأحد، الموسوعة الفلكية المبسطة، الموصل، 1977، ص 358.
(2) ليونارد أنجيل، البحر، مكتبة لايف، القاهرة، 1972، ص 891

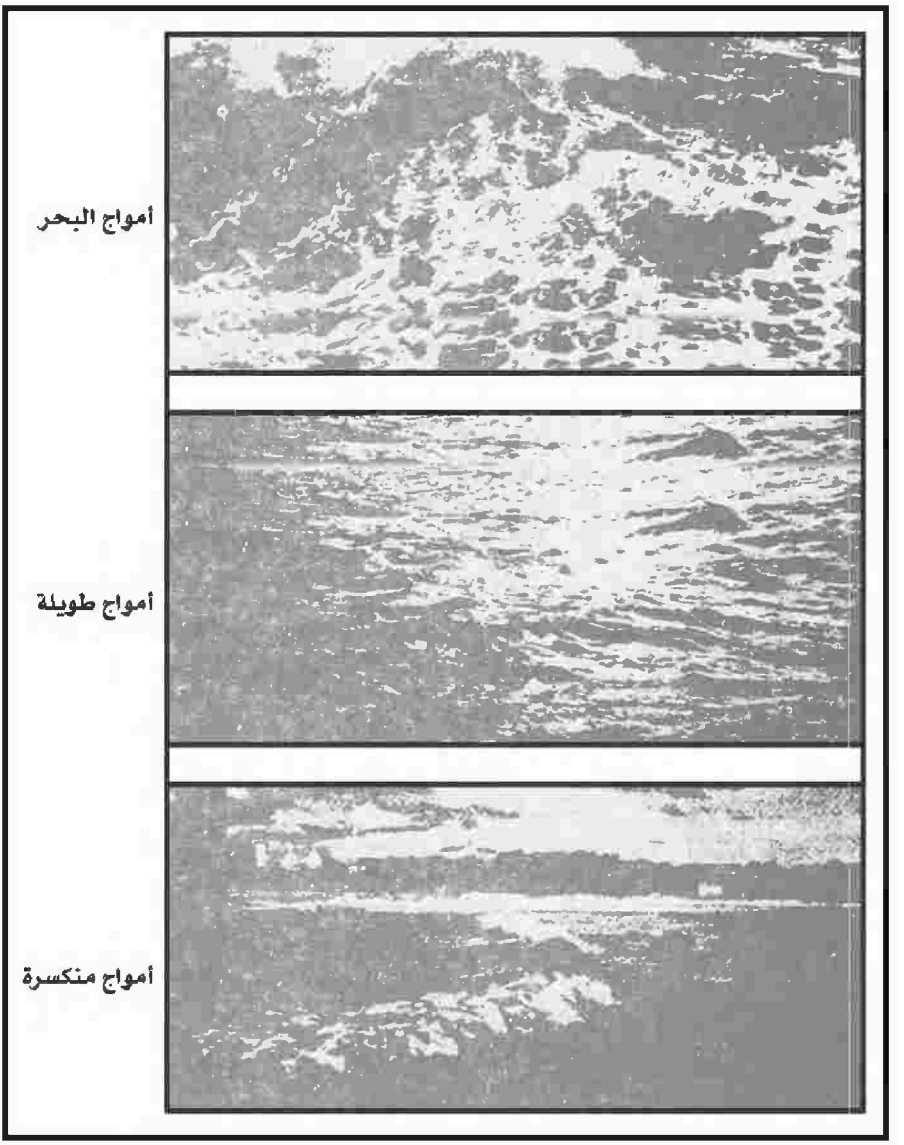
وارتفاعاتها وكذلك في فترتها (سرعة تقدمها)[1] بسبب اختلاف سرعة الرياح ومقدار استمرارية هبوبها وكذلك سعة المدى التي تهب عليه تلك الرياح. إذ يزداد ارتفاع الموج ويزداد طولها مع زيادة سرعة الرياح وزيادة استمرارية هبوبها. ويؤثر المدى كثيراً في تحديد طول الموجة ولذلك نجد أنه لا تحدث داخل البحيرات أمواج عالية وطويلة كما يحدث ذلك في المحيطات والبحار الواسعة. وتقسم الأمواج الناتجة عن عمل الرياح إلى ثلاثة أنماط تبعاً للمرحلة التي عليها من عملية التوليد: هي أمواج البحر sea waves وتحدث هذه الأمواج في المنطقة التي تتولد فيها الأمواج داخل المحيطات وتتحرك بعد ذلك في كل الاتجاهات، والأمواج الطويلة swell التي يكون لها اتجاه حركة واحد مع سرعة تقدم متشابهة لكل الموجات، ثم الأمواج المنكسرة brakers أو surf والتي تتكون عندما تتقدم الأمواج الطويلة نحو السواحل ذوات المياه الضحلة الأمر الذي يحدث معه أن تصبح حركة المياه داخل الموجة حركة حقيقية حيث تندفع قمة الموجة إلى الأمام وتتداخل مع غيرها من الأمواج التي سبقتها. ويتحرك كل الماء الذي تحتويه الموجة ويضيع بذلك شكل الموجة (شكل رقم 95). وتنكسر الأمواج عادة عندما تدخل إلى مياه يكون ارتفاع الموجة حوالي 1/ 3 من عمق المياه. ويمكن للأمواج القليلة الارتفاع أن تنكسر في مياه أكثر ضحالة بحيث لا يزيد عمقها عن ارتفاع الموجه نفسها ويتقدم الماء عندما تنكسر الموجة نحو السواحل بشكل تيار متقدم يعرف باسم swash ثم يعود ذلك الماء ثانية مع انحسار الموجة بشكل تيار متراجع backwash[2].

تؤثر الموجة المنكسرة عندما توجه طاقتها نحو القاع الذي تصطدم به فترفع قسماً من مواده الصخرية ويتكون بالنتيجة تجويف على طول انكسار الموجة، ويبنى قسم من تلك المواد الحواجز الترسيبية على كلا جانبي خط انكسار الموجة سواء المواجهة منها لليابسة أو المواجهة للبحر. وينقل قسم من تلك المواد الصخرية التي رافقت الموجة المنكسرة باتجاه الساحل لكي تساهم في بناء الشواطئ الرملية المختلفة[3].

(1) لا بد من معرفة المقصود بهذه التعابير حيث يعني طول الموجة المسافة بين قمتين متتاليتين، كما يعني ارتفاعها الفرق في الارتفاع بين قاع الحوض وبين قمة الموجة، وتعني فترة الموجة: سرعة الموجة وهي المدة اللازمة إلى مرور قمتين أو حوضين متتاليين أمام شاخص ثابت.

(2) Twidale, Op. Cit., p.390.

(3) Gillugy, Op. Cit., p.336.



شكل رقم (95)
أنواع الأمواج الناتجة عن عمل الرياح

التيارات الساحلية

تأتي التيارات الساحلية بعد الأمواج من حيث أهميتها باعتبارها عوامل مائية متحركة تقوم بتحوير شكل خط الساحل. يؤثر على خطوط السواحل مجموعة مختلفة من التيارات منها التيارات الناتجة عن عمل الأمواج تيارات المد والجزر والتيارات الناتجة عن الاختلاف في درجة الكثافة (الملوحة والحرارة) وكذلك التيارات المحيطية. ويوضع أهم هذه التيارات من الناحية الجيومورفولوجية تحت اسم التيارات الساحلية littoral. تعتمد سرعة هذه التيارات على قوة الرياح والأمواج وعلى مقدار العمق في المنطقة الساحلية وكذلك على طبيعة امتداد خط الساحل. حيث تصبح هذه التيارات عوامل نقل مهمة للرواسب إذا كان خط الساحل مستقيماً وكانت هناك كمية وفيرة من الرواسب. وتصبح هذه التيارات عوامل تعرية مهمة جداً عند مرورها على خطوط سواحل ذوات تكوين صخري غير متماسك أو ضعيف[1].

تنشأ التيارات الساحلية عندما تقوم الرياح السائدة بدفع الماء نحو خط الساحل المستقيم مسببة انكساراً مائلاً للأمواج نسبة لامتداد الساحل حيث يميل معظم الماء آنذاك لأن يتحرك بصورة موازية إلى خط الساحل مكوناً التيار الساحلي. وتتحرك الأمواج باتجاه الأجزاء البارزة (الرؤوس) إذا كان خط الساحل متعرجاً وتهاجمها في هذه الحالة في حين تنتشر الأمواج التي تدخل الخلجان وتتبعثر طاقتها[2].

تلعب تيارات المد والجزر دوراً آخر في تحويل شكل خط الساحل حيث تقوم بعض تيارات المد التي تندفع داخل المصبات بتحريك الرواسب القاعية وبذلك فهي تساند التيار الساحلي في نقل هذه المواد نحو البحر أو المحيط. ولا يكون لمعظم تيارات المد أثر في التعرية بسبب ضعفها ولكنها تصبح عوامل نقل مهمة للرواسب حيث يتم بواسطتها نقل كميات كبيرة من الرواسب الدقيقة الذرات ولمسافات بعيدة[3].

عمليات التعرية التي تقوم بها الأمواج والتيارات

تقوم الأمواج بتعرية السواحل بطرق أربعة:

1 ـ بواسطة الضغط المائي.
2 ـ النحت والصقل الميكانيكي.
3 ـ بعملية التحليل الكيمياوي.
4 ـ بواسطة الأحياء.

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.381.

(2) Harry Robinson, Op. Cit., p.331.

(3) Ibid, p.322.

1 ـ الضغط المائي :

تسبب الأمواج المتقدمة نحو السواحل ضغطاً مائياً عظيماً فعلى سبيل المثال يبلغ مقدار الضغط الذي تسببه موجة يبلغ ارتفاعها 3 متر وطولها 100 متراً 118 كغم للمتر المربع الواحد. وقد سجل جهاز الديناموميتر Dynamometer أن الضغط يتجاوز الـ 6455 باون لكل متر مربع واحد في أمواج يبلغ ارتفاعها 1,6 متراً. وقد وجهت أمواج العواصف العظمى التي حدثت سنة 1963 والتي ضربت ميناء الهافر في فرنسا ضغطاً مقداره 72 طناً للمتر المربع الواحد. واستطاعت الأمواج أن تحطم كتلاً من الكونكريت تزن حوالي 2600 طن في مدينة Wick بشمال إسكتلندة[1]. لا يؤثر ضغط الأمواج بصورة مباشرة فقط بل إنه يؤثر أيضاً من خلال ما يتعرض له الهواء الموجود داخل الشقوق والمسامات الصخرية من ضغط شديد نتيجة لذلك. فعندما تضرب موجة منكسرة واجهة أحد الأجراف ينضغط الهواء الموجود داخل الشقوق والمفاصل فيها بقوة مكوناً إسفيناً يندفع داخل تلك الشقوق والمفاصل. ويتناقص الضغط المسلط على هذا الهواء عند تراجع الموجة إلى الوراء حيث يتمدد. وتتكرر العملية ذاتها مرة ثانية مع تقدم الموجة المنكسرة ثانية وتراجعها الأمر الذي يؤدي إلى توسيع تلك الشقوق والمفاصل وتحطيم الصخور. ينتقل الرشاش المائي الناتج عند اصطدام الموجة المنكسرة بالصخور والأجراف بسرعة عظيمة جداً تصل إلى حوالي 110كم/ساعة وقد وصل البعض منها إلى سرعة 270كم/ساعة ويمكن بذلك تصور مقدار العمل الذي يمكن أن تقوم به مثل هذه المياه السريعة[2].

تستطيع أمواج العواصف القوية أن تعري الطبقات الصخرية اللينة وكذلك المفاصل والشقوق الموجودة داخل الأجراف وأن تحرك الكتل الصخرية الموجودة فيها مكونة أشكالاً جيومورفولوجية متعددة مثل الكهوف والمسلات وسوف نفصل في هذه بعد قليل.

2 ـ النحت :

تبين لنا قبل قليل أن الأمواج القوية تستطيع أن تحطم كتلاً صخرية كبيرة من الأجراف التي تضربها وتستطيع تلك الأمواج أن تلقي بذلك الحطام الصخري في وجه تلك الأجراف ثانية، كما تستطيع الأمواج المتوسطة القوية أن تحرك ذرات صخرية ذوات أحجام مختلفة ابتداء من الجلاميد وانتهاء بالرمال. ففي أحد المناجم الموجودة في كورنول والذي يمتد تحت البحر أمكن سماع صوت سحق الجلاميد

(1) Gilluly, Op. Cit., p.356.

(2) Twidale, Op. Cit., p.371.

الصخرية بصورة واضحة عبر سقف صخري يبلغ سمكه حوالي 3 أمتار. إذ أن نطاق انكسار الموجة ما هو إلا نطاق طحن للصخور فعلى سبيل المثال تصبح الشظايا الصخرية المدببة من الكرانيت مدورة بعد مرور عام على تعرضها لعملية نحت الأمواج المنكسرة في كيب آن في ولاية مساشوستس بالولايات المتحدة. وقد تعرضت أجراف شكسبير التي تكون جزءاً من الأجراف الطباشيرية في دوفر والتي يبلغ ارتفاعها أكثر من 1000 متراً للنحت السريع الذي قامت به الأمواج الأمر الذي سبب حدوثاً للكثير من الانزلاقات الأرضية كون أحدها زلزالاً قوياً في دوفر سنة 1810. ولقد تراجعت الأجراف في جزيرة كاراكاتوا البركانية في مضيق سندا إلى الوراء لمسافة 1500 متراً بين سنتي 1883 ـ 1928 من جراء تعرضها لنحت الأمواج وبمعدل يبلغ 30م في العام[1]. وعلى الرغم مما بيناه من أمثلة تدل على مقدار الأثر العظيم الذي تحدثه الأمواج على السواحل التي تضربها فإن تراجع الأجراف يعود في معظم الحالات إلى أثر المياه الجارية منه إلى عمل الأمواج. فعلى سبيل المثال أثبتت الدراسات الدقيقة التي جرت على السواحل التي تتأثر بالرياح التجارية في جزر هواي أن مقدار التعرية المائية فيها تبلغ 7 أضعاف تأثير تعرية الأمواج على الأقل. ودلت الدراسات التي أجريت على النحت الساحلي وكمية الرواسب في البحر الأسود أن الأمواج جلبت 5% فقط من الرواسب في حين جلبت الأنهار 95% منها.

لا تقتصر عملية النحت التي تقوم بها الأمواج على المنطقة المحصورة بين خط انكسار الموج وبين الساحل رغم أن الأمواج تصرف معظم الطاقة التي تحتويها هناك. إذ تتحرك جزيئات الرواسب بقوة عظيمة في أعماق أعظم عندما تكون أطوال الموجات كبيرة. إذ يمكن من الناحية النظرية لأمواج يبلغ طولها 150 متراً وارتفاعها 17 متراً أن تنتج سرعة تقدر بـ 25سم/ ثا في ماء عمقه 100 متراً وهي سرعة كافية لتحريك الرمال الناعمة. وتدل الدراسات على أن تيارات المد وغيرها من التيارات تستطيع أن تبقي ذرات الطين في حركة إلى أعماق تبلغ 200 متراً وقد تصل إلى 300 متراً في بعض السواحل. ويعرف العمق الذي يمكن للرواسب أن تتحرك فيه بواسطة الأمواج باسم قاعدة الموجة Wave base[2].

تنعكس حركة جزيئات الرواسب المتحركة بواسطة الأمواج مع كل موجة خارج نطاق انكسار الموجة. إذ تزداد سرعة حركة هذه الرواسب عندما يكون اتجاه الحركة نحو البحر بالنظر إلى أن انحدار القاع يكون نحو ذلك الجانب الأمر الذي يزيد من

(1) Gilluly, Op. Cit., pp.356-357.

(2) Ibid, pp.357-358.

سرعة الماء المتراجع عليه. ثم تستقر ذرات الرواسب تبعاً لأحجامها وبشكل تدريجي وتتحطم هذه الذرات إلى ذرات أصغر نتيجة لتصادم بعضها البعض الآخر وبذلك لا تقتصر عملية النحت على نطاق انكسار الموجة فقط بل في كل نطاق قاعدة الموجة.

3 ـ الذوبان:

يحتوي ماء البحر على الكثير من المواد الذائبة فيه وبذلك فإنه ذو تأثير على ذوبان الصخور أعظم بكثير من الماء الذي على اليابسة. فقد لاحظ أحد الجيولوجيين أن قابلية الذوبان لبعض المعادن الصخرية كالفلدسبار تتراوح في ماء البحر بين 4 ـ 14 مرة عما هي عليه قابلية ذوبانها في الماء النقي. وقامت المياه في بعض الخلجان المنعزلة في أندونيسيا بإذابة بعض الحزوز الناتجة عن عملية النحت عند خط الساحل ليس فقط في الصخور الجيرية بل حتى في الصخور البركانية[1]. وتظهر في سواحل بعض المناطق الجافة وشبه الجافة التي تتكون صخورها من الحجر الجيري مظاهر مصغرة للتضاريس الكارستية ويرجع سبب تكوين بعض هذه التضاريس بطبيعة الحال إلى أثر الماء الباطني غير أن معظمها يقع في نطاق يمكن للأمواج والرشاش البحري من الوصول إليه وبذلك فهي ناتجة أيضاً عن عملية الإذابة التي يقوم بها ماء البحر (شكل رقم 96)[2].

4 ـ الأحياء:

يمكن للأحياء أن تسهم أيضاً في عملية تحطيم الصخور الساحلية فقد دلت الدراسة مثلاً على أن الطحالب تغطي سطح صخور الكرانيت الأصلية على ساحل شبه جزيرة يورك الجنوبية في أستراليا في برك مملوءة بماء البحر. وتقتطع هذه الطحالب قسماً من تلك الصخور عندما تزال. في حين تظل مناطق الكرانيت الخالية منها غير معرضة إلى هذه الظاهرة. وبالإضافة إلى التأثير الذي تقوم به النباتات فإن هناك أمثلة كثيرة على ما تقوم به بعض الحيوانات، مثال ذلك، نوع من السرطان البحري الذي يعيش بكميات هائلة على سواحل جنوب أستراليا ويغطي كثيراً من الأرصفة حيث يقوم هذا الكائن الحي بحماية تلك الأرصفة من قوة نحت الأمواج. من ناحية ثانية تبقى تلك المناطق رطبة عند حالة الجزر. ويقوم هذا الحيوان في بعض السواحل بجمع الرمال وبقية الحطام الصخري ويساهم بذلك في تكوين بعض الأشكال الشاطئية الصغيرة. وتقوم النباتات بتثبيت الرمال التي تنقلها الرياح من الشواطئ لتكون الكثبان الساحلية[3].

(1) Ibid, p.358.

(2)Twidale, Op. Cit., p.575.

(3) Ibid, p.378.

شكل (96)
بعض أشكال الإذابة على الساحل.

معدل تعرية الأمواج

يعتمد معدل تأثير التعرية الموجية على مجموعة من الظروف أو العوامل هي:

1 ـ مقدار درجة تعرض أو انفتاح الساحل لعمل الأمواج وكذلك مقدار قوة الأمواج التي تؤثر عليه.

2 ـ مقدار توفر المواد الصخرية المفككة التي تستعملها الأمواج كأدوات للنحت والتعرية. إذ تشبه الأمواج في ذلك عمليات التعرية الأخرى كالأنهار والرياح والثلاجات في أن عملها يتزايد بشكل ملحوظ مع زيادة كمية هذه المواد الصخرية المفككة. وعلى الرغم من أن الماء الخالي من هذه المواد يستطيع بقوة ضغطه أن يؤثر على المواد الصخرية غير المتماسكة مثل الرمال والإرسابات الجليدية وصخور الطفل، ولكنه يكون ذو تأثير قليل على الصخور

النارية المتماسكة والصخور المتحولة وكذلك على بعض أنواع الصخور الرسوبية الشديدة التماسك. وتتعاظم قوة التعرية الموجية بواسطة حطام الصخور المفككة والرمال التي ترفعها الأمواج لتهاجم بها الصخور التي تعترض طريقها.

3 ـ درجة صلابة أو مقاومة الصخور الساحلية لتعرية الأمواج. حيث تكون الصخور النارية المتماسكة القليلة المفاصل ذوات صلابة عظيمة وذوات مقاومة أكبر من الصخور اللينة ذوات المفاصل والطبقات أو الصخور التي يمكن لماء البحر أن يؤثر عليها تأثيراً كيمياوياً كالصخور الجيرية مثلاً.

4 ـ طبيعة ميل الطبقات الصخرية. إذ يزداد تأثير التعرية الموجية في الأجراف التي يكون فيها اتجاه ميل الطبقات الصخرية نحو البحر حيث تقوم الأمواج بتعرية القسم الأسفل من الأجراف وتتيح المجال بذلك لحصول عمليات تساقط صخري أو انزلاقات أرضية متنوعة من الأجزاء المرتفعة من الأجراف التي لا تستطيع الأمواج الوصول إليها. على عكس ما يحدث عندما يكون اتجاه ميل الطبقات الصخرية نحو اليابسة في الأجراف المطلة على البحر.

5 ـ عمق الماء على بعد من الساحل فكلما كان البحر عميقاً على مقربة من الساحل فإن الموجة سوف تنكسر بالقرب منه وتلقي بكل طاقتها على خط الساحل فتزيد من سرعة تحطيمه في حين لو جرت عملية انكسار الموجة بعيداً عن خط الساحل فإن تأثير التيارات المتقدمة عليه سيكون ضعيفاً في هذه الحالة.

6 ـ مقدار تباين مستوى سطح البحر أثناء المد والجزر فكلما زاد التباين فإن ذلك يعني أن مساحة أعظم سوف تتعرض لتعرية الأمواج.

تستطيع الأمواج مهما كان شكل الساحل الأصلي أن تؤثر فيه بدرجة من الدرجات. ويشير ارتفاع الأمواج التي تنكسر على الشاطئ أثناء المد إلى الحد الأعلى للتعرية المباشرة التي تقوم بها الأمواج. وعلى الرغم من أن العمل الرئيسي للتعرية التي تقوم بها الأمواج ينحصر تقريباً في هذا الحد فقد استطاعت بعض أمواج العواصف أن ترمي ببعض القطع الحجرية نحو الأعلى وتضرب بها الأجراف الساحلية بحيث كسرت بعض الزجاج في شبابيك ترتفع عن مستوى سطح البحر بحوالي 100 متراً[1].

من الأمثلة المهمة التي تضرب بصورة متكررة لتبين أهمية التعرية التي تقوم

(1) عبد الإله كربل، مصدر سابق، ص 203.

بها الأمواج ما حدث بجزيرة Heligoland المقابلة للساحل الألماني. حيث تتكون هذه الجزيرة من صخور رملية لينة من العصر الكريتاشي (الطباشيري) وقد تعرضت تلك الصخور إلى تعرية الأمواج بشكل حاد مما أدى إلى تقلص طول ساحل الجزيرة وتناقص مساحتها. ففي سنة 800 كان طول الساحل 192,2 كم وأصبح في سنة 1300 للميلاد 72كم ويبلغ طوله اليوم 1,6كم وسوف تتلاشى هذه الجزيرة إذا لم تقم الحكومة الألمانية ببناء سدود وحواجز توقف التعرية البحرية لهذه الجزيرة[1].

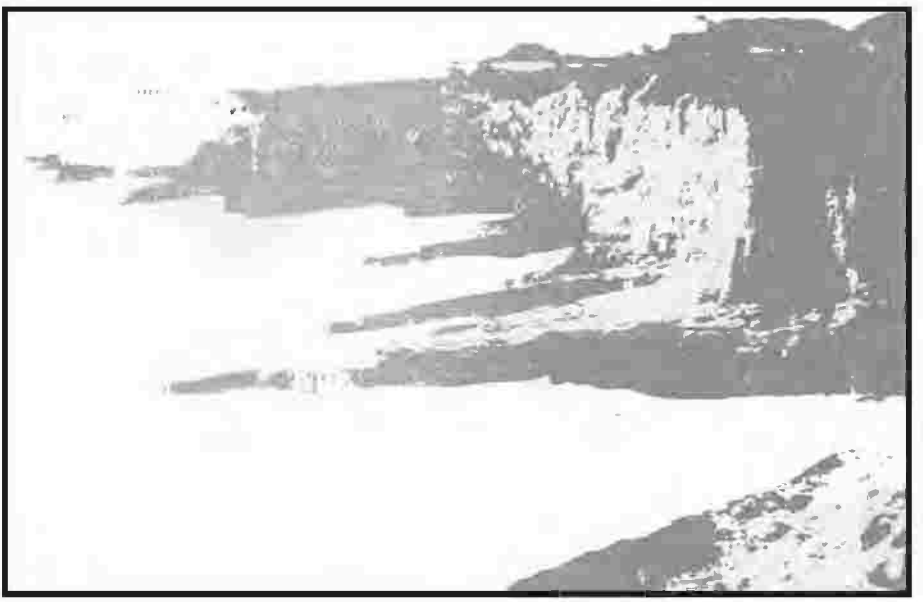
الأشكال الأرضية الناتجة عن تعرية الأمواج

يعتمد شكل خط الساحل في كثير من الحالات على التعرية المتباينة التي تقوم بها الأمواج. إذ يتناقص تأثير التعرية فوق الصخور الصلبة المقاومة في حين يزداد تأثيرها فوق الصخور اللينة أو التكوينات غير المتماسكة. فإذا كانت بنية الساحل وتكوينه الصخري متجانساً فإن وجود التعاريج عليه سيكون قليلاً على خلاف السواحل التي تختلف فيها التكوينات الصخرية كثيراً حيث تحتل الصخور الصلبة مناطق الرؤوس في حين تشغل التكوينات اللينة مناطق الخلجان. وتتعرض الرؤوس المرتفعة في الأغلب لتعرية الأمواج التي تسبب قطعاً في مقدمتها تعرف باسم الثلم notch.

يتميز الجانب البحري من الشاطئ في كثير من المناطق بوجود حافة واضحة ناتجة عن عملية التعرية الموجية تعرف عادة باسم الجرف البحري sea cliff. وتمتد المصطبة الناتجة عن قطع الأمواج أسفل ذلك الجرف وفي الاتجاه البحري منه. ويمكن لهذه المصطبة أن تكون صخوراً جرداء أو أن تكون مغطاة برواسب الحصى والرمال فتعرف آنذاك بالشاطئ الرملي beach. تشير المصاطب المرتفعة إلى المستوى المرتفع السابق للبحر وتعرف آنذاك بالمدرجة البحرية. هذا وتعتبر الأجراف البحرية والمصاطب الناتجة عن قطع الأمواج من بين أشهر المظاهر الأرضية الناتجة عن التعرية التي تقوم بها الأمواج. تختلف الأجراف البحرية من مكان إلى آخر تبعاً لنوعها وبنيتها وكذلك في مقدار ارتفاع الصخور التي عملت فيها تلك الأجراف إذ تختلف تعاريج الأجراف التي قطعت في صخور تميل باتجاه البحر عن تلك التي تميل نحو اليابسة وعن تلك التي يكون امتداد طبقات الصخور فيها أفقياً (شكل رقم 97). تختلف الأجراف التي قطعت في صخور الكرانيت من

(1) Harry Robinson, Op. Cit., pp.335-336.

حيث مظهرها عن تلك التي قطعت في صخور البازلت أو تلك التي عملتها لأمواج في مواد صخرية غير صلبة وغير متماسكة كما في حالة الرواسب الجليدية[1]. ينشأ في بعض الحالات امتداد لتلك المصطبة الناتجة عن نحت الأمواج باتجاه البحر من جراء تجمع الرواسب التي جاءت من عملية نحت المصطبة نفسها فيتكون لدينا ما يعرف باسم المصطبة الناتجة عن ترسيب الأمواج wave-built terrace. غير أن هذه الحالة ليست دائمة الوجود إذ غالباً ما تقوم الأمواج بنثر ما اقطعته من الأجراف فوق قاع البحر المجاور. وتتوسع تلك المصطبة بصورة مستمرة من جراء تراجع خط الساحل إلى الوراء نتيجة للتعرية التي تقوم بها الأمواج. وتختلف عن ذلك بعض المظاهر الأرضية الصغيرة مثل المسلات البحرية stacks والكهوف وكذلك الجزر وبقية الأشكال الأرضية التي تظل فوق المصطبة البحرية أو فوق الرصيف الناتج عن قطع الأمواج نتيجة لعدم التشابه في درجة صلابة الصخور أو عدم التساوي في قوة الأمواج نفسها.



شكل رقم (97)
بعض الأجراف الناتجة عن نحت الأمواج.

تعتبر الكهوف أشكالاً شائعة على طول الكثير من السواحل إذ توجد في مناطق الضعف الموجودة على وجه الجرف البحري كما في مناطق

(1) W. Thornbury, OP. Cit., pp.426-427.

المفاصل أو بين الطبقات الصخرية. حيث تتكون حفرة فيها من جراء عملية النحت التي تقوم بها الأمواج وتتوسع هذه الحفرة باستمرار عملية التعرية مكونة الكهف. وإذا صادف وجود كهفين على جانبي أحد الرؤوس الأرضية الممتدة داخل البحر والتي تتميز بارتفاع تضاريسها فإن كل واحد منهما يتوسع نحو الداخل من جراء عملية التعرية التي تقوم بها الأمواج وكذلك من جراء عمليات التجوية المختلفة فيتصل أحدهما بالآخر ويتكون آنذاك القوس البحري الذي يتعرض سقفه للانهدام بعد ذلك تاركاً جزيرة صغيرة مرتفعة تعرف باسم المسلة البحرية (شكل رقم 98). و(شكل رقم 99).

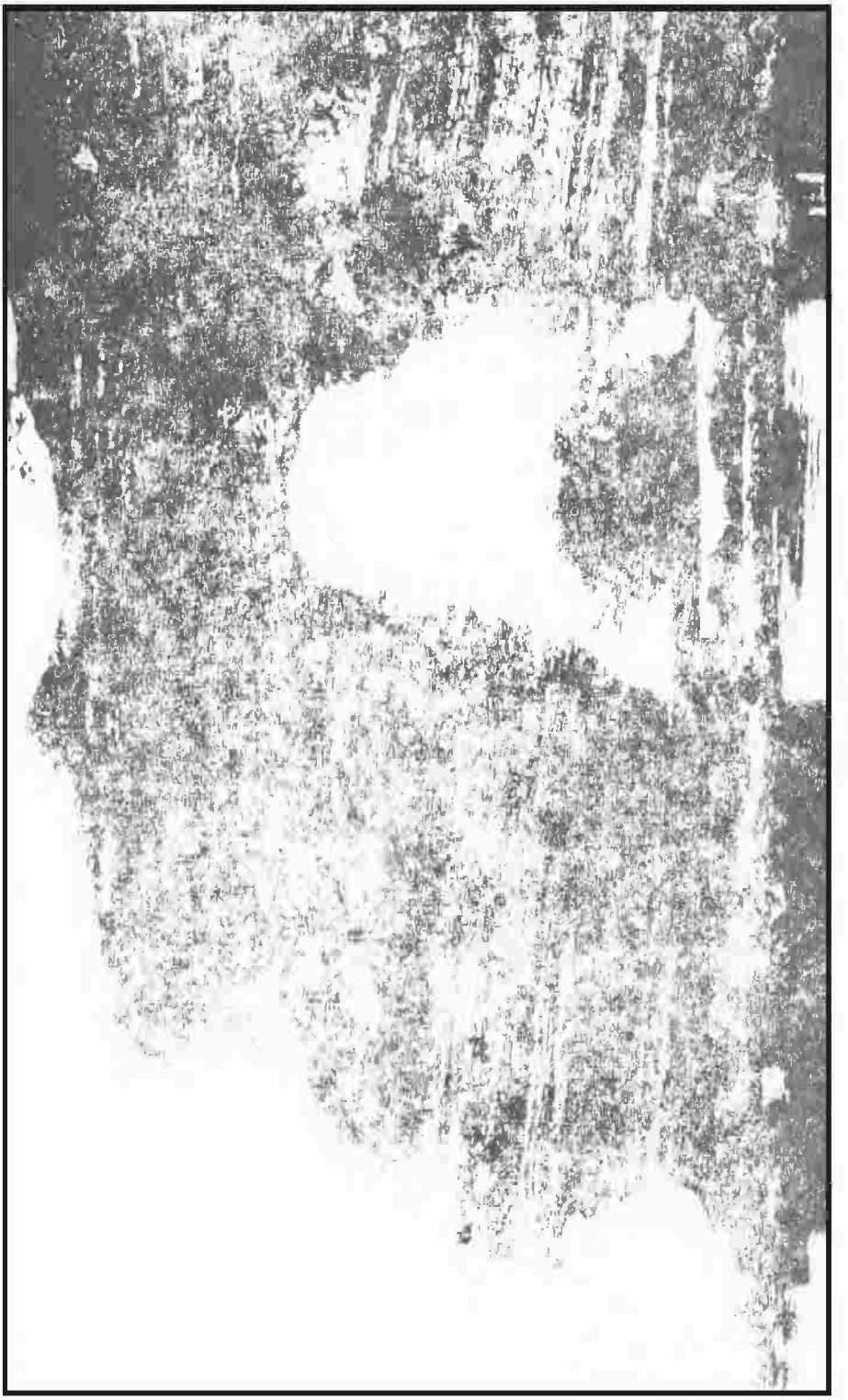
لا يمكن تحديد الاتساع الذي يمكن أن تصل إليه المصاطب البحرية الناتجة عن التعرية التي تقوم بها الأمواج إذ أن الأمواج تستمر في قطعها طالما كانت الظروف مناسبة لذلك. فقد وجدت بعض الدرجات المرتفعة التي يزيد عرض البعض منها عن 1,5 كيلومتر في أجزاء من سواحل كاليفورنيا وشيلي حيث يؤدي ارتفاع اليابسة إلى تقليل عملية النحت التي تقوم بها على الساحل القديم وتبدأ بعد ذلك دورة تعرية جديدة[1]. وتنكسر الأمواج عندما تتسع مساحة المصاطب على مسافة بعيدة عن خط الساحل وبذلك قد تعاق أو تتوقف عملية التعرية حيث تكون التيارات المتقدمة صوب خط الساحل والناتجة من انكسار موجة ضعيفة في هذه الحالة كما ذكرنا ذلك.

الأشكال الأرضية الناتجة عن ترسيب الأمواج

تتراكم على المصاطب معظم المواد الخشنة التي اقتطعت من الأجراف أو التي جلبتها الأنهار نحو الشاطئ حيث تتعرض هناك لعمل الأمواج الترسيبي، في الوقت الذي تظل المواد الدقيقة الذرات فيه عالقة بمياه البحر وتبتعد عن خط الساحل. ويمكن لتلك المواد أن تترسب في أماكنها دون أن تتعرض لعملية نقل على طول الساحل في حين يتعرض الآخر منها للنقل على طول خط الساحل إلى أن تصل إلى مناطق تسمح العوامل الطبيعية فيها بقيام عملية تراكم للرواسب وتكوين ظواهر ترسيبية أهمها:

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.399.

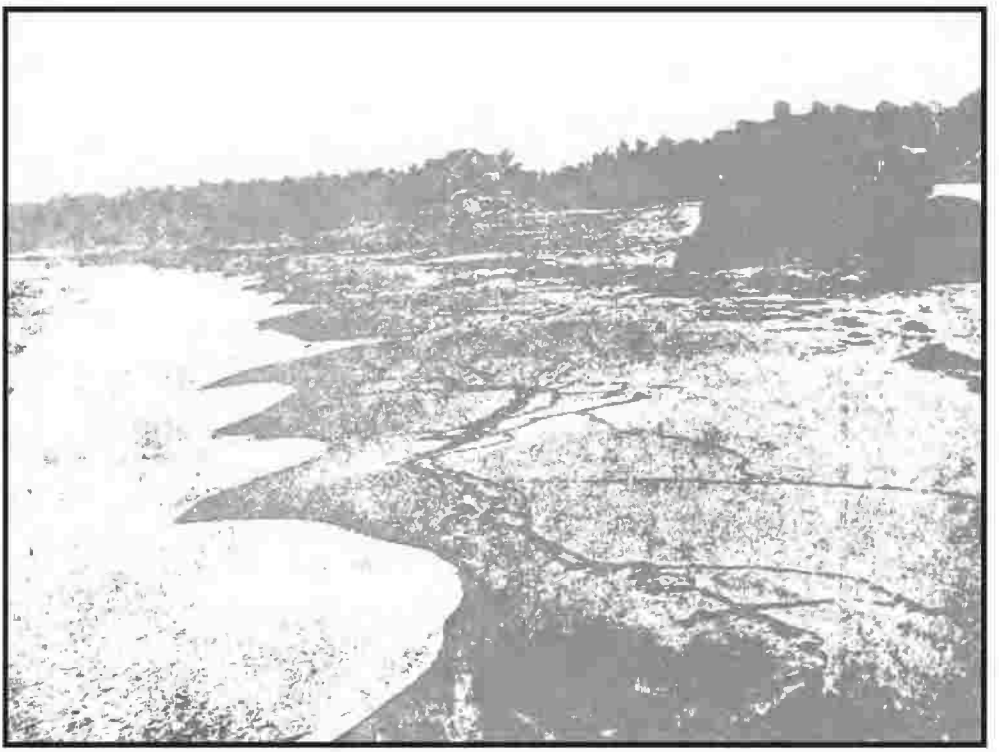
شكل (98)
صورة تمثل بعض الأقواس والممرات البحرية على ساحل آيسلنده



شكل (٥)

1 ـ الشواطئ المسننة Beach Cusps :

توجد هذه المظاهر الأرضية الترسيبية على الأقسام العليا من الشواطئ وخاصة الشواطئ الحصوية وتتكون من سلسلة من مقدمات مدببة تفصل بينها الخلجان (شكل رقم 100). ويكون الفرق في الارتفاع بين المقدمات وبين قيعان الأحواض والخلجان التي تفصل بينها أقل من متر واحد في الأغلب وقد يصل هذا الفرق إلى 60 متراً[1]. وعلى الرغم من أن شكل هذه النتوءات الترسيبية راجع إلى عمل الأمواج فإن كيفية تكونها لم تفهم بعد بشكل جيد[2].



شكل (100)

أشكال ترسيبية مسننة على الساحل الشمالي من بورتوريكو في البحر الكاريبي.

2 ـ الحواجز الرملية Sand Bars :

يرتبط وجود هذه الحواجز الرملية بالبحار التي لا تحدث فيها ظاهرة المد والجزر مثل البحر المتوسط وبحر البلطيق. وتمتد هذه الحواجز بصورة موازية

(1) B.W. Spark, Op. Cit., pp.186-187.

(2) Twidale, Op. Cit., p.387.

لشكل الموجة على قاع البحر في المنطقة التي تتقابل بها التيارات القادمة من البحر، نتيجة لانكسار الموجة، مع التيارات العائدة من خط الساحل ويوجد في كليهما كثير من الرواسب التي تكون تلك الحواجز[1].

3 ـ الحواجز الرملية البعيدة عن الساحل Offshore Bars :

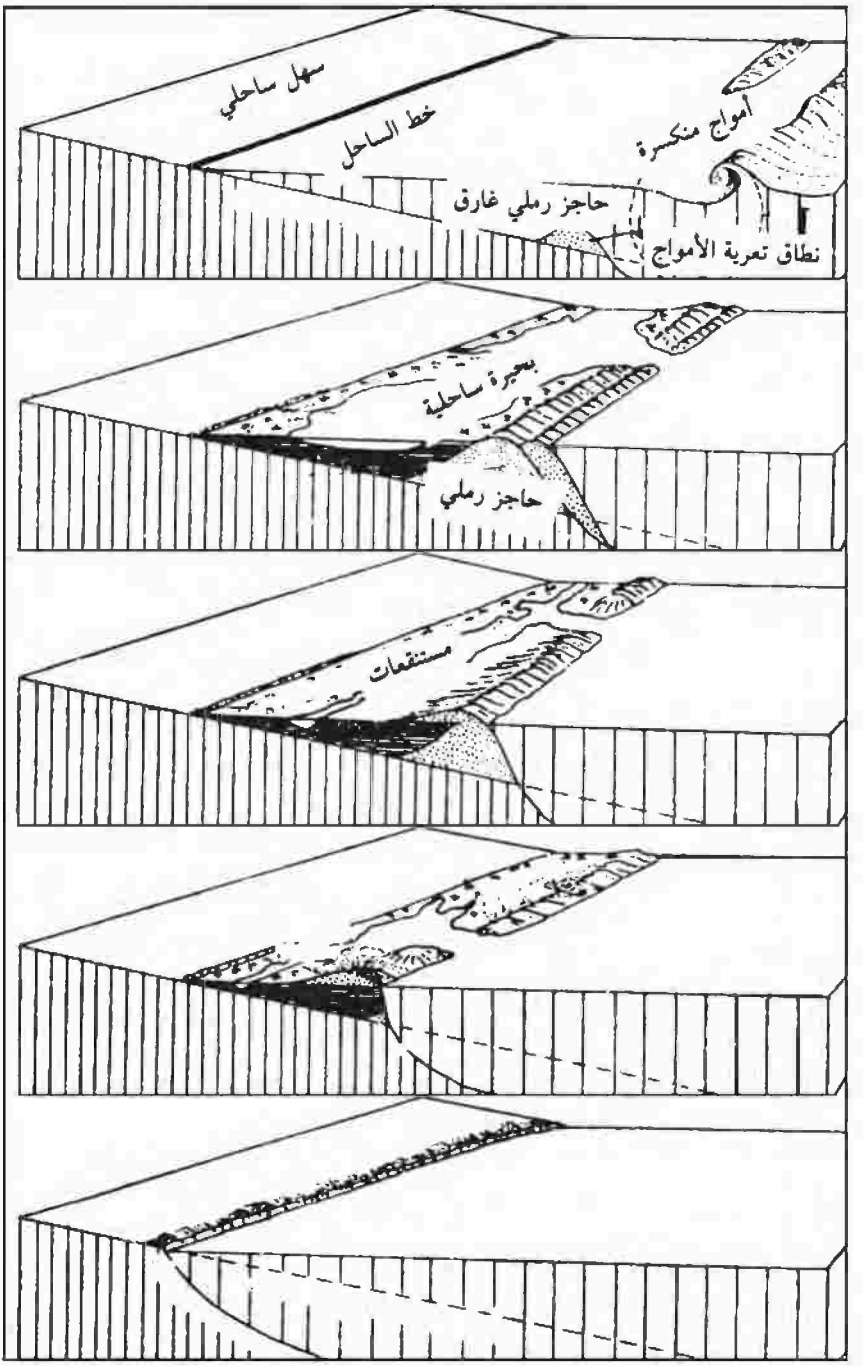
تتألف من حافات رملية وحصوية مرتفعة عن مستوى الماء العالي تقع في العادة على بعد عدة كيلومترات عن الساحل. وقد نشأت هذه الحواجز من جراء عملية انكسار الموجة التي تحدث على مسافة بعيدة عن الساحل حيث تقوم تلك الأمواج باقتطاع الحطام الصخري من قاع البحر في المنطقة التي يحدث الانكسار فيها. ويترسب قسم من ذلك الحطام الصخري أمام منطقة الانكسار مباشرة وينمو بصورة مستمرة حتى يظهر أخيراً فوق مستوى سطح البحر على هيئة حواجز. وتتحول المنطقة الفاصلة بين تلك الحواجز وبين خط الساحل الأصلي إلى بحيرة ساحلية lagoon والتي تمتلئ بدورها بصورة تدريجية بالإرسابات أو نتيجة لتحلل المواد العضوية التي تأتي في الأغلب من النباتات التي تنمو فيها. يتقدم الحاجز الرملي نحو اليابسة بصورة تدريجية حيث تقوم الأمواج وخاصة خلال العواصف بتعرية قسم من مكونات هذا الحاجز وإلقائها فوقه باتجاه البحيرة الواقعة خلفه. وينتج عن ذلك ارتفاع لمستوى قاع البحيرة نفسها من جراء تجمع تلك الرواسب فيها ويستمر بمرور الوقت دفع الحاجز باتجاه اليابسة حتى يتم إزالة كل البحيرة تقريباً بواسطة الأمواج ولا يبقى من الحاجز الرملي إلا بعض الكثبان الرملية الموجودة على الساحل الأصلي[2] (شكل رقم 101).

4 ـ الشواطئ الرملية :

لا تنقل كثير من المواد المفككة التي تنحتها الأمواج من مناطق الرؤوس نحو المياه العميقة بل تقوم التيارات بنقلها نحو رؤوس الخلجان أو جوانبها وتقوم بترسيبها هناك مكونة ما يعرف باسم شاطئ رأس الخليج وشاطئ جانب الخليج. ويميل خط الساحل باستمرار عملية التعرية إلى الاستقامة تدريجياً وتقوم التيارات الساحلية آنذاك بنقل الحطام الصخري وترسيبه بشكل ألسنة تمتد على طول مداخل الخلجان تعرف باسم الألسنة الرملية spits. وهناك أنواع مختلفة من هذه الألسنة تبعاً لطبيعة مرور التيارات أمام مداخل الخلجان فهناك ألسنة معقوفة وهناك ألسنة بسيطة وألسنة مركبة (شكل رقم 102).

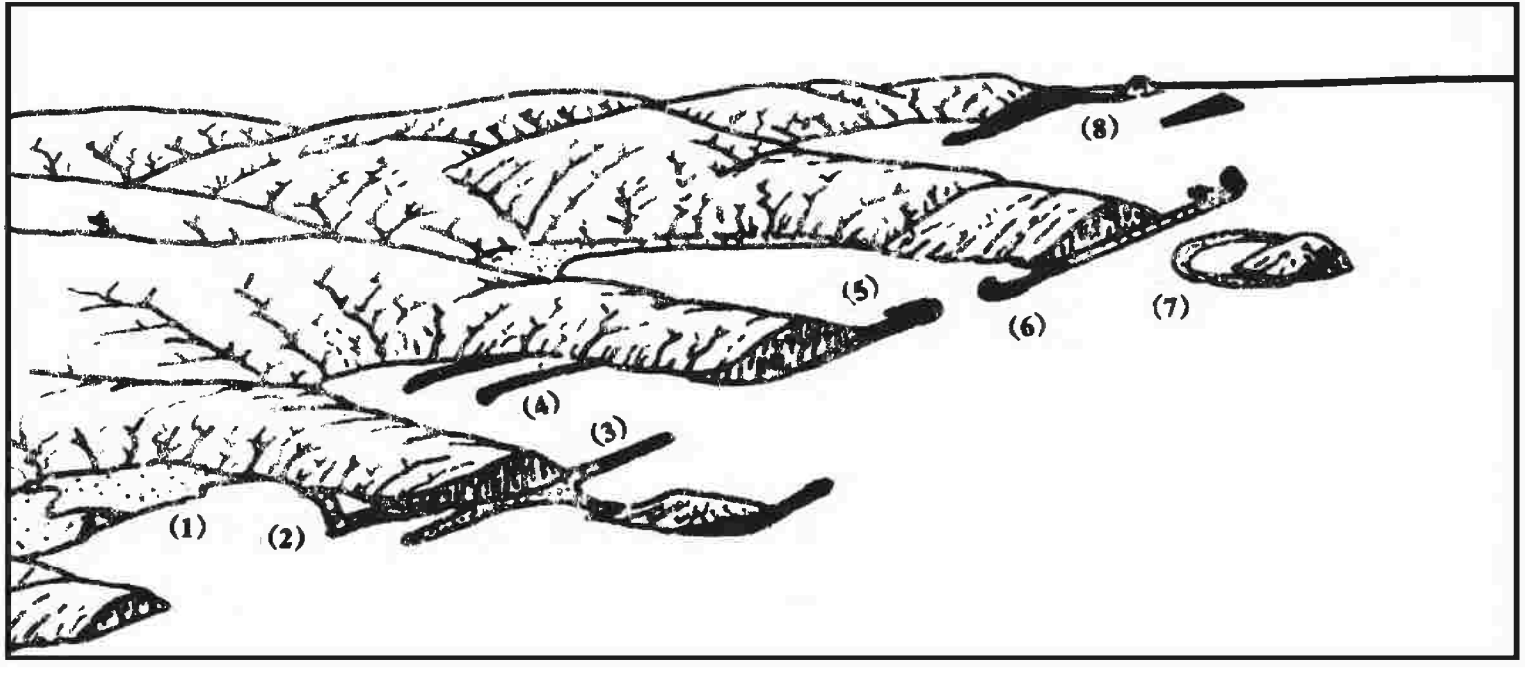
(1) B.W. Spark, Op. Cit., p.187.

(2) Ibid, p.187.



شكل (101)

تطور حاجز رملي أمام ساحل يتعرض إلى ظاهرة الارتفاع.



شكل رقم (102)

بعض المظاهر الأرضية الترسيبية التي تقوم بها الأمواج والتيارات الساحلية.

1 ـ شاطئ رملي.
2 ـ حاجز رملي مسنن.
3 ـ لسان رملي في بداية الخليج.
4 ـ لسان رملي على جانب الخليج.
5 ـ لسان رملي معقوف مزدوج.
6 ـ لسان رملي معقوف منفرد.
7 ـ الأنشوطة الترسيبية.
8 ـ التمبولو.

من الأشكال الترسيبية الأخرى التي تقوم الأمواج والتيارات بتكوينها ما يعرف باسم الأنشوطة التي هي عبارة عن حاجز رملي تقوم التيارات ببنائه حول إحدى الجزر الصغيرة المقابلة إلى الساحل. والحاجز الرملي المسنن Cuspate Bar والتمبولو Tombolos وهي عبارة عن حاجز رملي يربط إحدى الجزر بالأرض الأصلية[1].

تصنيف السواحل

تأتي السواحل مثل بقية الظواهر الطبيعية والبشرية التي يراد إيجاد تصنيف لها، في ضرورة الاعتماد على مقياس معين واحد أو الاعتماد على مجموعة من المقاييس. وتكون عملية اختبار مدى دقة المقياس شيئاً أساسياً في تقرير مدى دقة التصنيف ومقدار جديته. وقد بذلت منذ فترة طويلة جهود كثيرة لإيجاد تصانيف للسواحل واعتمدت لذلك مجموعة متعددة من المقاييس مثل:

1 ـ شكل نطاق الاتصال بين اليابسة وبين البحر.

2 ـ الحركة النسبية لمستوى سطح البحر (تذبذب مستوى سطح البحر).

3 ـ أثر العلميات البحرية المختلفة.

يعتمد كثير من التصانيف الأولى على حركات القشرة الأرضية وكذلك على التغيرات التي طرأت على مستوى سطح البحر مثل تصنيف جونسون وفون رشتهوفن وكليفر وشبرد وتصنيف فالنتين[2]. تعتمد بعض التصانيف الحديثة على المعلومات الجيولوجية التي ظهرت في النصف الثاني من هذا القرن وخاصة بعد ظهور مفهوم تكتونية الأطباق أو الصفائح ونظرية انتشار قاع المحيط. يطلق على مثل هذه التصانيف اسم التصانيف البنيوية وتقسم السواحل بموجبها إلى:

1 ـ سواحل محمولة فوق الأطباق المتباعدة.

2 ـ سواحل انطباق عند الأطباق المتقابلة.

3 ـ السواحل المحافظة على خصائصها حيث الأطباق تنزلق بموازاة بعضها الآخر.

وحتى نفهم هذا التصنيف لا بد أن تكون لدينا خلفية واسعة عن المقصود بتكتونية الأطباق أو الصفائح ونظرية انتشار قاع المحيط. إذ يعتقد أن القشرة

(1) A.K.Lobeck, Op. Cit., p.353.

(2) H.F.Garner, The Origin of Landscape, New York, 1974, p.542.

الأرضية تتكون من مجموعة من أطباق مانتيل plates يتراوح سمكها بين 70 ـ 100كم. وتحمل أطباق المانتيل هذه القشرة المحيطية والقشرة اليابسة. ويمكن لبعض هذه الأطباق أن تحمل وفي آن واحد كلا نوعي القشرة. وتتحرك هذه الأطباق مبتعدة عن بعضها فيما يعرف باسم جبهة الافتراق وتتمثل عادة بمناطق الحافات المحيطية الوسطى. تقترب الأطباق من بعضها البعض في مناطق جبهات التقابل التي تتمثل عادة بالأغوار المحيطية. وتسبب هذه الحركة البطيئة للأطباق الخروج المستمر للحمم البركانية من مناطق الحافات المحيطية الوسطى، ودفعها للقشرة بعيداً عنها[1].

تصنف السواحل أيضاً اعتماداً على مقياس حركي حديث تبعاً لطبيعة القوى التي تؤثر عليها ومنها التصنيف الذي وضعه J.L.Davies. وتصنف السواحل أيضاً إلى أنواع تبعاً لمقدار تأثرها بأمواج المد والجزر. ولا نريد أن نطيل كثيراً في ذكر أنواع تلك التصانيف ويكفي أن نقول إن C.A.M.King لوحدها كونت مقارنة بين 13 تصنيفاً للسواحل[2].

غير أن أشهر التصانيف المعروفة عن السواحل هي:

1 ـ تصنيف جونسون:

وقد جاء به D.W.Johnson في سنة 1919 ويعتبر أشهر ما عرف من تصانيف للسواحل إلى حد الآن. وعلى الرغم من قلة دقة هذا التصنيف وعدم اعتماده ما ظهر من تطورات حديثة في العلوم المحيطية إلا أن شهرته تشبه تماماً شهرة تصنيف كوبن للأقاليم المناخية. ويعتبر تصنيف جونسون من التصانيف التي تعتمد على أصل النشأة genetic وكذلك على التغيرات التي حصلت على مستوى سطح البحر. وقد قسم جونسون السواحل بموجبه إلى:

1 ـ سواحل الانغمار Shorelines of Submergence.

2 ـ سواحل الظهور Shorelines of Emergence.

3 ـ السواحل المحايدة Neutral Shorelines.

4 ـ السواحل المركبة Compound Shorelines.

يعتبر تصنيف جونسون في الحقيقة امتداداً للتصنيف الذي وضعه

(1) عبد الإله رزوقي كربل، مصدر سابق ص 51 ـ 58.

(2) C. King. Beaches and Coasts, Edward Arnold, London, 1972, p.404.

الجيومورفولوجي المشهور وليام ديفز Davis سنة 1902 عندما قسم السواحل إلى سواحل ظاهرة وأخرى مغمورة[1].

ترجع سواحل الانغمار بموجب تصنيف جونسون إما إلى حالة الهبوط التي تتعرض إليها اليابسة أو إلى الارتفاع الذي يصيب مستوى سطح البحر. ويمكن تمييز ثلاثة أنماط للسواحل المغمورة تبعاً إلى نوع التضاريس السائدة بالقرب منها.

1 ـ الأقاليم المنخفضة المغمورة ذوات المصبات.

2 ـ الأقاليم المرتفعة المغمورة التي تنتج فيها سواحد الريا ria.

3 ـ سواحل جبلية مغمورة والتي تمتد السلاسل الجبلية فيها بموازاة خط الساحل.

أما السواحل الظاهرة فتنتج إما من تعرض اليابسة إلى حركة رفع أو من جراء هبوط في سطح المحيط. وهي أقل شيوعاً من السواحل المغمورة. وتقسم إلى نوعين تبعاً لتضاريسها أيضاً هما:

1 ـ سهل ساحلي ذو درجة انحدار قليلة مع خط ساحل مستقيم تقريباً.

2 ـ منطقة مرتفعة تعرضت إلى حالة الظهور.

وتوجد السواحل المحايدة في المناطق التي لم تتعرض لحالة ارتفاع أو انخفاض حديث في مستوى اليابسة والماء. بمعنى آخر أنها لا تحتوي على ظاهرة ارتفاع أو هبوط للساحل. وتقسم هذه بدورها إلى:

1 ـ سواحل دلتاوات وسواحل طموية.

2 ـ السواحل البركانية.

3 ـ السواحل المرجانية.

وتعني السواحل المركبة في تصنيف جونسون بأنها تلك السواحل التي تضم نوعين أو أكثر من السواحل السابقة[2].

2 ـ تصنيف شبرد:

ظهر هذا التصنيف لأول مرة في سنة 1937 ثم أخذ وضعيته النهائية في سنة 1963 من قبل F.P.Shepard. وقد ميز شبرد في تصنيفه نوعين من السواحل هما السواحل الأولية والسواحل الثانوية. وتعني السواحل الأولية في مفهوم شيبرد أنها السواحل التي جاءت خطوطها العامة من قبل بحر تقدم فوق تضاريس اليابسة التي

(1) عبد الإله رزوقي كربل، المصدر السابق 9 ص 198.

(2) Harry Robinson, Op. Cit., pp.361-364.

سبق لعمليات جيومورفولوجية أرضية أن قامت بتكوينها أكثر من كونها تأثرت بعمليات بحرية. ويضم هذا الصنف بدورة أربعة أنواع من السواحل هي: تلك التي أخذت ملامحها الأساسية بواسطة التعرية والترسيب والنشاط البركاني والحركات الأرضية. أما السواحل الثانوية فقد عرفها شيبرد بأنها السواحل التي تأثرت بالعمليات البحرية أو بواسطة الأحياء البحرية. وتضم السواحل التي تعرضت للتعرية البحرية والترسيب البحري أو التي نمت فوقها الاحياء البحرية.

3 ـ تصنيف فالنتين:

ظهر هذا التصنيف في سنة 1952 من قبل H. Valentin ويعتمد على أصل نشأة السواحل genetic وقد قسمت السواحل بموجبه إلى مجموعتين رئيسيتين هما السواحل المتقدمة والسواحل المتراجعة.

أولاً: السواحل المتقدمة:

1 ـ السواحل الظاهرة.

أ ـ سواحل قيعان البحار.

2 ـ سواحل متقدمة:

أ ـ سواحل متقدمة ناتجة عن عمليات عضوية.

1 ـ السواحل المرجانية.

2 ـ سواحل (المانكروف).

ب ـ سواحل متقدمة ناتجة عن عمليات لاعضوية.

1 ـ سواحل ناتجة عن ترسيب بحري.

2 ـ سواحل ناتجة عن ترسيب نهري.

ثانياً: السواحل المتراجعة:

1 ـ السواحل المتراجعة:

أ ـ تضاريس جليدية غارقة.

1 ـ تضاريس ناتجة عن التعرية الجليدية.

2 ـ تضاريس ناتجة عن الترسيب الجليدي.

ب ـ تضاريس نهرية غارقة.

1 ـ التواءات في مرحلة الشباب.

2 ـ التواءات في مرحلة الشيخوخة.

3 ـ بنية ذات طبقات مستوية.

2 ـ سواحل متراجعة:

أ ـ السواحل التي تجاور الأجراف[1].

4 ـ تصنيف ديفز:

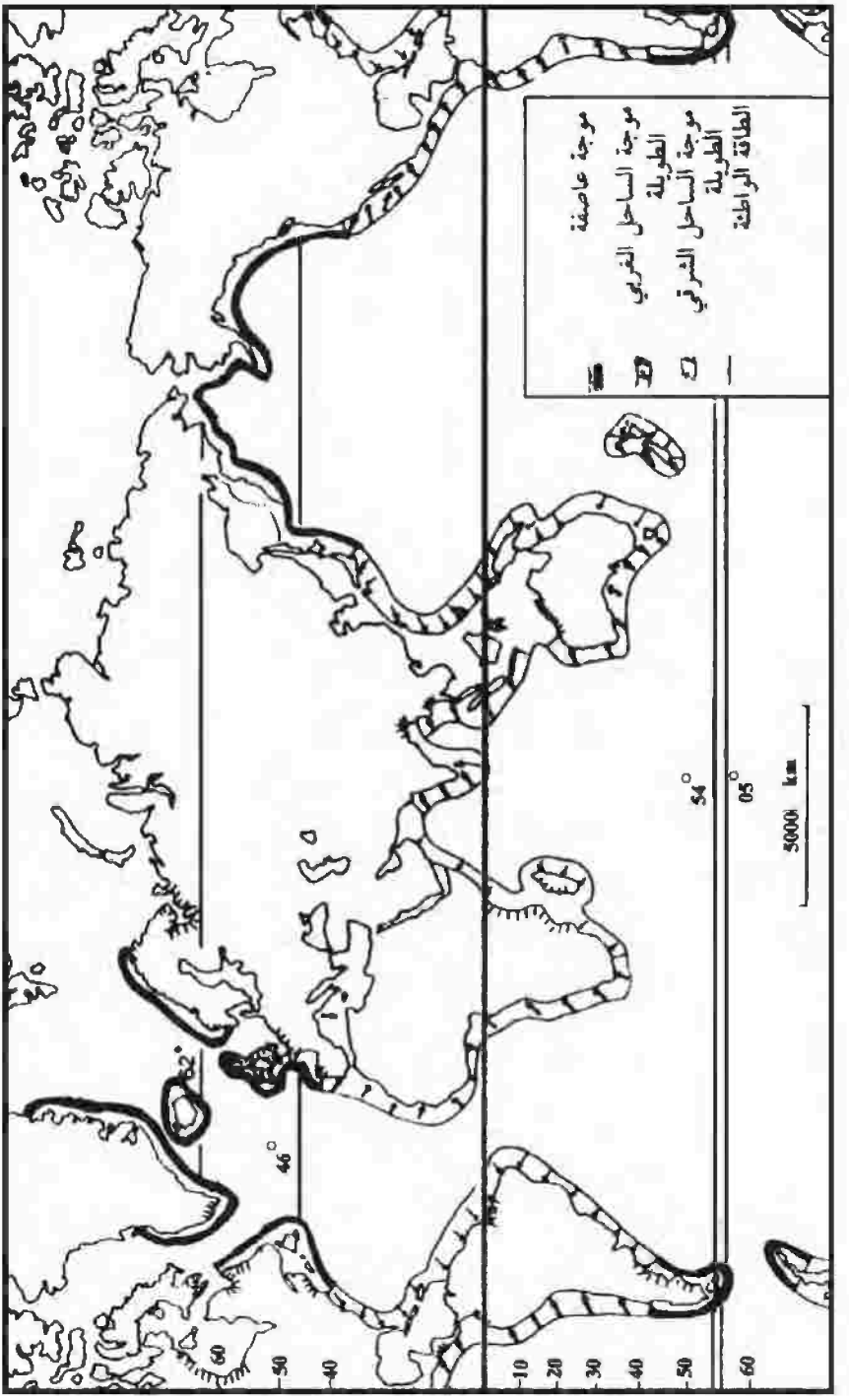
يعتبر هذا التصنيف من أشهر التصانيف التي وضعت للسواحل اعتماداً على أسس حركية وقد وضعه في سنة J.L.Davies 1964. وقد اتخذ له أساساً هو طبيعة الموجة التي تؤثر على الساحل، وبالنظر إلى أن معظم الأمواج ناتجة عن الظروف المناخية فقد سمي أساس التصنيف باسم موجة المناخ Wave Climate وبموجب ذلك قسمت السواحل إلى أربعة أصناف (شكل رقم 103).

1 ـ السواحل التي تسودها بيئة موجة العواصف. وتوجد هذه البيئة في العروض العليا ضمن نطاق الرياح القوية المتغيرة الاتجاه حيث تتولد هنا أمواج العواصف التي تكون مصحوبة عادة برياح قوية تهب على السواحل قادمة من المحيطات. يتركز هذا النطاق في النصف الجنوبي من الكرة الأرضية عند دائرة عرض 54° جنوباً في فصل الشتاء و56° جنوباً في فصل الصيف. ولذا ينحصر تأثير هذا النطاق على سواحل قارية قليلة هناك كما في السواحل الجنوبية من قارة أمريكا الجنوبية. ولكنه يقع في النصف الشمالي من الكرة الأرضية بين دائرتي عرض 46° شمالاً في الشتاء و62° شمالاً في فصل الصيف. ويغطي بذلك ساحل قارة أمريكا الشمالية في ساحلها الغربي ابتداء من شمال كاليفورنيا وباتجاه الشمال. وكذلك من ساحل نيويورك في الجهة الشرقية باتجاه الشمال أيضاً. ويغطي الساحل الأوروبي المطل على المحيط الأطلسي اعتباراً من ساحل فرنسا حتى شمال النرويج. ويغطي الساحل الآسيوي المطل على المحيط الهادي اعتباراً من اليابان ثم باتجاه الشمال بعد ذلك. يوجد في أغلب هذه السواحل قطاعات تتكون من أجراف صخرية عالية وأرصفة صخرية ناتجة عن قطع الأمواج[2].

---

(1) W. Thornbury, Op. Cit., pp.437-439.

(2) R.U. Coole and J.C. Doornkamp, Geomorphology in Environmental Management, Clarendon, Oxford, 1978, p.192.



شكل رقم (103)
أنماط السواحل حسب نوعية موجة المناخ بموجب تصنيف دبفز.

2 ـ السواحل الغربية ذوات بيئة الموجة الطويلة.

3 ـ السواحل الشرقية ذوات بيئة الموجة الطويلة. يسود هذان النوعان من السواحل في العروض الدنيا التي تسيطر عليها الأمواج الطويلة swell التي تنشأ من جراء تكون أمواج العواصف السابقة والتي تتحول بدورها إلى أمواج طويلة تصل إلى سواحل العروض الدنيا. وتكون الأمواج الطويلة التي تصل إلى السواحل الغربية أكثر ارتفاعاً وبالتالي فإن طاقتها تكون أعظم من تلك التي تؤثر على السواحل الشرقية. يبلغ معدل أطوال هذه الأمواج المتوسطة 305 متراً ومدتها 14 ثانية، وينكسر معظمها قبل وصوله إلى الشاطئ.

4 ـ السواحل التي تؤثر عليها الأمواج ذوات الطاقة الواطئة: توجد هذه السواحل إما في المناطق التي يكون المدى فيها غير ملائم لقيام أمواج قوية أو حيث يعيق وجود جليد البحر عملية تكوين الأمواج القوية، أو حيث يوجد مظهر ما بعيد عن الساحل يمنع وصول الأمواج القوية إلى خط الساحل. وتعتبر سواحل البحار القطبية والبحار المغلوقة من هذا النوع من السواحل[1].

الشعاب والجزر المرجانية

الشعاب المرجانية تكوينات صخرية جبرية ودولومايت تجمعت بواسطة أنواع من الأحياء البحرية التي تقوم بإفراز الكاربونات. وتقسم التكوينات المرجانية إلى ثلاثة أنماط تبعاً لمواقعها من المحيط طبقاً للتصنيف الذي وضعه العالم المشهور جارلس دارون في سنة 1842.

1 ـ **الشعاب الهامشية Fringing Reefs**: وتتكون من غشاء أو من رصيف مرجاني يمتد بصورة موازية للساحل وقريباً منه، ولا يترك بينه وبين الساحل أية بحيرات ساحلية وتكون هذه الشعاب ضيقة إذ لا يتجاوز اتساع أغلبها عن 30 ـ 40 متراً رغم أن اتساع البعض منها قد يبلغ عدة مئات من الأمتار.

2 ـ **الحواجز المرجانية Barrier Reefs**: وتوجد هذه التكوينات المرجانية على بعد عدة كيلومترات من خطوط السواحل وتفصلها عنها بحيرات ساحلية. ومن أشهر الأمثلة على الحواجز المرجانية في العالم الحاجز المرجاني الاسترالي العظيم الذي يمتد موازياً للساحل الشمالي الشرقي لقارة أستراليا لمسافة تقرب من 2000كم أمام سواحل كوينزلاند إلى الجنوب من مضايق تورس Torres

(1) Ibid.

وباتساع يتراوح بين 40 ـ 320كم ويبتعد عن الساحل مسافة تتراوح بين 40 ـ 300كم (شكل رقم 104).

3 ـ **الجزر المرجانية الحلقية (الأتول)**: وهي حواجز مرجانية مدورة تحصر داخلها بحيرات وسطية ترتبط ببقية جهات المحيط بواسطة ممرات عديدة. وتتصف مياه البحيرات الواقعة داخل هذه الجزر الحلقية بأنها ذوات مياه صافية ويكون قاع البحيرة الواطئ منها مستوياً ودرجة الانحدار إليها قليلة (شكل رقم 105).

الظروف الملائمة لتطور المرجان

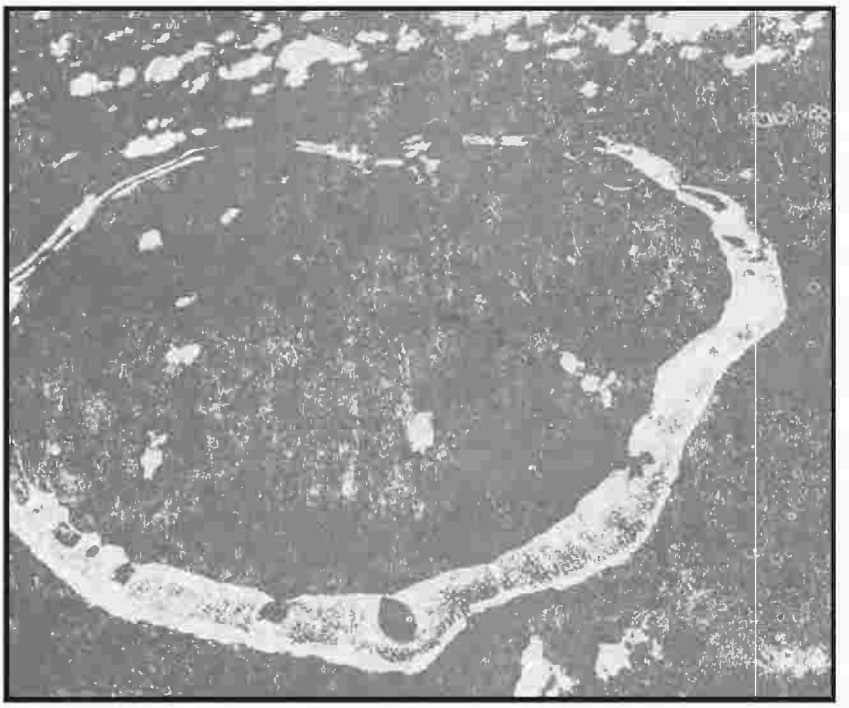
يعيش المرجان coral في مستعمرات تضم آلاف البولبات المنفردة polyps يتكوّن كل واحد منها من منخفض كأسي الشكل يوجد داخل إطار جيري يحيط بكل المستعمرة. ويتشعب الإطار الصخري هذا من خلال نمو الأجيال المتعاقبة من المرجان نحو الأعلى أو نحو الخارج ويأخذ شكلاً يشبه النباتات أو الشجيرات وتلتحم الفراغات الموجودة بين التراكيب المرجانية وترتبط معاً بواسطة نوع من الطحالب المرجانية التي تعرف باسم nullipores. وترسب هذه بدورها أيضاً كاربونات الكالسيوم خلال أجسامها وتغطي بذلك المرجان النامي الذي ترتبط معه[1].

توجد المستعمرات المرجانية في بيئة ذات مدى جغرافي محدود بسبب وجود عدد من المتطلبات الضرورية الخاصة لنمو المرجان. وتتعلق تلك المتطلبات بظروف الملوحة والضوء والحرارة. إذ يجب أن يكون الماء الذي يعيش فيه المرجان مالحاً وأن يكون دافئاً. يتحدد نمو المرجان في المناطق المدارية، إذ يجب أن تتراوح درجة حرارة المياه بين 20 ـ 30م°. ولا يتعدى وجوده عادة المنطقة المحصورة بين دائرتي 30 شمالاً وجنوباً. ويتركز وجود المرجان في الجهات الغربية من المحيطات التي لا تحدث فيها ظاهرة التدفق upwelling للمياه الباردة من الأعماق نحو سطح المحيط. ولقد حددت درجة الحرارة أيضاً من نمو المرجان وجعلته يرتبط بالطبقات السطحية من ماء المحيط إذ تكون درجات حرارة مياه الأعماق دون المستوى المطلوب لنمو المرجان حتى في مياه المحيطات والبحار المدارية، ويمتد نمو المرجان تبعاً لذلك إلى أعماق لا تزيد بأية حال عن 90 ـ 100 متراً تبعاً للظروف المحلية ويتحدد النمو عادة مع عمق 50 متراً. من

(1) A. Holmes, Op. Cit., p.951.

شكل (104)
صورة إلى بعض التكوينات المرجانية في الحاجز المرجاني العظيم في أستراليا.

الأسباب التي يتحدد نمو المرجان بموجبها في الطبقة العليا من الماء المحيطي حاجة الطحالب الخضراء التي تعيش متضامنة مع المرجان إلى نور الشمس لإتمام عملية التمثيل الضوئي والذي يزداد عادة في الطبقات المائية القريبة من السطح. وينعدم وجود المرجان أمام مصبات الأنهار بسبب وجود الرواسب التي تشتت نور الشمس وتمنعه من الوصول إلى الأعماق التي ينمو فيها المرجان وكذلك إلى انخفاض نسبة الملوحة في المياه المجاورة إلى مصبات الأنهار إذ تتراوح درجة الملوحة التي يتطلبها المرجان لنموه بين 37 ـ 40 في الألف.



شكل (105)

جزيرة مرجانية حلقية (آتول) من مجموعة جزر مارشال في المحيط الهادي.

تبعاً لذلك يتحدد وجود المرجان الحي في أنطقة محيطية مدارية ضحلة إذ يعتبر القسم الغربي من المحيط الهادي الجنوبي أكبر بحر مرجاني في العالم ويمكن اعتبار منطقة البحر الكاريبي وخليج المكسيك والمناطق المجاورة لها من المحيط الأطلسي إقليماً مرجانياً مهماً آخر. ولا ينمو المرجان على طول الجانب الغربي لقارة أمريكا الجنوبية بسبب مرور تيار بيرو وكذلك لا ينمو على الجانب الغربي لجزيرتي جاوة وسومطرة بسبب المياه الغرينية الكثيرة فيها[1]. إلا أن المرجان

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.494.

المتحجر يمتد بعيداً وراء هذه المنطقة المحددة إذ توجد تكويناته في كثير من أجزاء العالم ويشير وجودها إما إلى حدوث تغيرات مناخية خلال التاريخ الجيولوجي للأرض أو بسبب ما حدث من تزحزح لمواقع القارات أو بسبب أن الظروف التي كان يتطلبها المرجان تختلف عن الظروف التي يحتاجها لنموه حالياً. أو بسبب كل هذه الحالات مجتمعة[1].

يتكاثر المرجان بسرعة في حالة توفر الظروف التي ذكرت قبل قليل وتنتقل اللارفات التي تنتجها الشعاب المرجانية الحية من مكان إلى آخر بواسطة التيارات المحيطية وتلتصق فوق قاعدة صخرية متماسكة أو فوق طبقات متماسكة من الأصداف وتبدأ في تكوين شعاب مرجانية أخرى ويبلغ معدل نمو المرجان الحي حوالي 14ملم في العام الواحد أو حوالي 30سم لكل 20 عاماً[2].

أصل الحواجز المرجانية

ليس هناك أدنى شك أو اختلاف بين العلماء حول كيفية تكوين الشعاب المرجانية الهامشية في أنها تكونت من جراء نمو التكوينات المرجانية على الصخور القاعية المجاورة لخطوط السواحل التي تكون ظروفها ملائمة لنمو المرجان. غير أن الآراء اختلفت في الطريقة التي تكونت بها بل كل من الحواجز المرجانية وكذلك الجزر الحلقية.

كانت نظرية الهبوط Subsidence من أهم الآراء التي فسرت بموجبها تكون تلك الظاهرة وقد جاء بهذه النظرية العالم الطبيعي المشهور شارلز دارون Charles Darwin في سنة 1837 نتيجة للأبحاث التي أجراها خلال مرافقته للمرحلة العلمية التي قامت بها السفينة بيكال Beagle للفترة 1831 ـ 1836 وخاصة تلك التكوينات التي سميناها بالجزر الحلقية (الاتول). وقد قام بعض الباحثين بتطوير تلك النظرية ومن أشهرهم الجيومورفولوجي المشهور ديفيز W.Davis.

يعتقد دارون بوجود قلب بركاني في المحيطات المدارية تستند عليه تلك الجزر الحلقية. وكان هذا الجبل البركاني من نوع الجبال البركانية المغمورة بمياه البحر ذوات القمم المسطحة نسبياً guyot. وينمو هذا الجبل البركاني بصورة متواصلة من جراء الثورات البركانية وخروج الطفوح البركانية فيتحول ذلك الجبل

(1) Twidale, Op. Cit., p.513.

(2) A. Holmes, Op. Cit., p.957.

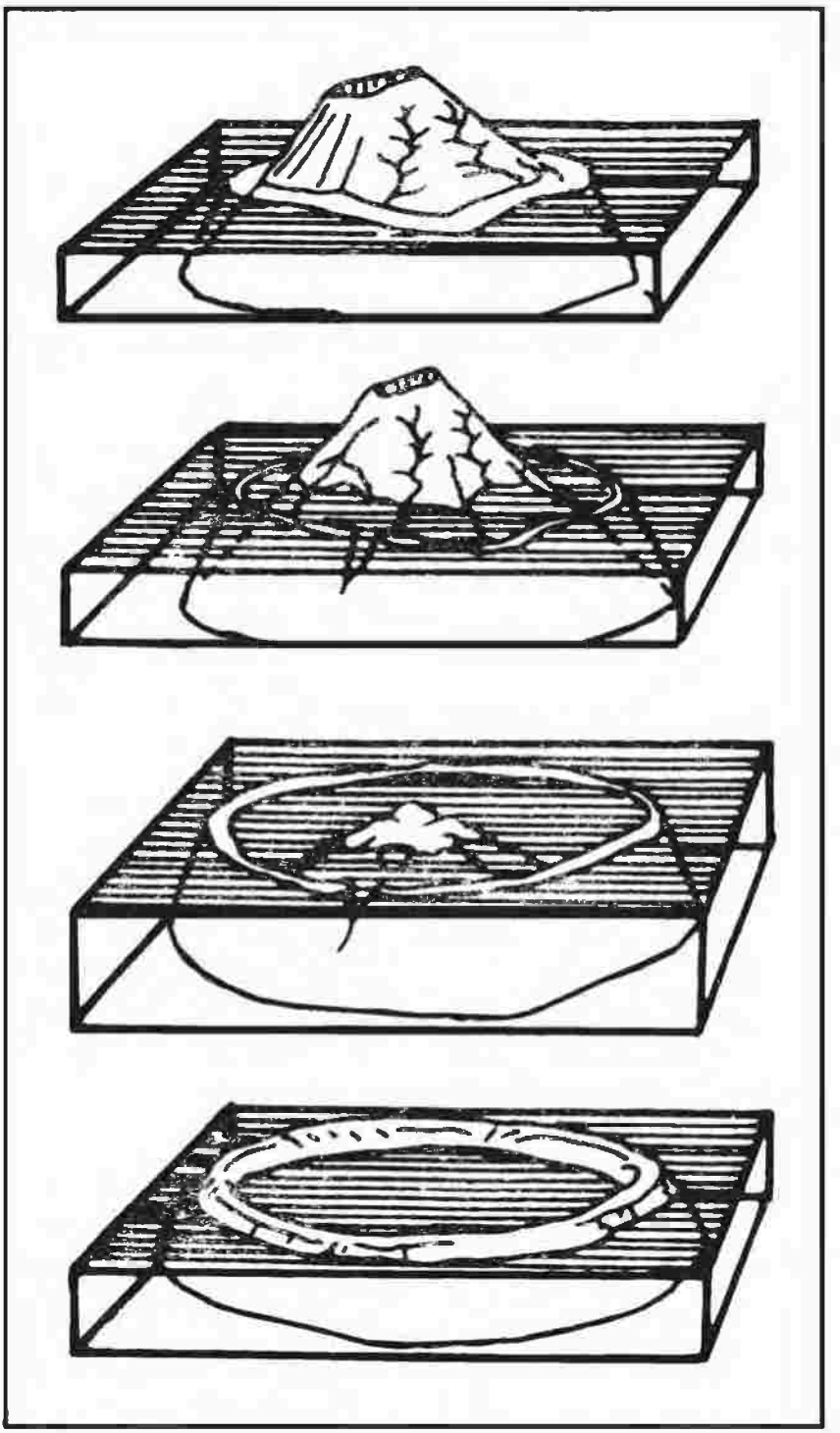
بالتالي إلى جزيرة بركانية. وبسبب توفر الظروف الملائمة لنمو المرجان يبدأ ذلك الكائن الحي بتكوين شعاب مرجانية هامشية حول الجزيرة الواقعة بين مستوى سطح البحر وحتى عمق 20 متراً. ويهبط ذلك الجبل البركاني بصورة تدريجية بسبب الثقل العظيم الذي يسببه فوق القشرة المحيطية الواقعة أسفله. ويؤدي ذلك الهبوط المستمر إلى هبوط التكوينات المرجانية المستندة على جوانب الجزيرة المرجانية في الوقت الذي يستمر المرجان في النمو فيه عند المستوى الملائم لنموه فتتحول تلك الشعاب الهامشية إلى حواجز مرجانية تحيط بالقمة البركانية وتفصلها عنها بحيرة ساحلية. وتختفي القمة البركانية بصورة تدريجية مع استمرار عملية الهبوط ونمو المرجان نحو الأعلى في محاولة منه للبقاء عند المستوى الملائم للنمو فتتحول إلى جزيرة حلقية تحصر داخلها بحيرة مالحة lagoon (شكل رقم 106). ويعتقد أن السبب في وجود تلك البحيرة هو أن نمو المرجان في الجانب الداخلي من الحاجز يكون قليلاً بسبب النقص الموجود من الأوكسجين والغذاء في مياه تلك البحيرة.

لقد تعرضت نظرية دارون هذه للتشكيك بسبب عدم إمكانية تأكيد صحتها عملياً في وقت ظهور هذه النظرية. غير أن تطور وسائل الحفر في الجزر الحلقية أثبت وجود التكوينات البركانية التي تستند عليها الشعاب المرجانية. فقد أمكن العثور على تكوينات بازلتية على عمق لا يقل عن 1000 متراً في إحدى الجزر الحلقية التابعة لمجموعة جزر آليس شمال فيجي في المحيط الهادي كما استطاع الباحثون الوصول إلى القلب البركاني لجزيرة بكيني الحلقية عند عمق يتراوح بين 2500 ـ 3000 متراً تقريباً[1] وجرت عمليات حفر في جزيرة Eniwetok وهي إحدى الجزر الحلقية في مجموعة مارشال في المحيط الهادي في سنة 1952 وقد أمكن الوصول إلى المركز البازلتي في منطقتين بعد أن وصل الحفر إلى عمق 1400 ـ 1250[2]، وكانت المتحجرات المرجانية التي استخرجت من قاعدة التكوين المرجاني تعود إلى عصر الأيوسين، وقد غاصت الجزيرة الحلقية هذه مسافة 1200 متراً في حوالي 50 مليون سنة[3].

(1) A. Holmes, Op. Cit., p.878.

(2) Peter K. Weyl, Oceanography, John Wiley, New York. 1970, p.453.

(3) Gilluly, Op. Cit., p.364.



شكل رقم (106)
مراحل تكوين جزيرة مرجانية حلقية (آتول) طبقاً لنظرية الهبوط لدارون.

هذا وتعتبر نظرية السيطرة الجليدية The Glacial-Control من النظريات المهمة في تفسير كيفية تكوين الحواجز المرجانية. وقد جاء بهذه النظرية Daly في سنة 1910 بالاستناد إلى التغيرات التي تعرض لها مستوى سطح البحر خلال الفترات الجليدية في البلايستوسين، وقد ربط دراساته باكتشافه لأثر جليدي على سفوح أحد جبال جزر هواي البركانية، فقد انخفض مستوى سطح البحر خلال تلك الفترة بسبب تحول قسم كبير من مياه المحيطات إلى جليد تجمع فوق سطوح القارات إلى دون مستواه الحالي بحوالي 68 ـ 80 متراً. وتعرضت نتيجة ذلك معظم الجزر المحيطية إلى عملية تعرية الأمواج وتسوية لسطوحها. وبتغير المناخ نحو الدفء ثانية بدأ مستوى سطح البحر يرتفع بعد رجوع المياه إليه بسبب ذوبان الجليد المتراكم على القارات وأخذ المرجان ينمو على الأرصفة الغارقة التي هيأتها له الأمواج وأخذت تكويناته ترتفع مع الارتفاع التدريجي لمنسوب مستوى سطح البحر[1].

ومن النظريات المهمة المتداولة في هذا الموضوع نظرية الرصيف الغارق التي قدمها ألكسندر أكازيز A.Aggazziz ومجموعة أخرى من الباحثين من أشهرهم السير جون موري. وتفترض هذه النظرية أن الحواجز المرجانية والجزر الحلقية نمت فوق رصيف بحري غارق كونته الأمواج من خلال عملية التعرية التي تقوم بها. ويعتقد هؤلاء بأن هذا الرصيف لم يتعرض إلى حركة هبوط. ويتمثل هذا الرصيف في حالة الجزر الحلقية بتكوينات مقطوعة القمم غارقة، ويمكن للمرجان أن ينمو في حالة عدم وجود أي هبوط في الجزيرة إلى سمك لا يتجاوز العمق الأقصى الذي يمكن للمرجان أن يعيش فيه. ويعتقد واضعو هذه النظرية أيضاً أن البحيرات الواقعة بين الحواجز المرجانية والسواحل أو تلك التي تقع داخل الجزر المرجانية الحلقية قد عمقت من خلال عمل الأمواج[2].

(1) H. Robinson, Op. Cit., p.370.

(2) P. Worcester, Op. Cit., pp.498-499.

الفصل الثامن

المياه الباطنية والأشكال الأرضية ذوات العلاقة بها

تعرف المياه التي توجد داخل شقوق ومسامات الصخور التي تؤلف الغلاف الصخري للأرض، دون مستوى سطح اليابسة، باسم المياه الأرضية ground-water أو المياه تحت الأرضية. وتغلب عليها تسمية المياه الباطنية أو المياه الجوفية.

يمكن ملاحظة وجود المياه الباطنية في طرق شائعة كثيرة إذ يخرج قسم كبير منها تلقاء نفسه خلال العيون والينابيع. كما ويؤدي حفر الآبار إلى خروج الماء الباطني في مناطق كثيرة أخرى. وتقذف النافورات من حين إلى آخر بكميات هائلة من المياه الباطنية. كما وتغذي مياه الرشح كثيراً من البحيرات والمستنقعات والأنهار بمصادر مائية دائمة.

لو قدرنا كمية التساقط السنوي التي تسقط على سطح الأرض بمعدل يبلغ حوالي 80 ملمتراً «إذ أن كمية التساقط تتراوح على سطح الأرض بين صفر ـ 1290سم في العام» ففي هذه الحالة سوف تكون كمية التساقط على الأرض كلها في حدود 127,000 كيلومتراً مكعباً. وتقدر كمية المياه السطحية الجارية التي تتغذى من ذلك التساقط في حدود 30% من الكمية الكاملة للتساقط أي في حدود 38,000 كيلومتراً مكعباً. ويتخلف ما مقداره حوالي 87,000كم^3 من كمية التساقط لينضم إلى المياه الجوفية. ويعود معظم الماء الجوفي إلى الهواء ثانية بواسطة عملية التبخر من التربة أو عمليات النتح التي تقوم بها النباتات. فقد قدر على سبيل المثال أن النبات يطلق ما مقداره 40 غالون من الماء بواسطة النتح في كل باوند واحد من المواد الخضرية التي تنتجها النباتات. وتتباين كمية المياه الباطنية العائدة إلى الجو بهذه الطرق كثيراً تبعاً إلى الاختلافات المناخية والعوامل المؤثرة الأخرى مثل طبيعة الصخور، وطبيعة السطح الذي يحدث فوقه التساقط

وكذلك كمية النبات الموجود فوق ذلك السطح. ويتوغل الماء الباطني الذي لا يتبخر أو تقوم النباتات بفقده عن طريق عملية النتح نحو أعماق مختلفة غير أن معظمه يعود ثانية نحو سطح الأرض. ويذهب قسم قليل من ذلك الماء المتوغل نحو الداخل ليساهم في تكوين أنواع متعددة من معادن الصخور الثانوية كما في معادن الطين والليمونايت والجبس.

ولقد عملت تقديرات عديدة لكمية الماء الباطني أو الجوفي الموجود داخل الصخور من بينها من يقول إن هذه الكمية يمكن لها أن تغطي سطح الأرض قاطبة بطبقة من الماء يبلغ سمكها حوالي 30 متراً[1]. وتبتعد بعض التقديرات لكمية الماء الباطني عن ذلك الرقم كثيراً إذ يقدر بعض الباحثين سمك تلك الطبقة المائية بأكثر من 150 متراً ويعتقد Slitcher بأن سمك تلك الطبقة المائية يتراوح بين 1000 ـ 1150 متراً[2].

مصادر الماء الباطني

توجد ثلاثة مصادر رئيسية للماء الباطني أولها وأكثرها أهمية ذلك الماء الذي يتساقط من خلال الغلاف الجوي بشكل مياه أمطار أو ثلوج وتعرف تلك المياه باسم المياه الجوفية meteoric. ويعود هذا الماء نحو الداخل من خلال الشقوق والمسامات والمفاصل الموجودة داخل الصخور وكذلك من خلال طبقات الصخور الرسوبية أو الصخور المتحولة ذوات الأصول الرسوبية في المناطق التي تعرضت إلى الحركات الالتوائية. ويتبين مدى أهمية هذا المصدر للماء الباطني من أن العيون والينابيع قد تتعرض للجفاف تماماً وينخفض مستوى الماء في الآبار في السنوات التي يسود فيها الجفاف كما يختفي الرشح من المناجم للسبب عينه أحياناً. وبالنظر إلى أن المياه المتساقطة من الغلاف الجوي تؤلف حوالي 100% من المياه التي تمثل دورة المياه في الطبيعة فإنها بطبيعة الحال ستكون المصدر لكل أنواع المياه الباطنية الأخرى[3].

يعتبر الماء الجوفي الخلقي Connate مصدراً آخر للمياه الجوفية. ولقد

(1) E.B. Branson and others, Introduction to Geology, McGraw-Hill, New York, 1963, p.126.

(2) Worcester, Op. Cit., p.423.

(3) Ira S. Allison and others, Geology, McGraw-Hill, New York, 1974, p.349.

تخلف هذا الماء داخل المسامات الموجودة في التكوينات الرسوبية التي نشأت داخل الأجسام المائية مثل البحيرات والبحار. ويوجد في العادة داخل صخور رملية. وحصرت تلك المياه داخل الصخور الرملية بواسطة تكوينات صخرية ذوات مسامية قليلة تحيط بها بحيث لا تسمح لتلك المياه بالحركة بحرية خلال الصخور الأرضية. وبقيت تلك المياه في معظم الحالات ضمن تلك الصخور لفترات تزيد عن عدة آلاف من الأعوام. ويطلق على مثل هذا الماء أحياناً اسم الماء الحفري Fossil Water. وتحتوي هذه المياه على نسبة عالية من الأملاح الذائبة.

هذا وتعتبر المياه الحديثة juvenile مصدر آخر من مصادر الماء الباطني وتشمل هذه أنواعاً عديدة منها:

1 ـ المياه الصهيرية magmatic وهي المياه التي تنشأ عندما تطلق بعض معادن الصخور (التي تحتوي على الماء في تركيبها) ذلك الماء عندما تنصهر من جراء عمليات أرضية باطنية ثم تبدأ بالارتفاع نحو سطح الأرض، حيث ينتشر ذلك الماء داخل المسامات أو الشقوق الموجودة في الصخور المجاورة. وتحتوي المياه هذه على أملاح معدنية ترسبها داخل تلك الشقوق حيث يعتقد أن معظم رواسب الذهب والفضة والنحاس قد ترسبت بواسطة مياه صهيرية تحتوي على نسبة عالية من تلك المعادن.

2 ـ المياه البركانية التي تكون مصاحبة للنشاط البركاني.

3 ـ المياه الكونية Cosmic ويكون مصدر هذه المياه خارج نطاق الكرة الأرضية حيث تصل كمية ضيئلة منها مع النيازك المتساقطة على سطح الأرض.

4 ـ المياه المتجددة Rejuvinated والتي ترافق عمليات التماسك التي تتعرض لها ذرات الرواسب وكذلك تلك التي ترافق عمليات التحول التي تتعرض إليها الصخور[1].

المسامية والنفاذية

Porosity and permeability

تعرف المسامات بأنها الفراغات الموجودة داخل الصخور بما فيها

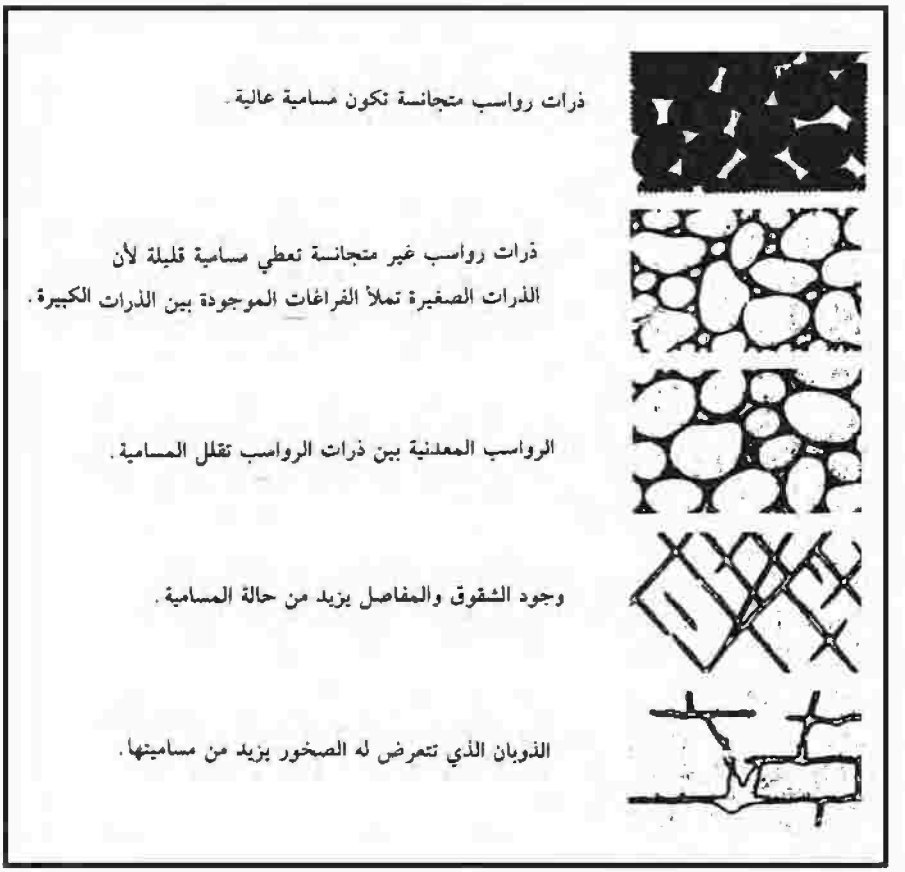
(1) سهل السنوي، مصدر سابق، ص 240.

الشقوق والمفاصل وكذلك الفراغات الموجودة داخل المعادن الصخرية أو بين ذرات الرواسب. وتعرف درجة مسامية الصخور بأنها نسبة حجم تلك الفراغات إلى الحجم الكلي للصخور بما فيها حجم تلك الفراغات نفسها. فيقال مثلاً إن درجة مسامية الرمل 30% وذلك لأن 30% من حجمه الكلي يتكون من الفراغات الموجودة بين ذراته. وتتباين درجة مسامية الأنواع المختلفة من الصخور كثيراً من أقل من 1% في صخور الكرانيت التي لا تتخللها الشقوق والمفاصل إلى أكثر من 40% في صخور الرمل التي لا تتماسك حبيباتها جيداً. ومن الطبيعي أن تكون الصخور التي تكثر فيها الشقوق والمفاصل وكذلك الصخور التي تتكون من طبقات أكثر مسامية من الصخور النارية المتكتلة. وتعتمد درجة متسامية الصخور الرسوبية كثيراً على نوعية وترتيب ذراتها. وكذلك على درجة تجانس تلك الذرات وعلى طبيعة التماسك والالتحام التي تعرضت له تلك الرواسب منذ تكونها وكذلك على مقدار إزاحة المواد المعدنية منها بواسطة الذوبان وعلى طبيعة الشقوق والمفاصل الموجودة في الصخور نفسها. ويبين الشكل رقم (107) ذلك حيث تزداد درجة مسامية الصخور إذا كانت حبيبات الرواسب المكونة لها متجانسة في الحجم. وتقل مسامية الصخور التي تكون حبيبات رواسبها غير متجانسة الحجوم. إذ تحتل الحبيبات الصغيرة المسامات الموجودة بين الحبيبات الكبيرة مما يؤدي إلى غلق تلك المسامات. ويؤدي ترسيب أملاح بعض المعادن بين ذرات الرواسب إلى زيادة التحام تلك الذرات وتناقص درجة مساميتها[1].

يمكن للفراغات الموجودة داخل الصخور أن تصنف طبقاً لخاصية واحدة أو أكثر من خصائص الشكل والحجم وطبيعة التكوين. فهي إما أن تكون:

1 ـ فراغات بين ذرات الصخور وتختلف هذه في أحجامها اختلافاً كبيراً من مسامات ضئيلة بين ذرات الرواسب المكونة للطين والطفل والاردواز إلى فراغات كبيرة جداً توجد بين الحصى المتجانس الأحجام.

(1) Ira S. Allison, Op. Cit., p.350.



شكل (107)
بعض العوامل التي تؤثر في مسامية الصخور.

2 ـ فراغات كتلية وهي تلك التي توجد بين كتل الصخور الكبيرة مثل الشقوق والمفاصل والفراغات الموجودة بين الطبقات، وتزداد سعة تلك الفراغات بواسطة عمليات الإذابة.

ويمكن لتلك الفراغات أن تصنف أيضاً تبعاً إلى أصلها فهي:

1 ـ فراغات أصلية original وهي تلك الفراغات التي تكونت في الوقت نفسه الذي تكونت فيه الصخور التي تحتويها. وتتطابق هذه الفراغات في الصخور الرسوبية مع الفراغات الموجودة بين ذرات الرواسب التي ذكرت قبل قليل ولكنها تتباين في أحجامها كثيراً داخل الصخور النارية من مسامات صغيرة جداً إلى كهوف كبيرة. تبعاً لطبيعة تبرد الحمم البركانية.

2 ـ فراغات ثانوية secondary وتنتج هذه من جراء عمليات جيولوجية لاحقة أو

نتيجة لعمليات مناخية وحياتية لعبت دوراً فوق الصخور الأصلية. إذ تتوسع المفاصل والشقوق من جراء عمليات التجوية والإذابة. ويكثر وجود مثل هذه الفراغات فوق الصخور البلورية الصلبة القديمة. وتشكل هذه على سبيل المثال القنوات الرئيسية لحركة الماء الباطني وخزنه على مساحات واسعة من قارة أفريقيا[1].

تعني نفاذية الصخور permeability قابليتها على إمرار الماء خلالها. وتختلف درجة نفاذية الصخور مع اختلاف حجوم وأشكال المسامات وكذلك على مقدار وجود وشكل وحجم مناطق الارتباط بين تلك المسامات. وتعتبر الصخور ذوات النفاذية مسامية دائماً ولكن ليس شرطاً أن تكون الصخور المسامية كلها ذوات درجة نفاذية عالية. فعلى سبيل المثال يعتبر الخبث البركاني pumic ذا درجة مسامية عالية ولكنه في الوقت نفسه لا يكون ذا قابلية على النفاذية. حيث يمكن لهذا النوع من الصخور أن يطفو لعدة أيام فوق الماء وذلك لأن مساماته لا تكون متصلة مع بعضها بحيث لا تسمح للماء أن ينفذ خلالها. ولذلك فإن وجود طبقة من هذا التكوين الصخري في منطقة ما يجعلها مانعة لمرور الماء خلالها.

تزداد سعة المساحة السطحية لذرات الرواسب كلما كانت حجوم تلك الذرات أصغر وبالتالي يزداد تأثير عامل الاحتكاك friction في إعاقة حركة الماء الباطني خلال تلك التكوينات وتقل بالتالي درجة نفاذية الصخور. كما هي الحال في ذرات الطين. فعلى سبيل المثال تكون مجموع المساحة السطحية لذرات خشنة يبلغ معدل أقطارها 1ملم ومقدار حجمها الكلي 28000سم^3 حوالي 93 متراً مربعاً. في حين تبلغ المساحة السطحية لنفس الحجم من ذرات أقطارها 0,02 ملمتر (الغرين) 4,673 متراً مربعاً. وقد تصل تلك المساحة في حالة ذرات الطين (0,001 ملمتراً) إلى أكثر من 90000 متراً مربعاً. وعلى هذا الأساس فعلى الرغم من ارتفاع نسبة مسامية مثل هذه التكوينات إلا أن درجة نفاذيتها تكون قليلة. هذا ويطلق على التكوينات الصخرية التي تتميز بأنها ذوات درجات مسامية ونفاذية اسم الأكويفر aquifer[2].

(1) R.C. Ward, Principles of Hydrology, McGraw-Hill, London, 1967, p.185.

(2) Ira Allison, Op. Cit., p.350.

حركة الماء الباطني والعمق الذي يصل إليه

يمكن لحركة الماء الباطني أن تتوضح من خلال كثير من الأمثلة الشائعة، منها مثلاً أن الآبار التي تسحب المياه منها بواسطة المضخات تجف ثم تعود المياه إليها ثانية. كما يظهر جريان مائي قوي من خلال شقوق الصخور في مواقع عديدة من أنفاق المناجم أو أنفاق السكك الحديدية. كما تم اكتشاف أنهار باطنية في بعض الكهوف الكبيرة. وتتصف حركة الماء الباطني بأنها بطيئة جداً عادة فيما عدا تلك التي تحدث في الشقوق أو المغارات. وتعرف هذه الحركة البطيئة بأنها عملية الترشيح percolation التي تعتمد بدورها على طبيعة انحدار مستوى الماء الباطني أو على المنحدر الهيدروليكي (المائي) (الفرق في ارتفاع الماء الجوفي مقسوماً بالمسافة بين مكانين معينين). وتعتمد عملية الترشيح أيضاً على طبيعة نفاذية الصخور وعلى مقدار ميل الطبقات الصخرية نفسها[1]. ويؤدي الاختلاف في الضغط الهيدروستاتيكي (المائي) إلى حدوث حركة للماء الباطني. وينتج الضغط المائي من ثقل الماء المسلط على نقطة معينة داخل الطبقة الصخرية الحاملة للماء الباطني (الأكويفر). يسلك الماء الباطني في حركته الممرات التي تكون المقاومة فيها قليلة، من مناطق الضغط المائي العالي تحت التلال نحو مناطق الضغط المائي الواطئ في الوديان.

دلت الدراسات العديدة أن معدل حركة الماء الباطني في الصخور الرملية تتراوح بين 1,5 ـ 4,5كم في العام الواحد. ويزداد معدل السرعة هذا كثيراً في الممرات المفتوحة. ويمكن للماء الباطني أن يقطع بحركته هذه مسافات كبيرة. فعلى سبيل المثال تتزود الآبار الإرتوازية الموجودة في غرب كنساس ونبراسكا بالمياه من تكوينات جيولوجية تعرف بصخور داكوتا الرملية التي تبرز فوق سطح الأرض عند الحافات الشرقية لجبال روكي على مسافة 300 كيلومتراً أو أكثر. وينتقل الماء خلال هذه التكوينات من المطر والثلوج التي تسقط على سفوح الجبال ثم يتحرك أسفل السهول العظمى في الصخور الرملية المسامية التي تقع فوقها وتحتها طبقات من الطفل غير المسامي. وقد قدر أنه لكي تظل تلك الحركة المائية مستمرة لا بد أن تكون درجة الهبوط في المستوى 30 سم لكل 1,5كم[2].

(1) Ibid, p.353.

(2) P. Worcester, Op. Cit., p.425.

يسلك الماء الباطني عند حركته نحو الأسفل الشقوق والمفاصل والمسامات الموجودة داخل الصخور. يزداد عدد وسعة هذه الفراغات بالقرب من سطح الأرض. ويمكن لبعضها أن يمتد إلى مسافات كبيرة نحو الأسفل. وقد دلت الدراسات على أنه من المستبعد أن توجد الفراغات في أي نوع من الصخور عند عمق يتراوح بين 16 ـ 17,5 كيلومتراً عن سطح الأرض بسبب الضغط الشديد المسلط عليها والذي يؤدي إلى إغلاق تلك الفراغات. ويتركز وجود معظم الماء الباطني في الطبقة الصخرية التي لا يتجاوز عمقها عدة مئات من الأمتار عن سطح الأرض للسبب نفسه. فقد دلت عمليات البحث عن البترول والغاز الطبيعي أن معظم ذلك الماء يوجد في أعماق لا تتجاوز 550 أو 840 متراً عن سطح الأرض. وتكون معظم المناجم التي عند هذا المستوى أو تحته جافة، ولا تحتوي معظم التي يزيد عمقها عن 280 متراً إلا على رطوبة قليلة.

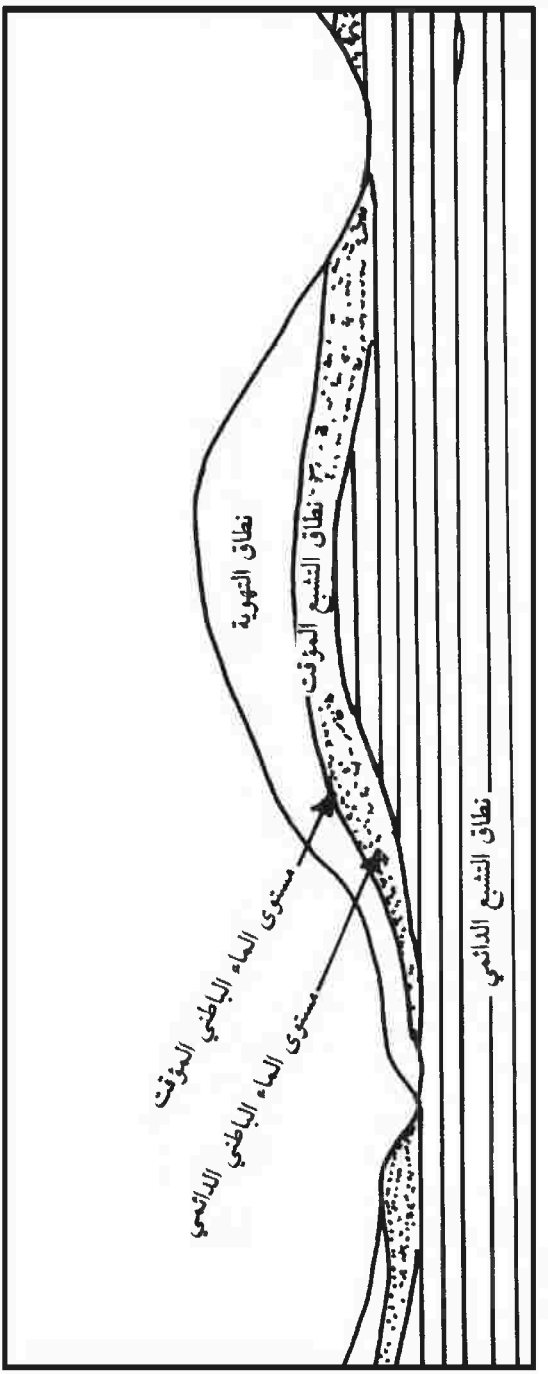
مستوى الماء الباطني Water Table

يطلق على السطح العلوي للماء الباطني اسم مستوى الماء الباطني حيث تكون كافة الشقوق والمسامات والمفاصل التي توجد في الصخور الواقعة أسفله مشبعة بالماء الباطني[1]. ويتقوس مستوى الماء الباطني نحو الأعلى تحت المناطق المرتفعة مثل التلال والجبال ويكون مشابهاً في امتداده لطبيعة السطح الواقع فوقه تقريباً. ويمكن على العموم ملاحظة ثلاثة أنطقة متتالية منه (شكل رقم 108).

1 ـ **النطاق غير المشبع**: الذي لا يكون مشبعاً بالماء رغم أن الماء ينفذ من خلاله نحو الأنطقة الواقعة أسفله. وتحتفظ التربة فيه بكميات من المياه التي تقوم جذور النباتات برفعها نحو الأعلى.

2 ـ **نطاق التشبع الوقتي intermittent**: الذي يمتد عادة من أعلى مستوى يمكن للماء الباطني أن يصل إليه بعد فترة جو رطب طويلة إلى أعلى مستوى يصله ذلك الماء الباطني بعد فترات الجفاف ويقع في أعلاه مستوى الماء الباطني المؤقت.

(1) A. Holmes, Op. Cit., p.412.



شكل (108)
أنطقة الماء الباطني.

3 ـ **نطاق التشبع الدائمي permanent**: الذي يمتد نحو الأسفل إلى الحدود التي ينتهي بها الماء الباطني ويقع في أعلاه مستوى الماء الدائمي. ويقوم الماء الباطني في الحالات التي يرتفع فيها مستواه الدائمي فوق مستوى سطح الأرض بتزويد الأنهار والبحيرات والمستنقعات بالمياه. وتتكون بعض الينابيع الوقتية وبعض الفيضانات الوقتية عندما يصل مستوى الماء الباطني المؤقت إلى سطح الأرض أحياناً. ويجف كثيراً من الينابيع والمستنقعات وحتى الأنهار في بعض الأقاليم عندما ينخفض مستوى الماء الباطني بعد مرور فترة جفاف طويلة في تلك الأقاليم[1]. علماً بأن مستوى الماء الباطني يكون قريباً من سطح الأرض في المناطق ذوات المناخ الرطب وينخفض كثيراً في المناطق التي يشتد فيها الجفاف.

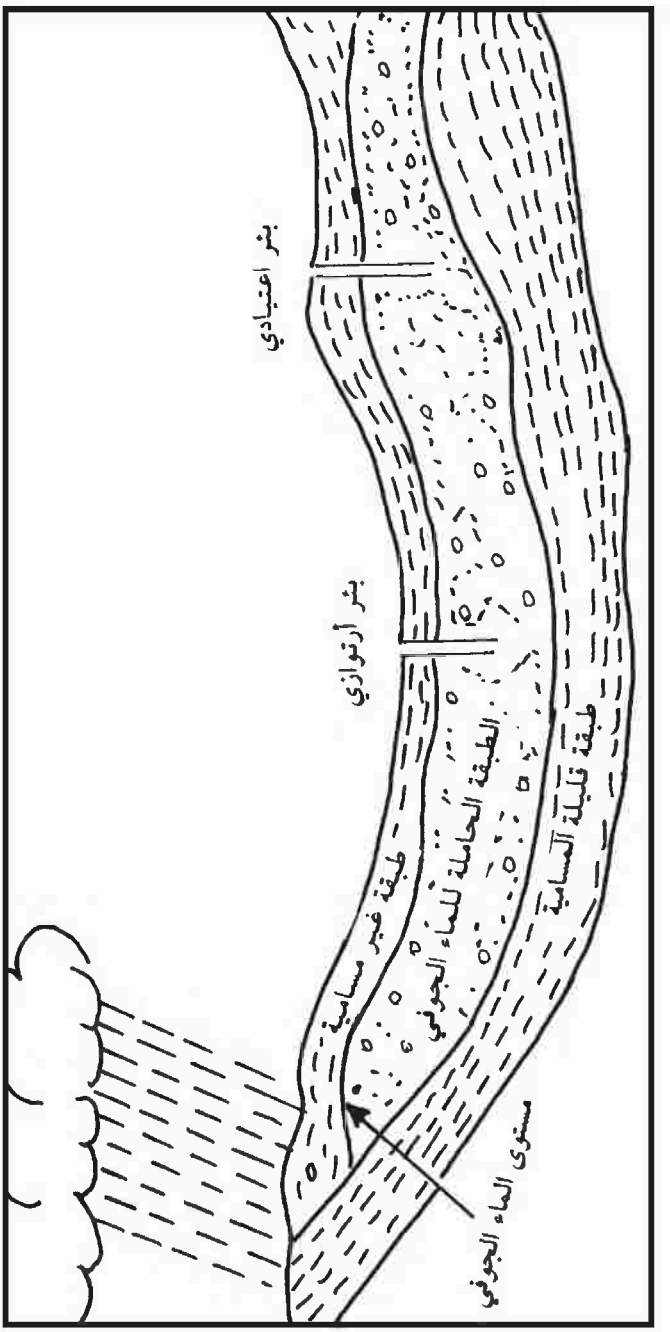
يؤدي وجود بيئة جيولوجية معقدة إلى تكوين ظروف مائية باطنية معقدة أيضاً ينشأ عنها أحياناً وجود تكوينات صخرية حاوية للماء الباطني منفصلة عن التكوينات الصخرية الأساسية الحاوية للماء في الإقليم وواقعة في مستوى أكثر ارتفاعاً منها. ويطلق على مستوى الماء الباطني الموجود في تلك التكوينات الصخرية المسامية المنفصلة اسم مستوى الماء الباطني المعلق perched[2].

تؤدي الظروف الجيولوجية أيضاً إلى تكوين ما يعرف باسم الأكويفر المحصورة Confined Aquifer وذلك عندما تكون محصورة بين تكوينين صخريين غير مساميين بدرجة غير كافية لمرور الماء الجوفي خلالهما (aquitard)[3]. مثل صخور الطفل shale. ويمكن لتلك الأكويفر المحصورة أن تبرز إلى سطح الأرض من جراء عمليات التعرية المختلفة التي تزيل قسماً من التكوينات غير المسامية التي توجد فوقها. ويتيح ذلك المجال لبعض المياه أن تتسرب إليها من خلال ذلك. وقد يؤدي تجمع الماء في داخل الأكويفر إلى ارتفاع مستوى الماء الباطني خلالها حتى إلى فوق مستوى سطح الأرض. ويندفع الماء إلى الأعلى بواسطة الضغط المائي عندما نقوم بحفر بئر في المناطق التي يكون مستواها أخفض من مستوى الماء الجوفي وتعرف مثل هذه الآبار بالآبار الأرتوازية artesian (شكل رقم 109). وقد جاءت هذه التسمية من الاسم الروماني لمقاطعة فرنسية تمتد على طول القنال

(1) A. Holmes, Op. Cit., p.413.

(2) R.C. Ward, Op. Cit., p.187.

(3) R. Allan Freeze and John A. Cherry, Groundwater, Prentice-Hall, Englewood, 1979, p.48.



شكل (109)
تخطيط يبين كيفية تكون الآبار الأرتوازية.

الإنكليزي تسود فيها الظروف الأرتوازية. ولكثير من الآبار الأرتوازية أهمية عظيمة في تجهيز الماء إلى كثير من الأقاليم حتى الصحراوية منها. ويوجد اليوم تجهيزات مائية أرتوازية كبرى في القسم الشمالي من الصحراء الإفريقية الكبرى وكذلك في صحراء الحوض الأرتوازي في كوينزلاند بأستراليا. وتقدم المناطق شبه الجافة الجنوبية الغربية من ولاية داكوتا الجنوبية مثالاً غريباً عن وضعية الآبار الأرتوازية. فقد أدى مرور السكك الحديدية في هذه الولاية إلى زيادة الحاجة إلى المياه من قبل القاطرات البخارية. وقد استدعى ذلك ضرورة حفر الآبار فيها. وتشير الدراسات الجيولوجية القديمة عن المنطقة أن الماء الباطني لا يوجد إلا على بعد حوالي كيلومتراً واحداً من سطح الأرض غير أن عملية الحفر أدت إلى تدفقه بعد أن وصل الحفر إلى حوالي (10) أمتار فقط[1].

توجد في بعض الأقاليم القطبية دلائل أكيدة على وجود ماء جوفي بوضعية أرتوازية ففي دلتا نهر مكنزي مثلاً يؤدي تجمد الماء في التربة العليا إلى تحويلها إلى تكوين غير مسامي aquitard ويسبب الماء الأرتوازي القادم من المرتفعات المجاورة تكوين ضغط كاف يسمح بثقب تلك التربة المتجمدة ويتدفق الماء نحو التندرا من خلال بثوق مرتفعة عن المستوى العام للسطح تعرف باسم Pingo (شكل رقم 110) ويبلغ طول بعض هذه التلال حوالي كيلومتراً واحداً ويزيد ارتفاع البعض منها عن 100 متراً.

الينابيع Springs

لم تحظَ أية ظاهرة لها علاقة بالماء الجوفي باهتمام الإنسان أكثر من الينابيع. فقد كانت الينابيع ذوات أدوار مهمة في تقرير مواقع السكن القديمة مثلاً. وتشير التقاليد الدينية إلى الينابيع كثيراً في طقوسها. وتعتمد كثيراً من الاستطبابات على المياه المعدنية التي تخرج من بعض الينابيع. كما أن المياه التي تخرج من الينابيع تكون أكثر سهولة للاستعمال من المياه التي تخرج من خلال الآبار المختلفة. ويعرف الينبوع بأنه أي تصريف للماء الباطني يكون كافياً لإحداث جريان سطحي للماء. فهو يختلف عن الرشح الذي يكون تصريفه أقل عادة. وتختلف الينابيع في مقدار التصريف المائي الذي تسببه اختلافاً كبيراً. فعلى سبيل المثال صنَّف Meinzer الينابيع إلى ثمانية أصناف تبعاً إلى مقدار تصريفها أولها يكون مقدار

(1) Gilluly, Op. Cit., p.315.

تصريفه أكثر من 2,83م^3 في الثانية ويكون تصريف المرتبة الثامنة أقل من 7,9 ملم/ ثانية[1].

شكل (110)
ظاهرة Pingo فوق دلتا نهر مكنزي في كندا.

تمتلئ التكوينات المسامية في الأقاليم المستوية بالمياه إلى مستوى يصل إلى سطح الأرض تقريباً وتكون حركة المياه الباطنية في مثل هذه الأقاليم قليلة وبذلك تكون الينابيع نادرة الوجود فيها. وتكون المياه الباطنية فيها مشبعة بالأملاح عادة بسبب بقائها متصلة بالصخور لفترة طويلة وإذابتها إلى كميات كبيرة من تكويناتها المعدنية. ويتوغل الماء الباطني في الأقاليم الجبلية بسرعة نحو الداخل ثم يتدفق ثانية في المواقع التي تبرز فيها التكوينات الصخرية التي تحتويها وتكون كمية الأملاح التي يحتويها الماء قليلة نتيجة لذلك.

من المحتمل أن تكون الأكويفر الموجودة في الأقاليم المستوية محملة بكميات كبيرة من المياه إلا أن الوصول إلى هذه المياه لا يتم عادة إلا بواسطة الآبار على خلاف ما يحدث في الأقاليم الجبلية التي يندفع الماء الباطني منها نحو الخارج ثانية بواسطة الينابيع الأمر الذي يجعل وجود الآبار فيها أمراً غير شائع. ويؤدي وجود الوديان التي تقوم الأنهار بتعميقها في الأقاليم المستوية إلى انكشاف (الأكويفر) الأمر الذي يؤدي إلى خروج المياه الباطنية منها بشكل عيون وينابيع على طول جوانب تلك الوديان النهرية.

تتكون الينابيع نتيجة للأسباب التالية (شكل رقم 118).

1 ـ ظهور طبقة صخرية مسامية على طول جانب أحد التلال أو على طول جوانب الوديان إذ من المحتمل أن تستند تلك الطبقة المسامية على طبقة صخرية غير

(1) Stenley N. Davis and Roger J.M.DewWiest, Hydrology, Hohm Wiley, New York, 1966, pp.62-63.

مسامية حيث تضطر معها المياه الباطنية إلى الخروج فوق منطقة الاتصال بين الطبقتين. ويمكن لمثل هذه الظروف أن توجد على طول جوانب هضاب الميسا Mesa، أو حيث يخرج الماء الباطني من الكهوف الجيرية، أو حيث تمتد سهول مروحية تتكون من تكوينات حصوية مسامية فوق تكوينات أقل مسامية منها حيث تتشكل الينابيع على طول الحافة الخارجية لتلك السهول المروحية.

2 ـ وجود شق في التكوينات الصخرية نتيجة للانكسارات أو المفاصل يسمح للماء الباطني بالارتفاع نحو سطح الأرض مكوناً الينابيع. وتحتوي مياه مثل هذه الينابيع التي تتزود بالمياه من أعماق بعيدة على كميات كبيرة من الأملاح كما تكون مياهها حارة في الأغلب[1]. ويمكن للالتواءات أن تتسبب في تكوين الينابيع كما في حالة بروز الأكويفر في حوض أرتوازي أو عند امتداد المفاصل باتجاه واحد يتقاطع مع الامتداد العام للالتواءات.

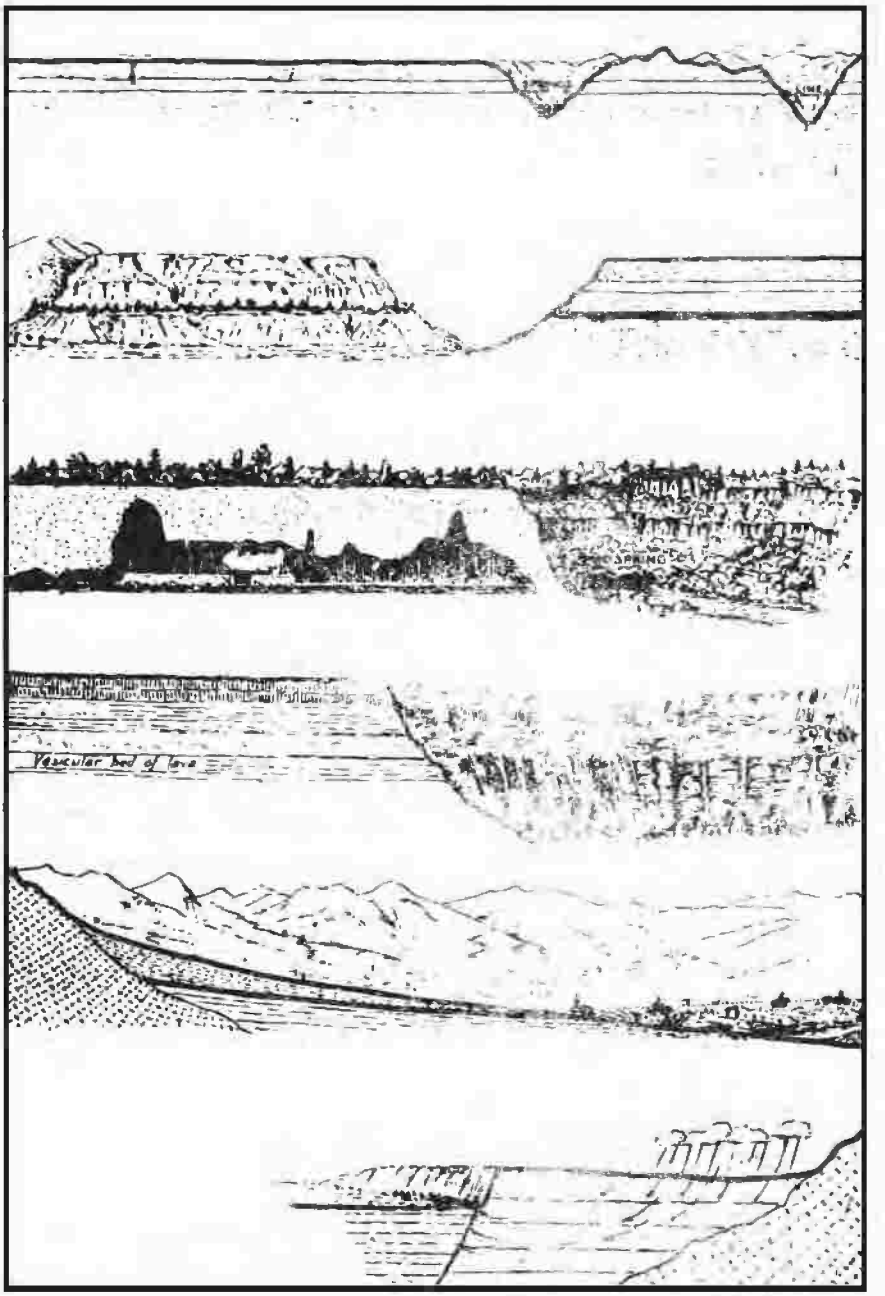
الينابيع الحارة والنافورات

لكي يصنف الينبوع حاراً يجب أن يكون معدل حرارة مياهه أكثر من المعدل السنوي لحرارة الهواء في المكان نفسه. وتوجد معظم الينابيع الحارة في أقاليم ذوات نشاط بركاني حديث نسبياً. ويعني ذلك وجود ارتباط بين الينابيع الحارة وبين الصخور النارية التي تتبرد تدريجياً داخل القشرة الأرضية. وتنشأ معظم الينابيع الحارة من جراء توغل مياه باطنية ذوات أصل جوي meteoric، حيث تمر خلال صخور نارية حديثة أو أنها تتصل بغازات بركانية حارة. ويكون أصل مياه بعض الينابيع الحارة والنافورات بركانياً كما في القسم الشرقي من هضبة التبت أو في مناطق الفوارات الشديدة الحرارة في كاتماي Katmai في ألاسكا.

ومن الدلائل التي تؤكد حقيقة أن مصدر المياه للينابيع الحارة والنافورات جوي هو أن المعادن التي تحتويها مياهها تأتي من الصخور التي تمر عليها تلك المياه خلال حركتها من سطح الأرض نحو الداخل. في حين تحتوي المياه البركانية الأصل على بعض المعادن النادرة مثل الزرنيخ والبورون. كما ويتذبذب جريان الماء فيها تبعاً إلى التذبذب الحاصل في كمية التساقط في منطقة التغذية[2].

(1) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.121.

(2) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.122.



شكل (111)

بعض الظروف الجيولوجية والجيومورفولوجية التي تتسبب عنها الينابيع.

يمكن تمييز ثلاثة أقاليم بركانية في العالم تشتهر في الوقت نفسه بنافوراتها وينابيعها الحارة. هي: آيسلندا ومنطقة يلوستون في الولايات المتحدة وكذلك الجزيرة الشمالية في نيوزيلندة.

طبيعة عمل النافورات

تختلف النافورات الحارة عن الينابيع الاعتيادية والحارة في:

1 ـ عملها المتناوب أو المتقطع.

2 ـ قابليتها على قذف المياه نحو الأعلى (أكثر من 100 متراً في حالة نافورات يلوستون) ويصل الارتفاع الذي تقذف به نافورة Waimangu في نيوزيلندة المياه إلى أكثر من 400 متراً[1].

تأتي معظم النافورات ضمن واحدة من المجموعتين الرئيسيتين التاليتين:

1 ـ تلك التي تثور من خلال برك مفتوحة.

2 ـ تلك التي تقذف المياه والبخار من خلال فتحة توجد فوق مخروط معين.

وترتفع في المجموعة الأولى طبقة هائلة من المياه والبخار في الهواء في حين تقذف نافورات المجموعة الثانية عموداً رقيقاً من البخار والماء فقط (شكل رقم 112).

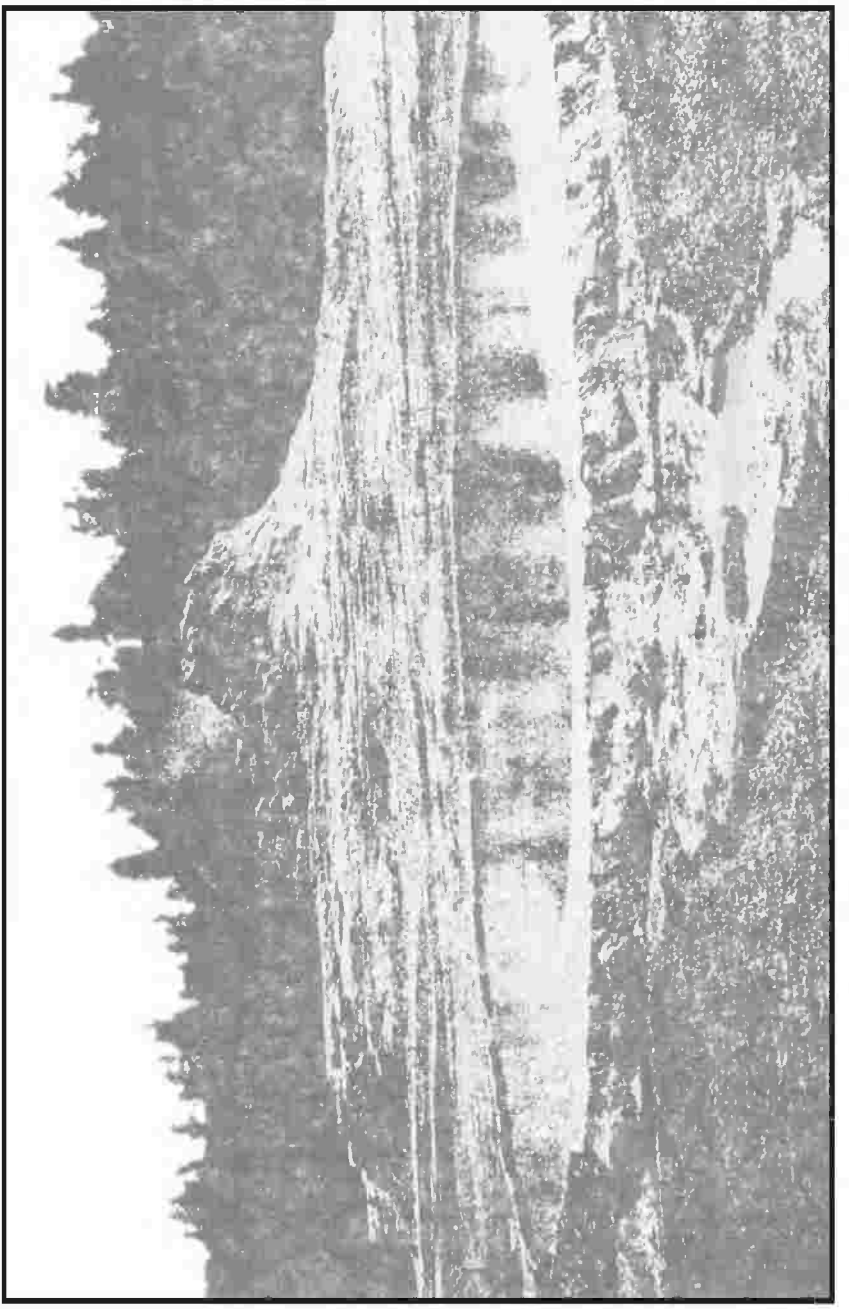
ينتظم عمل بعض النافورات بصورة كبيرة، فعلى سبيل المثال، ظلت نافورة أولدفيثفول Old Faithful الموجودة في يلوستون في الولايات المتحدة تقذف الماء بصورة منتظمة كل 65 دقيقة تقريباً ومنذ سنة 1870[2]. (شكل رقم 113). ويكون عمل بعض النافورات ثابتاً بشكل ثورة ضعيفة. ويكون نشاط نافورات أخرى غير منتظم بشكل كبير إذ تختلف الفترات الفاصلة بين ثوراتها من عدة ساعات إلى عدة أيام. وتقذف بعض النافورات كميات هائلة من المياه والأبخرة. فعلى سبيل المثال تقذف نافورتي Excelsoir وأولد فيثفول كميات الماء والبخار إلى ارتفاع يتراوح بين 30 ـ 100 متراً في الهواء في حين لا يرتفع الماء الخارج من نافورات أخرى إلى عدة سنتيمترات في الهواء. وتستمر ثورة بعض النافورات طويلاً، فعلى سبيل المثال تستغرق ثورة نافورة كراند Grand حوالي 30 دقيقة في الوقت الذي تستغرق فيه ثورة نافورات أخرى عدة ثوان[3].

---

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.453.

(2) Ira S. Allison, Op. Cit., p.369.

(3) P. Worcester, Op. Cit., p.455.



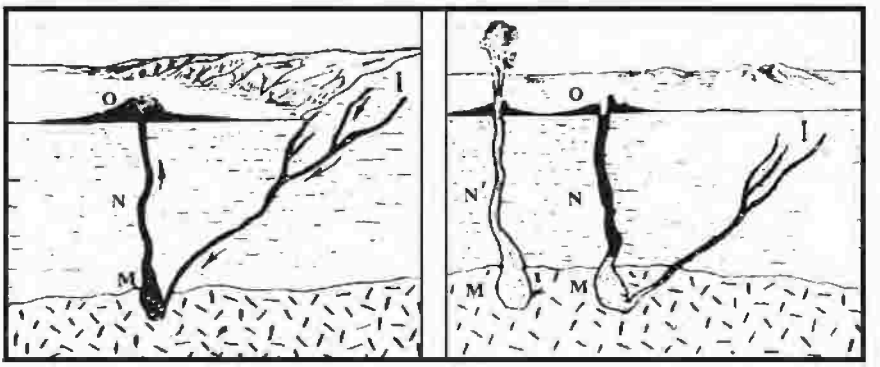
شكل رقم (112)
صورة تمثل نافورة برك ونافورة مخروط.

شكل (113)
صورة تبين نافورة أولد فيثفول أثناء ثورتها.

لكل نافورة كبرى خصائصها المعينة في طريقة خروج الماء والبخار منها وكذلك الأصوات التي ترافق ذلك. ويعتبر مشهد خروج الماء والبخار من النافورات من المشاهد الرائعة التي تجلب الزوار والسواح لمشاهدته رغم وقوع كثير من النافورات في مناطق وعرة لا يمكن الوصول إليها بسهولة.

يعتمد الأساس الذي تقوم عليه ثورة النافورات على حقيقة أن درجة غليان الماء تزداد مع زيادة الضغط المسلط عليه. وهذه الحقيقة أثبتها بنسون Bunsen عندما قام بدراسة النافورات الموجودة في آيسلندا. حيث وجد أن درجة الغليان تزيد عن 100° مئوية في ماء عند عمق 50 متراً وتبلغ حوالي 180° مئوية في عمق

يبلغ 100 متراً[1]. فلنتصور وجود شق أرضي يندفع إلى الداخل حتى يقترب أو يتوغل ضمن صخور نارية لم تبرد بعد حيث تكون درجة حرارتها عالية. (أثبتت عملية الحفر التي أجريت في يلوستون أن درجة الحرارة تبلغ 240° مئوية عند عمق 330 متراً)[2]. وكما يظهر في المخطط التالي (شكل رقم 114) يرتبط ذلك الشق بفجوة داخل الصخور النارية الحارة أو بالقرب منها ويطلق على تلك الفجوات اسم المستودع (M) ويتصل المستودع بدوره بشق آخر يندفع نحو الأعلى حتى يصل إلى سطح الأرض يعرف باسم القصبة (N). ويطلق على المكان الذي تتصل به القصبة بسطح الأرض اسم فوهة النافورة (O).



شكل (114)

مخطط يبين كيفية عمل النافورات الحارة.

تندفع المياه الباطنية من مصدرها عبر الشق الأرضي النازل نحو المستودع والذي يجب أن يكون مستوى بدايته (I) أقل ارتفاعاً من مستوى الفوهة (O). فيؤدي هذا الوضع إلى امتلاء المستودع والقصبة بالماء الجوفي إلى المستوى الذي يكون مساوياً لمستوى بداية المصدر المائي. ترتفع درجة حرارة الماء الموجود داخل المستودع الذي تحيطه الصخور النارية الحارة حتى تصل إلى فوهة درجة الغليان لكنها لا تستطيع أن تغلي بسبب الضغط الشديد المسلط عليها من الماء الموجود داخل القصبة. يسبب ارتفاع درجة حرارة الماء داخل المستودع تمدداً له فيرتفع الماء الموجود في القصبة بدوره من جراء ذلك مما يؤدي إلى خروج قسم منه من فوهة النافورة. ويقلل خروج هذا الماء من الضغط المسلط على الماء الحار جداً الموجود داخل المستودع فيتحول قسم كبير منه فجأة إلى بخار يندفع نحو الأعلى بقوة رافعاً ما تبقى من ماء داخل القصبة والمستودع. ولذا نجد أن تسلسل

(1) Allison, Op. Cit., p.369.

(2) Ibid.

عملية ثورة النافورات تكون كالآتي: خروج كميات من المياه الدافئة بصورة هادئة من فوهة النافورة. ثم اندفاع شريط هائل من الماء نحو الأعلى ثم يعقبه بعد ذلك خروج كميات كبيرة من البخار ثم هدوء النافورة بعد ذلك. وتعاود نشاطها ثانية بنفس الترتيب.

تختلف النافورات عن الينابيع الحارة في أن مستوى بداية مصدر الماء في الينبوع الحار يكون أعلى من مستوى فوهة الينبوع الأمر الذي يجعل جريان الماء مستمراً فيه على خلاف ما لاحظناه بالنسبة إلى النافورات الحارة. وللسبب نفسه تتلاشى النافورات بعد أن تبرد الصخور النارية التي تسخن مياهها في حين يتحول الينبوع الحار إلى ينبوع اعتيادي بعد أن تبرد الصخور النارية.

تكون النافورات أشكالاً أرضية صغيرة ومتنوعة من جراء ترسيب الأملاح المعدنية التي تخرج من مياهها الحارة. ويطلق على تلك الرواسب اسم geyserite وهي من نوع السيليكات. ويكون ترسيب النافورة إلى هذه الأملاح سريعاً لأسباب هي:

1 ـ أن الماء يتبخر.

2 ـ يتبرد الماء فيفقد طاقته على الإذابة.

3 ـ تتحرر الغازات التي يحتويها ذلك الماء فتقل قابلية الماء على التحليل.

4 ـ يتناقص الضغط.

5 ـ تقوم الطحالب النامية في البرك الحارة والجداول بإزالة بعض المواد المعدنية[1].

تأخذ الرواسب أشكالاً متعددة تبعاً إلى كمية المياه التي تخرج من النافورة وكذلك طريقة خروج تلك المياه ومقدار الأملاح التي تحتويها غير أن معظمها يكون بشكل مخاريط يتراوح ارتفاعها بين 1,5 ـ 3 متراً وبعضها يكون بشكل تلال ليست عالية قد تظهر عليها المدرجات كما في حالة نافورة أولد فيثفول.

عمل الماء الباطني

يكون عمل الماء الباطني مزدوجاً في طبيعته فهو ذو تأثير ميكانيكي وكيمياوي أيضاً. يرتبط التأثير الميكانيكي للماء الباطني مع أثر الجاذبية الأرضية حيث يلعب

(1) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.123.

الماء الباطني دوراً مسهلاً لانزلاق التكوينات الصخرية إذ يؤدي وجود الماء الباطني داخل القشرة الأرضية أو التربة إلى تقليل عملية الاحتكاك داخل الكتلة الصخرية، ويؤدي أيضاً إلى تقليل الاحتكاك بين تلك الكتلة الصخرية المفككة وبين الصخور الأصلية التي تستند عليها. فيسمح وجود الماء الباطني بالتالي إلى حدوث حركة انزلاق نحو الأسفل لتلك الكتلة الأرضية التي يوجد داخلها. تتكون من جراء ذلك مجموعة من الظواهر الجيومورفولوجية التي سبق لنا ذكرها عند دراستنا لموضوع أثر التجوية مثل زحف التربة والانزلاق الأرضي والتزحلق الأرضي والتساقط الصخري... إلخ[1]. وللماء الباطني دور ميكانيكي آخر في التعرية فهو يشبه الماء السطحي أحياناً في قابليته على تحريك ونقل وترسيب المواد التي قامت عمليات التجوية المختلفة بتحضيرها. غير أن عملية النحت الميكانيكي corrosion التي يقوم بها الماء الباطني لا تكون مهمة بدرجة كبيرة بسبب أن سرعة حركة الماء الباطني تكون قليلة جداً[2].

يعتبر التأثير الكيمياوي للماء الباطني أكثر أهمية من تأثيره الميكانيكي على الصخور. إذ يبدأ الماء الباطني عمله الكيمياوي عادة بمهاجمة معادن الصخور التي يمر خلالها حيث يستطيع الماء الباطني أن يذيب أية معادن ذوات قابلية كبيرة على الإذابة مباشرة في حين يحول المواد الأخرى تحويلاً بطيئاً إلى مواد ذائبة وغير ذائبة. وتتخلف المواد غير القابلة على الإذابة بشكل غطاء صخري مفكك وإلى تربة.

يعتبر الماء النقي مذيباً ضعيفاً لكثير من معادن الصخور فيما عدا تلك التي تتكون من مواد سريعة الإذابة مثل الأملاح. ويصبح ذلك الماء مذيباً كبيراً حالما يكون محملاً ببعض المواد الذائبة فيه مثل ثاني أوكسيد الكاربون وخاصة بالنسبة إلى الصخور الجيرية، فقد دلت الدراسات على أن كل 75,000 جزءاً من الماء النقي يستطيع إذابة جزء واحد من الصخور الجيرية لكن هذه القابلية تتضاعف ثلاثين مرة عندما يكون الماء بشكل حامض كاربونيك مخفف[3].

---

(1) Harry Robinson, Op. Cit., pp.134-136.

(2) Robert E. Gabler and Others, Introduction to Physical Geography, Rinehart Press, San Francisco, 1975, p.661.

(3) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.135.

يتكون حامض الكاربونيك من جراء ذوبان ثاني أوكسيد الكاربون بالماء

$$CO_2 + H_2O \longrightarrow H_2CO_3$$

ثاني أوكسيد الكاربون + الماء ← حامض الكاربونيك

يهاجم حامض الكاربونيك الذي هو الماء الباطني نفسه الصخور الجيرية (كاربونات الكالسيوم) فيحولها إلى مادة ذائبة هي عبارة عن بيكاربونات الكالسيوم.

$$^{(1)}H_2CO_3 + CaCO_2 \longrightarrow CaH_3(CO_3)_2$$

حامض الكاربونيك + كاربونات الكالسيوم ← بيكاربونات الكالسيوم

تنقل المواد التي قام الماء الباطني بإذابتها مع حركة ذلك الماء وتتم هذه الحركة خلال الشقوق والمفاصل والفراغات المتنوعة الأخرى. ويقوم ذلك الماء بترسيب المواد التي قام بإذابتها تبعاً إلى الظروف المختلفة التي يواجهها. فقد يقوم بترسيب تلك المواد داخل الصخور أو تخرج بواسطة الرشح والينابيع لتنضم بدورها إلى المياه السطحية الجارية فعلى سبيل المثال تخرج ينابيع Silver Springs في فلوريدا ما مقداره 600 طناً من المواد المعدنية المذابة بالمياه الباطنية إلى سطح الأرض يومياً[2].

المظاهر الكارستية Karst Topography

تسود المظاهر الكارستية في الأقاليم التي يظهر التأثير الكيمياوي للماء الباطني واضحاً فيها والتي تتكون من صخور جيرية قريبة من سطح الأرض. وقد أطلقت تسمية الكارست على الأشكال الأرضية هذه نسبة إلى شبه جزيرة كارست في يوغوسلافيا حيث تسود فيها تلك الظواهر بشكل واضح. وتسود المظاهر الكارستية في أجزاء عديدة أخرى من العالم مثل أقاليم Causse في جنوب فرنسا وفي منطقة الأندلس في إسبانيا وكذلك في شمال شبه جزيرة يوكاتان وتاباسكو Tabasco في المكسيك وفي جامايكا وشمال بورتوريكو وغربي كوبا وفي وسط غينيا الجديدة وجنوب غرب سليبس في جنوب شرقي آسيا وفي مقاطعة نيوساوث ويلز ومقاطعة غرب أستراليا. كما توجد المظاهر الكارستية في كل ولاية من الولايات المتحدة تقريباً غير أن فيها أربعة أقاليم كارست رئيسية هي: 1 ـ إقليم الوادي الكبير في بنسلفانيا وماريلاند وفرجينيا وتنيسي 2 ـ نطاق يمتد من جنوب

(1) Branson, Op. Cit., p.130.

(2) P. Worcester, Op. Cit., p.442.

وسط أنديانا إلى غرب وسط كنتكي 3 ـ وسط فلوريدا 4 ـ منطقة هضبة Salem-Springfield في ولاية مزوري[1].

الظروف الضرورية لتكوين الأشكال الكارستية

لا بد من توفر الظروف التالية في إقليم ما حتى يمكن للظواهر الكارستية أن تتكون فيه.

1 ـ ضرورة وجود تكوينات صخرية قابلة للذوبان بالقرب من سطح الأرض وخاصة الصخور الجيرية التي تكون درجة مساميتها ليست عالية غير أن النظام المفصلي فيها واضحاً بشكل جيد مما يجعل عملية الإذابة التي تحصل فيها مركزة في مناطق المفاصل التي يكون نفاذ الماء الجوفي خلالها أكثر سرعة من بقية جهات الصخور الجيرية. وبذلك تختلف الصخور الجيرية عن الصخور الطباشيرية الشديدة المسامية التي تسمح للماء أن ينفذ من خلال كل جهات سطحها بصورة متساوية ولذلك تكون عملية الإذابة التي تتعرض لها غير مركزة في جهات معينة فلا تنشأ فوقها الأشكال الكارستية.

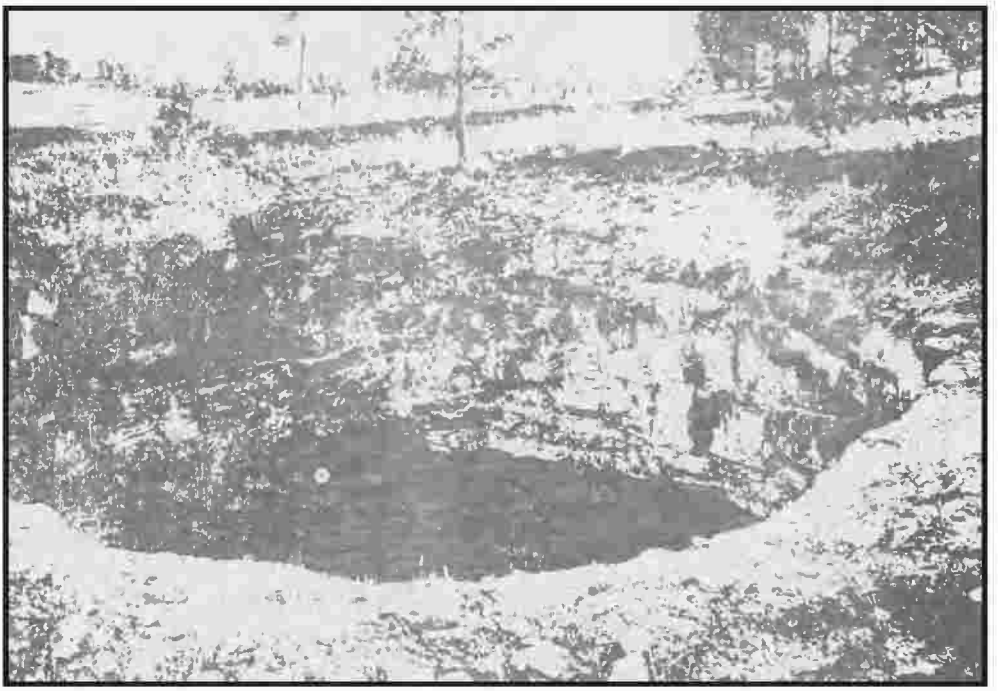
2 ـ لكي تتكون الأشكال الكارستية لا بد من أن يكون سطح الأرض وعراً تكتنفه الوديان والمرتفعات حيث يؤدي مثل هذا السطح إلى زيادة سرعة الماء الباطني خلال تكويناته وتزداد بذلك عملية الإذابة للصخور الجيرية. على خلاف ما يحدث للماء الباطني الموجود ضمن تكوينات أراضي مستوية حيث تكون حركته خلالها بطيئة جداً. وكذلك لا بد من أن توجد درجة ميل في الطبقات الصخرية الحاملة للماء الباطني لتسريع عملية حركة الماء الباطني خلالها[2].

3 ـ لا يمكن للمظاهر الكارستية أن تتكون في الأقاليم الصحراوية الجافة التي تتميز بأنها ذوات مياه جوفية قليلة. ولذا لا بد من أن يستلم الإقليم كميات كبيرة أو متوسطة من الأمطار حتى يمكن أن تكون مياهه الجوفية وفيرة لتستطيع تكوين المظاهر الكارستية. وما يمكن أن نلاحظه من وجود لبعض الأشكال الكارستية في بعض الأقاليم الصحراوية في العالم اليوم ما هو الإنتاج للظروف المناخية الرطبة التي سادت عليها في الماضي.

يتحرك الماء الباطني داخل الصخور الجيرية على طول المفاصل وكذلك من خلال مناطق الانفصال بين الطبقات الصخرية حيث يتم عن طريق هذه العملية إذابة

(1) W. Thornebury, Op. Cit., p.304.

(2) Ibid, pp.305-306.



شكل رقم (115)
حفرة بالوعية snikhole.

الصخور فتتحول بذلك الشقوق الأولية إلى كهوف أكبر. ومن المحتمل أن تكون الحفر البالوعية أكثر المظاهر الأرضية الناتجة عن عملية الإذابة التي يقوم بها الماء الباطني عند مروره خلال صخور جيرية فهي بذلك تكون أكثر المظاهر الكارستية انتشاراً. والحفر البالوعية منخفضات دائرية أو بيضاوية قمعية الشكل تنتشر بأعداد كبيرة داخل الأقاليم الكارستية (شكل رقم 115)[1]. تتباين أعماق الحفر البالوعية snikhole بين أمتار قليلة إلى أكثر من 30 متراً غير أن معظمها يقع بين عمق يتراوح بين 3 ـ 10 أمتار وتتراوح مساحاتها بين أمتار مربعة إلى عدة أيكرات. تقسم الحفر البالوعية إلى فئتين: 1 ـ الحفر البالوعية الناتجة عن عملية الذوبان وتكون عملية تكوين هذه الحفر بطيئة إلى حد ما. 2 ـ الحفر البالوعية الناتجة عن عملية الانهدام التي تتعرض لها سقوف بعض الكهوف الباطنية، ويطلق على هذا النوع من الحفر البالوعية اسم دولين doline التي جاءت من التسمية السائدة لها في إقليم الكارست في يوغسلافيا. وتتحد بعض تلك الحفر مع بعضها باستمرار العمليات المكونة للحفر البالوعية في الأقاليم التي توجد فيها بأعداد كبيرة مكونة ما يعرف باسم الحفر البالوعية المركبة compound. وهناك نوع آخر من الأشكال الأرضية ذوات

(1) R. Gabler, Op. Cit., p.662.

العلاقة بالحفر البالوعية في الأقاليم الكارستية يعرف باسم شباك الكارست Karst Window. وتطلق هذه التسمية على الجزء المكشوف من مجرى نهر باطني حيث يمكن أن يرى من خلاله نهر يجري خارجاً من أحد الكهوف ثم يدخل بعد ذلك نحو كهف آخر. ويطلق اسم الأوفالا Ovala على المنخفضات الواسعة الناتجة عن عملية انهدام سقوف أجزاء واسعة من المجاري المائية الباطنية.

من أنواع الحفر البالوعية الأخرى ما يعرف بالبولجة Polje وهي عبارة عن منخفضات مختلفة في أشكالها وأصولها غير أن أكثرها عبارة عن أحواض طولية ذوات قيعان مستوية وجوانب مغلقة شديدة الانحدار نتجت عن عملية الإذابة التي جرت فوق مناطق تعرضت إلى هبوط انكساري أو إلى الالتواءات المقعرة. ويمكن لهذا النوع من الوديان أن يغطي مساحة تزيد عن عدة كيلومترات مربعة ويعتبر وادي Livno في غرب البلقان أكثر هذا النوع من الوديان سعة في ذلك الإقليم حيث يصل طوله إلى 65كم ويتراوح اتساعه بين 5 ـ 11كم[1].

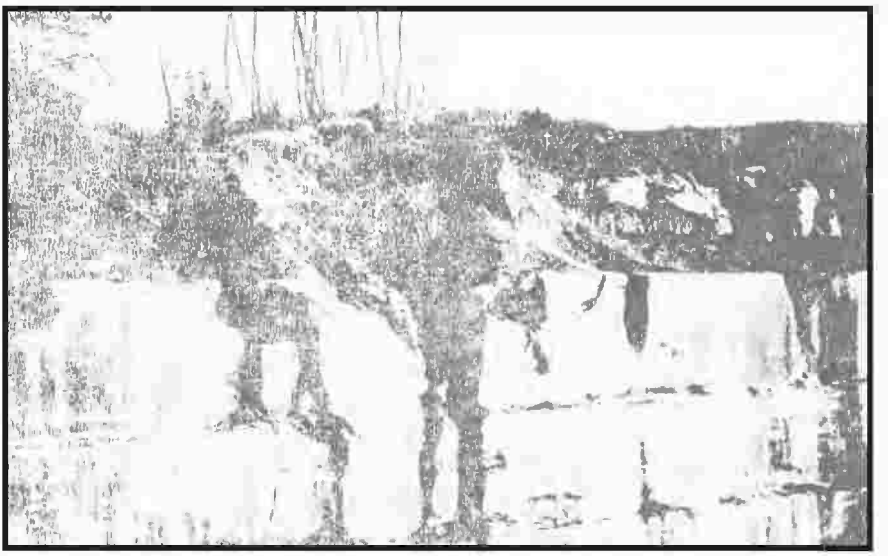
الكهوف والأشكال ذوات العلاقة بها

لا يقتصر وجود الكهوف على الأقاليم الجيرية إذ يمكن للحمم البركانية مثلاً أن توجد فيها فراغات باطنية واسعة ناتجة عن حقيقة أن الحمم السطحية تتبرد وتتصلب بسرعة في حين لا تزال الحمم الواقعة أسفلها سائلة متحركة تاركة وراءها بعد تصلبها أنفاقاً طويلة ويمكن للأمواج أن تكون بعض الكهوف كما سبق وبيّنا ذلك عند دراستنا لأثر الأمواج في التعرية.

غير أن أكثر أنواع الكهوف سعة وانتشاراً تلك التي توجد في أقاليم تتكون من تكوينات جيرية خالصة وسميكة إذ تكون عملية الإذابة التي تتعرض لها تلك التكوينات السبب الرئيسي لوجود تلك الكهوف. فقد بينا قبل قليل أن الصخور الجيرية لا تكون ذوات نفاذية عالية إلا من خلال المفاصل ومن خلال سطوح الانفصال بين الطبقات الصخرية مما يؤدي إلى تركز عملية الإذابة في هذه الجهات من الصخر الجيري (شكل رقم 116). يسلك الماء الباطني عند تحركه نحو الأسفل المفاصل العمودية ثم يتحرك خلال سطوح الانفصال بين الطبقات التي يكون امتدادها متعامداً تقريباً مع المفاصل العمودية. وتكون مواقع التقاطع بين المفاصل العمودية ومناطق الانفصال بين الطبقات مواقع ملائمة تماماً لتركز عملية الإذابة

(1) W. Thornbury, Op. Cit., pp.307-310.

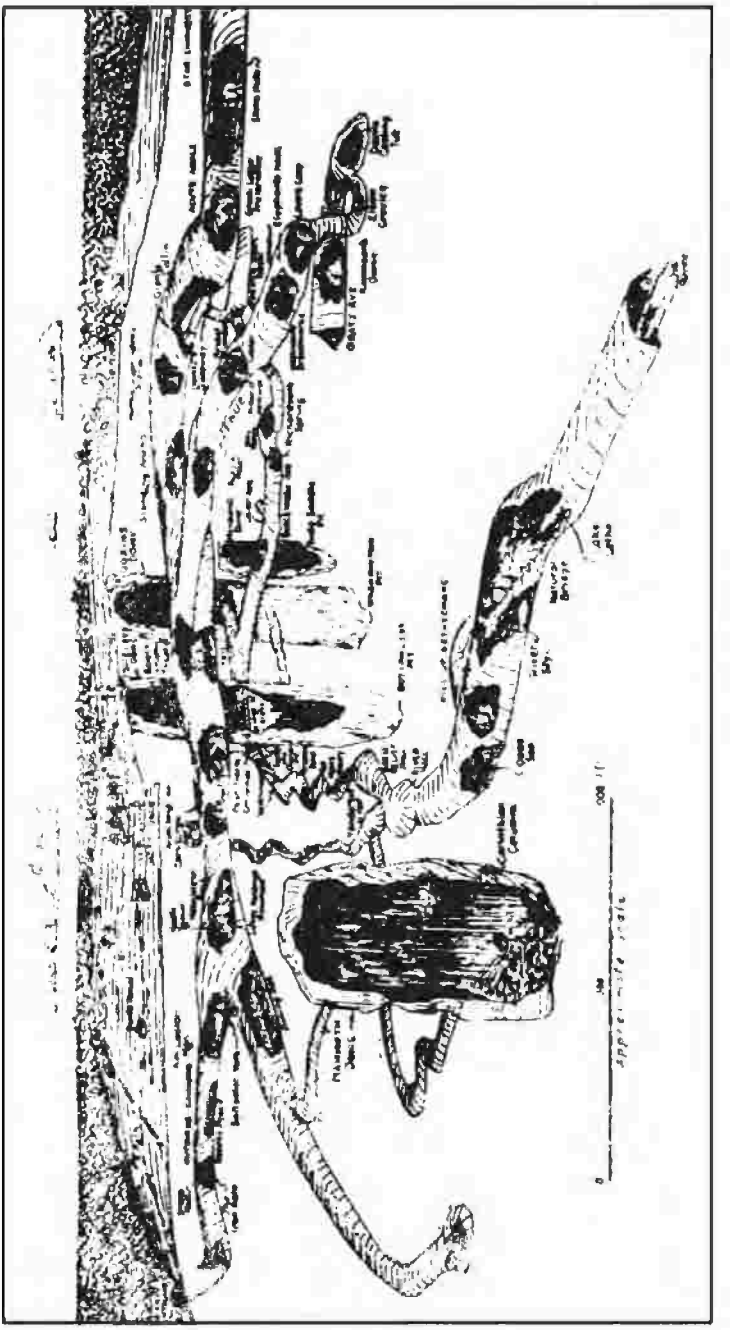
وبداية لتكوّن الكهوف. هذا ويستمر الماء الباطني في توغله نحو الأسفل خلال تلك المفاصل إلى أن تتوقف تلك العملية إما بسبب وجود طبقات صخرية غير مسامية أو عند وصوله إلى مستوى الماء الباطني حيث يتحرك الماء بعدها أفقياً مع الاتجاه العام لحركة المياه الباطنية في المنطقة وتتحول عملية الإذابة نحو ذلك الاتجاه أيضاً[1].



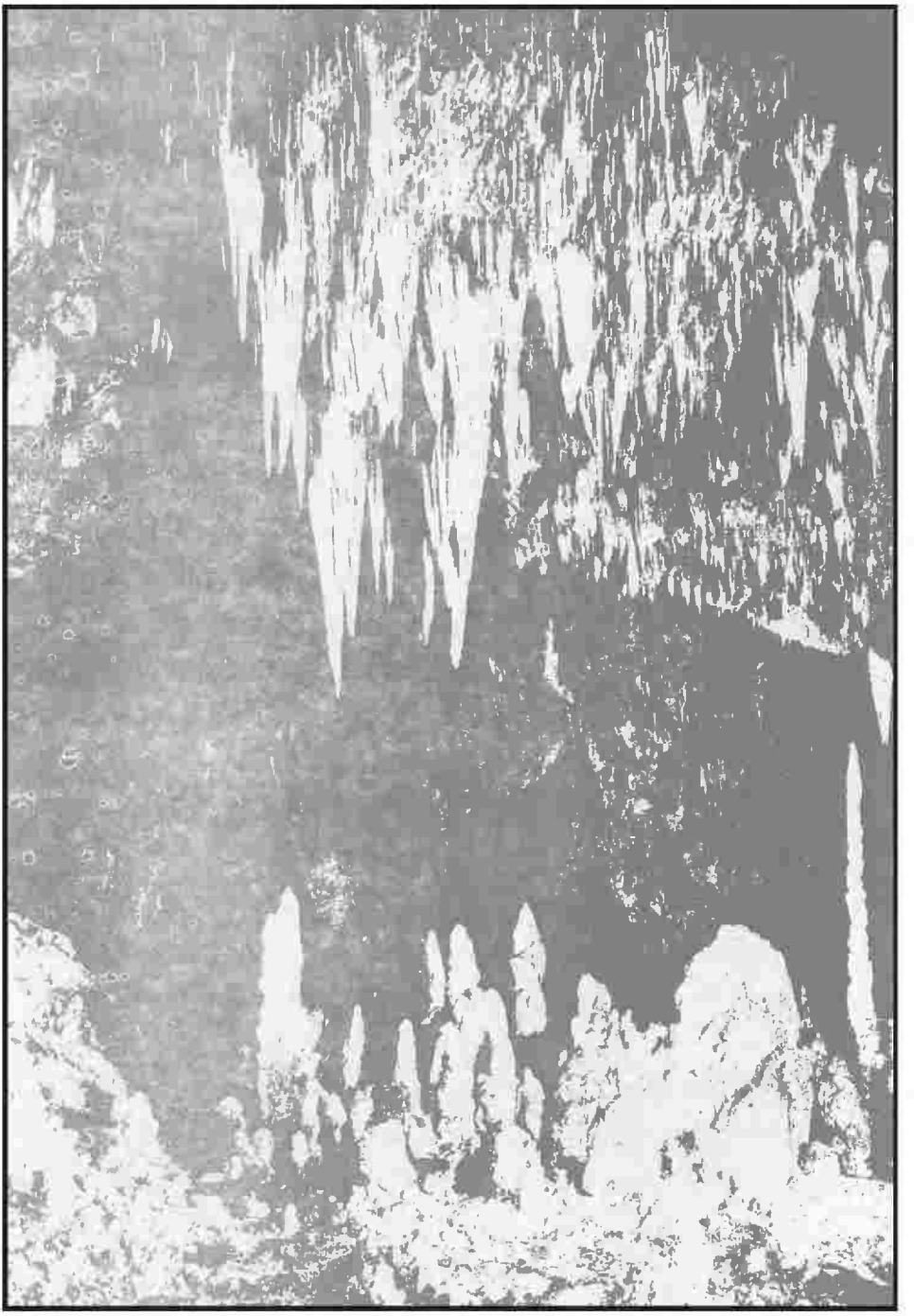
شكل (116)
صورة تبين كيفية تركز عملية الذوبان في مفاصل الصخور الجيرية.

تتطور ممرات الكهوف ليس فقط من جراء عملية الإذابة التي تقوم بها المياه الباطنية بل إنها تتوسع من خلال قوة التعرية التي يمكن لتلك المياه أن تقوم بها بالطريقة نفسها التي تقوم بها المياه السطحية الجارية. ويمكن لهذه الحقيقة أن تتأكد من خلال وجود بعض الرواسب مثل الغرين والطين في قيعان تلك المجاري الباطنية. وتكون الممرات الموجودة داخل الكهوف من نوعين: تلك التي تسلك المفاصل العمودية وتلك التي تسلك مناطق الانفصال بين سطوح الطبقات الصخرية. وتميل الأولى لأن تكون عالية وضيقة في حين تكون الثانية واسعة ومنخفضة هذا ويتحور كلا النوعين بعد تكونه من خلال عملية تساقط الحطام الصخري المستمرة في سقوف وحوائط تلك الممرات (شكل رقم 117).

(1) A.K, Lobeck, Op. Cit., pp.135-136.



شكل (117)
مخطط إلى ممرات كهف ماموث في الولايات المتحدة.



شكل (118)
صورة تمثل الأعمدة الصاعدة والأعمدة النازلة.

لا بد لنا ونحن ننهي الدراسة حول الكهوف أن لا نتجاوز ذكر ظاهرة مهمة داخلها وناتجة عن ترسيب كاربونات الكالسيوم تعرف بظاهرة الأعمدة الصاعدة ستالاكمايت Stalagmites والأعمدة النازلة ستالاكتايت Stalactites. (شكل رقم 118) تنشأ الأعمدة الصاعدة نتيجة تساقط بعض القطرات المائية من سقوف الكهوف فوق أرضيتها حيث تتبخر تلك القطرات تاركة ما تحتويه من كاربونات ذائبة فيها على أرضية الكهوف وباستمرار هذه العملية تنمو أعمدة صاعدة نحو الأعلى بأشكال مختلفة تبعاً إلى وضعية سقوط القطرات المائية من سقف الكهف. أما الأعمدة النازلة فإنها تنشأ من خلال تبخر بعض القطرات المائية المترشحة من سقوف الكهوف وهي لا تزال ملتصقة بالسقف دون أن تسقط مما يؤدي إلى تراكم الكاربونات بعد ذلك وتحولها إلى أشكال متعددة نازلة من سقوف الكهوف. وقد قيست عملية نمو هذه الأعمدة في كهف Ingleborough قرب Clapham بالمملكة المتحدة فوجد أن المعدل السنوي بلغ 7,493 ملم أو 76سم كل قرن ومن المعتقد أن تزداد سرعة النمو في الفترات التي يكون فيها مستوى الماء الباطني مرتفعاً أكثر عندما تجري أثناءها مياه كثيرة محملة بمعادن الصخور. هذا وتنشأ أشكال أخرى تعرف بـ helicitite عندما تتلاقى الأعمدة الصاعدة مع الأعمدة النازلة وتكون هذه أشكالاً عديدة متنوعة قسم منها يكونه بشكل أعمدة ضخمة قد تتراوح أطوالها بين 23 ـ 24 متراً كما في بعض الكهوف في وسط فرنسا[1].

لقد لعبت الكهوف دوراً في حياة الإنسان في الماضي أكثر من الدور التي تلعبه في الوقت الحاضر. فقد وجدت داخلها معظم الآثار التي تعود إلى الإنسان القديم حيث كانت تقدم إليه الحماية من الظروف الجوية القاسية وكذلك كانت تحميه من الحيوانات ومن أعدائه الآخرين وقد ساعدت الظروف الطبيعية المتوفرة داخل الكهوف على الاحتفاظ بآثار الإنسان المختلفة حيث تتحجر العظام فيها بصورة جيدة ولا تؤثر فيها الرياح أو العواصف كما تكون درجة رطوبة البعض منها قليلة بحيث تقلل من عملية التحلل. ويساعد على ذلك أيضاً ثبات درجات الحرارة داخل الكهوف حيث لا يزيد مدى الحرارة السنوي في كثير منها درجة واحدة أو اثنتين. وقد وجدت داخل تلك الكهوف الكثير من الأدوات البسيطة التي كان

(1) F.J. Monkhouse, Principles of Physical Geography, Hodder and Stoughton, London. 1975, p.124.

يستخدمها الإنسان كذلك أسلحته المتنوعة إضافة إلى الرسوم التي تركها على جدرانها والتي تمثل في معظمها الحيوانات التي تسود في الأقاليم الذي توجد فيه.

تأتي الأهمية الرئيسية للكهوف في الوقت الحاضر من كونها مصدراً للنترات التي تستخدم عادة في صناعة المفرقعات وفي صناعة الأسمدة ويأتي معظمها من فضلات الطيور والخفافيش كما في كثير من كهوف نيوزيلند وأفريقيا الجنوبية وجزر الهند الغربية[1].

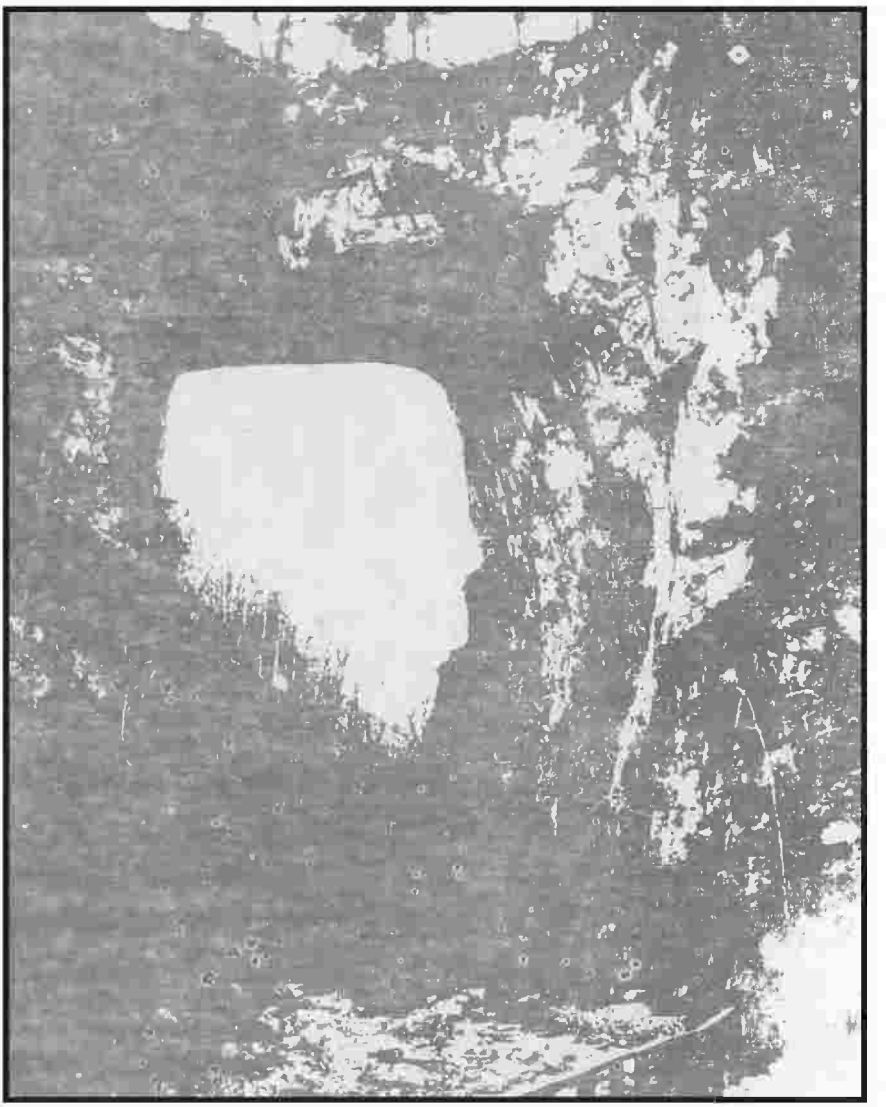
تعتبر بعض الكهوف اليوم مناطق سياحية مهمة بعد أن أمكن ربطها بطرق المواصلات المختلفة. كما عملت داخلها بعض التسهيلات التي تمكن الزوار من ملاحظة ما هو موجود داخل تلك الكهوف من تكوينات مختلفة. كالإنارة الكهربائية والزوارق التي تسير داخل الأنهار الباطنية وعلامات الدلالة المختلفة ومواقع للاستراحة والتهوئة... إلخ كما هو موجود في بعض الكهوف في لبنان مثل مغارة جعيتا أو في كهف ماموث الشهير في ولاية كنتكي بالولايات المتحدة. إذ حولت المنطقة التي يوجد فيها ذلك الكهف إلى منتزه قومي تبلغ مساحته حوالي 240كم مربعاً. ويتكون هذا الكهف من خمسة مستويات يمتد أعمقها إلى مستوى 110 متراً دون سطح الهضبة الجيرية. ويجري في ذلك المستوى الأخير منه نهر باطني هو نهر Echo الذي يصب بعد خروجه من الكهف في نهر Green أحد روافد نهر أوهايو[2]. وقد رسمت بعض جهات هذا الكهف على خرائط في حين لا زال البعض منها غير مكتشف إلى حد الآن. ويزيد طول ممرات هذا الكهف على عدة مئات من الكيلومترات يتراوح ارتفاعها بين أقل من متر واحد إلى أكثر من 30 متراً. وتكون أبعاد قبة ماموث الرئيسية فيه 130 متراً طولاً و50 متراً عرضاً مع ارتفاع يتراوح بين 25 ـ 80 متراً[3]. ويبين الجدول رقم (5) أطوال بعض الكهوف الشهيرة في العالم. ويمكن لبعض الكهوف أن تستخدم كملاجئ في الحروب الذرية وكذلك في الاحتفاظ ببعض الأمور السرية التي تريد بعض الدول عدم تسربها.

هذا وتسبب عملية الانهدام غير الكاملة التي تتعرض إليها سقوف بعض الكهوف إلى تكوين ما يعرف باسم الجسر الطبيعي. ويعتبر الجسر الطبيعي في فرجينيا مثالاً جيداً لذلك (شكل رقم 119).

(1) A.K. Lobeck, Op. Cit., p.136.

(2) Ibid, p.126.

(3) Allison, Op. Cit., p.362.



شكل (119)

صورة الجسر الطبيعي المشهور في ولاية فرجينيا بالولايات المتحدة.

جدول رقم (5)
أطوال بعض الكهوف المشهورة في العالم

اسم الكهف	الموقع	الطول كم
Holloch	سويسرا	85,2
فلنت روج	الولايات المتحدة	82,4
ماموث	الولايات المتحدة	71,2
Eisresenwelt	النمسا	42
بلوسبرنك	الولايات المتحدة	32,2
Greenbrier	الولايات المتحدة	24,3
دوميكا	يوغسلافيا ـ هنكاريا	22
مغارة جويل	الولايات المتحدة	21
مغارة أنفيل	الولايات المتحدة	19,2
سوليفان	الولايات المتحدة	18,5
dent de Grelles	فرنسا	18
Tantahohle	النمسا	16

المصدر :

W. Thornbury, Op.Cit.,p.328.

الفصل التاسع

البحيرات والمستنقعات

البحيرات

لا يوجد فرق واضح بين البرك وبين البحيرات أو بينهما وبين بعض الأقسام الواسعة من مجاري بعض الأنهار. كما يمكن لبعض الأنماط من البحيرات الساحلية أن تندمج مع الخلجان واللاكونات Lagoons. ويمكن لمياه البحيرات أن تكون عذبة أو تكون مالحة رغم أن غالبية البحيرات تكون ذوات مياه عذبة عادة.

لا يعتبر وجود البحيرات دليلاً على وجود أنماط معينة من التضاريس إذ يرتبط بعضها مع مراحل تطور النهر الأولى في حين يميز الأخرى ارتباطه بتضاريس نهرية في مرحلة متأخرة من مراحل الدورة الجيومورفولوجية كما ويوجد كثير من البحيرات في الأقاليم التي تعرضت إلى التعرية الجليدية في حين يوجد غيرها في أقاليم تسود عليها عمليات جيومورفولوجية أخرى قد يكون البعض منها عمليات ظاهرية كالرياح والأمواج ويكوّن البعض الآخر عمليات باطنية مثل الحركات الأرضية diastrophism والبراكين. ويحدث في حالات عديدة أن تساهم أكثر من عملية جيومورفولوجية واحدة في تكون الحوض البحيري[1].

والبحيرات مهمة للإنسان من وجوه عديدة. إذ تلعب بعض البحيرات دوراً يشبه دور البحار في التأثير على مناخ المناطق المجاورة لها خاصة في تخفيضها لمدى الحرارة اليومي والسنوي. وتكون بعض البحيرات فعالة في تقليل الهبوط الذي قد يحصل على درجات الحرارة خلال الليل والذي قد ينجم عنه الصقيع المؤذي لبعض المزروعات خلال موسم النمو. ولذا نجد أن نطاق زراعة

(1) P. Worcester, Op. Cit., pp.336-337.

الحمضيات في فلوريدا مثلاً قد تركز في منطقة البحيرة الوسطى من الولاية المذكورة. كما تركزت بساتين الكروم وبساتين الفواكه الأخرى في ولاية نيويورك على الجهة التي تأتي منها الرياح قادمة من بحيرة أونتاريو وكذلك على السفوح المواجهة للبحيرات الأصبعية المشهورة.

يؤدي وجود البحيرات في مجاري الأنهار إلى تثبيت طبيعة جريانها بحيث تقوم بامتصاص موجات الفيضان التي قد يتعرض إليها النهر الواقع أسفلها كما لا تنخفض مناسيب ذلك النهر كثيراً عند فترات الجفاف. ويعني ذلك أن تلك البحيرات تكون بمثابة خزانات طبيعية للأنهار. وتكون هذه الوظيفة أكثر أهمية إذا استخدم ماء ذلك النهر في توليد الطاقة الكهربائية إذ سيكون مقدار الطاقة الكهربائية ثابتاً ومستقراً ويمكن الاعتماد عليه في هذه الحالة. كما وتستخدم مياه تلك البحيرات في الزراعة إما بصورة مباشرة عن طريق ضخها نحو الأراضي المجاورة لها أو من خلال الأنهار التي تخرج من تلك البحيرات[1]. هذا وتؤلف البحيرات مناطق للسياحة والراحة في كثير من الأقاليم خاصة في المناطق الجبلية التي تغطيها الغابات حيث تؤلف آنذاك أجمل المناظر التي يمكن أن تقع عليها العين على سطح الأرض. وتجهز البحيرات الإنسان إضافة إلى ما ذكرناه بالغذاء المتمثل بالصيد كما يمكن استخدام بعض البحيرات كمخازن مائية لتزويد المدن الكبرى بحاجاتها منها، كما تستعمل البحيرات في عمليات النقل الرخيص.

وتعرف البحيرات على أنها منخفضات متباينة المساحة فوق سطح اليابسة تحتوي على الماء. بعضها واسع في مساحته بحيث يمكن اعتباره بحاراً داخلية (مثل بحيرات سوبيريور وفكتوريا وبيكال). وقد أعطي هذا الاسم بالفعل لبعض البحيرات الواسعة المساحة والتي لا تختلف في شيء عن مساحة البحيرات الثلاث السابقة. إذ يغطي بحر قزوين مثلاً مساحة مقدارها 450000كم^2. ويبلغ طول بحيرة سوبيريور 60كم وعرضها 260كم ويبلغ مقدار عمقها الأقصى 400 متراً وتبلغ مساحتها ما يقارب مساحة أقطار Benelex (هولندا، بلجيكا، لوكسمبرك). من ناحية أخرى توجد بعض البحيرات ذوات المساحات الصغيرة جداً مثل بحيرات قيعان الحلبات الجليدية (تارن) Tarn[2].

(1) R.E. Gabler, Op. Cit., pp.534-535.

(2) F.J. Monkhouse, op. cit., p.190.

يعتمد بقاء الماء في الحوض البحيري على مقدار عمق ذلك الحوض وعلى قابلية الخزن لديه وعلى مقدار كمية المياه التي ترد إليه «إما مباشرة بواسطة الأمطار التي تسقط فوق سطحه أو بصورة غير مباشرة عن طريق الأنهار التي تنتهي فيه أو الثلاجات وكذلك المياه الباطنية» وكذلك كمية ما يفقده ذلك الحوض من مياه عن طريق الأنهار التي تخرج منه أو عن طريق التبخر والرشح.

تكون بعض البحيرات ذات طبيعة موسمية حيث تزداد مساحتها كثيراً خلال موسم الأمطار أو الفترة التي تعقب ذوبان الثلوج في الربيع وتتناقص مساحاتها خلال موسم الجفاف حيث تتقلص أو قد تختفي كلياً، والحالة الأخيرة ملازمة إلى كثير من البحيرات في الأقاليم الجافة وشبه الجافة. إذ تتذبذب مساحة بحيرة جاد Chad مثلاً بين 10000 ـ 50000كم^2. وتكون بحيرة آير Eyre في أستراليا جافة عادة غير أن مساحتها قاربت الـ 5000كم^2 في موسم الأمطار الغزيرة الذي حصلت في عام 1950 ـ 1951[1].

وكما بينا قبل قليل فإن البحيرات من بين أكثر المظاهر الأرضية انتشاراً، فهي توجد على كل دوائر العرض تقريباً من خط الاستواء حتى عروض متطرفة عليا. ولا تخلو منها أية قارة عدا القارة القطبية الجنوبية والتي تدل الدراسات الحديثة على وجود الأحواض البحيرية فيها هي الأخرى أيضاً. ويتكاثر وجود البحيرات في العروض العليا من قارة أمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية وغربي أوروبا. ويقع كثير من البحيرات الساحلية على كل حوافي القارات في الوقت نفسه الذي توجد فيه آلاف عديدة من البحيرات التي عملها الجليد في داخل أمريكا الشمالية على سبيل المثال. وقد حفرت بحيرات عظيمة أخرى داخل أفريقيا ذوات أصول مختلفة تماماً. وتظهر البحيرات بأعداد كبيرة في أقاليم جبلية وهضبية وسهلية خاصة ذوات المناخ الرطب منها. كما يوجد كثير من البحيرات في الأقاليم الجافة وشبه الجافة في الوقت الذي يوجد غيرها فوق الجزر وفوهات البراكين الخامدة.

تتباين البحيرات فيما بينها تبايناً كبيراً من حيث المساحة والعمق والموقع بالنسبة إلى مستوى سطح البحر. إذ تؤلف البحيرات الخمس العظمى في

(1) Ibid, p.191.

الولايات المتحدة وكندا (سوبيريور ـ هورن ـ مشيكان ـ آيري ـ أونتاريو) أكبر سلسلة بحيرية من حيث المساحة في العالم. ومن مجموعات البحيرات الكبيرة الأخرى في العالم تلك الموجودة في شرق أفريقيا والتي تتمثل في ألبرت وادوارد وكيفو وتنجانيقا وملاوي وفكتوريا. كما تؤلف بحيرات مانيتوبا وWinnipegosis وWinnipeg وAthabaska والعبد الكبير والدب الكبير والبحيرات الأخرى المرتبطة بها مجموعة بحيرية مشهورة أخرى في كندا. وتعتبر بحيرة تيتيكاكا Titicaca أعلى البحيرات ارتفاعاً عن مستوى سطح البحر وتقع هذه البحيرة في بيرو وبوليفيا في قارة أمريكا الجنوبية.

ويأتي بحر قزوين باعتباره أكبر البحيرات مساحة رغم أن مياهه مالحة، وأعمق بحيرة قاعاً في العالم هي بحيرة بايكال في سيبيريا. وأخفض سطح بحيرة مستوى عن سطح البحر هي البحر الميت. ويمثل الجدول رقم (6) بعضاً من أشهر البحيرات في العالم.

أصل الأحواض البحيرية

لا تتكون البحيرات إلا بعد أن يتوفر شرطان أساسيان هما:

1 ـ وجود حوض ملائم يمكن أن يحتفظ بالماء.

2 ـ وجود مصدر مائي يكفي لملء ذلك الحوض كلياً أو جزئياً مكوناً البحيرة.

يصب في معظم البحيرات ذوات المياه العذبة أنهار تعرف بالمداخل inlets ويخرج من معظمها أنهار أيضاً فيما يسمى بالمخارج outlets. ولكي تظل البحيرة موجودة لا بد من أن يكون مستوى قاع الحوض أخفض من مستوى المخارج (المنافذ).

لا تمتلك معظم البحيرات المالحة منافذ حيث تكون كمية المياه المفقودة عن طريق التبخر كبيرة بحيث لا تسمح لذلك الحوض بالامتلاء ثم خروج المياه بعد ذلك منه عن طريق المنافذ.

تتكون البحيرات بفعل عمليات متعددة كما بينا ذلك قبل قليل وقد لا تلعب عملية واحدة الدور لوحدها في تكوين البحيرات بل تساهم في ذلك عدة عمليات، ومع ذلك يمكن أن تقسم البحيرات تبعاً إلى أصولها إلى الآتي:

جدول رقم (6)
بعض البحيرات في العالم

اسم البحيرة	السعة بالأميال المربعة	الارتفاع والانخفاض عن مستوى سطح البحر (بالأقدام)	العمق بالأقدام
بحر قزوين	170000	85 ـ	3200
جاد	10000 ـ 50000	840	8 ـ 20
سوبيريور	31200	602	1000
فكتوريا	26000	3800	240
آرال	25000	160	1200
مشيكان	22500	580	870
هورن	22000	581	700
ملاوي	14000	1500	2300
بيكال	13000	1700	5600
تنجانيقا	1200	2700	4756
الدب الكبير	11000	390	270
تيتيكاكا	3260	12500	700
البحر الميت	360	1268 ـ	1300
كريتر	25	6177	1996

المصدر:

P. Worcester, Op.Cit.,p.339.

1 ـ البحيرات الناتجة عن عمل الجليد:

تكون بعض البحيرات ناتجة كلياً عن عمل الجليد فقد كونت الركامات الجليدية الموجودة في روسيا وفنلندا وفي كندا أعداداً هائلة من البحيرات. وتكون بعض بحيرات الركامات هذه كبيرة المساحة كما في بحيرة أونيكا Onega وسوبيريور وهورن وآيري وأنتاريو. كما وتكونت البحيرات الخمس في أمريكا الشمالية من جراء النشاط الترسيبي للثلاجات والتعرية الجليدية مع بعض التحويرات التي حصلت على نظام التصريف السابق للإقليم بواسطة الغطاء الجليدي القاري العظيم. وعلى خلاف هذه البحيرات العظيمة المساحة فإن هناك كثيراً من بحيرات

الركامات لا تتعدى كونها بركاً صغيرة. ومن بين هذه البحيرات بحيرات التارن Tarns الموجودة في إقليم البحيرة الإنكليزي[1].

يمكن أن نقسم البحيرات التي يكونها الجليد إلى:

أ ـ الأحواض الموجودة في الركامات الجليدية الأرضية:

يتساقط الحطام الصخري الذي تحمله الثلاجات القارية عند انتهاء العصر الجليدي وتراجع الثلاجات نحو الوراء جراء ذوبان الجليد بشكل غطاء غير منتظم. إذ توجد بعض المناطق المنخفضة التي تمتلئ بمياه الجليد الذائب أو من خلال الأمطار أو من الرشح من الأراضي المجاورة لها. ولايزال قسماً كبيراً من هذه البحيرات ليس لها منافذ منذ أن تكونت وإلى الوقت الحاضر غير أن مياهها ليست مالحة وذلك بسبب حدوث دورة مائية فيها ناتجة عن كون أن المواد التي تحيط بها ذوات درجة مسامية عالية جداً بحيث تسمح للمياه بالتحرك خلالها بسهولة. كما تتصف هذه البحيرات بأنها صغيرة المساحة وقليلة العمق رغم أن البعض منها يكون كبيراً. ومن المناطق المشهورة بمثل هذا النوع من البحيرات منطقة هضاب البحيرة في Mecklenburg في ألمانيا الديمقراطية وكذلك منطقة بوميرانيا في بولندا. ومن البحيرات ذوات الطبيعة الخاصة ما يعرف بـ Kettle-hole وتتكون هذه البحيرة عندما تدفن قطعة جليدية كبيرة داخل الركامات ثم تذوب بعد ذلك فتكون حوضاً بحيرياً قد يكون محتوياً على اللبد النباتي peat. وتوجد نماذج كثيرة من هذا النوع من البحيرات في منطقة Kettle Moraine في ولاية وسكونسن Wisconsin في الولايات المتحدة[2].

ب ـ الأحواض الجيرية الواقعة خلف الركامات النهائية والركامات الجانبية:

ينشأ الكثير من البحيرات فوق الوديان الجليدية من جراء تعاقب الركامات النهائية بسبب تراجع الثلاجات إلى الوراء أو ما عرفناه سابقاً بالركام التراجعي حيث يشير كل ركام منها إلى حالة توقف في عملية تراجع الثلاجة إلى الخلف. ويكون بعض تلك الركامات مرتفعاً مما يسبب خلفه حوضاً بحيرياً عميقاً نسبياً. ومن أشهر الأمثلة على هذه الظاهرة ما نلاحظه في الوادي الجليدي القديم المتفرع من Colde la Scucht في جبال الفوج حيث توجد ثلاث بحيرات متفرقة هي Gerardmer على

(1) Larouse Encyclopadia of the Earth, Paul Hamlyn, London, 1966, p.112.

(2) F.J. Monkhouse, Op. Cit., p.199.

ارتفاع 603 متراً وبحيرة Longemer عند مستوى 670 متراً وبحيرة Retournmer عند ارتفاع 713 متراً فوق مستوى سطح البحر[1].

ويمكن للركامات الجانبية أن تسبب قيام أحواض بحيرية بدورها أيضاً حيث تستطيع كثير من ثلاجات الوديان أن تمتد إلى مسافة كبيرة داخل وديانها الأمر الذي يجعل قسماً من ركاماتها الجانبية قادرة على غلق وديان جليدية أخرى لا تمتد الثلاجات الموجودة فيها إلى مسافة كبيرة بحيث تصل إلى الوادي الرئيسي، أو أنها تغلق أحياناً وديااناً نهرية. وتتصف مثل هذه البحيرات بأنها ذوات أعمار قصار إذ سرعان ما تطغي مياهها فوق الركامات وتفتح منافذ لها فيها. ويظهر نوع آخر من البحيرات في المناطق الواطئة الموجودة بين سلسلة الركام الجانبي وبين حائط الوادي الجليدي إذ تترسب الركامات الجانبية عادة على مسافة ما من ذلك الحائط. وتقوم الانزلاقات الأرضية والرواسب الطموية بربط الجانب الصخري للوادي الجليدي مع الركامات الجانبية.

جـ ـ الأحواض الجيرية الناتجة عن تعرية الجليد:

يكون الغطاء الجليدي الذي يتحرك فوق سطح مستو تقريباً أعداداً هائلة من أحواض بحيرية صغيرة بسبب عملية الحفر التي يقوم بها في كثير من الجهات وخاصة تلك التي تتميز بقلة مقاومة صخورها لعملية التعرية، كما في قارة أمريكا الشمالية خاصة في القسم الأوسط الغربي من كندا بالقرب من بحيرة العبد الكبير. ويوجد آلاف من هذه البحيرات في المناطق الأخرى من العالم التي تعرضت إلى الزحف والتعرية الجليدية. ويرتبط الكثير من هذه البحيرات فيما بينها بواسطة أنهار صغيرة ويوجد للبعض منها مداخل ضيقة. وينتشر فيها أعداد كبيرة من الجزر الصغيرة. وهي في العادة ضحلة على الأغلب وتغطي في بعض المناطق مساحة كبيرة كما في منطقة Quetico في منيسوتا بالولايات المتحدة حيث تشغل حوالي 75% من مساحة المنطقة[2].

يكثر وجود الأحواض الناتجة عن تعرية الجليد في الوديان التي تعرضت إلى هذه التعرية إذ تظهر في أعالي الوادي الجليدي (الحلبة الجليدية) بعض الأحواض البحيرية العميقة والتي تحتلها بحيرات صغيرة وعميقة.

كما تظهر البحيرات في مناطق المصاطب الجليدية حيث أدى تساقط الجليد

(1) Larousse Op. Cit., p.112.

(2) Encyclopedia Britannica, Vol. 10, Op. Cit., p.603.

نحوها إلى تكوين تلك الأحواض (شكل رقم 77). وتكون هذه البحيرات ملائمة تماماً لاستخدامها كخزانات للمياه بعد أن تبنى السدود أمامها.

د ـ أحواض البحيرات الناتجة عن حجز الجليد:

تقوم بعض الثلاجات الكبيرة بغلق كامل إلى وديان الثلاجات الرافدية التابعة لها مكونة أحواضاً بحيرية. وتعتبر بحيرة Marjelen في سويسرا مثالاً جيداً لهذا النوع من البحيرات. ويوجد كثير من البحيرات في الوديان الرافدية حول غطاء Vatnajokull الجليدي في آيسلندا. وتتحول أعداد كثيرة من الفيوردات في كرينلند إلى بحيرات مغلوقة بواسطة ثلاجات تتراوح أطوالها بين 15 ـ 30كم. وينشأ حوالي خمسين من البحيرات المغلوقة بواسطة الجليد على الشريط الساحلي في ألاسكا الجنوبية[1].

2 ـ البحيرات الناتجة عن عمل المياه السطحية الجارية:

على الرغم من أن للأنهار عوامل أساسية في تكوين العديد من البحيرات في جهات العالم المختلفة إلا أن الأنهار وبسبب طبيعة عملها تعتبر العدو الرئيسي لها في حالة إذا كانت منافذ لتلك البحيرات أو كانت مخارج لها. ففي الحالة الأولى، يؤدي تعميق النهر لواديه إلى تخفيض مستوى منفذ البحيرة إلى دون مستوى قاعها وبالتالي يسبب تصريف المياه المتجمعة فيها وإنهاء وجود تلك البحيرة. وفي الحالة الثانية تقوم الرواسب التي تلقيها الأنهار التي تصب في البحيرة بطمر تلك البحيرة وانعدام وجود الحوض البحري. وتتصف الأحواض البحيرية الناتجة عن عمل الأنهار بأنها ضحلة وقصيرة العمر عادة. ويمكن أن تقسم الأحواض البحيرية النهرية إلى:

أ ـ الأحواض الغاطسة:

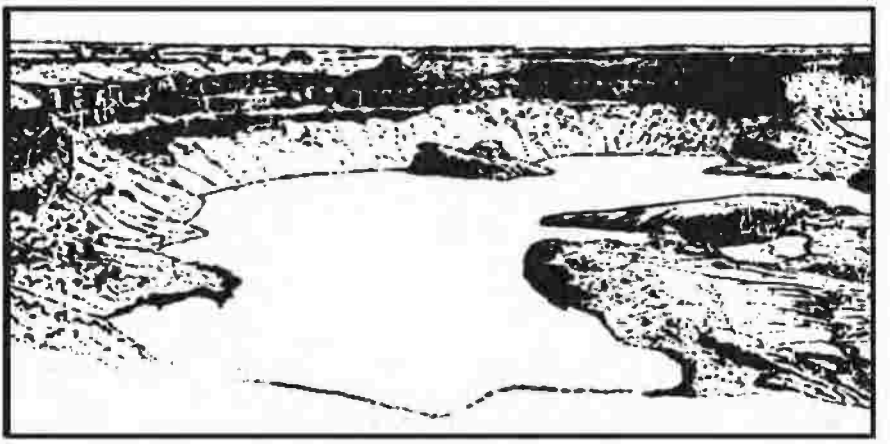
تتكون هذه الأحواض عند قدمات المساقط المائية التي تنشأ تحتها أول الأمر ما يسمى بالحفر الوعائية potholes. وتتحول هذه الحفر إلى برك واسعة عندما تكون عملية تراجع الشلال سريعة أكثر من عملية تعميق الأنهار لورديانها الواقعة أسفل تلك المساقط المائية. وتنتشر هذه البحيرات على سبيل المثال في كراند كولي الذي يعتبر بمثابة المجرى السابق لنهر كولومبيا في ولاية واشنطن. وقد تشكلت تلك البحيرات من نهر تتساقط مياهه من على جرف يبلغ ارتفاعه 121 متراً

(1) Monkhouse, Op. Cit., p.199.

ويبلغ عمق هذا الحوض 24 متراً (شكل رقم 120). ومن مناطق البحيرات الغاطسة ما هو موجود في Jamesville في وسط ولاية نيويورك حيث تكونت هذه من مياه قادمة من البحيرات العظمى تنصرف عبر جنادل يزيد ارتفاعها عن 48 متراً ولمسافة 250 متراً ويبلغ عمق البحيرة التي تحتل هذا المنخفض حالياً حوالي 18 متراً[1]. ويعتبر القسم الواقع أسفل شلالات نياغارا بحيرة غاطسة أيضاً حيث تتساقط المياه فيها من ارتفاع 50 متراً وتجري بسرعة 80 كيلومتر/ساعة[2].

ب ـ الأحواض الموجودة فوق السهول الفيضية والدلتاوات:

تستطيع الأنهار التي تجري فوق سهولها الفيضية ومن خلال عملية تطوير التواءاتها النهرية أن تكون بحيرات هلالية ox-bow وقد سبق لنا وبينا ذلك حين شرحنا السهل الفيضي (الفصل الرابع). وتتصف هذه البحيرات بأنها ضحلة وتمتلئ بالرواسب التي تصلها عن طريق الفيضانات أو من جراء تراكم النباتات فيها أو مما تلقيه الرياح من رواسب داخلها.



شكل (120)

بحيرة غاطسة في المجرى القديم لنهر كولومبيا في الولايات المتحدة.

ينشأ نوع آخر من البحيرات داخل سهول الأنهار الفيضية ناتج عن اختلاف شدة وطبيعة عملية الترسيب التي تقوم بها تلك الأنهار، حيث تكون المناطق المجاورة إلى مجاري الأنهار أكثر ارتفاعاً من المناطق البعيدة عن تلك المجاري. حيث تتحول تلك المناطق البعيدة إلى أحواض تتزود بالمياه عن طريق الرشح أو

(1) Lobeck, op. Cit., p.195.

(2) Gilluly, Op. Cit., p.258.

عن طريق الفيضانات أو من خلال مجارٍ نهرية صغيرة. وتعتبر الأهوار الموجودة في العراق مثالاً واضحاً لمثل هذا النوع من البحيرات حيث تكونت ثلاثة أحواض رئيسية هي:

1 ـ الحوض المحصور بين وادي الفرات والهضبة الغربية وتحتله أهوار مثل هور الحمار.

2 ـ الحوض المحصور بين دجلة والفرات وتحتله مجموعة الأهوار الوسطى.

3 ـ الحوض المحصور بين دجلة والمرتفعات الواقعة عند الحدود العراقية الشرقية وتحتله الأهوار الشرقية مثل هور الحويزة.

هذا وتتكون بحيرات في مناطق الدلتا من جراء عملية الترسيب غير المنتظمة التي تقوم بها فروع النهر داخل الدلتا، ومن أشهر الأمثلة على هذه البحيرات بحيرة Pontchartrain في دلتا المسيسيبي وخليج زيدرزي Zuider Zee عند دلتا نهر الراين. وتعتبر بحيرة Salton المالحة الواقعة في شمال خليج كاليفورنيا مثلاً آخر عن البحيرات الناتجة عن وجود الدلتاوات حيث أدى نمو الدلتا التي قام ببنائها نهر كلورادو إلى قطع القسم الشمالي من خليج كاليفورنيا وتحويله إلى بحيرة مالحة[1].

قد يؤدي تركز التصريف المائي داخل الخوانق النهرية في الأقاليم الجافة الجبلية إلى تكوين دالات مروحية تترسب على المناطق السهلية المجاورة أو على قيعان الوديان. ويحدث أحياناً أن تتقابل مروحتان طمويتان على جوانب أحد الوديان ويسبب نموهما إلى التقائهما وتكوين حوض لبحيرة في القسم الأعلى منهما من الوادي. وتنتشر مثل هذه الحالة في مناطق عديدة في الإقليم الجاف في غرب الولايات المتحدة وأشهرها بحيرة أوينز Owens في شرق كاليفورنيا[2].

جـ ـ الأحواض الناتجة عن السداد الطافية:

تقوم بعض الأنهار من حين إلى آخر بغلق وديانها مكونة بعض البحيرات. ويحدث مثل هذا العمل بصورة خاصة في الأنهار الملتوية التي تجري داخل أقاليم رطبة حيث يؤدي تطوير الالتواءات إلى تعرض بعض الضفاف إلى التعرية النهرية، وتتساقط الأشجار والنباتات الأخرى النامية عليها. ثم تطفو تلك على مياه النهر إلى أن تتوقف عند بعض الرواسب الموجودة داخل مجرى النهر. ويساعد استمرار تجمع تلك الأشجار على زيادة عملية الترسيب خلفها مما يؤدي إلى تكوين سدود

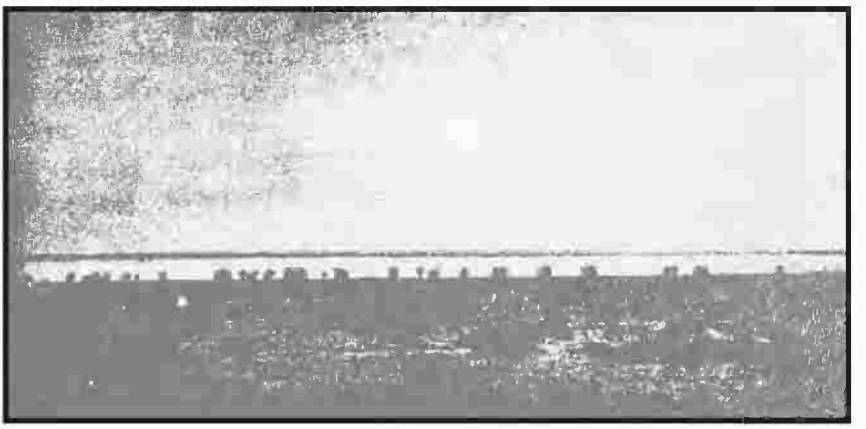
(1) Larousse, Op. Cit., p.113.

(2) P. Worcester, Op. Cit., p.346.

قد تكون كبيرة أحياناً وتكوين بحيرات خلف تلك السدود. ويسبب غلق مجاري الأنهار البطيئة الجريان بواسطة النباتات المائية الطافية إلى تراكم المياه مكونة بحيرات ضحلة كما في بحيرات Gooren وVennen في جنوب هولندا وشمال شرقي بلجيكا[1]. ويمكن اعتبار منطقة السدود في النيل مكاناً آخر لهذه الحالة.

3 ـ الأحواض التي تكوّنها الرياح:

تستطيع الرياح أن تكون الأحواض البحيرية من خلال عملها باعتبارها عاملاً من عوامل التعرية أو من خلال كونها قادرة على الترسيب. وتتصف الأحواض الناتجة عن عملية التعرية بأنها واسعة المساحة نسبياً غير أن وجود معظمها داخل أقاليم صحراوية يجعل تلك الأحواض جافة أو أنها قد تحتوي على بحيرات فصلية أو حتى وقتية شكل رقم (121). تنشأ معظم هذه الأحواض من جراء التعرية المتباينة التي تشتد فوق الصخور اللينة كما في الصخور الطفل المفككة. وقد استطاع الإنسان توسيع مساحة تلك الأحواض من خلال بنائه للسداد حيث يستخدم كخزانات للمياه لأغراض عديدة ومنها الري. وتؤدي عملية التفريغ التي تقوم بها الرياح في الأقاليم الصحراوية الجافة إلى تكوين منخفضات واسعة تصل حتى إلى مستوى الماء الباطني. حيث تتكون آنذاك بعض البحيرات الملحية الضحلة أو المستنقعات كما في منخفض القطارة في مصر أو في شط الجريد وشط الملغيغ على جانبي خط الحدود التونسية ـ الجزائرية[2].



شكل (121)
بحيرة وقتية في حوض حفرته الرياح.

(1) F.J. Monkhouse, Op. Cit., p.199.

(2) Ibid, p.197.

يؤدي التوزيع غير المنتظم للكثبان إلى تكوين أحواض صغيرة بينها قد تمتلئ بمياه الأمطار خاصة في مناطق الكثبان الساحلية كما في الأجزاء الجنوبية من بحيرة مشيكان. وتنشأ مثل هذه البحيرات أيضاً في المناطق الصحراوية المجاورة للسلاسل الجبلية حيث يؤدي جريان المياه في بعض الأنهار الوقتية إلى ملء تلك الأحواض بالمياه بشكل بحيرات صغيرة.

4 ـ الأحواض الناتجة عن الحركات الأرضية:

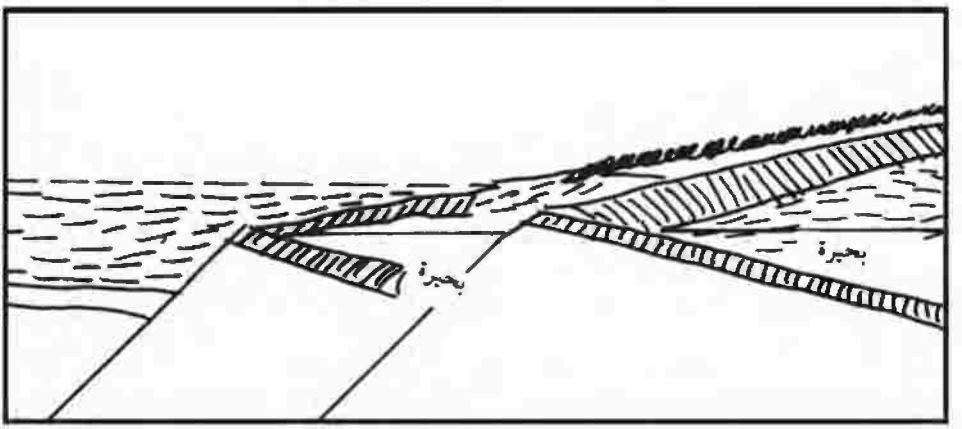
تكون الحركات الأرضية أنواعاً مختلفة من الأحواض البحيرية. ومن المعتقد أن معظم الأحواض البحيرية الكبرى في العالم تنشأ إما كلياً أو جزئياً من خلال تلك الحركات الأرضية. ولا تكون الحركات الأرضية مسؤولة فقط عن تكوين كثير من الأحواض البحيرية بل إنها عامل مهم في تغيير مياه بعض البحيرات العذبة إلى مياه مالحة.

تنتشر على الأرصفة القارية الكثير من المنخفضات الضحلة التي قد تتحول إلى بحيرات بعد أن ترتفع تلك الأرصفة القارية وتتحول إلى سهول ساحلية ومن المعتقد أن معظم البحيرات التي تنتشر في شبه جزيرة يوكاتان في المكسيك وفلوريدا في الولايات المتحدة قد نشأت بهذه الطريقة. وتعرف مثل هذه البحيرات باسم البحيرات المتخلفة relic.

ينشأ كثير من الأحواض البحيرية داخل السلاسل الجبلية إذ أدى ارتفاع بعض أجزاء من القشرة الأرضية بشكل سلاسل جبلية إلى بقاء أجزاء أخرى محصورة بينها بشكل أحواض احتل معظمها بحيرات منعزلة في الوقت الحاضر وذوات مياه مالحة على الأغلب. وتدل الحفريات الحيوانية التي وجدت حول بعضها أنها كانت في الماضي ذوات مياه عذبة. وتحتل بعض البحيرات مناطق الالتواءات المقعرة Synclines علماً بأنه ليس مؤكداً أن تكون هذه البحيرات قد نتجت عن تعرض القشرة إلى عملية هبوط إذ أنها يمكن أن تكون ناتجة عن ارتفاع المناطق المجاورة دون أن تتعرض أحواضها إلى عملية الهبوط. وتنشأ البحيرات أيضاً من جراء حصر مياه بعض الأنهار بواسطة سد ناتج عن التواء محدب Anticline. وينتشر كثير من هذه البحيرات في المنطقة الجبلية في القسم الغربي من الولايا المتحدة وكندا.

تلعب الانكسارات دوراً مماثلاً للالتواءات في تكوين الأحواض البحيرية، حيث يؤدي وجود نطاق انكساري منفرد إلى تكوين مستويين مختلفين عند سطح الأرض الأمر الذي يجعله ملائماً لتكوين حوض بحيري شكل رقم (122). وتوجد

الأحواض التي تكون من هذا النوع في كثير من جهات العالم كما في بحيرات سان أندرياس وCrystal Springs الموجودة فوق خط سان أندرياس الانكساري إلى الجنوب قليلاً من سان فرانسيسكو في الولايات المتحدة[1].



شكل (122)
كيفية تكون البحيرات التي تحتل أحواضاً انكسارية.

يؤدي تقابل أنطقة الانكسارات إلى تكوين الوديان الأخدودية التي تكون ملائمة تماماً لتكوين البحيرات. ويعتبر الوادي الأخدودي الإفريقي خير مثال على ذلك حيث يحتوي على بحيرات عديدة منها البحر الميت وبحيرة تنجانيقا وملاوي ومجموعة أخرى من بحيرات صغيرة مثل ألبرت وتسمى حالياً سيسيكوموبوتو وأدورد وكيفو. ويمثل البحر الميت أعمق نقطة في القسم الشمالي من هذا الحوض إذ يكون مستوى سطحه 394 متراً دون مستوى سطح البحر وينخفض قاعه عن ذلك السطح بحوالي 400 متراً. ويمثل امتداده الطولي الطبيعة الطولية للوديان الأخدودية إذ يبلغ طوله 88كم في حين يكون اتساعه حوالي 16كم[2]. وتعتبر بحيرة بيكال في الاتحاد السوفياتي مثالاً آخر على البحيرات التي تنشأ داخل الأحواض الانكسارية وتقع هذه البحيرة عند ارتفاع حوالي 455 متراً فوق مستوى سطح البحر. ويكون عمقها في حدود 1370 متراً وبذلك ينخفض قاعها بحوالي 900 متراً دون مستوى سطح البحر[3].

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.349.
(2) F.J. Monkhouse, Op. Cit.,201.
(3) Larouse, Op. Cit., p.112.

5 ـ الأحواض الناتجة عن النشاط البركاني :

تشكل بعض فوهات البراكين الخامدة أو الهادئة مواقع ملائمة لتكوين بحيرات دائرية . تنشأ مثل هذه البحيرات في المناطق التي أدت الثورة البركانية فيها إلى تكوين منخفضات داخل الصخور الصلبة . ومن الأمثلة [على] هذه البحيرات بحيرة Maaren في إقليم إيفل في ألمانيا وبحيرة كريتر في ولاية أوريكون في الولايات المتحدة (شكل رقم 123). وبحيرة Oskjuvatn في آيسلندا وبحيرتي Avernus وBolsene في وسط ايطاليا وبحيرتي Kawah Idj وKeloed في جاوة . وتعتبر بحيرة Toba من أكبر بحيرات الفوهات في العالم حيث تبلغ مساحة الفوهة البركانية التي تحتلها (كالديرا) حوالي 1900كم^2 في مرتفعات شمال سومطرة . تحيط بتلك البحيرة جدران عالية يبلغ ارتفاعها حوالي 600 متراً فيما عدا المنفذ الذي يخرج منه نهر Soengai Assashan عبر سلسلة من الخوانق ومن خلال مسقط مائي يبلغ ارتفاعه 135 متراً[1] . وتشتهر بحيرة كريتر Crater في أوريكون من بين غيرها في أمريكا الشمالية لأنها تتمتع بموقع جميل فقد اعتبرت منتزهاً قومياً منذ سنة 1902. وتحتل تلك البحيرة فوهة بركانية يبلغ اتساعها حوالي 9,6 كم وعمقها حوالي 600 متراً وتحيط بها أجراف يتراوح ارتفاعها بين 150 ـ 160 متراً . ويرتفع داخل تلك البحيرة جزيرة Wizard التي يمكن اعتبارها مخروطاً بركانياً خامداً وصغيراً داخل الفوهة الكبيرة[2] . كما وتنشأ بعض البحيرات أيضاً من جراء عملية الغلق التي تتعرض إليها الوديان النهرية بسبب الطفوح البركانية . ومن الأمثلة على ذلك بحيرة طبريا التي نشأت من جراء وجود سد من الطفوح عبر وادي الأردن . ومن الأمثلة الأخرى بحيرة Tahoe في كاليفورنيا وبحيرة كيفو في الوادي الأخدودي الإفريقي وكذلك بحيرة Chuzenji في اليابان التي تنساب المياه منها عبر السد البركاني مكونة شلالات Kegon التي يبلغ ارتفاعها 100 متراً[3] .

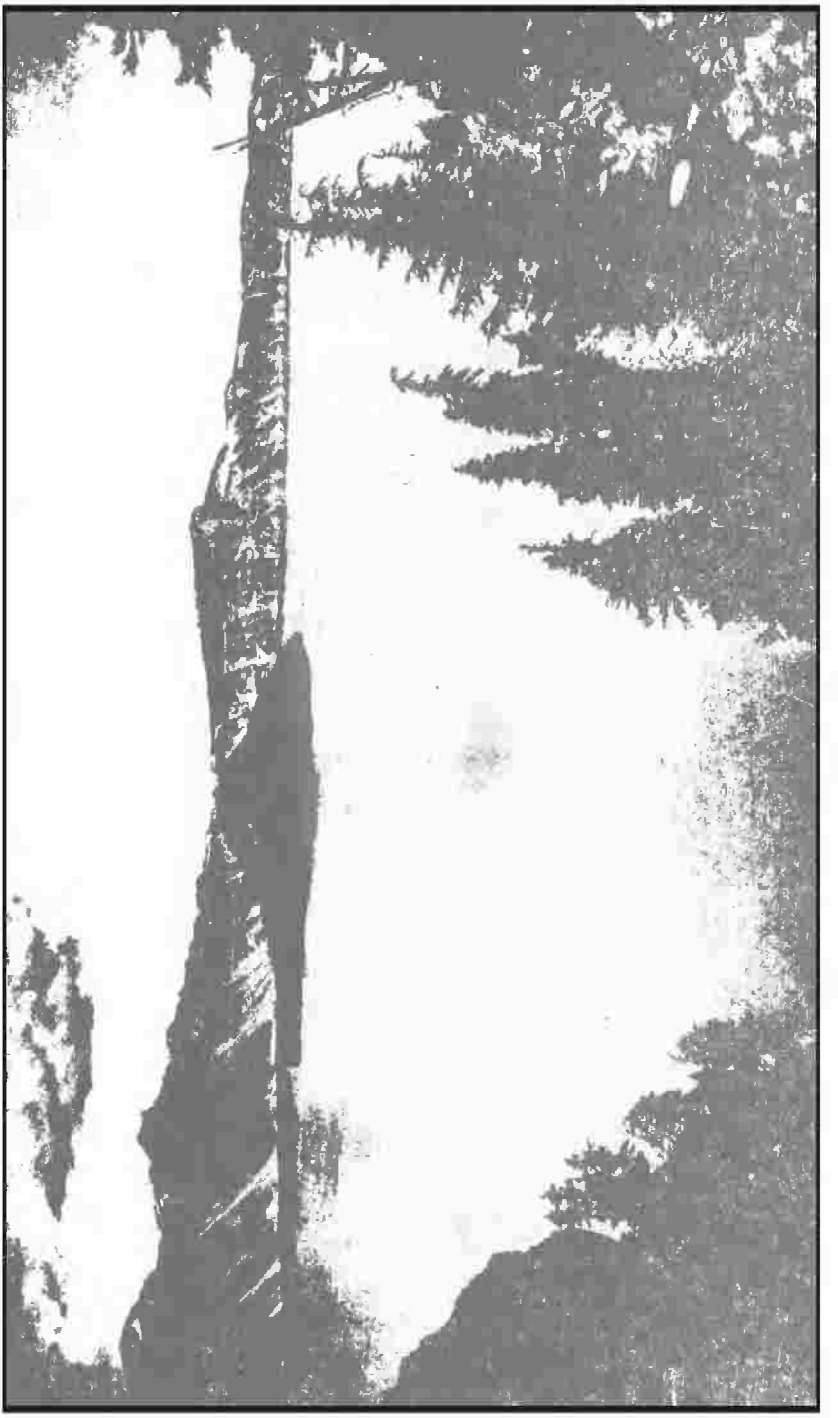
6 ـ الأحواض الناتجة عن الانزلاقات الأرضية :

تستطيع الانزلاقات الأرضية الكبيرة أن تغلق بعض الوديان أحياناً مكونة سداداً تتجمع خلفها مياه الأنهار بشكل بحيرات يكون معظمها وقتياً بعد أن تقوم

(1) Monkhouse, Op. Cit., p.201.

(2) Larouse, Op. Cit., p.113.

(3) Monkhouse, Op. Cit., p.203.



شكل (123)
بحيرة كريتر في ولاية أوريغون بالولايات المتحدة.

الأنهار بتخفيض منافذها. غير أن بعض تلك السداد تكون سميكة لدرجة أن البحيرات التي تتكون خلفها تبقى لفترة طويلة. وتسود مثل هذه الظروف في المناطق الجبلية الوعرة من العالم كما في جبال الألب والمرتفعات الغربية في أمريكا الشمالية حيث أدى انزلاق Gros Ventre الذي حدث على الجبل الذي يحمل الاسم نفسه في ولاية وايمنك في سنة 1925 إلى تكوين بحيرة لا يزال قسم منها موجوداً في الوقت الحالي (شكل رقم 123). ويمكن حتى للمجاري الطينية أن تكون بعض البحيرات حيث يستطيع المجرى الطيني أن ينقل معه كميات كبيرة من الصخور والأشجار التي تغلق الوديان مكونة البحيرات. ويمكن حتى لظاهرة التزحلق الأرضي Slump أن تكون بعض الأحواض الجيرية الضحلة والصغيرة[1].

شكل (124)
انزلاق أرضي أدى إلى غلق وادي نهري وتكوين بحيرة

7 ـ الأحواض الناتجة عن عملية الذوبان:

تتكون بعض الأحواض الجيرية جراء تعرض بعض الصخور إلى عملية الإذابة حيث تحتوي تلك الأحواض على بحيرات صغيرة عادة. وتؤدي عملية الإذابة التي يقوم بها الماء الباطني إلى تكوين كهوف باطنية تحتوي على بعض البحيرات الباطنية أيضاً. كما يسبب انهدام سقوف بعض الكهوف إلى تكوين بحيرات سطحية ضيقة وطويلة كما في بحيرة Lac de Chaillexon في جبال جورا قرب الحدود بين فرنسا

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.352.

وسويسرا، ويبلغ طول هذه البحيرة حوالي 2كم. ويوجد في إقليم الكارست في يوغسلافيا كثير من البحيرات عند قيعان وديان البولجة polje يعود معظمها إلى أثر عامل الذوبان. وتنشأ فوق قيعان تلك الوديان بحيرات فصلية تتحول إلى مستنقعات مالحة أو تختفي كلياً خلال الصيف. ويكون القليل منها دائمياً كما في بحيرة Skadar على الحدود اليوغسلافية ـ الألبانية[1].

8 ـ الأحواض الناشئة من الأمواج والتيارات الساحلية:

تستطيع التيارات الساحلية أن تكوّن بعض الحواجز الرملية عند بداية الخلجان الصغيرة، وقد تكون تلك التيارات قادرة على بناء حواجز تغلق كل الخليج محولة إياه إلى بحيرة. وقد سبق وذكرنا عند كلامنا عن عمل الأمواج أن ارتطام قاعدة الموجة بقاع البحر يؤدي إلى تكوين حاجز ترسيبي يحصر بينه وبين خط الساحل بحيرة ساحلية Lagoon وتمتلئ هذه البحيرات بالرواسب بصورة تدريجية حيث تتحول إلى مستنقعات تختفي هي الأخرى بمرور الوقت[2].

9 ـ الأحواض التي تكوّنها الأحياء:

تكون الأحواض التي قامت الكائنات الحية بإيجادها صغيرة عادة وغير قديمة العهد. فقد فسر وجود كثير من البحيرات الضحلة التي تحيط بها الطحالب وبقية نباتات التندرا في مناطق التندرا المجاورة إلى المحيط المتجمد الشمالي في أوراسيا وأمريكا الشمالية بأنها ناتجة عن تراكم المواد النباتية حول كتلة جليدية تذوب بطيئاً خلال الصيف وقد أدى تكرار ذلك إلى تكوين أحواض منعزلة.

وتستطيع حيوانات القنادس على سبيل المثال أن تكوّن أحواضاً بحيرية صغيرة من خلال بنائها السدود عبر المجاري النهرية الصغيرة (شكل رقم 125) وتتباين أطوال تلك السداد من أمتار قليلة إلى أكثر من 600 متراً ويتباين ارتفاعها من 1,5 متراً إلى 4 أمتار. ويتباين طول البرك التي تتكون خلفها من 15 ـ 250 متراً[3]. وقد استفادت الحكومة الأمريكية من سداد القنادس هذه في عدد من الولايات الغربية حيث قللت من عملية جرف التربة وتكون الوديان النهرية الصغيرة إذ يؤدي وجود مثل هذه السداد الصغيرة إلى ضبط الفيضانات وإلى التقليل من سرعة جريان مياه الأنهار وبذلك تتناقص عملية التعرية النهرية. وقد

(1) Monkhouse, Op. Cit., p.169.

(2) Branson, Op. Cit., p.166.

(3) Lobeck, Op. Cit., p.429.

امتلأ كثير من برك القنادس هذه بالرواسب فتحولت إلى مستنقعات أو إلى سهول طموية .

شكل (125)
أحد السدود التي تبنيها حيوانات القنادس .

يعتقد بعض الباحثين أن سبب وجود مئات الأحواض الضحلة فوق السهول في أمريكا الشمالية يعود إلى الجاموس الأمريكي buffalo . إذ وجدت هذه الحيوانات في حفر المياه قرب الينابيع أو مناطق الرشح أماكن مناسبة للتمرغ فيها لغرض تبريد أجسامها . وبهذه الطريقة نقلت كميات من الطين بعيداً بواسطة الشعر الذي يغطي أجسادها مما أدى إلى تكوين المنخفضات الحالية .

لقد أدت الحاجة المتعاظمة إلى المياه لأغراض الري وتجيهز المدن بحاجاتها المائية بالإنسان إلى إنشاء عدد كبير من البحيرات الاصطناعية . ولا تقتصر الفائدة من هذه البحيرات على الأغراض السابقة فقط بل تتعدى ذلك إلى أغراض أخرى كاستخدامها للسياحة والسيطرة على الفيضانات

وكذلك باعتبارها مصدراً مهماً لغذاء الإنسان ولتوليد الطاقة الكهربائية. ويقترب حجم البعض الكبير من هذه البحيرات مع البحيرات الطبيعية المتوسطة المساحة. كما في الاتحاد السوفياتي وإفريقيا الجنوبية ويكون لبعض تلك المشاريع أهمية عالمية كما في مشروع تينسي في الولايات المتحدة وخزان الفولجا في الاتحاد السوفياتي[1]. وتعتبر عملية بناء السد الاصطناعي الحجر الأساس في البحيرات التي ينشؤها الإنسان. وقد تباينت السدود كثيراً من سدود صغيرة تبنى من مواد محلية بسيطة كالأحجار وجذوع الأشجار والنباتات المختلفة إلى السدود العملاقة التي تبنى من مادة الكونكريت المسلح. وقد تزايدت طاقة الخزانات أو البحيرات الاصطناعية بعد ذلك التطور. ويمكن تميز ثلاث فترات رئيسية مرت بها عملية إنشاء السدود والبحيرات الاصطناعية ذوات العلاقة بها.

1 ـ الفترة الأولى قبل 1900م وتميزت ببناء عدد قليل من السدود.

2 ـ الفترة الثانية بين 1900 ـ 1945 وشهدت نشاط ملحوظاً في بناء السدود.

3 ـ الفترة الثالثة بين 1945 ـ 1971 وتميل فترة فريدة في بناء السدود حيث اكتمل فيها بناء عدد كبير من السدود. وأهم ما يميز السدود والبحيرات المرتبطة بها أنها أصبحت كبيرة جداً من حيث الارتفاع أو من حيث السعة التخزينية. فقد كان سد هوفر Hoover أعلى سد في العالم حتى سنة 1930 وأصبح يحتل المرتبة الرابعة عشرة في أوائل السبعينات من هذا القرن (شكل رقم 126). وكانت بحيرة ميد Mead الواقعة خلف ذلك السد تعتبر أكبر بحيرة اصطناعية في العالم بطاقة استيعاب تبلغ 38 بليون متراً مكعباً أصبحت صغيرة جداً بالمقارنة مع بحيرات اصطناعية عظمى مثل سد كريبيا 160 بليون م^3 وبحيرة ناصر 157 بليون م^3 وبحيرة أكسوميو في غانا 148 بليون م^3[2] ويمكن اعتبار بحيرة الثرثار من هذا النوع من البحيرات حيث تستطيع استيعاب ما مقداره 58,5 بليون متراً مكعباً تقريباً.

ويبين الجدول رقم (7) أعظم البحيرات الاصطناعية حجماً في العالم.

---

(1) James S. Gardner, Physical Geography, Harper's College press, New York, 1977, p.211.

(2) عبد الحميد أحمد كليو، الإنسان كعامل جيومورفولوجي، نشرة دورية عن قسم الجغرافيا في كلية الآداب، جامعة الكويت، 1985، ص 28 ـ 31.

جدول رقم (7)
أعظم البحيرات الاصطناعية حجماً في العالم

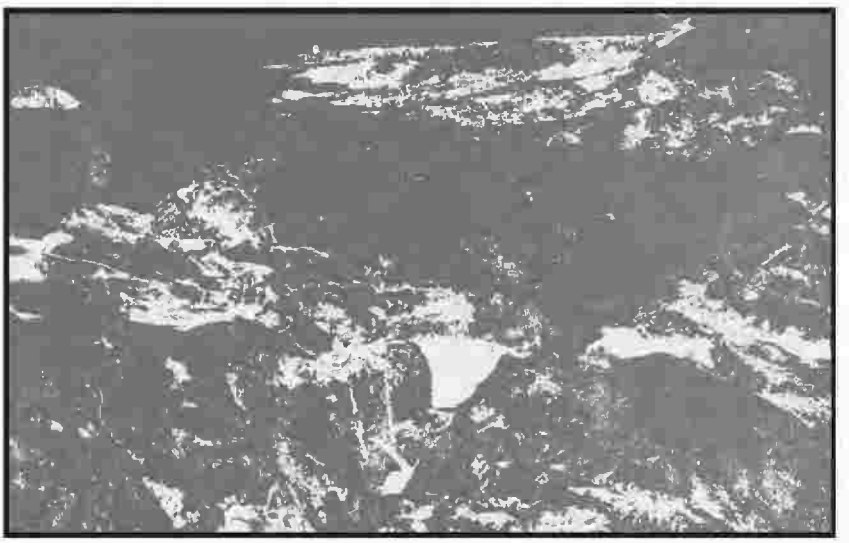
اسم البحيرة	النهر	الدولة	المساحة بآلاف الكيلومترات المربعة
1 ـ كاريبيا	زمبيزي	زامبيابوي	5,2
2 ـ براتكسي	انكارا	الاتحاد السوفياتي	5,5
3 ـ ناصر	النيل	مصر	5
4 ـ الثرثار	دجلة	العراق	2,7
5 ـ كراسنويارسكي	ينساي	الاتحاد السوفياتي	2,6
6 ـ سان ميني	هوانكهو	الصين	3,5
7 ـ أبو دبس	الفرات	العراق	1,8
8 ـ بختارمينسك	ايرتش	الاتحاد السوفياتي	3,7
9 ـ الفولغا	الفولغا	الاتحاد السوفياتي	6,6
10 ـ ميد	كلورادو	الولايات المتحدة	0,6
11 ـ سد المؤتمر	الفولغا	الاتحاد السوفياتي	3,2
12 ـ هاريسون	المسيسيبي	الولايات المتحدة	1,6
13 ـ ريبيتسكي	الفولغا	الاتحاد السوفياتي	5,5

المصدر:

نجيب خروفة وجماعته، الري والبزل في العراق والوطن العربي، المنشأة العامة للمساحة، بغداد، 1984، ص 196.

وتعتبر السداد التي تحجز مياه مثل تلك البحيرات منشآت هندسية عظمى تبذل فيها الكثير من الأموال والجهود في سبيل إنجازها، ويزيد ارتفاع البعض منها على عدة مئات من الأمتار فعلى سبيل المثال يبلغ ارتفاع سد براتسكي على نهر أنكارا في الاتحاد السوفياتي 305 متراً وسد فايونت في إيطاليا 265 متراً وسد هوفر في الولايات المتحدة 221 متراً وسد صدام في العراق 131 متراً ودربندخان 128 متراً ودوكان 116 متراً والسد العالي في مصر 111 متراً[1].

(1) خروفة، المصدر السابق، 197.



شكل (126)
سد هوفر على نهر كلورادو وبحيرة ميد واقعة خلفه.

ليس من المستبعد أن يؤدي تجمع المياه بكميات كبيرة داخل البحيرات التي عملها الإنسان إلى إحداث ثقل إضافي على القشرة الأرضية الواقعة أسفلها ومن الممكن أن يؤدي هذا الثقل إلى حدوث هزات أرضية بسبب ضغط الماء الذي يحدث هبوطاً لقشرة الأرض في موقع البحيرة خاصة إذا كان هذا الموقع عرضة للتصدع أو قريباً من منطقة انكسارات كما حدث في الهند عند سد كوينا Koyna سنة 1967. حيث تعرضت المنطقة بعد إكمال ملء البحيرة إلى خمس هزات زلزالية كانت أقواها قد حدثت في 10 كانون الأول من السنة نفسها حيث بلغت قوتها 6,3 درجة بموجب مقياس ريختر. وقد حدثت في شهر تشرين الأول من سنة 1963 كارثة سد Vaiont في إيطاليا التي ذهب ضحيتها 2000 شخص وكان سببها حدوث انزلاقات أرضية بسبب الزلازل التي أدت إلى سقوط 300 مليون م^3 من الصخور داخل البحيرة مما أحدث أمواجاً عالية بلغ ارتفاعها 70 متراً تخطت جسم السد وأغرقت سكان الوادي خلفه[1]. هذا ويسبب وجود البحيرات الاصطناعية تغييراً واضحاً في طبيعة المياه الجوفية في المنطقة المجاورة لها إذ أنها ترفع من مستوى الماء الباطني في هذه المناطق على الأغلب وما يعقب ذلك الارتفاع من مشاكل في تصريف المياه الثقيلة في المدن أو في دفن القاذورات وفي تغدق التربة في المناطق

(1) عبد الحميد أحمد كليو، مصدر سابق، ص 52 ـ 55.

الزراعية المجاورة وكذلك في التأثير على أساسات المباني المجاورة[1].

مصادر مياه البحيرات

تتنوع المصادر التي تتغذى بها البحيرات حيث تستلم بعض البحيرات مياهها من الأمطار التي تتساقط فوقها أو تلك التي تنساب إليها في المناطق التي تكوّن حوضها. وتسود مثل هذه الحالة في الأغلب في الأقاليم ذوات المناخ الحار أو الدافئ الرطب. وتتزود بعضها بالمياه من الأنهار التي تصب فيها وهي حالة شائعة كثيراً. كما يستلم كثير من البحيرات مياهه من الثلاجات الذائبة أو الغطاءات الجليدية. كما تقوم المياه الباطنية بتزويد الكثير من البحيرات كما هي الحال في البحيرات الناتجة عن عملية الإذابة في الأقاليم الكارستية أو في البحيرات الموجودة داخل الركامات في المناطق الجليدية التي تتميز بدرجة مساميتها العالية. إذ تجري تغذية تلك البحيرات بواسطة المياه الباطنية عن طريق الينابيع أو عن طريق الرشح.

البحيرات المالحة:

تنتشر البحيرات المالحة في المناطق الجافة وشبه الجافة من العالم. ويرجع معظمها في كونه بحيرات متبقية من بحيرات أكبر مساحة منها ذوات مياه مالحة أو عذبة. وخير مثال على ذلك البحيرة المالحة الكبرى في القسم الغربي من الولايات المتحدة والتي هي عبارة عن بحيرة متبقية من بحيرة Bonneville، التي كان مستوى الماء فيها أعلى من مستوى البحيرة الحالية بحوالي 300 متراً. وكانت مساحة تلك البحيرة ذات المياه العذبة حوالي 51000كم^2. وقد تكونت هذه البحيرة ومثيلاتها في القسم الغربي من الولايات المتحدة خلال الفترات الجليدية التي كانت كمية التساقط فيها أعلى مما عليه في الوقت الحاضر وكمية الضياع عن طريق التبخر أقل مما هي عليه حالياً. وكانت مياه بحيرة بونفيل تجري باتجاه الشمال نحو نهر سنيك ثم نهر كولومبيا في المحيط الهادي. ومما يدل على موقع هذه البحيرة وجود الأجراف والمصاطب وكذلك الأجراف التي كونتها تعرية الأمواج على طول سواحلها الجبلية السابقة[2]. وتعتبر بحيرة بيرامد Pyramid مثالاً آخر لهذا النوع من البحيرات وتوجد في منطقة الحوض العظيم في الولايات المتحدة وكانت مساحتها تبلغ في الماضي حوالي 22000كم^2 وهي بحيرة متخلفة عن بحيرة Lahontan[3].

(1) James S. Garner, Op. Cit., p.212. (2)Allison, Op. Cit., pp.110-111.

(3) Clifford Embletom and Cuchlaine King, Glacial Geomorphology, Edward Arnold, London, 1975, pp.161-163.

ومن البحيرات المالحة الكبرى المشهورة في العالم بحر قزوين والبحر الميت وبحر آرال. وتنتشر أعداد هائلة من بحيرات البلايا التي يكون معظمها ذوات مياه وقتية في المناطق الجافة وشبه الجافة من العالم. ويرتبط مقدار مساحة وفترة بقاء هذه البحيرات باستمرارية وكمية سقوط الأمطار على أحواضها. كما وتتباين مساحتها كثيراً من وقت إلى آخر تبعاً إلى ذلك فعلى سبيل المثال غطت بحيرة آير في استراليا في سنة 1950 مساحة مقدارها 8031كم^2 ومن ثم تبخرت كلياً خلال عام 1952[1].

تتحول البحيرات العذبة إلى بحيرات مالحة أحياناً نتيجة إلى ظروف مناخية خاصة، حيث تؤدي زيادة كمية الضياع المائي بواسطة التبخر، بحيث تصبح تلك المياه أكبر من كمية المياه الواصلة إلى البحيرة، يؤدي ذلك إلى تحويل البحيرة إلى بحيرة مالحة بسبب تركز الأملاح وبقائها فيها. ويمكن لتلك البحيرة أن تعود فتصبح مياهها عذبة عندما تأتيها كمية إضافية من الماء التي تجعل بالإمكان حدوث جريان مائي جزئي خلالها وخروج الماء عن أحد المنافذ منها، كما حدث لبحيرة الثرثار بعد إكمال ربطها بنهر الفرات بواسطة قناة الثرثار المشهورة. وتسبب بعض الحركات الأرضية تحولاً للبحيرة من بحيرة ذات مياه عذبة إلى بحيرة ذات مياه مالحة عندما تسبب رفعاً لمنافذها أو تقطع بعض تجهيزات الماء عن تلك البحيرة. ويكون مصدر أملاح مياه البحيرات المالحة قادماً من جراء تعرض الصخور التي تقع في حوضها إلى عمليات التجوية الكيمياوية وتصريف المحاليل المحملة بالأملاح إليها.

ويصبح لبعض قيعان البحيرات المالحة أهمية بعد جفافها حيث يمكن استغلال الرواسب الملحية المختلفة المتجمعة عليها مثل ملح الطعام والبوتاس والبوراكس. وقد تكونت بعض هذه الرواسب منذ مدة طويلة وطمرت بواسطة رواسب الرمل أو الطين والغرين التي نقلت ورسبت فوق قاع البحيرات القديمة. وتنتج بعض البحيرات المالحة الحالية أنواعاً مختلفة من الأملاح وبكميات تجارية فعلى سبيل المثال توجد أملاح الصودا في بحيرة نترون Natron في شرق أفريقيا التي تحتوي على أكبر احتياطي معروف منه في العالم. وينطبق الشيء نفسه على بحيرة Magadi القريبة منها حيث تستخدم الصودا المستخرجة منها في صناعة الزجاج[2].

(1) Allison, Op. Cit., p.110.

(2) Willim A. Hance, The Geography of Modern Africa, Columbia University press, New York, 1957, p.410.

نهاية البحيرات:

تعتبر أغلب البحيرات مظهراً مرتبطاً بتضاريس أرضية تعود إلى مرحلة الشباب من الدورة الجيومورفولوجية فيما عدا بعض البحيرات التي توجد فوق السهول الفيضية للأنهار وفوق الدلتاوات. ومما يؤكد هذه الحقيقة أن معظم الأنهار توجد في مناطق تعرضت إلى التعرية الجليدية التي حدثت خلال البلايستوسين والتي تتميز بأنها لا تزال ضمن مرحلة الشباب وأنها ذوات تضاريس عالية نسبياً. وعلى الرغم من شيوع البحيرات في المناطق ذوات مرحلة الشباب في الأقاليم الصحراوية إلا أن هذا لا يمنع وجود البحيرات فيها في أقاليم ذوات تضاريس تعود إلى مراحل أخرى.

لا بد لأية بحيرة مهما بلغت مساحتها ومهما بلغ عمقها من أن تنتهي وتختفي في فترة قادمة تعتمد على طبيعة البحيرة نفسها وعلى العمليات التي تؤدي إلى إنهائها. وتعتبر عملية تخفيض منافذ البحيرات واحدة من أبرز العمليات التي تؤدي إلى إنهاء البحيرات حيث يؤدي ذلك إلى تصريف مياه البحيرة كلها التي يكون مستوى قاعها أعلى من مستوى قاع الوادي النهري الواقع أسفلها.

كما تنتهي بعض البحيرات بسبب ما قد تتعرض له أحواضها من عمليات الطمر المختلفة. حيث تقل قابلية البحيرة على استيعاب المياه القادمة إليها، والتي تكون كميتها ثابتة بصورة عامة. ويؤدي ذلك إلى زيادة في سرعة خروج المياه من منافذ البحيرة وتعميق تلك المنافذ حتى يصبح مستواها أخفض من مستوى قاع البحيرة الذي ارتفع بدوره هو الآخر من جراء ما تراكم فوقه من رواسب. وتجلب الأنهار التي تصب في البحيرات رواسب صخرية الأصل ذوات كميات متباينة. إذ تتلقى البحيرات التي تصب فيها الأنهار مباشرة كميات أكبر من تلك البحيرات التي تأتيها الأنهار بعد أن تكون قد مرت ببحيرات سابقة. كما أن الرواسب التي تأتي بها الأنهار التي تجري في الأقاليم الرطبة تكون أقل عادة من الرواسب التي تأتي بها الأنهار التي تجري في أقاليم جافة أو شبه جافة. فعلى سبيل المثال يرسب نهر كلورادو ما مقداره 42000 أيكر/ متر من الرواسب سنوياً في بحيرة ميد[1]، وبذلك فإن هذه البحيرة سوف تمتلىء بالرواسب في غضون 200 سنة تقريباً. فقد كانت البحيرة قد استلمت حوالي نصف مليون أيكر/ متر من الرواسب خلال الخمس عشرة سنة التي أعقبت

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.361.

إكمال سد هوفر. وسوف يساعد إنشاء بعض السدود الأخرى والبحيرات الاصطناعية الواقعة خلفها على نهر كلورادو وروافده على تقليل كمية الرواسب التي يلقيها ذلك النهر في بحيرة ميد[1]. وتتمثل عملية ملء البحيرات بهذه الطريقة بوجود الدلتاوات التي تكونها بعض الأنهار التي تنتهي في البحيرات. وليست الأنهار المسؤولة الوحيدة عن طمر البحيرات بالرواسب التي تكون من هذا النوع إنما يساهم في ذلك جريان المياه من على جوانب المنحدارت التي تحيط بتلك البحيرات.

وتساهم عمليات أخرى في إملاء أحواض البحيرات بالرواسب المختلفة حيث تقوم الأمواج بتعرية الأجراف المطلة على البحيرة ونقل الحطام الصخري نحو قاعها. وتقوم الرياح بمثل هذه العملية أيضاً عندما تلقي بكميات كبيرة من الرمال والغبار فوقها وخاصة إن كانت تلك البحيرات موجودة في مناطق جافة أو شبه جافة. وتساهم بعض النباتات في ملء بعض البحيرات الضحلة حيث يكون نموها في بداية الأمر بالقرب من سواحلها ثم تتقدم تلك النباتات تدريجياً نحو الداخل حتى يتم طمر البحيرة تماماً. وقد تحولت بذلك آلاف البحيرات الصغيرة في الأقاليم الجليدية إلى مستنقعات اللبد peat ومستنقعات الـ muskegs. وقد تصبح تلك البحيرات أرضاً لا تختلف عن بقية الأراضي اليابسة المجاورة لها. وتساعد بعض النباتات أيضاً وخاصة الطحالب في طمر البحيرات عندما تقوم بترسيب كاربونات الكالسيوم الذائبة في الماء. كما وتقوم بعض الحيوانات وخاصة تلك التي تعيش داخل القواقع بالمساعدة على ملء أحواض البحيرات بعد موتها وترسبها على القاع.

إضافة إلى ذلك تلعب الانزلاقات الأرضية بأنواعها المختلفة والانهيارات دوراً واضحاً في تسريع عملية إملاء أحواض بعض البحيرات بالرواسب الصخرية[2].

وقد سبق وبينا أن بعض البحيرات تنتهي عندما تقطع مصادر المياه التي تغذيها بعمليات مختلفة منها التغير المناخي أو حركات أرضية معينة حيث تتحول تلك البحيرات إلى بحيرات مالحة ثم تتلاشى بعد ذلك.

---

(1) Leonard M. Cantor, A World Geography of Irrigation, Oliver and Body, Edinburg, Op. Cit., p.55.

(2) P. Worcester, Op. Cit., pp.361-362.

المستنقعات Swamps

توجد المستنقعات بصورة أساسية في ثلاث مناطق: السهول الساحلية، مناطق الترسيب الجليدي ومناطق السهول الفيضية والدلتاوات. والمستنقعات ما هي إلا أحواض بحيرات امتلأت جزئياً بخليط من المياه والنباتات الحية أو المتحللة وكذلك التربة. وتختلف الحصص بين هذه المكونات من مكان إلى آخر. وتضم اللغة الإنكليزية ـ تعابير ومصطلحات عديدة تطلق على المستنقعات حيث يعني كل واحد منها نوعاً خاصاً من المستنقعات مثل muskegs, morass, bog, marsh, swale. تضم swamps وmuskegs المستنقعات التي يوجد فيها الكثير من الأشجار التي قد تكون بصورة غابات. ويتألف النبات الطبيعي في الـ swales وbogs من الحشائش والطحالب والأشنات... إلخ. ويمكن لمياه المستنقعات أن تكون مالحة أو عذبة. وعلى الرغم من أن المستنقعات تمثل مظهراً شديد الارتباط بالأقاليم الرطبة فإن هذا لا يعني عدم وجودها ولو بنطاق ضيق فوق الأقاليم الجافة وشبه الجافة.

مستنقعات اللبد:

يتكون اللبد عندما تتراكم المواد العضوية النباتية في المستنقعات بسرعة أكبر من عملية تحللها. وتوجد مستنقعات اللبد في المناطق التي كانت في الأصل أحواضاً لبحيرات جليدية خاصة في كندا وشمال الولايات المتحدة. كما ينشأ اللبد في نفس المناطق أيضاً في إيرلندا وبقية جهات غرب أوروبا[1]. ولا يتكون اللبد في الأقاليم المدارية وذلك لسرعة عملية تحلل المواد النباتية فيها كما أنه لا ينشأ في إقليم التندرا بسبب قلة وجود النباتات فيه. ولذا تعتبر الأقاليم المعتدلة الرطبة أنسب المناطق لتكوين اللبد[2]. يبدأ نمو النباتات عند حافات البحيرة ثم تمتد نحو الداخل بصورة تدريجية حتى تقوم بملئها تقريباً. وتكون عملية تحلل الطبقات السفلى من النباتات الموجودة تحت الماء بطيئة بحيث لا تتحلل كلياً. وتتحول إلى مواد بنية اللون يبلغ سمكها أمتاراً قليلة أحياناً تعرف باللبد peat. هذا ويمكن اعتباره المرحلة الأولى من مراحل تكون الفحم الحجري.

ينتشر نوع يقترب في خصائصه من هذه المستنقعات في الأقسام الواسعة من شمال كندا وكذلك في الأقاليم الأخرى المشابهة لها والتي كانت أقاليم بحيرات

(1) Branson, Op. Cit., p.467.

(2) Alison, Op. Cit., p.145.

جليدية قديمة امتلأت كلياً بنباتات متحللة تكون عند امتزاجها بالماء سائلاً في حين تكون سطوحها صلبة أحياناً لدرجة أنها قد تسمح بنمو الأعشاب والأشنات وحتى الأشجار مثل أشجار الزان spurce والبلسم balsam[1] وتسبب الأعشاب والأشنات تكوين ما يشبه القشرة التي تغطي الـ muck الموجود أسفل تلك القشرة وتصبح من السيولة والعمق أحياناً بحيث إن أي شخص يكسرها يكون من الصعوبة عليه أن يتخلص منها. وبدون مساعدة الإنسان لا يكون للخيول وبقية الحيوانات الكبيرة التي تقع فيها أمل في النجاة من الهبوط نحو الأسفل داخلها.

المستنقعات الساحلية:

تمتلئ البحيرات Lagoon الموجودة في كثير من السواحل بدرجة من الدرجات بالحشائش والنباتات الأخرى التي يمكن لها أن تعيش في مياه مالحة ثم تتحول بذلك إلى مستنقعات مستوية تقريباً. وينحدر سطح بعضها انحداراً بطيئاً باتجاه البحر. ويوجد في البعض منها قنوات كونتها تيارات المد.

تكون معظم المستنقعات صغيرة نسبياً وتمثل مظاهر مرتبطة بمرحلة الشباب كما هي الحالة بالنسبة إلى البحيرات. رغم أن البعض منها قد لا يكون تابعاً إلى تلك المرحلة وخاصة المستنقعات الموجودة فوق السهول الفيضية والسهول الساحلية التي قد تكون في مرحلة الشيخوخة.

لكي تتكامل الصورة جيداً في الذهن عن عمل الأنهار لا بد من تلخيص التتابع التضاريسي الذي يحصل فوق إقليم يتعرض لعمل النهر ويتطور خلال دورة جيومورفية.

ينتشر في مناطق قارة أوراسيا وأمريكا الشمالية التي تعرضت إلى أثر الجليد آلاف عديدة من المستنقعات التي تتباين مساحتها من أقل من أيكر واحد إلى عدة كيلومترات مربعة. ويتميز سطح المستنقعات بأنه مستوٍ مع بعض الارتفاعات والمنخفضات القليلة. ويرتبط مع هذه المستنقعات وجود بعض التلال والأحواض الكبيرة التي تسود مناطق الركامات عادة. ولا يتقطع السطح المستوي للمستنقعات كثيراً في المناطق التي مُلئت أحواضها بواسطة النباتات.

وتمثل مستنقعات Everglades في فلوريدا ومستنقعات Disnal في فرجينيا نموذجين جيدين للمستنقعات الهامشية للسهول الساحلية ويقع كلاهما من الناحية

(1) Venar C. Finch and Others, Elements of Geography, McGRaw-Hill, New York, 1957, p.426.

الواقعية عند مستوى سطح البحر وبذلك فإنهما مستويان تقريباً.

تحتل مستنقعات Everglades إقليماً واسعاً يقع وسطاً بين كونه إقليماً بحيرياً أو إقليماً للمستنقعات ويحتل حوضاً صخرياً يمتد لمسافة 160كم طولاً و65 كم عرضاً بين بحيرة Okeechobee وبين الطرف الجنوبي لشبه جزيرة فلوريدا. وتتغذى هذه المستنقعات من الأمطار الغزيرة الساقطة عليها وكذلك من طغيان مياه البحيرة السابقة الذكر والتي تعتبر بدورها ثاني أكبر جسم مائي عذب في الولايات المتحدة ويكون ماء تلك المستنقعات التي تبلغ مساحتها 10000كم^2 عذباً وتنصرف مياه تلك المستنقعات بواسطة الأنهار نحو المحيط.

وتنتشر داخل مستنقعات Eveglades أعداد من جزر صخرية صغيرة تغطيها أنواع مختلفة من النباتات المدارية والتي تكون كثيفة عادة. وتنتشر فيها المواد النباتية المتحللة أيضاً. وقد استغلت بعض المناطق بعد أن أمكن تصريف مياهها وزرعت بالخضراوات وقصب السكر[1].

(1) P. Worcester, Op. Cit., pp.370-372.

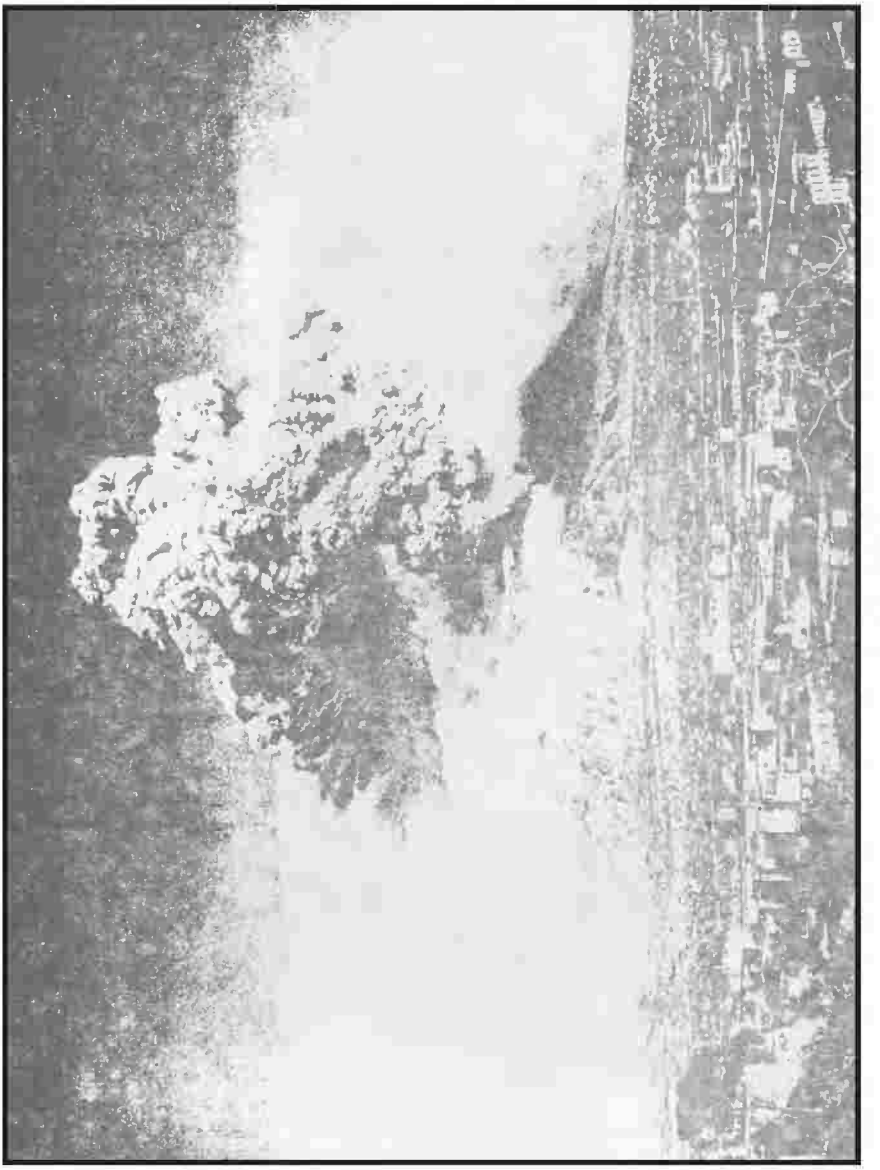
الفصل العاشر

البراكين والأشكال الأرضية المتعلقة بها

تعرف البراكين بأنها عبارة عن فتحات في القشرة الأرضية تخرج منها مختلف أنواع المقذوفات البركانية مثل الحمم والغازات والمواد الصخرية الصلبة. وتعتبر الثورة البركانية واحدة من بين أكثر الظواهر الطبيعية عنفاً ورعباً للإنسان. ففي بداية الثورة تندفع من الفوهات البركانية سحابة سميكة تتكون من الغازات والغبار البركاني (شكل رقم 127) ثم تندفع بعد ذلك كميات هائلة من الغبار والقنابل البركانية إضافة إلى قطع صخرية كبيرة ومن المحتمل أن يصاحبها خروج كميات كبيرة من الحمم البركانية. كما ويرافق خروج هذه المقذوفات حدوث أصوات مرعبة ناتجة عن الزلازل وأصوات الرعد التي تحدث من الغيوم العالية فوق البركان وكذلك الضوضاء الناتجة عن خروج الغازات والحمم. ويحجب ضوء الشمس بواسطة الغيوم والغبار المتصاعد. وتتساقط كميات هائلة من الأمطار التي تنتج من تصاعد البخار نحو الأعلى وتكاثفه حيث تتكون من جراء ذلك مجاري طينية تغلق الأنهار وتغمر المدن.

لقد أمكن رصد 1650 ثورة بركانية خلال القرن الماضي كان 1526 منها ذا طبيعة انفجارية فقد قدر سابر Sapper (ألماني مختص بعلم البراكين) في سنة 1912، أن البراكين قد قذفت منذ سنة 1500 ما مقداره حوالي 63كم^3 من الحمم وأنها قذفت خمسة أضعاف هذه الكمية من الرماد البركاني[1].

(1) Gilluly, Op. Cit., p.158.



شكل (127)
سحابة من الغازات فوق أحد البراكين.

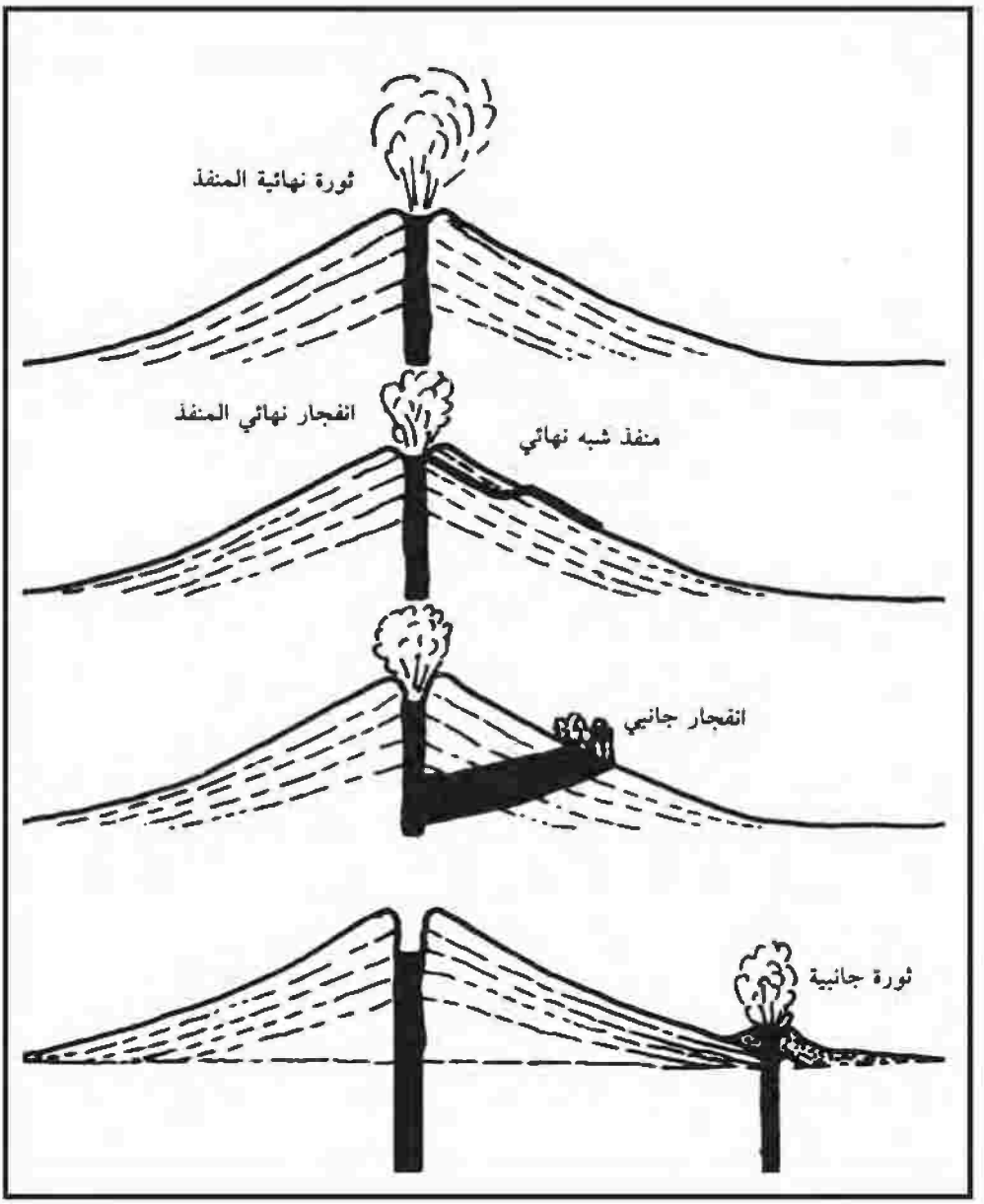
يضم النشاط البركاني كافة المظاهر التي ترتبط بحركة المواد التي خرجت وارتفعت درجة حرارتها من الداخل نحو سطح الأرض. ويمكن أن تقسم تلك المظاهر إلى: 1 ـ مظاهر متداخلة 2 ـ مظاهر انفجارية. وقد سبق وبينا أهم المظاهر المتداخلة مثل اللاكوليث والباثوليث والسدادات الأفقية والعمودية. وتشير المظاهر الانفجارية كما يدل على ذلك اسمها بأنها المواد الحارة التي تلقى خارج الأرض على سطحها. وأهم أنواعها البراكين والطفوح التي تخرج من الشقوق والينابيع الحارة والنافورات الحارة والفوارات fumarols[1].

تصنيف الثورة البركانية

يمكن تصنيف الثورة البركانية اعتماداً على طبيعة المنافذ التي تخرج منها المواد البركانية المختلفة إلى: ثورة مركزية المنفذ central-vent وثورة الشقوق. ويظهر أن معظم البراكين الموجودة فوق القارات تعود إلى النوع الأول من الثورات على خلاف ما يحدث بالنسبة إلى البراكين المحيطية التي تكون من ثورات الشقوق عادة. وتكون منافذ الثورة المركزية أنبوبية الشكل عادة تقع عند أعالي جبال مخروطية الشكل أو قباب وتلال ترتفع عن المستوى العام للأراضي المجاورة. ويطلق على الثورات البركانية المركزية التي تحدث من قمة جبل بركاني اسم ثورة القمة. وهي أكثر أنواع الثورات البركانية شيوعاً. وليس غريباً أن تخرج الحمم والمقذوفات البركانية من على جوانب الجبال البركانية فتعرف تلك آنذاك باسم الثورات الجانبية أو العرضية adventive. أحياناً اسم الثورات شبه النهائية وعلى الثورات التي تحدث قرب تلك القمة اسم الثورات النهائية[2] (شكل رقم 128).

(1) Gordon A. Macdonald, Volcanoes, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1972, p.199.

(2) Ibid.



شكل (128)
بعض أنواع الثورات البركانية المركزية.

تتميز ثورة الشقوق عن الثورة المركزية بأن المنفذ يكون فيها بشكل شقوق كبيرة جداً. ولم يحدث خلال كل الأزمنة التاريخية إلا عدد قليل من هذا النوع من الثورات فوق اليابسة على الأقل. ففي آيسلندا تكوّن شق طوله 29كم يعرف باسم شق Eldgia (الشق القديم)، تكرر خروج المقذوفات البركانية منه لمرات عديدة. كان من أشهرها ما حدث سنة 1783 حيث تدفقت الحمم البركانية من هذا الشق مغطية مساحة مقدارها 652 كيلومتراً مربعاً. هذا ويبلغ طول الشق الكبير في النطاق الأخدودي الجنوبي الغربي من بركان كيلايا Kilauea في جزر الهواي أكثر من 13كم. وتبدو الشقوق وكأنها تحدث في صخور تتباعد عن بعضها. ويختلف اتساع الشقوق من عدة سنتمترات إلى أكثر من 16 متراً. وتتغطى جوانب الشقوق عادة بالحمم البركانية[1]. ويعتقد أن معظم الهضاب البركانية العظيمة قد تكونت من جراء تعاقب ثورات الشقوق الكبيرة في الزمن الثالث. كما في هضبة الدكن في الهند وهضبة كولومبيا في شمال غرب الولايات المتحدة وكذلك الحال في هضبة فرنسا. ويرتبط حدوث لبعض الطفوح البركانية من الشقوق حالياً فقد حدث شق على جانب جبل Mauna Loa في جزر هاواي في سنة 1935 وأخذت الحمم تنساب منه على سفحه مهددة موارد الماء لمدينة Hilo ومهددة المدينة نفسها أيضاً. وقد جرت محاولات لتغيير مسار هذه الحمم بإلقاء المتفجرات عليها بواسطة الطائرات[2].

هذا ويمكن تصنيف البراكين تبعاً إلى درجة العنف الذي تصاحب ثوراتها. حيث يكون للبعض منها ثورات عنيفة انفجارية في حين يكون البعض منها ذا ثورات هادئة. وقد قسم Lacroix البراكين تبعاً لذلك إلى أربع مجموعات يمثل كل منها ثورة بركانية حديثة هي:

1 ـ نمط هوائي Hawailian Type:

تكون الثورات العنيفة في مثل هذا النمط من الثورات نادرة وتكون الحمم خفيفة القوام جداً، وتنساب من الفوهات البركانية دون حدوث انفجارات من جراء انحباس الغازات وكذلك لا يصاحبها قذف للحطام الصخري. وتعتبر براكين جزر الهواي مثالاً جيداً لها. وجزر هاواي مجموعة من الجزر التي ترتفع بشدة خارجة من المحيط الهادي من على عمق يبلغ حوالي 4570 متراً. وتكون كل هذه الجزر

(1) Ibid, p.201.

(2) Worcester, Op. Cit., p.465.

بركانية الأصل وبراكينها من نوع براكين الدروع القبابية الواسعة. وتغطي الجزيرة الرئيسية لوحدها مساحة 19600كم^2 وترتفع إلى حوالي 4170 متراً. ويبلغ ارتفاعها من قاع المحيط إلى القمة حوالي 8500 متراً. وقد بينت هذه الجزيرة بواسطة خمسة براكين[1]. وعلى الرغم من الطبيعة الهادئة لثورة براكين هاواي إلا أن ذلك لا يمنع من حدوث بعض الاندفاعات للحمم نحو الأعلى بشكل يشبه النافورات التي ترتفع من عدة عشرات إلى عدة مئات من الأقدام (شكل رقم 129). وقد وصل ارتفاع النافورة في ثورة بركان Kilauea من سنة 1959 إلى حوالي 450 متراً. ويوجد ما يشبه براكين هاواي في مناطق أخرى من العالم كما في آيسلندا وساموا Samoa.

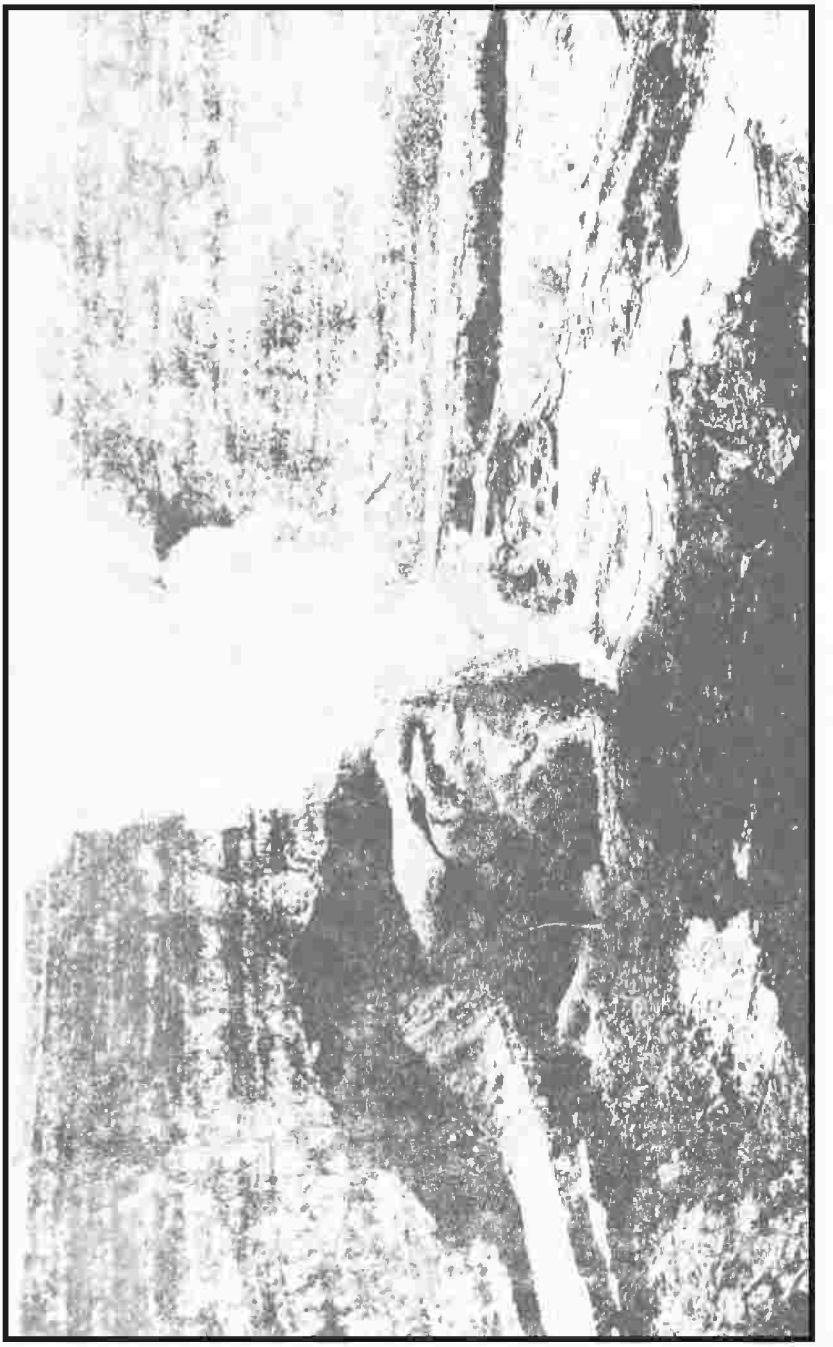
2 ـ نمط سترومبولي Strombolian Type :

سميت هذه المجموعة من البراكين نسبة إلى بركان سترومبولي الشهير الذي يقع في البحر المتوسط في جزر ليباري إلى الشمال من جزيرة صقلية. وتتميز الحمم التي يقذفها هذا النمط من البراكين بأنها بازلتية إلا أن درجة سيولتها تكون أقل من درجة سيولة حمم النمط السابق من البراكين وتحدث أحياناً بعض الانفجارات العنيفة نتيجة للمقاومة التي تواجهها الغازات عند انطلاقها. وتقذف هذه البراكين أيضاً بعض الحطام الصخري بشكل مواد متعددة مثل الخفاف البركانية والغبار والقنابل... إلخ. وتتساقط الحمم السائلة بعد رفعها في الهواء ثانية داخل الفوهة نفسها. وبسبب التوهج الذي تسببه الحمم الحارة على سحب الدخان والبخار المتكاثف فوق الفوهة سمي جبل سترومبولي بفنار البحر المتوسط لأن من الممكن مشاهدته من أماكن بعيدة. ولا يوجد في العالم إلا عدد قليل من البراكين التي تشبه في ثورتها بركان سترومبولي منها بركان كومبا Komba وبركان Batu-Tara في أندونيسيا[2]. ومن الأمثلة المشهورة عن الثورات الطويلة الأمد التي تعود إلى نمط سترومبولي ما حدث في بركان Izalco في السلفادور إذ ظل هذا البركان نشطاً منذ نشوئه في سنة 1770 حتى سنة 1958 مكوناً مخروطاً مركباً بلغ معدل ارتفاعه 823 متراً من مستوى قاعدته. وقد قلت حدة ثورة هذا البركان حالياً وأصبح من الممكن الاقتراب منه إلى درجة أصبح يكون معها أحد المعالم السياحية في السلفادور حيث مدت الحكومة طريقاً يصل إلى القمة المجاورة للمخروط البركاني كما أنشئ فندق يستطيع الزوار أن يشاهدوا منه ذلك البركان الهادئ[3].

(1) Larousse, Op. Cit., p.147.

(2) Larousse, Op. Cit., p.147.

(3) Gordon, Macdonald, Op. Cit., p.220.



شكل (129)
صورة إلى إحدى تافورات الحمم داخل إحدى الفوهات البركانية.

3 ـ نمط فولكان Volcanian :

سمي هذا النمط من البراكين نسبة إلى بركان فولكان في مجموعة جزر ليباري. وتتصف الحمم التي تقذفها هذه البراكين بأنها سميكة القوام وتتكدس بسرعة عند انتهاء الثورة البركانية. وتقوم كل ثورة بركانية لاحقة بتحطيم القشرة التي تصلبت من الثورة السابقة. وينتشر فوق البركان خلال ثورته سحب سوداء من الغبار والأبخرة وبقية الغازات البركانية الأخرى. ويشيع مع ثورته حدوث الانفجارات العنيفة كما يسود في الثورة التي من هذا النوع خروج كل أنواع الحمم البركانية من الحمم القاعدية إلى الحامضية ولكن لا يعني ذلك أنها تخرج من بركان واحد، وإنما لكل بركان نوعيته الخاصة من الحمم والمقذوفات الأخرى[1]. فقد قذف بركان فولكان خلال ثورته العنيفة التي بدأت في سنة 1888 واستمرت لمدة عامين ملايين الأطنان من الحمم البركانية وكميات هائلة من الرماد الدقيق وألقيت على الأرض أعداد هائلة من القنابل البركانية[2].

4 ـ نمط بيلية Peleean Type :

وتكون ثورة هذا النمط من البراكين أشد الثورات عنفاً. وتضاء السحب التي تحيط بفوهة البركان بواسطة الغازات المحترقة. وتقذف كميات هائلة من الغبار والحطام الصخري. فقد اندفعت مع ثورة بركان بيليه Pelee في 8 مايس من سنة 1902 سحابة سوداء محملة بالغبار والغازات من على جانب الجبل أسفل السدادة البركانية Plug التي تملأ الفوهة وضربت المناطق المنخفضة المجاورة له مدمرة كل شيء يعترض طريقها. وكانت قوة تقدم سحابة الغبار كبيرة لدرجة أنها استأصلت اللحاء من الأشجار وقد تآكل الخشب أيضاً من خلال عصف الرمال له[3]. ويقع مونت بيليه Mt. Pelee فوق جزيرة المارتينيك في البحر الكاريبي. وقد كان أول من أثار الاهتمام لبداية الثورة البركانية فيه أحد المعلمين في بداية شهر نيسان 1902. ثم ابتدأ الرماد البركاني بالتساقط أعقبه حدوث لهيب كبير من ألسنة لهيب الكبريت المنتشرة هنا وهناك. وقد تغطت مدينة St. Pierre بالرماد البركاني وأصاب السكان الذعر. وحدثت في صباح الثامن من مايس أربعة انفجارات عنيفة أدت إلى تدمير مدينة سانت بيير بأكملها فقد نتج عن هذه الانفجارات اندفاع غيوم مضيئة حارة جداً بسرعة بلغت حوالي 150كم/ساعة ثم أعقبتها غيوم من أبخرة المياه الحارة محملة

(1) Worcester, Op. Cit., p.466.
(2)G. Macdonald, Op. Cit., pp.221-225.
(3) Worcester, Op. P.466.

بالمواد العالقة مما تسبب في قتل أكثر من 3000 شخص[1].

من أمثلة ثورة نمط بيليه ما حدث في ثورة بركان كاركاتوا في مضيق سندا في سنة 1883 حيث قذف البركان ما مقداره 138 كيلومتراً مكعباً من مادة المخروط القديم. وتعتبر ثورة بركان كاركاتوا Karakatoa من بين أعظم الثورات البركانية التي حدثت في الأزمنة الحديثة. وكان الجزء الظاهر من البركان يتألف من ثلاث جزر صغيرة. أكبرها جزيرة كاركاتوا التي يوجد فوقها ثلاثة مخاريط بركانية أكبرها مخروط Rakata. وقد عاود البركان نشاطه ثانية في 20 مايس 1883 مع حدوث بعض الانفجارات المتوسطة وكانت قمة الثورة قد حدثت في 26 آب حيث حدث انفجار رهيب سمع على بعد 160كم. ثم أعقب الانفجار خروج كميات هائلة من الرماد البركاني إلى ارتفاع 27كم فوق البركان. وقد قذفت بعض كميات الرماد لارتفاعات أعظم من ذلك كثيراً فقد رفع البركان الرماد إلى ارتفاع حوالي 80 كيلومتراً وغطى مساحة تقرب من 775000كم^2 في يوم 27 آب. وقد صاحب ذلك حدوث أعظم دوي حدث على سطح الأرض إذ سمع صوت الانفجار على بعد 3540 كيلومتر في وسط أستراليا. وكذلك على مسافة 4800 كم عند جزيرة Rodriguez في غرب المحيط الهندي. واستمرت الانفجارات طيلة مساء 27 آب مع تناقص مستمر في قوتها. وانتهت ثورة البركان عند منتصف نهار 28 آب رغم حدوث بعض الانفجارات التي استمرت حتى شباط 1884. وصاحب هذه الثورة العنيفة لبركان كاراكاتوا حدوث مجموعة من أمواج تسونامي الهائلة أدت إلى موت حوالي 36000 إنسان. واختفى من جراء الثورة حوالي 2/ 3 جزيرة كاراكاتوا[2] (شكل رقم 130).

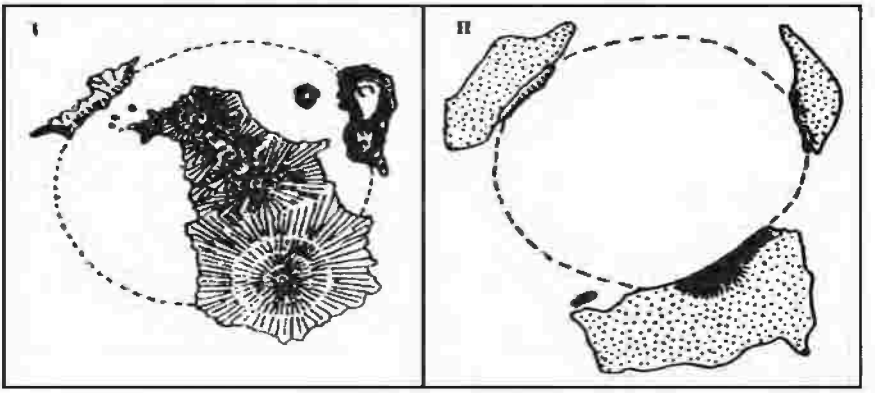
التوزيع الجغرافي
للبراكين وعلاقته بكيفية تكونها

يتركز وجود غالبية البراكين النشطة والهادئة في الوقت الحاضر بنطاق يطوق المحيط الهادي يتطابق بصورة عامة مع أقاليم بناء الجبال الحديثة. وتمتد الحلقة النارية هذه باتجاه الشمال اعتباراً من نيوزيلندا ثم عبر مجموعة جزر مالانيزيا مارة بشرقي أندونيسيا وجزر الفليبين واليابان وكمشتكا ثم تنحرف بعد ذلك شرقاً خلال جزر الوشيان وجنوبي ألاسكا، وتمتد بعد ذلك جنوباً على طول الساحل الغربي للأمريكتين إلى جنوبي شيلي. (شكل رقم 131). وتكمل الأطراف الشمالية للقارة

(1) آلان: أج، أندرسون، الجيولوجية الفيزياوية، مصدر سابق، ص 168.

(2) Gordon Macdonald, Op. Cit., pp.236-239.

القطبية الجنوبية تلك الحلقة النارية. يظهر وجود لبعض الانقطاعات في هذه الحلقة كما في المنطقة المحصورة بين ألاسكا وجنوبي كولومبيا البريطانية. وكذلك يوجد انقطاع آخر يمتد بين شمال كاليفورنيا إلى المكسيك. كما ويندفع امتداد من الحلقة النارية هذه شرقاً خلال أندونيسيا حيث تتصل السلاسل الالتوائية في جنوبي آسيا ببنيات حافة المحيط الهادي. ويمكن اعتبار البراكين الموجودة في جزر الأنتيل الصغرى إلى الشرق من البحر الكاريبي أنشوطة متصلة بالحلقة التي تحيط بالهادي. ومن الغريب القول أن حوالي 4/3 البراكين في العالم تقع في محاذاة المحيط الهادي وأن 14% منها يقع في أندونيسيا فقط.

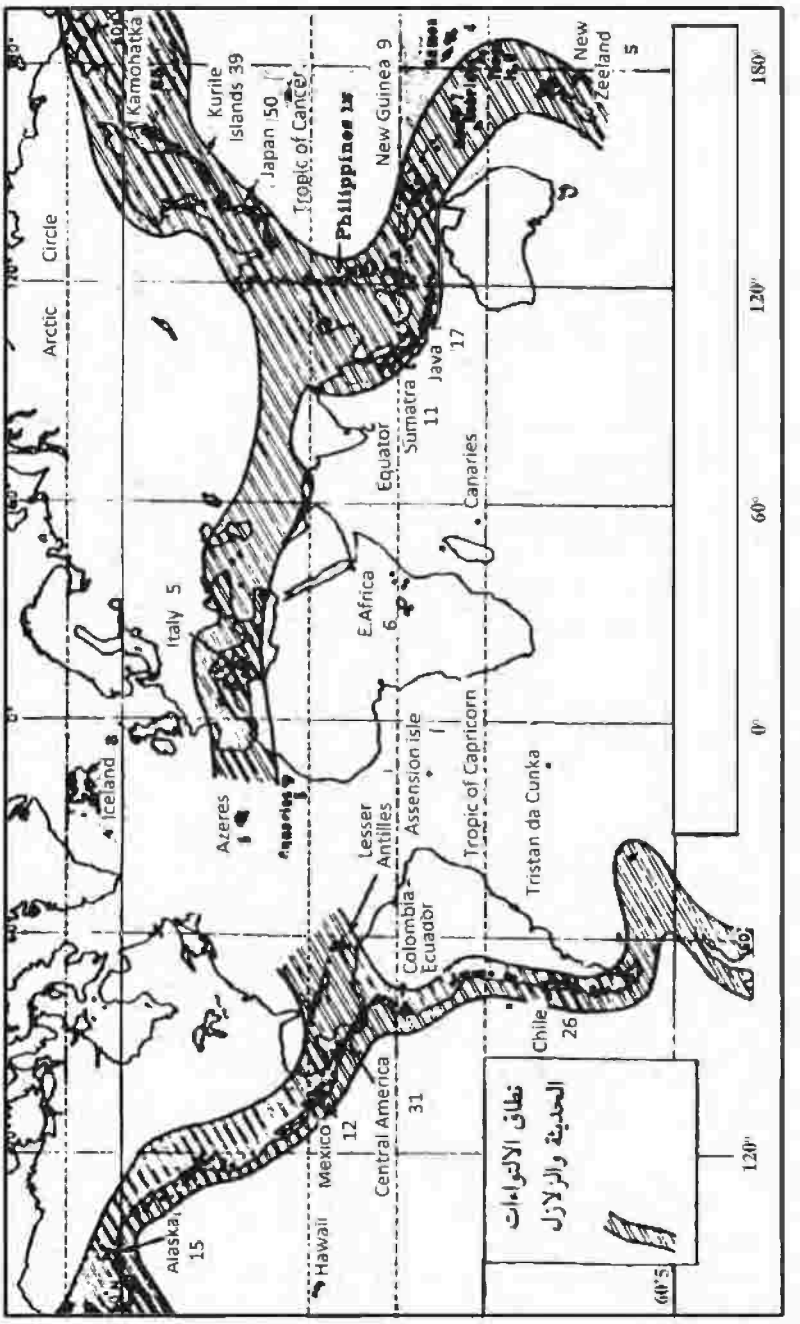


شكل (130)
بركان كاركاتوا

1 ـ قبل ثورته في سنة 1883.
2 ـ بعد ثورته في سنة 1883.

ويوجد نطاق آخر للبراكين النشطة يتمثل في إقليم البحر المتوسط وشمال آسيا الصغرى وبجوار البحر الأحمر ووسط أفريقيا. ويرتبط معظم براكين المنطقة الأخيرة بالوديان الأخدودية. ويمثل جبل الكاميرون في غرب أفريقيا واحداً من البراكين التي تمتد في خط يستمر في الجزر المواجهة للساحل مثل جزر فرناندبو وبرنيسيب وساوتومي وجزيرة أنابون. وتظهر بعض البراكين الخامدة في إقليم تيبستي في الصحراء الإفريقية الكبرى. يوجد أشهر البراكين في البحر المتوسط في إيطاليا إلى الغرب من سلسلة جبال الأينين. كما يوجد في جزر Cyelades الواقعة إلى الجنوب الشرقي من شبه جزيرة اليونان بركان Santorin. كما يعتبر جبل آرارات جبلاً بركانياً مهماً في تركيا رغم عدم حدوث أية ثورة فيه خلال العصور التاريخية[1].

(1) Ibid, p.345.



شكل (131)

خارطة توزيع البراكين النشطة في العالم.

يقع حوالي 17% من البراكين النشطة في العالم ضمن أحواض المحيطات ويكون 83% منها ذوات مواقع قارية. ويتوزع النشاط البركاني في أحواض المحيطات كالآتي 13% منه في المحيط الأطلسي و1% في المحيط الهندي و3% توجد في قاع المحيط الهادي. ويتركز النشاط البركاني الذي يوجد فوق قيعان المحيطات والذي يتسبب في نشوء الجزر البركانية وغيرها من المظاهر البركانية (مثل الجبال والتلال البركانية الغارقة المقطوعة القمم guyat) في ثلاث مناطق من المحيطات هي:

1 ـ مناطق الحافات المحيطية الوسطى وتتركز في براكين من نوع براكين الشقوق أو من البراكين الهادئة الثورة كما في آيسلندا.

2 ـ البقع الساخنة hot spots وهي مناطق رفع ونشاط بركاني محلي في القشرة الأرضية وتنشأ من جرائها البراكين التي لا توجد عند الحافات المحيطية الوسطى.

3 ـ الأقواس الجزرية. وهي مجاميع جزرية تأخذ شكلاً مقوساً يكون اتجاهه المحدب نحو المحيط كما في جزر الوشيان، الكوريل، الجزر اليابانية، جزر ريوكيو وجزر الفليبين[1].

لا بد لكل من يحاول تفسير الصورة الحالية للتوزيع الجغرافي للنشاط البركاني أن يتعرف على مفهوم جيولوجي حديث نسبياً يعرف بتكتونية الأطباق (الصفائح) Plate Tectonics. وطبقاً لهذا المفهوم تتكون القشرة الأرضية من أطباق مانتيل منفردة يتراوح سمكها بين 70 ـ 100كم. وتحمل تلك الأطباق أو الصفائح كما يسميها البعض القشرة المحيطية وكذلك القشرة القارية. ويمكن لبعض الأطباق أن تحمل وفي آن واحد نوعي القشرة كليهما[2]. كما ويطلق على تجمع كل هذه الأطباق مصطلح ليثوسفير الذي يمتد تحته نطاق أستينوسفير astenosphere الذي يكون بدوره طريق الانزلاق لهذه الأطباق. ويزيد عدد هذه الأطباق عن (10) يعتبر طبق المحيط الهادي الوحيد من بينها الذي لا يحمل أية كتلة قارية. وتتحرك الأطباق باتجاهات مختلفة إما باتجاه بعضها الآخر حيث تعرف مناطق الالتقاء هذه بجبهات التقابل divergence أو تتباعد تلك الأطباق عن بعضها في جبهات الافتراق

(1) عبد الإله رزوقي كربل، مصدر سابق، ص 182.

(2) William A. Anikouchine and Richard W. Sternberg, the World Ocean, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1978, p.44.

convergence. أو تسير موازية إحداها للأخرى. ولا نريد أن تفصل في القوى التي تؤدي إلى تحرك تلك الأطباق لأن ذلك مرتبط بدوره بعملية نشوء القشرة التي تفسرها نظرية انتشار قاع المحيط Sea Floor Spreading. والتي تقول إن القشرة الأرضية تنشأ في مناطق التباعد بين الأطباق (جبهات الافتراق) والتي تتمثل عادة بالحافات المحيطية الوسطى حيث يحدث فيها نشاط بركاني مستمر حيث تدفع المقذوفات البركانية الجديدة سابقتها، وهكذا تنتشر القشرة الأرضية. وتندثر القشرة بموجب هذه النظرية في مناطق تقابل الأطباق (جبهات التقابل) والتي تتمثل عادة بالأغوار المحيطية حيث تعود القشرة العليا فتندفع نحو الأسفل لتنضم إلى المانتيل ثانية. وطبيعي فإن معدل هذه الحركة بطيء جداً حيث إنها تتراوح بين 8 ـ 13سم في العام الواحد. وتفسر نظرية انتشار قاع المحيط وتكتونية الأطباق الوجود الحالي والقديم للبراكين ونوعيتها على سطح الأرض وفوق قيعان المحيطات. حيث نجد أن البراكين تتركز اليوم إما عند جبهات التقابل وتكون في معظمها من نوع براكين الثورة المركزية النشطة، حيث إن بعض المواد التي تقذفها تلك البراكين جاءت بالأصل من المواد التي اندفعت نحو الداخل[1]. كما أن اندفاع القشرة نحو الداخل يكون قوة تقاوم بدورها عملية الخروج السهل للمقذوفات البركانية. ويتركز النشاط البركاني أيضاً في مناطق خروج القشرة عند جبهات الافتراق بين الأطباق (الحافات المحيطية الوسطى) ويكون بشكل براكين شقوق أو براكين ذوات ثورات هادئة. وينشأ معظم النشاط البركاني فوق المحيطات عند هذه الحافات الوسط محيطية ثم تبتعد المخاريط والجزر البركانية عنها مدفوعة بقوة الانتشار للقشرة. ولذلك تتصف الجزر البركانية القريبة من تلك الحافات بأنها أقل عمراً من تلك التي تكون بعيدة عنها. فعلى سبيل المثال يكون عمر جزيرة آيسلندا 13 مليون سنة وعمر جزر الأزورز البعيدة عن الحافة الأطلسية الوسطى حوالي 15 مليون سنة. ويقدر عمر جزر الفارو بـ 25 مليون سنة وجزيرة برمودا بـ 35 مليون سنة والرأس الأخضر بحوالي 150 مليون سنة وقد دلت الحسابات التي أجريت على أعمار وسرعة تحرك تلك الجزر أن معدل الانتشار كان 1 ـ 8سم في العام الواحد[2].

لقد افترض العلماء في محاولتهم لوضع أسس ميكانيكية لعملية انتشار قاع المحيط (المسؤولة عن قيام النشاط البركاني) وجود خلايا تصعيدية كبرى في المانتيل الأعلى. تمتد هذه الخلايا إلى عمق حوالي 750كم داخل المانتيل. ويكون

(1) Grant Gross, Oceangraphy, charles E Merril Company, Colombus, 1971 p.22.

(2) William A. Anikouchaine, Op. Cit., p.46.

المنحدر الحراري بين المانتيل الأعلى وسطح الأرض كبيراً بحيث يكون كافياً لقيام حركة تصعيد حراري في المانتيل الأعلى. ويصل التيار الصاعد من المانتيل إلى سطح الأرض من خلال مناطق الحافات المحيطية الوسطى متمثلاً بالنشاط البركاني الذي يتركز حول هذه الحافات. ثم ينتشر هذا التيار بعد ذلك ويبرد ويغوص أخيراً في مناطق الأغوار أو الخنادق المحيطية فيسبب النشاط البركاني فيها أيضاً[1]. وقد دلت الدراسات التي أجريت على معدلات الانسياب الحراري من باطن الأرض أن مناطق الحافات المحيطية الوسطى تمثل أقاليم انسياب حراري عال نسبياً. وبذلك تتعضد الفكرة التي تقول بأن هذه المناطق عبارة عن خطوط تخرج منها المواد البركانية وتصل إلى السطح بشكل طفوح بركانية والتي تعتبر بدورها بداية لتكون القشرة الجديدة. كما أمكن ملاحظة أن معدل انسياب الحرارة من مناطق الحافات المحيطية الوسطى قد يبلغ ثلاثة أو أربعة أضعاف القيمة الاعتيادية للانسياب الحراري من جهات الأرض الأخرى. وتعكس هذه بدورها حقيقة خروج بعض مواد المانتيل بشكل طفوح بركانية من الحافات المحيطية الوسطى[2].

تفسر تكتونية الأطباق ونظرية انتشار قاع المحيط سبب حدوث النشاط البركاني أيضاً فوق مناطق ما يعرف باسم البقع الساخنة. إذ أن هذه البقع ما هي إلا مناطق رفع ونشاط بركاني محلي تقع بعيداً عن حدود أطباق القشرة. ويظهر أنها تقع فوق أنطقة معينة من المانتيل ويمكن للأطباق أن تمر فوق تلك البقع الساخنة خلال عملية انتشارها الأمر الذي يؤدي إلى حدوث حالات رفع فيها مصحوبة بنشاط بركاني. ثم تبدأ هذه المناطق بالغوص ثانية حال الابتعاد عن البقعة الساخنة فتتحول البراكين فيها إلى براكين خامدة. وتعتبر سلسلة الجبال البركانية المعروفة باسم Hawaiian-Emperor الواقعة في شمال المحيط الهادي مثالاً جيداً لهذه الحالة[3].

الأشكال الأرضية
الناتجة عن براكين الثورة المركزية

تتغير التضاريس البركانية بعد كل ثورة بركانية وخاصة في البراكين التي ترجع

(1) Ibid, p.49.

(2) Gilluly, Op. Cit., p.10.

(3) عبد الإله رزوقي كربل، مصدر سابق، ص 182.

إلى الأنماط العنيفة كنمط فولكان أو نمط بيليه. وتبعاً لذلك لا نجد إلا عدداً قليلاً من المخاريط البركانية المرتفعة والمكتملة الشكل إضافة إلى تعرض تلك المخاريط إلى أثر عمليات التعرية المختلفة. حيث استطاعت تلك العمليات أن تمزق المخاريط البركانية القديمة. وتضم بعض السلاسل الجبلية البركانية الطويلة مجموعة من البراكين الخامدة والنشطة كما في جزر الوشيان وجزر هاواي والجزر اليابانية. وتعتبر الجبال البركانية الموجودة في دولة أكوادور في أمريكا الجنوبية من بين أهم الجبال البركانية في العالم إذ يوجد فيها 22 جبلاً بركانياً كبيراً يزيد ارتفاع 15 جبلاً منها عن 4500 متراً فوق مستوى سطح البحر. وأعظمها ارتفاعاً بركان كوتوباكسي Cotopaxi الذي يبلغ ارتفاعه 5980 متراً فوق مستوى سطح البحر والذي ما يزال نشطاً إلى حد الآن ويمكن اعتباره أعلى جبل بركاني في العالم قاطبة[1]. ويبلغ الارتفاع الحقيقي لمخروط هذا البركان حوالي 3000 متراً ويستند على رصيف صخري قديم يرتفع هو الآخر بحوالي 2700 متراً فوق مستوى سطح البحر[2].

يمكن أن تقسم الأشكال الأرضية الناتجة من الثورات البركانية إلى نوعين تبعاً لارتفاعها عن مستوى الأراضي المجاورة لها هما:

أولاً

الأشكال الأرضية المرتفعة

وتضم عدداً من الأشكال الأرضية منها المخاريط المركبة ومخاريط الخبث والمخاريط الرشاشة والقباب والتلال البركانية والسهول والهضاب البركانية. وتضم هذه المجموعة أيضاً أشكالاً ثانوية مرتفعة أخرى مثل المجاري الطينية والسدادات والأجراف البركانية.

1 ـ المخاريط المركبة:

يرجع إلى هذه المجموعة غالبية البراكين الكبرى الموجودة على سطح الأرض فيما عدا تلك البراكين الدرعية العملاقة الموجودة في وسط المحيطات. وتتكون هذه المخاريط من تعاقب لطبقات الحمم وطبقات من الرماد والخبث البركاني. وغالباً ما تسمى بالبراكين الطباقية. وتكونت المخاريط المركبة من جراء

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.468.

(2) A. Holmes, Op. Cit., p.288.

تعاقب الثورات البركانية التي يمكن أن ترجع إلى نمط سترومبولي أو فولكان أو نوع بيليه. وقد حدثت هذه الثورات على بركان واحد خلال تاريخه الطويل. يتباين ارتفاع المخاريط المركبة من عدة مئات إلى عدة آلاف من الأمتار ويصل قطرها عند قاعدتها إلى حوالي 32كم فعلى سبيل المثال يرتفع بركان فوجي في اليابان إلى حوالي 3650 متراً فوق مستوى المناطق الواطئة المجاورة له. ويرتفع جبل شاستا Shasta في كاليفورنيا حوالي 3050 متراً (شكل رقم 132) وجبل رينير Rainer حوالي 2450 متراً فوق مستوى القمم الجبلية المجاورة له في سلسلة جبال كاسكيد. وتخرج معظم المقذوفات البركانية في المخاريط المركبة من فوهة واحدة في أعلاها ولذلك ينمو المخروط بصورة منتظمة على كل جوانبه. ويتكون مخروطان عندما تغير الفوهة الرئيسية موقعها كما في جبل Shasta وشاستينا Shastina[1]. ويؤدي تصلب الحمم داخل المداخن البركانية إلى حدوث غلق كامل لها مما يسبب تحطيم جزء من المخروط عند حدوث ثورة بركانية لاحقة وتطاير عدة كيلومترات مكعبة من الرماد والخبث البركاني في الغلاف الجوي[2]. وكما تظهر بعض السدود البركانية الأفقية والعمودية داخل المخروط البركاني المركب وتظهر بعض الطفوح الجانبية من فوهات جانبية (شكل رقم 133).

2 ـ مخاريط الخبث Cinder :

هي من بين أكثر التكوينات البركانية شيوعاً وتكون على شكل تلال أو جبال صغيرة ذوات قمم مقطوعة وفوهات تشبه الأواني الواسعة (شكل رقم 134).

تنشأ هذه المخاريط نتيجة لتكدس الخبث حول منفذ دائري بدرجة من الدرجات أثناء ثورة متوسطة من حيث قوتها الانفجارية. ينتج الشكل المخروطي من حقيقة أن الشظايا الصخرية الكبيرة الحجم وكذلك أكثر المواد كمية تتجمع بالقرب من الفوهة الأمر الذي يجعل التل البركاني مرتفعاً قرب الفوهة ويتناقص ارتفاعه كلما ابتعدنا عنها. وتتباين مكونات الخبث من قطع يقل قطرها عن 2سم إلى قطع تبلغ أقطارها حوالي المتر الواحد غير أن معظمها يقع بين 1سم ـ 3سم. ويختلف ارتفاع مخاريط الخبث حتى تصل أحياناً إلى

(1) G. Macdonald, Op. Cit., p.281.

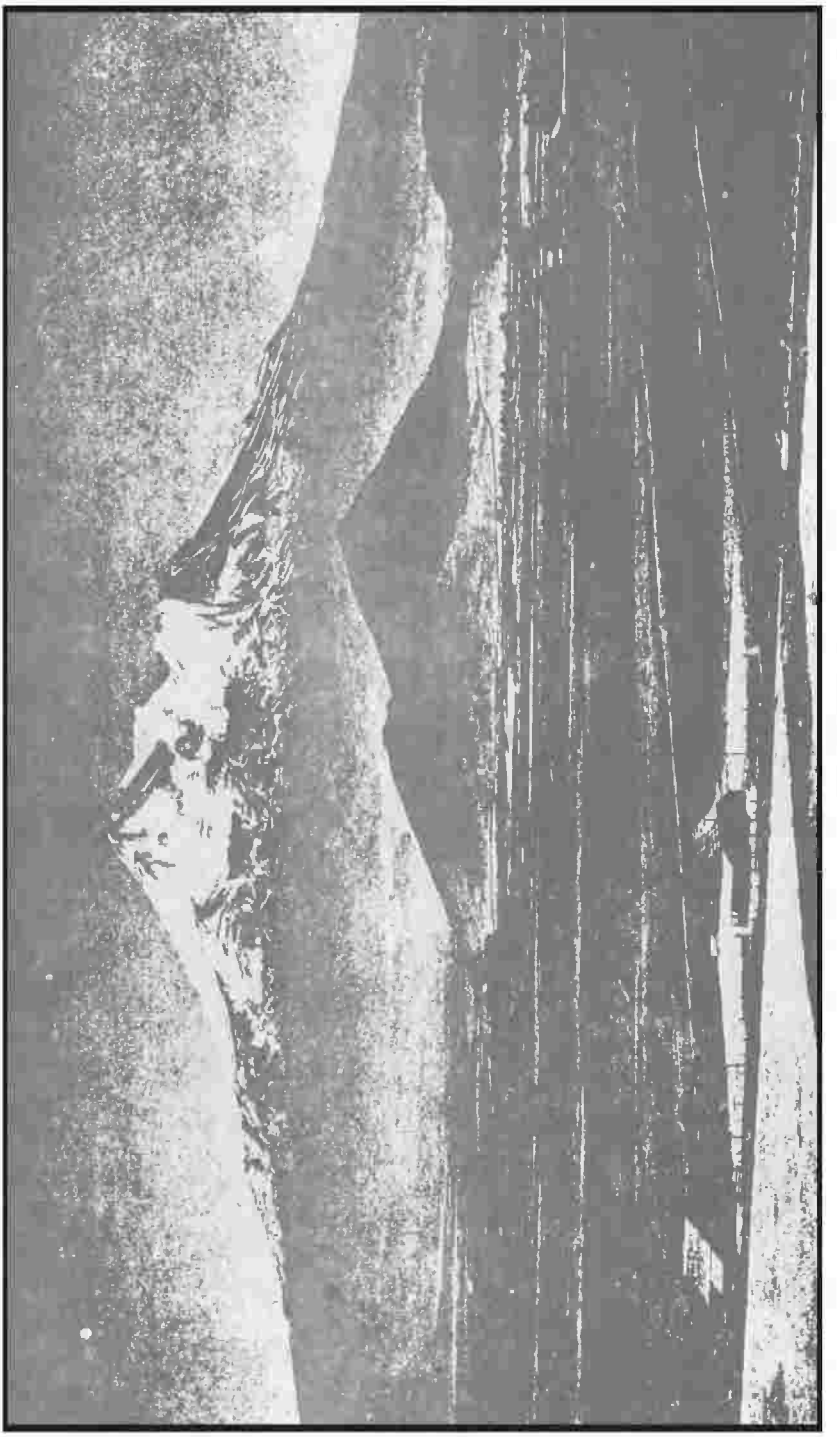
(2) J.L. O'Brien and others, Atlas of Land Forms, John Wiley, New York, 1966, p.74.

حوالي 450 متراً. ومن النادر أن يزيد ارتفاعها عن ذلك إذ حتى لو استمرت الثورة البركانية فإن تكدس المواد المقذوفة المفككة يعقبه انزلاق أو تزحلق بدلاً من زيادة في الارتفاع للمخروط. فقد وصل ارتفاع بركان باريكوتين Paricutin في المكسيك إلى 365 متراً خلال السنة الأولى من ثورته ولم يتغير ارتفاعه إلا قليلاً خلال سنوات نشاطه الثماني اللاحقة. وتكون عملية تكوين مخاريط الخبث سريعة في البداية عادة. فقد وصل ارتفاع مخروط باريكوتين إلى 137 متراً خلال الأسبوع الأول من ثورته وإلى 300 متراً عند نهاية الشهرين الأولين لها[1]. ومن المفيد أن نذكر أن ثورة هذا البركان حدثت في 20 شباط 1943 بالقرب من قرية صغيرة تحمل الاسم نفسه تقع إلى الغرب من مدينة المكسيك بحوالي 320كم. وقد حدثت قبل ثورة البركان هذه هزات زلزالية. ثم أعقبها حدوث شق في حقل زراعي كان أحد الفلاحين يقوم بحراثته. بعد ذلك لوحظ خروج للبخار من تلك الفتحة ثم توسعت تلك الفتحة في نهاية ذلك النهار وازداد ارتفاع عمود البخار الذي يخرج منها إضافة إلى خروج الرماد والخبث المصحوب برائحة غاز الكبريت النفاذة. وقد تكون حول الفوهة في اليوم التالي مخروط صغير بلغ ارتفاعه 7,5 متراً. واستمرت الثورة بعد ذلك وأخذت تخرج منها على هيئة ثورات كميات من الحمم وكذلك القنابل البركانية، وانتشر الرماد على مساحات كبيرة. أعقب ذلك خروج للطفح البركاني. وقد أصبح ارتفاع هذا المخروط عندما انتهت ثورة البركاني في سنة 1952 حوالي 410 متراً فوق مستوى الهضبة[2] شكل 135. يمكن أن نضم مع مخاريط الخبث نوعاً آخر من المخاريط البركانية يعرف باسم مخاريط الرماد البركاني التي تنتج من تجمع الرماد حول الفوهة البركانية. ويتباين حجم هذه المخاريط كثيراً، فمخروط Diamond Head في هونولولو ذو قاعدة يبلغ قطرها 2,5 كيلومتراً. ويبلغ ارتفاعه حوالي 230 متراً ويكون بعضها الآخر صغير الحجم[3].

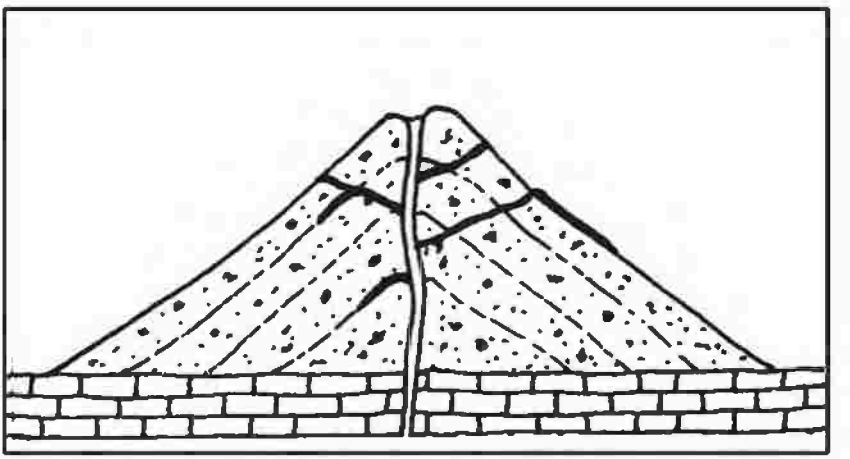
(1) Macdonald, Op. Cit., pp.183-188.

(2) W.G. Moore, Volcanoes, Hutchinson Educational, Essex, 1972, p.13.

(3) Macdonald, Op. Cit., p.191.

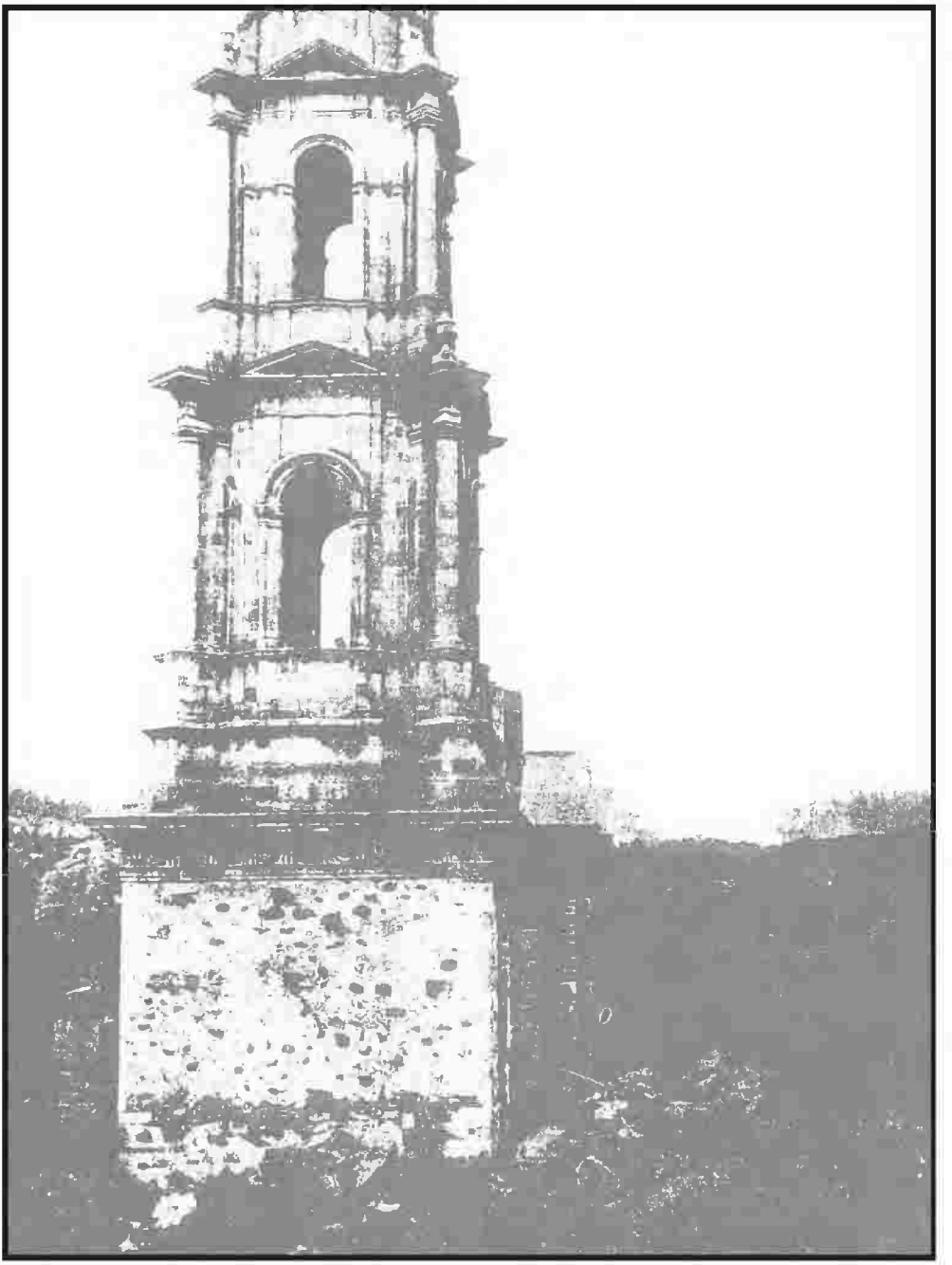


شكل (132)
جبل شاستا البركاني في كاليفورنيا.



شكل (133)
مخروط بركاني مركب.

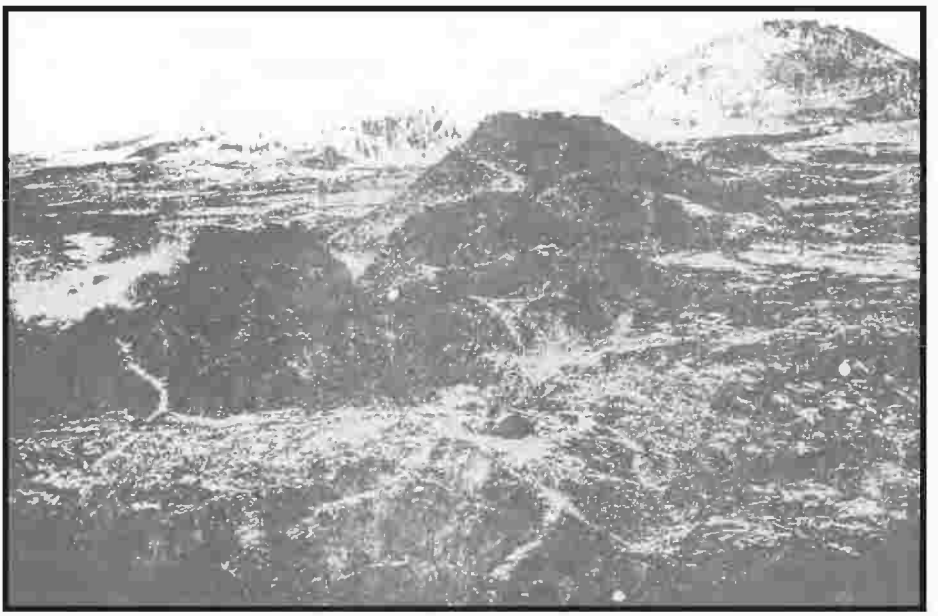
شكل (134)
صورة لأحد مخاريط الخبث Cinder البركانية.



شكل (135)
بركان باريكوتين أثناء ثورته.

3 ـ المخاريط الرشاشة Spatter Cones :

وهي مخاريط بركانية صغيرة يتعاظم وجودها فوق كثير من الطفوح البركانية التي تخرج من ثورات الفوهة المركزية أو من ثورات الشقوق البركانية. وتتكون هذه المخاريط بواسطة فقاعات الغاز التي تتجمع وتنفجر خلال الحمم قبل تصلبها مكونة مخاريط لا يزيد ارتفاعها عن عدة أمتار[1] (شكل رقم 136). حيث يتراوح ارتفاعها من أقل من 30 سم إلى 3 أو 4 أمتار. ويصبح المخروط الرشاش طولياً عادة عندما تكون الفوهة البركانية بشكل شق[2].



شكل (136)
صورة لبعض المخاريط البركانية الرشاشة.

4 ـ القباب والتلال البركانية :

تضم هذه المجموعة الأشكال الأرضية الناتجة عن تجمع الحمم حول الفوهات البركانية على صورة كتل ذوات جوانب شديدة الانحدار. وتنقسم هذه بدورها إلى ثلاثة أنواع:

أ ـ قباب السدادات البركانية التي تمثل خروجاً للمداخن البركانية المملوءة بالصهير البركاني بعد تعرضها إلى ضغط من الأسفل.

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.471.

(2) Macdonald, Op. Cit., p.191.

ب ـ قباب النمو الداخلي Endogenous domes .

جـ ـ قباب النمو الخارجي Exogenous domes وتعرف هذه باسم براكين الدروع Shield Volcanoes .

تندفع المواد الموجودة داخل السدادات البركانية plugs والتي تكون صلبة أو قريبة من حالة الصلابة من خلال المداخن البركانية بشكل يشبه خروج السدادات من القناني. ويمثل بركان مونت بيليه في جزيرة مارتينيك في البحر الكاريبي مثالاً جيداً للقباب البركانية من النوع الثاني. فقد كان البركان مكوناً من مخروط كبير يضم مواد مفككة. وكان يوجد عند قمته فوهة يبلغ قطرها حوالي 800 متراً ويتراوح عمقها بين 300 ـ 600 متراً. بدأت ثورة البركان في نهاية نيسان سنة 1902 وبلغت شدتها في 8 مايس من السنة نفسها حيث اندفعت سحابة من الغازات والغبار واكتسحت مدينة سانت بيير كما بينا ذلك. في الوقت نفسه بدأت قبة مكونة من حمم لزجة بالظهور والارتفاع داخل الفوهة البركانية. وقد بلغ ارتفاع هذه القبة في يوم 21 مايس حوالي 120 متراً من قاعدتها الظاهرية وكانت ذات قمة مدورة. وكان هناك خندق عميق يفصل بين جوانب القبة النامية وبين جدران الفوهة. ثم برز نتوء صخري عظيم spine بلغ ارتفاعه حوالي 60 متراً فوق مستوى القبة وذلك في بداية شهر تموز.

وقد ارتفعت نتوءات غيره بحجم أقل وارتفاع أقل على المنحدرات السفلى. وقد تحطمت هذه النتوءات بسبب الانصهار أو نتيجة لشدة الانفجارات اللاحقة. غير أن نتوءاً جديداً عظيم الحجم بلغ ارتفاعه حوالي 300 متراً ظهر فوق القبة في تموز من سنة 1903[1] (شكل رقم 137). وكان قطر قاعدة هذه القبة قد بلغ حوالي 100 متراً. وبلغ مقدار حجمه 130 مليون متراً مكعباً في نمو استغرق 17 شهراً. وكانت أقصى سرعة لنمو هذه القبة حوالي 24 متراً في اليوم الواحد وذلك في آب من سنة 1903[2].

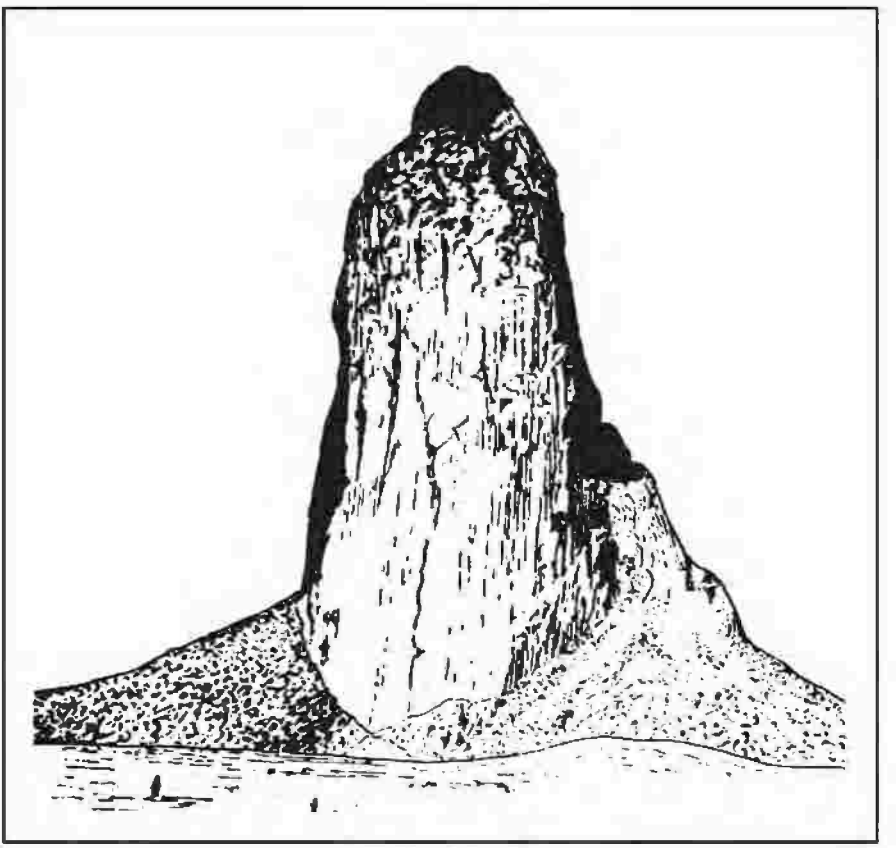
توجد براكين أخرى من نوع القبب الداخلية النمو في كثير من جهات العالم كما في فرنسا واليابان وأمريكا الجنوبية وجزر آسنسيون في المحيط الأطلسي وفي اليونان والمكسيك وكاليفورنيا وكثير من جهات العالم الأخرى.

تعتبر معظم الجزر البركانية والمرتفعات البركانية الغارقة براكين دروع عملاقة نشأت من تكرار حدوث الثورات البركانية فوق قيعان المحيطات. وتتميز البراكين الدرعية أو قبب النمو الخارجي البركانية بأنها من أكبر البراكين على الكرة الأرضية وتكون مخاريطها ذوات درجة انحدار بطيئة تتراوح بين 2 ـ 5. ويصبح المخروط

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.473.

(2) G. Macdonald, Op. Cit., p.115.

الدرعي جزيرة بعد أن يرتفع فوق مستوى سطح البحر. وتعتبر براكين هاواي أمثلة جيدة للقبب ذوات النمو الخارجي. حيث تتكون الجزيرة من خمسة جبال بركانية نمت خلال أقل من مليون سنة. وترتفع الجزيرة إلى حوالي 4000 متراً فوق مستوى سطح البحر وأكثر من 9000 متراً فوق قاع المحيط. وبلغ حجم المقذوفات البركانية التي كونتها حوالي 42000كم^3 بمعدل 0,4كم^3 في كل ثورة تقريباً[1]. وتجري الحمم البركانية البازلتية القاعدية على جوانب البركان وتصل حتى قاعدته بل إنها قد تتجاوز ذلك حتى تصل إلى المناطق المحيطة به. كما حدث في سنة 1960 عندما ثار بركان كيلاويا واندفعت حممه بشكل جنوني مدمرة كل الحواجز التي أقيمت لدرء الخطر وحماية سكان الجزر. وواصل سيل الحمم طريقه حتى وصل إلى المحيط الهادي[2].



شكل رقم (137)
التتوء الصخري فوق بركان بيليه.

(1) Kennth Hamblin, The Earth's Dynamic System, Burgess Company, Minneapolice, 1975, p.364.

(2) مالاخوف، تحت ستار الأرض، دار مير للطباعة، موسكو 1975، ص 18.

5 ـ السهول الناتجة من تجمع الحمم البركانية والرماد والخبث البركاني :

يبعثر الكثير من البراكين العنيفة التي ترجع إلى نوع الثورة المركزية الرماد البركاني وباقي المواد المحطمة على مساحات عظيمة. ويمكن للغبار الناعم الذرات أن يتكوم بواسطة الرياح كما يمكن أن يتجمع ما يسقط من الغبار والمواد الصغيرة الذرات الأخرى إلى سمك يزيد عن أمتار قليلة مكونة سهولاً واسعة. وتضم تلك المواد المتجمعة بالإضافة إلى الغبار مقذوفات بركانية أخرى مثل القنابل البركانية وصخور البريشيا من أنواع مختلفة. ويؤدي تعاقب الثورات البركانية وحدوث التماسك الجزئي بين ذرات هذه المواد نتيجة ثقلها أو نتيجة لعمل الماء الباطني إلى إعطائها نوعاً من البنية الطباقية البسيطة. وتتشكل سهول الحمم أيضاً من ثورة البراكين المركزية ويكون سطحها متفقاً وطبيعة تركيب تلك الحمم ومقدار لزوجتها وكذلك على ما تحتويه من الغازات. وتتصف سطوح الكثير منها بأنها مثقبة ويكون بعضها مبروماً فيما يعرف باسم حمم Pahoehoe عندما تكون حركة الحمم بطيئة. ويكون بعضها ذوات سطوح مغطاة بالخبث أو الكتل الصخرية وبعضها الآخر ذوات سطوح غير منتظمة بشكل كبير فتعرف بنمط «Aa»[1]. وتحدث هذه الحالة عندما يضيق الطريق على الحمم المتحركة فتزداد سرعة تقدمها.

6 ـ مجاري الطين Mud Flows :

يمكن تلخيص الأسباب التي تكون مجاري الطين البركانية بالآتي :

أ ـ انسكاب الماء من بحيرات الفوهات البركانية بسبب الثورة البركانية، وجريانه فوق الحطام الصخري الموجود على جوانب المخروط البركاني واختلاطه معه.

ب ـ تحرر الماء الموجود داخل بحيرة الفوهة البركانية بسبب انهدام أحد جدرانها.

جـ ـ الذوبان السريع للثلج والجليد المتجمع على جوانب المخروط البركاني.

د ـ انهيارات صخرية قوية في مجاري الأنهار حيث تتحول الأنهار بعدها إلى مجاري طينية(*).

---

(1) Worcester, Op. Cit., pp.474-475.

(*) من أحدث الأمثلة على ذلك ثورة بركان نيفادا دل رويز في كولومبيا يوم 14/ 11/ 1985 حيث حدث مجرى طيني عندما أدت الحرارة الشديدة إلى ذوبان الثلوج كما قامت الحمم بغلق مجاري الأنهار فتحولت إلى مجاري طينية دمرت مدينة أرميرو عن آخرها. ويقدر عدد الضحايا بـ 21 ألف قتيل على الأقل.

هـ ـ نزول دفعات من الانهيارات أو مجاري الغبار البركاني نحو الأنهار حيث تصبح بعدها مجاري طينية.

و ـ دخول كميات كبيرة من الحمم التي تتحطم ذاتياً داخل المجاري النهرية فتحولها إلى مجاري طينية.

ز ـ سقوط أمطار غزيرة فوق المواد المفككة على جوانب المخروط البركاني.

حـ ـ تحرك المواد الصخرية المشبعة بالمياه نحو الأسفل على طول جوانب المخروط بسبب الزلازل التي تصاحب الثورة البركانية[1].

تسمى المجاري الطينية الناتجة عن الثورة البركانية بـ لاهار Lahar وهي كلمة أندونيسية. وقد تسببت هذه المجاري في حدوث كثير من الخسائر بالأرواح والممتلكات. فعلى سبيل المثال أدى جريان طيني صاحب ثورة بركان Galunggung في جاوة في سنة 1822 إلى موت 4011 نسمة بعد أن انتشر فوق 114 قرية[2]. وقد ضرب مجرى طيني آخر بلغ حجمه 0,038كم^3 في سنة 1919 الوديان المتشعبة من بركان Kelut في أندونيسيا مما تسبب بموت 5300 إنسان[3].

تتحرك المجاري الطينية بسرعة وتقوم بغلق الوديان في الأغلب كما حدث في سنة 1953 عندما أغلقت مجارٍ طينية وديانا عند سفوح Mt. Spurr في ألاسكا مكونة بحيرة طولها حوالي 8كم. وتنتشر بعض المجاري الطينية أيضاً فوق الأراضي المنخفضة الواقعة عند قاعدة البركان[4] (شكل رقم 138).

7 ـ السدادات البركانية Volcanic Plugs :

يحدث أن تبقى مداخن وممرات الحمم في البراكين الخامدة ممتلئة بالحمم التي تتصلب آنذاك داخلها. وتبقي المكونات الصلبة التي تملأ المداخن مرتفعة نتيجة إلى إزالة معظم مواد المخروط بواسطة عمليات التعرية المختلفة بسرعة لأنها مواد غير متماسكة. تتألف المواد التي تكون السدادات البركانية من مواد بركانية إضافة إلى بعض الحطام الصخري المأخوذ من جوانب المدخنة نفسها. ويتباين حجم السدادات من أقطار تقل عن أمتار قليلة إلى حوالي 1,5كم. ويكون مقطع

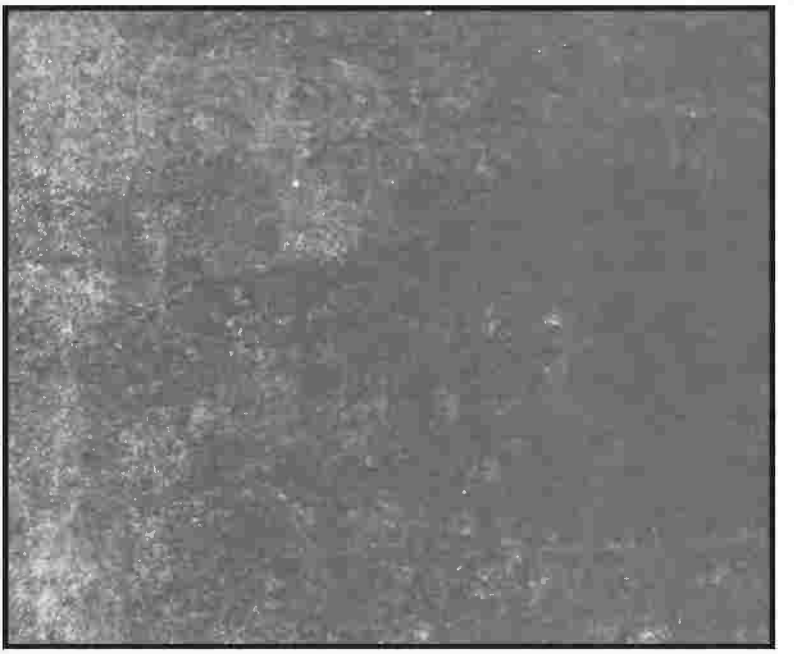
(1) G. Macdonald, Op. Cit., p.171.

(2) W. Thornbury, Op. Cit., p.480.

(3) Denys Brunsden and John Doornkamp. The Unquite Landscape, David and Charles, Vancouver, 1973, p.36.

(4) J. Tricart, Structural Geomorphology, Longman, London, 1974, p.260.

البعض منها دائرياً والبعض الآخر بيضاوياً أو حتى بشكل الشق أو الفتحة التي خرجت منها[1]. (شكل رقم 11).



شكل (138)
مجرى طيني بركاني في شمال شيلي.

ثانياً

الأشكال الأرضية المنخفضة

نعني بها الأشكال الأرضية التي يكون مستوى سطحها أقل ارتفاعاً من مستوى الأراضي الأخرى المجاورة. تقسم الأشكال البركانية المنخفضة إلى نوعين رئيسيين هما: الأشكال الناتجة عن الانفجار والأشكال الناتجة عن الانهدام كما أن هناك بعض الأشكال الواطئة تنتج من تعرض الجبال البركانية إلى عمليات التعرية. وأهم الأشكال المنخفضة:

1 ـ الفوهات البركانية:

الفوهة البركانية عبارة عن حفرة تقع عند أعلى المدخنة البركانية. يكون

(1) G. Macdonald, Op. Cit., p.378.

معظمها ذوات أشكال قمعية تحيط بها جدران غير منتظمة الارتفاع لها درجة انحدار شديدة أحياناً. ويزداد اتساع الفوهات مع ميل المخروط للنمو والارتفاع نتيجة لتوالي الثورات البركانية. وتتغطى أرضية الفوهة البركانية والجدران المحيطة بها بمواد صخرية مفككة.

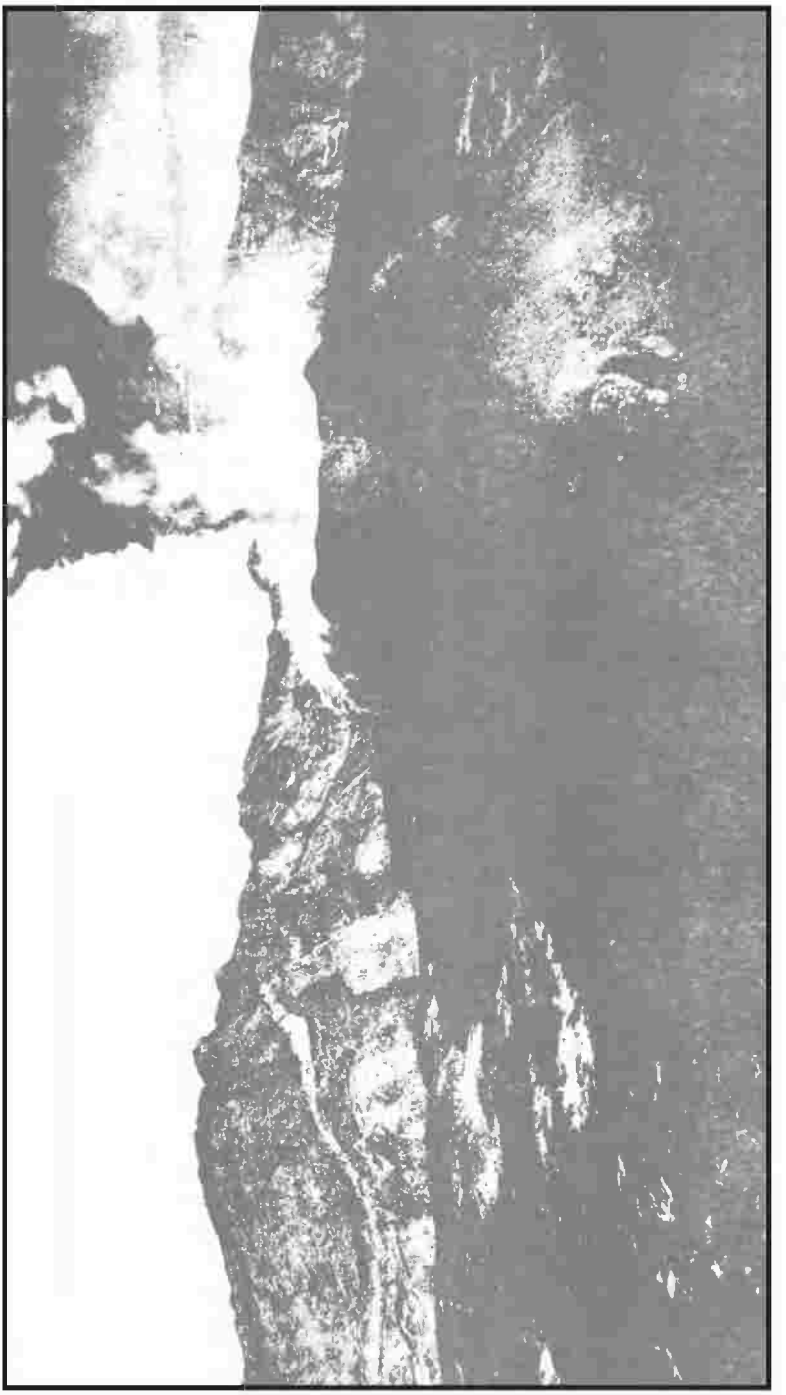
تختلف الفوهات في حجومها كثيراً من منافذ صخرية إلى فوهات يزيد أقطارها عن عدة كيلومترات فعلى سبيل المثال يبلغ قطر فوهة بركان Aniakchak الخامد في ألاسكا حوالي 9,5 كيلومتراً وتحيط بها جدران يتراوح ارتفاعها بين 360 ـ 914 متراً[1]. وتمتلك بعض البراكين فوهات صغيرة داخل فوهاتها الكبيرة وتعرف هذه باسم الفوهات المعشعشة (شكل 139). إذ يوجد ثلاث منها في بركان Mt. Taal في الفليبين على سبيل المثال. وكان في فيزوف في يوم من الأيام ثلاث فوهات منعزلة. وتظهر فوهات بركانية صغيرة في بعض الأحيان على جوانب المخروط البركاني الرئيسي باسم الفوهات العرضية adventive وتنشأ هذه من خروج المقذوفات البركانية من الشقوق الموجودة في جوانب المخروط.

2 ـ الكالديرا Caldera :

يطلق اسم كالديرا على الفوهات الانفجارية أو الانهدامية الكبيرة التي تزيد أقطارها عن عدة كيلومترات. تتكون الكالديرات أحياناً نتيجة إلى تعرض قسم كبير من المخروط البركاني للتحطيم من جراء الثورة البركانية اللاحقة كما حصل في حالة بركان فيزوف في إيطاليا. فقد كان البركان قد كون له مخروطاً متكاملاً حتى ثورته المشهورة في سنة 79م حيث تحطمت قمة البركان وتحولت إلى فوهة واسعة لا تزال جوانبها موجودة إلى حد الآن متمثلة بـ Monte Somma ذات الجوانب الشديدة الانحدار التي تواجه مركز المخروط البركاني الذي كان موجوداً قبل ذلك التاريخ. ولقد استمر نشاط البركان بعد ذلك حيث كون مخروطاً داخل الفوهة الجديدة يعرف اليوم باسم فيزون الذي يفصله عن حافة Somma منخفض بشكل قوس يعرف باسم Atrio del Cavallo[2].

(1) P. Worcester, Op. Cit., p.476.

(2) J. Tricat, Op. Cit., p.271.



شكل (139)
فوهة بركان فيزوف في إيطاليا حيث توجد فوهة داخل الفوهة البركانية الرئيسية.

تكون بعض أنواع الكالديرا ناتجة عن عملية هبوط أو انهدام في القشرة الواقعة تحتها ويتأكد ذلك من وجود مواد مقذوفة بالقرب منها كما في حالة بحيرة Creater في أوريكون في الولايات المتحدة حيث إن حجمها يستدعي وجود كميات كبيرة من المواد المقذوفة بالقرب منها وهي غير موجودة فعلاً[1].

يرتبط وجود الكالديرا الواسعة عادة البراكين التي تقذف كميات كبيرة من الرماد البركاني. كما وتعرف بعضها بالكالديرا المعشعشة إذا كان يوجد في داخلها بعض المخاريط البركانية الصغيرة.

ويظهر الجدول رقم (8) عدداً من الكالديرات في العالم وأقطارها.

جدول رقم (8)
أقطار بعض الكالديرات

اسم الكالديرا	موقعها	معدل القطر بالميل
آسو	كيوتو ـ اليابان	12,5
كيكاي	كيوتو ـ اليابان	12
كاواه	جاوه	11
سانتورين	بحر إيجة	8,5
أيمي كوسي	تيستي ـ إفريقيا	8,5
تاناكا	جزر الوشيان	6,6
بلدر	جزر الوشيان	19
فالز	نيو مكسيكو	13
كيواي	هاواي	11

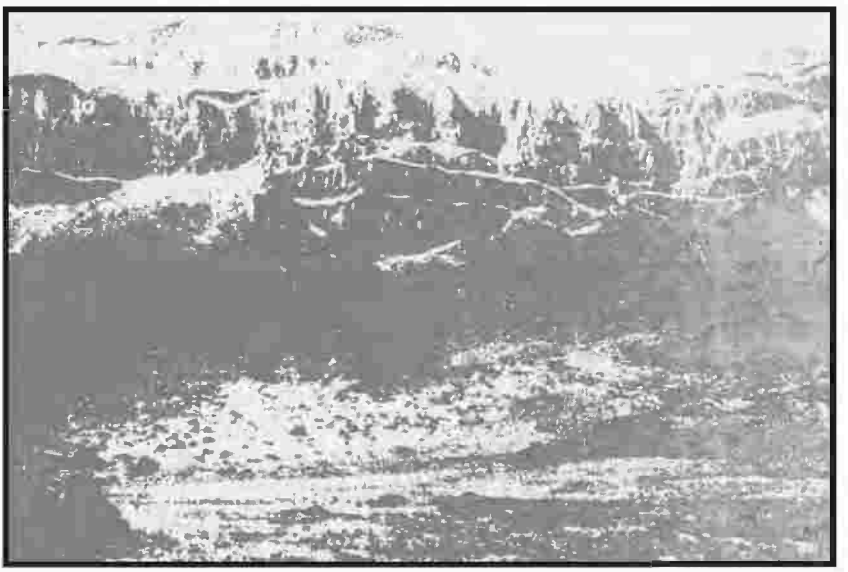
المصدر:
G. Macdonlld, Op.Cit.,p.303.

الأشكال الأرضية الناتجة عن ثورات الشقوق

على الرغم من أن التضاريس التي تكونها الثورات البركانية المركزية متنوعة وتجلب الاهتمام غير أنها لا تستطيع أن تمثل مقدار عظمة القوى البركانية كما تفعل ذلك الأشكال الأرضية التي تكونها ثورات الشقوق. إذ توجد هضاب بركانية وسهول بركانية عظيمة المساحة في كثير من جهات العالم كما في فرنسا وآيسلندا

(1) F.J.Monkhouse, Op. Cit., p.76.

وفي وسط غرب الهند وإفريقيا الجنوبية وشمال وجنوب الأرجنتين والبرازيل وسيبيريا والقسم الشمالي الغربي من الولايات المتحدة. ويمكن القول إن هذه الطفوح تغطي مساحة مقدارها 2,6 مليون كم مربعاً. وليس بالإمكان في معظم تلك الأمثلة تحديد موقع الشقوق التي خرجت الطفوح البركانية منها غير أن حجم الحمم البركانية التي ساهمت في تكوين تلك الأشكال عظيمةً بدرجة كبيرة. فقد استطاعت تلك الحمم أن تدفن التضاريس الجبلية التي يزيد تباين ارتفاعها عن عدة آلاف من الأمتار في هضبة كولومبيا (شكل رقم 140). وقد ظهر أن سمك تلك الحمم بلغ حوالي 1850 متراً في قسمها الجنوبي ومن المحتمل أن يكون السمك أكبر في مناطق أخرى من الهضبة. ويقدر حجم الطفوح التي كونتها بحوالي 416000 كم مكعب. وقد زاد سمك الطفوح البازلتية في منطقة بارانا جنوب البرازيل واوروكواي عن 3000 متراً وقد يصل حجم تلك الطفوح في حدود 850000 كم مكعب. ويصل سمك الحمم التي كونت الهضبة في آيسلندا إلى حوالي 4500 متراً وقد يكون ضعف ذلك الرقم وتغطي الحمم في هضبة الدكن في الهند مساحة مقدارها 500000كم^2 بسمك معدله 667 متراً ويبلغ أقصى سمك لها حوالي 3000 متراً. وتدل بقايا التعرية الموجودة على جوانب تلك الهضبة أن سمكها الأصلي من المحتمل أن يكون ضعف ذلك[1]. ويؤدي الثقل العظيم لهذه الحمم إلى تعرض السطوح الأصلية إلى الهبوط.



شكل (140)
الحمم البركانية التي كونت هضبة كولومبيا.

(1) I. Allison, Op., Cit., p.66.

يحتاج تكوين مثل هذه الهضاب والسهول البركانية العظيمة إلى ملايين السنين تحدث خلالها آلاف من الثورات البركانية المتعاقبة. فقد استغرقت عملية تراكم هضبة كولومبيا زهاء 10 ملايين سنة وكان معدل تدفق الحمم بقدر ما يتدفق من براكين هاواي إن لم يكن أكبر منها[1].

من المعتقد أن الهضاب والسهول البركانية قد تكونت من تدفق للحمم من خلال الشقوق كما في شق Laki في آيسلندا. ويبدو أن ثورة هذه الشقوق كانت هادئة وذلك حيث لا توجد بالقرب منها مواد صخرية محطمة والتي يصاحب وجودها الانفجارات البركانية العنيفة عادة[2].

ولقد أدى النشاط البركاني عند قيعان المحيطات إلى تكوين هضاب وسهول بركانية واسعة عليها يمكن أن تكون أكبر مساحة من تلك الموجودة فوق اليابسة.

(1) G. Macdonald, Op. Cit., p.258.

(2) W. Thornbury, Op. Cit., p.493.

الفصل الحادي عشر

السهول والهضاب والجبال

السهول

السهول عبارة عن مناطق واطئة فوق اليابسة قد تكون منبسطة أو متموجة أو حتى تتخللها التلال، تتكون بواسطة القوى الباطنية الأرضية وكذلك نتيجة لأثر العمليات الخارجية للنحت والترسيب.

تتباين السهول في حجمها من سهول صغيرة جداً إلى سهول واسعة تحتل مساحات عظيمة. تقع السهول في أماكن متباينة تبايناً كبيراً فبينما يقع قسم منها على حواف القارات نرى أن القسم الآخر يقع داخلها تماماً. وكذلك توجد السهول على كل دوائر العرض تقريباً. وتتمثل كل أنواع المناخ المعروفة على سطح الأرض فوق السهول كما في حوض الأمازون حيث يسود المناخ الحار الرطب وكذلك في الجهات القطبية التي يسود فيها مناخ بارد وجاف. وتكشف لنا دراسة التوزيع الجغرافي للسهول أن أكبرها في العالم يكون مشرفاً على المحيطين الأطلسي والمتجمد. ولا يطل على المحيطين الهندي والهادي سوى بعض السهول الصغيرة الواقعة جنوب وشرق آسيا وشرق إفريقيا وأستراليا. وتعتبر السهول من أهم المراكز التي يتجمع فيها السكان إذ يتركز فيها السكان بدرجة أعظم بكثير من درجة وجودهم فوق الهضاب أو المناطق الجبلية. وهناك عدة أسباب لهذه الظاهرة منها: أن أهم الأقاليم الزراعية وأغناها في العالم توجد فوق السهول وكذلك وبسبب التضاريس الواطئة نسبياً التي توجد فوق السهول فإن النقل سيكون أكثر تطوراً في المناطق السهلية منه في الجبال أو الهضاب.

أصل وتصنيف السهول

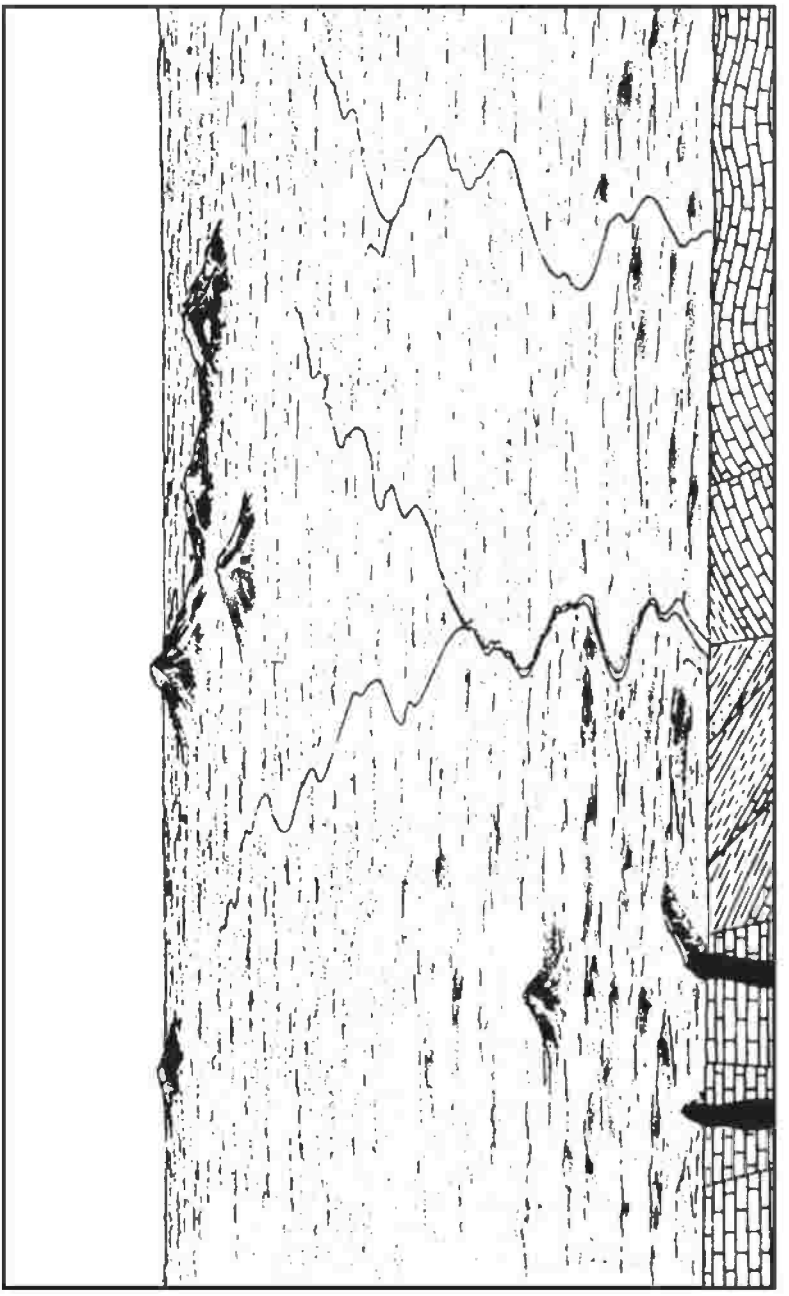
يمكن للسهول أن تصنف إلى نوعين هما: 1 ـ السهول الإنشائية مثل السهول الساحلية والداخلية، سهول البحيرات، سهول الحمم البركانية والركام الجليدي. 2 ـ سهول تخريبية مثل سهول الدلتاوات والفيضية وسهول الغسل الجليدي. كما ويمكن أن تصنف السهول استناداً إلى منشئها أو الطريقة التي تكونت بها (Genetic). وعلى الرغم من أنه من الصعوبة بمكان أن نجد سهلاً كبيراً نشأ كله بطريقة واحدة إلا أن هنالك طريقة رئيسية نشأ بموجبها هذا السهل. ومن أهم هذه السهول:

1 ـ السهول الناشئة عن الحركات الأرضية Diastrophic:

تكون معظم سهول العالم العظمى تقريباً عبارة عن أقاليم كانت في الماضي غارقة في بحار قارية. وقد ارتفعت بعض هذه السهول منذ فترة طويلة وتحورت سطوحها من جراء تعرضها إلى عوامل التعرية المختلفة. وقد ارتفع القسم الآخر من هذه السهول فوق مستوى سطح البحر منذ وقت حديث أو قريب نسبياً. تعتبر السهول العظمى في الولايات المتحدة الأمريكية نموذجاً جيداً لتمثيل هذا النوع من السهول فهي تمتد باتجاه الشرق من مقدمة جبال الروكي حتى جبال أبلاشيان، ومن نهر ريوكراند جنوباً حتى الحدود الكندية وقد تمتد بعد ذلك شمالاً حتى ساحل المحيط المتجمد الشمالي.

2 ـ السهول التحاتية Peneplaines:

على الرغم من وجود عدد قليل جداً من السهول التحاتية عند مستوى قاعدة التعرية في الوقت الحاضر فقد أمكن ملاحظة عدد كبير من السهول التحاتية التي تعرضت لحركة رفع حديثة نسبياً، ومن الأمثلة على هذه السهول ما نلاحظه من سهول كثيرة في مرتفعات أستكتلاندا وجبال أبلاشيان وجبال الروكي ويمكن اعتبار القسم الشرقي الأوسط من أفريقيا سهلاً تحاتياً تعرض إلى حركة رفع. تنتشر على بعض جهات السهول التحاتية مرتفعات تعرف باسم مونادوك Monadnocks وخاصة في السهول التحاتية الناتجة عن الأنهار وتمثل عادة المناطق التي لم تستطع أن تزيلها الأنهار مثل بقية جهات السهل إما لأنها تتكون من صخور صلبة مقاومة أو لأنها واقعة بعيداً عن متناول المجاري النهرية (شكل رقم 141).



شكل (141)
سهل نحاتي.

3 ـ السهول الفيضية وسهول الدلتا :

تنتشر هذه السهول في جهات مختلفة في العالم، وتكون مرتبطة بوجود الأنهار الكبيرة وتعتبر سهول المسيسيبي والأورينوكو Orinoco والنيل والنهر الأصفر أمثلة جيدة على هذه السهول. ولا يوجد فرق كبير بين السهول الفيضية وبين سهول الدلتا إلا أن الأخيرة منها تحصرها فروع النهر كما سبق وبينا ذلك في الفصل الرابع. وتنتشر على كلا هذين النوعين من السهول السدود الطبيعية للأنهار (الضفاف الطبيعية) وكذلك تنتشر فيها فروع الأنهار والمستنقعات والبحيرات الهلالية. وكقاعدة عامة فإن التربة في هذه السهول خصبة ولكن خطر الفيضان عظيم عليها.

4 ـ السهول الجليدية :

كانت السهول العظمى التي تمتد في وسط أمريكا الشمالية وفي القسم الغربي من أوروبا سهولاً قبل أن تتعرض للزحف الجليدي فوقها. ويمكن للسهول الجليدية أن تقسم بدورها إلى قسمين هما السهول الناتجة عن التعرية الجليدية وتسود فوق مناطق صخور نارية وتقع في وسط الأقاليم التي تعرضت إلى التعرية الجليدية وتغطي أقسام منها طبقة رقيقة من حطام الصخور. والنوع الآخر من السهول الجليدية، سهول الترسيب الجليدي ويكون وجودها مرتبطاً بمناطق الصخور الرسوبية التي تسهل عملية سحقها بواسطة الجليد. وقد كونت الغطاءات الجليدية التي تكونت فوق هذه الأجزاء أشكالاً أرضية فوق الأشكال الأرضية القديمة. ومن هذه الأشكال تلال الدراملن drumlins والركامات المختلفة والبحيرات والمستنقعات وأشكال أخرى.

5 ـ وبالإضافة إلى ما ذكرناه من أنواع السهول فإن هنالك سهولاً صغيرة منها الأحواض الداخلية التي تقوم الرياح بعملها داخل الصحاري وتعرف باسم بولسون bolson والبلايا (السهول المسطحة داخل الصحراء) playa وغيرها، وكذلك السهول التي تنتج من تجمع الحمم البركانية والرماد البركاني إضافة إلى السهول البحرية التي تنتج من تجمع الترسبات في المستنقعات والبحيرات الساحلية وكذلك السهول الناتجة من قطع الأمواج والتي تعرضت لحركة الرفع. وقد سبق لنا وتعرضنا بالشرح إلى هذه السهول عندما تطرقنا إلى العمليات التي كونتها في فصول الكتاب السابقة.

الهضاب

هي عبارة عن مرتفعات ذوات قمم مسطحة واسعة وفي العادة هنالك صعود أو هبوط فجائي من سطح الهضبة نحو الأراضي المجاورة لها. ويكون ارتفاع بعض الهضاب أكثر بكثير من بعض السلاسل الجبلية كما في هضبة التبت وهضبة بامير وبوليفيا، وكذلك فإن ارتفاع بعض السهول يزيد في بعض الحالات عن ارتفاع كثير من الهضاب كما في حالة السهول العليا في الولايات المتحدة التي يزيد ارتفاعها عن كثير من الهضاب. وتتصف سطوح الهضاب بأنها تكون متشابهة للسهول، إذ تكون مسطحة جداً في بعض الحالات أو تكون متموجة أو تكتنفها سلاسل من التلال. وتؤدي بعض الأنهار والثلاجات إلى تمزيق سطوح الهضاب بدرجة يصعب معها تحديد الصفات الأصلية للهضبة، إذ تقوم عمليات التعرية النهرية بتمزيق سطوح بعض الهضاب تاركة إياها بدون أي جزء مستوٍ فيه وتنحدر الأرض فيه إلى كل الاتجاهات غير أن القمم تكون على مستوى واحد وتشير إلى السطح الأصلي للهضبة. ومن أشهر الأمثلة على ذلك ما حدث لهضبة اليجنيني Allegeny في القسم الشرقي من الولايات المتحدة. وتستطيع التعرية النهرية أن تحول الهضبة إلى إقليم جبلي يصعب إطلاق الهضبة عليه. وتجاور بعض الهضاب الكبرى وكذلك الهضاب الصغيرة سلاسل جبلية ناشئة عن الحركات الأرضية أو من نشاط بركاني. وتوجد بعض الهضاب الصغيرة جداً لا يمكن تفريقها في أغلب الحالات عن الميسا (Mesa) (هضاب صغيرة توجد في المناطق الصحراوية) وهي عبارة عن بقايا لصخور ظل مستواها أعلى من مستوى بقية سطح الأرض الذي تعرض كثيراً لعمليات التعرية.

وتقسم الهضاب إلى عدة أقسام تبعاً إلى الطريقة التي تكونت بها:

1 ـ الهضاب الناتجة عن الحركات الأرضية:

يمكن اعتبار كل الهضاب العالية الموجودة على سطح الأرض هضاباً ناتجة من حركات أرضية إذ تتمكن القوى العمودية التي تكونت الهضاب من أن ترفع تكوينات يبلغ سمكها عشرات بل مئات من الأمتار على مساحات تغطي عشرات بل مئات من الكيلومترات المربعة. ويعتقد بأن القوى المكونة لهذه الهضاب ذات علاقة بداخلية القشرة الأرضية. وإنها من المحتمل أن ترجع إلى التغيرات الكيمياوية التي تجري بداخل الأرض مسببة تمدداً في الحجم. وقد يعود ذلك إلى طبيعة المواد الداخلية المرنة أو السائلة التي تتحرك من مكان إلى آخر مكونة ارتفاعاً

في الصخور الواقعة فوقها. وتتحور درجة ارتفاع هذه الهضاب كثيراً بواسطة عمليات تعرية متنوعة وكذلك وفي بعض الحالات بواسطة النشاط البركاني وبحركات أرضية صغيرة. ويقسم هذا النوع من الهضاب إلى:

أ ـ الهضاب المحصورة بين الجبال: وتشمل هذه الهضاب هضاباً تعتبر من أعلى وأوسع الهضاب الموجودة على سطح الأرض وتحتوي سطوحها على أنواع مختلفة من التضاريس الأرضية كما وتحيط بها السلاسل الجبلية من كل جهاتها أو من معظم جهاتها. ومن أشهر هذه الهضاب هضبة التبت التي تعتبر أعلى وأكبر هضبة معروفة على سطح الأض حيث تتراوح مساحتها بين 180000 ـ 200000 كم^2 ومعدل ارتفاعها يزيد عن 3600 متراً رغم أن هنالك أجزاء منها يزيد ارتفاعها عن 5500 متراً عن مستوى سطح البحر. يحيط بهذه الهضبة من الشمال جبال كون لون Kunlun التي تعتبر أطول سلسلة جبلية في آسيا، كما ويحيط بها من قسمها الجنوبي سلسلة الهملايا التي تعتبر أعلى سلسلة جبلية في العالم وتتصل هاتان السلسلتان الجبليتان في القسم الغربي من الهضبة.

ب ـ الهضاب المجاورة للجبال: يوجد الكثير من الهضاب التي تجاور من أحد جهاتها سلاسل جبلية مرتفعة. ولا يعني هذا الموقع للهضاب أنها تكونت بنفس الفترة وبنفس الطريقة التي تكونت بها تلك السلاسل الجبلية، إذ أن العكس هو الصحيح في أغلب الحالات. ومن أشهر هذه الهضاب في العالم هضبة البيدمونت الموجودة بين جبال أبلاشيان وبين السهول الساحلية في الولايات المتحدة الأمريكية وكذلك هضبة بتكونيا التي تمتد بين جبال الأنديز وبين ساحل المحيط الأطلسي.

جـ ـ الهضاب القبابية: ومن أشهر الأمثلة على هذا النوع من الهضاب هضبة أوزارك Ozark التي تقع إلى الجنوب من الميزوري وإلى الشمال من أركنساس Arkansas في الولايات المتحدة وقد تعرض هذا الإقليم إلى حركة رفع نتجت من حركة الالتواءات والانكسارات فوق منطقة تزيد مساحتها عن 100000 كيلومتراً مربعاً.

2 ـ الهضاب البركانية:

تتكون عدة أنواع من الهضاب بسبب النشاط البركاني وتتشكل أكبرها اتساعاً نتيجة لتجمع الطفوح البركانية وقد سبق لنا أن ذكرنا هذه التضاريس عندما درسنا البراكين بصورة عامة. ولكن مع ذلك نقول إنه بالإضافة إلى تلك الأشكال فإن

قسماً من براكين الثورة المركزية يتجمع قرب قاعدتها خليط من حطام الصخور ومن اللافا والطفوح الطينية التي قذفت من البراكين لكي تشكل هضاباً صغيرة غير منتظمة السطوح تنحدر انحداراً نحو السهول المحيطة بها. ويكون مثل هذه الهضاب صغيراً في العادة وذا أعمار قصيرة إن لم تغطها طبقات من اللافا. إذ أن عوامل التعرية تقوم بإزالة تلك المواد المفككة بسرعة، ويمكن اعتبار الهضبة التي تحيط بجبل مازاما Mazame الموجود في ولاية أوريكون في الولايات المتحدة الأمريكية مثالاً جيداً لهذا النوع من الهضاب.

3 ـ هضاب التعرية:

تتشكل هضاب واطئة خاصة في الأقاليم شبه الجافة عندما تقوم الأنهار باقتطاع أجزاء من السهول العالية تاركة مناطق مرتفعة ذوات سطوح منبسطة وواسعة كما في ولاية كلورادو في الولايات المتحدة الأمريكية. وقد يزيد ارتفاع بعض هذه الكتل المرتفعة إلى أكثر من 300 متراً عن مستوى الأرض المحيطة بها وتبلغ مساحة سطوحها من كيلومتر واحد إلى أكثر من 130 كيلومتراً مربعاً. ويمكن للتعرية الجليدية أيضاً أن تنتج هضاباً وذلك عندما يتوسع الوادي الجليدي باتجاه بدايته. ولنتصور على سبيل المثال أن هنالك ثلاثة أو أربعة أنهار جليدية تبدأ من حقول ثلجية تقع عند مستوى واحد تقريباً وعلى جوانب مختلفة من جبال انكسارية كبيرة. وعندما تتقدم دورة التعرية الجليدية فإن تلك الثلاجات تكون لها حلبات جليدية (سيرك) تكون مستوى قيعانها متشابهة تقريباً. وتتراجع هذه السيركات إلى الوراء مكونة في النهاية جبلاً يشبه الهرم يطلق عليه اسم القرن وإذا ما استمرت عملية التعرية الجليدية فإن هذا القرن المتبقي من الجبل سوف يزال هو أيضاً وتكون بالتالي قيعان السيركات أو الحلبات المتلاقية مع بعضها والتي يكون مستواها متشابهاً هضبة مرتفعة وصغيرة تحل محل الجبل السابق.

الجبال

تقسم الجبال تبعاً إلى طريقة تكونها إلى:

1 ـ الجبال البركانية:

لقد سبق لنا أن تناولنا بالدراسة الصفات العامة لهذه الجبال خلال مواضيع عديدة من دراستنا. وعلى الرغم من أن أصل البراكين لم تجر عليه دراسات كثيرة جداً فإن طبيعة الجبال البركانية كالمخاريط البركانية والقباب والتلال البركانية تكون

مبسطة نسبياً (وتوجد هذه بشكل مرتفعات مستقلة منعزلة إما بشكل سلاسل أو على مجموعات) ويتباين ارتفاعها من تلال واطئة إلى جبال مرتفعة تشابه في ارتفاعها كثيراً من الجبال الأخرى الناتجة عن حركات أرضية. وتتصف الجبال البركانية المركبة بأنها لا تصمد أمام عمليات التعرية طويلاً ما لم تستمر عملية خروج اللافا وبقية المقذوفات البركانية. ومن أشهر هذه الجبال التي من هذا النوع والتي أصبحت براكين خامدة في الوقت الحاضر هو جبل أكونكاكو Aconcagua في شيلي وجبل هود Hood ورينير Ranier وجبل شاستا Shasta في القسم الغربي من الولايات المتحدة الأمريكية. وتتباين القاعدة التي تنتصب فوقها الجبال البركانية تبايناً كبيراً فقد تكون قاعاً للمحيط، أو سهلاً أو هضبة أو سلسلة جبلية تكونت بطريقة أخرى ويمكن اعتبار براكين جبال الأنديز أمثلة جيدة للبراكين التي تكونت فوق منطقة جبلية تكونت بعد أن تعرضت القشرة الأرضية لحركة رفع عظيمة.

2 ـ الجبال المتخلفة أو (جبال التعرية):

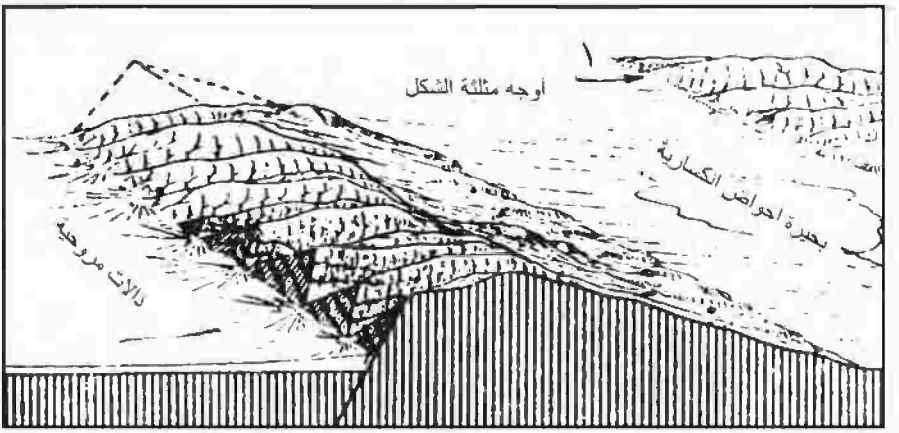
من الممكن أن تصبح كل هضبة أو كل سهل مرتفع في المستقبل جبالاً متخلفة ويمكن أن تفسر هذه الحقيقة جيداً عندما نلاحظ جدران الوادي العظيم لنهر الكلورادو حيث يمكن أن نلاحظ هناك جبالاً في تلك المنطقة. وذلك لأن الأنهار الرئيسية وروافدها تحفر مجاري لها داخل الهضبة العالية بحيث يزيد عمق هذه الوديان عن عدة مئات من الأمتار ولذلك تبقى المناطق المرتفعة المتخلفة من الهضبة والمحصورة بين روافد النهر بشكل جبال تعرف باسم التعرية. وتتصف جبال التعرية بأن قممها مسطحة في العادة لأنها تمثل بقايا سطح السهل أو الهضبة السابق. ويكون ارتفاع الجبال متشابهاً.

3 ـ الجبال الناتجة عن الحركات الأرضية:

وتشمل هذه المجموعة أهم السلاسل الجبلية وأعظمها على سطح الأرض مثل جبال الهملايا والأنديز والألب والأبلاشيان وروكي وسيرا نيفادا... إلخ. وقد تكونت هذه الجبال من خلال حركات أرضية عظيمة. وتوجد في بنيتها أنواع مختلفة من الآثار التي تدل على تلك الحركات الأرضية كالانكسارات المختلفة والالتواءات المتنوعة وفي بعض الأحيان قد يظهر بين صخورها بعض المظاهر التي تدل على حدوث نشاط بركاني. فقد نجد بعض القمم البركانية فوق جبال التوائية أو فوق جبال انكسارية وقد حورت عوامل التعرية وخاصة الثلاجات والأنهار إلى درجة كبيرة من الأشكال الأصلية لهذه الجبال. وتنقسم هذه الجبال إلى:

أ ـ الجبال الالتوائية Folded Mountains :

تتكون هذه الجبال من صخور تعرضت إلى حركة رفع التوائية. وقد يكون قسم من هذه الجبال متكوناً من التواءات بسيطة والقسم الآخر منها كما في جبال الألب يتكون من التواءات معقدة. وبطبيعة الحال هناك تدرج بين هذين النوعين من الالتواءات. وتشكل الجبال الالتوائية أعظم السلاسل الجبلية على سطح الأرض وتكون مرتبطة بوجود طبقات صخرية سميكة قياساً للمناطق المنخفضة المجاورة لها. وتكون معظم الصخور المكونة لها صخوراً رسوبية وتتخللها أحياناً صخور بركانية ومتحولة. ويعتقد أن هذا السمك العظيم لهذه التكوينات جاء نتيجة إلى ترسبها في الأصل داخل البحار الجيولوجية القديمة Geosyncline. وقد تعرضت تلك الرواسب إلى حركات ضغط شديدة أدت إلى التوائها وقد دفعت جذور الالتواءات نحو الأسفل داخل القشرة الأرضية فعلى سبيل المثال وصلت جذور الالتواءات في جبال الألب إلى عمق حوالي 60كم. وقد تعرضت الجبال الالتوائية كبقية أنواع الجبال والمظاهر الأرضية الأخرى إلى عوامل التعرية التي حورت كثيراً من أشكالها وجعلتها بصورة أقل ارتفاعاً مما كانت عليه عند بداية ظهورها. وفي خلال دورة التعرية التي تتعرض لها الجبال الالتوائية تتكون لدينا ثلاثة أنواع من السلاسل الجبلية ذات الطبقات الصخرية المحدبة Anticlinal وكذلك السلاسل الجبلية التي تكون طبقات صخورها مقعرة Synclinal ويحدث هذا النوع الأخير من السلاسل بسبب عوامل التعرية النهرية بشكل خاص وتبدو بشكل يشبه الهضاب الضيقة الطويلة وتكون قممها مكونة من سطوح مستوية ضيقة. وتنحدر هذه السلاسل بصورة فجائية بشكل حافات نحو الوديان المجاورة. أما النوع الثالث من السلاسل وهو معروف باسم سلاسل الالتواء الواحد Monoclinal فمن المحتمل أن يكون هذا النوع أكثر شيوعاً من النوعين السابقين. أما الوديان الموجودة بين السلاسل الجبلية الالتوائية فهي الوديان ذوات الطبقات الصخرية المحدبة وتنتج هذه الوديان بسبب عوامل التعرية وتمثل حالة عدم التوافق التي تحدث في التضاريس. وذلك لأن هذه الوديان كانت في الأصل سلاسل جبلية قديمة استطاعت عوامل التعرية وخاصة الأنهار أن تقلل من ارتفاعها كثيراً إلى دون مستوى الوديان القديمة. وهناك نوع آخر من الوديان يعرف باسم الوديان ذوات الطبقات الصخرية المقعرة Syniclinal. أما النوع الآخر فهو يعرف باسم الوديان ذات الالتواء الواحد البسيط Monoclinal التي تكون أكثر أنواع الوديان شيوعاً حيث تتعاقب الوديان والسلاسل الجبلية عندما توجد تكوينات صخرية تميل في اتجاه واحد.



شكل (142)
حافة انكسارية.

ب ـ الجبال الانكسارية Block Mountaines :

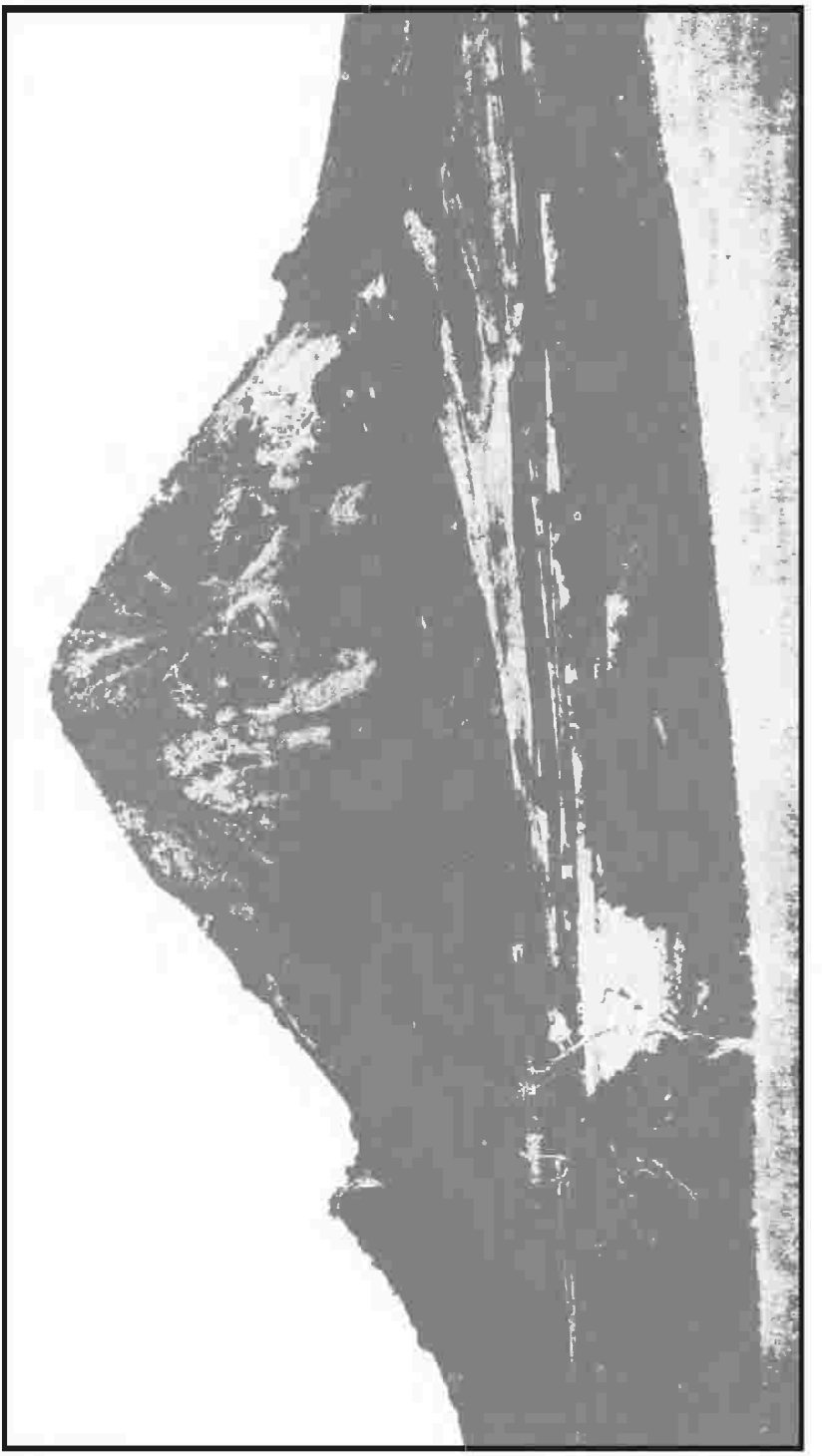
تنتشر الجبال الانكسارية في كثير من جهات العالم. وقد تتكون هذه الجبال بشكل كتل أرضية ترتفع نحو الأعلى بعد هبوط كتلتين أرضيتين تحيط بتلك الكتلة من جهتيها. وتعرف تلك الكتلة المرتفعة باسم هورست Horst. وتنتج الجبال الانكسارية أيضاً عندما ترتفع طبقات صخرية من جراء هبوط طبقات صخرية مجاورة لها أو حين تنتشر الانكسارات داخل التكوينات الالتوائية التي تتعرض لضغط عظيم يؤدي إلى انكسارها. وتتصف الجبال الانكسارية بأن درجة انحدار سفوحها لا تكون متشابهة. إذ تكون درجة انحدارها باتجاه خط الانكسار عالية أو كبيرة، أما الجهة الثانية فإن انحدارها يكون تدريجياً. ويشير إلى الجبال الانكسارية وجود حافة انكسارية ترتفع بشكل بارز فوق مستوى الإقليم المنخفض المجاور من جهة خط الانكسار. وتتراوح درجة انحدار هذه الجبهة في الأقاليم الجافة بين 20° ـ الوضع العمودي تقريباً. وتقطع السلاسل الجبلية هذه الأنهار التي ربما كانت موجودة قبل بداية تكون هذه الجبال ولذلك فإن جوانب وديان هذه الأنهار تكون مرتفعة وعمودية وذات ارتفاع متشابه من بداية الوادي النهري حتى نهايته. وتحول هذه الوديان النهرية الحافة الانكسارية عند تقطيعها إلى مجموعة من الأوجه المثلثة التي تؤكد بدورها هي الأخرى على موقع الحافة الانكسارية السابقة (شكل رقم 143). وتتكون بعض الدالات المروحية عند مناطق خروج تلك الوديان من الحافة الانكسارية باتجاه المناطق المنخفضة المجاورة خاصة إن كانت تلك الحافات واقعة في أقاليم جافة أو شبه جافة. ويظهر خط من العيون والينابيع على الأغلب عند قدمات تلك الحافات. كما ويظهر نشاط بركاني قرب بعض الحافات الانكسارية.

ومن أشهر الأمثلة على الجبال الانكسارية جبال السراة وجبال اليمن في الجزيرة العربية وكذلك الجبال الشرقية والغربية في لبنان وتعتبر أيضاً جبال الفوج والغابة السوداء في أوروبا جبالاً انكسارية.

جـ ـ الجبال القبابية Dome Mountains :

وتنشأ هذه الجبال التي لا توجد إلا بصورة منفردة من جراء عاملين: أولهما ناتج عن تقوس وتحدب الصخور السطحية نتيجة لاندفاع كتل من الصخور النارية الباطنية نحو الأعلى بشكل لاكوليث أو باثوليث مما يضطر الصخور العلوية لأن تتحدب وتتقوس مكونة جبلاً قبابياً. وتؤثر عوامل التعرية تأثيراً سريعاً على الصخور النارية وخاصة الأنهار فتزيلها وتتعرض بذلك الصخور النارية لعمليات الجو ولعوامل التعرية الأخرى ولذا فإن المظهر العام لهذا النوع من الجبال يكون بشكل مرتفع يتكون وسطه من صخور نارية صلبة تحيط به عند قاعدته صخور رسوبية أقل صلابة من الصخور النارية (شكل رقم 143). وبالنظر إلى أن درجة صلابة الطبقات الصخرية الرسوبية لا تكون متشابهة عادة لذلك يحدث تفاوت في درجات الارتفاع فيها. حيث تتعرض الطبقات اللينة منها إلى التعرية الشديدة وخاصة التعرية النهرية فتتحول إلى وديان وتبقى الطبقات الأكثر صلابة مرتفعة بشكل حافات أو سلاسل جبلية ليست مرتفعة تعرف باسم الكويستا Questa إذا كانت درجة الميل لكلا جانبيها غير متساوية وتسمى بظهر الحلوف Hogback إذا كانت متساوية.

وثانيهما ناتج عن نمو السدادات الملحية Salt Plugs. التي يعتقد أن وجودها ضمن طبقات صخرية أكثر كثافة يضطرها إلى الارتفاع نحو الأعلى الأمر الذي يجعلها ترفع الطبقات الصخرية الواقعة فوقها. وتسود هذه القباب في جهات كثيرة من الخليج العربي ويزيد ارتفاع بعض القباب الملحية عن 1200 متراً كما في قبة Namak الواقعة في جبال زاجروس إلى الشمال من مضيق هرمز رغم أن معظمها قليل الارتفاع. وتندفع من أعالي بعض القباب الملحية ما تشبه الألسنة نحو الأسفل تقارب في صورتها صورة ثلاجات الوديان. يعتبر جبل سنام في جنوب العرق قبة ملحية أيضاً. وفي بداية ظهور الجبال القبابية يكون نمط التصريف النهري لها إشعاعياً Radial ويتحول بعد أن تؤثر عليها عمليات التعرية إلى تصريف مدور أو دائري أو حلقي.



شكل (143)
جبل قلبي لاحظ القلب الناري والصخور الرسوبية التي تحيط به.

د ـ الجبال المعقدة Complex :

رغم ما ذكرناه في كلامنا عن أنواع الجبال على الكرة الأرضية فإننا نقول إنه لا يمكن اعتبار طريقة واحدة مسؤولة لوحدها فقط عن تكوين المرتفعات الجبلية إلا في بعض الجبال القليلة الوجود. ويعني ذلك أن القسم الأعظم من الجبال الموجودة على سطح الأرض شارك في تكوينه عدة عمليات ولذا فإن هذا النوع من الجبال يطلق عليه اسم الجبال المعقدة Complex Mountains. إذ نجد في هذه الجبال مظاهر معينة فيها تدل على وجود حركة التواء أثرت على صخور هذه المنطقة تتخللها انكسارات متعددة تدل بدورها على تعرض قسم من صخور هذه المنطقة إلى حركات انكسارية وقد نجد قسماً منها قبابي الشكل. وعندما نتفحص تركيب صخورها نجد في أغلب الحالات آثاراً لنشاط بركاني فيها كأن نجد سدوداً عمودية أو أفقية تتغلغل بين طبقات صخورها الأخرى ويعود إلى هذا النوع الأخير معظم السلاسل الجبلية الكبيرة في العالم. (شكل رقم 144).

شكل (144)
جبال معقدة تستند على بنية معقدة.

المراجع العربية

1 ـ أبو العينين حسن، **أصول الجيومورفولوجيا**، دار المعارف، القاهرة، 1968.

2 ـ جودت حسنين جودت، **معالم سطح الأرض**، دار النهضة العربية، بيروت، 1980.

3 ـ خروفة نجيب وجماعته، **الري والبزل في العراق والوطن العربي**، المنشأة العامة للمساحة، بغداد، 1984.

4 ـ الخشاب وفيق وآخرون، **علم الجيومورفولوجيا**، مطبعة جامعة الموصل، 1978.

5 ـ ساندرس جون، ترجمة مجيد عبود جاسم، **الجيولوجيا الفيزيائية**، مطبعة جامعة البصرة، البصرة، 1983.

6 ـ السنوي سهل وآخرون، **الجيولوجيا العامة**، مطبعة كلية العلوم، جامعة بغداد، بغداد، 1979.

7 ـ علي عبد الكريم علي، **علم الجغرافية الطبيعية**، دار الطباعة الحديثة، البصرة، 1969.

8 ـ العمري فاروق صنع اللّه وعبد الهادي يحيى الصائغ، **الجيولوجيا العامة**، مطبعة جامعة الموصل، 1974.

9 ـ كربل عبد الإله رزوقي وماجد السيد ولي، **الطقس والمناخ**، مطبعة جامعة البصرة، البصرة، 1978.

10 ـ كربل عبد الإله رزوقي، **المدخل إلى جغرافية البحار والمحيطات**، مطبعة جامعة البصرة، البصرة، 1985.

11 ـ كربل عبد الإله رزوقي، **الالتواءات النهرية: أساليب دراستها في علم الجيومورفولوجي**، مجلة كلية الآداب في جامعة البصرة، العدد 13، البصرة، 1977.

12 ـ كليو عبد الحميد أحمد، **الإنسان كعامل جيومورفولوجي**، نشرة دورية تصدر

عن قسم الجغرافيا في كلية الآداب، جامعة الكويت، الكويت، 1985.

13 ـ ملاخوف، **تحت ستار الأرض**، دار مير للطباعة، موسكو، 1975.

14 ـ النقاش عدنان، **مساهمات العلماء العرب المسلمين وإضافاتهم في علم الأرض**، آفاق عربية، العدد السادس، بغداد، 1985.

FOREIGN REFERENCES

1. Allison Iras and others, Geology, McGraw-Hill, New York, 1974.
2. Aniya Masamu, Landslide-Susceptibility mapping in the Amarhata River Basin, Japan, Annals, Vol-72, No.1, 1985.
3. Brady Nyle C., The Nature and properties of Soils, 8th Edition, Macmillan Publishing Co., New York, 1974.
4. Anikouchine William A, and Richard W. Sternberg, The World Ocean, Prentice-Hall, Englewood, 1978.
5. Brunsden Denys and John Doornkamp, The Unquite Landscape, David and Charles, Vancouver, 1973.
6. Barnson E.B and others, Introduction to Geology, McGraw-Hill, New York, 1963.
7. Butzer Karl W., Geomorphology from the Earth, Harper and Row, New York, 1976.
8. Cantor Leonard M.A. World Geography of Irrigation, Oliver and Boyd, Edinburg, 1970.
9. Cooke Ronald U. and Andrew Warren, Geomorphology in Desert, Batsford, London, 1973.
10. Cooke R. U. and J.C. Doorkamp, Geomorphology in Environmental Management, Clarendon, Oxford, 1978.
11. Crithfield H.J., General Climatology, New York, 1960.
12. Derbyshire E. and others, Geomorphological Processes, Dawson Westview Press, Chatham, 1979.
13. Dietrich Gunter, General Oceanography, John Wiley New York, 1963.
14. Dineley David, Rocks, Collins, London, 1976.

15. Donn William L., The Earth: Our Physical Environment, John Wiley, New York.

16. Dury G. H., The Face of the Earth, Penguin Books, London, 1974.

17. Dyer Keith R., Estuaries, A Physical Introduction, John Willey, London, 1973.

18. Dyson James L., The World of Ice, The Cresset press, London, 1963.

19. Embletom and Cuchlaine King, Glacial Geomorphology, Edward Arnold, London, 1975.

20. Encyclopedia Britannica, Vol., 9.

21. Encyclopedia Britannica, Vol., 10.

22. Encyclopedia Britannica, Vol., 16.

23. Finch Vernor C. and Others, Elements of Geography, Fourth Edition, McGraw-Hill, New York, 1957.

24. Flint Richard F. and Others, Physical Geology, John Wiley, Toronto, 1977.

25. Freeze Allan R. and John A. Cherry, Groundwater, PrenticHall, Englewood, 1979.

26. Gardener James S. Physical Geography, Har Per's College Press, New York, 1977.

27. Garner H.F., The Origin of Landscape, New York, 1974.

28. Gilluly James and Others, Principles of Geology, 4th. Edition, W.H Feeman, San Francisco, 1975.

29. Gregory K.J. and D.E. Walling, Drainage Basin Form and Process, Edward Arnold, Norwich, 1973.

30. Hamplin Keneth W., The Earth's Dynamic System, Burgess Publishing Company, Mineapolice, 1975.

31. Hance William A., The Geography of Modern Africa, Columbia University Press, New York, 1975.

32. Holmes Arthur, Principles of Physical Geology, Nelson, London, 1965.

33. John S. Brian, The Ice Age, Collins, London, 1977.

34. Keen M.J., An Introduction to Marine Geology, Pergamon, London, 1968.

35. King C., Beaches and Coasts, Edward Arnold, London, 1972.

36. King Cuchlaine A.M., Techniques in Geomorphology, Edward Arnold, London, 1975.

37. Knauss John A., Introduction to Physical Oceanography, Prentice-Hall, Englewood, 1978.

38. Larousse Encyclopaedia of the Earth, Paul Hamlyn, London, 1966.

39. Leopold Luna B. and Others, Fluvial Processes in Geomorphology, W.H Freeman, San Francisco, 1964.

40. Lobeck A.K., Geomophology, McGraw-Hill, New York, 1939.

41. Mabbutt J.A., Desert Land Forms, MIT Press, Cambride, Massachusetts, 1977.

42. Macdonald, Gorden A., Volcanoes, Prentice-Hall, Englewood, 1972.

43. Monkhouse F.j, Principles of Physical Geography, Hodder and Stoughton, London, 1975.

44. Moore W.G., Glaciers, Hutchinson Educational, London, 1972.

45. Moore W.G., Volcanoes, Hutchinson Educational, Essex, 1972.

46. Numann Gerhand and Willard J. Pierson, Principles of Physical Oceanography, Printice-Hall, Englewood, 1960.

47. O'Brien J.L. and others, Atlas of Land Forms, Hohn Wiley, New York, 1966.

48. Ollievr Cliff, Weathering, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1969.

49. Picard George L. 'Descriptive Physical Oceanography', Pergamon Press, Oxford, 1975.

50. Price R.J., Glacial and Fluvioglacial Land Forms, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1973.

51. Robinson Harry, Morphology and Landscape University Tutorial Press, London, 1977.

52. Ross David, Introduction to Oceanography, Prentice-Hall, Englewood, 1977.

53. Ruhe Robert V., Geomorphology, Houghton Mifflin, Boston, 1969.

54. Simpson Brian, Rocks and Minerals, Pergamon Press, Oxford, 1969.

55. Small R.J., The Study of Landforms, Cambridge University Press, Cambridge, 1978.

56. Sparks B.W., Geomorphology, Longmans, London, 1965.

57. Sparks B.W. Rocks and Relief, London, 1971.

58. Strahler Arthur N., Physical Geography, John Wiley, New York, 1975.

59. Tennissen Anthony C., Nature of Earth Materials, Prentice-Hall, Englewood, 1974.

60. Thornbury William D., Principles of Geomorphology John Wiley and Son, New York, 1969.

61. Trewartha Glenn T. An Introduction to Weather and Climate, McGraw-Hill, New York, 1943.

62. Trewarthha Glenn T. and Others, Fundamental of Physical Geography, McGraw-Hill, New York, 1966.

63. Tricart J, Structural Geomorphology, Longman, London, 1974.

64. Tryidale C.R., Analysis of Londforms, John Wiley, Sydney, 1976.

65. Van Riper Joseph E, Man's Physical World, McGraw-Hill, New York, 1971.

66. Ward R. C., Principles of Hydrology, McGraw-Hill, New York, 1967..

67. Weyl, Peter K., Oceanography, John Wiley, New York, 1970.

68. Weyman Darrell and Valerie, Landscape Processes, George Allen, London, 1977.

69. Worcester Philip G.,A Textbook of geomorphology, Affilated East-West Press, New York, 1965.

70. Gross G. Oceanography Charles E Merril Company Colombus, 1971.

فهرس المحتويات

المقدمة 5

الفصل الأول

الجيومورفولوجيا والمفاهيم الأساسية فيه 7
المفاهيم الأساسية في علم الجيومورفولوجيا 10
تضاريس الأرض 20
تضاريس الدرجة الأولى: 21
تضاريس الدرجة الثانية: 24
تضاريس الدرجة الثالثة: 24

الفصل الثاني

الصخور 26
أنواع الصخور 28
الصخور النارية The Igneous Rocks..... 29
تصنيف الصخور النارية: 30
الصخور النارية المتداخلة (الصخور الباطنية) Instrusive Rocks: 31
1 ـ الباثوليث Batholith: 32
2 ـ اللاكوليث Laccolith: 32
3 ـ اللوبوليث Lopolith: 33
4 ـ السدود الأفقية Sill or Sheet: 35
5 ـ السدود العمودية Dikes أو Dykes: 37
6 ـ الأعناق البركانية Volcanic Necks: 37
7 ـ الفاكوليث Phacolith: 39
الصخور النارية الظاهرية Extrusive Rocks..... 41
الصخور الرسوبية 45
1 ـ الرواسب الصخرية النشأة والتي تحطمت ونقلت بعمليات ميكانيكية 47
1 ـ صخور المجمعات Conglomerate: 49
2 ـ الصخور الرملية Sand Stones: 50
3 ـ الطفل أو الصخور الطينية Shale: 50
2 ـ الرواسب غير الحطامية والصخور الرسوبية الناتجة عنها Non-Clastic..... 51

أ ـ الرواسب الكيمياوية النشأة: 51
ب ـ الصخور الرسوبية العضوية النشأة: 52
الصخور المتحولة Metamorphic..... 53
أهم الصخور المتحولة 55
حركات القشرة الأرضية 56
بعض الأدلة على الحركات الأرضية الحديثة 60
1 ـ حركات الهبوط: 60
2 ـ حركات الارتفاع: 60

الفصل الثالث

التجوية Weathering..... 62
أنواع التجوية 63
1 ـ التجوية الميكانيكية (الفيزياوية): 63
1 ـ النشاط الحياتي: 69
2 ـ التجوية الكيمياوية: 70
العوامل المؤثرة في التجوية 74
1 ـ نوعية الصخور: 74
2 ـ المناخ: 75
3 ـ التضاريس: 78
بعض الأشكال الأرضية الناتجة عن التجوية 78
نتائج عملية التجوية: 79
التربة 82
1 ـ التربة المتبقية أو المتخلفة 83
2 ـ الترب المنقولة Transported: 85
1 ـ التربة التثاقلية Gravity Soil أو Colluvial: 85
2 ـ التربة الطموية Alluvial: 86
3 ـ التربة الجليدية Glacial Soils: 86
4 ـ تربة قيعان البحيرات Lacustrine: 86
5 ـ التربة الهوائية Eolian soil: 87

الفصل الرابع

المياه السطحية الجارية 88
الأنهار 88
مصادر مياه الأنهار: 90
توزيع التساقط على سطح الأرض: 91

المياه السطحية الجارية Runoff : 94
تصنيف الأنهار : 96
تصنيف الأنهار تبعاً لنظمها 98
1 ـ الأنهار ذوات النظام البسيط : 98
2 ـ الأنهار ذوات النظام المزدوج : 98
3 ـ النظام المركب : 99
تصنيف الأنهار تبعاً لمراتبها River Orders..... 99
تصنيف الأنهار تبعاً لنمط التصريف Drainage Pattern..... 101
1 ـ نمط التصريف النهري الشجري Dendritic : 101
2 ـ نمط التصريف المستطيل (المتعامد) Rectangular : 101
3 ـ نمط التصريف التكعيبي Trellis : 101
4 ـ نمط التصريف النهري المدور Annular : 103
5 ـ نمط التصريف النهري الإشعاعي Radial : 103
تصنيف الأنهار تبعاً لنشأتها Genetic Classification..... 103
1 ـ الأنهار التابعة Consequent : 103
2 ـ الأنهار التالية Subsequent : 104
3 ـ الأنهار العكسية Obsequent : 104
4 ـ الأنهار الحديثة Resequent : 106
5 ـ الأنهار العشوائية Insequent : 106
بعض التحويرات التي تتعرض لها الأنهار 107
الأسر النهري Stream Capture : 107
الأنهار والوديان الغارقة : 109
الأنهار المحجوزة Ponded Streams : 111
التحويرات التي تقوم بها الثلاجات على الأنهار : 112
الفيضانات Floods : 112
عمل النهر : 115
التعرية النهرية : 119
الترسيب النهري : 120
الأنهار ذوات الحمولة الفائضة Overloaded : 121
مستوى القاعدة Base Level : 122
التضاريس الناتجة عن التعرية النهرية : 124
1 ـ الخوانق النهرية والوديان العميقة Canyons and Gorges : 125
2 ـ الشلالات والجنادل Waterfalls and Rapids : 126
أ ـ تبعاً لارتفاعها 131

3 ـ الحفر الوعائية Potholes: 132
4 ـ التضاريس الناتجة عن التعرية النهرية في مرحلة النضج: 132
5 ـ التضاريس الناتجة عن التعرية النهرية في مرحلة الشيخوخة: 133
التضاريس الناتجة عن الترسيب النهري: 134
خصوبة الرواسب الطموية: 145
دورة جيومورفولوجية نهرية: 147
مرحلة الشباب: 147
مرحلة النضج: 147
مرحلة الشيخوخة: 148
إعادة الشباب Rejuvenation: 148
التضاريس ذوات العلاقة بحالة إعادة الشباب: 150
1 ـ السهول التحاتية المرتفعة: 150
2 ـ الالتواءات النهرية الغائرة أو العميقة Incied Meanders: 150
3 ـ المصاطب النهرية River Terraces: 151
4 ـ الوديان النهرية المعلقة: 154

الفصل الخامس

الجليد وآثاره الجيومورفولوجية 155
الحقول الثلجية: 155
تحول الثلج إلى جليد: 157
أنواع الثلاجات: 158
1 ـ الثلاجات القارية Continental Glaciers: 158
حركة الجليد: 166
نهاية الثلاجات: 168
مظاهر سطح الثلاجات: 170
عمل الجليد: 178
التعرية الجليدية 181
التضاريس الناتجة عن التعرية الجليدية 184
1 ـ الوديان الجليدية: 184
2 ـ الوديان المعلقة Hanging Valleys: 185
3 ـ الحلبات الجليدية: 187
4 ـ الحافات المسننة Aretes: 189
5 ـ القرون الجليدية Horns: 190
6 ـ الـ Nunataks (الصخور الناتئة): ١٩١
7 ـ الفيوردات: 191

8 ـ الصخور الغنمية Roches Moutonnées : 192
9 ـ سلالم العمالقة Cyclopean Stairs : 193
10 ـ الحلبات المزدوجة Tandem Cirques : 195
الترسيب الجليدي 195
1 ـ الركامات النهائية Terminal Morains : 196
2 ـ الركامات الجانبية : 197
3 ـ الركامات السفلى : 197
الأشكال الترسيبية ـ الجليدية 198
التضاريس التي تكونها الثلاجات القارية 199
1 ـ تلال الدراملين Drumlins : 202
2 ـ الصخور الضالة Erratic أو Erratic Blocks : 202
3 ـ الأشكال الترسيبية الجليدية ـ المائية : 204

الفصل السادس

الرياح وأثرها الجيومورفولوجي 207
عمل الرياح 208
تعرية الرياح 208
1 ـ عملية التفريغ Deflation : 209
2 ـ عملية النحت (الصقل) Abrasion : 211
نقل الرياح 213
ترسيب الرياح 216
1 ـ تربة اللويس : 216
2 ـ الكثبان الرملية : 219
الأنهار في الأقاليم الجافة 222
الأشكال الأرضية التي تكونها الأنهار في الأقاليم الجافة 223
1 ـ الأراضي المضرسة Badland : 223
2 ـ البلايا Playa : 225
3 ـ البجادا Pajada : 226
4 ـ البيدمنت Pediment : 226
دورة التعرية في إقليم ذي مناخ جاف 227

الفصل السابع

الأمواج وآثارها الجيومورفولوجية 231
العمليات الجيومورفولوجية على السواحل 233
التيارات الساحلية 238

عمليات التعرية التي تقوم بها الأمواج والتيارات 238
1 ـ الضغط المائي: 239
2 ـ النحت: 239
3 ـ الذوبان: 241
4 ـ الأحياء: 241
معدل تعرية الأمواج 242
الأشكال الأرضية الناتجة عن تعرية الأمواج 244
الأشكال الأرضية الناتجة عن ترسيب الأمواج 246
1 ـ الشواطئ المسننة Beach Cusps: 249
2 ـ الحواجز الرملية Sand Bars: 249
3 ـ الحواجز الرملية البعيدة عن الساحل Offshore Bars: 250
4 ـ الشواطئ الرملية: 250
تصنيف السواحل 253
1 ـ تصنيف جونسون: 254
2 ـ تصنيف شبرد: 255
3 ـ تصنيف فالنتين: 256
أولاً: السواحل المتقدمة: 256
ثانياً: السواحل المتراجعة: 256
4 ـ تصنيف ديفز: 257
الشعاب والجزر المرجانية 259
الظروف الملائمة لتطور المرجان 260
أصل الحواجز المرجانية 263

الفصل الثامن

المياه الباطنية والأشكال الأرضية ذوات العلاقة بها 267
مصادر الماء الباطني 268
المسامية والنفاذية Porosity and permeability 269
حركة الماء الباطني والعمق الذي يصل إليه 273
مستوى الماء الباطني Water Table 274
الينابيع Springs 278
الينابيع الحارة والنافورات 280
طبيعة عمل النافورات 282
عمل الماء الباطني 286
المظاهر الكارستية Karst Topography 288
الظروف الضرورية لتكوين الأشكال الكارستية 289

الكهوف والأشكال ذوات العلاقة بها 291

الفصل التاسع

البحيرات والمستنقعات 299
البحيرات 299
أصل الأحواض البحيرية 302
1 ـ البحيرات الناتجة عن عمل الجليد: 303
أ ـ الأحواض الموجودة في الركامات الجليدية الأرضية: 304
ب ـ الأحواض الجيرية الواقعة خلف الركامات النهائية والركامات الجانبية: 304
جـ ـ الأحواض الجيرية الناتجة عن تعرية الجليد: 305
د ـ أحواض البحيرات الناتجة عن حجز الجليد: 306
2 ـ البحيرات الناتجة عن عمل المياه السطحية الجارية: 306
أ ـ الأحواض الغاطسة: 306
ب ـ الأحواض الموجودة فوق السهول الفيضية والدلتاوات: 307
جـ ـ الأحواض الناتجة عن السداد الطافية: 308
3 ـ الأحواض التي تكوّنها الرياح: 309
4 ـ الأحواض الناتجة عن الحركات الأرضية: 310
5 ـ الأحواض الناتجة عن النشاط البركاني: 312
6 ـ الأحواض الناتجة عن الانزلاقات الأرضية: 312
7 ـ الأحواض الناتجة عن عملية الذوبان: 314
8 ـ الأحواض الناشئة من الأمواج والتيارات الساحلية: 315
9 ـ الأحواض التي تكوّنها الأحياء: 315
مصادر مياه البحيرات 320
البحيرات المالحة: 320
نهاية البحيرات: 322
المستنقعات Swamps..... 324

الفصل العاشر

البراكين والأشكال الأرضية المتعلقة بها 327
تصنيف الثورة البركانية 329
1 ـ نمط هوائي Hawailian Type: 331
2 ـ نمط سترومبولي Strombolian Type: 332
3 ـ نمط فولكان Volcanian: 334
4 ـ نمط بيلية Pelecan Type: 334
التوزيع الجغرافي للبراكين وعلاقته بكيفية تكونها 335

الأشكال الأرضية الناتجة عن براكين الثورة المركزية 340
الأشكال الأرضية المرتفعة 341
1 ـ المخاريط المركبة: 341
2 ـ مخاريط الخبث Cinder: 342
3 ـ المخاريط الرشاشة Spatter Cones: 347
4 ـ القباب والتلال البركانية: 347
5 ـ السهول الناتجة من تجمع الحمم البركانية والرماد والخبث البركاني: 350
6 ـ مجاري الطين Mud Flows: 350
7 ـ السدادات البركانية Volcanic Plugs: 351
الأشكال الأرضية المنخفضة 352
1 ـ الفوهات البركانية: 352
2 ـ الكالديرا Caldera: 353
الأشكال الأرضية الناتجة عن ثورات الشقوق 355

الفصل الحادي عشر

السهول والهضاب والجبال 358
أصل وتصنيف السهول 359
1 ـ السهول الناشئة عن الحركات الأرضية Diastrophic: 359
2 ـ السهول التحاتية Peneplaines: 359
3 ـ السهول الفيضية وسهول الدلتا: 361
4 ـ السهول الجليدية: 361
الهضاب 362
1 ـ الهضاب الناتجة عن الحركات الأرضية: 362
2 ـ الهضاب البركانية: 363
3 ـ هضاب التعرية: 364
الجبال 364
1 ـ الجبال البركانية: 364
2 ـ الجبال المتخلفة أو (جبال التعرية): 365
3 ـ الجبال الناتجة عن الحركات الأرضية: 365
أ ـ الجبال الالتوائية Folded Mountains: 366
ب ـ الجبال الانكسارية Block Mountaines: 367
جـ ـ الجبال القبابية Dome Mountains: 368
د ـ الجبال المعقدة Complex: 370
المراجع العربية 372
FOREIGN REFERENCES..... 373