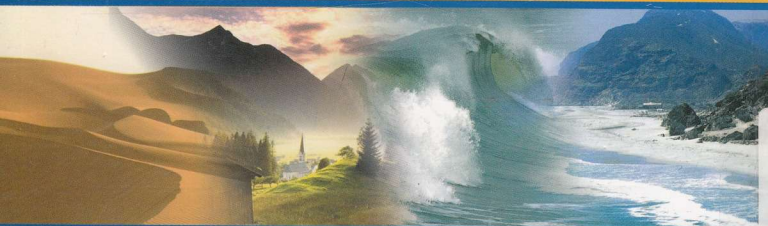


أشكال السطح

دراسة في أصول الجيومورفولوجيا

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية
كلية الآداب - جامعة القاهرة



دار الثقافة العربية
القاهرة ٢٠١١

الطبعة الثالثة



حيث لا إحتكار للمعرفة

www.books4arab.com

أشكال السطح

دراسة فى أصول الجيومورفولوجيا

الدكتور

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية - كلية الآداب

جامعة القاهرة

الطبعة الثالثة

القاهرة

٢٠١١

اسم الكتاب : أشكال السطح
دراسة في أصول الجيومورفولوجيا
المؤلف : أ.د. جودة فتحى التركمانى
رقم الإيداع : ٢٤١٤٤/٢٠١٠
الترقيم الدولى : 8-322-222-977
حقوق الطبع والنشر محفوظة للمؤلف

دار الثقافة العربية

القاهرة ٢٠١١

المقدمة

تعتبر الدراسات الجيومورفولوجية من الدراسات العريقة فى مجال الجغرافيا، وقد تناول الجغرافيون بعض جوانب منها وبعض العمليات وبعض الأشكال ووصفوا الكثير منها، بل وتضمنتها أشعارهم. وما أن بدأت الجغرافيا كعلم فى التوسع والتعمق حتى أصبحت له فروعاً عديدة ومنها الجيومورفولوجيا الذى بدأ ينفرد كفرع من فروع الجغرافيا منذ قرابة قرن من الزمان.

والكتاب الذى بين أيدينا الآن يعالج معظم الأشكال الرئيسية التى يهتم بها علم الجيومورفولوجيا يسير بمنهج أصولى فى معالجة الأشكال التى أنتجتها العوامل المختلفة، وفى نفس الوقت بمعلومات حديثة وعصرية، ويطرق وصفية وأساليب رياضية بما انتهى إليه هذا العلم فى أواخر القرن العشرين.

والكتاب فى طبعته الثالثة قد تم تنقيحه، وتصحيح الأخطاء اللغوية، والأخطاء المطبعية، وتوضيح بعض المفاهيم كل فى موضعه، وضبط مواضع توثيق الجداول والأشكال المعبرة، وإعادة رسم بعض الأشكال وإخراجها بشكل أفضل وإضافة بعض الخرائط والأشكال المجسمة للتعبير وزيادة الإيضاح.

المؤلف

الفصل الأول

الجيومورفولوجيا : الفروع والمجالات

تطور الفكر وفروع العلم

كانت الدراسات الجيومورفولوجية فى الماضى وصفية، وتلحق بصميم الدراسات الجغرافية تارة، وتشير إليها الدراسات الجيولوجية بين ثناياها تارة أخرى، ولم تكن لها نظرية أو قواعد وقوانين تحكم أفكار هذا العلم قبل القرون الثلاثة الماضية. ومع تطور العلم، والميل إلى التخصص بدأت الجيومورفولوجيا تأخذ شخصيتها المستقلة بين الدراسات الجغرافية حتى أصبح لها متخصصون وعلماء ركزوا اهتمامهم بهذا العلم.

فقد كانت الدراسة الجيومورفولوجية تُضمّن مع الدراسات الجغرافية الأخرى، وحينما أصبحت الجغرافيا الطبيعية بكل فروعها تنشر فى محتوى واحد كانت الدراسة الجيومورفولوجية تأخذ النصيب الأكبر، حتى أصبح كل فرع من فروع الجغرافيا ينشر فى دراسة مستقلة، وهنا ظهرت الكتب التى تتخصص فى الدراسة الجيومورفولوجية سواء الأصولية منها أو التطبيقية.

الفكر الجيومورفولوجي^(١) الحديث :

يعتبر البرخت بنك A.Penck وهو ألماني الأصل أول من ألف كتاباً فى الجيومورفولوجيا وترجم تلاميذه المصطلحات السلوفاكية إلى الألمانية من لغة السلاف، ثم انتقلت إلى الفرنسية والإيطالية وإلى لغات أخرى. أما رائد الجيومورفولوجيا الحديثة فهو جيمس هاتون. وقد ظهرت مدرستان فى الدراسة الجيومورفولوجية، الأولى منها اعتتقت مبدأ الطفرة والثانية أخذت بمبدأ التدرجية.

وظلت الدراسات فى الجيومورفولوجيا لفترة طويلة فى الماضى تشير إلى أن الأشكال الأرضية مثل المسيلات المائية والخواق وغيرها باعتبارها من أشكال السطح

(١) كلمة Geomorphology هى كلمة يونانية الأصل وتكتب Ghomorfology وتعنى فى

اليونانية علم جمال الأرض، وأصبح المسمى الشهير جيومورفولوجيا.

التي نشأت بطريقة فجائية، وأن كل ما أصاب سطح الأرض ولدى إلى تقطعها قد حدث بشكل سريع، وعرفت هذه المدرسة في الجيومورفولوجيا باسم مدرسة التطرفة Catastrophists وظل فكر هذه المدرسة حتى بدايات القرن التاسع عشر.

وجاءت مجموعة أخرى اعتقدوا بأن قوى العوامل الطبيعية التي تمارس نشاطها يومياً وببطء شديد تكون كافية تماماً لحدوث تغيرات كبيرة على سطح الأرض بعد أن تمارس عملها لفترة طويلة من الزمن تكون كافية لحدوث هذا التغير، وعرفت هذه المدرسة التي تبنت هذه الأفكار باسم مدرسة التطور البطيء Uniformitarianism والتي أخذت بمبدأ التكرارية. وقد استمدت هذه المدرسة أفكارها من التغيرات الجيومورفولوجية التي تحدث في الأشكال الأرضية والتي يصعب على الفرد خلال فترة حياته القصيرة أن يلاحظها أو يتبعها، ولكن تراكم الأحداث يؤدي في النهاية إلى وضوح التغير، وما أقصر عمر الإنسان في ملاحظة مثل هذه التغيرات.

وترجع أفكار مدرسة التطور التدريجي البطيء إلى كتابات جيمس هاتون في إسكتلندا، وهو من أشهر مفكرى الجيولوجيا، ولاقت أفكاره الجديدة قبولاً لدى الجغرافيين.

فقد شرح هاتون العمليات الجيومورفية Geomorphic Agents البطيئة في التعرية الهوائية على سطح الأرض، ووصف تأثير عملية التجوية التي يحدثها الغلاف الهوائي، والتجوية الكيميائية التي تقوض الصخر، وتدمير السطح بطرق مختلفة، وعمليات التآكل والنحت وتكوين التربة بفعل العمليات الميكانيكية والكيميائية للمياه. كما تناول هاتون أيضاً فعل للمياه للجارية في نحت ونقل الرواسب من القارات إلى المحيطات، وعملية هبوط الرواسب للخشنة ثم الناعمة في عملية إرسائها بالمحيطات والبحار بشكل متدرج وعملية تجمعها للبطيء وتمكاسها حتى تكون لنا صخوراً رسوبية بعد ذلك، وأطلق على هذه العملية دورة

التقويض والبناء. المهم أن هاتون وجه الأنظار إلى مقارنات ذات أهمية فى الدراسات الجيومورفولوجية والتي ما زالت تمثل حتى اليوم أساساً للبحث والدراسة الجيومورفولوجية لأشكال عديدة على سطح الكرة الأرضية (Zittle, 1968, p.14).

وقد اعتمد ولیم موريس ديفز Davis على أفكار كثيرة مما وردت فى دراسات هاتون، وتفرّد ديفز بآراء جديدة فى الفكر الجيومورفولوجى والتي ما زالت تمثل حتى اليوم أساساً للبحث (Zittle, 1968, p.14).

وقد اعتمد ولیم موريس ديفز Davis على أفكار كثيرة مما وردت فى دراسات هاتون، منها أن الحاضر مفتاح الماضى The present is the key to the past أى أن الصورة الحالية للأشكال الجيومورفولوجية تعكس ما تعرضت له هذه الأشكال من عمليات، وبالتالي نوعية العامل الذى كونها، وإمكان استنتاج طريقة التكون ومراحل التطور التى أوصلت المظهر التضاريسى إلى هذه الصورة. كما أخذ ديفز بمبدأ التطور التدريجى البطئ الذى قدمه هاتون للجيومورفولوجيين. وقد أظهر ديفز فى كتاباته أيضاً اختلاف أشكال السطح حسب العوامل التى تحكمها وهى : البنية Structure والتركيب الجيولوجى، والعمليات Processes التى تتعرض لها الأشكال عن طريق عوامل تمارس نشاطها على السطح، وأخيراً المراحل التى تمر بها الأشكال stages (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ٥١).

وقد ظهر أحد أصدقاء هاتون الذين اهتموا بدراسة العلوم الرياضية وهو جون بلايفير J.Playfair الذى قام بأعادة طبع كتاب هاتون الذى ألفه عن نشأة الأرض وكان بعنوان illustration of the Huttonian theory of the Earth. وفند فيه شرح نظرية هاتون عام ١٩٠٢، ومميزاتها وأوضح الأسلوب والفكر الذى أورده هاتون فى معالجته للموضوعات، وذكر بلايفير مقولته الشهيرة وهى : أن كل نهر يتكون من مجرى رئيسى، تغذية روافد متباينة، وكل منها يجرى فى وادى مناسباً لحجمه، وتكون كلها نظم أولية بحيث يتصل كل منها بإحداها الأخرى (Lobecke, 1939, p.176).

وتعتبر فكرة قانون بلايفير السابق ذكرها عن حقيقة جيومورفولوجية وهى اتصال المجارى النهرية بروافدها عن طريق وصلات. وقد اختبر نظريته من خلال دراسته للخوانق فى الأقاليم الجافة، وجمع بلايفير ملاحظاته مستنتجاً بعض الأفكار التى ذكرها هاتون على فعل العوامل البيئية التى ينتج عنها تغيرات جيومورفولوجية تراكمية عبر الزمن، مما مهد الطريق أمام بلايفير للوصول إلى النظم النهرية من جهة، وسطوح للتسوية Penepains من جهة أخرى.

العلاقة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا :

أشار لوبك ١٩٣٢ إلى علاقة هذا العلم بالجيولوجيا وذكر بأن علم الجيومورفولوجيا ينتمى جزئياً إلى علم الجيولوجيا والذى إنسلخ أساساً عن علم الجغرافيا وهى بمثابة الأم الكبرى. ويعتبر هذا العلم الذى يهتم بدراسة الأشكال الأرضية وملامح سطحها بمنظور الجيولوجى المتخصص وعلاقته بعلم المعادن وعلم الصخور petrology، وعلم النبات القديم، وعلم الطبقات. وتضيف كل من الجيولوجيا البنائية والجيولوجيا الديناميكية معلومات للفهم الجيد للجيومورفولوجيا، وذلك عن طريق شرح تطور ملامح سطح الأرض، كما يظهر من شكل (١).

وهناك صلة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا فى عدة جوانب منها :

- أن الجيولوجيا تزود بأنواع الصخور وخصائص كل نوع بما يمكن الجيومورفولوجيا من توظيفها فى العمليات الجيومورفولوجية، وتفسير تباين معدلات التآكل حسب اختلاف درجة استجابة أنواع الصخور للتآكل والتقويض.
- أن الجيولوجيا توضح الصورة التفصيلية للبنية من صدوع وانكسارات وفوالق والتى تمثل مواضع ضعف بنائى، تستطيع الجيومورفولوجيا من خلالها تفسير طريقة تكون بعض الملامح والأشكال ذلت الأصل البنائى أو دور البنية فى مساعدة العوامل الخارجية لقيامها بتشكيل السطح.

• أن الجيومورفولوجيا تكون بداية دراستها في أعلى السطوح الصخرية للقشرة الأرضية والتي تمثل نهاية للدراسة الجيولوجية، ولهذا فهناك تكامل جزئى حيث يشتركان في مادة الدراسة نفسها وهى الصخر سواء الصلب منه أو الرواسب التى تتكثت عنه.

• تزود الجيومورفولوجيا دارسى الجيولوجيا بالتغيرات المعاصرة أو الحديثة أو فى الماضى الجيولوجى القريب وميكانيكية هذا التغير من خلال قواعدها ونظرياتها الخاصة بتطور كل شكل من الأشكال الأرضية.

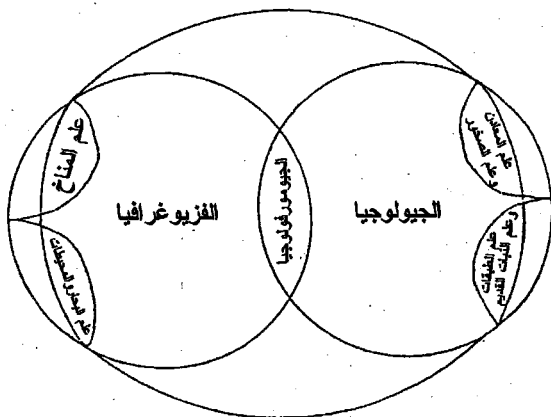
العلاقة بين الجيومورفولوجيا والمناخ :

يزود المناخ علم الجيومورفولوجيا بخصائص العناصر والعوامل الجوية التى تؤثر فى الصخر وتعمل على إيجاد العامل، وذلك من خلال الطاقة الناتجة عن هذه العناصر المناخية مثل طاقة الرياح أو الطاقة الشمسية المؤثرة فى عملية التجوية.

وتمثل أشكال وصور التكايف فى علم المناخ عوامل ذات فعالية فى التجوية والنحت. فالبرد والأمطار والتساقط الثلجى والضباب كلها تحمل الرطوبة التى تؤثر فى التجوية الميكانيكية والكيميائية وتعمل على إذابة أو تفكك الصخور.

ومن خلال سيادة الرياح فى البيئات الجافة أو سيادة الأمطار أو التساقط الثلجى فى البيئات المعتدلة تصبح هناك علاقة بين النطاقات المناخية وتوزيع الأشكال الجيومورفولوجية.

ومن خلال مجموعة الطرق أو التكنيك فى الجيومورفولوجيا مثل التحليل المكانى، وتحليل العلاقة بين الشكل والعملية الجيومورفولوجية ذات الصلة بالمشكلات الجيومورفية-المناخية، أصبح ينظر أيضاً للمناخ باعتباره مؤثراً وفعلاً فيما يعرف بعملية المناخ climate-process. ولهذا أصبح ينظر إلى الجيومورفولوجيا المناخية باعتبارها فرعاً جديداً للعملية الجيومورفولوجية (Derbyshire, 1976, p.4).



العلاقة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا وفروع علم الجغرافيا

شكل (١)

إن الجيومورفولوجيا ذات النشأة المناخية، والجيومورفولوجيا المناخية التقليدية تتجه نحو تصنيف شكل السطح في نطاقات عالمية محددة تحديداً مناخياً، ونباتياً أو ما يشار إليه بأنواع ومعدلات العمليات الجيومورفية وهي نتيجة لاعتبارات جغرافية وتأثيرات مناخية قديمة. فأشكال السطح ورواسبها تحتاج في بعض الجوانب الضرورية لإعادة بناء كثير من الأحوال المناخية التي كانت سائدة في عصر البليستوسين سواء الثابتة أو المتحركة والتي تتسم بالديناميكية. كما أضافت الجيومورفولوجيا كثيراً من البارامترات أو المقاييس التي تمكن من قياس العلاقة بين المناخ العام والمناخ التفصيلي وتجمعات أشكال السطح.

ويعتمد حجم التباين المكاني لعمليات النحت على المتغيرات المناخية التي تعكس أن هناك أهمية كبيرة لتأثير كل من التساقط والجريان السطحي وعلاقته بالتساقط الموسمي. كما أن هناك علاقة بين المتغيرات المناخية أو خصائص العناصر المناخية وكمية الرواسب المنقولة في المجارى المائية وحمولة المياه من الرواسب.

العلاقة بين الجيومورفولوجيا والتربة :

أصبح علم التربة الآن علماً مستقلاً على يد المدرسة الروسية ورأسدها ديكويتشف، ويمثل علم الجيومورفولوجيا أحد فروع الجغرافيا حيث أصبح علماً داخل الوعاء الجغرافي الكبير الذي تبلور قبل علم التربة، ومع ذلك توجد علاقة مباشرة تربطهما، ويمكن توضيح العلاقة المتبادلة بين الجيومورفولوجيا وعلم التربة على النحو التالي :

(أ) دور علم التربة في دعم الجيومورفولوجيا :

- أن علم التربة يعزز الجيومورفولوجيا، حيث تلعب التربة دوراً بكونها منطقة التقاء بين الغلاف الهوائي والعمليات الجيومورفولوجية الموجودة على السطح والصخر الذي يقع أسفل منها، لذا فإن قطاع التربة يعكس تاريخ الانسكيب.

وقد اشار تريكارث وكاليه Tricart & cailleux عام ١٩٧٢ إلى قانون هام لجيومورفولوجية التربة وهو أن النحت للكميائي يمثل تقريباً نتاجاً لعمليات تشكيل التربة بشكل مكثف، وأن التطور الطبيعي للتربة إنما يتم أساساً بحدوث تطور كبير بفعل النحت الميكانيكي وهى عمليات جيومورفولوجية.

- إن الملاحح البيدولوجية تزودنا بمعلومات هامة تساعد فى التعرف على تطور اللاندسكيب على المدى البعيد، وذلك من خلال التربة القديمة المدفونة Buried soils التى تمكننا من عمل إعادة تصور وبناء للصورة الماضية للبيئة القديمة التى كونتها، وبالتالي فإنها تعطينا أيضا هيئات وصور أصلية لحالة الثبات أو عدم الثبات الجيومورفولوجى للمنطقة.

- إن علم التربة أصبح يزود الجيومورفولوجيا بالتغيرات الدورية ولتى تحدث على فترات زمنية قصيرة ويشكل مكثف وتعمل على تطور اللاندسكيب، حيث تهتم الجيومورفولوجيا بالتوازن الديناميكي وعلم التربة هو الذى يستطيع أن يحدد الجيومورفولوجيا بهذه المعلومات الحيوية.

(ب) دور الجيومورفولوجيا فى علم التربة :

يهتم علم الجيومورفولوجيا بتمييز وتحديد تاريخ نشأة الأشكال الأرضية والأسطح الجيومورفولوجية بدقة، وأشكال السطح المختلفة Landforms ولذلك فهى تعطى علم التربة بعض المؤشرات عن طول الفترة الزمنية التى استغرقتها عملية تكوين التربة.

وقد طبقت هذه الطريقة على سبيل المثال على الكثبان الرملية، والركامات الجليدية، كما أن كثيراً من السهول الساحلية ارتبطت فى نشأتها بانخفاض مستوى سطح البحر فى عصور مختلفة وبمناسيب مختلفة أيضاً، والرواسب التى تكونت وتطورت تكون متشابهة. لذلك فالاختلاف فى اللون، والنسيج، والمكون المعدنى، فى تربة السهل الساحلى جنوب شرق الولايات المتحدة كلها تمكن من الفصل بين الرواسب الهوائية والبحرية والفيضية.

إن التكامل بين علم التربة والجيومورفولوجيا أو ما يعرف باسم البحث البيوجيومورفي pedogeomorphie يعتمد أساساً على مناقشة أصل التربة، وحركة المياه على السطح، وحركة التربة على السطح، ومبدأ السلسلة cantina concept، وعلاقة التربة بحوض التصريف، حيث أن هناك علاقة ثلاثية بين المياه، وحيبيات التربة، والمظهر التضاريسي أو وحدة سطح الأرض Land surface، وترتبط بها كلها عمليات جيومورفولوجية وبيدولوجية (Gerrard, 1981, p.187).

وقد أصبح علم التربة الآن يعتمد في تصنيفاته للتربة على أساس أنواع الأشكال الجيومورفولوجية، ولذا فإن الأشكال الجيومورفولوجية تمثل أساساً ضرورياً في التصنيف، حيث تختلف كل ظاهرة في مقدار تأثيرها بالعمليات سواء النحت أو الإرساب، وتختلف في العامل المكون لها، حيث تتراوح ما بين العامل الجليدي والعامل الفيضي أو النهري، وعامل الرياح، أو التجوية الموضعية وتأثير عامل الجاذبية الأرضية وينتج عنها كلها تربة متباينة.

فهناك تربة المدرجات النهرية، وتربة رواسب الأودية خاصة بطون الأودية الجافة، وتربة الكثبان والفرشات الرملية، وتربة اللويس وتربة المجروفات الجليدية، وتربة البلايا وكلها تربة منقولة وتم إرسابها، أما تربة السفوح وتربة الأرصعة الصحراوية فهي تربة محلية موضعية نشأت في مكانها بعمليات التجوية، وكل منها يرتبط بمظهر جيومورفولوجي أثرت فيه عمليات جيومورفولوجية متميزة.

فروع الجيومورفولوجيا :

نظراً للتطور الذي شهده الدراسات الجيومورفولوجية من الدراسات الوصفية إلى الدراسات التحليلية، ومن الدراسات الإقليمية التي تناولتها الدراسات الأمريكية إلى الدراسات التفصيلية الدقيقة على مستوى المساحة الصغيرة ولأصغر وحدة مساحة facet، لذا فإن الدراسات الجيومورفولوجية أصبحت تنقسم بشئ من التركيز، وأصبحت هناك مجالات دراسية واسعة إما حسب العامل

الجيومورفولوجى أو حسب البيئة المناخية أو طبيعة الصخور التى تتكون منها وتتشكل فيها الظاهرة الجيومورفولوجية.

أولاً : فروع الجيومورفولوجيا حسب العامل الجيومورفولوجى :

توجد مجموعة من الدراسات الجيومورفولوجية على المستوى العالمى منها تنقسم إلى :

(١) **جيومورفولوجية الأنهار** Fluvial Geomorphology أو الجيومورفولوجيا الفيضية وهى التى تهتم بدراسة الأشكال والعمليات التى تقوم بها مياه الأنهار والمراحل التطورية التى تمر بها أوديتها من شباب ونضج وشيخوخة، ومن رواد هذا الفرع ولیم موریس ديفز، وليوبولد، وشم، وسترهلر، وهورتون، وجريجورى.

(٢) **جيومورفولوجية الصحارى** Desert Geomorphology وهى التى تهتم بدراسة الأشكال الموزعة بالصحارى وبالمناطق الجافة، سواء تكونت الآن أو فى الماضى، وتوزيعها، وتصنيفها، والعمليات التى تقوم بها الرياح والأمطار القليلة والحرارة المرتفعة من تجوية ونحت ونقل وإرساب، والأشكال الجيومورفولوجية الموزعة بهذه المناطق الجافة، ومراحل تطور كل شكل منها، بالإضافة إلى دورة التعرية فى الصحراء على مستوى إقليمى كبير، ومن رواد هذا الفرع رونالد كوك R. Cook ووارين ودورنكامب وقد سبقهم باجنولد.

(٣) **جيومورفولوجية السواحل** Coastal Geomorphology : وتهتم بنشأة السواحل، وتصنيف السواحل، ودراسة للعمليات الجيومورفولوجية الساحلية والعوامل المشكلة للمنطقة الساحلية، وأشكال النحت وأشكال الإرساب للشاطئية ومراحل تطور كل ظاهرة والعوامل المؤثرة فيها، ومن رواد هذا الفرع من الدراسات الجيومورفولوجية كولن كنج C.King، وكوتون Cotton، وجرين A.M. Green وله دراسات عن الجروف البحرية والحقافات فى أواخر

القرن التاسع عشر بالإضافة إلى شبرد وجونسون، وسونامورا في اليابان في الفترة المعاصرة.

(٤) جيومورفولوجية الجليد Glacial Geomorphology ويهتم هذا الفرع بدراسة نشأة غطاءات الجليد وتوزيع الحقول في الماضي والحاضر، وعمليات التجوية في المناطق الجليدية وأشكال النحت والإرساب التي يقوم بها الجليد ويعمل على تكوينها، وأثر الجليد على القشرة الأرضية وعلى التوازن الأرضي وعلاقته بتغير مستوى سطح البحر. ومن رواد هذا الفرع لويس أجاسيز وأنتيفز Antevs الذي درس آخر فترة من الفترات للجليدية في الزمن الرابع، وديمورسيه عام ١٩٤٢، بينما ألف لويس أجاسيز أضخم كتاب في جيومورفولوجية الجليد يحمل نفس العنوان السابق باللغة الإنجليزية.

(٥) المياه الباطنية وتشكيل السطح : فعلى الرغم من أنه لم يظهر فرع يعرف بجيومورفولوجية الكارست Karst Geomorphology ، إلا أن علم الجيومورفولوجيا يدرس المياه الباطنية كعامل جيومورفولوجي، وكيفية تكونها وتجمعها في الباطن، ونشاط هذه المياه في تجوية ونحت وتشكيل السطح مع التركيز على ظاهرة الكارست، وللمراحل التطورية التي تمر بها عملية تكوينها، وخصائص السطح في كل مرحلة منها، والأشكال والصور الجيومورفولوجية الدقيقة المرتبطة بهذا المظهر، ومن رواد هذا الفرع يوفان شيفيك Jovan Cvijic في يوغسلافيا السابقة.

(٦) السفوح Slopes : وهي مجال للدراسة الجيومورفولوجية، حيث نتناول دراسة كيفية تكون ونشأة السفوح والنظريات التي نتناولها، والعمليات التي تحدث فوق السفوح في البيئات المختلفة مثل عمليات الإنهيار الأرضي، وترتبط هذه العمليات بعامل رئيسي هو الجاذبية الأرضية. وتدرس الجيومورفولوجيا لأشكال السفوح، ومراحل تطورها، سواء في البيئات الجافة أو الرطبة، ومن رواد هذا الفرع من الدراسات الجيومورفولوجية يانج A. Young.

ثانياً : فروع الجيومورفولوجيا حسب البيئة المناخية :

ظهرت فروع عدة تتخذ من المناخ وتباين ظروفه أساساً لتوجه الدراسات الجيومورفولوجية، وظهر منها : الجيومورفولوجيا المدارية.

والجيومورفولوجيا المناخية Climatic Geomorphology هي فرع ينظر للمناخ بنظرة شاملة على سطح الكرة الأرضية كمؤثر، وإلى سطح الأرض أو اليابس كمجال تأثير، وإذا فإن الدراسة تكون على هيئة نطاقات، ويتم معالجة دور المناخ في التجوية الكيميائية والميكانيكية، وعلاقة تطور السفوح وعمليات الانهيار الأرضي بالمناخ، واختلاف السلسلة الرسوبية للتربة والرواسب المفككة وعلاقتها بالتباينات المناخية.

- ويدرس هذا الفرع أيضاً علاقة المناخ وتأثيره على السفوح سواء تراجع سفوح جوانب الأودية، أو مائية للسفوح وأثر المناخ.
- ويدرس أثر المناخ على تشكيل شبكات التصريف وتباين الشبكات ونظم التصريف.
- ويدرس أثر المناخ على نظم التعرية وعلى العمليات والأشكال في مناطق الصخور المختلفة، سواء الجيرية، أو صخور القاعدة.
- ويدرس المناخ كعامل مؤثر في الأشكال الجليدية خاصة الحلقات الجليدية.
- وقد يحدث نوع من التفرد في هذا الفرع لأحد مجالات الاهتمام كما حدث في ظهور ما يعرف باسم الجيومورفولوجيا المدارية Tropical Geomorphology والتي تتناول كافة الأشكال الجيومورفولوجية التي توجد في بيئة مناخية متشابهة أو بيئة واحدة، ودرجة استجابة كافة أنواع الصخور في هذه البيئة المتجانسة حيث ينتج لنا في النهاية العديد من الأشكال الجيومورفولوجية المتباينة.
- ولا تغفل الجيومورفولوجيا المناخية دور المناخ القديم والحالي في تشكيل الظاهرة وتغيرها عبر الزمن.

ثالثاً: فروع علم الجيومورفولوجيا حسب نوع الصخور وبنية المنطقة :

تعتمد هذه الفروع على الظروف البنائية المؤثرة في الشكل الجيومورفولوجي ومنها : الجيومورفولوجيا البنائية، جيومورفولوجية صخور القاعدة، و جيومورفولوجية الصخور الجيرية، والجيومورفولوجيا التكتونية.

(١) الجيومورفولوجيا البنائية Structural Geomorphology ومن رواد هذا الفرع تريكارث Tricart ويهتم هذا الفرع بدراسة وضع الجيومورفولوجيا بين فروع علم الأرض، والعمليات للتكتونية أو الباطنية وتوزيع القارات والمحيطات ونظريات نشأة كل منهما والخصائص الجيومورفولوجية لها من خلال الأبعاد والمساحات وتأثير العمليات الباطنية على القشرة الأرضية وعلى سطح الأرض. كما تتناول أيضاً للمحذبات والأحزمة ونطاقات الالتواء وأشكال السطح المتعلقة بها سواء الكتل الصاعدة والفاقزة أو الكتل الهابطة تكتونياً والكتل الصعدية وعمليات التقويض، والأحواض التكتونية والضغط والالتواء.

يهتم هذا الفرع أيضاً بدراسة الأقاليم المستوية والمسطحة The platform regions سواء من حيث بنيتها أو تطورها وخصائصها الديناميكية، والملاح الدقيقة المرتبطة بها مثل ملامح الأودية الاخودية، والطبوغرافيا المموجة The rhythm، والأحواض البنائية وخصائص الرواسب.

ويتناول هذا الفرع الصدوع والتفليل للكمى لعمدها ومحاورها وعرض واتساع الصدع والدور الجيومورفولوجي للصدوع والكسور والأشكال التكتونية المرتبطة بها مثل الحافات الصعدية وحافات النحت، والسفوح وخصائصها.

كما تتناول الجيومورفولوجيا البنائية أيضاً دور البراكين في تشكيل سطح الأرض، وما تضيفه من رواسب وأشكال جديدة وتصنيف الرواسب البركانية إلى أنواع، وتصنيف البراكين حسب أشكالها الطبيعية، وما يطرأ على البراكين من

تغيرات بفعل العوامل الجيومورفولوجية، وعمليات التعرية للقواطع والسدود.

(٢) الجيومورفولوجيا التكتونية Tectonic Geomorphology :

ومن رواد هذا المجال كليف أولير Cliff Ollier وذلك فى أوائل الثمانينيات من القرن العشرين وهى تتناول المجالات الآتية :

- ❖ نشأة القارات والمحيطات من خلال النظريات والأدلة الجيولوجية والجغرافية.
- ❖ نظريات نشأة الجبال والهضاب.
- ❖ جيومورفولوجية الانواءات والاكسارات، وما ينتج عنها من أشكال.
- ❖ العمليات والأشكال الجيومورفولوجية التى تحدث بسبب الحركات الباطنية مثل الانهيارات الأرضية Landslides، وأسطح التسوية.
- ❖ نشأة الأودية النهرية، وأنماطها وعلاقتها بالأحوال التكتونية.
- ❖ تغيرات مستوى سطح البحر.
- ❖ عمليات نحت الأشكال الجيومورفولوجية ومعدلاتها وحركة القشرة.

(٣) جيومورفولوجية الحجر الجيرى Limestone Geomorphology :

ومن رواد هذا الفرع ستيفن ثرودجيل St. Trudgill ويتناول المجالات الآتية:

- العلاقة بين عمليات للنحت والصخور الكربونية، وعلاقة هذه العمليات بمركب الصخور الكربونية، والاختلاف بين نوع الصخر، من الصخور المرجانية إلى الطحلبية والجيرية calcarenites وتفاوتها فى استجابتها لعمليات النحت.
- العوامل والعمليات التى تحكم الإذابة فى المناطق الجيرية.
- الأشكال والملاح الجيومورفولوجية التى تتشكل فى الصخور الجيرية مثل الكهوف وحفر الإذابة.
- تصنيف الأشكال المكونة فى الصخور الجيرية حسب العامل المكون لها مثل الأشكال الفيضية، والأشكال الساحلية، والملاح الجيومورفولوجية فى الصحارى

والمكونة فى صخور جيرية.

- تميل جيومورفولوجية الحجر الجيرى إلى الجانب التطبيقى مثل المخزون المائى والاستفادة منه، أو استخدامها فى التحجير وكمواد بناء.. ومنها أيضاً جيومورفولوجية السواحل الصخرية والتي تهتم بدراسة المظهر السطحى الصخرى وتأثير الطاقة الساحلية والعوامل والعمليات على هذه الصخور من نحت وتشكيل وتكون ملامح جيومورفولوجية محددة.

(٤) جيومورفولوجية صخور القاعدة الأركية Pasement Geomorphology :

- ومجال هذا الفرع ينصب على الصخور الأركية، النارية منها والمتحولة، وما تتعرض من : عمليات التجوية والتفكك والتفكك وتكوين الشروخ.
- الأشكال الجيومورفولوجية التى تتكون فوق هذا النوع من الصخور مثل الأبراج، والكتل المكعبة، والمدرجات الصخرية، وفجوات نحت الريح والحافات الرأسية، إضافة إلى لثقاب الصخرية الباطنية، ولامح السدود والقاطعات للصخرية، والأشكال الهرمية والمكعبة وغيرها الكثير فى البيئات الجافة منها والقاطعة، وتلك للرطوبة أيضاً، والمخاريط البركانية والتلال البركانية، والفرشات النارية (البركانية) البازلية التى تكون مسطحة أو شبه مستوية.

رابعاً : الجيومورفولوجيا التطبيقية Applied Geomorphology :

وهو من أحدث فروع الجيومورفولوجيا، حيث بدأت تتجه إلى هذا النوع من الدراسة ذات الشخصية المستقلة فى الدراسة الجيومورفولوجية لمعرفة إمكانية الاستفادة من المظهر الجيومورفولوجى وانعكاس خصائص وظروف الشكل أو الملح على النشاط البشرى. ويهتم هذا الفرع بدراسة للجوانب الجيومورفولوجية وعلاقتها بالمنفعة أو الخطر، مثال ذلك التطبيقات الهندسية لدراسات التجوية، وعلاقة التجوية بالرواسب الاقتصادية، والجيومورفولوجيا ودراسات المياه الجوفية والرى فوق

السهول النهرية، والتأثير المتبادل بين الري والصرف والمياه الجوفية، وعملية التحكم فى الأنهار وأثرها. ويهتم هذا الفرع أيضاً بدراسة ميكانيكيات التربة وعلاقتها بدراسة السفوح.

وفى مجال دراسة الصحارى يهتم هذا الفرع بتصنيف الأرض حسب مستويات مساحية مختلفة، وتقييم الأرض وتحليل الأرض، هذا بالإضافة إلى إدارة المشكلات الجيومورفولوجية فى الصحارى.

ويدخل فى هذا الفرع من المعرفة دور الجيومورفولوجيا فى عملية المسح الجيولوجى ومسح التربة وتقسيمها إلى أنواع حسب الظاهرة الجيومورفولوجية .

وتهتم الجيومورفولوجيا التطبيقية أيضاً بالجوانب الهندسية وتوفير مواد إنشاء الطرق وهندسة السواحل والأنهار، والتضاريس كعامل فى الأشكال الهندسية.

كما تهتم أيضاً بدراسة التخطيط والتنمية، واكتشاف المعادن من خلال الكشف عن العمليات الجيومورفية، ومسح الموارد المختلفة.

ويهتم هذا الفرع أيضاً بطريقة استخدام البيئة الطبيعية والعلاقة بين الشكل والعملية من جهة وبين استخدام الأرض خاصة الريفى، من جهة أخرى.

ويدرس هذا الفرع العلاقة بين المتغيرات الجيومورفولوجية ونطاقات النبات الطبيعى، كما يدرس التخطيط الحضرى للمدن فى البيئات الجافة، وتجمع الموارد لاستخدامها فى البناء والصناعة فى المناطق الجافة، ومن رواد هذا الفرع فى الثمانينيات فرستابن H.Th. Verstappen ومن رواد القرن العشرين أيضاً كل من ريتشارد كريج R. Craig وكرافت J.L. Craft ، ودورنكامب.

خامساً : الجيومورفولوجيا البيئية Environmental Geomorphology :

وهو من الفروع التطبيقية ذات الخصوصية الشديدة فى الدراسة

الجيومورفولوجية، ويهتم بمجالات جغرافية عدة تتمثل فى الآتى :

- العلاقة بين عمليات التربة واستخدام الأرض الريفي والحضري.
- دراسة المشكلات البيئية والكوارث والمخاطر المختلفة والمرتبطة بالعوامل والعمليات الجيومورفولوجية، مثل أثر التملح والمياه الجوفية وللجوية الملحية في النباتات الجافة على المنشآت العمرانية والطرق والزراعة في هذه البيئة.
- الجريان السطحي السريع وحمولة المياه والمشكلات الناتجة في البيئة الجافة.
- مشكلة زحف الرمال وحركتها وآثارها البيئية في المناطق الجافة.
- مشكلة الفيضانات العالية في البيئة الفيضية ونتائج التدمير.
- دراسة الأخطار الطبيعية الناتجة عن العوامل الباطنية مثل الزلازل والبراكين وأثرها على البيئة البشرية.
- دراسة أثر النحت وتراجع السفوح على العمران والطرق.
- الإدارة البيئية لأحواض التصريف.
- طرق التحكم في النحت الهوائي ونحت التربة.
- طرق حماية السواحل، والإدارة الساحلية.
- وضع حلول لمشكلة التربة الدائمة التجمد.
- إدارة السفوح mangement سواء لتخطيط السفوح أو لأغراض التحجير .
- صيانة سطح الأرض landscape conservation سواء المظهر الجيومورفولوجي المعرض للتقويض والذي يكون له قيمة بشرية، أو للرواسب نفسها ممثلة في التربة الموجودة والمرتبطة بالشكل الجيومورفولوجي مثل تربة المدرجات أو تربة المرتفعات.
- إظهار القيمة العسكرية للأشكال الأرضية وإلى أي حد يمكن الاستفادة منها في

ميدان القتال وفي مسرح العمليات، سواء خصائص الشكل، أو العمليات الجيومورفولوجية التي يتعرض لها الشكل وتأثيرها على الآليات وعلى حركة الجنود وحفر الخنادق، والسيطرة على الأرض، وعلى المناورة.

- دور الجيومورفولوجيا في تحديد وتقويم الأخطار الطبيعية.
- دراسة دور الإنسان كعامل جيومورفولوجي في تعديل وتغيير سطح الأرض والأشكال الجيومورفولوجية، ودوره في الهمم والبناء.
- ومن رواد فرع الجيومورفولوجيا البيئية رونالد كوك ودورنكامب، وهوك J.M. Hooke، ودونالد كوتر D.R. Coates.

الفصل الثانى

العمليات والأشكال التكتونية

العمليات والأشكال التكتونية

أولاً: العمليات الباطنية السريعة :

تتمثل العمليات الباطنية السريعة في كل من الزلازل والبراكين، وكل منهما ترتبط به مجموعة من الأشكال التي ترتبط بالعملية حسب معدل سرعتها.

والزلازل عبارة عن هزات أرضية تحدث في باطن الأرض نتيجة تفاعلات بين المواد ذات العناصر المشعة، فيتولد انفجار بالباطن يعمل على تحريك وضع صخور الباطن مما يولد احتكاكاً بين الطبقات للصخرية، وينتج عن هذه الاحتكاكات هزات، وتنقل هذه الهزات من الباطن إلى السطح، وفي كافة الاتجاهات، وتؤثر على السطح بدرجات مختلفة، وينتج عنها تدمير للبيئة الطبيعية وللبيئة البشرية إذا حدث بها زلازل، وينتج عن الزلازل تغيرات في أشكال السطح، سوف نجمعها في نهاية هذا الفصل.

أما البراكين فهي إحدى الحركات الباطنية السريعة التي تحدث في القشرة الأرضية، سواء على أسطح القارات أو تحت قيعان مياه البحار والمحيطات، وذلك بدءاً من القيعان ويتم بناؤها بالاتجاه نحو مستوى سطح المياه. ولما كانت البراكين تخرج منها المصهورات، فإن هذه المواد قد عملت على بناء ملامح وأشكال تضاريسية جديدة، وأصبح لها تأثيراً في تشكيل سطح الأرض بشكل واضح. ويمكن التعرف على الأشكال الجيومورفولوجية التي تكونت بفعل العاملين: الزلازل والبراكين كعوامل باطنية سريعة.

الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن الزلازل :

(١) حافات الزلازل Earthquake Scarps :

هي عبارة عن حافات صغيرة نسبياً، تتكون في المناطق التي تحدث فيها

الزلازل بكثرة. وتنشأ هذه الحافات نتيجة الزحزحة المباشرة للصخور أثناء حدوث الزلازل، وتمثل هذه الحافات حافات صدعية حقيقية، وتتكون أشكال كثيرة من الشقوق التي تنفتح أثناء حدوث الزلازل بسبب حدوث إندماج للسطح ذو النفاذية، وتتكون أحواض مغلقة عند أقدم الحافات الصدعية الحديثة، وقد تتطور بها برك وبحيرات (Bloom, 1979, p.35). ومن أمثلة هذه الحافات تلك المنتشرة فى نيوزيلندا، وقد يطلق عليها شقوق الزلازل. ومن أكثر مناطق العالم التى تحدث بها تكون هذه الحافات الإقليم المتوسطى لتركيا والذى يشرف على البحر المتوسط وفى إيران، وفى اليابان وشبه جزيرة السكا.

ويمكن عقد مقارنة بين حافات الزلازل وحافات الصدوع، فالأولى تكون محدودة الامتداد والثانية قد يكون لها إمتداداً إقليمياً. وحافات الزلازل تكون قصيرة الطول وقليلة الارتفاع بينما الحافات الصدعية نشأة أكثر ارتفاعاً وأكبر طولاً. والفارق الثالث هو أن حافات الزلازل تحدث بشكل فجائى، بينما حافات الصدوع يتم تكوينها ببطئ شديد.

(٢) الشقوق الأرضية fissures : وتوجد حيث تنفتح الأرض وينفصل الصخر، وتظهر التشققات فوق السطح، سواء فى المناطق الصخرية أو فى مناطق السهول والتربة الفضية، وحتى فى مناطق العمران من قرى ومدن وطرق وغيرها، وذلك بسبب حدوث الزلازل، ويكثر حدوث هذه التشققات فى اليابان والمكسيك.

(٣) الإجهارات الأرضية : تتسبب الزلازل فى حدوث انهيارات على السفوح، سواء سفوح جوانب الأودية والحافات أو الجروف البحرية أو سفوح الجبال. ومن أمثلة الجروف البحرية التى حدث لها إنبهار هى الجروف البحرية فى شبه جزيرة السكا، حيث انهارت الجروف على طول امتداد أسطح الصدوع التى تمتد فى هيئة سلسلة من الصدوع، وذلك تحت تأثير التصدع بفعل

للزلازل، وتكونت إلى جانب هذه الصدوع سلسلة من التشققات.

ويصنف الانزلاق الأرضي Landslide الناتج عن الزلازل إلى حوالي ١٤ نوعاً نذكرها كيفير (Keefer, 1984) منها :

١- سقوط الصخر rock fall، وتتم بحركة دائرية أو بالهبوط الحر للصخر.

٢- انزلاق للصخر. ٣- انهيار الصخور. ٤- الانزلاق الدوراني للصخر.

٥- تساقط التربة. ٦- انهيار التربة في المناطق الجبلية.

٧- انزلاق التربة. ٨- انزلاق الكتل الترابية.

٩- التفتق البطيء للتربة (زحفها). ١٠- الحركة الجانبية للتربة.

١١- التفتق السريع للتربة.

١٢- الانزلاق الأرضي تحت الظروف المائية subaqueous.

الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن البراكين

(١) المخاريط البركانية Volcanic Cones :

تتفق المصهورات البركانية من باطن الأرض وتتراكم على السطح تبعاً، وتكون بذلك مخروطاً يختلف في درجات إنحدار جوانبه من بركان لآخر، وتظهر هذه المخاريط في البراكين الفردية، ولذا فإن مخاريط اللافا البركانية غالباً تظهر في مناطق وجودها بهيئة مميزة، تغير من شكل السطح، وتقف بمثابة بناء على سطح الأرض كونه البركان.

وتختلف ارتفاعات هذه المخاريط حسب قوة البركان ودوام فترة انفجاره، وتكرر حدوث عمليات الانفجار نفسها، ولذا نجد أن ارتفاع بركان فيزوف في إيطاليا ٣٨٨٠ قدم وبرانكان ألتا يبلغ ارتفاعه ١٠٨٧٠ قدم، وعادة تكون مخاريط اللافا أكبر من مخاريط الرماد البركاني.

وبلاحظ أن اللافا تتجمد على أي منحدر، وتتمو بالاتجاه إلى أعلى، وإن كان

لديها القدرة على أن تتكيف على المناطق الخفيفة الإتحدار في كل الاتجاهات، حيث نجدها تتحدر في جزر هاواي فوق مواضع انحدارها أقل من ٥١°، وبشكل عام يصل متوسط الانحدار نحو ٥٦°.

وقد سجل أحد مخاريط اللافا التي ترجع فترة تكونها إلى ٢٧٠٠٠ سنة ماضية في شمالي كاليفورنيا، وتعتبر من أحد أطول قباب اللافا في العالم (Decker & Decker, 1997, p.167).

(٢) الجبال القبابية Dome Mountains :

تقوم العوامل الباطنية خاصة البطيئة منها برفع التضاريس إلى أعلى، وقد ينتج عن هذه الحركة الباطنية تكوين جبل في هيئة قبابية، وترتفع الطبقات الصخرية بهيئة تقترب من للوضع شبه الرأسى باتجاه نحو بؤرة واحدة هي قمة القباب. وتتراوح أبعاد هذه للجبال القبابية من حيث طولها وعرضها ما بين أقل من الميل الواحد حتى المئات العديدة من الأميال.

والقباب النارية gneiss domes عبارة عن قباب عظمى، يطلق عليها اسم الباثليت bathyliths وهي تتكون من البراكين المنبثقة من أعماق بعيدة في باطن الأرض، ثم يصاحب معظمها بعد ذلك حركات رفع باطنى تشبه تلك التي كونت الجبال الالتوائية (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ص ٢٧٢-٢٧٣).

وقد اقترح فليشر Fletcher 1972 بأن معدل نمو هذه القباب يبلغ ١ ملليمتر واحد/ كل ٦ سنوات، بينما نجد أولير وباين Ollier & Pains عام ١٩٨٠ الذين درسوا القباب النارية أن معدل الرفع لهذه الملامح المورفولوجية ١,٥ ملليمتر/ السنة، وهو معدل يبلغ عشر مرات قدر المعدل الذى سبق ذكره (Clayton, 1981, p.253).

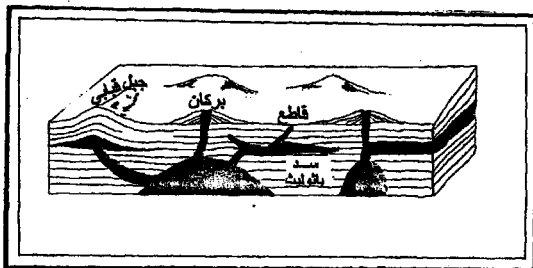
وتعتبر الباثوليث batholiths من المظاهر التى حدث لها ارتفاع تكتونى إلى أعلى، وتأخذ ملامح الـ batholiths فترة طويلة حتى تتكون والتي قد تبلغ نحو ٥٠-٧٠ مليون سنة (Clayton, p.253).

وقد أشار جيلولى Gilluly إلى إنه إذا استمرت عملية تكوين الطفوح الباطنية فى الباطن وتحت السطح فإن معدل استمرار الطفوح سوف يصل إلى مستقيمرات عديدة/ السنة. مثال ذلك إذا كان لدينا طفوح نارية منذ ٥٠٠٠ سنة قبل الميلاد فإنها سوف تؤدى إلى حدوث الارتفاع إلى أعلى بالمعدل الذى أشار إليه فيفى Fyfe عام ١٩٧٠ وهو ٢سم/ السنة، وأشار أوسماستون Osmaston ١٩٧٧ بأن معدل الطفوح الجرانيتية الحالية وارتفاعها لأعلى سوف يصل بالسطح إلى ارتفاع مقداره كيلومتر واحد/ كل مليون سنة، حيث أن الكيلو متر به مليون ملليمتر، وباعتبار أن معدل الارتفاع ١م/السنة.

وهناك عدة أسباب تكمن وراء نشأة وتكوين هذا المظهر القبابى. فالقباب الملحية Salt dome يرجع تكونها إلى تركيز وتبلور كتل الملح تحت السطح، وهذه القباب تكون منخفضة وصغيرة، و غير واضحة. أما قباب اللاكوليث laccolith فترجع إلى الطفوح التى تحدث فى باطن الأرض، ولكنها تتم فى مساحات صغيرة وذات ملامح محددة. ويرجع النوع الثالث من القباب وهى القباب الباثوليثية نتيجة طفوح بركانية باطنية وتتم على مساحات كبيرة، ومنسوبة يكون أعلى وتكون جبالاً قبابية حقيقية (Lobeck, 1939, p.391) ومن أشهر مناطق التلال والجبال القبابية منطقة التلال السوداء بالولايات المتحدة الأمريكية.

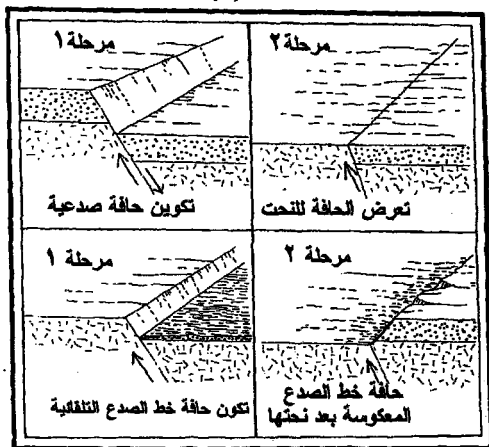
(٣) للرماد البركانى :

يتكون الرماد البركانى حينما يندفع البخار أو الغازات الأخرى التى ترتفع خلال لندفاع رواسب الرماد أو الطين البركانى الذى يتكون منه بناء المخروط. وقد تتكون أيضاً من نمو وزيادة الغازات تحت السطح نتيجة لحدوث التفكك أو نتيجة للإحتراق البطئ، خاصة عنصر للكبريت. ومن أمثلة ذلك الجزء الأدنى من حوض نهر السند، حيث توجد مخاريط عديدة من الطين البركانى ، والتى تغطى مساحة تبلغ ١٠٠٠ ميل مربع، ويرتفع بعضها إلى ٣٠٠-٤٠٠ قدم (Tarr & Martin, 1914, p.486).



الطفوح وآثارها في الأشكال الجيومورفولوجية

شكل (٢)



After: Lobeck, 1939

مراحل تكوين الحافات الصدعية وحافات خط الصدع

شكل (٣)

(٤) الجبال البركانية Volcanic Mountains :

يقصد بها تلك المرتفعات والقمم العالية التي تعمل المصهورات البركانية على بنائها، وهى ذات ارتفاعات كبيرة، وتدخل فى عداد الجبال مكونة بذلك كتلاً جبلية، ومن أمثلة هذه الجبال جبل كينيا، وجبل كليمنجارو فى كينيا. ويضاف إلى ذلك بعض الهضاب البركانية مثل هضبة الحبشة، وبعض الهضاب شرقى جبال الحجاز بالمملكة العربية السعودية ممثلة فى الحرات مثل حرة خيبر وحرة كشب وحرة وغيرهما كثير مثل حرة البرك، والحرة الشرقية والغربية بالمدينة المنورة.

(٥) السهول البركانية Volcanic plains :

تنتشر الالفا عند قاعدة البركان فى هيئة مسطحة، ولمسافات طويلة، مما تكسب السطح مظهراً تغطيه المصهورات، ويطلق على هذه الملامح الجديدة اسم السهول البركانية. وقد يتساقط الرماد البركانى المحمول بالهواء فى مناطق بعيدة بكميات كبيرة، فتكسب الأرض مظهراً يعرف عادة بالسهول البركانية.

(٦) الأحواض البركانية Caldera :

وهى عبارة عن بقايا بركان، وحدث أن تآكل الجزء العلوى فى المنتصف وأصبح يبدو فى هيئة حلقية منخفضة عما يحيط به وجوانب الحلقة مرتفعة فى صورة شبه دائرية، وصورة الأحواض تبدو فى هيئة تجويف كبير، تشغله الآن بحيرة كبيرة فى بعض المناطق، ومن أمثلتها الكثير فى ألسكا وفى اليابان، وإندونيسيا وجزر ألوشيان.

(٧) مخاريط الرماد البركانى Ash Cones :

وهى رواسب بركانية الأصل، تأخذ هيئة مخروطية، إحدار جوانب هذا المخروط يتراوح بين ٣٠ - ٤٠°، وتتعرض هذه المخاريط دائماً للتجوية والنحت والإزالة وبالإتجاه من أعلى إلى أسفل، ولذا فإن هذه المخاريط أشد انحداراً من

مخاريط الالفا. (Tarr, Martin, 1914, p.446)، مثل هذا الرماد قد يختلط مع مواد الالفا مما يجعل إنحدار المخروط فى موقع وسط بين انحدار مخروط الالفا ومخروط الرماد.

(٨) البرك والبحيرات :

تتكون الحافات الصدعية للقافزة فى مناطق قد تكون غزيرة الأمطار، وكثيرة المجارى المائية، لذا فإن هذه الحافات المرتفعة تقف بمثابة حائط أو سد يحول دون تدفق المياه الا بعد أن تتكون أمامها بحيرات صغيرة أو برك مائية. ومن أمثلة ذلك تلك الموجودة فى الهند، حيث يمتد أحد خطوط الصدوع موازياً لمجرى مائى منعطف، ويعبر خط الصدع المجرى المائى ليشكل سداً (Tarr & Martin, 1914, p.421)، وبهذا تساهم الصدوع فى ظهور أشكال سطح جديدة. كما تمثل بحيرات الاخدود الأفريقى العظيم نماذجاً مثالية للبحيرات التكتونية الهابطة التى شغلتها المياه العذبة وكونت البحيرات. ومنها أيضاً بحيرة بلكاش فى روسيا الاتحادية، أما البراكين الخامدة فتشغلها المياه العذبة التى تتكون بفعل تساقط الأمطار، ومن أمثلتها تلك البحيرات الجبلية العديدة فى اليابان، والتى تشغل فوهات براكين خامدة.

ثانياً- العمليات الباطنية البطيئة :

تتمثل العمليات الباطنية التى تحدث ببطئ شديد وغير محسوس فى كل من : الانكسارات والانواءات، وهى عمليات يصعب أن نراها، ولكن يمكن أن نرى آثارها على السطح ممثلة فى مجموعة من الأشكال الجيومورفولوجية، سواء فى صورة أشكال بناء وتراكم على السطح مثلما الحال فى تكوين الجبال والقمم وغيرها أو تفويض للسطح وإنخفاض وهبوط له، مثلما يحدث فى حالة الهبوط التكتونى بفعل الانكسارات أو الصدوع، ومنها الأودية الإخنودية، وسوف نعرض لبعض الاشكال الناتجة عن كل منهما.

فالتصدوع Faults عبارة عن كسر يصيب صخور سطح الأرض، حيث تتعرض هذه الصخور لضغوط وحركات باطنية، ونظراً لصلابة الصخور أمام هذه العملية فإن الصخور لا تستجيب لعملية الطي والالتواء، لذا يحدث إنكسار فى الصخور، وتنتج ملامح مورفولوجية مرتبطة بحدوث هذه العملية.

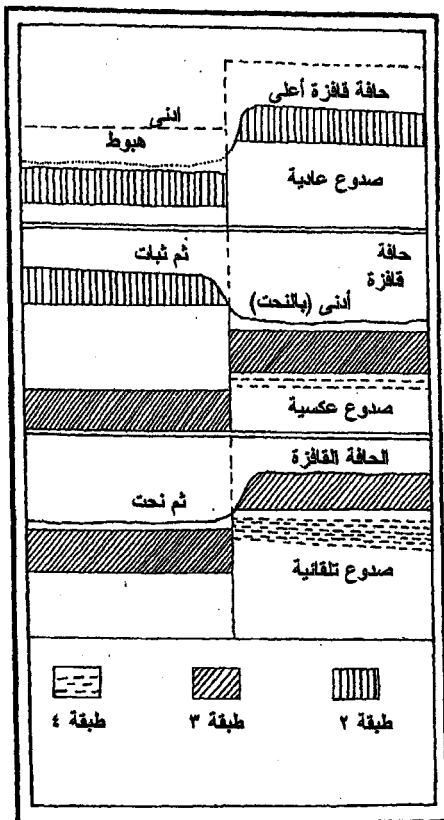
أما الالتواءات Folds فهي عبارة عن طي وثنى للطبقات الصخرية الرسوبية مما يؤدي إلى تغيير وضعها من الهيئة الأفقية إلى هيئة رأسية أو مائلة، وتصبح الطبقات فى هيئة مجمعة، وعلى نطاق واسع. وعادة تتكون الالتواءات فى مناطق الضعف للتكون فى القشرة الأرضية. وتتكون هذه الالتواءات بسبب حدوث الضغط الأفقى بشكل مواز لسطح الأرض فى أحد الجوانب، بينما يكون الجانب الآخر لديه مقاومة شديدة مما يعمل على ارتفاع ما بينهما فى شكل للتواءات.

الأشكال الناتجة عن الصدوع

(١) حافات خط الصدوع Fault-Line scarps :

تتعرض بعض المناطق لنشاط حركة التصدع، وينتج عن ذلك هبوط أحد الجوانب وصعود الجانب الآخر، مما يعمل على تكوين حافات جديدة تنشأ بفعل العوامل الباطنية، وعامة تتسم الحافات الصدعية الفردية بشدة إنحدارها، وتبلغ درجة الإنحدار ٢٥ - ٤٠°، كما فى شكل (٣) وتوجد ثلاثة أنواع رئيسية لحافة خط الصدوع أشار إليها سمول (Small, 1985, p.99) منها:

(أ) حافة خط الصدع من النوع العادى normal أو التابع، وهى التى تكونت فى مرحلة مبكرة بعد حدوث حركات التصدع عن طريق إزالة الصخور غير المقاومة، والتى توجد فوق الجزء الهابط من الصدع وينتج عن ذلك حافة تواجه نفس الاتجاه وارتفاع الحافة يماثل تقريباً مقدار الإزاحة الرأسية للصدع والتى تعرف بالرمية العليا للصدع upthrow.



After: Small, 1985

أنواع حوافل خط الصدع

شكل (٤)

(ب) الحافة الصدعية العكسية obsequent ، وتتكون بعد أن يتم نحت الكتلة التى ارتفعت فى النوع السابق، ويصبح منسوبها أدنى من منسوب الجانب الهابط من الصدع، وذلك بسبب ضعف الصخور، ويصبح إتجاه الحافة فى هذه الحالة مقلوباً.

(ج) الحافة الصدعية التلقائية resequent ، وهى تقصر المرحلة الأخيرة من تطور الحافة الصدعية، وهى تنتج من إنقلاب عكسى لحافة الصدع العكسية عن طريق حدوث نحت مستمر بالاتجاه لأسفل ويكون محكوماً بواسطة أو بمستوى قاعدة آخر لعملية الهبوط، كما يظهر من شكل (٤).

(٢) الأودية الإخودية Rift Valleyes :

فسر هولمز عام ١٩٦٥ ولخص العلاقة بين الأودية الإخودية والهضاب المرتبطة بها عن طريق أو بواسطة ارتفاع الهيئة الجبلية إلى أعلى حيث تؤدي عمليات التصدع إلى حدوث ارتفاع على الجانبين، وهبوط ما بينهما، وتكوين أودية إخودية متسعة نسبياً تبدو فى هيئة منخفضات، حيث يتم تقويض كميات كبيرة فى منطقة الصدع. ومن أمثلة الأودية الصدعية وادى نهر الراين بطول ٣٠٠ كم وبتاسع ٣٠-٤٠ كم، بالإضافة إلى أودية الإخود الإفريقى فى شرقى إفريقيا، حيث توجد مظاهر صدعية منخفضة شغلتها مجموعة من البحيرات، وكلها غيرت من ملامح السطح.

وتعتبر ملامح الأغوار Graben والضمهور horst من الملامح البنائية الأساسية التى تنتج عن حدوث صدوع متوازية، وتحرك الكتل الصخرية بين كل صدعين متوازيين، فإذا تعرضت الكتلة لحركة هبوط إلى أسفل تكون ملامح الأغوار كما فى وادى عربة ومنطقة البحر الميت بالأردن. أما فى حالة صعود الكتلة الواقعة بين الصدعين فإن هذا يؤدي إلى تكون ملامح جيومورفولوجى مرتفعاً بين مناطق ثابتة أو هابطة على جانبيها وتكون هذه الضهور ملامح تنتج عنها جبالاً أو هضاباً.

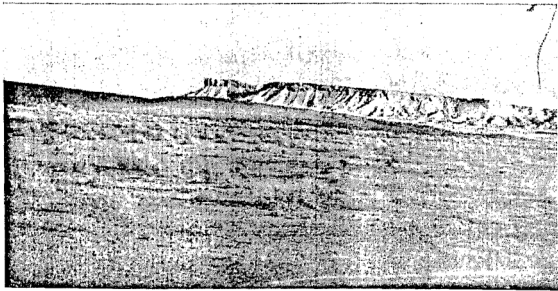
(٣) الكويستا Cuesta :

أول من أشار إلى تعريف علمي للكويستا هو تار (Tarr, 1927, p.505) وبأنه اسم يطلق على مظهر الأرض الذي تكون له وجه شديد الإنحدار a steep face في أحد الجوانب، والوجه الآخر خفيف الإنحدار، وهذا اللفظ هو أساساً لفظ أسباني، وأصبح يشار به إلى المظهر الصخري غير المتماثل في إنحدار جانبيه، ويشار إليها بأنها حافات الكويستات، وينتج هذا التغير في التماثل بسبب ان الطبقة الصلبة التي تغطي سطح الكويستا يكون إنحدارها خفيفاً.

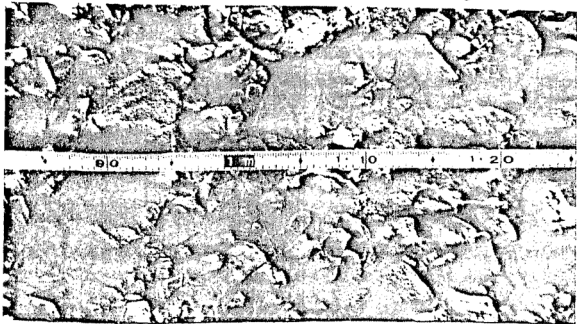
وأهم ما يميز ملامح الكويستات وجود سطحين، أحدهما ذو إنحدار خفيف يتمشى مع ميل الطبقات، ويشار إليه عادة بأنه ظهر الكويستا، والثاني يكون إنحداره شديداً وأكبر، ويكون هذا الإنحدار في اتجاه عكس ميل الطبقات، ويعرف باسم وجه الكويستا. ويتميز ارتفاع الكويستات بأنه يتراوح بين ١٠٠ قدم وبضعة مئات من الأقدام (أبو العينين، ١٩٨٩، ص١٩٧)، انظر صورة (١).

وبيلغ سمك الطبقات المكونة للكويستات ما بين ٧٥-٩٠ متراً، ونجدها إما مكونة من الحجر الرملي الصلب شديد المقاومة كما هو الحال في جنوب ويلد Weald في بريطانيا، أو تكون معظمها من صخور الحجر الجيري كما هو الحال في معظم الكويستات في وسط هضبة نجد في منطقة الحمادة بالوشم شمالي الرياض بحوالي ١٥٠-٢٠٠ كم. وقد يصل سمكها إلى ٢١٠ متراً، وحول هوفر يبلغ سمكها ٢٨٠ متراً.

وتتميز درجات إنحدار الكويستا باختلاف كل من إنحدار وجه وظهر الكويستا، وقد أشار أبو العينين (١٩٨٩، ص٢٠٨) إلى أن درجة إنحدار ميل الطبقات dip تكون محدودة، ونادراً ما تزيد عن ١٥°، وإذا زادت عن ذلك فإنه تكون قد خرجنا عن ظاهرة الكويستا وظهرت أشكال أخرى تعرف باسم ظهر الخنزير Hogbak. وقد تتخفض درجات إنحدار الميل عن ذلك، حيث وجد أن



صورة (١) الحافة الغربي لجبل طويق وهو أساساً كويستا والكويستات الأصغر إلى القرب منه



صورة (٢) نموذج للأرصفة الصحراوية في منطقة ضلع العبيد وبسط هضبة نجد
- بالحمادة - بالمملكة العربية السعودية

انحدارها في منطقة برغستون دون Brighstone Down في بريطانيا اقل من ٥٤،
وبلغ متوسط إنحدار مجموعة الكويستات في منطقة الحمادة وسط هضبة نجد ٥٧,٥.

وتغطي الكويستات مناطق محدبة في هيئة تموجات، أجزاؤها المحدبة
والبارزة تكون صخرية وتكون الكويستات، بينما للسطوح الإرسابية تكون في
المواقع المقعرة، ويتحكم في ذلك البنية الجيولوجية (Mabbutt, 1977, p.144)،
وهي عامة تنشأ وتتكون في مناطق صخورها ليست أفقية، بل لها درجة من الميل
نعرف بميل الطبقات، وتتسم الطبقات الصخرية بعنم التوافق، حيث تتركز صخور
جيرية مثلاً فوق صخور الحجر الرملي، أو أية طبقات لأنواع أخرى من الصخور،
وتكون المحصلة هو وجود تعاقب بين الطبقات الصلبة واللينة، وكل هذا يساعد
على شدة النحت في أحد الجوانب وهو وجه الكويستا مكوناً بذلك وجهاً مختلفاً عن
ظهر الكويستا.

أما إنحدار وجه الكويستا فقد وجد أنه يكون كبيراً، مثلاً الحال في كويستات
منطقة الحمادة في وسط هضبة نجد الذي يختلف حسب المرحلة التطورية ومرحلة
نحت الكويستا، ويتراوح ما بين ٥٢,٨ - ٥٢٨,٢، والمتوسط للعام لانحدار الوجه
٥١٠,٨.

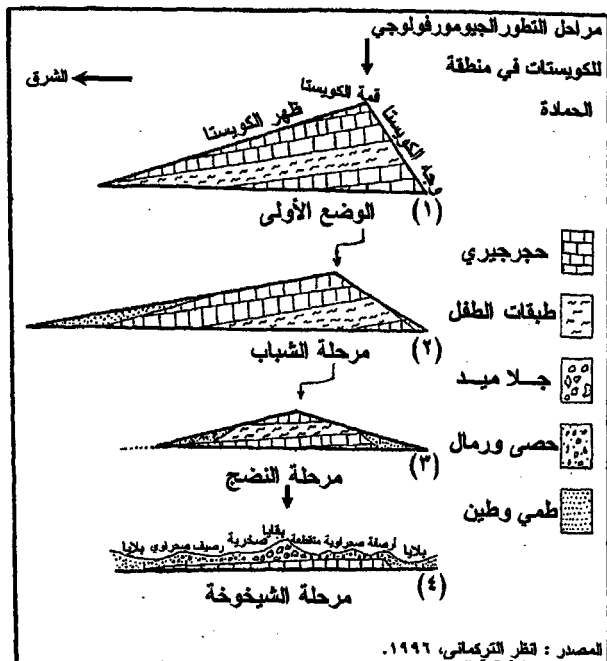
ومن الدراسة الميدانية للمؤلف لأشكال الكويستات في منطقة الحمادة وبسط
نجد بالمملكة العربية السعودية لاحظ الباحث أنها تمر بمراحل تطور نحتي. فمنها
الكويستات التي تكون في مرحلة الشباب Youth والتي تتميز بشدة الارتفاع، وكبر
المساحة نسبياً، وزيادة درجات إنحدار كل من وجه وظهر الكويستا.

ونتيجة تعرض حافة وجه الكويستا لعملية تراجع الحافات recession تنقلص
المساحة، وتزيد مسافة طول الوجه - وهي المسافة الواصلة بين قمة الكويستا
وأدنى منسوب عند قاعدة حافة الوجه - بسبب نقص وانخفاض الميل، ونقل طول
مسافة ظهر الكويستا بسبب حركة زحزة قمة الكويستا باتجاه ظهر الكويستا،
وتعرف هذه المرحلة بمرحلة النضج Mature stage.

أما مرحلة الشيخوخة old stage وهى المرحلة الأخيرة فى دورة تعرية ونحت الكويستات، فإنه يقل ارتفاع الكويستات إلى أدنى حد ممكن، ويقل الاتساع أو عرض الكويستات بشكل واضح، وتشد عملية تخفيض سطح الكويستا بسبب النحت المائية لبعض المجارى المائية التى تتحد مع الميل العام والتى تعرف بالمجارى النابتة، ونحت الرياح فى الفترات الجافة. كما تقل درجات الانحدار على جانبي الكويستا، سواء إنحدار وجه الكويستا أو ظهرها، ويصبح مظهر سطح الكويستا فى هيئة مقعرة لأعلى فى مرحلة الشيخوخة، بعد ما كان سطحها يأخذ هيئة محدبة إلى أعلى فى مرحلة الشباب (التركماني، ١٩٩٦، ص ص ٤٦-٥١). وقد وجد المؤلف من دراسته للكويستات فى هضبة نجد أن الكويستات فى نهاية مرحلة الشيخوخة فى البيئات الجافة يتحول سطحها فى النهاية إلى مواضع متفرقة من بلايا وأرصفة صحراوية.

(٤) تكوين المسطحات البحرية، حيث أن الصدوع قد تكون إقليمية كبرى، وقد تكون من نوع الهورست التى يهبط ما بينها من صخور، تغطي عليها المياه وتكون بحاراً وخليجاً، ومنها خليج العقبة، والبحر الأحمر، وخليج كاليفورنيا، وخليجان الساحل الشمالى لتونس والجزائر.

(٥) الشلالات: يعمل الصدع الذى يؤدى إلى رفع أجزاء، وهبوط أجزاء أخرى فى مجرى النهر وبشكل متعامد على المجرى على هبوط النهر من الأجزاء العليا إلى الأجزاء الهابطة من الصدع downthrow، فيتكون نتيجة لذلك شلال فى مجرى النهر.



المراحل الجيومورفولوجية التطورية لنحت وتقويض الكويستا

شكل (٥)

الأشكال الناتجة عن الالتواء

(١) الجبال الالتوائية :

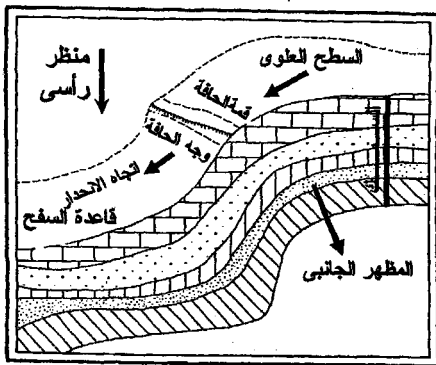
تعمل الحركات الباطنية البطيئة من نوع الالتواءات على رفع مكونات الهيمالايا وتكوين سلاسل جبلية، ولذا فإنها تعمل على ارتفاع التضاريس وزيادة منسوب السطح. فعلى سبيل المثال ترتفع جبال الهيمالايا في الهند بمعدل يصل إلى ١ ملليمتر/ السنة، وترتفع جبال زاجروس وجبال مكران في إيران ٢ ملليمتر/ السنة، وقد تزيد في زاجروس إلى ١٠ ملليمتر، وقد تصل إلى ١٥ ملليمتر في جبال الهيمالايا في بعض المناطق (Rendel, 1977, table 2.2).

(٢) حافات الطية وحيدة الميل Monoclinial fold scarps :

هي عبارة عن حافات نشأت نشأة تكتونية نتيجة حدوث التواء أدى إلى ميل الطبقات ميلاً خفيفاً أو متوسطاً، وأصبح ميل الطية أو إنحدارها في اتجاه واحد. وتمثل هذه الملامح ظروفاً بنائية نتيجة حدوث حركة تكتونية، حيث يتم هبوط للطبقات الصخرية في هيئة ملتوية وليست منكسرة. ومن أمثلة هذه الملامح تلك التي تظهر في هضبة كلورادو، حيث توجد أطول حافة بطول ٤٠٠ كم.

وفي محاولة لمقارنة حافات الطيات وحيدة الميل مع الحافات الصدعية السابق ذكرها. نجد أن هذه الحافات لا يحدث بها زحزحة للصخور بينما تحدث زحزحة للصخور في حالة تكوين الحافات الصدعية. والفرق الثاني هو أن حافات هذا النوع من الطيات بها اتصال للطبقات صخرية، بينما يحدث انفصال صخري في حالة تكوين الحافات الصدعية بسبب حدوث الزحزحة، والفرق الثالث هو أن حافات الطيات مستمرة في تكوينها حتى الآن، بينما الحافات الصدعية تخضع لظروف خاصة لتكوينها.

(٣) بناء الجزر البحرية : حيث تعمل الزلازل على الإخلال بالطبقات السطحية تحت قاع البحار والمحيطات، مما يؤدي إلى اختفاء أجزاء من الجزر، أو جزر بأكملها، وقد تعمل هذه الحركة على رفع للقاع وظهوره في صورة جزر مثال ذلك ما حدث لحزيرة كراكاتوا Krakatoa في اندونيسيا. وتكونت أيضاً جزيرة جديدة في البحر المتوسط فيما بين صقلية وقارة أفريقيا (جزيرة خريطة جراهام) نتيجة حدوث زلزال في قاع البحر المتوسط في ابريل عام ١٨٣١م بارتفاع ١٢ قدم عن مستوى البحر ثم ارتفعت إلى ٢٠٠ قدم، وإلى ٦٠٠ قدم في المرة الثالثة (Tarr & Martin, 1914, p.450).



الطية وحيدة للميل

شكل (٦)

الفصل الثالث

عمليات التجوية وإعداد الصخر

عمليات التجوية وإعداد الصخر

تعتبر العوامل الخارجية ذات تأثير فعال في تشكيل ملامح السطح. وتبدأ العوامل الخارجية أولاً بإعداد الصخر عن طريق عامل المناخ من حرارة ورطوبة وجفاف وإشعاع شمسي وتكوين ظاهرة الصقيع وحدوث التجمد، وتتضافر كلها معاً لكي تجعل الصخر قابلاً لأن ينقله أى عامل متحرك سواء الرياح أو المياه الجارية أو الجليد أو المياه الباطنية. وقد تنقل الصور المفتتة بفعل عامل الجاذبية الأرضية التي تعمل على هبوطه وتحركه من أعلى إلى أسفل. ولهذا يجب أن نفرد دراسة لعمليات التجوية والتي تعطى أبعاداً لإمكانات نحت الرواسب ونقلها من مواضعها وتخفيض السطح، وإرساب المواد المنقولة إلى مناطق أخرى لبناء أشكال جديدة وتعديل السطح.

التجوية Weathering :

تنقسم التجوية إلى قسمين كبيرين هما التجوية الميكانيكية والتجوية الكيميائية، وكل قسم منهما يتم بعدة طرق، بحيث يقف وراء كل طريقة عنصر أو عامل فعال، ولذا يمكن أن نتعرف على كل قسم من أقسام التجوية، من حيث العمليات الجيومورفولوجية التي تتم، والآثار التضاريسية الناتجة، وتغير ملامح السطح من خلال هذه العمليات.

ويقصد بالتجوية عملية تفكك الصخور إلى أجزاء أصغر، وتطلها أيضاً إذا وجد ما يؤدي إلى عملية التحلل، وقبل أن نخوض في أنواع التجوية نحاول التعرف على الضوابط الجغرافية التي تحكم عملية التجوية، ومنها صلابة الصخر، والمركب المعدني للصخور، ومدى تقطع الصخر، والمناخ والتضاريس.

(١) صلابة الصخر **Hardness** : فمن المعروف أن الصخور تتباين في أنواعها وتركيبها ومكوناتها وبالتالي ينعكس ذلك على درجة صلابته. وعلى أساس

التركيب المعدني وأثره في تباين صلابة الصخور. وتقسّم الصخور حسب مقياس موه Moh لدرجة الصلابة إلى درجات من ١-١٠. وهناك بعض المعادن التي تكسب الصخر درجة صلابة نسبية مثل الجبس ودرجته ٢، والكالسيت ودرجته ٣، بينما تشتد الصخور التي تحتوى على معادن الأورثوكلاز والفلسبار ودرجة صلابتها ٦، والكوارتز درجة صلابته ٧ (Small, 1985, p.18) وكلما زادت درجة صلابته قلت معها درجة استجابة الصخر لعمليات التجوية المختلفة.

لهذا نجد مثلاً أن الصخور النارية تنقسم بالصلابة، حيث أن معظم معادنها تتركب من الفلسبار والكوارتز، كما أنه تترابط وتتماسك معادنها مع بعضها أثناء بروتتها وأثناء عملية تبلورها.

وعلى العكس من ذلك نجد أن الصخور الرسوبية أساساً هي عبارة عن أجزاء وحبيبات متجمعة ارتبطت مع بعضها بمادة لاحمة، ومن هنا فإنها أصبحت أكثر ليونة من الصخور النارية. فصخور الحجر الرملي مثلاً تتكون من حبيبات الكوارتز، ونظراً لأن المادة اللاحمة بين الحبيبات تتسم بالليونة لذا أصبحت صخوراً ضعيفة، والمادة اللاحمة لها عادة تكون من أكاسيد الحديد أو كربونات الكالسيوم.

(٢) المركب الكيميائي للصخر : يؤثر هذا المركب بدرجة أساسية على مدى مقاومة الصخور للتحلل الكيميائي، وقد يكون عاملاً مساعداً على حدوث أو إتمام التجوية الميكانيكية. وكما نعرف أن المعادن المكونة للصخور تختلف في ألوانها، وفي درجة امتصاصها للطاقة أو لأشعة الشمس، وبالتالي تتباين في درجة التمدد والانكماش. فالصخور التي تتكون من معادن قائمة اللون مثل البازلت، والجبرو، والسرپنتين تسخن بسرعة وتتمدد بدرجة أسرع من المعادن ذات اللون الفاتح التي تميز الحجر الجيري أو الطباشيري مثلاً، حيث

أن النوعين الأخيرين يعكسان الأشعة وبالتالي تسخن الصخور ببطء ونتيجة لكل ذلك تختلف معدلات التجوية في أنواع الصخور المختلفة في معادنها.

(٣) **تقطع الصخر:** تتعرض الصخور دائماً لحدوث الصدوع والفواصل والتشققات والتي تعمل كلها على إنفصال الصخر، وإضعاف مقاومته، مما يسهل عملية تفككه إلى أجزاء بسهولة، وتزيد من السطح المعرض للتجوية الكيميائية أيضاً لأنها تتعرض للهواء والرطوبة فتمارس المياة عملها، ويعمل الأكسجين على تأكسد الصخر، لهذا نجد أن الأودية الجافة والحفر الغائرة، والممرات الموجودة تحت السطح كلها تسير مع فوالق وفواصل وترتبط أساساً بالصخور الجيرية القابلة للتجوية الكيميائية بفعل الإذابة، بينما الصخور الجرانيتية الكثيرة الفواصل تتعرض للتجوية الكيميائية في هذه المواضع وتتكون بذلك للكتل المكعبة، والكتل ذات السطوح الأفقية.

(٤) **المناخ :** يؤثر المناخ على عملية التجوية بشكل واضح حيث تعتمد عمليات التجوية الميكانيكية والكيميائية على عناصر المناخ مثل الحرارة وأشعة الشمس، والأمطار، فحدوث عمليتي التجمد والذوبان هي نتيجة مباشرة لانخفاض الحرارة ليلاً أو شتاء وارتفاعها نهاراً أو صيفاً. كما أن التجوية بالإشعاع الشمسي Insulation تتطلب تغيراً في درجات الحرارة من حيث ارتفاعها نهاراً وانخفاضها ليلاً. أما التجوية الكيميائية فنجدتها تتضاعف كلما ارتفعت درجة الحرارة °١٠ (Small, 1985, p.25) والمناخ الرطب المطير تزداد فيه فعالية الأمطار، حيث أن الأمطار تكون ضرورية لعمليات التطل، والتأدرت، والتكرين.

أولاً: التجوية الميكانيكية Mechanical Weathering :

هي عملية تفكك الصخر إلى أجزاء أصغر وأحجام، وتضاريس قليلة بالتفريغ، دون حدوث أية تغيرات في خصائص وصفات المعادن المكونة للصخور،

ويتم ذلك بطرق عديدة، منها التجوية بالإشعاع الشمسى، وتتم هذه الطريقة بطريقة ميكانيكية تعرف بالتمدد والانكماش، وفي العروض الباردة والمعتدلة تحدث التجوية بفعل تكون الصقيع، كما أن المناطق ذات الصخور الجيرية والمنفذة للمياه والتي تتوزع في مناطق مطيرة تحدث تجوية ميكانيكية بفعل المياه للباطنية، بالإضافة إلى التجوية الملحية.

التجوية بالإشعاع الشمسى insulation weathering :

تتأثر الصخور بالإشعاع الشمسى في الصحارى، والتي يحدث لها تمدد بسبب ارتفاع الحرارة اليومية بدرجة تكون كافية لأن يسبب هذا التمدد ضغوطاً يفوق قوة شد الصخر.

وتتأثر هذه التجوية بالتغير الشديد في درجات الحرارة يومياً بين حرارة النهار والليل، والتباين في المعدلات الشهرية بين الصيف والشتاء في المناطق الصحراوية، حيث يؤدي تعاقب عمليات التسخين والتبريد إلى تجوية موضعية وحدث تفكك للصخور.

وحينما تتعرض الصخور للإشعاع الشمسى فإن الأجزاء الخارجية للطبقات العليا يحدث لها تمدد، وإذا كانت فعالية التمدد الجانبي منعتها المواد المحيطة ومنعتها من التمدد بها فإن الضغط الجانبي الأفقي سوف يتطور عن طريق الطبقات الساخنة المرتفعة الحرارة. وفي أثناء الليل يتوقف الورد من حرارة أشعة الشمس، ويبدأ سطح الأرض في فقد الطاقة وإشعاع ما تبقى به من طاقة، فيحدث تبريد، ولا يمكن للصخر الذي تمدد وانفصل أن يعود للاتصاق مرة أخرى بالصخر، ولذا فإن الشقوق لا بد أن يتبعها شقوق أخرى، (Goudi, 1997, p.25).

ويلاحظ من جدول (١) أن الصخور تختزن الحرارة أو تمتص مكوناتها المعدنية الطاقة الشمسية، مما يعمل على رفع درجة الحرارة بمقدار كبير في

الصخور خاصة نهراً بمقدار يتراوح بين ١,٣-١,٨ قدر درجة حرارة الهواء الملامس لها. وتتباين الصخور في درجات الحرارة، ولكنها عامة تزيد عن ٥٥٠م وتصل قرابة ٨٠م.

وينتج عن تأثير الصخور بالتجوية بالأشعاع الشمسي عملية تقشر الصخور exfoliation، حيث ينفصل الصخر في هيئة قشور متتابعة نتيجة تمدده وعدم عودته لصورته الأصلية، خاصة في الصخور الجيرية والصخور الجرانيتية.

جدول (١)

نماذج لأنواع الصخور في الصحراء وتباين درجات حرارتها

نوع الصخر	المنطقة	درجة حرارة الهواء (متوية)	درجة حرارة الصخر (متوية)
البازلت	تبستى	٤٧	٧٨,٥
الحجر الرملى	تبستى	٤٧	٧٨,٨
الحجر الرملى	كرلكورم	٤١	٥٤
طين طمى	صحراء أريزونا	٤٩,٧	٧١,٥

After Goudi, 1997, p.28.

وقد وجد أن عملية تكسير الصخر إلى شظايا وأجزاء مفككة بفعل التجوية الميكانيكية تزيد من السطح المعرض للتجوية فيزداد نشاطها، وهذا كله يسهل عملية التجوية الكيميائية والتجوية الميكانيكية بفعل الكائنات العضوية. فإذا فرض أن لدينا كتلة مكعبة حجمها (٣م) متر مكعب واحد، فإن سطحها يبلغ مساحته ٢٦م^٢ وإذا تكسرت إلى أجزاء صغيرة فإن المليمتر المكعب الواحد منها سوف يزيد السطح إلى (٦,١)^٢ مليمتر مربع أو يصل إجمالى السطح نحو ٦٠٠ متر مربع (Emiliani, 1995, p.310).

التجوية بالصقيع :

فى مقابل حدوث التجوية بالإشعاع الشمسى فى العروض الحارة، خاصة الصحارى والمناطق الجافة منها، نجد أن التجوية بالصقيع تحدث فى غالبية الأحوال فى العروض المعتدلة والباردة، وذلك عن طريق عملية تعرف بالتجمد والذوبان Freez & Thaw. فانخفاض درجة الحرارة إلى الصفر المئوى تعرف مناخياً بأنها حالة صقيع حتى ولو لم يتكون الصقيع نفسه، وتكون الظروف مهيأة لحدوث التجمد إذا توافرت كميات كبيرة من الرطوبة أو المياه، وهى تحدث ليلاً، وفى فصل الشتاء. وإذا حدث تجمد للمياه تزيد بمقدار ١٠%، ويسبب ذلك زيادة الضغط على الصخور فتزيد الشقوق إتساعاً، وتكرر العملية مع كثرة الشقوق تتفصل الكتل الصخرية.

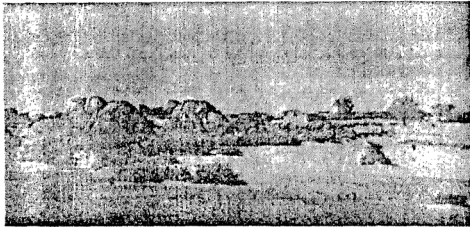
وتعتمد معدلات التجوية على ظروف الحرارة المحلية، والرطوبة، وحمولة الهواء، والتركيب الكيميائى لمياه الأمطار. ويتضح ذلك من جدول (٢) فالتجوية فى الأقاليم الجبلية ينتج عنها إنهياراً أرضياً وحركة للكتل لتستقر عند قاعدة السفح.

ويلاحظ أن صخور الجرانيت أشد مقاومة للتجوية ويتم تجويته ببطئ، يليه البازلت الذى يزيد إلى عشرة أمثال المعدل فى البيئة الباردة، حيث يبلغ ١٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة بينما يزيد معدل تجوية الرخام إلى ضعف هذه القيمة، حيث أنه صخر متحول من جهة، وأصله صخور رسوبية من جهة أخرى، ولذا يصل معدل تجويته إلى ٢٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة.

أما تأثير عنصر الحرارة فيظهر أيضاً فى الصخور المختلفة، فإذا كانت المنطقة حارة وبها صخور كل من الجرانيت والبازلت والرخام معاً فى نفس المنطقة، فإن الجرانيت نجده أقلها فى التجوية ومعدل تجويته ١٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة، ويزيد إلى عشرة أمثال فى صخور البازلت وإلى ٢٠ مثل فى حالة صخور الرخام، هذا ويلاحظ من الجدول أيضاً تأثير الحرارة المرتفعة والرطوبة على التجوية، حيث بزيادتها تزداد معدلات التجوية إلى عشرة أمثال للتجوية فى المناطق



صورة رقم (٣) عملية التجوية الميكانيكية والكيميائية وتكسر الحجر الجيري
أعلى سطح جبل طويق شمال الرياض بـ ١٨٠ كم



صورة رقم (٤) نموذج لتجوية الصخور الجرانيتية شمال خانق سبلوكة قرب حلة
العبيد بواى النيل، (التجوية الكروية)

الباردة، نظراً للتباين الحرارى وزيادة كمية الاشعاع الشمسى من جهة، وزيادة كمية الامطار ونسبة للرطوبة من جهة أخرى، كما فى شكل (٧).

الفعل الميكانيكى للمياه الباطنية :

لا تظهر عمليات ميكانيكية بشكل واضح فى التجوية بفعل المياه الباطنية الا فى عملية للتجمد والذوبان. وينتج عن ارتفاع المياه إلى السطح أو تسربها إلى الباطن حدوث عملية قلقة فى الصخر وتكون مسئوليته مسئولية كاملة عن إضعاف الصخر، وتكوين التربة فوق المنحدرات. وتعتبر عملية التجوية والصور الأخرى للعمليات التى تحدثها المياه الباطنية مسئولة عن حدوث عدم الثبات الناتج عن هبوط الكتل الكبيرة الحجم من أعلى إلى أسفل بفعل الجاذبية الأرضية، والتى تتم بسرعة وبطريقة غير مرئية (Tarr & Martin, 1914, p.97) وتعتبر الانهيارات الأرضية من أكثر العمليات انتشاراً فى المناطق التى تتعرض للتجوية بواسطة المياه الباطنية ونشاطها لفترة طويلة بسبب التسرب، وبالتالي الهبوط بكميات كبيرة نتيجة تضافر كل من التجوية مع عامل الجاذبية الأرضية.

التجوية بالعامل الحيوى :

يلاحظ أن النباتات تدب بجذورها فى أية رواسب، وفى أثناء نموها تصل الشعيرات الجذرية إلى سطح الصخر الواقع أسفل الطبقات المفككة، كما هو الحال فى العروص المدارية التى يبلغ جذور النباتات هناك عدة أمتار، وقد تنمو الجذور فى الشقوق الصخرية، وكل ذلك ينتج عنه ضغط ، ومع كثرة حدوثه يؤدى إلى زيادة تشقق الصخور، وإتساع الشقوق وتفتت الصخور، كما أن هذه العملية تساعد العوامل الأخرى فى تفتيت الصخر.

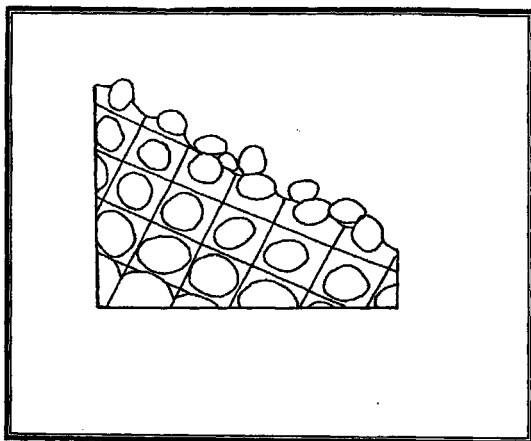
ويسهم الحيوان أيضاً فى عملية تفتيت الصخر وتفككه، وذلك عن طريق احتكاك أظلاف الحيوان بالصخور، أو عن طريق ما تقوم به بعض الحشرات

جدول (٢)

معدلات التجوية في سطح الصخر ميكرون / ١٠٠٠ سنة

نوع المناخ		نوع الصخر
بارد	حار ، ورطب	
١	١٠	الجرانيت
١٠	١٠٠	البازلت
٢٠	٢٠٠	الرخام

After Emiliani, 1995, p.313



طريقة تجوية الجبال ذات الصخور الجرانيتية

شكل (٧)

والديدان والقوارض من تقتيت الصخر. وكثيراً ما نجد أن حشرة مثل النمل تقوم بعمل أشكال جيومورفولوجية في هيئة تلال تعرف باسم تلال النمل، وبارتفاعات تصل إلى ٣-٤ أمتار. ويظهر هذا الملمح في كردفان في جمهورية السودان، خاصة على جانبي الطريق إلى مدينة الأبيض

التجوية الملحية salt weathering :

تتأثر الأملاح في الصحارى بدرجات الحرارة، حيث أن الأملاح التي توجد في شقوق وفجوات الصخر قد يكون لها معامل تمدد أكبر من معامل تمدد المعادن المكونة للصخور. مثال ذلك أنه إذا ارتفعت درجة الحرارة من الصفر المئوي أو قريباً منه ووصولاً حتى ٦٠°م فإن الهاليت يتمدد بنسبة تصل إلى ٠,٥% بينما لا يزيد تمدد المعادن المكونة لصخور الجرانيت عن ٠,٠-٠,٢٠% (Goudi, 1997, p.33).

وتحدث التجوية الملحية بشكل واضح في المناطق الجافة في الصحارى، حيث أنه بسبب ارتفاع الحرارة، يحدث التبخر، وتتركز الأملاح وينتج عن تكونها ضغوط تتم ممارستها عن طريق تبلور الملح وتحوله من الحالة الذائبة في المسافات البينية الضيقة إلى شكل صلب. ونمو البلورات بسبب ضغطاً. وتتأثر هذه التجوية بعاملين آخرين هما : الضغوط التي تمارس بفعل تمدد أملاح عديدة في الفراغات الضيقة حينما يتم تسخينها، والضغوط الناتجة عن حدوث تآدرت أو نمو hydration لبعض الأملاح الموجودة في الفراغات بين مكونات الصخر، وأكثر الأملاح في هذه العملية هي الكربونات، والسلفات، والكلوريدات لكل من الصوديوم والكالسيوم والمغنسيوم واليوتاسيوم والباريوم. (Cooke & Smalley, 1968, p.1220). وكثير من المعادن يكون لها معامل تمدد عالياً، فالجرانيت وكرينات الكالسيوم أقلها تمدداً، وأكبرها تمدداً على التوالي.

ثانياً : التجوية الكيميائية Chemical Weathering :

تختلف التجوية الكيميائية عن التجوية الميكانيكية فى أن هذه العملية تؤدي إلى تغيير فى المعادن المكونة للصخر، وأن الصخر قد تحتفى مكوناته المفككة فى صورة مذابة بين جزئيات المياه، وقد تؤدي التجوية الكيميائية إلى مجرد إضعاف الصخر لتساعد بذلك العوامل المتحركة والتي تمثل عوامل نحت. وتتم التجوية الكيميائية بعدة طرق منها التأكسد، والتكرين، التواء أو التآدرت، والإذابة.

التأكسد Oxidation: وهى عملية إتحاد عنصر الأكسجين مع العناصر المعدنية الموجودة بالصخر، خاصة المعادن التي تكون قابلة للتأكسد مثل عنصر الحديد، حيث يتفاعل الأكسجين الجوى مع خامات الحديد وينتج عن ذلك تكون أكسيد الحديد، ويميل لون الصخر إلى اللون البنى أو الأصفر نتيجة لذلك. كما يتكون أيضاً أكسيد المنجنيز فى الصخور التي تحتوى على عنصر المنجنيز.

وتحدث عمليات التأكسد فى الصحارى، ويتكون ما يعرف باسم ورنيش الصحراء desert vernish وهو عبارة عن اكتساب الصخور فى الصحارى للون البنى بمختلف درجاته، ويساعد هذا اللون أيضاً على زيادة معدل امتصاص الصخر لأشعة الشمس، فيزيد ذلك من حرارة الصخر، ويؤدي بذلك تضاعف العمليات الكيميائية والميكانيكية فى تكسير وتفتيت الصخر. يضاف إلى ذلك أيضاً أن عملية تعاقب الليل والجفاف يؤدي إلى إحمرار الرواسب الصحراوية الحديثة، وإحمرار التربة (Cooke & Warren, 1973) وعادة يتم تأكسد القشرة الخارجية المكونة للصخر والتي تكسبه ورنيش الصحراء بسبك يتعمق لبضعة ملليمترات قليلة، مما يعمل على إضعاف سطح الصخر وتسهيل عملية نحته.

التكرين Carbonation : وهى العملية الكيميائية الثانية التى يتم تجوية الصخر بها، وذلك فى وسط مائى. ويحدث أن يتفاعل ثاني أكسيد الكربون الموجود فى الهواء (الجوى) مع الصخر مثال ذلك إذا اتحد عنصر كربونات الكالسيوم فى

وسط مائى فإن ثانى أكسيد الكربون يعمل معها وينتج عن ذلك تكوين بيكربونات الكالسيوم، وهى مواد صخرية مختلفة عن كربونات الكالسيوم الأصلية.

وتتأثر عملية التكرين بدرجات حرارة المكان الذى تتم به هذه العملية، فكلما ارتفعت درجة الحرارة تدريجياً فإن نسبة ثانى أكسيد الكربون تقل تدريجياً وبالتالى تضعف عملية التكرين، ويتضح ذلك من جدول (٣).

وإذا اعتبرنا أن نسبة ثانى أكسيد الكربون عند الصفر المئوى تبلغ ١٠٠% كرقم قياسى، فإنه بارتفاع الحرارة تقل نسبة ثانى أكسيد الكربون تدريجياً حتى تصل إلى ٥٠% عند ٣٠°م، ٣٤% عند درجة حرارة ٤٠°م للمياه، كما يوضحها جدول (٣).

جدول (٣)

العلاقة بين درجة الحرارة ونسبة الكربون المذاب بالمياه

ثانى أكسيد الكربون	درجة الحرارة بالمئوى
١٠٠%	صفر
٧٨	١٠
٦١	٢٠
٥٠	٣٠
٣٤	٤٠

After Drew, 1985, p.22

التأدرت Hydration:

ويطلق عليها البعض اسم للتواء، وهو عبارة عن اتحاد عناصر المياه بين الأجزاء المكونة للصخر، وتحدث هذه العملية فى أنواع متميزة من الصخور مثل الميكافيلسبار.

وفى عملية التأدرت تحدث الزيادة فى سلفات الصوديوم و كربونات الصوديوم قد تتجاوز نسبتها ٣٠٠%. وقد تتغير صور بعض الأملاح التى توجد فى درجات الحرارة المرتفعة بدرجة كبيرة فى الطبيعة (Goudi, 1997, p.33) والحجر الرملى مثلاً الذى يحتوى على عنصر الميكا يتم تجويته ويتكسر الحجر الرملى إلى حبيباته الأصلية.

الإذابة Solution :

تعتبر عملية الإذابة من العمليات الكيميائية التى تحدث للصخور، وذلك حسب نوع المعادن. فهناك معادن قابلة للذوبان وأخرى مقاومة لعملية الإذابة. فالجير (كربونات الكالسيوم) قابل للذوبان، بينما الرمل (الكوارتز) يكون مقاوماً للإذابة.

وتستمد المواد الذائبة إما من الرواسب المفككة على سطح الأرض والتي تكون التربة أو العمود الرسوبى، أو تستمد من الصخور نتيجة تعرضها المباشر لعملية الإذابة للصخور فى أحواض التصريف أو فى مناطق الكارست حيث المياه الباطنية تنيب الصخور. وعامة تزيد عملية الإذابة والنحت الناتج عنها مع زيادة الأمطار، وزيادة الجريان السطحى فى أحواض التصريف.

وتختلف الصخور فى معدل الإذابة فقط من نوع لآخر، فالصخور النارية والمتحولة معدل إذابتها صغيراً ويبلغ ٠,٥ - ٧ ملليمتر/ ١٠٠٠ سنة. أما الحجر الرملى القديم فقد يزيد مداه عن ذلك ليتراوح بين ١,٥ - ٢٢ ملليمتر/ ١٠٠٠ سنة حيث أنه يسهل تفككه وبالتالي فى إذابته يكون كبيراً، ويقترّب منه معدل إذابة الحجر الرملى الذى يرجع إلى الزمن الثانى والثالث وبمعدل ١٦-٣٤ ملليمتر/ ١٠٠٠ سنة. أما الصخور الطباشيرية فتذوب بمعدل ٢٢ ملليمتر / ١٠٠٠ سنة، بينما تزيد صخور الحجر الجيري عن ذلك ليتراوح معدل إذابتها ٢٢-١٠٠ ملليمتر، كما فى جدول (٤).

جدول (٤)

تقدير معدل النحت والتخفيض بفعل الإذابة فقط للصخور

نوع الصخر	معدل التخفيض مم / ١٠٠٠ سنة
صخور ما قبل الكمبري	٠,٥ - ٧
الميكاسيت	٢ - ٣
الحجر الرملي القديم	١,٥ - ٢٢
الحجر الرملي في الزمن الثالث	١٦ - ٣٤
التلال الجليدية	١٤ - ٥٠
الطباشير	٢٢
الحجر الجيري	٢٢ - ٢٠٠

After Waylen, 1979,

لما تأثير عامل الانحدار فإنه يزيد من معدل نحت الصخور. فإذا وصل انحدار المنطقة إلى ١٠° فإن السفوح ذات النبات الطبيعي يتم نحتها بمعدل ١٠-٢٠ طن / هـ/ السنة، وإذا كانت تخلو من النبات يصل معدل النحت إلى الضعف ٢٠-٤٠ طن / هـ/ السنة. وإذا زاد انحدار الأرض إلى ٢٤° زاد معدل النحت إلى ٥٠ طن / السنة/ هـ (Finch et al., 1959, p.219).

وتؤثر درجات الحرارة أيضاً على عملية الإذابة، ولذا فإن إذابة عنصر مثل ثاني أكسيد الكربون CO_2 في المياه يعتبر دالاً على الحرارة. فإذا كانت درجة الحرارة ١٠°م وصلت الكمية المذابة في المياه ٣,٣٥ جرام/ اللتر، وإذا زادت إلى ١٢°م قلت الكمية المذابة إلى ١,٩٢ جرام/ اللتر، وإذا ارتفعت الحرارة ضعف القيمة الأولى ووصلت إلى ٢٥°م قلت الكمية المذابة إلى اقل من النصف وأصبحت لا تترد عن ١,٤٥ جرام/ اللتر. لهذا فإنه إذا زادت الحرارة وانخفض الضغط تقل فعالية الأمطار الساقطة في عملية التحلل (Emiliani, 1995, p.310).

ومن نتائج التجوية الكيميائية :

(١) تحدث إذابة للكثيوانات: الصوديوم، والمغنسيوم واليوتاسيوم والكالسيوم والحديد والسليكا.

(٢) تتخلف عن عمليات التجوية سليكات الألومنيوم، وذلك في صورة طين Clay.

(٣) تتخلف الأكاسيد لأنها مقاومة للنحت الكيميائي.

(٤) يستمد الكاولينيت من التجوية العميقة للفلسبار وسليكات الألومنيوم الأخرى، ولذلك تسود معادن الطين في العروض الدنيا.

(٥) حدوث عملية الإحلال والتحجر Petrification : حيث أنه عادة ما تدخل المياه الباطنية بين الصخور وتحدث بها تغيرات كثيرة بفعل الإذابة والترسيب، وتعتبر عملية إحلال أحد المعادن على سبيل المثال محل معدن آخر أحد للتغيرات الكيميائية التي تحدثها التجوية بفعل هذه المياه الباطنية. مثال ذلك : تحل سلفات الحديد محل كربونات الجير الصلب، وقد تحل محلها السليكا أيضاً، ويطلق على هذه العملية اسم عملية الإحلال. وهناك صورة أخرى من صور الإحلال وهي أن النسيج الخشبي للشجرة أو لأي نبات آخر يحل محلها السليكا. وقد لوحظ ذلك في صحراء أريزونا بالولايات المتحدة ومناطق كثيرة في الغرب الأمريكي حيث تحولت جنوع الأشجار كلية إلى أحجار وسميت هذه العملية تحجر الغابات (Tarr, 1927, p.97).

(٦) ارساب المادة المعدنية : كثير من المواد المعدنية تتم ازلتها بفعل المياه الباطنية أثناء تسربها، والتي تأتي إلى السطح ثم يحدث لها إما أن تترسب في شكل رواسب معدنية قرب منطقة تصريفها نحو الخارج وظهورها على السطح في شكل ينابيع أو مياه متسربة من الباطن إلى السطح، أو يحدث لها انتقال وتحول من مياه باطنية إلى مجارى الأنهار وهنا يتم إرساب المعادن أو انتقالها إلى مياه الأنهار.

(٧) تكون الرواسب الحديدية Ore deposits : تعتبر عملية تكوين العروق المعدنية من أكثر نتائج العمليات الكيميائية أهمية في عملية تغير المادة للمعدنية بفعل المياه الباطنية. فيسبب خروج المياه الباطنية إلى أعلى تتكون عروق معدنية بمحور رأسى ترتفع لأعلى أيضاً، خاصة في حالة صعود المياه الحارة من الباطن. ويبدو أنه على العكس من ذلك أيضاً يحدث أن الحديد المكشوف على السطح يتكون بفعل هبوط المياه إلى أسفل، دون ضرورة حدوث تسخين، ويتكون الحديد بفعل إزالة عنصر الحديد من التربة ومن الطبقات الصخرية العليا أثناء حدوث عملية التجوية ويتسرب إلى أسفل بفعل المياه الباطنية التي تحمله إلى الأعماق، ويتركز بعض من هذه المعادن في مواضع ملائمة في الصخر. وقد تعمل إزالة السليكا من الصخور الرسوبية على فصل السليكا عن الحديد، وبإزالة السليكا يحدث تركيز لمعدن الحديد بشكل عالى القيمة، مما يعمل على تكون مناجم الحديد التي تم كشفها في صورة كميات كبيرة من الخام كما هو الحال حول بحيرة سوبيريور بالولايات المتحدة.

(٨) التصلب Cementation : يوجد الارساب الطبيعي في الغالب بشكل صلب في الفجوات الموجودة بين الصخور، ويمثل هذا سبباً في تغير الرواسب من كونها رواسب مفككة مذابة إلى صخر صلب. ويلعب وجود كربونات الجير Lime أو وجود اكسيد الحديد الذي يترسب ويكميات كبيرة دوراً في التلاحم كتل الجلاميد ببعضها البعض، وتصبح بمثابة كتلة صخرية كبيرة متصلبة، وتوجد مثل هذه العمليات في جزيرة برمودا، ولوحظت أيضاً في شبه جزيرة فلوريدا، وهكذا يتحول الرمل في هذه المواضع إلى حجر رملي، ويتحول الحصى إلى كونجلومرات (المدملجات). وحينما تكفن هذه الصخور تحت السطح، ويحدث تسرب مياه ساخنة إليها من الباطن فإن الصخر يصبح ثابتاً ومتماسكاً بسبب إمتلاء الفجوات، وتترسب عروق معدنية على طول إمتداد للكهوف الكبيرة، مثل سطوح الفواصل وسطوح الصدوع.

الفصل الرابع

عامل الجاذبية وأثره فى تشكيل السطح

عامل الجاذبية وأثره فى تشكيل السطح

تتسبب الجاذبية الأرضية فى هبوط الأجسام من أعلى إلى أسفل، لتستقر المواد الصلبة على سطح الكرة الأرضية باتجاه من أعلى إلى أسفل، مع ضرورة مساعدة ميل السطح على إتمام حركة لنقل هذه المواد الصلبة، وأن تكون هذه المواد قد أعدت للنقل بالجاذبية، أى أن هناك رواسب مفككة من أحجام مختلفة، وأن يتوافر العامل المساعد للجاذبية الأرضية، إذا كانت ظروف الرواسب تحتاج إلى ذلك، مثلما الحال فى وجود نسبة من الرطوبة فى التربة المتأثرة بهذا العامل.

وتلعب الجاذبية الأرضية دوراً هاماً فى تشكيل سطح الأرض لا يقل أهمية عن فعل وتأثير العوامل الأخرى مثل الأنهار أو الرياح، وإن كان دورها محدداً بظروف ومواقع معينة على سطح الأرض. ولكى يمارس عامل الجاذبية عمله لابد أن تسبقه عملية التجوية، وتكون الرواسب إما مفككة وجافة أو مشبعة بالمياه، أى أن تتعرض إما للتجوية الميكانيكية أو الكيميائية.

وتتعدد صور تأثير عامل الجاذبية الأرضية، فبعضها يكون بطيئاً وأخرى تتم فى صورة حركة سريعة للكتل، كما أن منها ما يرتبط بالبيئات الجافة وأخرى ترتبط بالبيئات الرطبة. كما يلاحظ أيضاً أنها تتأثر بانحدار السطح، ولهذا يمكن تمييز العمليات الأرضية التى يساعد عامل الجاذبية على حدوثها وتكون ذات تأثير فى تشكيل سطح الأرض وهى:

الانهيار الأرضى السريع :

هذا النوع من الانهيار هو أكبر مظهر واضح لهذه العملية، ومن أهمها للتلقي الطينى Mud Flow، ويحدث عادة على سفوح المرتفعات، وتتم هذه الحركة بعد حدوث تشبع للرواسب الدقيقة الناعمة الموجودة على سفوح المرتفعات بالمياه، حيث تساعد الرطوبة على حركة هذه المواد الطينية بفعل الجاذبية الأرضية من أعلى إلى

اسفل، وتتم الحركة بشكل سريع لوجود هذه للرطوبة ومساعدة الانحدار. وعادة تكون المواد التي يحدث لها تنقفاً هي المواد الطينية والصلصالية. ويلاحظ أنه كلما قل النبات للطبيعي على السفوح فإن التدفق الطيني يحدث بشكل أسرع، كما أنه كلما زاد الانحدار زادت سرعة التدفق الطيني حيث أن العلاقة بينهما علاقة طردية.

ومن أشهر الذين درسو التدفق الطيني Mudflow روبات شارب، وبلاكويلدر في ١٩٢٨، في الجبال الواقعة في المناطق شبه الجافة Semi-arid.

وتظهر ملامح موفولوجية في مناطق التدفق الطيني، منها الجسور، أو ما تعرف بجسور التدفق الطيني Mudflow levée، وهي تختلف عن الجسور الطبيعية التي تتكون على جانبي مجارى الأنهار حيث أن جسور التدفق الطيني مختلفة في الأصل. فهي هنا تتكون من الجلاميد الذي تم نقله بفعل مياه السيول والتي يشار إليها أحياناً بأنها جسور للسيول torrents، كما أن رواسبها أخشن، كما في شكل (٨).

ويستمد الطين من رواسب التلال الجليدية الغنية بهذه الرواسب ومن تجوية الرماد البركاني وصخور التشت وغيرها. وحينما تتدفق المواد ويتحرك جزء من الجلاميد والطين لمسافة معينة من أعلى إلى أدنى السفوح تتحرك على الجانبين ضفاف من الطين والجلاميد على طول المجرى الجلاميدي، وبهذا تتكون الجسور بفعل التدفق الطيني. ويحكم تكون هذه الجسور عدة ضوابط منها درجة لزوجة الرواسب، ودرجة الغنى في رواسب الطين والجلاميد، ودرجة الانحدار، وطبيعة المجرى (sharp, 1942, pp.225-227).

ويتطلب حدوث التدفقات الطينية على السفوح درجة انحدار تتراوح بين ٥ - ٢٠ كما هو الحال في البروج التي تتناسب انحدارات معظم السفوح بها لحدوث هذه العملية وتتميز بانتشار كبير على مستوى إقليمي.

ويؤثر التدفق الطيني في تشكيل سطح الأرض؛ فكثيراً ما يحدث في أودية جبال روكي بالولايات المتحدة تجمعات لزحف التربة، وحركة بطيئة للتكوينات إلى

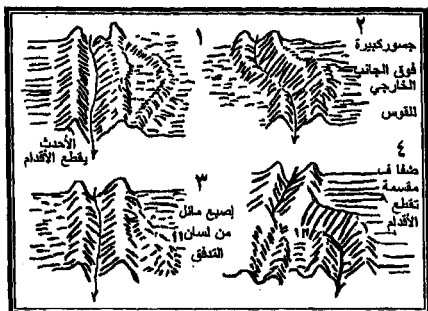
اسفل الأودية العميقة الضيقة gulch فى هيئة ثلاثيات، رواسبها صخر وطين مختلط، وتكون كتل صخور من مختلف الأحجام والتي يصل قطرها من الحبيبة الصغيرة إلى بضعة أقدام، ويعمل ذوبان الثلج فى الوسط المحيط به على تحول الرواسب إلى هيئة شبه سائلة لتستقر بفعل الجاذبية فى النهاية فى المناطق الأخفض.

الانهيار الأرضى البطئ :

هى عملية تتفق بطئ تحدث للرواسب، ويوجد نوعان هما زحف التربة، وتتدفق التربة. ويعتبر زحف للتربة Soil creep من أهم العمليات للمائدة والتي تتفاوت بدرجة كبيرة حسب الظروف المناخية أو النظم المناخية climatic regimes. ويقصد بزحف التربة تحرك المواد المكونة للتربة الموجودة فوق السطح بمساعدة عامل الجاذبية الأرضية فى اتجاه من أعلى إلى أسفل، وتتسم الحركة هنا بأنها بطيئة، وتميز كل الأقاليم سواء المدارية أو المعتدلة.

ويستدل على حدوث عمليات زحف التربة من خلال أعمدة التليفونات والتغراف المائلة والتي كانت تثبت فى الماضى قبل تطور نظم الاتصالات بالشكل الحالى، حيث يرجع ميل هذه الأعمدة إلى ضغط التربة الزاحفة عليها. كما يلاحظ أيضاً تجمع الطين المتحرك فى التربة التى يتم بناؤها وتكونها عند الحواط المبنية، وكثيراً ما تتحول ركامات السفوح الناتجة عن الانهيار بفعل عامل الجاذبية إلى ما يعرف بأنهار الصخر rock rivers إذا أشد التدفق وإنحدار المفتحات الصخرية (أبو العز، ١٩٧٦، ص ١٤١).

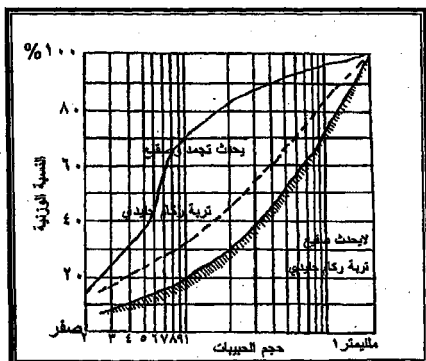
إن مفهوم النهر الصخرى rock stream هو عبارة عن شكل لرسابى فى هيئة لسان تتجمع فيه الصخور غير المصقولة والكتل التى تتصادم مع بعضها وتوجد بكثرة فى جبال كلورادو، ويومنج بالولايات المتحدة، وإن كان المفهوم يأخذ اسماً مختلفاً فى جبال سييرا نيفادا. والأنهار الصخرية كما وصفها كيسلى (Kesseli, 1941, p.205) عبارة عن تجمعات هائلة من مخاريط ركام السفوح المتقاربة، وكلها تنتج



After: Sharp, 1942

الجسور الطبيعية للتدفق الطيني

شكل (٨)



After: Williams, 1987

تأثير حجم الحبيبات والتجمد على تدفق التربة

شكل (٩)

عن تجوية الجروف المنحدرة المجاورة، وهى تأخذ شكل اللسان إذا نظرنا إليها مجتمعة، أما إذا كانت النظرة مجزأة فإنها تعكس ركام السفح. وعامة فإنه ينتشر على سطح الأنهار الصخرية عديد من النتوءات البارزة والموازية للحافات. ويتكرر تكوينها تعطينا حافات مستمرة ذات امتداد متصل.

ويبلغ طول النهر الصخرى لكبر من ٢٠٠ قدم، وبعضها يصل إلى نصف ميل وقد يقل عن ذلك وقد يصل إلى أكثر من الميل الواحد. وطول النهر بمفرده بدون روافد يبلغ أحياناً مسافة أطول من ٢ ميل، وسمك طبقات الرواسب المفككة ٢٠-٣٠ قدم، وتبلغ أحجام الرواسب ما بين الرواسب الرملية والصخرية الجلاميدية البالغ طولها ١٥-٢٠ قدم، ويزيد سمك هذه الرواسب بالاتجاه نحو الجزء الأكثر انخفاضاً.

وسطح الجلاميد فى المجرى الصخرى فى المقطع العرضى يكون محدباً لأعلى، بينما القطاع الطولى يكون مقعراً لأعلى. ومما يسهل على هذه الكتل الصخرية الحركة فى النهر الصخرى هو دور المياه الناتجة عن اذابة الثلج، حيث تتخلل مياه الذوبان فيما بين الكتل الصخرية. فكان للكتل الصخرية تجمعت بفعل سقوط الكتل الصخرية كإحدى صور تشكيل عامل للجانبية لسطح الأرض، وعملية التجمد والذوبان التى تسهل حركة الصخور فى مجاريها هى إحدى أسباب عملية تفكك الصخور تفككاً ميكانيكياً.

أما النوع الثانى للانهيار الأرضى البطئ فهو تدفق التربة solifluction والذى قد يسميه البعض بالإتسياب الأرضى، وهو عبارة عن تدفق بطئ نسبياً للرواسب، ويشبه التدفق النهري. وقد طبق المفهوم على التدفق الذى كان غير معروفاً سواء للكتل الصخرية أو للتربة المشبعة بالمياه من المناطق الأعلى إلى المناطق الأخفض. ويمكن رؤية هذه العملية فى قمم الجبال فى الأقاليم الرطبة. وتختلط الكتل الصخرية مع الرواسب الناعمة وتختلط بهما المياه الغزيرة، وغالباً ما تحدث نتيجة لذوبان الثلوج.

وقد شرح ويليام (Williams, 1957, p.46) أسباب عديدة تؤدي إلى حدوث تدفق التربة solifluction. وقبل أن نناقش هذه الأسباب يجب الإشارة إلى أن تجمد الأرض يتضمن عدة جوانب منها الطبقات، والبلورات، وكتل الثلج.

أسباب حدوث التدفق :

(أ) التركيب الحجمي للحبيبات: حيث أن تركيبها محكوماً ومتوازناً في الحدود التي يحدث عندها صقيع وبدائية تجمد للتربة أو عدم تجمدها.

ويظهر من تحليل التربة وجود الثلج أثناء التجمد، وفي الأجزاء العليا في تربة الركامات الجليدية. ويلاحظ من شكل (٩) أنه بزيادة حجم الحبيبات في رواسب السفوح الجبلية فإنه لا يحدث معها عملية تدفق التربة، وكلما زادت نسبة الرواسب الناعمة في الرواسب فإن هذا يزيد من احتمالات تعرض تربة السفوح لعمليات تدفق التربة، حيث يحدث بين حبيباتها ظاهرة للصقيع frost نتيجة للبرودة وتشيع بها عملية التدفق.

(ب) كمية المياه المتاحة: فالزيادة الكبيرة في محتوى المياه في التربة والتي توجد في صورة ثلج والذي يتحول إلى جليد هي نتيجة حركة المياه إلى أعلى نحو السطح الذي يحدث به التجمد، وتحدث هذه الحركة نتيجة لاستمرار امتصاص المياه وتحويل جزئياتها إلى أعلى سطح الثلج مسبباً نمواً في طبقات الثلج، ويستمر تدفق المياه من أجزاء التربة نحو الثلج ويزيد مخزون المياه في صورة ثلج يذوب بازدياد الحرارة.

(ج) معدل التجمد : فالنقص في معدل التجمد سوف يكون في الطبقات الناجية للطبقة الواقعة فيما بين التربة المتجمدة وغير المتجمدة، وسوف تتحرك إلى أسفل تدريجياً ليزيد سمكها، بينما الزيادة في معدلات التجمد سوف ينتج عنها نقص في سمك طبقات التربة بالاتجاه إلى أعلى.

(د) كمية وشكل الثلج: والتي تكون أقل درجة في تأثيرها بوجود الأملاح المذابة

فى التربة، بينما يلعب للتكوين المعدنى، والغطاء النباتى والمناخ دوراً أكبر وبشكل مباشر فى درجة تأثيرها على تكوين الثلج.

وتصنف عملية تدفق التربة solifluction حسب تقسيم ترول Troll, 1947 إلى أنواع طبقاً لأربعة أسس والتى ذكرها رايت (Wright, 1961, pp.933-939) وهى :

١- الشكل form: ويوجد نوعان وهما : الأول هو التدفق الطينى المتباين، مع تصنيف جيد للرواسب بحيث يكون بينها تجانس، والثانى هو التدفق العشوائى، وتكون الرواسب غير مصنفة.

٢- المساحة الأرضية وطبيعة الحركة terrain and movement ، ويقسم إلى نوعين أيضاً، الأول هو التدفق على مساحة كبيرة، ويكون اتجاه الحركة نحو قاعدة السفح بشكل مباشر وبمحور يقترب من المحور الخطى. أما النوع الثانى التدفق الصغير والذى يتم على مساحة محدودة، وتكون حركة التدفق بشكل اشعاعى وله انتشار جانبى كبير. أى أن الأول يمتد بمحور طولى بينما الثانى يمتد أغلبه بشكل عرضى.

٣- الفاصل الزمنى Time interval ويوجد نوعان ، إما أن يحدث التدفق فصلياً، وغالباً ما يرتبط ببدايات حلول فصل الربيع والدفء، أو أنه يحدث يومياً، أو بين الحين والآخر خلال فترات زمنية قصيرة تفصل بين كل تدفق وآخر.

٤- نوع الجليد، ويوجد نوع من التدفق يحدث بسبب تجمد الأرض طول العام أو تجمدها فصلياً تحت الطبقة التى يحدث لها تدفق. أما النوع الثانى فهو حدوث التدفق تحت ظروف تكون بللورات وعقد جليدية دون حدوث تجمد كاملاً للطبقة السفلى.

ونتيجة حدوث التدفق الطينى تتكون مدرجات على جانبي التدفق الطينى solifluction وتتأشأ وتتطور هذه المدرجات فى مناطق رواسب الركامات الجليدية

ورواسب السفوح عند أقدام الحافات، كما هو الحال في الحافة الواقعة جنوب شرق جبل بلاهو Blaho في النرويج، وفي مناطق كثيرة في النرويج يظهر مثل هذا النوع من المدرجات. وتتراوح ارتفاعات هذه المدرجات ما بين المتر الواحد والمترين.

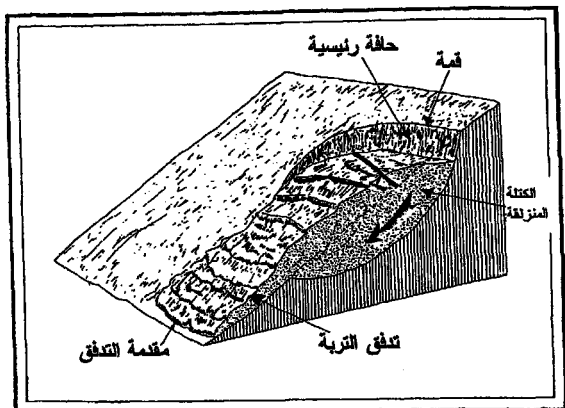
الانزلاقات الأرضية :

تتعدد صور الانزلاقات الأرضية التي ينتج عنها سقوط وهبوط المكونات من أعلى إلى أسفل عند حضيض السفوح ويمكن عرض أنواع الانزلاقات كالاتي:

(١) انزلاق الصخر slump هو أحد أنواع الانزلاقات الأرضية، وفيها تحدث حركة دوران حرة وبشكل مقعر إلى أعلى، بحيث يحدث في النهاية صورة عامة تعرف باسم التدفق الأرضي Earth flow ويكون في هيئة سلمية مدرجة، وينتج عن هذه العملية تكوين مناطق صخرية مفككة في هيئة مرتقعة، وهي تحدث على سفوح إنحداراتها أكبر من ١٥° كما في شكل (١٠).

(٢) انزلاق المفتتات الصخرية Debris slide وهي تشبه العملية السابقة ولكنها تختلف عنها في أنها تتم دون حدوث حركة دوران خلفية بهيئة مقعرة لأعلى. وقد سجل أطول انزلاق عرف على سطح الكرة الأرضية وهو انزلاق سعيد مريح Saidmarreh في جنوب غرب إيران والذي حدث منذ أكثر من ١٠٠٠٠ سنة ماضية وظل بحالته حتى الآن نظراً لأن البيئة جافة الآن، ويسهل رؤيته من خلال مورفولوجية السطح، وقد قطعه خانق نهرى يحمل نفس الاسم، وكنون سطح الانزلاق مظهراً كارستياً مشكلاً بذلك سطح الأرض وبسبب ذوبان الجبس الذي يكون الصخور السفلى المكونة للمنطقة بفعل التجوية الكيميائية.

(٣) هبوط المفتتات أو الكتل الصخرية debris fall من أعلى السفوح من منطقة الوجه الحر إلى قواعد السفوح وذلك بسبب نحت الأجزاء الواقعة أسفل منه فيعمل ثقل الغطاء الصخري العلوى وزيادة للضغط إلى تكسره وهبوطه. ويشبه هذه العملية للهبوط للحر من التلجيات كما هو الحال في جبال الألب، وتعرف بالهبوط الثلجي ice fall.



After: Bloom, 1979, P.178.

إنزلاق الكتل الصخرية وتكوين المدرجات

شكل (١٠)

أما سقوط الصخر rock fall فعادة يحدث على سفوح أشد انحداراً وتزيد درجة انحدارها عن ٤٠° وقد يساعد على حدوثها أيضاً النشاط البشرى فى مناطق السفوح (keefer, 1984) خاصة الزراعة والسياحة وتقطيع الأخشاب.

الآثار المورفولوجية لسقوط الصخر rock fall

ينتج عن سقوط الصخر بعض الملامح المورفولوجية منها تراجع الحوائط الصخرية وذلك بسبب تجمع الأجزاء الهابطة والمتساقطة. ومن خلال إجراء إحدى التجارب التى تمت فى بريطانيا وجد أن الصخر الذى هبط فى مدى ضيق يبلغ حجمه ١,١٤-١,٦١ متر. وترتبط عملية تراجع السفح ومعدلات التراجع وتغير معالم السفوح بعملية السقوط rock fall للصخور المختلفة.

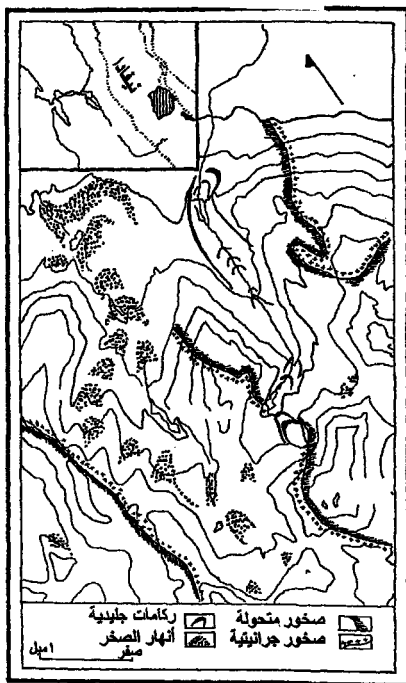
جدول (٥)

تغير معدل تراجع السفوح بفعل سقوط الصخر باختلاف أنواع الصخور

نوع الصخور	أقل معدل ملليمتر / السنة	أقصى معدل ملليمتر / السنة
البركانية	٠,٠١	٠,٠٢١
النيس والشست	٠,٧٠	١,٠٠
الحجر الرملى	٠,٠١٣	٠,٠١٦
الحجر الجيرى	٠,٣٠	١,٣٠

بتصرف After : Ballantyne & Kirkybride, 1987, P. 90.

ويلاحظ من جدول (٥) أن الصخور البركانية هى أقل أنواع الصخور فى حدوث عمليات سقوط الصخر بسبب شدة التماسك للطفوح البركانية، بينما صخور الشست والحجر الجيرى هى التى تحدث بها أعلى معدلات سقوط الصخر بسبب شدة قطعها بالفواصل وعمليات الإذابة وتكوين الشقوق.



After: Kessell, 1941.

توزيع مجارى الصخر فى أودية خانقى شيروين ولوريا فى
نيفادا بالولايات المتحدة
شكل (١١)

(٤) انزلاق الكتل الصخرية Rock Slide وهى من أبسط العمليات المنتشرة وقد تسمى إنحدار الكتل Block glide وتتميز بأن حركة الكتل الصخرية تكون سريعة نسبياً ، وتتميز الكتل المنزلقة أيضاً بأنها كبيرة، كما تتميز بأنها ضحلة وليست عميقة مثل للتدفقات الطينية السابق ذكرها. وتساعد عدة عوامل على حدوث هذه الانزلاقات مثل وجود المطر الغزير، أو حدوث التجمد والذوبان فيؤدى ضغط السائل إلى تكسر الصخر وانزلاق السطح. وتتفاوت أحجام الكتل الصخرية المنزلقة. وبشكل عام فإن سمك هذه الكتل يصل إلى ١٠% من مقدار طول المسافة التى تقطعها بالاتجاه نحو أسفل السفح التى تنحدر عليه، انظر شكل (١٠).

وتصنف الانزلاقات الأرضية حسب السرعة إلى عدة فئات، فالانزلاقات البطيئة للغاية لا تزيد سرعتها عن ٦٠سم/ السنة، والبطيئة جداً لا تزيد سرعة حركة المواد عن ١,٥ متر/ السنة، ولا تزيد عن ١,٥ متر/ الشهر. والسريعة بين ١,٥ متر / اليوم و ٣٠سم/ الدقيقة، بينما السريعة للغاية تزيد سرعتها عن ٣ متر / الثانية الواحدة.

الفصل الخامس

الأشكال والعمليات الفيضية

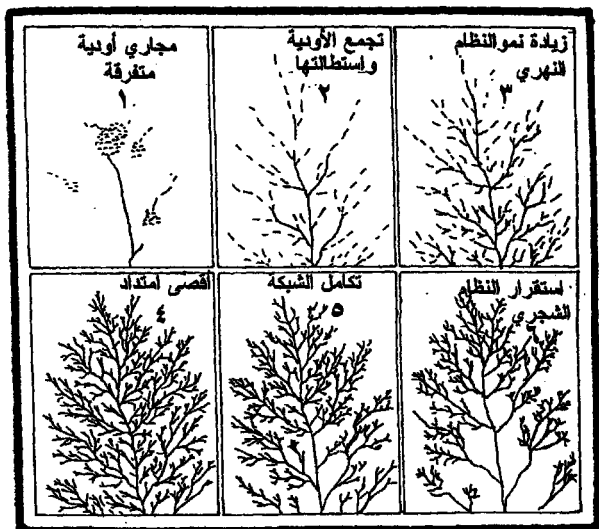
الأشكال والعمليات الفيضية

تنشأ الأنهار من خلال عملية التوازن المائي، حيث يتبخّر جزء من الأمطار الساقطة، وتتسرب كمية ترتبط بمدى مسامية الصخور وسرعة إنفاذها للمياه، وما يتبقى من الكمية الساقطة ينحدر عكس السطح مشكلة بذلك مجارى مائية، سرعان ما تتطور وتصبح أنهاراً كبرى لها نظم جريان، ولها مساحة تجمع للمياه التى تتدفق فى هذه الأنهار، وبذلك تبدأ الأنهار فى تشكيل سطح المنطقة التى تكونت بها.

وينظر للأنهار على أنها مظهر يعمل على تقويض السطح ويعدل من سطح الأرض. فالمطر والرياح والتجوية بأنواعها المختلفة، وقوة إنفاذ المياه فى مجرى النهر، والتلالجات والأمواج تعمل كلها على تدمير الكتل الأرضية الكبيرة، وكل هذه العوامل تمارس نشاطها معاً.

ويتضمن النظام النهري مجارى مائية كثيرة متشابهة، وآلاف أو ملايين المسيلات التى يتم تولدها وتكونها فى حالة من حالات سقوط الأمطار عند حدوث العواصف حيث تتدفق فى عدد من المسيلات التى لا يمكن إحصاؤها، ويعتبر النظام النهري نظاماً مجعماً لكل هذه المسيلات. وتقوم المياه التى تجرى فى مجرى النهر بحمل كثير من الرواسب، سواء التربة التى حدث لها زحف على السفوح وفوق جوانب التلال وجوانب النهر، أو الطين والرمل والحصى المنقول فى قاع المجرى أو بين ثنيات التيار المائى فى صورة عالقة.

وتتدفق الأنهار الخالية من الحمولة فى إنحدار يقل عن قدم / الميل، وإذا كانت كمية المياه كبيرة فإن هذا يساعد النهر على حمل كميات كبيرة من راسب الصخر الذى يتم تجويته ويكون ركام سفوح شديدة الانحدار، وتصل درجة إنحدارها ٣٥°، وتكون الرواسب خشنة وفى هيئة كتل كبيرة (Lobecke, 1939, p.158).



After: Glock, 1931, P. 481.

نشأة وتطور شبكة التصريف وتكوين النمط الشجري

شكل (١٢)

كيفية نشأة النظام النهري :

تبدأ المياه المتراكمة على السطح بتكوين مجارى متباعدة بشكل عشوائى على السطح، وتكون هذه المجارى منفصلة عن بعضها، وبإستمرار التساقط تتلاقى أطراف هذه المجارى فى شكل موحد. وبلى هذه المرحلة ممارسة النهر للنشاط النهي، فتزداد الشبكة عن طريق نمو وزيادة أعداد المجارى خاصة المنابع العليا، وما أن يتم تكون النظام النهري فى شكل شجرى كثيف، فإنه تكون قد اكتمل نمو الشبكة (Glock, 1931, p.481)، كما فى شكل (١٢).

فحوض النهر الأحمر فى داكوتا الجنوبية بالولايات المتحدة، يتلقى كمية أمطار سنوية بمبلغ ٢٩ بوصة بجرى منها فقط نحو ٥% من هذه الكمية، فى حين تختلف الكمية فى المناطق الأكثر رطوبة فى نيو إنجلند، حيث تتلقى أحواض الأنهار ضعف هذه الكمية، وتبلغ كمية الجريان السطحي نحو ٥٠% (Lobecke, 1939, p.159).

وبزيادة كمية الأمطار الساقطة بوصة واحدة فوق إقليم حوض النهر الأحمر الأكثر جفافاً على سبيل المثال فإنها تعمل على زيادة الجريان المائي بالنهر ٣/١ بوصة، بينما زيادة بوصة واحدة فى بيئة المناخ الرطب فى شرق الولايات المتحدة تعمل على زيادة الجريان السطحي ٤/٣ بوصة، مما يشير إلى أن الجريان السطحي يزيد بانخفاض الحرارة، وإعتدال المناخ، وقلة التبخر.

مراحل تطور النهر :

يمر النهر بتاريخ تطورى خلال حياته Life History فى أى إقليم جغرافى بدورة تعرف بالدورة الجيومورفولوجية Gemorphic cycle، والتي تمر بها الأنهار عبر تغيرات تحدث فى مرحلة الشباب،* وتستمر فى مرحلة النضج ووصولاً إلى مرحلة الشيخوخة. ويلاحظ أن المرحلة فى حياة النهر فى أى وقت عادة لا تمثل مرحلة تطور الإقليم. فالإقليم يكون فى مرحلة شباب حينما يكون السطح الأولى

بوضعه الأصلي بينما يكون فى حالة النضج حينما يتم تخفيضه بشكل كبير ويقسم الإقليم إلى قمم تلال، ويصل إلى مرحلة الشيخوخة إذا خفض السطح إلى مستوى يقترب من مستوى سطح البحر.

وقد كان ولیم موريس ديفز أول من قسم مراحل تكوين أشكال سطح الأرض إلى مراحل ثلاث : مرحلة الشباب Young stage، ومرحلة النضج Mature stage ومرحلة الشيخوخة Old or senile stage، وأن النهر يستمر فى نحته لسطح الأرض حتى يصل بها إلى مرحلة شبه السهل Peneplains، وسميت نظريته بدورة التعرية الإعتيادية cycle of erosion.

(١) مرحلة الشباب Young Stage : يشير البعض إليها بأنها مرحلة الشباب Youth، ويبدو أن المصطلح الأول قد يكون أفضل وأكثر ملاءمة فى التعبير. وفى هذه المرحلة يصبح النهر قادراً على أن يشق مجراه فى الصخور أو المكونات، ويشد الانحدار بحيث يساعد هذا الانحدار لمجرى النهر على حمل كل الرواسب التى تنقلها الروافد المختلفة إلى المجرى الرئيسى، سواء فى الأنهار دائمة الجريان أو المصبات التى تتكون فى ظروف رطبة وتكون موسمية أو مؤقتة.

وتتميز الأنهار فى هذه المرحلة بأنها أنهار تابعة للانحدار أو الميل العام لمنطقة حوض النهر، ويكون المجزى النهري ضيقاً، وسفوح جوانب المجرى شديدة الانحدار لعدم كفاية الفترة الزمنية لعمليات التجوية وتأثيرها فى عملية توسيع المجرى عن طريق النحت السفلى (Lobecke, 1939, P.161).

ومن أمثلة الأنهار فى مرحلة الشباب نهر هيمسون، ويلاحظ على الأنهار التى تمر بمرحلة الشباب أن المجرى يشغل كل قاع الوادى، فقاع الوادى هو نفسه عبارة عن المجرى.

ويتسم المجرى النهري فى هذه المرحلة بعدة سمات منها إنتشار ملامح

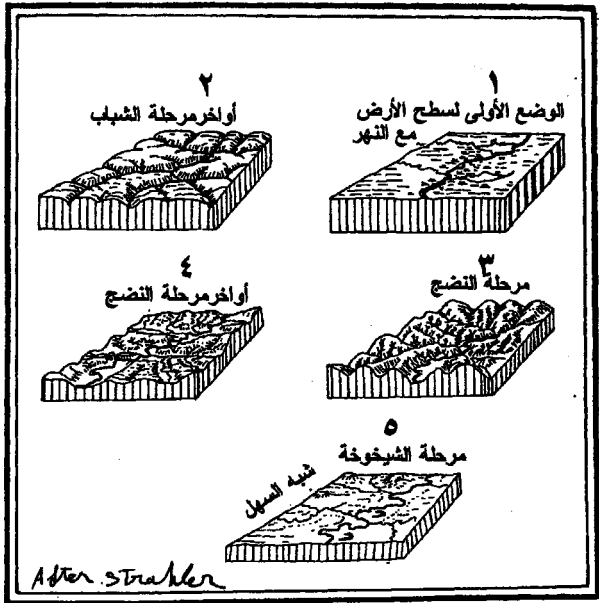
الشلالات والمسارح فى المجرى والتي تتسبب فى نشأتها شدة مقاومة للصخور الأكثر صلابة لعملية النحت، وقد يرجع تكونها أيضاً إلى عدم الانتظام للسطح الأولى فى الإقليم. وتتفاوت خصائص إنحدار النهر بسبب التفاوت فى بنية الصخر. وإذا ظهرت بحيرات على طول امتداد المجرى النهري فإنها ترجع إلى وجود مواضع منخفضة فى السطح الأصلي بالمنطقة، وعلى طول مجرى النهر، وعادة تكون المياه بالنهر صافية حيث أن الحمولة معظمها خشن، وعبرة عن حمولة قاع. كما تكثر بالمجرى ظاهرة الحفر الوعائية والمجارى الصخرية فى قاع المجارى الشابة، وغالباً تكون مصاحبة للشلالات والمسارح، ويختفى السهل الفيضى حيث لم يكن قد بدأ تكونه بعد، كما فى شكل (١٣).

مرحلة النضج : Mature stage

يصل النهر إلى مرحلة تطورية أكبر نتيجة استمرار عمليات النحت والتخفيض بفعل المياه طوال مرحلة الشباب، ونتيجة للنحت المستمر تتغير خصائص المجرى النهري وسطح المنطقة ولامحها بعد فترة نحت طويلة، وبذلك ينتقل النهر إلى المرحلة الجيومورفولوجية الثانية وهى مرحلة النضج.

ويتسم المجرى النهري فى هذه المرحلة بخصائص مميزة منها بطئ الإنحدار نسبياً، ويكون النهر لديه القدرة من خلال هذا الإنحدار أن يصل إلى سرعة تمكنه من حمل الرواسب التى وصلت إلى المجرى من كل الجوانب، والنهر هنا لا يكون قادراً تماماً على نحت مجراه بشكل أعمق إلى حين أن يتم تقليل الحمولة التى وصلت إليه من الجوانب ومن الروافد المختلفة.

وفى حالة الأنهار الناضجة تكون لديها القدرة على حمل الرواسب ويكون هناك تجانساً، وزيادة لقدرة النهر على النشاط بدرجة كافية للوصول إلى مرحلة نحت متطور وقد أشير إلى ذلك بقطاع التوازن profile of equilibrium. لهذا فإن النهر الناضج تماماً ليس به انتظام فى قطاعه الطولى، وليس به مسارح ولا شلالات، وتؤدى عمليات التجوية ونحت سفوح وجوانب الأودية إلى تقليل الانحدار إلى حد كبير وجعل سفوح جوانب النهر خفيفة الانحدار.



مراحل التطور الجيومورفولوجي للأودية والوصول إلى شبه السهل

شكل (١٣)

ويتسم قاع المجرى فى هذه المرحلة بأنه أوسع من مرحلة الشباب، حيث يتم توسيعه بعمليات النحت الجانبى، ويبدأ النهر فى تكوين السهل الفيضى.

مرحلة الشيخوخة Old stage :

إذا وصل المجرى الرئيسى للنهر درجة من النحت كبيرة وأصبح متوازناً graded فإن النهر بذلك يكون قد وصل إلى مرحلة النضج المبكر Early Maturity، أما إذا تم نحت جوانب المجرى وأصبحت السفوح فى حالة متوازنة أيضاً فإن النهر يكون قد قطع شوطاً كبيراً ومتطوراً فى مرحلة النضج، وإذا وصلت المسيلات المائية التى تغذى النهر بالمياه إلى حالة التوازن فإن النهر يكون قد وصل إلى مرحلة للشيخوخة.

وقد يحدث اضطراباً فى مراحل سير الدورة الجيومورفولوجية لعدة أسباب منها للتغيرات المناخية، حيث ينتج عنها زيادة أو نقصان واضح فى كميات التصريف النهري، وتغير عمليات النحت والإرساب وكمية الحمولة، والتى إما أن تسارع فى سير الدورة ونحت الأشكال، أو يتم حوثها ببطء.

ويمثل تغير مستوى القاعدة base level أيضاً سبباً آخر من أسباب اضطراب سير دورة التعرية، سواء ارتفاع مستوى القاعدة أو هبوطه. فهبوط هذا المستوى الذى ينتهى إليه الجريان النهري يجعل النهر يميل إلى النحت والتقيض، ويجدد نشاطه، بينما بارتفاعه يعمل على الإرساب وتوقف وإضعاف عمليات للنحت. فارتفاع مستوى القاعدة يعمل على غمر الأجزاء الدنيا للأودية، ويرتبط بذلك أشكال ارسابية مثل البناء الدلتاوى وبناء السهول الفيضية عن طريق الازدحام والإرساب التراجعى بالاتجاه نحو المنابع النهرية.

أما هبوط مستوى القاعدة فينتج عنه انخفاض مستوى البحر ومنها ما يحدث فى عصر البلايستوسين وتكوين الجليد وهبوط مستوى البحر إلى - ١٢٠ متراً، وتصبح هناك مسافة بين منطقة المصب - وهو سطح البحر الهابط - ومخرج الوادى،

فيعمل النهر على نحت هذه المسافة، وتكون النتيجة هو أن النهر أخذ يجدد شبابه rejuvenation وتحول إلى حالة للنحت. ويركز النهر في هذه المرحلة على عمليات النحت الرأسى بدرجة أساسية، فيعمق مجراه ويحاول أن يسوى السطح وبذلك تصل عمليات النحت حتى المنابع، فينحت في أراضي ما بين الأودية وفي الصخور الصلبة (Chorley et al., 1984, p.20).

وتمثل حركات الرفع الباطنية Uplift سبباً ثالثاً من أسباب اضطراب دورة التعرية، حيث ينتج عنها ارتفاع منسوب السطح في الوقت الذى يحاول النهر تخفيضه، وهذا يعمل على تكوين شبكات تصريف تتبع الظروف البنائية للمنطقة، وتصبح الأودية منطبعة على السطح Superimposed، وينشط النهر فى هذه الظروف الجديدة فى عملية النحت بسبب زيادة الإتحدار وشدته عن ذى قبل، وارتفاع التضاريس يعمل على تجميع كميات أكبر من الأمطار فيزيد تصرف النهر وينشط بذلك فى عملية النحت من جديد.

أنواع المجارى النهرية

(١) الأنهار التابعة Consequent :

النهر التابع هو الذى يتم حفر مجراه على السطح فى إتجاه يتمشى مع الإتحدار الأصلى للمنطقة. ويتمثل ذلك فى المجارى النهرية التى تتحد من أعلى قسم للمناطق المحدة نحو المواضع المنخفضة، وتظهر أيضاً فى المناطق التى تتحد من المرتفعات نحو السهول الساحلية كما هو الحال فى أودية شرقى الولايات المتحدة، والتى تتحد من السفوح الشرقية لجبال الأبلاتش نحو المحيط الأطلنطى، ومنها أيضاً الأنهار العديدة التى تتحد من الحافة الزرقاء نحو السهول الساحلى الشرقى للولايات المتحدة، ويشبهها أيضاً وادى العريش شمال شبه جزيرة سيناء.

(٢) المجرى التالى Subsequent :

وتنشأ مجارى هذه الأودية وتتطور فوق منطقة ذات صخور ضعيفة وقد يطلق على هذه الأنهار بأنهار المضرب strike أى مضرب الطبقات، حيث تتبع الأنهار مناطق ظهور الطبقات، وتكون هذه المجارى لداة ضبط للبنية الجيولوجية. وعادة يشير مفهوم " تالى " إلى أنها تبعية زمنية، بمعنى أنها تالية فى تاريخ النشأة، كما أنها تشير إلى فكرة أخرى وهى أنه قد تم عملها وحفرها وتكونها فوق طبقات صخورها أقل مقاومة، ومن أمثلة هذا النوع من الأودية نهر هدسون، حيث يتبع هذا النهر وادياً صدعياً فى شمال شرق الولايات المتحدة فيما بين البانى ونيويورك، وكثير من أودية ولاية بنسلفانيا تتبع نطاقات من الصخور الضعيفة التى تعرضت لعمليات الالتواء، كما فى شكل (١٤).

(٣) الأنهار العكسية Obsequent :

وتمثل أحد الاتجاهات التى تأخذها الأنهار أثناء تكونها، حيث يكون اتجاه المجرى عكس الميل العام للطبقات الصخرية، وينتج ذلك من تحكم خطوط الصدوع فى محاور اتجاه النهر فيتغير اتجاه المجرى ولا يتبع الميل العام، ويأخذ اتجاه عكسياً تماماً. وعادة ما تكون المجارى العكسية هى روافد للمجارى التالية، ومن نماذج هذه الأنهار كاترسكل Kaaterskill بالولايات المتحدة.

(٤) أنهار تلقائية Resequent :

وهى تتبع ميل الطبقات، وفى نفس الوقت تتبع نفس اتجاه المجارى الأصلية التابعة، ولكنها تختلف عنها فى أنها تتطور فى مرحلة متأخرة، وعلى مناسيب أخفض فوق السطح المخطط stripped.

وعادة ما يشير المصطلح إلى حدث recency أكبر فى تطورها وهى كلمة مركبة من كلمتين هما حديث rencent وتابعة consequent.

كما أنها غالباً ما تمثل روافداً للأنهار التالية ولا يوجد سبب واضح لنشأتها بهذه الصورة (Lobecke, 1939, p.171).

(٥) الأنهار غير التابعة Insequent :

وهي التي لاتخضع لأى تحكم أو أى ضوابط من الضوابط التى يمكن أن تحكم نشأتها، فهي لاتتبع بنية الصخر، ولا تتبع الميل العام للطبقات، أى أنها تكونت بدون ضوابط جيولوجى أو طبوغرافى ولكن تتدفق مياهها فى أى إتجاه يمكن توقعه، وينتج عن ذلك النمط الشجرى المعروف بين أنماط شبكات التصريف.

ومن الجيومورفولوجيين الذين إهتموا بالخصائص الكمية فى جيومورفولوجية الأنهار، وقننوا هذه المتغيرات هورتون Horton ١٩٣٢، وسترهلر Strahler بدءاً من ١٩٥٢ حتى ١٩٦٤، وتشورلى Chorley ١٩٦٧، ولنجبين Langbein ١٩٤٧، وجراى Gray ١٩٦٥، وللمان Wolman ١٩٦٧، ومن الخصائص ما هو موضح فى جدول (٦) والتي لا يتسع مجال دراستها هنا، ونكتفى بالإشارة للخصائص العامة وما يرتبط منها بالحوض، أو بشبكة التصريف بنظرة شاملة، أو القطاع الطولى للمجرى long profile أو جزء من الامتداد النهري أو قطاع reach، أو ما يتصل بالمقطع العرضى للمجرى.

رتب الأودية :

يعتبر هورتون من أوائل من صنفوا الأودية إلى رتب orders عام ١٩٤٥ وجاء بعده سترهلر، وأخذت فكرة رتب الأودية تطوراً كبيراً فى طرق ترتيبها. ويعتبر سترهلر فى تصنيفه للرتب أكثر إقناعاً، حيث جاءت فكرته باعتبار أن كل رافد من المنابع العليا يأخذ الرتبة ١ باعتبارها أقل قيمة، وإذا تلاقى واديان من الرتبة ١ فانهما يكونان وادياً أكبر منهما ولذا يأخذ رتبة أعلى وهى ٢، حيث تجتمع مياه كل منهما معاً فينشط النهر وبالتالي يصبح أقوى وتكون رتبته فى شبكة

جدول (٦)

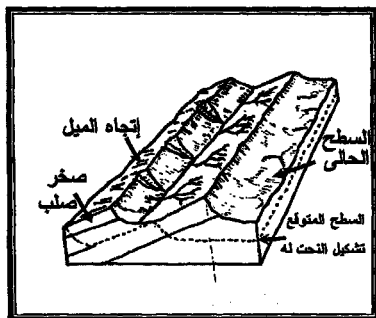
الخصائص الطبوغرافية لأحواض التصريف والأودية

نوع للوحدة	خاصية الحوض	خاصية الشبكة	خاصية قطاع المجرى reach	المقطع العرضي للمجرى
المساحة	• مساحة حوض للتصريف	مساحة تصريف المجاري النهرية	مساحة المجرى	مساحة المقطع العرضي للمجرى
الطول	• طول الحوض محيط الحوض	• طول الشبكة • طول النهر	• طول المجرى • تدرج المجرى	إتساع المقطع
الشكل Shape	شكل الحوض	• نمط للتصريف • شكل الشبكة	شكل المجرى	شكل المقطع
التضاريس	• تضاريس الحوض • إحدار الحوض	• تضاريس الشبكة • إحدار الشبكة	• تضاريس المجرى • إحدار المجرى	صق المقطع

عن جريجورى ووالنج، ص ٣٩.

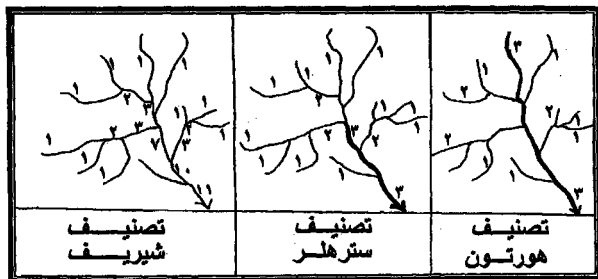
التصريف أعلى، وإذا تلاقى واديان من الرتبة ٢ يصبح المجرى الجديد من الرتبة ٣ وذلك بالاتجاه نحو المصب. وهكذا يكون تصنيف سترهلمر لرتب الأودية كما فى شكل (١٥)، ومن خلال تصنيف سترهلمر لرتب الأودية يمكن حساب معامل تشعب المجرى، كما فى جدول (٧) الذى يوضح معامل التشعب لوادى دهب بشبه جزيرة سيناء.

أما تقسيم رونالد شيريف R.L.Shreve فقد جاء مختلفاً واسماء عدد للمجاري أو حجم المجرى Magnitude حيث اعتبر أن نظام التصريف إما يكون تركمياً، وإن الروافد الأولى عند المنبع تأخذ للقيمة ١، ويتلقى واديان من الرتبة ١ يصبح المجرى أو الوادى الجديد الناتج عن تلاقيهما بالاتجاه نحو المصب من الرتبة ٢، وإذا تلاقى واديان من الرتبة ٢ تصبح للقيمة التى يأخذها المجرى الجديد ٤، وإذا



كيفية تكوين أودية مضرب الطبقات ودورها في تشكيل السطح

شكل (١٤)



تصنيف شبكة التصريف إلى رتب الأودية

شكل (١٥)

جدول (٧)

تحليل الرتبة والعدد ومعامل التشعب لوادى ذهب بشبه جزيرة سيناء

٦	٥	٤	٣	٢	١
مجموع $٤ \div ٥$	مضروب عمود ٤×٣	عدد الأنوية المتضمنة فى المؤشر	مؤشر التشعب	العدد	الرتبة
متوسط	١٠٢٠٥,٩٥٢	٢٢٨٥	٤,٤٦٦٥	١٨٦٧	١
التشعب	٢٦٠٢,٠٥٠	٤٩٨	٥,٢٢٥٠	٤١٨	٢
المرجح	٧٢٠,٠٠٠	٩٠	٨,٠٠٠	٨٠	٣
	٤٣,٣٣٢٩	١٣	٣,٣٣٣٣	١٠	٤
	١٢,٠٠٠	٤	٣,٠٠٠	٣	٥
				١	٦
		٢٨٩٠	-	٢٣٧٩	المجموع
٤,٧٠٠١	١٣٥٨٣,٣٣٤٠	٢٨٩٠	مجموع $٤ \div ٥$		

تلاقى وادى من الرتبة ١ مع الرتبة ٤ يأخذ القيمة ٥، وإذا تقابل مع وادى من الرتبة ٥ وادى من الرتبة ٣ يصبح من الرتبة ٨ وهكذا. فكان التصنيف يقيم عدد الوصلات التى تنقل عبرها مياه الشبكة والتى تزداد قيمتها تدريجياً فى التصنيف مرتبطة فى ذلك بتراكم المياه وتجمعها وتأثيرها بالاتجاه نحو المصب.

معامل التشعب bifurcation ratio :

تم التعرف على معامل التشعب باعتباره من الخصائص المهمة فى حوض التصريف، وذكره هورتون Horton عام ١٩٣٢، ويحدد المعامل عن طريق قسمة عدد المجارى من أى رتبة فى الحوض على عدد المجارى فى الرتبة التى تليها حيث أن الرتبة التى تليها يكون عدد مجاريها أقل، ولذا فإن ناتج القسمة يكون أكبر من الواحد الصحيح. بهذا يتضح أن هذا المعامل يعتمد على طريقة الترسيب،

سواء فى طريقة هورتون أو طريقة سترهالر Strahler، وفى النهاية يمكن الحصول على قيمة معامل تشعب واحدة نعبّر بها عن تشعب أودية أو مجارى الشبكة كلها بالحوض الواحد، ويعرف هذا بمتوسط التشعب المرجح والذي أسسه شم Schumm وصاغ طريقته الإحصائية. ويفيد معامل التشعب أيضاً فى أنه يعطينا وصفاً كمياً لنمط التصريف، وقد وصل فى وادى دهب ٤,٧ كما فى جدول (٧).

كثافة التصريف drainage density :

هو معامل بسيط يقيس طول المجرى لكل وحدة مساحية فى الكيلو متر مربع أو الميل المربع، وذلك عن طريق قسمة جملة طول الشبكة فى الحوض على المساحة الكلية لحوض التصريف، وهذا يعكس تقطع السطح بفعل تكوين الأودية أو شبكة التصريف.

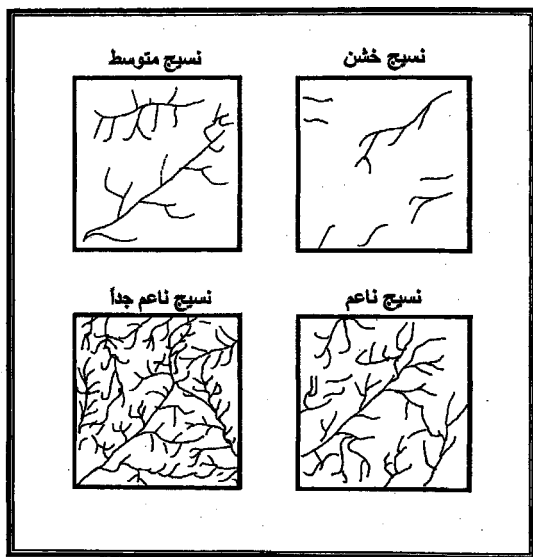
جدول (٨)

المقياس الرقمى لرتب كثافة التصريف

مقدار الكثافة (طول المجرى / الميل المربع)	النسيج الطبوغرافى (صفته)	صفة الكثافة
أقل من ٢٠	نسيج خشن	كثافة منخفضة
٤٠-٥٠	نسيج متوسط	كثافة متوسطة
أكثر من ٥٠	نسيج ناعم	كثافة مرتفعة
أكثر من ٢٠٠	نسيج ناعم جداً	كثافة مرتفعة جداً

After El Ashry, 1971, p. 1704

ويلاحظ من جدول (٨) أنه بزيادة أطوال الأودية فى الحوض تزيد الكثافة، وبزيادة الكثافة يتقطع السطح ويتحول النسيج الطبوغرافى تدريجياً من النسيج الخشن الذى نقل به الأودية إلى النسيج الناعم والناعم جداً الذى تكثر به الأودية، كما فى شكل (١٦).



أنواع النسيج الطبوغرافى لمناطق الأودية النهرية
شكل (١٦)

وتقاس كثافة التصريف مثل أية طريقة في قياس كثافة الظاهرة والعناصر الجغرافية، ويتم حساب الكثافة هنا عن طريق قسمة طول شبكة الأودية على مساحة حوض التصريف. وتختلف الكثافات بين القارات وبين أنهار الدولة الواحدة أيضاً.

ففي الجزر البريطانية تتراوح الكثافة ما بين ٠,٥٤-٧,١٤ كم/كم^٢ وفي الولايات المتحدة تتفاوت بشكل واضح، حيث تتراوح ما بين ١,٧-٣,٦ كم/كم^٢ في جبال الأبالاش، بينما نجدتها في نيوجرسي ٣٤١,٩-٨٢٠,٦ وفي إيطاليا بين ٤,٥-٨ كم/كم^٢ وفي نيوزيلندا ٨,١٢-١٦,١٦ كم/كم^٢ وفي الهند من ٠,٨-١,٣ كم/كم^٢، بينما في سرى لانكا ٠,٨-١,٣ كم/كم^٢، وفي اليابان ٢٨,٣-٣٢,٩ كم/كم^٢ (*) .

ويلاحظ من القيم السابقة درجة التباين العالمية في قيم كثافة التصريف النهري، وأن هذه القيم ممثلة لكل من العروض الوسطى، والمعتدلة، والعروض الحارة (العروض الدنيا)، وأن أثر نوع الصخر وخصائص النباتات الطبيعي قد تضمنتها هذه القيم. وقد لوحظ أن القيم للكبيرة والتي بلغت ٨٢١ كم/كم^٢ قد سجلت في بيرث أمبوى للصناعية بالولايات المتحدة، حيث أن المنطقة خالية من النباتات الطبيعي، وغزيرة الأمطار، مما يقلل من الفاقد ويزيد من فعالية المياه في تشكيل مجارى الأودية، والقيم الأعلى من ١٠٠ كم/كم^٢ سجلت في داكوتا الجنوبية وفي أريزونا. كما أن معظم القيم الأعلى من ٢٠ حتى ٤٠ أو ٤٢ كم/كم^٢ معظمها في مناطق فردية متباعدة ومحدودة وذات مناخ متميز (Gregory, 1976, p.291). ولوحظ أن القيم المرتفعة للكثافة توجد في حوض البحر المتوسط وتتدرج من الأقاليم المناخية المعتدلة، إلى المناخ شبه الجاف، ومن المناطق الجبلية إلى الهضبية، ولهذا يشير ملتون Melton عام ١٩٥٧ أن نحو ٩٢% من الخصائص التي تحكم كثافة التصريف المائي يُفسرها معامل (P-E) ثورنوايت للتبخير والترسيب، وهى المياه المتاحة للجريان، وتشكيل السطح.

(*) مستخرجه من Derbyshire 1976.

وقد اعتبر هورتون Horton عام ١٩٣٢ أن كثافة التصريف التي تتراوح بين ١,٥ ميل/ للميل المربع (٠,٩٧ كم/ كم^٢) وبين ٢ ميل (١,٢٤ كم/ كم^٢) والتي تتميز أقاليم التساقط الغزير هي عبارة عن أحواض صخورها غير مسامية مع وجود تسرب المياه بمعدل عالى.

ويوضح جدول (٨) أن الكثافة المنخفضة لشبكات التصريف تقل قيمها عن ٢٠ ميل/ الميل المربع بينما الكثافة المتوسطة تصل إلى ٤٠-٥٠ ميل/الميل المربع، وما تزيد عن ٥٠ ميل/ الميل المربع فهي كثافة مرتفعة، أما إذا زادت الكثافة عن ٢٠٠ ميل/ الميل المربع فتصبح كثافة مرتفعة للغاية.

أنماط شبكات التصريف Patterns :

يقصد بأنماط للشبكات ذلك الشكل العام الذى تنتظم فيه الروافد وخطوط المجارى المختلفة بحيث تعطينا فى النهاية مظهراً عاماً لطريقة تقابلها مع بعضها، والمسافات الفاصلة بينها، والاتجاهات والزوايا المختلفة التى تسير بها خطوط الأودية والتى يمكن الحكم عليها واعطائها صفة مميزة لها أو مسمى يتطابق مع خصائص الصورة التوزيعية لهذه الخطوط.

فالنمط الشجرى dendritic يوجد فى مناطق صخورها متجانسة سواء صخور رسوبية أو صخور أركية، وتتجمع الروافد النهرية أو مجارى الأودية بزوايا حادة عند المقارن النهرية، وتعطينا شكلاً عاماً فى النهاية على هيئة للشجرة باغصانها وفروعها، يمثل جذعها المجرى الرئيسى فى الشبكة، ويوجد فى سيناها وادى وتير الذى يأخذ هذا الشكل، ووادى العريش أيضاً، وتوضح صورة (٥) للنمط فى جبل طويق ممثلة فى وادى العمارية ووادى لين (روافد وادى حنيفة بالرياض) إضافة إلى وادى جريملاء ووادى للخرمة ووادى تربة شرق الطائف ووادى الحمض بمنطقة المدينة المنورة.

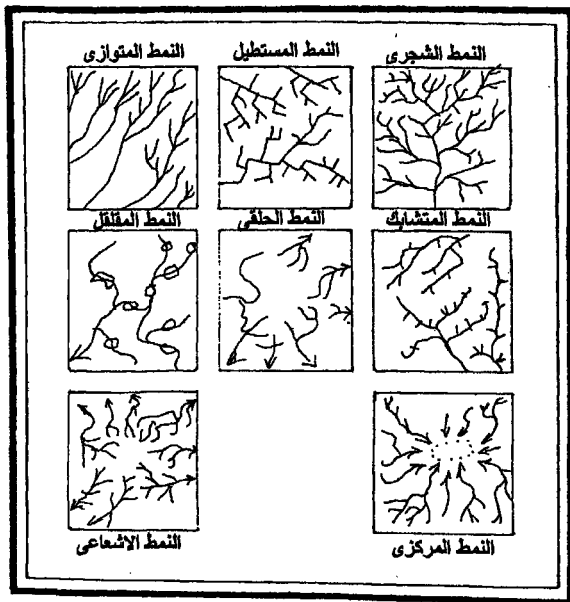
ويتميز النمط المستطيل Rectangular بان زاوية إنقواء الروافد بالمجارى الرئيسية أكبر من نظيرتها فى النمط السابق، وتقترب الزاوية من الزاوية القائمة أو شبه القائمة، وتكون هذه الروافد محكومة أساساً بعامل البنية الجيولوجية من صدوع وفواصل وغيرها، والتي غالباً ما تتقاطع مع بعضها وتختارها المجارى كنقاط ضعف لحفر مجاريها، ويظهر ذلك من شكل (١٧).

أما النمط المتوازي Parallel فيوجد حينما تأخذ معظم الأنظمة النهرية اتجاهاً عاماً فى صورة متوازية، والتي تكون محكومة بمحدرات ومقعرات متجاورة أو متوازية، أو تكون محكومة بمجموعة صدوع رئيسية يوازى بعضها البعض، ومن أمثلة هذا النوع الأودية الموجودة فى إقليم ميزايفرد فى منطقة الممتزح الوسطى بولاية كلورادو بالولايات المتحدة (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ٤٨١)، صورة (٦).

ويتميز النمط المتشابك Trellis بوجود مجارى رئيسية تسير مع الانحدار العام للسطح، وتلتقى بها روافد قصيرة الطول، وتتبع مكاشف الطبقات أو مضربها strike، وتتلاقى مع الأودية الرئيسية بزوايا قائمة، وتكون الروافد باتجاهات عرضية على المحور الطولى للمجارى، كما فى شكل (١٧).

ويوجد للنمط الحلقى Annular فى المناطق التي تظهر بها ملامح القباب domes التي تعرضت للنحت من أعلاها وتخفيضها من المنتصف، حيث تتباين الصخور، وتبدو خطوط التصريف فى هيئة حلقات على طول المناطق الصخرية الضعيفة الممتدة فى هيئة حلقات غير كاملة (محسوب، ١٩٩٨، ص ص ١٩٥-١٩٦) كما فى أودية تلال أبو رواش غرب القاهرة.

أما النمط المقلقل Deranged فهو يظهر فى الظروف الجيولوجية حديثة التكوين، ولا يرتبط بنوع الصخر أو البنية الجيولوجية، والسبب فى ظهور صورة هذا النمط هو أن شبكة التصريف تكون حديثة النشأة، ولم يمض وقت طويل لكى تكتمل الشبكة، ولذا فإن صورتها غير مكتملة، حيث تكثر المستنقعات والبرك والبحيرات بشكل كبير داخل شبكة التصريف. (أبو العز، ١٩٧٦، ص ١٩٧).

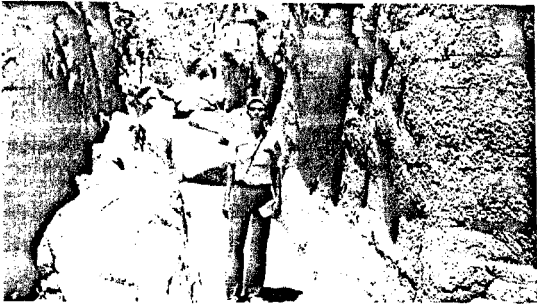


أنماط شبكات التصريف

شكل (١٧)



صورة رقم (٥) نماذج للأودية من النمط الشجري فوق جبل طويق



صورة (٦) نموذج للأودية الصدعية الخانقية في صخور أركية
جنوب دهب شرقي شبه جزيرة سيناء

ويعتبر نمط التصريف المركزي Centripetal نمطاً مميزاً يرتبط في غالبية أجزائه بالوضع الطبوغرافى، حيث توجد المنخفضات أو الأحواض التي تتحدر إليها مجارى الأودية مع ميل السطح الذي يكون مقعراً لأعلى، ويكون التصريف متجهاً نحو منطقة مركزية هي الموضع المنخفض. ومن أمثلة هذا النمط الأودية المنحدرة إلى حوض تاريم وحوض زونجاريا، ونحو وادى عربة بالأردن، وتصريف الأودية الجافة في المنخفضات الصحراوية مثلما الحال في منخفضات الصحراء الغربية في مصر، ونحو وادى الموت death valley في الغرب الأمريكى.

وعلى العكس من النمط السابق نجد النمط الإشعاعى Radial حيث تكون الطبوغرافيا محدبة لأعلى والانحدار والميل نحو الخارج، وبالتالي فإن الأمطار تتحدر على الجوانب مكونة أنظمة نهريّة أو مجارى تتجه نحو الخارج، وبصورة منتشرة ومتشعبة. ويظهر هذا النمط بوضوح في مناطق المحدثات، والقياب التي لم تحت ولم تجوف من وسطها، كما في شكل (١٧).

القطاع الطولى والنهر المتعادل :

يتميز القطاع الطولى للمجرى النهري بارتباطه بعمليات النحت وتخفيض السطح وتسويته والوصول به إلى مستوى القاعدة النهائى وتكوين شبه السهل، وإذا كانت منطقة حوض التصريف تمر بمرحلة الشباب يكون شكل القطاع الطولى قصير نسبياً، وشديد الانحدار، وشكله يكون محدباً لأعلى في معظم الحالات، أو في معظم أجزائه.

وإذا كان الحوض يمر بمرحلة النضج فإن القطاع الطولى للمجرى يصبح مستقيماً في جزء ومقعراً في بعض المواضع، بينما في مرحلة الشيخوخة يصبح القطاع الطولى مقعراً إلى أعلى في شكله العام، ويقترّب في معظمه من مستوى القاعدة النهائى. ومن نماذج القطاعات الطولية المقعرة نسبياً هو القطاع الطولى لنهر تارينج Tarenig في وسط ويلز بالجزر البريطانية، والقطاع الطولى لنهر واي wye الأعلى، كما في شكل (١٨).

والقطاع الطولى المثالى يكون سلساً، ومقراً على طول إمتداده، وحيث أن المجرى يتميز بالتصريف المائى الكبير والحمولة الكبيرة فى مرحلة الشبخوخة فإن النهر يقل إنحداره، ويقترب من الحدود الدنيا لمستوى القاعدة. وتطغى على مدخله مياه البحر أو إذا قلت الانحدارات عند مخرج الوادى. وعادة فإن ما يقطع إنتظام القطاع هو : إما تغير مستوى البحر بالارتفاع وطفغيانه على مخرج الوادى، أو وجود ظروف بنائية لصخور المجرى مثل وجود الشلالات، أو بروز الجنادل والمسارح فى مجرى النهر وهذا لا يساعد على إنتظام القطاع الطولى.

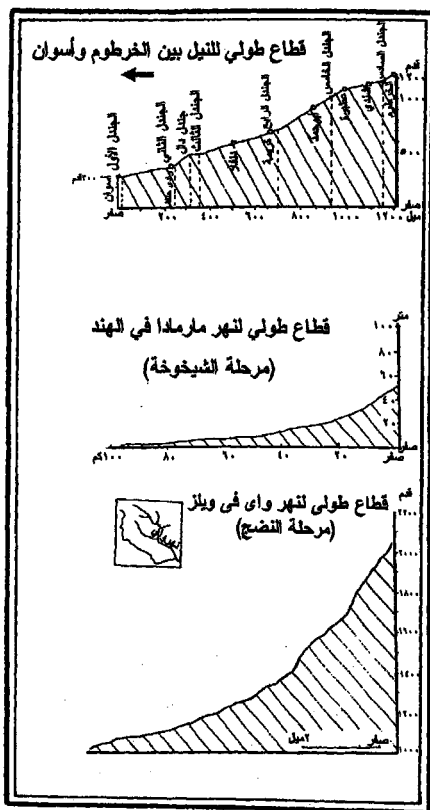
وتؤثر التباينات الصخرية على شكل القطاع الطولى للمجرى، حيث أنه إذا ظهرت صخور صلبة فى المجرى واعترضته فإن هذا يكون جنادل، وقد تتكون للمسارح، وفيها يستق المجرى فى إتساعه، وتمثل معظم هذه المواضع نقاط تغير فى قاع المجرى بحيث تشتت عملية تعميق المجرى أكثر من التوسيع فى هذه المواضع مما يميل شكل القطاع الطولى إلى التقعر فى معظم الحالات أكثر من تحذب قاع المجرى خلال القطاع الطولى كما هو واضح فى شكل (١٨) حيث يلاحظ أن القطاع الطولى لنهر النيل يتقعر فيه المجرى عند الجندل السادس والرابع والثانى.

النهر المتعادل Graded Rivers :

يشار إلى النهر المتعادل بان النظام النهري قد إكتسب فى أجزائه قطاعاً متوازناً، وانها حالة نظرية أكثر من انها تمثل القدرة على حمل الرواسب بكمية تكون مساوية للحمولة التى يحملها فعلاً فى أرض الواقع.

كما يشار أيضاً إلى ان النظام النهري المتوازن تماماً لايمارس عمليات النحت ولاعمليات الارساب، وكل هذه الاحوال السابقة ليس لها وجود حقيقى.

لهذا فإن النهر الناضج يقوم بالارساب فى أية لحظة نتيجة الزيادة المؤقتة



قطاعات طولية لبعض الأنهار الرئيسية

شكل (١٨)

فى حمولة النهر، أو نقص حجم المياه حيث تتغير الأحوال إلى عكس ماكانت عليه من زيادة فى الكمية وقوة فى حركة للمياه.

ويلاحظ أن تغير خصائص حمولة النهر تعدل من قدرة النهر على الحمل وتسبب إما النحت أو الارساب. مثل هذا الصراع يستمر فى المجرى لكى يستمر القطاع متوازناً، ومن المعروف أن التغير فى جزء من النظام ينعكس على إعادة التوافق فى النظام الكلى.

ويعتبر جليبرت G.k. Gilbeert من أوائل الجيومورفولوجيين الأمريكيين الذين أسسوا ووضعوا المحددات للنحت النهري، حيث ذكر أن الأنهار تكون لديها القدرة على حمل الرواسب بكمية كبيرة، وأن هذا دلالة على أن طاقة النهر كبيرة ولها القدرة على نقل المياه والرواسب. واعتقد بذلك بأن الأنهار المتعادلة هى الأنهار التى تكون غير قادرة على تعميق أوديتها أو تغيير شكل إنحدار قطاعاتها الطولية مباشرة، رغم أن الأنهار التى تصل إلى حمولتها كاملة تكون لديها القدرة على النحت الجانبي (Small,1985,p.53)، أى أن مرحلة للتعاادل فى نظره تمثل حالة تطور أخيرة فى النظام النهري.

كما أن ديفز لم يوافق على أن الأنهار المتعادلة ليس لديها طاقة تمكنها من نحت قيعان مجاريها، واعتبر أن حالة التعاادل فى النهر قد حدثت فى الفترة المبكرة من دورة التعرية، خاصة عند دخول النهر فى مرحلة النضج، وذكر بأن استمرار حالة للتعاادل لايد أن تتضمن بالضرورة بعض النحت وتخفيض قاع المجرى.

وقد ذكر ماكين ١٩٤٨ أن النهر المتعاادل هو الذى وصل خلال فترة زمنية فى إنحداره بما يمكنه من نقل كل حمولته التى يجمعها على طول إمتداده خاصة التى يجمعها من المجارى العليا. وقد أصبحت مشكلة تعاادل النهر فى الدراسات الجيومورفولوجية أقل اهتماماً بعض الشيء، حيث أصبحت مجالات الاهتمام تنصب على الأشكال الدقيقة وعلى العمليات الجيومورفية فى النهر أكثر من معالجة قضية جدلية نسبية.

ويفسر آرثر بلوم (Bloom , 1969) المتغيرات والخصائص النهرية التي تحكم النهر المتعادل أو المتوازن، ويذكر أن حالة التوازن يمكن تقسيمها إلى ثلاثة فئات هي : الخصائص المستقلة independent، والخصائص شبه المستقلة semidependent، والخصائص التابعة dependent.

وتتمثل الخصائص المستقلة للنهر والتي تؤثر على حالة توازن النهر في كمية التصريف Discharge وفي مقدار حمولة النهر من الرواسب Sediment، ومستوى القاعدة النهائي ultimate Base level وهي متغيرات يقل تحكم النهر فيها في معظم الأحوال. فالأمطار هي التي تحكم التصريف النهري بالإضافة إلى التبخر والتسرب ونوع النبات. وتبقى فقط مساحة حوض التصريف هي التي تحكم التغيرات في نظام النهر. فالنحت الرأسى للأودية والروافد من الرتبة الأولى يمكن لها أن تزيد من مساحة التصريف المائي ولهذا يزيد التصريف، ولكن هذه العملية محدودة لأن هناك نظم نهريّة أخرى مجاورة للنهر ومحددة له. أما الحمولة فهي ترتبط أيضاً بنفس المتغيرات التي تحكم كمية التصريف، بالإضافة إلى نوع الصخر. ومن حيث مستوى القاعدة النهائي نجد أن النهر حينما يصل إليه يفقد كل طاقته وحمولته، وهذه أساساً تكون محكومة بمقدار الارتفاع عن مستوى البحر.

وتتمثل المجموعة الثانية ذات العلاقة بالنهر المتعادل وهي الخصائص شبه المستقلة في كل من عرض القناة المائية أو المجرى، وعمق القناة، وخشونة القاع، وحجم حبيبات الرواسب المحمولة، وسرعة مياه النهر، وميل النهر إلى اتخاذه صورة متعرجة أو مضفرة braided . ويلاحظ أن هذه المتغيرات تؤثر في بعضها ويرتبط بعضها ببعض الآخر. فالتصريف المائي يحدد نوع الحمولة وحجم الرواسب، وكمية التصريف تحدد السرعة، وشكل النهر ممثلاً في المنعطفات نجده يتضمن المياه المتدفقة وحجم وشكل المجرى والقدرة على نحت ضفاف النهر، ويؤثر الانحدار على سرعة النهر وكفاءة حمله للرواسب.

أما إنحدار المياه نحو المصب فإنه يعتبر المتغير التابع والوحيد بين كل المتغيرات، حيث أنه يمكن أن يتغير بسبب إقامة للسدود على المجرى، أو سحب مياه النهر ونفخها إلى الترع. ويتغير طول المجرى بسبب تغير الانحناءات أو بناء الدلتا، ويمثل الانحدار تعديلاً نهائياً، حيث أن النهر يصبح نهراً متعادلاً أو متوازناً. وإذا فرض مثلاً أن تغير الانحدار فجائياً فإنه سوف يكون مشتركاً مع المتغيرات السابقة ذكرها.

المقطع العرضي : Cross section

يمثل المقطع العرضي للمجرى تلك الهيئة التي يحفرها النهر ويشكل بها القناة التي تنقل عبرها المياه، ولكننا ننظر إليها (الهيئة) بشكل متعامد على امتداد المجرى، ويمتد بين ضفتي للمجرى شاملاً قاع المجرى.

وتختلف المقاطع العرضية للمجرى في مناطق المنابع عنها عند مصبات الأنهار. فالمقاطع العرضية في منطقة المنابع تكون أقل عمقاً في البداية، وسرعان ما يشتد عمق هذه المقاطع تدرجياً حيث يميل النهر نحو التعميق أكثر من للتوسيع، ويمكن ملاحظة ذلك في منابع نهر النيل في غرب السودان، حيث يلاحظ أن المقطع العرضي للمجرى على بحر العرب جنوب خور الجرنتي له من العمق الكبير أكبر مما له من الاتساع، وعند المنابع في هضبة البحيرات نجد أن المقطع العرضي لنهر نيمولى قرب بحيرة البرت عمقه ١٧,٢ متراً وعرضه ضيق يصل في حدود ٩-١٠ أمتار، نظراً لأن الصخور أركية، والمنطقة بها آثار فواصل وصدوع أثرت على سرعة التعميق أكثر من التوسيع شكل (١٩).

أما في حالة المجارى النهرية التي تمثل بالنباتات، وتتحول المنطقة المحيطة إلى مستنقعات كما هو الحال في نهر البيبور الذي ينحدر من هضبة الحبشة إلى النيل الأبيض عند موقع موثير فيلاحظ أن المجرى متسع بدرجة كبيرة، ويقل العمق بشكل واضح، ولذا تنتشر المياه على الجانبين مكونة مستنقعات، ويصبح مجرى

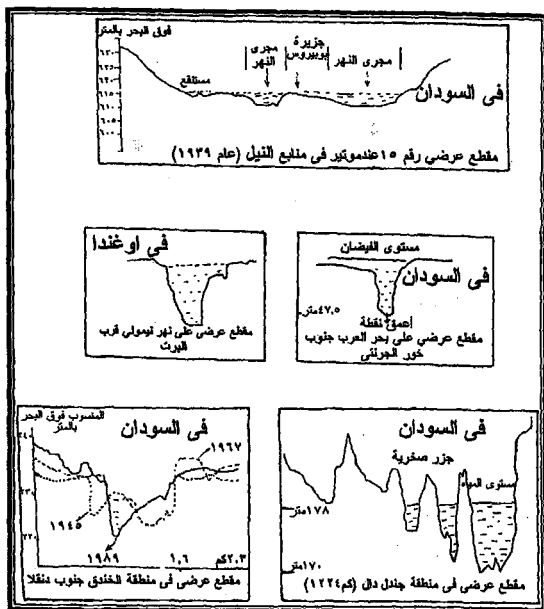
النهر متشعباً وتحصر المجارى فيما بينها جزراً.

وبمقارنة القطاعات شكل (١٩) يلاحظ أن الاتساع أخذ فى الزيادة التدرجية بالاتجاه نحو المصب بدءاً من بحر العرب، ونيل البرت، ثم نهر البيبور ووصولاً إلى النيل النوبى فى الوسط الشمالى للسودان، ويزيد إتساع المجرى من ٩٠٠ متر جنوبى دنقلا فى السودان إلى ١٠٧٠ متر فى قطاع كيلو ٢٠٥ شمال إسنا فى جنوبى مصر. ويزيد العمق بمعدل أقل حيث يكون فى بحر العرب ٣,٢ متر وفى نهر البيبور ٦,٧ متر، ويصبح جنوبى ودنقلا ١٢,٦ متر وفى منطقة إسنا فى مصر ٧,٧٩ متراً كما فى جدول (٩) حيث الاتجاه العام نحو زيادة الإتساع أساساً.

ويختلف المقطع العرضى للمجرى فى مناطق الشلالات عن المناطق التى يحفر فيها النهر مجراه فى تكوينات رسوبية مفككة فالمقطع العرضى لنهر البيبور وفى المنطقة جنوبى دنقلا يتميز بأنه يأخذ الشكل الطولى (المستطيل) أو الشكل المثلثى، فى حين يتميز المقطع العرضى فى منطقة شلال دال شمال السودان - حيث الصخور الأركية - بعدم الانتظام التام، وبانه عبارة عن مجموعة مجارى متجاورة تفصل بينها عدة جزر صخرية يبلغ عددها ٣ مجارى رئيسية، وأن مناسيب هذه المجارى المتشعبة غير متساوية على الإطلاق، وأن هناك ميلاً عاماً للمجرى فى زيادة عمق فى المجرى الشرقى وقلة العمق بالاتجاه نحو الغرب كما فى شكل (١٩).

وتختلف المقاطع العرضية أيضاً باختلاف عمليات النحت والارساب، فالمقاطع العرضية فى المناطق التى تتعرض للنحت نجدها لها من العمق أكثر مما لها من الإتساع، بعكس الحال فى المناطق التى تتعرض للارساب حيث يعلو قاع المجرى، ويتم بناء حواجز مغمورة، فيقل العمق وبالتالي يزداد العرض إذا قورنت بالعمق فيختلف بذلك شكل المقطع.

وتختلف المقاطع العرضية باختلاف المرحلة التطورية التى يمر بها للنهر. فإذا كان النهر فى مرحلة الشباب يصبح المقطع عميقاً بدرجة كبيرة وإتساعه ضيقاً



أنماط من المقاطع العرضية لصخور مختلفة

في القطاع الأعلى والأوسط لنهر النيل

شكل (١٩)

جدول (٩)

خصائص المقطع العرضي لنهر النيل وروافده في قطاعات مختلفة بالمتر

المنطقة	العرض بالمتر	العمق بالمتر	معامل العرض على العمق
بحر العرب	٤٧,٥	٣,٢	١٤,٨
نهر نيمولى قرب البرت	٩	١٧,٢	٠,٥٢
كيلو ١٠٠١ شمال الخرطوم عند دنقلا	٩٠٠	١٢,٦	٧١,٤
نهر البببور موقع موتير	٦١٠٠	٦,٧	٩١
قنا قطاع ٢٠٥ شمال إسنا	١٠٧٠	٧,٧٩	١٣٧,٤

بدرجة واضحة، بينما إذا كان فى مرحلة الشيخوخة يصبح المقطع ذو إتساع كبير يفوق للتعق، ولذا تختلف أشكال المقاطع العرضية حسب المرحلة التطورية للنهر.

ويؤثر نوع الصخر على المقطع العرضي، بحيث إذا مر النهر فى مناطق الصخور الأركية خاصة فى مناطق الجنادل فإن قاع المجرى يصبح غير منتظم لوجود صخور الجنادل والمسارع، بينما إذا كان النهر يعبر منطقة رواسب فيضية ارسبها لنفسه وكون سهله الفيضى فإن المقطع يميل إلى الانتظام ويتميز قاع المجرى بالاستواء إلى حد كبير.

ويشار عادة إلى شكل المقطع العرضي إذا كان شكله منتظماً أم لا، ولهذا فإن قياس انتظام المقطع يعتمد على تقسيم إتساع المقطع الممتد بين الضفتين ممثلاً فى سطح المياه إلى قسمين متساويين، وعمل خط عمودى من أعلى إلى أسفل يصل بين نقطة المنتصف وقاع المجرى. وبذلك ينقسم المجرى إلى قسمين، فإذا تساوى القسمين فى مساحتهما أصبح المقطع منتظماً، وإذا اختلفا أصبح المقطع يتسم بعدم انتظام (Richards, 1982, p.10). Asymmetry، كما فى شكل (٢٠).

وعامة ينتج عن النشاط البشرى المتصل بالمجرى النهري بشكل مباشر تغيرات، سواء بسبب المنشآت الهندسية التى يقيمها الانسان مثل الكبارى والسدود، أو عمل تكسية لضفاف المجرى بالأحجار لتثبيتها، وعمل قواطع فى المجرى مثل شق الترع والقنوات التى تأخذ مياهها من النهر، وكلها تمثل أعمالاً تعتبر تعديلاً لمجرى النهر، وتتسبب فى تغيرات فى المقطع العرضى، وفى القطاع الطولى، وقد يصل تأثيرها إلى تغير الشكل العام للمجرى، وكل ذلك قد يتسبب فى زيادة كفاءة المجرى وقد يمنع ويحول دون نحت القاع أو الضفاف.

وهناك تأثيرات للانسان غير مباشرة تنعكس على المجرى النهري، ومنها تقطيع الغابات أو استزراع الغابات، حيث أنه فى الحالة الأولى يزداد للتدفق بينما يقل فى الحالة الثانية، كما أن إنشاء الطرق وتحويل المناطق الواقعة بين الأودية إلى استخدامات أخرى قد جذبت انتباه الإنسان فى الفترات الأخيرة لاستغلال مياهها فى مشروعات متميزة وتحويل اتجاهات المياه فى أعالي الأنهار، بالإضافة إلى تأثير عملية التحضر ومستواها المرتفع الذى وصلت إليه كثير من الدول والتسى تتطلب استهلاك كميات كبيرة من المياه، وغالباً لا تعود إلى النهر مرة أخرى، فيقل التصريف النهري ويميل النهر للإرساب.

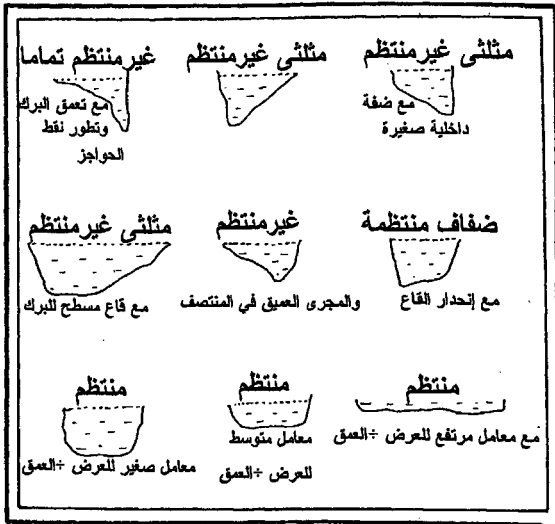
العمليات الفيضية :

تتمثل العمليات الفيضية التى تقوم بها الأنهار بشكل أساسى فى عمليات النحت والنقل والإرساب، ويمكن تناول كل عملية منها بقدر من التفصيل.

العوامل التى تحكم معدل النحت النهري :

توجد عدة عوامل تتحكم فى قدرة النهر على النحت، ومقدار هذا النحت، وتوجد علاقات بين هذه العوامل أيضاً، والتى تتمثل فى الصور الآتية :

❖ إذا زادت كمية المياه فإنه يتبعها زيادة فى سرعة جريان مياه النهر وينتج عن ذلك زيادة قدرة النهر على ممارسة نشاطه فى عمليات النحت.



After: Milne. 1979, P.225

أنماط المقاطع العرضية لمجاري الأنهار وخصائص القاع المرتبط بكل منها

شكل (٢٠)

❖ أنه بزيادة إنحدار المجرى سواء بسبب ظروف طبيعية أو بسبب تدخل الإنسان فإن ذلك يزيد من سرعة التيار، ويزيادة سرعة التيار تزداد قدرة النهر على النحت.

❖ إذا زادت خشونة جوانب المجرى أو للضفاف Banks أو للقاع bottom فإن هذا يضعف للتيار، ويقلل سرعة المجرى فتقل بذلك قدرة النهر على النحت.

❖ إذا زادت كمية حمولة النهر من الرواسب فإن هذا يزيد من قدرته أولاً على النحت والنقل، لأنها تستخدم كمعاول مساعدة مع سرعة المياه فى العمل على زيادة للنحت، وتزيد سرعته، وتكون لديه القدرة على حمل كميات كبيرة من الرواسب.

❖ إذا تدخل الإنسان فى المجرى سواء بإنشاء قناطر وسدود، أو عن طريق تصريف مياه النهر إلى الترع المتصلة به فإن هذا يجعل النهر يميل إلى الإرساب بسبب نقص المياه المتدفقة به، وسرعان ما يتحول إلى حالة للنحت بالاتجاه نحو المصب بعد إرساب كمية كبيرة من حمولته

وتؤثر كميات التساقط على الجريان النهري وبالتالي على كمية الرواسب التى يتم نحتها ونقلها عبر المجرى، فقد وجد فى الولايات المتحدة أن الكمية المنتجة من الرواسب فى أحواض التصريف فى الأقاليم المناخية المختلفة تصل إلى أقصاها فى المناطق التى تتلقى أمطار قدرها ١٠-١٤ بوصة، ويقل الجريان فى حالة زيادة كثافة الغطاء النباتى الطبيعى. ويلاحظ أن كمية الرواسب التى تصل أمام الخزانات والسدود إذا كان التساقط ١٠ بوصات تبلغ ١٨٠ طن / الميل المربع، وإذا وصلت كمية الأمطار إلى ٣٠-٤٠ بوصة تزيد كمية الرواسب المنتجة بفعل النحت النهري إلى ١٧٩٠ طن / الميل للمربع. (Langbein & Schumm, 1958, pp. 1076-1078).

عملية النقل :

يتم نقل الرواسب عن طريق الأنهار والتي تظهر في عدة أشكال للمحولة النهرية، إما عن طريق نحرية الرواسب فوق قاع المجرى وتعرف بعملية الجر أو السحب Traction، أو بطريقة الوثب الفجائي أيضاً لجزيئات الرواسب ومسميات أخرى تؤدي إلى تحريك الرواسب في حركة قافزة، بحيث ترتطم الرواسب أثناء تحريك الرواسب وتعرف هذه العملية بعملية القفز Saltation.

والطريقة الثالثة لنقل الرواسب يتم فيها حمل الرواسب بين أجزاء المياه المتحركة في شكل محمول وتعرف بطريقة التعليق Suspension، بالإضافة إلى إذابة الصخور وحمل الرواسب في هيئة مذابة وتعرف هذه الطريقة بالإذابة الكيميائية Chemical Solution، وهي الطريقة الرابعة وبشكل عام تؤثر سرعة المياه على نقل الرواسب الصلبة وليست المذابة.

جدول (١٠)

العلاقة بين حجم الحبيبات وأقل سرعة لازمة لبدأ عملية الجر

أقل سرعة سم/ ثانية	حجم الحبيبات بالمليمتر	أقل سرعة سم / ثانية	حجم الحبيبات بالمليمتر
٤٠	١	٣٠٠	٠,٠٠١
١٧٥	١٠	٨٠	٠,٠١
٤٠٠	١٠٠	٣٠	٠,١

After : Tuttle, 1971,p.28

ويلاحظ من جدول (١٠) أن الرواسب من أحجام الرمل (٠,١-٢ مم) يتم نقلها بسرعة وبسهولة ٣٠-٤٠ سم في الثانية، بينما رواسب الطين الناعم والطيني والحصى الخشن تحتاج كلها إلى سرعات أعلى من أجل بدء حدوث عمليات الجر، فالطيني والطيني أبطى في بدأ الحركة بسبب صغر حجمها وتجاور حبيباتها ولكن يتم حملها مع السرعات المنخفضة سواء بطريقة التعليق أو القفز.

وتختلف قوة الجر أو السحب التى تقوم بها مياه الأنهار أثناء حملها للرواسب التى تجرها على القاع حسب نوع الرواسب وسرعة التيار، ويتضح من جدول (١١) أنه كلما زادت أحجام الحبيبات من الرواسب الطينية الخفيفة إلى الرواسب الطينية فإنها تحتاج إلى طاقة جر أكبر لكى تنقل الرواسب الأخشن. فالرواسب الطينية الخفيفة تحتاج طاقة جر تبلغ ٠,٠٢ رطل / القدم المربع كقوة جر حتى يمكنها أن تصل إلى سرعة نقل للرواسب بمعدل ١,٠٥ قدم / الثانية، وإذا كانت الرواسب طينية رملية Sandy Clay فإنها تحتاج إلى طاقة السرعة ١,٤٨ قدم / الثانية.

وبزيادة سرعة التيار تزداد قدرته على جر وسحب الرواسب، حيث إذا زادت قوته من ٠,٠٤ رطل / القدم المربع إلى ٠,٦٣ رطل / القدم المربع فإن قوة جر الرواسب وسحبها على القاع تزيد بسبب ذلك من ١,٤٨ قدم / الثانية إلى ٥,٩ قدم / الثانية على سبيل المثال أى تزيد فى هذه الحالة نحو أربعة أمثال.

جدول (١١)

العلاقة بين سرعة الجر وسحب الرواسب ونوع رواسب القاع

نوع الرواسب	قدم / ثانية	رطل / قدم المربع	قدم / ثانية	رطل / قدم مربع
طينية رملية	١,٤٨	٠,٠٤	٥,٩	٠,٦٣
طين	١,١٥	٠,٢٤	٥,٤١	٠,٥٣
طينية خفيفة	١,٠٥	٠,٠٢	٤,٤٣	٠,٣٥

المصدر : نقلا عن إيليافسكى، ١٩٦٥، ص ٢٩٧.

وتقوم الأنهار بنقل الغالبية العظمى من الرواسب التى تم تجويتها من الياض إلى الماء، أو من القارفت إلى البحار والمحيطات، ويتم حمل الرواسب فى المجارى النهرية بثلاث طرق، للطريقة الأولى تكون فيها الرواسب من نوع الطمي والطين والتى يطلق عليها اسم mud وهى راسب ذات أحجام صغيرة مما يساعد المياه إلى حمل هذه الرواسب بين المياه المتحركة وتعرف باسم المحمولة العالقة Suspended load.

أما إذا كان حجم الحبيبات التي تم تجويتها كبيراً، وأن النهر لم يستطع طحن وتكسير الرواسب وتفتيتها بدرجة كبيرة فإنها تظل محتفظة بكبر حجمها، وتصبح الرواسب من أحجام الرمل والحصى بأحجامها المختلفة، وقد تتخللها أجزاء صخرية وشظايا، ومن هنا فإن مياه النهر لا تستطيع حمل هذه الأجزاء في صورة عالقة بين أجزاء المياه المتحركة في النهر، ولكن يكون للنهر له القدرة على دفعها فوق قاع المجرى في اتجاه نحو المصب، وتعرف هذه الحمولة بحمولة القاع bed load، ونلاحظ أننا إذا نظرنا إلى المجرى للنهرى بالاتجاه نحو المنبع فإننا نلاحظ أن حمولة القاع تنقل بطريقة الجر أو السحب Truction. وقد أشار بلوم (Bloom 1969)، إلى أن مقدار حمولة القاع تصل إلى ١٠% حجم الحمولة المعلقة، رغم أنها تزيد عن ٥٠% من جملة الحمولة في بعض الأنهار.

وتوجد طريقة ثالثة تنقل بها الرواسب عبر مياه الأنهار وهي أن المياه تكون لها القدرة على إذابة أنواع من الصخور، خاصة للصخور الجيرية، وتحويلها من صورة صخرية صلبة إلى هيئة مذابة طبقاً لعمليات التجوية الكيميائية التي سبق ذكرها، وتعرف هنا بالحمولة المذابة Solution Load. وتنتشر هذه الطريقة في إقليم الصخور الجيرية، وغالباً ما تنكسب المياه للون المائل للبياض، بالإضافة إلى أن أنواع الصخور الأخرى تتم إذابة المواد اللاصقة للحبيبات مما يزيد من ملوحة مياه الأنهار نسبياً عن المياه العذبة النقية التي تسقط في صورة أمطار، قبل أن تمارس تجويتها الكيميائية مع الصخر.

وقد قدر أن الحمولة المذابة من حمولة النهر تكون عادة أقل من الحمولة العالقة في مياه النهر. أما في المناطق الرطبة فإن المناطق التي تنمو فيها الأشجار والغابات تزيد فيها الحمولة المذابة إلى ٥٨% من جملة الحمولة المنقولة، وأن كانت النسبة الغالبة للحمولة المذابة أنها أقل في كميتها ونسبتها من الحمولة العالقة. وبالنسبة لحمولة القاع التي لا تمثل إلا ١٠% فقط من مقدار الحمولة العالقة إلا أنها يمكن أن تصل إلى ٥٠% في مجارى الأنهار المصفرة (Ibid.) كما سبق الذكر.

ففى شمال شرق الولايات المتحدة تبلغ الحمولة المذابة فى نهر سانت لورنس ٨٨% من جملة الحمولة العالقة، وفى نهر المسيسيبى تبلغ نسبة الحمولة العالقة ٦٥% و ٢٦% حمولة مذابة، بينما نقل حمولة القاع إلى ٦% من جملة حمولة النهر.

الإرساب :

تميل الأنهار إلى إرساب للحمولة إذا تغيرت الظروف فى المجرى، فإذا زادت حمولة النهر من الرواسب عن قدرته، مال النهر نحو الإرساب، وإذا قلت كمية التصريف فإن قوة النهر تضعف وتقل سرعته فيميل إلى الإرساب. كما أنه إذا ارتفع مستوى القاعدة لأسباب باطنية فإنه يميل النهر إلى الإرساب خاصة قرب المصب، وإذا كان النهر يمر بمنطقة بحيرات أو بمنطقة مستقيمة خلال رحلته من المنبع إلى المصب فإنه يتوقف عن الجريان وتضعف سرعته تماماً فيلقى ما به من حمولة. كما هو الحال فى منطقة بحيرة (نو) جنوب السودان، وإذا تغير إنحدار المجرى، وإنحدر من منطقة شديدة الانحدار إلى منطقة أقل إنحداراً أو مستوية فإنه تفتقر المياه والرواسب على هذا السطح ويرسب كل ما به من حمولة، ومثال ذلك نيل البرت حينما يدخل الحدود الجنوبية للسودان تنتشر الرواسب والمياه فى منطقة بحر الجبل وتكون المستنقعات المعروفة هناك.

الأشكال الجيومورفولوجية الفيضية

أولاً : أشكال النحت :

(١) الشلالات : هى من أشكال النحت النهري، وتوجد فى الأنهار والأودية الجافة أيضاً حيث كانت تجرى بها المياه التى حفرتها مجاريها. والشلالات عبارة عن تغير فجائى فى انحدار المجرى، ويخضع الشلال فى نشأته لظروف إختلاف طبقات الصخر وتباين درجة مقاومتها للنحت، وبمساعدة الصدوع والفواصل أحياناً تتشكل الشلالات. وتوجد فى العالم أنواع متعددة من الشلالات تختلف باختلاف الهيئة والانحدار، ويمكن عرض أنواع الشلالات :

(أ) الشلالات السلمية Step Falls ويتكون مظهرها في المجرى النهري حينما يخترق النهر منطقة خانقية، حيث يقوم النهر بنحت مجراه في صورة وادى معلق، ويبدو به التباين في امتداده المتتابع، وينتهى إنحدار المجرى المائى فوق سطح أرض جديدة، وإذا وجدت ملامح عدم الانتظام فى البنية فى منطقة النحت السفلى للمجرى ومواجهة له، فإن معدل النحت سوف يتسم بعدم التساوى، وإن المجرى النهري التابع سوف يبدو فى هيئة عدد من السلالم أو الدرجات. وقد يشار إلى هذا النوع من الشلالات بأنها شلالات خطية الصدوع Joint - Plane Falls فوجود الصدوع، مع سقوط الأمطار وتدفق مياه النهر يعمل على تفاوت النحت فى مواضع الصخور المقاومة ومواقع بالفواصل الضعيفة، وتوجد فى النهائية حالات الأودية المعلقة، وقد يصل ارتفاع الأودية المعلقة إلى ١٠٠٠ قدم، ومن أمثلتها تلك الموجودة فى نوناتاك Nonatak فى شبه جزيرة السكا.

(ب) شلالات الغطاء الصخرى Cap-rock Falls :

هى عبارة عن طبقة من الصخور الرسوبية متصلة، ولها درجة تحمل وتكون جافة محددة بشلال يوجد به خطة صدع، وهو نوع خاص من انواع الشلالات التى يطلق عليها شلالات الغطاء الصخرى (Engeln, 1942, p. 186).

ويتطور شلال الغطاء الصخرى عن طريق النحت للتراجعى للمجرى، وتكون الصخور للينة مثل طبقات الطين والطفل أسفل الطبقات العليا الصلبة مثل الحجر الجيرى أو الحجر الرملى أو الدولوميت، ويتم نحت الصخور اللينة السفلى بمعدل أسرع من الصخور الصلبة التى تقع فوقها ويكون بذلك هيئة شبه رأسية تعرف بالشلال. ومن أمثلة هذا النوع شلالات نياجرا فى الولايات المتحدة كما فى شكل (٢١). وتشير الدراسات إلى أن معدل تراجع هذا النوع من الشلالات ٥,٤ أقدام فى السنة، ويرجع ذلك بسبب تكون برك للغطس Plunge أسفل للشلال مما يساعد على زيادة النحت السفلى وبالتالي تكسر وانهيار الصخور العليا بمعدلات أسرع.

(ج) شلالات الحواجز الرأسية Vertical Barrier Falls :

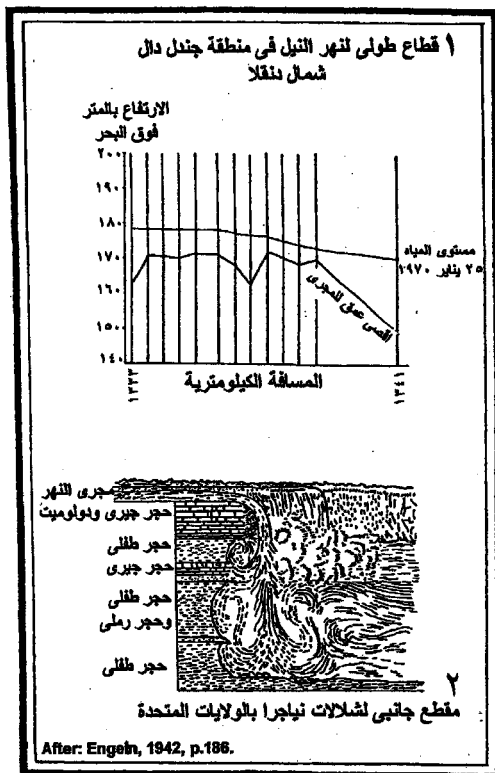
ينتج تكوين هذا النوع من الشلالات عن شدة مقاومة الصخر لعملية النحت بدرجة أكبر من الطبقة الأفقية ترقد تحتها، وقد يوجد قاطع من الصخور النارية يمتد بشكل رأسى فى منطقة تكون الشلال، وتتم إزالة الصخور المحيطة به باتجاه المصب، وتظل صخور هذا القاطع تقف بشكل رأسى صلب، مكونة بذلك مظهر الشلال. ومن أمثلة هذا النوع من الشلالات ذلك الموجود فى نهر يلوستون Yellowstone فى منطقة المنتزه الوطنى بالولايات المتحدة.

(د) الشلالات المتصلة مكانها Auto consequent Falls :

توجد شلالات قليلة من هذا النوع، وهى تتكون فى حالة قيام الأنهار بحمل كمية من كربونات الكالسيوم فى صورة مذابة، ويعمل ارتفاع درجة الحرارة، وشدة التبخر وعوامل أخرى على إرساب جزء كبير من هذه الرواسب الذائبة، وذلك فى مواضع خاصة على طول المجرى النهري، وتكون هذه الرواسب محكومة بمعدلات النقل ونشاطها فوق قيعان الأنهار ذات الانحدارات المقوسة. وتعمل هذه الرواسب على بناء حاجز فى مجرى النهر، والذي يتسبب فى تكون برك تجاه المنبع وتشكيل شلال هابط باتجاه المصب، ومن أمثلتها الشلالات على الساحل الادرياتي، وذلك الموجود فى تيفولى Tivoli قرب روما أيضاً.

الجنائيل :

تتميز مناطق الجنائيل فى الأنهار بوجود العوائق الصخرية فى قاع النهر، وبعض منها يبدو على سطح المجرى فى هيئة كتل صخرية بارزة متناثرة ومتفاوتة الارتفاعات، وارتفاعاتها تبلغ بضع أمتار، وغالبا لايزيد الارتفاع عن ٢٠ متراً. كما يتميز القطاع الطولى للمجرى فى نطاق وجود الجنائيل بعدم إنتظامه، ويبدو القطاع ملابن ارتفاع وإنخفاض بالاتجاه نحوالمصب، ويتضح ذلك من مجموعة



(١) قطاع طولى لنهر النيل فى منطقة جندل دال فى نهر النيل بالسودان

(٢) مقطع جانبي لشلالات نياجرا بالولايات المتحدة

شكل (٢١)

القطاعات الطولية لمنطقة جندل دال Dal Cataract فى نهر النيل فى المديرية الشمالية بالسودان والذي يقع على مسافة ١٣٣٢ كم إلى الشمال من منطقة المقرن عند التقاء النيل الأبيض بالنيل الأزرق، ويظهر من شكل (١٩، ٢١) أن القطاع الذى يمثل المواضع الأكبر عمقاً فى المجرى توجد فى منتصف مسافة الجندل البالغ طولها ٩ كم، ثم يعاود المجرى إرتفاعه بمقدار أعلى من الجزء الواقع ناحية المنبع، وأن الجانب الأيسر أعرق فى المنتصف بينما فى الجانب الأيمن فى منطقة الجندل يرتفع القاع الصخرى أعلى من الجزء الواقع تجاه المنبع أو تجاه المصب، ويلاحظ أن صخور منطقة جندل دال هى من الحجر الرملى والجرانيت.

المسارح :

هى عبارة عن صخور صلبة، غالباً ماتكون صخوراً أركية، استطاع النهر أن يحفر مجراه ويعمقه ولكن هذه الصخور تظل مرتفعة فى قاع المجرى وتغطيها المياه وتسبب عدم انتظام التيار فى المجرى، إلى جانب أخطارها على الملاحة النهرية.

مثال ذلك ما يوجد فى مجرى نهر النيل فى السودان فى القطاع الممتد من أبو فاطمة إلى حنيك فى شمال السودان، حيث يصبح المقطع العرضى ضحلاً للغاية أثناء فترة جفاف النهر، ولايزيد عمق المجرى عن مترين، ويوجد منخفض واحد فى المجرى فقط بعمق ٤-٥ أمتار وباتساع ٣٠٠-٦٠٠ متر حول مسارح كابودى، وعمق المياه ١-٢ متر فى وسط المجرى، وفى أثناء الفيضان يرتفع مستوى المياه إلى ٣-٥ أمتار أعلى من مستوى الجفاف، وإذا وصل التصريف اليومي ٧٠٠-٨٠٠ مليون م^٣ فإن هذه الكمية تغطى المسارح وتصبح على عمق مترين (Temeco, 1983, p.88).

الحفر الوعائية Potholes :

يكتبها البعض Pot holes وهي مظهر لنحت المياه النهرية في الصخور، وهي إحدى الصور والأشكال التي تنتج عن عملية النحت التي تتم في قاع المجرى، وعادة تتكون في الأودية التي تجرى المياه في قنواتها، كما تظهر في قيعان الأودية الجافة أيضاً، خاصة في مناطق الصخور الجيرية. ويتكون هذا الشكل المنحوت بفعل الدوامات التي تحدثها المياه بمساعدة الرواسب للخشنة، والتي تعمل على سحق القاع بشكل دوار، بالإضافة إلى تعرض الصخور للإذابة أيضاً، ويتم ذلك على طول امتداد المجرى، وقد ترتبط الحفر الوعائية في تكوينها بمواقع هبوط المياه في مناطق الشلالات، حيث يعمل هبوط المياه بشكل شبه رأسي على الاصدام للرأسي بالصخر ونحته وتقويضه وتعميق هذه المواقع أسفل الشلالات.

وطبقاً للمسبق فإنه توجد ثلاثة أنواع للحفر الوعائية، النوع الأول منها ينتج عن عملية النحت بفعل دوران المياه أو حدوث الدوامات، وهو أكثر الأنواع وضوحاً في عملية النشأة ويشار إليها بأنها حفر الدوامات eddy holes، ويعرف في المانيا باسم strudelocher. وينتج النوع الثاني بسبب التصادم المائل بدرجة معينة للتيارات المائية التي تتميز بشدة سرعتها في المنطقة التي توجد بها المسارح Rapids، وهذه الحفر تكون قد اتخذت الشكل المقعر، ولذا قد تسمى هذه الحفر بالحفر المقعرة gouge holes، أما الحفر التي تنتج عن هبوط المياه من أعلى فتتمثل النوع الثالث للحفر الوعائية والتي ترتبط بالشلالات وبارتظام المياه عمودياً على الصخر، وتمتثل هذه الحفر بالمياه فيما يشبه البرك، ويطلق عليها حفر الغطس (A lexander,1932, p.306) plung pools .

ويعتمد شكل الحفر الوعائية على قوة الاصطدام الهيدروليكية بالصخور، وعلى سرعة المياه، ودرجة مقاومة الصخر، ومدى وجود تشققات وفواصل في الصخر، ولهذا فإنها قد تأخذ شكل حرف U وقد يصبح شكلها مقعراً في هيئة

متدرجة وليست ذات حوائط أو جوانب رأسية، وقد تصل أبعادها إلى ١٢ قدماً في العمق، وقطرها ٤ إقدام.

ثانياً : أشكال الإرساب الفيضى

(١) السهل الفيضى :

هو سطح رسوبى كونه النهر، وهذا السهل يجاور النهر دائماً، ويوجد على جانبيه النهر، أو على إحدى جانبيه، وقد يبدو متقطعاً بحيث يوجد فى بعض المناطق ويختفى من بعض المواضع لظروف خاصة بالتطور النحتى وظروف البنية والصخور فى هذه المناطق الأخيرة.

ويتفاوت إتساع السهل الفيضى للنهر، ففي نهر ويلش welsh يتراوح إتساع سهله الفيضى ما بين ٢٥٠-١١٠٠ متر، وفى النيل النوبى فى السودان فيما بين الجندلين الثالث والرابع يتراوح إتساع السهل الفيضى ما بين ٨٠ متراً فى منطقة الخندق، ١٣٠ متراً إلى الشمال من هذه المنطقة وفى جنوب سالى ١٢٥٠ متراً (التركمانى، ١٩٩١، ص ٣١)، وفى الجزء الأدنى لنهر النيل فى مصر يبلغ أقصى إتساع له فى محافظة بنى سويف حيث يبلغ ٢٢ كيلومتر (أبو العز، ١٩٩٩، ص ١٥٩). وفى الجزء الأدنى لنهر المسيسبى يصل إتساع السهل الفيضى إلى ١٦ كم، وفى مواضع أخرى يتراوح بين ٤٠-٢٠٠ كم (Chorley et al. 1984,p.35).

ويتكون السهل الفيضى بثلاث طرق رئيسية هى : النمو الرأسى، والنمو والاتساع الجانبى، ويتكوين الجزر وهجرة المجرى. وفى عملية النمو الرأسى فى بناء السهل الفيضى فإنها تنتج عن فيضان النهر بكميات كبيرة على الجانبين، فيتخطى الضفاف، وترسب المياه مابها من حمولة عالقة، خاصة أثناء استقرار المياه لفترة طويلة فوق السطح ثم تبخرها أو إنسحابها وعودتها مرة أخرى إلى النهر بعد أن تكون قد ارسبت مابها من حمولة، وينتج عن ذلك تشققات عميقة مائلة وطبقات من الطمي Silt والطين Clay ومواد عضوية يتم إرسابها فى المستنقعات

والأحواض والمواضع المنخفضة الواقعة فيما وراء النهر. وعامة فإن الجسور الطبيعية للنهر natural levee تمثل ملحاً إرسائياً ويعتبر جزءاً من السهل الفيضى وتعتبر بمثابة نمواً أو اتساعاً جانبياً لبناء السهل الفيضى ويظهر ذلك من شكل (٢٢)، وصورة (٧).

أما النمو والانتساع الجانبى فيعمل على بناء السهل الفيضى وذلك عن طريق بناء نقط الحواجز Point bars والحواجز الهامشية للمجرى وكلها تعمل على زحزحة المجرى، وتضاف إلى إحدى الضفاف مما يعمل على تكوين السهل الفيضى وزيادة اتساعه، حيث تستمر عمليات الإرساب فوقها ويعمل هذا على زيادة النمو الرأسى، ومعظم الرواسب تتكون من الرمل والطينى silt.

ومن أمثلة عملية الإرساب والنمو الرأسى التى عملت على بناء السهل الفيضى ما حدث فى نهر أوهايو بالولايات المتحدة الأمريكية حيث عمل فيضان عام ١٩٣٧ على إرساب ٠,٠٠٢ من المتر من الرواسب للفيضانية على السهل الفيضى (Chorley et al, 1984, p.55).

كما سجل المؤلف وتم قياس للتغير الرأسى للسهل الفيضى لنهر النيل ميدانياً فى قطاع النيل النوبى فى السودان، ولذى نتج عن فيضان عام ١٩٨٨ الذى كان مدمراً، حيث أضافت المياه كمية من الرواسب تم إرسابها فوق السهل الفيضى هناك، ووصل لكبر سمك إرسابى هناك فى منطقة دنقلا وقدره ٢٤,٤م (التركماني، ١٩٩١، ص ٧٩).

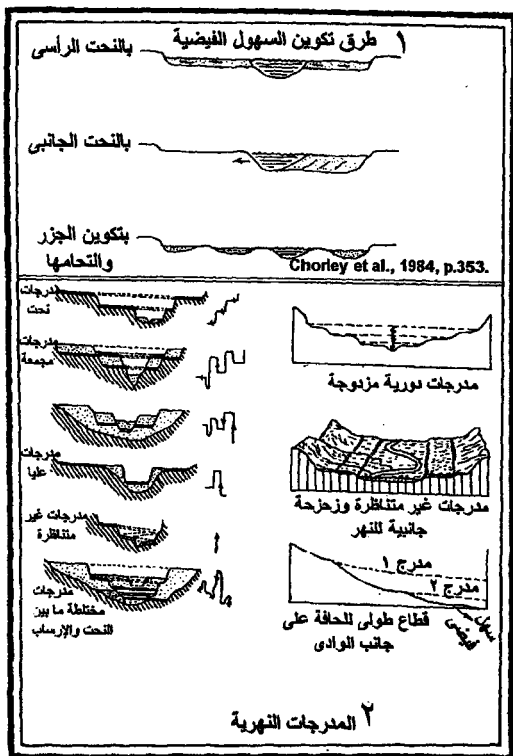
ويؤثر العامل الثالث وهو تكوين الجزر وهجرة المجرى فى بناء واتساع السهل الفيضى. ومن المعروف أنه إذا تكونت الجزر فى المجرى فإن المجرى يصبح إما مجرى متشعباً أو مجرى مضطرباً braided حيث تتكون أكثر من جزيرة متوازية أو شبه متوازية على خط واحد يتقاطع بشكل عمودى على اتجاه المجرى. وينمو الجزر، وزيادة عمليات الإرساب فى إحدى المجارى المتشعبة فيما بين



صورة (٧) جزيرة الشيخية جنوب قنا والملتحمة بالضفة الشرقية لنهر النيل،
ويبدو في المنصف موضع المجرى المظموور وشغله إنشاء مصرف
للأراضى الزراعية.



صورة (٨) نماذج من المراوح الفيضية على يمين وادى دهب بشبه جزيرة سيناء



(١) طرق اتساع السهل الفيضى

(٢) انواع المدرجات النهرية

شكل (٢٢)

(الجزيرة وأقرب الضفاف لها) فإن ذلك يتبعها نمو النبات الطبيعي، ويتم تصيد الرواسب، مما يعرض المجرى للإطماء، وارتفاع قاعه، وقلة كفاءته، ويتحول إلى مجرى ضامر، ويتم ردمه، فتلتحم الجزيرة في النهاية بالضفة، وتصبح جزءاً متصلاً بالسهل الفيضي، ومن أمثلة ذلك التحام جزيرة التيتي في منطقة دنقلا شمال السودان في مجرى نهر النيل بالضفة الغربية مما كون السهل الفيضي غرب المجرى في هذا الجزء والذي لم يكن يوجد بها سهلاً من قبل، وأصبح إتساع السهل الفيضي بعد التحام الجزيرة ٦٥٠ متراً بعد ردم الخور أو المجرى الغربي للجزيرة وكان إتساع المجرى القديم ٤٥,٢ متراً^(٥)

كما سجل ولمان وليوبولد Wolman & Leopold عام ١٩٥٧ اختلاف حركة الزحزحة الجانبية نتيجة التحام الجزر وتغير الموضع الرئيسي للمجرى من مكان لآخر في عدة أنهار في الهند وكاليفورنيا وبراسكا وفي ولاية السكا، ووجد أن المعدل السنوي يتراوح ما بين ٣٧ متراً / السنة كأقل معدل وبين ٧٥٠ متراً كأكثر معدل، كما يتضح ذلك من جدول (١٢).

جدول (١٢)

التباين المكاني في أقصى معدل الزحزحة الجانبية للمجرى

النهر	الولاية / الدولة	المعدل متر / السنة
كوسى	للهند	٧٥٠
كلورادو	كاليفورنيا	٢٤٤
المسيسيبى	المسيسيبى	٤٨
يوكون	السكا	٣٧

After: Wolman & Leopold 1957 & Chorley et al. 1984.

(٥) من القياس الميداني للمؤلف عام ١٩٨٩ في السودان بعد فيضان عام ١٩٨٨.

دلتاوات الأنهار Deltas :

تعرف الدلتا بأنها الرواسب الفيضية التى تجمعت وكونت ملامحاً جيومورفولوجية عند مخارج الأنهار، وتتقدم هذه الدلتا إلى الأمام دائماً على حساب مياه البحر.

ولما كانت الدلتا تمثل كتلة كبيرة من الرواسب القارية التى قام النهر بارسابها، فإن بنية الدلتا تتكون من ثلاثة أجزاء رئيسية هى : الجزء العلوى -Top set وهى الرواسب التى تراكمت بهيئة افقية بشكل عام عند فم الدلتا ومخرج الوادى النهري، وهذا الجزء لا يصل إلى خط الشاطئ أو إلى البحر. أما الجزء الثانى فهو الجزء الأمامى Fore - set وهو عبارة عن مجموعة من الطبقات شأن الجزء الأول، ولكنها هنا تتحدر حيث تجمعت الرواسب أسفل واجهة الدلتا، ولذا فإن هذا الجزء يصل إلى سطح البحر، وليس له بروز تحت مياه البحر، أما الجزء الثالث فهو الجزء السفلى Bottom - set، ورواسب هذا الجزء أكثر نعومة ويكون بروزاً يمتد تحت سطح البحر (Moore & Asquith, 1971, p. 2563).

ويختلف سمك الرواسب فى الدلتاوات المختلفة، ومن مكان لآخر فى الدلتا الواحدة. فعلى سبيل المثال يلاحظ زيادة سمك الرواسب الدلتاوية فى دلتا نهر النيل إلى أكثر من ٤٠ متراً فى شرقى قناة للسويس فى منتصف سهل الطينة، وفى النطاق الواقع خلف الشاطئ فيما بين بور سعيد ودمياط، وتحديداً فى منطقة بحيرة المنزلة، فى حين يقل سمك الرواسب الدلتاوية بالاتجاه نحو قمة الدلتا قبل تفرع المجرى النهري عن ١٠ أمتار. ويبلغ سمك رواسب دلتا نهر إيرو فى الجزء الواقع فى المنطقة الشاطئية نحو ٥٠ متراً.

وتتميز الدلتاوات بمجموعة من الخصائص المورفولوجية، منها وجود الفروع النهرية، والجسور الطبيعية Levées والبحيرات المقطوعة والسبخات والكثبان

الرملية. فدلنا المسيسيبي : تتميز بوجود المستنقعات، والخلجان bays شكل (٢٤)،
وتتميز دلنا النيل بالسهل الفيضي والمجارى المائية العديدة واللاجونات والسبخات،
ودلنا السنغال بها حافات شاطئية وكتبان هوائية، وتشبهها دلنا ساو فرانسكو، أما
دلنا النيجر فتميز بوجود المستنقعات ونبات المنجروف، والحافات الشاطئية، وبدلنا
الدانوب مستنقعات وبحيرات، وحافات شاطئية عديدة. أيضاً.

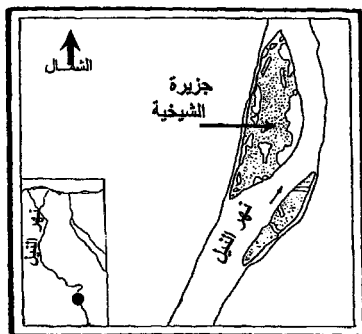
وتتعرض بعض الدلتاوات للهبوط بسبب نقل الرواسب، فدلنا نهر إيرو يبلغ
معدل الهبوط بها ٤-٥ ملليمتر / السنة، ودلنا البو ١-٣ م / السنة، ودلنا السرون
٣-٤ م / السنة، (Stanley, 1997, p.46)

مراحل تطور الدلتا :

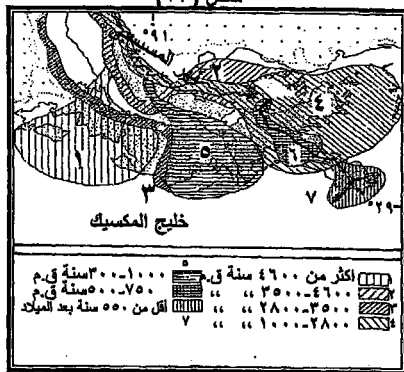
نتشابه الدلتا مع أى شكل آخر من الأشكال الجيومورفولوجية فى انها تمر
بمراحل تطور منذ بداية نشأتها ووصولاً إلى تكوين الأجزاء الثلاث السابق ذكرها.
واعتماداً على شكل المقاطع الطولية والعرضية للدلتا، ودرجة الوصول إلى خط
الساحل، ومدى اكتمال الأجزاء الثلاث السابق ذكرها خاصة الجزء الأمامى أو
الجزء السفلى يمكن أن نقسم الدلتاوات حسب مرحلة تطورها إلى :-

(١) دلتاوات فى مرحلة الطفولة : وتكون صغيرة المساحة، ورواسبها مازالت
فى مرحلة تقدم من اليابس نحو خط الساحل، والمجرى ليس لديه القدرة على
الوصول إلى البحر، وغالباً ما يظهر هذا فى مناطق البنية النشطة تكتونيا كما
هو على سواحل خليج العقبة وخليج كاليفورنيا وبعض الدلتاوات على خليج
السويس.

(٢) دلتاوات فى مرحلة الشباب: وهى التى عمل النهر أو المجرى على الوصول
برواسبه إلى خط الساحل، وبدأ يتكون بروزاً رسوبياً أمامياً متقدماً فى عرض
البحر، بحيث يغير من صورة خط الساحل، من الهيئة المستقيمة لتصبح هيئة
متعرجة، ولذا فإن هذه الدلتاوات غير كاملة تماماً فى عناصرها المميزة للدلتا
(التركماني، ١٩٨٧، ص ١٩٢-١٩٣) ولكنها فى تزايد فى عدد العناصر.



جزيرة الشخية جنوب قنا في طريقها لتوسيع السهل
الفيضي
شكل (٢٣)



After: Morgan , 1970, & Bloom.1979, p.244.

مركب دلتا الميسيسيبي وتغير محاور الفصوص الارسابية عبر الزمن
شكل (٢٤)

(٣) دلتاوات فى مرحلة التضج : وهى التى تتكون من الأقسام الرسوبية، الثلاثة السابق ذكرها، وتكون فى المناطق المدارية قد احيطت بشعاب مرجانية ونباتات المنجروف، وتكون اكبر مساحة من غيرها، وتغير من شكل خط الساحل بشكل كبير، وتقلل من الإحذار تحت سطح البحر، وقد يبدأ البحر فى تكوين أشكال إرساب بحرية أمامها مثل الألسنة البحرية والحواجز البحرية، والمضاحل أو الشطوط البحرية وغيرها، وعادة تكون هذه المراح ذات ثقل كبير على القشرة الأرضية، لذا تبدأ فى عمليات الهبوط بمعدلات مختلفة من دلتا لأخرى.

أنماط الدلتاوات :

نظراً للتشابهات المورفولوجية بين الدلتاوات فإنه يمكن تمييز عدة أنماط لها. ومن أنماط الدلتاوات الدلتا: القوسية arcuate delta حيث يتكون هذا النمط بتأثير توزيع الحمولة التى تكون غالبيتها حصى ورمال خشنة، ومن الكوارتز وقليل من الحمولة المذابة، ويفيض النهر فوق هذه الرواسب فى غالبية الأحوال وفوق السهل الفيضى والمراوح الفيضية أو الدلتا، ويصبح المجرى مضفراً، ومعظم المجارى ضحلة، وتغير مواضعها بشكل متكرر فى أثناء ارتفاع الفيضان، ويتم بناء الدلتا بمساعدة الفروع الدلتاوية، ومن أمثلتها دلتا النيل، ودلتا نهر الراين، وهوانجهو، والنيجر، والسند، وإيرادى، والجانج، والميكونج، والدانوب، والبو، والرون، والبو، والفلوجا ونهر ليندا شمال روسيا الاتحادية.

والنمط الثانى من أنماط الدلتاوات هو الدلتا ذات المصب الخليجى Estuarine، وهى التى تتكون أمام مصبات الأنهار التى تلى مازالت مخرجها مغمورة بمياه البحر، حيث ان الأعماق الشديدة والتيارات البحرية والأمواج القوية لاتساعد على بناء الدلتا وتقدمها فى عرض البحر، ومن أمثلتها دلتا نهر مآكنزى، ونهر إلب، وفستولا، والأودر، ونهر السين والوار فى فرنسا، ونهر أوب فى

روسيا الاتحادية، ونهر هدسون في شمال شرق الولايات المتحدة، حيث يكون إرساب الحمولة في خليج طويل ضيق، والذي يقوم ببناء حواجز مغمورة أو سهل فيضى كثيف أو مناطق مستنقعية (Lobecke, 1939, p.281)

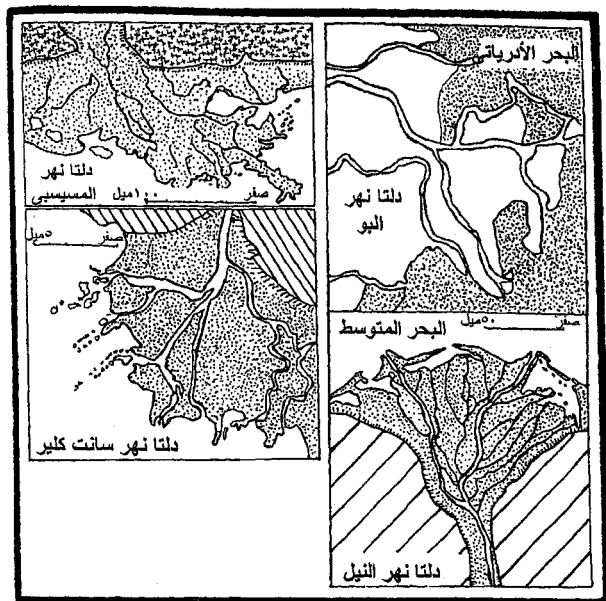
ويمثل نمط قدم الطائر bird's foot النوع الثالث من الدلتاوات، ويتم بناؤها من خلال حمولة كبيرة ينقلها النهر إلى منطقة المصب في المحيطات والبحار، ومعظمها مواد ناعمة على العكس من النمط الأول، وقد يحدث أن تتركز المياه بحمولتها في أحد الفروع أو مجموعة فروع بعينها دون الأخرى في فترة من الفترات مما يساعد على أن تتقدم الدلتا في اتجاهات مختلفة وبمحاور بعيدة عن بعضها، وشكلها العام يشبه قدم الطائر باصابعه المختلفة. وتعتبر دلتا المسيسيبي خير مثال لهذا النمط، ويشبهها أيضاً دلتا نهر سانت كلير.

فدلتا نهر سانت كلير لها جزئين، الأول قديم في الجانب الشرقي والجانب الحديث يقع في غرب الدلتا، وكل منهما يفسر فترة نشاط في بناء الدلتا.

المراوح الفيضية Alluvial Fans:

تعتبر المراوح الفيضية من الملامح الجيومورفولوجية المنتشرة في بيئات عديدة، وإن كانت تظهر بشكل واضح في البيئات الجافة وشبه الجافة، ويكون لها إنتشاراً واضحاً. ففي ولاية كاليفورنيا على سبيل الذكر تغطي رواسب المراوح الفيضية نحو ٢٠% أو (٥/١) مساحة الولاية نفسها (Bull, 1964, p.1)، كما نجدها في بيئات مشابهة في مصر كما هو الحال أمام الأودية وعلى جوانب جبال البحر الأحمر، وتنتشر في شبه جزيرة سيناء، وعلى جوانب المنخفضات في الصحراء الغربية في مصر.

وعادة توصف المروحة بأنها عبارة شكل إرسابي، يأخذ شكلها هيئة مروحية، وتبدو من أعلى إلى أسفل أنها تأخذ الهيئة المخروطية. وتتسم المراوح بأن قطاعها الطولي يتميز بالتقعر، بينما لقطاع العرضي يتميز بالتحب، نظراً لتراكم الرواسب في



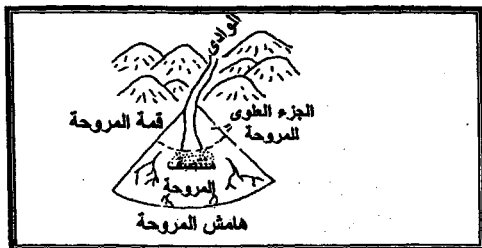
أنماط الدلتاوات النهرية الرئيسية في العالم
شكل (٢٥)

منتصف المروحة أمام محور المجرى الذى تنقل عبره الرواسب إلى جسم المروحة. ومن خلال دراسات عديدة للمراوح التى درسها أنستى Anstey, 1965 بلغ عددها ٢٠٠ مروحة فى أربعة دول، وجد أن نصف قطر المروحة radii يتراوح بين ٥-١ أميال فى معظم الحالات، كما فى شكل (٢٦).

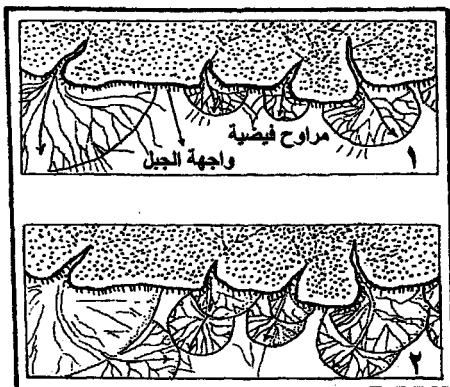
أما خاصية المساحة فيلاحظ أن المراوح تتراوح مساحتها بين أقل من الكيلو متر المربع الواحد إلى عشرات الكيلومترات المربعة، ولذا فهى تتراوح ما بين المراوح الصغيرة جداً أو الجنينية والمراوح الكبيرة للغاية فى مساحتها، ومن حيث صفة الإندثار قسمها بلسنباخ ١٩٥٤ إلى ثلاثة أقسام هى : المراوح الشديدة الإندثار ويكون إندثار السطح بها أكبر من ٥°، والمراوح الخفيفة الإندثار، وتبلغ درجة إندثارها ٢°-٥°، ثم المراوح المسطحة أو المستوية وفيها ينخفض إندثار السطح عن ٢° (Rachocki, 1981, p.15).

وتتفاوت المراوح القيفية أيضاً فى إندثاراتها، والإندثار الشائع لها هو ما بين ٣°-٦°، وقد يصل هذا الإندثار إلى ١٠° وذلك قرب قمة المروحة (Chorley et al, 1984, p.341).

ويعتمد تكون جسم المروحة الممثل فى الرواسب من مختلف الأحجام وتشكيل المروحة على مجموعة من الضوابط منها الإنخفاض التدريجى فى إندثار المجارى بالاتجاه نحو المصب، وهذا كفىل أن يحول أى مجرى من حالة النحت والنقل إلى حالة الإرساب، ولهذا فإن للتغير الفجائى أيضاً لبعض المجارى Anstey من المناطق الجبلية الوعرة والشديدة الإندثار نسبياً إلى مناطق سهلية أو مستوية أو مواضع طبوغرافية مقعرة يتسبب فى إرساب المجرى لغالبية حملاته. ويشير بلسنباخ Blissenbach ١٩٥٤ إلى أن النقص فى إندثار المجارى المائية الموجودة على أسطح المراوح يمثل أيضاً أسباب الإرساب (Bull, 1964, p.17).



عناصر المروحة ومراحل نموها وزيادة جسمها
شكل (٢٦)



After: Rachocki, 1981.

تطور المراوح الفيضية وسهول البييمونت
شكل (٢٧)

العوامل والعمليات المؤثرة في نشأة المراوح :

توجد مجموعة عوامل رئيسية تساعد على نشأة المراوح، ومنها :

(١) العامل الصخري : حيث أن إختلاف الصخور يؤدي إلى إختلاف عدد المراوح في البيئات المتشابهة مناخياً، لأن الصخور القابلة بدرجة أكبر لعملية النحت تساعد على بناء المراوح بدرجة أسرع.

مثال ذلك المناطق التي تكون صخورها اركية من نوع الريوليت توفوا المتحولة تكون درجة قابليتها للنحت أقل، بينما يتم بناء المراوح بدرجة سريعة في مناطق صخور الجرانيت البروفيري رغم أنهما من أنواع الصخور النارية (التركمانى، ١٩٩١، ص ٨١)، أما صخور الجرانوديوريت فهي ذات قابلية متوسطة للنحت مقارنة بالأنوعين السابقين، كما أنه إذا كانت المنطقة مقطعة بالفواصل والشقوق فإن هذا يساعد عوامل النحت على إنتاج كمية أكبر من الرواسب لبناء المراوح.

(٢) المناخ : تلعب كميات الأمطار ومايتسبب عنها من جريان سطحي دوراً هاماً في تكوين المراوح، وترتبط المراوح الفيضية بمناطق قليلة الأمطار في البيئات الجافة وشبه الجافة والتي تسقط في فترة وجيزة تجرف معها نتاج التجوية وتنقلها المياه إلى مخارج الأودية وتعمل على بناء طبقات المراوح الفيضية، وقد سجل لوستنج Lusting العلاقة بين الإرساب وتكوين المراوح وملامح تغير المناخ، وذلك من خلال المدرجات على جانبي المراوح، والمجاري فوق المروحة قرب قمتها (Cooke & Warren, 1973, p.185). وعادة يحدث في فترات الأمطار الغزيرة إرساب على المراوح بكميات كبيرة، بينما في الفترات التالية لها والأقل مطراً يقل الإرساب.

(٣) مساحة الحوض : ويقصد بها وجود مساحة تصريف، تجمع مياه بكمية تسمح بالجريان المائي في الأودية التي تتكون أمام مخارجها المراوح الفيضية، أما

إذا لم توجد مساحة كافية فإن المياه تفتت للصخور وتكون رواسب ذات هيئة أخرى ولا تساعد على تكوين المراوح بخصائصها المميزة. وتعتبر مساحة الحوض بمثابة مخزون رسوبي، فإذا زادت المساحة زادت كمية الرواسب التي يمكن نحتها ونقلها وإرسابها وبالتالي تزيد مساحة المروحة.

وأهم العمليات المؤثرة في المراوح الفيضية هي عملية تدفق الرواسب debris flow والتي تحدث في الجزء العلوي للمروحة عند منطقة الرأس fan-head. كما يحدث أيضاً فيضان المجرى، ويعمل هذا على نقل الرواسب الجلاميدية إلى هذه المواضع، حيث أن قدرة المياه وبمساعدة عامل الانحدار تمكن المجارى من نقل الرواسب الخشنة إلى هذا الموضع، من أحجام الجلاميد.

أما في الجزء الأوسط للمروحة mid fan فيصل الفيضان بمياهه حاملاً معه بعض للرواسب الأقل حجماً إلى هذا الجزء على سطح المروحة، وتكون الرواسب المحمولة من أحجام الحصى، وتكون المجارى التي تقطع سطح المروحة في هذا الجزء عبارة عن مجارى مضفرة، حيث توجد الفيضانات الغطائية sheet floods.

والجزء الأدنى للمروحة أو البعيد عن قمته distal fan يعتبر أوسع الأجزاء عامة، وبه المجارى المضفرة، والمجارى في قيعانها الرواسب حصوية، وهي ضحلة العمق، ويتعرض هذا الجزء للنمو دائماً على حساب الأراضي المنخفضة المجاورة له، وتصل إليه أدق الرواسب فتكون ظاهرة البلايا في نهاية هذا الجزء، وقد يتعرض لتراكم الرمال الهوائية فوقه في هيئة فرشاة رمال أو كومات ونباك أو كتيبان رملية صغيرة.

مراحل تكوين المروحة :

في البداية يستمر المجرى في تكوين المروحة أمام مخرج المجرى بفعل الرواسب التي ينقلها المجرى حتى يحدث توازناً في الانحدار وفي سطح المروحة. ونتيجة لزيادة كميات التصريف والرواسب من فترة لأخرى يتعرض

سطح المروحة للتقطع والذي تظهر ملامحه فى الجسم الرئيسى للمروحة، ويحدث أن يصبح المجرى مفعماً بالمياه وبالحمولة من الرواسب فيعمل على بناء مروحة ثانوية صغيرة بهذه الرواسب، ويقطع السطح الأصلي للمروحة، ويصبح منسوبها أخفض من المستوى الأول للمروحة الرئيسية (Lobeck, 1939, p.293).

وفى المرحلة الثانية يتم نحت كمية كبيرة من السطح الأولى للمروحة الرئيسية ويتشكل مجرى جديد منشعب فوق السطح المروحى الجديد، وتتحرك فيه المياه والرواسب، ويصبح معظم السطح الأولى مهجوراً ويقف بمثابة سطح فيضى قديم.

وفى المرحلة الثالثة تتكون حالة ثالثة بنفس الطريقة التى تكون فيها السطح الثانى للمروحة، وينتف البقايا القديمة المتخلفة عن نحت المسطح الثانى على منسوب أكثر ارتفاعاً بمثابة سطح أقدم من رواسب المسطح الثالث وأعلى منه، وهنا يمكن القول بأن المروحة مرت بثلاثة مراحل تطورية، وقد تصل المراحل التطورية إلى أربعة مراحل حسب التغيرات المورفولوجية التى تتعرض لها المروحة بفعل عمليات النحت والإرساب على سطحها وحسب التاريخ الزمنى الذى تم بناء المروحة فيه، كما فى شكل (٢٨).

أما عن العلاقة بين شكل المراوح وعمليات تكوين المراوح فيما يعرف جيومورفولوجيا بالعلاقة بين الشكل والعمليات Form- Process relationships فإن الأحواض الكبيرة أو الأكبر تنتج مراوح كبيرة المساحة، وخفيفة الإتحدار وكلها نتاج العمليات الفيضية، وترتبط بالمجارى المائية المنتظمة الجريان، بينما أحواض التصريف الصغيرة المساحة ينتج عنها تكون مراوح صغيرة المساحة وشديدة الإتحدار، وتسود فيها عملية تنفق الرواسب، وترتبط بمجارى موسمية أو مؤقتة (kostaschuk, et. al., 1986, p.476).

وتصنف المراوح الفيضية حسب الرطوبة إلى نوعين هما : للمراوح

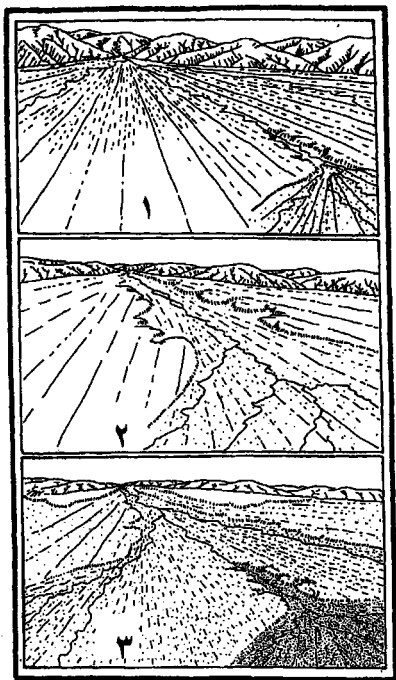
الجافة، والمراوح الرطبة. ومن رواد دراسة للمراوح للجافة فى العالم بول Bull ١٩٦٤، وهوك، ولكيس Eckis ١٩٢٨. وبداية يتم تكوين المراوح الفيضية عن طريق إرساب الأودية لحمولتها قرب واجهة الجبل ويصبح سطحها غير مقطوعاً. وفى المرحلة الثانية حينما تكون الرواسب عند أطراف المروحة، وتتحرك المياه والرواسب إلى هذا الموضع عبر خندق حفرته للمياه، وهذا يعكس أثر عامل المناخ فى تغير صورة للنحت والإرساب، ويساعد على ذلك أيضاً للنشاط التكتونى الذى تتعرض له منطقة المروحة الفيضية، كما يؤثر الاستخدام الأرضى أيضاً.

وعادة يلاحظ أن المراوح الأصغر هى المراوح الأكثر جفافاً، وأصغر مساحة، وترتبط فى نشأتها بالبيئة الجافة وشبه الجافة. أما للمراوح الأكبر، وهى المراوح الرطبة أو الأكثر رطوبة وتتشأ فى بيئة مدارية جافة موسمياً، تجرى فيها الأنهار موسمياً أيضاً وتكون ذات أهمية، حيث تتزود بالمياه والرواسب فى فترة من السنة، وكل عام، مع اختلاف هذه الكمية من المياه وحمولتها من الرواسب من سنة لأخرى أيضاً، ولذا فإنها تتعرض للنمو والتغير والتشكيل بمعدلات أسرع من المراوح الجافة.

الجزر النهرية River Islands:

هى أحد الأشكال الجيومورفولوجية التى تتكون فى المجرى النهري نتيجة زيادة حمولة الرواسب، وميل المجرى إلى إرساب جزء من الحمولة فى المجرى، ويتم بناؤها فى منتصف المجرى، أو بالقرب من إحدى الضفتين..

وتمر الجزر النهرية بمراحل تطورية حتى تظهر على السطح ثم يختفى وجودها من المجرى فى النهاية. ففى البداية تتراكم الرواسب فى قاع المجرى خاصة الرواسب الخشنة التى تساعد على تجمع رواسب حولها مع زيادة الحمولة، أو ضعف السرعة أو وجود عوائق مثل النباتات الطبيعية فى المجرى.



After: Lobeck, 1939.

مراحل تطور سطح المروحة الفيضية
شكل (٢٨)

وباستمرار عمليات الارساب في القاع تتكون بذلك للحواجز النهرية، والتي تصل بارتفاعاتها أولاً إلى السطح لثاء فترة جفاف النهر، وباستمرار النمو الرأسى لها تصبح الرواسب أعلى من منسوب سطح الجزيرة، سواء بسبب القاء الفيضانات برواسب فوقها أو بسبب تعميق للنهر لمجره على جانبي الجزيرة، وتصبح لها ديمومة، وبذلك تتكون الجزيرة.

وتتعرض الجزيرة في مجرى النهر لعمليات نحت في الطرف المواجه تجاه المنابع لعمليات إرساب في طرف الجزيرة الواقع تجاه المصب، وبالتالي قد يحدث نوع من هجرة الجزيرة على طول امتداد محور المجرى. كما أنه قد يتم نحت أحد جوانبها والارساب على الجانب الآخر، وبالتالي تتعرض الجزر لعمليات هجرة جانبية أيضاً.

وقد تتعرض الجزيرة للنحت من كلا جانبيها، وكذلك مؤخرتها الواقعة تجاه المنبع مما يعرضها للنحت والتآكل، والاختفاء في النهاية، وبالتالي تصل إلى مرحلة الشيفوخة. كما قد تختفى الجزر من المجرى النهري بعد تكونها إذا تعرض أحد المجارى النهرية الموجودة على جانبيها لعمليات الإطماء، وارتفاع قاع المجرى، والذي يستدق تدريجياً، ويتحول إلى مستنقع معزول يتم ردمه في النهاية بفعل العوامل الفيضية وبمساعدة تأثير الانسان في البيئات المعمورة، وتتصل الجزيرة في النهاية بالضفة، ويصبح هناك مجرى واحد فقط، وتمثل هذه الصورة مرحلة الشيفوخة لهذا الشكل الجيومورفولوجى.

المدرجات النهرية River terraces:

هى أشكال من ملامح الإرساب النهري، توجد على جانبي النهر كما توجد على جانبي الأودية الجافة أيضاً، وقد تكون في البداية عبارة عن مسطحات صخرية ثم تظهر مدرجات ارسابية أنى منها في المنسوب. وتختلف المدرجات النهرية عدداً. وفي أسباب نشأتها، وفي ارتفاعاتها في الأنهار والأودية المختلفة في العالم.

فالمدرجات النهرية لنهر النيل عديدة ومتنوعة، نظراً للتغيرات التي مر بها هذا النهر، ويوجد على جانبيه مالا يقل عن ٩ مدرجات نهرية، أعلاها على إرتفاع ١٥٠ متراً، ثم ١٤٠، ١١٥، ٩٠، ٦٠، ٤٥، ٣٠، ١٥، ٩ أمتار، وترجع إلى الفترة الممتدة من عصر البلايوسين الأعلى ثم البلايستوسين والفترة الانتقالية بينهما ثم أواسط وأواخر هذا العصر (أبو العز ١٩٩٩، ص ٢٤٣).

وفى نهر كاكويتا caqueta فى كولومبيا بأمريكا الجنوبية تعرف لندن وزملاؤه London et al, 1982, p.354 على مدرجين نهريين على جانبي النهر على الأقل باستخدام الأشعة الرادارية، وهى مدرجات إرسابية، وقد وصلت إرتفاعات المدرجات النهرية الأقل إرتفاعاً نحو ١٠ أمتار، بينما بلغت مجموعة المدرجات الأكثر إرتفاعاً نحو ٥٥ متراً عن النهر.

العوامل التى تحكم نشأة المدرجات :

تنشأ المدرجات النهرية نتيجة مجموعة من العوامل التى تؤثر أساساً إما على الجريان النهري وحموله النهر أو تؤثر على منطقة المصب وتؤدى فى النهاية إلى تكوين المدرجات منها تغير مستوى القاعدة، وتغير الحمولة، وتغير النظام الهيدرولوجرافى. فمستوى القاعدة الذى ينتهى إليه النهر ويصب فيه مياهه وحمولته المختلفة على المقاطع العرضية للأودية النهرية يؤثر على نشأة المدرجات، حيث أنه حينما يبدأ النهر فى التدرج والانعطاف يصبح قاع المجرى سطحاً.

وإذا حدث إنخفاض فى مستوى القاعدة فإن هذا يتسبب فى نحت المجرى، فيترك النهر بقايا الوادى والمجرى القديم فى هيئة مدرج علوى، وإذا تتابع هذا الهبوط فى مستوى القاعدة فإن هذا ينتج عنه عدة مدرجات سلمية staircase، مثلما الحال فى المدرجات التى توجد على جانبي معظم الأنهار الرئيسية فى بريطانيا انظر الصورة (١٠).

ويؤثر تغير المناخ على تكوين المدرجات النهرية أيضاً، ويظهر ذلك فى

حالات تكوين الجليد، حيث يتم تحريك كميات كبيرة من نتاج عمليات التجوية والمواد التي نحتت في المجرى النهري، وتصبح حمولة النهر زائدة عن الحد وينتج عن ذلك ميل النهر نحو الإرساب. وإذا حدث أن تغير المناخ فإن هذا سوف يقلل من حمولة النهر وتصبح بالضرورة أقل من سابقتها، وتصبح حمولة النهر أقل من المتوقع مما يحول النهر إلى عمليات النحت بعد ما كان يميل إلى الإرساب، فينحت النهر ويعمق المجرى في الرواسب السابق إرسابها في الحالة الأولى مما يعمل على ترك رواسب على الجانبين تقف بمثابة مدرجات نهريّة شاهدة على تغير النهر وتعميق المجرى.

أما تغير للنظام الهيدروجرافي للنهر فيظهر أثره إذا زادت كميات التصريف بشكل غير عادي نتيجة إتصال النهر ببحيرات مثلما حدث في وجود الطمي السبيلي في منطقة النوبة السفلى في مصر في مواضع مرتفعة وفسرها جراهام G.W.Grabham وذكرها ويلكوكس بأن سببها تكون بحيرة السد في منطقة بحر الغزال، ثم حدث إتصال فيما بينها وبين النظام النهري النيل في مصر والذي كان يمثل نظاماً منفصلاً وأصبحت المدرجات النهريّة هنا تمثل البقايا المتبقية من السهول الفيضية القديمة التي تركت على مناسيب أعلى (أبو العز، ١٩٩٩، ص ٢١٩-٢٢٢).

أنواع المدرجات :

قد تظهر المدرجات النهريّة على جانبي المجرى وتعرف بالمدرجات المزدوجة Paired، وقد تظهر على جانب واحد ويطلق عليها في هذه الحالة مدرجات فردية unpaired، كما في شكل (٢٢). وتتكون المدرجات المزدوجة إذا حفر المجرى بشكل عميق arrows، وأخذ في تعميق مجراه تدريجياً فإنه يترك على جانبية مجموعة مدرجات يناظر بعضها البعض.

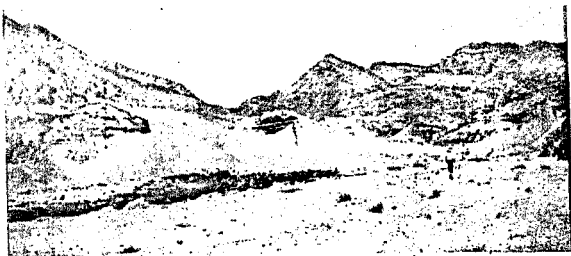
ومن خلال سلوك النهر في عمليات النحت والإرساب وانعكاسها على المقطع

العرضى يمكن توضيح أنواع المدرجات النهرية حسب الطريقة التى تتم بها نشأتها. فالمدرجات تتكون من تعمق النهر فى الرواسب المفككة، أو فى الصخور الصلبة، ولذا فإن المدرجات النهرية إما أن تكون ناتجة عن النحت وبالتالي يترك المجرى على جانبيه رواسب على مناسيب أعلى من مستواه الحالى تقف شاهدة على المستوى السابق للجريان، وتكون المنطقة صخرية وقليلة الرواسب، ولذا فإن المدرجات النهرية تكون صخرية منحوتة أكثر منها إرسابية ذات مكونات مفككة، وقد يوجد أكثر من مدرج على جانبي المجرى، وتعرف هذه المجموعة من المدرجات بمدرجات النحت Erosion Terraces. أو قد يحدث أن يقوم النهر بتكوين المدرج النحتى وينخفض مستوى المياه به بواسطة تعميق المجرى، ثم تحدث تغيرات هيدروجرافية وتزداد قدرته على حمل رواسب كبيرة يتم إرسائها على الجانبين وفوق المدرج النحتى السابق، ثم يعمق مجراه وينحت جزء من الرواسب العليا الأحدث على جانبيه فيترك الرواسب الأعلى كمدرج إرسابى، وينحت جزء من الرواسب الأحدث، فينكشف المدرج للنحتى السابق، وتعرف هذه المدرجات بالمدرجات المجمععة Accumulation Terraces.

وقد توجد مدرجات ناتجة عن النحت، ولكنها لا توجد إلا على جانب واحد من جانبي النهر، وذلك راجع إلى طبيعة الصخور الشديدة على أحد الجانب، ووجود أحد الصدوع على هذا الجانب بالإضافة إلى عوامل أخرى تجعل فى الإمكان نحت الصخور على جانب دون الجانب الآخر. وباستمرار نحت القاع يترك النهر مسطحاً علوياً يقف بمثابة مدرج أو أكثر دون وجوده مكرراً على الجانب الآخر، وتعرف هذه المجموعة من المدرجات بالمدرجات غير المزدوجة unpaired terraces وإذا وجد مدرج واحد فى الجانب الوعر نجده لا يمتشى فى مستواه تماماً مع مايقابله على الضفة الأخرى للمجرى.



صورة (٩) نموذج للمنحطقات النهرية المعقدة في الصخور، وعمليات النحت الجانبي، في شعيب الحسى بصفراء الوشم وسط هضبة نجد



صورة (١٠) مدرجات النحت الجانبية للأودية، نموذج في أحد الصخور الاركية جنوب دهب مباشرة في شبه جزيرة سيناء

وتوجد مجموعة رابعة من أنواع المدرجات، بعضها قديم وأخرى أحدث منها، وبعضها تكون مزدوجة توجد على الجانبين وأخرى على جانب واحد فقط، وبعض المدرجات تكون ناتجة عن نحت الصخور وتكوين مسطحات صخرية منحوتة وأخرى تكون ناتجة عن ترك الرواسب المفككة على الجانبين، وكل هذه المدرجات تظهر في المقطع العرضي الواحد، وتعرف هذه المجموعة باسم مدرجات مختلطة combinations.

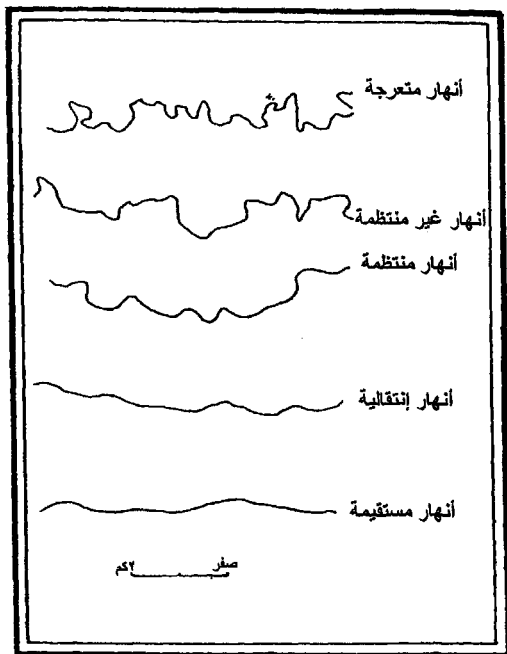
المنعطفات النهرية Meanders :

وجدت خمسة أنماط للمجاري النهرية تعرف عليها شم Schumm عام ١٩٦٣ منها النمط المستقيم، والنمط الانتقالي، والنمط المنتظم، والنمط غير المنتظم، وأخيراً النمط المتعرج كما يظهر ذلك من شكل (٢٩).

والمنعطفات هي صورة أفقية متعرجة لمسلك النهر، وهي تعبر عن الشكل الذي يتخذه مجراه، حيث يتراوح المجرى ما بين المجرى المستقيم الشكل والمجرى المتعرج تعرجاً شديداً. وحينما تبدأ صورة المجرى في التغير من هيئة الشكل المستقيم إلى بداية الانحناء نقول أن المجرى بدأ يتعرج، وتعرج المجرى بين صفته اليمنى واليسرى يكون مظهراً جيومورفولوجياً يعرف بالمنعطفات.

وعملية ميل المجرى إلى تكوين منعطفات تعتبر من عمليات إطالة المجرى التي يقوم بها النهر على طول امتداد مجراه، ويتكون هذا المظهر في الرواسب المفككة المكونة للسهل الفيضي للنهر أو للثلاث النهرية، حيث يسهل على النهر تشكيل مجراه في هذه الرواسب المفككة، وحيث يمارس النحت في مواضع والارساب في مواضع أخرى، وبالتالي يتعرض المجرى دائماً للزحزحة والحركة الجانبية الأفقية، صورة (١٢).

ويمر المجرى النهرى بخمس مراحل تطورية والتي تغير شكل المجرى form من المجرى المستقيم إلى المجرى المتعرج، والتي ذكرها كيلر Keller،



عن التاليف ص ٢٧

أنماط المجارى وتغير أشكالها
شكل (٢٩)



صورة (١١) دور النحت الجانبي في توسيع الوادئ، نموذج من وادئ المياه إلى الشمال من سدير بجبل طويق الشمال.



صورة (١٢) نموذج للمنحطفات وعملية النحت في الجوانب المقعرة والإرساب في المحدبة وهجرة المجرى الشمالي، في وادئ سدير بجبل طويق الشمالي في هضبة نجد

(1972, p.1538) بأنها خمس مراحل. ففي المرحلة الأولى يكون النهر مندفعا ويجرى فى محور خطى يكسبه الشكل المستقيم، والمجرى يكون أميل إلى الاستقامة وإن مال مرة إلى اليمين وأخرى إلى اليسار فإن ذلك لكى يمارس نشاطه فى توسيع المجرى وممارسة النحت والإرساب، ولايتكون فى هذه المرحلة البرك ولا الحافات الارسابية المنخفضة فى المجرى، وإن كانت توجد مضال shoals أو حواجز فى هيئة رؤس حاجزية point bars، والسمة المميزة لقاع المجرى فى هذه المرحلة هى المضال فوق القاع، صورة (٩) فى شعيب الحسى بهضبة نجد.

وهذه المرحلة الأولى لاتستغرق وقتاً طويلاً، وسرعان مايتحول النهر إذا مر بهذه المرحلة إلى المرحلة الثانية نتيجة نشاطه فى عمليات النحت والإرساب.

وفى المرحلة الثانية تتطور المضال نتيجة الارساب فى القاع، وتغيير ملامح القاع ويصبح قاع المجرى غير منتظم، وتبدأ عملية تكوين البرك pools والحافات الارسابية المنخفضة riffles وهما يمثلان نتاج النحت والارساب.على التوالى فى قاع المجرى بالاتجاه فى محوره الطولى، ويصبح قاع المجرى غير منتظم، وإن كانت البرك والحافات الارسابية صغيرة الحجم وقليلة العدد فى هذه المرحلة وتكون المسافة بين البرك والحافات الارسابية الأولية ٣-٥ أمثال إتساع المجرى، ويظل المجرى محافظاً على هيئته العامة من حيث الاستقامة النسبية ولكنها تكون أقل إستقامة من المرحلة الأولى، بسبب النحت الجزئى فى جوانب المجرى حيث يوسع النهر مجراه، كما فى شكل (٣٠).

وفى المرحلة الثالثة يظهر التغير ويكون ملحوظاً، فالبرك والحافات الارسابية فى قاع المجرى تتطور بشكل جيد، وتصبح المسافة بين هذه الأشكال المميزة للقاع بين ٥-٧ أمثال إتساع المجرى بينما متوسط المسافة من ٣-٥ أمثال الاتساع، وتكون أكثر عدداً، ويتميز القاع بعدم الإنتظام، وتسود على جوانب المجرى نقط الحواجز point bars كما تتميز البرك الموجودة فى قاع المجرى بان

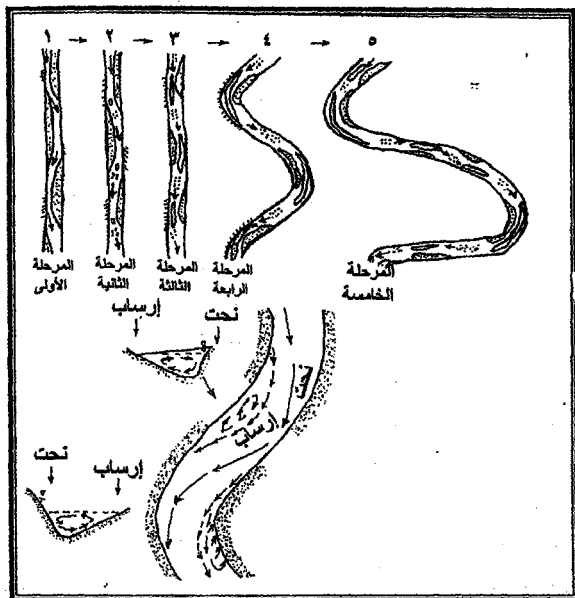
طولها يبلغ ١,٥ مرة من مقدار طول الحافات، ويزيد إتساع المجرى هنا نسبياً عن المرحلة السابقة ونتيجة لذلك تحدث زحزحة جانبية جزئية للمجرى ويبدأ شكل المجرى فى التغير الواضح.

أما فى المرحلة الرابعة لتطور شكل المجرى النهري فإنه تتطور عمليات النحت والارساب فى المجرى ويختلف بالتالى شكل للمجرى، وتتطور ملامح البرك والحافات الإرسابية ويصبح متوسط المسافة بينهما ٥-٧ أمثال عرض المجرى بعد ما كان المتوسط من ٣-٥ أمثاله فى المرحلة السابقة، وتسود نقط الحواجز، ويزداد طول البرك بحيث تزيد فى طولها عن ١,٥ مرة عن مقدار طول الحافات الإرسابية، وتكثر الحافات الارسابية والبرك فى أعدادها وتزيد كثافتها، ويميل المجرى نحو الإنحناء بسبب زيادة التشكيل والنحت والإرساب على جوانب المجرى وفى قاعة أيضاً، كما فى شكل (٣٠).

وفى المرحلة الخامسة تظهر كل من الحافات والبرك التى تطورت تطوراً جيداً، وتظهر دائماً البرك فى المواضع المنخفضة وبالقرب أو بجوار الضفاف النهرية التى تتعرض للنحت والتهدل، كما توجد أيضاً بعض من البرك والحافات الأولية الآخذة فى التطور.

وتبلغ المسافة بين الحافات والبرك مقدار يزيد عن ٥-٧ أمثال إتساع المجرى بكثير، ويصبح قاع المجرى فى هيئة مضاحل غير منتظمة. وتتميز البرك هنا بأنها أكبر طولاً عن الحافات بمقدار كبير. ويتطور شكل المجرى ويصبح متعرجاً.

وعادة تتم عمليات النحت فى الجوانب المقعرة للمجرى حيث يدفع التيار بشكل مباشر ويعتمد عليها بزاوية ولو صغيرة مما يعمل على نحت الجانب، فى حين يصبح الجانب المقابل أميل لموازاة التيار منه إلى الاعتماد على الضفة فيحدث تكون تيار رجعى وهذا يؤدى إلى بطئ السرعة والميل إلى الإرساب على هذه المناطق المحببة، كما يظهرها شكل (٣٠).



After: Keller, 1972, p.1535.

مراحل تطور المنعطفات النهرية وعمليات النحت والإرساب
وتكوين البرك والحافات
شكل (٣٠)

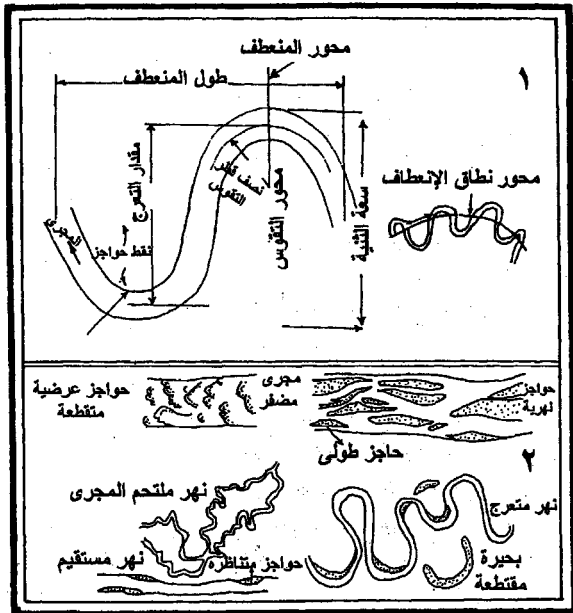
أبعاد المنعطفات :

تتميز مناطق المنعطفات في المجرى بأبعاد خاصة بها مثل طول المنعطف وإتساعها، ونطاقها، ونصف قطر المنعطف. فطول المنعطف Length وهى المسافة الأفقية المستقيمة بين إنحناءين ويرمز له بحرف (ميو) اللاتينى μ ويعرف عادة باسم طول موجة المنعطف wave length، وهذا الطول عادة ما يمتشى مع إتجاه المجرى بشكل عام. أما نطاق للمنعطف أو إتساعه wave amplitude فيمتد بين أقصى قمة وأقصى قاع للثنية كما فى شكل (٣١) وتكون هذه المسافة القياسية بشكل يتعامد على امتداد المجرى بشكل عام وعمودى على طول المنعطفات.

أما نصف قطر المنعطف radius فهو يمثل نصف قطر الدائرة التى ينحس حولها المجرى، وفى كل إنحناءة على حدة. وعادة تبلغ قيمة (نصف طول المنعطف: إلى مقدار إتساع المنعطف) مقداراً أكبر من الواحد الصحيح، وقد يصل إلى ٢-٤ مرات قدر إتساع المنعطف.

وتصنف المجرى النهرية حسب الشكل إلى أربعة أنواع : الأول منها وهى المجرى التى تنسم بالتضخم أو الالتحام حيث يوجد مجريان أو أكثر بها جزر كبيرة ثابتة، ويبلغ معامل الانحناء الذى يقيس العلاقة بين طول النهر أو طول المجرى فى منطقة المنعطفات وطول المجرى فى خط مستقيم فى هذا النوع قيمة أقل من ٢ حيث تكثر للمجرى المتعددة بين للجزر، ويصل معامل شكل المجرى shape (العرض ÷ العمق) قيمة أقل من ١٠. ويسود فى هذا النوع عملية توسيع المنعطف بدرجة خفيفة.

والنوع الثانى لأشكال المجرى المائىة هى الشكل المستقيم straight ويتميز باختفاء الجزر، ويصبح هناك مجرى واحد، تسود فيه ظاهرتى البرك والحافات الارسابية، ويقتصر التخرج على أعرق جزء فى المجرى thalweg ويكون معامل العرض بالنسبة للعمق أقل من ٤٠، ومعامل الانحناء يبلغ أقل من ١,٥. ويميل النهر فى هذا النوع نحو للتوسيع القليل مع تعميق المجرى أيضاً، كما فى شكل (٣٠) ..



(١) خصائص وعناصر المنعطفات النهرية

(٢) أشكال المجارى النهرية والحواجز

شكل (٣١)

أما النوع الثالث فهو المجرى المضفر braided ويوجد مجريان أو أكثر حيث تقسم الجزر النهرية المجرى إلى مجارى عديدة على جانبيها، وتكون الجزر صغيرة، وتنتشر حواجز المجرى bars، ويبلغ معامل الانحناء قيمة أقل من ١,٠٣ وقد تصل إلى ١,٣، ويزيد معامل العرض بالنسبة للعمق إلى أكبر من ٤٠ حيث يميل النهر في هذا النوع نحو توسيع المجرى. (Finch et al., 1959, p.270)

ويتطور المجرى نصل إلى الهيئة الأخيرة للمجرى وهو المجرى المنعطف meandering، وغالبا مايكون المجرى فردياً وليس بالضرورة وجود جزر ويتميز بتشعبه، ومع ذلك يزيد معامل التعرج إلى أكبر ١,٥، ويبلغ معامل (العرض إلى العمق) قيمة أقل من ٤٠، وتسود عمليات تعميق المجرى وتوسيع المنعطف، وتبدأ عملية تكوين نقط الحواجز.

أنماط المنعطفات :

توجد أنواع كثيرة لحركة المجرى المنعطف حيث تعرف هوك (Hook, 1977, p.278) على العديد منها، وأورد لنا مجموعتان :

- المجموعة الأولى : وهى العناصر الأولية التى تحدث تغيرا بالمنعطف وتجعله يتخذ صورة من صور التغير الآتية وتعرف بالأنماط البسيطة :

(أ) التمدد أو الاطالة extention بحيث يبدو أن خط قمة الإنعطاف محدب إلى أعلى، ويزيد من مسافة المجرى، وأعلى نقطة فيه تعرف بنقطة القمة أو الرأس، وعلى جانبي الانعطاف توجد نقطتى الانعطاف التى يتغير عندها إتجاه المجرى المنعطف كما فى شكل (٣١).

(ب) الصورة التى يحدث لها زحزحة جانبية أو تحول translation ويكون إتجاه حركة هذه الزحزحة التى تتم للانعطاف بشكل يوازى إتجاه المجرى الرئيسى.

(ج) حركة فى هيئة دوران Rotation، ويبدو فيها المجرى فى منطقة الانعطاف محافظاً على هيئة تقوس المجرى ولكنه بشكل يتقاطع مع الهيئة الدائرية للتقوس الأولى للمجرى، ويبدو وكأن المنعطف يدور حول نقطة مركزية وهى إحدى نقطتى بداية الإنعطاف.

(د) حركة التغير التى ينتج عنها إضافة أو تكبير لطول المجرى Enlargement، وفيها يزيد طول المجرى فى منطقة عنق الانعطاف، وتصبح المسافة بين نقطتى الانعطاف اكبر بكثير عن ذى قبل.

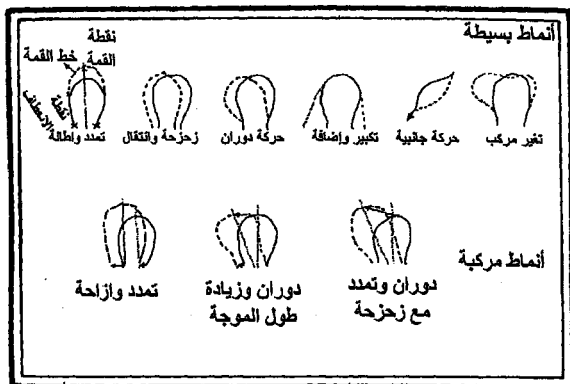
(هـ) الحركة الجانبية Lateral movement للانعطاف، مع الحفاظ على نفس طول المجرى، حيث تكون الحركة فى جانب واحد، وتتطابق فيه نقطتى الإنعطاف فى الحالة الأولية وفى حالة الحركة الجانبية أيضاً.

(و) التغير المركب complex change، حيث يجمع الإنعطاف ما بين التمدد والاطالة من جهة، والحركة الدائرية أو أية حركة زحزحة أخرى من جهة ثانية.

- المجموعة الثانية : وتعرف بالأنماط المركبة ومنها ثلاثة أنواع، كل نوع منها يجمع بين نوعين أو ثلاثة من الأنواع السابقة فى المجموعة الأولى، بطريقة التبادل والتوافق. مثال ذلك نوع يجمع بين التمدد والاطالة والنوع الانتقالى، ونوع آخر يجمع بين النوع الدورانى مع زيادة الامتداد الجانبى، ونوع ثالث مختلف يجمع بين الدورانى والتمدد والانتقالى.

وهناك عدة ملاحظات على أنواع حركة الانعطاف يذكرها المؤلف منها :

- أن كل نوع من أنواع حركة الانعطاف قد يكون له إتجاه حركة أو اتجاهين.
- إن حركة الانعطاف قد تكون نحو المصب أو نحو المنبع حسب نوع حركة الانعطاف، وقد تعتمد على هذين الاتجاهين فى حالة التمدد والاطالة.
- إن حركة الانعطاف قد تعمل إما على زيادة طول الانعطاف أو نقصانه.



After: Hook, J. m, 1977, p.278.

أنماط الحركات الجانبية لهجرة المنعطفات النهرية

شكل (٣٢)

- قد تكون حركة الانعطاف فى جانب واحد وقد تكون على جانبى الانعطاف.
 - ان حركة الانعطاف قد تتقاطع مع الانعطاف الأولى للمجرى وقد توازيه فى حالة ثانية أو لاتتقاطع معه حالة ثالثة أخرى.
 - ان حركة الانعطاف بانواعها المختلفة تتم نتيجة عمليات نحت وإرساب يقوم بها المجرى، وتتم هذه العمليات بشكل بطئ ولا تحدث بشكل فجائى .
- وفى أثناء تعرض المنعطفات للنحت والارساب وزيادة إتساع نطاق الانعطاف ويصبح شكلها على هيئة، حرف S قد يحدث أن يقطع المجرى الجزء الفاصل بين إنحناءين حيث يفصل بينهما عنق سهلى ضيق، وتلتحم أجزاء المجرى، وبذلك تتفصل أجزاء من المجرى، والتي تأخذ شكلاً قوسياً وهو شكل المجرى السابق، ويصبح هذا الجزء على هيئة بحيرات هلالية ضحلة (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ٤٢٧)، وهى تعرف عادة بالبحيرات المقطوعة. وتعرض هذه للبحيرات للردم والإرساب بفعل الفيضانات الكبيرة التى تحدث للنهر وما يحمله من رواسب، وقد تساهم العوامل البشرية فى ردمها لاستخدامها فى الأنشطة البشرية.

الفصل السادس

العوامل والعمليات الساحلية

العوامل والعمليات الساحلية

أولاً: العوامل

تتعدد العوامل المؤثرة في تشكيل ملامح السطح في المناطق الساحلية، منها:

(١) الأمواج :

الأمواج عبارة عن هزات وتموجات تتحرك على سطح المياه، تنتج عن اصطدام الرياح بطاقتها وقوتها بسطح المياه، فتنتقل الطاقة من الرياح إلى المياه مختلطة الكتلة المائية، وتصبح طاقة أمواج متحركة. فحينما تصطدم الرياح بالمسطح المائي تبدأ في تحريك المياه حركة خفيفة، وفي شكل تموجات أولية قليلة الارتفاع ومتتابعة، وتتحرك باتجاه منصرف الرياح، وبالتدريج تزداد هذه التموجات في ارتفاعها، وطول المسافة للفاصلة بين قمم هذه الارتفاعات وبذلك تتكون الأمواج التي تسير لمسافات طويلة لتصل إلى خط الشاطئ.

والأمواج لها خصائص قياسية معلومة ذات للتأثير على مورفولوجية الشاطئ والساحل، ومن هذه الخصائص القياسية ارتفاع الموجة وهي المسافة بين قمة الموجة وقاع الموجة، وهناك طول الموجة وهي المسافة بين قمتين من قمم الأمواج أو بين قاعين. وعامة فإن للطاقة الكامنة Potential energy للأمواج تتحرك متقدمة مع هيئة الموجة، ولكن للطاقة المتحركة kinetic energy هي التي تحرك جزيئات المياه وتستنفذ هذه الطاقة في المدار شبه مداري حيث يتحرك الطاقة بسرعة ولعمق مقداره له علاقة بطول الموجة، وعمق المدار يبلغ تقريباً قطره، كما في شكل (٣٣).

وبحساب طاقة الأمواج في بعض المناطق وجد أن الأمواج من نوع الأمواج المنعكسة بلغ قوة ضغط اصطدام الموجة بولجة الحواط المنحدرة نحو ١٢٧٠٠ رطل/ القدم المربع (Bloom, 1979, p.440) مما يؤدي ذلك إلى تكسر الصخور

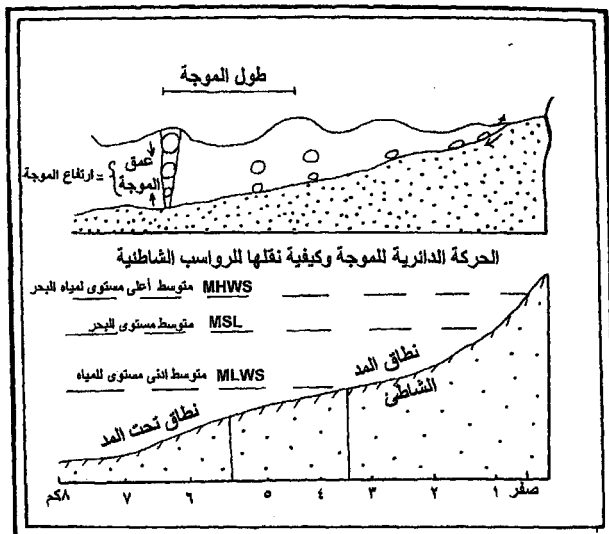
ونحت الجروف ونقل الرواسب، وتكوين الأرصفة الشاطئية والبحرية.

وتعد مسألة طاقة الأمواج ومعدلات نحتها على السواحل العالمية ذات تأثير عشوائي، بل نجد أن لها توزعاً عالمياً مرتبطاً بالتطابقات المناخية. فالمناطق الواقعة فى عروض دنيا فى المناطق المدارية والسواحل فى البيئة شبه القطبية نجدها منخفضة فى مقدار المد، وفى طاقة الأمواج أيضاً، وبالتالي يضعف تأثيرهما فى تشكيل للبيئة الساحلية.

(٢) المد Tides :

ينتج المد بسبب جذب كل من القمر والشمس للأرض وللمياه، فترتفع المياه ثم تعاود انخفاضها، وينسبة ٦٠%، ٤٠% لكل من القمر والشمس على التوالى، ويشكل متزامن أو متفرق على مدى ٢٤ ساعة حسب وضع الشمس والقمر ومدى تزامنها أمام الموضع أو المكان الساحلى، وينتج الجزر عن إنجذاب المياه إلى وسط البحر وبالتالي انحسارها عن خط الشاطئ بسبب هذه العملية، أو عودة التيار المائى مرة أخرى إلى المنطقة الساحلية، باتجاه عمودى على خط الساحل يعرف بتيار المد tidal current والذي ينتج عن ارتفاع المياه وانخفاضها.

وتشير الدراسات الجيومورفولوجية إلى أن أحوال المد تمثل صورة فريدة من الطاقة ذات التأثير الجيومورفولوجى فى المناطق الساحلية والبحرية، حيث يبلغ معدل الطاقة الناتجة عن جذب الشمس والقمر 3×10^9 كيلو وات وهذه القيمة تعنى مقدار الطاقة التى تحملها تيارات المد بالاتجاه نحو الشاطئ أثناء حركتها. وكلما زادت فوارق المد ازداد التأثير. وقد وجد أن أكبر قيمة لمقدار المد توجد فى خليج فندي فى كندا حيث يبلغ الفارق فى مستوى المياه بين الارتفاع والانخفاض ١٦ متراً، فى حين يقل الفارق فى حوض البحر الأحمر وخطاته ليصل بين ١-٣ أمتار فقط.



خصائص وأبعاد الأمواج والمد والجزر
شكل (٣٣)

تعمل تيارات المد على نقل الرواسب إلى البحر من جهة أو من قاع البحر إلى الشاطئ من جهة أخرى، وتغطي مياه المد فوق الشواطئ والحوالز لتكون مظهر لتفاوت المد tidal delta بأشكال وأنماط متعددة، وتشكيل مجارى المد tidal streams، وتكوين مسطحات المد، ولهذا فإن دور المد في تشكيل المناطق الساحلية يعتبر دوراً كبيراً.

(٣) التيارات البحرية Marine currents

هي تيارات تتحرك في غالبيتها العظمى مجاورة لخط الساحل، سواء بعيدة عنه نسبياً أو ملاصقة له ومجاورة للشاطئ. وفي الحالة الأولى تكون التيارات البحرية متأثرة في نشأتها بالرياح الدائمة وحركة دوران الكرة الأرضية، وتكون ذات سرعان عالية تبلغ ٥ أميال مثلاً كما هو الحال في تيار الخليج الدافئ (أبو العز، ١٩٧٦، ص ٣٣٠) أما في الحالة الثانية فتتأثر تيارات تعرف بالتيار الساحلي littoral current والذي ينشأ عن حركة المياه نتيجة تكسر الأمواج واصطدامها بخط الشاطئ، وتسير مياه هذه التيارات بهيئة شبه موازية لخط الشاطئ وتعمل على جرف الرواسب ونقلها إلى أماكن أخرى وإعادة توزيعها مما يتيح الفرصة للعوامل الأخرى لتتمكن من تشكيلها في أماكنها الجديدة.

فالتيار الشاطئ longshore current يقوم بعمليات النقل على طول امتداد الشاطئ، خاصة بطريقة جرف الرواسب drifting. فالتيار الشاطئ الناتج عن اصطدام الأمواج بالشاطئ تكون له طاقة. وترتبط قدرة التيار الساحلي على نحت الشاطئ بمقدار درجة تعامد الأمواج على الشاطئ، فكلما قلت زاوية التقاء الأمواج بالشاطئ ازدادت قدرة الأمواج على النحت، وزادت سرعة التيار الساحلي وازدادت قدرته على جرف الرواسب.

(٤) العامل الصخري :

تؤثر الصخور في العمليات الساحلية، من حيث قوة مقاومة الصخور للنحت، ومقدار تعرضها لعملية الإذابة. فالصخور الجيرية أسرع في معدلات

الإذابة من الصخور الأركية. والسواحل ذات الصخور الأركية جروفها البحرية أشد انحداراً من تلك التي توجد بها الصخور الرسوبية. كما أن الصخور الأركية بمختلف أنواعها أميل لتكوين سواحل صدعية من الصخور الرسوبية التي تكون سواحل ذات سمات التوائية. والصخور الجرانيتية أسرع في تفككها من الصخور النارية الأخرى لكبر حجم الحبيبات المكونة لها. وتعتبر مظاهر الصدوع والفواصل والشروخ الموجودة بالصخور الساحلية بمثابة مواضع ضعف تتخبرها مياه الأمواج لنحت وتخفيض وتقويض الصخور الساحلية.

(٥) المناخ :

يكن تأثير المناخ في جيومورفولوجية المناطق الساحلية في أن ارتفاع الحرارة يزيد التبخر ويكون المسطحات الملحية، ويركز الأملاح في البرك والسيخات، ويساعد على حدوث التجوية الملحية في المناطق التي تتكشف عنها المياه لفترة طويلة في العروض الحارة. كما أنه قد تساعد سقوط الأمطار بشكل مباشر على التجوية الميكانيكية للجروف البحرية. أما دور الرياح فإنها تساعد على دفع التيار الساحلي littoral current فتشدد قوته وتزداد قدرته على جرف الرواسب.

(٦) تغير مستوى سطح البحر :

من المعروف أن تأثير الأمواج والمد والجزر على الساحل ترتبط بمستوى المياه، فإذا تغير هذا المستوى فإن المياه تبدأ في ممارسة نشاطها في مستوى جديد للصخور الساحلية. وقد تغير مستوى البحر في الماضي حيث انخفض إلى -١٣٠ متراً خلال عصر البليستوسين وعاود ارتفاعه، وتكونت كثير من المدرجات البحرية في المناطق الساحلية.

وإذا ارتفع مستوى البحر فإن هذا يعمل على إتاحة الفرصة لنشاط نحت

الأمواج للصخور الساحلية المكونة للجروف فى مواضع أعلى منسوباً مما يعمل على تراجع الجروف من جهة وزيادة قدرة الأمواج على نقل وإرساب نواتج النحت فى المنطقة البحرية القريبة من جهة أخرى مما يزيد من ارتفاع قاع البحر فى المنطقة الشاطئية القريبة كما فى شكل (٣٤).

(ثانياً) العمليات الساحلية Coastal processes :

(١) عملية للنحت :

تحتاج الرواسب التى يتم نحتها تدريجياً إلى سرعات مختلفة للمياه، وتتناسب مع أحجام الحبيبات، ومن خلال دراسة جولستريوم والتى ذكرها وليام (William, 1960, p.20) وجد أن :

- الرمل للخشن يحتاج إلى سرعة تبلغ ٢٠سم/الثانية حتى يتم نحته وتكسيده.
- أما الطمي فيحتاج إلى سرعة للمياه تبلغ ٧٦سم/ الثانية.
- يحتاج للطين إلى سرعة تصل إلى ٣٠سم/ الثانية.

وتعمل المياه البحرية على برى الصخور فى منطق المد *intertidal zone*، وتزيل بذلك الصخور الضعيفة، بفعل الاحتكاك بطريقة ميكانيكية، وبفعل عملية الإذابة، مما يعمل فى النهاية على تكوين حفر إذابة، وتتخلف عن هذه العملية أفراس منحوتة ومجوفة فى الصخر وهى (شقوق صغيرة slot) فى نطاق المد. وتتركز هذه العمليات فى صخور الحجر الرملى. ويلاحظ أن كل قطعة منحوتة تكشف عن صخور أسفل منها والأخيرة تصبح معرضة لعمليات نحت بحرى أخرى جديدة.

كما أن تيار المد يكون لديه القدرة على نحت للقاع، ونحت حبيبات الرواسب لما لديه من سرعة تنشأ عن حركة المياه بفعل تيار المد بالاتجاه إلى الشاطئ أو إلى الداخل نحو عرض البحر. وعادة تكون تيارات المد ذات سرعة قوية بحيث يمكنها

تحريك ونحت الزلط الذى يوجد على أعماق كبيرة نسبياً. وقد ذكرت كولمان كنج (C.King, 1972, p.246) أن تيار المد بسرعة ٤,٥ عقدة (٢٣٠سم/الثانية) والذى يدور حول لسان هرسنت كاسنل وجزيرة وايت على عمق يبلغ ٥٧ متراً له القدرة على سحق الزلط. وفى حالة اختفاء تيار المد وحنوث الجزر فلن عمق الزلط المتأثر بالحركة لن يزيد على ٢ متر فقط والتي تمثل أدنى مستوى للمد المنخفض بالمنطقة.

أما عملية النحت الهيدروليكي لمياه البحر فيظهر تأثيرها على الصخور المكونة لأرصفت نحت الأمواج، حيث أن قوة اصطدام الموجة المضطربة وتكسرهما فوق الصخر المكون للأرصفت كأحد الملامح الساحلية ينتج عنها طاقة نحت ميكانيكية، ويساعدها فى هذه العملية وجود تشققات فى الصخر.

وقد يحدث النحت الميكانيكي بفعل العوامل الأحيائية وذلك حينما توجد الطحالب algae والتي يكون معدل نحتها للصخور سريعاً ويبلغ هذا المعدل نحو ١مم/ السنة، كما قدر أن حوالى ١٥٤ كجم/السنة قد تم بريها من مساحة تبلغ متر مربع واحد فى جزر بريادوس عن طريق نوع واحد من الأحياء البحرية وهى الجاستروبودا (Bloom, 1979, p. 448).

عمليات الهبوط الصخري Rock fall :

تتعرض صخور الجروف البحرية لانتهيار الكتل الصخرية فتتحد نحو البحر، وينتج ذلك بسبب النحت والتقويض السفلى للصخور الساحلية خاصة الجبرية بفعل الإذابة مما يعرض الكتل الصخرية العالية للانتهيار بسبب شدة ضغطها على الصخور المنحوتة أسفلها.

(٢) عملية النقل :

يقوم كل عامل من العوامل السابقة بالإسهام فى عمليات النقل حسب طاقة

كل منها، ويقوم بعمليات جيومورفولوجية لنقل الرواسب بطريقة قد تختلف عما تقوم به العوامل الأخرى.

- **دور الأمواج :** تحسب معدلات نقل الأمواج للرواسب من خلال حساب الطاقة الكلية التي تحملها أمواج الشاطئ، ولكل وحدة طول شاطئية باستخدام المعادلة الآتية التي استخدمها أوينز 1977, p.173.

$$E_a = 1 (p_9^{3/2}) db^{1/2} H_b \sin \alpha_c \cos$$

حيث أن : $p =$ كثافة مياه البحر.

$g =$ مقدار الجاذبية الأرضية.

$db =$ عمق منطقة تكسر الأمواج.

$H_b =$ ارتفاع الأمواج المتكسرة على الشاطئ.

$\alpha_c =$ زاوية التكسر.

وتشير كنج 1972 C.King إلى أن نحو ٩٨% من حركة الرواسب التي تتحرك عند نقطة تكسر الموجة break point يتم نقلها تجاه خط الشاطئ نحو اليابس، ويظهر ذلك من الحركة الدائرية التي تحدث للموجة. ويلاحظ أن عملية نقل الحبيبات لا تتم على دفعة واحدة وإنما تنقل على عدة مرات تتراوح ما بين النقل بالحمولة العالقة أو حمولة القاع وبين الإرساب أو الإرتداد لمسافة قصيرة نسبياً نحو البحر، ثم يعاد نقلها على عدة مرات بهذه الطريقة حتى يتم الإرساب النهائي فوق الشاطئ. ويذكر أنه ما يقرب من ١٠% من طاقة الموجة تستخدم في عمليات نقل الرواسب (King, 1972, p.269).

- **دور المد في عملية النقل :**

على الرغم من أن تيارات المد قد تكون سريعة إلا أنها تختلف عن سرعة الأمواج، حيث أن سرعة تيار المد عند قمة للمياه تبلغ قيمة صفرية في حالة الموجة المدية سواء في حالة المد العالي أو المد المنخفض، ولكن تصل إلى أقصىها في منتصف المد.

ويقوم تيار المد بنقل الرواسب في صورة عالقة، بالإضافة إلى حمولة القاع. وتعمل تيارات المد على نقل حبيبات الرواسب بشكل مرحلي، حيث تنقل لمسافة ما إلى الأمام ثم يحدث لها تراجع لمسافة تبلغ تقريباً نصف المسافة التي تقدمت بها، ثم يعاد نقلها لمسافة ويحدث لها تراجع بعد إرسائها على القاع لمسافة تبلغ نصف المسافة التي تقدمت بها، ثم تحمل لمسافة تستمر بعدها على الشاطئ وتتكرر العملية حتى يدفع بالرواسب إلى واجهة الشاطئ، كما هو واضح في شكل (٣٥).

فالأجزاء العالقة تنقل :

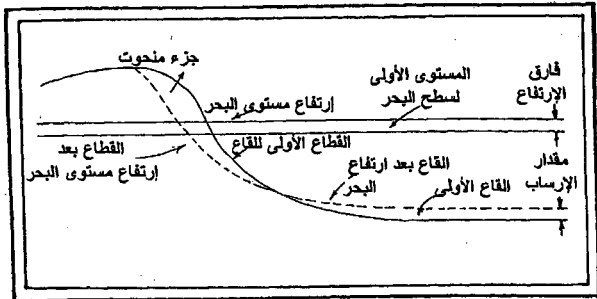
- من (١) إلى (٢) إلى الشاطئ.
- تسحبها المياه لمسافة تراجعية نحو البحر من (٢) إلى (٣)
- تنقل مرة أخرى من (٣) إلى (٤) إلى الشاطئ.
- تسحبها المياه لمسافة تراجعية نحو البحر من (٤) إلى (٥).
- تنقل في المرحلة الثالثة من (٥) إلى (٦) إلى الشاطئ وتنتهي بذلك عملية النقل من البحر إلى الشاطئ.

● دور التيار الساحلي في عملية النقل :

يسهم التيار الساحلي البحري بدور كبير في نقل الرواسب من مكان لآخر، ولكي نتعرف على هذا الدور يمكننا عرض نتائج للتجارب التي أجريت في هذا المجال. ومن خلال تجربة عملها ونشلسيا Winchelsea والتي ذكرتها كولن كنج (King, 1972, p.291)، لتأثير الأمواج لمدة ساعتين لزلط من أحجام بقطر ١,٢٥ - ١٥ سم. ومن خلال تحرك الأحجام المختلفة لمسافات مختلفة تم حساب معدل حركة

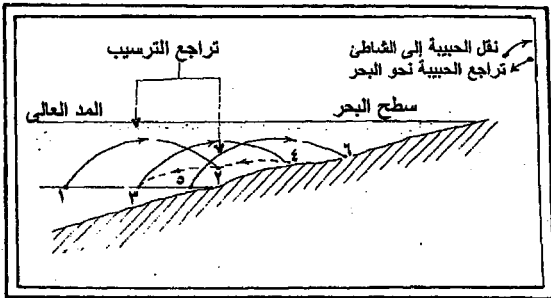
الرواسب الخشنة على الشاطئ ووجد أن هذه المعدلات بالشكل الآتي :

حبيبات بحجم ١,٥٩-١,٢٥ سم	تتحرك بمعدل ٤,٣ متر/يوم
حبيبات بحجم ١,٩-١,٢٥ سم	تتحرك بمعدل ٦,٤ متر/يوم



After: Schwartz, 1968

تأثير تغير مستوى البحر في نحت الشاطئ
شكل (٣٤)



After: Pethick, 1984, p.156.

كيفية نقل الرواسب البحرية العالقة وطريقة إرسابها على الشاطئ
شكل (٣٥)

حبيبات بحجم ٢,٥-٥ سم تتحرك بمعدل ٧,٩ متر / يوم

حبيبات بحجم ٧,٥-١٠ سم تتحرك بمعدل ٨,٢٥ متر / يوم

ويلاحظ من القيم السابقة أنه بزيادة حجم الحبيبات تقل طول الفترة اللازمة لنقلها على الشاطئ حيث تقطع مسافة أطول، بينما الحبيبات الأكل حجماً تتعرض لخشونة السطح ولاحتكاكات مع الحبيبات الأخرى فتأخر في فترة نقلها، بالإضافة إلى قلة وزنها. ويعتبر التيار الساحلي هو المسئول بدرجة أساسية عن النحت والإرساب الساحلي، وأن هذه العمليات هي التي تكسب الساحل شكله العام والذي يمكن من خلاله أن نقيم مقدار المواد الرسوبية التي ينقلها التيار الساحلي - في الاتجاه الذي يسير فيه.

وقد تم قياس تأثير عملية الجرف الساحلي بفعل التيارات الساحلية على الساحل الشرقي للولايات المتحدة فوجد أن المعدل littoral drift rate على طول امتداد الساحل الأطلسي في ١٤ موقعاً يصل ما بين ٢٢٦٠٠ - ٣٧٧٠٠٠ م^٣/ السنة، وعلى خليج المكسيك ما بين ٦٠٠٠ - ٦٩٦٠٠٠ م^٣/ السنة (Komar, 1976, p.218) أن أعلى المعدلات توجد على ساحل خليج المكسيك، وربما يرجع ذلك إلى شكل الساحل، أو شدة التيارات الساحلية خاصة في مناطق تولد الأعاصير المدارية.

طرق نقل الرواسب الساحلية :

(١) الحمولة المذابة :

تحدث عمليات الإذابة في منطقة الشاطئ بدرجة كبيرة في المناطق التي تتسم بوجود الصخور الجيرية، ولذلك نجد أن معدل تكوين مسطحات صخرية شبه مستوية على الساحل ذو الحجر الجيري يكون أسرع، ويصل تكونها حتى عمق ٣ أمتار تحت مياه البحر. وتسود عمليات الإذابة أيضاً في المناطق الجافة مناخياً والتي تنتشر فيها الجزر ذات الصخور الجيرية من أصل مرجاني.

(٢) الحمولة العالقة :

من الطرق الأخرى للنقل هو النقل عن طريق الحمولة العالقة *Suspension* وغالباً للرواسب العالقة بالمياه من أحجام الرمل تكون أميل إلى النعومة، بالإضافة إلى حبيبات الطمي والطين. ويمثل نطاق تكسير الأمواج *surfe zone* نطاق نقل الرواسب تجاه الشاطئ، وتحرك الرمال بنسبة ٥% من الكتلة المنقولة، حيث يصل تركيز الرمال في المياه المنقولة تجاه الشاطئ ١٧٠٠٠ جزء/المليون كنسبة وزنية (King, 1972, p.250) تكون محمولة بواسطة المياه.

ونظراً لصغر حجم حبيبات الطمي عن غيرها من الحبيبات والذي يصل إلى ٠,٠٥ ملليمتر أو أقل فإنها تظل عالقة في المياه المتحركة في المناطق الساحلية لفترة طويلة. وبمعنى آخر أنها تأخذ فترة طويلة حتى يتم إرسائها بواسطة المياه التي تنقلها، ولذا تأخذ عدة دقائق بدلاً من الثواني التي تتطلبها الأحجام الأكبر، وتستغرق دقيقتين، ولذلك فإن عملية النقل المساندة لها هي بالحمولة العالقة *suspension*. وقد ذكر جالفن 1973 Galvin أن : نسبة الحملة العالقة تصل إلى ١٤% في مياه البحر.

(٣) حمولة القاع *Bed load* :

وهي من أكبر الكميات المنقولة، وأكثر الطرق لنقل الحمولة على السواحل، هو حمولة القاع تكون كبيرة وتصل إلى ٦٨% من جملة المواد المحمولة أو المنقولة (Komar, 1976, p.216). وقد أشارت للدراسات إلى أن حمولة القاع تمتد حتى عمق الـ ١٠ سم فوق قاع البحر.

(٣) عملية الإرساب :

تميل كل العوامل المشكلة للسواحل إلى الإرساب إذا توقفت طاقتها، فتبدأ حينئذ بإلقاء الحمولة. وتختلف سرعة إرساب المواد على الشواطئ والحوالز والجزر

جدول (١٣)

سرعة إرساب حبيبات الرواسب الشاطئية

نوع الرواسب	حجم الحبيبات بالمليمتر	سرعة الإرساب من ارتفاع ١٠ بوصات
زلط صغير	٥	١ ثانية
رمل خشن	١,٢٥	٢,٢٥ - ١٠ ثواني
رمل	٠,٢٥	
طمي	٠,٠٥	

بتصرف. After : Wheeler, & Williams, 1960.

الارسابية وغيرها من مختلف ملامح الارساب باختلاف حجم الرواسب نفسها. وقد أجرى ويلر Wheeler تجارب على هذه العملية، وعملها وليام في دراسته عام ١٩٦٠، ووجد أنه كلما زاد حجم الحبيبات تزداد في الحجم وبالتالي تأخذ فترة زمنية قصيرة لكي يتم إرسابها فوق واجهة الشاطئ. فالحصى والزلط بمختلف أحجامها لا تتعدى الفترة التي تستغرقها في عملية الإرساب من ارتفاع ١٠ بوصات أو ٢٥ سم الثانية الواحدة. ولذا فإنه غالباً ما يتم نقلها مجرورة ومسحوبة فوق قاع البحر.

أما الرمل بمختلف أنواعه فيأخذ فترة تتراوح ما بين ٢,٢٥ - ١٠ ثواني حتى يتم إرسابها من ارتفاع ربع متر، ولهذا فإنه يتم نقلها في المنطقة الشاطئية ما بين الحمولة العالقة في مياه الأمواج والتيارات البحرية وبين حمولة القاع التي تكون مجرورة.

أشكال النحت البحري

(١) الجروف البحرية cliffs

هي عبارة عن حافات جبلية أو ثلية، تتحدر بدرجات متفاوتة نحو البحر، وقد تكون قريبة من البحر بحيث يحدث نوع من التفاعل المباشر بين الأمواج

والعوامل البحرية الأخرى وبين الحافة، وقد تكون بعيدة عن البحر بحيث تفصل بينها وبين البحر أشكال جيومورفولوجية ساحلية مثل المستنقعات والسبخات والكثبان الساحلية والسهول الساحلية.

وتعرف في الحالة الأولى بالجروف البحرية التي تشكلت بفعل تكوين البحار والمحيطات، وهبوط اليابس في حالة نشأة الخلجان والبحار، مكوناً مواضع منخفضة وما يتبقى من اليابس المجاور وما يتصل بالقارات ينحدر نحو هذه المسطحات المائية البحرية، حيث تتسم هذه الجروف البعيدة إما بالثبات أو بالارتفاع إلى أعلى مكونة جروفاً بحرية صدعية النشأة. وقد يحدث أن تتكون رواسب في قيعان المسطحات المائية الكبرى وتعرض لضغوط فتلتوى مكونة بذلك مناطق ذات سفوح للتوائية النشأة، وتنحدر نحو المسطح المائي للبحر.

وقد أشار تشورلى وزملاؤه (Chorley et al., 1984, p.391) إلى أنواع الجروف معتمداً على شكل الجرف من جهة والظروف المناخية المؤثرة من جهة أخرى، وتتمثل هذه الأنواع في :

الجروف المدارية Tropical cliffs :

وهي التي تقع أساساً في العروض الحارة، وتكون محمية بالشعاب المرجانية، وبالنبات الطبيعي الكثيف نظراً لغزارة الأمطار، ويكون تراجع هذه الحافات بمعدلات بطيئة بشكل عام، وتتميز بانحدارات خفيفة، ودرجة الإنحدار تكون صغيرة.

جروف الصحارى Arid desert cliffs :

وتتميز بنقص الرواسب المفككة التي تجلبها مجارى الأودية والأنهار والتي تستخدمها الأمواج في عمليات النحت وممارسة نشاطها في التعرية البحرية.

الجروف المعتدلة temperate cliffs :

تتميز هذه الجروف بوجود طاقة عالية في البيئة البحرية تصل من عرض

البحر إلى واجهة وأسفل الجروف، وتؤثر فيها بدرجة كبيرة. ويلاحظ أن هذا النوع من الجروف يقع في مواجهة الرياح الغربية العكسية وتشتد انحداراتها لشدة نحتها.

جروف العروض القطبية High latitude cliffs :

ويختلف هذا النوع عن كل الأنواع السابقة، حيث تتصف بدرجات إنحدار قليلة، ولذا فإن انحداراتها الخفيفة تمنع طاقة الأمواج من الوصول إليها بسبب وجود حائل. ومثال ذلك الجليد البحري. وترجع هذه الجروف في نشأتها أساساً لعمليات الجليد على السطح البحرية، كما في شكل (٣٦).

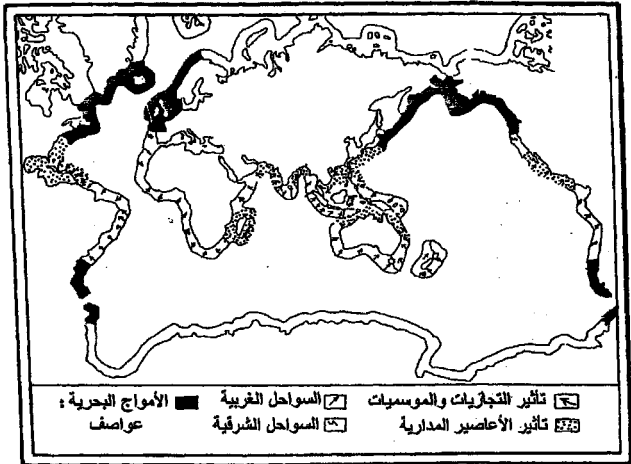
وتتعرض الجروف البحرية دائماً لعمليات تراجع نحو اليابس بفعل عمليات النحت والتقويض البحري، وما ينتج عن ذلك من نحت للأجزاء السفلى، وانهار الأجزاء العليا من الجروف. وتتفاوت الجروف البحرية المختلفة في معدلات نحتها وتراجعها نحو اليابس من مكان لآخر.

فقد قام فاوغان Vaughan عام ١٩٣٢ بعمل قياسات فعلية لحساب عمليات تراجع الجروف البحرية على ساحل ولاية كاليفورنيا غرب الولايات المتحدة وتوصل إلى أن المعدل بلغ ١٨-٣٦سم/ السنة (Emery & Kuhn, 1980, p.204).

أما هانان Hannan فقام بدراسة مقارنة للصور الجوية في تاريخ ماضى بالخرائط الطبوغرافية الحديثة لنفس المناطق الساحلية وتوصل إلى أن معدل تراجع الجروف البحرية هناك ٩-٢٦سم/ السنة. وقد أشارت جملة الدراسات أن معدل تراجع الجروف البحرية في هذه المنطقة مداه كبير، حيث تراوح بين ٠,٠٣-٣سم/ السنة.

وفي بريطانيا شرقى إنجلترا ذكر توماس جارنر أن معدلات تراجع الجروف البحرية هناك يبلغ ١,٤٥ متر/ السنة (Robinson, 1980, p.133).

وفي الجزر البريطانية أشار تشورلى عام ١٩٨٤ أن معدل التراجع يتراوح بين ٠,٠٤-٣ متر/ السنة، ويقل المعدل عن ذلك في الولايات المتحدة بشكل عام



After: Bloom, 1979, p.476.

تأثير الأمواج والمد على سواحل العالم في المناطق المناخية المختلفة
شكل (٣٦)

والتي يتراوح بها المعدل من ٠,٣-١,٨ متر / السنة، في حين يبلغ المعدل في اليابان ١ متر/ السنة.

وعن تأثير نوع الصخر على معدلات تراجع الجروف البحرية نجد أنه واضحاً كما في جدول (١٤) حيث أقلها في معدلات التراجع هي الجروف ذات الحجر الرملى، ويبلغ المعدل ٠,٠٤م/ السنة، ويليه الحجر الطباشيرى ويبلغ معدل التراجع نحو ٠,٥٠م / السنة حيث أن الحجر الطباشيرى تزداد قابليته للنحت الكيميائى خاصة عن طريق عملية الإذابة مما يساعد على زيادة معدل التراجع. وفي حالة صخور الحجر الطينى المكون للجروف البحرية تشتد قابلية الجروف للنحت والتراجع، لأنه صخر يتميز بسرعة التفكك الميكانيكى بفعل المياه، ولذا تتراوح معدلات تراجعها بين ٠,٨١-٣ متر/ السنة. أما جروف الرواسب الحصوية والمجروفات الجليدية فمعدلها بين ٠,٣-١ متر/ السنة.

(٢) فجوات النحت البحرى Notches :

هى عبارة عن مواضع مجوفة فى مناطق الجروف الصخرية، وذلك فى الجروف التى تشرف على البحر مباشرة، ويكون هناك تفاعل مباشرة بين نشاط الأمواج والجروف البحرية.

وتتسم ملامح هذه الفجوات بأنها محددة بهيئة مدببة فى أجزائها العليا والتى تحدد أقصى ارتفاع لتأثير الأمواج فى تشكيل الظاهرة، ومظهرها يكون مقعراً نحو البحر أو مجوفة فى أجزائها الوسطى، بينما أجزائها السفلى تكون أقل تجوفاً. ويلاحظ أن قاعدة الفجوات المنحوتة تكون أكثر نحتاً.

وتوجد هذه الملامح على مناسيب مختلفة، وأن كانت تتقارب مع بعضها. ففي جزر ريوكيو جنوب اليابان توجد الفجوات على ارتفاع ١,٥ متر تقريباً من مستوى البحر، أما فى الجزر البريطانية فتوجد على ارتفاع مترين فوق متوسط سطح البحر .

جدول (١٤)

معدلات تراجع الجروف البحرية في بعض الدول

الموضع	الدولة	نوع الصخر	معدل التراجع متر/ السنة
راس وarden	بريطانيا	حجر طيني	٣,٠٠
شمال شرق	بريطانيا	حجر رملي	٠,٠٤
قناة سوكس	بريطانيا	حجر طباشيري	٠,٥٠
كيب كود	الولايات المتحدة	مجروفات جليدية	١-٠,٣٠
نيوجرسي	الولايات المتحدة	رواسب حصوية ورمل	١,٨٠
إشيكاوا	اليابان	-	١,٠٠

بتصرف After : Chorley, 1984

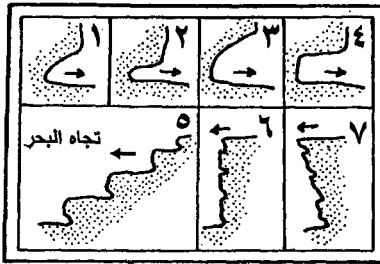
وقد سجل بوتزر Butzer عام ١٩٦٠ على الساحل الغربي في مصر غربي الإسكندرية فجوات بحرية من أصل نحتي في منطقة العلمين، حفرت في حاجز مرتفع على هامش للمنطقة باتجاه البحر، ويتراوح ارتفاع هذه الفجوات حوالي المتر الواحد ولكنها على ارتفاع ٤ أمتار من مستوى سطح البحر الحالي، وذكر أنه أثناء انخفاض مستوى البحر في فترة الفلاندرى -أحدى فترات الزمن الرابع في مصر - فإن مياه البحر نحتت فجوات أخرى على مناسيب أدنى من المنسوب السابق، وأن ارتفاع هذه الفجوات الجديدة ١,٨ متر وتعلو بمقدار مترين عن مستوى البحر (Butzer, 1960, pp.631-632).

ومما ساعد على تكونها على سواحل جزر ريوكيو هو حدوث عمليات النحت الكيميائي corrosion خاصة في نطاق المد. ويلاحظ أن أعلى معدل لها يكون قريباً من متوسط مستوى سطح البحر mean sea level، ثم تتناقص بالاتجاه إلى أعلى أو إلى أسفل عن المدى الذي تحدث فيه ظاهرة المد والجزر .

وتشير الدراسة إلى أن كثيراً منها يعكس غمر emergence بمقدار ١,٥ متر وبعضها بمقدار ١ متر.

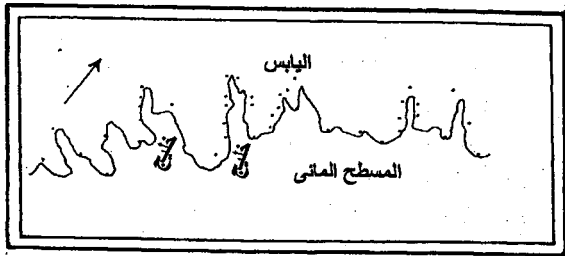
ومن حيث أشكال فجوات النحت يلاحظ أنها إما أن يكون شكلها على هيئة حرف V والتي تكون في هيئة زاوية حادة < تجاه البحر وقد تكون في شكل منحنى، أو تأخذ شكل حرف U. ويكون جزئها المجوف تجاه البحر والتي غالباً ما تتطور في الجروف ذات الصخور الجيرية، وكلها ملامح تمثل مؤشراً حقيقياً لموضع مستوى البحر. وقد لاحظ المؤلف هذه الملامح النحتية على للسواحل ذات الصخور الأركية، خاصة الصخور الجرانيتية على سواحل البحر الأحمر وخليجته، وأنه قد يرتبط باسمائها الأرصفة الشاطئية أو أرصفة نحت الأمواج wave cut platform.

وقد أشار فرستابن (Verstappen, 1960, p.12) إلى إمكانية وجود ٧ أنواع رئيسية لفجوات النحت البحري في للصخور الجيرية ذات الأصل المرجاني كما هو موضح في شكل (٣٧)، وأن أكثر هذه الأنواع هي النوع الأول الذي يتميز بسقف ينحدر إلى أسفل. أما باقي الأنواع فيمكن ملاحظة وجودها في صخور ذات غطاء من الشعاب المرجانية تتعرض لحركة رفع متوسطة. ويشير فرستابن إلى أن معدل تكوين فجوات النحت البحري تتم بمعدل ٠,٥ سم/ السنة. ويلاحظ أن هذه الأنواع كل منها يرتبط بظروف. فالنوع الأول يتكون في صخور مكشوفة على السطح، ويتكون النوع الثاني على السواحل المحمية. أما النوع الثالث والرابع فهما يتكونان في سواحل تتميز بأن حركات المد ذات فارق كبير، وهذا يزيد من اتساع الفتحة، وباقي الأنواع الثلاثة الباقية هي أنواع من الفجوات ذات الارتفاعات المتتالية، والتي يمكن أن تتكون كلها في صخور جيرية من أصل مرجاني.



After: Verstappen, 1960.

مقاطع عرضية لأنواع التجويف النحتي الساحلي
شكل (٣٧)



After: Wright, 1970.

ارتفاعات مواضع اتصال الأرصفة الشاطئية بالجروف في كنت ببريطانيا
شكل (٣٨)

(٣) أرصفة نحت الأمواج : Wave cut platforms

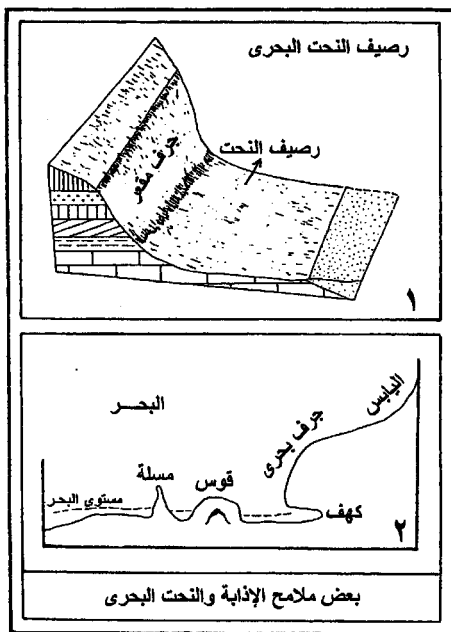
هي مسطحات صخرية شبه مستوية، يكون لها ميلاً عاماً تجاه البحر، مظهرها يكون صخرياً أملس، خالي من الرواسب تقريباً، وتتصل من إحدى جوانبها بالجروف البحرية وينحدر الجانب الآخر نحو البحر، وقد يطلق على هذه الأرصفة اسم wave cut bench، وتظهر ملامح الرصيف في شكل (٣٩).

ويبلغ اتساع الرصيف ما بين ٢-٢٠ متراً تقريباً، وارتفاعه بين أعلى نقطة متصلة بالحافة وأدنى منسوب عند مستوى مياه البحر يتراوح ما بين ١-٤ أمتار وقد يزيد عن ذلك، وارتفاعه يمثل ارتفاع المياه وتأثير عملية الغسل والغسل المرتد wash & back wash، ويتم نحته وتكوينه في غالبية أنواع الصخور سواء الجرانيتية أو الرسوبية، ودرجات انحدره تتراوح بين ١٠° - ٢٥°، ويتوقف انحدره على مقدار دورة نحته، ومعدلات النحت المرتبطة بأنواع الصخور بدرجة أساسية.

وتوجد أرصفة نحت الأمواج أو ما يعرف بالأرصفة الشاطئية shore platform بكثافة عالية على طول امتداد السواحل البريطانية، ويقدرها رايت wright عام ١٩٧٠ بأنها توجد في نحو ٣٥% من إجمالي طول الساحل الجنوبي لانجلترا. ويلاحظ من شكل (٣٨) أن ارتفاعات هذه الأرصفة هناك قد تتراوح بين ٠,٦ من المتر وبين ٣,٨ متر على السواحل البريطانية.

(٤) الكهوف والمسلات :

تتعرض السواحل ذات الصخور للجبرية لعمليات تجوية كيميائية ونحت وتقويض بفعل عملية الإذابة مما يجعل المياه تنوغل في باطن الصخور مكونة ما يعرف باسم الكهوف البحرية. وقد تتكون أشكال الكهوف في صخور أركية إذا ركزت الأمواج نشاطها في بؤرة مركزة وتعمل على حث وتكوين تجويفات ترقى لأن تصبح كهوفاً بحرية، ويكون محور تكوينها واتجاه تجويفها باتجاه عمودى على خط الساحل، شكل (٣٩).



بعض ملامح الإذابة والنحت البحرى
شكل (٣٩)



صورة (١٣) بعض ملامح الأعمدة أو المسلات البحرية في شمال غرب رأس مطروح وإلى الخلف منها رصيف نحت الأمواج (ساحل البحر المتوسط)



صورة (١٤) أحد الشواطئ الصخرية في منطقة رأس الطنطور شمال كيد على الساحل الغربى لخليج العقبة (شرق سيناء)

ويوجد مظهر الأقواس البحرية sea arches حينما تتحت الصخور البحرية المعزولة داخل البحر وتصبح عرضة للنحت من جانبيين بسبب إختلاف اتجاه الأمواج، حتى تحدث فجوة تتصل عبرها للمياه وتظل باقى الصخور واقفة فى هيئة قوس.

أما المسلات البحرية فهى عبارة عن أعمدة صخرية جيرية ثابتة فى قاع البحر، وتظهر صخورها فى هيئة مسلة عمودية تعلو عن مستوى البحر ببضعة أمتار، وتقف مثل الشواخص الصخرية فى هيئة عمودية. وقد تتطور المسلات البحرية إذا إنهار سقف الأقواس البحرية فإنه تظل جوانب القوس ثابتة وتصبح أشكالاً من أشكال النحت البحرى وهو الأعمدة أو المسلات البحرية، صورة (١٣).

(٥) خلجان النحت الشاطئى Bays :

هى مواضع مقوسة من الشاطئ، تأخذ هيئة مقعرة تجاه البحر، تتوغل فى اليابس بحيث تظهر تداخل المياه مع اليابس فى هذه المواضع، وتبدو كأنها فجوة متسعة من البحر وقد توغلت وتخللت الرواسب الساحلية، وتبدو فى هيئة دائرية أو بيضاوية، ويكون لها من الاتساع أكثر مما لها من مسافة التعمق فى اليابس.

وتنشأ خلجان النحت بفعل تيار الشق rip current على السواحل والذى يحمل الرواسب تجاه البحر ويرسبها فى نطاق تكسر الأمواج بعيداً عن خط الشاطئ نسبياً، وحينما يتدفق تيار الشق من الشاطئ نحو البحر فإنه ينحت لنفسه مجرى بدءاً من خط الشاطئ beach وبالاتجاه نحو منطقة تكسر الأمواج، هذا المجرى يكون فى هيئة خليجية (Inman & Guza, 1982, p.143) ويعمل التيار دائماً أثناء صعود المياه إلى الشاطئ وأثناء ارتدادها على نحت واجهة الشاطئ، خاصة أثناء ارتداده فتتكون بذلك خلجان النحت، وتكون محصورة بين صورتين من صور الإرساب وهى من ملامح المسننات، وترتبط إتساعات هذه الخلجان بمقدار سعة الموجة. ويلاحظ أن خلجان النحت تنتشر بشكل واضح على الشواطئ العاكسة للأمواج.

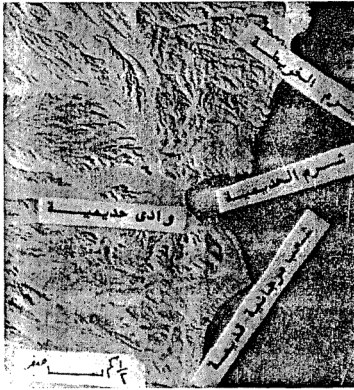
وتتسم شواطئ هذه الخلجان بشدة انحدارها إذا قورنت بانحدارات الأشكال الجيومورفولوجية المجاورة لها مثل المسننات. وتوجد بعض خلجان النحت والتي تعرف باسم الشروم، وهى كثيرة على ساحل البحر الأحمر كما فى صورة (١٥،١٦) وهى نوع آخر من الخلجان.

أشكال الارساب البحرى

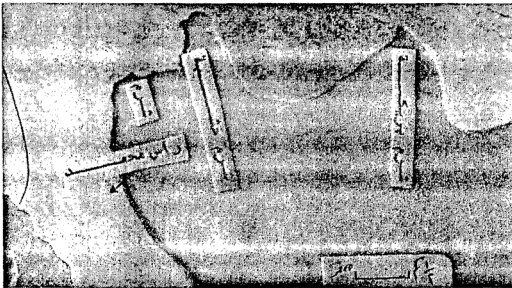
(١) الشواطئ beaches :

هى أشكال ارسابية، أرسبتها العوامل البحرية فى مناطق النقاء للقارات بالمحيطات أو اليايس مع المياه. وقد توجد بشكل متصل أو بشكل متقطع، كما أن رواسبها قد تكون ناعمة ومكونة من الرمال، وقد تكون مكونة من الحصى والزلط وبعض الجلايد. ونظراً لتفاوت الشواطئ فى لتساعاتها التى تتراوح بين بضعة أمتار وبضعة كيلومترات فإنه يمكن تقسيم الشواطئ إلى عدة نطاقات. أو يقسم نطاق الشاطئ shoe zone إلى عدة أقسام، كل منها له خصائصه بدءاً من اليايس وبالاتجاه نحو البحر وذلك على النحو التالى :

- الشاطئ الخلفى back shore، ويمتد من قمة الشاطئ beach وبالاتجاه نحو اليايس حتى نصل إلى أبعد نقطة يمكن أن تمتد إليها تأثيرات الأمواج المختلفة وأحوال البال والجفاف. ويلاحظ أن هذا الشاطئ يتسع فى مناطق السواحل الدلتاوية والمناطق ذات السهول الساحلية، بينما يضيق أو يكاد يختفى فى مناطق الجروف البحرية المشرقة على الشاطئ مباشرة.
- الشاطئ الأمامى foreshore، وهو يمتد من نقطة بداية الشاطئ للخلفى المسابق ذكره. ولكن باتجاه عكسى نحو سطح البحر، ولذا فإن انحداره نحو المياه يجعله عرضة لغمر المياه له فيما يعرف بالغسل والغسل المتراجع wash & back wash، وتغمره مياه المد لمسافة كبيرة، ولذا فهو يمتد وينحدر نحو البحر حتى يصل إلى مستوى المد المنخفض وإلى أدنى حد له، وفى الاتجاه إلى أعلى فإنه يمتد حتى أقصى تأثير لعملية الغسل السابقة.



صورة رقم (١٥) صورة جوية توضح مجموعة الشروم شمال شرق رأس محمد
بشبه جزيرة سيناء



صورة (١٦) بعض الشروم البحرية شمال شرق رأس محمد بسيناء

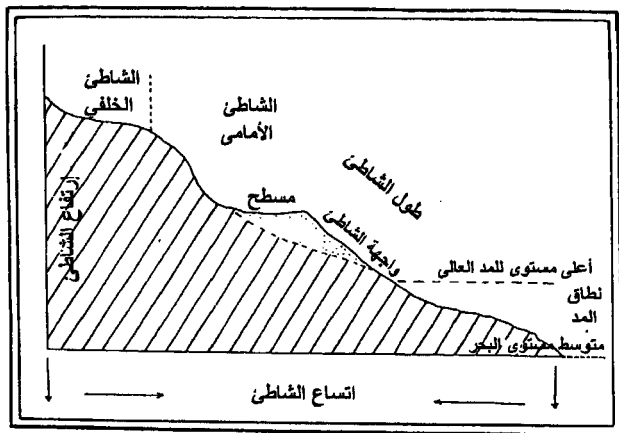
• نطاق زحف الأمواج swash zone وهو النطاق الذي يمتد ما بين مستوى المياه في أية حالة من حالات المد حتى بداية نقطة تكسر الأمواج والتي ترتطم عندها الأمواج بقاع البحر وذلك حينما يقل عمق المياه عن مقدار ارتفاع الأمواج، أما نطاق الأمواج المتكسرة breaker zone فيبدأ من نهاية الطرف الداخلى لنطاق زحف الأمواج وبالاتجاه نحو الداخل إلى عرض البحر ويصل نحو البحر عند نقطة أو منطقة تكسر الأمواج وتغير أبعادها وشكلها.

وتتسم الملامح المورفولوجية للشواطئ بوضوحها، فارتفاع الشاطئ يمثل المسافة ما بين أعلى جزء على الشاطئ وبين المستوى الأفقى لسطح البحر وأن يكون هذا الارتفاع عمودياً، فى حين تكون المسافة المائلة للسطح المكشوف للشاطئ حتى مستوى سطح المياه تعتبر بمثابة واجهة الشاطئ beach face. أما إتساع الشاطئ weathth فهو المسافة الأفقية بين الارتفاع وأدنى مستوى للمياه وبشكل عمودى على الارتفاع كما فى شكل (٤٠).

وتؤثر أحوال المد والجزر على الشاطئ، حيث أنه فى حالة المد العالى neap tide تكون واجهة الشاطئ أشد انحداراً، وتصبح ظروف الشاطئ تجعله من الشواطئ التى تعكس الأمواج التى تأتىها تجاه البحر مرة ثانية، بينما فى حالة المد المنخفض تسود أحوال تشتت الأمواج على وجه الشاطئ.

أما تأثير الرواسب على واجهة الشاطئ فإن وجه الشاطئ يرتبط بأحجام الرواسب التى يتكون منها الشاطئ. فإذا كانت الرواسب رملية فإنه تميل درجات إنحدار الشاطئ إلى أن تصبح قليلة، بينما إذا أصبحت الرواسب التى يتكون منها عبارة عن حصى وحصى وزلط فإنه تزيد بذلك درجات إنحدار واجهة الشاطئ، حيث أن هذه الرواسب الكبيرة الحجم لها درجة عالية من التماسك واللبات مما يجعلها أكثر ارتفاعاً وأشد إنحداراً.

وقد يظهر على واجهة الشاطئ جزء صغير يعرف بالمسطح، وهو عبارة



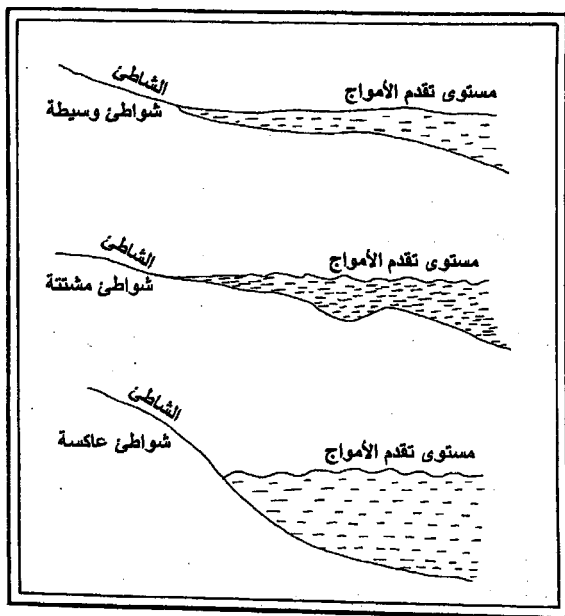
ملامح وخصائص قطاع الشاطئ
شكل (٤٠)

عن شكل ارسابي صغير، تعمل حركة المياه نحو اليابس والحركة للمرتدة نحو البحر فوق واجهة الشاطئ swash & back wash على تراكم الرواسب وتكونه. ويتسم المسطح باستواء سطحه أو يكون سطحه مائلاً في حدود ١-٢° نحو الشاطئ الخلفي تجاه اليابس أو نحو الماء في حدود ١-٣°، بينما الجزء الثاني منه يشتد إنحداره نحو البحر ويصل الانحدار إلى ١٠-١٥°.

وتصنف الشواطئ إلى أنواع حسب الانحدار أو حسب الأمواج التي تكون سائدة على كل نوع، ومن أهم هذه التصنيفات تصنيف شورث (Short, 1979, p.568) الذي قسمها إلى ٣ أنواع هي: الشواطئ القليلة الانحدار، والمتوسطة الانحدار، ثم الشواطئ الشديدة الانحدار. فالشواطئ قليلة الانحدار هي التي تقل ظل زاوية الانحدار tan عن ٠,٣، أي تقل عن ١,٧°، ورواسبها تكون ناعمة، ونظراً لقلة الانحدار فإن الأمواج التي تصل هذا النوع من الشواطئ تصبح من نوع الأمواج المشتتة Dissipative أي تبدد طاقتها على الشاطئ.

أما للشواطئ المعتدلة في الانحدار، فتتراوح قيمة ظل زاوية الانحدار ما بين ٠,٣-١,٠°، أي أن درجة الانحدار تتراوح بين ١,٧°-٥,٧°، ونظراً لزيادة الانحدار نسبياً عن النوع السابق فإن رواسبها غالباً تميل إلى الخشونة وكبر الحجم وتصبح من نوع الرمل المتوسط الحجم، والأمواج التي تصل إلى هذا النوع من الشاطئ في تقاعها مع خط الشاطئ تصطدم بشواطئ إما من نوع الشواطئ المشتتة أو الشواطئ العاكسة كما في شكل (٤١) أي أنها شواطئ بسيطة.

والنوع الثالث من الشواطئ هي الشواطئ الشديدة الانحدار steep، وتكون قيمة ظل زاوية الانحدار أكبر من ١,٠°، أي ٦° فأكثر والسبب في ذلك قد يرجع إلى كبر حجم الحبيبات الخشنة والرواسب الحصوية، ويؤدي اصطدام الأمواج بوجه الشاطئ إلى انعكاس الأمواج وارتداد الطاقة نحو البحر فتصبح الشواطئ عاكسة reflective.



أنواع الشواطئ حسب الأحوال الديناميكية على واجهة الشاطئ
شكل (٤١)

مراحل تطور قطاع الشاطئ :

يمر الشاطئ بمراحل جيومورفولوجية تطورية ترتبط أساساً بالأحوال الديناميكية للشواطئ، سواء عمليات النحت أو الإرساب، ونوع الأمواج وطبيعة منطقة تكسر الأمواج، وعمليات النقل على واجهة الشاطئ من أعلى إلى أسفل ومن أسفل إلى أعلى. وقد اتجهت الدراسات في النصف الثاني من القرن العشرين - نحو دراسة دورة الشاطئ beach cycle، وكان من رواد هذا الاتجاه الجديد سونو ch. Sonu من اليابان، وشورت A.D. Short من استراليا، وغيرهما كثير.

وتبدأ دورة الشاطئ بفرضية أن الشاطئ من ملامح الإرساب وشكل قطاع الشاطئ وصل إلى أقصى حد نحته له وأصبح يتخذ شكلاً مقعراً. ويحدث بعد ذلك بدء الدورة حيث تعمل الأمواج وتيار المد وغيرها من العوامل البحرية على نقل الرواسب إلى واجهة الشاطئ، ويحدث تراكم إرسابي فوقه مما يغير من شكله ويتحول من شكل مقعر إلى شكل مستقيم بسبب ملئ التفرع الذي وجد في المرحلة الأولى، بالرمال والرواسب.

وقد يحدث أن يتعرض القطاع المقعر إلى تكون حاجز فوقه قبل أن يتحول إلى الشكل المستقيم، فيأخذ هذا المسطح دورته أيضاً ويهاجر من موضعه عند الجزء الأدنى من القطاع المقعر بالاتجاه إلى أعلى ويصل إلى منتصف القطاع، ثم يهاجر مرة أخرى إلى أعلى القطاع.

وفي المرحلة الثانية وهي مرحلة الشكل المستقيم لقطاع الشاطئ قد يتكون فوقه مسطح Berm والذي يطلق عليه البعض حاجز الغسل swash bar، ويمر أيضاً من مرحلة وجوده أدنى للقطاع المستقيم ثم إلى الجزء الأوسط منه، ثم يهاجر الحاجز إلى أعلى للقطاع المستقيم. ويلاحظ أنه ليس بالضرورة تكوين مسطح فوق الشاطئ، حيث أنه قد يمر من حالة التفرع إلى حالة استقامة للقطاع دون تكوين مسطح، كما أنه قد يتطور أيضاً من حالة الشكل المستقيم إلى الشكل المحدب دون

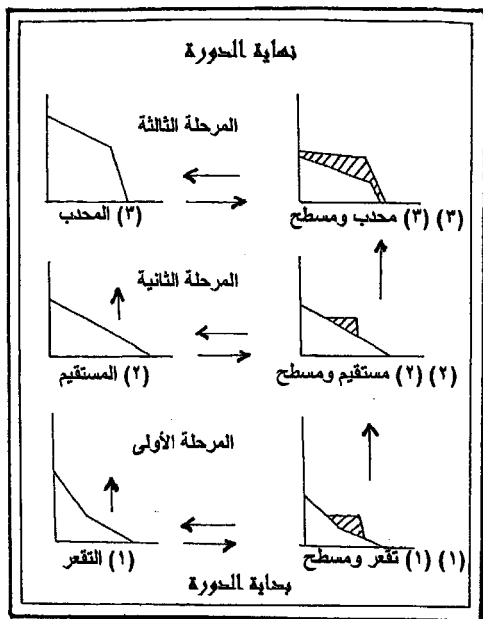
تكون مسطح.

أما المرحلة الثالثة فينتقل فيها الشاطئ من حالة استقامة واجهة الشاطئ إلى الهيئة المحدبة، وذلك بسبب زيادة معدلات النقل والارساب فوق الشاطئ، وبناء وملئ المواضع المقعرة أو المستقيمة، وبالتالي تتغير صورته وتعطيه هيئة محدبة. وقد تتكون مسطحات بنفس الطريقة السابقة في المرحلتين السابقتين، كما هو موضح في شكل (٤٢).

(٢) الألسنة البحرية spits :

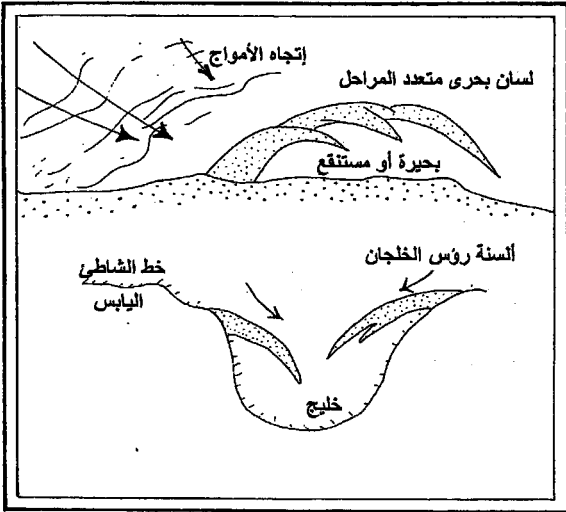
هى عبارة عن تجمعات رسوبية مفككة، تأخذ هيئة طولية، وتمتد من خط الشاطئ باتجاه عرض البحر، بحيث يصبح اللسان ممسوكاً فى أحد أطرافه باليابس، والطرف الثانى حراً سائياً توجهه الأمواج حسب الأحوال، ولذا فهو يشبه لسان الإنسان أو الحيوان فى أنه ممسوك من أحد طرفيه فقط، ويختلف عنه الحاجز البحرى الرسوبى فى أن الأخير غير ممسوك من أى طرف من أطرافه.

وتمر الألسنة البحرية بعدة مراحل جيومورلولوجية تطورية. ففى البداية يحدث نوع من الجرف الساحلى littoral drift للرواسب التى سرعان ما تصنع زاوية مع خط الشاطئ بسبب وجود أمواج وتيارات ساحلية باتجاه معاكس ففتح الرواسب المجروفة إلى عرض البحر. وباستمرار عمليات الجرف يتم بناء الجسم الرئيسى للسان. أما المرحلة التالية بعد مرحلة البناء فهى مرحلة التشكيل، حيث يكون اللسان طرفاً مستقفاً سرعان ما تؤدي عمليات الجرف الساحلى على شاطئ اللسان للمواجه للبحر إلى زيادة معدلات الجرف بينما تتدفق الأمواج القادمة من الاتجاه المعاكس طرف اللسان فينعكف، وتستمر عملية الجرف فى طريقها لبناء طرف آخر للسان. وباستمرار هذه العملية، بالإضافة إلى تكرار حدوثها تتعدد الألسنة الصغيرة المتصلة باللسان الكبير، ويصبح اللسان متعدد المراحل، ويدل كل لسان صغير منها على أحد المراحل التطورية، شكل (٤٣).



After: Sonu, 1973.

مراحل التطور الجيومورفولوجية للشاطئ
شكل (٤٢)



بعض نماذج للألسنة البحرية وأثر الأمواج في تكوينها
شكل (٤٣)

وعادة يتم بناء الألسنة البحرية بارتفاع يصل إلى بضعة أمتار فوق مستوى سطح الأرض، وترتبط عملية تكوين الألسنة البحرية وبناء جسم اللسان بأمواج العواصف، والمد العالي، أو تغيرات مستوى سطح البحر.

أما عن الرواسب التي تتكون منها الألسنة البحرية فإن الألسنة البحرية تتكون من رواسب معظمها من الحصى والزلط والرمال، وهي رواسب تكون مصففة، وتزداد حجماً كلما تقدمنا من طرف اللسان الموجود في عرض البحر إلى منطقة اتصال اللسان البحرى باليابس.

(٣) الحواجز البحرية barriers :

هي أشكال ارسابية تأخذ هيئة طولية وموازية أو شبه موازية لخط الساحل، وهي لا تتصل بالشاطئ، وتبدو في هيئة جزر بارتفاع ٢-٣ أمتار، ورواسبها رملية أو خليط من المواد للخشنة، وتحتصر فيما بينها وبين الشاطئ مستقعات وبحيرات أو مسطحات مائية.

وقد تعرض الكثير من الدراسين لكيفية تكون هذه الحواجز الإرسابية وظهرت في هذا المضمار عدة نظريات منها :

(أ) الجرف الساحلي: حيث أنه تم بناء الحواجز أثناء استقرار مستوى سطح البحر وذلك بفعل تأثير التيار الساحلي الذي عمل على بناء الحواجز بفعل التيار الساحلي الذي يجرف الرواسب وتعمل أمواج العواصف على جرف الرواسب، وتجمع الرواسب الرملية المجروفة في شكل حواجز، ويساعد على ذلك نمو بعض النباتات الطبيعية. ويوجه النقد إلى هذه النظرية أن حواجز التيار الساحلي لا تستطيع أن تبني حواجز تظل واقفة وتعلو عن مستوى سطح البحر (Chorley, 1984, p.387) لأن مثل هذه الحواجز تتحول إلى حواجز شاطئية، ولأن الرواسب في اللاحونات والمواد العضوية بها لا تظهر أية علامات تربطها بالدورة في البحار المفتوحة.

(ب) نظرية الهبوط: تشير هذه النظرية إلى أن الحواجز البحرية نتجت عن هبوط مستوى سطح البحر في مناطق الأسنه والحواجز الممتدة على طول الشاطئ.

ومن أصحاب نظرية الهبوط الدلتاوى أوتفوس (Otvos, 1986) الذى درس كيفية نشأتها، وأشار إلى تكون الأسنه البحرية فى هيئة قطع متصله بالدلتا، وذلك أثناء حدوث الأمواج الشديدة التى تعرف بالعاصفة storm التى تحولت إلى جزر، وباستمرار التراجع المحلى للدلتا بسبب الهبوط فإن أراضى خط الشاطئ تتراجع نحو اليابس بدرجة أسرع من هجرة الجزر والتى تظهر فى المرحلة رقم (٢). وتستمر عملية الهبوط التى تصيب سطح الدلتا المتقدم فى عرض البحر، وتختفى مناطق كثيرة كانت تمثل رعوساً بحرية ومسطحات أرضية دلتاوية، وانفصلت الجزر عن لرض الدلتا فى لوزيانا فى الولايات المتحدة بسبب عملية الهبوط الدلتاوى من جهة ونقص التزود بالرواسب التى تعمل على التعويض لبناء الدلتا، كما فى شكل (٤٤).

(ج) نظرية ارتفاع مستوى البحر: حيث أن الحواجز البحرية ترتبط فى كونها بارتفاع مستوى سطح البحر مما أدى إلى عزل الشواطئ التى كونتها أمواج العواصف، أو عزل الكثبان الرملية الساحلية عن طريق هبوط منطقة الشاطئ الخلفى back shore بسبب غمر المياه لها وكون الجزء الهابط بركاً ساحلية coastal lagoons.

(د) نظرية تقطع الأسنه البحرية : حيث أن الحواجز قد تم بناؤها فى صورة السنه بحرية متقطعة بفعل أمواج العواصف أولاً، ثم تعرضت إلى قطع ثغرات beaching فى جسم اللسان بفعل هجوم الأمواج على أجزاء فى منتصف اللسان، وهذا التطور يمكن أن يكون مقبولاً فى بعض الحواجز.

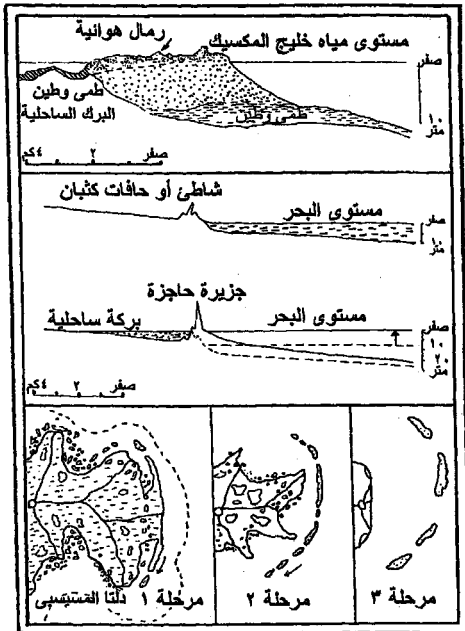
(هـ) نظرية بناء الحواجز وهى من أفضل النظريات القائلة بنشأة للحواجز فى منطقة الشاطئ البعيد offshore إلى اعلى لتصبح فى هيئة جزيرة، حيث يتم

تراكم الرواسب فوق الحاجز المغمور حتى تصل الرواسب إلى مستوى سطح البحر، ثم تعلو عنه وتصبح الرواسب مكشوفة على السطح وأعلى من مستوى البحر، وبالتالي تحجر فيما بينها وبين الشاطئ بركاً ومستقعات كما فى شكل (٤٤).

أما نظرية جلبرت Gilbert والتي لم يوافق جونسون الأخذ بها تقول بأن الحواجز كانت فى البداية عبارة عن السنة بحرية، وسرعان ما تحولت إلى جزيرة حاجزة (Hoyt, 1967, p.1126)، وذلك بسبب انفصال اللسان عن اليابس. ويوجد اتجاه آخر بأن جزر الحواجز إنما كانت فى الأصل عبارة عن شواطئ أو حافات رملية ساحلية تتميز بالارتفاع، ولكن حدث أن تعرضت المنطقة الواقعة إلى الخلف منها فى نطاق الشاطئ الخلفى لعمليات هبوط تكتونية أدى إلى طغيان المياه عليها وتكوين برك ومستقعات ساحلية (لاجونات) وأصبحت حافات الكثبان الساحلية أو الشواطئ فى عرض البحر بمثابة جزر حواجز تعلو عن سطح المياه، كما فى شكل (٤٤) وقد يكون سبب تكون البرك الساحلية هو ارتفاع مستوى مياه البحر submergence، وغمر المنطقة الساحلية وليس هبوط الشاطئ الخلفى.

وتتميز الحواجز البحرية دائماً بالهجرة، ومنها هجرة الحاجز نحو الشاطئ، والسبب فى هجرة الحاجز نحو الشاطئ هو أن الأمواج تنكسر على شاطئ الحاجز، ذلك الشاطئ الذى يكون مواجهاً للبحر، ولكنه من الجهة الأخرى المواجهة لليابس تقل فرص نحت الأمواج للحاجز فتتمل المياه للإرساب فيزداد نمواً تجاه البحر (Wright et al., 1986, p.281) أما البرك الساحلية التى تقع بين الحواجز وخط الشاطئ فهى تمتلئ تدريجياً بالرواسب، ثم تتعزل وتتبخّر منها المياه ويصبح اليابس بعد ذلك متصلاً بالحاجز.

وتتزوّد الأمواج بالرمال من قاع البحر والتي تحملها لى تبنى بها الحاجز وتعمل على هجرته أيضاً. فالأمواج وحركة المد والجزر تعمل على هجرة



Chorley et al., 1984.

طرق تكوين ونشأة الحواجز البحرية في بعض المناطق
شكل (٤٤)

التموجات الرملية ripile marks الموجودة في قاع البحر تجاه الشاطئ، وبالتالي تضاف هذه الرواسب أولاً إلى شاطئ الحاجز المواجه للبحر، ومن أكثر المناطق انتشاراً لظاهرة الحواجز البحرية الساحل الأمريكي المطل على المحيط الأطلنطي وعلى خليج المكسيك، وسواحل بحر البلطيق، والسواحل المدارية التي تنتشر فيها نباتات المنجروف في العالم.

(٤) المستنات الشاطئية beach cusps :

هي عبارة عن بروزات ارسابية، تتقدم تجاه البحر أمام الشواطئ وتكون جزء من الشاطئ نفسه، وتأخذ هيئة مندية بحيث ينتهي طرفها بهيئة مستنقة نحو البحر، وهي تكسب ملامح الشاطئ هيئة متعرجة، ويعرفها البعض بأنها ضروس الشاطئ، وقد اصطلح عليها المجمع اللغوي عام ١٩٧٢ في مصر باسم ضروس الشاطئ، ويذكرها الغالبية في دراساتهم باسم المستنات، وهي تكون أكثر من مسنن، بينما إذا كان مسننا واحداً يصبح في هذه الحالة رأساً رملية sandy head.

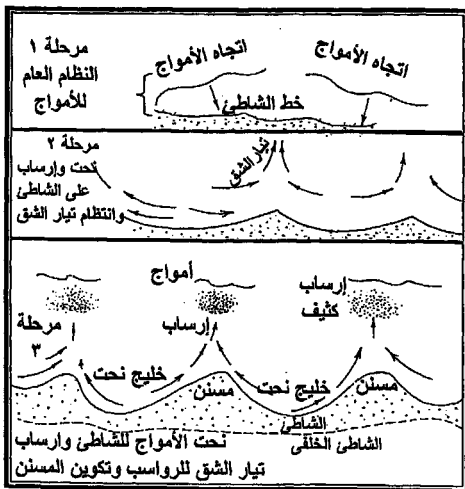
وتشير كثير من الدراسات إلى أن هذه الملامح تمثل ملامح نحت في الشاطئ، حيث توجد على جانب كل مسنن خليجين من خلجان النحت، وكان هذا المظهر النحتي هو الذي أظهر هذه الملامح البارزة، ولأن النحت غير المنتظم في واجهة الشاطئ هو الذي ساعد على تكوين هذه الأشكال حسبما أشار ديبوس Dubois ١٩٧٨، في حين تذكر كولين كنج (King, 1972, p.387) بأن هذه الأشكال تم تكوينها عن طريق عملية زحف الموج يشك في صحتها. أما أصحاب نظرية الارساب فمنهم كوينن Kuenen ١٩٤٨ الذي ركز على أهمية عملية الارساب في تكوين المستنات، ولذا فهي تمثل الآن شكلاً أساسياً من أشكال الارساب على السواحل، وتضم بينها خلجان النحت.

وقد لاحظ كومار P.D. Komar عملية تكوين المستنات الشاطئية بدءاً من نطاق الشاطئ القريب nearshore، حيث تبدأ عملية تحرك المياه في نطاق زحف

الموج surf zone ذهاباً إلى الشاطئ، ثم ترتد في صورة تيار رجعى يعرف بتيار الشق rip current والذي يرتد مرة ثانية بقوة ليدفع للمياه مع تقدم الموجة نحو خط الشاطئ (Komar, 1971, p.2644) فحينما تنكسر الموجة على الشاطئ تنقسم مياهها إلى قسمين من المياه المرتدة نحو البحر، جزء منها على اليمين والآخر على اليسار، وتمثل المنطقة الوسطى التى يتجه إليها التيار من البحر نحو الشاطئ قبل أن ترتد للمياه موضع نحت رئيسية هي الخلجان، بينما على الجانبين يتم الارساب بسبب تراجع المياه المرتدة في اتجاهين متقابلين فتبدأ بذلك عملية تكوين المسننات كأشكال لرساب، ويوضحها شكل (٤٥).

ويحكم تكوين هذه الأشكال (المسننات) مجموعة من العوامل منها الأمواج، وتيار الشق. فقد لاحظ المؤلف على شواطئ خليج العقبة وخليج السويس أن الشواطئ التى تأتى إليها الأمواج بزوايا مائلة تتكون بها هذه الملامح بدرجة أكبر من تلك التى تتعامد عليها الأمواج. كما أن الشواطئ التى يصبح اتجاه الأمواج عليها بشكل موازٍ تختفى من عليها هذه الأشكال ولا تتكون لأنه يختفى تيار الشق ويظهر التيار الساحلى ويقوم بعمليات الجرف. وهذا ما لاحظته المؤلف على الشواطئ التى تقع دائماً نحو الجنوب أمام دلتاوات ساحل خليج العقبة فى مضر شرقى سيناء، حيث تصبح غالبية الأمواج والتيارات البحرية الساحلية longshore current تسير بهيئة موازية لامتداد الشاطئ وبالتالي تختفى عملية التفاعل فى النحت والارساب والتي تتم بشكل عمودى على للشاطئ فلا تتكون الظاهرة.

وتتميز المسننات بالتجانس النسبى فى أطوالها، ويشير تويدال (Twidal, 1976, p.387) إلى أن طولها يتراوح ما بين المتر الواحد والعديد من الأمتار، وقد يصل طولها إلى قرابة العشرة أمتار أو يزيد. وعادة يكون انحدار المسنن فى غالبية الأحوال تجاه البحر، وتتراوح درجات انحداره فيما بين ٥٠-١٢°، بحيث تقل درجة انحدارها عن إنحدار شاطئ خليج النحت المجاور لها على الجانبين حتى يمكن لها أن تظل ظاهرة على السطح.



مراحل تكوين المستنات الشاطئية وخلق النحت

شكل (٤٥)



After: Williams, 1960, p.131,

نماذج لأشكال التمدد

شكل (٤٦)

جدول (١٥)

مقدار الأبعاد بين المسننات الشاطئية على بعض سواحل العالم

ساحل خليج العقبة شرقى سيناء	مسننات فكتوريا على ساحل نيجيريا		مسننات باداجرى على ساحل نيجيريا		حدود الأبعاد
	للدنيا	العليا	للدنيا	العليا	
٦٢,٧	٤٣,٥	٦٣,٣	٢١,٦	٣٣,١	المتوسط بالمتر
-	٥٠-٣٤	٧٦-٤٧	٢٢-٢١	٣٤-٣٠	المدى بالمتر

تجميع المؤلف عن : التركمانى، ١٩٨٧، ص٧٢، Antia, 1987, p.27

وتختلف المسافة الواقعة بين كل مسنن وآخر على طول امتداد خط الشاطئ، فقد تكون المسافة قصيرة جداً بحيث تقل عن ١٠ أمتار، وقد تكون طويلة بحيث يصل طولها إلى ما بين ١٠٠-٢٠٠ متر، أما إذا زادت المسافة عن ٢٠٠ متر ووصلت حتى ١٠٠٠ متر فإنها فى هذه الحالة تكون أشكالاً جيومورفولوجية ساحلية أخرى تعرف بالأشكال الهلالية الساحلية crescentic features.

(٥) التمبولو Tombolo :

هو عبارة عن لسان بحرى يصل بين خط الشاطئ من جهة وإحدى الجزر الصخرية أو المكونة من رواسب المجروفات الجليدية فى العروض المعتدلة الباردة فى نطاق الشاطئ البعيد offshore من جهة أخرى. وقد يحدث أن يتصل لسانان بحريان ويمتد كل منهما فيما بين الشاطئ والجزيرة للصخرية، وتعرف فى هذه الحالة بأنه تمبولو مزدوج، ومن أمثلة الحالة الأولى تمبولو فى ناهانت Nahant، فى ماساتشوستس بالولايات المتحدة، ومن أمثلة الحالة الثانية فى مونت أرجنتاريو فى إيطاليا. وهى تتكون عادة بفعل عمليات الجرف الساحلى من الشاطئ تجاه الجزيرة من اتجاه واحد أو من اتجاهين مختلفين ومتعارضين، ولذا يتكون لسان أو لسانين فيما بين الشاطئ والجزيرة.

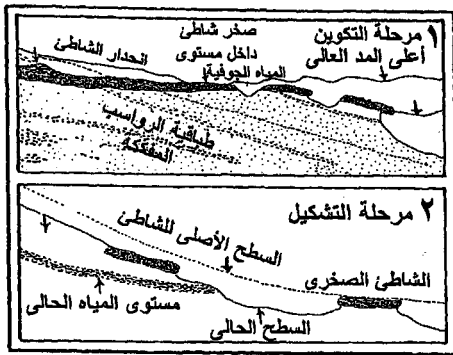
(٦) الشواطئ الصخرية Beach rocks :

هى ملامح صخرية على الشاطئ لكنها نتجت عن الارساب ثم حدث تماسك للرواسب، ولذا فهى ليست من أشكال النحت بل من أشكال الإرساب حيث تصلبت الرواسب وأصبحت بهيئة متماسكة وتنحدر نحو البحر. وهناك اتجاه عام على أن ملامح هذا الصخر هو بناء submitted لعملية البلال والجفاف. حيث أن الغالبية العظمى من هذا الملمح المورفولوجى يوجد فى نطاق المد intertidal zone وهذا يجعل الصخور الشاطئية مؤشراً جيداً لمعرفة مستوى البحر، كما فى شكل (٤٧)

والشواطئ الصخرية تتكون أساساً من مواد التحتت مع بعضها البعض، معظمها مكونة من العناصر الجيرية ومن مواقع الفورمانيفرا الميته، وغالباً ما يتم ملئ الفجوات بين الحبيبات الصغيرة والبقايا العضوية من خلال عملية جيومورفولوجية تعرف باسم ملئ الفجوات cavity filling بمواد جيرية ومواد لاحمة حتى يحدث التماسك تماماً، وتكسب هذه العملية الصلابة للصخور الشاطئية، وقد تستغرق هذه العملية حتى يتم بناء الصخور الشاطئية مئات السنوات كما فى شكل (٤٧).

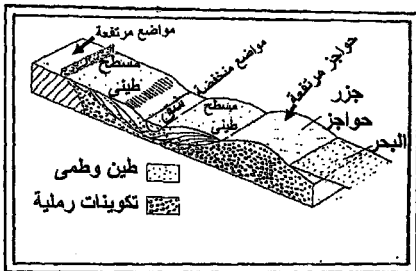
وتتوزع هذه الشواطئ الصخرية على سواحل البحار والمحيطات التى تقع فى العروض الحارة، حيث تتكون من مواد رسوبية شاطئية تماسكت بمواد جيرية لاحمة، وقد أزلت مياه الأمواج من فوقها معظم الرواسب التى كانت سائبة.

وتعتبر السواحل المدارية اصلح البيئات البحرية لتكوين الشواطئ الصخرية حيث أن الرمال الجيرية تكون شائعة الوجود والمياه الباطنية تكون دفيئة وتكون المياه غنية بكاربونات الكالسيوم والتى تلعب دور المادة اللاحمة. ولذا ظهرت نظرية أصل نشأة هذه الشواطئ وهى أن المياه الباطنية تعمل على اللحام للرواسب وتتصلب وتزداد سمكاً حتى تتكشف بفعل النمو الرأسى من أسفل إلى أعلى أو بعد نحت وتخفيض الشاطئ. ويؤثر فى تكوينها أيضاً قلة المد أو صغر مدى المد.



After: Russel, 1965.

أثر المياه الباطنية في تشكيل الشواطئ الصخرية ومراحل تكونها
شكل (٤٧)



After: Pethick, 1984, p.156.

مظهر المسطحات الطينية ودور الحواجز في تكوينها
شكل (٤٨)

وعلى ما يبدو أنها تتكون في معظم الحالات بالتعمق في رواسب الشاطئ، حيث تتصلب الرواسب، وبالتدريج يتم نحت الرواسب المحيطة بها، ويتغير شكل القطاع الشاطئ، فيظهر على السطح الصخر الشاطئ، ويتم تجويف المواضع الأخرى التي لم تتصلب. ويصل سمك للصخر الشاطئ ما بين بوصات قليلة وأكثر من ٣ أقدام (Russell et al., 1965, p.20)، وقد لاحظها المؤلف على أحد شواطئ الشروم في منطقة رأس محمد بين خليجي العقبة والسويس ووجد أن سمكها يتراوح بين ٢٠-٥٠ سم، شكل (٤٧).

وتتوزع هذه الظاهرة على سواحل البحر الأحمر وخليجانه، وفي جنوب أفريقيا، وجزر فيجي وحول سواحل استراليا حيث توجد بكثرة، وفي كل الجزر البحرية في نصف الكرة الجنوبي خاصة جزر سيشل.

وتوجد الشواطئ الصخرية على سواحل جزر اليابان ومنها جزر ريوكيو أيضاً حيث توجد على ارتفاع فيما بين ٣٥ سم و ٢,٤ متر فوق متوسط مستوى سطح البحر، وعلى الساحل الشرقي لخليج السويس توجد على ارتفاع ١-١,٥ متر، وعلى سواحل خليج العقبة شرقي سيناء توجد على ارتفاعات تبلغ ٠,٥ - ١,٥ متر، وعلى شواطئ مناطق الشروم الواقعة بين رأس محمد ورأس نصراني توجد على ارتفاعات تصل إلى المترين، صورة (١٤).

(٧) مسطحات المد tide flat :

هي عبارة عن مسطحات ارسابية، توجد أمام مجموعة من السواحل المنتشرة حول قارات العالم، وهي لا تتسم بالاتصال المكاني بل توجد في هيئة مساحات صغيرة متناثرة ومتباعدة، وعادة توجد في مناطق ضحلة وقليلة العمق، وبطيئة الانحدار، وطاقة الأمواج بها ضعيفة.

ومن أمثلة هذه المسطحات تلك التي تكونت في منطقة دالراديان Dalradian الوسطى في أرجيل باسكتلندة. ومسطحات المد هي مساحات من الرمل أو الطين،

لا تغطيها المياه أثناء فترات المد المنخفض low tide، ولكنها غالباً ما تكون رطبة، ويبلغ سمك رواسب مثل هذه المسطحات ما بين ٥-٢٠ متراً، وتتكون رواسبها من الطمي والرمال الناعم.

ومن أمثلة هذه المسطحات تلك التي تكونت في منطقة دالراديان Dalradian الوسط في أجيل باسكتلندة.

(٨) السبخات الساحلية Coastal Marches :

هي من المظاهر الساحلية التي تنتج عن ارساب المياه البحرية للرواسب في المنطقة الساحلية بفعل العوامل المختلفة، وتبدو في هيئة مستوية ومنخفضة، وتعرض لغمر مياه البحر بفعل تيار المد من حين لآخر.

ويحدث دائماً تبادل بين مياه البحار والسبخات المتصلة بالبحار، حيث تتدفق المياه من البحر إلى السبخة حاملة معها كميات من الرواسب يتم ارسابها فوق سطح السبخة، ويتم ذلك أثناء فترات المد العالي neap tide، وتعاود هذه المياه ادراجها مرة أخرى وتعود إلى البحر أثناء انخفاض مستوى المد، فتسحب معها المياه وهي عائدة كميات من الرواسب تعيدها إلى البحر مرة أخرى.

وإذا كانت كميات الرواسب الواردة إلى السبخة أقل من كميات الرواسب المنقولة مرة أخرى إلى البحر فإن ذلك يؤدي إلى تعرض قاع السبخة للتخفيض واللتحت، بينما إذا كانت كمية الرواسب المنقولة إلى السبخة الساحلية أكبر من الرواسب المحمولة من قاع السبخة تجاه البحر تعرضت السبخة للارساب، ورفع للقاع، وقد يعمل ذلك في النهاية على اخفائها وتحويل إلى سهل ساحلي أملل لجفاف التربة.

ومن أمثلة الدراسات التي تمت على عملية التوازن في تدفق الرواسب البحرية إلى السبخات الساحلية تلك التي أجريت على سبخات ساحل وسط الاطلنطي شرقي الولايات المتحدة ومعظمها تمت دراستها خلال الثمانينيات، والتي أجراها كل من ورد Word، وبون Boon، 1975، ورومان Roman، 1981، وجوردان Jordan et al., 1986، ووجد من خلال دراساتهم جميعاً أن الفارق بين

معدلات الرواسب الواردة إلى السبخات وبين المنقولة من السبخات إلى المحيط وصل في معظمها قيمة سالبة تتراوح بين -٠,١ كجم/م² للسنة و -٢,٢ كجم/م² للسنة، والقليل منها هو الذى سجل قيمة موجبة تتراوح بين ٣-٨,٣ كجم/م² للسنة (Stevenson et al., 1988, p.42)، معنى هذا أن معظم السبخات تتعرض لعمليات نحت، والقليل منها يتعرض لعمليات الإرساب.

ومعظم التركيب المعدنى لرواسب السبخات الساحلية هو من الجبس والكالسيت والفلسبار. ومن خلال تحليل المؤلف لعينتين من رواسب السبخات الساحلية فى منطقة سهل الطينة شمال غرب شبه جزيرة سيناء بالأشعة السينية X ray وجد أن معدنى الجبس والكالسيت هما السائدان بين مكونات العينة، حيث بلغت نسبة الجبس ٤١,٩%، ٣٢,٧% فيهما، ونسبة الكالسيت ٤٦,٧%، ٢٢,٨% فيهما على التوالى، والنسبة الباقية عبارة عن فلسبار.

وتتميز الملامح المورفولوجية للسبخات الساحلية بوجود مظهر المضلعات، والقشور الملحية، والشقوق التى تفصل بين مظهر المضلعات، وأن هذه المضلعات منها الصغيرة، ومنها الكبيرة جدا Mega polygons، وقد تكون رطبة أو جافة حسب فصول السنة، وحسب أحوال المد.

وقد حاول فرى وباسون Frey & Bason, 1978, pp.112-113 صياغة مراحل التطور التى تمر بها المستنقعات الساحلية coastal marches، ونكرا بأنها تمر بمراحل التطور الآتية :

(أ) مرحلة الشباب : وفيها يكون المستنقع منخفضاً، وتكون به نباتات، وتنتشر به جزر صغيرة، وتوجد قنوات تصريف مياه المد tidal drainages، وتكون مواضع هذه القنوات ثابتة، ويحدث إرساب بمعدلات سريعة.

(ب) مرحلة النضج: يحدث نوع من التساوى المساحى بين الأجزاء المستنقعية التى تم إرساب كمية كبيرة من الرواسب بها وبين الأجزاء المستنقعية التى ما زالت تتميز بعمق أكبر تشغلها مياه، وتنتشر النباتات المحبة للملوحة بشكل أكبر،

ومعدلات الارساب فى هذه المرحلة نقل نسبياً وتكون بشكل مركز فى المواضع المنخفضة.

(ج) مرحلة الشيخوخة : وتتميز هذه المرحلة بأن أكبر من ٥٠% من المستنقع يكون قد دخل مرحلة الشيخوخة، والتي تتميز بنمو نباتات قصيرة، وتكون القيعان متجانسة فى الارتفاع بسبب الردم، وتعمل الرياح على إعادة توزيع الرواسب من الأجزاء العالية المكشوفة إلى المواضع الأكثر انخفاضاً والتي تغطيها المياه، ويصبح معدل الارساب البحرى بطيئاً جداً، ويصبح الاتصال بالبيئة الأرضية أكبر من البيئة البحرية.

ويقسم مونكهالوس Monkhouse 1971, p.142 للمستنقعات الملحية إلى عدة

أنواع منها :

(١) السبخات الرطبة wet وتكون مغطاة بقشرة ملحية، ولذلك فإنها تكون خالية من النباتات تقريباً بسبب شدة تركيز الأملاح.

(٢) السبخات الملحية الرطبة التي يصاحبها نمو الأشنات glasswort وأنواع نباتية أخرى، وأهم الأملاح المركزة بها هو الكلوريدات، وغالباً ما تكون كلوريد الصوديوم، والأملاح هنا تكون سطحية فى الغالب.

(٣) السبخات ذات الأكام Hummoky، وتوجد بها نباتات محبة للملوحة، وتكون الأملاح من نوع كلوريد الصوديوم وتحتوى أيضاً على أملاح الكالسيوم.

(٩) البرك الساحلية Coasta lagoons :

هى عبارة عن مياه بحرية، ذات أرض ضحلة العمق، غالباً ما تأخذ اتجاهات موازياً لخط الساحل، ويفصل فيما بينها وبين خط الساحل حاجز بحرى. وتتصل هذه البرك بمياه البحر بمدخل أو أكثر inlet والتي تعرف فى مصر باسم البوغاز، وغالباً ما يتعرض الحاجز لقطع الأمواج له من حين لآخر، أو توغل مياه البحر من فوق الحاجز لتملأ هذه البرك بالمياه، أو تصل مياه البحر إلى البرك عن

طريق التسرب. ويلاحظ أن عمق هذه البرك ليس كبيراً، حيث يتراوح ما بين المتر وثلاثة أمتار.

وقد قسم كيخيرف وماجيل ١٩٨٦ البرك الساحلية إلى ثلاثة أنواع جيومورفولوجية طبقاً لعملية تبادل المياه مع مياه البحر، وبالتالي حجم للتبادل الكلي للمياه وهى:

(١) البرك ذات العنق cheked lagoons وتكون مختنقة ويتوقف نموها وتطورها، وقد تكون مسدودة، وتكون مرتبطة بالمسطح البحرى بعنق صغير، وتلجئ المياه فيها يقل عن ١% وتوجد فى مناطق ذات الطاقة العالية فى عملية الجرف الساحلى وتتميز بالثبات لفترة طويلة.

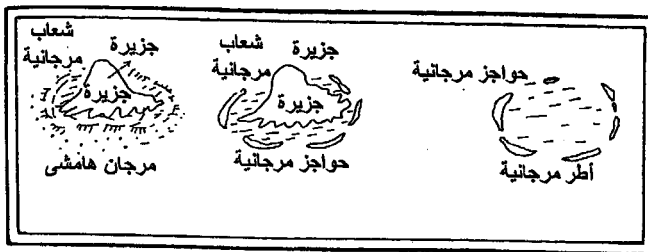
(٢) البرك المقيدة restricted lagoons وتكون محصورة.

(٣) البرك المنفذة للمياه leaky lagoons وتتسرب إليها المياه.

(١٠) مسطحات الشعاب المرجانية coral reefs :

هى أشكال وملامح بنائية، نتجت عن ارساب حيوان المرجان وتكوينه وبنائه للصخور الجيرية ذات الأصل الاحيائى، ولذا تعتبر من أشكال الارساب البحرى.

وتتطلب عملية بناء حيوان المرجان لمثل هذه الصخور ضوابطاً بيئية بحرية منها ارتفاع درجة حرارة المياه، حيث يعيش حيوان المرجان فى مياه حرارتها بين ٢٥° - ٢٩° مئوية ولذلك فإن أنسب البيئات هى البيئة الحارة التى ترتفع فيها حرارة المياه. كما تتطلب أعماقاً قليلة حيث تكون فعالية أشعة الشمس فى رفع درجة حرارة المياه كبيرة، ولذا فإنها تبنى مسطحاتها المرجانية على أعماق لا تزيد عن ١٦٥ متراً، وإن كانت الغالبية العظمى من حيوانات المرجان تبنى مسطحاتها حتى عمق ١٠-٢٥ متراً (Chorley et al., 1984, p.404) ولهذا فإن هذه المسطحات الرسوبية تميز السواحل المدارية فى بحارها وخلجانها ومحيطاتها، وتكون صخور هذه المسطحات من الحجر الجيرى، خاصة وأن حيوان المرجان يتطلب ملوحة عالية لمياه البحار تبلغ نسبتها ٣٠% - ٤٠%.



أشكال بناءات المرجان ومراحل تطورها

شكل (٤٩)

ويعمل حيوان المرجان على بناء مسطحات مرجانية أمام السواحل وملتصقة ومرتبطة بها، ويعرف المسطح المرجاني في هذه الحالة بالمرجان الهامشي fringing reefs كما هو واضح في شكل (٤٩) حيث يبدو المرجان متصلاً بشاطئ الجزيرة. وقد تتعرض الجزيرة لهبوط خفيف بفعل العمليات الباطنية وبمعدلات أعلى يزيد عن سرعة بناء حيوان المرجان لمسطحاته، ويؤدي ذلك إلى غرق جزء كبير من المسطحات المرجانية بينما توجد أجزاء مرجانية في هيئة محيطية بالجزيرة وبعمدة عنها بحيث يفصلها عن الجزيرة برك وبحيرات lagoons، ويعرف بالمرجان المعزول والمرتفع فوق السطح في هذه الحالة بالحوجز المرجانية barrier reefs. أما إذا استمرت عمليات هبوط الجزيرة حتى تختفي، وبصارح المرجان في بناء مسطحاته حتى تظل فوق سطح البحر، فإنه لا يتبقى إلا صخور المرجان في هيئة دائرية، وهنا يعرف بالأطُر المرجانية atolls reefs أو المرجان الحلقي Attols.

الفصل السابع
العمليات والأشكال الصحراوية
(فعل الرياح)

العمليات والأشكال الصحراوية (فعل الرياح)

تقوم الرياح بالتعرية الصحراوية فى المناطق الجافة بالعالم، وتنشط الرياح فى عملية النحت إذا زادت سرعة الرياح خاصة بالارتفاع النسبى عن سطح الأرض، فتتدفق الرمال فوق أسطح الحصى والجلاميد وتبدأ فى ممارسة نشاطها فى عملية النحت. وتعمل الرياح على تحريك هذه الرمال والتي تصبدم بالأحجار وبالسطح أثناء تحريكها، وينتج عن ذلك احتكاك الرمال بالسطح مما يؤدي إلى حدوث النحت من جراء تكرار هذه العملية.

النحت بالرياح :

تعمل الرياح أثناء حركتها على برى الصخور والحصى والجلاميد على ارتفاع ٢-٣ بوصة من سطح الأرض وتعرف هذه العملية بعملية البرى abrasion والتي تتوقف على سرعة الرياح وصلابة الصخر، وينتج عن ذلك أشكال نحت سواء الأوجه المصقولة لكل حبيبة على حدة أو الأرضة الصحراوية كمظهر عام للسطح الصحراوى. كما تحمل الرياح الرواسب الناعمة وتترك الرواسب الأكبر والأخشن، وتسمى هذه بعملية التنزيرة deflation.

ويؤثر على عامل النحت فى الصحارى بواسطة الرياح عدة عوامل منها :

- خصائص الهواء : وتشمل سرعة الرياح، واضطراب الهواء، وكثافة الهواء والتي تتأثر أساساً بدرجات الحرارة، وأحوال الضغط، ورطوبة الهواء، كما تتأثر أيضاً عمليات النحت بدرجة اللزوجة.
- خصائص السطح : وذلك من حيث درجة خشونة السطح، ونوع الغطاء النباتى إذا كان موجوداً، ومدى سلامة السطح أو وجود عقبات، ودرجة حرارة السطح، والملاح الطبوغرافية ما بين الارتفاع والانخفاض أو المستوى.
- خصائص التربة soil وهى أساساً الرواسب المفككة المعدة للنقل، حيث تؤثر

على نقل الرياح سواء من حيث تركيبها الميكانيكى أو وجود المواد العضوية بها، ومحتوى التربة من الرطوبة.

النقل :

تبلغ المساحة التى تغطيها الرمال المنقولة على سطح الكرة الأرضية نحو ٢٥% - ٣٥% من سطح الأرض، منها ٢% فى أمريكا الشمالية، ١١% فى الصحراء الكبرى، ويوجد منها نحو ٥٠% فى الصحراء العربية جنوب غرب آسيا من إجمالى المساحة الكلية للصحارى. وتغطى الصحراء إما بالرمال المنقولة، أو بالصخور المفككة نتيجة التجوية التى تتم بالصحراء.

وتتشط عملية نقل الرياح للرواسب فى شكل عالق فى حالات وجود كمية كبيرة من الاتربة والغبار، خاصة فى حالة سيادة الجفاف. وتوجد عدة مصادر للاتربة منها انفجار البراكين، وتدفق اللافا والتى يصاحبها الرماد البركانى الذى تحمله الرياح لعدة أيام ويتم إرسابه فى مناطق بعيدة. مثال ذلك الرماد البركانى الناتج عن انفجار بركان فيزوف يهبط الرماد البركانى المندفَع منه فى القسطنطينية فى تركيا، ويسقط الرماد البركانى المندفَع من براكين جزيرة أيسلندا فى شبه جزيرة اسكندنافيا. كما تعمل الرياح على حمل الرواسب الناعمة من الجبال ومن المناطق الجافة، وتختل مع تركيب الدخان، وتحملها الرياح لمسافة بعيدة وتعود إلى الأرض أو إلى البحر مرة أخرى عن طريق تكاثف بخار الماء وسقوط الأمطار. وقد قدر أنه فى أحد العواصف الترابية سقط فوق الأراضى الإيطالية فى بعض المناطق كمية من الاتربة بلغ سمكها بوصة واحدة (Tarr, 1927, p.58). ويذكر أن العاصفة الواحدة التى تهب فى الصحراء فى الميل المكعب الواحد فى الهواء يحمل معها الهواء ١٢٦٠٠٠ طن من الرواسب المعدنية المفككة على سطح الأرض (Ibid, p.70).

جدول (١٦)

العلاقة بين سرعة الرياح والارتفاع

الارتفاع عن السطح بالمليمتر	سرعة الرياح سم / الثانية
٠,١	١٠٤
١,٢	٢٧٢
١,٨	٣٠٤

Afte: Chepil, 1982, p. 310.

ويلاحظ أنه إذا كان الاختلاف الكلى فى أحوال الضغط بين الأسطح العليا والأسطح السفلى أكبر من قوة الجاذبية التى تعمل على هبوط الحبيبات إلى أسفل، فإن الحبيبات سوف ترتفع باتجاه رأسى إلى أعلى. ويلاحظ من جدول (١٧) ان سرعة الرياح تزيد بالارتفاع عن السطح الملامس لعمليات جرف وقفز الحبيبات بفعل حركة الرياح، وبالتالي تزداد قدرتها على تحريك الحبيبات، وحدثت حركة للقفز. كما لوحظ أيضاً من شكل (٥٠) أنه إذ زاد ارتفاع الحبيبات أثناء حركتها بالقفز إلى أعلى فإنها تقطع مسافة أفقية على السطح أطول. فإذا بلغ ارتفاع الحبيبة ٢٥ بوصة (٦٢,٥سم) فإنها تكون قد قطعت مسافة أفقية تبلغ نحو نصف متر (٥٠سم)، وإذا زاد ارتفاعها إلى أعلى بمقدار ٣٥ بوصة (٨٧,٥سم) فإنها بذلك تكون قد قطعت مسافة على السطح الأفقى طولها ٣٤ بوصة (٨٥سم). فكان للقفز إلى أعلى هى طريقة لنقل الحبيبات فى اتجاه منصرف الرياح، ولمسافة تتكافئ مع سرعة الرياح.

جدول (١٧)

أثر الرياح فى نقل الرمال

سرعة الرياح متر / ثانية	حركة الرمال على الكثبان فقط	انسياب الرياح إلى وفوق الكثبان	العواصف الرملية
١٠-٥,٨	١٣,٥-١٠	١٥,٧-١٣,٥	
٨,٧ × (١٠)'	٣٢ × (١٠)'	١٢ × (١٠)'	
حركة الرمال طن / السنة			

Wolman & Miller (1982), p. 23.

الرياح كعامل نقل

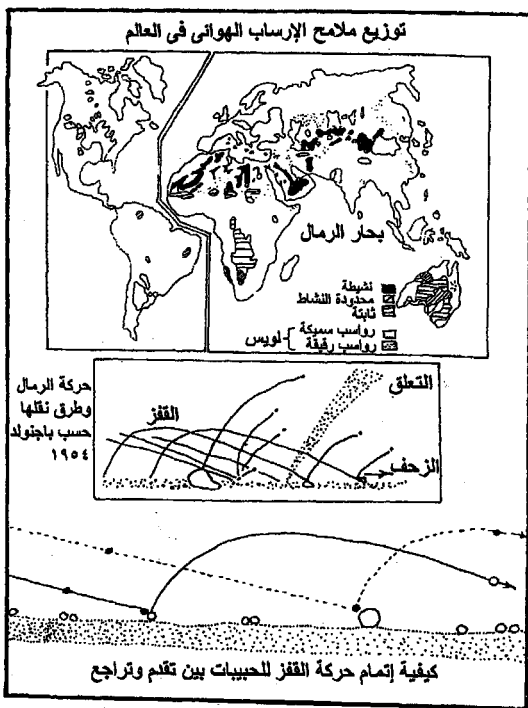
تبلغ سرعة الرياح على سطح الصحراء ما بين ٢٤-٣٢ كم/الساعة، ومن خلال ملاحظات توينهوفل (Twenhofel, 1932) في الصحراء الليبية فإن الرواسب تبدأ في الحركة تحت تأثير حركة الرياح إذا بلغت سرعتها ٢١ كم/الساعة . كما أنه يمكن للرياح أيضاً تحريك الكتل الصخرية إذا كانت الرياح قوية. فرياح الترينيدو التي تبلغ سرعتها ٨٠-٩٦ كم/الساعة تستطيع أن تحرك الزلط بحجم $\frac{3}{4}$ بوصة وحاد الزاوية في مناطق السفوح المنخفضة في أركنساس (Garner, 1974, p.350) وبشكل عام فإنه بزيادة سرعة الرياح تزداد قدرتها على تحريك الرواسب ودفعها أمامها والقيام بدور عامل النقل للرواسب المفككة التي يتم تجويتها. ويلاحظ من جدول (١٨) أنه كلما زادت سرعة الرياح تزيد قدرتها على تحريك رواسب ذات أحجام أكبر، حيث أنه بزيادة سرعة الرياح من ٤,٥ % كم/الساعة إلى ١٣ كم/الساعة تزداد قدرتها على تحريك رواسب الحصى الناعم جداً بدلاً من الرمل.

جدول (١٨)

العلاقة بين سرعة الرياح وحجم الرواسب المنقولة في الصحارى

نوع الرواسب	أكبر حجم للرواسب المتحركة بالمليمتر	سرعة الرياح متر/ثانية
رمل متوسط الحجم	٠,٢٥	٦,٧-٤,٥
رمل خشن	٠,٥٠	٨,٤-٦,٧
رمل خشن	٠,٧٥	٩,٨-٨,٤
رمل خشن جداً	١,٠٠	١١,٤-٩,٨
حصى ناعم جداً	١,٥٠	١٣-١١,٤

ونوع الرواسب من إضافة المؤلف، Garner, 1974, p.350, & After Twenhofel, 1932



طرق نقل الرياح للحبيبات، وبحار الرمال في العالم
شكل (٥٠)

طرق نقل الرواسب:

تتقل الرياح الرواسب للرملية بعدة طرق. فقد لاحظ أودين Udden عام ١٨٩٤ وجاء من بعده باجنولد حركة حبيبات رمال الكوارتز التي يبلغ حجمها ما بين ٠,٥-١ ملليمتر ووجد أنه لا يمكن لها أن تتحرك محمولة في الهواء ولذا فإنها تتحرك بطريقة الدحرجة rolling والانزلاق على سطح الأرض، وأطلق باجنولد على هذه الحركة اسم الزحف على السطح surface creep. كما أن الحبيبات الأكبر من ١ ملليمتر يصعب أن تتحرك بالرياح العادية التي تقوم بعمليات النحت (Chepil, 1982, p.109).

أما نقل الرواسب بطريقة القفز salutation فيحدث فيها أن ترتفع الحبيبات إلى أعلى عن طريق القفز راسياً على سطح أملس بعد حركة دوران لها لمسافة قصيرة طولها نحو ٢سم. ويحتمل أن السبب في حدوث الارتفاع الرأسي للحبيبات هو اصطدامها المباشر فوق هيئة سطح صغيرة غير منتظمة السطح. ومن الوجهة النظرية نجد أن الزاوية التي سوف تأخذها الحبيبة أثناء حركتها سوف rebound من سطح أفقي أملس، وسوف تصل الدرجة الدنيا ٦-١٢ درجة. والدرجة العليا كانت تتراوح بين ٧٥-٩٠ درجة في معظم الحالات، وهذا يشير إلى أن الارتفاع إلى أعلى الذي تأخذه الحبيبات يرجع إلى بعض القوة أكثر من قوة اصطدام الحبيبات على السطح (Chepil, 1982, p. 309).

وتؤثر أحجام الرواسب المنقولة على الطريقة التي يتم بها نقل الحبيبات. فالحبيبات الأكبر حجماً لا تستطيع الرياح حملها، ولذلك فهي تتقل إما بطريقة الجر أو الزحف على السطح، أو بطريقة القفز. أما إذا كانت الحبيبات دقيقة وناعمة فإنها تتقل في وسط هوائي بشكل عالق في الهواء معظم الوقت، ويمكن ملاحظة ذلك أثناء العواصف الترابية. فأحجام الرواسب الأكبر من ٠,١ من الملليمتر لا بد أن يحملها الهواء في صورة عالقة Suspension.

جدول (١٩)

اختلاف أنواع حركة الحبيبات بفعل الرياح باختلاف أحجام الرواسب

نوع الحركة ونسبتها			نوع رواسب التربة
للزحف السطحي %	للتعلق %	للقفز %	
٢٤,٩	٣,٢	٧١,٩	طين Clay
٧,٤	٣٨,١	٥٤,٥	غرين loam
١٢,٧	٣٢,٦	٥٤,٧	غرين رملي ناعم
١٥,٧	١٦,٦	٦٧,٧	رمال كثبان ناعمة

After Chepil, 1982, p.317

ومن دراسة شيبيل Chepil, 1982 يتضح أن نوع حركة الرواسب تحكم الطريقة التي تنقل بها. فمن جدول (١٩) يتضح أن : حركة الرواسب بطريقة الزحف creep تتراوح بين ٧-٢٥% من حجم الرواسب المنقولة. أما الرواسب المنقولة بطريقة القفز فهي أكبر نسبة في كل الأنواع، وإن كانت تزيد النسبة المنقولة بالقفز في الرواسب الطينية لصغر حجمها وتجانس حبيباتها نسبياً، وتشبهها رمال الكثبان حيث أنها متجانسة ومفككة بدرجة واضحة. أما الرواسب المنقولة بطريقة التعلق مع للرياح فهي أقل نسبة، حيث أن معظم الرواسب تهبط مرة ثانية بحكم الجاذبية الأرضية. كما أن الرمال الناعمة والطين هما أقل نسبة من الرواسب عالقة في الهواء، بينما أكبرها في النسبة هو الغرين Loam نظراً لصغر حجم الحبيبات.

إرساب الرياح :

تمارس الرياح نشاطها في عمليات الإرساب بشكل لا يقل أهمية عن دورها في عملية نحت الصحارى. وتبدأ الرياح في الإرساب حينما يتحول السطح إلى مظهر مستوى وتقل سرعة الرياح، أو قد تكون طرأت تغيرات على السطح، ولذا

فإن سرعة الحبيبات نقل وتحين الفرصة لارساب الحبيبات التي تحملها الرياح، وتتوقف عملية القفز التي تنتقل بها الحبيبات، كما تتوقف أيضاً حركة الحبيبات على السطح عن طريق الزحف، وتبدأ تجمعات الرمال في شكل تلال وكومات رملية mounds أو أى تجمع رملى آخر، سواء فى شكل كتبان رملية بأنواعها المختلفة، أو فرشاة رملية مسطحة، أو حافات رملية.

ويحدث الارساب فى الصحراء إذا تحول العامل الناقل للرواسب من حالة الحركة إلى التوقف والسكون، وهنا تتحول الحمولة المنقولة عالققة أو مجرورة على السطح إلى حالة إرساب، سواء كان هذا العامل هو الرياح أو مياه السيول القليلة السريعة الجريان فى المناطق الصحراوية.

فالرياح تتحول من حالة النحت والنقل إلى حالة الإرساب إذا توقفت سرعة الرياح، سواء بسبب وجود عائق طبيعى مثل التلال والحافات الصخرية أو نبات طبيعى أو وجود منخفض صحراوى، أو بسبب وجود عائق صناعى بشرى مثل الزراعة أو العمران أو الطرق الصحراوية، وتبدأ الرياح أثناء عملية الارساب - مع خصائص العائق - فى تشكيل الرواسب بهيئة تعطى ملمحاً مورفولوجياً صحراوياً، سواء سهول أو كتبان أو تربة اللويس أو غيرها.

أما الجريان السيلى فى المناطق الصحراوية فيعمل على نقل الرواسب الناعمة من أعلى إلى أسفل، وتتوقف المياه عن الجريان إذا وصلت إلى السطح الصحراوى المسطح أو إلى قاع أحد المنخفضات أو الأحواض الصحراوية، وهنا يحدث الإرساب وتتكون المراوح الفيضية، والبهادا، وما يرتبط بهما من أشكال البلايا.

دورة التعرية الصحراوية :

يمر سطح الصحراء بمراحل تطورية ناتجة عن عمليات التجوية والنحت

والإرساب في الصحارى، وكل مرحلة تتميز بمجموعة من الخصائص، وتتمثل هذه المراحل في :

مرحلة الشباب:

من المعروف أن عملية التجوية تسود في الصحارى بشكل واضح نظراً لسيادة الجاف، وأن التجوية الميكانيكية لها السيادة في مثل هذه المناطق، وتعمل التجوية في الصحارى على إعداد الصخر بكميات كبيرة نتيجة وجود عوامل للنحت والنقل والتي تتمثل أساساً في الرياح التي تكون لها السيادة بين العوامل الجيومورفولوجية في هذه البيئة.

وفي المناطق الصحراوية نجد أن دورة التعرية الصحراوية تبدأ في ممارسة نشاطها في التضاريس التي تكون في أقصى ارتفاع لها في مرحلة الشباب .

وتبدأ المرحلة الأولى وهي مرحلة الشباب، حيث تكون للتجوية قد بدأت في ممارسة نشاطها وحيث تساعد الظروف المناخية المميزة للصحارى على حدوث عمليات التجوية الميكانيكية، ويحدث تجمع للمواد المفككة. وتنقل الرواسب المفككة للناعمة، وتتحد كثير من المواد الخشنة من المواضع المرتفعة إلى المواضع المنخفضة بفعل السيول.

وفي مناطق نحت الأخاديد في المناطق الأكثر رطوبة يلاحظ أن قمم الجبال والمناطق المرتفعة يتم تقليل ارتفاعاتها تدريجياً بفعل التجوية. وعلى المقياس الأكبر فإن مناطق الأحواض ترتفع قيعانها تدريجياً عن طريق لقاء الرواسب فيها والتي تملؤها تدريجياً ويتم ردم الأحواض الصغيرة جداً بشكل مؤقت وتتصرف إليها المياه.

مرحلة النضج

تستمر عملية نحت وتخفيض الأجزاء المرتفعة، والنقل والارساب إلى المواضع المنخفضة، وتملأ الأحواض، وتخفيض القمم بفعل التجوية والنحت وغسل هذه الرواسب، وترتفع قيعان المناطق المنخفضة وتكون قد وصلت إلى منتصف مرحلة النضج في الدورة الصحراوية، ويسود فيها نشاط العمليات الفيزيائية أو المجارى المائية التي تجرى فترة من السنة أو كل بضع سنوات، وهى مجارى قصيرة، وتعمل هذه المجارى على تكوين المراوح الفيزيائية، ويتجمع المراوح تتشأ البهادا bajada، ويبدأ تكوين الأرصفة الصحراوية فوق أسطح المراوح.

وفي مرحلة النضج تظهر بعض الملامح الجيومورفولوجية مثل المنخفضات والتلال والحافات، والأحواض من نوع البولسون.

مرحلة الشيخوخة :

وفيها تتم إزالة معظم الأجزاء المرتفعة وتتخلف بعض المواضع بحيث تشكل تلالاً معزولة أو أشكال نحت مثل الموائد الصحراوية، وعيش الغراب، وتعديل سهول البولسون، ويصل السطح إلى مرحلة الاستواء أو شبه الاستواء.

ومن أمثلة هذه السهول، قاع منخفض الفرازة الذى وصل إلى الشيخوخة نتيجة إزالة معظم معالم السطح من فوق قاع المنخفض، ووجود بعض التلال المعزولة المتخلفة عن النحت والتي تتناثر فى قاع المنخفض. ويشبهه أيضاً سهل عظمور الكبيش الذى يشغل الركن الجنوبي الغربى لمنخفض الخارجة والركن الغربى لمنخفض توشكى، وهو شبه سهل، مقطع نسبياً إلى عدة أماكن خاصة فى شماله وفى جنوبه بسبب وجود بعض الطفوح البركانية، والسطح غالباً مستوياً، وبارتفاع ٢٤٠ متراً فوق البحر.

أشكال النحت الهوائى

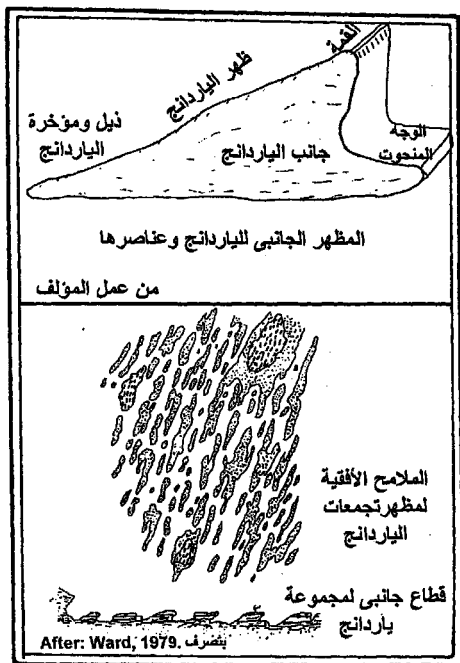
(١) الـياردانج yardang :

تمثل الـياردانج شكلاً جيومورفولوجياً كلاسيكياً من الأشكال الجيومورفولوجية الصحارى، وهو من الأشكال الناتجة عن النحت الهوائى بدرجة أساسية. وأول من تعرف عليها ووصفها وصفاً جيومورفولوجياً هو سفن هيدن Hedin عام ١٩٠٥ فى وسط آسيا فى غربى الصين خاصة، وأطلق عليها اسم الـياردانج، وتبعه جوتيرر Gautier عام ١٩٣٥. وهى تعرف بمسيمات أخرى مثل تل أبو الهول Sphinx Hill، كما فى شكل (٥١).

والـياردانج عبارة عن تلال hillocks أخذت أشكالاً تشبه خطوط المجارى، حيث حفرت الرياح هذه الخطوط مكونة بذلك مظهر الـياردانج وهى تأخذ الهيئة المستطيلة متأثرة بالاتجاه العام للرياح وقد أطلق عليها فى بعض الصحارى العربية اسم الخرافيش (Grolier et al., 1980, p.86).

وتختلف الـياردانج فى الصحارى عن الجزر الجبلية فى أن لها امتداد أكبر من الجزر الجبلية، ويبلغ طولها نحو ٣ أمثال العرض على الأقل أو يزيد، بينما الجزر الجبلية غير منتظمة الشكل، وقد تتساوى فيها الأبعاد. ويضاف إلى ذلك أن الجزر الجبلية مكونة من صخور أشد مقاومة، ولكن صخور الـياردانج قد تكون أقل مقاومة حيث قد تحت فى صخور الحجر الطينى فى الصحارى وهو صخر أقل مقاومة. وتوجد بعض أشكال الـياردانج قد تم تحتها فى صخور الحجر الرملى النوبى وفى صخور الحجر الجيرى فى منخفضى الخارجة والداخلة، وفى بعض المواضع فى منخفض الفرافرة أيضاً.

وقد وجدت كثير من أشكال الـياردانج فى السنوات الأخيرة والتي تم تشكيلها فى الصخور الجيرية المتبلورة، وفى الحجر الرملى، وفى الطفل، وفى الصخور



ملاح اليردائج وعناصرها

شكل (٥١)

الجرانيتية أيضاً في مصر بالصحراء الغربية التي تعتبر متحفاً طبيعياً لظاهرة اليردانيج في العالم (Breed et al., 1997, p. 454).

ومن أمثلة اليردانيج تلك التي نحتت في رواسب لينة ما وصفه هيدن من أشكال اليردانيج التي درسها في شمال غرب الصين، وحول بحيرة روجرز في الولايات المتحدة حيث وصف وورد A.W. Ward, 1984 اليردانيج التي تطورت في الرواسب البحرية، وتلك التي درسها نيل امبابي في منخفض الخارجة بأسم الكنوتات، والدراسة التي أجراها المؤلف في منخفض للخارجة أيضاً في بعض مواضع البلايا في الواحات الخارجة.

وتتوزع اليردانيج في للصحراء الغربية في مصر فيما بين اسيوط والخارجة على الهضبة الجيرية، وفوق قاع منخفض الخارجة نفسه مرتبطة في ذلك بالرواسب البحرية والسبخات القديمة والبلايا مثلما الحال عند جبل الغنليم وفي منطقة سهل باريس، وشرقي قرية بولاق، وتوجد في واحات صحراء غرب وشمال غرب السودان، وفي منطقة العوينات وتوشكي.

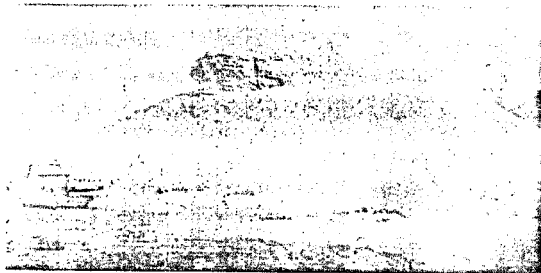
وتوجد كثير من ملامح اليردانيج في شبه الجزيرة العربية، وفي المملكة العربية السعودية على وجه الخصوص، والتي تكونت في صخور أركية عند منطقة تلاقى الدرع العربي مع الصخور الرسوبية في منطقة حائل وسط نجد، كما توجد اليردانيج التي تكونت في الصخور الرملية والجيرية في منطقة تيماء شمال غرب المملكة العربية السعودية والتي سجلها المؤلف هناك على جانبي الطريق.

أما اليردانيج على ساحل بيرو فقد نشأت نشأة كاملة بفعل الرياح، ولم تظهر بها أية آثار لفعل للمياه الجارية في تحت هذا المظهر، وأن الرواسب قد تأثرت بالتجوية الميكانيكية بفعل الرمال القافزة وتوسيع نطاقات الضعف باليردانيج والعمل على نحتها (McCauley, 1973, p.4134).

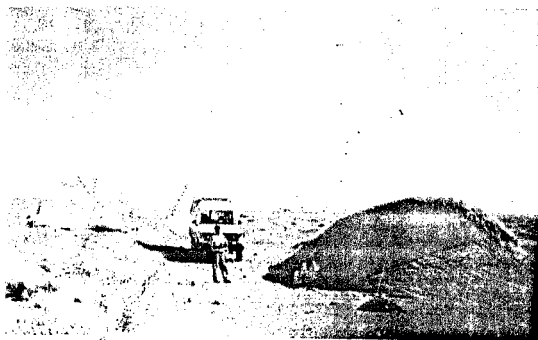
ومن أن الرياح هي المسؤولة عن تشكيل كل من الكثبان الرملية والياردانج
إلا أنه هناك فروق. وقد تبدو الياردانج أشبه بهيئة الكثبان الرملية فى مظهرها
العام، وهنا يجب أن نفرق بين المظهرين فى الصحراء. فاللياردانج تمثل شكلاً من
أشكال النحت الصحراوى بينما الكثبان هي إحدى أشكال الإرساب. والفارق الثانى
هو أن أعلى قمة فى الياردانج تكون فى الجهة التى تهب منها الرياح فى الغالب،
بينما أعلى موضع على الكثبان غالباً ما يكون أقرب إلى اتجاه منصرف الرياح.
أبعادها :

يبلغ طول الياردانج عشرات الأمتار، وهى تتراوح ما بين المتر الواحد
والكيلو متر، وقد وجد أن أطول ياردانج فى العالم توجد فى الجزائر فى هضبة
تبستى. ولا يزيد عرض أو اتساع الياردانج عن الأمتار القليل. وتتراوح ارتفاعات
الياردانج فى قاع منخفض الخارجة بين ٤-٥ أمتار.
عوامل النشأة :

تؤثر فى نشأة الياردانج عدة عوامل منها نوع الصخر، حيث يؤثر فى سرعة
تشكيلها، فإذا كانت الصخور جرانيتية أو صخور أركية عامة فإنها تستغرق فترة
طويلة بينما إذا كانت صخوراً طينية أو طفلية فإنها تتشكل بدرجة أسرع نتيجة
استجابة الأخيرة للنحت بالرياح أسرع من الأولى، صورة (١٧، ١٨).
وتلعب الظروف المناخية دوراً رئيسياً فى نشأة الياردانج، حيث تتطلب مناخاً
جافاً وشبه جاف، قليل أو نادر المطر، وتلك الندرة تعمل على قلة أو اختفاء النبات
الطبيعى مما يساعد الرياح على النحت والتشكيل. أما من حيث ظروف وخصائص
الرياح فتتطلب الياردانج اتجاهات عاملاً للرياح يسمح بتشكيل مقدمة الياردانج وذيل
الياردانج، وان تتسم الرياح بسرعة تسمح لها بحمل الرمال التى تستخدمها فى نحت
وتشكيل الصخر، وغالباً ما يكون هناك توافقاً بين محصلة الرياح والاتجاهات
العامة لمحاور الياردانج.



صورة (١٧) نموذج للياردانج المكونة في صخور جيرية في منطقة العكرشة بمنطقة الحمادة، غرب جبل طويق بالمملكة العربية السعودية



صورة (١٨) نموذج للياردانج المكون في رواسب البلايا الطينية في منخفض توشكى قرب بئر دنقل جنوب غرب الصحراء الغربية في مصر

ويؤثر العامل الطبوغرافى أيضاً فى تكوين الiardانج، حيث تتطلب سطحاً مستوياً، ويكون السطح مفتوحاً أمام الرياح، سواء كان هذا السطح هضبياً كما فى هضبة تبستى وكراكورم، وهضبة إيران وهضبة صحراء شرق الخارجة بين أسبوط والخارجة، أو قيعان منخفضة كبرى مثل الفرافرة والداخلية والخارجة حيث أنها شبه مستوية ومستوية بشكل يسمح بتكوين الiardانج.

وتتعرض الiardانج لبعض العمليات الجيومورفولوجية منها التجوية الميكانيكية نتيجة ارتفاع الحرارة فى هذه البيئات الصحراوية مع شدة الجفاف مما يعمل على إعداد الفتحات لتتقلها الرياح. ولذلك كثيراً ما توجد الشقوق على أسطح الiardانج بمختلف أنواعها الصخرية. وتتعرض الiardانج أيضاً لعملية البرى بفعل الرياح، وتثنية الرواسب المفككة، وتحدث على السطح وعلى جوانبها، وكثيراً ما تتعرض الiardانج التى تكونت فى رواسب الحجر الطينى للينة لعمليات تهدل فى مقدمة الiardانج وعلى جوانبها بسبب النحت الجانبى والتقويض من أسفل وضعف تماسك الصخور الطينية فى أعلاها.

مراحل التطور :

تتعرض أشكال الiardانج شأنها شأن أية ظاهرة جيومورفولوجية أخرى لمراحل تطورية. وحيث أنها تمثل شكلاً متخلفاً عن النحت، وبحجم وأبعاد محدودة، لذا فإن تطورها سوف تتجه نحو صغر الأبعاد والمساحة. ففى مرحلة الشباب تكون الiardانج أكثر ارتفاعاً وأكبر طولاً وأكبر فى عرضها، وباستمرار النحت تنتقل الiardانج إلى مرحلة النضج، حيث يقل حجمها ويصل إلى خمس مقدار الحجم فى مرحلة الشباب وذلك بسبب التقويض والنحت الجانبى لها (التركمانى، ١٩٩٨، ص ١٤٠). أما فى مرحلة الشيخوخة فتصل عملية النحت وتقويض الشكل إلى أكبر حد ممكن، ويتراوح فيها حجم الiardانج ما بين ١ و ١ من مقدار حجمها فى

مرحلة النضج، وتقترب من مستوى سطح الأرض، وقد تتحول إلى أجزاء منفصلة ومتباعدة وتصبح مجرد أجزاء صخرية على السطح وتتلاشى.

البولسون Bolson :

هى عبارة عن حوض صغير وسط الصحراء ويكون التصريف إليه من نوع النمط المركزى، ويتميز مظهر السطح على جوانبه بالاتحدارات للخفيفة نحو أخفض موضع بالحوض، ولهذا فإن مفهوم البولسون بأنه الحوض الذى يغطى قاعة الرواسب الفيضية (Engeln, 1942, p.413).

وقد تنشأ ظاهرة البولسون نشأة بنائية أولاً، حيث تنتج عملية طى الطبقات الصخرية، وتتولى عمليات التجوية والنحت عملية إزالة الجزء العلوى من الطبقة، وتحويل أجزائها المرتفعة إلى مواضع أخفض بسبب النحت، فتتشأ الأحواض وتتكون ظاهرة البولسون، ومن أمثلة ذلك تلك التى تكونت فى منطقة شمال وشمال غرب منطقة توشكى، خاصة حول بئر مر (التركمانى، ١٩٩٩، ص ٣٢).

والبولسون عادة ما يكون طولها نحو ٣ كيلو مترات، والعرض اقل من للكيلو متر الواحد، وفارق العمق بين ارتفاع الجوانب وقاع البولسون يبلغ نحو ٢٠ - ٢٥ متراً (Geofizika, 1963, p. 40).

حفر التذرية deflation hollows :

هى عبارة عن حفر تقوم الرياح بتشكيلها ونحتها فى مواضع مغطاه برواسب رملية مفككة. وتستغرق الرياح فى حفر مثل هذه الأشكال نحو الشهر الواحد، خاصة فى مناطق الكثبان المثبتة بالنبات الطبيعى، حيث أنه حينما يموت النبات فإن الرياح تمارس نشاطها فى النحت إلى مواضع أسفل جذور النباتات الميتة. وتستمر الرياح فى نحت هذه الحفر حتى تصل إلى مستوى المياه، وتتوقف عند هذا الحد، لأن الرمال الرطبة يصعب على الرياح حملها أو تحريكها وإزالتها

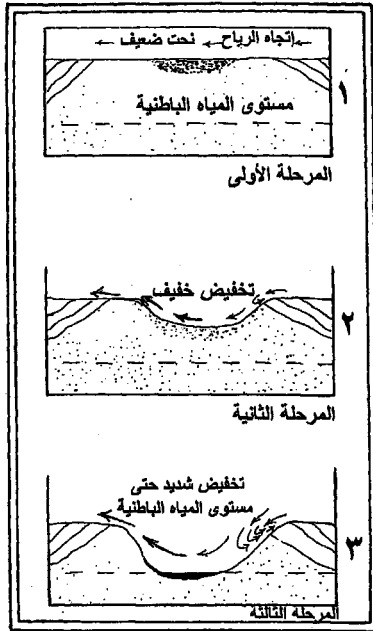
(Bloom, 1979, p.331) ولهذا فإن هذه الحفر قد تسمى فى الولايات المتحدة باسم buffalo Wallows حيث أن الحيوانات تتردد على هذه الحفر التى تظهر بها المياه حيث تتكون بها برك صغيرة. وتصل أبعاد هذه الحفر إلى ١٠٠ متر فى العمق، ومحيطها يبلغ العديد من الكيلومترات.

وتمثل المنخفضات الصحراوية إحدى صور النحت بفعل الرياح. فعلى الرغم من مشاركة العوامل البنائية، وتدخل عمليات النحت للفيضى بفعل الأمطار والجريان السطحي فى الماضى إلا أن للرياح دور كبير فى نحت مثل هذه المنخفضات كما فى منخفض القطارة فى مصر على سبيل الذكر الذى تبلغ مساحته ٣٢٠٠ كم^٢.

وتمر حفر التذرية السبق ذكرها فى نشأتها بعدة مراحل تطورية، حيث أنه فى المرحلة الأولى يكون السطح الأولى مغطى بصخور غير مقاومة أو ضعيفة نسبياً بسبب غزارة الرطوبة وتشبع الصخور بها مما يسهل عملية نحت الصخر، وهذا يسهل على الرياح فى أوقات الجفاف أن تزيل هذه الرواسب، وبالتالي تنتقل إلى المرحلة الثانية وهى تخفيض السطح بفعل نحت الرياح، ونصل إلى المرحلة الثانية حيث يصبح السطح مموجاً أو مقعراً تقعرأ خفيفاً إلى أعلى. وفى المرحلة الثالثة تستمر الرياح فى نحت القاع حتى تصل بمستواه إلى مستوى المياه الجوفية (Small, 1985, p.312)، وهنا تظهر المياه الجوفية على السطح، ويشد التبخر منها، فتتركز الأملاح مكونة بذلك بركة ملحية Salt Pan، تشغل قلب الحفرة الهوائية، وتكون لكثير اتساعاً وأكبر عمقاً عن المرحلة الثانية، شكل (٥٢).

الأرصفة الصحراوية desert pavements :

يعرف الرصيف الصحراوى بأنه سطح مستوى أو شبه مستوى أو مائل ميلاً خفيفاً نسبياً، ويكون مرصعاً بالأحجار أو الحصى، والتى أزيل من حولها معظم الرواسب الناعمة، مما اكسب السطح نسيج خشن من الرواسب، وهذه الرواسب هى التى تخلفت عن عملية للنحت.



After: Small, 1985, p.313.

مراحل تكوين حفر التذرية في الصحارى
شكل (٥٢)

وتنتشر أشكال الأرصفة الصحراوية فى الصحارى الحارة الجافة، وتعرف بمسميات مختلفة فى صحارى العالم حسب اللغات والمفاهيم المحلية. ففي استراليا تسمى gibber palins أو المواد الحجرية، وفى البيئة العربية تعرف بمسميات عدة مثل الحمادة، والرق والسرير، وفى البيئة الأمريكية تعرف بالأرصفة الصحراوية.

وتتوزع ظاهرة الحمادة أو ما تعرف بصحارى الحمادة فى العالم فى المملكة العربية السعودية ومصر ممثلة فى الصحراء الغربية، وفى الصحراء الكبرى فى الشمال الافريقى، وفى صحراء استراليا، وصحارى الولايات المتحدة، وصحارى وسط آسيا، وفى صحراء جنوب غرب إفريقيا، وتتمثل فى أمريكا الجنوبية فى صحراء أنكاما. ومن خلال ١٣ موضعاً درسها رونالد كوك فى صحراء كاليفورنيا، وجد أن كثافة الحصى الخشن على السطح تختلف من موضع لآخر، وتتراوح بين ١١،٢-٠،١١ حبيبة/سم^٢، وأن المتوسط يبلغ ٠،٦٥ حبيبة/سم^٢ (Cooke, 1970, p.566) ومن خلال قياسات المؤلف للكثافة فى منطقة الحمادة بالمملكة العربية السعودية الواقعة بمنطقة الوشم وجد أن الكثافة تتراوح بين ٠،٠٧-١،٠٦ حبيبة/سم^٢ وأنها تكون أكثر تركيزاً عن الحالات الدراسية فى كاليفورنيا (التركمانى، ١٩٩٦، ص ٥٨) ويتراوح سمك راسب الحصى والجلاميد المتأثر بعملية التنرية ما بين $\frac{1}{3}$ - $\frac{1}{4}$ متر.

وتعتبر عملية التنرية من أهم العمليات التى تؤثر فى تشكيل الأرصفة، لأنه من خلال هذه العملية التى تعمل على إزالة المواد الناعمة يتم تركيز الحصى بكثافة عالية وبذلك ينشأ الرصيف الصحراوى. ويمكن قياس درجة نحت للرصيف الصحراوى وتأثير عملية التنرية وذلك عن طريق حساب النسبة بين قيمة الطمى والطين فى غينة الرواسب المكونة لسطح الرصيف. فمعامل (الطمى: الطين) يعطى مدى للتنرية التى تعرض لها الرصيف (Cooke, 1970, p.569). فإذا أزيلت مواد الطين وهى للمواد الأكثر نعومة تتخلف المواد الطمية وهى الأخشن مما يدل على

تطور وتقدم فى عملية نحت سطح الرصيف وزيادة تركيز الحصى.

وتمر الأرصفة الصحراوية بمراحل تطور جيومورفولوجية، حيث أنه فى البداية توجد طبقتان أو أكثر من الطبقات الرسوبية المفككة، ورواسبها مترامية فى مواضعها، حيث تكونت محلياً. وتبدأ الرياح فى نحت وإزالة الرواسب الناعمة من على السطح والواقعة بين الحبيبات الخشنة فيحدث نوعاً من تركيز الحصى من جهة وانخفاض السطح من جهة أخرى، ويصل السطح بذلك إلى المرحلة الثانية. ويستمر نحت الرياح للسطح ينتقل الرصيف إلى المرحلة الثالثة، حيث ينخفض السطح بسبب نحت الرواسب الناعمة، ويتركز الحصى بكثافة أعلى فوق السطح، ويصبح السطح حصوياً أو مرصعاً بالحصى، وتظهر هذه المراحل فى شكل (٥٣).

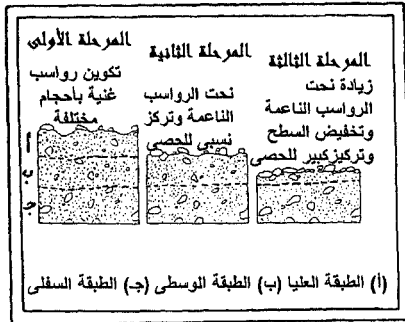
الحصى المصقول Ventifacts :

هى عبارة عن الحصى والزلط الذى مارست الرياح نشاطها فوقه وعملت على بريه وأنتجت الأوجه المصقولة. ويتطور هذا الملمح على السطح الذى يتسم بأنه أكثر استواءً. وتستخدم الرياح ما تحمله من رمال للعمل على برى الحصى.

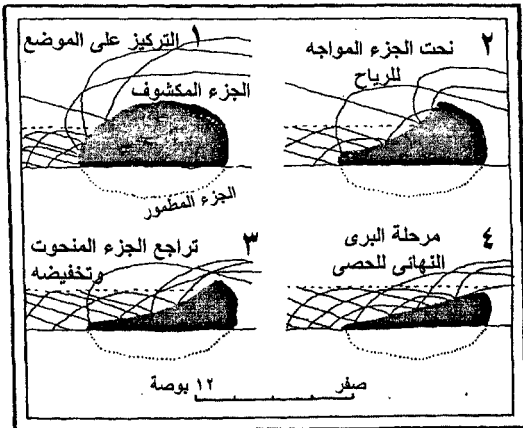
وتعرف هذه الظاهرة أحياناً بالأوجه المنحوتة Venifact sculpture ومعناها الصورة التى تأخذها أوجه الأحجار أو الجلاميد، ذات الأوجه المنحوتة أو المصقولة بفعل عملية البرى، وذلك بسبب نشاط تآرية الرمال فى ظل الظروف الصحراوية وبرى الرمال لهذه الأوجه.

وقد تم التعرف على نحو ٥٨ مكاناً فى العالم تحدث فيها العملية وتتشكل الأوجه المنحوتة، وتحدث فى الحبيبات التى تتراوح أحجامها ما بين الرمل للمتوسط والجلاميد الذى يصل حجمه إلى ٣ أمتار .

ويلاحظ أن درجة برى الحصى ترتبط بسرعة الرياح، وبحجم حبيبات الرمال المنقولة. فعملية القفز التى تنتقل بها حبيبات الرمال على سطح الأرض مع



مراحل تكوين الأرضة الصحراوية
شكل (٥٣)



After: Sharp, 1949, p.182.

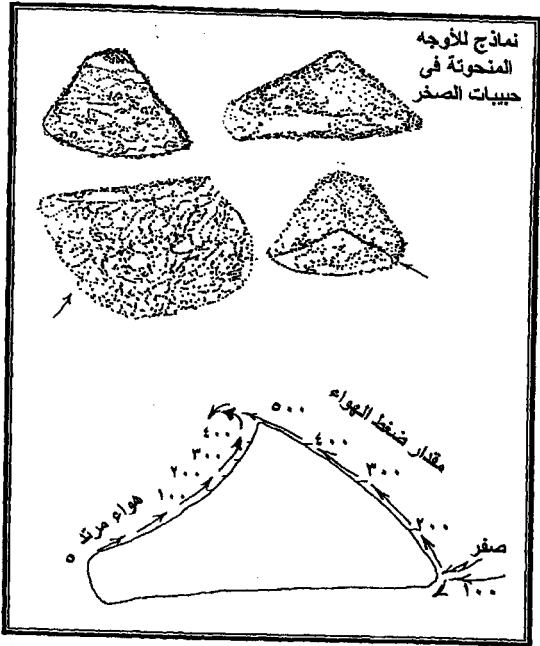
مراحل تطور الأوجه المنحوتة فى الحصى المصقول
شكل (٥٤)

وجود قوة دفع الرياح لها، يؤدي اصطدامها بالأحجار والحصى بارتفاع يبلغ نحو ٥٠ سم فوق السطح الرملي وحوالي ٢ متر فوق السطح الصخري (Babilir & Jakkon, 1985, p.4).

وتتم عملية صقل الأوجه بعدة مراحل، تبدأ أولاً بتركيز اصطدام الحبيبات بأوجه الحصى أو الجلاميد، وتستمر هذه العملية حتى تتحت مساحة أو جزء منها وتتم إزالته ويبدأ الوجه في التغير ويصبح في هيئة مقعرة نحو الخارج. وفي المرحلة الثانية يزداد السطح تخفيضاً ويصبح أميل إلى الاستقامة بعد إزالة جزء علوى من الحواف البارزة للحبيبات ويصبح تقعرها تقعرأ خفيفاً، وفي المرحلة الأخيرة يصبح السطح أو الوجه مستوياً ومصقولاً وأحد أطراف هذه الاستقامة يكون مماساً لسطح الأرض كما في شكل (٥٤).

ويلاحظ أن عملية تنفق الهواء حول الأوجه المصقولة تشمل أوجه نقل فيها سرعة الرياح وأوجه ومواضع أخرى تزيد فيها سرعة الرياح كما في شكل (٥٥) حيث أوضح ويتسنى وديتريتش ١٩٧٣ عملية السحق والبرى والسرعة المحلية فوق الحبيبات وانحدارات كثافة الضغط هي التي تتسبب في إعطاء أشكال وملامح سطح الأوجه المصقولة، وأن حركة الهواء هي التي تحكم هذه العملية، خاصة إذا مارست نشاطها لفترة طويلة (Whitney & Dietrich, 1973, p.2572). ويلاحظ من الشكل أن الرياح تزداد سرعتها بالارتفاع فوق الحبيبات وبالتالي تزداد قوتها على نحت وصقل وجه الحبيبة، وحينما تصل إلى قمة الحبيبة يحدث تيار رجعي ويقوى على النحت بالاتجاه من أسفل إلى أعلى أيضاً فينحت ويصقل بذلك الوجه الآخر، وتصبح قمة الحبيبة في النهاية بهيئة بارزة وحادة.

وتتراوح صور الأوجه المصقولة من الشكل شبه الحاد subangular إلى الشكل المستدير بشكل جيد، ولذا فهناك أشكال أخرى منها الشكل القريب من الاستواء، والسطح المقعر. وهناك أشكال مثل المنشور الثلاثي، والشكل غير المنتظم (Ibid., 1973, p. 2566)



After: Whitney & Dietrich, 1973.

أثر ضغط الهواء واصطدامه بالصخر في نحت أوجه الحبيبات
الخشنة على أسطح الصحارى
شكل (٥٥)

عيش الغراب Mashroom :

هى من الأشكال الصحراوية ذات الصخور الصلبة، والتي شكلتها الرياح وأصبحت من أشكال النحت الهوائى، وتشبه فى هيئتها غالباً عيش الغراب المعروف وهو من النباتات الفطرية. وقد تعرف هذه الملامح الصخرية باسم زيوجين Zeugen والتي تعنى باللغة الألمانية كتل صخرية أشد مقاومة.

وتبدو أشكال عيش الغراب وقد تراكمت الطبقات الصخرية بوضع أفقى، ويوجد بينها عدم توافق، حيث تتعاقب طبقات لينة مع طبقات صلبة، وتركز الرمال على نحت المواضع اللينة، وتبرز بينها سمك الطبقات الصلبة، مما يعطيها فى النهاية شكل عيش الغراب ويتراوح ارتفاع أشكالها ما بين المتر ونحو ٥٠ متراً (النونى، ١٩٦٣، ص ٢٩١)، وعرضها ما بين نصف المتر والأمتار العديدة.

وتحكم هذه الظاهرة مجموعة من العوامل منها العامل الجيولوجى، حيث أنها غالباً ما تنشأ فى ظل وجود الصخور الرملية التى تتعاقب فيها طبقات الحجر الرملى مع طبقات الحجر الطينى أو الطفلى، ويتم نحت الطبقات الأخيرة بمعدل أسرع من نحت الحجر الرملى. ويؤثر عامل المناخ أيضاً، حيث تساعد الحرارة المرتفعة على نشاط التجوية الميكانيكية والتفكك وبالتالي سهولة التآكل. يضاف إلى هذا جفاف الرياح مما يساعد على زيادة نشاطها على حمل الرمال التى تحت بها جوانب عيش الغراب، وصقل محيطها. ويجب أن يتوافر سطح مستوى لى تتمكن الرياح من مزاوله نشاطها وتشكيل ملامح هذا النوع من الأشكال الجيومورفوجية. وتكثر هذه الظاهرة فى منخفض القفارة، وفى منخفض توشكى وجنوب منخفض الخارجة فى مصر، حيث توجد هذه الظاهرة الجيومورفولوجية فى منطقة بئر نخلوى، وهى هناك إما مسطحة أو مستديرة الهيئة، أو تشبه المقعد، ويبلغ قطرها نحو المتر الواحد كما سجلها المؤلف ميدانياً.

أخاديد النحت الهوائى *Eaolian grooving* :

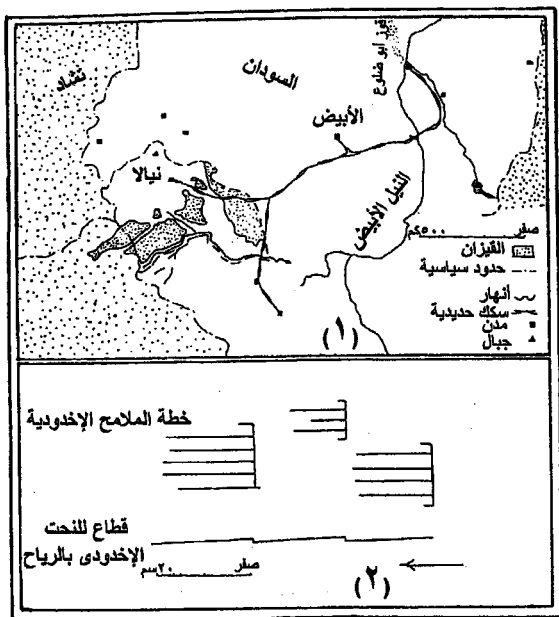
وهى عبارة عن ملامح نحت، خطية المظهر، تبدو فى شكل مجارى ضحلة، وتظهر فى المناطق الصخرية شبه المستوية والمعرضة لنشاط الرياح، وترتبط بالصخور الجيرية أو الحجر الرملى. وتنتشر بالمناطق الجافة حيث ينشط فعل الرياح. وهى تتكون حيثما تستطيع الرياح ازالة الأجزاء الأضعف من الصخر وتتخلف الأجزاء الأكثر صلابة فى المواضع الأعلى. وتظهر هذه الملامح بشكل منتظم وغير متصل أيضاً. ويتراوح عمقها بضعة ملليمترات واتساعها بضعة سنتيمترات (Worrall, 1974, p.292)، ويظهر ذلك فى شكل (٥٦).

الجزر الجبلية *Inselberges* :

هى عبارة عن تلال مرتفعة معزولة، توجد فوق أسطح السهول وأشباه السهول فى الصحارى، وتمثل البقية الباقية التى تخلفت عن عملية نحت الصحراء والوصول بسطحها إلى المرحلة النهائية من دورة التعرية الصحراوية. وهى ملامح بارزة تميز المناطق الجافة وشبه الجافة.

وتتفاوت الجزر الجبلية فى أنواع الصخور، فقد تكون عبارة عن صخور جرانيتية كما هو الحال فى كثير من أشباه السهول فى القارة الأفريقية، كما هو الحال فى ماشاكوس Machakos فى كينيا، وفى قيعان المنخفضات الصحراوية فى مصر.

وقد اختلفت النظريات بشأن كيفية نشأة للجزر الجبلية، فمن بين من قال بأنها تمثل المرحلة الأخيرة لعملية النحت والتسوية، حيث تتخلف هذه التلال عن عملية النحت والتخفيض من أمثال كنج King 1984، إلى قائل بأنها تكونت بطريقة ميكانيكية معينة، حيث تمثل كتلة من صخور القاعدة حدث لها ارتفاع وأصبحت فى هيئة قبابية تحت للسطح نتيجة هذا الارتفاع، ثم انكشف عنها السطح، وازيل



توزيع مناطق القيزان (كثبان وتجمعات رملية) وأخاديد نحت
الرياح في الصحارى
شكل (٥٦)

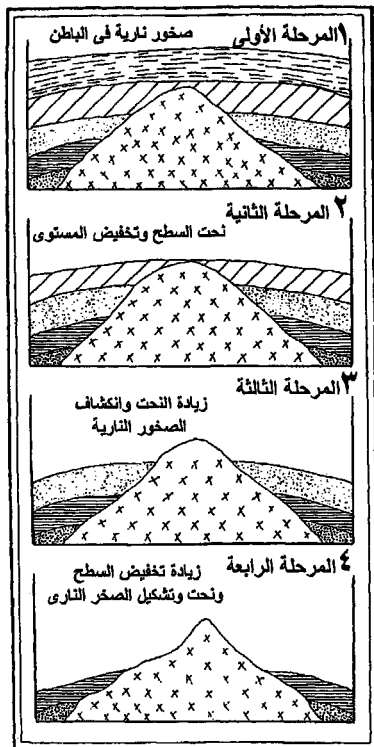
ما فوقها وما حولها بفعل التجوية والنحت فأصبحت تقف بمثابة تلال معزولة، ومن أصحاب هذا الرأي فالكونير Falconer عام ١٩١١. أما الرأي الثالث فهو يقول بأن منطقة التلال تتعرض لاحداث عديدة من التجوية وهى أقرب ما تكون للتجوية الخطية، أى التى تسير فى هيئة خطوط، ويتقدم عملية التجوية، تصبح منطقة الجزر الجبلية أقل تعرضاً للتجوية والنحت أو الإزالة، فتظل ثابتة، ويخفض ما حولها (Small, 1985, pp.293-297)، انظر شكل (٥٧)

ومن أمثلة الجزر الجبلية فى مصر، تلك الموجودة فى الصحراء الغربية، خاصة فى المنخفضات. فى منخفض الفرايرة نجد جبل الجنة الشمالى وجبل الجنة الجنوبى فى قاع المنخفض المستوى، وفى الواحات الداخلة نجد جبل أدمستون، وفى منخفض الخارجة توجد بإعداد قليلة، وفى منخفض توشكى نجد جبل ام شاغر بارتفاع ٣١٨ متراً وصخوره أركية، وحول بئر تخليس توجد التلال المعزولة بارتفاع يتراوح بين ٧-١٤ متراً عن السطح المجاور، وفى منطقة توشكى قرب أبو سمبل على جانبى الطريق توجد التلال المعزولة بكثرة. وهى تأخذ مسميات محلية فى مصر تعرف باسم القارة، وفى المملكة العربية السعودية أيضاً يعرف باسم الضلع أو القارة، ومن أمثلتها فى مصر أيضاً قارة الميت فى سهول شمال شرق منطقة العوينات.

أشكال الارساب الهوائى

(١) الكثبان الرملية Sand dunes :

وهى أكبر مظهر لإرسابى للرياح فى الصحارى، وهو أكثر انتشاراً ووضوحاً، ويميز الصحارى مثلما يميز بعض السواحل التى تتكون عليها الكثبان أيضاً. ويمكن أن نعرف على الخصائص العامة للكثبان، وأنواعها، ثم حركتها ونشيتها بفعل النبات الطبيعى.



مراحل نشأة وتطور الجزر الجبلية
شكل (٥٧)

وتبلغ ارتفاعات الكثبان فى الصحراء الغربية فى مصر خاصة فى الواحات الخارجية والداخلية ما بين ٤-٢٠ متراً. وتبلغ أطوال الكثبان فى الواحات المصرية بين ٧٠-٣٥٠ متراً. ويبلغ عرض أو اتساع الكثبان فى الصحراء الليبية خاصة فى الوادى الجديد ما بين ١٦٠-٢٦٠ متراً (Beadnell, 1911, p.389) كما يتضح ذلك من عناصر الكثيب شكل (٥٨). وتتميز الكثبان بوجود قرون الكثيب horns، وقد يوجد قرن واحد أو اثنين أو يختفيا من الكثيب. ويظهر بالكثيب للوجه الحر، وقمة الكثيب، وذيل الكثيب أو ما يعرف بالكساح.

ويمكن أن نميز بين الأشكال الرملية وبعضها، فأقلها فى التموج هى التموجات الرملية ripples وطول الموجة ٠,٥ - ٢ متر، وتموجات الكثبان ما بين ٣-١٠٠ متر، والدروع أو الكثبان الكبيرة والتى تصل تموجاتها ما بين ٣٠٠-٥٥٠ متر. ويرتبط الارتفاع بمقدار طول الموجة، حيث أقل الارتفاعات هى التموجات الرملية وبمقدار ٠,٠٠٥ - ٠,١ متر، بينما أكبرها هو الدروع ويبلغ طول الموجة بها ما بين ٢٠ - ٤٥٠ متر كما فى جدول (٢٠)، وشكل (٥٩).

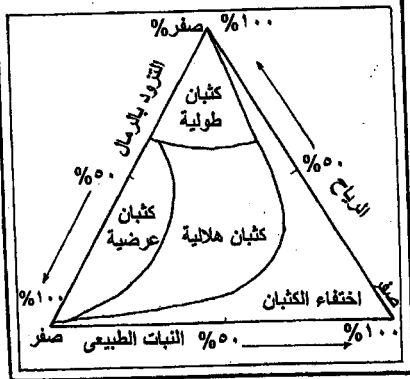
جدول (٢٠)

رتب الأشكال الرملية الهوائية

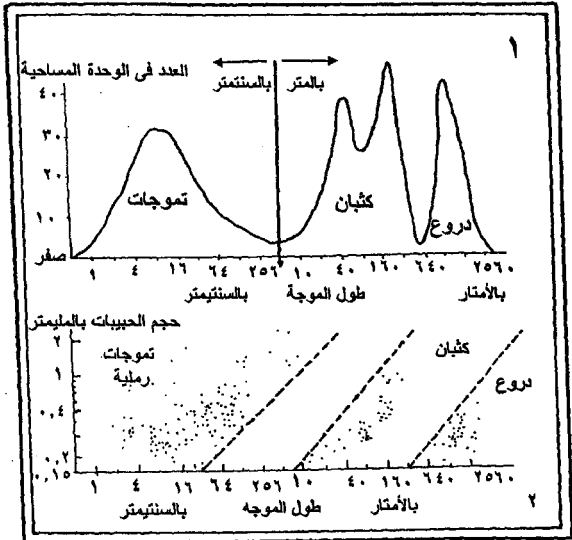
الارتفاع بالمتر	طول الموجة بالمتر	الاسم
٤٥٠ - ٢٠	٥٥٠٠ - ٣٠٠	١- الدروع
١٠٠ - ٠,١	٦٠٠ - ٣	٢- الكثبان
٠,٠٥ - ٠,٠٠٥	٢ - ٠,٥	٣- التموجات

After : Wilson, 1972.

وهناك عدة ضوابط تحكم تكون الكثبان الرملية منها وجود سطح يتميز بالاستواء حتى تتمكن الرياح من تشكيل الكثبان للمتعددة الأشكال وعلى مساحة واسعة، وأن يتميز السطح بخلوه من الغطاء النباتي أو أن تكون المنطقة فقيرة فى



عناصر الكتبان الرملية وعوامل نشأتها
شكل (٥٨)

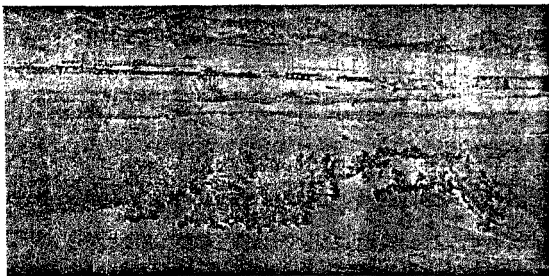


After: Wilson, 1972, p.193.

أطوال موجات الأشكال الرملية وعلاقتها بحجم الحبيبات
شكل (٥٩)



صورة (١٩) الكتبان الرملية الهلالية في مرحلتى الشباب والنضج في قاع وادى
العك بجبل طويق شمال الرياض ١٤٠ كم بالسعودية



صورة (٢٠) نماذج للنبك الساحلية في منطقة ذهب بسيناء على ساحل خليج
العقبة

النبات الطبيعي، بالإضافة إلى وجود عوائق طبيعية تعمل على تهدئة الرياح فتتحول بذلك من حالة النقل إلى حالة الإرساب بسبب إنخفاض السرعة. وتتمثل هذه العوائق في وجود حافات صخرية أو تلال معزولة أو تغيير فجائي في مظهر السطح من أعلى إلى أسفل، حيث توجد مواضع منخفضة تؤدي إلى هبوط الرياح واضعاف سرعتها، كما هو الحال في المنخفضات الصحراوية في الصحراء الغربية في مصر. يضاف إلى ذلك وجود كميات كبيرة مفككة من الرواسب الرملية بفعل التجوية في الصحارى.

وتوجد علاقة بين العناصر الثلاثة : الكثبان، والغطاء النباتي، والرياح لكى تظهر أنواع معينة من الكثبان، أو يختفى ظهور الكثبان وينعدم تكونها، ويتضح ذلك من شكل (٥٨) حيث يلاحظ أنه إذا زادت سرعة الرياح فإنه تتكون كثبان هلالية، وإذا اشتدت السرعة تتكون الكثبان الطولية أو كثبان من نوع السيف. وإذا وجدت نباتات تتكون كثبان عرضية، وإذا زادت كثافة النبات نسبياً أصبحت هلالية الشكل، وسرعان ما ينعدم وجود الكثبان أو تكونها بزيادة الغطاء النباتي بشكل زائد عن الحد ومتصل حيث يقل التزود بالرمال. ويعتبر المخزون الرملى عاملاً مؤثراً أيضاً والذي يمثل نتاجاً للتجوية، بحيث إذا وجدت الرمال تتكون معها الكثبان من نوع السيف، وإذا زادت الكمية أصبحت الأنواع السائدة هي الكثبان العرضية.

أنواع الكثبان :

توجد أنواع كثيرة من الكثبان، نبدأها بالكثبان الهلالية، والتي تأخذ هيئة هلال القمر، وتتكون وتتطور إذا وجدت الرمال بغزارة، ومن أوائل الذين وضحوا مراحل تكون الكثيب هو هاردينج كنج (King, 1918, p.23). ويمر الكثيب الهلالي بمراحل جيومورفولوجية أثناء تكونه كأحد أشكال الإرساب. ففي المرحلة الأولى تتجمع الرمال، وتصبح أعلى نقطة في هذه الرمال في المنتصف، وغالباً تكون تجمعات الرمال هذه في هيئة مسطحة، وتأخذ شكلاً بيضاوياً في مظهرها العام، صورة (١٩) أعلى الشكل.

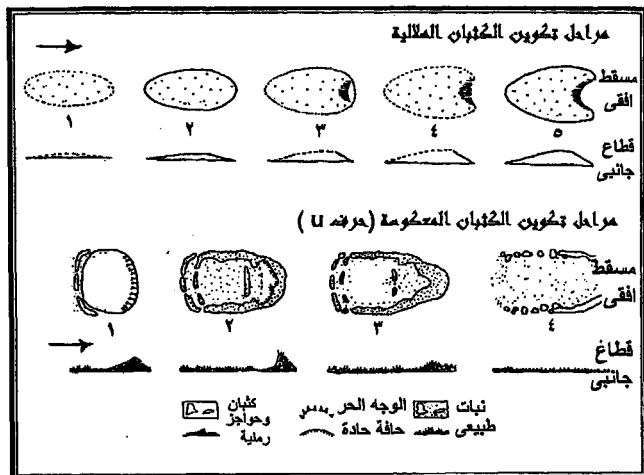
وفى المرحلة الثانية تستمر تجمعات الرمال فتعلو عن السطح نسبياً، وتترجح القمة وهى أعلى موضع فى التجمعات الرملية نحو منصرف الرياح بسبب زيادة تراكم الرمال وبعيداً نسبياً عن المنتصف، مما يغير من خطة الأرض ومظهرها. وتبدأ بعد ذلك الرياح فى تشكيل المظهر العرضى للكثيب وتشكيل المحور أو الإمتداد الطولى للكثيب. وتتابع تجمع الرمال يزداد عرض الكثيب وينتقل إلى مراحل أكثر تطوراً وتصبح خطة الأرض ذات شكل بياضوى (تتابعياً) ثم تأخذ شكل كمثرى ويكون أقصى إتساع للكثيب فى أبعد موضع فى إتجاه منصرف الرياح، كما هو فى شكل (٦٠).

الكثبان المعكوسة:

وهى على شكل حرف U وتعرف بكثبان القطع المكافئ، حيث تمارس الرياح نشاطها فى تذبذبة الرمال. ويتم استقرارها فى هيئة حرف V أو حرف U، وتحدث هجرة مستمرة لأتف الكثيب (أو البروز) باتجاه منصرف الرياح، ومما يساعد على تكون هذا النوع المسمى parabolic هو نمو النباتات الطبيعى فوق التكوينات الرملية فيعمل على تثبيتها، بينما تعمل الرياح على نحت الرمال فيتشكل كثيب عكسى نتيجة نحت الأجزاء الوسطى وتختلف نراعين على الجانبين فيتكون حرف U بالإتجاه الذى تهب منه الرياح.

وتمر هذه الكثبان بمراحل تطور، حيث يتم تثبيت مؤخرة الكثبان فى الجهة المواجهة لهبوب الرياح بالنبات الطبيعى، وسرعان ما ينحت ما بينها من رمال وتبقى الرمال المثبتة على الجانبين فى هيئة مقوسة تزداد تعراً بالتدرج حتى ينحت ما بينها تماماً، وتتحرك قمة الكثيب فقط بالاتجاه نحو منصرف الرياح، ويصبح شكل الرمال المترامية فى النهاية على هيئة حرف U الإنجليزى، كما فى شكل (٦٠).

أما الكثبان الطولية Linear الشائعة فتعرف بأنها كثبان السيف فى الدول العربية الآسيوية والأفريقية، بينما تعرف بالكثبان الطولية فى معظم الأقاليم الأخرى فى العالم، وترجع فى تكوينها إلى أصل الرياح وتكرار هبوبها، واتجاهات هذه



After: Lonsberg, 1956.

مراحل تكوين الكتبان الهلالية والكتبان المعكوسة (حرف U)
شكل (٦٠)

الرياح. وهى عبارة عن حافات طولية مستقيمة تتحدر على الجانبين ولها محور خطى يمتد فى أعلى الكتيب طول المحور يتساوى تقريباً مع طول الكتيب، وتكاد تتوازى الحافات مع بعضها، متخذة اتجاهاً إقليمياً عاماً، بحيث تفصل بينها ممرات منخفضة تمثل القاع الأصلي لسطح الأرض لو فرشات رملية مستوية السطح.

والكتبان الطولية أنواع كما يظهرها شكل (٦٢) فمنها على هيئة أسماك مائلة ويوجد منها فى تشاد، ومنها ما هو شكل الخطوط الطولية ويوجد منها فى ليبيا، والنوع الثالث هو الطولى المضفر braided ويوجد منه فى ليبيا أيضاً (Wilson, 1972, p.194).

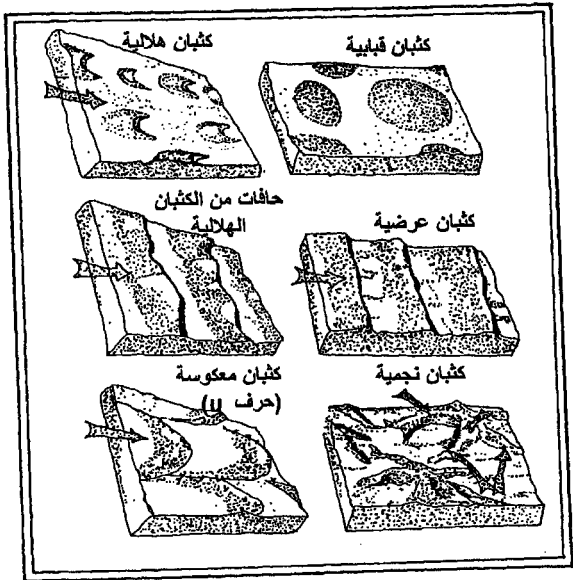
وقد وجد إمبابى (Embabi, 1995) ان محاور الكتبان الطولية ينحرف بمقدار أقل من ١٥° عن الاتجاه الناتج عنه نقل الرمال .

أما للكتبان النجمية Star dunes، فهى نوع مميز من الكتبان الرملية، تأخذ فيه الكتبان هيئة النجمة، بحيث يكون أعلى موضع فى الكتبان فى المنتصف تقريباً، بينما أنوع الكتبان المتجمعة حول هذا الموضع المرتفع تتجه نحو الخارج فى شكل إشعاعى فتكسب للكتيب شكل النجمة. ويتكون للشكل النجمى عن طريق تجمع لوجه للكتبان المركبة فى شكل مركب وذلك بسبب وجود اتجاهات متعددة للرياح، شكل (٦١).

الكتبان القبابية :

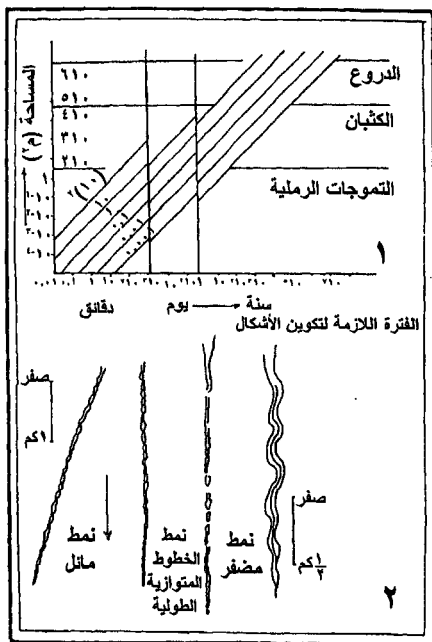
تبدأ هذه الكتبان فى التكوين بسبب الرياح القوية التى تعمل على كشط وإزالة قمة الكتيب وتعمل على تسوية وتسطح ذيل الكتيب من نوع البرخان ويحتمل تكونها من أكثر من نوع، وعادة لا يكون لها وجه حرّ ويكون دائرياً أو بيضاوياً فى شكله العام، ومع ذلك فإن بعضها قد تميل فى اتجاه واحد، مما يشير إلى بداية تكوين كتيب من نوع البرخان.

وينتشر وجودها فى المناطق الساحلية أيضاً حيث تكون السواحل مفتوحة أمام نشاط الرياح من جهة، ويكون شكل الكتبان محكوماً أيضاً بالرطوبة والنباتات الطبيعى أكثر من ضغط الرياح وتسويتها للكتيب كما سبق الذكر.



After: McKee, 1979, pp.11-12.

نماذج لأنواع الكثبان الرملية الرئيسية في العالم
شكل (٦١)



After: Wilson, 1971, p.194.

أنماط الكثبان الطولية في العالم
شكل (٦٢)

حركة الكثبان :

توجد كثبان متحركة وأخرى ثابتة بفعل النبات الطبيعي. ومن حيث حركة الكثبان وجد أن معدل هجرتها يبلغ ١٨ قدماً/ السنة على ساحل بحر البلطيق وفي الصحراء الليبية ١٥-١٨ متراً/ السنة (Beadnell, 1911, p.389)

وفي منخفض الخارجة أشارت دراسة الجهاز التنفذي للمشروعات الصحراوية في مصر بأن الكثبان تتحرك بالمنخفض بمعدل ١٠ أمتار/ السنة وأشار إمبابي بأن حركة الكثبان جنوب باريس بالخارجة تتراوح بين ٨,١٠ - ٨,١٨ متر/ السنة (Embabi, 1982, p.149).

أما للكثبان الثابتة فتوجد في كثير من المواقع الداخلية والساحلية. ففي السودان على سبيل الذكر توجد كثبان رملية مثبتة تقع إلى الغرب من النيل الأبيض تعرف محلياً باسم القوز، ومنها قوز أبو ضلوع الواقع فيما بين النيل ووادي الملك إلى الغرب من مدينة أم درمان. وينتشر هذا المظهر بالاتجاه غرباً حتى سفوح جبل مرة، شكل (٥٦).

إن مناطق الكثبان الرملية من نوع القيزان تعكس وجود تقلبات مناخية في غرب السودان، ولوحظ أن القيزان المنخفضة هي أقدم من القيزان المرتفعة في زمن تكونها في المناطق المحيطة بكردفان، وقد استمدت الرمال من الرواسب المفككة في المنطقة ذات الصخور القاعدية في جبل مرة ونقلتها العوامل الفيزية، ثم أعادت الرياح تصنيفها وتشكيل الكثبان. ونمت النباتات الطبيعية في هذه المناطق أثناء فترة زادت فيها الرطوبة مما عمل على تثبيت الكثبان (Parry & Wickens, 1981, p.310).

وتقسم الكثبان الرملية حسب سرعة حركتها وهجرتها إلى أربعة مجموعات طبقاً لدراسة زيندا وآخرون ١٩٨٦ وهي:

- ١- كُثبان بطيئة الحركة، والتي لا تزيد حركتها عن متر واحد سنوياً.
- ٢- كُثبان معتدلة الحركة، وتتراوح معدلات هجرتها ١-٥ أمتار سنوياً.
- ٣- كُثبان سريعة الحركة، وسرعة هجرتها تبلغ ٦-٢٠ متراً سنوياً.
- ٤- كُثبان سريعة جداً في حركتها، وتزيد معدلات الحركة والهجرة بها عن ٢٠ متر سنوياً .

(٢) الحافات الرملية sand ridges :

هي عبارة عن تجمع رملي كبير، يشغل مساحة كبيرة، وارتفاع كبير، ويبدو التجمع للرمل أشبه بالحافة. ومن أمثلة الحافات الرملية تلك الحافات المنتشرة في صحارى استراليا مثلما الحال في منطقة ألطن دونز Alton Downs ، حيث توجد ٤٣ حافة متوازية بمحور يتمشى مع ٩٢° شمال غرب. كما توجد حافات شرقى سترزلسكى باتجاه ٩١° شمال غرب باتساع نصف ميل وبطول ٤٠ ميلاً. ويوجد العديد من الحافات في صحراء سمبسون، وصحراء فكتوريا العظمى، والصحراء الرملية العظمى، وكلها تكون موازية لاتجاه الرياح (Madigan, 1936, p.212).

(٣) العروق الرملية ergs :

هي عبارة عن تجمعات رملية بأى حجم وبأى شكل، وهيئة الرمال تكون موزعة بامتداد كبير بحيث تمثل أكبر بناء للأشكال الموزعة فوق السطح مثل الدروع draas، ولا ينطبق هذا المفهوم على المساحات الرملية الصغيرة المتناثرة أو الكُثبان المعزولة، ولهذا فإن أقل مساحة يمكن أن يحدد بها العرق الرملى هي ١-٤٠ كم^٢ معتمدة في ذلك على حجم الدرع، وحيث يصبح إرساب الرياح للغطاء الرملى يغطى نحو ٢٠% من سطح المنطقة وتكون المساحة كبيرة بدرجة كافية تسمح بتكوين الدرع الرملى (Wilson, 1973, p.78).

والعروق الرملية ergs هي عبارة عن كُثبان رملية متحدة، وقد وجد أن

٩٩,٨% من الرمال الهوائية توجد في العروق التي تزيد مساحات كل منها عن ١٢٥ كم^٢، ونحو ٨٥% منها في مساحات كل منها تزيد عن ٣٢٠٠٠ كم^٢. ويلاحظ أن أكثر القيم شيوعاً في التوزيع المساحي لمناطق العروق هي ١٨٨٠٠٠ كم^٢، وأن أكبر العروق مساحة في العالم هي الربع الخالي في المملكة العربية السعودية حيث تبلغ المساحة ٥٦٠٠٠٠ كم^٢ (Cooke & Warren, 1973, p.322).

الضوابط :

تتشترك عدة ضوابط تعمل على تكوين العروق الرملية منها قلة المطر نسبياً بحيث لا يزيد التساقط عن ١٥سم/ السنة، ويكون النبات الطبيعي نادراً أو يختفى تماماً بسبب انخفاض كمية المطر وارتفاع معدل البخر الكامن مما يسهل عملية نقل الرمال حينما تهب رياح قوية وتعمل على تسهيل حركة الرمال المنقولة. وتحكم الضوابط التضاريسية أيضاً عملية تكوين العروق الرملية. فعلى الرغم من أنه توجد في معظمها في سهول حوضية، فإن توزيعها داخل الحوض غالباً ما يعتمد على سيادة السطح البطئ الإحدار أو الاتحدار الهين، ولذلك تختفي العروق من المناطق المرتفعة، كما يشير البعض أيضاً إلى أن السبب في ذلك يرجع إلى أن تدفق الرمال في المناطق المرتفعة يكون غير مشبع (Wilson, 1973, p.83). أي أن الرياح تصبح أقل حمولة. وعامة فإن اصطدام الرياح بالمناطق المرتفعة يهبط من سرعتها ويقوضها، وقد يحدث تفرق لتيار الرياح حول الأراضي المرتفعة، وبالتالي عدم تركيز مما يحول دون تكون ذلك المظهر الرملى الكبير.

وتتميز العروق الرملية بعدة خصائص منها كبر المساحة التي تغطيها العروق والتي قد تصل إلى ٣٠٠٠ كم^٢، كما في صحراء سمبسون بأستراليا، وأن سمك التكوينات الرملية تتراوح بين ٢٠-٤٥ متراً، وأن المسطح الرملى يغطى أكبر جزء من مساحة المكان، ونسبة قد تصل إلى ٣٠-٧٠% من مساحة السطح، وقلما تقل هذه المساحة إلى ٢٠% كما هو في العرق الشرقى الذي يغطى ٧٠% من

المساحة فى توزع روابيه الرملية فى إقليمه بالجزائر، كما فى شكل (٦٣).

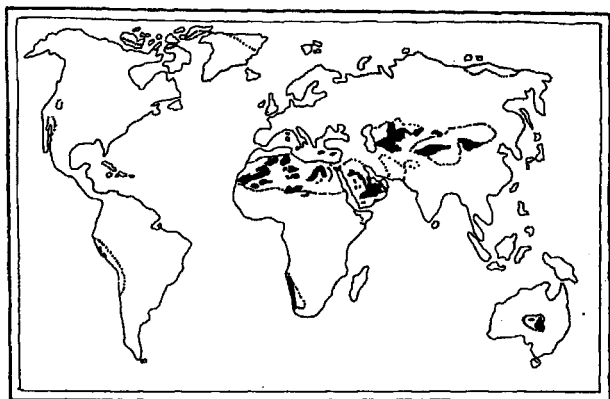
وتنقسم العروق الرملية إلى ٣ مجموعات: (١) مجموعة حرة ونشطة. (٢) مجموعة تنمو بها النباتات الطبيعية وتكون نشطة أيضاً. (٣) مجموعة مثبتة بالنبات الطبيعى.

(٤) النباك Hillock :

هى شكل من أشكال الإرساب التى كونتها الرياح، وتعرف بأنها التلال من أصل نباتى *Phytogenic hillocks*، حيث تمثل النباتات الطبيعية المتناثرة فى الصحارى وعلى السواحل عقبة أمام جرف الرياح للرواسب الرملية، مما تؤدى إلى إرساب الرياح للرمال وتكوين النباك، صورة (٢٠).

وتمر النباك بعدة مراحل، تبدأ أولاً بوجود النبات فى مرحلة الإنبات دون وجود أية تجمعات رملية حوله، وهذا بسبب وجود الارتفاعات البسيطة ولمسافة ضيقة لنمو النبات فى هذه المرحلة، وتكون أقل مقاومة للرياح. وفى المرحلة التالية ينمو النبات، وهذا يؤدى إلى تجمع الرمال حول النبات مكونة بذلك تل يرتفع فوق مستوى الأرض (Batanouny, 1968, p.244). وتستمر عملية تراكم الرمال حول النبات ويصل إلى حد معين يتناسب مع مقدار الغطاء النباتى وارتفاع النبات. وقد يحدث أن يتعرض النبات للضمور والشيخوخة ويتدهور النبات أو يموت، مما يعرض هذا المظهر للجيومورفولوجى لبداية النحت والتقويض مرة أخرى ويصل بذلك إلى المرحلة النهائية، حيث يتم تخفيضه وتقليل مساحته ونقل رماله بفعل الرياح.

ويبلغ ارتفاع النباك ما بين ٣-١٠ أمتار، ويكون لها ذيل يمتد فى ظل الرياح أو فى اتجاه منصرف الرياح، وجوانبها شديدة الانحدار (Warrall, 1974, p.300).



After: Wilson, 1973.

توزيع مناطق العروق الرملية النشطة في العالم
شكل (٦٣)

وقد سجل المؤلف مثل هذه الظاهرة في منخفض الخارجة إلى الجنوب الشرقي من باريس، ووجد أن متوسط طولها ٤,٧ متر، وعرضها يقارب الطول، ومتوسط الارتفاع يبلغ ٢,٥ متراً.

(٥) التموجات الرملية Sand ripples :

هي رمال مفككة متجانسة الحجم نسبياً، تأخذ هيئة موجة على أسطح الصحراء وتأخذ اتجاهات متأثرة باتجاه الرياح. وترتبط طول الموجة بين هذه الملامح بسرعة الرياح، حيث تزيد طول التموجات بزيادة سرعة للرياح (Bagnold, 1937, p.431) ومن خلال تجربة قام بها باجنولد على عينة من الرمال بأحجام ٠,٢٥ سم وجد أن طول الموجة تراوحت بين ٢,٤ - ١٢ سم، وأن سعة الموجة (أو ارتفاعها) يبلغ ١ من مقدار طول الموجة.

٧

وقد وجد باجنولد أن هذه التموجات الرملية تنشأ من عملية التبدقات Fluctuations على مقياس صغير في معدل زحف الرمال على السطح المغطى والموضعي، ويحدث نوع من التصنيف وتأثير التدرج خلالها نتيجة الاختلافات المحلية. وينشأ هذا الاختلاف بسبب اختلاف زاوية تصادم الحبيبات مع السطح والذي يرجع إلى تموج للسطح نفسه، وينتج عن ذلك قذف الحبيبات والتي تصنف تبعاً. ويؤثر ذلك على السطح وعلى مدى ومقدار الممر الذي تقطعه الرياح باتجاه المنصرف، ويسبب ذلك مزيداً من التموج على السطح.

ومن خلال قياسات أجراها هاردينج كنج على التموجات الرملية في منخفض الخارجة، وجد أن طول التموجات تراوحت بين ١-٢٢,١ متراً (King, p.191).

(٢) اللويس :

هي عبارة عن رواسب ناعمة، حبيباتها من الطين الناعم Fine loam وتعرف باللويس Loess تختلط بها حبيبات الطين الأخشن ولكنها تكون أنعم من الرمل. ونظراً لصغر حجم الحبيبات فإن الرياح استطاعت نقلها من المناطق الأصلية التي

تجمعت بها الرواسب الجليدية فى عصر البليستوسين وأوائل الهولوسين فى كل من أوروبا وشمال وشمال شرق الولايات المتحدة الأمريكية، ولمسافات طويلة تعد بالآلاف الكيلومترات. وقد تم إرسابها فى مناطق الحشائش، وعملت الأمطار على تثبيت هذه الرواسب. وتوجد الرواسب بكميات كبيرة، يصل سمك الرواسب بضعة أمتار، وقد يصل السمك إلى عشرات الأمتار.

وتغطى رواسب اللويس المنتشرة فى العالم نحو ١٠% من مساحة سطح الكرة الأرضية، وتتراوح أحجام رواسبها بين ٠,٠١ - ٠,٠٥ ملليمتر (Middleton, 1997, p.427) وتتوزع رواسب اللويس فى العروض الجافة الآن أو الرطبة، وتوجد على هوامش النطاقات الصحراوية النائية.

ففى أوروبا يمكن مشاهدتها فى وادى نهر الراين، وفى الولايات المتحدة فى وادى الميسيسيبى وفى كنساس والسكا، وتوجد فى الصين فى الشمال فى حزام كبير يعرف بهضبة اللويس.

وتتعرض تربة اللويس نفسها كأحد مظاهر الارساب الهوائى إلى عمليات نحت وتشكيل بعد استقرارها وتماسكها فى مواضعها، وهذا يكسب السطح ملامحاً جديدة، ويجعل هذا السطح يمر بدورة تعرية خاصة به. وقد اشار لوبك (Lobecke, 1939, p.391) إلى أن ملامح النحت فى رواسب اللويس تمر بمراحل ثلاث.

وتمثل مرحلة الشباب المرحلة الأولى لمراحل النحت، ويكون السطح مستوياً مشكلاً بذلك سطحاً هضيباً كما فى هضبة اللويس فى شمالى الصين، تظهر بها حفر صغيرة وآبار مياه طبيعية، وتعمل الأودية الأخودية والمسيلات والأودية الخانقية على نحت سطح تربة اللويس المتماسكة. وتعمل حركة المياه المتسربة على زيادة المسامية porosity وتزداد قدرتها تدريجياً على النقل الميكانيكى للحبيبات الناعمة المكونة للتربة، وتتكون كهوف صغيرة، وتزداد اتساعاً بالارتفاع إلى أعلى ويتكون فى النهاية ما يعرف باسم آبار اللويس Loess Wells.

وحينما يصل سطح اللويس إلى مرحلة التضج تنتفع المسيلات والمجارى

العميقة وتصبح جوانبها شبيهة بطبوغرافية الأراضي الوعرة والحفر العميقة في سطح الهضبة وينقسم السطح بسبب كثافة النحت الرأسى والتوسيع الأفقى إلى أجزاء منخفضة وأخرى مختلفة تشبه القواطع وتعرف بقواطع اللويس .Loess dykes

أما في مرحلة الشيخوخة وهي المرحلة الأخيرة لتطور هضاب اللويس فإن معظم السطح يتم إزالته، وتتخلف بعض الأشكال العديدة مثل الأشكال التى تأخذ هيئة مخروطية، وتشبه التورته، أو تأخذ أشكالاً ناعمة تفصل بينها قيعان أودية متسعة، والتى كثيراً ما تستخدم كطرق.

ويرجع تكون هذه الرواسب إلى العصور الجليدية في عصر البليستوسين حيث نقلت المكونات الجليدية من عند نهايات الثلجات والأودية الجليدية، وفي أثناء فترة الدفء كانت الرياح تقوم بنقل الرواسب الناعمة إلى مناطق تبعد عن مواضعها بآلاف الكيلومترات، ويتم إرسابها في بيئة حشائش فتعمل على تماسك رواسب اللويس. ولهذا فإن رواسب اللويس تعود إلى ٢٢٠٠٠-١٨٠٠٠ سنة ماضية (Middleton, 1997, p.428)

البلايا Playa

يطلق لفظ البلايا على بطائح الماء التى تتجمع فيها مياه التصريف الداخلى في الصحارى، وتتميز باستوائها ورواسبها الدقيقة، وتخلو مناطق المياه فيها من المياه النباتية (الغنيم، ١٩٨١، ص١٤). ويطلق هذا المصطلح بشكل عام على مجموعة من الانخفاضات الطبوغرافية، والبحيرات والرواسب البحرية، وقد قدر بأن هناك ٥٠٠٠٠ بلايا موجودة على سطح الأرض، معظمها ذو مساحة صغيرة، وتتراوح مساحات الواحدة هذه الغالبية ما بين بضعة كيلومترات مربعة أو أقل من ذلك (Neal, 1975, p.1)

وتختلف مسميات هذه الظاهرة في بيئات العالم المختلفة، فهي في شبه

الجزيرة العربية تعرف باسم الميسج، والروضة، والقاع، والخبراوات، والسبخ، حيث أن خصائص كل هذه الأشكال تتطبق مع الملامح العامة التي تحمل لفظ بلایا الدال على أحواض التصريف الداخلي في الصحارى (الغنيم، ١٩٨١، ص٩٣)، وتعرف باسم Nor في صحراء مغوليا، وباسم Pan في جنوب أفريقيا، وباسم playa في صحارى أمريكا الشمالية، وفي إيران باسم kavir، وفي بيرو باسم Salar، وفي استراليا باسم بحيرة البلايا Playa Lake.

وتبدو من معظم الدراسات أن البلايا تشغل مواضع منخفضة أو أخفض المواضع في المنخفضات التكتونية النشأة أو المنحوتة بفعل العوامل الخارجية.

وقد ذكر شو وتوماس Show & Thomas ١٩٩٧ أصل الأحواض المنخفضة في العروض الجافة، منها الأحواض ذات التحكم البناتى سنواء بفعل تكوين الصدوع، أو تكوين الأخاديد، أو الكسور الهابطة، أو خطوط الكسور وغيرها من ملامح البنية ذات المظهر الهابط عما يجاوره. ومنها أيضاً منخفضات النحت، سواء بفعل التآرية أو الاذابة بالمياه الباطنية وتكوين الكارست. والعامل الثالث هو خطوط التصريف المائى ونواتج النحت الذى تقوم به، ثم التمججات فى السطح وظهور المواضع المنخفضة.

نشأة البلايا :

تتحكم عدة عوامل فى نشأة البلايا فى الصحارى، منها العامل الجيولوجى، حيث نجد أن المواضع الصدعية للمنخفضة تعمل على إيجاد مناطق صرف داخلى تتجمع فيها الرواسب مكونة بذلك أشكال البلايا، ويظهر هذا العامل منحكماً فى كثير من البلايا فى هضبة نجد. كما أن كثير من المنخفضات والأحواض التكتونية فى الصحراء الغربية فى مصر وفى منطقة الوشم فى نجد، وفى منطقة القصيم تظهر بها البلايا بأنماط متعددة، ومن أمثلتها قاع صلاصل، ومنطقة الزلفى، وقناع قصيباء.

وتتحكم عملية التصدع وهبوط سطح الأرض في تطور الأحواض الإقليمية العظمى ذات التصريف الداخلى فى المناطق الجافة وشبه الجافة الآن، وهذه تساعد على تكوين البلايا بها، مثلما الحال فى الحوض العظيم الذى يشغل جزءاً من ولاية كاليفورنيا ومن ولاية يوتا وأوريجون (Shaw & Thomas, 1997, p.298).

وتؤثر أنماط الكسور الموجودة فى القشرة الأرضية فى تطور البلايا بطريقتين، الأولى هى أن ملامح البنية الخطية تحدد الهوامش والحدود الخارجية والإطار العام للصدوع الرئيسية التى تحكم تكوين المنخفضات، والطريقة الثانية هى أن البنية الخطية تقوم بدور الفتوات والأنابيب لحركة المياه الجوفية، وتمثل مواضعاً لتطور برك صغيرة والتى تعتبر من ملامح البلايا، ومن أمثلتها تلك الموجودة فى السهول العليا فى تكساس (Ibid, p.299).

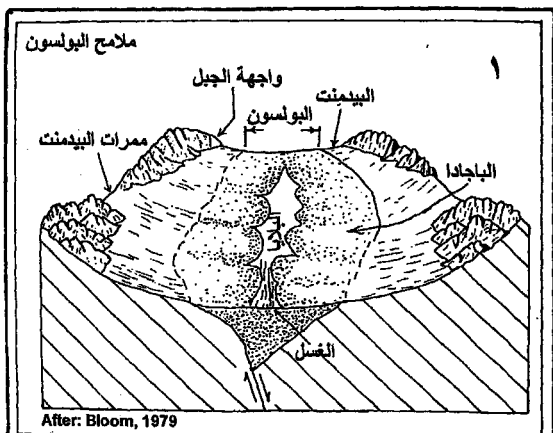
ويلعب العامل الطبوغرافى دوراً مؤثراً فى تكوين البلايا كما فى شكل (٦٤)، فالمناطق المنخفضة والتى تتميز بالاتساع تتكون فيها البلايا، ويؤثر الانحدار فى هذه الحالة، حيث يتم إرساب المواد الخشنة أولاً ثم الناعمة، وفى نهاية أطراف منطقة الإرساب تتجمع الرواسب الطينية والصلصالية مكونة مظهر البلايا. كما تشغل بعض البلايا أجزاء من مجارى الأودية الجافة فى شبه الجزيرة، وتكون فى مناطق متسعة تعرف باسم القيعان، والتى تتكون فيها البلايا ومن أمثلتها فى مصر البلايا الموزعة على طول وادى فيران فى شبه جزيرة سيناء وهى عبارة عن رواسب بحيرية قديمة، ومنها القيعان الموجودة على طول امتداد أودية جبل طويق، وإلى الشرق منه بينه وبين هضبة العرمة، وإلى الغرب من نفود السر فيما بينها وبين صفراء السر. كما تتكون أيضاً البلايا عند الأطراف النهائية لمنطقة البجادا (أو البهادا) فى مناطق السفوح التى تتراص عند أقدامها المرواح الفيضية مكونة مظهر البيدمونت الذى ينقسم إلى جزئين، الأول تحتى المظهر ويعرف بالبيدمنت Peadment والثانى إرسابى ويعرف بالبجادا، ومن أمثلتها فى مصر الحافة الشرقية لسهل القاع فى شبه جزيرة سيناء.

ويؤثر المناخ بفعالية كبيرة في نشأة وتكوين البلايا، حيث أنها تتكون أساساً في ظروف جريان مائي والذي يكون ناتجاً عن الأمطار، سواء في الأوقات الحالية أو في الماضي البعيد في عصر البليستوسين الذي سادت فيه أمطار غزيرة. كما تتطلب عملية تكوين البلايا شدة التبخر، وقد أشار نيل (Neal, 1975, p.2) إلى أن البلايا تكون جافة معظم الوقت، وتتطلب ظروفاً مناخية ترتفع فيها معدلات التبخر السنوي، وأن تكون نسبة التبخر إلى مقدار التساقط تصل إلى ١٠ : ١، وهذه الظروف لا توجد إلا في البيئة الجافة وشبه الجافة، وفي النطاقات الانتقالية للمناخية الأكثر رطوبة.

خصائص البلايا :

تتميز البلايا بخصائص ساحية مميزة، حيث قد تشغل مساحة صغيرة جداً بحيث لا يتعدى طول هذه المساحة ٨ - ٦٥ متراً (Neal & Motts, 1967, p.522). وقد يزيد عن ذلك ليصل إلى عشرة كيلو مترات، وعرضها يصل إلى ٥٠-٧٥% من مقدار طولها، وإن كان يقل عن ذلك في البلايا التي تأخذ شكلاً طولياً متأثرة بعامل البنية الجيولوجية المتحكم في نشأة المنخفضات القابعة فيها البلايا. أما من حيث المساحة فهي متفاوتة بدرجة كبيرة أيضاً، حيث تتراوح ما بين بعضة أمتار مربعة وبين ٩٠٠٠ كم^٢ (Cooke & Warren, 1973, p.217).

وتتميز أسطح البلايا بالاستواء أو شبه الاستواء، ولهذا فإن معظم سطوحها تتراوح درجة انحدارها بين أقل من ٥١° و ٥٢°، وقد نقل عن ذلك. وتتكون البلايا من رواسب رملية طينية أو طينية رملية أو صلصالية، وهي عامة رواسب ناعمة تستطيع أن تحملها المياه من أعلى إلى أسفل وتنتقلها لأبعد مسافة بعيداً عن مصدرها الأصلي.



ملاح البولسون وتوزيع رواسب اللويس في العالم
شكل (٦٤)

ويصنف سنيدر (Snyder 1962, p.116) للبلديات على أساس النظام المائي إلى عدة أنواع. فالبلايا الرطبة : منها الرطبة، ومنها ما هي عبارة عن بركة أو بحيرة ملحية salt pan، ويضيف إليها ستون Stone أن البلايا الرطبة إما أن تكون ذو قشرة ملحية أو ذو قشرة من الطين Clay. أما المجموعة الثانية التي أوردها سنيدر حسب تقسيمات فوشاج Foshag، وثومبسون Thompson وجايجر Jaeger، وستون Stone فهي للبلايا الجافة: ومنها البلايا الجافة، أو بلايا الغرين الخالية من الأملاح، ومنها بلايا الرواسب الطينية clay والبحيرات ذات الرواسب من نوع الغرين Lime وهذه تمثل الأنواع الأساسية للبلايا المنتشرة في العالم.

أما نوع سطح البلايا فقد يكون صلباً، تغطيه قشور جافة، ملساء ناعمة أو مغطاه بالقشور من فوقها ومن أمثلتها بلايا بحيرة روجرز في كاليفورنيا بالولايات المتحدة. وقد يكون السطح صلباً مغطى بطبقات من المتبخرات وينفس الهيئة السابقة الملساء أو ذات القشور. (Neal, 1968, p.74) ومن أمثلتها بلايا وادي الموت. أما النوع الثالث لاسطح البلايا فهو السطح اللين، ويكون السطح العلوى مبللاً، وهيئة السطح إما أملس أو ذو قشور ملحية، ومن أمثلتها البلايا العديدة في يونا بالولايات المتحدة .

الفصل الثامن

التعرية بالمياه الباطنية

التعرية بالمياه الباطنية

تتكون المياه الجوفية بفعل تسرب المياه الساقطة من الأمطار، وتشبع التربة والصخور بالمياه والتي تتسرب بفعل الجاذبية الأرضية التي تعمل على هبوط المياه من أعلى إلى أسفل، ويساعد على ذلك زيادة اتساع مسامية للصخور، وتتحول المياه بذلك من مياه سطحية إلى مياه جوفية. وتزداد كمية المياه المتسربة بازدياد كميات الأمطار الساقطة على الإقليم، ولذا فإن أقل كمية متسربة نجدها في المناطق الصحراوية، بينما أكبر كمية نجدها في الأقاليم المطيرة خاصة العروض الاستوائية والمدارية.

ويؤثر شكل الأرض أيضاً على كمية المياه المتسربة، فزيادة الإنحدار تقل المياه المتسربة، ومن هنا تقل الكمية المتسربة في حالة سقوط الأمطار على السفوح والمنحدرات مقارنة بالأمطار الساقطة على المناطق ذات السطح المستوي سواء هضاب أو سهول. وتؤثر البنية الجيولوجية في هذه العملية حيث إذا زادت كثافة الصدوع والبنية الخطية والفواصل والشقوق في الصخور فإن ذلك يزيد من كمية المياه المتسربة إلى باطن الأرض.

وفي المسافة التي تقطعها المياه من سطح الأرض حتى تصل إلى الباطن ويحدث لها جريانا باطنياً تقوم بنحت وتشكيل الصخور وتحولها إلى أشكال أرضية متباينة ومنها الكارست والكهوف والأودية والمنخفضات وغيرها كثير، ويمكن تناول الأشكال الكارستية بشئ من التفصيل:

الكارست :

تعريفها : هناك عدة تعريفات أو مفاهيم لظاهرة الكارست Karst، فهي كما حددها جنج عام ١٩٧١م حيث الشكل Form أنها أرض لها خصائص محددة من حيث التضاريس والتصريف المائي، وهي عالية النفاذية وذات صخور سريعة

الاستجابة للإذابة بفعل المياه أكثر من أى مكان آخر.

وقد يُعرّف البعض الكارست بأنها هي مرادف لمظهر السطح ذو الصخور الجيرية، وإن كان يشترك معها بعض الأشكال الأخرى، وأنها مظهر للسطح فوق صخور الجبس والملح والدولوميت وجليد التلجعات.

وتحدد الكارست أيضاً أشكال أرضية جافة، تتميز بتصريف مائى باطنى أكثر منه تصريفاً سطحياً للمجارى المائية. وإن كان هذا التعريف قاصراً فى أن المظهر الجيومورفولوجى ينظر إليه أساساً بأنه المؤثر وليس سبباً للإذابة وقابلية الصخر لهذه العملية الكيميائية (Bloom, 1979, p.137).

تتوزع مناطق ظاهرات الكارست فى العالم فى غينيا الجديدة وجزر جنوب شرق آسيا فى الفلبين وإندونيسيا. ويوجد حزام فى غربى المحيط الأطلنطى يشمل شبه جزيرة فلوريدا وأمريكا الوسطى وجزر الهند الغربية إضافة إلى حزام البحر الارياى كلها ويعرف بحزام الكاريبى، وكلها تمثل نطاقاً لنمو الصخور المرجانية التى تتناسبها العروض الاستوائية والمدارية، حيث ساعد عامل إنخفاض مستوى البحر على تكوين الكهوف فى هذه المناطق كما سيأتى فيما بعد. هذا بالإضافة إلى المناطق التى تعرضت لأمطار عصر البليستوسين الغزيرة والتى أصبحت الآن أراضى جافة.

العوامل والعمليات المتحركة فى نشأة الكارست

تنشأ ظاهرة الكارست فى ظل عوامل وعمليات متعددة يمكن التعرف عليها بالشكل الآتى :

(أ) المناخ :

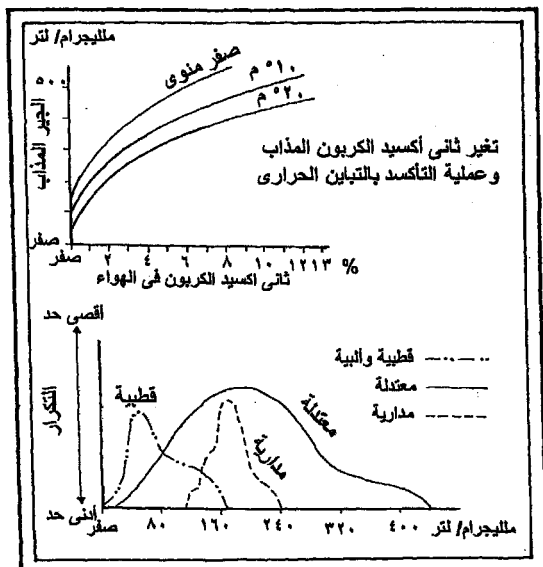
توجهت أفكار الجيومورفولوجيين نحو أهمية الضوابط المناخية فى عمليات الكارست Karst processes فى العقدين ١٩٢٠ و ١٩٣٠ حيث وجه الاهتمام إلى

دراسة الكارست الموجودة في جنوب الصين واندونيسيا في البيئة المدارية، كما أشارت الدراسات أيضاً إلى أن الاختلافات الأساسية الناتجة عن تحكم المناخ توجد في المناخ المداري المطير حيث مظهر تلال البيبينو Pepino أو برج الكارست Tower Karst والتي تمثل نتاجاً للعمليات التي تقوم بها المياه الناتجة عن الأمطار.

وتتفاوت كثافة عمليات الكارست حسب النطاقات المناخية، فالمناخ يؤثر على درجة الحرارة والتي تحكم عملية الإذابة والمحتوى العضوي. ففي الأقاليم القطبية نقل أو تتعدم عمليات الكارست وذلك بسبب ضعف التجوية الكيميائية التي تحدث بمعدلات منخفضة بسبب انخفاض درجة حرارة المياه. فالبكتريا تقوض السدال، وفترة الجريان السطحي للمياه قصيرة، ويكون الصقيع معظم السنة كل ذلك يقلل من تسرب المياه إلى باطن الأرض.

أما في الأقاليم الباردة الرطبة فقد وجد أن المياه الناتجة عن ذوبان الثلجات في جبال روكي في كندا إلى الشمال من خط الأشجار قد تشبعت بكاربونات الكالسيوم بتركز عند ٥٠-٩٠ ملليجرام/ اللتر وأن كمية قليلة من ثنائي أكسيد الكربون (CO_2) هي التي حدث لها إذابة، بينما إلى الجنوب من خط الأشجار وجد أن المياه لم تصل إلى التشبع ووصل تركيز كاربونات الكالسيوم ١٠٠-٢٦٥ ملليجرام/ اللتر وإن المياه من الممكن أن تحمل ١٠٠-١٤٠ ملليجرام / اللتر من كاربونات الكالسيوم (Bloom, 1979, p.142) وهذا يعني أنه إلى الشمال من خط الغابات تتوقف عملية الإذابة عند حد معين كاحدى عمليات التجوية الكيميائية، في حين إلى الجنوب من خط الأشجار يصبح للمياه القدرة على إذابة الصخور وحمل نتاج التجوية في شكل عالق أو مذاب بالمياه وبكميات أكبر وبتركيز عالي مما يساعد على تكوين الكارست، شكل (٦٥).

أما في العروض المناخية شبه الرطبة وشبه الجافة وفي نطاق السافانا أيضاً فإن الكارست تتشكل، حيث تتكون نتيجة للرطوبة الغزيرة. ففي الفصول الحارة أو



After: Drew, 1985, p.22-25.

مستوى كربونات الكالسيوم الذائبة في العروض المختلفة ملليجرام / اللتر
شكل (٦٥)

الجافة تتحرك المياه الجوفية من أسفل إلى أعلى لتصل إلى تربة الحشائش، ونقوم بارساب الكربونات أكثر من قيامها بعملية التفكيك لهذه المكونات، وينتج عن ذلك تطور ملامح وأشكال إذابة صغيرة فقط ولا تساعد على تكون الكارست بكامل هيئتها، ولهذا فإن للكارست الموجودة في الصحارى الآن هي نتيجة لأمطار وأحوال مناخ رطب في الماضي ساد هذه الصحارى وليست حركة المياه في التربة الآن.

وفي الغروض التي تسود فيها الغابات المدارية المطيرة تتكون وتتطور ظاهرة الكارست بشكل ليس له مثيل في أى منطقة أخرى. فالغلاف الهوائى أسفل الغابة يكون غنياً بثانى أكسيد الكربون (CO_2) الجوى خاصة عندما تكون حرارة المياه 30° م، وتبلغ الكمية ثلاثة أمثال إذا وصلت درجة حرارة المياه صفر أى عند التجمد، ولذلك تختلف درجة تشبع المياه وقدرتها على التجوية الكيميائية للصخر باختلاف درجات الحرارة في البيئات المناخية المختلفة.

(ب) نوع الصخر وبنيته :

ترتبط العمليات الباطنية المشكلة لظواهر الكارست وما يرتبط بها من ملامح جيومورفولوجية دقيقة بالصخور الجيرية والدولوميت، وهى أنواع لها انتشار واضح على سطح الكرة الأرضية، حيث تمثل ٥-١٥% من وزن الكتلة الكلية المكونة للصخور الرسوبية. كما تكون صخور المتخثرات evaporites نحو ٥% أيضاً، ولهذا نجد على سبيل المثال أن ما مساحته ١٥% من الولايات المتحدة بها أراضى كارستية منخفضة في الصخور أو على مقربة من السطح.

ويتكون مظهر الكارست في مناطق ذات صخور جيرية حيث تكون قابلية للإذابة، وحدث تحول للجريان المائى من جريان سطحي إلى جريان باطنى، وحدث الانهيارات الأرضية لأسقف الكهوف والسطوح العليا للكارست.

ويلاحظ أن الصخور الجيرية التى تتكون فيها الكارست معظمها تتكون من الجير النقي، حيث تصل نسبة كربونات الكالسيوم بها فى جبال الألب الدينارية ٨٠-٩٨% من مكونات الصخور الجيرية.

كما أن خصائص الصخر من حيث التبلور، وطباقية الصخر، ووجود كسور في الصخور التي يحدث لها إذابة كلها تعتبر عوامل بنائية تساعد على الإذابة وأن معظمها يحكم عمليات تكوين الكارست. فالنفاذية permeable العالية للصخور الجيرية خاصة الطباشير تحتوى على فتحات واسعة تمر من خلالها المياه. وتساعد الفواصل الرأسية المنقطعة التي تنتشر في الصخور الجيرية على توصيل تركيز المياه من أعلى إلى أسفل وتصبح حركتها في الباطن وحيث تمارس نشاطها في تكيفك الصخر وإذابته وتكوين ممرات ذات فتحات مفتوحة. ويعمل تدفق المياه باطنياً على تصميم وتوجيه محاور الكهوف.

(ج) العامل الحيوى Biotic effect :

تعمل البكتريا على تقويض وهدم مادة الدبال الموجودة بالتربة الغنية بثاني أكسيد الكربون CO_2 ، ولذلك فإن النبات والحيوان يؤثران في عملية النحت الكيميائي بشكل مباشر، وقد سجل فولك وزملاؤه Folk et al عام ١٩٧٣ أشكال سطح كارستية دقيقة أو صغيرة في جزيرة جراند كايمان Grand Cayman وأطلق عليها كارست نباتية Phytoykartst حيث يصبح السطح اسفنجى بسبب فعل جذور النبات في النحت وتآكل وتفكك الصخر، وتغطي الطحالب السطح ويتعمق تأثيرها حتى عمق ٠,١ - ٠,٢ مليمتر. كما وجد أن صخور للفوسفات تملأ تجويفات الكارست في الصخور الجيرية حتى عمق ٢٠ متراً بفعل تأثير فضلات الطيور البحرية مثل طيور الجوانو guano الشبيهة بالديك الرومى في جزر المحيط الهادى.

(د) تكوين الجليد وانخفاض مستوى البحر :

تَحْكَم تكون الجليد في الزمن الرابع في مقدار مستوى البحر، وعمل ذلك على هبوط مستوى البحر عن المستوى الحالى، فأنكشفت أجزاء كثيرة من أشكال سطح الأرض للكارستية التي كانت مغمورة في السواحل ذات الصخور الجيرية، وملأت المياه العذبة هذه الملامح وتطورت. ويمكن أن نلاحظ ذلك في عدة مناطق. ففي جزر البهاما توجد كهوف على عمق ٤٥ متراً حيث توجد الحفر الزرقاء blue

holes الآن بها بالمئات أو آلاف الحفر، والتي يذكر للبعض أنها تكونت أثناء العصر الجليدي حينما انخفض مستوى البحر عن مستواه الحالي. وتعتبر مناطق التزود بالمياه فى الأوقات الحالية للأغراض البشرية فى بعض المناطق مثل شبه جزيرة فلوريدا أو اليونان إنما تمثل فى حقيقة الأمر مواضع حفر كارستية تجمعت فيها المياه العذبة الناتجة عن سقوط الأمطار ثم تدفقها بين الطبقات الصخرية تحت مستوى البحر ويشبهها فى ذلك الكارست على ساحل دلماشيا غرب يوغسلافيا السابقة (وكرانيا الآن).

خصائص الكارست :

تنتم الكارست بخصائص مورفولوجية سواء من حيث الأبعاد أو الشكل. فمن خلال دراسة قام بها ميخائيل داي (M.Day, 1976, p.116) والذى قام بتجميع نتائج ١٥ دراسة سابقة اتضح منها أن كثافة المنخفضات الكارستية بين ٠,٥٧ منخفض/ كم^٢ فى بريستول بولاية فرجينيا فى الولايات المتحدة كأقل قيمة للكثافة وبين ١٦٦ منخفض/كم^٢ فى منطقة ملهم فى يوركشير بالولايات المتحدة.

جدول (٢١)

كثافة المنخفضات الكارستية فى بعض مناطق دول العالم/كم^٢

المنطقة	الدولة	الكثافة	المنطقة	الدولة	الكثافة
نيو غينيا	نيو غينيا	١٣,٥-١٣,٠٥	سانت لويس	ميسورى U.S.A	٢,٢
مغلب	بريطانيا	٧٠	تنسى	الولايات المتحدة	٠,٦٥
ارتيغاليت	فنلند	٥٧	فلوريدا	الولايات المتحدة	٢٠,٠٩-٠,٤٢
دورست	بريطانيا	٩٩	بريستول	الولايات المتحدة	٠,٥٧
منطقة هيث	بريطانيا	١٥٧	بيسانكو	فرنسا	٣١,٦
ملهم	بريطانيا	١٦٦	ج. افريقيا	ج. افريقيا	١,٠٤
نورفولك	بريطانيا	٥,٥	جنج (جاوة)	اندونيسيا	٤,٩
شينا ندوة	فرجينيا	١,٦-٠,٥٨			
	بالولايات المتحدة				

ويشير درلو Drew ١٩٨٥ إلى أن الأقاليم الكارستية التي وصلت إلى مرحلة النضج تكثر فيها أعداد حفر الإذابة Dolines والتي قد تصل بها الكثافة نحو ١٠٠٠ حفرة/كم^٢ (Drew, 1985, p.45).

كثافة وأبعاد الحفر:

أشار كيمرلى عام ١٩٨٢ إلى أن كثافة الحفر تبلغ نحو ٢/٤ كم^٢، وقد تزيد عن ذلك لتصل إلى ٢/٦،٢ كم^٢ أو ٢/١٣،٩ كم^٢ (Kemmerly, 1982, p.1081).

أما عن أبعاد المنخفضات الكارستية الناتجة عن الإذابة فإن مساحاتها تتراوح ما بين بضعة أمتار مربعة حتى مئات الكيلومترات المربعة، ويبلغ قطر المنخفضات المتوسطة ١٠-١٠٠ متر وبعمق ١-١٠٠ متر والتي يشار إليها دائماً بحفر الإذابة أو الدولين Dolines (Drew, 1985, p.42).

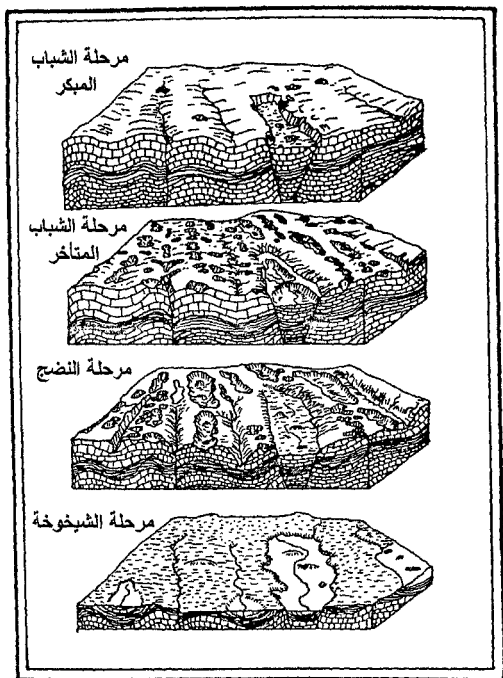
تصنيف حفر الإذابة :

يصنف ماركر وزملاؤه (Marker et al., 1983, p.27) حفر الإذابة حسب الطول والعرض والعمق إلى نوعين رئيسيين، النوع الأول وهي الحفر الصغيرة ويتراوح اتساعها بين ٢٠-٥٠ متراً، والعمق بها قليل أيضاً حيث يتراوح بين ٢-٧ أمتار، أما النوع الثانى وهي حفر الإذابة الكبيرة فتكون أكبر فى الاتساع حيث يبلغ هذا الاتساع فيما بين ١٢٠-٢٢٠ متراً والعمق يكون فيما بين ١٠-١٢ متراً.

- أى أن أبعاد الحفر الكبيرة = ٥-١٠ مرات قدر الحفر الصغيرة.
- وعمق الحفر الكبيرة = ٢-٣ مرات قدر الحفر الصغيرة تقريباً.

المراحل التطورية للكارست :

تمر ظاهرة الكارست فى دورتها الجيومورفولوجية بعدة مراحل متتابعة لكى



After: Lobeck, 1939, p.182.

مراحل تطور طبوغرافية الكارست
شكل (٦٦)

تكمل دورة التعرية التي تمارسها المياه الباطنية وتشكل بها سطح الأرض. وتبدأ هذه المراحل بحدوث تحول للمياه ذات الجريان السطحي إلى مياه جوفية تمارس عمليات التجوية المختلفة، مكونة في النهاية جرياناً باطنياً. ويمكن تقسيم هذه المراحل التطورية إلى أربعة مراحل، كما في شكل (٦٦) :

ففي المرحلة الأولى تتكون حفر مائية قليلة عن طريق المياه التي تجرى في الأنهار السطحية، وتتبقى هذه المياه مواضع الضعف للتكتوني وتتكون أيضاً في هذه المرحلة الأخاديد. ويكون مظهر السطح هنا عبارة عن محاور مجارى مائية سطحية، وحفر وتجويفات قليلة أسفل منها، وبعض المنخفضات الطولية للتكتونية الهابطة، ويوجد فيما بين المجارى المائية السطحية وبعضها البعض مظهر تضاريسي يعرف بالمحزرات وهي الأجزاء المرتفعة بين الأودية للنهرية المنخفضة، وهنا يكون السطح قد خفض قليلاً بفعل النحت النهري ولم تظهر الأشكال الكارستية على السطح بعد، وتعرف هذه المرحلة بمرحلة الشباب المبكر early youth، ويوجد هذا المظهر في هضبة كنتاكي شمال شرق الولايات المتحدة. ويطلق عادة على المجرى المائي المنحوت اسم بولجي polje والذي يبلغ طوله ٤٠ كم في يوغسلافيا وتساوعه ٤-٨ كم (وفي كرواتيا الآن).

ومن للملاح الجيومورفولوجية الأخرى التي تظهر في هذه المرحلة هي الطبوغرافيا ذات الصخور الجيرية التي تكون في وضع صدعي أو التوائي وقد تخلفت عن النحت المائي وظلت هذه الكتلة مرتفعة عما يحيط بها نظراً لأنها مقاومة لعملية الإذابة نسبياً.

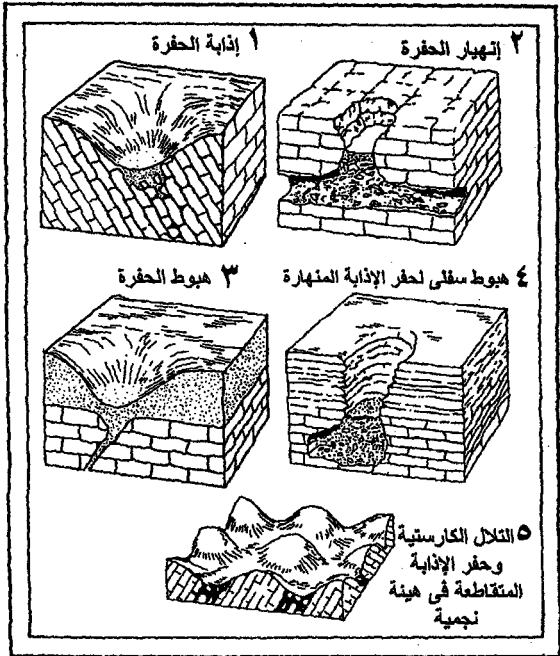
وملمح البولج Bolje أو الـ Wang كما يطلق عليه في يوغسلافيا والذي يظهر في مرحلة الشباب هي مظهر شائع الانتشار ومتسع الهيئة، وقاعه مسطحاً، وله حوائط جانبيه مقلقة وشديدة الانحدار أو ذات هيئة رأسية، وتوجد بالقاع بعض الحفر التي تملأها مياه فيضان الأنهار وتصرف فيها بعض المياه وتلقى فيها

الرواسب، ويصبح قاع هذا الشكل في النهاية بمثابة بحيرة ضحلة. ويلاحظ فى يوغسلافيا أن بعض هذه البحيرات تفيض سنوياً بالمياه حينما يرتفع مستوى الماء الباطنى وتتروذ منها الزراعة بالمياه اللازمة للرعى خاصة فى موسم الجفاف أو قلة الأمطار.

وفى المرحلة الثانية من مراحل التطور التى تعرف بمرحلة الشباب المتأخر late Youth، تحدث إذابة بمعدل أكبر للصخور الجيرية السطحية، وبذلك يتحول معظم الجريان السطحى إلى مياه باطنية وتتخلف عن ذلك أشكالاً منحوتة عبارة عن منخفضات قمعية الشكل Shape funnel تعرف باسم حفر الإذابة dolines، وتزيد أعدادها بشكل كبير وهذا يمثل الشكل الأولى لتشكيل مظهر للكارست، ويصبح الجريان هنا باطنياً. وقد تزداد أحجام الحفر بفعل عمليات نحت هوائها وجوانبها وبسبب انهيار الكهوف أيضاً. ويلاحظ أن العديد من هذه الحفر قد تتصل ببعضها وتكون بعد ذلك الأوفالات (Uvalas (Lobeck, 1939, p.183).

وقد تعرف آرثر بلوم Bloom ١٩٧٩ على خمسة رتب من الأوفالات الكارستية أو الحفر أو النوافذ الكبرى كما تسمى، منها نوعان يختلفان عن بعضهما، الأول منها هو الشكل القمعى الناتج عن الإذابة doline solution التى تحدث فى الحفر والثانى شكل قمعى معكوس ناتج عن انهيار الصخر collapse، حيث أن صخور الشكل الأخير تكون غير قابلة للإذابة. والرتبة الثالثة هو الشكل القمعى الناتج عن الهبوط وليس الإذابة، وتمثل الرتبة الرابعة النافذة الناتجة عن الهبوط السفلى لصخور الكارست. أما الرتبة الخامسة لحفر الإذابة هنا فهى نوع قطع الخبز Cockpits وذلك بسبب شدة البياض الناصع للصخور الجيرية وصقل سطحها بشكل أملس أوقد تعرف باسم النجوم المتداخلة رقم ٥ فى شكل (٦٧).

وتأتى مرحلة النضج Maturity بعد مرحلة الشباب المتأخر، ويتطور فيها السطح وتُسود به حالة وعورة السطح نتيجة إذابة وإزالة أجزاء وتختلف صخور



After: Bloom, 1979, p.150.

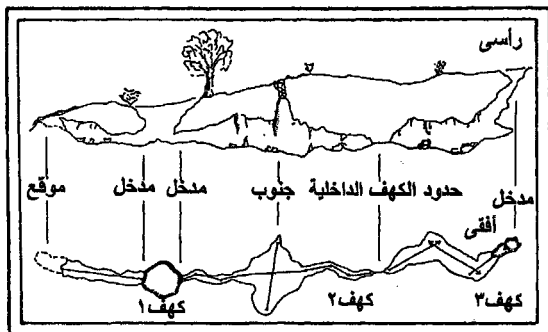
الرتب الخمس الرئيسية لحفر الإذابة الكارستية
شكل (٦٧)

أخرى أشد مقاومة للإذابة، ويختفى السطح الأصلي كلية بسمك يتفاوت من موضع لآخر حسب الأجزاء المتخلفة عن النحت كما فى شكل (٦٦).

فى هذه المرحلة تتعرض بعض من حفر الإذابة للتحمير الكامل، بينما الأراضى المحيطة بها تكون قد خفضت إلى مستويات أقل ارتفاعاً، وتبدأ أودية جديدة فى الظهور وتشغلها المجارى المائية القصيرة نسبياً. وتظهر صخور الطفل أو أية طبقات أخرى غير منفذة للماء فى مناطق كثيرة مكشوفة.

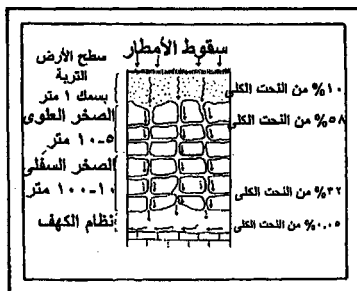
ويلاحظ أن للتصريف المائى فى هذه المرحلة لم يعد باطنياً، وتصبح المجارى المائية ظاهرة على السطح المنخفض الذى تم نحته وتجويفه وتتخلف تلال ظاهرة فوق سطح الصخور الجيرية وهى بمثابة بقايا وتكون عرضة لأن تستمر ظاهرة فوق السطح وبشكل غيرمنتظم، وتكون هيئة قباب عالية pinnacles ذات حافات ويجاورها اخادية إذابة solution flutes لذا فإن المظهر الجيومورفولوجى فى هذه المرحلة عبارة عن ، أودية سطحية وقباب وأخاديد (Ibid., p.183).

ويطلق على حافات الاخادية اسم Lapies والتي تمثل نتاجاً للتجوية والإذابة على طول امتداد الفواصل، ويبلغ ارتفاع هذا الملمح المنحدر ١٥ قدماً أو أكثر، ويكون شديد الإنحدار بحيث يصعب عبوره بواسطة الإنسان العادى. وتصبح قيعان المجارى المائية المنحوتة (البولجى) فى هذه المرحلة أكثر اتساعاً وقيعانها سهلية ومستوية تماماً مع وجود بعض التلال المعزولة من أنواع للصخور الجيرية تعرف باسم hums، ويوجد مثل هذا المظهر من التلال فى اقليم كوس فى فرنسا ويطلق عليها كدوات وفى بورتوريكو يطلق على هذه التلال اسم تلال بيبينو Pepino. ويبلغ ارتفاع هذه للتلال هناك ٣٠-٣٥ قدماً، وتوجد بشكل مجموعات متجاورة، وانحدارات جوانبها غير منتظمة، مرتبطة فى ذلك باتجاهات الرياح وسقوط الأمطار المؤثرة على عملية الإذابة (أبو العز، ١٩٧٦، ص ٢٥٧).



After: Curl, p.805.

منسوب وخطة الكهوف من الداخل
شكل (٦٨)



After: Drew, 1985.

مستويات نحت الكارست والتحول الجوفى للمياه وتكوين الكهوف
شكل (٦٩)

وفى مرحلة الشيخوخة Old Stage تصبح أنظمة التصريف السطحي نظاماً سطحية عادية، حيث تشغل هذه للمجارى مواضعاً منخفضة، وتحيط بها مسطحات أرضية منخفضة نسبياً تفصل بينها مناطق مرتفعة، أشبه بمناطق أو أراضي ما بين الأودية وتقوم بدور مناطق تقسيم المياه، وتتصرف المياه إلى المنخفضات المتراسة لتكون بذلك النظم النهرية المنفصلة، وينتشر الصخر غير المنفذ للمياه مشكلاً هذه المناطق المرتفعة وعلى مناسيب أعلى من التلال المتخلفة عن الفتح والتي توجد فى قيعان المنخفضات.

وفى محاولة أجراها كيمرلى وتوى Kemmerly & Towe, 1978, p.359 لمعرفة معدل نحت وتوسيع هذه المنخفضات بمناطق الكارست فى مقاطعة مونتجومرى بولاية تنسى وجدا أن ذلك يرتبط بنوع الصخور بدرجة أساسية. فإذا كانت الصخور مكونة من مادة للويس (وهى التربة للناعمة) التى تماسكت فإين معدل التوسيع يبلغ ٤/٢٠٠ سنة، ويزيد المعدل فى الصخور الطينية إلى ٧/٢٠٠ سنة، بينما يصبح أكبر من ذلك فى الصخور الطميية Silty حيث يكون ٤/٢٠٠ سنة، ولذلك فإن معدل النمو المساحى لها يبلغ ٤٠، ٧٠، ٢٠٠ كل قرن من الزمان على التوالى، وانتهيا بذلك إلى أن عمر هذه الملامح الكارستية يرجع إلى ٢٥٠٠٠ - ٦٥٠٠٠ سنة ماضية قبل الميلاد، وأن شكل هذه الملامح يكون بيضاوياً.

الكهوف : Caverns

تمثل الكهوف ملامحاً جيومورفولوجية تنتج عن عمليات الإذابة بفعل تحول المياه من مياه سطحية إلى مياه باطنية مؤثرة على الصخور الجيرية خاصة. وتظهر الكهوف فى معظم البيئات، فهى توجد فى البيئة المطيرة خاصة للعروض الاستوائية والمدارية نتيجة غزارة الأمطار وتأثيرها فى التجوية الكيميائية للصخور الجيرية. كما توجد الكهوف فى الصحارى والبيئات الجافة الآن نتيجة تعرض مناطقها لأمطار فى الماضى خلال عصر البليستوسين ومنها تلك الكهوف الموجودة فى صحارى غرب وجنوب غرب الولايات المتحدة، وتلك الموجودة فى الصحراء

الشرقية والغربية في مصر وفي شرق القاهرة في منطقة المقطم.

وهناك عدة عناصر للكهوف منها فتحة الكهف والتي إما أن تكون رأسية فوق الكهف أو مائلة وتظهر على أحد جوانب الكهف. وتعمل المياه دائماً والمتسربة من أعلى إلى أسفل على إذابة المكونات الجيرية مكونة بذلك مظاهر وأشكالاً جيومورفولوجية دقيقة داخل الكهف، ومنها تجويف الكهف نفسه الذي غالباً ما يأخذ شكلاً غير منتظم، وقد يتأثر بملامح بناائية تساعد على سرعة الذوبان في مواضع الضعف فيأخذ الكهف بذلك شكلاً مستطيلاً.

وفي داخل الكهف نفسه تتساقط قطرات المياه من أعلى إلى أسفل وهي تحمل المواد الصخرية المذابة وبالتالي يحدث نوع من تركيز المواد الذائبة وتتجمع أسفل الكهف، وتتراكم المواد الصلبة، وتنمو بشكل رأسى مكونة بذلك أعمدة من مادة كربونات الكالسيوم وتنمو بشكل رأسى من أسفل إلى أعلى أى من قاع الكهف وبالاتجاه لأعلى وتعرف باسم الصواعد (الستالجمائيت Stalagmite). وقد يكون تركيز المواد الجيرية المحمولة في شكل مذاب أعلى من حجم المياه التي تحملها وبالتالي يصبح نمو الأعمدة الجيرية بالكهف - تمتد من أعلى سقف الكهف وبالاتجاه نحو قاع الكهف وتعرف هنا بالأعمدة الهابطة والتي تميل إلى النمو الأفقى - في سقف الكهف أيضاً وتعرف بالستالاكتيت Stalactites (أبو العز، ١٩٧٦، ص ٢٥٨-٢٥٩).

وقد وجد في كهف انجلبروج Ingleborough في جبال أبنين أن معدلات نمو الأعمدة الهابطة في الكهوف بلغت ٧,٤٩ ملليمتر/ السنة أو ٧٦سم/ لكل قرن واحد من الزمان وهو رقم يبدو أنه أكثر من المتوقع وإن كان يبدو أن معدلات النمو كانت أكثر في الماضى بسبب زيادة الرطوبة (Monkhouse 1971, p.124).

ومن نماذج الكهوف : كهف كارلسباد Carls حيث لوحظ به أن مدخل الكهف من أعلى، والمسافة بين مدخله والقاع ٣٠٠ قدم ويتعمق ١٠٠٠ قدم فى حافة

انتساعها ١,٢٥ ميل، وارتفاعها ٤٠٠-٦٠٠ قدم.

وتوجد عدة كهوف أخرى فى جواليلوب فى نيومكسيكو بالولايات المتحدة مثل كهف كوتونوود، وكهوف بلاك وهيدن، وموجيت.

تأثير عملية الإذابة فى تكوين الكهوف :

تتسرب المياه السطحية الناتجة عن الأمطار فى التربة ولتسرى تقوم بنحت ١٠% فقط من قدرتها على نحت السطح وما تحت السطح، ثم تتسرب نحو الباطن إلى التربة السفلى، وحينما تصل إلى الطبقات الصخرية فإنها تقوم بإذابة الصخور الجيرية التى تمثل الصخور الأصلية للمنطقة والواقعة أسفل التربة ولتسرى يبلغ سمكها ما بين ٥-١٠ أمتار وفى هذا النطاق تكون فعالية المياه فى النحت السفلى اكبر ما يمكن؛ لأنها لم تتشبع من الطبقة الواقعة أعلى منها، ولذا فإن قدرتها على النحت تزيد وتصل إلى ٥٨% من القدرة الكلية للنحت من أعلى إلى أسفل.

وحينما تبلغ المياه الجوفية أعماق أكبر من ١٠ أمتار وحتى ١٠٠ متر تزيد قدرتها على النحت إلى ٣٢% من النحت الكلى، وفى النهاية تتراكم المياه أسفل هذا المنسوب وبذلك يمكن للمياه إزالة الصخر نهائياً نتيجة زيادة قدرتها على الإذابة، وبذلك توجد التجويفات السفلى ويبدأ تكوين نظام الكهف، ويظهر ذلك فى شكل (٦٩) الذى يوضح التوزيع الرأسى لنحت الصخور الجيرية فى تلال منديب، فى سومرست بانجلترا.

أودية الكارست Karst Valleys :

تعتبر الأودية من الأشكال الرئيسية الناتجة عن العمليات للكارستية والنحت المائى الجوفى خاصة فى مناطق الصخور الجيرية، وغالباً تتبع مجارى هذه الأودية كثيراً من الشقوق والفواصل وتكون بمساعدتها شبكة التصريف. وقد تكون مجارى هذه الأودية موسمية الجريان. وتبدأ المياه فى تشكيل مجرى مائى ضحل

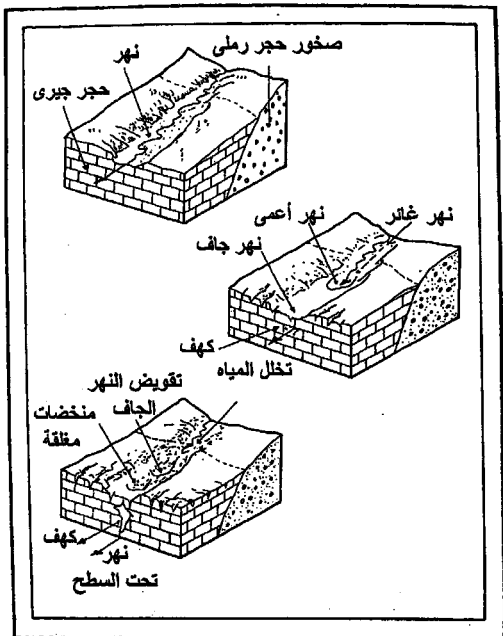
مكونة بذلك وادياً، وتقطع المنطقة بمجموعة من الأودية كما هو الحال في منطقة كوسس جنوبى فرنسا الهضبية (١٥) التى تقطعها مجموعة أنهار مثل لسوت Lot وتارن Tam وجونت Jonte والتى تتعمق بمقدار ٣٠٠-٥٠٠ متر فى الصخور الجيرية.

وفى المرحلة التالية يعمل النهر على تعميق وتوسيع المجرى نسبياً، وإن كانت عملية التعميق تفوق عملية التوسيع بسبب مساعدة العوامل البنائية حيث توجد فواصل لها امتداد رأسى فى الصخور الجيرية شكل (٧١). وقد تتحول أجزاء من نهايات المجرى إلى جريان باطنى بينما أعالي المجرى وقطاعه الأوسط يكون فيه الجريان سطحياً، وبذلك تبدأ عملية تكوين الكهف حيث تتصرف المياه بشكل جوفى ويعرف بـ Phreatic cave. كما فى شكل (٧٠) و(٧١).

وفى المرحلة الثالثة والأخيرة يتقطع المجرى وتصبح قطاعات كثيرة منه مجزأة إلى أودية جافة منعزلة تكون ملامح منخفضة مغلقة، ومنعزلة أيضاً، ويقتصر المجرى على الجزء العلوى منه فقط، ويتسع الكهف الذى سبق نكوته. وقد لوحظت مثل هذه الأودية الجافة فى المناطق الكارستية فى كل أنواع الصخور الجيرية، وفى كل النطاقات المناخية (Drew, 1985, p.41).

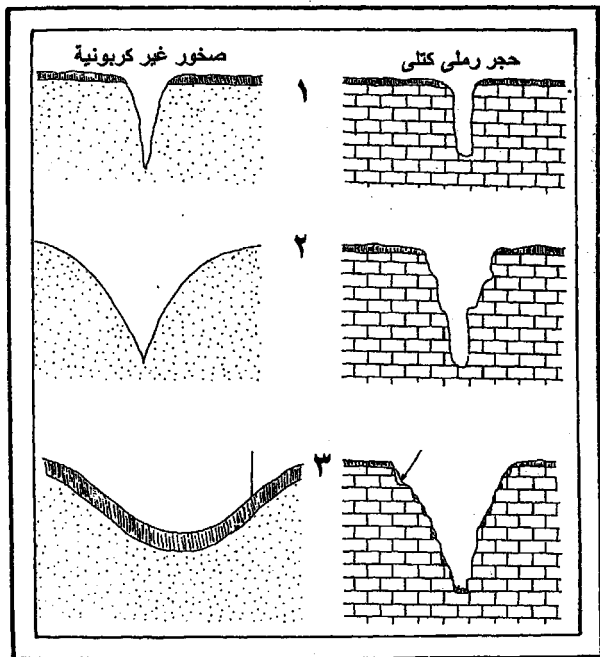
الكبارى الطبيعية natural bridges :

هى شكل من أشكال النحت فى الصخور الجيرية، كونته المياه الجوفية، حيث يتم نحت الصخور بفعل مجرى مائى سطحى، وسرعان ما يتحول الجريان السطحى إلى جريان جوفى فينحت المجرى الصخور السفلى ويترك الأعلى منها فوق المجرى لتقف بمثابة كوبرى صخرى يعلو المجرى المائى. وتتكون هذه الكبارى نتيجة إذابة الصخور على طول امتداد السطوح المستوية فى الأقاليم الجيرية.



After: Drew, 1985.

مراحل تطور أودية الكارست
شكل (٧٠)



After: Drew, 1985, p.38-39.

مراحل تطور المقاطع العرضية لأودية الكارست في صخور غير جيرية
شكل (٧١)

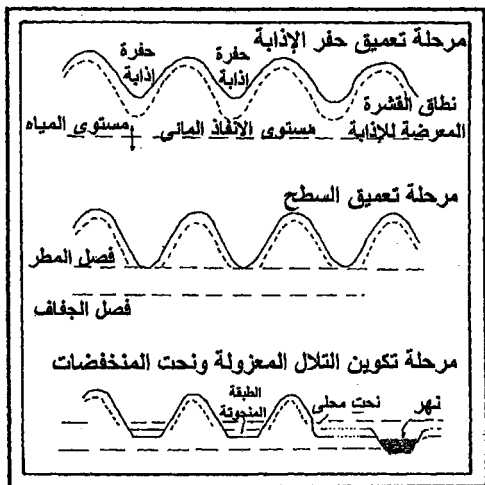
ومن أشهر الكبارى الطبيعية فى العالم تلك الموجودة فى ولاية فرجينيا. وتمر الكبارى الطبيعية بمراحل تطورية لكى يتشكل هذا المظهر. ففى البداية تتدفق المجارى المائية فوق هضبة جيرية، وفى هذه الأثناء يحدث أن يفقد النهر جزء من مجراه بسبب تسرب جزء من حجم المياه المتدفقة والتى تتسرب فى الشقوق، وتسير فى هذه الحالة مع أسطح الطبقات السفلى على عمق أكبر أو أصغر تحت السطح. وتأتى المرحلة الثالثة والأخيرة حيث يتم إزالة معظم الهضبة بفعل عمليات النحت والإذابة، ويتخلف عن النحت بقايا تمثل شكل الكوبرى والتى كانت تمر المياه من أسفلها، ويبدو فى هيئة قوس صخرى أو نفق (Lobeck, 1939, p.139). وتعتمد طبيعة الكبارى على مقدار النحت وكميته، ومعدلات تجوية الجوانب السفلى للقوس. وقد يحدث أحياناً أن يتكون الكوبرى الصخرى نتيجة انهيار سقف أحد الكهوف وتتخلف أجزاء معلقة تشكل مظهر الكوبرى مثلما حدث فى كهف الماموث فى ولاية كنتكى فى الشمال الشرقى بالولايات المتحدة.

مخاريط الكارست Cone Karst :

تمر تلال الكارست أو مخاريط الكارست بمراحل جيومورفولوجية تطورية، حيث يكون السطح فى البداية مكوناً من الصخور الجيرية التى تنقسم بوجود مجموعة الفواصل المحلية والإقليمية، والتى تكون متقاطعة مع بعضها وتعطينا هيئة الشبكة، وتمثل هذه المواضع بدايات نحت المياه بشكل مركز، شكل (٧٢)، (٧٣).

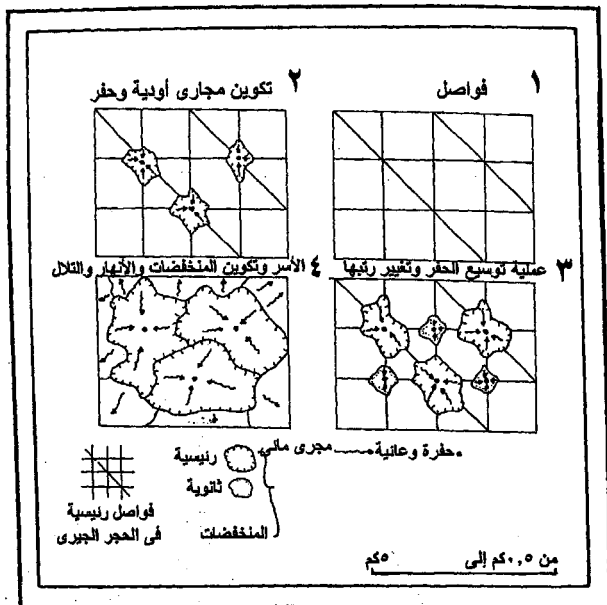
وحيثما تبدأ عملية النحت فى مواضع تقاطع الفواصل والشقوق تتسع هذه الشقوق بفعل عملية الإذابة وتكون نوايات لمنخفضات صغيرة، وتنظم الصورة التوزيعية لهذه المنخفضات الحديثة المولدة على طول محاور الشقوق والفواصل.

وفى المرحلة الثانية يحدث نوع من التوسيع والتعميق وتتسع الحفر بين التلال Cockpits وتتطور بحيث تقل تدريجياً المساحة التى تفصل بينها بسبب نحت الأخاديد Gullies للصخور وتراجع الحافات واقتراب حدود المنخفضات من بعضها البعض وزيادة اتساعها.



After: Small, 1985, p.48.

مراحل تطور التلال الكارستية والحفر (مقطع جانبي)
شكل (٧٢).



After: Drew, 1985, p.50.

مراحل تطور المخاريط المغلفة
شكل (٧٣)

أما في المرحلة الثالثة فإن المنخفضات الكبرى تأسر المنخفضات الصغرى وتصبح هناك أجزاء من الحفر بين التلال Cockpits غير المنتظمة وقد انفصلت عن بعضها البعض عن طريق مجموعة من التلال المخروطية المتخلفة عن عملية النحت (Drew, 1985, p.50) كما في شكل (٧٢).

العلاقة بين قطر وارتفاع التلال الكارستية :

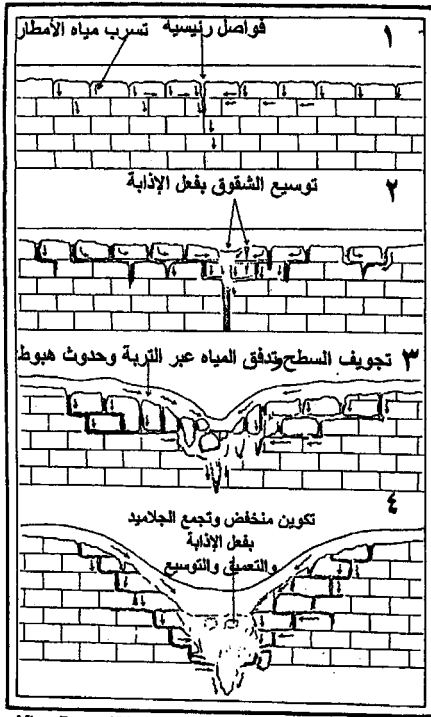
تم تصنيف التلال من حيث نشأة الشكل في العروض المدارية حسب العلاقة بين القطر والارتفاع، وذلك بقسمة قطر التل على مقدار ارتفاع التل حسب نتائج الدراسة التي توصل إليها داي Day عام ١٩٧٦ في بورتيكو ووجد أنه يمكن تقسيمها إلى أربعة أنواع:

- (١) نوع يانجشو Yangshus ويبلغ معامل القطر/ الارتفاع قيمة أقل من ١,٥.
- (٢) نوع أورجانوس Organos ويبلغ معامل القطر / الارتفاع قيمة من ١,٥ - ٣.
- (٣) نوع سيو Sewu ويبلغ معامل القطر/ الارتفاع من ٣-٨ ويلاحظ أن هذا النوع هو أكثر سيادة ويمثل ٧٨% من جملة التلال.
- (٤) نوع توال Tual وتزيد قيمة معامل القطر عن ٨.

المنخفضات الكارستية :

تمر المنخفضات بمراحل تطورية، حيث يمكن تتبعها، ففي البداية تتم إذابة الصخور الجيرية الواقعة أسفل التربة عن طريق تسرب مياه الأمطار إلى الباطن، متخللة الفواصل، ويتم إذابة المواضع المتشققة في أعلى الطبقة، وحدث إذابة بشكل رأسى وبشكل أعمق في المواضع التي توجد بها فواصل كبيرة، وتكون معظم المواضع التي يحدث بها تسرب للمياه في أعلى الطبقة الصخرية العليا.

وفي المرحلة الثانية تتسع الشقوق وتزيد مواضع النحت وبالتالي يزيد حجم المياه المتسربة أيضاً، مما يزيد فعالية عمليات الإذابة وتقويض الصخر السفلى وانتقال العملية إلى طبقات صخرية أعرق منها وتبدأ في حدوث إذابة مثلما حدث في المرحلة السابقة.



After: Drew, 1985, p.43.

مراحل تكوين المنخفضات المغلقة
شكل (٧٤)

أما فى المرحلة الثالثة فتحدث تجويفات فى أسطح الصخر فى الطبقة العليا نتيجة إزالة جزء كبير منها عن طريق اذابة الصخور ويبدأ السطح فى صورة مقعرة وتكون هذه البداية الحقيقية لتكوين المنخفض الكارستى.

وفى المرحلة الأخيرة تتسرب المياه بشكل رأسى من جهة ونحو قاع المنخفض من جهة، فيشتد تركزها وتركز عملياتها مما يعمل على توسيع وتعميق المنخفض، وهنا يأخذ المنخفض شكله المقعر إلى أعلى، وتبدو أخفض أجزائه فى المنتصف، ويصبح قاعه شبه مستوى نتيجة عمليات التوسيع الجانبى التى تحدث للصخور المحددة للمنخفض، كما فى شكل (٧٤).

مراحل تطور المنخفضات الكارستية المغلقة أفقياً ورتبها :

وقد درسها ويليام Williams, 1972, pp. 788-790 من خلال دراسته لنحو ١٢٢٨ منخفضاً كارستياً إلى أن هناك منخفضات محدودة تأخذ الرتبة صفر، وأخرى تمثل منخفضات من الرتبة ١، أو ٢، أو ٣. وفى البداية تكون المنطقة مقطعة بشبكة من خطوط الفواصل، والتى تتخيرها المياه لبدأ نشاطها فى عمليات التحت والإذابة. وأن مناطق تقاطع الفواصل تزداد تدريجياً وفى فترة زمنية قصيرة تبدأ عملية تكوين المنخفضات الكارستية، وتكون صغيرة، وهى من الرتبة الأولى، ولا تستمر فترة طويلة، كما تنمو منخفضات صغيرة فى مرحلة جنينية فوق السطح الأولى فى وسط المناطق المقطعة بالفواصل، وتعرف بمضلعات الكارست Polygonal karst ويظهر ذلك فى شكل (٧٥).

وتنمو المنخفضات وتتطور عن طريق أسر المنخفضات الأكبر للمنخفضات الجنينية الأصغر، وتصبح الأرض مجزأة ومقطعة تماماً، وتكون صغيرة، وهى من الرتبة الأولى، ويتم تكوين تجويفات Cells من المضلعات الكارستية المشكلة، وتتسم بالتوازن فى الأبعاد فيما بينهما.

وفى المرحلة الثالثة يحدث انهيار للمنخفضات الكبيرة وتتكسر إلى وحدات

أصغر، وينقسم بذلك السطح إلى أحجام عديدة ومحددة المعالم، وتصبح المنخفضات هنا من الرتبة الثالثة.

أبراج الكارست Karst Towers :

هى عبارة عن ملامح مميزة لمناطق نشأة ووجود الكارست، ويتطلب لتكونها ضرورة وجود صخور من الحجر الجيري تتميز بالتوافق وعدم وجود طبقات من أنواع أخرى من الصخور الرسوبية. وتبدو الأبراج فى هيئة أقماع صخرية تشبه أبراج الحمام، ولها من الطول للكبير المرتفع لأعلى أكثر مما لها من مسافة القطر، وقد سجل هذا الملمح فى جزيرة بالاولان فى الفلبين.

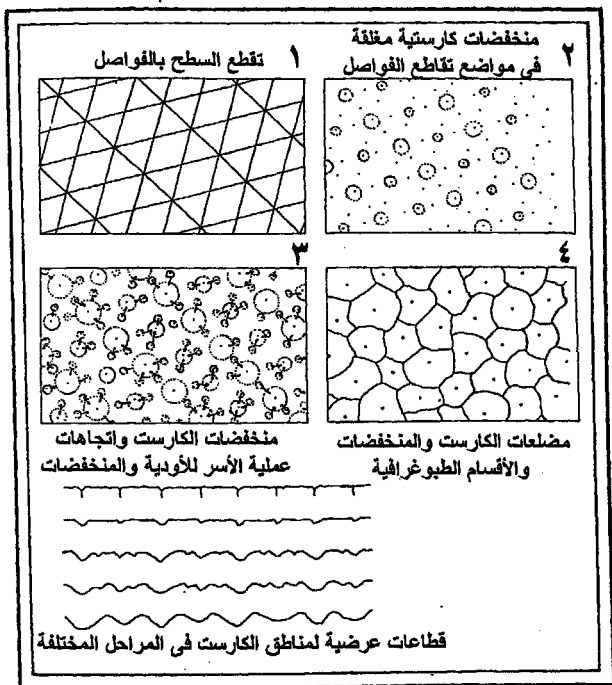
وتمر الأبراج بعدة مراحل فى تطورها، ويتوقف ذلك على طبيعة ميل الصخور الجيرية، فإذا كان الصخر مائلاً فى اتجاه اقليمى عام فيما يشبه الكويستا نتيجة لتعرض المنطقة لحركة باطنية فإنها تمر بمرحلتين فقط حتى تتكون، وإذا كانت طبوغرافية المنطقة مستوية أساساً فإنها تمر بأربع مراحل، ويمكن توضيح الحاليتين، شكل (٧٦).

مراحل تطورها فى الصخور المائلة :

تمر الأبراج الصخرية فى حالة الطبقات المائلة بمرحلتين من مراحل التطور، وتتمثل الأولى فى وجود صخور شديدة إلى متوسطة الانحدار بحيث تتراوح درجة إنحدارها ما بين ١٠-٢٥°. وفى حالة سقوط الأمطار تبدأ عمليات الإذابة بشكل رأسى تدريجياً، مما يؤدى فى النهاية إلى تغير تدريجى لظاهر الصخر من الحالة الكتلية إلى صورة مقطعة، يتخلف عنها أبراج صخرية معزولة عن بعضها البعض وهى المرحلة الثانية لتطور الأبراج، وتعطينا مظهراً طبوغرافياً متميزاً، ويتم تقويض كل الأبراج فى هذه المرحلة فى فترة زمنية واحدة شكل (٧٦-١).

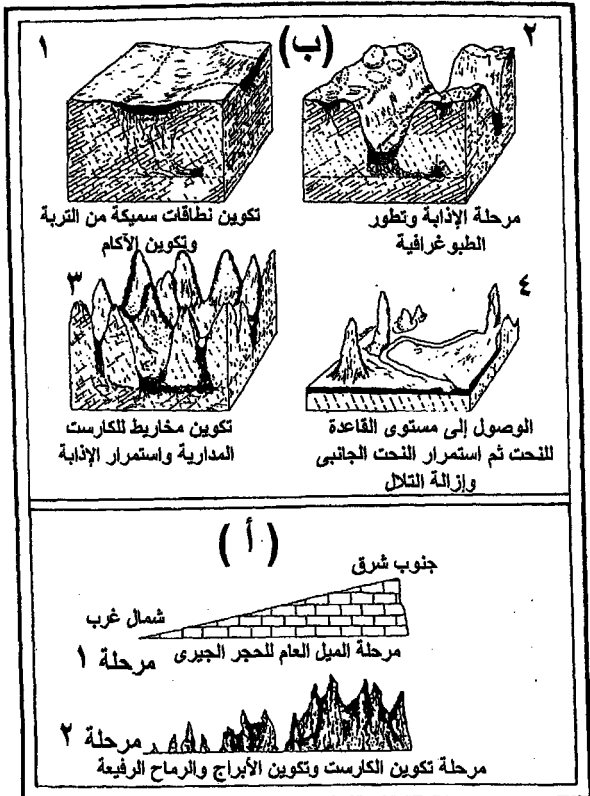
مراحل تطورها فى الطبوغرافيا المستوية :

تمر الأبراج الصخرية التى تتطور فى مناطق الكارست خاصة فى المناطق



After: Williams, 1972, p.789.

نموذج لتطور مضلعات الكارست في نيو غينيا
شكل (٧٥)



After: Jakucs, 1977, p.307.

كيفية تطور وتكوين أبراج الكارست

شكل (٧٦)

المدارية التي تتسم بالصخور الجيرية المستوية السطح بأربع مراحل جيومورفولوجية والتي نكرها جاكوس Jakucs عام ١٩٧٧ وأوردها تولسا وماكاتي (Tulsa & Makati, 1980, p.306) في دراسته عن خصائص طبوغرافية الكارست في جزيرة بالوان إحدى جزر الفلبين شكل (٧٦-ب).

فى المرحلة الأولى تبدأ الأمطار فى تفكيك وإذابة الطبقة الصخرية السطحية، فتتكون بذلك طبقة مفككة على السطح تمثل غطاء للتربة، ولا يتعدى عمق تأثير الإذابة أمتار قليلة، وتتسرب المياه إلى الباطن أو تتبخر كميات كبيرة منها. وتظهر فى هذه المرحلة بعض المواضع ذات هيئة موجبة نتيجة عمليات الإذابة وتظهر بذلك الروابي hummocks وتستقر المياه عند عمق محدد يعرف بمستوى قاعدة للنحت base level of erosion.

وفى المرحلة الثانية تستمر عمليات الإذابة وتخفيض السطح بدرجة كبيرة فى المواضع أسفل غطاء التربة، وتتكون مظاهر طبوغرافية مميزة، حيث تظهر الكوات والاكام بشكل أكثر انتشاراً، ويتم إذابة مواضع رئيسية فى السطح بشكل متعمق وتمثل بدايات لنقطيع السطح إلى كتل كبيرة منفصلة، تسود على أسطحها بداية قمم صغيرة مصقولة ذو هيئة دائرية أو شبه دائرية تحدد مواضع تكون الأبراج فى كل كتلة كبيرة، ويظل مستوى الماء الجوفى فى نفس مستوى قاعدة النحت الذى وصل إليه فى المرحلة السابقة.

وباستمرار عملية إذابة الصخور يتطور السطح ويتم إزالة كميات كبيرة من السطح بحيث يتخلف عن النحت قمم مخروطية جوانبها شديدة جداً فى الانحدار حيث يلعب النبات المدارى والمطر الغزير دوراً مؤثراً فى تكونها وفى تباينها، ويصل ارتفاع هذه الأبراج إلى مئات الأمتار، وقد يبلغ الارتفاع ٢٥ متراً، وقطرها ١-٢ متر فقط، كما يتميز السطح بوجود أشكال بنائية أصغر ناتجة عن الإذابة

تعرف بـ Karren^(*) ويظهر هنا الملمح الجيومورفولوجى للكارست والذي يعرف فى أفريقيا باسم assegaïs أى الرماح الرفيعة وهى عبارة عن حافات مجارى الكارست أو lapie وهى كبيرة جدا وتتكون نتيجة تضافر الإذابة فى حفر الإذابة المندمجة والأودية الطولية على طول امتداد الحواط التى تتخلف بين حفر الإذابة وهى تأخذ شكلاً مثلثياً أو شكل المعين فى مواضع القطاعات ذات الأبراج المستنقة التى تشبه الرماح (Tulsa & Makati, 1980, p.307) ويصل تخفيض السطح إلى مستوى النحت فى المرحلة السابقة ويتعداه بالنحت بالإتجاه إلى أسفل.

وفى المرحلة الرابعة تحدث عمليات النحت الجانبى لهذه الأبراج بسبب كثافة المطر والجريان المائى السطحى، ويتم تخفيض ارتفاعات الأبراج وتصبح أقل ارتفاعاً، ويتم إزالة أعداد منها وبالتالي يقل عددها، ويستوى السطح فى معظم أجزائه، وما تبقى من أبراج بعضها يكون فى مرحلة التخفيض والإزالة والبعض الآخر يكون قد تحول إلى ما يشبه مجرد بروز صخرى بارتفاع أمتار قليلة، وتتباعد المسافة بين هذه الأبراج المتخلفة.

(*) الكارن Karren مفرداً karre وهى مجارى وقنوات عميقة بضع بوصت نشأت بالتجوية والتحلل الكيماوى فى مناطق الكارست وهو لفظ المائى.

الفصل التاسع

التعزية الجليدية

التعرية الجليدية

يعتبر الجليد ضمن العوامل الرئيسية ذات التأثير في سطح الأرض، حيث يمارس نشاطه سواء في عمليات النحت أو عمليات الإرساب، وإن كان يتميز بسيادة نشاطه في نطاقات محددة تقتصر على العروض القطبية الباردة كما في شمال كندا وألاسكا والجزر الشمالية مثل أيسلندا وجرينلاند وشمال اسكتلندا وشمال سيبيريا والأطراف الجنوبية من أمريكا الجنوبية والقارة القطبية الجنوبية. كما أنه يتميز بظهور نشاطه في التعرية فوق الجبال في المناطق الواقعة فوق خط الطلج الدائم كما في جبال الألب وجبال البرانس، والجزر البريطانية وجبال روكي والسلاسل الغربية الساحلية غرب أمريكا الشمالية، وجبال أورال، وجبال الإنديز.

ويمارس الجليد نشاطه في عمليات التعرية باستخدام عمليتين هما البرى abriation والتكسير والانتقاط plucking. فبعض المعادن تكون لينّة، ويصبح الصخر في صورة مجواه ويسهل برى السطح إذا كانت شرائح الجليد شديدة البرودة فوق السطح. ونظراً لشدة الرياح في المناطق الثلجية فإنها تكون لديها القدرة على دفع الشظايا الجليدية فتصطدم بالصخور وتعمل على صقل الصخور، وهي في هذا تشبه نشاط الرمال في برى الصخور في الصحارى.

أما العملية الثانية فهي عن طريق الهدم والتكسير والانتقاط plucking الميكانيكى للصخور، ويحدث ذلك حينما ترتفع درجة الحرارة نسبياً، فتذوب بعض الكتل الجليدية الموجودة على السطح وتتدفق مياهها بين الشقوق الجليدية وتصل إلى أسفل الجليد ويعاد تجمدها ويزيد ضغطها على السطح. كما أن الصخور ذات الشقوق يمكن للجليد أن يحولها إلى طبقة متجمدة regelation وتحملها الثلجات إلى مناطق بعيدة، ويطلق على هذه العملية بالهدم والتكسير بفعل الجليد Glacial

plucking، ويدفع دائماً بالأجزاء التي هشمتها الجليد فيما رواء العقبات التي تقابل الجليد أثناء حركته، ويلاحظ أن هذه العملية أكثر فعالية من عملية البرى.

أشكال النحت الجليدى

(١) الوادى الجليدى Glacier :

الأودية الجليدية هي عبارة عن المجارى التي يحفرها الجليد لنفسه من بداية تحركه من الثلجات أو من أعلى المرتفعات حتى نهاية ذوبانه على اليايس أو حتى يصل إلى مستوى سطح البحر مكوناً أشكال الفيوردات على السواحل، وتمثل الفجوة المنحوتة فى الصخر ويتحرك فيها الجليد فى سرعات بطيئة المجرى الجليدى أو الوادى الجليدى أو المياه بعد ذوبان الجليد.

والمقطع العرضى للوادى الجليدى عادة يكون شكله على هيئة حرف U بعكس المقطع العرضى للأودية النهرية التى تأخذ حرف V أو شكلاً مقعراً خفيفاً، أو يكون المقطع فى هيئة مستطيلة

أما الأودية الجليدية المعلقة hanging valleys فإنها تعد أيضاً من اشكال النحت الجليدى. وتظهر هذه الأودية المعلقة إذا ما قام النهر الجليدى الرئيسى بنحت وتعميق مجراه بشكل كبير وقد يساعده على هذا النحت المكثف والتعميق الشديد وقرع مجرى الوادى الجليدى على طول إمتداد مناطق ضعف فى القشرة الأرضية، وهذا يجعل منسوب قيعان الأودية الجليدية التى تمثل الروافد على جانبي الوادى الرئيسى أعلى من قاع المجرى الرئيسى، شكل (٧٧).

ويشير البعض من أمثال Gardwood أن الروافد نشأت أثناء نشأة الأودية، وكانت هذه الأودية الرئيسية عبارة عن أودية فيضية قبل أن تكون أودية جليدية وحيثما تحولت وملئت بالجليد اشتد تعميق الجليد للمجرى الرئيسى، وتركت الروافد

على مناسيب أعلى من قاع المجرى الجليد بمقدار كبير، وأصبحت بذلك بمثابة أودية معلقة، كما فى شكل (٧٧).

(٢) الأحواض الجليدية Troughs :

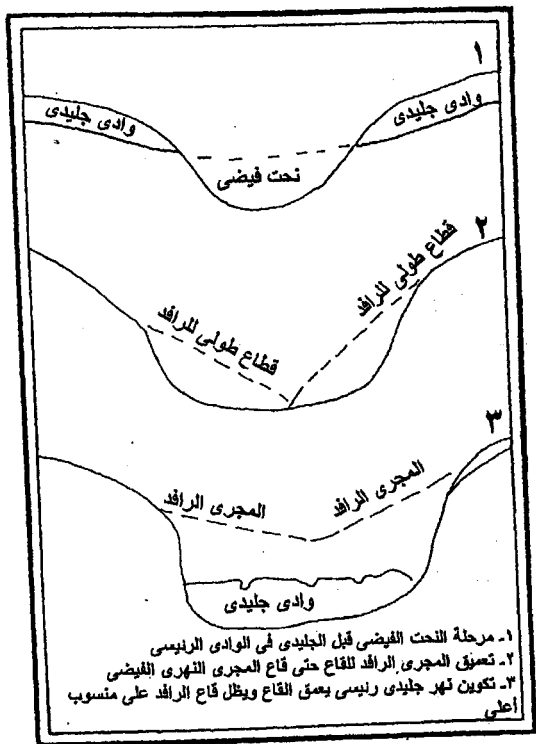
هى إحدى مظاهر النحت، وهى تقترب فى تصنيفها من رتب الأودية الجليدية مع غالبية المظاهر النحتية التى نلاحظها فوق سطح الأرض. ويلاحظ على جبال الألب أنها من أكثر الجبال تقطعاً بالأودية الجليدية لدرجة أنه يطلق على هذا التجمع بشكل عام للأودية الجليدية بها "الطبوغرافيا الألبية"، وتمثل الأحواض الجليدية أحد المركبات الأساسية لأشكال السطح بها.

وهذه الأحواض عبارة عن أودية جليدية سابقة، والتى يختلف مقطعها العرضى عن المقطع العرضى للأودية النهرية. فالمقطع العرضى للأحواض فى هيئة نقوس متتابع، وتسود فيه السفوح المقعرة والتى ترتفع من قاع الوادى حتى تصل إلى الجروف الشديدة الإنحدار فى الأجزاء الصخرية العليا على جانبي الوادى. أما القطاع الطولى فهو عبارة عن سلسلة من الأحواض المنفصلة عن بعضها بصخور صلبة (Bloom., 1979, p.390).

وقد صنف لنتون Linton المنخفضات الجليدية إلى أربعة فئات :

(١) النوع الألبى Alpin trough وهى التى تتغذى إما فى الوقت الحالى أو فى الماضى بتجمعات مناطق ثلجية أو جليدية محيطة برأس وادى ينتصفها. أما للروافد القديمة فقد عدلتها سلسلة الأودية الجليدية فى شكل متقارب والتى تبدو فى مظهر معلق وفى وضع أعلى من الوادى الرئيسى (Small, 1985, p.384).

(٢) النوع الأيسلندى Icelandic trough ويوجد فى التجمعات الجليدية الكثيفة على هضاب أيسلندا وتصرف جليدها بواسطة مساقط جليدية شديدة الإنحدار إلى رعوس أودية تقطع هوامش الهضاب.



مراحل تطور الوادي الجليدي المعلق

شكل (٧٧)

(٣) النوع المركب Composite : وهى تلك المنخفضات التى وجدت قبل أن توجد الأودية النهرية والتى أصبحت تستخدمها الأنهار جزئياً والتى أضيف إليها مجارى أودية جديدة تمثل روافد جليدية والتى نتجت عن النحت الجليدى.

(٤) نوع منخفضات الطفوح Intrusive troughs وهى الأودية التى كونتها الثلجات ونحتتها فى اتجاه عكس الإنحدارات السابقة لتكون الجليد، خاصة فى المناطق التى كان يتحرك فيها الجليد من أسفل إلى أعلى، أى من الأراضى المنخفضة إلى المرتفعات بحكم صلاحية الجليد وما يتعرض له من ضغوط تجعله يتحرك عكس الجاذبية الأرضية وهو فى هذا تشبه الطفح البركانى الذى يتجه عادة من أسفل إلى أعلى.

(٣) الحلبات Cirques :

الحلبات هى لفظ فرنسى، ويعرف فى بريطانيا باسم corrie وفى اللغة الألمانية باسم كار Kar وتوجد الحلبات فى المناطق التى تحدد برعوس المنخفضات فى مناطق تجمع الثلجة فى الأودية الجليدية المنحوتة وهى ذات رعوس شتدية الإنحدار، وتبدو فى هيئة أحواض شبه دائرية أو ما يعرف بالحلبات cirques. وتحت قاع هذه الحلبة يوجد نشاط مكثف لفعل التجوية بالصقيع وعمليات النحت الثلجى nivation المجاورة للحقل الجليدى بالإضافة إلى خطوط التدفق فى نطاق التجمع الجليدى التى تقوم بحمل الرواسب الصخرية إلى أسفل قاعدة الثلجة والتى يكون قاعها قد تم تجويته بفعل عمليات البرى المكثف. وتبدو الحلبات دائماً فى هيئة أشكال نحت عميقة فى صورة أحواض، شكل (٧٨).

وقد تتحول الحلبات الجليدية فى النهاية إلى بحيرات جليدية تعرف باسم بحيرة الحلبة tarn، ويحدث هدم لهذه البحيرات الجليدية الجبلية إذا تم نحت الصخور الفاصلة بين الحلبات وبعضها البعض، والتى كانت تمثل حاجزاً صخرياً فيما بينها.



(١) إطار عام للكتلة الجليدية
 (٢) قطاع طولى للكتلة والوادي الجليدي
 شكل (٧٨).

وعادة فإن ثلاجات الحلبة الجليدية تختلف فى سمكها من فصل لآخر، ولأنك أنه يتبع ذلك تغيرات صغيرة فى درجات الحرارة عند منطقة للتلامس بين خط حرارة الجليد المتساوى والصخر، فينتج عن ذلك غشاء رقيق من المياه المذابة أثناء الشتاء، بينما تصل كتل الجليد إلى أكبر سمك لها، ويحدث رشح من خلال أية شقوق تلجية، ويحدث لهذه الكمية الأخيرة تجمداً حينما يخف عنها الضغط، وتؤدي هذه العملية إلى تخفيض قاع الحلبة بمقدار حوالى نصف متر/ كل ٢٠٠ سنة، وهذه المعدل يمكن أن يرجع زمن تكون الحلبة التى يبلغ عمقها ١٠٠٠ متر إلى فترة النشاط الجليدى فى عصر البليستوسين (Embleton & King, 1968, p.209).

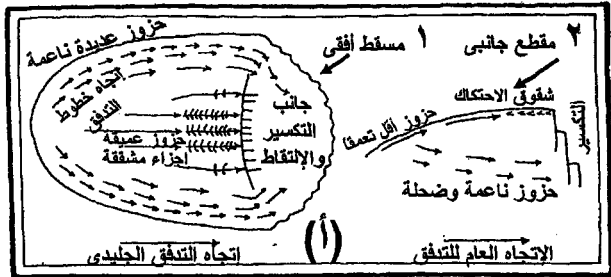
ويرتبط بعملية نحت الحلبات الجليدية، وتخفيض منسوبها، وإعطائها هيئة مقعرة للسطح، تخلف الصخور الواقعة على جوانب الحلبات والمحددة لها، والتي تفصل فيما بينها وبين الحلبات الأخرى المجاورة لتقف بمثابة قمم مدببة، تعلو من منتصفها ويشد انحدار جوانبها بدرجة كبيرة للغاية.

(١) الصخور القيمية roche moutonnee :

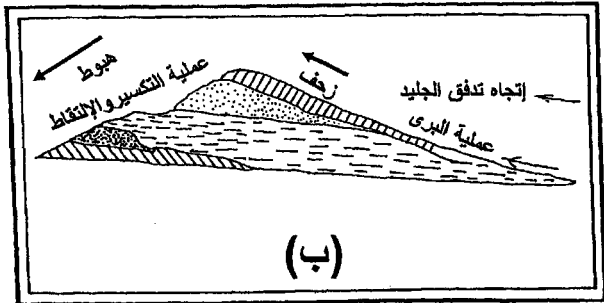
هى مواضع ذات كتل صخرية صلبة ممسوكة فى قاع الوادى الجليدى وتعطى القاع مظهراً غير متجانس الانحدار أو الشكل، وتبدو فى قاعه على هيئة قباب صخرية صغيرة تعرف بظهور الأغنام. وهى تبدو فى هيئة ملابس ناعمة ومصقولة فى الجهة القدام منها الجليد، بينما تكون منكسرة الهيئة فى الجانب الآخر والذى يمثل جانب هبوط للجليد تجاه المصب. وهذه الملامح تقف عامة كدليل للمناطق والجهات التى تقدم منها الجليد، والمحاور والاتجاهات التى اتخذها الجليد فى حركته، كما يوضحها شكل (٧٩).

الفيرورات Flords :

هى عبارة عن أذرع من المسطحات المائية البحرية التى تتعمق فى اليايس فى هيئة خليجية طويلة وضيقة، وهذا التعمق المائى البحرى يتوغل فى تضاريس جبلية على سواحل البحار والمحيطات فى البيئة المعتدلة الباردة والباردة.



After: Chorley et al., 1984, p.448.



(أ) مسقط أفقي وآخر جانبي للصخور الغنمية

(ب) كيفية تكوين الجليد للصخور الغنمية

شكل (٧٩)

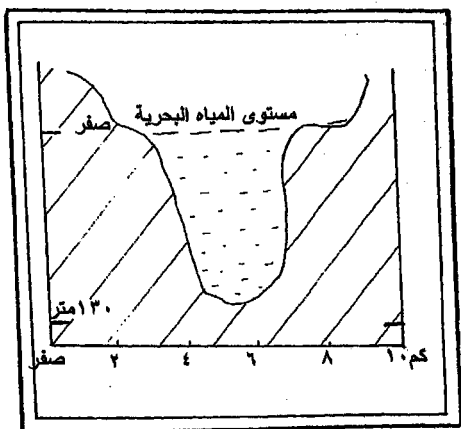
وتتوزع الفيوردات على السواحل شمال شرق كندا ونيوفاوندلاند والنرويج وأيسلندا وجزيرة جرينلاند وجنوب غرب شيلي والجزر الواقعة جنوب أمريكا الجنوبية مثل نيراندل فيجوجو، وشبه جزيرة السكا شمال غرب أمريكا الشمالية.

وقد بدأ تكون الفيوردات حينما تجمعت الكتل الجليدية فوق اليابس وبدأ تكون الفترات الجليدية Glacial periods في عصر البليستوسين والتي حدثت أربع مرات وفيما بين كل فترتين جليديتين كانت توجد فترة دفيء. وفي أثناء الفترة الجليدية كانت تحتبس المياه ولا تعود إلى المحيطات، وبالتدريج هبط مستوى البحر إلى نحو ١٣٠-متراً. وقد اندفعت الأودية الجليدية عبر الجزء المكشوف من قاع البحر للوصول إلى مستوى القاعدة وهو مستوى سطح البحر الذي كان منخفضاً، فعملت على نحت أجزاء وشكلت مجارى، وحينما عاد البحر وارتفع مستواه إلى الوضع الحالي غمرت مياه البحر هذه الأودية المنحوتة وأصبحت مظهرًا جيومورفولوجياً يعرف بالفيورد، شكل (٨٠).

أشكال الارساب الجليدي

(١) الركام الجليدي : كلمة "moraine" هي كلمة قديمة استخدمها الفلاحين في جبال الألب في فرنسا في القرن الثامن عشر وأطلقوها على ضفاف الأرض وعلى الأحجار والتي دخلت تدريجياً إلى الدراسات الخاصة بجبال الألب وأصبحت مصطلحاً شائعاً (monkhouse, 1971, p.223).

ويطلق على كل الرواسب التي يحملها الجليد اسم الركام الجليدي، ولكنه يأخذ مسميات مختلفة حسب موقع هذا الركام بالنسبة لحركة الجليد، بحيث إذا وجدت هذه الرواسب المفككة على جوانب الجليد المتحرك عرفت باسم الركام الجانبي Lateral moraine وهي عبارة عن الركام التي يتروذ بها الجليد والناتج عن التجوية الميكانيكية لجوانب الجليد المتحرك.



After: Embleton & king, 1968.

قطاع عرضي في أحد القيودات في النرويج وسط فيورد سوجنى

شكل (٨٠)

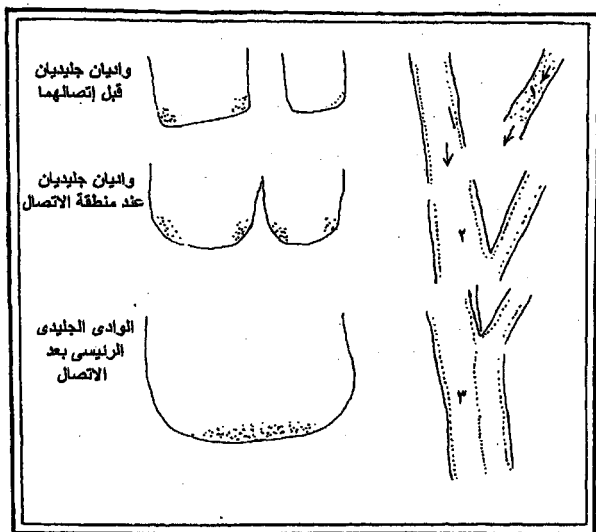
وإذا كانت الركامات تقع في منتصف مجرى الجليد المتحرك في وادي جليدى عرفت باسم الركام الأوسط medial morains ، وغالباً ما يقع أسفل الجزء الأوسط للوادي الجليدى، خاصة إذا تلاقى واديان جليديان واندمجا فإن الركام الجانبى لكلا الواديين يتحدا مع بعضهما في وسط المجرى الأكبر ويصبح للركام في هذه الحالة ركاماً وسطاً كما يوضحه شكل (٨١) وكلما تلاحقت الركامات الجانبية عند التقاء الأودية الجليدية فإن الرواسب الجانبية تتحول إلى ركام أوسط وتعرض لعمليات سحق وتفتت فتزداد نعومة ويصغر حجم رواسبها بفعل برى الجليد وتفتيته لها.

الركام النهائى terminal morians :

الركام الجليدى هو الذى يوجد عند نهايات حركة الجليد خاصة فى الأودية الجليدية، ولذا فهو يحدد مواضع الـ التخرج والانتحاء فى تقدم وتراجع الجليد. ويتكون هذا الركام جزئياً بسبب هبوط الرواسب والنشطايا للصخرية من أمام مقدمة الجليد، وأيضاً بسبب تراكم الركام أو للرواسب الأمامية الواقعة أمام الرواسب أسفل الجليد النهائى (نهايات الجليد الذى يتسم بقلة السمك (Tarr, 1927, p.224).

(٢) تلال الجليد drumlines :

تلال الجليد رواسب تراكمت بفعل الجليد أثناء حركته وزحفه وشكلها مستطيل، وذات شكل مدبب مسحوب من أحد أطرافه فيما يشبه الكتيب الرملى فى ملامحه العامة، ولذلك قد يطلق عليها للكتبان الجليدية أيضاً، والشكل المسحوب أو المستنق يكسبها هيئة تشبه هيئة الياردانج التى تكون مسحوبة فى اتجاه منصرف الرياح ويشير إلى أن الجزء المستنق فى هذه التلال الجليدية يتدل على اتجاه منصرف الجليد، بينما الجزء الأعلى والأشد انحداراً يكون فى الجهة القادم منها الجليد، شكل (٨٢).



الركامات الجليدية فى المواضع المختلفة للأودية الجليدية

شكل (٨١)

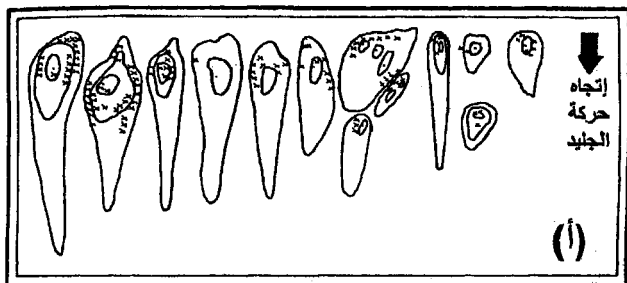
ومن أمثلة التلال التى كونها الجليد تلك التى كونتها غطاءات الجليد، ويتضح ذلك إذا عرفنا أن معظم التلال تبدأ فى التكون إذا كان الغطاء الجليدى مكثف بشكل واضح. وتتطابق التلال الجليدية تماماً مع قاعدة الجليد المتحرك، وهذا يمثل دليلاً واضحاً على أنها تكونت أثناء حركة الجليد، وهذا يمكن أن يستدل عليه من دليل آخر مثل توزيع الكتل الضالة erratics التى تشمل علامات صخرية محددة مثل جرانيت منطقة Shap . ولابد أن حركة الجليد كانت تتم بشكل نشيط أثناء عمليات ارساب التلال لأن استطالة شكلها تظهر أن الجليد كان له القدرة على تخطى العقبات أثناء هذه الفترة (Embleton & King, 1968, p.336).

وبالرغم من أن الشكل السائد والمنتشر لتلال الجليد هو الشكل المستطيل إلا أنه قد توجد تلال مستديرة ويرجع ذلك إلى حدوث افتراق للجليد يميناً ويساراً مما يحول دون تكوين الجزء المستقيم من التلال . وقد لوحظ أن استطالة شكل التلال تصبح أكبر ما يمكن حينما كان الجليد أكثر سرعة وأكبر سمكاً، ويوجد مثل هذه الحالات فى مقاطعة البحيرة حول وجتون Wigton فى بريطانيا.

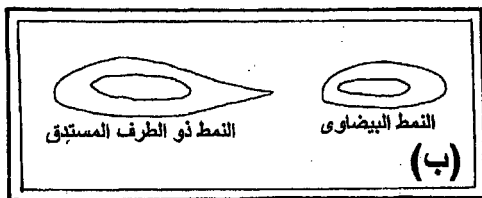
ويلاحظ أن معظم للتلال الجليدية فى شمال بريطانيا مكونة من رواسب الطفيل الجليدى till، ورواسبها طين - جلاميدى مع وجود أطقم الجلاميد فى الطين، وبعض منها قد يحتوى على الحصى فى النواة المركزية مما يشير إلى احتمالية ارساب هذه المواد قبل أن تتشكل فى هذه الهيئة بفعل حركة الجليد. وتوجد الكتبان أو تلال الجليد فى وادى إدين Eden وتكون مجاورة للمناطق التى حصرتها وقبضت وجودها فى مناسيب أكثر انخفاضاً، حيث وجدت فى للوادي، وفى الأراض المنخفضة، ونادراً ما توجد على ارتفاعات يبلغ منسوبها ٣٠٠ متر.

(٣) رواسب الاسكرز Eskers :

هى عبارة عن رواسب متجمعة فى شكل حواجز حصوية مفككة تأخذ هيئة



After: Chorley et al., 1984, p.455.



الملاح المورفولوجية للتلال الجليدية (أو الكتبان)
شكل (٨٢)

طولية تشبه الخطوط الحديدية وتبدو مرتفعة فوق السطح وفي هيئة متعرجة، وتكون بشكل متصل أو متقطع، وارتفاعاتها تصل قرابة ٣٠ متراً أو يزيد (سباركس، ١٩٧٨، ص ٥٢٦). وهي تشبه في تركيب رواسبها الركام النهائي إلا أنها تتميز بطباقية الرواسب.

وتنتشر المظاهر والملاح الجيومورفولوجية للاسكر في فلندة وشرقي بولندة والسويد حيث توجد في مناطق البحيرات والمستنقعات، وتوجد أيضاً في شمال الجزر البريطانية واسكتلندة. وتوجد الرواسب الاسكرز بامتدادات كبيرة أحياناً في مناطق الركامات الجليدية، وقد تصل في امتدادها إلى ١٥٠ كم.

وقد تعرضت نظريات مختلفة لكيفية تكون رواسب الاسكرز، ومنها أحد النظريات عبارة عن افتراضات ذكرت بأنها من رواسب المجارى المائية التي حملت في أنفاق متخللة الغرشة الجليدية icesheet والتي تظهر على السطح ويتجدد نشاطها بعد نهاية ذوبان الجليد. لهذا فإنه قد تم ارسابها في مجارى مائية خانقية داخل الجليد الصلب، وهذا هو الذى اعطاها المظهر الطولى المستمر لمسافات طويلة وبشكل محورى، وبسبب طبيعة المجرى النهري المغلق فإن الضغط المائى كان له تأثيراً على زيادة سرعة التدفق وعلى زيادة الحمولة بشكل مكثف (Monkhouse & small, 1978, p.109).

(٤) رواسب الكام Kames

تمثل هذه الرواسب أحد صور الرواسب المفككة التي قام الجليد بارسابها في هيئة مجروفات جليدية، تكون ملاصقة تماماً مع الجليد أثناء نقلها ثم لرسابها.

والكام هي عبارة عن تلال أو كومات من المجروفات الجليدية التي تتميز بوجود طباقية للرواسب المكونة لها، وهي تتكون بين فتحات الكتل الجليدية. وقد

تتكون رواسب الكام فى صورة مراوح صغيرة فى هيئة منحدره على جانبى سطح الجليد وملامسه له، وتعمل المجارى على ارساب هذه المكونات. وما أن ينوب الجليد فسرعان ما يعمق المنطقة، ويشغل مجرى مائى منخفضاً، بينما المجارى الجانبية العليا السابقة تختفى وتترك رواسب عليا على جانبى المجرى النهري - الجليدى، وتقف هذه الرواسب فى هيئة مصاطب يطلق عليها مصاطب الكام.

قائمة المراجع

قائمة المراجع

أولاً : المراجع العربية :

١. أبو العز، محمد صفى الدين (١٩٧٦)، قشرة الأرض : دراسة جيومورفولوجية، دار النهضة العربية، القاهرة.
٢. أبو العز، محمد صفى الدين (١٩٩٩) مورفولوجية الأراضى المصرية، دار غريب للطباعة والنشر والتوزيع، القاهرة.
٣. أبو العينين، حسن سيد (١٩٨٩) أصول الجيومورفولوجيا؛ دراسة الأشكال التضاريسية لسطح الأرض، مؤسسة الثقافة الجامعية، الإسكندرية.
٤. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩١) "التغيرات الجيومورفولوجية لوادى النيل النوبى بين الجندلين الثالث والرابع"، نشرة البحوث الجغرافية، كلية البنات، جامعة عين شمس، العدد الرابع عشر، أكتوبر، ص ص ٧-١٠٦.
٥. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩١)، جيومورفولوجية المراوح الفيضية على جانبي وادى دهب - الغائب بشبه جزيرة سيناء، مجلة بحوث كلية الآداب، جامعة المنوفية، العدد الخامس، أبريل، ص ص ٦٩-١٤٤.
٦. التركمانى، جودة فتحى (١٩٨٧)، إقليم ساحل خليج العقبة فى مصر، دراسة جيومورفولوجية، رسالة دكتوراة، كلية الآداب، جامعة القاهرة، غير منشورة.
٧. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩٦)، منطقة الحمادة بالملكة العربية السعودية، دراسة فى جيومورفولوجية الصحارى، رسائل جغرافية، الجمعية الجغرافية الكويتية، العدد ١٨٨، ٩١ صفحة.
٨. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩٩)، جيومورفولوجية منطقة توشكى وإمكانات التنمية، سلسلة بحوث جغرافية، العدد الرابع، الجمعية الجغرافية المصرية، القاهرة ٢١٨ صفحة.

٩. التركمانى، جودة فتحي (١٩٩٨)، "جيومورفولوجية اليردائج فوق أسطح البلايا بمنخفض للخارجة"، الإنسانيات، دورية علمية محكمة، كلية الآداب، فرع دمنهور، جامعة الإسكندرية، العدد الثانى، السنة الأولى، ص ص ١٠١-١٥٦.
١٠. جودة، جودة حسنين (١٩٧٩) معالم سطح الأرض، الطبعة الخامسة، الهيئة المصرية العامة للكتاب، الإسكندرية.
١١. العوضى، جاسم محمد عبدالله (١٩٨٩)، حركة الكثبان الهلالية فى الكويت، رسائل جغرافية، للجمعية الجغرافية الكويتية، العدد ١٢٧.
١٢. سباركس، ب. و. (١٩٧٨) الجيومورفولوجيا، ترجمة لىلى عثمان، مكتبة الأنجلو المصرية، القاهرة.
١٣. الغنيم، عبد الله يوسف (١٩٨١)، أشكال سطح الأرض المتأثرة بالرياح فى شبه الجزيرة العربية، وحدة البحوث والترجمة، قسم الجغرافيا، جامعة الكويت.
١٤. للوليعى، عبد الله ناصر، (١٩٩٢)، تعرج الأنهار والأودية، دراسة جيومورفولوجية تطبيقية لبعض الأودية الجافة فى المملكة العربية السعودية، بحوث جغرافية، الجمعية السعودية، العدد ١٢، جامعة الملك سعود، الرياض، ٩١ صفحة.
١٥. تفتيش رى أعلى النيل الأبيض، تقرير واليوم لبعثة مساحة فروع بحر الغزال (بحر العرب ونهر لول) عام ١٩٥٨، ١٩٥٩.
١٦. ليليافسكى، سبرج (١٩٦٥) الأيدروليكا النهرية، ترجمة عبد الفتاح فهمى محمد، الهيئة العامة لشئون المطابع الأميرية، القاهرة.
١٧. محسوب، محمد صبرى (١٩٩٨)، جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربى، القاهرة.

ثانياً : المراجع غير العربية :

1. Alexander, H.S. (1932), "Pothole Erosion", J. Geol., vol. XL, pp.305-337.
2. Antia, E.E. (1987),.. "Perliminary Field observtions on Beach cusp formation and characteristics on tidally and morphodynamically distinct beaches on the Nigerian Coast", Marine Geol., 78, pp.23-33.
3. Babilir, A.A. & Jackson, C.C. (1985), "Ventifacts Distribution in Qatar", Earth Surface Processes and Landforms, vol.10, pp.3-15.
4. Bagnold, R.A. (1937), "The transport of sand by wind", The Geogr. Jour., No.5, May, pp.409-438.
5. Ball, W.B. (1964), "Alluvial Fans and Nearo surface Subsidence in Western Freson County California" Geol. Survey Professional paper, 437 A., Washington, 70p.
6. Ballantyne, C.K. & Kirkbride, M.P. (1987), "Rockfall activity in upland Britain during the loch lonond stadial", Geogr. Jour., vol.153, part 1, March, pp.86-92.
7. Basrsch, D. (1979), "Nature and importance of mass-wasting by rock Glaciers in Alpine permafrost Environments", Earth surface process, vol. 2, pp.231-245.
8. Batanouny, K.H. & Batanouny, M.H. (1968), "Formation of phytogenic hillocks", I, Botanica Academie Scientiarum Hungaricae, Tomus 14, (3-4) pp. 243-252.
9. Beadnell, H.J (1911), "The Sand-Dunes of The Libyn desert", Geogr. Jour., pp. 379-395.
10. Birkeland, P.W. (1984), Soils and Geomorphology, Oxford University Press, New York.
11. Bloom A.L. (1979) Geomorphology, A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms, prentice - Hall of India, New Delhi.
12. Bloom A.L. (1969), The surface of the Earth, prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey.
13. Breed C.S. et al., (1997), "Wind Erosion in Drylands", in :David S.G. Thomas, Arid zone Geomorphology, process, form and change in drylands, John Wiley & Sons, New York, pp. 437-466.
14. Butzer, K.W, (1960) "on the pleistocene shorelines of Arabes Gulf, Egypt", J.Geol., vol. 68.

15. Chepli, W.S., (1982), "Dynamics fo wind erosion : Nature of Movement of Soil by wind", in: Labronne J.B. & Mosley, M.P. (eds), *Erosion and Sediment yield*, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.108-123.
16. Chorley, R. et al., (1984), *Geomorphology*, Methuen, London.
17. Clayton, K.M. edt., (1981), *tectonics and Landforms*, Longman Inc., New York.
18. Cook, R. & Warren, A. (1973) *Geomorphology in Deserts*, B.T. Batsford Ltd, London.
19. Cooke, R. (1970), "Stone pavements in Deserts", *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 60, pp.550-577.
20. Cooke, R. (1970), "Stone pavements in Deserts", *Ann. Of the Assoc. Am. Geogr.*, vol.60, pp.560-577.
21. Cooke, R.U. & Smalley, I.J. (1968), "Slat weathering in Desert", *Nature*, vol. 220, December, pp.1226-1227.
22. Day, M. (1976), "Morphology and Hydrology of Some Jamaican karst Depressions", *Earth Surface Processes*, vol.1, pp. 111-129.
23. Day, M.J. (1978), "Morphology and Distribution of Residual Limestone Hills (mogotes) in the Karst of northern Puerto Rico", *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol., 89, pp. 426-432.
24. Decker, R. & Decker, B. (1997), *volcanoes*, 3rd.ed, W.H. Freeman and Company, New York.
25. Delibrias G. & Priazzoli P.A. (1983), "Late Holocene Sea-Level Changes in Yoron Island, The Ryukus, Japan", *Marine Geology*, Vol., 53, M7-M16.
26. Drew D. (1985), *Karst Processes and Landforms*, Macmillan Education LTD, London.
27. Embabi, N.S. (1982) "Barchans of Kharge Depression", in: El Baz, F. & maxwell (eds.), *Desert Landforms of Southwest Egypt, A basis for comparison with Mars*, NASA, Washington D.C., pp. 141-157.
28. Embabi, N.S. (1995), "Types and patterns of Sand Dunes in Egypt", *Bull. Egyptian Geogr. Soc.*, vol. 68, pp.57-89.
29. Emery, K.O & Kuhn, G.G (1980), "Erosion of Rock Shares At La Jolla, California", *Marine Geol.*, 37, pp. 197-208.
30. Emiliani, C. (1995), *Planet Earth; Cosmology geology and the Evolution of Life and Environment*, Cambridge University Press,
31. Engeln, O.D.V. (1942), *Geomorphology; Systematic and Regional*, The Macmillan Company, New York.
32. Finch et al., (1959), *The Earth and its Resources*, McGraw-Hill, Inc.,

New York.

33. Fryberger S.G & Ahlbrandt, T.S. (1979), "Mechanisms for the formation of Eolian Sand Seas", *Z.Geomorph. N.F.*, 23, 4, pp.440-460.
34. Garner, H.F. (1974), *The Origin of Landscapes; A synthesis of Geomorphology*, Oxford Univ. Press, New York, U.S.A.
35. Geofizika Co., Zagreb-Yugoslavia (1966): *Regional Geological and Geophysical Explorations and Topographic Mapping of South Kharga and Tushka Area, New Valley Project, Egypt. Vol.1, Geology and Geophysics*, Cairo, 84p.
36. Gerrard, A.J. (1981), *Soils and Landforms; An integration of Geomorphology and pedology*, George Allen & Unwin, London.
37. Glock, W.S. (1931), "The Development of Drainage Systems : A synoptic View", *Geogr. Review*, pp. 475-483.
38. Goudi, A.S. (1997), "Weathering processes", in : Thomas, D.S.G., (Ed.), *Aride zone geomorphology; process, forms and change in drylands*, 2nd ed., John Wiley & sons, New York, pp. 25-40.
39. Gregory, J. (1976), "Drainage Networks and Climate", in : Derbyshire, E.ed., *Geomorphology and Climate*, John Wiley & Sons, London.
40. Grolier et al. (1980), "Yardings of the western desert", in : El-Baz, F. et al., *Journey to the Gifl kebir and Uweinat, Southwest Egypt*, *Geogr. J.*, Murch, pp. 80-81.
41. Hooke, J.M. (1977), "The Distribution and Nature of Changes in River Channel Patterns: The Example of Devon", in : Grogory K.J., ed., *River Channel Changes*, John Wiley & Sons, New york, pp. 265-279.
42. Hoyt, J.H. (1967), "Barrier Island Formation", *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 78, pp.1125-1136.
43. Inman, D.L. & Guza, R.T. (1982) "The Origin of Swash Cusps on Beaches", *Marine Geology*, 49, p.133-148.
44. Keefer, D.K. (1984), "Landslides Caused by earthquakes", *Geol. Soc. Am.Bull.*, vol. 95, April, pp. 406-421.
45. Keller, E.A. (1972), "Development of Alluvial Stream channles: A Five -Stage Model" , *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol.83, May, pp.1531-1563.
46. Kemmerly Ph. R. & Toew, S.K. (1978), "Karst Depressions in A Time Context", *Earth Surface Processes*, vol. 3, pp.355-361.
47. Kemmerly, V. (1982), "Spatial Analysis of A karst depression population: Clues to Genesis", *Geol. Society of Am. Bull.*, vol.93,

pp. 1078-1086.

48. Kesseli, J.E., (1941), "Rock Streams in the sierra Nevada, California", *Geogr. Review*, pp. 203-228.
49. King, C.A. (1972), *Beaches and Coasts*, 2ed., Edward Arnold, London.
50. King, H.W. J. (1918), "Study of A dune Belt", *The Geogr. Jour.*, No.1, Janu., pp. 16-33.
51. Kjerfve, B. & Magill (1989), "Geographic and Hydrodynamic Characteristics of Shallow Coastal Lagoons", *Marin Geology*, vol.88, pp.187-199.
52. Komar, P.D. (1971), "Nearshore Cell Circulation and the Formation of Giant Cusps", *Geol.Soc. A. Bull.*, vol. 82, sep. pp.2643-2650.
53. Komar, P.D. (1976), *Beach Processes and sedimentation*, prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
54. Kostaschuk, R.A. et al., (1986) "Depstional process and Aluvial Fan-Drainage Basin Morphometric Relationships Near Banff", *Earth Surface Processes and landforms*, vol., 11, pp. 471-484.
55. Lake Albert Dam, U.W.W.1, Numule Site 1944, Cross Sections on Baher El Gebl.
56. Landsberg, S.Y. (1956), "The Orientation of Dunes in Britain and Denmark in Relation to Wind", *The Geogr. Jour.*, part 2, June, pp. 176-189.
57. Langbein, W.B. & Schumm, S.A., (1958) "Yiel of Sediment in Relation to Mean Annual Precipitation", *Transaction American Geophysical Union*, Vol.39, No.6, December, pp.1076-1084.
58. Lobeck, A.K. (1939), *Geomorphology; An Introduction to the Study of Landscapes*, McGraw-Hill Company, New York.
59. London, M.J.E. et al. (1982), "Geomorphology of the Middle Caqueta Basin & Eastern Colombia", *Z. Geomorph. N.F.*, 26, No.3, pp.343-364.
60. Madigan C.T. (1936), "The Australian Sand-Ridge Deserts", *Geogr. Review*, Vol. XXVII, pp.205-227.
61. Mankhouse, F.J. & Small, J. (1978), *Dictionary of the Natural Environment*, Edward Arnold, London.
62. Marker, M.E. et al., (1983) "Karst Development on the Alexandria Limestones E. Cape Province, South Africa", *Z. Geomorph. N.F.*, 27, 1, pp. 21-38.
63. McCauley, J.F. (1973), "Mariner 9 evidence for wind Erosion in the Equatorial and Mid-Latitude Regions of Mars", *J. of Geophysl. Res.*,

- Vol.78, No.20, July,10, pp.4123-4137.
64. McKee, E.D. ed. (1979) A study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional paper, No.1052. U.S.A.
 65. Middleton, N. (1997), "Desert Dust", in : Thomas, D.G., ed. Arid zone Geomorphology, Process, Form and Change in drylands, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, pp.413-436.
 66. Milne, J.A. (1979), "The Morphological Relationships of Bends in Confined Stream Channels in Upland Britain", in : Pitty, A.F. (ed.), Geographical Approaches to Fluvial Processes, Univ. of East Anglia, Norwich, England, pp. 215-239.
 67. Monkhoues, F.J. (1971) Principles of Physical Geography, University of London Press LTd, London.
 68. Moore, G.T. & Asquith, D.O. (1971), "Delta, Term and Concept", Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 82, pp.2563-2567.
 69. Neal J.T. (1975), "Past Climates and Antecedent Lakes in Playa Basins", in : Neal (ed.) Playas and Dried Lakes Occurrence and Development, Bowden, Halsted Press, Library of Congress, pp. 1-8.
 70. Neal, J.T. & Matts, W.S. (1967), "Recent Geomorphologic Changes in Playas of Western United States, Jour. Of Geol., Vol.75, No.5., pp.511-525.
 71. Neal, M.T. et al. (1968), "Giant Desiccation Polygons of Basin Playas", Geol. Soc. Am. Bull, v.79. pp. 69-90.
 72. Otvos , E.G. (1986), "Island Evolution and Stepwise Retreat; Late Holocene Transgressive Barriers, Mississippi Delta Coast – Limitations of A model", Marine Geol. Vol. 72, No.314.
 73. Owens, E. H. (1977), "Temporal Variations in Beach and Nearshore Dynamics", J.sed. Petrol., vol. 47, No.1, pp. 168-190.
 74. Park, C.C. (1977), "Man-induced Changes in Stream Channel Capacity", in : K.J. Gregory, River Channel changes, John Wiley & Sons, New York, pp.121-144.
 75. Parry D.E. & Wickens G.E. (1981), The Qozes of Southern Darfur Sudan Republic", The Geogr. Jour., v. 147, No.3, pp. 307-320.
 76. Rachocki, A. (1981), Alluvial Fans, John Wiley & Sons, New York.
 77. Rendell, H. (1977), "Tectonic frameworks", in : Thomas, D.S.G. (ed.), Arid zone Geomorphology, Process, Form and Change in Drylands, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, pp. 13-24.
 78. Richards , K. (1982) , Rivers : Form and process in Alluvial Channels, Methuen, London.
 79. Robinson, A.H.W. (1980), "Erosion and Accretion Along Part of the

- Suffolk Coast of East Anglia, England", *Marine Geology*, 37, pp. 133-146.
80. Russell, R.J. & McIntire W.G. (1965) "Beach cusps", *Geol.Soc. Am. Bull.*, vol.76, March, pp.307-302.
81. Sharp, R.P. (1942), "Mudflow Levees", *Journal of Geomorphology*, No.3, oct., pp.222-227.
82. Shaw, P.A. & Thomas, S.G. (1997), "Pans, Playas and Salt lakes", in : Thomas, D.G., *Arid Zone Geomorphology*, (eds.), 2nd. Ed., John Wiley & Sons, New York, pp. 293-318.
83. Short, A.D., (1979) "Three Dimensional Beach-Stage Model", *J. of Geol.*, vol. 84, pp. 553-571.
84. Small, R.J. (1985), *The Study of Landforms*, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, Cambridge, London.
85. Sonu, Ch.J. (1973), "Three- Dimensional Beach Changes", *J. Geol.*, vol.81,
86. Stevenson, J.C. et al., (1988), "Sediment Transport and Trapping in March Systems: Implications of Tidal Flux studies", *Marine Geol.*, 80, pp. 37-59.
87. Tarr, P.S. & Martin, L. (1914) *College Physicography*, The Macmillan Company, New York.
88. Temeco, Inc (1983), *Pre-Feasibility Study Northern Nile River Barge System*, Sudan. April, Khartoum.
89. Trudgill, S.T. (1977), "Problems in the Estimation of Short-Term Variations in limestone Erosion processes", *Earth Surface Processes*, vol.2, pp.251-256.
90. Tuttle, S.D. (1971), *Landforms and Landscapes*, W.M.C. : Brown Company Publishers, Dubuque, Iowa.
91. Twidale C.R. (1976), *Analysis of Landforms*, John Wiley and Sons, Sydney, Australasia.
92. Uganda Survey, (1939) *Mutir stie*, 13/122/16.
93. Verstappen (1960) "On the Geomorphology of Raised coral reefs and its Tectonic Significance", *zeitschrift für Geomorphologie*,. Band 4, Heft 1, Berlin, pp. 1-28.
94. Whitney M.I. & Dietrich R.V. (1973), "Ventifact Sculpture by Windblown Dust", *Geol. Soc. A. Bull.*, Vol.84, August, pp.2561-2582.
95. Williams, P.J. (1957), "Some Investigations into Solifluction Features in Norway", *Geogr. Jour.*, vol. CXXIII, Part 1, March, pp.42-58.

96. Williams, P.W. (1985), "Subcutaneous Hydrology and the Development of Doline and Cockpit Karst", *Z. Geomorph. N.F.*, 29, 4, p.p.463-483.
97. Williams, W.W. (1960), *Coastal Changes*, Routledge & Kegan Paul, London.
98. Wilson I.G. (1973), "Ergs", *Sedimentary Geology*, 10, pp.77-106.
99. Wilson, J.G. (1972), "Aeolian Bedforms- their Development and Origins", *Sedimentology*, Vol.19, pp.173-210.
100. Wolman, M.G. & Miller, J.P. (1982), "Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes", in : Jonathan B. Laronne & M. Paul Mosley, eds. *Erosion and Sediment Yield*, Hutchinson, Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.13-33.
101. Worrall, G.A.(1974) "Observations on Some Wind-Formed Features in the Southern Sahara", *Z. Geomorphology. N.F.*, 18, 3, pp. 291-302.
102. Wright, H.E. (1961), "Late Pleistocene Climate of Europe: "A Review", *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 72, June, pp. 933-984.
103. Wrigth L.D. & Coleman, J.M. (1973), "Variations in Morphology of Major River Discharge Regimes", *Am.. Soc. Petrol. Geo. Bull.*, vol. 57, pp.370-398.
104. Zittel, K.V. (1968), "The Law of Uniformity and Geologic Time", in "Wijte, J.E. (ed.) *Study of the Earth*, prentice-Hall of India private limited, New Delhi, pp.11-17.

فهرس الموضوعات

رقم الصفحة	الموضوع
٢٤-٥	الفصل الأول : الجيومورفولوجيا : للفروع والمجالات.
٤٤-٢٥	الفصل الثاني: العمليات والأشكال التكتونية.
٦٢-٤٥	الفصل الثالث : عمليات التجوية وإعداد الصخر.
٧٦-٦٣	الفصل الرابع: عامل الجاذبية وأثره فى تشكيل السطح.
١٥٤-٧٧	الفصل الخامس : الأشكال والعمليات الفيضية.
٢٠٥-١٥٥	الفصل السادس : العوامل والعمليات الساحلية.
٢٦٠-٢٠٧	الفصل السابع : العمليات والأشكال الصحراوية (فعل الرياح)
٢٩٣-٢٦١	الفصل الثامن : التعرية بالمياه الباطنية.
٣١٢-٢٩٥	الفصل التاسع : التعرية الجليدية.
٣٢٣-٣١٣	قائمة المراجع :
٣١٦-٣١٥	♦ المراجع العربية.
٣٢٣-٣١٧	♦ المراجع الأجنبية.
٣٢٤	فهرس الموضوعات

أشكال السطح

دراسة في أصول
الجيومورفولوجيا

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية
كلية الآداب - جامعة القاهرة



دار الثقافة العربية
القاهرة ٢٠١١

الطبعة الثالثة