الدكتور
جهاد علي الشعار
قسم الجغرافيا - كلية الآداب
جامعة دمشق

علم المياه «الهيدرولوجيا»

منشورات جامعة دمشق

١٤١٤ - ١٤١٥ هـ
١٩٩٤ - ١٩٩٥ م


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

المقـــدمة

لعلّ أبسط وأشمل تعريف لعلم المياه « الهيدرولوجيا » ما جـاء به ويسلر وبراتر : « إنه العلم الذي يدرس الحالات المختلفة للدورة الهيدرولوجية » . لذا فقد جاء محتوى هذا الكتاب لدراسة هذه الحالات .

تشتمل الحالات المختلفة للدورة الهيدرولوجية على المراحل التي يمر بها الماء خلال دورته الكبرى والصغرى عـلى سطح الكرة الأرضية ، بدءاً من مغادرته السطوح الحاوية له ، حتى عودته لهذه السطوح ، مهما طال زمن العودة ، أي دراسة عناصر هذه الدورة من التبخر ، والنتح ، والتبخر ــ النتح ، والتكاثف ، والتهطال ، والجريان ، والرشح ، والمياه الجوفية ، والتجمعات المائية الطبيعية على سطح اليابسة (البحيرات ، المستنقعات ، الجليديات ، الثلاجات) .

جاء الكتاب في سبعة فصول ، حوى الفصل الأول مقدمات حول بنية الماء وبنائه ، وأصله ، وصفاته الفيزيائية والكيميائية ، وتعريفاً بعلم المياه وعلاقته بالعلوم الأخرى ، بالإضافة للدورة المائية والتوازن المائي . بينما تناول الفصل الثاني الوارد المائي الجوي « التهطال » وعلى الرغم من كونه عنصراً مناخياً ، إلا أن الدراسة تناولته من الناحية الهيدرولوجية ، مولية اهتماماً خاصاً للعواصف المطرية ، والتهطال الثلجي ، وذوبان الثلوج ، وتقدير حجم المياه المتحررة عن ذلك ، مع بعض الأمثلة التطبيقية . والشيء نفسه بالنسبة للفصل الثالث الذي خصص لدراسة الفاقد المائي (خسارة الاعتراض ، التبخر ، النتح ، التبخر ــ النتح ، الترشيح ، التسرب من الأحواض) .

وفي الفصل الرابع تناولنا بالدراسة فائض التهطال عن فاقده ، أي الجريان المائي السطحي ومصادره المختلفة ، واختلافاته ، وأولينا اهتماماً خاصاً بالفيضانات وطرائق تقدير قمة الفيضان . بينما تضمن الفصل الخامس المياه الجوفية من حيث أصلها ودورتها في الطبيعة ، وحركتها ، وتصنيفها ، وخصائصها ، بالإضافة للينابيع ، وتداخل مياه البحر المالحة معها ، وطرائق تغذية المياه الجوفية اصطناعياً .

اقتصر الفصل السادس على دراسة البحيرات كنموذج عن التجمعات المائية الطبيعية على سطح اليابسة ، حيث تضمن تعريفاً بالبحيرات وانتشارها الجغرافي ، وأصل الأحواض البحيرية ، بالإضافة لدراستها مورفومترياً ومورفولوجياً ، ونظامها الحراري ، كما أبدينا اهتماماً خاصاً بالظواهر الحركية في البحيرات .

وأخيراً تضمن الفصل السابع دراسة الكتل الجليدية على سطح الكرة الأرضية (الغطاء الثلجي ، الثلاجات ، الغطاءات الجليدية ، جليد البحار ، الجبال الجليدية) وانتشارها الجغرافي بالإضافة للانهيالات الثلجية والجليدية .

آمل أن أكون قد وفقت في تقديم مادة علمية بشكل مبسط وواضح .

والله ولي التوفيق ،،

دمشق في ١٩٩٥/١/١ م .

الدكتور جهاد الشاعر

Damascus University

مفردات مقرر « علم مياه اليابسة »

التي اقرها مجلس التعليم العالي

١ ـ موضوع علم المياه ، ومهماته ، وطرائق دراسته .

٢ ـ علاقته بالعلوم الاخرى .

٣ ـ مكانته بين العلوم .

٤ ـ دورة المـاء في الطبيعة .

٥ ـ توزع البر والبحر .

٦ ـ التوازن المـائي .

٧ ـ تطور الغلاف المائي .

٨ ـ الميـاه الجاريـة .

٩ ـ الميـاه الباطنية .

١٠ ـ البحيرات .

١١ ـ المستنقعات .

١٢ ـ الجموديـات .

الفصل الأول

المدخل لعلم مياه اليابسة

١ـ١ـ ماهو الماء ؟

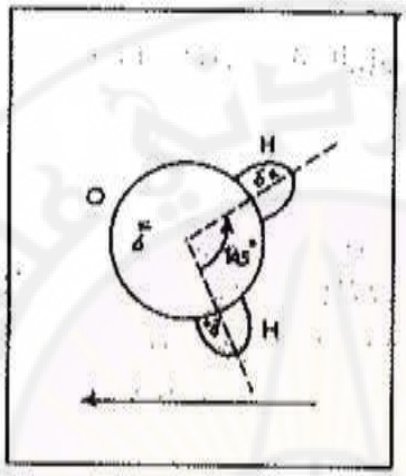
أطلق قديماً اسم الذرة « Atom » على أصغر جزء مستقل من المادة • تتألف الذرة من جسيمين مركبين هما : البروتون والالكترون • عُرف الالكترون منة ١٨٩٧ من قبل سمسون Thomson وهو يشكل جزءاً ضئيلاً للغاية من كتلة الذرة، قدرت كتلته بـ ٩ر١١ × ١٠-٣١ كغ •

اكتشف روزفورد Rutherford أن الذرة تضم في مركزها نواة Nucleu شحنتها موجبة تضم جسيمين هما : البروتون ، ويمتلك شحنة كهربائية موجبة ، والنترون عديم الشحنة الكهربائية • تدور الالكترونات حول النواة ، شحنتها سالبة مساوية في القيمة ، لكنها معاكسة لشحنة البروتون •

من النادر جداً أن تظهر المادة في الطبيعة كذرات مستقلة إلا في حالة الغازات الخاملة Inert gases ، وعوضاً عن ذلك تدين معظم المواد بطبيعتها لاتحاد الذرات، وأصغر جزء من المادة يمكن أن يتشكل بشكل حر ، ويمتلك صفات المادة يسمى جزيئاً Molecule • تتحد وتتلاصق الذرات بقوى ارتباط مشكلة الجزيئات ، بينما تتحد الجزيئات فيما بينها بقوى ارتباط أضعف نسبياً من قوى ارتباط الذرات•

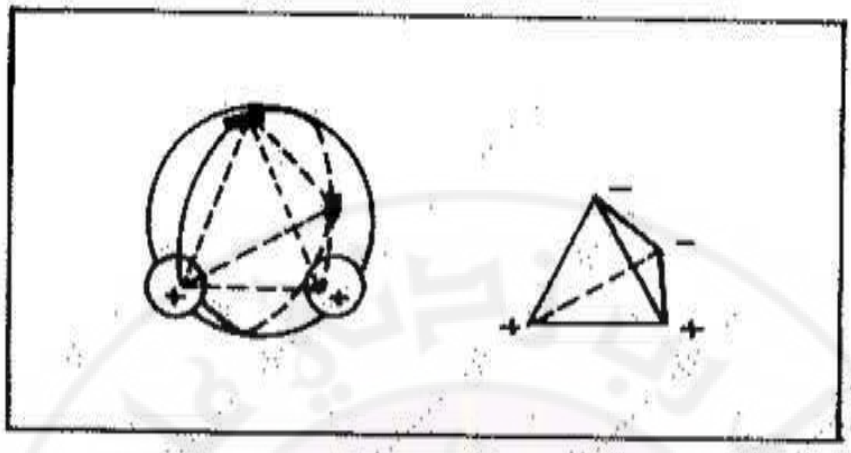
يتكون جزيء الماء ذو الصيغة H_2O من ارتباط ذرة من الأوكسجين مع ذرتين من الهيدروجين وفق الصيغة H—O—H ، يتم هذا الارتباط وفق رابطة تشاركية قوية Covalently bond قيمتها ٣٠ ــ ١٠٠ كيلو حريرة / مول • تبلغ

المسافة بين نوى ذرات الهيدروجين والأوكسجين في جزيئات الماء الموجودة في حالة حرة ٠,٩٥٦٨ أنغستروماً ، كما تبلغ زاوية الربط بين ذرات الهيدروجين والأوكسجين ١٠٥°٠٣' . يقدر قطر جزيء الماء ٢,٦٤ أنغستروماً (شكل ١ — ١) .



شكل (١-١) يوضح تكون جزيء الماء من ذرة أوكسجين وذرتي هيدروجين ، تتوضح الطبيعة القطبية لهذا الجزيء من جراء الشحنة الجزيئية السالبة في ذرة الأوكسجين والشحنة الجزيئية الموجبة في ذرتي الهيدروجين (عن Davidson 1978)

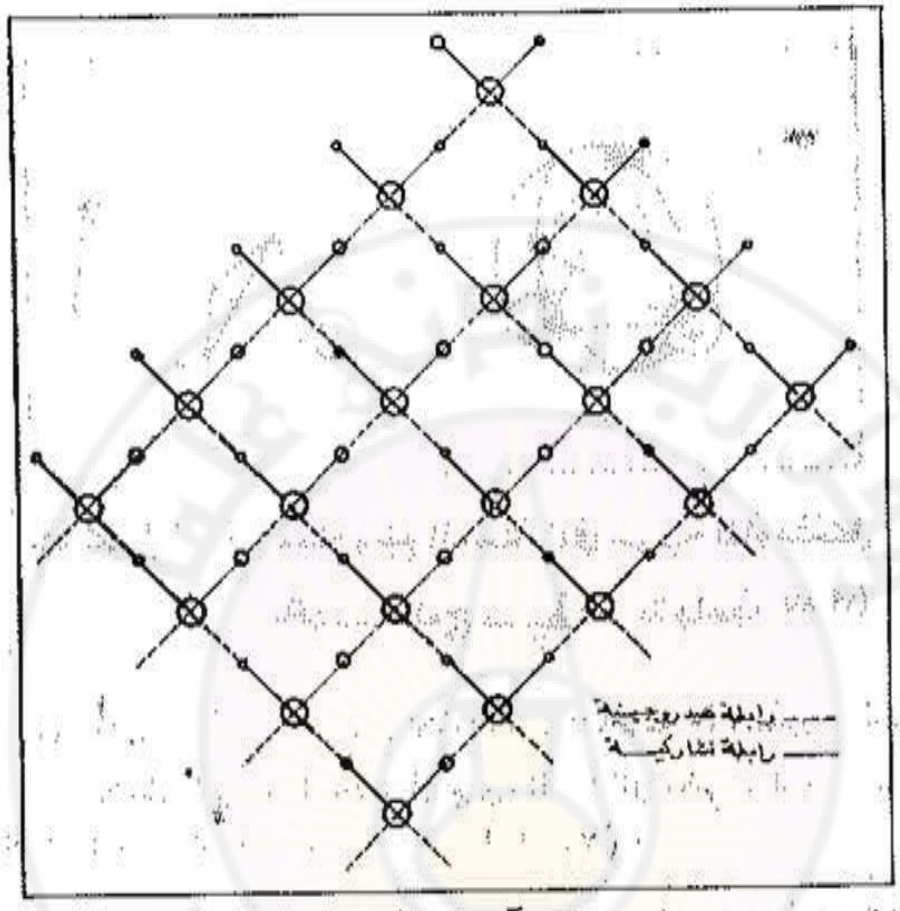
يتألف جزيء الماء من ثلاث نوى ذرية وعشرة الكترونات . يقع الزوج الالكتروني الأول لذرة الأوكسجين على مسافة قريبة من نواة هذه الذرة ، بينما تشكل الأزواج الأربعة الأخرى غمامات الكترونية ممتدة باتجاه رؤوس رباعي السطوح الأربعة (شكل ١ — ٢) ، يرتبط اثنان من هذه الأزواج بنواتي ذرتي الهيدروجين على شكل شحنة موجبة على رأسي رباعي السطوح المتناظرين ، أما الزوجان الآخران فيشكلان على الرأسين الباقيين شحنة سالبة (كيريف ، ١٩٧٩) . وبصورة أوضح يلاحظ عند الارتباط التشاركي انتقال الالكترونات من ذرتي الهيدروجين ذي الشحنة الموجبة إلى ذرة الأوكسجين ذي الشحنة السالبة ، مما يجعل جزيء الماء قطبياً « Polar » وبسبب ارتباط الشحنات الموجبة في جزيء



شكل (١ — ٢) يوضح وضع الشحنات في جزيء الماء بشكل رباعي سطوح بسيط (عن بتريانوف ١٩٨٧)

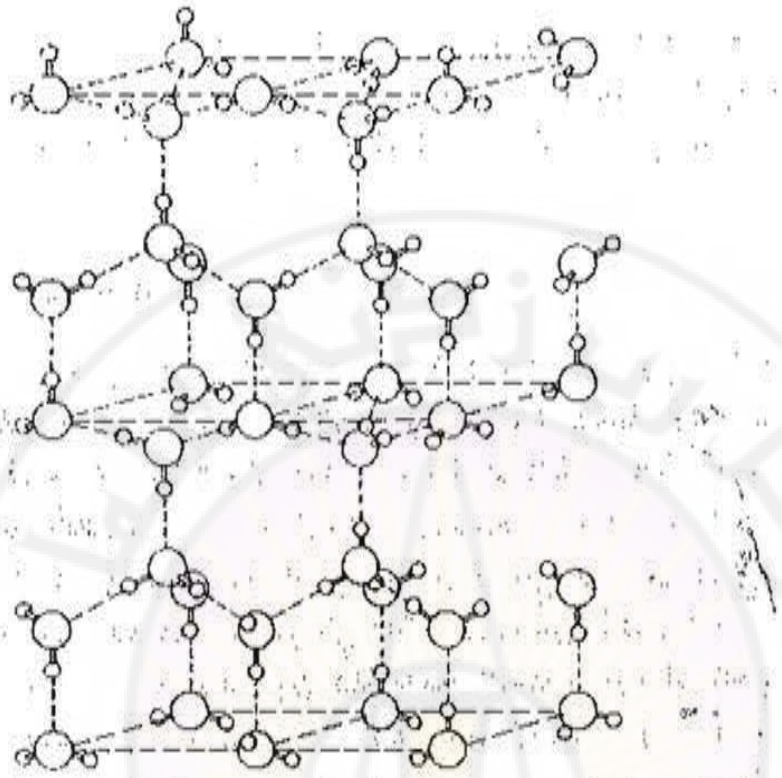
الماء بذرتي الهيدروجين ، بينما تمثل الالكترونات التكافؤية للأوكسجين الشحنات السالبة ، يلاحظ أن وضع الشحنات في جزيء الماء بشكل رباعي سطوح بسيط ، وتلاحظ الثنائية القطبية « Dipole » (شكل ١ — ٢) .

يتواجد جزيء الماء بشكل حر في الحالة الغازية فقط ، بينما يتشكل جسم الماء من ارتباط جزيئات الماء بعضها مع بعض بوساطة رابطة تدعى بالرابطة الهيدروجينية « Hydrogen bond » حيث ترتبط كل ذرة هيدروجين (نهاية موجبة) في جزيء مائي بذرة أوكسجين (نهاية سالبة) في جزيء مائي آخر وفق هذه الرابطة ، وبفضل هذه الرابطة يصبح كل جزيء من الماء مرتبطاً ارتباطاً وثيقاً بأربعة جزيئات مجاورة له (شكل ١ — ٣) . وهكذا تظهر جزيئات الماء مرتبطة بعضها مع بعض في شبكة فراغية ، وتبقى في توازن حركي معقد ، فهي تجمعات معقدة متشكلة من جزيئات مستقلة مرتبط بعضها مع بعض بروابط هيدروجينية .



شكل (١-٣) ارتباط جزيء ماء بآخر وفق الروابط الهيدروجينية

يتميز الجليد بالبناء البلوري المنتظم ، ويلاحظ هنا أن جميع الروابط الهيدروجينية الممكنة تنشط لتعطي البلور شكله الصلب المميز (شكل ١ ــ ٤) . يتضح بشكل رئيسي أن كل جزيء ماء في أي قطعة من الجليد محاط بشكل مغلق، ومرتبط بأربعة جزيئات أخرى ، إن الطبيعة المفتوحة للبناء يتطلب حجماً إضافياً بالموازنة مع بناء الماء العشوائي في الحالة السائلة . لذا فإن الماء يتمدد عند التجمد ، وبالتالي فإن كثافة الجليد أقل من كثافة الماء . توجد في الشبكة البلورية للجليد مستويات تتوضع فيها ذرات الأوكسجين حيث تشكل مسدسات متساوية الأضلاع،



شكل (١-٤) : قطعة صغيرة من بلورات الجليد . تبدو الجزيئات مجمعها الطبيعي لاحظ الروابط الهيدروجينية والبناء المفتوح الذي يعطي الجليد كثافته المنخفضة.

وربما يفسر ذلك أن الشكل المألوف لندف الثلج هو الشكل السداسي Hexagonal . تترابط البلورات الجزيئية في الجليد بروابط أقل من الروابط الأخرى ، فهي ضعيفة الترابط ، ونقاط ذوبانها قليلة بسبب تدني القدرة الضرورية لتكسير هذه الروابط ، ولدى ذوبان الجليد يتكسر جزء من الروابط الهيدروجينية وتتوضع جزيئات الماء بضعها فوق بعض ، وتتكون في البداية جزيئات ضخمة معقدة

من الماء مختلطة ببقايا من البنية البلورية الهشة للجليد ، وبازدياد درجة الحرارة يزداد تكسر الروابط وتفكك الجزيئات الكبيرة ، ويلاحظ أن نسبة الروابط الهيدروجينية تقل طرداً مع ازدياد درجة الحرارة حتى الوصول إلى الحالة الغازية ، حيث تنخفض إلى أدنى نسبة لها .

١ـ٢ـ أنواع الماء :

يتركب جزيء الماء من اتحاد ذرة من الأوكسجين مع ذرتين من الهيدروجين وفق رابطة تشاركية . تتكون ذرة الهيدروجين من نواة يشغلها بروتون ذو شحنة كهربائية موجبة ، والكترون واحد ذو شحنة كهربائية سالبة ، وتسمى ذرة الهيدروجين الخفيف ($_1H^1$) أو البروتيوم Protium ، حيث يشير الرقم العلوي إلى رقم الكتلة الذرية (الوزن الذري) والرقم السفلي إلى الرقم الذري . يمثل البروتيوم نحو ٩٩٫٩٨٥٪ من إجمالي نظائر الهيدروجين المكون للماء . يترافق أحياناً مع بروتون ذرة الهيدروجين كتلة عديمة الشحنة مساوية لها ظاهرياً تدعى النترون Neutron ، هنا يتشكل الهيدروجين الثقيل ($_1H^2$) أو ما يعرف بالديوتريوم Deuterium ، ويرمز له اختصاراً « D » . تشكل نسبة هذا النظير في جزيئات الماء مقداراً ضئيلاً جداً لا يتعدى ٠٫٠١٥٪ ، أي يوجد مقابل كل ذرة من الهيدروجين الثقيل « D » ٦٧٠٠ ذرة من الهيدروجين الخفيف . كما يوجد نظير ثالث وهو الهيدروجين الأثقل ، حيث تتكون الذرة من بروتون ونترونين ($_1H^3$) ، ويسمى التريتيوم Tritium ويرمز له اختصاراً (T) وهو من النظائر المشعة ، يتكون باستمرار في طبقة الستراتوسفير بفعل الأشعة الكونية ، عمر النصف يزيد على ١٢ عاماً ، كميته ضئيلة ، ومع ذلك يمكن اكتشافه في أي مكان ، وفي أي قطرة ماء .

ـ يلاحظ بالنسبة للأوكسجين وجود ثلاثة نظائر هي :

١ ـ الأوكسجين الخفيف ، أو الأوكسجين ١٦ ورمزه (^{16}O) : يتكون من

ثمانية بروتونات وثمانية نترونات . يشكل هذا النظير ٩٩٫٧٥٩٪ من الأوكسجين الموجود في الماء .

٢ ــ الأوكسجين ١٧ ، ورمزه (O^{17}_{8}) ، ويتكون من ثمانية بروتونات وتسعة نترونات ، ويشكل هذا النظير ٠٫٠٣٧٪ من الأوكسجين الموجود في الماء .

٣ ــ الأوكسجين الثقيل ، أو الأوكسجين ١٨ ورمزه (O^{18}_{8}) ، الذي يتكون من ثمانية بروتونات وعشرة نترونات ، ويشكل هذا النظير ٠٫٢٠٤٪ من الأوكسجين الموجود في الماء .

تشير الدراسات إلى أنه يوجد في أوكسجين الهواء الذي نستنشقه مقابل كل ١٠ ذرات من (O^{17}_{8}) نحو ٥٥ ذرة من (O^{16}_{8}) وأكثر من ٢٦٠٠٠ ذرة من (O^{18}_{8}) . تمكن الفيزيائيون من الحصول على خمسة نظائر للأوكسجين هي : O^{15}_{8} ، O^{16}_{8} ، O^{17}_{8} ، O^{18}_{8} ، O^{19}_{8} .

تبعاً لتعدد نظائر الهيدروجين والأوكسجين يوجد ٤٨ نوعاً من الماء في الطبيعة، ٩ منها ثابتة و ٣٩ نوعاً مشعاً . تأخذ أنواع الماء الثابتة الصيغ التالية :

($D_2{}^{16}O$ ، $HD\,{}^{16}O$ ، $H_2{}^{16}O$)

($D_2{}^{17}O$ ، $HD\,{}^{17}O$ ، $H_2{}^{17}O$)

($D_2{}^{18}O$ ، $HD\,{}^{18}O$ ، $H_2{}^{18}O$)

وأكثر الأنواع شيوعاً في الطبيعة هي :

١ ــ الماء القياسي أو النظامي : يتميز هذا النوع بعد احتوائه على الهيدروجين الثقيل « D » . وهو خليط من عدة نماذج يتألف كل منها من البروتيوم ونظير من نظائر الأوكسجين الثابتة (O^{16} ، O^{17} ، O^{18}) وقد اختير من قبل المختصين كمعيار لأنواع الماء الأخرى لثبات تركيبه وسهولة تحضيره .

٢ ــ الماء الخفيف : يتكون جزيء هذا الماء من ذرتين من الهيدروجين الخفيف مع ذرة من الأوكسجين الخفيف (O^{16}) ، ويأخذ الصيغة التالية ($H_2{}^1O^{16}$) . يعدّ وجوده في الطبيعة متعذراً ، وهناك صعوبة في الحصول عليه مخبرياً .

٣ ــ الماء نصف الثقيل : يتكون هذا الماء من عدة جزيئات مختلفة التركيب ، يدخل في تركيب بعضها الهيدروجين الثقيل « D » والهيدروجين الخفيف في بعضها الآخر ، أي يأخذ الصيغة التالية ($HD\ O^{16}$) ، ويوجد هذا الماء في الطبيعة، ولكن نظراً لتواصل التفاعلات النظائرية بين جزيئات الماء المختلفة يتعذر الحصول عليه بصورة نقية .

٤ ــ الماء الثقيل : تطلق تسمية الماء الثقيل على الماءالناتج من اتحاد الهيدروجين الثقيل « D » مع الأوكسجين الثقيل (O^{18}) أي : « D_2O^{18} » وهو نادر الوجود في الطبيعة . هنا لابدّ من التنويه إلى أن تسمية الماء الثقيل تشير للماء الحاوي على الهيدروجين الثقيل ، ويتكون من عدة نظائر للماء متشكلة من اتحاد الهيدروجين الثقيل مع أحد نظائر الأوكسجين ، أي يتكون من اختلاط (D_2O^{18} مع (D_2O^{17} و D_2O^{16}) . كثافته ١٠ر١ غ/سم^3 ، درجة غليانه ١٠١ر٤٢° م وتجمده + ٣ر٨٢° م .

٥ ــ ماء الأوكسجين الثقيل : يتكون هذا الماء من خليط من جزيئات الماء الناتجة عن اتحاد الهيدروجين الخفيف (H^1) مع الأوكسجين الثقيل (O^{18}) ، أي ($H_2{}^1O^{18}$) وجزيئات ($H_2{}^1O^{17}$) . يوجد في الطبيعة بصورة مختلطة ، حيث يتعذر وجوده بصورة نقية . يحضر بكثرة في المصانع .

٦ ــ الماء المشع : يتكون هذا الماء من اتحاد ذرتين من الهيدروجين المشع أو التريتيوم « T » مع أي نظير من نظائر الأوكسجين « T_2O » . يتواجد بنسب ضئيلة جداً في الطبيعة حيث يتساقط مع التهطال ، ولا تتعدى كميته غراماً واحداً في كل مليون طن من الماء .

إن النماذج السابقة المذكورة نادرة الوجود في الطبيعة بشكل مستقل وإنما تتواجد كخليط متجدد ومتغير • يحتل الماء الخفيف الغالبية العظمى في تركيب الماء الذي نشربه ، ويحتوي كل طن من الماء على ١٥٠ غراماً من الماء الثقيل و ١٨٠٠ غرام من ماء الأوكسجين الثقيل ، بينما كمية الماء المشع ضئيلة ، إن لم تكن معدومة •

إن التغيرات التي تطرأ على الماء خلال دورته في الطبيعة وتباين توزعه وانتقاله من طور لآخر خلال مراحل هذه الدورة المختلفة تسهم بتباين التركيب النظائري للماء ، حيث يلاحظ أن بخار الماء أكثر غنى بالهيدروجين الخفيف من الماء الذي تبخر منه ، بينما الماء المتكاثف عن هذا البخار أيضاً أكثر غنى بالهيدروجين الخفيف من سابقيه ، وتبعاً لذلك يلاحظ أن ماء المطر يختلف عن ماء البحيرات والأنهار والينابيع من حيث التركيب النظائري •

١ـ٣ـ نظريات أصل المـاء الأرضي :

ظهرت العديد من النظريات لتفسير أصل الماء على سطح الكرة الأرضية ، من هذه النظريات :

أ ـ نظرية المياه كونية المنشأ :

تتلخص هذه النظرية بأن الماء أتى إلى الأرض من الفضاء الخارجي ، وتفيد بأن هناك تيارات من الأشعة الكونية تتحرك دائماً في الفضاء الكوني مكوّنة من جسيمات ذات طاقة ضخمة جداً ، تحتوي على نوى ذرات الهيدروجين ، أي على البروتونات • لدى حركة كوكب الأرض أثناء دورانه حولَ نفسه وحول الشمس تخترق هذه البروتونات جـو الأرض ، وتحصل على الالكترونات الضرورية ، وتتشكل ذرة الهيدروجين ، حيث تتفاعل مباشرة مع الأوكسجين مشكلة جزيئات الماء • تفيد العديد من الدراسات المتخصصة أنه يتشكل سنوياً نحو ١٫٥ ملياً من هذا الماء الكوني في الجو المحيط بالأرض ، ومن ثمّ تتراكم هذه الجزيئات على ارتفاعات كبيرة ، وفي ظل درجات حرارة منخفضة ، تتكاثف على جسيمات من

الغبار الكوني مكوّنة سجياً فضية ، حيث يعتقد العلماء أيضاً بأن الماء المتشكل بهذه الطريقة خلال التاريخ الطويل الذي مرت به الكرة الأرضية أثناء تشكلها يكفي لملء المحيطات كافة على سطح هذه الكرة .

ب ـ نظرية المياه ارضية المنشا :

تتلخص هذه النظرية بأن الصخور المكونة للطبقة الواقعة بين نواة الأرض والقشرة الأرضية (طبقة السيما) كانت تنصهر في بعض المواقع تحت تأثير الحرارة الناشئة عن التفكك الاشعاعي للنظائر المشعة ، حيث تنطلق منها مكونات طيّارة كالآزوت والكلور ومركبات الكربون المختلفة والكبريت ، وأكثرها أبخرة الماء . كانت هذه المكونات تقذف إلى الطبقات السطحية أو إلى السطح بوساطة الثورات البركانية خلال تاريخ الأرض الطويل ، وتكفي هذه الكمية لملء جميع المحيطات على سطح الكرة الأرضية . هناك العديد من النظريات التي تفترض أن المياه أرضية المنشأ ، سنتناولها عند بحث أصل المياه الجوفية في الفصل الخامس .

١ـ٤ـ الصفات الفيزيائية والكيميائية :

للماء صيغة كيميائية بسيطة مؤلفة من عنصرين اثنين ، تتجلى هذه البساطة لدى موازنة هذا المركب مع المركبات الكيميائية الأخرى المشابهة . يتميز الماء بخصائص كيميائية وفيزيائية متعددة ومعقدة وشاذة وغريبة ، ولعل أهم خاصة يتميز بها الماء ، وهي لاتزال سراً من أسرار الطبيعة ، ولغزاً غامضاً مضمون الآية الكريمة : « وجعلنا من الماء كل شيء حي » فلا حياة دون ماء ، ولا يوجد كائن حي يستطيع العيش دون ماء ، فهو أساس الحياة .

إن البناء الفريد للماء يجعل جزيئاته متماسكة ومرتبطة بروابط هيدروجينية ، ويصبح كل جزيء مرتبطاً بأربعة جزيئات مجاورة ، وكل منها بأربعة ، وهكذا تبدو جميع الجزيئات مرتبطة ببعض في شبكة فراغية متماسكة ، ولولا هذا لكانت درجة غليان الماء (ـ ٨٠° م) ودرجة تجمده (ـ ١٠٠° م) . ولكن نظراً لأن فصل هذه

الجزيئات يحتاج إلى قدرة حرارية هائلة، يلاحظ ارتفاع درجتي غليان الماء وتجمده، نتيجة لقوى التجاذب الكبيرة بين جزيئات الماء يلاحظ أن قيمة التوتر السطحي للماء عالية جداً ، وتبلغ نحو ٧٢ ميلي نيوتن / المتر ، وهي التي تعطي لقطرة الماء شكل الكرة في حال انعدام الجاذبية ، وهي التي تسمح للحشرات بالمشي عليه دون أن تغوص ، وبوساطتها يرتفع الماء للأعلى في التربة ، وفي الأوعية الشعرية ، وفي الأشجار حتى ارتفاعات تصل حتى ٣٠٠ م .

يعدّ الماء المادة الوحيدة في الطبيعة التي تتقلص بعد انصهارها (جدول ١ ــ ١) ثم تتمدد بارتفاع درجة الحرارة ، ولو لم يحافظ الماء ، وهو في الحالة السائلة ، على بنية الجليد الهشة ، لو لم تكن جزيئاته متجمعة ومتراصة ، لكانت كثافته أعلى من ١ غ/سم^3 بكثير ، ولوصلت حتى ١٫٨ غ/سم^3 عند درجة الحرارة ٢٥° م .

يكتسب الماء النقي جداً والخالي من الغازات خواص جديدة ، إذ يمكن تسخينه عشرات الدرجات فوق درجة الغليان دون أن يغلي ، ويمكن تبريده حتى الدرجة (ــ ٤٠° م) دون أن يتجمد . وعندما يتحول غرام واحد من الماء إلى جليد عند درجة حرارة صفر مئوية يلاحظ ازدياد حجمه من ١ سم^3 إلى ١٫٠٩٠٥ سم^3 ، أي هناك زيادة في الحجم مقدارها ٩٪ ، وهذه خاصة فريدة أخرى للماء تتمثل بتمدد الجليد أثناء تجمده . يقل حجم الجليد عند الذوبان ، بعكس جميع الأجسام الصلبة ، وتزداد كثافة ماء الذوبان فيبقى طافياً فوق محلوله بعكس الأجسام الصلبة التي يزداد حجمها عند انصهارها ، وتقل كثافتها فتغوص في محلولها . عندما يتعرض الجليد لضغط مقداره ٣ جيجا باسكال لا ينصهر حتى إذا وصل إلى الدرجة ١٩٠ مئوية . وإذا كان الجليد المكوّن من الماء العادي ينصهر عند الدرجة صفر مئوية في ظل شروط نظامية للضغط الجوي ، فإن الجليد المتكون من الماء الثقيل ينصهر عند الدرجة + ٣٫٨ مئوية في الشروط نفسها .

يمارس الماء دوراً فريداً في تحولات القدرة وانتقالها وإعادة توزيعها على

سطح الكرة الأرضية أثناء تحوله من طور لآخر خلال الدورة الهيدرولوجية ، وهذا الدور نابع من الصفات الفريدة لبنائه ، فالحرارة الكامنة للانصهار عاليـة (٨٠ حريرة/غ) ، ولدى تجمد غرام واحد ينطلق ٨٠ حريرة ، لذا فهو مصدر للقدرة في القطبين نتيجة القدرة الهائلة عن التجمد التي تخفف البرد القارس ، كما أن الحرارة الممتصة من الجو عند ذوبان الجليد ستؤدي لتلطيف الجو وإلا ارتفعت درجات الحرارة هناك إلى قيم كبيرة جداً .

يندر أن توجد مادة تزيد حرارة التبخر النوعية عندها على الماء ، حيث يحتاج كل غرام من الماء السائل إلى ٥٤٠ حريرة ليتحول إلى بخار نتيجة انجذاب جزيئات الماء بشدة ، وهذه تعطي الماء دوراً فريداً في نقل القدرة من مكان لآخر ، لاسيما إذا علمنا أنه يتبخر كل دقيقة على سطح الأرض مليار طن من الماء ، وعند تكاثف هذه الكمية ينطلق عن تكاثف كل واحد غرام ٥٤٠ حريرة ، وتنتشر في الهواء ، أي ينطلق نحو ٢ر٢ × ١٠^١٠ جول/الدقيقة ، وهي قيمة هائلة جداً .

تعدّ قيمة ثابت العزل الكهربائي للماء العالية جداً (نحو ٨٠) خاصة من أغرب خواص الماء ، فبفضلها يعد الماء من أقوى المذيبات . وهو بدوره يشتعل جيداً في جو من الفلور الحر ، كما تقل لزوجته كثيراً ، ويسيل بسرعة كبيرة جداً إذا أضيف إليه كمية ضئيلة جداً من بولي أوكسيد الايتلين . أما إذا أضيف إليه قليل" من مسحوق ناعم من حمض السيليكون الذي لا يتبلل أصبح الماء جافاً وحبيبياً يمكن ذره ونقله في أكياس صغيرة (بيتريانوف ، ١٩٨٧) .

١ـ٤ـ١ـ الصفات الكيميائية او نوعية الماء :

يعتمد التركيب الكيميائي للماء الطبيعي في البحيرات والأنهار وضمن القشرة الأرضية على العديد من العوامل المتداخلة والمتشابكة ومنها : الجيولوجيا والتربة والمناخ والطبوغرافيا والفعاليات البيولوجية ؛ بالإضافة للزمن . يلاحظ غالباً ، وليس دائماً ، أن عامل الجيولوجيا هو الأكثر تأثيراً من بين هذه العوامل .

ينتج عن عمليات التجوية الفيزيائية والكيمائية التي تتعرض لها صخور القشرة الأرضية معادن أو فلزات الطين ، بالإضافة إلى معادن ثانوية أخرى ، تتعرض المادة خلال هذه العمليات إلى الانحلال الجزئي أو الكلي في الماء أثناء دورته في الطبيعة . تعدّ عملية التجوية التي تتعرض لها الصخور المصدّر الرئيس للمادة المحلولة في الماء ، كما يشارك التهطال في ذلك ، فالمطر محلول كيمائي شائب Dilute chemical solution ، حيث يرجع المختصون أصل الشوارد التي تحتويها المياه المنصرفة خلال الصخور البركانية والمتحولة إلى المطر بشكل أساسي .

تتحول صفات الماء الطبيعي أثناء التفاعلات الكيمائية ، بما في ذلك التبادل الايوني والترسيب الكيمائي ، وأيضاً بفعل الكائنات النباتية والعضوية ، بما فيها البكتريا . كما لوحظ خلال مئتي السنة الأخيرة تأثير متزايد للفعاليات البشرية في المدن المكتظة بالسكان والمناطق الصناعية ، وفي الأراضي الزراعية التي تشهد زراعات متعددة ، واستخدام مكثف للاسمدة الصناعية والعضوية والمبيدات الحشرية والفطرية .

تتكون جزيئات الماء من كاتيونات الهيدروجين (H^+) وأنيونات الهيدروكسيل (OH^-) وفي حالة التوازن الأيوني يلاحظ التفاعل العكوس التالي :

$$H_2O \rightleftharpoons H^+ + OH^- \qquad (1-1)$$

تستخدم هذه العلاقة للماء النقي عندما يكون في حالة التفاعل المتوازن ، لتصف تركيز أيونات الهيدروجين (H^+) والهيدروكسيل (OH^-) وتركيز جزيئات الماء « H_2O » . يتم الحصول على قيمة التركيز الأيوني « Kw » بضرب تركيز أيونات الهيدروجين والهيدروكسيل ، أي :

$$Kw = [H^+] \cdot [OH^-] \qquad (1-2)$$

عادة ما يكون حاصل ضرب تركيزهما ثابتاً عند درجة حرارة معينة ، حيث

تبلغ قيمة « Kw » عند الدرجة ٢٥° م نحو ١ × ١٠-١٤ مول/ل • عند التوازن يجب أن يكون تركيز إيونات الهيدروجين والهيدروكسيل متساوياً كي تتحقق المعادلة (١ — ١) ، وعندها يكون تفاعل الماء متعادلاً ، وقيمة كل منها تساوي نصف قيمة « Kw » ، أي ١ × ١٠-٧ مول/ل • أي أن تركيز إيونات الهيدروجين يساوي ١ × ١٠-٧ مول/ل ، وهذا ما قاد إلى تحديد وتصريف مقياس « pH » الذي يعرف على أنه اللغاريتم السالب لتركيز إيونات الهيدروجين :

$$pH = -\log [H^+] \qquad (٢ - ١)$$

وعندما يكون تركيز ايونات الهيدروجين ١ × ١٠-٧ مول/ل ، فإن قيمة « pH » تساوي :

$$pH = -\log 1 \times 10^{-7} = 7 \log 10 = 7$$

وهنا يكون الماء متعادلاً •

تقل قيمة « pH » عند ازدياد تركيز ايونات الهيدروجين ، ويصبح الماء حامضياً ، فعندما يكون تركيز ايونات الهيدروجين ١ × ١٠-٥ مول/ل ، فإن قيمة « pH » تساوي « ٥ » ، أما عندما يقل تركيز ايونات الهيدروجين عن ١ × ١٠-٧ فإن قيمة « pH » تفوق « ٧ » ويصبح الماء قلوياً • وبما أن مقياس « pH » لغاريتمي ، فإن قيمة « pH = 5 » على سبيل المثال تعني سيادة شروط حمضية مضاعفة عن الحالة التي تكون فيها pH = 6 .

تتعدل صفات الماء الطبيعي أثناء تفاعلات التبادل الأيوني (الايون Ion عبارة عن ذرة أو شاردة تحمل شحنة كهربائية معينة ، فإذا كانت هذه الشحنة موجبة دعي كاتيون Cation ، وإذا كانت سالبة دعي أنيون Anion) ، تتضمن هذه التفاعلات انتقال الأيونات فيما بين التربة والصخور وبين الماء الذي تحتويه هذه التربة أو تلك الصخور • إن معظم تفاعلات التبادل الأيوني تتضمن انتقال الكاتيونات بشكل أساسي ، كما أن معظمها يتم بصورة عكسية ، أي أن التفاعل

يتم وفق اتجاهين • إن قلب جهة التفاعل (التفاعل العكسي) يمكن أن يتم نتيجة التغير الطفيف أو الضئيل في تركيب المحلول المائي • تتمثل الايونات التبادلية الموجودة بشكل طبيعي بفلزات الطين والمواد العضوية والزيوليت Zeolites الواسعة الانتشار في الطبيعة •

يتمثل التفاعل المألوف بإزاحة الكالسيوم (Ca^{+}) أو المغنزيوم (Mg^{++}) في الماء الجوفي بوساطة الصوديوم (Na^{+}) المتواجد في الوسط التبادلي Exchangeable Media • تتعلق درجة تركيز المادة في المحلول بتغير ظروف الضغط والحرارة ، حيث يلاحظ ترسب كربونات الكالسيوم ($CaCO_3$) نتيجة لانطلاق غاز ثاني أوكسيد الكربون (CO_2) من المحلول عند فتحات الينابيع لدى تماسها مع الغلاف الجوي :

$$2HCO_3 + Ca \rightleftharpoons CaCO_3 \downarrow + H_2O + CO_2 \uparrow \qquad (1-4)$$

كذلك ترسب الحديد عندما تتأكسد فلزات الحديدي الموجودة في الماء لدى مواجهتها الهواء الجوي ، وأيضاً ترسب السيليكا عند فتحات الينابيع الحارة •

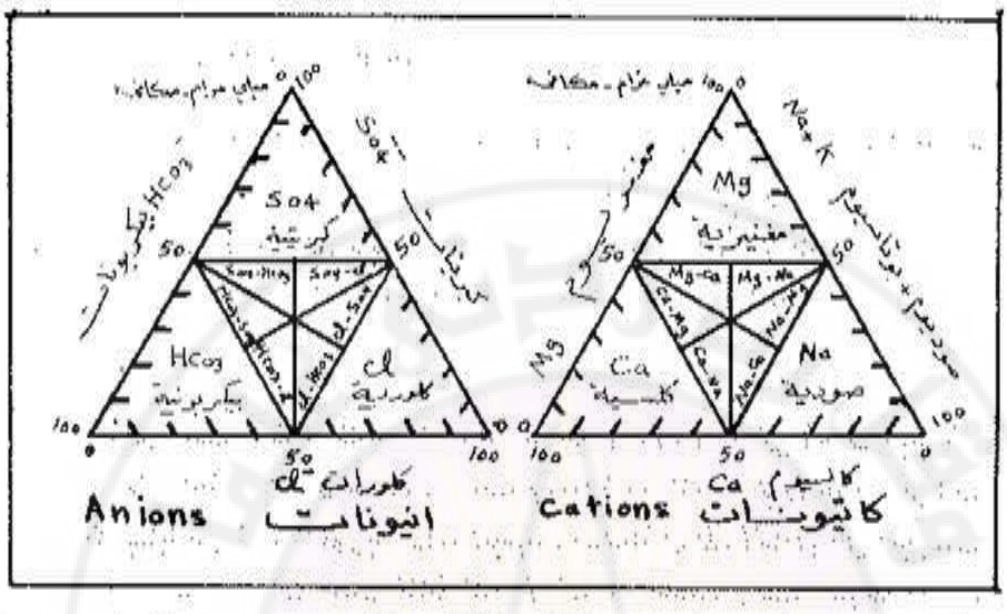
تسهم العمليات البيولوجية بتغير تركيب الماء ، مثال ذلك توضع كربونات الكالسيوم الناتجة عن استهلاك غاز ثاني أوكسيد الكربون المنحل في الماء أثناء عملية التركيب الضوئي • إن البكتريا الموجودة ضمن دورة الكبريت والنتروجين تعدّ بمثابة عوامل تعديل أخرى • تتحول الكبريتات « SO_4 » إلى كبريتيت « SO_3 » بوساطة البكتيريا اللاهوائية باستخدام الأوكسجين من إيونات السلفات (الكبريتات) لأكسدة الهيدروكربونات « HCO_3 » • وبشكل مشابه تتحول النترات « NO_3 » إلى أمونيا « NH_4 » أو نتروجين « N » بوساطة البكتيريا المدرجة للنترات جراء امتصاص الأوكسجين • وفي ظل الظروف المناسبة لعملية الأكسدة ، تسهم البكتيريا المؤكسدة للكبريت بتشكل السلفات « SO_4 » بينما تعدّ أكسدة نتروجين المادة العضوية من قبل البكتيريا مصدر النترات في المياه

الطبيعية . إن اتجاه هذه التفاعلات ، ونتائجها النهائية يعتمد على اختزال الأكسدة Oxidation-Reduction للوسط المحلي .

تتمثل الأيونات الرئيسة الموجودة في الماء الطبيعي بكاتيونات : الصوديوم « Na^+ » والكالسيوم « Ca^{++} » والبوتاسيوم « K^+ » والمغنيزيوم « Mg^{++} » وأنيونات : البيكربونات « HCO_3^- » والكربونات « CO_3^{--} » والسلفات « SO_4^{--} » والكلوريد « Cl^- » والنترات « NO_3^- » ، كما يمكن أن توجد كاتيونات الحديد « Fe^{+++} ، Fe^{++} » والألمنيوم « Al^{+++} » والسيليكون « Si^+ » . تظهر هذه الشوارد على شكل غرويات ، كما توجد بعض الشوارد على شكل آثار أو بقايا ، ويعدّ وجودها مفيداً من حيث تأثيرها في العديد من المجالات ، ومثال ذلك الفلوريد « F^- » المفيد في منع تسوس الأسنان والبورن « B » المفيد في الزراعة .

يتم تصنيف الماء تبعاً للكاتيونات أو الأنيونات الغالبة ، أو عندما يغلب وجود كاتيونين أو أنيونين معاً ، فعلى سبيل المثال نقول عن المياه إنها بيكربونية ـ كلسية عندما يغلب على تركيبها بيكربونات الكالسيوم ، أو مياه كبريتية ـ صودية عندما يغلب على تركيبها بيكربونات الصوديوم ـ السلفاتية . ففي الأقاليم المعتدلة يلاحظ وجود مياه حاوية على نسبة عالية من بيكربونات الكالسيوم ، ويوضح الشكل (١ ـ ٥) تصنيف المياه الطبيعية .

يسهم الإنسان بنشاطاته المختلفة بتأثيرات متباينة على نوعية المياه ، لاسيما عند تصريف مجاري بعض الروافد والأقنية والصرف الصحي إلى الأنهار أو البحيرات ، أو إلى الطبقات الأرضية الخازنة للماء . كما أن استخدام المخصبات الكيميائية الصناعية والتخلص من فضلات المناجم والأحماض ، وزيادة الصرف المالح من المدن والتجمعات السكنية الكبيرة ، والاستثمار المركز والمكثف للطبقات المائية في المناطق الساحلية يسهم بتداخل وتقدم المياه المالحة واختلاطها مع المياه العذبة . كل ذلك يسهم بالتأثير على نوعية المياه . إن تكرير الماء الملوث ، وإعادته إلى حالته



شكل (١-٥) تصنيف الماء الطبيعي (عن Roddaat all 1976)

الطبيعية يمر بالعديد من العمليات الطويلة ويحتاج إلى وقت طويل ، وقد تقتضي عملية تعويضه فترة زمنية طويلة نسبياً ، كما الحال بالنسبة للمياه الجوفية .

ساهم الإنسان من خلال التفجيرات النووية التي بدأت سنة ١٩٤٥ بزيادة انتشار التلوث الإشعاعي . يلاحظ على مستوى العالم أجمع ، أن كمية المواد المشعّة التي قام الإنسان بتصنيعها ضئيلة جداً ، ولا تعادل سوى جزء ضئيل جداً من المادة المشعة الموجودة في الطبيعة ، لكن القضية هنا تنحصر في أن بعض المواد المشعة تنتج من التفجيرات النووية مثل السترونتيوم٩٠ « Sr » Strontium 90

إن الطبيعة الكيمائية للمياه الطبيعية تجعلها في حالة حركية دائمة ، وهي تتبدل باستمرار بغية المحافظة على التوازن الفيزيائي ـ الكيمائي مع الوسط المحيط ، لذا يمكننا التنبؤ عن نوعية الماء وصفاته من خلال معلوماتنا عن هذا الوسط المحيط .

١ـ٤ـ٢ـ الصفات الفيزيائية :

أ ـ الوزن النوعي او الكثافة :

تتحدد كثافة الماء من خلال درجة حرارته ، ومحتواه من المواد المحلولة فيه والغازات . تقل كثافة الماء بزيادة درجة الحرارة ، وهذا يعني أن كثافة الماء سوف تزداد بانخفاض درجة الحرارة ، ولكن هذا لا يلاحظ دائماً في الماء ، حيث تبلغ أعلى كثافة للماء عند الدرجة ٣٫٩٨ م وهي ١ غ/سم^{3} ، والجدول (١ ـ ١) يبين ذلك .

يعزى سبب ارتفاع كثافة الماء عند الدرجة + ٣٫٩٨ م إلى أنه في البداية ، عند انصهار الجليد تتكون جزيئات ضخمة ومعقدة من الماء ، وتبقى هذه الجزيئات مختلطة ببقايا من البنية البلورية الهشة للجليد ، ومنحلة في الماء العادي ذي الجزيئات الصغيرة ، ولهذا السبب تكون كثافة الماء في البداية منخفضة (عند الدرجة صفر) ومع ارتفاع درجة الحرارة تتفكك الجزيئات الكبيرة وتزداد كثافة الماء نتيجة لذلك حتى الوصول للدرجة + ٣٫٩٨ م حيث تسجل أعلى قيمة للكثافة ، وبعد هذه الدرجة يبدأ التمدد المائي ـ الحراري ، وتنخفض كثافة الماء من جديد لأن جزيئات الماء تمتلك قدرة حركية أكثر ، وتقل نسبة الروابط الهيدروجينية ، فتحتل الجزيئات فراغاً أكبر وتقل بالتالي كثافة الماء . وأخيراً لابدّ من الإشارة إلى أن وجود الهواء المحلول بالماء يقلل كثافة الماء .

ب ـ الحرارة النوعية :

تعرّف الحرارة النوعية بأنها كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة غرام واحد من المادة درجة مئوية واحدة ، عند درجة حرارة معينة . وجد بالنسبة للماء أنه يلزمه طاقة حرارية مقدارها ٤٫٢ جولاً* (١ حريرة) لرفع درجة حرارة ١ غراماً من الماء درجة مئوية واحدة ، عندما تكون درجة حرارته ١٤٫٥° م ، وهذا ما قاد إلى تعريف الحريرة على أنها كمية القدرة الحرارية اللازمة لرفع درجة حرارة غرام

جدول (١ ـ ١): كثافة الماء النقي (العذب) في ظل شروط نظامية للضغط الجوي ، واختلافهما حسب درجة الحرارة (عن Smithsonian 1964)

درجة الحرارة C^{o}	الكثافة غ/سم٣	درجة الحرارة C^{o}	الكثافة غ/سم٣	درجة الحرارة C^{o}	الكثافة غ/سم٣	درجة الحرارة C^{o}	الكثافة غ/سم٣
١٠-	٠,٩٩٧٩١	٠	٠,٩٩٩٨٤	٩	٠,٩٩٩٧٨	١٩	٠,٩٩٨٤١
٩-	٠,٩٩٨٢٢	١	٠,٩٩٩٩٠	١٠	٠,٩٩٩٧٠	٢٠	٠,٩٩٨٢١
٨-	٠,٩٩٨٤٧	٢	٠,٩٩٩٩٤	١١	٠,٩٩٩٦١	٢١	٠,٩٩٨٠٠
٧-	٠,٩٩٨٦٩	٣	٠,٩٩٩٩٧	١٢	٠,٩٩٩٥٠	٢٢	٠,٩٩٧٧٧
٦-	٠,٩٩٨٩٢	٣,٩٨	١,٠٠٠٠٠	١٣	٠,٩٩٩٣٨	٢٣	٠,٩٩٧٥٤
٥-	٠,٩٩٩١٥	٤	٠,٩٩٩٩٧	١٤	٠,٩٩٩٢٥	٢٤	٠,٩٩٧٣٠
٤-	٠,٩٩٩٣٥	٥	٠,٩٩٩٩٦	١٥	٠,٩٩٩١٠	٣٠	٠,٩٩٥٦٥
٣-	٠,٩٩٩٥٣	٦	٠,٩٩٩٩٤	١٦	٠,٩٩٨٩٥	٤٠	٠,٩٩٢٢٢
٢-	٠,٩٩٩٦٥	٧	٠,٩٩٩٩٠	١٧	٠,٩٩٨٧٨	٥٠	٠,٩٨٨١٠
١-	٠,٩٩٩٧٥	٨	٠,٩٩٩٨٥	١٨	٠,٩٩٨٦٠	١٠٠	٠,٩٥٨٤٠

واحد من الماء درجة مئوية واحدة عندما تكون درجة حرارته ٥ر١٤° م ، ويبين الجدول التالي (١ ــ ٢) قيم الحرارة النوعية للماء والجليد .

جدول (١ ـ ٢) الحرارة النوعية للماء C_w والجليد C_i مقدرة بالحريرة / غ (عن Smithsonian 1961):

درجة الحرارة C°	C_i	C_w	درجة الحرارة C°	C_i	C_w
١٠٠-	٠,٣٣٠		٠		١,٠٠٧٤
٩٠-	٠,٣٤٦		٥		١,٠٠٣٧
٨٠-	٠,٣٦٣		١٠		١,٠٠١٣
٧٠-	٠,٣٨٠		١٤		١,٠٠٠
٦٠-	٠,٣٩٧		١٥		٠,٩٩٩٨
٥٠-	٠,٤١٥	١,٣	٢٠		٠,٩٩٨٨
٤٠-	٠,٤٣٣	١,١٤	٢٥		٠,٩٩٨٣
٣٠-	٠,٤٥٠	١,٠٨	٣٠		٠,٩٩٨٠
٢٠-	٠,٤٦٨	١,٠٤	٤٠		٠,٩٩٨٠
١٠-	٠,٤٨٥	١,٠٢	٥٠		٠,٩٩٨٥
٠	٠,٥٠٣	١,٠٠٧٤	٦٠		٠,٩٩٩٤

تعدّ الحرارة النوعية للماء عاليـة بالمقارنة مع بقيـة المواد الأخرى فهي ١٧١ر٠ حريرة/غ بالنسبة للهواء ، و ١ر٠ حريرة/غ للفضة ، وللحجر الكلسي ٢٢ر٠ حريرة/غ ، والحجر الرملي ٢١ر٠ حريرة/غ ، وللرمال الكوارتزية الجافة ١٩ر٠ حريرة/غ ، والرطبة (٣ر٨٪) حوالي ٢٤ر٠ حريرة/غ (Davidson, 1978).

جـ ـ اللزوجـة :

تُعرّف اللزوجة Viscosity على أنها قوة الاحتكاك الحادث بين جزيئات الماء التي تسبب انسيابه . وترتبط ارتباطاً وثيقاً بدرجة الحرارة ، فكلما ازدادت درجة

الحرارة قلّت قيم اللزوجة وزادت مقدرة الماء على الانسياب • تقاس اللزوجة بوحدة نيوتن ـ ثانية/م٢ ، أو بوحدة البويس Poise (غ/سم ثا) • تنخفض اللزوجة النوعية للماء من « ١ » عند درجة الحرارة صفر مئوية إلى ١٥٨ر٠ عند الدرجة ١٠٠ م • يميّز المختصون عدة أنواع من اللزوجة :

١ ـ اللزوجة الجزيئية Molecular Viscosity :

وهي تلك الخاصّية التي يقاوم بها الماء تشويه كيانه ، وتعمل القوى التي ترجع إلى هذه الخاصّية على تبادل جزيئات الماء لتذويب الفوارق بين سرعات المائع في طبقاته المختلفة ، وجعلها أكثر تماثلاً •

٢ ـ اللزوجة الديناميكية Dynamic Viscosity :

وهي النسبة بين القوة « ز » والقـوة « δ » :

القوة « ز » : الإجهاد الذي يرجع إلى قوى اللزوجة لكل وحدة مساحة بين طبقتين من المائع متوازيتين لاتجاه تدفقه •

القوة « δ » : معدل تغير سرعة المائع بين هاتين الطبقتين عمودياً على اتجاه تدفقه •

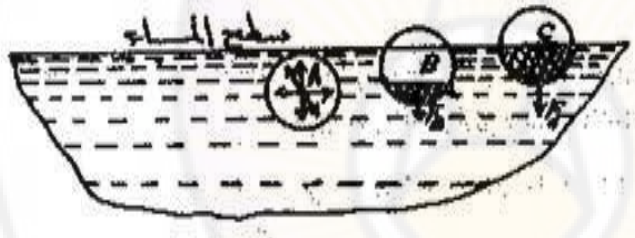
٣ ـ اللزوجة الكينماتيكية Kinematic Viscosity :

وتعرّف على أنها النسبة بين اللزوجة الديناميكية للماء ، وكثافة الماء •

د ـ التوتر السطحي :

تمتلك جزيئـات المـاء طاقة سطحية كبيرة تعرف باسـم التوتر السطحي Surface Tension الذي يحدث نتيجة لعدم التوازن بين القوى الجزيئية في أي جسم مائي ، لذا فإن جزيئات الماء الداخلة في تركيب هذا الجسم تكون مترابطة في

كل الاتجاهات مع الجزيئات الأخرى في السائل بشكل متساوٍ ، أي أن قوى التجاذب بين جزيئة مائية والجزيئات المائية المحيطة بها متساوية في سائر الاتجاهات أي أن هناك توازناً لهذه الجزيئة ، وهذا واضح في الشكل (١ ـ ٦) الحالة (A) • بينما يلاحظ بالنسبة لجزيئة واقعة على سطح الماء أن قوى الجذب المطبقة على هذه الجزيئة غير متساوية في سائر الاتجاهات لأن جزيئات الهواء المحيطة بهذه الجزيئة سوف تمارس جذباً قليلاً لهذه الجزيئة بالموازنة مع قوى الجذب التي تمارسها جزيئات الماء الأخرى المحيطة بها • وتبعاً لذلك فإن محصلة القوى المطبقة عليها « جذب داخلي » للجزيئات المائية الواقعة على السطح ، وذلك على طول خط عمودي على سطح السائل كما هو موضح في الشكل السابق ، الحالتين (B و C) •



شكل (١ـ ٦) يوضح حقيقة أن الجهد السطحي يحدث نتيجة عدم تـوازن القوى الجزيئية

١ـ٥ـ الأطوار المختلفة للماء :

توجد المادة عادة بإحدى الحالات الثلاث التالية : الصلبة والسائلة والغازية ويمكن إدراك وتعريف هذه الحالات الثلاث بسهولة ، ولكن قبل ذلك لابدّ من

العودة والتذكير بالطبيعة الكنتيكية Kinetic Nature للمادة بغية الفهم الأمثل لهذه الحالات .

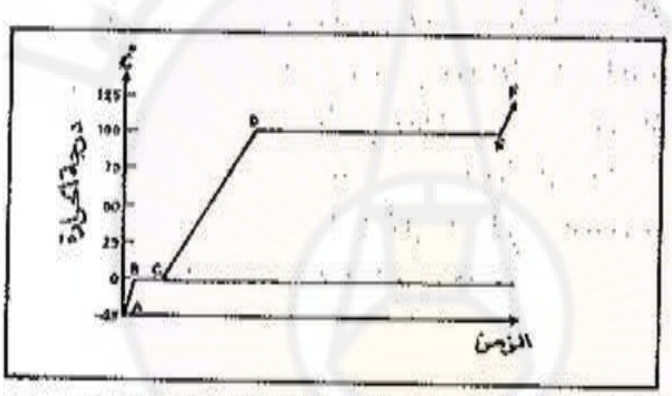
عندما تكون جزيئات مادة ما غير قادرة على الحركة ضمن الوسط الذي توجد فيه ، لكنها تستطيع الاهتزاز أو التذبذب Vibrate فقط حول مركزها الوسطي ، فإن هذه المادة هي بالتأكيد من المواد الصلبة . وفيما إذا كان لكل جزيئة أو ذرة موضع مميز ضمن ترتيب منتظم ، عندها تكون المادة الصلبة بلورية Crystalline ، أما عندما يكون ترتيب الذرات في بناء غير منتظم ، فتكون المادة الصلبة غير متبلورة Amorphous .

يلاحظ في السوائل أن هناك جزيئات إفرادية تتحرك بحرية ، لكنها تجد صعوبة في مغادرة السطح ، حيث هناك درجات كبيرة من عدم الانتظام والفوضى Disorder في ترتيب الجزيئات في السوائل بالموازنة مع الحالة الصلبة ، حيث يلاحظ هنا وجود نوع من القسر في ترتيب ذراتها وانتظامها . بينما يلاحظ في الغازات عدم وجود أية ضوابط على حركة الذرات التي تتحرك بشكل عشوائي Randomly ، لذا فإن أكبر نسبة من عدم الانتظام في ترتيب الجزيئات تلاحظ في الغازات ، أي أن السوائل والغازات تمتلكان صفة الميوعة أو السيولة Fluidity .

تعرف المواد الصلبة والسائلة على أنها أشكال مكثفة أو منضغطة للمادة ، وهذا يعني أن هذه الأجسام تشغل أحجاماً صغيرة خلال وحدة الكتلة Mass ، وعلى العكس ، فإن كتل الغازات تشغل أحجاماً كبيرة نسبياً في ظل الشروط النظامية للضغط والحرارة . إنه لمن المهم جداً أن نلاحظ بأن الحالات الثلاث للمادة تبدي درجات متنوعة من عدم الانتظام ، وهذا يعني أن وجود المادة بإحدى الحالات الثلاث مرتبط بظروف القدرة المحيطة بها ، وعلى سبيل المثال ، عندما يتعرض الجليد للحرارة يبدأ بالذوبان ، وإن استمرار تعرضه للحرارة يؤدي إلى تبخره ، أي تحوله إلى الحالة الغازية .

لنفترض أنه لدينا قطعة من الجليد درجة حرارتها (ـ ٢٥° م) ، موضوعة

في حاوية موصولة بوشيعة (مصدر حراري) • إن تعرّض هذه الحاوية للقدرة الحرارية يؤدي إلى تسخين الجليد بمعدّل ثابت كما يلاحظ في الشكل (١ — ٧) الخـط (AB) • ومادام التزويد بالقدرة مستمراً ، فإن القدرة الداخلية لكل ذرة في البناء الشبكي البلوري Crystal Lattic سوف تزداد بشكل متناسب مع كمية القدرة الحرارية التي تكتسبها • حالما تصل درجة حرارة الجليد إلى الصفر المئوي يبدأ الجليد بالذوبان ، لأن قدرة الذرات تصبح كبيرة إلى الحد الذي يؤدي إلى تكسير الروابط المسببة للبناء البلوري الشبكي • ومادام التزويد بالقدرة يتم بمعدل ثابت ، فإنه لن يكون هناك ازدياد في درجة الحرارة حتى ذوبان كل الجليد (الخـط BC) •



شكل (١ـ ٧) تبدل اطوار الماء تبعاً لاختلاف درجة الحـرارة

إن تبدل حالة الماء من طور الجليد إلى طور الماء السائل ، وفي درجة الحرارة نفسها ، أي لازالت درجة الحرارة « صفراً » لزمه قدرة حرارية • تعرف كمية الحرارة خلال وحدة الكتلة اللازمة لتحويل الماء من الحالة الصلبة إلى الحالة الغازية، وفي درجـة الحرارة نفسها ، بالحرارة الكامنـة للانصـهار ، ويرمـز لهـا بـ : «LHF» Latent Heat of Fusion ، ويمكن أن يعبر عن هذا التبدل في حالة الماء من الطور الصلب إلى الطور السائل بالرمز « ΔH_{fus} » وفق المعادلة التالية :

$$H_2O(S) \rightarrow H_2O(L) \quad \Delta H_{fus} = 333.7\ J.g^{-1} \qquad (١ - ٥)$$

هذا يعني أنه لتحول غرام واحد من الجليد درجة حرارته صفر مئوية إلى ماء سائل درجة حرارته صفر مئوية يحتاج إلى ٣٣٣ر٧ جولا*/غ ، وهذا يكافىء ٨٠ حريرة (١ حريرة = ١٨٤ر٤ جول) .

بعد أن يتحول كل الجليد إلى سائل يلاحظ ارتفاع درجة حرارة السائل (الخط CD) ، والنتيجة هي ازدياد القدرة لكل جزيء من جزيئات الماء ، ويتلخص سبب ذلك في أن هذه الجزيئات تمتلك شيئاً فشيئاً قدرة كنتيكية أكثر فأكثر شأنها شأن القدرة الداخلية . إن ميلان الخط « CD » أقل من ميلان الخط AB ، ويعزى السبب في ذلك إلى أن الحرارة النوعية للماء أعلى من الحرارة النوعية للجليد . عندما تصل درجة حرارة الماء إلى ١٠٠° م بافتراض شروط نظامية للضغط الجوي ، فإن كل جزيئات الماء المنفصلة Individual أصبحت تمتلك قدرة كافية لتهرب من جسم السائل خلال عملية التبخير ، حيث يتبخر بعضها حتى في ظل درجات حرارة منخفضة . إذاً لابدّ من صرف قدرة حرارية حتى يتحول الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية ، ويمكن أن نعبر عن ذلك بالعلاقة التالية :

$$H_2O(L) \rightarrow H_2O\ (g)\ \Delta H_{vap} = 2256.7\ J.g^{-1} \qquad (٦-١)$$

حيث تشير « ΔH_{vap} » إلى الحرارة الكامنة للتبخر Latent Heat of Vaporization ، أي لتبخير غرام واحد من الماء السائل في شروط نظامية للضغط يلزمنا ٧ر٢٢٥٦ جولا* أو نحو ٥٤٠ حريرة تقريباً (جدول ١ ــ ٣) .

يمثل الخط « DE » تحولاً آخر لحالة الماء في درجة ثابتة للحرارة (١٠٠° م) ، كما نلاحظ أن الخط « DE » أطول من الخط « BC » لأن كمية القدرة اللازمة لتحويل الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية أكبر بكثير من القدرة الضرورية لتحويل الماء من الحالة الصلبة إلى الحالة السائلة . يتلخص السبب في ذلك بأن هناك حاجة ماسة لمزيد من القدرة لزيادة الطاقة الكنتيكية للجزيئات المائية إلى الحد الذي يكفي لتدمير الروابط الهيدروجينية في الحالة السائلة (تبخير) وذلك بالموازنة مع القدرة الضرورية لتكسير الروابط الهيدروجينية في حالة البناء

جدول (١ ـ ٣) : قيم الحرارة الكامنة لتبخر الماء (L_W) والانصهار (L_F) والتسامي (L_S) مقدرة بالحريرة / غرام ، حسب درجة الحرارة $T_C°$ (عن 1961 و Smithsonian)

درجة الحرارة	الحرارة الكامنة للتبخر من الماء L_W حريرة/غرام	الحرارة الكامنة للانصهار L_F حريرة / غرام	الحرارة الكامنة لتسامي الماء L_S حريرة / غرام
١٠,-			٦٧٤,٤
٩,-			٦٧٥,٤
٨,-			٦٧٦,٣
٧,-			٦٧٧
٦,-			٦٧٧,٥
٥,-	٦٢٩,٣	٤٨,٦	٦٧٧,٩
٤,-	٦٢١,٧	٥٦,٣	٦٧٨
٣,-	٦١٥	٦٣	٦٧٨
٢,-	٦٠٨,٩	٦٩	٦٧٧,٩
١,-	٦٠٣	٧٤,٥	٦٧٧,٥
٠	٥٩٧,٣١	٧٩,٧	٦٧٧
٥	٥٩٤,٥		
١٠	٥٩١,٧		
١٥	٥٨٨,٩		
٢٠	٥٨٦		
٢٥	٥٨٣,٢		
٣٠	٥٨٠,٤		
٣٥	٥٧٧,٦		
٤٠	٥٧٤,٧		
٤٥	٥٧١,٩		
٥٠	٥٦٩		
٥٥	٥٦٦,١		
٦٠	٥٦٣,٢		

*: ماء سائل "مفرط البرودة"

الباوري للماء (الانصهار) ، وبعد أن يتحول السائل كله إلى الحالة الغازية تزداد درجة حرارة بخار الماء (الغاز) وفق الخط « EF » .

تلاحظ كل الخطوات السابقة بشكل معكوس فيما إذا عُرّض بخار الماء في الموضع « F » للتبريد ، حيث يستبدل الخط « DB » الذي يمثل الحرارة الكامنة للتبخير بالحرارة المنطلقة عن التكاثف ، وبالقيم نفسها ، وفي درجة الحرارة نفسها ، أي ينطلق عن تكاثف غرام واحد من الماء من الأصل البخاري ٧ر٢٢٥٦ جولاً ، كما يستبدل الخط « BC » الذي يمثل الحرارة الكامنة للانصهار ، بالحرارة المنطلقة عن التجمد في درجة الحرارة نفسها ، أي ينطلق نحو ٧ر٣٣٣ جولاً عند تجمد غرام واحد ماء سائل درجة حرارته صفر مئوية ، وتحوله إلى جليد درجة حرارته صفر مئوية .

١ـ٦ـ نقطتا التجمد والغليان :

يفسر المثال السابق تحول الماء إلى أطواره الثلاثة (صلباً ، سائلاً ، غازاً) وحرارة الانصهار والتبخر والتكاثف والتجمد . يغلي الماء النقي عند الدرجة ١٠٠ م في ظل شروط نظامية للضغط الجوي ، ولتوضيح ذلك لابد من العودة إلى مفهومي « التبخر » و « ضغط بخار الماء » . لنفترض أنه لدينا إناء مفتوح بداخله ماء ، فكما هو معلوم يتحرك كل جزيء من جزيئات الماء الواقعة في طبقات الماء الداخلية دون انتظام في جميع الاتجاهات لتعرضه لجذب متساوٍ في جميع الاتجاهات من قبل الجزيئات المحيطة به ، تتعرض الجزيئات الواقعة على السطح لجذب من قبل الجزيئات التي تقع تحتها أكبر من قوة جذب الهواء لها ، وفي الحالة التي تقفز هذه الجزيئات مغادرة سطح الماء للهواء تتضاءل سرعتها لأن طاقتها الحركية تصرف عندئذ للتغلب على قوة جذب الجزيئات المائية لها .

تفوق كمية الطاقة الضرورية لفصل الجزيء عن سائله عند درجة حرارة الغرفة عدة مرات الطاقة الحركية المتوسطة التي تتمتع بها الجزيئات في هذه الظروف . ومعظم جزيئات الماء لا تستطيع التغلب على هذه القوى ، وتغادر سطح الماء الجزيئات

التي تتمتع في تلك اللحظة بطاقة أكبر بكثير من الطاقة المتوسطة عند درجة حرارة الغرفة ، وهذه لا تشكل سوى جزء ضئيل جداً من العدد الكلي للجزيئات ، وإلا لتبخّر السائل فوراً (كيريف ، ١٩٧٩) .

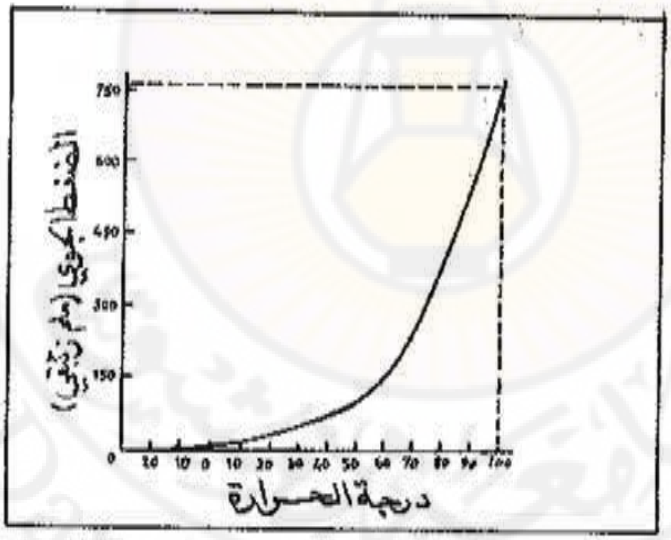
لنفترض في الحالة الأخرى وجود إناء الماء السابق في وعاء مغلق ، وفي جو مفرغ من الهواء ، عندها يحدث التبخر وتنتقل جزيئات الماء وتصطدم بجدار الوعاء وسقفه وتعود ثانية لسطح الماء ، أي يحدث التكاثف . وكلما ازداد تركيز بخار الماء ازداد التكاثف ، وفي النهاية تزداد سرعة التكاثف لتصبح مساوية سرعة التبخر ، وتجري العمليتان بسرعة واحدة وتتحقق حالة التوازن . يسمى البخار الموجود في حالة التوازن مع الماء السائل بخار الماء المشبع ، ويرافق حالة التوازن هذه تركيز ثابت لبخار الماء من أجل درجة حرارة التجربة ، ويسمى الضغط البخاري الموجود في حالة توازن مع الماء السائل ضغط بخار الماء المشبع .

يمثل الضغط الجوي عادة الضغط الإجمالي لكل الغازات الموجودة في الغلاف الجوي ، إذاً إنه يمثل المجموع الكلي للضغوط الجزئية التي تمارسها مختلف الغازات الموجودة في الغلاف الجوي ، وبشكل رئيسي غازي الأوكسجين والنتروجين ، وبدرجة أقل غاز ثاني أوكسيد الكربون وبخار الماء ، وبقية الغازات الأخرى . افترضنا في التجربة السابقة أن التبخر يتم في جو مفرّغ من الهواء ، إذ النتائج السابقة لن تختلف كثيراً في حال وجود الهواء ، حيث يتساوى الضغط الجزئي لبخار الماء أثناء التوازن مع ضغط بخاره المشبع عند درجة حرارة معينة . ففي هذه الشروط يكون لضغط بخار الماء المشبع عند درجة حرارة التجربة قيمة ثابتة ، وتختلف هذه القيمة باختلاف درجة الحرارة ، حيث يتبدل ضغط بخار الماء المشبع تبعاً لتبدل الحرارة ويزداد بازديادها نتيجة لازدياد الطاقة الحركية لجزيئات الماء الواقعة على السطح ، أي أن هناك عدداً كبيراً من الجزيئات سيمتلك طاقة كافية للانتقال إلى الحالة الغازية ، كما أن سطح الماء يتعرض للتمدد جراء ارتفاع درجة حرارته ، وتضعف عملية التجاذب المتبادل بين الجزيئات وتنخفض

حرارة التبخر . لذا فإن عدد الجزيئات المائية التي تغادر السطح تزداد كثيراً عند ارتفاع درجة الحرارة ، وبالتالي فإن توازن بخار الماء مع سائله لن يتحقق إلا عند تراكيز أكبر لبخار الماء ، أي أن ارتفاع درجة الحرارة يجب أن يرافقه زيادة ضغط بخار الماء المشبع .

إن الضغط الذي يمارسه بخار الماء المشبع الموجود في الجو مرتبط بدرجة حرارة الهواء ويتراوح بين ٠٦٤ر٠ ميليبار عند الدرجة (ــ ٥٠) وقيم مرتفعة جداً متوافقة مع ارتفاع درجة الحرارة (جدول ١ ــ ٤)، ويوضح الشكل (١ ــ ٨) قيم ضغط بخار الماء المشبع حسب درجة الحرارة .

تسمى العملية التي ينتقل بها الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية « تشكل بخار الماء » ، حيث يتميز نوعان للعملية : التبخر الذي يحدث نتيجة لانتقال جزيئات الماء من السطح الحر للسائل وتشكل البخار ، والغليان الذي يحدث نتيجة لانتقال



شكل (١-٨) ضغط بخار الماء المتوازن المحسب تزايد درجة الحرارة عند ٠٠ م بكافي ضغط بخار الماء المشبع ٧٦٠ ملم زئبقي

جدول (١ ـ ٤): قيم ضغط بخار الماء المشبع بالمليبار (mb) فوق سطح الماء عند درجات حرارة مختلفة (عن Smithsonian 1961)

درجة الحرارة °م	٠	٠,١	٠,٢	٠,٣	٠,٤	٠,٥	٠,٦	٠,٧	٠,٨	٠,٩
-٤٠	٠,١٨٩١	٠,١٨٧٤	٠,١٨٥٧	٠,١٨٣٩	٠,١٨١٥	٠,١٧٩٢	٠,١٧٧٢	٠,١٧٥٩	٠,١٧٤٠	٠,١٧٢٢
-٣٥	٠,٣١٣٩	٠,٣١٠٨	٠,٣٠٧٧	٠,٣٠٤٧	٠,٣٠١٧	٠,٢٩٨٧	٠,٢٩٥٧	٠,٢٩٢٨	٠,٢٨٩٩	٠,٢٨٧٠
-٣٠	٠,٥٠٨٨	٠,٥٠٤٠	٠,٤٩٩٣	٠,٤٩٤٦	٠,٤٨٩٩	٠,٤٨٥٣	٠,٤٨٠٧	٠,٤٧٦٢	٠,٤٧١٧	٠,٤٦٧٢
-٢٥	٠,٨٠٧٠	٠,٧٩٩٧	٠,٧٩٢٣	٠,٧٨٥٤	٠,٧٧٨٢	٠,٧٧١٣	٠,٧٦٧٤	٠,٧٦٠٦	٠,٧٥٦٨	٠,٧٥٣٨
-٢٠	١,٢٥٤٠	١,٢٤٣٣	١,٢٣٢٥	١,٢٢١٩	١,٢١١٤	١,٢٠١٠	١,١٩٠٦	١,١٨٠٤	١,١٧٠٢	١,١٦٠٠
-١٥	١,٩١١٨	١,٨٩٩١	١,٨٨٠٥	١,٨٦٥٠	١,٨٤٩٦	١,٨٣٤٣	١,٨١٩١	١,٨٠٤١	١,٧٨٩٢	١,٧٧٤٤
-١٠	٢,٨٦٢٧	٢,٨٤٠٢	٢,٨١٧٨	٢,٧٩٥٦	٢,٧٧٣٥	٢,٧٥١٦	٢,٧٢٩٨	٢,٧٠٨٢	٢,٦٨٦٨	٢,٦٦٥٥
-٥	٤,٢١٤٨	٤,١٨٣٠	٤,١٥١٤	٤,١٢٠٠	٤,٠٨٨٨	٤,٠٥٧٩	٤,٠٢٧١	٣,٩٩٦٣	٣,٩٦٦٦	٣,٩٣٦٨
٠	٦,١٠٧٨	٦,٠٦٣٦	٦,٠١٩٦	٥,٩٧٥٩	٥,٩٣٢٥	٥,٨٩٩٤	٥,٨٦٦٤	٥,٨٠٤٠	٥,٧٦٩٧	٥,٧٦٦٧
٠	٦,١٠٧٨	٦,١٠٢٣	٦,٠٦٩١	٦,٠٣٦٠	٦,٠٠٢٨	٥,٩٧٥٥	٥,٩٤٢٢	٥,٩٠٩٠	٥,٨٧٥٧	٥,٨٤٢٥
٥	٨,٧١٩٣	٨,٧٨٠٢	٨,٨٤٦١	٨,٩٠٢٣	٨,٩٦٥٥	٨,٩٨٠٨	٩,٠٣٨٠	٩,٠٩٠٤	٩,١٥٤٢	٩,٢١٧٩
١٠	١٢,٢٧٣	١٢,٣٥٥	١٢,٤٣٨	١٢,٥٢١	١٢,٦٠٦	١٢,٦٩٠٠	١٢,٧٧٥	١٢,٨٦٠	١٢,٩٤٦	١٣,٠٣٢
١٥	١٧,٠٤٤	١٧,١٥٤	١٧,٢٦٤	١٧,٣٧٤	١٧,٤٨٧	١٧,٦٠٠	١٧,٧١٣	١٧,٨٢٧	١٧,٩٤٢	١٨,٠٥٧
٢٠	٢٣,٣٧٣	٢٣,٥١٨	٢٣,٦٦٤	٢٣,٨١١	٢٣,٩٥٩	٢٤,١٠٧	٢٤,٢٥٦	٢٤,٤٠٦	٢٤,٥٥٧	٢٤,٧٠٩
٢٥	٣١,٦٧١	٣١,٨٦٠	٣٢,٠٥٠	٣٢,٢٤١	٣٢,٤٣٤	٣٢,٦٢٧	٣٢,٨٢١	٣٣,٠١١	٣٣,٢١٢	٣٣,٤١٠
٣٠	٤٢,٤٢٠٠	٤٢,٦٧٤	٤٢,٩١٩	٤٣,١٦٦	٤٣,٤١٤	٤٣,٦٦٣	٤٣,٩١٣	٤٤,١٦٥	٤٤,٤١٨	٤٤,٦٧٢
٣٥	٥٦,٤٢٤	٥٦,٥٢٨	٥٦,٨٦١	٥٧,١٩٦	٥٧,٤٩٢	٥٧,٨١٠	٥٨,١٢٩	٥٨,٤٥٠	٥٨,٧٧٢	٥٩,٠٩٧

تابع جدول (١ - ٤): قيم ضغط بخار الماء المشبع بالمليبار (mb) فوق سطح الماء عند درجات حرارة مختلفة (عن Smithsonian 1961)

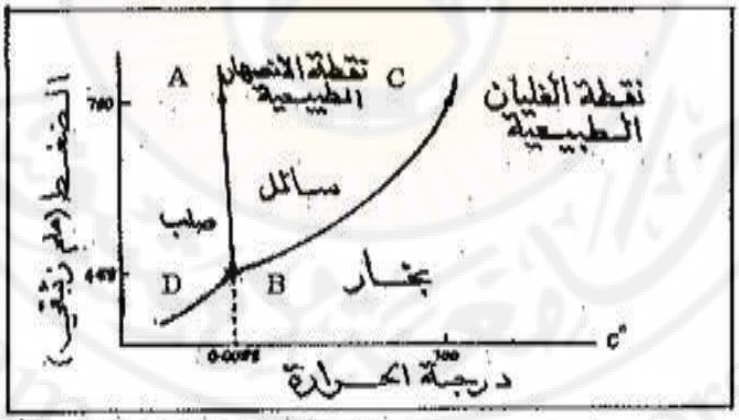
درجة الحرارة °م	٠	٠,١	٠,٢	٠,٣	٠,٤	٠,٥	٠,٦	٠,٧	٠,٨	٠,٩
٤٠	٧٢,٧٧٢	٧٢,١٧١	٧٢,٥٦٨	٧٢,٩٦٦	٧٣,٣٦٥	٧٣,٧٦٤	٧٤,١٦٠	٧٤,٥٦٥	٧٤,٩٦٧	٧٥,٣٦٩
٤٥	٩٥,٨٥٥	٩٦,٣٤٩	٩٦,٨٤٥	٩٧,٣٤٣	٩٧,٨٤٤	٩٨,٣٤٧	٩٨,٨٥٢	٩٩,٣٥٩	٩٩,٨٦٩	١٠٠,٣٨
٥٠	١٢٣,٤٠	١٢٤,٠١	١٢٤,٦٢	١٢٥,٢٥	١٢٥,٨٧	١٢٦,٤٩	١٢٧,١١	١٢٧,٧٥	١٢٨,٣٨	١٢٩,٠١
٥٥	١٥٧,٤٦	١٥٨,٢٢	١٥٨,٩٧	١٥٩,٧١	١٦٠,٠٠	١٦١,٢٧	١٦٢,٠٤	١٦٢,٨٢	١٦٣,٥٩	١٦٤,٣٨
٦٠	٢٩٩,٢٢	٢٠٠,١٨	٢٠١,١٤	٢٠٢,٠٥	٢٠٢,٩٨	٢٠٣,٩٢	٢٠٤,٨٦	٢٠٥,٨١	٢٠٦,٧٦	٢٠٧,٧١
٦٥	٢٥٠,١٢	٢٥١,٢٨	٢٥٢,٤٤	٢٥٣,٥٤	٢٥٤,٦٧	٢٥٥,٨١	٢٥٦,٩٥	٢٥٨,١٠	٢٥٩,٢٠	٢٦٠,٤٠
٧٠	٣١١,٦٩	٣١٢,٠٤	٣١٣,٤٩	٣١٤,٧٥	٣١٦,١٢	٣١٧,٤٩	٣١٨,٨٧	٣١٩,٢٥	٣٢١,٦٣	٣٢٢,٠٢
٧٥	٣٨٥,٠٦	٣٨٧,١٨	٣٨٨,٨٠	٣٩٠,٤٣	٣٩١,٠٦	٣٩٢,٧٠	٣٩٤,٣٥	٣٩٥,٩٩	٣٩٧,٦٥	٤٠٠,٣١
٨٠	٤٧٣,٢٧	٤٧٥,٠٦	٤٧٦,٨٤	٤٧٨,٦٤	٤٨١,٢٤	٤٨٣,٠٤	٤٨٤,٨٤	٤٨٦,٦٥	٤٨٨,٤٧	٤٩١,١٩
٨٥	٥٧٨,٠٩	٥٨٠,٧٦	٥٨٢,٦٤	٥٨٤,٥٣	٥٨٦,٤٢	٥٨٨,٣٢	٥٩٠,٢٢	٥٩٢,١٢	٥٩٤,٠٢	٥٩٥,٩٢
٩٠	٧٠٢,١٣	٧٠٣,٨٠	٧٠٥,٤٦	٧٠٧,٢٦	٧٠٩,١٦	٧١١,٨٥	٧١٣,٥٥	٧١٥,٤٨	٧١٧,٢١	٧١٩,٠٥
٩٥	٨٤٥,٦٨	٨٤٨,٤٠	٨٥٠,١٥	٨٥٢,٠٥	٨٥٤,٦٦	٨٥٦,٨٠	٨٥٩,٠٣	٨٦١,٣٠	٨٦٣,٥٨	٨٦٥,٨٦
١٠٠	١٠١٣,٢٥	١٠١٦,٨٧	١٠١٩,٠٥	١٠٢١,٤٤	١٠٢٣,٨٠	١٠٢٦,٢٣	١٠٢٨,٦٧	١٠٣١,١٢	١٠٣٣,٥١	١٠٣٥,٩٢

الجزيئات من السطح الخارجي للسائل ، ومن داخل جسم السائل عن طريق تشكل فقاعات البخار في حجم السائل كله ثم انطلاقه للجو • وعلى الرغم من أن هروب الجزيئات يتم بشكل متناسب مع ارتفاع درجة الحرارة ، إلا أن الغليان لا يتم إلا عند درجة حرارة يكون عندها ضغط بخار الماء المشبع أو المتوازن مساوياً الضغط الجوي الخارجي • ويلاحظ في الشكل (١ ـ ٨) أن ضغط بخار الماء المتوازن أو المشبع ذي القيمة ٧٦٠ ملم زئبقياً (١٠١٣ر٢٥ ميليبار) قد تحقق عند الدرجة ١٠٠ م ، وهي درجة غليان الماء ، أي في هذه المرحلة تكون قيمة ضغط بخار الماء المشبع « ضغطاً جوياً واحداً » • إن ارتفاع قيمة الضغط الجوي يرفع درجة غليان الماء وبالعكس فإن انخفاض الضغط الجوي يجعل الماء يغلي عند درجة حرارة منخفضة ، ويطلق تعبير « درجة » أو« نقطة » الغليان Boiling Point على درجة الحرارة التي يغلي عندها الماء تحت الضغط الجوي النظامي ، أي الدرجة التي يصبح عندها ضغط بخار الماء المشبع مساوياً الضغط الجوي السائد ، وهذا يقودنا لتعريف نقطة أو درجة الغليان : بأنها درجة الحرارة التي يتساوى عندها ضغط بخار الماء المشبع مع الضغط الجوي الفعلي الحاصل فوق سطح الماء ، أو درجة الحرارة التي يتواجد عندها البخار والماء معاً (Davidson, 1978) •

تؤثر قيم الضغط الجوي في نقطة الذوبان مثلما تؤثر في نقطة الغليان • تتمثل التجربة المعروفة التي توضح لذلك بوضع قضيب معدني مربوط بثقلين إلى طرفيه فوق قالب من الجليد ، شريطة ألا يسبب الثقل في كسر قالب الجليد إلى نصفين ، وفي اللحظة التي يبدأ فيها القضيب بحفر مجراه ضمن القالب ، يبدأ تأثير الضغط الحادث بوساطة القضيب والمتمثل بتخفيض نقطة ذوبان الجليد بجوار القضيب لكي يسمح للقضيب بالدخول فيه • ولدى إزالة الضغط المطبق يلاحظ بأن الماء الذائب يتجمد ثانية بسرعة ، وتعرف هذه العملية بإعادة تجمد الماء « Regelation » . يلاحظ أن نقاط ذوبان جميع الجزيئات التي تعرضت للذوبان انخفضت مع تزايد قيم الضغط ، إذن تختلف نقطة الانصهار التي تتم عند درجة الحرارة صفر مئوية تبعاً لاختلاف قيم الضغط الجوي •

١ـ٧ـ نقطتا التجمد والغليان والتوازنات الطورية للماء :

رأينا فيما تقدم اختلاف نقطتي التجمد والغليان للماء باختلاف قيم الضغط الجوي والحرارة كما هو واضح في الشكل (١ ـ ٩) الذي يمكن عدّه بمثابة مخطط مبسط يوضح الظروف التي عندها تظهر الأطوار المختلفة للماء ونقطتي التجمد والغليان • ومع ذلك فإن مخططاً كهذا يجب إعداده وقبوله بحذر ، حيث أن مثل هذا المخطط يجب أن يتمثل بثلاثة محاور : الضغط والحجم والحرارة ، وقد أهمل عامل الحجم في هذا المخطط ، وافترض أن تحدث هذه الحالات في وسط حر مفتوح غير مقيد • يوضح هذا الشكل أن اختلاف نقطة الذوبان مع الضغط أقل وضوحاً بكثير من اختلاف قيم نقطة الغليان مع اختلاف قيم الضغط • يتواجد الماء والجليد على طول الخط « AB » بشكل متوازن حيث يتواجد الماء إلى يمينه والجليد إلى يساره بافتراض عدم وجود وسط مغلق يقيد حجم الجليد • أي أن الخـط « AB » يمثل درجة تجمد الماء وعلاقته بالضغط الخارجي • بينما يمثل الخـط « BC » حالة التوازن بين الماء السائل وبخار الماء وبمعنى آخر فهو يمثل العلاقة بين ضغط بخار الماء المشبع للسائل ودرجة الحرارة • بينما يمثل الخط « BD » الذي يعدّ استمراراً للخط « BC » العلاقة بين ضغط بخار الماء المشبع



شكل (١-٩) يوضح الأطوار المختلفة للماء (المحاور لم ترسم تبعاً للمقياس)

للجليد ودرجة الحرارة . أي أن هذه المنحنيات تمثل حالة التوازن بين طورين من أطوار الماء ، تلتقي هذه المنحنيات عند النقطة « B » ، حيث تتواجد عند هذه النقطة الأطوار الثلاثة للماء معاً بحالة توازن وتعرف بالنقطة الثلاثية « Triple point » وعند هذه النقطة يلاحظ أن للضغط الجوي وللحرارة قيمة ثابتة يمكن عندها أن تتواجد الأطوار الثلاثة معاً في حالة توازن ، وتحدد هذه القيمة بالنسبة للماء ذي التركيب العادي بدرجة الحرارة ٠٠٩٨ر٠° م وقيمة الضغط الجوي ٤ر٥٧٩ ملمتراً زئبقياً . يلاحظ اختفاء طور أو طورين لدى إجراء أي تغير مهما كان طفيفاً في إحدى هاتين القيمتين . يؤدي انخفاض درجة الحرارة مع ثبات قيمة الضغط إلى تحول الجملة مباشرة إلى جليد ، إما ارتفاع درجة الحرارة مع ثبات قيمة الضغط ، أو انخفاض الضغط مع ثبات الحرارة فيلاحظ انتقال الجملة مباشرة إلى بخار بينما تنتقل الجملة إلى الطور السائل عند ارتفاع الضغط مع ثبات الحرارة ، وعند ارتفاعهما معاً . أما عندما يكون هناك تبدل متناسب لدرجة الحرارة وقيمة الضغط معاً فإنه بالإمكان الانتقال من النقطة « B » على طول أحد الخطوط : BC ، BA ، BD وبالتالي ظهور طورين واختفاء طور واحد ، غير أنه من غير الممكن المحافظة على هذه الأطوار الثلاثة معاً عند إجراء أي تغيير في درجة الحرارة والضغط مهما كان متوافقاً .

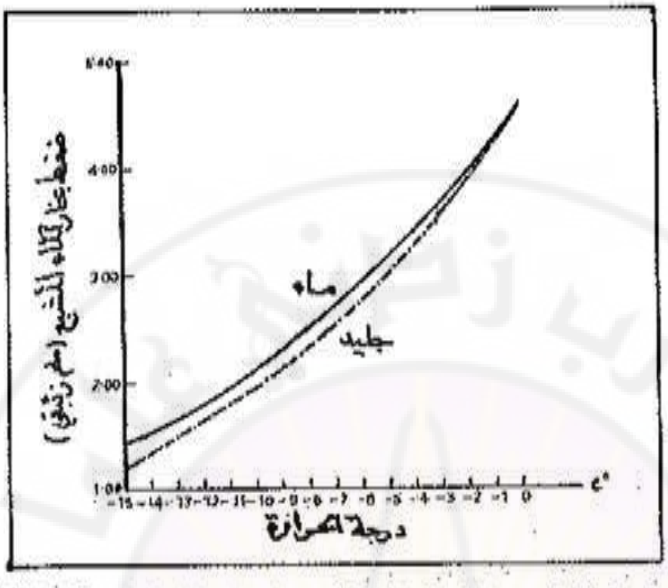
يطلق تعبير التسامي Sublimation على الحالة التي يتحول فيها الماء الصلب إلى بخار ماء دون المرور بالحالة السائلة . وتعرف الحرارة الضرورية لهذه العملية بالحرارة الكامنة اللازمة للتسامي ، وتعرّف بأنها كمية القدرة الحرارية الضرورية لتحويل كتلة محددة من الجليد إلى بخار ماء دون أن يرافق ذلك تغيير في درجة الحرارة . ولابدّ من الإشارة هنا إلى أن هذا الشكل الذي يمثل حالة الماء النقي سوف يختلف إذا احتوى الماء على بعض الشوارد المحلولة فيه ، ويتلخص تأثير المواد المحلولة فيه ، لاسيما الأملاح ، إلى تخفيض نقطة التجمد عما هو مألوف ، وارتفاع نقطة الغليان عن الوضع الطبيعي .

قد يستنتج من المناقشة السابقة أن تحول الماء من طور إلى آخر يتم فقط عند

نقطتي الغليان والتجمد ، لكنّ هذا ليس دائماً في جميع الحالات . يتبرد الماء ، عند شروط معينة ، حتى (ــ ٤٠° م) دون أن يتجمد ، عندها يسمى الماء مفرط البرودة « Super Cooled » وهذا ماء غير مستقر ، إذ أن أي تغيير طفيف في الشروط المحيطية أو قيم الضغط والحرارة أو إضافة بلورات يتجمد هذا الماء فوراً . إن استخدام مفهوم الضغط يمكننا من تخفيض نقطة تجمد الماء ، وبالتالي بالإمكان تبريد الهواء النقي المشبع ببخار الماء حتى الدرجة (ــ ٤٠° م) دون أن يتكاثف ، وباستمرار تخفيض درجة الحرارة يتسامى بخار الماء إلى جليد مباشرة . إن وجود الماء المفرط البرودة يصح تبعاً لنظرية بيرجيرون ــ فايندیسن Bergeron-Findeisen التي تعدّ إحدى النظريات التي تشرح ازدياد حجم قطيرات المطر عند شروط معينة .

قبل شرح الدور الذي يلعبه الماء المفرط البرودة في تشكيل قطيرات المطر ، لابدّ من العودة قليلاً إلى مفهوم (ضغط بخار الماء) يوضح الشكل (١ ــ ٨) ويبين الجدول (١ ــ ٤) العلاقة بين ضغط بخار الماء المشبع ودرجة الحرارة . عندما تنخفض درجة الحرارة عن الصفر المئوي تعتمد هذه العلاقة على طبيعة السطح ، هل هو سطح مائي حر ، أم جليد ؟ من السهولة تقدير ضغط بخار الماء المتوازن بين سطح الماء والهواء المحيط عندما تنخفض درجة الحرارة دون الصفر دون أن يرافق ذلك تحول الماء إلى جليد . وفي حالة الجليد ، وعندما يكون الضغط نظامياً فإن حالة التوازن هذه بين ضغط بخار الماء فوق الجليد والهواء الملاصق سيتم التوصل إليها عند درجة حرارة نوعية محددة . يلاحظ هذان الوضعان بوضوح في الشكل (١ ــ ١٠) حيث تختلف قيمة ضغط بخار الماء المشبع فوق السطحين عند درجة حرارة واحدة .

إن الاستنتاج المهم في ذلك أن الهواء حالما يتشبع ببخار الماء ويتوازن ضغطه مع ضغط بخار الماء فوق سطح الماء ، عندها يكون مفرط الاشباع بالنسبة لسطح الجليد ، إذاً ، عندما تتواجد القطيرات المائية مفرطة البرودة بشكل مختلط مع جزيئات الجليد في جزء معين من الغيمة أو السحابة المشبعة ببخار الماء ، تنتقل الجزيئات المائية من الطور البخاري إلى بلورات الجليد ، أي انتقال بخار الماء من



شكل (١-١٠) العلاقة بين ضغط بخار الماء المشبع والحرارة التي توضح الاختلافات بين الجليد والماء

الهواء المشبع المتوازن مع القطيرات المائية الموجودة إلى بلورات الجليد المتشكلة فوق النوى الجليدية ، وهذا بدوره يؤدي إلى تناقص بخار الماء في الهواء وابتعاده عن مرحلة الاشباع بالنسبة للقطيرات المفرطة البرودة • إن تعرض هذه القطيرات المائية للتبخر يعيد التوازن المشبع ويوفر مزيداً من بخار الماء من أجل عملية التسامي، وبالتالي استمرار عملية تشكل الجليد • وفي النهاية تستمر بلورات الجليد بالنمو لتصل لحجم معين تسقط عندها ، وعندما تهبط إلى ما دون ارتفاع التجمد تتشكل القطيرات المطرية • إن حدوث العمليات السابقة مرهون بوجود نوى التكاثف ونوى التجمد بالإضافة لوجود ماء مفرط البرودة ، وهذه العمليات يمكن أن تتم بفعل التباين في قيم ضغط بخار الماء فوق الجليد والماء •

١-٨- علم المياه « الهيدرولوجيا » « Hydrology » :

يهتم الهيدرولوجيون ، أو علماء المياه ، بدراسة الموارد المائية ودرجة تلوثها من جهة ، كما يهتمون بدراسة الفيضانات والسيول المدمرة وحت التربة من جهة أخرى . ومادام علم المياه يعدّ لحد ما علماً تطبيقياً ، فإن الزمن الذي عدّ فيه هذا العلم يلبي احتياجات المهندسين الذين ينفذون بعض المشاريع المائية ، أو ما شابه ذلك ، قد ولّى ومضى . بينما يلاحظ حالياً أن موضوع علم المياه أصبح علمياً بحتاً، وفي الحقيقة لابدّ من التنويه إلى أن هذا العلم عدّ خلال فترة ما على أنه جزء من علم الجيوفيزياء ، ولأنه أحد العلوم التي تختص بدراسة الكرة الأرضية ، فهو متماثل معه ، لكنه يهتم بدراسة حركة المياه على سطح الكرة الأرضية وضمنها . وفي هذا الإطار فهو يتسق بدراسة الأنظمة الأرضية لدورة المياه في الطبيعة ، أي أن اهتمام علماء المياه ينصب على دراسة ذلك الجزء من الدورة الهيدرولوجية « المائية » الذي يختص بانتقال المياه من المحيطات والبحار لليابسة ، « التبخر والتهطال » وعودته ثانية للبحار وفق طرق ومسالك متعددة . إن وصف ودراسة حركة المياه ضمن مجاريها خلال الدورة الهيدرولوجية التي تتضمن المسالك المائية الأرضية تمثل مؤشراً أو دليلاً على ميدان علم المياه .

يفضل بعضهم (بروس وكلارك Bruce and Clark, 1966) تعريف علم المياه كما يلي: « دراسة ماذا سيحدث للتهطال » . وفي الحقيقة هناك العديد من التعريفات لهذا العلم ، وهناك صعوبة في اختيار تعريف محدد منها ، ولعلّ أحد أكثر هذه التعريفات اتساعاً وشمولاً ذلك الذي أورده باتيسي (Batisse, 1964) : « إنه العلم الذي يدرس المياه على مستوى الكرة الأرضية ، والأشكال التي يظهر فيها ، ثم دورته في الطبيعة ، وتوزعه ضمن الكرة الأرضية وخصائصه الفيزيائية والكيميائية ، وتفاعله مع البيئة المحيطة به ، بما في ذلك استجابته للفعاليات البشرية » . يوضح هذا التعريف الطبيعة الواسعة والشمولية لهذا العلم .

كي لا يستخدم هذا العلم بشكل عام في مشكلات تقدير وإدارة الموارد

المائية ، اقترح المعهد الفيدرالي الأمريكي للعلوم والتكنولوجيا (FCST) التعريف التالي : « إنه العلم الذي يدرس الماء على سطح الكرة الأرضية ، ظهوره ، ودورته في الطبيعة ، وتوزعه ، وصفاته الفيزيائية والكيمائية ، وتفاعله مع البيئة التي يوجد فيها ويشغلها ، بما في ذلك علاقته بالكائنات الحية » . إن مجال علم المياه يشتمل أو يتضمن التاريخ الكامل للماء على الكرة الأرضية وضمنها . وفي الختام نورد التعريف الذي قدّمه ويسلر وبراتر Wisler and Brater لعلم المياه على أنه العلم الذي يدرس العمليات التي تتعلق بتوزيع واستهلاك وإعادة تعويض الموارد المائية على سطح اليابسة . فهو يتعلق إذاً بتبخر الماء من سطح المحيطات واليابسة وتكاثفه وعودته ثانيـة للمحيطات . إنه العـلم الذي يدرس الحـالات المختلفة للدورة الهيدرولوجية .

لا يعدّ علم المياه علماً نظرياً تجريدياً ، بل هو من العلوم التطبيقية ، وعادة ما يستخدم مصطلح « الهيدرولوجيا التطبيقية » لاسيما في مجال الهندسة وفروعها المختلفة ، كما أن المعطيات الهيدرولوجية في مجال الهيدروليك والزراعة والموارد المائيـة والهيدرولوجيـا الصحيـة أوجدت مصطلح الهيدرولوجيـا الهندسيـة Engineering Hydrology ، بالإضافة لذلك برز للوجود في أوروبـا مصطلح الهيدرولوجيا العلمية Scientific Hydrology لتمييز مجال الدراسات المائية عن مجال دراسة الهيدرولوجيا الطبيّة Medical Hydrology . على كلٍّ ، إن استخدام أي من هذه المصطلحات سوف يحدد المعنى المراد له ، حيث يلاحظ وجود صعوبة بالغة جداً في رسم حدود واضحة وفاصلة للتمييز بين هذه المصطلحات .

١ـ٩ـ علاقة علم المياه بالعلوم الأخرى :

يتضح من تعريف علم المياه أن مجال هذا العلم واسع وعريض ، ويلاحظ بوضوح من خلال الطرق التي بموجبها يدخل الماء في مختلف الفعاليات البشرية ، وهذا بدوره يقود لأن يرتبط علم المياه من خلال مضمونه العام بالعديد من فروع العلوم ، حيث يستمد موضوعاته من العلوم الأخرى ، ثم يوحدها ويدمجها ضمن مفهوم هذا العلم .

أشار هورتون قديماً (Horton, 1931) إلى وجود علاقة فريدة بين الهيدرولوجيا والهيدروليك ، أي بين علم المياه وعلم ميكانيكا السوائل ، وبما أن مصطلح « الهيدروليك » يشير إلى دراسة ميكانيكية السوائل ، وبخاصة الماء ، فإن مصطلح الهيدرولوجيا قد اقتصر على دراسة « أصل ودورة الماء في الطبيعة » ومع ذلك يعدّ الهيدروليك جزءاً من الهيدرولوجيا على الرغم من أن الهيدرولوجيا قد تطوّر عن الهيدروليك .

يعتمد علم المياه على كثير من العلوم أهمها : الفيزياء والكيمياء والبيولوجيا « علم الحياة » والجيولوجيا والهيدروليك والرياضيات والإحصاء ، وأخيراً البحوث العلمية المختصة . ومادام هذا العلم يهتم بدراسة الماء وتوزعه وانتقاله في دورته المائية « الهيدرولوجية » فيما بين الغلاف الصخري والغلاف الجوي والغلاف المائي فإن علم المياه يدرس فيما يتعلق بالغلاف الجوي : الهيدروميتيورولوجيا ، وعلم الأرصاد الجوية « الميتيورولوجيا » ، وعلم المناخ . وفيما يتعلق بالغلاف المائي : فإن علم المياه يهتم بدراسة علم الأنهار « Potamology » ، وعلم البحيرات « Limnology » ، وعلم الجليديات « Cryology » « الثلج والجليد » ، وعلم الجموديات « Glaciology » ، وعلم المحيطات « Oceanology » . أما فيما يتعلق بالغلاف الصخري : فإن هذا العلم يهتم بعلم الهندسة الزراعية « Agronology » والهيدروجيولوجيا « مؤكداً النواحي الهيدرولوجية » والجيوهيدرولوجيا « مؤكداً النواحي الجيولوجية » والجيومورفولوجيا « علم أشكال الأرض » .

مادام الماء يؤثر في الحياة النباتية والحيوانية « الكائنات الحية » فإن علم المياه وسّع مجاله ليتصل بعلم التبيؤ النباتي « الايكولوجيا النباتية » وعلم التأجيم Silviculture والبيوهيدرولوجيا (مؤكداً النواحي البيولوجية) والهيدروبيولوجيا (مؤكداً النواحي الهيدرولوجية) .

يهتم علم المياه بإدارة الموارد المائية وتطويرها ، لذا فلهذا العلم تأثير مباشر في الزراعة والغابات والجغرافيا والعلوم السياسية (القوانين المائية والسياسية)

وعلم الاقتصاد (الاقتصاد المائي) وعلم الاجتماع • كما أن لهذا العلم تطبيقات عملية في دراسات تصميم الأبنية والمنشآت العمرانية والصناعية ، والتزويد المائي ، والضياع المائي ، والري ، والصرف ، وتوليد القدرة الكهربائية ، وضبط ودرء الفيضانات ، ونمو الغابات ، وحت التربة ، والترسبات في الأحواض المائية ، والسيطرة على تملح التربة، وضبط تلوث المياه ، وإعادة استخدام المياه ، والأسماك، والحيوانات المائية ، والنباتات المائية ، والأعمال الشاطئية ، وضبط الأوبئة والحشرات •

١ــ١٠ــ الدورة الهيدرولوجية « المائية » Hydrological Cycle :

تعرّف الدورة الهيدرولوجية على أنها خط منحنٍ مغلق مؤلف من مجموعة من الأقواس (Arcs) المنحنية التي تمثل المسارات المختلفة التي يسلكها الماء أثناء دورته في الطبيعة • أي انتقاله من مكان لآخر ، ومن طور إلى آخر • تخترق هذه الأقواس الغلاف الجوي والغلاف المائي والغلاف الصخري ، وينحصر عمق هذا الاختراق فيما بين نصف ميل في الغلاف الصخري إلى نحو عشرة أميال في الغلاف الجوي (Chow, 1964) .

يتغير الماء باستمرار من طور لآخر ، كما يتحرك من مجال لآخر ضمن المجال الحيوي السابق • إن الحركة والتغير المستمر لعنصر الماء يشكلان الأساس في الدورة الهيدرولوجية التي ليس لها بداية أو نهاية ، طالما أن الماء يستمر بالتبخر من السطوح الحاوية عليه بوساطة القدرة الواردة من الإشعاعات الشمسية والكونية ليصبح جزءاً من مكونات الغلاف الجوي •

تتحدد العوامل التي تضمن تدفق الماء من مكان لآخر خلال الدورة الهيدرولوجية بالتبخر ، والنتح ، والتكاثف ، والتهطال ، وحركة الرياح ، والجريان، والرشح ، وذلك ضمن نظام معقد ومتكامل • يتعرض الماء في السطوح الحاوية عليه للتبخر بفعل القدرة الحرارية ، وعندما تكون كمية المياه متوافرة بكثرة كما في

البحار والبحيرات ، يرتبط معدل التبخر بكمية القدرة الحرارية الكامنة المستخدمة في التبخير ، وبمقدرة الهواء على حمل بخار الماء المتشكل ونقله أفقياً وشاقولياً . يتكاثف بخار الماء مشكلاً السحب والغيوم على مختلف أشكالها ، وعندما تسود ظروف جوّية مناسبة لحدوث التهطال يعود بخار الماء ثانية إلى هذه السطوح على شكل تهطال ، أو قد تنقل الكتل الهوائية هذا البخار بعيداً عن مصدره ، حاملة إياه آلاف الكيلو مترات إلى اليابسة . وعندما تصل السحب والغيوم المتشكلة من تكاثف بخار الماء إلى قلب اليابسة ، وتبعاً للظروف الجوية السائدة ، والعوامل الطبيعية للمنطقة ، فإنها قد تتبدد قبل أن تعقد أمطاراً كما في المناطق الصحراوية ، أو قد تتكاثف على شكل ندى ، كما في العديد من الصحارى الساحلية ، أو قد تعقد أمطاراً خفيفة لكنها قد تتعرض للتبخر أثناء الهطل قبل أن تصل إلى سطح الأرض ، وتعود ثانية للجو على شكل بخار ماء . وأحياناً يتعرض قسم كبير من التهطال للتبخر أثناء سقوطه ولا يصل سطح الأرض سوى كمية ضئيلة جداً . كما أن قسماً من ماء التهطال الذي يصل سطح الأرض يتقاطع على الأوراق النباتية وسطوح المنازل والمباني والطرقات والمنشآت الصناعية الضخمة ، وبالتالي يتبخر قسم منه ويعود ثانية للجو قبل أن يدخل في نظام التربة ــ الجو أو نظام التربة ــ النبات ــ الجو .

يحدد نموذج التهطال ، وشدته ، والظروف المناخية السائدة ، وطبيعة السطح الذي يتلقى التهطال مصير كميات التهطال . يغور جزء كبير من مياه الأمطار في الرمال التي تغطي معظم أراضي المناطق الصحراوية ، بينما يسيل الباقي في مجارٍ مائية مؤقتة ، ونادراً ما تصل مصباتها في البحيرات الداخلية . أما في المناطق الصخرية المتكشفة شديدة الانحدار ، فيلاحظ أن جزءاً كبيراً من مياه التهطال يسيل في مجار صغيرة متشعبة يلتحم بعضها مع بعض مشكلاً أودية سيلية شديدة الانحدار تجري فيها المياه بشدة جارفة معها التربة والحصى والأحجار ، أي أن نسبة ما يرشح في باطن الأرض قليلة بالموازنة مع الجريان السطحي . بينما يلاحظ في الأراضي المزروعة والغابات أن المطر الهاطل يتوزع بحيث يتقاطع قسم منه على الأوراق النباتية ويتبخر مباشرة كماء حر ، بينما يسيل القسم الآخر المتقاطع على الأغصان ثم الجذوع ليصل

إلى التربة (Stem flow) • كما يصل قسم" آخر إلى التربة مباشرة مـن خلال المراغات الموجودة بين النباتات والأوراق النباتية (Through fall) ، أمـا القسم الأخير فيصل مباشرة إلى التربة في المواقع التي تنعدم فيها التغطية النباتية وتتكشف التربـة •

يرشح قسم كبير من ماء المطر الواصل للتربة عبر مساماتها وشقوقها من خلال الدور الذي يمارسه النبات في إبطاء سرعة الجريان ، تعتمد كمية المياه الراشحة على درجة الانحدار والغطاء النباتي وطبيعة التربة ومساماتها وتركيبها الفيزيائي • يتجمع الماء الراشح في نطاق التهوية ، وهنا قد يعود ثانية للجو جراء امتصاصه من قبل الجذور النباتية وفقدانه بوساطة النتح من المسامات النباتية ، أو قد يعود مباشرة للسطح بوساطة الخاصة الشعرية ، ويتبخر ، أو قد يسيل ضمن التربة متبعاً الميول ليخرج إلى السطح في مناطق الانكسارات والانقطاعات على شكل ينابيع ، أو قد يلتقي بمجاري الأنهار ، أو يرفد البحيرات أو المستنقعات (شكل ١ ــ ١١) • أما القسم الآخر فيرشح عميقاً حتى يصل إلى الطبقات الحاملة للماء ، وهناك قد يبقى في التشكيلات الجيولوجية الملائمة فترة طويلة ، أو قد يضخ ثانية للسطح ويستهلك من قبل الكائنات الحية أو قد يجري داخل القشرة الأرضية عبر قنوات وأقنية ضمنية متبعاً الميول حتى يصل إلى البحار أو المحيطات ليتبخر من جديد مكملاً الدور الهيدرولوجية • أما القسم الآخر فيجري على السطح ليصل إلى الأنهار أو البحيرات أو البحار والمحيطات •

يوضح ما تقدم الدورة الهيدرولوجية المبسّطة ، لكن ما يجري في الواقـع أكثر تعقيداً نظراً لتعدد العوامل المؤثرة في عناصر هذه الدورة ، ولاختلاف تبدل أطوار الماء وحركته ضمن مراحل هذه الدورة التي قد لا تكتمل في كثير من الأحيان، كما في المناطق الصحراوية والداخلية ، مشكلة دورة صغيرة مغلقة ، أو قد تكون سريعة كما في المناطق الساحلية شديدة الانحدار • يلعب نموذج التهطال دوراً مهماً في هذه الدورة ، فالتهطال الثلجي في العروض المعتدلة يدخل هذه الدورة بعد فترة ليست طويلة بالموازنة مع التهطال الثلجي في العروض العليا الباردة • يلعب معدل

شكل (١-١١) يمثل عناصر الدورة الهيدرولوجية مأخوذ بتصرف عن لاريمير (١٩٨٩) وبيتس وفوستي (١٩٨٥)

الأرقام (ألف كم٣/السنة) أ: دورة كبرى ب: دورة صغرى

ذوبان الثلوج دوراً مهماً في توزيع الماء الذائب خلال مراحل هذه الدورة ، فالذوبان البطيء يغذي التربة والمياه الجوفية بالماء الراشح ، بينما الذوبان السريع يزيد كمية المياه الجارية السطحية .

تنقسم الدورة الهيدرولوجية العامة في الطبيعة ، والتي تحسب من خلالها التدفقات على المستوى العالمي ، إلى عدة دورات إقليمية تتكون من نظم فرعية قليلة الترابط والتواصل فيما بينها ، ففي الأحواض النهرية الكبيرة جداً مثل حوض الأمازون ، أو في الأحواض المغلقة مثل حوض بحيرة تشاد ، يلاحظ أن الجريان المائي يتم في دورة شبه مغلقة ، وليس من شأن العمليات التنظيمية التي يقوم بها الإنسان سوى زيادة هذه الخاصية جلاءً ووضوحاً (Margat, 1989) .

يوضح ما تقدم الجوانب المختلفة للدورة الهيدرولوجية ، وهنا لابدّ من الإشارة إلى أن هناك جوانب عديدة من الدورة الهيدرولوجية لازالت حتى الآن غير مفهومة بدقة مثل التدفقات بين أجزائها المختلفة ، وحجم المخزون من المياه الجوفية (لاريفير ، ١٩٨٩) .

تنتج السيول والفيضانات والمحل عن اختلال في أحد الأنظمة الطبيعية للدورة الهيدرولوجية ، ويمكن للانسان أن يؤخر أو يعوّق بعض من عناصر هذه الدورة في بعض المواقع (Rodda, et al, 1976) ويتم ذلك من خلال بعض العمليات التنظيمية التي يقوم بها للموارد المائية مثل : إقامة السدود السطحية والكبيرة ، وتحويل مجاري الأنهار ، وتجفيف المستنقعات ، واستثمار المياه الجوفية بشكل مريع ، وإشادة أقنية الصرف بهدف خفض مستوى الماء الأرضي ، ونثر مواد كيمائية على السطوح المائية بهدف تقليل درجة التبخر . كذلك هناك بعض الممارسات التي لها تأثيرات مباشرة مثل قطع الأشجار وزيادة معدل الجريان السطحي وتقليل نسبة الرشح ، كل هذه العمليات من شأنها الإخلال بنظام التدفق بين أجزاء هذه الدورة .

إن أي تسخين لكوكب الأرض من شأنه أن ينذر ويتسبب في تصعيد مظاهر

عدم الانتظام والتناسق في الدورة الهيدرولوجية العامة . فالتزايد الملحوظ في متوسط درجة حرارة الكرة الأرضية ، وما يرافق ذلك من تذبذبات مناخية تنأتى عنها لا محالة حسب رأي لاريفير (١٩٨٩) تأثيرات في الدورة الهيدرولوجية على كوكب الأرض . وعلى سبيل المثال إن الارتفاع المتوقع في القرن القادم في مستوى البحر بحدود ٥ر٠ ــ ٥ر١ م لن يسبب مشكلات طفيان مياه البحر على المناطق الساحلية فحسب ، بل سيؤدي أيضاً إلى تملح المياه الجوفية وظهور أراض مستنقعية جديدة بعد تدمير المناطق الساحلية ، وستنجم عنه زيادة في نسبة المياه المالحة إلى المياه العذبة على كوكب الأرض ، وسيزداد إجمالي الهطول بمعدل ٧ ــ ١٥٪ ، كما أنه من غير الممكن في الوقت الحاضر التنبؤ بالتوزع الجغرافي للتغيرات التي سوف تحدث في معدلات الهطل .

يقدر حجم التهطال السنوي على سطح الكرة الأرضية بأنه يفوق ٧ر٧ مرّة حجم بخار الماء الموجود في الغلاف الجوي خلال أي وقت محدد ، ونحو ٣٠ مرة حجم بخار الماء الموجود فوق اليابسة . وتبعاً لريتشل (Reichel, 1952) فإن معدل الهطل السنوي على سطح الكرة الأرضية هو ٨٦٠ ملم ، وهذا يكافىء تقريباً حجم الماء المتبخر ، إذ يقدّر معدل التبخر بالنسبة للكرة الأرضية بـ ٢ر٣٧ ملم/اليوم .

يرى شو (١٩٦٤) أن نحو ٧٠ ــ ٧٥٪ من كمية التهطال تعود للغلاف الجوي بوساطة التبخر ــ النتح والتبخر المباشر من السطوح المائية ، والباقي ، أي ٢٥ ــ ٣٠٪ يتدفق إلى المجاري المائية حيث يرشح منه نحو الربع إلى باطن الأرض، يصل ثلثا الماء الراشح الطبقات الخازنة للماء ، ومنها تتغذى الينابيع ، أو تسيل ضمن مسالك مائية ضمنية لتصل إلى البحار والمحيطات ، بينما يستهلك الثلث الباقي من قبل الجذور النباتية والكائنات الحية ويعود مباشرة للغلاف الجوي .

توضح التقديرات أن حجم الماء المتبخر من المحيطات على مستوى سطح الكرة الأرضية ، وخلال فترة طويلة من الزمن ، يقدر بنحو ٨٧٥ مليار م٣/اليوم ، يعود منها للمحيطات بوساطة التهطال فوقها ٧٧٥ مليار م٣/اليوم ، والباقي (١٠٠ مليار

متر مكعب) يتابع طريقه إلى اليابسة حيث يهطل فوقها نحو ٢٦٠ مليار م٣/اليوم ، يتبخر منها نحو ١٦٠ مليار م٣/اليوم ، ويعود منها إلى المحيطات نحو ١٠٠ مليار متر مكعب/اليوم على شكل جريان سطحي وباطني . مما تقدم يلاحظ أن وسطي كمية الهطول اليومي فوق الكرة الأرضية ١٠٣٥ مليار م٣ (٧٧٥ مليار م٣ فوق المحيطات و ٢٦٠ مليار م٣ فوق اليابسة) وهذا يعادل وسطي كمية التبخر اليومية البالغة ١٠٣٥ مليار م٣ (٨٧٥ مليار م٣ من المحيطات و ١٦٠ مليار م٣ من اليابسة) .

يقدّر حجم التبخر السنوي من المحيطات بـ ٤٢٥ ألف كم٣ ، يضاف إليها « ٧١ » ألف كم٣ من التبخر والنتح من اليابسة ، أي بمجموع مقداره ٤٩٦ ألف كم٣ سنوياً يكافئها ٤٩٦ ألف كم٣ من التهطال ، منها ٣٨٥ ألف كم٣ فوق المحيطات و ١١١ ألف كم٣ فوق اليابسة . إذاً يهطل فوق اليابسة ١١١ ألف كم٣ يتبخر منها ٧١ ألف كم٣ والباقي ، أي ٤٠ ألف كم٣ يجب أن يعود للمحيطات على شكل جريانات سطحية وضمنية ليعادل حجم بخار الماء الواصل لليابسة من المحيطات ، والشكل (١ ــ ١١) يوضح الدورة الهيدرولوجية العامة .

لا تعكس الأرقام السابقة بالنسبة للكرة الأرضية التباينات والاختلافات الجغرافية والمناخية ، فالمناطق الجافة وشبه الجافة لا تمتلك سوى موارد مائية شحيحة وصعبة المنال ، إضافة إلى توزعها الزمني غير المنتظم ، ومع ذلك ، فإن الاختلافات في توزيع موارد المياه تبدو للوهلة الأولى ضئيلة جداً لدى موازنتها بالكمية الإجمالية للمياه العذبة التي تجري وتسيل إلى البحار والمحيطات .

١ــ١١ــ الموازنــة المائيــة :

يقتضي فهم الدورة الهيدرولوجية الدراسة الشاملة لأشكال ظهور الماء على سطح الكرة الأرضية من خلال الأبحاث المختصة ، ويبدو أن هذا غير محبذ علمياً حسب رأي رودا وآخرون (١٩٧٦) . بينما يلاحظ أن دراسة حركة وانتقال الماء بأطواره المختلفة من مرحلة لأخرى خلال الدورة الهيدرولوجية قد بدأت منذ قرون

خلت ، واستمرت هذه الدراسات بحيث أصبحت تمثل الإطار العام الذي تنصب فيه إسهامات العلوم الاختصاصية الأخرى .

يهتم علماء المياه بشكل أساسي بعنصرين من عناصر الدورة الهيدرولوجية وهما : التبخر والتهطال ، حيث يتشكلان من بعضهما البعض سواء في الغلاف الجوي ، وعلى ، وضمن سطح الأرض . يولي علماء المياه اهتمامهم ضمن مفهوم الدورة الهيدرولوجية لهذين العنصرين ، وإلى تبدل سعة خزن الماء على وضمن سطح الكرة الأرضية ، وإلى الماء الذي لا يدخل ضمن التبخر أو التخزين ، أي إلى المياه الجارية . وأكثر من ذلك يولي هؤلاء اهتمامهم أيضاً إلى الأحواض المائية ودراستها كوحدة مساحية مستقلة ، حيث بالإمكان حصر كمية الوارد والفاقد المائي وتقويمهما من خلال دراسة الدورة الهيدرولوجية المصغرة ، أو المغلقة فوق هذه الحوضة المائيـــة .

يمكننا أن نعبر عن العلاقة بين مكونات أو عناصر الدورة الهيدرولوجية أو التوازن المائي بالنسبة لأية حوضة مائية (x) خـلال الزمن « t » من خـلال العلاقة التالية :

$$P = R + E \pm \Delta w \qquad (٧-١)$$

حيث تمثل « P » متوسط كمية التهطال فوق هذه الحوضـــة ، و « R » الجريان ، و « E » التبخر ــ النتح الفعلي الحاصل من هذه الحوضة ، بينما تشير « Δw » إلى تبدل سعة التخزين المائي لها .

يعبّر عن الجريان المائي فوق هذه الحوضة بأشكال ثلاث :

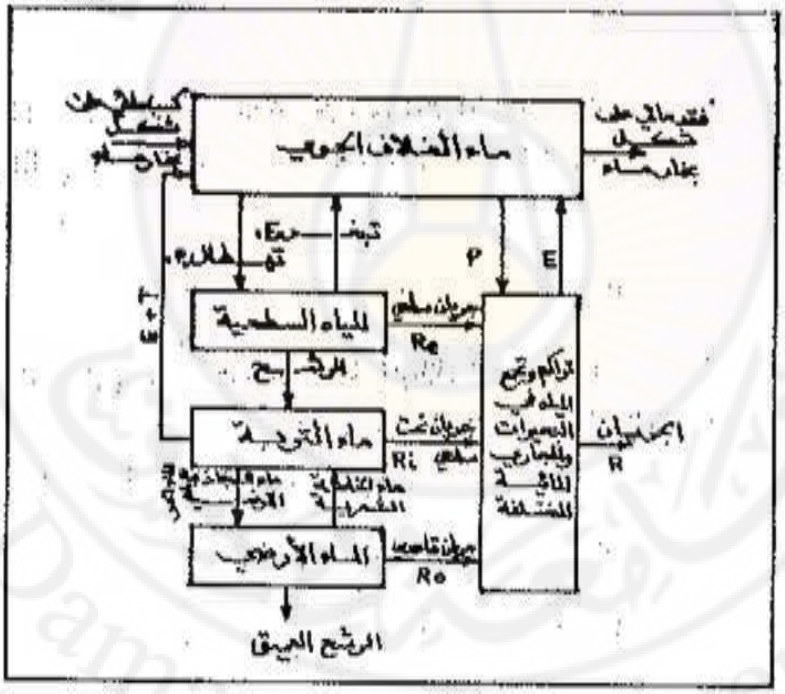
Re : الجريان السطحي المتمثل بالفيضانات والسيول .

Ri : الجريان تحت السطحي .

Ro : الجريان القاعدي ، أو العميق .

يمثل الشكل (١ ــ ١٢) الموازنة المائية لحوضة ما ، وهنا لابدّ من الإشارة إلى أن كمية الماء الداخلة في كل عنصر من هذه العناصر تختلف خلال الزمن ، كما تختلف من حوض مائي لآخر . وهنا يهتم علماء المياه بالعلاقات القائمة بين عناصر الموازنة المائية ، وانتقال الماء من طور إلى آخر وتعديل خصائص السطح وتحت السطح الذي يتواجد الماء فيه .

تقتضي الدراسات المائية التطبيقية الحصول على معلومات أكثر دقة وتفصيلاً عن التوازن المائي في بعض الأحواض المائيـة ، أو في بعض المواقع ضمن هذه الأحواض ويقودهم هذا لدراسة عناصر الموازنة المائية بعمق لاسيما الموازنة المائية للتربة والمسطحات المائية خلال فترة زمنية معينة . تمثل الموازنة المائية لمنطقة محددة



شكل (١-١٢) : مخطط توضيحي يمثل عناصر الموازنة المائية لحوضة مائية
(مأخوذ عن Dooge 1974)

التغيرات التي تطرأ على مناسيب وكمية المياه في هذه المنطقة من خلال العلاقة بين كمية الوارد والفواقد المائية • يتمثل الوارد المائي لأي منطقة أو حوضة بكمية التهطـــال « P » وكمية الماء المتوضعة من الندى « N » وكمية المياه المرتفعة بوساطة الخاصة الشعرية ، بينما تمثل فواقد الماء إجمالي كمية المياه المفقودة بوساطة الجريان السطحي والضمني والتسرب والرشح والنز للماء الأرضي ، وكمية الماء المفقودة بوساطة التبخر والنتح ، حيث يمكن صياغة معادلة الموازنة المائية لمنطقة ما كما يلي :

$$P + N = E + T + R + D \pm \Delta S \pm \Delta G \qquad (٨-١)$$

حيث :

ΔS : تبدل رطوبة التربة وتساوي : $S_1 - S_2$.

ΔG : تبدل مستوى الماء الأرضي ويساوي : $G_1 - G_2$.

تشير S_1 ، G_1 إلى رطوبة التربة ومستوى الماء الأرضي عند بداية الفترة الزمنية للموازنة ، كما تشير S_2 ، G_2 إلى رطوبة التربة ومستوى الماء الأرضي عند نهاية الفترة الزمنية •

T : النتـــح •

D : التسرب ضمن التربة ، أو الرشح •

وفي الحقيقة يمكن إهمال بعض هذه العناصر لضآلة كميتها مثـــل « N » أو لصعوبة قياسها مثل ΔG .

الفصل الثاني

الوارد المائي الجوي « التهطال »

يعد التهطال أو التساقط Precipitation ، المصدر الأساسي لإجمالي كمية الماء المتحركة في القسم القاري من الدورة الهيدرولوجية (Ward, 1974) لذا تحتل دراسة التهطال أهمية كبيرة بالنسبة للهيدرولوجيين ، ولكن ليس بالقدر نفسه التي تحتلها بالنسبة لعلماء الأرصاد الجوّية والمناخيين . لذلك سوف يتناول هذا الفصل بالدراسة والتحليل الأوجه الهيدرولوجية للتهطال .

٢ـ١ـ تعريف التهطال :

التهطال مصطلح يستخدم بحيث يضم كل أشكال الرطوبة الجوية المتوضعة على سطح الأرض . إنه يشمل المطر Rain والرذاذ Drizzle والثلج المسترطب Sleet والثلج Snow والبَرَدْ Hail والندى Dew والجليد الفضي Hoar-Frost والضريب Rime والظواهر المائية المشابهة مثل قطرات الضباب المتوضعة على الأشجار والجليد الصقعي Glazed-Frost (Roddu et all, 1976) . بينما ورد في معجم المصطلحات العلمية والفنية المستعملة في الأرصاد الجوية (WMO-No. 135, 1987) التعريف التالي : « هو صورة من صور الظواهر الجوية المائية ، وهو تجمعات من جسيمات مائية في حالة السيولة أو الصلابة ، متبلورة أو لا شكلية تسقط إلى سطح الأرض من سحابة أو مجموعة من السحب ، ويكون هذا التساقط بصورة منتظمة إلى حد ما ـ متقطعة أو متواصلة ـ أو في صورة رخات وتتألف من : المطر والمطر مفرط البرودة ، والرذاذ والرذاذ مفرط البرودة والثلج والغبار الماسي (Diomand dust) والبرد والكريات الجليدية» وهو يختلف

عن الظواهر المائية الأخرى ، كالظواهر التي تتألف من جسيمات عالقة في الغلاف الجوي (سحباً ، ضباباً ، شابورة) والظواهر التي تتألف من جسيمات عصفتها الرياح من على سطح الأرض وحصرتها في الطبقات السفلى من الغلاف (ثلوجاً ، ثلوجاً منساقة ، ثلوجاً هابة) وكذلك عن الظواهر المائية التي تتألف من راسب من الجسيمات مثل الندى (أصلياً ، زحفاً) والجليد والضريب » . عادة ما يستخدم خبراء الأرصاد الجوية تعبير « التهطال » ليشير إلى كل مايهطل من مطر وثلج وبرَدٍ بفعل تكاثف بخار الماء في الجو . يعد المطر أكثر أشكال التهطال شيوعاً وانتشاراً ، ومن وقت لآخر يحتل الثلج الأهمية التالية بعد المطر ، أما باقي العناصر الأخرى فيلاحظ أنها تحتل أهمية معينة وفعّالة بشكل مؤقت وفي بعض المواقع .

٢ـ٢ـ تصنيف التهطال :

يقصد بتصنيف التهطال تحديد الأشكال المختلفة التي يظهر بها (سائلاً ، صلباً) أو تحديد الآلية التي بموجبها يتشكل . يحتل شكل التهطال أهمية خاصة من الناحية الهيدرولوجية ، حيث يجب التمييز بين التهطال الذي يدخل فوراً في الدورة الهيدرولوجية وتوزعه ، والتهطال الذي لا يدخل فوراً في هذه الدورة ، وبالتالي فإنه من الضروري معرفة بدء الوقت الذي سيشارك فيه ، والكمية الناتجة عن الذوبان ، وغزارة الذوبان ، وحجم الماء الراشح إلى التربة وحجم الجريان السطحي ، ولهذه الأمور أهمية هيدرولوجية يجب دراستها بدقة وعناية فائقتين .

٢ـ٢ـ١ـ تصنيف التهطال وفقاً للشكل :

يصنف التهطال وفقاً للشكل إلى التهطال السائل والتهطال الصلب .

٢ـ٢ـ١ـ١ـ التهطال السائل :

يتحدد التهطال السائل بالظواهر المائية التالية :

ـ الرذاذ :

عبارة عن مطر خفيف ، قطراته ذات أقطار صغيرة (نحو ٥ر٠ ملم) ، وشدته أقل من ١ ملم/سا ، يتشكل من غيوم غير مرتفعة كثيراً عن سطح الأرض ، ولكي يصل إلى سطح الأرض يجب أن تكون الرطوبة النسبية عند قاعدة الغيمة ١٠٠٪ .

ـ المطر :

أكثر أشكال التهطال شيوعاً ، يتشكل من تكاثف بخار الماء في الجو وتشكيل قطيرات السحب ، ثم التحام بعضها مع بعض وتشكيل قطيرات المطر التي تسقط إلى السطح بقطر يتراوح بين ٥ر٠ ـ ٦ ملم .

ـ الندى :

هو تكاثف بخار الماء على هيئة قطيرات مائية وترسبه فوق سطح الأرض البارد ، أو فوق الأجسام الباردة القريبة من سطح الأرض ، حيث تنخفض حرارتها ليلاً بفعل إشعاع الأرض الذاتي إلى نقطة الندى . يجب التمييز هنا بين الندى الأصلي « Dew proper » الموضح سابقاً وبين ندى الزحف Advection dew المتشكل نتيجة زحف الهواء أفقياً فوق الأجسام الباردة ، وغالباً ما يترسب ندى الزحف على الأسطح العمودية من الأجسام المعرضة للهواء . يحتل الندى أهمية هيدرولوجية في المناطق الصحراوية والمناطق الجافة وشبه الجافة ، بعكس المناطق الرطبة ، حيث يشكل إسهامات مائية حقيقية ذات شأن يجب أن توضع في الحسبان عند دراسة الموازنة المائية هناك ، ويقاس بلغة عمق الماء مثل المطر والرذاذ .

ـ الضباب :

غيوم رقيقة قليلة السماكة ، ذات حجوم مختلفة تشكلت نتيجة تكاثف بخار الماء بالقرب من سطح الأرض ، حيث تقل الرؤية خلاله إلى أقل من ١٠٠٠ م .

يتشكل الضباب بفعل انخفاض درجة الحرارة إلى ما دون نقطة الندى ، ووجود رطوبة عالية في الجو .

- الشـــابورة :

ضباب رقيق جداً ، وهي نوع من أنواع الضباب تختلف عنه بمدى الرؤية حيث تزيد هنا على ١٠٠٠ م وأكثر .

٢-٢-١-٢- التهطال الصلب :

- الثـــلج

هطول من بلورات جليدية نتيجة تجمد بخار الماء في طبقات الجو العليا عند حرارة تصل مادون درجة التجمد . يختلف حجم هذه البلورات وشكلها تبعاً لدرجة الحرارة التي تتشكل عندها ، وتبعاً للظروف التي عايشت نموها . أحياناً يتشكل الثلج بشكل غير مباشر عند تجمد الرذاذ . تأخذ بلورات الثلج أشكالاً هندسية متعددة يغلب عليها الشكل السداسي .

- الثلج المسترطب :

خليط من الثلج والمطر ، أو ثلج يذوب وهو في طريقه إلى سطح الأرض . يدخل هذا النوع مباشرة في الدورة الهيدرولوجية نتيجة ذوبانه السريع .

- الجليـــد :

تجمد ذريرات أو قطيرات المطر عند اصطدامها بأشياء متجمدة .

- البَـــرَد :

هطول مكون من جسيمات دائرية ، أو حبات دائرية من الجليد ، شفافة أو

معتمة كلياً أو جزئياً ، تسقط من الغيوم فرادى أو متكتلة تعرف بأحجار البرد • يتراوح قطرها بين ٥ ــ ٥٠ ملم ، تسقط على شكل رخات • تتكون حبة البرد من نواة جليدية قاسية تحيط بها عدة طبقات ثلجية متوضعة بعضها فوق بعض حيث يتم ذلك بفعل التجمد والذوبان المتبادل عندما ترتفع للأعلى أو تهبط للأسفل ضمن التيارات الهوائية الصاعدة العاوية ، وغالباً ما تذوب حبات البرد فور سقوطها على سطح الأرض ، لذا فإنها تدخل مباشرة في الدورة الهيدرولوجية •

ـ الصـــقيع :

توضعات خفيفة من الجليد تشكلت على سطح الأرض ، أو على سطوح الأجسام الباردة جداً ، حيث يتعرض بخار الماء للتجمد مباشرة دون المرور بالحالة السائلة نتيجة انخفاض درجة الحرارة المفاجيء دون نقطة الندى •

٢ـ٢ـ٢ـ تصنيف التهطال تبعاً لمنشئه أو أصل تشكله :

يحتاج تشكل التهطال إلى عمليات رفع للكتل الهوائية الحاوية على بخار الماء بغية تبريد الهواء للوصول إلى مرحلة التكاثف ونمو قطيرات الغيوم • هناك ثلاث طرائق يرتفع بموجبها الهواء للأعلى ، وغالباً ما تستخدم هذه الطرائق لتصنيف التهطال إلى تهطال حملاني وتضريسي وسيكلوني ، حيث يبدو أن النموذج الأخير للتهطال مترافق مع الأنظمة الجبهوية والمنخفضات الجوية •

تحتل دراسة الأشكال المختلفة للتهطال أهمية هيدرولوجية تتعلق بالصفات التي يتميز بها كل صنف تبعاً لمنشأه مثل شكل الهطول وحجم حبة التهطال والشدة والديمومة بالإضافة إلى عمق التهطال وانتشاره المساحي ، وحجم الجريان الناتج ، وهذه تختلف بين نموذج تهطالي وآخر •

١ ــ التهطـــال الحمـــلاني Convectional Precipitation :

ويعرف أحياناً بتهطال تيارات الحملان الحراري ، حيث يحدث هذا النموذج

من التهطال نتيجة ارتفاع درجة حرارة الهواء الرطب القريب من سطح الأرض ، وبتسخينه تقل كثافته ويرتفع للأعلى ضمن طبقات الجو العليا ، وتنخفض بالتالي درجة حرارته أديباتياً إلى أن يصل إلى مستوى درجة حرارته تساوي درجة حرارة نقطة الندى، حيث يتكاثف بخار الماء مشكلاً سحباً من النوع الركامي Cumulus ، وعند ازدياد التبريد تتشكل قطيرات مائية كبيرة الحجم تسقط إلى السطح على شكل أمطار انقلابية . وغالباً ما تكون مصحوبة بعواصف رعدية ، تسمى بالتورنادو عندما تصاحب برياح قرية مدمّرة في العروض المدارية . تعد الأمطار الحملانية صفة مميزة لأمطار العروض الاستوائية نتيجة التسخين الشديد لسطح الأرض ، تتميز الأمطار هنا بصفة الانتظام والديمومة طوال أيام العام . بينما تسقط الأمطار الحملانية في العروض المعتدلة خلال الفصل الدافىء من العام عند توافر الرطوبة العالية ، وتحدث في الفترات التي تلي فترة التسخين الشمسي الأعظمي ، وغالباً ما تكون مصحوبة هنا بعواصف رعدية ، كما يشتمل الهطول هنا أحياناً على البرَد .

تتجلى الأهمية الهيدرولوجية للأمطار الحملانية من خلال كونها أمطاراً تسقط على شكل زخات مطرية عنيفة تفوق شدتها ٤ ملم/سا ، لا تدوم طويلاً ، وغالباً ما تكون موضعية ، أي لا تمتد فوق مساحات واسعة ـ باستثناء العروض الاستوائية ـ وبسبب ذلك ينجم عنها جريان سطحي غزير ومفاجىء خلال وقت قصير نسبياً ، قد يؤدي إلى سيول .

ب ـ التهطال التضريسي Orographic Precipitation :

يتشكل هذا التهطال نتيجة اصطدام كتل هوائية دافئة رطبة بحواجز جبلية عالية ، حيث يضطر الهواء للتسلق والارتفاع نحو القمة ، وتبعاً لذلك تنخفض درجة حرارته ذاتياً إلى أن تصل لدرجة حرارة نقطة الندى ، فيتكاثف بخار الماء فيه ، ويسقط المطر على السفوح المواجهة لاتجاه الرياح . تختلف كمية المطر الهاطلة تبعاً لعمق الكتلة الهوائية المرتفعة ودرجة رطوبتها وحرارتها ومقدار ارتفاع السلاسل الجبلية ، وعندما يصل الهواء المتسلق إلى القمة ينساب على السفوح المدابرة بعد

أن يفقد معظم رطوبته ويجف ، ولدى هبوطه ترتفع درجة حرارته ، لذا فإن فرص الهطول تكون قليلة جداً ، وهذا ما يجعل السفوح الواقعة في ظل المطر تتلقى كميات ضئيلة جداً بالموازنة مع السفوح المواجهة • تحتل الأمطار التضريسية أهمية محدودة من الناحية الهيدرولوجية ، ويبرز دور التضاريس في معظم المواقع على سطح الكرة الأرضية في تعظيم دور الأمطار الحملانية والأمطار السيكلونية •

جـ ـ التهطـال السيكلوني Cyclonic Precipitation :

تعرف هذه الأمطار بأمطار المنخفضات الجوية في العروض المعتدلة ، وبأمطار الأعاصير المدارية في العروض المدارية • تحدث بفعل رفع الكتل الهوائية الرطبة نتيجة الحركة الاعصارية اللولبية للرياح المتجهة إلى مركز حزام الضغط المنخفض • ويتم هذا نتيجة عدم تجانس تسخين سطح الأرض مما يخلق تدرجاً في الضغط ، حيث تهب الرياح بشكل لولبي نحو مركز الضغط المنخفض وتدور عكس حركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي وباتجاه حركة عقارب الساعة في نصف الكرة الجنوبي •

يميز نوعان من السيكلونات : السيكلونات المداريـة ، حيث يطلق عليها الأعاصير المدارية أو الهوريكان أو التيفون نتيجة لشدتها وسرعة الرياح فيها ، وأمطارها الغزيرة المدمّرة التي تسبب الفيضانات وتلحق الأضرار والخسائر بالناس والممتلكات ، إلا أن قطر هذه الأعاصير صغير يتراوح بين ٣٠٠ ـ ١٥٠٠ كم • يعرف النوع الثاني بمنخفضات العروض المعتدلة ، حيث تنتشر هذه المنخفضات فوق مساحة واسعة جداً يصل قطرها إلى ٣٠٠٠ كم وغالباً ما تصاحب بأمطار جبهوية معتدلة الشدة (٢٫٥ ملم/سا) تشمل مساحات واسعة ، وتمتد لفترة زمنية تتراوح بين ٦ ـ ١٢ ـ ٤٨ ساعة •

د ـ التهطـال الجبهوي Frontal Precipitation :

عند تلاقي كتلتين هوائيتين ، إحداهما حارة والأخرى باردة ، حرارتهما

وكثافتهما مختلفتان يحدث التكاثف والتهطال على طول سطح التلاقي • يدعى سطح التلاقي أو التماس بالجبهة أو السطح الجبهوي • عندما يحل الهواء الحار محل الهواء البارد تتشكل الجبهة الحارة على طول السطوح اللطيفة الانحدار (١/٢٠٠) بحيث تتشكل طبقات من الغيوم فوق مساحة واسعة يرافقها التهطال في مقدمة الجبهة الدفيئة • بينما يحل في الجبهات الباردة الهواء البارد مكان الهواء الحار فوق سطوح شديدة الانحدار (١/٥٠) مشكلاً حزاماً ضيقاً من الغيوم والهطولات الغزيرة فوق هذا النطاق المحدود مما قد يسبب الفيضانات الغزيرة •

إن أشكال التهطال السابقة لا تلاحظ دائماً في الطبيعة بشكل مستقل ، لأنه هناك الكثير من الحالات التي تتداخل فيها أشكال التهطال مع بعضها البعض لاسيما تهطال الجبهات والمنخفضات التي غالباً ماترافق تشكل الجبهات • وكذلك التهطال التضريسي الذي يتعزز غالباً مع تقدم المنخفضات الجوية •

٢-٣- الصفات الكيميائية :

يكتسب الماء السطحي بعضاً من مركباته الكيميائية من الغلاف الجوي عن طريق المطر والثلج والغبار الكوني Fallout • تصل هذه الشوارد للغلاف الجوي من البحار والمحيطات ومن سطح التربة والملوثات الجوية والغازات الطبيعية بما فيها الغازات المنطلقة من البراكين • تسهم التفجيرات النووية ــ الحرارية التي تتم في الغلاف الجوي بزيادة واضحة في محتوى مياه الأمطار من العناصر المشعة ، ويلاحظ أن هناك ميلاً لتناقص هذا المحتوى بعد أن عمد الانسان لإجراء تجاربه النووية في باطن الأرض (Rodda et all, 1976) .

يقدر التركيز الكلي للايونات في مياه الأمطار بين ١٠ ــ ٢٠ ملغ/ل • يزداد هذا التركيز فوق المناطق الساحلية • إن الايونات الرئيسة في مياه المطر هي : أيونات الصوديوم والمغنيزيوم والكالسيوم والبوتاسيوم والكلوريد والسلفات والنترات ونسبة ضئيلة من البيكربونات • تعد البحار وملوثات الصناعة المصدر الرئيس للسلفات والكلوريد بينما تعد البحار المصدر الرئيس للصوديوم وغالبية المغنيزيوم•

تعد التربة مصدر إيونات الكالسيوم والبوتاسيوم ونسبة ضئيلة من إيونات المغنزيوم • يعزى الازدياد الكبير في تركيز شوارد الكالسيوم والبوتاسيوم لازدياد التلوث الصناعي • يرى بعضهم أن مصدر شوارد البوتاسيوم الزائدة يمكن أن يعزى إلى العمليات الزراعية واستخدام الأسمدة البوتاسية ، حيث تتشكل النترات من خلال الأكسدة الكيمائية ـ الضوئية للامونيا المتواجدة في التربة ومياه الصرف الصحي للمراكز العمرانية وملوثات الصناعة •

يحتوي ماء المطر في تركيبه الكيمائي على بعض الغازات المحلولة مثل غازات ثاني أوكسيد الكربون والهيدروجين والسلفيد وثاني أوكسيد الكبريت ، ويقترح البعض وجود غاز كلوريد الهيدروجين (Gorham, 1958) • يضاف إلى ذلك الانتشار الواسع للغازات والجسيمات التي تظهر في الغلاف الجوي (نواتج البراكين من الذرات والرماد والغازات) • تفيد العوامل المحلية السائدة في تقدير تركيب ماء الأمطار •

تترك البحار والملوثات الصناعية بصماتها على التركيب الكيمائي لمياه المطر ، حيث يلاحظ بوضوح تناقص شوارد الكلوريد فوق اليابسة ، ففي بريطانيا على سبيل المثال ، تراوحت قيم الكلوريد بين ١٥ ـ ٣٠ ملغ/ل على طول السواحل الشمالية الغربية ، بينما بلغت ٣ ملغ/ل في المدن الصناعية في وسط البلاد • ترتفع نسبة شوارد الكلوريد في أمطار فصل الشتاء مرتين أو ثلاث مرات على ما هي عليه في المطر الصيفي بسبب ازدياد نسبة الرذاذ في الهواء، كما تزداد نسبة شوارد الأملاح عند مستوى تشكل الغيوم الناتجة عن العواصف الشتوية •

يوضح وجود شوارد السلفات في مياه الأمطار التأثير المشترك للبحار والمخلفات الصناعية الناتجة عن احتراق الفحم • قدّر روبنسون وروبنس (Robinson and Robbins, 1964) أن ٢٠٪ من السلفات المتواجدة بشكل طبيعي في الغلاف الجوي مصدرها سلفيد الهيدروجين الناتج عن تخمر المادة العضوية في البحار والمحيطات ، و ٥٠٪ من سلفيد الهيدروجين الناتج عن عمليات التخمر

البيولوجية على سطح اليابسة ، و ٣٠٪ عن طريق تطاير الكبريتات على شكل رذاذ من البحار إلى الغلاف الجوي • وهنا لابدّ من الاشارة إلى أن كمية السلفات التي أطلقها الانسان للغلاف الجوي حتى سنة ١٩٧١ تقدر بـ ٤٠٪ من تلك الكمية ذات المصدر الطبيعي في الغلاف الجوي (Prince and Ross, 1972) . تتحدد الأهمية النسبية لما يسهم به كلّ من العناصر السابقة المذكورة في التركيب الكيمائي لمياه المطر ، ولما يحتويه من غبار كوني من خلال العديد من العوامل الجغرافية مثل توزيع البر والبحر ، وموقع المجمعات الصناعية الضخمة •

يلعب اتجاه وسرعة الرياح دوراً مهماً في التركيب الكيمائي لمياه المطر فعندما يكون مصدر الرياح البحار يلاحظ ارتفاع نسبة شوارد الكلوريد في مياه المطر ، أما عندما تهب الرياح فوق المجمّعات الصناعية الضخمة يلاحظ سيادة شوارد السلفات والنترات • تؤثر سرعة الرياح في توزيع الشوارد ذات المصدر البحري أو الناتجة عن ملوثات الصناعة ، ولكن بالطبع ، وكما يشار دائماً ، فإن دخول هذه الشوارد إلى الغلاف الجوي يعتمد على سرعة الرياح التي تؤدي إلى تشكل الرذاذ فوق البحار وانتقالها للغلاف الجوي •

تتواجد الأمطار الحامضية عندما تزداد الملوثات الصناعية وترتفع نسبة حمض الكبريت وتنخفض قيمة (pH) حتى ٤٫٥ ، وتزداد هذه الصفة عندما تهب الرياح فوق المجمعات الصناعية الضخمة •

٢ـ٤ـ قياس التهطال :

يعبّر عن إجمالي كمية التهطال التي تصل سطح محدد خلال وقت معين بلغة العمق ، أو السماكة التي سوف تغطي سطحاً أفقياً من الأرض ، بعد أن يذوب أي جزء من التهطال يسقط على شكل ثلج أو جليد أو بَرَد ، وذلك فيما إذا بقي الماء على السطح الذي سقط عليه ولم يتعرض أي جزء منه للفقد بوساطة التبخر أو النتح أو التقاطع أو الجريان أو التسرب أو الرشح • تساوي كمية التهطال مجموع كمية التهطال السائل والماء المتحرر عن ذوبان التهطال الصلب •

يقاس المطر باستخدام جهاز قياس المطر (Rain Gauge) ، حيث تجمع كمية الأمطار الهاطلة فوق مساحة محددة بفوهة المقياس ، ويعبر عنها بلغة العمق أو السماكة (ملم ، سم ، انشاً) وذلك بتقسيم الكمية المتجمعة على مساحة فوهة المقياس .

يستخدم في سورية نوعان من أجهزة قياس المطر : مقاييس مطر غير مسجلة ومقاييس مطر مسجلة .

٢-٤-١- مقياس المطر العادي :

جهاز مكون من أربعة أقسام : الجهاز نفسه ، والحامل المعدني ، والحامل الخشبي ، وأنبوب القياس . يتألف الجهاز من القسم الجامع ، وهو اسطوانة دائرية من المعدن قطر فوهتها ١٦ سم ومساحة المنطقة التي تتلقى الهطول ٢٠٠ سم^2 ، تنتهي في نهايتها من الأسفل على شكل قمع لإيصال الماء الهاطل إلى علبة الجمع ، يرتكز من الأسفل على علبة الحفظ ، وهي على شكل اسطوانة معدنية تحفظ ضمنها علبة الجمع ، كما تحفظ المياه التي قد تفيض عن علبة الجمع . وعلبة الجمع قارورة معدنية تنتهي فتحتها إلى نهاية القمع الذي يسد فوهتها . تقاس كمية المياه المتجمعة في علبة الجمع بوساطة أنبوب القياس ، وهو أنبوب شفاف مصنوع من البلاستيك أو الزجاج ، قطر فوهته ٤ سم ، مرقم من الصفر حتى ١٠ ملم . يبلغ طول مقياس المطر ٤٥ سم ، ترتفع فوهته عن سطح الأرض ٦٠ سم ، يركب بشكل عمودي إلى حامل خشبي يستند إليه بوساطة الحامل المعدني . جهة المقياس الشمال الجغرافي .

٢-٤-٢- مسجل المطر :

يستخدم هذا المسجل لقياس وتسجيل كمية المطر الهاطلة خلال وحدة الزمن بصورة مستمرة ، ويعين وقت بدء سقوط المطر ونهايته ، وكمية المطر خلال هذه الفترة ، ولهذا أهمية هيدرولوجية . حيث تعطي قياسات هذا الجهاز عمق الهطول وشدته . يستخدم في سورية نوعان متشابهان من الأجهزة ، أحدهما صنع شركة

فويس والآخر صنع شركة لامبرخت الألمانيتين . يتكون مقياس مسجل المطر ذو السيفون نموذج لامبرخت من ستة أقسام هي : القسم الجامع ومجموعة السيفون ، ومجموعة الريشة ، ومجموعة الساعة ، وعلبة الجمع ، وأنبوب القياس ، والهيكل العام الواقي .

يعتمد هذا الجهاز على تسجيل كمية المطر بالملم وزمنه على مخططات يومية . ارتفاع فوهته عن سطح الأرض ١١٠ سم ، ومساحتها ٢٠٠ سم^2 ، ينتهي من الأسفل بقمع وأنبوب لتوصيل الماء إلى اسطوانة تحتوي فواشة مرتبطة بإبرة ترسم خطوط بيانية على المخططات اليومية الموضوعة حول اسطوانة تدور حول نفسها مرة كل ٢٤ ساعة .

٢ـ٤ـ٣ـ موقع مقاييس المطر :

تقتضي الدراسات الهيدرولوجية وجود دقة في قياس المطر ، تأتي هذه الدقة من خلال الاختيار الأمثل والمناسب لموقع المقياس ، وطريقة نصبه ، والدقة في أخذ القياسات . تقلل معظم المقاييس كمية المطر المقيسة بالموازنة مع كمية المطر الهاطلة فعلياً بسبب :

١ ـ تأثير الرياح في المقياس .

٢ ـ تأثير الموقع في مسارات الرياح .

يتجلى تأثير العامل الأول في المقاييس التي تكون فوهتها مرتفعة عن سطح الأرض ، حيث تصطدم الرياح بها ، لاسيما عندما تكون سرعتها عالية ، وترتفع للأعلى وحول الجهاز بشكل حركات دورانية لولبية ، فتبعد كمية لابأس بها من الستوط ضمن فوهة المقياس ، لذا يتجلى تأثير هذا العامل بتقليل كمية المطر المتجمعة في المقياس . يعمد عادة إلى تقليل ارتفاع فوهة المقياس عن سطح الأرض أو نصبها عند سطح الأرض ، وهنا يخشى أن تقفز قطرات المطر من الجهاز للخارج ، أو بالعكس أن تقفز لدى اصطدامها بسطح الأرض الصلب إلى فوهة المقياس ، لذا

يوصى في هذه الحالة بزراعة هذا السطح بعشب قصير ، أو يحاط مقياس المطر بشبكة مفرغة من البلاستيك ذات مربعات بحيث تمنع قفز قطرات المطر إلى فوهة المقياس .

أما تأثير العامل الثاني فيمكن أن يزيد أو يقلل كمية المطر . يشترط في موقع نصب الجهاز أن يكون مستوياً خالياً من الحواجز التي قد تعيق احتجاز كل كميات المطر مثل الأشجار والأبنية . إن عدم انتظام سقوط المطر فوق فوهة المقياس بسبب وجود العوائق يعتمد على النسبة بين طول هذا العائق وسرعة سقوط المطر . يمكن إنقاص هذا التأثير باتباع ما يلي :

١ ـ اختيار موقع بحيث تكون فيه سرعة الرياح عند مستوى فوهة المقياس صغيرة .

٢ ـ تعديل الوسط المحيط بالمقياس بحيث يكون جريان الرياح أفقياً عند فوهة المقياس .

عموماً يجب أن توضع مقاييس المطر في مواقع منبسطة مستوية خالية من الحواجز بحيث تكون المسافة الفاصلة بين الجهاز وأقرب حاجز أربعة أضعاف طول هذا الحاجز .

٢ـ٤ـ٦ـ كثافة اجهزة القياس :

تشير دراسات منظمة الأرصاد الجوية العالمية (WMO - No. 168, 1974) إلى وجود نوعين من شبكات محطات القياس المطرية ، شبكات تحقق الحد الأمثل من الكثافة ، وشبكات تحقق الحد الأدنى من الكثافة .

ـ شبكات الحد الأدنى من الكثافة :

يتحدد الحد الأدنى لعدد المحطات التي تقيس المطر بطبيعة المنطقة والاختلافات

المكانية في كمية المطر، تلعب العوامل الطبيعية دوراً مهماً في ذلك ، حددت (WMO) هذه الكثافة كما يلي :

- الأقاليم السهلية في النطاقات المدارية والمعتدلة : محطة لكل ٦٠٠ـ٩٠٠ كم٢ .
- الأقاليم الجبلية في النطاقات المدارية والمعتدلة : محطة لكل ١٠٠ـ٢٥٠ كم٢ .
- جبال صغيرة أو جزر ذات هطول غير منتظم : محطة لكل ٢٥ كم٢ .
- الأقاليم الجافة والقطبية : محطة لكل ١٥٠٠ـ١٠٠٠٠ كم٢ .

بينما وضع (Raghunath, 1985) معياراً آخر كما يلي :

- السهول : محطة لكل ٥٢٠ كم٢ .
- الأقاليم المرتفعة : محطة لكل ٢٦٠ ـ ٣٩٠ كم٢ .
- المناطق التلية والهضاب ذات الأمطار الغزيرة : محطة لكل ١٣٠ كم٢ .

يفضل أن تكون ١٠٪ من الأجهزة مسجلات مطر والباقي ٩٠٪ مقاييس مطر عادية .

ـ شبكات الحد الامثل من الكثافة :

يتجلى الهدف من تصميم شبكة مثالية لقياس المطر في الحصول على كل المعطيات المتعلقة بالمطر سواء من حيث الكميات ، والمتوسطات ، والقيم الشاذة ، التي تبين التوزيع الاحصائي لكل العناصر الهيدروميتيورولوجية بدقة فائقة لخدمة جميع الأهداف التطبيقية .

عندما يحسب المتوسط السنوي للأمطار فوق منطقة أو إقليم أو حوضة تصريف باستخدام طريقة المتوسط الحسابي البسيطة ، فإن العدد المثالي لمقاييس المطر الذي يجب أن يوجد في هذه الحوضة يحدد وفق العلاقة التالية :

$$N = \left(\frac{C_v}{P}\right)^2 \qquad (٢ - ١)$$

N : العدد المثالي لمقاييس المطر في هذه الحوضة .

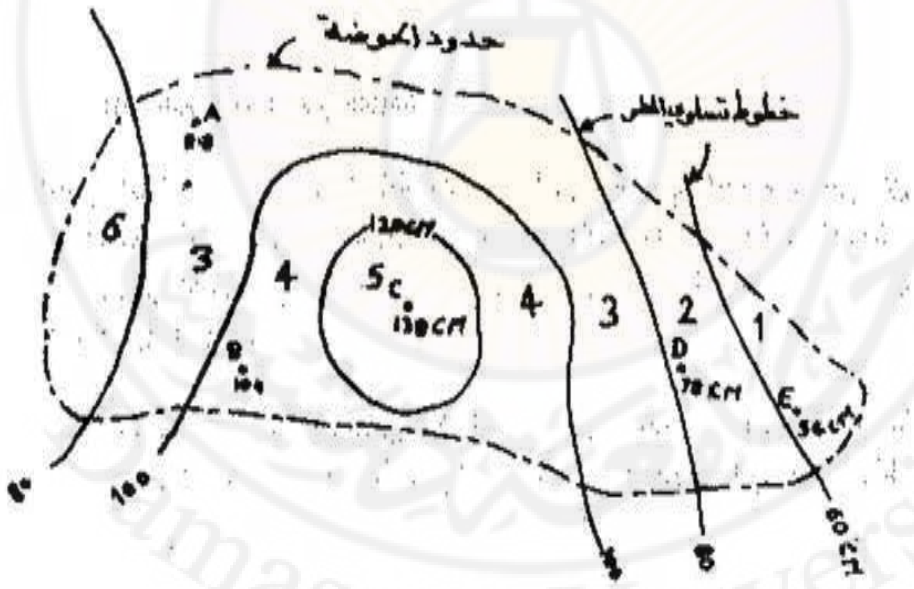
C_v : معامل الاختلاف النسبي للمطر في محطات القياس الموجودة فعلياً (ولتكن « n ») .

P : الدرجة المتوخاة لنسبة الخطأ في تقدير عمق الهطول فوق إجمالي الحوضة .

يجب توزيع عدد المقاييس الذي يجب إضافتها (N - n) على كامل المساحة بعد الوضع في الحسبان مواقع المقاييس القديمة (n) وتوزيعها ، واختلافات المطر فوق أرجاء الحوضة .

مثال (١) :

لدينا في الشكل (٢ ــ ١) حوضة محددة بخط متقطع ، عليها معدل كمية المطر



خريطة خطوط تساوي المطر (مثال ١) شكل (٢ــ ١)

السنوية ، وخطوط تساوي المطر . قدّر الحد الأمثل لعدد محطات قياس المطر التي يجب إحداثها في الحوضة ، فيما إذا كانت الدرجة المتوخاة لنسبة الخطأ في تقدير متوسط كمية المطر ١٠٪ . وفيما إذا كانت عدد محطات القياس الموجودة فعلياً (n) أقل من العدد المثالي (N) حدّد مواقع إحداث المحطات الجديدة . أخيراً ما هي النسبة المئوية لدقة محطات القياس في تقدير متوسط كمية الأمطار فوق الحوضة ؟.

- الحل :

جدول (٢ - ١): يوضح المثال (١)

المحطة	المتوسط السنوي للمطر X بالسم	الفرق $X-\bar{X}$	مربع الفرق $(X-\bar{X})^2$	العناصر الإحصائية
A	٨٨	٤,٨-	٢٣	$\bar{X}=\frac{\Sigma x}{n}$
B	١٠٤	١١,٢	١٢٥,٤	
C	١٣٨	٤٥,٢	٢٠٤٠	$\sigma=\sqrt{\frac{\Sigma(X-\bar{X})^2}{n-1}}$
D	٧٨	١٤,٨-	٢١٩	$C_v=\frac{\sigma}{\bar{X}}100$
E	٥٦	٣٦,٨-	١٣٦٠	
n = ٥	ΣX = ٤٦٤		٣٧٦٧,٤	

متوسط المطر السنوي $\bar{x} = ٦٤٦ \div ٥ = ٩٢٫٨$ سم

الانحراف المعياري $\sigma = \sqrt{\frac{٧٦٧٫٤}{٥-١}} = ٣٠٫٧$ سم

معامل الاختلاف النسبي C_v = (٣٠٫٧ ÷ ٩٢٫٨) × ١٠٠ = ١٫٣٣٪

إن عدد محطات قياس المطر المثالية ، بحيث يكون حدود الخطأ في متوسط كمية المطر فوق الحوضة عند ١٠٪ يتحدد وفق العلاقة (٢ ــ ١) :

$$N = \left(\frac{١٫٣٣}{١٠}\right)^{٢} = ١١ \text{ محطة} \cdot$$

عدد المحطات التي يتوجب إضافتها (N - n) = ١١ ــ ٥ = ٦ محطات •

هذه المحطات الست يجب توزيعها على كامل الحوضة تبعاً للمساحة المحصورة بين خطوط تساوي المطر كما في الجدول (٢ ــ ٢) •

وكما نلاحظ من هذا الجدول هناك ستة مقاييس مطر يجب إضافتها ، ثلاثة منها في النطاق « ٣ » المحصور بين خطي المطر ٨٠ ــ ١٠٠ سم واثنان في النطاق « ٤ » وواحد في النطاق « ٦ » ، أما بالنسبة للنسبة المئوية للخطأ « P » عند تقدير متوسط الأمطار فوق الحوضة بعد إضافة المحطات ، فإنه يحسب وفق القانون التالي :

$$P = \frac{C_v}{\sqrt{N}}$$

أي :

$$P = ١٫٣٣ \div \sqrt{١١} = ١٠٪ \cdot$$

أي أن النسبة المئوية للدقة تساوي ٩٠٪ •

ــ أما قبل الإضافة أو إحداث المحطات :

$$P = ١٫٣٣ \div \sqrt{٥} = ١٤٫٨٪ \cdot$$

أي أن النسبة المئوية للدقة تساوي ٨٥٫٢٪ •

جدول (٢ - ٢) يوضح المثال (١)

النطـــاق	١	٢	٣	٤	٥	٦	المجموع
المساحة كم٢	٤١٠	٩٠٠	٢٨٥٠	١٧٥٠	٧٢٠	٥٥٠	٧١٨٠
المساحة كنسبة من الواحد	٠,٠٦	٠,١٢	٠,٤٠	٠,٢٤	٠,١٠	٠,٠٨	١,٠٠
N × المساحة كنسبة من الواحد	٠,٦٦	١,٣٢	٤,٤	٢,٦٤	١,١	٠,٨٨	
النتيجة مقربة للواحد	١	١	٤	٣	١	١	١١
عدد المقاييس الموجودة	١	١	١	١	١	-	٥
عدد المقاييس الواجب إحداثها	-	-	٣	٢	-	١	٦

٢ـ٤ـ٥ـ الفترة الزمنية لبيانات المطر :

يقصد بذلك عدد سنوات القياس الضرورية للحصول على توزيع تكراري ثابت للمطر وتقترح الفترات التالية :

نوع المنطقة :	جزر	سواحل	سهول	أقاليم جبلية
عدد السنوات :	٣٠	٤٠	٤٠	٥٠

تستخدم عادة هذه البيانات في الدراسات المائية وإعداد خرائط المطر للأحواض ، وفي حساب الوارد المائي الجوي ، لذا فإنه من الضروري حساب المتوسطات على أساس فترة زمنية واحدة لكل المحطات الموجودة ، بعد تحديد هذه الفترة تبعاً لطبيعة المنطقة وفق ما تقدم .

٢ـ٤ـ٦ـ تقدير البيانات المفقودة :

لملء بيانات الأمطار المفقودة خلال بعض السنوات ، أو استكمالها لبعض المحطات بغية توحيد الفترات الزمنية لابدّ من اتباع طريقة مناسبة من الطرائق العديدة المشروحة في نشرات (WMO) وفي العديد من الدراسات العلمية المتخصصة . هناك اقتراحات حول المدى الذي بالامكان تقدير البيانات المفقودة ، ونادراً ما تفوق نسبة البيانات المقدرة عن ١٠٪ من طول المدة الزمنية لبيانات المحطة . (WMO - No. 168, 1974)

تجمع العديد من الدراسات على أن الطريقة المثلى للتقدير ـ رغم تعقيدها ـ تتم من خلال إيجاد علاقة الانحدار لذلك الجزء الموجود من البيانات في المحطة الثانوية مع مثيله من محطة رئيسة مجاورة ، واستخدام العلاقة المشتقة ومستقيم الانحدار في تقدير قيم الفترات الزمنية المفقودة ، أي استخدام العلاقة التالية :

$$Y = a + b X \qquad (٢ - ٢)$$

حيث تعد معدلات المطر للمحطة الرئيسة (الأساس) هي المتغير المستقل (X) ومعدلات المطر للمحطة المحمولة (الثانوية) هي المتغير التابع (Y) . وهنـاك طرائق بسيطة منها : طريقة المحطة السنوية وطريقة النسبة البسيطة .

ـ طريقة المحطة السنوية :

توجد في هذه الطريقة بيانات القياس لمحطتين أو أكثر في سجل مطري واحد ، شريطة أن تكون المحطتان متماثلتين مناخياً . يتم تقدير البيانات المطرية المفقودة لإحداهما من خلال نسبة المعدلات أو موازنة المنحنيات البيانية . لتوضيح هـذه الطريقة نورد المثال التالي :

مثـال (٢) :

نفترض أن كمية المطر الهاطلة في محطة (A) خلال سنة ما ٧٥ سم ، بينما لا توجد بيانات للمحطة (B) المجاورة خلال هذه السنة . إذا علمنا أن معدل كمية الأمطار السنوية في المحطة (A) هـو ٧٠ سم والمحطة (B) ٨٠ سم . تحسب كمية المطر المقدرة خلال هـذه السنة للمحطة (B) ولتكـن (P_B) كما يلي :

$$\frac{P_B}{٨٠} = \frac{٧٥}{٧٠} \leftarrow P_B = (٨٠ \times ٧٥) \div ٧٠ = ٨٥٫٧ \text{ سم}$$

ـ طريقة النسبة البسيطة :

يمكن توضيح هذه الطريقة من خلال المثال التالي (٣) :

تعطل مقياس المطر في المحطة (D) خلال عاصفة مطرية لمدة شهر أو أكثر . خلال هذه الفترة كانت كمية المطر الهاطلة في ثلاث محطات مجاورة (A ، B ، C) كما يلي : ٨٫٥ ، ٧٫٦ ، ٩ سم على التوالي . قدّر كمية المطر خلال هذه الفترة

في المحطة (D) إذا علمت أن معدل الأمطار السنوية في هذه المحطات هو : ٧٥ ، ٨٤ ، ٧٠ ، ٩٠ سم على التوالي .

ـ الحـل :

نحسب كمية المطر في هذه الفترة في كل محطة إلى معدلها السنوي ، ثم نقدر الكمية المفقودة :

$$\frac{P_D}{٩٠} = \frac{٩}{٧٠} = \frac{٦٫٧}{٨٤} = \frac{٨٫٥}{٧٥}$$

ومنـه :

$$P_D = \frac{١}{٣}\left[\left(\frac{٨٫٥}{٧٥} \times ٩٠\right) + \left(\frac{٦٫٧}{٨٤} \times ٩٠\right) + \left(\frac{٩}{٧٠} \times ٩٠\right)\right] = ٩٫٧٥ \text{سم}$$

٢ـ٥ـ تحليل بيانات المطر :

تحتل بيانات الأمطار أهمية كبيرة من الناحية الهيدرولوجية ، حيث يعد المطر (في حال غياب الثلج) عنصر الوارد المائي الرئيس لأي نظام هيدرولوجي . إن تحليل هذه البيانات لأي محطة أو مجموعة من المحطات ضمن حوضة تصريف سيعطي صورة عن وضع الموارد المائية ، ومكونات الجريان السطحي وغزارة الجريان ونظامه . يتمثل تحليل بيانات المطر بما يلي :

١ ـ تحليل بيانات المحطة .

٢ ـ تحليل التوزع المساحي فوق الأحواض .

٣ ـ تحليل التوزع الزمني للمطر .

٢ـ٥ـ١ـ تحليل بيانات المحطة :

تنبع أهمية تحليل أمطار المحطة أو الأمطار النقطية Point rainfall على أساس أن معدل المطر في هذه المحطة يمكن أن يؤخذ كمعدل فوق مساحة صغيرة تتراوح بين ٢٥ ـ ٥٠ كم^{٢} (WMO - No. 168, 1974 — Raghunath, 1985) . تفيد هذه التحليلات في إعطاء الهيدرولوجي صورة عن إمكانات المنطقة (أو المشروع) المائية، وتوزيعها على مدار العام ، كما تفيد في دراسة العواصف المطرية ، وإمكان تكرارها، والتنبؤ عنها ، واتخاذ الاجراءات المناسبة للوقاية من أخطارها على صعيد الفيضانات وارتفاع منسوب الأنهار ، وحت التربة ... يتضمن تحليل بيانات المحطة حساب المتوسط السنوي والانحراف عنه والتنبؤ المستقبلي لكمية المطر ، بالإضافة لدراسة شدة المطر ، وتكرار حدوث شدات مطرية ، ونسبتها المئوية .

٢ ـ معدل كمية الأمطار السنوية والانحراف عنه :

يحسب معدل كمية الأمطار السنوية لأي محطة من بيانات لا تقل مدتها الزمنية عن ٣٥ عاماً . اختيرت مدة ٣٥ عاماً كونها تتفق مع طول الدورة النهطالية التي اقترحها بروكنر Brucknor (Rodda et all, 1976) . يعتمد هذا المعدل في أي محطة على عدة عوامل منها : البعد عن البحر واتجاه الرياح السائدة ومتوسط درجة الحرارة السنوي وارتفاع المحطة عن مستوى سطح البحر وطبوغرافية المنطقة .

يحسب المعدل السنوي للأمطار وفق العلاقة البسيطة التالية :

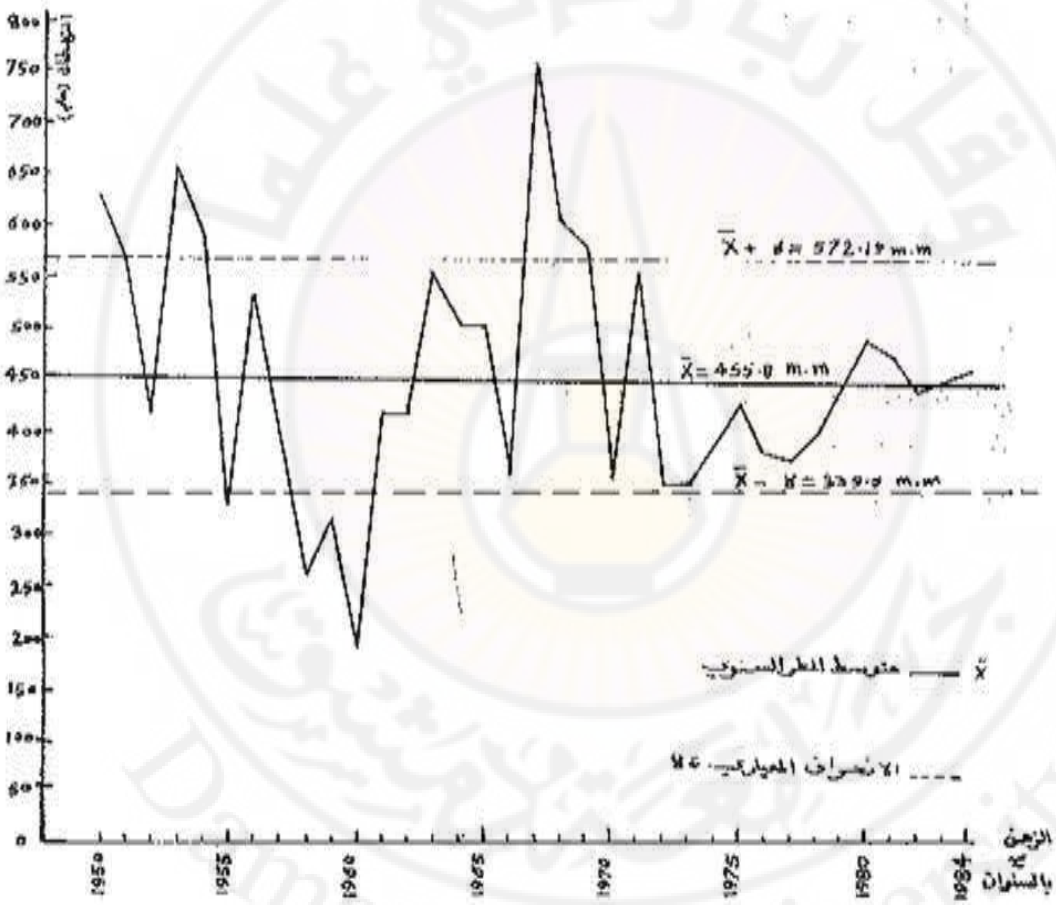
$$\bar{x} = \Sigma x / n \qquad (٢ - ٣)$$

حيث تمثل (x) كمية الأمطار السنوية ، و (n) عدد السنوات .

تعرف قرينة الرطوبة (Index of Wetness) على أنها نسبة الأمطار في أي عام إلى المتوسط السنوي للأمطار . لذلك يقال من الناحية الهيدرولوجية إن هناك سنوات رطبة (جيدة) ، أو سنوات جافة (سيئة أو قاسية) أو سنوات طبيعية

(متوسطة) فيما إذا كانت كمية الأمطار خلالها تفوق أو تقل أو تساوي المعدل السنوي للأمطار .

يبين الجدول (٢ ــ ٣) كمية الأمطار السنوية لمحطة رصد حمص (سورية) والمعدل السنوي المحسوب لمدة ٣٥ عاماً ، والبالغ ٤٥٥٫٨ ملم . ولدى تمثيل هذه البيانات على الشكل (٢ ــ ٢) حيث أسقطت قيم الأمطار السنوية مقابل الزمن ، يلاحظ بوضوح تبعثر كبير للقيم حول المعدل أو المتوسط ، حيث بلغت أكبر كمية



شكل (٢ ــ ٢) تغير المطر السنوي لمحطة حمص (سوريا) والمتوسط السنوي للأمطار والانحراف المعياري

جدول (٢ - ٣): كمية الأمطار السنوية في محطة حمص، وبعض العناصر الاحصائية

السنـــوات	الأمطار السنوية × ملم	$X - \overline{X}$	$(X - \overline{X})^2$
١٩٥٠	٦٣٠	١٧٤,٢	٣٠٣٤٥,٦
١٩٥١	٥٦٦	١١٠,٢	١٢١٤٤,٠
١٩٥٢	٤٢١,٢	٣٤,٦-	١١٩٧,٢
١٩٥٣	٦٥٤,٥	١٩٨,٧	٣٩٤٨١,٧
١٩٥٤	٥٨٩,٧	١٣٣,٩	١٧٩٢٩,٢
١٩٥٥	٣٣٣,١	١٢٢,٧ -	١٥٠٥٥,٣
١٩٥٦	٥٣٢	٧٦,٢	٥٨٠٦,٤
١٩٥٧	٣٩٥,٢	٦٠,٦ -	٣٦٧٢,٤
١٩٥٨	٢٦٠,٦	١٩٥,٢ -	٣٨١٠٣,٠
١٩٥٩	٣١٤,٨	١٤١ -	١٩٨٨١,٠
١٩٦٠	١٩٠	٢٦٥,٨ -	٧٠٦٤٩,٦
١٩٦١	٤٢٠,٥	٣٥,٣ -	١٢٤٦,١
١٩٦٢	٤١٩,١	٣٦,٧ -	١٣٤٦,٩
١٩٦٣	٥٥٢,٩	٩٧,١	٩٤٢٨,٤
١٩٦٤	٥٠٣,٦	٤٧,٨	٢٢٨٤,٨
١٩٦٥	٥٠٦,٤	٥٠,٦	٢٥٦٠,٤
١٩٦٦	٣٦٢,١	٩٣,٧ -	٨٧٧٩,٧
١٩٦٧	٧٥٨,٩	٣٠٣,١	٩١٨٦٩,٦
١٩٦٨	٦٠٥,٩	١٥٠,١	٢٢٥٣٠,٠
١٩٦٩	٥٧٨,٦	١٢٢,٨	١٥٠٧٩,٨

تابع جدول (٢ - ٣): كمية الأمطار السنوية في محطة حمص، وبعض العناصر الاحصائية

السنوات	الأمطار السنوية × ملم	$X - \overline{X}$	$(X - \overline{X})^2$
١٩٧٠	٣٦٠,٦	٩٥,٢ −	٩٠٦٣,٠
١٩٧١	٥٥٦,٥	١٠٠,٧	١٠١٤٠,٥
١٩٧٢	٣٥١,٢	١٠٤,٦ −	١٠٩٤١,٢
١٩٧٣	٣٤٦,٢	١٠٩,٦ −	١٢٠١٢,٢
١٩٧٤	٣٨٧	٦٨,٨ −	٤٧٣٣,٤
١٩٧٥	٤٢٩	٢٦,٨ −	٧١٨,٢
١٩٧٦	٣٧٨,٩	٧٦,٩ −	٥٩١٣,٦
١٩٧٧	٣٧٥,٢	٨٠,٦ −	٦٤٩٦,٤
١٩٧٨	٤٠٥,٨	٥٠ −	٢٥٠٠,٠
١٩٧٩	٤٥٢,٢	٣,٦ −	١٣,٠
١٩٨٠	٤٨٧,٩	٣٢,١	١٠٣٠,٤
١٩٨١	٤٧٤,٦	١٨,٨	٣٥٣,٤
١٩٨٢	٤٣٨	١٧,٨ −	٣١٦,٨
١٩٨٣	٤٤٧,٥	٨,٣ −	٦٨,٩
١٩٨٤	٤٦٦,١	١٠,٣	١٠٦,١
$n = ٣٥$	$\Sigma X = ١٥٩٥١,٨$ $\overline{X} = ٤٥٥,٨$		$\Sigma(X - \overline{X})^2 =$ ٤٧٣٧٩٨,٢

للأمطار ٧٥٨ر٩ ملم (١٩٦٧) وأدناها ١٩٠ ملم (١٩٦٠) لذا لا يمكن في الدراسات المائية الركون لهذا المعدل ، ومن هنا تبدو الحاجة لدراسة طبيعة انحراف القيم عن المتوسط ، واستخدام ذلك في الدراسات المائية المستقبلية ، لاسيما في التنبؤ عن كمية الأمطار المستقبلية وإمكان استثمارها .

يحسب الانحراف المعياري « γ » من العلاقة التالية :

$$\gamma = \sqrt{\frac{\Sigma (x - \bar{x})^2}{n - 1}} \qquad (٢ - ٤)$$

ولدى تطبيق هذه العلاقة على بيانات المطر لمحطة حمص الواردة في الجدول (٢ ــ ٣) :

γ = ± ١١٦ر٣ ملم . وقد مثل على الشكل (٢ ــ ٢) بخط متقطع عند انحراف معياري واحد . أي أن هناك احتمال ٢٦ر٦٨٪ بأن كمية الأمطار السنوية خلال العام التالي للبيانات ستبلغ :

المعدل ($\bar{x}$) ± ١١٦ر٣ ملم ، أي تتراوح بين ٣٣٩ر٥ ــ ٥٧٢ر١ ملم .

عند الموازنة بين قيم الانحراف المعياري للأمطار بين محطة وأخرى ، أو رسم خارطة لحوضة أو إقليم تبين قيم الانحرافات العيارية للأمطار ، يعمد إلى حساب الانحراف المعياري النسبي « C_v » :

$$C_v \% = (\gamma / \bar{x}) 100 \qquad (٢ - ٥)$$

وبتطبيق هذه العلاقة على بيانات محطة حمص ينتج :

$$\% C_v = ١٠٠ \times (١١٦ر٣ \div ٤٥٥ر٨) = ٢٥ر٥٪$$

يستخدم معامل الاختلاف النسبي لإعداد خرائط توضح النسب المئوية للانحرافات عن المتوسط ، كما يستخدم لتحديد موثوقية المعدل السنوي للأمطار ،

والاختلافات السنوية ، أي أن متوسط كمية الأمطار السنوية لمحطة حمص قد يزيد أو ينقص بنحو ٢٥٪ من قيمته . وعندما تزيد قيمة هذا المعامل على ٣٧٪ يلغى إمكان الاعتماد على الأمطار في تأمين المياه اللازمة للزراعة البعلية ، وبالتالي يجب تأمين مصادر مائية أخرى غير الأمطار عند حساب الاحتياجات المائية للزراعة في حوضة أو إقليم أو مزرعة (WMO - No. 633, 1986) .

ب ـ شـــدة المطر :

تعرف شدة المطر على أنها كمية المطر الهاطلة (سم ، ملم) خلال وحدة الزمن (د ، سا) ، فإذا هطل ٣٠ ملم خلال نصف ساعة، فإن شدة المطر تساوي ٦٠ ملم/سا، أو ١ ملم/د . يهتم الهيدرولوجيون بشدة المطر ، وتكرار هطول أمطار ذات شدات عالية،لأن ذلك يعرض الحوضة للفيضانات،والازدياد المفاجيء في مياه الأنهار،وارتفاع منسوبها يؤثر في المنشآت المائية المشيدة بجوارها . تتحدد العلاقة بين كمية المطر خلال الزمن وبدء الجريان السطحي وتشكل السيول من خلال الموازنة بين شدة المطر (كمية/الزمن) ودرجة نفاذية التربة (كمية/الزمن) .

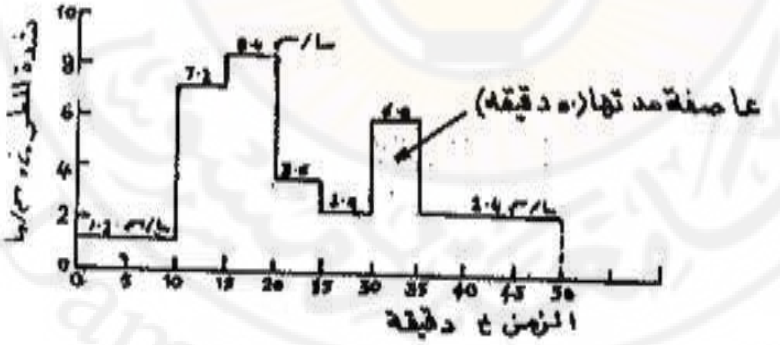
توضح المنحنيات البيانية اختلافات كمية المطر خلال الزمن (شدة المطر) ، ويتم إعدادها بطريقتين هما : منحنى الكمية ومنحنى التمثيل البياني .

يرسم منحنى الكمية (Mass Curve) بإسقاط كمية الأمطار التراكمية خلال العاصفة مقابل الزمن (شكل ٢ ـ ٣) ، ومنه نستطيع معرفة عمق المطر الاجمالي وشدته خلال أي وقت كما نستطيع معرفة عمق المطر خلال أي وقت من حساب الفرق بين الاحداثيات عند بداية ونهاية الفترة الزمنية ، بينما تحسب شدة المطر خلال أي وقت بمعرفة منحنى الكمية البياني « i » : ($i = \Delta p/\Delta t$) خلال هذا الوقت . يلاحظ أن وتيرة هذا المنحنى في تصاعد دائماً ، ويمكن أن يلاحظ فيه بعض الأجزاء الأفقية حيث تشير إلى فترات توقف المطر .

أما منحنى التمثيل البياني ، أو الهيتوغراف Hetograph ، فهو تمثيل بياني يوضح شدة المطر خلال الزمن (شكل ٢ ـ ٤). يفيد هذا المنحنى في تقدير الشدات

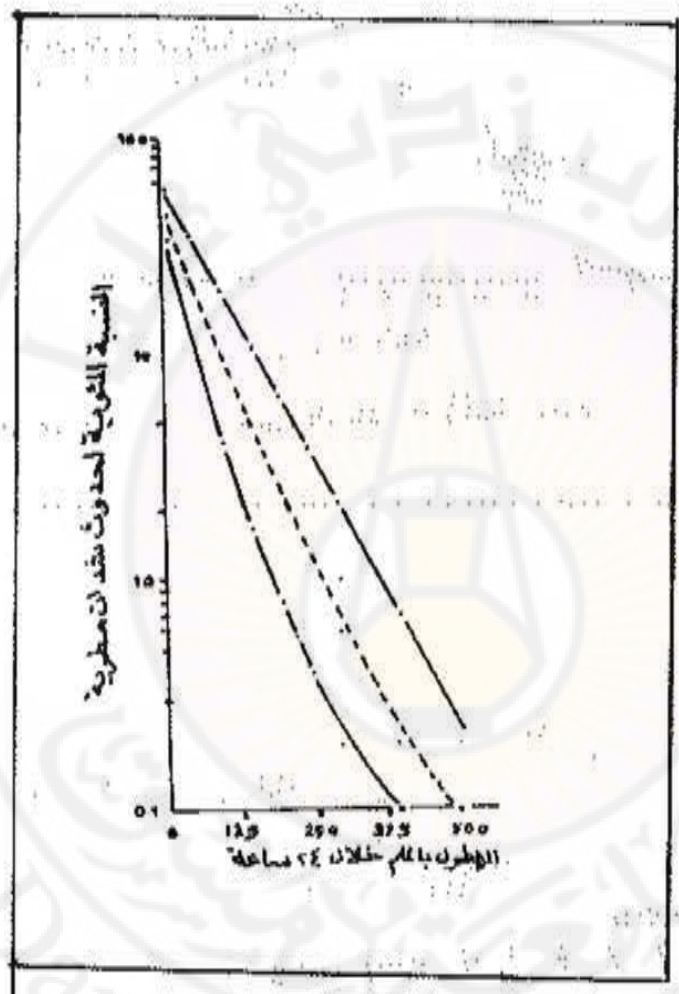


شكل (٤-٣) منحنى الأمطار التراكمية (مثال ٤)



شكل (٤-٤) الهيتوجراف (مثال ٤)

المطرية العظمى خلال عاصفة مطرية ، ولهذا أهميته في تقدير تصريف الأراضي ، وتصميم أقنية التصريف وتحديد أبعادها • ومن الضروري دراسة تكرار حدوث شدات مطرية ، حيث تسقط كمية الأمطار الهاطلة خلال الزمن مقابل النسبة المئوية لحدوث شدات مطرية معينة كما في الشكل (٢ ــ ٥) •



شكل (٢-٥)
تكرار شدة المطر لثلاث محطات في كندا

مثـال (٤) :

يبين الجدول (٢ ــ ٤) كمية المطر الهاطلة خلال عاصفة مطرية ، والمطلوب رسم منحنى كمية المطر ، وتمثيل كمية المطر بيانياً (منحنى الهيتوغراف) .

جدول (٢ - ٤): بيانات المطر في المثال (٤)

الزمن (بدءاً من بدء العاصفة "د"	الأمطار التراكمية "مم"	كمية المطر الهاطل خلال كل ٥ دقائق "مم"	الشدة $i = \frac{\Delta p}{\Delta t} \times 100$ مم/سا
٥	٠,١	٠,١	١,٢
١٠	٠,٢	٠,١	١,٢
١٥	٠,٨	٠,٦	٧,٢
٢٠	١,٥	٠,٧	٨,٤
٢٥	١,٨	٠,٣	٣,٦
٣٠	٢,٠	٠,٢	٢,٤
٣٥	٢,٥	٠,٥	٦
٤٠	٢,٧	٠,٢	٢,٤
٤٥	٢,٩	٠,٢	٢,٤
٥٠	٣,١	٠,٢	٢,٤

ــ الحـل :

١ ــ منحنى الكتلة أو الكمية : تحمّل كمية الأمطار التراكمية (مم) مقابل الزمن (د) ونحصل على المنحنى البياني الموضح في الشكل (٢ ــ ٣) .

٢ ــ الهيتواغراف : تحسب شدة المطر خلال فواصل زمنية مقدارها خمس

دقائق ، وتحمّل على محوري الاحداثيات : الشدة « i » ممثلة (سم/سا) مقابل الزمن « t » (شكل ٢ ــ ٤) .

٢ــ٥ــ٢ــ تحليل التوزيع المساحي (Areal) للأمطار :

يمكن اعتماد المتوسط السنوي للأمطار فوق مساحة صغيرة نسبياً من خلال محطة مطرية ، أما عندما تكون مساحة الحوضة كبيرة جداً ، وتضريس سطحها غير متجانس ، يجب توافر شبكة من مقاييس المطر . وبما أن كمية الأمطار غير متجانسة فوق أرجاء هذه الحوضة، فإنه يعمد إلى تقدير متوسط عمق المطر فوق هذه الحوضة باتباع العديد من الطرائق أهمها :

١ ــ طريقة المتوسط الحسابي :

تتلخص هذه الطريقة بجمع كميات الأمطار لجميع المحطات الموجودة في الحوضة وتقسيمه على عدد المحطات للحصول على المتوسط الحسابي للمطر فوق الحوضة ، أي :

$$P_{ave} = \Sigma p_i / n \qquad (٢ - ٦)$$

P_{ave} : متوسط عمق المطر فوق الحوضة .

Σp_i : مجموع كميات الأمطار لكل محطات القياس في الحوضة .

n : عدد محطات قياس المطر .

تعد هذه الطريقة بسيطة وسريعة ، وتعطي تقديرات جيدة في الأحواض السهلية المنبسطة فيما إذا كانت محطات القياس موزعة بشكل متجانس فوق أرجاء الحوضة، وكميات الأمطار متقاربة ولا تبتعد كثيراً عن المعدل السنوي . يمكن التغلب على هذه التحذيرات بشكل جزئي فيما إذا وضع في الحسبان عند انتقاء مواقع نصب أجهزة القياس التمثيل المساحي والعوامل الطبوغرافية .

ب ـ طريقة مضلعات ثيسين Thiessen Polygon Method :

تستخدم هذه الطريقة في الأحواض التي تتوزع فيها محطات القياس بشكل غير متجانس فوق مختلف أرجاء الحوضة ، حيث تعطي هذه الطريقة عاملاً وزنياً لكل مقياس مطر بشكل يتناسب مع المسافات بين المحطات ، لتطبيق هذه الطريقة تتبع الخطوات التالية :

١ ـ ترسم خريطة أساس توضح حدود الحوضة ، وتضم مواقع محطات قياس المطر .

٢ ـ تصل بين المحطات المتجاورة بخطوط مستقيمة متقطعة .

٣ ـ تقام أعمدة من منتصف الخطوط الواصلة بين المحطات على شكل خطوط مستقيمة متصلة فينتج مضلعات تحيط بكل محطة قياس .

٤ ـ تحسب مساحة كل مضلع، وتضرب بعمق المطر للمحطة الموجودة ضمنه .

٥ ـ يجمع ناتج الضرب ويقسم على مساحة الحوضة الكلية كما في العلاقة التاليـة :

$$P_{ave} = \Sigma_{A0}\ p_1 \ /\ \Sigma_{A1} \qquad (٢ - ٧)$$

$A = \Sigma_{A1}$ ـ مساحة الحوضة الكلية .

P_1 = عمق المطر فوق المضلع المحيط بالمحطة (A_1) .

تعد هذه الطريقة مناسبة جداً ، لكنها غير ثابتة ، حيث يضطر لإنشاء مخطط جديد عندما يتعطل مقياس ما عن العمل ، أو يلغى ، أو تبدل مواقع المقاييس .

جـ ـ طريقة خطوط تساوي المطر Isohyetal Method :

لاستخدام هذه الطريقة تتبع الخطوات التالية :

١ ــ رسم خريطة أساس تبين حدود الحوضة ، ومواقع محطات قياس المطر .

٢ ــ تحميل المحطات بكميات او معدلات الأمطار .

٣ ــ رسم خطوط تساوي المطر بحيث تمر في المواقع ذات الأمطار المتساوية مع مراعاة التضاريس .

٤ ــ حساب المساحة المحصورة بين كل خطي مطر متجاورين .

٥ ــ حساب متوسط الأمطار فوق هذه المساحة ، ويؤخذ متوسط قيمة خطي المطر اللذين يحدان هذه المساحة .

٦ ــ ضرب المساحة المحصورة بين كل خطي مطر بمتوسط الأمطار فوق هذه المساحة .

٧ ــ جمع ناتج الضرب وتقسيمه على مساحة الحوضة الكلية كما في العلاقات التالية :

$$P_{AVG} = \Sigma A_{1-2} \cdot P_{1-2} / \Sigma A_{1-2} \qquad (٢ - ٨)$$

A_{1-2} : المساحة المحصورة بين خطي المطر المتجاورين P_1 و P_2 .

$$P_{1-2} = P_1 + P_2 / 2 \qquad (٢ - ٩)$$

$= \Sigma A_{1-2} = A_1$ مساحة الحوضة الكلية .

لتوضيح هذه الطرائق الثلاث نورد المثال التالي :

مثـال (٥) :

سجلت أثناء عاصفة مطرية كميات الأمطار التالية في حوضة محددة بالشكل (٢ ــ ٦) تضم ١٥ محطة قياس مطري كما هو مبـين في الجدول (٢ ــ ٥) ، والمطلوب تقدير متوسط كمية الأمطار فوق هذه الحوضة وفق الطرائق الثلاث السابقة .

جدول (٢ - ٥): يوضح المثال (٥) .

المحطة	كمية المطر بالسم P_i	مساحة مضلع ليسين A_i كم٢	ناتج ٢ × ٣ $A_i P_i$ سم - كم٢
١	٢	٣	٤
A	٨,٨	٥٧٠	٥٠١٦
B	٧,٦	٩٢٠	٦٩٩٢
C	١٠,٨	٧٢٠	٧٧٧٦
D	٩,٢	٦٢٠	٥٧٠٤
E	١٣,٨	٥٢٠	٧١٧٦
F	١٠,٤	٥٥٠	٥٧٢٠
G	٨,٥	٤٠٠	٣٤٠٠
H	١٠,٥	٦٥٠	٦٨٢٥
I	١١,٢	٥٠٠	٥٦٠٠
J	٩,٥	٣٥٠	٣٣٢٥
K	٧,٨	٥٢٠	٤٠٥٦
L	٥,٢	٢٥٠	١٣٠٠
M	٥,٦	٣٥٠	١٩٦٠
N	٦,٨	١٠٠	٦٨٠
O	٧,٤	١٦٠	١١٨٤
n = ١٥	$\sum_{P_i}$ = ١٣٣١	$\sum_{A_i}$ = ٧١٨٠	$\sum_{A_i \cdot P_i}$ = ٦٦٧١٤

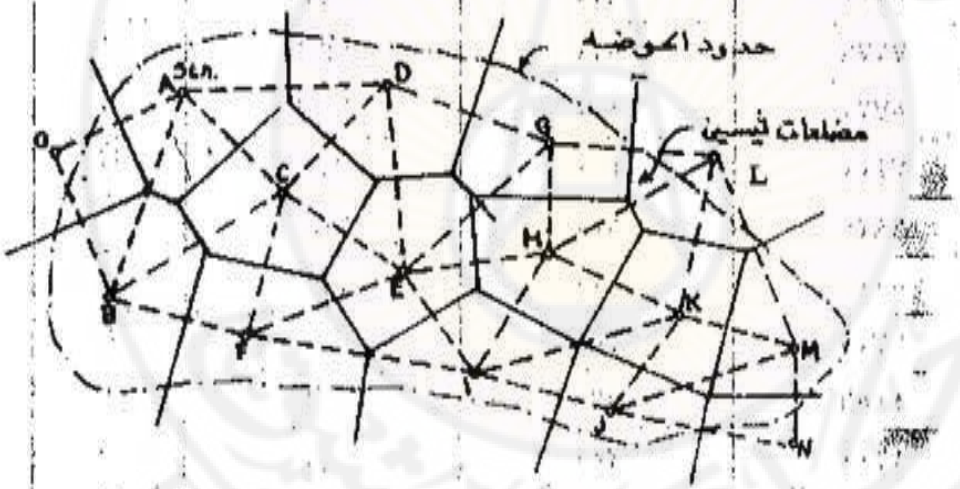
ـ الحـل :

١ ــ طريقة المتوسط الحسابي : ١٣٣١ ÷ ١٥ = ٨٨٫٧ سم ٠

٢ ــ طريقة مضلعات ثيسين : حددت مضلعات ثيسين المحيطة بكل محطة قياس في الشكل (٢ ــ ٦) ثم طبقت خطوات الحل، وثبتت النتائج في الجدول (٢ ــ ٥):

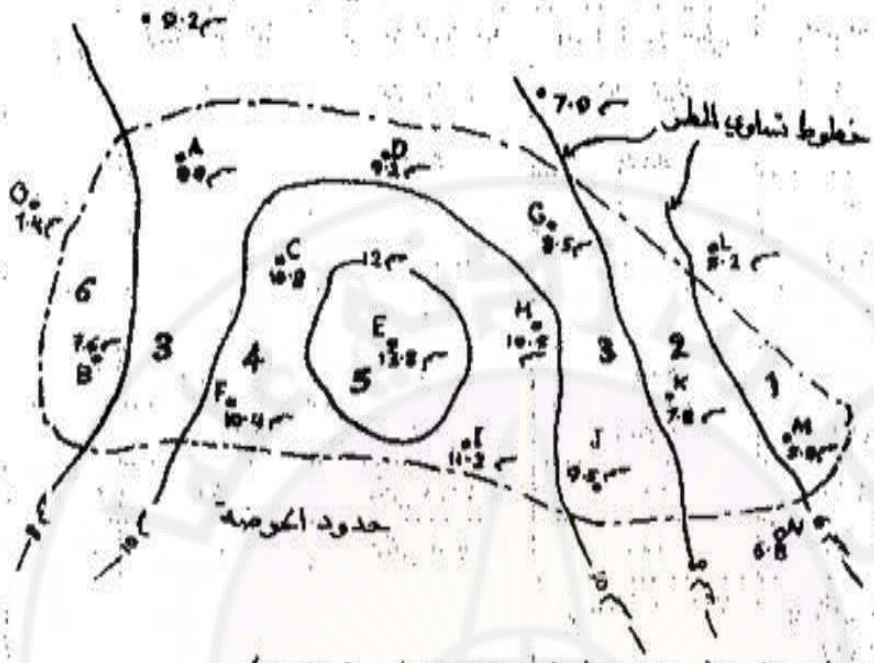
$$P_{ave} = \Sigma A_i p_i / \Sigma A_i$$

متوسط كمية المطر = ٦٦٧١٤ ÷ ٧١٨٠٠ = ٩٢٫٩ سم ٠



شكل (٢ـ٦) طريقة مضلعات ثيسين (مثال رقم ٥)

٣ ــ طريقة تساوي خطوط المطر : رسمت خطوط المطر المتساوية لهذه الحوضة كما هو موضح بالشكل (٢ ــ ٧) ، وحسبت قيم متوسط عمق المطر فوق هذه



شكل (٢-٧) طريقة خطوط تساوي المطر (مثال ٥)

الحوضة وفق الخطوات السابقة كما هو مثبت في الجدول التوضيحي (٢ ــ ٦) .

$$P_{ave} = \frac{\Sigma A_{1-2} \cdot P_{1-2}}{\Sigma A_{1-2}}$$

متوسط عمق المطر = ٦٦٧٥٤ ÷ ٧١٨٠٠ = ٩٫٣٠ سم .

٢ــ٥ــ٣ــ التوزيع الزمني للامطار :

يقصد به اختلافات كميات الأمطار مع الزمن ، حيث تبدي الأقاليم المناخية الجافة وشبه الرطبة اختلافات سنوية كبيرة ، كما تبدي اختلافات في كميات المطر

جدول(٢ - ٦) يوضح كيفية تطبيق طريقة تساوي خطوط المطر للمثال (٥)

النطاق	قيمة خط المطر بالسم	متوسط قيمة خط المطر بالسم P_{1-2}	المساحة بين خطي المطر، كم٢ A_{1-2}	ناتج ٣×٤ كم٢ - سم
عمود١	٢	٣٠	٤١	٥
١	٦>	لتكن ٥,٤	٤١٠	٢٢١٤
٢	٦- ٨	٧	٩٠٠	٦٣٠٠
٣	٨ - ١٠	٩	٢٨٥٠	٢٥٦٥٠
٤	١٠ - ١٢	١١	١٧٥٠	١٩٢٥٠
٥	١٢<	لتكن ١٢,٨	٧٢٠	٩٢٢٠
٦	٨<	لتكن ٧,٥	٥٥٠	٤١٢٠
			$\Sigma A_{1-2} = ٧١٨٠$	$\Sigma A_{1-2} \cdot P_{1-2}$ ٦٦٧٥٤

بين سنة وأخرى . يهتم الهيدرولوجي بدراسة الاتجاه العام لكميات الأمطار ، هل هي في تزايد أم في تناقص ، هل هناك تغيرات في منحى الاتجاه العام للمطر ؟ هل تحافظ هذه التغيرات على جهتها فترة قصيرة أم طويلة من الزمن ؟ هل تأخذ هذه التغيرات سواء أكانت زيادة أم نقصاناً شكل الدورة أم لا ؟.

هناك المديد من الطرائق المستخدمة في تحليل التوزيع الزمني منها :

٢ ــ طريقة المتوسطات المتحركة :

تستخدم هذه الطريقة لتحديد الإتجاه العام لمنحنى المطر ، فإذا أسقطت كمية الأمطار السنوية في محطة ما خلال فترة طويلة من الزمن على منحنٍ بياني ، فإنه لن يلاحظ بسهولة وجود أي اتجاه أو دورة للمطر بسبب وجود اختلافات كبيرة في

كمية المطر السنوية من سنة لأخرى ، وذلك لأن منحنى المطر يعطي تموجات طويلة كلما قلت فترة الوسط المتحرك ، وبازدياد طول الفترة التي يحسب المعدل لها تقل التموجات في منحنى المطر ويميل للاستقامة .

وبغية الوصول إلى اتجاه عام لمنحنى المطر يحسب متوسط كل ثلاث سنوات أو خمس ويعد ممثلاً للسنة التي تقع في الوسط ، ومن ثم يحسب المتوسط لخمس سنوات متتالية بإضافة سنة لاحقة وحذف سنة ماضية ، وهكذا .... يبين الجدول (٢ ــ ٧) كمية الأمطار السنوية في محطة الحسكة (سورية) خلال الفترة الممتدة من ١٩٥٧ ــ ١٩٨٧ . حسبت المتوسطات الجارية (المتحركة) لكل خمس سنوات بجمع كميات الأمطار السنوية خلال خمس السنوات الأولى (٥ر١٠٨٤ ملم) وعد متوسطها (٩ر٢١٦ ملم) قيمة وسطى للسنة التي تقع في منتصف المجموعة المحسوبة (سنة ١٩٥٩) .

نحصل على النقطة الثانية بطرح قيمة السنة الأولى من المجموع وإضافة قيمة السنة السادسة :

المتوسط الجاري لسنة ١٩٦٠ =

[(٥ر١٠٨٤ + ٤ر٢١٥) ــ ٤ر٣٤٩] ÷ ٥ = ١ر١٩٠ ملم

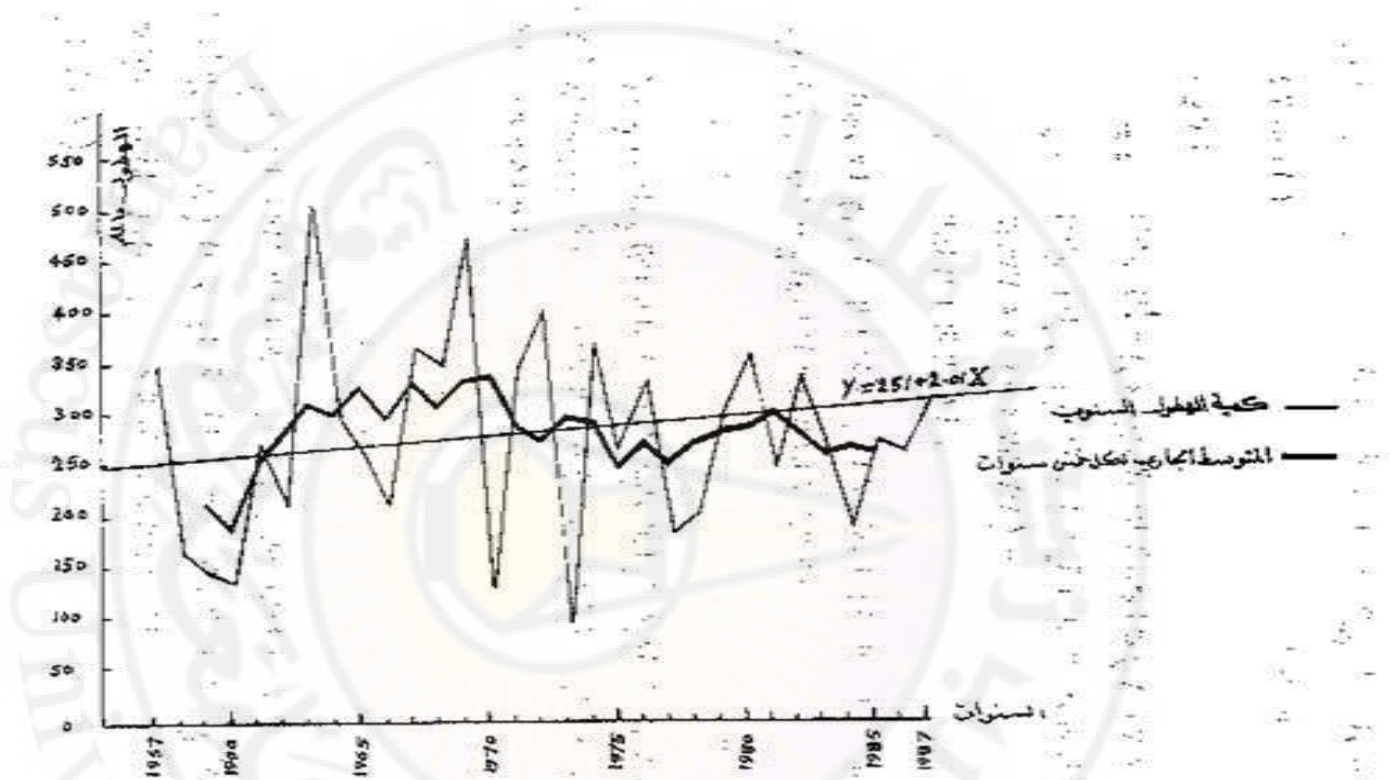
وتستمر الحسابات هكذا حتى الوصول إلى قيم المتوسطات الجارية ، حيث تسقط على شبكة إحداثيات محورها العمودي كمية الأمطار بالملم ، والأفقي الزمن بالسنوات ، وبعدها نصل بين النقاط بخط (شكل ٢ ــ ٨) . يفيد منحنى المتوسطات الجارية (٥ سنوات) في تحديد التغيرات الطويلة للمطر .

ب ــ الطريقة المباشرة ، أو طريقة معادلة خط الاتجاه العام :

يعمد في هذه الطريقة إلى إيجاد معادلة الانحدار (Regression Equation) من خلال اشتقاق قيمة ثابتي الانحدار (a ، b) ، ورسم مستقيم الانحدار

جدول (٢ - ٧) : كمية الأمطار السنوية في محطة الحسكة ، والمتوسطات الجارية كل ٥ سنوات

السنة	كمية المطر ملم	المتوسط الجاري كل ٥ سنوات	السنة	كمية المطر ملم	المتوسط الجاري كل ٥ سنوات
١٩٥٧	٣٤٩,٤		١٩٧٣	٩٥,٥	٢٩٧,١
١٩٥٨	١٦٩,٣		١٩٧٤	٣٨٦,٦	٢٩٥,٢
١٩٥٩	١٥٣,٩	٢١٦,٩	١٩٧٥	٢٥٦,٩	٢٥٩,١
١٩٦٠	١٣٦,٨	١٩٠,١	١٩٧٦	٣٣٣	٢٧٣
١٩٦١	٢٧٥,١	٢٥٧,٩	١٩٧٧	١٨٣,٣	٢٥٦,٣
١٩٦٢	٢١٥,٤	٢٨٦,٧	١٩٧٨	٢٠٥,٢	٢٧٦,٩
١٩٦٣	٥٠٨,٣	٣١٢,٦	١٩٧٩	٣٠٣,٢	٢٨٥,٧
١٩٦٤	٢٩٧,٧	٣٠٠,٤	١٩٨٠	٣٥٩,٦	٢٩١
١٩٦٥	٢٦٦,٤	٣٣١,٤	١٩٨١	٢٤٩,٢	٣٠٥,٤
١٩٦٦	٢١٤,١	٢٩٩	١٩٨٢	٣٣٨	٢٨٢,٦
١٩٦٧	٣٧٠,٤	٣٣٤,٤	١٩٨٣	٢٧٧,٢	٢٦٦,٢
١٩٦٨	٣٤٦,٢	٣٠٧,٩	١٩٨٤	١٨٩	٢٦٩,٥
١٩٦٩	٤٧٤,٩	٣٣٣,٦	١٩٨٥	٢٧٧,٤	٢٦٤,٨
١٩٧٠	١٣٣,٨	٣٤٠,٣	١٩٨٦	٢٦٦,١	
١٩٧١	٣٤٢,٥	٢٩٠,٢	١٩٨٧	٣١٤,٢	
١٩٧٢	٤٠٤,٢	٢٧٢,٥			



شكل (٢-٨) منحنى كمية الهطول السنوي والمتوسط الحسابي لكل خمس سنوات وخط الاتجاه العام في محطة الحسكة (سوريا)

(Regression Line) • تأخذ معادلة الخط المستقيم الشكل التالي :

$$y = a + b x \qquad (٢ - ١٠)$$

حيث :

x : المتغير المستقل ، ويؤخذ هنا السنوات (١ ، ٢ ، ٠٠٠٠ ، ٣١) •

y : المتغير التابع ، ويؤخذ هنا كمية المطر السنوية المقابلة (٣٤٩ر٤ ، ١٦٩ر٣ ، ٠٠٠٠ ، ٣١٤ر٢) •

a , b : ثابتا المعادلة الخطية •

ولدى تطبيق هذه العلاقة على بيانات كمية الأمطار السنوية لمحطة الحسكة (جدول ٢ ــ ٧) نتج لدينا المعادلة الخطية التالية :

$$y = 251.1 + 2.01\ X \qquad (٢ - ١١)$$

لرسم مستقيم الانحدار (خط الاتجاه العام) تؤخذ أصغر قيمة لـ (x) وهي (١) وتحسب قيمة « y » وفق العلاقة (٢ ــ ١١) ثم تؤخذ أكبر قيمة لـ « x » وتحسب « y » أي :

$$x = 1 \rightarrow y = 251.1 + (1 \times 2.01) = 253.1 \ \text{m.m}$$

$$x = 31 \rightarrow y = 251.1 + (31 \times 2.01) = 313.4 \ \text{m.m}$$

ثم تسقط هاتان النقطتان على محوري الاحداثيات ويرسم مستقيم الانحدار (شكل ٢ ــ ٨) لدى دراسة هذا المستقيم يلاحظ بوضوح أن معدل الأمطار متزايد ، وهذا يتأكد من معرفة قيمة ثابت الارتباط « b » حيث كانت موجبة (+ ٢ر٠١) •

٢ـ٦ـ العواصف المطرية :

تتعرض بعض الأقاليم والأحواض المطرية في العروض المدارية للغمر بمياه الفيضانات الناتجة عن الأمطار الغزيرة المدمرة ذات الشدات العالية المرافقة للأعاصير المدارية • كما تتعرض أيضاً ، ولكن ليس بنفس الشدة ، بعض الأقاليم في العروض المعتدلة والباردة السهلية والجبلية لهطولات غزيرة مرافقة للمنخفضات أو السيكلونات العميقة التي تغزوها من عام لآخر •

يهتم الهيدرولوجي كثيراً بأقصى كمية للأمطار يمكن أن تهطل خلال عاصفة مطرية ، وزمن هذه العاصفة ، لأن ذلك سيحدد كمية الجريان السطحي ، وتشكل السيول ، وانجراف التربة ، وحدوث الفيضانات ، وغمر السهول والمنشآت المشادة بجوار مجاري الأنهار والوديان المنخفضة • إن التصميم الآمن للمنشآت المائية يقتضي توافر معطيات كافية عن كميات التهطال العظمى لأكثر من مئة عام نظراً لتشارك عدة عناصر ميتيورولوجية غير عادية في سقوط كميات غزيرة من المطر خلال وقت قصير نسبياً • تستخلص أكثر العناصر خطورة من العواصف المطرية التي ضربت مواقع متعددة في الماضي بغية حساب إمكان تكرارها مستقبلاً ، واحتمالات ذلك للإفادة في تصميم المشاريع المائية المهمة •

تحلل كمية الأمطار الغزيرة المرافقة للأعاصير أو المنخفضات المدمرة من خلال عمق المطر وديمومته بالنسبة لمساحة محددة خلال عاصفة ما • حيث يسجل ذلك في جداول ويوضح من خلال أشكال بيانية ، حيث تفيد هذه البيانات عندما تتوافر لمدة طويلة في إيجاد موديلات رياضية تمكننا من التنبؤ عن تكرار مثل هذه الكميات مستقبلاً • يتم تحليل قيم الأمطار العظمى باتباع العديد من الطرائق وأهمها :

أ ـ منحنيات الأمطار التراكمية Mass Curves :

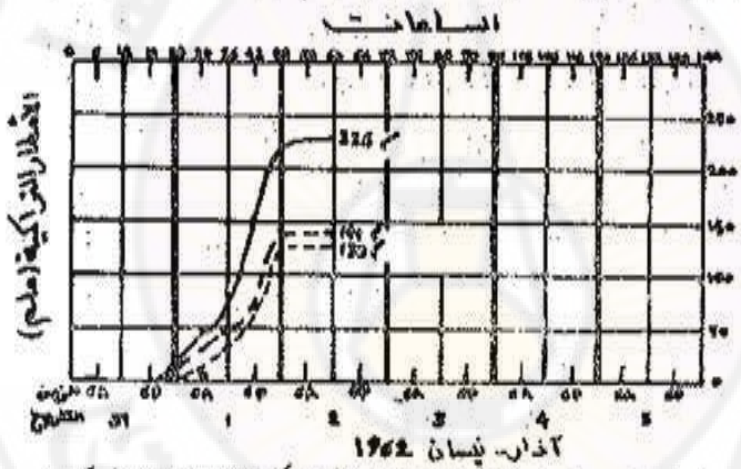
تتحدد هذه الطريقة بالخطوات التالية :

١ ـ تحليل أمطار عاصفة ما في محطة أو أكثر بإسقاط كمية الأمطار التراكمية

على محور الاحداثيات مقابل الزمن كما في الشكل (٢ ــ ٩) الذي يوضح منحنيات الأمطار التراكمية لثلاث محطات أثناء عاصفة مطرية من ٣١ آذار حتى ٢ نيسان ١٩٦٢ في جنوب شرق كندا .

٢ ــ إحداث جداول لمحطات القياس ترتب فيها كمية الأمطار التراكمية خلال فواصل زمنية مدتها ٦ ساعات .

٣ ــ دراسة كل جدول ، ثم اختيار الفترة (٦ ساعات) التي هطل فيها أكبر كمية ، ثم الفترة التي تليها (١٢ ساعة) التي هطل فيها أكبر كمية ، وهكذا حتى نهاية العاصفة .



شكل (٢-٩) منحنيات كمية الهطول التراكمية لثلاث محطات في كندا

ب ــ منحنيات العمق ــ المساحة ــ الديمومة

: Depth-Area - Duration Curves

توضع خرائط تبين أكبر كمية للأمطار هطلت خلال ست ساعات ، ثم خلال ١٢ ساعة ، ثم خلال ١٨ ساعة وهكذا ... ، حيث يلاحظ أن أكبر كمية ستكون في مركز العاصفة . توضح الخريطة الأولى كمية الأمطار بالملم خلال ٦ ساعات فوق

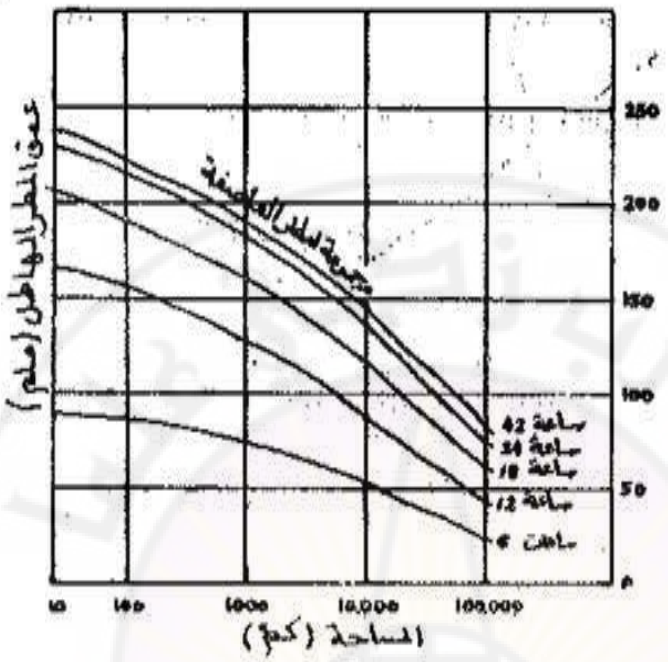
الحوضة ، والثانية خلال ١٢ ساعة ، وهكذا ... ، ثم تحسب المساحة التي تلقت أمطاراً مختلفة خلال ٦ ساعات، ١٢ ساعة، ١٨ ساعة وهكذا بوساطة جهاز البلانيمتر، وتسقط النتائج ، بعد ترتيبها في جداول ، على محوري الإحداثيات مقابل العمق لكل فترة هطول ، حيث يستخدم المقياس الخطي للعمق ، والمقياس اللوغاريتمي للمساحة. يوضح الجدول (٢ ــ ٨) بيانات عمق الأمطار وزمنها (كل ٦ ساعات) فوق مساحة معينة ، وقد استخدمت هذه البيانات في إيجاد منحنيات العمق ــ المساحة ــ الديمومة (شكل ٢ ــ ١٠) .

جدول (٢ - ٨) : معدل كمية الأمطار العظمى (ملم) أثناء العاصفة ٣١ آذار - ٢ نيسان ١٩٦٢ في جنوب شرق كندا (عن WMO - NO.168)

	زمن الهطول بالساعات				
المساحة بالكم٢	٦	١٢	١٨	٢٤	٤٢
٢٥	٩٠	١٦٥	٢٠٥	٢٣٠	٢٤٠
١٠٠	٨٥	١٥٥	١٩٠	٢١٥	٢٢٥
١٠٠٠	٧٠	١٣٠	١٦٥	١٨٥	١٩٠
١٠٠٠٠	٥٠	٩٠	١١٥	١٤٠	١٤٥
١٠٠٠٠٠	٢٥	٤٥	٦٥	٧٥	٨٥

٢ــ٦ــ١ــ التهطال الأعظمي المحتمل PMP :

يعرّف التهطال الأعظمي المحتمـــل (Probable Maximum Precipitation) بأنه عمق التهطال الأقصى النظري الممكن طبيعياً أثنـــاء فترة هطول محددة فوق حوض تصريف معين ، خلال زمن معلوم من العام (WMO-No. 168, 1974 ; WMO-No. 332, 1986 ; Raghunath, 1985 ; Rodda et al, 1976) .



شكل (٢-١٠) منحنيات العمق-المساحة-المديومة

يعد مفهوم PMP مفيداً جداً في تقدير الحد الأعظمي لمياه الفيضانات عند التصميم الآمن لمشاريع ضبط الفيضانات وأقنية تصريف المياه الزائدة في السدود وبوابات التصريف ... يشير هذا التعريف إلى الحد الأقصى المتوقع لكمية التهطال في مركز العاصفة بغض النظر عن الكميات التي تقل كلما ابتعدنا عن مركز العاصفة باتجاه الأطراف ضمن الحوضة ، وهذا بدوره يقود إلى أن قيم PMP لا يمكن أن تستخدم لتقديرات التهطال فوق مختلف أرجاء الحوضة أثناء دراسات التصريف والجريان ، وهذا يؤكد ضرورة اشتقاق متوسط PMP أو تعديله بالنسبة لكل مساحة الحوضة ، ولهذا إجراءات حسابية معقدة .

هناك العديد من الطرائق المستخدمة لتقدير PMP ، لكنها جميعها تحتاج لدمج ثلاثة مفاهيم هي :

١ ــ محتوى الغلاف الجوي من الرطوبة فوق الحوضة المدروسة .

٢ ــ معدل تدفق الرطوبة .

٣ ــ معدل تدفق ذلك الجزء من الرطوبة الذي يمكن أن يتكاثف .

استخدمت هذه المفاهيم الثلاثة مجتمعة في تقديرات قيم PMP للأقاليم السهلية والجبلية في العروض المعتدلة والباردة ، وعدّلت بالنسبة للعروض المدارية.

وجهت انتقادات كثيرة لمفهوم PMP ولطرائق تقديره[1] . يتجلى أحد هذه الانتقادات في أن هذا المفهوم « مضلل » بسبب المعاني الإحصائية الإضافية التي تحملها كلمة « المحتمل » . بينما يتمحور الانتقاد الثاني حول عدم وجود حد حقيقي يمكن تأكيده حول كمية التهطال التي يمكن أن يحررها الغلاف الجوي (Rodda, et al, 1976) .

تعد علاقة هيرشفليد (Hershfield, 1961) ، التي اشتقها وطورها من خلال تحليله للعواصف المطرية ، من أكثر العلاقات المستخدمة لتقدير قيم PMP ، وتأخذ الشكل التالي :

$$X_T = \bar{X}_N + KS_N \qquad (١٢ - ٢)$$

---

(١) للاستزادة حول طرائق تقدير قيم PMP بالنسبة للعروض المدارية والمعتدلة والباردة يمكن العودة إلى :

Manual For Estimation of Probable Maximum Precipitation.
WMO-No. 332, 1986.

حيث :

x_T : كمية التهطال للفترات السابقة خلال الزمن T بالسنوات عندما تحدث هطولات غزيرة .

$\bar{x}_N$: متوسط التهطال السنوي خلال سلسلة زمنية تضم السنوات التي حدثت فيها عواصف مطرية .

S_N : الانحراف المعياري .

K : الاختلافات المعيارية الناجمة عن استخدام علاقة هيرشفيلد المشتقة من بيانات ١٢١ محطة مطرية ، والمستخدمة في دراسة تكرار القيم القصوى للتهطال .

يعطى للمعامل K قيمة ١٧ عندما تستخدم هذه المعادلة لتقدير قيم PMP المستقبلية في المحطات المذكورة (١٢١ محطة) وقيمة ٢٧ عند استخدامها لتقدير قيم PMP من محطات مشابهة . إن استخدام مثل هذه العلاقات المشتقة من بيانات مناخية سابقة لتقدير قيم PMP يجب أن يتم بحذر شديد لأن القيم المشتقة غير دقيقة ، إلا أنها بالطبع تقدر الحد الأعلى المشابه لعينات التهطال المستخدمة . إن هذه الطريقة معرضة للانتقادات ، غير أنه يمكن استخدامها كدليل أو مؤشر لقيم PMP التي يمكن أن تهطل .

يتضمن الجدول (٢ ــ ٩) أكبر كميات مطرية مسجلة في مختلف محطات القياس وزمن هطولها . أسقطت قيم التهطال العظمى على محوري الاحداثيات مقابل زمن الهطول كما في الشكل (٢ ــ ١١) .

إن تحليل هذه القيم قاد إلى استنتاج العلاقة التالية :

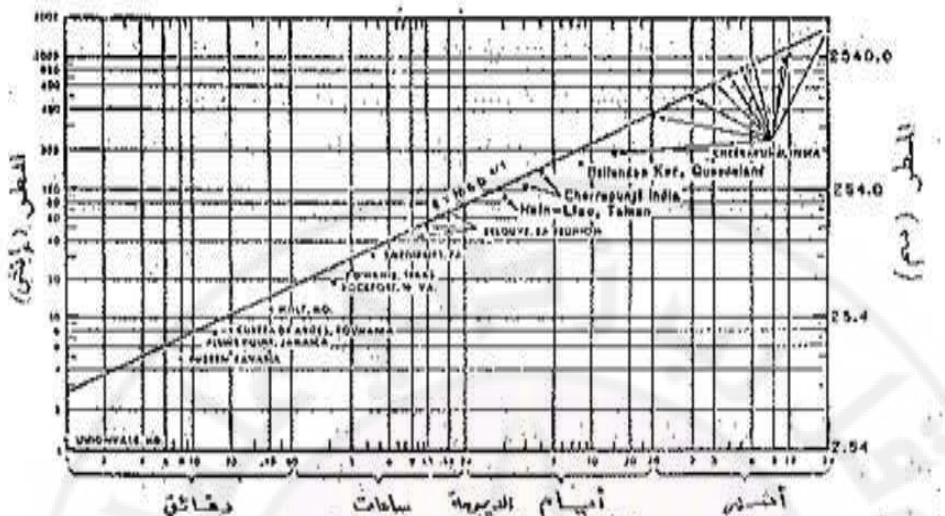
$$R = 16.6\ D^{0.475} \qquad (٢ ــ ١٣)$$

جدول (٢ ـ ٩) : أقصى كميات الهطال المسجلة في محطات مختلفة من العالم (عن WMO - No 332.1986)

زمن الهطال	عمق الهطال ملمتر	عمق الهطال انشاً	الموقع (المحطة ، البلد)	التاريخ
١ د	٢٨	١,٥٠	Baroi, Guade Loupe	١٩٧٠/١١/٢٦
٨ د	١٢٦	٤,٩٦	Filssen بافاريا	١٩٢٠/٥/٢٥
١٥ د	١٩٨	٧,٨٠	Plumb Point جمايكا	١٩١٦/٥/١٢
٢٠ د	٢٠٦	٨,١٠	Curtea-de-Arges رومانيا	١٩٤٧/٧/٧
٤٢ د	٣٠٥	١٢,٠٠	Holt (USA) ولاية ميسوري	١٩٤٧/٦/٢٢
٢سا و ١٠د	٤٨٣	١٩,٠٠	Pockport (USA) غرب فرجينيا	١٨٨٩/٧/١٨
٢ساو٤٥د	٥٥٩	٢٢,٠٠	D'Hanis (USA) تكساس	١٩٣٥/٥/٣١
٤سا و ٣٠د	٧٨٢	٣٠,٨٠	Smethport (USA) بنسلفانيا	١٩٤٢/٧/١٨
٩ سا	١٠٨٧	٤٢,٧٩	Belouve جزيرة لاريونيون	١٩٦٤/٢/٢٨
١٢ سا	١٣٤٠	٥٢,٧٦	Belourve جزيرة لاريونيون	١٩٦٤/٢/٢٩-٢٨
١٨ساو٣٠د	١٦٨٩	٦٦,٤٩	Belouve جزيرة لاريونيون	١٩٦٤/٢/٢٩-٢٨
٢٤ سا	١٨٢٥	٧١,٨٥	Foc Foc جزيرة لاريونيون	١٩٥٢/٣/١٦-١٥
٢ يوم	٢٢٥٩	٨٨,٩٤	Hsin-Lian تايون	١٩٦٧/١٠/١٨-١٧

تابع جدول (٢ ـ ٩) : أقصى كميات الهطال المسجلة في محطات مختلفة من العالم (عن WMO-No 332.1986)

زمن الهطال	عمق الهطال ملمتر	عمق الهطال انشا	الموقع (المحطة ، البلد)	التاريخ
٣ أيام	٢٧٥٩	١٠٨,٦٢	Cherrapunji الهند	١٢-١٤/٩/١٩٧٤
٤ أيام	٣٧٢١	١٤٦,٥٠	Cherrapunji الهند	١٢-١٥/٩/١٩٧٤
٨ أيام	٣٨٤٧	١٥١,٦٤	Bellendenker استراليا	١-٨/١/١٩٧٩
١٥ يوم	٤٧٩٨	١٨٨,٨٨	Cherrapunji الهند	٢٤/٦-٨/٧/١٩٣١
٣١يوم	٩٣٠٠	٣٦٦,١٤	Cherrapunji الهند	تموز ـ ١٨٦١
٢ شهر	١٢٧٦٧	٥٠٢,٦٣	Cherrapunji الهند	حزيران/تموز ١٨٦١
٣ أشهر	١٦٣٦٩	٦٤٤,٤٤	Cherrapunji الهند	أيار ـ تموز ١٨٦١
٤ أشهر	١٨٧٣٨	٧٣٧,٧	Cherrapunji الهند	نيسان/تموز ١٨٦١
٥ أشهر	٢٠٤١٢	٨٠٣,٦٢	Cherrapunji الهند	نيسان/آب ١٨٦١
٦ أشهر	٢٢٤٥٤	٨٨٤,٠٣	Cherrapunji الهند	نيسان / ايلول ١٨٦١
١١ شهر	٢٢٩٩٠	٩٠٥,١٢	Cherrapunji الهند	كانون٢/ت٢ ١٨٦١
١ سنة	٢٦٤٦١	١٠٤١,٧٨	Cherrapunji الهند	آب١٨٦٠/ تموز١٨٦١
٢ سنة	٤٠٧٦٨	١٦٠٥,٠٥	Cherrapunji الهند	١٨٦٠ ـ ١٨٦١



شكل (٢ - ١) أقصى كمية من المطر في مختلف محطات الرصد الجوي في العالم

R : كمية التهطال بالانش .

D : زمن التهطال بالساعات .

يمكن استخدام هذه العلاقة في تقدير أقصى كمية من الهطولات خلال زمن محدد في المواقع التي اشتقت فيها هذه العلاقة ، وهي العروض المدارية، حيث يلاحظ أن قيم التهطال العظمى أخذت خلال ٩ — ٢٤ ساعة من عاصفتين مداريتين مختلفتين فوق جزيرة La Reunion في المحيط الهندي حيث تصطدم غيوم التيفونات أو السيكلونات بالسلاسل الجبلية العالية المواجهة التي يتوقف ارتفاعها على ٣٠٠٠ م ، تلك التي تؤمن شروطاً مثلى لسقوط كميات كبيرة جداً من الأمطار خلال وقت قصير نسبياً ، ولا يمكن أن تكون هذه العواصف بمثل هذه الفعالية كلما تعمقت في أرض الجزيرة خلف هذه السلاسل . لذا فإن قيم التهطال المرافقة لأعاصير مدارية ، وفي أقاليم جبلية لا يمكن أن تستخدم كدليل لحساب قيم PMP في مواقع لا تخضع لنظام الهطول نفسه ، وتضريس سطحها غير متماثل .

٢ـ٧ـ التهطال الثلجي ومظاهره الهيدرولوجية :

تعد الثلوج الشكل الأساسي للتهطال في العروض العليا الباردة والقطبية وفوق قمم الجبال المرتفعة في العروض الباردة والمعتدلة • يهتم الهيدرولوجي كثيراً بكمية الثلوج الهاطلة ، وتوزعها ، والسرعة التي تذوب فيها ، وزمن بدء الذوبان ، وكمية الماء الناتجة عن الذوبان ، أي متى ستدخل في الدورة الهيدرولوجية ، والكمية التي ستشارك بها في هذه الدورة •

٢ـ٧ـ١ـ قياس التهطال الثلجي :

تتم القياسات المباشرة لسماكة الثلج الطري الهاطل فوق أرض منسبطة مفتوحة بوساطة مسطرة مدرجة أو مقياس ، حيث يؤخذ متوسط عدة قراءات تتم في مواقع مجاورة بافتراض غياب الحركات الريحية المضطربة والتذرية الريحية • يجب الانتباه هنا لقياس سماكة الثلج الطري فقط وفصله عن الثلج القديم الذي يتوضع تحته • لتحديد سماكة كل كمية من الثلج الطري تهطل تستخدم ألواح ثلجية Snow boards مصنوعة من مواد خفيفة ملونة ، توضع فوق الثلج عقب كل هطول ثلجي أو قراءة • تقاس سماكة أو عمق الثلج فوق المنحدرات باستخدام قضيب معدني مدرّج عمودي على خط الميل •

يستخدم مقياس المطر العادي لقياس عمق التهطال الثلجي إذا كانت كمية الثلج الهاطلة قليلة نسبياً ، مترافقة برياح خفيفة ، حيث تذوّب كمية الثلج المتجمعة في فوهة المقياس وتحسب المكافىء المائي هنا • كما يستخدم غالباً قمع مقياس المطر النظامي في الحصول على عينات من الثلج بإدخاله وضغطه ضمن طبقة الثلوج المتراكمة حتى يصل لسطح الأرض • يجب أن تتم العملية هنا بحذر شديد ، وموقع العينات مثالي ، وعندما تزيد سماكة الثلوج على ١٥ سم يفضل أخذ أكثر من عينة •

أما إذا هطلت كميات كبيرة من الثلوج وغطت فوهة المقياس ، وترافقت برياح شديدة لعبت دوراً في خلق وإيجاد حركات ريحية مضطربة حول المقياس ، وذرت

كميات كبيرة من الثلوج حول المقياس ، أو من حوله ، أي إعادة توزيع كميات الثلوج الهاطلة ، يعمد في هذه الحالة إلى قياس سماكة الثلج الهاطل بوساطة المسطرة المدرجة أو بجهاز أخذ العينات .

طوّر حديثاً جهاز لقياس كثافة وسماكة الثلوج الهاطلة يعتمد على النظائر المشعة ، كما أن استخدام تقانات الاستشعار عن بعد من المركبات الفضائية والأقمار الصناعية قد تطوّر خلال السنوات القليلة الماضية ، وسوف يضيف معلومات كثيرة عن طبيعة الغطاء الثلجي وتوزعه على سطح الأرض .

٢ـ٧ـ٢ـ المكافىء المائي للثلج الهاطل :

المكافىء المائي للثلج الهاطل هو كمية الماء الناتجة عن ذوبان عمق مقيس من الثلج الطري . هناك العديد من الطرائق المستخدمة لتقديره ، ولكن يجب الانتباه لضرورة تقدير العلاقة بين عمق الثلج الطري ومكافئه المائي بالنسبة لكل إقليم مناخي ، ولكل فصل من فصول السنة .

١ ـ طريقة الوزن أو الذوبان : تؤخذ عينات متعددة من الثلج الطري بوساطة جهاز أخذ العينات ومن ثمّ توزن أو تذوّب لحساب مكافئها المائي .

٢ ـ طريقة استخدام مقاييس المطر : يذوب الثلج المتجمع في فوهات مقاييس المطر العادية مباشرة ، وتقاس كمية الماء الناتجة عن الذوبان بوساطة الأنبوب المدرج الذي تقاس فيه كمية المطر المتجمعة في المقياس .

٣ ـ حساب المكافىء المائي من قياسات السماكة : يحوّل عمق أو سماكة الثلج الطري باستخدام العلاقات التقريبية ومنها : كل ١ سم سماكة من الثلج الطري يعادل ١ ملم من الماء السائل .

٢-٧-٣- ذوبان الثلج :

تشبه المياه المتحررة من الثلوج الذائبة الأمطار الهاطلة ، كونها مصدراً مائياً ضرورياً للرشح ضمن التربة ، والجريان على سطحها باستثناء كمية ضئيلة جداً تحجز على سطح الغطاء الثلجي أو تغور ضمنه • يعد القياس اليومي لكمية المياه المتحررة عن ذوبان الثلوج في الأيام غير الماطرة بمثابة قياسات مشابهة للهطول المطري خلال الأيام الماطرة • من الأسباب التي تحتم على الهيدروميتيورولوجي تقدير حجم المياه المتوقعة عن ذوبان الثلوج :

١ ــ التنبؤ عن الجريان السيلي والنهري ، حيث يبدو مفيداً التنبؤ عن الأسباب المؤدية لذوبان الثلوج بدلاً من الانتظار حتى تذوب ونبحث عن أسباب الذوبان •

٢ ــ إن استكشاف معدلات الذوبان القصوى على أساس العمليات التي تتم وفقاً للظروف الجوية والطبيعية السائدة ضروري جداً لتصميم وإدارة المشاريع المائيـــة •

٢-٧-٣-١- نظرية الذوبان الموضعي :

تعتمد العلاقات التقليدية المستخدمة في تقدير معدل ذوبان الثلج على معادلة توازن القدرة التي تتضمن الأشكال المختلفة للتوازن الحراري • تنتقل القدرة الحرارية للغطاء الثلجي من خلال :

١ ــ امتصاص الإشعاعات الشمسية والكونية قصيرة الموجة •

٢ ــ صافي الإشعاعات الشمسية طويلة الموجة •

٣ ــ الحرارة المكتسبة من حركات التأفق الريحي « advection » .

٤ ــ الحرارة الكامنة المنطلقة عن تكاثف بخار الماء فوق سطح الثلج •

٥ ــ الحرارة المنطلقة من المطر ، ومن تجمّد قطيرات المطر المتغلغلة ضمن الغطاء الثلجي •

٦ ــ الحرارة المستمدة من سطح الأرض تحت الغطاء الثلجي •

ونظراً لأهداف تطبيقية ، تقدّر كمية المياه المتحررة من ذوبان الثلج باستخدام ثوابت تجريبية ، التي تعرّف بشكل دائم على أنها ثوابت تقريبية وتأتي قيمها في سياق الأشياء المشكوك فيها .

تختلف كمية الأشعة الشمسية الممتصة باختلاف درجة العرض الجغرافي والفصل والوقت خلال اليوم والظروف الجوية السائدة والغطاء النباتي أو الغابي ودرجة انحدار السطح واتجاه السفوح ودرجة عاكسية الثلج . تشتمل قياسات الاشعاعات الشمسية من خلال شبكة كثيفة من محطات الرصد الجوي على تأثيرات درجة العرض الجغرافي والفصل والوقت في اليوم والظروف الجوية السائدة ، إما عند حسابها على أساس يومي باتباع العديد من العلاقات أو الأشكال البيانية والتي تعد الإشعاعات الشمسية الواصلة للسطح عملاً لدرجة التغيم والوقت من العام ودرجة العرض الجغرافي . يؤثر الغطاء الغابي في درجة نفاذ الإشعاعات الشمسية ويعبر عن هذا التأثير بعامل تجريبي . يعبر عن درجة كثافة الغطاء الغابي واتجاه السفوح ودرجة انحدارها بعوامل قيمها ثابتة تشتق تجريبياً بالنسبة لأي موقع أو حوضة .

تتراوح درجة انعكاس سطح الثلج للأشعة الشمسية قصيرة الموجة (الألبيدو) من ٩٠٪ للثلج الطري إلى ٤٠٪ للثلج القديم الباهت ذي السطح الخشن ، حيث يغطى عادة في نهاية الفصل بطبقة رقيقة من حطامات ناعمة تجلبها معها الرياح الهابة مثل الغبار العضوي والمعدني .

يتميز الغطاء الثلجي في العروض المعتدلة خلال نهاية فصل الربيع بدرجة انعكاسية قليلة بحيث يمتص كمية كافية من الإشعاعات الشمسية تكفي لإذابة كمية كبيرة من الثلج تحرر ٥٠ ملم ماء في اليوم .

يمثل صافي الإشعاعات الشمسية طويلة الموجة الفرق بين الإشعاعات الطويلة المنبعثة من الغطاء الثلج وتلك الواصلة إليه من الغيوم والغلاف الجوي والأشجار ، وتكون المحصلة موجبة بالنسبة للغطاء الثلجي عند تواجد غيوم منخفضة كثيفة ، أو غطاء نباتي كثيف ، ودرجة الحرارة فوق الصفر المئوي . تعد الإشعاعات الشمسية

الطويلة المنبعثة من الغلاف الجوي عند انعدام الغطاء الغابي وصفاء السماء عملاً لدرجة حرارة الهواء ، وعادة ما تكون قيمتها أقل من القيمة المفقودة من الغطاء الثلجي • عادة ما تحقق معادلة تبادل الإشعاعات الشمسية طويلة الموجة كسباً حرارياً يكافىء ٢٠ ملم من الماء المتحرر في اليوم نتيجة الذوبان وفقدان حراري يكافىء ٢٠ ملم/اليوم •

تتمثل العناصر المتحكمة بالتبادل الحملاني للحرارة المحسوسة بالتدرج الحراري في الهواء فوق الغطاء الثلجي ، وشدة حركات المزج الاضطرابية التي يعبر عنها عادة بسرعة الهواء الأفقية • بينما يؤدي انتقال الحرارة بالتوصيل بفعل الرياح إلى تذويب كميات ضئيلة جداً من الثلوج (بسبب الناقلية الحرارية الضعيفة) ، بينما تجلب الحركات الاضطرابية الناجمة عن ازدياد سرعة الرياح ، كميات كبيرة من الهواء الساخن ، وتصبح بتماس مع الغطاء الثلجي ، حيث يحدث التبادل الحراري • إذا كانت درجة حرارة نقطة الندى في الهواء أقل من درجة حرارة الغطاء الثلجي ، يكون عندها ضغط بخار الماء للغطاء الثلجي (e_x) أعلى منه في الهواء (e_a) وبالتالي يحدث التبخر من الغطاء الثلجي • بينما عندما تفوق درجة حرارة نقطة الندى في الهواء درجة التجمد (صفر مئوية) يحدث التكاثف على سطح الثلج وهذا بدوره سيؤدي إلى إطلاق حرارة ناجمة عن التكاثف •

يتناسب ذوبان الثلوج (M_s) الناجم عن الحملان الحراري مع اختلاف درجة الحرارة بين الهواء (T_a) والثلج (T_s) ، بينما تتناسب درجة ذوبان الثلوج الناجمة عن التوصيل الحراري مع العجز في ضغط بخار الماء بين السطحين ($e_a - e_s$) ، كما تتأثر كلتا العمليتين بسرعة الرياح (V_w) ، وتحسب كما يلي :

$$M_s \text{ (حملان حراري)} = K_a (T_a - T_s) V_w \qquad (٢ - ١٤)$$

$$M_s \text{ (تكاثف بخار الماء)} = K_v (e_a - e_x) V_w \qquad (٢ - ١٥)$$

حيث :

T_s : صفر مئوية •

e_s : ضغط بخار الماء المشبع بالميليبار عند درجة الحرارة (T_s) البالغة صفر مئوية ويساوي ٦ر١١ ميليباراً •

K_e ، K_v : معاملا التبادل الحراري •

V_w : متوسط سرعة الرياح •

أي أن العناصر المؤثرة في الحرارة المنطلقة عن التكاثف هي : تدرج ضغط بخار الماء ، وشدة حركات المزج الهوائية التي يمكن أن نعبر عنها بسرعة الهواء • إذا كانت قيمة ضغط بخار الماء في الهواء أعلى من قيمة ضغط بخار الماء على سطح الثلج عند درجة الحرارة صفر مئوية ، يحدث تكاثف للرطوبة الواردة مع تيارات الاضطراب الهوائية ، حيث ينطلق عن تكاثف بخار الماء عند الدرجة صفر مئوية نحو ٥٩٦ حريرة/الغرام تستخدم لتذويب كمية مكافئة من الثلج حيث تقدر كمية القدرة الحرارية اللازمة لتذويب غرام واحد من الماء من أصل ثلجي بنحو ٨٠ حريرة• إن تكاثف ١٠ ملم من بخار الماء على سطح الغطاء الثلجي على هيئة ماء سائل يحرر ٥٩٠ حريرة (لأن ١ غراماً يكافىء ١٠ ملم سماكة) تذوب ٧٥ ملم من الماء (٥٩٦ ÷ ٨) من أصل ثلجي ، لذا نلاحظ أن لسرعة الرياح التي تحدث الاضطراب دوراً مهماً في حسابات ذوبان الثلوج •

يتراوح تبادل الحرارة المحسوسة والكامنة من خلال التبادل الاضطرابي ما بين كسب حراري يمكن أن يعادل قدرة مكافئة لإذابة ١٠٠ ملم ماء ذائب/اليوم ، وخسارة قدرة مكافئة تعادل إذابة ٢ ــ ٣ ملم/اليوم (WMO, No. 168) .

يمكن بسهولة حساب مقدار ما يكتسبه الغطاء الثلجي من القدرة الحرارية الواردة مع الأمطار الدافئة من خلال الحرارة الكامنة اللازمة لانصهار الجليد (٨٠ حريرة/غرام) التي توازي الثلج تقريباً ، ومن خلال درجة حرارة المطر الهاطل،

حيث يمكن عدّ درجة حرارة المطر على أنها درجة الحرارة الرطبة للهواء ، وعادة ما تستخدم العلاقة التالية :

$$Ms = PTw / 80 \qquad (١٦ - ٢)$$

حيث :

Ms : كمية المياه الذائبة بالملم .

P : كمية المطر الهاطل بالملم .

Tw : درجة حرارة الهواء الرطبة بالمئوية .

وفيما إذا كانت درجة حرارة الهواء الرطبة ٢٠° م ، فإن سقوط ٢٠ ملم من المطر يؤدي لذوبان :

$$Ms = 20 \times 20 / 80 = 5 \text{ m.m}$$

يلاحظ أن للأمطار دوراً ضعيفاً في ذوبان الثلوج ، بينما تحدث الرياح القوية ، والرياح الحارة والرطوبة العالية التي ترافق الأمطار معدلات عالية للذوبان أثناء العاصفة المطرية .

يمكن أن يكون معدل التوصيل الحراري من التربة إلى الغطاء الثلجي المتشكل حديثاً سريعاً في الوهلة الأولى فقط . ينتج معدل التدرج الجيولوجي الطبيعي للحرارة ، ومعدل التدرج الحراري بعد الوصول للحالة المستقرة أقل من ١ ملم ماءً ذائباً .

إن القيم السابقة للمعدلات العالية للمياه المتحررة من ذوبان الثلوج من خلال الأشكال المختلفة للتوازن الحراري لا يمكن أن تتم بصورة مجتمعة ، فعلى سبيل المثال يلاحظ أن الظروف المثلى للتبادل الحراري من الحركات الاضطرابية الهوائية يمكن أن تتحقق خلال طقس عاصف ، وفي هذه الشروط لن يكون هناك كسب حراري أعظمي من الإشعاعات الشمسية الواردة .

٢ـ٧ـ٣ـ٢ـ تقدير حجم المياه المتحررة من ذوبان الثلوج في حوضة تصريف بغيـاب المطر :

تعدّ مسألة إيجاد معدل ذوبان وسطي فوق حوضة تصريف غير متجانسة أمراً صعباً جداً وغير مجدٍ من الناحية العملية دون استخدام أجهزة قياس معقدة لسماكة الثلج ، وكثافته ، وحجم المياه الذائبة ، وكمية القدرة الحرارية الضرورية لذلك . تعد مسألة التبادل الحراري عند غياب المطر مهمة جداً ، وهذا يقتضي إدخال معامل انعكاسية الثلج ، وكثافة الغطاء الغابي ، اللذين نادراً ما يتم قياسهما ، في الحسبان . أيضاً هنالك صعوبة كبيرة تتمثل بتقدير المساحة الفعّالة ، أو المنتجة للثلج Active area التي تعرف على أنها المساحة التي يتعرض فيها الثلج للذوبان ، أو المساحة التي يصل فيها الماء الذائب للتربة .

يعدّ استخدام طريقة دالات درجات الحرارة التراكمية اليوميـة من أكثر الطرائق استخداماً لتقدير حجم الذوبان من حوضة تصريف معينة . لأن بيانات قياس درجة الحرارة اليومية متوافرة دائماً . إن الأساس المنطقي لهذه الطريقة يعتمد على مبدئين هما :

١ ـ تعد درجة الحرارة بالقرب من سطح الثلج بشكل طبيعي نتاج تفاعل الأشكال المختلفة لتبادل القدرة التي تسهم بذوبان الثلوج .

٢ ـ كل شكل من أشكال التبادل الحراري يمكن ربطه بدرجة حرارة الهواء مهملين سرعة الهواء غير العادية .

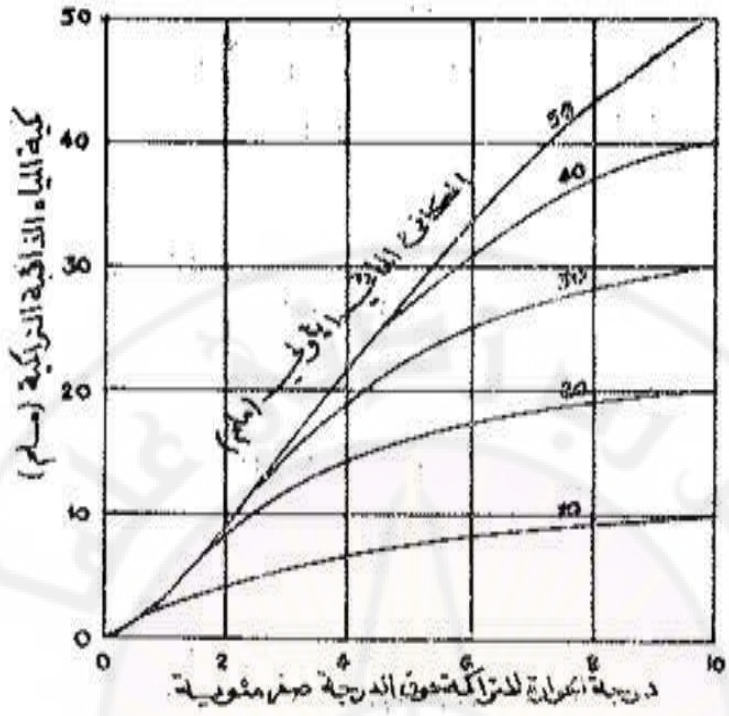
عندما تكون سماكة الغطاء الثلجي قليلة يصبح إمكان تخزين الماء الذائب ، وإعاقة مروره ضمن الغطاء الثلجي شبيهاً برشح الماء وحركته ضمن جزيئات التربة . يقدّر الزمن الذي يحتاجه الماءالذائب ليصرّف من الغطاء الثلجي ويسيل بنحو ساعة، يضاف إليها ساعة لكل ٥٠ سم سماكة من الثلج .

ترتبط الاختلافات المكانية في معدل الذوبان ، وانتشار وسماكة الغطاء الثلجي

خلال فترات الذوبان داخل حوضة ما بمواصفات الحوضة مثل طبوغرافيتها وانتشار الغطاء النباتي والشجري فيها ، وبالتالي فإن معدل الذوبان فيها يعكس اتجاه التضاريس في منطقة الذوبان . يؤثر ميل التضاريس كثيراً في أشكال المنحنيات البيانية المحدثة تجريبياً كما في الشكل (٢ ــ ١١) بسبب تبعثر الثلوج في مواقع مختلفة من الحوضة ، وتباين معدلات الذوبان بين موقع وآخر . تتناقص ميول المنحنيات الواردة في الشكل (٢ ــ ١١) كلما مضى وقت آخر على بدء الذوبان ، وقاربت نهاية المدة الزمنية لاكتمال الذوبان بسبب تناقص المساحة التي يذوب فيها الثلج . بالإمكان إهمال كمية الماء المتبخرة من الثلج كونها صغيرة ، ويمكن مكافئتها بكمية الماء التي تتكاثف من بخار الماء الجوي فوق الغطاء الثلجي ، هذا إذا كانت فترة الذوبان صغيرة نسبياً . أما في الأقاليم الجبلية حيث تتراكم كميات كبيرة من الثلوج ، ويستمر فصل الذوبان لعدة أشهر ، وحيث تختلف معدلات الذوبان تبعاً لتباين الارتفاع ، يبدو أن استخدام مثل هذه المنحنيات (شكل ٢ ــ ١١) غير دقيق .

يمكننا خلال فصل ذوبان الثلوج استخدام الصور الجوية ، أو أية وسيلة توضح تناقص مساحة المنطقة المغطاة بالثلوج ، وربط ذلك بالقيم المقيسة للعناصر المناخية كي نوجد علاقة مناسبة لتغير معدل ذوبان الثلوج مع الارتفاع ، حيث يتناقص مع الارتفاع ، وبالتالي بالإمكان تقدير حجم التزويد المائي من الذوبان من خلال ارتفاع النطاقات داخل الأحواض ، بينما يجب أن تولى عناية خاصة لسعة احتفاظ الغطاء الثلجي للماء الذائب في المنخفضات .

أخيراً لا يمكن استخدام طريقة عدد درجات الحرارة المتراكمة في اليوم لتقدير حجم الذوبان عند سيادة رياح شديدة السرعة ، أو ارتفاع قيم الرطوبة النسبية لمدة طويلة نسبياً .



شكل (٢-١٦) علاقة نموذجية بين درجات الحرارة التراكمية وذوبان الثلوج ضمن حوضة معينة

٢-٧-٣-٣- تقدير حجم المياه المتحررة من ذوبان الثلوج في حوضة تصريف بوجود المطر :

يلاحظ خلال فترات هطول المطر الغزير أن معدل وحجم الثلوج الذائبة يمكن ألا يفوق مقدار الخطأ الحاصل في تقدير كمية المطر وتأثيره • تحتل الإشعاعات الشمسية قصيرة الموجة أهمية قليلة نسبياً خلال العواصف المطرية المترافقة بتيارات هوائية مضطربة وحركات مزج ريحية ، وغيوم منخفضة كثيفة ، ويبدو أنها غير مهمة في دراسة التوازن الحراري ، حيث يتمثل المصدر الرئيسي للقدرة الحرارية بالإشعاعات طويلة الموجة ، والحمالان الحراري والحرارة المنطلقة عن التكاثف •

إن صعوبة فصل كمية الماء الجارية من المطر عن كمية الماء المتحررة من الذوبان خلال العواصف المطرية جعلت السؤال عن حجم الذوبان خلال الفترات الماطرة لحد كبير في عالم النظرية (WMO-No. 168, 1974) مع وجود محاولات تجريبية قليلة جداً للتقدير •

يمكن استخدام العلاقة التجريبية المعدّلة من قبل فيلق الهندسة بالجيش الأمريكي (١٩٦٠)[1] للمناطق المغطاة بالغابات :

$$M = (0.3 + 0.012\ P) \upsilon + 1.0 \qquad (٢ - ١٧)$$

أما بالنسبة للمناطق المغطاة جزئياً أو الخالية :

$$M = (0.1 + 0.12\ P + 0.8\ Ku) \upsilon + 2.0 \qquad (٢ - ١٨)$$

حيث تشير M إلى عمق الذوبان اليومي بالملم ، و P إلى عمق المطر اليومي بالملم ، و (υ) إلى متوسط درجة الحرارة اليومية بالمئوية ، و K ثابت الحوض ، ويتراوح بين ٠٫٣ للأحواض المعتدلة التغطية بالأشجار إلى (١) بالنسبة للأحواض المفتوحة الخالية من الأشجار ، وأخيراً تشير u إلى سرعة الرياح مقدرة بالمتر/ثا عند ارتفاع ١٠ م •

٢-٧-٣-٤- تقدير الحجم الاجمالي للماء الكامن في الغطاء الثلجي فوق حوضة تصريف :

عند توافر قياسات لسماكة طبقة الثلج ، والماء المكافىء بعد الذوبان (أو الكثافة) في شبكة المحطات الموجودة داخل الحوضة المغطاة بالثلوج ، يمكن تقدير كمية الماء المخزنة في طبقة الثلج وفق العلاقة التالية :

---

(1) ماخوذ عن : WMO-No. 168, 1974, ch. 5 .

$$dw = Gs \cdot ds \qquad (٢ - ١٩)$$

dw : عمق الماء المخزون في طبقة الثلج .

ds : عمق طبقة الثلج .

Gs : المكافىء المائي للثلج .

يعد المكافىء المائي (الكثافة) للثلج بعد ذوبانه بمثابة النسبة بين حجم الماء المذاب في عينة ما ، والحجم الأولي لهذه العينة . يفترض دائماً أن كثافة الثلج المطري هي ١ر٠ ومع إطالة فترة بقاء الثلج على سطح الأرض تزداد كثافته نتيجة تراصه وتعاقب الذوبان والتجمد ، حيث تتراوح كثافته بين ٠٨ر٠ ـ ٤٣ر٠ ، تبلغ كثافة الثلج ١ر٠ في بداية فصل الشتاء ، ونحو ٣ر٠ في نهاية فصل الشتاء . تختلف كثافة الثلج مع العمق ، لذا يجب أخذ عينات لكثافة الثلج بالنسبة للأعماق المختلفة عند تقدير حجم المياه المخزونة في طبقات الثلج المتواجدة فوق حوضة نهرية معينة .

مثال :

أوضحت نتائج أخذ عينات الثلج البيانات التالية :

عمق عينة الثلج : ٢ م .

وزن الأنبوب والعينة : ٣٥ نيوتناً N (١ كغ ثقلياً = ٩ر٨١ نيوتناً) .

وزن الأنبوب فارغ : ٢٠٠ نيوتناً (N) .

قطر الأنبوب : ٢٠ ملم .

والمطلوب ، قدّر ما يلي :

١ ـ كثافة الثلج .

٢ ـ المكافىء المائي للثلج الذائب .

ـ الحـل :

تعد كثافة الثلج بمثابة الكثافة النوعية « Specific gravity » والتي تحسب من العلاقة :

$$G_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} = \frac{W_s / V_s}{\gamma_w} \qquad (٢٠ - ٢)$$

$$G_s = \frac{(25 - 20) / \pi \ (0.020)^2 \times 2}{1000 \times 9.81} = 0.203$$

إذا : كثافة الثلج = عمق الماء الذائب d_w / عمق الثلج d_s

ومنه فإن عمق الثلج الذائب d_w يساوي :

$$d_w = G_s \cdot d_s = 0.203 \times 2 = 0.406 \ m$$

حيث : (W_s) وزن العينة ، (V_s) حجم العينة ويساوي الارتفاع × مساحة القاعدة ، (γ_w) تسارع الجاذبية الأرضية ، (γ_s) الكثافة الوزنية .

يتواجد الثلج عادة فوق المرتفعات، وبما أن درجة الحرارة تختلف مع الارتفاع، لذا فإن درجـة الحرارة المسجلة في محطة القياس لا يمكن أن تعد بمثابة قياس لدرجات الحرارة التراكمية فوق مختلف أرجاء الحوضة إلا إذا كانت هذه المحطة تقع في المنطقة التي تمثل الارتفاع الوسطي لهذه الحوضة .

تختلف سماكة الغطاء الثلجي حسب الارتفاع ، حيث تقل سماكته كلما قل الارتفاع ، يطلق تعبير « خط سماكة الثلج صفر » Line of Zero Snow Depth على خط الثلج Snow Line . من الطرائق المستخدمة لحساب ذوبان الثلوج في

السلاسل الجبلية تبرز طريقة إحداث محطات قياس لمواقع خط الثلج ، والمساحة المغطاة بالثلوج ، لذا يمكن حساب معدل ذوبان الثلوج بتقدير متوسط ارتفاع خط الثلج ، وافتراض معدل لتناقص درجة الحرارة مع الارتفاع .

تقدر كمية المياه المتحررة عن ذوبان الثلوج بتقسيم حوضة التصريف إلى شبكة مربعات متعامدة ، ثم تقدر سماكة الثلوج ، وكثافة الثلج عند الأعماق المختلفة في كل محطة ضمن هذه الحوضة ، بعدها يحسب المكافىء المائي لكل سماكة في كل محطة وفق العلاقة (٢ ـ ١٩) ويسجل مثل كمية المطر ، ثم يحسب متوسط أو معدل الماء المكافىء لكل الحوضة باتباع إحدى الطرائق المشروحة بالنسبة للأمطار في هذا الفصل .


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثالث

الفواقـد المائيـة

تعد فواقد الماء Water Losses أكثر العناصر أهمية في معادلة الموازنة المائية لإقليم أو حوضة ما ، حيث توضح الأشكال المختلفة التي يستهلك أو ينتقل بها التهطال . فإذا افترضنا أن التهطال بأشكاله المختلفة يمثل الوارد المائي فإن :

التهطال ـ فواقد المـاء = الجريان (٣ ـ ١)

يحدث الجريان إذا فاقت كمية التهطال الفواقد المائية . تناول الفصل الثاني التهطال ، وسيتناول هذا الفصل فواقد الماء نظراً لأنها تحتل أهمية كبيرة جداً في الدراسات المائية ، فهي تحـدد احتياجات الاقليم أو الحوضة المائيـة . يهتـم الهيدرولوجي كثيراً بمعرفة درجة الفقد المائي لأنها تمكنه من حساب التوازن المائي وتحديد درجة الكفاية أو العجز المائي ، وبالتالي تقرير سبل استثمار الفائض ، أو سبل تأمين العجز .

٣ـ١ـ الأشكال المختلفة لفقدان الماء من الأحواض :

تتضمن فواقد الماء العناصر التالية :

١ ـ خسارة الاعتراض Interception Losses .

٢ ـ التبخر Evaporation من سطح المياه الحرة والترب العارية .

٣ ــ النتــح Transpiration من الأوراق النباتية .

٤ ــ التبخر ــ النتح Evapotranspiration أو الماء المستهلك Consumptive Use .

٥ ــ الترشيح Infiltration ضمن التربة .

٦ ــ التر العميق من أحواض التصريف أو مستجمعات الأمطار « Watershed Leakage » .

٣ـ٢ـ خسارة الاعتراض :

تعرّف خسارة الاعتراض أو التقاطع على أنها كمية الماء المتقاطع أو المحجوز فوق أوراق النباتات والأشجار والسطوح الصلبة ، حيث تعود ثانية للغلاف الجوي بوساطة التبخر قبل أن تصل لسطح التربة . تحتل خسارة الاعتراض أهمية كبيرة من الناحية الهيدرولوجية والزراعية حيث تعود بسهولة للغلاف الجوي دون الدخول في نظام التربة ــ النبات ــ الجو ، أو تساهم بتشكيل الجريان السطحي ، وهذا ما يمكن أن يطلق عليه « الماء الأولي المفقود » . تكون خسارة الاعتراض كبيرة في بداية العاصفة المطرية ، وتتناقص بشكل تدريجي ، إذ يقدر الفقد بنحو ٥ر٠ ــ ٢ ملم خلال رخة مطرية ، وتتعاظم عندما يكون المطر خفيفاً هادئاً متقطعاً ، والرياح هادئة ، بينما يقل عندما يكون التهطال مستمراً ، شدته عاليــة ، والرياح قوية (Raghunath, 1985) . تتأثر خسارة الاعتراض من قبل الأوراق النباتية بالعديد من العوامل أهمها : سعة اعتراض الغطاء النباتي ، أي قابلية سطوح الأوراق النباتية لتجميع وحجز التهطال الساقط ، ثم التبخر الحادث من الأمطار المتقاطعة ، لاسيما عند سقوط المطر لفترة طويلة ، حيث تعد خسارة الاعتراض مرتبطة تماماً بمعدّل التبخر ، ومساوية له . كما تتأثر خسارة الاعتراض بديمومة المطر وتكراره ونموذج التهطال لاسيما التهطال الصلب والسائل ، وأخيراً تتأثر بنوع ومورفولوجية الغطاء النبـاتي (Ward, 1975) .

٣-٢-١- حساب خسارة الاعتراض :

تعتمد معظم العلاقات المعدّة لحساب خسارة الاعتراض على العناصر الأساسية التي تؤثر في خسارة الاعتراض الموضحة أعلاه ، يأخذ أهمها الشكل التالي :

$$I = C + V . E . t \qquad (٣-٢-١)$$

حيث :

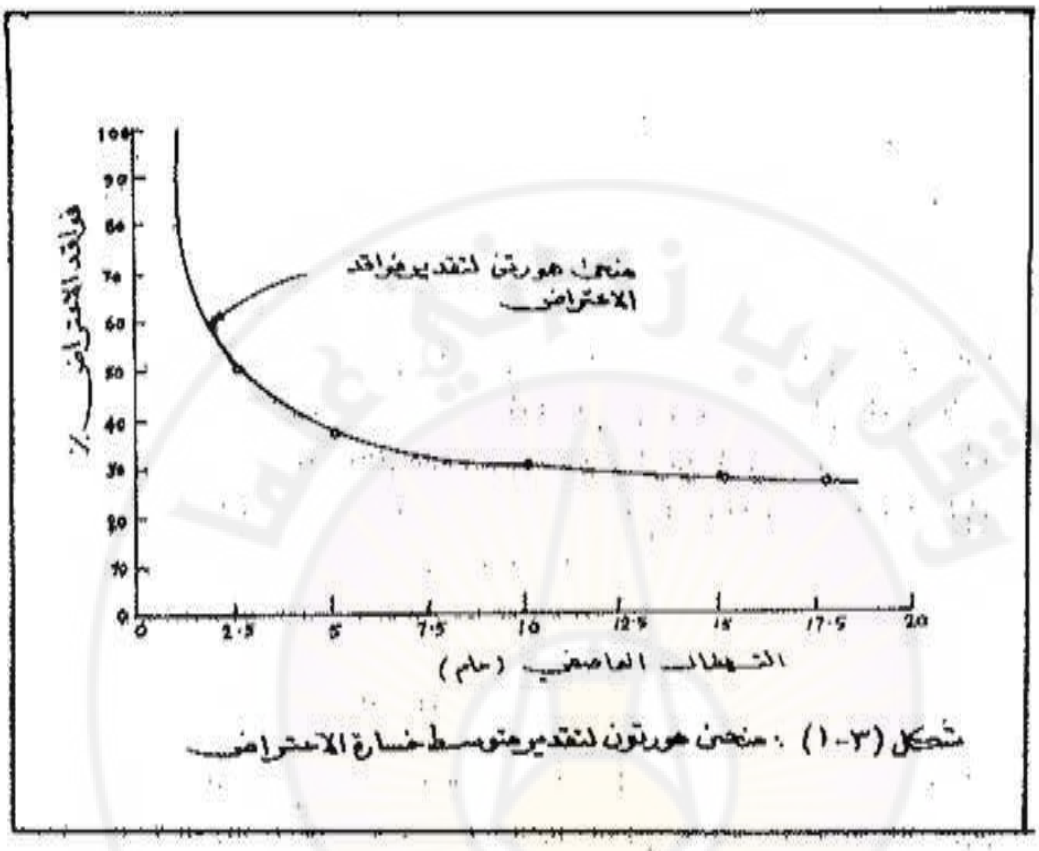
I تمثل خسارة الاعتراض خلال أي عاصفة ، و C سعة اعتراض أوراق الغطاء النباتي ، و V تمثل نسبة مساحة سطح الغطاء النباتي إلى المساحة التي تتلقى المطر ، بينما تمثل E معدل التبخر خلال هذه العاصفة ، و t الزمن الذي استغرقته العاصفة. اقترح هذه العلاقة هورتون Horton, 1919 ، وشاع استخدامها مع تعديلات طفيفة من قبل معظم الاختصاصيين ، ويوضح الشكل (٣ - ١) منحنى هورتون لتقدير متوسط خسارة الاعتراض لرخّات مطرية مختلفة .

٣-٢-٢- قياس خسارة الاعتراض :

تعد مسألة قياس خسارة الاعتراض أكثر دقة من تقديرها ، حيث يُعمد إلى قياس كمية التهطال فوق مستوى سطح الغطاء النباتي « P » وكمية التهطال تحت سطح الغطاء النباتي (P_g) ، وفي معظم الحالات قياس قيمة جريان الساق Stem Flow (S) ، لذا فإن خسارة الاعتراض تمثل :

$$I = P - (P_g + S) \qquad (٣-٣)$$

هناك العديد من الأخطاء التي ترافق مسألة قياس التهطال على ارتفاعات عالية فوق مستوى الغابات ، وتحتها ، بالإضافة إلى قياس جريان الساق ، وهذه بالتأكيد سوف تقلل من دقة هذه النتائج دون اللجوء إلى إيجاد وسائل قياس دقيقة وتعديلات تخفف من هذه الأخطاء .



شكل (٣-١) : منحنى هورتون لتقدير متوسط خسارة الاعتراض

٣-٣- التبخر :

يعرف التبخر على أنه العملية التي يدخل بموجبها الماء السائل أو الصلب إلى الغلاف الجوي على شكل بخار بوجود القدرة عندما تكون درجة الحرارة دون درجة الغليان . تختلف طبيعة السطوح التي تقدم الماء كي يتحول بوجود القدرة إلى بخار ، سواء من المياه الحرة أم من المياه المتقاطعة على أوراق النباتات ، أم من الماء الموجود في التربة . يحتل التبخر دوراً مهماً في الدورة الهيدرولوجية ، حيث يمثل ذلك الجزء العائد إلى الجو من التهطال الصلب والسائل المتواجد على سطح الأرض. كما يعد التبخر من المحيطات والبحار المصدر الأساسي لكل أشكال الماء الموجود

على سطح اليابسة . يحتل التبخر من الأنهار والجداول والسيول وأقنية الري والبحيرات والسدود ومن الأراضي المروية والترب الزراعية أهمية كبيرة في دراسات التوازن المائي ، حيث يعد عنصر الفقد الأساسي ، فكلما كانت درجة التبخر كبيرة، كان الفقد المائي كثيراً ، وبالتالي تتعرض المنطقة لعجز مائي واضح ، لذا فإنه يعتمد عليه في تقدير الاحتياجات المائية للأحواض والأقاليم ...

٣-٣-١- التبخر من سطح المياه الحرة :

يتحول الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية بوساطة التبخر . يظهر هذا التحول عندما تكتسب بعض جزيئات الماء الموجودة على سطح السائل قدرة كنتيكية كافية لتقفز خارج جسم السائل . ترتبط الجزيئات المائية الواقعة على السطح بقوى ارتباط مع الجزيئات المجاورة ، تعرف بقوى التوتر السطحي ، نتيجة لعدم توازن القوى الجزيئية . تعمل قوى الارتباط هذه لإبقاء هذه الجزيئات داخل جسم الماء ، ويلاحظ أن الجزيئات التي تمتلك قدرة كنتيكية تفوق المعدل هي التي تستطيع مغادرة السطح . تنخفض درجة حرارة سطح الماء بازدياد هروب جزيئات الماء ، لذا فإن لعملية التبخر فعلاً تبريدياً واضحاً .

تولد حركة الجزيئات المائية خلال سطح الماء ضغطاً ، يعرف هذا الضغط بالنسبة للبخار المائي بضغط بخار الماء (e_w) ، ولدى هروب الجزيئات المائية إلى الهواء تتصادم بجزيئات أخرى موجودة في الهواء ، حيث يعود قسم منها ثانية إلى سطح الماء . عندما يتساوى عدد الجزيئات القافزة مع عدد الجزيئات العائدة لسطح الماء نقول بوجود توازن بين ضغط الجزيئات الهاربة وضغط الهواء المحيط ، يعرف هذا التوازن بمرحلة الاشباع ، وأكثر من ذلك يلاحظ أن بعض جزيئات الماء في الحالة الغازية تمتلك قدرة كنتيكية كبيرة بحيث تخترق جسم الماء أثناء عودتها ، أما بعضها الآخر فيتحول من الحالة الغازية إلى الحالة السائلة أي تحدث عملية « التكاثف » . لذا فإننا نلاحظ أن عملية التبخر والتكاثف تحدثان معاً بالوقت نفسه ، بينما تكون عملية التبخر أسرع ، فيما إذا كانت الطبقة الهوائية التي تحيط بسطح الماء غير مشبعة .

إذاً ، إن معدل التبخر سوف يقدر من خلال الفرق في ضغط بخار الماء لجسم الماء (ew) والطبقة الهوائية التي تحيط به (ea) ، وبالتالي فهو يتناسب مع العجز في ضغط بخار الماء الذي يعرّف على أنه الفرق بين ضغط بخار الماء المشبع عند درجة حرارة سطح الماء ، وضغط بخار الماء في الهواء ، هذه الحقيقة أدركت منذ زمن بعيد جداً ، منذ ١٨٠٢ حين اقترحها دالتون Dalton . لقد رأى دالتون أن جزيئات الماء القافزة إلى الطبقة الهوائية المحيطة بسطح الماء سوف تصل إلى مرحلة التوازن وسيتوقف التبخر ما لم توجد آلية لكنس ونقل جزيئات الماء هذه ، وتتمثل هذه الآلية بفعل الرياح التي تعمل على خلط طبقات الهواء بعضها ببعض ، ونقل جزء من هذه الجزيئات بعيداً ، حيث ينخفض ضغطها البخاري في الهواء بالموازنة مع سطح الماء فتستمر عملية التبخر ، وقد صاغ دالتون علاقته كما يلي :

$$E = F(u) \cdot (ew - ea) \qquad (٤ - ٣)$$

E : معدل التبخر (ملم/يوم) .

F(u) : عمل لسرعة الرياح .

بعد ذلك ظهرت العديد من العلاقات التي تعتمد أساساً على علاقة دالتون لتقدير درجة التبخر ومنها علاقة Fitzgerald, 1881 وعلاقة Meyer, 1915 وعلاقة Horton, 1917 وعلاقة Rohwer, 1931 .

٣-٣-٢- العوامل المؤثرة على التبخر من سطح المياه الحرة :

١ - الإشعاعات الشمسية :

تعد الأشعة الشمسية والكونية المصدر الأساسي للقدرة الحرارية الضرورية لانتقال الماء من الحالة السائلة للحالة الغازية ، حيث يحتاج كل غرام واحد (أو ١ سم^3) من الماء إلى ٥٩٠ حريرة لينتقل إلى الحالة الغازية في ظل درجة الحرارة

الحقلية (راجع الفقرة ١ ــ ٥) • يعطي بعضهم عنصر الاشعاعات الشمسية ثقلاً نوعياً على بقية العناصر الأخرى المؤثرة بعملية التبخر لاسيما سرعة الرياح حيث يتحكم بكميـة ومعـدل التبخر ، حتـى اقترح بعضهم مفهـوم التبخر الشمسي Solar evaporation (Linsley et al, 1958 ; Ward, 1975) ليشير إلى التبخر من من سطوح المياه الحرة • يختلف تأثير الأشعة الشمسية حسب عمق المياه ، ففي المياه الضحلة تستخدم نسبة كبيرة من القدرة الإشعاعية كحرارة كامنة للتبخير ، بينما في السطوح المائية العميقة يلاحظ أن هناك نسبة كبيرة من القدرة الإشعاعية تستخدم كقدرة محسوسة في تسخين الطبقات العميقة ، وهذا يقلل كمية ودرجة التبخر •

ب ــ الحـرارة :

تعتمد درجة حرارة الهواء ، ودرجة حرارة سطح الماء على الإشعاعات الشمسية، لاسيما في المواقع التي تنعدم فيها حركات التأفق أو الزحف الأفقي « Advection » للحرارة •

يرى بعضهم أن درجة الحرارة تلعب دوراً في حدوث عملية التبخر لكنها لا تلعب دوراً كبيراً في زيادة معدل التبخر لأنها سوف تسهم في رفع درجة حرارة سطح الماء وبالتالي رفع ضغط بخار الماء فيه (e_w) وبالوقت نفسه سوف ترفع درجة حرارة الهواء المجاورة وترفع قيمة ضغط بخار الماء فيه (e_d) ، أي سوف لن نلاحظ وجود تدرج في ضغط بخار الماء فيما بين سطح الماء والهواء المجاور إذاً ، إن الزيادة المتساوية لدرجة حرارة الهواء والماء يمكن الا تزيد معدل التبخر ، وعندما تتساوى درجة حرارة الماء والهواء يتوقف التبخر (Veihmeyer, 1964) تتحـكم درجة حرارة سطح الماء بمعدل قفز جزيئات الماء من السطح المائي إلى الهواء المجاور نتيجة لزيادة قدرتها الحركية •

جـ ــ الرطوبة النسبية :

تعرّف الرطوبة النسبية على أنها النسبة بين ضغط بخار الماء الفعلي الموجود

في الهواء (e_d) عنه درجة حرارة معينة ، وضغط بخار الماء المشبع للهواء (e_a) عند درجة الحرارة نفسها . بينما يعرّف العجز في ضغط الإشباع (Δe) بأنه الفرق بين ضغط بخار الماء المشبع والفعلي ، أي :

$$\Delta e = e_a - e_d \qquad (٥-٣)$$

يرتبط ضغط بخار الماء الفعلي بعدد جزيئات بخار الماء الموجودة فعلياً في الطبقة الهوائية المحيطة بسطح التبخير ، عند درجة حرارة معينة ، بينما يعبر ضغط بخار الماء المشبع عن المقدرة العظمى للطبقة الهوائية على استيعاب جزيئات بخار الماء في درجة الحرارة نفسها ، حيث تتغير هذه المقدرة حسب درجة الحرارة فتزداد بازدياد درجة الحرارة وتتناقص بتناقصها . وكما هو معلوم كلما ازدادت قيمة (e_d) تناقصت قيمة (Δe) وبالتالي تصبح فرص هروب الجزيئات المائية قليلة وتتناقص درجة التبخر ، والعكس صحيحاً ، أما عندما تزداد درجة الحرارة ، تزداد قيمة (e_a) وتزداد قيمة (Δe) وبالتالي تزداد درجة التبخر نتيجة لازدياد مقدرة الطبقة الهوائية المحيطة بالسطح المائي على استيعاب جزيئات مائية إضافية ، وقلت نسبة تصادم الجزيئات وعودتها للسطح ، والعكس صحيح ، أي كلما انخفضت درجة الحرارة قلت قيمة العجز (Δe) وتناقصت درجة التبخر . وفي الحقيقة إن تأثير الرطوبة النسبية يعكس بشكل مباشر تأثير درجة الحرارة ولا يمكن أن يلاحظ هذا الدور في الطبيعة بشكل مستقل لأن الرياح تلعب دوراً رئيساً في كنس جزيئات البخار المتشكلة وبالتالي تنخفض قيم (e_d) ، كما أن هبوب كتل هوائية باردة أو حارة سوف يؤثر في عملية التبخر بشكل كبير من خلال التأثير في قيم الرطوبة النسبية .

د ـ الرياح :

تلعب الرياح دوراً مهماً في إزاحة جزيئات بخار الماء الموجودة في الطبقة الهوائية الملاصقة لسطح التبخير ، وبالتالي تقلل إمكان تصادم جزيئات الماء القافزة مع تلك

الموجودة في هذه الطبقة ، بذلك يزداد إمكان استيعاب هذه الطبقة لجزيئات بخار الماء ، كما تزداد مدة بقائها فيها ، وكذلك تزداد أيضاً درجة التبخر والتي بدورها تزداد عندما تكون سرعة الرياح كافية لتحريك وإزاحة كل الجزيئات المائية الموجودة فوق سطح التبخير . غير أن هناك حدوداً معينة لسرعة الرياح في التأثير في درجة التبخر ، فعند حد معين يلاحظ أن الرياح قادرة على إزاحة كل الجزيئات الموجودة ، ومهما زادت سرعة الرياح فوق هذا الحد فلن تؤثر في زيادة درجة التبخر .

يختلف تأثير سرعة الرياح في عملية التبخر باختلاف حجم وامتداد السطوح المائية ، يلاحظ بالنسبة للأحواض المائية الصغيرة أن أية زيادة خفيفة في سرعة الرياح ستكون كافية لتحريك كل جزيئات بخار الماء حالما تظهر ، بينما تحتاج هذه العملية إلى رياح شديدة السرعة وحركات اضطرابية فوق المسطحات المائية الواسعة والكبيرة . تلعب خصائص الرياح الهابة فوق سطح التبخير دوراً مهماً في زيادة أو تقليل درجة التبخر ، فعندما تهب رياح حارة جافة تزداد درجة التبخر ، بينما عندما تهب رياح باردة رطبة يمكن أن تحدث عملية التكاثف بدلاً من عملية التبخر .

هـ ـ الضغط الجوي :

يزيد تناقص قيم الضغط الجوي مع الارتفاع معدل هروب الجزيئات المائية من سطح التبخير نتيجة لقلة فرص التصادم بين الجزيئات في الطبقة الهوائية الملاصقة لهذا السطح . بينما يلاحظ أن تناقص التبخر مع الارتفاع سيظهر فقط فيما إذا كانت كل العناصر المناخية المؤثرة في ضغط بخار الماء في الهواء ثابتة .

ق ـ نوعيـة المـاء :

تؤدي زيادة نسبة الأملاح في الماء إلى تناقص ضغط بخار الماء فيه ، وبالتالي تتناقص درجة التبخر ، حيث لوحظ على سبيل المثال أن زيادة ١٪ في الملوحة ستؤدي إلى تناقص في درجة التبخر مقدارها ١٪ . لذا فإن درجة التبخر من مياه

البحار ذات الملوحة ٣٫٥٪ ستكون أقل بـ ٢ ــ ٣٪ من درجة التبخر من سطوح المياه العذبة .

و ــ عمق الماء :

تختلف درجة التبخر حسب عمق الميـاه ، ففي السطوح المائيـة الضحلة (كالبحيرات الصغيرة) يلاحظ توافق بين الاختلافات الفصلية لدرجة حرارة المياه ودرجة حرارة الهواء ، وبالتالي فإن درجة التبخر من هذه السطوح تزداد خلال الفترات التي ترتفع فيها درجة حرارة الماء والهواء .

تتميز الكتل المائية الموجودة في البحيرات الكبيرة والبحار والمحيطات بسعة تخزين حرارية ضخمة بالموازنة مع السطوح المائية الضحلة ، تتلقى هذه السطوح الحرارة خلال فصلي الربيع والصيف ، حيث تتسخن الطبقة السطحية كثيراً ، ويلاحظ أن حركات المزج الشاقولية ضعيفة جداً ومقتصرة على التحريك الضعيف للطبقة السطحية الساخنة بفعل الحركات الريحية ، حيث يحل محلها طبقة باردة تقع تحتها وبالتالي يلاحظ وجود تدرج واضح في الحرارة والكثافة من السطح باتجـاه الأعماق . وخلال فصل الشتاء يلاحظ تبرد الطبقة السطحية ، حيث تهبط هذه الطبقة باتجاه الأعماق نتيجة برودتها وازدياد كثافتها ليحل محلها طبقة مائية أدفـأ ، وهذا الأمر يمكن أن يستمر في السطوح الخالية من الجليد طوال فصل الشتاء بفعل الحركات الريحية . تسهم هذه الحركات الشاقولية بتجانس الكثافة والحرارة الشاقولي خلال جسم الماء ، حيث أن الحركات الاضطرابية الناتجة عن فعل الرياح يمكن أن تسهم بحركات مزج ميكانيكية عميقة . إذاً هناك تحرير بطيء للحرارة المخزنة من الطبقات المائية العميقة خلال الفترات الباردة ، وهذا يعني أن هناك كميات كبيرة من القدرة الحرارية تستخدم في التبخر من هذه السطوح المائية تفوق تلك الكميات التي تتلقاها هذه السطوح خلال هذا الوقت من العام . وهكذا تكون درجة حرارة الماء أقل من درجة حرارة الهواء خلال فصل الصيف وأعلى منها خلال فصل الشتاء . وحسب قانون دالتون فإن درجة التبخر تتناسب طرداً مع الفرق بين ضغط

بخار الماء المشبع عند درجة حرارة سطح الماء ، وضغط بخار الماء الفعلي لطبقة الهواء المجاورة • وهذا يحتم وجود معدلات عالية للتبخر من الكتل المائية العميقة خلال فصل الشتاء ، بينما يلاحظ خلال فصل الصيف أنه نتيجة لبرودة سطح الماء بالموازنة مع الهواء الذي يعلوه ، فإن الهواء الملامس له سوف يتبرد ، ويصبح أكثر استقراراً وبالتالي تقل فرص التبخر وينخفض معدل التبخر نسبياً •

ي – حجم سطح الماء :

عندما يتحرك الهواء فوق بحيرة كبيرة واسعة ، يكون محتواه من بخار الماء قليلاً عند الطرف المواجه لجهة ورود الرياح ، ولدى عبور الرياح فوق السطح المائي يزداد محتواها شيئاً فشيئاً من بخار الماء ، وتزداد درجة التبخر في البداية ، وبعد أن تجتاز الرياح مسافة واضحة فوق سطح الماء يزداد محتواها من بخار الماء وتتناقص درجة التبخر بشكل متناسب مع تزايد محتواها من بخار الماء • مما تقدم يلاحظ أن درجة التبخر ستكون قليلة فوق هذه السطوح بالموازنة مع السطوح المائية ذات الأبعاد القليلة ، لكن كمية التبخر ستكون أكبر • هذه الحقيقة تلاحظ بوضوح في أجهزة وأحواض قياس التبخر ، التي تزود الطبقة الهوائية التي تعلوها بكميات قليلة من بخار الماء يسهل على الهواء مهما قلت سرعته تبديدها وكنسها بعيداً •• وهكذا لن تؤثر في قيمة العجز في ضغط بخار الماء بين الهواء وسطح الماء في الأحواض نظراً لتجدد الهواء فوقها باستمرار ، لذلك يلاحظ أن درجة التبخر من هذه الأحواض كبيرة جداً ، ويعمد إلى تعديلها إلى التبخر من البحيرات من خلال عامل تعديل قيمته أقل من الواحد الصحيح •

٣-٣-٣- طرائق قياس التبخر من سطح المياه الحرة :

هناك العديد من الطرائق المستخدمة في قياس التبخر تعتمد جميعها على مبدأ الموازنة المائية ومنها :

٣-٣-٣-١- طريقة الموازنة المائية Water balance :

تتمثل هذه الطريقة لحساب التبخر من السطوح المائية الحرة في قياس مختلف عناصر الوارد والفاقد المائي للسطوح المائية بالإضافة لحجم التخزين ، حيث تأخذ هذه المعادلة الشكل التالي :

الوارد المائي = الفاقد المائي ± تبدل المخزون المائي (٣ - ٦)

يتكون الوارد المائي من التهطال والأنهار الواردة والجريان المائي الضمني لهذه السطوح ، أما الفاقد المائي فيتكون من التبخر والأنهار الخارجة والجريان الضمني الخارج والنز من قعر المسطحات أو الأحواض المائية وجوانبها . يقاس تبدل حجم المخزون المائي من خلال قياس تبدل مستوى سطح الماء .

يتطلب حساب التبخر قياسات دقيقة معقدة ومسعبة لمختلف عناصر الوارد والفاقد المائي ومستوى سطح الماء ، وكثيراً ما يهمل بعض هذه العناصر لصعوبة قياسه مثل النز من الجوانب والقعر وهذا يقلل من دقة المعادلة .

٣-٣-٣-٢- اجهزة التبخر Atmometers :

أ - جهاز تبخر بيتشي Piche atmometer :

هو أنبوب زجاجي شفاف مدرّج طوله ٢٢٫٥ سم ، قطره الداخلي ١١ ملم والخارجي ١٤ ملم ، يركب بشكل عمودي ، نهايته العلوية مغلقة ، نهايته السفلية مغلقة بقرص مغطى بورقة ترشيح بيضاء قطرها ٣٫٢ سم . تدرك قيمة التبخر من خلال جسم الأنبوب المدرّج .

ب - جهاز تبخر ليفينغ ستون Livingstone Atmometer :

هو كرة مؤلفة من البورسلان المسامي ، بيضاء اللون قطرها ٥ سم ، مثقبة بثقوب دقيقة جداً ، سماكة جدارها ٣ ملم ، مربوطة إلى حامل مجوّف صاد للماء

موصول بدوره بأنبوب زجاجي ينتهي بخزان مملوء بماء مقطر . تحسب كمية الماء المتبخرة من خلال معرفة فرق مستوى الماء في الخزان .

جـ – جهاز تبخر بيلاني Bellani plate Atmometer :

يتكون هذا الجهاز من قرص مسامي رقيق جداً مصنوع من مادة السيراميك لونه أسود ، وأحياناً أبيض ، قطره ٨٫٥ سم موصول في نهايته بأنبوب من السيراميك المصقول ، المتصل بدوره بأنبوبة زجاجية مدرّجة تلعب دور الخزان المائي وجهاز قياس الماء المتبخر .

د – مسجلات التبخر :

تستخدم هذه الأجهزة لقياس وتسجيل كمية التبخر خلال فترة زمنية معينة بشكل دائم . يستخدم في سورية نموذج لامبرخت الذي يتكون من الأقسام التالية: جهاز التوازن ، مجموعة الروافع ، مجموعة الساعة ، القاعدة ، الغطاء ، كفة الماء . تسجّل كمية الماء المفقودة من كفة الماء (صحن نحاسي) بوساطة ابرة على مخطط أسبوعي ملصق على أسطوانة تدور مرّة كل ٢٤ ساعة .

٣–٣–٣–٣– احواض التبخر :

تعد أحواض التبخر من الطرائق السهلة لقياس التبخر من السطوح المائية الحرة لبساطتها ، وسهولة أخذ القياسات ، وإمكان تكرارها وإمكان صيانتها بشكل دوري . هناك أشكال متعددة من هذه الأحواض وتصنف حسب طريقة تركيبها ضمن ثلاث مجموعات :

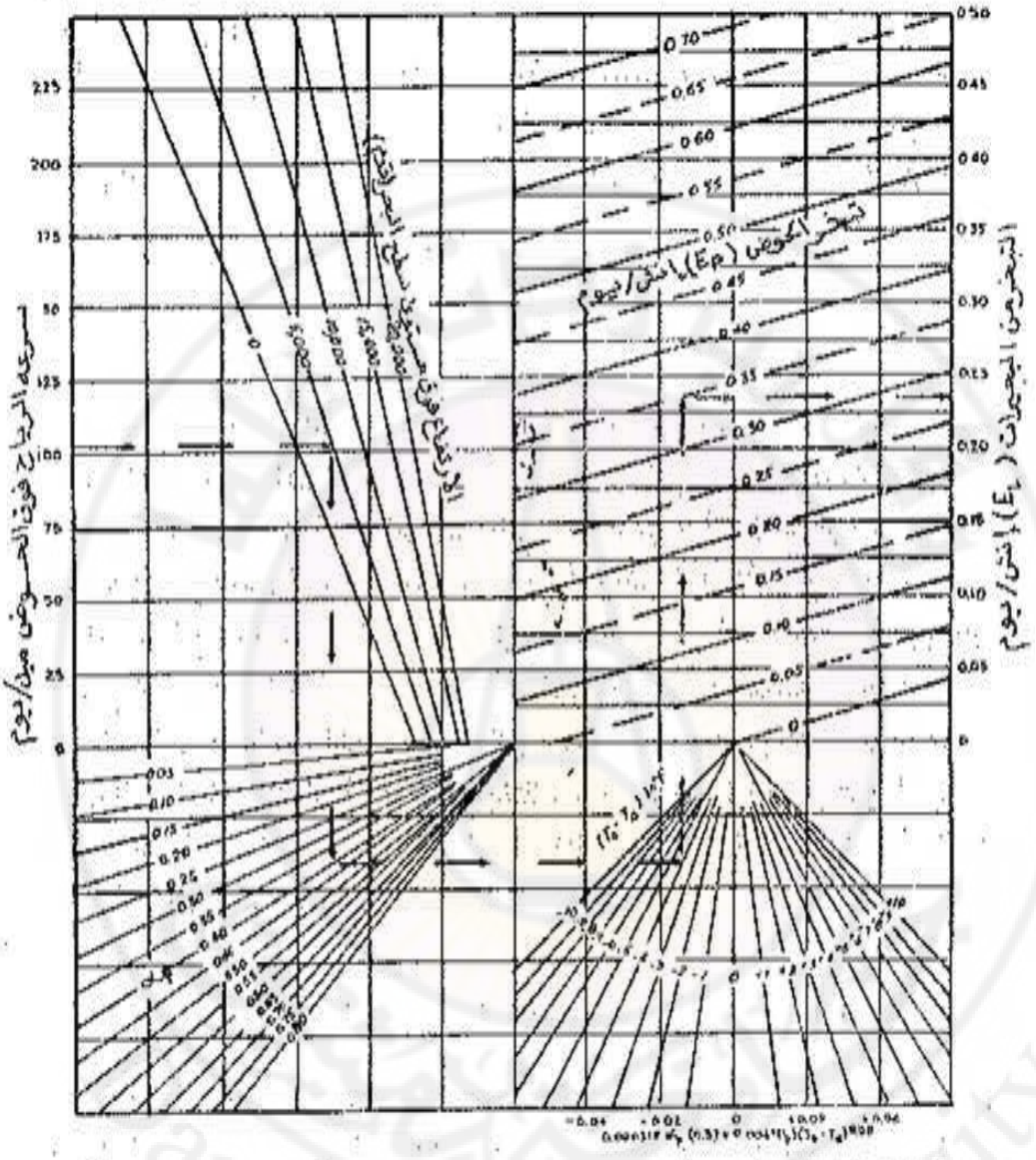
أ – الاحواض المركبة فوق سطح الارض :

وهي أحواض أو أوعية ذات مقاييس مختلفة تركب فوق سطح الأرض وتملأ بالماء . يقاس التبخر من خلال معرفة تبدل مستوى سطح الماء . يعد حوض تبخر

مكتب الطقس الأمريكي نمـوذج « Class A pan « A » خير نموذج عن هـذه الأحواض السطحية • وهو وعاء دائري من الحديد المغلفن عيار ٢٢ ، سماكته ١٠ ملم طرفه العلوي مقوّى بحلقة من الفولاذ المزئبق ، قطره الداخلي ١٢١ سم وعمقه ٢٥ر٤ سم ، مدهون بدهان ألومينى ، مركب على قاعدة خشبية مصنوعة على شكل شبكة ، جسم الحوض أفقي تماماً ، مزوّد بحوض تهدئة صغير يركب فوقه مقياس مدرّج ذو كلاب (ميكرومتر) لقياس كمية التبخر ، بالإضافة لمقياس درجة حرارة الماء ، وإلى جانبه يوجد مقياس التهطال • من مساوىء هذا الحوض أنه يعطي قياسات لمعدلات التبخر تفوق كثيراً القيـم الحقيقية من السطوح المائيـة الطبيعية كالبحيرات والمستنقعات ••• بسبب تبادل الإشعاعات الشمسية عن طريق الجدران ، وبالتالي تبادل حراري محصلته كسب حراري يسبب في زيادة درجـة التبخر • يضاف إلى ذلك أثر الرياح التي تصطدم بحوافه مشكلة تيارات دائرية مضطربة تزيد التبخر ، وأخـيراً هناك ما يعرف بأثر الواحـة نتيجة لصغر حجم هذا الوعاء ، لذلك أجريت تجارب كثيرة وازنت بين درجة تبخر هذه الأحواض ودرجة التبخر من السطوح المائية الحرة ، واشتقت قيم لمعامل تصحيح هذا الحوض ، ويرى بعضهم أن متوسط قيم معامل تصحيح حوض « A » نحو ٧٠ر ، ويوضح الشكل (٣ ــ ٢) قيم هذا المعامل •

ب ــ الأحواض المطمورة :

أحواض وفق مقاييس مختلفة صممت بغية التغلب على أثر الرياح المضطربة وتبادل الإشعاعات مع الوسط المحيط • لكنها تعاني من مسألة التبادل الحراري بين جدران الأحواض والتربة وعادة ما ترطب التربة المحيطة بغية التغلب على هذه المشكلة • كما تعاني من مسألة وجود الغطاء النباتي بجوارها التي تعمل كمصدات للرياح ، بالإضافة لسهولة وقوع ذرات التربة التي تذرها الرياح والأوراق النباتية والحشرات والحيوانات الصغيرة ••• وهذه سوف تسهم بتغيرات في حجـم الماء • كذلك صعوبة صيانة هذه الأجهزة لاسيما عند وجود رشح أو نز للماء من القعر والجوانب •



شكل (٣-٢) : تحويل قيم التبخر من حوض التبخر الأمريكي نموذج (A) إلى التبخر من البحيرات

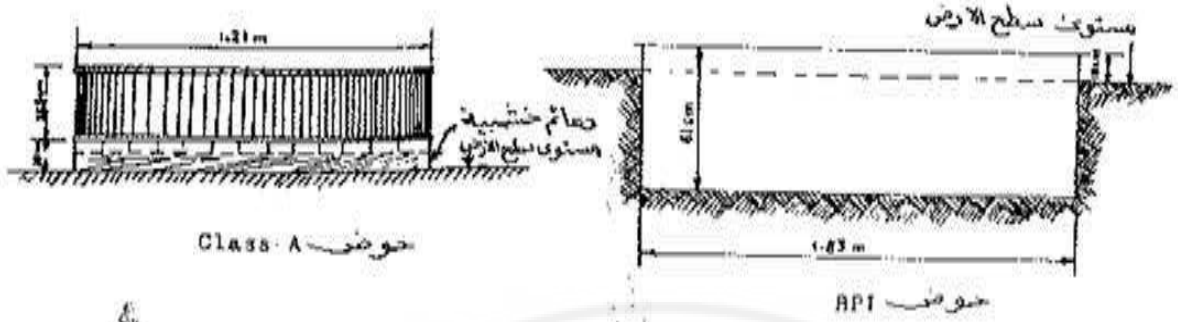
يعد حوض تبخر مكتب الصناعات النباتية (Bureau of Plant Industry Pan (BPI من الأحواض المطمورة ، قطره ١٨٣ سم وعمقه ٦١ سم ، مصنوع من الحديد المزئبق • يغرس في التربة بحيث تبقى حافة غير مطمورة ارتفاعها ١٠ سم • معامل تصحيحه بين (٩١ر٠ ــ ٠٤ر١) • وهناك حوض مطمور آخر يعرف بحوض كولورادو Colorado Sunken Pan وحوض نموذج GGI-3000 (شكل ٣ ــ ٣) ، وحوض $20\ m^2$.

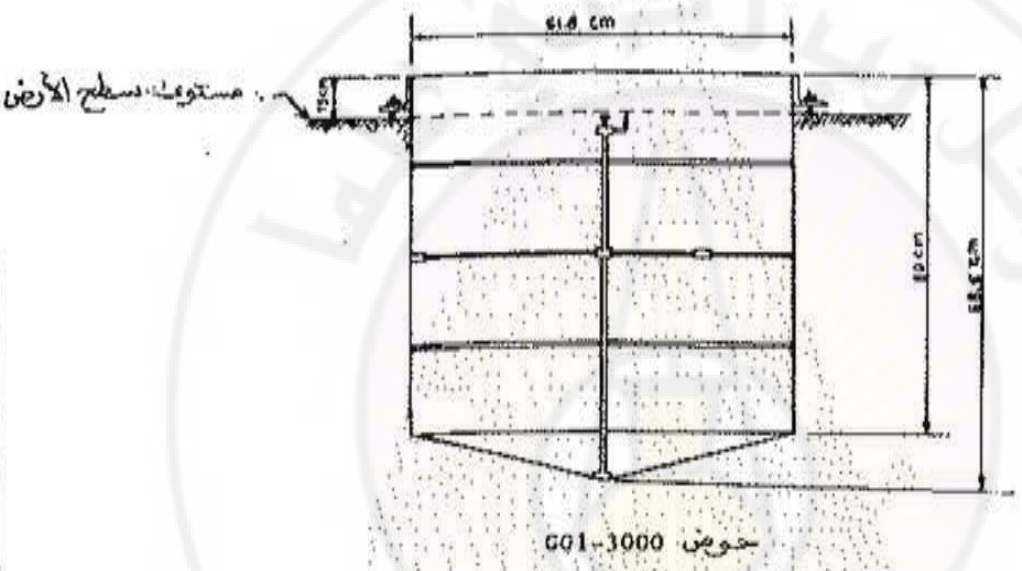
جـ ــ الأحواض العائمة Floating Evaporimeter Pans :

تستخدم هذه الأحواض لقياس درجة التبخر من المسطحات المائية الواسعة كالبحيرات ، بغية التغلب على العديد من الصعوبات التي تواجه الأحواض السطحية والمطمورة « كأثر الواحة » • غير أنها تعاني بدورها من « أثر الأمواج » حيث هناك صعوبة في منع دخول أو خروج الماء من هذه الأحواض بفعل الأمواج • تعد أحواض التبخر نموذج GGI-3000 المنصوبة فوق عوامات أو طوافات Rafts خشبية خير نموذج للأحواض العائمة • صممت هذه الشبكة الروسية العائمة ، بحيث تركب على طوافة مصنوعة من الخشب على شكل شبكة ، أجهزة قياس التبخر GGI-3000 والتهطال والرياح والرطوبة النسبية • يختلف حجم هذه الطوافة بحيث يتناسب مع حجم كتلة الماء ومقدار ارتفاع الأمواج • عادة ما تأخذ شكلاً مثلثياً طول ضلعه ١٧ م (شكل ٣ ــ ٤) •

٣ــ٣ــ٤ــ طرائق تقدير التبخر من الماء الحر :

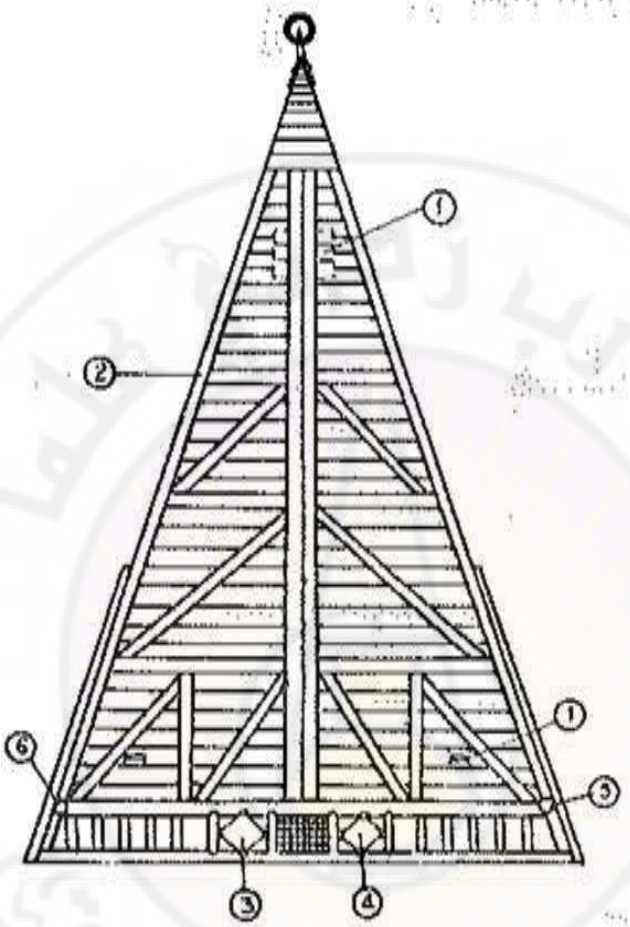
هناك العديد من الطرائق المستخدمة لتقدير التبخر من سطح الماء، وسنستعرض هنا ثلاثاً منها وهي : طريقة موازنة القدرة ، وقوة التجفيف الهوائية ، والعلاقات التوحيدية •







شكل (٣-٣) : نماذج مختلفة من أحواض قياس التبخر



1 : براميل حديدية ، 2 : مشط ، 3 : أحواض التبخر

4 : مقياس مطر ، 5 : موقع مقياس سرعة الرياح

6 : موقع مقياس الرطوبة النسبية.

شكل (٣-٤) : طوافة لنصب أجهزة قياس التبخر العائمة نموذج (GGI3000)

٣-٣-٤-١- طريقة موازنة القدرة Energy-budget method :

استخدمت طريقة الموازنة الإشعاعية أو موازنة القدرة الحرارية منذ ١٩١٥ عندما استخدمها شكمادت Schmidt, 1915 لتقدير التبخر من المحيطات ، وبعده كومينكس Cumminga, 1935 لتقدير درجة التبخر من المستنقعات . جرّت بعد ذلك محاولات عديدة ناجحة لحساب درجة التبخر من السطوح المائية الحرة مختلفة الأحجام . بات مؤكداً الآن بعد توافر أجهزة القياس الدقيقة لبعض عناصر الموازنة الإشعاعية ، أن هذه الطريقة دقيقة وتعطي نتائج جيدة .

يتم التبخر من السطوح المائية الحرة عن طريق استخدام القدرة الواردة مع الأشعة الشمسية الواصلة إلى السطح الخارجي للغلاف الجوي بمعدل ٢ حريرة/ السم٢/الدقيقة (R_s) . تتعرض هذه الأشعة للامتصاص والانتشار من قبل مكونات الغلاف الجوي، يعرف الجزء الذي يصل منها إلى السطح المائي بالاشعاعات الواردة (R_t) . يرتد قسم من الأشعة الشمسية الواردة ثانية إلى الغلاف الجوي بوساطة الانعكاس ، أو ما يعرف بظاهرة الألبيدو (معامل انعكاسية الإشعاعات الشمسية r) . تمثل قيمة $R_t(1-r)$ صافي الإشعاعات الشمسية الواصلة للسطح المائي ، حيث تستخدم هذه الكمية كما يلي : قسم يعود ثانية للغلاف الجوي على شكل إشعاعات عائدة مبتعثة (R_u) ، وقسم ضئيل يستخدم في تسخين جسم الماء كحرارة محسوسة (R_a) ، وقسم ضئيل ينتقل داخل جسم الماء بالتوصيل (R_c) ، بينما يستخدم القسم الأعظم كحرارة كامنة للتبخير (R_n) .

تأخذ معادلة موازنة القدرة الشكل التالي :

$$R_t(1-r) = R_u + R_a + R_c + R_n \qquad (٧-٣)$$

$$R_n = R_t(1-r) - (R_u + R_a + R_c) \qquad (٨-٣)$$

وتحسب كمية التبخر وفق العلاقة التالية :

$$E = \frac{R_n}{L_E} \qquad (٣ - ٩)$$

E : كمية الماء المتبخرة بالملم/اليوم •

L_E : الحرارة الكامنة للتبخير (٥٩٠ حريرة لكل ١ ملم من الماء) •

٣-٣-٤-٢- طريقة التجفيف الهوائية (طريقة الايروديناميك)

: Aerodynamic Method

تنتقل جزيئات بخار الماء بفعل القدرة الحرارية إلى الطبقة الهوائية الرقيقة المحيطة بسطح التبخير وعندما يتساوى ضغط بخار الماء في هذه الطبقة مع ضغط بخار الماء فوق سطح الماء تصل هذه الطبقة لمرحلة التوازن وتتوقف عملية التبخير • وفي هذا النظام المشبع يتوازى التبخر والتكاثف ، ولاستمرار عملية التبخر لابدّ من وجود آلية لتحريك ونقل بخار الماء المتشكل ، إن تحرّك الهواء فوق سطح التبخير يقدم هذه الآلية •

هناك العديد من العلاقات التجريبية لتقدير التبخر بالاعتماد على فعل الرياح وعجز ضغط بخار الماء فيما بين سطح التبخير والغلاف الجوي الملاصق ، وجميعها تعتمد على علاقة دالتون (علاقة ٣ ــ ٤) ، التي يمكن كتابتها ثانية كما يلي :

$$E = f(u) (e_o - e_d) \qquad (٣ - ١٠)$$

e_o : ضغط بخار الماء المشبع الموافق لدرجة حرارة سطح الماء (درجة الحرارة الرطبة) •

e_d : ضغط بخار الماء الفعلي في الهواء المجاور •

وبعدها ظهرت العديد من العلاقات الرياضية لتقدير التبخر الناجم عن فعل الرياح ، أي إعادة صياغة علاقة دالتون ، يأخذ بعض هذه العلاقات الشكل التالي :

$$E = a\,(1 + b\,u_z)\,(e_o - e_d) \qquad (11-3)$$

a ، b : ثابتان تجريبيان يعتمدان على الوحدات المستخدمة والارتفاع h_1 و h_2 .

وقد عدّلت هذه العلاقة في روسيا لتأخذ الشكل التالي :

$$E = 0.14\,n\,(e_o - e_d)\,(1 + 0.72\,u_z) \qquad (12-3)$$

حيث تشير (E) إلى كمية التبخر من سطح المـاء بالملم/اليوم ، (u_z) سرعة الرياح عند ارتفاع ٢ م مقدرة بالمتر/الثانية ، (n) عدد أيام الحساب ، (e_d) تشير إلى ضغط بخار الماء الفعلي في الهواء عند ارتفاع ٢ م .

ولقد طوّر بنمان هذه العلاقة بعد أن اشتق قيـم ثوابتها التجريبية لتأخذ الشكل التالي :

$$E_a = 0.262\,(e_a - e_d)\,\left(0.5 + 0.62\,\frac{u_a}{100}\right) \qquad (13-3)$$

E_a : التبخر الناتج بفعل الرياح مقدراً بالملم/اليوم .

e_a : ضغط بخار الماء المشبع في الهواء حسب درجة الحرارة بالميليبار .

e_d : ضغط بخار الماء الفعلي في الهواء بالميليبار .

u_a : إجمالي ما قطعته الرياح بالكلم/اليوم مقاسة على ارتفاع ٢ م .

وهنا يجب التأكيد على أن قيمة الثابت « 0.5 » تستخدم لحساب درجة التبخر من السطوح المائية الحرة .

٣-٢-٤-٣- العلاقات التوحيدية Combination equations :

تعد العلاقات التوحيدية التي تشتمل على معادلة موازنة القدرة وقوة تجفيف الهواء أو معادلة الايروديناميك من أكثر العلاقات استخداماً لتقدير التبخر من السطوح المائية الحرة .

تعدّ علاقة بنمان Penman, 1948 من أكثر العلاقات المناخية شيوعاً واستخداماً لتقدير درجة التبخر من السطوح المائية الحرة ، حيث عمد بنمان إلى دمج وتوحيد المفهومين المناخيين الأساسيين اللذين يستند إليهما حدوث عملية التبخر ولقد بيّن بنمان ١٩٤٨ « ... إن أحداً من هذين المفهومين ليس جديداً هنا ، إنما الجديد هو عملية الدمج والتوحيد التي اقترحناها في هذه الدراسة » .

تأخذ علاقة بنمان الشكل التالي :

$$E_o = \Delta H + \gamma E_a / \Delta + \gamma \qquad (٣ - ١٤)$$

E_o : درجة التبخر من سطح مائي ممتد واسع مقدرة بالملم/اليوم .

Δ : ميلان المنحنى البياني لضغط بخار الماء المشبع حسب متوسط درجة حرارة الهواء وتساوي :

$$\Delta = d e_a / d_{Ta} \qquad (٣ - ١٥)$$

γ : ثابت البسايكومتر ، ويساوي ٠ر٦٦ ميليباراً أو ٠ر٢٧ ملمتراً زئبقياً .

H : صافي الإشعاعات الشمسية الواصلة للسطح والمستخدمة في التبخير مقدرة بالملم/اليوم ، وعادة ما يتم قياسها بوساطة جهاز قياس صافي الإشعاعات الشمسية Net Radiometer أو تقدّر من معادلة موازنة القدرة الحرارية التالية :

$$H = Rs\,(1 - r)\,(0.18 + 0.55\,n/N) - \gamma\,ta^4\,(0.56 - 0.08\sqrt{ed})\,(0.1 + 0.90\,n/N) \quad (١٦-٣)$$

Rs : قيمة انكوت للاشعاعات الشمسية قصيرة الموجة ، وإشعاعات السماء عند قمة الغلاف الغازي وتؤخذ من جداول ميتيورولوجية حسب الوقت ودرجة العرض ، وتقدّر بالملم/اليوم .

r : معامل انعكاسية سطح المـاء للاشعة الشمسية قصيرة الموجـة ويساوي (٠٫٠٥) .

n : عدد ساعات سطوع الشمس الفعلية .

N : عدد ساعات طول النهار الأقصى .

ta^4 : الإشعاعات النظرية لجسم أسود ، والتي يمكن أن يشعها في حالة انعدام الغلاف الغازي وتؤخذ من جداول معدة حسب درجـة الحرارة ، وتقدر بالملم/اليوم .

γ : ثابت ستيفان ويساوي ٠٫٨١٣ × ١٠-١٠ .

ed : ضغط بخار الماء الفعلي بالمليبار .

E_o : قوة التجفيف الهوائية مقدرة بالملم/اليوم وتحسب من العلاقـة (٣ ــ ١٣) .

٣-٣-٥- تقليل التبخر من السطوح المائية :

هناك العديد من الاجراءات التي يمكن اتباعها لتقليل درجة التبخر من المياه الموجودة في الخزانات المائية ، يتجلى أهمها بما يلي :

١ ــ تخزين المياه ضمن خزانات عميقة سطوحها صغيرة نسبياً ، بمعنى تقليل المساحة المعرضة للعوامل الجوية وزيادة عمق المياه ، لأن سطح المياه الذي يتلقى القدرة الحرارية من الجو سيتبخر وترتفع درجة حرارته بينما تكون المياه العميقة باردة ، وضمن هذا المفهوم فإن خزاناً مائياً ضخماً سيكون مناسباً أكثر من عدة خزانات مائية صغيرة .

٢ ــ إقامة مصدات للرياح ، ويتم ذلك بزراعة الأشجار الطويلة حول الخزانات المائية لاسيما في الجهة التي تهب منها الرياح .

٣ ــ نشر مواد كيمائية معينة أو أحماض دهنية « Fattyacids » لتشكيل غشاء رقيق فوق سطح الماء . يستخدم عادة مواد كيمائية وحيدة الجزيء مثل سيتايل الكحول Cetyl alcohol ($C_{16}H_{33}OH$) ، وتنشر بوساطة قارب فوق سطح الماء ، حيث يتشكل غشاء متصل رقيق سماكته نحو ٠٫٠١٥ ميكروناً ، يسمح هذا الغشاء بدخول مياه المطر لهذا السطح المائي بينما لا يسمح لجزيئات الماء بالهروب من هذا السطح . يعد هذا الإجراء فعالاً عندما تكون سرعة الرياح قليلة أما عندما تكون الرياح ذات سرعات عالية ، يلاحظ إزاحة هذا الغشاء ، وتجمع المواد الكيمائية عند الضفة المقابلة . أخيراً لابدّ من الإشارة إلى أن هذه الطبقة الرقيقة تمنع تبادل غازي الأوكسجين وثاني أوكسيد الكربون بين سطح الماء والغلاف الجوي المحيط . يحتاج خزان مائي مساحة سطحه هكتار واحد إلى ٢٫٢ كغ من سيتايل الكحول لتغطيته بطبقة رقيقة جداً (سماكتها ٠٫٠١٥ ميكروناً) ، وتعد هذه الطريقة مناسبة للخزانات الصغيرة ومتوسطة الحجم .

٤ ــ السماح بتدفق المياه السطحية الدافئة ، وبالتالي تواجد طبقة سطحية درجة حرارتها منخفضة بغية تقليل درجة التبخر ، ويتم ذلك بتصميم مشاريع تعتمد على استجرار الطبقات المائية السطحية .

٥ ــ تصميم أقنية نقل المياه من هذه الخزانات بحيث تكون مستقيمة قليلة التعرّج ، ومساحة سطح الماء المعرّضة للجو قليلة .

٦ ــ استخدام وسائل ميكانيكية لتغطية سطوح الخزانات المائية مثل رقائق البولوثين .

٧ ــ استخدام طرائق لخزن المياه في خزانات تحت سطحية لأن التبخر من الماء الأرضي أقل من التبخر من المياه الحرة السطحية .

٨ ــ نزع وإزالة الأعشاب والنباتات المحبة للماء التي تنمو على جوانب الخزانات المائيـــة .

٩ ــ تقل درجة التبخر من الخزانات المائية إذا كانت محيطة بأشجار ضخمة أو غابات بسبب برودة البيئة المحلية .

٢ـ١٢ـ٦ـ التبخر من الترب العارية :

يحدث التبخر من التربة من المياه الشعرية التي تحيط بحبيبات التربة ، وتلك التي تملأ الفراغات البينية . ويلاحظ هنا أن جزيئات الماء تواجه صعوبة أكبر في ترك حبيبات التربة والانتقال للجو على شكل بخار ماء بالموازنة مع سطح الماء الحر . لكي تتبخر جزيئات الماء الموجودة في التربة يجب أن تتغلب على المقاومة التي تسببها عملية التجاذب والتلاصق بين حبيبات التربة وجزيئات الماء .

يتم التبخر من سطح الماء الحر بدرجة متناسبة مع الشروط المناخية والطبيعية السائدة ، ومادام المـاء موجوداً لحدوث عمليـة التبخر فـإن فرصـة التبخر Evaporation opportunity حسب رأي هورتون دائماً ١٠٠٪ ، بينما تكون فرص التبخر من الترب العارية دائماً أقل من فرص التبخر من المياه الحرة بسبب عدم وجود تزويد دائم بالماء كي يتبخر خلال فترة زمنية طويلة . بمعنى آخر تكون دائماً فرص التبخر من التربة أقل من ١٠٠٪ ، لذا فإن أهم العوامل المؤثرة في التبخر من الترب العارية تلك التي تؤثر في فرص التبخر .

تعرّف « فرص التبخر » على أنها نسبة التبخر من الترب العارية إلى التبخر من سطوح المياه الحرة :

التبخر الفعلي من التربة العارية
خلال زمن معين

فرص التبخر = ——————————— × ١٠٠ (٣ ـ ١٧)
التبخر من مساحة متماثلة مغطاة بالماء

يستمر التبخر من التربة بدرجة عالية ، ربما تفوق أحياناً درجة التبخر من سطح الماء الحر ، لفترة زمنية طويلة ، ثم تتناقص درجة التبخر حالما يبدأ سطح التربة بالجفاف ، إلى أن يصل معدل التبخر درجة ثابتة ، ويعتمد ذلك على عمق الماء الأرضي وقوام وبناء التربة ، بالإضافة للظروف المناخية السائدة .

٣ـ٣ـ٧ـ العوامل المؤثرة في التبخر من الترب العارية :

تعد العناصر المناخية المؤثرة في التبخر من سطوح المياه الحرة هي المؤثرة في التبخر من الترب العارية طالما أن الماء موجود في التربة بشكل يكفي لتلبية متطلبات الجو التبخرية ، وعندما ينخفض محتوى التربة المائي ، تلعب عوامل أخرى دوراً مهماً في التأثير في التبخر من التربة ، وهذه العوامل هي :

آ ـ محتوى التربة المائي :

يمارس محتوى التربة من الماء دوراً مهماً في التأثير في فرص التبخر من هذه التربة ، ولقد أوضحت نتائج العديد من التجارب أن فرص التبخر ١٠٠٪ بالنسبة للترب المشبعة بالماء (Thornthwaite and Holzman, 1939) حيث يعزى السبب إلى أن سطوح التربة الناعمة الدقيقة تمثل عند إحاطتها بالماء سطوح تبخير أكبر من المساحة نفسها فيما لو كانت سطوحاً مائية حرة . يتناقص التبخر بسرعة مع تناقص محتوى التربة السطحية من الرطوبة ، حيث تمارس رطوبة هذه الطبقة دوراً فاصلاً في التبخر لأنه يمكن أن تكون الطبقة تحت السطحية مشبعة بالرطوبة ، ومع ذلك يلاحظ أن كمية التبخر ضئيلة بسبب الحركة البطيئة للماء باتجاه الأعلى بفعل الخاصية الشعرية .

ب – بنـاء التربـة :

تميل فرص التبخر في المواقع التي لا يمثل فيها التهطال المصدر الرئيس للرطوبة لكي تختلف تبعاً للعوامل المؤثرة في حركة المياه الموجودة في الطبقات تحت السطحية بفعل الخاصة الشعرية . تتأثر عملية صعود المياه إلى سطح التربة بفعل الخاصـة الشعرية بحجم وترتيب حبيبات التربة ، ففي الترب ناعمة القوام يكون صعود الماء كبيراً ويصل مداه لنحو المترين ، أما في الترب خشنة القوام فقد لا يتعدى ذلك بضعة سنتمترات . لذلك يلاحظ أن درجة توصيل الماء للطبقة السطحية المعرضة لفعـل العناصر الجوية من الطبقات تحت السطحية متناسبة مع فعل الخاصة الشعرية ، وبالتالي فإن درجة التبخر هي بدورها متناسبة مع فعل الخاصة الشعرية .

جـ – عمق مستوى المـاء الأرضي :

يؤثر عمق المستوى الذي تتوضع عنده طبقة المياه التحت سطحية الضحلة في فعل الخاصة الشعرية في توصيل المياه للأعلى . فكلما كان هذا المستوى قريباً من السطح كانت عملية توصيل المياه إلى الطبقات السطحية مؤكدة ومستمرة ، وكلما كان عميقاً حدث العكس . يحدد عمق هذا المستوى المجال الذي تصل إليه ميـاه الخاصة الشعرية تبعاً لبناء التربة وقوامها .

د – لـون التربـة :

يؤثر لون التربة في درجة التبخر من خلال تأثيره في كمية القدرة الحرارية الإشعاعية التي تمتصها التربة . وبالتالي تختلف درجة حرارة التربة السطحية تبعاً لاختلاف لونها بسبب اختلاف نسبة الألبيدو . ففي الترب الداكنة يلاحظ أن نسبة الألبيدو قليلة ، وبالتالي كمية الإشعاعات الممتصة كبيرة ، ودرجة حرارتها مرتفعـة ودرجة التبخر فيها عالية . أما في الترب فاتحة الألوان تكون نسبة الألبيدو عالية ، وكمية القدرة الممتصة قليلة ، لذا ففي حال وفرة الرطوبة ستكون درجة التبخر في الترب الداكنة أعلى منها في الترب الفاتحة الألوان .

٣ـ٢ـ٨ـ طرائق قياس وتقدير التبخر من التربة العارية :

تستخدم أجهزة الليزيمترات لقياس التبخر من التربة العارية بتطبيق معادلة الموازنة المائية لهذه الأجهزة (راجع الفقرة ٣ـ٥ت٣ـ١) .

بينما يلاحظ أن طرائق تقدير التبخر من التربة العارية معقدة وصعبة جداً نظراً لتداخل العديد من العوامل المؤثرة في عملية التبخر لاسيما محتوى التربة من الماء ، ودرجة رطوبة أو جفاف الطبقة السطحية ، وعمق المياه الجوفية والمدى الذي تصل إليه فعل الخاصية الشعرية ، ووجود بعض النباتات المتفرقة التي تنمو على هذه التربة ، لقد طورت العديد من العلاقات التجريبية المستخدمة لتقدير التبخر من التربة الزراعية ، وهي نفسها العلاقات المستخدمة لتقدير التبخر ـ النتح الفعلي (راجع الفقرة ٣ـ٥ـ٥) .

٣ـ٤ـ النتـح :

ينتقل الماء من النبات إلى الغلاف الجوي على شكل بخار ، وعلى شكل قطيرات ماء سائلة ، تسمى العملية التي بموجبها يخسر النبات الماء على شكل قطيرات سائلة « الادماع Guttation » بينما تسمى العملية التي ينتقل فيها الماء من النبات للجو على شكل بخار «النتح» حيث يفقد معظم الماء من النبات من خلال المسامات الورقية.

يحتل النتح أهمية هيدرولوجية ، حيث يمثل ذلك الجزء من ماء التهطال الذي يعود ثانية إلى الغلاف الجوي على شكل بخار ماء بعد مروره خلال نظام التربة ـ النبات ـ الجو ضمن الدورة الهيدرولوجية ، وتتعاظم هذه الأهمية في المناطق الرطبة وشبه الرطبة .

٣ـ٤ـ١ـ العوامل المؤثرة في النتح :

تؤثر في عملية النتح عوامل المناخ والتربة والنبات :

أ ـ المنـاخ :

يؤثر المناخ بعناصره المختلفة في عملية النتح ، لاسيما الضوء ، حيث يعزى للضوء الدور الأساسي في عملية افتتاح وانغلاق المسامات النباتية ، ويلاحظ في أغلب الحالات أن المسامات النباتية تنفتح خلال النهار وتنغلق أثناء الليل ، وبالتالي تستمر عملية النتح نهاراً وتتوقف ليلاً . تتلقى الأوراق النباتية الحرارة بوساطة النقل والحمل والإشعاع ، يستهلك قسم منها كحرارة محسوسة في رفع درجة حرارة سطح الأوراق ، ويشع قسم منها ، والقسم المتبقي يستخدم كحرارة كامنة لتبخير الماء من المسامات عن طريق زيادة القدرة الحركية لذريرات الماء ، ورفع قيمة ضغط بخار الماء فيها بالموازنة مع الطبقة الهوائية الرقيقة التي تحيط بها ، حيث تلعب التيارات الهوائية وحركات المزج والاختلاط دوراً في إنقاص ضغط بخار الماء فيها ، وتبعاً لذلك يحدث تدرج قوي في ضغط بخار الماء بين المسامات والهواء المحيط وتزداد بالتالي عملية النتح .

تلعب الرطوبة النسبية دوراً أساسياً في التأثير في كمية النتح ومعدله ، فلدى ازديادها في الجو المحيط يقل تدرّج ضغط بخار الماء ، ويقل النتح ، ولدى انخفاضها يزداد تدرّج ضغط بخار الماء ويزداد النتح ، ويسرّع هذه العملية هبوب الرياح التي تعمل على كنس ذريرات الماء في الطبقة الهوائيه المحيطة بالمسامات وبالتالي ينخفض ضغط بخار الماء في هذه الطبقة بالموازنة مع ضغطه داخل المسامات وتزداد عملية النتح تبعاً لذلك ، بينما يلاحظ أن سكون الهواء يؤدي إلى زيادة محتوى الطبقة الهوائية من بخار الماء وتناقص تدرج ضغط بخار الماء وبالتالي تناقص عملية النتح . يؤثر الضغط الجوي في عملية النتح ، حيث لوحظ أن ارتفاع قيمة الضغط الجوي يؤدي لتقليل معدل النتح نتيجة ازدياد كثافة الهواء الجوي ضمن الطبقة الهوائية المحيطة مما يعرقل عملية انتشار بخار الماء ضمنها (حمزة ، ١٩٧٤) .

ب ـ التربـة :

تؤثر التربة في معدل النتح من خلال كمية الماء الموجودة فيها ، ومن خلال درجة تركيز الأملاح في محلولها ، ودرجة حرارتها بالإضافة إلى درجة تهويتها .

جـ ـ النبـات :

يختلف معدل النتح من نبات لآخر بشكل ضئيل جداً تبعاً للاختلافات في مساحة السطح الكلي للأوراق ، وشكل الجذور ، وتوزعها ، وعمقها ، وسماكة القشيرة على سطح الأوراق ، وحجم المسامات ، وترتيبها ، وتركيبها • كما أن هناك بعض النباتات التي تنفتح مساماتها ليلاً وتنغلق نهاراً (الأناناس) ، وبالتالي فإن معدل النتح من هذه النباتات سيكون قليلاً بالموازنة مع نباتات أخرى •

٣ـ٤ـ٢ـ طرائق قياس النتـح :

هناك العديد من الطرائق المستخدمة لقياس النتح أهمها الطريقة الوزنية والطريقة الحجمية أو طريقة البوتومتر ، حيث يرى بعضهم (Raghunath, 1985) أن هذه الطريقة تعد من أكثر الطرائق شيوعاً وانتشاراً • يستخدم في هذه الطريقة حوض مغلق مملوء بالماء يحتوي على تربة كافية لنمو النبات ، حيث يعرّض النبات فقط للظروف الجوية ، ويضاف الماء بشكل دوري حتى يكتمل نمو النبات • يوزن الحوض في بداية التجربة (W_1) وفي نهاية التجربة (W_2) ، كما يقاس الماء المضاف خلال فترة النمو (W) ، ثم يحسب الماء المنتوح ، أو الماء المستهلك في عملية النتح (W_t) كما يلي :

$$W_t = (W_1 + W) - W_2 \qquad (٣ - ١٨)$$

تعكس قيم النتح هذه شروط التجربة التي تتم عادة في المخبر ، ويجب تعديلها بحيث تتفق مع الظروف الحقلية السائدة •

تعرّف نسبة النتح Transpiration Ratio على أنها النسبة بين وزن المـاء الممتص (خلال النظام الجذري) والمفقود من النبات إلى وزن المادة الجافة المنتجة من النبات (باستثناء وزن الجذور)، ولقد وجد تجريبياً أن قيمة هذه النسبة تتراوح بين ٣٠٠ ـ ٨٠٠ بالنسبة لمعظم النباتات ، بينما تتراوح بين ٦٠٠ ـ ٨٠٠ بالنسبة لنبات الأرز •

٣ـ٥ـ التبخر ـ النتح :

ظهر هذا المصطلح في الثلاثينات من هذا القرن عندما استخدمه لي (Lee, 1934) بشكل مترادف مع مصطلح « الماء المستهلك » ، وعرّفه على أنه « كمية الماء السنوية المستخدمة من قبل النباتات الطبيعية والمزروعة في النتح ، أو في بناء أنسجتها ، يضاف إليها كمية الماء المتبخرة من التربة والثلج المجاور أو من الماء المعترض » . من هذا التعريف يلاحظ أن التبخر ـ النتح يشتمل على الفعل المشترك لعملية التبخر الفيزيائية وعملية النتح الفيزيولوجية اللتين تعنيان انتقال بخار الماء من السطوح الحاوية عليه للغلاف الجوي ، وهذا ينطبق على تعريف هيونام (Hounam, 1971) للتبخر ـ النتح على أنه العملية التي بموجبها ينتقل بخار الماء من السطوح الحاوية عليه للغلاف الجوي » . ورد في معجم المصطلحات الفنية والعلمية المستخدمة في الأرصاد الجوية (WMO-No. 135, 1987) تعريفاً للتبخر ـ النتح على أنه العملية التي تجمع بين التبخر من التربة والنتح الذي يطلقه نبات هذه التربة » .

رأى ريتشي (Ritchie, 1981) أنه من الممكن فصل التبخر والنتح النباتي بشكل منطقي عندما نعرف ذلك الجزء من القدرة الذي يتم اعتراضه من قبل عنصري التربة والنبات . وبالاعتماد على المنطق الوصفي لريتشي رأى كوبر (Cooper, 1983) أن فصل التبخر ـ النتح لمكونيه التبخر والنتح ، أو بالأحرى نسب التبخر إلى النتح يعد العامل الرئيس الذي يؤثر في فعالية كفاية الماء المستخدم في أنظمة الزراعة البعلية .

إن الاختلاف بين العمليتين اللتين يضمهما هذا المصطلح يعود إلى طبيعة السطوح التي يتبخر منها الماء ، وتعبر كلتاهما عن الضياع المائي على شكل بخار ماء للجو في ظل الشروط الطبيعية السائدة سواء أكان ذلك في المناطق المزروعة أم المغطاة بالنباتات الطبيعية ، أو بالغابات كلياً أم جزئياً ، والمهم هنا أن بخار الماء الحاصل ينتج من النباتات وسطوح المياه الحرة وسطح التربة معاً ومن المتعذر جداً الفصل بين مصادر بخار الماء هذه ، لذلك ينظر إلى هذه المصادر ، بالإضافة إلى الجو المحيط ،

على أنها مكونات لنظام أو مفهوم محدد . يقوم هذا النظام أساساً على العلاقة المشتركة بين عوامل أو أنظمة صغيرة : التربة ـ النبات ـ الجو . ومن الواضح أن العلاقة بين هذه العوامل ليست بالبساطة التي تمكن من احتوائها ضمن كل من عملية التبخر الفيزيائية أو عملية النتح الفيزيولوجية منفصلتين ، أو ضمن كلتا العمليتين ، وإن كانتا ترمزان لفعلهما المشترك . إن هذا النظام أوسع من ذلك وأكثر تعقيداً ، وأوسع شمولاً وما الضياع المائي الحاصل على شكل بخار ماء للجو إلا نتاج لما يجري في هذا النظام .

يرى فيهماير (Veihmeyer, 1964) أن مصطلح « التبخر ـ النتح » ومصطلح « الماء المستهلك » غالباً ما يستخدمان بشكل مترادف ، إلا أن استخدام مصطلح « الماء المستهلك » قد يعتريه بعض الالتباس جراء استخدامه من قبل الزراعيين والهيدرولوجيين كل بمفهوم مختلف حيث أن الهيدرولوجيين يستخدمون هذا المفهوم في دراسة الأحواض المائية ، ذلك أن تحويل الماء من حوض أو خزان مائي لآخر ، أو إلى البحر دون المرور بالحالة الغازية هو ماء مستهلك بنظرهم .

٢ـ٥ـ١ـ الأهمية الهيدرولوجية للتبخر ـ النتح :

يعد التبخر ـ النتح أهم عنصر في الدورة الهيدرولوجية (Penman, 1963) . يعد بخار الماء إلى جانب الرياح ، العنصر الأساسي في معظم عمليات تبادل الطاقة ضمن الغلاف الجوي ، وهذه العمليات تمثل المظاهر المناخية التي تربط الأطوار المختلفة للدورة الهيدرولوجية . يعتمد على قيم التبخر ـ النتح في تقدير كمية الفائض أو العجز المائي أو فعالية الأمطار في الأقاليم المختلفة ، إن معرفة هذه المظاهر المائية ، وزمن حدوثها وتردده تعد قرينة قوية لصلاحية المنطقة للاستثمار الزراعي ضمن حدود إمكاناتها المائية . يعوّل على التبخر ـ النتح في تعيين جدوى مشاريع الري الحالية والمستقبلية ، وفي برمجة الري وترشيد استخدام المياه بغية توفيرها والمحافظة على التربة من التدهور والتصحّر .

٣ـ٥ـ٢ـ التبخر ـ النتح الكامن والفعلي :

ظهر مصطلح : التبخر ـ النتح الكامن « Potential Evapo-Transpiration » ويرمز له اختصاراً (PET) لأول مرة في كتابات وأبحاث ثورنثويت Thornthwaite وعرّفه على أنه الضياع المائي الحاصل في حال عدم وجود عجز مائي في التربة كي يستخدمه النبات . بعده عرفه بنمان (١٩٤٨) على أنه الضياع المائي الذي سيحدث من سطح ممتد واسع مغطى بنباتات خضراء قصيرة ، تنمو بشكل فعّال ، تغطي الأرض تماماً ، متماثلة في الإرتفاع ، وليست في عوز للماء . وهذا التعريف يطابق تعريف التبخر ـ النتح الفعلي (AET) طالما شروط (PET) محققة ، وعند اختلال أحد هذه الشروط فإن (AET) هو السائد . تعرض تعريف (PET) لمناقشات طويلة حول مفهومي « نباتات خضراء قصيرة » و « العوز للماء » .

بالنسبة للمفهوم الأول : يرى بنمان (١٩٦٣) أن عبارة نباتات خضراء قصيرة تشمل النباتات المألوفة في المجال الزراعي ومجال البستنة ، غير أن بعض الزراعيين وسّعوا ذلك ليشمل أشجار الغابة . وفي سنة ١٩٧٧ رأى دورينبوس و بيريوت (Doorenbos and Pruitt, 1977) أن ينحصر ذلك بنبات عشبي ارتفاعه من ٧ ـ ١٥ سم ، بينما اشترط صيام (Siam, 1979) أن تكون النباتات المدروسة قصيرة بطبيعتها ، وليست بسبب القص أو الرعي .

أما بالنسبة للمفهوم الثاني ، فقد اشترط تعريف التبخر ـ النتح الكامن وجود كفاية مائية في التربة التي ينمو فوقها النبات، لقد اختلفت تعريف هذه الكفاية من باحث لآخر حتى غدت مسألةمعقدة تباينت الآراء حولها وتناقضت ، حيث يدور الجدل حول نقطتين هما :

ـ في أي مرحلة من مراحل استنفاد ماء التربة المتاح يتدنى التبخر ـ النتح الفعلي عن الكامن ؟

ـ كم يستهلك أو يستنفد من الماء الموجود في التربة خلال هاتين المرحلتين قبل أن يتوقف نمو النبات نهائياً ؟

يمكن تلخيص الطروحات التي دارت حول مفهوم « الكفاية المائية » بعدة اتجاهات هي :

الاتجاه الأول : ويقول إن التبخر ـ النتح الكامن مستقل عن رطوبة التربة طالما ظل محتواها من الرطوبة فوق نقطة الذبول الدائمة .

الاتجاه الثاني : يقول إن الماء الموجود ضمن مجال الجذور « الماء المتاح » بالإضافة إلى ٤ر٢٥ ملم من الماء ترد هذا المجال من المجال الواقع دونه يتم استنفادها بدرجة كامنة .

الاتجاه الثالث : يتم التبخر ـ النتح بدرجة كامنة عندما تكون التربة في مرحلة السعة الحقلية وحتى استنفاد ٣٠ ملم ، وبعدها يتدنى (AET) عن (PET) وفق علاقة خطية .

الاتجاه الرابع : ربط هذا الاتجاه الحد الذي يتدنى عنده (AET) عن (PET) بالشروط المناخية السائدة ، وبدرجة التبخر ـ النتح الكامن الجوية ، ووضعت أشكال بيانية لذلك .

الاتجاه الخامس : تتدنى درجة (AET) عن (PET) عند استنفاد حد معين من الماء المتاح وحدد هذا الحد بـ ٥٠٪ من الماء المتاح (Doorenbos et al, 1986) ومن ٧٥ ـ ٨٠٪ (Ritchie, 1981) و ٦٨٪ (Slam, 1979) و ٦٧٪ (الشاعر ، ١٩٨٥) و ٧٦٪ (الشاعر ، ١٩٨٩) ، حيث تختلف هذه القيم حسب نوع النبات والتربة ودرجة التبخر ـ النتح الكامن الجوية ، وطبيعة التجارب ودرجة دقتها .

وفي ختام هذه المناقشة يمكننا أن نعرف التبخر ـ النتح الكامن على أنه « الضياع المائي على شكل بخار ماء ، الحاصل تحت تأثير قوة التبخير الجوية

من النباتات الخضراء طبيعياً ، التي تغطي تماماً سطح الأرض ، وتنمو بنشاط ، غير مقصوصة أو مرعية ، متماثلة في الارتفاع وهناك كفاية مائية في التربة التي تنمو فوقها كي تستخدمها في جميع الأوقات » .

٣-٥-٣- طرائق قياس التبخر - النتح الكامن والفعلي :

مهما يكن شكل الخلاف في جعل طريقة الموازنة المائية من طرائق القياس المباشرة أو غير المباشرة ، فذلك لن ينقص من قيمتها كطريقة نظامية ، وكمعيار لمعايرة وتحديد دقة الطرائق المستخدمة في تقدير التبخر - النتح .

عادة ما تأخذ معادلة الموازنة المائية الشكل التالي :

$$ET = (SM_{i-1} + P_i + R_i) - (SM_i + D_i + u_i) \quad (٣-١٩)$$

حيث :

ET : التبخر - النتح ، وتشير إلى (PET) عندما تكون الشروط محققة ، وإلا فهي تشير إلى (AET) .

SMi : رطوبة التربة المقيسة في الفترة الحالية .

i-1 : زمن القياس السابق .

Pi : كمية التهطال فيما بين زمني القياس .

Ri : كمية الماء التي تمتصها الجذور من الماء الأرضي المرتفع حال وجوده فيما بين فترتي القياس .

Di : كمية الماء المفقودة بوساطة التصريف إلى ما دون مجال انتشار الجذور ، إلى الماء الأرضي فيما بين فترتي القياس .

ui : الجريان السطحي فيما بين فترتي القياس .

يمكن أثناء التطبيقات العملية لهذه المعادلة إهمال بعض العناصر والتأكيد على بعضها وفقاً للشروط الطبيعية السائدة وبخاصة طبيعة التربة وميلان سطحها ، وفيما إذا كانت تطبق في الحقول الطبيعية أم في الليزيمترات . ومما لاشك فيه أن دقة قياس التبخر ـ النتح تتعلق أساساً بدقة قياس أو تقدير مكونات المعادلة الأخرى (الوارد المائي ، التصريف ، الجريان السطحي ، رطوبة التربة) .

تستخدم هذه المعادلة لقياس التبخر ـ النتح الكامن « PET » عندما تكون شروطه محققة ، والفعلي « AET » عند اختلال أحد شروط « PET » ، وغالباً ما تطبـق في الليزيمترات Lysimeters أو في الحقول المزروعة ضمن مساحات اختباريـة .

٣ـ٥ـ٣ـ١ـ الليزيمترات :

هي أحواض معدنية مغلقة من القعر ، أسطوانية ، أو مستطيلة ، أو مربعة الشكل ، تغرس في التربة بطرائق مختلفة ، وتملأ بالتربة الحقلية بترتيب يشبه وضع التربة الطبيعي في المكان الذي تغرس فيه . تظل حوافها بارزة بضعة سنتمترات فوق سطح التربة تزرع بالنبات المزروع نفسه في الحقل ، ولها عدة أنواع . ونظراً لأن الماء لا يدخل لهذه الليزيمترات إلا من الغلاف الجوي أو من السقاية ، فإنه بالإمكان قياس كمية الماء الواردة سواء من التهطال « P » أو من السقاية . وبسبب جوانبها البارزة ، فإن كمية الماء المفقودة بوساطة الجريان السطحي « u » معدومة . كما أن تأثير الماء الأرضي « R » في رطوبة التربة للمجال الجذري معدوم بسبب القعر المغلق . يمكن قياس كمية الماء المصرفة « D » في بعض الليزيمترات ، لذا يمكن تعديل معادلة الموازنة المائية (٣ ـ ١٩) لتلائم الليزيمتر كما يلي :

$$ETi = SM_{i-1} + Pi - (SMi + Di) \qquad (٣ - ٢٠)$$

حيث (SM_{i-1} و SMi) هما رطوبة التربة السابقة والحالية ، وتقاس في الليزيمتر الموزون والهيدروليكي بفرق الوزن ، أو في الليزيمترات غير الموزونة

باستخدام أحد أجهزة قياس رطوبة التربة (طريقة التجفيف ، التنسيومتر ، جهاز قياس الرطوبة النتروني) وهناك نماذج أخرى مثل الليزيمترات غير الموزونة التي يحافظ فيها على رطوبة التربة عند مرحلة السعة الحقلية ، أو عند حد ثابت لمستوى الماء ، وتكون قيمة التبخر ـ النتح بمثابة الفرق بين كمية الماء المضافة للوصول إلى هذا الحد وكمية الماء المصرّفة .

٣ـ٥ـ٣ـ٢ـ الحقول الطبيعية :

تعد هذه الطريقة ، رغم صعوبتها ، الطريقة الواقعية لقياس التبخر ـ النتح عندما تشكل التربة المدروسة وحدة مساحية متكاملة ، والماء الأرضي عميق بحيث لا يؤثر في تقلبات رطوبة التربة ضمن المجال الجذري . هناك شروط محددة في مواقع الاختبار (المكررات) المستخدمة في قياس التبخر ـ النتح حددها دونين و ويستكوت (Doneen and Westcot, 1984) : يجب أن يكون قطاع التربة متماثل القوام لحد ما حتى نهاية مجال انتشار الجذور ، وبالنسبة للأشجار يجب أن يكون عمق التماثل حتى ٣ م أو أكثر ، وتركيز الأملاح أقل من ٤ ميلي موز/السم، ويجب أن يكون موقع الاختبار جزءاً من حقل واسع كبير ، وأن يكون ممثلاً بشكل جيد لهذا الحقل . ويساعد انخفاض مستوى الماء الأرضي على نجاح القياسات .

٣ـ٥ـ٤ـ تقدير التبخر ـ النتح الكامن :

نظراً للصعوبات التي ترافق عملية قياس التبخر ـ النتح الكامن ، عمد الباحثون إلى إيجاد طرائق لتقديره . تعددت هذه الطرائق وتنوعت ، ويمكن حصرها ضمن مجموعتين :

١ ـ تقدير « PET » باتباع العلاقات المناخية .

٢ ـ تقدير « PET » من خلال استخدام قياسات أحواض وأجهزة التبخر كقرينة أو دليل .

٣ـ٥ـ٤ـ١ـ العلاقات المناخية المستخدمة لتقدير التبخر ـ النتح الكامن :

بعد اقتراح ثورنثويت لمفهوم التبخر ـ النتح الكامن (١٩٤٤) ظهرت العديد من العلاقات المناخية لتقديره ، وتناولت هذه العلاقات وتعددت وتنوعت ، بعضها يعتمد على مبدأ توازن القدرة الحرارية (الإشعاعية) وبعضها الآخر اعتمد المعادلات الايروديناميكية ، أو قوة التبخير الهوائية (رايدر ، ١٩٥٤ ـ دياكسون وسوانيبالك، ١٩٥٥) ، كما برزت المعادلات التركيبية التي تجمع بين هذين المفهومين (بنمان ، ١٩٤٨ ـ فرتسون ، ١٩٥٢ ـ ماك لوري ، ١٩٦٠ ـ تنر ، ١٩٦٠) كما برزت المعادلات التحليلية (بنمان وسكوفيليد ، ١٩٥١ ـ مونتيث ، ١٩٦٥) والعلاقات التجريبية (ثورنثويت ، ١٩٤٨ ، ـ بلاني وكريدل ، ١٩٥٤) ، بعدها ظهرت علاقات جديدة وتعديلات كثيرة لعلاقات قديمة ، بحيث يجد الباحث نفسه أمام عدد كبير من العلاقات ، ويعاني صعوبة في الاختيار ، حيث تتدخل عوامل عديدة أهمها : دقة العلاقة ، بساطتها ، توافر البيانات المناخية لتطبيقها ، صفتها التجريبية ، قيم ثوابتها التجريبية ، نتائج استخدامها ، وبشكل عام فإن استخدام أي من هذه العلاقات في مواقع مغايرة للمواقع التي اشتقت منها لن يكون مضموناً إلا إذا تأكدت صلاحيتها من خلال تجارب حقلية اشتقت خلالها قيم محلية لثوابت هذه العلاقة . ومن هذه العلاقات ما يلي :

أ ـ علاقة ثورنثويت :

وضع ثورنثويت (١٩٤٨) علاقة تجريبية أساسها درجة الحرارة ، تأخذ هذه العلاقة الشكل التالي :

$$PET = 16 \left(\frac{10\ t}{I} \right)^{a} . b \qquad (٣ - ٢١)$$

حيث : (PET) تشير إلى التبخر ـ النتح الكامن بالملم/الشهر ، و (t) متوسط درجة الحرارة الشهرية بالمئوية ، أما (I) فيشير إلى المعامل الحراري لإثني عشر شهراً ويساوي :

$$I = \sum_{n=12}^{n} i \qquad (٣ - ٢٢)$$

$$i = (T / 5)^{1.514} \qquad (٣ - ٢٣)$$

حيث : i المعامل الحراري الشهري ، و T متوسط درجة الحرارة الشهرية ، وأخيراً a ثابت ، و b ثابت يتعلق بطول عدد ساعات سطوع الشمس ويؤخذ من جداول حسب الشهر وخط العرض ، وهناك جداول وأشكال أعدت لحساب قيمة d .

ب ـ علاقة بنمان :

تأخذ علاقة بنمان الشكل التالي :

$$PET = Eo \cdot F \qquad (٣ - ٢٤)$$

حيث : « PET » التبخر ـ النتح الكامن (ملم ، سم/يوم) ، و « Eo » قيمة التبخر من سطح الماء الحر (ملم/يوم) المحسوب بالعلاقة (٣ ـ ١٤) ، و F معامل تعديل أو إنقاص أو تحويل التبخر من سطح الماء الحر إلى ما يقابله من التبخر ـ النتح الكامن ، وتختلف قيمته حسب الفصول لتساوي ٦ر٠ ، ٧ر٠ ، ٨ر٠ خلال فصل الشتاء ، فترة الاعتدالين ، فصل الصيف على التوالي بالنسبة لبريطانيا . لقد عزا بنمان اختلاف قيم « F » إلى اختلاف طول النهار في الفصول ، لذا اقترح قيمة ثابتة (٧ر٠) في المنطقة الاستوائية حيث طول النهار واحد طوال العام . لقد كشف وارد (١٩٧٤) عن وجود صعوبة في استخدام القيم التي اشتقها بنمان للمعامل « F » في مناطق أخرى من العالم إلا إذا كان مناخها مماثلاً أو مشابهاً لمناخ بريطانيا . وفي دراسة تطبيقية وجد الشاعر (١٩٨٩) أن قيمة الثابت بالنسبة للمناطق الجافة وشبه الجافة هي : ٥٧ر٠ ، ٧٤ر٠ ، ٨٢ر٠ خلال فصل الشتاء ، الاعتدالين ، فصل الصيف على التوالي .

ناقش العديد من المختصين فكرة هذا الثابت ، ورأى بعضهم (مونتيث ، ١٩٥٩) أن اختلاف قيمته فصلياً يرتبط بالاختلاف في قيمة الألبيدو بين سطح الماء وسطح العشب الأخضر واقترحوا إمكان الاستغناء عنه في علاقة بنمان إذا ما جعلت قيمة الألبيدو (r) بمعادلة موازنة القدرة الحرارية (٣ ــ ١٦) تساوي البيدو العشب والمحاصيل الزراعية الخضراء .

ج ــ تعديل مونتيث لعلاقة بنمان :

وجد مونتيث (١٩٥٩) أن قيمة الألبيدو بالنسبة لسطح الماء (٠٫٠٥) وللغطاء العشبي الأخضر القصير (٠٫٢٥) لذلك رأى أن تكتب معادلة موازنة القدرة الحرارية بعلاقة بنمان كما يلي :

$$H_T = 0.75\ R_t - R_n \qquad (٣ - ٢٥)$$

H_T : صافي القدرة الإشعاعية الواصلة لسطح الغطاء العشبي ملم/اليوم أو حريرة/السم^2/اليوم .

وتستخدم هذه المعادلة في علاقة بنمان عندما تستخدم لحساب التبخر ــ النتح الكامن مباشرة من الغطاء العشبي دون حسابه من سطح الماء .

وقد كان مونتيث من اقترح بأن يكون ثابت جريان الرياح (u) في معادلة قوة التجفيف الهوائية « ١ » عوضاً عن « ٠٫٥ » عندما تستخدم علاقة بنمان لتقدير التبخر ــ النتح من النبات لأن ذلك يأخذ في الحسبان أثر خشونة السطح النباتي في جريان الرياح ، وقد وافق بنمان (١٩٦٣) على تعديل مونتيث ، غير أنه أكد على ضرورة إعطاء قيمة « ٠٫٥ » لثابت جريان الرياح عندما تستخدم معادلته لحساب التبخر من سطح الماء « Eo » .

لذا تأخذ علاقة بنمان وفق تعديل مونتيث الشكل التالي :

$$PETm = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} H_r + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \qquad (٣ - ٢٦)$$

$$H_r = 0.75\ R_t - R_n \qquad (٣ - ٢٧)$$

$$E_a = 0.262\ (e_a - e_d)\left(1 + 0.62\ \frac{u_s}{100}\right) \qquad (٣ - ٢٨)$$

د ـ تعديل توم وأوليفر لعلاقة بنمان :

عدّل توم وأوليفر (١٩٧٧) معادلة قوة تجفيف الهواء (٣ ـ ١٣) بعلاقة بنمان ، بحيث يمكن الاعتماد على القياسات المناخية ، بالإضافة لقيم المقاومة السطحية ، والتي تحسب عادة لشهر أو أكثر . وجد توم وأوليفر أن معادلة قوة تجفيف الهواء في علاقة بنمان (٣ ـ ١٣) يمكن أن تأخذ الشكل التالي :

$$E_a = m\ E_a = \frac{0.262\ (e_a - e_d)\ (1 + 0.62\ u_s / 100)}{[\ L_n\ (Z/Zo)\ ]^2} \qquad (٣ - ٢٩)$$

Z : الارتفاع الذي تقاس عنده سرعة الرياح (٢ م) .

Zo : طول عامل الخشونة ويحسب من العلاقة التالية :

$$Zo = 0.10\ h \qquad (٣ - ٣٠)$$

h : ارتفاع النبات بالسم .

وقد اقترحا أن تكون علاقة بنمان كما يلي :

$$PET = \Delta H + m\ \gamma\ E_a / \Delta + \gamma\ (1 + r_s/r_a) \quad (٣١ - ٣)$$

حيث :

$$r_s / r_a = n = 1.4 \quad (٣٢ - ٣)$$

$$m = 2.5 \quad (٣٣ - ٣)$$

r_a : مقاومة انتقال بخار المـاء من (Z_1) « مستوى ضمن النباتات تكون فيه سرعة الرياح صفراً » إلى (Z_2) « ارتفاع كشك الرصد الجوي » ثا/م .

r_s : مقاومة المسامات لخروج بخار الماء منها ، ثا/م .

وبالتعويض يأخذ تعديل توم وأوليفر لعلاقة بنمان الشكل التالي :

$$PET = \Delta H + 2.5\ \gamma\ E_a / (\Delta + \gamma)\ 2.4 \quad (٣٤ - ٣)$$

٥- علاقة بريستلي وتيلر لتقدير التبخر - النتح الكامن :

طو ر بريستلي وتيلر (١٩٧٢) علاقة لتقدير (PET) من السطوح المشبعة بالماء في حال غياب حركات النقل الحراري الأفقي كما يلي :

$$PET = \alpha\ [\ \Delta / \Delta + \gamma\ ]\ (H - G) \quad (٣٥ - ٣)$$

G : التدفق الحراري في التربة ، ويساوي الصفر عند استخدام هذه العلاقة ليوم أو أكثر .

α : عامل تناسبي ثابت ويساوي ١٫٢٦ .

٣ـ٥ـ٤ـ٢ـ استخدام قياسات حوض تبخر مكتب الطقس الأمريكي نموذج « A » كقرينة لحساب PET :

أوضحت العديد من الدراسات أنـه بالإمكان استخدام قياسات أحواض التبخر ، وقياسات أجهزة التبخر كقرينة أو دليل لحساب التبخر ـ النتح الفعلي والكامن . يُعدّ حوض تبخر مكتب الطقس الأمريكي نموذج « A » بمثابة جهاز معياري لقياس درجة التبخر ، ولقد استخدمت قياساته على نطاق واسع في التخطيط الزراعي والهيدرولوجي ، كما عُدّ هذا الحوض من قبل منظمة الأرصاد الجوية العالمية والاتحاد العالمي للهيدرولوجيا التطبيقية بمثابة أداة قياس مرجعية .

توضح قياسات الأحواض الارتباطات القوية مع كمية الماء المتبخرة من النباتات في المنطقة نفسها ، كما تزودنا بتقديرات للتأثير المتكامل للعناصر المناخية المؤثرة في عملية التبخر من سطح الماء الحر ، وبصورة مشابهة فإن النباتات تستجيب لتأثير هذه المتغيرات المناخية (دورينبوس وبيريوت ، ١٩٧٧) . تتبع عدة طرائق للحصول على قيم « PET » من قياسات هذا الحوض ، حيث اقترح بعضهم علاقات تجريبية بالاعتماد على قوة التجفيف الهوائية، بينما عمد بعضهم الآخر إلى إيجاد علاقة ارتباط بين تبخر الأحواض وقياسات العناصر المناخية . بينما لوحظ في السنوات الأخيرة أن قياسات هذه الأحواض قد ووزنت مع قيم التبخر ـ النتح المقيس خلال دورة نمو المحاصيل ، واشتقت العديد من القيم التجريبية حسب مراحل النمو الفينولوجية لهذه المحاصيل بغية استخدامها في حساب كمية الاستهلاك المائي للمحاصيل النباتية في المنطقة . كما اشتقت قيم تجريبية فصلية بالموازنة مع قيم التبخر ـ النتح الكامن المقيس (الشاعر ، ١٩٨٥) .

اقترح دورينبوس وبيريوت (١٩٧٧) طريقة جديدة للحصول على قيم التبخر ـ النتح الكامن من قياسات هذه الأحواض ، حيث أكد أنه عندما يكون موقع الحوض مناسباً ، وتكون الشروط والظروف البيئية المحيطة بالحوض مناسبة ، فإن استخدام الأحواض لتقدير التبخر ـ النتح الكامن لمدة عشرة أيام أو أكثر يعطي نتائج مقبولة واقترحا العلاقة التالية :

$$PET_A = K_p \cdot E_p \qquad (٣٦ - ٣)$$

E_p : قيم التبخر المقيس من حوض التبخر « A » .

K_p : معامل تحويل ويعتمد على المناخ السائد (الرطوبة النسبية ، سرعة الرياح) والوسط المحيط بالحوض (غطاء عشبياً ، أرض بور) والجدول (٣ ــ ١) يوضح قيم هذا المعامل .

٣ــ٥ــ٥ــ طرائق تقدير التبخر ــ النتح الفعلي « AET » :

استخدم مفهوم التبخر ــ النتح الكامن كقرينة لتقدير التبخر ــ النتح الفعلي منه ، وذلك من خلال قيم تجريبية ترتبط بحالة السطح المدروس ومدى وفرة الماء ، حيث يتم تقديره وفق العلاقة التالية :

$$AET = PET \cdot K_c \qquad (٣٧ - ٣)$$

K_c : عامل يخص النبـات المدروس ، وتختلف قيمته حسب النوع النباتي ، كما تختلف قيمته خلال فترة نمو المحاصيل النباتية ، تبدأ قيمته أقل من الواحد الصحيح بكثير بعد الإنتاش وترتفع بالتدريج لتصل الواحد عند اكتمال التغطية النباتية ، ومن ثم تبدأ بالانخفاض مع نضوج المحصول ، للاطلاع على قيم (K_c) يمكن العودة إلى القيم التي وضعها دوريئبوس وبيريوت (١٩٧٧) .

طوّرت العديد من العلاقات التركيبية لتقدير التبخر ــ النتح الفعلي ، تضمن معظمها معادلة موازنة القدرة مع معادلتي تدفق الحرارة الكامنة والمحسوسة ، بالإضافة إلى عاملي مقاومة السطح ، والمقاومة الايروديناميكية اللذين إمّا أن يتم قياسهما مع ما يرافق هذا القياس من صعوبات ، أو يتم تقديرهما من شبه علاقات تربط هذه المقاومات بالعوامل النباتية والبيئية أو التربية .

طوّر ريجتما وأبو خـالد (Rijtema and Abou Khaled, 1975) علاقـة لتقدير التبخر ــ النتح الفعلي ، حيث يفترض عند حساب قيم التبخر ــ النتح الفعلي

جدول رقم (٣ - ١) يوضح قيم عامل التعديل «Kp» لتحويل قراءة الحوض إلى ما يقابلها من التبخر - النتح الكامن (مأخوذة عن دوريبوس وبيريوت).

حوض التبخر نموذج A	الحالة آ				الحالة ب			
	الحوض محاطاً بغطاء عشبي أخضر قصير				الحوض محاطاً بأرض بور جافة			
		منخفضة	متوسطة	عالية		منخفضة	متوسطة	عالية
الرطوبة النسبية٪		<٤٠٪	٧٠-٤٠	>٧٠		<٤٠	٧٠-٤٠	>٧٠
سرعة الرياح كم / اليوم	المسافة بين الحوض والغطاء العشبي من جهة ورود الرياح	Kp*			طول المسافة للأرض الجافة من جهة ورود الرياح	Kp		
خفيفة أقل من (١٧٥)	٠	٠,٥٥	٠,٦٥	٠,٧٥	٠	٠,٧	٠,٨	٠,٨٥
	١٠	٠,٦٥	٠,٧٥	٠,٨٥	١٠	٠,٦	٠,٧	٠,٨
	١٠٠	٠,٧	٠,٨	٠,٨٥	١٠٠	٠,٥٥	٠,٦٥	٠,٧٥
	١٠٠٠	٠,٧٥	٠,٨٥	٠,٨٥	١٠٠٠	٠,٥	٠,٦	٠,٧
معتدلة ١٧٥-٤٢٥	٠	٠,٥	٠,٦	٠,٦٥	٠	٠,٦٥	٠,٧٥	٠,٨
	١٠	٠,٦	٠,٧	٠,٧٥	١٠	٠,٥٥	٠,٦٥	٠,٧
	١٠٠	٠,٦٥	٠,٧٥	٠,٨	١٠٠	٠,٥	٠,٦	٠,٦٥
	١٠٠٠	٠,٧	٠,٨	٠,٨	١٠٠٠	٠,٤٥	٠,٥٥	٠,٦

*عندما يحيط بالحوض مساحة شاسعة، عرداء، ولاتوجد محاصيل زراعية، ينقص عامل التعديل "Kp" (٢٠٪) عندما تسود رياح حارة، ومن ٥ - ١٠٪ عندما تكون الرياح والرطوبة والحرارة معتدلة.

تابع جدول رقم (٣ - ١) يوضح قيم عامل التعديل «Kp» لتحويل قراءة الحوض الى ما يقابلها من التبخر - النتح الكامن (مأخوذة عن دوريتوس وبرايت).

حوض التبخر نموذج A	الحالة (أ)				الحالة ب			
قوية ٤٢٥ - ٧٠٠		٠,٤٥	٠,٥	٠,٦		٠,٦	٠,٦٥	٠,٧
	١٠	٠,٥٥	٠,٦	٠,٦٥	١٠	٠,٥	٠,٥٥	٠,٦٥
	١٠٠	٠,٦	٠,٦٥	٠,٧	١٠٠	٠,٤٥	٠,٥	٠,٦
	١٠٠٠	٠,٦٥	٠,٧	٠,٧٥	١٠٠٠	٠,٤	٠,٤٥	٠,٥٥
قوية جدا أكبر من (٧٠٠)		٠,٤	٠,٤٥	٠,٥	٠	٠,٥	٠,٦	٠,٦٥
	١٠	٠,٤٥	٠,٥٥	٠,٦	١٠	٠,٤٥	٠,٥	٠,٥٥
	١٠٠	٠,٥	٠,٦	٠,٦٥	١٠٠	٠,٤	٠,٤٥	٠,٥
	١٠٠٠	٠,٥٥	٠,٦	٠,٦٥	١٠٠٠	٠,٣٥	٠,٤	٠,٤٥

(AET) أن قيمته تساوي (PET) حتى يتم استنفاد الجزء (P) « يقدّر بـ ٥٠٪ من الماء المتاح ضمن المجال الجذري » من الماء المتاح (S_a) خلال المجال الجذري « D » .

بالنسبة لأي نبات ، فإن قيمة (AET) تقدّر بمتطلبات التبخر للغلاف الجوي المحيط عندما يكون محتوى التربة كافياً إلى الحد الذي لا يقيد التبخر ـ النتح ، وعندما يتدنى « P » من محتوى التربة المائي الاجمالي المتاح (DS_a) عن حد معين (٥٠٪ منه) فإن (AET) سوف يتدنى عن (PET) وقيمة (AET) تعتمد حينئذ على محتوى التربة المائي المتبقي وعلى درجة (PET) الجويّة نفسها ، في مثل هذا الافتراض تستخدم العلاقة التالية :

$$AET = PET = -dst \cdot D / dt \qquad (٣٨ - ٣)$$

$$St.D \geq (1 - P)\ S_a \cdot D \qquad (٣٩ - ٣)$$

$$AET = [(st.D) / (1 - P)\ S_a \cdot D] \cdot PET = -dst \cdot D / dt \qquad (٤٠ - ٣)$$

$$St.D \leq (1 - P)\ S_a \cdot D \qquad (٤١ - ٣)$$

حيث :

$S_a . D$: إجمالي الماء المتاح خلال المجال الجذري D .

$St . D$: الماء المتاح عند الزمن t خلال المجال الجذري D .

P : الجزء من الماء المتاح الذي عنده (AET = PET) .

بالتوحيد بين العلاقتين (٣ ـ ٣٨) و (٣ ـ ٤٠) :

$$AET = \frac{S_a \cdot D}{t} \left[1 - (1 - P)\, e^{-\frac{PET \cdot t}{(1-P) S_a . D} + \frac{D}{1-P}} \right] \qquad (٤٢ - ٣)$$

للاستزادة حول هذه العلاقة يمكن العودة إلى (FAO No. 33, 1986) .

٣-٦- الترشيح :

يحتل الترشيح أهمية هيدرولوجية كبيرة ، فهو يُعدّ جزءاً من الفواقد المائية للأحواض ، كما أن العلاقة بين الترشيح وشدة المطر هي التي تحدد حجم الجريان السطحي أثناء هطول المطر ، ولهذا أهمية بالغة في دراسة السيول والفيضانات والتنبؤ عن إمكان حدوثها .

الترشيح هو دخول الماء إلى التربة بدءاً من سطح الأرض باتجاه الأسفل . يعوّض الماء الراشح العجز في رطوبة التربة ، والباقي الذي يتحرك للأسفل بفعل الجاذبية الأرضية يدعى التسرب العميق « Deep Seepage » أو الرشح (Percolation) حيث يصل إلى الماء الأرضي (Show, 1983 - Raghunath, 1985)

تعرّف سعة الترشيح « Infiltration Capacity » التي يرمز لها (f_p) بأنها المعدّل الأقصى الذي يحدد قابلية التربة ، تحت أي ظروف ، لامتصاص الماء . يبدأ ترشيح الماء (f) بمعدل عالٍ (٢٠ ــ ٢٥ سم/سا) ويتناقص إلى أن يصل إلى معدل الحالة الثابتة Steady state rate (f_c) ، ومادام المطر مستمراً ، يطلق على معدل الترشيح تعبير المعدل النهائي Ultimate rate (f_p) ، حيث يتراوح هذا المعدل بين ١٫٢٥ ــ ٢ سم/سا . يوضح الشكل (٣ ــ ٥) الأشكال المختلفة لمعدلات الترشيح .

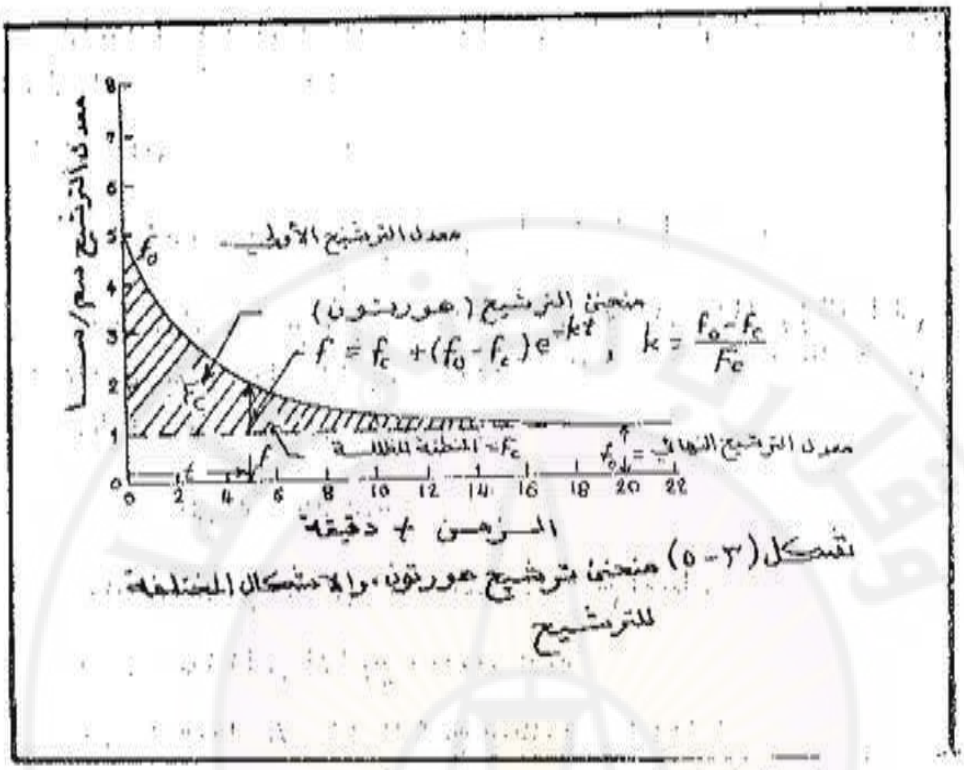
يُحسب معدل الترشيح (f) خلال أي وقت (t) بعلاقة هورتون التالية :

$$f = f_c + (f_o - f_c) e^{-Kt} \qquad (٣ - ٤٣)$$

$$K = f_o - f_c / F_c \qquad (٣ - ٤٤)$$

حيث :

f_o : معدل سعة الترشيح الأولية .



شكل (٣ - ٥) منحنى ترشيح هورتون، والأشكال المختلفة للترشيح

f_c : المعدل النهائي للترشيح عند وصول التربة لمرحلة الإشباع .

K : ثابت يتعلق بالتربة والنبات .

e : أساس اللوغاريتم النابيري أو الطبيعي Napierian log.

F_c : المساحة المظللة في الشكل (٣ ـ ٥) .

t : الزمن منذ بداية العاصفة .

يتم الترشيح بمعدل مكافىء لسعة الترشيح عندما تكون شدة المطر « i » تساوي أو تزيد (f_p) :

$f = f_p$ عندما تكون $i \geq f_p$

أما عندما تكون شدة المطر « i » أقل من سعة الترشيح فإن معدل الترشيح يكون أقل من سعة الترشيح :

إذا كانت $i < f_p$ فـإن $f < f_p$.

عندها يكون معدل الترشيح الفعلي مساوياً شدة المطر « i » •

يعتمد معدل الترشيح على : شدة المطر ، ديمومة المطر ، الطقس (الحرارة) ، مواصفات التربة ، الغطاء النباتي ، استخدامات الأرض ، درجة الابتلال الأولي ، عمق مجال التهوية ، مستوى الماء الأرضي •

٣ـ٦ـ١ـ طرائق تقدير الترشيح :

هناك العديد من الطرائق لتقدير معدل الترشيح أهمها :

١ ـ أجهزة قياس الترشيح Infiltrometers .

٢ ـ استخدام مؤشرات الترشيح Infiltration Indices .

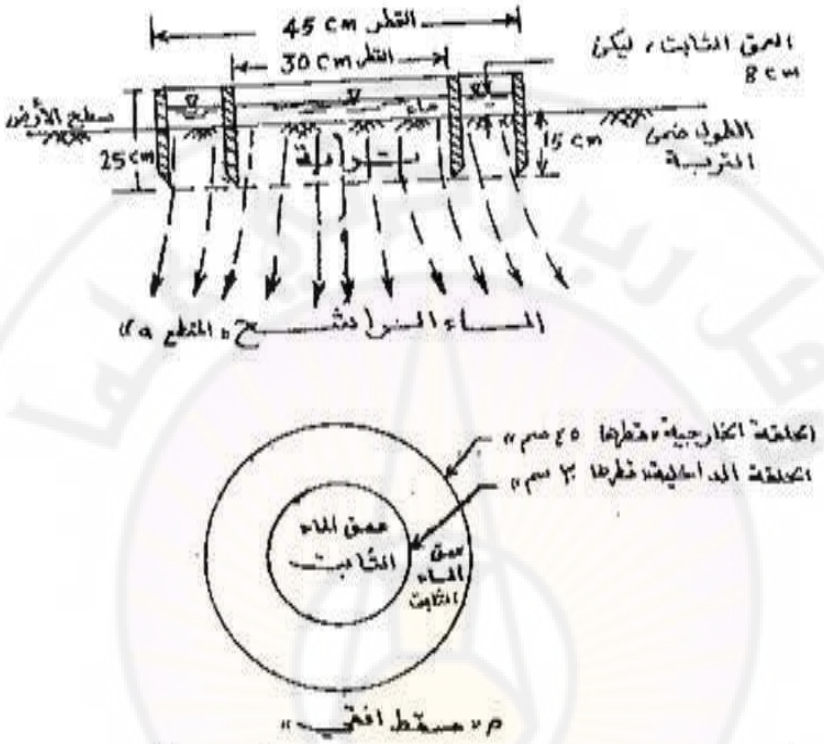
٣ ـ مراقبة مستوى الماء في المساكب والبرك مع اعتبار فواقد التبخر •

٤ ـ استخدام الليزيمتر الصرفي لقياس الماء المرتشح مخبرياً أو في الطبيعة بعد تغطيته لمنع التبخر •

٥ ـ طريقة الترطيب الاصطناعي المتماثل للمساكب في الحقل •

٣ـ٦ـ١ـ١ـ جهاز قياس الترشيح ذو الحافة المزدوجة :

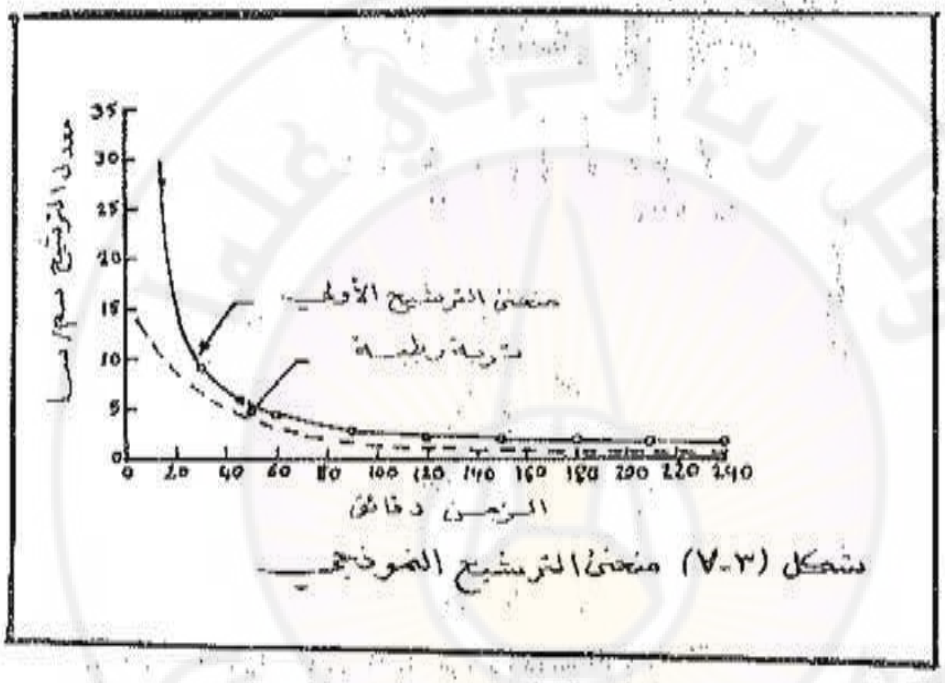
يتكون هذا الجهاز من حلقتين ، أحدهما داخلية بقطر ٣٠ سم ، والأخرى خارجية بقطر ٤٥ سم (شكل ٣ ـ ٦) بارتفاع ٢٥ سم ، تغرس هاتان الحلقتان باستخدام لوح خشبي ومطرقة خفيفة ، بحيث لا يحدث أي تشويه في ترتيب آفاق التربة مع العمق ، حتى عمق ١٥ سم ، ويوضع مقياس للعمق في مركز الاسطوانة



شكل (٣-٦) جهاز قياس الترشيح ذو الحافة المزدوجة

الداخلية ، وفيما بين الاسطوانة الداخلية والخارجية ، بعدها تملأ الحلقتان بالماء حتى العمق المطلوب (٢٫٥ ــ ١٥ سم ــ وكحد أدنى ٥٫٠ سم) ويضبط الوقت تماماً بعد تحديد عمق الماء بوساطة المسطرة المدرجة (المقياس) • يقاس حجم الماء الضروري للمحافظة على مستوى الماء الثابت المحدد في بداية التجربة خلال فواصل زمنية منتظمة بعد مضي وقت معلوم على بداية التجربة وليكن (٥ ، ١٠ ، ١٥ ، ٢٠ ، ٣٠ ، ٤٠ ، ٦٠ دقيقة) حتى مضي ٦ ساعات على بداية القياسات • ثم تسقط

النتائج على محوري الإحداثيات على أساس معدل الترشيح (سم/سا) مقابل الزمن بالدقائق ، كما يلاحظ في الشكل (٣ ــ ٧) • يتمثل الهدف من وضع الاسطوانة الخارجية في إلغاء تأثير أطراف التجربة حيث التربة جافة وبالتالي منع الانتشار الأفقي للماء •



شكل (٣-٧) منحنى الترشيح النموذجي

٣ـ٦ـ١ـ٢ـ مؤشرات الترشيح :

يعبر منحنى الترشيح عادة عن معدل الترشيح (سم/سا) كدالة للزمن ، بحيث تكون المساحة المحصورة بين منحنى المطر ومنحنى الترشيح بمثابة أمطار زائدة للجريان السطحي ، بينما توضح المساحة تحت منحنى الترشيح إلى الضياع المائي بسبب الترشيح • يتم تقدير حجم الجريان السطحي عادة من مساحات كبيرة باستخدام مؤشرات الترشيح التي تفترض ثبات معدل الترشيح خلال فترة دوام

العاصفة المطرية ، بينما يلاحظ في الواقع أن المعدل الحقيقي للترشيح يختلف مع الزمن ، هناك ثلاثة نماذج من مؤشرات الترشيح هي :

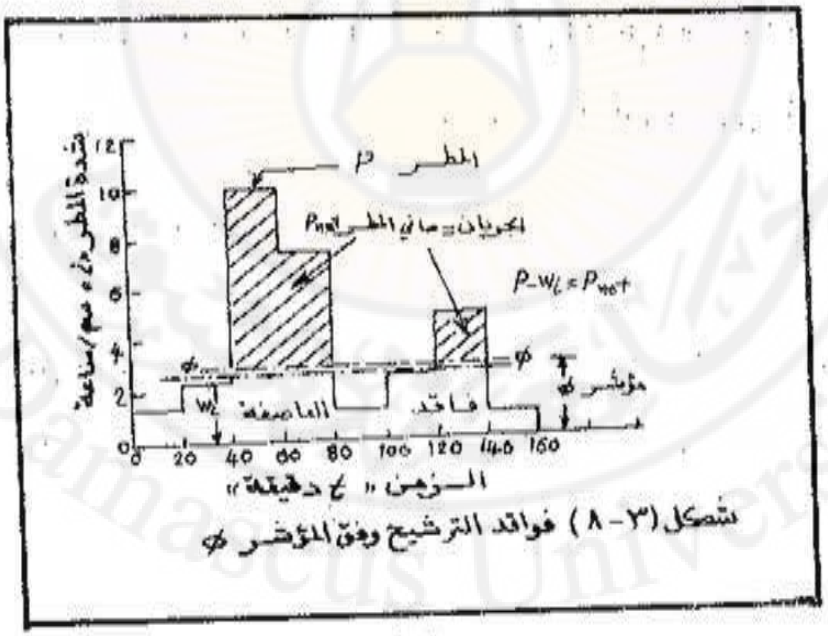
مؤشـر (ϕ) ومؤشـر (W) ومؤشـر (f_{ave}) .

مؤشـر (ϕ) : يعرّف مؤشر (ϕ) على أنه معدل الأمطار فوق الحد الذي يكون عنده حجم المطر يساوي حجم الجريان . يعدّ مؤشـر (ϕ) بسيطاً نسبياً بحيث يعتبر كل الضياع المائي محصوراً بالترشيح .

$$\text{مؤشر } \phi = \frac{\text{تغذية الحوضة المائية}}{\text{ديمومة المطر}} \qquad (٣ - ٤٥)$$

بحيث تكون شدة المطر « i » تفوق مؤشر(ϕ) أثناء العاصفة .

يدعى المنحنى الذي يوضح التوزيع الزمني للمطر الهاطل وفواقد العاصفة المطريـة والفائض المطري (صـافي الأمطـار أو جريان العاصفة) الهيتوغراف Hyetograph ، لذا فإن مؤشر (ϕ) يقسم أمطار العاصفة بين صافي الأمطار وفواقد العاصفة (شكل ٣ ـ ٨) .



شكل (٣ - ٨) فواقد الترشيح وفق المؤشر ϕ

لإنشاء هذا المنحنى يتبع ما يلي :

١ ـ تسقط شدة المطر أثناء العاصفة حسب ساعات السقوط .

٢ ـ بعد معرفتنا لكمية الجريان السطحي يحسب قيمة مؤشر (ϕ) بطريقة المحاولة بحيث نرسم خطاً مستقيماً عند شدة مطرية معينة ، بحيث تكون كمية الأمطار الواقعة أعلى خط مؤشر (ϕ) تساوي كمية المياه الجارية ، ولتوضيح ذلك نورد المثال التالي :

بلغ معدل الأمطار خلال كل ٣٠ دقيقة متتالية لمدة ٣ ساعات كما يلي : ٦ر١ ، ٦ر٣ ، ٥ ، ٨ر٢ ، ٢ر٢ ، ١ سم/سا ، بينما بلغت كمية المياه الجارية ٦ر٣ سم ، أوجد مؤشر (ϕ) .

الحـل :

كمية الأمطار الهاطلة = (٦ر١ + ٦ر٣ + ٥ + ٨ر٢ + ٢ر٢ + ١) ÷ ٢ = ٨ر١ سم

٣ ـ ننشىء منحنى الشدة (خطاً متصلاً) كما في الشكل (٣ ـ ٩) .

٤ ـ لرسم خط مؤشر (ϕ) يراعى أن يكون طول الأعمدة فوق هذا الخط يكافىء ٧ر٢ سم حسب المقياس الشاقولي ، باعتبار أن كمية الهطول هي خلال نصف ساعة ، أو نطبق القانون التالي :

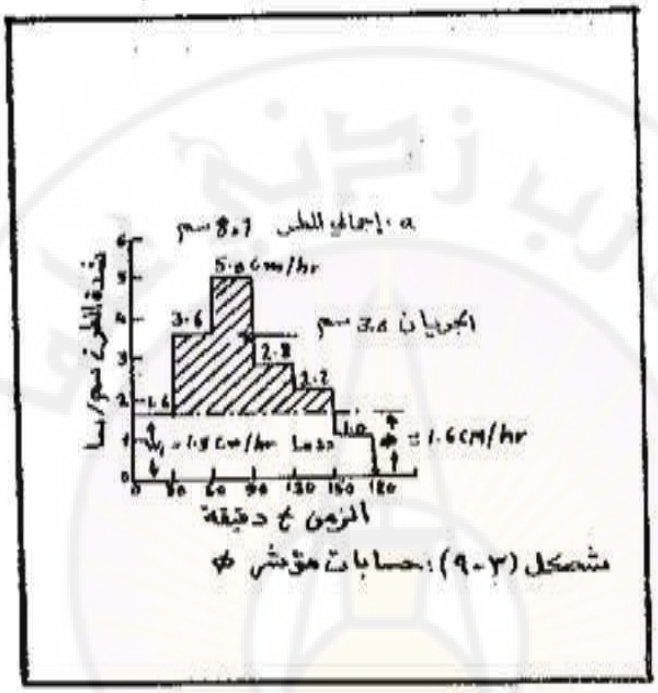
$$\Sigma (i - \phi) t = P_{net} \qquad (٣ - ٤٦)$$

صافي الأمطار أو جريان العاصفة P_{net} = كمية المطر ـ فاقد الترشيح .

$$٣ر٦ = [(٣ر٦ - \phi) + (٥ - \phi) + (٨ر٢ - \phi) + (٢ر٢ - \phi) + (١ - \phi)] \frac{٣٠}{٦٠}$$

ومنـــه ϕ = ١٫٦ سم/سا .

ويوضح الشكل (٣ ــ ٩) هذا المثال .



شكل (٣-٩) : حسابات مؤشر ϕ

٣-٧- التسرب من الأحواض المائية :

عندما يهطل المطر فوق سطح الأرض ، يرشح قسم منه خلال التربة عبر مساماتها وفراغاتها وشقوقها إلى أن يصل إلى طبقة كتيمة قاسية يتجمع فوقها مشكلاً ما يعرف بالماء الأرضي (Ground Water) ويسمى الحد الأعلى الذي يصله هذا المـاء بمستوى المـاء الأرضي . يتحرك المـاء الأرضي أو المـاء تحت السطحي (Sub Surface) أفقياً متتبعاً الميول حتى يصل مجاري الوديان ، أو إلى الأحواض المجاورة ، أو يصرف مياهه إلى البحر فيما إذا كان امتداد الطبقات الحاملة للمـاء

تحت السطحي مستمراً حتى البحر ، تدعى هذه العملية التسرب من أحواض التصريف أو الأحواض المطرية (Waterched Leukage) .

وفي الوقت نفسه يمكن أن يرد لهذا الحوض جريانات مائية ضمنية تحت سطحية من أحواض مائية مجاورة ، أو بعيدة خلال هذه الطبقات ، فيما إذا كان هناك ترابط هيدروليكي ضمني بين هذه الطبقات ، حيث يتدفق الماء خلالها ، وهذا ما يعرف عادة بالتدفق الوارد تحت السطحي • إن التدفق الوارد والخارج (Inflow and Outflow) تحت السطحي يؤدي إلى مشكلات معقدة في دراسات التوازن المائي للأحواض •

Damascus University

الفصل الرابع

الجريان المائي السطحي

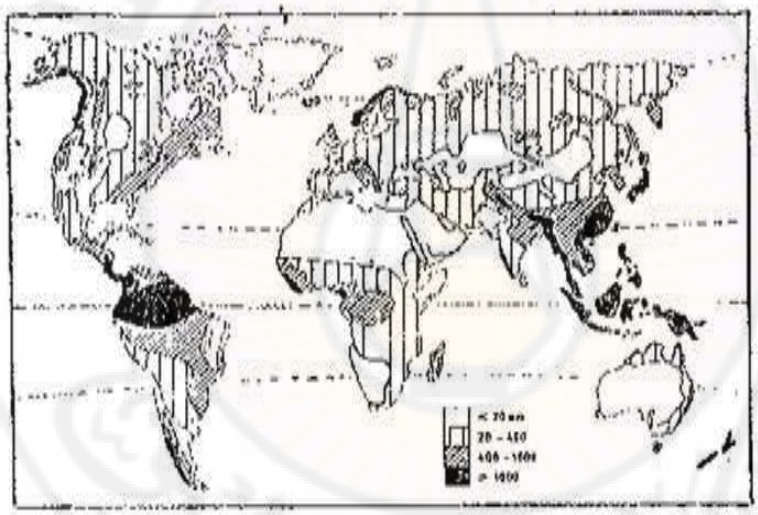
٤-١- المدخل :

يشتمل الجريان المائي « Runoff » أو جريان مياه الوديان « Stream flow » على حركة المياه في مجاريها بفعل قوة الجاذبية الأرضية ، وتختلف هذه الحركة في الحجم من أصغر مجرى مائي تحدثه كمية ضئيلة جداً من المياه على سطح الأرض إلى أكبر الأنهار الموجودة في العالم مثل : النيل والأمازون والكونغو والمسيسيبي. إن الماء الذي يسيل ضمن الجداول الصغيرة والمسيلات المائية والأقنية والممرات والوديان والأنهار ، هو بدوره كمية متبقية تمثل فائض التهطال « P » عن التبخر ـ النتح « ET » بعد حذف كمية المياه المتبقية أو المتجمعة فوق سطح الأرض « So » وتحت سطح الأرض « Su » أي :

$$R = P - (ET + So + Su) \qquad (1-4)$$

يتميز التهطال بعدم انتظامه في المكان والزمان ، كما تختلف كمية الهطول من وقت لآخر ومن مكان لآخر ، لذا يعد الجريان المائي فوق سطح الأرض عاملاً ثابتاً نسبياً بالموازنة مع التهطال . تمثل سعة التخزين الأعظمية للطبقات السطحية الفرق بين كمية التهطال والجريان السطحي (بإهمال التبخر) ، حيث يتم خزن كمية التهطال الزائدة وتصريفها بشكل تدريجي إلى الوديان والمجاري المائية . قدّر ماير (Meyer, 1942) بشكل تقريبي أن سماكة ٣٠ سم من التربة السطحية تحتفظ بكمية من الرطوبة تفوق تلك الموجودة في كل الغلاف الجوي الموجود فوقها .

تتمثل مكونات الجريان المائي كعنصر في الدورة الهيدرولوجية للأحواض بالمياه الفائضة عن التهطال ، بعد أن يفقد قسم منها بالتبخر ـ النتح ، وهنا يجب ألا نغفل عنصر النز أو التسرب تحت السطحي « Seepage » الذي يؤدي لانتقال كميات لابأس بها من المياه من حوضة لأخرى لاسيما عندما توجد صخور تحت سطحية نفوذة للماء ، إلا أن هذا الأمر يمكن إهماله لضآلة حجم الماء المنقول بهذه الآلية • تبعاً لذلك ، يلاحظ على مقياس واسع أن المناخ هو العنصر الأساسي الذي يتحكم بأنظمة الجريان الحوضي على مستوى القارات ، وعلى مستوى العالم • يختلف الجريان ما بين أكثر من ١٠٠٠ ملم في النطاق الاستوائي والسواحل الغربية للقارات في العروض المعتدلة ، إلى أقل من ٢٠ ملم في قلب القارات وأقاليم العروض العليا (شكل ٤ ـ ١) •



شكل (٤-١) : خريطة مبسطة توضح الجريان السطحي على مستوى العالم (عن Lvovitch 1973)

تعد أنظمة الجريان العامة الموضحة في الشكل السابق انعكاساً مباشراً لحركة الجو العامة وأنظمة التهطال على مستوى العالم • تعد قيم التبخر ـ النتح الفعلي (AET) من الناحيـة العملية أقل من قيـم التبخر ـ النتح الكامن (PET)

لأن الرطوبة الموجودة في التربة السطحية تستنفد خلال جزء محدد من العـام ، وتنعدم خلال الجزء الآخر ، وبالتالي تتقيد درجة التزويد المائي لعملية التبخر ـ النتح الجوية • توضح خرائط التوزيع العالمي لقيم التبخر ـ النتح الكامن علاقة عكسية مع خرائط التهطال ، حيث تسهم العوامل المؤدية لزيادة التهطال إلى تقليل العوامل المؤدية لزيادة التبخر ـ النتح • وهذا يلاحظ بوضوح في النطاقات المرتفعة•

تتحدد قيم الجريان المائي السنوي بالمتوسط السنوي للتهطال مطروحاً منه قيم التبخر ـ النتح الفعلي السنوية ، حيث يمثل الناتج ما يعرف بالتهطال الفعّال (Petts and Foster, 1985) • وهناك تباين واضح بين التهطال الفعّال وبالتالي الجريان السطحي ما بين المناطق المرتفعة والمنخفضة حيث لوحظ على سبيل المثـال أن حجم الجريان السطحي يبلغ ٦٥٪ من إجمالي التهطال في الأقاليم المرتفعة شمال بريطانيا وغربها ، بينما يقل عن ٣٥٪ من إجمالي التهطال في الأقاليم المنخفضة في جنوب بريطانيا وشرقها •

يعبّر عادة عن الجريان المائي بمصطلحات أخرى مثل « جريان مياه الوديان » Stream flow أو تصريف الأنهـار أو الوديان Stream or River Discharge أو الإنتاجية المائية للحوضة Catchment Yield• ويعبّر عن تلك الكميات بوحدة الحجم خـلال الزمن (Cumes) أي م٣/ثا أو Cumes / KM٢ . كما يمكن أن يعبر عن الجريان المائي بلغة عمق الماء المكافىء فوق الحوضة ، أي ملم/اليوم أو الشهر أو السنة • وهذه بحد ذاتها وحدة مناسبة لمقارنة معدلات التهطال والجريان المائي ، وكميات التهطال والجريان ، حيث يعبّر عادة وبشكل دائم عن التهطال بهذه الوحدة • وهناك وحدات أخرى مثل m . g . d (مليون غالون في اليوم) •

٤ـ٢ـ تشكل الجريان السطحي :

يتشكل الجريان « Runoff Generation » بفعل العلاقة بين التهطال ومعدل رشح سطح الأرض ودرجة انحدارها بالإضافة للعديد من العوامل الأخرى • عندما يهطل المطر أو تذوب الثلوج ، يرشح قسم داخل الأرض ويتبخر قسم آخر ، بينما

يسيل الباقي على شكل طبقات مائية رقيقة Thin Sheets فوق سطح الأرض ، ويسمى هذا الجريان فوق السطحي Overland Flow • عندما تتوضع طبقات غير نفوذة للماء تحت التربة السطحية يتحرك الماء الراشح بشكل بطيء ضمن التربة السطحية حتى يصل إلى المجاري المائية السطحية ، وربما يصل هذا الماء متأخراً عدة ساعات عن الجريان فوق السطحي ، يعرف هذا الجريان بالجريان تحت السطحي « Under Flow » أو « Subsurface Flow » أو « Inter Flow » . أما إذا كانت هناك طبقة نفوذة للماء يتسرب المطر الراشح ويغور داخل الأرض ويسهم برفع مستوى الماء الأرضي (G.W.T) فإذا فاق هذا المستوى مستوى المياه السطحية الموجودة في الوديان أو الأنهار تشكل تدرج هيدروليكي باتجاه المجرى المائي مشكلاً ما يعرف باسم تدفق المياه الجوفية Groundwater Flow ، وأحياناً التدفق القاعدي أو الأساسي Base Flow ويبدو أن حركة الماء هنا بطيئة ، وربما يتأخر ماء التهطال الراشح للماء الجوفي في الوصول إلى المجاري المائية السطحية عدة أيام أو شهوراً •

يستخدم مصطلح الجريان المباشر ليشمل على الجريان السطحي وتحت السطحي ، وعادة ما يأخذ دوره مباشرة بعد عاصفة مطرية غزيرة ، بينما يتأخر جريان أو تدفق المياه الجوفية في الوصول إلى المجرى المائي عدة أيام أو شهوراً ، كما يمكن أن يستمر حتى في حال غياب التهطال ، ولهذا السبب يطلق عليه اسم « الجريان القاعدي أو الأساسي » • إذاً هذه المصادر الثلاثة هي التي تشكل الجريان المائي السطحي وتغذيه •

٤-٢- مصادر الجريان المائي السطحي :

يمكن تقسيم مصادر الجريان المائي السطحي في حوضة مائية متجانسة إلى عدة مكونات أهمها :

- التهطال فوق المجاري المائية •

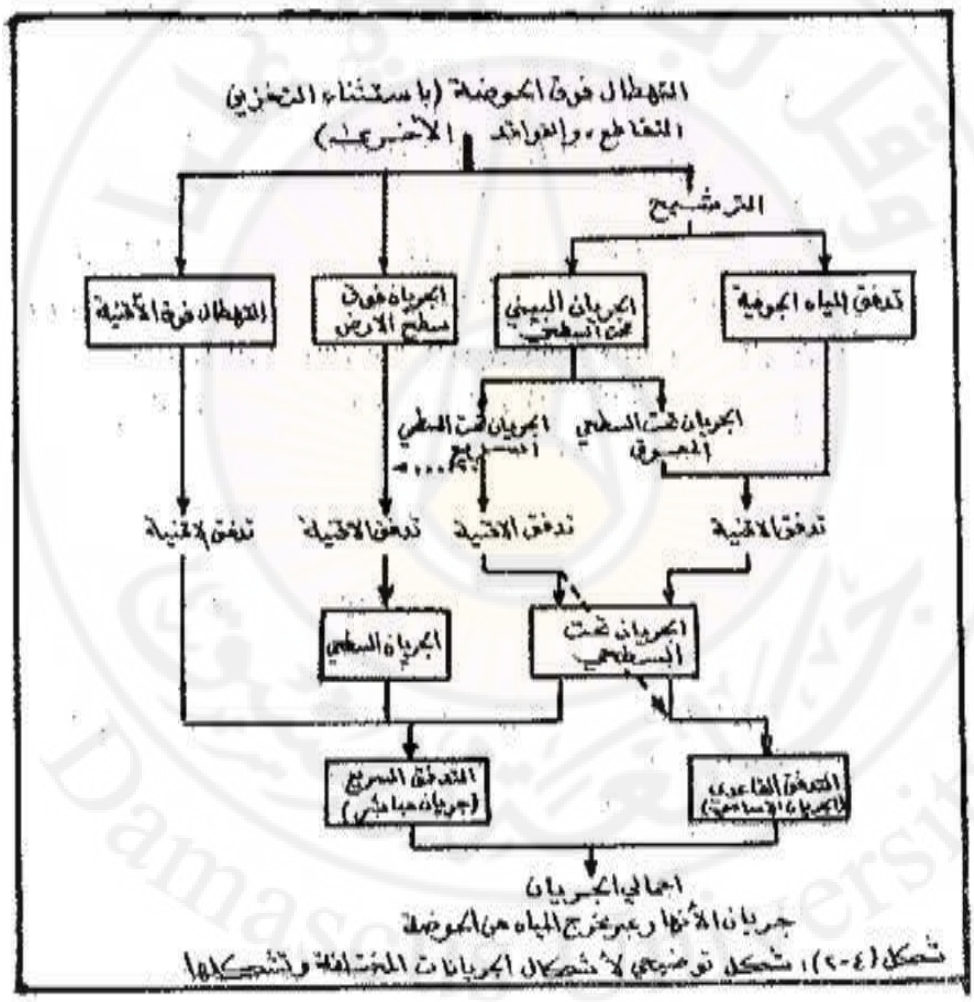
ـ الجريان فوق سطح الأرض (فوق السطحي) .

ـ الجريان تحت السطحي .

ـ تدفق أو جريان المياه الجوفية .

ـ ذوبان الثلوج .

ويوضح الشكل (٤ ـ ٢) مصادر الجريان المائي ومكوناته .



شكل (٤-٢) : شكل توضيحي لأشكال الجريانات المختلفة وتشكلها

٤ـ٣ـ١ـ التهطال فوق المجاري المائية :

يؤدي سقوط الأمطار بشكل مباشر فوق سطح الماء المتواجد في البحيرات والتجمعات المائية والمجاري المائية الرئيسة وروافدها إلى حدوث جريانات مائية مباشرة وسريعة • ونظراً لصغر وضآلة المساحة التي تغطيها المياه بالموازنة مع مساحة الحوضة المائية يلاحظ أن نسبة ما تقدمه الهطولات المباشرة فوق سطح الماء في هذه المجاري ضئيل نسبياً بالموازنة مع مصادر الجريان المائي الأخرى • ولقد وجد أن مساحة المجاري المائية دائمة الجريان تبلغ نحو ١٪ من المساحة الكلية للولايات الأمريكية الشرقية ، وعادة ما تزداد هذه النسبة عندما تستمر العواصف المطرية لفترة زمنية طويلة نسبياً نتيجة لتوسع وامتداد المساحة المشغولة بمياه الهطول على شكل مجارٍ مائية متقطعة وأخرى سريعة الزوال • ومع ذلك فإن المساحة التي تشغلها المياه الجارية سوف لن تزيد على ٥٪ من مساحة الحوضة حتى عند ارتفاع مستوى الماء في هذه المجاري (Linsley et al, 1949) • بينما وجد (Rawitz et al, 1970) من خلال تحليلاتهم لعشر عواصف مطرية فوق حوضة مائية صغيرة نسبياً أن التهطال فوق المجاري والأقنية المائية يشكل بين ٣ ـ ٦١٪ من إجمالي الجريان • بينما يلاحظ في الأحواض المائية التي تحتوي على بحيرات ومستنقعات ذات مساحات كبيرة نسبياً ، أن نسبة التهطال فوق المجاري والتجمعات المائية تحتل نسبة لابأس بها من الجريان المائي •

٤ـ٣ـ٢ـ الجريان فوق سطح الأرض :

الجريان فوق سطح الأرض Over Land Flow جزء من الجريان المائي السطحي « Surface Runoff » ويعرّف على أنه تلك الكمية التي تسيل فوق سطح الأرض دون أن ترشح ، بحيث تتحرك فوق السطح باتجاه المجاري المائية ، إمّا على شكل طبقات أو أغشية مائية رقيقة تتحرك حركة صفحية انسيابية ، أو ، وهو الأكثر شيوعاً ، حيث تتحرك المياه ضمن مجارٍ مائية مؤقتة وجداول ثانوية بشكل غير منتظم ، حيث تتشعب هذه المجاري ويلتقي بعضها مع بعض على شكل شبكة مائية مؤقتة معقدة وغير منتظمة •

يرى هورتون (Horton, 1933) أنه عندما تفوق شدة المطر معدل رشح التربة ، تسيل المياه الزائدة فوق سطح التربة باتجاه المناطق المنخفضة ومجاري الوديان والأنهار مشكلة ما يعرف بالجريان فوق سطح التربة والأرض ، وحالما تصل هذه المياه إلى المجاري المائية أو الأنهار تدخل مع مياهها فيما يسمى « الجريان السطحي » .

إن المسبب الرئيس للجريان فوق السطحي هو عدم ترشيح الماء داخل جسم التربة وبما أن الغطاء النباتي يعطي التربة التي ينمو فوقها ، معدلات ترشيح عالية ، فإنه من غير المدهش عدم ملاحظة ظاهرة الجريان فوق السطحي في مثل هذه الظروف (باستثناء الموديلات المشتقة مخبرياً) . تتأثر درجة الجريان فوق السطحي بعوامل عدة أهمها : درجة تشبع التربة السطحية بالماء ، التأثيرات السلبية لبعض التطبيقات الزراعية في سعة الترشيح ، ودرجة تجمد سطح الأرض ، أو التربة السطحية .

٤-٣-٢- الجريان البيني ، او تحت السطحي :

يحدث الجريان البيني ، أو تحت السطحي « Inter Flow » ، لدى ارتشاح ماء المطر خلال التربة السطحية ، حيث يتحرك هذا الماء ببطء خلال آفاق التربة السطحية ليصل إلى المجاري المائية السطحية . تتم هذه الحركة بشكل ثانوي على شكل تدفق مائي في النطاقات غير المشبعة ، وبشكل رئيس على شكل تدفق للمياه الضحلة المشبعة المعلقة التي تقع في مستوى يعلو مستوى المياه الجوفية . استخدمت العديد من التعابير لوصف حركة المياه تحت السطحية مثل « Sub-Surface Flow » و « Secondary Base Flow » .

يتجلى الشرط الرئيس لتشكل هذا النموذج من الجريان بكون قيم الناقلية الهيدروليكية الجانبية في آفاق التربة السطحية تفوق نسبياً قيم الناقلية الهيدروليكية الشاقولية خلال قطاع التربة الشاقولي . يلاحظ خلال العواصف المطرية التي تدوم فترة طويلة أن الماء ينفذ بسرعة إلى القسم العلوي من التربة بالموازنة مع السرعة التي يصل فيها إلى الآفاق السفلية من قطاع التربة ، لذلك تتشكل في الأعلى

طبقة مشبعة من الماء المعلق ، حيث ينتقل منها الماء بالاتجاه الذي تكون فيه قيم الناقلية الهيدروليكية مرتفعة .

هذا ومن الجدير ذكره هنا أن قسماً من الجريان التحت سطحي يحدث بسرعة كبيرة ، بينما يتحرك الآخر ببطء شديد نحو المجاري المائية ، لذا يجب التمييز بين الجريان تحت السطحي السريع والمتأخر كما في الشكل (٤ ـ ٢) . هناك قسماً من المياه الجارية تحت السطحية لا تصرف مياهه بشكل مباشر إلى المجاري المائية السطحية ، بل تصل السطح في بعض المواقع المنتشرة بين المجرى المائي وخطوط تقسيم مياه الحوضة ، حيث تسيل فوق سطح التربة مسافة معينة حتى تصل المجرى المائي .

اقترح فريزي (Freeze, 1972) ضرورة عد تصريف مياه الجريان تحت السطحي إلى المجاري المائية السطحية جزءاً من إجمالي الجريان تحت السطحي ، حيث يوجد تصريف تحت سطحي يمتد لمسافات بعيدة نسبياً عن المجرى المائي الرئيس ، حيث ، وفي معظم الحالات ، تقوم هذه المياه بتغذية الأقنية المائية الرافدة للمجرى المائي الرئيس . يعد تدفق المياه الجارية تحت السطحية إلى سطح الأرض بمثابة إسهامات مائية حقيقية للجريان فوق سطح الأرض أو التربة والجريان السطحي ، وقد أشير لذلك بخط منقط في الشكل (٤ ـ ٢) .

٤ـ٣ـ٤ـ جريان المياه الجوفية :

يتغلغل Percolate قسم من المطر الهاطل فوق سطح الأرض ضمن طبقات التربة إلى المياه الجوفية ، حيث يصل في النهاية إلى المجاري المائية على شكل تدفق المياه الجوفية خلال النطاقات المشبعة . يتحرك الماء الجوفي عادة ببطء شديد لذا فإنه عادة ما يتخلف في تزويد المجاري المائية السطحية عن التهطال ، وربما يستمر هذا التأخير عدة أيام وأحياناً عدة أسابيع أو عدة سنوات . يميل تدفق المياه الجوفية وتغذيتها للمجاري المائية السطحية لأن يكون منتظماً على مدار العام ، بحيث تتم التغذية ببطء وانتظام من الخزانات المائية الجوفية الموجودة ضمن التربة

والتشكيلات الصخرية ، حيث يتبدل محتواها المائي ببطء شديد ، بحيث يمكن القول إن تدفق المياه الجوفية لا يبدي استجابة سريعة لزمن الهطول وكميته . يتأثر تدفق المياه الجوفية أحياناً بظروف ومصادر تغذيتها ، لاسيما التهطال ، حيث يلاحظ انخفاض في تدفق المياه الجوفية خلال الفترات الجافة من السنة ، وفي هذه الفترة بالذات يعد تدفق المياه الجوفية المصدر الرئيس طويل الأمد للجريان المائي السطحي .

٤-٣-٥- ذوبان الثلوج :

يلاحظ في بعض المواقع المنتشرة في العروض العليا والمواقع المرتفعة أن جزءاً كبيراً من الجريانات المائية تعود إلى ذوبان الثلوج والجليد . حينما يبدأ الذوبان بشكل تدريجي ، ويمتد لفترة زمنية طويلة يلاحظ أن جريان المياه المتحررة عن ذوبان الثلوج تشبه جريان أو تدفق المياه الجوفية . أما عندما يحدث الذوبان بشكل سريع ومفاجيء كنتيجة لهبوب رياح الفوهن أو الشنوك على سبيل المثال تتدفق كميات كبيرة من مياه الذوبان وتصل للمجاري المائية خلال وقت قصير نسبياً مؤدية بالنتيجة لظهور قمة الجريان أو الغزارة في منحنى التصريف المائي ، والتي تشابه ما يحدث أثناء المواسم المطرية الغزيرة التي تحدث الفيضانات .

هذا ومن الجدير ذكره هنا أن المياه المتحررة عن ذوبان الثلوج يمكن أن لا تعد الإيراد المائي الخامس للجريان المائي (المصدر الخامس) ، لأنها تعد في الوقت نفسه مصدراً مائياً للموارد المائية السابقة ، حيث تسقط الثلوج فوق المجاري المائية دائمة الجريان ، بينما يؤدي ذوبانها البطيء لرشحها ضمن التربة محدثة جريانا تحت سطح الأرض ، وأحياناً يؤدي غورها العميق إلى إحداث جريانات جوفية نتيجة لوصولها لمخزون المياه الجوفية ، وهذا يعتمد على الطبقة السطحية التي تتراكم فوقها الثلوج أو تسيل فوقها بعد ذوبانها فيما إذا كانت مشبعة بالماء أو متجمّدة .

٤-٤- الجريان السريع والجريان القاعدي :

يجب أن تفسر المناقشة السابقة وتوضح تعاريف المصطلحات المتعلقة بمصادر

الجريان المائي وهي : الجريان السطحي والجريان تحت السطحي والجريان السريع والجريان القاعدي الموضحة بالشكل (٤ ــ ٢) ، والتي غالباً ما تستخدم بشكل مشابه دون التمييز بينها في بعض الدراسات الهيدرولوجية .

يعرّف **الجريان السطحي** كما مرّ معنا سابقاً بأنه جزء من إجمالي المياه الجارية التي تصل نقطة تصريف الحوضة المائية بوساطة الجريان فوق سطح الأرض وخلال المجاري المائية ، وفي بعض الحالات الخاصة يمكن أن يشتمل على الجريان تحت السطحي ، أو البيني ، الذي يظهر فوق سطح الأرض في بعض المواقع التي تبتعد عن المجرى المائي . أما **الجريان تحت السطحي** فيعرّف على أنه مجموع الجريان الضمني وجريان المياه الجوفية ، وعادة ما يساوي إجمالي التدفق المائي الواصل للمجرى المائي من النطاقات المائية المشبعة المجاورة لسرير النهر ، أو من خلال النز أو التسرب إلى ضفاف النهر . بينما يعرّف **التدفق أو الجريان السريع** Quick Flow على أنه مجموع تهطال الأقنية والمجاري المائية والجريان السطحي ، والجريان تحت السطحي السريع ، وهذا يمثل بدوره مصادر الجريان الرئيسة خلال فترات المواصف المطرية والفيضانات ، ويجب التنويه بأن التدفق السريع والجريان السطحي كما تمّ تعريفهما سابقاً لا يمكن استخدامهما بشكل مترادف .

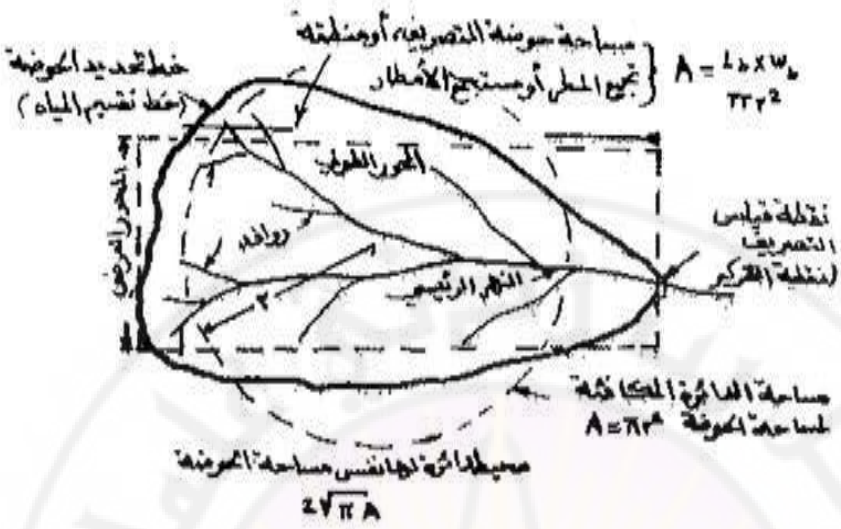
يعرّف الجريان القاعدي أو الأساسي بأنه الجريان الداعم أو المقوي ، ويمثل مجموع الجريان المائي الجوفي والجريان تحت السطحي المعوّق أو المتأخر . كما يجب التنويه هنا بأن التدفق القاعدي وجريان المياه الجوفية كما تمّ تعريفهما هنا لا يمكن استخدامهما بشكل مترادف (Ward, 1974) يلاحظ أن نحو ٨٥٪ من إجمالي الجريان المائي في الأحواض المائية ذات التضاريس المرتفعة المغطاة بالغابات هو جريان قاعدي، بينما بلغت نسبة الجريان القاعدي في الولايات الشرقية الأمريكية نحو ٨٠٪ والجريان السريع ٢٠٪ . وكما هو معلوم يتعزز الجريان القاعدي من خلال تصريف الينابيع أو من خلال النز الانتشاري Diffuse Seepage ، حيث ترتبط نسبة إسهام

الميـاه الجوفيـة في التغذية النهرية بمستوى المـاء الجوفي ، وبصفات الطبقات الجيولوجية الحاملة للماء التي تحدد التدفق المائي القاعدي •

ينبثق الماء الجوفي للسطح عند مناطق تماس مستوى سطح الأرض مع الطبقات الحاملة للماء ، هناك العديد من العوامل التي تسهم في رفع مستوى الماء الجوفي مؤدية بدورها إلى خروج المياه الجوفية من مواقع التماس بسرعة أكبر • يسهم تصريف المياه الجوفية بخفض مستوى الماء الأرضي وحفظه وبالتالي تناقص تغذية الجداول والأنهار ، حيث يلاحظ تناوب التغذية والتصريف من خلال تبدل مستوى الماء الأرضي ، وبالتالي وجود اختلافات قصيرة الأمد ، وأخرى فصلية للجريان القاعدي أو الأساسي •

٤ــ٥ــ مواصفات الأحواض النهرية :

يستخدم تعبير « حوضة التصريف » Drainage Basin أو منطقة تجميع المطر Watershed Area أو مستجمع الأمطار « Catchment » على المساحة الداخلية من الحوضة النهرية ، حيث تسيل كل المياه فوق سطح الأرض (جراء عاصفة مطرية) إلى النهر ضمن هذه الحوضة وتعد هذه المساحة بمثابة وحدة هيدرولوجية مستقلة• يطلق تعبير خط تقسيم المياه على خط الحدود الذي يساير القمم ويمر في أعلى النقاط ارتفاعاً ، ويفصل بين حوضتي تصريف متجاورتين (شكل ٤ ــ ٣) • تسمى النقطـة أو الموقـع الذي تلتقي فيـه ، وتتجمع كل الميـاه السطحية وفـوق السطحية الجـارية في الحوضـة ، ومـن ثم تخرج خـارج حـدود الحوضـة خـلال المجرى النهري أو السيلي باسـم « نقطـة التركيز أو نقطـة القياس » « Concentration or Measuring Point » ، حيث يتـم في هذه النقطة قياسات العصيب أو الغزارة أو التصريف النهـري • يطلق تعبـير « زمـن التركيـز » Concentration time على الزمن الذي تحتاجه المياه الهاطلة فوق أبعد المواقع في الحوضة كي تصل فيه بوساطة الجريان فوق سطح الأرض والجريان السطحي إلى نقطة التركيز • يعد زمن التركيز من وجهة النظر الهيدرولوجية أهم عنصر متغير في



شكل (٤ - ٣) : مواصفات الحوضة النهرية

الحوضة المائية ، حيث ينظر إلى العواصف المطرية التي تفوق ديمومتها زمن التركيز، على أنها وحدها القادرة على تشكيل جريانات مائية سطحية داخل الحوضة محدثة بذلك سيولاً وفيضانات غزيرة مدمّرة .

تحدد من وجهة النظر الهيدرولوجية أهم الصفات الطبيعية للأحواض المائية بما يلي :

١ ــ عدد المجاري المائية .

٢ ــ طول المجاري المائية .

٣ ــ كثافة المجاري المائية .

٤ ــ كثافة شبكة التصريف .

تعين كثافة المجاري المائي لحوضة تصريف معينة من خلال تحديد عدد المجاري المائية في الكيلومتر المربع أي :

$$Ds = \frac{Ns}{A} \qquad (٢ - ٤)$$

Ds : كثافة المجاري المائية .

Ns : عدد المجاري المائية .

A : مساحة الحوضة بالكم٢ .

بينما تشير كثافة التصريف إلى الطول الإجمالي لجميع المجاري المائية (الدائمة والموسمية والمؤقتة) خلال وحدة المساحة ، وتعد بمثابة دليل أو مؤشر على درجة تطور شبكة المجاري المائية في الحوضة ، وتحسب من العلاقة التالية :

$$Dd = \frac{Ls}{A} \qquad (٣ - ٤)$$

Ls : الطول الإجمالي لجميع المجاري المائية في الحوضة .

تختلف قيمة كثافة شبكة التصريف تبعاً لاختلاف طول المسالك والمجاري التي ترتادها مياه التهطال وتشير إلى فعالية وكفاية تصريف المياه في الحوضة ، حيث تشير القيم العالية لكثافة التصريف إلى وجود شبكة مائية متطورة ، حيث تحدث الجريانات السيلية فيضانات غزيرة ، بينما تشير القيم المنخفضة إلى جريانات سطحية معتدلة ، ونفوذية عالية لأرض الحوضة .

لقد اقترح هورتون طريقة لتقدير درجة انحدار الأحواض المائية الكبيرة ، حيث تقسم مساحة الحوضة الكبيرة إلى عدد من المربعات ذات المساحات المتساوية ثم يحسب عدد خطوط التسوية التي تتقاطع مع خطوط التقسيم الأفقية والعمودية ،

كما يحسب طول الخطوط الصودية والأفقية المستخدمة لتقسيم الحوضة ، والواقعة داخلها ، وبعدها تحسب درجة انحدار الحوضة وفق العلاقة التالية :

$$S = \frac{1.5\ (C.I)\ N_c}{\Sigma L} \qquad (٤-٤)$$

حيث :

S : درجة انحدار الحوضة .

C.I : القيمة الفاصلة بين خطوط التسوية .

N_c : عدد خطوط التسوية المتقاطعة مع جميع الخطوط المستخدمة لتقسيم الحوضة إلى مربعات .

ΣL : الطول الكلي لخطوط تقسيم الحوضة إلى مربعات .

يمكننا التعبير عن شكل الحوضة بما يلي :

١ ـ عامل الشكل Form factor .

٢ ـ معامل التراص Compactness Coefficient .

يحسب معامل الشكل (Ft) من العلاقة التالية :

$$Ft = \frac{W_b}{L_b} = \frac{A}{L_b^2} \qquad (٤-٥)$$

$$\therefore A = W_b \cdot L_b \qquad (٤-٦)$$

حيث :

L_b : طول حوض التصريف ، أي المسافة المستقيمة الفاصلة بين نقطة التركيز وأبعد نقطة في الحوضة .

W_b : عرض حوض التصريف الأقصى .

أي أن عامل الشكل يساوي مساحة الحوضة مقسوماً على مربع طول الحوضة الأقصى .

يحدد معامل التراص وفق العلاقة التالية :

$$C_c = \frac{P_b}{2\sqrt{\pi A}} \qquad (٤-٧)$$

حيث :

P_b : محيط الحوضة المائية .

$2\sqrt{\pi A}$: محيط دائرة مساحتها تساوي مساحة الحوضة .

أي أن معامل التراص يساوي محيط الحوضة مقسوماً على محيط دائرة مساحتها تساوي مساحة الحوضة . إذا كانت « r » نصف قطر دائرة مساحتها تساوي مساحة الحوضة فإن :

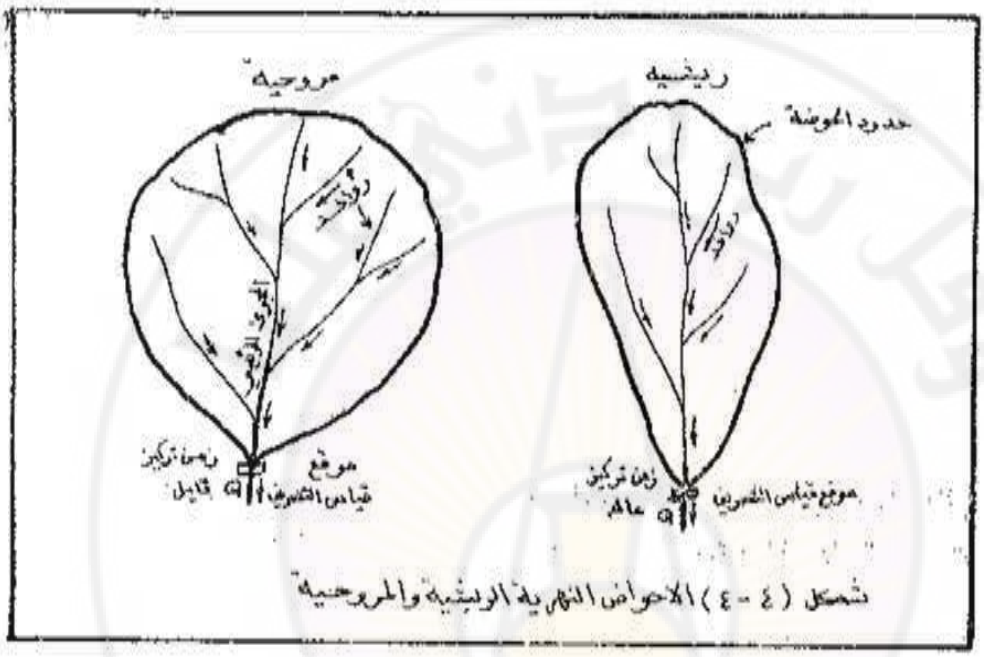
$$A = \pi r^2 \rightarrow r^2 = A/\pi \rightarrow r = \sqrt{A/\pi} \qquad (٤-٨)$$

لحساب محيط الدائرة ($2\pi r$) التي لهـا المساحة نفسها نعوض « r » عن قيمتها في العلاقة (٤ ــ ٨) في قانون محيط الدائرة بغية حساب هذا المحيط ، أي :

$$2\pi r = 2\pi\sqrt{A/\pi} = 2\sqrt{\pi A} \qquad (٤-٩)$$

تنتج الأحواض مروحية الشكل فيضانات وسيول جارفة ، حيث يلاحظ أن جميع الروافد لها الطول نفسه تقريباً ، وبالتالي يتقارب زمن التركيز فيما بينها ،

لذا فإن المياه السطحية الجارية تصل معاً إلى نقطة التركيز ، بينما يلاحظ في الأحواض ريشية الشكل أن زمن التركيز يكون أطول ، ولايلاحظ تقارب في زمن وصول مياه الروافد والمياه الجارية فوق سطح الأرض إلى نقطة التركيز ، أي أن توزيع تصريف المياه يتم خلال فترة زمنية طويلة نسبياً (شكل ٤ ــ ٤) .



شكل (٤ - ٤) الأحواض النهرية الريشية والمروحية

استخدم شوم (Schumm) مفهوم نسبة الاستطالة Elongation Ratio وعرّفه على أنه النسبة بين قطر دائرة لها مساحة الحوضة نفسها ، وطول الحوضة الأقصى ، وقد تراوحت قيم الاستطالة بين ٤ر٠ ــ ١ وعبّر عنه بالعلاقة التالية :

$$Er = \frac{2r}{Lb} \qquad (٤ - ١٠)$$

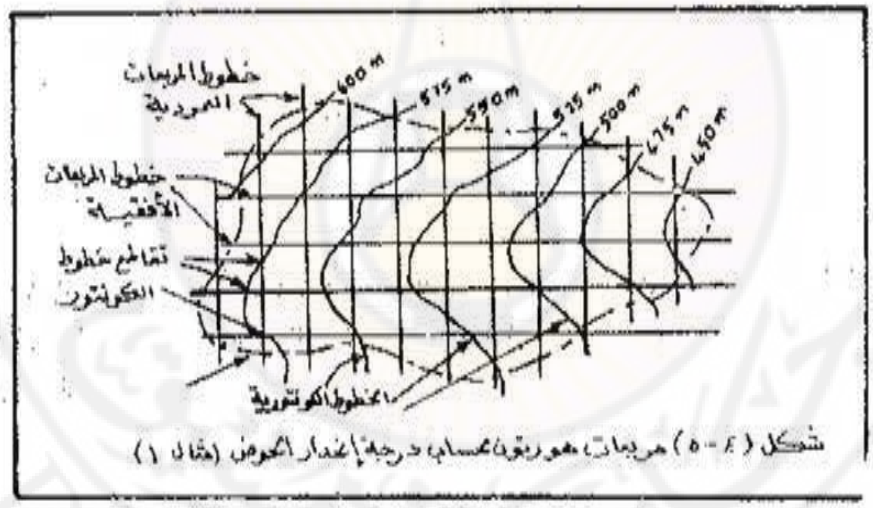
بينما استخدم ميلر (Miller) مفهوم نسبة الاستدارة « Circularity Ratio » وعرّفه على أنه النسبة بين مساحة الحوضة ومساحة دائرة لهـا محيط الحوضة نفسه ، أي :

$$Cr = \frac{A}{\pi r^2} \qquad (11-4)$$

حيث تتراوح قيمة (Cr) من ٢ر٠ ــ ٨ر٠ .

مثـال (١) :

يبين الشكل (٤ ــ ٥) خريطة كنتورية لحوضة نهرية مقسمة إلى عدد من المربعات متساوية المساحة جراء رسم مستقيمات أفقية وشاقولية ، البعد بين خطوط التسوية ٢٥ م . فإذا كان عدد المرات التي تتقاطع فيها خطوط التسوية مع المستقيمات الأفقية ١٢٦ ومع المستقيمات الشاقولية ٧٥ ، والطول الإجمالي للمستقيمات العمودية (بعد ضربها بمقياس الخريطة) هو ٥٣٢٦٠ م والأفقية ٥٥٢٥٠ م والمطلوب : قدّر متوسط انحدار الحوضة النهرية .



شكل (٤ ــ ٥) مربعات لحوضة نهرية لحساب درجة انحدار الحوض (مثال ١)

ــ الحـل :

ــ الانحدار في الاتجاه الشاقولي :

$$S_v = \frac{N_c \times C.I}{\Sigma y} = \frac{75 \times 25}{53260} = 0.0352 \quad m/m$$

ـ الانحدار في الاتجاه الأفقي :

$$S_x = \frac{N_c \times C.I}{\Sigma x} = \frac{126 \times 25}{55250} = 0.0570 \quad m/m$$

ـ متوسط انحدار الحوضة النهرية :

$$S = \frac{S_v + S_x}{2} = \frac{0.0352 + 0.0570}{2} = 0.0461 \ m/m = 4.61\%$$

ولدى استخدام علاقة هورتون :

$$S = \frac{1.5\,(C.I)\,N_c}{\Sigma L} = \frac{1.5 \times 25\,(75 + 126)}{53260 + 55250} = 0.0695 = 6.95\%$$

مثـال (٢) :

لدينا حوضة نهرية مساحتها ٢٦٥٦٠ كم٢ ، محيطها ٩٦٥ كم ، طولها الأقصى ٢٣٠ كم ، قدّر : ١ ـ عامل الشكل ، ٢ ـ معامل التراص ، ٣ ـ نسبة الاستطالة ، ٤ ـ نسبة الاستدارة .

ـ الحـل :

١ ـ عامل الشكل :

$$Ff = \frac{A}{Lb^2} = \frac{26560}{(230)^2} = 0.502$$

٢ ــ معامل التراص :

نحسب قطر الدائرة التي لها المساحة نفسها كما يلي :

$$26560 = \pi r^2 \rightarrow r = 91.9 \quad Km$$

$$C_c = \frac{P_b}{2\pi r} = \frac{965}{2\pi (91.9)} = 1.67$$

٣ ــ نسبة الاستطالة :

$$E_r = \frac{2r}{L_b} = \frac{2(91.9)}{230} = 0.8$$

٤ ــ نسبة الاستدارة :

يحسب نصف قطر دائرة « r » لها محيط الحوضة نفسها كما يلي :

$$2\pi r = 965 \rightarrow r = 153.5 \quad Km$$

مساحة دائرة لها المحيط نفسه :

$$\pi r^2 = 3.14 \times (153.5)^2$$

ــ نسبة الاستدارة :

$$C_r = \frac{A}{\pi r^2} = \frac{26560}{3.14 \times (153.5)^2} = 0.358$$

٤ــ٦ــ نماذج المجاري المائية :

تبين العلاقة بين الجريان القاعدي والجريان السريع طبيعة ونموذج المجاري

المائية ، الوديان أم الأنهار ، هل سيكون الجريان المائي صفحياً أو انسيابياً ، أم مضطرباً على مدار العام أم بشكل متقطع ؟ أو هل يستمر الجريان المائي على مدار السنة ، أم لفترة محدودة من السنة ؟، وهذا بدوره يشكل الأساس الذي بموجبه يتم تصنيف المجاري المائية حيث تصنف إلى ثلاثة نماذج :

- المجاري المائية سريعة الزوال أو الموسمية « مؤقتة » . Ephemeral
- المجاري المائية متقطعة الجريان . Intermittent
- المجاري المائية دائمة الجريان . Perennial

تتميز المجاري المائية الموسمية بعدة ميزات أهمها :

١ ـ لا يلاحظ جريان دائم للمياه فيها .

٢ ـ نموذج الجريان المائي فيها ممثل بالجريان السريع .

٣ ـ يحدث الجريان المائي فيها أثناء وبعد هطول أمطار غزيرة ، وبعد الذوبان السريع للثلوج .

٤ ـ لا تسهم المياه الجوفية بتغذية الجريان المائي فيها ، لأن مستوى الماء الجوفي يكون دائماً دون سرير المجرى النهري .

يتحدد زمن الجريان بالنسبة للمجاري المائية ذات الجريان المتقطع بالفصل الرطب من العام ، بينما تجف خلال الفصل الجاف . يتميز الجريان المائي هنا بكون معظمه من النموذج السريع ، كما يشكل الجريان القاعدي قسماً لابأس به خلال الفصل الرطب عندما يرتفع مستوى الماء الأرضي فوق مستوى سرير النهر . إن خير مثال على الجريان المتقطع هو ظهور هذا النموذج من الجريان عندما تتجمد المياه الجوفية خلال الأشهر الباردة من العام في العروض العليا .

تتميز المجاري المائية دائمة الجريان باستمرار الجريان فيها طوال العام ، حتى خلال الفترات الجافة الطويلة ، حيث يكون مستوى الماء الأرضي فوق مستوى السرير النهري ، حيث يؤمن هذا المصدر تزويداً مائياً مستمراً ودائماً للجريان المائي طوال العام .

هناك بعض الحالات الخاصة جداً حيث تصنف الأنهار الداخلية ضمن هذه المجموعات ، فعلى سبيل المثال تصنف المجاري المائية العليا عند المنابع في الصخور الطباشيرية على أنها متقطعة الجريان ، لكنها تصبح دائمة الجريان كلما اقتربت من مصباتها . كما يكون الجريان مؤقتاً في معظم المجاري المائية العليا ثم يصبح متقطعاً في المجاري الدنيا . ومن المحتمل أن تكون الأنهار التي تتغذى من ينابيع ضخمة أو من الجليديات الذائبة هي فقط دائمة الجريان على طول مجراها من منابعها حتى مصباتها . ويوضح الجدول (٤ ــ ١) أهم الأنهار الكبيرة دائمة الجريان في العالم .

٤ــ٧ــ الأنهار الدولية المشتركة :

يوجد على مستوى العالم ٢١٤ نهراً دولياً تشترك فيه دولتان أو أكثر (Biswas, 1981) . هناك ١٤٨ نهراً يجري ضمن دولتين ، و ٣١ نهراً يجري ضمن ثلاث دول ، و ٢٣ نهراً ضمن أربع دول ، و ١٢ نهراً تجري ضمن خمس دول أو أكثر ، وهذه الأنهار موزعة كالتالي :

إفريقيا	آسيا	أوروبا	شمال ووسط أمريكا	أمريكا الجنوبية
٥٧	٤٠	٤٨	٣٣	٣٦

جدول (٤ ـ ١): الأنهار الكبيرة في العالم (عن Eberhard, 1987)

اسم النهـر	دولة المصـب	مساحة احواض الصباب [1000 km²]	الطول الأعظمي للنهـر [Km]	الغزارة السنوية الوسطية عند المصب [m³/s]
الأمازون	البرازيل	7180 (1)	6516 a (1)	180000 (1)
الكونغو	زائير / أنغولا	3822 (2)	4700 (8)	42000 (2)
المسيسبي/المسوري	أمريكـا	3221 (3)	6019 (3)	17545 (8)
أوب ـ إيرتيش	الاتحاد السوفيتي	2975 (4)	5570 (5)	12600 (13)
النيـل*	مصـر	2881 (5)	6484 a (2)	1584
لابلاتا	الأرجنتين / الأورغواي	2650 (6)	4700 (9)	19500 (7)
ينيسي	الاتحاد السوفيتي	2605 (7)	5550 (6)	19600 (6)
لينـا	الاتحاد السوفيتي	2490 (8)	4270 (12)	16400 (9)

* ورد في دليل العالم ١٩٩٢ (جميدة ومحلي) ص ٣٧٨ أن نهر النيل أطول نهر في العالم وطوله ٦٦٦٥ كم بينما طول نهر الأمازون ٦٤٣٢ كم. كما أورد خوري ودروبي (١٩٩٠) أن طول نهر النيل منذ خروجه من بحيرة فيكتوريا إلى مصبه حوالي ٦٠٠٠ كم. بينما أورد آغا (١٩٨٦) أن نهر النيل أطول نهر في العالم وطوله ٦٦٧٠ بينما طول نهر الأمازون ٦٢٨٠ كم حيث يليه في المرتبة الثانية.

تابع جدول (٤ ـ ١): الأنهار الكبيرة في العالم (عن Eberhard, 1987)

اسم النهر	دولة المصب	مساحة الحوض الصباب [1000 km²]	الطول الأعظمي للنهر [Km]	الغزارة السنوية الوسطية عند المصب [m³/s]
النيجر	نيجيريا	2092 (9)	4030 (14)	5700 (23)
يانغسي	الصين	1970 (10)	5800 (4)	35000 (3)
آمور	الاتحاد السوفييتي	1855 (11)	4510 (10)	12500 (14)
ماكينزي بيس	كندا	1805 (12)	4250 (13)	7500 (19)
الفولغا	الاتحاد السوفييتي	1380 (13)	3688 (15)	8000 (17)
زامبيزي	موزامبيق	1313 (14)	2660 (28)	2500 (37)
أورينوكو	فينزويلا	1086 (15)	2500 (34)	28000
الغانغيس	بنغلادش	1073 (16)	2700 (27)	15000 (11)
نيلسون	كندا	1072 (17)	2575 (31)	2300
موراي دارلينغ	استراليا	1072 (18)	2570 (32)	391
القديسة فانجيتسا	كندا	1030 (19)	3100 (20)	10400 (16)

تابع جدول (٤ ـ ١): الأنهار الكبيرة في العالم (عن Eberhard, 1987)

اسم النهر	دولة المصب	مساحة الحوض الصباب [1000km²]	الطول الأعظمي للنهر [km]	الغزارة السنوية الوسطية عند المصب [m³/s]
تاريم ـ تشوتانداريا	الصين	1000 (20)	2000 (40)	-
المندوس	الباكستان	960 (21)	3180 (19)	3850 (27)
براهما بوترا	بنغلادش	938 (22)	2900 (22)	20000 (5)
يوكون	أمريكا (ألاسكا)	855 (23)	3185 (18)	7000 (20)
أورانج نهر	جنوب أفريقيا	850 (24)	1860	-
الفرات	العراق	808 (25)	2900 (24)	856
الدانوب	رومانيا	805 (26)	2850 (26)	6450 (22)
كوبانغو	بوتسوانا	800 (27)	1600	-
ميكونغ	فيتنام	795 (28)	4500 (11)	15900 (10)
هوانغ هو	الصين	745 (29)	4854 (7)	1365
شاري	الكاميرون/تشاد	700 (30)	1400	-

تابع جدول (٤ ـ ١): الأنهار الكبيرة في العالم (عن Eberhard, 1987)

اسم النهر	دولة المصب	مساحة حوض الصباب [1000 KM²]	الطول الأعظمي للنهر [KM]	الغزارة السنوية الوسطية عند المصب [M³/S]
كولومبيا	أمريكا	669 (31)	2250 (37)	6650 (21)
كوليما	الاتحاد السوفييتي	644 (32)	2600 (30)	3800 (28)
كولورادو	المكسيك	629 (33)	3200 (17)	168
ساوفرانسيسكو	البرازيل	610 (34)	2900 (23)	3300 (31)
ريو غراند	أمريكا/المكسيك	570 (35)	2870 (25)	82
الدنيبر	الاتحاد السوفييتي	503 (36)	2285 (36)	1160
هيلماند	ايران/أفغانستان	500 (37)	800	-
سيرداريا	الاتحاد السوفييتي	462 (38)	3078 (21)	430
سي سيانغ	الصين	435 (39)	2129 (39)	11000 (15)
ايراوادي	بورما	431 (40)	2150 (38)	14000 (12)
تشاتانغا	الاتحاد السوفييتي	422 (41)	1600	3280 (32)
دوينا	الاتحاد السوفييتي	360 (42)	1302	3560 (30)

تابع جدول (٤ ـ ١): الأنهار الكبيرة في العالم (عن Eberhard, 1987)

اسم النهر	دولة المصب	مساحة الحوض الصباب [1000 KM²]	الطول الأعظمي للنهر [KM]	الغزارة السنوية الوسطية عند المصب [M³/S]
بوتشورا	الاتحاد السوفييتي	327 (43)	1809	4060 (24)
غودافاري	الهند	313 (44)	1448	3980 (25)
النيغا	الاتحاد السوفييتي	281 (45)	74	2530 (36)
سالوين	بورما	280 (46)	3200 (16)	1500
ماغدالينا	كولومبيا	240 (47)	1550	8000 (18)
آمو ـ داريا	الاتحاد السوفييتي	227 (48)	2620 (29)	1300
فريزر	كندا	225 (49)	1360	3750 (29)
أورال	الاتحاد السوفييتي	220 (50)	2534 (33)	347
أولينيوك	الاتحاد السوفييتي	220 (51)	2292 (35)	1210
ياسينا	الاتحاد السوفييتي	182 (52)	818	2600 (35)
ماهانادي	الهند	133 (53)	630	2940 (34)
سونغ ـ سا	فيتنام	-	800	3900 (26)

ملاحظة: أخذت في الحسبان ـ الأنهار التي لاتقل مساحة حوضها الصباب عن km^2 (500000) وطولها أكبر من km (2000) أو غزارتها السنوية الوسطية عند المصب لاتقل عن m^3/s(2500).

ـ الأعداد ضمن الأقواس تدل على ترتيب النهر، (a) حسب خريطة بمقياس 1/1000000

هذا ويوضح الجدول التالي (٤ ــ ٢) الأنهار المشتركة بين خمس دول وأكثر:

جدول (٤ ـ ٢) الأنهار الدولية المشتركة بين خمس دول وأكثر (عن Biswas, 1983)

اسم النهر	عدد الدول المشاركة
الدانوب	١٢
النيجر	١٠
النيل	٩
الكونغو	٩
الزامبيزي	٨
الراين	٨
الأمازون	٧
تشاد	٦
الفولتا	٦
الميكونغ	٦
لابلاتا	٥
السنجي	٥

كما يوجد تسعة أحواض نهرية أو بحيرية يشترك فيها ستة دول أو أكثر مرتبة كالتالي :

ـ نهر الدانوب (١٢ دولة) : رومانيا ، يوغسلافيا ، المجر ، النمسا ، تشيكوسلوفاكيا (سابقاً) ، ألمانيا ، بلغاريا ، أوكرانيا ، سويسرا ، إيطاليا ، بولندا ، إلبانيا .

ـ نهر النيجر (١٠ دول) : نيجيريا ، مالي ، النيجر ، الجزائر ، غينيا ، الكاميرون ، فولتا العليا ، بنين ، ساحل العاج ، تشاد .

ـ نهر النيل (٩ دول) : السودان ، اثيوبيا ، مصر ، أوغندا ، تانزانيا ، كينيا ، زائير ، رواندا ، بوروندي .

ـ نهر زائير ، الكونغو ، (٩ دول) : زائير ، جمهورية إفريقيا الوسطى ، أنغولا ، الكونغو ، زامبيا ، تانزانيا ، الكاميرون ، بوروندي ، رواندا .

ـ نهر الراين (٨ دول) : ألمانيا ، سويسرا ، فرنسا ، هولندا ، النمسا ، اللوكسمبورغ ، ليختانشتين ، بلجيكا .

ـ نهر الزامبيزي (٨ دول) : زامبيا ، أنغولا ، زيمبابوي ، موزامبيق ، ملاواي ، بوتسوانا ، تانزانيا ، ناميبيا .

ـ نهر الأمازون (٧ دول) : البرازيل ، البيرو ، بوليفيا ، كولومبيا ، إيكوادور ، فنزويلا ، غينيا .

ـ نهر الميكونغ (٦ دول) : لاوس ، تايلاند ، الصين ، كمبوديا ، فيتنام ، بورما .

ـ بحيرة تشاد (٦ دول) : تشاد ، نيجيريا ، جمهورية إفريقيا الوسطى ، السودان ، الكاميرون ، النيجر .

هذا ومن الجدير ذكره هنا أن هذه الدول قد رتبت حسب مساحة الحوضة النهرية الواقعة ضمنها ، وعلى سبيل المثال ، بلغت مساحة حوض نهر الميكونغ (٧٨٥٠٠٠ كم٢) موزعة على الدول المشاركة في هذا الحوض كما يلي :

جدول (٤ - ٣): الدول المشاركة في حوض نهر الميكونغ (عن Biswas, 1981).

الدولة	المساحة كم٢	النسبة المئوية ٪
لاوس	١٩٩٥٠٠	٢٥,٤
تايلاند	١٨٠٠٠٠	٢٢,٩
الصين	١٧٤٠٠٠	٢٢,٢
كمبوديا	١٤٩٠٠٠	١٨,٩
فيتنام	٦٠٥٠٠	٧,٧
بورما	٢٢٥٠٠	٢,٩

كما يوضح الجدول (٤ ــ ٤) وجود ٤٤ دولة تضم على الأقل ٨٠٪ من إجمالي الحوضة النهرية الدولية ، موزعة كالتالي : ٢٠ دولة في إفريقيا و ٧ دول في آسيا و ١٣ دولة في أوروبا و ٤ دول في أمريكا اللاتينية .

ازدادت في الآونة الأخيرة الحاجة للماء نتيجة تزايد عدد السكان وتزايد احتياجاتهم المائية والغذائية ، ورافق ذلك نزاعات إقليمية حول حق الاستفادة من مياه الأنهار الدولية وتطوير الأحواض النهرية ، ففي أمريكا الشمالية يوجد خلاف حول الاستفادة من مياه الأنهار الحدودية بين الولايات المتحدة الأمريكية من جهة والمكسيك وكندا من جهة أخرى ، وفي أوروبا توجد نزاعات إقليمية حول الأنهار التالية : الدانوب ، الراين ، موسلي ، أودر ، وفي إفريقيا حول نهر النيل ، وفي جنوب أمريكا حول نهر الأورغواي ، وفي آسيا حول نهري دجلة والفرات وحول أنهار

جدول (٤ - ٤): الدول التي تقع ٨٠٪ وأكثر من مساحتها ضمن الأحواض النهرية الدولية المشتركة (عن Biswas, 1983)

الدولة	المساحة الكلية كم٢	المساحة ضمن الحوضة الدولية (كم٢)	النسبة المئوية ٪
افريقيا			
بنين	١١٢٦٢٠	١٠٤٨٠٠	٩٣
بوروندي	٢٧٨٣٠	٢٧٨٣٠	١٠٠
جمهورية إفريقيا الوسطى	٦٢٢٩٨٠	٦٢٢٩٨٠	١٠٠
الكونغو	٣٤٢٠٠٠	٢٨٣٥٠٠	٨٣
غينيا الاستوائية	٢٨٠٥٠	٢٨٠٥٠	١٠٠
اثيوبيا	١٢٢١٩٠٠	٩٧٢١٠٠	٨٠
الغابون	٢٦٧٦٧٠	٢٢٩٧٠٠	٨٦
غامبيا	١٠٢٦٠	٩٥٠٠	٩١
غويانا	٢٤٥٥٩٠	١٩٨٢٠٠	٨١
ليسوتو	٣٠٣٦٠	٣٠٣٦٠	١٠٠
مالاواي	١١٨٤٨٠	١١٣٥٠٠	٩٦
نيجيريا	٩٢٣٧٦٨	٨٠٥٠٠٠	٨٧
رواندا	٢٦٣٩٠	٢٦٣٩٠	١٠٠
السودان	٢٥٠٥٨١٣	٢٠٣٥٩٠٠	٨١
سوازيلاند	١٧٣٦٠	١٧٣٦٠	١٠٠
أوغندا	٢٣٦٠٤٠	٢٣٦٠٤٠	١٠٠
فولتا العليا	٢٧٤٢٠٠	٢٧٤٢٠٠	١٠٠
زائير	٢٣٤٥٤١٠	٢٣٣٩٨٠٠	٩٩

تابع جدول (٤ - ٤): الدول التي تقع ٨٠٪ وأكثر من مساحتها ضمن الأحواض النهرية الدولية المشتركة (عن Biswas, 1983)

الدولة	المساحة الكلية كم٢	المساحة ضمن الحوضة الدولية (كم٢)	النسبة المئوية ٪
زامبيا	٧٥٢٦١٠	٧٥٢٦١٠	١٠٠
زمبابوي	٣٩٠٥٨٠	٣٨٩٣٦٠	١٠٠
آسيا			
أفغانستان	٦٤٧٥٠٠	٥٨٧٠٠٠	٩١
بنغلادش	١٤٢٧٨٠	١٢٣٣٠٠	٨٦
بوتان	٤٧٠٠٠	٤٧٠٠٠	١٠٠
العراق	٤٣٤٩٢٠	٣٦٢٥٠٠	٨٣
كمبوديا	١٨١٠٤٠	١٥٨٠٠٠	٨٧
لاوس	٢٣٦٨٠٠	٢٢٢٩٠٠	٩٤
نيبال	١٤٠٨٠٠	١٤٠٨٠٠	١٠٠
أوربا			
أندورة	٤٧٠	٤٧٠	١٠٠
النمسا	٨٣٨٥٠	٨٣٨٥٠	١٠٠
بلجيكا	٣٠٥١٠	٢٩٣٠٠	٩٦
بلغاريا	١١٠٩١٠	٨٨٠٠٠	٨٠
تشيكوسلوفاكيا	١٢٧٨٧٠	١٢٧٨٧٠	١٠٠
ألمانيا الشرقية (سابقاً)	١٠٨١٨٠	١٠٠٣٠٠	٩٣
هنغاريا	٩٣٠٣٠	٩٣٠٣٠	١٠٠
ليختنشتاين	١٦٠	١٦٠	١٠٠

تابع جدول (٤ ـ ٤): الدول التي تقع ٨٠٪ وأكثر من مساحتها ضمن الأحواض النهرية الدولية المشتركة (عن Biswas, 1983)

الدولة	المساحة الكلية كم٢	المساحة ضمن الحوضة الدولية (كم٢)	النسبة المئوية ٪
لوكسمبورغ	٢٥٩٠	٢٥٩٠	١٠٠
هولندا	٣١٢٦٨٠	٢٩٨٥٧٠	٩٥
رومانيا	٣٣٧٥٠٠	٢٣٣٠٠٠	٩٨
سويسرا	٤١٢٩٠	٤١٢٩٠	١٠٠
يوغسلافيا	٢٥٥٨٠٠	٢١١٨٥٠	٨٣
أمريكا اللاتينية			
بوليفيا	١٠٩٨٥٨٠	١٠١٨٢٠٠	٩٣
بارغواي	٤٠٦٧٥٠	٤٠٦٧٥٠	١٠٠
أورغواي	١٧٧٥١٠	١٧٢٦١٠	٩٧
فنزويلا	٩١٢٠٥٠	٧٣٤٢١٠	٨٠

الأردن والغانج والهندوس • بدأت هذه الاختلافات تأخذ طابع الأزمات حول مياه نهر كولورادو بين الولايات المتحدة الأمريكية والمكسيك وحول نهري دجلة والفرات بين العراق وسورية وتركيا ، وحول نهر الغانج بين الهند وبنغلادش ، وحول نهر الهندوس بين الهند وباكستان ، وحول نهر الأردن بين الأردن وإسرائيل ، وحول نحو لابلاتا بين البرازيل والأرجنتين •

٤ـ٨ـ مواصفات الأنظمة النهرية :

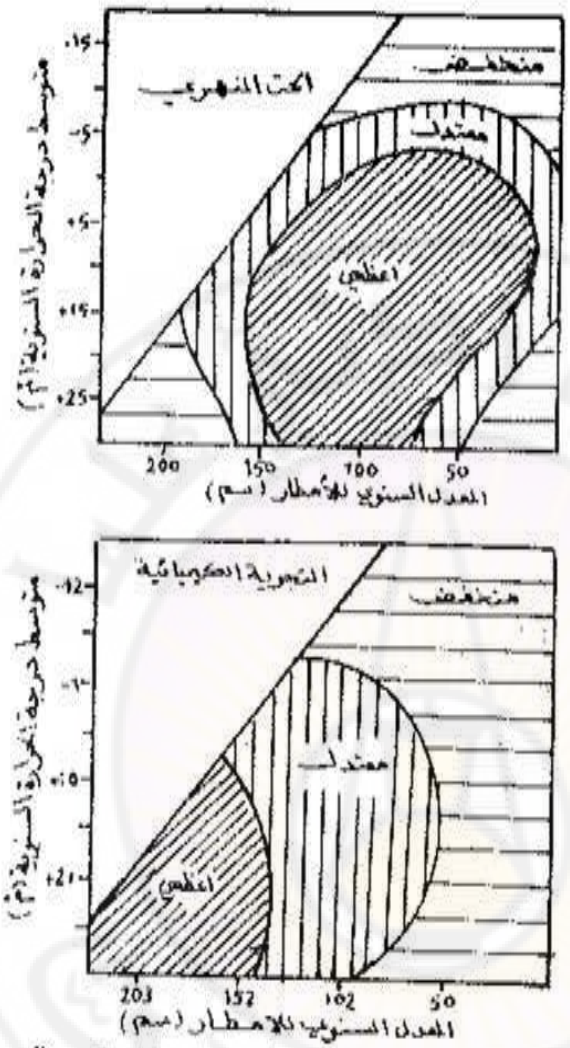
قسمت الكرة الأرضية إلى عدة نطاقات مناخية موزعة بشكل يتناسب مع خطوط العرض في نصفي الكرة الأرضية . تعظم مساحة اليابسة في نصف الكرة الشمالي بالموازنة مع النصف الجنوبي وهذا بدوره يقود إلى نمط توزيعي للمناخات بشكل متوافق مع خطوط العرض ، غير أن هذا النسق التوزيعي يتشوه بتأثير السواحل الشرقية للقارات في العروض المعتدلة ، والسواحل الغربية في العروض المدارية .

تبدو أهمية هذه النماذج المناخية بالنسبة للعمليات الجيومورفولوجية متوضحة من تمكن الباحثين تعيين أو تصنيف النطاقات ذات النشأة الشكلية Morpho genetic والنطاقات المورفو ـ مناخية Morpho climatic . لقد تخيّل[1] Peltier, 1950 بأن الإقليم الطبيعي يتشكل بفعل عمليات التجوية الميكانيكية والكيمائية التي تقدم بدورها المادة التي تحتثها الأنهار والرياح والجليد والحركات الكتلية Mass Movement . إن تقدير الحدود المناخية لكل عملية (شكل ٤ ـ ٦) باستخدام المتوسطات السنوية للحرارة والأمطار أنتجت تسعة أقاليم مورفوجينية . ويبدو أن العمليات النهرية تحتل أهمية خاصة في النطاقات المعتدلة (درجة الحرارة ٣ ـ ٢٩٫٥° م التهطال ٩٠ ـ ١٥٠ سم) وتتناقص إلى أدنى حدٍ لها في الأقاليم الجافة وفوق القطبية ، بينما تسود التجوية الكيمائية في حال وفرة الماء وارتفاع درجة الحرارة .

على كلٍ ، لا توجد هناك حدود مناخية مطلقة للعمليات الجيومورفولوجية ، كما تظهر العمليات النهرية (فعل الأنهار) في كل الأقاليم المورفوجينية . أوضحت الدراسات على مستوى العالم حول أنظمة الجريان النهري ونقل الرسوبات بأن العلاقة بين المناخ وفعل الأنهار (جريانا + حتا + نقلا) ضعيفة جداً لوجود الغطاء

---

(١) عن : Petts and Foster, 1985 .



شكل (٤-٦): الحدود المناخية لعمليات تشكل الأحواض النهرية

النباتي الذي يلعب دوراً مهماً بإنقاص معدّل الجريان ومعدل حت التربة . اقترح حديثاً[1] Lotspeich, 1980 استخدام عنصري المناخ والجيولوجيا كضوابط أساسية ، بينما عنصري التربة والغطاء النباتي كعوامل ثانوية من أجل تصنيف الأحواض المائية المطرية « مستجمعات الأمطار » وأنظمتها النهرية . كما أن هناك

(١) عن : Petts and Foster, 1985 .

تصنيفاً للأنهار يعتمد الأساس المناخي ويشتمل على تأثيرات التضاريس والغطاء النباتي واستخدامات الأرض .

إن امتداد الغطاء النباتي ، والتربة دائمة التجمد بكثرة في العروض العليا يقلل كثيراً الحت الميكانيكي في الأحواض ذات التضاريس المنبسطة خلال فصل الصيف الدافىء ، حيث تذوب الثلوج وتتكشف مساحات واسعة منبسطة من الأراضي تعطي جرياناً ممزوجاً ذا لون أسود واضح وكذلك ذا قيمة منخفضة لـ pH ، ومواد محلولة قليلة جداً ، وعكراً منخفضاً . بينما يلاحظ أن فعل الحت الناجم عن ذوبان الثلوج خلال فصل الربيع وتآكل وحت جوانب الأقنية والمجاري المائيـة ترفع مستويات العكر خلال أوقات محددة من العام . بينما يلاحظ حدوث فيضانات تدوم لفترة قصيرة أثناء ذوبان الثلوج في بداية فصل الصيف في أنهار المناطق الجبلية . إن وجود اللوس بكثرة، وسهولة نقل الأتربة والحجارة والحطام والأنقاض في المجاري النهرية العليا تعزز وتزيد حمولات النهر ، وهذا يسهم بدوره بتعميق قاع النهر في المجرى الأوسط بفعل الحت الرأسي . أما بالنسبة للأنهار التي تتغذى من الجليديات فهي تتميز بحمولاتها الوفيرة ، بينما يتحكم بنظام جريانها اختلاف معدل ذوبان الجليد سواء خلال اليوم أم خلال العام . عموماً إن النسبة بين الحت الميكانيكي والكيمائي تتناقص بازدياد نسبة التضريس .

يمثل نطاق فيما بين المدارين (٣٠° شمال خط الاستواء وجنوبه) أكبر نسبة من مساحة اليابسة حيث يبلغ محيط الأرض عند خط الاستواء ٤٠٠٠٠ كم ، وهناك معلومات قليلة نسبياً حول الأنظمة النهرية في هذا النطاق المداري . إن ارتفاع درجة حرارة الهواء والمـاء ، وغيـاب التجمد والصقيـع يعطي رجحاناً للعوامل البيولوجية ، حيث تتسارع التجوية البيوكيمائية في الترب الرطبة الدافئة الغنية بالبكتريا . لقد أبدى هذا النطاق خلال التجارب الطويلة وجود شروط استقرار ثابتة نوعاً ما لفترة زمنية طويلة ، لذا يلاحظ في الوقت الحالي أن الأنهار الاستوائية الحقيقية (تنبع وتصب في هذا النطاق) تتصف بمجرى مائي منبسط قليل الميل ، حمولاتها من المواد المحلولة والمحمولة قليلة جداً بسبب كثافة الغطاء النباتي ،

وتماسك التربة حتى أعماق كبيرة • بينما يلاحظ في بعض المواقع وجود حمولات شاذة ، يعزى سببها إلى تدمير الغطاء النباتي ، أو وجود أحواض مائية جبلية • إن مستقبل بعض الأنهار الاستوائية والمدارية هو دلتات داخلية « Interior Delta » حيث تسهم الأمطار الاستوائية أو الموسمية بإحداث جريانات وحمولات نهرية بالنسبة للأنهار التي تجري في النطاقات المناخية شبه الجافة (مثال : الدلتا المركزية لنهر النيجر) • تمتلك الصحارى الممتدة في نطاق الضغوط المرتفعة شبه المدارية (١٠° ــ ٣٠° شمال خط الاستواء وجنوبه) أنظمة تصريف ضمنية ، مع وجود عدة مجارٍ مائية تنتهي إلى بحيرات داخلية ، أو تتلاشى وتختفي في الصحراء مخلفة وراءها مساحات كبيرة من التوضعات جراء تبخر المياه التي كانت تحملها أو كانت محلولة فيها •

يلاحظ في العروض المعتدلة الرطبة الواقعة بين درجتي عرض ٣٠° ــ ٥٥° شمالاً وجنوباً ، أن الغطاء النباتي يتحكم بشكل رئيس بأنظمة الجريان النهري ، حيث ، وباستثناء بعض المواقع ذات التضاريس المرتفعة ، أو التي دمّر غطاؤها النباتي من قبل الإنسان ، يسود هنا معدّل منخفض لحت التربة • بينما في الأقاليم الهامشية كحوض البحر الأبيض المتوسط وجنوب غرب استراليا ، حيث يتم الهطول بمعظمه خلال فصل الشتاء ، مع سيادة فصل جاف طويل ومميز ، يلاحظ وجود توضعات وترسبات هائلة بسبب جفاف ويباس الغطاء العشبي خلال الفصل الجاف الطويل ، ونشاط عملية الحت المائي في بداية الفصل الماطر ، وبشكل مشابه ، يلاحظ في الأقاليم شبه الجافة أن الفصل الجاف الطويل يعقبه حت كبير للتربة أثناء الهطولات الأولى في بداية فصل الشتاء • لقد تعاقب على النطاقات المناخية المعتدلة وشبه الجافة تغيرات مناخية خلال تاريخها الجيولوجي الحديث ، حيث كانت معظم المساحات الواقعة في ظل المناخ المعتدل تقع في ظل المناخ القطبي وشبه القطبي ، وامتدت الأراضي المغطاة بالجليد حتى درجة عرض ٤٥ تقريباً في نصفي الكرة الأرضية خلال فترة البلايستوسين • ساهمت الغطاءات الجليدية بتوسيع واستطالة الأودية ، وأنتجت تراكمات هائلة من الحطامات والأنقاض الجليدية عند أقدام الثلاجات الجليدية • امتد نطاق تأثير الأمطار الموسمية الصيفية خلال البلايستوسين

نحو ١٠٠٠ كم باتجاه القطبين عما هو عليه الآن ، وقد أنتج هذا حطامات وأنقاضا ناجمة عن التجوية الجويّة • تعرضت هذه التوضعات الموجودة الآن في نطاق المناخ شبه الجاف إلى الحت الميكانيكي السريع في العصر الحاضر بوساطة الأنهار خلال فترة الغزارة العظمى المترافقة مع الهطولات الغزيرة أثناء الفصل الرطب •

تعكس معظم الأنهار العالمية ، وأحواض تصريفها في الوقت الحالي التاريخ الجيومورفي ـ المناخي Climatic-geomorphic history لما كانت عليه خلال الزمن الرابع ، لاسيما خلال المليوني سنة الأخيرة ، وبالتحديد خلال الـ ١٥٠٠٠ سنة الأخيرة من العصر الجليدي الأخير والهولوسين • ويبدو أن التطورات التي طرأت على معظم أنهار العالم خلال فترة الهولوسين كانت متغيرة ومتبدلة ، فعلى سبيل المثال ، ما يتعلق بالنطاقات الجليدية القديمة (المغطاة بسماكات هائلة من الجليد) ومناطق هوامش الجليد (مع تربة دائمة التجمد) ، ومناطق مابعد الجليد في العروض المعتدلة الحالية (Starkel, 1983) • كما يمكن أن ترجع التغيرات التي أصابت معظم أنهار العالم إلى تغير مستوى سطح البحار والمحيطات ، وتأثيرها في طول العديد من السواحل ، والتي بلغت أوجها في فترة ما بعد الجليد Post-glacial ، حيث أغرقت العديد من مصبات الأنهار ، وتوقف ذلك منذ نحو ٦٠٠٠ سنة خلت •

تعدّ البحيرات مكوناً من المكونات المهمة لأنظمة الجريان النهري ، بحيث تمثل مواقع لتراكم وتوضع الرسوبات ، كما أنها تنظم اختلافات الجريان النهري ، وتحافظ على درجات حرارة عالية للمياه الخارجة منها للمجاري النهرية الدنيا • ففي العروض المرتفعة يلاحظ على سبيل المثال أن بحيرة كريت سليت تمارس ضبطاً منظماً لهيدرولوجية نهر ماكنزي في شمال كندا • وأكثر من ذلك يلاحظ أن البحيرات الاصطناعية التي أوجدها الانسان خلف السدود المقامة على الأنهار الكبيرة تقوم بمهمة تنظيم الجريانات النهرية في معظم أنهار العالم الكبيرة ، وتسهم بإمكان تقدير الصفات الحرارية والكيمائية والفيزيائية لمياه النهر حتى مسافة تتراوح بين عشرات ومئات الكيلومترات من البحيرة باتجاه المصب (Petts, 1984) • لقد تشكلت البحيرات الطبيعية نتيجة جملة من العوامل الميكانيكية ، لكن هناك الكثير من

البحيرات التي تعرضت للزحف الجليدي وتجمدت سابقاً ، وهذا يشمل البحيرات العظمى في شمال أمريكا ، وبعض البحيرات الصغيرة في اسكندنافيا ونيوزيلندا .

٤-٩- عملية الجريان المائي :

تعتمد عمليـة الجريان المائي « The runoff process » بشكل أساسي على العلاقة القوية التي تربط بين التهطال والجريان المائي . يلاحظ أن الجريان المـائي غالباً ما يصل إلى غزارته القصوى خلال الفصل الرطب من العام ، ويتناقص بالتدريج خلال الفصل الجاف من العام . بينما يصل الجريان المائي إلى القمة خلال وقت قصير جداً أثناء العاصفة المطرية ، ويتناقص ببطء بعد انتهاء العاصفة . أي أن الجريان المائي السطحي ينجم عن سقوط الأمطار فوق المجاري المائية ،وعن بعض المياه التي تصل إلى المجرى بسرعة بعد سقوط المطر ، وتلك التي تصل ببطء حتى خلال الفصل الجاف الطويل .

جرت في الماضي العديد من المحاولات لدراسة وتحليل عملية الجريان المائي لاسيما نظرية ترشيح مياه الجريان « Imfiltration theory of runoff » التي اقترحها هورتون Horton سنة ١٩٣٣ حيث تعرّض هذا الموديل الكلاسيكي للعديد من الانتقادات في الفترة الأخيرة .

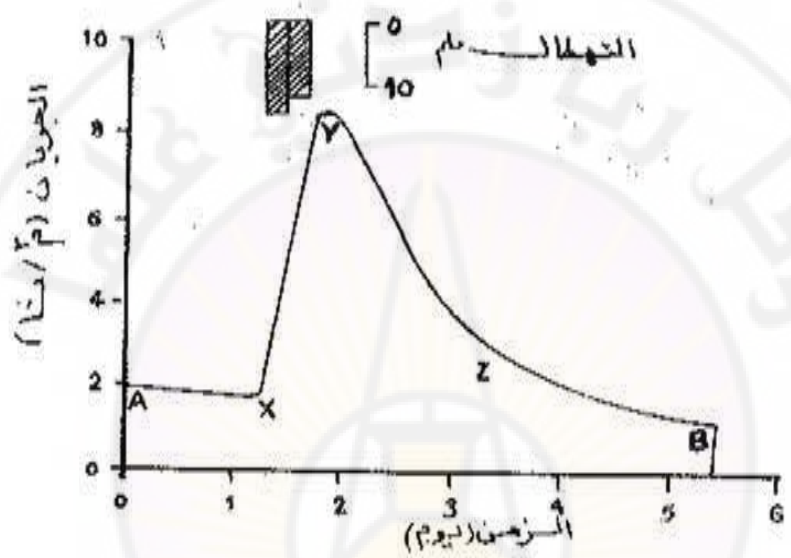
٤-٩-١- موديل هورتون :

تأخذ نظرية هورتون في حسبانها بعض الافتراضات الخاصة بحوضة مائية مغلقة تتجلى بما يلي :

١ ــ يتغذى الجريان المائي السطحي بشكل أساسي من المياه الجوفية في نهاية الفصل الجاف الطويل .

٢ ــ عدّ هورتون أن الجريان المائي القاعدي (الأساسي) يتغذى أيضاً من الخزانات المائية الأخرى مثل البحيرات والمستنقعات والثلوج والجليديات .

عندما تكون التغذية الرئيسة للجريان السطحي من المياه الجوفية ، يلاحظ أن مخزون الطبقات الحاملة للمياه الجوفية يتناقص بالتدريج ، وبالتالي تتناقص التغذية المائية الجوفية بالتدريج ، هذه الحالة ممثلة بالخط « Ax » في المنحنى البياني الذي يوضح الجريان المائي السطحي مقابل الزمن في الشكل (٤ ــ ٧) ، حيث يبدو أن النهطال يبدأ بالسقوط عند الزمن « x » .



شكل (٤ ــ ٧) : هيدروغراف يمثل الجريان السطحي الناجم عن عاصفة مطرية محددة تهاطلها بصيرة فوق حوضة إختبارية (من وارد ١٩٧٤)

يفترض موديل هورتون أنه خلال عاصفة مطرية طويلة ذات شدة ثابتة سيكون هناك تناقص أسي مستمر لسعة الترشيح Infiltration Capacity نتيجة عدة عوامل تؤثر في سطح التربة مثل : القوام ، البناء ، التراص ، الانتفاخ ، وذلك حتى الوصول إلى معدّل رشح ثابت بالنسبة لكامل مساحة الحوضة المدروسة ، فإذا انخفضت قيمة معدل الرشح الثابت عن قيمة شدة المطر ، عندها يهطل المطر بسرعة تفوق مقدرة التربة السطحية على امتصاص كل الكميات المائية الهاطلة ، ويحدث الجريان فوق

التربة السطحية الذي بدوره يُحدث الجريان السطحي . يتعاظم الجريان فوق سطح التربة شيئاً فشيئاً حتى يصل لعمق يمكّنه من الوصول إلى المجرى المائي بسرعة كبيرة مشكلاً الجريان السطحي ، ومؤدياً لارتفاع منسوب المياه في المجرى المائي وزيادة الغزارة ، وهذا ممثل بالخط (XY) في الشكل (٤ ــ ٧) . وحالاً بعد توقف سقوط المطر ، يبدأ الجريان السطحي بالتناقص بسرعة كبيرة جداً في المراحل الأولى ثم يتباطأ بعدها معدل التناقص (انظر القسم YZ من الشكل ٤ ــ ٧) . وفي حال تبقي قسم من المياه فوق سطح التربة ضمن الحفر والمنخفضات ، يتعرض جزء منه للتبخر ويرشح الباقي ضمن التربة ويمكن أن يصل إلى مخزون المياه الجوفية . وفي النهاية عندما تستنفد كل المياه السطحية في الجريان السطحي يعتمد جريان المياه في الأنهار بشكل أساسي على مخزون المياه الجوفية (انظر القسم ZB في الشكل ٤ ــ ٧) والذي بدوره سوف يتناقص مع ازدياد تدفق المياه الجوفية من خزاناتها .

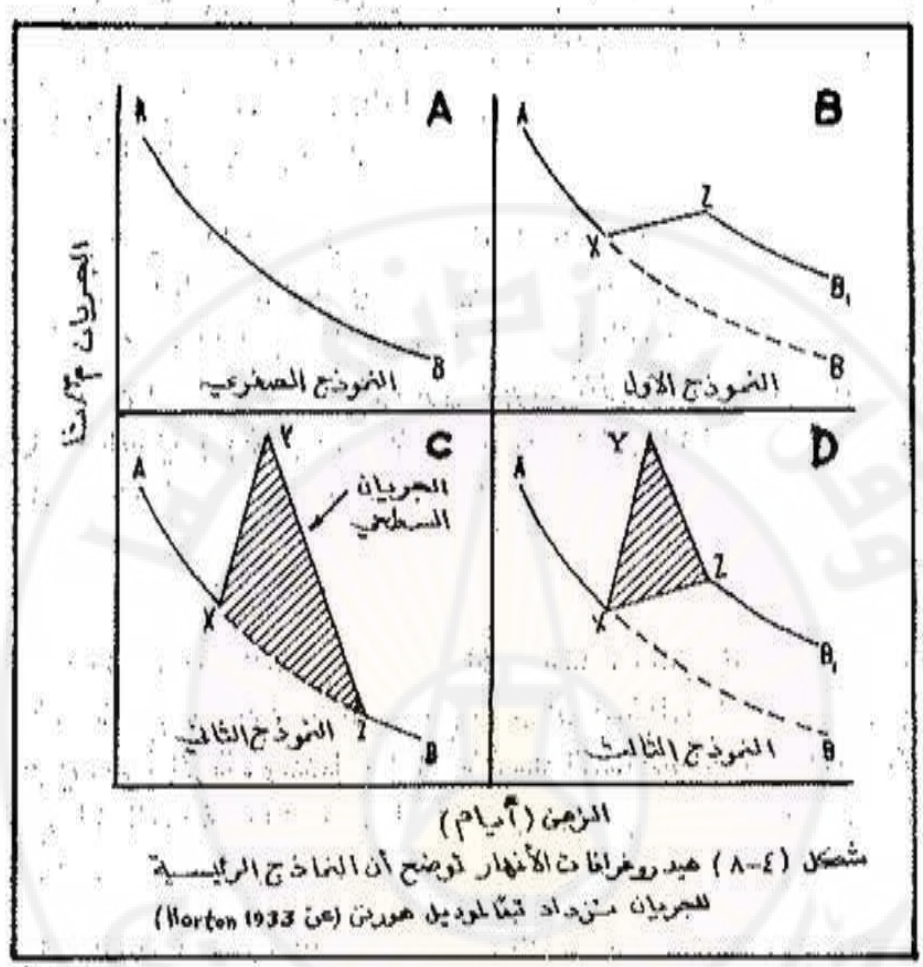
يتكون المنحنى البياني الذي يمثل الجريان المائي الناجم عن العواصف المطرية من ثلاثة أقسام هي :

١ ــ الفرع الصاعد الحاد Steep rising Limb من X إلى Y .

٢ ــ القمة Peak أو Crest .

٣ ــ الفرع الهابط من Y إلى B .

يتضح من الشكل (٤ ــ ٧) أن معظم الزيادة في الجريان المائي النهري والممثلة في المثلث XYZ هي نتيجة مباشرة للجريان السطحي ، وهنا يجب التنويه إلى أن قسماً من الزيادة يعود لتدفق المياه الجوفية . تعتمد العلاقة بين مكوني الجريان السطحي بشكل كبير على إمكان التربة لامتصاص ماء المطر ، أي أنها سوف تعتمد على العلاقة المتبادلة بين شدة المطر وسعة الترشيح . وعلى هذا الأساس قام هورتون سنة ١٩٣٣ بوصف النماذج الأربعة لأشكال زيادة الجريان المائي الناجم عن سقوط الأمطار والموضحة في الشكل (٤ ــ ٨) .



شكل (٤-٨) هيدروغرافات الأنهار توضح أن النماذج الرئيسية للجريان متزداد تبعاً لموديل هورتن (عن Horton 1933)

ـ النموذج الصفري (« Type « 0) :

أطلق عليه هورتون « النموذج الصفري » لأنه حسب رأيه لن يتغير شكل هيدروغراف المجرى المائي أثناء سقوط المطر وبعده ، لأن شدة المطر الهاطل ضعيفة تقل عن سعة ترشيح التربة وبالتالي لن يحدث الجريان السطحي . كما تعاني التربة من عجز كبير في الرطوبة ، لذا فإن كمية المياه الراشحة التراكمية لن تسد هذا العجز في الرطوبة ، وبالتالي لن يحدث تزويد للمياه الجوفية التي تغذي المجرى المائي

السطحي ، ولهذا لن يحدث تدفق مياه جوفية للمجرى المائي • ونتيجة لذلك يأخذ الهيدروغراف شكل منحنى الاستنزاف الطبيعي خلال الفترة الجافة من العام دون أي تذبذب ، مع تناقص في الجريان القاعدي للمياه الجوفية من A إلى B ، وزيادة استنزاف المياه الجوفية مع الزمن •

تنبع أهمية هذا النموذج عند وصول التربة لمرحلة السعة الحقلية ، ولدى تكرار مثل هذا النموذج فإن أي زيادة في رشح المياه سيغور ليصل إلى خزانات المياه الجوفية • وهنا يجب التنويه أن هذا النموذج قلّما يشاهد بشكل نموذجي لأن قسماً من الأمطار تسقط مباشرة فوق المجرى المائي وسوف تسهم ، مهما قلّ شأنها ، بزيادة في جريان المياه وارتفاع منسوبها وبالتالي لابدّ من تغيّر في شكل المنحنى • هذا النموذج موضح في الشكل (٤ ــ ٨ ، A) •

ــ النموذج الأول « Type 1 » :

يلاحظ في هذا النموذج أن شدة المطر ضعيفة ، وتبقى أقل من سعة رشح التربة ، وبالتالي لن يحدث جريان سطحي • غير أن كمية المياه الراشحة تفوق قيمة العجز في رطوبة التربة ، وعندما تصل التربة لمرحلة السعة الحقلية تفور المياه الزائدة لتغذي المياه الجوفية ، والتي بدورها تغذي المجرى المائي ، وتسبب زيادة في صبيبه (المنحنى xZ في الشكل ٤ ــ ٨ ، B) • ينخفض فيما بعد مستوى تزويد المياه الجوفية بشكل تدريجي (المنحنى ZB_1 في الشكل ٤ ــ ٨ ، B) •

ــ النموذج الثاني « Type 2 » :

تفوق شدة المطر في هذا النموذج سعة رشح التربة ، لذا فإن المياه الزائدة تسبب جرياناً فوق التربة ، والتي بدورها تسبب الجريان السطحي الذي يسهم برفع منسوب المياه وزيادة غزارة المجرى المائي (XY في الشكل ٤ ــ ٨ ، C) • بينما تكون كمية المياه الراشحة أقل من العجز في رطوبة التربة ، وبالتالي لن تصل التربة

إلى مرحلة السعة الحقلية ، ولن يحدث تزويد للمياه الجوفية • غير أن استنزاف المياه الجوفية يستمر حتى خلال فترة ارتفاع منسوب المياه الناجم عن الجريان السطحي حتى الوصول لمرحلة القمة ، ثم يعود الهيدروغراف إلى وضع الاستنزاف الطبيعي (ZB في الشكل ٤ ــ ٨ ، C) •

ــ النموذج الثالث « Type 3 » :

تنجم الزيادة في حجم الجريان المائي في هذا النموذج عن الفعل المشترك للجريان السطحي المزود وتدفق المياه الجوفية • يلاحظ في مثل هذه الظروف أن شدة المطر تفوق سعة رشح التربة مسببة بذلك جرياناً سطحياً كما في المنحنى (XY) في الشكل (٤ ــ ٨ ، D) بينما تفوق إجمالي كمية المياه الراشحة العجز الحاصل في رطوبة التربة محدثة بذلك تسرب المياه الزائدة إلى مخزون المياه الجوفية ، وبالتالي زيادة التدفق القاعدي أو الأساسي إلى المجرى المائي السطحي من X إلى Z ، في الشكل (٤ ــ ٨ ، D) • بعد أن يتجاوز الجريان السطحي مرحلة القمة ، يتبع الهيدروغراف منحى استنزاف جديد للمياه الجوفية من Z إلى (B_2) . مرّة ثانية كما في النموذج الأول يكون معدل تسرب المياه السطحية للمياه الجوفية في بعض الأحيان أقل من معدل استنزاف المياه الجوفية ، لذا فإن تدفق المياه الجوفية يتناقص خلال جميع الفترات التي يتزايد فيها الجريان السطحي الممثل بالمنحنى XYZ في الشكل (٤ ــ ٨ ، D) •

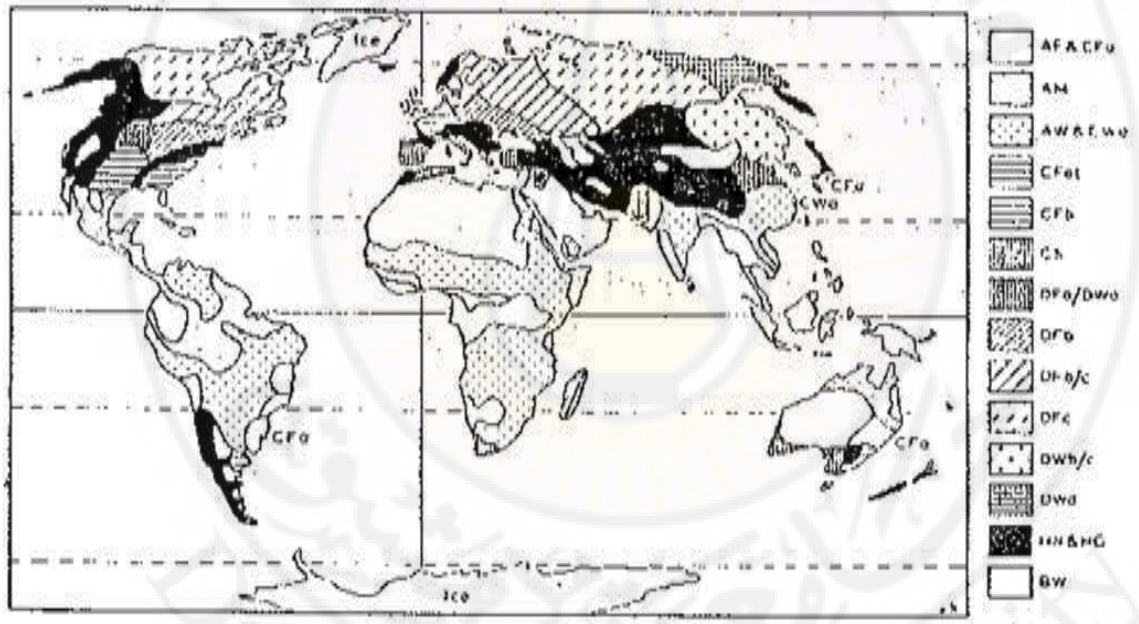
٤ــ١٠ــ اختلافات الجريان :

٤ــ١٠ــ١ــ المدخل :

تبدي معظم الأنهار اختلافات فصلية في قيم الجريان ، وعلى الرغم من تأثرها بالعديد من العوامل فهي تعد بدورها انعكاساً مباشراً للاختلافات المناخية ، وبشكل رئيسي نتيجة للتوازن بين الأمطار والتبخر • إن أنظمة الاختلافات الفصلية التي تميل لأن تتكرر عاماً بعد آخر تعرف عادة باسم النظام النهري « River Regime » .

تمتلك أنهار العروض الاستوائية أنظمة نهرية منتظمة ، بينما تبدي أنهار العروض المدارية اختلافات واضحة بين جريانات الفصل الرطب والفصل الجاف ، أما في أنهار العروض الأخرى فيلاحظ ظهور تعقيدات متعددة في أنظمة الجريان النهري تنبع من حقيقة أن التهطال يحدث بمعظمه على هيئة ثلوج ، ولا يدخل مباشرة في الجريان المائي ، وإنما يتأخر حتى يبدأ فصل الذوبان • لذا فإنه بالإمكان تصنيف أنظمة الجريان النهري تبعاً للنطاقات المناخية التي تتواجد فيها •

اقترح بيكنسال (Beckinsale, 1969) تصنيفاً مناخياً مفيداً للأنظمة النهرية يعتمد بشكل رئيس على تصنيف كوبن المناخي للعالم ، وهذا موضح باختصار في الشكل (٤ ــ ٩) ومن الجدير ذكره أن بيكنسال أقر بوجود بعض الحالات المعقدة



شكل (٤-٩) : التوزيع العالمي لأنظمة الجريان النهري بالاعتماد على تصنيف كوبن المناخي للعالم (عن Beckinsale, 1969)

HN ، HC : تشيران إلى أنظمة الأنهار الجليدية التي تظهر بعض التنظيم عن درجة العروض

Bw : أنظمة أنهار الصحارى والمناطق الجافة الأخرى ، حيث لا تستطيع الأنهار أن تنبع في هذه المواقع

للعديد من الأنهار التي تنبع من الجبال التي تغطيها الثلوج والجليديات ضمن نطاقات عريضة من مختلف النماذج المناخية . كما أن هناك أنهاراً مهمة وكبيرة غالباً ما تعد نطاقاً مناخياً وربما أكثر يصعب تحليلها بهذا الإطار .

ميّز بيكنسال أربع مجموعات رئيسة من أنظمة الجريان النهري :

- المجموعة الأولى :

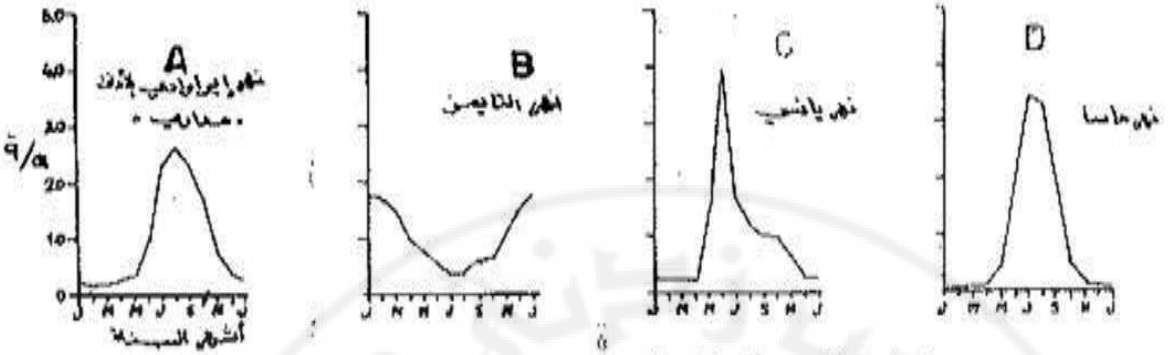
الأنظمة الحرارية الضخمة Mega thermal regimes التي توجد في العروض ذات الأمطار المدارية ، والتي تغزوها كتل هوائية بحرية رطبة خلال فصل الصيف . تتميز هذه الأنظمة بقمة عليا للجريان صيفاً ، يتبعها انخفاض حاد في قيم الجريان في نهاية الشتاء وبداية الربيع (شكل ٤ ـ ١٠ ، A) .

- المجموعة الثانية :

وتضم الأنظمة ذات المناخات الماطرة الحارة المعتدلة في النطاقات شبه المدارية والعروض الوسطى ، وهنا يمكن أن نميّز خمس مجموعات جزئية في الأنظمة المعتدلة الحرارة Meso-Thermal regimes . ويوضح الشكل (٤ ـ ١٠ ، B) مثالاً عن التدفق طوال العام ضمن هذا النظام مع وجود انخفاض في قيم الجريان خلال الفصل الحار .

- المجموعة الثالثة :

وتضم أنظمة الجريان في المناطق ذات الحرارة المنخفضة Micro-thermal regimes حيث تكون متوسط درجة حرارة شهر على الأقل ، أو أكثر تقل عن (ـ ٣° م) ، كما يدوم الغطاء الثلجي شهراً على الأقل أو أكثر . تنخفض قيم الجريان من كانون الأول حتى نهاية نيسان ، لكنه يتبعه ارتفاع مفاجىء وحاد في شهري أيار وحزيران (شكل ٤ ـ ١٠ ، C) .



شكل (٤ـ ١٠) الأنظمة النهرية العالمية

ـ المجموعة الرابعة :

تضم هذه المجموعة أنظمة الجريان الجبلية ، وهي حالة خاصة يمكن تصنيفها ضمن المجموعة الثالثة ، وتتحدد من خلال الارتفاع فوق مستوى سطح البحر أكثر من اعتماد درجات العرض كأساس لتصنيفها • تنتج أنظمة الجريان هنا عن ذوبان الثلوج والجليد خلال فصل الصيف الدافيء ، وهذا بدوره يسهم بإحداث قمة أعظمية للجريان بعد الذوبان خلال أشهر حزيران وتموز وآب (شكل ٤ ـ ١٠ ، D)• لابدّ من الإشارة أخيراً إلى وجود أنظمة صغرى تتميز بتباينات يومية في الجريان ، والتي يمكن أن تعزى إلى التهطال الحملاني بعد فترات التشمس الأعظمي • وعلى الرغم من أن أنظمة الجريان التي حددها بيكنسال تنطبق على معظم أنهار العالم ، إلا أن هناك تباينات على مستوى القارة ، وأحياناً على مستوى الإقليم •

٤ـ ١٠ ـ ٢ـ العوامل المؤثرة في تباين الجريان :

يجب التمييز هنا ما بين العوامل التي تتحد في التأثير في إجمالي حجم الجريان المائي خلال فترة زمنية طويلة ، ولتكن عدة سنوات ، وبين العوامل التي تتحد في التأثير في توزيع الجريان خلال وقت محدد ، وليكن عاماً واحداً أو أقل • يلاحظ أن العوامل الأولى سوف تؤثر في التوزيع المكاني للجريان ، بينما تميل العوامل التي تشكل المجموعة الثانية لأن تكون متغيرة جداً ، وعادة ما تتبدل بسرعة خلال وقت قصير جداً يمتد لعدة أيام ، وأحياناً عدة ساعات ، وأحياناً أخرى عدة دقائق •

٤ـ١٠ـ٢ـ١ـ العوامل المؤثرة في تباين حجم الجريان :

آ ـ العوامل المناخية :

بات من المؤكد أن أكثر العوامل تأثيراً في حجم الجريان المائي هو التوازن طويل الأمد بين كمية الوارد المائي للحوضة على هيئة هطولات ، وكمية الفاقد المائي من هذه الحوضة بوساطة التبخر ـ النتح ، وفي هذا الإطار يحدد مناخ هذه الحوضة الحدود العليا لإجمالي حجم الجريان المائي الخارج منها • تتعدل العلاقة بين المتوسطات السنوية للتهطال والتبخر ـ النتح من خلال العديد من العوامل المحلية المحدودة مثل : نموذج التهطال ، منشئه ، التغيرات المفاجئة في الغطاء النباتي واستخدامات الأرض •

ب ـ عوامل الحوضة :

تلعب طبيعة الحوضة دوراً مهماً في التأثير في حجم المياه الجارية فيها ، ومن أولى عوامل الحوضة يبرز دور « مساحة الحوضة » ، حيث أن مساحة الحوضة تحدد حجم مياه التهطال المكتسبة من قبلها ، وهذا لا يمكن عزله عن الشروط المناخية السائدة فوق الحوضة • يتضاءل دور مساحة الحوضة في الأقاليم التي تكون فيها القيم السنوية للتبخر ـ النتح تفوق القيم السنوية للتهطال ، لأنه مهما كبرت مساحة الحوضة فإن قيم الجريان المائي فيها معدومة شأنها شأن أي حوضة ذات مساحة صغيرة جداً • بينما إذا كانت قيم التبخر ـ النتح تقل عن قيم التهطال يبرز دور مساحة الحوضة حيث يزداد حجم المياه الجارية بازدياد المساحة •

يؤثر نوع التربة والصخور والانحدارات بشكل غير مباشر في حجم المياه الجارية من خلال تعويق حركة المياه عقب حدوث التهطال ، وبالتالي هناك تأثيرات في كمية المياه المفقودة بوساطة التبخر ـ النتح • من المتوقع جريان كميات كبيرة من مياه المطر على السفوح شديدة الانحدار المغطاة بتربة رقيقة جداً ، وفوق الصخور الكتيمة • يسهم ارتفاع تضاريس الحوضة بزيادة حجم المياه الجارية من خلال زيادة حجم المياه المكتسبة من التهطال •

٤ـ١٠ـ٢ـ٢ـ العوامل المؤثرة في تباين الجريان خلال الزمن :

عُدّ المناخ من وجهة النظر الهيدرولوجية من يحدد الحدود العليا لحجم الجريان المائي ، على الرغم من كونه عاملاً من عوامل البيئة الثابتة Stable Enviromental Factor شأنه شأن عناصر الحوضة التي تمت مناقشتها سابقاً • تبدي المجموعة الثانية من العوامل التي تسهم بتباين واختلاف الجريان مع الزمن اختلافات مكانية وزمنية سريعة التبدل والتغير ، ومع ذلك يمكن تصنيفها ضمن ثلاث مجموعات هي : العوامل المتيورولوجية وعوامل الحوضة والعوامل البشرية •

أولاً ـ العوامل الميتيورولوجية :

بما أن التهطال يقدّم المادة الأولية للجريان المائي ، لذا يبرز دور العوامل المتيورولوجية كما أن اختلافها مع الزمن يؤدي إلى وجود اختلافات مماثلة في الجريان مع الزمن •

آ ـ نموذج التهطال :

يحتل نموذج التهطال أهمية هيدرولوجية كبيرة بالنسبة للجريان المائي واختلافه مع الزمن ، حيث يحدد الوقت الذي تجري فيه مياه التهطال • يدخل المطر السائل مباشرة في الجريان المائي ، لكن المدى الذي سيدخل فيه يعتمد لحد ما على العلاقة القائمة بين العديد من العوامل الميتيورولوجية الأخرى وعوامل الحوضة والعوامل البشرية • بينما تدخل النماذج الصلبة للتهطال كالبَرَد والثلج المسترطب مباشرة في الجريان المائي حالما تلامس سطح الأرض ، أو قد تتأخر لبعض الوقت ، لكنه قليل جداً •

تتميز الطبقات الثلجية قليلة السماكة (Snow Blankets) بمظاهر هيدرولوجية أهمها : سعتها التخزينية للماء ، والوقت الفاصل بين بدء التهطال

الثلجي وبدء الجريان المائي • فالثلوج التي تهطل بين شهري كانون الأول وشباط لن تسهم بإحداث جريان مائي حتى تذوب خلال فصل الربيع •. كما تتميز هذه الطبقات بسعات تخزينية كبيرة للماء السائل مثل الترب النفوذة ، لذا يلاحظ في المراحل المبكرة من الذوبان في بداية فصل الربيع تجمع كميات كبيرة من مياه الذوبان ، ومن مياه الأمطار الهاطلة فوق الثلوج ضمن طبقات الثلج • ومع تقدم عملية الذوبان تتحرر كميات هائلة بشكل مفاجىء من مياه الذوبان ومن المياه المحجوزة ، وهذا بدوره يزيد حجم المياه الجارية ، وقد يؤدي لحدوث الفيضان •

ب ـ شدة المطر وديمومته :

تعدّ شدة المطر في معظم الحالات ، العامل الرئيس في تقدير ذلك الجزء من الأمطار الهاطلة الذي يجري فوق سطح الأرض على هيئة جريان سطحي وكذلك الجريان تحت السطحي ، وجريان المياه الجوفية ، وبالتالي تحدد السرعة التي تصل فيها المياه إلى المجرى المائي النهري • بينما يعد طول الفترة التي يستغرقها هطول المطر (ديمومة المطر) من العوامل المهمة في تقدير حجم الجريان المائي وتزايده مع الزمن، لاسيما إذا تضافرت مع عوامل الحوضة (مساحتها وطبوغرافيتها)•إذا استمر هطول المطر لفترة زمنية طويلة يرفع الماء الراشح مستوى الماء الأرضي حتى يصل في بعض الأحيان إلى مستوى سطح الأرض ، وبالتالي تنخفض سعة ترشيح التربة لتصل الصفر محدثة بذلك زيادة مفاجئة في الجريان السطحي • يختلف دور شدة المطر في إحداث الجريان السطحي تبعاً لاختلاف حجم الحوضة وطبيعة تضاريسها • ففي الأحواض صغيرة المساحة ذات التضاريس شديدة الانحدار تحدث جريانات سريعة لمياه المطر ذي الديمومة القليلة ، بينما يتأخر الجريان قليلاً في حوضة كبيرة تضاريسها سهلة منبسطة ، وديمومة المطر فيها أكبر •

جـ ـ توزيع المطر :

تتأثر العلاقة التي تحكم الزمن فيما بين هطول المطر وحدوث الجريان من خلال توزيع المطر فوق مختلف أرجاء الحوضة • فإذا ما هطل حجم معين من المطر موزع

بانتظام فوق مختلف أرجاء الحوضة فإن شدة الهطول ستكون منخفضة وبالتالي لن تحدث جرياناً سريعاً بالموازنة مع الحالة التي يسقط فيها الحجم نفسه على جزء من هذه الحوضة • يسهم النموذج الأول من توزيع المطر المتجانس إلى إحداث جريانات قاعدية ، وبالتالي زيادة التدفق المائي النهري البطيء وطويل الأمد ، بينما يؤمن النموذج الثاني من توزيع المطر (فوق جزء من الحوضة) كميات كبيرة من المياه في وحدة المساحة لتشكيل جريانات سريعة ، لكنها مفاجئة ، وتؤدي لزيادة مؤقتة في حجم الجريان المائي النهري •

ثانياً – عوامل الحوضة :

تؤثر مختلف عناصر الحوضة في تباين حجم الجريان المائي مع الزمن • يتميز بعض هذه العناصر بنوع من الثبات لفترة زمنية طويلة مثل شكل الحوضة ، وطبوغرافيتها وجيولوجيتها ونوع التربة ، لذا يمكن إيجاد علاقة تربط ما بين تأثير هذه العناصر واختلاف الجريان المائي ، بينما توجد عناصر أخرى تتبدل بسرعة ، لاسيما فيما يتعلق باستخدامات الأرض ، وهناك صعوبة في إيجاد مثل هذه العلاقة •

أ – الطبوغرافيا :

ينضوي تحت هذا العنوان العديد من العوامل أهمها : شكل الحوضة الذي يؤثر في الجريان المائي من خلال التأثير في شدة الفيضان ، وفي الزمن الذي يستغرقه المطر لدى هطوله وتماسه مع سطح الأرض وحتى وصوله إلى المجرى المائي النهري • تميل الروافد النهرية في الأحواض النهرية الدائرية أو مربعة الشكل لأن ترفد المجرى الرئيس بشكل مشابه ، وتلتقي به وسط الحوضة ، وبالتالي فإن مياه الأمطار التي تصل هذه الروافد تميل لأن تصل المجرى الرئيس في أوقات متقاربة جداً محدثة تصريفاً مائياً كبيراً وسريعاً ضمن هذا المجرى • بينما تميل الروافد في الأحواض النهرية المستطيلة والريشية لأن تكون قصيرة وترفد المجرى النهري بشكل متباعد على طول هذا المجرى من نقطة خروجه من الحوضة باتجاه الأعلى وهذا يعني أنه

عند حدوث عاصفة مطرية شديدة ، تصل الروافد الدنيا إلى قمة فيضانها في وَقت أبكر من الروافد العليا ، وبالتالي تصل مياهها إلى المجرى الرئيس وتخرج من نقطة خروج المجرى المائي من الحوضة قبل أن تصل مياه الروافد العليا إلى هذه النقطة ، أي أن هناك تجزئة لحجم مياه الجريان في الوصول إلى نقطة خروج المجرى من الحوضة ، وهذا بدوره لا يحدث جريانا مائياً سريعاً ومفاجئاً في المجرى المائي الرئيس .

تؤثر درجة انحدار الحوضة في الجريان المائي وتباينه من حيث التأثير في حركة الماء الشاقولية بوساطة رشح الماء ضمن التربة، وفي حركة الماء الأفقية بوساطة الجريان السطحي والجريان تحت السطحي . تتعزز الحركة الأولى في الأراضي السهلية ، بينما تتقوى الثانية في المواقع شديدة الانحدار . كما أن سرعة المياه الجارية سوف تزداد بازدياد درجة الانحدار ، لذا فإن المياه الجارية سوف تصل النهر بسرعة أكبر بالموازنة مع الأراضي السهلية .

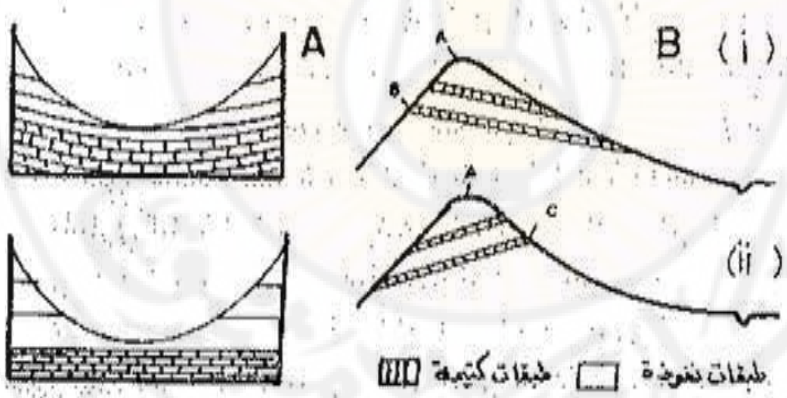
ب ـ الجيولوجيا :

تمارس جيولوجية الحوضة تأثيراً مباشراً في الجريان المائي ، حيث يبرز دور نوع الصخور والمظاهر البنيوية للحوضة بشكل رئيس . يتجلى تأثير نوع الصخور من خلال العلاقة الوثيقة بين الجيولوجيا وبنية شبكة التصريف ، ولإيضاح ذلك يكفي دراسة تطور شبكة التصريف فوق الصخور الغضارية والطباشيرية . يوجد العديد من المجاري المائية الرئيسة العريضة والواسعة في الأحواض التي تغلب على بنيتها الصخور الطباشيرية، وأخرى ناعمة دقيقة فوق الصخور الغضارية، بينما تتطور بشكل ضعيف شبكة تصريف خشنة (كثافتها منخفضة) فوق الصخور الكلسية ، حيث يختفي عادة الجريان السطحي ، وتتم معظم حركة المياه تحت سطح الأرض وليس فوقها ، بينما تسود حركة جولان واسعة للمياه الجوفية ضمن الطبقات المائية التي تتميز بسعة تخزين عالية للماء . إن عودة المياه وتدفقها إلى المجاري المائية السطحية يتم عادة ببطء شديد خلال الأوقات التي تلي هطول المطر ، وهذا يعوق

الوصول إلى قمة الجريان • بينما تصل المجاري المائية بسرعة إلى قمة الجريان في الأحواض التي تغلب على بنيتها الصخور الرملية والصلصالية •

تؤثر المظاهر البنيوية للحوضة في الجريان المائي كونها تمارس دور الموجه لتدفق المياه الجوفية باتجاه المجرى المائي الرئيس • وكما يلاحظ في الشكل (٤ ــ ١١ ، A) فإنه من المحتمل أن تكون الفترة الفاصلة بين سقوط المطر وتدفق المياه الجوفية الأعظمي إلى المجرى المائي أقل في حالة الأحواض المقعرة التي تكون فيها طبقات الأساس مائلة بالموازنة مع الأحواض التي تكون فيها طبقات الأساس مستوية ، بافتراض أن الصخور متجانسة ومتماثلة في هاتين الحوضتين •

يؤثر وضع وترتيب وميول الطبقات في حركة المياه الجوفية ضمن الأحواض المتجاورة ، بغض النظر عن خطوط تقسيم المياه السطحية • يلاحظ في الشكل (٤ ــ ١١ ، B) أن خط تقسيم المياه هو النقطة A ، ففي الحالة (i) يرشح قسم من المياه الجارية من A إلى B ضمن الطبقات النفوذة ، ثم تجري تحت السطح إلى داخل الحوضة ، حيث تغذي الجريان المائي النهري وتزيده ، بينما في الحالة (ii)



شكل (٤ ــ ١١) : A : مقطع عرضي متماثل لحوضتين متجاورتين ، عندما تكون طبقات الأساس الصخرية مستوية ومقعرة
B : خطوط تقسيم مياه متماثلة مع تباين في توضع الطبقات

يلاحظ العكس حيث ترشح المياه أثناء سيلانها من A إلى C ضمن الطبقات النفوذة لتخرج خارج الحوضة المائية ، وهذا يضعف الجريان المائي السطحي بالموازنة مع الحالة الأولى •

جـ ـ التربـة :

يحدد نوع التربة وبناؤها نسبة المياه الراشحة من مياه المطر ، وبالتالي يؤثر في الجريان السطحي وتحت السطحي وتدفق المياه الجوفية • تتميز الترب الرملية ذات البناء المفتوح بمعدلات رشح عالية بالموازنة مع الترب الطينية ناعمة القوام المتراصة، وبالتالي يختلف حجم الجريان السريع فيما بين هاتين التربتين • تبدي مواصفات قطاع (بروفيل) التربة تأثيرات في معدل الرشح وفي تشكل الجريان تحت السطحي ، حيث يلاحظ انخفاض واضح في قيم الناقلية الهيدروليكية بازدياد العمق ، وبخاصة في الآفاق العليا ، حيث تكون الظروف مناسبة لتشكل الجريان تحت السطحي ، كما تتشبع التربة السطحية خلال فترات المطر الطويلة ويتشكل الجريان السطحي ، بينما يلاحظ بشكل معاكس في الترب العميقة النفوذة متماثلة القوام أن الظروف مناسبة لرشح المـاء نحو الأسفل وبالتالي تفوق الجريان القاعدي على الجريان السريع •

تلعب رطوبة التربة السطحية دوراً مهماً في التأثير على الجريان المائي (وبخاصة الجريان السريع) حيث ينخفض معدل الرشح بازدياد رطوبة التربـة السطحية ، وبالتالي زيادة حجم المياه الجارية السطحية •

تتغير مواصفات الجريان المائي فوق التربة وفقاً لدرجة ومدى تجمد التربة السطحية ، حيث يؤدي تجمد التربة السطحية إلى تشكل طبقة سطحية غير نفوذة للماء ، وهذا سوف يتحدد من خلال محتوى هذه التربة المائي ، ومن خلال درجة تجمدها ومدى هذا التجمّد • فالتربة الرطبة تتجمد وتتحول إلى طبقة كبيرة غير نفوذة بالموازنة مع التربة الجافة ، لكنها سوف تستغرق وقتاً أطول ، بينما يحتل العمق الذي يطاله التجمد دوراً مهماً • لن يؤثر الذوبان النهاري للطبقات السطحية ،

عندما يكون مدى التجمد عميقاً ، في سعة رشح التربة وفي مواصفات التربة فيما يتعلق بالجريان ، بينما عندما تكون سماكة الطبقة المتجمدة قليلة ، تذوب خلال النهار وبالتالي تسمح بالحركة الشاقولية للمياه المتجمعة نحو الأسفل .

د ـ الغطاء النباتي :

لقد أولي أثر الغطاء النباتي في تباين الجريان المائي خلال الزمن اهتماماً كبيراً من قبل الهيدرولوجيين أكثر من أي عنصر آخر من عناصر الحوضة ، بسبب اشتماله على العديد من العناصر التي تؤدي لمثل هذا التباين مثل : درجة تقاطع ماء المطر والتبخر ـ النتح وحركة رطوبة التربة (وبشكل رئيس المياه الراشحة ، والجريان تحت السطحي) وكمية الماء التي تحتفظ بها التربة ، وأخيراً مواصفات تراكم الثلوج وذوبانها .

يؤدي التباين في نوعية الغطاء النباتي إلى اختلاف كمية الماء المفقودة بوساطة النتح . كما أن لكمية الماء المتقاطعة من المطر ودرجة التبخر الحر من هذه الكمية أثراً كبيراً في كمية المطر الهاطلة وفي كمية المياه التي تجري منها ، فكلما ازداد تقاطع مياه المطر قلت الكمية الواصلة إلى سطح الأرض ، وبالتالي تقل كمية المياه الجارية ، كما تزداد كمية المياه الراشحة نتيجة لتناقص شدة الهطول . وعلى سبيل المثال فقد لوحظ في غابة من الزان تتلقى ١٥٣٠ ملم/السنة أن نسبة ما يهطل من المطر مباشرة خلال الغابة يقدر بـ ٦٩٪ (١٠٦٠ ملم) بينما قدر جريان الساق بـ ٢٪ فقط ، وبالتالي فإن كمية المطر الواصلة إلى تحت أشجار الغابة تقدر بنحو ٧١٪ من إجمالي كمية المطر المقيسة على مستوى يوازي قمة أشجار الغابة (Rowe, 1983) . تؤدي الاختلافات الفصلية في كمية المياه المفقودة بوساطة التقاطع إلى اختلافات فصلية في حجم الجريان المائي ، وهذه الاختلافات التي تتراوح ما بين ٣٢٪ في فصل الشتاء إلى ٣٥٪ خلال فصل الصيف ، وبالتالي تعكس هذه الاختلافات درجة التبخر الحر من فوق أوراق الغابة الرطبة .

تؤثر درجة التغطية النباتية في توزيع مياه المطر فيما بين الجريان فوق سطح

الأرض ، والجريان تحت السطحي وتدفق المياه الجوفية وكذلك في السرعة التي تصل فيها هذه المياه إلى المجرى المائي الرئيس ، وذلك بالتضافر مع عوامل التربة والانحدار والتهطال والعوامل الأخرى • تشير بعض الدراسات إلى أن الغطاء النباتي يؤثر في الجريان المائي من خلال تأثيره في نوع التربة ، حيث تتواجد العديد من الأتربة النطاقية فقط تحت غطاء معين ومحدد من النباتات (Eyre, 1963) كالأتربة البنية في أوراسيا ، والتي تتواجد تحت الغابة النفضية ، وتربة التشرنوزيوم التي تتواجد تحت الغطاء العشبي في العروض شبه الرطبة ، ولكلٍ من هذه الأتربة خصائص مائية معينة تؤثر في الجريان المائي •

هـ ـ شبكة التصريف المائية :

تبدي أنماط شبكة التصريف المائية أهمية خاصة جداً كونها تعد لحد ما انعكاساً مباشراً للعديد من العناصر الطبيعية المكونة لحوضة التصريف ، فهي تعكس التاريخ المناخي والجيولوجي للحوضة وتطور الترب والغطاء النباتي • أوضحنا فيما تقدم تباين كثافة شبكة التصريف وبنيتها فوق الصخور الطباشيرية والغضارية ، وكذلك تطور المجاري المائية فوق الصخور الكلسية والصلصالية ، يؤكد هذان المثالان الدور الذي تمارسه جيولوجية الحوضة على أنماط شبكة التصريف المائية ضمنها •

يتشبع سطح الأرض بسرعة في الأحواض المائية التي تكون فيها درجة خزن المياه في الطبقة السطحية والناقلية الهيدروليكية ضعيفة ، وكذلك نتيجة للحركة البطيئة للمياه تحت السطحية ، وارتفاع مستوى الماء الأرضي الضحل خلال المطر وبعده بفترة وجيزة • ففي مثل هذه الظروف تتوسع شبكة المجاري المائية السطحية بسرعة أثناء هطول المطر وبعده ، وبالتالي تجري كميات هائلة من المياه ضمن هذه المجاري على هيئة « جريان سطحي » • وبشكل معاكس ، أي عندما تكون درجة خزن المياه والناقلية الهيدروليكية للطبقة السطحية عالية يحدث الرشح العميق للمياه ، وبالتالي لا يحدث توسيع وازدياد شبكة المجاري المائية السطحية أثناء

هطول المطر ، أي هناك جزء صغير ومحدود من مياه المطر يجري فوق سطح الأرض وبالتالي لا يلاحظ تطور سريع لشبكة المجاري المائية السطحية .

يؤثر المناخ بشكل واضح في تطور شبكة المجاري المائية ، وهي بدورها تتأثر بالمناخ السائد ، ففي الأحواض الجافة يلاحظ الجريان القاعدي عند هطول المطر ، بينما في الأحواض الرطبة ، يمكن أن تفوق كمية الوارد المائي من التهطال سعة خزن الطبقة تحت السطحية وسعة نقل المياه للحوضة « Transmission Capacity » وهذا يعزز الجريان فوق سطح الأرض خلال العواصف المطرية .

النقطة الأخيرة التي يمكن إيضاحها حول تأثير شبكة التصريف في جريان المياه تتعلق بوجود البحيرات الطبيعية والمستنقعات في الحوضة . إن وجود البحيرات أو المستنقعات في حوضة ما يؤدي إلى « امتصاص » أو « احتواء » أقصى الجريانات المائية والكميات المائية المرافقة ، وبالتالي تعديل هيدروغراف الجريان الذي يصل إلى القمة ويأخذ شكلاً حاداً في الأحواض التي يسود فيها جريان كميات هائلة من المياه على هيئة جريانات سريعة دون أن تتواجد فيها بحيرات أو مستنقعات . وعلى سبيل المثال يؤدي مستنقع باروتسي « Barotse » دوراً أساسياً في تعديل جريان نهر الزامبيزي « Zambesi » حيث بإمكانه خزن واحتواء نحو ١٧٫٢ × ١٠^٩ م^٣ من الماء عند قمة الفيضان وتأخير الوصول إلى قمة الفيضان النهري نحو ٣ ــ ٥ أسابيع .

ثالثاً ــ العوامل البشرية :

هناك العديد من المناطق في العالم التي لم يؤثر فيها الانسان على الجريان المائي . لقد أشاد الانسان السدود الكبيرة والمتوسطة والصغيرة والسطحية بهدف زيادة التزويد المائي وتوليد الطاقة الكهرمائية . كما حرثت الأراضي العشبية في كل مكان وأزيلت الغابات وشجّرت المستنقعات بعد تجفيفها ، وتحولت الأراضي البعلية والمراعي في المناطق شبه الجافة إلى أراضٍ مروية ، كما توسعت المدن والتجمعات السكنية والمنشآت البشرية كالمعامل والمصانع والطرق والشاحات والمطارات ، وهذا

ما زاد نسبة المساحات الاصطناعية الكتيمة • وفي كل هذه الحالات يلاحظ أن استجابة الأحواض المائية للمطر ، وبالتالي أنظمة وتوزيع الجريان المائي قد تغيرت •

يمكننا أن نجمل مختلف تأثيرات الانسان في تغيرات الجريان المائي مع الزمن من خلال أنظمة استخدام الأرض بما يلي :

١ ــ المنشآت المائية •

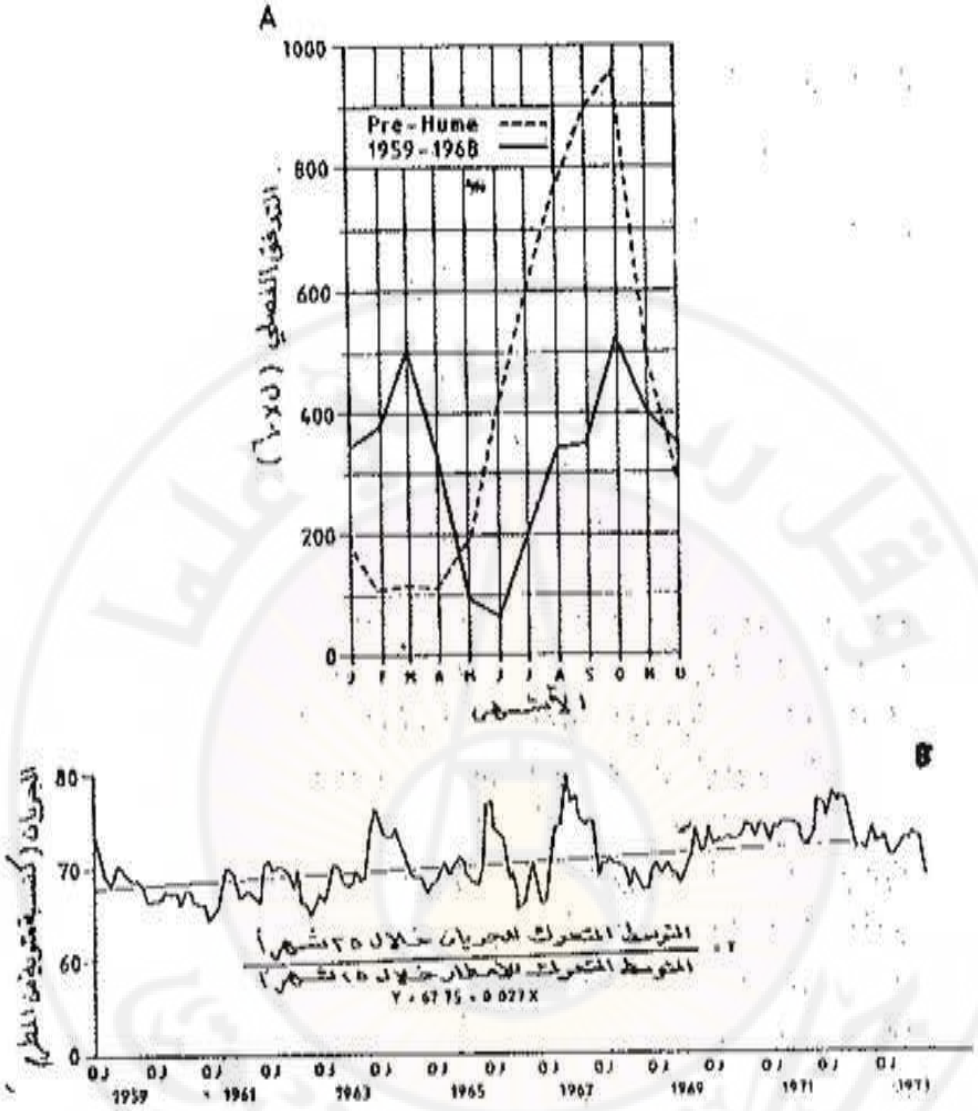
٢ ــ التطبيقات الزراعية •

٣ ــ التوسع العمراني وتطور المراكز السكنية •

٤ ــ إجراءات الوقاية من الفيضانات ودرء أخطارها •

يلاحظ في الوقت الحالي اتخاذ العديد من الاجراءات التي من شأنها تنظيم تدفق المجاري المائية لاسيما تشييد السدود بمختلف أنواعها لزيادة الاستفادة من مياه الأنهار في مختلف المجالات المنزليـة والصناعية والزراعية ، كذلك للتحكم بالفيضانات وتوليد الطاقة الكهرمائية • يسهم تخزين الماء في البحيرة خلف جسم السد بالتقليل من الاختلافات في كمية الجريان المائي في المجرى الأسفل للنهر جراء تنظيم الجريان • وهنا لابدّ من الإشارة إلى أن الفقد المائي بوساطة التبخر من المياه الحرة في البحيرات خلف السدود يقلل متوسط كمية الجريان السنوي حيث انخفض ــ على سبيل المثال ــ متوسط الجريان السنوي لنهر الدنيبر نحو ٢٠٪ • كما لاحظ بعضهم أن تنظيم صرف المجاري المائية خلال الزمن يقلص حجم التصريف السنوي لبعض الأنهار ، حيث انخفض التصريف من ١٥٠ ــ ٩٠٠٠٠ م٣/ثا إلى ٥٠٠ ــ ٢٠٠٠ م٣/ثا في نهر بيس « Peace » في كنـدا ، كما يمكن أن يعكس أنظمة التدفق الطبيعية،ففي استراليا تغير نظام الجريان السنوي لنهر موراي ــ دارلينغ Murray-Darling (شكل ٤ ــ ١٢ ، ٨) نتيجة تنظيم ميـاه النهر بغية تأمـين متطلبات الري خلال أشهر : شباط وآذار ونيسان (Baker and Wright, 1978) .

تتجلى بوضوح الأهمية التقليدية للدور الهيدرولوجي الذي تمارسه الأنواع



شكل (٤-١٩) : أمثلة مختارة عن تأثير الإنسان على الجريان المائي

A : تغير تدفق نهر هوراي - دارلينغ في استراليا قبل إشادة السدود (---) وبعدها (——)

B : النسبة بين الاتجاه العام للمتوسط الجاري لـ ٢٥ شهراً والمتوسطات المتحركة للأمطار لـ ٢٥ شهراً بالنسبة لنهر التيم (Tame) في بريطانيا حيث يعكس هذا المنحنى تزايد الوارد المائي على هيئة جريان سطحي .

النباتية من خلال تغير معدل الجريان المائي نتيجة لقطع أشجار الغابة • يسهم هذا الإجراء بزيادة كمية المياه الجارية من مياه الأمطار الهاطلة فوق المنطقة نتيجة لعدم وجود ماء متقاطع وبالتالي انعدام درجة التبخر المباشر من هذه المياه ، بالإضافة إلى انخفاض نسبة النتح وبالتالي فإن هذا الجزء الذي كان يستخدم في النتح والتبخر والتقاطع سيتحرك فوق السطح على هيئة « جريان فوق سطحي » إلى أن يصل للمجرى الرئيس •

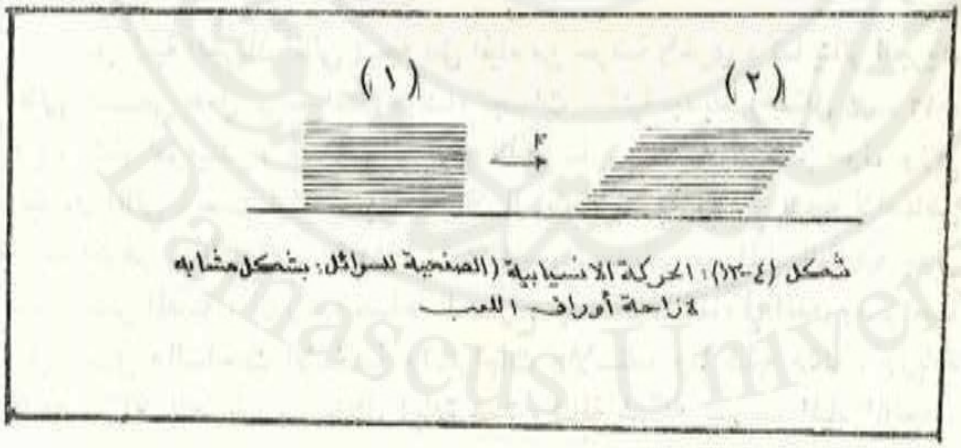
يلاحظ في العديد من المواقع التي تُزال منها أشجار الغابة، استثمارها في الزراعة المكثفة ويرافق ذلك عادة تعديلات مباشرة على الدورة المائية من خلال عمليتي الري والصرف ، وعلى سبيل المثال يلاحظ على امتداد ١٣٠ كم من الحوض الأدنى لنهر ياكيما (Yakima » في ولاية واشنطن أن مجمل التصريف خلال فصل الصيف مرده إلى مياه الري المتسربة داخل جسم التربة • أوضحت البيانات القياسية لهذا النهر وجود تعديل مهم في النظام النهري ، حيث انخفضت كمية المياه الجارية ، كما لوحظ وجود تعديل مهم أيضاً في نظام المياه الجوفية ضمن الحوض النهري حيث ارتفع مستوى الماء الجوفي خلال فصل الصيف نتيجة لرشح ماء الري ، كما ازداد الفقد خلال فصل النمو بوساطة التبخر ــ النتح كنتيجة مباشرة لارتفاع مستوى الماء الجوفي في التربة • تسهم هذه الإجراءات باختلاف نسب المياه الجارية السطحية وتحت السطحية وتدفق المياه الجوفية •

تقل كمية الجريان المائي نتيجة نقل المياه من حوضة لأخرى ، كما يتأثر الجريان المائي السطحي بفعل توسع المدن وإنشاء تجمعات سكنية جديدة (شكل ٤ ــ ١٢ ، B) • أشار لفوفيتش (١٩٧٧) إلى الأثر الذي تمارسه مدينة موسكو حول توزيع الجريان المائي ، حيث ازداد حجم الجريان السطحي بنسبة ١٥٠٪ نتيجة لانخفاض درجة التبخر ــ النتح بنسبة ٦٢٪ ، وانخفاض نسبة تعويض المياه الجوفية بنحو ٥٠٪ ضمن المدينة • إن زيادة مساحة السطوح غير النفوذة للماء في المدن وضواحيها مثل الطرق والساحات الاسفلتية والكراجات والأسقف وما شابه ذلك ، وزيادة كثافة شبكة التصريف من خلال زيادة عدد وكثافة شبكة تصريف المياه المالحة ،

ومياه تصريف العواصف المطرية ، ومياه الصرف الزراعي للضواحي ساهم بزيادة حجم الجريان السطحي مقابل انخفاض حجم المياه الراشحة ضمن التربة .

٤-١١- ميكانيكية الجريان المائي النهري :

نظراً لاستمرار حركة المياه في المجاري النهرية ، لذا فإنه من الضروري لفهم هذه الحركة دراسة القوانين الهيدروديناميكية . هنا لابدّ من الاهتمام بدراسة طبيعة الاحتكاك الداخلي للماء ، أي اللزوجة . تتصف السوائل عموماً باللزوجة ، وينظر للسائل بشكل عام أثناء حركته على أنه حركة متواصلة وموحدة ومشتركة للعديد من الطبقات قليلة السماكة والثخانة ترتبط فيما بينها باللزوجة . يلاحظ أن أعلى قيمة للزوجة في المجرى المائي ستكون في النطاق الذي يكون فيه أعلى معدل لتغير السرعة فيما بين المركز والضفتين وقاع النهر ، حيث تسهم خشونة السطح بإنقاص معدل السرعة . يمكن توضيح قياس اللزوجة فيما إذا كان السائل يسيل فوق سطح أفقي من خلال المثال التالي : لنفترض وجود حزمة من أوراق اللعب موضوعة على سطح أفقي تماماً كما في الشكل (٤ ــ ١٣) تتحرك الأوراق الواقعة في الأسفل متأخرة عن الأوراق الواقعة في الأعلى بسبب الاحتكاك بين الأوراق والسطح ، ولكن كل ورقة من هذه الأوراق تتحرك بالنسبة للورقة التي تقع دونها مؤدية في النهاية إلى الوضع الممثل في الحالة « ٢ » من الشكل (٤ ــ ١٣) .



شكل (٤-١٣) : الحركة الانسيابية (الصفحية) للسوائل: بشكل مشابه لإزاحة أوراق اللعب

نفترض أن القوة « F » هي القوة المطبقة على هذه المجموعة كي يتم إزاحتها من الحالة « ١ » إلى الحالة « ٢ » . بافتراض « A » مساحة سطح الورقة ، و « L » سماكة الورقة ، و « u » سرعة الورقة الموضوعة في الأعلى بالنسبة للورقة التي تقع دونها . وعندما تكون قيمة « u » ضئيلة جداً فإن « F/A » تتناسب مع « u/L » أو :

$$\frac{F}{A} = m \frac{u}{L} \qquad (١٢ - ٤)$$

حيث : m ثابت ويدعى بمعامل اللزوجة .

يلاحظ لدى دراسة هذه العلاقة أن قيمة معامل اللزوجة « m » هي قوة في وحدة المساحة تلك الضرورية للمحافظة على فرق سرعة واحد بين طبقتين مستقلتين تبعدان عن بعضهما مسافة واحدة ، ووحدة القياس نيوتن ـ ثانية/م٢ أو البويس « Poise » :

١ بويس = ١٠٠ سنتي بويس = ١٠٠٠٠٠٠ ميكرو بويس .

يعرف هذا النوع من اللزوجة باسم « اللزوجة الديناميكية أو المطلقة » لتمييزها عن اللزوجة الكينماتيكية التي يُحصل عليها بقسمة اللزوجة الديناميكية على الكثافة . حيث يشير إلى مقدار التداخل خلال وحدة الزمن بين الطبقات الافرادية المكونة للسائل خلال حركته . تتعلق قيم اللزوجة بدرجة الحرارة حيث تتناقص اللزوجة الديناميكية للماء بازدياد درجة الحرارة والجدول (٤ ـ ٥) يوضح ذلك .

لقد افترض بأن المياه تتدفق كما في المثال السابق عن أوراق اللعب ، وصف هذا النموذج من التدفق المثالي « الافتراضي » بأنه تدفق صفحي أو انسيابي « Laminar Flow » ليشير إلى أن التدفق يستمر من خلال حركة الطبقات الرقائقية المتوضعة فوق بعضها بعضاً ، وهذا لا يحدث في المجاري المائية إلا في ظروف محدودة جداً ، وبدلاً من ذلك يلاحظ أن معظم حركات جريان المياه في الأنهار تتضمن حركات

جدول (٤ ـ ٥): يوضح تناقص قيم اللزوجة الديناميكية للماء بازدياد درجة الحرارة عن (Davidson, 1978)

درجة الحرارة (م)	اللزوجة الديناميكية للماء "مسقي بويس"
٠	١,٧٨٧
٢٠	١,٠٠٢
٤٠	٠,٦٥٣
٦٠	٠,٤٦٧
٠٨٠	٠,٣٥٤
١٠٠	٠,٢٨٢

ضمن إطار ومنحى التدفق العام ، لكنها تختلف عن الاتجاه العام للتدفق (حركات جانبية وشاقولية) ، بكلمات أخرى ، يلاحظ وجود نوع آخر من الحركة يعرف بـ « الحركة الاضطرابية » « Turbulent Flow » حيث يبدو أن المنحنى العام للحركة يتحدد من خلال الحركات المائية حول مسارات دائرية .

مما تقدم يلاحظ وجود حركتين للمياه في الأنهار والمجاري المائية الأخرى :

١ ــ حركة خطية انسيابية أو صفحية .

٢ ــ حركة مضطربة .

تتميز هاتان الحركتان للمياه في المجاري بتباينات في السرعة حسب العمق ، ويمكن التنبؤ عن نموذج تدفق المياه في الأنهار بحساب العنصر عديم الأبعاد المعروف باسم عدد رينولدس Reynolds number ويرمز له « Re » :

$$R_e = \frac{u\,d}{V} \qquad (١٣-٤)$$

حيث تشير « u » إلى السرعة و « d » إلى العمق و « V » إلى اللزوجة الكينماتيكية . وعندما تكون قيم « R_e » عالية تكون الحركة اضطرابية ، بينما عندما تكون قيم « R_e » منخفضة تكون الحركة صفحية .

يرى الجيومورفولوجيون أنه لفهم آلية تطور وتراجع المنحدرات وحركة المواد فوقها، لابدّ من فهم الأسس الرياضية لميكانيكا التربة ، والشيء نفسه بالنسبة لحركة المياه فوق السطوح المائلة ، حيث لابدّ من التعرف على القوانين الهيدروليكية الأساسية ، ولتوضيح هذه النقطة لابدّ من التطرق لبعض المفاهيم المتعلقة بصفة اللزوجة التي تميز المياه في مجاريها النهرية .

هناك مقاومة لجريان المياه على طول سطح التلامس بين المياه وجسم القناة ، حيث تعرف هذه المقاومة بإجهاد القص « Shearing stress » . سيكون هناك إجهاد للقص في الحركة الانسيابية الصفحية بين الطبقات المائية الرقيقة جداً ، أما عندما نميز حركات اضطرابية شاملة فإن إجهاد القص سيأخذ دوره فيما بين مكونات الاضطراب . هذا وتنعكس قيمة إجهاد القص « t » ضمن السائل من خلال معدل تغير سرعة الماء « u » خلال العمق « y » لذا يمكن كتابة العلاقة المعبّرة عن ذلك وفق ما يلي :

$$t = K \frac{du}{dy} \qquad (١٤-٤)$$

حيث :

K : ثابت يتعلق بنموذج اللزوجة .

d : تغير السرعة مع تغير العمق .

وهنا لابدّ من التمييز بين اللزوجة الجزيئية والدوامية .

اللزوجة الجزيئية : وهي التي تميز الحركة الانسيابية الصفحية ، ذلك أن التماسك الداخلي أو البيني بين الطبقات المشكلة للتيار المائي هي نتاج التلاصق أو التماسك الجزيئي الداخلي « Inter Molecular Attraction » لجزيئات الماء . أما اللزوجة الدوامية « Eddy Viscosity » التي تبرز من خلال التدفق الاضطرابي، حيث أن الاحتكاك الداخلي ينتج ليس فقط من التلاصق الجزيئي الداخلي ، وإنما ينتج أيضاً من تمازج واختلاط الجزيئات من المواقع المختلفة المكونة للوسط السائل .

وبالعودة للعلاقة (٤ ــ ١٤) يلاحظ أن الثابت « K » يشير إلى اللزوجة الجزيئية فيما إذا كان التدفق صفحياً ، وإلى اللزوجة الدوامية فيما إذا كان التدفق اضطرابياً .

يعدّ تبدل السرعة مع العمق من الأمور الضرورية جداً بالنسبة لأي مجرى مائي ، لاسيما فيما يخص مقدرة التيار المائي على نقل حمولاته الرسوبية . تمكن التحليلات الثرموديناميكية للنظم النهرية من التنبؤ عن توازن القدرة على طول المجرى النهري ، إذ أن الطاقة الحركية للماء الجاري هي نتاج أو عمل لمربع السرعة، وهذا يدعّم ويعزز الأهمية الجيومورفولوجية لسرعة المياه في مجاريها ، ولكي نستنتج أهمية الأنهار ، لابدّ من توضيح سرعة جريان المياه في مجاريها ، أو الأنهار ، وذلك من خلال دراسة جزء من مجرى نهري عرضه « w » وطوله « L » وعمقه « d » كما هو موضح في الشكل (٤ ــ ١٤) . إذا كانت كثافة الماء « ρ » فإن كتلة الماء تساوي :

$$m = \rho V \qquad (٤ - ١٥)$$

$$m = \rho \cdot w \cdot L \cdot d \qquad (٤ - ١٦)$$

حيث :

h_w : أقصى ارتفاع تصله الأمواج في البحيرة بالسم .

X : طول المسافة الواصلة بين طرف البحيرة التي تهب منها الرياح ونقطة المراقبة بالسم .

لدى تطبيق هذه العلاقة على البحيرة العظمى ، حيث قيمة (X) فيها ٤٨٢ كم وجد أن قيمة h_w = ٧٫٣ م ، وهذا يتوافق مع أقصى ارتفاع للموج تم تسجيله في هذه البحيرة (٦٫٩ م) .

بينما وجد بعضهم أن هناك علاقة تجريبية يمكن من خلالها تقدير أقصى ارتفاع تصله الموجة من خلال سرعة الرياح ، بغض النظر عن طول المسار الريحي « X » ، واقترحوا العلاقة التالية :

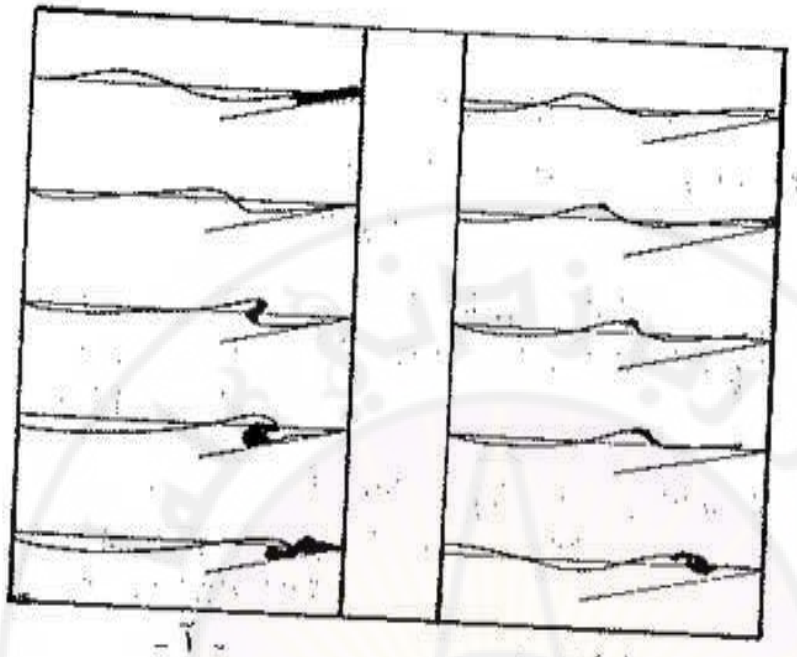
$$h_w = \frac{0.26\ W^2}{g} \qquad (٦ - ١٤)$$

حيث :

W : أقصى سرعة للرياح (سم/ثا) .

g : قوة الجاذبية الأرضية .

يبدو أن تخامد الأمواج بسبب اللزوجة الدوامية بطيء جداً ، وغير ذي أهمية في البحيرات . إن التخامد الطبيعي للأمواج البحيرية يتم عند دخولها مياهاً ضحلة ، أو تكسرها عند الشاطيء . يلاحظ وجود نموذجين من تكسر الأمواج الشاطئية : الأول ويعرف بالتكسر الهابط (Spilling) حيث تسقط أو تهبط قمة أو سنام الموجة فوق واجهة الموجة الأمامية،بينما يعرف الثاني بالتكسر الغاطس(Plunging) حيث تتحدب الواجهة الأمامية من الموجة ، جراء التفاف السنام أو القمة حولها (شكل ٦ ــ ١٤) . عندما تتكسر الأمواج العادية عند الشاطيء يتشكل جراء ذلك



شكل (٦-٤١): تكسر الامواج : آ : التكسر المغاطس ، ب : التكسر الهابط

أمواج انتقالية دون أغوار أو بطون ، حيث تتأثر بدورها بالأمواج العادية ذات الارتفاعات المتوسطة . بالإضافة لذلك هناك تيارات مائية جانبة ، وتيارات مرتدة عكسية تحت سطحية تحدث عن تكسر الأمواج .

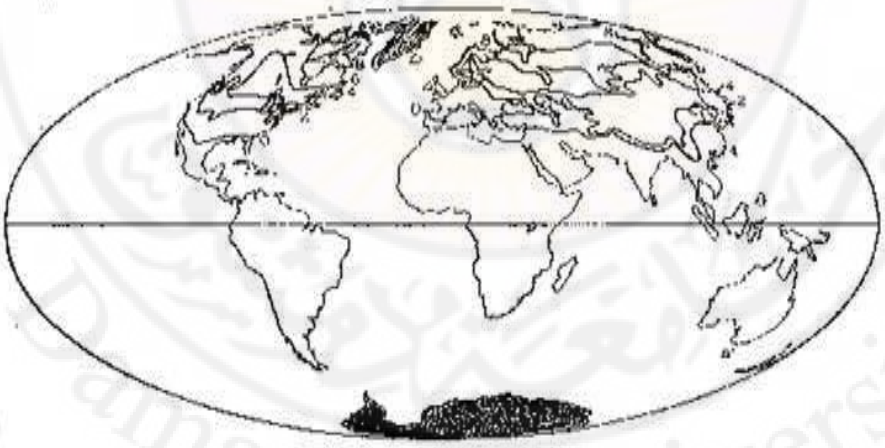
الفصل السابع

الكتـــل الجليـــدية

Ice Masses

٧-١- المدخـــل :

تعدُّ الثلوج العائمة والمياه المتجمدة المصدر الرئيس للكتل الجليدية على سطح الكرة الأرضية . تهطل الثلوج فوق معظم أرجاء الكرة الأرضية ، وتختلف كميتها ، كما تختلف سماكتها ، وفترة بقائها ، باختلاف الظروف المناخية ، ودرجة عرض المنطقة ، وارتفاعها عن سطح البحر . تعدُّ التغيرات الفصلية للغطاء الثلجي عاملاً من العوامل البيئية الرئيسة فوق معظم نصف الكرة الشمالي والقارة القطبية الجنوبية ، حيث يتبدل هذا الغطاء بسرعة زمانياً ومكانياً . يوضح الشكل (٧ ــ ١)



شكل (٧ ــ ١) : الغطاء الثلجي الفصلي . تشير الأرقام على الخطوط إلى دوام الغطاء الثلجي بالأشهر . ظللت الغطاءات الثلجية الرئيسة .

التوزيع الجغرافي للغطاء الثلجي ، إذ يلاحظ أن هناك زيادة كبيرة في كمية الثلج الهاطل وديمومته بازدياد درجة العرض والارتفاع .

تخضع ندف الثلج الهاطلة على سطح الأرض فور سقوطها للعديد من التحولات السريعة التي تنقص مساحة السطح ، وتحول هذا الغطاء إلى حالة ثرموديناميكية أكثر استقراراً . تترافق هذه العمليات بزيادة قوة الروابط بين حبيبات الثلج التي تتحول تدريجياً إلى ثلج حبيبي جراء الضغط الحاصل من الثلوج المتراكمة فوقها ، وكذلك بسبب التبرد الشديد ، وهكذا يتحول الغطاء الثلجي مع الزمن إلى غطاء جليدي عند توافر الشروط الموضوعية المناسبة .

تتعرض الثلوج الهاطلة للتبخر والذوبان والانجراف بفعل الرياح والانهيالات ، حيث تختلف هذه العمليات تبعاً لطبيعة التضاريس ودرجة العرض والنموذج المناخي والارتفاع عن سطح البحر ، حيث تبقى في بعض المواقع كميات محددة من الثلج من موسم تهطالي لآخر ، وهكذا تتراكم الثلوج من سنة لأخرى ، حيث يعرف المستوى الذي تتوضع عنده هذه الثلوج بخط الثلج Snow line الدائم ، الذي تتوازن عنده كمية الوارد الثلجي مع كمية الفاقد الثلجي ، وفوق هذا الخط تكون كمية التغذية الثلجية أكبر من كمية الثلوج المفقودة ، وتحت هذا الخط يحدث العكس .

يحمل هذا التعبير معنيان رئيسان هما :

١ ــ خط الثلج المناخي : وهو الخط الذي يمثل الحد الأسفل لطبقة الثلج الذي يستمر بقاؤه على الجبال المرتفعة صيفاً .

٢ ــ خط الثلج التضريسي : وهو الخط الذي يمثل الحد الأسفل الذي يدوم عنده الثلج على سطح الأرض صيفاً في صورة صفحات معزولة ، ويرجع دوامه لأوضاع تضريسية مناسبة .

يتوقف ارتفاع خط الثلج الدائم على عوامل عديدة أهمها : درجة حرارة فصل

الصيف التي تحدد سرعة ذوبان الثلوج ، بالإضافة لكمية الثلوج الهاطلة خلال فصل الشتاء ، والظروف التضريسية ، ودرجة الانحدار . يختلف ارتفاعه تبعاً للأقاليم المناخية ، حيث يرتفع من ٦٠٠٠ ـ ٧٠٠٠ م في العروض الاستوائية ومن ٣٠٠٠ ـ ٤٠٠٠ م في العروض المعتدلة ، ويقل كلما اتجهنا نحو القطبين ليصل إلى ١٠٠٠ م قبل الدائرة القطبية ، ويهبط إلى مستوى سطح البحر عند الأقاليم القطبية .

٧ـ٢ـ الثلاجات :

تعرّف الثلاجة « Glacier » على أنها كتلة ضخمة من الجليد الدائم الأبدي المتشكل فوق اليابسة جراء انضغاط وإعادة تبلور « Recrystallization » الثلج الهاطل ، وتبدي هذه الكتلة دلائل حسية على حركة في الزمن الماضي والحالي (Meier, 1974) .

تقسم الثلاجة إلى قسمين رئيسين : القسم العلوي ، وفيه تفوق كمية الثلج الهاطلة سنوياً تلك الكمية المفقودة بوساطة التبخر والذوبان . بينما يلاحظ في القسم المنخفض أن كمية الثلج الهاطلة خلال فصل الشتاء ، بالإضافة لجزء معين من الجليد يتحرك ويفقد من جسم الثلاجة جراء الذوبان والجريان خلال فصل الصيف . كما أن تشعب وانفصال أجزاء من الجبال الجليدية العائمة « Ice bergs » في البحار والبحيرات يؤدي إلى خسارة كبيرة في الكتلة الجليدية . ومع ذلك ، لا يبدي المقطع الشاقولي (بروفيل) للثلاجة تبدلات سنوية واضحة ، بسبب انسيال وتدفق الثلوج بفعل الجاذبية الأرضية من مناطق التجمع والتراكم إلى مناطق الانفصال والتجزؤ .

٧ـ٢ـ١ـ تصنيف الثلاجات :

اقترح العديد من التصانيف ، ويبدو أن التصنيف المبسط الذي اقترحه ماير (١٩٧٤) يمكن أن يفي بالغرض . صنف ماير الثلاجات ضمن ثلاث مجموعات رئيسة :

ـ المجموعة الأولى :

تضم هذه المجموعة الثلاجات التي تشكل غطاءات متواصلة تتحرك خارجاً في

كل الاتجاهات وتدعى بالغطاءات الجليدية « Ice sheets » إذا كانت بحجم القطب الجنوبي أو غرينلاند ، كما تدعى قبعات جليدية « Ice caps » إذا كانت أصغر من ذلك .

ـ المجموعة الثانية :

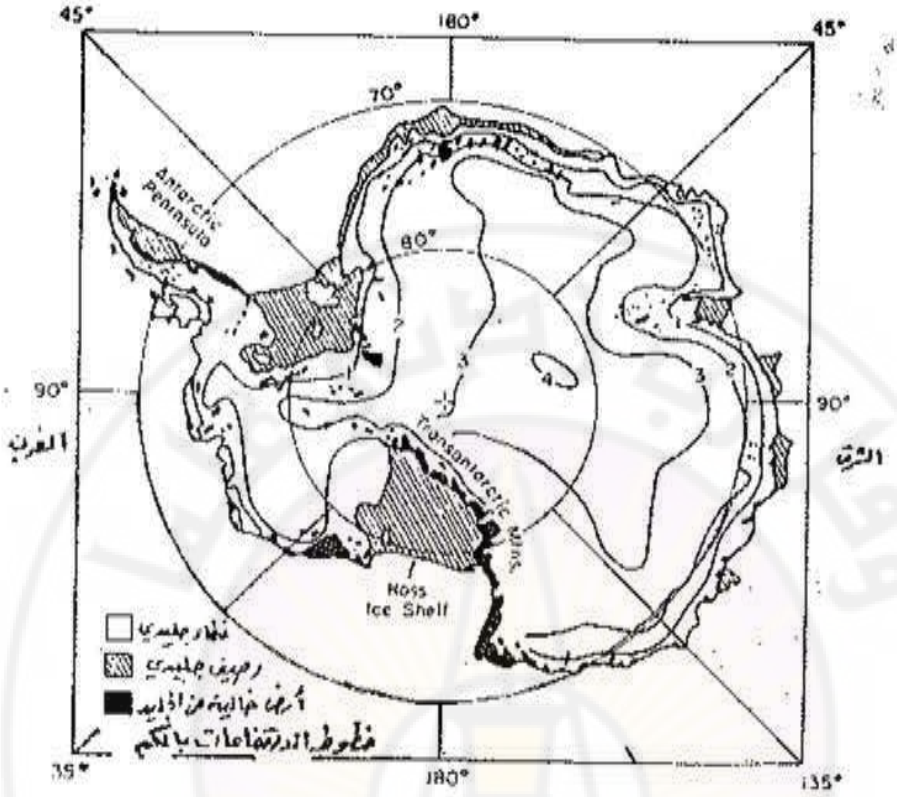
تضم هذه المجموعة الثلاجات التي تكون طرقها (مسالكها) محددة ومقيدة بالسرير الصخري « Bed rock » المحيط بها، وتدعى بثلاجات الأودية أو الثلاجات الجبلية « Mountain or valley glacier » تبعاً لموقعها .

ـ المجموعة الثالثة :

تضم هذه المجموعة الثلاجات التي تكون أجزاؤها السفلى منبسطة فوق أرض سهلية ، أو تقوم فوق المحيطات وتدعى بالسفوح الجليدية ، أو ثلاجات البيدمونت « Piedmont glacier » في الحالة الأولى والرفوف الجليدية أو جليـد الأرصفة « Ice shelves » في الحالة الثانية .

٧ـ٣ـ مظاهر الغطاءات الجليدية على سطح الكرة الأرضية :

يغطي جليد الثلاجات حالياً نحو ١٠٪ من مساحة اليابسة على سطح الكرة الأرضية ، ويخزن نحو ثلاثة أرباع الماء العذب الأرضي . تضم الغطاءات الجليدية في في منطقة القطب الجنوبي نحو ٩٠٪ من الماء العذب المخزن ، بينما تتواجد معظم الكمية المتبقية في غرينلاند . تضم ثلاجات القطب الجنوبي ، والرفوف الجليدية التي تحيط بها حوالي ٢٤×١٠^٦ كم^٣ من الجليد ، وتغطي مساحة تقدر بـ ١٤×١٠^٦ كم^٢ ، أي تغطي بشكل دائم مساحة تقارب مرة ونصف مساحة أوروبا (Paterson, 1980) . يمكن تقسيم الغطاءات الجليدية في القطب الجنوبي إلى الغطاءات الجليدية الغربية والشرقية (شكل ٧ ـ ٢) على أساس الاختلاف في مساحة السطح وطبوغرافية صخور الأساس . تقع الغطاءات الجليدية الغربية في القطب الجنوبي جنوب أمريكا



شكل (٧ ــ ٢) : مصور القارة القطبية الجنوبية (انتراكتيكا)

الجنوبية فيما بين خطي الطول ٤٥° غرباً حتى ١٦٥° شرقاً تقريباً . تشكل جبال المنطقة الجنوبية الانتقالية (جبال نانسن ، الملكة الكسندرا ، البرت ماركام ، ماك كلينتوك) خط التقسيم الطبيعي فيما بين هذين الغطاءين . تعد الغطاءات الجليدية لشرق القطب الجنوبي ، والتي تضم نحو ٨٠٪ من جليد القارة القطبية الجنوبية ، بمثابة قبة بيضوية الشكل ، ارتفاعها الأقصى ٤٠٠٠ م ، مع وجود مواقع محدودة ومساحات صغيرة تصل فيها سماكة الجليد حتى ٤٥٠٠ م . ويلاحظ هنا أن معظم صخور الأساس تقع فوق مستوى سطح البحر ، تضاريسها منخفضة ، بينما يلاحظ أن مستوى معظم صخور الأساس للغطاءات الجليدية في غرب المنطقة القطبية

الجنوبية يقع دون مستوى سطح البحر ، وهي قاعدة صخرية وعرة ومخددة . سماكة الجليد هنا يوازي سماكته في القسم الشرقي لكن مستوى سطح الجليد منخفض أكثر ، ويبدي عدم انتظام بالموازنة مع سطح الكتلة الأخرى .

يختلف المكافىء المائي للتهطال السنوي من ٣٠ ملم في الأجزاء المركزية للغطاءات الجليدية في شرق المنطقة القطبية الجنوبية ، إلى ٦٠٠ ملم بالقرب من الساحل، بمتوسط قدره ١٧٠ ملم، وهذا يكافىء معدلات التهطال للصحاري الحارة، وقد استثنت هذه الدراسة شبه الجزيرة القطبية الجنوبية التي تتلقى كميات أكبر من التهطال . وعلى الغالب ، تعد السطوح الداخلية للغطاءات الثلجية بما فيها الرفوف الجليدية مناطق تراكم وتجميع ، بينما تعد ظاهرة تشعب وتجزؤ الجبال الجليدية تعبيراً أساسياً عن مظاهر فقدان الكتلة .

تختلف سرعة الزحف الجليدي فيما بين ١ م/السنة ، أو أقل ، في الأجزاء المركزية للغطاءات الجليدية ، إلى نحو ٢٠٠ م/السنة بالقرب من الشاطىء (بود وآخرون) (Budd et al 1971) . وقد قيست سرعات أكثر من ذلك (أكثر من ١٤٠٠ م/السنة) في ثلاجات الأودية التي تصرف في رف روس الجليدي (Ross Ice shelf) وفي الأنهار الجليدية . بينما يبقى السؤال المهم المطروح فيما إذا كانت الغطاءات الجليدية تنمو أو تضمحل في الوقت الحالي ؟ جرت عدة محاولات للاجابة عن هذا السؤال من خلال حساب الكمية الإجمالية السنوية للثلج المتراكم ، ومقارنة ذلك مع تقديرات كمية الجليد المفقودة على هيئة جبال جليدية عائمة ، وبوساطة الذوبان ، ثم وضعت سبعة أشكال بيانية لتغيرات متوسط سماكة الجليد السنوي فيما بين (+ ٨٠ ، — ٣٠ ملم) كمكافىء مائي ، أعطت معظم التقديرات توازناً كتلياً إيجابياً ، لكن النتائج غير حاسمة ، لأنه لم توجد نتيجة واحدة فاقت قيمتها قيمة خطئها المعياري ، (باترسون Paterson, 1980) .

تبلغ مساحة الغطاء الجليدي في غرينلاند (شكل ٧ — ٣) نحو ٧ر١×١٠^٦ كم^٢ ويقدر حجم هذا الغطاء بـ ٦ر٢×١٠^٦ كم^٣ . يقدر امتداد هذا الغطاء الطولي من



شكل (٧ ـ ٣) : مصور غرينلاند

الجنوب إلى الشمال بنحو ٢٤٠٠ كم ، بينما يصل عرضه الأقصى نحو ١١٠٠ كم • ياخذ سطح هذا الغطاء هيئة قبتين متطاولتين : الكبرى ، وهي شمالية ، يصل ارتفاعها نحو ٣٣٠٠ م ، والثانية جنوبية بارتفاع ٢٦٠٠ م • تتواجد هاتان القبتان إلى الشرق من الخط الطولي المركزي لهذا الغطاء • بلغت أقصى سماكة للجليد ٣٢٠٠ م • ينطبق مستوى سطح صخور الأساس في الأجزاء المركزية من غرينلاند على مستوى سطح البحر ، بينما يلاحظ سيطرة الهضاب والجبال على الأجزاء الساحلية ، حيث لا يمتد الجليد حتى البحر على طول جبهة شاطئية عريضة، كما لا توجد هناك رفوف جليدية شاطئية كبيرة • تتم حركة وتصريف الجليد عبر عشرين مخرجاً للثلاجات الأودية التي تخترق الجبال الساحلية وتصرف جليدها على هيئة جبال جليدية عائمة في الفيودورات •

تعدّ ثلاجات غرب غرينلاند من أسرع الثلاجات على سطح الكرة الأرضية ، إذ تصل سرعتها إلى نحو ٧ كم/السنة ، بينما يبلغ معدل تراكم الجليد فوقها نحو ٣٤٠ ملم كمكافىء مائي ، تفقد كمية لابأس بها من الجليد سنوياً ، نصف الكتلة المفقودة على هيئة جبال جليدية عائمة ، والنصف الآخر يفقد بوساطة الاضمحلال (Ablution) • هناك آراء متضاربة فيما إذا كان هذا الغطاء الجليدي يخسر أو يكسب كتل جليدية في الوقت الحالي ، ولا توجد هناك بيانات قياسية كافية للإجابة عن هذا السؤال (باترسون ، ١٩٨٠) •

تنتشر القبعات الجليدية في الجزر الكندية والروسية المنتشرة في المنطقة القطبية الشمالية (Arctic) وفي آيسلندا وجزر سبيتسبرغ (سفالبارد) وبعض الجزر التحت قطبية وفوق معظم السلاسل الجبلية الرئيسة • تتواجد أعظم القبعات الجليدية الموجودة خارج غرينلاند والقارة القطبية الجنوبية ، تتواجد في جزيرة إيليسمير (شمال غرب غرينلاند) حيث توجد ثلاث قبعات جليدية مساحتها تزيد على ٢٠٠٠٠ كم٢ •

٧ـ٤ـ امتداد الغطاءات الجليدية أثناء العصور الجليدية :

أوضحت الدراسات التي تناولت التغيرات المناخية خلال ٢٫٥ مليون سنة

الأخيرة وجود دلائل واضحة على نمو واضمحلال ، تقدم وتراجع الغطاء الجليدي على سطح الكرة الأرضية . ففي فترة الطغيان الجليدي الأعظمي ، غطى الجليد نحو ٣٠٪ من مساحة الكرة الأرضية ، بحيث غطى كل أراضي كندا الحالية ، والأجزاء الشمالية من الولايات المتحدة الأمريكية ، ومعظم مساحة أوروبا ، وأجزاء واسعة من سيبيريا ، كما توسعت الثلاجات الموجودة في الأجزاء الأخرى من العالم . أوضحت الدراسات القائمة حول المورينات والتوضعات الجليدية الأخرى مدى امتداد وانتشار الغطاءات الجليدية السابقة . يعطي اتجاهات الأخاديد الجليدية ، ومواقع الجلاميد الصخرية والمجروفات الجليدية ، بعض المعلومات حول حركة الثلاجات آنذاك ، كما تعطي حركات النهوض الايزوستاتيكية فكرة واضحة عن سماكة الجليد .

يرى هوكس وآخرون (Huges et al, 1977) أن الغطاءات الجليدية كانت تتمركز خلال تلك الفترة في المواقع التالية : بحر بارنتس وبحر كارا وبحار شرق سيبيريا ، كما افترضوا أن تواجد الرفوف الجليدية الضحلة العائمة كان يغطي معظم المحيط القطبي الشمالي ، وخليج بفن وبحار غرينلاند والبحار النرويجية ، ويمتد بعيداً إلى الجنوب حتى شمال الأطلسي على هيئة أقواس جليدية من غراندبنك في نيوفولاند حتى الرف القاري الاسكتلندي .

تبقى معلوماتنا أوفر وأكثر غنىً حول طبيعة الغطاءات الجليدية خلال الفترة الأخيرة من آخر زحف جليدي (أواخر فورم) بالموازنة مع الزحف الجليدي الأول (جونز) ، لأن تتالي وتعاقب عمليات الحت والترسيب الجليدي بفعل تعاقب الفترات الجليدية (جونز ، مندل ، ريس ، فورم) والفترات الدفيئة الفاصلة (غير الجليدية) ، كانت تغير وتعدل وتنقل معظم الدلائل الحسية حول عمليات التجلد السابقة ، وطبيعتها وامتدادها . وفي قمة الهجوم الجليدي ، غطى الجليد الأجزاء الشمالية لأمريكا الشمالية في هيئة غطاء جليدي عظيم يماثل في الحجم الغطاء الجليدي الحالي في المنطقة القطبية الجنوبية ، كما غطى الجليد الجزر الكندية القطبية ، واتصل بجليد شمال أمريكا الشمالية . يختلف زمن الانتشار الأعظمي

للغطاءات الجليدية من موقع لآخر ، ففي معظم الأقاليم حدد هذا الزمن بنحو ١٨٠٠٠ ـ ١٥٠٠٠ سنة (ق٠م) بينما في الشمال والشمال الغربي لأمريكا الشمالية وكندا ١٤٠٠٠ (ق٠م) ، كما استمر وجود الغطاء الجليدي فوق أراضي البر الكندي حتى ٦٠٠٠ (ق٠م) ٠

بما أن عملية تجزؤ الجبال الجليدية العائمة هي المسبب الرئيس لاضمحلال الجليديات في القارة القطبية الجنوبية ، فإن امتداد تلك الغطاءات الجليدية يتم تقديره من خلال « خط سطح اليابسة » (Grounding line) ، الذي يبدأ عنده الجليد بالعوم فوق المياه المحيطية وتصبح عملية تشعبه وتجزئه ممكنة ، وهذا بدوره يعتمد على مستوى سطح البحار العالمية ٠ أدى نمو وتطور الغطاءات الجليدية القارية في نصف الكرة الشمالي في الفترة الجليدية الأخيرة (فورم) إلى انخفاض مستوى سطح الماء في البحار العالمية نحو ١٠٠ م ، كما سبب هذا الانخفاض ازدياد نسبة الغطاءات الجليدية القارية بالموازنة مع البحرية ، كما تزداد سماكة الجليد بشكل واضح في هذه المواقع القارية ٠ ولقد وجد دنتون وآخرون (Denton et al, 1975) شواهد بأن هذا حدث فعلاً في بحر روس خلال الفترة الجليدية الأخيرة (فورم ، ويسكونسن) ٠

٧ـ٤ـ ثلاجات الأودية المتصلة :

على الرغم من أن معظم ثلاجات الأودية بعيدة عن مراكز الاستيطان البشري ، إلا أن هناك حاجة عملية ملحة للتعامل مع هذه الثلاجات على أنها « الجزء المهم المتحرك » من السلاسل الجبلية المحيطة بمراكز الاستيطان البشري ٠ تتمثل المخاطر الطبيعية للثلاجات بالأخطار الناجمة عن حركتها ، والتحرير المفاجيء لكميات كبيرة من المياه على هيئة فيضانات مدمرة ، بالإضافة للانهيالات الجليدية الضخمة (Avalanches) ٠ تؤثر هذه المخاطر في حياة البشر المحليين ، وفي عملية الحصول على المواد الأولية ، والسياحة والاستجمام ٠ بينما تزودنا ثلاجات الأودية بكميات كبيرة من المياه لاستخدامات الري وتوليد الطاقة الكهرمائية ٠ إن مخاطر وفوائد

تلاجات الأودية تتعاظم في الوقت الراهن نتيجة لازدياد عدد سكان الأقاليم الجبلية ، ونمو وتطور الأقاليم المجاورة لها (رايموند Raymond, 1980) .

تعرّف ثلاجة الأودية المعتدلة (Temperate Valley Glacier) بأنها تلك الثلاجة التي تكون أجزاؤها السفلية عند نقطة الذوبان ، بينما تعلوها طبقة سطحية رقيقة سريعة الذوبان تتجمد خلال فصل الشتاء (رايموند ، ١٩٨٠) . ليس للثلاجة نقطة ذوبان محددة بسبب الشوائب الموجودة في الجليد ، وبسبب البناء الحبيبي للجليد . يتجلى المظهر الأساسي للثلاجة في أن جليدها يحتوي بعض الماء في حالته السائلة ، ويتبدل محتواها من الماء السائل بفعل التبادل الحراري الذي يسهم بدوره بتأثيرات طفيفة على درجة حرارة الجليد . وجد من خلال الدراسات المختصة أن المحتوى المائي الحقيقي ضمن جليد الثلاجة يقدّر بـ ١ر٠ ـ ١٪ من حجمها . يتواجد الماء وينتشر ضمن شبكة دقيقة من العروق (Veins) يبلغ قطرها أقل من عدة عشرات من الميكرونات ، وتبعاً لذلك فإن درجة النفوذية في جليد الثلاجة ضعيفة جداً .

من الصفات المهمة للثلاجة « حركتها » ، طورت في بداية هذا القرن معظم المفاهيم الأساسية حول حركة الثلاجة ، استنتج معظمها من التجارب والدراسات المقامة حول ثلاجات جبال الألب . لقد أصبح واضحاً أن الثلاجات تتحرك في الزمان والمكان ، سرعتها كبيرة في المركز بالموازنة مع الأجزاء القريبة من الأطراف ، كما تتناقص سرعتها بازدياد العمق دون مستوى السطح . كما تستمر هذه الحركة مع الزمن، حيث وجدت اختلافات في معدل الحركة على مقاييس يومية وفصلية وسنوية، وتبعاً لهذه الملاحظات يمكن توضيح الاختلافات الفصلية في سرعة الثلاجات من خلال حجم الماء المتسرب ضمن جسم الثلاجة إلى السرير الصخري الذي ترقد فوقه، وينقص مقاومة الاحتكاك لحركة الجليد الانزلاقية .

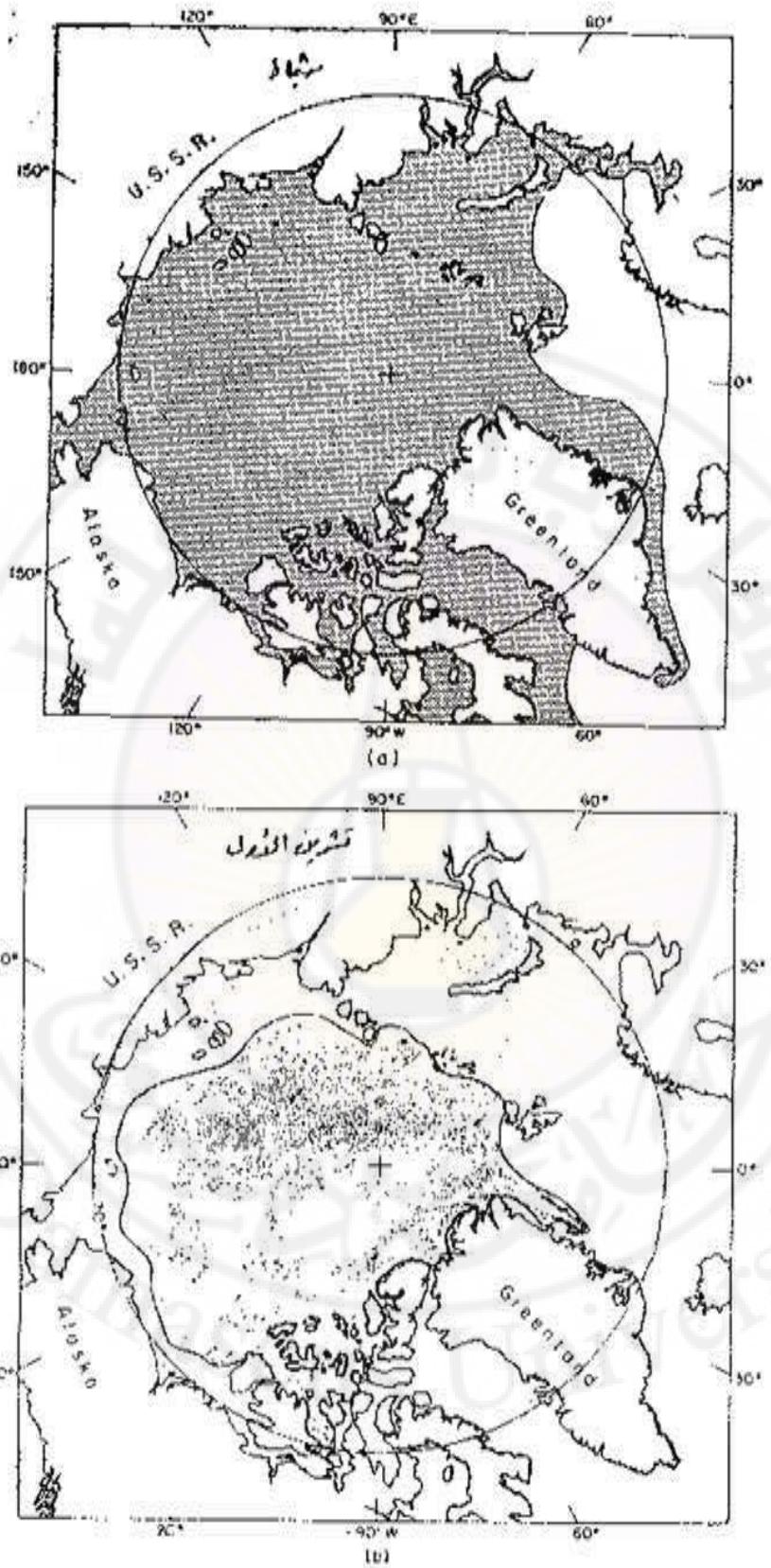
يعتمد وجود كتل جليدية أبدية على التفاعل بين عمليات تراكم الجليد وإزالته (التدهور) خلال مقياس زمني يمتد لعام أو أكثر . تهيمن عمليات التراكم على الأجزاء العليا المنبسطة من الثلاجة بينما تسيطر عمليات الإزالة في الأجزاء السفلى ،

كما تعدّ الانهيالات الجليدية أساسية للمحافظة على هذا الوضع . إن الشكل الهندسي للثلاجة ، والتعديلات الطارئة جراء التغيرات المناخية يعتمد على التوازن الكتلي (تبادل الكتلة مع الوسط الخارجي تبعاً للمناخ السائد) وإعادة التوزيع الداخلي للكتلة جراء حركة الثلاجة تبعاً للمفاهيم البسيطة حول مبدأ حفظ المادة (الاستمرارية) .

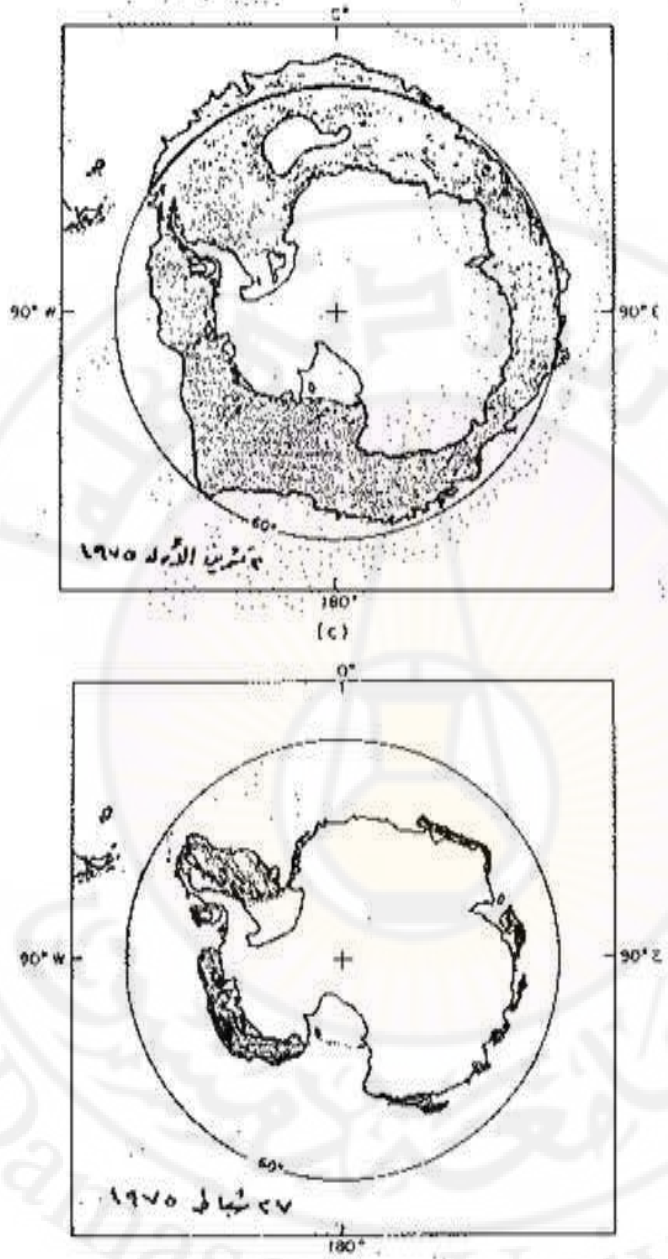
٧ـ٦ـ جليد البحار Sea Ice :

هناك مساحات شاسعة من المحيطات القطبية مغطاة بطبقة رقيقة ، ذات سماكة متبدلة من الجليد ، تشكلت بفعل تجمد مياه المحيط . ترتبط عمليات تشكل وتطور، وانجراف (Drift) وتلاشي (Decay) الجليد البحري أساساً بالاختلافات الثرموديناميكية والديناميكية التي تظهر في المحيط والغلاف الجوي (هيبلر Hibler, 1980) . يعتمد معدل تشكل وتلاشي الغطاء الجليدي البحري بشكل رئيس على الخصائص الحرارية لمياه المحيطات والغلاف الجوي ، وأيضاً على تباين سماكة الجليد . تتأثر سماكة الجليد بحركة الكتل الجليدية ، وأنماط الاضمحلال والتشويه المحدثة بفعل بعض العمليات التي تتم في المحيطات والغلاف الجوي . بالإضافة لذلك ، فإن الجليد البحري نفسه يستطيع أن يبدل فعلياً التبادل الحراري فيما بين الطبقة المحيطية السطحية والهواء الجاثم فوقها ، وبالتالي يعدّل الأطر المألوفة للتبادل الحراري بين الغلاف الجوي والمحيط المتجمد .

تعدّ الاختلافات في امتداد وسماكة الغطاء الجليدي من أكثر السمات المميزة لهذا الغطاء جلاءً ووضوحاً ، وهذا يلاحظ في البحار القطبية الجنوبية ، حيث تتناقص مساحة الغطاء الجليدي نحو ٧٠٪ خلال فصل الصيف الجنوبي . يبين الشكل (٧ ـ ٤) حدود الانتشار الأقصى والأدنى للجليد البحري في المنطقتين القطبيتين الجنوبية والشمالية . تتجلى السمة المميزة للجليد المتوضع في الحوض القطبي الشمالي بوجود اختلافات ضئيلة جداً في تخوم هذا الحوض ويعزى سبب ذلك إلى طبيعة التضاريس الأرضية لهذا الحوض التي تمنع توسع وامتداد الجليد



شكل (٧ – ٤) : امتداد الجليد القطبي الشمالي



تابع الشكل (٧ ــ ٤) : امتداد الجليد القطبي الجنوبي

القطبي خلال فصل الشتاء ، بينما يكون الوضع مخالفاً في المنطقة القطبية الجنوبية ، حيث لا توجد ضوابط تقيد انتشار الجليد خلال فصل الشتاء . إن السمة البارزة للغطاء الجليدي القطبي الشمالي تواجد الجليد البحري بعيداً عن السواحل الشرقية لغرينلاند ، حتى خلال فترات الانتشار المحدود للجليد البحري ، ويعزى سبب ذلك إلى نمط انجراف الجليد الذي تتسم فيه هذه المنطقة ، ويجعل منها الموضع الأساسي الذي تطفو فيه وتعوم الكتل الجليدية وتنطلق خارج المحيط القطبي الشمالي إلى شمال المحيط الأطلسي .

قدّر نازاروف (Nazarov, 1963) مساحة الجليد البحري القطبي الجنوبي عند أقصى امتداد له بنحو ٢٥ × ١٠٦ كم٢ ، والجليد القطبي الشمالي البحري في الشروط نفسها بنحو ١٥×١٠٦ كم٢ . كما وجد أن هناك تباينات فصلية في امتداد الجليد البحري القطبي الشمالي تصل حتى ٥٠٪ من المساحة ، وإن أقصى انتشار يتم خلال شهر شباط وأدناه خلال شهر آب . بينما هناك تباين في امتداد الجليد البحري الجنوبي يصل حتى ٧٥٪ من المساحة وأقصى انتشار للجليد البحري يتم أثناء شهر أيلول وأدناه أثناء شهر آذار .

يختلف مدى انتشار الجليد البحري من سنة لأخرى ، حيث وجد (Walsh, 1977) أن متوسط انتشار الجليد البحري الشمالي قد ازداد خلال الـ ٤٥ سنة الأخيرة ، وقد ترافق ذلك مع انخفاض متوسط درجة الحرارة السطحية السنوية في المنطقة القطبية الشمالية خلال الفترة ١٩٥٤ ــ ١٩٧٥ .

تؤثر التيارات المائية المحيطية قليلاً في مدى انتشار الجليد البحري القطبي . يلاحظ في المنطقة القطبية الشمالية أن الإقليم الواقع غرب شيتسبرغ خالٍ من الجليد ، ويعزى ذلك إلى تأثير تيار غرب شيتسبرغ الدافىء الذي يعد المصدر الأساسي للقدرة التي تدخل الحوض القطبي الشمالي ، ويلتحم هذا التيار مع تيار غرينلاند البارد المتجه جنوباً لخلق بناء حلزوني محيطي (Hibler, 1980) .

لقد بات واضحاً أن للغطاء الجليدي البحري تأثيراً واضحاً في المناخ يتجلى

بتعديل التدفق الحراري ضمن طبقة التداخل المحيطية ـ الهوائية Sea-air interface ، حيث تلاحظ زيادة هذا التدفق من البحر للهواء بسبب وجود وتشكل طبقة رقيقة جداً من الجليد • وعندما يؤخذ ذلك التعديل في الحسبان علينا أن ننوه بأن القيمة السنوية لهذا التدفق ربما تكون مهمة عندما تحسب ضمن موازنة القدرة على مستوى الكرة الأرضية ، لأن كمية القدرة الحرارية الكامنة في الجليد البحري المتشكل كل عام ضئيلة جداً بالموازنة مع القدرة المختزنة والمنطلقة من المحيط العالمي والغلاف الجوي خلال الدورة الفصلية • على كلٍ ، يستطيع الغلاف الجليدي المتشكل أن يعدّل جزئياً المواصفات الجغرافية والمحلية لعملية التبادل الحراري فيما بين البحر والغلاف الجوي •

وأخيراً لابدّ من الإشارة إلى الدور الذي يلعبه الجليد البحري ضمن طبقة التداخل المحيطية ـ الهوائية في تعديل الانتقال الكتلي للحرارة داخل المحيط بسبب:

١ ـ التفاعل الجليدي (Ice interaction) .

٢ ـ تبدل قيمة الألبيدو السطحية •

٣ ـ تبدل نسبة الملوحة في الطبقة المائية تحت الجليدية بفعل تراكم الملح المستخلص أو الناتج عن تجمد المياه المحيطية السطحية •

٧ـ٧ـ الجبال الجليدية العائمة « Icebergs » :

الجبال الجليدية العائمة كتل ضخمة من جليد المياه العذبة التي يعوم منها نحو (٨/٧) سبعة أثمان كتلتها في البحار القطبية وشبه القطبية • تعدّ الجبال الجليدية العائمة المسؤولة عن معظم الكوارث البحرية ، ولاتزال كارثة غرق الباخرة تيتانيك (Titanic) سنة ١٩١٢ ماثلة في الأذهان حتى الوقت الحاضر • ورغم خطورتها ، فهي تفيد الملاحة في البحار المفتوحة ، لاسيما لأولئك الذين يحبون المغامرة داخل الأقاليم القطبية (Robe, 1980) • ترسو في معظم الأحيان بواخر صيادي الحيتان في خليج بفن خلف أو في ظل الجبال الجليدية العائمة حيث تقي هذه الكتل الضخمة

تلك البواخر من الأمواج العاتية الضخمة • تبحر السفن بسهولة وأمان خلف الجبل الجليدي العائم ، كما أنه بدوره سوف يحميها من العواصف التي ترد وتعيد الكتل الجليدية للخلف ، والتي بدورها سوف تحطم هذه السفن بسهولة •

يبدو أن مخاطر الجبال الجليدية العائمة أكثر بكثير من فوائدها ، وكنتيجة مباشرة لغرق الباخرة تيتانيك وضعت العديد من السفن الأمريكية والبريطانية لحراسة الممرات البحرية الضيقة جنوب وشرق نيوفوندلاند في سنتي ١٩١٢و١٩١٣ • ومع ظهور مقال ويكس وكامبل سنة ١٩٧٣ (Weeks and Campbell) حول الاستفادة من الجبال الجليدية العائمة كمصدر آمن للمياه العذبة ، تبدلت النظرة حول هذه الجبال ، لأنه مهما قل حجم هذه الجبال فهي تضم كميات ضخمة جداً من المياه النقية العذبة • ثم تواصلت الأبحاث والدراسات بعد ذلك التاريخ حول إمكان جر الجبال الجليدية العائمة عبر البحار ، وتطرقت بشيء من التفصيل للصعوبات التي تعترض عملية جر وسحب كتل جليدية عائمة تزن عدة ملايين من الأطنان لمسافة تصل إلى آلاف الكيلومترات داخل البحار • عقد في سنة ١٩٧٧ أول مؤتمر عالمي حول سبل استخدامات الجبال الجليدية العائمة في مدينة « آمس » بولاية « إيوا » الأمريكية ، حيث قدمت مراجعة للمعلومات المتوافرة حول الجبال الجليدية ، والطرائق المقترحة لجر وسحب الجبال الجليدية العائمة في بحار القطب الجنوبي إلى منطقة الشرق الأوسط ، حيث الحاجة للمياه العذبة تتعاظم يوماً بعد يوم ، كما أن تأمينها يحتاج لأموال باهظة جداً في ظل الظروف الطبيعية التي تتميز بها هذه المنطقة •

تتكون الجبال الجليدية العائمة من انفصال كتل جليدية من نهايات الجليد الأرضي (ثلاجات ، أغطية) ومن جليد الأرصفة في الأقاليم القطبية ، وبشكل رئيس من الكتل الجليدية في القارة القطبية الجنوبية وغرينلاند • لهذه الجبال تركيب بسيط ، بينما تتميز ببنية وخصائص حركية معقدة • تتكون هذه الجبال من الثلج الجليدي (Snow Ice) الذي يتميز بصفات مشابهة للجليد العادي ، غير أنه يحتوي على فقاعات من الغازات الجوية المضغوطة ، انحبست عند تحول الثلج إلى

جليـــد ، شكل هذه الفقاعات أنبوبي أو دائري • يتراوح قطر هـــذه الفقاعات الأنبوبية في كتل الجبال الجليدية القائمة بالقرب من غرينلاند بين ٠٫٠٢ــ١٨٫٠ملم، بينما يتراوح قطر الفقاعات الدائرية من أبعاد مجهرية وحتى ٢ ملم • تختلف قيـم ضغط الغاز في الفقاعات الأنبوبية داخل الجبل الجليدي الواحد من ٣٫٢ ــ ٢٠ ضغط جوي ، بينما يقدّر الحجم الذي تشغله بنحو ٣ ــ ٨٪ من الحجم الكلي للجبل الجليدي العائم •

تسهم فقاعات الهواء المحبوسة داخل الجليد بإنقاص كثافته قليلاً • تبلغ كثافة الجليد النقي عند درجة حرارة صفر مئوية ٩١٦٫٧ كغ/م^3 ، وتماثل كثافة جليد الثلاجات هذه القيمة ، بينما تتراوح كثافة جليد الجبـــال الجليدية في القارتـــين القطبيتين الشمالية والجنوبية ، ما عدا جليد الأرصفة (الرفوف) ، فيما بين ٨٨٠ ــ ٩١٠ كغ/م^3 ، حيث هناك كميات قليلة من الثلج الحبيبي أو الفيرن (Firn) تبقى على سطوح الجبال الجليدية العائمة • يقع حد الثلج الفيرني عند ارتفاع ٦٠٠ ــ ٩٠٠ م في القارة القطبية الجنوبية ، ونحو ١٣٩٠ م في غرينلاند • وبالتالي فإن الجليد الذي يصل إلى البحار من مصارف الثلاجات ومن نهايات الأنهار الجليدية له كثافة متماثلة • وعلى العكس تكون حدود الفيرنات في الأرصفة (الرفوف) الجليدية عند مستوى سطح البحر تماماً (Mellor, 1959) ، أي أن سطوح الأرصفة الجليدية هي مناطق تراكم وتغذية جليدية ، ونتيجة لذلك تزداد كثافة جليد الجبال الجليدية العائمة من الأرصفة الجليدية في القطب الجنوبي من السطح باتجاه الأسفل، حيث تزداد هذه الكثافة من ٤٥٠ كغ/م^3 عند السطح إلى ٨٦٠ ــ ٨٩٠ كغ/م^3 عند عمق ٦٠ م •

إذا اعتبرت أن الكثافة الوسطى للجليد في جبال جليد الأرصفة ٨٥٠ كغ/م^3 و ٩٠٠ كغ/م^3 في الجبال الجليدية البحرية الأخرى فإن النسبة « di » بين الحجم المغمور بالماء « V_s » إلى الحجم الإجمالي للجبال الجليدية العائمة « V » تساوي:

$$V_s / V = di = \rho_i / \rho_w$$

حيث :

ρ_i : كثافة الجليد .

ρ_w : كثافة مياه البحار وتتراوح بين ١٠٢٠ ـ ١٠٣٠ كغ/م^3 .

عندما تكون قيمة ρ_w = ١٠٢٥ كغ/م^3 تكون قيمة (d_i) نحو « ٠٫٨٣ » بالنسبة للجبال الجليدية المنفصلة عن الأرصفة ، و « ٠٫٨٥ » بالنسبة لبقية الجبال الجليدية العائمة .

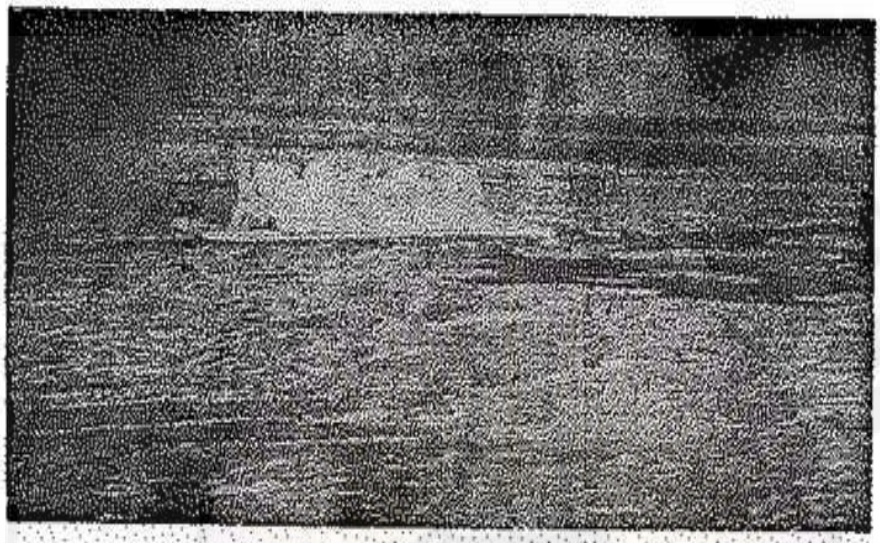
ـ تصنف الجبال الجليدية العائمة إلى ما يلي :

١ ـ الجبال الجليدية المسطحة « Tabular Icebergs » : هي جبال جليدية سطوحها العليا مسطحة ، والنسبة بين طولها وارتفاعها ٥ : ١ (شكل ٧ ـ ٥) .



شكل (٧ ـ ٥) : الجبال الجليدية العائمة المسطحة

٢ ــ الجبال الجليدية المجسّمة « Blocky Icebergs » : جبال جليدية جوانبها حادة شديدة الانحدار ، سطوحها العليا منبسطة ، والنسبة بين طولها وارتفاعها ٥ : ٢ (شكل ٧ ــ ٦) .



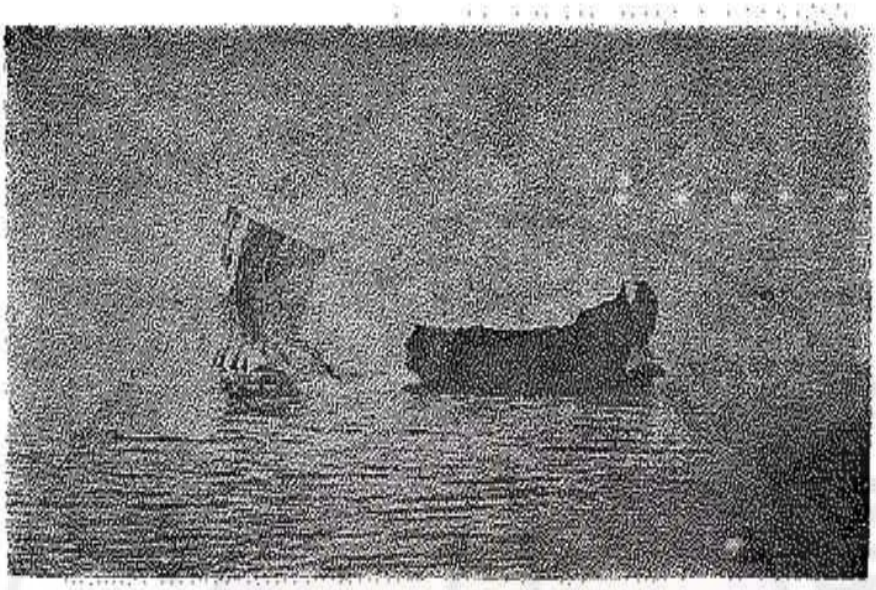
شكل (٧ ــ ٦) : الجبال الجليدية العائمة المجسّمة

٣ ــ الجبال الحوضية الجافة « Drydock Icebergs » : جبال جليدية على هيئة أعمدة أو مسلات مزدوجة لها شكل حرف « U » تشكلت بفعل الحت الناتج عن الأمواج البحرية (شكل ٧ ــ ٧) .

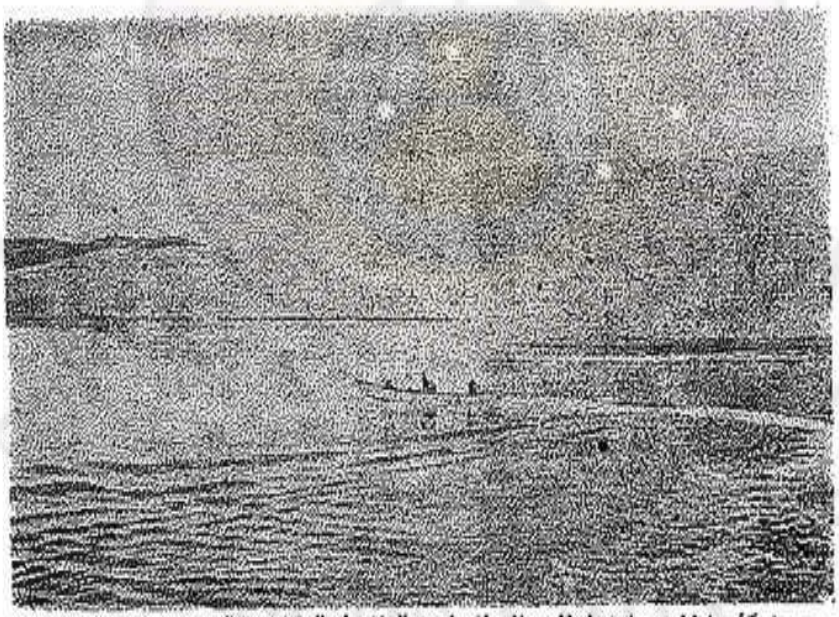
٤ ــ الجبال الجليدية القبابية « Dome Icebergs » : جبال جليدية دائرية ملساء ذات جوانب منخفضة (شكل ٧ ــ ٨) .

٥ ــ الجبال الجليدية على هيئة مسلات جليدية « Pinnacle Icebergs » : جبال جليدية ذات قمة تحتل المركز ، أو على هيئة هرم فيه عدة قمم (شكل ٧ ــ ٩) .

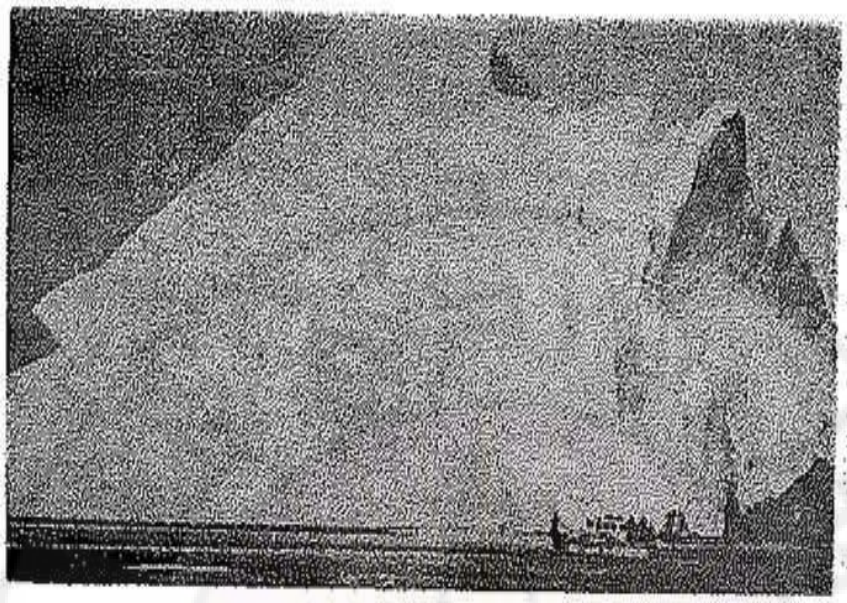
أخيراً لوحظ أن أكبر جبل جليدي عائم هو من الصنف الأول في القارة القطبية الجنوبية ، حيث يبلغ طوله ١٧٠ كم (Robe, 1980) .



شكل (٧ ـ ٧) : الجبال الجليدية الحوضية الجافة



شكل (٧ ـ ٨) : الجبال الجليدية العائمة القبابية (إلى اليسار)



شكل (٧ ـ ٩) : الجبال الجليدية العائمة على هيئة مسلات

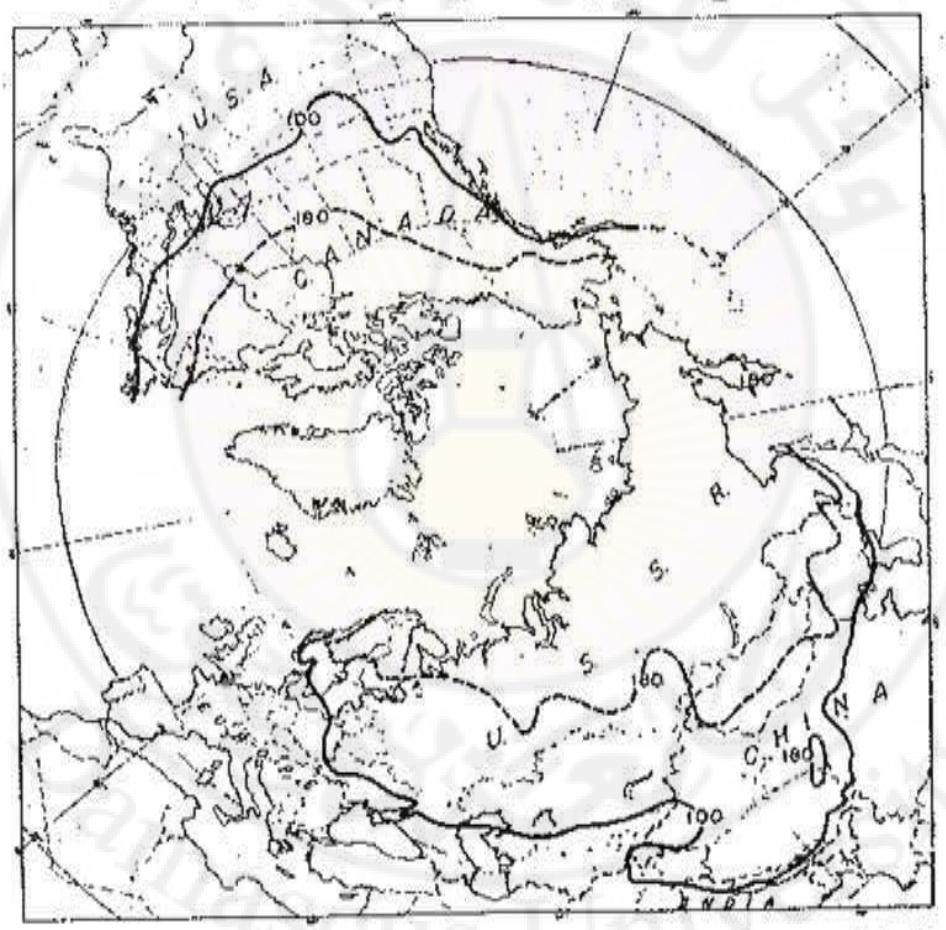
٧ـ٨ـ جليد المياه العذبة :

يحتل جليد المياه العذبة أهمية خاصة بالنسبة لسكان الأقاليم الباردة أثناء فصل الشتاء ، حيث يسافر سكان العروض العليا مستخدمين أدوات خاصة للتنقل على الطرق المتشكلة فوق السطوح الجليدية الملساء التي تغطي الأنهار والبحيرات . تزايد الاهتمام حالياً بدراسة هذه السطوح لما لها من تأثير في النشاط البشري ، لاسيما معرفة عدد الأيام الخالية من الجليد أثناء العام ، ومواعيدها ، وكذلك معرفة عدد هذه الأيام أثناء فصل التجمّد .

تختلف العوامل المسببة لجليد الأنهار عن تلك المسببة لجليد البحيرات ، والمتمثلة بسرعة الجريان النهري . تختلف النظم النهرية من أنهار كبيرة وعميقة إلى جداول صغيرة حيث بإمكان الجليد أن يتشكل فوقها بسرعة كبيرة ، وتغطي سطحها من ضفتها اليمنى إلى اليسرى . كما يستطيع في الظروف المثالية منع تدفق المياه تحت الجليد موجهاً إياها للتدفق فوق الجليد ، وهذا يخلق ظروف مناسبة ومثالية

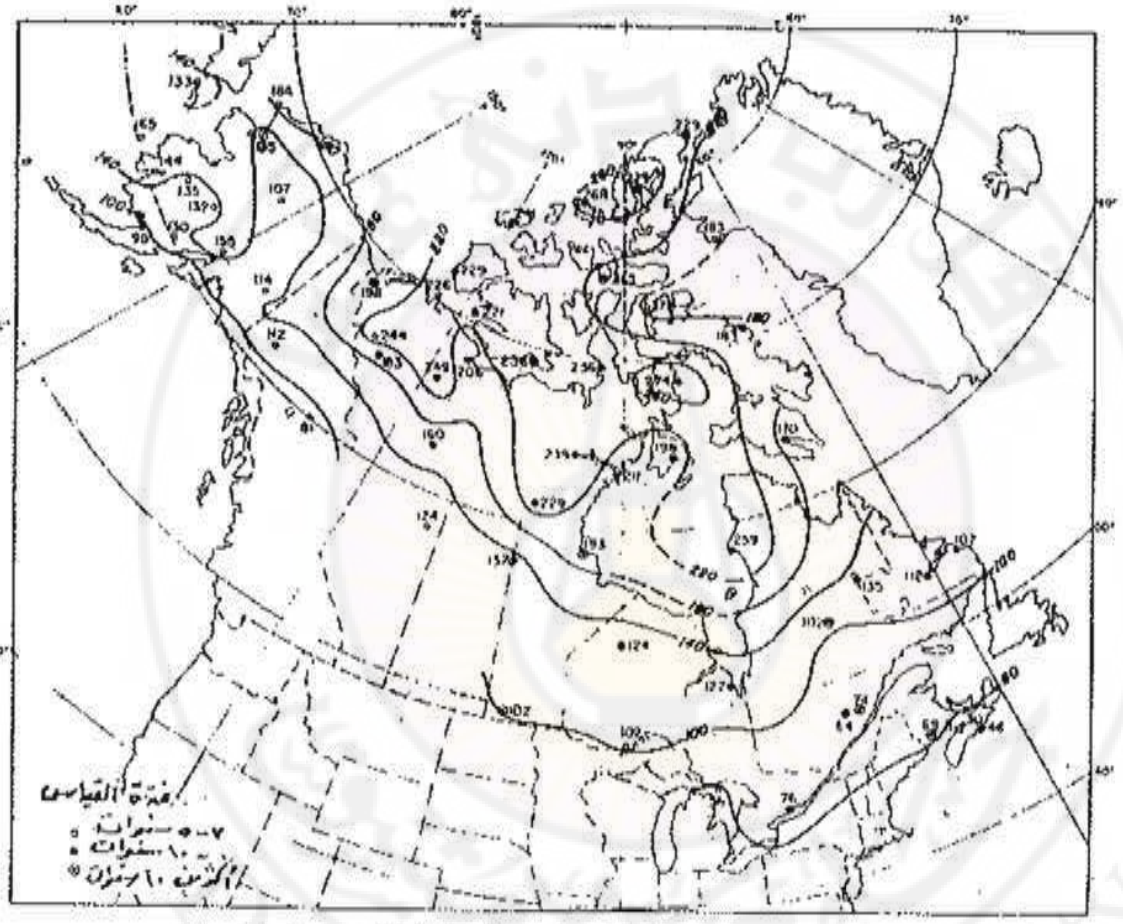
للنمو السريع والكثيف للغطاء الجليدي • بينما يعتمد تشكل الجليد فوق البحيرات على حجم البحيرة ، حيث تلعب الرياح دوراً مسيطراً في عمليات تشكل ونمو وحركة وتلاشي جليد البحيرات • وفي كلتا الحالتين تلعب درجة حرارة الماء دوراً مهماً ، لأن عملية التبادل الحراري بين الماء والجليد والهواء تحدد كمية الجليد المتشكل ، مثلما تحدد سرعة الماء المتدفق وسرعة الرياح توزيع الجليد •

هناك اختلافات سنوية واضحة في حدود انتشار الجليد الذي يغطي الأنهار والبحيرات • يوضح الشكل (٧ ــ ١٠) حدود انتشار المياه غير صالحة للملاحة



شكل (٧ ــ ١٠) : متوسط عدد الأيام التي تتوقف فيها الملاحة سنويا بسبب الجليد

بسبب تواجد الجليد في نصف الكرة الشمالي ، كما يبين الشكل (٧ ــ ١١) خطوط تساوي سماكة الجليد القصوى فوق البحيرات الشمالية في شمال أمريكا خلال فترات محددة للقياس .



شكل (٧ ــ ١١) : خطوط تساوي السماكة القصوى للجليد بالسم لفترات قياس مختلفة فوق بحيرات شمال أمريكا الشمالية

يتشكل الجليد فوق الأنهار في البدء نتيجة الفعل المشترك لعملية تجمّد الطبقة السطحية مباشرة ، ولوجود بلورات جليدية فوق سطح الماء ، وعندما تنتقل البلورات

الجليدية بعيداً مع المياه الجارية تصبح عمليـة التجمّد هي المسؤولة عن تشكل الجليد . بينما عندما تتباطأ سرعة التيار المائي تنمو البلورات الجليدية بسرعة كبيرة جداً على السطح ، وتشكل طبقة رقيقة من الجليد تغطي سطح الماء ، حيث تزداد سماكتها بفعل عمليات فقدان الحرارة للطبقة الهوائية الباردة فوقها . تعدّ عملية تشكل الجليد الأولي ، عندما تكون سرعة المياه عادية ، إحدى عمليات التراكم ، سواء من تراكم الجليد الطافي على سطح الماء ، أو من تراكم رماد الجليد[1] .

يتحكم بتشكل الجليد فوق سطح البحيرات عوامل عدة ، منها :

١ ــ درجة برودة فصل الشتاء .

٢ ــ طبيعة الرياح السائدة وسرعتها .

٣ ــ قيمة التدفق المائي الخارج من البحيرة .

٤ ــ نموذج البحيرة .

يلعب نموذج البحيرة دوراً مهماً في عملية تشكيل الجليد ، حيث يميز بين عدة أنواع :

١ ــ البحيرات الصغيرة :

بحيرات ذات مساحة قليلة وعمق قليل ، كمية المياه الداخلة إليها والخارجة منها أثناء فترة تشكل الجليد قليلة . ونظراً لصغر مساحتها تتشكل طبقة الجليد فوقها بسرعة كبيرة . لا تتأثر بسرعة الرياح بسبب محدودية مساحتها .

٢ ــ البحيرات الخازنة :

تتميز بتدفق كميات كبيرة من المياه خارجها ، لكنها ليست كبيرة إلى الحد الذي

---

(١) رماد الجليد Frazil Ice : جليد يتكون في الأنهار سريعة الجريان في صورة سنيبلات أو الواح رقيقة صغيرة كالرماد ، ويرجع تكون رماد الجليد إلى اضطراب الماء وحركته التي تمنع بلورات الجليد من التماسك في لوح من الجليد .

تعطي للرياح دوراً مهماً في منع عملية تشكل الجليد ، باستثناء فترة قصيرة من الزمن في بداية تشكل الجليد ، وأخرى أثناء تكسر طبقة الجليد السطحية .

٣ ـ البحيرات الكبيرة :

تلعب الرياح دوراً أساسياً في تحريك طبقة الجليد المتشكلة فوق سطوح هذه البحيرات بسبب المساحة الكبيرة . نادراً ما يتشكل فوق أسطح هذه البحيرات طبقة من الجليد تغطي كامل السطح .

٧ـ١ـ الانهيالات (الهيارات) الثلجية والجليدية :

تكون الانهيالات الثلجية إما سيلانات بطيئة غير مؤذية للثلوج الطرية الهشة التي تهبط وتنزلق من الأعلى للأسفل كي تستقر في مواقع إسناد جديدة . أو أنها كتل ضخمة من الثلج المدمّر والجليد والكتل الصخرية والتربة التي تتحرك للأسفل بسرعة عالية جداً ، بحيث تكسبها قدرة كافية لتدمير أي شيء يعترض طريقها . يعطينا الجدول (٧ ـ ١) قياساً نوعياً لتأثيرات الانهيالات الثلجية والجليدية متابل مسافة السقوط العمودية ، وحجم الحطامات ، وقوة التصادم .

يتناقص تكرار الانهيالات الثلجية بسرعة مع ازدياد الحجم، بينما يلاحظ تكرار كبير للانهيالات الثلجية الصغيرة التي تعد أمراً مألوفاً في الأقاليم الجبلية . يسجّل سنوياً نحو ١٠٠٠٠٠ انهيال ثلجي في أمريكا الشمالية ، لكنّ نسبة ضئيلة جداً (نحو ١٪ تقريباً) يعدّ من الانهيالات المدمّرة . كما تكثر كوارث الانهيالات الثلجية في جبال الألب الأوربية ، حيث سجلت كوارث ناجمة عن الانهيالات منذ ٢١٨ ق.م (Perla, 1980) بينما قتل في النمسا ٧٥٠ شخصاً في الفترة ١٩٥٠ ـ ١٩٧٠ جراء هذه الكوارث ، أما في سويسرا فقد بلغ المعدل السنوي لعدد القتلى ٢٥ شخصاً و ١٣ جريحاً للفترة الممتدة من ١٩٤٠ ـ ١٩٧٠ . كما حدثت كوارث الانهيالات الثلجية في اليابان وإيران وآيسلندا والنرويج وتشيلي ، وفي أي بلد توجد فيه جبال تغطيها الثلوج .

جدول (٧ ـ ١) مقياس الانهيالات الثلجية والجليدية (عن Perla, 1980)

الحجم	التأثيرات الكامنة	الهبوط الشاقولي	الحجم	قوة الضغط
دقيق	غير مؤذ	١٠ م	١ ـ ١٠ م٣	< ٣١٠ باسكال
صغير	يغمر الممتلكات، يضر أو يقتل الناس	١٠ ـ ٢١٠	١٠ ـ ٢١٠	٣١٠
متوسط	يدمر المزارع والبيوت الريفية والسيارات	٢١٠	٢١٠ ـ ٣١٠	٤١٠
كبير	يدمر القرى والغابات	٣١٠	٣١٠ ـ ٤١٠	٥١٠
هائل	يغير معالم سطح الأرض [أعظم الانهيالات على سطح الأرض في جبال الأندوهمالايا]	٣١٠ ـ ٣١٠ × ٥	٧١٠ ـ ٨١٠ بما فيها التربة والصخور والجليد	٥١٠ ـ ٦١٠

لعل أعظم الانهيالات الثلجية خطورة تلك التي حدثت في جبال الانديز في البيرو سنة ١٩٦٢ ، وتكررت سنة ١٩٧٠ . ففي الفترة الأولى انزلقت كتلة كبيرة من الثلوج والجليد امتزجت بالتربة الموحلة والصخور في الانحدارات المنخفضة ، قطعت هذه الكتلة مسافة ١٦ كم في وادي سانتا مدمرة ٩ قرى صغيرة وقتلت الآلاف من المواشي ونحو ٤٠٠٠ شخص (Perla, 1980) .

تقسم الانهيالات الثلجية إلى قسمين : انهيالات الثلوج الطرية ، وانهيالات ألواح الجليد ، ويبدو أن الأول يحدث نتيجة السقوط بفعل قوة الثقالة الأرضية نتيجة لعدم تماسك الثلوج الهاطلة مع الطبقة التي تستند إليها . أما القسم الثاني فيرى بعضهم أنه ناجم عن الضغط الذي تمارسه الطبقات السطحية على الطبقات التي تقع دونها ، مما يؤدي لارتفاع درجة الحرارة وحدوث التبخر ، أو ذوبان قسم من الثلوج فتتشكل فراغات أو طبقات انفصال مائية تسهل انزلاق الطبقة العلوية .

المراجع العربية

آغا ، شاهر جمال (١٩٨٦) : المياه القارية (علم مياه اليابسة) • جامعة دمشق •

آغا ، واثق رسول (١٩٨٦) : الهيدروجيولوجيا ، جامعة دمشق •

آغا ، واثق رسول (١٩٨٧) : المياه الجوفية العميقة في سورية • مجلة الزراعة والمياه ، العدد ٦ ، تشرين الثاني ١٩٨٧ ، ٤ ــ ٢٢ ، أكساد ، دمشق •

بتريانوف ، آ • (١٩٨٧) : الماء ، تلك المادة العجيبة ، دار مير للطباعة والنشر ، موسكو •

بوجومولوف ، ج• (١٩٧٥) : جيولوجيا الماء ومبادىء الجيولوجيا التطبيقية ، دار مير ، موسكو •

حميدة ، عبد الرحمن • ومحلي ، ساطع (١٩٩٢) : دليل العالم ، ١٩٩٢ ، دار طلاس ، دمشق •

خوري ، جان وآخرون (١٩٨٨) : المصور الهيدروجيولوجي للوطن العربي والمناطق المجاورة ، لوحة : ١ و ٢ ، أكساد ، دمشق •

خوري ، جان وآخرون (١٩٨٨) : المصور العربي للموارد المائية ، لوحة ٢ ــ ب ، أكساد ، دمشق •

خوري ، جان • والدروبي ، عبد الله (١٩٩٠) : الموارد المائية في الوطن العربي ، وثيقة مرجعية وتفسيرية للمصور الهيدروجيولوجي للوطن العربي والمناطق المجاورة • أكساد / دم / ٦٨ ، يونسكو / روستاس •

روفائيل ، نبيل • وسعيد زهراء ، محمد (١٩٨٨) : المعالجة المتطورة للمعطيات المائية الجوفية باستخدام الحاسب • الجزء الأول : توثيق وتحليل وتقييم المعطيات المائية الجوفية ، إدارة الدراسات المائية ــ أكساد /دم/ن ٩٥ ، آ دمشق •

السلاوي ، محمود سعيد (١٩٨٩) : هيدرولوجية المياه السطحية . الدار الجماهيرية للنشر والتوزيع والإعلان ، بنغازي .

الشاعر ، جهاد (١٩٨٥) : التبخر ـ النتح لبعض المحاصيل الحقلية في الظروف المناخية والمائية في منطقة خرابو . دراسة أعدت لنيل درجة الماجستير في الجغرافيا الطبيعية ـ دمشق .

الشاعر ، جهاد (١٩٨٩) : الظروف المناخية وعلاقتها بتقدير الحاجة المائية للزراعة في الجزيرة ووادي الفرات . دراسة أعدت لنيل درجة الدكتوراه في الجغرافيا الطبيعية ـ المناخ التطبيقي . جامعة دمشق .

عبد الله الصالح ، محمد (١٩٩٢) : بعض طرق قياس المتغيرات في أحواض التصريف . جامعة الملك سعود ، كلية الآداب ، مركز البحوث ، ٢٥ .

العقاد ، عامر (١٩٨٩) : المياه الكارستية وإمكانية استثمارها ، دراسة علمية وتقنية مع تطبيق عملي . العلم والتكنولوجيا ، العددان ١٧ و ١٨ ، تموز ١٩٨٩ ، ٨٢ ـ ٩٤ .

حمزة قاسم ، حمزة (١٩٧٣) : محاضرات في الفيزيولوجيا النباتية ، منشورات جامعة حلب .

كيريف ، ف . (١٩٧٩) : الكيماء الفيزيائية . دار مير ، موسكو .

لاريشير ، ج ، د ، م (١٩٨٩) : مياه العالم في خطر . مجلة العلوم ، المجلد ٧ ، العدد ٣ ، آذار ١٩٩٠ ، ٣٨ ـ ٤٧ .

ماركا ، ج (١٩٨٩) : الماء : تلك القضية الساخنة . مجلة العلوم ، المجلد ٧ ، العدد ٣ ، آذار ١٩٩٠ ، ١٢٠ ـ ١٢٣ .

المسكي ، عبد الفتاح (١٩٨٢) : الري والصرف ، الهيدرولوجيا ، جامعة دمشق .

طه ، محمد فتحي (١٩٨٧) : معجم المصطلحات العلمية والفنية المستخدمة في الأرصاد الجويّة ، إنكليزي ـ عربي : مطبوع منظمة الأرصاد الجوية العالمية رقم ١٣٥ ـ جنيف ، سويسرا .

المراجع الأجنبية

Ashton, G. D, 1980: Fresh water ice growth, motion, and decay. Ch. 5, 261-302. Dynamic of snow and ice masses. Ed. By S. C. Colbeck. USA.

Baker, B. W. and Wright, G. L., 1978: The murray valley. Proceeding of the Ro. Soc. of Victoria, 90.

Batisse, M., 1964: The international hydrological decade - aworld - wide programme of scientific researchs in Water and Life. UNESCO, 4-9.

Beckinsale, R. P., 1969: River regimes in chorley, R. J. (Ed.) Water, Earth and Man. London.

Biswas, Asit K., 1981: The role of geosciences in water resources development. Tokyo Geo. Soc.

Biswas, Asit K., 1983: Some major issues in river basin, management for developing countries. River basian development. Vol. 4, ch. 3.

Bolt, B. A., et al, 1975: Geological hazards heidelberg: Springer - Verlag.

Bruce, J. P. and Clark, R. H., 1966 : Introduction to hydrometorology, Pergamon press.

Budd, W. F., Jensen, D., and Radok, U. 1971: Uni, Melbourne, Meteorol. Dept. Pub. 18.

Burdon, D. J., and Safadi, C., 1963: Ras El Ain, The great Karst spring of the mesopotamia. Jour. of Hydro. Vol. 1.

Chow, V. T., 1964: Hydrology and its development. Hand book of applied hydrology. McGraw-Hill, New Yourk. Sec. 1.

Cooper H. H., 1959: A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in coastal aquifer. Jour. of Geophys. Research, 64.

Cooper, P. J. M., 1983: Crop management in rainfed agriculture vith special reference to water use efficiency. ICARDA, Aleppo, Syria.

Davidson, D. A., 1978: Science for physical geographers. Edward Arnold. Great Britain.

Denton, G. H., Borns, H. W., Gross warld, M. G., Stuiver, M., and Nichols, R. L., 1975: Antarct. J. U. S. 109 : 160-164.

Doneen, L. D., and Westcot, D. W., 1984: Irrigation practice and water management. FAO. Irr. and Dra. Paper 1. Rev. Rome.

Dooge, J. C. I., 1974: The development of hydrological concepts in Britain and Ireland between 1674-1874. Hydro. Sci. Bull. 19.

Doorenbose, J. and Pruitt, W. O, 1977: Guide lines for predicting crop water requierments. Papers: 24, FAO, Rome.

Doorenbos, J. et al, 1986: Yield response to water. FAO. Irr. and Dra. Paper: 33. Rome.

Eyre, S. R., 1963: Vegetation and soils. Arnold, London.

Freeze, R. A., 1972: Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source area. WRR, 8.

Gardiner, V. and Gregory, K. J., 1982: Drainage density in rainfall - runoff modelling. Water resources publication, Colorado.

Gorham, E., 1958: The influence and importance of daily weather condition in the supply of chloride, sulphate and other ions to fresh water from atmospheric precipitation. Phil. Trans. Ro. Soc. Lond., B,241.

Hibler III, W. D., 1980: Sea ice growth, drift, and decay. Ch. 3, 141-205. Dynamics of snow and ice masses. Ed. by S. C. colbeck. Ac. Pr. Inc. USA.

Horton, R. E., 1931: The field, scope and status of the science of hydrology. Trans. Am. Geophs. Union, 12.

Horton, R. E., 1933: The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. AGU. 14.

Hounan, C. E., 1971: Problems of evaporation assessment in the water balance. Report No. 13. WMO - No. 285.

Hughes, T. J., Denton G. H., and Grosswald, M. G., 1977: Nature (London) 266, 596-602.

Hutchinson, E.G., 1957: A Treatise on limnology. Vol. 1. Wiley. New Yourk.

Lee, G. H., and Other, 1934: Report of the committee on absorption and transpiration. 1933-1943. Trans. Am. Geophs. Union, 15. II.

Linsley, R. K., Kohler, M. A., and Paulbus. J. L. H., 1949: Applied hydrology. McGraw - Hill, New Yourk.

Linsley, R. K., and Other, 1958: Hydrology for engineers, McGraw - Hill. New Yourk.

Male, D. H., 1980: The seasonal snowcover. Ch. 6, 305-390. Dynamics of snow and Ice masses. Ed. by S. C. Colbeck. Ac. Pr. Inc. USA.

Meinzer, O. E., 1934: The history and development of ground - water hydrology. Jour. of hydro. Washi. Acad. Sci. Vol. 24.

Meier, M. F., 1974: Encyclopedia Britannica. 15 th ed. 175-186.

Mellor, M., 1959: Journal of Glaciology. 39, 377-384.

Meyer, A. F., 1942: Introduction to runoff. Ch. 11 A., Hill, New Yourk.

Montieth, J. L., 1959: The reflection of short-wave radiation by vegetation. Qu. Jour. Roy. Meteo. Soc. 88.

Noble, E. L., 1965: Sediment reduction through watershed rehabilitation. USDA. Miscellaneous.

Paterson, W. S. B., 1980: Ice sheets and ice shelves. Cha. 1., 3-73. Dynamics of snow and ice masses. Ed. by S. C. Colbeck. Ac. Pr. Inc. USA.

Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc. Roy. Soc. Ser. A., Vol. 1. 74-89.

Penman, H. L., 1963: Vegetation and hydrology. Comm. Bur. Farn. Royal.

Perla, R. I., 1980: Avalanche release, motion, and impact. ch. 7, 397-463. Dynamics of snow and ice masses. Ed. by S. C. Colbeck. Ac. Pr. Inc. USA.

Priestley, C. H. B., and Taylor, R. G., 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameter. Man Weather Rev., 100.

Prince, R. and Ross, F. F., 1972: Sulphur in air and soil, wather. Air and Soil pollution. Vol. 1.

Raghunath, H. M., 1985: Hydrology. Principles, analysis and design. Wiley Easterm Limited. New Delhi. India.

Rawitz, E. and Other, 1970: Use of the mass balance method for examining the role of soil in controlling water shed. Performance WRR. 6.

Raymond, C. F., 1980: Temperate vally glaciers. ch.2., 80-135. Dynamics of snow and ice masses. Ed. by S. C. colbeck. Ac. Pr. Inc. USA.

Reichl, E., 1952: The status of the evaporation problem. vol. 35, 155.

Rijtema, P. E., and Abou Khaled, A., 1975: Crop water use. FAO. Regional Office for the near east.

Ritchie, J. T., 1981: Water dynamics in the soil - plant - atmosphere system. plant and soil. 58.

Robe, R. Q., 1980: Iceberg drift and deteriortion. ch. 4, 211-257.

Robinson, E. and Robbins, R. C., 1968: Sources, abundance and fate of gaseous atmospheric pollutants. Rev. Ins.

Rodda, C. J. and Others, 1976: Systematic hydrology. Butte. and Com. Ltd. London.

Rowe, L. K., 1983: Rainfall interception by an evergreen beech forest. New Zealand. Jour. of hydro. 66.

Shaw, E. M., 1983: Hydrology in practice. Van Nostra Reinhold, Workingham, England.

Schailling, R. D., 1977: Source and composition of lake sediments. In Golterman, H. L., (ed).

Siam, N., 1979: Soil moisture changes and drainage under arabe Land. Ph. D. thesis. Uni of New Castel Upon Tyne.

Smithsonian Meteorological Tables, 1961.

Starkel, L. 1983: The reflection of hydrological changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 Years. In Greogory, K. J.,

Thome, A. S., and Oliver, H. R., 1977: On Penman's equation for estimating regional evaporation. Q. J. R. meteo. Soc. 103.

Thornthwaite, C. W., and Holzman, B., 1939: The determination of evaporation from land and water surface. Mon. Wea. Rec., 67.

Thornthwaite, C. W., 1944: A Contribution to the report of the cttee. On transpiration and evaporation. 1943-1944. Trans. Amer. Geophys. Union 25.

Thornthwaite, C. W., 1948: An approach toward arational classification of climate. Geog. Rev., 38.

Todd, D. K., 1959: Ground water hydrology. Jhon Wiley and Sons. Ins. New Yourk.

Todd, D. K., 1964: Ground water. Hand book of applied hydrology. Ch. 13. McGraw-Hill.

Veihmeyer, F. J., 1964: Evapotranspiration. In Chow. V. T. (ed). Hand book of applied hydrology. McGraw-Hill. Ch. 11. New Yourk.

Ward, R. C., 1974: Principles of hydrology. McGraw-Hill. Book Comp. (UK). Ltd. 2nd Ed.

Walsh, J. E., 1977: Monthly weather. Rev. 105.

Welch, P. S., 1948: Limnological methods. Philadelphia Blakiston.

Wilcok, D. N., 1979: The hdrology of a peatland catchment in Northern Ireland. Following channel clearance. Geo Books in Hollis. Norwich.

WMO - No. 168, 1974: Guide to hydrological practices.

WMO - No. 332, 1986: Manual for estimation of probable maximum precipitation. Operational Hydrology. Rep. No. 1.

WMO - No. 633, 1986: Land use and agrosystem management under sever climatic condition. WMO - Techn. Note No. 184.


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

قائمة بالمصطلحات العلمية الواردة في الكتاب

(A)

Ablation	إزالة ، اضمحلال
Active area	مساحة فعالة ، أو منتجة
Advection	التأفق ، الزحف الأفقي
Advection dew	ندى الزحف
Aerodynamic	إيروديناميك
Agronology	علم الهندسة الزراعية
Amorphous	غير متبلور
Aquiclude	طبقة مانعة
Aquifer	طبقة مائية « حاملة للماء »
Aquifuge	طبقة صماء
Arc	قوس
Arcuate delta	دلتا قوسية
Artesian	إرتوازي
Atmo	ذرة
Atmometer	جهاز قياس التبخر « أتمومتر »

(B)

Bare	حاجز أرسابي رملي
Barometric efficiency	الفعالية البارومترية
Base flow	جريان قاعدي « أساسي »
Bathymetric map	خريطة تساوي الأعماق
Boiling point	نقطة الغليان
Bond	رابطة

(C)

Caldera	كالديرا (فوهات بركانية متصلة)

Capacity	سعة
Catchment	مستجمع الأمطار
Circularity ratio	نسبة الاستدارة
Class A pan	حوض تبخر نموذج « A »
Cliff	جرف
Cohesion	التصاق
Compactness coefficient	معامل التراص
Concentration point	نقطة التركيز
Concentration time	زمن التركيز
Confined water	ماء حبيس
Constructive factors	عوامل مولدة
Consumptive use	ماء مستهلك
Convection	حملان
Convectional precipitation	تهطال حملاني
Covalently bond	رابطة تشاركية
Crater	كراتر « فوهة بركانية »
Cryology	علم الجليديات
Crypoto depression	الانخفاض المستور
Crystalline	بلورية
Cumulus	ركامي
Current	تيار
Current meter	مقياس التيار المائي
Cuspate delta	دلتا منقارية
Cycle	دورة
Cyclonic precipitation	تهطال سيكلوني

(D)

Decay	تلاشي
Delta	دلتا
Depression	منخفض
Design floods	الفيضانات التصميمية
Design intensity	الشدة التصميمية
Destructive factors	عوامل مخربة
Deuterium	ديوتريوم « هيدروجين ثقيل »
Dew	الندى
Dew proper	ندى أصلي
Diamond dust	غبار ماسي

Diffuse seepage	النز الانتشاري
Dilution method	طريقة النظائر المشعة
Dimictic	ثنائي الدورة
Dipole	ثنائي القطب
Discharge	التصريف
Doline	دولين
Drainage basin	حوضة تصريف
Drift	انجراف
Drizzle	رزاز
Dynamic viscosity	اللزوجة الديناميكية

(E)

Effective porosity	المسامية الفعّالة
Elongation ratio	نسبة الاستطالة
Energy budget	توازن القدرة
Ephemeral	مؤقتة الجريان
Epilimnion	الطبقة المائية الدافئة العليا
Evaporation	التبخر
Evaporation opprtunity	فرص التبخر
Evaporanspiration	التبخر – النتح
Excavate	منخفض ارضي
Exchangeable media	وسط تبادلي

(F)

Fallout	غبار كوني
Fatty acids	احماض دهنية
Firn	فيرن (ثلج جليدي)
Flood	فيضان
Fluidity	السيولة
Formal factor	عامل الشكل
Frazil Ice	رماد الجليد
Free water	ماء طليق
Frontal precipitation	تهطال جبهوي

(G)

Glacier	ثلاجـة
Glaciology	علم التجموديات
Glazed frost	جليد صقعي
Graben faults	صدوع خسفية
Gradient current	تيارات التدرج
Gravitiional water	ماء الجاذبية الارضية « الثقالة »
Grounding line	خط سطح اليابسة
Ground water	ماء ارضي « جوفي »
Ground water flow	جريان المياه الجوفية
Ground water table	مستوى الماء الارضي
Guttation	الادمـاع

(H)

Hail	بَرَدٌ
Harmonic	توافقي
Hetograph	هيتوغراف (منحنى التمثيل البياني)
Hoar frost	جليد فضي
Hydraulic conductivity	الناقلية الهيدروليكية
Hydrogen bond	رابطة هيدروجينية
Hydrology	علم المياه (الهيدرولوجيا)
Hypolimnion	الطبقة المائيه الباردة العميقة

(I)

Ice	جليـد
Iceberg	جبل جليدي عائم
Ice cap	قبعة (قلنسية) جليدية
Ice sheet	غطاء جليدي
Ice shelf	رف أو رصيف جليدي
Index of watness	قرينة الرطوبة
Indices	مؤشرات
Infiltration	الترشيح
Infiltration capacity	سعة الترشيح
Inflow	الوارد
Insulosity	نسبة الجزر

Interception	الاعتراض
Inter flow	جريان بيني
Intermittent	متقطعة الجريان
Isochrones	خطوط تساوي الزمن
Isohyetal	خطوط تساوي الحرارة

(J)

Juvenile water	مياه عذرية

(K)

Karst	كارست
Kettles	حفر دائرية
Kinematic viscosity	اللزوجة الكينماتيكية

(L)

Lagon	لاغون « بحيرة ساحلية »
Lake	بحيرة
Laminar flow	جريان انسيابي « صفحي »
Latent heat of fusion	حرارة كامنة للانصهار
Latent heat of vaporization	حرارة كامنة للتبخر
Leakage	تسرب
Limnology	علم البحيرات

(M)

Mass curve	منحنى الكمية
Mega thermal regims	الأنظمة الحرارية الضخمة
Meso thermal regims	الأنظمة المعتدلة الحرارة
Micro thermal regims	الأنظمة المنخفضة الحرارة
Molecular viscosity	اللزوجة الجزيئية
Molecule	جزيء
Morpho-climatic regions	أقاليم مورفو ـ مناخية
Morpho-genetic regions	أقاليم النشأة الشكلية

(N)

Net radiation	صافي الاشعاعات
Neutron	نترون
Non periodic	لا دوري
Nucleu	نـواة

(O)

Obstructive factors	عوامل مانعة
Oceanology	علم المحيطات
Orographic precipitation	تهطال تضريسي
Oscillation	ذبذبة
Out flow	الخارج
Over land flow	الجريان فوق سطح الأرض
Oxbow lakes	بحيرات هلالية

(P)

Piedmont glacier	سفح جليدي
Perched	معلق
Perched aquifer	طبقة مائية معلقة
Percolate	تغلغل ، تسرب
Periodic	دوري
Permeability	النفوذية
Perennial	دائم الجريان
Plunging breaker	تكسر غاطس
Point rainfall	امطار المحطة
Porosity	المسامية
Post-glacial	فترة مابعد الجليد
Potamology	علم الأنهار
Potential evapotranspiration	التبخر ـ النتح الكامن
Precipitation	التهطال
Probable maximum precipitation	التهطال الاعظمي المحتمل
Protium	بروتيوم « هيدروجين خفيف »

(Q)

Quick flow	جريان سريع

(R)

Rain	مطـر
Rain gauge	مقياس المطر
Recrystallization	إعادة تبلور
Regelation	إعادة تجمد الماء
Regression equation	معادلة الانحدار
Regression line	مستقيم الانحدار
Rime	ضريب
Run off	جريان
Run off generation	تشكل الجريان

(S)

Secular	ابدي ، طويل الأمد
Seepage	النـز
Seiches	سيش « ذبذبة دورية »
Shale membranes	أغشية الطين الصفحي
Shearing stress	إجهاد القص
Silviculture	علم التأجيم
Snow ice	ثلج جليدي
Sleet	ثلج مسترطب
Snow	ثلج
Snow blankete	طبقة ثلجية رقيقة
Snow line	خط الثلج
Solar evaporation	التبخر الشمسي
Spreading	تطويف
Specific gravity	الكثافة النوعية
Specific retention	عامل الاحتباس النوعي
Snow line	خط الثلج
Specific storativity	التخزين النوعي
Specific yield	الانتاج النوعي
Spilling breaker	تكسر هابط

Spit	لسان رملي
Stem flow	جريان الساق
Storage Coefficient	معامل التخزين
Storm	عاصفي
Stream flow	جريان الوديان
Stress	إجهـاد
Sublimation	التسامي
Sub surface flow	الجريان تحت السطحي
Super cooled	مفرط البرودة
Surface flow	الجريان السطحي
Surface tension	التوتر السطحي

(T)

Tension head	الجهد الراسي
Thermocline	التدرج الحراري
Thiessen polygon	مضلعات ثيسين
Through fall	سقوط بيني
Tombolo	تومبولو « لسان رسوبي يصل بين البر وجزيرة في البحر »
Transmissivity	السريان المائي
Transpiration	النتح
Transpiration ratio	نسبة النتح
Tritium	تريتيوم « هيدروجين مشع »
Turbulent flow	جريان مضطرب

(U)

Unconfined	غير حبيس
Under flow	جريان تحت سطحي
Under ground water	مياه ارضية « جوفية »
Uninodal seiches	بسيش بعقدة واحدة

(V)

Vadose water	مياه جوالة « ماء الفادوز »
Viscosity	اللزوجـة

(W)

Water balance	الموازنة المائية
Water losses	الفواقد المائية
Watershed area	منطقة تجميع المطر

(Y)

Yield	الانتاجية « التصريف »

جامعة دمشق Damascus University


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

ملحق (١)

إحداثيات ومواقع البحيرات الواردة في متن الفصل السادس

* تشير إلى بحيرات في الأزمنة الجيولوجية القديمة ، وإذا شغلت ببحيرة في الأزمنة

– تشير الإحداثيات ، في حالة البحيرات الكبيرة ، إلى مركز البحيرة الوسطي . الحديثة ، اشير لذلك .

اسم البحيرة		البلد	درجة العرض			خط الطول		
Albert	البرت	اوغندا	1°	50′	N	30°	00′	E
Aral « sea »	بحر آرال	كازخستان	45°	00′	N	60°	00′	E
Avalanche	أفلانشي	مونتانا (الولايات المتحدة)	48°	39′	N	113°	47′	E
Avernus	افرنيوس	إيطاليا	40°	50′	N	14°	04′	E
Baikal	بايكال	روسيا	53°	00′	N	108°	00′	E
Balkhash	بالكاش	تركستان	46°	30′	N	75°	00′	E
Barrett	باريت	مينسوتا (الولايات المتحدة)	45°	56′	N	95°	57′	W
Brienzersee	برانزرسي	سويسرا	46°	38′	N	8°	00′	E
Caspian Sea	بحر قزوين	في روسيا سابقا – إيران	42°	00′	N	50°	00′	E
Chad	تشاد	تشاد	13°	20′	N	14°	00′	E
Chelan	تشيلان	واشنطن (الولايات المتحدة)	48°	00′	N	120°	20′	W
Chubb	تشوبي	كيوبك (كندا)	61°	17′	N	73°	41′	W
Como	كومو	إيطاليا	46°	00′	N	9°	15′	E
Constance	كونستانسي	المانيا – سويسرا	47°	39′	N	9°	11′	E
Crater	كراتر	اوريغون (الولايات المتحدة)	42°	52′	N	122°	05′	W
Crater Butte	كراتر بيوتي	كاليفورنيا (الولايات المتحدة)	40°	29′	N	121°	21′	W
Dead Sea	البحر الميت	فلسطين	31°	30′	N	35°	00′	E
Deep Lake	البحيرة العميقة	فلوريدا (الولايات المتحدة)	26°	03′	N	81°	23′	W
*Dieri	(Eyre)	استراليا						
Edward	إدوار	زائير – اوغندا	0°	20′	S	29°	30′	E

تتمة الملحق (١) : إحداثيات ومواقع البحيرات الواردة في متن الفصل السادس

اسم البحيرة		البلد	درجة العرض			خط الطول		
Erie	ايري	الولايات المتحدة ــ كندا	42°	00′	N	81°	00′	W
Eyre	آير	جنوب استراليا	29°	20′	S	137°	20′	E
Galilee	غاليلي (طبريا)	فلسطين	32°	50′	N	35°	28′	E
Geneva	جنيف	سويسرا	46°	27′	N	8°	50′	E
Great Bear	كريت بير	شمال غرب كندا	64°	00′	N	120°	00′	W
Great slave	كريت سلاف	كندا	61°	31′	N	114°	00′	W
Heron	هيرون	مينسوتا (الولايات المتحدة)	43°	46′	N	95°	20′	W
Hidden	هايدن	مونتانا (الولايات المتحدة)	48°	40′	N	113°	44′	W
Hornindalsvatn	هورنين دالسفاتن	النرويج	61°	56′	N	6°	25′	E
Huron	هيورون	اونتايرو ــ ميتشيغان	44°	30′	N	82°	00′	W
Iceberg	آيسبرغ	مونتانا (الولايات المتحدة)	48°	49′	N	113°	45′	W
Issyk-Kul	إيسيك كول	تركستان	42°	20′	N	77°	00′	E
Jardner	جاردنر	استراليا	31°	15′	S	136°	10′	E
Joux	جوكس	سويسرا	46°	38′	N	6°	18′	E
Kioga	كيوجا	اوغندا	1°	30′	N	33°	00′	E
Kivu	كيفو	زائير ــ رواندا	2°	09′	S	28°	00′	E
Kwania	كوانيا	أوغندا	1°	35′	N	32°	40′	E
Ladoga	لادوجا	روسيا ــ فنلندة	60°	36′	N	31°	00′	E
Lahontan*	لاهونتان							
Lilla Le	ليلا لي	السويد	58°	15′	N	11°	54′	E
Lojo	لوجو	فنلندة	60°	10′	N	23°	50′	E
Maggiore	ماجيوري	إيطاليا	46°	00′	N	8°	40′	E
Makio	ماكيوي	أستراليا	22°	50′	S	129°	00′	E
Mälar	مالار	السويد	59°	28′	N	17°	00′	E

تتمة الملحق (١) : إحداثيات ومواقع البحيرات الواردة في متن الفصل السادس

اسم البحيرة		البلد	درجة العرض			خط الطول		
Manapouri	مانبوري	نيوزيلاندة	45°	35′	S	167°	39′	E
Mansfelder	مانسفيلدر	ألمانيا	51°	36′	N	11°	27′	E
Maracaebo	ماراكايبو	فنزويلا	10°	00′	N	73°	00′	W
Matana	ماتانا	سيليبس (اندونيسيا)	2°	30′	S	121°	40′	E
Mattmark	ماتمارك	سويسرا	46°	03′	N	7°	58′	E
Medicine	ميدسن	كاليفورنيا	41°	32′	N	121°	34′	W
Mendota	ميندوتا	ويسكونسن	43°	07′	N	88°	25′	W
Michigan	ميتشيغان	ميتيشغان	44°	00′	N	87°	00′	W
Mjósa	مجوسا	النرويج	60°	40′	N	11°	00′	E
Moses	موسس	واشنطن	47°	08′	N	119°	21′	W
Nicaragua	نيكارغوا	نيكاراغوا	11°	40′	N	85°	30′	W
Nyasa	نياسا	موزامبيق ـ تانزانيا ـ مالاوي	12°	00′	S	34°	30′	E
Okeechobee	أوكيتشوبي	فلوريدا (الولايات المتحدة)	27°	00′	N	80°	50′	W
Ontario	أونتاريو	كندا ـ نيويورك	43°	40′	N	78°	00′	W
Orbetello	أوربيتيلو	إيطاليا	42°	27′	N	11°	13′	E
Pepin	بيبين	ويسكونسن ـ مينسوتا	44°	30′	N	92°	20′	W
Quartz	كوارتز	مونتانا (الولايات المتحدة)	48°	52′	N	114°	19′	W
Reelfoot	ريل فوت	كانتكي ـ تينسي	36°	18′	N	89°	20′	W
Rotomahand	روتومهاند	نيوزيلندا	38°	20′	S	176°	36′	E
Rudolf	رودولف	أوغندا	4°	00′	N	36°	00′	E
Saimaa	سايما	فنلنده	61°	10′	N	28°	40′	E
Salsvatn	سالسفاتن	النرويج	64°	43′	N	11°	40′	E
Sarez	سارز	طاجكستان (السوفييتية)	38°	15′	N	73°	00′	E
Scutari	سكيوتري	يوغسلافيا ـ ألبانيا	42°	10′	N	19°	20′	E

تتمة الملحق (١) : إحداثيات ومواقع البحيرات الواردة في متن الفصل السادس

اسم البحيرة		البلد	درجة العرض			خط الطول		
Shyock (Icelake)	شيوك	كشمير	36°	12′	N	78°	48′	E
Singletary	سينكليتري	كارولينا (الولايات المتحدة)	34°	36′	N	78°	28′	W
Snag	سنيج	كاليفورنيا (الولايات المتحدة)	40°	32′	N	121°	16′	W
Soda, Big	سودا	نيفادا	39°	31′	N	118°	52′	W
Superior	العليا	كندا ــ الولايات المتحدة	47°	30′	N	88°	00′	W
Tahoe	تاهوي	كاليفورنيا ــ نيفادا	39°	09′	N	120°	08′	W
Tanganyika	تانجانيقا	زامبيا ــ تانزانيا ــ زائير ــ بوروندي	7°	00′	S	30°	00′	E
Tazawako	تازاواكو	اليابان	39°	43′	N	140°	40′	E
Tennesvatn	تنسفاتن	النرويج	67°	35′	N	13°	01′	E
Thunersse	سيونرسي	سويسرا	46°	41′	N	7°	40′	E
Tinnvatn	تاينفاتن	النرويج	59°	48′	N	9°	00′	E
Titicaca	تيتيكاكا	البيرو ــ بوليفيا	16°	00′	S	69°	00′	W
Toba	طوبا	سومطرة	2°	30′	N	99°	00′	E
Torrens	تورينز	استراليا	31°	00′	S	137°	50′	E
Töyako	توياكو	اليابان	42°	35′	N	140°	50′	E
Tang-Ting	تانك تينك	الصين	29°	00′	N	112°	30′	E
Vetter	فيتر	السويد	58°	10′	N	14°	20′	E
Victoria	فكتوريا	أوغندا ــ كينيا ــ تانزانيا	1°	00′	S	33°	00′	E
Winnipeg	وينيبيغ	كندا	52°	00′	N	97°	00′	W
Woods	وودس	استراليا	18°	00′	S	134°	00′	E
Yellowstone	يلوستون	وايومنج (الولايات المتحدة)	44°	30′	N	110°	20′	W

الفهرست

الموضوع	رقم الصفحة
المقدمـــة	٣
الفصل الأول : المدخل لعلم مياه اليابسة	
١ــ١ ما هو الماء	٧
١ــ٢ أنواع الماء	١٢
١ــ٣ نظريات أصل الماء الأرضي	١٥
١ــ٤ الصفات الفيزيائية والكيمائية للماء	١٦
١ــ٤ــ١ الصفات الكيمائية أو نوعية الماء	١٨
١ــ٤ــ٢ الصفات الفيزيائية	٢٤
١ــ٥ الأطوار المختلفة للماء	٢٨
١ــ٦ نقطتا التجمد والغليان	٣٣
١ــ٧ نقطتا التجمد والغليان والتوازنات الطورية للماء	٣٩
١ــ٨ علم الميـــاه « الهيدرولوجيا »	٤٣
١ــ٩ علاقة علم المياه بالعلوم الأخرى	٤٤
١ــ١٠ الدورة المائية « الهيدرولوجية »	٤٦
١ــ١١ الموازنة المائية	٥٢
الفصل الثاني : الوارد المائي الجوي « التهطال »	
٢ــ١ تعريف التهطال	٥٦

الموضوع	رقم الصفحة
٢ـ٢ تصنيف التهطال وأهميته الهيدرولوجية	٥٧
٢ـ٢ـ١ تصنيف التهطال وفقاً للشكل	٥٧
٢ـ٢ـ١ـ١ التهطال السائل	٥٧
٢ـ٢ـ١ـ٢ التهطال الصلب	٥٩
٢ـ٢ـ٢ تصنيف التهطال تبعاً لمنشأه ، أو أصل تشكله	٦٠
٢ـ٣ الصفات الكيمائية	٦٣
٢ـ٤ قياس التهطال	٦٥
٢ـ٤ـ١ مقياس المطر العادي	٦٦
٢ـ٤ـ٢ مسجل المطر	٦٦
٢ـ٤ـ٣ موقع مقاييس المطر	٦٧
٢ـ٤ـ٤ كثافة أجهزة القياس	٦٨
٢ـ٤ـ٥ الفترة الزمنية لبيانات المطر	٧٤
٢ـ٤ـ٦ تقدير البيانات المفقودة	٧٤
٢ـ٥ تحليل بيانات المطر	٧٦
٢ـ٥ـ١ تحليل بيانات المحطة	٧٧
٢ـ٥ـ٢ تحليل التوزيع المساحي للأمطار	٨٦
٢ـ٥ـ٣ التوزيع الزمني للأمطار	٩١
٢ـ٦ العواصف المطرية	٩٧
٢ـ٦ـ١ التهطال الأعظمي المحتمل	٩٩
٢ـ٧ التهطال الثلجي ومظاهره الهيدرولوجية	١٠٦
٢ـ٧ـ١ قياس التهطال الثلجي	١٠٦

٢ـ٧ـ٢ المكافىء المائي للثلج الهاطل ١٠٧

٢ـ٧ـ٣ ذوبان الثلج ١٠٨

٢ـ٧ـ٣ـ١ نظرية الذوبان الموضعي ١٠٨

٢ـ٧ـ٣ـ٢ تقدير حجم المياه المتحررة عن ذوبان الثلوج في حوضة تصريف بغياب المطر ١١٣

٢ـ٧ـ٣ـ٣ تقدير حجم المياه المتحررة عن ذوبان الثلوج في حوضة تصريف بوجود المطر ١١٥

٢ـ٧ـ٣ـ٤ تقوير الحجم الإجمالي للماء الكامن في الغطاء الثلجي فوق حوضة تصريف ١١٦

الفصل الثالث : الفواقد المائية

٣ـ١ الأشكال المختلفة لفقدان الماء من الأحواض ١٢١

٣ـ٢ خسارة الاعتراض ١٢٢

٣ـ٢ـ١ حساب خسارة الاعتراض ١٢٣

٣ـ٢ـ٢ قياس خسارة الاعتراض ١٢٣

٣ـ٣ التبخر ١٢٤

٣ـ٣ـ١ التبخر من سطح المياه الحرة ١٢٥

٣ـ٣ـ٢ العوامل المؤثرة في التبخر من سطح المياه الحرة ١٢٦

٣ـ٣ـ٣ طرق قياس التبخر من سطح المياه الحرة ١٣١

٣ـ٣ـ٣ـ١ الموازنة المائية ١٣٢

الموضوع	رقم الصفحة
٣ـ٣ـ٣ـ٢ أجهزة التبخر	١٣٢
٣ـ٣ـ٣ـ٣ أحواض التبخر	١٣٣
٣ـ٣ـ٤ طرق تقدير التبخر من سطح المياه الحرة	١٣٦
٣ـ٣ـ٤ـ١ طريقة توازن القدرة	١٣٩
٣ـ٣ـ٤ـ٢ طريقة التجفيف الهوائي	١٤٠
٣ـ٣ـ٤ـ٣ العلاقات التوحيدية	١٤٢
٣ـ٣ـ٥ تقليل التبخر من السطوح المائية	١٤٣
٣ـ٣ـ٦ التبخر من الترب العارية	١٤٥
٣ـ٣ـ٧ العوامل المؤثرة في التبخر من الترب العارية	١٤٦
٣ـ٣ـ٨ طرق قياس وتقدير التبخر من الترب العارية	١٤٨
٣ـ٤ النتح	١٤٨
٣ـ٤ـ١ العوامل المؤثرة في النتح	١٤٨
٣ـ٤ـ٢ طرق قياس النتح	١٥٠
٣ـ٥ التبخر ـ النتح	١٥١
٣ـ٥ـ١ الأهمية الهيدرولوجية للتبخر ـ النتح	١٥٢
٣ـ٥ـ٢ التبخر ـ النتح الكامن والفعلي	١٥٣
٣ـ٥ـ٣ طرق قياس التبخر ـ النتح الكامن والفعلي	١٥٥
٣ـ٥ـ٣ـ١ الليزيمترات	١٥٦
٣ـ٥ـ٣ـ٢ الحقول الطبيعية	١٥٧

الموضوع	رقم الصفحة

٣ـ٥ـ٤ تقدير التبخر ـ النتح الكامن ١٥٧
٣ـ٥ـ٤ـ١ العلاقات المناخية ١٥٨
٣ـ٥ـ٤ـ٢ استخدام قياسات حوض تبخر
مكتب الطقس الأمريكي نموذج «A» ١٦٣
٣ـ٥ـ٥ طرق تقدير التبخر ـ النتح الفعلي ١٦٤
٣ـ٦ الترشيح ١٦٨
٣ـ٦ـ١ طرق تقدير الترشيح ١٧٠
٣ـ٦ـ١ـ١ جهاز قياس الترشيح ذو الحافةالمزدوجة ١٧٠
٣ـ٦ـ١ـ٢ مؤشرات الترشيح ١٧٢
٣ـ٧ التسرب من الأحواض المائية ١٧٥

الفصل الرابع : الجريان المائي السطحي

٤ـ١ المدخل ١٧٧
٤ـ٢ تشكل الجريان السطحي ١٧٩
٤ـ٣ مصادر الجريان المائي السطحي ١٨٠
٤ـ٣ـ١ التهطال فوق المجاري المائية ١٨٢
٤ـ٣ـ٢ الجريان فوق سطح الأرض ١٨٢
٤ـ٣ـ٣ الجريان البيني ، أو التحت سطحي ١٨٣
٤ـ٣ـ٤ جريان المياه الجوفية ١٨٤
٤ـ٣ـ٥ ذوبان الثلوج ١٨٥

الموضوع	رقم الصفحة
٤ـ٤ الجريان السريع والجريان القاعدي	١٨٥
٤ـ٥ مواصفات الأحواض النهرية	١٨٧
٤ـ٦ نماذج المجاري المائية	١٩٥
٤ـ٧ الأنهار الدولية المشتركة	١٩٧
٤ـ٨ مواصفات الأنظمة النهرية	٢٠٩
٤ـ٩ عملية الجريان المائي	٢١٤
٤ـ٩ـ١ موديل هورتون	٢١٤
٤ـ١٠ اختلافات الجريان	٢١٩
٤ـ١٠ـ١ المدخل	٢١٩
٤ـ١٠ـ٢ العوامل المؤثرة في تباين الجريان	٢٢٢
٤ـ١٠ـ٢ـ١ العوامل المؤثرة في تباين حجم الجريان	٢٢٣
٤ـ١٠ـ٢ـ٢ العوامل المؤثرة في تباين الجريان خلال الزمن	٢٢٤
٤ـ١١ ميكانيكية الجريان المائي النهري	٢٣٦
٤ـ١٢ قياس التصريف المائي النهري	٢٤٣
٤ـ١٣ تقدير حجم الجريان الناجم عن المطر	٢٤٥
٤ـ١٤ تقدير حجم الجريان الناجم عن ذوبان الثلوج	٢٥٥
٤ـ١٥ الفيضانات	٢٦٠

الموضوع	رقم الصفحة

٤ـ١٥ـ١ العوامل المؤثرة في هيدروغراف الفيضان ٢٦٢
٤ـ١٥ـ٢ طرق تقدير قمة الفيضان ٢٦٦

الفصل الخامس : المياه الجوفية

٥ـ١ مفهوم المياه الجوفية وأهميتها ٢٧٣
٥ـ٢ المياه الجوفية السطحية والعميقة ٢٧٦
٥ـ٣ المياه الجوفية خلال الدورة الهيدرولوجية ٢٧٧
٥ـ٤ أصل المياه الجوفية ٢٧٨
٥ـ٥ الصفات الفيزيائية والكيميائية ٢٨٢
٥ـ٥ـ١ الصفات الفيزيائية ٢٨٢
٥ـ٥ـ٢ التركيب الكيميائي ٢٨٦
٥ـ٦ الأشكال المختلفة لتواجد الماء في الصخور ٢٩١
٥ـ٦ـ١ بخار الماء ٢٩١
٥ـ٦ـ٢ الماء الصلب ، أو الجليد ٢٩١
٥ـ٦ـ٣ الماء الحر ٢٩٢
٥ـ٦ـ٤ الماء المقيد فيزيائياً ٢٩٢
٥ـ٦ـ٥ الماء المرتبط كيميائياً ٢٩٣
٥ـ٦ـ٦ الماء الشعري ٢٩٤
٥ـ٧ الطبقات المائية ٢٩٩
٥ـ٨ الخصائص الهيدروجيولوجية والهيدروليكية للطبقات المائية ٣٠١
٥ـ٩ حركة المياه الجوفية ٣٠٦
٥ـ١٠ أسس تصنيف المياه الجوفية ٣١١

الموضوع	رقم الصفحة

٥ـ١١ تطبق الطبقات المائية وتصنيف المياه الجوفية ٣١١
٥ـ١١ـ١ مياه التربة السطحية ٣١٢
٥ـ١١ـ٢ المياه الجوفية الحرة ٣١٤
٥ـ١١ـ٢ـ١ شكل سطح المياه الجوفية الحرة ٣١٥
٥ـ١١ـ٢ـ٢ تذبذب مستوى المياه الجوفية الحرة ٣١٨
٥ـ١١ـ٢ـ٣ قياس مستوى الماء الجوفي ٣٢٢
٥ـ١١ـ٣ المياه الحبيسة « الأرتوازية » ٣٢٥
٥ـ١١ـ٤ مياه الشقوق ٣٢٧
٥ـ١١ـ٥ المياه الكارستية ٣٢٨
٥ـ١١ـ٦ المياه المعدنية الحارة والبازدة ٣٣٠
٥ـ١١ـ٧ المياه المالحة ٣٣١
٥ـ١١ـ٧ـ١ تداخل مياه البحر ٣٣٣
٥ـ١٢ الينابيع ٣٣٧
٥ـ١٢ـ١ أنواع الينابيع ٣٣٧
٥ـ١٢ـ٢ غزارة الينابيع ٣٤٠
٥ـ١٣ تغذية المياه الجوفية اصطناعياً ٣٤٣
٥ـ١٣ـ١ طريقة نشر الماء ٣٤٣
٥ـ١٣ـ٢ تغذية المياه الجوفية بوساطة الحفر ٣٤٥
٥ـ١٣ـ٣ تغذية المياه الجوفية بوساطة الآبار العميقة ٣٤٦

الفصل السادس : البحيرات

٦ـ١ المدخل ٣٤٧

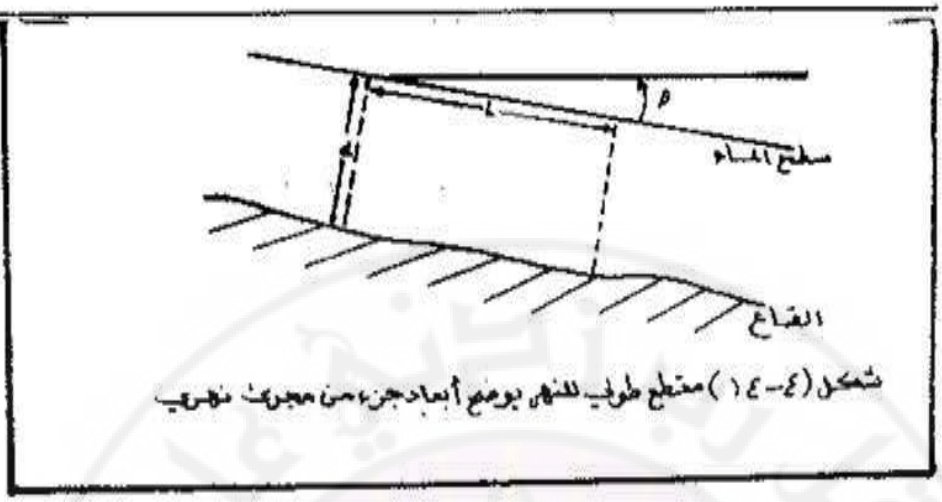
الموضوع	رقم الصفحة
٦ـ٢ الانتشار الجغرافي للبحيرات	٣٤٧
٦ـ٣ التغذية المائية للبحيرات	٣٥٠
٦ـ٤ أصل الأحواض البحيرية	٣٥١
٦ـ٤ـ١ البحيرات التكتونية	٣٥٢
٦ـ٤ـ٢ البحيرات البركانية	٣٥٣
٦ـ٤ـ٣ البحيرات المتشكلة بفعل الانهيالات الأرضية	٣٥٧
٦ـ٤ـ٤ البحيرات المتشكلة بفعل الجليديات	٣٥٨
٦ـ٤ـ٥ البحيرات الانحلالية	٣٦١
٦ـ٤ـ٦ البحيرات المتشكلة بفعل الأنهار	٣٦١
٦ـ٤ـ٧ البحيرات المتشكلة بفعل الرياح	٣٦٣
٦ـ٤ـ٨ البحيرات الشاطئية	٣٦٤
٦ـ٤ـ٩ البحيرات المتشكلة بفعل بعض العوامل الثانوية	٣٦٤
٦ـ٥ الدراسة المورفومترية للبحيرات	٣٦٤
٦ـ٥ـ١ خريطة الأعماق البحيرية والعناصر المورفومترية	٣٦٦
٦ـ٦ الدراسة المورفولوجية للبحيرات	٣٦٩
٦ـ٦ـ١ شكل خط الشاطىء (شكل البحيرة)	٣٩٦
٦ـ٦ـ٢ نسبة الجزر	٣٧٤
٦ـ٦ـ٣ العمليات الشاطئية	٣٧٥
٦ـ٦ـ٤ الدلتـــات	٣٧٦
٦ـ٧ النظام الحراري	٣٧٨
٦ـ٨ التوازن المائي في البحيرات وتغيرات مستوى الماء فيها	٣٨٠
٦ـ٨ـ١ تغيرات مستوى سطح الماء الفصلية	٣٨٢
٦ـ٨ـ٢ التغيرات طويلة الأمد	٣٨٤

الموضوع	رقم الصفحة

٦ـ٩ الظواهر الحركية المائية في البحيرات « هيدروديناميكية البحيرات » ٣٨٩
٦ـ٩ـ١ التيارات المائية ٣٩٠
٦ـ٩ـ٢ السيش ٣٩٢
٦ـ٩ـ٣ الأمواج السطحية ٣٩٣

الفصل السابع : الكتل الجليدية

٧ـ١ المدخل ٣٩٧
٧ـ٢ الثلاجات ٣٩٩
٧ـ٢ـ١ تصنيف الثلاجات ٣٩٩
٧ـ٣ مظاهر الغطاءات الجليدية على سطح الكرة الأرضية ٤٠٠
٧ـ٤ امتداد الغطاءات الجليدية أثناء العصور الجليدية ٤٠٤
٧ـ٥ ثلاجات الأودية المعتدلة ٤٠٦
٧ـ٦ جليد البحار ٤٠٨
٧ـ٧ الجبال الجليدية العائمة ٤١٢
٧ـ٨ جليد المياه العذبة ٤١٨
٧ـ٩ الانهيالات الثلجية والجليدية ٤٢٢
ـ المراجع العربية ٤٢٥
ـ المراجع الأجنبية ٤٢٧
ـ قائمة بالمصطلحات العلمية ٤٣٣
ـ ملحق رقم (١) البحيرات ٤٤٣
ـ الفهرست ٤٤٧



شكل (٤-٤١) مقطع طولي للنهر يوضح أبعاد جزء من مجرى نهري

وفيما إذا كان سطح الماء في النهر ينحرف عن الوضع الأفقي بزاوية مقدارها « B » فإن مركبات قوة ميل الانحدار أو الهبوط « F » تعطى وفق العلاقة التالية :

$$F = m \cdot g \sin B \qquad (١٧-٤)$$

$$F = \rho \cdot w \cdot L \cdot d \cdot g \cdot \sin B \qquad (١٨-٤)$$

حيث تمثل « g » قوة تسارع الثقالة ، أو الجاذبية الأرضية .

يبدو أن زاوية الميل « B » تكون صغيرة جداً ، لذا يصح أن نكتب :

$$\sin B \simeq \tan B = S$$

$$F = \rho \cdot w \cdot L \cdot d \cdot g \cdot S \qquad (١٩-٤)$$

تمثل هنا قيمة « F » القوة المعاكسة المطبقة لكي تصبح السرعة معدومة ، ويتم الحصول عليها بضرب قيمة إجهاد القص « t » بالمساحة التي يطبق عليها الإجهاد (مساحة القاعدة والجوانب) :

$$F = t (2d + w) L \qquad (٢٠-٤)$$

بدمج المعادلة (٤ ــ ١٩) مع المعادلة (٤ ــ ٢٠) ينتج :

$$\rho \cdot g \cdot L \cdot w \cdot d \cdot S = t\,(2d + w) \cdot L \qquad (٤ - ٢١)$$

وبما أن مساحة المقطع العرضي للنهر « A » تساوي « d . w » فإنه :

$$\rho \cdot g \cdot L \cdot A \cdot S = t\,(2d + w)\,L \qquad (٤ - ٢٢)$$

$$\rho \cdot g \cdot A \cdot S = t\,(2d + w) \qquad (٤ - ٢٣)$$

$$t = \rho \cdot g \cdot A \cdot S \,/\, 2d + w \qquad (٤ - ٢٤)$$

$$t = \rho \cdot g \cdot S \frac{A}{2d + w} \qquad (٤ - ٢٥)$$

ولكن (A/2d+w) تساوي نصف القطر الهيدروليكي « R » ، وبالتعويض في العلاقة (٤ ــ ٢٥) ينتج أن قيمة إجهاد القص « t » تساوي :

$$\boxed{t = \rho \cdot g \cdot S \cdot R} \qquad (٤ - ٢٦)$$

حيث تمثل « S » ظل زاوية ميل سطح الماء عن الوضع الأفقي ، وهي تكافىء معدل فقدان المجرى المائي للقدرة الكامنة مع الانحدار .

إن مقاومة الجريان الاضطرابي تتناسب طرداً مع مربع متوسط سرعة المياه :

$$t = K_1 u^2 \qquad (٤ - ٢٧)$$

وبالدمج مع المعادلة (٤ ــ ٢٦) :

$$K_1 u^2 = \rho \cdot g \cdot R \cdot S \qquad (٤ - ٢٨)$$

$$u^2 = \rho \cdot g \cdot R \cdot S \,/\, K_1 \qquad (٤ - ٢٩)$$

ولكن :

$$K_2 = \frac{1}{K_1}$$

وبالتعويض ينتج :

$$u^2 = \rho \cdot g \cdot R \cdot S \cdot K_c \qquad (٣٠ - ٤)$$

ومنه :

$$u = \sqrt{K_2 \cdot \rho \cdot g \cdot R \cdot S} \qquad (٣١ - ٤)$$

$$u = \sqrt{R.S} \cdot \sqrt{K_2 \cdot \rho \cdot g} \qquad (٣٢ - ٤)$$

وبما أن $\sqrt{K_2 \cdot \rho \cdot g}$ = معامل تشيزي Chezy ويرمز له بـ « C » فإن :

$$\boxed{u = C\sqrt{R.S}} \qquad (٣٣ - ٤)$$

أي أن سرعة المياه تساوي معامل تشيزي مضروباً بجذر جداء نصف القطر الهيدروليكي وانحدار سطح الماء « الميل » .

٤-١٢- قياس التصريف المائي النهري :

تستخدم العديد من الطرائق لقياس حجم التصريف المائي النهري ، أو حجم الماء المار في الروافد والجداول والأقنية ، وبالتالي الغزارة ، أو الصبيب ، من هذه الطرائق : طريقة السرعة ـ المساحة Velocity-area ، وطريقة النظائر المشعة Dilution method ، وطريقة منشآت القياسات المائية Weirs and Flums وغيرها . سنقتصر هنا على شرح طريقة واحدة فقط .

ـ طريقة السرعة ـ المساحة :

التصريف المائي النهري هو حجم الماء المار عبر المقطع النهري خلال وحدة الزمن ، أي أنه عمل لسرعة الماء ، ومساحة المقطع العرضي للنهر ، لذا يبدو ضرورياً القيام بالخطوات التالية :

١ ـ حساب مساحة المقطع العرضي للنهر .
٢ ـ حساب متوسط سرعة التيار خلال كامل المقطع .
٣ ـ القيام بقياس مستوى سطح الماء (المنسوب) في الموقع .

يقاس مستوى سطح الماء بشكل دوري بوساطة أنبوب ، أو قضيب القياس المدرج ، بينما يتم ذلك في محطات القياس النظامية أوتوماتيكياً ، كما تستخدم أجهزة تسجيل هذا المستوى دورياً .

تحدد مساحة المقطع العرضي للنهر بقياس الخط الأفقي لمستوى سطح الماء فيما بين الضفتين ، وقياسات الأعماق حسب فواصل مسافية على الخط الأفقي لرسم المحيط المبلل بالماء . ثم تحسب المساحة وفق الطرائق المعروفة .

تختلف سرعة التيار المائي ما بين السطح والقاع ، وما بين الضفتين والمركز ، لذا لابدّ من معرفة السرعة الوسطية للماء . تستخدم العديد من الطرائق لتحديد سرعة التيار المائي أهمها : طريقة مقياس التيار المائي (Current meter) ، حيث توضع الأدوات التي تحمل جهاز مقياس التيار على جسر ، أو تتدلى من بكرة موصولة بسلك معدني مشدود يصل ما بين ضفتي النهر . أو بطريقة العائمات « Flouts » ، أو باستخدام أنبوب بيتو ، أو طريقة الطاحونة المائية . تتم قياسات السرعة وفق فواصل أفقية وشاقولية ، ويحسب متوسط سرعة التيار خلال كامل المقطع .

يحسب التصريف المائي خلال وحدة الزمن من جداء مساحة المقطع العرضي للنهر ومتوسط سرعة التيار المائي خلال كامل المقطع . وبما أن قياسات التصاريف

المائية معقدة ومكلفة ومجهدة ، بينما قياسات المناسيب متوافرة بشكل دوري ، وتقاس في جميع المحطات المائية ، لذا يُعمد إلى تقدير التصريف المائي من قياسات المناسيب كما يلي :

يسقط حجم التصريف المقيس على محور السينات مقابل مستوى الماء الموافق على محور العينات ، وذلك لفترة زمنية طويلة ، ثم يمرر المنحنى من هذه النقاط . يستخدم هـذا المنحنى عادة لتقدير قيـم التصريف من قياسات المناسيب المتاحة بسهولة .

٤ـ١٣ـ تقدير الجريان الناجم عن المطر :

يمكن تقدير حجم الجريان المائي الناجم عن المطر باتباع إحدى الطرائق التالية :

٢ ـ العلاقات التجريبية والمنحنيات والجداول :

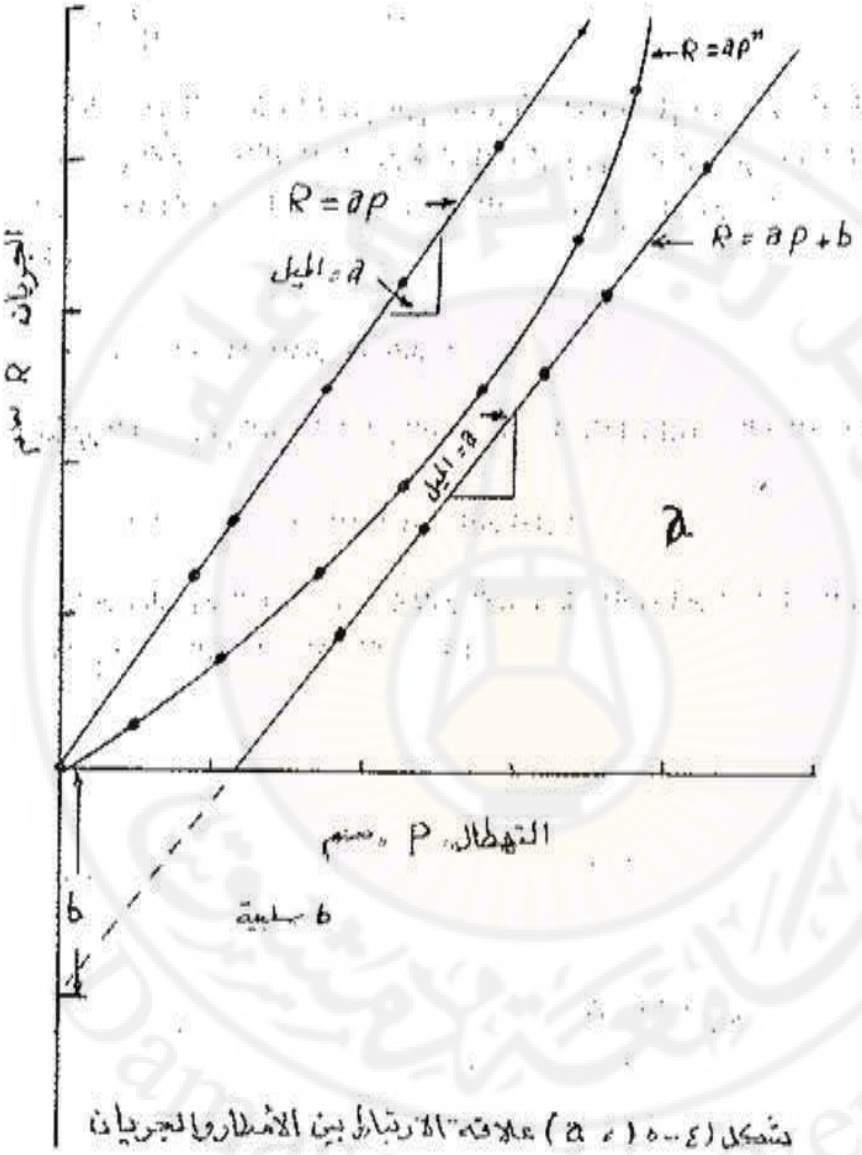
اشتقت وطورت العديد من العلاقات التجريبية والمنحنيات البيانية والجداول التي تربط بين الأمطار والجريان المائي ومنها :

$$R = a P + b \qquad (٤ - ٣٤)$$

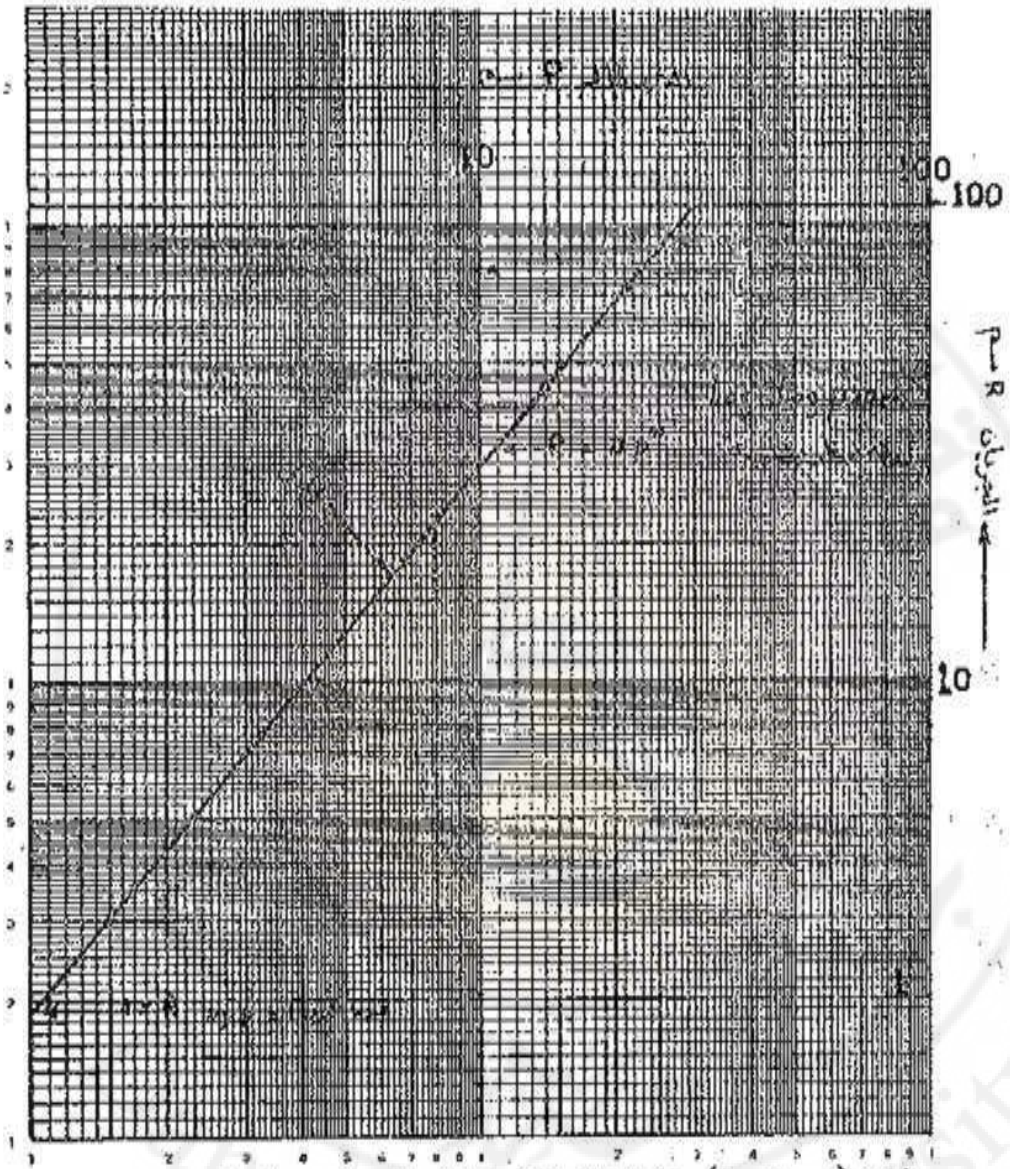
$$R = a P^n \qquad (٤ - ٣٥)$$

حيث تمثل « R » الجريان و « P » الأمطار الهاطلة و « a ، b ، n » ثوابت تجريبية .

يأخذ مستقيم الانحدار بين الأمطار والجريان وفق العلاقة (٤ ـ ٣٤) شكل خط مستقيم مرسوم على مخطط بياني طبيعي ، بينما تنتج العلاقة (٤ ـ ٣٥) منحنى بيانياً أسياً على مخطط بياني طبيعي كما في الشكل (٤ ـ ١٥ ، a) كما يأخذ منحنى الارتباط شكل خط مستقيم على ورقة إحداثيات لوغاريتمية (شكل ٤ ـ ١٥ ، b) . يمكن الحصول على قيم الثوابت « a ، b ، n » سواء من الاشتقاق المباشر أم من



شكل (٤-٥ ، a) علاقة الارتباط بين الأمطار والجريان



شكل (٤-٦١٥ b) : علاقة الارتباط بين الأمطار والجريان

مستقيمات الانحدار الموضحة في الشكل (٤ ــ ١٥ ، ب) التي توضح العلاقة بين الأمطار الهاطلة والجريان المائي .

هناك العديد من علاقات الانحدار المشتقة في الدراسات والأبحاث الهيدرولوجية ، كل منها يخص الحوضة المدروسة بحيث ترتبط قيم ثوابت الانحدار بمواصفات الأمطار والحوضة المدروسة ومثال ذلك العلاقات التالية :

$$R = 0.85\ P + 30.5 \qquad (٤ - ٣٦)$$

$$R = (P - 17.8)\ P / 254 \qquad (٤ - ٣٧)$$

$$R = P / 1 + \frac{304.8}{P} \left(\frac{F}{S}\right) \qquad (٤ - ٣٨)$$

حيث :

F : عامل يرتبط بدوام فترة الموسميات الصيفية ، وتتراوح قيمته بين ٠ر٥ ــ ١ .

S : عامل الحوضة ، ويرتبط بدرجة الانحدار وتختلف قيمته من ٠ر٢٥ للسهول إلى ٣ر٢٥ للجبال .

كما عبّر العديد من الباحثين عن العلاقة بين الأمطار الهاطلة والجريان المائي الناتج بصورة أشكال بيانية أو جداول ، حيث بالامكان تقدير حجم الجريان الناجم عن سقوط الأمطار باستخدام هذه الجداول أو الأشكال البيانية . تشير بعض الدراسات إلى أنه بالإمكان استنتاج إجمالي حجم الجريان السطحي الناتج عن الأمطار السنوية باعتماد نحو ٧٥ ــ ٨٠٪ من متوسط الأمطار السنوية وبافتراض معامل جريان مناسب (Raghunath, 1985) . يؤخذ عادة في الدراسات الهيدرولوجية معدل أسوأ السنوات مطراً (كمية الأمطار السنوية تساوي ½ حتى

$\frac{3}{4}$ من المعدل السنوي) كأساس في حسابات حجم الجريان . وتشير الدراسات اللاحقة أنه بالإمكان عد الأمطار بمثابة « المتغير المستقل » ، حيث ترتب كمية الأمطار السنوية خلال ٣٥ عاماً في ترتيب تصاعدي ، ويؤخذ ٧٥٪ من سنوات الأمطار المعتمدة (أي ٢٧ سنة العليا) من أجل إجراء حسابات الجريان لأن التكرار « F » يحسب من العلاقة :

$$F = \frac{m}{n} \times 100 \qquad (٣٩ - ٤)$$

$$\%\ 75 = \frac{m}{35} \times 100 \rightarrow m = 27$$

هناك العديد من العلاقات التجريبية قد اشتقت لتقدير المعدل الأقصى للجريان المائي ، أو المعدل الأقصى لتصريف الفيضانات .

ب ـ طريقة الترشيح :

تتلخص طريقة الترشيح لتقدير حجم المياه الجارية من الأمطار الهاطلة بطرح كمية الماء المفقودة بوساطة التصريف ، أي المساحة الواقعة تحت منحنى الترشيح ، من إجمالي كمية المطر ، أو باستخدام مؤشرات الترشيح التي توقشت في الفصل الثالث . تعد هذه الطريقة تجريبية لحد كبير ، بينما تعد النتائج التي يتم التوصل إليها مناسبة فقط عندما تكون مواصفات الأمطار الهاطلة ودرجة ترطيب التربة الابتدائية مشابهة لتلك الترب التي اشتقت منها مؤشرات الترشيح .

جـ ـ الطريقة التقليدية :

تتلخص الطريقة التقليدية Rational Method في الحصول على مجموع تصريف الحوضة بافتراض معامل جريان مناسب .

$$Q = CPA \qquad (٤٠ - ٤)$$

تشـــير « Q » إلى الحجم الإجمالي لتصريف الحوضـــة ، و « A » مساحة الحوضة ، و « P » الأمطار الهاطلة ، أما « C » فيشير إلى معامل الجريان • تعتمد قيمة « C » على نوع التربة والغطاء النباتي السائد وجيولوجية الحوضة ••• إلخ ، ويمكن استخدام القيم المقترحة من قبل Richards كدليل (جدول ٤ ـ ٦) •

جدول (٤ - ٦): القيم المختلفة لمعامل الجريان "C" بالنسبة لأحواض مائية مختلفة

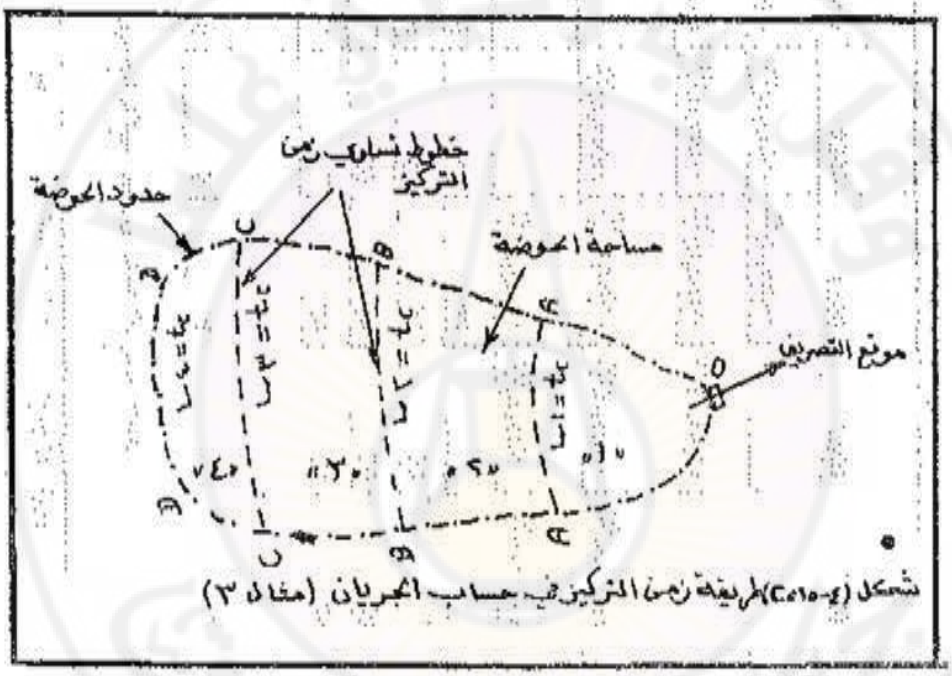
نموذج الحوضة	قيمة معامل الجريان "C"
صخرية غير نفوذة	٠,٨ - ١
عارية، ذات نفوذية ضعيفة	٠,٦ - ٠,٨
مزروعة أو مغطاة بالنبات	٠,٤ - ٠,٦
مزروعة ذات قدرة عالية على امتصاص الماء	٠,٣ - ٠,٤
ترب رملية	٠,٢ - ٠,٣
غابات كثيفة	٠,١ - ٠,٢

يعتمد في هذه الطريقة إلى تقسيم حوضة التصريف الرئيسة إلى عدة حوضات فرعية ، ولدى معرفة زمن تركيز التصريف الأعظمي للحوضات الفرعية يمكن تقدير حجم الجريان لكل حوضة من هذه الأحواض الفرعية • يعد اختيار معامل جريان مناسب بالنسبة لكل حوضة فرعية من الأمور المهمـــة جداً في حسابات الجريان باستخدام هذه الطريقة • تتوضح هذه الطريقة المتمثلة بتقسيم الحوضة الرئيسة إلى حوضات فرعية باستخدام خطوط تساوي الزمن Isochrones التي تحدد المواقع التي تبدأ فيها العناصر الممثلة للعاصفة المطرية مثل زمن بدء التهطال ، كما تمثل خطوط تساوي زمن تقدم العاصفة • يوضح المثال التالي هذه الطريقة :

مثـــال (٣) :

دامت عاصفة مطرية أربع ساعات فوق حوضة ريشية الشكل كما في الشكل

(٤ ــ ١٥ ، C) ذات شدة متوسطة قدرت بـ ١ سم/سا ، حدد زمن تركيزها الأعظمي من الخطوط (AA ، BB ، CC ، DD) كما يلي : ١ ، ٢ ، ٣ ، ٤ ساعة بالتتالي حتى الموقع « O » حيث يقاس التصريف المائي هنا . بلغت قيم معامل الجريان « C » كما يلي : ٥ر٠ ، ٦ر٠ ، ٧ر٠ بالنسبة للساعات الأولى والثانية والثالثة ، وتصل لقيمة ٨ر٠ بعد ٣ ساعات ، والمطلوب : قدّر قيم أو حجم الجريان المائي (التصريف) عند الموقع « O » .



شكل (٤-١٥،C) طريقة زمن التركيز في حساب الجريان (مثال ٣)

ـ الحـل :

يوضح الجدول (٤ ــ ٧) حل هذا المثال ، وهنا يجب ملاحظة ما يلي :

خلال الساعة الأولى شملت العاصفة الحوضة الفرعية « ١ » وخلال الساعة الثانية شملت الحوضتين الفرعيتين الأولى والثانية وخلال الساعة الثالثة شملت

جدول (٤-٧) حل المثال "٣" الوارد في الفقرة (٤ - ١٣ - جـ)

الجريان الحادث من	الزمن بدءاً من بداية العاصفة المطرية بالساعة							
الحوضات الفرعية مساحتها بالهكتار	1	2	3	4	5	6	7	8
1	20	20	20	20	-	-	-	-
2	-	30	30	30	30	-	-	-
3	-	-	50	50	50	50	-	-
4	-	-	-	40	40	40	40	-
التصريف عند الموقع O من الحوضات الفرعية $Q = \sum CAP$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 20)0.5$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 20)0.6$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 20)0.7$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 20)0.8$				
		$\frac{1}{100}(10^4 \times 30)0.5$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 30)0.6$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 30)0.7$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 30)0.8$			
			$\frac{1}{100}(10^4 \times 50)0.5$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 50)0.6$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 50)0.7$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 50)0.8$		
				$\frac{1}{100}(10^4 \times 40)0.5$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 40)0.6$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 40)0.7$	$\frac{1}{100}(10^4 \times 40)0.8$	
التصريف عند الموقع Q م٣/ثا	1000	2700	5700	8700	8300	6000	3200	-

الحوضات الفرعية ١ و ٢ و ٣ وخلال الساعة الرابعة شملت العاصفة الحوضات الفرعية الأربع ١ ، ٢ ، ٣ ، ٤ أي كل الحوضة ، وخلال الساعة الخامسة شملت العاصفة الحوضات الفرعية ٢ ، ٣ ، ٤ وخلال الساعة السادسة شملت العاصفة الحوضتين ٣ و ٤ وخلال الساعة السابعة شملت العاصفة الحوضة الفرعية الرابعة وخلال الساعة الثامنة تكون العاصفة قد خرجت من الحوضة الرئيسة كلها .

حُسب حجم الجريان الكلي من العلاقة السابقة :

$$Q = \Sigma CAP$$

حيث حوّلت المساحة من « الهكتار » إلى « م٢ » ، أما بالنسبة لـ « P » فقد بلغت ١ سم/سا ، وقد حسب المكافىء المائي فوق مساحة الحوضات الفرعية باعتبار أن :

$$١ \text{ سم/سا} = ١٠٠ \text{ م}^3/\text{هـ}/\text{سا} = ١٠٠ \text{ م}^3/١٠٠٠٠ \text{ م}^2/\text{سا}$$

$$١ \text{ سم/سا} = \frac{١}{١٠٠} \text{ م}^3/\text{م}^2/\text{سا}$$

يلاحظ في الجدول (٤ ــ ٧) أن التصريف خلال الساعة الأولى تم ّ فقط في الحوضة الأولى ، أي :

$$Q = ٠٫٥ \times (٢٠ \times ١٠^4) \frac{١}{١٠٠} = ١٠٠٠ \text{ م}^3/\text{سا}$$

بينما يلاحظ خلال الساعة الثانية أن الجريان يشمل الحوضة الأولى (معامل الجريان للساعة الثانية فيها هو ٠٫٦) ويشمل الحوضة الفرعية الثانية (معامل الجريان للساعة الأولى فيها ٠٫٥) أي :

$$Q = [0{,}6 \times (20 \times 10^{4})] + [0{,}5 \times (30 \times 10^{4})] = [\frac{1}{100}] = 27700 \text{ م}^3/\text{سا}$$

وهكذا حتى تخرج العاصفة من الحوضة في نهاية الساعة السابعة من بدئها .

د ـ هيدروغراف الجريان فوق سطح الأرض :

يظهر الجريان فوق سطح الأرض ، بعد هطول المطر ، على هيئة طبقة رقيقة جداً من الماء تتحرك فوق السطح حتى تصل إلى قناة الجريان ، ثم تجري المياه ضمنها حتى تصل إلى نقطة التركيز[1] .

يتميز الجريان فوق سطح الأرض بسرعة بطيئة ، لاسيما أنه أول ما يتشكل فوق المساحات الصغيرة نسبياً كالساحات الواسعة والشوارع والمطارات وفوق أسطحة المنازل عبر المزاريب . بينما يلاحظ في أحواض التصريف ذات المساحة الكبيرة نسبياً أن الجريان فوق سطح التربة أو الأرض يكون قصيراً نسبياً بالموازنة مع المسافة التي تقطعها المياه أثناء جريانها ضمن الأقنية والمجاري المائية قبل وصولها إلى نقطة التركيز ، لذا فإن زمن التركيز يعد بمثابة عمل لسرعة المياه في القناة أو المجرى المائي .

يستخدم عادة رقم رينولدس لتحديد نموذج حركة المياه فوق سطح التربة ، حيث تأخذ هذه العلاقة الشكل التالي :

$$R_e = \frac{u\,d}{V} = \frac{q}{V} \qquad (41-4)$$

u : سرعة تدفق المياه .

---

(1) نقطة التركيز : هي النقطة التي تخرج منها المياه من الحوضة المائية .

d : سماكة التدفق .

ν : اللزوجة الكينماتيكية للماء .

q : التدفق عبر وحدة العرض (عرض المجرى) .

أوضحت نتائج التجارب أن الجريان فوق سطح الأرض يكون انسيابياً (صفحياً) إذا كانت قيمة رينولدس أقل من ١٠٠٠ وجرياناً مضطرباً إذا كانت قيمة رقم رينولدس أكبر من ١٠٠٠ وحركة انتقالية إذا كانت قيمة رقم رينولدس ١٠٠٠ . لقد اقترح إيزارد « Izzard, 1948 » بالنسبة لأحواض التصريف مستطيلة الشكل، أن حركة جريان المياه فوق سطح الأرض تأخذ الشكل الانسيابي إذا حققت ما يلي :

$$i_{net} \times L_r \geq 400 \qquad (٤-٤٢)$$

حيث تمثل (i_{net}) صافي الأمطار الهاطلة بالسم/سا و « L_r » طول الجريان السطحي بالمتر .

٤-١٤- تقدير الجريان المائي الناجم عن ذوبان الثلوج :

تشكل كمية المياه المتحررة من الثلوج الذائبة الغالبية العظمى من حجم الجريان المائي السنوي في معظم أنحاء العروض العليا الباردة والمواقع شاهقة الارتفاع على سطح الكرة الأرضية . يلاحظ أن توزع الغطاء الثلجي غير منتظم فوق مساحة محددة بالموازنة مع الأمطار . يهتم الهيدرولوجيون ببنية الغطاء الثلجي قبل بدء عملية الذوبان ، بالإضافة إلى مساحة وعمق طبقات الثلج المتراكمة ومعدل الذوبان ، وحجم الجريان الناجم عن الذوبان والأمطار الهاطلة خلال فترة الذوبان .

هناك تخلف في الوقت بين بدء ذوبان الثلوج وتشكل الجريان المائي الناجم عن هذا الذوبان لذا فإن الجريان المائي لا يمكن عده بمثابة قياس لذوبان الثلوج (Raghunuth, 1985) . لقد درسنا بالتفصيل في الفقرة (٢ — ٧) فيزيائية ظاهرة

ذوبان الثلوج ، ومصادر القدرة اللازمة لهذا الذوبان ، بحيث تعكس هذه الظاهرة التفاعل الداخلي للعديد من مظاهر تبادل القدرة ، وهذا ما يجعل ظاهرة ذوبان الثلوج من أعقد الظواهر على الإطلاق في ميدان علم المياه .

يمكن استخدام معادلة الموازنة المائية ، بعد تعديلها ، لتقدير حجم الجريان المائي الناجم عن ذوبان الثلوج في المواقع والأحواض المنخفضة ، حيث تمكننا هذه العلاقة من تقدير حجم الجريان المائي في بداية فترة الذوبان ، غير أنه من المهم في الدراسات الهيدرولوجية معرفة حجم الجريان بشكل يومي ، وهنا يجب أن نأخذ بالحسبان العناصر التالية عند تقدير حجم الجريان الكلي :

١ ــ تدفق القدرة الحرارية للغطاء الثلجي .

٢ ــ سعة احتفاظ الغطاء الثلجي بالماء السائل .

٣ ــ مساحة الأرض المغطاة بالثلوج .

٤ ــ سعة احتفاظ أرض الحوضة النهرية بالماء .

تستخدم العلاقة التالية لتقدير حجم التدفق اليومي الناجم عن ذوبان الثلوج (Q_n) :

$$Q_n = \frac{m}{1 - a_o} F_1 (M , I) F_2 (M , a_o) \qquad (٤ - ٤٣)$$

حيث :

m : حجم الذوبان اليومي .

a_o : كمية المياه الذائبة الأولية المحفوظة في الغطاء الثلجي ، وتساوي قيمة الحد الأعلى لسعة احتفاظ الغطاء الثلجي بالماء .

$F_2(M,a_0)$: عمل يعبر عن المساحة النسبية التي ينجم عنها جريان مائي تتيجه ذوبان الثلوج فيها ، ويرتبط بكمية الذوبان التراكمية (M) ، وبكمية المياه الأولية المحفوظة ضمن الغطاء الثلجي(a_0) .

$F_3(M,I)$: معامل الجريان ، ويعد كعمل لكمية المياه الذائبة المتراكمة (M) ، وكدليل لسعة ترشيح تربة الحوضة (I) .

يعتمد حجم الماء الأولي الذائب المحجوز ضمن طبقة الثلج (a_0) على قوام وكثافة الغطاء الثلجي ، ويمكن تقدير ذلك تجريبياً، حيث تشير الدراسات المتخصصة إلى اعتماد قيمة لـ (a_0) تتراوح بين ١٥ر٠ ــ ٢٠ر٠ بالنسبة للأراضي المنخفضة عندما تكون كثافة الغطاء الثلجي بين ٢٥ر٠ ــ ٣٠ر٠ .

تعتمد المساحة النسبية التي يشكل فيها ذوبان الثلوج جرياناً مائياً $F_2 (M , a_0)$ على التوزيع المكاني (المساحي) للثلج فوق مختلف أرجاء الحوضة ، حيث تزداد هذه المساحة النسبية مع تزايد ذوبان الثلوج بسبب تزايد المساحة التي يصبح فيها الثلج مشبعاً بالماء الذائب . وعندما ينتشر الثلج فوق رقع متبعثرة فوق أرجاء الحوضة تتناقص المساحة النسبية مع تناقص المساحة الإجمالية التي تغطيها الثلوج . تعتمد أبسط طريقة لتقدير المساحة النسبية التي تنجم عن ذوبان الثلوج فيها جريان مائي على افتراض تماثل درجة الذوبان ، وافتراض قيمة ثابتة لسعة الاحتفاظ الأولي لغطاء الثلج بالماء فوق كل مساحة الحوضة النهرية . في مثل هذه الظروف يمكن تقدير $F_2 (M , a_0)$ من خلال الفرق بين عملين اثنين هما :

$$F_2 (M , a_0) = F_3 (M) - F_1 (M) \qquad (٤ - ١١)$$

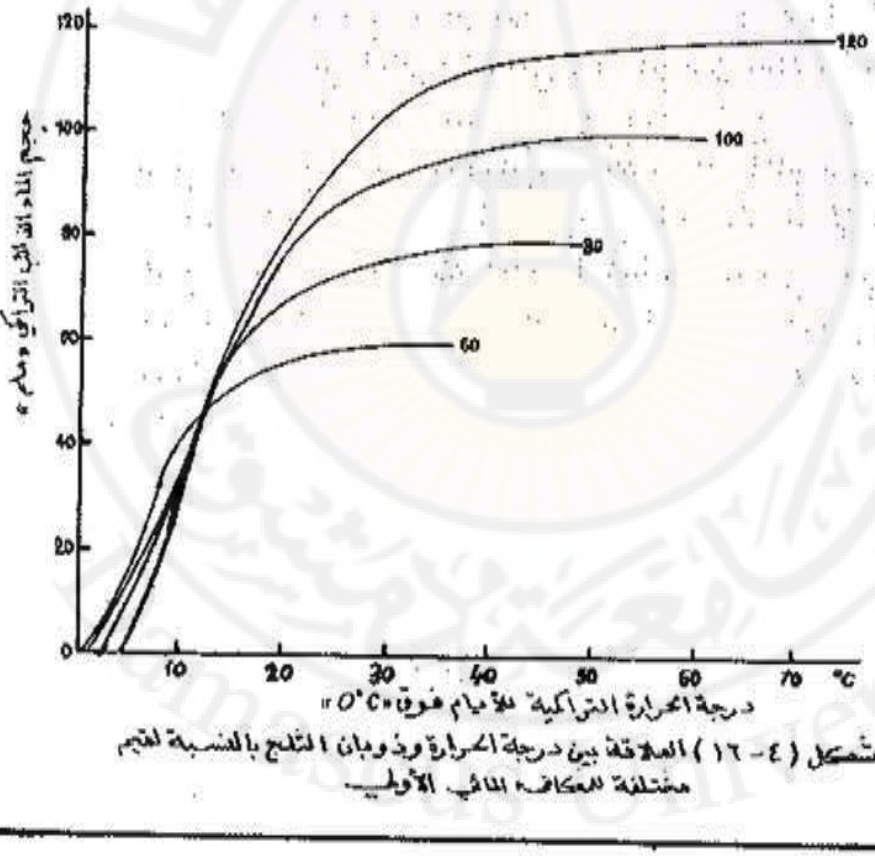
حيث :

$F_1(M)$: المساحة التي ذاب منها الثلج .

$F_3(M)$: عمل تكاملي للمساحة النسبية التي يصبح فوقها الغطاء الثلجي مشبعاً وتساوي :

$$F_3(M) = F_4\left(\frac{M}{n_0}\right) \qquad (٤٥ - ٤)$$

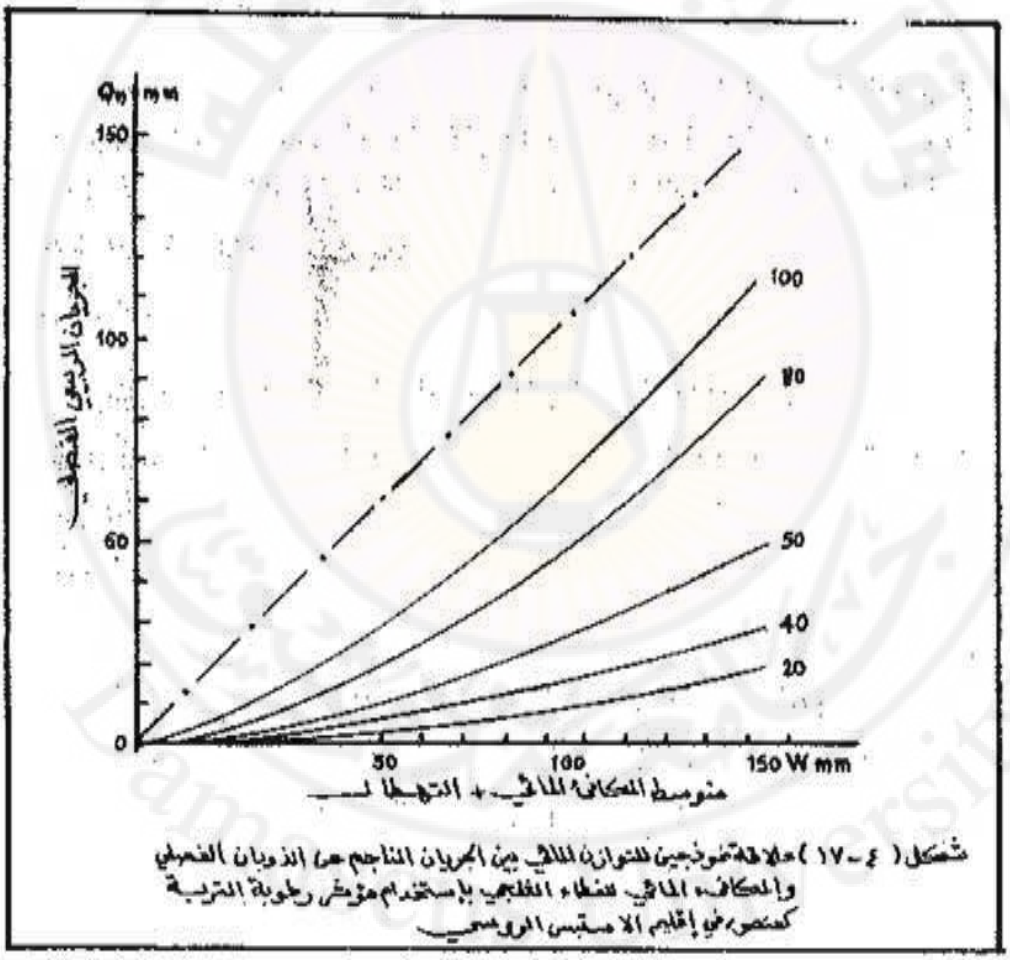
تبين الطريقة الموضحة أعلام إمكان اشتقاق علاقة بيانية بين درجات الحرارة المتراكمة اليومية وكمية المياه الذائبة المتراكمة ، بالنسبة لقيم مختلفة لكثافة الغطاء الثلجي (قيـم مختلفة للمكافىء المـائي الناجم عن الذوبان) • ويعبّر عن ذلك بمنحنيات بيانية كما في الشكل (٤ ــ ١٦) ، حيث بالإمكان استخدام مثل هذه المنحنيات لأهداف تطبيقية •



شكل (٤ - ١٦) العلاقة بين درجة الحرارة وذوبان الثلج بالنسبة لقيم مختلفة للمكافىء المائي الأولي

يُعدّ معامل الجريان $F_1(M, H)$ بمثابة « عمل » يزداد مع تزايد كمية الثلوج الذائبة التراكمية بسبب تناقص سعة الترشيح لتربة الحوضة النهرية • يمكن تقدير العلاقة بين هذه المتغيرات بصورة تجريبية باستخدام معامل حالة رطوبة التربة قبل بدء الذوبان ، وعمق طبقة التربة المتجمدة كعناصر لها تأثير في العملية ، ويمكن استخدام المنحنيات الواردة في الشكل (٤ ــ ١٧) لهذه الغاية • وبعد اشتقاق العلاقة بين هذه المتغيرات بالنسبة للحوضة النهرية تقدّر قيمة المعامل $F_1(M, H)$ من العلاقة التالية :

$$F_1(M, H) = dQ(w, H) / dw \qquad (٤ - ٤٦)$$



شكل (٤ ــ ١٧) علاقة نموذجين للتوازن المائي بين الجريان الناجم عن الذوبان الفعلي والمكافئ المائي لغطاء الثلج بإستخدام مؤشر رطوبة التربة كمتغير في إقليم الاستبس الروسي

حيث :

Q : الجريان الفصلي .

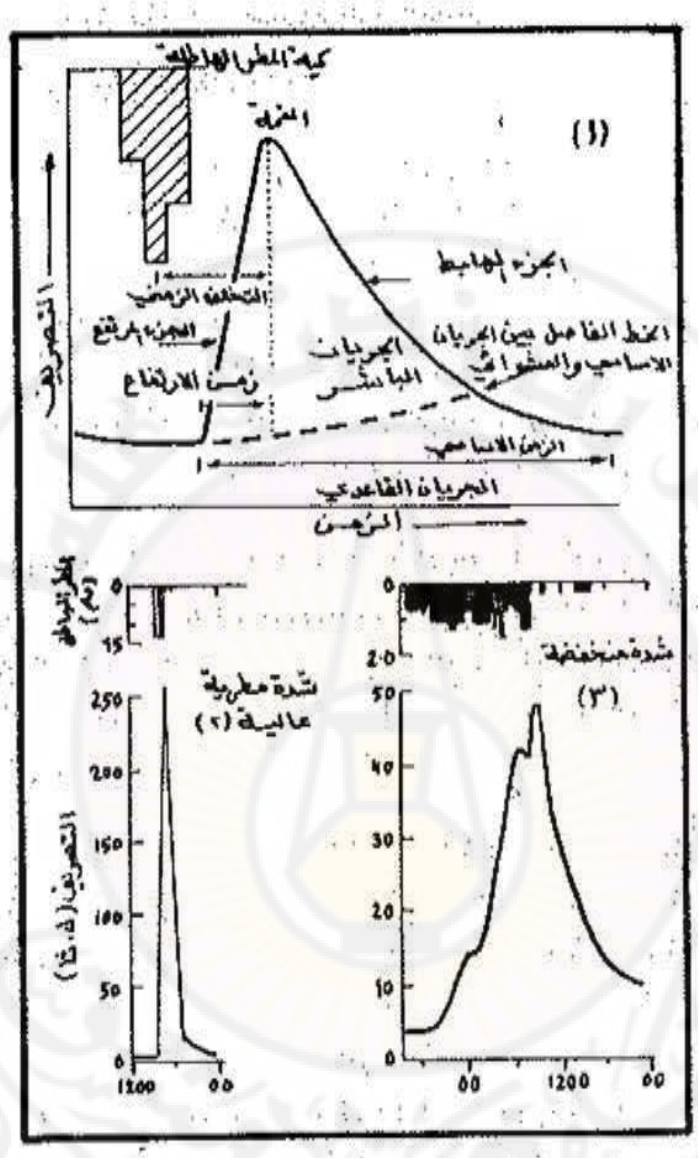
w : متوسط المكافىء المائي الناجم عن الذوبان مضافاً إليه كمية المطر الهاطلة أثناء فترة الذوبان .

يمكننا باستخدام هذه الطريقة اشتقاق سلسلة من المنحنيات البيانية بالنسبة لقيم مختلفة لقرينة سعة الترشيح (k) .

٤ـ١٥ـ الفيضانات :

الفيضان « Flood » هو ارتفاع غير طبيعي في مستوى الماء الجاري في الجداول والأنهار ، بسبب الجريان المائي الناجم عن سقوط المطر الغزير ، أو ذوبان كميات كبيرة من الثلوج بمعدلات عالية يصعب احتوائها وضبطها ضمن المجاري المائية النهرية العادية ، حيث يحدث الذوبان نتيجة تضافر عوامل وشروط مناخية غير اعتيادية .

يمثل هيدروغراف الفيضان الجريان المائي الغزير أو الاعصاري Storm runoff (شكل ٤ ــ ١٨) وهو شكل مركب يعكس معدل التدفق ، وقيمة مكونات الجريان ضمن الحوضة ، ومدى تأثرها بالمجرى النهري . يعتمد شكل وحجم الهيدروغراف (يصف توزيع حجم الماء مع الزمن) على غزارة ودوام العاصفة ، وعلى شكل وحجم ومساحة حوضة التصريف ، وشبكة الأودية النهرية ، والانحدار وحالة ووضع رطوبة التربة ، وأنماط استخدام الأرض ، لاسيما في الأراضي البعلية ، بالإضافة لموقع السدود المقامة لدرء الفيضانات . ومن المهم هنا أن يوضع في الحسبان نموذج التهطال ، حيث أن التهطال الصلب (الثلج على سبيل المثال) سوف يتراكم فوق السطح ، ولن يحدث جريانا مائياً حتى بداية فصل الذوبان .



شكل (٤-١٨): مواصفات الجريان الاعصاري
(١): الاشكال المختلفة لهيدروغراف العاصفة
(٢): استجابة الجريان لهطول ٢٨ ملم بشدة مطرية عالية
(٣): نفس الكمية بشدة مطرية منخفضة

٤ـ١٥ـ١ـ العوامل المؤثرة في هيدروغراف الفيضان :

١ ـ تأثير نموذج التهطال وشدته :

تحتل شدة التهطال دوراً مهماً فيما يتعلق ببداية الفيضان وطبيعته . نادراً ما يلاحظ شدات تهطالية تفوق ٢٥٠ ملم/سا ، وأحياناً تسجّل شدات عالية جداً تفوق ٤٠٠ ملم/سا ، إلا أنها لاتدوم طويلاً وتقل عن ٢٠ دقيقة (راجع الشكل ٢ ـ ١١) . سوف تؤدي شدات مطرية كهذه إلى جريان سريع للمياه في الأودية ، وارتفاع كبير في منسوبها ، وبالتالي سوف يُحدث جريانا مائياً سطحياً ، بينما يلاحظ أنه عندما تكون شدة المطر ضعيفة جداً ، فإن الوصول إلى قمة الفيضان سيستغرق وقتا طويلاً جداً ، كما أن نسبة الماء الراشح ضمن التربة ستكون مرتفعة جداً .

تحتل ديمومة المطر وتكراره أهمية خاصة في بعض المواقع من حيث درجة تشبع التربة بالماء . لقد نجم فيضان Lynmouth سنة ١٩٥٢ عن عاصفة مطرية بلغت خلالها كمية الأمطار ٣٠٠ ملم/سا في بعض المواقع ، وبلغ التدفق الأعظمي نحو ٥٠٠ م٣/ثا من حوضة مساحتها ١٥ر١٠ كم٢ فقط ، لقد تعزز هذا الفيضان نتيجة سقوط أمطار بلغت نحو ٩٠ ملم قبل العاصفة على مدى أسبوعين .

يمثل ذوبان الثلوج العنصر الأكثر تكراراً في إحداث الفيضانات المطرية « Rain-Flood » بينما يعد في بعض المواقع المصدر الرئيس لمياه الفيضان . وبشكل مخالف للعواصف المطرية ، تشكل السماكات الثلجية سطوحاً تخزينية مهمة للجريان ، ولا يصل الفيضان المائي الناجم عن ذوبان الثلوج إلى القمة إلا بعد وقت متأخر . وعلى سبيل المثال يتراكم الثلج خلال فصل الشتاء على ارتفاع يفوق ٢٠٠٠ م في جبال سييرا نيفادا الجنوبية في ولاية كاليفورنيا ، وتصل سماكة الثلوج إلى خمسة أمتار أو أكثر ، ويبقى هذا على وجود جريان مائي قوي وغزير خلال فترات تمتد من عدة أسابيع إلى عدة أشهر .

لا تلاحظ فترات الذوبان العظمى والفيضانات الغزيرة خلال الأيام المشمسة الحارة فقط ، لكنها تلاحظ في الأوقات التي تهب فيها رياح قوية ساخنة رطبة مرافقة

للقطاع المار من أنظمة الطقس السيلكونية • تنتج فيضان القطاع الأعلى لنهر المسيسيبي خلال شهري آذار ونيسان سنة ١٩٦١ عن تهطال ثلجي غزير خلال شهر آذار ، تبعه ارتفاع كبير في درجة الحرارة وهطولات مطرية غزيرة (Bolt et al, 1975) • كما لوحظ أن الأوضاع التي كانت تسود قبل الفيضان لعبت دوراً مهماً في هذا الفيضان ، حيث لوحظ ارتفاع درجة الحرارة خلال شهر شباط رافقتها ذوبان الثلوج مما أدّى إلى تشبّع التربة السطحية بالماء قبل هطل الثلج أثناء هذا الشهر •

ب ـ تاثير مواصفات الحوضة :

تلعب تضاريس وشكل الحوضة دوراً مهماً في تحديد شكل هيدروغراف الفيضان ، حيث تفيد هذه العوامل في تحديد زمن تصريف المياه من الحوضة النهرية عند نقطة المخرج • وبما أن جريان المياه في الجداول والأنهار أسرع من جريانها فوق سطح التربة ، أو الجريان تحت السطحي ، لذا فإن كثافة الشبكة النهرية تعد العنصر الأساسي لقياس شكل الحوضة في الدراسات الهيدرولوجية (Gardiner and Greogry, 1982) • ينتج عن تباين تضاريس الحوضة اختلافات واضحة في طبيعة وحجم الفيضان ، وعلى سبيل المثال ، الفرق بين الأراضي المرتفعة والمنخفضة • تتميز الأحواض الجبلية بوجود انحدارات حادة ، وانقطاعات تصيب هذه الانحدارات ، وأقنية ومجارٍ مائية شابة ذات انحدارات شديدة ، وشبكة تصريف كثيفة ، وهذا يخلق جريانا عاصفياً شديداً ، سريعاً ومفاجئاً • بينما يلاحظ في أنهار وجداول الأحواض المنبسطة والمنخفضة ارتباط طبيعة الجريان المائي والفيضان بالتدرج الضعيف لانحدار المجاري المائية • بينما يلاحظ أن متوسط سرعة المياه في مجاريها يمكن أن تبقى شبه ثابتة على طول المجرى المائي لتناقص الانحدار كلما اتجهنا نحو المجرى المائي ، كما أن غمر المياه للمجاري والسهول الفيضية يبسّط هيدروغراف الفيضان كلما اتجهنا نحو المجرى الأسفل •

من العوامل التي تتحكم بدرجة استجابة الجريان النهري للعواصف المطرية ،

يبرز دور المسامية والنفوذية للطبقات التي تقع تحت سطح التربة ، تلك التي تحدد درجة تسرب ورشح الماء ثم خزنه . كما تلعب كثافة ونوع الغطاء النباتي في بعض المواقع دوراً مهماً في تحديد معدل ونسبة الجريان السطحي من العواصف المطرية ، وقد وجد نوبل (Noble, 1965) أن نسبة الجريان السطحي تبلغ أكثر من ٧٣٪ من إجمالي حجم الهطول المطري عندما تكون نسبة التغطية النباتية لسطح الأرض نحو ١٠٪ ، وتنخفض نسبة الجريان السطحي إلى ٢٪ فقط عندما ترتفع نسبة التغطية النباتية إلى ٦٠ ــ ٧٠٪ . كما أن الجريان فوق سطح الأرض أثناء ذوبان الثلوج يختلف حسب طبيعة هذا السطح فهو يقل في الأراضي المحروثة بنحو ٢ر٢ مرّة عن الجريان فوق الأراضي غير المحروثة .

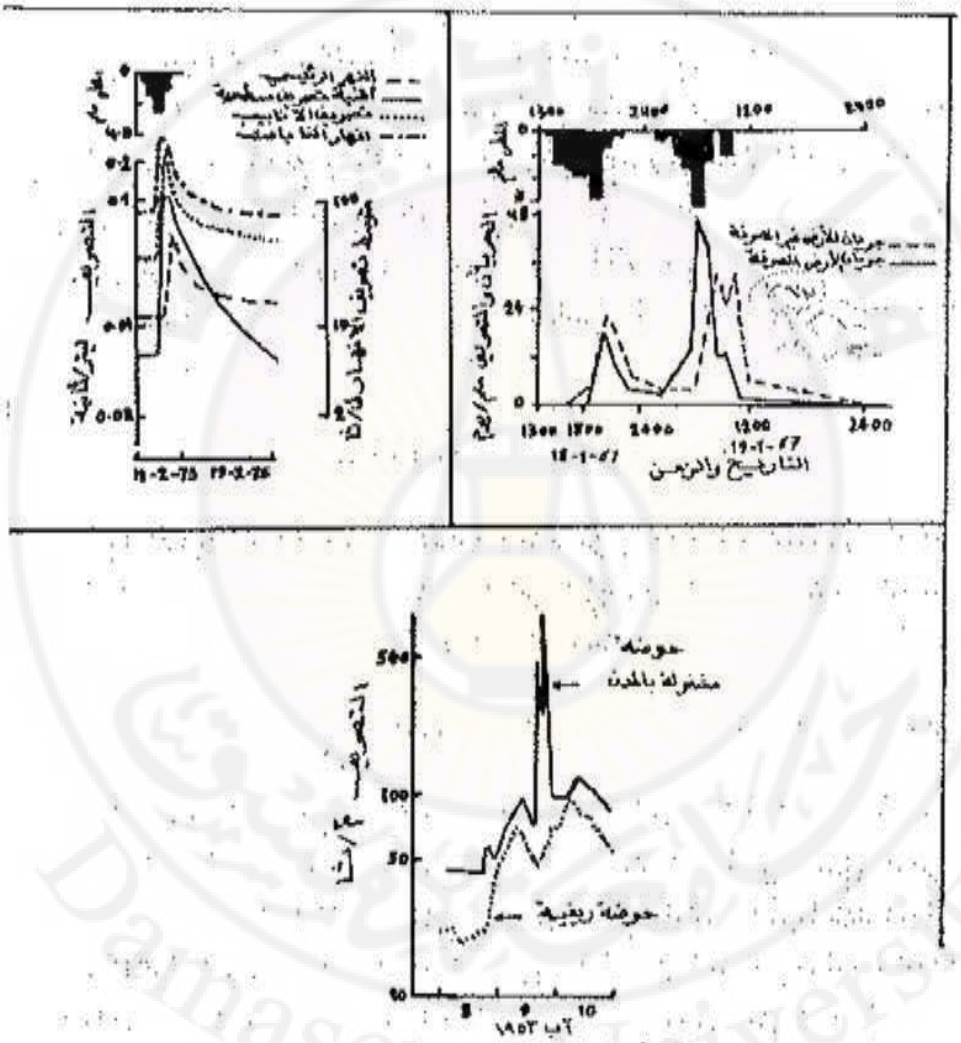
جـ ــ تأثير انظمة استخدام الأرض :

يسهم الانسان بإحداث تبدلات مؤقتة على حجم وسعة تخزين الخزانات المائية الجوفية والتربة السطحية . كما تسهم مشاريع الصرف الزراعي بتقوية وتعزيز الجريان المائي في الحوضة من خلال توسيع وزيادة طول الأقنية ، أي زيادة كثافة الشبكة المائية ، وإنقاص سيلان المياه فوق السفوح ، وبالتالي تفاقم حدة الفيضان .

يلاحظ بشكل مؤكد أن أقنية التصريف السطحية تزيد من كثافة شبكة التصريف ، وعلى سبيل المثال ارتفعت كثافة شبكة التصريف من ٩١٥ر٠ كم/كم^2 سنة ١٩٥٣ إلى ٤ر٩٢ كم/كم^2 سنة ١٩٧٥ ، وهذا بدوره يؤدي إلى زيادة سرعة واندفاع التدفق المائي لاسيما في الأراضي المرتفعة في شرق ديڤون في بريطانيا ، وبالتالي الإسراع في الوصول إلى قمة الفيضان (Robinson and Blyth, 1982) . وعلى العكس ، يرى ويلكوك (Wilcock, 1979) أن إزالة الترسبات والأعشاب وتخديد سطح الأرض بأقنية الصرف ، وتفريغ المستنقعات من الأعشاب المائية النامية فيها في شمال شرق إيرلندا ينقص حجم وتكرار الفيضان . إن وجود أقنية تصريف سطحية ضحلة فارغة وحفر اسطوانية واسعة تنقص معدلات قمة الفيضان في حوضة مائية أثناء عاصفة مطرية ، لأنها سوف تزيد سعة التخزين وتحافظ على

فراغات كبيرة للتخزين في الطبقة السطحية العليا ، وهذا بدوره سينقص الجريان السطحي (الشكل ٤ — ١٩) .

يسهم تواجد وتوسع المدن بالعديد من الآثار على معدلات الفيضان وتكرارها من خلال تركز وتعاظم مكونات الجريان العاصفي في المدن والأراضي المعمورة سواء



شكل (٤ - ١٩) تأثير أنظمة إستخدام الأرض على الفيضان

من حيث شبكة أقنية الصرف الصحي أو أقنية التصريف السطحية للمساحات الاسمنتية واتجاهها نحو الأنهار الكبيرة ، كما يتعلق ذلك بنسبة الأراضي التي يستخدمها الانسان من المساحة الكلية للحوضة ، ونوع هذا الاستخدام ، ونسبة المساحات التي تشغلها الأبنية والساحات والطرق والمطارات والحدائق والمتنزهات ودرجة تراصها وكثافتها .

تلعب البحيرات الاصطناعية المتشكلة خلف السدود التي أشادها الانسان سواء على الأنهار الكبيرة أم الصغيرة دوراً تنظيمياً للجريان النهري ، حيث يمكن ضبط الفيضانات الفصلية بتخزين جريانات الفصل الرطب وتمريرها خلال الفصل الجاف . كما يمكن ضبط أي فيضان يحدث بشكل مفاجيء ، وبالتالي منع غمر السهول والأراضي الممتدة على جانبي النهر ، فعلى سبيل المثال تلعب بحيرة بانشت المشادة على نهر الدامودار « Damodar » في الهند بإنقاص قمة الفيضان من ٢٨٣٠٠ م٣/ثا إلى ٥٦٦٠ م٣/ثا .

٤-١٥-٢- طرائق تقدير قمة الفيضان :

توجد العديد من الطرائق المستخدمة لتقدير غزارة الفيضان القصوى ، أو قمة الفيضان لأي نهر ، سوف تتعرض لهذه الطرائق بشيء من التفصيل ، بينما سنتعرض في القسم العملي من هذا الكتاب إلى إيراد أمثلة مع حلها لكل طريقة من هذه الطرق .

آ - المؤشرات الطبيعية للفيضانات السابقة - علائم الفيضان والاستفسارات :

تتلخص هذه الطريقة بملاحظة ودراسة علائم ودلائل الفيضانات السابقة سواء من خلال الملاحظة الميدانية ، أو سؤال السكان المحليين لاسيما عن : عمق الهطول ومدته ، قوة وحجم الفيضان ، ارتفاع مستوى الماء في الأنهار لاسيما عند فتحات الجسور المقامة عليها ، أو عند أية منشأة أخرى مقامة فوق النهر أو بجواره . تحدد الارتفاعات ويوصل بين مؤشراتها بخطوط ، ثم يرسم بروفيل عمق الفيضان بحيث يحدد عليه مستوى أعلى ارتفاع لمنسوب المياه H.F.L « High Flood Level »

ثم تقدّر مساحة المقطع العرضي للمواقع المغمورة ، وأخيراً تحسب كمية التدفق المائي بافتراضات معينة تتعلق بعامل خشونة سرير النهر والضفتين ، بينما تقدر السرعة باستخدام علاقة تشيزي .

ب ـ المعادلات التجريبية :

هناك العديد من المعادلات التجريبية لتقدير قمة الفيضان ، اشتقت هذه المعادلات في أحواض نهرية معينة ، وتستخدم ثوابت هذه المعادلات التجريبية لهذه الأحواض نفسها ، أو لأحواض نهرية مشابهة ، نذكر منها على سبيل المثال :

ـ معادلة دايكن (Dicken) للأحواض النهرية في شمال ووسط الهند :

$$Q = CA^{3/4} \qquad (٤٧ - ٤)$$

C = ١١ـ١٤ عندما يتراوح المعدل السنوي للأمطار بين ٦٠ـ١٢٠ سم .

C = ١٤ـ٣٥ حسب الموقع من وسط إلى شمال الهند .

A = مساحة الحوضة بالكم٢ .

ـ معادلة ريفي « Ryve » لجنوب الهند :

$$Q = CA^{3/4}$$

C = ٦٫٨ ضمن منطقة تبعد ٨٠ كم عن الشاطىء .

= ٨٫٣ ضمن منطقة تبعد ٨٠ ـ ٢٤٠٠ كم عن الشاطىء .

= من ١٠ لبعض المواقع بجوار التلال والهضاب إلى أكثر من ٤٠ في بعض المواقع المجددة .

ـ معادلة Burkli-Ziegler للولايات المتحدة الأمريكية :

$$Q = 412\ A^{3/4} \qquad (٤٨ - ٤)$$

في المعادلات السابقة :

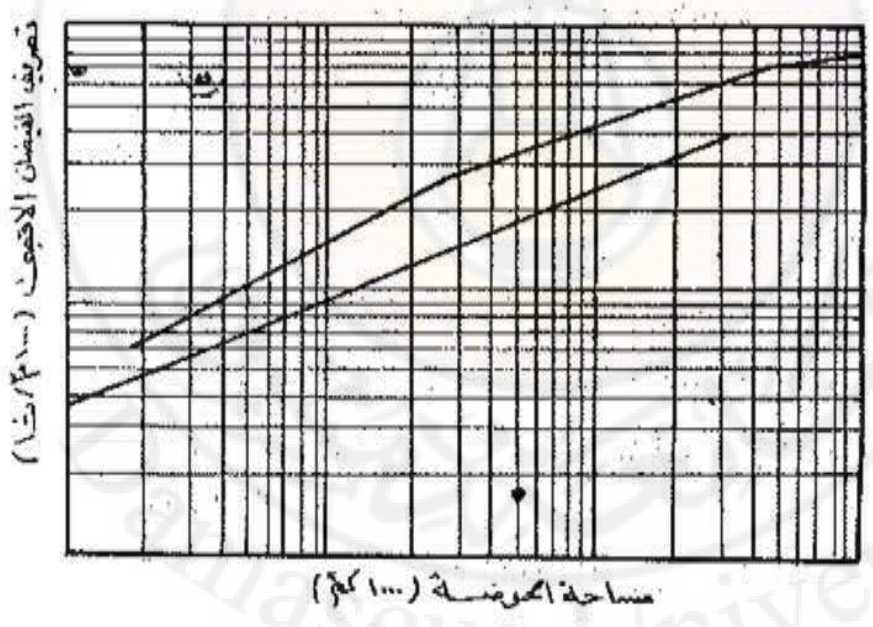
Q : قمة الفيضان م٣/ثا .

C : ثابت .

A : مساحة الحوضة بالكم٢ .

جـ ـ المنحنيات البيانية :

لرسم هذه المنحنيات ، تجمع المساحات والمواقع التي تتميز بمظاهر تضريسية مشابهة وظروف مناخية متماثلة ضمن مجموعة واحدة . ثم تجمع كل المعطيات الخاصة بكل منطقة أو حوضة فيما يتعلق بالتصاريف المائية ونتائج تطبيق علاقات الغزارة القصوى المشتقة ،وتسقط قيمة قمة الفيضان مقابل المساحة لكل منطقة أو حوضة على حدة ، ثم يرسم الخط البياني بحيث يشتمل أو يمر من أعلى النقاط المتشكلة أو المحددة في الشكل البياني . يوضح الشكل (٤ ـ ٢٠) هذه الطريقة .



شكل (٤-٢٠) منحنيات فيضانات الأنهار في الهند

تستخدم الخطوط البيانية هذه لمقارنة الفيضانات التصميمية Design Floods المشتقة بالطرائق الأخرى .

د ـ طريقة تركيز زمن الفيضان :

تعتمد هذه الطريقة في تقدير قمة الفيضان على مرحلتين :

١ ـ تقدير زمن الوصول إلى قمة الفيضان .

٢ ـ اختيار وقت الوصول إلى صافي غزارة المطر القصوى « Max. Net Rainfall » من طول فترة زمن التركيز .

هـ ـ الطريقة النسبية :

تعتمد هذه الطريقة على تطبيق المعادلة التالية :

$$Q = C i A \qquad (٤٩ - ٤)$$

حيث :

C : معامل الجريان ، وتتراوح قيمته بين (٠ر٢ ـ ٠ر٨) ، وتعتمد قيمته على نوعية الجريان المائي في الحوضة .

i : شدة المطر ، وتساوي الشدة التصميمية Design Intensity أو الشدة الحرجة للسطر (ic) الموافقة لزمن التركيز (tc) من أجل الحوضة لفواصل زمنية سابقة مدتها T (يعرف زمن التركيز بأنه الزمن اللازم للمياه للانتقال من أبعد نقطة من حوض المطر كي تصل إلى مخرج الماء من هذه الحوضة) .

يمكن إيجاد شدة المطر التصميمية (ic = i) من منحنيات تكرارات الشدة ـ الديمومة لحوضة مائية ما فيها قيم (T و tc) موافقة لقيم هذين المتغيرين في الحوضة المدروسة .

وفي حال عدم توافر منحنيات تكرارات الشدة ـ الديمومة ، بينما يظهر أقصى كمية للمطر P بالسم خلال زمن R بالساعات من العاصفة المطرية ، تحسب قيمة الشدة التصميمية للمطر ($i = i_c$) من العلاقة التالية :

$$i_c = \frac{P}{t_R}\left(\frac{t_R + 1}{t_c + 1}\right) \qquad (٤ - ٥٠)$$

وعند عدم معرفة زمن التركيز (t_c) فإن :

$$i_c \simeq \frac{P}{t_R} \qquad (٤ - ٥١)$$

يوضح الجدول (٤ ـ ٨) قيم معامل الجريان « C » الذي يمكن استخدامها كدليل تقريبي •

جدول (٤ - ٨): قيم معامل الجريان "C" للمعادلة (٤ - ٤٩)

طبيعة الأرض	قيمة C
السهول الداخلية	٠,٤
أراض داخلية متوسطة الانحدار	٠,٦
أراض مرتفعة غير نفوذة	٠,٨
أتربة لومية طينية	٠,٥
أراض تلية، غابات، أتربة لومية وأتربة طينية	٠,٥
أراض سهلية محروثة، أتربة رملية	٠,٢

و ـ طريقة وحدة الهيدروغراف :

تستخدم هذه الطريقة بالنسبة للأحواض المائية الصغيرة (مساحتها أقل من ٥٠٠٠ كم٢) وعادة ما تكون هذه الأحواض داخلية أو مغلقة . تعتمد هذه الطريقة على الخطوات التالية :

١ ـ اختيار العواصف الرئيسية .

٢ ـ تحليل هذه العواصف .

٣ ـ تحديد قمة المطر للعواصف المختارة .

٤ ـ إحداث منحنيات العمق ـ المساحة ـ الديمومة « Depth-Area-Duration » DAD وتحليلاتها .

٥ ـ تعديلات الرطوبة .

٦ ـ انتقال مركز العواصف المطرية إلى المواقع الحرجة في الحوضة .

٧ ـ إحداث منحنيات تعديلات انتقال العواصف .

٨ ـ استخدام مؤشرات الترشيح الدنيا للتربة .

عند تحليل منحنيات العمق ـ المساحة ـ الديمومة لعاصفة رئيسة ، يمكن إيجاد متوسط عمق المطر الأعظمي فوق مختلف أرجاء الحوضة خلال أوقات محددة من العاصفة (ساعات أو أيام) مثلاً : سم فوق مساحة ١٠٠٠ كم٢/يوماً أو ٢ يوماً أو ٣ أيام من منحنيات (DAD) . تفيدنا كل المعطيات المقدّرة حول انتقال وحركة العواصف المطرية كبيانات أساسية لتقدير (PMP) فوق مختلف أرجاء الحوضة .

الفصل الخامس

المياه الجوفية « الباطنية »

٥ـ١ـ مفهوم المياه الجوفية واهميتها :

يطلق تعبير الماء الأرضي أو الجوفي « Ground Water » على المياه الموجودة في النطاق المشبع من التشكيلات أو الطبقات الأرضية . كما يظهر الماء في الطبقات تحت السطحية في النطاقات غير المشبعة حيث تكون الفراغات والفجوات والشقوق مملوءة بالماء والهواء ويعرف هذا بالماء تحت السطحي « Under ground Water » . يوضح الشكل (٥ ـ ١) أقسام الماء ضمن النطاقات الأرضية المختلفة . ويلاحظ في هذا الشكل أن مستوى الماء الأرضي Ground Water Table يفصل بين نطاق الإشباع ونطاق التهوية . يلاحظ في نطاق التهوية أحياناً وجود عدسات مائية تعرف بالمياه المعلقة « Perched » تتشكل نتيجة لوجود طبقات كتيمة أو شبه كتيمة سلتية أو طينية تقع في مستوى يعلو مستوى المياه الجوفية ، وتستطيع حمل كميات من المياه الراشحة من الأعلى ، وتشكل خزاناً مائياً جوفياً محدود الإمكانات . يطلق على مستوى الماء هنا بمستوى الماء الأرضي المعلق Perched water table .

يلاحظ في الشكل (٥ ـ ١) أن نطاق الإشباع يقع دون مستوى الماء المعلق ، حيث تكون التربة مشبعة بالماء ، وفوق هذا المستوى تكون التربة مشغولة جزئياً بالهواء ، ويدعى هذا النطاق بنطاق التهوية . تختص قوانين فيزياء التربة بدراسة الماء الموجود في نطاق التهوية ، بينما تختص الهيدروجيولوجيا بدراسة الماء في نطاق الإشباع .



شكل (٥ - ١): أقسام الماء تحت سطح الأرض

يمثل حجم المياه الجوفية نسبة كبيرة من احتياطي المياه العذبة في العالم ، ويفوق بكثير حجم الماء العذب الموجود في جميع البحيرات والمستنقعات والأنهار والمجاري المائية ، ويقدر العلماء أن أكثر من ٩٥٪ من الماء العذب المتاح في الطبيعة في أي وقت يتواجد في الفراغات الموجودة في الطبقات الصخرية والرملية المشكلة للقشرة الأرضية (Geraghty and Miller, 1968) .

تحتل المياه الجوفية أهمية كبيرة جداً ، فهي من أكثر الموارد المائية وفرة وغزارة ، وأكثرها موثوقية « Dependable » ونقاوة ، يمكن أن توجد في أي بقعة تحت أي جزء من سطح الأرض ، ويمكن أن تتواجد بكميات تكفي للضخ خلال الفترات الماحلة ، وتعتمد كمية المياه الجوفية التي يمكن استخراجها سنة بعد سنة ، دون خطورة على احتياطيها ، على عاملين اثنين :

١ ــ احتياطي المياه الجوفية في التشكيلات الصخرية الحاوية عليها .

٢ ــ الشروط المناخية والجيولوجية التي تؤثر في إعادةشحن هذه التشكيلات بالمـاء .

وفي الوقت الحاضر ، عندما تصبح الأنهار والبحيرات عاجزة عن تلبية احتياجات السكان ، أو تصبح ملوثة لدرجة كبيرة جداً ، يلتفت الناس أكثر فأكثر نحو الميـاه الجوفية النقية التي يمكن أن تتواجد غالباً في كل مكان . اقتصر قديماً على استعمال المياه الجوفية للاستخدامات المنزلية فقط، أما الآن فتعدد استخدامها إلى الاستعمالات الصناعية والعلاجية والسياحية والري وسقاية الماشية .

نظراً لما يتمتع به الماء الجوفي من نوعية جيدة من حيث النقاوة ، عُدّ بمثابة مصدر مائي مثالي « Ideal » وتقدر نوعيته من خلال مواصفات الصخور التي يتسرب ضمنها حتى الوصول إلى الطبقات الخازنة ، حيث يحتوي على جزيئات معادن الصخور التي يجتازها محلولة فيه . نادراً ما تكون هذه الجزيئات المحلولة ذات تأثيرات ضارة على الصحة ، وعلى العكس ، قد تعطي الماء نكهة خاصة أو مذاقاً مقبولاً . وأكثر من ذلك ، يلاحظ أن التشكيلات الصخرية تعمل بمثابـة مرشحات طبيعية تساعد على تخليص الماء الراشح من ملوثاته ، لذا فإن درجة نقاوة الماء الجوفي تفوق كثيراً درجة نقاوة كل مصادر المياه السطحية العذبة . وبما أن قسماً منه يتوضع في طبقات الأرض العميقة ، تكون فرص تلوثه ضئيلة جداً ، كما أنه محمي لدرجة كبيرة جداً من التلوث الإشعاعي .

يعدّ الماء الجوفي مورداً أساسياً من موارد المياه العذبة حينما يكون متوافراً بكميات كافية للأسباب التالية :

١ ــ يتواجد الماء الجوفي بطبيعته ضمن خزانات مائية جوفية ، لذلك لا حاجة لصرف المال والجهد لبناء خزانات تجميع .

٢ ــ الطاقة التخزينية للمياه الجوفية عالية جداً ، وكمية المياه التي تتعرض للنزّ والتسرب قليلة جداً ، بعكس البحيرات ، كما أن الفاقد بوساطة التبخر أو النتح قليل جداً ، وأحياناً معدوم .

٣ ــ يزود الماء الجوفي مناطق كثيرة باحتياجاتها دون الحاجة إلى إشادة أقنية للري ، أو نقل الماء ، أو تركيب أنابيب وأنظمة توزيع الماء .

٤ ــ تتصف خزانات المياه الجوفية بطاقة خزن كبيرة جداً ، لا ينقص سعتها التخزينية ترسب السلت والطين فيها كما في البحيرات والسدود ، أو نمو الطحالب والنباتات .

٥ ــ لن يكون هناك أي خطر عليها في المستقبل فيما إذا أدير هذا المورد المائي زمنياً .

٦ ــ يتميز الماء الجوفي بنوعيته الجيدة ، وثبات درجة حرارته ، وثبات تركيبه الكيمائي نسبياً ، وهو أقل عرضة للتلوث بالموازنة مع المياه السطحية .

٧ ــ ينخفض مستوى الماء في الأنهار والبحيرات والمجاري المائية المؤقتة والدائمة خلال الفترات الماحلة ، غير أن ذلك نادراً ما يؤدي إلى تأثيرات خطيرة على المياه الجوفية ، حتى عندما تنخفض كمية المياه التي تغذي خزانات المياه الجوفية خلال الفترات الماحلة ، بسبب وجود كميات كبيرة من المياه كاحتياطي « Bank » . تستخدم لفترات زمنية ريثما يسقط المطر مهما طال انحباسه .

٢-٥-٥ــ المياه الجوفية السطحية والعميقة :

يرى بعض الباحثين أن المياه الجوفية تتواجد بدءاً من أفق التهوية بالقرب من سطح الأرض حتى أعماق كبيرة جداً ، وكلما ازداد عمقها ، ازدادت درجة حرارتها ومحتواها من الأملاح . هناك اختلاف حول عمق هذه المياه ، والمعيار المعتمد لتوصيف هذا العمق .

إذا كان المفهوم الرقمي هو المعيار المعتمد في الفصل بين مفهوم المياه الجوفية السطحية والعميقة ، فإن العمق الذي توجد عنده المياه السطحية أو العميقة أمر مختلف عليه ، وهو مفهوم نسبي يتعلق بمحصلة الظروف الجيولوجية والهيدروجيولوجية السائدة ، وبدرجة معرفتها . ففي سورية يرى بعضهم وجود

طبقات مائية سطحية يقل عمقها عن ١٠٠ م ، أو أكثر بقليل ، بينما اعتبر الكثيرون أن الآبار التي تخترق الطبقة السطحية ، كناية عن قربها من سطح الأرض ، هي آبار وصلت إلى المياه العميقة ، علماً أنها لم تكن تتجاوز الـ ٣٠٠ م في بعض الأحيان ، وأحياناً تصل إلى ٤١٠ م (بئر التنف) و ١٥٠٥ م في آبار ديدي والرصافة والبشري (رسول آغا ، ١٩٨٧) . بينما عدت الآبار التي تجاوزت الـ ١٠٠ م في دولة الامارات العربية المتحدة لتخترق الطبقات المائية الكربوناتية الموجودة تحت الطبقة المائية الحطامية في سهل الحصى ، عدت آباراً عميقة . بينما عد حجر رمل الكرنوب الحامل للمياه على عمق ١٢٠٠ م في الأردن من الطبقات المائية العميقة ، كما عدت المياه المتوضعة في تكوينات الساق في السعودية على عمق ٢٤٠٠ م ، وفي تبوك على عمق ١٥٠٠ م والمنجور على عمق ٣٠٠٠ م هي مياه عميقة . مما تقدم يلاحظ أن استخدام المفهوم الرقمي لتحديد عمق المياه الجوفية وتوصيفها أمر مختلف عليه ، ولابد من اتباع العديد من المعايير منها : عمق الطبقة الحاملة للماء والشروط الجيولوجية والبنيوية السائدة ، وشروط توضع الطبقات الحاملة للماء وأبعادها ، وامتدادها بالإضافة إلى النظام الهيدروديناميكي والخواص الفيزيائية لصخور الطبقة المائية ، وإنتاجيتها واحتياطيها القابل للاستثمار . لذا يقترح رسول آغا (١٩٨٧) تعريف المياه الجوفية العميقة في سورية كما يلي : « هي المياه المتواجدة في الصخور المشققة والكارستية ، المرتبطة بالفوالق العميقة ، ونطاق التهشم التكتوني ، وفي التراكيب الجيولوجية الملائمة الناتجة عن البنية البلوكية للركيزة البلورية ، والخاضعة لضواغط هيدروليكية عالية ، والمتميزة بإنتاجية كمونية عالية، وذات الانتشار الإقليمي ، ومناطق التغذية البعيدة نسبياً » .

٥-٣- المياه الجوفية خلال الدورة الهيدرولوجية :

يعود استخدام المياه الجوفية إلى تاريخ موغل في القدم ، لكن أصل المياه الجوفية ، وظهورها وحركتها لم تدرك بشكل واضح حتى نهاية القرن السابع عشر (Meinzer, 1934) . يعد الماء الجوفي أحد العناصر المهمة للدورة الهيدرولوجية فوق اليابسة . يتسرب قسم من المطر الهاطل إلى داخل الأرض ، كما تتعرض قيعان

البحيرات والمجاري المائية لنزّ الماء منها وارتشاحه للأسفل ، ويجد ذلك طريقه إلى التشكيلات النفوذة في القشرة الأرضية التي تشكل بدورها أقنية لنقل الماء ، كما تؤلف خزانات أو أحواضاً لخزن الماء . يبقى الماء الجوفي في حركة مستمرة ، تتراوح سرعته ما بين بضعة أمتار في اليوم ، حتى أمتار قليلة في السنة . يعد تصريف المياه الجوفية عبر الأنهار من العوامل المهمة التي تضمن استمرارية تدفق وجريان هذه الأنهار خلال الفترات الجافة من العـام التي يتوقف فيها الجريان السطحي المزود . بينما يعد سحب المياه في المناطق الجافة وشبه الجافة بوساطة الضخ المصدر الرئيس للاستهلاك خلال معظم أوقات السنة . كما يتم صرف هذه المياه مباشرة إلى البحار والمحيطات بوساطة مصارف تحت بحرية ، وهذا مرتبط بظروف بنيوية ومورفولوجية ومناخية خاصة .

يعود أصل المياه الجوفية إلى رشح المياه خلال القشرة الأرضية من مياه التهطال والمياه الجارية ، ومياه البحيرات والمستنقعات ، بالإضافة لذلك يمارس الانسان دوراً مهماً في التزويد الاصطناعي لخزانات المياه الجوفية . يتحرك الماء في البداية باتجاه الأسفل بفعل الجاذبية الأرضية ، وبفعل فرق قيم ضغط الرطوبة ، عندما تصل أحد النطاقات الأرضية لمرحلة الإشباع ، يتحرك الماء باتجاهات مختلفة بفعل النفوذية ، وتتحدد هذه الاتجاهات من خلال الشروط الهيدرولوجية المحلية . يمثل تدفق المياه الجوفية وعودته ثانية إلى السطح إما من خلال الفجارات والينابيع ، أو التبخر ، أو النتح ، أو بوساطة الضخ ، أحد العناصر المهمة في الدورة الهيدرولوجية .

٥ـ٤ـ أصل المياه الجوفية :

يعد أصل أو منشأ « Origin » المياه الجوفية مثار جـدل بين العديد من الهيدروجيولوجيين ، بحيث طرحت العديد من الافتراضات أو النظريات التي تحاول تفسير منشأ المياه الجوفية ، وسنستعرض هنا أهم النظريات ، وأهم الانتقادات التي وجهت إليها .

١ ـ نظرية التسرب :

طرحت هذه النظرية بشكلها العلمي من قبل العالمين الفرنسيين بيرولت وماريوت

بحيث يعود منشأ المياه الجوفية إلى رشح وتسرب مياه التهطال إلى داخل الأرض عبر التشكيلات النفوذة ، كما يصل قسم من المياه الجارية السطحية ، ومن المياه المتوضعة في الخزانات السطحية بوساطة النز" Seepage ، ويعتمد ذلك الجزء المتسرب على رطوبة التربة والصخور الواقعة فوق مستوى المياه الجوفية ، كما يعتمد على كمية التهطال ، وزمنه ، ونموذجه ، وغزارته ، وديمومته ، بالإضافة لصفاته الفيزيائية بعد تفاعله مع سطح الأرض (النقاوة ، درجة العكر ، اللزوجة ، الحرارة) كما تلعب العوامل الطبوغرافية والجيولوجية والبيديولوجية دوراً مهماً في تحديد نسبة الماء المتسرب من الهطول والمياه السطحية . فعلى سبيل المثال تعمل درجة الميل والانحدار والغطاء الترابي وطبيعة السطح والسمات الحقلية للأتربة دوراً مهماً في عمليات التسرب والرشح والنز .

تعرضت هذه النظرية للعديد من الانتقادات ، أهمها الانتقاد الذي يقول إن الأوضاع داخل القشرة الأرضية لا تسمح بغور كميات كبيرة من الماء ، وإلا لما رأينا استمرارية جريان الأنهار من منابعها إلى مصباتها قاطعة آلاف الكيلومترات ، ولما رأينا بقاء البحيرات وخزانات التجميع خلف السدود . كذلك أثبتت الدراسات وجود كميات كبيرة من المياه الجوفية في المناطق الجافة والصحراوية ، ولا يمكن تفسير منشئها بالتسرب من مياه التهطال ، لأن هذه المناطق تتصف بمعدلات هطول منخفضة جداً ، ومعدلات تبخر عالية جداً . وعلى الرغم من كل الانتقادات ، يرى بعضهم أن معظم المياه الجوفية العذبة ، واستمرارية تغذيتها يمكن تفسيره بهذه النظرية .

ب ـ نظرية التكاثف :

يعدّ أرسطو ، حسب رأي بعضهم ، من نادى بهذه النظرية ، حيث طرح في القرن الرابع قبل الميلاد أفكاراً جديدة تتلخص بدخول الهواء إلى مسامات التربة والصخور وتكاثفه بما يحتوي هناك . وفي أواخر القرن الماضي طرح العالم الهيدرولوجي الألماني فولجير (١٨٨٧) أفكاراً جديدة تتلخص بأن المياه الجوفية

تتشكل نتيجة تسرب الهواء الجوي إلى الصخور، حيث تتكاثف أبخرة الماء الموجودة فيه ضمن المسامات الصخرية الباردة وتتحول إلى ماء سائل .

تعرضت هذه النظرية لانتقادات عديدة ، حيث يشترط لتكاثف بخار الماء داخل صخور القشرة الأرضية وجود صخور باردة ، وحرارات متدنية ، ورطوبة عالية . وقد أغفل فولجير الحرارة الكامنة المنطلقة عن تكاثف بخار الماء (٥٤٠ حريرة/١غ) التي تؤدي لارتفاع درجة الحرارة ، وابتعادها عن درجة التكاثف ، وربما تؤدي لتبخر المياه الأولية المتكاثفة من جديد ، أو منع تكاثف المياه على الشكل الذي يقوله . إن تشكل كميات كبيرة من المياه الجوفية وفق هذه النظرية يقتضي جولاناً كبيراً لتيارات هوائية تحتوي نسبة عالية جداً من بخار الماء ، فيما بين الصخور والجو . بينما يرى المهندس الزراعي الروسي ليبيديف (١٩٤٩) وجود جريان لأبخرة الماء ، وليس بالضرورة للهواء الحاوي على بخار الماء ، وعند ظروف جوية معينة تتكاثف هذه الأبخرة ، لكن كمية الماء الناتجة عن عملية التكاثف ضئيلة جداً لا تتعدى عشرات الميلمترات في العام ، وهذه تشكل نسبة ضئيلة من احتياطي المياه الجوفية (بوجومولوف ، ١٩٧٥) .

جـ ـ نظرية المياه العذراء ، أو الماغماتية :

ظهرت نظرية الميـاه العـذراء « Juvenile » أو الماغمـاتيـة Magmatic في مطلع هذا القرن ، حيث اقترحها العالم النمساوي زيوس ، وتبعاً لهذه النظرية ، فإن الصهارة أو الماغمـا الموجودة في باطن الأرض تكون مشبعة بالمهـل المنصهر والغازات ، وبفعل الحركات التكتونية يتغير موضع بعض من هذه المواد ، وتتغير ظروف الضغط والحرارة ، وتنطلق الغازات والأبخرة باتجاه السطح حيث تنخفض درجة حرارتها ، لاسيما بعد وصولها إلى القشرة الأرضية . ويعد غازا الأوكسجين والهيدروجين من ضمن الغازات الموجودة حيث ينجم عن اتحادهما بخار الماء، وعندما تكون الظروف الحرارية مناسبة تتكاثف أبخرة الماء مشكلة المياه الصهيرية أو العذراء . ولتمييز المياه المتشكلة عن تكاثف أبخرة الماء الموجودة في الهواء الجوي الداخل

جسم الأرض عن الماء المتشكل من تكاثف أبخرة الماء الصاعدة من الماغما ، اقترح زيوس تسمية الأولى بمياه الفادوز Vadose .

د ـ نظرية الأصل ، أو النظرية الترسيبية :

تبحث هذه النظرية في منشأ المياه الجوفية العميقة المالحة أو العذبة التي تتواجد عند أعماق كبيرة ، حيث تصادف في الآبار المحدثة بهدف التنقيب عن النفط . يرى بعضهم أن منشأ هذه المياه هو مياه بحرية مالحة ، حيث تتوضع الرسوبات والطمي الحاوية على نسبة عالية من الماء في الأحواض البحرية . تتعرض هذه الرسوبات للعديد من التحولات نتيجة توضع رسوبات حديثة فوقها باستمرار ، وما يرافق ذلك من تغير ظروف الضغط والحرارة وعمليات الهبوط التكتوني ، ومع تحول هذه الرسوبات إلى صخور رسوبية ، ينتقل قسم كبير من المياه الجوفية المالحة إلى مواقع ذات نفوذية أكبر ، وأثناء ذلك تتغير الكثير من الصفات الكيميائية لهذه المياه المالحة ، وتلتقي مياهاً أخرى ذات مواصفات متباينة ، وتتوضع في النهاية مياه ذات صفات كيميائية معينة ، غالباً ما تكون مالحة ، وقد تكون عذبة ، حيث يشير بعض المهتمين إلى أن تحول المياه المالحة إلى مياه عذبة يعد أمراً منتظماً على امتداد مختلف العصور الجيولوجية .

إذن يشير الرأي السابق إلى تشكل المياه المالحة أو العذبة مع بداية توضع الرسوبات في الأحواض البحرية ، وأثناء التحولات المرافقة لها أثناء تطورها حتى تشكل الصخور الرسوبية . بينما يرى الفريق الآخر ضرورة دراسة التاريخ الجيولوجي القديم لتفسير منشأ هذه المياه وبخاصة الدورات التكتونية المميزة التي تعرضت لها الأرض (دورات ريفي ، الكاليدونية ، الهيرسينية ، الألبية) ومدة كل دورة تقدّر بمليار عام ، وفي كل دورة تتعاقب الظروف البحرية والقارية (من طغيان بحري إلى آخر) ، وأثناء طغيان البحر ترشح المياه المالحة ضمن الصخور إلى الطبقات العميقة ، وأثناء رشحها تتعرض للعديد من التبدلات في صفاتها الكيميائية ، وبعد انحسار مياه البحار ترشح ثانية مياه المطر والثلوج الذائبة ، وتلتقي المياه العذبة مع المياه المالحة ، وتتعدل صفات المياه الجديدة .

هناك رأي آخر يقول بالمنشأ القاري للمياه المالحة ، حيث ترشح المياه الجوية داخل التربة والصخور ، وأثناء انتقالها يذيب الماء الراشح الأملاح من الصخور الحاوية عليه ، تلك التي يرشح الماء ضمنها ، أو يتجمع فوقها ، أو يتحرك بتماس معها ، ويتعلق ذلك ببنية وتركيب الصخور وبالمناخ السائد .

هـ ـ النظرية الانضغاطية :

تتلخص هذه النظرية بتحرر جزيئات الماء التي كانت ممسوكة بقوة من قبل ذرات المعادن عند انضغاطها بتغير ظروف الضغط والحرارة ، ويعتمد حجم المياه المتشكلة على سماكة الطبقات التي تضم الصخور الحاوية على جزيئات الماء . تعد ذرات الغضار من أكثر الذرات تمسكاً بالماء ويصل حجم الماء في صخور الموتموريوليت الغضارية إلى ٢٥٪ ، ونتيجة لزيادة الضغط والحرارة تتغير مسامية الطين وتتحرر جزيئات الماء . كما يحتوي الجص تقريباً على ٢١٪ من حجمه ماء ، والميرابيليت نحو ٦٠٪ والبوكسيت نحو ٢٦٪ . وقد وضعت العديد من العلاقات الرياضية لتبيان شدة التبادل المائي الانضغاطي تعتمد على الحجم وتغير المسامية مع الزمن .

٥ـ٥ـ الصفات الفيزيائية والكيميائية :

يكتسب الماء الجوفي خواصه الفيزيائية وتركيبه الكيميائي بفعل العديد من العوامل المعقدة والمتشابكة ، تتعلق بالموقع وبطبيعة وظروف تطبق المياه الجوفية ، ومصدر التغذية المائية ، وبالتركيب الجيولوجي للطبقات المائية والحركات البنائية والزمن .

٥ـ٥ـ١ـ الصفات الفيزيائية :

أ ـ العكر :

ينتج عكر الماء الجوفي عن وجود نسبة معينة من غرويات التربة وجسيمات

ودقائق معدنية عالقة أو منحلة فيه ، حيث تبعد منظره عن الشفافية ، تختلف حجوم هذه الدقائق والجسيمات فمنها الصغير والكبير والدقيق والمنحل بالماء . ترجع معظم الدراسات مصدرها في المياه الجوفية إلى ظروف تغذية المياه الجوفية ، وطبيعة السطح الذي تتدفق فوقه أثناء حركتها ، وإلى التركيب الفلزي للطبقة التي تتوضع ضمنها . يزداد عكر الماء الجوفي عند ارتشاح وتسرب مياه الأمطار والسيول إلى داخل الأرض عبر أقنية جوفية عريضة ، كما ينجم عن مختلف المركبات الكيمائية المنحلة في الماء التي تترسب عند ظروف مناسبة .

ب ـ اللـون :

ليس للماء الجوفي لون مميز ، لكنه عندما يتواجد بكميات كبيرة يكون لونه مائلاً للزرقة ، كما يكتسب هذا اللون عند تواجد مركبات الكالسيوم والمغنزيوم . تلعب الشوائب والجسيمات والمواد المنحلة فيه دوراً مميزاً في إكسابه لوناً محدداً ، فاللون الأخضر المائل للزرقة ينتج عن وجود مركبات الحديد في الماء ، وعـادة مايسبب وجود غاز كبريت الهيدروجين اللون الأخضر،ولدى وجود المركبات الدبالية يأخذ الماء اللون الأصفر ، أما اللون الأسود فيحدثه عادة وجود مركبات المنغنيز .

جـ ـ الرائحـة :

الماء الجوفي النقي عديم الرائحة ، غير أنه يكتسب أحياناً رائحة معينة جراء تسرب بعض المركبات إليه ، أو انحلال مادة فيه ، أو تفسخ مواد أخرى ، فعفونة الخشب لها رائحة معينة ، وتحلل المواد الدبالية لها رائحة مميزة ، وعادة ما تعطي الغازات المنطلقة عن التفسخ البكتيري للمواد الدبالية والعضوية رائحة معينة . إن احتواء الماء الجوفي على غاز كبريت الهيدروجين يعطيه رائحة البيض الفاسد ، كما تتصف المياه الغنية بالحوامض الدبالية برائحة مستنقعية خاصة .

د ـ المذاق او الطعم :

الماء الجوفي النقي ذو طعم مستساغ عادي ، عادة ما يكتسب مذاقاً أو طعماً

معيناً عند احتوائه على مركبات معينة بكميات محددة ، أو عند احتوائه على نسب محددة من الغازات المنحلة فيه ، فالطعم المالح ينجم عن وجود كلوريد الصوديوم والكبريتات ، والطعم المر سببه وجود كبريتات الصوديوم والمغنزيوم ، والمذاق الحلو ينجم عن وجود كمية كبيرة من المركبات الآزوتية ذات المنشأ العضوي ، والمذاق الحامض يصادف في مناطق المكامن الكبريتيدية .

هـ ـ الحرارة :

ترتبط درجة حرارة المياه الجوفية بعوامل متعددة أهمها : عمق الطبقة المائية ، ففي حالة المياه الجوفية غير العميقة الواقعة فوق نطاق درجات الحرارة السنوية شبه الثابتة ، يلاحظ أن درجة حرارة المياه الجوفية مرتبطة أساساً بدرجة العرض الجغرافي والشروط المناخية السائدة ، بالإضافة لجولان المياه الجوفية ، وتتغير درجة حرارتها وفق العوامل السابقة وبخاصة درجة حرارة الهواء . بينما ترتبط درجة حرارة المياه الجوفية العميقة بظروف تطبق الطبقات الحاملة للماء والتراكيب الجيولوجية ، والحركات البنائية ، وتقدّر تبعاً للتدرج الجيوحراري ، حيث بالإمكان أن ترتفع درجة حرارة هذه المياه فوق ١٠٠° م ، وأن تصعد إلى السطح على شكل أبخرة مائية حارة تزيد درجة حرارتها على ٦٠° م . تبعاً لما تقدم يلاحظ أن درجة حرارة المياه الجوفية تتراوح من (ـ ٥° م) بالنسبة للمياه عالية التعدن في مناطق التجمد الدائمة ، إلى أكثر من ١٠٠° م في مناطق البؤر البركانية النشطة . تؤثر درجة حرارة المياه الجوفية على لزوجتها وكثافتها وسرعة التفاعلات الكيميائية ومحتواها من الأملاح المنحلة والغازات .

تصنف المياه الجوفية تبعاً لدرجة حرارتها إلى مياه باردة جداً (حتى ١٠° م) وباردة (حتى ٢٠° م) ، ودافئة (حتى ٣٧° م) ، ودافئة جداً (حتى ٤٠° م) وحارة (حتى ٥٠° م) وحارة أكثر (حتى ٧٠° م) وأخيراً حارة جداً (أكثر من ٧٠° م) .

ق ـ الناقلية الكهربائية :

الماء النقي غير ناقل للكهرباء ، وتزداد الناقلية الكهربائية « Ec » بازدياد

محتوى الماء الجوفي من الأملاح والمواد المنحلة ، التي تعد بمثابة مواد متشردة ، وهي التي تسبب الناقلية الكهربائية • وكلما ازدادت نسبة المواد المتشردة ازدادت ناقلية الماء الجوفي للكهرباء أو ما يعرف أحياناً بالناقلية النوعية ، لذا فإن قياس الناقلية الكهربائية (أو النوعية) يمكن أن تعد بمثابة قياس لكمية الأملاح الذائبة في الماء الجوفي •

الناقلية الكهربائية للماء هي مقدار المقاومة بالأوم « Ohm » التي يبديها عمود من الماء طوله ١ سم ، ومساحة مقطعه ١ سم٢ في درجة حرارة محددة ، وعادة ما تكون ٢٥° م • تقاس الناقلية بوحدة معاكسة لوحدة المقاومة أي بوحدة الموز « Mhos » حيث :

١ موز/سم = ١٠٠٠ ميلي موز = ١٠٠٠٠٠٠ ميكرو موز •

ومن خلال معرفة قيمة الناقلية الكهربائية للمياه الجوفية يحدد محتواها الكلي من الأملاح وفق العلاقة :

كمية الأملاح الذائبة الكلية (ملغ/ل) = ٦٤ر٠ × الناقلية الكهربائية (ميكروموز/السم)

(١ ــ ٥)

باعتبار أن ١ ميلي موزاً/سم = ٦٤٠ جزءاً/المليون ppm = ٦٤٠ ملغ/ل = ٦٤ر٠ غ/ل ، أي أن كل ١ ميكروموزاً/السم = ٦٤ر٠ ملغ/ل •

تعد قيم الناقلية الكهربائية للمياه الجوفية مهمة جداً بالنسبة للصفات الفيزيائية لهذا الماء ، فهي التي تحدد صلاحيته للشرب ، أو الاستخدامات الصناعية ، أو استخدامه في المراجل البخارية والمسخنات الحرارية ، أو بالنسبة للري ، تصنف المياه الجوفية تبعاً لناقليتها الكهربائية إلى :

١ ــ مياه قليلة الملوحة : (Ec) أقل من ٢٥٠ ميكروموزاً/السم •

٢ ــ مياه متوسطة الملوحة : (Ec) فيما بين ٢٥٠ ــ ٧٥٠ ميكروموزاً/السم

٣ ــ مياه عالية الملوحة : (Ec) فيما بين ٧٥٠ ــ ٢٢٥٠ ميكروموزا/السم

٤ ــ محاليل ملحية : (Ec) تفوق ٢٢٥٠ ميكروموزا/السم •

و ــ الخلاصة الجافة :

تعد الخلاصة الجافة (TDS) ، التي يحصل عليها لدى تسخين الماء الجوفي حتى ١٠٠° م ، بمثابة قياس أكثر دقة لمحتوى الماء الجوفي من الأملاح من الطريقة السابقة • كلما ازدادت الخلاصة الجافة تدنت الصفات الفيزيائية للمياه الجوفية • تتلخص طريقة حساب الخلاصة الجافة بوزن كمية معينة من المياه الجوفية (١ ليتراً) موضوعة في وعاء موزون بدقة وهو فارغ ، يغلى الماء لمدة نصف ساعة ، ويرشح في طبق ترشيح دقيق موزون بدقة • يدخل طبق الترشيح والوعاء المعروف وزنهما سابقاً إلى الفرن ، حيث يجففان بدرجة حرارة ١٠٥° م لمدة ساعة ، ثم يوزنان ، ويكون الفرق في مجموع وزنيهما قبل وبعد التجفيف هو وزن الخلاصة الجافة التي تقدر بالملغ/ل • تبعاً لذلك تصنف المياه الجوفية إلى :

١ ــ مياه عذبة : TDS < ١ غ/ل •

٢ ــ مياه حاوية على أملاح تصل إلى ١ غ/ل (١٠٠٠ ملغ/ل) •

٣ ــ مياه ضعيفة الملوحة : (TDS) من ١ ــ ٥ غ/ل •

٤ ــ مياه مالحة : (TDS) من ٥ ــ ١٠ غ/ل •

٥ ــ مياه عالية الملوحة : (TDS) من ١٠ ــ ٥٠ غ/ل •

٦ ــ محاليل ملحية : (TDS) أكثر من ٥٠ غ/ل •

٥ــ٥ــ٢ــ التركيب الكيماني :

تتحدد الصفات الكيميائية للمياه الجوفية من خلال دراسة تطبق قطاعات التربة ونسبة تواجد الهواء في مساماتها ، حيث يرشح الماء خلالها ، بالإضافة إلى التركيب الفازي والتطبق الصخري ، حيث يتسرب الماء ضمنها ، أو يجري فوقها ،

أو يتجمع بتماس معها • تميل نسبة تواجد الايونات في المياه الجوفية للزيادة مع طول المجرى المائي الضمني الذي تتدفق فيه قبل أن تتجمع في الطبقات الخازنة •

المياه الجوفية محلول يحتوي العديد من الايونات المحلولة فيه ، وبعض الغازات والعناصر المشعة ، كما يمكن أن تتواجد فيه بعض المواد العضوية ، والعضويات المجهرية وبعض المواد المعلقة • تنحل جزيئات الأملاح في المحلول المائي إلى ايونات موجبة (كاتيونات) وايونات سالبة (انيونات) ، وغالباً ما تتواجد بكميات متكافئة • يلاحظ غالباً وجود انيونات الكلور (Cl^-) والكبريتات (SO_4^{--}) والكربونات (CO_3^{--}) والبيكربونات (HCO_3^-) . أما الكاتيونات الرئيسة فتتمثل بكاتيونات الصوديوم (Na^+) والكالسيوم (Ca^{++}) والمغنزيوم (Mg^{++}) والحديد (Fe^{++}) • تتواجد أيضاً بعض الغازات المحلولة مثل الأوكسجين (O_2) وغاز ثاني أوكسيد الكربون (CO_2) وكبريتيد الهيدروجين (H_2S) والنتروجين (N) ومركباته مثل : أنيون النتريت (NO_2^-) والنترات (NO_3^-) وكاتيون الأمونيوم (NH_4^+) .

يعد ماء المطر محلولاً شائباً غير صاف تماماً يحتوي على نسب ضئيلة من الجزيئات المعدنية المنحلة ، حيث يزداد تركيزها بازدياد درجة التبخر من مياه المطر ، وباستمرار التبخر يزداد تركيز الايونات الرئيسة باستثناء الكالسيوم والبيكربونات، وذلك خلال دورة المياه المتمثلة بوصول مياه المطر إلى الطبقات المائية ، ويوضح الجدول (٥ ـ ١) ذلك •

عندما يرشح ماء المطر عبر مسامات التربة ، ويصبح في تماس مباشر مع هواء التربة تظهر بعض التغيرات على التركيب الكيمائي لهذا الماء نتيجة حدوث تفاعلات عديدة تتضمن تغير نسب كربونات الكالسيوم والمغنزيوم وحمض الكربون بشكل أساسي • فالكربونات قليلة الانحلال بالماء النقي ولكن درجة انحلالها تزداد بوجود إيون الهيدروجين• إن المصدر الرئيس لهذا الايون وجود غاز ثاني أوكسيد الكربون في التربة ، ويمكن أن نعبر عن التفاعل الحاصل كما يلي :

جدول (٥ ـ ١): موازنة بين التركيب الكيميائي لمياه المطر ومياه الفوهات الطباشيرية

ملغ/ل (عن Rodda etal, 1976)

	المطر	تركيب الماء الراشح*	محتوى المياه عند خروجها إلى السطح
الكالسيوم	١,٤	٣,٩	١٠٠
المغنزيوم	٠,٣	٠,٨	٢
الصوديوم	١,٨	٥	١٠
البوتاسيوم	٠,٣	٠,٨	١
البيكربونات	-	-	٢٨٠
السلفات	٦,٣	١٧,٦	١٥
الكلوريد	٣,١	٨,٧	١٥
النترات NO3	١,٨	١١,٢	٢٠
الأمونيا N	٠,٥	-	٣

* بعد ازدياد تركيزها بفعل التبخر والنتح.

$$H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3 \qquad (٥ - ٢)$$

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \qquad (٥ - ٣)$$

$$CaCO_3 + H^+ \rightleftharpoons Ca^{++} + HCO_3^- \qquad (٥ - ٤)$$

يتوافر غاز ثاني أوكسيد الكربون في التربة بشكل كبير ، حيث يفوق تركيزه هنا تركيزه في الهواء الجوي بنحو ثلاثين مرة • يسبب تركيز (CO_2) في الهواء

الجوي ضغطاً جزئياً يقدر بـ ٣ × ١٠-٤ ض ج ، وهذا بإمكانه حل كمية ضئيلة من الكالسيوم لا تتعدى ٢٠ ــ ٣٠ ملغ/ل • بينما يحتوي هواء التربة على نسبة ١ ــ ٥٪ من تركيبه غاز (CO_2) نتيجة تنفس الجذور النباتية ، والتفسخ البيولوجي الموضعي للمادة العضوية ، وهذا بإمكانه أن يحل ١٠٠ ملغ/ل من الكالسيوم •

إن عملية انحلال كربونات الكالسيوم بوساطة حمض الكربون والأحماض العضوية الموجودة في التربة هو التفاعل الفعّال والمسيطر في الصخور الكلسية وصخور الحجر الرملي ، ونتيجة لذلك يغلب على المياه الجوفية في العروض المعتدلة صنف المياه البيكربوناتية الكلسية • كما تنحل كربونات المغنيزيوم بالطريقة نفسها عند تواجدها ، مع العلم أنها أكثر انحلالاً بالماء بالموازنة مع كربونات الكالسيوم • أما الكربونات الثنائية $CaMg(CO_3)_2$ فهي أقل انحلالاً بالماء بالموازنة مع كربونات الكالسيوم والمغنزيوم • يظهر قسم كبير من محلول الكربونات في القسم العلوي من النطاق غير المشبع ، وبشكل رئيسي إذا كان جريان وتدفق المياه يتم ضمن وسط حبيبي ، أو خلال نظام الشقوق الناعمة الدقيقة • يكون الماء تحت مستوى الماء الأرضي مشبعاً لحد ما بكربونات الكالسيوم ونتيجة للتفاعلات الكيمائية ، ولتغير ظروف الضغط والحرارة يظهر المحلول الكربوناتي في النطاق المشبع•وفي هذا الوسط يحدث امتزاج المحاليل المشبعة ببيكربونات الكالسيوم (محاليل تتضمن تراكيز مختلفة للبيكربونات) وينطلق غاز (CO_2) الذي يحل كميات إضافية من الكربونات • يحدث هذا لأن العملية تحتاج إلى نسب ضئيلة من غاز (CO_2) بغية المحافظة على توازن المزيج ، بينما يحتاج إلى كميات كبيرة من هذا الغاز في حالة المحاليل المنفصلة • إن المحاليل التي تتبع مسالك تحت أرضية كثيرة التعرج تتعرض لعمليات الخلط والمزج بصورة مستمرة ، ولهذه الظاهرة أهمية كبيرة بالنسبة لمحاليل الصخور الكلسية •

توجد كميات قليلة من سلفيدات الفلزات الثقيلة في الصخور ، لاسيما الصخور الغضارية والصخور الطينية الصلدة ، والأتربة المشتقة عنهم ، حيث تتعرض هذه

الفلزات لعمليات الأكسدة أثناء عمليات التجوية بمساعدة البكتيريا المؤكسدة للكبريت ، حيث ينتج عن هذا التفاعل حمض الكبريت ، وفي حال وجود كربونات الكالسيوم والمغنزيوم تتشكل كبريتات الكالسيوم والمغنزيوم، والتي بدورها تتعرض للانحلال خلال دورة المياه الجوفية ، تأخذ هذه التفاعلات الصيغ التالية :

$$2FeS_2 + H_2O + 7O_2 \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4 \qquad (٥ - ٥)$$

$$CaCO_3 + H_2SO_4 \rightarrow CaSO_4 + CO_2 \qquad (٥ - ٦)$$

يعد ماء المطر المصدر الرئيس للكلوريد في المياه الجوفية ، بالإضافة لانحلال كميات قليلة من الكلوريدات الداخلة في تركيب الصخور ، ومن المياه البحيرية المحتبسة ضمن التوضعات الرسوبية البحرية ، والتي تعدلت صفاتها . بينما يعزى إلى أكسدة البكتيريا لنتروجين المادة العضوية تواجد النترات في المياه الجوفية ، وباختصار يلاحظ أن مياه المطر ، والتفاعلات الكيمائية الموضحة سابقاً ، هي المصدر الرئيس للعناصر الكيمائية التي تحتويها المياه الجوفية ضمن الصخور الكلسية والرمليـــة .

تتعرض الصفات الكيمائية للمياه الجوفية المتدفقة إلى السطح للعديد من التعديلات أثناء حركتها ضمن الطبقات النفوذة وشبه النفوذة التي تقع تحت طبقة صادة للماء ، أو شبه كتيمة . يتمثل التحول الأساسي بتبدل عسر الماء الحاوي على بيكربونات الكالسيوم إلى النمـــوذج القلوي الغني بالصوديوم نتيجة التبـــادل الايوني . كما تتعاظم حدة تفاعلات المحاليل ضمن الطبقات المائية فيما إذا كان الماء الذي يغذي هذه الطبقات حمضياً . غالباً ما يحتوي الماء الذي يغذي الطبقات المائية على إيونات السلفات بشكل متوازن مع إيونات الكالسيوم وإيونات المغنزيوم ، وهذا النموذج من التغذية المائية يزيد عسر الماء الناجم عن غياب الكربونات . إن التحول الأولي الذي يرافق تدفق الماء خلال الطبقات المائية الواقعة تحت الطبقات الكتيمة ، غالباً ما يتمثل بزيادة في إيونات البيكربونات ، والسلفات المصاحبة لزيادة الايونات الأرضية القلوية .

٥ـ٦ـ الأشكال المختلفة لتواجد المـاء في الصخور :

يتواجد الماء الجوفي في المسامات والفراغات والشقوق والأقنية الصخرية ، إمّا على هيئة بخار ، أو أبخرة مائية ، أو بشكل صلب ، أو سائل تبعاً لظروف الضغط والحرارة .

٥ـ٦ـ١ـ بخـار المـاء :

يتواجد بخار الماء في الهواء الموجود ضمن فراغات الصخور المشغولة جزئياً بالماء ، وتعتمد نسبته على كمية الماء الجوفي ، وعلى درجة الحرارة ، وقيم الرطوبة ، أو ضغط بخار الماء في هواء التربة أو الصخور المرتبط بدرجة الحرارة السائدة . يتبخر الماء الجوفي عند أي درجة حرارة مادام هناك عجز في ضغط بخار الماء ، ويتوقف التبخر عند انعدام هذا العجز ، أو الوصول لمرحلة الإشباع ، ويلاحظ هذا بوضوح في الطبقات السطحية حيث مصدر الحرارة خارجي ، وقسم من بخار الماء يأتي من الغلاف الجوي . بينما يحدث التبخر من المياه الجوفية العميقة بسبب ارتفاع درجة الحرارة فوق درجة الغليان ، لاسيما في مناطق البؤر البركانية ، أو في بعض المواقع ، حيث ترتفع أبخرة الماء عبر الفواصم والشقوق إلى سطح الأرض. يتحرك بخار الماء في الفراغات الصخرية من المواقع ذات الضغط العالي للبخار إلى المواقع ذات الضغط المنخفض ، لذا يمكن أن يسهم ذلك ، عند حدوث التكاثف في إعادة توزيع المياه الجوفية .

٥ـ٦ـ٢ـ الماء الصلب أو الجليد :

تؤثر درجة الحرارة ، والموقع الجغرافي تأثيراً مباشراً في ظهور وامتداد النطاقات الحاوية على المياه الجوفية بحالتها الصلبة . كما تسهم قيم الضغط بذلك . ففي منطقة التجمدالدائمة توجد المياه الجوفية بحالتها الصلبة في الصخور المتجمدة على شكل عدسات ضخمة متجاورة مع مياه جوفية مفرطة البرودة (حرارتها أقل من الصفر) . كما يتواجد الماء بحالته الصلبة في المناطق الجبلية المرتفعة من النطاق البارد خلال فصل الشتاء ، إلا أن امتداده محدود قد لا يتعدى بضعة سنتمترات .

٥-٦-٣- الماء الحر :

تعرّف المياه الحرة ، أو الطليقة Free Water ، أو مياه الثقالة ، أو مياه الجاذبية الأرضية Gravititional Water على أنها المياه السائلة التي تتحرك بفعل قوة الجاذبية الأرضية،وقوة الشد المطبقة عليها ضعيفةجداً، تقل عادة عن ١ر٠ض ج٠ يختلف حجم الماء هنا حسب حجم الفراغات المسامية وتوزعها ، وعادة ما يملأ كافة الفراغات والفواصل الموجودة ضمن الصخور ، وأثناء حركته يتحرك باتجاه الأعماق ليصل إلى مستوى المياه الجوفية حيث يتوضع هناك مساهماً بتغذيتها ٠

٥-٦-٤- الماء المقيد فيزيائياً :

يرتبط هذا الماء بحبيبات التربة والذرات المكونة للسطوح الصخرية بقوى ارتباط قوية جداً ، ويقسم عادة إلى قسمين هما : المياه الهيغروسكوبية والمياه الغشائية ٠

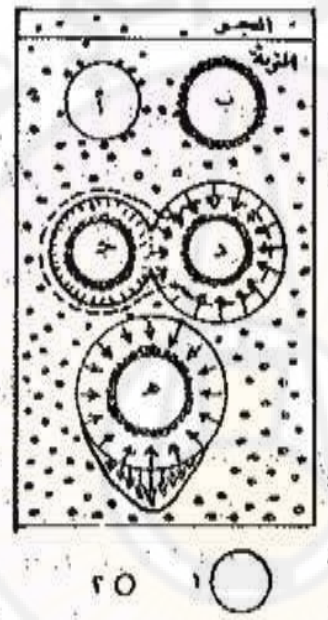
أ - المياه المدمصة أو المياه الهيغروسكوبية :

يُدمص جزء من بخار الماء على سطوح حبيبات التربة والصخور ، وتحجز على هذه السطوح بفعل قوى التلاصق الجزيئية والكهربائية ٠ تعتمد هذه الكمية على درجة تشبع هواء التربة والصخور ببخار الماء ودرجة الحرارة ، وطبيعة التربة والصخور ، فالأتربة الطينية تحتوي على ماء هيغروسكوبي أكثر من الترب الرملية ، والصخور الغضارية أكثر من الصخور الرملية حيث تختلف نسبته حسب التركيب الحبيبي للصخور ٠ وفي الحالات التي يقل فيها أو ينعدم العجز في ضغط بخار الماء لهواء التربة أو الصخور تتعاظم مقدرة الذرات في ادمصاص الماء حيث تتجمع على سطوح هذه الذرات أقصى كمية من البخار ، عندها تكون هذه الذرات قد وصلت حداً يدعى بالهيغروسكوبية العظمى ٠

ب - الماء الغشائي :

يلاحظ الماء الغشائي بوضوح عند ازدياد نسبة بخار الماء في هواء التربة ،

حيث تتجمع طبقات رقيقة من الماء فوق حبيبات التربة وجسيمات الصخور فوق الماء الهيغروسكوبي على هيئة أغشية مائية متناهية في الصغر ، حيث يحجز هذا الماء بفعل قوى التجاذب الجزئي ، والتي ما تفوق عادة قوة الجاذبية الأرضية . وعندما تزداد ثخانة هذه الأغشية المائية ينتقل الماء الغشائي من ذرة لأخرى ، ومن جسيم لآخر ، من الأكثر رطوبة إلى الأقل رطوبة . ترتبط نسبة تواجد الماء الغشائي بالتركيب الحبيبي للصخور ، حيث تتعاظم نسبته في الصخور الناعمة الحبيبات عنها في الصخور الخشنة الحبيبات (شكل ٥ ــ ٢) .



٢٥ ١

آ : ماء مسترطب ، ب : ماء ذو استرطاب أعظمي
جـ ، د : ماء غشائي ، هـ : ماء جار بالمثقل
١ ــ ماء حقيد ٢ ــ ماء طليق

شكل (٥-٢) : الأنواع المختلفة للماء في الصخور

٥ــ٦ــ٥ــ الماء المرتبط كيميائياً :

تدخل هذه المياه في تركيب وتكوين النسق البلوري للمعادن المشكلة للصخور إمّا على هيئة ايونات أو جزيئات وتقسم إلى ماء التبلور وماء التكوين .

أ ـ مـاء التبـلور :

يعرف ماء التبلور على أنه الماء الداخل في تركيب النسق البلوري لبعض المعادن المؤلفة للصخور على هيئة جزيئات مائية (H_2O) مثل الميرابيليت $Na_2SO_4 . 10H_2O$ الذي يحتوي ٩ر٥٥٪ ماء • والبوكسيت $Al_2O_3 . 2H_2O$ الذي يحتوي ١ر٢٦٪ ماء ، والجبس $CaSO_4 . 2H_2O$ الذي يحتوي ٩ر٢٠٪ من وزنه ماء • ينفصل ماء التبلور عند تسخين الصخور لدرجة حرارة تتراوح بين ١٥٠ ـ ٣٠٠° م •

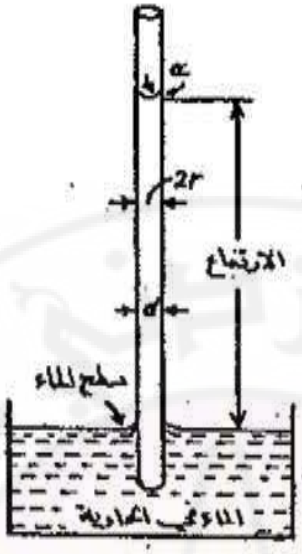
ب ـ مـاء التكوين :

يدخل ماء التكوين في النسق البلوري للمعادن على هيئة إيونات الهيدروجين ، أو الهيدروكسيل ، أو الأوكسجين مثـل الموسكوفيت $K Al_2 (Al Si_3 O_{10}) (OH)_2$ والدياسبور • وينفصل عند درجة حرارة تفوق ٣٠٠° م ، حيث تتحـد ايونات الهيدروكسيل والهيدروجين مكونة جزيء الماء •

٥ـ٦ـ٦ـ المـاء الشعري :

سميت المياه الشعرية كناية عن الخاصّية التي يتمتع بهـا الماء ، والمتمثلة بارتفاعه ضمن الأنابيب الشعرية الدقيقة بفعل قوة التوتر السطحي للماء التي تفوق قوة الجاذبية الأرضية • يلاحظ في الشكل (٥ ـ ٣) أن الماء الموجود في الأنبوب ثابت عند ارتفاع « ht » فوق مستوى الماء في الوعاء • إن ارتفاع وثبات المـاء يعتمدان على قوى الالتصاق Cohesion بين جزيئات الماء ، وعلى الادمصاص بين جزيئات السائل وجدران الجسم الصلب • نظراً لتساوي قيم الضغط الجوي في الهواء وعلى جسم السائل ، وكونها أعلى من قيمة الضغط الجوي تحت سطح الماء في الأنبوب ، يلاحظ أن مستوى الماء في الأنبوب يأخذ شكلاً مقعراً ، ويعرف هذا السطح بسطح الانفصال المنحني •

يتوقف الاختلاف في قيم الضغط الجوي « ΔP » عبر سطح الانفصال على



شكل (٥-٣) : مخطط توضيحي يبين إرتفاع الماء
في الأنابيب الشعرية.

كل من التوتر السطحي « T » وعلى نصف قطر الأنبوب « r » حيث يتناسب طرداً مع قيمة التوتر السطحي ، وعكساً مع نصف قطر الأنبوب ، أي :

$$\Delta P = \frac{2T}{r} \qquad (٥-٧)$$

يستمر ارتفاع الماء في الأنبوب حتى الوصول لمرحلة التوازن بين القوى التي ترفع الماء للأعلى والقوى التي تشده للأسفل :

Fu : القوى الإجمالية التي ترفع الماء للأعلى .

Fd : القوى الإجمالية التي تجذب الماء للأسفل .

وعند الوصول لمرحلة الثبات فإن : $Fu = Fd$.

إن القوى التي تجذب الماء للأعلى هي :

$$Fu = 2\pi r \cdot T \cdot \cos \hat{a} \qquad (٥ - ٨)$$

إذا افترضنا أن قيمة زاوية الاتصال بين جزيئات الماء وجدران الأنبوب $\hat{a}$ مساوية الصفر ($\cos \hat{a} = 1$) فإن محصلة القوى الجاذبة للأعلى هي جداء محيط الأنبوب ($2\pi r$) والتوتر السطحي « T » .

أما القوى الجاذبة للأسفل فتساوي جداء حجم الماء ووزنه النوعي :

$$Fd = V \cdot \alpha \qquad (٥ - ٩)$$

$$V = \pi r^2 \, ht \quad (\text{مساحة القاعدة} \times \text{الارتفاع}) \qquad (٥ - ١٠)$$

$$Fd = \pi r^2 ht \cdot \alpha \qquad (٥ - ١١)$$

وفي حالة ثبات مستوى الماء فإن :

$$Fd = Fu \rightarrow 2\pi r \cdot T = \pi r^2 \cdot ht \cdot \alpha \qquad (٥ - ١٢)$$

$$ht = 2\pi r \cdot T / \pi r^2 \cdot \alpha = 2T / r \cdot \alpha \qquad (٥ - ١٣)$$

تمثل « ht » الارتفاع الذي سيصل إليه الماء في الأنبوب الشعري ذي نصف القطر « r » نتيجة للتوتر السطحي للماء « T » وعادة ما يسمى عبارة الجهد الرأسي للماء Tension-Head . وعند استخدام الوحدات القياسية لـ « T » و « α » ولأن قيمة التوتر السطحي للماء ٧٥٫٦ ديناً/السم ووزنه النوعي α = ٩٨٠ دين/م^3 ينتج لدينا :

$$ht = 2 \times 75.6 / 980 \, r \qquad (٥ - ١٤)$$

$$ht = 0.15 / r \qquad (٥ - ١٥)$$

تعطينا العلاقة (٥ ــ ١٥) مقدار الارتفاع بالسم الذي يصل إليه عمود الماء في الدرجة + ٤ م في أنابيب شعرية تصف قطرها « r » سم ، وجد كين (Keen) أن الارتفاع الأقصى الذي تصل المياه بفعل الخاصة الشعرية في التربة مقدراً بالسم يقدّر من خلال العلاقة التالية :

$$ht = 0.75 / r = 1.5 / d \qquad (٥ - ١٦)$$

حيث تمثل « r » نصف قطر حبيبات التربة بالملم و « d » قطر حبيبات التربة بالملم .

يعتمد ارتفاع الماء الشعري في الصخور على التركيب الميكانيكي للصخور وقطر المسامات ، فكلما قلّ حجم الحبيبات المكونة للصخور ازداد ارتفاع الماء بوساطة الخاصة الشعرية ، ويقدّر ارتفاع الماء الشعري بالنسبة لأنواع مختلفة من الصخور الهشة وفق ما يلي :

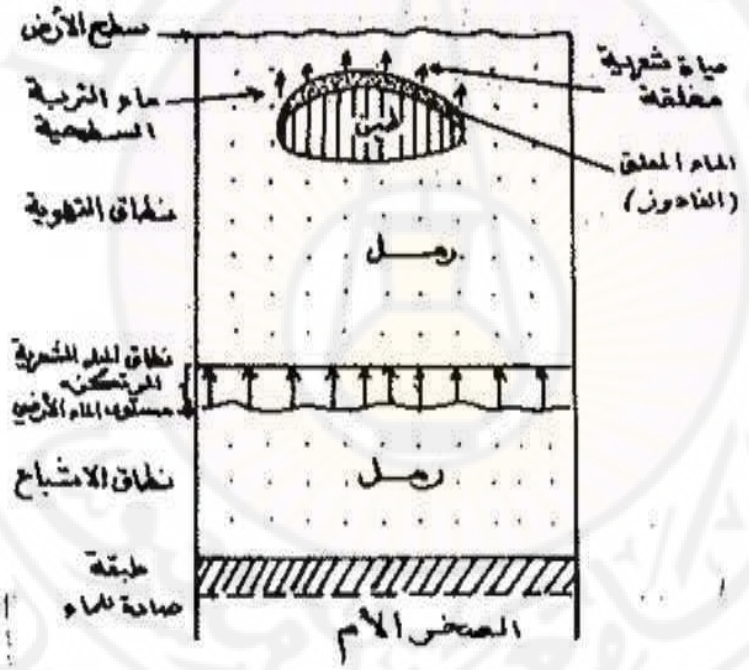
رمل خشن	١٢ ــ ١٥ سم
رمل متوسط الخشونة	٤٠ ــ ٥٠ سم
رمل ناعم	٩٠ ــ ١١٠ سم
طفال رملي	١٧٥ ــ ٢٠٠ سم
طين رملي خفيف	٢٢٥ ــ ٢٥٠ سم

يمكن ، مما تقدم ، تعريف الماء الشعري على أنه ذلك الجزء من ماء التربة السائل الذي يملأ المسامات والفراغات والأقنية والشقوق الدقيقة في التربة والصخور ، ويتحرك للأعلى حتى تتساوى قوة التوتر السطحي للماء مع قوة الجاذبية الأرضية . يحتل ارتفاع الماء الشعري في الأتربة والصخور أهمية كبيرة لابدّ من وضعها في الحسبان عند تخفيض مستوى الماء الجوفي ، والحد من تشكل المستنقعات ، أو تجفيفها ، والتحكم بملوحة الأراضي الزراعية ، وتجفيف المناطق

التي سيشاد عليها منشآت صناعية أو خطوط نقل . يميز عادة بين نوعين من المياه الشعرية : المياه الشعرية المعلقة ، والمياه الشعرية المرتكزة .

أ ـ المياه الشعرية المعلقة :

عند تسرب أو ارتشاح مياه المطر تتشبع جزيئات التربة وصخورها في نطاق التهوية بالماء المرتبط فيزيائياً ، وترتفع مياه الخاصة الشعرية للأعلى ، كما ترتفع في هذا النطاق فوق مستوى المياه المعلقة (شكل ٥ ـ ٤) أي أن المياه الشعرية المعلقة هي المياه الموجودة في نطاق التهوية، وليس لها أي ارتباط مع مستوى المياه الجوفية.



شكل (٥-٤): مياه التربة السطحية والجوفية ومجال المياه المعلقة والمرتكزة.

ب ـ المياه الشعرية المرتكزة :

يقصد بها المياه الشعرية المرتفعة فوق مستوى المياه الجوفية ، وترتكز على هذا المستوى ، وعادة ما تشكل نطاقاً شبه رطب يفصل بين النطاق الرطب الواقع دونها في نطاق الإشباع ، والنطاق الجاف الواقع فوقها في نطاق التهوية . يعتمد مقدار ارتفاع الماء هنا على مستوى الماء الأرضي وعلى حجم الفراغ المسامي ، والتركيب الحبيبي للصخور .

٥ـ٧ـ الطبقات المائية :

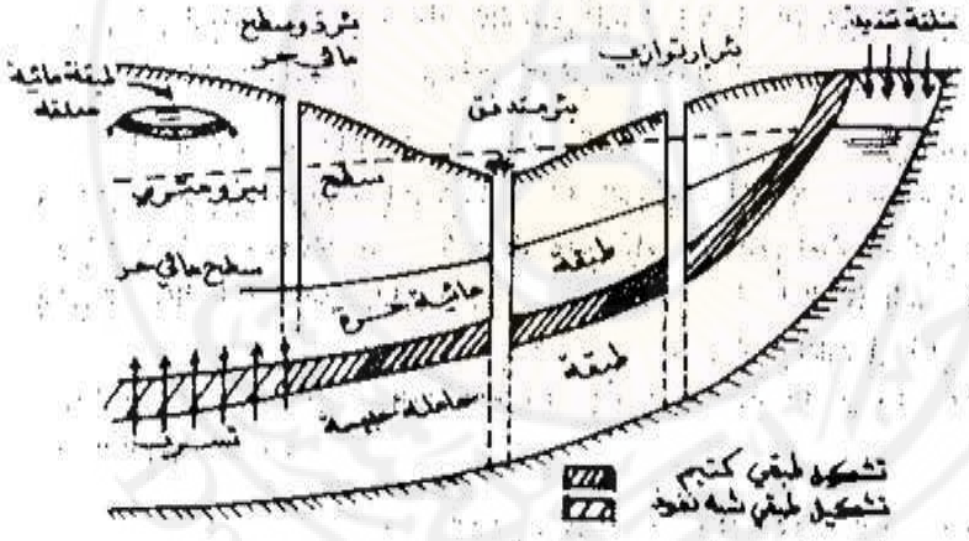
الطبقة المائية ، أو الطبقة الحاملة للماء « Aquifer » هي تشكيل جيولوجي نفوذ يشكل أقنية لنقل أو خزن كميات من المياه الجوفية يمكن ضخها بوساطة الآبار بمعدل اقتصادي ، مثال ذلك التوضعات اللحقية الحصوية والرملية ، والتوضعات البحيرية والجليدية والصخور الرملية ، وصخور الحجر الكلسي التي تحتوي على التجاويف والكهوف المتشكلة بفعل المياه الحامضية والصخور الغرانيتية الحاوية على شقوق وفواصم ، والبازلت المتشقق والاردواز (Slates) .

وعلى العكس من ذلك ، تعرف الطبقة المانعة « Aquiclude » على أنها تشكيل جيولوجي يحتوي كميات كبيرة من الماء الجوفي ، ولكن لا يسمح بإمراره بكميات كبيرة ، وبمعدلات تسمح باستثمار هذه المياه ، أو لدعم تصاريف الينابيع الكبيرة ، مثال ذلك الطين والطين الصفحي (Shales) . أما الطبقة الصماء « Aquifuge » فهي تشكيل جيولوجي لا يضم مسامات أو فراغات أو أقنية ضمنية يتصل بعضها ببعض ، وبالتالي لا تستطيع امتصاص أو نقل الماء ضمنها ، مثال ذلك البازلت والغرانيت .

عندما تحاط الطبقة المائية من الأعلى والأسفل بتشكيلات كتيمة تدعى بطبقة المياه الارتوازية Artesian ، أو الحبيسة Confined ، أو المضغوطة Pressure وتكون قيمة الضاغط المائي لهذه المياه عالية بحيث تفوق قيمة الضغط الجوي . عندما تخترق الآبار الطبقة الكتيمة العليا يتوضع الماء الجوفي في هذه الآبار عند

مستوى يفوق مستوى السطح السفلي للطبقة الكتيمة العليا ، ويسمى هذا المستوى الوهمي المستوى البيزومتري (روفائيل وسعيد زهراء ، ١٩٨٨ Raghunath, 1985) .

تعرف الطبقات الحاملة للمياه الحرة Free Water أو الطبقات غير الحبيسة Unconfined بأنها تشكيلات حاملة لمياه حرة ، سطحها العلوي غير محدد بطبقة كتيمة ، بحيث يخضع مستوى الماء الحر لتأثير الضغط الجوي ، وهنا يجب التمييز بين الطبقات المائية الحرة المتوضعة فوق الطبقات الكتيمة والتي تشكل خزاناً جوفياً ضخماً ضمن نطاق الإشباع ، وبين الطبقات المائية الحرة المعلقة Perched aquifer حيث تتوضع المياه المحدودة فوق عدسات كتيمة في نطاق التهوية والشكل (٥ ــ ٥) يوضح الطبقات المائية بأنواعها المختلفة .



شكل (٥ - ٥) : شكل تخطيطي لأنواع الطبقات الحاملة للماء وآبار المراقبة

٥ـ٨ـ الخصائص الهيدروجيولوجية والهيدروليكية للطبقات المائية :

تتحدد الخواص العامة للطبقات المائية بحجم الفراغ المسامي ونفوذيتها ، وبالتالي إمكان خزن الماء « Store » أو نقـله Transmit ، وبالتالي الإنتاجية أو التصريف Discharge أو Yield .

آ ـ المساميـة :

تعد المسامية « Porosity » من أهم خصائص التربة ، ومن أهم الخصائص الهيدروجيولوجية للصخور ، تلك التي تحدد علاقة التربة والصخور بالماء . يقصد بالمسامية إجمالي الفراغ المسامي ، أو المسامات الشعرية الموجودة في الصخور ، بينما يقصد بالمسامية الشعرية للصخور على أنها إجمالي المسامات الدقيقة في الصخور الرخوة الهشة التي يتراوح قطرها بين ٠ر٢٥ ـ ١ ملم ، أو مجموع الشقوق الشعرية التي يتراوح عرضها بين ٠ر٠٠٠١ ـ ٠ر٢٥ ملم في الصخور القاسية المتماسكة والمترابطة في الاتجاهين الأفقي والشاقولي . تختلف قيم المسامية في التربة والصخور حسب حجم الحبيبات الداخلة في تركيب التربة والصخور ، وحسب ترتيب هذه الحبيبات .

يرى بعضهم ضرورة استخدام مفهوم آخر وهو « التجويفية » أو « البثرية » ويختلف عن المسامية كونه يتضمن الحجم الإجمالي للفراغات المسامية والشقوق ذات الأبعاد المختلفة والأقنية الضيقة والتجاويف بمختلف أنواعها الموجودة في التربة والصخور . تتساوى قيم المسامية والتجويفية عندما تكون الصخور متماسكة غير متشققة ، شقوقها شعرية ناعمة يقل قطرها عن ٠ر٢٥ ملم بينما تزيد قيم التجويفية قيم المسامية في الصخور البيكربوناتية والكربوناتية التي تتعرض لعمليات التحلل الكارستي ، حيث تتطور الشقوق والتجاويف والفراغات جراء تحلل الكالسيوم بوجود غاز ثاني أوكسيد الكربون .

تشير الدراسات المتخصصة إلى ضرورة عدم التفريق بين هذين المفهومين في الدراسات الهيدروجيولوجية ، وعد مفهوم المسامية تعبيراً عن الحجم الإجمالي لكل

الفراغات الموجودة في الصخور بغض النظر عن أبعادها ، وتقيس المسامية هذه الفراغات وفق القانون التالي :

$$n = w / v \qquad (٥ - ١٧)$$

w : حجم الفراغات المشغولة بالماء والهواء (أو حجم الماء الضروري لملء كل الفراغات) .

v : الحجم الكلي للصخر .

وعادة ما يعبّر عن المسامية كنسبة مئوية :

$$a\% = (w / v) 100 \qquad (٥ - ١٨)$$

ويوضح الجدول (٥ ــ ٢) قيم النسبة المئوية للمسامية لبعض التشكيلات الرسوبية .

عندما يتم ضخ قسم من المياه الجوفية ، أو تصرف من تشكيل ما ، يحتجز جزء من المياه بوساطة القوى الجزيئية وقوى التوتر السطحي ، ويعرف بالاحتباس النوعي « Specific retention » ويعبّر عن ذلك كنسبة مئوية :

$$Sr\% = 100 (wr / v) \qquad (٥ - ١٩)$$

wr : حجم الفراغات المملوءة بالماء المحجوز أو المقيد .

أما بالنسبة للماء الحر ، أو ماء الجاذبية الأرضية ، فإنه يشغل حجماً معيناً من الفراغ المسامي ويطلق عليه اسم « المسامية الفعالة » Effective porosity أو « الإنتاج النوعي » Specific yield وتحسب وفق العلاقة التالية :

$$Sy\% = 100 (wy / v) \qquad (٥ - ٢٠)$$

wy : حجم الماء المصروف بفعل الجاذبية الأرضية (الماء الحر) .

وتبعاً لما تقدم :

$$a = Sr + Sy \qquad (٥ - ٢١)$$

جدول (٥ ـ ٢): النسبة المئوية للمسامية الإجمالية لبعض التشكيلات الرسوبية

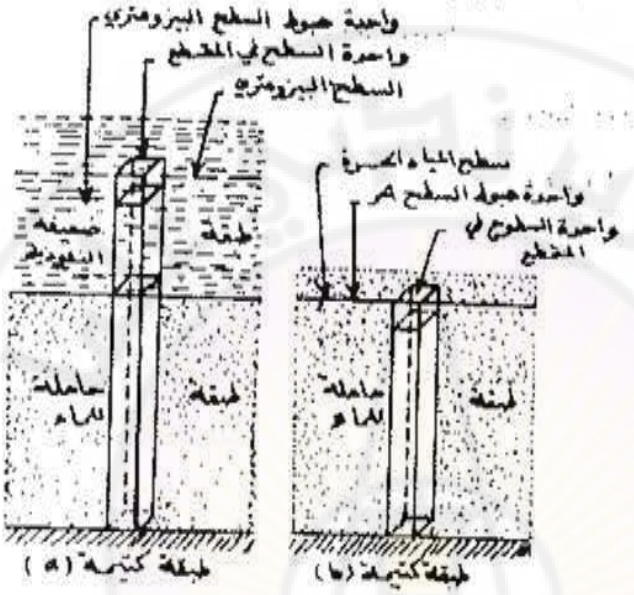
(عن Todd,1964)

المادة	المسامية %
الترب	٥٠ ـ ٦٠
الطين	٤٥ ـ ٥٥
السلت	٤٠ ـ ٥٠
رمل ذو قوام متوسط إلى خشن	٣٥ ـ ٤٠
رمل متجانس	٣٠ ـ ٤٠
رمل ذو قوام ناعم إلى متوسط	٣٠ ـ ٣٥
حصى	٣٠ ـ ٤٠
حصى مع رمال	٢٠ ـ ٣٥
حجر رملي	١٠ ـ ٢٠
طين صفائحي	١ ـ ١٠
حجر كلسي	١ ـ ١٠

ب ـ معامل التخزين « S » :

تحدد مسامية الطبقة المائية إمكان خزن الماء فيها ، وقابلية التخزين لطبقة مائية يدعى « معامل التخزين Storage Coefficient » الذي يعرّف على أنه حجم الماء المصروف أو المستخلص من عمود مائي ضمن الطبقة المائية ، مساحة مقطعه واحدة المساحات ، أو ذلك الحجم الذي يمكن تغذية هذا العمود به ، وذلك من

أجل انخفاض ، أو ارتفاع مقداره واحدة الأطوال في السطح البيزومتري للطبقات المائية المقيدة ، أو لمستوى الماء الحر في الطبقات المائية الحرة ، والشكل (٥ ــ ٦) يوضح ذلك .



شكل (٥ - ٦) مخطط يوضح تعريف عامل التخزين للطبقة ارتوازية (أ) وللطبقة حرة (ب)
عن (Todd 1964)

يعرّف التخزين النوعي Specific Storativity « Ss » على أنه حجم الماء المسحوب أو المضاف في وحدة الحجم من الطبقة المائية من أجل انخفاض في الضاغط، أو زيادة مقدارها واحدة الأطوال ، فإذا كانت سماكة الطبقة المائية « b » فإن :

$$S = Ss \cdot b \qquad (٥ - ٢٢)$$

يلاحظ في الطبقات المائية الحرة غير الحبيسة أن معامل التخزين « S » لا يوافق مفهوم المسامية « n » بل يوافق مفهوم المسامية الفعّالة « Sy » أو الإنتاج النوعي، لأن معامل التخزين « S » أقل من المسامية « n » لوجود ماء مخزن لا يمكن تحريكه

بفعل قوة الجاذبية الأرضية ، ويعرف بعامل الاحتباس النوعي الذي يقابل مفهوم المسامية المقيدة « Sr » .

جـ ـ النفوذيـة :

النفوذية « Permeability » خاصة من خصائص التربة والصخور تلك التي تحدد علاقتها بإمرار الماء ضمنها ـ أي أنها تحدد خاصية الوسط المسامي للتربة والصخور بالسماح للماء بالانتقال خلال هذا الوسط تحت تأثير قوى ضغط معينة . وعلى الرغم من أن المسامية والنفوذية صفة من صفات التربة والصخور تحدد العلاقة بينهما وبين الماء ، فإنهما يختلف بعضهما عن بعض ، فالمسامية تعني إجمالي حجم الفراغ المسامي بغض النظر عن أبعاده ، لذا يمكن أن تكون قيم المسامية عالية جداً في بعض الصخور نتيجة لصغر أبعـاد الفراغ المسامي كما في الصخور الغضارية (n = 60%) . ونتيجة لصغر حجوم الفراغات المسامية تزداد قوى الشد الجزيئية وقوى التوتر السطحي ، ولا تستطيع قوى الجاذبية تحريك سوى جزء قليل من الماء الذي يشغل الفراغ المسامي عند قوى ضغط معينة ، وبالتالي فإن قيـم النفوذية للصخور الغضارية ضئيلة جداً . وعلى العكس يلاحظ في الرمال المتجانسة أن قيم المسامية تتراوح بين ٣٠ ـ ٤٠٪ ، لكن نفوذيتها عالية جداً ، وتسمح بإمرار ونقل كميات كبيرة من الماء بفعل قوة الجاذبية الأرضية ، إلى حد تفوق كثيراً الصخور الغضارية . يتضح مما تقدم أن النفوذية صفة من صفات الصخور وتقاس بوحدة « السم^{2} » .

د ـ الناقلية الهيدروليكية :

يرتبط معدل حركة الماء في التربة والصخور على معدل توصيل الماء ضمن هذا الوسط ، أي على سهولة انتقاله ، والذي يوصف عادة بمعامل الناقلية الهيدروليكية Hydraulic Conductivity أو معامل التوصيل المائي « K » . يعتمد هذا المعامل على حجم الفراغ المسامي ، وعلى مقدرة هذا الفراغ في إمرار الماء ضمنه (النفوذية)، أي يعتمد على خصائص التربة والصخور فيما يتعلق بخزن وإمرار الماء . كما يعتمد

على كثافة ولزوجة السائل المتحرك (خاصّية السائل) ، أي أنه يعتمد على الوزن النوعي للسائل « ρ » ولزوجته « μ » لذا فهو خاصة من خصائص التربة والصخور والسائل المتحرك ، بعكس النفوذية التي تعدّ خاصة من خصائص الصخور والعلاقة التي تربط بينهما هي :

$$K = k \rho g / \mu \qquad (٢٣ - ٥)$$

حيث تمثل « K » معامل الناقلية الهيدروليكية (سم/ثا) و « k » معامل النفوذية (سم^{٢}) و « ρ » كثافة السائل (غ/سم^{٣}) و « g » قوة الجاذبية الأرضية (سم/ثا^{٢}) و « μ » لزوجة السائل (غ/سم/ثا) .

هـ - السريان المائي :

يستخدم مفهوم السريان المائي « Transmissivity » في الدراسات الهيدرولوجية الحديثة لأنه عندما يكون انتقال الماء بشكل أفقي في الطبقة المائية ، فإن تحديد إمكان هذه الطبقة لنقل الماء يتم من خلال « معامل السريان » خلال كامل المساحة . ونتيجة لتفاوت صفات النفوذية والخصائص الفيزيائية والتركيب الكيمائي للماء المنتقل على طول المقطع العمودي للطبقة المائية المتجانسة السماكة ، فإنه يعمد لحساب معامل الناقلية المائية أو السريان (وحدته م^{٢}/اليوم) لكامل الطبقة بضرب وسطي الناقلية الهيدروليكية ($\overline{K}$) (تختلف قيم K على طول المقطع العمودي أو السماكة) بسماكة الطبقة المائية b :

$$T = \overline{K} \cdot b \qquad (٢٤ - ٥)$$

٥-٩- حركة المياه الجوفية :

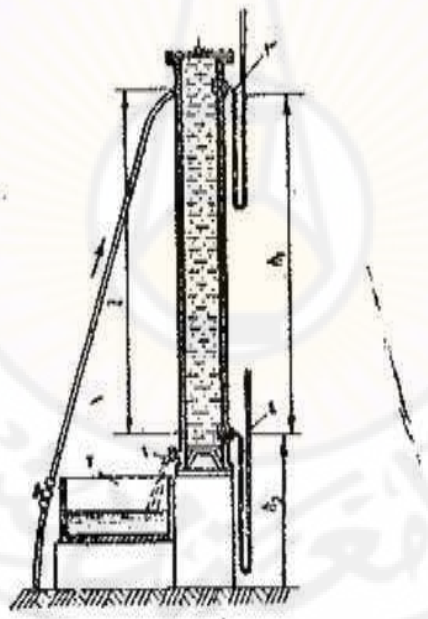
يبقى الماء في حركة مستمرة نتيجة التأثيرات الطبيعية أو البشرية ، لذا فإن الفهم الصحيح للمبادىء الهيدروليكية المتحكمة بحركة الماء الأرضي ضمن التشكيلات الحاوية عليه يعد ضرورياً بغية التقدير الصحيح لحجم الاحتياطي المائي الموجود في هذه التشكيلات .

أ ـ قانون دارسي :

أجرى دارسي (Darcy) عدة تجارب على تدفق المياه في الرمال ، حيث وجد أن حجم الماء المتدفق « Q » خلال وحدة الزمن « T » (معدل التدفق) يتناسب طرداً مع فرق ارتفاع الماء في الأنبوبين (شكل ٥ ـ ٧) ، أي تناقص ضغط الماء بين بداية المسار ونهايته ($h_1 - h_2$) ، ومساحة مقطع عمود الرمل « A »، وعكساً مع سماكة الرمل « L » أوطول مسار التدفق ، وصاغ علاقته كما يلي :

$$Q = \frac{A\,(h_1 - h_2)}{L} \qquad (٥ - ٢٥)$$

وبإزالة إشارة التناسب :



شكل (٥-٧) : جهاز دارسي

$$Q = K \frac{A\,(h_1 - h_2)}{L} \qquad (٥ - ٢٦)$$

حيث « Q » معدل التدفق (حجم/الزمن) و « K » معامل الناقلية الهيدروليكية (م/ثا) .

لكن قيمة معامل التدرج الهيدروليكي « I » تساوي :

$$I = h_1 - h_2 / L \qquad (٥ - ٢٧)$$

وبالتعويض في العلاقة (٥ ــ ٢٦) ينتج :

$$Q = K \cdot A \cdot I \qquad (٥ - ٢٨)$$

بتقسيم طرفي العلاقة على « A » :

$$Q/A = K \cdot A \cdot I / A \qquad (٥ - ٢٩)$$

$$Q/A = K \cdot I \qquad (٥ - ٣٠)$$

لكن سرعة التدفق « S » تساوي كمية الماء المتدفقة خلال المقطع « A » في وحدة الزمن :

$$S = Q/A \qquad (٥ - ٣١)$$

بالتعويض في (٥ ــ ٣٠) ينتج :

$$\boxed{S = K \cdot I} \qquad (٥ - ٣٢)$$

وهذا هو قانون دارسي الذي ينص على أن سرعة تدفق الماء تساوي جداء الناقلية الهيدروليكية ومعامل التدرج الهيدروليكي .

يوضح قانون دارسي هنا سرعة التدفق خلال المقطع « A » للاسطوانة ،

وتعرف السرعة هنا بالسرعة الشكلية التي تختلف بدورها عن السرعة الحقيقية التي تتم في الصخور ، حيث يلاحظ أن مساحة المقطع العرضي « A » تمثل مساحة المقطع العرضي للصخر ، بينما لا يتحرك الماء خلال هذا المقطع كله ضمن الصخر ، وإنما فقط خلال المسامات الصخرية ضمن هـذا المقطع . ولكي نحصل على السرعة الحقيقية لحركة المياه الجوفية في المسامات الصخرية يجب حساب السرعة خلال المسامات فقط ، أي :

$$u = Q / A_n \qquad (٥ - ٣٣)$$

u : سرعة التدفق الحقيقية للماء في الصخور .

n : مسامية الصخور (أقل من الواحد) .

ولكن لدينا في العلاقة (٥ ــ ٣١) :

$$S = Q / A$$

كما يمكن كتابة العلاقة (٥ ــ ٣٣) :

$$u = \frac{Q}{A} \cdot \frac{1}{n}$$

بالتعويض :

$$u = S \cdot \frac{1}{n} = \frac{S}{n}$$

$$u = S / n \qquad (٥ - ٣٤)$$

أي أن سرعة التدفق الحقيقية « u » أكبر من سرعة التدفق الشكلية « S » لأن « n » أقل من الواحد .

يلاحظ أن لحركة المياه الجوفية شكلين : الحركة الخطية الانسيابية ، والحركة الدوامية المضطربة. يصح قانون دارسي آنف الذكر بالنسبة للحركة الخطية الانسانية التي تلاحظ في مسامات التربة والشقوق الشعرية الدقيقة التي تميز سرعات قليلة ، لأن سرعة التدفق تابع من الدرجة الأولى للتدرج الهيدروليكي في قانون دارسي .

ب ـ قانون شيزا ـ كراسنوبولسكي :

لا يستخدم قانون دارسي عند سيادة الحركات المضطربة ، كما يجري عادة في الشقوق العريضة والتجاويف الضمنية الكارستية ، ويستخدم عادة رقم رينولدس « Re » للتفريق بين السرعات . وهنا حيث تتميز حركة الماء بخصائص مضطربة تكون سرعة التدفق متناسبة مع الجذر التربيعي لقيمة التدرج الهيدروليكي « I » ويعبّر عن ذلك حسب العلاقة (٥ ـ ٢٨) :

$$Q = K_o \cdot A \cdot \sqrt{I} \qquad (٥ - ٣٥)$$

$$S = Q/A = K_o \cdot \sqrt{I} \qquad (٥ - ٣٦)$$

K_o : الناقلية الهيدروليكية للصخور .

وتسمى العلاقة (٥ ـ ٣٦) شيزا ـ كراسنوبولسكي .

يستخدم قانون دارسي لحساب سرعة تدفق المياه الجوفية في معظم الحالات ، باستثناء حركتها ضمن الشقوق العريضة والتجاويف الكارستية في الصخور الكاربوناتية والدولوميتية ، حيث يستخدم قانون شيزا ـ كراسنوبولسكي .

جـ ـ قانون سمريكير :

يحتمل وجود حركتين للمياه الجوفية (خطية ومضطربة) في بعض الصخور ، أو وجود نظام انتقالي ، كما في المراحل الأولى لتطور المسامية أو الشقوق الصخرية

الشعرية إلى شـــقوق كارستية في الصخور الطباشـيرية (Rodda, et al, 1976) ، عندها يعمد إلى استخدام قانون سمريكير التالي :

$$S = Ks \sqrt[m]{I} \qquad (٥ - ٣٧)$$

S : سرعة التدفق في وسط انتقالي .

Ks : معامل الناقلية الهيدروليكية لهذا التشكيل .

m : ثابت يتراوح بين ١ ــ ٢، ويتعلق بالخصائص المميزة لهذا التشكيل ونظام التدفق .

٥ــ١٠ــ اسس تصنيف المياه الجوفية :

ظهر العديد من التصانيف المعتمدة في تصنيف المياه الجوفية ، ويعود سبب تعددها لتعدد الأسس المعتمدة في التصنيف ، اعتمد بعضها على شكل تواجد المياه الجوفية (بخار ماء ، ماء سائلاً ، ماء صلباً) واعتمد بعضها على كيماء الميـاه الجوفية للتصنيف سواء من حيث تركيبها الغازي (نسبة تواجد غازات الكربون ، الأوكسجين ، كبريت الهيدروجين ، غاز الرادون) أو حسب الشاردة المسيطرة (كبريتاتية ، كلوريدية ... إلخ) أو حسب ملوحتها (عذبة ، ملوحة خفيفة ، مالحة ، محاليل ملحية) . كما صنفت المياه الجوفية حسب خصائصها الفيزيائية أي حسب القساوة وعسر المياه والخلاصة الجافة ، كذلك صنفت حسب درجة حرارتها (حارة ، باردة) وحسب خصائصها الهيدروليكية (مياه ذات سطح حر ، ميـاه ذات سطح مضغوط) وحسب أماكن تواجدها (منطقة التهوية ، منطقة الإشباع ، مياه الشقوق) . كما صنفت حسب تطبق الطبقات ، وحسب نوعية المستوى الحامل للماء ، والعمر الجيولوجي للطبقات المائية ، وكذلك تبعاً لشروط توضعها وطبيعة الصخور الحاملة لها .

٥ــ١١ــ تطبق الطبقات المائية وتصنيف المياه الجوفية :

تتواجد المياه الجوفية بأشكالها المختلفة ضمن طبقات القشرة الأرضية بدءاً

من سطح الأرض حتى أعمـاق كبيرة . يرتبط تواجد الميـاه الجوفية وانتشارها المساحي والشاقولي بالظروف الجغرافية ، والمناخية ، والجيولوجية ، وظروف تطبق الطبقات الأرضية وخصائصها الهيدروجيولوجية ، والحركات البنائية وتطويرها ، بالإضافة لنظام المياه الجوفية .

بالإمكان أن نميز بين أربعة نماذج للمياه الجوفية تبعاً لتطبق الطبقات المائية وخصائصها الهيدروليكية :

- النموذج الأول : ويضم المياه الحرة السطحية ، أو ماء التربة الحر بما في ذلك مياه التربة المعلق والمياه الشعرية المعلقة .
- النموذج الثاني : ويضم المياه الحرة الجوفية .
- النموذج الثالث : ويضم المياه الحبيسة الجوفية .
- النموذج الرابع : ويمكن أن يكون حراً أو حبيساً، ويتحدد بمياه الشقوق، ومياه الكارست ، والمياه المعدنية الحارة والباردة ، والمياه المالحة .

٥ـ١١ـ١ـ مياه التربة السطحية :

يلاحظ من الشكل (٥ ـ ٤) أن مستوى الماء الأرضي « GWT » يفصل بين نطاقي التهوية والإشباع . يلاحظ ضمن نطاق التهوية تواجد ميـاه التربة السطحية إما بشكل مرتبط فيزيائياً أو كيمائياً ، أو بشكل معلق ، أو مياه شعرية معلقة أو مياه حرة .

١ ـ ميـاه التربة السطحية الحرة :

عندما تروى التربة السطحية بغزارة ، أو تتعرض لهطولات غزيرة ، يرشح قسم من الماء للأسفل حتى تصل التربة لمرحلة التشبع في هذ االنطاق ، أي تصل للمرحلة التي تمتلىء فيها جميع المسامات بالماء ، ويصرف الماء الحر ، بعد انقطاع التزويد المائي ، بفعل قوة الجاذبية الأرضية. وتستغرق هذه العملية من ٢ ـ ٣ أيام ، وعندها

تكون التربة قد وصلت لمرحلة السعة الحقلية التي تعرّف على أنها أقصى كمية من الماء تستطيع التربة الاحتفاظ بها بعد زوال الماء الحر بفعل قوة الجاذبية الأرضية . يستهلك ماء التربة هذا من خلال العديد من العمليات أهمها النتح النباتي ، أو التبخر المباشر من سطح التربة .

تتمثل مصادر التغذية المائية بمياه الأمطار والمياه الناتجة عن ذوبان الثلوج ، ومن مياه السقاية والنزّ من الأقنية والرشح من المجاري المائية السطحية وتكاثف بخار الماء الداخل إلى التربة تضاف إلى ذلك في بعض المواقع ، حيث يكون الماء الأرضي ضحلاً ، المياه المرتفعة بوساطة الخاصة الشعرية .

ب ـ مياه التربة الحرة المعلقة :

تتواجد في منطقة التهوية بعض العدسات الكتيمة المندسة ، كالصخور الفضارية ، والطينية ، حيث تعد بمثابة الأساس الذي تتجمع فوقه المياه السطحية الحرة ضمن نطاق التهوية ، بعيداً عن مستوى المياه الجوفية الحرة . تتلقى هذه المياه تغذيتها من رشح مياه الهطولات ، أو مياه الري ، أو نتيجة تكاثف بخار الماء . ترتبط هذه المياه بشكل كبير بالموقع الجغرافي ، والعوامل الجوية ، وتتذبذب كميتها تبعاً لظروف التغذية ، فهي سريعة التأثر بالظروف المناخية السائدة .

جـ ـ مياه التربة الشعرية المعلقة :

يمتد فوق نطاق ماء التربة الحر المعلق نطاق ترتفع فيه المياه بوساطة الخاصة الشعرية يعرف بنطاق الماء الشعري المعلق . يرتبط مستوى ارتفاع هذا الماء بمستوى ماء التربة الحر المعلق ، وبناء وقوام التربة المتوضعة فوق هذا النطاق . يحتل هذا الماء أهمية كبيرة من الناحية الزراعية ، حيث يمد النباتات بقسط كبير من احتياجاتها المائية . يفقد هذا الماء بوساطة النتح النباتي أو التبخر المباشر ، وله دور كبير في حدوث التغريق والتملح .

٥ـ١١ـ٢ـ المياه الجوفية الحرة :

تتواجد المياه الجوفية الحرة ، كما يلاحظ في الشكل (٥ ـ ٤) في النطاق المشبع ، ضمن الطبقات المائية فوق أول طبقة كتيمة تواجهها بدءاً من مستوى سطح الأرض ، شريطة أن يكون لهذه الطبقة الكتيمة امتداد كبير ، ولا يوجد فوق طبقة المياه الجوفية أي طبقة كتيمة أو صادة للماء ، أي يبقى سطح الماء الجوفي حراً ، ويتعلق مستواه بقيم الضغط الجوي . عادة ما يبقى مستوى سطح المياه هنا (في حالة الشروط الطبيعية العادية) ثابتاً عند اختراقه بوساطة الآبار ، ويسمى هذا المستوى « مستوى سطح المياه الحرة » . تتحدد سماكة طبقة المياه الجوفية الحرة بالمسافة الفاصلة بين مستوى سطح الماء الحر وسطح القاعدة الكتيمة التي ترتكز عليها الطبقة المائية . يتواجد عادة فوق هذا السطح نطاق انتقالي غير مشبع بالماء يعرف بنطاق تأثير مياه الخاصة الشعرية ، وتختلف سماكته تبعاً لقوام وبناء التشكيل الجيولوجي .

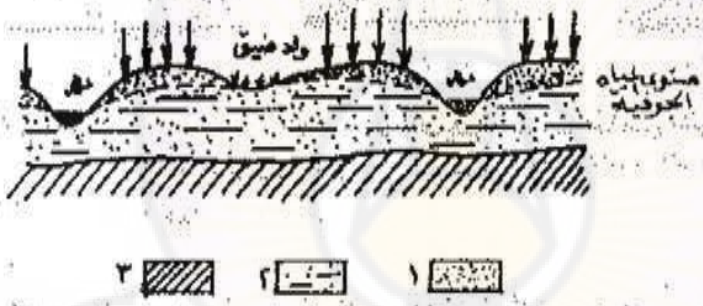
ترتبط المياه الحرة ارتباطاً وثيقاً بتوضع الطبقات الكتيمة وعمقها وميولها ، وبنفاذية الطبقات المائية ، وطبقات نطاق التهوية . كما تتأثر بالعوامل الطبوغرافية (أراضي سهلية ، وديانا ، جبالا ، تلالا) وبالعناصر المناخية (النطاق المناخي ، أشكال التهطال ، ديمومته ، توزعه السنوي ، التبخر ، النتح) وبالعوامل الهيدرولوجية (مجاري مائية دائمة ومؤقتة ، مستنقعات ، بحيرات ، ينابيع) ، كما تتأثر كمية المياه الجوفية بالعلاقة بين التهطال والتبخر ـ النتح ، والعلاقة بين التهطال والتبخر ، بالإضافة للعلاقة بين التهطال والتسرب والجريان السطحي . لذلك غالباً ما يلاحظ وجود تطابق بين أماكن تواجد المياه الجوفية الحرة ومناطق التغذية الخارجية ، باستثناء الحالة التي تنتقل فيها المياه الجوفية إلى مناطق أخرى منخفضة تبعاً لدرجة الميل ولمعامل الناقلية الهيدروليكية .

تتلقى المياه الجوفية الحرة تغذيتها بشكل رئيس من مصادر خارجية ، وبشكل ثانوي من مصادر داخلية . تعد مياه الأمطار والمياه الناتجة عن ذوبان الثلوج المصدر الأساسي لتغذية المياه الحرة . ويرتبط مقدار التغذية بعوامل تتعلق بالتهطال

وبالرشح ، فكلما زادت معدلات الرشح زادت التغذية المائية ، بافتراض دوام التهطال ، كما تتغذى من المجاري المائية الدائمة عن طريق النز والرشح أو التسرب العميق . ويتعاظم معدل التغذية أثناء الفيضانات . كما تتغذى من البحيرات الطبيعية والمستنقعات والبحيرات الاصطناعية والسدود السطحية والكبيرة ، ومن تكاثف بخار الماء ضمن الصخور ، وأخيراً يسهم الإنسان بتغذية المياه الجوفية الحرة بشكل مباشر عن طريق الآبار ، وبشكل غير مباشر من خلال أقنية الري والسقاية وصرف المياه المالحة .

٥ـ١١ـ٢ـ١ـ شكل سطح المياه الجوفية الحرة :

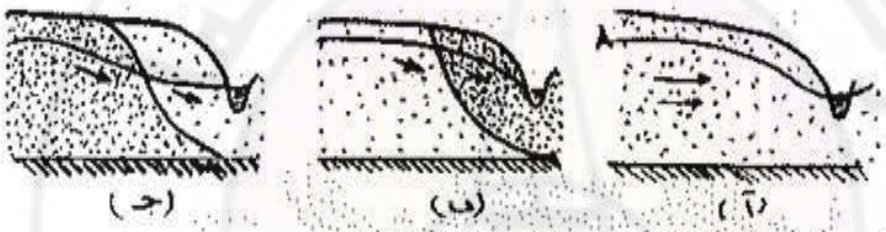
يأخذ شكل سطح المياه الحرة الجوفية عادة شكل السطح الخارجي للكرة الأرضية (بوجومولوف ، ١٩٧٥) وفق الشكل (٥ ـ ٨) .



شكل (٥-٨) العلاقة بين تضاريس سطح الأرض وشكل سطح المياه الحرة الجوفية ١- رمل ٢- رمل حامل للماء ٣- طين

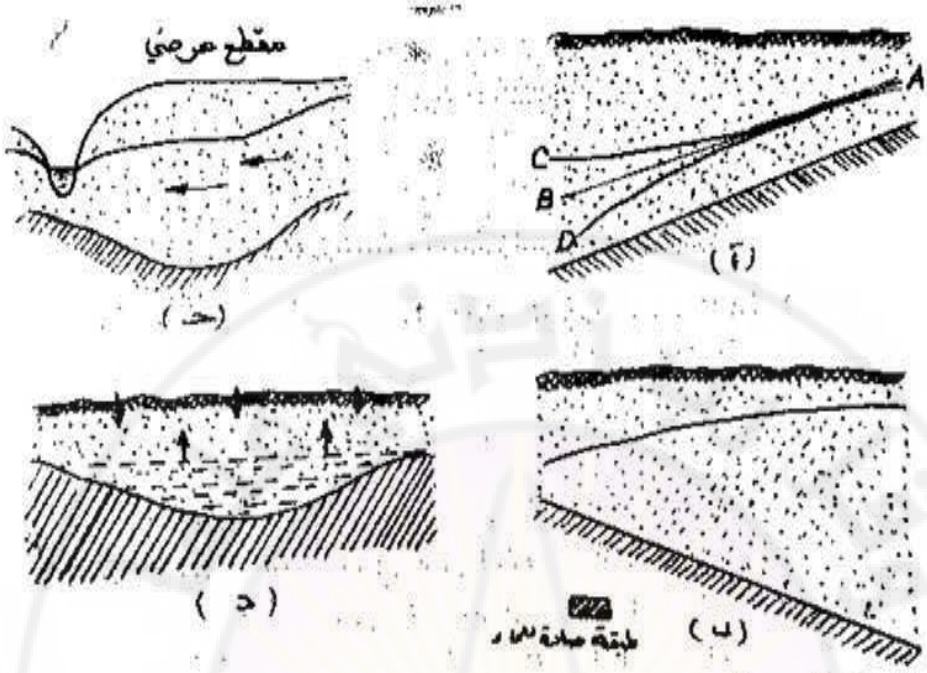
غير أن هذا الشكل يختلف كثيراً من منطقة لأخرى تبعاً لاختلاف الشروط الطبوغرافية والجيومورفولوجية السائدة (وجود أنهار ، بحيرات ، مستنقعات ، شواطىء بحار ، انهدامات ، أغواراً ، منخفضات ، سهولاً) حيث يميل هذا السطح باتجاه هذه الانخفاضات ، وبالتالي يتحرك تيار المياه الجوفية الحرة باتجاهها تبعاً لسماكة الطبقة المائية ونفاذيتها أو ناقليتها الهيدروليكية. تلعب درجة تغذية الصخور

دوراً مهماً في تحديد شكل هذا السطح ، فعندما تكون الطبقة المائيـة متجانسة التوصلية للماء ، عند شواطىء نهرية مستقيمة ، وفوق قاعدة كتيمة ، ينخفض سطح المياه الجوفية عند الاقتراب من النهر (شكل ٥ ــ ٩ ، آ) ، وعندما تكون الطبقة المائية مكونة من صخور غير متجانسة في نفوذيتها أو ناقليتها المائية تلاحظ تبدلات مهمة في شكل السطح تبعاً لحركة المياه الجوفية من صخور نفوذة إلى صخور أقل نفوذية ، حيث يكتسب هذا السطح انحداراً كبيراً (شكل ٥ ــ ٩ ، ب) ، بينما تتلطف درجة انحناء هذا السطح في الحالة المعاكسة ، أي حركة المياه الجوفية من صخور أقل نفاذية إلى صخور عالية النفوذية (شكل ٥ ــ ٩ ، جـ) .



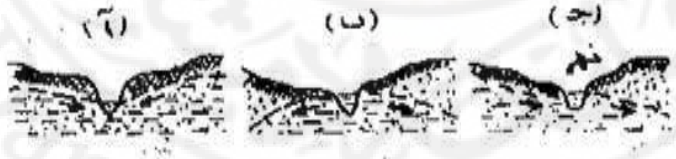
شكل (٥-٩) : اختلاف سطح المياه الجوفية حسب تجانس التوصيلة المائية للطبقة المائية (آ) وعند عدم تجانس التوصيلة المائية (ب ، جـ)

يؤثر شكل توضع الطبقة الصادة للماء في شكل مستوى الماء الجوفي ، فعندما تكون الطبقة الكتيمة (الصادة) غير مستقيمة ، كما في حالة الميل المستقيم المطابق لاتجاه حركة الميـاه الجوفية ، يكون سطح الميـاه الجوفية على شكل مستو موازٍ للطبقة الصادة للماء (شكل ٥ ــ ١٠ ، آ) ، وعندما يكون ميل الطبقة الصادة للماء معاكساً ، يأخذ سطح مستوى الماء الجوفي شكلاً محدباً (شكل ٥ــ١٠ ، ب) . بينما عندما تكون الطبقة الصادة للماء شديدة الانحناء ، فإن سطح المياه الجوفية يتلوى (شكل ٥ ــ ١٠ ، جـ) . أمّا عندما تكون الطبقة الصادة للماء مقعرة ، يأخذ سطح المياه الجوفية عادة شكلاً أفقياً مستقيماً ، حيث يكون طرفا حوض التقعر على مستوى الارتفاعات الطبوغرافية نفسها (شكل ٥ ــ ١٠ ، د) .

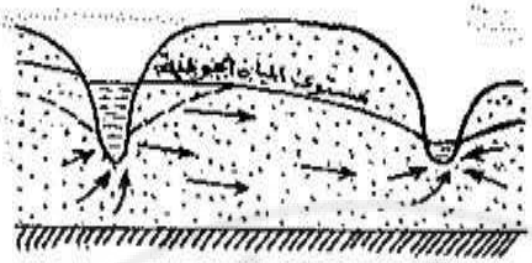


شكل (٥ - ١٠) الاشكال المختلفة لسطح المياه الجوفية حسب توضع الطبقة الصادة للماء .

تلعب التغذية المائية دوراً مهماً في تحديد شكل مستوى المياه الجوفية الحرة . يختلف مستوى الماء الحر بجوار نهر باختلاف التغذية المائية المطرية أو النهرية (شكل ٥ ــ ١١) ، كما يختلف مستوى هذا الشكل قبل فيضان الأنهار وبعده ، أو ارتفاع مستواها نتيجة لذوبان الثلوج أو هطولات غزيرة (شكل ٥ ــ ١٢) .



شكل (٥ - ١١) ، مستوى الماء الحر بجوار النهر والتغذية المتبادلة بينهما



شكل (٥ - ١٣) : مستوى المياه الجوفية حينما تتغذى بمياه الأنهار والمياه السطحية

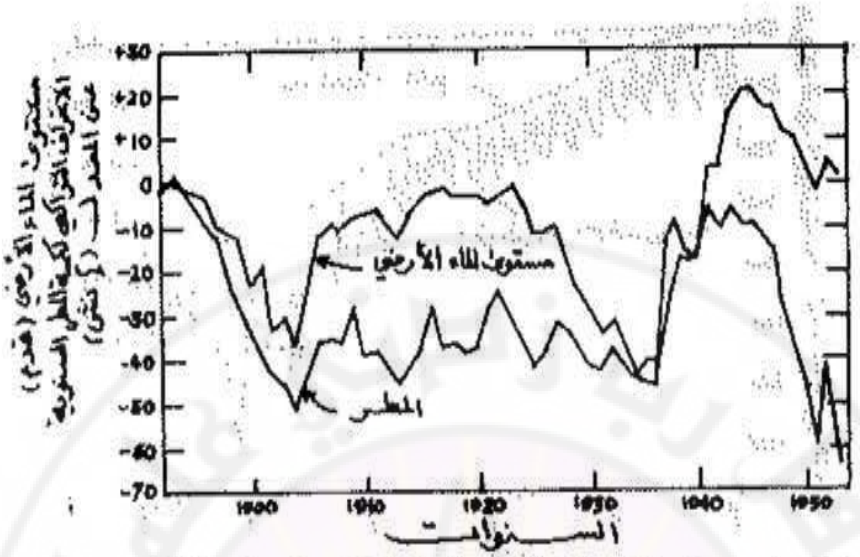
٥-١١-٢-٢- تذبذب مستوى المياه الجوفية الحرة :

يعكس مستوى المياه الجوفية ، بما في ذلك مستوى الماء الأرضي والمستوى البيزومتري ، قيمة الضغط الجوي فوق الطبقات المائية . يؤدي تغير سعة خزن الطبقات المائية إلى تبدل مستوى الماء الجوفي ، وبشكل مشابه ، تؤدي التغيرات التي تطرأ على المجاري المائية السطحية وخزانات المياه السطحية إلى تغيرات في مستوى الماء الجوفي . هناك العديد من العوامل المؤثرة في تذبذب مستوى الماء الجوفي يتلخص أهمها بما يلي :

١ - التأثيرات الفصلية والأبدية :

تشير التأثيرات الأبدية « Secular » إلى التغيرات التي تمتد خلال فترة طويلة من الزمن تمتد من عدة سنوات حتى مئات السنين . تحدث هذه التغيرات بسبب تناوب فترات جافة ورطبة حيث يكون معدل التهطال أقل أو أكثر من المعدل السنوي . يمثل الشكل (٥ - ١٣) العلاقة بين التهطال ومستوى الماء الجوفي .

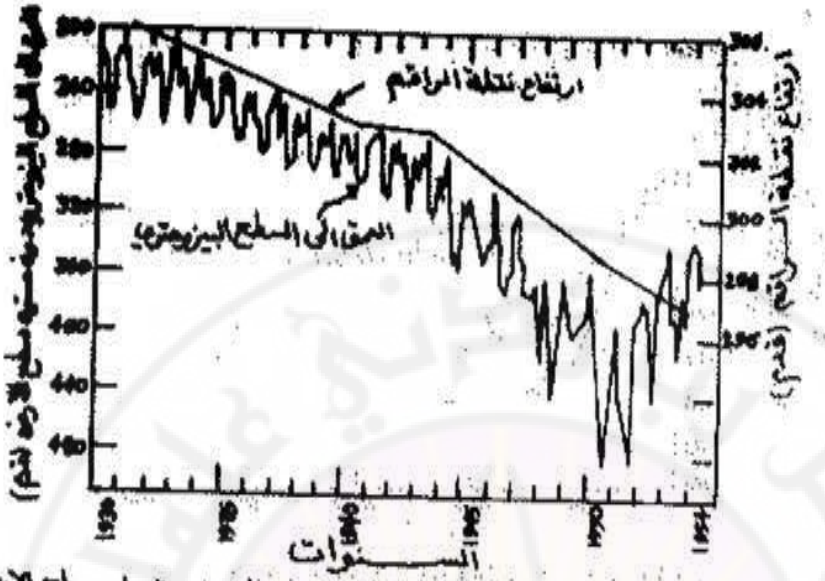
مادام التهطال يعد المورد الرئيس لتعويض الطبقات المائية ماتفقده من مخزونها، يلاحظ وجود ارتباط تام بين مستوى الماء الجوفي وكمية التهطال . يكون هذا الارتباط أحياناً غير محكم بسبب التباين في شدة المطر وتوزيعه ، الذي بدوره يؤدي إلى تباين في كميات المياه الواصلة إلى الخزانات المائية الجوفية من كمية التهطال



شكل (٥-١٣) : الاختلافات الطويلة الأمد لمستوى الماء الجوفي والتهطال (عن Todd 1964)

السنوية نفسها . طالما أن عملية الضخ من المياه الجوفية مستمرة ، فإن انخفاض مستوى المياه الجوفية أمر مؤكد سيظهر بعد عدة سنوات (شكل ٥ — ١٤) . كما يلاحظ وجود تذبذبات فصلية لهذا المستوى ناتجة عن صرف الماء الجوفي ، وإعادة تعويضه بوساطة التهطال .

يُحدث تبدل مستوى الماء الجوفي تبدلاً في ارتفاع سطح الأرض (Todd, 1964) ، وهناك ثلاثة تأثيرات تؤدي إلى هبوط سطح الأرض : عادة ما يكون مستوى الماء الجوفي قريباً من سطح الأرض في الأراضي الندية والمستنقعية، وتظهر آثار ودلائل هبوط سطح الأرض عندما يتم تجفيف هذه الأراضي من خلال تخفيض مستوى الماء الأرضي عن طريق إشادة أقنية التصريف ، حيث تتعرض بعدها الترب الدبالية لعمليات الأكسدة والحت الريحي . بينت القياسات أن الأراضي الدبالية في دلتا ساكرامنتو — سان جوارين بولاية كاليفورنيا تعرضت لخفض وهبوط مقداره ٦ر٧ سم سنوياً لأكثر من ثلاثين سنة (Todd, 1964) .



شكل (٥-١٤) : إنخفاض مستوى الماء الجوفي ومستوى سطح الارض بفعل ضخ المياه الجوفية للري (عن 1964 ، Tod)

يظهر الشكل الثاني لهبوط مستوى سطح الأرض عندما يستنزف الماء الجوفي بشكل مريع ، وينخفض مستواه في الطبقات المائية المقيدة أو الحبيسة ، ويوضح الشكل (٥ ــ ١٤) انخفاض المستوى البيزومتري ومستوى سطح الأرض ، إذ أن هبوط سطح الأرض يترافق مع انخفاض قيمة الضغط الهيدروستاتيكي في الطبقة المائية المقيدة ، وتزداد بالتالي قيمة الإجهاد « Stress » على طبقات الغضار الداخلة في بنية هذه الطبقة ، مؤدية إلى انضغاط هذه الطبقات وتراصها .

يظهر الشكل الثالث لهبوط سطح الأرض عندما تروى بعض النماذج الترابية في مناخات جافة ، أوضحت نتائج الدراسات التي قام بها لوفرن « Lofgren, 1960 » في ولاية كاليفورنيا وجود خفس تدريجي لسطح الأرض مقداره ٣ أمتار خلال ١٨ شهراً بعد ري رقع الاختبار . يعود سبب ذلك حسب رأيه إلى تراص واندماج طبقات التربة العليا جراء الري السطحي . ويلاحظ أن التوضعات الرسوبية ذات الكثافة الحجمية المنخفضة أكثر عرضة من غيرها للخفس التدريجي عند ريها .

ب ـ تأثير المجاري المائية :

عندما تكون قيمان المجاري المائية على اختلاف أشكالها وأنواعها على اتصال مع طبقات مائية حرة يتوقع أن يكون هناك تبادل مائي ، حيث يحتمل أن ترشح المياه السطحية إلى الطبقات المائية ، أو العكس ، وذلك بالاعتماد على مستوى الماء الجوفي . قد يزود المجرى المائي السطحي الطبقات المائية بكميات معينة مع مواقع محددة ويتزود منها في مواقع أخرى ، لذا فإن مستوى الماء الجوفي يخضع لتبدلات تبعاً لذلك .

يرتفع مستوى الماء الجوفي بشكل مؤقت إلى حدوده العليا أثناء الفيضانات جراء رشح وغور المياه السطحية إلى الطبقات الخازنة للماء ، ويعرف هذا الماء باسم « ماء التخزين الاحتياطي » . ويمكن تقدير حجمه بدقة في ظل ظروف جيولوجية وهيدروجيولوجية مثالية . ومن ناحية أخرى ، تغذي المياه الجوفية المجاري المائية السطحية بحيث تشكل نظام التدفق الأساسي لها ، وهذا يشكل إجمالي الجريان السطحي عندما تنعدم التغذية المائية السطحية المطرية أو الثلجية ، أو تصبح نسبة ما تسهم به ضئيلة جداً خلال الفترات الجافة التي ينعدم فيها التهطال والفيضانات ، ومع ذلك ، يلاحظ وجود جريانات سطحية غزيرة .

ج ـ تأثير التبخر ـ النتح :

يلاحظ غالباً أن مستوى الماء الجوفي يبدي قرب سطح الأرض تذبذبات سنوية بسبب التبخر والنتح . يمكن إهمال فعل التبخر على تذبذب مستوى الماء الجوفي باستثناء الحالة التي يصل فيها فعل الخاصة الشعرية إلى مادون سطح التربة بقليل . عندما تصل الجذور النباتية إلى المياه الجوفية تستهلك الماء بمعدل يساوي النتح الجوي أو متطلبات الجو التبخيرية .

د ـ تأثير الضغط الجوي :

لا يؤثر اختلاف قيم الضغط الجوي في مستوى الماء الأرضي G.W.T

(بإهمال الهواء الموجود دون مستوى الماء الأرضي) ، لكنه يؤدي إلى إحداث تبدلات مهمة في مستوى الماء في الآبار التي تخترق الطبقات المائية المقيدة • حيث أن تزايد قيم الضغط الجوي فوقها يؤدي إلى تناقص مستوى الماء في هذه الآبار والعكس صحيح • توضح نسبة تبدل مستوى الماء الجوفي إلى نسبة تبدل الضغط الجوي ، مقيسة بالوحدات نفسها ، توضح الفعالية البارومترية Barometric efficiency لأي طبقة مائية ، حيث أوضحت القياسات أن هذه الفعالية كنسبة تتراوح بين ٢٠ ــ ٧٥٪ وتحسب من العلاقة التالية :

$$B = \alpha E_s / \alpha E_s + E_w \qquad (٣٨ - ٥)$$

حيث « α » تشير إلى المسامية و « E_s » معامل مرونة بناء الطبقة المائية و « E_w » المعامل الحجمي الانضغاطي للماء (الضغط الهيدروليكي) •

ونظراً لارتباط الفعالية البارومترية بقيمة الضغط الهيدروليكي للطبقة المائية الحبيسة ، لذا يمكن استخدامها في تعريف معامل التخزين المائي لأي طبقة مائية •

٥ــ١١ــ٢ــ٣ــ قياس مستوى الماء الجوفي :

هناك هدفان رئيسان من إحداث شبكة آبار القياس ومراقبة مستوى الماء الجوفي يتمم كل منهما الآخر :

١ ــ الحصول على بيانات كافية بغية إعطاء صورة كاملة عن سعة خزن الطبقات المائية ، وتذبذب مستوى المياه الجوفية الذي يمكن أن يحدث نتيجة للعوامل الطبيعية والبشرية •

٢ ــ المساعدة على تقدير الحجم النظري للموارد المائية الجوفية ، وبحث واستقصاء التأثيرات الناجمة عن تطوير وإدارة هذه الموارد •

تعكس التذبذبات في مستوى المياه الجوفية تغيرات سعة خزن الطبقات المائية، حيث يميز نوعان من هذه التذبذبات :

١ ــ التذبذبات طويلة الأمد التي تحدث نتيجة للاختلافات الفصلية في إعادة تعويض الخزانات المائية الجوفية ما فقدته بشكل طبيعي ، أو نتيجة الضخ الدائم (اصطناعي) .

٢ ــ التذبذبات قصيرة الأمد والتي يمكن أن تحدث بفعل الضخ المتقطع ، والتغيرات الناجمة عن المد والجزر والضغط الجوي .

ونظراً لأن مستوى الماء الجوفي يتأثر ببطء بالعوامل الخارجية ، لـذا فإن الحصول على قياسات مستمرة لهذا المستوى يعد غير ضروري . كما أن الحصول على قياسات دورية بفواصل زمنية طويلة نسبياً من آبار محددة يعد كافياً لتلبية معظم متطلبات الخطط الطموحة من إنشاء شبكة المراقبة .

تعتمد كثافة شبكة آبار القياس على المستوى الاقليمي على عدة عوامل أهمها:

١ ــ الصفات العامة للوحدات الهيدرولوجية .
٢ ــ الصفات الكيمائية للمياه الجوفية .
٣ ــ الحاجة إلى تطوير موارد المياه الجوفية .

لذا فإنه من الضروري أن تتضمن الدراسات المتعلقة بتبدل مستوى الميـاه الجوفية تقويم الشروط الهيدرولوجية السائدة لخزانات الميـاه الجوفيـة ضمن الوحدات الهيدرولوجية الرئيسة . إن تصميم شبكة مراقبة الماء الجوفي يجب أن يتضمن مراقبة التغير الكيمائي للمياه ، وتقويم إعادة تعويض الخزانات المائية سواء بشكل طبيعي أم اصطناعي ، وحمايتها من التلوث ، بالإضافة لتداخل ميـاه البحر المالحة .

يمكن قياس مستوى الماء الجوفي في آبار المراقبة سواء بالطرائق اليدوية التقليدية ، أم بوساطة أجهزة تسجيل مستوى الماء الجوفي أوتوماتيكياً .

آ ــ اجهزة القياس اليدوية :

تتمثل أكثر الطرائق شيوعاً بإنزال خيط ، أو حبل طويل ثقيل إلى نقطة دون

مستوى سطح المياه الجوفية ، وذلك من نقطة محددة على السطح ذات ارتفاع معلوم ، وعادة ما تكون على رأس البئر تماماً . يقاس مستوى الماء الجوفي عند سحب الحبل من خلال معرفة طول الحبل المتدلي في البئر ، وطول القسم المبلل بالماء ، حيث يطرح طول الجزء المبلل من الطول الإجمالي بدءاً من مستوى سطح الأرض عند فتحة البئر .

يمكن قياس عمق الماء الجوفي بسهولة حتى عمق ٥٠ م ، وعندما يصل هذا المستوى حتى عمق ١٠٠٠ م تزداد الصعوبة ، لذا لابدّ من زيادة طول السلك أو الحبل ، وزيادة وزن الرأس ، وتبرز هنا مشكلة التغلب على وزن الحبل والرأس ، لذا يوصى باستخدام سلك من الفولاذ قطره صغير ، أو أسلاك مكسوة بالبلاستيك خفيفة الوزن .

طورت أجهزة أخرى للقياس ، يتألف إحداها من جهاز ذي عداد يوضع على السطح ، يتدلى منه حبل موصول بجسم ذي وزن معلوم يسقط بفعل قوة الثقالة ، ولدى ارتطامه بسطح الماء تنقل إشارة أوتوماتيكية للجهاز حيث يتوقف السقوط الحر ويحسب عمق الماء الجوفي بوساطة العداد .

هناك طرائق أخرى تعتمد في تحديد مستوى الماء الجوفي على السمع حيث طورت أجهزة مناسبة . كما طورت طرائق أخرى تعتمد على مبدأ الارتطام بسطح الماء ، وكذلك بوساطة مقياس يعتمد على الهواء المضغوط أو أي غاز آخر . وأخيراً هناك طريقة أخرى لقياس مستوى الماء الجوفي تعتمد على طريقة التوصيل الكهربائي، حيث يتم إنزال قطب أو أكثر ، وعند ملامسته سطح الماء تتشكل دارة كهربائية مغلقة ، إذ يشار لذلك بوساطة زمور مسموع ، أو بوساطة ضوء مصباح صغير ، أو مؤشر .

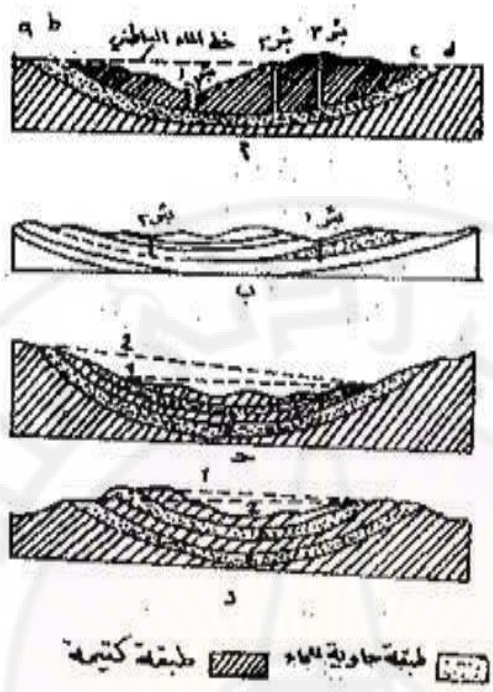
ب ـ اجهزة التسجيل الأوتوماتيكية :

أوضحت نتائج التجارب والاختبارات أن أفضل جهاز لقياس وتسجيل مستوى

الماء الجوفي قيد الاستخدام هو نظام التسجيل الأوتوماتيكي العائم ، حيث يرسم المنحنى البياني على مخطط مثبت على اسطوانة تسجيل أفقية أو عمودية مثبتة على طوافة أو عوامة . يجب أن يكون قطر العوامة كبيراً (أكبر من ١٢ سم) والسلك الحامل خفيف الوزن بغية الحصول على أفضل النتائج في ظل ظروف تشغيل مثالية . تشغل الاسطوانة بوساطة مفتاح كهربائي على السطح ، ويحدد العمق عند بداية وضع المخطط على اسطوانة الساعة . يجب معايرة هذا العمق وضبطه مع أجهزة قياس تعمل يدوياً خلال فترات زمنية محددة . هناك العديد من النماذج الأخرى بعضها يعتمد على تعقيدات تقانية ، والبعض الآخر يعتمد على مبدأ ارتداد الأمواج ، أو على مبدأ تخامد الضغط .

٥ـ١١ـ٣ـ المياه الحبيسة « الارتوازية » :

رأينا فيما تقدم كيف أن الطبقات الحاملة للمياه الجوفية الحرة تتوضع فوق طبقة مانعة ، أو كتيمة ، بينما يبقى سطحها العلوي غير محاط بطبقة مانعة . وعندما تحاط طبقة المياه الجوفية بطبقتين مانعتين تدعى بطبقة المياه الجوفية الحبيسة أو الارتوازية . تتغذى هذه الطبقة من مصادر مائية طبيعية (من مياه التهطال عندما تتكشف على السطح أو بالقرب منه أو في سرير نهري أو ماشابه ذلك) عند ارتفاعات عالية ، لذا يكون للماء في هذه الطبقة ضغط عالٍ قد يكون موجباً وقد يكون سالباً . وعندما تُخترق هذه الطبقة المائية الحبيسة ببئر ، يرتفع الماء في هذا البئر بشكل أولي إلى مستوى يساوي ارتفاع طبقة التغذية، ويستقر بعدها عند مستوى يفوق مستوى السطح السفلي للطبقة الكتيمة العليا ، ويسمى هذا المستوى الوهمي المستوى البيزومتري . فإذا كان المستوى البيزومتري فوق مستوى سطح الأرض في موقع البئر ، دعيت البئر عندها « بئراً ارتوازية متدفقة » وقيمة ضغط المياه موجبة ، حيث يتدفق الماء إلى السطح مثل الينابيع . أما إذا كان المستوى البيزومتري في موقع البئر دون مستوى سطح الأرض دعيت البئر « بئراً ارتوازية غير متدفقة » وقيمة ضغط المياه سالبة كما في الشكل (٥ ـ ١٥) .



شكل (٥ - ١٥) : مخطط لمختلف أوضاع الطبقات الحاوية على المياه الارتوازية.

يختلف تطبق الطبقات الحاوية على المياه الحبيسة ، وغالباً ما يأخذ ذلك شكل طبقات وحيدة الميل ، أو على شكل حوض . يمكن أن يتشكل الحوض الارتوازي من عدة طبقات حاوية على الماء المضغوط مشكلة من صخور ذات أعمار مختلفة ، وسماكات متباينة . يوضح الشكل (٥ ــ ١٥ ، آ) مخططاً للطبقات المائية الحبيسة المتطبقة على شكل حوض . يمثل القسم « ab » ، والقسم « cd » مناطق تكشف الطبقة المائية على سطح الأرض ، وهي بدورها تمثل مناطق تغذية هذه الطبقة بمياه التهطال ، بينما تسمى المنطقة « ad ، bc » منطقة انتشار المياه الحبيسة . بينما تدعى المنطقة التي تخرج منها المياه الحبيسة إلى السطح منطقة الصرف .

تختلف سماكة الطبقة المائية الحبيسة وشروط توضعها ، ويبين الشكل

(٥ ــ ١٥) الحالة « ب » أن المياه الارتوازية تصادف فقط في البئر (١) بينما توضح الحالة « جـ » من الشكل نفسه التوضع التطبقي للطبقات المائية الحبيسة ، وعلاقة ذلك بالضغوط المائية ، حيث يلاحظ أن ضغط الماء في الطبقات العميقة « 2 » أعلى منه في الطبقات السطحية « 1 » ، والمستوى البيزومتري « 2 » أعلى من المستوى البيزومتري « 1 » . بينما يلاحظ في الحالة « د » أن ضغط الماء أعلى في الطبقة المائية الارتوازية العليا « 1 » منه في الطبقة الارتوازية العميقة « 2 » ، وذلك بسبب اختلاف توضع الطبقات المائية وسماكتها وتكشفها ، وارتفاع منطقة التغذية .

٥ــ١١ــ٤ــ ميـاه الشقوق :

تعد مياه الشقوق جزءاً من المياه الجوفية ، قد تكون مياه حرة أو حبيسة ، كما يمكن أن تتحول المياه الحبيسة في الطبقة المتشققة الواحدة، أو في أجزاء منها إلى مياه حرة . تتواجد مياه الشقوق في شقوق الصخور البركانية القاسية ، وشقوق الصخور الرسوبية الكلسية والرملية والكوارتزيت . تتحرك المياه الجوفية الموجودة ضمن الشقوق الصخرية فقط، حيث يلاحظ عادة أن هذه الصخور تعد بمثابة صخور كتيمة أو غير نفوذة للماء .

يختلف عمق مياه الشقوق باختلاف أعماق انتشار هذه الشقوق ، حيث تنتشر شقوق التعرية على أعماق تتراوح بين ١٠٠ ــ ٢٠٠ م ، بينما تمتد الشقوق التكتونية لأعماق تصل حتى آلاف الأمتار . تنتشر الشقوق الشعرية ، وشقوق الانفصال وشقوق التطبق على أعماق مختلفة ، وحين تتطور الشقوق تمتص المياه السطحية وتتراكم فيها ثم تتجمع وتتحرك حسب طبيعة الشقوق وحجمها واتجاهها الأفقي والشاقولي ، حيث يعدّ بمثابة ممرات مختلفة الاتجاهات تسلكها المياه الجوفية .

تسهم أبعاد الشقوق في تحديد كمية المياه الجوفية المتجمّعة والمتحركة ضمنها، إذ تختلف من الشقوق الشعرية الدقيقة التي يقل قطرها عن ٠٫٢٥ ملم إلى الشقوق المكشوفة العريضة والشقوق التكتونية ، والشقوق التصدعية الضخمة الناتجة عن

التصدعات والانكسارات التي تتم على مقياس كبير • تتحرك المياه الجوفية ضمن الصخور التي تحتوي على شقوق ناعمة دقيقة وموزعة بشكل منتظم على شكل حركة خطية انسيابية ويطبق عليها العلاقة (٥ ــ ٣٤) ، أما عندما تنشر ضمن الصخور شقوق عريضة وضخمة وانكسارات تكتونية يلاحظ أن حركة المياه الجوفية ضمن هذه الشقوق تكتسب صفة الحركة المضطربة ، وبالتالي تستخدم العلاقة (٥ ــ ٣٦) لحساب سرعة التدفق •

٥ـ١١ـ٥ـ المياه الكارستية :

يطلق اسم الكارست « Karst » على العمليات الجيولوجية التي تتضمن الذوبان والانحلال الكلي أو الجزئي للصخور بتأثير المياه الجوفية والسطحية ، مع نقل ناتج الذوبان والانحلال والمواد العالقة خارج مواقع الذوبان • يتطور الكارست المكشوف والضمني في الصخور الكلسية والدولوميتية والجبسية والملح الصخري، وينجم عن ذلك العديد من الأشكال الكارستية مثل : الثقوب الضخلة ، والثقوب البالوعية ، والشقوق الواسعة ، والأقنية ، والتجاويف ، والفجوات ، والكهوف ، والينابيع •

يتطور الكارست المكشوف بفعل مياه الأمطار والمياه السطحية ، وتنجم عنه تجاويف أخدودية ومخاريط وأغوار وفوهات كارستية ، ثم تتطور هذه الأشكال في جميع الاتجاهات • بينما يتطور الكارست الضمني داخل الطبقات الصخرية العميقة ، وتلعب التشققات دوراً مهماً في ذلك • تلعب الأشكال الكارستية السطحية دوراً مهماً في تغذية الطبقات المائية الكارستية الضمنية ، حيث تغور وترشح مياه الأمطار والمياه السطحية ، إذ يلاحظ أن مياه المجاري المائية المؤقتة أو الدائمة في الأقسام المكونة من صخور كارستية تمتص من قبل الشقوق والمخاريط الكارستية ، كما يلاحظ امتصاص مياه الأنهار من قبل المخاريط والفجوات الكارستية الخارجة مباشرة إلى سطح الأرض عند ضفاف ومجاري الأنهار •

يتميز سطح المياه الجوفية الكارستية بتبدله الشديد والمستمر ، كما يتميز صرف المياه الجوفية الكارستية بتباين واضح وشديد من زمن لآخر ، فالشروط

الكارستية تؤمن تغذية سريعة من التهطال ، لذا يزيد الصرف في موسم الفيضانات والأمطار الغزيرة وذوبان الثلوج ، كما تتأثر بشدة الينابيع ذات التغذية الكارستية ويتغير صرفها تبعاً لشروط التغذية فيزداد وقت الفيضانات وذوبان الثلوج والأمطار ويقل وقت الشح .

تتواجد المياه الكارستية الجوفية العميقة في مواقع متعددة من سورية ، لاسيما في الصخور الكاربوناتية المشققة والكارستية العائدة للكريتاسي الأعلى والجوراسي . وقد اكتشفت هذه المياه بفعل الآبار العميقة التي وصلت حتى ١٥٠٠ م في جنوب سورية وجنوب شرقها ومنطقة حوض الفرات والبادية السورية ، حيث تتميز المياه بضاغط مائي عالٍ انبثق معظمها إلى السطح . كما توجد في سورية العديد من الينابيع الكارستية عالية التصريف ودائمة الجريان ، حيث يتصف غالبيتها بانبثاقها من صخور كاربوناتية مشققة وكارستية . وقد تأكد انتشار الظواهر الكارستية في أنحاء سورية كافة ضمن الصخور الكاربوناتية العائدة للجوراسي والكريتاسي الأوسط والعصر الثلاثي ، وفي الصخور الهالوجينية العائدة للميوسين الأوسط . وتكون هذه الظواهر على أشدها في المنطقة الغربية الساحلية نظراً لتميزها بالسماكات الكبيرة للصخور الكاربوناتية والجريان النشط للمياه الجوفية ، وهذا ما يفسّر وجود أعداد كبيرة من الينابيع مختلفة التصاريف في المنطقة الغربية من سورية (رسول آغا ، ١٩٨٧) .

يعدّ نبع الفيجة من الينابيع الكلسية الكارستية النموذجية، الواقع على السفح الشرقي لسلسلة جبال لبنان الشرقية الكاربوناتية . ويتميز بتغيرات تصريفه الشديدة على مدار السنة ، مما يؤكد عدم انتظام تغذيته حيث يتراوح تصريفه من ٥ر١ — ٥ر٣ م٣/ثا وقت الشح ويرتفع إلى ٢٥٠ م٣/ثا وقت الفيضان بتصريف وسطي مقداره ٨ م٣/ثا (العقاد ، ١٩٨٩) . بينما يوجد في شمال شرق سورية العديد من الينابيع الكارستية ، ويعد نبع رأس العين من أضخم الينابيع الكارستية في منخفض ما بين النهرين بغزارة تتراوح بين ٣٦ — ٤٢ م٣/ثا وينبثق من الصخور الايوسينية (رسول آغا ، ١٩٨٧ Burdon, 1963) بينما عدّه بوجومولوف (١٩٧٥) من أضخم وأشد

الينابيع غزارة في العالم ، وهو من حيث الدفق لا يقل منزلة عن ينبوع ستيلا الشهير في إيطاليا الذي يزيد صرفه على ٣٦ م٣/ثا .

٥ـ١١ـ٦ـ المياه المعدنية الباردة والحارة :

تعرّف المياه المعدنية على أنها المياه التي يزيد فيها التركيز الأيوني على ١٠٠٠ ملغ/ل ، بذلك فهي تضم المياه المالحة بطبيعتها ، والمحاليل الملحية الطبيعية البحيرية الناجمة عن تبخير مياه التوضعات الرسوبية (Rodda, et al, 1976) . بينما عرّفها بوجومولوف (١٩٧٥) على أنها المياه التي تحتوي على نسب عالية من المركبات الكيمائية المنحلة والغازات ، بحيث يتراوح التعدن العام بين ٣ر٠ ـ ١٠ غ/ل ، وهي غالباً ذات خواص قيّمة تستخدم لأغراض العلاج والصناعة ، وبازدياد قيمة المعامل الغازي (نسبة صرف الغازات إلى صرف الماء في الينبوع) تزداد أهمية هذه المياه لأغراض العلاج . كما تتمتع المياه الحاوية على المواد المشعة وحامض الكاربونيك ، وكبريتيد الهيدروجين بأهمية خاصة في مجال العلاج .

يمكن أن تكون المياه المعدنية حرة أو حبيسة ، حيث تكون عادة مياه شقوق . بينما تتركز منافذها على سطح الأرض في أماكن تماس الطبقات ذات النفاذية المختلفة ، أو في مناطق التصدع التكتوني . لتقويم هذه المياه لابدّ من دراسة البنية الجيولوجية التي تقع فيها الطبقة الحاوية على مياه معدنية ، والتركيب الصخري لهذه الطبقة ، بالإضافة لدراسة الوضع التكتوني ، وتحديد ظروف دوران وجولان المياه الجوفية ، وتحديد التركيب الكيمائي ، ونسبة صرف الغازات .

تتميز المياه المعدنية الحارة بدرجة حرارة عالية ، وأحياناً تصل إلى السطح على شكل أبخرة مائية . تقسم المياه الحارة حسب درجة حرارتها إلى مياه باردة (حتى ٢٠° م) ودافئة (حتى ٣٧° م) وساخنة (٣٧ ـ ٤٠° م) وساخنة جداً (أكثر من ٤٠° م) .

تتواجد المياه المعدنية في القطر العربي السوري في مواقع متعددة ، وعلى

أشكال مختلفة تنبثق أحياناً على شكل ينابيع أو فوهات أبخرة طبيعية . وأحياناً ضمن آبار قليلة العمق أو عميقة جداً حفرت من قبل الجهات المختصة . ويرتبط ظهورها مع الصدوع التكتونية العميقة في معظم مناطق القطر ، ويؤكد دوبرتريه أن هذه الينابيع الحارةالكبريتية أو المالحة على طول السلسلة التدمرية تكتسب ملوحتها ورائحتها عندما تلامس التوضعات البيتومينية والصخور الملحية والجصية العائدة للألبيان . تتمثل ينابيع المياه المعدنية بنبع رأس العين الكبريتي ، ونبع أفقا تدمر ، وحمام الشيخ عيسى ، ونبع الضمير الكبريتي ، ونبع فاسريا قرب دمشق . ومن الآبار : بئر يارودة قرب درعا ، وبئر السفح قرب رأس العين ، وآبار السفيرة قرب حلب ، وبئر القسطون في الغاب ، وبئر القاسمية قرب دمشق . ومن الفوهات يلاحظ فوهات الأبخرة في أبي رباح جنوب شرق حمص على الجانب الشرقي لسفح جبل أبي رباح .

٥-١١-٧- المياه المالحة :

تتواجد المياه الجوفية المالحة عادة في الطبقات العميقة ، حيث تكون حركة الماء بطيئة جداً بسبب النفوذية الضعيفة للطبقة الحاملة للماء الجوفي الحر أو الحبيس . يتم الحصول على المعلومات حول كيمائية هذه المياه من الآبار العميقة ، أو من الآبار المحفورة بهدف التنقيب عن النفط .

يصل تركيز الكلوريدات (Cl^-) في الماء الجوفي المالح إلى قيم عالية جداً تتراوح بين ٢٠٠٠٠ ـ ٦٠٠٠٠ ملغ/ل عند أعماق تصل حتى ٥ كم . وفي بعض الأحيان يفوق تركيزها مرتين أو ثلاث مرات على تركيزها في مياه البحار والمحيطات (Anderson, 1945) ، وأثناء التنقيب عن النفط اكتشفت مياه مالحة في الصخور الكربوناتية وصلت ملوحتها أكثر من ٢٠٠٠٠٠ ملغ/ل . ويلاحظ أن ازدياد تركيز الأملاح يتناسب مع عمق الطبقة الخازنة للماء ، حيث تتحول المياه شيئاً فشيئاً إلى محاليل ملحية .

تعزي بعض الدراسات أصل الماء المالح إلىوجود مياه بحرية مالحة بالأصل

في التوضعات الرسوبية البحرية زمن تشكلها (White, 1957) وبعضهم الآخر يرى أن مصدر الماء المالح يعود للماء الجوي الراشح ، حيث يذيب هذا الماء الأملاح أثناء تماسه مع الصخور وحركته ضمنها فيما بين الطبقات الأرضية ، وخير مثال على ذلك مياه المطر الراشح في التوضعات الرسوبية القارية التي فقدت ماءها بفعل التبخر الشديد، يمكن تحديد مصدر المياه الجوفية المالحة بالاعتماد على نسبة (Cl/Br) ، أي على نسبة تواجد أنيونات الكلور والبروم ، فإذا كانت قيمة هذه النسبة ٣٠٠ تكون المياه المالحة ذات أصل بحري ، أما إذا كانت قيمة هذه النسبة أقل من ٣٠٠ فتكون المياه المالحة ناتجة عن بقايا البحيرات الاعتيادية ، بينما إذا كانت أكبر من ٣٠٠ فتكون المياه المالحة ناتجة عن رشح المياه السطحية المذيبة للأملاح .

يتصف الماء الجوفي المالح بنسب أيونية تختلف عنها في مياه البحر ، فنسب HCO_3/Cl ، SO_4/Cl / Mg/Cl ، K/Cl ، Na/Cl أقل مما هي عليه في ماء البحر ، لكن نسبة (Ca/Cl) أعلى مما هي عليه في ماء البحر المالح . تعزى هذه التباينات في تلك النسب إلى تفاعلات الماء المالح المتواجد في مسامات الصخور الرسوبية فيما بين محاليله وبين الرسوبيات نفسها . بينما يعزى سبب ملوحة تلك المياه إلى حد يفوق ملوحة مياه البحار إلى الصخور التي تعمل كغشاء شبه نفوذ ، تعتمد العملية التي يزداد بموجبها تركيز الأملاح في المياه الجوفية على اعتبار الصخور الرسوبية بمثابة تجمعات حبيبية ناعمة دقيقة مضغوطة . تمنع جزيئات معادن الطين ذي الشحنة السالبة مرور الأنيونات الموجودة في الماء، لكنها لا تمنع مرور جزيئات الماء عديمة الشحنة عبر مساماتها التي تتحرك باتجاه تناقص قيم الضغط المائي ، بينما لا تستطيع الكاتيونات (الايونات الموجبة) الحركة خلال الغشاء كعنصر كيمائي بغية المحافظة على التوازن الكهربائي، وهذا بدوره يؤدي إلى زيادة تركيز الأملاح على الجهة التي يتحرك نحوها الماء ، وبازدياد تركيز الأملاح في الماء المالح بطبيعته يلاحظ تزايد نسب (Ca/Cl و Mg/Cl) وتناقص نسب (Na/Cl و K/Cl) ويعزى ذلك إلى أن أغشية الطين الصفحي Shale membrances المكونة من حبيبات ناعمة دقيقة تحتجز ، وتزداد بالتالي تراكيز كاتيونات الكالسيوم والمغنيزيوم . إن السهولة التي تتحرك

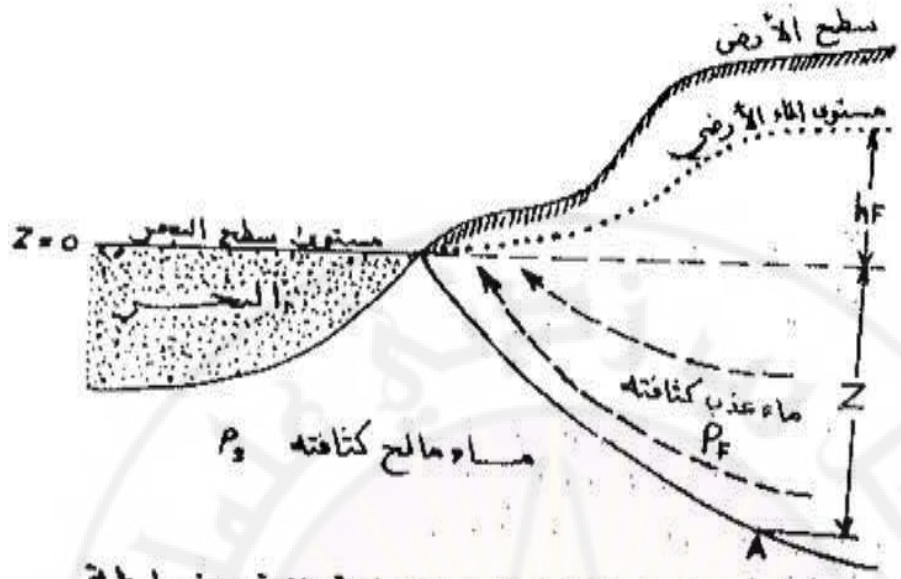
خلالها الايونات ضمن أغشية الطين الصفحي تتناسب عكساً مع التكافؤ الايوني ، وحجم الايونات .

٥ـ١١ـ٧ـ١ـ تداخل ميـاه البحر :

تداخل المياه المالحة Saline intrusion ، هي العملية التي تزداد بموجبها نسبة ملوحة المياه الجوفية في موقع معـين ، وعند عمق محـدد بسبب الفعل البشري (Todd, 1964) . وتعد من المشكلات المصاحبة لاستغلال المياه الجوفية في الأقاليم الشاطئية على مستوى العالم أجمع ، فهي ظاهرة يمكن أن تلاحظ في جميع الأقاليم الشاطئية ، حيث يكون الاعتماد الرئيس على المياه الجوفية كمصدر رئيس للاستهلاك المائي . تلاحظ هذه الظاهرة على سبيل المثال في المناطق الساحلية لولايات فلوريدا وكاليفورنيا وتكساس ونيويورك في الولايات المتحدة الأمريكية ، وفي جزر هاواي، وفي المناطق الساحلية في الدوانز الشمالية والجنوبية ولفربول في المملكة المتحدة (Rodda et al, 1976) ، وفي سواحل الوطن العربي الافريقيـة المطلة على البحر المتوسط (دمياط ، طرابلس ، سوسة) وسواحل الوطن العربي المطلة على الخليج العربي (البصرة ، الكويت ، المنامة ، دبي ، أبو ظبي) وفي سورية (رأس ابن هاني) وفي مناطق شاطئية أخرى (خوري وآخرون ، ١٩٨٨) .

تتصف الطبقات الحاملة للمياه الجوفية في المناطق الساحلية بوجود تدرج هيدروليكي طبيعي تجاه الشاطىء ، حيث ينصرف الماء الجوفي العذب في البحر معيقاً تقدم وتداخل الماء المالح . يتميز الماء المالح بكثافة تفوق كثافة الماء العذب بنحـو ٠٫٢٥ر١ مرّة ، وبسبب ذلك يظهر الماء العذب فوق الماء المالح في الأقاليم الشاطئية ، ولهذا تبدو الحدود بينهما ، أو نطاق التداخل في حالة من التوازن الهيدروديناميكي .

درس جيبين وهيرزبرك Ghyben and Herzberg طبيعة هذا التداخل في شمال أوروبا وتوصلا إلى استنتاج علاقة مشتركة تحمل اسميهما ، يمكن بوساطتها أن نحدد بشكل تقريبي موضع نطاق التداخل بين هذين السائلين (العذب والمالح) . يمثل الشكل (٥ ـ ١٦) طبقة مائية حرة في المناطق الساحلية . يلاحظ توضع الماء



شكل (٥-١٦) : تدفق المياه العذبة في طبقة مائية حرة ساحلية

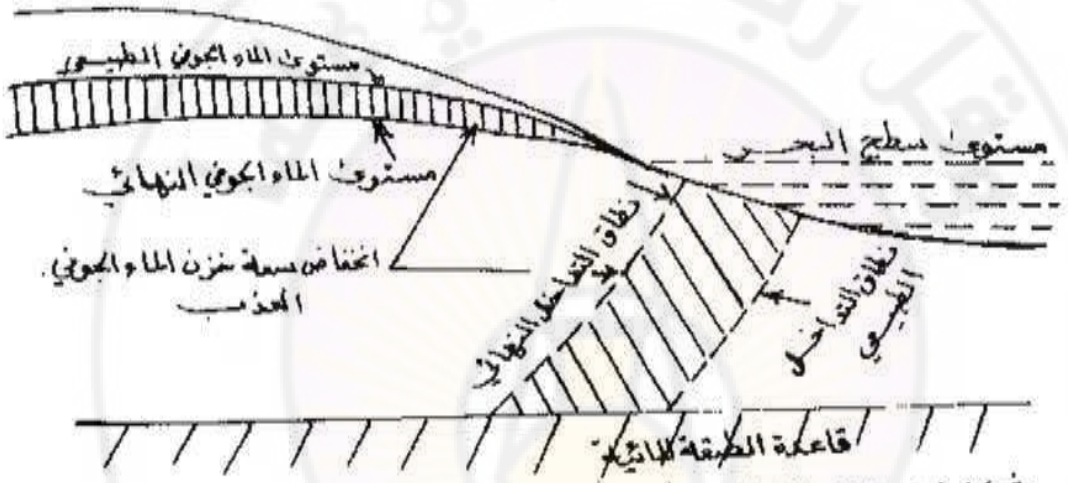
العذب ذي الكثافة « ρf » والماء المالح ذي الكثافة « ρs » ، يفصل بينهما نطاق التداخل ، ويعتمد شكله وموقعه على التوازن الهيدرودينامیكي بين السائلين. يلاحظ من الشكل السابق أن قيمة الضغط الهيدروستاتيكي على طرفي نطاق التداخل عند النقطة « A » هو :

$$\rho s \; g \; z = \rho f \; g \; hf + \rho f \; g \; z \qquad (٣٩ - ٥)$$

$$z = \frac{\rho f}{\rho s - \rho f} \; hf = \frac{1}{1.025 - 1} \; hf = 40 \; hf \qquad (٤٠ - ٥)$$

حيث تشير Z إلى عمق نطاق التداخل دون مستوى سطح البحر و « ρf » كثافة الماء العذب (١ غ/سم^٣) و « ρs » كثافة الماء المالح (١٫٠٢٥ غ/سم^٣) « hf » ارتفاع مستوى الماء العذب فوق مستوى سطح البحر و « g » تسارع الجاذبية الأرضية .

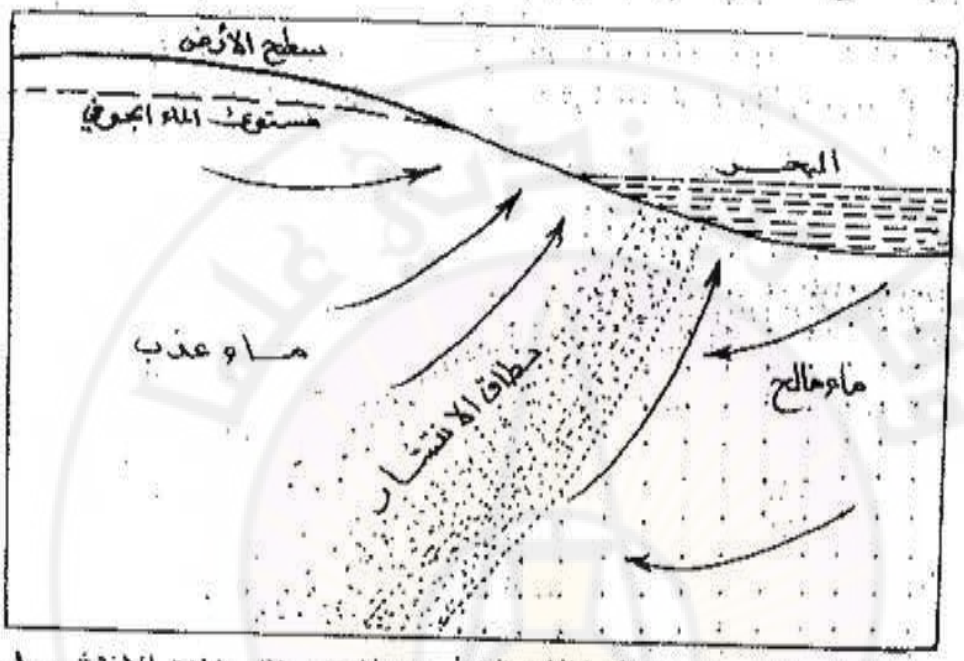
يميل سطح التداخل قليلاً تجاه اليابسة مشكلاً السطح العلوي لما يشبه إسفين المياه المالحة (شكل ٥ ــ ١٧) • يتأرجح موقع هذا النطاق تبعاً للتغيرات التي تطرأ على قيمة التدرج الهيدروليكي الناتجة عن التغيرات الفصلية الطبيعية ، وحركة المد والجزر ، ونظام استثمار المياه الجوفية العذبة• وعندما لا يكون مستوى المياه الجوفية العذبة فوق مستوى سطح البحر لفترة زمنية طويلة ، يتحوك الجزء العلوي من نطاق التداخل تجاه اليابسة في المناطق المجاورة للشواطىء ، يحدث هذا عندما ينقلب اتجاه التدرج الهيدروليكي الطبيعي جراء الضخ الزائد للمياه العذبة •



شكل (٥ ــ ١٧) : إنخفاض خزين المياه العذبه الجوفية بعد استنفاذ الماء في الأقاليم الشاطئية عن (Rodda, et al 1976)

يبدو أن التداخل الضمني بين قطاع المياه العذبة والمالحة ليس خطاً حاداً ، وإنما عبارة عن نطاق من التداخل والانتشار ، ويعزى ذلك إلى الفعل المشترك للتشتت الميكانيكي والانتشار الجزيئي(Cooper, 1959) • يرتبط عرض نطاق التداخل بعدة عوامل أهمها : المساميـة ، وشكل الفراغات المسامية ، والتذبذب النسبي لمستوى الماء بسبب حركات المد والجزر ، والتعويض والصرف الطبيعي • يرى

كوبر (١٩٥٩) أن الماء المالح يتدفق ضمن دورة تبدأ من قاع البحر إلى نطاق التداخل أو الانتشار ، ثم يعود ثانية إلى ماء البحر ، وتزداد سماكة نطاق الانتشار جراء الضخ المتسارع للماء العذب في المناطق الساحلية (شكل ٥ ــ ١٨) .



شكل (٥ــ١٨) : دورة الماء المالح الجوفي من البحر إلى نطاق الانتشار ثم عودته إلى البحر ثانية (عن Cooper 1959)

ينقص سحب المياه الجوفية الضاغط الرأسي للمياه العذبة ، وبالتالي كمية المياه العذبة المنصرفة إلى البحر ، وهذا يحدث بدوره حركة لنطاق التداخل المالح تجاه اليابسة . تقتضي إدارة هذه الطبقات المائية تحديد الحد النهائي الذي يمكن أن يصل إليه الماء المالح تجاه اليابسة دون خطورة ، وحساب كمية التصريف الطبيعي الضروري للمحافظة على الوضع الآمن شبه الثابت لهذا النطاق .

أهم الطرائق تمثل الإجراءات التالية المقترحة من قبل تود (Todd, 1959) لضبط تقدم وتداخل الماء المالح :

١ ــ إنقاص ، أو إعادة تنظيم أنظمة ضخ المياه العذبة الساحلية .

٢ ــ إعادة تعويض الطبقات المائية اصطناعياً بالماء العذب عند الضرورة .

٣ ــ تطوير نظام ضخ ضحل (من آبار قليلة العمق) بشكل مواز ومجاور لخط الساحل .

٤ ــ المحافظة على مستوى الماء العذب فوق مستوى سطح البحر ، وبشكل مواز لخط الساحل بوساطة التعويض الاصطناعي .

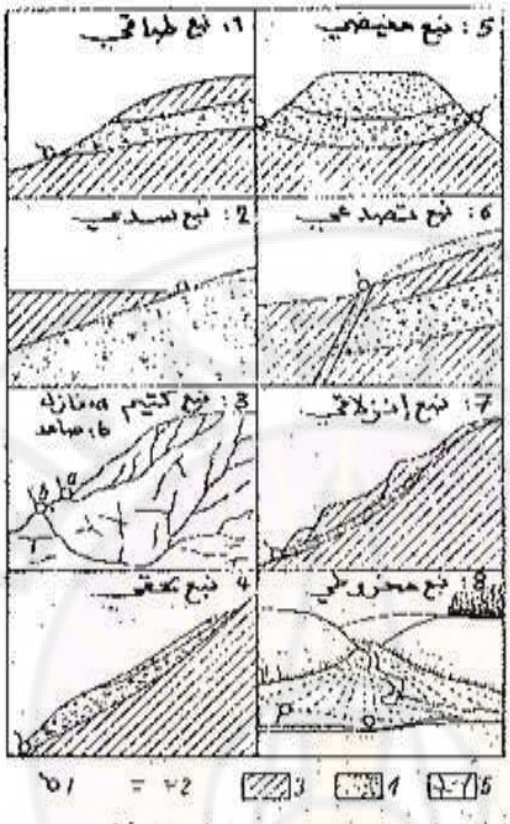
٥ ــ إشادة عائق صناعي تحت سطحي يحد تقدم المياه المالحة .

٥ــ١٢ــ الينابيع :

النبع هو جريان طبيعي للمياه الجوفية إلى سطح الأرض . تنشأ الينابيع في المواقع التي تتقاطع فيها الطبقة المائية مع سطح الأرض ، ويسبب ذلك جريانات طبيعية ذاتية مركزة للمياه الجوفية . بينما لا تعد الجريانات غير المركزة كالنزازات والتسربات والرشوحات من الينابيع . يحدث الجريان الطبيعي للمياه الجوفية إلى سطح الأرض تحت تأثير قوة الثقالة ، أو الضغط الهيدروستاتيكي فتتكون في الحالة الأولى الينابيع الثقالية أو المنصبّة وفي الحالة الثانية الينابيع الصاعدة أو الارتوازية . تتحدد طبيعة تدفق وجريان المياه الجوفية من النبع بطبيعة الطبقة المائية هل هي حرة أم مقيدة . يمكن أن يتم جريان المياه عبر الينابيع تحت تأثير ضغط الغازات الباطنية ، أو تحت تأثير بخار الماء المضغوط . عادة ما يكون عدد الينابيع في المناطق الجبلية أكثر منه في المناطق السهلية ، نتيجة تآكل سطح التربة والصخور في الجبال ، الذي يؤدي إلى تشكل فجوات عميقة تتقاطع مع الطبقات المائية الجوفية ، مما يؤدي إلى تدفق المياه الجوفية إلى السطح (شكل ٥ ــ ١٩) .

٥ــ١٢ــ١ــ أنواع الينابيع :

هناك العديد من المعايير والأسس المتبعة لتصنيف الينابيع أهمها :



شكل (٥-١٩): انواع الينابيع
١- الينبع ٢- الطبقة المائية ٣- طبقتان نفوذية ضعيفة ٤- رمل وحصى ٥- صخور كتيمة

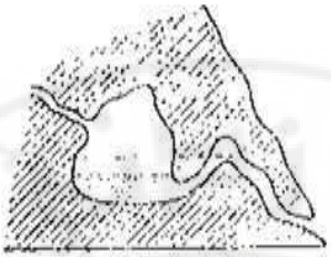
ـ حسب القوة المسببة لتدفق المياه الجوفية : حيث يلاحظ :

أ ـ الينابيع النازلة أو المنصبة وتتحرك فيها المياه نحو الأسفل (ثقالية ، انصبابية) .

ب ـ الينابيع الصاعدة : تندفع فيها المياه نحو الأعلى تحت تأثير الضغط الهيدروستاتيكي (ارتوازية) .

جـ ـ ينابيع موسمية (دورية أو متقطعة) : تتحرك الميـاه فيها تحت تأثير

الضغط السالب الحاصل نتيجة تدفق المياه من النبع (ينابيع سيفونية)، انظر الشكل (٥ ــ ٢٠) .



شكل (٥ - ٥) : الينابيع السيفونية

ــ حسب طبيعة ونوع الوسط الذي تنتقل فيه المياه (طبقات نفوذة ، شقوق ، اقنية) :

آ ــ ينابيع طباقية (على شكل طبقات) .
ب ــ ينابيع شقية (مياه متدفقة عبر الشقوق) .
جـ ــ ينابيع تصدعية .
د ــ ينابيع كارستية .

ــ حسب الوضع المورفولوجي :

آ ــ ينابيع ظهرية (خارجية) .
ب ــ ينابيع المنحدرات .
جـ ــ النبع المخروطي : تتدفق المياه (موقع النبع) في نهاية مخروط تجمع المياه .
د ــ النبع الانزلاقي : يقع النبع في منطقة انزلاقات أرضية .

ـ حسب البنية الجيولوجية للطبقات المائية :

آ ـ ينابيع الطبقات الصخرية •
ب ـ ينابيع الطبقات اللحقية •
جـ ـ ينابيع الركامات الحصوية •
د ـ ينابيع الطبقات المتآكلة والمتحللة •

ـ حسب السبب الذي ادى إلى حجز المياه :

آ ـ ينابيع مفيضية •
ب ـ ينابيع سدّية (على شكل سد) •

ـ حسب درجة تمعدن المياه :

آ ـ ينابيع المياه العذبة •
ب ـ ينابيع المياه المعدنية (درجة التعدّن أكثر من ١٠٠٠ ملغ/ل) •

ـ حسب درجة الحرارة :

آ ـ ينابيع باردة جداً حيث تتراوح درجة حرارة الماء بين الصفر و ٤° م •
ب ـ ينابيع باردة ، تتراوح درجة حرارة الماء بين ٤ و ٤٠° م •
جـ ـ ينابيع حارة ، تزيد فيها درجة حرارة الماء عن ٣٠° م •

٥ـ١٢ـ٢ـ غزارة (تصريف) الينابيع :

تعد غزارة الينابيع ، والتغير الوسطي لها مع الزمن ، وكذلك نوعية الماء من الصفات الأساسية للينابيع من وجهة النظر الاقتصادية • تعرّف غزارة نبع ما على أنها كمية المياه المتدفقة خلال وحدة الزمن وتقاس باللتر/الثانية ، أو المتر المكعب/

الثانية . تصنف الينابيع حسب غزارتها من أقل من أجزاء مئوية من الليتر في الثانية إلى أكثر من ١٠٠٠٠ ليتر في الثانية ضمن ثمان مجموعات حسب الجدول (٥ـ ٣). كما تصنف الينابيع حسب تغيّر غزارتها إلى ينابيع دائمة ذات جريان مستمر ، وينابيع مؤقتة تتدفق منها المياه خلال فترات محددة من السنة . من أهم العوامل التي تؤثر في تبدل وتغير غزارة الينابيع :

جدول (٥ ـ ٣): تصنيف الينابيع حسب الغزارة

المجموعة	الغزارة ل/ثا
١	> ١٠٠٠٠
٢	١٠٠٠٠ ـ ١٠٠٠
٣	١٠٠٠ ـ ١٠٠
٤	١٠٠ ـ ١٠
٥	١٠ ـ ١
٦	١ ـ ٠,١
٧	٠,١ ـ ٠,٠١
٨	< ٠,٠١

١ ـ كمية وشدة التهطال .

٢ ـ مساحة حوض التغذية .

٣ ـ نفاذية التربة والصخور في حوض التغذية .

٤ ـ نوعية الطبقات المائية .

٥ ـ توضع وحجم خزان المياه الجوفية .

٦ ـ بعد النبع عن حوض التغذية وعن الخزان المائي الجوفي .

تحدد تبدل غزارة النبع خلال فترات التدفق بالعلاقة بين التصريف الأصغري Q_{min} والتصريف الأعظمي (Q_{max}) ، أي من خلال قيم النسبة (Q_{min} / Q_{max}) ، وحسب هذه العلاقة تصنف الينابيع إلى أربع مجموعات رئيسة كما في الجدول (٥ ـ ٤) .

جدول (٥ ـ ٤): تصنيف الينابيع حسب تغير غزارتها

نوع الينابيع	تغير غزارة النبع
دائمة	١/١ ـ ٢/١
متغيرة قليلاً	٢/١ ـ ١٠/١
متغيرة	١٠/١ ـ ٥٠/١
متغيرة جداً	٥٠/١ ـ ٢٠٠/١

وبما أن غزارة معظم الينابيع متغيرة مع الزمن، تزداد وقت الفيضان والتهطالات الغزيرة ، وخلال فترة ذوبان الثلوج ، وتقل وقت الشح ، لذا يُعمد إلى حساب الغزارة الوسطية خلال عدد معين من السنوات .

تعد نوعية مياه الينابيع بشكل عام أفضل من نوعية المياه السطحية ، وترتبط نوعيتها بطبيعة التفاعلات الكيميائية والعضوية فيها . لاسيما فيما يتعلق بقساوة المياه الجوفية ودرجة تلوثها واللون والطعم والرائحة ودرجة الحرارة . تتعلق درجة حرارة مياه الينابيع بتوضع الطبقات المائية ، وعمقها ، وزمن توضع الماء فيها ، وعادة ما تكون درجة حرارة المياه المتوضعة في الطبقات القريبة من سطح الأرض قريبة من درجة الحرارة السنوية للهواء ، كما أن درجة حرارة المياه العميقة ستكون في معظم الأحيان أعلى . ويمكن أن يصل الفرق أحياناً إلى بضع عشرات من الدرجات المئوية .

٥ـ١٣ـ تغذية المياه الجوفية اصطناعياً :

يقصد بتغذية المياه الجوفية زيادة التعويض أو التغذية الطبيعية لخزانات المياه الجوفية من خلال السماح للماء بالرشح داخل الأرض ، سواء بشكل طبيعي ، أم من خلال تغيير الشروط الطبيعية اصطناعياً . هنالك العديد من الطرائق المستخدمة أهمها : طريقة نشر الماء وتغذية المياه الجوفية بوساطة الحفر والآبار العميقة .

٥ـ١٣ـ١ـ طريقة نشر الماء :

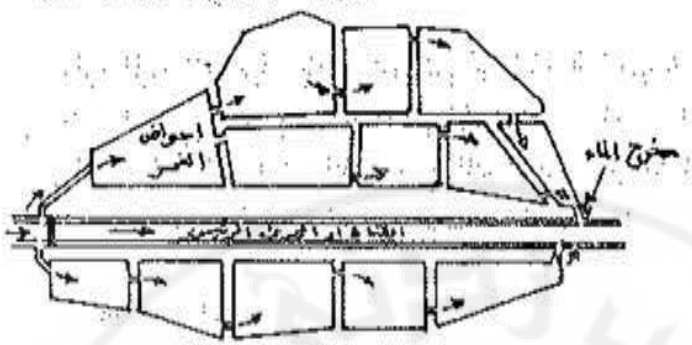
هناك العديد من الطرائق المتبعة في نشر أو تطويف الماء (Water Spreading) بغية تغذية المياه الجوفية . يتحكم بها الشروط الطبوغرافية ، والجيولوجية ، والهيدروجيولوجية ، والمناخية ، والاقتصادية ، السائدة . تتلخص هذه الطريقة بزيادة مساحة الأرض المغمورة بالماء بغية زيادة كمية المياه الراشحة للماء الجوفي ، هناك العديد من النماذج أهمها :

أ ـ طريقة الأحواض :

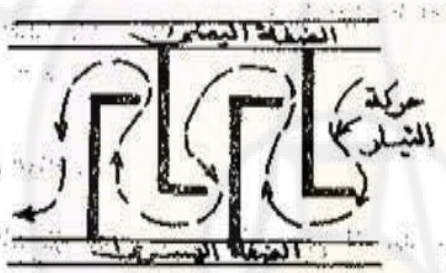
تعتمد هذه الطريقة على إمرار الماء فوق العديد من المساكب المشادة ذات الحواف المرتفعة التي تشكل سلسلة متصلة مع بعضها بوساطة أقنية (شكل ٥ ـ ٢١) . تستخدم هذه الطريقة في المواقع التي تسمح طبوغرافية الأرض بذلك . تتأثر كفايتها بدرجة الانحدار الطبوغرافي ومعدل الرشح للطبقات السطحية وتراكم السلت فوقها ، وبدرجة التبخر الجوية .

ب ـ طريقة تعديل اسرة المجاري المائية :

تهدف هذه الطريقة إلى زيادة المساحة المغمورة بالماء ، وزيادة زمن بقاء الماء ضمن الأقنية ذات القيعان النفوذة . يُعمد عادة إلى وضع عوائق ضمن المجرى المائي لتخفيف سرعة الجريان وزيادة معدل الرشح ، أو بحفر أقنية عرضية أو خنادق في المجرى المائي أو إشادة السدود المعترضة في المجاري العليا (شكل ٥ ـ ٢٢) .



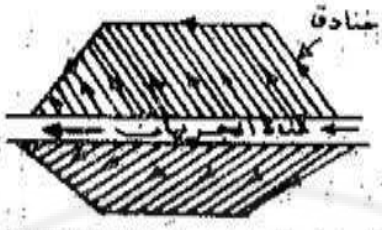
شكل (٥ـ ٢١) : طريقة الأحواض لتغذية المياه الجوفية



شكل (٥-٢٢) : تعديل أسرة مجاري الأنهار

ج ـ طريقة الخطوط أو الخنادق :

تستخدم هذه الطريقة في الأراضي غير المستثمرة، حيث يوزع الماء عبر العديد من الخطوط الكثيفة أو الأقنية أو الخنادق كما في الشكل (٥ ـ ٢٣) • يشترط أن تكون هذه الخطوط أو الخنادق قليلة العمق ، مسطحة القاع ، كثيفة بغية زيادة سطح التماس مع الماء في وحدة المساحة ، كما يجب أن تكون درجة انحدارها كافية لنقل جزيئات الطمي والغرين •



شكل (٥-٢٣) طريقة الخطوط او الخنادق

د ـ طريقة التطويف :

تعتمد هذه الطريقة على تحويل الماء من مجاريه إلى الأراضي المجاورة بغية تشكيل طبقة مائية رقيقة قليلة السماكة فوق أراضي واسعة منبسطة نسبياً • يجب أن يكون معدل الغمر منخفضاً نسبياً بغية تجنب تخريب الغطاء النباتي والتربي ، ومنع انجرافه ، والحصول بالتالي على معدل عالٍ للرشح •

٥ـ١٣ـ٢ـ تغذية المياه الجوفية بوساطة الحفر :

تستخدم طريقة الحفر « Pits » في المواقع التي تتوضع فيها طبقات كتيمة أو شبه نفوذة تحت سطحية قليلة السماكة ، بحيث تعيق هذه الطبقات رشح الماء وغوره للأسفل ، وتصبح بالتالي عملية التطويف غير مجدية • وفي هذه الحالة لابدّ من اختراق هذه الطبقة الكتيمة من خلال حفر أو بئر ذات أعماق تتناسب مع عمق وسماكة هذه الطبقة • كما تحدث مثل هذه الحفر في المواقع المنخفضة بجوار المجاري المائية الدائمة والمؤقتة • يشترط في جوانب هذه الحفر أو البئر أن تكون عمودية تماماً لمنع تراكم السلت على جوانبها ، لأنه عندما يتراكم السلت في القاع ، يأخذ الرشح دوره من خلال الجوانب ، كما لابدّ من إزالة السلت والطين المتراكم في القاع بشكل دوري •

٥ـ١٣ـ٣ـ تغذية المياه الجوفية بوساطة الآبار العميقة :

تستخدم الآبار العميقة لتغذية الطبقات المائية في المواقع التي تتوضع فيها طبقات صادة للماء عند أعماق كبيرة، بحيث يستحيل معها استخدام الطرائق السابقة. تمتلىء آبار التغذية أحياناً بالماء نتيجة لانسداد المسامات والفراغات في التوضعات المحيطة بجسم البئر الداخلي جراء توضع المواد الناعمة المعلقة والمحلولة ضمن مياه التعويض أو من خلال التفاعلات الحاصلة بين مياه التعويض والمياه الطبيعية. يشترط في مياه التعويض أن تكون صافية نقية خالية من الشوائب ، والمواد المحمولة والمحلولة ، ومحتواها ضئيل من الصوديوم ، ويجب أن يتم التعويض عند ضغط مائي ثابت . كما يشترط عدم سقوط المياه بشكل حر في الآبار ، كي لا تقوم بحل الغازات الموجودة في الهواء ، وبالتالي زيادة التفاعلات الكيميائية فيما بينها وبين الماء الطبيعي المتوضع في الطبقات المائية المجاورة للبئر .

الفصل السادس

البحيرات

٦-١- المدخل :

تختلف البحيرات الطبيعية عن بحيرات السدود من حيث طريقة التشكل والقوى المساهمة بذلك ، وسنقتصر في هذا البحث دراسة البحيرات الطبيعية .

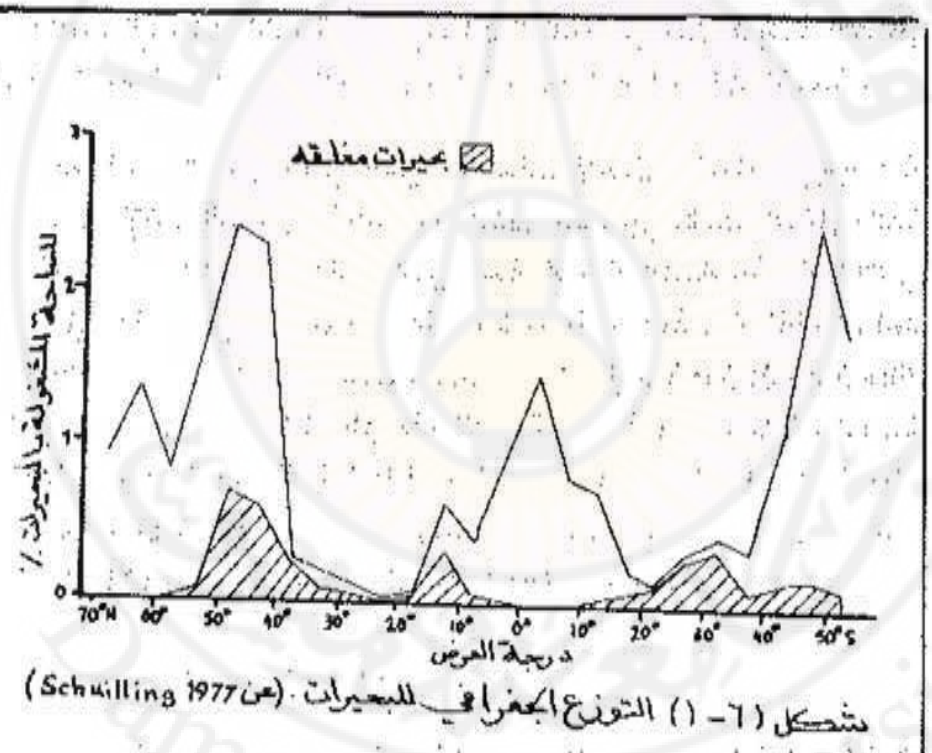
تبدو البحيرات على مقياس الزمن ، أو تعاقب الأجيال ، كمظاهر طبيعية ثابتة مميزة ضمن الإقليم الطبيعي ، لكنها تبدو كمظهر جيولوجي مؤقت تتشكل وتنشأ جراء الحركات المولدة ، ثم تتطور لتصل لمرحلة الهرم أو الشيخوخة ، أو تتلاشى لحد ضئيل جداً . البحيرة « Lake » كتلة كبيرة من الماء العذب أو المالح تتواجد بشكل دائم ضمن منخفضات « Depressions » داخل اليابسة دون أن يكون هناك اتصال مباشر مع البحر . كما تطلق هذه التسمية على الأجزاء العريضة والواسعة من الأنهار ، وعلى الكتل المائية الواقعة بجوار السواحل ، وتبقى على اتصال دائم مع البحر . بينما تطلق تعابير : « Pond » و « Tarn » و « Loch » و « Mere » على الكتل المائية صغيرة الحجم تبعاً لموقعها واختلاف حجمها .

٦-٢- الانتشار الجغرافي للبحيرات :

يبدو أن التوزيع الجغرافي للبحيرات غير منتظم ، حيث تتواجد بكثرة في العروض العليا والمواقع المرتفعة ، لاسيما العروض العليا التي تعرضت للزحف الجليدي في الأزمنة الحديثة . كما تتواجد البحيرات على طول مجاري الأنهار التي

تتميز بتدرج هيدروليكي ضعيف ، ومجرى نهري عريض ، وعلى طول مجاري أنهار المناطق المنخفضة المجاورة للسواحل البحرية ، لاسيما في المناطق الرطبة حيث العديد من البحيرات (بحيرات فلوريدا) .

قام شكولينك « Schuilling, 1977 » بحساب توزيع البحيرات وفق درجات العرض بفواصل مقدارها خمس درجات عرض ، ولخص نتائجه بالشكل (٦ ــ ١). يلاحظ من هذا الشكل وجود ثلاثة مواقع رئيسة لتركيز البحيرات على سطح الكرة الأرضية . يتحدد الموقعان الأول والثاني عند درجة عرض ٤٥ شمال خط الاستواء وجنوبه ، بينما يتحدد الموقع الثالث بنطاق مركزه التقريبي عند خط الإستواء .



شكل (٦ - ١) التوزع الجغرافي للبحيرات . (عن Schuilling 1977)

تتواجد البحيرات عند ارتفاعات متباينة بالنسبة لمستوى سطح البحر ، بدءاً من ٣٩٧ م دون مستوى سطح البحر ، حيث ينخفض مستوى الماء في البحر الميت عن مستوى سطح البحر الأبيض المتوسط ، بينما ينخفض مستوى سطح الماء في بحر غاليللي « Galilee » (بحيرة طبريا)[1] نحو ٢١٢ م دون مستوى سطح الماء في البحر الأبيض المتوسط . كما ينخفض مستوى سطح الماء في بحر قزوين ٢٨ م دون مستوى سطح البحر . كما تتواجد البحيرات عند ارتفاع يفوق ٦٨٥٠ م في هضبة التبيت ، حيث توجد البحيرات السماوية « Sky lakes » ، ومنها البحيرة « دون اسم » التي تغذي نهر سوتلج « Sutlej » . وبحيرة تيتيكاكا « Titicaca » في أمريكا الجنوبية التي تتواجد عند ارتفاع ٣٨١٠ م ، وبحيرة يلوستون « Yellowstone » في الولايات المتحدة الأمريكية التي ترتفع ٢٣٥٦ م فوق مستوى سطح البحر « Petts and Foster, 1985 » .

هناك نوعان من البحيرات حسب طبيعة الماء : بحيرات الماء العذب ، وبحيرات الماء المالح التي تضاهي ملوحتها ملوحة مياه البحر ، وتزيد عليه في بعض الأحيان ، وتكثر هذه البحيرات في تركستان . يعدّ بحر قزوين من أكبر بحيرات الماء المالح في العالم ، حيث تبلغ مساحة سطح هذه البحيرة المالحة ٣٧٠ ألف كم٢ . بينما تكثر بحيرات الماء العذب في فنلندة واسكندنافيا ، وعلى الحدود بين الولايات المتحدة الأمريكية وكندا ، حيث توجد أكبر بحيرة للماء العذب ، وهي البحيرة العليا « Superior » التي تبلغ مساحة سطحها ٨٢٤١٣ كم٢ ، لكنّ حجم الماء في هذه البحيرة يقل عن حجم الماء في بحيرة بايكال في جنوب سيبيريا التي تبلغ مساحة سطحها ٣١٤٩٩ كم٢ ، لكنها تضم خُمس المياه الموجودة في البحيرات العظمى ، وتقريباً كل مياه بحر البلطيق ، حيث يقدّر حجم مياه بحيرة بايكال ٢٣٠٠٠ كم٣ ، محتلة بذلك المرتبة الأولى في العالم .

تختلف البحيرات من حيث العمق ، فأقلّها عمقاً هي بحيرة تشاد الموحلة في إفريقيا (٧ م) وأكثرها عمقاً هي بحيرة البايكال الكهفية في آسيا حيث يصل عمقها الأقصى ١٧٣٧ م .

---

(١) يمكن مراجعة الملحق (١) للاطلاع على مواقع البحيرات الواردة في هذا الفصل .

تنتشر البحيرات العظمى على الحدود الشمالية للولايات المتحدة الأمريكية على هيئة أقواس مبعثرة ، وعددها ثمان بحيرات ، لا تقل مساحة إحداها عن ١٨٠٠٠ كم٢ وهي : أونتاريو ، إيري ، هيورون ، ميتشيغان ، العليا (سابيريور) ، وينيبيج (كندا) ، كريت سلاف (كندا) ، كريت بير (كندا) .

وعلى بعد مئات الأميال إلى الغرب من بحيرة بايكال في جنوب غرب سيبيريا توجد بحيرة ضخمة أخرى هي بحيرة بالكاش في جمهورية كازاخستان ، وإلى الغرب منها بحيرة آرال . كما توجد بحيرة ضخمة أخرى « بحيرة لادوجا » قرب الحدود السوفيتية ـ الفنلندية .

يوجد في شرق إفريقيا سلسلة من البحيرات الضخمة مثل بحيرة فكتوريا التي تحتل المرتبة الثانية في المساحة بعد البحيرة العليا ، وبحيرة رودولف ، وبحيرة تانجانيقا ، وبحيرة نياسا .

بينما يلاحظ أن أمريكا الجنوبية فقيرة بالبحيرات ، حيث توجد بحيرة واحدة كبيرة الحجم هي بحيرة تيتيكاكا على الحدود بين البيرو وبوليفيا ، بينما تعد بحيرة ماراكايبو في شمال غرب فنزويلا بمثابة ذراع ضحل للبحر داخل فنزويلا .

تعد استراليا من القارات الفقيرة نسبياً بالبحيرات ، وأكبرها بحيرة آير حيث تبلغ مساحة سطحها ٩٣٠٨كم٢ ، تليها بحيرة تورنز وبحيرة وودس وجيردنر وماكاي .

٦ـ٣ـ التغذية المائية للبحيرات :

يعد التهطال المصدر الأساسي للمياه في البحيرات ، وتتغذى البحيرات من المصادر المائية التالية :

١ ـ التهطال المباشر فوق البحيرات .

٢ ـ المياه الناتجة عن ذوبان الثلوج والجليد .

٣ ــ الأنهار التي تعمل على طمس معالم البحيرات من خلال توضيع السلت والطين في قاع البحيرة ، أو من خلال تعميق منسوب مخرج الماء من البحيرة .

٤ ــ المياه الجارية السطحية المباشرة والسريعة .

• ــ مياه الينابيع ، أو التزويد بالمياه تحت السطحية لدى ارتفاع منسوب الماء الأرضي إلى مستوى يفوق مستوى قعر البحيرة .

٦ــ٤ــ أصل الأحواض البحيرية :

البحيرات : حجم كبير من الماء يتواجد بشكل دائم في المنخفضات الأرضية المحاطة من جميع جوانبها بحواف بارزة يفوق ارتفاعها أخفض نقطة في القسم الداخلي المحصور بهذه الحواف . يلاحظ بشكل عام في أي إقليم ، حيث تكون هناك كفاية مائية لملء هذه المنخفضات ، توجد هناك أيضاً إمكانات حت حواف هذه المنخفضات ، وبالتالي فإن هذه الحافات التي تعمل على بقاء البحيرات وإطالة عمرها تحمل معها منذ ولادتها عوامل فنائها . يتم هذا الأمر بسرعة كبيرة جداً عندما يخرج من البحيرة جدول أو نهر . بينما يمتلىء حوض البحيرة بالرواسب عندما يصب في البحيرة نهر أو روافد نهرية عديدة ، كما أن لنمو النباتات والطحالب في البحيرة وعلى جوانبها وإنتاج المواد العضوية الفعل نفسه . لذلك يلاحظ أن عمر معظم البحيرات محدود وقصير نسبياً ، بينما تدين البحيرات الموجودة في الوقت الحاضر بوجودها إلى أننا نعيش في مرحلة يمكن أن توصف من الناحية الجيولوجية بغناها نسبياً بالحركات التي تعمل على تشكيل الانخفاضات الأرضية .

تصنف البحيرات تبعاً للعوامل التي تسهم بتشكيل الانخفاضات الأرضية ، والتي بدورها تقسم إلى العوامل المولدة أو المشكلة (Constructive) التي تشكل الحافات الأرضية . والعوامل المخربة (Destructive) التي تسهم بتشكيل الانخفاضات ضمن سطح الأرض (Excavate) والعوامل المانعة (Obstructive)

التي تسد مخارج الأودية بفعل حركات النهوض أو المقذوفات البركانية أو بفعل الإنسان .

٦-٤-١- البحيرات التكتونية :

تتشكل البحيرات التكتونية بفعل العديد من العوامل يبرز من أهمها : نهوض أو ارتفاع جزء من قاع البحر ، حيث تتشكل البحيرات نتيجة لبروز الحواف وحصر الماء المالح داخلها ، ويلاحظ هنا أن الماء في البحيرة المتشكلة يتماثل في صفاته مع مياه البحر الذي انفصل عنه ، مثال ذلك بحر قزوين وبحر آرال ، وبحيرة نيكاراغوا التي كانت عبارة عن خليج في المحيط الهادي .

يبدي سطح الأرض المرتفع حديثاً جراء عمليات النهوض ، تباينات طبوغرافية تختلف عن الحالة السابقة ، أي عندما كان هذا السطح مغموراً بمياه البحر ، حيث يلاحظ تفاوت وتباين في توضع الرسوبات جراء التيارات البحرية. تتشكل الأحواض أيضاً جراء عدم الانتظام في حركات الرفع ، ومن ثم تتجمع المياه في هذه الأحواض بعد ارتفاعها ، وتتشكل البحيرات ، التي وصفت ببحيرات الأراضي الجديدة . تعد بحيرة أوكيتشوبي (Okeechobee) في ولاية فلوريدا نموذجاً لهذا النوع حيث يبلغ عمقها ٣ م ومساحتها ١٨٤٠ كم٢ ، وتحتل المرتبة الثانية من حيث المساحة بعد بحيرة ميتشيغان ، وهي انخفاض أرضي تشكل في قعر البحر البليوسيني ، وربما تعدّل شكلها فيما بعد بفعل عمليات الانحلال والحت والترسيب .

هناك نموذج ثالث من البحيرات التكتونية تشكّل بفعل الحركة الانقلابية (العكسية) لأنظمة التصريف المائي ، ذلك أن الالتواءات الخفيفة ، أو حركات الرفع التي تصيب بعض أجزاء القشرة الأرضية تؤدي إلى عكس أنظمة الجريان المائي ، وبالتالي تشكل البحيرات . تعد بحيرة كيوجا (Kioga) في أوغندا خير مثال على ذلك . تعرض الإقليم الواقع إلى الشمال من بحيرة فكتوريا لحركات التوائية خفيفة عكست أنظمة التصريف المائي في القسم العلوي من نهر كافوا (Kafu) ،لذا امتلأت الأودية في القسم العلوي بالماء ، وتشكلت جراء ذلك بحيرتان منفصلتان هما

كيوجـا وكوانيا (Kwunia) خلال الزمن الثالث ، ثم عاد وتجدّد ذلك خـلال البليوستوسين • إن الحركات (Upwarping) الالتوائية القوسية الرافعة التي شكلت الحوض العظيم في جنوب استراليا ، والذي كان مشغولاً ببحيرة داير ي (Dieri) خلال الفترات الرطبة من البلايستوسين تحتله الآن بحيرة آيري الجافة (Eyre) .

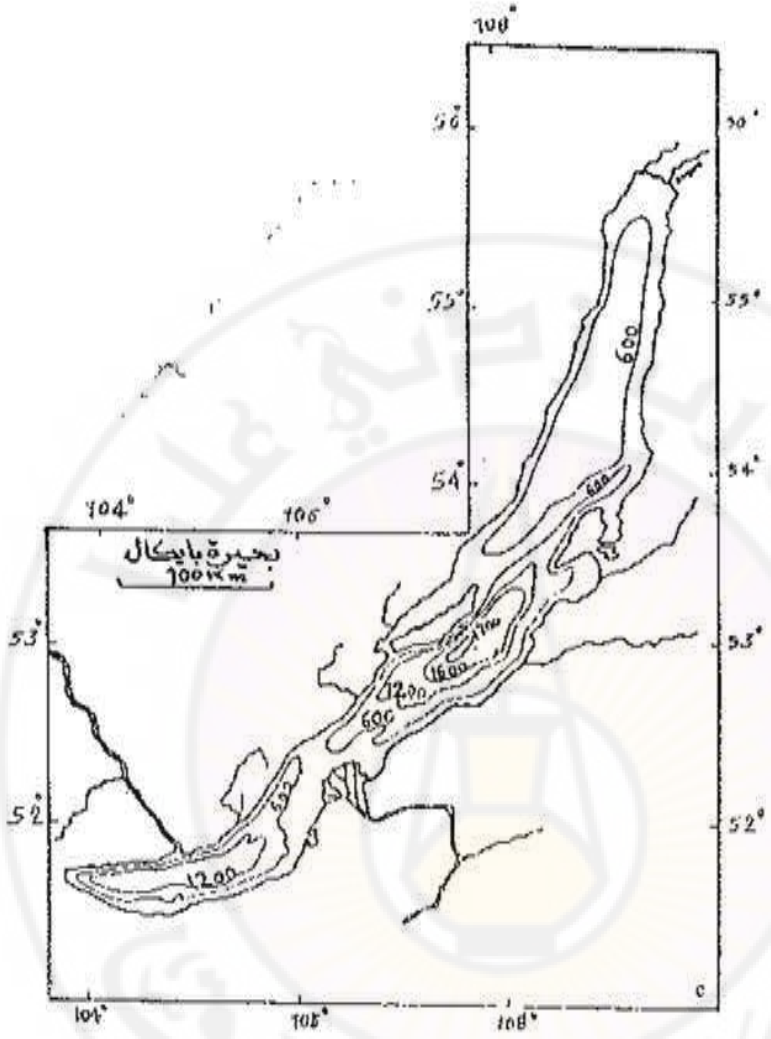
تشكل النموذج الرابع من البحيرات التكتونية بفعل حركات النهوض الرئيسة، حيث يلاحظ أن الحركات التي ساهمت بتعويم المجرى الأعلى لنهر « كافو » هي جزء من الحركات الرئيسة التي ساهمت بتشكيل بحيرة فكتوريا في وسط إفريقيا جراء رفع الأطراف المحيطة بهذه البحيرات بفعل بعض الحركات الالتوائية الرافعة حول هوامش الهضبة المحيطة بصدوع أو انهدامات البرت ــ ادوارد ــ تانجانيقا في الغرب ، وانهدام كينيا في الشرق • وبعدها شغلت بحيرة فكتوريا بالتدريج المناطق المنخفضة وسط الهضبة •

تتشكل المنخفضات الأرضية أحياناً بفعل حركات الخفس المحلية خلال حدوث الزلازل ، ثم تتجمع المياه في هذه المنخفضات لتشكل البحيرات • خير مثال على ذلك سلسلة البحـيرات المتشكلة عـن زلزال ١٨١١ الذي ضرب ولايات تنسي وميسوري وأركنساس في الولايات المتحدة الأمريكية وأهم هذه البحيرات بحيرة ريلفوت (Reelfoot) في ولاية تنسي (النموذج الخامس) •

تمثـل البحيرات المرافقة للحافات الصدعية النموذج السادس من البحيرات التكتونية ، حيث تعدّ أهمها على الإطلاق • وهنا يجب التمييز بين البحيرات المرافقة للصدوع الأحادية والبحيرات الواقعة في الأخاديد أو الأغوار المرافقة للصدوع الخفسية (Graben faults) مثل بحيرة بايكال وبحيرة تانجانيقا ، شكل (٦ــ٢) والشكل (٦ ــ ٣) •

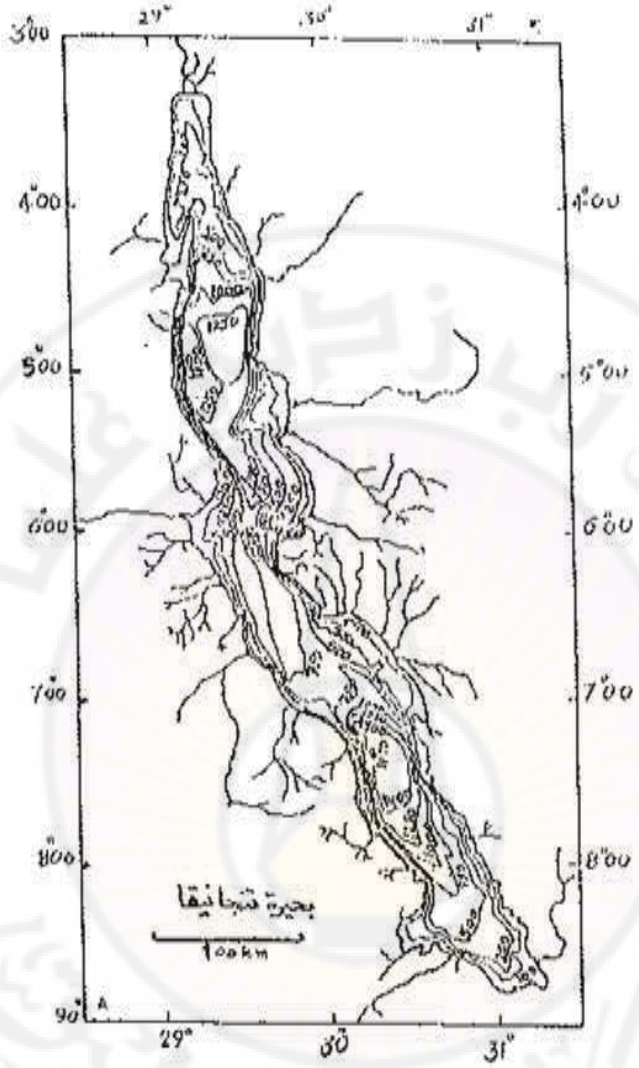
٦ــ٤ــ٢ــ البحيرات البركانيه :

تتميز الأقاليم التي تتمتع بنشاط واضح للبراكين سواء أكانت قديمة خامدة



شكل (٦ ـ ٢) : خريطة خطوط تساوي الاعماق لبحيرة بايكال

أم متقطعة أم حديثة ، باحتوائها على العديد من البحيرات ذات المنشأ البركاني ، أي المصاحبة للبراكين ، ماعدا الحالة التي تكون فيها هذه الأقاليم جافة . إن أي فتحة أو ثغر أو خفس يحدث بوساطة البراكين ، فيما إذا كانت أرضها غير نفوذة ،



شكل (٦-٣) : خريطة خطوط متساوية الاعماق لبحيرة تنجانيقا

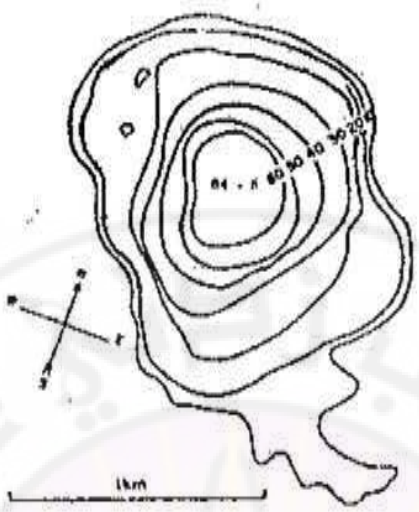
يمكن أن تشكل بحيرة • وفي معظم الحالات ، فإن الفوهات البركانية « كراتر » (Crater) حديثة التشكل جافة بسبب المسامية العاليـة لجدران الفوهة • إن مستوى الماء في بحيرة فوهة بركان كامبيرا في جنوب استراليا يتذبذب مع تذبذب مستوى الماء الأرضي المحلي هناك (Hutchinson, 1957) .

تنتشر البحيرات البركانية من مختلف النماذج في آيسلندا ، وفي مقاطعة إيفل (Eifel) في ألمانيا ، وفي مقاطعة أوفرن (Auvergne) بفرنسا ، وفي مقاطعة كومباجنا (Compagna) في رومانيا وفلكرين (Phlegrean) في إيطاليا . تنتشر هذه البحيرات في معظم أرجاء أندونيسيا وإلى الشمال في الفيلبين ثم اليابان . كما تتواجد في معظم أرجاء وسط إفريقيا ونيوزيلندا وأجزاء من استراليا وفي الولايات الأمريكية الشمالية الغربية .

يوجد العديد من نماذج البحيرات المتشكلة بفعل البراكين : تلك التي تتشكل في الفوهات الحديثة التشكل (كراتر) ، أو الفجوات الواسعة جراء اتساع الفوهة بفعل عمليات التجوية (كالديرا) (Calderu) ، أو خلال سد الأودية بالصخور البركانية أو الحمم السائلة .

يتشكل النموذج الأول في فوهات البراكين الحديثة ، وهي نادرة وقليلة وصغيرة ، أهمها بحيرة « كراتر بوتي Crater Butte » في جبل Lassen في الحديقة الوطنية بولاية كاليفورنيا الأمريكية . بينما يمثل النموذج الثاني البحيرات الموجودة في الأحواض المتشكلة بفعل الثورات البركانية الضخمة ، مثل بحيرة افرينوس (Avernus) الايطالية . تمثل بحيرات الفوهات البركانية متقطعة الثوران التي تعدلت خلال ثوراتها الأخيرة النوذج الثالث الذي تمثله بحيرة سودا (Big Soda) (شكل ٦ ـ ٤) في ولاية نيفادا الأمريكية ، وبحيرة روتوموانا (Rotomahana) في شمال آيسلندا .

هناك نماذج أخرى عديدة أهمها : بحيرات الفوهات البركانية في الأحواض الكبيرة نتيجة انهيار الجزء المركزي من البركان بعد انقذاف الماغما (بحيرة كراتر في ولاية أوريغون الأمريكية ، وبحيرة تواكاو في اليابان) . كما تعتبر بحيرة ميدسن في كاليفورنيا وبحيرة طوبا (Toba) في سومطرة من البحيرات المرافقة للبراكين ، حيث تتشكلان بين القمم الجبلية الموجودة في الكالديرات .



شكل (٦-٤) خريطة خطوط تساوي الاعماق لبحيرة (Big Soda)

تعد بحيرة كيفيو (Kivu) في وسط إفريقيا من البحيرات المتشكلة جراء انتصاب المخروط أو القمع البركاني في الأودية . كما تشكلت بحيرة سنيج (Snag) في الحديقة الوطنية في ولاية بنسلفانيا الأمريكية جراء تدفق الحمم الصلبة (اللافا) .

٦-٤-٣- البحيرات المتشكلة بفعل الانهيالات الأرضية :

تؤدي الانهيالات الصخرية، والانهيالات الترابية، من السفوح شديدة الانحدار باتجاه الوادي إلى تشكيل سدود مانعة ومعترضة للمياه التي تسيل في هذا المجرى. فإذا كان هذا الوادي مشغولاً بنهر ، تشكلت بسرعة كبيرة بحيرة خلف هذا السد ، وإذا كان جافاً ، تتجمع مياه السيول والوديان الأخرى التي تصب فيه سنة بعد سنة لتشكل بحيرة مؤقتة ضحلة انتقالية . يختلف عمر هذه البحيرات حسب طبيعة المواد المنهالة المشكلة لجسم السد ، حيث يحدد ذلك كمية المياه الخارجة من البحيرة وغزارتها . وفي كثير من الأحيان يرتفع مستوى الماء في البحيرة فوق مستوى ارتفاع

السد ، حيث ينهار جسم السد فجأة وتنصرف المياه خلال فتـرة وجيزة مسببة الفيضانات والكوارث • وهذا ما حدث لنهر الأندوس في ولاية كشمير في بداية سنة ١٨٤١ حيث انهال السفح الغربي لجبل (Nanga porba) إلى وادي نهر الأندوس نتيجة زلزال ، وفي نهاية شهر أيار ١٨٤١ تشكلت بحيرة طولها ٦٤ كم وعمقها ٣٠٠ م • وفي بداية شهر حزيران انهدم السد نتيجة ارتفاع مستوى الماء فوق حافتـه العليـا وصرفت ميـاه البحيرة خلال ٢٤ سـاعة محدثة الفيضان[١] (Mlason, 1929) .

تعد بحيرة ساريز (Sarez) خير مثال عن البحيرات المتشكلة بفعل الانهيالات الصخرية ، حيث يقع مركزها عند درجة عرض ١٥ ' ٣٨ ° شمالاً و ٧٣ ° شـرقاً في وادي نهر مورغاب (Murgab) في سلسلة جبال بامير • تشكل السد في ١٨ شباط سنة ١٩١١ ، حجمه ٢ كم٣ وارتفاعه ٧٥٠ م فوق مستوى قـاع الوادي ، وتشكلت خلفه بحيرة طولها ٧٥ كم وعمقها الأقصى ٥٠٠ م ، ارتفع مستوى المـاء ببطء حتى عام ١٩٣٤ • تم تصريف الماء من هذه البحيرة بوساطة النز والرشح من مستوى يقل بنحو ١٥٠ م دون مستوى سطح الماء فيها وبهذا تحقق توازن بين الوارد والفاقد المائي لهذه البحيرة[١] (Suslov, 1947) .

٦ـ٤ـ٤ـ البحيرات المتشكلة بفعل الجليديات :

تشكلت معظم البحيرات الموجودة على سطح الأرض بفعل الجليديات • شكلت معظم الجليديات القارية التي غطت كندا ، وشمال الولايات المتحدة ، وفنلندة ، وأجزاء من السويد أثناء حركتها حفراً مقعرة عُدّت بمثابة انخفاضات ذات قاع كتيم في الصخور القاعدية ، أو الصخور الأم ، ولدى ملء هذه الحفر بالماء تشكلت عشرات الألوف من البحيرات ذات الشواطىء الصخرية • تتصل هذه البحيرات ببعضها من خلال ممرات ضيقة أو جداول صغيرة ، كما يمتلك معظمها العديد من

---

(١) مأخوذ من : Hutchinson, 1957 .

الخلجان والجزر الصغيرة ، معظمها ضحل . وحينما تكون متوافرة بكثرة ، فإنها يمكن أن تشغل نحو ٧٥٪ من مساحة الإقليم كما في مقاطعة (Quetico) شمال شرق ولاية مينسوتا الأمريكية والأجزاء المجاورة من كندا .

ميّز المختصون أربعة نماذج من البحيرات المتشكلة بفعل الجليديات :

- النموذج الأول :

البحيرات المشغولة بالجليد ، أو بالمجروفات الجليدية ، أو بحيرات فوق الجليد حيث تتواجد البحيرات بوقت واحد مع الجليد الذي يتشكّل أحواضه ، أو بتماس معه ، كتلك التي تظهر في العديد من الثلاجات الألبية . تظهر البحيرات على سطح الجليديات وضمنها ، وعلى الغطاءات الثلجية (Ice Sheets) ، كما تغلق الجليديات مخارج الأودية ، ومن هذه البحيرات : بحيرة شيوك (Shyok) الجليدية في أواسط جنوب آسيا ، والبحيرات المرافقة لجليدية (Malapina) في آلاسكا ، وبحيرة ماتمارك (Mattmark) في سويسرا .

- النموذج الثاني :

البحيرات الصخرية الناتجة عن الحت الجليدي ونميز فيها ما يلي :

آ - بحيرات الصقل الجليدي الناتجة عن الحت واقتلاع الصخور الصغيرة في نطاق التكسرات وعلى طول حزامات التهشم ، ومن البحيرات المتشكلة بفعل هذه الآلية بحيرات الأراضي المنخفضةفي غرب اسكوتلند والنرويج وفنلنده وشمال كندا.

ب - بحيرات الحلبات الجليدية : ونميز فيها بحيرات الحلبات الجليديةالبسيطة مثل بحيرات : هايدن (Hiddon) وأفلانشي (Avalanche) في جليدية الحديقة الوطنية بولاية مونتانا الأمريكية ، وهناك بحيرات الحلبات الجليدية المركبة نتيجة توسع واتصال زمر من الحلبات الجليدية المفردة كما في بحيرة (Tennesvatn) في النرويج .

جـ ـ بحيرات الأودية الصخرية الجليدية التي تشكلت دون خط الثلج الدائم بفعل الحت الجليدي ، ونميز فيها :

١ ـ بحيرات الأودية الجبلية الصغيرة ، وهي غالباً على شكل سلسلة كما في سلسلة البحيرات (٧) في جليدية الحديقة الوطنية في ولاية مونتانا الأمريكية .

٢ ـ بحيرات الفيودرات المنتشرة بكثرة في اسكوتلند ، وبيوزيلند والنرويج .

٣ ـ بحيرات شبه السهل المتشكلة بفعل النشاط الحتي للجليديات الكبيرة التي تهبط إلى مستويات دنيا « بحيرات جبال الألب » .

٤ ـ البحيرات الصخرية المتشكلة بفعل حت الجليديات القارية : بحيرة كريت سلاف .

ـ النموذج الثالث :

بحيرات السدود المتشكلة بفعل المجروفات الجليدية : لدى تراجع الجليدية المتوضعة في الأودية الجبلية تخلف وراءها كتلاً من المواد الصخرية تسد مخارج الأودية ، حيث تتشكل البحيرات خلف هذا السد، كما في بحيرة كوارتز (Quartz) في مونتانا . وعندما تسد المورينات طرفي الوادي تتشكل بحيرة مقيدة مثل بحيرة (Lillale) في السويد .

ـ النموذج الرابع :

البحيرات الركامية : هناك العديد من البحيرات الركامية الصغيرة موجودة في المواقع القارية التي كانت تشغلها الجمودیات خلال الفترة الجليدية الأخيرة من البلايستوسين . كما تشكلت العديد من البحيرات نتيجة التفاوت في توضع المجروفات الصخرية التي حصرت بينها بحيرات صغيرة ، ومنها بحيرة (Heron) في بلدة جاكسون بولاية مينسوتا الأمريكية . كما توجد البحيرات المتشكلة في الحفر الدائرية (Kettles) المتشكلة عن الحت الصخري بفعل ذوبان الجليدية

وأهمها بحيرة (Barrett) في الولايـة السابقة ، وهناك العديد مـن البحيرات الركامية متمثلة ببحيرات شرق آلاسكا ، وشمال آلاسكا حول (Point Barrow) وبحيرات شمال ألمانيا .

٦ـ٤ـ٥ـ البحيرات الانحلالية :

تتشكل الحفر الانحلالية عندما تتسرب المياه ضمن الشقوق في الصخور القابلة للانحلال بالماء . ثم تمتلىء هذه الحفر بالماء مشكلة البحيرات . هناك العديد مـن النماذج أهمها :

ـ بحيرات الدولـين (Doline lakes) المتشكلة في المنخفضات الدائريـة البسيطة ، ويمثل هذا النموذج البحيرة العميقة (Deep lake) بولايـة فلوريدا الأمريكية (شكل ٦ ـ ٥) .

ـ بحيرات الأوفالا (Uvala lakes) المتشكلة لدى اندماج بحيرات الدولين، كما في بحيرة (Müttensee) في سويسرا (شكل ٦ ـ ٦) .

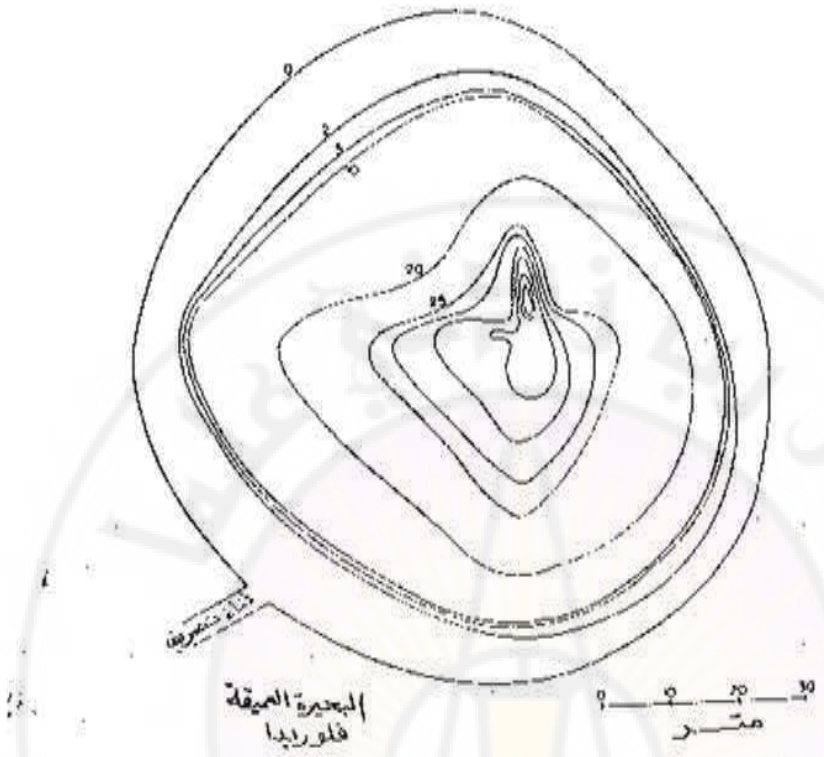
ـ البحيرات التكتو ـ كارستية المتشكلة نتيجة عمليات الانحلال في الحفر التكتونية الكبيرة ، (بحيرة Scutari) على الحدود بين يوغسلافيا وألبانيا .

ـ البحيرات المتشكلة بفعل الماء الحامضي لدى توضعه على الرواسب الحاوية على هيدروكسيد الألمينيوم والحديد ، وتظهر هذه البحيرات في السهول الشاطئية في جنوب كارولينا الأمريكية .

ـ البحيرات المتشكلة بفعل خفس الطبقات السطحية لدى انحلال الطبقات الواقعة تحتها ، والحاوية على الأملاح وبخاصة NaCl و $CaSO_4$ مثـال بحـيرة (Mansfelder) في الإقليم الشرقي بألمانيا .

٦ـ٤ـ٦ـ البحيرات المتشكلة بفعل الانهار :

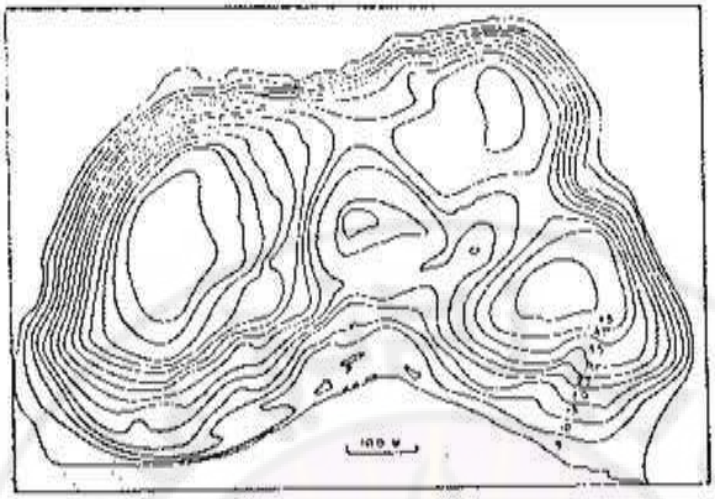
تتشكل البحيرات في مجاري الأنهار الكبيرة العريضة ، لاسيما عندما يزداد



شكل (٦ - ٥) خريطة خطوط تساوي الاعماق للبحيرة العميقة
DEEP LAKE

توضع المحمولات النهرية التي ترد إلى المجرى النهري الرئيس من الروافد الدائمة والمؤقتة الجريان إلى حد تفوق مقدرة النهر الرئيس في نقل هذه الحمولات، فتتوضع مشكلة سداً يزداد شيئاً فشيئاً ، وتتجمع المياه خلفه مشكلة بحيرة نهرية ، ويمثل هذا الوضع بحيرة (Pepin) على الحدود بين ولايتي (مينسوتا) و (ويسكونسن) الأمريكيتين . كما تسهم التوضعات النهرية الدلتاوية في قسم البحيرة الأصلية إلى بحيرتين كما في بحيرتي (Brienzersee) و (Thunersse) في سويسرا.

تعدّ البحيرات الجانبية للأنهار من أهم البحيرات المتشكلة بفعل توضع



شكل (٦-٦) بحيرة مونتسي في سويسرا ، دولين معقد ، أو بحيرة أوفالا

الرواسب في الأنهار الرئيسة على شكل سدود أو حواجز عند التقاء الروافد ، حيث يرتفع مستوى الماء وتتشكل البحيرات الجانبية كما في البحيرات المتشكلة في الدانوب الأسفل والنهر الأصفر الرافد لنهر المسيسيبي . وأخيراً هناك بحيرات السهول الفيضية المتطورة، كما في بحيرات السهول الفيضية لنهر المسيسيبي في ولاية مينسوتا الأمريكية . يؤدي توسع بعض أجزاء المجرى النهري على هيئة بحيرة ، كما في بحيرة جنيف التي تعد بمثابة توسع في مجرى نهر الرون .

٦-٤-٧- البحيرات المتشكلة بفعل الرياح :

تشكل الرمال المنقولة بوساطة الرياح حاجزاً وسداً منيعاً يتشكل خلفه بحيرة كما في بحيرة (Moses) في واشنطن . كما تتشكل البحيرات في المنخفضات المتشكلة ضمن التوضعات الريحية غير المستوية والمتفاوتة الارتفاع . كما تتشكل بين الكثبان الرملية الكبيرة كتلك الموجودة في ولاية نبراسكا الأمريكية وحوض تاريم في وسط آسيا . بالإضافة إلى البحيرات المؤقتة المتشكلة بفعل الحت الريحي في المناطق الجافة .

٦ـ٤ـ٨ـ البحيرات الساحلية :

تتشكل البحيرات الساحلية عادة في الخلجان البحرية بفعل عدة عوامل أهمها : عملية الترسيب المستمرة للتيارات البحرية الطولية التي توضع حمولاتها في فتحات الخلجان ، حيث ترتفع هذه التوضعات فوق مستوى سطح الماء مشكلة الألسنة الرملية أو الرسوبية (Spits) في فتحة الخليج ، وعندما تغلق هذه الألسنة فتحات الخلجان تسمى حواجز ارسابية (Bars) ، وتدعى عندئذ البحيرة المتشكلة باسم بحيرة ساحلية أو لاغون (Lagoon) . ومن أمثلة هذه البحيرات خارج حدود الأراضي المتجمدة : البحيرات المتشكلة على طول الساحل الغربي لفرنسا في أراضي الاندس ، وعلى طول ساحل البحر المتوسط لاسيما سواحل شبه جزيرة البلقان ، وعلى معظم السواحل الجنوبية الشرقية والشرقية لاستراليا، وفي أجزاء من السواحل الجنوبية لافريقيا . كما توجد العديد من البحيرات المالحة على سواحل خليج مكسيكو .

تتشكل البحيرات الساحلية أيضاً بوجود لسانين يصلان الجزيرة بالبر المقابل ، ويعرف اللسان حينئذ باسم : تومبولو (Tombolo) ، ومن أشهر البحيرات تبرز بحيرة « أوربيتيلو » على الساحل الايطالي المطل على البحر التيراني (شكل ٦ـ٧).

٦ـ٤ـ٩ـ البحيرات المتشكلة بفعل بعض العوامل الثانوية :

هناك العديد من البحيرات الطبيعية تشكلت بفعل تراكم المواد العضوية التي شكلت سداً في بعض مجاري الأنهار نتيجة النمو السريع للنباتات المائية . وهناك البحيرات المتشكلة بفعل الكائنات الحية (حيوان النمس الأمريكي والكندي) ، وبحيرات السدود التي أشادها الانسان. وهناك البحيرات المتشكلة في الحفر المحدثة بفعل سقوط النيازك ، مثل بحيرة تشوب (Chubb) في كيوبك .

٦ـ٥ـ الدراسة المورفومترية للبحيرات :

يعتمد شكل الحوضة البحيرية ، والبحيرة التي تشغل هذا الحوض جزئياً على



شكل (٦- ٧): بحيرة أوربيتيلو Orbetello المتشكلة بروجين من التومبالو.

القوى التي شكّلت هذا الانخفاض المملوء بالماء، كما تعتمد جزئياً على الحوادث والوقائع التي تظهر في البحيرة وحوض تصريفها بعد تشكلها، وضمن هذا تنصب الدراسة المورفولوجية، لذا فإنه من المناسب قبل دراسة هذه الحوادث، الحديث عن الأوجه المختلفة في التعبير عن شكل البحيرة بشكل كمي، حيث يصبح بالإمكان بعدها إجراء مقارنات بين مختلف البحيرات.

٦ـ٥ـ١ـ خريطة الأعماق البحيرية والعناصر المورفومترية :

تعدّ خريطة قياس الأعماق (Bathymetric map) ضرورية جداً للتعبير عن العناصر المورفومترية للبحيرة ، لإعداد مثل هذه الخرائط لابدّ من توافر خرائط كنتورية وطبوغرافية للأحواض البحيرية من مختلف المقاييس . إن طريقة إعداد هذه الخرائط ، واستخدام العديد من الطرائق في مجال علم البحيرات موضحة بالتفصيل في أعمال (Welch, 1948) . يتوخى معظم الكارتوغرافيين الدقة البالغة في رسم خط الشاطىء للبحيرة ، باستثناء تلك المحتلة على خرائط كبيرة المقياس ، كما يعتمد في رسم الخرائط الكنتورية للبحيرات على صور جويّة لها ذات مقياس معلوم .

يمكن إعداد خرائط قياس الأعمـاق من الخرائط الكنتورية باتباع إحدى الطريقتين التاليتين :

١ ـ تثبيت المواقع في البحيرة التي يبلغ فيها خيط سبر الأعماق القعر ، ثم تحديد العمق ، وبعد هذا الموقع عن شاطىء البحيرة . وبعد الانتهاء ترسم خطوط تساوي الأعماق بالنسبة لمستوى سطح الماء في البحيرة .

٢ ـ استخدام الطريقة العادية المتبعة في إعداد خرائط السماكات الثلجية .

وبعد إعداد خرائط قياسات الأعماق ، أو خرائط خطوط تساوي الأعماق (شكل ٦ ـ ٢ ، ٣) يصبح بالإمكان حساب أهم العناصر وهي كما يلي :

ـ العمق الأقصى « Zm » :

يحدد العمق الأقصى للبحيرة على أنه المسافة الشاقولية بين أعمق نقاط البحيرة ومستوى سطح الماء في البحيرة ، ويؤخذ من قياسات الأعماق . يختلف العمق الأقصى للبحيرة بشكل طفيف جراء تبدل مستوى سطح الماء في البحيرة .

ـ طول البحيرة « I » :

يعرف طول البحيرة على أنه أقصر مسافة خلال جسم الماء ، أو على سطح الماء ، تصل بين أبعد النقاط على شاطىء البحيرة .

ـ عرض البحيرة « b » :

يمثل عرض البحيرة طول الخط الواصل بين شاطىء البحيرة والشاطىء الآخر المقابل ، بحيث يتقاطع مع الخط المحدد لطول البحيرة بزاوية قائمة في أي نقطة كانت « X » .

ـ مساحة سطح البحيرة « A » :

تحسب مساحة سطح البحيرة باستخدام خرائط طبوغرافية محددة المقياس بالطرائق المعروفة ، بحيث تشمل كل المساحة الواقعة ضمن الخط المنحنى المغلق لخط الشاطىء . ولدى حساب بعض العناصر كالحجم مثلاً ، يقتضي هذا الأمر حساب المساحة الواقعة بين خطوط تساوي الأعماق على الخريطة ، ولأن العمق الوسطي لهذه المساحة « Z » فإن « A_Z » تشير إلى مساحة معينة عمقها الوسطي « Z » .

ـ عرض البحيرة الوسطي « $\bar{b}$ » :

نعطى عرض البحيرة الوسطي من العلاقة التالية :

$$\bar{b} = A / L \qquad (٦-١)$$

ـ متوسط عمق البحيرة « $\bar{Z}$ » :

يحسب المتوسط بتقسيم حجم البحيرة « V » على مساحتها « A » :

$$\bar{Z} = V / A \qquad (٦-٢)$$

ـ عمق الانخفاض المستور « Z_c » :

عندما يقع قاع البحيرة دون مستوى سطح البحر ، تقول إنه يشكل انخفاضاً

مستوراً (Crypoto depression) ، ويقدر هذا العمق بحساب العمق دون مستوى سطح البحر لأعمق النقاط في الحوض البحيري •

ـ الحجـم « V » :

يحسب حجم البحيرة وفق القانون التالي :

$$V = \int_{Z=0}^{Z=Z_m} Az \cdot dz \qquad (٣-٦)$$

Z_m : العمق الأقصى •

$Z = 0$: العمق الأولي « خط الشاطىء » •

dz : تدرج العمق •

يعمد عادة لحساب حجم البحيرة ، بحساب المساحة المحصورة بين خطي تساوي الأعماق ، وتضرب بمتوسط العمق بين هذين الخطين ، وهكذا ••• ثم تجمع القيم لنحصل على حجم الماء في البحيرة •

ـ خط الشاطىء « L » :

يقاس طول خط الشاطىء بوساطة جهاز عداد المسافات فوق الخرائط المحددة المقياس ، وهنا لابدّ من الذكر أن هذا الطول يختلف حسب المقياس ، كما يختلف من كارتوغرافي لآخر • إن طول أي خط كنتوري ذي عمق معين « Z » يمكن أن يرمز لـه بـ « L_z » .

ـ تطور خط الشاطىء « DL » :

يعرّف « DL » على أنه النسبة بين طول خط الشاطىء « L » وطول محيط دائرة مساحتها تساوي مساحة البحيرة نفسها ، أي :

$$DL = L / 2\sqrt{\pi A} \qquad (٤-٦)$$

وتبعاً لذلك لا يمكن أن تقل قيمة « DL » عن الواحد الصحيح •

ـ **التطور الحجمي للبحيرة « D_V » :**

يعرف التطور الحجمي للبحيرة على أنه نسبة حجم البحيرة إلى حجم مخروط مساحة قاعدته تساوي مساحة البحيرة وارتفاعه يعادل « Zm » أقصى عمق للبحيرة، ويحسب من العلاقة التالية :

$$D_V = A\bar{Z}\,(\,{}^1/_3\, Zm\, A\,)^{-1} = 3\,\bar{Z} / Zm \qquad (٥-٦)$$

ـ **العمق النسبي للبحيرة « Zr » :**

يحسب من العلاقة التالية :

$$Zr = 50\, Zm\, \sqrt{\pi}\; (\,(\sqrt{A}\,)^{-1} \qquad (٦-٦)$$

يبين الجدول (٦ ــ ١) المعطيات المورفومترية للبحيرات التي يزيد عمقها على ٤٠٠ م • بينما يوضح الجدول (٦ ــ ٢) هذه المعطيات نفسها لبحيرات تفوق مساحتها ١٥٠٠٠ كم^2 ولم ترد في الجدول السابق •

٦ـ٦ـ الدراسة المورفولوجية للبحيرات :

تتضمن الدراسة المورفولوجية للبحيرات العديد من العناصر أهمها :

٦ـ٦ـ١ـ شكل خط الشاطىء البحيري (شكل البحيرة) :

يأخذ شكل خط الشاطىء ، أو شكل البحيرة أشكالاً متعددة ترتبط أساساً بأصل البحيرة ، أو طريقة تشكلها ، وبتاريخ تطورها • من هذه الأشكال :

جدول (٦ ـ ١): المعطيات المورفومترية للبحيرات التي يزيد عمقها على ٤٠٠ م (عن Hutchinson, 1957)

اسم البحيرة	النموذج	A KM^2	Z_m m.	$\bar{Z}$ m.	Z_c m.	$\bar{Z}:Z_m$	$\bar{Z}_r$ %	V km^3	L_r km	Ai km^2	DL
بايكال Baikal	تكونية	٣١٥٠٠	١٧٤١	٧٣٠	١٢٧٩	٠,٤٣	٠,٨٥	٢٣٠٠٠	٢٢٠٠	٨٠٠	٣,٤
تانجانيقا Tanganyika	تكونية	٣٤٠٠٠	١٤٧٠	٥٧٢	٦٤٧	٠,٣٩	٠,٧٠	١٨٩٤٠	١٩٠٠	...	٣,١
قزوين Caspian	تكونية	٤٣٦٤٠٠	٩٢٦	١٨٢	٩٧٢	٠,١٩	٠,١٣	٧٩٣١٩	٦٠٠٠	٢٣٤٠	٢,٥٥
نياسا Nyassa	تكونية	٣٠٨٠٠	٧٠٦	٢٧٢	٤٤٢	٠,٤٩	٠,٣٦	٨٤٠٠	١٥٠٠	...	٢,٧
إيسيك كول Issyk kul	تكونية	٦٢٠٠	٧٠٢	٢٢٠	...	٠,٤٦	٠,٧٩	١٧٢٢	٧٦٠	...	٢,٨
كريت سلاف GreatSlave	خليدية	٣٠٠٠٠	٦١٤	...	٤٦٤	...	٠,٣١	...	٢٢٠٠	٠٠	٣,٦
كراتو Crater	كالديرا	٥٥	٦٠٨	٢٦٤	...	٠,٦٠	٧,٢٩	٢٠	٣٥	٥,٢	١,٣٣
ماتانا Matana	تكونية	١٦٤	٥٩٠	٢٤٠	٢٠٨	٠,٤١	٤,٠٨	٣٩	٨٠	...	١,٧٦
هورنين دالسفاتن Horindalsvata	صخور حليدية(١)	٥٠٨	٨١٤	٢٣٧	٤٦١	٠,٤٩	٦,٣٨	١٢	٦٥	...	٢,٦
تاهوي Tahoe	تكونية	٤٩٩	٥٠٦	٢٤٩	...	٠,٥٠	١,٩٩	١٢٤	١٢٥	...	١,٥٨
سارز Sarez	الهبالية	...	٥٠٠	...	...	...	...	...	...	...	...

(١) هذه البحيرات من نموذج الفيودارت Fjords

تابع جدول (٦ ـ ١):المعطيات المورفومترية للبحيرات التي يزيد عمقها على ٤٠٠ م (عن Hutchinson, 1957)

اسم البحيرة	النموذج	A Km^2	Z_m m.	$\bar{Z}$ m.	Z_C m.	$\bar{z}:z_m$	Z_r ٪	V km^3	L, km	DL	Ai km^2
شيلان Chelan	حلبية	١٥٠	٤٥٨	...	١٢٩	...	٣,٣٢	...	١٨٠	٣,٦	...
توبا Toba	تكتو ـ بركانية	...	٤٥٠	...	...	...	...	...	...	...	...
ماجوسا Mjosa	صخور جليدية(١)	٣٦٢	٤٤٩	١٨٧	٣٢٨	٠,٤٢	٢,٠٥	...	٢٩٠	٤,٣	...
مانا بوري Manapouri	صخور جليدية(١)	١٤٥	٤٤٥	١٠٠	٢٦٢	٠,٢٣	٣,٣٣	١٤٥	١٣٠	٣,١	٦
سالسفاتن Salsvatn	صخور جليدية(١)	٤٥	٤٤٥	...	٤٣٢	...	٥,٨٧	...	١٣٠	٥,٠	...
تاين Tinn	صخور جليدية(١)	٥٤	٤٣٨	...	٢٥٥	...	٥,٣٥	...	٨٠	٣,٣٤	...
تازاوا Tazawa	كالديرا	٢٥,٦	٤٢٥	٢٦٧	١٧٥	٠,٦٣	٧,٤٢	٦,٨	١٤,٦	١	...
كومو Como	حلبية	١٦٤	٤١٠	١٨٥	٢١٢	٠,٤٥	٢,٩٩	٢٧	١٧٥	٤,٠٧	...

جدول (٦ ـ ٢): المعطيات المورفومترية للبحيرات التي تزيد مساحة سطحها على /١٥٠٠٠/كم٢ ولم ترد في الجدول (٦ ـ ١) السابق

عن (Hutchinson, 1957).

اسم البحيرة	النموذج	A KM²	Z_m m.	$\bar{Z}$ m.	Z_C m.	$\bar{z}:z_m$	Z_r ٪	V km³	L, km	DL	Ai km²
العليا Superior	حليدية	٨٣٢٠٠	٣٠٧	١٤٥	١٢٤	٠,٤٧	٠,٠٩٥	١٢٠٠٠	٣٠٠٠	٢,٩٣	١٧١٠
فيكتوريا Victoria	تكونية	٦٨٨٠٠	٧٩	٤٠	...	٠,٥١	٠,٠٢٧	٢٧٠٠	٣٤٤٠	٣,٧	٢٥٥٠
آرال Aral	تكونية	٦٢٠٠٠	٦٨	١٥,٦	...	٠,٢٣	٠,٠٢٤	٩٧٠	٢٣٠٠	٢,٦	١٢٠٠
هيرون Huron	حليدية	٥٩٥١٠	٢٢٣	٧٦	٤٦	٠,٣٤	٠,٠٨١	٤٦٠٠	٢٧٠٠	٣,١	٤٤٠٠
ميتشغان Michigan	حليدية	٥٧٨٥٠	٢٦٥	٩٩	٨٨	٠,٢٧	٠,٠٩٩	٥٧٦٠	٢٢١٠	٢,٦	٤٠٠
كريت بير Great Bear	حليدية	٢٩٥٠٠	١٣٧<	...	١٨<	...	٠,٠٧١	...	٢١٠٠	٣,٣	...
إيري Erie	حليدية	٢٥٨٢٠	٦٤	٢١	...	٠,٣٣	٠,٠٣٥	٥٤٠	١٢٠٠	٢,١	٦٠
وينيبغ Winnipeg	حليدية	٢٤٥٣٠	١٩	١٣	...	٠,٦٩	٠,٠١١	٣١٤٠	١٩٠٠	٣,٤	٧٥٠
أونتاريو Ontario	حليدية	١٨٧٦٠	٢٢٥	٩١	١٥١	٠,٤٠	٠,١٤٦	١٧٢٠	١٣٨٠	٢,٨	٣٢٠
لادوغا Ladoga	حليدية/ تكونية	١٨٧٣٤	٢٥٠	٥٢	٢٤٥	٠,٢١	٠,١٦٢	٩٢٠	٩٣٠	١,٩٥	٣٤٣
بالكاش Balkhash	تكونية	١٧٠٧٥	٢٦,٥	٦,١٣	...	٠,٢٣	٠,٠١٨	١١٢	٢٣٨٤	٥,٠٨	...
تشاد Chad	تكونية	١٦٥٠٠∓	١٢∓	١,٥∓	...	٠,١٣	٠,٠٠٨	٢٤	٧٠٠	١,٥٦	...

ـ البحيرات دائرية الشكل :

وتلاحظ بوضوح في بحيرات الفوهات البركانيـة (كراتر) ، مثل بحـيرة أفرينوس (Avernus) ، وفي بحيرات الكالديرا ، مثل بحيرة كراتر • وكذلك في بحيرات الدولين مثـل البحيرة العميقة (Deep lake) في فلوريـدا • والبحيرات الناجمة عن سقوط النيازك ، مثل بحيرة تشوب (Chubb) في كيوبك •

ـ البحيرات شبه الدائرية :

يلاحظ أن خط الشاطىء هنا يبتعد قليلاً عن الدائرية ، ويلاحظ ذلك بوضوح في بحيرات التسيرك (Cirque lakes) الجمودية المتشكلة عند مستوى خط الثلج الدائم في الأودية المتجمدة ، وتمثلها بحيرات آيسبرغ (Iceberg lake) وهايدن وأفلانشي في ولاية مونتانا الأمريكية •

ـ البحيرات الإهليلجية الشكل :

خير من يمثلها البحيرات الواقعة في شرق القطب الشمالي ، كذلك البحيرات الممتدة شمال آلاسكا حول (Point Barrow) وكذلك بحيرات الخلجان كما في بحيرات خلجان ولاية كارولينا (بحيرة Singletary) •

ـ البحيرات المستطيلة الضيقة :

ويمثل هذا الشكل بحيرة بايكال وتانجانيقا ، وعادة ما تتراوح قيمة « DL » فيما بين ٢٫٥ ـ ٥ •

ـ البحيرات الشجرية :

عادة ما تتشكل نتيجة انغلاق أو انسداد مخارج الأودية العميقة فتتشكل بحيرات شجرية الشكل ، وخير ما يمثلها بحيرة كيوجا •

ـ البحيرات الهلالية :

تلاحظ البحيرات الهلالية الشكل في نماذج البحيرات على شكل حرف (U) Oxbow lakes كما في العديد من البحيرات على نهر المسيسيبي .

ـ البحيرات المثلثية :

خير ما يمثل هذا الشكل من البحيرات العديد من البحيرات الموجودة على الشواطىء الغربية لفرنسا في مقاطعة اللاند المطلة على المحيط الأطلسي ، وبحيرة تانك ـ تينك (Tung-Ting) .

ـ البحيرات العديمة الشكل (غير المنتظمة) :

تظهر هذه البحيرات عادة في البحيرات المتشكلة عن الصخور الجليدية ، أي عن فعلها الحتي كما في العديد من البحيرات في اسكوتلندا والنرويج وفنلندا ، كما تنتشر في الأحواض التكتونية كما في بحيرة لاهونتان (Lahontan) ، والشاطىء الشرقي لبحيرة كريت سلاف في كندا ...

٦ـ٦ـ٢ـ نسبة الجزر « Insulosity » :

تعرّف نسبة الجزر لأي بحيرة على أنها النسبة المئوية التي تشغلها مساحة الجزر من مساحة البحيرة الواقعة داخل خط الشاطىء ، ويرمز لها عادة بـ « Ai » وعادة ما تتراوح بين الصفر و ٤٠٪ ، غير أن النسبة التي تزيد على ٣٠٪ تعد نادرة. تبلغ قيمة هذه النسبة ٣٦٪ لبحيرة مالار (Malar) ، و ٣٢٪ لبحيرة لوجو (Lojo) في فنلندة ، و ٣٠٪ لبحيرة سايما (Saimaa) في فنلندة . ولكل هذه البحيرات شكل عشوائي مع نمو وتطور واضح لخط الشاطىء .

يلاحظ من الجدولين السابقين أن قيمة « Ai » تشير إلى مساحة الجزر الموجودة ضمن البحيرة ، ولساب قيمة نسبة الجزر البحيرية المئوية تتبع الطرائق الإحصائية البسيطة .

٦-٦-٣- العمليات الشاطئية « Shore processes » :

إن التعديلات التي تطرأ على شكل الحوض البحيري حالما يمتلىء القسم المنخفض منه بالماء تنتج عن عوامل داخلية تظهر داخل البحيرة نفسها ، كما تنتج أيضاً عن عوامل ومؤثرات خارجية . يدخل ضمن العوامل والمؤثرات الداخلية فعل الأمواج ، والتيارات المائية البحيرية ، بينما يعزى توضع الرواسب وتشكل الدلتات إلى عوامل خارجية . إن دور العوامل الخارجية في توضع الرواسب واقتطاع أجزاء من البحيرة يسهم بإنقاص عمر البحيرة ، كما يخلق ويزيد مواقع في البحيرة ذات مقاومة عالية للعوامل الداخلية .

عندما تمتلىء البحيرة بالماء يصبح خط الشاطىء عرضة مباشرة لفعل الماء الحركي في البحيرة . وحسب طبيعة خط الشاطىء الذي يعد انعكاساً مباشراً لآلية تشكل البحيرة ، تختلف العمليات التي تتم عنده ، فإذا كان هذا الخط عبارة عن حواف صخرية بارزة أو جروف (Cliffs) فإنه يتعرض لفعل الأمواج الضاربة التي تعمل على حت القسم السفلي منه الواقع بتماس مباشر مع الماء ، حيث يتعرض للتراجع جراء عمليات الحت وتتشكل الشرفات التي تسقط في الماء وتتحطم إلى جزيئات دقيقة تصبح بدورها أداة ضاربة ضمن الأمواج . إن استمرار هذه العملية يؤدي إلى تشكيل رصيف صخري ، أو ما يعرف باسم « عتبة الحت البحيرية » . إن الفتات الصخري الناجم عن تآكل وتحطم الجروف ، ينقل بوساطة الأمواج داخل البحيرة حيث تتوضع المواد كبيرة الحجم أولاً تليها المواد الأقل حجماً بعيداً عن الشاطىء باتجاه الأعماق ، والمواد المنقولة عبارة عن الحصى والرمل والسلت . يتشكل نتيجة ترسب هذه المواد ما يعرف باسم « عتبة الترسيب البحيرية » . أي أن العتبات البحيرية تتشكل بفعل عمليتي الحت والترسيب ، أو بفعل الأمواج الهدامة والبناءة ، إن صح التعبير .

تهب الرياح في البحيرة وفق اتجاهات مختلفة ، لكن لابد من وجود اتجاه عام للرياح السائدة ، حيث تصل هذه الرياح إلى الشاطىء وتصطدم معه بزاوية

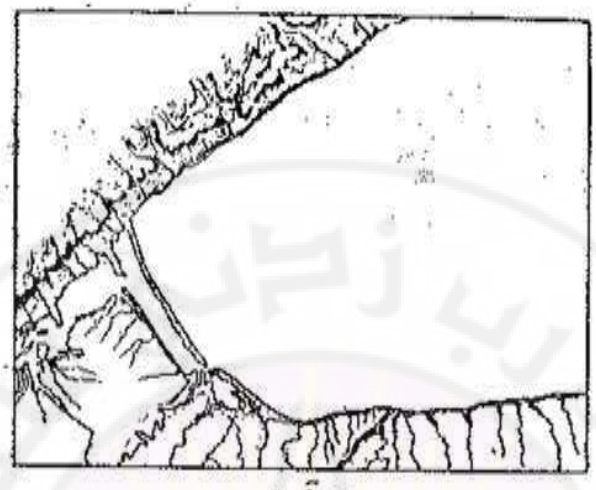
معينة ، وهذا بدوره يحدث أو يخلق تيارات مائية منساقة بفعل الرياح السائدة إلى خط الشاطىء ، حيث تنقل هذه التيارات المواد العالقة والمسحوبة معها من المواقع قليلة العمق باتجاه خط الشاطىء • تسبب الأمواج عند الشاطىء تيارات مائية جانبية، يتجه بعضها بموازاة خط الساحل، ويعرف باسم التيارات الطولية Lon shore Currents وعادة ما تكون جهتها من المواقع البارزة على الشاطىء كالرؤوس إلى الجهات الغائرة أو الخلجان • وتبعاً لذلك تتحرك المواد المنقولة حركة جانبية تعرف باسم الزحف الشاطئي (Beach Drifting) ، وعندما تصل إلى المواقع الغائرة ، حيث المياه هادئة توضع حمولاتها ، ومع استمرار ذلك تبرز هذه التوضعات فوق مستوى الماء مشكلة ما يعرف باسم « اللسان الرملي » Spit ، حيث تلتوي نهايته الحرة للخلف أحياناً • وفيما إذا انغلق الخليج تماماً عرف اللسان الرملي باسم « العائق » أو الحاجز الارسابي « Bar » (الشكل ٦ — ٨) •

٦-٦-٤- الدلتـات :

تتشكل الدلتات في المواقع التي تصب فيها الأنهار في البحيرات أو البحار أو المحيطات جراء توضع الحمولات النهرية • ويعتمد ذلك على سرعة المياه ، وحمولتها ، وعلى حركة الأمواج ، وفعلها الحتي ، وعلى المد والجزر والتيارات المائية • لذا لا تستطيع الأنهار الصغيرة تشكيل دلتات في البحار ، بينما تستطيع ذلك عندما تصب في البحيرات نتيجة هدوء مياهها ، وغياب ظاهرة المد والجزر ، وضعف التيارات المائية نسبياً •

تتشكل الدلتات في البحيرات في المواقع التي تصب فيها الأنهار ، حيث تتناقص بشكل مفاجىء سرعة المياه وحركتها الاضطرابية ، فتتوضع الرواسب بسرعة متدرجة من الرواسب الخشنة إلى الناعمة كلما اتجهنا نحو مركز البحيرة ، ويتأثر ذلك بطبيعة العتبة البحيرية ، وعمق البحيرة • ومع استمرار توضع الحمولات النهرية ، ترتفع الرواسب شيئاً فشيئاً فوق مستوى الماء على هيئة لسان رسوبي ذو أشكال مختلفة •

يختلف شكل الدلتا البحيرية باختلاف فعل الأمواج البحيرية • فعندما تكون



« آ »



« ب »

شكل (٦ ـ ٨) خلجان مفصولة جزئيا بالحواجز الإرسابية

آ ـ البحيرة العظمى ب ـ بحيرة كرين

مياه البحيرة هادئة ، أمواجها قليلة الارتفاع ، يشكل النهر دلتا متقدمة يشقها متقدماً نحو المركز تاركاً حاجباً من الرسوبيات على كل جانب . كما يوضع النهر رواسبه أحياناً ضمن جبهة عريضة ، أكبر من المنطقة التي يلتقي بها مع البحيرة « River mouth » ، حيث تأخذ شكلاً محدباً في البحيرة ، وتعرف عندها الدلتا باسم « الدلتا القوسية » Arcuate delta . وبازدياد فعل الأمواج تأخذ هذه التوضعات شكلاً مثلثياً ليشكل فيما بعد دلتا مستقدية « منقارية » Cuspate ، وفي بعض الأحيان يتقدم النهر بعدة رؤوس مشكلاً دلتا كفية .

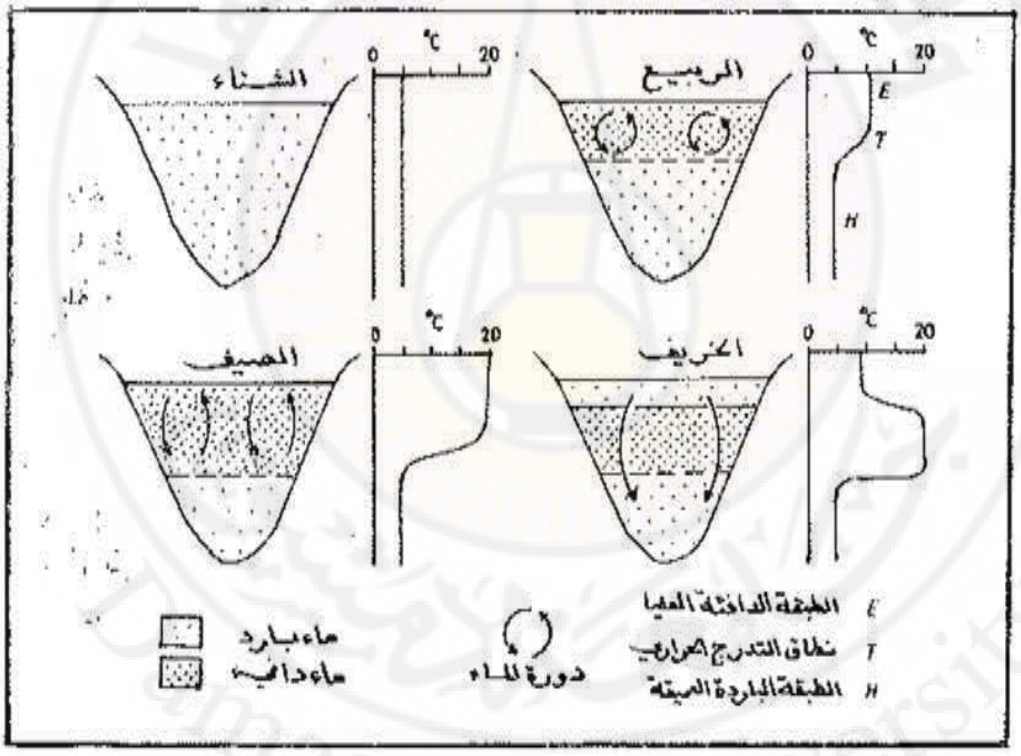
٦ـ٧ـ النظام الحراري :

يعدّ الإدراك الصحيح لتوزيع الحرارة في البحيرات شرطاً أساسياً عند دراسة الوسائل التي تتم بموجبها دورة المياه والرسوبات في الأحواض البحيرية ، وكذلك لتقدير حدة التفاعلات الكيمائية التي يمكن أن تحدث فيما بين عمود الماء في البحيرة ، والرسوبات المتوضعة في قاع البحيرة .

يلاحظ في الأقاليم المعتدلة ، على سبيل المثال ، أن جسم الماء خلال فصل الربيع يتميز بدرجة حرارة متجانسة ومنخفضة نسبياً ، حيث تصل ، أو تزيد قليلاً على الدرجة (+ ٤ م) . وعند هذه الدرجة يصل الماء إلى أعلى كثافة له . عندما يكون سطح الماء في البحيرة ساكناً غير متموج فإن الاشعاعات الشمسية الواصلة لهذا السطح سوف تسخّن جسم الماء بمعدل يتناقص أسياً مع العمق . يتأثر هذا الأمر سلباً بوجود تيارات وأمواج على سطح الماء تشكلت بفعل الرياح ، وبفعل الأنهار التي تصب مياهها في هذه البحيرة ، أو بسبب عمليات التبخر من هذا السطح وما يرافقه من فعل « التبريد » الذي بدوره يزيد من كثافة الماء السطحي ، حيث يغوص هذا الماء نحو الأعماق ، مؤدياً إلى عمليات مزج حملانية شاقولية . تتمثل المحصلة النهائية لهذه الأنظمة الحركية بوجود تدرّج حراري ضعيف ومتماثل في الطبقة السطحية العليا من البحيرة عندما تتسخن خلال فصل الربيع وبداية فصل الصيف . يطلق اسم الطبقة الدافئة العليا « Epilimnion » على الطبقة العليا من البحيرة ،

التي تنفصل عن الطبقة الباردة العميقة « Hypolimnion » بطبقة أو نطاق انتقالي يعرف باسم « نطاق التدرج الحراري » « Thermocline » ، حيث يلاحظ فيه وجود انخفاض حاد وسريع لدرجة الحرارة مع العمق .

عندما ترتفع درجة حرارة المياه السطحية في البحيرة فوق الدرجة (+ ٤ م) ، تتوقف حركات المزج الحملانية نتيجة لانخفاض كثافة المياه في هذه الطبقة جراء ارتفاع درجة حرارتها وبالتالي تصبح كثافتها أقل من كثافة المياه الموجودة في الطبقة الواقعة تحت نطاق التدرج الحراري ، أي في طبقة « Hypolimnion » . يوضح الشكل (٦ ــ ٩) ، تشكل واضمحلال نطاق التدرج الحراري في بحيرات العروض



شكل (٦-٩) : تشكل واضمحلال نطاق التدرج الحراري

المعتدلة ، حيث تبدأ دورة المياه في البحيرات عن مياه متجانسة الحرارة خلال بداية فصل الربيع • يمكن أن يندفع نطاق التدرج الحراري عمقاً ، ونحو الأعمق خلال فصل الصيف • بينما يؤدي هذا الاندفاع في البحيرات القليلة العمق (التي يتراوح عمقها بين ١٢ ــ ٢٣ م) إلى تجانس حراري خلال جسم البحيرة كله • عندما يتبرد سطح البحيرة خلال فصلي الخريف والشتاء تزداد كثافة المياه السطحية ، وتبدأ الدورة الثانية من عمليات المزج الحراري الحملاني معطلة بذلك مبدأ التطبق الحراري الذي كان سائداً • وحالما تصل مياه البحيرة إلى مرحلة التجانس الحراري تتوقف ثانية عمليات المزج الحراري الحملاني •

يطلق على البحيرات التي تتسم بوجود دورتين من حركات المزج الحملانية في فصلي الربيع والخريف اسم « Dimictic » ثنائية الدورة • كما أن التطبق الحراري الذي لاحظناه سابقاً خلال فترات معينة يمكن أن يتعطل خلال بعض العواصف والأعاصير القليلة التكرار • بينما يطلق على البحيرات التي تبدي دورة واحدة من حركات المزج الحملانية اسم « أحادي الدورة » Monomictic ، وهذا يظهر على سبيل المثال في الأقاليم القطبية ، حيث يتجمد سطح البحيرة فترة طويلة من الزمن ، بينما تتم دورة المياه في البحيرة أثناء فترة التسخين المحدودة والقصيرة خلال فصل الصيف •

٦ــ٨ــ التوازن المائي في البحيرات ، وتغيرات مستوى الماء فيها :

يعبّر عن التوازن المائي في البحيرات من خلال معادلة الموازنة المائية ، ذلك أن معدل تغير حجم الماء في البحيرة يساوي معدل الوارد المائي للبحيرة من مختلف المصادر ، مطروحاً منه معدل الخسارة ، أو الفاقد المائي من البحيرة •

يتمثل عنصر الوارد المائي بالمصادر التالية :

١ ــ التهطال فوق البحيرة « P » •

٢ ــ الجريان المائي السطحي « Ri » •

٣ ــ النز من المياه الجوفية من خلال قاع البحيرة « Se » .

٤ ــ المياه الجوفية متمثلة بالينابيع « S » .

تختلف أهمية هذه المصادر في تغذية البحيرات من موقع لآخر حسب الشروط المناخية والهيدرولوجية السائدة . تتلقى معظم البحيرات الكبيرة تغذيتها المائية من التهطال ، فالبحيرات في النطاقات المناخية الرطبة تتلقى كل مياهها أو معظمها من التهطال ، كبحيرة فكتوريا على سبيل المثال ، بينما تتلقى بحيرات الأقاليم الجافة وشبه الجافة معظم مياهها من الجريان المائي السطحي مثل « البحر الميت » .

يطلق تعبير « بحيرات مغلقة » على البحيرات التي تفقد الماء بوساطة التبخر فقط ، بينما يطلق تعبير « بحيرات مفتوحة » على تلك التي يوجد فيها مخرج للماء مهما كان نوعه . ومن بين البحيرات المفتوحة يوجد بعض الحالات التي لا يوجد فيها مخرج ، وإنما يلاحظ أن قسماً كبيراً من الماء يفقد بوساطة النز (Seepage) ، حيث تدعى البحيرات في هذه الحالة بالبحيرات النزازة أو أو الارتشاحية،وهذه بدورها تعاكس وتخالف بحيرات التصريف (Drainage lakes) التي تمتلك مخارج للماء منها . تتلقى معظم البحيرات النزازة مياهها بوساطة النز من المياه الجوفية .

تتلقى العديد من البحيرات في الأقاليم الطبيعية الكارستية مياهها بوساطة الأقنية تحت بحيرية (Sub lacustrine) وقت الغزارة المائية ، كما تجف أحياناً بالأسلوب نفسه . كما توجد العديد من البحيرات التي تتلقى تغذيتها من الينابيع ، ومعظمها من النوع النزاز .

ينفصل الماء في العديد من البحيرات الصغيرة، باستثناء البحيرات ذات الأحواض الصخرية ، عن المياه الجوفية بطبقة من السيال « Seal » ، تمثل التوضعات الأولية من الطين وذرات السلت الناعمة التي ترسبت خلال الفترات الأولى لتشكل البحيرة . تمكن هذه الطبقة البحيرة من الاحتفاظ بمائها ، وتسمح بوجود اختلاف في نوعية الماء بين البحيرة والمياه الجوفية .

يتمثل الفاقد المائي من البحيرة بالعناصر التالية :

١ ــ الجداول أو الأنهار الخارجة من البحيرة « Re » .

٢ ــ التبخر « E » .

٣ ــ النتح من النباتات المائية « T » .

٤ ــ النز والارتشاح من قاع البحيرة وجوانبها « Sej » .

تبعاً لذلك تأخذ معادلة الموازنة المائية في البحيرة الشكل التالي :

$$P + Ri + Se + S - (Re + E + T + Sej) = \Delta L \qquad \ldots\ldots(5)$$

حيث (ΔL) : تبدل مستوى الماء في البحيرة ، أو تبدل مخزون البحيرة المائي :

$$\Delta L = L_n - L_1 \qquad \ldots\ldots(6)$$

حيث تشير (L_2) إلى المستوى الحالي ، و (L_n) المستوى السابق :

$$L_2 = L_1 + P + Ri + Se + S - (Re + E + T + Sej) \qquad \ldots\ldots(7)$$

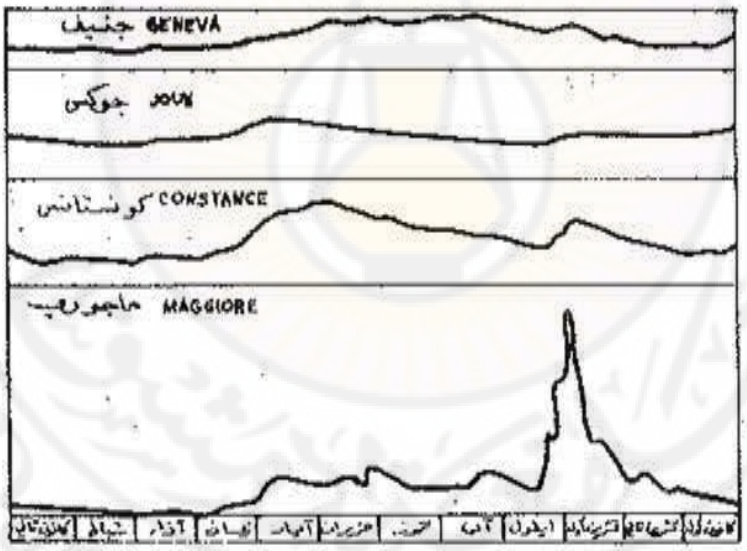
كثيراً ما يهمل بعض هذه العناصر نظراً لضآلة حجم الماء المفقود أو المكتسب وفقاً له ، أو نظراً لكون البحيرة مفتوحة أو مغلقة ، أو لانعدام النباتات المائية ، أو تلك التي تنمو على ضفاف البحيرة وتمد بجذورها إلى مياه البحيرة ، وكذلك في حالة البحيرات التي تغطي قاعها طبقة من السيال الكتيم ... إلخ .

٦ــ٨ــ٢ــ تغيرات مستوى سطح الماء الفصلية :

تختلف كمية الوارد والفاقد المائي في معظم بحيرات العالم حسب فصول السنة، وهذا يسبب بدوره تبدلاً فصلياً لمستوى سطح الماء في البحيرة . يتعاظم التبخر في نطاق المناخ المعتدل خلال فصل الصيف ليصل أعلى قيمة له ، أي هناك دورة فصلية

للتبخر ، كما أن هناك دورة فصلية لذوبان الجليد والثلوج ، حيث تذوب خلال فصل الربيع ، بينما هناك اختلافات فصلية واضحة في كمية الأمطار • ميّز كوليت (Collet) نماذج عدة من الاختلافات الفصلية في مستوى الماء في البحيرات ممثلة بالشكل (٦ ــ ١٠) • عندما يكون الماء المتحرر عن ذوبان الجليد والثلوج المصدر الأساسي لتغذية البحيرات ، ينخفض مستوى الماء في البحيرة إلى حده الأدنى في شهر شباط ، أو آذار ، ويصل حده الأقصى في نهاية فصل الصيف (بحيرة جنيف) • يرتفع مستوى الماء في بحيرة جوكس (Joux) خلال فصل الربيع جراء ذوبان الثلوج على التلال بجوار البحيرة ، كما يرتفع ثانية خلال فصل الخريف نتيجة هطول الأمطار • بينما يلاحظ في بحيرة كونستانسي (Constance) أن الأمطار الهاطلة في بداية فصل الصيف تعجّل عملية ذوبان الثلوج وتؤدي لحدوث فيضانات في شهر حزيران أو شهر تموز ثم يتبعها ارتفاع آخر في مستوى الماء خلال فصل الخريف •

تقع بحيرة ماجيوري (Maggiore) على الأطراف الجنوبية لسلسلة جبال



شكل (٦ ــ ١٠) : أمثلة عن الاختلافات السنوية لمستويات الماء في بعض البحيرات الكبيرة

الألب ، حيث أن معظم التهطال يكون على هيئة أمطار خلال فصل الخريف وعلى هيئة ثلوج خلال فصل الشتاء ، لذا يرتفع مستوى الماء في البحيرة خلال فصل الخريف .

عندما تكون المياه المتحررة عن ذوبان الجليد والثلوج هي المصدر الأساسي لتغذية البحيرة ، يلاحظ أن تبدل مستوى الماء في البحيرة مستقل عن اختلافات التهطال ، بعكس البحيرات التي لا تتغذى بهذا المصدر ، حيث يعتمد تبدل مستوى الماء فيها على اختلاف كمية التهطال فصلياً ، ويبدي هذا المستوى ارتباطاً واضحاً مع كمية التهطال السنوية .

تحتل مواصفات أحواض التصريف البحيرية دوراً مهماً في تقدير الاختلافات الفصلية حيث يلاحظ في الأقاليم التي تتعرض للتجمد ، وتلك التي تغطيها أتربة نفوذة للماء ، أن ذروة التذبذبات في مستوى الماء ستتناقص ، كما ستزداد الفترة الزمنية الفاصلة بينها .

يختلف اكتساب البحيرة للماء وفقدانه منها بالتبخر باختلاف الفصول . تتعاظم كمية المياه المكتسبة خلال فصول التهطال وذوبان الجليد والثلج ، حيث يرتفع مستوى الماء ، بينما يتعاظم الفقد المائي بوساطة التبخر خلال فصل الجفاف ، حيث ينخفض مستوى الماء في البحيرة .

٦-٨-٢- التغيرات طويلة الأمد :

تقتضي دراسة التغيرات طويلة الأمد (Secular) لمستوى الماء في البحيرات توافر قياسات لهذا المستوى خلال فترة زمنية طويلة للعديد من البحيرات ذات نماذج مختلفة ، وفي مواقع مناخية ممثلة لمعظم النماذج المناخية المألوفة على سطح الكرة الأرضية . ونظراً لتعذر وجود مثل هذه البيانات ، اشتقت العديد من الموديلات النظرية لدراسة تبدل مستوى الماء في البحيرات لفترات زمنية طويلة خلت .

إن أفضل موديل نظري يمكن إعداده وقبوله لتقدير تبدل مستوى الماء في

البحيرات يفترض أن الماء الهاطل كمطر في أحواض التصريف التي توجد فيها البحيرات ، يصل إليها مباشرة خلال وقت قصير بالمقارنة مع الفاصل الزمني الذي اعتمد في إعداد بيانات التهطال .

دعنا نفترض أن :

P_r : متوسط التهطال فوق سطح البحيرة .

P_r' : متوسط كمية التهطال فوق باقي سطح حوضة التصريف .

E_v : متوسط كمية التبخر من البحيرة .

E_v' : متوسط كمية التبخر من باقي حوضة التصريف .

E_r : متوسط تصريف أي قناة تخرج من البحيرة خلال وحدة المساحة لسطح البحيرة .

$\dot{Z}$: المعدل الوسطي لتزايد عمق البحيرة « Z » (ارتفاع مستوى سطح الماء يعني ازدياد قيمة « Z » ، وانخفاض هذا المستوى يعني تناقص العمق) .

A' : مساحة حوضة التصريف بما فيها مساحة سطح البحيرة .

A : مساحة سطح البحيرة .

$\bar{A}$: متوسط مساحة سطح البحيرة عند قيم مختلفة للعمق « Z » ، حيث أن ازدياد العمق « Z » يعني ارتفاع مستوى سطح الماء ، وهذا سيزيد مساحة سطح البحيرة .

وفي جميع الحالات العادية حيث تكون قيمة « A » صغيرة نسبياً بالموازنة مع (A') ، وحيث أن مصدر التغذية الرئيس للبحيرة هو التهطال الساقط فوق أرجاء الحوضة ، يمكن في مثل هذه الحالات أن نكتب :

$$A\dot{Z} = A(P_r - E_r) + (A' - A)(P_r' - E_v') - AE_r \qquad (٦ - ١٠)$$

تعدُّ (E_r ، A) « بمثابة عمل لـ « Z » حيث تزداد قيمتها بازدياد قيمة « Z » . يمكن الافتراض من العلاقة السابقة أن أي ارتفاع في مستوى الماء في سطح البحيرة يعكس فترات مطيرة ، أو فترات ذات قيم منخفضة للتبخر ، وأي انخفاض في مستوى الماء يعكس خلاف ذلك .

لنبحث الحالة التي توجد فيها بحيرتان ذواتا شكلين مختلفين ، في حوضتي تصريف متجاورتين تتعرضان لاختلافات مناخية افتراضية متماثلة . إذا كانت نتيجة تطبيق هذا الموديل النظري متطابقة ، أي أن الارتفاع الأقصى والانخفاض الأدنى في البحيرتين ضمن حالة معينة متماثلة من الشروط المناخية ، وقيمة « $\dot{Z}$ » الصفر أو سالبة خلال الحالات الأخرى . إن الشروط التي تكون خلالها قيمة « $\dot{Z}$ » موجبة لمستوى المـاء يتم في وقت واحد في البحيرتين ، أي أن قيمة « $\dot{Z}$ » دائماً موجبة هي :

$$(P_r - E_r) + \frac{A' + A}{A}(P_{r'} - E_{r'}) - E_f > 0 \quad (11-6)$$

يلعب العديد من العوامل دوراً مهماً في التأثير في تبدل مستوى الماء طويل الأمد لاسيما درجة انحدار جوانب البحيرة ، حيث يجب التمييز بين البحيرات ذات الجوانب اللطيفة الانحدار وتلك ذات الجوانب الشديدة الانحدار . ويبدو أن تأثر مستوى سطح الماء في هذه البحيرات سيكون مختلفاً عند الشروط نفسها المناخية والهيدروجيولوجية ، ووجود اختلافات قصيرة الأمد .

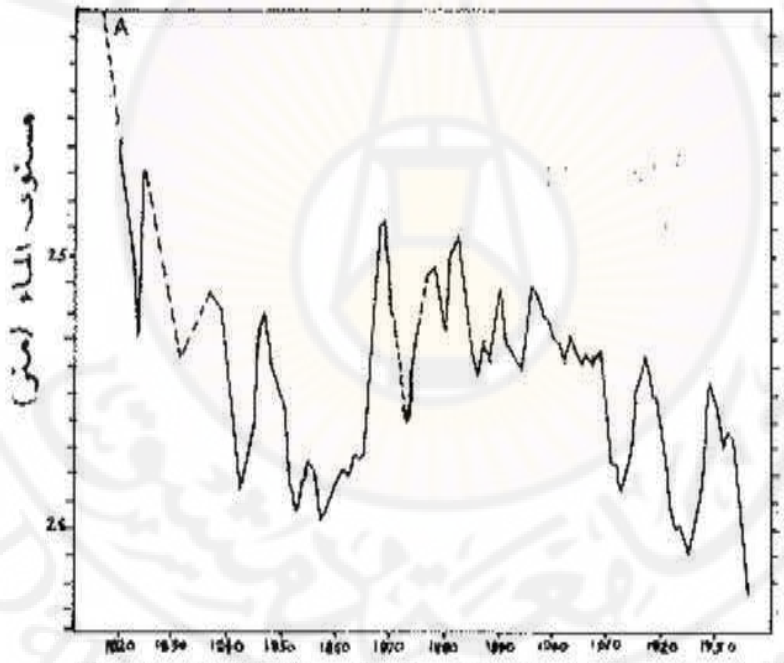
يفترض هذا الموديل النظري ما يلي :

١ ــ تصريف سريع لمياه التهطال في الحوضة إلى البحيرة ، بينما يلاحظ أن التصريف المعوّق للمياه في الأقاليم المغطاة جزئياً بالغابة يبطل صحة هذا الافتراض .

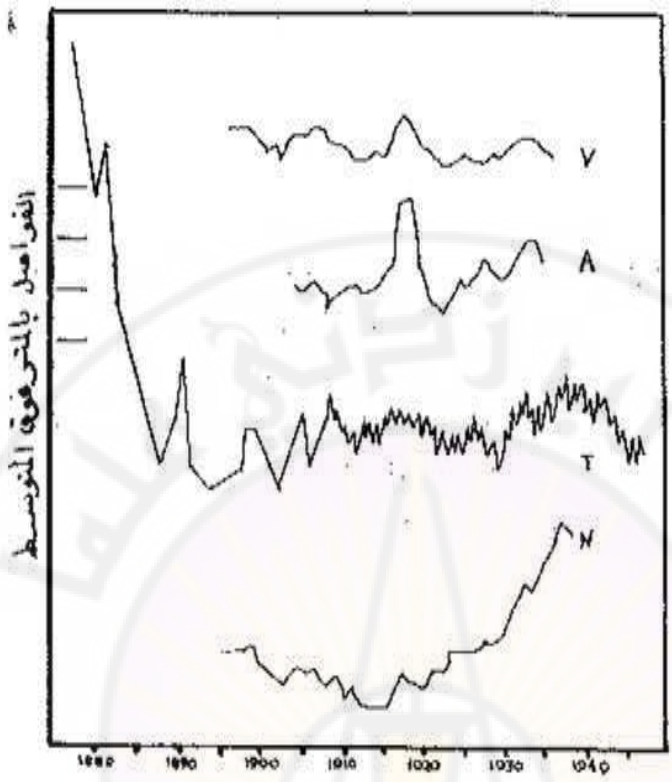
٢ ــ يصح هذا الافتراض فقط في الأحواض البحيرية الواقعة في ظل المناخ شبه الجاف .

٣ ــ لا يصح هذا الافتراض في الأحواض التي تحتوي على جليد دائم وحقول ثلجية .

أجرى هوتسبنسن (Hutchinson, 1957) مراجعة مستفيضة ومطولة للدراسات التي تناولت تبدل مستوى الماء في البحيرات العالمية خلال فترة زمنية طويلة . حيث تناولت هذه الدراسات بحر قزوين وبحيرات آسيا الوسطى والبحيرات الكندية وبحر آرال وبحيرة بلكاش وبحيرات وسط إفريقيا (ألبرت ، فكتوريا ، تانجانيقا ، نياسا) وبحيرات استراليا بالإضافة لبحيرات عديدة ، حيث تمثل الأشكال (٦ ــ ١١ ، ١٢ ، ١٣) بعض نتائج هذه الدراسات .

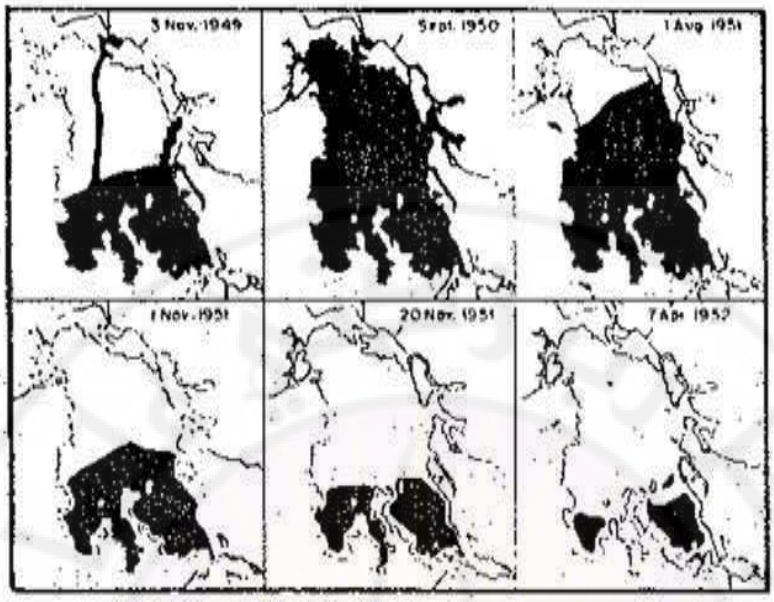


شكل (٦ ــ (١)) إختلاف مستوى سطح الماء لبحر قزوين
من ١٨٢٠ ــ ١٩٣٠



شكل (٦-١٢): اختلافات مستويات الماء لبحيرات وسط افريقيا
٧ : فكتوريا ، ٨: آلبرت
T : تانجانيقا ، N : نياسا

لقد استنتج هوتسبنسن من هذه المراجعة ما يلي : « هناك مجموعة من الدلائل والقرائن لكي تقترح بوجود انخفاض في مستوى الماء في البحيرات على مستوى العالم في منتصف القرن التاسع عشر ، وأيضاً مرة أخرى في نهاية الربع الأول من القرن العشرين . لا توجد هناك دلائل مطلقة بأن تغير مستوى الماء في البحيرات يتم وفق منحنٍ له صفة تغيرات دورية منتظمة . إن الحل الأمثل لتأكيد وجود مثل هذه التغيرات يكمن في إيجاد علاقات الانحدار ومنحنياتها ، الأمر الذي لا يمكن تحقيقه بسبب عدم توافر بيانات كافية لقياسات مستوى الماء في البحيرات لفترة زمنية طويلة نسبياً » .



شكل (٦ ــ ١٣) : تبدل حجم الماء في بحيرة آير (Eyre) في استراليا
عــن (Bonython and Mason 1953)

٦ــ٩ــ الظواهر الحركية المائية في البحيرات (هيدرو ديناميكية البحيرات) :

ماء البحيرات جسم سائل ، يبقى في حركة دائمة كلياً أم جزئياً . لذا تبدو دراسة حركة الماء الاضطرابية مهمة جداً بغية التوصل من خلالها إلى دراسة التيارات المائية التي تحدثها الرياح بشكل أساسي . ثم دراسة الظواهر المائية الحركية الناتجة عن الحركات المائية الدورية كالأمواج والسيش (Seiches » .

يميز عموماً نوعان من أنظمة التيارات المائية في البحيرات :

ــ النوع الأول : تيارات غير دورية « Nonperiodic » مثل التيارات التي تتشكل بفعل القوى والمؤثرات الخارجية : الأنهار التي تصب في البحيرات وتخرج منها ــ التسخين غير المتساوي فوق سطح البحيرة ــ انتقال مواد محلولة لمياه

البحيرة من الرسوبات المتوضعة في القاع ـ اختلاف قيم الضغط الجوي فوق سطح البحيرة ـ الرياح .

ـ النوع الثاني : تيارات أو حركات دورية « Periodic » ، تتشكل أساساً نتيجة تشويش سطح البحيرة الراكد بفعل الرياح ، أو تغيرات قيم الضغط الجوي ، والذبذبات « Oscillation » اللاحقة لسطح الماء في البحيرة كلها ، أو جزء منها ، كقوى احتكاك ، تبدد ببطء القدرة المكتسبة في وقت سابق من عوامل خارجية .

يطلق تعبير تيار « Current » عادة على تلك الحركات المائية التي تتشكل وتبقى بفعل قوى خارجية ، بينما يطلق تعبير « السيش » على الحركات المائية الدورية التي تميل لأن تتشكل عندما تتوقف القوى الخارجية عن العمل . عملياً هناك صعوبة كبيرة في تمييز التيارات المائية الدورية العميقة عن ظاهرة السيش الداخلية ، وذلك لفترة طويلة ، وعلى نطاق واسع ، ويبدو أن هذا الفصل غير دقيق وغير عملي .

٦ـ٩ـ١ـ التيارات المائية :

تتشكل التيارات المائية في البحيرات بفعل عاملين اثنين هما :

١ ـ الرياح السائدة .

٢ ـ المياه الصابة في البحيرة من الأنهار ، والخارجة منها .

يتجلى تأثير الرياح في سطح البحيرة في تحريك مياه البحيرة باتجاه الريح ، وإلى اليمين (في نصف الكرة الشمالي) . يبدو أن الفعل الأول يتم بفعل ضغط الرياح (Stress) على سطح الماء ، فتندفع بالماء أمامها ، بينما يعزى الفعل الثاني إلى دوران الأرض ، أو إلى القوى الجيوستروفيكية .

عندما يكون جسم الماء في البحيرة كبيراً وعميقاً وواسعاً ، يحدث انحراف في اتجاه الرياح نحو ٤٥° عن اتجاه الرياح الأصلي (يختلف حسب الموقع في نصفي

الكرة الأرضية) ، فإذا كانت قيمة اللزوجة الدوامية ثابتة مع العمق ، فإن تناقص عمق الماء يؤدي إلى تناقص قيمة هذه الزاوية ، لذا يلاحظ في البحيرات التي يتراوح عمقها بين ١٠ ــ ٢٠ م أن قيمة هذه الزاوية أصغر من أن تدرك . أما إذا كان هناك ازدياد في قيمة اللزوجة الدوامية مع العمق ، تتعرض عندها الرياح الهابة فوق البحيرة لانحرافات مهمة مهما كانت المياه ضحلة في البحيرة . أثبتت نتائج التجارب وضوح التأثيرات الجيوستروفيكية من خلال التيارات السطحية في بحيرة لادوجا Ladoga (على الحدود الروسية الفلندية) وبدرجة أقل من بحيرة ميندوتا « Mendota » (ولاية ويسكنسون الأمريكية) ، بينما لا توجد هناك تأثيرات جيوستروفيكية على انحراف الرياح غرباً فوق بحيرة إيري « Erie » (على الحدود الأمريكية ــ الكندية) . وجد تجريبياً أن سرعة التيارات المائية في البحيرات تبلغ ٢٪ من سرعة الرياح المسببة ، كما وجد أن سرعة التيارات السطحية مستقلة عن درجة تموج الماء.

يلاحظ في البحيرات الواسعة الضحلة أن تأثير الرياح الدافعة للماء في الجانب الآخر المحجوب عن الرياح (Lee wind) يتجلى بتشكيل تيارات عكسية أو مرتدة ، تنقوس أو تتلوى حول جوانب البحيرة وتتحول باتجاه جهة ورود الرياح عند منتصف عمق الماء . بينما يلاحظ في البحيرات العميقة ذات المياه غير المتطبقة وجود تيارات مرتدة واضحة تعرف باسم تيارات التدرج (Gradient current) تتشكل بفعل الضغط الزائد المبدد على الجهة المقابلة جراء رفع المياه لدى التصادم . مادام تأثير سرعة الرياح يتناقص مع العمق ، بينما تكون سرعة تيارات التدرج مستقلة تماماً عن عامل « العمق » (باستثناء الأعماق المجاورة للقاع) فإنه يوجد مستوى ضمن جسم الماء يتوازن عنده هذان التياران ، فوق هذا المستوى تيارات مائية سطحية ، ودونه تيارات مائية عكسية ، وفي حال وجود تأثير للقوى الجيوستروفيكية تشكل التيارات المائية حركات لولبية حلزونية .

تحتل الأنهار دوراً مهماً في تشكيل التيارات المائية البحيرية ، إذا كانت كثافة الماء النهري الذي يصب في البحيرة تختلف عن كثافة الماء البحيري . يصب نهر الرون في بحيرة جنيف ، ونهر الراين في بحيرة كونستانسي ، تكون خلال فصل