منشورات جامعة دمشق
كلية الهندسة المدنية

الهيدرولوجيا

الدكتور المهندس
محمد الشبلاق
جامعة دمشق ـ كلية الهندسة المدنية
قسم الهندسة المائية

الدكتور المهندس
محمد هشام النجار
جامعة دمشق ـ كلية الهندسة المدنية
قسم الهندسة المائية

جامعة دمشق


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

مقـــدمة

تلبية للحاجات المتزايدة للمياه في الصناعة والزراعة والحاجات البشرية الأخرى يتوجب تنظيـــم استخدام الميـــاه وكذلك وضـــع التخطيط الأمثـــل لاستثمار المصادر المائية المتاحة بما يتلاءم مع الحاجات المتزايدة للمياه مع الزمن .

تدرس الهيدرولوجيا مراحل الدورة المائية في الطبيعة (هطولاً ـ جرياناً ـ تبخراً ـ تخزيناً) وربطها بالتغيرات البيئية في المنطقة المدروسة وذلك بهدف تقدير كمية المياه المتاحة للاستغلال ، وهي من الأمور الحيوية عند تخطيط المنشآت المائية وتشغيلها .

وعلى هذا فإن دراسة الهيدرولوجيا تجيب عن أسئلة كثيرة خاصة بالمشروعات اللازمة للتحكم بالمياه واستخداماتها مثال ذلك كميات الميـــاه المتوقعة وأقصى تصاريف مارة عبر نهر ، سيل ، مفيض سد ، عبارة ، شبكة صرف ميـــاه المدن كذلك تحديد حجوم الخزانات لتفي باحتياجات الري والشرب والمتطلبات الأخرى وقت الجفاف .

يعالج هذا الكتاب بشكل أساسي هيدرولوجيا الميـــاه السطحية من مطر وجريان وتبخر وتخزين. كما يعالج المسائل المتعلقة بالقياسات لعناصر الموازنة المائية وموازنة الطاقة . حيث تشكل القياسات المنتظمة والممتدة لفترة طويلة الأساس الصحيح لتصميم المنشآت الهندسية المائية بالاضافة إلى أنها تساهم في تطوير طرائق الحساب الهيدرولوجية وتعطي فكرة واضحة عن نظام المصادر المائية . فمثلاً إن دقة تحديد التصاريف المائية تتعلق بنوعية القياسات المائية ودقتها وبطول فترة القياس حيث أنه كلما كانت فترة القياس طويلة فإنها تسمح بالتنبؤ عن التصاريف المائية لفترة مستقبلية أطول .

تضمنت فصول الكتاب تطبيقات عديدة الهدف منها توضيح طرائق الحساب العملية بحيث تساعد الطالب والزميل المهندس على فهم الأبحاث وحل بعض المشكلات التي يمكن مصادفتها بالحياة العملية بذلك نرجو أن يحقق هذا الكتاب الهدف المنشود وأن يستفيد الطالب والمهندس .

تضمن الكتاب اثنا عشر فصلاً كتب منها الدكتور محمد الشبلاق الفصول (٢ ، ٤ ، ٥ ، ٦ ، ٧ ، ٨ ، ٩ ، ١٠ ، ١١) كما كتب منها الدكتور محمد هشام التجار الفصول (١ و ٣ و ١٢) .

لقد بذلنا جهدنا لنتجنب الأخطاء بأشكالها كافة ولكن يمكن أن تكون هناك أخطاء أو نواقص في بعض الموضوعات لذلك نرجو من زملائنا الأفاضل أن يتكرموا مشكورين بتقديم ملاحظاتهم حول عملنا هذا .

نتوجه أخيراً بالشكر إلى الذين ساهموا في التقويم العلمي للكتاب والذين ساهموا في طباعته وإخراجه ، ونخص بالشكر :

- الأستاذ الدكتور عبد الرزاق الحسين رئيس قسم الهندسة المائية .
- الأستاذ الدكتور محمد نور الدين الرفاعي .
- الأستاذ الدكتور آصف شاهين .
- الأستاذ الدكتور وائل معلا .

المؤلفان

الفصل الاول

الهيدرولوجيا والمنـــاخ

ـ مقـدمة :

تعرف الهيدرولوجيا بأنها علم المياه حيث يدرس هذا العلم خواص المياه ، أشكال ظهورها فوق سطح الأرض أو تحته ، حركتها ، توزعها وتغيرات هذا التوزع من خلال التأثير المتزايد للانسان في ذلك .

إضافة إلى ذلك تدرس الهيدرولوجيا دورة المياه في الطبيعة وتبحث في إيجاد القواعد الأساسية لتخطيط المنشآت المائية وتصميمها ، كما تدرس نظام المصادر المائية من أنهار وبحيرات وينابيع . يقصد هنا بنظام المصادر المائيه معرفة التغيرات الكمية والنوعية لتلك المصادر مع الزمن .

تعنى الهيدرولوجيا بعدة مجالات عمل منها :

ـ إعداد المعطيات الهيدرولوجية وإدراكها .

ـ تحليل المعطيات والقياسات الهيدرولوجية من أجل فهم العمليات الهيدرولوجية وتطوير النظريات والطرائق الأساسية لهذا العلم .

ـ استخدام المعطيات والقياسات والطرائق الهيدرولوجية في حـل المسائل التطبيقية .

ـ حساب الموازنة المائيـة للكرة الأرضية ، للقـارات ، للأقاليم ، للأحواض الصبابة .

- البحث في أشكال الجريانات بخاصة الحدية منها (الصغرى والعظمى) .
- التنبؤ الهيدرولوجي (للتصاريف ومناسيب المياه ....) .
- دراسة الثلوج والجليد من الناحية الجغرافية والفيزيائية .
- دراسة الحت والترسيب .
- البحث في تكوين النماذج الرياضية الفيزيائية للأنظمة المائية .

تعد المياه الحلوة المتوافرة فوق سطح الأرض وتحتها من الشروط الأساسية لوجود البشرية وتطورها حيث أن الماء عنصر أساسي لنمو النبات وتزويد السكان بالمياه من أجل الاستخدامات المنزلية والصناعية .

إن هطول الأمطار الغزير وذوبان الثلوج يمكن أن يسبب كوارث تسبب أضراراً بالغة ، من هنا يظهر أنه لابد من التأثير في المصادر المائية الطبيعية للوقاية من هذه الفيضانات وهذه هي إحدى وظائف الاقتصاد المائي حيث يتم دوماً السعي إلى إشادة منشآت مائية وتشغيلها بحيث يتم استغلال المياه لحاجة السكان ودرء أخطار الفيضانات ، بهذا يظهر أنه لابد من التأثير في توزع المياه في الطبيعة لتتلاءم مع الحاجة لهذه المياه .

١ ـ اقسام الهيدرولوجيا :

يتبع التقسيم الكلاسيكي للهيدرولوجيا تقسيم الدورة الهيدرولوجية في الطبيعة إلى هيدرولوجيا اليابسة وهيدرولوجيا البحار .

يفهم عادة تحت اسم هيدرولوجيا بما يسمى هيدرولوجيا اليابسة التي تقسم بدورها إلى :

- هيدرولوجيا المياه الجارية (علم الأنهار) .

- هيدرولوجيا المياه الساكنة (علم البحيرات) .
- هيدرولوجيا المياه الجوفية .
- الهيدرولوجيا العملياتية أو علم القياسات المائية .

حسب هدف الدراسة الهيدرولوجية وطريقتها ظهر في الوقت الحاضر تقسيم آخر للهيدرولوجيا مثل :

- الهيدرولوجيا الفيزيائيـة : تهتـم بفهم الدورة الهيدرولوجية بمساعدة الطرائق والنظريات الفيزيائية .
- الهيدرولوجيا النظرية : تبحث في النظم والنظريات الهيدرولوجية لوضع الموازنة المائية والتنبؤ عن التصاريف .
- الهيدرولوجيا الهندسية : تعتني بالحسابات الهيدرولوجية اللازمة لتصميم المنشآت الهندسية المائية وتشغيلها .

لا تبحث الهيدرولوجيا في الدورة الهيدرولوجية وعمليات استغلال المصادر المائية فحسب بل تحاول توضيح كيف تجري هذه العمليات وما هي أسباب ذلك . تتم حركة المياه وتوزيعها على سطح الأرض وفقاً للقانونين الفيزيائيين الشهيرين :

- قانون مصونية المادة .
- قانون مصونية الطاقة .

حيث يشكل هذان القانونان مع العلاقات التجريبية الأخرى الأساس في الوصف الرياضي للظواهر الهيدرولوجية حيث أن عمليات انتقال المواد وتحولاتها تجري بشكل عام وفق تحولات الطاقة .

٢ ـ كمية الميـاه في الطبيعة :

تقـدر كمية الميـاه المتوافرة في كوكبنا الأرضي بنحو $1386 \times 10^6\ Km^3$

أما كمية المياه الحلوة فتبلغ $35 \times 10^6 \ Km^3$ أي نحـــو 2,5 % من مجمل مياه الكرة الأرضية .

تقسم المياه الحلوة في الكرة الأرضية إلى الأقسام التالية :

- 69 % من كمية المياه الحلوة مياه متجمدة بشكل دائم .
- 30 % من كمية المياه الحلوة مياه تحت سطحية .
- أقل من 1 % من كمية المياه الحلوة مياه سطحية .

تبلغ كمية المياه الحلوة التي يمكن استخدامها بكلفة اقتصادية معقولة بـ $220000 \ Km^3$ ، من الملاحظ هنا أن كمية المياه الحلوة المتوافرة محدودة ويمكن أن تجف لولا تجديدها بشـكل مستمر من خلال الدورة الهيدرولوجية .

٣ ـ الـدورة الهيدرولوجيـة :

تعرف الدورة الهيدرولوجية بأنها نظام مغلق لحركة مياه الكرة الأرضية وتحول هذه المياه من صورة لأخرى نتيجة العوامل المناخية والطبيعية وتعد الدورة الهيدرولوجية الفرضية الأساسية للهيدرولوجيا حيث يتم من خلالها تغير مكان المياه وحالتها بتأثير الإشعاعات الشمسية وقوى الثقالة الأرضية . إن تحول المياه من صورتها السائلة إلى صورتها الغازية (بخار الماء) يتم عن طريق تأثير الإشعاع الشمسي وعوامل مناخية أخرى ، بينما يتم انتقال بخار الماء تحت تأثير قوى الرياح، وهكذا فإن انتقال الماء من مكان لآخر على سطح الأرض (جريان الماء) يتم تحت تأثير قوى الثقالة الأرضية .

تعد الدورة الهيدرولوجية للكرة الأرضية نظام نقل عملاقاً حيث تعد الشمس كمحرك لهذا النظام بينما الغلاف الجوي هو الآلة . أيضاً تعد الدورة الهيدرولوجية

منشأة تكييف ضخمة ومنشأة تقطير كبيرة تنتج دوماً مياهاً حلوة من مياه البحار والمحيطات المالحة .

إن العناصر الأساسية المكونة للدورة الهيدرولوجية هي المطر والتبخر والجريان بنوعيه السطحي والجوفي انظر الشكل (١ ــ ١) الذي يبين العناصر الأساسية وأهم العمليات الهيدرولوجية في حوض صباب .

تبدأ الدورة الهيدرولوجية مع هطول المطر على منطقة ما حيث ينتقل قسم منه على سطح الأرض مشكلاً الجريان السطحي وينتقل قسم آخر إلى داخل الأرض مشكلاً جرياناً جوفياً وجرياناً إلى الخزانات الجوفية أو إلى المجاري المائية أو يبقى كرطوبة في التربة لتلبية حاجات النباتات . وإذا توافرت الشروط الملائمة لحدوث التبخر فإنه ينتقل قسم من مياه الهطول أو التربة أو السطوح المائية... الخ مشكلاً الغيوم التي تؤدي بدورها إلى الهطول ، وبهذا الشكل نرى أن الدورة الهيدرولوجية دورة مغلقة .

يمكن توضيح الدورة الهيدرولوجية عبر المراحل التالية بالاستعانة بالأشكال (١ــ١) و (١ــ٢) كما يلي :

إن مياه امطار (P) التي تسقط على سطح الأرض وأوراق النباتات والسطوح المائية وعلى السطوح الكتيمة (شوارع ، سطوح منازل ... إلخ) تتوزع إلى عدة مركبات كما يلي :

ــ إن قسماً من مياه الأمطار الذي يسقط على أوراق النباتات والأشجار (Si) يمكن أن يسقط ثانية على سطح الأرض (i) كما يتبخر قسم آخر منه ويعود ثانية إلى الجو (EI) .

ــ أما المياه المتساقطة على سطح الأرض فيتسرب جزء منها إلى داخل الأرض (f) ويتم احتجاز الجزء الآخر (SO) الذي يمكن أن يتبخر (ET) أو يتسرب إلى داخل الأرض .

عندما تكون الشدة المطرية أكبر من شدة التسرب إلى داخل الأرض أو عندما تكون مسامات الطبقة السطحية مملوءة بالماء (SBO) فإنه يحدث جريان سطحي في الجداول والأقنية الصغيرة وذلك بعد أن تمتلىء الحفر والأخاديد السطحية الصغيرة والتي يرمز لها بالتخزين السطحي (SO) . أما الجريان السطحي فيرمز له بـ (RO) .

ـ إن كمية المياه التي لا تشارك في الجريان تسمى « المحجوز في المنطقة » يتم تخزين جزء من المياه المتسربة إلى داخل الأرض في الطبقة العليا من التربة والتي تمتد فيها جذور النباتات . والجزء المتسرب الآخر يصل إلى الطبقات الأعمق (S) . ويمكن أن تشكل المياه المتسربة جرياناً في التربة يسمى الجريان الجانبي (RBO) إن هذا الجريان يمكن أن يصل إلى المجاري المائية بشكل متأخر .

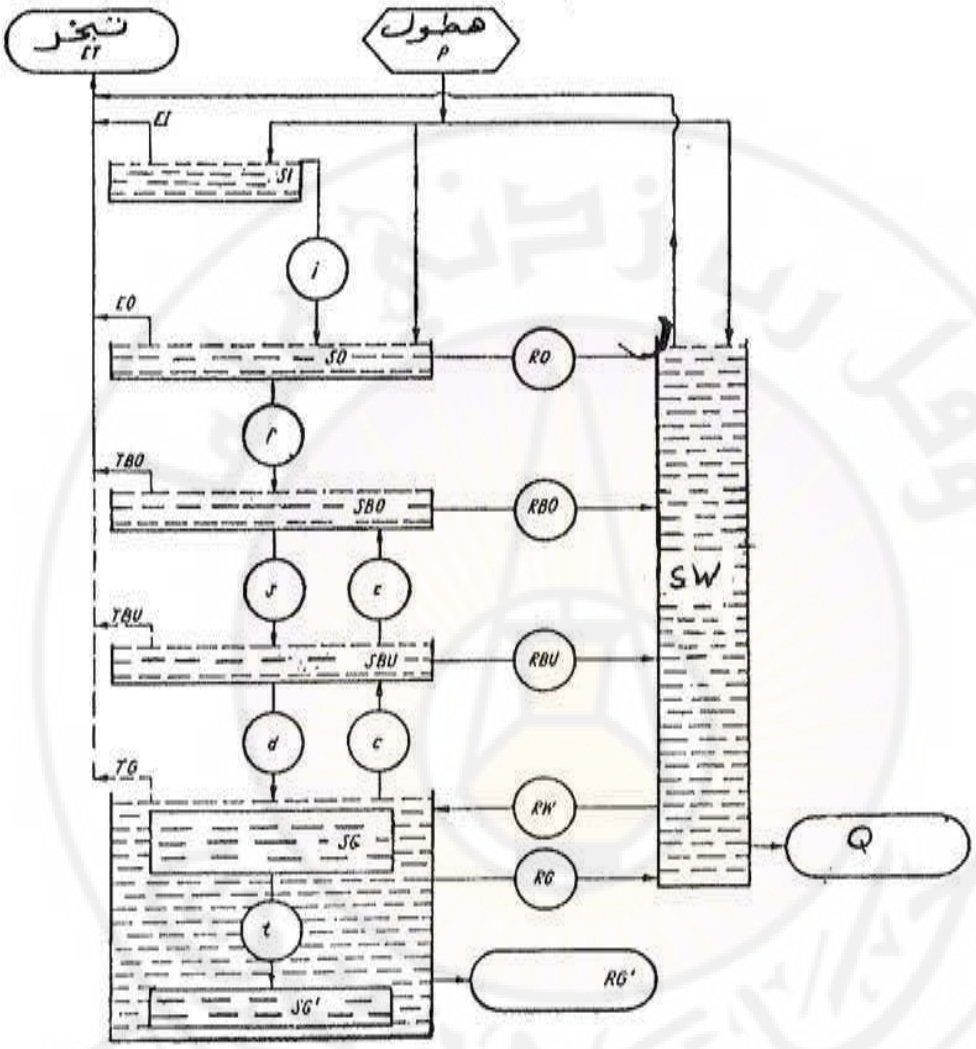
ـ إن جزءاً من المياه المحجوزة في الطبقة السطحية (SBO) يمكن أن يتبخر ويعود ثانية إلى الجو (TBO) .

في التُرب ذات الطبقات المختلفة نلفت الانتباه إلى إمكانية تخزين المياه عبر كل طبقة حسب خواص هذه الطبقة . في الأشكال (١ ـ ١) و (١ ـ ٢) تم عد التخزين ضمن طبقة علوية (SBO) وسفلية (SBU) حيث تُغذى الطبقة السفلية من الطبقة التي تعلوها وتُفرغ من مخزونها (SBU) عن طريق تسرب مياهها إلى الطبقة الجوفية (d) حيث تشارك في الجريان الجانبي (RBU) . يمكن أن يصعد جزء من مياه الطبقة السفلية إلى الطبقة التي تعلوها عن طريق الخاصة الشعرية .

ـ إن المياه المتسربة من الطبقات العليا (d) تساهم في تغذية المياه الجوفية (SG) والتي تشكل جرياناً جوفياً (RG) . إن الجريان الجوفي يمكن أن يصل إلى المجاري المائية مشكلاً الجريان غير المباشر أو الأساسي .

من الممكن أيضاً أن يتسرب جزء من المياه الجوفية إلى خزانات المياه الجوفية العميقة (SG′) والتي تشكل بدورها جرياناً آخر إلى المجاري المائية أو البحر (RG′) .

الشكل (١ – ١) مقطع يبين عناصر الدورة الهيدرولوجية



الشكل (١ ــ ٢) موديل يوضح أهم العمليات الهيدرولوجية في حوض صباب

في حال وصول منسوب المياه الجوفية إلى منطقة جذور النباتات فإنه يحدث تبخر للمياه (TG) .

إن تصريف المياه الذي يلاحظ في الجداول والأنهار (Q) ما هو إلا تصريف ناتج عن الجريان السطحي للمياه (جرياناً مباشراً) والتصريف الناتج عن الجريان غير المباشر (جرياناً جوفياً) .

ـ إن كمية المياه المحجوزة على سطح الأرض أو في التربة أو كمياه جوفية من مجمل كمية المطر الهاطل تسمى المحجوز في المنطقة .

كما تضاف كمية المياه المخزونة في السرير النهري (SW) إلى كمية المحجوز في المنطقة لأنه تتم من خلال المياه هذه تغذية التربة المحيطة بالسرير النهري والمياه الجوفية(RW) . كما يتبخر جزء من المحجوز في السرير النهري(EW) .

إن أهمية مركبات المياه المخزونة داخل الأرض وزمن مكوثها في مناطق اختزانها وانتقال المياه إلى المجاري المائية يتعلق بالعوامل التالية :

ـ شكل الهطول (مطراً ـ ثلجاً ـ ...) .

ـ الشروط المكانية .

ـ التوقيت السنوي (الفصول) .

ـ حالة الحوض الصباب .

بإهمال الجريان الجوفي العميق يمكن التعبير عن انتقال مياه المطر إلى جريان وتبخر ومساهمتها في تغيرات التخزين الجوفي والسطحي لمنطقة ما خلال زمن معين من خلال معادلة الموازنة المائية .

٤ ـ المناخ :

قبل أن نبدأ بدراسة الدورة الهيدرولوجية وتحديد عناصرها من مطر وجريان

وتبخر لابد من معرفة العوامل المناخية ذات التأثير المباشر في هذه العناصر • كما أن دراسة العوامل المناخية تشكل الأساس في معرفة شكل الهطول المطري وتوزعه وكذلك مواصفات التبخر ، لذلك يتم إنشاء محطات رصد جوي تقيس معظم العوامل المناخية بشكل مستمر لما لذلك من تأثير ليس في الاقتصاد المائي فقط بل في مجمل النشاط البشري ، كما يمكن أن تحتوي هذه المحطات على أجهزة قياس للهطول والتبخر •

فيما يلي نوضح بعض العوامل المناخية ذات التأثير المباشر في عناصر الدورة الهيدرولوجية :

٤ـ١ـ الضغط الجوي :

يعرّف الضغط الجوي بأنه القوة المؤثرة في وحدة المساحة والتي تنتج عن وزن عمود الهواء فوق هذه المساحة ، ويقاس بوحدة المليبار (mbar) حيث أن 1 mbar = 100 N/m² • يتأثر الضغط الجوي بالعوامل التالية :

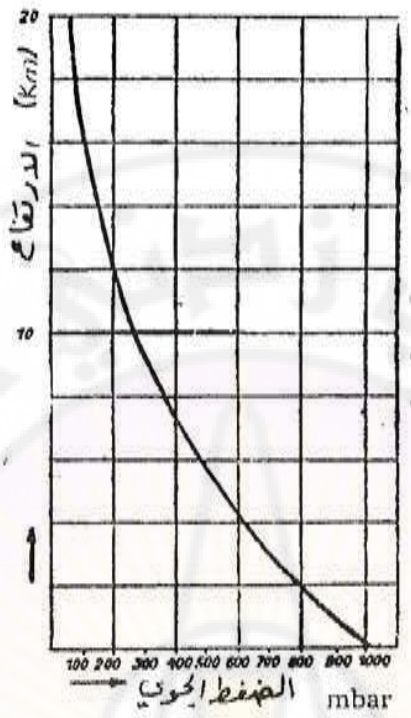
١ ـ الارتفاع عن سطح البحر :

ينخفض الضغط الجوي كلما ارتفعنا عن سطح البحر ويزداد كلما انخفضنا عن سطح البحر • يبلغ الضغط الجوي عند سطح البحر 1013 mbar .

الشكل (١ـ٣) يبين علاقة الضغط الجوي مع الارتفاع عن سطح البحر •

٢ ـ الرطوبة الجوية :

إن بخار الماء أخف وزناً من الهواء بهذا ينخفض الضغط الجوي بازدياد كمية بخار الماء في الهواء (الرطوبة) • وبهذا نلاحظ ارتفاع الضغط الجوي في الجو الجاف لأن كثافة الهواء الجاف أكبر من كثافة الهواء المشبع بالرطوبة •



الشكل (١ ــ ٣) علاقة الضغط الجوي مع الارتفاع عن سطح البحر

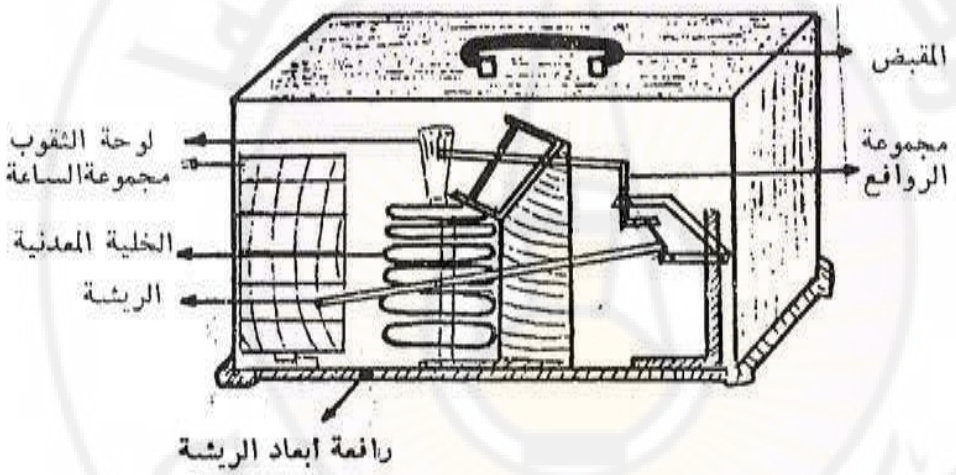
٣ ــ درجة الحرارة :

عندما يسخن الهواء يتمدد فتقل كثافته ويرتفع إلى الأعلى فينخفض وزنه ويتشكل ضغط منخفض • وإذا برد تزداد كثافته ويهبط ويرتفع ضغطه •

بهذا توجد علاقة وثيقة بين درجة الحرارة والضغط الجوي فكلما برد الهواء ازداد ضغطه نتيجة تقلص الكتلة وزيادة كثافتها وكتلتها • بينما يسبب ارتفاع درجة الحرارة إلى تمدد الهواء وزيادة حجمه ونقصان كثافته وبهذا ينقص ضغطه •

٤ـ١ـ١ـ قياس الضغط الجوي :

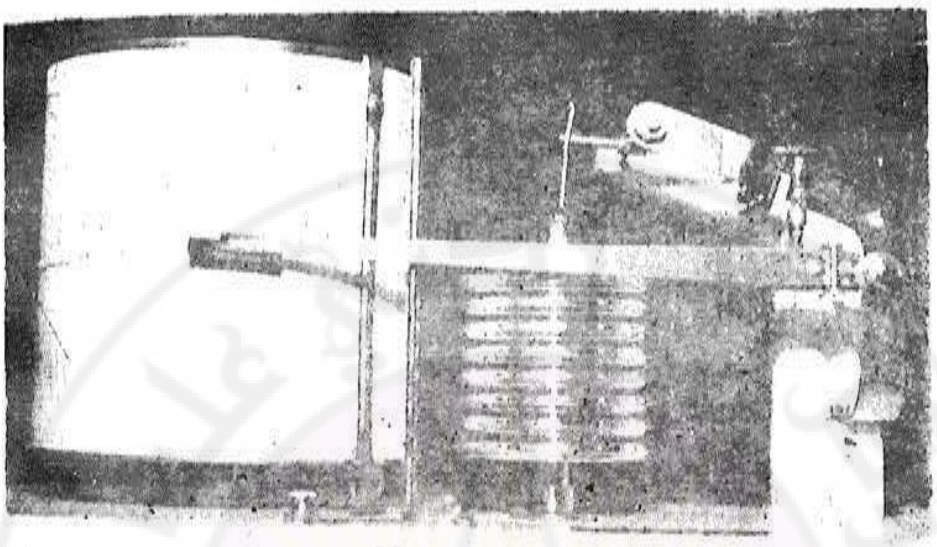
يقاس الضغط الجوي باستخدام مقياس الضغط الزئبقي وأيضاً باستخدام مقاييس مسجلة للضغط الجوي كجهاز لامبرخت حيث يتم تسجيل الضغط الجوي على سطح محطة بصورة آليـة ومستمرة • يبين الشكل (١ـ٤) مبـدأ جهاز لامبرخت • يعد العنصر الحساس في الجهاز خلية معدنية مفرغة من الهواء مؤلفة من عدة طبقات تتأثر بالضغط الجوي • تتصل من الأعلى بلوحة ثقوب مرقمة من (1) حتـى (4) ، هدفها تحديد مجال عمل الخلية حسب ارتفاع المنطقة المراد قياس الضغط الجوي فيها •



الشكل (١ ـ ٤) مسجل الضغط الجوي (لامبرخت)

ـ إن مبدأ سير الحركة والعمل هو :

عندما يزداد الضغط الجوي يؤثر في الخلية المعدنية ويضغطها للأسفل فتشد معها ذراعاً علوية متصلة مع لوحة الثقوب إلى الأسفل وبذلك تحرك ذراعاً آخر للأعلى مزود بريشة ترسم على اسطوانة مغلفة بورق مدرج خطاً للأعلى الذي هو



الشكل (١ ــ ٥) صورة جهاز لامبرخت لقياس الضغط الجوي

في الحقيقة قيمة ارتفاع الضغط الجوي وكذلك بالنسبة لانخفاض الضغط الجوي حيث ترسم الريشة خطاً للأسفل .

٤ـ٢ـ الإشعاع الشمسي :

الإشعاع هو انتقال الحرارة على شكل طاقة تنتقل في الجو بشكل أمواج كهرطيسية بسرعة تعادل سرعة الضوء (300000 Km/S) ؛ كما يصدر الإشعاع عن أي جسم مشع حرارته أعلى من حرارة الوسط المحيط .

يعد الإشعاع الشمسي مصدراً لأشكال الطاقة الرئيسية كافة في كوكبنا الأرضي وإن مقدار ما يصل إلى الأرض يومياً من الإشعاع الشمسي لا يزيد على جزء من مليارين من مجموع الطاقة الشمسية التي تتبدد في الفضاء ، وهذا الجزء رغم ضآلته يكفي لاستمرار الحياة على الأرض .

تحرك الطاقة الشمسية ميكانيكية الدوران التي تحصل في الغلاف الجوي مع جميع الظواهر المناخية الأخرى • كما تتم التحولات الطبيعية والحيوية كافة بفضل الإشعاعات الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض • إن التبـــاين في كمية الطاقة الشمسية التي يتلقاها سطح الأرض من جزء لآخر يؤدي إلى تباين في درجة الحرارة والضغط وإلى حركات مختلفة للهواء وأشكال متباينة من الطقس والمناخ •

تقاس شدة الإشعاع الشمسي بوحدة (W/m^2) . تعبـــر الإشعاعات الشمسية الفضاء الكوني حتى تصل إلى الأرض • يصل جزء من هذه الإشعاعات بشكل مباشر إلى سطح الأرض وجزء آخر يصطدم بالجزيئات المحمولة بالهواء فينعكس إلى الاتجاهات كافة حيث يصل جـــزء منها إلى سطح الأرض وهـــذه الإشعاعات تسمى الإشعاعات السماوية المنتشرة والتي تشكل مع الإشعاعات المباشرة الإشعاعات الكلية •

إن جزءاً من الأشعة الشمسية الكلية الواردة إلى سطح الأرض ينعكس عند اصطدامه بسطح الأرض مباشرة وهذا الجزء يتعلق بزاوية ورود الأشعة ولون السطح ونعومته ، هذا الجزء يسمى « الأشعة المنعكسة » •

عندما يسخن سطح الأرض بفعل الإشعاعات الشمسية الواردة إليه يعود فيبعث إلى الجو طاقة على شكل إشعاعات ذات أطوال أمواج مختلفة •

تتعلق كمية الإشعاعات الشمسية الواردة إلى سطح الأرض بطول فترة السطوع الشمسي وبعمليات انتشار هذه الأشعة وامتصاصها وانعكاسها في الجو • تقدر كمية الإشعاع الشمسي الواردة إلى سقف الغلاف الجوي بـ $1360\ W/m^2$ وتسمى هذه القيمة الثابت الشمسي • أما كمية الإشعاع الشمسي الوارد إلى سطح الأرض فهي أقل من القيمة أعلاه وتتعلق بالعوامل التالية :

١ ــ موقع المنطقة على سطح الأرض ويعبر عنه بدرجة العرض الجغرافي (φ) .

٢ ــ عامل تكير الجو (T) الذي يعبر عن مدى احتواء الهواء على الشوائب وبخار الماء .

٣ ــ كتلة الهواء التي تمر عبرها الأشعة الشمسية وهذا يرتبط بارتفاع المنطقة على سطح البحر حيث تزداد كمية الإشعاع الشمسي المباشر مع الارتفاع على سطح البحر بسبب تناقص كتلة الهواء التي تمر عبرها الأشعة الشمسية .

٤ ــ التغيرات اليومية للإشعاع الشمسي وتأثير زاوية ورود الأشعة الشمسية في سطح الأرض .

٥ ــ حالة الغيوم من حيث كثافتها ــ لونها ــ ارتفاعها .

٦ ــ لون التربة والصخور التي ترد إليها الأشعة ومدى قدرتها على امتصاص الأشعة الشمسية أو عكسها .

٧ ــ اتجاه السطح الذي ترد إليه الأشعة الشمسية وميله حيث تتلقى السطوح المتجهة نحو الجنوب في نصف الكرة الشمالي كمية أكبر من الإشعاع الشمسي . حيث أن هذه السطوح تتعرض إلى فترة سطوع أكبر .

٤ــ٢ــ١ــ قياس الإشعاع الشمسي :

استناداً لدراسة الأثر الحراري للإشعاع الشمسي يتم قياس كمية الإشعاع الشمسي باستخدام جهاز إيلي .

يقيس هذا الجهاز كامل الأشعة الواصلة إليه ويتألف العنصر الحساس في هذا الجهاز من حلقتين فضيتين متمركزتين بعضهما داخل بعض ، الداخلية منهما مطلية باللون الأسود والخارجية بالأبيض . ينجم عن اختلاف اللون بين الحلقتين اختلاف في مقدرتهما على امتصاص الأشعة وبالتالي اختلاف درجة حرارتهما . فبينما تمتص الحلقة السوداء كامل الأشعة التي ترد إليها تعكس الحلقة البيضاء معظم الأشعة التي ترد إليها .

يقاس الفرق بين درجتي حرارة الحلقتين بوساطة موصلات حرارية متصلة حرارياً بشكل جيد مع السطوح السفلى للحلقات • كلما كانت شـــدة الإشعاع الشمسي أكبر كان الفرق بين درجتي حرارة الحلقتين أكبر •

٤-٣- الرطوبـة :

الرطوبة هي كمية بخار الماء العالق في الجو في حالته غير المرئية ولا يخلو منه هواء سطحي قط • تأتي معظم الرطوبة من المسطحات المائية فضلاً عن نتح النباتات وتبخر الماء من المواد التي تحتويه •

تعد الرطوبة أساس مظاهر التكاثف كالهطول والضباب والندى •

يدعى الهواء رطباً إذا ارتفعت نسبة بخار الماء فيه • وتزيد قدرة الهواء على حمل بخار الماء كلما ارتفعت درجة حرارته • فإذا أصبح محملاً بأقصى ما يستطيع حمله من بخار الماء أصبح في حالة تشبع •

لتحديد نسبة الرطوبة في الهواء استخدمت المصطلحات التالية :

٤-٣-١- الرطوبـة المطلقـة :

هي وزن بخار الماء مقدراً بالغرام الموجود في متر مكعب من الهواء • تتغير قيمة الرطوبة المطلقة بشكل كبير تبعاً لتغيرات الحرارة والارتفاع عن سطح الأرض• ففي كتل الهواء الساخنة تصـــل الرطوبة المطلقة إلى 50 g/m^3 بينما تنخفض في الكتل القطبية الباردة إلى 0,19 g/m^3 وترتفع قيم الرطوبة المطلقة فوق مناطق البحار والمحيطات ارتفاعاً كبيراً لتقارب بذلك الرطوبة النوعية •

يرمز للرطوبة المطلقة بـ (e) وتحدد رياضياً كما يلي :

$$e = \frac{M_D}{V_L} \qquad (g/m^3)$$

M_D — وزن بخـار المـاء بـ (g) .

V_L — حجـم الهواء الجاف بـ (m^3) .

٤-٣-٢- الرطوبـة النوعيـة :

هي وزن بخار الماء الذي من الممكن أن يستوعبه الهواء بشكل أعظمي من أجل درجة حرارة محددة وتقدر بـ (g/m^3) وتسمى رطوبة الإشباع • ويرمز لهـا بـ (E) •

٤-٣-٣- الرطوبـة النسـبية :

هي النسبة المئوية بين وزن بخار الماء الموجود في متر مكعب من الهواء في لحظة معينة (الرطوبة المطلقة) إلى الوزن الذي يستطيع حمله من بخار الماء في درجة الحرارة ذاتها (رطوبة الإشباع) •

ويعبر عن الرطوبة النسبية (R) رياضياً كما يلي :

$$R = \frac{e}{E} \times 100 \qquad (\%)$$

إن قيمة (R) هي دوماً أصغر من الواحد •

تتناسب الرطوبة النسبية عكساً مع درجة الحرارة • فالهواء الذي يحتوي على نسبة قليلة من الرطوبة يجب أن تنخفض درجة حرارته كثيراً لكي تبدأ رطوبته بالتكاثف •

تسمى درجة الحرارة التي يحصل عندها الإشباع الكامل للهواء ببخار الماء بنقطة الندى • فعندما تهبط درجة الحرارة إلى مادون نقطة الندى تبدأ ظاهرة تكاثف بخار الماء • الجدير بالذكر أن الرطوبة المطلقة تتغير بشكل معاكس للرطوبة

النسبية فالأولى تبلغ حداً أعظمياً في الأوقات الحارة بينما تبلغه الثانية في الأوقات الباردة .

٤ـ٣ـ٤ـ نقص الرطوبة او كفاية الإشباع (d) :

هو الفرق بين الرطوبة النوعية والمطلقة (d = E ـ e) وتأتي أهمية هذا العامل في كون شدة التبخر تتحدد بوساطته حيث تتناسب سرعة التبخر طرداً مع (d) وذلك في حال كون الشروط الأخرى ثابتة .

٤ـ٤ـ التكاثف :

يتكاثف بخار الماء في الهواء إذا انخفضت درجة حرارته إلى ما دون درجة الندى ويأخذ التكاثف مظاهر مختلفة تبعاً لنسبة الرطوبة ودرجة الحرارة التي يحدث عندها التكاثف وكذلك الارتفاع لذا يمكن تقسيم مظاهر التكاثف إلى مجموعتين :

١ ـ المظاهر التي تحدث فوق سطح الأرض مباشرة وتشكل الضباب ، الندى ، الصقيع .

٢ ـ المظاهر التي تحدث في الطبقات العليا وتشكل الغيوم .

١ ـ الضباب : جزيئات ماء صغيرة معلقة بالهواء ، يحدث من انتقال هواء دافىء إلى جهة باردة كأن ينتقل الهواء من فوق سطح بحر أو بحيرة إلى الأراضي المجاورة شتاء ، وقد يحصل في قاع الأودية في آخر الليل والصباح الباكر لأن قاع الأودية يكون أبرد نسبياً ، ويساعد على تشكله سكون الهواء .

٢ ـ الندى : قطرات من الماء تظهر في الصباح الباكر على أوراق الأشجار والحشائش والأجسام الصلبة نتيجة تبردها ، وللندى دور هام في نمو النباتات في المناطق الصحراوية والجافة .

٣ ـ الصقيع : عندما تنخفض درجة الندى إلى مادون درجة الصفر تتكاثف

الرطوبة فوق الأجسام الصلبة على شكل بلورات الثلج المتجمدة ، وليس الصقيع بندى متجمد إنما هو انتقال مباشر لبخار الماء من الحالة الغازية إلى الحالة الصلبة وكثيراً ما يسبب أضراراً كثيرة .

٤ ــ الغيوم : وتحدث عندما يتكاثف بخار الماء في الجو ، وهي ملايين من جزيئات الماء السائل أو من بلورات الجليد . والتي تحول خفتها دون سقوطها من الجو . ويساعد على هذا التكاثف وجود المواد الدقيقة العالقة في الجو والتي يطلق عليها اسم نوى التكاثف .

وللغيوم شكلان أساسيان هما الطبقي والركامي وذلك تبعاً لسرعة تحرك الهواء ببطء فوق مساحات كبيرة (بمعدل بضعة سنتمترات بالثانية) تتكون الغيوم الطباقية . أما إذا ارتفع الهواء بمعدل عدة أمتار في الثانية تتكون الغيوم الركامية وتقترن عادة بسقوط الأمطار .

٤ــ٥ــ الريـاح :

الرياح هي انتقال الهواء من منطقة يسودها ضغط جوي مرتفع إلى منطقة يسودها ضغط جوي منخفض . وتزداد سرعة الرياح وقوتها كلما زاد الفرق بين ضغطي المنطقتين . ينشأ أصل الحركة الديناميكية للهواء من التسخين الشمسي بسبب الإشعاع على سطح الأرض وعلى الغازات التي يتألف منها الهواء .

من المعلوم أن الجسيمات المكونة للهواء في حركة مستمرة تزداد هذه الحركة عندما يسخن الهواء ، عندها يصعد الهواء الساخن للأعلى والبارد يهبط للأسفل .

ــ تتأثر سرعة الرياح وحركتها واتجاهها بالعوامل التالية :

١ ــ الضغط الجوي .

٢ ــ الجاذبية الأرضية .

٣ ــ دوران الأرض .

٤ ــ شكل سطح الأرض وقوى الاحتكاك الناتجة عــن احتكاك الرياح بطبوغرافية المكان •

٥ ــ الارتفاع فوق سطح الأرض •

٦ ــ التغيرات اليومية والفصلية •

٤ــ٥ــ١ــ قياس الريــاح :

يقصد بذلك تحديد سرعة الرياح واتجاهها • ويمكن تحديد ذلك باستخدام جهاز كاليسكو الذي يتألف من الأجزاء التالية (انظر الشكل ١ ــ ٦) :

١ ــ مقياس سرعة الريح ، ويتألف من :

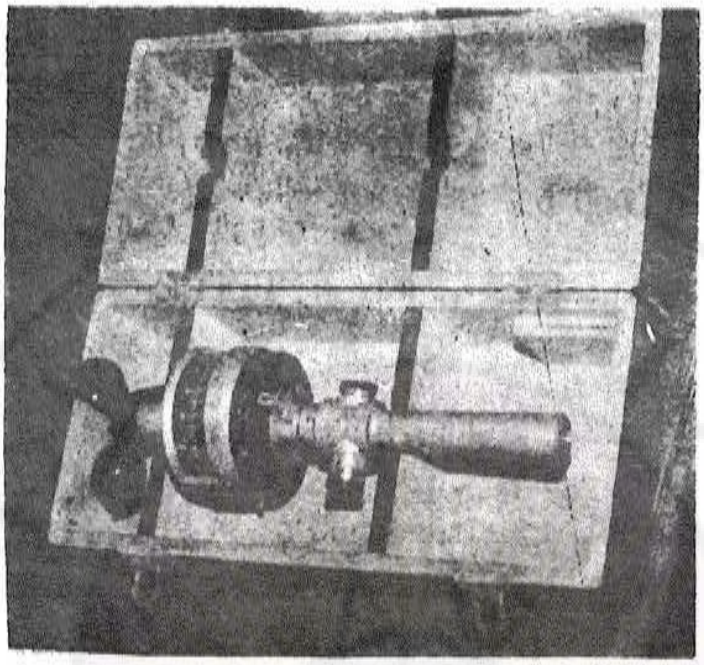
ــ فناجين السرعة : وهي ثلاثة فناجين نصف كروية مجوفة تركب على ثلاثة محاور متساوية الأبعاد عن بعضها • ولها في المركز قاعدة تدور على محور يتحرك حسب دوران الفناجين •

ــ آلية السرعة : وهي مقياس غلفاني تشكل بدورانها تحريضاً كهرطيسياً تؤثر في مؤشر يتحرك أمام لوحة مرقمة ليدل على سرعة الرياح •

ــ لوحة الترقيم : وهي لوحة مقسمة إلى قسمين علوي وسفلي • يعطي القسم العلوي قيمة السرعة بالمتر في الثانية وهو مرقــم من الصفر حتى 30 m/s ويعطي القسم السفلي قيمة السرعة بالعقدة وهو مرقم من صفر حتى (60) عقدة •

٢ ــ البوصــلة :

تستخدم البوصلة لتحديد اتجاه الشمال التقريبي • أما تحديد اتجاه الرياح فيتم بالوقوف والاتجاه نحو الشمال التقريبي ثم تحرر الابرة المغناطيسية بضغط



الشكل (١ ــ ٦) جهاز قياس سرعه الرياح واتجاهها

البوصلة إلى الأمام وندور الجهاز ببطء يميناً ويساراً حتى تصبح الابرة على علام وسطي مرسوم على زجاج البوصلة عندها تؤخذ قراءة اتجاه الريح الصحيحة .

٤ــ٦ــ الحــرارة :

يؤدي الإشعاع الشمسي إلى زيادة في درجة حرارة الهواء المحيط بالكرة الأرضية . ونتيجة تغير قيم الإشعاع الشمسي الواصلة إلى الغلاف الجوي للكرة الأرضية يحصل تغير على قيم حرارة الهواء . حيث يمكن التمييز بين تغيرات أثناء النهار ــ وتغيرات فصلية ... الخ . تبلغ درجة الحرارة ذروتها بعــد أن يبلغ الإشعاع الشمسي ذروته بعدة ساعات . وتصل درجة الحرارة إلى قيمتها الدنيا عند شروق الشمس . كما تتأثر تغيرات درجة الحرارة بحالة الغيوم التي تؤثر في وصول الإشعاع الشمسي إلى سطح الأرض .

نهتم عند تقويم درجة الحرارة بالقيم الوسطية اليومية والشهرية والسنوية .

تحسب درجة الحرارة الوسطية اليومية بالعلاقة :

$$Tm = \frac{1}{4} (T_7 + T_{14} + T_{21})$$

Tm : درجة الحرارة الوسطية اليومية .

T_{21} , T_{14} , T_7 : درجة الحرارة المقيسة الساعة السابعة صباحاً والساعة الثانية بعد الظهر والساعة التاسعة مساءً .

من دراسة العوامل المناخية آنفة الذكر نجد أنها تؤثر بشكل مباشر في كمية الهطول والتبخر اللذين يشكلان العنصرين الأساسين في التوازن المائي للأرض أو لمنطقة محدودة . فالرياح مثلاً تسبب انتقال الهواء المشبع ببخار الماء ليأتي هواء غير مشبع مما يساهم في تسريع عملية التبخر . إضافة إلى أن الرياح تقوم بتحريك الغيوم من مكان لآخر حتى يتم الهطول عند توافر الظروف الملائمة لذلك . كما تؤثر الرياح في معدل التبادل الحراري بين الأرض والهواء مما يؤثر في تغيير درجة حرارة سطح الأرض وبالتالي في الموازنة الحرارية لسطح الأرض أو لمنطقة محدودة.

كما يعد الإشعاع الشمسي مصدر الطاقة الوحيد المساهم في تشكيل التبخر وتغيرات الضغط الجوي ورطوبة الهواء .

الفصل الثاني

الموازنة المائية وموازنة الطاقة

١ ـ الموازنـة المائيـة :

يعبر الوصف الكمي لعناصر الدورة الهيدرولوجية عن الموازنة المائية . حيث يفهم تحت الموازنة المائية لمنطقة ما بأنه التأثير المشترك لعناصر النظام كالمطر P ، التبخر ET ، الجريان R وتغير المخزون المائي ΔS في المنطقة . تقدر العناصر السابقة بـ (mm) كارتفاع مائي منسوباً لمنطقة محدودة ولفترة زمنية محددة . تكتب معادلة الموازنة المائية لفترة معينة ولمنطقة معينة بالشكل التالي :

$$\Delta S = \Delta (Si , So , SBO , SBU , SG , SW) \qquad (٢ - ١)$$

يمكن التعبير عن تغير قيمة المخزون المائي لمنطقة خـلال فترة زمنية (Δt) كما يلي :

$$\Delta S = \Delta (Si , So , SBO , SBu , SG , SW) \qquad (٢ - ٢)$$

وذلك بإهمال الجريان الجوفي العميق (انظر الدورة الهيدرولوجية ـ الفصل الأول) . بمراقبة القيم الوسطية لعدد من السنين لعناصر الدورة الهيدرولوجية لسطح الكرة الأرضية يمكن كتابة معادلة الموازنة المائية بالشكل البسيط التالي :

$$P = ET \qquad (mm/a) \qquad (٢ - ٣)$$

أما لسطح اليابسة فقط فتكتب كما يلي :

$$P = ET + R \qquad (mm/a) \quad (٢ - ٤)$$

تقدر عناصر الموازنة المائية بالمعادلات (٢ ــ ٣) و (٢ ــ ٤) بميلمتر بالسنة (mm/a) أما إذا كان المطلوب كتابة معادلة الموازنة المائية لمساحة زراعية محدودة فيمكن صياغتها كما يلي :

$$P + Q_i + Ru_i - ET - Q_o - Ru_o - \Delta S = 0 \qquad (٢ - ٥)$$

حيث :

Q_o , Q_i ــ التصريف السطحي الداخل أو الخارج من المساحة •

Ru_o , Ru_i ــ التصريف الجوفي الداخل أو الخارج من المساحة •

تكتب معادلة الموازنة المائية لحوض صباب مع شبكة نهرية كما هو موضح بالمعادلة رقم (٢ ــ ١) • وهنا يمكن تمييز الحالتين التاليتين :

ــ طور الاملاء والذي يكون لأجله : $P > (ET + R)$

حيث تكون هنا قيمة تغير المخزون (ΔS) موجبة أي تخزيناً وحجزاً •

ــ طور التفريغ والذي يكون لأجله : $P < (ET + R)$

حيث تكون هنا قيمة تغير المخزون(ΔS) سالبة أي سحباً وتفريغاً •

٢ ــ معادلة موازنة الطاقة لسطح الأرض :

كما ذكرنا سابقاً أن مصدر الطاقة الوحيد للأرض هو الإشعاع الشمسي الذي يعد المحرك الأساسي للدورة الهيدرولوجية •

تصف معادلة موازنة الطاقة لسطح الأرض مجموع تيارات الطاقة الوارد

إلى هذا السطح والصادرة عنه والتي تكتب استناداً إلى قانون مصونية الطاقة بالشكل التالي :

$$R = B + K + ET' \qquad (w/m^2) \qquad (٢ - ٦)$$

حيث :

R — الموازنة الإشعاعية .

B — تيار الطاقة الأرضي .

K — تيار الطاقة الملموس .

ET′ — تيار الطاقة المستهلك عن طريق التبخر .

تقدر الحدود أعلاه بوحدة الواط بالمتر المربع (w/m^2) .

نجد من المعادلتين (٢ — ١) و (٢ — ٦) أن عنصر التبخر مشترك بين معادلة موازنة الطاقة ومعادلةالموازنة المائية . بهذا تعد معادلة موازنة الطاقة وسيلة جيدة لفهم الموازنة المائية ، يقدر التبخر في معادلة الموازنة المائية ككمية مياه (ارتفاعاً مائياً) كما يقدر في معادلة موازنة الطاقة بوحدات الطاقة (جول) .

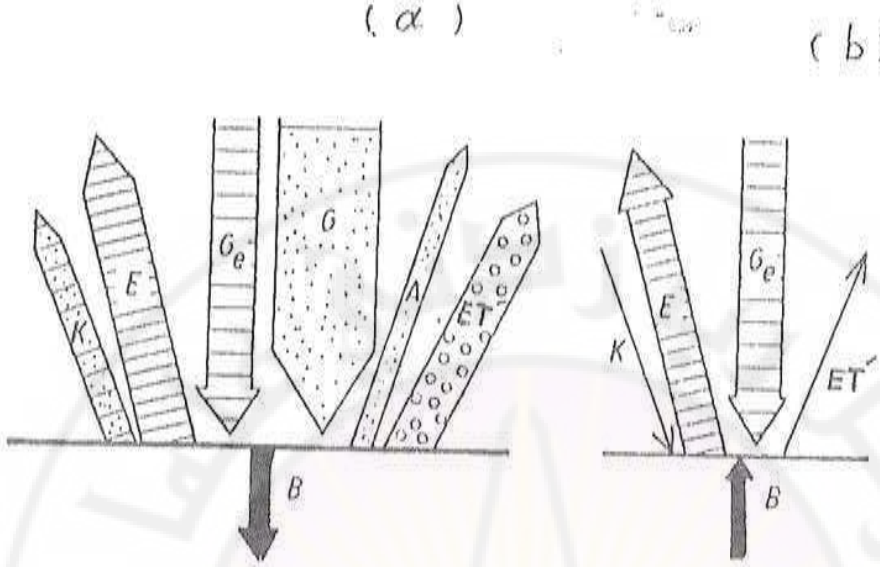
حيث يُستهلك 2500 Kj لكي يتحول 1 Kg من الماء إلى بخار ماء . بهذا تستهلك طاقة الإشعاع الشمسي عبر ثلاثة أشكال رئيسة هي :

— الطاقة اللازمة للتبخر .

— الطاقة النافذة إلى داخل الأرض .

— الطاقة اللازمة لتسخين الهواء .

إن معادلة موازنة الطاقة يمكن توضيحها على الشكل (٢ — ١) :



الشكل (٢ ــ ١) معادلة موازنة الطاقة لسطح الأرض

a ــ منتصف النهار

b ــ منتصف الليل

عند ورود الأشعة الشمسية على سطح اليابسة فإنه يسخن (نهاراً) وعند غياب الأشعة الشمسية عنه فإنه يبرد (ليلاً) • لذلك عند حساب القيمة الوسطية لتيار الطاقة الأرضية لفترة زمنية طويلة فيمكن عده مساوياً الصفر •

في حال دراسة معادلة موازنة الطاقة لسطح مائي فإنه يظهر بدل الحد (B) في المعادلة (٢ ــ ٦) حد آخر يضع في الحسبان تدفق الطاقة من سطح المياه إلى أعماقها •

سندرس فيما يلي بشكل موجز كيفية تحديد وحساب معادلة موازنة الطاقة لسطح الأرض لما لذلك من أهمية في الدراسات الهيدرولوجية (التبخر) والدراسات الهندسية بشكل عام •

٢-١- الموازنة الإشعاعية (R) :

تشمل الموازنة الإشعاعية مجموع مركبات الإشعاعات ذات الأمواج القصيرة (I , D , A) وذات الأمواج الطويلة (E , Ge) . أي :

$$R = I + D + A - E - Ge \qquad w/m^2 \qquad (٢ - ٧)$$

حيث :

I — الإشعاعات الشمسية المباشرة .

D — الإشعاعات الشمسية المنتشرة .

A — الإشعاعات الشمسية المنعكسة عن السطح .

E — الإشعاعات الصادرة عن السطح .

Ge — الإشعاعات الشمسية المقابلة .

تشكل الحدود I , D , Ge الإشعاعات الواردة إلى السطح المدروس بينما تشكل الحدود A , E الإشعاعات الصادرة عن السطح نفسه . تتعلق قيمة الموازنة الإشعاعية إلى حد كبير بقيمة الإشعاعات ذات الأمواج القصيرة I , D .

٢-١-١- حساب الإشعاعات الشمسية المباشرة (I) والإشعاعات السماوية المنتشرة (D) :

إن شدة الإشعاع الشمسي الوارد إلى الأرض تبلغ عند حدود الغلاف الجوي نحو (1360 w/m^2) وتسمى هذه القيمة الثابت الشمسي (I_0) .

عندما تعبر الإشعاعات الشمسية الغلاف الجوي فإنه يتم امتصاص جزء منها من قبل الغازات ثلاثية الذرة H_2O , CO_2 , O_3 والمواد الصلبة الموجودة في الجو كالغبار مثلاً .

عندما تصطدم الأشعة الشمسية بالشوائب الموجودة في الجو فإنه ينعكس جزء من هذه الأشعة عن سطح هذه الشوائب في جميع الاتجاهات حيث يصل قسم منها إلى سطح الأرض وهذا القسم يسمى الإشعاعات السماوية المنتشرة (D).

تشكل الإشعاعات الشمسية المباشرة (I) والمنتشرة (D) والواصلة إلى سطح الأرض ما يسمى الإشعاعات العامة أو الكلية (G) . حيث :

$$I + D = G \qquad (٢ - ٨)$$

عندما ترد الإشعاعات الكلية G إلى سطح الأرض (أو سطح ما موجود على سطح الأرض) فإنه ينعكس جزء منها حسب لون ونعومة السطح والذي يدعى الأشعة المنعكسة A .

إن الفرق بين الإشعاعات الكلية والمنعكسة يدعى بالإشعاعات الكلية الفعالة Geff. حيث :

$$Geff. = G (1 - r_o) \qquad (٢ - ٩)$$

حيث يمثل (r_o) عامل عكس السطح ويؤخذ من الجدول (٢ ــ ١) .

يعبر (r_o) عن نسبة الإشعاعات المنعكسة إلى الإشعاعات الواردة على سطح ما . فإذا وردت الأشعة الشمسية على سطح يميل بزاوية (α) على الأفق فتأخذ المعادلة (٢ ــ ٨) الشكل التالي :

$$G\alpha = I\alpha + D\alpha \qquad (٢ - ١٠)$$

حيث تحسب ($I\alpha$) من المعادلة التالية :

$$I\alpha = S^{o} . I\perp \qquad (٢ - ١١)$$

جدول (٢ — ١) يبين عوامل عكس بعض المواد

المـادة	عامل عكس السطح
ميـاه	0,1 0,3
غطاء ثلجي حديث	0,8 0,9
غطاء ثلجي قديم	0,4 0,7
أرض رمليـة	0,18 0,3
غطاء من العشب	0,17 0,28
بيتـون	0,4
اسـفلت	0,07 0,15
تربـة رطبـة	0,08 0,09
غـابـات	0,05 0,18

S° — عامل هندسي يمثل جيب الزاوية بين السطح الذي ترد عليه الأشعة الشمسية والأشعة نفسها .

$I_{\perp}$ — الإشعاعات الشمسية الواردة على سطح عمودي عليها والتي تحسب باستخدام علاقة Linke and Boda التالية :

$$\log I_{\perp} = \log I_0 - T/P \qquad (٢ - ١٢)$$

I_0 — تمثل الثابت الشمسي ($I_0 = 1360\ w/m^2$) .

T — معامل التعكير ويتعلق بمحتوى الهواء من بخار الماء والشوائب الأخرى ويكون فوق المدن أكبر منه فوق البحر وفي المناطق المنخفضة أكبر منه في المناطق المرتفعة .

P — خواص معامل التعكير والذي حدد من قبل Feussnen and Dubois .

مع الوضع في الحسبان كتلة الهواء التي تمر خلالها الأشعة الشمسية m_L .

الجدول (٢ ــ ٢) يبين قيم P حسب قيم m_L .

تحسب قيمة m_L بدلالة زاوية الارتفاع الشمسي Sinh ونسبة الضغط الجوي للمنطقة إلى الضغط الجوي عند سطح البحر (P/P_0) . باستخدام المعادلة التالية :

$$m_L = \left(\frac{P}{P_0} \right) / \sinh \qquad (٢ - ١٣)$$

$$\text{Sinh} = \sin \varphi \cdot \sin \delta - \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t$$

يبين الجدول (٢ ــ ٢) علاقة خواص معامل التعكير P مع m_L .

ml	0,5	1	2	3	4	6	8	10
P	46,0	23,65	12,86	9,36	7,52	5,72	4,8	4,19

δ ــ زاوية الانحراف الشمسي وتتراوح بين ($-23{,}45°$) و ($+23{,}45°$) .

t ــ الزمن (بالزاوية الساعية) حيث تقابل كل ساعة قطاعاً زاوياً يساوي (١٥°) حيث يعد مبدأ الإحداثيات عند غرينتش .

φ ــ زاوية العرض الجغرافي .

أما قيمة الإشعاعات الشمسية المنتشرة على سطح يميل بزاوية (α) مع الأفق تحسب من العلاقة :

$$D\alpha = D_H \cdot \cos^2\left(\frac{\alpha}{2}\right) + ru \cdot G_H \cdot \sin^2\left(\frac{\alpha}{2}\right) \quad (١٤ - ٢)$$

حيث :

D_H — الإشعاعات الشمسية المنتشرة الواردة على سطح أفقي •

$$D_H = {}^1/_3 (I_o - I\perp) \quad (١٥ - ٢)$$

G_H — الإشعاعات الشمسية الكلية الواردة على سطح أفقي •

ru — عامل يبين النسبة من الأشعة الكلية الواردة على السطح والمنعكسة من المنطقة المحيطة • ويمكن أن تتراوح قيمته بين (0,1) حتى (0,2) وتؤخذ مساوية (0,2) للظروف غير المحددة •

تحدد المعادلات (٢—١١) و (٢—١٤) قيمة الإشعاعات الكلية ($G\alpha$) التي تشكل القسم الأكبر من الموازنة الإشعاعية ولها الدور المهم في عملية تسخين سطح الأرض والهواء وبالتالي لها الدور الأهم في تحديد كمية التبخر •

٢—١—٢— حساب الإشعاعات المقابلة (Ge) :

عند ورود الأشعة الشمسية على سطح الأرض عبر الغلاف الجوي تمتص الجزيئات الغازية الموجودة في الهواء قسماً من الأشعة الشمسية فتسخن ، وتقوم بدورها بإرسال أشعة ذات أمواج طويلة إلى الجو في جميع الاتجاهات بما فيها سطح الأرض • هذا القسم من الإشعاعات الشمسية يسمى الإشعاعات المقابلة ويحسب من العلاقة التجريبية التالية التي وضعها (Angstrom) :

$$Ge = Cs \left(\frac{T_L}{100}\right)^4 \left(a - b \cdot 10^{-ce}\right) \quad w/m^2 \quad (١٦ - ٢)$$

حيث :

a , b , c — ثوابت تحدد لكل منطقة استناداً لقياسات ميترولوجية •

e — ضغط بخار الماء بـ (mbar) .

T_L — درجة حرارة الهواء بالكلفين K •

Cs — ثابت الإصدار للجسم الأسود ويساوي ($Cs = 5{,}77\ w/m^2 . K^4$)

إذا احتوت السماء على الغيوم فإنه يدخل على المعادلة (٢ــ١٦) عامل تخفيض حسب نوع الغيوم ولونها وارتفاعها •

٢ــ١ــ٣ــ حساب الإشعاعات بالإصدار (E) :

عندما يسخن أي جسم صلب ، سائل أو غازي يعطي حرارة على شكل أمواج طويلة ، تسمى هذه العملية الإصدار وتتعلق بدرجة حرارة ولون سطح الجسم الذي ينشر الحرارة والتي تكون على شكل إشعاع • يحسب إشعاع الإصدار كما يلي :

$$E = \varepsilon . Cs . \left(\frac{T_0}{100}\right)^4 \qquad w/m^2 \qquad (٢ - ١٧)$$

حيث :

ε — نسبة الإصدار وتساوي نسبة إصدار الجسم غير الأسود إلى إصدار الجسم الأسود •

T_0 — درجة حرارة سطح الجسم المشع (بالكلفين ــ K) •

٢-٢- حساب تيار الطاقة الأرضي (B) :

عندما تصل الإشعاعات الشمسية إلى سطح الأرض فإن هذا السطح يمتص هذه الإشعاعات وترتفع درجة حرارته كما تنتقل الحرارة إلى داخل الأرض .

يحسب تيار الطاقة النافذ إلى الأرض كجداء معامل التوصيل الحراري $\lambda(w/m.K)$ مع التدرج الحراري حسب العمق dT/dZ :

أي :

$$B = \lambda \cdot \frac{dT}{dZ} \qquad w/m^2 \quad (٢-١٨)$$

يتجه صيفاً تيار الطاقة الأرضية وخلال النهار من السطح إلى الداخل أما ليلاً (وغالباً في الشتاء) فيتجه تيار الطاقة الأرضية من الداخل إلى السطح .

تتعلق قيمة (λ) بالتركيب الحبي للتربة ورطوبتها . تصل قيمة (λ) للترب الرطبة ٣ أضعاف حتى ٥ أضعاف قيمتها للترب الجافة ، فمثلاً للغضار تتراوح قيمة (λ) بين 0,8 w/m.k حتى 2 w/m.k .

عندما ترد الأشعة الشمسية على سطح مائي فتحسب قيمة تيار الطاقة (B) استناداً لتحديد معامل الانتشار أو التبادل الحراري الذي يصف عملية الانتقال الحراري داخل الماء .

على العموم تكون قيمة (B) ضئيلة بالنسبة للتيارات الأخرى بخاصة عندما يكون السطح مغطى بالنباتات والأعشاب .

٢-٣- حساب تيار الطاقة بالتلامس (K) :

إن انتقال الحرارة من الوسط المتحرك (الهواء) إلى السطح المدروس (سطح

الأرض مثلاً) أو بالعكس يتعلق بحركة الهواء . فإذا كانت سرعة الرياح عالية فيتم التبادل الحراري بين السطح والهواء نتيجة الحركة المضطربة للهواء وتلامسها مع السطح .

أما عندما تكون سرعة الرياح قليلة فيتم التبادل الحراري بين الهواء وسطح الأرض نتيجة اختلاف كثافة الهواء . حيث يصعد الهـواء الساخن ليحل محله هواء بارد .

ينتج تسخين الهواء نهاراً بشكل أساسي نتيجة التلامس بين السطح الساخن والهواء وذلك بشكل انتشار مضطرب للحرارة من سطح الأرض إلى الهواء . أما تسخين الهواء نتيجة امتصاصه للأشعة الشمسية فيكون أقل من تسخينه نتيجة تلامسه مع سطح الأرض .

تحسب قيمة تيار الطاقة بالتلامس من العلاقة التالية :

$$K = A_K \cdot C_P \cdot \frac{dT}{dZ} \qquad w/m^2 \qquad (٢ - ١٩)$$

حيث :

A_K — معامل التبادل للحرارة المحسوسة (Kg/m.s) .

C_P — **الحرارة النوعية للهواء عند الضغط الثابت** (J/Kg.K) .

dT/dZ — التدرج الحراري الشاقولي (K/m) .

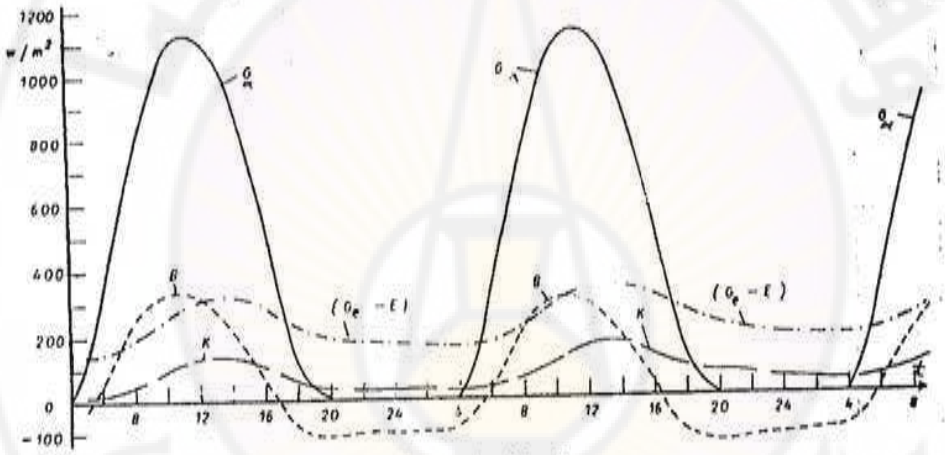
عادة يحدث ليلاً انتقال الحرارة من الهواء إلى سطح الأرض .

يواجه تحديد تيار الطاقة بالتلامس صعوبة كبيرة نتيجة صعوبة تحديد المعامل

(A_E) الذي يتعلق بشكل كبير بسرعة الرياح والتدرج الحراري لذلك يتم اللجوء إلى استخدام علاقات تقريبية لتحديد (K) .

إن تحديد قيمة تيار الطاقة المستهلك نتيجة التبخر سيتم مناقشته في بحث خاص .

يبين الشكل (٢ ــ ٢) تغيرات قيم تيارات الطاقة المختلفة Ge — E) , K , B , Ge) والواردة على سطح يميل بزاوية ($\alpha = 26{,}5°$) على الأفق ومتجه نحو الجنوب لمنطقة شومباخ في ألمانيا .



الشكل (٢ ــ ٢)

كما يبين الجدول (٢ــ٣) قيم الإشعاعات الكلية ($G\alpha$) للمنطقة الجنوبية من سوريا (درعا) الواردة على سطح يميل بزاوية ($\alpha = 26{,}5°$) على الأفق ومتجه نحو الجنوب ، حيث لون السطح أسود .

حسبت قيم ($G\alpha$) باعتبار قيم مختلفة لمعامل التعكير (T) .

حسبت أيضاً قيم ($G\alpha$) لمنطقة الاحساء في المملكة العربية السعودية

والواردة على سطح أسود يميل بزاوية ($\alpha = 26,5^{\circ}$) على الأفق ومتجه نحو الجنوب .

في الشكل (٢ــ٢) تعني قيم (B) السالبة أن تيار الطاقة يتجه للأعلى أي من الأعماق باتجاه السطح .

الجدول (٢ ــ ٣)

الزمن	قيمة الاشعاعات الكلية Ga w/m^2			
	السعودية (الاحساء)		جنوب سوريا (درعا)	
t	T = 2,5	543	T = 2	T = 3
6	5,77	T = 3,5	30	30
8	494	5,27	543	488
10	969	440	1010	939
12	1135	1062	1175	1098
14	969	901	1010	939
16	494	440	543	488
18	577	5,27	30	30
20	0,0	0,0	0,0	0,0

الفصل الثالث

القياســات المائيــة

ـ مقـدمة :

لابد لحل المسائل المرتبطة بالاقتصاد المائي ومن أجل تصميم المنشآت الهندسية المائية من إجراء القياسات المائية التي تعطي تصوراً واضحاً للتصاريف المارة خلال فترة القياس • وهذا مرتبط بطول فترة القياس ودقة الأدوات المستخدمة في القياس بما في ذلك استخدام طرائق قياس متطورة بحيث تكون الأخطاء أصغرية • كما أن قياس الهطول المطري من الأهمية بمكان من أجل التنبؤ بالتصاريف المارة •

توفر القياسات المائية بكل أنواعها معلومات عن المصادر المائية وتساعد على وضع الحلول والمقترحات لأجل استثمار هذه المصادر ولفترات زمنية مقبلة عادة ما تكون أطول من فترة القياس ذاتها •

إضافة لذلك توضح القياسات المائية العلاقة بين عناصر الموازنة المائية والظواهر المرتبطة بهـا ، كما يمكن باستخدام القياسات المائيـة تطوير طرائق الحساب الهيدرولوجية • لذلك فإن تطور عـلم الهيدرولوجيا في بلد مـا يرتبط بكثافة القياسات المائية وتنوعها •

تشمل القياسات المائية إضافة لقياس التصاريف والمناسيب في المجاري المائية أيضاً قياس الهطول المطري ، قياس الطمي ، قياس التبخر ، قياسات المياه الجوفية

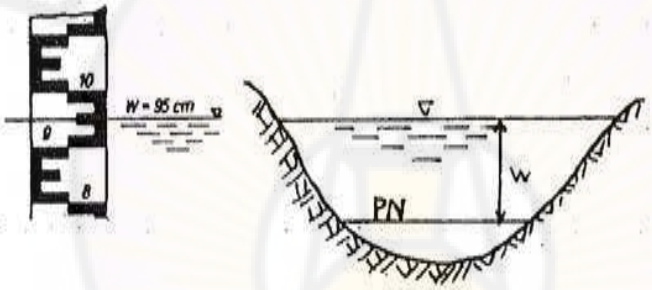
... إلخ سنركز في هذا الفصل على قياس المناسيب والتصاريف في المجاري المائية والأنابيب . أما القياسات الأخرى فستدرس في فصول أخرى من هذا الكتاب .

١ ـ قياس المناسيب المائيـة :

يعرف منسوب المياه الساكنة أو الجاري في مكان ما من مجرى مائي بأنه ارتفاع سطح المياه في هذا المكان على منسوب مقارنة معين (m أو cm) .

يمكن قياس المنسوب المائي باستخدام شواخص مدرجة (ميرا) كما في الشكل (٣ـ١) أو باستخدام مسجلات المنسوب الآلية .

في الشكل (٣ـ١) يظهر منسوب المقارنة PN وعمق الماء W .



الشكل (٣ ـ ١) ميرا مدرجة لقياس المنسوب المائي

١ـ١ـ شروط اختيار مكان القياس :

يجب أن يؤمن مكان قياس المنسوب المائي سهولة القراءة ودقتها ولا يسبب خطورة لمن يقوم بالقراءة .

عند اختيار مكان القياس نبتعد عن جميع التأثيرات غير المرغوبة التي تحدث للسطح المائي ، كالأمكنة التي يحصل فيها التخزين (ارتفاع المنسوب) أو انخفاض في المنسوب .. أي يجب ألا يكون مكان القياس قريباً من مصب مجرى مائي آخر أو قريباً من مصب النهر نفسه في بحر أو بحيرة أو قريباً من جسر أو مسقط

مائي أو هدار أو مأخذ مائي ... إلخ . يجب الابتعاد أيضاً عن مناطق انحناء المجرى المائي أو مناطق تغير ميل المجرى أو مناطق نمو الأعشاب والحشائش .

أما الأماكن التي تؤثر فيها الأمواج على مستوى سطح المياه فيجب إجراء تصحيح لقراءات المنسوب .

بشكل عام تفضل المناطق أو مقاطع المجرى المائي ذات العمق الكبيرة وغير العريضة على المقاطع ذات العمق الضحل والعريضة ، حيث يمكن ملاحظة تغيرات المناسيب والتصاريف الصغيرة بشكل أفضل .

إن منسوب المقارنة يجب أن يتم ربطه بمنسوب ثابت آخر أو بالشبكة الجيوديزية للمنطقة . وهذا المنسوب يجب مراقبته ومعايرته بعد كل فيضان أو تشكل جليد .

بدلاً من منسوب المقارنة الواحد يمكن اختيار عدة مناسيب مقارنة ووضع ميرا مدرجة عند كل منسوب مقارنة . وإيجاد علاقة تربط بين مختلف المناسيب المقروءة .

في حالة استخدام مكان قياس المناسيب المائية لقياس التصاريف المائية يجب عندها أن يحقق مكان القياس شروطاً إضافية أخرى . حيث يجب أن يكون مكان القياس هذا في منطقة نهرية مستقيمة وميل ثابت للقاع وأن تكون أعمال الحت والترسيب دنيا .

كما يجب أن لا يحتوي مقطع المجرى المائي على ضفاف واسعة . بهذا يمكن الحصول على توزع منتظم للسرعة وتكون أخطاء القياس في حدودها الدنيا .

أخيراً ، يجب أن يكون المقطع الذي يراد حساب التصريف المار خلاله عمودياً على اتجاه الجريان .

١ـ٢ـ اجهزة قياس المنسوب المائي :

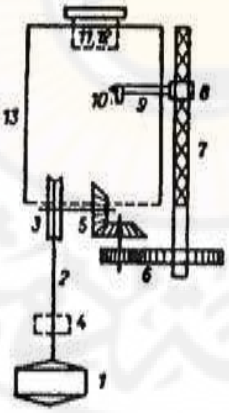
١ـ٢ـ١ـ اجهزة قياس المنسوب المائي اليدوية :

أبسط طريقة لقياس منسوب المياه في مجرى مائي هي استخدام ميرا مدرجة حيث يقرأ المراقب منسوب المياه يومياً الساعة السابعة صباحاً مثلاً •

تُدرج الميرا بتدريجات على شكل حرف E وتساوي كل تدريجة 2 cm ، بهذا يمكن قراءة المنسوب بدقة 1 cm • كما توجد بعض الشواخص بتدريجات كل منها تساوي 1 cm وبذلك تكون دقتها أفضل من الأولى • تُطلى معظم الشواخص بلونين أبيض وأسود أو أبيض وأحمر • تثبت الميرا على الضفاف ويجب أن يؤمن لها أساس قوي • انظر الشكل (٣ـ١) •

١ـ٢ـ٢ـ اجهزة قياس المنسوب المائي الآلية :

يعطي المقياس المسجل لمنسوب المياه (الآلي) تغيرات المنسوب مع الزمن • يوضح الشكل (٣ـ٢) مبدأ عمل أحد المسجلات الآلية للمنسوب •



الشكل (٣ ـ ٢) مبـدأ عمل المسجل الآلي

بالنظر للشكل (٣ــ٢) نجد أنه إذا تغير منسوب المياه ارتفاعاً أو هبوطاً يتغير مكان الفواشة (١) • هذا التغير الذي هو ارتفاع الفواشة أو هبوطها يؤدي إلى دوران القرص (٣) الذي يمر عليه الحبل (٢) حول محور أفقي • يتم شد الحبل (٢) بوساطة ثقل التوازن (٤) •

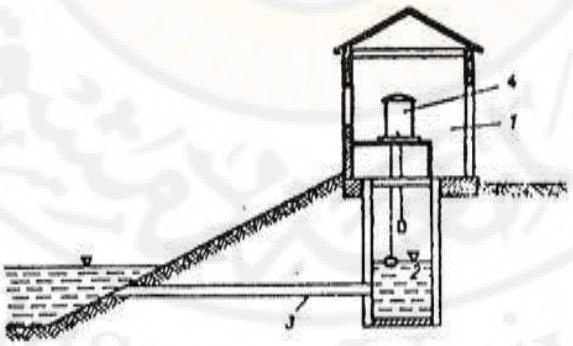
بدوران محور القرص (٣) تدور مجموعة مسننات (٥) وتنقل بدورها الحركة إلى الأقراص المسننة (٦) •

عندما تدور الأقراص (٦) يدور معها العمود المحلزن (٧) ويتحرك الجزء (٨) صعوداً أو هبوطاً حسب حركة الفواشة (١) •

يتصل الجزء (٨) بذراع (٩) مزود بريشة كتابة قابلة للتبديل (١٠) • تدور الأسطوانة (١٣) بسرعة ثابتة تُضبط من خلال الساعة (١١) والمحرك (١٢) • كما تغلف الأسطوانة بورق مدرج تظهر عليه تغيرات المنسوب المائي التي توقع بوساطة الريشة (١٠) •

في المناطق الداخلية تحدد سرعة دوران الأسطوانة بمرة واحدة كل أسبوع • يوضع جهاز قياس المنسوب الآلي في غرفة (١) ــ انظر الشكل (٣ــ٣) ــ بحيث تتحرك الفواشة ضمن البئر (٢) المتصلة بالمجرى المائي بوساطة الأنبوب (٣) •

ــ لكل جهاز قياس المنسوب بشكل آلي يتبع ميزا لمعايرة الجهاز •



الشكل (٣ ــ ٣) محطة قياس المنسوب المائي

٢ ـ قياس التصاريف في المجاري المائية المكشوفة :

إن تحديد الجريان السطحي من أهم عناصر الموازنة المائية لحوض صباب وهو أيضاً من أهم القيم اللازمة لتصميم المنشآت المائية وتشغيلها كما أن قياسه يتم بصورة أدق وأسهل من بقية عناصر الموازنة المائية كالمطر والتبخر مثلاً .

لدى قياس الجريان في نهر (التصريف ـ الغزارة) يتم اشتقاق قيم أخرى تستخدم كثيراً في الدراسات الهيدرولوجية والمائية . فمثلاً يمكن تحديد الغزارة من واحدة المساحة من الحوض الصباب وكذلك مجموع الجريان ... إلخ . يمكن أيضاً من خلال قياس التصريف عبر مجرى مائي إيجاد علاقة تربط بين التصريف والزمن $Q = f_1(t)$ وذلك عن طريق علاقة المنسوب مع الزمن (باستخدام مقياس المنسوب المسجل) $w = f_2(t)$ وذلك عندما توجد علاقة بين التصريف والمنسوب $w = f_3(Q)$ (مفتاح التصاريف) .

لتحديد علاقة المنسوب مع التصريف لابد من إنشاء محطة قياس للتصاريف والتي شروطها موضحة سابقاً .

يقاس التصريف عبر مقطع مائي عن طريق قياس السرع في عدة نقاط من المقطع المائي أو عن طريق إنشاء هدارات أو باستخدام محاليل أو مواد مشعة..إلخ.

٢ـ١ـ قياس التصريف باستخدام مقياس السرعة ذو المروحة (الطاحونة المائية) :

من أكثر الطرائق شيوعاً في حساب التصريف عبر مقطع مائي استخدام الطاحونة المائية لتحديد السرعة الوسطية عبر المقطع ومن ثم حساب التصريف من العلاقة التالية :

$$Q = \mathbf{V} \cdot A \qquad m^3/s \qquad (٣ - ١)$$

حيث :

V — السرعة الوسطية في مقطع الجريان (m/s) .

A — مساحة مقطع الجريان (m^2) .

الطاحونة المائية : دولاب تركب عليه عدة ريش ، تدور الريش تحت تأثير التيار المائي .

إن دوران دولاب الطاحونة المائية يتم تحويله إلى نبضات كهربائية يسجلها عداد خاص . إن سرعة دوران دولاب الطاحونة يتبع سرعة التيار المائي . بإيجاد علاقة تربط بين سرعة جريان المياه وسرعة دوران الدولاب نستطيع تحديد سرعة الجريان في نقطة ما من المقطع المائي بمجرد معرفة عدد الدورات .

قبل استخدام الطاحونة في قياس السرع لابد من معايرتها . والتي تعني إيجاد العلاقة بين سرعة الجريان وعدد دورات الطاحونة والتي تتم كما يلي :

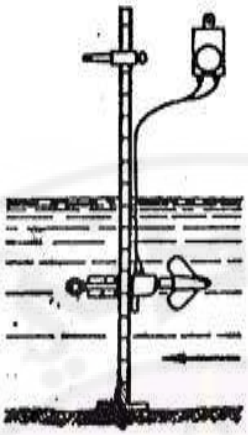
يركب جهاز الطاحونة المائية على عربة تتحرك بسرعة منتظمة معلومة على قضيبين بحيث تكون الطاحونة مغمورة في ماء ساكن (خزان ماء) . عند قطع مسافة معينة وبقراءة عدد الدورات التي يسجلها الدولاب والمناظرة للسرعة التي تمشي بها العربة وبتكرار هذه العملية لعدة مرات نرسم العلاقة بين سرعة العربة V وعدد الدورات N والتي تأخذ غالباً علاقة خطية من الشكل التالي :

$$V = a + b \cdot N \qquad m/s \qquad (٢-٣)$$

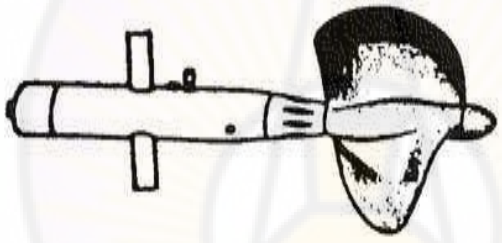
a , b : ثوابت الطاحونة المائية .

بعد تحديد الثوابت a , b باستخدام طريقة التربيعات الصغرى مثلاً نحصل على معادلة الارتباط بين عدد الدورات N وسرعة جريان المياه V .

بهذا تتم معايرة الطاحونة المائية . انظر الشكل (٣ــ٤) والشكل (٣ــ٥) .



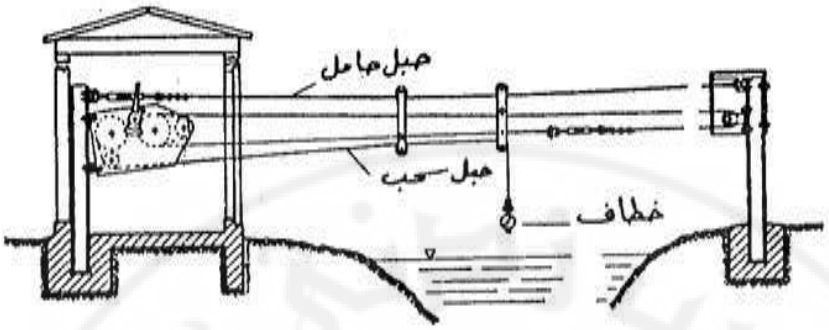
الشكل (٣ ــ ٤) الطاحونة المائية أثناء القياس



الشكل (٣ ــ ٥) الطاحونة المائية

نقيس السرعة باستخدام الطاحونة المائية في عدة نقاط من المقطع المائي وفي عدة شواقيل • تثبت الطاحونة على ارتفاع معين من قاع المجرى ويجري قراءة عدد الدورات لزمن كاف ثم نحرك الطاحونة على الشاقول نفسه ــ انظر الشكل (٣ــ٤) ــ ونعد الدورات ثم نكرر العملية على الشاقول نفسه لعدة ارتفاعات بعدها ننتقل إلى شاقول آخر مجاور بحيث تتحرك الطاحونة لتغطي كامل المقطع •

يمكن بناء جسر تتحرك عليه الطاحونة المائية ويتم قياس السرعة عند عدة شواقيل وعند عدة ارتفاعات ــ انظر الشكل (٣ــ٦) ــ •



الشكل (٣ ــ ٦) منشأة تحريك الطاحونة المائية بوساطة جسر

من الجدير ذكره هنا أن ثوابت الطاحونة a , b يجب تحديدها من وقت لآخر بسبب التغيرات التي تحدث في الجهاز نتيجة ظروف التشغيل المتباينة . يجب ألا تقل فترة قياس السرعة عند كل نقطة عن ٤٠ ثانية .

٢ــ١ــ١ــ تقييم قياسات السرعة :

٢ــ١ــ١ــ١ــ الطريقة التحليلية في تقييم قياسات السرعة :

يتم تحديد قيمة التصريف المار خلال مقطع مائي مكشوف باستخدام الطاحونة المائية تحليلياً باتباع الخطوات التالية :

١ ــ نرسم مقطع الجريان بمقياس مناسب .

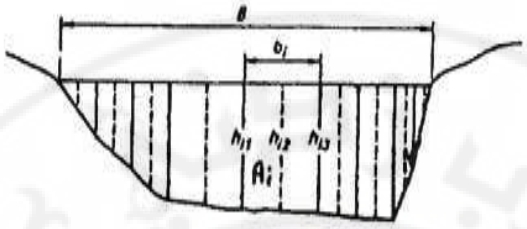
٢ ــ نقسم مقطع الجريان إلى عدة شرائح شاقولية متساوية العرض قدر الامكان وبحيث تعكس تغيرات المقطع .

٣ ــ نحسب مساحة كل شريحة (A_i) :

$$A_i = h_i \, b_i \qquad (m^2) \quad (٣ - ٣)$$

أو باستخدام قاعدة سمبسون :

$$A_i = 1/6 \left(hi_1 + 2hi_2 + hi_3 \right) \qquad (m^2)$$



الشكل (٣ ــ ٧) مقطع في مجرى مـائي

٤ ــ تحسب السرعة الوسطية في كل شريحة عن طريق قياس السرعة في عدة نقاط على الشاقول المار بمنتصف كل شريحة ويتم ذلك بعدة طرائق :

آ ــ عن طريق قياس السرعة في ست نقاط على الشاقول المـار بمنتصف الشريحة وعند الأعمـاق $0,2h_i$ ، $0,4h_i$ ، $0,6h_i$ ، $0,8h_i$ وعند أقرب نقطة ممكنة للقاع وأقرب نقطة ممكنة للسطح • بحيث تقاس الأعماق بدءاً من القاع •

يفضل استخدام هذه الطريقة عندما يتحقق الشرط التالي :

$$h_i \geqslant 6\,d$$

حيث :

h_i ــ الارتفاع في منتصف الشريحة •

d ــ البعد الخارجي لريش الطاحونة •

تحسب السرعة الوسطية للشريحة (i) بالعلاقة التالية :

(٣ ــ ٥)

$$V_i = 0,1 \left(V_{i,0} + 2V_{i,0,2hi} + 2V_{i,0,4hi} + 2V_{i,0,6hi} + 2V_{i,0,8hi} + V_{i,s} \right)$$

$V_{i,0}$, $V_{i,s}$ — السرعة النقطية عند القاع والسطح على الترتيب .

تقدر (V_i) بـ (m/s) .

ب — عن طريق قياس السرعة عند النقطتين اللتين يبعدان عن القاع بـ : ($0,2h_i$, $0,8h_i$) عندها تقدر السرعة الوسطية من العلاقة :

$$V_i = (V_{i,0,2hi} + V_{i,0,8hi}) /2 \quad (m/s) \qquad (٣ - ٦)$$

جـ — عن طريق قياس السرعة عند نقطتين تبعد إحداهما بمقدار ($0,4h_i$) عن القاع والأخرى أقرب ما يمكن للسطح . في هذه الحالة تكون قيمة السرعة الوسطية للشريحة (i) مساوية وسطي السرعتين المقيستين عند العمق ($0,4h_i$) وعند النقطة القريبة من السطح .

د — عن طريق قياس السرعة عند الأعماق ($0,2h_i$, $0,4h_i$, $0,8h_i$) بحيث تحسب السرعة الوسطية للشريحة (i) كوسطي السرع عند الارتفاعات الثلاثة .

في الأماكن الضحلة يمكن الاكتفاء بقياس السرعة عند العمق ($0,4h_i$) وعدها مساوية السرعة الوسطية لهذه الشريحة .

نضيف هنا أنه كلما زاد عدد النقاط التي تقاس عندها السرعة وزادت فترة القياس عند كل نقطة حصلنا على نتائج ذات دقة أفضل .

٥ — بعد حساب السرعة الوسطية عند كل شريحة نحدد باستخدام العلاقة (٣ــ١) التصريف المار عبر كل شريحة .

٦ — التصريف المار عبر كامل المقطع هو مجموع التصاريف المارة عبر جميع الشرائح ، أي :

$$Q = \sum_{i=1}^{n} Q_i \qquad (m^3/s) \qquad (٣ - ٧)$$

Q_i — التصريف المار عبر الشريحة (i) .

من خلال قياس التصريف نحصل أيضاً للمقطع المدروس على المعلومات الإضافية التالية :

- مقطع الجريان

$$A = \sum_{i=1}^{n} A_i \qquad (m)$$

- عرض مقطع الجريان

$$B = \sum_{i=1}^{n} b_i \qquad (m)$$

- عمق الجريان الأعظمي

h_{max} (m)

- السرعة الوسطية في المقطع

$$V = Q/A \qquad (m/s)$$

- عمق مقطع الجريان الوسطي

$$h = A/B \qquad (m)$$

- السرعة العظمى عند السطح

V_{max} (m/s)

- السرعة المتوسطة عند السطح

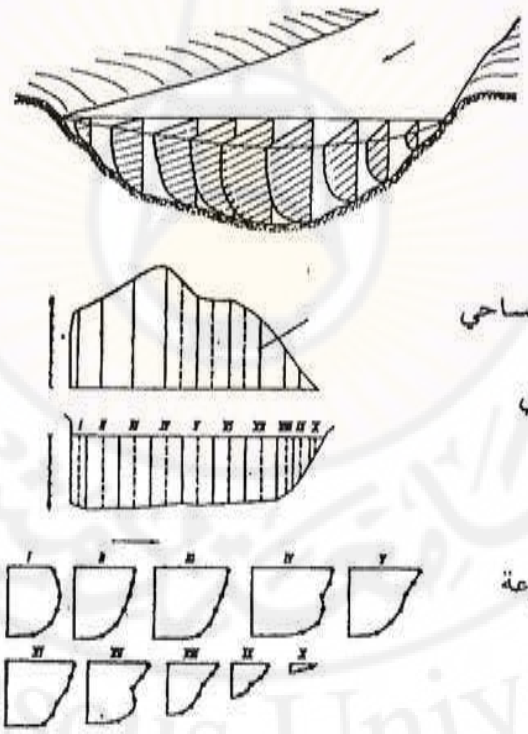
$$V_o = \frac{1}{B} \sum_{i=1}^{n} b_i V_{i,o}$$

٢ـ١ـ١ـ٢ـ الطريقة البيانية في تقييم قياسات السرعة:

من المعلوم أن قيم (Q , A , V) لكل شريحة تتعلق بمكان هذه الشريحة. إن تحديد التصريف بالطريقة التحليلية لا يعكس الشروط الطبيعية لمقطع الجريان بدقة كافية . لذلك يتم اللجوء أحياناً إلى الطريقة البيانية التي تستخدم للمقاطع غير المنتظمة أو المقاطع التي تنمو فيها النباتات والأعشاب . على العموم تحتاج الطريقة البيانية لوقت أطول للحساب ويتم العمل حسب هذه الطريقة كما يلي :

١ ــ نرسم مقطع الجريان بمقياس مناسب على ورق ميلمتري ونحسب مساحة الشرائح .

٢ ــ بعد قياس السرع في عدة أماكن عند الشاقول المار بمنتصف كل شريحة نرسم منحني توزع السرع لكل شريحة . يمثل هذا المنحني تغير السرع على الشاقول ــ انظر الشكل (٣ ــ ٨) ــ المار بمنتصف



الشكل (٣ ــ ٨) يبين استخدام الطريقة البيانية في تقويم قياسات السرعة

٣ ــ نحسب مساحة منحني توزع السرع لكل شريحة ونحصل على مايسمى التصريف المساحي •

٤ ــ فوق كل شاقول من المقطع المائي نوقع قيم التصريف المساحي على شكل قطع مستقيمة وذلك باختيار مقياس مناسب • يمكن البدء بتوقيع قيم التصريف المساحي بدءاً من سطح المياه أو من منسوب مقارنة معين •

٥ ــ نصل نهايات قيم التصريف المساحي ــ انظر الشكل (٣ــ٨) ــ فنحصل على منحنٍ مغلق تمثل مساحة هذا المنحني المغلق التصريف المار عبر المقطع المدروس •

بذلك يمكن صياغة ذلك رياضياً بالشكل التالي :

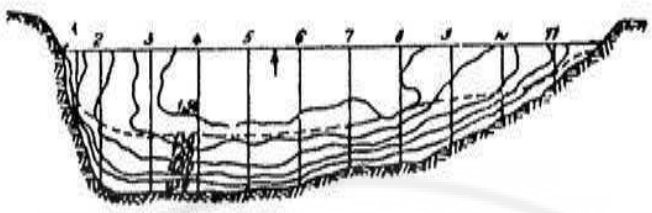
$$Q = \int_0^B \int_0^h V_{(x,y)} \cdot dx\, dy \qquad (m^3/s) \qquad (٣ - ٨)$$

B ــ عرض مقطع الجريان •

h ــ ارتفاع الشريحة •

إذا تم قياس السرع في مقطع مائي وفي عدد كبير من النقاط يمكن رسم ما يدعى خطوط تساوي سرعة الجريان وهي خطوط تصل بين النقاط متساوية السرعة ــ انظر الشكل (٣ــ٩) ــ • استناداً إلى رسم عدة خطوط تساوي سرع الجريان يتم حساب التصريف المار عبر المقطع بالعلاقة التالية :

$$Q = \sum_{i=1}^{n} V_i \cdot A_i \qquad (m^3/s) \qquad (٣ - ٩)$$



الشكل (٣ ــ ٩) يبين طريقة قياس التصريف باستخدام خطوط تساوي السرع

حيث :

V_i ــ وسطي السرعة بين خطين متجاورين من خطوط تساوي سرع الجريان .

A_i ــ السطح المحصور بين خطين متجاورين من خطوط تساوي سرع الجريان .

تعد هذه الطريقة إحدى الطرائق البيانية وتزداد دقتها بزيادة عدد خطوط تساوي السرع أي بزيادة عدد النقاط التي تقاس عندها السرعة .

ملاحظات حول عملية القياس باستخدام مقياس السرعة :

ــ عندما تكون سرع الجريان عالية وحتى نضمن عدم تحرك مقياس السرعة أفقياً في اتجاه الجريان يجب زيادة ثقل التوازن وإلا يجب تصحيح مواضع القياس.

ــ ليس من المهم أن يكون المقطع الذي يقاس عنده التصريف عند محطة قياس المنسوب ولكن من الممكن أن يكون قريباً منها وفي مكان مناسب بحيث لا يكون هناك زيادة أو نقصان في التصريف بين هذين المقطعين .

ــ إن قيم السرع المقيسة باستخدام قياس السرعة ونتيجة حركة المقياس أفقياً أو شاقولياً بسبب اضطراب الجريان يحصل لها على العموم زيادة بسيطة على القيمة الحقيقية ويمكن تقليل هذه الزيادة باختيار مناسب لموقع القياس .

٢ـ٢ـ قياس التصريف باستخدام طرائق اخرى :

إن الطريقة شائعة الاستخدام في قياس التصاريف المائية هي قياس السرع في عدة نقاط من المجرى المائي • كما توجد طرائق أخرى يُحدد استخدامها حسب حجم المجرى المائي وحسب هدف القياس • من هذه الطرائق نذكر :

٢ـ٢ـ١ـ استخدام الاجسام الطافية في قياس التصاريف المائية :

عندما يتعذر قياس السرعة بمساعدة الطاحونة المائية بسبب وجود كمية كبيرة من الطمي مثلاً يمكن استخدام الأجسام الطافية من أجل تحديد قيم التصريف بشكل تقريبي • ويمكن استخدام أجسام طافية سطحية أو عميقة •

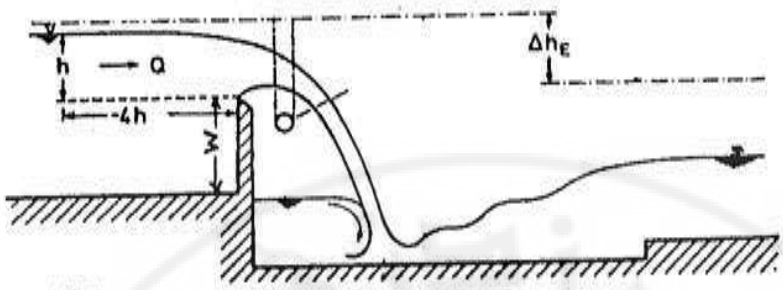
يتم حساب السرعة الوسطية للجريان حسب هذه الطريقة بقياس المسافة التي تقطعها الأجسام الطافية خلال زمن معين إذا عرفت العلاقة بين قيم السرع الوسطية السطحية وقيم السرع الوسطية للمقطع كاملاً لذلك يمكن عند قياس السرعة الوسطية السطحية باستخدام الأجسام الطافية تحديد السرعة الوسطية في المقطع كاملاً والمقابلة للسرعة الوسطية السطحية المقيسة •

باستخدام العلاقة (٣ـ١) يمكن تحديد التصريف عبر المقطع المدروس •

٢ـ٢ـ٢ـ استخدام الهدارات في قياس التصاريف المائية :

تستخدم الهدارات في قياس التصاريف المائية في مجرى مائي مكشوف عندما تكون قيم التصاريف صغيرة أو عندما يتعذر استخدام الطاحونة المائية • عندما يبنى الهدار حاد الحافة في مجرى مائي يمكن تحديد التصريف المار بمجرد قياس ارتفاع الماء فوق الهدار •

يقاس ارتفاع الماء فوق الهدار على مسافة من الهدار لا تقل عن (4h) انظر الشكل (٣ـ١٠) •



الشكل (٣ ــ ١٠) يبين هدار حاد الحافة

يجب الانتباه دوماً إلى أن منسوب الماء أمام الهدار لايتأثر بمنسوب الماء خلف الهدار • بمعنى آخر أن يبقى الهدار غير مغمور •

إن الهدار الشائع الاستخدام هو الهدار حـاد الحافة دون تضييق جانبي انظر الشكل (٣ــ١١) •

يحسب التصريف للهدار المستطيل حاد الحافة دون تضييق جانبي حسب علاقة Weissbach التي تضع سرعة الاقتراب من الهدار في الحسبان من العلاقة التالية :

(٣ ــ ١٠)

$$Q = {}^{2}/_{3} \cdot \mu \cdot b \cdot \sqrt{2g} \left[\left(h + \frac{V_0^2}{2g} \right)^{3/2} - \left(\frac{V_0^2}{2g} \right)^{3/2} \right] \quad m^3/s$$

حيث :

V_0 ــ سرعة الاقتراب •

μ ــ معامل تصريف الهدار •

g ــ تسارع الجاذبية الأرضية •

b ــ عرض حافة الهدار المستطيل •

h ــ ارتفاع الماء فوق قمة الهدار •

إن تأثير قيمة سرعة الاقتراب على قيمة التصريف يكون قليلاً حيث أنه من أجل $V_0 = 0,3$ m/s فإنه $(V_0^2/2g) = 0,005$ بذلك وبإهمال سرعة الاقتراب نحصل على علاقة Poleni العملية التالية :

(٣ ـ ١١)

$$Q = {}^2/_3 \cdot \mu \cdot b \cdot \sqrt{2g}\, h^{3/2} = 2,953 \cdot \mu \cdot b \cdot h^{3/2} \qquad m^3/s$$

تتغير قيمة معامل تصريف الهدار المستطيل دون تضييق جانبي بين (0,61 و 0,65) وتعطى قيمته من العلاقة التجريبية التالية :

(٣ ـ ١٢)

$$\mu = 0,615 \left(1 + \frac{1}{1000\, h + 1,6} \right) \cdot \left[1 + 0,5 \left(\frac{h}{h + w} \right)^2 \right]$$

تؤخذ قيم (w , h) في العلاقة السابقة بالمتر .

إن مجال استخدام العلاقة (٣ـ١٢) هو :

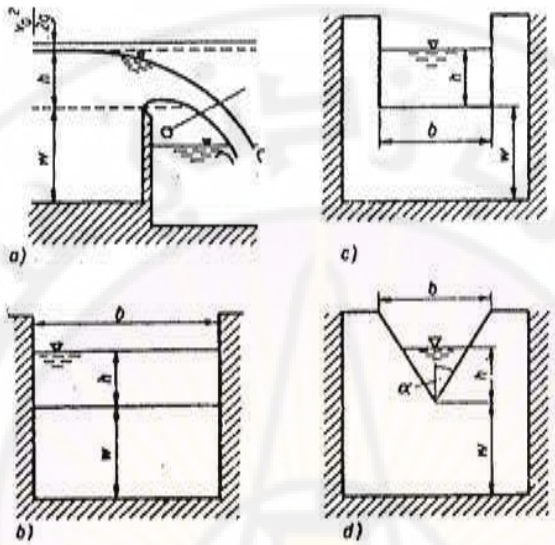
$$0,025 \text{ m} \leqslant h \leqslant 0,8 \text{ m} \;,\; w \geqslant 0,3 \text{ m} \;,\; (h/w) \leqslant 1 \;.$$

في حالة كون الهدار مستطيلاً حاد الحافة مع تضييق جانبي يحسب التصريف حسب العلاقة (٣ـ١١) مع تبديل قيمة (b) بـ (b_c) . حيث (b_c) هي عرض القناة قبل الهدار . أما قيمة معامل التصريف (μ) فيمكن تحديدها بالرجوع إلى كتب الهيدروليك .

عندما تكون قيم التصاريف المارة عبر مجرى مائي قليلة فإن دقة الهدارات المستطيلة حادة الحافة غير كافية. في هذه الحالة يفضل استخدام الهدارات المثلثية .

باستخدام الهدارات المثلثية يحسب التصريف بعلاقة Thomson التالية :

$$Q = \frac{8}{15} \cdot \mu \cdot \sqrt{2g} \tan \alpha \; h^{5/2} \qquad m^3/s \qquad (١٣ - ٣)$$



الشكل (٣ ــ ١١) يبين هدارات حادة الحافة

a , b ــ هدار مستطيل حاد الحافة دون تضييق جانبي

c ــ هدار مستطيل حاد الحافة مع تضييق جانبي .

d ــ هدار مثلثي مع تضييق جانبي .

عندما تكون زاوية المثلث ($2\alpha = 90$) ــ انظر الشكل (٣ــ١١) ــ فتبلغ قيمة (Q) :

$$Q = \frac{8}{15} \cdot \mu \cdot \sqrt{2g} \; . \; h^{5/2} = 2{,}362 \; . \; \mu \; . \; h^{5/2} \qquad (١٤ - ٣)$$

إذاً ، لقياس التصريف بوساطة الهدارات يكفي معرفة ارتفاع الماء فوق الهدار. لهذه الغاية يتبع لكل هدار شاخصة لتحديد ارتفاع الماء فوق الهدار . كذلك لابد من تحديد قيمة معامل التصريف (μ) .

للهدار المثلثي حاد الحافة مع تضييق جانبي وفي حالة : $(h/w) \leqslant 0,4$, $(w/b_0) = 0,2$, $2\alpha = 90$ تؤول المعادلة (٣-١٤) إلى الشكل التالي :

$$Q = 1,367\ h^{5/2} \qquad (m^3/s) \qquad (٣ - ١٥)$$

h — تقدر بالمتر وتتحول بين (0,05 m و 0,5 m) .

b_0 — عرض القناة قبل الهدار .

تستخدم الهدارات المثلثية لقياس التصاريف حتى قيمة (0,1 m^3/s) أما الهدارات المستطيلة فتستخدم حتى قيمة (1 m^3/s) .

عندما يحمل التيار المائي مواد صلبة لا ينصح باستخدام الهدارات لقياس التصاريف بسبب الترسيب الذي يحدث أمام الهدار .

٢-٢-٣- استخدام المحاليل في قياس التصاريف المائية :

تستخدم المحاليل في قياس التصاريف المائية في المجاري المكشوفة عندما يكون الجريان مضطرباً أو في حالة عدم وضوح مقطع الجريان أو عند عدم إمكان استخدام الطاحونة المائية أو الهدار .

بفرض (Q) هي التصريف عبر مقطع مائي بـ (m^3/s) . وبحيث أن التركيز الطبيعي للملح المستخدم كمحلول في هذا المقطع هو (C_0 (Kg/m^3) . عند المقطع السابق وبإضافة كمية من المحلول الملحي Q_2 [Q_2 (m^3/s)] بحيث أن تركيز فيه هو (C_1 (Kg/m^3) .

بعد مسافة كافية باتجاه الجريان وعند اختلاط المحلول الملحي بالماء بشكل جيد نقيس نسبة التركيز الملحي ولتكن (C_2 (Kg/m^3) .

استناداً لمبدأ توازن الكتل للمواد المضافة نكتب :

$$Q \cdot C_0 + Q_2 \cdot C_1 = (Q + Q_2) \cdot C_2 \qquad (٣ - ١٦)$$

ومنه نحسب التصريف (Q) من المعادلة التالية :

$$Q = \frac{C_1 + C_2}{C_2 + C_0} Q_2 \qquad m^3/s$$

نذكر هنا أنه يمكن أيضاً استخدام المحاليل الملونة والمواد المشعة في قياس التصاريف في المجاري المائية المكشوفة .

٣ ـ قياس التصاريف المائية في الأنابيب (انبوب فينتوري) :

من المعلوم أن تغير المقطع في أنبوب تجري فيه المياه يسبب تغيراً في الضغط المائي ضمن الأنبوب . وهذا هو مبـدأ أنبوب فينتوري في قياس التصاريف . فإذا راقبنـا المقطعين (b , a) في أنبوب وبإهمال الضائعات في الضاغط بين المقطعين بسبب صغرها نكتب بالشكل التالي :

$$\frac{P_a}{\rho \cdot g} + \frac{(V_a)^2}{2g} = \frac{P_b}{\rho \cdot g} + \frac{(V_b)^2}{2g} \qquad (٣ - ١٧)$$

وباعتماد علاقة الاستمرار التالية :

$$Q = V_a \cdot A_a = V_b \cdot A_b \qquad (٣ - ١٨)$$

يمكن أن نحدد التصريف المار عبر أنبوب فينتوري كما يلي :

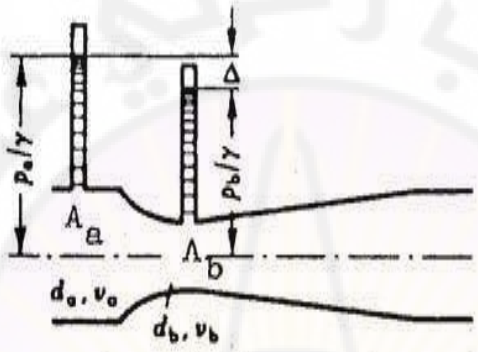
$$(٣ - ١٩)$$

$$Q = A_b \sqrt{\frac{2 \cdot g \cdot \Delta}{1 - (A_b/A_a)^2}} \qquad m^3/s$$

حيث :

A_a , A_b — مساحة مقطع الجريان عند a , b .

$$\Delta = \frac{P_a}{\gamma} - \frac{P_b}{\gamma}$$



الشكل (٣ ــ ١٢) انبوب فينتوري

٤ ــ مفتاح التصاريف :

يعرف مفتاح التصاريف بأنه العلاقة التي تربط بين مناسيب المياه والتصاريف في مجرى مائي مكشوف .

من المعلوم أن التصريف في مجرى مائي تابع لارتفاع الماء في المقطع المدروس. بمعنى آخر فإن التصريف تابع لمساحة مقطع الجريان .

إن هدف قياس التصاريف في مقطع مائي هو كما شرح سابقاً تحديد العلاقة التي تربط بين المنسوب المائي والتصريف عند هذا المقطع والتي تكون عبر علاقة رياضية أو بشكل جدولي أو بياني .

الجدول (٣ــ١) يبين بعض القياسات للمناسيب المائية في أحد الأنهار والتصاريف المقابلة لها . يبين الجدول أيضاً سرعة الجريان ومساحة مقطع الجريان عند كل منسوب .

W cm	Q m^3/s	A m^2	V m/s
118	13,6	8,81	1,54
67	1,68	2,51	0,67
57	0,62	1,3	0,47
78	3,59	3,63	0,98
83	4,32	4,26	0,92
71	2,2	2,82	0,71
133	16,6	11,42	1,45
172	38,8	20,1	1,93
183	47,7	23,2	2,05
91	5,26	5,11	1,03

الجدول (٣ ــ ١) قيم سرعة الجريان (V) ومقطع الجريان (A) والتصريف (Q) الموافقة للمناسيب (W)

بتوقيع قيم التصاريف على المحور الأفقي ومناسيب المياه على المحور الشاقولي كما هو مبين على الشكل (٣ــ١٣) نحصل على منحنٍ يسمى مفتاح التصاريف . غالباً ما يأخذ شكل العلاقة تابعاً أسياً من الشكل التالي :

$$Q = a (w - b)^n \qquad m^3/s \qquad (٣ - ٢٠)$$

حيث :

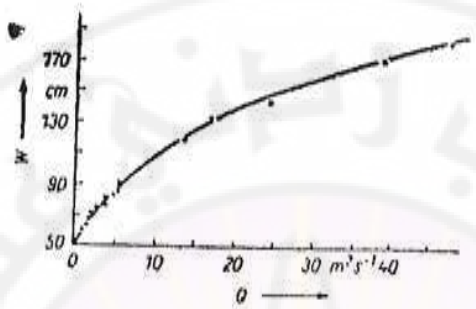
W ــ منسوب المياه .

Q ــ تصريف المياه .

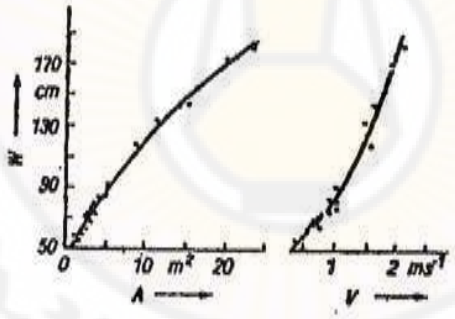
n , a ــ ثوابت .

b ــ هي الفرق بين صفر جهاز قياس المنسوب والمستوى الذي تكون لأجله قيمة التصريف معدومة .

لتحديد قيم الثوابت في المعادلة (٣ــ٢٠) نلجأ إلى نظرية التربيعات الصغرى أو إلى الطريقة البسيطة التالية :



الشكل (٣ ــ ١٣) علاقة التصريف مع المنسوب المائي



الشكل (٣ ــ ١٤) علاقة سرعة الجريان ، مقطع الجريان مع المنسوب المائي

ــ نحول العلاقة (٣ــ٢٠) إلى علاقة خطية بأخذ لوغاريتم الطرفين :

$$\log Q = \log a + n \log (W - a) \qquad (٣ - ٢١)$$

— نوقع قيم Q , (W — a) على شبكة إحداثيات لوغاريتمية وفي حال كون العلاقة بين النقاط الموقعة خطية تقريباً فإن هـذا يعني أن افتراض المعادلة (٣ــ٢٠) لتمثل العلاقة بين التصريف والمنسوب هي علاقة مناسبة .

إن تبعثر نقاط القياس حول مفتاح التصاريف لا ينتج فقط من أخطاء في القياس إنما بسبب التغير الذي يحصل في المواصفات الهندسية والهيدروليكية للمقطع المدروس نتيجة عوامل الحت والترسيب التي تحصل بين أوقات القياس المختلفة . لذلك ينصح باستخدام منحنيات مساعدة كمنحني العلاقة بين المنسوب وسطح مقطع الجريان ومنحني العلاقة بين المنسوب وسرعة الجريان . وهـذه المنحنيات المساعدة لابد من استخدامها أيضاً عندما يراد تمديد منحني التصاريف خارج مجال القياسات (كالمناسيب في وقت الفيضان وفي وقت الجفاف فإن قياس التصاريف المقابلة لها لا يتم بسهولة) .

إن منحني العلاقة W = f(V) يكون له عادة انحناء بسيط بحيث أنه يمكن تمديد هذا المنحني ضمن المجالات التي لم يتـم قياسها دون أخطـاء كبـيرة . أما المنحني W = f(A) فإنه يمكن تمديده استناداً إلى قياسات فعلية لتشمل المجالات الممكنة كافة .

إذاً يمكن استخدام المنحنيات المساعدة من أجل تحديد التصاريف في المجالات التي لم يشملها القياس . إن الجداء (A . V) المستنتج من المنحنيات المساعدة يعطي قيمة التصريف (Q) عند المنسوب المدروس . بهذا فإن الحصول على قيمة التصريف باستخدام المنحنيات المساعدة يعطي قيماً أكثر دقة بدلاً من أن نمدد منحني التصريف نفسه . إلا أن هذا يتطلب جهداً إضافياً لتحديد هذه المنحنيات المساعدة .

يمكن القبول بمنحني مفتاح التصاريف إذا كانت قياسات التصريف أخذت عند مناسيب الفرق بينها أقل من (10%) من كامل مجال تغير المناسيب (وهو

الفرق بين المنسوب الأعظم والمنسوب الأدنى) • يجب أن تكون قياسات التصاريف في المقاطع غير المنتظمة أو في مجال المناطق المتوسعة (الشواطىء) مأخوذة بكثافة أكبر •

يجب اختبار مفتاح التصاريف بمعدل مرتين أو أربع مرات سنوياً أو بعد حدوث تغيرات مفاجئة (أي بعد مرور فيضانات أو بعد أعمال بناء قرب محطة القياس) • أي أن العلاقة المستنتجة لها فترة صلاحية محددة تنتهي عندما يبلغ الفرق بين قيم التصاريف الفعلية والمحسوبة استناداً للعلاقة قيماً كبيرة • أيضاً يجب أن يُحدد لكل منحنٍ دقة تمثيله لنقاط القياس • هذه الدقة تعكس الفرق بين قيم القياس والحساب من العلاقة أو المنحني • تعطى هذه الدقة عن طريق حساب مربع الأخطاء النسبية الوسطية (mQ) كما يلي :

$$mQ = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\frac{Q_i - \mathbf{Q}_i}{\mathbf{Q}_i}} \quad (\%) \qquad (٢٢ - ٣)$$

حيث :

Q_i — التصريف المقيس عند منسوب معين •

$\mathbf{Q}_i$ — التصريف المحسوب استناداً إلى علاقة أو منحني مفتاح التصاريف للمنسوب نفسه الذي قيست له (Q_i)

n — عدد نقاط القياس •

في العلاقة السابقة يمكن أيضاً إدخال نتائج قياسات الاختبار التي تجري بين فترة وأخرى •

تعد قيمة (mQ) غير مقبولة وبالتالي يجب استنتاج مفتاح تصاريف آخر عندما تتجاوز قيمها القيم الحدية التالية :

ـ في مجال التصاريف الشحيحة (تصاريف الجفاف) والتي من أجلها يكون $Q \leqslant 0{,}5\ MQ$ فإن القيمة الحدية تبلغ $mQ = 20\ \%$.

ـ في مجال التصاريف الوسطية التي يكون من أجلها $0{,}5\ MQ < Q \leqslant ZMQ$ فتبلغ القيمة الحدية $mQ = 5\%$.

ـ في مجال تصاريف الفيضانات والتي من أجلها $Q > 2MQ$ فتبلغ القيمة الحديـة $mQ = 10\%$.

حيث (MQ) هو التصريف الوسطي •

تجدر الملاحظة هنا بأنه لا يمكن استخدام مفتاح التصاريف في حالة الجريان غير المستقر • حيث أنه عند ورود موجة فيضانية يحصل حت وعند انحسارها يحصل الترسيب • بهذا فإنه للمنسوب نفسه قيمة التصريف في حالة الفيضان لا تساوي قيمة التصريف في حالة انحسار الفيضان •

٥ ـ تمثيل متحولات عشوائية وفق منحنيات رياضية :

في جميع فروع العلم التطبيقية تجرى قياسات وتجارب ونتائج هذه القياسات والتجارب تكون محصورة ضمن مجـال معين • لوصف نتائج هـذه القياسات والتجارب يلجأ إلى الحصول على تابع رياضي بشكل تحليلي • بعد ذلك يكون سهلاً الحصول على قيم لم تشملها القياسات سواءً داخل المجال الذي أجريت خلاله القياسات والتجارب أو خارجه •

للحصول على تابع رياضي تحليلي يمثل قيماً تجريبية يتـم العمل حسب الخطوات التالية :

١ ـ نرسم النقاط التجريبية على شبكة إحداثيات مناسبة •

٢ ـ نحاول رسم منحنٍ يتوسط القيم التجريبية •

٣ ــ بالرجوع إلى كتب الرياضيات نبحث عن تابع رياضي يشبه من حيث الشكل المنحني الذي يتوسط القيم التجريبية (منحنٍ تجريبي) •

٤ ــ بعد معرفة شكل التابع المناسب نعين ثوابت هذا التابع ليناسب القيم التجريبية وبهذا نكون قد حصلنا على المطلوب •

٥ ــ إذا كان لدينا أكثر من تابع يناسب تمثيل النقاط التجريبية عندها نختار المنحني الأفضل من حيث الدقة •

سنشرح فيما يلي طريقة التربيعات الصغرى للحصول على معادلة تابع رياضي (ثوابت التابع الرياضي) ليمثل قيماً تجريبية •

إذا رمزنا بـ (y_i' , x_i') للقيم التجريبية فإننا نكتب حسب طريقة التربيعات الصغرى :

$$\sum_{i=1}^{N} (y_i - y_i')^2 \rightarrow \min \qquad (٣ - ٢٣)$$

حيث :

y_i , x_i ــ قيم التابع الرياضي •

المعادلة (٣ــ٢٣) تعني أن مجموع مربع الفروق بين القيم التجريبية والقيم المستنتجة من التابع الرياضي يجب أن يكون أصغرياً •

بفرض التابع الرياضي الذي نبحث عنه هو من الشكل التالي :

$$y_i = f (x_i , a , b , c , ...)$$

حيث (a , b , c) ثوابت المعادلة • للحصول على هذه الثوابت نحسب المشتقات الجزئية للحد $\sum_{i=1}^{N} (y_i - y_i')^2$ بالنسبة للثوابت المختلفة • بذلك يمكن أن نكتب :

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^{N} (y_i - y_i')^2}{\partial a} = 0$$

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^{N} (y_i - y_i')^2}{\partial b} = 0$$

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^{N} (y_i - y_i')^2}{\partial c} = 0$$

بهذا نحصل على عدد من المعادلات بعدد الثوابت • بحل هذه المعادلات نحصل على الثوابت وبالتالي معادلة التابع الرياضي •

تمثيل متحولات عشوائية وفق علاقة خطية :

تُحدد المعادلة الخطية :

$$y = a + b x$$

بمعرفة الثوابت (a , b) .

حسب نظرية التربيعات الصغرى نكتب :

$$\sum_{i=1}^{N} [\, y_i - (a + bx_i) \,]^2 = 0 \qquad (٣ - ٢٤)$$

باشتقاق العلاقة (٣ــ٢٤) بالنسبة لـ (a , b) نجد :

بالنسبة لـ (a) :

$$\sum_{i=1}^{N} [\, y_i - a - bx_i \,] = 0$$

أي :

$$N \cdot a + b \sum_{i=1}^{N} x_i = \Sigma y_i \qquad (٣ - ٢٥)$$

بالنسبة لـ (b) :

$$\sum_{i=1}^{N} x_i \,(y_i - a - b\, x_i) = 0$$

أي :

$$a \sum_{i=1}^{N} x_i + b \sum_{i=1}^{N} x_i^2 = \sum_{i=1}^{N} x_i \cdot y_i \qquad (٣ - ٢٦)$$

بحل المعادلتين (٣ــ٢٥) و (٣ــ٢٦) نحصل على (b , a) حيث :

$$b = \frac{N \sum_{i=1}^{N} x_i \cdot y_i - \sum_{i=1}^{N} x_i \sum_{i=1}^{N} y_i}{N \sum_{i=1}^{N} (x_i^2) - (\sum_{i=1}^{N} x_i)^2} \qquad (٣ - ٢٧)$$

$$a = \frac{(\sum_{i=1}^{N} y_i) \sum_{i=1}^{N} (x_i^2) - (\sum_{i=1}^{N} x_i)(\sum_{i=1}^{N} x_i \cdot y_i)}{N \sum_{i=1}^{N} (x_i^2) - (\sum_{i=1}^{N} x_i)^2} \qquad (٣ - ٢٨)$$

نضيف هنا أنه يمكن تحويل الكثير من التوابع الرياضية إلى الشكل الخطي فمثلاً :

آ ــ التابــع :

$$y = a \cdot x^{b}$$

بأخذ لوغاريتم الطرفين نجد :

$$\log y = \log a + b \log x \qquad (٣ - ٢٩)$$

وبفرض :

$$\log y = Y \,,\ \log a = A \,,\ \log x = X$$

تكتب المعادلة (٣ــ٢٩) بالشكل التالي :

$$Y = A + b\,X$$

وهي معادلة مستقيم نحدد الثوابت لها كما مر سابقاً .

ب ــ التابــع :

$$y = a \cdot e^{b.x}$$

بأخذ لوغاريتم الطرفين نجد :

$$\log y = \log a + (b \log e)\, x$$

أو :

$$Y = A + B\,x$$

جـ ـ التابـع :

$$y = \frac{a \cdot x}{x + b}$$

نحول هذه المعادلة إلى الشكل التالي :

$$\frac{1}{y} = \frac{1}{a} + \frac{b}{a} \cdot \frac{1}{x}$$

وبفرض :

$$\frac{1}{a} = A \, , \quad \frac{1}{y} = Y \, , \quad \frac{b}{a} = B \, , \quad \frac{1}{x} = X$$

تؤول المعادلة إلى معادلة مستقيم :

$$Y = A + B \cdot x$$

أما اختبار دقة تمثيل تابع رياضي لقيم تجريبية فيجري عن طريق إيجاد عامل الارتباط لحالة التابع الرياضي الخطي والذي يعطى بالشكل التالي :

$$r_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{N} (y_i - \bar{y})^2}} \qquad (٣٠ ـ ٣)$$

حيث :

$r_{x,y}$ ـ معامل الارتباط وهو دون واحدة .

x , y — المتوسط الحسابي للقيم x_i , y_i .

N — عدد نقاط القياس •

تنحصر قيم معامل الارتباط بين : $-1 \leqslant r_{x,y} \leqslant +1$

عندما :

$|r_{x,y}| = 0$ هذا يعني لا يوجد ارتباط بين القيم (x , y) .

$|r_{x,y}| = 0{,}5$ علاقة ارتباط ضعيفة •

$|r_{x,y}| = 0{,}75$ علاقة ارتباط واضحة •

$|r_{x,y}| = 0{,}99$ علاقة ارتباط وثيقة •

$|r_{x,y}| = 1$ علاقة ارتباط كاملة •

تمثيل متحولات عشوائية وفق منحن كثير حدود من الشكل :

$$y = a + b_1.x_1 + b_2.x_2 \qquad (٣١ - ٣)$$

حسب نظرية التربيعات الصغرى نكتب :

$$\sum_{i=1}^{N} [\, y_i - (a + b_1 x_{1i} + b_2 x_{2i}) \,]^2 = 0 \qquad (٣٢ - ٣)$$

باشتقاق المعادلة (٣ـ٣٢) بالنسبة لـ (b_2 , b_1 , a) نحصل على مجموعة المعادلات التالية :

$$N.a + b_1 \sum_{i=1}^{N} x_{1i} + b_2 \sum_{i=1}^{N} x_{2i} = \sum_{i=1}^{N} y_i$$

$$a \sum_{i=1}^{N} x_{1i} + b_1 \sum_{i=1}^{N} x_{1i}^2 + b_2 \sum_{i=1}^{N} x_{1i}\, x_{2i} = \sum_{i=1}^{N} x_{1i}\, y_i$$

$$a \sum_{i=1}^{N} x_{2i} + b_1 \sum_{i=1}^{N} x_{1i}\, x_{2i} + b_2 \sum_{i=1}^{N} x_{2i}^2 = \sum_{i=1}^{N} x_{2i}\, y_i$$

بحل مجموعة المعادلات أعلاه نحصل على (b_2 , b_1 , a) بذلك نحصل على معادلة كثير الحدود من الشكل (٣ــ٣١) ، بزيادة عدد الحدود للمعادلة (٣ــ٣١) وبالتالي عدد المجاهيل نتبع المنهج نفسه للحصول على هذه المجاهيل .

تمثيل متحولات عشوائية وفق منحن كثير حدود من الشكل :

$$y = C_1 + C_2 x + C_3 x^2 \qquad (٣ - ٣٣)$$

حسب نظرية التربيعات الصغرى نكتب :

$$\sum_{i=1}^{N} (y_i - C_1 - C_2 x_i - C_3 x_i^2)^2 = 0$$

نشتق المعادلة السابقة بالنسبة للثوابت (C_3 , C_2 , C_1) فنحصل على مجموعة المعادلات التالية :

$$N C_1 + (\Sigma x_i) C_2 + (\Sigma x_i^2) C_3 = \Sigma y_i$$

$$(\Sigma x_i) C_1 + (\Sigma x_i^2) C_2 + (\Sigma x_i^3) C_3 = \Sigma x_i \cdot y_i$$

$$(\Sigma x_i^2) C_1 + (\Sigma x_i^3) C_2 + (\Sigma x_i^4) C_3 = \Sigma x_i^2 \cdot y_i$$

بحل مجموعة المعادلات السابقة نحصل على الثوابت (C_3 , C_2 , C_1) وبالتالي على المعادلة (٣ــ٣٣) . تتم بالطريقة نفسها الحصول على الثوابت فيما لو كانت درجة كثير الحدود أكبر مما هي عليه الحال في المعادلة (٣ــ٣٣) .

في المعادلات السابقة فإن المجموع (Σ) يشمل من ($i = 1$) حتى (N) .

فإذا كان لدينا كثير حدود من الدرجة (m) فإننا نحصل على معادلة بـ (m+1) مجهولاً ، بحلها نحصل على الثوابت .

إن استخدام الحاسوب يبدو ضرورياً للحصول على ثوابت المعادلات وبالتالي معادلة التابع الرياضي لاسيما عندما يكون عدد القياسات التجريبية كبيراً .

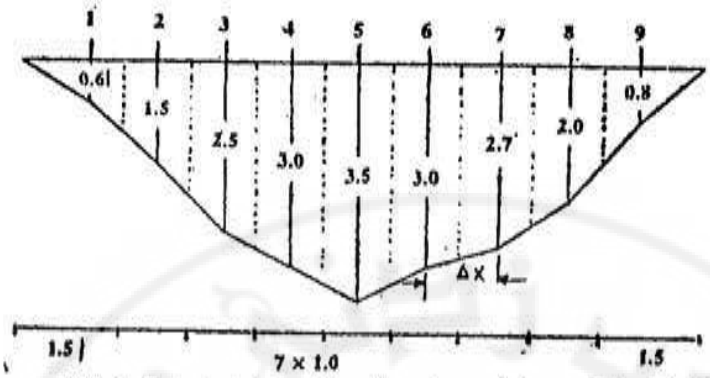
ـ تطبيـق (١) :

١ ـ لقياس توزع السرع في مجرى مائي مكشوف تم استخدام الطاحونة المائية . وأثناء معايرة الطاحونة وجد أن عدد اللفات المقيسة والموافقة لسرعات مختلفة كما هو موضح في الجدول (٣ـ٢) :

الجـدول (٣ ـ ٢)

عدد اللفات بالدقيقة	سرعة العربة	عدد اللفات بالثانية
r.p.m	cm/s	r.p.s.
22,5	17	0,375
45	26	0,75
60	30	1
90	39	1,5
105	46	1,75

لقد قيست السرعات عند نقاط مختلفة على خطوط شاقولية مارة من محاور الشرائح فوجد عدد اللفات المقيسة عند كل عمق والمقابلة لأزمنة قياس مختلفة كما



الشكل (٣ ــ ١٥) مجرى مائي مكشوف موضح عليه التقسيم

هو موضح بالجدول (٣ــ٣) . احسب السرعة الوسطية للمياه المارة خلال المجرى وكذلك التصريف المار .

البعد عن الشاطىء بالمتر	العمق المقاس بالمتر	عمق المقياس من السطح بالمتر	زمن القياس بالثانية	عدد اللفات المقاسة
0	0	—	—	—
1	0.60	0.36	50	45
2	1.50	0.30	45	80
		1.20	48	82
3	2.50	0.50	46	84
		2.00	48	87
4	3.00	0.60	46	86
		2.40	50	95
5	3.50	0.70	52	102
		2.80	48	100
6	3.00.	0.60	46	85
		2.40	48	90
7	2.70	0.54	48	82
		2.16	50	85
8	2.00	0.40	46	75
		1.60	48	76
9	0.80	0.48	48	50
10	0	—	—	—

الجـدول (٣ ــ ٣)

ـ الحـل :

لابد قبل حساب السرعة الوسطية من معايرة الطاحونة المائيـة والتي تتم كما يلي :

١ ــ على شبكة إحداثيات نوقع القيم التجريبية وهي عدد اللفات المقيسة بالثانية مع سرعة العربة • انظر الشكل (٣ــ١٦) •

٢ ــ كما هو واضح من الشكل (٣ــ١٦) فإن النقاط التجريبية تبـدي ارتباطاً بشكل خطي (علاقة مستقيم) •

٣ ــ نفرض معادلة الارتباط الخطي بين سرعة العربة وعدد اللفات تأخذ شكل معادلة المستقيم التالية :

$$V = a + b\,N$$

حيث :

N ــ عدد اللفات بالثانية (r . p . s) .

V ــ سرعة العربة (cm/s) .

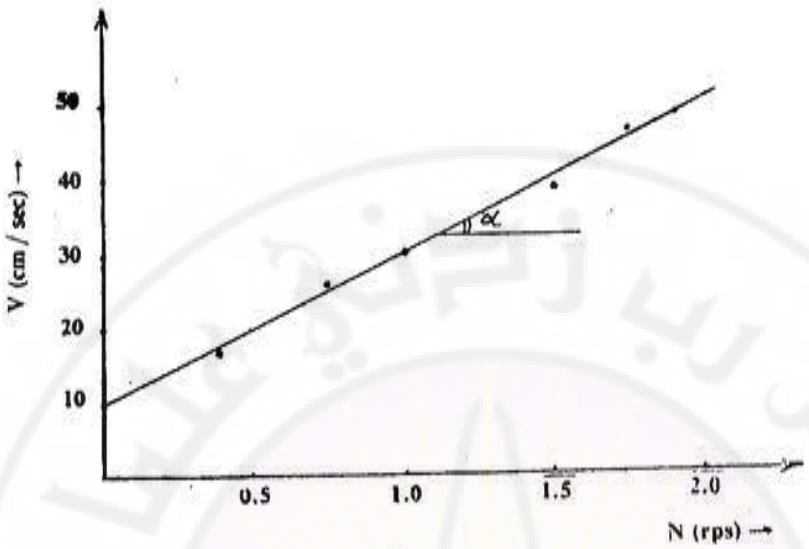
٤ ــ باستخدام مسطرة شفافة نرسم مستقيماً يتوسط نقاط القياس على الشكل (٣ــ١٦) •

من الشكل نلاحظ أن ميل المستقيم يساوي :

$$\tan\alpha = \frac{30}{1{,}5} = 20 = b$$

أما (a) فتمثل نقاط تقاطع المستقيم مع المحورالشاقولي وهي تساوي تقريباً (a = 10) بهذا تأخذ معادلة المستقيم الشكل التالي :

$$V = 10 + 20\,N$$



الشكل (٣ ــ ١٦) علاقة سرعة العربة مع عدد اللفات المقاسة

يمكن أيضاً باستخدام طريقة التربيعات الصغرى الحصول على معادلة المستقيم .

لحساب السرعة الوسطية للجريان في المقطع المدروس والموضح على الشكل (٣ــ١٥) نرتب الحسابات كما هو موضح بالجدول (٣ــ٤) :

$$Q_i = V_i \cdot A_i \qquad m^3/s \qquad , \qquad A_i = \Delta x \cdot h_i \qquad (m^2)$$

حيث :

h_i ــ ارتفاع الشريحة عند الوسط (m)

Q_i ــ التصريف عبر الشريحة (i)

Δx ــ عرض الشريحة (m)

A_i ــ مساحة الشريحة (i)

الخط الرأسي رقم	البعد عن الشاطىء (X)	العمق المقيس (h) بالمتر	عمق المقياس من السطح بالمتر	زمن القياس بالثانية	عدد اللفات المقيس	N r.p.s.	v_i cm / sec	السرعة المتوسطة Cm/sec $\bar{v}_i$	ΔX m.	$A_i = \Delta x . h_m$ m^2	$Q_i = \bar{v}_i \times A / 100$ m^3/ sec
	0	0	0	0	0						
1	1	0.6	0.36	50	45	0.90	28	28	1.50	0.45	0.126
2	2	1.50	0.30	45	80	1.78	45.56				
								44.865	1.0	1.5	0.673
			1.20	48	82	1.708	44.17				
3	3	2.50	0.50	46	84	1.826	46.52	46.885	1.0	2.5	1.172
			2.00	48	87	1.813	47.25				
4	4	3.00	0.60	46	86	1.87	47.39				
			2.40	50	95	1.90	48	47.695	1.0	3.0	1.431
5	5	3.50	0.70	52	102	1.96	49.23				
			2.800	48	100	2.08	51.67	50.45	1.0	3.5	1.766
6	6	3.00	0.60	46	85	1.848	47.96				
			2.40	48	90	1.875	47.5	47.73	1.0	3.0	1.432
7	7	2.70	0.54	48	82	1.708	44.17				
			2.160	50	85	1.7	44	44.085	1.0	2.7	1.190
8	8	2.00	0.40	46	75	1.63	42.61				
			1.60	48	76	1.583	41.67	42.14	1.0	2.0	0.843
9	9	0.80	0.48	48	50	1.04	30.83	30.83	1.5	0.60	0.185
	10	0.0	0	0	0						
										19.25	8.818

الجدول (٣ – ٤) نتائج حساب السرعة الوسطية

V_i — السرعة الوسطية لكل شريحة • لاحظ أنهـا مقدرة بالجدول أعلاه بوحدة cm/s • لذلك يلاحظ أنه في الحقل الأخير من الجدول حسبت (Q_i) من المعادلة :

$$Q_i = \frac{V_i\,(cm/s) \times A\,(m^2)}{100}$$

لقد قيست السرع عند عدة أعماق فمثلاً :

الخط الرأسي (1) قيست السرعة عند العمق ($0,6h_i$) بدءاً من السطح أي ($0,4h_i$) بدءاً من القاع • (h_i) ارتفاع الشريحة (i) عند منتصفها •

الخط الرأسي (2) قيست السرعة عند العمق ($0,2h_i$) والعمق ($0,8h_i$) بدءاً من السطح والتي تقابل ($0,2h_i$, $0,8h_i$) بدءاً من القاع •

وهكذا يمكن من الجدول استنتاج الأعماق التي قيست السرعة عندها •

لقد حسبت السرعة الوسطية لكل شريحة باستخدام العلاقة (٣ــ٦) عند قياس السرعة عند الأعماق ($0,8h_i$, $0,2h_i$) بدءاً من العمق •

لقد تم عد السرعة الوسطية للشرائح التي تم قياس السرعة فيها عند العمق ($0,4h_i$) (بدءاً من القاع) مساوية السرعة المقيسة عند هذا العمق •

بعد حساب السرعة الوسطية لكل شريحة نحسب التصريف المـار عبر كل شريحة ، أما التصريف الكلي المار عبر المقطع المدروس فيساوي مجموع التصاريف عبر الشرائح • أي :

$$Q = \Sigma\, Q_i = 8,818 \qquad m^3/s$$

أما مساحة مقطع الجريان :

$$A = \Sigma A_i = 19,25 \qquad m^2$$

تحسب سرعة الجريان الوسطية بقسمة التصريف المار عبر المقطع كاملاً إلى مساحة هذا المقطع ، أي :

$$V = \frac{Q}{A} = \frac{8,818}{19,25} = 0,458 \text{ m/s} = 45,8 \text{ cm/c}$$

ـ تطبيـق (٢) :

عند محطة قياس على مجرى مائي مكشوف تم قياس التصاريف المارة وكذلك المناسيب المناظرة لها والجدول (٤ـ٣) يبين نتائج القياس .

لقد قدرت التصاريف (Q) بوحدة (m^3/s) والمناسيب (W) بوحدة (m)

W	0,0	0,49	0,78	0,88	1,03	1,2	1,28	1,34	1,36
Q	9,8	15,9	23,1	29,8	31,8	40,2	46,2	49,8	54,5
W	1,51	1,55	1,76	1,86	1,92	2,1			
Q	61,0	71,0	82,5	93,2	105,1	113,4			

الجدول (٣ ـ ٥) نتائج قياس التصاريف والمناسيب

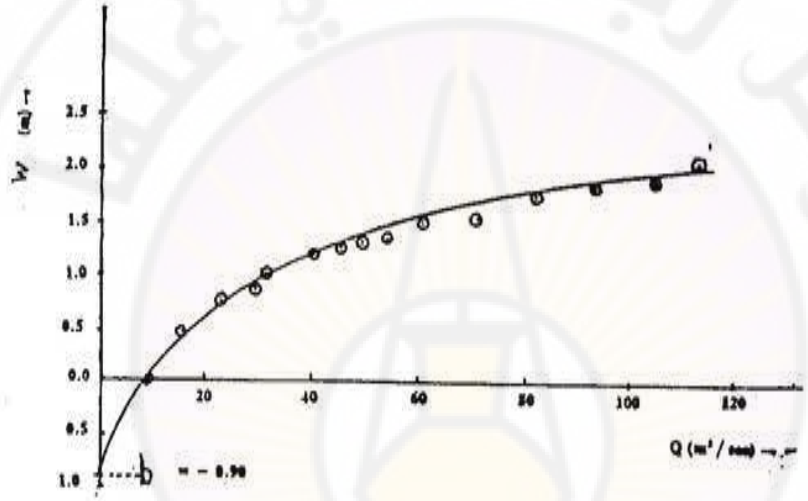
المطلوب ما يلي :

١ ـ ارسم منحني مفتاح التصاريف .

٢ ــ استنتج العلاقة الرياضية التي تربط بين التصريف (Q) والمنسوب (W) .

ــ الحــل :

على الشكل (٣ــ١٧) تم توقيع قيم التصاريف على المحور الأفقي والمناسيب المناظرة لها على المحور الشاقولي .



الشكل (٣ ــ ١٧) يبين علاقة (Q) مــع (W) .

لرسم منحني مفتاح التصاريف لابد من إيجاد العلاقة الرياضية التي تربط (Q) مــع (W) .

سنفرض أن العلاقة بين (W , Q) تأخذ الشكل التالي :

$$Q = a (W - b)^n$$

b ــ المنسوب المناظر لقيمة التصريف المعدومة .

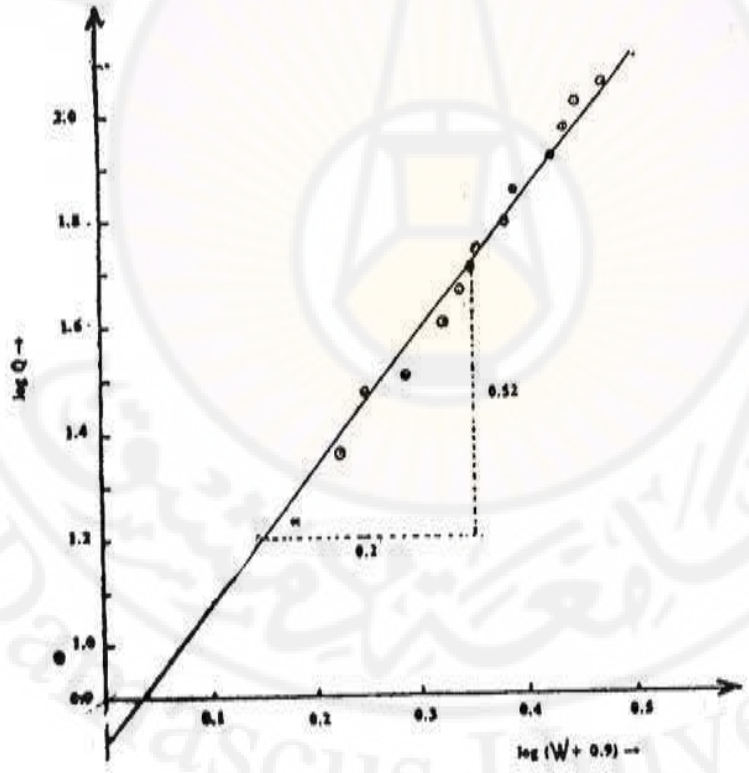
n , a ــ ثوابت .

للحصول على الثوابت (a , b , n) نقوم بما يلي :

– نوقع قيم (Q , W — b) على شبكة لوغاريتمية كما يوضحها الشكل (٣ــ١٨) .

من الشكل (٣ــ١٧) نجد أن قيمة (b = — 0,9) والتي تم استنتاجها من نقطة تقاطع المنحني الذي يتوسط القيم المقيسة مع المحور الشاقولي (W) .

يوضح الشكل (٣ــ١٨) أن العلاقة بين القيم الموقعة (log (Q مع log (W+0,9) هي علاقة خطية وهذا دليل على أن العلاقة التي تربط بين التصاريف والمناسيب هي علاقة أسية .



الشكل (٣ – ١٨) توقيع القيم (log (Q مع log (W + 0,9

ـ نأخذ لوغاريتم الطرفين للعلاقة أعلاه نجد :

$$\log Q = \log a + n \log (W - b)$$

أو :

$$Y = A + n \cdot x$$

n ـ هي ميل المستقيم في الاحداثيات اللوغاريتمية •

A ـ نقطة تقاطع المستقيم مع المحور log Q .

بالنظر للشكل (٣ـ١٨) نجد :

$$n = \tan \alpha = \frac{0,52}{0,2} = 2,6$$

$$\log a = A = 0,825 \rightarrow a = 6,683$$

ولأن (b = — 0,9) تكتب معادلة منحني التصاريف بالشكل التالي :

$$Q = 6,683 (W + 0,9)^{2,6}$$

استناداً للعلاقة المستنتجة يمكن رسم مفتاح التصاريف بشكل دقيق • تساعد العلاقة المستنتجة على الحصول على قيم لم يتم قياسها واقعة ضمن مجال القياس أو على قيم لم يتم قياسها واقعة خارج مجال القياس •

لاستنتاج قيم خارج مجال القياس يمكن كما تم إيضاحه سابقاً الاستعانة بمنحنيات مساعدة W = f(A) , W = f(V) في حال توافرها •

ـ تطبيـق (٣) :

عند محطة قياس تم تحديد التصاريف الوسطية خلال فترات زمنية مقدار كل منها (Δt) . الجدول (٣ـ٦) يبين قيم التصاريف الوسطية الموافقة للفترات الزمنية المتعاقبـة والتي طول كل منهـا (Δt) . انظـر الحقـول (1 , 2) والمطلوب ما يلي :

ـ ارسم المخطط الزمني لتغير التصاريف موضحاً التصريف الوسطي (MQ) خلال كامل فترة القياس والمساوية (Δt . 16) .

ـ ارسم المنحني التجميعي للتصاريف (SL) .

$$SL = \Delta t \cdot \Sigma Q_i$$

ـ ارسم المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) .

$$SDL = \Delta t \, (\Sigma Q_i - \Sigma MQ)$$

ـ الحـل :

ـ الشكل (٣ـ١٩ آ) يبـين المخطط الزمني لتغير التصاريف . أما قيمة (MQ) فتساوي (3,5 m^3/s) .

ـ المنحني التجميعي (SL) .

المنحني التجميعي للتصاريف هو تجميع لقيم التصاريف (Q_i) خلال فترة القياس (Δt . 16) . أن قيمة التصريف التجميعي نحصل عليها بالعلاقة :

$$SL = \sum_{i=1}^{16} \Delta t \cdot Q_i$$

وفي حال كون قيم (Δt) متساوية نكتب :

$$SL = \Delta t \sum_{i=1}^{16} Q_i$$

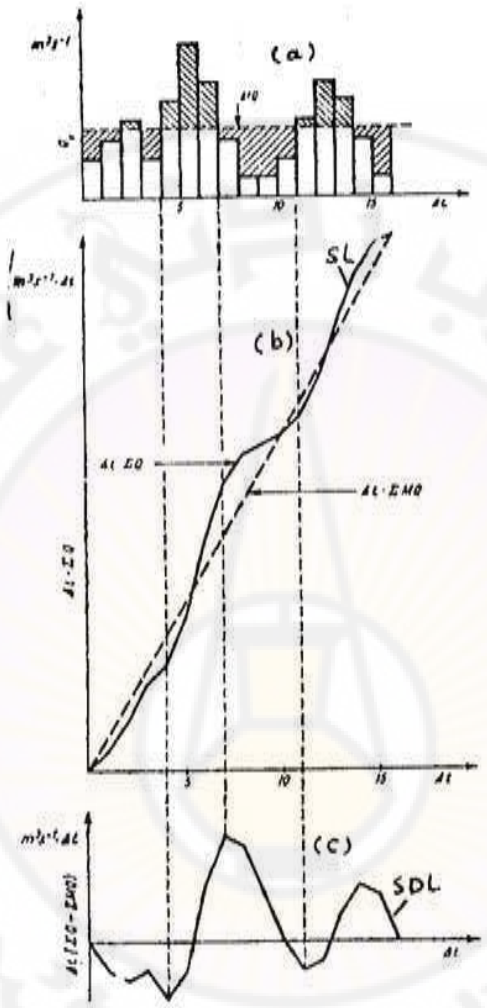
عند كل فترة زمنية يمكن الحصول على قيمة التصريف التجميعي وتوقيع ذلك على شبكة إحداثيات فنحصل على المنحني التجميعي (SL) • انظر الشكل (٣ــ١٩ ب) • إن ميل المنحني التجميعي عند كل نقطة يكافىء قيمة التصريف •

الجدول (٣ــ٦) يبين إحداثيات المنحني التجميعي (حقل — 3) •

Δt	Q_i $m^3 \cdot s^{-1}$	$\Delta t \cdot \Sigma Q_i$ $\Delta t \cdot m^3 \cdot s^{-1}$	$\Delta t \cdot \Sigma MQ$ $\Delta t \cdot m^3 \cdot s^{-1}$	$\Delta t(\Sigma Q_i - \Sigma MQ)$ $\Delta t \cdot m^3 \cdot s^{-1}$
1	2	3	4	5
1	2	2	3,5	−1
2	3	5	7	−2
3	4	9	10,5	−1,5
4	2	11	14	−3
5	5	16	17,5	−1,5
6	8	24	21	+3
7	6	30	24,5	+5,5
8	3	33	28	+5
9	1	34	31,5	+2,5
10	1	35	35	0
11	2	37	38,5	−1,5
12	4	41	42	−1
13	6	47	45,5	+1,5
14	5	52	49	+3
15	3	55	52,5	+2,5
16	1	56	56	0

الجدول (٣ ــ ٦) يبين قيم التصاريف (Q_i) واحداثيات المنحني التجميعي (SL) والمنحني التجميعي التفاضلي (SDL)

على الشكل (٣ــ١٩ ب) تم أيضاً رسم المنحني التجميعي لقيم التصريف



الشكل (٣ ـ ١٩)

a — تغير التصاريف

b — المنحني التجميعي (SL) .

C — المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) .

الوسطية $SL = \Delta t \Sigma MQ$. من الواضح أن قيمة التصريف التجميعي الكلية هي ذاتها الناتجة عن تجميع قيم التصاريف (Q_i) أو قيم التصاريف (MQ) خلال كامل الفترة الزمنية .

يلاحظ أن ميل هذا المنحني ثابت (مستقيم) لأنه ناتج عن تجميع قيم متساوية (MQ) . تستخدم المنحنيات التجميعية لتحديد كمية المياه التي تمر خلال فترة معينة وهذا يشكل أساساً في دراسات الاقتصاد المائي (حساب الخزانات) .

الحقل (4) من الجدول (٣ـ٦) يبين إحداثيات المنحني التجميعي

$$SL = \Delta t \Sigma MQ$$

ـ المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) يصف هذا المنحني تغيرات قيم التصاريف (Q_i) بالنسبة للتصريف الوسطي (MQ) مع الزمن (Δt) .

تحدد إحداثيات المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) من المعادلة :

$$SDL = \sum_{i=1}^{16} \Delta t \cdot Q_i - \sum_{i=1}^{16} \Delta t \cdot MQ$$

ولأن (Δt) ثابتة نكتب :

$$SDL = \Delta t \left(\sum_{i=1}^{16} Q_i - \sum_{i=1}^{16} MQ \right)$$

إن قيم (SDL) موضحة في الجدول (٣ـ٦) الحقل (5) .

يستخدم (SDL) كما هي الحال بالنسبة لـ (SL) .

الفصل الرابع

الخواص المورفولوجية للأحواض الصبابة

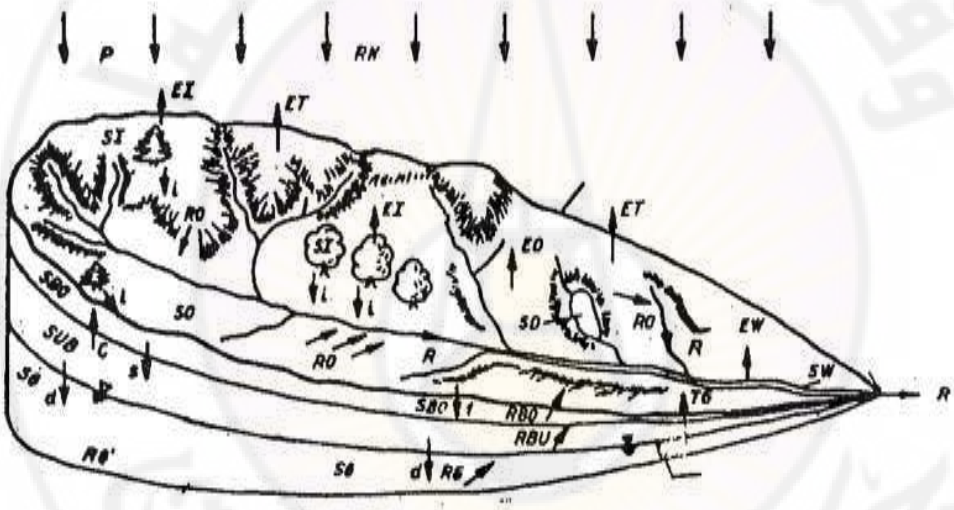
ـ مقـدمة :

يهتم المهندس الهيدرولوجي عندما يعالج مسائل التصميم بالتنبؤ عن التصاريف المائية التي تظهر عند مقطع معين من نهر أو وادٍ • تتبع قيمة هذه التصاريف إلى جانب شدة الهطول بعدة عوامل تتعلق بالحوض الصباب ، منها مساحة الحوض الصباب هل يغطى هذا السطح بالأعشاب والحشائش أم أجرد وهل التربة السطحية غضارية أم رملية أم صخرية ، كثافة الشبكة النهرية التي تجمع المياه من الحوض الصباب إلى النهر الرئيس أو الفرع الرئيس ، ميول الشبكة النهرية وطبيعة القاع •••• إلخ • بهذا نلاحظ أن خواص الحوض الصباب والشبكة النهرية يلعبان دوراً مهماً في التأثير في قيمة التصريف المتشكل نتيجة هطول معين • إضافة لذلك فإن خواص الحوض الصباب للنهر تشكل عاملاً مهماً في دراسة الموازنة المائية •

لا يغيب عن الذهن هنا أن الحوض الصباب الذي يغذي نهراً معيناً يقصد به حوض تصريف المياه السطحية إلى النهر • وهذا الحوض قد لا يتطابق مع حوض التصريف الجـوفي الذي يساهم أيضاً في تغـذية النهر والذي يشكل ما يسمى التصريف غير المباشر في حين يشكل التصريف الوارد عن طريق الحوض السطحي التصريف المباشـر • يشكل مجموع التصريف المباشـر والتصريف غير المباشـر التصريف الكلي •

١ ـ أحواض الانهـاد :

إن حوض التصريف أو الحوض الصباب (الساكب) لنهر هو كامل المساحة التي تساهم في تشكيل التصريف لهذا النهر • أو بعبارة أخرى هو المساحة التي تتجمع منها مياه النهر • إن الحوض الصباب لنهر رئيس أو لفرع منه يحاط عادة بخط مغلق يفصل هذا الحوض عن الأحواض المجاورة يسمى هذا الخط حدود الحوض الصباب كما يمكن تسميته أيضاً خط تقسيم المياه • كما أن للنهر الرئيس حوض صباب فإنه يوجد لكل فرع يصب فيه أيضاً حوض صباب •

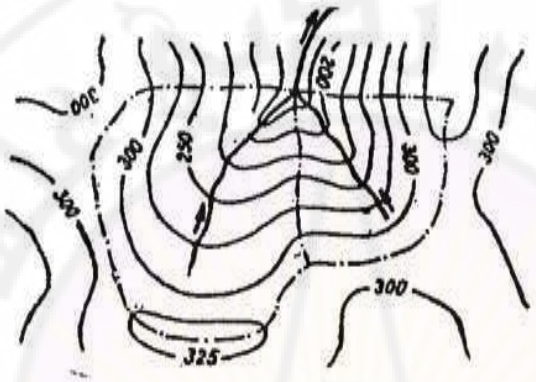


الشكل (٤ ـ ١) يبين حوض صباب لشبكة نهرية

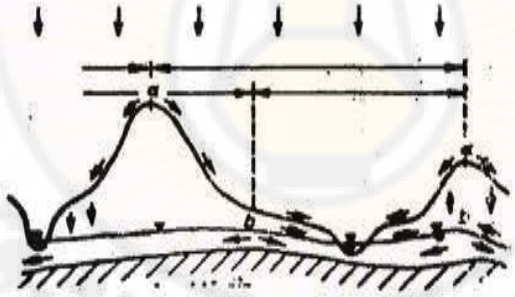
يتم تحديد الحدود السطحية للحوض الصباب استناداً إلى خرائط الطبوغرافيا أما الحدود الجوفية فتحتاج إلى سبور ودراسات جيولوجية • سنهتم فيما يلي فقط بالحدود السطحية وأينما وردت كلمة حوض صباب فنعني بذلك الحدود السطحية للحوض الصباب •

تمر حدود الحوض الصباب من القمم المحيطة بالحوض ومحاور التحدبات غير أنه يمكن لقمم معزولة أن تكون موجودة ضمن الحوض الصباب •.

يجب ملاحظة أن المنطقة التي يوجد بها خطان للتسوية متساويان تمر حدود الحوض الصباب بينهما فيما إذا كانا يشكلان هضبة مجاورة انظر الشكل (٤ــ٢).
يجب دراسة جميع المسارات بحيث يكون الخط الفاصل الذي نحصل عليه يحوي جميع المساحات التي تتجمع مياهها عند مخرج الحوض .



الشكل (٤ ــ ٢) يبين كيفية تحديد حدود الحوض الصباب لفرع من نهر



الشكل (٤ ــ ٣) مقطع في حوض صباب يبين عدم تطابق الحدود الجوفية والسطحية
الحدود السطحية تمتد بين (a - a) والجوفية بين (b - b)

في بعض الأحيان تتجمع مياه جزء من الحوض الصباب في بحيرة دون أن تصل مياهها إلى الشبكة النهرية . هذه المساحات تسمى مساحات غير مساهمة .
يمكن تصنيف المجاري المائية إلى عدة أشكال :

ـ مجارٍ مائية مستمرة تتميز هذه المجاري باستمرار الجريان في جميع أوقات السنة عدا حالات الجفاف الشديد .

ـ مجارٍ مائية متقطعة حيث تنتقل المياه عبر هذه المجاري بشكل موسمي مؤقت عند الهطول أو ذوبان الثلوج .

بشكل عام تتغذى المجاري المستمرة في فترات الجفاف بوساطة المياه الجوفية في حين أن المجاري المؤقتة تكون أعلى من الطبقة الحاملة للمياه الجوفية .

٢ ـ مواصفات الحوض الصباب :

كما ذكرنا تلعب المواصفات الهندسية والفيزيائية لحوض النهر دوراً مهماً في الدراسة الهيدرولوجية . سنذكر فيما يلي بعض هذه المواصفات التي يلزم تعيينها عند إجراء الدراسات الهيدرولوجية :

٢ـ١ـ مساحة الحوض الصباب :

هي مساحة المستوي الواقع ضمن حدود هذا الحوض أو بعبارة أخرى هي مساحة المسقط الأفقي للسطح المحصور داخل حدود الحوض . وتحسب عادة باستخدام البلانميتر أو بتقسيم سطح الحوض إلى أشكال هندسية قابلة للحساب تقدر المساحة عادة بالكيلومتر المربع أو الهيكتار .

٢ـ٢ـ شكل الحوض الصباب :

لشكل الحوض الصباب تأثير كبير في كمية مياه السيول التي تصل إلى المجرى الرئيس بعد فترة من الهطول .

يتعلق شكل الحوض الصباب بالعوامل الجيولوجية التي أثرت في العصور القديمة من التواءات وجبال ومنخفضات وغيرها . كما يتعلق بعوامل التآكل والحت التي تركت آثاراً في الحوض عبر السنين الماضية .

غالباً يكون شكل الحوض الصباب بيضوياً أو على شكل اجاصة .

تستخدم عادة المؤشرات التالية للتعبير عن شكل الحوض :

آ – متوسط عرض الحوض الصباب (B) :

يحدد متوسط عرض الحوض الصباب (B) من العلاقة :

$$B = \frac{A}{L} \qquad (٤ - ١)$$

حيث :

A — مساحة الحوض الصباب .

L — طول الحوض الصباب . ويقصد بذلك أطول خط مستقيم يمكن رسمه ضمن الحوض .

ب – عامل اتساع الحوض الصباب (d) :

يحدد عامل اتساع الحوض الصباب (d) من العلاقة :

$$d = \frac{A}{l^2} \qquad (٤ - ٢)$$

حيث :

A — مساحة الحوض الصباب .

l — طول النهر الرئيسي .

تعد الظروف الهيدرولوجية جيدة كلما زادت قيمة (d) ويكون الحوض أفضل ما يمكن إذا كان بشكل دائري (قيمة التصريف الناتجة عن هطول منتظم عاليـة) .

جـ ـ امثـال الانضغاط (K) :

وهي نسبة محيط الحوض إلى محيط دائرة مساحتها تساوي مساحة الحوض• فإذا كان (D) هو قطر الدائرة التي مساحتها تساوي مساحة الحوض (A) نجـد :

$$A = \frac{\pi \cdot D^2}{4}$$

ومحيط الدائرة :

$$e = \pi \cdot D$$

من هاتين العلاقتين نجد :

$$e = 2\sqrt{\pi \cdot A}$$

إذا فرضنا أن (P) هو محيط الحوض نحسب عندها أمثال الانضغاط حسب التعريف أعلاه من العلاقة :

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A}} \qquad (٣ - ٤)$$

تبلغ القيمة الصغرى لـ (K) الواحد وذلك عندما يكون الحوض دائرياً •

كلما تباعد الحوض عن الشكل الدائري زادت هذه النسبة • إن زيادة قيمة (K) تعني أن حدة الفيضان تقل وذلك بافتراض أن القيـم الأخرى المؤدية للفيضان ثابتة •

٢-٣- اتجاه الحوض الصباب :

تتعلق كمية الطاقة الواردة من الشمس إلى سطح الحوض الصباب باتجاه الحوض نفسه وبالتالي فإن كمية التبخر تتأثر باتجاه هذا الحوض . فمثلاً تتعرض الأحواض ذات الاتجاه الجنوبي في نصف الكرة الشمالي إلى فترة سطوع شمسي أطول وبالتالي فإن ذلك يؤثر في كمية التبخر بالزيادة . وهذا يلعب دوراً رئيساً في حساب الموازنة المائية لحوض صباب .

٢-٤- متوسط ارتفاع الحوض الصباب : (H_0) :

يحدد متوسط ارتفاع الحوض الصباب (H_0) بالعلاقة التالية :

$$H_0 = \frac{f_1h_1 + f_2h_2 + \ldots\ldots + f_nh_n}{A} \qquad (٤-٤)$$

حيث :

$f_1 , f_2 , \ldots , f_n$ — المساحات الأفقية المحصورة بين كل خطين متجاورين من خطوط التسوية .

$h_1 , h_2 , \ldots , h_n$ — متوسط المنسوب بين كل خطي تسوية متجاورين .

A — مساحة الحوض الصباب .

- متوسط ميل الحوض الصباب (J_0) :

يحدد متوسط ميل الحوض الصباب (J_0) من العلاقة التالية :

$$J_0 = \frac{h\left(\frac{L_1+L_n}{2} + L_2 + \ldots + L_{n-1}\right)}{A} \qquad (٤-٥)$$

حيث :

h — التباعد الشاقولي بين خطين متجاورين من خطوط التسوية .

L_n , ... , L_2 , L_1 — أطوال خطوط التسوية ضمن الحوض الصباب .

A — مساحة الحوض .

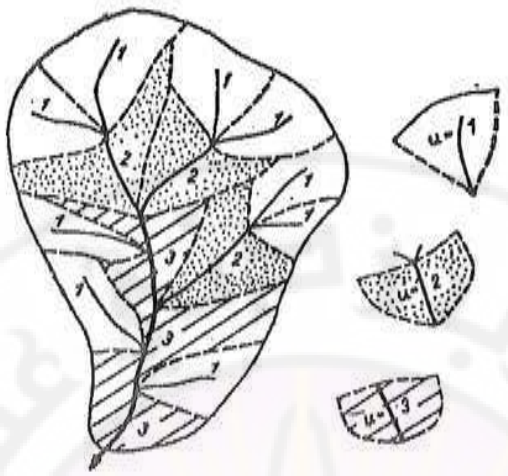
يلعب متوسط ميل الحوض الصباب دوراً بارزاً في سرعة وصول مياه الهطول إلى مقطع النهر المدروس وبالتالي يؤثر في شكل منحني التصريف والقيمة العظمى للتصريف المتشكل جراء هطول معين .

٢ـ٥ـ علاقة مساحة الحوض الصباب بالارتفاع عن سطح البحر :

تعبر هذه العلاقة عن قيمة مساحة الحوض الصباب التي هي أعلى من منسوب معين وتمثل بشكل علاقة بيانية على المحور الأفقي تتوقع قيم النسب المئوية للمساحات الواقعة فوق منسوب معين وعلى المحور الشاقولي قيم الارتفاع عن سطح البحر .

٢ـ٦ـ مخطط تنامي مساحة الحوض الصباب :

هو مخطط يبين قيمة مساحة الحوض الصباب عند كل نقطة التقاء للنهر الرئيس مع الروافد . لرسم هذا المخطط لابد من قياس جميع المساحات الصبابة للأفرع الثانوية . بهذا فإن المساحة عند مخرج الحوض الصباب لجميع الفروع يجب أن تساوي مساحة الحوض الصباب . تشمل هذه المساحات أيضاً المساحات التي تصب مباشرة في النهر الرئيس . انظر الشكل (٤ـ٤) .



الشكل (٤ ــ ٤) يبين ترتيب الشبكة النهرية حسب هورتون

٣ ــ الشبكة النهرية :

للشبكة النهرية تأثير كبير في قيمة التصريف المتشكل في مخرج الحوض والناتج عن هطول معين ويظهر هذا التأثير من حيث توزع الشبكة وكثافتها .

٣ــ١ــ تسمية وترتيب الشبكة النهرية :

إن ترتيب الجداول والمسيلات يعكس تفرعات وانقسامات المسيلات في الحوض وتوجد عدة نظم لتسمية الجداول والمسيلات نذكر منها طريقة هورتون .

أعطى هورتون الترتيب رقم (١) للفرع الذي يبدأ مباشرة بتجميع المياه دون أن يرفده أي فرع أصغر منه . عند التقاء فرعين من الترتيب نفسه يشكلان فرعاً ذا ترتيب أعلى . فمثلاً التقاء فرعين من الترتيب (١) يشكلان فرعاً من الترتيب (٢) ، والتقاء فرعين من الترتيب (٢) يشكلان فرعاً من الترتيب (٣) . ... وهكذا .

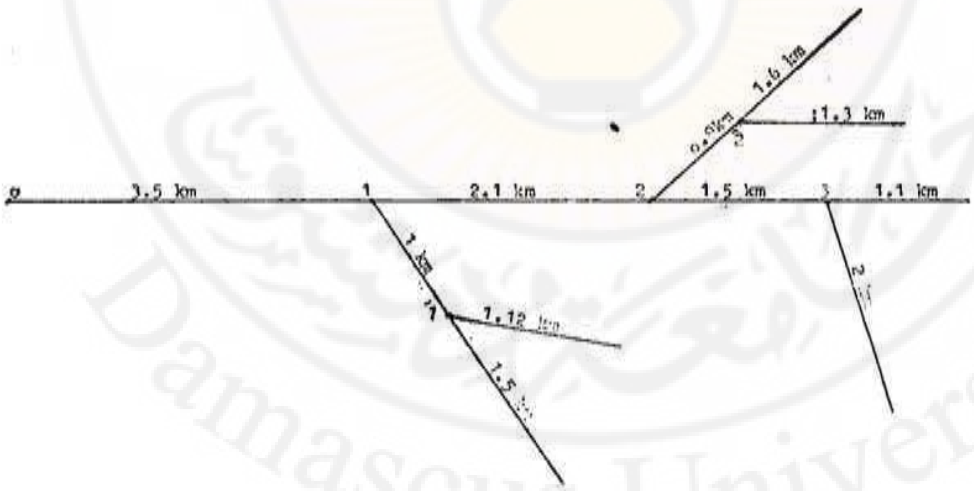
وعند التقاء فرع ذي ترتيب معين مع فرع ذي ترتيب أدنى فلا تتغير درجة

الفرع . فمثلاً التقاء فرع ذي الترتيب (٢) مع فرع ذي الترتيب (١) يشكل فرعاً من الترتيب (٢) . انظر الشكل (٤ــ٤) . بهذه الطريقة نستطيع تحديد ترتيب المجرى الرئيسي . كما يظهر من الشكل فإنه يتبع لكل فرع حوض صباب خاص فيه ينفصل عن الحوض المجاور عن طريق حدود مغلقة سميناها حدود الحوض الصباب .

الشكل (٤ــ٤) يبين نهراً من الدرجة الثالثة (انظر مخرج الحوض) .

٣ــ٢ــ المخطط الهيدرولوجي الوصفي للأنهار :

الغرض من هذا المخطط هو الحصول على فكرة واضحة عن توزع الروافد بالنسبة للنهر الرئيس . وللوصول لهذا الغرض يجب تحديد طول النهر والروافد من الترتيبين الأول والثاني ... إلخ ووضع مخطط ترسم عليه الأنهار على شكل قطع مستقيمة تحدد عليها الأبعاد الكيلومترية وأماكن صب الروافد الصغيرة في الرافد الأكبر والروافد الكبيرة في النهر الرئيسي متخذين المصب كمبدأ للأطوال . انظر الشكل (٤ــ٥) .



الشكل (٤ ــ ٥) المخطط الهيدرولوجي لاحد الأنهار

٣-٣- كثافة الشبكة النهرية (D) :

تعرف كثافة الشبكة النهرية بأنها وسطي أطوال الروافد والمسيلات في وحدة المساحة من الحوض الصباب وتختلف من منطقة لأخرى .

تحسب (D) من العلاقة التالية :

$$D = \frac{\Sigma l}{A} \qquad Km^{-1} \qquad (٤ - ٦)$$

حيث :

Σl — مجموع أطوال النهر وروافده (Km) .

A — مساحة الحوض الصباب (Km^2) .

تتعلق كثافة الشبكة النهرية بما يلي :

١ — طبيعة تربة الحوض الصباب وصخوره .

٢ — تضاريس الحوض الصباب .

٣ — غزارة الهطول على الحوض الصباب .

٤ — الغطاء النباتي للحوض الصباب .

كلما كانت الشبكة النهرية كثيفة كانت قيمة التصريف المتشكل عن هطول معين أكبر والضياعات بالرشح أقل وتكون أيضاً سرعة الجريان أكبر .

٣-٤- تعرج النهر Φ :

هو العلاقة بين طول النهر المتعرج (الفعلي) إلى طول المستقيم الواصل بين المنبع والمصب ويحسب من العلاقة :

$$\Phi = \frac{l}{L} \qquad (٤ - ٧)$$

l — الطول المستقيم الواصل بين المنبع والمصب .

L — طول النهر الرئيس .

تكون قيمة (Φ) دوماً أقل من الواحد .

٣ـ٥ـ ميـل النهر (J) :

يمكن من الناحية الهيدروليكية التمييز بين ميل قاع النهر وميل سطح الماء . لكن للدراسات الهيدرولوجية نحتاج إلى قيمة واحدة للميل ولكامل طول النهر أو لكل فرع على حدة . لقيمة ميل النهر ارتباطاً وثيقاً أيضاً بتشكل الفيضانات .

أسهل تعريف لميل النهر هو النسبة بين فرق الارتفاع بين المنبع والمصب وطول النهر الفعلي ، أي :

$$J = \frac{\Delta H}{L} \quad (\%) \qquad (٤ - ٨)$$

ΔH — فرق الارتفاع بين المنبع والمصب .

L — طول النهر الفعلي . انظر الشكل (٤ـ٦) .

إن قيمة الميل التي تعطيها العلاقة السابقة تكون كبيرة في القسم الأعلى من النهر لذلك يلجأ أيضاً لحساب الميل (J) وفق المعادلة التالية :

$$J = \frac{H_{0,85L} - H_{0,1L}}{0,75\,L} \quad (\%) \qquad (٤ - ٩)$$

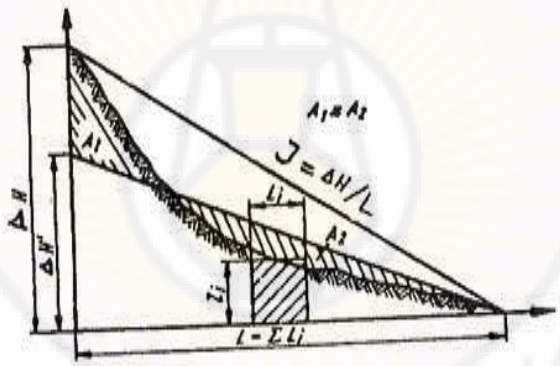
L — طول النهر الرئيس من المنبع حتى المصب ويمكن أن يحدد عند منطقة المنبع حتى يتقاطع مع حدود الحوض الصباب .

$H_{0,1L}$, $H_{0,85L}$ — المنسوب الموافق 0,1 L , 0,85 L .

كما يمكن الحصول على ميل النهر باستخدام الطريقة التالية التي تحتاج إلى وقت أطول نسبياً للحساب . ويتم العمل كما يلي :

— نرسم المقطع الطولي للنهر . انظر الشكل (٤ــ٦) .

— نرسم خطاً مستقيماً من المصب باتجاه المنبع بحيث تكون المساحة الواقعة تحت الخط المستقيم تساوي المساحة الواقعة فوقه .



الشكل (٤ ــ ٦)

يعطى الميل بالعلاقة التالية :

$$J = \frac{2 \sum L_i Z_i}{(\sum L_i)^2} \qquad (\%) \quad (٤ - ١٠)$$

والتي تم استنتاجها كما يلي :

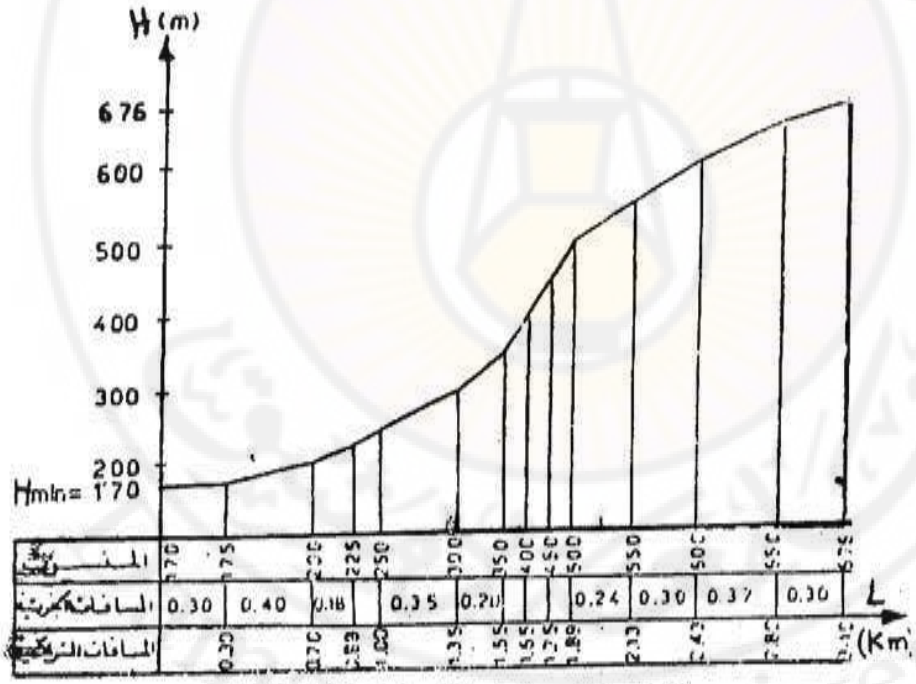
حسب التعريف البسيط للميل وجدنا :

$$J = \frac{\Delta H'}{L} = \frac{\Delta H'}{\Sigma L_i} \qquad (\%) \qquad (٤ - ١١)$$

$$A = \frac{\Delta H' \Sigma L_i}{2} = \Sigma L_i Z_i \qquad (٤ - ١٢)$$

بتبديل قيمة ($\Delta H'$) من المعادلة (٤ــ١١) و (٤ــ١٢) نجد :

$$\frac{1}{2} \cdot J \cdot (\Sigma L_i)^2 = \Sigma L_i Z_i$$



الشكل (٤ ــ ٧) مقطع طولي لاحد الانهار

ومنه نكتب (J) بالشكل :

$$J = \frac{2 \Sigma L_i Z_i}{(\Sigma L_i)^2}$$

تعني (A) في المعادلة (٤ــ١٢) بأنها مساحة المثلث الذي يحدد الارتفاع ($\Delta H'$) على المحور الشاقولي .

من الواضح أنه لتحديد ميل النهر الرئيس أو ميل أحد الفروع لابد من رسم مقطع طولي للنهر نبين عليه ميل النهر وميول أجزائه وكذلك أطوال أجزائه وبالتالي طول النهر كاملاً . الشكل (٤ــ٧) يبين مقطعاً طولياً في أحد الأنهار .

ـ تطبيـق (١) :

للحوض الصباب المبين بالشكل (٤ــ٨) يطلب ما يلي :

١ ــ ارسم حدود الحوض الصباب .

٢ ــ احسب مساحة الحوض الصباب .

٣ ــ ارسم علاقة تغير مساحة الحوض الصباب مع الارتفاع .

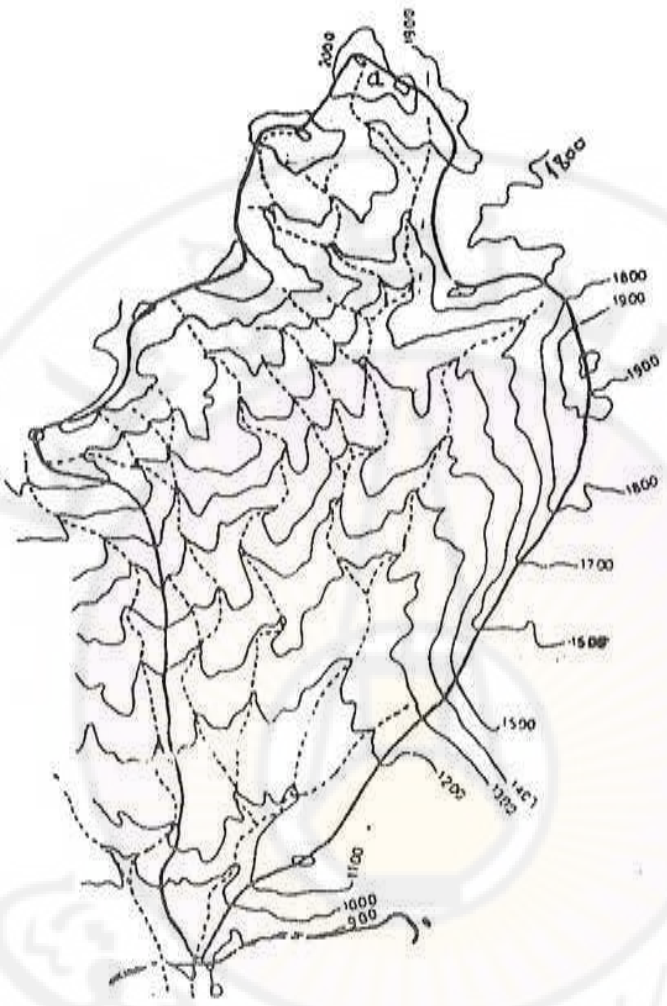
٤ ــ احسب طول النهر الرئيس .

٥ ــ ارسم مقطعاً طولياً للنهر الرئيس .

٦ ــ احسب الميل الطولي للنهر الرئيس .

٧ ــ احسب متوسط ميل الحوض الصباب .

٨ ــ احسب متوسط ارتفاع الحوض الصباب على سطح البحر .



الشكل (٤ ــ ٨) يبين مسقطاً افقياً للحوض الصباب موضحاً عليه خطوط التسوية وحدود الحوض الصباب

ــ الحــل :

١ ــ على الشكل (٤ــ٨) تم رسم حدود الحوض الصباب (خط تقسيم المياه بين الحوض المدروس والأحواض المجاورة) .

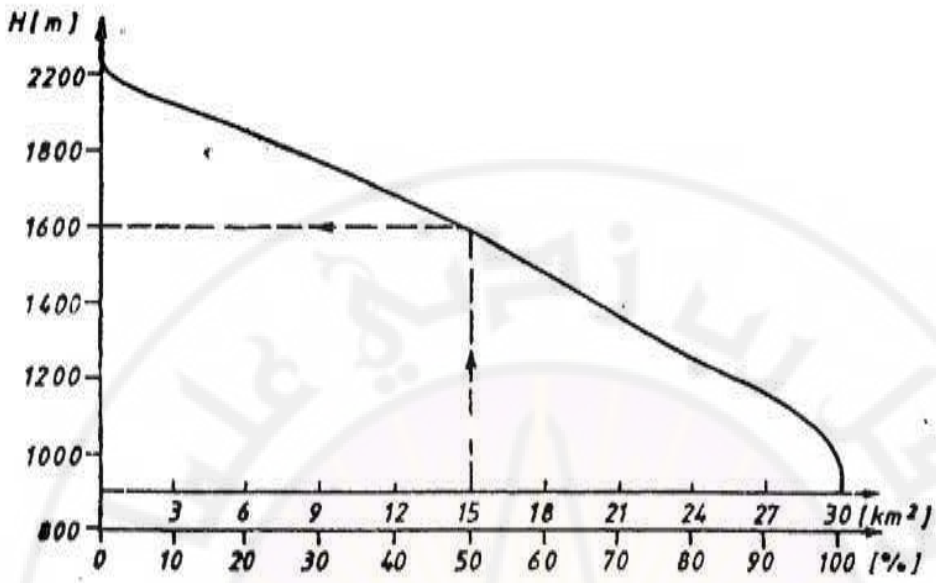
٢ ــ الجدول (٤ــ١) يبين المساحات المحصورة بين كل خطي تسوية • بلغت مساحة الحوض الصباب (29,25 Km²) • حسبت المساحات باستخدام جهاز البلانميتر •

الجدول (٤ ــ ١) يبين المساحات المحصورة بين كل خطي تسوية

المجال	المساحة km^2
900 - 1000	0,45
1000 - 1100	0,66
1100 - 1200	2,70
1200 - 1300	2,87
1300 - 1400	2,47
1400 - 1500	2,77
1500 - 1600	2,75
1600 - 1700	2,75
1700 - 1800	4,13
1800 - 1900	2,62
1900 - 2000	3,12
2000 - 1025	2,0

حسبت المساحة الكلية كمجموع للمساحات الموجودة ضمن مختلف مجالات خطوط التسوية •

٣ ــ الشكل (٤ــ٩) يبين تغير مساحة الحوض الصباب مع الارتفاع على سطح البحر • كما يبين الجدول (٤ــ٢) النسبة المئوية للمساحة فوق كل منسوب•



الشكل (٤ ــ ٩) يبين النسبة المئوية لمساحة الحوض الصباب فوق منسوب معين

الجدول (٤ ــ ٢) يبين النسبة المئوية للمساحة فوق كل منسوب

المنسوب فوق سطح البحر m	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600
النسبة المئوية للمساحة فوق منسوب معين %	100	98	96	87	77	68	59	50
المنسوب فوق سطح البحر m	1700	1800	1900	2000				
النسبة المئوية للمساحة فوق منسوب معين %	40	26	17	6				

٤ ــ لحساب طول النهر الرئيس نقيس طول النهر المتعرج بين كل خطي تسوية ومن ثم نقوم بجمع الأطوال الجزئية .

الجدول (٤ــ٣) يبين نتائج الحساب .

بلغ طول النهر الرئيس Km (11,51) .

المجـال (m)	الطول الجزئي للنهر km
900 - 1000	1,09
1000 - 1100	1,15
1100 - 1200	1,37
1200 - 1300	1,27
1300 - 1400	0,64
1400 - 1500	0,82
1500 - 1600	1,18
1600 - 1700	1,06
1700 - 1800	0,88
1800 - 1900	1,23
1900 - 2000	0,46
2000 - 2025	0,36
المجموع	11,51 km

الجدول (٤ ــ ٣) يبين الأطوال الجزئية للنهر الرئيسي

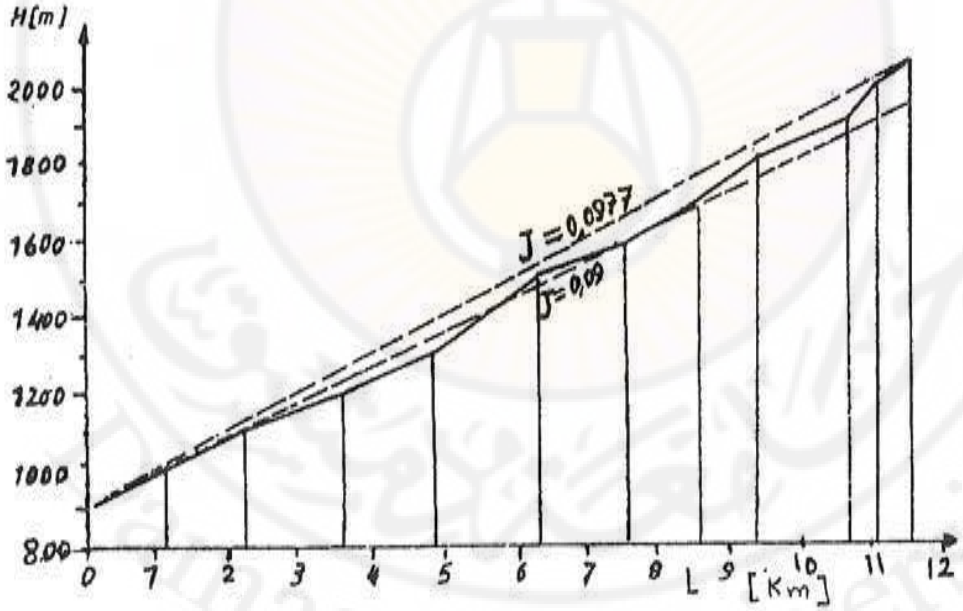
٥ ــ المقطع الطولي للنهر الرئيس • الشكل (٤ــ١٠) يبين المقطع الطولي للنهر الرئيس •

٦ ــ الميــل الطولي للنهر الرئيس ، يحسب الميــل الطولي للنهــر الرئيس من العلاقة :

$$J = \frac{H_{max} - H_{min}}{L} = \frac{\Delta H}{L} = \frac{2025 - 900}{11{,}5 \cdot 10^3} = 0{,}0977$$

كما يمكن الحساب أيضاً باستخدام الصيغة التالية :

$$J = \frac{H_{0{,}85L} - H_{0{,}1L}}{0{,}75\ L}$$



الشكل (٤ ــ ١٠) يبين المقطع الطولي للنهر

$$= \frac{1840 - 1040}{8625} = 0{,}0927$$

استناداً للشكل (٤ــ١٠) وللعلاقات الواردة في البحث تم حساب الميـــل الطولي .

٧ ــ حساب متوسط ارتفاع الحوض الصباب : يحسب متوسط ارتفاع الحوض الصباب باستخدام العلاقة (٤ــ٤) كما يلي :

$$H_o = \frac{0{,}950\times0{,}45\times1{,}050\times0{,}66+1{,}150\times2{,}7+1{,}250\times2{,}87+1{,}350\times2{,}47}{29{,}25} +$$

$$+ \frac{1{,}550\times2{,}75+1{,}650\times2{,}75+1{,}750\times4{,}13+1{,}850\times2{,}62+1{,}950\times3{,}12}{29{,}25} +$$

$$+ \frac{2{,}0125 \times 2{,}0}{29{,}25} \cong 1{,}577 \text{ Km} \cong 1577 \text{ m}$$

٨ ــ متوسط ميل الحوض الصباب : حسب العلاقة (٤ــ٥) يحسب ميل الحوض الصباب كما يلي :

$$J_o = \frac{0{,}1\left(\frac{0+4{,}2}{2}+1{,}1+3{,}2+4+6{,}5+7{,}2+9{,}4+10+11{,}2+9{,}8+8{,}2\right)}{29{,}25}$$

$$\cong 0{,}25$$


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الخامس

الهطـــول

ـ مقـدمة :

يعـد الهطول بنوعيـه السائل والصلب السبب الرئيس لتشكيل السيول والجريانات السطحية وكذلك المصدر الأساسي لتغذية المياه الجوفية . بذلك فهو من أهم عناصر الموازنة المائية لنظام هيدرولوجي . سنتناول في بداية البحث فكرة عن تشكل الهطول .

يستوعب الهواء كمية من بخار الماء تزداد طرداً مع ارتفاع درجة حرارة الهواء. وعندما تبلغ كمية بخار الماء في الهواء الحد الأعظمي فيكون الهواء قد أشبع ببخار الماء . عندما يبرد الهواء غير المشبع فإنه يمكن أن يصل إلى درجة حرارة يُشبع فيها وإذا استمر التبريد يزداد الاشباع وتبـدأ مرحلة جديدة تسمى التكاثف . يعد التكاثف العملية التي يتحول فيها بخار الماء إلى ماء سائل أو بللورات ثلجية . ولا يمكن أن يحصل التكاثف بالهواء النظيف بشكل مطلق إذ لابد له من وجود ما يسمى نواة التكاثف حيث تتشكل على سطح نواة التكاثف قطرات الميـاه السائلة أو البللورات الثلجية التي تشكل الضباب والغيوم . وتكون نوى التكاثف عبارة عن الجسيمات الصلبة متناهية الدقة والموجودة في الهواء مثل الغبار ـ غبار الطلع ـ الرماد البركاني ... إلخ . تتغير ملوحة مياه الأمطار حسب نوع نوى التكاثف .

يتم التكاثف بسبب برودة تيارات الهواء الصاعدة . حيث تقل درجة حرارة هذه التيارات بسبب ارتفاع هذه التيارات وكبر حجمها . حيث أن كل زيادة في

حجم كتلة هوائية مقدارها (1/10) من الحجم الأصلي يقابلها انخفاض بدرجة الحرارة لهذه الكتلة مقداره ٩ درجات مئوية • نتيجة لذلك تبدأ عملية التكاثف مشكلة الضباب فالغيوم ، عندها تتشكل قطرات مائية صغيرة (قطرها 2,24 mm) وتظل هذه القطرات معلقة بالجو نظراً لسرعة السقوط الصغيرة لهذه القطرات (حيث يكون تأثير الجاذبية الأرضية عليها صغيراً) •

يتعلق استقرار قطرات المياه بالجو (التي تشبه المعلقات الغروية) بعوامل مختلفة أهمها أقطار القطرات ، درجة حرارة الهواء ، مواصفات حركة الهواء داخل الغيوم ، نوع نوى التكاثف • بعد ذلك تتحرك الغيوم نتيجة تأثير الرياح فيصطدم بعضها ببعض فتتحد وتبدأ نتيجة لذلك بالحركة نحو الأسفل وفي هذه الأثناء تتحد القطرات بعضها مع بعض فتزداد حجومها إلى الدرجة التي لا تستطيع التيارات الهوائية الصاعدة حملها فتسقط على سطح الأرض مشكلة الهطول المطري أو اختصاراً الهطول •

تصنف الأمطار من حيث المنشأ إلى نمطين :

ـ الأول : يسمى الهطول المنخفض ويتشكل نتيجة تكاثف بخار الماء عند سطح الأرض تحت تأثير انخفاض درجة الحرارة بشكل مباشر • ينتمي إلى هذا النمط كل من الندى والندى الثلجي والصقيع والمطر الثلجي الدقيق •

يعطي الندى أكبر كمية مياه حيث تبلغ سنوياً وبشكل وسطي بين (10 mm و 30 mm) •كما يمكن للمطر الثلجي الدقيق في الغابات أن يعطي حتى (35 mm) .

ـ الثاني : الهطول العالي وينشأ في طبقات الجو العليا ويسقط من الغيوم على شكل مطر ، برد أو ثلج •

يقسم الهطول السائل إلى ثلاثة أقسام :

١ ــ الأمطار المنهمرة : وهي الأمطار ذات الشدة الكبيرة وتعطي هــذه الأمطار كمية كبيرة من المياه في وقت قصير • تذهب هذه المياه بشكل أساسي لتشكل الجريان السطحي كما يساهم جزء منها في تغذية المياه الجوفيــة •

٢ ــ الأمطار الرذاذية : تهطل بشكل قطرات ذات أبعاد صغيرة للغاية ويكون مصدرها الغيوم المتطبقة وتعطي كمية مياه قليلة • في الأوقات الدافئة يتبخر جزء كبير من هذه الأمطار •

٣ ــ الأمطار البطيئة : تنشأ عن الغيوم المتلبدة • تتميز بأنها ذات شدة غير كبيرة لكنها تستمر لفترة طويلة •

بشكل عام تكون كمية الهطول عادة عظمى في مناطق الضغط الجوي المنخفض أو المناطق الجبلية • أما الهطول الصلب فيهطل في الأوقات الباردة من السنة • وعند تحوله إلى الطول السائل يساهم في تغذية المياه الجوفية •

يمتاز البرد خلافاً للثلج بأنه يسقط على سطح الأرض في الأوقات الدافئة من السنة وعندما تكون هناك حركة قوية للتيارات الهوائية الصاعدة •

تقاس كمية الهطول بمقاييس خاصة ويقدر ارتفاع الهطول بوحدة الطول (mm) • كما أنه يعبر عن كمية الثلج المتساقطة بارتفاع طبقة الماء التي يتم الحصول عليها عند ذوبان الثلوج بوحدة (mm) أيضاً •

يهتم المهندس الهيدرولوجي في دراسة الجريانات السطحية بالأمطار الغزيرة التي تعطي كمية مياه كبيرة بفترة قصيرة • إن كمية الهطول تتغير زمانياً ومكانياً •

١ ـ قيـاس الهطـول :

تقاس كمية مياه الهطول كارتفاع مائي • ويعتمد تقدير الهطول في منطقة ما على إجراء قياسات مطرية في عدة نقاط ومن ثم إيجاد الهطول الوسطي في هذه المنطقة • ونعني بارتفاع الهطول في منطقة ما بأنه القيمة الوسطية المستنتجة من قياسات في عدة أماكن من هذه المنطقة •

ـ الشروط الواجب توافرها للحصول على قياسات موثوقة :

للحصول على قياسات موثوقة للهطول المطري في منطقة ما لابد أن تتحقق بعض الشروط المتعلقة بمكان محطة القياس ، نـوع المقياس وأيضاً دقـة تنفيذ القياسـات •

للمناطق السهلة يكفي وضع مقياس هطول واحد كل (40 — 50 Km^2) . أما للمناطق الجبلية فيكون من الضروري وحسب حالة الرياح زيادة عدد مقاييس الهطول •

يجب الانتباه عند وضع المقياس المطري بأن يتـم دخول المطـر إلى سطح الاستقبال بشكل حر من جميع الأطراف •

يراعى عند اختيار مكان مقياس الهطول أن يكون بعيداً عن الأبنية والجدران والأشجار بمسافة لا تقل عن ارتفاع هذه الأبنية أو الجدران أو الأشجار •

أما إذا كانت هذه العوائق في اتجاه الريح السائد فيجب أن يبتعد المقياس عنها بمقدار مرة ونصف مرة من ارتفاع هذه العوائق •

توجد عدة توصيات لتحديد عدد محطات قياس الهطول اللازمة في مساحة محدودة • حيث تختلف هذه التوصيات فيما بينها اختلافاً بيناً • نورد منها على سبيل المثال توصيات (Bleasdale) الموضحة في الجدول التالي :

المساحة بالكيلومتر المربع	عدد محطات قياس الهطول اللازمة
26	2
260	6
1300	12
2600	15
5200	20
7800	24

الجدول (٥ ــ ١) يبين أقل عدد لمحطات قياس الهطول على مساحة معينة

على وجه العموم فإنه كلما زاد عدد محطات القياس في مساحة معينة قل الخطأ النسبي في حساب شدة الأمطار المتوسطة والهاطلة على هذه المساحة .

١ــ١ــ أجهزة قياس الهطول :

بشكل عام يصلح كل إناء أو وعاء ذي جوانب رأسية مفتوح من الأعلى لأن يكون مقياساً للهطول . ونظراً لتغير الظروف الموضعية من مكان لآخر من حيث شدة الرياح وتضاريس المكان ... إلخ . فيجب أن يكون المقياس ذو شكل موحد في جميع محطات القياس في منطقة معينة (حوض صباب مثلاً) .

يجري قياس الهطول إما ككمية هطول خلال فترة زمنية محدودة حيث يؤخذ مجموع الهطول ليوم كامل يقرأ يومياً الساعة السابعة صباحاً وذلك في المناطق السهلية أو يؤخذ مجموع الهطول لأسبوع أو أكثر في المناطق الجبلية وهنا لابد من أن يكون وعاء التجميع في جهاز الهطول أكبر .

في الدراسات الهيدرولوجية يهمنا ليس فقط كمية الهطول التجميعية خلال

زمن محدد (يوماً أو أسبوعاً) أيضاً كمية الهطول خلال فترات زمنية قصيرة نسبياً (خمس دقائق ــ ربع ساعة ...) • لهذه الغايــة تستخدم مقاييس هطول آلية تسجل تغير ارتفاع الهطول مع الزمن •

يقاس ارتفاع الهطول في الولايات المتحدة الأميركية بالبوصة وبدقة جزء من المئة من البوصة أما في النظام المتري فيقاس بالميلمتر وبدقة جزء من عشرة من الميلمتر •

تستخدم أجهزة عديدة لقياس الهطول المطري وبتعديل بسيط على هذه الأجهزة يمكن أن تستخدم لقياس ارتفاع الثلوج المتساقطة • كما توجد أجهزة خاصة لقياس ارتفاع الثلوج •

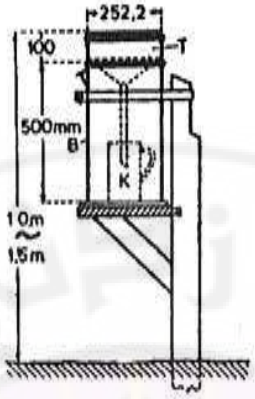
فيما يلي سنذكر بعض أجهزة قياس الهطول :

١ــ١ــ١ــ أجهزة قياس الهطول العادية :

الشكل (٥ــ١) يبين جهاز قياس الهطول البسيط حسب (Hellmann) والمستخدم في ألمانيا • ويتألف هذا الجهاز من فتحة استقبال دائرية بمساحة تساوي (500 cm^2) متصلة بقمع يجمع المياه ليصبها في وعاء تجميع اسطواني (K) • يقاس ارتفاع الهطول بوساطة أنبوب زجاجي مدرج •

يتم شتاءً استخدام الوعاء الاسطواني (B) وحده لاستقبال الثلج • عندما تكون المناطق معرضة للرياح الشديدة يجب حماية سطح الاستقبال •

إن الأجهزة غير المحمية تعطي قيماً أقل من الأجهزة المحمية بحدود (10%) وتصل هذه القيمة إلى (50%) في المناطق المرتفعة (الأعلى من 3000 m فوق سطح البحر) •

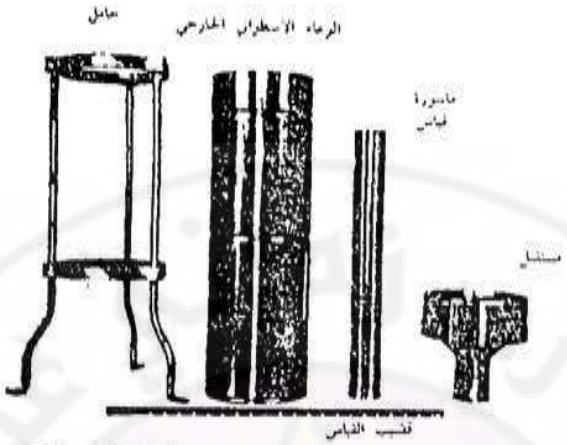


الشكل (٥ ــ ١) مقياس هطول عادي حسب (Hellmann)

الشكل (٥ــ٢) يبين جهاز قياس شدة الهطول القياسي (Standard Gage) المستخدم لقياس الهطول في الولايات المتحدة الأميركية • ويتألف من مستقبل على شكل وعاء مفتوح الجزء العلوي منه ذي جوانب رأسية • قطر المستقبل يبلغ (8 inch) جزؤه السفلي مسلوب ليصب في ماسورة قياس قطرها (2,53 inch) وبذلك تكون نسبة مساحة مقطع الماسورة إلى مساحة مقطع المستقبل من الأعلى مساوية (1/10) • إضافة لذلك يوجد قضيب قياس مدرج بالبوصة وبعشر البوصة وبذلك إذا سقطت أمطار ارتفاعها (0,1 inch) وتلقاها المستقبل فإنها تنزل في ماسورة القياس لتعطي عمقاً مقداره (1 inch) وحيث أن قضيب القياس يقيس أعماقاً حتى (0,1 inch) فإنه يقيس بدقة (0,01 inch) .

توضع ماسورة القياس داخل وعاء اسطواني عميق قطره (8 inch) والذي يثبت فوقه المستقبل • إذا تم ملء ماسورة القياس فإن المياه تفيض منها لتتجمع في الوعاء الاسطواني الخارجي •

يوضع الوعاء الاسطواني الخارجي والذي بداخله ماسورة القياس ويحمل الجميع على حامل •



الشكل (٥ ــ ٢) قياس شدة الهطول القياسي

في حالة قياس الثلج يستخدم الوعاء الاسطواني الخارجي دون الأجزاء الأخرى • حيث يتم تجميع الثلوج في هذا الوعاء ثم إذابتها ومن ثم تصب مياه الذوبان في ماسورة القياس ذات القطر الصغير ويقاس ارتفاع المياه بوساطة قضيب القياس •

من الممكن استخدام أجهزة قياس أخرى مشابهة للأجهزة الموصوفة سابقاً لكن بأبعاد أخرى •

تستخدم أجهزة قياس هطول ذات سطح استقبال كبير عندما يراد تجميع الأمطار في المناطق الجبلية والنائية لفترات طويلة قد تصل أحياناً إلى الشهر تقريباً • نذكر هنا أن الأجهزة ذات سطح الاستقبال الصغير لا تستخدم في المناطق التي تسقط فيها الثلوج •

١ــ١ــ٢ــ اجهزة قياس الهطول الآلية :

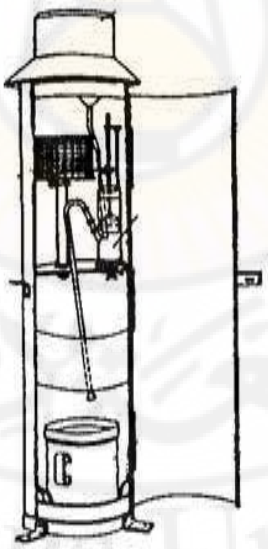
تستخدم هذه الأجهزة لتسجيل كمية الهطول وتغيرات الهطول عبر الزمن • باستخدام هذه الأجهزة نحصل على ديمومة الهطول وكذلك على شدة الهطول (ارتفاع الهطول خلال زمن معين) •

١-١-٢-١- مسجل المطر ذو الفواشه Floot — Type :

وهو من أكثر الأجهزة انتشاراً ، يستخدم في محطات الأرصاد في الجمهورية العربية السورية .

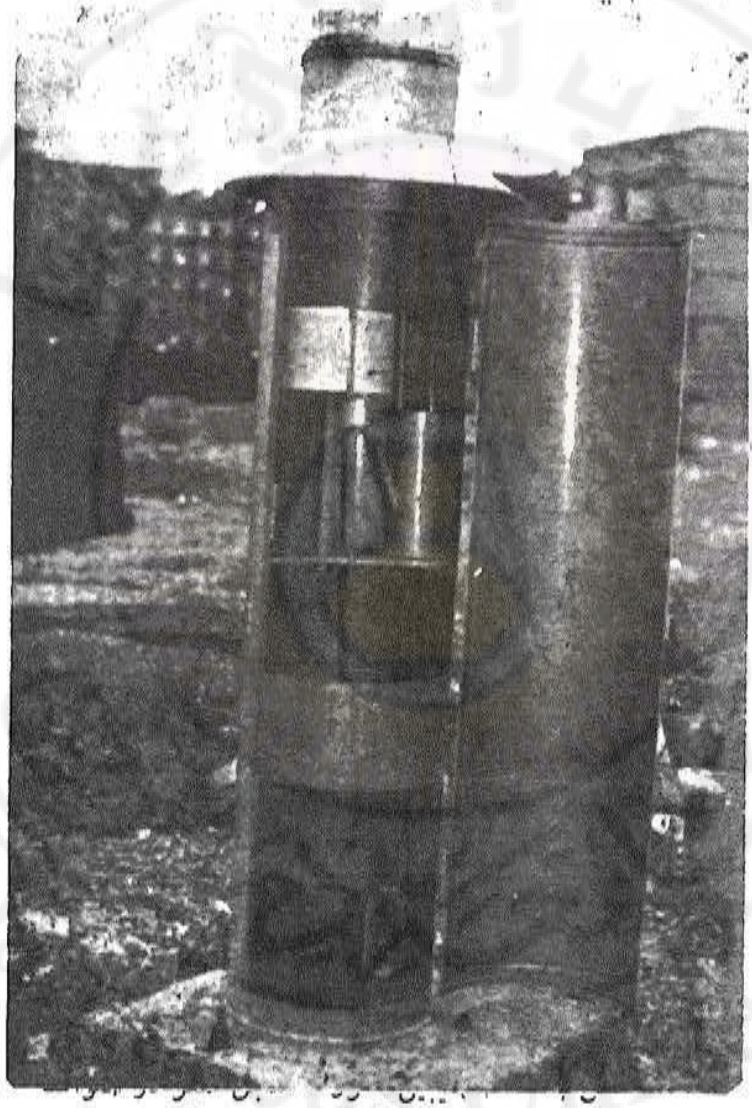
يتجه المطر في هذا الجهاز إلى وعاء اسطواني يحتوي على فواشة خفيفة . انظر الشكل (٥ــ٣) . عندما يرتفع منسوب الماء في الوعاء ترتفع الفواشة ويرتفع معها الذراع والريشة . إن الذراع والريشة مثبتان على حامل الفواشة . عند ارتفاع الذراع والريشة يرسم سن الريشة على الورق الموجود حول اسطوانة دوارة قيمة هذا الارتفاع الذي يدل على كمية الهطول . عندما يمتلىء الوعاء ينسكب منه الماء أوتوماتيكياً عن طريق سيفون خاص . تدور الاسطوانة بسرعة ثابتة بوساطة ساعة زمنية خاصة .

شتاءً وفي المناطق الباردة يجب تسخين الجهاز أو وضع مادة لمنع تجمد المياه. الشكل (٥ــ٨) يبين تسجيل كمية هطول على الورق المدرج والذي يلصق حول الاسطوانة . من الشكل (٥ــ٨) يظهر أنه كلما ارتفع الهطول مقداراً مساوياً لـ (10 mm) فإن الماء ينسكب عن طريق السيفون وتهبط الفواشة وكذلك تسجل



الشكل (٥ ــ ٣) يبين مسجل المطر ذو الفواشة

الريشة هبوطاً على الورق المدرج (يكافىء الخط الشاقولي) ويتابع التسجيل من جديد ابتداءً من الصفر ٠ نجد من الشكل (٥ــ٨) أن ارتفاع الهطول يساوي (20 mm) والذي استمر أربع ساعات تقريباً (قبل الساعة ١٥ بوقت قصير إلى الساعة ١٩ بوقت قصير أيضاً) ٠ يبين الشكل (٥ــ٤) صورة مسجل المطر ذي الفواشة المستخدم في محطة الأرصاد الجوية بدمشق ٠



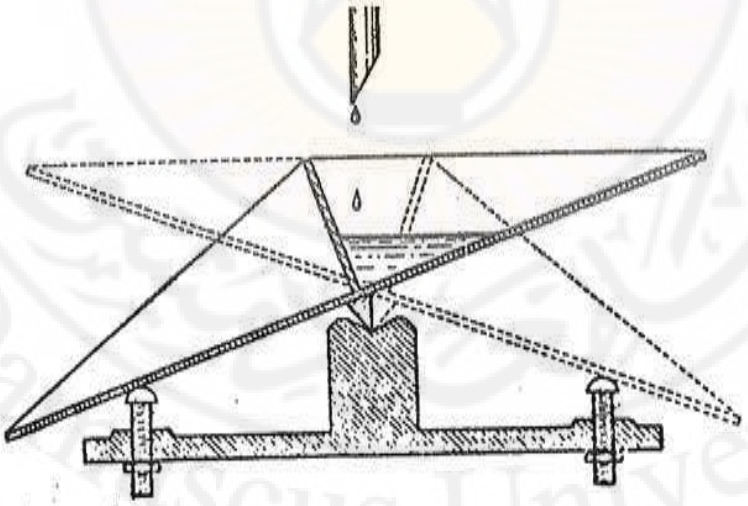
والمستخدم في محطة الأرصاد الجوية بدمشق

١-١-٢-٢- مسجل المطر ذو الجيب المائل Tipping Bucket Type :

يتكون هذا المسجل من جيبين صغيرين سعة كل منهما (0,25 mm) من الأمطار يصبح هذان الجيبان في حالة عدم استقرار عندما تصل كمية المياه في الجيب (0,1 mm) مما يجعله يميل ساكباً ما به من ماء في وعاء تجميع ليأتي الجيب الآخر ويستقبل المياه ثانية . ارتفاع المياه فوق الضلع الأكبر من الجيب والمساوية (0,1 mm) تكافىء سعة الجيب (0,1 mm) .

يقع الجيبان أسفل قمع تجميع مياه . وهما مصممان بحيث يمكن للماء أن ينسكب من الجيب المملوء وبالوقت نفسه يتبعه الجيب الفارغ ليستقبل المياه . عندما ينسكب الجيب المملوء ماءه في مجمع سفلي فإنه يقفل دائرة كهربائية متصلة بقلم يوقع بدوره على ورقة بيانية مثبتة على اسطوانة تدور بسرعة ثابتة . من ثم يمكن معرفة عدد مرات سكب المياه من الجيبين وبالتالي معرفة ارتفاع الهطول وتغير ذلك مع الزمن . انظر الشكل (٥ــ٥) .

إذا استخدم هذا الجهاز لقياس سماكة الثلوج المتساقطة ، فيجب أن يكون هناك ترتيب خاص لتسخين المستقبل بصفة مستمرة حتى يذيب الثلوج المتساقطة .

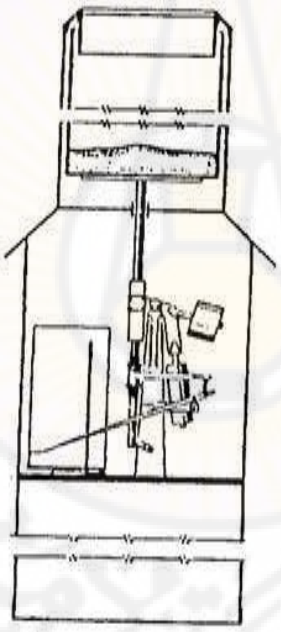


الشكل (٥ ــ ٥) مسجل المطر ذو الجيب المائل

١ـ١ـ٢ـ٣ـ مسجل المطر ذو الميزان Weighing Type :

هو جهاز يقوم بجمع كميات الهطول وتسجيلها مهما كان نوعها ، حيث يجمع الهطول في مستقبل مشابه لجهاز المطر العادي • ثم يتم وزن الهطول بوساطة ميزان خاص يصورة آلية محولاً الوزن مباشرة إلى ارتفاع هطول (بالميلمتر أو البوصة) ويتحرك ذراع برأسه ريشة آلياً لترسم الريشة على مخطط ملفوف على اسطوانة تدور بسرعة ثابتة بحيث نحصل على تسجيلات مستمرة لكمية الهطول •

يتميز هذا المسجل بإمكان تسجيل كمية الهطول الصلب من ثلج أو برد أو خليط منها دون الحاجة إلى تجهيزات تسخين خاصة لإذابة الهطول الصلب • انظر الشكل (٥ـ٦) •



الشكل (٥ ـ ٦) مسجل الهطول ذو الميزان

٢ ـ قياس الثلج :

كمية الهطول الثلجي هي كمية الثلج المتوضع خلال فترة زمنية محدودة

(عموماً يوم كامل) . يتم قياس كمية الهطول الثلجي باستخدام مقياس الثلج العادي أو بقياس عمق الثلج الهش المتوضع على الأرض .

- المقاييس اليومية :

١ - مقياس الثلج العادي :

هو جهاز بسيط يستخدم لقياس عمق الثلج حديث السقوط ويتركب من مجمع بسيط ومستقبل دون وجود قسم . يجب أن يكون سطح المجمع لا يقل عن (200 cm^2) ويفضل أن يكون بحدود cm^2 (500 - 1000) .

أما عمق المجمع المثالي فهو ثلاثة أضعاف قطر فوهة التجميع وذلك لمنع الثلج المتجمد من التطاير خارجاً .

٢ - القياس المباشر لعمق الثلج حديث السقوط في ارض مكشوفة بوساطة مسطرة او مقياس مدرج :

بصورة عامة فإن الثلج حديث السقوط ذو ارتفاع مقداره (1 cm) يكافىء نحو (1 mm) ارتفاعاً مائياً .

من المعلوم أن كثافة الثلج تزداد بازدياد ارتفاع الثلج وفترة مكوثه على الأرض ، لهذا لمعرفة كمية المياه التي يكافئها الثلج المتساقط فإنه ينصح بأخذ عينات من الثلج من عدة أعماق وإذابتها ثم تحدد ارتفاع المياه السائلة المكافئة للثلج باستخدام أنبوب المطر المدرج .

٣ - المقاييس المسجلة :

وهي أجهزة قياس كمية الثلج المتساقط وتسجيلها . وهذه الأجهزة إما أن تكون من النموذج ذي الفواشة أو ذي الميزان والذي يعد أكثر استخداماً ونتائجه أكثر دقة .

- اخطاء قياس الهطول :

يشكل كل جهاز قياس هطول تشوهاً في حقل الرياح الذي يسبب خطأ في قياس الهطول السائل بنسبة من ٢٪ حتى ٥٪ وفي حالة الثلج من ١٥٪ حتى ٣٥٪ .

كما توجد أخطاء أخرى كالتبخر من وعاء التجميع حيث يبلغ هذا الخطأ نسبة من ١٪ حتى ٣٪ . إن قياس الهطول يعطي دوماً قيمة أقل من الواقع . في ألمانيا يضاف إلى مجموع الهطول نحو ٢٠٪ للمناطق التي ارتفاعها أكثر من (2500 m) فوق سطح البحر وذلك كتصحيح لقيم القياس . إن هذه النسبة تم الحصول عليها من خلال التطابق بين كمية الجريان وقيم معادلة التوازن المائية الأخرى .

٣ ـ معالجة معطيات قياس الهطول :

١ ـ إكمال قياسات الهطول الناقصة :

عندما توجد قياسات هطول ناقصة يمكن إكمال هذه القياسات بمساعدة المحطات وأجهزة القياس المجاورة . إن عدد المحطات المجاورة للمحطة التي يراد إكمال قياساتها يجب أن يزيد على ثلاثة ، وتكون موزعة بشكل منتظم حول المحطة المدروسة .

لاستخدام بيانات هذه المحطات المجاورة للمحطة المراد إكمال بياناتها نقوم بالخطوات التالية :

ـ إذا اختلفت قيم الهطول السنوية الوسطية لعدد من السنين لهذه المحطات بأقل من (١٠٪) عن قيم الهطول السنوية الوسطية لعدد من السنين للمحطة المدروسة فإنه يتم تقدير القياسات الناقصة بحساب وسطي قياسات الهطول للمحطات المجاورة .

ـ أما إذا لم يتحقق الشرط أعلاه فتحسب القيمة الناقصة باستخدام المعادلة التالية :

(٥ ـ ١)

$$P_x = \frac{1}{n}\left(\frac{N_x}{N_1}P_1 + \frac{N_x}{N_2}P_2 + \frac{N_x}{N_3}P_3 + \dots + \frac{N_x}{N_n}P_n\right)$$

حيث :

P_x — كمية الهطول الناقصة عند المحطة (x) خلال زمن معين .

$P_1 , P_2 , P_3 , ... , P_n$ — كمية الهطول المعلومة عند المحطات (1 , 2 , 3 , ... , n) . خلال زمن معين .

N_x — متوسط الهطول السنوي للمحطة (x) .

$N_1 , N_2 , N_3 , ... N_n$ — متوسط الهطول السنوي للمحطات (1 , 2 , 3 , ... , n) .

٢ — تصحيح قياسات االهطول :

قبل استخدام قياسات الهطول لابد من تصحيحها حتى نتجنب النتائج الخاطئة التي تعتمد على هذه القياسات .

يجب أن تكون نتائج القياس متجانسة وخالية من الأخطاء التي قد تنجم نتيجة تعطل جهاز قياس ، تغيير جهاز القياس ، تغيرات المحيط حول محطة القياس وتغير مكان محطة القياس ، أخطاء شخصية بالقراءة ... إلخ .

لتصحيح القياسات تستخدم طريقة التحليل الكمي المزدوج Double - Mass Analysis .

— طريقة التحليل الكمي المزدوج لاختبار بيانات محطة قياس :

لاختبار بيانات محطة قياس هطول نرسم العلاقة بين كمية الهطول السنوية التجميعية أو كمية الهطول التجميعية خلال فصل معين من السنة للمحطة التي يراد اختبار قياساتها وبين متوسط الكميات المناظرة لمجموعة من المحطات المحيطة بهذه

المحطة (خمس محطات على الأقل) • وذلك لعدد معين من السنين • تسمى العلاقة التي نحصل عليها المنحني الكمي المزدوج •

يبين الشكل (٥ــ٧) مثل هذا المنحني لمحطة (x) يراد اختبار قياساتها بمعرفة القياسات المتوسطة والخاصة بعشر محطات قريبة منها •

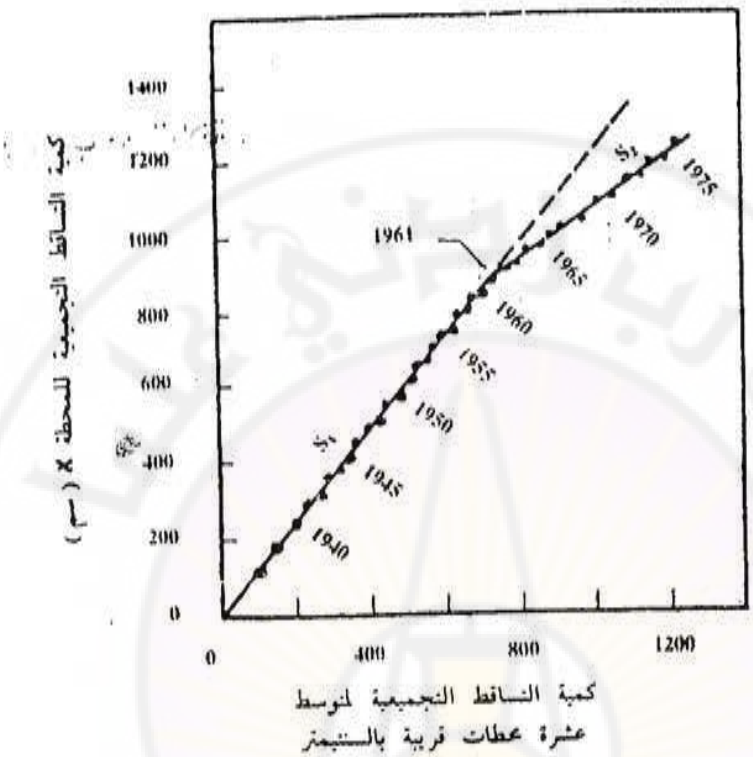
إذا ظهرت العلاقة أو المنحني على شكل خط مستقيم فهذا يعني أنه لا يوجد تناقض في القياسات وأنها صحيحة •

أما إذا ظهر تغير واضح في الميل فهذا يعني حدوث تغير في ظروف تشغيل المقياس في هذه المحطة أو تغيير في مكان المحطة أو تغيير نوع الجهاز ••• إلخ •

من الشكل (٥ــ٧) يظهر ابتداءً من عام ١٩٦١ وجود أخطاء في قياسات المحطة (x) ، بهذا يجب تصحيح النتائج التالية لهذا التاريخ والتي تعد غير منسجمة مع البيانات قبل هذا التاريخ • يتم تصحيح هذه البيانات بعد عام ١٩٦١ بضربها بنسبة ميلي المستقيمين (S_1/S_2) حيث : (S_1) هو ميل المستقيم قبل عام ١٩٦١ ، و : (S_2) هو ميل المستقيم بعد عام ١٩٦١ • أما إذا كان المطلوب تصحيح النتائج التي تسبق تاريخ تغير ميل المستقيم لكي تتوافق أو تنسجم مع النتائج أو القياسات بعد هذا التاريخ فيجب أن نضرب القياسات قبل تاريخ تغير الميل بالنسبة لـ (S_1/S_2) .

تستخدم طريقة التحليل الكمي المزدوج أيضاً في اختبار توافق بيانات محطة قياس التصريف في مجرى مائي مكشوف •

يجب الإشارة هنا إلى أن جميع محطات القياس يجب اختبار بياناتها بالطريقة الموضحة سابقاً •



الشكل (٥ ــ ٧) منحني التحليل الكمي المزدوج

٤ ــ علاقة الهطول مع الزمن :

لابد قبل دراسة علاقة الهطول مع الزمن من تحديد مواصفات الهطول التالية:

١ ــ ارتفاع الهطول (h) .

وهو ارتفاع طبقة المياه الهاطلة مقدراً بـ (mm) والذي يقدر باستخدام أجهزة قياس الهطول .

٢ ــ الشدة المطرية أو غزارة الهطول (i) :

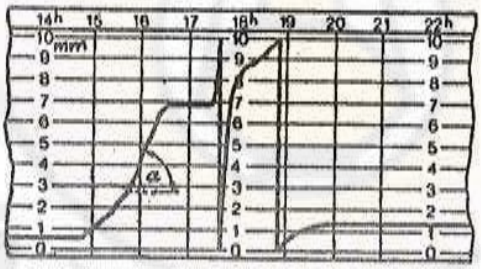
وهي تساوي ارتفـاع الهطول مقسوماً على زمـن الهطول وتقاس بوحدة mm/min أو mm/h .

وتحسب من العلاقة :

$$i = \frac{h}{t}$$

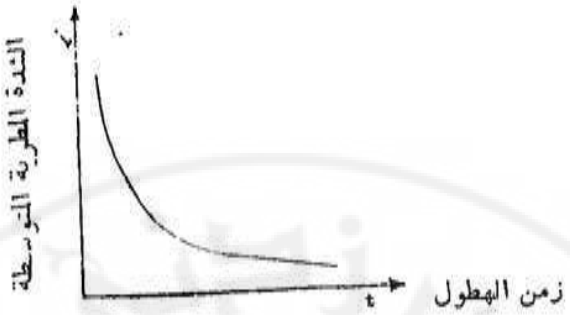
t — زمن الهطول .

باستخدام جهاز الهطول الآلي يمكن حساب الشدة المطرية اللحظية بقياس ميل زاوية المماس للمنحني الذي ترسمه ريشة المسجل على الورق المدرج الملصق حول الاسطوانة الدوارة . إن هذا المنحني يعبر عن العلاقة بين تغير ارتفاع الهطول مع الزمن (انظر الشكل ٥ــ٨) .



الشكل (٥ ــ ٨) علاقة الهطول مع الزمن حسب مسجل الهطول الآلي

لقد وجد أن الشدة المطرية تكون كبيرة عندما يكون زمن الهطول قليلاً والعكس صحيح حيث يأخذ المنحني قيماً كبيرة من اليسار تتناقص نحو اليمين ، كما يوضح ذلك الشكل (٥ــ٩) .



الشكل (٥ ــ ٩) علاقة الشدة المطرية مع زمن الهطول (t)

٣ ــ حجم الهطول (W) :

هو حجم الماء الهاطل على مساحة من الأرض (A) .

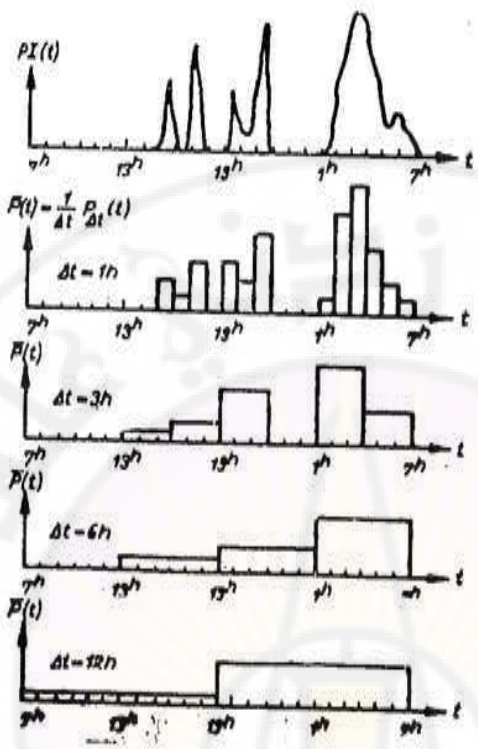
أي :

$$W = A \cdot h$$

تعطي أجهزة قياس الهطول العادية ارتفاع الهطول خلال فترة زمنية معينة (يوماً ــ أسبوعاً ... إلخ) . لابد لإدراك تغيرات الهطول مع الزمن من الاستعانة بمقياس الهطول الآلي الذي يعطي تغيرات ارتفاع الهطول مع الزمن حيث أنه من المخطط الذي نحصل عليه باستخدام مقياس الهطول الآلي يمكن تحديد الشدة المطرية عند كل نقطة منه انظر الشكل (٥ــ٨) .

عند تقويم قياسات الهطول نهتم بقيم الهطول خلال فترات زمنية محددة (ساعة ــ خمس عشرة دقيقة ــ عشر دقائق ...) .

عندما نأخذ الشدة المطرية المتوسطة كناتج تقسيم ارتفاع الهطول على زمن الهطول فإنه يحصل ضياع للمعلومات حيث لا ندرك التغيرات الآنية خلال زمن الهطول . ويزداد ضياع المعلومات هذا كلما زادت الفترة التي يتم لأجلها حساب الشدة المتوسطة للهطول انظر الشكل (٥ــ١٠) .



الشكل (٥ ــ ١٠) ضياع المعلومات بزيادة الزمن الذي تحسب له الشدة المطرية (PI)

فمثلاً الشدة المطرية المحسوبة لفترة هطول ساعة والناتجة عن تقسيم ارتفاع الهطول على الزمن لا يسمح بمعرفة كيفية تغير الشدة الآنية للهطول . أما إذا كانت الفترة التي يراد حساب الشدة المتوسطة للهطول لها تحتوي على فترات لم يتم فيها هطول فيجري هنا تخفيض للشدة المطرية ويزداد هذا بازدياد الفترات التي لم يتم فيها هطول . وبهذا لا تعبر الشدة المطرية المحسوبة عن التغير الفعلي للهطول .

من الضروري من أجل بعض الدراسات الهيدرولوجية معرفة قيم الهطول خلال أزمنة قصيرة جداً ، لهذه الحالة تكون الشدة المطرية أكبر ويكون بالتالي التصريف المحسوب عند مقطع معين من مجرى مائي أيضاً أكبر .

بما أنه لا تتوافر دوماً تسجيلات آلية للهطول فإنه يبدو من الضروري إيجاد علاقات تعتمد على كمية الهطول اليومية لحساب كمية الهطول خلال فترات أقصر .

يمكن من خلال المعادلة التالية الحصول على ارتفاع الهطول لأجل فترة (D) بمعرفة ارتفاع الهطول خلال (٢٤) ساعة كما يلي :

$$h_D = h_{24} \left(\frac{D}{1440} \right)^{0.25} \quad (mm) \qquad (٥ - ٢)$$

D — فترة الهطول بالدقيقة .

h_D — ارتفاع الهطول خلال فترة الهطول (D) .

تصلح العلاقة أعلاه من أجل ($15 \text{ min} < D < 1440 \text{ min}$) .

لأجل المساحات الكبيرة وبحيث ($D > 24 \text{ h}$) نحسب ارتفاع الهطول لفترات (D) من العلاقة التالية :

$$h_D = h_{24} \, D^{0.14} \qquad (٥ - ٣)$$

h_D — ارتفاع الهطول خلال فترة (D) .

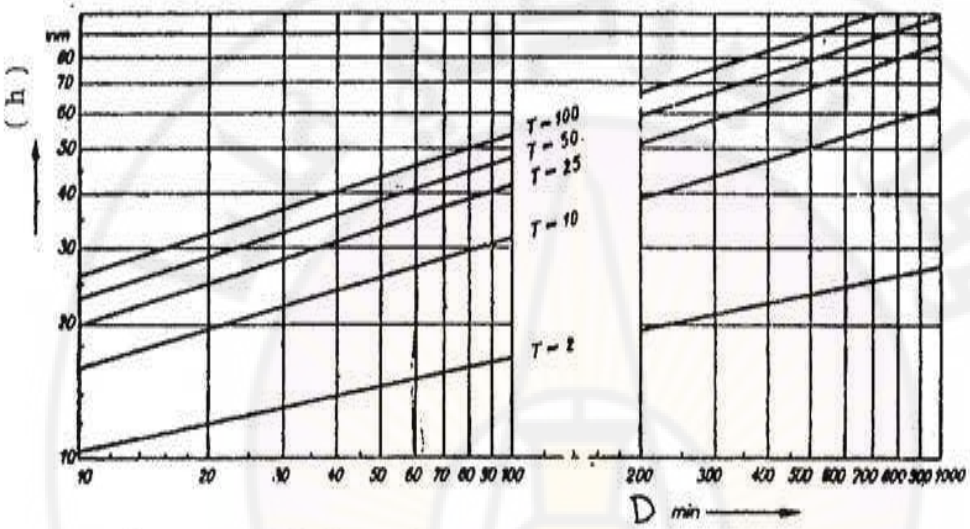
D — فترة الهطول باليوم .

٥ ـ منحنيات الشدة المطرية ـ التكرار ـ فترة الهطول :

من أجل تصميم المنشآت المائية يجب تحديد الشدة المطرية التي تتكرر كل فترة محددة (T) تسمى فترة التكرار . إن فترة التكرار التي تحسب لأجلها الشدة المطرية تتبع درجة المنشأة المدروسة وأهميتها .

عند وجود مسجلات هطول آلية في محطة قياس فإنه عند قياسات متعددة

لحوادث مطرية ذات فترة هطول محددة (D) يمكن رسم منحنيات تربط بين ارتفاع الهطول المقيس (h) وفترة الهطول (D) أو ديمومة الهطول وبين فترة التكرار (T)، حيث تعبر (T) عن الفاصل الزمني بين ظهورين لحدث ما أو لقيمة محددة بالسنوات . انظر الشكل (٥ــ١٢) .



الشكل (٥ ــ ١١) منحنيات ارتفاع الهطول (h)
ديمومة الهطول (D) تكرار الهطول (T) بالسنة

يمكن من المخططات أعلاه قراءة ارتفاع هطول (h) ذي ديمومة (D) وفترة تكرار (T) . فمثلاً فإن ارتفاع الهطول الذي يستمر ساعة واحدة ويتكرر مرة كل عشر سنوات يبلغ (27 mm) .

عندما نوقع على المحور الشاقولي في الشكل (٥ــ١١) قيم شدة الهطول بدلاً من ارتفاعه عندها نحصل على علاقة شدة الهطول ــ الديمومة ــ فترة التكرار . عندها يمكن أن نكتب العلاقة التالية بين شدة الهطول (PI) وديمومته (D) .

$$PI = \frac{c}{(D + b)^n} \qquad mm/\Delta t \qquad (٤ - ٥)$$

b , c , n — ثوابت تجريبية تحدد لكل منطقة وتحدد استناداً إلى نظرية التربيعات الصغرى .

للحصول على المنحنيات السابقة نحتاج طبعاً لتسجيل العديد من القياسات المطرية ولعدد كبير من السنين . لذلك عند عدم توافر هذه المنحنيات يتم اللجوء إلى علاقات الحساب المذكورة سابقاً والتي يتم استخدامها بحذر وبعد معرفة ظروف المنطقة المدروسة .

٦ — تقدير ارتفاع الهطول الوسطي في منطقة ما :

استناداً لقياسات مطرية في عدة نقاط في منطقة ما (حوض صباب مثلاً) يمكن تحديد قيمة الهطول الوسطية في هذه المنطقة .

بما أن تشكل حقل الأمطار ليس معروفاً بالضبط فإنه يتم توزيع قيم الأمطار المقيسة في نقاط مختلفة بوساطة قيم تقريبية على كامل المساحة المدروسة .

من المعروف أن التوزع المكاني للهطولات المقيسة يتبع لتضاريس المنطقة ونوع الأمطار بالإضافة إلى عدد محطات القياس وأماكن تواجدها .

سنورد فيما يلي بعض الطرائق المستخدمة في تقدير الهطول الوسطي لمنطقة .

٦-١- طريقة المتوسط الحسابي :

لمنطقة ما تحتوي على عدة محطات قياس هطول مطري فإن قيمة الهطول الوسطي يعطى كوسط حسابي للقيم المقيسة في المحطات المختلفة أي :

$$h = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{n} \quad (mm) \qquad (٥-٥)$$

حيث :

n — عدد محطات القياس .

تعطي هذه الطريقة قيماً قريبة من الواقع للمناطق المنبسطة وعندما تتوزع مقاييس الهطول المطري بشكل منتظم وعندما تظهر قيم الهطول المقيسة اختلافات بسيطة .

٦-٢- طريقة مضلع تيسين :

حسب هذه الطريقة يلحق بكل محطة قياس هطول مساحة محددة . وحسب هذه الطريقة يتم تحديد الهطول الوسطي كما يلي :

- نصل بين محطات قياس الهطول بمستقيمات بحيث تشكل ما أمكن مثلثات حادة الزوايا . (انظر التطبيق في نهاية الفصل) .

- نقيم محاور المستقيمات الواصلة بين مختلف المحطات .

- تحدد نقاط تلاقي محاور المستقيمات المساحة التي تحيط بكل محطة وتكون المساحة محدودة بنقاط تلاقي المحاور مع بعضها أو مع حدود الحوض الصباب .

- نفترض أن قيمة ارتفاع الهطول ضمن كل مساحة مساوية ارتفاع الهطول في المحطة الواقعة داخل هذه المساحة حيث حسب الطريقة هذه يتبع لكل محطة مساحة محددة ويتعلق كبر هذه المساحة بتوزع المحطات المطرية وتباعدها .

ـ نحسب المساحات المختلفة (A_i) والتابعة للمحطات المطرية ويتم الحساب باستخدام البلانميتر أو بتقسيم المساحة إلى أشكال هندسية معروفة .

ـ نحسب نسبة المساحة التابعة لكل محطة قياس هطول إلى مساحة الحوض كاملاً أي النسبة (A_i/A_t) . حيث (A_t) هي مساحة الحوض مثلاً .

ـ يُحسب الهطول الوسطي بالعلاقة التالية :

$$h = \sum_{i=1}^{n} \frac{h_i \cdot A_i}{A_t} = \frac{1}{A_t} \sum_{i=1}^{n} h_i \cdot A_i \qquad (٦-٥)$$

h_i ـ ارتفاع الهطول في المحطة (i) .

تستخدم هذه الطريقة في حال التوزع غير المنتظم لمحطات القياس المطرية .

٦ـ٣ـ طريقة خطوط تساوي الهطول :

خطوط تساوي الهطول هي الخطوط التي يكون عندها ارتفاع الهطول ثابتاً وينم رسمها إذا علمت ارتفاعات الهطول في عدة محطات مطرية موزعة داخل الحوض وحوله كما يلي :

ـ نحدد عدد خطوط تساوي الهطول أو الفرق بين خطوط تساوي الهطول المتجاورة (انظر التطبيق في نهاية الفصل) .

ـ نرسم خطوط تساوي الهطول ، عن طريق تقسيم فرق الهطول بين محطتين متجاورتين بشكل خطي على المسافة بينهما . وبذلك نحدد أي قيمة لارتفاع الهطول والمحصورة بين قيم الهطول في المحطتين المتجاورتين . يمكن الاستعانة هنا بالمحطات المطرية الواقعة خارج حدود الحوض .

ـ نصل بين قيم الهطول المتساوية فنحصل على خطوط تساوي الهطول .

ـ نحسب المساحة بين كل خطي تساوي هطول والواقعة ضمن حدود الحوض الصباب ($A_{i,i+1}$) .

ـ يعد ارتفاع الهطول بين كل خطي تساوي هطول مساوياً وسطي قيم ارتفاع الهطول لهذين الخطين وبذلك نحصل على ($h_{i,i+1}$) .

ـ نحسب ارتفاع الهطول الوسطي ضمن الحوض الصباب باستخدام العلاقة التاليـة :

$$h = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_{i,i+1} \cdot A_{i,i+1}}{A_t} \quad (mm) \quad (٧ - ٥)$$

$$h_{i,i+1} = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

حيث :

A_t ـ مساحة الحوض الصباب .

h_i , h_{i+1} ـ ارتفاع الهطول عند خطي تساوي الهطول ($i , i+1$) .

$A_{i,i+1}$ ـ المساحة المحصورة بين خطي تساوي الهطول ($i , i+1$) .

تستخدم هذه الطريقة عندما يراد إدخال تأثير التضاريس في تحديد قيمة (h) تحتاج هذه الطريقة إلى حجم عمل أكبر من الطرائق السابقة بسبب الحاجة إلى رسم خطوط تساوي الهطول . ويفضل استخدامها لتحديد الهطول السنوي الوسطي لعدد من السنوات .

لهذه الطريقة نحتاج في كل مرة ولكل هطول إلى رسم خطوط تساوي الهطول الخاصة بهذا الهطول أو ذاك . وذلك لأنه عند رسم خطوط تساوي الهطول نعتبر

الفرق بين قيم الهطول للمحطات المتجاورة . بينما عند الحساب باستخدام طريقة مضلع تيسين فإنه لحساب المساحات التي تحيط بمحطات القياس والتي يعد فيها ارتفاع الهطول مساوياً ارتفاع الهطول المقيس في المحطة فإنه يتم تحديد هذه المضلعات مرة واحدة وتستخدم هذه التقسيمات نفسها لكل هطول حيث أن هذه التقسيمات لا تتعلق بقيم الهطول إنما بالتوزع المكاني للمحطات .

لذلك يعد استخدام طريقة تيسين أكثر انتشاراً بسبب إمكان استخدام الحاسب الالكتروني بشكل ميسر .

٧ ـ الأمطار الغزيرة والأمطار التصميمية :

إن الأمطار الغزيرة التي تهطل في وقت قصير تشكل الحمولة التصميمية للمنشآت المائية (شبكة صرف مياه المدن ـ خزانات تجميع المياه ودرء الفيضان ... إلخ) ومنشآت الطرق والمواصلات (مطارات ـ طرق ـ كراجات السيارات ... إلخ) والمنشآت الزراعية (أقنية الري ـ طرق ... إلخ) . يمكن الحصول على الأمطار التصميمية من خلال تحليل للأمطار الغزيرة واعتبار العوامل الاقتصادية .

إن خواص الهطول ذات الأهمية في التصميم هي :

ـ ارتفاع الهطول (h) .

ـ ديمومة الهطول (D) .

ـ فترة التكرار (T) .

ـ التغير الزماني والمكاني للهطول .

تستخدم لأجل الأمطار التصميمية معطيات التكرار بحيث يمكن استخدام المعادلة التالية :

$$h_D(T) = h_D + K(T) \cdot \sigma(h_D) \quad (mm) \qquad (٨ - ٥)$$

$$= h_D \left(1 + K(T) \cdot C_V(h_D)\right) \quad (mm) \qquad (٩ - ٥)$$

حيث :

$h_D(T)$ — ارتفاع الهطول ذو الديمومة (D) والذي يتكرر مرة واحدة كل عدد من السنوات مقداره (T) •

h_D — وسطي الهطول ذو الديمومة (D) •

$K(T)$ — متغير قياسي يؤخذ حسب تابع التوزيع الاحتمالي الملائم لتمثيل الظاهرة المدروسة (كتابع توزيع بيرسون الثالث أو تابع توزيع غمبل) •

$\sigma(h_D)$ — الانحراف المعياري للهطولات ذات الديمومة (D) •

$C_V(h_D)$ — معامل التغير للهطولات ذات الديمومة (D) •

عند معرفة القيمة الوسطية والانحراف المعياري للهطولات ذات الديمومة (D) يمكن عندها ولأجل تابع توزيع احتمالي معطى يمكن حساب ارتفاع الهطول التصميمي (أو الشدة المطرية التصميمية) الذي يتكرر مرة واحدة كل فترة زمنية (T) •

غالباً يتم الحصول على قيم لارتفاعات الهطول خلال يوم (أمطار يومية) • لذلك عندما لا تتوافر قياسات كافية للمسجل الآلي ولفترات هطول قصيرة يمكن الاستعانة بالعلاقة (٥ــ٢) لتحديد ارتفاعات الهطول لفترات قصيرة •

إن الأساس الصحيح للحصول على الأمطار الغزيرة التصميمية يكون عن طريق استخدام منحني علاقة ارتفاع الهطول ــ الديمومة ــ التكرار • انظر الشكل (٥ــ١٢) •

لأجل تصميم شبكات صرف مياه المدن ومياه طرق المواصلات من الضروري الحصول على قيم الأمطار التصميمية لفترات هطول مساوية بضع دقائق .

حتى وقتنا الحاضر تستخدم نتائج أعمال (Reinhold) كأساس في هذا المجال . حيث يتم الاعتماد على قيمة غزارة الهطول الأساسية P (T,D) .

تؤخذ غالباً غزارة الهطول الأساسية مساوية الهطول الأعظمي الذي يتكرر مرة واحدة كل سنة (T = 1) ويستمر خمس عشرة دقيقة (D = 15) . أي :

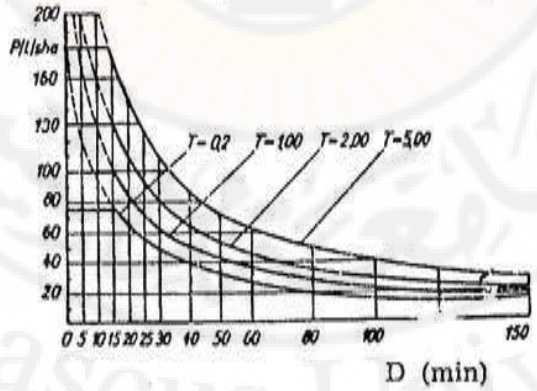
$$P(T, D) = P(1,15) \qquad (٥ - ١٠)$$

تؤخذ قيمة P (1,15) في ألمانيا مساوية (100 l/s/ha) . وهي تكافىء التصريف الذي يأتي من مساحة مقدارها هيكتار واحد والناتج عن الهطول الأساسي .

استناداً للعلاقة (٥ــ١٠) يمكن الحصول على أي قيمة (P) والموافقة لأي زمن هطول (D) وفترة تكرار (T) من المعادلة التالية :

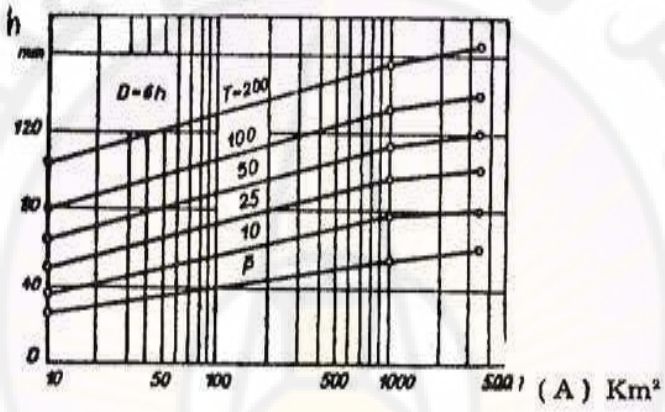
$$P(T,D) = P(1,15)\frac{24}{(D+a)\,T^{0.135}} \quad (mm) \qquad (٥ - ١١)$$

يمكن في التطبيقات العملية استخدام المنحنيات التالية أيضاً :



الشكل (٥ــ١٢) منحنيات غزارة الهطول لفترات هطول مختلفة وازمنة تكرار مختلفة

يمكن لمنطقة ما تحديد علاقة بين ارتفاعات الهطول ذات ديمومة وتكرار محددين مع المساحة وذلك انطلاقاً من أن احتمال ظهور ارتفاع هطول كبير في منطقة ما يكون أكبر كلما كانت المساحة المدروسة أكبر • لتحديد ارتفاع هطول باحتمال معين لمساحة ما نستخدم من كل حادثة هطول مطري قيمة الارتفاع الأعظمي المقيس داخل المساحة المفروضة • بنتيجة الحساب نحصل على منحنيات ارتفاع الهطول ــ المساحة ــ التكرار وذلك لفترة هطول محددة (D) • انظر الشكل (٥ــ١٣) •



الشكل (٥ ــ ١٣) منحنيات ارتفاع الهطول ــ المساحة ــ التكرار
لفترة هطول D = 6 h لمنطقة Emscher - Lippe - Ruhe — المانيا

بما أن شدة الهطول تتناقص كلما ابتعدنا عن مركز العاصفة المطرية فإنه يجب إجراء تخفيض على قيمة الهطول المسجلة في محطة القياس •

من المعروف أنه يستخدم الهطول عند محطات القياس في تقدير الهطول الوسطي على منطقة كبيرة • فعندما تتجاوز مساحة المنطقة التي تمثلها محطة قياس ما قيمة (10 Km²) فإنه لا يعد الهطول منتظماً على هذه المساحة ويجب إجراء تخفيض على قيمة الهطول المسجلة في المحطة •

تؤخذ قيم التخفيض (β) من الجدول (٥ــ٢) حسب المساحة التي تتبع لمحطة قياس ما وحسب ديمومة الهطول (D) .

A km^2	D h	β
	⩽ 3	1
10	6	1
	24	1
		0,92
	⩽ 3	
50	6	0,94
	24	0,94
	⩽ 3	0,84
100	6	0,88
	24	0,89
	⩽ 3	0,72
200	6	0,79
	24	0,8

الجدول (٥ ــ ٢) قيم التخفيض على قيم الهطول

ـ تطبيـق (١) :

للحوض الصباب المبين بالشكل (٥ــ١٥) يطلب تحديد الهطول الوسطي على الحوض بالطرائق التالية :

آ ــ طريقة المتوسط الحسابي .

ب ــ طريقة مضلع تيسين .

جـ ــ طريقة خطوط تساوي الهطول .

آ ــ باستخدام طريقة المتوسط الحسابي تبلغ قيمة الهطول الوسطي للنقاط داخل الحوض :

$$h = \frac{92 + 80}{2} = 86 \text{ mm}$$

أما باعتبار النقاط خارج الحوض فتبلغ قيمة الهطول الوسطي $h = 72$ mm .

ب ــ طريقة مضلع تيسين :

يتم العمل حسب الخطوات التالية :

ــ نصل بين محطات قياس الهطول (ST_i) بحيث نشكل مثلثات حادة الزوايا قدر الامكان • بحيث يشمل الوصل بين المحطات الواقعة خارج حدود الحوض الصباب وداخله •

ــ نقيم محاور أضلاع المثلثات فنحصل على مضلعات تيسين •

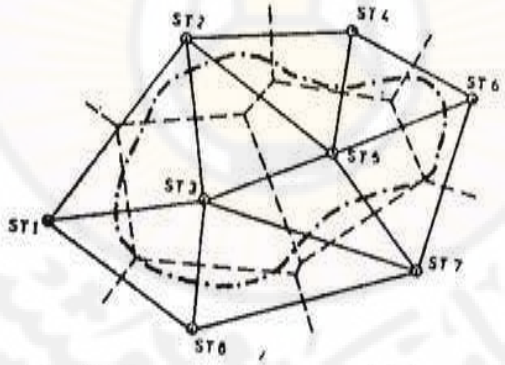
ــ نقوم بحساب مساحة كل مضلع والذي يمثل المساحة التابعة للمحطة التي بداخله •

ــ نتائج الحساب موضحة في الجدول (٥ــ٣) وعلى الشكل (٥ــ١٦)

حيث بلغت قيمة الهطول الوسطي $h = 81{,}57$ mm .

المحطة (ST_i)	(A_i) Km^2	(h_i) mm	$\frac{A_i}{\Sigma A_i}$ %	$\frac{h_i A_i}{\Sigma A_i}$ mm
1	0,9	70	1,7	1,19
2	5,8	65	11,2	7,28
3	21,2	92	40,8	37,54
4	1,2	68	2,3	1,56
5	17,7	80	34	27,2
6	3,5	65	6,7	4,36
7	0,0	62	0,00	0,00
8	1,7	74	3,3	2,24
Σ	52,0			81,57

الجدول (٥ ــ ٣) يبين نتائج الحساب حسب طريقة مضلع تيسين



الشكل (٥ ــ ١٤) يبين العمل حسب طريقة مضلع تيسين

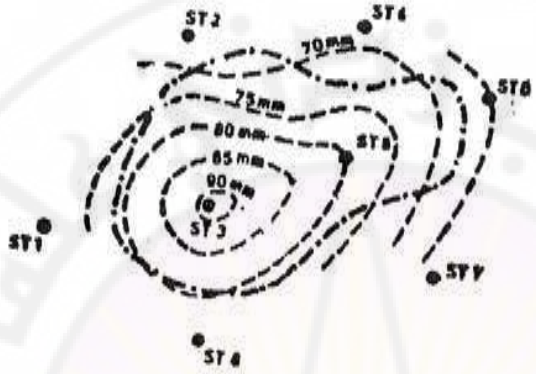
جـ ــ طريقة خطوط تساوي الهطول :

حسب هذه الطريقة تنفذ الخطوات التالية :

١ ــ نرسم خطوط تساوي الهطول .

٢ ــ نحسب المساحة بين كل خطي تسوية .

٣ ــ نطبق المعادلة (٥ــ٧) . نتائج الحساب موضحة على الجدول (٥ــ٤) .



الشكل (٥ ــ ١٥) يبين العمل حسب طريقة خطوط تساوي الهطول

h_i (mm) المجال	A_i (Km^2)	$\Sigma A_{i,i+1} \cdot h_{i\,i+1}$
90	1	90
85 - 90	8	700
80 - 85	16	1320
75 - 80	13	1007,5
70 - 75	11	797,5
68 - 70	3	207
Σ	52	4122

الجدول (٥ ــ ٤) يبين العمل حسب طريقة خطوط تساوي الهطول

$$\bar{h} = \frac{\Sigma A_{i,i+1} \cdot h_{i,i+1}}{\Sigma A_i} = \frac{4122}{52} = 79{,}26 \text{ mm}$$

الفصل السادس

علاقة المطر بالجريان السطحي

مقـدمة :

سنناقش في هذا الفصل كيفية انتقال المطر إلى جريان في المجاري المائية مع تحديد العوامل المؤثرة في ذلك ، كذلك التنبؤ عن التصاريف الأعظمية المتشكلة في المجاري المائية والناتجة عن الأمطار الغزيرة .

لتحديد شكل منحني التصريف (علاقة التصريف مع الزمن) الناتج عن هطول معين توجد عدة موديلات فيزيائية بعضها يحتاج إلى معرفة خواص الحوض الصباب من غطاء نباتي وميول ... إلخ ، وبعضها الآخر يحتاج إلى قياسات فعلية لمنحنيات تصاريف سابقة كما نلاحظ فيما بعد .

سنسمي الموديلات الفيزيائية لتحديد شكل منحني التصريف توابع تحويل المطر إلى جريان .

عند دراسة انتقال المطر إلى جريان يمكن أن نميز الأطوار الثلاثة الرئيسة التاليـة :

١ ــ طور تشكيل الجريان السطحي أو طور التربة . هنا يتم تقدير كمية الهطول التي تساهم في تشكيل الجريان السطحي من مجمل كمية الهطول ، تسمى كمية الهطول هذه الهطول الفعال (P_{ef}) أو الجريان المباشر (R_D) .

٢ ــ طور تركيز الجريان في الشبكة النهرية أو طور السرير النهري • هنا يتشكل جريان مائي في الشبكة النهرية والناتج عن هطول محدد •

إذا تم قياس التصريف في أحد المجاري المائية فإننا نحصل على ما يسمى منحني التصريف (Q_z) .

٣ ــ طور انتقال الجريان في المجاري المائية أو طور انتقال الفيضان • هنا يمكن أن ندرس كيفية تغير شكل منحني التصريف عند مقاطع متتالية من مجرى مائي • الشكل (٦ــ١) يبين علاقة المطر بالجريان عبر الأطوار الثلاثة •

إن تحديد علاقة المطر بالجريان يتطلب تحديد العمليات المؤثرة في الدورة الهيدرولوجية •

يقسم الهطول المطري فوق حوض صباب إلى المركبات التالية :

$$P = SI + S_0 + R_0 + \Delta\theta + R_B \qquad (mm) \qquad (٦ - ١)$$

حيث :

P ــ الهطول المطري •

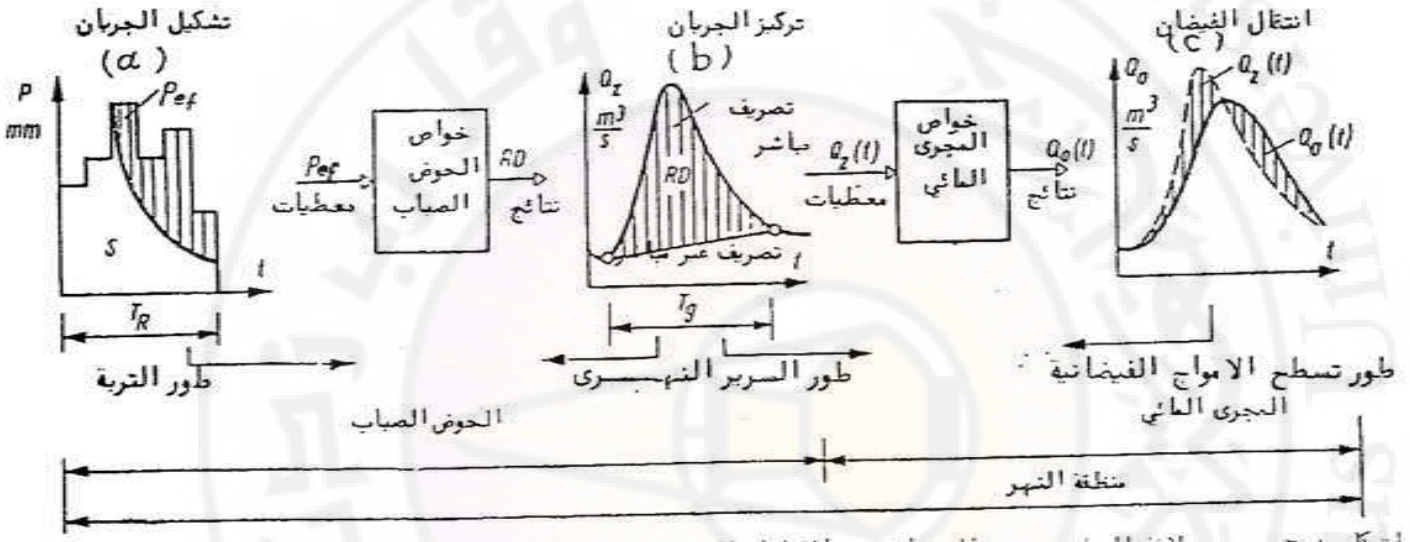
SI ــ المحجوز بواسطة النباتات •

R_0 ــ الجريان السطحي •

S_0 ــ المحجوز السطحي ضمن تضاريس الأرض السطحية •

$\Delta\theta$ ــ تغير رطوبة التربة •

R_B ــ الجريان الجانبي والجريان إلى المياه الجوفية (راجع بحث الدورة الهيدرولوجية) تشكل (R_B) مع ($\Delta\theta$) التسرب إلى داخل الأرض •



الشكل (٦ - ١) علاقة المطر بالجريان عبر الاطوار الثلاثة الرئيسية

a - تحديد المطر الفعال (P_{ef}) الذي يشارك في الجريان وبالتالي المحجوز في المنطقة (S) .

b - تشكل منحني التصريف أي تصاريف في المجاري المائية (Q_z) - (m^3/s) حيث أن المطر الفعال (P_{ef}) يشكل في الحوض الصباب جريان مباشر (RD)

c- التصرف المتشكل في المجاري المائيه (Q_{zg}) يتغير شكله الى (Q_0) عندما ينتقل الجريان الى مقطع آخر من النهر أو المجرى المائي حسب خواص المجرى المائي .

لدراسة الجريان السطحي نهتم بمركبات الهطول التي تساهم مباشرة في تشكيل الجريان وهذه تسمى الجريان المباشر أو الفعال (R_D) • أما كمية الهطول التي لا تشارك في تشكيل الجريان فتحجز في الحوض الصباب لفترة زمنية أو تشكل جرياناً بطيئاً يصل متأخراً إلى المجاري المائية أو يتسرب إلى المياه الجوفية كما يتبخر جزء منها • تسمى كمية الهطول التي لا تشارك مباشرة في تشكيل الجريان المحجوز في المنطقة (S) •

بهذا يمكن أن تكتب المعادلة (٦ــ١) كما يلي :

$$P = R_D + S = Pef + S \qquad (٦ - ٢)$$

حيث :

Pef ــ المطر الفعال وهي كمية المطر التي تشارك مباشرة في تشكيل الجريان •

إن هذا التبسيط للمعادلة (٦ــ١) ضروري لأنه يسمح لنا بايجاد موديلات بسيطة تصف علاقة المطر بالجريان • رغم ذلك يبقى عدد كبير من العوامل المؤثرة في علاقة المطر بالجريان والتي تقسم إلى قسمين :

١ ــ عوامل ميترولوجية تتعلق بـ :

ــ الهطول المطري من حيث شدته ــ ديمومته ــ تكراره ــ شكله ــ توزعه •

ــ التبخر بسائر أنواعه •

ــ الرطوبة البدائية في الحوض الصباب •

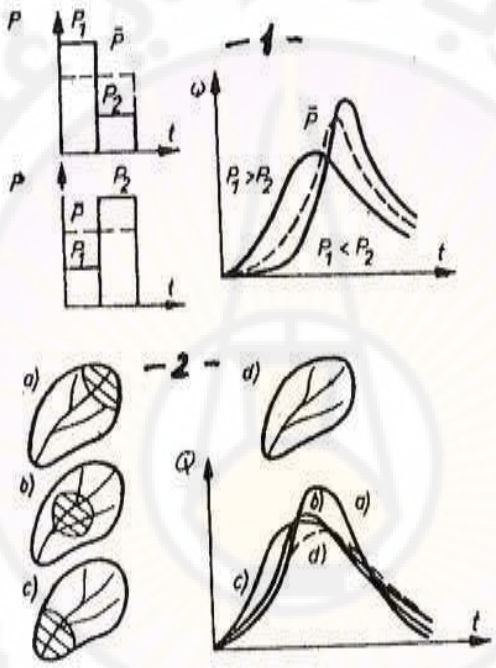
٢ ــ عوامل فيزيائية ــ طبوغرافية تتعلق بـ :

ــ خواص المنطقة أو الحوض الصباب ، وهنا نميز بين الخواص الهندسية

(شكل الحوض الصباب ومساحته وميوله ــ كثافة الشبكة النهرية) والخواص الطبوغرافية .

ــ خواص السرير النهري من حيث شكل مقطع النهر وميوله وخشونته .

الأشكال (٦ــ٢) و (٦ــ٣) توضح طبيعة تأثير بعض العوامل المختارة في شكل منحني التصريف .

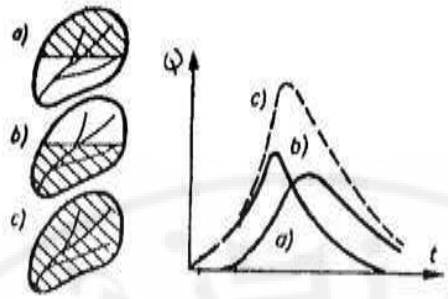


الشكل (٦ ــ ٢) يوضح طبيعة تأثير بعض العوامل على شكل منحني التصريف وقيمه

1 ــ تأثير التغير الزمني للهطول .

2 ــ تأثير وجود مساحات كثيمة ضمن الحوض .

سنهتم في هذا البحث بالعوامل ذات الأهمية في تحديد علاقة المطر بالجريان . ونميز هنا المركبتين التاليتين للجريان :



الشكل (٦ ـ ٣) تاثير عدم انتظام الهطول فوق الحوض الصباب
(التوزع المكاني للهطول) في شكل منحني التصريف وقيمه

ـ الجريان المباشر (R_D) أو (التصريف المباشر) .

ـ الجريان غير المباشر (R_G) أو (التصريف غير المباشر) والذي يشمل هنا الجريان الذي يصل متأخراً إلى المقطع المدروس والجريان الجوفي .

١ ـ تحليل المنحني الزمني للتصريف :

بعد هطول الأمطار على مساحة ما فإن جزءاً منها يصل إلى المجاري المائية وهذا ما سميناه المطر الفعال ، إلا أن زمن وصول الأمطار إلى مقطع معين في مجرى مائي يتعلق ببعد كل نقطة من المساحة عن المقطع وخواص الحوض ، وبهذا فإنه في بداية الهطول تكون الأمطار الواصلة إلى المقطع قليلة تزداد مع الزمن باستمرار الهطول حتى تصل إلى قيمة عظمى عندها تكون قد وصلت الأمطار الهاطلة من أبعد جزء من المساحة المدروسة . وبعد انتهاء الهطول تتناقص الأمطار الواصلة بشكل تدريجي وتنخفض قيم التصاريف شيئاً فشيئاً . إن طبيعة تغير قيم التصاريف هذه بفرض أن شدة الهطول ثابتة تتبع لخواص الحوض الصباب الفيزيائية والطبوغرافية والهندسية كذلك لخواص الشبكة النهرية وكثافتها .

قد يكون الجريان في النهر موسمياً مؤقتاً أو دائماً مستمراً وبشكل عام كما تم إيضاحه يوجد جريان مباشر وآخر غير مباشر ناتج عن الجريان الجوفي إلى النهر .

سنهتم هنا بالجريان المباشر • إن وصول الهطولات إلى مقطع معين يشكل تصريفاً مائياً وتغيرات هذا التصريف مع الزمن تسمى منحني التصريف ، هنا نميز أيضاً ما يسمى التصريف المساحي (q) وهو التصريف الوارد من وحدة المساحة من الحوض الصباب •

$$q = \frac{Q}{A} \qquad m^3/s \cdot Km^2 \qquad (٦ - ٣)$$

A — التصريف المقاس •

Q — مساحة الحوض (أو المساحة التي تم عليها الهطول) •

يمكن الربط بين شدة الهطول والتصريف المساحي بالعلاقات التالية :

$$1\ mm/min = 16.76 \quad m^3/s \cdot Km^2$$

$$1\ mm/h = 0,278 \quad m^3/s \cdot Km^2 \qquad (٦ - ٤)$$

بالنظر إلى منحني التصريف نجد أنه يتألف من قسم صاعد يتعلق بخواص الهطول المطري والحوض الصباب ومن قسم هابط يتعلق بخواص الحوض الصباب التخزينية وكذلك السرير النهري •

٢ — الأزمنـة المميزة لمنحني التصريف :

إن تركيز الجريان في المجاري المائية والناتج عن هطول معين يمكن أن يتميز بعدة أزمنة كما يوضحها الشكل (٦—٤) • حيث تستنتج هذه الأزمنة من عدة مراقبات لمنحنيات التصريف •

أما الأحواض التي لا يوجد لها مراقبات فإنه يمكن تحديد هذه الأزمنة عن طريق علاقات رياضية تستند أصلاً إلى مميزات هذه الأحواض • إن العلاقات

الرياضية اللازمة المميزة لمنحنيات التصاريف تكون مستنتجة لأحواض تمت دراستها وتحديدها بعناية ثم يتم استخدامها لأحواض مشابهة غير مدروسة •

تأخذ الأزمنة المميزة غالباً الأشكال التالية ، وذلك بفرض أن زمن الهطول يساوي زمن التركيز (الذي سيرد تعريفه لاحقاً) أو أصغر منه •

$$T = C \cdot A^{a} / I^{b}$$

أو :

$$T = C \cdot L^{a} / I^{b} \qquad (٦ - ٥)$$

حيث :

A — مساحة الحوض الصباب •

I — ميل النهر الرئيس •

L — طول النهر الرئيس •

a,b,C — ثوابت •

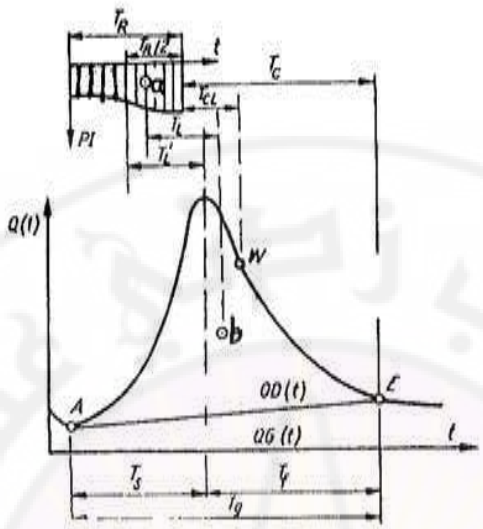
بالنظر إلى الشكل (٦ــ٤) سندرس الأزمنة المميزة التالية :

١ — زمن التأخير (T_L)

هو الزمن بين مركز ثقل منحني الهطول (a) ومركز ثقل منحني التصريف المباشر (b) .

للتبسيط يمكن استخدام العلاقة التالية :

$$T_L' = T_S - 0{,}5\ T_R$$



الشكل (٦ ــ ٤) يبين الأزمنة المميزة لعلاقة المطر بالجريان

T_R ــ زمن الهطول .

PI ــ شدة الهطول ($mm/\Delta t$)

W ــ نقطة انعطاف الجزء النازل من منحني التصريف .

وبشكل تقريبي يمكن أن نكتب أيضاً :

$$T_L = 0{,}6\ T_C$$

T_C ــ زمن التركيز .

٢ ــ زمن صعود منحني التصريف (T_s) :

وهو الزمن من بداية الهطول الفعال حتى بلوغ قيمة التصريف العظمى .

٣ ــ زمن هبوط منحني التصريف (T_f) :

وهو الزمن من قمة التصريف حتى انتهاء الايراد المباشر (التصريف المباشر) .

٤ ــ الزمن الكلي للتصريف المباشر(T_g) :

وهو مجموع زمن صعود منحني التصريف وزمن هبوطه أي المسافة (AE) ــ انظر الشكل (٦ــ٤) ــ •

$$T_g = T_s + T_f$$

٥ ــ زمن التركيز (T_c) :

يعد زمن التركيز من أهم الأزمنة المميزة لمنحني التصريف حيث توجد عدة اعتبارات وطرائق لتقدير هذا الزمن • ففي حالة كون الهطول منتظماً على كامل الحوض وبحيث أن كامل الحوض يشارك في تشكيل الجريان يعرف زمن التركيز بأنه زمن الجريان الذي تحتاجه مياه الهطول لتصل من أبعد مسافة من الحوض الصباب حتى نهاية الحوض أو المقطع المدروس • كما يعرف بأنه الزمن من نهاية الهطول الفعال إلى نهاية التصريف المباشر (النقطة E) في الشكل (٦ــ٤) •

سنذكر الآن بعض العلاقات التجريبية لتقدير زمن التركيز :

١ ــ علاقة كيربش (Kirpich) :

في دراسة لسبعة أحواض صبابة مساحتها أقل من (0,8 Km^2) وجد كيربش العلاقة التالية لحساب زمن التركيز :

$$T_c = \left(0{,}868 \frac{L^3}{H} \right)^{0{,}385} \qquad (٦ - ٦)$$

T_c ــ تقدر بالساعة •

L ــ طول المجرى المائي من أبعد نقطة عند حدود الحوض الصباب حتى المقطع المدروس وتقدر بالكيلومتر •

H — فرق الارتفاع بين أبعد نقطة من المجرى المائي (عنـد حدود الحوض الصباب) حتى النقطة المدروسة وتقدر بالمتر .

٢ – علاقة جياندوتي :

يعطى زمن التركيز بالعلاقة التالية :

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1{,}5\ L}{0{,}8\sqrt{H}} \qquad (٦ - ٧)$$

T_c — تقدر بالساعة .

L — طول المجرى الرئيس بالكيلومتر .

A — مساحة الحوض الصباب بالكيلومتر المربع .

H — الفرق بالمنسوب بين متوسط ارتفاع الحوض الصباب عن سطح البحر والنقطة المدروسة ويقدر بالمتر .

لابد من الإشارة هنا إلى أنه من المفيد جداً تحديد زمن التركيز عن طريق القياس المباشر .

٦ – زمن التوازن (t_e) :

هو الزمن اللازم للحصول على ظروف جريان مستقرة لعلاقة المطر مع الجريان، أي عندما تتساوى الشدة المطرية مع التصريف المساحي ، أي :

$$(PI = q)$$

q — التصريف المساحي .

PI — الشدة المطرية .

يمكن الوصول إلى هذه الحالة في المساحات الكتيمة الصغيرة (أصغر من ($1\ Km^2$) مثل كراجات السيارات ، أما بالنسبة للأحواض الكبيرة فإن هذا الزمن له مفهوم نظري فقط .

٣ ـ فصل التصريف المباشر عن التصريف غير المباشر :

المقصود بفصل التصريف المباشر عن التصريف غير المباشر هو تقسيم منحني التصريف الكلي إلى قسمين الأول يمثل التصريف المباشر والثاني يمثل التصريف غير المباشر ، ويتم الفصل حسب الخطوات التالية :

١ ـ تحديد النقطة التي يبدأ فيها منحني التصريف بالتزايد [انظر النقطة A على الشكل (٦ـ٤)] وهي نقطة بداية التصريف المباشر .

٢ ـ تحديد نقطة انتهاء التصريف المباشر : إن تحديد هذه النقطة ليس سهلاً بخاصة عند ظهور عدة قمم لمنحني التصريف يمكن تحديد هذه النقطة بشكل تقريبي استناداً إلى مفهوم زمن التركيز أو باستخدام العلاقة التالية [انظر النقطة E على الشكل (٦ـ٥)] .

$$T = 0{,}827\ A^{0{,}2} \qquad \text{days} \qquad (٦ - ٨)$$

تقدر (T) باليوم و (A) بالكيلومتر المربع . عندما تقدر (A) بالميل المربع تأخذ المعادلة (٦ـ٨) الشكل التالي :

$$T = (A)^{0{,}2} \qquad \text{days}$$

أيضاً يمكن تحديد نقطة انتهاء التصريف المباشر لمنحنيات التصريف ذات القمة الواحدة كما يلي :

نوقع قيم التصريف مع الزمن على شبكة نصف لوغاريتمية كما هو موضح بالشكل (٦ـ٥) وللجزء الهابط من منحني التصريف .

إن نقطة انكسار المنحني الموقع على الشبكة نصف اللوغاريتمية تحدد نقطة انتهاء التصريف المباشر (E) .

تقاس (T) بالعلاقة (٦ــ٨) بدءاً من القمة .

للوصل بين بداية التصريف المباشر ونهايته توجد عدة طرائق منها :

١ ــ وصل مباشر بين(A و E) أو (A , E′) كما هو موضح على الشكل (٦ــ٥) .

٢ ــ وصل (A) مع (E) عبر المستقيمات(AS′ , W′E) . أو وصل (A) مع (E′) عبر المستقيمات (AS′) , W′E′ .

ننزل شاقولاً من قمة منحني التصريف ليتقاطع مع الاستقامة المرسومة من (A) على امتداد الجزء الذي يسبقها في النقطة (S′) .

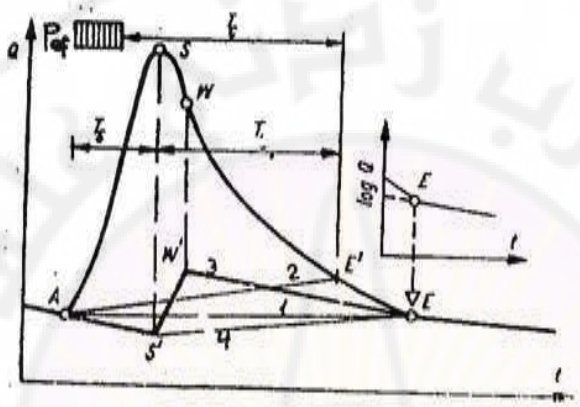
أما (W′) فتحدد كنقطة تقاطع بين الشاقول النازل من (W) [نقطة انعطاف الجزء الهابط] مع المنحني الانسيابي المرسوم على امتداد منحني التصريف بعد النقطة (E) أو (E′) ثم نصل مباشرة بين W′ و S′ .

بعد أن نصل (A و E) أو (A) مع (E′) نكون قد فصلنا التصريف المباشر عن التصريف غير المباشر . تصلح طريقة الوصل المباشر [المستقيم ١ أو ٢ على الشكل (٦ــ٥)] للأراضي المنبسطة متوسطة الارتفاع ، أما الطريقة الثانية فتستخدم للمجاري المائية التي يزداد فيها تصريف المياه الجوفية كجزء من التصريف الكلي (الخط السميك ٣) إن نسبة الخطأ الناتجة عن فصل التصريف المباشر عن التصريف غير المباشر تكون عادة بسيطة لكن يجب توحيد عملية الفصل عند دراسة حوض معين .

الجزء من منحني التصريف الواقع فوق خط الفصل هو التصريف المباشر أما الواقع تحت خط الفصل فهو التصريف غير المباشر .

كما يمكن الفصل أيضاً بطريقة أخرى حيث نمدد الخط الذي يحدد التصريف

غير المباشر (قبل هطول الأمطار) حتى يتقاطع مع الشاقول النازل من قمة منحني (S) التصريف في نقطة ولتكن (S′) ثم نصل مباشرة (S′) مع (E) أو مع (E′) فنحدد بذلك خط الفصل • انظر الشكل (٦ــ٥) حيث يبين استخدام هذه الطريقة• انظر خط الفصل (AS′E) .



الشكل (٦ ــ ٥) فصل المنحني الزمني للتصريف

٤ ــ تقـدير الجريـان السطحي :

سندرس في هذه الفقرة كيفية تقدير كمية الهطول التي تشارك في تشكيل الجريان السطحي من مجمل الهطول ، بهذا نحدد ما سُمي المطر الفعال •

عند دراسة الدورة الهيدرولوجية تم بيان أن الجريان السطحي يبدأ على سطح الأرض عندما يتم إشباع مسامات التربة بالمياه وكذلك ملء البرك السطحية الصغيرة الموجودة على السطح • وتم أيضاً إيضاح أن الجريان السطحي يحدث عندما تكون شدة الهطول أكبر من شدة التسرب •

لتقدير الجريان السطحي يوجد عدة دراسات وطرائق استنتجت من قياسات ومراقبات لأحواض صبابة مختلفة • وتعتمد هذه الطرائق على :

١ ــ تحديد كمية المطر الفعال المشارك بالجريان باستخدام معاملات الجريان•

٢ ــ تحديد كمية المطر المحجوزة في الحوض الصباب (S) .

إن هذه الطرائق هي تبسيط لعملية تشكيل الجريان السطحي حيث أنه من غير الممكن تحديد مختلف كميات المياه التي تحجز في الحوض الصباب .

أما الطريقة المثلى لتقدير الجريان السطحي فهي اللجوء للقياسات حيث يتم قياس الجريان السطحي على النهر الرئيس ويتم حساب الهطول الكلي على الحوض ومن ثم يتم تحديد الجزء من الهطول الذي يشارك في الجريان ، وذلك عندما نفصل منحني التصريف الكلي إلى التصريف المباشر (الجريان السطحي) والتصريف غير المباشر (الجريان الجوفي والجريان المتأخر الذي يصل إلى المقطع) .

٤ــ١ــ طرائق تقدير الجريان السطحي :

٤ــ١ــ١ــ حسب دليل التسرب (Φ) :

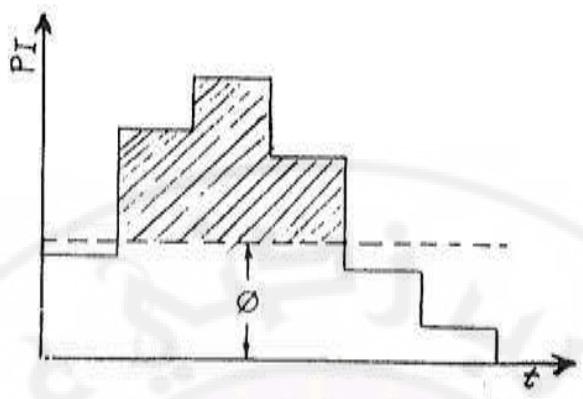
يتم حسب دليل التسرب تحديد المحجوز في المنطقة (S) بعد ذلك نحدد المطر الفعال (Pe) والذي يشكل التصريف المباشر . إن كمية الهطول المحجوز في المنطقة (S) تحجز بمعدل ثابت يساوي (Φ) أو دليل التسرب .

بذلك نكتب :

$$\Phi = \frac{S}{t} \quad mm/h \qquad (٦ - ٩)$$

هذا يعني أنه من الشدة المطرية (PI mm/h) يتم باستمرار على طول فترة الهطول تسرب كمية من الهطول بمعدل ثابت (Φ mm/h) .

من الملاحظ هنا وبالنظر للشكل (٦ــ٦) أنه يحصل جريان سطحي عندما تكون شدة الهطول أكبر من شدة التسرب أي : (PI > Φ) .



الشكل (٦ – ٦) دليـل التســرب

تقدر كمية الهطول الفعال (P_{ef}) والمساوية للجريان المباشر (R_D) مـن المعادلة :

$$P - S = P_{ef} = R_D$$

P ــ كمية الهطول (mm) .

S ــ المحجوز الكلي في المنطقة (mm) .

يمكن تحديد (S) بأن نقيس الجريان الناتج عن هطول محدد وبالتالي فإن (S) هي الفرق بين حجم الهطول وحجم الجريان الناتج عن هذا الهطول .

٤ــ١ــ٢ــ حسب نظرية التسرب :

هنا يتم أيضاً تحديد المحجوز في المنطقة كما في الطريقة السابقة لكن يفترض هنا أن معدل التسرب غير ثابت وإنما متغير مع الزمن وتابع لزمن الهطول ، حيث تبلغ شدة التسرب عند بداية الهطول قيمة كبيرة تسمى شدة التسرب البدائيـة (f_o) وتتناقص هذه الشدة حتى تبلغ قيمة ثابتة تسمى شدة التسرب النهائيـة (f_c) .

لقد وصف هورتون عملية التسرب هذه وعبر عنها بالعلاقة التالية :

$$\frac{d f_i}{d t} = -K (f_i - f_c) \qquad (٦ - ١٠)$$

حيث :

f_i — شدة التسرب في اللحظة (i) .

f_c — شدة التسرب النهائية .

K — ثابت يتعلق بالتربة والغطاء النباتي .

بمكاملة العلاقة (٦ــ١٠) نحصل على شدة التسرب باللحظة (i) .

$$f_i = f_c + (f_o - f_c) . (e^{(-K.t)}) \quad mm/h \qquad (٦ - ١١)$$

أما كمية التسرب الكلية فنحصل عليها بمكاملة العلاقة (٦ــ١١) :

$$F = f_c . t + 1/K (f_o - f_c) . (1 - e^{(-K.t)}) \qquad (٦ - ١٢)$$

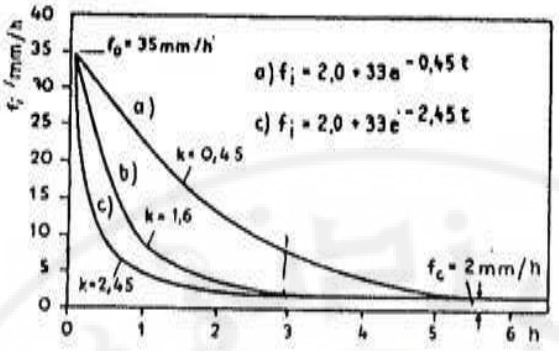
إن (F) في المعادلة السابقة هي كمية التسرب الكلية خلال زمن (t) .

يحصل جريان سطحي عندما يتحقق الشرط التالي :

$$PI > f_i$$

الشكل (٦ــ٧) يبين منحني التسرب لعدة ترب حسب هورتون (HORTON) حيث تظهر هذه المنحنيات أنه يتم الوصول إلى شدة تسرب ثابتة (f_c) خلال زمن قصير كلما كانت قيمة الثابت (K) أكبر .

يمكن تحديد قيمة هذا الثابت مخبرياً ولعدة أنواع من الترب والغطاء النباتي.



الشكل (٦ ــ ٧) شدة التسرب لبعض الترب

تتراوح قيمة (f_c) من صفر حتى (2 mm/h) للترب الغضارية ومن (8) حتى (12 mm/h) للترب الرملية • أما (f_o) فتتعلق بقيمة الرطوبة البدائية للتربة •

تعد علاقة هورتون مناسبة لوصف عملية التسرب لكن مازال تطبيقها محدوداً نظراً لصعوبة تحديد (K , f_c , f_o) .

إن (f_c) يمكن تحديدها مخبرياً باستخدام المطر الصناعي ، حيث وجد أن التسرب يتعلق بالعوامل التالية : مسامية التربة ــ نسبة الغضار ــ نسبة الرطوبة البدائية ــ ميل الحوض الصباب وشكله ــ درجة الحرارة وشدة الهطول المطري •

جدير بالذكر هنا أن تقدير الجريان السطحي استناداً إلى دليل التسرب (Φ) يكون صحيحاً عندما يتم الهطول على حوض صباب طبقته السطحية مشبعة بالماء أو عندما يكون الهطول حصل لفترة طويلة جداً ، كما أن تقدير الجريان السطحي حسب نظرية (HORTON) يتطابق مع تقدير الجريان السطحي حسب دليل التسرب عندما يستمر الهطول طويلاً أو عندما تكون الطبقة السطحية مشبعة بالماء •

٤-١-٣- الطريقة الاميركية في تحليل نوع التربة والغطاء النباتي(SCS) :
(SCS — Soil Conservation Service , USA)

طورت طريقة (SCS) في الولايات المتحدة الامريكية استناداً إلى قياسات للهطول والجريان للعديد من الحوادث المطرية ولعدد كبير من الأحواض الصبابة الصغيرة • تمكن هذه الطريقة من تحديد الهطول الفعال أو ارتفاع الهطول الفعال (hef) وذلك كتابع لقيمة الهطول الكلية (h) وبعض خواص الحوض الصباب والذي يُعبَّر عنه بالدليل(CN) وذلك حتى عندما لا تتوافر قياسات في المنطقة المدروسة •

لا تستخدم طريقة (SCS) للحصول على ارتفاع الهطول الفعال عندما تكون ارتفاعات الهطول قليلة • ويفضل استخدامها عندما يكون ارتفاع الهطول أكبر من (50 mm) .

إن المشكلة الرئيسة باستخدام طريقة (SCS) هي تحديد خواص الحوض والتي تم التعبير عنها بالدليل (CN) حيث أنه تابع لـ :

١ ــ نوع التربة •

٢ ــ استخدام التربة •

٣ ــ الهطول البدائي والذي يعبر عن رطوبة التربة البدائية •

٤ ــ الفصل من السنة •

إن تأثير الرطوبة البدائية والفصل من السنة في قيمة (CN) سيعبر عنه بدرجة رطوبة التربة ، وبهذا تم إيجاد ثلاث درجات لرطوبة التربة(I , II , III) .

لتحديد منحنيات التصريف الفيضانية ننطلق دوماً من درجة رطوبة التربة (II) وذلك لأغراض التصميم وسنعبر عنها فيما يلي بالصنف (II) .

لأجل التربة صنف (II) يكون مجموع الهطول للأيام الخمسة السابقة للهطول المدروس يساوي بين (٣٠ حتى ٥٠) ميليمتراً خلال زمن الانبات و (١٥ حتى ٣٠) ميليمتراً خارج زمن الانبات . وتبلغ هذه القيم أقل من (٣٠) ميليمتراً خلال زمن الانبات وأقل من (١٥) ميليمتراً خارج زمن الانبات للصنف (I) وأكثر من (٥٠) ميليمتراً خلال زمن الانبات وأكثر من (٣٠) ميليمتراً خارج زمن الانبات للصنف (III) .

لوضع تأثير نوع التربة في الحسبان في قيمة الهطول الفعال ، قسمت الترب حسب طريقة (SCS) إلى أربعة أنواع حسب قدرتها على التسرب .

نوع التربة A : ترب ذات قدرة تسرب كبيرة أيضاً عند كون الرطوبة البدائية عالية . مثال ذلك الترب الرملية والبحصية .

نوع التربة B : ترب ذات قدرة تسرب متوسطة ، عميقة حتى متوسطة العمق بنيتها ناعمة حتى خشنة . مثال ذلك ترب رملية متوسطة العمق ـ ترب الرمل الغضاري ـ ترب ناعمة (تربة اللوس) .

نوع التربة C : ترب ذات قدرة تسرب قليلة ، ذات بنية ناعمة حتى متوسطة النعومة . مثال ذلك الترب الرملية ذات العمق القليل والغضار الرملي .

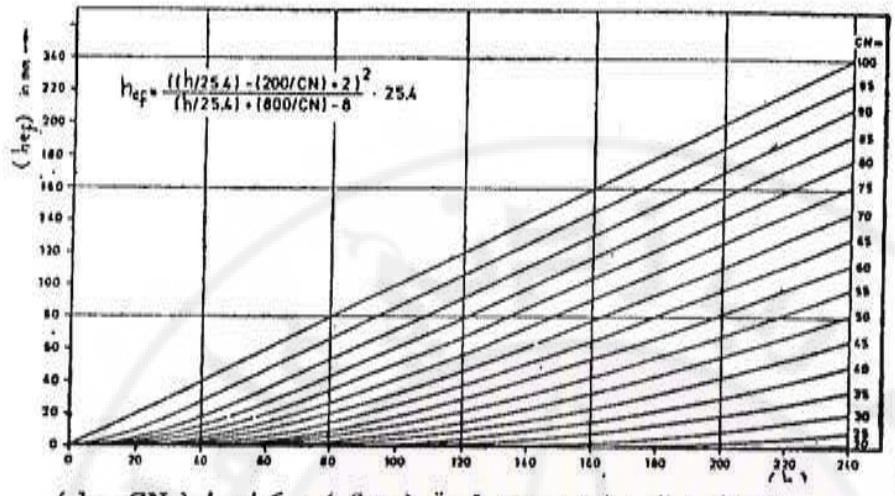
نوع التربة D : ترب ذات قدرة تسرب قليلة . كالترب الطينية ـ الترب بسماكة قليلة فوق مواد كتيمة والترب التي يرتفع فيها بشكل دائم منسوب المياه الجوفية .

استناداً لنوع التربة واستخدامها يمكن تحديد قيمة (CN) للترب صنف (II) [درجة الرطوبة للتربة (II)] من الجدول (٦ـ١) .

الجدول (٦ ــ ١) قيم (CN) حسب نوع التربة واستخدامها
لتربة ذات درجة الرطوبة (II) .

استخدام التربة	قيمة (CN) حسب نوع التربة			
	D	C	B	A
ارض بور ــ جرداء	94	91	86	77
نباتات ذات ثمار ارضية ــ عنب	90	87	80	70
عنب (تيراس)	82	79	73	64
حبوب ــ نباتات علفية	88	84	76	64
شجر صفصاف بتوزع عادي	84	79	69	49
شجر صفصاف قليل	89	86	79	68
حشائش دائمة	78	71	58	30
غابات متفرقة جدا	83	77	66	45
غابات متوسطة	79	73	60	36.
غابات كثيفة	77	70	25	25
مساحات كتيمة	100	100	100	100
(جزء كتيم من الارض ــ شوارع ساحات ... الخ)				

حسب قيم (CN) لدرجة رطوبة (II) يمكن باستخدام الشكل (٦ــ٨) تحديد المطر الفعال (hef) وذلك بعد معرفة ارتفاع الهطول الكلي (h) .



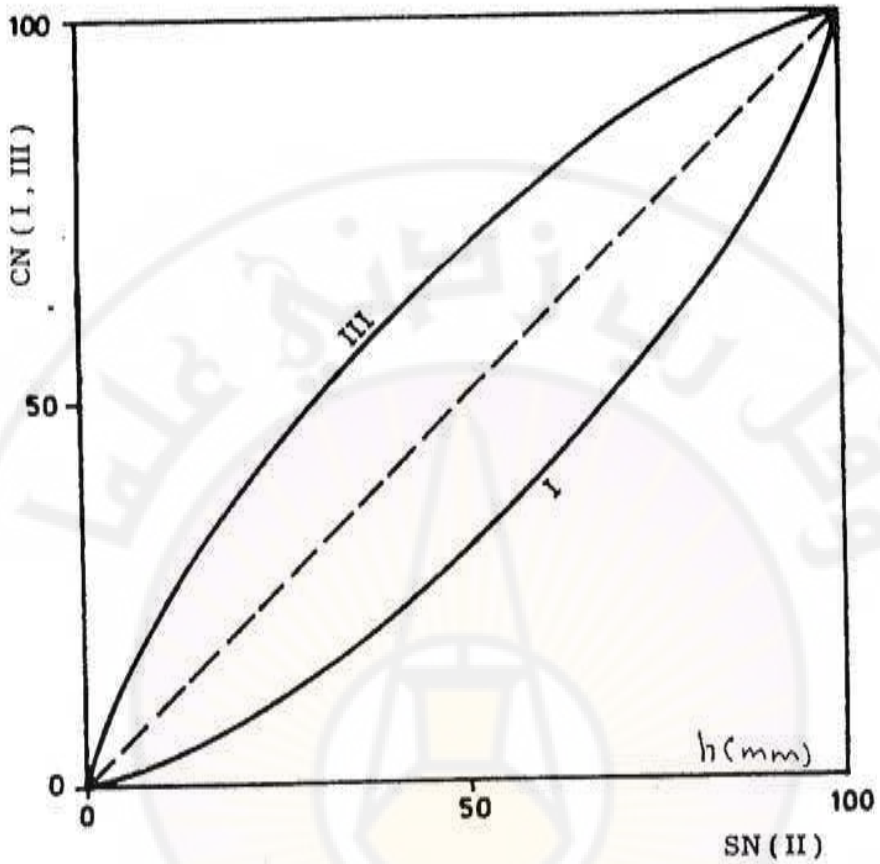
الشكل (٦ ــ ٨) تحديد قيمة (hef) . كتابع لـ (h , CN)
لأجل تربة ذات درجة الرطوبة (II) حسب طريقة (SCS) .

لتحديد قيمة (CN) لترب ذات درجة رطوبة (I , III) نستخدم الشكل (٦ــ٩) . حيث تحسب قيم (CN) لهذه الترب استناداً إلى قيم (CN) للترب ذات درجة الرطوبة (II) .

إن قيم (hef) الموضحة على الشكل (٦ــ٨) يمكن تحديدها حسابياً باستخدام العلاقة التالية :

$$h_{ef} = \frac{\left[\left(\frac{h}{25,4}\right) - \left(\frac{200}{CN}\right) + 2\right]^2 . 25,4}{\left(\frac{h}{25,4}\right) + \left(\frac{800}{CN}\right) - 8} \quad (mm) \quad (٦ - ١٣)$$

عندما تتألف منطقة الحوض الصباب من عدة أنواع من الترب وعدة أشكال الاستخدام عندها نستخرج قيم (CN) لكل مساحة ذات تربة من نوع محدود



الشكل (٦ – ٩) قيم (CN) لترب ذات درجة رطوبة (I , III)(المحورالشاقولي)
حسب قيم (CN) لترب ذات درجة رطوبة (II) (المحور الافقي)

وذات استخدام محدد ثم نحسب قيمة (CN) لكامل الحوض باستخدام الوسطي الموزون .

إذا توافر لدينا لحوض ما قياسات لـ (hef) , (h) نوقعها على الشكل (٦ــ٨) ونحدد منها قيمة (CN) الموافقة لهذا الحوض . أما إذا كان مجموع الهطول لخمسة أيام تسبق الهطول موضوع الدراسة لا يتوافق مع درجة الرطوبة للتربة (II) فيمكن تحديد (CN) الصحيحة باستخدام الشكل (٦ــ٩) ،

بهذه الطريقة يمكن للحوض المدروس أن نحدد الحدود التي تتراوح فيها قيمة (CN) .

للعمل حسب الطريقة (SCS) يجب الانتباه إلى ما يلي :

١ ــ أنواع الترب (A) , (D) تشكل ظروفاً حديـة عظمى (تصاريف كبيرة) ،

ــ لقيم (CN) القليلة وعند ارتفاعات الهطول الأقـل من(50 mm) يحصل المرء حسب طريقة (SCS) على قيـم (hef) صغيرة جداً .

ــ للمساحات التي تحوي أجزاء كبيرة من الغابات يجب أن نحدد ما إذا كانت هذه الغابات كثيفة ــ متفرقة ــ متوسطة الكثافة .

٤ــ١ــ٤ــ تقدير الجريان السطحي باستخدام معاملات الجريان :

يفهم تحت معامل الجريان السطحي بأنه نسبة الجريان المباشر إلى الهطول الكلي أو نسبة الهطول الفعال إلى الهطول الكلي ، أي :

$$\psi = \frac{R_D}{P} \quad (\%) \qquad (٦ - ١٤)$$

حيث :

R_D ــ حجم الجريان المباشر .

P ــ حجم الهطول الكلي .

استناداً إلى طريقة (SCS) أعلاه يمكن التعبير عن معامل الجريان (ψ) كما يلي :

$$\psi = \frac{h_{ef}}{h} \quad (\%) \qquad (٦ - ١٥)$$

حيث :

h — الهطول المشارك بالجريان (mm) .

h_{ef} — الهطول الكلي (mm) .

والذي يمكن تحديده باستخدام العلاقة التالية حسب طريقة (SCS) :

$$\psi = \frac{\left[h - \left(\frac{200}{CN} - 2 \right) 25{,}4 \right]^2}{h \left[h + 4 \left(\frac{200}{CN} - 2 \right) 25{,}4 \right]} \quad (\%) \qquad (٦ - ١٦)$$

إن قيمة (ψ) تتراوح بين (صفر و ١) .

عندما :

$\psi = 0$ — هذا يعني أن كمية المياه الهاطلة تحجز كاملها في المنطقة ، أي :

$$\psi = 0 \rightarrow R_D = 0 \rightarrow S = P$$

عندما :

$\psi = 1$ — هذا يعني أن كامل المطر يشارك في تشكيل الجريان ، أي :

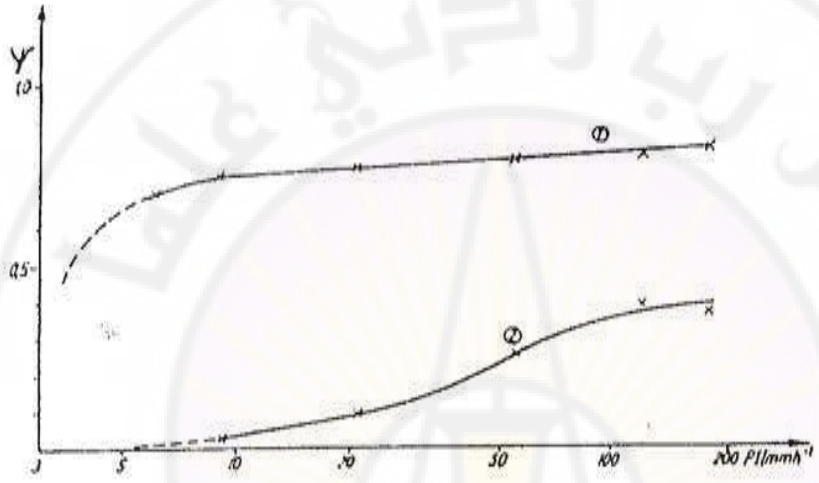
$$\psi = 1 \rightarrow R_D = P \rightarrow S = 0$$

تلاحظ هذه الحالة عندما يكون الهطول على مساحة صغيرة كتيمة ذات ميول كبيرة . أما في الأحواض الصبابة الكبيرة فلا تصادف هذه الحالة . تصادف الحالة ($\psi = 0$) عند هطول مطر قليل على منطقة مغطاة بالنباتات ذات تربة نفوذه ولا تحتوي مساحات كتيمة .

إن العوامل الرئيسة التي تؤثر في قيمة معامل الجريان (ψ) هي شدة الهطول

ـ ديمومته ـ مساحة الحوض الصباب ـ شكل الحوض الصباب وميله ـ طبيعة استخدام التربة ـ كثافة الغطاء النباتي ـ رطوبة التربة • بهذا فإن قيمة (ψ) هي ليست ثابتة للحوض الصباب •

الشكل (٦ـ١٠) يبين علاقة شدة الهطول على معامل الجريان •



الشكل (٦ ـ ١٠) علاقة (ψ) مع شدة الهطول :
1 — التربة مزروعة بالأعشاب .
2 — غابـة .

يوضح الشكل أن لخشونة السطح وناقليته للمياه تأثيراً كبيراً في قيمة (ψ) حيث أن (ψ) للغابات تبلغ قيماً قليلة أقل مما هي عليه في حالة الحوض المزروع بالأعشاب • تزداد قيمة (ψ) أيضاً بزيادة فترة الهطول ورطوبة التربة •

كما تتعلق قيمة (ψ) أيضاً بفترة تكرار الهطول حيث تزداد قيمة (ψ) بزيادة فترة التكرار •

تتعلق أيضاً قيمة (ψ) بمساحة الحوض الصباب حيث تزداد قيمة (ψ) بنقصان مساحة الحوض •

يبين الجدول التالي (٦ــ٢) قيم معامل الجريان لبعض الترب حسب طبيعة الغطاء النباتي وميل سطح الحوض الصباب .

نوع التربة	تربة رملية			تربة غضارية			صخرا
الغطاء النباتي	غابات	أعشاب	دون زراعة	غابات	أعشاب	دون زراعة	
منطقة مستوية	0,1	0,15	0,2	0,25	0,35	0,5	0,6
منطقة هضبية	0,15	0,22	0,3	0,40	0,55	0,65	0,7
منطقة جبلية	0,25	0,3	0,4	0,6	0,77	0,8	0,8

الجدول (٦ ــ ٢) قيم معامل الجريان حسب طبيعة سطح الحوض ــ نوع التربة ــ ميل السطح

بشكل عام لحساب الجريانات الأعظمية (التصاريف العظمى) للأحواض الصبابة الصغيرة أو لتحديد التصاريف الأعظمية لمياه المطر في شبكات صرف مياه المدن والقرى فلا نهتم بمجموع الجريان السطحي بالنسبة للهطول الكلي إنما نهتم بقيمة التصريف العظمى الذي يجب أن تستوعبه هذه الشبكة . بهذا نعرف ما يسمى معامل الجريان الأعظمي (ψ_s) حيث :

$$\psi_s = \frac{HQ}{PI} \qquad (٦ - ١٧)$$

حيث :

HQ ــ التصريف الأعظمي .

PI ــ الشدة المطرية .

للحصول على قيمة (ψ_s) بين الصفر والواحد نحول قيمة $HQ\ (m^3/s)$ إلـى $HQ\ (mm/h)$ حيث :

$$HQ\ (mm/h) = HQ\ (m^3/s)\ \frac{A}{3,6}$$

A — هي مساحة الحوض الصباب بـ(Km^2) .

بهذا نكتب الآن العلاقة التالية :

$$HQ = \psi_s \cdot PI\ \frac{A}{3,6} \qquad (m^3/s) \qquad (٦ - ١٨)$$

في المعادلة (٦ــ١٨) :

PI — تقـدر بـ (mm/h) .

A — تقـدر بـ (Km^2) .

HQ — تقـدر بـ (m^3/s) .

كما تستخدم العلاقة التالية :

$$HQ = \psi_s \cdot r \cdot A \qquad (l/s) \qquad (٦ - ١٩)$$

حيث :

A — تقـدر بـ (Km^2) .

r — هي التصريف النوعي وتقدر بـ ($l/s \cdot Km^2$) .

تسمى العلاقتان (٦ــ١٨) و (٦ــ١٩) بالعلاقات المنطقية لحساب التصاريف العظمى والتي سيدرس استخدامها بالتفصيل في بحوث مقبلة من هذا الكتاب .

الجدول (٦ ــ ٣) يبين قيم معامل الجريان الاعظمي (ψ_s) لبعض الترب

نوع التربة	غضاراً		طينـاً		رمـلاً	
الغطاء النباتي	دون زراعة	غابات	دون زراعة	غابات	دون زراعة	غابات
منطقة مستوية	0,5	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1
منطقة هضبية	0,6	0,5	0,5	0,4	0,3	0,2
منطقة جبلية	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	0,3

كما وضحنا فإن حساب التصاريف الأعظمية يرتبط دوماً بفترة تكرار (T) لذلك يشترط لحساب العلاقة (٦ــ١٨) أو (٦ــ١٩) أن تكون قيمة (PI) لفترة التكرار نفسها التي تحسب لها (HQ) . كما يشترط أن يكون زمن الهطول أكبر من زمن التركيز كي تتمكن جميع أجزاء الحوض الصباب من المشاركة في تشكيل الجريان . بذلك نرى أن القيم (HQ , ψ_s , PI) تتعلق جميعها بفترة التكرار (T).

نلاحظ مما سبق أن تحديد (ψ) أو (ψ_s) هو في غايـة من الصعوبة والأهمية حيث أن الكلفة الاقتصادية لمشروع ما تتعلق بشكل مباشر بقيمة هذا العامـل .

٥ ــ تركيـز الجريـان :

يقصد بتركيز الجريان هو تجميع الجريانات في المجاري المائية وتشكيل منحني التصريف .

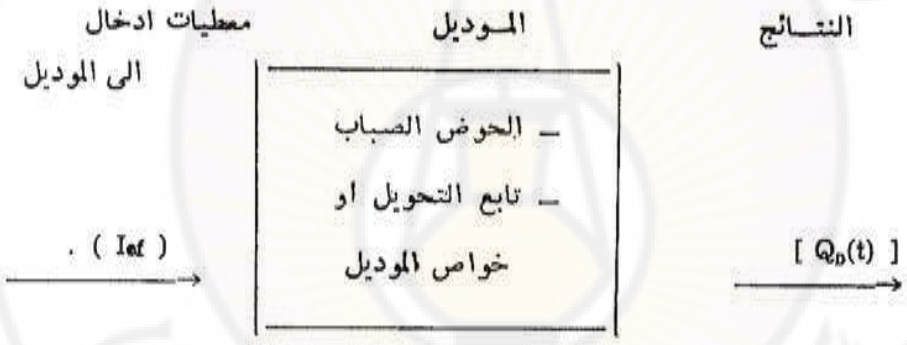
إن كثيراً من الأعمال يتطلب معرفة منحني التصريف الناتج عن هطول ما وليس فقط القيمة العظمى للتصريف . للحصول عـلى منحني التصريف يمكن قياس التصاريف عند مخرج الحوض في مقطع ما من نهر أو يمكن أيضاً الحصول على

منحني التصريف هذا باستخدام موديلات رياضية استنتجت أصلاً من خلال قياسات للتصاريف الناتجة عن هطولات محددة .

عند تحديد منحني التصريف باستخدام الموديلات تكون المعطيات هي الهطول بالإضافة إلى مواصفات الحوض الصباب والشبكة النهرية .

تصف هذه الموديلات التغير الزمني لقيم التصريف المباشر [$Q_D(t)$] والناتج عن الهطول الفعال ذي الشدة (I_{ef}) . بهذا نفترض أن الحوض الصباب هو موديل هيدرولوجي يتأثر بالشدة المطرية الفعالة(I_{ef}) .

لتحويل هذه الشدة المطرية إلى تصريف [$Q_D(t)$] فإننا نحتاج إلى مواصفات هذا الموديل الهيدرولوجي .



إن تحويل الهطول الفعال إلى تصريف مباشر يتم عن طريق تابع تحويل أو خواص الموديل المستخدم . أنظر أيضاً الشكل (٦ـ١) .

إن الموديلات المستخدمة للحصول على منحني التصريف لابد من معايرتها عن طريق قياسات للهطول والجريان لعدة حوادث هطول على الحوض المدروس .

إن منحني التصريف لحوض معين يصف مجموع منحنيات التصريف للمساحات الصغيرة المشكلة لهذا الحوض والتي لها أزمنة جريان مختلفة إلى مخرج الحوض

ولكل منها أثر تخزيني مختلف ، بهذا نجد أن كل مساحة تورد تصريفاً ما إلى مخرج الحوض بوقت مختلف عن المساحة المجاورة وكل مساحة تختزن جزءاً من المياه لفترة مختلفة تصل إلى مخرج الحوض أيضاً بوقت مختلف عن المساحة المجاورة .

بهذا نستنتج أن العمليات الأساسية للحوض الصباب عند دراسة تركيز الجريان هي انتقال الجريان (وهنا يعد الحوض الصباب نظام نقل) والتخزين .

عند اختيار موديل ما ليصف عملية تحويل الهطول الفعال (Ief) إلى جريان وظهوره على شكل منحني تصريف يمكن أن نلاحظ ما يلي :

١ ــ بعض الموديلات عند تحويل المطر الفعال إلى جريان تعد خواص الحوض الصباب جملة واحدة دون إدراك تأثير الخواص المختلفة في شكل منحني التصريف وقيمه .

من هذه الموديلات ــ منحني الواحدة للتصريف المباشر .

٢ ــ بعض الموديلات تعتبر الخواص المختلفة للحوض الصباب وتأثيرها في شكل منحني التصريف وهذه تضع في الحسبان أيضاً التغير الزماني والمكاني للهطول فوق الحوض (الهطول غير المتجانس على كامل المساحة وعبر فترة الهطول) .

من هذه الموديلات ــ مخطط المساحة الزمن المرتبط مع خزان ذي حواف شاقولية (خزاناً خطياً) .

٥ــ١ــ منحني الواحدة : Unit Hydrograph (UH) :

هو تابع تحويل المطر الفعال إلى تصريف مباشر (جرياناً مباشراً) ويعرف بأنه منحني التصريف المباشر الناتج عن هطول فعال مقداره الواحدة في فترة زمنية (Δt) . بهذا يعد الحوض الصباب كوحدة متكاملة متجانس الخواص .

وضع فكرة منحني الواحدة العالم (Sherman) والتي تستند إلى أنه بتقريب جيد فإن الهطولات الفعالة على حوض صباب والمتشابهة من حيث توزعها الزماني والمكاني تؤدي إلى تشكيل منحنيات تصريف متشابهة أو بتعبير آخر فإن الهطولات المتساوية تنتج عنها منحنيات تصريف متماثلة وذلك عندما يكون زمن الهطول متساوياً .

كما أنه لفترة الهطول نفسها على حوض صباب فإن إحداثيات منحني التصريف المباشر تتناسب مع قيمة الهطول الفعال (ارتباطاً خطياً) .

٥ـ١ـ١ـ مجـال الاستخدام :

١ ـ تستخدم طريقة منحني الواحدة عندما يكون الهطول الفعال منتظماً على كامـل مساحة الحوض الصباب (أو على الأقـل أن يكون منتظماً بتقريب جيد) .

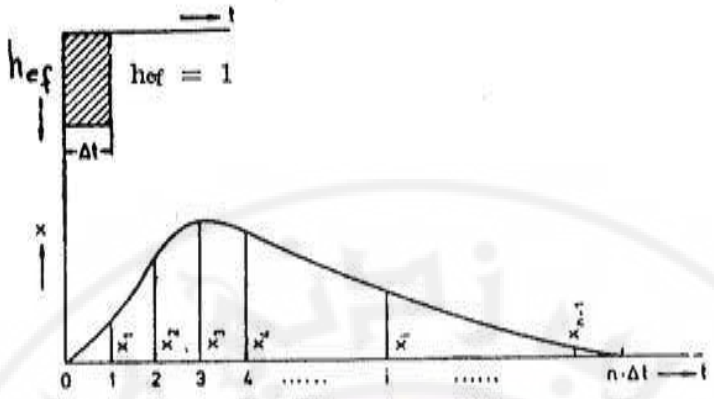
٢ ـ تعد هذه الطريقة مناسبة للاستخدام كلما كان سلوك الحوض الصباب بالنسبة للجريان متجانساً .

٣ ـ عندما يتألف الحوض الصباب من عدة مناطق مختلفة في خواصها بالنسبة للجريان فإنه يفضل تحديد منحني واحدة خاص بكل منطقة .

يبين الشكل (٦ـ١١) إحداثيات منحني الواحدة لحوض صباب والناتج عن هطول فعال يساوي الواحدة خلال فترة (Δt) .

h_{ef} ـ ارتفاع الهطول الفعال [لحالة منحني الواحدة يكون ($h_{ef} = 1$)] .

X_i ـ التصريف المباشر عند الزمن (t_i) .



الشكل (٦ ــ ١١) يبين منحني الواحدة لأحد الأحواض

٥ــ١ــ٢ــ استنتاج منحني الواحدة بمعرفة منحني التصريف :

إذا علم لدينا منحني التصريف عند مقطع ما من مجرى مائي والناتج عن هطول معين على الحوض الصباب يمكن الحصول على منحني الواحدة عبر الخطوات التاليــة :

١ ــ ليكن معلوم لدينا منحني التصريف الموضح عــلى الشكل (٦ــ٥) فإننا نفصل التصريف المباشر عن التصريف غير المباشر .

٢ ــ نحسب حجم التصريف المباشر (مساحة مخطط التصريف المباشر) .

٣ ــ نحسب الهطول الوسطي على الحوض باستخدام العلاقة التالية :

$$h = \frac{V}{A} \qquad (٦ - ٢٠)$$

V ــ حجــم التصريف المباشــر بـ (m^3) وتكافىء مساحة منحني التصريف فوق خط الفصل بين التصريف المباشر وغير المباشر .

A ـــ مساحة الحوض الصباب (m^2) .

٤ ـــ تحسب إحداثيات منحني الواحدة (X_i) بتقسيم إحداثيات أو قيم التصريف المباشر على قيمة الهطول الوسطي .

٥ ـــ نرسم منحني الواحدة استناداً إلى القيم المحسوبة بالخطوة السابقة . انظر التطبيق في نهاية البحث .

٥ـ١ـ٣ـ استنتاج منحني التصريف الناتج عن شدة هطول معينة باستخدام منحني الواحدة :

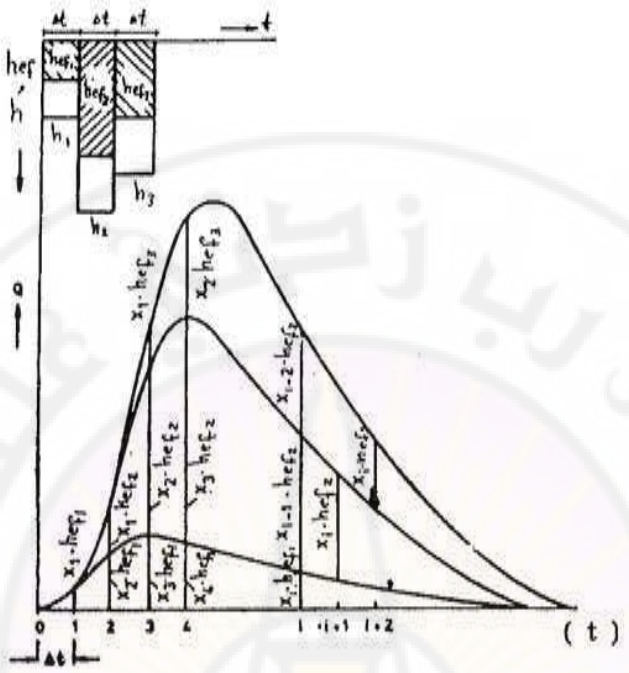
إذا علم لدينا منحني الواحدة لحوض صباب وكان المطلوب تحديد إحداثيات منحني التصريف المباشر الناتج عن هطول فعال (hef) فإننا نضرب إحداثيات منحني الواحدة بقيمة ارتفاع الهطول (hef) . وفي حال معرفة التصريف غير المباشر فيمكن إضافته إلى قيم التصريف المباشر فنحصل على التصريف الكلي . نذكر هنا أنه يجب أن تكون فترة الهطول مساوية فترة الهطول المعلوم لها منحني الواحدة .

٥ـ١ـ٤ـ استنتاج منحني التصريف الناتج عن عدة فترات هطول متتابعة :

إذا علم منحني الواحدة لفترة هطول (Δt) يمكن تحديد منحني التصريف الناتج عن عدة فترات هطول يستمر كل منها فترة زمنية مساوية (Δt) كما يلي :

بفرض أن المعلوم لدينا هو منحني الواحدة على الشكل (٦ـ١١) والمطلوب الحصول على منحني التصريف الناتج عن ثلاث فترات هطول تستمر كل منها (Δt) والهطول الفعال لكل منها : hef_1 , hef_2 , hef_3 .

أما الهطول الكلي فيبلغ h_1 , h_2 , h_3 .



الشكل (٦ ــ ١٢) استنتاج منحني التصريف الناتج عن ثلاث فترات هطول

تحدد قيمة التصريف الناتج باستخدام المعادلات التالية :

(٦ ــ ٢١)

$$Q_1 = X_1 \cdot hef_1$$

$$Q_2 = X_1 \cdot hef_2 + X_2 \cdot hfe_1$$

$$Q_3 = X_1 \cdot hef_3 + X_2 \cdot hef_2 + X_3 \cdot hef_1$$

$$Q_4 = X_2 \cdot hef_3 + X_3 \cdot hef_2 + X_4 \cdot hef_1$$

وهكذا ...

حيث :

Q_1 ـــ قيمة التصريف بعد (Δt . 1) .

Q_2 ـــ قيمة التصريف بعد (Δt . 2) . وهكذا .

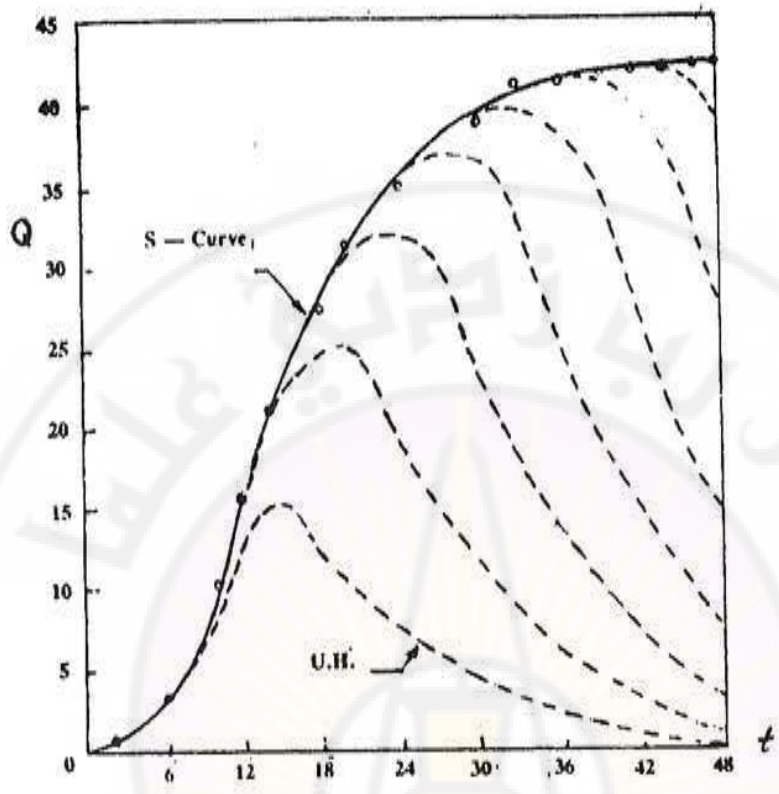
وهكذا نشير هنا إلى أن قيم التصريف (Q_1 , Q_2 , Q_3 ....) ليس بالضرورة أن يكون التباعد الزمني بينها مساوياً (Δt) والتي تعبر عن فترة الهطول .

٥ـ١ـ٥ـ استنتاج منحني الواحدة لفترات هطول مختلفة :

إذا علم منحني واحدة من أجل فترة هطول (Δt) لأحد الأحواض يمكن الحصول على منحني واحدة آخر للحوض نفسه لكن من أجل فترة هطول مختلفة . وذلك باستخدام فكرة المنحني التجميعي (Sumation-S-Curve) . وهو المنحني الزمني للتصريف المباشر الناتج عن هطولات متتابعة بصورة مستمرة ينتج عن كل منها تصريف مباشر مقداره الواحدة وزمن كل تساقط هو (Δt) . أو بعبارة أخرى هو المنحني الزمني للتصريف المباشر الناتج عن هطول منتظم لا نهائي ينتج عنه تصريف مباشرة مقداره الواحدة كل فترة (Δt) .

يمكن الحصول على المنحني التجميعي بإضافة عدة منحنيات واحدة متتابعة مناظرة لزمن هطول (Δt) . بحيث يكون كل منحني متأخراً عن سابقة بزمن (Δt) . بهذا عند إضافة عدة منحنيات وحدة إلى بعضها يبلغ المنحني التجميعي قيمة عظمى لا يتجاوزها حتى لو استمر الهطول لفترة طويلة جداً ـــ انظر الشكل (٦ـ١٣) ـــ .

للحصول على منحني واحدة لفترة هطول($\Delta t'$) بمعرفة منحني واحدة لفترة هطول (Δt) للحوض نفسه أو لحوض مشابه باستخدام فكرة المنحني التجميعي تتبع الخطوات التالية :



الشكل (٦ – ١٣) استنتاج المنحني التجميعي

١ – نرسم المنحني التجميعي الناتج عن تجميع عدة منحنيات واحدة ذات فترة الهطول (Δt) .

٢ – من المنحني التجميعي المستنتج بالخطوة الأولى نطرح منحني تجميعي مماثل له لكن يتأخر عنه بفترة زمنية مقدارها ($\Delta t'$) .

٣ – ناتج الطرح للمنحنيين التجميعيين يصحح بضربه بالنسبة ($\Delta t/\Delta t'$) بذلك نكون حصلنا على احداثيات منحني الواحدة ذي فترة الهطول ($\Delta t'$) .

٥ـ١ـ٦ـ ملاحظات حول استخدام منحني الواحدة :

إن الزمن(Δt) الذي نستنتج له منحني الواحدة يجب أن يتم اختياره بعناية ليعكس التغير الزمني للهطول • ينصح باستخدام فترات الهطول التاليـة للحصول على منحني الواحدة ـ انظر الجدول (٦ـ٤) •

A	الميـل الوسطي للحوض الصباب			
Km^2	> 0,15	0,1 - 0,15	0,05 - 0,1	< 0,05
20 - 100	1 - 2	2	2 - 3	3
100 - 300	2 - 3	3	3	4
300 - 500	3 - 4	3 - 4	4	4 - 5
500 - 1000	3 - 5	4 - 6	6 - 8	8 - 12
1000 - 2000	4 - 5	5 - 7	7 - 9	9 - 12

الجدول (٦ ـ ٤) يبين قيم (Δt) للاسترشاد بها للحصول على منحني الواحدة وذلك حسب الميل ومساحة الحوض الصباب (تعطى(Δt)بالساعات)

بغض النظر عن قيمة (Δt) فيجب أن يكون الزمن من بدايـة التصريف المباشر حتى القمة مساوياً ثلاثة حتى خمسة أضعاف قيمة(Δt) .

عند اختيار قيمة صغيرة جداً فهذا يزيد من زمن الحساب ولكن لا يؤثر في دقة الحساب بشكل ملحوظ •

يوجد لأي حوض عدد لانهائي من منحنيات الواحدة يختلف بعضها عن بعض من حيث فترة الهطول وتوزعه •

عملياً يستخدم عدد محدود من هذه المنحنيات ويهمل تأثير توزع الهطول في الحوض ، لكن هذا يؤدي إلى أخطاء كبيرة مع زيادة مساحة الحوض . لهذا يجب ألا تزيد مساحة الحوض الصباب المستخدمة في استنتاج منحني الواحدة على (5000 Km^2) وإذا تجاوزت هذه القيمة يمكن تقسيمه إلى عدة أحواض أصغر ورسم منحني الواحدة لكل منها ثم تجميع المنحنيات بعضها إلى بعض .

ـ يمكن استعمال منحني الواحدة المستنتج لفترة هطول(Δt) من أجل حساب منحني التصريف لفترات هطول مختلفة عنها قليلاً بحدود ($\pm 0,25\ \Delta t$) . وإذا توافرت أصلاً عدة منحنيات واحـدة لفترات هطول متقاربة فيفضل إيجاد منحني متوسط لها . وذلك بحيث يتم حساب متوسط قيم الذروة ومن ثم إكمال المنحني تقديرياً .

ـ يجب عدم استخدام منحنيات الواحدة للتنبؤ بأقصى تصريف يمكن حدوثه حيث أنه لا توجد طريقة للتنبؤ بكيفية تغير قيم الذروة بمجرد معرفة منحنيات الواحدة للحوض .

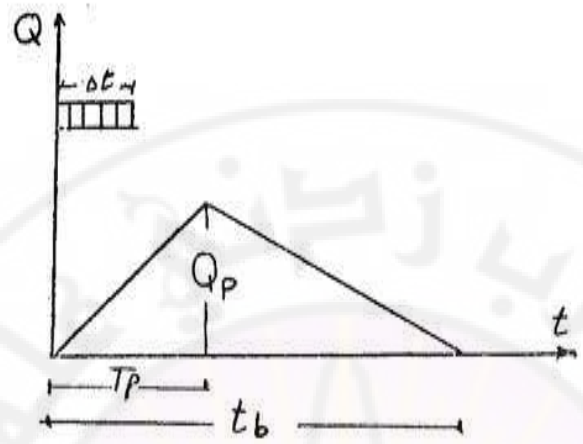
٥ـ١ـ٧ـ منحنيات الواحدة الاصطناعية :

كثيراً ما نضطر إلى دراسة مجرى مائي لا توجد عليه محطات قياس للتصريف والمنسوب لذلك نلجأ للاستعانة بمنحنيات واحدة لأحواض مشابهة أو بمنحنيات واحدة اصطناعية .

توجد عدة طرائق ومعادلات تجريبيـة لايجاد منحني الواحدة الاصطناعي وتعيين قيمة الذروة (Q_p) والزمن من بداية التصريف المباشر إلى الذروة (T_p) وكذلك زمن الايراد المباشر (t_b) .

سنذكر فيما يلي إحدى الطرائق شائعة الاستخدام لاستنتاج منحني الواحدة الاصطناعية وذلك بمعرفة زمن الهطول (Δt) .

سنفترض أن شكل منحني الواحدة مثلثي ، انظر الشكل (٦ــ١٤) .



الشكل (٦ ــ ١٤) منحني الواحدة الاصطناعي

ــ إن حجم التصريف المباشر لمنحني الواحدة الاصطناعي ذي الشكل المثلثي هو :

$$V = 1 . A$$

حيث ارتفاع الهطول يساوي (1 cm) مثلاً ، A ــ مساحة الحوض الصباب .

ــ نحسب تصريف الذروة من العلاقة التالية :

$$Q_p = \frac{2V}{t_b} = \frac{2 . 1 . A}{t_b} = \frac{2A}{t_b} \qquad (٦ - ٢٢)$$

ــ إن قيمة زمن التصريف المباشر (t_b) تتعلق بقيمة زمن الهطول (Δt). كما أن زمن الذروة (T_p) يتعلق بزمن الهطول (Δt) وزمن تركيز الحوض الصباب (T_c) .

لحساب زمن التصريف المباشر يمكن استخدام العلاقة التالية :

$$t_b = 2{,}67\ (\ \Delta t + 0{,}6\ T_c\ ) \qquad (٢٣ - ٦)$$

يمكن حساب زمن التركيز استناداً للمعادلات المذكورة سابقاً .

أما زمن بلوغ الذروة فيحسب من العلاقة :

$$T_p = 0{,}6\ T_c + 0{,}5\ \Delta t \qquad (٢٤ - ٦)$$

كما يمكن تقسيم طول الجريان (L) إلى عدة أقسام من أبعد نقطة من الحوض إلى المقطع المدروس واستخدام معادلات الجريان للأقنية المكشوفة لتحديد السرعة الوسطية للجريان في كل جزء ومن ثم حساب زمن الجريان ضمن كل جزء وبالتالي تحديد زمن التركيز كمجموع أزمنة الجريان للأجزاء المختلفة والواقعة على المجرى الرئيس .

يجب أن نختار زمن الهطول (Δt) بحدود $\Delta t \leqslant 0{,}2\ T_c$ وذلك للحصول على قيم أقرب للواقع من أجل تحديد زمن الذروة . أما إذا كان زمن الهطول الفعلي أكبر من ذلك فيقسم إلى فترات متساوية كل منها (Δt) تحقق الشرط أعلاه . وبعد استنتاج منحني الواحدة الاصطناعي المناظر لفترة هطول (Δt) يمكن استنتاج المنحني الزمني للتصريف المباشر بطريقة التجميع كما سبق شرحه .

٥ـ٢ـ مخطط المساحة الزمن (الموصول مع خزان خطي) :

لمعرفة كيفية تحول الهطول الفعال (hef) أو شدة الهطول الفعال (Ief) إلى جريان مباشر (Q_D) يستخدم موديل خاص حيث يفترض أن عملية تركيز الجريان (تشكيل منحني التصريف المباشر) تتألف من عمليتين جزئيتين :

١ ـ عملية انتقال الهطول من مكان الهطول إلى المقطع المدروس وهنا

يعد الحوض الصباب عبارة عن نظام نقل حيث يصل الهطول إلى المقطع المدروس على شكل جريان بأزمنة مختلفة تتعلق بطول المسافة المقطوعة (أي ببعد المقطع المدروس عن مكان الهطول) ، بهذا نحصل على ما يسمى مخطط المساحة ــ الزمن •

٢ ــ عملية تخزين الهطول في الحوض والذي يحصل نتيجة عدة أسباب درست في الفصل الثاني• هنا نفترض وجود خزان في المقطع المدروس• انظر الشكل (٦ــ١٥) •

٥ــ٢ــ١ــ مجـال الاستخدام :

ــ إن استخدام مخطط المساحة ــ الزمن يسمح بتقسيم الحوض الصباب إلى عدة أقسام بحيث نضع في الحسبان شدات الهطول المختلفة على هذه الأقسام •

ــ كما يسمح استخدام مخطط المساحة ــ الزمن باعتبار الأجزاء المختلفة من الحوض وذات الصفات الفيزيائية المختلفة وبالتالي تعطي هطولاً فعالاً مختلفاً بعضها عن بعض • حيث تعد لكل جزء هطولاً فعالاً مغايراً للجزء الآخر فمثلاً الأجزاء الكتيمة من الحوض الصباب والأجزاء غير الكتيمة •

٥ــ٢ــ٢ــ مخطط المساحة ــ الزمن :

يصف مخطط المساحة ــ الزمن عملية انتقال الجريان خلال الحوض الصباب في إطار تشكيل منحني التصريف ، حيث يصف هذا المخطط كون الحوض الصباب كنظام نقل للجريان عبر الموديل المذكور •

لاستنتاج مخطط المساحة ــ الزمن لحوض صباب نحدد على مخطط طبغرافي للحوض خطوط تساوي أزمنة الجريان حتى المقطع المدروس • ثم نحسب المساحات الموجودة بين خطوط تساوي أزمنة الجريان(ΔAr) .

بعد ذلك نوجد القيم (ΔAr/A) وذلك من أجـل خطوة زمنية (Δt) . انظر الشكل (٦ــ١٥) • تعبر (A) هنا عن مساحة الحوض كاملاً •

بتوقيع قيم (ΔAr/A) مع زمن الجريان نحصل على مخطط المساحة ــ الزمن w(t) .

أما مخطط تركيز الجريان W(t) فيمكن الحصول عليه من المعادلة التالية :

$$W(t) = Ief \left(\frac{\Delta Ar}{A} \right) \qquad (٦ - ٢٥)$$

حيث :

Ief ــ الهطول الفعال على المساحة (ΔAr) .

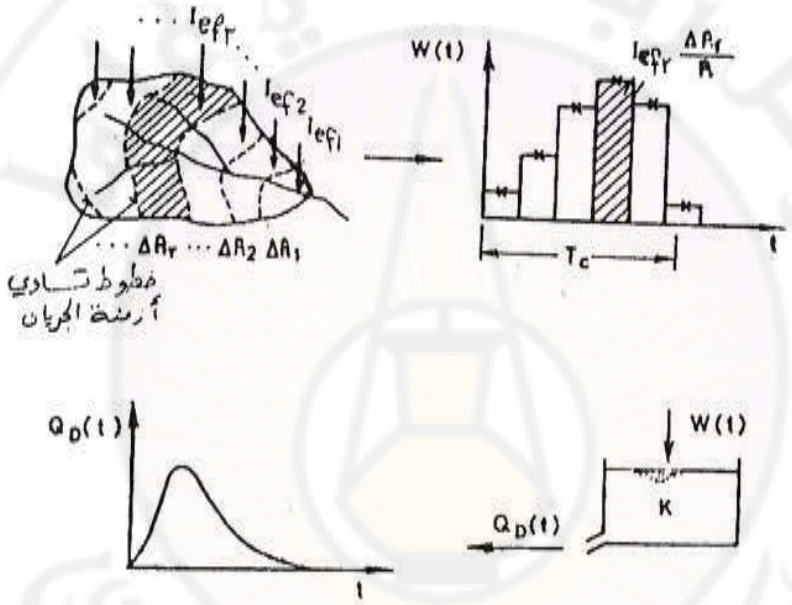
ــ لأجل هطول فعال منتظم على كامل مساحة الحوض الصباب وذي شدة (Ief = 1 (mm/Δt • وعندما نستخدم مخطط تركيز الجريان W(t) والناتج عن هذا الهطول الفعال كتصريف إلى خزان خطي (هو خزان ذو جدران شاقولية)، فإننا نحصل على منحني تصريف الواحدة ui(Δt) كتصريف خارج من الخزان • بمساعدة منحني الواحدة هذا نستطيع الحصول على التصريف المباشر الناتج عن أي قيمة هطول فعال (Ief) استناداً إلى مبدأ جمع الآثار الخطي •

ــ أما إذا كان الهطول الفعال على الحوض غير منتظم على كامل المساحة وذا شدة متغيرة مع الزمن فإننا نحصل على منحني التصريف الناتج كما يلي :

١ ــ نستنتج مخطط تركيز الجريان W(t) انطلاقاً من مخطط المساحة ــ الزمن لكل فترة زمنية وحسب توزع الهطول المكاني على الحوض ، فمثلاً نستنتج مخطط W(t) للفتـرة الأولى والنـاتج عـن توزع مكاني معين للهطول على الحوض • ثم نستنتج W(t) للفتـرة الثانية ••• إلخ •

٢ ــ بتجميع مخططات تركيز الجريان W(t) للفترات المختلفة حسب مبدأ جمع الآثار الخطي نحصل على مخطط تركيز الجريان المطلوب •

٣ ــ باستخدام مخطط تركيز الجريان المستنتج بالخطوة الثانية كتصريف وارد إلى خزان خطي فإن منحني التصريف المباشر الناتج عن الهطول غير المنتظم هو عندئذ منحني التصريف الخارج من الخزان •



الشكل (٦ ــ ١٥) طريقة مخطط المساحة ــ الزمن الموصول مع خزان خطي لاستنتاج منحني التصريف

فيما يلي سنبين خطوات تحديد مخطط المساحة ــ الزمن ومخطط تركيز الجريان لأجل (Ief = 1 mm/Δt) موزعة بشكل منتظم على كامل الحوض :

١ ــ نحسب زمن التركيز (Tc) (من أبعد نقطة من حدود الحوض حتى المقطع المدروس) •

٢ ــ نحسب (Tc′) (زمن الجريان من حدود الحوض حتى عدة نقاط واقعة على المجرى الرئيس مثل النقاط الواقعة عند مصب مجرى فرعي في المجرى الرئيس) كذلك حساب زمن الجريان للروافد الجانبية للنهر الرئيس حتى نقطة مصب هذه الروافد في النهر الرئيس .

تؤخذ أزمنة الجريان هذه بالتناسب حسب القيمة ($L / \sqrt{I}$) .

حيث :

L ــ طول الجريان من أبعد نقطة على حدود الحوض الصباب حتى المقطع المدروس .

ΔH ــ فرق المنسوب بين أبعد نقطة عن المقطع المدروس ومنسوب المقطع المدروس نفسه .

I = (ΔH/L) ــ الميــل .

انظر التطبيق في نهاية البحث .

٣ ــ تحديد زمن الجريان من نقطة ما من المجرى الرئيس حتى المقطع المدروس (Tc″) حيث :

$$Tc'' = Tc - Tc'$$

٤ ــ استنتاج النقاط ذات أزمنة الجريان المتساوية (Tc″)

٥ ــ رسم خطوط تساوي أزمنة الجريان حسب المعطيات الطبغرافية للحوض الصباب .

٦ ــ حساب أجزاء المساحات (ΔAr) وحساب النسبة (ΔAr/A)

ــ لكل مساحة جزئية (ΔAr) نستنتج الهطول الفعال .

إن تأثير الأخطاء في تحديد مخطط المساحة ـ الزمن ليس كبيراً وذلك عندما يقارن مع الأخطاء في تحديد ثابت الخزان مثلاً • (انظر الفقرة التالية) •

يوضح التطبيق في نهاية البحث تحديد مخطط المساحة ـ الزمن W(t) وكذلك مخطط تركيز الجريان W(t) لأجل هطول منتظم على كامل الحوض حيث قيمة الهطول الفعال تساوي (1 mm/Δt) .

٥ـ٢ـ٣ـ الخـزان الخطي :

يقصد هنا بالخزان الخطي الخزان ذو الحواف أو الجدران الشاقولية لهطول فعـال منتظم على كامل المساحة المدروسـة ذي الشدة (Ief = 1 mm/Δt) وعند عد مخطط تركيز الجريان الناتج عن هذا الهطول كتصريف داخل إلى خزان خطي نحصل على مخطط تصريف منحني الواحدة $u_i(\Delta t)$ خارج من الخزان وحدته (mm/Δt) • والذي تحسب إحداثياته من المعادلة التالية :

$$u_i(\Delta t) = (1 - e^{-\Delta t/K}) \sum_{j=1}^{i} 1 . W_j . e^{-(i-j) . (\Delta t/K)} \qquad (٦ - ٢٦)$$

في المعادلة (٦ـ٢٦) فإن (K) هي ثابت الخزان (وحـدة K هي الزمن) وتحدد استناداً إلى قياسات للتصريف والهطول •

يمكن تحديد (K) بشكل بسيط باستخدام الجزء الهابط من منحني التصريف المباشر والذي يقع بعد القمة بقليل والمستنتج من قياسات حقيقية •

في هذا الجزء من منحني التصريف فإن عملية الجريان تشبه عملية تفريغ خزان بذلك نحدد (K) من المعادلة التالية :

$$K = \frac{t_2 - t_1}{\ln \frac{Q_D(t_1)}{Q_D(t_2)}} = \frac{t_2 - t_1}{2,3 \log (\frac{Q_D(t_1)}{Q_D(t_2)})} \qquad (٦ - ٢٧)$$

$$t_2 > t_1$$

لتحديد (K) يتم توقيع الجزء الهابط من منحني التصريف المباشر بعد القمة بقليل وبعد انتهاء الهطول على شبكة نصف لوغاريتمية ، ثم رسم أفضل مستقيم يمثل هذا الجزء من منحني التصريف . إن ميل المستقيم المرسوم يمثل قيمة (K) . انظر التطبيق في نهاية البحث .

بعد معرفة (K) يمكن تحديد الاحداثيات $u_i(\Delta t)$ حسب المعادلة أعلاه . كما يمكن أيضاً بشكل سهل تحديد $u_i(\Delta t)$ باستخدام معادلة مسكنجم في حساب انتقال الفيضانات حيث يمكن أن نكتب لحالة خزان :

$$u_i(\Delta t) = C_1 \cdot W_i + C_2 \cdot W_{i-1} + C_3 \cdot u_{i-1} \qquad (٦ - ٢٨)$$

حيث : $W_i = W(t_i)$ الناتج عن شدة هطول فعال ($I_{ef} = 1$ mm/Δt) موزعة بشكل منتظم على المساحة المدروسة .

أما الثوابت (C_3 , C_2 , C_1) فتحدد باستخدام المعادلات التالية :

$$C_1 = C_2 = \frac{0{,}5 \cdot \Delta t}{K + 0{,}5 \cdot \Delta t}$$

$$C_3 = \frac{K - 0{,}5 \cdot \Delta t}{K + 0{,}5 \cdot \Delta t}$$

$$C_1 + C_2 + C_3 = 1$$

إن القيم (u_i) لها واحدة (W_i) نفسها وهي (mm/Δt) لكل (1 mm) هطول فعال ، مثلاً (mm/h.mm) .

للحصول على (u_i) بوحدة ($m^3/s.mm$) نلجأ إلى حساب جداء $u_i(\Delta t)$ بالمساحة المدروسة وتحويل الزمن من ساعة إلى ثانية .

$$u_i(\Delta t)\ [\ m^3/s \cdot mm\ ] = u_i(\Delta t)\ [\ mm/h \cdot mm\ ] \cdot \frac{A\ (Km^2)}{3{,}6}$$

٥ـ٣ـ استنتاج منحني التصريف عند عدم توافر قياسات سابقة للتصريف :

لأجل المناطق التي لا تحتوي على قياسات يمكن استنتاج منحني التصريف الناتج عن هطول فعال معين بالاستعانة بأحواض مشابهة •

للمناطق التي لا تحتوي على نسبة من الساحات والطرق والمناطق الكتيمة تتجاوز الـ (٥٪) يمكن الاستعانة ببعض خواص الحوض الصباب لتحديد شكل منحني التصريف المباشر •

يستنتج شكل منحني التصريف حسب هذه الطريقة استناداً إلى موديل مؤلف من مجموعتين متوازيتين من الخزانات الخطية المتتابعة ، حيث يفرض أنه عبر المجموعة الأولى من الخزانات الخطية يتم تصريف المياه من المساحات الكتيمة وعبر المجموعة الثانية يتم تصريف المياه التي تصل بشكل متأخر والمياه ذات السرع البطيئة • عند استخدام هذا الموديل يجب أن تكون القيمة الزمنية لفترة الهطول ($\Delta t \leqslant 1{,}5\ h$) .

للتطبيق المباشر لهذه الطريقة نحدد الخواص التالية المتعلقة بالحوض الصباب:

$$K_1 = 0{,}731 \left(\frac{L}{\sqrt{I}} \right)^{0{,}218} \quad [h] \qquad (٢٩ - ٦)$$

L — طول النهر الرئيس (Km) .

$I = (\Delta H/L)$ — ميـل النهر الرئيس •

ΔH — فرق المنسوب بين بداية النهر الرئيس ونهايته •

$$K_2 = 3{,}04\ K_1^{1{,}20} \quad [h]$$

$$\alpha = 2{,}41 \cdot \left(\frac{L}{\sqrt{I}} \right)^{-0{,}505}$$

تعطى قيمة التصريف الناتج عن هطول فعال معين بالعلاقة التالية :

$$Q_{D(t)} = u_i(\Delta t) \cdot hef$$

(٦ ــ ٣٠)

$$u_i(\Delta t) \cong \left[\alpha \frac{t}{K_1^2} \cdot e^{-(t/K_1)} + (1-\alpha) \cdot \frac{t}{K_2^2} \cdot e^{-(t/K_2)} \right] \frac{A}{3,6}$$

($m^3/s \cdot mm$)

حيث تمثل $u_i(\Delta t)$ هنا إحداثيات منحني الواحدة الناتجة عن هطول فعال خلال فترة زمنية مختارة مقداره ($1\ mm/\Delta t$) .

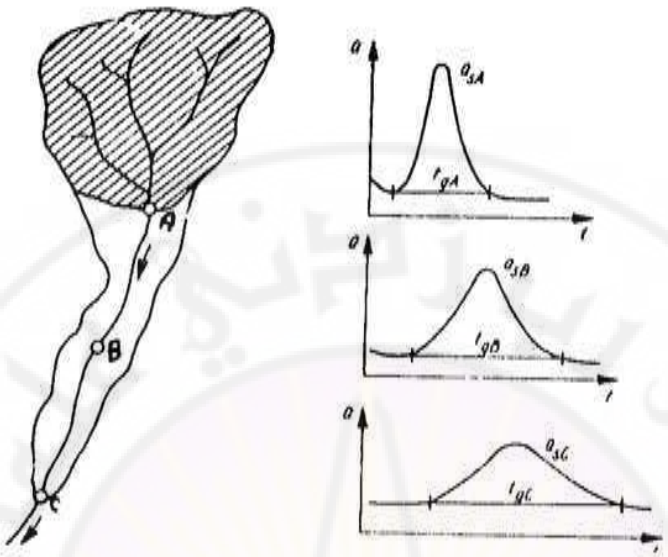
تقدر في المعادلة (٦ــ٣١) (A) بالكيلومتر المربع .

٦ ــ انتقال الفيضانات :

بعد أن ناقشنا كيف يتم تقدير الجريان السطحي وبالتالي الهطول الفعال وكذلك منحني التصريف المباشر الناتج عن هذا الهطول ، سنحاول الآن معرفة شكل منحني التصريف هذا عندما ينتقل الجريان إلى مقطع متقدم من النهر أو المجرى المائي . هنا نلاحظ تغير قيم التصريف الأعظمية عند انتقال الجريان من مقطع لآخر من النهر أو عند انتقال هذا الجريان عبر بحيرة سد .

لنراقب الآن الشكل (٦ــ١٦) حيث يتم الهطول على المساحة المهشرة فقط .

عند قياس التصريف عند المقطع (A) فنحصل على منحني التصريف الكلي الناتج والموضح جانباً . يُسمى منحني التصريف الناتج موجة فيضانية حيث قيمة التصريف العظمى هي (Q_{SA}) . إذا قسنا التصريف الناتج عن الهطول على المساحة المهشرة وذلك عند المقطع (B) من النهر فنحصل على شكل الموجة الفيضانية الموضحة على الشكل نفسه حيث تبلغ قيمة التصريف الأعظمي(Q_{SB}) .



الشكل (٦ ــ ١٦) انتقال موجة فيضانية

حيث نلاحظ ($Q_{SA} > Q_{SB}$) .

عند قياس التصريف الآن عند مقطع آخر (C) نحصل على منحني التصريف الموضح أيضاً جانباً حيث القيمة العظمى للتصريف تبلغ (Q_{SC}) .

نلاحظ هنا :

$$(Q_{SA} > Q_{SB} > Q_{SC})$$

أيضاً نلاحظ :

$$t_{gA} < t_{gB} < t_{gC}$$

حيث : t_{gC} , t_{gB} , t_{gA} المدى الزمني لمنحني التصريف الناتج عند المقاطع C , B , A .

كما نلاحظ أن حجم الجريان المباشر الناتج عن الهطول الفعال على المساحة المهشرة والمقيس عند المقاطع (A و B و C) متساوٍ تقريباً .

من المعروف أن حركة المياه في المجاري المائية هي بشكل عام حركة غير مستقرة حيث يتغير شعاع السرعة في مختلف نقاط الوسط المتحرك من حيث القيمة والاتجاه.

$$\frac{\partial V}{\partial t} \neq 0$$

$$\frac{\partial V}{\partial x} \neq 0$$

يمكن وصف هذه الحركة على أساس القوانين الهيدروديناميكية وقوانين مصونية المادة ومصونية الطاقة بالإضافة إلى بعض الخواص الهندسية لمقطع الجريان ومعادلة الاستمرار .

سنناقش الآن انتقال الفيضانات عبر المجاري المائية وبحيرات السدود .

٦ـ١ـ انتقال الفيضانات عبر المجاري المائية ـ طريقة مسكنجم :

: Muskingum - Methode

يقصد بالفيضانات هنا الأمواج الفيضانية المتشكلة نتيجة هطولات ما . فلو راقبنا الآن حيزاً من نهر بين المقطعين (1 , 2) كما هو موضح على الشكل (٦ـ١٧) وبفرض معرفة قيم التصريف عند المقطع (1) والمطلوب معرفة قيم التصريف عند المقطع (2) والناتج عن الجريان ذاته .

حسب طريقة مسكنجم سنفرض أن حجم المياه بين المقطعين (1 , 2) هو

(S) ، وهذا الحجم يتناسب مع قيمة التصريف المتوسط (Q_g) . انظر الشكل (٦ــ١٧) حيث :

$$S(t) = K \cdot Q_g(t) \qquad (٦ - ٣٢)$$

$Q_g(t)$ ــ القيمة المتوسطة للتصريف عند المقطعين (1 , 2) في اللحظة (t)

$S(t)$ ــ حجم المياه المخزونة بين المقطعين (1 , 2) في اللحظة (t)

K ــ ثابت تناسب يسمى ثابت التخزين وحدته هي الزمن ويمكن عده بأنه زمن الجريان الوسطي لـ (Q_g) على المسار (L) بين المقطعين (1 , 2)

إن حجم المياه المخزونة بين المقطعين (1 , 2) يمكن تقسيمها إلى جزءين :

١ ــ جزء تخزين موشوري (S_P) .

٢ ــ جزء تخزين مخروطي (S_K) .

وبفرض أن التصريف الداخل إلى المقطع النهري هــو (Q_z) والتصريف الخارج من المقطع النهري هو (Q_a) . يكون حجم التخزين الموشوري تابعــاً للتصريف (Q_a) ، أي :

$$S_P = K \cdot Q_a \qquad (٦ - ٣٣)$$

أما حجم التخزين المخروطي فيكون متناسباً مــع الفرق بين (Q_a , Q_z) أي :

$$S_K = K \cdot X \cdot (Q_z - Q_a) \qquad (٦ - ٣٤)$$

نبدل المعادلة (٦ــ٣٣) والمعادلة (٦ــ٣٤) بالمعادلة (٦ــ٣٢) ، نجــد :

$$S(t) = K [x \cdot Q_z(t) + (1 - x) Q_a(t)] \qquad (٦ - ٣٥)$$

أو :

$$Q_{g(t)} = x \cdot Q_{z(t)} + (1 - x)\, Q_{a(t)} \qquad (٣٦ - ٦)$$

إن الثابت (x) هو ثابت لابعدي يميز تأثير التصريف الداخل في المقطع والخارج منه على التخزين وتتراوح قيمة هذا الثابت بين (صفر وحتى ٥ر٠) وغالباً بين (صفر و ٣ر٠) .

إلى جانب المعادلة السابقة يمكن استخدام معادلة الاستمرار التالية :

$$Q_{z(t)} - Q_{a(t)} = \frac{\partial s}{\partial t} \qquad (٣٧ - ٦)$$

بمعرفة (K) , (x) والمسماة ثوابت طريقة مسكنجم يمكن حساب التصريف الخارج عند المقطع (2) وهـو $Q_{a(t)}$ وذلك بمساعدة العلاقات (٦ــ٣٥) و (٦ــ٣٧) .

بتبديل المعادلة (٦ــ٣٥) بالمعادلة (٦ــ٣٧) نجد :

$$Q_{z(t)} - Q_{a(t)} = K \cdot x \cdot \frac{\partial Q_{z(t)}}{\partial t} + K \cdot (1 - x) \frac{\partial Q_{a(t)}}{\partial t}$$

بعد مكاملة العلاقة السابقة حسب قاعدة شبه المنحرف نجد :

$$\frac{\Delta t}{2} \left[Q_z (t + \Delta t) - Q_a (t + \Delta t) + Q_{z(t)} - Q_{a(t)} \right] =$$

$$K \cdot x \left[Q_{z(t+\Delta t)} - Q_{z(t)} \right] + K (1 - x) \left[Q_{a(t+\Delta t)} - Q_{a(t)} \right]$$

(٦ - ٣٨)

باعتبار :

$$t + \Delta t = (i + 1)\,\Delta t \quad , \quad t = i \,.\, \Delta t$$

تتحول المعادلة السابقة إلى الشكل البسيط التالي والمعروفة باسم معادلة مسكنجم :

$$Q_{a,i+1} = C_1 \,.\, Q_{z,i+1} + C_2 \,.\, Q_{z,i} + C_3 \,.\, Q_{a,i} \qquad (٣٩ - ٦)$$

حيث :

$Q_{a,i+1}$, $Q_{a,i}$ — التصريف الخارج عند المقطع (2) في اللحظة $i + 1$, i .

$Q_{z,i+1}$, $Q_{z,i}$ — التصريف الداخل عند المقطع (1) في اللحظة $i + 1$, i .

$$C_1 = \frac{-K \,.\, x + 0{,}5 \,.\, \Delta t}{b} \quad , \quad C_2 = \frac{K \,.\, x + 0{,}5 \,.\, \Delta t}{b} \qquad (٤٠ - ٦)$$

$$C_3 = \frac{K - K \,.\, x - 0{,}5 \,.\, \Delta t}{b} \quad , \quad b = K - K \,.\, x + 0{,}5 \,.\, \Delta t$$

عند حساب قيم (C_3 , C_2 , C_1) يجب أن يتحقق الشرط التالي :

$$C_1 + C_2 + C_3 = 1$$

من الملاحظ أنه لابد لحساب التصريف الخارج من المقطع (2) استناداً لمعرفة التصريف الداخل إلى المقطع (1) من تحديد الثوابت (K , x) المتعلقة بالخواص المورفولوجية للمقطع المدروس .

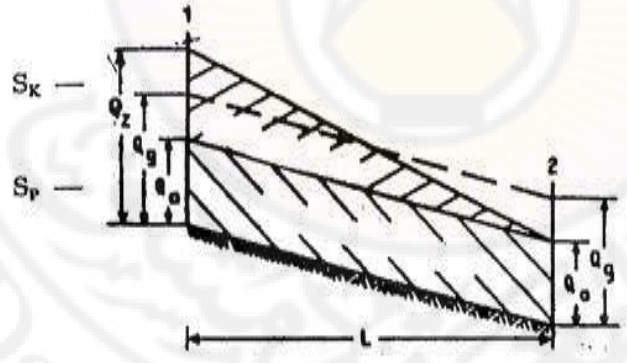
سنذكر إحدى هذه الطرائق لتحديد الثوابت (K , x) وذلك باستخدام المعادلة التالية :

$$K = \frac{S(t+\Delta t) - S(t)}{x\,[\,Q_z(t+\Delta t) - Q_z(t)\,] + (1-x)\,[\,Q_a(t+\Delta t) - Q_a(t)\,]} \qquad (٤١ - ٦)$$

فإذا كانت (K) ثابتـــة كما هو مفروض في العلاقة الأساسية بين التصريف الخارج والمخزون فإن العلاقة بين البسط والمقام في المعادلة الأخيرة يجب أن تمثل خطاً مستقيماً .

بمعرفة قياسات سابقة للتصريف عند المقطعين (1 , 2) والناتجة عن مرور موجة فيضانية وبفرض عدة قيم لـ (x) تتراوح للأقنية الطبيعية بين (الصفر) و (٠٫٣) فيتم رسم العلاقة بين البسط والمقام .

عندما نحصل على علاقة خطية (مستقيم) بين البسط والمقام تكون قيمة (x) الموافقة هي القيمة الصحيحة بعد ذلك نحسب (K) من المعادلة السابقة .



الشكل (٦ ــ ١٧) طريقة مسكنجم في دراسة انتقال الفيضانات عبر مقطع من نهـر

S_P — التخزين الموشوري .

S_K — التخزين المخروطي .

٦ـ٢ـ انتقال الفيضانات عبر بحيرات السدود :

عند مرور موجة فيضانية عبر بحيرة سد سيتم في البداية ملء البحيرة أو الجزء الفارغ منها حتى يصل منسوب المياه إلى مستوى منشأة تفريغ مياه الفيضان ، بعد ذلك يبدأ تصريف المياه عبر هذه المنشأة .

في الحالات التصميمية يفترض عند وصول الموجة الفيضانية إلى بحيرة سد تطابق منسوب المياه في بحيرة السد مع منسوب قمة منشأة التفريغ (منسوب قمة المفيض) .

عند وصول الموجة الفيضانية إلى بحيرة السد تسهم في رفع منسوب مياه البحيرة حتى يصل إلى منسوب قمة منشأة التفريغ عندها تبدأ المياه بالمرور عبر هذه المنشأة إلى ما بعد السد عبر منشآت نقل أخرى . إن قيم تصاريف المياه المارة عبر منشأة تصريف الفيضان تكون أقل من قيم تصاريف المياه عندما تصل إلى بحيرة السد . لهذا فتستخدم بحيرات السدود كوسيلة جيدة في درء أخطار الفيضانات (أي تخفيض قيم التصاريف الناتجة عن هطولات غزيرة من خلال بحيرة السد) .

يتم على الأنهار الكبيرة إنشاء سلسلة من السدود هدفها درء الفيضانات الناتجة عن الأمطار الغزيرة أو ذوبان الثلوج . حيث يتم تحديد حجوم بحيرات هذه السدود (أو الأجزاء المخصصة لدرء الفيضان) استناداً إلى دراسة شاملة للتصاريف الواردة على هذه البحيرات .

تحدد قيمة التصاريف الخارجة عبر منشأة التفريغ والناتجة عن موجة فيضانية ما باستخدام علاقة الاستمرار التالية :

$$Q_{z,i+1} = Q_{a,i+1} + \frac{S_{i+1} - S_i}{\Delta t} \qquad (٤٢ - ٦)$$

(٤٣ ـ ٦)

$$\frac{Q_{a,i} + Q_{a,i+1}}{2} = Q_{z,i+1} \quad \text{و} \quad \frac{Q_{z,i} + Q_{z,i+1}}{2} = Q_{a,i+1}$$

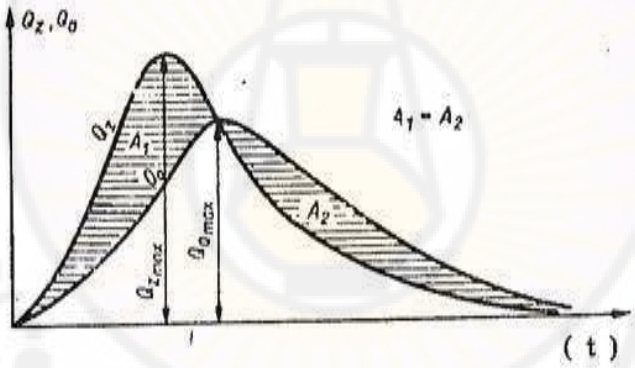
لحل هذه المعادلة يوجد عدة طرائق يمكن الاطلاع على إحداها في فصل لاحق من هذا الكتاب .

S_i , S_{i+1} — حجم بحيرة التخزين في اللحظة (i , i+1) .

$Q_{a,i}$, $Q_{a,i+1}$ — التصريف الخارج عبر منشأة التفريغ في اللحظة (i , i+1) .

$Q_{z,i}$, $Q_{z,i+1}$ — التصريف الوارد إلى بحيرة السد في اللحظة (i , i+1) .

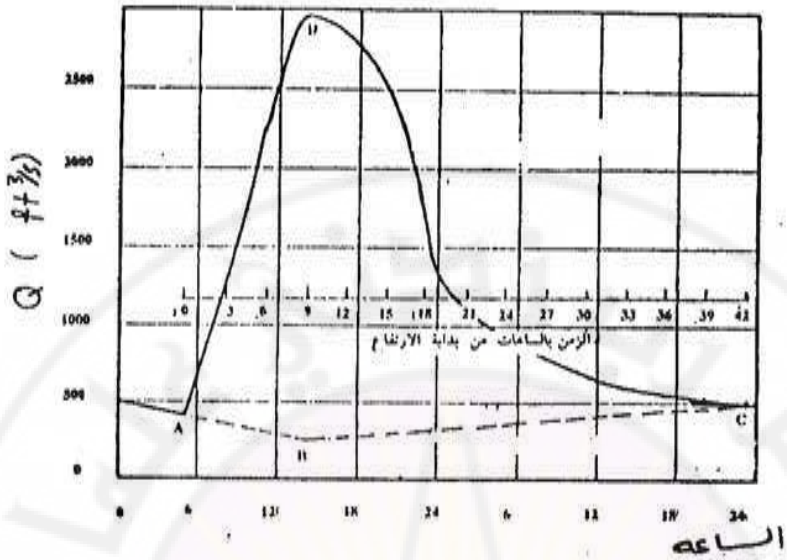
بمعرفة منحني التصاريف الواردة إلى بحيرة سد (Q_z) وباستخدام المعادلة السابقة يتم حساب التصاريف الخارجة عبر منشأة التفريغ $Q_{a,i}$ والتي قيمتها العظمى أقل من القيمة العظمى للتصريف الوارد إلى البحيرة . انظر الشكل (٦ــ١٨) .



الشكل (٦ــ١٨) انخفاض قيم التصاريف لموجة فيضانية خلال مرورها عبر بحيرة سد

ـ تطبيق (١) :

لدينا منحني التصريف الناتج عن أحد الأحواض الصبابة ، مساحته (٢٥) ميلاً مربعاً ، والناتج عن هطول استمر ست ساعات والمطلوب استنتاج منحني الواحدة للتصريف المباشر .



الشكل (٦ ــ ١٩) يبين منحني التصريف الناتج عن الحوض المدروس ولفترة هطول ست ساعات

ــ الحــل :

يتم الحل عبر الخطوات التالية :

١ ــ تفصل منحني التصريف الكلي إلى جزءين أحدهما يمثل التصريف المباشر والآخر يمثل التصريف غير المباشر لذلك نحدد قيمة (T) كما يلي :

$$T = A^{0.2} = (25)^{0.2} = 1{,}9 \text{ days}$$

$$= 45{,}6 \text{ h}$$

بالرجوع للشكل (٦ــ١٩) نجد أن هذا الزمن كبير نسبياً لذلك سنفترض أن قيمة (T) تساوي (33 h) حيث يؤدي ذلك إلى نتيجة معقولة ، بذلك يكون المدى الزمني للتصريف مساوياً (t_b=42 h) وسيكون هذا هو أيضاً المدى الزمني لمنحني الواحدة للتصريف المباشر • يبين الشكل (٦ــ١٩) فصل منحني التصريف •

٢ ــ نحسب الحجم الكلي للتصريف المباشر والذي يساوي مساحة مخطط التصريف المباشر (ABCD) • حيث يحدد الحجم كما يلي :

$$V = \Delta t \ \Sigma \ Q = 3 \cdot 3600 \cdot 11970 \quad ft^3$$

حيث :

Δt ــ الخطوة الزمنيـــة في حســـاب مساحـــة المخطط (ABCD) وتساوي (3h) .

Q ــ إحداثيات منحني التصريف المباشـــر ونحصل على (ΣQ) من الجدول (٦ــ٥) •

1 التوقيت	2 الساعة	3 التصريف الكلي Q	4 التصريف غير المباشر	5 التصريف المباشر Q	6 احداثيات منحني الواحدة Q_u	7 الزمن t
14	0500	470	470	0	0	0
	0800	1200	440	760	343	3
	1100	2250	410	1840	830	6
	1400	2920	380	2540	1154	9
	1700	2670	400	2270	1023	12
	2000	2060	410	1650	744	15
	2300	1430	420	1010	455	18
15	0200	1100	430	670	302	21
	0500	910	440	470	212	24
	0800	780	450	330	149	27
	1100	680	460	220	99	30
	1400	600	470	130	59	33
	1700	450	480	60	27	36
	2000	510	490	20	9	39
	2300	500	500	0	0	42

$\Sigma Q = 11970 \ ft^3/s$

الجدول (٦ ــ ٥) حساب احداثيات منحني الواحدة للتصريف المباشر

٣ ــ نحسب قيمة ارتفاع الهطول الفعال المنتظم الذي تنتج عنه منحني التصريف المبين على الشكل (٦ــ١٩) :

$$h = \frac{V}{A} = \frac{3 \cdot 3600 \cdot 11970}{25\ (5280)^2} = 0{,}185\ ft = 2{,}22\ inch$$

V ــ حجم التصريف المباشر (ft^3) .

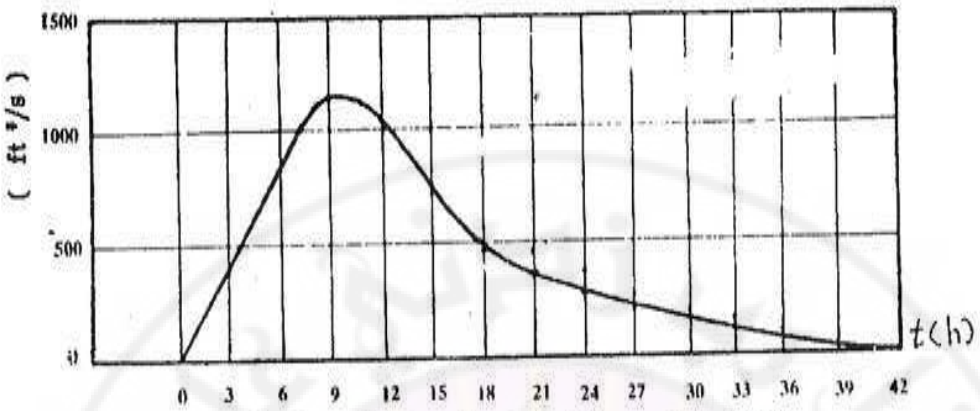
A ــ مساحة الحوض الصباب بالميل المربع .

٣ ــ نحسب إحداثيات منحني الواحدة بتقسيم قيم التصريف المباشر على قيمة ارتفاع الهطول المنتظم على الحوض .

يبين العمود (6) من الجدول (٦ــ٥) إحداثيات منحني الواحدة المستنتج كما يبين العمود (5) التصريف المباشر والعمود (3) التصريف الكلي بينما يبين العمود (4) التصريف غير المباشر .

يبين العمود (2) من الجدول (٦ــ٥) التوقيت من بداية وصول التصريف المباشر إلى نهايته كما يبين العمود (7) إحداثيات الزمن لمنحني الواحدة حيث تقابل بداية التصريف المباشر في منحني التصريف وهي الساعة الخامسة صباحاً بداية الزمن (t=0) في منحني الواحدة .

٤ ــ يبين الشكل (٦ــ٢٠) منحني الواحدة المستنتج حيث الاحداثيات الشاقولية هي التصريف [عمود (6) في الجدول (٦ــ٥)] والاحداثيات الأفقية [(t) هي الزمن (7) في الجدول (٦ــ٥)] . يقدر التصريف بـ (ft^3/s) .



الشكل (٦ ــ ٢٠) منحني الواحدة للتصريف المباشر

ـ تطبيــق (٢) :

باستخدام منحني الواحدة المستنتج في التطبيق (١) يطلب استنتاج المنحني الزمني للتصريف للحوض نفسه المدروس في التطبيق (١) والناتج عن هطول استمر ست ساعات بحيث بلغت قيمة ارتفــاع الهطول الفعــال المنتظمة على الحوض (1,5 inch) • بداية الهطول هي الرابعة صباحاً •

ـ الحــل :

١ ــ نضرب إحداثيات منحني الواحدة (الشكل ٦ــ٢٠) بارتفاع الهطول المنتظــم (h=1,5 inch) فنحصل على منحني التصريف المباشر •

٢ ــ يمكن تحديد إحداثيات منحني التصريف الكلي بإضافة قيم التصريف المباشر إلى قيم التصريف غير المباشر إذا كانت هذه الأخيرة معلومة •

الجدول (٦ــ٦) يبين إحداثيات منحني التصريف المباشر •

الزمن	0	3	6	9	12	15	18
احداثيات منحني التصريف المباشر	0	515	1245	1717	1535	1116	683

الزمن	21	24	27	30	33	36	39	42
احداثيات منحني التصريف المباشر	453	318	224	150	90	40	14	0

الجدول (٦ ــ ٦) احداثيات منحني التصريف المباشر الناتج عن هطول فعال موزع بشكل منتظم على كامل الحوض قيمته (h=1,5 inch)

ــ تطبيـق (٣) :

يطلب للحوض المدروس في التطبيقين (١ و ٢) تحـديد إحداثيات منحني التصريف المباشر والناتج عن هطولين منتظمين متتابعين على الحوض استمر كل منهما ست ساعات بحيث كان الارتفاع الفعال في فترة الهطول الأولى (1 inch) وفي فترة الهطول الثانية (1,5 inch) .

ــ الحـل :

للحصول على منحني التصريف المباشر الناتج عن فترتي هطول متتابعتين استمر كل منهما لفترة ست ساعات نقوم بتجميع إحداثيات منحني الواحدة (وهو منحني تصريف مباشر ناتج عن هطول فعال يساوي (1 inch) وهو يكافىء منحني التصريف المباشر الناتج عن الفترة الأولى [عمود (٦) من الجدول (٦ــ٥)] إلى إحداثيات منحني التصريف المباشر الناتج عن هطول فعال مقداره (1,5 inch) والمبين بالجدول (٦ــ٦) .

تم تجميع منحني التصريف الناتج عن هطول فعـال مقداره (1,5 inch)

إلى منحني التصريف الناتج عن هطول فعـال مقداره (1 inch) بحيث يكون متأخراً عنه بمقدار ست ساعات . انظر الجدول (٦ــ٧) .

في الجدول جانباً سجلت إحداثيات منحني التصريف بوحدة (ft^3/s) .

الزمن t(h)	منحني التصريف المباشر الناتج عن هطول فعال		منحني التصريف المباشر الناتج
	1 inch	1.5 inch	
	ft^3/s	ft^3/s	ft^3/s
0	0	0	0
3	343	0	343
6	830	0	830
9	1154	515	1669
12	1023	1245	2268
15	744	1717	2461
18	455	1535	1990
21	302	1116	1418
24	212	683	895
27	149	453	602
30	99	318	417
33	59	224	283
36	27	150	177
39	9	90	99
42	0	40	40
45		14	14
48		0	0

جدول (٦ــ٧) احداثيات منحني التصريف المباشر الناتج عن فترتي الهطول المتتابعتين

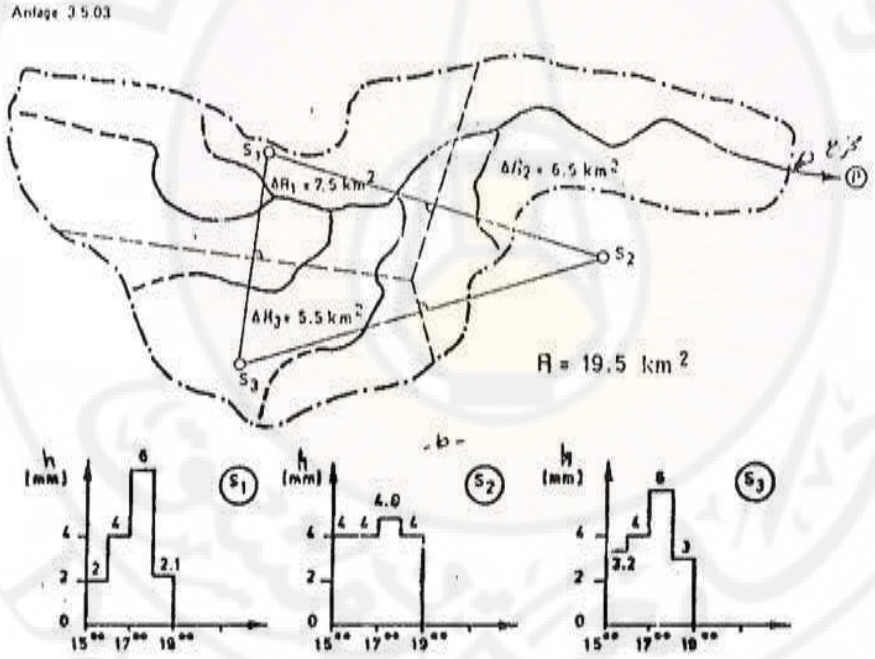
ـ تطبيـق (٤) :

تبلغ مساحة الحوض الصباب الموضح على الشكل (٦ـ٢١) (19,5 Km²) . لهذا الحوض معلوم لدينا منحني تصريف والناتج عن هطولات على الحوض سجلت في ثلاث محطات آلية (انظر الشكل ٦ـ٢٢) والجدول (٦ـ٨) والمطلوب :

ـ استنتج منحي الواحدة للتصريف باستخدام مخطط المساحة ـ الزمن الموصول مع خزان خطي .

ـ الحـل :

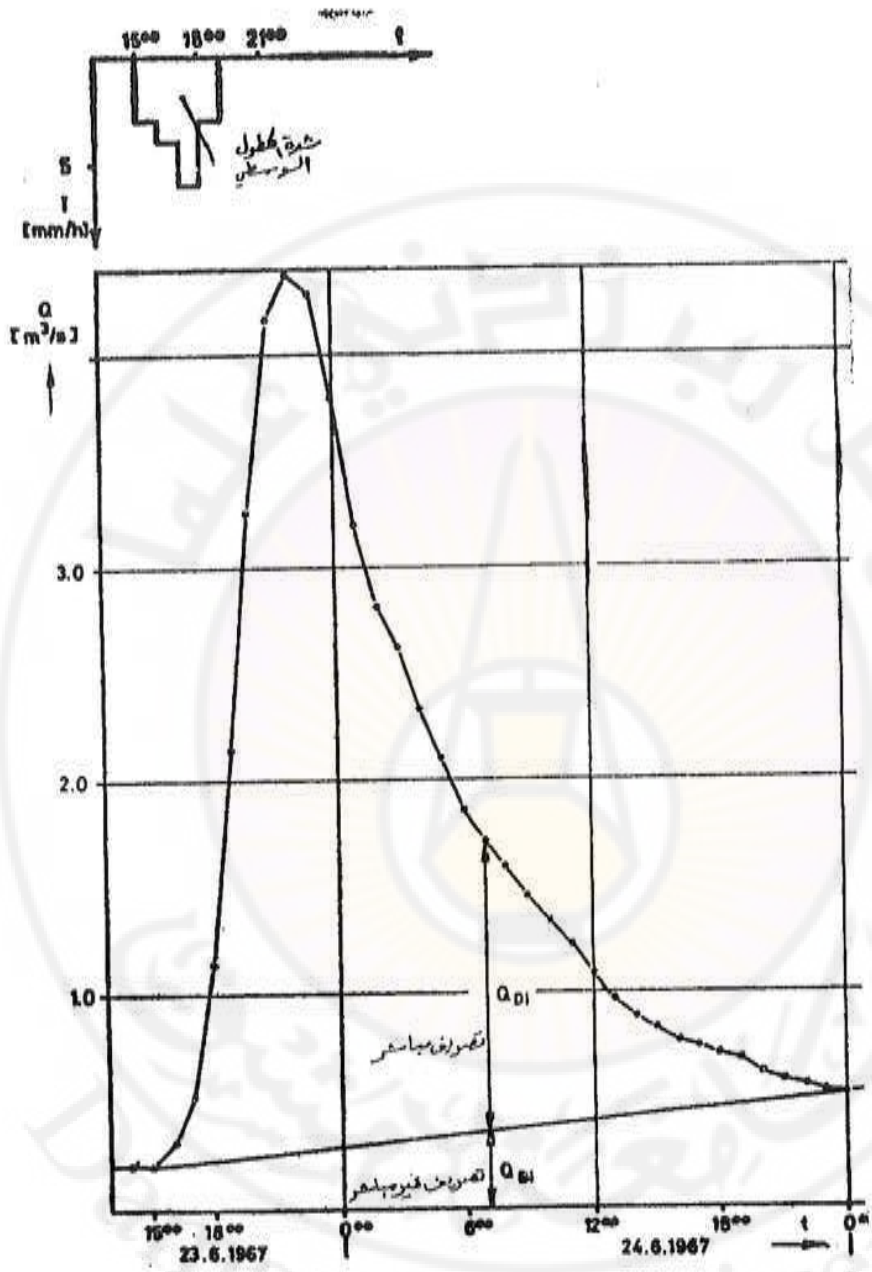
١ ـ سنحسب بطريقة تيسين الهطول الوسطي على الحوض الصباب بعد رسم مضلع تيسين الموضح على الشكل (٦ـ٢١) .



الشكل (٦ ـ ٢١)

a ـ مخطط الحوض الصباب موضح عليه محطات الهطول S_1 , S_2 , S_3 . وشبكة تيسين والمساحة التابعة لكل منطقة ΔA_1 , ΔA_2 , ΔA_3 .

b ـ مخطط يوضح قيم الهطول عند كل محطة S_1 , S_2 , S_3 .



الشكل (٦ ــ ٢٢) شكل منحني التصريف الناتج عن هطولات على الحوض

اليوم	الساعة	$t_i = i \cdot \Delta t$ [h]	Q_i [m^3/s]	Q_{Bi} [m^3/s]	Q_{Di} [m^3/s]
23. 06. 1967	14	0	0,20		
	15	0	0,20	0,20	0,00
	16	1	0,31	0,21	0,10
	17	2	0,52	0,22	0,30
	18	3	1,13	0,23	0,90
	19	4	2,14	0,24	1,90
	20	5	3,25	0,25	3,00
	21	6	4,16	0,26	3,90
	22	.	4,37	0,27	4,10
	23	.	4,28	0,28	4,00
24. 06. 1967	0	.	3,79	0,29	3,50
	1	.	3,20	0,30	2,90
	2	.	2,81	0,31	2,50
	3	.	2,62	0,32	2,30
	4	.	2,33	0,33	2,00
	5	.	2,09	0,34	1,75
	6	.	1,85	0,35	1,50
	7	.	1,71	0,36	1,35
	8	.	1,57	0,37	1,20
	9	.	1,43	0,38	1,05
	10	.	1,32	0,39	0,93
	11	.	1,21	0,40	0,81
	12		1,08	0,41	0,67
	13		0,96	0,42	0,54
	14		0,88	0,43	0,45
	15		0,82	0,44	0,38
	16		0,77	0,45	0,32
	17		0,75	0,46	0,29
	18		0,71	0,47	0,24
	19		0,68	0,48	0,20
	20		0,62	0,49	0,13
	21		0,58	0,50	0,08
	22		0,56	0,51	0,05
	23		0,53	0,52	0,01
25. 06. 1967	0		0,52	0,52	0,00
	1		0,52		
	2		0,51		Σ 43,35
	3		0,50		

$$\Sigma Q_{Di} \cdot \Delta t = 43{,}35 \cdot 1 \cdot 3600 = 156060\ m^3$$

الجدول (٦ــ٨) احداثيات منحني التصريف الناتج عن الهطولات على الحوض(Q_i)

Q_{ni} — قيم التصريف غير المباشر .

Q_{Di} — قيم التصريف المباشر .

حيث بلغت المساحات التابعة للمحطات (S_3 , S_2 , S_1) الموضحة على الشكل (٦–٢١) وهي على التوالي ΔA_1 , ΔA_2 , ΔA_3 .

للفترة الأولى (بين الساعة ١٥ والساعة ١٦) يبلغ الهطول الوسطي حسب تيسين :

$$h_1 = [\,(7{,}5\times2) + (6{,}5\times4) + (5{,}5\times3{,}2)\,] \,/\, 19{,}5 = 3 \text{ mm}$$

للفترة الثانية (بين الساعة ١٦ والساعة ١٧) يبلغ الهطول الوسطي :

$$h_2 = 4 \text{ mm}$$

للفترة الثالثة (بين الساعة ١٧ والساعة ١٨) يبلغ الهطول الوسطي :

$$h_3 = 6 \text{ mm}$$

للفترة الرابعة (بين الساعة ١٨ والساعة ١٩) يبلغ الهطول الوسطي :

$$h_4 = 3 \text{ mm}$$

الفترة التي تم حساب الهطول الوسطي من أجلها بلغت هنا ساعة واحدة . بتوقيع قيم الشدة المطرية المتوسطة (الهطول الوسطي ÷ الزمن) مع الزمن نحصل على مخطط الشدة المطرية المتوسطة على الحوض حيث ($\Delta t = 1h$) .

$$I = \frac{h}{\Delta t}$$

$$I = \frac{hi}{1}$$

$$\Delta t = 1\,h$$

٢ ــ حساب الهطول الفعال أو شدة الهطول الفعالة :

باستخدام دليل التسرب (Φ) يمكن تحديد قيمة شدة الهطول الفعال أنه يساوي مساحة المخطط المهشر مضروباً بمساحة الحوض (A) •

آ ــ نحسب حجم الهطول الفعال من المخطط على الشكل (٦ــ٢٣) حيث كما يلي :

$$A_D = A \cdot \Delta t \cdot (I_1 - \Phi + I_2 - \Phi + I_3 - \Phi + I_4 - \Phi)$$

$$= A \cdot \Delta t \cdot (I_1 + I_2 + I_3 + I_4 - 4\Phi)$$

حيث : $I_1 = (h_1/\Delta t)$ ، $I_2 = (h_2/\Delta t)$ وهكذا •

A ــ مساحة الحوض •

ب ــ نحسب حجم التصريف المباشر باستخدام منحني التصريف على الشكل (٦ــ٢٢) وذلك بعد فصل التصريف المباشر عن التصريف غير المباشر •

حجم التصريف المباشر هو مساحة المخطط الذي يعلو خط الفصل بين التصريف المباشر وغير المباشر •

$$A_{Di} = \sum Q_{Di} \cdot \Delta t = 156060 \quad m^3$$

حيث : $\Delta t = 1h$.

من شرط تساوي حجم الهطول الفعال مع حجم التصريف المباشر نجد :

$$156060 = A \cdot \Delta t \cdot (I_1 + I_2 + I_3 + I_4 - 4\Phi)$$

$$= 19{,}5 \cdot 10^6 \cdot 1 (3 + 4 + 6 + 3 - 4\Phi)$$

$$\Phi = 2 \text{ mm/h}$$

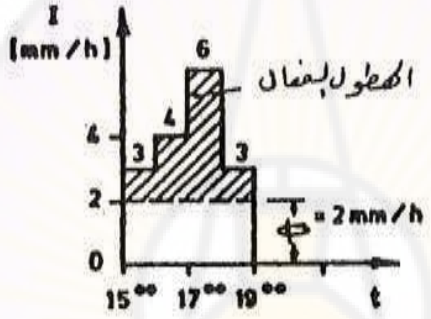
إذاً تبلغ شدة التسرب $\Phi = 2$ mm/h • بهذا تبلغ قيم شدات الهطول الفعال كما يلي :

بين الساعة (١٥) و (١٦) $Ief_1 = 3 - 2 = 1$ mm/h

بين الساعة (١٦) و (١٧) $Ief_2 = 2$ mm/h

بين الساعة (١٧) و (١٨) $Ief_3 = 4$ mm/h

بين الساعة (١٨) و (١٩) $Ief_4 = 1$ mm/h



الشكل (٦ ــ ٢٣) يوضح قيم شدة الهطول الوسطي على الحوض

٣ ــ حساب أزمنة الجريان :

ــ لقد تم تحديد الزمن التي تستغرقه قطرة المياه من أبعد نقطة من الحوض (W) إلى مخرج الحوض (P) قياساً وبلغ ($T_c = 4{,}9$ h) • علماً أن الطول (W ــ P) يساوي (9,75 Km) والميل لهذا المجرى الرئيسي ٠٠٢٢ر٠ والنسبة ($L/\sqrt{J}$) تساوي (٢٠٨) • حيث (L) طول المجرى و (J) ميله •

ــ أزمنة الجريان من حدود الحوض الصباب حتى المقطع المدروس موضحة في

الجدول (٦ــ٩) حيث حسبت بالنسبة إلى زمن التركيز (T_c) للمجرى الرئيس والمساوية (4,9 h) ، استناداً للمقدار ($L/\sqrt{J}$) :

فمثلاً زمن الجريان للمقطع ($W - Z_2$) حسب كما يلي :

ــ المسافة ($W - Z_2$) تبلغ (2,9 Km) ، وفرق الارتفاع عبر هذه المسافة ($\Delta H = 10$ m) فيكون عندها الميل :

$$J = \frac{\Delta H}{L} = \frac{10}{2{,}9 \cdot 10^4} \cong 0{,}0035$$

$$J = 0{,}0035 \rightarrow \sqrt{J} = 0{,}059$$

$$L/\sqrt{J} = 49 \text{ Km}$$

أما (T_c') لهذا الجزء ($W - Z_2$) فيحسب من المعادلة التالية :

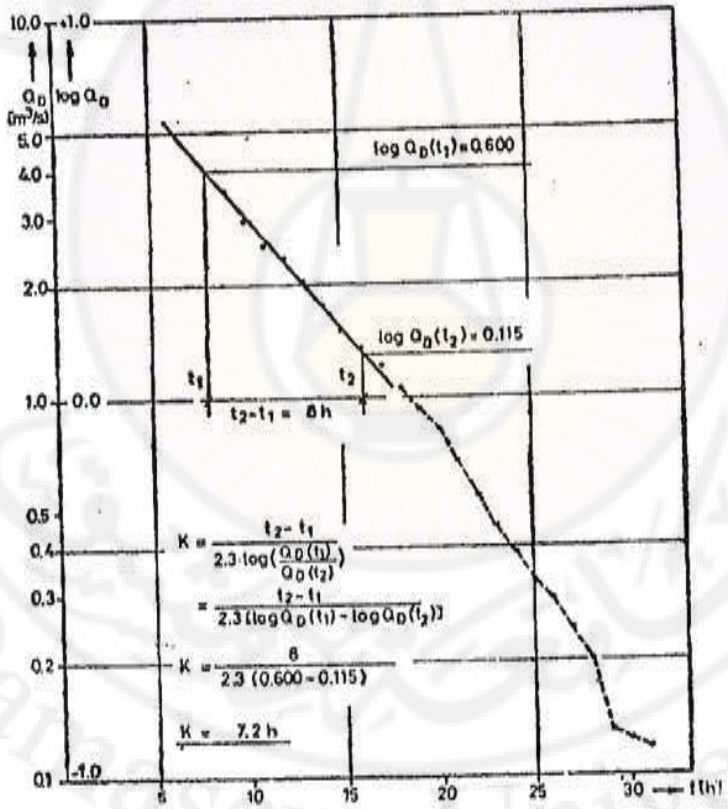
$$T_c'\ (W - Z_2) = \frac{49}{208} \cdot 4{,}9 = 1{,}2 \text{ (h)}$$

	ΔH [m]	L [km]	J [-]	$\sqrt{J}$ [-]	$L/\sqrt{J}$ [km]	T_c' [h]	T_c'' [h]	Pkt
$W - Z_1$	6,0	1,75	0,0034	0,058	30	0,7	4,2	Z_1
$W - Z_2$	10,0	2,90	0,0035	0,059	49	1,2	3,7	Z_2
$W - E_1$	12,5	3,55	0,0035	0,059	60	1,4	3,5	E_1
$W - E_2$	14,0	4,25	0,0033	0,058	72	1,7	3,2	E_2
$W - E_3$	15,5	5,00	0,0031	0,056	89	2,1	2,8	E_3
$W - E_4$	17,5	6,05	0,0029	0,054	112	2,6	2,3	E_4
$W - Z_3$	19,5	7,75	0,0025	0,050	155	3,6	1,3	Z_3
$W - P$	21,0	9,75	0,0022	0,047	208	4,9	0,0	P
$W_1 - E_1$	8,5	1,36	0,0063	0,079	17	0,4	3,9	W_1
$W_2 - E_2$	18,0	2,75	0,0066	0,081	34	0,8	4,0	W_2
$W_3 - E_3$	23,5	3,55	0,0066	0,081	44	1,1	3,9	W_3
$W_4 - E_4$	7,6	1,40	0,0054	0,075	19	0,4	2,7	W_4

الجدول (٦ ــ ٩) يبين أطوال روافد النهر وميولها كذلك أزمنة التركيز (T_c'' , T_c' , T_c)

T_c'' [h]	ΔA [Km^2]	$w = (\Delta A/A)$ [—]	$W = w \cdot 1mm/\Delta t$ [$mm/\Delta t$]
0,0 - 1,0	1,7	0,09	0,09
1,0 - 2,0	2,0	0,10	0,10
2,0 - 3,0	4,4	0,23	0,23
3,0 - 4,0	7,5	0,38	0,38
> 4,0	3,9	0,20	0,20
Σ	19,5	1,00	1,00

الجدول (٦ ــ ١٠) يبين احداثيات مخطط تركيز الجريان W(t)



الشكل (٦ ــ ٢٤) يبين استنتاج ثابت الخزان (K)

ـ حساب أزمنة الجريان من نقطة ما حتى مخرج الحوض (Tc″)

$$Tc'' = Tc - Tc'$$

النتائج موضحة على الجدول (٦ـ٩) .

٤ ـ استنتاج مخطط المساحة ـ الزمن [w(t)] ومخطط تركيز الجريان W(t) (لأجل Δt/1 mm = Ier والهطول موزع مكانياً بشكل منتظم) .

١ ـ نرسم خطوط تساوي أزمنة الجريان بفارق بين كل خطين يساوي (1 h) وتم رسم خطوط تساوي لأزمنة الجريان التالية :

1h , 2h , 3h , 4h

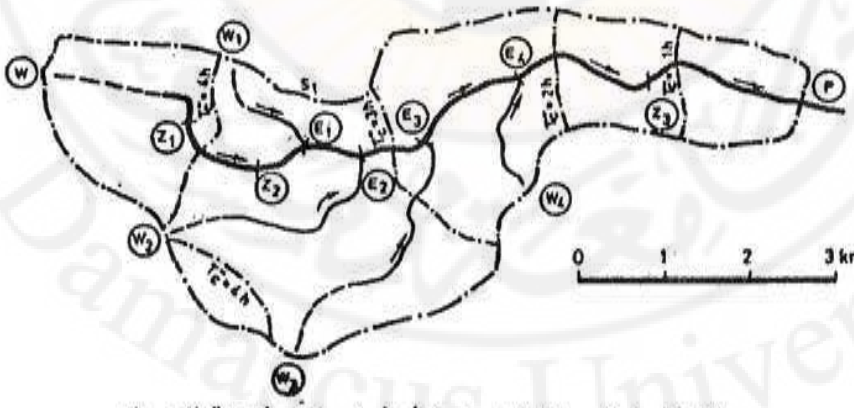
انظر الشكل (٦ـ٢٥) .

٢ ـ نحسب المساحات بين كل خطي تساوي أزمنة الجريان (ΔAr) . ثم نحسب النسبة (ΔAr/A) . انظر الجدول (٦ـ١٠) .

٣ ـ نوقع قيم (ΔAr/A) مع زمن الجريان فنحصل على مخطط المساحة ـ الزمن [w(t)] .

٤ ـ استنتاج مخطط تركيز الجريان W(t) . كما هو موضح على الشكل (٦ـ٢٦) .

$$W(t) = w(t) \cdot 1 \text{ mm/h}$$



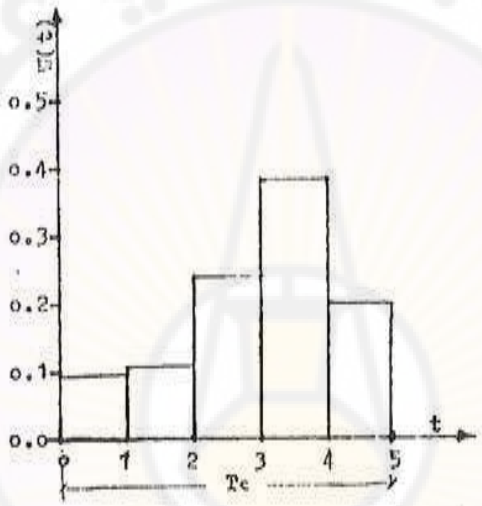
الشكل (٦ ـ ٢٥) يبين خطوط تساوي أزمنة الجريان

٥ ــ حساب الاحداثيات $u_i(\Delta t)$ كتصريف خارج من خزان خطي .

١ ــ نحسب ثابت الخزان (K) .

حيث تم على الشكل (٦ــ٢٤) توقيع قيم التصريف مع الزمن للجزء الهابط من منحني التصريف المبين على الشكل (٦ــ٢٢) وعلى شبكة نصف لوغاريتمية . إن (K) هي ميل المستقيم المرسوم على الشكل ، نتيجة الحساب نجد :

$$K = 7{,}2 \ h$$



الشكل (٦ ــ ٢٦) مخطط تركيز الجريان

بداية محور الزمن على الشكل (٦ــ٢٤) توافق الساعة (١٥) .

٢ ــ نحسب الثوابت (C_3 , C_2 , C_1) فنجد من أجل : ($\Delta t = 1h$) .

$$C_1 = C_2 = \frac{0{,}5 \ . \ \Delta t}{K + 0{,}5 \ . \ \Delta t} = 0{,}065$$

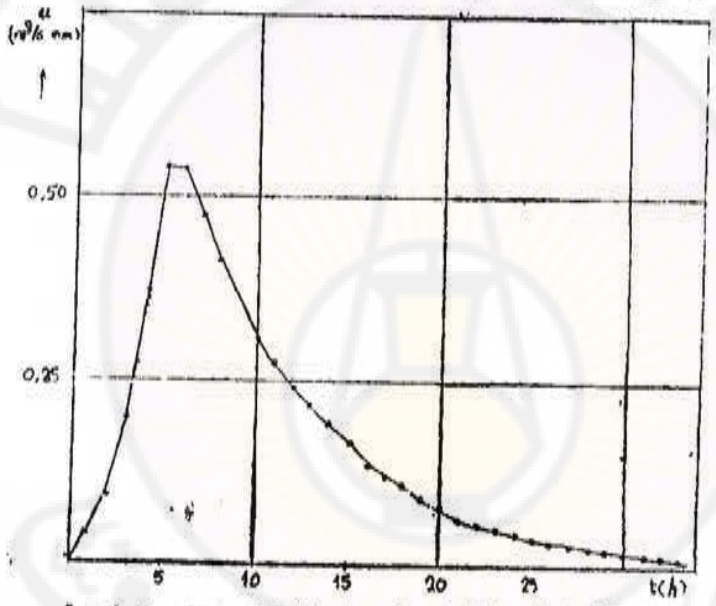
$$C_3 = \frac{K - 0{,}5 \ . \ \Delta t}{K + 0{,}5 \ . \ \Delta t} = 0{,}87$$

كذلك نتحقق من مجموع الثوابت الذي يجب أن يساوي الواحد ، أي :

$$C_1 + C_2 + C_3 = 0{,}065 + 0{,}065 + 0{,}87 = 1$$

تحسب قيم $u_i(\Delta t)$ حسب المعادلة (٦ــ٢٨) • نتائج الحساب موضحة على الجدول (٦ــ١١) والشكل (٦ــ٢٧) •

أما قيم التصريف المباشر فيتم حسابها عن طريق جداء الاحداثيات $u_i(\Delta t)$ مع قيمة الهطول الفعال وإذا كان الهطول قد استمر على عدة فترات فنحسب التصريف الناتج عن كل فترة وبعدها نجمع المنحنيات إلى بعضها •



الشكل (٦ ــ ٢٧) يوضح احداثيات منحني الواحدة حسب مخطط المساحة ــ الزمن الموصول مع خزان خطي

ــ تطبيــق (٥) :

لأحد الأحواض الصباب ذات المساحة (9,8 Km²) يطلب تحديد منحني التصريف الكلي الناتج عن هطولات فعالة مقدارها (3,5 mm , 9,04 mm , 4,95 mm) . علماً أن طول النهر الرئيس (10 Km) وفرق المنسوب على كامــل طول النهر الرئيس (49 m) • علماً أن الفترة الزمنية لكل هطول تساوي (٥ر١) ساعة •

$t_i = i \cdot \Delta t$ [h]	W_i [mm/h]	$C_1 \cdot W_i + C_2 \cdot W_{i-1}$ [mm/h]	$C_3 \cdot u_{i-1}$ [mm/h]	u_i [mm/h]	u_i [$m^3/s \cdot mm$]
0		0,000	0,000	0,000	0,000
1	0,09	0,006	0,000	0,006	0,033
2	0,10	0,012	0,005	0,017	0,092
3	0,23	0,021	0,015	0,036	0,195
4	0,38	0,040	0,031	0,071	0,375
5	0,20	0,038	0,062	0,100	0,542
6		0,013	0,087	0,100	0,542
7			0,087	0,087	0,471
8			0,076	0,076	0,411
9			0,066	0,066	0,357
10			0,057	0,057	0,309
11			0,050	0,050	0,271
12			0,044	0,044	0,238
13			0,039	0,039	0,211
14			0,034	0,034	0,184
15			0,030	0,030	0,163
16			0,025	0,025	0,135
17			0,022	0,022	0,119
18			0,019	0,019	0,103
19			0,017	0,017	0,092
20			0,014	0,014	0,076
.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.

Kontrolle: $\Sigma u_i \approx 1$

الجدول (٦ – ١١) يبين استنتاج احداثيات منحني الواحدة (ui)

ـ الحـل :

ـ حساب زمن التركيز (T_c) :

$$T_c = (0{,}868 \cdot \frac{L^3}{H})^{0{,}385} = (0{,}868 \cdot \frac{10^3}{49})^{0{,}385} \approx 3\ h$$

ـ ميل النهر الرئيس (J) :

$$J = \frac{49}{10000} = 0{,}0049 \quad m/m$$

ـ خواص الحوض الصباب :

$$K_1 = 0{,}731 \left(\frac{10}{\sqrt{0{,}0049}} \right)^{0{,}218} = 2{,}16 \quad [h]$$

$$K_2 = 3{,}04 \cdot 2{,}16^{1{,}20} = 8{,}21 \quad [h]$$

$$\alpha = 2{,}41 \left(\frac{10}{\sqrt{0{,}0049}} \right)^{-0{,}588} \approx 0{,}14$$

$$u(\Delta t) = [\, 0{,}14 \cdot \frac{t}{2{,}16^2} \cdot e^{-(t/2{,}16)} + (1 - 0{,}14) \cdot \frac{t}{8{,}21^2} \cdot e^{-(t/8{,}21)} \,] \cdot \frac{9{,}8}{3{,}6}$$

$$u(\Delta t) = 0{,}0817 \cdot t \cdot e^{-(t/2{,}16)} + 0{,}0347 \cdot t \cdot e^{-(t/8{,}21)} \quad m^3/s \cdot mm$$

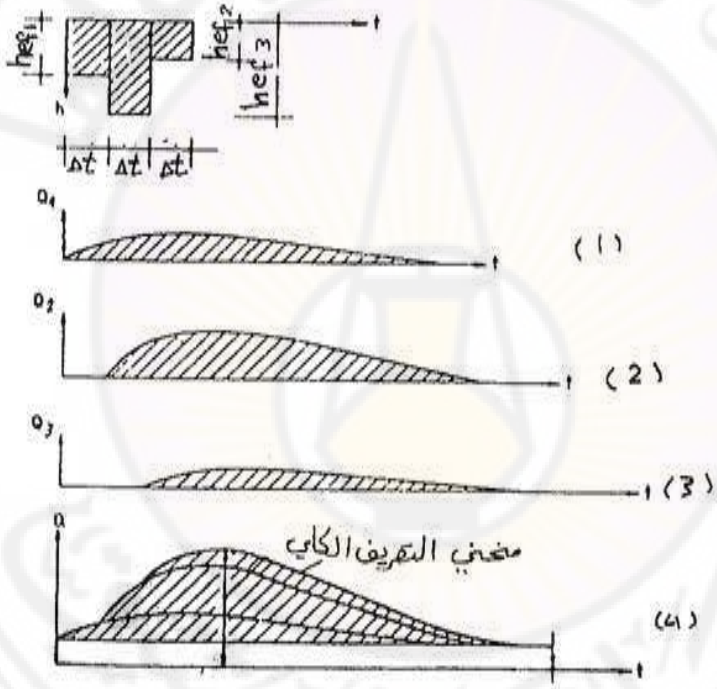
تعطي المعادلة السابقة إحداثيات منحني التصريف الناتجة عن هطول فعال مقـداره ($1\ mm/\Delta t$) .

الجدول التالي يوضح قيم التصريف المباشر الناتج عن فترات الهطول الثلاث كما يبين إحداثيات منحني التصريف الكلي بعد فرض قيمة التصريف غير المباشر (Q_B) مسـاوية ($0{,}1\ m^3/s$) .

t	u	Q_{D1}	Q_{D2}	Q_{D3}	Q_B	Q
h	$m^3/s \cdot mm$	m^3/s	m^3/s	m^3/s	m^3/s	m^3/s
		$he_{f1} = 4,95$	$he_{f2} = 9,04$	$he_{f3} = 3,5$ mm		
1,5	0,105	0,609	0,0	0,0		0,62
3	0,133	0,52	0,949	0,0	0,1	1,707
4,5	0,136	0,658	1,202	0,368		2,343
6	0,131	0,673	1,229	0,466		2,443
7,5	0,123	0,648	1,184	0,476		2,369

الجدول (٦ – ١٢) يبين قيم منحني التصريف الناتج

- يبين المنحني (1) منحني التصريف المباشر الناتج عن فترة الهطول الأولى .
- يبين المنحني (2) منحني التصريف المباشر الناتج عن فترة الهطول الثانية .
- يبين المنحني (3) منحني التصريف المباشر الناتج عن فترة الهطول الثالثة .
- يبين المنحني (4) قيم التصريف الكلي (مباشراً + غير مباشر) الناتج عن فترات الهطول الثلاث .



الشكل (٦ – ٢٨) يبين مخطط منحني التصريف الناتج

الفصل السابع

تطبيق نظرية الاحتمالات والاحصاء الرياضي في الهيدرولوجيا

ـ مقـدمة :

يتضمن علم الإحصاء الرياضي تجميع معلومات عن ظاهرة ما أما الاحتمال فهو يبحث في إمكان حصول ظاهرة ما اعتماداً على معلومات سابقة جرى تجميعها . تعدّ الظواهر الهيدرولوجية ذات طبيعة احتمالية لهذا يمكن أن نطبق عليها مبادىء الإحصاء والتحليل الاحتمالي .

من أهم القضـايا التي يواجهها المهندس في الهيدرولوجيـا محاولة تحليل معلومات سابقة لظاهرة ما للتوصل إلى معرفة سلوك هذه الظاهرة في المستقبل اعتماداً على نظرية الاحتمالات ، تبدو الحاجة إلى ذلك واضحة عندما يكون المطلوب معرفة قيمة الهطول أو التصريف الأعظمي الذي يحدث مرة كل مئة سنة مثلاً عندما تتوافر قياسات عن الهطول أو التصريف لفترة محدودة أقل من مئة سنة مثلاً ثلاثين سـنة .

تدعى المجموعة الكاملة من العناصر المدروسة والتي تتميز بالانتظام والتجانس في خواصها متحولات أو متغيرات ، فإذا كان التغير في قيم الظواهر غير خاضع لقانون رياضي معروف دعي المتغير متغيراً عشوائياً .

إذا تم إجراء قياسات عن ظاهرة ما دون التأثير فيها دعيت مجموعة القياسات

هذه بالسلسلة العشوائية وسنسميها في الهيدرولوجيا السلسلة الهيدرولوجية مثال ذلك قياس تصاريف نهر طبيعي حيث تعد هذه القياسات متغيرات عشوائية غير متحيزة • أما إذا تم بناء سد على هذا النهر فإن تصاريف النهر بعد إنشاء السد يمكن التأثير فيها وبذلك تكون متحيزة •

سنسمي مجموع القياسات بحجم السلسلة (n) .

نشير هنا إلى أن المتغيرات العشوائية نوعان :

ـ النوع الأول : المتغيرات العشوائية المنفصلة وهي التي تكون قيماً تقع ضمن مجال محدود ـ مثال ذلك عدد الأيام الماطرة في السنة •

ـ النوع الثاني : المتغيرات العشوائية المستمرة ـ والتي تأخذ أي قيمة مثال ذلك قيم الهطول حيث يمكن أن تأخذ أي قيمة •

غالباً ما نهتم في الهيدرولوجيا بالقيم الحدية (الدنيا والعظمى) وهذه القيم ذات طبيعة احتمالية • يمكن تحديد قيمها التي تتكرر كل فترة زمنية (T) لكن لا نستطيع تحديد زمن حدوثها •

لذلك نجد أن هدف تطبيق نظرية الإحصاء والاحتمال الرياضي في الهيدرولوجيا هو الحصول على قيمة ما تتكرر كل فترة زمنية محددة (T) استناداً إلى قياسات لفترة أقصر ، بمعنى آخر نستطيع من خلال نظرية الاحتمالات التنبؤ عن قيم ستحصل مستقبلاً • نضيف هنا إلى أن القياسات الهيدرولوجية هي قيم تاريخية حيث أنه إذا لم يتم قياس قيمة ما فلن يتم الحصول عليها أبداً •

١ ـ التحليل الأولي للقياسات الهيدرولوجية :

عند توقيع قيم حادثة ما حسب ظهورها الزمني نحصل على ما يسمى منحني تغير قيم المتحول •

أثناء تقويم منحني تغير قيم المتحول فإننا لانأخذ بالاعتبار زمن ظهور الحوادث وإنما القيم ، فمثلاً لرسم مخطط التكرار والاستمرار نهتم بعدد القيم التي تقع ضمن مجال محدد بغض النظر عن زمن ظهورها .

١ـ١ـ الثوابت الإحصائية الأولية :

الوظيفة الأولى والأسهل في الإحصاء الرياضي هي تحديد وحساب الثوابت الإحصائية للسلسلة الهيدرولوجية ذات الحجم (n) .

من هذه الثوابت ندرس :

١ ـ المتوسط الحسابي (x) :

يمثل المتوسط الحسابي القيمة المتوسطة للظاهرة المقيسة خلال فترة القياس وتحسب بالعلاقة :

$$x = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n} \qquad (١ - ٧)$$

أما خواص المتوسط الحسابي فهي :

ـ مجموع انحرافات العناصر عن المتوسط الحسابي يساوي الصفر :

$$\sum_{i=1}^{n} (x_i - x) = 0$$

ـ مجموع مربعات الانحرافات عن المتوسط الحسابي يساوي قيمة دنيا :

$$\sum_{i=1}^{n} (x_i - x)^2 \rightarrow \min$$

٢ ــ الانحراف المعياري (σ) :

إلى جانب المتوسط الحسابي يهمنا أيضاً معرفة مدى تبعثر عناصر السلسلة حول متوسطها الحسابي والذي يحسب من العلاقة التالية :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2} \qquad (٢ - ٧)$$

حيث :

σ ــ الانحراف المعياري .

n ــ عدد عناصر السلسلة .

أما خواص الانحراف المعياري فهي :

ــ إن وحدة الانحراف المعياري هي وحدة عناصر السلسلة نفسها .

ــ إذا أضفنا إلى جميع عناصر السلسلة عدداً أو طرحنا منها عدداً فإن قيمة (σ) لا تتغير .

ــ إذا ضربنا جميع عناصر السلسلة بعدد أو قسمناها على عدد فإن قيمة (σ) تضرب بالعدد نفسه أو تقسم عليه .

يبين الانحراف المعياري ــ كما ذكرنا ــ انحراف قيم عناصر السلسلة عن متوسطها الحسابي لكن لا يسمح بإجراء المقارنة بين سلسلتين وذلك لأن قيمة (σ) ترتبط بقيم عناصر السلسلة (x_i) . فإذا كانت قيم عناصر السلسلة كبيرة فتكون قيمة (σ) كبيرة والعكس صحيح .

٣ ــ معامل التغير (C_v) :

لنتمكن من إجراء مقارنة بين سلسلتين نقوم بحساب معامل التغير حيث نقوم

بقسمة الانحراف المعياري على المتوسط الحسابي وبذلك نتمكن من المقارنة بين عوامل لا بعدية ، أي :

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} \qquad \bar{x} \neq 0$$

أو :

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (K_i - 1)^2}{n-1}} \qquad (٣-٧)$$

حيث :

$$K = \frac{x_i}{\bar{x}}$$

أما خواص معامل التغيير فهي :

- لا تتغير قيمة معامل التغيير عندما نضرب جميع عناصر السلسلة بعدد ثابت أو نقسمها على عدد ثابت .
- يتناقص معامل التغيير إذا أضفنا إلى جميع عناصر السلسلة عدداً ثابتاً والعكس صحيح بالنسبة للطرح .
- معامل التغيير لا وحدة له .

٤ ـ معامل عدم التناظر (C_s) :

يعبر معامل عدم التناظر عن مدى تناظر الانحرافات الموجبة والسالبة لعناصر

السلسلة بالنسبة لمتوسطها الحسابي ، حيث تتصف السلاسل الهيدرولوجية غالباً بأنها لا تتوزع بشكل متناظر حول المتوسط •

قد يكون لسلسلتين قيمة المتوسط الحسابي نفسها وقيمة معامل التغير نفسها ومع ذلك تكونان مختلفتين ويظهر هذا الاختلاف من خلال حساب معامل عدم التناظر (Cs) .

$$Cs = \frac{\sum_{i=1}^{n} (K_i - 1)^3}{(n - 1) . C_v^3} \quad , \quad K_i = \frac{x_i}{x} \qquad (٤ - ٧)$$

تطبق العلاقة السابقة إذا كان عدد عناصر السلسلة أكبر أو يساوي (٦٠) •

١ـ٢ـ التكرار المطلق :

يتردد في الاقتصاد المائي مفهوم التكرار مثال ذلك تكرار تصريف معين $Q(m^3/s)$ والذي يرمز له بـ $h(x_i)$.

يعرف التكرار المطلق $h(x_i)$ بأنه عدد المراقبات والتي من أجلها ($x_i < x < x_i + \Delta x_i$) حيث : (Δx_i) هو عرض المجال • يمكن الحصول عملياً على التكرار المطلق بتقسيم كامل مجال تحول القيم إلى عدد من المجالات (K) عرض كل منهما (Δx_i) ومن ثم نقوم بعد القيم (x) ضمن كل مجال • عندما نوقع قيم التكرار التي نحصل عليها مع قيم (x) على شبكة إحداثيات نحصل على مخطط التكرار والذي يظهر بشكل متدرج ويسمى توزع التكرار •

إذا كان عرض المجال صغيراً جداً نحصل على منحن مستمر يسمى منحني التكرار وذلك عندما يكون عدد العناصر كبيراً جداً •

إن مجموع التكرارات يجب أن يساوي حجم السلسلة (n) .

توجد عدة وجهات نظر من أجل التقسيم إلى مجالات بعضها ما يطلب عدداً أصغرياً من المجالات (K) ، ينصح ألا تتجاوز قيمة عرض المجال عن (0,6 σ) .

نشير هنا إلى أنه عندما يكون عرض المجال كبيراً فلن يعكس مخطط التكرار كامل المعلومات المقيسة وهنا يحصل ما يسمى ضياع المعلومات .

١ـ٣ـ التكرار النسبي :

إذا قمنا بتقسيم قيم التكرار المطلق على عدد عناصر السلسلة نحصل على التكرار النسبي ويعطى بالعلاقة التالية :

$$N(x_i) = \frac{h(x_i)}{n} \quad \% \qquad (٧ - ٥)$$

إذا وقعنا قيم التكرار النسبي مع قيم (x) نحصل على كثافة الاحتمال .

استناداً إلى مخطط التكرار أو التكرار النسبي يمكن الحصول على قيم هامة مثل معيار التوزيع (M_o) أو mod (x) وهي القيمة الأكثر تكراراً . كما يمكن أيضاً تعيين انحراف توزيع التكرار أو منحني التكرار النسبي ، حيث يمكن الحديث عن سلسلة ذات انحراف يساري عندما :

$$\text{mod}(x) < x$$

أو سلسلة ذات انحراف يميني عندما :

$$\text{mod}(x) > x$$

غالباً ما نصادف في الهيدرولوجيا سلاسل ذات انحراف يساري ، تحسب قيمة الانحراف (S) من العلاقة التالية :

$$S = \frac{x - \text{mod}\ (x)}{\sigma\ (x)} \qquad (٧ - ٦)$$

كما يمكن إيضاً استناداً إلى مخطط التكرار تعريف وسطي التوسيع (Me) أو (Median) أي هي قيمة (x) التي تقسم مخطط التكرار إلى قسمين متساويين .

١ـ٤ـ مجموع التكرار ـ منحني الاستمرار :

مجموع التكرار $D(xi)$ هو تجميع مخطط التكرار $h(xi)$ وهو يعبر عن عدد القيم التي هي أقل أو تساوي القيمة (x_i) وهذا ما يسمى التكرار لعدم التجاوز. كما يمكن البحث عن القيم التي هي أكبر من القيمة (x_i) وهذا ما يسمى التكرار للتجاوز .

عندما نوقع قيم التكرار للتجاوز أو لعدم التجاوز مع قيم (x) فنحصل على منحني الاستمرار للتجاوز أو لعدم التجاوز .

عندما نقسم قيم منحني الاستمرار للتجاوز أو لعدم التجاوز على عدد عناصر السلسلة (n) نحصل على ما يسمى تابع توزيع الاحتمالات للتجاوز أو لعدم التجاوز .

نشير هنا إلى أنه عندما نقوم بتجميع قيم التكرار بدءاً من القيم الدنيا نحصل على منحني الاستمرار لعدم التجاوز. وعندما نبدأ بتجميع قيم التكرار بدءاً من القيم العظمى نحصل على منحني الاستمرار للتجاوز (انظر التطبيق في نهاية البحث) .

لقيمة ما (x_i) يكون مجموع التكرار لعدم التجاوز (مجموع عدد القيم التي هي أصغر أو تساوي (x_i)) ومجموع التكرار للتجاوز (مجموع عدد القيم التي هي أكبر من (x_i)) يساوي مجموع عناصر السلسلة ، أي :

$$\overline{D(xi)} + D(xi) = n \qquad (٧ - ٧)$$

$D(xi)$ — مجموع التكرار لعدم التجاوز .

$\overline{D(xi)}$ — مجموع التكرار للتجاوز .

٢ ـ التحليل الإحتمالي للمعطيات الهيدرولوجية :

عند إجراء التحليل الاحتمالي للمعطيات الهيدرولوجية نطبق نظرية الاحتمالات على قيم القياسات لذلك لابد من إيضاح المفاهيم التالية :

٢ـ١ـ الاحتمـال :

يعرف الاحتمال بشكله البدائي كما يلي :

$$P = \frac{\text{عدد الحالات المناسبة}}{\text{عدد الحالات الكليـة}} = \frac{m}{n} \qquad (٨ - ٧)$$

وبتطبيق ذلك على حجر الزهر نجد مثلاً أن احتمال ظهور العدد (4) هـو :

$$P(x = 4) = \frac{1}{6}$$

أما إذا طرحنا سؤالاً آخر ، ما هو احتمال ظهور عدد أقل أو يساوي (4) فنجـد :

$$P_u(x \leqslant 4) = \frac{4}{6}$$

نسمي هنا (P_u) احتمال عدم التجاوز وهو يعطي احتمال الوصول إلى قيمة محدد لـ (x_i) أو أقل منها .

اما احتمال ظهور قيمة أكبر من (4) فهو :

$$P\bar{u}\ (x > 4) = \frac{2}{6}$$

نسمي :

$P\bar{u}$ — احتمال التجاوز •

حديثاً تم تعريف الاحتمال بالشكل التالي :

$$P_{(xi)} = \lim_{n\to\infty} \frac{h_{(xi)}}{n} \qquad (٧ - ٩)$$

$P_{(xi)}$ — هو نسبة التكرار المطلق إلى المجموع الكلي لعدد العناصر •

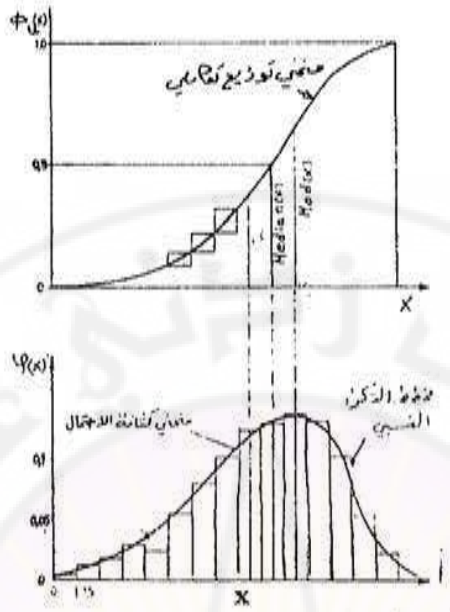
تصلح المعادلة (٧ــ٩) عندما يكون عدد عناصر السلسلة لا نهائياً وعندما يكون عرض المجال (Δx) صغيراً ، بذلك يتحول مخطط التكرار إلى منحني كثافة الاحتمال أو ما يسمّى منحني توزيع الاحتمال التفاضلي الذي يكتب بالشكل التـــالي :

$$\varphi_{(xi)} = \frac{h_{(xi)}}{n} \qquad (٧ - ١٠)$$

ومنه نجد :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(x)\,.\,dx = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{h(x)}{n}\,.\,dx = \frac{n}{n} = 1$$

الشكل (٧ــ١) يبيّن منحني التوزيع التفاضلي $\varphi(x)$.
وكذلك منحني التوزيع التكاملي •



الشكل (٧ – ١) منحني التوزيع التفاضلي $\varphi(x)$.
ومنحني التوزيع التكاملي $\Phi(x)$

بمكاملة تابع كثافة الاحتمال $\varphi(x)$ نحصل على تابع توزيع الاحتمال أو منحني توزيع الاحتمال التكاملي :

$$\Phi(x_i) = \int_{-\infty}^{x_i} [\ \varphi(x) \cdot dx\ ] \qquad (٧ - ١١)$$

كما نلاحظ أن :

$$\Phi(x_n) = 1$$

بالنظر لأن حدود التكامل تبدأ من القيم الدنيا حتى القيمة التي نحسب لها الاحتمال نكون هنا قد حسبنا احتمال عدم التجاوز والذي نرمز له بـ :

$$\Phi\ (\ x \leqslant x_i\ ) = \Phi_{u(x_i)} = \int_{-\infty}^{x_i} \varphi(x) \cdot dx \qquad (٧ - ١٢)$$

بالطريقة نفسها نحسب احتمال التجاوز من المعادلة التالية :

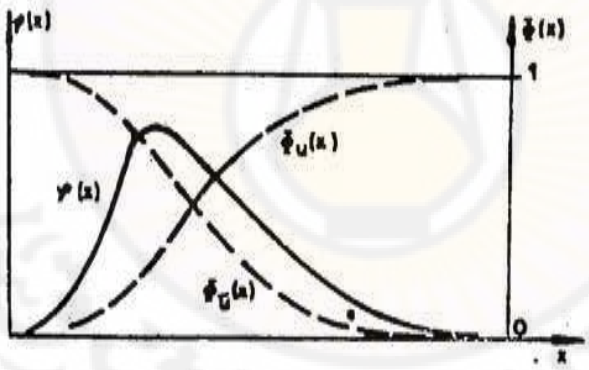
$$\Phi (x > x_i) = \Phi\bar{u}(x_i) = \int_{x_i}^{+\infty} \varphi(x) \, . \, dx \qquad (١٣ - ٧)$$

نلاحظ هنا أنه تمت مكاملة تابع كثافة الاحتمال من القيمة (x_i) حتى القيمة العظمى .

الشكل (٧ـ٢) يظهر أحد منحنيات التوزيع التفاضلية بالاضافة إلى منحني التوزيع التكاملي للتجاوز ومنحني التوزيع التكاملي لعدم التجاوز .

من السهل أن نثبت هنا العلاقة التالية :

$$\Phi_u(x_i) + \Phi\bar{u}(x_i) = 1 \qquad (١٤ - ٧)$$



الشكل (٧ ـ ٢) منحني التوزيع التكاملي للتجاوز $\Phi\bar{u}(x)$

منحني التوزيع التكاملي لعدم التجاوز $\Phi_u(x)$

منحني التوزيع التفاضلي $\varphi(x)$

غالباً ما نسمي احتمال التجاوز احتمال الضمان أو اختصاراً الضمان .

٢-٢- فتـرة التـكرار :

لنفرض أنه تم قياس التصاريف السنوية الأعظمية لأحد الأنهار (أعلى قيمة للتصريف كل سنة) ووجد أن نسبة قيم التصاريف التي هي أعلى من (120 m^3/s) تبـلغ (5%) أي :

$$\Phi\bar{u}_{(120)} = 5\%$$

من هنا يمكن أن نستنتج أنه وسطياً تصادف القيمة للتصريف (120 m^3/s) أو أعـلى منها مـرة كـل عشـرين سـنة . بمعنى آخـر ان قيمـة التصريف ($Q \geqslant 120\ m^3/s$) تتكرر مرة كل عشرين سنة ($T = 20$ years) .

بهذا نسمي (T) فترة التكرار ويمكن أن نكتب التالي :

$$Q_{(T)} = Q_{(20)} = 120\ m^3/s$$

نعرف فترة التكرار بأنها الزمن الوسطي لتكرار حادث ما ويرمز لها بـ (T) ، كما تسمى أحياناً فترة الرجوع وتقدر بالسنة .

مما سبق يمكن أن نستنتج أنه من العينة العشوائية والتي تمثل عناصرها قيمة التصريف الأعظمي من كل عام فإن فترة التكرار تحسب من العلاقة :

$$T = \frac{1}{\Phi\bar{u}} = \frac{1}{1 - \Phi_u} \quad \text{Year} \qquad (١٥ - ٧)$$

٣ - توابع التوزيع الاحتمالية :

سنحاول الآن إيجاد توابع تحليلية $\varphi(x)$ والتي نستطيع من خلالها حساب الاحتمال . أي أنه انطلاقاً من القياسات المتوافرة سنوجد تابع توزيع احتمالي يصلح لتقدير جميع القيم الممكنة ، بمعنى آخر ان يكون هذا التابع صالحاً لوصف المجموع العام للعينات .

٣-١- الاحتمالات التجريبية :

سنحاول الآن حساب احتمال ظهور قيم العينة العشوائية والذي نسميه الاحتمال التجريبي أو توزيع الاحتمال التجريبي .

يتم حساب الاحتمالات التجريبية كما يلي :

- نرتب القيم العشوائية (القياسات) من القيم الصغرى حتى العظمى (أي تصاعدياً) .
- نعطي لكل قيمة رقماً خاصاً (m_i) حسب تسلسلها في الترتيب بحيث تأخذ أصغر قيمة الرقم (١) وأكبر قيمة الرقم (n) .
- نحسب احتمال عدم التجاوز لقيمة ما (x_i) باستخدام العلاقة التالية والذي يسمى الاحتمال التجريبي :

$$P_u(x \leqslant x_i) = \frac{m_i}{n} \qquad (٧ - ١٦)$$

حيث :

$P_u(x \leqslant x_i)$ — الاحتمال التجريبي لعدم التجاوز للقيمة (x_i) .

بهذا يكون احتمالاً عدم التجاوز للقيمة العظمى هو :

$$P_u(x = x_{max}) = \frac{m_n}{n} = 1$$

إن هذا الاحتمالُ ليس صحيحاً تماماً حيث يعني أن جميع القيم التي تحقق الشرط :

$$x_i \geqslant x_{max}$$

لها الاحتمال نفسه. وهذا لا يتطابق مع المجموع العام للعناصر حيث أنه يمكن ظهور قيمة خارج مجال العينة المدروسة تكون أكبر من القيمة العظمى :

$$x > x_{max}$$

لهذا السبب نستخدم العلاقة التالية لتحديد الاحتمالات التجريبية $P_u(x_i)$ أي احتمال عدم التجاوز :

$$P_u(x_i) = \frac{m_i}{n+1} \qquad (17-7)$$

وبهذا يكون احتمال التجاوز :

$$P\bar{u}(x_i) = \frac{n - m_i}{n+1} \qquad (18-7)$$

أخيراً نشير إلى أنه عندما نقوم بترتيب القيم المقيسة بدءاً من القيمة العظمى (تنازلياً) وعند تطبيق المعادلة (٧ــ١٧) فإننا نحصل على احتمال التجاوز .

سندرس فيما يلي بعض توابع التوزيع الاحتمالية المستخدمة غالباً في الهيدرولوجيا .

٣ـ٢ـ تابع توزيع غاوص :

هو أحد التوابع المهمة في الإحصاء والذي استخدم من قبل غاوص في دراسة أخطاء القياس .

يعطى تابع كثافة الاحتمال لغاوص بالشكل التالي :

$$\varphi(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}[(x-\bar{x})/\sigma]^2} \qquad (19-7)$$

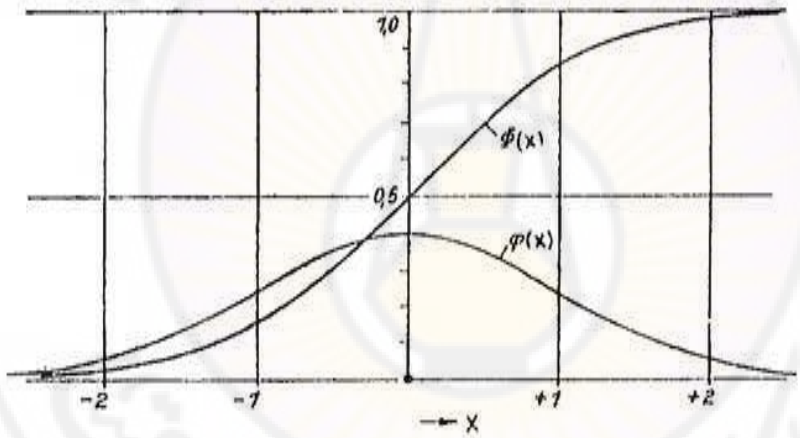
وهو تابع التوزيع التفاضلي حيث :

x — المتوسط الحسابي .

σ — الانحراف المعياري .

بمكاملة التابع $\varphi(x)$ نحصل على تابع التوزيع التكاملي والذي يأخذ الشكل التالي لحالة احتمال عدم التجاوز :

$$\Phi u(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{x} e^{-\frac{1}{2}[(x-x)/\sigma]^2} . dx \qquad (٢٠ - ٧)$$



الشكل (٧ — ٣) تابع كثافة الاحتمال $\varphi(x)$
وتوزيع الاحتمال لعدم التجاوز $\Phi u(x)$ لغاوص

يتميز تابع توزيع غاوص بالخواص التالية :

— المتحول (x) ليس له نهاية عظمى أو دنيا ، أي $-\infty < x < +\infty$

— قيمة تابع كثافة الاحتمال تساوي الصفر عندما $x = +\infty$, $x = -\infty$

- أكثر القيم تكراراً حسب تابع توزيع غاوص هي القيمة المتوسطة ($\bar{x}$)

أي أن المنحني $\varphi(x)$ يبلغ القيمة العظمى عندما $x=\bar{x}$

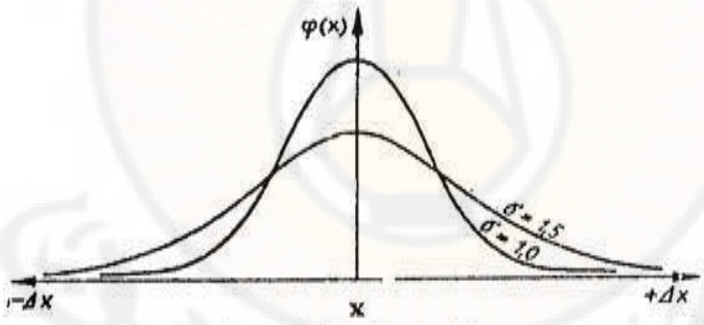
- للقيم $\bar{x}+x$, $\bar{x}-x$ الاحتمال نفسه ، أي أن تابع كثافة غاوص متناظر حول ($\bar{x}$) .

- وسطي التوزيع ومعيار التوزيع متطبقان مع المتوسط الحسابي أي :

$$\bar{x} = \text{mod}(x) = \text{Me}(x)$$

- للتابع $\varphi(x)$ لغاوص ثابتان هما (σ , $\bar{x}$) .

- بتغير قيمة (σ) يتغير شكل منحني كثافة الاحتمال $\varphi(x)$ كما هو موضح على الشكل (٧ــ٤) .



الشكل (٧ ــ ٤) تغير شكل تابع كثافة الاحتمال حسب غاوص $\varphi(x)$ حسب قيم (σ)

عندما ندخل «متحولاً» خاصاً (K) إلى معادلة كثافة الاحتمال بحيث تكون قيمة الانحراف المعياري لهذا المتحول ($\sigma_{(K)} = 1$) وقيمة المتوسط الحسابي لـ (K) تساوي الصفر يأخذ تابع غاوص الشكل التالي :

$$\varphi(K) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-(K^2/2)} \qquad (٢١ - ٧)$$

حيث :

K — المتحول القياسي ويعطى بالشكل التالي :

$$K = \frac{xi - x}{\sigma} \qquad (٢٢ - ٧)$$

أما تابع توزيع الاحتمال فيعطى بالشكل التالي :

$$\Phi u(K) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{K} e^{-(K^2/2)} \cdot dK \qquad (٢٣ - ٧)$$

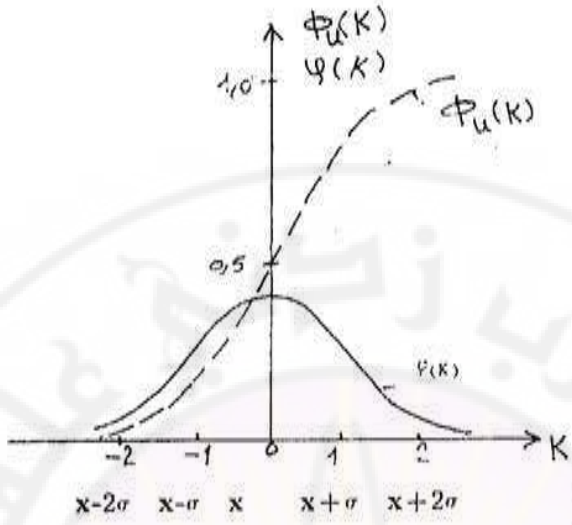
جرى التكامل للمعادلة (٧ــ٢١) بشكل جداول موجودة في كتب الإحصاء ، لاستخدام تابع توزيع غاوص نحسب خواص السلسلة (x , σ) ثم نحسب قيمة (Ki) للقيم (xi) حسب المعادلة (٧ــ٢٢) باستخدام قيم (Ki) ندخل إلى الجداول .

باعتبار أن :

$$\Phi u(-K) = 1 - \Phi u(K) \quad , \quad \varphi(-K) = \varphi(K)$$

فإن الجداول موضوعة فقط للقيم الموجبة لـ (K) .

من الشكل (٧ــ٥) نستنتج أنه للتابع $\varphi(K)$ نقطتا انعطاف عند $K=-1$, $K=+1$. ويكون للتابع $\varphi(x)$ بالوقت نفسه نقطتا انعطاف عند $x-\sigma$, $x+\sigma$.



الشكل (٧ ــ ٥) يبين المنحنيات $\varphi_{(K)}$, $Qu(K)$ حسب غاوص

توجد قيم $\Phi_{(K)}$ في جداول خاصة (جدول ٧ــ١) كذلك قيم $\varphi_{(K)}$ (جدول ٧ــ٢) .

الجداول موضوعة لأجل المتحول (K) من أجل $K=0$, $\sigma_{(K)}=1$.

كما تم إيضاحه أعلاه لكل قيمة (x_i) نحسب القيمة (K_i) ثم نقرأ $\varphi_{(K)}$ أو $\Phi_{(K)}$ من الجداول .

٣ــ٢ــ١ــ شبكة توزيع غاوص :

إن تابع توزيع غاوص $Qu(K)$ يمكن أن يحول إلى شكل مستقيم كما يلي : بالنظر إلى المعادلة :

$$K = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

نجد أن المتحول القياسي (K) هو تابع خطي لـ (x) لهذا فيمكن توقيع ذلك بيانياً على شبكة إحداثيات المحور الأفقي فيها وهو للقيم (K) والمحور الشاقولي للقيم (x) • انظر الشكل (٧ــ٦) •

إن المستقيم الممثل للعلاقة أعلاه يمر من نقطتين :

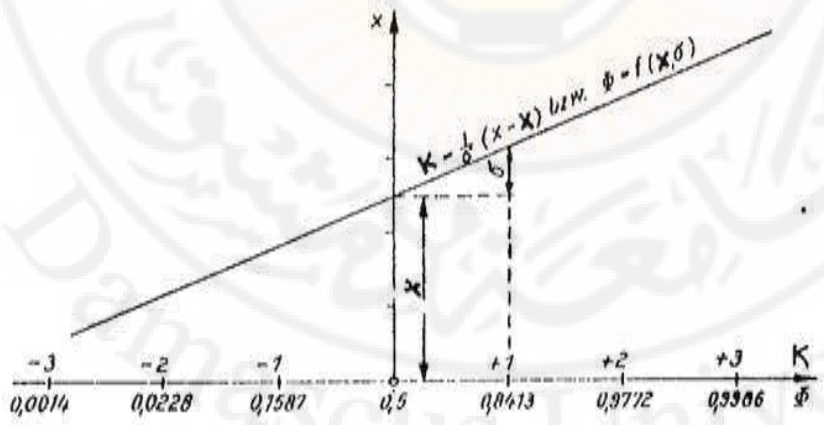
ــ من أجل $K = 0$ فإن : $x = x$.

ــ من أجل $K = 1$ فإن : $x = x + \sigma$.

إن التدريجات (K) على المحور الأفقي يمكن أن نستنتج لكل منها قيمة $\Phi_u(K)$ من الجداول (جدول ٧ ــ ٢) • بهذا نحصل لكل قيمة (K) على قيمة $\Phi_u(K)$.

إن قيمة $\Phi_u(K) = 0{,}5$ نحصل عليها عندما ($K=0$) أي : $x=x$
وقيمة $\Phi_u(K) = 0{,}8413$ نحصل عليها عندما ($K=1$) أي : $x=x+\sigma$

وهكذا نحصل على جميع قيم $\Phi_u(K)$ حسب قيم (K) وبالتالي (x) بهذا تحول التابع $\Phi_u(K)$ لغاوص إلى الشكل المستقيم ، انظر الشكل (٧ــ٦) •



الشكل (٧ ــ ٦) شبكة توزيع غاوص

٣-٢- تابع توزيع بيرسون الثالث (Pearson III) :

يستخدم تابع توزيع بيرسون الثالث في دراسة الظواهر الهيدرولوجية وبخاصة عند دراسة التصاريف الدنيا ـ العظمى ـ المتوسطة .

إن تابع توزيع بيرسون الثالث محدد من جهة واحدة (من جهة القيم الدنيا) وغير محدد من الجهة الأخرى (من جهة القيم العظمى) . بمعنى آخر فإن لتابع توزيع بيرسون انحرافاً يسارياً .

يعطى تابع كثافة الاحتمال حسب توزيع بيرسون الثالث بالشكل التالي :

$$\varphi(x) = y_0 \cdot e^{-(x/d')} \cdot [1+(x/c)]^{c/d'} \qquad (٢٤-٧)$$

حيث :

$$c = \frac{2\,C_V}{C_S} - \frac{C_S \cdot C_V}{2}$$

$$d' = \frac{C_S \cdot C_V}{2}$$

$$C_V = \frac{\sigma}{x}$$

C_S ـ معامل عدم التناظر .

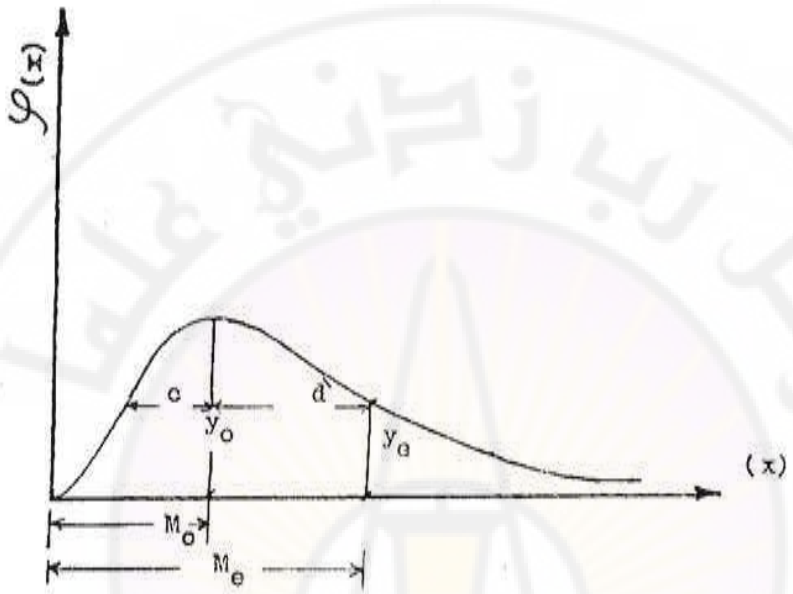
C_V ـ معامل التغيير .

y_0 ـ القيمة العظمى للاحتمال .

d' ـ نصف قطر التناظر وهو البعد على المحور (x) بين قيمة وسطي ومعيار التوزيع .

c ـــ البعد بين الطرف الأيسر (الحد الأدنى) ومعيار التوزيع .

بمكاملة التابع $\varphi(x)$ نحصل على تابع توزيع الاحتمال التكاملي $\Phi(x)$



الشكل (٧ ـ ٧) تابع توزيع بيرسون الثالث

٣ـ٤ـ تابع توزيع القيم الحدية لـ (Gumbel) :

كما ذكر سابقاً نهتم في الهيدرولوجيا بخاصة بتحديد القيم الحدية للظواهر الهيدرولوجية (الدنيا والعظمى) مثال ذلك التصاريف الدنيا والتصاريف العظمى حيث أن مرور مثل هذه التصاريف له تأثير بالغ في الاقتصاد .

يصلح تابع توزيع غمبل (Gumbel) لمعالجة القيم العشوائية المؤلفة من قيم عظمى ويسمى تابع التوزيع (Typ I) ، وكذلك يصلح لمعالجة القيم العشوائية المؤلفة من قيم دنيا ويسمى تابع التوزيع (Typ III) .

نحصل مثلاً على العينة العشوائية لقيم التصاريف السنوية الأعظمية $HQ_{(a)}$

بأن نأخذ التصريف الأعظمي الذي يظهر كل عام • إن مجموعة هذه القيم لعدة سنوات تشكل سلسلة القيم السنوية العظمى للتصاريف •

تعطى كثافة الاحتمال حسب تابع توزيع غمبل (Typ I) بالمعادلة التالية :

$$\varphi(x) = a \cdot e^{-a(x-M_0)} \cdot e^{-e^{-a(x-M_0)}} \qquad (٧ - ٢٥)$$

بمكاملة التابع $\varphi(x)$ نحصل على تابع التوزيع الاحتمالي $\Phi_u(x)$ لعدم التجاوز كما يلي :

$$Q_u(x) = e^{-e^{-a(x-M_0)}} \qquad (٧ - ٢٦)$$

حيث :

a — ثابت يتناسب عكساً مع الانحراف المعياري •

M_0 — معيار التوزيع •

بإدخال المتحول المختزل (y) حيث :

$$y = a (x - M_0)$$

نجد :

$$\Phi_u(x) = e^{-e^{-y}} \qquad (٧ - ٢٧)$$

حسب تابع توزيع غمبل (Typ I) تتحول قيمة (x) ضمن المجال ($-\infty < x < +\infty$) .

عندما ($x=M_o$) أو ($y=0$) فـإن :

$$\Phi_u(x) = \frac{1}{e} = 0,368$$

٣ـ٤ـ١ـ شبكة توزيع غمبل (Gumbel) :

من المعادلة :

$$y = a (x - M_o) \qquad (٢٨ - ٧)$$

نجد أنه توجد علاقة خطية بين (y) , (x) كما يوجد إمكانية لتحويل تابع توزيع غمبل (Typ I) إلى شكل مستقيم بتشويه المحور الأفقي كما فعلنا عند دراسة تابع توزيع غاوص حيث لكل قيمة (y) من المحور الأفقي قيمة مقابلة $\Phi_u(x)$ تحسب من المعادلة (٧ـ٢٧) .

بهذا نجد من أجل :

$y = 0$ $\quad \Phi_u(x) = 0,368$

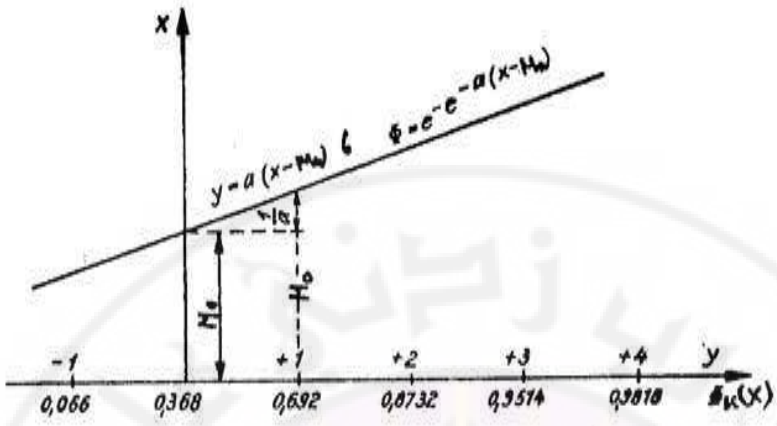
$y = 1$ $\quad \Phi_u(x) = 0,692$

$y = 2$ $\quad \Phi_u(x) = 0,8732$

$y = 3$ $\quad \Phi_u(x) = 0,9514$

وهكذا ....

أيضاً استناداً إلى العلاقة التي تربط بين فترة التكرار (T) واحتمال عدم التجاوز أو احتمال التجاوز يمكن أن يتبع لكل قيمة (y) أيضاً قيمة لـ (T) .



الشكل (٧ – ٨) شبكة توزيع غمبل (Typ I)

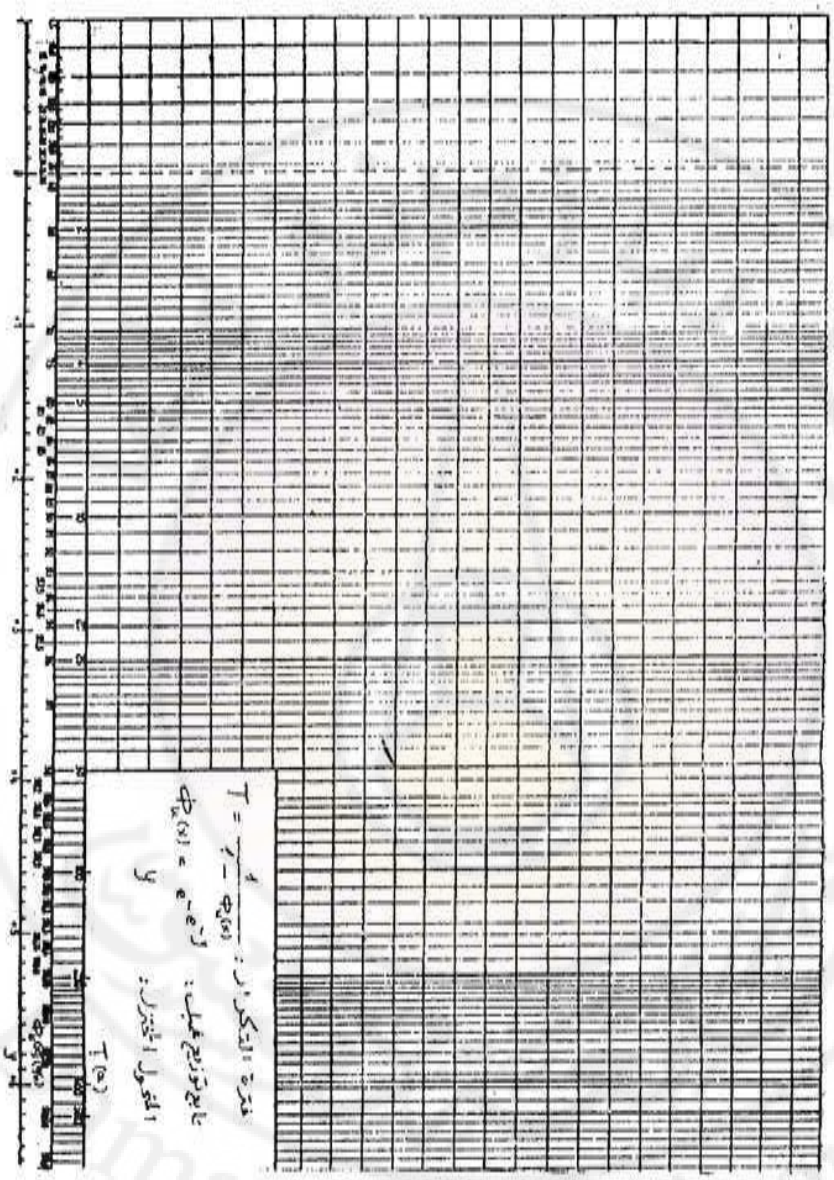
Damascus University

الجدول (٧ — ١) يبين قيم كثافة الاحتمال $\varphi(K)$ حسب فاوص

K	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,0	.39894	.39892	.39886	.39876	.39862	.39844	.39822	.39797	.39767	.39733
0,1	.39695	.39654	.39608	.39559	.39505	.39448	.39387	.39322	.39253	.39181
0,2	.39104	.39024	.38940	.38853	.38762	.38667	.38568	.38466	.38361	.38251
0,3	.38139	.38023	.37903	.37780	.37654	.37524	.37391	.37255	.37115	.36973
0,4	.36827	.36678	.36526	.36371	.36213	.36053	.35889	.35723	.35553	.35381
0,5	.35207	.35029	.34849	.34667	.34482	.34294	.34105	.33912	.33718	.33521
0,6	.33322	.33121	.32918	.32713	.32506	.32297	.32086	.31874	.31659	.31443
0,7	.31225	.31006	.30785	.30563	.30339	.30114	.29887	.29659	.29431	.29200
0,8	.28969	.28737	.28504	.28269	.28034	.27798	.27562	.27324	.27086	.26848
0,9	.26609	.26369	.26129	.25888	.25647	.25406	.25164	.24923	.24681	.24439
1,0	.24197	.23955	.23713	.23471	.23230	.22988	.22747	.22506	.22265	.22025
1,1	.21785	.21546	.21307	.21069	.20831	.20594	.20357	.20121	.19886	.19652
1,2	.19419	.19186	.18954	.18724	.18494	.18265	.18037	.17810	.17585	.17360
1,3	.17137	.16915	.16694	.16474	.16256	.16038	.15822	.15608	.15395	.15183
1,4	.14973	.14764	.14556	.14350	.14146	.13943	.13742	.13542	.13344	.13147
1,5	.12952	.12758	.12566	.12376	.12188	.12001	.11816	.11632	.11450	.11270
1,6	.11092	.10915	.10741	.10567	.10396	.10226	.10059	.09893	.09728	.09566
1,7	.09405	.09246	.09089	.08933	.08780	.08628	.08478	.08329	.08183	.08038
1,8	.07895	.07754	.07614	.07477	.07341	.07206	.07074	.06943	.06814	.06687
1,9	.06562	.06438	.06316	.06195	.06077	.05959	.05844	.05730	.05618	.05508
2,0	.05399	.05292	.05186	.05082	.04980	.04879	.04780	.04682	.04586	.04491
2,1	.04398	.04307	.04217	.04128	.04041	.03955	.03871	.03788	.03706	.03626
2,2	.03547	.03470	.03394	.03319	.03246	.03174	.03103	.03034	.02965	.02898
2,3	.02833	.02768	.02705	.02643	.02582	.02522	.02463	.02406	.02349	.02294
2,4	.02239	.02186	.02134	.02083	.02033	.01984	.01936	.01889	.01842	.01797
2,5	.01753	.01709	.01667	.01625	.01585	.01545	.01506	.01468	.01431	.01394
2,6	.01358	.01323	.01289	.01256	.01223	.01191	.01160	.01130	.01100	.01071
2,7	.01042	.01014	.00987	.00961	.00935	.00909	.00885	.00861	.00837	.00814
2,8	.00792	.00770	.00748	.00727	.00707	.00687	.00668	.00649	.00631	.00613
2,9	.00595	.00578	.00562	.00545	.00530	.00514	.00499	.00485	.00471	.00457
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
3,0	.00443	.00327	.00238	.00172	.00123	.00087	.00061	.00042	.00029	.00020

K	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,0	.5000000	.5039894	.5079783	.5119665	.5159533	.5199388	.5239222	.5279033	.5318819	.5358570
0,1	.5398278	.5437953	.5477583	.5517168	.5556700	.5596177	.5635595	.5674949	.5714237	.5753454
0,2	.5792597	.5831662	.5870644	.5909541	.5948349	.5987063	.6025681	.6064199	.6102612	.6140919
0,3	.6179114	.6217195	.6255158	.6293000	.6330717	.6368307	.6405764	.6443088	.6480273	.6517317
0,4	.6554217	.6590970	.6627573	.6664022	.6700314	.6736448	.6772419	.6808225	.6843863	.6879331
0,5	.6914625	.6949743	.6984682	.7019440	.7054015	.7088403	.7122603	.7156612	.7190427	.7224047
0,6	.7257469	.7290691	.7323711	.7356527	.7389137	.7421539	.7453731	.7485711	.7517478	.7549029
0,7	.7580363	.7611479	.7642375	.7673049	.7703500	.7733726	.7763727	.7793501	.7823046	.7852361
0,8	.7881446	.7910299	.7938919	.7967306	.7995458	.8023375	.8051055	.8078498	.8105703	.8132671
0,9	.8159399	.8185887	.8212136	.8238145	.8263912	.8289439	.8314724	.8339768	.8364569	.8389129
1,0	.8413447	.8437524	.8461358	.8484950	.8508300	.8531409	.8554277	.8576903	.8599289	.8621434
1,1	.8643339	.8665005	.8686431	.8707619	.8728568	.8749281	.8769756	.8789995	.8809999	.8829768
1,2	.8849303	.8868606	.8887676	.8906514	.8925123	.8943502	.8961653	.8979577	.8997274	.9014747
1,3	.9031995	.9049021	.9065825	.9082409	.9098773	.9114920	.9130850	.9146565	.9162067	.9177356
1,4	.9192433	.9207302	.9221962	.9236415	.9250663	.9264707	.9278550	.9292191	.9305634	.9318879
1,5	.9331928	.9344783	.9357445	.9369916	.9382198	.9394292	.9406201	.9417924	.9429466	.9440826
1,6	.9452007	.9463011	.9473839	.9484493	.9494974	.9505285	.9515428	.9525403	.9535213	.9544860
1,7	.9554345	.9563671	.9572838	.9581849	.9590705	.9599408	.9607961	.9616365	.9624624	.9632739
1,8	.9640697	.9648521	.9656205	.9663750	.9671159	.9678432	.9685572	.9692581	.9699460	.9706210
1,9	.9712834	.9719334	.9725711	.9731966	.9738102	.9744119	.9750021	.9755808	.9761484	.9767048
2,0	.9772499	.9777844	.9783083	.9788217	.9793248	.9798178	.9803007	.9807738	.9812372	.9816911
2,1	.9821356	.9825708	.9829970	.9834142	.9838226	.9842224	.9846137	.9849966	.9853713	.9857379
2,2	.9860966	.9864474	.9867906	.9871263	.9874545	.9877755	.9880894	.9883962	.9886962	.9889893
2,3	.9892759	.9895559	.9898296	.9900969	.9903581	.9906133	.9908625	.9911060	.9913437	.9915758
2,4	.9918025	.9920237	.9922397	.9924506	.9926564	.9928574	.9930536	.9932452	.9934322	.9936147
2,5	.9937929	.9939668	.9941368	.9943027	.9944647	.9946230	.9947777	.9949287	.9950763	.9952205
2,6	.9953615	.9954992	.9956339	.9957656	.9958943	.9960203	.9961435	.9962640	.9963819	.9964973
2,7	.9966102	.9967207	.9968289	.9969348	.9970386	.9971402	.9972398	.9973374	.9974331	.9975269
2,8	.9976190	.9977093	.9977981	.9978853	.9979710	.9980552	.9981381	.9982196	.9982997	.9983786
2,9	.9984562	.9985327	.9986079	.9986821	.9987551	.9988271	.9988981	.9989681	.9990371	.9991053
3,0	.9986500	.9990322	.9993313	.9995173	.9996633	.9997767	.9998641	.9999892	.9999928	.9999952

الجدول (٧ ـ ٢) يبين قيم تابع توزيع الاحتمال حسب غاوص $\Phi_u(K)$



الشكل (٧ ــ ٩) شبكة توزيع غمبل

- تطبيـــق :

لدينا قيم التصاريف (Q) لشهر أيلول عام ١٩٦٥ لأحد الأنهار ، (جدول ٧ــ٣) يطلب ما يلي :

اليـــوم	Q (m^3/s)
1	7,0
2	7,0
3	7,6
4	7,0
5	5,32
6	6,7
7	6,13
8	6,4
9	5,86
10	7,30
11	16,5
12	17,5
13	12,4
14	9,07
15	7,9
16	7,6
17	7,6
18	7,3
19	4,39
20	5,05
21	4,61
22	5,05
23	5,86
24	5,59
25	6,4
26	4,61
27	5,32
28	9,85
29	15,1
30	12,4

الجدول (٧ ــ ٣) قيم التصريف اليومي الوسطي لشهر ايلول ١٩٦٥ لاحد الانهار

١ ــ احسب قيم Q , σ , C_v .

٢ ــ ارسم مخطط التكرار .

٣ ــ ارسم منحني الاستمرار للتجاوز ومنحني الاستمرار لعدم التجاوز .

ــ الحــل :

ــ تبلغ قيمة المتوسط الحسابي (Q)

$$Q = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_i}{n} = \frac{236,41}{30} = 7,88 \quad m^3/s$$

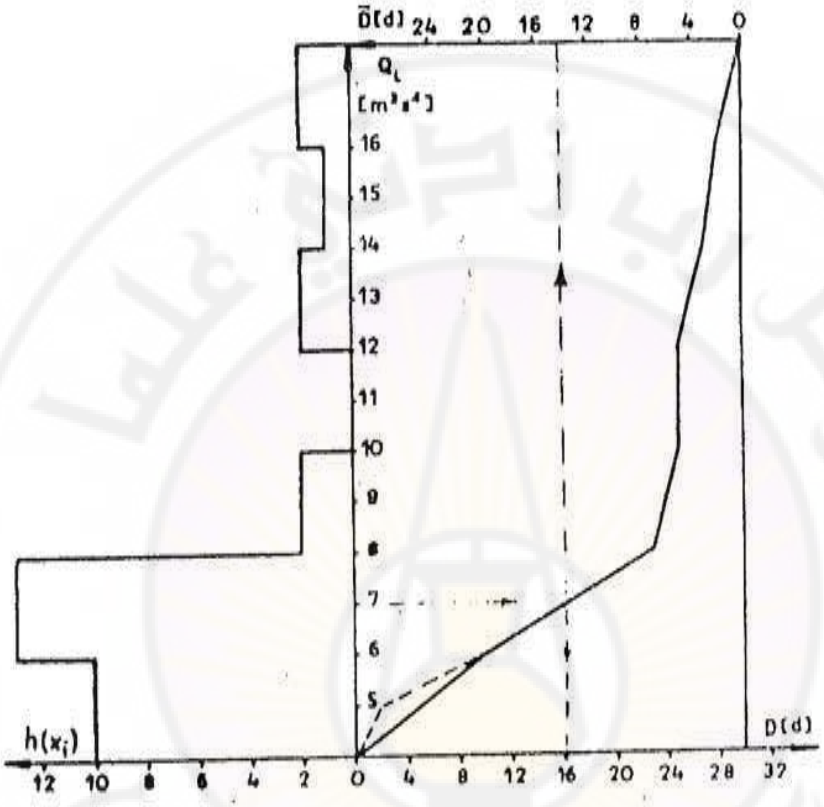
$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_i - Q)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{353,30}{30-1}} = 3,49 \quad m^3/s$$

$$C_v = \frac{\sigma}{Q} = \frac{3,49}{7,88} = 0,443$$

ــ مخطط التكرار ــ منحني الاستمرار .

المجــالات	عرض المجال Δx_i	التكرار المطلق $h(x_i)$	مجموع التكرار $D(x_i)$
4,00—5,99	1,99	10	10
6,00—7,99	1,99	13	23
8,00—9,99	1,99	2	25
10 — 11,9	1,9	0	25
12 — 13,9	1,9	2	27
14 — 15,9	1,9	1	28
16 — 17,9	1,9	2	30
		$\Sigma = 30$	

الجدول (٧ ــ ٤) يبين التكرار ومجموع التكرار لقيم التصريف (Q)



الشكل (٧ ــ ١٠) يوضح مخطط التكرار ومنحني الاستمرار للتجاوز $\overline{D(xi)}$
ومنحني الاستمرار لعدم التجاوز $D(xi)$


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثامن

حساب التصاريف الأعظمية

ـ مقدمـة :

غالباً ما يتم البحث عن العلاقة بين قيمة التصريف الأعظمي في موقع ما من نهر وبين احتمال التجاوز لهذه القيمة أو فترة التكرار لهذه القيمة (T) .

عند توافر سلسلة مراقبـات للتصريف لفترة (٢٠) عاماً حتى (٣٠) عاماً وبتطبيق نظرية الاحتمالات على سلسلة المراقبات يمكن تحديد القيمة العظمى التي نتوقع حدوثها مستقبلاً .

لسلسلة المراقبات المتوافرة وبعد استنتاج الثوابت الإحصائية لهذه السلسلة نوجد تابع التوزيع الاحتمالي المناسب لتمثيل هذه الظاهرة ، حيث من خلال هذا التابع يمكن أن نصف المجموع العام للعينات وبالتالي استنتاج قيمـة الظاهرة (التصريف) خارج مجال المراقبات أي نستنتج قيمة ما لفترة تكرار تتجاوز فترة القياس .

إن دقة استنتاج قيمة ظاهرة ما تكون أفضل كلما كانت سلسلة المراقبات تمتد لفترة أطول ، أو كلما كان عدد سنوات المراقبة وفترة التكرار التي نحسب لها القيمة العظمى متقاربين .

إضافة لذلك فإن جودة القياس تلعب أيضاً دوراً مهماً في دقة حساب قيـم الظاهرة المدروسة .

فلو كنا نتعامل مع قياسات للتصاريف فإنه قبل البدء بتحديد القيم العظمى لابد من اختبار جودة القياسات للتصاريف للفترة المتوافرة من حيث تجانس هذه القياسات مثلاً (منحني التحليل الكمي المزدوج) ، كما أنه يجب اختبار وجود نقاط شاذة والتي تخرج عن اتجاه المجموع العام فنسعى إلى استبعاد هذه القيم وذلك إذا كانت هذه القيمة تقع خارج المجال ($x \pm 4\sigma$) وذلك عندما يكون عدد القياسات أكبر أو يساوي العشرة • تحسب (x , σ) دون القيم التي يشك بأنها شاذة •

أما إذا كان عدد المراقبات قليلاً (أقل من عشرة) عندها نستبعد القيمة التي تكون أكبر من ثلاثة أضعاف وسطي التوزيع •

إذا كان لدينا قياسات للتصاريف السنوية الأعظمية لعدد قليل من السنوات عندها يمكن زيادة عدد عناصر السلسلة بأخذ بعض قيم القياسات الأعظمية للتصاريف داخل فترة القياس والتي هي أكبر من قيمة محددة تسمى قيمة العتبة (Q_0) بذلك نشكل ما يسمى السلاسل الجزئية •

إن حساب قيم التصاريف العظمى يمكن أن يتم بعدة طرائق تتعلق بحجم القياسات المتوافرة ونوعها أي هل هذه القياسات هي للتصاريف الأعظمية أو للهطولات الأعظمية وهل هذه القياسات لفترة طويلة أم لفترة قصيرة ، نوع المنشأة وحجمها ••• إلخ •

استناداً إلى طبيعة القياسات المتوافرة وطولها سنذكر الآن الطرائق التي يمكن تطبيقها للحصول على التصاريف الأعظمية :

١ ــ عند توافر سلسلة قياس للتصاريف عند الموقع المدروس لفترة طويلة •

لهذه الحالة نستخدم الطريقة الإحصائية كاستخدام تابع توزيع احتمالي (تابع توزيع غمبل أو تابع توزيع بيرسون الثالث) من أجل الحصول على قيمة التصريف لفترة تكرار ما •

٢ ــ عند توافر سلسلة قياسات للتصاريف لفترة قصيرة عند الموقع المدروس مع وجود سلسلة قياسات تصاريف لفترة طويلة عند موقع مجاور .

لهذه الحالة نوجد علاقة ارتباط بين القياسات للفترة المشتركة بين الموقعين المتجاورين ثم نسعى إلى تمديد فترة القياس القصيرة استناداً إلى علاقة الارتباط المستنتجة (انظر بحث القياسات المائية) .

٣ ــ عند توافر قياسات للتصاريف لفترة قصيرة في الموقع المدروس وقياسات للهطول لفترة طويلة على الحوض المدروس .

هنا نستخدم أحد الموديلات التي تصف علاقة المطر بالجريان وذلك لتحديد التصاريف التي تنتج عن الهطولات .

٤ ــ لا توجد أي قياسات في الموقع المدروس مع وجود سلسلة قياسات طويلة للتصاريف في موقع مجاور .

نوجد علاقات تشابه بين الموقع المدروس والموقع المجاور .

٥ ــ عند توافر قياسات للهطول لفترة طويلة على الحوض المدروس .

لهذه الحالة نستعين بموديلات تحديد علاقة المطر بالجريان .

٦ ــ عند توافر قياسات للهطول لفترة قصيرة على الحوض المدروس .

نسعى هنا إلى تمديد فترة القياسات ثم نتابع حسب الحالة (٥) .

٧ ــ عند عدم توافر أية قياسات .

هنا نلجأ إلى الطرائق التقريبية .

١ ـ حساب التصاريف الأعظمية باستخدام الطرق الإحصائية :

١ـ١ـ حساب التصاريف الاعظمية باستخدام تابع توزيع غمبل (Typ I) :

يستخدم تابع توزيع غمبل لحساب التصاريف الأعظمية باحتمال معين بعد الحصول على الثوابت الاحصائية لسلسلة القياسات المتوافرة والتي تكون عادة قيماً سنوية عظمى (كالتصاريف الأعظمية أو الهطولات الأعظمية) .

لحساب القيمة العظمى لتصريف (HQ) لفترة تكرار (T) أي $HQ_{(T)}$ نستخدم العلاقة المعروفة التالية :

$$HQ_{(T)} = \mathbf{HQ} + K(T) \cdot \sigma \qquad (٨ - ١)$$

والتي تأخذ الشكل العام التالي :

$$x_{(T)} = \mathbf{x} + K(T) \cdot \sigma \qquad (٨ - ٢)$$

حيث :

$\mathbf{HQ}$, $\mathbf{x}$ — القيم الوسطية .

σ — الانحراف المعياري .

$HQ_{(T)}$, $x_{(T)}$ — قيمة (x) أو (HQ) التي تتكرر كل (T) سنة .

$K(T)$ — ثابت التوزيع ويحدد حسب تابع التوزيع الاحتمالي المختار .

لتابع توزيع غمبل الشكل التالي (انظر الفصل السابع) :

$$\Phi_{u(x)} = e^{-e^{-y}} \qquad (٨ - ٣)$$

$$y = a (x - M_0) \qquad (٨ - ٤)$$

أما $K(t)$ فيعطى بالنسبة لتوزيع غمبل بالعلاقة :

$$K(T) = -\frac{\sqrt{6}}{\pi}\left(\gamma + \ln \ln \frac{T}{T-1}\right) \qquad (٨-٥)$$

γ — ثابت أويلر ($\gamma = 0{,}5772$) .

تحدد ثوابت تابع توزيع غمبل بطريقتين هما طريقة غمبل وطريقة العزوم ، انظر المعادلة (٨ــ٤) .

١ ــ طريقة العزوم :

ــ يحدد الثابت (a) من العلاقة :

$$a = \frac{\pi}{\sigma\sqrt{6}} \cong \frac{1{,}2826}{\sigma} \qquad (٨-٦)$$

ــ يحسب معيار التوزيع (M_0) من العلاقة :

$$M_0 = x - 0{,}5772\,\frac{\sqrt{6}}{\pi}\,\sigma$$

$$= x - 0{,}45\,\sigma \qquad (٨-٧)$$

بهذا نحسب القيمة $x_{(\cdot)}$ باستخدام المعادلة (٨ــ٢) ، (x) القيمة المتوسطة

٢ ــ طريقة غمبل :

ــ يحدد الثابت (a) من العلاقة التالية :

$$\frac{1}{a} = \frac{\sigma}{\sigma_n}$$

ـ يحدد معيار التوزيع (M_o) من العلاقة التالية :

$$M_o = x - y_n \cdot \frac{\sigma}{\sigma_n} \qquad (٨ - ٨)$$

تتعلق قيم (y_n , σ_n) بعدد عناصر السلسلة المدروسة وتؤخذ من الجدول (٨ـ١) • تحسب قيمة التصريف الأعظمي لفترة تكرار (T) بالعلاقة التالية :

$$x(T) = HQ_{(T)} = M_o + \frac{1}{a} \cdot y_{(T)} \qquad (٩ - ٨)$$

$$y_{(T)} = \ln . \ln . \frac{T}{T - 1}$$

n	$\bar{y}_n$	σ_n	n	$\bar{y}_n$	σ_n
15	0,5128	1,0206	46	0,5468	1,1538
20	0,5236	1,0628	48	0,5477	1,1574
22	0,5268	1,0755	50	0,5485	1,1607
24	0,5296	1,0865	55	0,5504	1,1681
26	0,5320	1,0961	60	0,5521	1,1747
28	0,5343	1,1047	70	0,5548	1,1854
30	0,5362	1,1124	80	0,5569	1,1938
32	0,5380	1,1193	90	0,5586	1,2007
34	0,5396	1,1255	100	0,5600	1,2065
36	0,5410	1,1313	500	0,5724	1,2588
38	0,5424	1,1363	1000	0,5745	1,2685
40	0,5436	1,1413			
42	0,5448	1,1458		0,5772 = γ	1,2826 = $\frac{\pi}{\sqrt{6}}$
44	0,5458	1,1499			

الجدول (٨ ـ ١) قيم (y_n , σ_n) حسب عدد عناصر السلسلة (n)

لتوضيح خطوات حساب القيم العظمى باحتمال معين باستخدام تابع توزيع غمبـــل (Typ I) • انظر التطبيق في نهاية هذا البحث •

١ـ٢ـ حساب التصاريف الأعظمية باستخدام تابع توزيع بيرسون الثالث :

تكتب العلاقة (٨ـ٢) لحساب القيـــم العظمى للتصاريف من أجل توزيع بيرسون الثالث بالشكل الآتي :

$$x_{(T)} = x\,(1 + \alpha \,.\, C_V) \qquad (٨ - ١٠)$$

حيث :

α — انحراف أمثال النسبة عن القيمة (1) .

يمكن الحصول على قيم التصريف الأعظمي باحتمال معين (من أجل فترة تكرار محددة T) وكذلك رسم منحني الضمان التجريبي حسب طريقة فورستر ريبكين باتباع الخطوات التالية :

١ ــ نرتب عناصر السلسلة تنازلياً بحيث تأخذ أكبر قيمة الترتيب (m=1) وأصغر قيمة الترتيب (m=n) • حيث (n) عدد عناصر السلسلة • لقيم (x) المتساوية نعطي الترتيب نفسه ولكن ترتيب القيمة التالية يقفز بعدد تلك القيم •

٢ ــ حساب الضمان (احتمال التجاوز) التجريبي باستخدام العلاقة :

$$P\%(x_i) = \frac{m_i}{n+1} \qquad (٨ - ١١)$$

أو العلاقة :

$$P\%(x_i) = \frac{m_i - 0{,}3}{n + 0{,}4} \qquad (٨ - ١٢)$$

m_i — ترتيب القيمة وذلك عندما نبدأ الترتيب تنازلياً •

٣ — نرسم العلاقة بين القيم (x_i) وقيم الضمان $P\bar{u}(x_i)$ على شبكة إحداثيات مناسبة حيث نوقع قيم الضمان التجريبي على المحور الأفقي وقيم المتغير على المحور الشاقولي وبذلك نحصل على ما يسمى منحني الضمان التجريبي •

٤ — نحسب الثوابت الإحصائية للسلسلة وهي (x , C_v , C_s) . علماً أنه بالنسبة لـ (C_s) فنؤخذ قيمتها عن طريق فرض قيمة للنسبة (C_s/C_v) .

٥ — نقرأ من جدول توزيع بيرسون الثالث قيم (α) المقابلة لقيمة (C_s) المحسوبة ولقيم الضمان كافة الواردة في الجدول — انظر الجدول (٨—٢) — حيث تمثل (α) انحراف أمثال النسبة المختلفة ($K=x_i/x$) عن قيم أمثال النسبة المناظرة للمتوسط الحسابي ($K=1$) .

وتكون قيم (α) موجبة أو سالبة وهي معطاة في الجدول (٨—٢) من أجل قيمة ($C_v=1$) ولقيم مختلفة للضمان •

٦ — إن قيم (α) التي حصلنا عليها في الخطوة (٥) مناظرة لقيمة ($C_v=1$) وبما أنه دوماً ($C_v<1$) لذلك نحسب انحراف أمثال النسبة الفعلية عن القيمة ($K=1$) بضرب قيم (α) المأخوذة من الجدول بعامل التغيير المحسوب بالخطوة (٤) أي نحسب الجداء ($\alpha \cdot C_v$) .

٧ — نحسب التركيب ($1+\alpha \cdot C_v$) لمختلف قيم الضمان •

٨ — نحسب قيم $x_{(r)}$ النظرية من العلاقة (٨—١٠) الموافقة لقيم الضمان المختلفة وبذلك نحصل على قيم منحني الضمان النظري •

٩ — نوقع منحني الضمان النظري (قيم $x_{(r)}$ الموافقة لمختلف قيم الضمان) على الشبكة نفسها التي رسم عليها منحني الضمان التجريبي •

T	1,0001	1,001	1,01	1,05	1,11	1,25	1,43	1,67	2,00	2,50	3,33	5,00	10	20	25	50	100	200	1000	10000
Φū	0,9999	0,999	0,99	0,95	0,90	0,80	0,70	0,60	0,50	0,40	0,30	0,20	0,10	0,05	0,04	0,02	0,01	0,005	0,001	0,0001
Φu	0,0001	0,001	0,01	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	0,95	0,96	0,98	0,99	0,995	0,999	0,9999
Cs																				
0	-3,72	-3,09	-2,33	-1,64	-1,28	-0,84	-0,52	-0,25	0,00	0,25	0,52	0,84	1,28	1,64	1,75	2,04	2,33	2,58	3,09	3,72
0,1	-3,52	-2,99	-2,25	-1,61	-1,27	-0,85	-0,53	-0,27	-0,02	0,24	0,51	0,84	1,29	1,67	1,78	2,11	2,40	2,67	3,23	3,94
0,2	-3,32	-2,81	-2,18	-1,58	-1,26	-0,85	-0,55	-0,29	-0,03	0,22	0,50	0,83	1,30	1,70	1,81	2,16	2,47	2,76	3,38	4,16
0,3	-3,12	-2,67	-2,10	-1,55	-1,24	-0,85	-0,56	-0,30	-0,05	0,20	0,48	0,82	1,31	1,72	1,84	2,21	2,54	2,86	3,52	4,38
0,4	-2,92	-2,54	-2,04	-1,52	-1,23	-0,85	-0,57	-0,31	-0,07	0,19	0,47	0,82	1,32	1,75	1,87	2,26	2,61	2,95	3,66	4,61
0,5	-2,72	-2,40	-1,96	-1,49	-1,22	-0,85	-0,58	-0,33	-0,09	0,17	0,46	0,81	1,32	1,77	1,90	2,31	2,68	3,05	3,81	4,83
0,6	-2,53	-2,27	-1,88	-1,45	-1,20	-0,85	-0,59	-0,34	-0,10	0,16	0,44	0,80	1,33	1,80	1,94	2,35	2,76	3,14	3,96	5,05
0,7	-2,36	-2,14	-1,81	-1,42	-1,18	-0,85	-0,60	-0,36	-0,12	0,14	0,43	0,79	1,33	1,82	1,97	2,40	2,82	3,23	4,10	5,26
0,8	-2,18	-2,02	-1,74	-1,38	-1,17	-0,86	-0,60	-0,37	-0,13	0,12	0,41	0,78	1,34	1,84	2,00	2,45	2,89	3,32	4,24	5,50
0,9	-2,03	-1,90	-1,66	-1,35	-1,15	-0,85	-0,61	-0,38	-0,15	0,11	0,40	0,77	1,34	1,86	2,03	2,50	2,96	3,41	4,38	5,73
1,0	-1,88	-1,79	-1,59	-1,32	-1,13	-0,85	-0,62	-0,39	-0,16	0,09	0,38	0,76	1,34	1,88	2,06	2,54	3,02	3,50	4,53	5,96
1,1	-1,76	-1,68	-1,52	-1,28	-1,10	-0,85	-0,62	-0,41	-0,18	0,07	0,36	0,74	1,34	1,89	2,07	2,58	3,09	3,59	4,67	6,18
1,2	-1,63	-1,58	-1,45	-1,24	-1,08	-0,84	-0,63	-0,42	-0,19	0,05	0,35	0,73	1,34	1,91	2,09	2,62	3,15	3,67	4,81	6,41
1,3	-1,53	-1,48	-1,38	-1,20	-1,06	-0,84	-0,63	-0,43	-0,21	0,04	0,33	0,72	1,34	1,92	2,11	2,67	3,21	3,76	4,96	6,64
1,4	-1,42	-1,39	-1,32	-1,17	-1,04	-0,83	-0,64	-0,44	-0,22	0,02	0,31	0,71	1,34	1,94	2,13	2,71	3,27	3,84	5,10	6,87
1,5	-1,34	-1,31	-1,26	-1,14	-1,02	-0,82	-0,64	-0,45	-0,24	0,00	0,30	0,69	1,33	1,95	2,15	2,74	3,33	3,92	5,26	7,09
1,6	-1,25	-1,24	-1,20	-1,10	-0,99	-0,81	-0,64	-0,46	-0,25	-0,02	0,28	0,68	1,33	1,96	2,17	2,78	3,39	4,00	5,38	7,31
1,7	-1,18	-1,17	-1,14	-1,06	-0,97	-0,81	-0,64	-0,47	-0,27	-0,03	0,26	0,66	1,33	1,97	2,19	2,82	3,44	4,08	5,52	7,54
1,8	-1,11	-1,11	-1,09	-1,02	-0,94	-0,80	-0,64	-0,48	-0,28	-0,05	0,24	0,64	1,33	1,98	2,20	2,85	3,50	4,15	5,65	7,76
1,9	-1,06	-1,05	-1,04	-0,98	-0,92	-0,79	-0,64	-0,49	-0,29	-0,07	0,22	0,63	1,33	1,99	2,22	2,88	3,55	4,23	5,78	7,98
2,0	-1,00	-1,00	-0,99	-0,95	-0,90	-0,78	-0,64	-0,49	-0,31	-0,08	0,20	0,61	1,30	2,00	2,23	2,91	3,60	4,30	5,91	8,21
2,1		-0,95	-0,95	-0,92	-0,87	-0,77	-0,64	-0,49	-0,32	-0,10	0,19	0,60	1,29	2,00	2,24	2,94	3,65	4,36	6,06	
2,2		-0,91	-0,90	-0,89	-0,85	-0,75	-0,63	-0,49	-0,33	-0,11	0,17	0,58	1,28	2,01	2,25	2,97	3,70	4,45	6,20	
2,3		-0,87	-0,87	-0,85	-0,82	-0,74	-0,62	-0,48	-0,34	-0,12	-0,15	0,56	1,27	2,01	2,26	3,00	3,75	4,52	6,34	
2,4		-0,83	-0,83	-0,82	-0,79	-0,71	-0,62	-0,50	-0,35	-0,14	0,13	0,54	1,25	2,01	2,27	3,02	3,79	4,59	6,47	
2,5		-0,80	-0,80	-0,79	-0,77	-0,70	-0,61	-0,50	-0,36	-0,15	0,12	0,53	1,24	2,01	2,28	3,04	3,83	4,65	6,60	
2,6		-0,77	-0,77	-0,76	-0,74	-0,68	-0,60	-0,50	-0,37	-0,17	0,10	0,51	1,23	2,01	2,28	3,07	3,87	4,72	6,73	
2,7		-0,74	-0,74	-0,73	-0,72	-0,67	-0,60	-0,50	-0,38	-0,18	0,08	0,49	1,21	2,01	2,29	3,10	3,91	4,78	6,86	
2,8		-0,71	-0,71	-0,71	-0,70	-0,65	-0,59	-0,50	-0,38	-0,20	0,06	0,47	1,20	2,02	2,29	3,12	3,95	4,83	6,99	
2,9		-0,69	-0,69	-0,68	-0,67	-0,64	-0,58	-0,50	-0,39	-0,21	0,04	0,45	1,19	2,02	2,30	3,14	3,99	4,91	7,12	
3,0		-0,67	-0,67	-0,66	-0,65	-0,62	-0,57	-0,50	-0,40	-0,23	0,03	0,43	1,18	2,03	2,30	3,17	4,03	4,96	7,25	

الجدول (٨ ــ ٢) قيم (α) او $K(T,C_s)$ حسب تابع توزيع بيرسون الثالث

الجدول يبين قيم (α) حسب المعادلة (٨ ــ ١٠) من اجل ($C_v = 1$) ولعدة قيم (C_s و $\Phi\bar{u}$) او (T) . كما يبين قيم $K(T,C_s)$ حسب المعادلة (٨ ــ ١٥) او (٨ ــ ٢٠) لعدة قيم (C_s و T) او ($\Phi\bar{u}$) .

١٠ ــ إن درجة تطابق قيم الضمان النظري مع قيم الضمان التجريبي يعبر عن مدى صحة اختيار النسبة (C_s/C_v) .

إذا كان التطابق جيداً تعد النسبة المختارة (C_s/C_v) مقبولة وإذا كان التطابق غير جيد نأخذ نسبة جديدة ... وهكذا .

باستخدام تابع توزيع بيرسون الثالث فقد طورت أيضاً طريقة حساب للحصول على قيم التصاريف العظمى باحتمال معين . وينصح باستخدام هذه الطريقة من قبل الاتحاد الألماني للمياه (DVWK) . تتلخص طريقة الحساب عبر الخطوات التالية :

١ ــ بفرض أن المعطيات هي التصاريف السنوية الأعظمية يتم البدء باختبار جودة هذه المعطيات ثم ترتيب هذه القيم تنازلياً • ثم نحسب $Z_i = ln(x_i)$ أو $Z_i = \log(x_i)$ حيث تمثل هنا (x_i) التصاريف السنوية الأعظمية ($HQ_{(a)} = x_i$) .

٢ ــ للقيم (Z_i) نحسب القيمة الوسطى (Z) وكذلك الانحراف المعياري $\sigma_{(z)}$ وكذلك معامل التغير $C_{v(z)}$ ومعامل عدم التناظر $C_{s(z)}$ وذلك باستخدام العلاقات التالية :

$$C_{v(z)} = \sqrt{\frac{1}{n-1}\left[\Sigma\left(\eta_i - 1\right)^2\right]} \qquad (٨ - ١٣)$$

$$C_{s(z)} = \frac{n\,\Sigma\left(\eta_i - 1\right)^3}{\left(n-1\right)\left(n-2\right).C_{v(z)}^3} \qquad (٨ - ١٤)$$

$$\eta_i = \frac{Z_i}{Z}$$

بما أن حساب (C_s) استناداً إلى السلاسل القصيرة يكون محملاً بأخطاء كبيرة لذلك يتم تحديد (C_s) استناداً إلى مقارنة بالعين المجردة لمنحني التوزيع النظري والتجريبي لعدة قيم (C_s) ، نختار قيمة (C_s) عندما يتم التطابق الجيد بين تابع التوزيع التجريبي وتابع التوزيع النظري •

إن قيمة (C_s/C_v) التي نحصل عليها يجب مقارنتها مع قيمة (C_s/C_v) لموقع مجاور مستنتجة من قياسات لفترة طويلة •

٣ ــ إذا كان :

$$C_{s(z)} \geqslant 0$$

عندها نحسب $Z_{(T)}$ من المعادلة التالية :

$$Z_{(T)} = Z + \sigma_{(z)} \cdot K\,[\,T\,,\,C_{s(z)}\,] \qquad (٨ - ١٥)$$

أو :

$$Z_{(T)} = Z\,[\,1 + C_{v(z)} \cdot K\,(\,T\,,\,C_{s(z)}\,)\,] \qquad (٨ - ١٦)$$

تؤخذ قيم (K) من الجدول (٨ــ٢) بدلالة ($C_{s(z)}$), (T) .

أما القيمة التي نبحث عنها $HQ_{(T)} = x_{(T)}$ فتحسب من العلاقة :

$$HQ_{(T)} = x_{(T)} = 10^{Z_{(T)}} \qquad (٨ - ١٧)$$

أو :

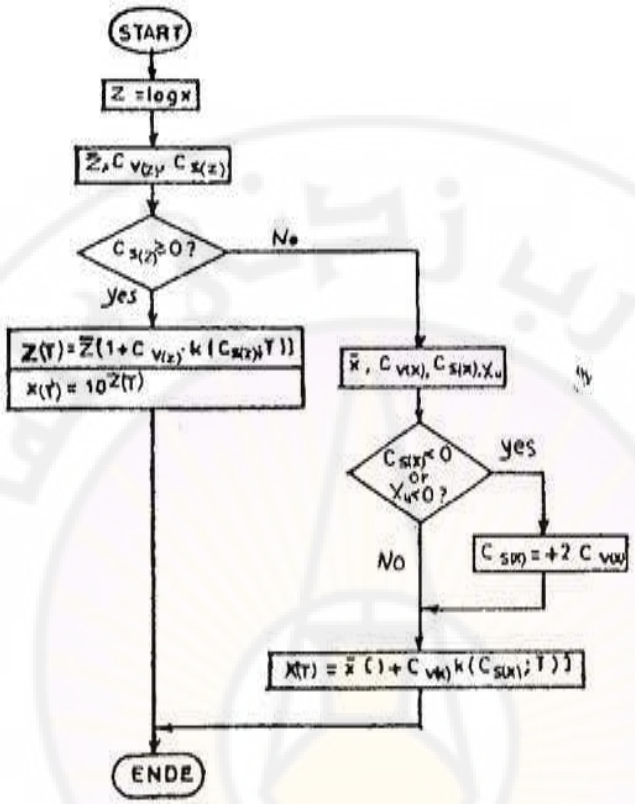
$$HQ_{(T)} = x_{(T)} = e^{Z_{(T)}} \qquad (٨ - ١٨)$$

عندما يتم حساب عدة قيم $HQ_{(T)}$ لعدة قيم (T) عندها نستطيع رسم منحني الضمان النظري أو تابع التوزيع النظري .

٤ ــ إذا كان $C_{s(z)} < 0$ نحسب الخواص التالية للسلسلة x , $C_{v(x)}$, $C_{s(x)}$ وذلك من أجل قيم (xi) .

نحسب القيمة الدنيا (x_u) في تابع بيرسون الثالث من المعادلة التالية :

$$x_u = x\left(1 - \frac{2\,C_{v(x)}}{C_{s(x)}}\right) \qquad (٨ - ١٩)$$



الشكل (٨ ــ ١) المخطط المنهجي لحساب القيم العظمى حسب توزيع بيرسون الثالث

٢ـ١ـ الاختبار حسب الدليل ـ (nw^2) :

يمكن أن يجري الاختبار حسب الدليل (nw^2) حسابياً أو باستخدام الحاسوب وفق الخطوات التالية :

١ ــ اختيار قيمة الضمان الاحتمالي (S) حيث ($S = 1 - \alpha$) .

α ــ معامل عدم الضمان والذي يؤخذ غالباً مساوياً $\alpha = 0{,}05$ في الدراسات المائية .

٥ ــ إذا كان $C_{S(X)} < 0$ أو $x_u < 0$ عندها نضع :

$$S_{S(X)} = 2\, C_{V(X)}$$

أي أن قيمة ($x_u = 0$) • ثم نتابع مع الخطوة (٧) •

٦ ــ إذا كان ($C_{S(X)} \geqslant 0$) و ($x_u \geqslant 0$) نتابع الحساب مع قيمة $C_{S(X)}$ المحسوبة •

٧ ــ إن قيمة التصريف الأعظمي باحتمال ما يحسب عندها باستخدام المعادلة التاليــة :

$$HQ_{(T)} = x_{(T)} = x + \sigma_{(X)} \cdot K\,(T\,,\, C_{S(X)})$$

أو :

$$HQ_{(T)} = x_{(T)} = x\,[\,1 + C_{V(X)} \cdot K\,(T\,,\, C_{S(X)})\,] \qquad (٢٠ - ٨$$

إن طريقة الحساب هذه يمكن تنفيذها باستخدام الحاسوب • الشكل (٨ــ١) يبين خطوات الحل • إن قيم (K) تؤخذ من الجدول (٨ــ٢) بدلالة $T\,,\, C_{S(X)}$

٢ ــ اختبار جودة تمثيل القيم التجريبية عبر توابع توزيع احتمالية :

وضحنا فيما سبق أنه من خلال القياسات لفترة محددة نسعى من خلال تطبيق نظرية الاحتمالات على هذه القياسات الحصول على تابــع توزيع نظري يصف القياسات هذه ويمكننا من استقراء قيم تقع خارج مجال القياسات •

لاختبار جودة تمثيل القيم التجريبية باستخدام توابع التوزيع النظرية يوجد عدة طرائق نذكر منها :

٢ ــ حساب الاحتمالات التجريبية :

نرتب القيم تصاعدياً ، ونحسب $P_u = [\ mi/(n+1)\ ]$ (احتمال عدم التجاوز)،

٣ ــ حساب قيمة الاحتمالات النظرية استناداً لتابع التوزيع المختار ، أي : $\Phi u(x_i)$.

٤ ــ حساب قيمة الاختبار (nw^2) من العلاقة :

$$nw^2 = \frac{1}{12\,n} + \sum_{i=1}^{n} \left(\Phi u_{(xi)} - \frac{2\,m_{(xi)}}{2\,n} \right)^2 \qquad (٨ - ٢١)$$

يمكن تسهيل الحساب باستخدام الجدول التالي (٨ــ٣) :

(xi)	$m_{(xi)}$	$\Phi_{u(xi)}$	$2\,m_{(xi)} - 1$	$\frac{2\,m_{(xi)} - 1}{2\,n}$	$\Phi_{u(xi)} - \frac{2\,m_{(xi)} - 1}{2\,n}$	$(\Phi_{u(xi)} - \frac{2\,m_{(xi)} - 1}{2\,n})^2$
min (x)						
(xi)						
max (x)						
						Σ
						nw^2

الجدول (٨ ــ ٣) حساب الدليل (nw^2)

٥ ــ تنفيذ الاختبار :

إذا كان $P_{u(xi)} = \Phi_{u(xi)}$ هذا يعني أن التمثيل جيد •

إذا كان $P_{u(xi)} \neq \Phi_{u(xi)}$ عندها تقارن القيمة المحسوبة (nw^2) مع القيمة المسموحة $nw^2_{(x)}$ والتي تؤخذ من الجدول (٨ــ٤) •

إن القيمة (nw^2) هي مقياس لجودة التمثيل • ويعد التمثيل جيداً كلما كانت قيمة (nw^2) صغيرة • بهذا تعد قيمة (nw^2) مقياساً للمقارنة بين عدة توابع توزيع نظرية واختيار الأفضل بينها •

٢ــ٢ــ الاختبار حسب الدليل ــ (Δ) :

يمكن حسب الدليل (Δ) اختبار جودة تمثيل تابع توزيع نظري لقيم تجريبية بيانياً • يتم الاختبار حسب الخطوات التالية :

١ ــ اختيار قيمة الضمان الاحتمالي (S) أي :

$$S = 1 - \alpha$$

حيث :

α ــ معامل عدم الضمان •

٢ ــ حساب الاحتمالات التجريبية لعدد كافٍ من القيم •

٣ ــ تحديد قيمة الاختبار :

نختار البعد الأكبر بين القيم التجريبية والقيم النظرية max (D) .

حيث :

$$\max (D) = \max_{\min (x) \leq x \leq \max (x)} | P_u(x) - \Phi_u(x) | \qquad (٨ - ٢٢)$$

٤ ــ تنفيذ الاختبار :

إذا كان $P_{u(x)} = \Phi_{u(x)}$ فهذا يعني أن التمثيل جيد .

إذا كان $P_{u(x)} \neq \Phi_{u(x)}$ عندها نقارن القيمة $\max(D)$ مع القيمة المسموحة $\Delta(\alpha, n)$ والتي تتعلق بقيمة معامل عدم الضمان وعدد عناصر السلسلة .

إذا كان :

$$\max(D) \geq \Delta(\alpha, n)$$

فالتمثيل غير جيد . نحسب $\Delta(\alpha, n)$ من العلاقات التالية :

$$\Delta(\alpha, n) = \sqrt{-\frac{\ln(\alpha/2)}{2n}} - \frac{d}{2}, \quad n > 35 \qquad (٢٣ - ٨)$$

$$\Delta(\alpha, n) = \sqrt{-\frac{\ln(\alpha/2)}{2n}} - \frac{1}{6n} = \frac{d}{\sqrt{n}} - \frac{1}{6n}$$

$(5 \leq n \leq 35)$.

d ــ تؤخذ من الجدول (٨ــ٤) وتتعلق بالمعامل (α) .

α	0,1	0,05	0,01
nw^2	0,3473	0,4614	0,744
$d(\alpha)$	1,22	1,36	1,63

الجدول (٨ ــ ٤) قيم $d(\alpha)$, nw^2 من أجل اختبار جودة التمثيل

٣ ـ السلاسل السنوية والسلاسل الجزئية :

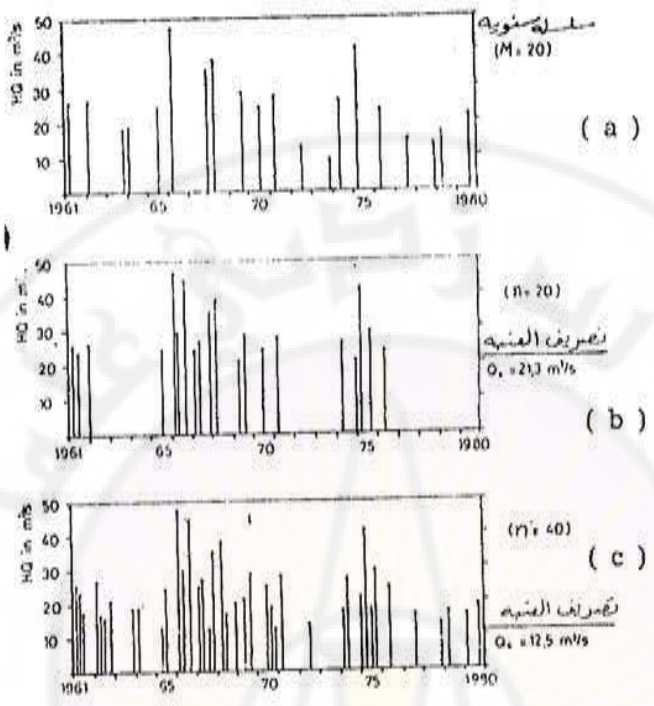
يقصد بالسلاسل السنوية السلاسل التي تتألف عناصرها من القيم السنوية العظمى • عندما تتوافر سلسلة قياسات لفترة قصير (أقل من ١٥ سنة) فيمكن هنا بدلاً من تشكيل السلسلة السنوية (نأخذ أعظم قيمة للتصريف أو الأمطار من كل سنة) تشكيل السلسلة الجزئية ، بحيث نختار جميع قيم التصريف مثلاً والتي هي أكبر من قيمة محددة نسميها قيمة العتبة (Q_0) • يجب التأكيد هنا إلى أن الحصول على التصريف الأعظمي لفترة تكرار أكبر بكثير من فترة القياس ليس صحيحاً تماماً • أي تتجنب استنتاج التصريف الأعظمي لفترة تكرار تزيد على ضعف فترة القياس •

إن تحديد قيمة العتبة (Q_0) يجب أن يتم بعناية بحيث يمكن أن نختارها كأدنى قيمة تصريف سنوية أعظمية خلال فترة المراقبة • بحيث يصبح حجم السلسلة ($n = 5M$) حيث : (M) ـ عدد سنوات القياس •

يتم عملياً اختيار قيمة (Q_0) بحيث يصبح حجم السلسلة مساوياً $n = (2 - 3)\,M$.

عند استخدام السلاسل الجزئية في تقدير التصاريف العظمى لفترة تكرار (T^* سنة) فإنه لتحديد قيم ثابت التوزيع الاحتمالي $K_{(T)}$ في العلاقات (٨ـ٥) و (٨ـ١٥) نستخدم القيمة (T) من المعادلة التالية :

$$T = \frac{n}{M} \cdot T^* \qquad (٨ - ٢٤)$$



الشكل (٨ ــ ٢)

a ــ سلسلة سنوية .

b ــ سلسلة جزئية تبلغ قيمة تصريف التعبئة ($Q_3 = 21{,}3\ m^3/s$) .

c ــ سلسلة جزئية تبلغ قيمة تصريف التعبئة ($Q_4 = 12{,}5\ m^3/s$) .

ــ مجـال الثقـة :

عندما نقول إن ارتفاع الهطول (h) الذي يستمر (٢٤ ساعة) ويتكرر مرة كل عشر سنوات هو (86 mm) فإن هذه القيمة تشكل في بعض الحالات أساساً غير كافٍ لتحديد التصاريف الأعظمية التي سنقوم على أساسها بتحديد أبعاد المنشآت الهندسية . باحتمال مؤكد يمكن أن تقع قيمة ارتفاع الهطول التصميمي (h) أعلى أو أخفض من القيمة المستنتجة أعلاه والناتجة عن دراسة التكرارات.

بشكل مشابه يصلح هذا التصور بالنسبة للتصاريف الأعظمية •

إن مجال الثقة هو الذي يحدد هذه الانحرافات عن القيمة المستنتجة بمعرفة معامل عدم الضمان (α) أو معامل الضمان ($S = 1 - \alpha$) فإنه يمكن أن نستنتج هذه الانحرافات باستخدام العلاقات التالية :

$$h_{(T)} = h_{(T)}' \pm t_{(\alpha)} \cdot Se$$

σ — الانحراف المعياري •

n — عدد عناصر السلسلة •

$h'_{(T)}$ — قيمة المتحول (هطولاً أو تصريفاً) الأعظمي الذي يتكرر مرة كل (T) سنة •

$t_{(\alpha)}$ — تؤخذ من الجدول (٨ــ٥) أما $\beta_{(T)}$ فيؤخذ من العلاقات التاليــة :

بالنسبة لتوزيع غمبل :

$$\beta_{(T)} = \sqrt{1 + 1{,}14\,K + 1{,}1\,K^2}$$

بالنسبة لتوزيع بيرسون الثالث :

$$\beta_{(T)} = \sqrt{1 + KC_{S(x)} + K^2(0{,}5 + 0{,}375)C^2_{SX}}$$

بالنسبة لتوزيع غمبل تحسب (K) من العلاقة (٨ــ٥) أما بالنسبة لتوزيع بيرسون فتؤخذ (K) من الجدول (٨ــ٢) •

α %	$t(\alpha)$	α %	$t(\alpha)$	α %	$t(\alpha)$
50	0,674	10	1,645	1	2,576
32	1,000	5	1,960	0,3	3,000
20	1,282	2	2,320		

الجدول (٨ ـ ٥) قيم معامل عدم الضمان وقيم $t(\alpha)$ المقابلة

تعبر هنا قيمة $h_{(r)}$ المحسوبة من العلاقة أعلاه عن المجال الذي تتحول ضمنه القيمة العظمى باحتمال مؤكد .

٤ ـ حساب التصاريف الأعظمية الناتجة عن الأمطار الغزيرة باستخدام المعادلات التجريبيـة :

٤ـ١ـ المعادلة المنطقية لحساب التصاريف الأعظمية :

تنشأ الفيضانات إما عن أمطار غزيرة تتركز خلال فترة قصيرة أو عن ذوبان ثلوج ... إلخ .

عندما لا تتوافر قياسات للتصاريف في موقع ما يكون من الضروري تحديد قيمة التصاريف الأعظمية الناتجة عن الهطولات الغزيرة . لذلك لابد من تحديد معامل الجريان .

إن قيمة التصريف الأعظمي التي تحسب ترتبط دوماً باحتمال معين أو فترة تكرار معينة لذلك فإن قيمة الهطولات الغزيرة يجب أن ترتبط أيضاً بفترة التكرار نفسها التي يحسب لها التصريف .

إن قيمة الهطول الأعظمي التي تتكرر كل (T) سنة تعطى بالعلاقة المعروفة التاليـة :

$$h_{(T)} = h + K_{(T)} \cdot \sigma \qquad (٨ - ٢٥)$$

حيث :

$h_{(T)}$ — الهطول المطري الأعظمي خلال فترة التكرار (T) •

h — الهطول الوسطي •

$K_{(T)}$ — ثابت يعين حسب تابع التوزيع النظري المختار •

σ — الانحراف المعياري •

إن قيم القياسات للمعادلة (٨ــ٢٥) هي قيم سنوية لارتفاعات الهطول الأعظمية (ارتفاع الهطول الأعظمي في كل سنة) •

تكتب المعادلة المنطقية لحساب التصاريف الأعظمية بالشكل التالي :

$$HQ_{(T)} = \psi_{S(T)} \cdot PI_{(T)} \frac{A}{3,6} \qquad (٨ - ٢٦)$$

$HQ_{(T)}$ — التصريف الأعظمي الناتج عن هطول غزير والذي يتكرر كل (T) سنة ويقدر بـ (m^3/s) .

$PI_{(T)}$ — شدة الهطول العظمى الناتجة عن هطول يستمر زمناً يساوي زمن تركيز الحوض الصباب والذي يتكرر كل (T) سنة وتقدر بـ (mm/h) .

A — مساحة الحوض الصباب وتقدر بـ (Km^2) .

$\psi_{S(T)}$ — معامل الجريان الأعظمي والذي يرتبط بفترة التكرار (T) حيث يأخذ قيماً أكبر إذا كانت (T) كبيرة •

عندما تقدر $PI_{(T)}$ بـ (mm/min) فتأخذ المعادلة الشكل التالي :

$$HQ(T) = 16,7 \ \psi_S(T) \ PI(T) \ A \qquad m^3/s$$

وعند استخدام مفهوم الغزارة النوعية (r) [تقدر بـ (l/s . Km²)] تأخذ المعادلة (٨ــ٢٦) الشكل التالي :

$$HQ_{(T)} = \psi_{S(T)} \cdot r_{(T)} \cdot A$$

A — تقـدر بـ (Km^2) .

r — تقـدر بـ ($l/s . Km^2$) .

HQ — تقـدر بـ (l/s) .

$\psi_{S(T)}$ — معامل الجريان .

يشترط لتطبيق المعادلة (٨ــ٢٦) أن يكون زمن الهطول مساوياً زمن تركيز الحوض الصباب ، يلاحظ أيضاً من المعادلة (٨ــ٢٦) أن لمعامل الجريان قيمة احتمالية تتعلق بفترة التكرار (T) .

لتطبيق المعادلة المنطقية يجب أن نحدد القيم التالية :

١ — زمن الجريان الأعظمي والذي يعادل زمن الجريان من أبعد نقطة من الحوض إلى الموقع المدروس (زمن التركيز) .

٢ — إن قيمة الشدة المطرية $PI_{(T)}$ هي شدة الهطول خلال زمن التركيز وتستنتج من تقسيم الهطول الأعظمي التصميمي على زمن الجريان الأعظمي ، أما الهطول الأعظمي التصميمي فنحصل عليه من تحليل بيانات مقاييس الهطول الآلية باستخدام منحنيات ارتفاع الهطول ــ الديمومة ــ التكرار (انظر بحث الهطول) .

٣ ــ معامل الجريان الأعظمي $\psi_{S(T)}$:

يفضل الحصول على معامل الجريان من خلال دراسة حوادث هطول مطري وقياس الجريان المباشر الناتج عنها .

٤ـ٢ـ معادلة توروزا لحساب التصاريف الأعظمية :

تأخذ معادلة توروزا الشكل التالي :

$$q_{max} = \frac{\psi \cdot PI}{3,6} \qquad (٨ - ٢٧)$$

وهي شكل من أشكال المعادلة المنطقية .

حيث :

q_{max} — التصريف الأعظمي الناتج عن (1 Km^2) من الحوض الصباب باحتمال معين وتقدر بـ ($m^3/s \cdot Km^2$) .

ψ — معامل الجريان كما مر سابقاً .

PI — الشدة المطرية المتوسطة على الحوض الصباب للاحتمال نفسه الذي يحسب له التصريف الأعظمي وتقدر بـ (mm/h) .

تحسب (PI) من المعادلة (٨ـ٢٨) :

$$PI = \frac{h}{T_c} \qquad (٨ - ٢٨)$$

h — ارتفاع الهطول الأعظمي خلال (٢٤ ساعة) للاحتمال نفسه الذي يحسب له التصريف الأعظمي وتقدر بـ (mm) .

T_c — زمن التركيز وتحسب من المعادلة (٦ـ٧) .

في المعادلة (٨ـ٢٨) افترض أن الهطول الأعظمي المسجل خلال (٢٤) ساعة قد هطل فعلاً خلال زمن التركيز (T_c) :

ناجاً لهذا التقريب عندما لا تتوافر منحنيات للعلاقة بين شدة الهطول وزمن الهطول .

٤-٣- معادلة بولداغوف لحساب التصاريف الأعظمية :

يعطى التصريف الأعظمي بدلالة الهطول باستخدام معادلة بولداغوف التالية :

$$Q_{max} = C \frac{K^{4/n} \cdot J^{1/4} \cdot F^{n}}{0,4 + (i/K)} \qquad (٨ - ٢٩)$$

التصريف الأعظمي بضمان (%) Φ .

حيث :

C — عامل الاحتمال ويأخذ القيم التالية :

Φ (%)	1	2	5	10	20
C	4,5	3,6	2,6	1,8	1,3

K — عامل المناخ ويحدد من العلاقة :

$$K = \frac{h}{33}$$

حيث :

h — هي معدل الهطول الأعظمي خلال (٢٤) ساعة بـ (mm) .

J — ميل الوادي الرئيس بالألف (‰) .

F — مساحة الحوض الصباب .

n — عامل مساحة الحوض الصباب ويأخذ القيم التالية :

F (Km²)	10	65	100	400
n	0,65	0,54	0,52	0,5

i — عامل الرشح وتؤخذ القيم التالية في القطر العربي السوري :

المنطقة	i
كونغلوميرا (النبك)	0,6 — 0,8
مارن (اللاذقية)	0,7 — 0,8
جبس	0,4 — 0,5
صخور كلسية ـ كارستية (ادلب)	1,1 — 1,5
صخور بازلتية (حمص)	0,8 — 1,0
البادية	0,5 — 0,6

ـ تطبيق (١) :

لدينا قيم التصاريف السنوية الأعظمية $HQ_{(a)}$ للسنوات ١٩٣١ — ١٩٦٧ لأحد الأنهار يطلب تحديد قيمة التصريف الأعظمية التي تتكرر مرة كل ٥٠ و ١٠٠ و ٥٠٠ سنة باستخدام توزيع غمبل (Typ I) .

HQ(a)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
193.		36,6	235	77,3	44,6	81,2	52,9	192	62,0	99,8
194.	106	82,8	79,9	24,4	122	74,3	137	93,9	112	89,2
195.	33,0	28,4	50,0	89,2	147	104	54,4	158	208	46,5
196.	80,9	50,0	39,7	22,8	32,5	143	75,0	73,8		

الجدول (٨ ـ ٦) يبين قيم التصاريف السنوية الأعظمية للفترة ١٩٣١–١٩٦٧

- الحـل :

١ ــ نرتب قيم التصريف بدءاً من القيمة الدنيا والتي تأخذ الرقم (١) .

٢ ــ نحسب الاحتمالات التجريبية (P_u) باستخدام المعادلة (٨ــ١١) انظر الجدول (٨ــ٧) .

٣ ــ نوقع قيم الاحتمالات التجريبية على شبكة توزيع غمبل كما هو موضح على الشكل (٨ــ٣) .

٤ ــ تحديد الثوابت $Mod(HQ)$, HQ , σ :

١ ــ حسب طريقة العزوم :

$$HQ = x = 87,8 \quad m^3/s$$

$$\sigma = 51,75 \quad m^3/s$$

$$a = 0,0278 \rightarrow \frac{1}{a} = 40,35 \quad m^3/s$$

$$Mod(HQ) = HQ - 0,45 \cdot \sigma$$

$$= 87,8 - 0,45 \cdot 51,75 = 64,5 \quad m^3/s$$

بذلك نجد قيمة التصريف الأعظمي لفترة تكرار (T) من العلاقة :

$$HQ_{(T)} = x_{(T)} = HQ + \sigma \cdot K(T) \qquad (٨ - ٣٠)$$

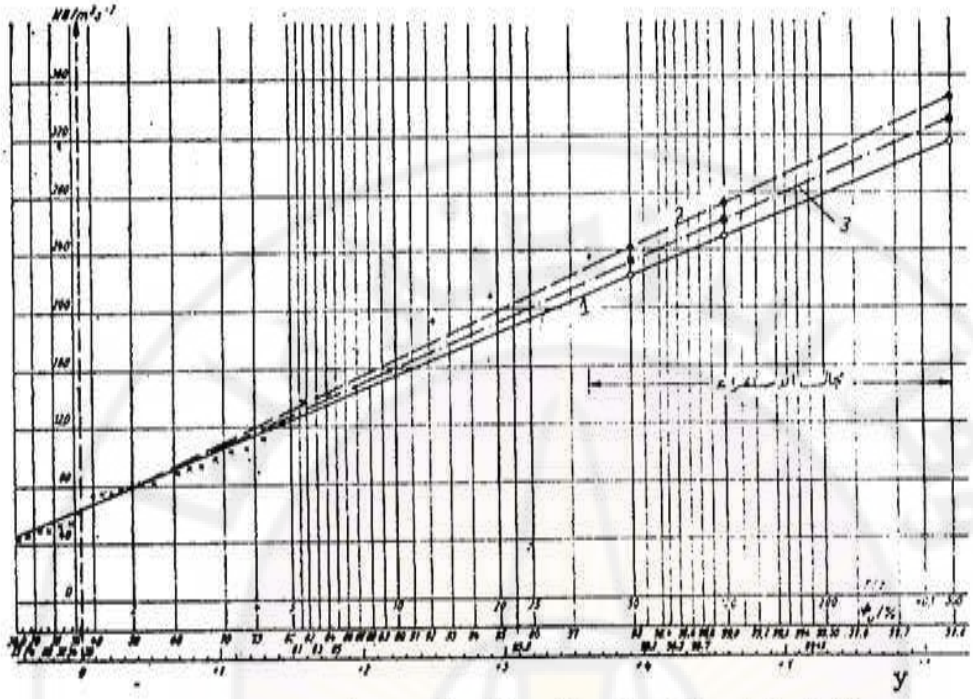
$$HQ_{(T)} = x_{(T)} = 87,8 + 51,75 \quad K(T)$$

٢ ــ حسب طريقة غمبل :

بمـا أن ($n = 37$) فإننا نحصل على قيـم (y_n , σ_n) مـن الجدول (٨ــ١) ، بذلك نجد :

Nr. m	HQ(u) m^3/s	Pu %	$HQ - \overline{HQ}$ m^3/s	$(HQ - \overline{HQ})^2$ $m^6 \cdot s^{-2}$
1	2	3	4	5
1	22,8	2,63	—65,0	4225,0
2	24,4	5,26	—63,4	4019,6
3	28,4	7,90	—59,4	3528,4
4	32,5	10,53	—55,3	3058,1
5	33,0	13,16	—54,8	3003,0
6	36,6	15,79	—51,2	2621,4
7	39,7	18,42	—48,1	2313,6
8	44,6	21,05	—43,2	1866,2
9	46,5	23,68	—41,3	1705,7
10	50,0	26,32	—37,8	1428,8
11	50,0	28,95	—37,8	1428,8
12	52,9	31,58	—34,9	1218,0
13	54,4	34,21	—33,4	1115,6
14	62,0	36,84	—25,8	665,6
15	73,8	39,47	—14,0	196,0
16	74,3	42,11	—13,5	182,3
17	75,0	44,74	—12,8	163,8
18	77,8	47,37	—10,0	100,0
19	79,9	50,00	—7,9	62,4
20	80,9	52,63	—6,9	47,6
21	81,2	55,26	—6,6	43,6
22	89,2	57,90	1,4	2,0
23	89,2	60,53	1,4	2,0
24	92,8	63,16	5,0	25,0
25	93,9	65,79	6,1	37,2
26	99,8	68,42	12,0	144,0
27	104	71,05	16,2	262,4
28	106	73,68	18,2	331,2
29	112	76,32	24,2	585,6
30	122	78,95	34,2	1169,6
31	137	81,58	49,2	2420,6
32	143	84,21	55,2	3047,0
33	147	86,84	59,2	3504,6
34	158	89,47	70,2	4928,0
35	192	92,11	104,2	10857,6
36	208	94,74	120,2	14448,0
$37 = n$	235	97,37	147,2	21667,8
$\sum$	3249,6		1,0	96426,1

الجدول (٨ ــ ٧) حساب الاحتمالات التجريبية لعدم التجاوز (Pu)



الشكل (٨ – ٣) توقيع الاحتمالات التجريبية وتابع توزيع غمبل
١ – حسب طريقة العزوم ، ٢ – حسب طريقة غمبل ،
٣ – رسم مستقيم يتوسط النقاط الموقعة باليد الحرة

$$n = 37 \quad , \quad \sigma_n = 1{,}1338 \quad , \quad y_n = 0{,}5416$$

$$\frac{1}{a} = \frac{\sigma}{\sigma_n} = \frac{51{,}75}{1{,}1338} = 45{,}6 \quad m^3/s$$

$$Mod_{(HQ)} = HQ - y_n \cdot \frac{\sigma}{\sigma_n}$$

$$= 87{,}8 - 0{,}5416 \frac{51{,}75}{1{,}1338} = 63{,}1 \quad m^3/s$$

بذلك نجد قيمة التصريف الأعظمي لفترة تكرار (T) تحسب من العلاقة :

$$HQ_{(T)} = x_{(T)} = Mod(HQ) + (\sigma/\sigma_n)\, y_{(T)} \qquad (٨ - ٣١)$$
$$= 63,1 + 45,6\ y_{(T)}$$

٥ ــ حساب التصاريف الأعظمية :

الجدول (٨ــ٨) يبين نتائج الحساب حسب المعادلات (٨ــ٣٠) و (٨ــ٣١) .

سنة T	50	100	500	الطريقة
$K_{(T)}$	2,59	3,14	4,38	العزوم
$HQ_{(T)}$	222	250	315	
$y_{(T)}$	3,9	4,6	6,21	غمبل
$HQ_{(T)}$	241	273	346	
$HQ_{(T)}$	232	262	330	باليد الحرة

الجدول (٨ ــ ٨) قيم التصاريف الاعظمية حسب فترات التكرار ٥٠ و ١٠٠ و ٥٠٠ سنة . بين القيم التجريبية تم رسم مستقيم يتوسطها باليد الحرة وتم استنتاج قيم $HQ_{(T)}$ من خلال هذا المستقيم

٦ ــ بعد تحديد [Mod(HQ) و a] نرسم مستقيم غمبل حسب طريقة العزوم وطريقة غمبل .

ــ تطبيق (٢) :

لدينا قيم التصاريف السنوية الأعظمية لـ (٣٥) سنة لأحد الأنهار [$HQ_{(a)} = x_i$] انظر العمود (٣) من الجدول (٨ــ٩). يطلب تحديد التصاريف الأعظمية الموافقة لفترات تكرار مختلفة .

ــ الحل :

يتم الحل حسب الخطوات التالية :

١ ــ يبين الجدول (٨ــ٩) قيم التصاريف مرتبة تنازلياً في العمود (3)

٢ ــ حساب الاحتمالات التجريبية باستخدام المعادلة (٨ــ١١) ($P\bar{u}$) عمود (8)

٣ ــ تحديد خواص السلسلة .

$$x = HQ = 227 \quad m^3/s$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (K_{(i)} - 1)^2}{n - 1}} = \sqrt{\frac{3,4582}{34}} = 0,32$$

بفرض :

$$C_s = 2\ C_v$$

نجـد :

$$C_s = 0,64$$

إن حساب (C_s) باستخدام المعادلة (٨ــ١٤) يعطي قيمة قريبة من القيمة المحسوبة أعلاه .

إن قيمة [$K_{(i)}$] في المعادلة أعلاه تساوي :

$$K_{(i)} = \frac{HQ_{(i)}}{HQ} = \frac{x_i}{x}$$

٤ ــ بدلالة قيم الضمان النظرية ($\Phi\bar{u}$) نقرأ من الجدول (٨ــ٢) قيم (α) من أجل ($C_v = 1$) ونرتبها في الجدول (٨ــ١٠) . تبين قيم الضمان النظرية هنا احتمالات التجاوز .

تسلسل	العام	التصريف (x_i)	$k=\frac{x_i}{x}$	$k-1$	$(K-1)^2$	$(K-1)^3$	$P\bar{u}=\frac{m}{n+1}$ (%)
1	2	3	4	5	6	7	8
٠	1926	390	1,72	0,72	0,5184	0,3732	2,8
..	1927	381	1,68	0,68	0,4624	0,3144	5,6
3	1914	357	1,57	0,57	0,3249	0,1851	8,3
4	1925	338	1,49	0,49	0,2401	0,1176	11,1
5	1916	338	1,49	0,49	0,2401	0,1176	13,9
6	1902	322	1,42	0,42	0,1764	0,0741	16,7
7	1913	292	1,29	0,29	0,0841	0,0244	19,4
8	1928	259	1,14	0,14	0,0196	0,0027	22,2
9	1932	259	1,14	0,14	0,0196	0,0027	25,0
10	1915	257	1,13	0,13	0,0169	0,0022	27,8
11	1905	252	1,11	0,11	0,0121	0,0013	30,6
12	1918	241	1,06	0,06	0,0036	0,0002	33,3
13	1911	234	1,03	0,03	0,0009	0,0000	36,1
14	1908	234	1,03	0,03	0,0009	0,0000	38,9
15	1930	232	1,02	0,02	0,0004	0,0000	41,7
16	1935	227	1,00	0,00	0,0000	0,0000	44,4
17	1924	221	0,97	—0,03	0,0009	—0,0000	47,2
18	1919	216	0,95	—0,05	0,0025	—0,0001	50,0
19	1923	216	0,95	—0,05	0,0025	—0,0001	52,8
20	1912	210	0,92	—0,08	0,0064	—0,0005	55,6
21	1929	204	0,90	—0,10	0,0100	—0,0010	58,3
22	1903	197	0,87	—0,13	0,0169	—0,0022	61,1
23	1909	196	0,86	—0,14	0,0196	—0,0027	63,9
24	1922	189	0,83	—0,17	0,0289	—0,0049	66,7
25	1910	188	0,83	—0,17	0,0289	—0,0049	69,4
26	1906	173	0,76	—0,24	0,0576	—0,0138	72,2
27	1921	171	0,75	—0,25	0,0625	—0,0156	75,0
28	1931	170	0,75	—0,25	0,0625	—0,0156	77,8
29	1934	165	0,73	—0,27	0,0729	—0,0197	80,6
30	1917	159	0,70	—0,30	0,0900	—0,0270	83,3
31	1901	151	0,66	—0,34	0,1156	—0,0393	86,1
32	1933	149	0,66	—0,34	0,1156	—0,0393	88,9
33	1904	124	0,55	—0,45	0,2025	—0,0911	91,7
34	1920	122	0,54	—0,46	0,2116	—0,0973	94,4
35	1907	119	0,52	—0,48	0,2304	—0,1106	97,2
Σ ...		7953	35,02	—0,02	3,4562	0,7296	—

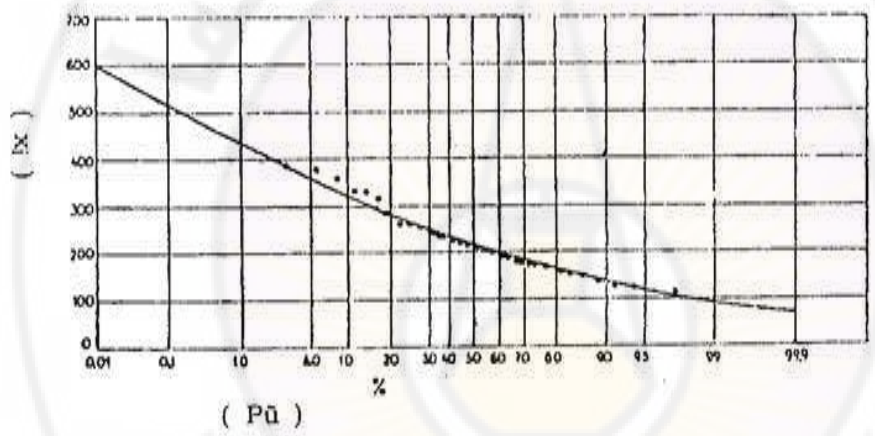
الجدول (٨ ــ ٩) قيم التصاريف السنوية الاعظمية عمود (٣) مرتبة تنازلياً .

قيم الاحتمالات التجريبية (احتمال التجاوز) عمود (٨) .

٥ ــ كما هو موضح في الجدول (٨ــ١٠) يتم حساب (C_V ، α) ثم ($\alpha C_V + 1$) ثم قيمة التصريف الأعظمي $HQ_{(T)}$.

٦ ــ تم على الشبكة الموضحة على الشكل (٨ــ٤) توقيع الاحتمالات التجريبية ومنحني الضمان النظري حسب المعادلة (٨ــ١١) .

تبين من الشكل (٨ــ٤) أنه يوجد تطابق جيد بين قيم الضمان النظري وقيم الضمان التجريبي لأجل ($C_S = 2C_V$) .



الشكل (٨ ــ ٤) توقيع قيم الضمان النظري ــ والضمان التجريبي

الضمان %	1	5	10	30	50	70	90	97	99
$\Phi\alpha$									
α	2,78	1,81	1,33	0,44	-0,11	-0,6	-1,18	-1,56	-1,84
$\alpha \cdot C_v$	0,89	0,58	0,42	0,14	-0,11	-0,19	-0,38	-0,51	-0,59
$K = \alpha \cdot C_v + 1$	1,89	1,58	1,42	1,14	0,96	0,81	0,62	0,49	0,41
$HQ_{(\pi)} = x_{(\pi)} = x \cdot K$	429	359	322	259	218	184	141	111	93,1

الجدول (٨ - ١٠) حساب قيم الضمان النظري

- **تطبيـــق (٣) :**

يطلب تحديد التصريف الأعظمي الناتج عند مخرج الحوض الصباب المبين على الشكل (٤ــ٨) مع العلم أن معطيات الهطول موضحة في الجدول (٨ــ١١) • حيث يعطى لدينا قيم الهطولات السنوية الأعظمية لفترات هطول مختلفة :

15 min , 30 min , 1 h , 3 h , 6 h

للفترة الواقعة بين ١٩٦٨ حتى ١٩٨٣ (أي خمسة عشرة سنة) •

- **الحـــل :**

ــ باستخدام المعادلة المنطقية نكتب :

$$HQ_{(T)} = \psi_{s(T)} \cdot PI_{(T)} \cdot \frac{A}{3,6} \quad m^3/s$$

حيث :

$$\psi_{s(T)} = 0.3 \quad , \quad A = 29,25 \ Km^2$$

ــ نحسب زمن التركيز من العلاقة التالية :

$$T_c = \left(0,868 \frac{L^3}{H} \right)^{0,385}$$

$$= \left(0,868 \frac{(11,51)^3}{1100} \right)^{0,385} = 1,074 \ h = 64,4 \ min$$

باعتبار أن :

L=11,51 Km ــ طول النهر الرئيس •

الجدول (٨ - ١١) قيم الهطول على الحوض الصباب لعدة فترات هطول

العام الهيدرولوجي	الهطول بـ (mm)				
	15 min	30 min	1 h	3 h	6 h
68 - 69	5,1	8,6	10,3	13,9	20,4
69 - 70	4,5	5,3	8,4	12,4	15,2
70 - 71	5,2	5,9	7,2	9,3	10,3
71 - 72	5,4	9,3	12,4	12,8	13,0
72 - 73	2,9	2,9	7,3	7,3	8,4
73 - 74	7,3	8,4	9,8	9,9	10,2
74 - 75	4,8	5,9	8,9	10,2	11,3
75 - 76	5,9	7,3	12,3	13,4	14,0
76 - 77	4.2	9,2	17,2	18,2	19,2
77 - 78	**10,8**	10,3	**25,4**	**51,4**	**77,2**
78 - 79	3,9	5.2	7,2	8,4	10,4
79 - 80	7,3	**16,4**	20,3	20,4	22,3
80 - 81	5,1	13,2	18,4	19,0	24,2
81 - 82	6.2	8,2	9.2	10,2	15,4
82 - 83	4,2	—	—	—	—
Max . (mm)	10.8	16,4	25,4	51,4	77,2
Max.(mm/h)	43,2	32,8	25,4	17.13	12,96

$H = 2000 - 900 = 1100$ m — فرق الارتفاع بين مخرج الحوض (الموقع المدروس) ونقطة تقاطع امتداد النهر الرئيس مع حدود الحوض الصباب .

— نوجد العلاقة بين الشدة المطرية وزمن الهطول والتي سنفرض لها الشكل التالي :

$$PI = \frac{a}{(D + b)^n}$$

D — زمن الهطول .

a , b , n — ثوابت تحدد بإحدى الطرائق الرياضية المعروفة .

ولأن قيم الهطول العظمى تختلف باختلاف فترات الهطول تأخذ المعادلة السابقة الشكل التالي بعد تحديد الثوابت (a , b , n) .

$$PI = \frac{102}{(D - 3{,}5)^{0{,}1345}}$$

للحصول على الشدة المطرية الموافقة لزمن التركيز ($T_c = 64{,}4$ min) نبدل في المعادلة السابقة القيمة الموافقة لزمن التركيز فنجد :

$$PI = \frac{102}{(64{,}4 - 3{,}5)^{0{,}1345}} = 24{,}7 \text{ mm/h}$$

— بالرجوع للمعادلة المنطقية وبالتبديل نجد :

$$HQ_{(T)} = 0{,}278 \cdot 0{,}3 \cdot 24{,}7 \cdot 29{,}25 = 60{,}27 \text{ m}^3/\text{s}$$

بهذا نجد أن قيمة التصريف الأعظمي خلال فترة المراقبة ($T = 15$) تبلغ (60,27) m^3/s .

يمكن هنا أيضاً أن نفرض العلاقة بين الشدة المطرية وزمن الهطول من الشكل الآتي :

$$PI = \frac{A}{D^n}$$

A . n — ثوابت .

D — زمن الهطول .

Damascus University

الفصل التاسع

التبخـر

ـ مقدمـة :

يشكل التبخر عنصر الربط بين معادلتي الموازنة المائية وموازنة الطاقة كما يشكل عنصراً أساسياً من عناصر الدورة الهيدرولوجية .

يعرف التبخر بأنه العملية الفيزيائية التي يتحول فيها الماء من حالته السائلة أو الصلبة إلى الحالة الغازية (بخار الماء) وذلك عند درجة حرارة أخفض من نقطة الغليان .

إن التبخر من السطوح المائية مثلاً (Evaporation) يمكن أن يحدث بأي درجة حرارة طالما أن الهواء فوقه غير مشبع ببخار الماء ، يتعلق محتوى الهواء ببخار الماء الأعظمي بدرجة حرارة الهواء حيث يزداد محتوى الهواء الأعظمي من بخار الماء بزيادة درجة الحرارة حيث أنه لأجل درجة حرارة محددة يصل الهواء إلى رطوبة عظمى تسمى رطوبـة الإشباع (E) يعبر عنهـا بالميليبار (mbar) أو (g/m^3) (غرام ماء في متر مكعب هواء) .

الجدول (٩ـ١) يبين قيم رطوبة الإشباع لعدة قيم من درجات الحرارة كذلك ضغط الإشباع .

درجة الحرارة .C	- 20	- 10	0	10	20	30
رطوبة الاشباع g/m^3	1,1	2,4	4,9	9,4	17,3	30,4
ضغط الاشباع mbar	1,254	2,8627	6,11	12,27	23,37	42,43

الجدول (٩ — ١) قيم رطوبة الاشباع وضغط الاشباع للهواء لعدة درجـات من الحرارة

إن محتوى الهواء من بخار الماء يعبر عنـه بالرطوبة (e) وبذلك يكون مفهوم الرطوبة النسبية (R) هو نسبة الرطوبة الفعلية (e) إلى رطوبة الإشباع (E) أي :

$$R = \frac{e}{E} \quad 100 \quad \%$$

كما يمكن أن نعرف النقص بالإشباع (d) على أنـه الفرق بين الرطوبة الفعلية ورطوبة الإشباع كما مر سابقاً .

$$d = (E - e)$$

$$d = E \left(1 - \frac{R}{100} \right) \quad (mbar)$$

يحصل التبخر عندما يوجد نقص في الإشباع للهواء الموجود فوق السطح المدروس بالإضافة إلى توافر الطاقة اللازمة والرياح المحركة للكتل الهوائية .

١ ـ العوامل المؤثرة في عملية التبخر :

يتعلق التبخر من السطوح المائية بعدة عوامل منها توافر الإشعاع الشمسي ، درجة حرارة الهواء ، سرعة الرياح عند سطح الماء . النقص بالإشباع ، شكل السطح المائي ومساحته ، تضاريس المنطقة المجاورة وصفاتها ونوع نباتاتها .... إلخ . فيما يلي سندرس تأثير بعض العوامل في قيم التبخر من السطوح المائية .

آ ـ اشـعة الشمس :

من المعروف أن التبخر هو تحول الماء إلى بخار ماء ، وهذا التحول لا يتوقف طوال ساعات النهار ومعظم ساعات الليل . ولكن بما أن تحول جزيئات الماء من سائل إلى بخار الماء يتطلب طاقة فإن السحب التي تحجب الأشعة الشمسية من الوصول إلى سطح الأرض تقلل وتبطىء عملية التبخر .

ب ـ الريـاح :

بما أن الماء يتبخر في الجو فإن الطبقة المحيطة بسطح الأرض تصبح مشبعة ببخار الماء ولابد من إزاحة هذه الطبقة باستمرار لتحل محلها طبقة غير مشبعة إذا ما أريد للتبخر أن يستمر . وتعتمد إزاحة هذه الطبقة على التيارات الهوائية . لذلك فإن لسرعة الرياح تأثيراً مهماً في عملية التبخر .

ج ـ الرطوبـة النسبية :

كلما زادت رطوبة الهواء نقصت قدرته على استيعاب المزيد من بخار الماء وبالتالي تقل نسبة التبخر . لهذا فإن استبدال طبقة هوائية مشبعة بطبقة غير مشبعة يساهم في استمرار التبخر .

د ـ درجة الحرارة :

لكي تستمر عملية التبخر لابد من وجود طاقة كما أسلفنا أعلاه ، وبذلك

يكون معدل التبخر أكبر كلما كانت درجة حرارة الهواء المحيط بالأرض عالية وبما أن قدرة الهواء على استيعاب بخار الماء تكون أكبر كلما كانت درجة حرارته أعلى فإننا نلاحظ أن لدرجة الحرارة تأثيراً مزدوجاً في عملية التبخر .

من العوامل المؤثرة أيضاً في عملية التبخر إضافة للعوامل المذكورة أعلاه نذكر الضغط الجوي والارتفاع عن سطح البحر ، ومن الجدير بالذكر أن هذه العوامل يتداخل بعضها مع بعضها الآخر بحيث يصعب فصل أحدها عن الآخر .

يتأثر التبخر من الأرض المزروعة إضافة لما ذكر أعلاه بمحتوى التربة من الماء وعمق منسوب المياه الجوفية وخواص التربة الزراعية بالإضافة إلى نوع المزروعات وشكل ومساحة أوراقها وعدد فتحات النتح وتوزعها في أوراق النبات .

٢ ـ اشكال التبخر :

إن رطوبة الهواء كما أسلفنا تنتج عن التبخر وهنا يمكن تمييز أشكال التبخر التاليـة :

١ ـ التبخر من التربة الرطبة ومن السطوح المائية (Evaporation) .

٢ ـ التبخر من أوراق النباتات أو النتح (Transpiration) .

٣ ـ التبخر أثناء الهطول والناتج عن التبخر من المياه العالقة على أوراق النباتات قبل أن تصل إلى الأرض (Interzeption) .

أمـا التبخر النتحي (Evapotranspiration) فهو التبخر الكلي من التربة وأوراق النبات ويمكن استناداً إلى توافر الماء تمييز ما يلي :

آ ـ **التبخر الكامن** (Potentiell-Evaporation) :

ويسمى أحياناً التبخر الأعظمي أو الممكن وهو انتقال المـاء الأعظمي على

شكل بخار ماء والذي ينتج عن ظروف مناخية معطاة لسطح مائي أو لتربة يتوافر فيها الماء بشكل وافر .

ب ـ التبخر النتحي الكامن (Potentiell-Evapotranspiration) :

وهو كمية التبخر من سطح مغطى بالنبات كلياً أو جزئياً بحالة توافر المياه بشكل وافر تحت تأثير الظروف المناخية السائدة . في ظروف محددة يمكن أن تبلغ قيمة التبخر النتحي الكامن قيمة التبخر من سطح مائي .

جـ ـ التبخر النتحي الفعلي (Real-Evapotranspiration) :

هو كمية التبخر من سطح الأرض المغطى بالنبات كلياً أو جزئياً حسب ظروف توافر المياه الفعلية . إن هذه القيمة تحدد بالقياس فقط .

إن قيمة التبخر النتحي الفعلي للمناطق الجافة هي أقل بكثير من التبخر الممكن. على الرغم من أن التبخر الممكن ذو مفهوم نظري إلا أنه له أهمية كبرى في مجال الـري .

بهـذا نستنتج أن التبخر كارتفـاع مائي في وحـدة الزمن ($mm/\Delta t$) يحدد استناداً إلى توافر الطاقة والمياه كما يتعلق بعوامل أخرى مثل الأرض والنبات. سنرمز إلى التبخر الكامن بـ (ETP) وإلى التبخر الفعلي بـ (ETR) .

٣ ـ قيـاس التبخـر :

إن قياس التبخر يمكن أن يتم إما عن طريق قياس عناصر الموازنة المائية الأخرى فيكون التبخر هو الجزء المتبقي في هذه المعادلة أو عن طريق معادلة موازنة الطاقة بحيث يتم قياس عناصر موازنة الطاقة ويكون التبخر هو الجزء المتبقي في هذه المعادلة .

سنعالج قياس التبخر عن طريق معادلة الموازنة المائية بسبب سهولته وبسبب محدودية القياسات اللازمة لذلك .

حيث أن قياس عناصر موازنة الطاقة يحتاج إلى قياسات مكثفة ومكلفة إضافة إلى صعوبة تقدير تيارات الطاقة المحسوسة (راجع الفصل الثاني من هذا الكتاب).

٣ـ١ـ قياس التبخر عن طريق الموازنة المائية :

٣ـ١ـ١ـ عن طريق وعـاء التبخر :

يتم قياس التبخر من وعاء مملوء بماء ويعد هذا التبخر معادلاً للتبخر من مساحة ما ويحدد باستخدام معادلة الموازنة المائية التالية للوعاء :

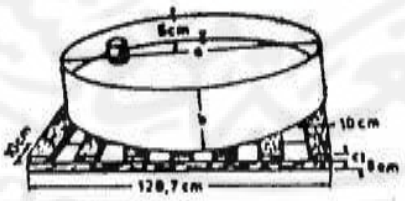
$$EP_K = P - \Delta S \qquad (٩ - ١)$$

حيث :

P — الهطول ($mm/\Delta t$) .

ΔS — تغير المخزون ($mm/\Delta t$) .

EP_K — التبخر من وعاء التبخر ($mm/\Delta t$) .



الشكل (٩ ـ ١) وعاء التبخر الامريكي "A" — Glass

تستخدم القياسات الناتجة عن وعاء التبخر للتقدير الأولي للتبخر من السطوح المائية حيث أنه لا يعطي قيم تبخر حقيقية لأنه لا يمثل الظروف الفعلية للسطوح التي يتم التبخر منها إلا أن هذه القياسات تعطينا فكرة عن التوزع الزماني والمكاني للتبخر .

يحدد التبخر من سطوح المجاري المائية استناداً إلى قياسات التبخر من وعاء التبخر باستخدام العلاقة التالية :

$$EP = K \cdot EP_K \qquad (٢ - ٩)$$

EP — التبخر الكامن من السطح المائي للمجرى .

EP_K — التبخر الكامن من وعاء التبخر .

K — معامل الوعاء يتعلق بنوع سطح الوعاء — بالمناخ والفصل من السنة .

تبلغ قيمة (K) السنوية الوسطية للوعاء "Glass - A" في الولايات المتحدة الأمريكية (0,7) وتبلغ قيمة (K) السنوية الوسطية للوعاء الروسي GGI - 3000 قيمة (0,8) .

للمناطق الجافة تؤخذ قيم أقل للمعامل (K) وللمناطق الرطبة قيم أكبر .

باستخدام قياسات التبخر من وعاء التبخر يمكن تصميم حجوم الخزانات المائية وحسابها .

لقد طور مبدأ وعاء التبخر ليعطي قيم التبخر المتغيرة مع الزمن عن طريق تحديد وزن وعاء التبخر في عدة لحظات زمنية ويمكن أن يتم تسجيل ذلك آلياً ، مثال ذلك وعاء لامبرخت المسجل لقياس التبخر .

٣ـ١ـ٢ـ مقياس التبخر النتحي (Evapotranspirometer) :

لقياس التبخر النتحي بشكل دقيق يستخدم مقياس التبخر النتحي بالإضافة إلى منشأة قياس التسرب ووعاء قياس الهطول بحيث تتم زراعة منطقة المقياس بالعشب والنباتات كالبيئة المحيطة بها انظر الشكل (٩ـ٢) .

من خلال التمطير الإضافي القابل للتحكم (P_z) يمكن توفير المياه بشكل مثالي وبالتالي تظهر قيمة التبخر النتحي الفعلي في قيمة التبخر النتحي الممكن . بكتابة معادلة الموازنة المائية لمقياس التبخر النتحي خلال فترة زمنية (Δt) نجد :

$$ETP = P + P_z - R_0 - Ru - \Delta S \qquad (mm/\Delta t) \qquad (٣ - ٩)$$

حيث :

P ـ الهطول المطري المقيس عند مستوى السطح .

P_z ـ التمطير الإضافي .

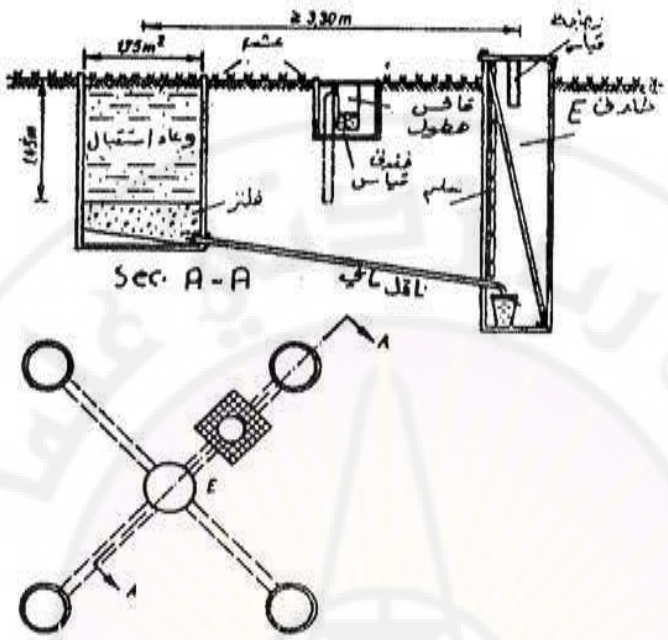
R_0 ـ الجريان السطحي والذي يمكن جعله يؤول إلى الصفر باتخاذ إجراءات خاصة .

R_u ـ التسرب والذي يمكن قياسه كما هو موضح بالشكل (٩ـ٢) .

ΔS ـ تغير المخزون المائي والذي يحدد عن طريق قياس تغير رطوبة العينة في وعاء الاستقبال .

ETP ـ التبخر النتحي الممكن خلال الفترة الزمنية (Δt)

تقدر حدود المعادلة (٩ـ٣) بـ ($mm/\Delta t$) .

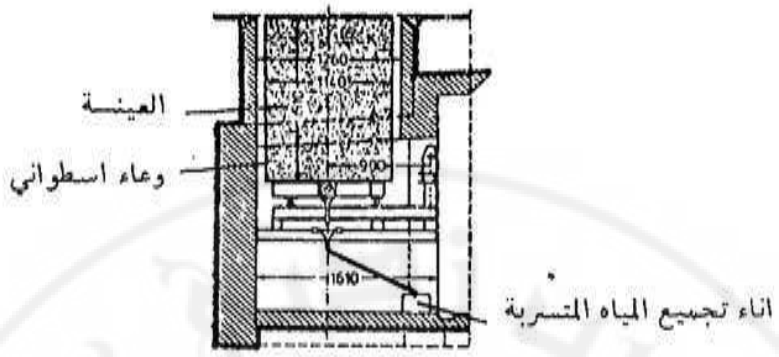


الشكل (٩ ــ ٢) مقياس التبخر النتحي

٣ــ١ــ٣ــ الليزيميتر (Lysimeter) :

باستخدام الليزيميتر يتم حساب التبخر كجزء متبقٍ من معادلة الموازنة المائية وذلك بعد قياس التسرب عبر مسامات تربة العينة وتغير المخزون لها وكذلك بعد قياس الهطول في منطقة الليزيميتر . يبين الشكل (٩ــ٣) مبدأ الليزيميتر .

يتم الحصول على عينة الليزيميتر عن طريق اختراق اسطوانة معدنية إلى العمق المطلوب حسب نوع النبات وعمق الجذور وذلك في طبقة التربة التي يراد حساب التبخر لها . يجب ألا يكون سطح الليزيميتر من الأعلى أقل من متر مربع واحد ويفضل الحصول على عينة التربة سليمة مماثلة لطبيعة المنطقة لاسيما الغطاء النباتي.



الشكل (٩ — ٣) يوضح مبدأ الليزيميتر حيث تقدر الابعاد بالميليمتر

لتحديد التبخر النتحي الفعلي (Real - Evapotranspiration) نكتب معادلة الموازنة المائية لجهاز الليزيميتر القابل للوزن ، ويكون التبخر هو العنصر المتبقي في هذه المعادلة .

$$ETR = P - R_o - R_u - \Delta S \qquad (mm/\Delta t) \qquad (٩ - ٤)$$

ETR — التبخر النتحي الفعلي خلال الفترة (Δt) .

P — الهطول في مستوى سطح الأرض والذي يقاس بوساطة مقياس هطول عادي أو مسجل .

R_o — الجريان السطحي الذي يمكن أن يؤول إلى الصفر باتخاذ إجراءات خاصة .

R_u — كمية المياه المتسربة والتي تقاس بعد تجميعها في إناء .

ΔS — تغير محتوى عينة الليزيميتر من الماء والتي تحدد عن طريق وزن الليزيميتر .

تقدر قيم P , R_o , R_u , ΔS بـ ($mm/\Delta t$)

إن الليزيميترات القابلة للوزن هي منشآت لقياس التبخر النتحي الفعلي الأكثر استخداماً كما تفيد هذه الليزيميترات في تحديد العلاقة بين التبخر وعوامل تتعلق بالنبات والتربة وعوامل ميترولوجية أخرى يمكن قياسها بسهولة أو تكون معروفة لإقليم ما .

إذا توافرت عدة ليزيميترات في منطقة معينة يمكن تحديد التبخر النتحي الفعلي الوسطي لهذه المنطقة كذلك يمكن تحديد الجزء من مياه الهطول والذي يساهم في تجديد المياه الجوفية .

٤ ـ حساب التبخر الكامن (ETP) :

لحساب التبخر الكامن لفترات زمنية قصيرة (يوماً ـ أسبوعاً ـ شهراً) تم تطوير علاقات تجريبية ونصف تجريبية كعلاقة :

Thornthwaite , Haude , Blaney-Criddle , Turc , Penman ..... إلـخ .

وذلك عن طريق تبسيط العمليات الفيزيائية أو عن طريق إيجاد علاقة بين قياسات التبخر عن الليزيميتر وقيم مناخية وميترولوجية وقيم تتعلق بالمكان والنبات .. إلخ. سندرس فيما يلي بعض المعادلات الشهيرة والمستخدمة على نطاق واسع في تقدير التبخر الكامن .

٤ـ١ـ علاقة بنمان في حساب التبخر الكامن (Penman)

هي علاقة فيزيائية نصف تجريبية تستخدم بشكل واسع لأنها تحتاج إلى معطيات مناخية عادية وتناسب مختلف الظروف المكانية (نباتات ـ مياهاً ـ ثلجاً) وهي علاقة مركبة من معادلة موازنة الطاقة مع معادلة دالتون (Dalton) التالية :

$$hv' = f_{(u)} (E - e) \qquad (mm/d) \qquad (٩ - ٥)$$

hv' ـ تابع الرطوبة والتهوية يتعلق بالرياح ونقص الإشباع .

$f_{(u)}$ ـ تابع تجريبي يتعلق بسرعة الرياح (Km/h) .

تأخذ معادلة بنمان الشكل التالي :

$$ETP = \left(\frac{\Delta}{\gamma} \cdot R + hv' \right) / \left(\frac{\Delta}{\gamma} + 1 \right) \quad (mm/d) \qquad (٩ - ٦)$$

حيث :

Δ/γ — ميل منحني ضغط بخار الإشباع عند درجة حرارة الهواء في فترة زمنية محددة تؤخذ قيمتها من الجدول (٩ــ٢) .

R — الموازنة الإشعاعية وتحسب كما مر في الفصل الثاني من هذا الكتاب حيث نحصل بشكل دقيق على قيم (R) لكل ساعة من ساعات اليوم مع الوضع في الحسبان حالة الغيوم والضغط الجوي ورطوبة الهواء .

كما يمكن استخدام العلاقة التالية التي تعطي قيماً وسطية بدلالة عدد ساعات السطوع الشمسي (قيماً وسطية لساعات الليل والنهار) :

$$R = \underbrace{(1 - r_s)\, W_s \left(a + b \frac{n}{N} \right)}_{A} - \underbrace{\left[\sigma T'^4 \left(0,56 - 0,08 \sqrt{e} \right) \left(0,1 + 0,9 \frac{n}{N} \right) \right]}_{B} \qquad (٩ - ٧)$$

W_s — الإشعاعات الشمسية المباشرة عند حدود الغلاف الجوي ويمكن الحصول عليها من الجدول (٩ــ٣) بوحدة التبخر

a , b — ثوابت تتعلق بموقع المنطقة المدروسة (خط العرض) وتؤخذ من الجدول (٩ــ٤) .

درجة الحرارة in °C	Δ/γ	درجة الحرارة in °C	Δ/γ
0	0,67	30	5,57
5	0,92	35	4,53
10	1,23	40	5,70
15	1,64	45	7,10
20	2,14	50	8,77
25	2,78		

الجدول (٩ ــ ٢) قيم (Δ/γ) حسب قيم درجة الحرارة (T) بـ(°C)

90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10	0°	الرقم
نصف الكره الشمالي										
			1,3	3,6	6,0	8,5	10,8	12,8	14,5	1
		1,1	3,5	5,9	8,3	10,5	12,3	13,9	15,0	2
	1,8	4,3	6,8	9,1	11,0	12,7	13,9	14,8	15,2	3
7,9	7,8	9,1	11,1	12,7	13,9	14,8	15,2	15,2	14,7	4
14,9	14,6	13,6	14,6	15,4	15,9	16,0	15,7	15,0	13,9	5
18,1	17,8	17,0	16,5	16,7	16,7	16,5	15,8	14,8	13,4	6
16,8	16,5	15,8	15,7	16,1	16,3	16,2	15,7	14,8	13,5	7
11,2	10,6	11,4	12,7	13,9	14,8	15,3	15,3	15,0	14,2	8
2,6	4,0	6,8	8,5	10,5	12,2	13,5	14,4	14,9	14,9	9
	0,2	2,4	4,7	7,1	9,3	11,3	12,9	14 1	15,0	10
		0,1	1,9	4,3	6,7	9,1	11,2	13,1	14,6	11
			0,9	3,0	5,5	7,9	10,3	12,4	14,3	12
نصف الكره الجنوبي										
17,6	17,3	16,5	16,6	17,1	17,3	17,3	16,8	15,8		1
10,7	10,5	11,2	12,7	14,1	15,2	15,8	16,0	15,7		2
1,9	3,6	6,1	8,4	10,5	12,2	13,6	14,6	15,1		3
		1,9	4,3	6,6	8,8	10,8	12,5	13,8		4
		0,1	1,9	4,1	6,4	8,7	10,7	12,4		5
			0,8	2,8	5,1	7,4	9,6	11,6		6
			1,2	3,3	5,6	7,8	10,0	11,9		7
		0,8	2,9	5,2	7,5	9,6	11,5	13,0		8
	1,3	3,8	6,2	8,5	10,5	12,1	13,5	14,4		9
7,0	7,1	8,8	10,7	12,5	13,8	14,8	15,3	15,3		10
15,3	15,0	14,5	15,2	16,0	16,5	16,7	16,4	15,7		11
19,3	18,9	18,1	17,5	17,8	17,8	17,6	16,9	15,8		12

الجدول (٩ ــ ٣)

درجة العرض الجغرافي شمالاً او جنوباً	قيم الثوابت الوسطية	
	a	b
54°	0,21	0,55
36°	0,23	0,53
24°	0 28	0,49
13°	0,26	0,50
3°	0,25	0,44

الجدول (٩ ــ ٤) قيم الثوابت (a , b) حسب درجة العرض الجغرافي

درجة الحرارة		قيمة σT^4 mm/d
(°C)	(K)	
0	273	11,22
5	278	12,06
10	283	12,85
15	288	13,89
20	293	14,88
25	298	15,92
30	303	17,02
35	308	18,17
40	313	19,38

الجدول (٩ ــ ٥) قيم (σT^4) بوحدة ميليمتر ماء باليوم (mm/d)
حسب درجة الحرارة

n — عدد ساعات السطوع الشمسي للمنطقة المدروسة بالساعة مقيسة بجهاز مسجل للإشعاع الشمسي .

N — عدد ساعات السطوع الشمسي الأعظمية التي تتعلق بموقع المنطقة (خط العرض) بالساعة وتؤخذ من الجدول (٩ــ٦) .

لحساب عدد ساعات السطوع الشمسي الأعظمي لشهر ما حسب معطيات الجدول (٩ــ٦) نضرب هذه المعطيات بـ (12×30) .

σ — ثابت شتيفان بولتزمان بوحدة ($w/cm^2 . K^4$) .

T — درجة الحرارة الفعلية بالكلفين للهواء (K) .

r_o — معامل انعكاس السطح (%) انظر الجدول (٢ــ١) .

تؤخذ قيم (σT^4) من الجدول (٩ــ٥) .

أما قيمة (hv′) فتؤخذ لأجل السطوح المائية من العلاقة التالية :

$$hv' = 0,26 (0,5 + 0,15 u) (E - e) \quad (mm/d)$$

u — سرعة الرياح عند ارتفاع مترين عن سطح الأرض بـ (Km/h) .

(E - e) — النقص بالإشباع (mbar) .

أما قيمة (hv′) بحالة وجود أعشاب قصيرة فتؤخذ من العلاقة التالية :

$$hv' = 0,26 (1 + 0,15 u) (E - e) \quad (mm/d) \quad (٨ - ٩)$$

٤ــ٢ــ علاقة تورنث وايت في حساب التبخر النتحي الكامن :

: (Thornthwaite)

من العلاقات التي تحتاج إلى عدد قليل من القياسات علاقة تورنث وايت حيث تعد التبخر النتحي استجابة النبات والتربة للطاقة الواصلة والتي تستهلك على شكل تبخر .

العرض الجغرافي — اشهر السنة

N	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1,04	0,94	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04
5	1,02	0,93	1,03	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	0,99	1,02
10	1,00	0,91	1,03	1,03	1,08	1,06	1,08	1,07	1,02	1,02	0,98	0,99
15	0,97	0,91	1,03	1,04	1,11	1,09	1,12	1,08	1,02	1,01	0,96	0,97
20	0,95	0,90	1,03	1,05	1,12	1,11	1,14	1,11	1,02	1,00	0,93	0,94
25	0,93	0,89	1,03	1,06	1,15	1,14	1,17	1,12	1,02	0,99	0,91	0,91
26	0,92	0,88	1,03	1,06	1,15	1,15	1,17	1,12	1,02	0,99	0,91	0,91
27	0,92	0,88	1,03	1,07	1,16	1,15	1,18	1,13	1,02	0,99	0,90	0,90
28	0,91	0,88	1,03	1,07	1,16	1,16	1,18	1,13	1,02	0,98	0,90	0,90
29	0,91	0,87	1,03	1,07	1,17	1,16	1,19	1,13	1,03	0,98	0,90	0,89
30	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,17	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88
31	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,18	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88
32	0,89	0,86	1,03	1,08	1,19	1,19	1,21	1,15	1,03	0,98	0,88	0,87
33	0,88	0,86	1,03	1,09	1,19	1,20	1,22	1,15	1,03	0,97	0,88	0,86
34	0,88	0,85	1,03	1,09	1,20	1,20	1,22	1,16	1,03	0,97	0,87	0,86
35	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
36	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
37	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83
38	0,85	0,84	1,03	1,10	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83
39	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82
40	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,80
42	0,82	0,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	0,95	0,82	0,79
43	0,81	0,82	1,02	1,12	1,26	1,28	1,29	1,20	1,04	0,95	0,81	0,77
44	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,30	1,20	1,04	0,95	0,80	0,76
45	0,80	0,81	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04	0,94	0,79	0,75
46	0,79	0,81	1,02	1,13	1,29	1,31	1,32	1,22	1,04	0,94	0,79	0,74
47	0,77	0,80	1,02	1,14	1,30	1,32	1,33	1,22	1,04	0,93	0,78	0,73
48	0,76	0,80	1,02	1,14	1,31	1,33	1,34	1,23	1,05	0,93	0,77	0,72
49	0,75	0,79	1,02	1,14	1,32	1,34	1,35	1,24	1,05	0,93	0,76	0,71
50	0,74	0,78	1,02	1,15	1,33	1,36	1,37	1,25	1,06	0,92	0,76	0,70
S												
5	1,06	0,95	1,04	1,00	1,02	0,99	1,02	1,03	1,00	1,05	1,03	1,06
10	1,08	0,97	1,05	0,99	1,01	0,96	1,00	1,01	1,00	1,06	1,05	1,10
15	1,12	0,98	1,05	0,98	0,98	0,94	0,97	1,00	1,00	1,07	1,07	1,12
20	1,14	1,00	1,05	0,97	0,96	0,91	0,95	0,99	1,00	1,08	1,09	1,15
25	1,17	1,01	1,05	0,96	0,94	0,88	0,93	0,98	1,00	1,10	1,11	1,18
30	1,20	1,03	1,06	0,95	0,92	0,85	0,90	0,96	1,00	1,12	1,14	1,21
35	1,23	1,04	1,06	0,94	0,89	0,82	0,87	0,94	1,00	1,13	1,17	1,25
40	1,27	1,06	1,07	0,93	0,86	0,78	0,84	0,92	1,00	1,15	1,20	1,29
42	1,28	1,07	1,07	0,92	0,85	0,76	0,82	0,92	1,00	1,16	1,22	1,31
44	1,30	1,08	1,07	0,92	0,83	0,74	0,81	0,91	0,99	1,17	1,23	1,33
46	1,32	1,10	1,07	0,91	0,82	0,72	0,79	0,90	0,99	1,17	1,25	1,35
48	1,34	1,11	1,08	0,90	0,80	0,70	0,76	0,89	0,99	1,18	1,27	1,37
50	1,37	1,12	1,08	0,89	0,77	0,67	0,74	0,88	0,99	1,19	1,29	1,41

الجدول (٩ ــ ٦) يبين عدد ساعات السطوع الشمسي الاعظمي لنصفي الكرة الشمالي (N) والجنوبي (S) لمختلف أشهر السنة حسب درجة العرض الجغرافي للمنطقة

استخرجت علاقة تورنث وايت من أجل المناطق الشرقية الرطبة في الولايات المتحدة الأمريكية وتستند إلى معطيات عن الحرارة .

$$ETP = 16 \left(\frac{10\ T}{I} \right)^{a} \quad mm/M \qquad (٩ - ٩)$$

ETP — التبخر النتحي الكامن خلال شهر (mm/M) وذلك على أساس أن الشهر يساوي (٣٠) يوماً وفي كل يوم يوجد (١٢) ساعة سطوعاً شمسياً .

T — درجة الحرارة الشهرية الوسطية للهواء بـ (°C) .

I — دليل الحرارة لأشهر السنة الاثني عشر ، حيث :

$$I = \sum_{1}^{12} i$$

i — دليل الحرارة لشهر ما ويحدد من العلاقة التالية :

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \qquad (٩ - ١٠)$$

a — عامل يتعلق بدليل الحرارة (I) ويؤخذ من الجدول (٩ــ٨) .

يتم حساب التبخر النتحي الكامن حسب علاقة تورنث وايت حسب الخطوات التاليــة :

١ ــ تحديد درجة الحرارة الوسطية لكل شهر من أشهر السنة .

٢ ــ حساب (i) من العلاقة أعلاه أو من الجدول (٩ــ٧) .

T in °C	i	T in °C	i	T in °C	i	T in °C	i	T in °C	i	T in °C	i
0	0	6	1,3	13	4,3	20	8,2	27	12,9	34	18,2
0	0	7	1,7	14	4,8	21	8,8	28	13,6	35	19,0
1	0,1	8	2,0	15	5,3	22	9,4	29	14,3	36	19,9
2	0,3	9	2,4	16	5,8	23	10,1	30	15,1	37	20,7
3	0,5	10	2,9	17	6,4	24	10,8	31	15,8	38	21,6
4	0,7	11	3,3	18	7,0	25	11,4	32	16,6	39	22,4
5	1,0	12	3,8	19	7,6	26	12,1	33	17,4	40	23,3

الجدول (٩ ــ ٧) قيم دليل الحرارة (T) حسب درجة الحرارة (i)

٣ ــ حساب :

$$I = \sum_{1}^{12} i$$

٤ ــ تحديد (a) من الجدول (٩ــ٨) .

٥ ــ نحسب التبخر الكامن (ETP) باستخدام علاقة تورنث وايت السابقة .

I	a	I	a	I	a
10	0,664	40	1,054	70	1,600
15	0,753	45	1,203	75	1,687
20	0,825	50	1,280	80	1,778
25	0,902	55	1,356	85	1,873
30	0,978	60	1,435	90	1,973
35	1,054	65	1,516		

الجدول (٩ ــ ٨) قيم الثابت (a) حسب قيمة (I)

– إن قيمة (ETP) المحسوبة بالخطوة (٥) لفترة شهر حسبت على أساس أن الشهر يساوي (٣٠) يوماً وفي كل يوم (١٢) ساعة سطوعاً شمسياً . لذلك إذا كان الشهر الذي نحسب له التبخر لا يساوي (٣٠) يوماً وإذا كانت ساعات السطوع الشمسي لا تساوي (١٢) فإننا نضرب القيمة المحسوبة بالخطوة (٥) بمعامل تصحيح بحيث تكون القيمة المصححة هي (ETP) حيث :

$$ETP = (ETP \cdot d_i) \times (N/30) \qquad (٩ - ١١)$$

حيث :

d_i — عدد ساعات السطوع الشمسي الفعلي حسب درجة العرض الجغرافي والشهر من السنة مقسوماً على (١٢) .

N — عدد أيام الشهر .

كما يمكن الحصول على معامل التصحيح من الجدول (٩–٦) انظر التطبيق في نهاية البحث .

٤–٣– علاقة بلاني كريدل في حساب التبخر النتحي الكامن

(Blaney - Griddle) :

هي إحدى العلاقات شائعة الاستخدام في تحديد حاجة النبات من المياه وهي تحتاج لمعلومات مناخية بسيطة مثل درجة الحرارة الوسطية الشهرية وإلى عدد ساعات السطوع الشمسي بالإضافة إلى معاملات تتعلق بنوعية الغطاء النباتي أو المحصول .

تستخدم بشكل واسع في المناطق الجافة وشبه الجافة وينصح باستخدامها من قبل المنظمة العالمية (FAO) حيث يتم الحصول من خلالها على الاحتياج الشهري للنبات من مياه الري .

توضع معادلة بلاني كريدل بالشكل التالي :

$$ETP = K_c \cdot F = \frac{K_c \cdot T \cdot P}{100} \quad (mm/M) \qquad (٩ - ١٢)$$

ETP — التبخر النتحي الكامن خلال شهر (mm/M) .

T — درجة الحرارة الوسطية الشهرية للهواء (فهرنهايت) •

P — النسبة المئوية لمجموع ساعات السطوع الشمسي بالشهر منسوبة إلى مجموع ساعات السطوع الشمسي السنوية التي يفترض أنها تساوي (12×30×360) • وتؤخذ من الجدول (٩ــ٩)•

K_c — معامل يتعلق بالنبات •

جدير بالذكر أن قيمة (K_c) يجب أن تقدر تحت الظروف المحلية السائدة وقد أعطى كريدل قيماً تجريبية لهذا المعامل لكثير من النباتات النامية في غرب أمريكا ويتراوح بين (1,3 - 0,75) .

كما يعطى المعامل لعدة أنواع من النباتات في محطات الأبحاث بحوض الفرات في سورية انظر الجدول (٩ــ١٠) •

نشير هنا إلى أنه يوجد العديد من العلاقات لحساب التبخر النتحي والتي تختلف عن بعضها بالقياسات والمعطيات اللازمة للحساب •

يوضح الجدول (٩ــ١١) الطرائق المختلفة لحساب التبخر النتحي باستخدام العلاقات التجريبية ونصف التجريبية •

خط عرض جنوباً (درجة)	الشهر											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0	8.50	7.67	8.49	8.22	8.49	8.22	8.50	8.49	8.21	8.49	8.22	8.50
4	8.64	7.76	8.50	8.17	8.39	8.08	8.20	8.41	8.19	8.56	8.33	8.65
8	8.97	7.84	8.51	8.11	8.21	7.91	8.13	8.32	8.18	8.62	8.47	8.84
12	8.91	7.91	8.53	8.06	8.15	7.79	8.08	8.23	8.17	8.67	8.58	8.95
16	9.09	8.02	8.56	7.98	7.96	7.57	7.94	8.14	8.14	8.76	8.72	9.17
20	9.25	8.09	8.58	7.92	7.83	7.41	7.73	8.05	8.13	8.83	8.85	9.32
24	9.44	8.17	8.59	7.87	7.65	7.24	7.58	7.95	8.12	8.89	8.96	9.47
28	9.61	8.31	8.61	7.79	7.49	6.99	7.40	7.85	8.10	8.97	9.19	9.74
32	9.76	8.36	8.64	7.70	7.34	6.85	7.20	7.73	8.08	9.04	9.31	9.87
36	10.06	8.53	8.67	7.61	7.16	6.59	6.99	7.59	8.06	9.15	9.51	10.21
40	10.24	8.65	8.70	7.54	6.96	6.33	6.73	7.46	8.04	9.23	9.69	10.42
44	10.52	8.81	8.72	7.44	6.73	6.04	6.45	7.30	8.00	9.34	9.91	10.82
48	10.85	8.98	8.76	7.32	6.45	5.69	6.13	7.12	7.96	9.47	10.17	11.09
50	11.03	9.06	8.77	7.25	6.31	5.48	5.98	7.03	7.95	9.53	10.32	11.30

الجدول (٩ـ٩ آ) قيم العامل (P) لأجل نصف الكرة الارضية الجنوبي

خط عرض شمالا (درجة)	الشهر											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
64	3.81	5.27	8.00	9.92	12.50	13.63	13.26	11.08	8.56	6.63	4.32	3.02
62	4.31	5.49	8.07	9.80	12.11	12.92	12.73	10.87	8.55	6.80	4.70	3.65
60	4.70	5.67	8.11	9.69	11.78	12.41	12.31	10.68	8.54	6.95	5.02	4.14
58	5.02	5.84	8.14	9.59	11.50	12.00	11.96	10.52	8.53	7.06	5.30	4.54
56	5.31	5.98	8.17	9.48	11.26	11.68	11.67	10.36	8.52	7.18	5.52	4.87
54	5.56	6.10	8.19	9.40	11.04	11.39	11.42	10.22	8.50	7.28	5.74	5.16
52	5.79	6.22	8.21	9.32	10.85	11.14	11.19	10.10	8.48	7.36	5.92	5.42
50	5.99	6.32	8.24	9.24	10.68	10.92	10.99	9.99	8.46	7.44	6.08	5.65
46	6.33	6.50	8.28	9.11	10.38	10.53	10.65	9.79	8.43	7.58	6.37	6.05
42	6.61	6.65	8.30	8.99	10.13	10.24	10.35	9.62	8.40	7.70	6.62	6.39
38	6.87	6.79	8.33	8.89	9.90	9.96	10.11	9.47	8.37	7.80	6.83	6.68
34	7.10	6.91	8.35	8.80	9.71	9.71	9.88	9.34	8.35	7.90	7.02	6.93
30	7.31	7.02	8.37	8.71	9.54	9.49	9.67	9.21	8.33	7.99	7.20	7.16
26	7.49	7.12	8.38	8.64	9.37	9.29	9.49	9.11	8.32	8.06	7.36	7.37
22	7.67	7.21	8.40	8.56	9.22	9.11	9.32	9.01	8.30	8.13	7.51	7.56
18	7.83	7.31	8.41	8.50	9.08	8.93	9.16	8.90	8.29	8.20	7.65	7.74
14	7.98	7.39	8.43	8.43	8.94	8.77	9.00	8.80	8.27	8.27	7.79	7.93
10	8.14	7.47	8.54	8.37	8.81	8.61	8.85	8.71	8.25	8.34	7.91	8.09
6	8.28	7.55	8.46	8.31	8.68	8.45	8.71	8.62	8.24	8.40	8.04	8.26
2	8.43	7.63	8.49	8.25	8.55	8.29	8.57	8.53	8.22	8.46	8.16	8.42

الجدول (٩ـ٩ ب) قيم العامل(P) لأجل نصف الكرة الارضية الشمالي

المحصول / الشهر	اعشاب	شوندر سكري	فواكه وخضروات	قمح	فصة	قطن
1	0.65	0.6	0.6	0.6	0.8	—
2	0.65	—	0.6	0.6	0.8	—
3	0.65	0.4	0.6	0.7	0.8	—
4	0.65	0.5	0.6	0.8	0.8	0.4
5	0.65	0.6	0.6	0.4	0.8	0.6
6	0.65	0.7	0.6	—	0.8	0.6
7	0.65	0.75	0.6	—	0.8	0.6
8	0.65	0.75	0.6	—	0.8	0.6
9	0.65	0.75	0.6	—	0.8	0.6
10	0.65	0.75	0.6	—	0.8	0.0
11	0.65	0.75	0.6	0.3	0.8	—
12	0.65	—	0.6	0.5	0.8	—

الجدول (٩ ــ ١٠) قيم العامل (Kc)

اسم المعادلة	البيانات المناخية اللازمة لها
أ ـ معادلات تستخدم متوسط درجة حرارة الهواء اليومية	
1 ـ Lowry - Johnson	درجة الحرارة فى موسم النمو
2 ـ Thonth waite	درجة الحرارة
3 ـ Blaney - Criddle	درجة الحرارة، نسبة سطوع الشمس، معامل المحصول
ب ـ معادلات تستخدم متوسط درجة حرارة الهواء اليومية + الاشعاع الشمسى	
1 ـ Jensen - Haise	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى
2 ـ Ture	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى
3 ـ Grassi	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى + معامل المحصول
4 ـ Stephens - Stewart	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى
5 ـ Makkink	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى.
جـ ـ معادلات تستخدم متوسط درجة حرارة الهواء اليومية + الرطوبة	
1 ـ Blaney-Morin	درجة الحرارة + نسبة سطوع الشمس + الرطوبة النسبيه + معامل المحصول
2 ـ Hamon	درجة الحرارة + الرطوبة النسبية + نسبة سطوع الشمس
3 ـ Papadakis	درجة الحرارة + ضغط البخار المشبع عند درجة حرارة نصف النهار وعند درجة الحرارة الدنيا
د ـ معادلات معقدة	
1 ـ بنمان (Penman)	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى + سرعة الرياح + الرطوبة النسبية
2 ـ Christiansen	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى + سرعة الرياح + الرطوبة النسبية + نسبة سطوع الشمس + الارتفاع + معامل المحصول
3 ـ Van Bavel	درجة الحرارة + الإشعاع الشمسى + سرعة الرياح + الرطوبة

الجدول (٩ ـ ١١) يبين الطرائق المختلفة لحساب التبخر

ـ تطبيقـات :

١ ـ باستخدام معادلة بنمان احسب التبخر الممكن مع اعتماد المعطيات التالية :

ـ درجة الحرارة للهواء 27 °C

ـ الرطوبة النسبية 72 %

ـ نسبة الإشعاع الشمسي (n/N) 0,73

ـ سرعة الرياح عند ارتفاع (2 m) 14,8 Km/h
فوق سطح الأرض .

ـ الإشعاع الشمسي(W_s) 13,6 mm/d
ميليمتراً باليوم (mm/d)

ـ معامل انعكاس السطح(r_o) 0,25

ـ الحـل :

١ ـ حساب الحد الأول من المعادلة (٩ـ٧) أي الحد (A) :

$$A = (1 - r_o) . W_s . (0,21 + 0,55 \frac{n}{N})$$

$$A = (1 - 0,25) . 13,6 . (0,21 + 0,55 . 0,73) = 6,22 \text{ mm/d}$$

٣ ـ حساب الإشعاعات ذات الأمواج الطويلة أي الحد (B) .

نجد من الجدول (٩ـ١) أن قيمة ضغط بخار المـاء المشبع عند الدرجة (27 °C) تبـلغ (E = 35,9 mbar) .

أما ضغط بخار الماء الفعلي (e) فيحسب كما يلي :

$$e = 0,72 \cdot 35,9 = 25,85 \quad mbar$$

من الجدول (٩ــه) نحصل على قيمة (σT^4) :

$$\sigma T^4 = 16,36 \quad mm/d$$

فتكون قيمة الحد الثاني (B) من المعادلة (٩ــ٧) هي :

$$B = \sigma T^4 \left(0,56 - 0,08 \sqrt{e} \right) \left(0,1 + 0,9 \frac{n}{N} \right)$$

$$= 16,36 \left(0,56 - 0,08 \sqrt{25,85} \right) \left(0,1 + 0,9 \cdot 0,73 \right)$$

$$= 1,9 \quad mm/d$$

أما قيمة الإشعاعات الصافية فتبلغ ($6,22 - 1,9 = 4,32$ mm/d) .

ــ نحسب القيمة (hv′) من المعادلة التالية :

$$hv' = 0,26 (E - e) (1 + 0,15 u)$$

$$= 0,26 (35,9 - 25,8) (1 + 0,15 \cdot 14,8) = 8,46 \quad mm/d$$

من الجدول (٩ــ٢) نحصل على قيمة (Δ/γ) حيث تبلغ (3,9) .

ــ بتطبيق معادلة بنمان نجد :

$$ETP = \frac{. (3,9) . (4,32) + 8,46}{3,9 + 1} = 5,16 \quad mm/d$$

تبلغ كمية التبخر الممكن بالشهر :

$$ETP = 5.16 \times 30 = 115 \quad mm/M$$

٢ ــ باستخدام معادلة تورنث وايت احسب التبخر النتحي الممكن لشهر تموز لمنطقة تقع على خط عرض (44°) شمالاً مع اعتماد المعطيات التالية :

١ ــ مجموع دليل الحرارة لأشهر السنة :

$$I = \sum_{1}^{12} . i = 43,3$$

حيث حسبت هذه القيمة استناداً إلى معرفة درجة الحرارة الوسطية لكل شهر من أشهر السنة ولعدد من السنين ، باعتماد :

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}$$

T ــ درجة الحرارة الوسطية الشهرية لعدد من السنين .

٢ ــ درجة الحرارة الوسطية لشهر تموز تبلغ (22,5 °C) .

ــ الحــل :

ــ استناداً لقيمة (I = 43,3) وبالرجوع للجدول (٨ــ٩) نحصل على قيمة العامل (a) حيث : a = 1,184 .

ــ نطبق معادلة تورنث وايت فنحصل على التبخر النتحي الأعظمي لشهر تمــوز :

$$ETP = 16 \left(\frac{10 . 22,5}{43,3} \right)^{1,184} = 112 \quad mm/M$$

ــ بالرجوع للجدول (٩ــ٦) من أجل خط العرض (44°) شمالاً ولشهر تموز يكون معامل التصحيح مساوياً (1,3) . فتكون قيمــة التبخر النتحي المصحح هي :

$$ETP = ETP . 1,3 = 112 . 1,3 = 146 \quad mm/M$$


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل العاشر

دراســة الرســوبيات

مقدمــة :

إن المواد المعلقة في المياه (الطمي المعلق) تشكل مع المواد المتحركة في قاع مجرى مائي (الرسوبيات المجروفة أو حمل القاع) المواد الصلبة .

إن محتوى المياه من المواد الصلبة وانتقال هذه المواد ذو أهمية كبيرة في الدراسات المائية بحيث يتم الاهتمام بذلك من أجل :

١ ــ تقويم كمية الرسوبيات في المجاري المائية وبحيرات السدود ــ أحواض الملاحة .

٢ ــ بناء السدود واستثمارها بسبب نقصان حجم التخزين .

٣ ــ تقدير الظواهر المرتبطة باهتراء التوربينات المائية والمضخات .

٤ ــ الترسيب عند مصبات الأنهار وفي البحيرات .

٥ ــ معرفة المواد المنقولة من الأحواض الصبابة .

هناك مصادر متعددة للمواد الصلبة في مجاري الأنهار والبحيرات بحيث أن منشأ هذه المواد يتبع لخواص المجرى المائي والحوض الصباب واستخدامات الحوض الصباب .

تنشأ المواد الصلبة في مجرى مائي خلال :

١ ــ عمليات الحت على سطح التربة بتأثير المطر والرياح •

٢ ــ انجراف المواد الصلبة من الشوارع ــ الساحات ــ السطوح بتأثير مياه المطر •

٣ ــ الحت من جوانب المجرى المائي والقاع بخاصة عند حدوث الفيضانات•

٤ ــ الفضلات المنقولة إلى المجرى المائي والناتجة عن الاستخدام البشرى والصناعات التي تصب مخلفاتها إلى مجاري الأنهار •

٥ ــ النواتج عن تفتت الأحياء والنباتات بعد موتها •

كما ذكر أعلاه فإن المواد الصلبة التي تنتقل في المياه تقسم إلى قسمين :

١ ــ الطمي المعلق : وهو مواد صلبة معلقة بالمياه •

٢ ــ الرسوبيات المجروفة (حمل القاع) : وهي مواد صلبة تتحرك على قاع المجرى المائي •

١ ــ الطمي المعلق :

هي مواد صلبة معلقة بالمياه توجد بحالة توازن أو في حالة اضطراب •

إن حبيبة ما يمكن أن تنتقل في المياه كطمي معلق أو رسوبيات مجروفة بحيث لا توجد هناك حدود دقيقة تبين انتماء حبيبة ما إلى الطمي المعلق أو إلى حمل القاع•

أظهرت قياسات على عدة أنهار في النمسا أجريت من قبل (Kresser 1964) أنه يمكن وصف العلاقة بين سرعة التيار المائي الوسطية (Vm) وقطر الحبيبة الحدي (dgr) من خلال عدد فراود الثابت :

$$Fr^2 = \frac{(Vm)^2}{g \cdot dgr} = 360 \qquad (١٠ - ١)$$

هذه العلاقة يمكن كتابتها بالشكل التالي :

$$dgr = \frac{(Vm)^2}{360 \cdot g} = 2{,}832 \cdot 10^{-4} \cdot (Vm)^2 \qquad (10-2)$$

حيث :

dgr (m) ، Vm (m/s) ، $g = 9{,}81$ (m/s²) — وهو قطر الحبيبة الذي يفصل بين الطمي المطلق وحمل القاع .

من أجل سرعة تيار مائي متوسطة ومساوية ($Vm = 1{,}5$ m/s) يحصل المرء على قطر الحبيبة الحدي($dgr = 0{,}000637$ m) .

أيضاً يمكن للمرء حساب سرعة التيار الوسطية (Vm) التي عندها يتم الوصول إلى الحالة الحدية بين الطمي المعلق والرسوبيات المجروفة . حيث :

$$Vm = 59{,}51 \cdot \sqrt{dgr} \quad m/s \qquad (10-3)$$

من الأهمية بمكان معرفة سرعة حركة الطمي باتجاه قاع المجرى أو سرعة الغوص والتي يمكن أن تحسب باستخدام العلاقة التالية :

$$Vs = \sqrt{\frac{4}{3} \cdot \frac{d \cdot g}{Cw} \cdot \frac{(\rho_F - \rho w)}{\rho w}} \quad m/s \qquad (10-4)$$

حيث :

d — قطر الحبيبة بـ (m) .

g — التسارع الأرضي (m/s²) .

ρ_F — كثافة الطمي المعلق (Kg/m³) .

ρ_w — كثافة الميـــاه (Kg/m^3) .

C_w — عامل المقاومة .

يحدد عامل المقاومة تجريبياً . وفقط للحالة المثالية عند كون الحبيبات على شكل كريات ملساء ومن أجل عدد رينولدز :

$$Re = \frac{V_s \cdot d}{\nu} < 0,1 \qquad (١٠ - ٥)$$

تحسب (C_w) من العلاقة التالية :

$$C_w = \frac{24}{Re} \qquad (١٠ - ٦)$$

في المعادلة (١٠ــ٥) فإن (ν) هي اللزوجةالتحريكية وتقدر بـ (m^2/s) .

أما من أجل الكريات أو الحبيبات الحقيقية والتي تختلف بشكلها عن الشكل الكروي والمثالي وليست ملساء تماماً فيجب أن تعين (C_w) تجريبياً .

١ــ١ــ حساب كمية الطمي المعلق :

لتحديد توزع كمية الطمي المعلق حسب العمق توجد عدة نظريات منها نظرية (H. Rouse) حيث يعطى التوزع حسب العلاقة التالية :

$$\frac{C_{s(y)}}{C_{s(a)}} = \left[\frac{h - y}{y} \cdot \frac{a}{h - a}\right]^Z \qquad (١٠ - ٧)$$

مـــع :

$$Z = \frac{V_s}{\chi \cdot V_o^*}$$

حيث :

$C_{s(y)}$ — التوزع الشاقولي لكمية الطمي مع العمق بـ (g/m^3) . وتميز تركيز الطمي مع العمق .

$C_{s(a)}$ — تركيز الطمي عند الارتفاع (a) بدءاً من القاع وتقدر بـ (g/m^3)

h — عمق الماء بـ (m) .

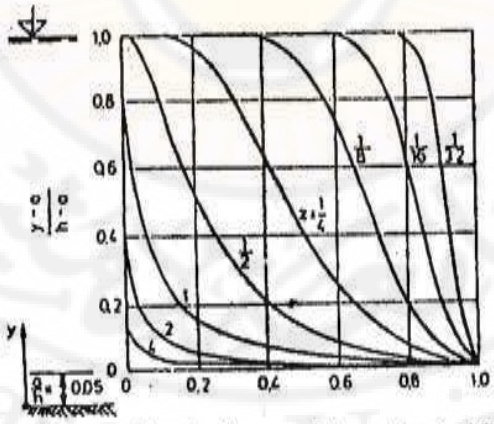
a — المسافة بدءاً من القاع بـ (m) تؤخذ (a) عادة نحو ($a = 0{,}05\ h$) بدءاً من القاع .

χ — ثابت ويؤخذ لحالة الماء الصافي ($\chi = 0{,}4$) .

V_s — سرعة الغوص (m/s) .

$V_{0^*} = \sqrt{\tau_0/\rho_w}$ — سرعة إجهادات القص حسب (Prandtl) تقدر بـ (m/s) .

τ_0 — الإجهادات المماسية على الجدران بـ (N/m^2) .



[$C_{s(y)}/C_{s(a)}$]

الشكل (١٠ ــ ١) يبين التوزع النسبي للحبيبات استنتجها (Rouse) استناداً لقياسات ودراسات نظرية

أما كمية الطمي التي تمر عبر كل متر من عرض المجرى المائي وبكل ثانيـة فتحسب من العلاقة التالية :

$$m_s = \int_{y=a}^{y=h} C_{s(y)} \cdot V_{(y)} \cdot dy \quad Kg/(m.s) \qquad (٨ - ١٠)$$

يجب أن نشير هنا إلى أن توزع الطمي المعلق حسب الارتفاع هو فقط لأحد الأقطار ولا يشمل أقطار الحبيبات كافة .

لادراك التوزع الحقيقي للطمي العالق نحسب كمية الطمي لمختلف الأقطار ثم نقوم بتجميع النتائج فنحصل على المطلوب . أو نقسم منحني التحليل الحبي إلى عدة مجالات ونحسب الطمي المعلق ضمن كل مجال ومن ثم نقوم بتجميع النتائج من المجالات كافة .

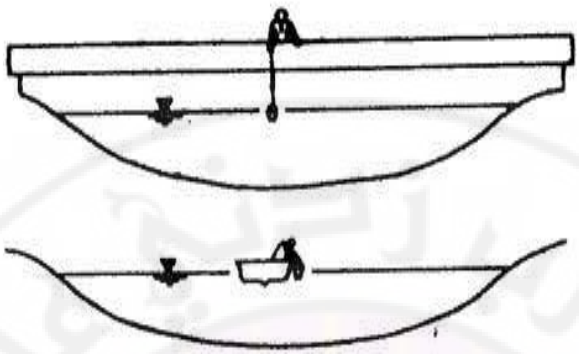
١ـ٢ـ قياس الطمي المعلق :

هدف القياس هو تحديد كتلة الطمي المعلق في حجم معين من الماء وتقدر بـ (g/m^3) . يتم قياس الطمي المعلق بعدة طرائق نذكر منها :

١ـ٢ـ١ـ قياس الطمي المعلق في نقطة واحدة من المجرى المائي :

بهذه الطريقة تؤخذ عينة من مياه النهر في وسط المقطع المائي قدر الامكان . تؤخذ العينة بوساطة وعاء أو زجاجة أو مضخة ... إلخ . ويتم الوصول إلى مكان أخذ العينة بوساطة قارب صغير أو بناء جسر فوق مقطع النهر .

بعد أخذ العينة يتم ترشيحها وتحديد كتلةالطمي المعلق المحجوز في المرشحات. إذا كان الترشيح سيتم إلى جانب محطة القياس فنأخذ كمية من المياه للترشيح تعادل (٥ ليترات حتى ١٥ ليتراً) ، أما إذا كان الترشيح سيتم في المخبر فنكتفي بكمية تعادل (١ ليتراً حتى ٢ ليتراً) .



الشكل (١٠ ــ ٢) يبين اخذ العينات بوساطة قارب او بوساطة الجسر

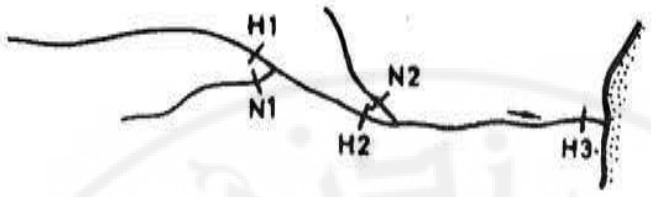
إن مكان قياس الطمي في النهر يجب أن يكون ضمن قطعة مستقيمة من النهر ويجب أن يكون مقطع النهر الذي تؤخذ منه العينة منتظماً وسرعة الجريان موزعة بانتظام كما يجب أن يكون تصريف المياه في هذا المقطع معروفاً .

أما توزع محطات قياس الطمي المعلق (مقطع القياس) فنختارها عند مصبات الفروع الرئيسة (N_1 , N_2) .

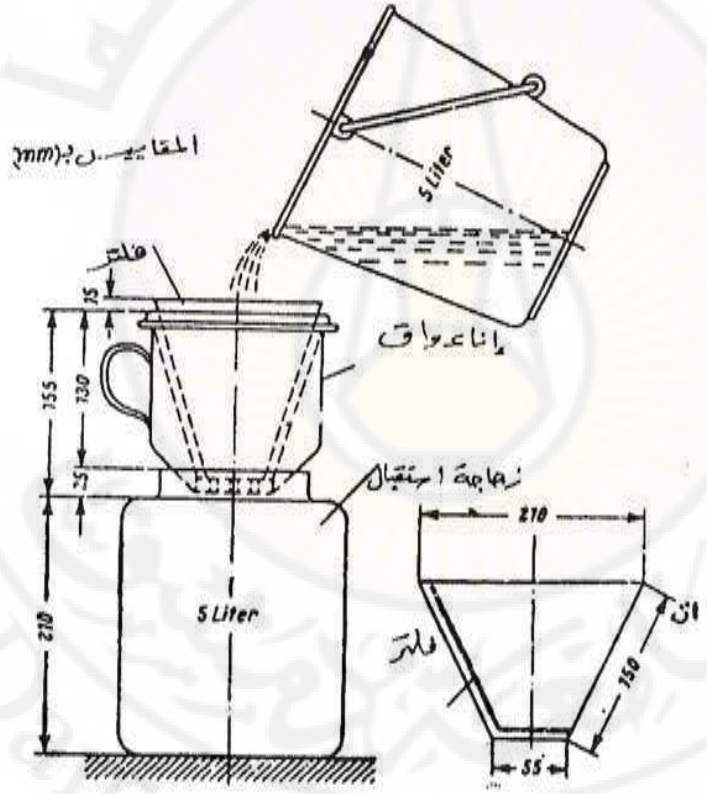
ويجب أن تتواجد محطات قياس على النهر الرئيس عند نقاط الثلث من طول النهر (H_1 , H_2) انظر الشكل (١٠ــ٣) وعند مصب النهر الرئيس (H_3) .

أما عدد مرات القياس فيفضل أن يتم يومياً قدر الإمكان أو على الأقل مرتين إلى خمس مرات أسبوعياً . إن عدد مرات القياس يتعلق بذبذبة محتوى المياه من الطمي المعلق وبخبرة الأشخاص الذين يقومون بالقياس .

يتم أخذ العينات والترشيح باستخدام الأدوات الموضحة بالشكل (١٠ــ٤).



الشكل (١٠ ــ ٣) توزع محطات قياس الطمي المعلق على النهر وروافده



الشكل (١٠ ــ ٤) أدوات اخذ العينات وترشيحها لتحديد الطمي المعلق

تحدد كمية الطمي المعلق عن طريق سكب العينة المأخوذة من مياه النهر في فلتر ورقي، بعد ذلك يتم تجفيف المحجوز على هذا الفلتر وإجراء تحليل لذرات المحجوز، تقدر كتلة الطمي المعلق في العينة بوحدة (g/m^3) • لابد في البداية من تحديد وزن المرشح الورقي •

إن قيمة القياس في نقطة واحدة والمأخوذة يومياً تعدها ممثلة لقيمة القياس الوسطية اليومية • أما كتلة الطمي المارة عبر مقطع ما فتحسب كجداء محتوى العينة من الطمي بـ (g/m^3) مضروباً بالتصريف المائي المار •

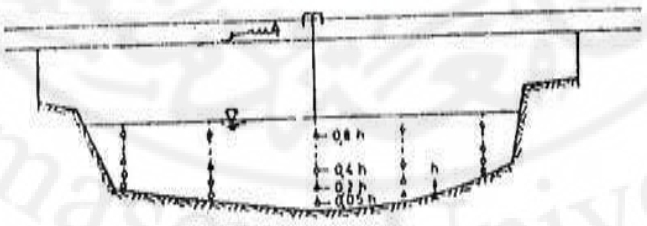
١ـ٢ـ٢ـ قياس الطمي المعلق في عدة نقاط من المقطع المائي :

كما تم إيضاحه عند قياس التصريف المائي عبر مقطع من نهر يتم هنا قياس الطمي المعلق وفي عدة شواقيل من المقطع المائي بحيث نأخذ عند كل شاقول عدة عينات عند عدة أعماق انظر الشكل (١٠ـ٥) • تؤخذ المسافة بين الشواقيل حسب عرض المجرى المائي وهذه المسافة يمكن أن تصل إلى (٣٠ متر) أما عدد العينات عند كل شاقول فيتعلق بعمق المياه عند هذا الشاقول •

للأنهار الكبيرة تؤخذ عينات عند الأعماق التالية :

0,05 h ، 0,2 h ، 0,4 h ، 0,8 h

حيث (h) هي عمق الميـاه •



الشكل (١٠ ـ ٥) توزع نقاط قياس الطمي المعلق عند عدة شواقيل في المقطع المائي

إن قياس الطمي المعلق في عدة نقاط يظهر توزع الطمي مع العمق . كذلك يمكن أن يبين فيما إذا كان القياس للطمي المعلق في نقطة واحدة من المجرى المائي يفي بالغرض أم يجب أن تصحح النتائج بضربها بعامل تصحيح .

إن تقويم قياس الطمي المعلق في عدة نقاط من المجرى يمكن أن يتم حسابياً أو بيانياً . فحسب الطريقة البيانية يتم التقويم حسب المراحل التالية :

١ ــ لكل شاقول وعند كل نقطة قياس نقوم بحساب جداء كمية الطمي المعلق C_s بـ (g/m^3) مع سرعة الجريان (V) بـ (m/s) فنحصل على قيمة بوحدة (g/m^2s) ، فنحصل على المخطط المهشر على الشكل (١٠ــ٥ آ) .

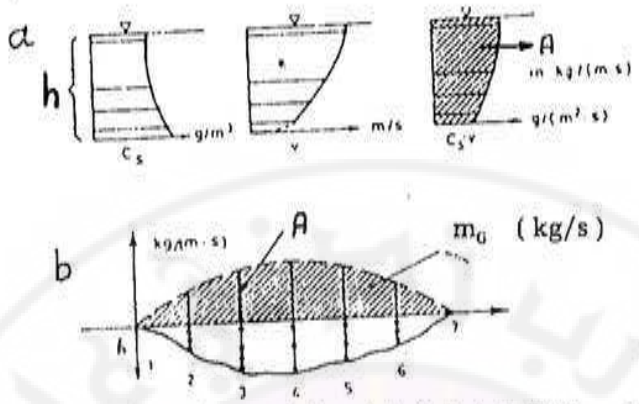
٢ ــ نوقع القيم المحسوبة بالمرحلة الأولى بيانياً عند كل عمق ولكل شاقول على حدة ، ثم نصل بين نهايات هذه القيم بشكل انسيابي .

إن هذا المخطط هو مخطط الجداء (C_s . V) وهو ناتج عن جداء المخططين السابقين مخطط تغير (C_s) مع العمق وكذلك مخطط تغير (V) مع العمق أيضاً والموضح على الشكل (١٠ــ٦ آ) والذي نرمز لمساحته بـ (A) .

٣ ــ بعد حساب مساحة المخطط المهشر (A) عند كل شاقول نوقع القيمة عند مستوى سطح الماء وفوق كل شاقول . وهكذا لجميع الشواقيل التي تم عندها قياس الطمي المعلق فنحصل بذلك على مخطط مغلق ــ انظر الشكل (١٠ــ٦ ب) ــ .

٤ ــ نحسب مساحة المخطط المغلق الذي تم الحصول عليه في المرحلة الثالثة الشكل (١٠ــ٦ ب) فنحصل بذلك على كتلة الطمي المعلق (m_0) بوحدة (Kg/s) أي تصريف الطمي عبر المقطع .

٥ ــ أن كتلة الطمي المعلق خلال يوم عبر مقطع مائي تساوي كتلة الطمي المعلق المحسوبة بالمرحلة الرابعة بالثانية مضروبة بعدد الثواني في اليوم .



الشكل (١٠ – ٦) تحديد كتلة الطمي المعلق عندما يتم القياس في عدة نقاط

٢ – الرسوبيات المجروفة (حمل القاع) :

إن كمية الطمي المعلق المارة عبر مقطع مائي هي أكبر بكثير من كمية الرسوبيات المجروفة حيث أن الطمي المعلق يتواجد في كامل المقطع المائي ، حتى المياه الصافية تحتوي على نسبة قليلة من الطمي المعلق . إضافة إلى أن توزع كمية الطمي المعلق في المقطع المائي تختلف من نقطة لأخرى وأيضاً من مقطع لآخر . أما الرسوبيات المجروفة فتلاحظ غالباً على القاع .

إن كل جريان مائي يؤثر في قاع المجرى وجوانبه بإجهادات مماسية تتعلق قيمة هذه الإجهادات بارتفاع المياه في المجرى وكذلك ميل المجرى وكثافة المياه .

إذا تجاوزت الإجهادات المماسية التي يسببها الجريان في قاع المجرى المائي وجوانبه الإجهادات المماسية المسموحة للحبيبات الموجودة في قاع المجرى وجوانبه تبدأ هذه الحبيبات بالحركة وهذا ما يسمى بدء حركة الرسوبيات .

أما حركة الرسوبيات مع التيار المائي فيسمى انتقال الرسوبيات • لكل جريان قدرة محددة على حمل الرسوبيات فإذا تجاوزت كمية الرسوبيات قدرة التيار المائي على حملها فإنه يبقى جزء منها على القاع •

لتحديد قيمة الإجهادات المماسية الوسطية (τ_0) المؤثرة في جوانب مجرى مائي وقاعه ، ندرس توازن الحبس ذي الطول (dx) الموضح على الشكل (١٠ــ٧) •

وزن المياه ضمن الحبس هو :

$$dF_G = \rho_w \cdot A \cdot dx$$

القوة المماسية المؤثرة في جوانب المجرى وقاعه والناتجة عن وزن المياه تبلغ :

$$T = dF_G \cdot \text{Sin}\ \alpha = \tau_0 \cdot Iu \cdot dx$$

إذا اعتبرنا $\sin \alpha = \tan \alpha = I$ يمكن أن نكتب المعادلة أعلاه كما يلي :

$$\tau_0 \cdot Iu \cdot dx = \rho_w \cdot A \cdot dx \cdot I$$

$$\tau_0 = \rho_w \cdot r \cdot I \qquad (١٠ - ٩)$$

حيث :

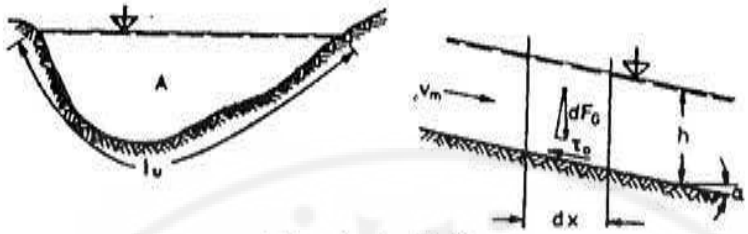
I ــ ميل قاع القناة •

$r = A/Iu$ ــ نصف القطر الهيدروليكي •

ρ_w ــ الوزن الحجمي للمياه •

Iu ــ المحيط المبلل •

τ_0 ــ الإجهادات المماسية الوسطية •



الشكل (١٠ ــ ٧)

أما للسجاري المائية العريضة حيث (r ≅ h) فتأخذ المعادلة الشكل التالي :

$$\tau_0 = \rho_w \cdot h \cdot I \qquad (١٠ - ١٠)$$

حيث :

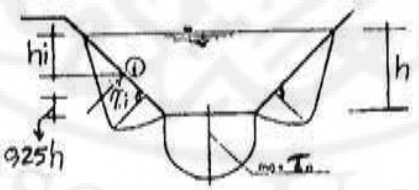
h ــ ارتفاع الماء في المجرى .

τ_0 ــ الإجهادات المماسية عند القاع .

نفترض أن المجرى المائي عريض عندما تكون نسبة عرض المقطع المائي عند العمق (h) إلى العمق (h) أكبر من(٣٠). تقاس (h) اعتباراً من القاع.

إن قيمة الإجهادات المماسية في النقطة (i) من الجوانب المائلة فتحسب بالمعادلة (١٠ــ١١) انظر الشكل (١٠ــ٨) .

$$\tau_i = \rho_w \cdot hi \cdot I \qquad (١٠ - ١١)$$



الشكل (١٠ ــ ٨) توزع الاجهادات المماسية على جوانب مجرى مائي

أما الإجهادات المماسية عند قاع المجرى عند وضع خشونة القاع في الحسبان ووجود عدم انتظام في القاع فتحسب من العلاقة (١٠ــ١٢) :

$$\tau_0 = \rho_w \cdot g \cdot \left(\frac{K_{st}}{K_r}\right)^{3/2} \cdot h \cdot I \qquad (١٠ - ١٢)$$

وهذه العلاقة تصلح للمجاري العريضة .

حيث :

K_{st}/K_r ــ نسبة خشونة قاع المجرى إلى خشونة الرسوبيات

$0,5 < (K_{st}/K_r) < 1$.

عندما يكون القاع مستوياً فإن ($K_{st} = K_r$) وعندها يكون :

$$\frac{K_{st}}{K_r} = 1$$

دوماً عندما نفرض أن القاع مستوٍ تكون نتائج الحساب إلى جانب الأمان . عندما توجد خشونة لقاع المجرى أو عدم انتظام فإن قيمة (K_{st}) تنخفض حتى إلى قيمة ($0,5\ K_r$) .

يجب ألا نخلط بين الإجهادات المماسية التي تسببها الكتلة المائية مع الإجهادات المماسية المسموحة .

عندما تتجاوز الإجهادات المماسية المؤثرة في مادة قاع المجرى المائي وجدرانه الإجهادات المماسية المسموحة للمادة التي تتألف منها قاع المجرى المائي وجدرانه يحصل عندها حركة للرسوبيات .

الإجهادات المماسية المسموحة (أحياناً تسمى الإجهادات الحدية) لمواد قاع المجرى غير المترابطة تحسب بالعلاقة (١٠ــ١٣) :

$$\tau_{oz} = 0{,}04\ g\ (\rho_l - \rho_w)\ dm \qquad N/m^2 \qquad (١٠ - ١٣)$$

حيث :

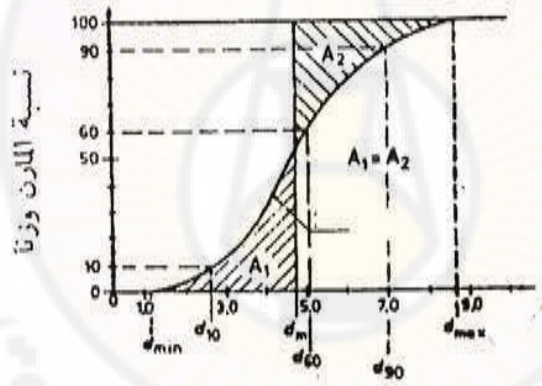
τ_{oz} — الإجهادات المماسية المسموحة (N/m^2) .

ρ_l — كثافة المادة التي تتألف منها قاع المجرى (Kg/m^3).

ρ_w — كثافة الماء (Kg/m^3).

dm — القطر الوسطي ويحدد استناداً للشكل(١٠ــ٩) . نحدد (dm) بحيث يكون ($A_1 = A_2$) .

تعطي المعادلة (١٠ــ١٣) قيماً منخفضة للأقطار الصغيرة أقل من (20 mm) .



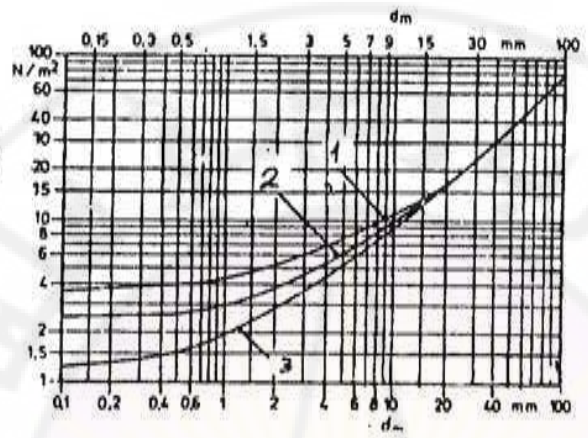
الشكل (١٠ ــ ٩) تحديد (dm) تخطيطياً
استناداً الى منحني التحليل الحبي لمواد القــاع

بالنسبة للمجاري المائية والتي قاعها يتألف من حبيبات ناعمة غير مترابطة فإن قيم الإجهادات المماسية المسموحة يمكن أخذها من الشكل (١٠ــ١٠) وذلك للمنحنيات (١ و ٢ و ٣) كما يلي :

المنحني ــ ١ ــ المجاري التي تنقل كمية كبيرة من الطمي المعلق .

المنحني ــ ٢ ــ المجاري التي تنقل كمية قليلة من الطمي المعلق •

المنحني ــ ٣ ــ المجاري التي لا تنقل طمياً معلقاً •



الشكل (١٠ ــ ١٠) الاجهادات المماسية المسموحة لقاع مجرى مائي مؤلف من مواد غير مترابطة وناعمة حسب القطر الوسطي (dm) .

أما بالنسبة لقاع المجرى المؤلف من مواد مترابطة فيمكن أن تؤخذ قيمة الإجهادات المسموحة من الشكل (١٠ــ١١) حسب عامل المسامية (e) ولأنواع الترب (١ و ٢ و ٣ و ٤) حيث :

$$e = \frac{n}{1 - n} \qquad (١٠ - ١٤)$$

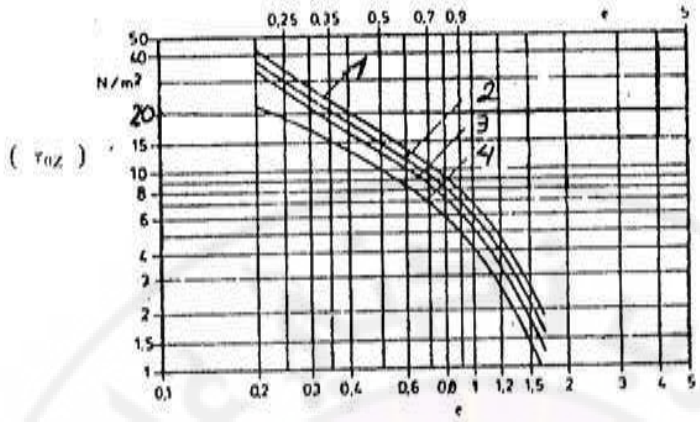
n ــ حجم المسامات لمادة قاع المجرى •

المنحني ــ ١ ــ غضار رملي (نسبة الرمل أقل من ٥٠٪) •

المنحني ــ ٢ ــ ترب غضارية ثقيلة •

المنحني ــ ٣ ــ غضــار •

المنحني ــ ٤ ــ ترب غضارية موحلة •



(τ_{0Z})

الشكل (١٠ ــ ١١) الاجهادات المماسية المسموحة لمادة القاع المترابطة حسب (e)

١٠-٢ــ انتقال الرسوبيات :

إن انتقال الرسوبيات عبر مجرى مائي يؤدي غالباً إلى حت أو ترسيب في المجرى المائي .

لتقليل عمليات الحت من مجرى مائي بين نقطتين يمكن إطالة المجرى المائي أو تخفيض ميله من خلال بناء تدرجات فيه أو بناء جدران في طريق التيار المائي . كما يمكن أيضاً معالجة ظاهرة الحت بزيادة مقاومة قاع المجرى من خلال إكساء هذا المجرى بمواد ذات مقاومة عالية .

عندما يتم إكساء المجرى المائي بالرصف الحجري لمنع الحت فحسب القطر الوسطي لمواد الرصف من العلاقة التالية :

$$d_m = \frac{\rho_w \left(\frac{K_{st}}{K_r} \right)^{3/2} . h . I}{0{,}047 \left(\rho_F - \rho_w \right)} \quad (m) \qquad (١٠ - ١٥)$$

مع $\min . d = 0{,}6\ d_m$, $\max . d = 1{,}6\ d_m$

أما سماكة الرصف فتبلغ بين (2 dm) حتـى (3 dm) .

عندما تتجاوز قيمة الإجهادات المؤثرة قيمة الإجهادات المسموحة ولم يجر أي احتياطات لتثبيت قاع المجرى وجوانبه فإنه تحصل عملية انتقال للرسوبيات .

إن انتقال الرسوبيات عبر مقطع مائي في وحدة الزمن تحسب من العلاقة التالية:

$$m_G = 0{,}0258\ (\tau_0 - \tau_{0Z})^{3/2} \cdot b_{s0} \quad (Kg/s) \qquad (١٠ - ١٦)$$

حيث :

τ_0 — الإجهادات الماسية المؤثرة بـ (N/m^2) .

τ_{0Z} — الإجهادات الماسية المسموحة بـ (N/m^2) .

b_{s0} — عرض قاع المجرى بـ (m) .

أما كمية الرسوبيات باليوم أو السنة فتحسب استناداً للمعادلة (١٠ــ١٦) .

ـ تطبيـق :

لدينـا مجرى مائي ميـله ($I = 0{,}00417$ m/m) وارتفاع المـاء فيـه ($h = 1{,}27$ m) بحيث ($(Kst/Kr) = 0{,}5$, $d_m = 1$ mm) والمطلوب :

ـ هل يحتاج المجرى المائي إلى تثبيت ؟

ـ حدد أبعاد مواد الرصف إذا لزم ؟

ـ الحـل :

ـ نحسب الإجهادات المؤثرة في القاع :

$$\tau_0 = 10 \cdot (0{,}5)^{3/2} \cdot 1{,}27 \cdot 0{,}00417 = 0{,}019 \quad KN/m^2$$

$$\approx 19 \quad N/m^2$$

من الشكل (١٠ــ١٠) نجد أن الإجهادات المسموحة (τ_{0z}) من أجل مادة القاع المؤلفة من مواد ناعمة غير مترابطة .

$$\tau_{0z} = 3 \text{ N/m}^2 < \tau_0 = 19 \text{ N/m}^2$$

حيث أخذت (τ_{0z}) من أجل انتقال قليل للطمي العالق .

بهذا نجد أن المجرى يحتاج إلى تثبيت .

بفرض تواجد مواد كثافتها $\rho_1 = 2600 \text{ KN/m}^3$ نجد قيمة القطر الوسطي للرصف الذي يمكن استخدامه :

$$d_m = \frac{1000 \cdot I^{3/2} \cdot 1{,}27 \cdot 0{,}00417}{0{,}047 \, (2600 - 1000)} = 0{,}07 \text{ m} = 7 \text{ cm}$$

هنا افترضنا أن $(K_{st}/K_r) = 1$ (حالة رصف مستوٍ) .

أما قطر مادة الرصف المستخدمة فتحدد كما يلي :

ــ القطر الأدنى يبلغ :

$$\min . d = 0{,}6 . 7 = 4{,}2 \text{ cm}$$

ــ القطر الأكبر يبلغ :

$$\max . d = 1{,}6 . 7 = 11{,}2 \text{ cm}$$

أما سماكة طبقة الرصف فتبلغ $2 \times 7 = 14$ cm حتى $3 \times 7 = 21$ cm

يتم الرصف لقاع المجرى المائي وجوانبه الموافقة للتصريف الوسطي .

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الحادي عشر

الخزانات ـ تنظيم الجريان في الأنهار

مقدمـة :

إن تغيرات تصاريف الأنهار لا تتفق في أغلب الأحيان مع تغيرات الحاجة إلى المياه ففي فترة الجفاف مثلاً لاتكفي التصاريف الواردة لتلبية الاحتياجات المتعددة (ريـاً ـ شرباً ـ مياهـاً صناعية ـ كهرباء ... إلخ) وفي فترة الفيضان تكون التصاريف الواردة أكبر من الاحتياجات . فمن خلال حجز المياه في فترة الفيضان في خزانات المياه ليتم استجرارها واستخدامها في فترة الجفاف فيحصل في هذه الحالة تأمين المياه حسب الحاجة وتفادي حدوث أضرار اقتصادية بسبب الفيضانات التي قد تحدث أو بسبب شح المياه في فترة الجفاف .

يعد تخزين المياه في خزانات مخصصة (بحيرات السدود مثلاً) أسلوباً ناجحاً وقد استخدم منذ القديم من أجل معادلة التصاريف المتغيرة للنهر مع الاحتياجات أي ليكون هناك تناسب بين تغيرات التصاريف بالنهر مع الحاجة بحيث لا تحصل فترات عجز في توريد المياه إلى المستهلكين ولا تصاريف عالية تؤدي إلى أضرار بالغة.

لقد تم إنشاء أكثر من (١٠٠٠٠) سد كبير على وجه الكرة الأرضية بحجم تخزين يزيد على (5000 Km^3) ، علماً أن هذه المنشآت ذات كلفة عالية جداً لذلك لابد من تشغيل هذه الخزانات وبنائهـا بكلفة دنيـا انطلاقاً من الظروف الهيدرولوجية والمتطلبات من الخزانات . سنناقش في هذا الفصل أهم الطرائق العملية في اقتصاد التخزين .

١ ـ هـدف إنشاء الخزانـات :

سابقاً تم بناء الخزانات من أجل هدف واحد (خزانات أحادية الهدف) أما في الوقت الحاضر فعلى الخزانات تلبية وظائف عديدة (خزانات متعددة الأهداف). لذلك يتم بشكل عام بناء الخزانات للأهداف التالية :

ـ تأمين مياه الشرب والمياه الصناعية .

ـ تأمين مياه الري .

ـ الحماية من أخطار الفيضانات .

ـ توليد الطاقة الكهربائية .

ـ رفع منسوب مياه الأنهار .

ـ تأمين مناطق الاستجمام وتربية الأسماك .

على الخزانات تلبية هذه المتطلبات حسب تسلسل زمني محدد يتفق مع الحاجات المختلفة .

٢ ـ انـواع الخزانـات :

يمكن تمييز الأنواع التالية للخزانات :

آ ـ حسب نوع التخزين .

١ ـ خزانات سطحية (سدوداً ـ خزانات إرجاع وحجز ...) .

٢ ـ خزانات تحت أرضية (طبقات تخزين جوفيـة ـ آبار صرف جوفية) .

ب ـ حسب زمن معادلة التصاريف :

١ ـ يمكن التمييز هنا بين خزانات لمعادلة التصاريف لفترة يوم واحد فتسمى خزانات يومية أو لفصل فتسمى خزانات فصلية أو لسنة

فتسمى خزانات سنوية أو لأكثر من سنة فتسمى خزانات معادلة التصاريف لفترة طويلة .

جـ ـ حسب شكل الاستجرار من الخزان :

١ ـ خزانات باستجرار مباشر للمياه حيث يتم هنا سحب مياه الشرب أو الري أو المياه الصناعية بشكل مباشر من خلال نواقل مائية ـ أنابيب ـ أنفاق ـ أقنية مكشوفة ... إلخ .

٢ ـ خزانات باستجرار غير مباشر حيث تصرف المياه إلى النهر وبعد ذلك يحصل المستفيدون على كمية المياه التي يحتاجونها حيث يكون مأخذ المياه خارج الخزان .

٢ ـ حسب التأثير المتبادل للخزانات :

ـ خزانات مستقلة : يتم تحديد حجم هذه الخزانات بغض النظر عن الخزانات الأخرى .

ـ خزانات مرتبطة : يتم تحديد حجم هذه الخزانات بالعلاقة مع الخزانات الأخرى . وهنا نميز الحالات التالية :

ـ استجرار المياه من الخزان مشروط من خلال تنسيق مشترك مع الخزانات التي تقع خلفه على مجرى النهر .

ـ استجرار المياه من الخزان يتأثر بالمياه التي تعطيها الخزانات الأخرى الموجودة على روافد النهر .

٣ ـ المعلومات المطلوبة لحساب الخزانات :

تقسم المعلومات المطلوبة إلى القسمين التاليين :

١ ـ المعلومات العامة عن الحوض الصباب :

يجب أن نحدد مواصفات الحوض الصباب الفيزيائية والجغرافية والمناخية . يتميز الحوض الصباب والشبكة النهرية بالعوامل التالية :

- المساحة الكلية للحوض الصباب .
- المساحات الجزئية المشكلة للحوض الصباب .
- أطوال الروافد وطول النهر الرئيسي .
- ميول الروافد وميل النهر الرئيسي .
- الميل الوسطي للحوض الصباب .

كما يجب توافر المعلومات التالية عن الهطول والمناخ :

- الهطول الوسطي الشهري على الحوض الصباب لعدة سنوات وذلك عن طريق قياس الهطول التجسيمي خلال شهر للمحطات الموجودة داخل الحوض .
- نسبة الثلوج الوسطية بالنسبة للهطول العام على الحوض الصباب .
- علاقة الهطول ـ التكرار ـ الديمومة للأمطار الغزيرة .
- ارتفاع الهطول الأعظمي .
- التبخر الشهري الوسطي من بحيرة التخزين والتبخر الأعظمي الممكن .
- درجات الحرارة اليومية الوسطية والشهرية الوسطية .
- سرعة الرياح العظمى مع الوضع في الحسبان اتجاه الرياح لتحديد ارتفاع الأمواج في بحيرة التخزين .

كما يجب أن تتوافر معلومات عن المصادر المائية الطبيعية لعدة سنوات وأيضاً دراسات عن الطمي والحت لتحديد حجم الرسوبيات في الخزان .

٢ ــ مواصفات منطقة بحيرة التخزين :

يجب في منطقة حجز المياه (منطقة الخزان أو السد) وباستخدام خارطة طبوغرافية تحديد ما يلي :

١ ــ علاقة سطح بحيرة التخزين (A) مع ارتفاع الماء في بحيرة التخزين (H) وهذا ما يسمى المنحني المميز لسطح بحيرة التخزين أي :

$$A = f(H) \qquad (١١ - ١)$$

يتم الحصول على المنحني المميز لسطح بحيرة التخزين عن طريق حساب سطح بحيرة التخزين $A_1 , A_2 , A_3 , \ldots$ الموافقة للارتفاعات $H_1 , H_2 , H_3 , \ldots$ وذلك باستخدام خارطة طبوغرافية بمقياس (1/5000) حتى (1/25000) موضح عليها خطوط الكونتور .

٢ ــ علاقة حجم بحيرة التخزين (S) مع ارتفاع الماء في بحيرة التخزين :

تسمى هذه العلاقة المنحني المميز لحجم بحيرة التخزين .

نحصل على هذه العلاقة بكاملة المنحني المميز لسطح بحيرة التخزين أي :

$$Si = \int_0^{Hi} f(H) \cdot dH \qquad (١١ - ٢)$$

نحصل عملياً على قيمة (Si) بحساب وسطي سطح بحيرة التخزين عند مستويين مختلفين مضروباً بفرق الارتفاع بين هذين المستويين .

فلو فرضنا أن (A_b , A_a) هما سطح بحيرة التخزين عند الارتفاعين (H_b , H_a) على التوالي وأن الفرق بين (H_b , H_a) هو ($\Delta H = H_b - H_a$) بهذا يكون حجم التخزين بين هذين الارتفاعين هو :

$$Sa,b = \frac{Aa + Ab}{2} \cdot \Delta H \qquad (٣ - ١١)$$

أو حسب قاعدة سمبسون :

$$Sa,b = \frac{1}{6} (Aa + Ab + 4\,Am) \cdot \Delta H$$

Am — سطح بحيرة التخزين الوسطي ، أي

$$Am = \frac{Aa + Ab}{2}$$

إن المنحنيات المميزة هي توابع زمنية بسبب الترسيب في بحيرة التخزين الذي يسبب نقصاناً مع الزمن لحجم بحيرة التخزين •

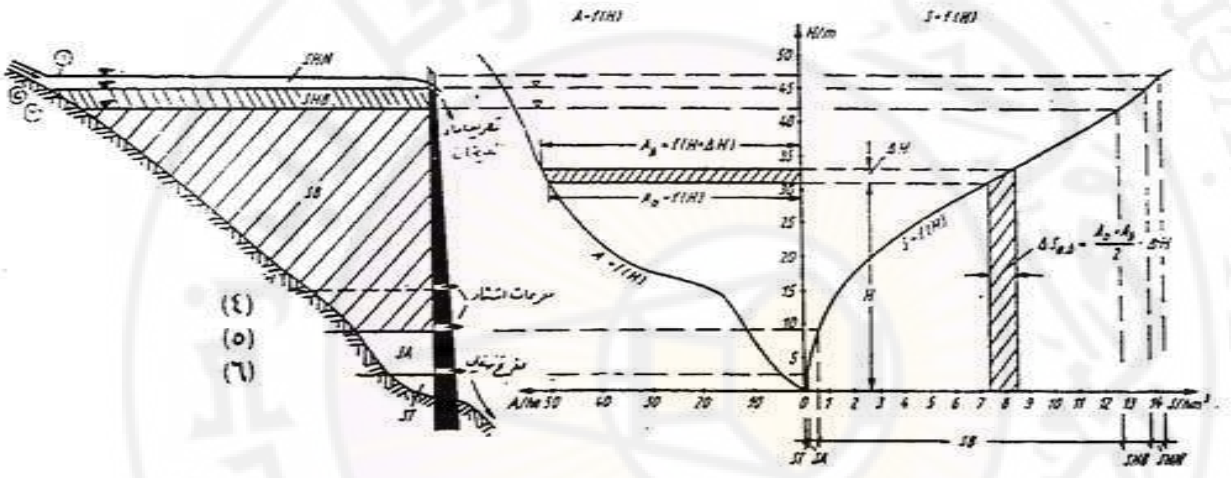
الشكل (١١—١) يظهر المنحنيات المميزة لبحيرة التخزين •

٤ ـ اجـزاء الخزانـات :

حسب الشكل (١١—١) نميز أجزاء الخزانات التالية :

آ ـ حجم التخزين الميت (ST) :

هو الحجم من بحيرة التخزين تحت منسوب المفرغ السفلي وهـذا الجزء لا يفرغ إلا بوسائط خاصة وهو مخصص لاستيعاب الرسوبيات في بحيرة التخزين والحفاظ على حياة الأسماك • هذا الحجم يمكن أن يكون كبيراً إذا كان الخزان مشاداً على نهر يتميز بقدرة عالية على نقل الرسوبيات • يحدد الحجم الميت بقياس كمية الطمي المتجمعة في خزان مجاور أو في منطقة مشابهة خلال فترة محددة ومن ثم تقدير حجم الطمي الذي يمكن أن يتجمع خلال عمر الخزان •



الشكل (١١ ــ ١) المنحنيات المميزة لبحيرة التخزين ــ اجزاء بحيرة التخزين

(١) منسوب التخزين الاعظمي على الاطلاق .

(٢) منسوب التخزين الاعظمي .

(٣) منسوب التخزين العادي .

(٤) منسوب انخفاض التخزين العادي .

(٥) منسوب انخفاض التخزين الاستثنائي .

(٦) منسوب انخفاض التخزين الادنى .

ب ــ حجم التخزين الاستثنائي (SA) :

يستخدم هذا الجزء من بحيرة التخزين في الحالات الاستثنائية وهو محصور بين منسوب الانخفاض الاستثنائي ومنسوب الانخفاض الأدنى .

جـ ــ حجم التخزين الاستثماري (SB) :

هو جزء من حجم بحيرة التخزين الذي يتم استخدامه وهو محدد بين منسوب التخزين العادي ومنسوب انخفاض التخزين العادي أو الاستثنائي . يمكن حسب تصميم منشأة الحجز وحسب طريقة أخذ المياه أن ينطبق منسوب انخفاض التخزين العادي مع الاستثنائي .

د ــ حجم الحماية من مياه الفيضان SH = SHB + SHN :

هو جزء من بحيرة التخزين مخصص لاستيعاب الأمواج الفيضانية أو جزء منها بحيث يصرف الجزء الآخر عن طريق مفرغات خاصة لمياه الفيضان كوجود مفرغ بئري أو قناة تجميعية أو هدار ... إلخ .

عند دخول الموجة الفيضانية إلى بحيرة السد يحجز جزء منها ويصرف الباقي بذلك تخرج الموجة الفيضانية من بحيرة السد بحيث تكون قيمة التصريف الأعظمي الخارجة أقل من القادمة إلى البحيرة . إن انخفاض قيم تصاريف موجة الفيضان عند مرورها خلال بحيرة السد يتعلق بسطح بحيرة التخزين وأبعاد منشأة تفريغ مياه الفيضان .

نختار الحجم المخصص للحماية من الفيضان وأبعاد منشأة تفريغ مياه الفيضان بحيث أنه بعد خروج الموجة الفيضانية من بحيرة السد إلى سرير النهر بعد السد لا ينجم عنها ارتفاعات مائية في النهر تسبب أضراراً في المناطق التي يمر بها النهر . يقسم حجم الحماية من الفيضان للقسمين (SHB) و (SHN) يقع الجزء (SHB) بين منسوب التخزين الأعظمي ومنسوب التخزين العادي وهذا الجزء

قابل للسيطرة . أما الجزء (SHN) فهو محصور بين منسوب التخزين الأعظمي ومنسوب التخزين الأعظمي على الاطلاق . وهو قابل للسيطرة .

يحدد منسوب التخزين الأعظمي على الاطلاق استناداً إلى شكل الموجة الفيضانية التصميمية ذات فترة التكرار (T) أما منسوب التخزين الأعظمي فهو منسوب قمة منشأة التفريغ (قمة هدار مثلاً) .

إن حجم الاستثمار يمكن أن يشمل الأجزاء التالية : (SA , SB , SHB) أي :

$$SN = SA + SB + SHB$$

٥ ـ المعادلة الأساسية للتخزين :

تأخذ المعادلة الأساسية للتخزين الشكل التالي :

$$Z - A = \Delta S \qquad (m^3) \qquad (١١ - ٤)$$

Z ـ كمية التصريف الوارد بـ (m^3) .

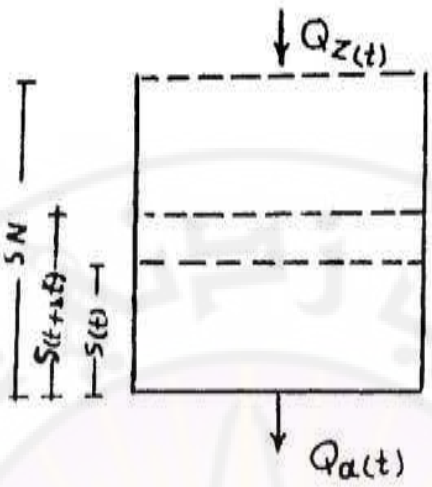
A ـ كمية الاستجرار وهي كمية المياه المأخوذة من الخزان لتلبية مختلف الاحتياجات بـ (m^3) .

ΔS ـ تغير محتوى الخزان لفترة زمنية (Δt) تقدر بـ (m^3) .

لأجل فترة زمنية (i) تكتب المعادلة (١١ـ٤) كما يلي :

$$Z_i - A_i = S_i - S_{i-1}$$

تأخذ المعادلة الأساسية للتخزين الشكل التالي عندما يوضع في الحسبان



الشكل (١١ ــ ٢) يبين المعادلة الاساسية للتخزين

الهطول إلى بحيرة التخزين كذلك التبخر من بحيرة التخزين وذلك بإهمال التسرب من بحيرة التخزين :

$$Q_{z(t)} - Q_{a(t)} + P_{(t)} - E_{(t)} = \frac{ds(t)}{dt} \qquad (١١ - ٥)$$

حيث :

$Q_{z(t)}$ ــ التصريف الوارد إلى الخزان باللحظة (t) ويقدر بـ (m^3/s) .

$Q_{a(t)}$ ــ تصريف الاستجرار باللحظة (t) ويقدر بـ (m^3/s) .

$P_{(t)}$ ــ الهطول على سطح بحيرة التخزين باللحظة (t) ويقدر بـ (m^3/s) .

$E_{(t)}$ ــ التبخر من سطح بحيرة التخزين وهو مرتبط بعدة قيم مناخية .. إن الحدود أعلاه هي جميعها قيم ذات طبيعة احتمالية .

$ds(t)/dt$ — تغير محتوى الخزان .

إن محتوى الخزان هو تابع للارتفاع (H) وللزمن (t) بذلك يكتب محتوى الخزان غالباً بالشكل التالي :

$$S = a \cdot H^m \qquad (11 - 6)$$

حيث :

H — ارتفاع المياه في الخزان .

$m = f(t)$ و $a = \varphi(t)$ وهما توابع للزمن لهما طبيعة احتمالية .

بذلك نجد أن المعادلة (١١ــ٥) هي معادلة تفاضلية بمتحولات احتمالية . عندما نعوض بالمعادلة (١١ــ٥) قيمة (S) من المعادلة (١١ــ٦) نحصل على معادلة تفاضلية جزئية .

في الحسابات العملية يُهمل الترسيب في بحيرة التخزين وكذلك الهطول والتبخر ، بذلك تأخذ المعادلة (١١ــ٥) الشكل التالي :

$$Q_{z(t)} - Q_{a(t)} = \frac{ds}{dt} \qquad (11 - 7)$$

عندما تكون نسبة مساحة بحيرة التخزين بالنسبة لمساحة الحوض الصباب كبيرة عندها نضع في الحسبان التبخر من سطح البحيرة والهطول على سطح البحيرة.

لابد في البلاد الحارة أن نضع التبخر في الحسبان كونه يبلغ قيماً كبيرة فمثلاً يبلغ التبخر السنوي الوسطي في خزان مائي في السودان نحو (3 m) ارتفاعاً مائياً من سطح بحيرة التخزين .

لابد لحل معادلة التخزين الأساسية من معرفة تصريف الاستجرار كتابع لحجم بحيرة التخزين والتصريف الوارد $Q_{a(t)} = f (S , Q_z)$.

يمكن بسبب محدودية حجم الخزان (SN) تحديد محتوى الخزان من الماء (S) في نهاية كل فترة زمنية باستخدام المعادلة التالية :

$$S_i = \max [\min . (S_{i-1} + Z_i - A_i , SN) , 0]$$

٦ ــ تنظيم الاستجرار من الخزان :

يمكن أن نميز الشكلين الرئيسين التاليين لتنظيم الاستجرار من الخزان :

١ ــ تنظيم جريان يضمن استجرار مياه بهدف تلبية الاحتياجات المختلفة وهذا الاستجرار قد يكون ثابتاً أو متغيراً .

٢ ــ الحصول على تصاريف استجرار متقاربة قدر الامكان .

إن الهدف العام من حسابات التخزين هو تحديد حجم الخزان الأدنى (SN) من أجل تنظيم الجريان وفق الأسس التالية :

١ ــ استجرار المياه يجب أن يتجاوز تصريف أدنى محدد باحتمال معين .

٢ ــ استجرار المياه يجب ألا يتجاوز تصريف محدد باحتمال معين .

٣ ــ إن محتوى الخزان من المياه لا يسمح أن ينقص عن قيمة محددة باحتمال معين .

٤ ــ إن محتوى الخزان من المياه لا يسمح أن يتجاوز قيمة عظمى محددة باحتمال معين .

يمكن حسب مخطط تشغيل الخزان تمييز قواعد الاستجرار التالية :

١ ــ استجرار ثابت خلال السنة .

٢ ــ استجرار فصلي .

٣ ــ استجرار يتبع لامتلاء الخزان .

٤ ــ استجرار حسب حاجة المستهلكين .

٥ ــ استجرار مرتبط بالتصريف الوارد .

إن دقة حسابات التخزين ترتبط بشكل رئيسي بدقة تحديد التصاريف الواردة على الخزان $Q_z(t)$. إن تغيرات التصاريف الواردة هذه لها طبيعة احتمالية لذلك لتحديد حجم الخزان لابد من توافر مراقبات لفترة طويلة لهذه التصاريف بحيث تساوي فترة المراقبة فترة التشغيل للخزان (العمر الاقتصادي للخزان) . تبلغ سلسلة المراقبات للسدود الكبيرة (٣٠) عاماً على الأقل .

عندما لا تتوافر قياسات للتصاريف الواردة على خزان معين لفترة كافية يمكن اللجوء إلى قياسات للتصاريف لمنطقة مجاورة متشابهة مناخياً مع منطقة الخزان المدروس .

لحسابات الخزانات نهتم غالباً بالتصاريف الوسطية الشهرية .

لنتمكن من استخدام مراقبات لمنطقة مجاورة (B) من أجل تحديد حجم خزان في منطقة (A) نسلك ما يلي :

ــ لدينا قياسات للتصاريف الواردة في المنطقة (B) لفترة طويلة ولتكن (Q_B) . أما التصاريف التي نحن بحاجة لمعرفتها فهي (Q_A) في المنطقة (A) .

ــ بمعرفة (q_A , q_B) التصاريف النوعية الوسطية للمنطقة (B , A) على التوالي مقدرة بوحدة ($m^3/s . Km^2$) نحسب (Q_A) باستخدام المعادلة :

$$Q_A = Q_B \cdot \frac{q_A}{q_B} \qquad (٨ - ١١)$$

أما في حال وجود مراقبات لفترة قصيرة في المنطقة (A) ووجود قياسات لفترة طويلة في المنطقة (B) عندها توجد علاقة ارتباط للفترة المشتركة بين المنطقتين ونمدد المراقبات للمنطقة (A) استناداً إلى العلاقة المستنتجة .

٧ ـ طرائق حساب الخزانات :

استناداً إلى حسابات التخزين يجب الاجابة عن الأسئلة التالية :

١ ـ ما هو حجم الخزان الأدنى (SN) (حجم الاستثمار) لكي تتمكن من الحصول على تصريف استجرار ثابت من الخزان مقداره $Q_a(t)$ وبضمان معين (P) بمعرفة التصريف الوارد إلى الخزان $Q_z(t)$ ؟

ـ المعطيات : P , $Q_a(t)$, $Q_z(t)$.

ـ المطلوب : (SN)

٢ ـ بمعرفة التصريف الوارد إلى خزان $Q_z(t)$ وبمعرفة حجم الخزان (SN) ما هي قيمة تصريف الاستجرار $Q_a(t)$ بضمان معين (P) ؟

المعطيات : $Q_z(t)$, SN , P .

ـ المطلوب : $Q_a(t)$.

٣ ـ ما هو الضمان (P) لتأمين استجرار معين من الخزان ذي الحجم المحدد ؟

المعطيات : SN , $Q_a(t)$, $Q_z(t)$.

ـ المطلوب : P .

إن اختيار أي طريقة من طرائق الحساب يتبع لحجم المعلومات المتوافرة وبنوع الخزان هل هو خزان وحيد الهدف أم متعدد الأهداف .

توجد عدة طرائق لحساب الخزانات تستند جميعها إلى المعادلة الأساسية للتخزين وبفرض أن [Qz(t) , Qa(t)] هي توابع زمنية • سنناقش في هذا الكتاب الطرائق التجميعية لسهولة استخدامها •

٧-١- طريقة المنحني التجميعي (SL) :

إن مخططات التصاريف العادية لا تكفي لإجراء حسابات التخزين ولابد من استخدام منحنيات التصاريف التجميعية والتي يتم الحصول عليها من خلال التجميع المستمر لقيم التصاريف مع الزمن بذلك نوقع على المحور الشاقولي كمية الوارد المائي (أو كمية الاستجرار) وعلى المحور الأفقي الزمن •

من ملاحظة بسيطة للمنحنيات التجميعية (SL) نجد أن ميل المنحني (SL) في أي لحظة هو قيمة التصريف في هذه اللحظة •

الشكل (١١-٣) يبين أحد المنحنيات التجميعية للتصاريف الواردة على خزان • كما يوضح الجدول (١١-١) قيم التصاريف الواردة على هذا الخزان خلال الفترة من (١٩٥٨) حتى (١٩٦٥) • إن قيم التصاريف الواردة هي تصاريف شهرية وسطية (انظر العمود (٢) من الجدول ١١-١) •

كما يبين العمود الثالث من الجدول القيم التجميعية للتصريف • بمعنى آخر كمية المياه الواردة عند زمن معين ($Z = Q_z \cdot \Delta t$) مقدرة بـ (hm^3)

يظهر المنحني التجميعي بين النقطتين (a , b) أن قيم التصاريف الواردة تتناقص لهذه الفترة والتي نسميها فترة جفاف •

نلاحظ من الجدول (١١-١) أن كمية المياه الواردة على الخزان خلال الفترة السابقة تساوي ($4773,5\ hm^3$) • حيث أن (Δt) هي شهر واحد وتساوي ($\Delta t = 2,628 \times 10^6\ S$) . سنوضح طريقة استخدام المنحني التجميعي من خلال التطبيق التالي :

ـ تطبيـق (١) :

لدينا قيم التصاريف الشهرية الوسطية للسنوات (١٩٥٨) حتى (١٩٦٥) لأحد الأنهار والموضحة على الجدول (١١ـ١) والمطلوب :

ـ حدد حجم الخزان الأصغري الذي يؤمن قيمة تصريف استجرار ثابتـة مقدارهـا $Q_a = MQ$ ، $Q_{a'} = 0{,}8\ MQ$ خلال فترة تساوي الفترة التي تم لها القياس .

ـ الحـل :

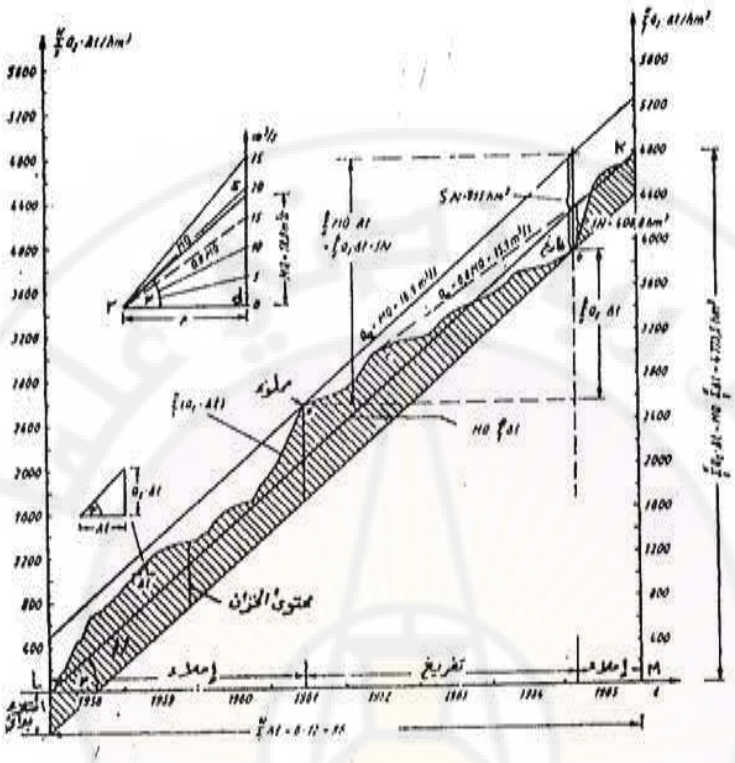
إن فترة المراقبات استمرت ثماني سنوات وهي تعد قصيرة . لكن سيتم حل التطبيق من أجل إيضاح خطوات العمل :

١ ـ تحديد حجم الخزان الذي يؤمن تصريفاً ثابتـاً مقداره $Q_a = MQ$ يتم الحل حسب الخطوات التالية :

آ ـ نرسم المنحني التجميعي للتصاريف الواردة (Q_z) . بحيث نوقع على المحور الشاقولي قيم ($\sum_1^N Q_z \cdot \Delta t$) بوحدة (hm^3 أو m^3) وعلى المحور الأفقي الزمن (t) بالأشهر .

ب ـ نحسب قيمة التصريف الوسطي خلال فترة القياس (MQ) من العلاقـة :

$$MQ = \frac{\sum_1^N Q_z \cdot \Delta t}{\sum_1^N \Delta t} \qquad (١١ - ٩)$$



الشكل (١١ ــ ٣) المنحنيات التجميعية (SL) والمثلث القطبي

حيث :

$\sum_{1}^{N} Q_z \cdot \Delta t$ ــ كمية الوارد المائي خلال فترة القياس وتساوي للتطبيق (4773,5 hm^3) انظر العمود (٣) من الجدول (١١ــ١) .

$\sum_{1}^{N} \Delta t$ ــ طول فترة المراقبة بالأشهر وتساوي (٩٦) شهراً .

t	Q_z	$Z=Q_z \cdot \Delta t$	$\Sigma(Q_z \cdot \Delta t)$	$\Sigma(MQ \cdot \Delta t)$	$\Sigma(Q_z \cdot \Delta t) - \Sigma(MQ \cdot \Delta t)$	$\Sigma(Q_a \cdot \Delta t)$	$\Sigma(Q_z \cdot \Delta t) - \Sigma(Q_a \cdot \Delta t)$	St	U
	m^3/s	hm^3	hm^3	hm^3	hm^3	hm^3	hm^3	hm^3	hm^3
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
1958									
1- Jan.	16,2	42,6	42,6	49,7	- 7,1	39,7	2,9	2,9	
2- Febr.	43,7	115,0	157,6	99,4	+ 58,2	79,4	78,2	78,2	
3- März	28,5	74,9	232,5	149,1	+ 83,4	119,1	113,4	113,4	
4- April	57,3	150,9	383,4	198,8	+ 184,6	158,8	224,6	224,6	
5- Mai	33,2	87,3	470,7	248,5	+ 222,2	198,5	272,2	272,2	
6- Juni	11,8	31,0	501,7	298,2	+ 203,5	238,2	263,5	263,5	
7- Juli	69,7	183,5	685,2	347,9	+ 337,3	277,9	407,3	406,8v	0,5
8- Aug.	11,6	30,5	715,7	397,6	+ 318,1	317,6	398,1	397,6	
9- Sept.	7,9	20,8	736,5	447,3	+ 288,2	357,3	378,2	377,7	
10- Okt.	27,9	73,4	808,9	497,0	+ 311,9	397,0	411,9	406,8v	4,6
11- Nov.	19,0	49,9	858,8	546,7	+ 312,1	436,7	422,1	406,8	14,8
12 Dez.	18,3	48,1	906,9	596,4	+ 310,5	476,4	430,5	|	29,2
1959								|	
1- Jan.	27,6	72,6	979,5	646,1	+ 333,4	516,1	463,4	|	56,1
2- Febr.	17,1	44,9	1024,4	695,8	+ 328,6	555,8	468,6	|	61,3
3- März	34,6	91,5	1115,9	745,5	+ 370,4	595,5	520,4	|	113,1
4- April	22,8	59,9	1175,8	795,2	+ 380,6	635,2	540,6	|	133,3
5- Mai	29,2	76,7	1252,5	844,9	+ 407,6	674,9	577,6	406,8	170,5
6- Juni	9,4	24,7	1277,2	894,6	+ 382,6	714,6	562,6	391,8	
7- Juli	7,3	19,2	1296,4	944,3	+ 352,1	754,3	542,1	371,3	
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	
1962									
4- April	49,3	129,6	2955,2	2582,8	+ 372,4	2064,4	890,8	395,5	
5- Mai	25,2	66,2	3021,4	2632,5	+ 388,9	2104,1	917,3	406,8v	15,2
6- Juni	21,1	31,8	3053,2	2682,1	+ 371,1	2143,8	909,4	398,9	
7- Juli	10,3	27,6	3080,8	2731,8	+ 349,0	2183,5	897,3	386,8	
8- Aug.	6,7	17,6	3098,4	2781,5	+ 316,9	2223,2	875,2	364,7	
9- Sept.	5,6	14,7	3113,4	2831,1	+ 282,0	2262,2	850,2	339,7	
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	
1965									
1- Jan.	16,2	42,6	3895,2	4224,2	- 329,0	3374,5	520,7	12,1	
2- Febr.	10,5	27,6	3922,8	4274,2	- 351,4	3414,2	508,6	0,01	
3- März	58,3	153,2	4076,0	4324,1	- 248,1	3453,9	622,1	113,5	
4- April	72,1	189,5	4265,5	4374,0	- 108,5	3493,6	771,9	263,3	
5- Mai	80,9	212,6	4478,1	4426,6	+ 51,5	3533,3	944,8	406,8v	29,4
6- Juni	36,9	97,0	4575,1	4473,9	+ 101,2	3573,0	1002,1	|	86,7
7- Juli	18,1	47,6	4622,7	4523,8	+ 98,9	3612,7	1010,0	406,8	94,6
8- Aug.	9,3	24,4	4647,1	4573,8	+ 73,3	3652,4	994,7	391,5	
9- Sept.	7,9	20,8	4667,9	4623,7	+ 44,2	3692,1	975,8	372,6	
10 Okt.	6,2	16,3	4684,1	4673,6	+ 10,5	3731,8	952,3	349,1	
11- Nov.	5,7	15,0	4699,1	4718,3	- 19,2	3771,5	927,6	324,4	
12 Dez.	28,3	74,4	4773,5	4773,5	± 0,0	3811,2	962,3	359,1	

Kontrolle !

الجدول (١١ ــ ١) قيم التصاريف الوسطية الشهرية لأحد الانهار
للفترة بين (١٩٥٨ و ١٩٦٥)

$$N := n \cdot \Gamma = 8 \cdot 12 = 96 \text{ Month}$$

n — عدد سنوات المراقبة .

T — عدد أشهر السنة .

بالتعويض بالعلاقة (١١—٩) نحصل على (MQ) حيث :

$$MQ = \frac{4773,5 \cdot 10^6 \quad (m^3)}{96 \cdot 30 \cdot 24 \cdot 3600 \ (s)} = 18,9 \quad m^3/s$$

جـ — نرسم المنحني التجميعي لقيم (MQ) ويتم ذلك بوصل بداية المنحني التجميعي لقيم (Q_z) مع نهايته بخط مستقيم .

إن القيمة العظمى للمنحني التجميعي لـ (MQ) تبلغ أيضاً ($4773,5\ h^3$) .

د — نكتب معادلة التخزين الأساسية فنجد :

$$\Sigma Q_z \cdot \Delta t - \Sigma Q_a \cdot \Delta t = \Delta S \qquad (١١ - ١٠)$$

إن ميل الخطوط التجميعية للتصريف في كل لحظة تساوي قيمة التصريف . ونلاحظ هنا أن ميل المنحني التجميعي لـ (MQ) ثابت ويساوي (MQ) .

من المنحنيات التجميعية واستناداً لمعادلة التخزين الأساسية فإنه عندما يكون ميل المنحني التجميعي للتصاريف الواردة (Q_z) أكبر من ميل المنحني التجميعي لـ (MQ) هذا يعني أن قيمة التصريف الوارد (Q_z) أكبر من تصريف الاستجرار (MQ). في تلك اللحظة ويحصل هنا تخزين للمياه في الخزان — تكون إشارة (ΔS) في المعادلة (١١—١٠) موجبة — وعندما يكون ميل المنحني التجميعي لـ (Q_z) أقل من ميل المنحني التجميعي لـ (MQ) يحصل عندها سحب مياه من الخزان ليغطي الفرق بين التصريف المطلوب (MQ) والتصريف الوارد (Q_z) . بهذا تكون إشارة (ΔS) في المعادلة (١١—١٠) سالبة .

استناداً لما ذكر أعلاه فإنه تظهر فترات يحصل فيها سحب كمية كبيرة من مياه الخزان • نختار الفترة التي يحصل فيها سحب أكبر كمية من المياه لتغطية الفرق بين التصريف الوارد والمطلوب ونسميها فترة الجفاف الحرجة خلال فترة المراقبة •

إن فترة الجفاف الحرجة هي الأساس في تحديد حجم الخزان حيث على الخزان في هذه الفترة أن يؤمن الفرق بين التصريف الوارد والتصريف المطلوب • بهذا يجب أن نسعى إلى أن يكون الخزان في بداية فترة الجفاف مملوءاً ليتم استنزاف هذا الحجم خلال الفترة الحرجة •

من المخطط التجميعي لـ (Q_z) يظهر أن فترة الجفاف الحرجة تمتد بين النقطتين (a , b) • نكتب معادلة التخزين الأساسية بين (a , b) نجد :

$$\sum_{a}^{b} Q_z \cdot \Delta t - \sum_{a}^{b} MQ \cdot \Delta t = SN$$

من الشكل (١١ــ٣) نجد أن قيمة (SN) تساوي (855 hm^3) • إن حجم الخزان هذا يؤمن تصريفاً ثابتاً مقداره (18,9 m^3/s) خلال فترة تساوي فترة المراقبة •

يمكن تخطيطياً الحصول على (SN) كما يلي :

نرسم من النقطتين (a , b) مستقيمين موازيين للمنحني التجميعي لـ (MQ) أي موازٍ لـ (LK) • فيكون حجم الخزان هو البعد الشاقولي بين هذين المستقيمين •

على العموم لتحديد حجم الخزان ليعطي تصريفاً ثابتاً $Q_a = MQ$ نرسم مستقيمين موازيين لـ (LK) يمس أحدهما أعلى قمة في المنحني التجميعي لـ (Q_z) والآخر يمس أخفض وادٍ للمنحني نفسه •

٢ ــ تحديد حجم الخزان الذي يؤمن تصريفاً ثابتاً $Q_a = 0,8\ MQ$.

يتم الحل حسب الخطوات التالية :

آ ــ نرسم المثلث القطبي (rds) المشابه للمثلث (LKM) بحيث يحسب طول القطعة (P) والتي نسميها البعد القطبي حسب العلاقة التالية :

$$P = \frac{MQ \cdot \sum_{1}^{N} \Delta t}{\sum_{1}^{N} Q_z \cdot \Delta t} \qquad (11 - 11)$$

والتي استنتجت استناداً إلى علاقة التشابه بين المثلثين .

نرسم المثلث القطبي ضمن الشكل (١١ــ٣) بمقياس مناسب يحدد كما يلي :

إذا تم تمثيل كل (1) شهر بـ a (cm) بالنسبة لـ (Δt) .

وكل $1\ hm^3$ بـ b (cm) بالنسبة لـ ($\sum Q_z \cdot \Delta t$)

وكل $1\ m^3/s$ بـ c (cm) بالنسبة لـ (MQ) .

يكون طول البعد القطبي :

$$P = \frac{c \cdot MQ \cdot a \sum_{1}^{N} \Delta t}{b \sum_{1}^{N} Q_z \cdot \Delta t}$$

وبفرض :

$$a = 0{,}2 \ cm$$

$b = 0{,}0038 \text{ cm}$

$c = 0{,}2 \text{ cm}$

نجـد :

$$P = \frac{(0{,}2 \cdot 18{,}9)(0{,}2 \cdot 96)}{(0{,}0038 \cdot 4773{,}5)} = 4{,}01 \text{ cm}$$

إن الطـول (ds) يكافىء (MQ) بالمقياس المحدد أعـلاه ثم نصـل (s مـع r) . بذلك نكون قد رسمنا المثلث القطبي المشابه للمثلث (LKM) .

ب ـ نحدد على المثلث القطبي القيمة الموافقة لـ (0,8 MQ) وعلى الضلع الشاقولي منـه (انظر الشكل ١١ـ٣) • وهنـا تبـلغ ($MQ = 15{,}1 \text{ m}^3/\text{s}$) نصل قيمة ($Q_3 = 0{,}8 \text{ MQ}$) مـع (r) بخط متقطع •

جـ ـ نرسـم من قمـم المنحني التجميعي لـ (Q_z) مستقيمات موازيـة للمستقيم الذي يحدد على المثلث القطبي التصريف (0,8 MQ) • ونقيس المسافة الشاقولية بين هذه المستقيمات وبين أخفض وادٍ مـن المنحني التجميعي ، تقاس المسافات الشاقولية دوماً بعد القمم التي رسمت منها هذه المستقيمات • إن حجم الخزان المطلوب يساوي أكبر هذه المسافات الشاقولية •

من الشكل نجد أن حجم الخزان الذي نبحث عنه يبلغ ($SN = 406{,}8 \text{ hm}^3$) نلاحظ هنا أن الفترة الحرجة هي (cb) .

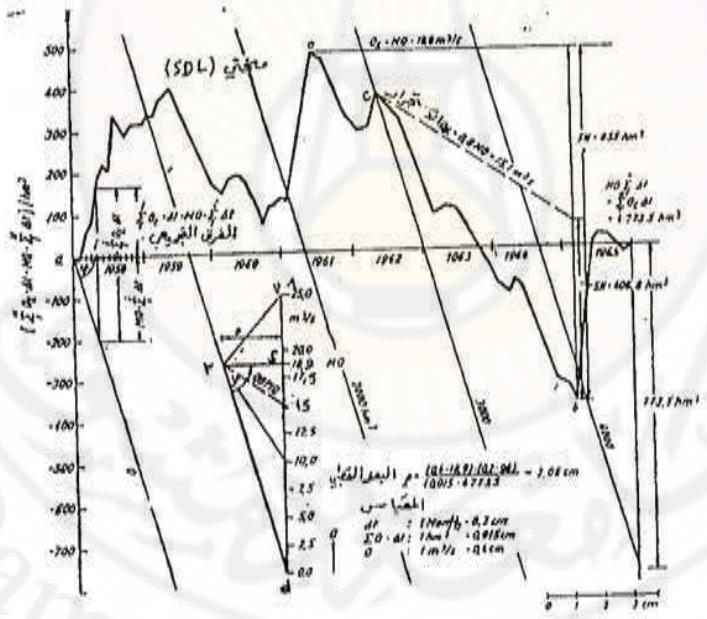
٧ـ٢ـ طريقة المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) :

يمكن للمنحني التجميعي التفاضلي (SDL) أن يُظهر بشكل واضح ذبذبة التصاريف الواردة وهذا ما لم يتم إظهاره باستخدام المنحني (SL) • يتم الحصول على المنحني (SDL) كما يلي :

ـ نوقع إلى جانب محور الزمن وعند كل لحظة القيم التجميعية لـ (MQ) أي (Σ MQ . Δt) ثم نقوم بإمالة المحور الذي وقعت عليه القيم التجميعية (Σ MQ . Δt) عن محور الزمن بزاوية (φ) ، حيث (φ) تمثل ميل المنحني التجميعي لـ (MQ) انظر الشكل (١١ـ٣) ، على الشكل (١١ـ٤) تم تحديد الزمن الذي تبلغ عنده القيم التجميعية لـ (Σ MQ . Δt) (0 hm^3) ، 1000 hm^3 ، 2000 hm^3 ، 3000 hm^3 ، 4000 hm^3 ، وتم رسم المحاور المائلة بزاوية (φ) عند كل منها .

ـ يتم رسم المنحني (SDL) بطريقتين :

١ ـ تؤخذ قيم ($\sum_{1}^{N} Q_z \cdot \Delta t$) بدءاً من المحاور المائلة بزاوية (φ)



الشكل (١١ ـ ٤) المنحني التجميعي التفاضلي (SDL)
حسب معطيات الجدول (١١ ـ ١)

عن محور الزمن • توقع قيمة ($\sum_{1}^{N} Q_z \cdot \Delta t$) عند زمن ما بدءاً من المحور المائل

الأقرب بحيث نحذف من قيمة ($\sum_{1}^{N} Q_z \cdot \Delta t$) القيمة المسجلة على المحور وهكذا•

٢ ــ تؤخذ قيم ($\sum_{1}^{N} Q_z \cdot \Delta t - MQ \sum_{1}^{N} \Delta t$) اعتباراً من المحور الأفقي (محور الزمن) • انظر الشكل (١١ــ٤) • إن القيم السابقة موضحة على الجدول (١١ــ١) عمود (٦) •

باستخدام منحني (SDL) يمكن حل المسائل التالية .

١ ــ تحديد حجم الخزان الأصغر (SN) الذي يؤمن تصريفاً ثابتاً •

٢ ــ تحديد حجم الخزان الأصغر (SN) الذي يؤمن تصريفاً متغيراً •

٣ ــ بمعرفة حجم الخزان (SN) يمكن تحديد التصريف الذي يمكن استجراره خلال فترة زمنية تساوي فترة القياس وهذا التصريف ذو قيمة ثابتة •

سنوضح استخدام طريقة (SDL) من خلال التطبيق التالي :

ــ تطبيق (٢) :

معلوم لدينا التصاريف الوسطية الشهرية للفترة (١٩٥٨ ــ ١٩٦٥) والموضحة على الجدول (١١ــ١) عمود (٢) والمطلوب تحديد حجم الخزان الأصغر (SN) الذي يؤمن تصريف استجرار ثابتاً ($Q_a = MQ$, $Q_a = 0{,}8\ MQ$) .

ــ الحل :

١ ــ لتحديد حجم الخزان (SN) ليؤمن تصريف استجرار ثابتاً قيمته

(MQ) نقوم برسم مستقيمين موازيين لمحور الزمن ويمسان المنحني (SDL) عند أعلى قمة وأخفض وادٍ • فيكون حجم الخزان هو المسافة بين المستقيمين المتوازيين السابقين ــ اللذين يمسان منحني (SDL) مــن (a , b) • بلغ حجم الخزان الأصغر المطلوب ($855\ hm^3$) • انظر الشكل (١١ــ٤) •

٢ ــ لتحديد حجم الخزان (SN) ليؤمن تصريف استجرار ثابتاً قيمتــه (0,8 MQ) نقوم بما يلي :

ــ نرســم المثلث القطبي حيث نرســم البعد القطبي (P) حسب العلاقة (١١ــ١١) وبالأسلوب السابق نفسه بحيث أن التصريف (Q = 0) لمنحنــي (SDL) يميل بزاوية (φ) عليــه الأفق بينما كان حسب المنحني التجميعي (SL) يميل بزاوية (0) على الأفق • كما أن التصريف (MQ) يصبــح حسب طريقة (SDL) أفقياً بينما كان حسب طريقة (SL) يميل بزاوية (φ) على الأفق •

بشكل سهل نأخذ من أي نقطة من المحاور المائلة بزاوية (φ) على الأفق الممثــلة للتصريف التجميعي ($\Sigma MQ \cdot \Delta t$) مسافة أفقية طولهــا يبلغ البعد القطبي • من نهاية هذه المسافة نرسم شاقولاً حتى يتقاطع مع المستقيم المائل فيتحدد لدينا المثلث القطبي • حيث يبدأ التدويج لقيم التصريف كما هو موضح على الشكل (١١ــ٤) •

ــ نحدد على المثلث القطبي القيمة الموافقة لـ (0,8 MQ) ونصلها مع بداية البعد القطبي بخط متقطع ــ انظر الشكل (١١ــ٤) ــ •

ــ من قمم المنحني (SDL) انظر الشكل (١١ــ٤) ترســم مستقيمات موازية للمستقيم الذي يحدد (0,8 MQ) على المثلث القطبي ومن ثم نقيس البعد الشاقولي بين هذه المستقيمات وأخفض وادٍ من المنحني (SDL) بحيث تقاس المسافات الشاقولية بعد القمم التي رسمت منها هذه المستقيمات •

بالنظر للشكل (١١ــ٤) نجد أن قيمة حجم الخزان الذي يؤمن تصريف، استجرار ثابتاً (0,8 MQ) تبلغ (406,8 hm^3) .

ملاحظة :

إذا علم لدينا حجم الخزان (SN) وطلب معرفة قيمة التصريف الثابت الذي يمكن استجراره من الخزان خلال فترة تساوي فترة المراقبة فإنه يمكن الحصول على المطلوب باستخدام منحني (SDL) كما يلي :

١ ــ نرسم من الوديان (المنخفضات) في منحني (SDL) قطعاً مستقيمة تكافىء أطوالها حجم الخزان المعلوم (SN) حسب مقياس الرسم .

٢ ــ نصل نهاية القطع المستقيمة التي تمثل الحجم (SN) مع القمم التي تسبق الوديان بمستقيمات .

٣ ــ نرسم من النقطة (٢) من المثلث القطبي ــ انظر الشكل (١١ــ٤) ــ مستقيمات توازي المستقيمات المرسومة بالخطوة (٢) ونحدد لكل مستقيم قيمة التصريف الموافقة .

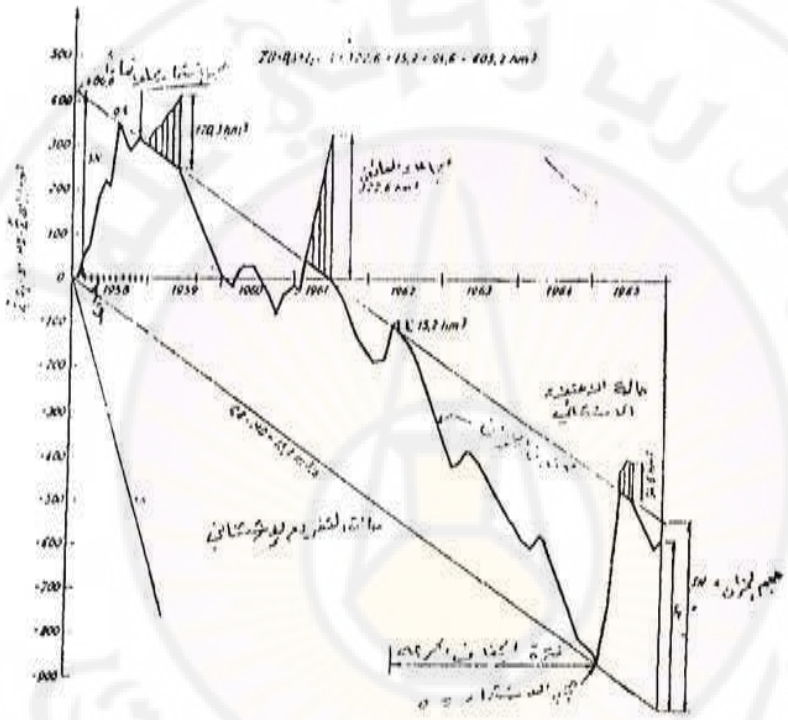
٤ ــ إن قيمة التصريف التي نبحث عنها هي قيمة التصريف الدنيا .

٧-٣- المخطط المائل للتخزين :

باستخدام المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) يمكن وصف عملية ملء الخزان وتفريغه كذلك تحديد حجم الماء الفائض وذلك من أجل كل تصريف استجرار (Q_a) مطلوب تأمينه ومن أجل حجم محدد للخزان (SN)

لهذا الغرض يتم رسم المخطط المائل للتخزين والذي يتم الحصول عليه برسم مستقيمين متوازيين البعد بينهما يساوي حجم الخزان وميلهما يساوي تصريف الاستجرار المطلوب تأمينه (حسب المثلث القطبي) . مع الوضع في الحسبان حالة ملء الخزان البدائية بحيث تعبر بداية المنحني (SDL) عن حالة ملء الخزان انظر الشكل (١١-٥) حيث أن الخزان فارغ تماماً في بداية الحساب . ثم نوقع قيم (SDL) بدءاً من المستقيم المائل الذي ميله يكافىء تصريف الاستجرار . لوصف حالة وجود تصريف فائض من الخزان باستخدام المنحني المائل للتخزين فإن كمية المياه الفائضة تظهر أعلى من خط ملء الخزان الاستثنائي($Q_z > Q_a$) انظر الشكل (١١-٥) .

أما عندما ($Q_z \leqslant Q_a$) فيتم رسم المنحني (SDL) ضمن حدود الخطين المتوازيين (حيث يساوي البعد بينهما حجم الخزان) .



الشكل (١١ ـ ٥) المخطط المائل للتخزين حسب معطيات الجدول (١١ ـ ١)

تكتب معادلة الاستجرار في كل لحظة بالشكل التالي :

$$S_0 + \sum_{1}^{t} Q_z \cdot \Delta t - \sum_{1}^{t} Q_a \cdot \Delta t = \sum_{1}^{t} \bar{u} + S_t \qquad (١١ - ١٢)$$

حيث :

$\bar{u}$ — كمية المياه الفائضة .

S_t — محتوى الخزان من المياه في اللحظة (t) .

S_0 — محتوى الخزان البدائي من المياه .

يتم باستخدام المعادلة أعلاه تحديد محتوى الخزان وكمية الفائض في كل لحظة .

ـ تطبيق (٣) :

معلوم لدينا قيم التصاريف الواردة إلى خزان للفترة (١٩٥٨) حتى (١٩٦٥) انظر الجدول (١١ــ١) عمود (٢) .

يطلب رسم المخطط المائل للتخزين من أجل تصريف استجرار ثابت مقداره ($Q_a = 0{,}8\ MQ = 15{,}1\ m^3/s$) وبفرض ($S_0 = 0$) .

ـ الحل :

يتم استنتاج المخطط المائل للتخزين استناداً لمعطيات الجدول (١١ــ١) كمايلي:

ـ نرسم المستقيمين المتوازيين بحيث يكون البعد بينهما مساوياً حجم الخزان الذي يؤمن تصريفاً ثابتاً مقداره ($15{,}1\ m^3/s$) . يبلغ حجم الخزان هذا ($406{,}8\ hm^3$) والذي تم حسابه في التطبيقات السابقة .

إن المستقيمين المتوازين يميلان على الأفق بزاوية (φ') .

تحـــدد الزاوية (φ') قيمـــة التصريف الثابت (15,1) استناداً إلى المثلث القطبي ــ انظر طريقة المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) والشكل (١١ــ٤) ــ

ــ يمثل المستقيم السفلي من المستقيمين المتوازيين حالة التفريغ الاستثنائي حيث يكون منسوب المياه في الخزان منطبقاً مع منسوب التفريغ الاستثنائي • يتم توقيع قيم (SDL) في كل لحظة زمنية بدءاً من هذا المستقيم (أي يعد هذا المستقيم مبدأ الاحداثيات بالنسبة لقيم (SDL)) • بحيث نحدد الزمن على هذا المستقيم استناداً إلى محور الزمن الأفقي • انظر الشكل (١١ــ٥) •

ــ يمثل المستقيم العلوي من المستقيمين المتوازيين حالة الملء الاستثنائي حيث ينطبق هنا منسوب الماء في الخزان مع منسوب قمة منشأة التفريغ (منسوب التخزين الأعظمي) انظر الشكل (١١ــ١) •

عند رسم منحني (SDL) فإنه إذا ظهر هذا المنحني فوق المستقيم العلوي فهذا يوضح وجود مياه فائضة من الخزان وإذا ظهر المنحني بين المستقيمين المتوازيين فإنه يحدد محتوى الخزان من الماء (الخط السميك) • إن نقطـــة تقاطع منحني (SDL) مع المستقيم العلوي توضح حالة الملء الكامل للخزان والتي يرمز لها (٧) من الجدول (١١ــ١) العمود (٩) •

ــ يمكن تدقيق حسابات التخزين حسب المعادلة (١١ــ١٢) في كل فترة زمنية فمثلاً للفترة الأخيرة تكتب المعادلة كما يلي :

$$0 + 4773,5 - 3811,2 = 603,2 + 359$$

$$962,3 = 962,3$$

$S_0 = 0$ $\qquad$ $\Sigma Q_I \cdot \Delta t = 4773,5 \ hm^3$

$\sum_{1}^{N} Q_a \cdot \Delta t = 3811,2 \ hm^3$

$S_{(t)} = 359 \ hm^3$ $\qquad$ $\Sigma \bar{u} = 603,2 \ hm^3$

- من الجدول (١١ــ١) يمكن ملاحظة ما يلي :
- يمثل العمود (٤) إحداثيات المنحني التجميعي (SL)
- يمثل العمود (٦) إحداثيات المنحني التجميعي التفاضلي (SDL) :
- يمثل العمود (٩) والعمود (١٠) المخطط المائل للتخزين حيث يظهر محتوى الخزان من المياه (S) وكمية الفائض (q) .
- يجب أن يتساوى المجموع النهائي للعمودين (٤) و (٥) .
- تدقيق الحسابات حسب المعادلة (١١ــ١٢) يجري باستخدام المعطيات من الأعمدة ٤ و ٧ و ٩ و ١٠ أو ٨ و ٩ و ١٠ لكل فترة زمنية .

انظر الجدول (١١ــ١) .

إذا كان من المفروض إدخال قيم البخر والتسرب في الحساب فتحسم هذه القيم من قيم التصريف التجميعي لكل شهر (عمود ٣) .

يبين الشكل (١١ــ٥) المخطط المائل للتخزين .

٧ــ٤ــ طريقة القمم المتتالية في حساب حجوم الخزانات :

إن حساب حجم خزان باستخدام طريقة (SDL) يمكن أن ينفذ حسابياً باستخدام طريقة القمم المتتالية . إن فائدة هذه الطريقة هي أنها تجري حسابيا ويمكن الحصول على حجم الخزان إذا كان المطلوب تأمين استجرار ثابت أو متغير .

لابد لاستخدام هذه الطريقة من معرفة قيم التصاريف الوسطية الشهرية الواردة على الخزان وتصاريف الاستجرار من الخزان لفترة (٣٠) عاماً أو أكثر في الموقع الذي يراد إنشاء الخزان عنده .

المطلوب إذاً هو تحديد حجم الخزان الأصغر (SN) الذي يؤمن تصريفاً

ثابتاً أو متغيراً دون انقطاع من أجل تلبية مختلف الاحتياجات وذلك عندما تتكرر التصاريف الواردة على الخزان بالشكل نفسه الذي ظهرت فيه خلال فترة القياس (فترة المراقبة) .

سنحاول شرح هذه الطريقة بالاستعانة بقيم وسطية شهرية للتصاريف الواردة والتصاريف المطلوب تأمينها لفترة (٢٤) شهراً .

يبين الجدول (١١ــ٢) قيم التصاريف الشهرية الوسطية الواردة (Q_{zi}) (عمود ٢) وقيم التصاريف المطلوب تأمينها (Q_{ai}) (عمود ٣) .

يتم الحساب وفق الخطوات التالية :

١ ــ نحسب ($Q_{zi} - Q_{ai}$) لجميع القيم وكذلك $\sum_{i=1}^{N} (Q_{zi} - Q_{ai})$

٢ ــ نحدد القيمة المحلية الأولى (P_1) عمود (٥) .

٣ ــ نحدد القيمة المحلية التالية (P_2) والتي قيمتها أكبر من الأولى (P_1)

٤ ــ البحث عن أخفض قيمة (وادٍ) بين هاتين القيمتين (T_1) ومن ثم حساب ($P_1 - T_1$) .

٥ ــ نبحث ابتداءاً من (P_2) عن قيمة ثالثة ، ، ، وبحيث ($P_3 > P_2$) .

٦ ــ نبحث عن أخفض قيمة واقعة بين (P_3 , P_2) ولتكن (T_2) ثم نحسب ($P_2 - T_2$) .

٧ ــ نبحث ابتداءاً من (P_3) عن قيمة رابعة (P_4) وبحيث ($P_4 > P_3$) ونحدد (T_3) وكذلك نحسب ($P_3 - T_3$) .

٨ ــ نكرر هذه العملية لتشمل كامل فترة الحساب (N) حيث :

$$N = n \cdot T$$

T ــ عدد أشهر السنة .

n ــ عدد سنوات القياس .

تبلغ قيمة (N) في مثالنا (N = 24) .

٩ ــ إن قيمة حجم الخزان الذي نبحث عنه يحدد بالعلاقة :

$$SN = \max (Pi - Ti) = Pm - Tm \qquad (١١ - ١٣)$$

١٠ ــ يصبح الخزان فارغاً عند ظهور أخفض وادٍ بين القمتين المتتاليتين (Pm , Pm+1) . إن الدليل (m) لا يعني بالضرورة القمة العظمى أو الوادي الأخفض إنما القيم المرتبطة بالفرق الأعظمي (Pi — Ti) .

نجد من الجدول (١١ــ٢) أن :

$$P_1 - T_1 = 5 \quad m^3/s$$

$$P_2 - T_2 = 3 \quad m^3/s$$

أما حجم الخزان فهو :

$$SN = 5 \ m^3/s \cdot \Delta t$$

$$= 5 \cdot 2,628 \cdot 10^6 = 13,14 \cdot 10^6 \ m^3$$

حيث (Δt) هنا تساوي شهراً واحداً . ويساوي ($2,628 \cdot 10^6$ s) .

إن ملء الخزان في نهاية الفترة الزمنية (i) وكمية الفائض يمكن الحصول عليها باستخدام المعادلات التالية :

$$S_i = \min_i \{ SN , [S_{i-1} + (Q_{zi} - Q_{ai})] \} \quad (١١ - ١٤)$$

$$\ddot{u}_i = \max_i \{ 0 , [Q_{zi} - Q_{ai} - (SN - S_{i-1})] \} \quad (١١ - ١٥)$$

S_i — محتوى الخزان في نهاية الفترة (i) .

$\ddot{u}_i$ — كمية الفائض في نهاية الفترة الزمنية (i) . إن تحديد ($\ddot{u}_i$, S_i) موضحة على الجدول (١١ــ٢) كذلك حالة ملء الخزان (V ــ مملوءاً ، و L ــ فارغاً) .

باستخدام المعادلة (١١ــ١٢) يمكن إجراء تدقيق الحسابات كما يلي :

$$S_0 + \sum_{i=1}^{N} Q_{zi} - \sum_{i=1}^{N} Q_{ai} = \sum_{i=1}^{N} \ddot{u}_i + S_{(i=N)}$$

أي بالتطبيق العددي على المثال نجد :

$$0 + 120 - 96 = 19 + 5$$

حيث تم عد ($S_0 = 0$) في مثالنا .

للحصول على محتوى الخزان في الفترة (i) بوحدة (m^3) نضرب القيمة الموجودة بالجدول (عمود ٦) بـ (Δt) والمساوية شهراً واحداً بحيث ($\Delta t = 2,628 . 10^6$ s) . كذلك بالنسبة لـ ($\ddot{u}_i$) (عمود ٧) .

٧ــ٥ــ قاعدة الخيط المشدود في استثمار الخزانات :

كما تم شرحه سابقاً فإنه يتم إنشاء الخزانات ليتم فيها تجميع المياه الزائدة على الحاجة لصرفها في فترات الجفاف أي الفترات التي تكون فيها التصاريف

i	Qzi m^3/s	Qai m^3/s	Qzi - Qai m^3/s	$\sum_{1}^{N}$ (Qzi - Qai) m^3/s		Si m^3/s	Ui m^3/s	حالة الملء V — مملوءاً L — فارغاً
1	2	3	4	5		6	7	8
1	6	2	+4	4		4		
2	6	2	+4	8		5	3	V
3	3	3	0	8	P_1	5		
4	2	4	- 2	6		3		
5	3	6	- 3	3	T_1	0		L
6	7	6	+1	4		1		
7	8	6	+2	6		3		
8	7	5	+2	8		5		
9	6	5	+1	9		5	1	V
10	6	4	+2	11		5	2	V
11	5	3	+2	13		5	2	V
12	3	2	+1	14		5	1	V
13	3	2	+1	15		5	1	V
14	3	2	+1	16		5	1	V
15	4	3	+1	17	P_2	5	1	V
16	3	4	- 1	16		4		
17	4	6	- 2	14	T_2	2		
18	7	6	+1	15		3		
19	8	6	+2	17		5		
20	7	5	+2	19		5	2	V
21	8	5	+3	22		5	3	V
22	6	4	+2	24		5	2	V
23	3	3	0	24		5		
24	2	2	0	24	P_3	5		

الجدول (١١ ــ ٢)

الواردة أقل من الحاجة بهذا يتم الحصول على الفرق بين التصاريف الواردة والحاجة (التصاريف المطلوبة) من الخزان • بهذا يعمل الخزان على معادلة هذه التصاريف •

باستخدام قاعدة الخيط المشدود واعتماداً على منحنيات (SL) , (SDL) يمكن الحصول على مخطط لاستثمار الخزان بشكل أمثل ليتم معادلة التصاريف الواردة مع الحاجة •

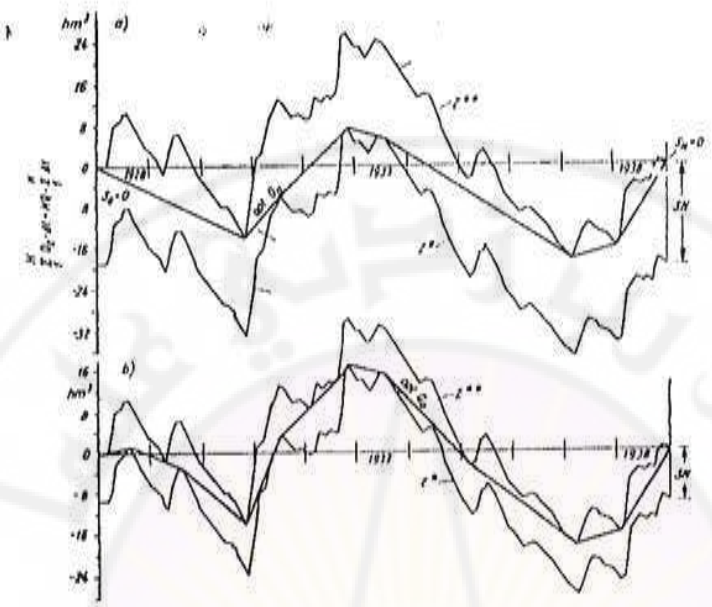
سنشرح قاعدة الخيط المشدود اعتماداً على مخطط (SDL) انظر الشكل (١١ــ٦) •

ــ نقوم في البداية برسم مخطط (SDL) .

ــ نرسم مخططاً آخر لـ (SDL) مماثلاً للأول تماماً ينزاح عنه شاقولياً بمسافة تساوي حجم الخزان (SN) بحيث يمثل منحني (SDL) العلوي حالة ملء الخزان والمساوي ($S_{min} = 0$) والمنحني السفلي ($S_{max} = SN$) • بهذا نسمي المنحني العلوي منحني الخزان الفارغ والسفلي منحني الخزان المملوء • وظيفتنا الآن هي وصل نقطة البداية (S_0) (ملئاً بدائياً) مع نقطة النهاية (SN) (ملئاً نهائياً) بأقصر خط ممكن خلال الممر المتشكل من المنحنيات (SDL) ذات العرض المساوي (SN) هذا الخط يجب ألا يتقاطع مع المنحنيات (SDL)

يوضح الشكل (١١ــ٦) استخدام قاعدة الخيط المشدود باستخدام منحنيات (SDL) حيث أن الملء البدائي والملء النهائي معدومان •

ــ إن أقصر وصل يمثل التشغيل الأمثل للخزان أي إعطاء التصاريف من الخزان بشكل مثالي وهذه التصاريف تكون ثابتة لفترة محدودة ثم يحدث لها تغير مفاجيء • نشير هنا إلى أنه استناداً لميول المستقيمات التي تصل بين زوايا المنحنيات (SDL) يمكن تحديد التصاريف التي يجب إعطاؤها من الخزان باستخدام المثلث القطبي •



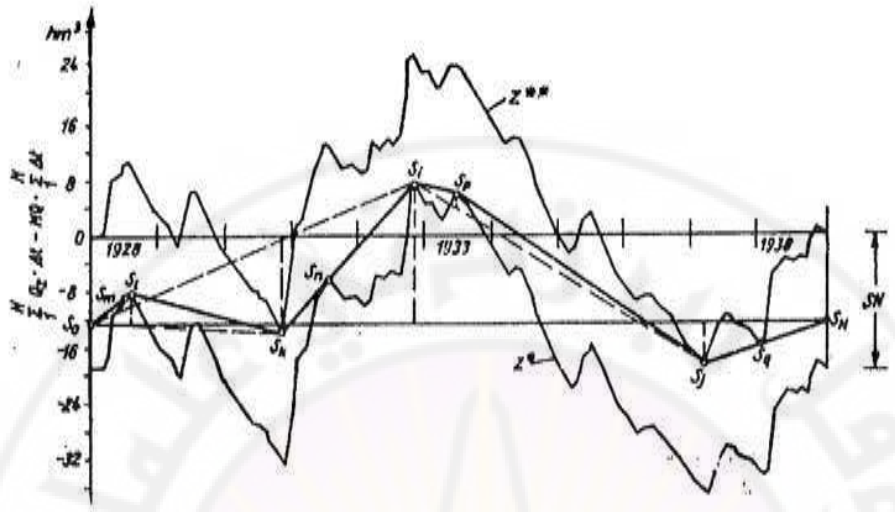
الشكل (١١ – ٦) يبين قاعدة الخيط المشدود في تشغيل الخزانات

كلما كان عرض الممر بين منحنيات (SDL) أكبر كان عدد تغيرات قيم التصريف الذي يعطى من الخزان استناداً لقاعدة الخيط المشدود أقل .

كلما كان عرض الممر أكبر ، أي كلما كان (SN) أكبر ، كان عدد نقاط تغير ميول الخيط المشدود أقل وبالتالي تغيرات الاستجرار أقل .

بالنظر إلى الشكل (١١–٦) فإنه إذا كان حجم الخزان (SN) تم تحديده ليعطي تصريفاً ثابتاً (MQ) فيتم رسم الخيط المشدود هنا مباشرة من (S_0) حتى (SN) .

لقد اقترح (Klemes) الخطوات التالية من أجل استثمار الخزان حسب قاعدة الخيط المشدود :



الشكل (١١ ــ ٧) يبين طريقة(Klemes)

١ ــ نصل بين نقاط (S_0) , (S_N) بشكل مباشر فنحصل على الخط ($S_0 S_N$) .

٢ ــ نختبر فيما إذا حصل تقاطع بين منحنيات (SDL) مع ($S_0 S_N$) .

إذا لم يحصل أي تقاطع يكون الخط ($S_0 S_N$) هو أقصر خط ونكون حصلنا على المطلوب . إذا تقاطع المنحني(Z*) مع ($S_0 S_N$) بعدها نحدد النقطة من (Z*) ذات البعد الأكبر فوق ($S_0 S_N$) ولتكن (S_i) بذلك تكون (S_i) هي نقطة انكسار من أقصر طريق بين (S_N , S_0) .

عندما يتقاطع (Z**) مع ($S_0 S_N$) نحدد النقطة من (Z**) ذات المسافة الأكبر تحت ($S_0 S_N$) بذلك نحدد نقطة انكسار أخرى (S_j) من أقصر طريق بين (S_N , S_0) .

٣ ــ نصل بالطريقة نفسها بخط مستقيم (S_i) مع (S_o) فتتقاطع مع (Z* , Z**) فنحدد (S_K) , (S_L) .

٤ ــ نبحث عن نقطة أخرى لتقاطع المستقيم (S_o) مع (S_i) فنجد أيضاً (Sm) .

بذلك نكون قد حددنا جميع نقاط التقاطع للمستقيم (S_o S_i) مع (Z* , Z**) خلال الفترة بين (S_i و S_o) .

٥ ــ نكرر العمل للفترة (S_i و S_j) وهكذا ...

بذلك نحصل على أقصر منحني يصل بين (S_o , S_N) وهو خط منكسر (بالخط الأسود السميك) ونقاط انكسار هذا المنحني هي :

$$S_o , Sm , S_L , S_K , S_n , S_i , S_P , S_j , S_Q , S_N$$

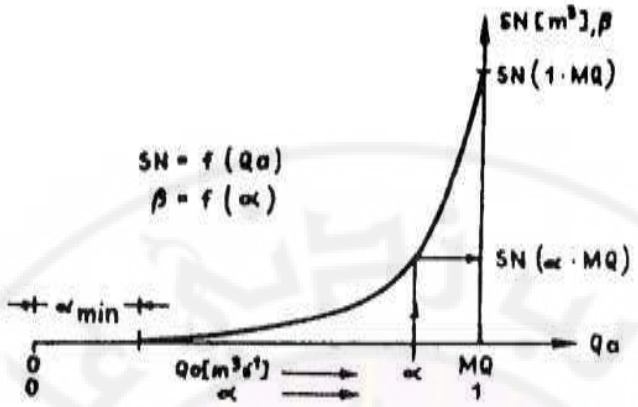
تعد النقاط أعلاه هي نقاط ارتكاز الخيط المشدود .

٨ ــ **خط تأثير الخزان** (SWL) :

خط تأثير الخزان هو العلاقة التي تربط بين تصريف الاستجرار الثابت (Q_a) من خزان وحجم الخزان اللازم ، أي :

$$NS = f(qa) \qquad NS = f(Q_a)$$

هذه العلاقة تميز تغيرات التصاريف عند موقع الخزان . يمكن رسم خط تأثير الخزان استناداً إلى مخطط (SDL) أو طريقة القمم المتتالية وذلك عندما نستنتج حجوم الخزانات اللازمة لتأمين عدة قيم استجرار ثابتة (q_a) بحيث نوقع قيم حجوم الخزانات مع قيم تصريف الاستجرار على شبكة إحداثيات . انظر الشكل (١١ــ٨) .



الشكل (١١ ــ ٨) خط تأثير الخزان (SWL)

عندما نستخدم قيماً نسبية فمثلاً على المحور الأفقي ($\alpha = Qa/MQ$) وعلى المحور الشاقولي ($\beta = SN/SMQ$) نستطيع عندها المقارنة بين عدة أماكن حجز (المقارنة بين عدة مواقع لإقامة منشأة الحجر أو السد) .

تعبر هنا (MQ) عن التصريف الوسطي الشهري ، أما (SMQ) فهي تعبر عن مجموع التصريف السنوي الوسطي حيث :

$$SMQ = (MQ \cdot 365 \cdot 24 \cdot 3600) \quad m^3$$

لأجل مخطط تأثير الخزان يمكن أن نكتب أيضاً $\beta = f(\alpha)$.

كلما كان موقع (SWL) ضمن شبكة الاحداثيات عالياً كان موقع الخزان غير مناسب بذلك فإن (SWL) تساعد على الاختيار الأفضل لموقع الخزان . أيضاً كلما كانت قيمة (α) كبيرة من أجل خزان محدد كانت درجة معادلة التصاريف غير مناسبة .

إن موقع (SWL) يتعلق بقيم (Δt) المختارة والتي كانت في حساباتنا مساوية شهراً واحداً . عندما نأخذ القيم الوسطية اليومية فإن قيمة (α_{min})

على الشكل تمثل أصغر قيمة تصريف وسطية في فترة المراقبة . وعندما نأخذ القيم الوسطية الشهرية تتمثل القيمة الوسطية الشهرية الصغرى كذلك بالنسبة للقيم السنوية فتكون القيمة السنوية الوسطية الصغرى .

ـ معامل الأمان (PH) :

عند تنفيذ حسابات التخزين بالطرائق السابقة انطلقنا من أن الخزان سيتم تفريغه كاملاً لمرة واحدة خلال فترة المراقبة . هذا يعني أن تصريف الاستجرار المطلوب تأمينه في الفترة الحرجة التي يكون فيها الخزان فارغاً لن يتم تأمينه بشكل كامل إنما سيتم تخفيض هذا الاستجرار لأنه خلال الفترة الزمنية المختارة (Δt) (شهراً) تظهر تغيرات للتصاريف حول القيمة المتوسطة الشهرية والتي لم نضعها في الحسبان أثناء حساباتنا .

من المهم بالنسبة للمستثمر أن يعرف عدد المرات التي لا يحصل بها على حاجته من المياه من الخزان أي هل سيتم تفريغ الخزان (بحيرة السد) مرة كل (١٠) سنوات أو مرة كل (٢٠) سنة أو مرة كل (١٠٠) سنة .

بهذا يمكن لنا أن نحدد معامل الأمان (PH) عندما ننسب عدد السنوات التي لا يحصل فيها المستثمر على حاجته إلى عدد السنوات الكلي(n) .

يحدد معامل الأمان من العلاقة التالية عند عدم حصول المستثمر على حاجته لسنة واحدة :

$$PH = 100 \left(1 - \frac{1}{n} \right) \quad \% \qquad (١١ - ١٦)$$

أما عندما لا يتم حصول المستثمر على حاجته لعدد (f) من السنوات فيحدد معامل الأمان (PH) من العلاقة :

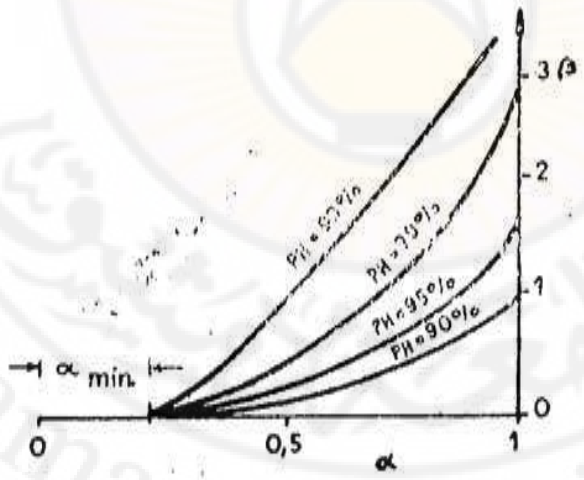
$$PH = 100 \left(1 - \frac{f}{n} \right) \quad \% \qquad (١١ - ١٧)$$

فمثلاً عندما تكون فترة القياس بالسنوات (n = 50) ولم يحصل المستثمر على حاجته من المياه لسنة واحدة فإن معامل الأمان يبلغ (98%) .

إن معاملات الأمان المسموحة تختلف حسب أهمية المستهلك للمياه فمثلاً يحدد معامل أمان تزويد المدن والقرى بالمياه من أجل الشرب بـ PH = 90 — 99 % أما من أجل ري الأراضي فيبلغ PH = 80 — 90 % .

أي أن المستثمر يحصل على حاجته من المياه بضمان (PH %) .

لأجل موقع سد يمكن إجراء حسابات حسب طريقة القمم المتتالية والحصول على عدة مخططات (SWL) لأجل عدة معاملات أمان (PH) وذلك كما هو موضح على الشكل (١١—٩) .



الشكل (١١ — ٩) مخطط تأثير الخزان لعدة معاملات امان (PH) :

حيث أنه لأجل تصريف استجرار محدد (Q_a) أو قيمة محددة (α) نحصل على حجم الخزان اللازم (SN) بضمان محدد (PH) .

٩ – تنظيم جريان المياه الفيضانية خلال خزانات الحجز (خزانات درء الفيضان) :

عندما تنشأ الأمواج الفيضانية ذات التصاريف العالية في الأنهار وذلك نتيجة هطولات غزيرة أو ذوبان ثلوج فإنها تسبب ارتفاع منسوب المياه بالنهر بحيث تسبب أضراراً للمناطق الواقعة على الضفاف والواقعة على مجرى النهر ، تكون الأضرار بالغة بخاصة عندما يمر النهر بالأماكن المأهولة بالسكان .

لتخفيض مناسيب المياه بالأنهار والناتجة عن التصاريف الكبيرة يمكن إنشاء خزانات حجز على مجرى النهر (سدوداً) بحيث يتم في هذه الخزانات (بحيرات السدود) احتجاز جزء من هذه المياه بحيث تخرج التصاريف من بحيرة السد بقيم أقل من القيم الواردة على البحيرة وبذلك لا تسبب ارتفاعات عالية للمياه بالأنهار وينخفض ضرر هذه المياه وبالتالي يتم درء خطر هذه الفيضانات . من الممكن أن يحتاج الأمر إلى بناء عدة سدود على مجرى النهر تساهم جميعها في تخفيض قيم تصاريف النهر عن طريق احتجاز جزء من التصاريف الواردة . إن مدى التخفيض الذي يجب أن يتم على قيم التصاريف الواردة لكي لا يسبب ضرراً يحدد حسب حجم الخزان وأبعاد منشآت التفريغ . تنخفض قيم التصاريف أثناء مرورها بخزانات الحجز (بحيرات السدود) بنسب مختلفة تتعلق بمساحة بحيرة التخزين وباستطاعة منشآت التفريغ التي تزود بها السدود والتي تسمى منشآت تفريغ مياه الفيضان وكذلك بحجم هذه البحيرات أو الأجزاء منها المخصصة لدرء الفيضان .

من الممكن أيضاً تخفيف الأضرار الناتجة عن ارتفاع مناسيب المياه في الأنهار بإنشاء أكتاف للأنهار وبذلك يسمح للمياه ببلوغ ارتفاعات أكبر .

إن تخطيط خزانات الحجز وتشغيلها يرتبط بالإجراءات الأخرى المتخذة لتنظيم

الجريان بحيث نحصل على أفضل تصميم لدرء الفيضان والذي يستند إلى خواص النهر والحوض الصباب .

٩ـ١ـ تصنيف خزانات درء الفيضان :

خزانات درء الفيضانات هي منشآت تخدم في منع الأضرار الناجمة عن التصاريف ذات القيم الكبيرة وتعمم هذه الخزانات حسب القواعد المتبعة في تصميم السدود .

تصرف المياه خارج هذه الخزانات عن طريق مفرغات سفلية وعن طريق منشآت تصريف الفيضان (هداراً ـ مفرغاً ـ بئراً ـ قناة تجميعية ... إلخ) .

يتبع تصنيف خزانات درء الفيضان :

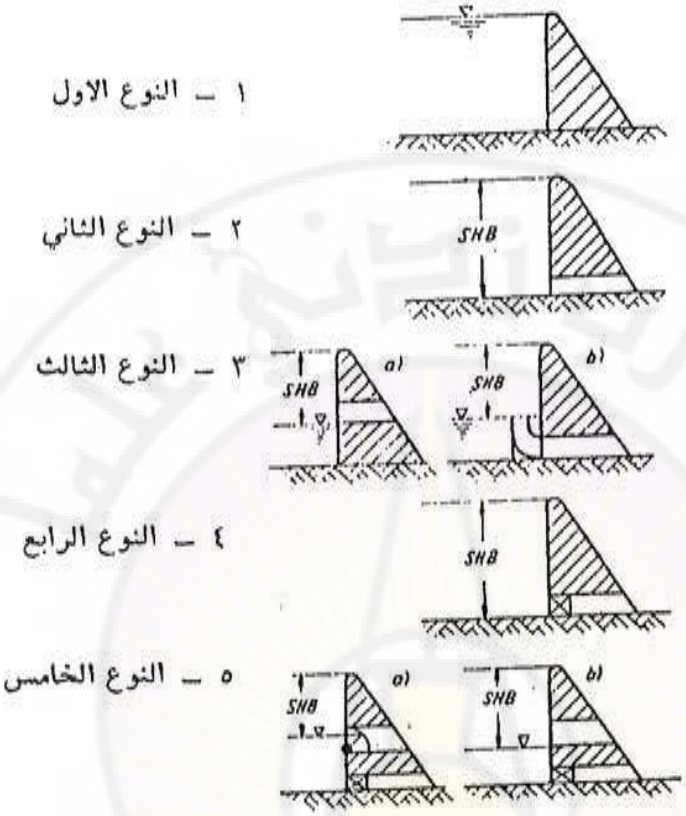
١ ـ حسب طريقة تنظيم الجريان .
٢ ـ حسب منشآت صرف مياه الفيضان وتجهيزها بمنشآت تحكم .
٣ ـ حسب طريقة التشغيل .

١ ـ يمكن حسب طريقة تنظيم الجريان تمييز ما يلي :

١ ـ خزانات درء الفيضان دون إجراءات أخرى على النهر (أكتاف مثلاً) .
٢ ـ خزانات درء الفيضان مع بعض الاجراءات الأخرى على النهر .
٣ ـ خزانات درء الفيضان مع كامل الاجراءات الأخرى على النهر .

٢ ـ حسب التجهيز بمنشآت صرف مياه الفيضان ومنشآت تحكم ويظهر الشكل (١١ـ١٠) بعض هذه الأنواع :

١ ـ **النوع الأول** : (انظر الشكل ١١ـ١٠) :



الشكل (١١ـ١٠) يبين خزانات درء الفيضان حسب تجهيزها بمنشآت صرف وتحكم

هذا النوع لا يتفق مع المواصفات لأنه لا يحتوي على مفرغ سفلي ويمكن استخدامه كخزان لحجز الطمي .

حسنات هـذا النـوع :

ـ سهل التنفيذ .
ـ لا يحوي أجزاء متحركة .
ـ لا يحتاج إلى تشغيل .

سيئات هـذا النـوع :

ـ نحتاج إلى حجم تخزين كبير بسبب تراكم الطمي وحجز جزء من حجم الخزان .

ـ لا يمكن تفريغه .

٢ ـ النوع الثاني :

يستخدم إلى جانب المناطق المأهولة .

حسنات هـذا النـوع :

ـ حجم التخزين معقول .

ـ لا توجد أجزاء متحركة .

ـ يتلاءم مع التصاريف الواردة .

سيئات هـذا النـوع :

ـ انسداد المفرغ بالمواد المحمولة .

٣ ـ النوع الثالث :

يستخدم هذا النوع لعدة أهداف .

حسنات هـذا النـوع :

ـ كما في النوع الثاني بالاضافة إلى تنوع الاستخدام (ريا ـ تربية أسماك ... إلخ) .

سيئات هـذا النـوع :

ـ كما في النوع الثاني بالاضافة إلى أنه لا يمكن تفريغ كامل الحجم مما يجعل حجم الخزان المعد لدرء الفيضان قليلاً .

٤ ـ النوع الرابع :

يمكن تصريف المياه إلى خارج الخزان وحسب برنامج محدد .

حسنات هـذا النـوع :

ـ يحتاج إلى حجم لدرء الفيضان أقل مما هو عليه في النوع الثاني .

ـ يمكن تنظيم خروج المياه من الخزان حسب الحاجة وحسب حجم الموجة الفيضانية .

سيئات هـذا النـوع :

ـ يحتاج إلى مراقبة وتشغيل .

ـ إمكان تعطل الأجزاء المتحركة .

ـ تصريف المياه إلى خارج السد يحتاج إلى التنبؤ عن التصاريف الواردة .

٥ ـ النوع الخامس :

هذا النوع هو محاولة لتجميع حسنات النوعين الثالث والرابع .

حسنات هـذا النـوع :

ـ استخدامات متعددة .

ـ تنظيم خروج الماء من الخزان حسب الحاجة من المفرغات السفلية .

ـ إمكان التفريغ المسبق .

سيئات هـذا النـوع :

ـ كما في النوع الثالث بالاضافة إلى تقليل حجم الخزان .

عند وصول مياه الفيضان إلى بحيرة سد يساهم في رفع منسوب ماء البحيرة وإلى زيادة تصريف المفرغ السفلي والذي هو تابع للارتفاع المائي في البحيرة (الخزان) .

عندما يصل منسوب المياه في بحيرة السد إلى منسوب قمة الهدار أو منشأة تصريف مياه الفيضان سيشارك هذا الأخير في تصريف المياه خارج البحيرة بالاضافة إلى المفرغ السفلي .

إن القيمة الأعظمية لتصريف المياه الخارجة من السد عبر منشأة التصريف والمفرغ تأتي زمنياً بعد القيمة العظمى للتصريف الوارد على البحيرة ولكن تكون قيمة التصريف الخارج أقل من قيمة التصريف الوارد .

للاستخدام الأمثل للخزانات في درء الفيضان يتم تشغيل هذه الخزانات حسب نظام وبرنامج محددين . غالباً ما نسعى إلى إعطاء تصريف خارج من الخزان ذي قيمة ثابتة حسب ما يسمح به السرير النهري بعد الخزان (السد) .

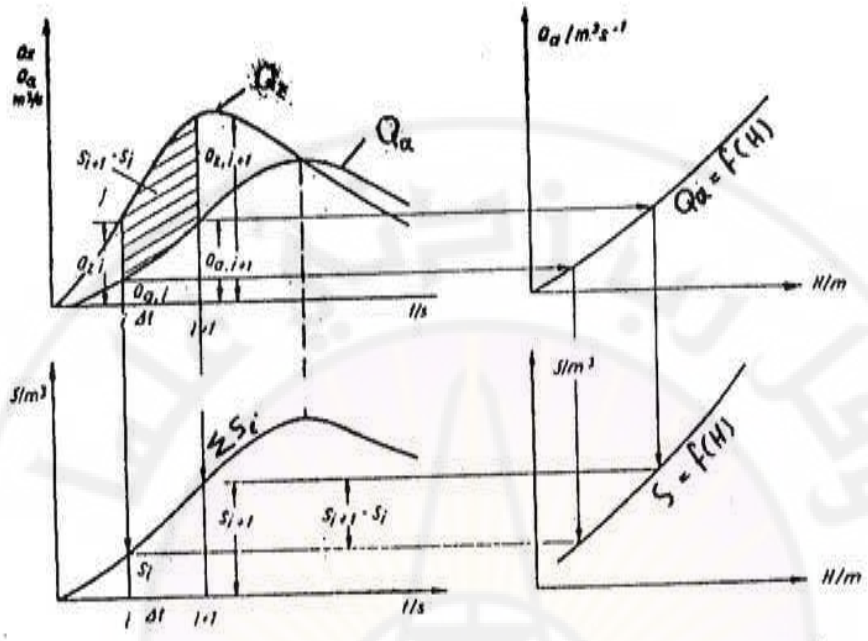
١٠ ـ حساب خزانات درء الفيضان :

يمكن أن تكون خزانات درء الفيضان خزانات مستقلة مخصصة فقط لدرء الفيضان أو جزء من خزان متعدد الأغراض يستخدم هذا الجزء لدرء ماء الفيضان ويبقى دوماً فارغاً لاستقبال التصاريف الفيضانية وبالتالي خفض قيمتها .

لتحديد أبعاد خزان درء الفيضان تستخدم المعادلة الأساسية للتخزين . يمكن حل المعادلة الأساسية للتخزين بطرائق حسابية وبيانية لأجل قيم $Q_a = Q_{a(t)}$, $Q_z = Q_{z(t)}$ حيث يفرض أن تغير هذه القيم خلال الفترة الزمنية (Δt) خطياً . انظر الشكل (١١ـ١١) .

لابد لإجراء حسابات تحديد حجم الخزان من معرفة القيم التالية :

١ ـ منحني الموجة الفيضانية التصميمي باحتمال معين أي $Q_{z(t)}$



الشكل (١١ ــ ١١) يبين انخفاض قيم التصريف الخارجة من خزان بالنسبة لقيم التصريف الواردة على الخزان . حيث :

Q_a ــ التصريف الخارج .

Q_z ــ التصريف الداخل .

٢ ــ المنحنيات المميزة للخزان $A = f(H)$, $S = f(H)$.

٣ ــ حجم التخزين المتوافر .

٤ ــ الخط المميز للتصريف الخارج من الخزان $Q_a = f(H)$.

٥ ــ التصريف المسموح به في السرير النهري بعد الخزان .

إن الخط المميز للتصريف الخارج من الخزان يتعلق باستطاعة المفرغ السفلي أو الهدار وبمنسوب الماء في الخزان .

ـ إن التصريف الخارج من الخزان عبر المفرغ السفلي يعبر عنه كما يلي :

$$Q_g = V \cdot A = \mu_1 \cdot \sqrt{2.g.H} \cdot A = C_1 \cdot H^{1/2} \qquad (١١ - ١٨)$$

ـ إن التصريف الخارج من الخزان عبر هدار يعبر عنه كما يلي :

$$Q\bar{u} = (2/3) \cdot \mu_2 \cdot \sqrt{2.g.H\bar{u}} \cdot B \cdot H\bar{u} = C_2 \cdot H\bar{u}^{3/2} \qquad (١١ - ١٩)$$

حيث :

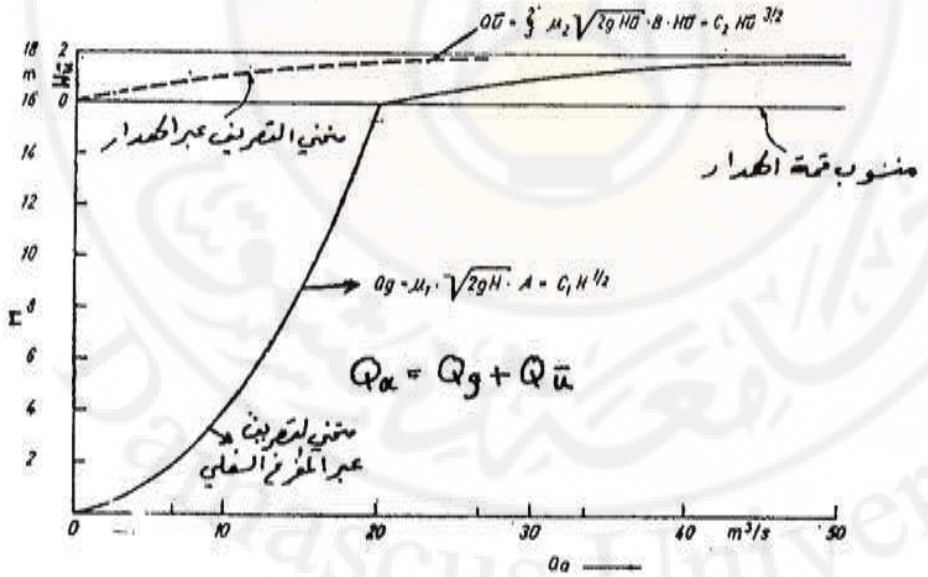
$Q\bar{u}$, Q_g ـ التصريف الخارج عبر المفرغ السفلي وعبر الهدار على التوالي •

μ_2 , μ_1 ـ معاملات تصريف المفرغ السفلي والهدار على التوالي •

H ـ ارتفاع الماء أمام السد فوق محور المفرغ السفلي •

$H\bar{u}$ ـ ارتفاع الماء فوق قمة الهدار (المفيض) •

C_2 , C_1 ـ ثوابت •



الشكل (١١ ـ ١٢) الخطوط المميزة للتصريف عبر المفرغ السفلي والهدار

يكون التصريف السفلي عبر الهدار والمفرغ السفلي معاً هو :

$$Q_s + Q_0 = C_1 \cdot H^{1/2} + C_2 \cdot H_0^{3/2} \qquad (11 - 20)$$

تكتب معادلة التخزين لأجل قيم وسطية كما يلي :

$$\frac{Q_{z,i} + Q_{z,i+1}}{2} \cdot \Delta t = \frac{Q_{a,i} + Q_{a,i+1}}{2} \cdot \Delta t + S_{i+1} - S_i$$

$$Q_{zi,i+1} = Q_{ai,i+1} + \frac{S_{i+1} - S_i}{\Delta t} \qquad (11 - 21)$$

إن القيم المتعلقة بـ (H) والتي يجب تحديدها هي S_{i+1} , $Q_{a,i+1}$ انظر الشكل (١١—١١) .

لحل معادلة التخزين السابقة يوجد طرائق متعددة سنناقش هنا إحدى هذه الطرائق .

من خلال حسابات حجم خزان درء الفيضان يمكن أن نحدد ما يلي :

١ — يمكن لخزان درء الفيضان والمزود بمفرغ سفلي تحديد فتحة المفرغ السفلي والذي من خلاله يتم إمرار الموجة الفيضانية دون أن يصل منسوب المياه في الخزان إلى قمة الهدار وذلك عندما يكون الخزان مخصصاً بكامله لدرء الفيضان (وحيد الهدف) .

٢ — يمكن تحديد أبعاد الهدار (طوله) عندما يتم ورود موجة فيضانية بحيث لا يتجاوز ارتفاع الماء فوق قمة الهدار على حد معين . نفرض هنا عند ورود الموجة الفيضانية أن المفرغ السفلي مغلق ومنسوب المياه في الخزان منطبق على منسوب قمة الهدار وذلك عندما يكون فقط جزء من الخزان مخصصاً لدرء الفيضان (خزاناً متعدد الأغراض) انظر الشكل (١١—١٣) .

١٠ـ١ـ الطريقة التحليلية البيانية لتحديد حجوم خزانات درء الفيضان :

كما تم إيضاحه فإن أحد إجراءات درء الفيضان يمكن أن يكون من خلال خزانات (بحيرات السدود) مخصصة فقط لدرء الفيضانات أو خزانات متعددة الأهداف (ريّ ـ شرباً ـ درء فيضان ....) بحيث يخصص جزء من حجم هذه الخزانات من أجل درء الفيضان .

إن هدف إنشاء خزانات درء الفيضان هو خفض قيم التصاريف الأعظمية الواردة بحيث تخرج من الخزان بقيم أقل لا تسبب أضراراً عند مرورها بالمنطقة بعد الخزان ، بهذا يتم أثناء مرور الموجة الفيضانية ذات التصاريف الأعظمية عبر سد يتم تخزين جزء منها في البحيرة وكذلك إمرار جزء آخر عبر منشآت التفريغ .

نشير هنا إلى أنه يجب اختيار أبعاد منشآت التفريغ وحجم درء الفيضان عند مرور الموجة الفيضانية التصميمية بحيث لا تتعرض منشأة الحجز أيضاً إلى خطر مثلاً عدم وصول منسوب المياه إلى أعلى من قمة السد الترابي أو الركامي .

سنفرض ورود موجة فيضانية تصميمية « تتكرر كل (T) سنة » إلى بحيرة سد والمطلوب تحديد الحجم المخصص لدرء الفيضان بحيث يتم إمرار هذه الموجة الفيضانية أو استيعابها بحيث لا تسبب أضراراً . يبين الشكل (١١ـ١٣) شكل الموجة الفيضانية الواردة كذلك المنحنيات المميزة لبحيرة التخزين وبفرض كون منسوب المياه في البحيرة هو (h_i) في اللحظة (i) وحجم التخزين هو (S_i) وسطح بحيرة التخزين هو (A_i) عند تلك اللحظة .

نحدد ارتفاع المياه في البحيرة في اللحظة ($i+1$) أي (h_{i+1}) وفق الخطوات التالية :

١ ـ نحسب (h_{i+1}) باستخدام العلاقة التالية :

$$h_{i+1} = h_i + (Q_{zi,i+1} - Q_{a,i}) \frac{\Delta t}{A_i} \qquad (١١ - ٢٢)$$

حيث :

$$Q_{zi,i+1} = \frac{Q_{z,i} + Q_{z,i+1}}{2} \qquad (١١ - ٢٣)$$

h_i — ارتفاع المياه في بحيرة التخزين في اللحظة (i) .

$Q_{zi,i+1}$ — وسطي التصريف الوارد بين اللحظتين (i , i+1) .

A_i — سطح بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (h_i) .

$Q_{a,i}$ — التصريف الخارج من بحيرة التخزين في اللحظة (i) الموافق للارتفاع (h_i) وذلك من خلال المفرغ السفلي أو الهدار أو الاثنين معاً .

انظر الأشكال (١١ــ١) و (١١ــ١١) و (١١ــ١٣) .

٢ — بعد حساب (h_{i+1}) نحسب القيم التالية :

١ — $Q_{a,i+1}$ — التصريف الخارج من بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (h_{i+1}) باستخدام المعادلة (١١ــ٢٠)

٢ — S_{i+1} — حجم بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (h_{i+1}) والذي يحسب كما يلي :

$$S_{i+1} = S_i + \frac{A_i + A_{i+1}}{2} (h_{i+1} - h_i) \qquad (١١ - ٢٤)$$

A_{i+1} — سطح بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (h_{i+1})

٣ — نحسب التغير في حجم بحيرة التخزين بين المنسوبين (h_{i+1} , h_i) :

$$\Delta S_{i,i+1} = S_{i+1} - S_i \qquad (١١ - ٢٥)$$

٤ ــ نحسب التصريف الخارج الوسطي $Q_{ai,i+1}$:

$$Q_{ai,i+1} = \frac{Q_{a,i} + Q_{a,i+1}}{2} \qquad (١١ - ٢٦)$$

حيث :

$Q_{a,i+1}$, $Q_{a,i}$ ــ التصريف الخارج الموافق للارتفاعين (h_{i+1} , h_i)

٥ ــ نحسب قيمة الاختبار التالية :

$$Q_{zi,i+1} - Q_{ai,i+1} - \frac{\Delta S_{i,i+1}}{\Delta t} = \Delta Q \qquad (١١ - ٢٧)$$

إذا كانت قيمة ($\Delta Q=0$) فهذا يعني أن قيمة (h_{i+1}) المحسوبة بالعلاقة (١١ــ٢٢) هي قيمة صحيحة وعندها يمكن الانتقال إلى حساب قيمة (h_{i+1}) في اللحظة التالية أي ($i+2$) بحيث يكون ($i+2=i+1+\Delta t$) .

أما إذا كانت ($\Delta Q\neq 0$) فهذا يعني أن قيمة (h_{i+1}) المحسوبة بالعلاقة (١١ــ٢٢) غير صحيحة لذلك نقوم بعملية تقريب متتالٍ للحصول على قيمة (h_{i+1}) الصحيحة ويتم التقريب المتتالي كما يلي :

١ ــ نحسب قيمة جديدة (h'_{i+1}) من العلاقة التالية :

$$h'_{i+1} = h_i + (Q_{zi,i+1} - Q_{ai,i+1}) \frac{\Delta t}{A_{i,i+1}} \qquad (١١ - ٢٨)$$

حيث :

$$Q_{ai,i+1} = \frac{Q_{ai} + Q_{a,i+1}}{2}$$

$Q_{a,i}$ — التصريف الخارج من بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (hi) .

$Q_{a,i+1}$ — التصريف الخارج من بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (h_{i+1}) المحسوب بالعلاقة (١١ــ٢٢) .

$$A_{i,i+1} = \frac{A_i + A_{i+1}}{2}$$

A_i — سطح بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (hi) .

A_{i+1} — سطح بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (h_{i+1}) المحسوبة بالعلاقة (١١ــ٢٢) .

٢ ــ نحسب (ΔQ) من العلاقة التالية :

$$\Delta Q = Q_{zi,i+1} - Q_{ai,i'+1} - \frac{\Delta S_{i,i'+1}}{\Delta t}$$

$Q_{ai,i'+1}$ — وسطي قيمة التصريف الخارج من بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (hi و h'_{i+1}) .

$$Q_{ai,i'+1} = \frac{Q_{ai} + Q_{a',i+1}}{2}$$

$Q_{a,i}$ — قيمة التصريف الخارج من بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (hi) .

$Q_{a',i+1}$ — قيمة التصريف الخارج من بحيرة التخزين الموافق للارتفاع (h'_{i+1}) .

$$\Delta S_{i,i'+1} = S_{i'+1} - S_i$$

$S_{i'+1}$ — حجم الخزان الموافق للارتفاع (h'_{i+1}) المحسوب بالعلاقة (١١ــ٢٨) .

S_i — حجم الخزان الموافق للارتفاع (hi) .

إذا كانت ($\Delta Q=0$) فإن قيمة (h'_{i+1}) هي قيمة صحيحة ثم ننتقل إلى فترة زمنية لاحقة ونحسب (h_{i+1}) .

أما إذا كانت ($\Delta Q\neq 0$) فإن قيمة (h'_{i+1}) غير صحيحة ونلجأ إلى تقريب آخر ونحسب (h''_{i+1}) من المعادلة التالية :

$$h''_{i+1} = h_i + (Q_{zi,i+1} - Q_{ai,i'+1}) \frac{\Delta t}{A_{i,i'+1}} \qquad (١١ - ٢٩)$$

ثم نحسب قيمة (ΔQ) من المعادلة التالية :

$$\Delta Q = Q_{zi,i+1} - Q_{ai,i''+1} - \frac{\Delta S_{i,i''+1}}{\Delta t}$$

$$\Delta S_{i,i''+1} = S''_{i+1} - S_i$$

حيث :

S''_{i+1} — حجم الخزان الموافق للارتفاع (h''_{i+1}) حسب العلاقة (١١-٢٩) .

S_i — حجم الخزان الموافق للارتفاع (h_i) .

$$Q_{ai,i''+1} = \frac{Q_{a,i} + Q_{a,i''+1}}{2}$$

$Q_{a,i''+1}$ — التصريف الخارج من الخزان والموافق للارتفاع (h''_{i+1}) المحسوب من العلاقة (١١-٢٩) .

$Q_{a,i}$ — التصريف الخارج من الخزان والموافق للارتفاع (h_i) .

نكرر العملية حتى يصبح ($\Delta Q=0$) ثم ننتقل لحساب ارتفاع آخر لفترة لاحقة بعد أن نحدد قيمة الارتفاع في نهاية الفترة الزمنية (Δt) والذي يساوي من أجله ($\Delta Q=0$) نحسب ارتفاع الماء في الخزان في نهاية الفترة الثانية ($2\Delta t$) باستخدام العلاقة :

$$hi+2 = hi+1 + (Qzi+1,i+2 - Qa,i+1) \frac{\Delta t}{Ai+1} \qquad (١١ - ٣٠)$$

كما في الفترة السابقة فقد انطلقنا من قيم ثابتة معروفة هي : (h_1) , (Qai) , (Qzi) , ($Qzi+1$) لم يحدث لها أي تغيير أثناء عمليات التفريب • أيضاً للحساب للفترة التالية حسب العلاقة (١١ــ٣٠) فإن ($Qzi+1$) , ($Qai+1$) , ($hi+1$) , ($Qzi+2$) , هي أيضاً قيم ثابتة لا تتغير أثناء عمليات التقريب •

أما (Δt) فيمكن أن تؤخذ ثابتة خلال عمليات الحساب أو متغيرة •

بعد حساب ($hi+2$) نحسب ($hi+3$) ثم •••• ($hi+K$) بطريقة التقريب نفسها المشروحة سابقاً حتى يشمل الحساب كامل المدى الزمني لمنحني التصريف الفيضاني الوارد على البحيرة •

بنتيجة الحسابات السابقة نحصل على شكل الموجة الخارجة من السد (Qa) انظر الشكل وكذلك على قيمة ارتفاع الماء في بحيرة التخزين في نهاية كل فترة زمنية (Δt) وكذلك ارتفاع الماء فوق قمة منشأة التفريغ (هداراً مثلاً •••) • إن قيم ارتفاع المياه في بحيرة التخزين تأخذ بالارتفاع عند بداية ورود الموجة الفيضانية حتى تصل إلى منسوب أعظمي (h_{max}) تبدأ عندها قيم ارتفاع المياه بالانخفاض حيث أن تصاريف الموجة الفيضانية تكون قد تجاوزت قيمتها العظمى وأيضاً تكون قد ازدادت استطاعة منشآت تصريف مياه الفيضان التي ترتبط مباشرة بـ (h) .

إن طريقة الحساب هذه تصلح للخزانات المخصصة فقط لدرء الفيضان وأيضاً للخزانات التي يخصص جزء منها فقط لدرء الفيضان كما أنها صالحة في حال تشغيل مفرغ سفلي أو أكثر أو تشغيل هدار أو الاثنين معاً • انظر الشكل (١١ــ١٣) •

الشكل (١١ – ١٢)

يجب لدى تحديد (hmax) ملاحظة ما يلي :

- في حال وجود منشآت قريبة من بحيرة التخزين وبحال بلوغ ارتفاع الماء في بحيرة التخزين القيمة العظمى (hmax) يجب الانتباه إلى أن هذا الارتفاع لا يسبب غمر هذه المنشآت وبالتالي خطراً عليها .

- إذا كان الارتفاع الأعظمي (hmax) لا يسبب أضراراً على منشآت قريبة فيمكن تعديل أبعاد المنشآت المخصصة لدرء الفيضان بعد إجراء دراسة اقتصادية أي تخفيض طول منشأة درء الفيضان مثلاً .

- تحديد حجم درء الفيضان :

١ - حالة كون الخزان مخصصاً فقط لدرء الفيضان (وحيد الهدف) يحدد لهذه الحالة حجم درء الفيضان حسب قيمة (hmax) وذلك بالرجوع إلى المنحنيات المميزة لبحيرة التخزين ، بحيث نحصل من هذه المنحنيات على قيمة الحجم المخصص لدرء الفيضان والموافق لـ (hmax) .

٢ - حالة كون الخزان متعدد الأغراض (الري + تأمين مياه الشرب والصناعة + درء الفيضان) . في هذه الحالة يحدد حجم درء الفيضان على أنه الحجم بين منسوب التخزين العادي ومنسوب التخزين الأعظمي على الاطلاق وهنا تكافىء (hmax) الفرق بين المناسيب أعلاه . انظر الشكل (١١-١٣) في هذه الحالة ترد الموجة الفيضانية على بحيرة السد ويكون منسوب التخزين منطبقاً على منسوب التخزين العادي حيث يتم استيعاب جزء من الموجة في الحجم بين منسوب التخزين العادي ثم يبدأ تصريف مياه الفيضان فوق الهدار . إن مقدار ارتفاع المياه فوق قمة الهدار يتبع لاستطاعة الهدار (شكله - طوله) بذلك يكون حجم درء الفيضان هو (SHN+SHB) .

في هذه الحالة غالباً ما تؤخذ الحالة السيئة في التصميم من أجل تحديد حجم درء الفيضان وهي تعطل المفرغ السفلي أثناء ورود الموجة الفيضانية وكون منسوب المياه في بحيرة التخزين منطبقاً على منسوب التخزين الأعظمي وبهذا يكون حجم درء الفيضان هو فقط (SHN) .

استناداً إلى حسابات حجوم درء الفيضان تبين لدينا أننا بحاجة إلى منحني التصريف للموجة الفيضانية الواردة باحتمال معـين وليس فقط قيمة التصريف العظمى لهذه الموجة .

Damascus University

الفصل الثاني عشر

المياه الجوفية

١ ـ العلاقة بين السائل والمادة الصلبة في الأوساط المسامية المشبعة :

إذا استثنينا الماء الداخل في مكونات فلزات التربة ، والذي لن نتحدث عنه هنا ، يمكن أن نميز نوعين من الماء :

آ ـ الماء المرتبط . ب ـ الماء الحر .

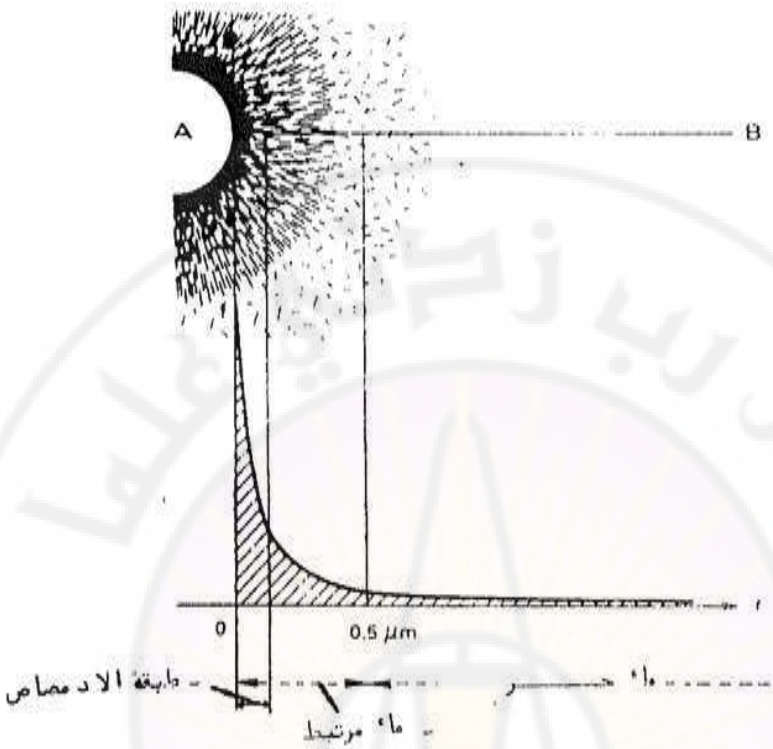
آ ـ الماء المرتبط :

هو الماء المرتبط بمحيط الحبيبات بقوى الشد الجزيئي . وهذه القوى تتناقص كلما ابتعد جزيء الماء عن الحبة ويكون لدينا :

ـ طبقة أولى ملاصقة سماكتها من مرتبة (١ر٠) ميكرون وتكون فيها مواصفات الماء معدلة بشكل ملحوظ : لزوجة عالية ، كثافة عالية (حوالي ١ر٥) وقوى الشد فيها تصل لعدة آلاف بار .

ـ منطقة انتقالية : على مسافة ما بين (١ر٠ ـ ٥ر٠) ميكرون وتحتوي على جزيئات خاضعة لقوة شد هامة وتكون غير قابلة للتحريك .

ـ بعد الطبقة السابقة تصبح قوى الشد مهملة والماء حر .



الشكل (١٢ ــ ١) بنية طبقة الماء الملاصقة لجزيء صلب ومنحني تغير قوي الشد على المحور (AB) بدلالة البعد عن الجزيء (r)

إن الحد (٥ر٠) ميكرون يمكن أن يتغير من وسط لآخر والشكل (١٢ــ١) يوضح تغير قوى الشد لجزيئات الماء .

إن هذه الظاهرة (الادمصاص) مرتبطة بالمساحة النوعية للوسط المدروس وتكون ذات أهمية خاصة بالنسبة للفلزات الغضارية .

وتحسب المساحة (أو السطح) النوعية من العلاقة :

$$S_{sp} = \frac{\text{السطح الكلي للفراغات ما بين الحبيبات للتربة}}{\text{الحجم الكلي للتربة}}$$

وهي تتغير من وسط لآخر ونعطي فيما يلي بعض القيم :

١٥٠٠ ـ ٢٢٠ سم^{٢}/سم^{٣}	رمـل
١٥٠٠ م^{٢}/سم^{٣}	مونتمورلينيت

ب ـ المـاء الحـر :

وهو الماء الواقع خارج حقل الشد للجزيئات الصلبة والقابلة للحركة تحت تأثير الثقالة أو تدرج ضغط هيدروليكي .

٢ ـ المساميـة :

إن معظم أنواع التربة تحتوي بشكل طبيعي على نسبة من الفراغات مشغولة بالسائل أو بالهواء وهذا ما نسميه بالمسامية . ويجب أن نفرق بين فراغات متصلة وفراغات مغلقة .

ويمكن أن نقول إن المسامية هي شرط لازم وغير كافٍ لوجود نفاذية للتربة . وتعطى المسامية الكلية بالعلاقة :

المسامية الكلية :

$$W = \frac{V_v}{V} \times 100 \quad \% \qquad (١٢ - ١)$$

حيث :

V_v ـ حجم فراغات التربة .

V ـ الحجم الكلي للتربة .

والجدول التالي يعطي القيم التقريبية المتوسطة للمسامية لبعض أنواع التربة:

نـوع التربـة		المسامية ٪
تربة طينية	Clay	45 — 55
سيلت	Silt	40 — 50
رمال منتظمة	Sand	30 — 40
تربة زلطية	Gravel	30 — 40
حجر رملي	Sand Stone	10 — 20

الجدول (١٢ — ١) القيم التقريبية المتوسطة للمسامية لبعض أنواع الترب

تعريف :

المسامية الحركية لوسط مشبع :

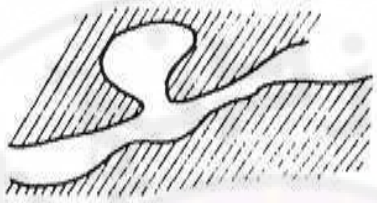
$$W_c = \frac{\text{حجم الماء الذي يمكن ان يتحرك ضمن التربة}}{\text{الحجم الكلي للتربة}} \qquad (١٢ - ٢)$$

إن الماء المرتبط يمكن أن نعتبره من وجهة نظر حركية على أنه جزء من المادة الصلبة . وبذلك يكون حجم الفراغات التي تستطيع الماء الحركة فيها أقل من المسامية الكلية وتكون المسامية مرتبطة بمفهوم حركة السائل وليس بنسبة الفراغات المشغولة بالسائل .

وهناك ظواهر أخرى تحد من المسامية الحركية منها :

— وجود مسامات منفصلة : وهي عبارة عن فراغات مملوءة بالسائل وموجودة ضمن القسم الصلب وهذا الجزء لا يمكنه أن يتحرك لذلك لا يدخل في حساب المسامية الحركية .

ـ وجود جيوب ضمن الفراغات يكون الماء فيها غير قابل للحركة عملياً هذه الفراغات تلعب دوراً عند دراسة ميكانيكية الانضغاطية أو انتقال المواد المنحلة في الأوساط المسامية. كما هو موضح على الشكل (١٢ـ٢).



الشكل (١٢ ـ ٢)

٣ ـ قانون دارسي ، النفاذية والناقلية :

عند دراسته للينابيع في مدينة ديجون الفرنسية عام ١٨٥٦ ، قام العالم هنري دارسي بالبرهان تجريبياً على أن الغزارة المارة عبر عينة من الرمل يمكن أن تحسب من العلاقة التالية :

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L} \qquad (١٢ - ٣)$$

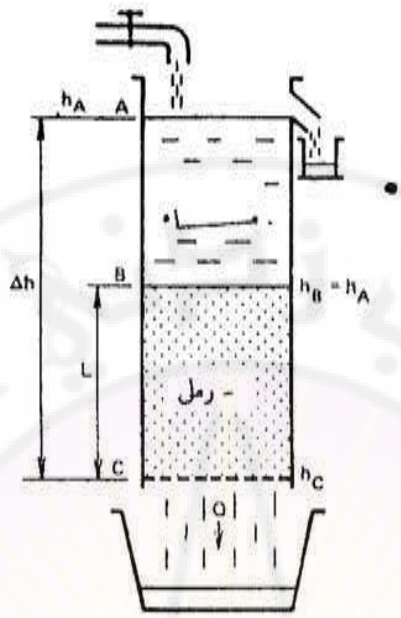
حيث :

A ـ هو مساحة مقطع عينة الرمل .

Δh ـ هو فرق الضاغط الذي تتعرض له عينة الرمل .

K ـ ثابت يتعلق بالوسط المسامي ويسمى معامل النفاذية .

L ـ هو سماكة عينة الرمل . انظر الشكل (١٢ـ٣) .



الشكل (١٢ ــ ٣)

بتقسيم طرفي العلاقة (١٢ــ٣) على (A) نحصل على سرعة وهمية للسائل كما لو أن الجريان يتم على كامل مقطع العينة . وهذا ما نسميه سرعة الرشح :

$$V = \frac{Q}{A}$$

وإذا رمزنا لضياعات الطاقة في واحدة الطول للوسط المسامي المدروس بـ $i = (\Delta h/L)$ والمسمى أيضاً بالتدرج الهيدروليكي فنحصل على :

$$V = K \cdot i \qquad (١٢ - ٤)$$

وهو الشكل الأبسط لقانون دارسي .

٣ـ١ـ معامل النفاذية الذاتي (k) :

اعتبر دارسي أن عامل النفاذية يتعلق فقط بخواص الوسط المسامي ولا تؤثر عليه صفات السائل الراشح • لكن الدراسات التي أجريت فيما بعد أثبتت أن هذا العامل يتعلق أيضاً بالخواص الفيزيائية للسائل الراشح •

إن استخدام معامل النفاذية (K) في حال حركة السوائل غير المتجانسة (ماء ـ نفط أو ماء ـ غاز) قد يؤدي إلى أخطاء كبيرة • لذلك في مثل هذه الحالة نلجأ إلى استخدام معامل النفوذية الذاتي (k) .

وقد وجد بالتجربة أن معامل النفاذية (K) يتناسب طرداً مع الكتلة الحجمية للماء وعكساً مع لزوجته التحريكية ويمكن البرهان على أن العلاقة بين (K و k) هي :

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} \qquad (١٢ - ٥)$$

حيث :

ρ ـ الكتلة الحجمية للماء •

g ـ تسارع الثقالة الأرضية •

μ ـ اللزوجة التحريكية للماء •

إن البعد لمعامل النفاذية (K) هو (L/T) أي بعد سرعة ويقدر عادة بال (cm/s) أو (m/d) أما البعد لمعامل النفاذية الذاتي (k) فهو (L^2) أي بعد مساحة ويقدر عادة بالدارس والذي يعادل ($10^{-12}\ m^2$) أو بالدارسي والمساوي لـ ($0{,}987 \cdot 10^{-12}\ m^2$) • وهو عبارة عن نفاذية وسط خاضع لتفرق

الضغط معادل لضغط جوي (٧٦٠ ملم زئبق) بالسم والذي يعطي غزارة مقدارها (١ سم^{٣}/ثا) عبر مقطع مساحته (١) سم^{٢} ولأجل سائل لزوجته تساوي (١) سنتيبواز •

كما يمكن أن نعرف معامل النفاذية (K) بأنه سرعة الرشح من أجل تدرج هيدروليكي مساوٍ للواحد •

إن العلاقة (١٢ــ٤) تعطي سرعة الرشح على فرض أن حركة المياه تتم خلال كامل مقطع الوسط المسامي (A) بما فيها الجـزء الصلب الذي نعتبر كأنه غير موجود • هذا التقريب مقبول في كثير من المسائل الهيدرولوجية • أما المسائل التي تتطلب السرعة الحقيقية للرشح فتستخدم لأجلها العلاقة :

$$V_R = \frac{Q}{A_1} \qquad (١٢ - ٦)$$

حيث :

A_1 ــ هي المساحة الفعلية لمقاطع المسامات التي يحصل رشح المـاء من خلالها •

V_R ــ السرعة الوسطية الحقيقية لحركة الماء •

وبما أن ($A_1 < A$) دوماً فإن السرعة الفعلية تكون دائماً أكبر من السرعة المحسوبة بالعلاقة (١٢ــ٤) فإذا فرضنا أن ($A_1 = 0{,}1\ A$) فإن السرعة الحقيقية تكون أكبر بعشر مرات من السرعة الوهمية •

٣ــ٢ــ معامل الناقلية المائية (T) : Cofficient of Transmissibility :

يستخدم إلى جانب معامل النفاذية معامل آخر يسمى معامل الناقية المائية (T) والذي يساوي إلى جداء عامل الرشح بسماكة الطبقة الحاملة للماء :

$$T = K \cdot h \qquad (١٢ - ٧)$$

حيث :

K — معامل النفاذية .

h — سماكة الطبقة الحاملة للماء .

T — معامل الناقلية ويقدر بـ (م٢/ثا أو م٢/يوم) .

يعبر هذا المعامل عن قدرة المستوى الحامل للماء ذي السماكة المنتظمة (h) والعرض (١ م) على إمرار المياه في واحدة الزمن تحت تأثير تدرج هيدروليكي مساوٍ للواحد .

يمكن أن نحسب الغزارة (Q) بدلالة معامل الناقلية (T) من العلاقة :

$$Q = K \cdot A \cdot i = T \cdot B \cdot i \qquad (٨ - ١٢)$$

حيث :

B — عرض الطبقة الحاملة للماء .

قبل الانتقال إلى مجال استخدام قانون دارسي نذكر ملاحظتين تتعلقان بالفرضيات التي قبلناها ضمنياً للوسط المدروس :

١ — على الرغم من فرضية العزل للوسط المسامي الذي تتبناه يجب الانتباه إلى أن الغطاء الجوفي السطحي حيث تتغير درجة الحرارة بشكل محسوس بين الصيف والشتاء فإن ذلك يؤدي إلى تغيرات غير مهملة لمعامل النفاذية . فمثلاً ينخفض هذا المعامل بمقدار (٤٠٪) في حال انخفضت درجة الحرارة من ٢٥° إلى ٥° مئوية .

٢ — اعتبرنا هنا أن خواص الوسط المسامي وبالتالي المسامية الحركية هي واحدة في كل الاتجاهات بينما في الواقع هذا الأمر ليس صحيحاً فمثلاً

الطبقات الرسوبية الرملية أو الرملية الغضارية ، وبسبب تطبقها ، يكون لها نفاذية أفقية أكبر بكثير من نفاذيتها الشاقولية ، ويمكن في بعض الحالات أن تكون النفاذية الأفقية أكبر بـ (١٠٠) مرة من النفاذية الشاقولية .

٣ـ٣ـ مجال استخدام قانون دارسي :

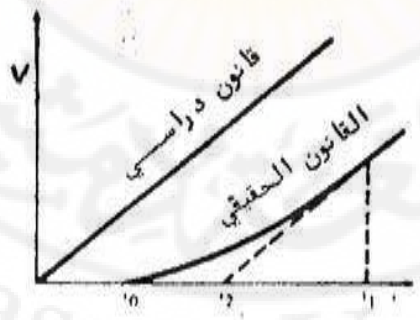
لقد تم وضع قانون دارسي بنتيجة التجربة والتي دعمت فيما بعد بالملاحظات الحقلية . ولكن في بعض الحالات عندما يكون التدرج الهيدروليكي ضعيفاً أو قوياً نلاحظ شذوذاً عن قانون دارسي ولكن هذه الحالات نادرة :

٣ـ٣ـ١ـ حالة تدرج هيدروليكي ضعيف :

نعطي مثالاً على ذلك للغضار المرصوص حيث تكون العلاقة بين الميل الهيدروليكي (i) والسرعة (V) معطاة على الشكل (١٢ـ٤) ونلاحظ ما يلي :

ـ تحت قيمة معينة للتدرج (i_0) تكون النفاذية معدومة .

ـ بين (i_0 و i_1) تكون العلاقة غير خطية بين (V و i) .



الشكل (١٢ ـ ٤)

ـ العلاقة تصبح خطية اعتباراً من قيمة ($i_1 < i$) ويصبح قانون دارسي قابلاً للتطبيق ويكون لدينا العلاقة :

$$V = K (i - i_2) \qquad (١٢ - ٩)$$

إن قيم (i_2 , i_1 , i_0) تتغير بشكل كبير حسب نوع الغضار وبنيته وتلعب نسبة الملوحة أيضاً دوراً في تحديد هذه القيم • فمن أجل المونتمورلينيت مثلاً فإن قيمة (i_2) من مرتبة العشرات •

٣ـ٣ـ٢ـ حالة تدرج هيدروليكي قوي :

عندما يزيد التدرج الهيدروليكي نلاحظ تجريبياً بأن علاقته بسرعة التسرب تصبح غير خطية ، وهذا ناتج عن قوى العطالة التي تصبح غير مهملة بالنسبة لقوى احتكاك اللزوجة والتي تؤخذ لوحدها بعين الاعتبار في قانون دارسي •

يتعلق التدرج الهيدروليكي الحدي ، والذي اعتباراً منه يصبح قانون دارسي غير قابل للتطبيق ، بشكل رئيس بالوسط المدروس • ومن أجل محاولة إيجاد حد التدرج الأعظمي المقبول وذلك كخاصية ذاتية للوسط نعرف أحياناً عدد رينولدز للأوساط المسامية وهو عدد لابعدي :

$$Re = \frac{V . \sqrt{k} . \rho}{\mu} \qquad (١٢ - ١٠)$$

حيث :

V ـ سرعة الرشح •

$\sqrt{k}$ ـ جذر النفاذية الذاتية (m) .

ρ — الكتلة النوعية للسائل .

μ — اللزوجة الديناميكية للسائل .

أو يمكن أن نحسب عدد رينولدز من العلاقة :

$$Re' = \frac{V \cdot d \cdot \rho}{\mu} \qquad (12 - 11)$$

حيث :

d — القطر المتوسط للحبات أو القطر الفعال (d_{10}) .

ملاحظة : يجب عدم الربط أو المقارنة بين هذا العدد وعدد رينولدز في الأنابيب.

عملياً يكون قانون دارسي قابلاً للتطبيق إذا كان عدد رينولدز في الوسط المسامي أقل من القيم الواقعة بين (١ و ١٠) حيث يكون الجريان صفحي بين المسامات .

من (١٠ إلى ١٠٠) يبدأ نظام جريان انتقالي حيث تصبح قوى العطالة غير مهملة وقانون دارسي يصبح غير قابل للتطبيق .

اعتباراً من القيمة (١٠٠) يصبح الجريان مضطرب داخل المسامات وفي هذه الحالة لا يمكن تطبيق قانون دارسي .

وبشكل عام ، باستثناء الجريانات في المناطق الكارستية وبالقرب من منشآت ضخ المياه ومن أجل السرعات الحقيقية للجريان فإن عدد رينولدز يكون أقل من القيمة الحدية ونبقى ضمن المجال الصفحي للجريان .

وكقيمة للتدرج الحدي يمكن أن نستخدم العلاقة التجريبية لـ (Sichardt) :

$$i = \frac{1}{15\sqrt{K}} \qquad (١٢ - ١٢)$$

حيث :

K — هي النفوذية بالـ (م/ثا) .

٣-٣-٣- قانون دارسي للجريان غير المستقر :

إن قانون دارسي التجريبي والنظري تم إعطاؤه من أجل الجريانات المستقرة (غير المرتبطة بالزمن) ويمكن البرهان على أنه في حال الجريانات غير المستقرة يدخل حد إضافي في قانون دارسي يتضمن المقدار ($\partial V/\partial t$) ولكن هذا الحد يكون دوماً مهملاً بما أن (V) صغيرة جداً في الوسط المسامي .

٣-٤- قياس النفاذية :

٣-٤-١- قياس النفاذية في المخبر :

ويتم ذلك بطريقتين حسب كون الوسط ذو نفاذية عالية أو ضعيفة :

أ - وسط ذو مسامية عالية :

إذا كانت مسامية الوسط غير ضعيفة يمكننا أن نستخدم فرق في الضاغط مسبب حصراً بالثقالة وهناك جهازان لقياس النفاذية .

١- جهاز ذو ضاغط ثابت :

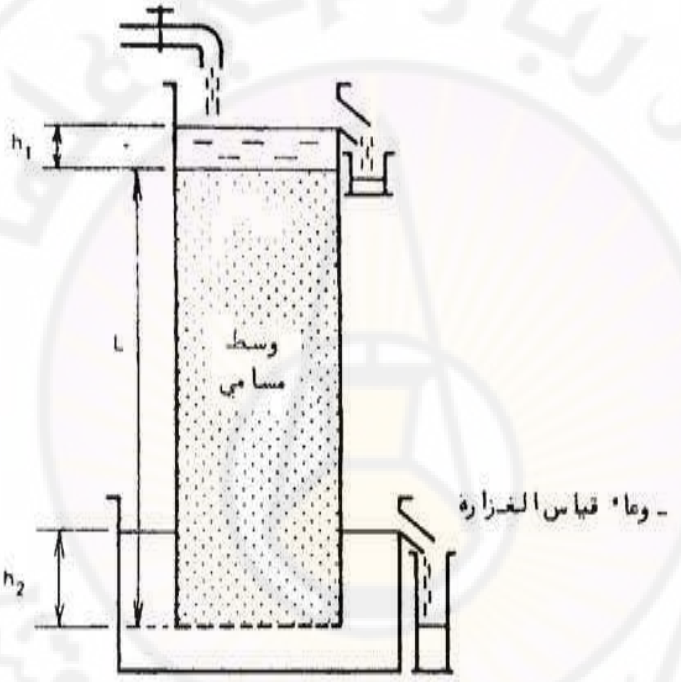
إذا كان (A) هو مقطع العينة للوسط المسامي يكتب قانون دارسي من العلاقة :

$$Q = K \cdot A \cdot i$$

أي :

$$K = \frac{Q \cdot L}{(h_1 + L - h_2) \cdot A} \qquad (١٢ - ١٣)$$

L , h_2 , h_1 — مبينة على الشكل (١٢ــ٥) .



الشكل (١٢ ــ ٥) جهاز ذو ضاغط ثابت

٢ــ جهاز ذو ضاغط متغير :

إذا كان عامل النفاذية أقل من ($١٠^{-٥}$ م/ثا) نستبدل جهاز الضاغط الثابت بجهاز ذو ضاغط متغير حيث يكون الضاغط المستخدم أكبر باستخدام أنبوب طويل ذو مقطع صغير (a) ويمكننا أن نكتب حسب قانون دارسي :

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{h}{L}$$

من جهة أخرى :

$$Q = -a \cdot \frac{dh}{dt}$$

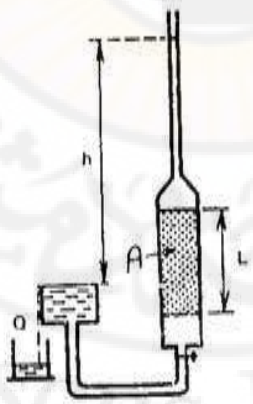
فيكون :

$$\frac{dh}{dt} \cdot a = -K \cdot A \cdot \frac{h}{L}$$

$$\Rightarrow \frac{dh}{h} = -\frac{A}{a} \cdot K \cdot \frac{dt}{L}$$

$$\Rightarrow \ln \cdot \frac{h}{h_0} = -\frac{A}{a} \cdot \frac{K}{L} \cdot (t - t_0) \qquad (١٢ - ١٤)$$

إذا رسمنا ($\ln h$) بدلالة الزمن نحصل على استقامة يكون ميلها متناسباً مع (K) .

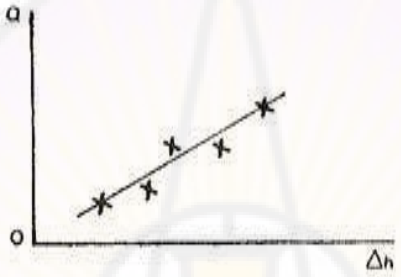


الشكل (١٢ – ٦) جهاز ذو ضاغط متغير

ب ـ وسط ذو مسامية ضعيفة :

إذا أردنا قياس نفاذية ذات قيمة ضعيفة نطبق فروق ضغط ذات قيم عالية بواسطة مضخة ونقيس الضغط على طرفي العينة وذلك لعدة قيم لـ (Q) ثم نرسم العلاقة بين (Q و Δh) .

إن الميل للاستقامة الناتجة يسمح بحساب معامل النفاذية (شكل ١٢ـ٧) نستخدم عادة في مثل هذه الحالة غاز بدلاً من الماء نظراً لسهولة نفاذه ضمن التربة وبمعرفة (ρ و μ) للغاز المستخدم يمكن أن نحسب معامل نفاذية التربة للماء .



الشكل (١٢ ـ ٧)

٣ـ٤ـ٢ـ قياس النفاذية في الموقع :

يتم تحديد معامل النفاذية بشكل دقيق في الموقع عن طريق ضخ المياه من بئر أو عدة آبار وقياس قيمة انخفاض سطح الماء الجوفي من خلال تشكيل مخروط الانخفاض . وتعتبر هذه الطريقة من أفضل الطرق لتحديد (K) . لهذه الغاية يتم إنشاء بئر أو عدة آبار حيث يتم قياس كمية التصريف المائي المأخوذ من بئر الضخ ومراقبة منسوب سطح المياه الجوفية في آبار مراقبة قريبة .

إن تحديد قيمة (K) يتم من خلال قياس هبوط سطح المياه الجوفية في بئر أو عدة آبار قريبة من البئر الذي يتم الضخ منه . وسندرس في مكان لاحق من هذا الفصل كيفية تحديد شكل مخروط انخفاض سطح المياه الجوفية عند ضخ المياه من بئر أو ما يسمى أحياناً مخروط الخفض .

الجدول (١٢ــ٢) يعطي العلاقات التي نحسب بواسطتها قيمة (K) بوحدة (m/s) .

حيث :

x_i — بعد آبار المراقبة عن بئر الضخ .

Z_i — منسوب المياه الجوفية في بئر المراقبة .

r — نصف قطر بئر الضخ .

R — نصف قطر التأثير .

h_i — منسوب المياه الجوفية في بئر الضخ المناظر لتصريف ثابت (q_i)

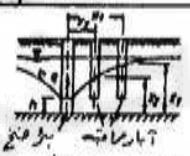
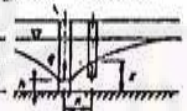
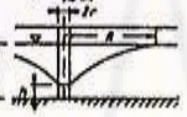
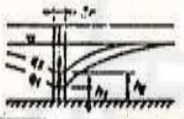
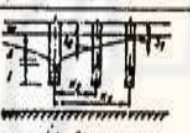
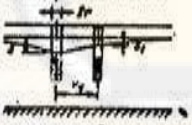
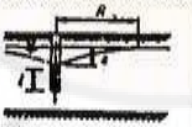
L — طول الفلتر (الطول الذي تدخل من خلاله المياه الجوفية إلى البئر) .

S_i — مقدار الانخفاض في منسوب المياه الجوفية بالنسبة للمنسوب الابتدائي (أي قبل الضخ) .

q_i — التصريف المسحوب من بئر الضخ (m^3/s) .

يتم قياس الانخفاض في منسوب سطح المياه الجوفية (S_i) وكذلك مناسيب المياه الجوفية في آبار المراقبة بعد أن يتم سحب المياه من بئر الضخ ويستقر المنسوب في آبار الضخ والمراقبة .

على الجدول (١٢ــ٢) كل معادلة من معادلات حساب (K) تنطبق على الشروط الموضحة جانباً ولاسيما عدد آبار المراقبة . إن بعد بئر المراقبة الأقرب إلى بئر الضخ يجب ألا يتجاوز (5m) ، وتكون هذه المسافة كبيرة كلما كانت الطبقة الحاملة للمياه ذات حبيبات خشنة وذات سماكة أكبر . أما بعد بئر المراقبة التالي فيؤخذ وسطياً ضعف المسافة بين البئر الأول وبئر الضخ وذلك عن بئر المراقبة الأول .

رقم	تتم القياسات في		توضع الآبار المراقبة وبئر الضخ وشاقوب المياه	معادلة حساب (K) m/s
	بئر الضخ	آبار المراقبة		
1	$q;h$	$z_1;z_2$		$k=\frac{q}{\pi}\cdot\frac{\ln x_1-\ln x_2}{z_1^2-z_2^2}$
2	$q;h$	z		$k=\frac{q}{\pi}\cdot\frac{\ln x-\ln r}{z^2-h^2}$
3	$q;h$	–		$k=\frac{q}{\pi}\cdot\frac{\ln R-\ln r}{H^2-h^2}$
4	$q_1\rightarrow h_1$ $q_2\rightarrow h_2$	–		$k=\frac{q_1-q_2}{\pi}\cdot\frac{\ln R-\ln r}{h_2^2-h_1^2}$
1	$q;s$	$s_1;s_2$		$k=\frac{0{,}366\,q\,(\lg x_1-\lg x_2)}{(s_1-s_2)(2s-s_1-s_2+l)}$
2	$q;s$	s_1		$k=\frac{0{,}366\,q\,(\lg x_1-\lg r)}{(s-s_1)(s-s_1+l)}$
3	$q;s$	–		$k=\frac{0{,}366\,q\,(\lg R-\lg r)}{(s+l)s}$

الجدول (١٢ – ٢)

تستخدم في بعض الحالات طرق حقن لمواد منحلة أو ملونة مثل الفلوريسين للمياه الجوفية ولكن سيئة هذه الطريقة هو أن هذه المواد تتأثر كثيراً بعدم تجانس الوسط المسامي ومعرضة للادمصاص مما يؤدي لإعطاء قيم غير صحيحة .

الجدول (١٢ــ٣) يعطي قيم (K) بالنسبة لبعض أنواع الصخور :

التربـــة	K (m/s)
رمل ناعم	10^{-2}
رمل بحصي ورمل خشن	$10^{-2} - 10^{-3}$
رمل متوسط	$10^{-3} - 10^{-4}$
رمل ناعم	$10^{-4} - 10^{-5}$
غضـــار	$10^{-9} - 10^{-8}$
تربة طينية	$10^{-8} - 10^{-11}$

الجدول (١٢ ــ ٣)

ملاحظـة :

تقسم الصخور بشكل كيفي إلى نفوذة وكتيمة حسب كون معامل نفاذيتها أكبر أو أصغر من (10^{-9}) .

٣ــ٥ــ معامل النفاذية الوسطي لعدة طبقات متجاورة :

بفرض وجود عدة طبقات متجاورة وبفرض أن خواص كل من هذه الطبقات متجانسة ، يمكن البرهان على وجود معامل نفاذية وسطي لهذه الطبقات انطلاقاً من معاملات النفاذية لكل منها . ونميز حالتين :

آ ــ في حال وجود هذه الطبقات (أو الكتل) على التسلسل يكون قانون النفاذية المتوسطة هو التالي :

$$Km = \frac{\sum_{1}^{n} li}{\sum_{1}^{n} \frac{li}{Ki}} \qquad (١٢ - ١٥)$$

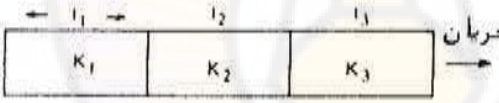
حيث :

n ــ عدد الطبقات (الكتل) .

l_i ــ طول الكتلة (i) .

K_i ــ معامل النفاذية للكتلة (i) .

Km ــ النفاذية المتوسطة لمجموع الكتل .



الشكل (١٢ ــ ٨) طبقات متوضعة على التسلسل

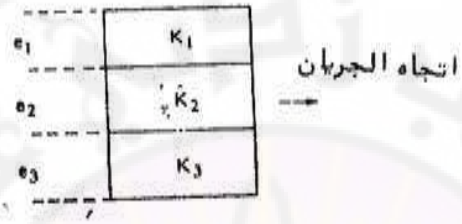
ب ــ في حال توضع هذه الطبقات فوق بعضها البعض وبحيث تكون موازية لاتجاه الجريان شكل (١٢ــ٩) تعطى النفاذية المتوسطة من العلاقة التالية :

$$Km = \frac{\sum_{1}^{n} ei\ Ki}{\sum_{1}^{n} ei} \qquad (١٢ - ١٦)$$

حيث :

e_i — سماكة الطبقة (i) .

K_i — معامل النفاذية للطبقة (i) .



الشكل (١٢ — ٩) طبقات متوضعة على التوازي

٤ — التصريف النوعي ومعامل التخزين :

عندما تتصرف المياه بشكل حر أو بواسطة مضخة من طبقة حاملة لها ، فإن جزءاً من هذه المياه يتبقى في المسام بتأثير قوى التجاذب بين المياه والحبيبات وقوى التوتر السطحي .

يعبر عن كمية المياه المتبقية في المسام بخاصية الاحتفاظ النوعي Specific retention والتي يرمز لها بـ (Sr) حيث :

$$Sr = \frac{Vr}{V} \times 100 \qquad (١٢ - ١٧)$$

حيث :

Vr — هو حجم المياه المتبقية في المسام بتأثير قوى التجاذب وقوى التوتر السطحي لحجم من التربة مقدارة (V) .

أما النسبة المئوية بين حجم المياه التي تتصرف تصريفاً حراً أو تسحب بواسطة مضخة (V_y) من حجم معين من التربة مشبع بالماء إلى هذا الحجم من التربة (V) فتسمى بالتصريف النوعي (Specific yield) ويرمز له بـ (S_y) حيث :

$$S_y = \frac{V_y}{V} \times 100 \qquad (١٢ - ١٨)$$

وتكون المسامية الكلية (W) تساوي :

$$W = S_r + S_y \qquad (١٢ - ١٩)$$

مما سبق يمكن القول إن التصريف النوعي (S_y) يكون دوماً أقل من قيمة المسامية (W) . وتتوقف العلاقة بين التصريف النوعي والمسامية على حجم حبيبات التربة حيث يكون التصريف النوعي للتربة الناعمة صغيراً بينما للتربة الخشنة يكون التصريف النوعي كبيراً .

إن سحب أو إعطاء المياه لطبقة حاملة حرة يسبب تغيراً في حجم المياه المخزون في الطبقة . هذا التغير يساوي حاصل ضرب الحجم من الطبقة الحاملة المحدد بين سطح المياه الجوفية الابتدائي وسطحها بعد فترة زمنية معينة مضروباً بالقيمة المتوسطة للتصريف النوعي (S_y) للطبقة الحاملة .

أما بالنسبة لطبقة حاملة محصورة فيعبر عن تصريفها النوعي بمعامل يسمى معامل التخزين (Storage Coefficient) ويرمز له بـ (S) . ويعرف على أنه حجم المياه الذي يفقد من المخزون في عمود من الطبقة الحاملة مساحة قاعدته الوحدة إذا ما هبط السطح البيزومتري مسافة مقدارها الوحدة . وهو كمية لابعدية تتراوح قيمتها لمعظم الطبقات الحاملة للماء في حدود ($0.00005 < S \leq 0.005$) .

٥ ـ أنواع الطبقات الحاملة للماء aquifer :

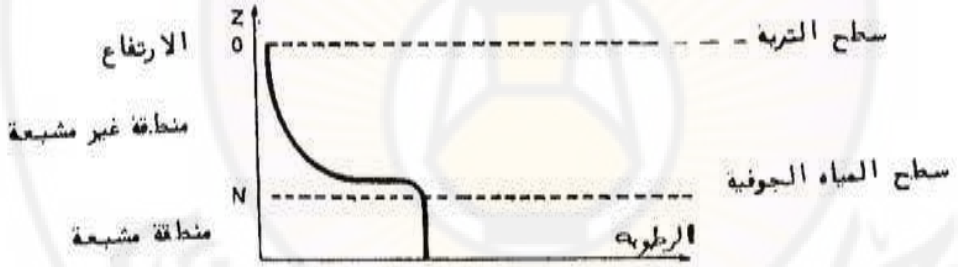
تعريف الطبقة الحاملة للماء aquifer : هي عبارة عن جسم (طبقة أو كتلة)

من الصخر نفوذ يحتوي على طبقة مشبعة بالماء وذات ناقلية كافية للسماح بحصول جريان ذو معنى للمياه الجوفية ويمكن أن تتضمن هذه الطبقة منطقة غير مشبعة .

تكون المنطقة المشبعة (Zone of Saturation) ذات فراغات مملوءة كليـاً بالماء الخاضع لضغط هيدروستاتيكي موجب وتسمى المياه في هذه المنطقة بالمياه الجوفية (Ground Water) .

أما الطبقة غير المشبعة (Zone of aeration) فيكون قسم من الفراغات فيها مملوء بالماء والقسم الباقي مملوء بالهواء . وتكون هذه الطبقة معرضة لضغوط سالبة أقل من الضغط الجوي .

يفصل ما بين الطبقتين المشبعة وغير المشبعة سطح مائي يسمى سطح الميـاه الجوفيـة (Water table) كما في الشكل (١٢ــ١٠) وتكون شدة الضغط عند هذا السطح في أي نقطة مساوية للضغط الجوي .



الشكل (١٢ ــ ١٠) يعطي تغير رطوبة التربة مع العمق حيث تزداد رطوبة التربة في المنطقة غير المشبعة كلما ابتعدنا عن سطح الارض وتتعلق الرطوبة في هذه المنطقة بمعاملي النفاذية والمسامية للتربة . واعتباراً من المنسوب (N) تبقى الرطوبة ثابتة مع العمق وهي المنطقة المشبعة

٥ــ١ــ المياه الجوفية الحرة (ذات السطح الحر) :

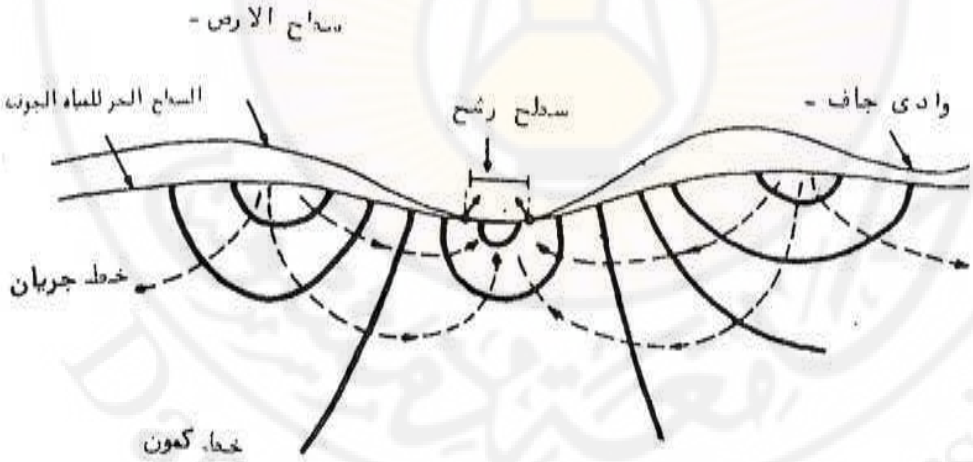
وهي المياه التي ينطبق فيها السطح البيزومتري على سطح المياه الحر وتعلوها طبقة غير مشبعة . ونعطي فيما يلي أمثلة على المياه الجوفية الحرة :

٥ـ١ـ١ـ المياه الجوفية لوادٍ :

في المناطق ذات المناخ المعتدل وبفرض أن التربة ذات مسامية ونفاذية منتظمتين، ترشح مياه المطر لتغذي المياه الجوفية والتي تتحرك باتجاه المخارج • هذه المخارج هي عبارة عن النقاط المنخفضة طبوغرافياً (أنهار أو ينابيع) •

لنأخذ المثال المرسوم على الشكل (١٢ـ١١) والذي يمثل مقطع في طبقة من الحوار وقد رسمت عليه خطوط الجريان وخطوط تساوي الكمون (أو المنحنيات البيزومترية) • إذا كانت النفاذية للوسط متجانسة فتكون خطوط الجريان متعامدة على خطوط الكمون •

يتحدد الجريان حسب ميل السطح الحر وهو يتم على كامل سماكة الطبقة الحاملة للماء لكن السرعات تكون بالقرب من السطح أعلى منها في العمق وذلك لأن المسافة المقطوعة في الحالة الأولى تكون أقصر منها في الحالة الثانية من أجل الفرق نفسه في الضاغط •



الشكل (١٢ ـ ١١)

يتم تصريف المياه الجوفية إلى الوادي الأخفض بينما تبقى بقية الوديان جافة. نسمي المنطقة التي تخرج منها المياه بسطح الرشح .

في حالة الحوار لا يمكننا الحديث عن أساس (أرضية) للطبقة الجوفية حيث أن سماكة الصخر يمكن أن تصل إلى عدة مئات من الأمتار ولكن فقط الجزء العلوي يكون متشققاً ونفوذاً (مثلاً بسماكة ١٠ــ٣٠ م) أما الجزء السفلي فيكون ذو نفاذية ضعيفة جداً .

نفرض غالباً عملياً بأن سرعات الجريان للمياه الجوفية تكون موازية لسطح الماء الحر ما عدا المناطق المجاورة مباشرة للمصارف ولخطوط تقسيم المياه .

تسر عادة خطوط تقسيم المياه الجوفية من النقاط العالية لسطح المياه الجوفية وليس من الضروري أن تنطبق على خطوط تقسيم المياه السطحية للحوض الصباب.

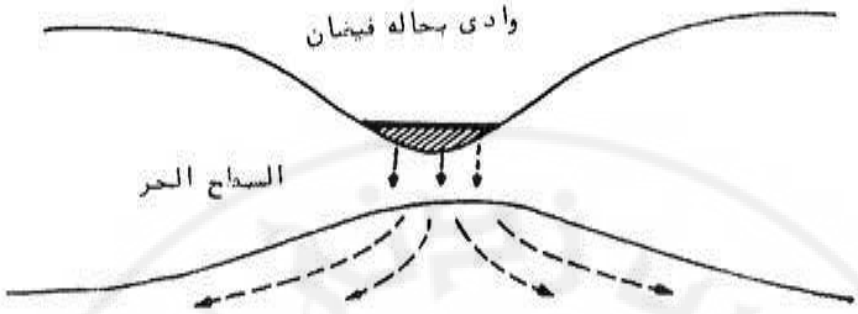
يتغير منسوب الماء خلال العام لعدة أمتار حيث تتم تغذية المياه الجوفية من مياه المطر فقط في الشتاء ، لذلك فإن منسوب الماء ينخفض صيفاً ويرتفع شتاءً بعد الهطول الذي يحدث في الخريف . إذا كان سطح المياه الجوفية عميقاً (١٠ــ٣٠ م) فإن زمن انتقال المياه عبر المنطقة غير المشبعة يكون طويلاً نسبياً .

٥ــ١ــ٢ــ المياه الجوفية للوادي في المناطق الجافة :

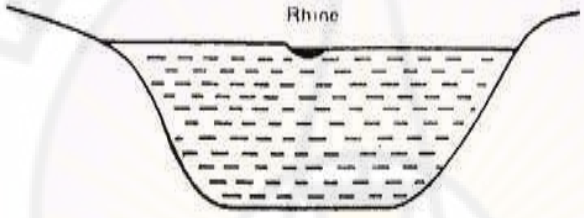
في هذه الحالة تكون الصورة التي رأيناها في الحالة السابقة معكوسة حيث يكون رشح مياه المطر ضعيفاً وأقل من التبخر النتحي . هذه الوديان تتلقى كمية وافرة من مياه الفيضانات الموسمية والتي يمكن أن ترشح وتغذي المياه الجوفية وهي المصدر الرئيسي لتغذيتها شكل (١٢ــ١٢) .

٥ــ١ــ٣ــ المياه الجوفية للطمي :

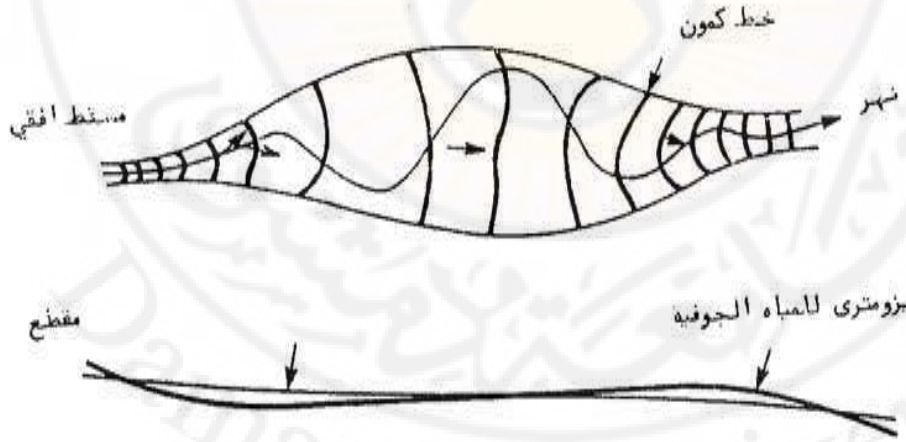
وهي المياه الجوفية الحرة الموجودة ضمن طبقة الطمي والتي تكون متوضعة على طول مسار المجاري المائية كالأنهار .



الشكل (١٢ ــ ١٢) وادي في منطقة جافة



الشكل (١٢ ــ ١٣) مقطع عرضي في طبقة الطمي التي تحتوي نهر الراين



الشكل (١٢ ــ ١٤) مسقط افقي لحدود طبقة الطمي الحاوية على النهر
والتغيرات الطولية لمستوى الماء في النهر وللغطاء الجوفي على طول النهر

ويكون هناك توازن بين المياه الجوفية ومياه النهر حيث تغذي المياه الجوفية النهر أحياناً ويحدث العكس أحياناً أخرى . نأخذ على سبيل المثال سهل الراين والمتضمن طبقة طمي حديث تصل سماكتها في بعض الأحيان الى ١٠٠ متر تحتوي على بحص ورمل نفوذ جداً . وهذه الطبقة مشبعة حتى سطح التربة تقريباً وتعتبر من أكبر مصادر المياه الجوفية في فرنسا (شكل ١٢ــ١٣) .

بشكل عام جميع مجاري المياه السطحية تخط مجراها ضمن طبقة طمي على اتصال هيدروليكي معها وفي حال نهر الراين رسمنا على الشكل مسار النهر ضمن طبقة الطمي والتي تكون في بعض الأماكن أعرض منها في الأماكن الأخرى (شكل ١٢ــ١٤) .

على الشكل السابق نفسه ، رسمنا مقطعاً طولياً يبين تغيرات مناسيب النهر ومنسوب المياه الجوفية على طول مسار النهر .

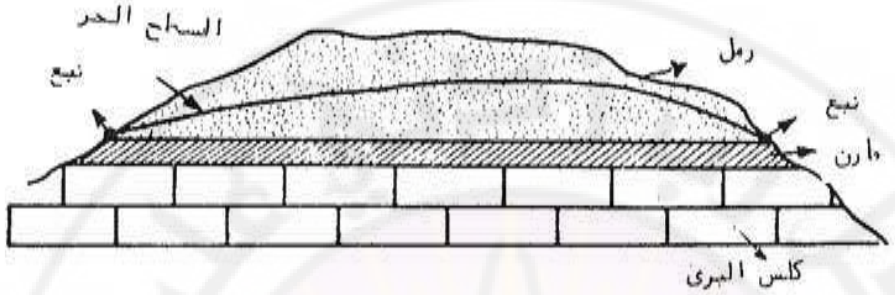
نلاحظ أنه عند مدخل السهل يكون منسوب الماء في النهر أعلى من منسوب المياه الجوفية وبالتالي فإن النهر هو الذي يغذي المياه الجوفية وتكون هنا خطوط تساوي الكمون متقاربة (يكون الجريان الجوفي سريع ومتباعد) . في وسط السهل يكون الجريان أقل سرعة ويكون هناك توازن تقريباً بين النهر والمياه الجوفية . أما في أسفل السهل فيحصل العكس حيث أن تضيقه يؤدي إلى تصريف المياه الجوفية إلى النهر وتكون غالباً منطقة مستنقعات لأن المياه قريبة جداً من السطح ومنسوبها أعلى من منسوب مياه النهر . هذا النوع من المياه الجوفية يسمى مدعوماً لأنه على اتصال مع سطح مائي (نهر أو بحيرة مثلاً) .

ملاحظة :

يمكن أن يحصل انسداد في سرير النهر بسبب المواد الناعمة مما يسبب انقطاعاً هيدروليكياً بين النهر والمياه الجوفية . ويحصل ذلك خصوصاً في الأنهار التي تكون تصاريفها منتظمة بواسطة سدود والتي تمنع أو تحد من الفيضانات الضيقة التي تحرك هذه المواد الناعمة .

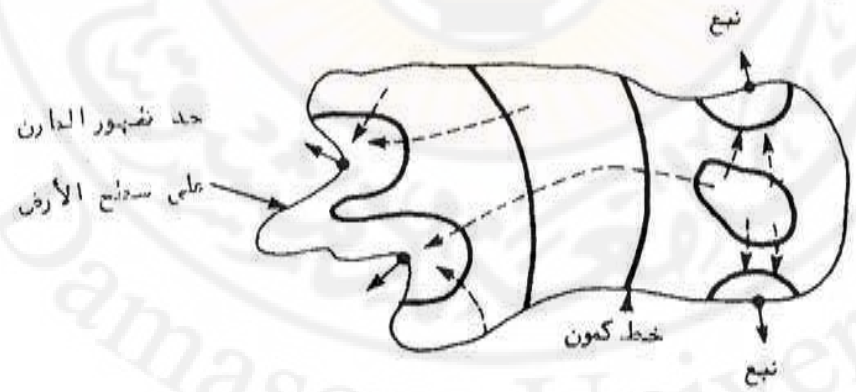
٥ـ١ـ٤ـ المياه الجوفية غير المدعومة والمعلقة :

وهي المياه الجوفية المحدودة من الأسفل بطبقة كتيمة ولا تكون متصلة بمجرى مائي يغذيها • ونأخذ المثال الموجود على الشكل (١٢ـ١٥) حيث نجد مقطعاً



الشكل (١٢ ـ ١٥) مقطع جيولوجي

جيولوجياً يحتوي على ثلاث طبقات : كلسية في الأسفل ومارنية في الوسط ورملية في الأعلى • ونلاحظ بأن السطح الحر للمياه الجوفية الموجودة ضمن الرمل تتوضع على أساس كتيم من المارن • ونلاحظ وجود ينابيع على طرفي الكتلة • هذه الينابيع **يمكن أن نشاهدها أيضاً على الشكل (١٢ـ١٦) والذي يمثل مسقطاً أفقياً للشكل** (١٢ـ١٥) • وتتوضع الينابيع الهامة في الوديان في النقاط المنخفضة من طبقة المـارن •

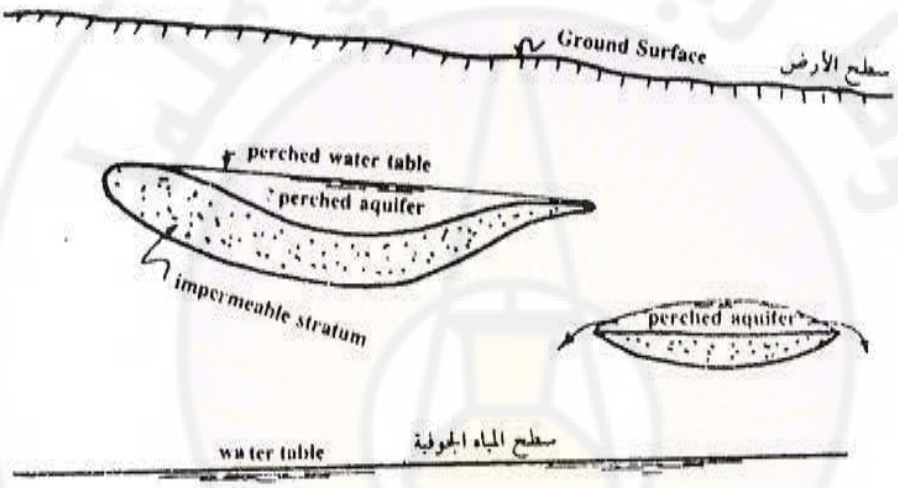


الشكل (١٢ ـ ١٦) مسقط افقي

في حال وجود مياه حرة تحت الطبقة الكتيمة أو ضعيفة النفوذية (المارن في الحالة هذه) أي في الطبقة الكلسية تسمى المياه الجوفية العليا مياه جوفية معلقة.

وتتم تغذية المياه الجوفية السفلية من المياه الجوفية العلوية عبر الطبقة الوسطى ضعيفة النفاذية (نسمي هذا التسرب) .

يمكن أن نعطي مثالاً آخر على المياه المعلقة (Perched aquifer) عندما تكون المياه الجوفية منفصلة عن المياه الجوفية الرئيسية بواسطة طبقة كتيمة مساحتها محدودة شكل (١٢ــ١٧) .



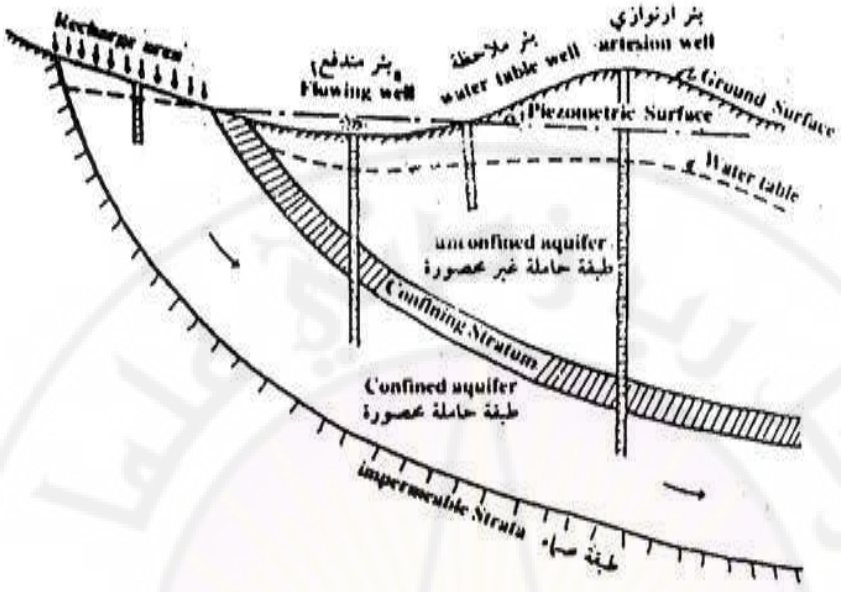
الشكل (١٢ ــ ١٧) مياه جوفية معلقة

٥ــ٢ــ المياه الجوفية المحصورة :

نقول عن المياه الجوفية بأنها محصورة إذا كانت تعلوها طبقة قليلة أو عديمة النفاذية وإذا كان الضاغط الهيدروليكي للماء أعلى من منسوب سقف المياه الجوفية شكل (١٢ــ١٨) .

عندما نحفر بئراً في مثل هذا النوع من المياه الجوفية فإن الماء يصعد فجأة في البئر عندما نثقب السقف الكتيم لطبقة المياه الجوفية المحصورة حيث يكون الماء المحتوى ضمن هذه الطبقة خاضعاً لضغط أكبر من الضغط الجوي .

في حال كان الضغط الهيدروليكي كافياً حتى يصعد الماء فوق سطح الأرض



الشكل (١٢ ــ ١٨) طبقة مياه جوفية محصورة

ويتدفق (أي الضاغط البيزومتري أعلى من سطح التربة) نسمي المياه الجوفية بالارتوازية والبئر ارتوازي أو متدفق .

ملاحظـة :

في بعض المراجع يعتبر البئر ارتوازي إذا صعد الماء حتى منسوب أخفض من منسوب سطح التربة ، أما إذا صعد الماء فوق سطح الأرض فيسمى بئر متدفق .

يجب أن نتذكر دائماً بأنه عندما ينخفض الضاغط للمياه الجوفيـة بسبب استثمارها :

١ ــ تقل السماكة المغمورة للمياه الجوفيـة الحـرة وبالتالي يقـل معامل الناقلية T ($T = K \times h$) والمقطع الذي يتم الجريان من خلاله .

٢ ــ من أجل المياه الجوفية المحصورة تبقى السماكة التي يتم من خلالها الجريان نفسها وكذلك الناقلية طالما أن انخفاض الضاغط البيزومتري لا يصل إلى مستوى أخفض من سقف طبقة المياه الجوفية المحصورة أي ان هبوط السطح البيزومتري يعكس تبدلات الضغط في الطبقة الارتوازية وليس تغيرات في حجم المياه المخزونة كما هو الحال ي المياه الجوفية الحرة .

٦ ــ الجريان باتجاه الآبـار :

٦ــ١ــ الجريان المستقر المركزي تجاه بئر :

عندما نسحب المياه من بئر يخترق طبقة حاملة محصورة أو حرة يحدث خفض (drowdown) لمناسيب السطح البيزومتري في حـالة الطبقة المحصورة شكل (١٢ــ١٩) ولمناسيب سطح المياه الجوفية في حالة الطبقة الحرة شكل (١٢ــ٢٠) . والشكلين المذكورين يمثلان مقطعاً رأسياً في التربة يظهر عليهما شكل منحني الخفض الذي يوضح التغير في معدل الانخفاض تبعاً للمسافة المقاسة من البئر وعلى ذلك فإن شكل الانخفاض في السطح حول البئر سوف يكون مخروطياً ويسمى مخروط الخفض حيث الحدود الخارجية لقاعدة المخروط تمثل مساحة تأثير البئر وندرس فيما يلي الحالتين المذكورتين :

٦ــ١ــ١ــ حالة طبقة حاملة للماء محصورة :

الشكل (١٢ــ١٩) يوضح حالة بئر يخترق بالكامل طبقة حاملة محصورة ومتجانسة والمطلوب إيجاد علاقة تربط بين التصريف المسحوب من البئر وبين أبعاد مخروط الخفض وخواص الطبقة الحاملة . نفرض أولاً أن الطبقة الحاملة محددة وشكلها في المسقط الأفقي دائري .

يمكن إيجاد هذه العلاقة باعتبار الجريان ثنائي الاتجاه وباستخدام فروض ديبوي والتي تنص على أن :

١ ــ سرعة الجريان تتناسب مع ظل زاوية ميل السطح البيزومتري (dh/dr) بدلاً من تناسبها مع جيب هذه الزاوية (dh/dL) .

٢ ــ خطوط الجريان أفقية والسرعات موزعة بانتظام على أي خط رأسي • بفرض أن السطح البيزومتري الابتدائي أفقي وحيث أن التصريف المار (Q) من مقطع معين نصف قطره (r) مساوي للتصريف المسحوب من البئر فإن :

$$Q = A \cdot V = 2\pi r y K \frac{dh}{dr} \qquad (١٢ - ٢٠)$$

وبذلك يكون لدينا :

$$\int_{h_w}^{h_0} dh = \frac{Q}{2\pi K y} \int_{r_w}^{r_0} \frac{dr}{r}$$

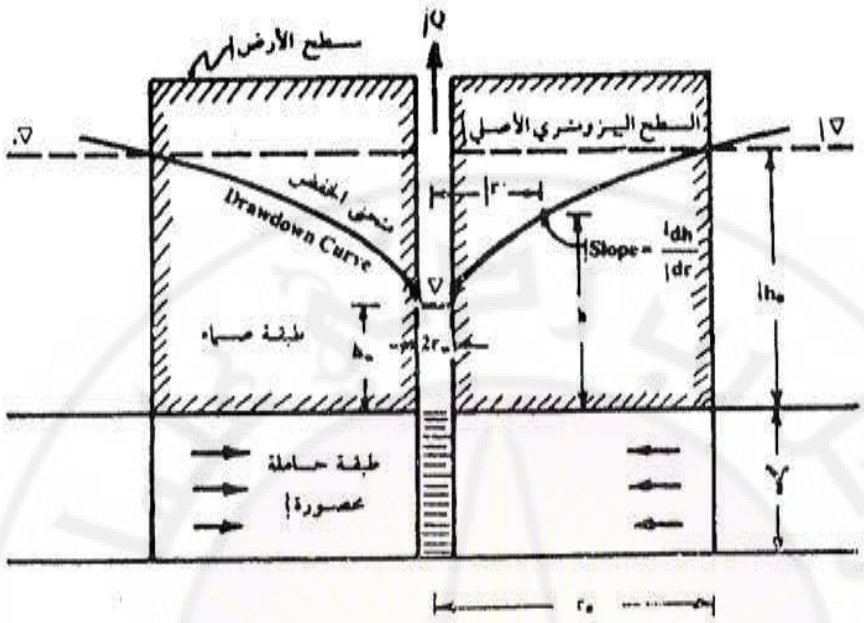
وبالتكامل ينتج أن :

$$h_0 - h_w = \frac{Q}{2\pi K y} \ln \frac{r_0}{r_w}$$

$$\Leftrightarrow Q = 2\pi K y \frac{(h_0 - h_w)}{\ln (r_0/r_w)} \qquad (١٢ - ٢١)$$

في الحالة العامة إذا كانت الطبقة الحاملة غير محدودة لا يكون هناك حدود لقيمة (r) وعلى ذلك يمكن إعادة صياغة المعادلة (١٢ــ٢١) بالشكل :

$$Q = 2\pi K y \frac{\ln (r/r_w)}{(h - h_w)} \qquad (١٢ - ٢٢)$$



الشكل (١٢ ــ ١٩) بئر يخترق طبقة حاملة محصورة

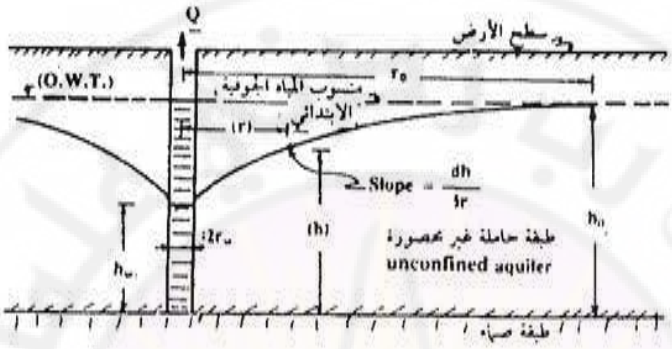
تستخدم المعادلة (١٢ــ٢١) لتحديد معامل النفاذية للتربة (K) وذلك بحفر بئري مراقبة قريبين من البئر الأصلي ويبعدان عنه مسافتين (r_1 ، r_2) وبفرض أن ارتفاعات السطح البيزومتري فيهما على الترتيب هما (h_1 ، h_2) • وبمكاملة العلاقة (١٢ــ٢٠) لهذه الحالة نحصل على :

$$K = \frac{Q}{2\pi y (h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1} \qquad (١٢ - ٢٣)$$

من أجل تطبيق هذه العلاقة والعلاقات السابقة يجب أن يكون الجريان مستقر وذلك بسحب المياه بتصريف ثابت ولفترة طويلة •

٦ــ١ــ٢ــ طبقة حاملة للماء غير محصورة :

الشكل (١٢ــ٢٠) يوضح حالة بئر يخترق بالكامل طبقة حاملة متجانسة غير



الشكل (١٢ ــ ٢٠) بئر يخترق طبقة حاملة غير محصورة

محصورة باستخدام فروض ديبوي يمكن إيجاد علاقة تربط بين التصريف المسحوب من البئر وأبعاد مخروط الانخفاض • وبفرض أن سطح المياه الجوفية الابتدائي أفقي فإن التصريف المسحوب من البئر هو :

$$Q = 2\pi r h Z \frac{dh}{dr} \qquad (١٢ - ٢٤)$$

$$\int_{hw}^{h_0} h\,dh = \frac{Q}{2\pi K} \int_{r_w}^{r_0} \frac{dr}{r}$$

$$\Rightarrow Q = \pi K \frac{h_0^2 - hw^2}{\ln (r_0/r_w)} \qquad (١٢ - ٢٥)$$

تؤخذ قيمة نصف قطر التأثير عادة في حدود تتراوح بين ١٥٠ــ٣٠٠ م •

٦ـ١ـ٣ـ حالة بئر موجود في منطقة جريان منتظم :

إذا كانت المياه الجوفية في حالة جريان منتظم وغالباً ما يكون الحال كذلك في معظم التطبيقات العملية كما هو موضح على الشكل (١٢ـ٢١) في هذه الحالة يكون السطح البيزومتري (في حالة طبقة محصورة) أو سطح المياه الجوفية (في حالة الطبقة غير المحصورة) مائل في اتجاه الجريان .

ويمكن استنتاج التصريف في هاتين الحالتين من العلاقات :

١ ـ في حالة بئر في طبقة محصورة يكون :

$$Q = \pi \, y \, r \, K \, (iu + id) \qquad (١٢ - ٢٦)$$

حيث :

(iu ، id) ـ هما ميل السطح البيزومتري عند نقطتين تبعدان عن محور البئر مسافة (r) أحدهما من الأمام والآخر من الخلف بالنسبة لاتجاه الجريان .

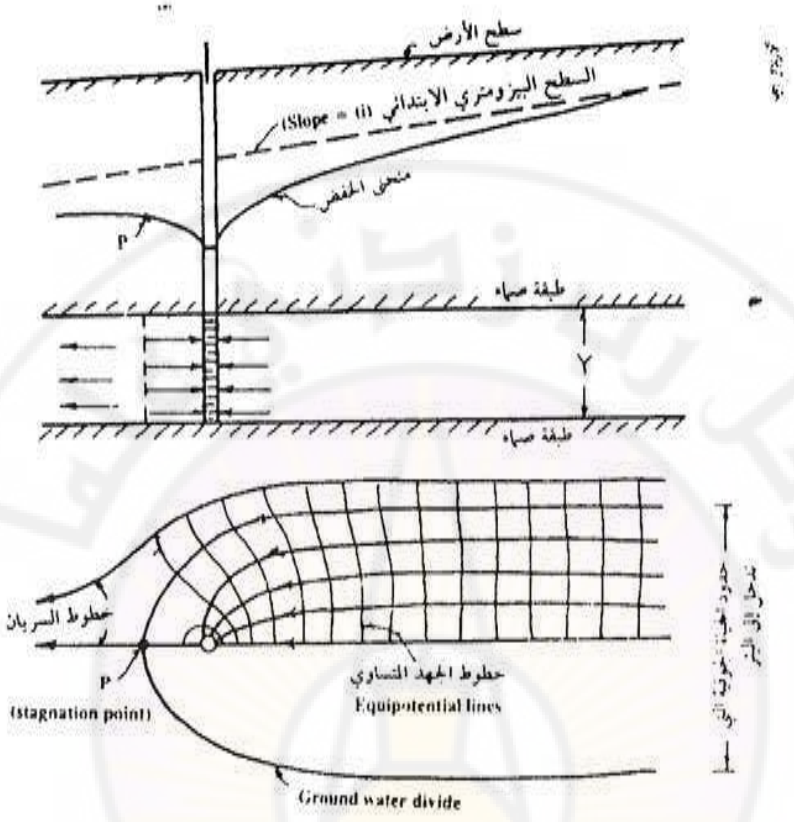
٢ ـ حالة بئر في طبقة غير محصورة يكون :

$$Q = \frac{\pi \, r \, K}{2} \, (hu + hd) \, . \, (iu + id) \qquad (١٢ - ٢٧)$$

حيث :

(iu ، id) ـ كما في الحالة السابقة حيث الميل المقاس هو ميل المياه الجوفية .

(hu ، hd) ـ هما العمق المشبع عند نقطتين تبعدان عن محور البئر مسافة (r) أحدهما من الأمام والآخر من الخلف بالنسبة لاتجاه الجريان .



الشكل (١٢ ــ ٢١) بئر موجود في منطقة جريان منتظم (حالة طبقة محصورة)

٦ــ١ــ٤ــ الآبار التي تخترق الطبقة الحاملة جزئياً :

يقال عن بئر إنه يخترق الطبقة الحاملة جزئياً إذا كان طول الجزء الذي تدخل منه المياه إلى البئر أقل من سمك الطبقة الحاملة ، في هذه الحالة فإن البئر لا يصل إلى قاع الطبقة الحاملة كما في الشكل (١٢ــ٢٢ آ و ب) بشكل عام من أجل نفس قيمة الانخفاض فإن التصريف المسحوب من بئر غير تام يكون أقل منه في حالة البئر التام .

لحالة جريان ثابت تجاه بئر يخترق جزئياً طبقة حاملة محصورة والموضح على الشكل (١٢ــ٢٢ ــ آ) فإنه يمكن تطبيق العلاقة التالية :

$$h_o - h_w = \frac{Q}{2\pi K}\left(\frac{1}{hs}\ln\frac{\pi\, hs}{2\, r_w} + \frac{0,1}{y} + \frac{1}{y}\ln\frac{r_o}{2y}\right)$$

(١٢ ــ ٢٨)

h_o ــ هو الضاغط عند نصف قطر دائرة التأثير (r_o) .

المعادلة (١٢ــ٢٨) صحيحة في حدود ($hs/y \geqslant 0,77$) وأيضاً ($hs/2r_w) \geqslant 5$) .

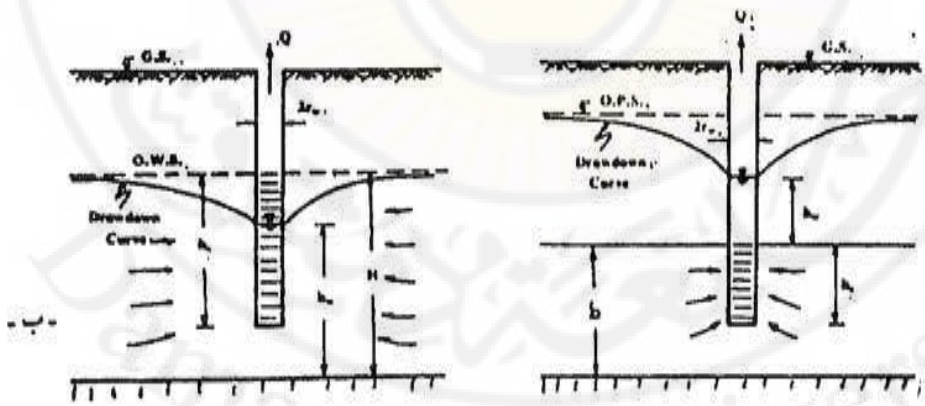
أما إذا كان البئر يخترق جزئياً طبقة حاملة غير محصورة كما هو موضح على الشكل (١٢ــ٢٢ ــ ب) فإنه يمكن تطبيق العلاقة التالية :

$$h_{2H} - h_w = \frac{Q}{4\pi K}\left[\frac{2}{hs}\ln\frac{\pi\, hs}{2\, r_w} + \frac{0,2}{H}\right]$$

(١٢ ــ ٢٩)

حيث :

h_{2H} ــ ارتفاع السطح البيزومتري على بعد يساوي (2H) عن البئر .



الشكل (١٢ ــ ٢٢) بئر يخترق الطبقة الحاملة جزئياً

٦ـ١ـ٥ـ تأثير الحدود :

عند استخراج العلاقات السابقة افترضنا أن الطبقة الحاملة متجانسة وممتدة بشكل لا نهائي ، أي أن البئر موجود في مركز الطبقة الحاملة . وكذلك افترضنا عدم وجود بئر آخر أو مجرى مائي ضمن نصف قطر تأثير البئر المدروس . وبالتالي فقد كان مخروط الانخفاض حول البئر متناظراً . إن هذه الحالة نادراً ما توجد في الطبيعة لذلك سنناقش تأثير كل من هذه التأثيرات على حدة .

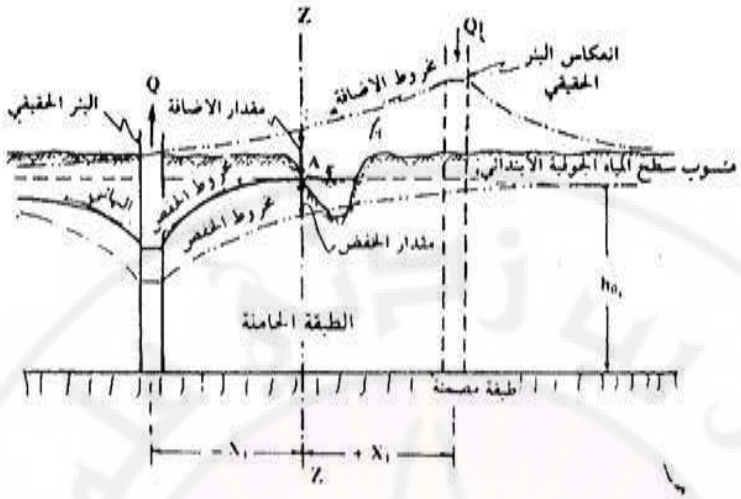
آ ـ تأثير عدم وجود بئر في مركز الطبقة الحاملة :

وجد بالتجربة أن المعادلات السابقة والخاصة بالجريان المركزي تجاه بئر يمكن تطبيقها حتى وإن لم يكن البئر في مركز الطبقة الحاملة .

فمثلاً وجد أن الخطأ في حساب التصريف والناتج عن بعد البئر عن مركز الطبقة الحاملة مسافة مقدارها ($0,5\ r_0$) يكون أقل من (٥٪) وهـذه نسبة يمكن إهمالها .

ب ـ تأثير وجود مجرى مائي دائم بالقرب من بئر :

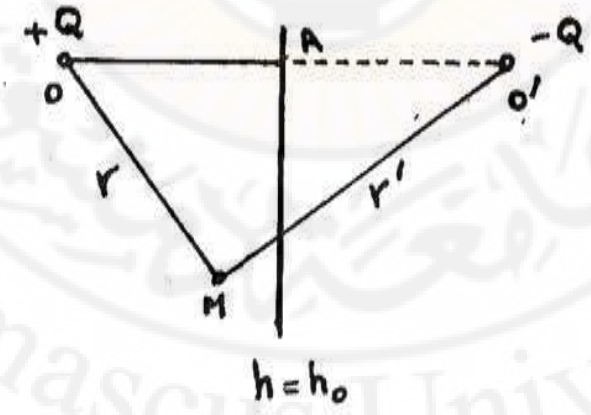
بفرض وجود مجرى مائي (نهر مثلاً) بالقرب من مكان بئر كما هو مبين بالشكل (١٢ـ٢٣) وبفرض أن البعد بين مركز البئر والمحور الشاقولي ($z - z$) المار من تقاطع السطح الحر للنهر مع المحيط المبلل هو (x_1) يمكن حل المسألة باستخدام طريقة الانعكاسات والتي تفرض بموجبها وجود بئر وهمي مماثل للبئر الأصلي ويغذي الطبقة الحاملة بتصريف ثابت مقداره (Q) أيضاً موجود على بعـد (x_1) عن المحور ($z - z$) إن وجود هذا البئر يسبب ارتفاعاً تخيلياً في منسوب سطح المياه الجوفية موزع على امتداد الطبقة الحاملة . وتكون حصيلة الخفض الناتجة عن البئرين الحقيقي والوهمي مساوية لمقدار الخفض للبئر الحقيقي مطروحاً منه مقدار الإضافة الناتجة عن البئر الوهمي مما يجعل مقدار الخفض على طول المحور الطولي ($y - y$) العمودي على الشكل والمار من النقطة (A)



الشكل (١٢ ــ ٢٣) وجود مجرى مائي دائم بالقرب من بئر

مساوياً للصفر وهو ما يحصل فعلاً في الواقع . وبناءً عليه نفرض أن البئرين المذكورين كما لو أنهما موجودين في طبقة ممتدة بشكل لانهائي في جميع الاتجاهات وباستخدام العلاقات المستنتجة سابقاً نجد :

$$h_M = \frac{Q}{2\pi T} \cdot \ln \frac{r}{r'} + h_0 \qquad (١٢ - ٣٠)$$



الشكل (١٢ ــ ٢٤)

حيث :

r — هو بعد النقطة (M) عن البئر الحقيقي •

r′ — هو بعد النقطة (M) عن البئر الوهمي •

h_0 — هو الضاغط البيزومتري في المجرى المائي •

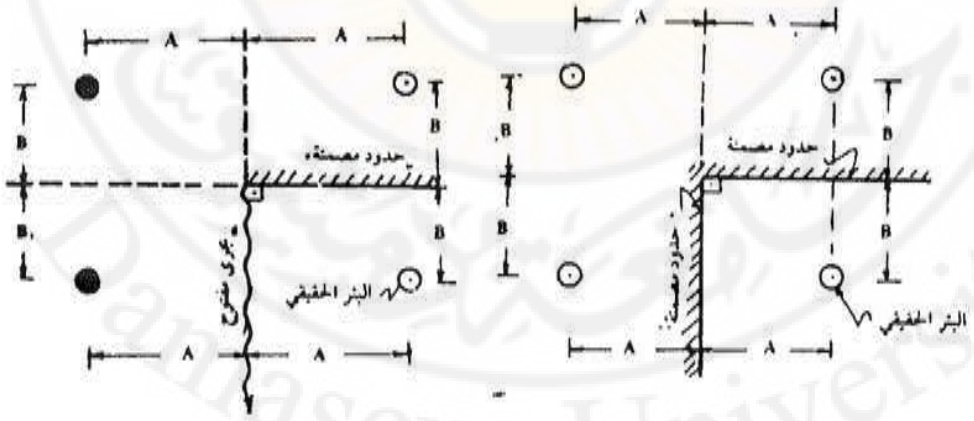
T — معامل الناقلية الوسطية •

انظر الشكل (١٢ــ٢٤) •

ج ــ تأثير وجود طبقة مصمتة بالقرب من البئر :

إذا وجدت بالقرب من بئر طبقة مصمتة فهي تمثل حداً للطبقة النفوذة • يمكن استبدال الطبقة المصمتة بانعكاس للبئر تكون في صورة بئر ساحب كما في الشكل (١٢ــ٢٥) موضح بالدوائر البيضاء •

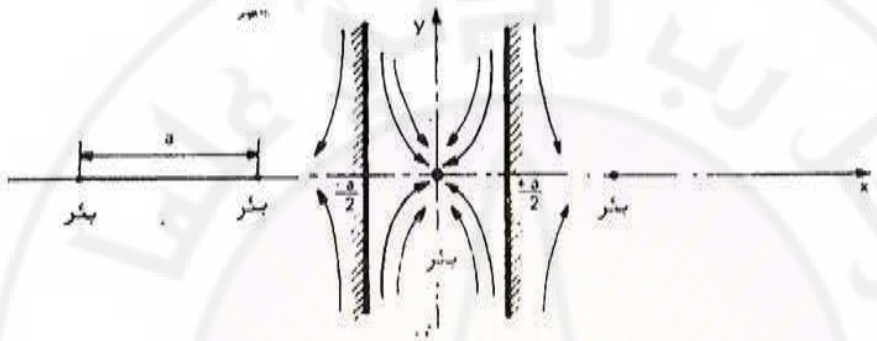
وفي حال وجود مجرى مائي مفتوح بالاضافة للطبقة المصمتة يضاف بئر وهمي مغدي موضح بالدوائر السوداء •



الشكل (١٢ ــ ٢٥)

د ـ تأثير خط من الآبـار المتجاورة :

بفرض وجود عدد لانهائي من الآبار المتجاورة والتي تبعد عن بعضها البعض مسافة متساوية (a) وبفرض أن الغزارة التي نضخها من كل بئر تساوي (Q) وأن الطبقة الحاملة للماء لامتناهية . يمكننا في هذه الحالة حساب تأثير هذه الآبار مجتمعة في نقطة ما بجمع تأثير هذه الآبار كل منها على حدة في هذه النقطة .



الشكل (١٢ ـ ٢٦)

إذا أخذنا بعين الاعتبار تناظر الجريان بالنسبة للاستقامة العمودية على الخط الواصل بين الآبار والواقع في منتصف المسافة بين البئرين [على مسافة (a/2)] فيكون الجريان في هذه الحالة عبارة عن مجموعة من النماذج المتشابهة والمعرفة ضمن المجال $x \in [\,(-a/2)\,,\,(+a/2)\,]$

وقد برهن (Schneebeli) بأنه لمثل هذا النموذج يكون الحل :

$$h = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \ln \frac{\operatorname{ch}\frac{2\pi y}{a} - \cos\frac{2\pi x}{a}}{2} \qquad (١٢ - ٣١)$$

$$\operatorname{ch} z = \frac{e^{z} + e^{-z}}{2}$$

وعندما تصبح (y) كبيرة أمـام (a) يصبح التجيب القطعي (ch) ذو أهمية أكبر من التجيب ويمكننا أن نكتب :

$$h = \frac{Q}{2aT}\left[y - a \cdot \frac{\ln 2}{\pi} \right] \qquad (١٢ - ٣٢)$$

وهو يمثل جريان منتظم ذو تدرج :

$$\frac{\partial h}{\partial y} = \frac{Q}{2aT}$$

٦-١-٦- المنحني المميز لبئر :

في الجريان المستقر يمكن أن نعبر عن غزارة بئر ما بدلالة مقدار الهبوط في البئر .

طبقة حاملة محصورة :

$$Q = 2\pi T \frac{(h_0 - h_w)}{\ln (r_0/r)} \qquad (١٢ - ٣٣)$$

طبقة حاملة غير محصورة :

$$Q = \pi K \frac{(h_0^2 - h_w^2)}{\ln (r_0/r_w)} \qquad (١٢ - ٣٤)$$

حيث :

r_0 — نصف قطر التأثير .

r_w — نصف قطر البئر .

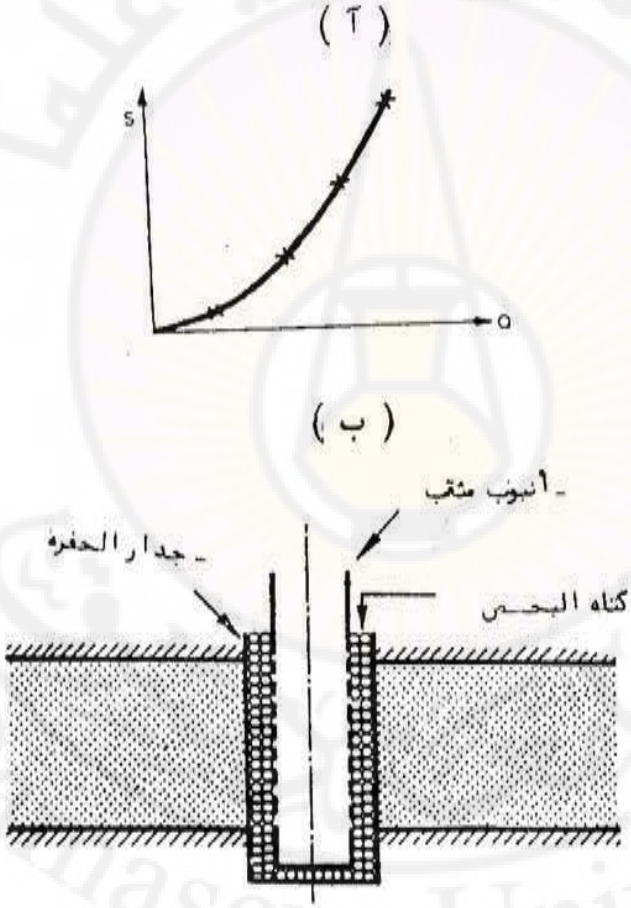
T — معامل الناقلية .

K — معامل النفاذية .

نستنتج أن منحني تغير الغزارة (Q) بدلالة الهبوط المستقر($S = h_o - h_w$) هي عبارة عن استقامة في حالة الطبقة المحصورة وقطع مكافيء للطبقة الحرة .

عملياً يكون للمنحني المميز لبئر والذي يعطي الهبوط (S) بدلالة الغزارة المسحوبة (Q) دوماً شكل قطع مكافيء شكل (١٢ــ٢٧) .

في الواقع يوجد دوماً بالقرب من البئر ضياعات في الطاقة [الحد ($V^2/2g$) يصبح غير مهمل] على مسافة عدة ديسيمترات من التربة المحيطة بالبئر في منطقة حصى الفلتر المحيطة بالأنبوب .



آ ــ المنحني المميز لبئر ب ــ مقطع في بئر

الشكل (١٢ ــ ٢٧)

إن المنحني المميز لبئر مفيد بشكل خاص من أجل تحديد مواصفات المضخة الواجب استخدامها للحصول على غزارة معينة •

عملياً نقبل بأن الشكل التربيعي لضياعات الطاقة في المنطقة الواقعة حول البئر تسمح لنا بوضع قانون لتغير الهبوط المستقر (S) بدلالة الغزارة (Q) من الشكل :

$$S = AQ + BQ^2 \qquad (35 - 12)$$

نجري إذاً عدة تجارب على البئر ولغزارات مختلفة وبحيث تكون في كل مرة المدة كافية لكي يصبح الجريان مستقراً [(S) لا تتغير كثيراً مع الزمن وتستقر خلال عدة ساعات] نرسم بعد ذلك (S/Q) بدلالة (Q) والذي يجب أن يكون على شكل مستقيم ميله (B) ونقطة تقاطعه مع المحور (S/Q) هي (A) .

وقد حدد (Walton) حالة البئر حسب قيمة (B) :

بئر جيد	$m/(m^3/s)^2$	$B < 675$
بئر سيء	$m/(m^3/s)^2$	$675 < B < 1350$
بئر مسدود أو تالف	$m/(m^3/s)^2$	$B > 1350$
بئر ميؤوس منه	$m/(m^3/s)^2$	$B > 5400$

٦ـ٢ـ الجريان المركزي غير المستقر تجاه بئر :

بما أن المياه التي تُضخ من بئر ما تنقص من مخزون الطبقة الحاملة فإن سحب المياه لفترة طويلة من البئر يسبب انخفاض سطح المياه الجوفية لطبقة حرة أو منسوب السطح البيزومتري في حالة الطبقة المحصورة وبناءً على ذلك فإن الجريان تجاه البئر يكون غير مستقر •

وقد اقترح تايس عام ١٩٣٥ علاقات لهذه الحالة معتمداً على الفرضيات التاليـة :

١ ــ الطبقة الحاملة متجانسة .

٢ ــ البئر يخترق الطبقة الحاملة بالكامل .

٣ ــ قطر البئر صغير جداً .

٤ ــ المياه التي تسحب من المخزون عن طريق البئر تسبب انخفاض الضاغط مباشرة .

٥ ــ غزارة الضخ ثابتة .

وتأخذ معادلة تايس المستنتجة لهذه الحالة الشكل التالي :

$$Zr = \frac{Q}{4\pi T} \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u}\, du \qquad (١٢ - ٣٦)$$

حيث :

($Zr = h_{\infty} - hr$) ــ هو مقدار الخفض في بئر ملاحظة يبعد مسافة (r) عن البئر الأصلي .

Q ــ التصريف .

T ــ معامل الناقلية .

u ــ كمية لابعدية تعطى بالعلاقة :

$$u = \frac{S \cdot r^2}{4T \cdot t} \qquad (١٢ - ٣٧)$$

حيث (S) هو معامل التخزين للطبقة الحاملة .

وتصبح العلاقة (١٢ــ٣٦) على الشكل التالي :

$$Zr = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) \qquad (12 - 38)$$

حيث :

$$W(u) = -0{,}5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} \ldots\ldots \qquad (12 - 39)$$

يسمى W(u) تابع البئر للمقدار (u) والجدول (١٢ــ٤) يعطي قيم W(u) المناظرة لقيم (u) المختلفة .

يمكن استخدام طريقة تايس البيانية للحل والحصول على قيم (S و T) للطبقة الحاملة وتتلخص هذه الطريقة بالخطوات التالية :

١ ــ يرسم منحني يسمى المنحني النوعي وذلك بالاستعانة بالجدول (١٢ــ٤) بين (u و W(u)) على ورقة لوغاريتمية كما هو مبين في الشكل (١٢ــ٢٨) .

٢ ــ إذا كان معدل سحب المياه من البئر ثابت Q = const فإن المعادلة (١٢ــ٣٨) تصبح :

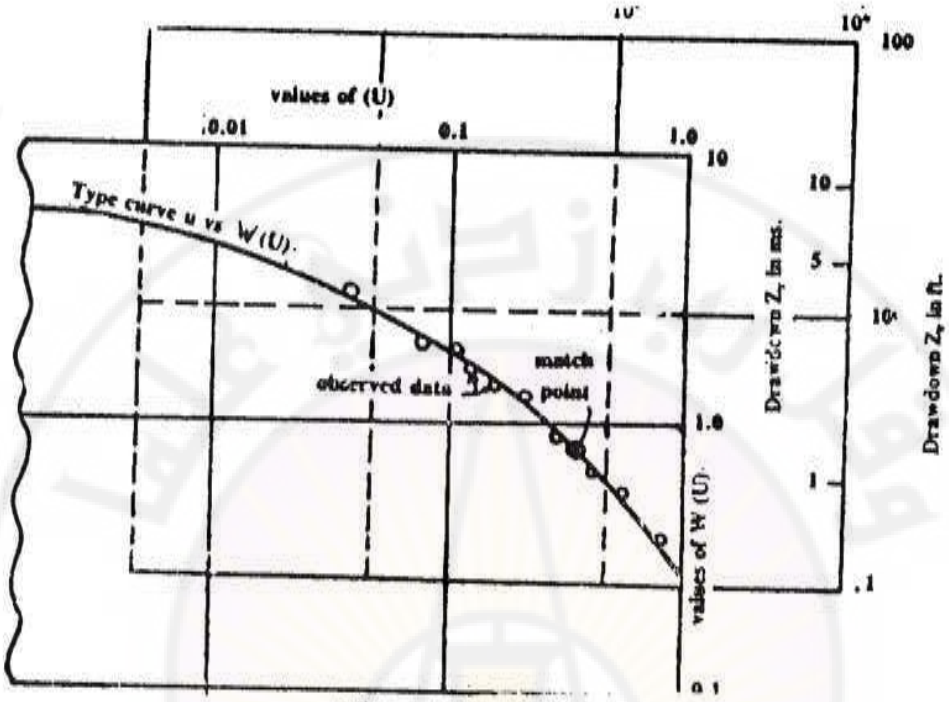
$$Zr = \text{const} \cdot W(u) \qquad (12 - 40)$$

وحيث أن المعادلة (١٢ــ٣٧) يمكن أن تكتب على الشكل :

$$\frac{r^2}{t} = \frac{4T}{S} \cdot u = (\text{const}) \cdot u \qquad (12 - 41)$$

الجدول (١٢ ـ ٤) قيم W(u) المناظرة لقيم (u) المختلفة

u	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0
$\times 1$	0.219	0.049	0.013	0.0038	0.00114	0.00036	0.00012	0.000038	0.000012
$\times 10^{-1}$	1.82	1.22	0.91	0.70	0.56	0.45	0.37	0.31	0.26
$\times 10^{-2}$	4.04	3.35	2.96	2.68	2.48	2.30	2.15	2.03	1.94
$\times 10^{-3}$	6.33	5.64	5.23	4.95	4.73	4.54	4.39	4.26	4.14
$\times 10^{-4}$	8.63	7.94	7.53	7.25	7.02	6.84	6.69	6.55	6.44
$\times 10^{-5}$	10.95	10.24	9.84	9.55	9.33	9.14	8.99	8.86	8.74
$\times 10^{-6}$	13.24	12.55	12.14	11.85	11.63	11.45	11.29	11.16	11.04
$\times 10^{-7}$	15.54	14.85	14.44	14.15	13.93	13.75	13.60	13.46	13.34
$\times 10^{-8}$	17.84	17.15	16.74	16.46	16.23	16.05	15.90	15.76	15.65
$\times 10^{-9}$	20.15	19.45	19.05	18.76	18.54	18.35	18.20	18.07	17.95
$\times 10^{-10}$	22.45	21.76	21.35	21.06	20.84	20.66	20.50	20.37	20.25
$\times 10^{-11}$	24.75	24.06	23.65	23.36	23.14	22.95	22.81	22.67	22.55
$\times 10^{-12}$	27.05	26.36	25.95	25.66	25.44	25.26	25.11	24.97	24.86
$\times 10^{-13}$	29.36	28.66	28.26	27.97	27.75	27.56	27.41	27.28	27.16
$\times 10^{-14}$	31.66	30.97	30.56	30.27	30.05	29.87	29.71	29.58	29.46
$\times 10^{-15}$	33.96	33.27	32.86	32.58	32.35	32.17	32.02	31.88	31.76



الشكل (١٢ ــ ٢٨)

من المعادلتين (١٢ــ٤٠) و (١٢ــ٤١) ينتج أن منحني مرسوم بين [Zr و (r^2/t)] سوف يكون مشابهاً للمنحني النوعي المرسوم بين [$W(u)$ و (u)] • بناءً على ذلك فإنه من واقع القراءات المأخوذة في الطبيعة لقيم (Zr) من البئر الأصلي وبئر مراقبة على بعد (r) من البئر الأصلي وتغير هذه القيم مع الزمن نوقع هذه النقط على مخطط بياني إحداثياته هي (r^2/t) ، (Zr) مرسوم على ورقة لوغاريتمية أخرى ويفضل أن تكون هذه الورقة شفافة • ويتم رسم المخطط البياني بنفس مقياس الرسم للمخطط النوعي ويسمى هذا المنحني بمنحني المعطيات •

٣ ــ يتم تحريك بياني المعطيات فوق المنحني النوعي مع الاحتفاظ بالمحاور متوازية [محور (r^2/t) يوازي محور (u)] حتى نحصل على أحسن انطباق لنقط بياني المعطيات على المنحني النوعي كما هو موضح على الشكل (١٢ــ٢٨) •

٤ ــ نأخذ أي نقطة توافق اختيارية ونحدد لها القيم :

$$W(u) \; ; \; (u) \; ; \; (Z_r) \; ; \; (r^2/t)$$

٥ ــ باستخدام المعادلات (١٢ــ٣٧) و (١٢ــ٣٨) يمكن تحديد قيم (T و S) للطبقة الحاملة .

إن معادلة تايس السابقة استنتجت من أجل الطبقات الحاملة المحصورة ولكن يمكن استخدام هذه المعادلة في حالة بئر موجود في طبقة غير محصورة عندما يكون مقدار الخفض في منسوب سطح المياه الجوفية صغير بالنسبة للسمك المشبع للطبقة وعندها يستبدل معامل التخزين في المعادلات السابقة بالتصريف النوعي حيث أنه في هذه الحالة يكون ($S = S_y$) .

وجد جاكوب أنه إذا كانت قيمة (u) صغيرة فإن جميع الحدود التي تلي ($\ln u$) في العلاقة (١٢ــ٣٩) تكون صغيرة ويمكن إهمالها . ومن العلاقة (١٢ــ٣٧) نجد أن قيم (u) تصبح صغيرة إذا كانت قيمة الزمن (t) كبيرة ، في هذه الحالة فإن معادلة تايس تصبح تبعاً لفرض جاكوب :

$$T = \frac{2{,}3\ Q}{4\pi\ \Delta Z_r} \log \frac{t_2}{t_1}$$

حيث :

ΔZ_r ــ تغير الانخفاض الحاصل بين الزمن (t_1) والزمن (t_2) .

جدول الخطـا والصواب

الصفحة	السطر	الخطـا	الصـواب
٢٧	٩	$\Delta S=(Si,So,SBO.....)$	$P-ET-R-\Delta S=0\ mm/\Delta t$
٣١	٤	$R=I+D+A-E-Ge$	$R=I+D-A-E+Ge$
٣١	١٧	W/m^3	W/m^2
٤٠	الجدول العمود الثالث	543 $T=3,5$	$T = 3,5$ 543
٤٢	١٣	اللتي	التي
٥٢	٥	m	m^2
٦٠	١٧	تركيز	التركيز
٦١	٣	$Q = \frac{C_1 + C_2}{C_2 + C_0} Q_Z$	$Q = \frac{C_1 - C_2}{C_2 - C_0} Q_Z$
٦٧	٣	Z MQ	2 MQ
١١١	١٤	اللتكائف	التكائف
١٤٦	١٦	اللسطحي	السطحي
٢٢٧	٧	$K = \frac{xi}{x}$	$Ki = \frac{xi}{x}$
٢٣٨	الشكل ٧-٣	x	$K = \frac{xi - x}{\sigma}$

الصفحة	السطر	الخطأ	الصواب
٢٣٨	الشكل ٧–٣	$\varphi(x)$	$\varphi(K)$
٢٣٨	الشكل ٧–٣	$\Phi(x)$	$\Phi u(K)$
٢٣٩	٢	$\phi(x)$	$\varphi(x)$
٢٤٠	المعادلة٧–٢٢	$K = \frac{xi - x}{\sigma}$	$K = \frac{x - x}{\sigma}$
٢٤٢	الشكل ٧–٦	$K = \frac{1}{\sigma}(x - x)$ bzw. $\Phi = f(x, \sigma)$	$K = \frac{1}{\sigma}(x - x)$, $\Phi = f(x, \sigma)$
٢٤٤	الشكل ٧–٧	الدليل (c) لا يمتد الى الطرف الايسر من المنحني (القيمة الدنيا)	الدليل (c) يمتد الى الطرف الايسر من المنحني (القيمة الدنيا)
٢٥٩	١	$K(t)$	$K(T)$
٢٦٠	الجدول ٨–١	$\bar{y}_n$	y_n
٢٦٠	المعادلة ٨–٩	$x(T)$	$x_{(T)}$
٢٦٤	٦	$\sigma(z)$	$\sigma_{(Z)}$
٢٦٦	رقم الصفحة	٢٦٦	٢٦٧
٢٦٧	٢	$S_{S(x)}$	$C_{S(x)}$
٢٦٧	رقم الصفحة	٢٦٧	٢٦٦
٢٧٢	عنوان الشكل (٨ – ٢)	b — سلسلة جزئية تبلغ قيمة تصريف التعبئة ...	b — سلسلة جزئية تبلغ قيمة تصريف العتبة ....
		c — سلسلة جزئية تبلغ قيمة تصريف التعبئة ...	c — سلسلة جزئية تبلغ قيمة تصريف العتبة ....

الصفحة	السطر	الخطأ	الصواب
٢٨٧	٣ و ٤	توقيع الاحتمالات التجريبية ومنحني الضمان النظري حسب المعادلة ٨-١١	توقيع الاحتمالات التجريبية حسب المعادلة ٨-١١ ومنحني الضمان النظري حسب الجدول (٨-١٠)
٣١١	عنوان الفقرة ٤-٣	كزيدل	كريدل
٣٣٠	٨	الشكل ١٠ - ٢٥	الشكل (١٠ - ٢٦)
٣٥٤	١١	الى خزاذ	الى خزان
٣٧٩	١٥	$NS = f(Q_s)$	$SN = f(Q_s)$
٣٧٩	المعادلة	$NS = f(Q_s)$	غير ضروري
٣٨٤	٥	وتعمم	وتصمم
٤٣٢	المعادلة (١٢-٢٢)	$Q = 2.\pi.K.y \frac{r}{\ln \frac{r}{r_w}}{h_o - h_w}$	$Q = 2.\pi.K.y \frac{h-h_w}{\ln \frac{r}{r_w}}$
٤٤٨	الشكل (١٢-٢٨)	دلالة المحور الافقي في اعلى الشكل غير واضحة وكذلك التدريج	دلالة المحور الافقي في اعلى الشكل هي : $\frac{r^n}{t}$ تدريجات المحور هي على التوالي : $10^6 , 10^5 , 10^4 , 10^3$

محتويات الكتاب

الموضـــوع	الصفحة
الفصل الأول : الهيدرولوجيا والمنـــاخ	٥
١ ــ أقسام الهيدرولوجيا	٦
٢ ــ كمية المياه في الطبيعة	٧
٣ ــ الدورة الهيدرولوجية	٨
٤ ــ المنـــاخ	١٣
٤ــ١ الضغط الجوي	١٤
٤ــ١ــ١ قياس الضغط الجوي	١٦
٤ــ٢ الإشعاع الشمسي	١٧
٤ــ٢ــ١ قياس الإشعاع الشمسي	١٩
٤ــ٣ الرطوبة	٢٠
٤ــ٣ــ١ الرطوبة المطلقة	٢٠
٤ــ٣ــ٢ الرطوبة النوعية	٢١
٤ــ٣ــ٣ الرطوبة النسبية	٢١
٤ــ٣ــ٤ نقص الرطوبة أو كفاية الإشباع (d)	٢٢
٤ــ٤ التكاثف	٢٢
٤ــ٥ الرياح	٢٣
٤ــ٥ــ١ قياس الرياح	٢٤
٤ــ٦ الحرارة	٢٥
الفصل الثاني : الموازنة المائية وموازنة الطاقة	٢٧
١ ــ الموازنة المائية	٢٧
٢ ــ معادلة موازنة الطاقة لسطح الأرض	٢٨
٢ــ١ الموازنة الإشعاعية	٣١
٢ــ١ــ١ حساب الإشعاعات الشمسية المباشرة (I) والإشعاعات السماوية المنتشرة (D)	٣١
٢ــ١ــ٢ حساب الإشعاعات المقابلة (Ge)	٣٥
٢ــ١ــ٣ حساب الإشعاعات بالاصدار (E)	٣٦

الموضوع	الصفحة
٢ــ٢ حساب تيار الطاقة الأرضي (B)	٣٧
٢ــ٣ حساب تيار الطاقة بالتلامس (K)	٣٧
الفصل الثالث : القياسات المائية	٤١
١ ــ قياس المناسيب المائية	٤٢
١ــ١ شروط اختيار مكان القياس	٤٢
١ــ٢ أجهزة قياس المنسوب المائي	٤٤
١ــ٢ــ١ أجهزة قياس المنسوب المائي اليدوية	٤٤
١ــ٢ــ٢ أجهزة قياس المنسوب المائي الآلية	٤٤
٢ ــ قياس التصاريف في المجاري المائية المكشوفة	٤٦
٢ــ١ قياس التصريف باستخدام مقياس السرعة ذو المروحة (الطاحونة المائية)	٤٦
٢ــ١ــ١ تقييم قياسات السرعة	٤٩
٢ــ٢ قياس التصريف باستخدام طرائق أخرى	٥٦
٢ــ٢ــ١ استخدام الأجسام الطافية في قياس التصاريف المائية	٥٦
٢ــ٢ــ٢ استخدام الهدارات في قياس التصاريف المائية	٥٦
٢ــ٢ــ٣ استخدام المحاليل في قياس التصاريف المائية	٦٠
٣ ــ قياس التصاريف المائية في الأنابيب (أنبوب فينتوري)	٦١
٤ ــ مفتاح التصاريف	٦٣
٥ ــ تمثيل متحولات عشوائية وفق منحنيات رياضية	٦٧
ــ تطبيقات	٧٥
الفصل الرابع : الخواص المورفولوجية للأحواض الصبابة	٨٩
١ ــ أحواض الأنهار	٩٠
٢ ــ مواصفات الحوض الصباب	٩٢
٢ــ١ مساحة الحوض الصباب	٩٢
٢ــ٢ شكل الحوض الصباب	٩٢
٢ــ٣ اتجاه الحوض الصباب	٩٥

الموضوع	الصفحة
٢ــ٤ متوسط ارتفاع الحوض الصباب	٩٥
٢ــ٥ علاقة مساحة الحوض الصباب بالارتفاع عن سطح البحر	٩٦
٢ــ٦ مخطط تنامي مساحة الحوض الصباب	٩٦
٣ ــ الشبكة النهرية	٩٧
٣ــ١ تسمية وترتيب الشبكة النهرية	٩٧
٣ــ٢ــ١ المخطط الهيدرولوجي الوصفي للأنهار	٩٨
٣ــ٣ كثافة الشبكة النهرية (D)	٩٩
٣ــ٤ تعرج النهر (Φ)	٩٩
٣ــ٥ ميل النهر (J)	١٠٠
الفصل الخامس : الهطول	١١١
١ ــ قياس الهطول	١١٤
١ــ١ أجهزة قياس الهطول	١١٥
١ــ١ــ١ أجهزة قياس الهطول العادية	١١٦
١ــ١ــ٢ أجهزة قياس الهطول الآلية	١١٨
٢ ــ قياس الثلج	١٢٢
٣ ــ معالجة معطيات قياس الهطول	١٢٤
٤ ــ علاقة الهطول مع الزمن	١٢٧
٥ ــ منحنيات الشدة المطرية ــ التكرار ــ فترة الهطول	١٣١
٦ ــ تقدير ارتفاع الهطول الوسطي في منطقة ما	١٣٣
٦ــ١ طريقة المتوسط الحسابي	١٣٣
٦ــ٢ طريقة مضلع تيسين	١٣٤
٦ــ٣ طريقة خطوط تساوي الهطول	١٣٥
٧ ــ الأمطار الغزيرة والأمطار التصميمية	١٣٧
ــ تطبيقات	١٤١
الفصل السادس : علاقة المطر بالجريان السطحي	١٤٥
١ ــ تحليل المنحني الزمني للتصريف	١٥٠
٢ ــ الأزمنة المميزة لمنحني التصريف	١٥١
٣ ــ فصل التصريف المباشر عن التصريف غير المباشر	١٥٦
٤ ــ تقدير الجريان السطحي	١٥٨

الموضـــوع	الصفحة
٤ــ١ طرائق تقدير الجريان السطحي	١٥٩
٤ــ١ــ١ حسب دليل التسرب (Φ)	١٥٩
٤ــ١ــ٢ حسب نظرية التسرب	١٦٠
٤ــ١ــ٣ الطريقة الأمريكية في تحليـــل نوع التربة والغطاء النباتي (SCS)	١٦٣
٤ــ١ــ٤ تقدير الجريان السطحي باستخدام معاملات الجريان	١٦٨
٥ ــ تركيز الجريان	١٧٣
٥ــ١ منحني الواحدة	١٧٥
٥ــ١ــ١ مجال الاستخدام	١٧٦
٥ــ١ــ٢ استنتاج منحني الواحدة بمعرفة منحني التصريف	١٧٧
٥ــ١ــ٣ استنتاج منحني التصريف الناتج عن شدة هطول معينة باستخدام منحني الواحدة	١٧٨
٥ــ١ــ٤ استنتاج منحني التصريف الناتج عن عدة فترات هطول متتابعة	١٧٨
٥ــ١ــ٥ استنتاج منحني الواحدة لفترات هطول مختلفة	١٨٠
٥ــ١ــ٦ ملاحظات حول استخدام منحني الواحدة	١٨٢
٥ــ١ــ٧ منحنيات الواحدة الاصطناعية	١٨٣
٥ــ٢ مخطط المساحة الزمن (الموصول مع خزان خطي)	١٨٥
٥ــ٢ــ١ مجال الاستخدام	١٨٦
٥ــ٢ــ٢ مخطط المساحة ــ الزمن	١٨٦
٥ــ٢ــ٣ الخزان الخطي	١٩٠
٥ــ٣ استنتاج منحني التصريف عند عـــدم توفـــر قياسات سابقة للتصريف	١٩٢
٦ ــ انتقال الفيضانات	١٩٣
٦ــ١ انتقال الفيضانات عبر المجاري المائية ــ طريقة مسكنجم	١٩٥
٦ــ٢ انتقال الفيضانات عبر بحيرات السدود	٢٠٠
ــ تطبيقـــات	٢٠١

الموضـــوع	الصفحة
الفصل السابع : تطبيق نظرية الاحتمالات والاحصاء الرياضي في الهيدرولوجيا	٢٢٤
١ ــ التحليل الأولي للقياسات الهيدرولوجية	٢٢٤
١ــ١ الثوابت الإحصائية الأولية	٢٢٥
١ــ٢ التكرار المطلق	٢٢٨
١ــ٣ التكرار النسبي	٢٢٩
١ــ٤ مجموع التكرار ــ منحني الاستمرار	٢٣٠
٢ ــ التحليل الاحتمالي للمعطيات الهيدرولوجية	٢٣١
٢ــ١ الاحتمـــال	٢٣١
٢ــ٢ فترة التكرار	٢٣٥
٣ ــ توابع التوزيع الاحتمالية	٢٣٥
٣ــ١ الاحتمالات التجريبية	٢٣٦
٣ــ٢ تابع توزيع غاوص	٢٣٧
٣ــ٢ــ١ شبكة توزيع غاوص	٢٣٨
٣ــ٣ تابع توزيع بيرسون الثالث	٢٣٩
٣ــ٤ تابع توزيع القيم الحدية لـ (Gumble)	٢٤٤
٣ــ٤ــ١ شبكة توزيع غمبل	٢٤٦
ــ تطبيقـــات	٢٥١
الفصل الثامن : حساب التصاريف الأعظمية	٢٥٥
١ ــ حساب التصاريف الأعظمية باستخدام الطرق الاحصائية	٢٥٦
١ــ١ حساب التصاريف الأعظمية باستخدام تابع توزيع غمبـــل (Typ I)	٢٥٦
١ــ٢ حساب التصاريف الأعظمية باستخدام تابع توزيع بيروسون الثالث	٢٦١
٢ ــ اختبار جودة تمثيل القيم التجريبية عبر توابع توزيع احتمالية	٢٦٧
٢ــ١ الاختبار حسب الدليل (nw^2)	٢٦٦
٢ــ٢ الاختبار حسب الدليل (Δ)	٢٧٠
٣ ــ السلاسل السنوية والسلاسل الجزئية	٢٧٢
٤ ــ حساب التصاريف الأعظمية الناتجـــة عن الأمطـــار الغزيرة باستخدام المعادلات التجريبية	٢٧٥

الموضوع	الصفحة
٤ــ١ المعادلات المنطقية لحساب التصاريف الأعظمية	٢٧٥
٤ــ٢ معادلة توروزا لحساب التصاريف الأعظمية	٢٧٨
٤ــ٣ معادلة بولداغولف لحساب التصاريف الأعظمية	٢٧٩
ــ تطبيقات	٢٨٠
الفصل التاسع : التبخر	٢٩٣
١ ــ العوامل المؤثرة في عملية التبخر	٢٩٥
٢ ــ أشكال التبخر	٢٩٦
٣ ــ قياس التبخر	٢٩٧
٣ــ١ قياس التبخر عن طريق الموازنة المائية	٢٩٨
٣ــ١ــ١ عن طريق وعاء التبخر	٢٩٨
٣ــ١ــ٢ مقياس التبخر النتحي	٣٠٠
٣ــ١ــ٣ الليزيميتر	٣٠١
٤ ــ حساب التبخر الكامن	٣٠٣
٤ــ١ علاقة بنمان في حساب التبخر الكامن	٣٠٣
٤ــ٢ علاقة تورنث وايت في حساب التبخر النتحي الكامن	٣٠٧
٤ــ٣ علاقة بلاني كريدل لحساب التبخر النتحي الكامن	٣١١
ــ تطبيقات	٣١٧
الفصل العاشر : دراسة الرسوبيات	٣٢١
١ ــ الطمي المعلق	٣٢٢
١ــ١ حساب كمية الطمي المعلق	٣٢٤
١ــ٢ قياس الطمي المعلق	٣٢٦
١ــ٢ــ١ قياس الطمي المعلق في نقطة واحدة من المجرى المائي	٣٢٦
١ــ٢ــ٢ قياس الطمي المعلق في عدة نقاط من المقطع المائي	٣٢٥
٢ ــ الرسوبيات المجروفة (حمل القاع)	٣٣١

الموضوع	الصفحة
٢ــ١ انتقال الرسوبيات	٣٣٧
ــ تطبيــق	٣٣٨
الفصل الحادي عشر : الخزانات ــ تنظيم الجريان في الانهار	٣٤١
١ ــ هدف إنشاء الخزانات	٣٤٢
٢ ــ أنواع الخزانات	٣٤٢
٣ ــ المعلومات المطلوبة لحساب الخزانات	٣٤٣
٤ ــ أجزاء الخزانات	٣٤٦
٥ ــ المعادلة الأساسية للتخزين	٣٤٧
٦ ــ تنظيم الاستجرار من الخزان	٣٥٢
٧ ــ طرائق حساب الخزانات	٣٥٤
٧ــ١ طريقة المنحني التجميعي (SL)	٣٥٥
٧ــ٢ طريقة المنحني التجميعي التفاضلي (SDL)	٣٦٢
٧ــ٣ المخطط المائل للتخزين	٣٦٧
٧ــ٤ طريقة القمم المتتالية في حساب حجوم الخزانات	٣٧١
٧ــ٥ قاعدة الخيط المشدود في استثمار الخزانات	٣٧٤
٨ ــ خط تأثير الخزانات (SWL)	٣٧٩
٩ ــ تنظيم جريان المياه الفيضانية خلال خزانات الحجز (خزانات درء الفيضان)	٣٨٣
٩ــ١ تصنيف خزانات درء الفيضان	٣٨٤
١٠ــ حساب خزانات درء الفيضان	٣٨٨
١٠ــ١ الطريقة التحليلية البيانية لتحديد حجوم خزانات درء الفيضان	٣٩٢
الفصل الثاني عشر : المياه الجوفية	٤٠١
١ ــ العلاقة بين السائل والمادة الصلبة في الأوساط المسامية المشبعة	٤٠١
٢ ــ المسامية	٤٠٣
٣ ــ قانون دارسي ، النفاذية والناقلية	٤٠٥
٣ــ١ معامل النفاذية الذاتي (k)	٤٠٧
٣ــ٢ معامل الناقلية (T)	٤٠٨
٣ــ٣ مجال استخدام قانون دارسي	٤١٠

الموضـــوع	الصفحة
٣ـ٣ـ١ حالة تدرج هيدروليكي ضعيف	٤١٠
٣ـ٣ـ٢ حالة تدرج هيدروليكي قوي	٤١١
٣ـ٣ـ٣ قانون دارسي للجريان المستقر	٤١٣
٣ـ٤ قياس النفاذية	٤١٣
٣ـ٤ـ١ قياس النفاذية في المخبر	٤١٣
٣ـ٤ـ٢ قياس النفاذية في الموقع	٤١٦
٣ـ٥ معامل النفاذية الوسطي لعدة طبقات متجاورة	٤١٩
٤ ـ التصريف النوعي ومعامل التخزين	٤٢١
٥ ـ أنواع الطبقات الحاملة للماء	٤٢٢
٥ـ١ المياه الجوفية الحرة (ذات السطح الحر)	٤٢٣
٥ـ١ـ١ المياه الجوفية لوادٍ	٤٢٤
٥ـ١ـ٢ المياه الجوفية للوادي في المناطق الجافة	٤٢٥
٥ـ١ـ٣ المياه الجوفية للطمي	٤٢٥
٥ـ١ـ٤ المياه الجوفية غير المدعومة والمعلقة	٤٢٨
٥ـ٢ المياه الجوفية المحصورة	٤٢٩
٦ ـ الجريان باتجاه الآبـــار	٤٣١
٦ـ١ الجريان المستقر المركزي تجاه البئر	٤٣١
٦ـ١ـ١ حالة طبقة حاملة للماء محصورة	٤٣١
٦ـ١ـ٢ طبقة حاملة للماء غير محصورة	٤٣٣
٦ـ١ـ٣ حالة بئر موجود في منطقة جريان منتظم	٤٣٥
٦ـ١ـ٤ الآبار التي تخترق الطبقة الحاملة جزئياً	٤٣٦
٦ـ١ـ٥ تأثير الحدود	٤٣٨
آ ـ تأثير عدم وجود بئر في مركز القطعة الحاملة	٤٣٨
ب ـ تأثير وجود مجرى مائي دائم بالقرب من البئر	٤٣٨
جـ ـ تأثير وجود طبقة مصمتة بالقرب من بئر	٤٤٠
د ـ تأثير خط من الآبار المتجاورة	٤٤١
٦ـ١ـ٦ المنحني المميز لبئر	٤٤٢
٦ـ٢ الجريان المركزي غير المستقر تجاه بئر	٤٤٤