

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/271764399>

Hydrology hydrology

Book · January 2002

DOI: 10.13140/2.1.4235.8564

CITATIONS

0

READS

10,473

2 authors, including:



Isam Mohammed Abdel-Magid

Imam Abdulrahman Bin Faisal University

190 PUBLICATIONS 328 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



engineering education [View project](#)



Research Project [View project](#)

الهيدرولوجيا

تأليف

الأستاذ الدكتور المهندس.
عصام محمد عبد الماجد أحمد

والدكتور المهندس.
عباس عبد الله إبراهيم

الهيدرولوجيا

تأليف

الأستاذ الدكتور المهندس عصام محمد عبد الماجد أحمد

والدكتور المهندس عباس عبد الله إبراهيم

الناشرون

دار جامعة السودان للنشر والطباعة والتوزيع

ص ب. 407

الخرطوم، السودان

فاكس: 0024911 774559

هاتف: 468622

© حقوق الطبع والنشر محفوظة للمؤلفين، الطبعة الأولى، الخرطوم 2002 م

رقم الإيداع مع المجلس الاتحادي للمصنفات الأدبية والفنية 2001/310م

فهرست الكتاب

صفحة

شكر وتقدير

الفصل الأول: مبادئ الهيدرولوجيا

1-1 مقدمة

2-1 العوامل المؤثرة على المناخ

3-1 الدورة المائية

4-1 الموارد والمصادر المائية

5-1 مياه التساقط

الفصل الثاني: البحر والنتج

1-2 مقدمة

2- العوامل المؤثرة على البحر

3-2 تقدير كمية البحر

4-2 التسرب والتخلخل

الفصل الثالث: المياه الجوفية

1-3 مقدمة

2-3 استكشاف المياه الجوفية

3-3 انسياب الماء الجوفي

4-3 الينابيع

5-3 الآبار

6-3 إنتاجية البئر

7-3 الدفق المستقر في خزان محجوز

8-3 السريان المستقر في خزان غير محجوز

9-3 السريان المستقر في خزان غير محجوز مع وجود أمطار

10-3 السريان غير المستقر

11-3 تدفق الآبار بالقرب من الطبقة الحاملة للمياه

12-3 سجل البئر

الفصل الرابع: الجريان السطحي

1-4 مقدمة

2-4 العوامل المؤثرة على الجريان السطحي

3-4 قياس الانسياب السطحي

4-4 التدفق السطحي ومصطلحاته

5-4 تقدير معدل الانسياب

6-4 امتداد منحنى المعايرة

7-4 تغير الدفق

الفصل الخامس: القياسات المائية

1-5 المناسيب

2-5 أنواع أجهزة قياس المنسوب

3-5 قياس الأعماق

4-5 قياس السرعة

5-5 حساب التدفقات الأعظمية

6-5 طرق حساب الفيضانات

7-5 حساب التدفقات الأعظمية عند عدم توفر القياسات باستخدام المعادلات التجريبية

الفصل السادس: تحليل الهيدروجراف

1-6 مقدمة

2-6 أنواع المنحنى المائي للتصرف

3-6 أقسام المخطط المائي

4-6 تحليل المخطط المائي

5-6 فصل الدفق الأساس

6-6 زمن التركيز

7-6 هيدروجراف الوحدة

8-6 هيدروجرافات الوحدة لعدة فترات

9-6 هيدروجراف الوحدة اللحظي

10-6 الهيدروجراف الاصطناعي

الفصل السابع: الفيضان

1-7 مقدمة

2-7 معادلة الخزن

3-7 طرق تمرير الفيضان

الفصل الثامن: تمارين عامة ومراجع

81 تمارين نظرية وعملية

2-8 المراجع والمصادر

المرفقات

الأشكال الواردة في الكتاب

- شكل 1-1 الدورة المائية
- شكل 2-1 جهاز قياس التساقط
- شكل 1-2 كفة البخر
- شكل 2-2 معادلة الخزن
- شكل 3-2 ميزانية الطاقة لحجم تحكم
- شكل 4-2 التسرب والتخلخل
- شكل 5-2 جهاز مقياس التسرب
- شكل 6-2 معامل فاي
- شكل 1-3 مناطق تواجد المياه الجوفية
- شكل 2-3 أنواع الآبار الحاملة للماء
- شكل 3-3 دفق الماء في الحوض الجوفي المحجوز
- شكل 4-3 دفق الماء في حوض جوفي له سطح ماء جوفي
- شكل 5-3 أنواع الينابيع
- شكل 6-3 جمع المياه الجوفية
- شكل 7-3 الضخ من بئر في الخزان الجوفي المحجوز
- شكل 8-3 السريان المستقر في حوض جوفي غير محجوز
- شكل 9-3 السريان غير المستقر في طبقة المياه الحبيسة
- شكل 10-3 المعادلة غير المتوازنة لطبقة المياه الحرة
- شكل 11-3 علاقة α مع $W(\alpha)$
- شكل 12-3 علاقة S مع الزمن t
- شكل 13-3 بئر بالقرب من مجرى ذي منسوب ثابت
- شكل 14-3 بئر بالقرب من حدود كتيمة
- شكل 1-4 الجريان السطحي والجوفي
- شكل 2-4 الجريان السطحي والجوفي
- شكل 3-4 طريقة قياس التصريف باستخدام مقياس التيار
- شكل 4-4 طريقة تخفيف الملح
- شكل 5-4 منحنى المعايرة
- شكل 6-4 موجة الفيضان
- شكل 7-4 منحنى الاستدامة (ريل)
- شكل 1-5 التدفق الأعظمي التصميمي المثالي
- شكل 2-5 أشكال التوزيعات التكرارية
- شكل 1-6 مخطط الأنماط الأساسية أثناء الفيضان
- شكل 2-6 أقسام المخطط المائي

- شكل 3-6 أنماط التغذية الجوفية للأنهار
- شكل 4-6 مخطط فصل التغذية الجوفية حسب كوديلين
- شكل 5-6 تحليل الهيدروجراف
- شكل 6-6 فصل الدفق الأساس
- شكل 7-6 طريقة فصل الدفق الأساس
- شكل 8-6 جمع المخططات المائية الواحدة
- شكل 9-6 تحويل هيدروجراف الوحدة لفترة طويلة
- شكل 10-6 تحويل هيدروجراف الوحدة المعطى لفترة أخرى
- شكل 11-6 هيدروجراف الوحدة اللحظي
- شكل 1-7 الخزن
- شكل 2-7 منحنيات لطريقة بلز عند معرفة قيمة Δt
- شكل 3-7 علاقة الانسياب والخزن المتغير
- شكل 4-7 الطريقة التطبيقية
- شكل 5-7 طريقة الاستتباع البيانية البسيطة

شكر وتقدير

الحمد لله رب العالمين، والشكر لله سبحانه وتعالى أن تكرم علينا وتفضل بمنحنا فكرة وضع هذا الكتاب وتحديد مداه ثم تنسيق معلوماته وإخراجها هذا المخرج المبارك إن شاء الله عز وجل.

وعملاً بقول رسولنا الكريم محمد بن عبد الله صلى الله عليه وسلم: (لا يشكر الله من لا يشكر الناس)¹ فالشكر أولاً وآخرًا لله رب العالمين أن تكرم سبحانه وتعالى علينا بإتمام هذا الكتاب الجامع لعلوم الهيدرولوجيا والمفصل لبعض علومها ومداخلتها. ثم أجزل الشكر وفائق التقدير لكل من ساهم وساعد في إخراج هذا الكتاب للنور. والشكر خاص ومتصل للسادة جامعة السودان للعلوم والتكنولوجيا، وجامعة الزعيم الأزهري على العون المالي والعيني، واستخدام المكتبة، وتسهيل الحصول على معلومات جمّلت من هذا الكتاب وأكملت محتواه وفصوله، وسهلت من عسيره.

ثم الشكر متصل للجهات العلمية من منظمات ومؤسسات وشركات ودور نشر وجمعيات علمية تكّرت بالسماح باستخدام جزء من منشوراتها التي لا غنى عنها لإكمال هذا الكتاب وتحقيق أهدافه ومقاصده.

ثم الشكر ممتد للجهات والشخصيات التي ساعدت في تمويل طباعة الكتاب ونشره ونخص منهم: البروفيسور الدكتور عز الدين محمد عثمان مدير جامعة السودان للعلوم والتكنولوجيا، والمهندس كمال علي محمد وزير الري والموارد المائية. والشكر جميعه لمن عاون في طباعة المسودة الأولى للكتاب ونخص منهم المهندسة ليلى صالح محمود وطالب الطب محمد عصام وطال الهندسة هشام عصام.

والشكر متصل للاخوة بمؤسسة التربية للطباعة والنشر لأناقة الطباعة، ودقة الإخراج، وروعة التنسيق والتصميم التي رافقتهم في منشوراتهم المتصلة.

وبالله الحمد أولاً وآخرًا، والصلاة والسلام على سيدنا محمد وعلى آله وصحبه الأخيار.

المؤلفان

¹ النهاية في غريب الحديث والأثر لابن الأثير، باب الشين مع الكاف، ص. 493، الجزء الثاني، دار إحياء الكتب العربية، تحقيق طاهر أحمد الزاوي ومحمود محمد الطناحي. سنن الترمذي، كتاب البر والصلة، حديث رقم 1877. سنن أبي داؤد، كتاب الأدب، حديث رقم 4177. مسند أحمد، باقي مسند المكثرين، حديث رقم 7598، 7676، 8673، 9565، 9982، 11278. مسند أحمد، مسند الأنصار، حديث رقم 20836، 20845.

مقدمة الكتاب

نحمده سبحانه وتعالى ونثنى عليه ونصلي ونسلم على سيدنا محمد وعلى آله وصحبه ومن والاه. لله الحمد والمنة أن تقضل علينا سبحانه وتعالى بإتمام هذا المرجع العلمي المهم. والذي نرجو أن يفيد مهندسي الغد، وكثائب المهندسين المنتشرة في ربوع الوطن، ومشغلي محطات الرصد الجوي والهيدرولوجي والهيدروليكي، وغيرهم من أهل التخصص في هذا الفن. هذا بالإضافة إلى الفائدة المرجوة للأستاذ المشرف على تدريس مساقات الهيدرولوجيا والهيدروليكا والقياسات المائية، والجغرافيا، وطلاب العلوم الهندسية في دراساتهم الجامعية منها والعليا.

انتهج في وضع هذا الكتاب تسلسل مفيد يفضي لتبسيط المعلومة العلمية وتيسيرها ومواكبتها لمفردات مساقات الهيدرولوجيا والقياسات المائية بالجامعة. ومن ثم احتوى الكتاب على ثمانية فصول منهجية عالج فيها هذه المواضيع في قالب هندسي نحسبه شيقاً. وتقنن الفصل الأول لطرح تعريف الهيدرولوجيا والعوامل المؤثرة على المناخ من رياح ودرجة حرارة ورطوبة وإشعاع وتكثيف وتساقط مفصلاً في هذا الأخير أيما تفصيل.

وأتى الفصل الثاني لبيان العوامل المؤثرة على البخر والنتح وطرق قياسها وتقديرها.

ثم تفرد الفصل الثالث بمسائل الماء الجوفي المتعلقة بتقسيماته واستكشافه وانسيابه عبر المكامن والخزانات الجوفية المختلفة. وتطرق هذا الفصل للينابيع والسرف والآبار ذكراً أنواعها ومحاسنها ومساؤها وإنتاجيتها وسجلاتها.

ثم أبان الفصل الرابع إلى الجريان السطحي وتقسيمه وطرق قياسه وتقدير معدل انسيابه وتغير دقته.

ثم نظر الفصل الخامس إلى طرق القياسات المائية السطحية، وأنواع الأجهزة المستعملة لقياسها، والتحليلات الإحصائية المصاحبة لها، والاستفادة منها في تصميم الإنشاءات المائية.

وعالج الفصل السادس المنحنى المائي الزمن مبيناً أنواع المخطط المائي وتحليله ورسمه وطرق الاستفادة منه في المشاريع الهندسية وأنماط تحويله.

ثم أبان الفصل السابع مسائل تمرير الفيضان وطرق استتباعه وعلاقة الانسياب والخزن المتغير.

ولزيادة الفائدة المرجوة من هذا الكتاب روعي إدراج التمارين النظرية والمسائل التطبيقية العملية المفيدة على متن الفصل الثامن. وقد اختيرت هذه المسائل العملية لزيادة الفائدة وإكساب القارئ مهارة إدراك هذا الفن الهندسي. كما وجمع هذا الفصل قائمة بأهم المراجع والمصادر المستفاد منها عند وضع هذا الكتاب وإعداد مادته العلمية. ولإتمام الفائدة فقد أدرجت بعض الجداول المهمة مع المرفقات.

ويرحب المؤلفان بأي ملاحظات أو استفسارات أو إضافات تفيد في إكمال الكتاب في الطباعات اللاحقة على العنوان المبين أمام كل منهما.

نسأله سبحانه وتعالى أن يتقبل هذا الجهد وأن يضعه في ميزان حسناتنا يوم لا ينفع مال ولا بنون إلا من أتى الله بقلب سليم، وآخر دعوانا أن الحمد لله رب العالمين.

الدكتور المهندس عباس عبد الله إبراهيم
جامعة الزعيم الأزهرى
كلية الهندسة
ص. ب. 1933، أم درمان
هاتف: 0024915562789 فاكس:

الأستاذ الدكتور المهندس عصام محمد عبد الماجد
جامعة السودان للعلوم والتكنولوجيا
كلية الهندسة
ص. ب. 407 الخرطوم
هاتف: 468622، فاكس: 463614
344510
بريد إلكتروني isam_abdelmagid@hotmail.com

المؤلفان

الخرطوم في 1423 هـ - 2002 م

الرموز والمصطلحات المستخدمة في الكتاب

a = مقدار يتغير مع تغير خشونة السطح واتزان الغلاف الجوي، التغذية الاصطناعية

a = ثابت ميل المطر، ثابت

A = الارتفاع بين الصفر على المقياس، والارتفاع للدفق المساوي للصفر، المسافة، انخفاض المنسوب

A = مساحة حوض الماء الجوفي العمودية على اتجاه سرعة دفق الماء فيه، مساحة منطقة التصريف الجابية،

المساحة المقطعية، المساحة، مساحة التصريف (هكتار، كيلومتر مربع)

A_i = مساحة المضلع المحيط بالمحطة i الواقعة في منتصفه (m^2)

A_o = كمية عنصر الاستشفاف المحقون

b = ثابت تجريبي

c_p = الحرارة النوعية للهواء عند ضغط ثابت

c_p = ثابت

C_t = معامل يعتمد على خواص وحدات حوض التصريف

c = ثابت مكاني

C = درجة تركيز عنصر الاستشفاف، وزن الملح المحلول بمياه النهر في الثانية (حجم الماء في الثانية)

C = ثابت تجريبي، معامل عقلي للانسياب السطحي، معامل جيزي للخشونة

C_b = درجة تركيز عنصر الاستشفاف في النهر عند بداية الحقن

C_i = درجة تركيز عنصر الاستشفاف المحقون (الداخل للجدول)

C_m = درجة تركيز عنصر الاستشفاف عند نقطة القياس (عند الاتزان)

C_1 = وزن محلول المركز المضاف في الثانية.

C_2 = وزن الملح المار عبر نقطة أخذ العينة في الثانية.

d = ثابت

D = معدل الانسياب الداخل الخارج ($m^3/ث$)، الانسياب الخارج من المرحلة، المسافة من المحيط

e = ضغط البخار، ضغط البخار الحقيقي (مللبار، ملم زئبق)

e_a = ضغط بخار الهواء (مللبار)

e_s = ضغط بخار الهواء المتشبع (مللبار، ملم زئبق)

e_w = ضغط الغاز الجزئي لمقياس الحرارة الرطب (مللبار، ملم زئبق)

E_a = البخر من الأرض ومن الخزن في المناطق المنخفضة (ملم)

E_a = مصطلح ديناميكي هوائي (مصطلح تهوية)

E_b = الطاقة الكلية المفقودة بالماء عبر تبادل الإشعاع طويل الموجة بين الجو والماء

E_c = الطاقة المستخدمة للبحر

E_h = الطاقة الموصلة من جسم الماء للجو كحرارة محسوسة

E_o = الزيادة في الطاقة المخزونة في الماء

E_Q = الزيادة في الطاقة المخزونة في جسم الماء

- E_r = الإشعاع الشمسي المنعكس
- E_s = الإشعاع الشمسي المسقط على سطح الماء
- E_T = البخر المتوقع من سطح الماء
- E_v = الطاقة الكلية المنقولة أفقياً داخل جسم الماء
- E_v = الطاقة الكلية داخل الماء
- EV = البخر، البخر الرشحي، البخر الكلي من التربة والنباتات للفترة الزمنية المعنية
- EV_a = البخر من سطح الماء المكشوف على وحدة الزمن (ملم/يوم)
- ET = البخر الرشحي
- f = التغذية الطبيعية للزمن t
- f_o = سعة التسرب الابتدائية
- f_c = سعة التسرب النهائية
- $f(u)$ = دالة لسرعة الرياح على ارتفاع قياس أعلى السطح
- F = معدل التخلخل الكلي للزمن t ، التسرب الكلي
- h = الرطوبة النسبية %، ارتفاع المقياس أو المحطة (م)
- H = السمك المشبع للحوض الجوفي، عمق حوض الماء الجوفي (م)
- H = مكافئ البخر للإشعاع الكلي على سطح النباتات
- $\frac{dh}{dt}$ = التغير في الارتفاع حال القياس (م/ث)
- i = انسياب الماء الجوفي عبر حدود المنطقة قيد الذكر، شدة الأمطار (ملم/ساعة)
- i = معامل النفاذية، التوصيلية الهيدروليكية
- I = كثافة انهمار المطر (سم/ساعة)
- I = الجزء المعترض أو المحبوس
- I = معدل الانسياب الداخل، الانسياب الداخل للمرحلة، الدفق السطحي الداخل (م³/ث)
- I_o = قيمة الدليل الأولية (ملم)
- I_t = قيمة الدليل المخفضة بعد t يوم (ملم)
- k = معامل نفاذية الحوض (م/ث)
- k = ثابت التناسب، مقلوب ميل منحني الخزن، ثابت، الميل الهيدروليكي، ميل السميت المقاس في اتجاه سريان الماء، ثابت
- K = معامل، ثابت الخزن (ث)
- k_f = معدل تناقص سعة التسرب (ثابت)
- L = المسافة لأقصى منطقة دخول، المسافة العامة للنهر من نقطة المخرج إلى التقسيم
- L = الحرارة الكامنة لكل مول من تغير حالة الماء، الحرارة الكامنة للبخر
- I_{ca} = مسافة النهر من نقطة المخرج إلى النقطة المعاكسة لمركز الحوض
- I = المسافة في اتجاه خط الانسياب
- m = معامل ثابت

- n = ثابت، معامل الحجز، عدد مرات التردد كل عشرة سنوات، عدد المحطات
- n_e = المسامية الفعالة (لا بعدي)
- $\frac{n}{D}$ = نسبة السحب
- N = التردد الحادث، التساقط السنوي العادي، معدل التسرب الكلي للمياه الناتجة من الأمطار
- o = الماء الجوفي الخارج من حدود المنطقة.
- P = الضغط الكلي للهواء الرطب، الضغط الجوي (ملبار)، التساقط خلال السنة المائية، كمية المطر، منسوب الأمطار، التساقط الكلي (ملم)
- P_{av} = متوسط الأمطار الهاطلة (ملم)
- P_e = المطر الصافي (ملم)
- P_i = مقدار الأمطار الهاطلة في المحطة i (ملم)
- P_{mean} = متوسط الأمطار الهاطلة في المنطقة (ملم)
- \bar{P} = سمك المطر المتوسط عبر المساحة (ملم)
- P' = ضغط الهواء الجاف
- P'' = نقصان المطر (ملم)
- P_x = السجل المفقود من المحطة x (ملم)
- Q = الدفق السطحي، الدفق، معدل سريان الماء، التصريف كدالة في الزمن، تصريف الذروة (لتر/ث)، دفق النهر، دفق حالة الاستقرار، الدفق من منحنى المعايرة (م³/ث)
- Q_a = التصريف في بداية الفترة، الدفق الحقيقي (المقاس) (م³/ث)
- Q_e = الدفق (م³/ث)
- Q_s = الدفق السطحي الخارج (م³/ث)
- Q_t = التصريف عند نهاية الزمن t
- Q_u = دفق المياه الجوفية (م³/ث)
- q = معدل دفق عنصر الاستشفاف المحقون للجدول، إنتاج أو استخراج الماء الجوفي بوساطة الآبار أو قني الصرف، معدل الانسياب في حوض الماء الجوفي على وحدة عرض الحوض (م³/ث/م)
- q_p = أقصى دفق (م³/ث)
- r = الاتجاه القطري، إضافة وازدياد للماء الجوفي
- r_a = مقاومة ديناميكية هوائية
- r_s = المقاومة الفسيولوجية الكلية
- r_H = نصف القطر الهيدروليكي (م)
- R_A = قيمة أنقوت للإشعاع الشمسي الواصل للجو
- R_1 و R_2 = القيم التطبيقية (أساس الخزن)
- R = الجريان الكلي في الحوض خلال الزمن المحدد؛ ثابت الغاز، نسبة بوبن
- s = الزيادة في المخزون

S = التخزين (م³)، حجم المخزون السطحي والجوفي للفترة الزمنية المعنية، المخزون السطحي الفعال، التغيير في المخزون

S = ميل حالة الاستقرار، ميل الطاقة في زمن القياس، الميل المتوسط للأرض، الميل المطلق (م/م)

S_d = الخزن في المناطق المنخفضة

$\frac{\Delta S}{\Delta t}$ = معدل التغيير في خزن المرحلة بالنسبة للزمن

t = زمن الأمطار (ساعة)، الزمن (يوم)

t = فترة الهطلان (دقيقة)

t_c = زمن الدخول (دقيقة)

t_f = الزمن الكلي الذي تكون فيه شدة الأمطار أكبر من W

t_p = تأخر الحوض (ساعة)

t_{PR} = تأخر الحوض لزوبعة فترتها t_R

t_r = زمن مطر الوحدة (زمن هيدروجراف الوحدة)

t_R = وحدة الفترة (ساعة)

t_w = درجة حرارة مقياس الحرارة الرطب، درجة الحرارة

t* = دالة "جاما عكسية" لزمن العاصفة

T = المنقولية (م²/يوم)

T = درجة الحرارة المطلقة (كلفن)

T_a = درجة حرارة الهواء

T_w = درجة حرارة سطح الماء

T = احتمال تواتر الحدوث (سنة)

T = زمن الأساس لهيدروجراف الوحدة (يوم)

u = سرعة الرياح على المنطقة الأكثر ارتفاعاً z (م/ث)

u₀ = سرعة الرياح على الارتفاع z₀ (م/ث)

u₂ = سرعة الرياح على ارتفاع 2 متر (م/ث)

u₆ = سرعة الرياح على ارتفاع 6 متر أعلى السطح (م/ث)

u(T, t) = الإحداثي الرأسي إلى T ساعة هيدروجراف وحدة مستتب من تلك t ساعة هيدروجراف وحدة

U = سرعة الموجة، م/ث

v = سرعة انسياب الماء، السرعة النسبية (م/ث)

v' = متوسط السرعة المسامية أو السرعة الحقيقية (م/ث)

V = حجم الانسياب

V_{av} = السرعة المتوسطة في مقطع الجريان (م/ث)

V_s = السرعة السطحية (م/ث)

v_X = السرعة النسبية في اتجاه x (م/ث)

V_f = الحجم المولاري النهائي لحالتي السيولة والغازية

V_i = الحجم المولاري الابتدائي لحالتي السيويلة والغازية

W = دليل دبليو

x = المسافة في اتجاه خط الانسياب (م)، ثابت

X = ثابت لمرحلة معينة من النهر (لا بعدي)

z_0 = الارتفاع الأقل (م)

α = معامل حوض الماء الجوفي

ϕ = السمتم أعلى مرجع مناسب (م)

ϕ = السمتم المتوقع (م)

λ = الحرارة الكامنة لبخر الماء

ρ_a = كثافة الهواء (كجم/م³)

ρ = كثافة الماء (كجم/م³)

ρ_w = كثافة الماء (كجم/م³)

γ = ثابت جهاز قياس الرطوبة

Δ = ميل منحنى ضغط بخار التشبع مع حرارة الماء على درجة حرارة الهواء

v = سرعة الانسياب (م/ث)

الفصل الأول مبادئ الهيدرولوجيا

1-1 مقدمة

اشتقت كلمة الهيدرولوجيا من الكلمات الإغريقية هيدرو hydro والتي تعنى الماء ولوغوس logos والتي تعنى العلم{1}. والهيدرولوجيا تعرب على أنها علم خصائص المياه ونواميسها، وهو فرع من أفرع علم الجغرافيا الطبيعية. ويختص هذا الفرع من العلوم بالماء على الأرض مركزاً على وجوده وتوزيعه ودورانه وخواصه (من طبيعية وكيميائية وحيوية وميكروبيولوجية وغيرها)، كما وتهتم الهيدرولوجيا بالآثار البيئية ذات الصلة بالماء على كل الأحياء والجمادات. ومن اهتمامات علم الهيدرولوجيا {2،3}

- قياس أهم البيانات الأساسية وتسجيلها ونشرها.
- تحليل البيانات، واستنباط النظريات الأساسية وتطويرها.
- تطبيق النظريات المستنبطة والبيانات على عدة محاور عملية.

يلعب الماء دوراً رئيساً في كل أوجه ومناحي الحياة والتي لا تقوم بدونه. ومن ثم فلا بد من إيجاد الإدارة المثلى للماء خاصة عند مواسم شحه (مواسم الجفاف) أو زيادته (مواسم الفيضانات) لما يسببه من كوارث يصعب معالجتها لحظات حدوثها. كما ولا بد من تطوير مناخي إدارة الماء لتواكب المشاكل المنظورة والمرتبطة داخل الدولة ومع رصيفاتها المشاركة لها في المنابع والمصادر المائية. ولتحقيق الإدارة المثلى للماء لا بد من النظر في دورة الماء الطبيعية وسبر مقوماتها وتحديد كميات الماء وتوزيعها في المنطقة المحلية من خلالها. وتعتمد الخواص الهيدرولوجية لمنطقة معينة على: العوامل المؤثرة على المناخ والطقس، وأثر الرياح ودرجة الحرارة والرطوبة على البخر والنتح، والجيولوجيا المحلية، وكمية وتوزيع التساقط.. الخ.

إن الماء هو دعامة الحياة والمرتكز الأول للبقاء والاستمرار. ويستخدم الماء في نمو قيام المدن واطرادها، وازدهار الحضارة، وتحقيق التقدم والعمران في شتى مناخي الحياة الموجودة على وجه البسيطة. ومنذ بدء الخليقة كان الماء وما فتئ الأساس في نمو أو فناء واضمحلال الحضارات والممالك والنفوذ والسلطان. وفي الوقت الراهن حوالي بليون شخص (أي ما يعادل تقريباً ثلث سكان المعمورة) يتأثرون بكوارث الفيضانات والجفاف. وقد زادت معدلات الفيضانات فمثلاً زادت الفيضانات الكبرى من 66 في عام 1990م إلى 110 في عام 1999 م؛ ومن مات منها في عام 1999م أكثر من الضعف العدد في عام 1990. ويمكن إجمال أهمية الماء ودوره الفاعل في الحياة في النقاط التالية {3-6}:

- جعل الله عز وجل منه كل شئ حي. ويبين جدول (1-1) النسب المئوية لكمية الماء في عدة مناشط.

جدول (1-1) النسبة المئوية المقدرة للماء في بعض المناشط {3،4،6،30}

المنشط	نسبة الماء بالوزن (%)
بروتوبلازم معظم الخلايا الحية	80
بلازما جسم الإنسان	65 إلى 70
خلايا جهاز الإنسان العصبى والمخ	82 إلى 94
العظام والخلايا الدهنية	22 إلى 34
طفل حديث الولادة	81 إلى 97
شيخ هرم	65 إلى 75
الفواكه	78 إلى 97
الأسماك	80
اللحوم	72

- بالماء تتم الطهارة وإقامة الشعائر الدينية.

- يدخل الماء في كثير من التفاعلات الحيوية والحياكيميائية للنبات والحيوان.
- يعتبر الماء مذيباً عالمياً لإذابته الكثير من المواد العضوية وغير العضوية.
- يتحكم الماء في تنظيم درجة حرارة الجسم بالعرق.
- يستخدم الماء لاستصلاح الأراضي، ولري المشاريع الزراعية والصناعية والتنمية، وتوليد الطاقة، والتبريد ونقل الحرارة والطلاء الكهربائي والرحلان الكهربائي، والتخلص من الغازات، والتهوية، والمحافظة على صحة البيئة، والزينة والتجميل، والتخطيط العمراني.
- يستغل الماء في الترفيه والاستجمام والسياحة.
- يستخدم الماء في المواصلات والنقل والملاحة البحرية.
- يعتمد على الماء في كثير من عمليات المعالجة والتخلص النهائي من الفضلات والمخلفات.
- يستخدم الماء في تربية الحيوانات، والنباتات المائية والبرمائية.
- من الماء يحصل على المعادن النفيسة والأحجار الكريمة والحلي النادرة والأصداف.
- الماء مصدر حيوي مهم للثروة الغذائية للحصول على البروتين اللازم لبناء الجسم.
- الماء من أهم مصادر الموارد الطبيعية (مثل: إنتاج المغنيسيوم والبوتاسيوم).
- تقوم بجانب الماء الصناعات الإنتاجية والغذائية والتجارية.

ويقود انعدام الماء وشحه أو تلوثه إلى مخاطر الإصابة بالأمراض ذات الصلة. وفي إحصائية لمنظمة الصحة العالمية {36} أشارت إلى أن 3.4 بليون نسمة أغلبهم من الأطفال يموتون سنوياً من جراء الأمراض ذلت الصلة بالماء، وأن 2.4 بليون شخص يعوزهم الإصحاح الأساس بما فيهم الأكثر فقراً في العالم؛ وأن 1.1 بليون شخص يعوزهم الدخول حتى لموارد مائية مطورة. من المعلوم أن الماء النقي يتكون من جزئين من الهيدروجين وجزء من الأكسجين بالحجم، كما يتكون من جزء هيدروجين وثمانية أجزاء أكسجين بالوزن، ورمزه الكيميائي H₂O. غير أنه لا توجد مياه نقية تماماً، إذ لا تلبث المياه أن تتلوث بشوائب وملوثات أثناء عبورها مصادرها إلى مناطق الاستهلاك والاستخدام {7،30}.

1-2 العوامل المؤثرة على المناخ

أهم عوامل المناخ تضم: الهطل المائي، والرطوبة، ودرجة الحرارة والتي لها أثر مباشر على البخر والنتج. ويؤثر دوران الأرض على حركة الرياح وتعاقب الفصول. إن تسجيل البيانات لمختلف العوامل المناخية لفترات طويلة يمكن تحليلها اعتماداً على وسائل الإحصاء والاحتمالات للتنبؤ بمتغيرات الطقس. وتجمع البيانات من محطات رصد مجهزة بأجهزة قياسات مختلفة (حالياً الأقمار الصناعية).

(أ) درجة الحرارة: Temperature

درجة الحرارة من العوامل المهمة التي تؤثر على المناخ ودورة الماء وانتقاله وتحوله من صورة لأخرى كما وتؤثر على تفاعلاته المختلفة. و من العوامل المؤثرة على درجة الحرارة: دوائر العرض، والمسطحات المائية، والغطاء النباتي، والتربة، والارتفاع عن سطح البحر، وأثر المدن. تكون درجة حرارة الهواء بالقرب من سطح الأرض أقل منها في المنطقة الواقعة مباشرة أعلى الأشجار وذلك أثناء النهار، أما ليلاً فتعمل الأشجار كأسطح مشعة مما يحجب التربة تحتها من الفاقد الكبير للحرارة، كما ويعمل ظل الأشجار على التخفيض النوعي لأقصى درجة حرارة يومية. ومن المعروف أن درجة الحرارة تقل مع الارتفاع. أما أثر المدن فيتمثل في أن كمية الحرارة

المنتجة يوميا من المدن الكبيرة يعادل ثلث الطاقة الشمسية المشعة التي يمكن أن تصل منطقة ممائلة {2}. تقاس درجة الحرارة بموازينها والتي توضع في صناديق على ارتفاع 1.25 إلى 1.37 متراً فوق سطح الأرض للحماية من التعرض المباشر لأشعة الشمس والأمطار. إن أعلى درجة حرارة تحدث بعد منتصف النهار بحوالي نصف ساعة إلى 3 ساعات وأدناها قبل الشروق، والمتوسط اليومي يساوي المتوسط الحسابي للقراءتين. وتقل درجة الحرارة بمتوسط 6.5 درجة مئوية كل 1000 متر ارتفاع (التدرج الحراري)؛ كما تقل درجة الحرارة بمعدل 10 درجات مئوية كل 1000 متر ارتفاع بسبب هبوط الضغط للهواء الجاف الأديباتي عندما يتشبع تقل الحرارة بمعدل 5.6 درجة مئوية لكل 1000 متر ارتفاع. وتتأثر درجات الحرارة بخط العرض (تزداد عند خط الاستواء)، والتيارات البحرية، وفصول السنة.

Wind: الرياح (ب)

نسبة للاختلافات في الضغط الجوي تهب الرياح والتي تعمل على التحريك الأفقي للهواء. وتتحرك الرياح من مناطق الضغط المرتفع متجهة نحو مناطق الضغط المنخفض، وذلك عند غياب العوامل المؤثرة عليها. وتتأثر سرعة الرياح بأي تغيرات تطرأ على الضغط. ولمعرفة مناطق الضغط يمكن استخدام قانون بز بالوت Buys Ballot، الذي ينص على أن "منطقة الضغط المنخفض في الجزء الشمالي من الكرة الأرضية تقع شمال المشاهد الواقف موليا ظهره للرياح، وتقع على يمينه في الجزء الجنوبي من الكرة الأرضية، وذلك نتيجة لتأثير دوران الأرض" {2}. أما قياس الرياح وشدتها فيتم باستخدام مقياس الرياح Anemometer. ويحدد اتجاه الرياح باستخدام دوار الرياح Wind Vane. ولا بد من تحديد الارتفاع عن سطح البحر عند عمل أي قياس للرياح وذلك نسبة لعوامل الاحتكاك الأرضية والمسطحات المائية التي تهب عبرها الرياح. أما العلاقة بين السرعة والارتفاع فيمكن إيجادها من المعادلة 1-1.

$$\frac{u}{u_0} = \left(\frac{z}{z_0} \right)^a \quad 1-1$$

حيث:

$$u = \text{سرعة الرياح على المنطقة الأكثر ارتفاعا } z \text{ (م/ث)}$$

$$u_0 = \text{سرعة الرياح على الارتفاع } z_0 \text{ (م/ث)}$$

$$z_0 = \text{الارتفاع الأقل (م)}$$

$$a = \text{مقدار يتغير مع تغير خشونة السطح واتزان الغلاف الجوي، ويقع في حدود 0.1 إلى 0.6. والقيمة الغالبة } \frac{1}{7}.$$

مثال 1-1

قيست سرعة الرياح لارتفاعين 3 و5 متر ووجدت القيم الآتية 3.1 و 3.3 متر/ثانية على الترتيب. جد سرعة الرياح لارتفاع مترين.

الحل

$$1- \text{المعطيات: } u_0 = 3.1, z_0 = 3.1; z = 5, u = 3.3$$

$$2- \text{جد مقدار } a \text{ من المعادلة:}$$

$$u/u_0 = (z/z_0)^a : \quad 3.3 \div 3.1 = (5 \div 3.1)^a$$

$$a = 0.12 \quad \text{ومنها يمكن إيجاد المقدار}$$

$$3- \text{جد سرعة الرياح لارتفاع مترين من المعادلة:}$$

$$u/u_0 = (z/z_0)^a : \quad 3.1/u_2 = (3/2)^{0.12}$$

ومنها $u_2 = 2.95$ م/ث.

Humidity, Relative humidity, & Dew point: الرطوبة والرطوبة النسبية والندى

إن كل غاز يبذل ضغط غاز جزئي من غير أن يتأثر بالغازات الأخرى في أي خليط من الغازات . وبالنسبة للماء يطلق على هذا الضغط الجزئي المبدول بوساطة بخار الماء "ضغط بخار الماء" أو ضغط البخار . وإذا نُزح كل الماء من هواء رطب بداخل وعاء مغلق، يصبح ضغط الهواء الجاف أقل من الضغط الكلي للهواء الرطب كما مبين في المعادلة 1-2.

$$e = P - P'$$

1-2

حيث:

$$e = \text{ضغط البخار (بار)}^2$$

$$P = \text{الضغط الكلي للهواء الرطب}$$

$$P' = \text{ضغط الهواء الجاف}$$

الرطوبة النسبية

إن أقصى قيمة لبخار الماء (الذي يمكن أن يوجد على أي حيز) تعتمد على درجة الحرارة، ولا تعتمد (عملياً) على وجود الغازات الأخرى. وعليه فإنه عندما تحجز أقصى كمية من بخار الماء (على درجة حرارة معلومة) في حيز معين يصبح هذا الحيز مشبعاً به. ويطلق على هذا الضغط المبدول بالبخار في الحيز المشبع "ضغط البخار المشبع". وتعرف نسبة ضغط البخار الحقيقي إلى ضغط البخار المشبع بالرطوبة النسبية Relative humidity . ومن ثم يمكن تعريف الرطوبة النسبية على أنها: نسبة محتوى الندى في حيز ما إلى محتوى الندى الذي يمكن أن يحتويه الحيز عند التشبع {3}. وتبين المعادلة 1-3 طريقة تقدير الرطوبة النسبية.

$$h = 100 \times \frac{e}{e_s} \quad 1-3$$

حيث:

$$h = \text{الرطوبة النسبية (\%)}$$

$$e = \text{ضغط البخار الحقيقي}$$

$$e_s = \text{ضغط البخار المشبع. ويمكن إيجاد قيمة } e_s \text{ العددية من جدول (م - 1) في الملاحق.}$$

وتوضح h قدرة الهواء على امتصاص رطوبة إضافية عند درجة حرارة معينة.

نقطة الندى

أما درجة الحرارة التي يتشبع عندها الحيز عندما يبرد الهواء تحت ضغط ثابت و ضغط بخار ثابت فيطلق عليها نقطة الندى Dew point . وتعرف نقطة الندى أيضاً على أنها درجة الحرارة التي يتساوى عندها ضغط البخار المشبع و ضغط البخار الحقيقي {3,30}

قياس الرطوبة:

$$1^2 \text{ بار} = 1000 \text{ ملليبار} = 10^5 \text{ باسكال} = 10^5 \text{ نيوتن/م}^2 \text{؛ } 1 \text{ ملم زئبق} = 1.36 \text{ ملليبار}$$

يستخدم مقياس الرطوبة Psychrometer لتحديد قيمها. ويتكون مقياس الرطوبة من مقياسي درجة حرارة، أحدهما ذو مستودع مغطى بنسيج نظيف ومشبع بالماء. ثم يوضع مقياس درجة الحرارة في منطقة جيدة التهوية. ومن المتوقع أن تقل قراءة الترمومتر الرطب المغطى عن قراءة الترمومتر الجاف بسبب البخر. ويعرف هذا الفرق في القراءتين بالانخفاض في البصيلة الرطبة Wet-bulb depression. وبالمقارنة مع جداول مناسبة يمكن تقدير نقطة الندى والرطوبة النسبية وضغط البخار {29،30،3،2}، ويمكن قياس الرطوبة بإحدى الطرق التالية {3،4}:

(1) طريقة وزن البخار: ويتم في هذه الطريقة نزع بخار الماء من حجم معين من الهواء ثم وزنه، وذلك بتمرير هواء رطب عبر مجفف حبيبي desiccant. والزيادة الناتجة في وزن المادة المجففة تعبر عن وزن البخار الموجود في الهواء.

(2) طريقة نقطة الندى: يتكون جهاز قياس نقطة الندى من كوب مصقول يحوى سائل طيار (مثل الإيثر Ether) ويتم تبريد سطح الكوب بتمرير تيار من الهواء عبر السائل، ليقوم بدوره بتبريد بخار الماء الملامس للكوب. وعند تكوين نقطة الندى يتكاثف الماء في الكوب. وتسجل درجة الحرارة المقابلة بغمر ترمومتر في السائل. وتتخذ نقطة الندى على أنها درجة الحرارة المتوسطة بين تلك التي يظهر فيها التكثيف خلال التبريد ودرجة الحرارة التي يختفي فيها التكثيف عندما يتم تدفئة السائل مرة أخرى. ومكونات البخار للهواء توجد حينئذ من جداول تعطي وحدة الوزن لبخار الماء المشبع لدرجات حرارة مختلفة.

(3) استخدام جهاز قياس الرطوبة: Psychrometer: يتيح هذا الجهاز التحكم في طريقة تهوية مقياس درجة الحرارة. (4) الهيجرومتر Hygrometer أو جهاز الألياف المسترطبة (التي تمتص الرطوبة من الهواء) (hygroscopic fibres): تزيد هذه الألياف (مثل الشعر) في طولها بزيادة الرطوبة النسبية، وتنكمش بنقصانها. وبمعايرة متأنية يمكن عمل مجموعة من هذه الألياف ملامسة لذراع مؤشر لتسجيل الرطوبة النسبية. أما قيمة بخار الماء عند درجة حرارة معينة فيمكن إيجادها من المعادلة 1-4.

$$e_w - e = \gamma(t - t_w)$$

1-4

حيث:

$$e_w = \text{ضغط الغاز الجزئي لمقياس الحرارة الرطب}$$

$$e = \text{ضغط الهواء}$$

$$t_w = \text{درجة حرارة مقياس الحرارة الرطب (درجة الحرارة الرطبة)}$$

$$t = \text{درجة الحرارة الجافة}$$

$$\gamma = \text{ثابت جهاز قياس الرطوبة}$$

بافتراض أن سرعة الهواء عبر بصيلة مقياس الحرارة تزيد عن 3 م/ث، ودرجة الحرارة مقدرة بالتدرج المئوي، و e مقدرة بالمليبار فإن $\gamma = 0.66$ ، وبالنسبة لقيمة e المقدرة بالمليبار فإن قيمة $\gamma = 0.85$ {5}

مثال 1-2

كتلة من الهواء درجة حرارتها 22°م ورطوبتها النسبية 81%. جد التالي:

(أ) ضغط البخار المتشبع

(ب) ضغط البخار الحقيقي

(ج) العجز في التشبع

(د) نقطة الندى.

الحل

1- المعطيات: $T = 22^\circ\text{C}$ ، $h = 81\%$

2- جد من الجداول قيمة ضغط البخار المتشبع لدرجة حرارة 22°C

قيمة ضغط البخار المتشبع $e_s = 19.82$ ملم زئبق

3- بتعويض المعطيات في $h = 100 \cdot e/e_s$ جد ضغط البخار الحقيقي:

$$81 = 100 \cdot e \div 19.82$$

ضغط البخار الحقيقي $e = 16.05$ ملم زئبق.

4- جد العجز في التشبع كما يلي:

العجز في التشبع: $e - e_s = 16.05 - 19.82 = 3.77$ ملم زئبق.

5- جد نقطة الندى على أنها درجة الحرارة التي يتساوى عندها قيم كل من e_s و e .

وبما أن $e_s = 16.05$ ملم زئبق فعليه يمكن إيجاد درجة الحرارة، ومن ثم يمكن إيجاد نقطة الندى من الجداول

ولقيمة $e_s = 16.05$ ، نقطة الندى $= 18.6^\circ\text{C}$

(د) الإشعاع: Radiation

إشعاع الطاقة الحرارية من الشمس هو المصدر الأول للطاقة اللازمة لاستمرار دورة المياه الطبيعية {1،3،29،30}. وهذه الطاقة لا يمكن تخزينها لكن يسهل امتصاص بعضها في شكل طاقة حرارية عبر الغلاف الجوي للأرض. ويعتمد هذا الامتصاص للطاقة الحرارية بواسطة الغلاف الجوي على عدة عوامل منها: طول موجة أشعة الطاقة، ومكونات الغلاف الجوي، ودرجة الحرارة، والانعكاسات من وإلى الجزئيات والحبيبات المنتشرة. ويمكن قياس الإشعاع بأجهزة قياسه المختلفة (Actinometer and Radiometer) والتي يمكن تصنيفها على النحو التالي:

- أجهزة قياس الإشعاع المباشرة Pyrheliometer: وتقوم هذه الأجهزة بقياس شدة الإشعاع الشمسي المباشر.
- أجهزة قياس الإشعاع القصير Pyranometer: وتقوم هذه الأجهزة بقياس الإشعاع الشمسي ذو الموجات القصيرة.
- أجهزة قياس الإشعاع الطويل Pyrgeometer: وتقوم هذه الأجهزة بقياس الإشعاع الشمسي ذو الموجات الطويلة.
- أجهزة قياس الإشعاع الكلي Pyrradiometer: وتقوم هذه الأجهزة بقياس كل موجات الإشعاع الشمسي.
- أجهزة قياس الإشعاع الإجمالي Net Pyrradiometer: وتقوم هذه الأجهزة بقياس موجات الإشعاع الشمسي الإجمالية.

(هـ) التكثيف Condensation :

يقود تكثيف بخار الماء في الغلاف الجوي إلى تكوين السحب في غالب الأحيان. وربما أدت هذه السحب إلى هطول الأمطار. أهم الأسباب التي تؤدي إلى تكثيف البخار يمكن إدراجها فيما يلي {3،8}

- التبريد الديناميكي أو التبريد الأديباتي Dynamic or adiabatic cooling: في هذا النوع من التبريد لا تضاف حرارة من مصادر خارجية.
- التبريد باختلاط الكتل الهوائية: هنا يحدث خلط لكتلتين من الهواء على درجات حرارة مختلفة.
- التبريد بالتلامس.
- التبريد بالإشعاع.

ويؤدي التبريد بالتلامس والتبريد بالإشعاع إلى حدوث الندى والجليد والثلج والضباب.

3-1 دورة الماء الطبيعية (الدورة المائية، الدورة الهيدرولوجية) Hydrological (Water) cycle (أنظر شكل 1-1)

شكل (1-1)

تعتبر المياه في حالة حركة وتحول من صورة لأخرى في دورة مستمرة عبر الغلاف الجوي وباطن الأرض وسطحها نتيجة للعوامل الجوية والطبيعية، وتعرف هذه الدورة بدورة الماء الهيدرولوجية (الطبيعية). وفي هذه الدورة تهطل المياه المكثفة إلى سطح الأرض في شكل أمطار وجليد وصقيع وثلج وبرد وغيرها من أنواع التساقط. ثم ينساب التساقط على سطح التربة ليتخللها. وفي حالة تشبع التربة كثيراً يتسرب جزء آخر منه إلى داخل الأرض ليكون خزانات المياه الجوفية. وعندما يزيد التساقط عن التخلل والبخار والنتح تتجمع البرك في المناطق المنخفضة ممثلة الخزن فيها Depression storage. يؤدي امتلاء البرك والمنخفضات لفيض الماء على سطح الأرض ممثلة الخزن المحتبس Detention storage، وما يفيض عن هذا الخزن يمثل الجريان السطحي مكوناً البحيرات والبرك والبحار والأنهار والخيران والمجري السطحية.

يمكن تقسيم التساقط في منطقة معينة بخطوط التقسيم المائية Watershed divide، والتي يمثل كل خط منها حوض تساقط محدد يستقل مائياً عن المناطق المجاورة له بمياهه السطحية والجوفية، ومن ثم يمثل حجم التساقط داخل الحوض الجريان الجوفي والسطحي والبخار والخزن. وعليه يمكن كتابة معادلة الاتزان المائي للحوض على النحو المبين في المعادلة 1-5:

$$P = Q + EV + S \quad 1-5$$

حيث:

P = التساقط خلال فترة زمنية محددة (السنة المائية water year)

Q = الجريان الكلي (السطحي والجوفي) في الحوض خلال الزمن المحدد.

EV = البخر الكلي من التربة والنباتات للفترة الزمنية المعنية

S = حجم المخزون السطحي والجوفي للفترة الزمنية المعنية.

ويعمل البخر من المسطحات المائية والغطاء النباتي على إتمام الدورة المائية للغلاف الجوي لتبدأ من جديد. ومما ينبغي ذكره أن هذه الدورة قد تختل وتقطع في أي جزء من أجزائها وليس لها نظام زمني ثابت، وتعتمد كثافة وفترات الدورة على عوامل الجغرافيا والمناخ ومتغيراتها {10}.

يبين الجدول (2-1) تقديرات نسبة الماء الكلي للغطاء المائي المتواجد في كل أجزاء الدورة الطبيعية

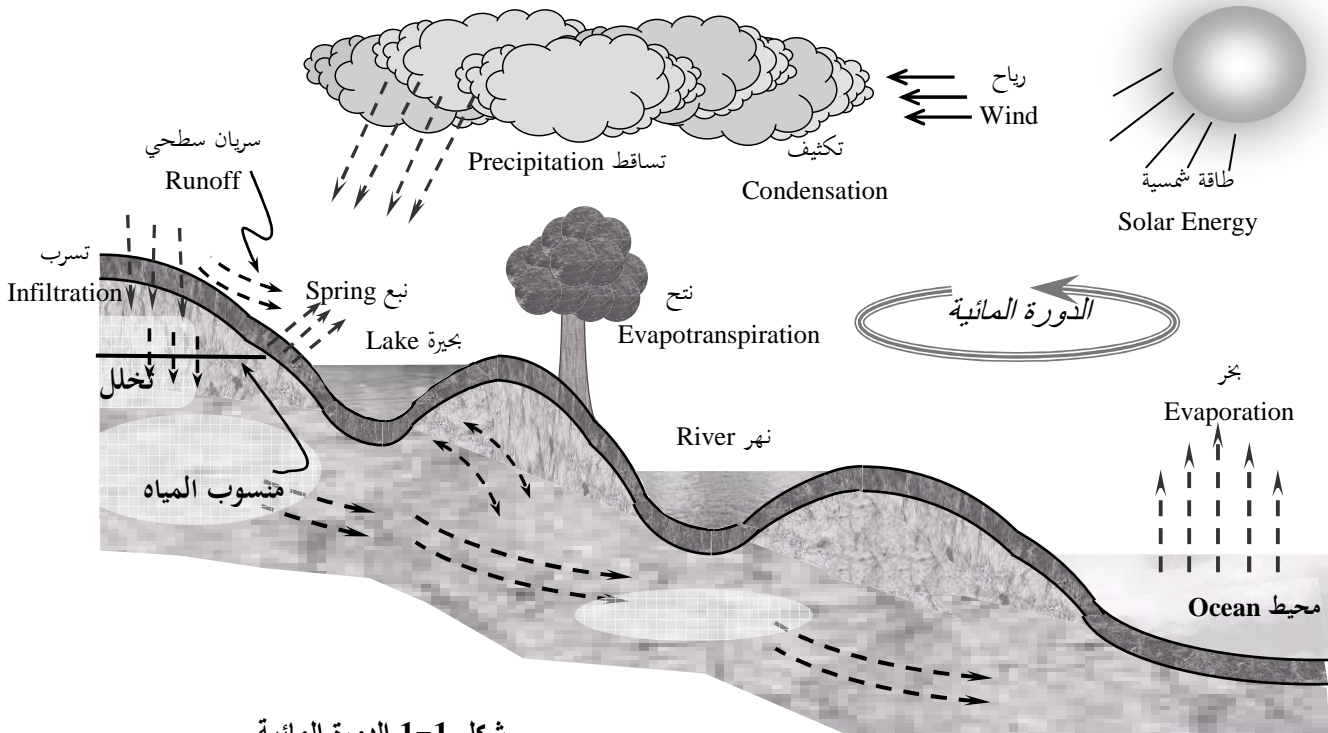
جدول (2-1) النسب المئوية للماء في الأرض {4،11،29،30}

النسبة للمياه الكلية (%)	الموقع
0.62	بحيرات المياه العذبة والأنهار ومياه التربة والماء الجوفي
0.008	البحيرات المالحة والبحار الداخلية
0.001	الغلاف الجوي
2.1	المياه المتجمدة القطبية والجليد
97.25	البحار والمحيطات

إن جزيء الماء يدور مع الدورة المائية في فترات زمنية مختلفة. ويبين جدول (3-1) تقدير لزمان مكث جزيء الماء residence time في صور مختلفة في الدورة المائية. ويوضح الجدول أن جزيء الماء يعاد بصورة أسرع في بعض مراحل الدورة المائية، فمثلاً يدور الجزيء في الهواء في مدة 9 أيام، ويحتاج الماء الجوفي العميق إلى بضع آلاف من السنوات ليتم دورانه، أو يتم تجديده.

جدول (3-1) تقدير الزمن المتوسط (المتجدد) لبقاء جزيء الماء في البيئة المائية {30}

زمن التجديد	الموقع
9 يوم	الهواء
12 إلى 20 يوم	الأنهار
280 يوم	التربة ورطوبة التربة التحتية
10 إلى 1000 سنة	البحيرات المالحة
1 إلى 100 سنة	البحيرات العذبة
10 إلى مئات السنوات	المياه الجوفية الضحلة
قد تصل إلى 10000 سنة	المياه الجوفية العميقة
10000 سنة	قشرة انتاركتيكا الثلجية
120 سنة	طبقات المحيطات المختلفة لأعماق 50 متراً
3000 سنة	البحار والمحيطات



شكل 1-1 الدورة المائية

1-4 الموارد والمصادر المائية

يقال: فلان يُورد ولا يصدر: يأخذ في الأمر ولا يتمه. المَصْدَرُ ما يَصْدُرُ عنه الشيء. والمَصْدَرُ (عند علماء اللغة) صيغة اسم تدل على الحدث فقط. المَوْرِدُ لغةً المنهلُ، والمَوْرِدَةُ هي الطريق إلى الماء، المَوْرِدُ مصدر الرزق (ج) موارد. المَوْرِدُ: المناهل، واحدها مورد. "اتقوا البراز في الموارد" أي المجاري والطرق إلى الماء. واحدها: مورد وهو مَفْعَلٌ من الورد. يقال: وردتُ الماءَ أَرْدُهُ ورُوْدًا، إذا حضرته لتشرب. والوَرْدُ: الماء الذي ترد عليه {12}.

من أهم الموارد المائية المتاحة للاستخدام العام مياه التساقط، والمياه السطحية، والمياه الجوفية، والسائل النهائي المعالج من المياه العادمة، والمياه غير التقليدية. وتعتمد كمية الماء التي يمكن الحصول عليها من مياه التساقط Precipitation على كمية التساقط بالمنطقة وفترة الهطلان وكثافته، وعوامل المناخ (من رياح ورطوبة وحرارة وبخر .. الخ)، وطبغرافية المنطقة وجيولوجيتها، والغلاف النباتي، وخواص الحوض الساكب لهذه الأمطار، وطرق تجميع المياه وحفظها، وسبل الاستخدام ومضارها، ونوع الماء المجمع.

يقصد بالمياه السطحية: Surface water تلك المياه الجارية أو المستقرة على سطح الأرض ومنها: المحيطات والبحار والبحيرات والبرك والأنهار والجداول الصغيرة والترع والخيران والأودية الموسمية والدائمة وما مثلها. وتؤثر عدة عوامل على كمية ونوع الماء بها ومضارها استخدامها. ومن هذه العوامل: شدة هطلان الأمطار بالمنطقة وكثافتها وفترتها، ومقدار الجريان السطحي، وتضاريس الموقع الجغرافي وطبوغرافيته، وعوامل الطقس والمناخ، وخواص الحوض الساكب، واحتمالات التلوث، وتقانة التنقية المستدامة، والإمكانات المحلية المتاحة، وفعالية التشريعات والمعايير الضابطة للاستغلال المحلي والإقليمي، والاتفاقيات الثنائية أو المشتركة والبروتوكولات الموقعة، والإدارة المتكاملة لموارد الماء.

يقصد بالمياه الجوفية Groundwater: تلك المياه المتكونة داخل الأرض من جراء تسرب المياه السطحية عبر التربة. وتعتمد كمية المياه في الخزان الجوفي على عدة متغيرات منها: كمية التساقط والنسبة المتسربة منه للتربة، وطبوغرافية الموقع وجيولوجيته وجغرافيته.

يقصد بالماء المعالج والمعاد استعماله والماء غير التقليدي Reclaimed and Treated water and Wastewater تلك المياه المستخلصة من مصادر غير مباشرة مثل: تحلية الماء الملح السطحي أو الجوفي، وإعادة استخدام مياه المجارى والصرف الصحي بعد خضوعها للمعالجة الملائمة. ويبين جدول (1-4) أهم الفروق بين المياه السطحية والجوفية.

جدول (1-4) أهم الفروق بين المياه السطحية والجوفية {13،30}

المياه الجوفية	المياه السطحية	الخاصية
ثابتة نسبياً	تتغير موسمياً	درجة الحرارة
قليل وربما لا يوجد (عدا في التربة الكارست: منطقة أحجار جيرية ذات مجار جوفية)	يتغير المستوى، وأحياناً عالي	العكر والمواد الصلبة العالقة (الحقيقية والغروانية)
بسبب المواد الصلبة الذائبة مثل الأحماض الدبالية	بسبب المواد الصلبة العالقة (الطين والطحالب) عدا في الماء اليسر أو الحامض (أحماض الدبال)	اللون
ثابت بصورة أكبر من المياه السطحية لنفس المنطقة	يتغير مع التربة والأمطار والدفق الخارج	المحتوى المعدني
عادة يوجد	لا يوجد عدا في قعر البحيرات والبرك المتخمة	الحديدوز والمنجنيز (الذائب)
غالباً يوجد بكميات	عادة لا يوجد	ثاني أكسيد الكربون الحارق
لا يوجد عادة	عادة يقارب درجة التشبع ولا يوجد في المياه الشديدة التلوث	الأكسجين الذائب
عادة يوجد من غير أن يكون مؤشر لوجود تلوث بكتيري	يوجد في المياه الملوثة	كبريتيد الهيدروجين
توجد بتركيز أحياناً عالٍ	توجد بتركيز قليل	النترات
عادة توجد بتركيز عالٍ	توجد بكميات متوسطة	السيليكا
لا توجد إلا في حالة التلوث الطارئ والحوادث أو التلوث المستمر لفترة طويلة	توجد في مياه المناطق المتقدمة الصناعية ولا تلبث أن تضمحل عند إزالة مصدرها	المعادن والملوثات العضوية الدقيقة
توجد أحياناً بكتريا الحديد	البكتريا (ربما جرثومية)، الفيروسات (الحمات)، العوالق	الأحياء المجهرية
لا توجد	تزداد مع ازدياد درجة الحرارة	التخمة
توجد في الغالب الأعم	نادرة الوجود	المذيبات المكلورة

ويبين الجدول (1-5) مفاضلة بين موارد الماء الأكثر وجوداً. ويعد الماء الجوفي من أفضل الموارد المائية لجودة مائه مقارنة بالمياه السطحية خاصة عند غياب التلوث وعند وجود الكميات الكافية من المخزون الجوفي (4).

جدول (5-1) المفاضلة بين المياه الجوفية والسطحية {14،15،30}

المنشط	المياه الجوفية	المياه السطحية
التغذية الطبيعية	تحتاج إلى مدة طويلة من الزمن	مستمرة
التواجد	متغيرة من منطقة لأخرى	متغيرة من منطقة لأخرى
النوع	النوع الحيوي: جيد النوع الكيميائي: تزداد فيها الأملاح الذائبة	النوع الحيوي: غير جيد النوع الكيميائي: تقل فيها الأملاح الذائبة
تكلفة الإنتاج	تعتمد على العمق من سطح الأرض، وتكلفة الضخ، وإصلاح وتنمية الآبار	تعتمد على نوع المياه
الخرن	زهيد الثمن. لا تقبل بالغريرين والطمهي (عدا في مناطق المياه الضحلة). ذات درجة حرارة ثابتة ونوع معادن ذائبة ثابت. لا تنتشر في سطح الأرض مما يقلل من الاستخدام الأمثل للأرض. لا تتعرض لمخاطر تلوث مباشر.	يعتمد الثمن على نوع الماء. تتعرض لمخاطر التلوث المباشر
الخواص	غير ملوثة. غير عكرة	عادة ملوثة وعكرة

5-1 مياه التساقط Precipitation

يقصد بالتساقط كل أنواع الهطلان على سطح الأرض من البخار في الغلاف الجوي (معظم الرطوبة على ارتفاع 8 كيلومترات من سطح الأرض). وأهم أنواعه النوع السائل (المطر³، والرذاذ⁴) والنوع الصلب (البرد⁵، والقَطِط⁶، والثلج⁷)؛ وفي بعض الأحيان يعتبر التكثيف على سطح الأرض تساقطاً غير أن كمياته قليلة (الندى: بخار الماء يتكاثف في طبقات الجو الباردة في أثناء الليل ويسقط على الأرض قطرات صغيرة. والصقيع: الجليد، وهو الندى يسقط من السماء فيجمد على الأرض) {12،16،30}. وعليه يتواجد الماء في حالات ثلاث تضم: أحوال التجمد المختلفة، وحالة السيولة، والحالة الغازية أو بخار الماء. وتوضح معادلة كليبرون Claypeyron's equation تغير الضغط مع درجة الحرارة لتغير حالة الماء من السيولة إلى الغازية كما في المعادلة 1-6.

$$\frac{dP}{dT} = \frac{L}{T(V_f - V_i)} \quad 1-6$$

حيث:

$$\text{تغير الضغط مع درجة الحرارة} = \frac{dP}{dT}$$

$$T = \text{درجة الحرارة المطلقة (كلفن)}$$

$$L = \text{الحرارة الكامنة لكل مول من تغير حالة الماء}$$

$$V_f = \text{الحجم المولاري النهائي لحالتي السيولة والغازية}$$

$$V_i = \text{الحجم المولاري الابتدائي لحالتي السيولة والغازية.}$$

³ الماء النازل من السحاب

⁴ المطر الضعيف، أو الساكن الدائم الصغير القطر كأنه الغبار

⁵ الماء الجامد ينزل من السحاب قطعاً صغيراً ويسمى حبّ الغمام، وحبّ المزن

⁶ خليط من المطر والبرد

⁷ ما جمد من الماء

أما بالنسبة للتوازن في حالة الصلابة والغازية (أو حالة السيولة والغازية)، لدرجات حرارة أقل كثيراً من درجة الحرارة الحرجة، فإن الحجم المولاري الابتدائي V_i للصلب أو السائل يمكن تجاهله بالنسبة للحجم المولاري النهائي V_f ، كما وأن بخار الماء يفترض أن يماثل الغاز المثالي كما في

$$V_f = \frac{RT}{P}$$

المعادلة 7-1.

1-7

حيث:

$$R = \text{ثابت الغاز} = 0.08205 \text{ (لتر} \times \text{ضغط جوى/كلفن)}$$

وعليه تصبح المعادلة 7-1 كما مبين في المعادلة 8-1.

$$\frac{dP}{dT} = \frac{LP}{R T^2} \quad 1-8$$

والتي يمكن تكاملها لتعطي قانون ضغط البخار 9-1 و 10-1.

$$\ln \frac{P}{P_0} = -\frac{L}{RT} \quad 1-9$$

$$P = P_0 e^{-\frac{L}{RT}} \quad 1-10$$

وعند رسم $(\ln P)$ مع $(\frac{1}{T})$ ينتج خط مستقيم، يمثل ميله قيمة الحرارة الكامنة.

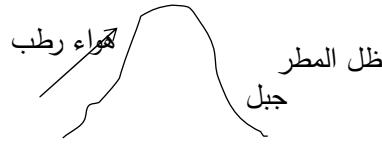
أنواع التساقط: عندما يتم حمل الهواء الملامس لسطح الأرض إلى طبقات الجو العليا (بفعل تيارات الحمل أو غيرها من الطرق) فإنه يتمدد نسبة لانخفاض الضغط مع الارتفاع. وهذا التمدد يكون كاظم للحرارة (أديباتي⁸) على سطح الأرض. غير أن درجة الحرارة تنخفض بسبب الطاقة الحرارية المتحولة إلى شغل أثناء عملية التمدد. وهذا النقصان في درجة الحرارة يدعى البرودة الديناميكية (أو البرودة الأديباتية). وتمثل هذه أساس التكثيف ومسئولة بطريقة مباشرة عن كل الأمطار {16}. ويشير هذا إلى وجوب ارتفاع عمود الهواء ليحدث التساقط. وهناك التبريد باختلاط الكتل الهوائية⁹، والتبريد بالتلامس، والتبريد بالإشعاع¹⁰{12}. ثم قد تأتي هذه السحب بالأمطار. وعليه يمكن تقسيم التساقط على حسب الحالات التي تقود إلى ارتفاع الهواء وتصاعد البخار إلى: جبلي (ميكانيكي)، وإعصاري (بشقيه الأمامي وغير الأمامي)، وحمل (تقليدي).

التساقط الجبلي (التساقط الآلي أو التضاريسي): Orographic precipitation: يحدث هذا النوع من التساقط بسبب اعتراض حواجز طبغرافية (جبال ومرتفعات طبيعية) لرياح محملة بالرطوبة ورفعها إلى طبقات عليا ومن ثم تمددها وتبريدها مما ينتج عنه انهيار المطر. وعليه توجد أمطار غزيرة عند سلاسل الجبال العالية علي الجهات المقابلة للرياح. أما الأجزاء الأخرى فنقع في ظل المطر وتكون جافة.

⁸ لا تضاف للهواء حرارة من مصادر خارجية ولا تُفقد حرارة

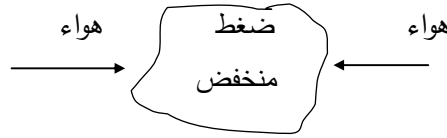
⁹ حيث تختلط كتلتان من الهواء على درجات حرارة مختلفة

¹⁰ يحدث الندى والجليد والثلج والضباب: سحب يغطي الأرض كالدخان، ويكثر في الصباح البارد

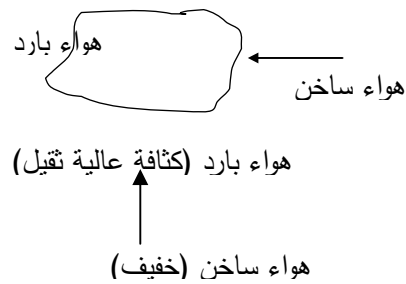


كما وقد يرتفع الهواء عند مروره من الماء إلى المنطقة اليابسة دون أن تساعده الجبال، مثلما يحدث في فصل الشتاء أو ليلاً عندما تكون اليابسة أبرد من الماء فيرتفع الهواء المحمل بالماء فوق اليابسة وتنتج الأمطار بعاملين أساسيين: انخفاض درجة حرارة الهواء بالتلامس مع اليابسة الباردة إلى أدنى نقطة الندى، وازدياد اضطراب واحتكاك الهواء بسبب زيادة خشونة اليابسة مما يقلل من سرعة الهواء ويزيد من عمق تيار الهواء ليحمله إلى طبقات الجو العليا ليتم تبريده بطرق ديناميكية. ومن العوامل المؤثرة في هذا النوع من التساقط: ارتفاعات المنطقة، وميل الأرض، والبعد عن مصادر النداءة والماء.

التساقط الإعصاري Cyclonic precipitation: له صلة بالمرور على مناطق منخفضة الحرارة أو الارتفاع، مما ينتج معه رفع كتل الهواء الساخن فوق الكتل الباردة.



ويقوم الإعصار السريع الحركة بالإتيان بأمطار متوسطة في منطقة واسعة، أما الإعصار الثابت فيعمل على الإتيان بأمطار غزيرة في مساحات قليلة. وينقسم هذا النوع من التساقط إلى {4,30}: التساقط الأمامي Frontal: وينتج من صعود الهواء الساخن على جانب محدد من سطح أمامي فوق هواء بارد أعلى منه كثافة في الجانب الآخر من السطح. وإذا سارت الكتل الهوائية بحيث أن الهواء الساخن يزيج الهواء البارد يسمى التساقط تساقط أمامي ساخن Warm front . أما إذا أزاح الهواء البارد الهواء الساخن فيطلق عليه تساقط أمامي بارد Cold front {17}. التساقط غير الأمامي Non-frontal أيضاً يسمى التساقط الثابت Stationary front ويظل فيه الهواء الرطب الساخن ساكناً ريثما يلتقي بالهواء البارد المتحرك {4,30}.



تساقط الحمل Convective precipitation أو التساقط التصاعدي (التساقط التقليدي Conventional precipitation): يعد تساقط الحمل من أكثر أنواع التساقط حدوثاً في المناطق المدارية، ويقل في مناطق أخرى أثناء الصيف. يتم تسخين سطح الأرض والهواء الملاصق لها بصورة غير متساوية في اليوم الحار. ويقود هذا الوضع لرفع الهواء الخفيف الساخن من منطقة لأخرى، ثم يبرد بطرق ديناميكية في طبقات باردة أكثر كثافة. ومن ثم يتمدد هذا الهواء الساخن مسبباً انخفاضاً في الوزن. وفي هذا الأثناء، تصعد كميات كبيرة من بخار الماء مما يجعل الهواء الساخن الرطب غير متزن. وينتج هذا الوضع تيارات رأسية، ثم يحدث تبريد ديناميكي بسبب

التكثيف والتساقط {4،29،30}. وتنتشر زخات المطر في مسافة 10 كيلومترات. وهذا النوع من التساقط موضعي، وتتفاوت شدته من زخات أمطار خفيفة إلى عواصف رعدية مدمرة.

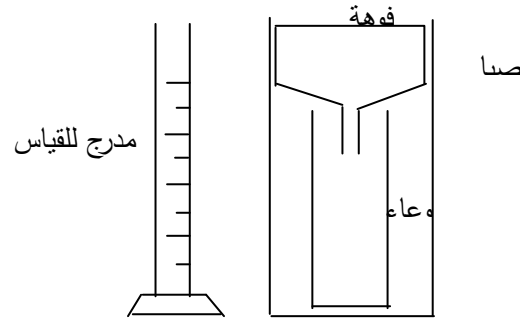
أما عملياً فتوجد الصور المختلفة للتساقط المذكورة آنفاً متداخلة فيما بينها لتكون التساقط الهائل بالمنطقة {4،19،30}. ويبين جدول (6-1) تقدير شدة التساقط من خفيفة، ومتوسطة، وغزيرة.

جدول (6-1) شدة التساقط {4،5،18،29،30}

معدل الهطلان (مم/ساعة)	شدة التساقط
2.5	خفيف
2.8 إلى 7.6	متوسط
أكثر من 7.6	غزير

قياس التساقط: يعتمد قياس التساقط على الارتفاع الرأسي للماء المتجمع في سطح مستو، وذلك عند استمرار تواجد التساقط بمنطقة سقوطه {4}. وتؤثر عدة عوامل في قياس التساقط خاصة الصلب منه، ومن هذه العوامل: نوع مقياس التساقط وأسلوب عمله وموضعه، ودرجة بلل الجهاز، والبخار، والرياح، وغيرها من العوامل المؤثرة. تشير البيانات التي يسجلها مقياس التساقط إلى تساقط في نقطة محددة. وتسمى الأمطار بأمتار لنقطة، أو أمتار محطة، أو أمتار محلية. يجب حساب الأمطار للمنطقة في المقاييس الهيدرولوجية. ومن أهم مقاييس الأمطار المستخدمة التالي:

أجهزة القياس اليدوية Manual gauges: يحسب التساقط في أجهزة القياس اليدوية للمدة الزمنية السابقة (24 ساعة) بقياس مباشر للتساقط المتجمع في المقياس. ويتكون مقياس المطر من إناء نحاسي به أسطوانة نحاسية قطرها في حدود 5 بوصات (12.7 سم) وذات حافة مشطوفة (مسلوبة). تقوم هذه الأسطوانة بتجميع التساقط وتسمح بانسيابه عبر قمع إلى إناء معدني أو زجاجي يسهل تحريكه وتفريغ ما به من ماء في أسطوانة مدرجة {4}. تؤثر الرياح على دقة القياس وقد تسبب أخطاء فيه قد تصل إلى 50% حسب نوع المقياس، وسرعة الرياح والتضاريس. ويمكن تقليل الخطأ بواقٍ معدني متحرك يوضع مجاوراً لحافة مقياس المطر.



شكل 1-2 قياس التساقط

أجهزة قياس غير تسجيلية (Non-recording gauges (pluviometers): يتكون جهاز قياس المطر اليومي من مستقبِل فوق قمع يؤدي إلى مستودع. وللمستقبل حافة حادة هابطة رأسياً إلى أعلى للخارج. ولا بد من وضع

المستقبل أفقياً، إذ أن أي ميل على المستوى الأفقي بدرجة واحدة يمكن أن يحدث معه اختلاف في كمية الأمطار المجمعة بحوالي $\pm 1\%$ وعادة يستخدم ارتفاع 1.5 متر أعلى سطح الأرض لوضع مقياس المطر. ويقوم هذا الجهاز بقياس مقدار الأمطار الكلية. وفي حالة غياب التسجيل التلقائي للأمطار تؤخذ القراءة يومياً.

أجهزة قياس تخزينية Storage gauges: تستخدم هذه الأجهزة لقياس المطر الكلي الموسمي في مناطق نائية قليلة السكان. ويتكون الجهاز من مستقبل فوق قمع يقود إلى مستودع كبير لحفظ المطر. ويمكن وضع مادة مانعة للتجمد¹¹ في الجهاز في المناطق الباردة.

أجهزة قياس تسجيلية (المقياس العداد) Recording gauges (Pluviographers): في هذه الأجهزة تسجل القراءات آلياً بمساعدة ساعة وأوزان أو جهاز عائم يقوم بإرسال القراءات إلى رسام بياني ليسجل المطر الكلي المتراكم أثناء هطلانه. كما ويمثل المنحنى البياني المتحصل عليه تغير التساقط مع الزمن. وتستخدم هذه الأجهزة لمعرفة شدة الأمطار لفترات قصيرة ولإعطاء قراءات مستمرة مسجلة. ويمكن لبعض هذه الأجهزة تسجيل المعلومات عددياً أو بيانياً أو إرسالها إلى أجهزة حاسوب. وتوجد أنواع عدة من هذه النظم منها:

• المقياس الوزني Weighing-type يسجل الوزن الكلي لكمية الأمطار أو الجليد الهائل في الوعاء المستقبل والتساقط المتجمع فيه منذ بداية التسجيل في وعاء موضوع فوق نابض أو ميزان رافع. وتسجل الزيادة في وزن الوعاء ومحتوياته في مخطط مثبت على طبل مدار بساعة؛ وبالتالي يعطى التسجيل الكميات المتراكمة من الأمطار. ولا يحتوي مثل هذا الجهاز على نظام ذاتي للتفريغ، غير أن القلم المعد به يقوم بالتنقل في البطاقة أي عدد من المرات. ويفيد هذا الجهاز في تسجيل الثلج، والبرد، ومخلوط النتح والمطر إذ أنه لا يتطلب ذوبان التساقط للتسجيل.

• المقياس العائم (الطافي) Float type: وفيه يقاد التساقط إلى حجرة عائمة تحوي عوامة خفيفة. وترسل الحركة الأسية للعوامة كلما ارتفع مستوى الماء، بنظام معين لقلم التسجيل. ويستخدم نظام سايفون لتفريغ محتويات الوعاء المجمع للأمطار كلما امتلأ بعد هطلان أمطار ارتفاعها 10 ملم كما يمكن تفريغه يدوياً. ويسجل مستوى العوامة الطافية على طبل للحصول على منحنى كتلة؛ والذي يمكن بوساطته إيجاد شدة هطلان الأمطار. ويمكن إضافة نظام للجهاز للتسخين أثناء فترة الشتاء لتفادي احتمال التجمد.

• المقياس ذو الوعاء القلاب Tipping-bucket type يقوم الوعاء المجمع للمطر بصبها في وعاء ذي حجرتين. ويملأ ربع ملم (20 جم) من المطر حجرة من الوعاء ثم يرجح بها فتقلب، وبالتالي يتم تفريغها في حوض. ثم تتحرك الحجرة الثانية من الوعاء في حيز تحت الصبابة. وكلما تغيرت حجرة بوساطة ربع ملم من المطر تقوم بتفعيل دائرة كهربائية، متصلة بقلم تسجيل (في فترة زمنية محددة) يدور على ورقة بيانية مثبتة على طبل دوار في المسجل الكهربائي، ومن ثم يمكن معرفة سمك التساقط ومعدله عبر الزمن. غير أن مثل هذا الجهاز لا يصلح لقياس الجليد دون تسخين المجمع بصفة مستمرة.

• استخدام الرادار RADAR: توجد عدة طرق لاستخدام الرادار للمساعدة في قياس المطر خاصة لتغطية الأعاصير في منطقة معينة.

من أهم مصادر الخطأ عند تسجيل القراءات وحفظ السجلات بمقياس التساقط التالي: أخطاء قراءة تدريج المقياس، وضياح بعض الماء أثناء الجمع وتسجيل القراءة، وفقدان بعض الماء لبلل أجزاء الجهاز الداخلية، وأي

¹¹ مثل كلوريد الكالسيوم.

تغير في منطقة استقبال التساقط، وميلان جهاز القياس، وعطب الجهاز بسبب الرياح أو خلافه، أو غياب الصيانة الدورية {3،4،30}. أما تحديد عدد محطات قياس التساقط اللازمة لمنطقة معينة فيعتمد على عدة متغيرات منها: الغرض من قياس التساقط وطبغرافية منطقة الهطول وجيولوجيتها وطبيعتها. وكلما زادت أعداد محطات القياس في منطقة معينة كلما قلت أخطاء حساب شدة المطر وتقديرها. ومن التوصيات المناسبة لتحديد عدد محطات قياس الأمطار الشهرية حسب مساحة الهطول تلك المقدمة بوساطة بليزديل Bleasdale المبينة على الجدول 1-7.

جدول 1-7 بليزديل لتحديد المحطات اللازمة لقياس الأمطار الشهرية

عدد المحطات	المساحة (كلم ²)
2	26
6	260
12	1300
15	2600
20	5200
24	7800

استكمال بيني لسجلات التساقط Interpolation of rain fall records: قد تفقد أحياناً السجلات من محطة قياس أو رصد معينة ليوم أو عدة أيام بسبب غياب مشغل المحطة، أو خلل في أجهزة التسجيل، أو لأي سبب آخر. ولكي لا تضيع المعلومات فمن الأفضل استخدام طريقة مناسبة لتقدير كمية المطر الهائل في هذه الأيام لحساب الكميات الشهرية والسنوية. وفي هذا المحور تتبع طريقتين للتقدير تعتمدان على سجلات متتالية لثلاث محطات بالقرب من المحطة التي افتقدت سجلاتها بحيث تبعد المحطات عنها بعداً متساوياً تقريباً على أن تتحقق الشروط التالية:

- (أ) إذا كان التساقط السنوي في كل من المحطات الثلاث في حدود عشرة بالمائة من التساقط في المحطة ذات السجل المفقود، يمكن استخدام متوسط حسابي بسيط لتقدير سجل المحطة المفقود.
- (II) إذا كان التساقط السنوي في أي من المحطات الثلاث يختلف عن المحطة الفاقدة للسجلات بأكثر من عشرة بالمائة تستخدم طريقة النسبة الطبيعية. وتعتمد هذه الطريقة على تراكم قيم التساقط على حسب نسب قيم التساقط السنوي كما مبين في المعادلة 1-11.

$$P_x = \frac{\frac{N_x P_a}{N_a} + \frac{N_x P_b}{N_b} + \frac{N_x P_c}{N_c}}{3} \quad 1-11$$

حيث:

N = التساقط السنوي العادي

a,b,c = محطات رصد التساقط الهيدروليكية وقياسه

P_x = السجل (القياس) المفقود (أو غير الدقيق) من المحطة x

ومن العوامل المؤثرة في تحديد التساقط السنوي لمنطقة معينة: ارتفاع المنطقة وطبغرافيتها، واتجاه الرياح الممطرة، والبعد عن البحر.

مثال 1-3

يبين الجدول التالي المطر السنوي للمحطة (س) والأمطار والسجلات السنوية (بالملم) لثلاث محطات مجاورة لها أ، ب، ج. إذا كانت مقادير سجلات الأمطار قد طرأ عليها تغير أثناء فترة حفظها لسبب ما في المحطة (س)، جد:

أ) بداية حدوث التغير في السجلات.

ب) معامل تصحيح البيانات باستخدام طريقة منحني الكتلة الثنائي.

السنة	ارتفاع المطر السنوي (ملم)			ارتفاع المطر السنوي في المحطة س (ملم)
	المحطة أ	المحطة ب	المحطة ج	
1990	914	867	946	689
1991	898	952	961	686
1992	992	1129	937	855
1993	997	1051	989	916
1994	1175	896	698	994
1995	1098	769	516	542
1996	1622	868	823	652
1997	1128	798	998	840
1998	938	768	757	353
1999	652	756	519	273
2000	607	426	550	210
2001	312	468	419	188

الحل

1) المعطيات: تقديرات الأمطار لكل المحطات.

2) يمكن استخدام طريقة منحني الكتلة الثنائي كما مبين في الجدول التالي.

السنة	ارتفاع المطر السنوي (ملم)			متوسط التساقط السنوي لكل المحطات	التساقط التراكمي لكل المحطات	ارتفاع المطر السنوي في المحطة س (ملم)	المطر التراكمي للمحطة س	التعديل المقترح لمطر المحطة س
	المحطة أ	المحطة ب	المحطة ج					
1990	914	867	946	909	909	689	689	785
1991	898	952	961	937	1846	686	1375	781
1992	992	1129	937	1019.3	2865.3	855	2230	974
1993	997	1051	989	1012.3	3877.7	916	3146	1043
1994	1175	896	698	923	4800.7	994	4140	1132
1995	1098	769	516	794.3	595	542	4682	617
1996	1622	868	823	1104.3	6699.3	652	5334	743
1997	1128	798	998	974.7	7674	840	6174	957
1998	938	768	757	821	8495	353	6527	402
1999	652	756	519	642.3	91337.3	273	6800	311
2000	607	426	550	527.7	9665	210	7010	239
2001	312	468	419	399.7	10064.7	188	7198	214

3) أرسم تغير المطر التراكمي السنوي للمحطة (س) مع المطر التراكمي المتوسط للمحطات أ، ب، ج.

4) جد من الرسم السنة التي حدث فيها التغير في الميل وذلك منذ عام 1997. وهذا يشير إلى أنه منذ هذا الزمن ظهر التغير في طريقة قياس أو تسجيل بيانات الأمطار بالمحطة (س). ويمكن استخدام معامل تصحيح للبيانات منذ العام مقداره = ص ÷ ع = 1.14. وبالتالي يمكن تصحيح سجلات المحطة س كما مبين في الجدول أعلاه.

مثال 4-1

فقد من سجلات التساقط لإحدى محطات الرصد الهيدروليكية (a) سجل المطر في أحد الأيام المطيرة. وتشير البيانات إلى أن تقديرات الأمطار في ثلاثة محطات (b) و (c) و (d) مجاورة للمحطة (a) تساوي: 84، 69، 52 ملم على الترتيب. إذا كان التساقط السنوي العادي في المحطات (a) و (b) و (c) و (d) يبلغ: 868، 349، 605، 218 ملم على الترتيب. جد قيمة التساقط أثناء الزوبعة المطرية في المحطة (a).

الحل

1- المعطيات: $P_b = 84$ ملم، $P_c = 69$ ملم، $P_d = 52$ ملم، $N_a = 868$ ملم، $N_b = 349$ ملم، $N_c = 605$ ملم، $N_d = 218$ ملم.

2- جد قيمة التساقط أثناء الزوبعة في المحطة x باستخدام المعادلة التالية:

$$P_a = (3 \div 1) \times \{(218 \div 52 \times 868) + (605 \div 69 \times 868) + (349 \div 84 \times 868)\} = 172 \text{ ملم}$$

قانون الارتفاع (القانون الخطي) {16}: يرتفع الهواء المحمل بالرطوبة لارتفاعات أعلى عند وجود حاجز طبغرافي عمودي على اتجاه الرياح الممطرة. وعليه تحظى المنطقة في اتجاه الرياح بأمطار غزيرة، بينما تكون المنطقة في ظل المطر جافة. ويمكن إيجاد ارتفاع التساقط في الاتجاه الذي يميل في اتجاه الرياح من المعادلة 12-1.

$$P = az + b \quad 1-12$$

حيث:

P = كمية المطر

z = الارتفاع

a = ثابت ميل المطر (يساوي 50 إلى 60، وأحياناً قد يصل إلى 100 ملم لكل 100 متر في فرق الارتفاع).

قانون المسافة (القانون الأسّي) {16}: تقوم السحب بإلقاء حمولتها من رطوبة في شكل أمطار عند تحركها إلى داخل الجناح القاري. وعليه تقل حمولتها من الرطوبة وبالتالي تقل كمية المطر في المحطات البعيدة. ويمكن توضيح هذا النقص كما في المعادلة 13-1.

$$P' = \lambda e^{\mu D} \quad 1-13$$

حيث:

D = المسافة من المحيط

P' = نقصان المطر

ويمكن ضم المعادلتين 12-1 و 13-1 لتكتب كما مبين في المعادلة 14-1.

$$P = Az + B^{-(az+b)^2} \quad 1-14$$

التوزيع المساحي للأمطار Aerial Distribution of rainfall

تضم الطرق المستخدمة لإيجاد ارتفاع التساقط التالي: طريقة المتوسط الحسابي، وطريقة مضلع ثايسن، وطريقة خطوط الأمطار المتساوية.

المتوسط الحسابي للتساقط لكل المحطات في المنطقة: تعتمد طريقة المتوسط الحسابي على إيجاد متوسط ارتفاع التساقط في كل المحطات بالمنطقة لتقدير مناسب للتساقط المتوسط في حالة التوزيع المنتظم للمحطات عبر المنطقة وفي حالة عدم وجود تغير كبير في ارتفاع الأمطار في كل من هذه المحطات. غير أن هذه الشروط قلما يتم الإيفاء بها مما يحد من طريقة استخدام التساقط المتوسط لتقدير ارتفاعه في المنطقة. ويمكن استخدام المعادلة 1-15 لحساب المتوسط الحسابي لمياه الأمطار.

$$P_{av} = \sum_{i=1}^n \frac{P_i}{n} \quad 1-15$$

حيث:

$$P_{av} = \text{متوسط الأمطار الهائلة (مم)}$$

$$P_i = \text{مقدار الأمطار الهائلة في المحطة } i \text{ (مم)}$$

$$n = \text{عدد المحطات}$$

طريقة مضلع ثايسن Thiessen method: تستخدم هذه الطريقة المساحة المؤثرة لكل محطة قياس في حساب مقدار التساقط طبقاً للطريقة التالية:

(1) يرسم موقع كل محطة في خارطة مناسبة.

(2) تحدد المساحة المؤثرة لكل محطة على النحو التالي:

• توصل كل محطة مع عدة محطات مجاورة بخطوط مستقيمة.

• تنشأ أعمدة منصفة لكل من هذه الخطوط، وتمد هذه الأعمدة لتقاطع بعضها البعض مكونة مضلع مغلق حول كل محطة.

(3) توجد مساحة المضلع المؤثرة المحيطة بكل محطة بوساطة مساحة أو بأي طريقة أخرى مقبولة لتمثيل المحطة الموجودة بالمساحة هذه المساحة بدقة؛ ويعبر عنها بنسبتها المئوية للمساحة الكلية. وفي حالة وقوع أجزاء من المضلع خارج الحوض الساكب أو في منطقة أخرى يفترض فيها ارتفاع التساقط تقاس المساحة لأجزاء المضلع الواقعة ضمن المساحة قيد البحث.

(4) يضرب ارتفاع التساقط في المحطات المختلفة في مساحة المضلع المرتبط بها، ثم تجمع هذه الحسابات ويقسم الناتج على المساحة الكلية لإيجاد التساقط المتوسط.

تصلح طريقة ثايسن لإيجاد عدد من الارتفاعات المتوسطة لمنطقة معينة تخدم بشبكة من المحطات الثابتة في عددها ومواضعها. وتفقد صلاحيتها في حالة إضافة محطات جديدة، أو إخراج محطات من الشبكة، أو في حالة تغير مواضع المحطات، أو فقدان بيانات أي محطة. وتقضي مثل هذه التغيرات إعادة تحديد مضلعات ثايسن لكل المنطقة والمحطات. ومن المفترض عدم استخدام هذه الطريقة في منطقة جبلية للتغير في التساقط المواكب لارتفاع المنطقة. وتبين المعادلة 1-16 أو المعادلة 1-17 العملية الحسابية المتبعة في هذه الطريقة.

$$P_{\text{mean}} = \frac{A_1}{A} P_1 + \frac{A_2}{A} P_2 + \dots + \frac{A_n}{A} P_n = \left(\sum_{i=1}^n A_i P_i \right) \div \left(\sum_{i=1}^n A_i \right)$$

$$P_{\text{mean}} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i P_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad 1-17$$

حيث:

P_{mean} = متوسط الأمطار الهاطلة في المنطقة (ملم)

P_i = تسجيل الأمطار الهاطلة في المحطة i (ملم)

A_i = مساحة المضلع المحيط بالمحطة i الواقعة في منتصفه (م^2)

مثال 5-1

جد التساقط المتوسط في حوض ساكب طبقاً للمعلومات والبيانات الموضحة في الجدول التالي باستخدام طرق مختلفة لتقديرها.

المحطة	مقياس المطر (سم)	المساحة (%)
1	62	8
2	74	11
3	87	20
4	112	18
5	118	33
6	107	10

الحل

1- المعطيات: تقديرات الأمطار في المحطات والمساحة.

2- جد متوسط الأمطار الهاطلة بالمنطقة باستخدام طريقة المتوسط الحسابي من المعادلة: $P_{\text{av}} = \Sigma(P_i/n)$

$$P_{\text{av}} = 6 \div (107 + 181 + 121 + 87 + 74 + 62) = 93.3 \text{ سم.}$$

3- جد متوسط الأمطار الهاطلة بالمنطقة باستخدام طريقة تايسن:

$$P_{\text{mean}} = (A_1/A)P_1 + (A_2/A)P_2 + \dots + (A_n/A)P_n$$

$$= 100 \div (10 \times 107 + 33 \times 118 + 18 \times 112 + 20 \times 87 + 11 \times 74 + 8 \times 62) = 100.3 \text{ سم.}$$

طريقة خطوط تساوي توزيع المطر Isohyetal method: هذه الطريقة من أفضل الطرق المتاحة لتقدير التساقط المتوسط لمنطقة معينة في بحوث الأعاصير وأكثرها دقة. ويتم فيها رسم خرائط تساوي توزيع المطر باستخدام البيانات من المحطات وأي معايير أخرى لتقويم أو استكمال البيانات بين محطات المراقبة لتقدير كمية الأمطار {19،29،30}. وتؤثر في هذه الطريقة الظروف الطبوغرافية للمنطقة واتجاه الرياح والعواصف الممطرة وتحركها. ويمكن إيجاز هذه الطريقة في النقاط التالية:

1- تختار وتحضر خارطة مناسبة تبين عليها مواقع المحطات. ويوضح على الخارطة أيضاً كميات التساقط في كل المحطات. ومن ثم ترسم خطوط الأمطار المتساوية بطريقة تماثل تلك المتبعة لرسم الفواصل الكنتورية في الخريط الطبوغرافية.

2- تقدر المساحة المحاطة بخطوط الأمطار المتساوية بواسطة المساح أو غيره من الطرق.

3- يضرب التساقط المتوسط (بين كل زوجين من خطوط الأمطار المتساوية) بالمساحة (بين الخطوط) لتقدير الحجم المرهلي.

4- يجمع حاصل الضرب للمساحات والتساقط لكل الخطوط، ثم يقسم الناتج على المساحة الكلية بين خطوط الأمطار المتساوية، لتقدير التساقط المتوسط لهذه المحطات، كما موضح في المعادلة 1-18 أو المعادلة 1-19.

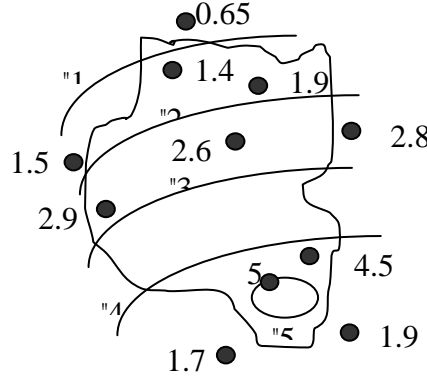
$$P_{\text{mean}} = A_1 \frac{P_1 + P_2}{2} + A_2 \frac{P_2 + P_3}{2} + \dots + A_n \frac{P_{n-1} + P_n}{2} = \left(\sum_{i=1}^n A_i \frac{P_i + P_{i+1}}{2} \right) \div \sum_{i=1}^n A_i \quad 1-18$$

$$P_{\text{av}} = \frac{\sum_{i=1}^N A_i (P_i + P_{i+1})}{2 \sum_{i=1}^N A_i} \quad 1-19$$

تعطي طريقة خرائط تساوي توزيع المطر نتائج تقارب تلك المتحصل عليها بواسطة طريقة شبكة ثايسن.

مثال 6-1

جد متوسط الهطل بطريقة خطوط تساوي توزيع المطر للمساحة المبينة في الشكل التالي:



الحل

حجم المطر	متوسط الهطل	صافي المساحة	المساحة المحصورة (ميل مربع)	قيمة الخط (")
69	5.3	13	13	5
354	4.6	77	90	4
406	3.5	116	206	3
490	2.5	196	402	2
290	1.5	193	595	1
25	0.8	31	626	أصغر من 1
1634				

$$\text{متوسط الهطل} = 626 \div 1634 = 2.61$$

مطر الإعصار الصافي Net storm rain: يعبر مطر الإعصار الصافي عن كمية هطلان المطر باستثناء الفاقد منه، ويمثل الانسياب السطحي المباشر أو الدفق فوق التربة. وأحياناً تؤدي الأمطار الغزيرة إلى انسياب سطحي متوسط، كما وربما أدت أمطار متوسطة في أحيان أخرى إلى انسياب كبير وفيضان. وعليه فلا تعطي بيانات الأمطار لوحدها صورة كاملة ما لم يعرف معها الجزء المناسب على السطح مباشرة للمجري المائية. وتمثل المعادلة الهيدرولوجية 1-20 تقديرات الأمطار.

20-1

الدفق الداخل = الدفق الخارج + المخزون

$$P = (I + E_a + P_e) + (F + S_d)$$

1-21

حيث:

$$P = \text{الأمطار الهائلة}$$

$$I = \text{الجزء المعترض أو المحبوس}$$

$$Ea = \text{البخر من الأرض ومن الخزن في المناطق المنخفضة (نو كمية قليلة ومتغيرة بحيث يمكن تجاهلها)}$$

$$Pe = \text{المطر الصافي ويمثل الجزء من الأمطار التي تصل إلى المصارف المائية لدفق سطحي مباشر. ويمكن}$$

$$\text{تقدير المطر الصافي بعدة طرق مثل طريقة سعة التسرب f-capacity أو معامل فاي index-}\phi.$$

$$F = \text{التسرب}$$

$$S_d = \text{الخرن في المناطق المنخفضة}$$

شدة هطلان المطر وفترة Rainfall intensity and duration: تشير شدة الأمطار إلى مقياس كمية الهطلان في منطقة معينة في فترة هطلان الأمطار. وكلما زادت شدة المطر كلما قلت الفترة الزمنية لاستمراره. وتتفاوت الأعاصير الممطرة في شدتها أثناء الإعصار المعين (ويعتمد على هذا التغير لإيجاد علاقة الزمن وشدة المطر أو فترة هطلانه للإعصار المعين)، ومن إعصار إلى آخر (ويستخدم هذا التغير لتحديد تردد¹² الأعاصير ذات الشدة وفترة الهطلان المعينة)، وعبر منطقة تغطيتها أعاصير معينة: (وهذا التغير يستخدم لتحديد توزيع الأعاصير للمنطقة. وكلما زادت شدة الإعصار كلما قل حدوثه أو كلما قل تردده). وتبين المعادلة 1-22 العلاقة الرياضية بين شدة المطر وفترة هطلانه {4}.

$$i = \frac{a}{t+b} \quad 1-22$$

حيث:

$$i = \text{شدة الأمطار (ملم/ساعة)}$$

$$t = \text{زمن الأمطار (ساعة)، (عادة يكون بين 5 إلى 120 دقيقة)}$$

$$a, b = \text{ثوابت مكانية (ثوابت الموقع).}$$

ويمكن استخدام المعادلة 1-23 لفترة هطلان المطر التي تزيد عن الساعتين.

$$i = \frac{c}{t} \quad 1-23$$

حيث:

$$c, n = \text{ثوابت مكانية (عوامل الموقع).}$$

علاقة شدة المطر وفترة الهطلان والتردد

أما العلاقة بين شدة الأمطار وفترة هطلانها وترددتها فيمكن إيجادها من المعادلة 1-24.

$$P = \left(\frac{1.214 \times 10^5}{600} \times Nt \right)^{0.282} - 2.54 \quad 1-24$$

حيث:

$$P = \text{كمية الأمطار (منسوب الأمطار)}$$

¹² يحدد تردد المطر بدورات العودة (سنين) على مساحة محددة.

$$N = \frac{10}{n} \text{ = التردد الحادث، وعادة يقدر مرة كل } N \text{ سنة، حيث}$$

$$n = \text{ عدد مرات التردد كل عشرة سنوات.}$$

$$t = \text{ فترة الهطلان (دقيقة)}$$

ويمكن تقدير شدة الأمطار من المعادلة 1-25.

$$i = \frac{60P}{t} \quad 1-25$$

وبالتالي يمكن تقدير شدة الأمطار من المعادلات السالفة (ملم/ساعة) كما مبين في المعادلة 1-26.

$$i = \left(\frac{60}{t}\right) \times \left[(202.3Nt)^{0.282} - 2.54 \right] \quad 1-26$$

علاقة سمك المطر والمساحة والزمن

النسبة بين مطر النقطة point ومطر المساحة areal عبر مساحات تصل إلى عشرة كيلو متر مربع ولعواصف تدم من 2 إلى 120 دقيقة يمكن إيجادها من المعادلة 1-27:

$$\frac{\bar{P}}{P} = 1 - \frac{0.3\sqrt{A}}{t^*} \quad 1-27$$

حيث:

$$\bar{P} = \text{ سمك المطر المتوسط عبر المساحة}$$

$$P = \text{ سمك مطر النقطة محسوب على مركز المساحة}$$

$$A = \text{ المساحة (كيلو متر مربع)}$$

(t^*) = دالة "جاما عكسية" لزمن العاصفة يوجد من جداول معينة أو رسومات بيانية.

مثال 7-1

جد شدة المطر المتوسط عبر مساحة 6 كيلو متر مربع خلال زويدة مدتها ساعة لتردد مرة كل عشر سنوات (بافتراض مطر النقطة 30 ملم وجاما عكسية 5.6).

الحل

المعطيات: $A = 6$ كيلو متر مربع، $t = 60$ دقيقة، $t^* = 5.6$ ، $P = 30$ ملم.

• جد نسبة سمك المطر المتوسط من المعادلة:

$$\bar{P} = P \left(1 - \frac{0.3\sqrt{A}}{t^*} \right) = 30 \left(1 - \frac{0.3\sqrt{6}}{5.6} \right) = 26 \text{ mm} \quad \bar{P} = 26 \text{ ملم في ساعة واحدة.}$$

الفصل الثاني

البخر والنتح Evaporation and Transpiration

1-2 مقدمة

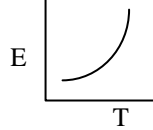
البخُرُ مجزوم: فعل البخار. وبخار القدر ما ارتفع منها، بَخَرَتْ تَبَخَّرُ بَخْرًا وبُخَارًا، وكذلك بخار الدخان، وكل بخار يسطع من ماء حار، فهو بخار، وكذلك من الندى. وبُخَار الماء ما يرتفع منه كالدخان. وفي حديث معاوية أنه كتب إلى ملك الروم: لأجعلنَّ القسطنطينية البُخْرَاء حُمَّةً سوداءً، وصفها بذلك لبخار البحر {20}.

البخُر هو عبارة عن تحول العنصر من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية بانتقال الطاقة الحرارية. ويعني النتح فقد الماء من الأسطح الرطبة والنباتات بالبخر السطحي. ويؤثر البخر في دراسة الموارد المائية بفضل تأثيره على إنتاج الحوض النهري، وسعة الخزانات، وعلى حجم محطات ضخ السوائل، واستهلاك المياه بوساطة النباتات، وإنتاج المياه الجوفية {3،4،30}. أما آلية ضغط البخار فتتأتى من حركة الجزيئات عبر سطح الماء. كما وتتصادم الجزيئات المنطلقة من سطح الماء مع جزيئات الهواء المجاورة، مما يعمل على ارتدادها إلى سطح الماء مرة أخرى. وعند تساوي عدد الجزيئات الخارجة وعدد الجزيئات المرتدة للماء، يحدث اتزان بين الضغط المبذول بالجزيئات المنطلقة والضغط المبذول بالهواء المحيط. كما ولجزء من الجزيئات في الحالة الغازية طاقة حركية تمكنها من التغلغل داخل السائل، ويتكثف جزء آخر منها إلى الحالة الصلبة. ويجعل هذا الوضع من عمليات البخر من السائل والتكثيف على سطحه عمليات مستمرة. غير أن البخر يكون أسرع من التكثيف إذا كان الفراغ أعلى سطح الماء غير مشبع. وعليه يمكن إيجاد معدل البخر بإيجاد الفرق بين ضغط بخار الماء وضغط الهواء أعلى سطح الماء {3،4،29،30}.

2-2 العوامل المؤثرة على البخر

يعتمد ضغط البخار على درجة حرارة الماء والهواء وسرعة الرياح والضغط الجوي ونوع وطبيعة المياه وشكل السطح {19}. وعامة فإن العوامل المؤثرة على البخر يمكن إيجازها في ما يلي {2،3،9،19}:

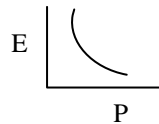
1. درجة الحرارة: يزداد ضغط بخار الماء بازياد الحرارة، وذلك نسبة لازياد طاقة حركة جزيئات الماء من جراء زيادة درجة الحرارة. وبما أن البخر يتناسب مع فرق ضغط بخار الماء والهواء، فعليه ربما لا تقوم الزيادات المتساوية في درجة الحرارة على رفع معدل البخر E. ولاستمرار البخر فلا بد من زيادة حرارة الماء T عند انخفاضها بوساطة البخر.



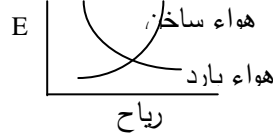
2. الإشعاع الشمسي: يعطى كل طيف الشمس الإشعاعي حرارة كامنة للبخر. ومن هذا المنطلق تقلل السحب من عملية البخر.



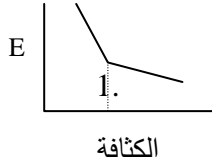
3. الضغط الجوي: ينقص الضغط الجوي بازياد الارتفاع الشيء الذي يزيد من معدل انبثاق الجزيئات من سطح الماء، نسبة لوجود جزيئات أقل في الجو فوق السطح المبخر، وبالتالي تداخل أقل. ويقبل البخر بازياد الارتفاع عند ثبات كل العوامل المناخية المؤثرة على ضغط بخار الماء الموجود في الهواء.



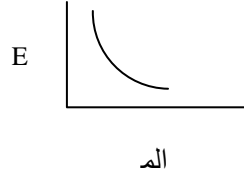
4. الرياح: تعمل الرياح على إزاحة جزئيات الماء في الهواء وتأتي بهواء يمكنه حمل بخار ماء أكثر. كما ويعطى الهواء الساخن طاقة إضافية للبخار. أما كتل الهواء البارد فربما قللت من البخار وتفقدها للطبقات الدنيا مما يسبب التكثيف.



5. طبيعة سطح السائل المبخر: من المعروف أن السطح المستوي له ضغط بخار أكبر من السطح المقعر، كما وله ضغط بخار أصغر من السطح المحدب. فمثلاً يبخر الماء في أوراق الأشجار والشجيرات بسرعة، وذلك للتعرض المرغوب والذي يسمح بإزالة البخار حتى مع أقل نسمة هواء. غير أن معدل بخر الماء الموجود في الأعشاب الغزيرة يكون قليلاً بسبب تحديد حركة الهواء خلالها، مما يلاشى فرق ضغط البخار إلى الصفر.



6. نوع الماء: يقل معدل البخر للماء المالح مقارنة بالماء النقي. كما يقل معدل البخر كلما زادت الكثافة النوعية، إذ يقل معدل البخر بحوالي 1% لكل زيادة 1% في النقل النوعي إلى أن يحدث انصهار، والذي عادة يحدث عند ثقل نوعي يساوي 1.3. ويقل معدل البخر من مياه البحر المالحة بحوالي 2% عنه في حالة المياه العذبة عند نفس الظروف الجوية {28،29،30}.

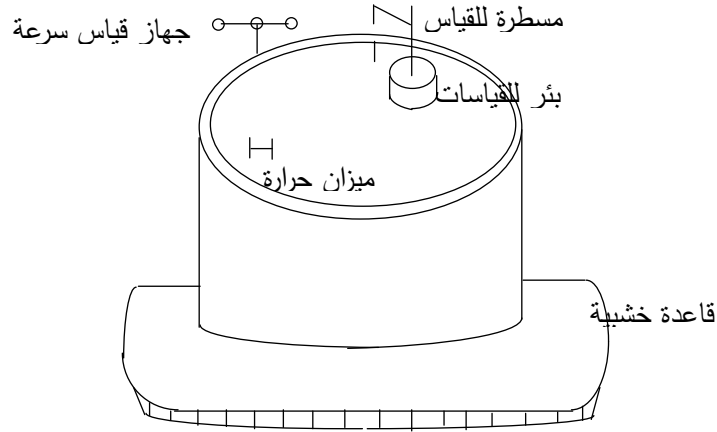


3-2 تقدير كمية البخر

البخر أحد العناصر المهمة في الدورة الهيدرولوجية، وقياسه من التربة أصعب بكثير من قياسه من سطح الماء. لذلك اقتصر قياسه من التربة حتى الآن على (اللزومتزات) للدراسات الحقلية المحدودة. يتم تقدير كمية البخر أو النتج بعدة طرق منها: كفة البخر، والصيغ التجريبية، وطرق ميزانية الماء، وطرق انتقال الكتلة، وطرق ميزانية الطاقة {1،4،8،19}.

طريقة كفة (حوض) البخر Evaporation Pan Method: (أنظر شكل 2-1) أما قياس البخر من سطح الماء فأهم جهاز يستعمل حالياً هو حوض البخر. وله عدة نماذج أكثرها شيوعاً الأمريكي الموصى به من هيئة الأرصاد العالمية. وتحظى كفة البخر بإقبال كبير لقياس معدل البخر، غير أنه لا بد من أخذ العوامل المؤثرة على قياس البخر من الكفة في الحسبان مثل: عوامل المناخ (حركة الرياح، والضغط الجوي)، وخواص كفة البخر (القطر، وارتفاع الحافة، واللون، والعمق، والشكل والموقع)، وخواص السائل المبخر (فرق ضغط البخار، ودرجة الحرارة)، وعوامل الطاقة (طرق انتقال الحرارة في كل الاتجاهات عبر جدران الكفة، وتخزين الطاقة في المستودع أو البحيرة، والغطاء النباتي). تتكون كفة البخر من حوض من الحديد المجلفن (أو النحاس) غير المدهون، قطرها 120.7 سم، وعمقها 25 سم بقاعدة مرتفعة مسافة محددة عن سطح الأرض لتعرض للهواء من كافة جهاتها، وتملاً بماء لعمق 200 ملم (ويعاد ملؤها إن نقص ماؤها إلى 180 ملم) وبها بئر صغير قطره 10

سم به مسطرة قياس. وعامل القياس 0.75 أي أن البخر = القراءة × العامل. ويمثل البخر اليومي من الكفة العمق الهابط باستخدام مقياس على شكل خطاف.



شكل 1-2 جهاز قياس البخر الأمريكي

طريقة ميزانية الماء (أو معادلة الخزن) Water Budget Approach (Storage Equation) تعد هذه الطريقة مقياس لاستمرارية انسياب دفق الماء. حيث يقدر البخر باستخدام قانون بقاء الكتلة الذي ينص على أن البخر يساوي الداخل ناقص مجموع الخارج والمخزون. وحاصل جمع التساقط والبخر الرشحي والدفق الصحي ودفق المياه الجوفي والمخزون يساوي الصفر على حسب المعادلة 1-2.

$$ET = P + I + Q_u - Q_s \pm S$$

2-1

حيث:

$ET =$ البخر الرشحي

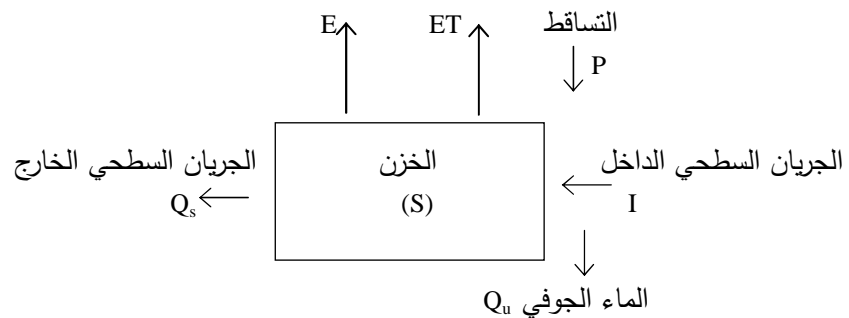
$P =$ التساقط الكلي فوق سطح التجمع

$I =$ الدفق السطحي الداخل

$Q_u =$ دفق المياه الجوفية الداخلة والخارجة

$Q_s =$ الدفق السطحي الخارج

$S =$ التغير في المخزون (للمياه السطحية والجوفية) خلال الفترة التي يجري حساب الموازنة المائية لها.



شكل 2-2 معادلة الخزن

وللأحواض النهرية:

$$ET = P + Q_u - Q_s \pm S$$

2-2

حيث:

$$ET = \text{البخر من سطح الحوض النهري}$$
$$= Q_s - Q_u = \text{كمية الجريان في النهر (السطحي والجوفي)}$$
$$S = \text{تغير احتياطي الرطوبة في الحوض النهري.}$$

وللمساحات الصغيرة (اليابسة):

$$ET = P + Q_u - Q_s + \Delta h - V \quad 2-3$$

$$\Delta h = \text{تغير الرطوبة للفترة}$$

$$V = \text{كمية الرطوبة المتسربة للفترة}$$

تعطي معادلات الموازنة المائية نتائج جيدة لفترات طويلة تبلغ حوالي 25 سنة فأكثر.

طريقة انتقال الكتلة (الانتشار الدوامي) Mass Transfer Method: يمكن وضع علاقة البخر وضغط البخار في

صورة نقل أدنى ميل التركيز كما موضح في المعادلة 2-4.

$$EV = b(e_s - e) \quad 2-4$$

حيث:

$$EV = \text{البخر}$$

$$e_s = \text{ضغط البخار المتشبع عند درجة حرارة السطح}$$

$$e = \text{ضغط البخار الحقيقي على الارتفاع المطلوب أعلى السطح}$$

$$b = \text{ثابت تجريبي.}$$

إن حركة الهواء المضطربة رأسياً تنقل بخار الماء والحرارة بصفة دائمة ويعبر عن البخر بالمعادلة 2-5:

$$EV = 0.12 (e_s - e) u_1 \quad 2-5$$

حيث:

$$e_s = \text{مرونة الإشباع عند السطح (ملم زئبق)}$$

$$e_2 = \text{مرونة البخار على ارتفاع 2 متراً}$$

$$u_1 = \text{سرعة الرياح على ارتفاع 1 متراً (م/ث)}$$

والمعادلة 2-5 مشتقة من معادلة دالتون Dalton 2-6.

$$EV = f(u) \cdot (e_s - e) \quad 2-6$$

حيث:

$$f(u) = \text{دالة لسرعة الرياح}$$

$$d = e_s - e = \text{نقص الإشباع.}$$

واستنتج بنمان المعادلة الأولية 2-7.

$$E_o = 0.35 \left(0.5 + \frac{u_2}{100} \right) (e_s - e) \quad 2-7$$

حيث:

$$E_o = \text{البخر (ملم/يوم)}$$

$$u_2 = \text{سرعة الرياح على ارتفاع 2 متراً (ميل/يوم)}$$

$$d = e_s - e = \text{نقص الإشباع (ملم زئبق)}$$

كما استنتج هاربيك Harbeck المعادلة 2-8 >

$$E_o = 0.291 A^{-0.05} u_2 (e_s - e) \quad 2-8$$

حيث:

$$E_o = \text{البخر (ملم/يوم)}$$

$$A = \text{المساحة (م}^2\text{)}$$

$$u_2 = \text{سرعة الرياح على ارتفاع 2 متراً (م/ث)}$$

$$d = e_s - e \text{ (مللبار)}$$

الموازنة الحرارية: يعبر عنها بمعادلة برديكو وتيمو فييف للتربة والتلج 2-9.

$$E = \frac{R - B}{L \left(1 + 0.64 \frac{\Delta t}{\Delta e} \right)} \quad 2-9$$

حيث:

$$R = \text{التوازن الإشعاعي}$$

$$B = \text{التبادل الحراري بين التربة والسطح}$$

$$L = \text{الحرارة النوعية للبخار}$$

$$\Delta t = t_o - t_2 \quad 2-10$$

$$t_o = \text{درجة حرارة سطح البخر}$$

$$t_2 = \text{درجة حرارة الهواء على ارتفاع 2 متر}$$

$$\Delta e = e_s - e_2 \quad 2-11$$

هذه المعادلة سهلة الاستخدام غير أنها تتطلب توفير عدة بيانات باستمرار، وتحتاج أجهزة دقيقة، كما أنها لا

تستخدم أثناء الهطل، ولا تستخدم في المناطق الجبلية والجافة.

طريقة ميزانية الطاقة Energy Budget Method: تماثل طريقة ميزانية الطاقة طريقة ميزانية الماء عدا أنها تفترض استمرار دفق الطاقة بدلاً عن دفق الماء. وهي طريقة معقدة نسبة لصعوبة إيجاد العوامل المؤثرة عليها (الإشعاع الجوي، والإشعاع طويل الموجة من الماء، وحفظ الطاقة) وبسبب الحل الرياضي لمعادلة ميزانية الطاقة. ويمكن تمثيل البخر بالمعادلة 2-12.

$$E_s - E_r - E_b - E_h - E_e = E_\theta - E_v \quad 2-12$$

حيث:

$$E_s = \text{الإشعاع الشمسي المسقط على سطح الماء}$$

$$E_r = \text{الإشعاع الشمسي المنعكس}$$

$$E_b = \text{الطاقة الكلية المفقودة بالماء عبر تبادل الإشعاع طويل الموجة بين الجو والماء}$$

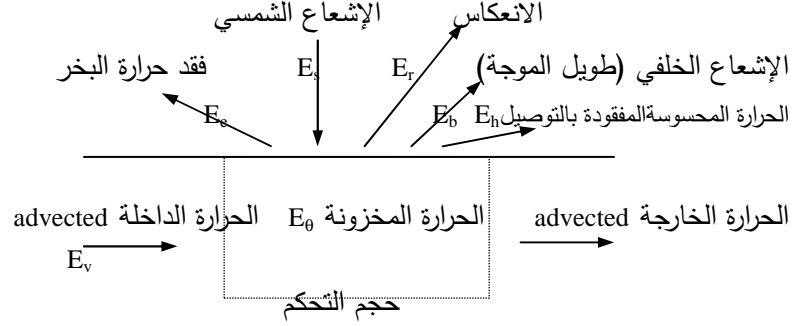
$$E_h = \text{الطاقة الموصلة من جسم الماء للجو كحرارة محسوسة}$$

$$E_e = \text{الطاقة المستخدمة للبخار}$$

$$E_\theta = \text{الزيادة في الطاقة المخزونة في جسم الماء}$$

$$E_v = \text{الطاقة الكلية المنقولة أفقياً advected داخل جسم الماء}$$

وتفترض هذه المعادلة قاعدة حفظ الطاقة، غير أنها تتجاهل عوامل قليلة التأثير مثل الحرارة المنقولة من الطاقة الحركية، والتسخين بسبب العمليات الكيميائية والحيوية، وتوصيل الحرارة عبر القعر. وتعد هذه الطريقة من أدق الطرق لكنها تتطلب جهداً كبيراً، وعالية التكلفة في المال والوقت.



شكل 2-3 ميزانية الطاقة لحجم تحكم

ويمكن تمثيل البخر بالمعادلة 2-13.

$$EV = \frac{E_s - E_r - E_b + E_v - E_o}{\rho L(I+R)} \quad 2-13$$

حيث:

$$EV = \text{البخر الرشحي}$$

$$E_s = \text{الإشعاع الشمسي المسقط على سطح الماء}$$

$$E_r = \text{الإشعاع الشمسي المنعكس}$$

$$E_b = \text{الطاقة الكلية المفقودة بالماء عبر تبادل الإشعاع طويل الموجة بين الجو والماء}$$

$$E_v = \text{الطاقة الكلية داخل الماء}$$

$$E_o = \text{الزيادة في الطاقة المخزونة في الماء}$$

$$\rho = \text{كثافة الماء}$$

$$L = \text{الحرارة الكامنة للبخر}$$

$$R = \text{نسبة بوين Bowen والتي يمكن إيجادها من المعادلة 2-14.}$$

$$R = \frac{0.61P(T_w - T_a)}{1000(e_s - e_a)} \quad 2-14$$

حيث:

$$P = \text{الضغط الجوي (مللبار)}$$

$$T_w = \text{درجة حرارة سطح الماء}$$

$$T_a = \text{درجة حرارة الهواء}$$

$$e_s = \text{ضغط البخار المشبع (مللبار) عند درجة الحرارة } T_w$$

$$e_a = \text{ضغط بخار الهواء (مللبار)}$$

البخر من سطح التربة غير المزروعة:

لا يحدث من التربة الجافة بخر. ويساوي البخر من التربة الرطبة لدرجة التشبع ذلك البخر من السطوح المائية؛ وبحسب وفقاً لذلك. تعتمد رطوبة التربة على عمق الماء الجوفي الحرة وارتفاعها بالخاصية الشعرية. ويبين الجدول 1-2 العلاقة بين عمق المياه الجوفية والزيادة المئوية في البخر عن السطوح المائية.

جدول 1-2 علاقة عمق الماء الجوفي والبخر من السطوح المائية

الزيادة المئوية في البخر عن السطوح المائية (%)	عمق المياه الجوفية (م)
40 إلى 50	0.25
10	0.75
أقل من 5	2.0

وجد بوداغدفسكي شدة البخر من التربة بالعلاقة 2-15.

$$E = \gamma(W_v - W) \quad 2-15$$

حيث:

γ = عامل تناسب يتراوح بين 0.7 إلى 1.5 ملم/يوم.

W_v = الرطوبة الحجمية للتربة (%)

W = الحد الأعلى لقيمة رطوبة التربة التي لا تتحرك بالخاصية الشعرية من التربة إلى سطحها (%)

البخر من سطح التربة المزروعة (مغطاة بالنباتات):

تحتجز أوراق النباتات وجذوعها جزءاً من الهطل المائي فوقها (الاعتراض) وبذلك يترافق البخر والنتح من سطوح النباتات ويسمى البخر الكلي أو الانفصاح البخري Evapotranspiration ويتأثر برطوبة التربة ورطوبة الهواء وسرعته. ويكون النتح أعظماً عندما تصل المياه الشعرية إلى النهاية السفلى لجذور النباتات خلال فترة النمو حيث تستمر رطوبة التربة نموذجية ويبلغ الانفصاح البخري قيمة أكبر من البخر من سطوح المياه.

الصيغ التجريبية Empirical Formulae: معظم هذه الصيغ التجريبية تبنى على علاقات الديناميكا الغازية عند استخدامها لبيانات الأرصاد الجوي مفترضة وجود كثير من الماء. وتوضح المعادلة 2-16 الإطار العام للصيغ التجريبية.

$$E_{v_a} = C(e_s - e)f(u) \quad 2-16$$

حيث:

E_{v_a} = البخر من سطح الماء المكشوف على وحدة الزمن (ملم/يوم)

C = ثابت تجريبي

e_s = ضغط بخار الهواء المنتبج (مللبار) عند درجة الحرارة (t) درجة مئوية (ملم زئبق)

e = ضغط بخار الهواء الحقيقي (مللبار) عند درجة الحرارة (t) درجة مئوية (ملم زئبق)

$f(u)$ = دالة لسرعة الرياح على ارتفاع قياس أعلى السطح.

وتوجد حالتان تعتمدان على التغير في درجة حرارة سطح الماء ودرجة حرارة الهواء على النحو التالي:

• الحالة الأولى: عند تساوي درجة حرارة سطح الماء ودرجة حرارة الهواء يمكن استخدام المعادلة 2-17:

$$EV_a = 0.35(e_s - e)(0.5 + 0.5u_2) \quad 2-17$$

حيث:

$$u_2 = \text{سرعة الرياح على ارتفاع 2 متر (م/ث)}$$

• أما الحالة الثانية فعند اختلاف درجة حرارة سطح الماء ودرجة حرارة الهواء يمكن استخدام المعادلة 2-18:

$$EV_a = 0.345(e_w - e)(1 + 0.25 u_0) \quad 2-18$$

حيث:

$$u_0 = \text{سرعة الرياح على ارتفاع 6 متر أعلى السطح (م/ث)}.$$

أ) معادلة زايكوف: يمكن استخدام معادلة زايكوف المستنتجة من الانتشار الدوامي 2-19.

$$E = 0.14n (e_s - e)(1 + 0.72 u_2) \quad 2-19$$

حيث:

$$E = \text{كمية البخر خلال شهر}$$

$$n = \text{عدد أيام الشهر (لا تحسب أيام التجمد)}$$

$$e_s = \text{القيمة الوسطية لضغط الإشباع (مللبار)}$$

$$e = \text{القيمة الوسطية لضغط البخار (مللبار)}$$

$$u_2 = \text{القيمة الوسطية لسرعة الرياح على ارتفاع 2 م فوق سطح الماء (م/ث)}$$

ب) معادلة إيفانوف Ivanov's Formula: للبخر خلال شهر (E بالملم) كما مبينة في المعادلة 2-20.

$$E = 0.0018(25 + t)^2(100 - h) \quad 2-20$$

حيث:

$$t = \text{درجة الحرارة الجافة الوسطية للشهر (درجة مئوية)}$$

$$h = \text{الرطوبة النسبية (\%)}$$

ج) قانون ماير Mayer's law: للبخر خلال شهر (E بالبوصة) حسب الموضح في المعادلة 2-21.

$$E = C(e_s - e) \left(1 + \frac{u}{10}\right) \quad 2-21$$

حيث:

$$C = \text{ثابت، يتراوح بين 11 و 15.}$$

$$e_s = \text{ضغط بخار الإشباع (المتوسط الشهري)، بوصة زئبق}$$

$$e = \text{ضغط بخار الهواء (المتوسط الشهري)، بوصة زئبق}$$

$$u = \text{سرعة الرياح، ميل/ساعة}$$

د) قانون كوتافنيه Coutagne's law المبين في المعادلة 2-22.

$$E = \theta(1 + \alpha v) \quad 2-22$$

حيث:

$$\theta = \text{الفرق السيكرومترى (درجة مئوية)}$$

$$v = \text{سرعة الرياح (م/ث)}$$

$$\alpha = \text{ثابت، يتراوح بين 5.1 و 5.15}$$

مثال 1-2

احسب كمية المياه المتبخرة من سطح بحيرة خلال شهر مارس إذا كانت القيمة الوسيطة لدرجة الحرارة العظمى لمياه سطح البحيرة خلال هذه الفترة 18 درجة مئوية ودرجة حرارة الهواء الجاف على ارتفاع 2 متر فوق سطح البحيرة 20 درجة مئوية والرطوبة t_w 17 درجة مئوية والسرعة الوسيطة للرياح 1.5 م/ث على نفس الارتفاع علماً بأن مياه البحيرة لم تتجمد خلال فترة الرصد.

الحل

من جدول قيم بخار التشبع e_s بالمليمتر زئبق المقابلة لدرجة حرارة الهواء الجاف = 18 °م لتساوي 15.46 ملم زئبق = $1.33 \times 15.46 = 20.56$ مللبار

جد e_w المقابلة لدرجة الحرارة الرطبة (= 17 °م) لتساوي 14.53 ملم زئبق = $1.33 \times 14.53 = 19.32$ مللبار

جد قيمة e من المعادلة بأخذ $\gamma = 0.66$

$$e_w - e = \gamma (t - t_w)$$

$$19.32 - e = 0.66(20 - 17)$$

ومنها $e = 17.4$ مللبار

عدد أيام شهر مارس (لا يوجد تجمد) = 31 يوم

ومن ثم وباستخدام معادلة زايكوف

$$e = 0.14n (e_s - e)(1 + 0.72 u_2)$$

$$e = 0.14 \times 31(20.56 - 17.4)(1 + 0.72 \times 1.5) = 28.53 \text{ mm}$$

نظرية بنمان Penman's Theory: استنبط بنمان معادلة للبخار من أسطح المياه الحرة بالطريقة المزدوجة للانتشار الدوامي والطاقة. وتعتمد نظرية بنمان على فرضين أساسيين للحصول على بخار مستمر وهما: وجود مصدر طاقة للحصول على الحرارة الكامنة للبخار، ووجود عامل لإزاحة ما يحدث من بخار {4}. أبان بنمان أن فقد الماء (بالبخار الرشيحي والبخار من الأرض) للنباتات الخضراء المغطية للأرض والمروية بصورة جيدة يحدد بالعوامل المناخية ولا يعتمد على نوع النباتات. ولخواص النباتات أثر مهم في معدل البخار للنباتات الطويلة (مثل الأشجار) أو النباتات التي لا تجد كفايتها من الماء. وفي هذا المنحى يؤثر البخار من أوراق النباتات (تغيرات stomata) على معدل البخار {21، 30}. وتبين المعادلة 2-22 والمعادلة 2-23 معادلة بنمان للبخار.

$$E_T = \frac{\Delta H + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad 2-22$$

$$E_T = E_1 \left(t, \frac{n}{D} \right) + E_2 \left(t, R_A, \frac{n}{D} \right) + E_3 \left(t, \frac{n}{D}, h \right) + E_4 (t, u_2, h) \quad 2-23$$

حيث:

E_T = البخار المتوقع من سطح الماء (أو ما يعادله من طاقة حرارية)

Δ = ميل منحى ضغط بخار التشبع مع حرارة الماء على درجة حرارة الهواء

H = مكافئ البخار للإشعاع الكلي على سطح النباتات (مقدار الطاقة النهائية المتبقية على سطح الماء)

γ = ثابت جهاز قياس الرطوبة (= 0.66 إذا كانت درجة الحرارة t مقاسة بالمئوية و e مقاسة بالمللبار)

E_a = مصطلح ديناميكي هوائي (مصطلح تهوية) يعتمد على الهواء وانخفاض ضغط البخار (البخر للحالة الافتراضية لدرجات حرارة متساوية للهواء والماء)

$$t = \alpha \text{ ظا} = \text{درجة الحرارة}$$

$$= \frac{n}{D} = \text{نسبة السحب} = (\text{الساعات الحقيقية لشروق الشمس}) \div (\text{الساعات الممكنة لشروق الشمس})$$

R_A = قيمة أنقوت للإشعاع الشمسي الواصل للجو (بافتراض عدم وجود سحب وجو صافٍ تماماً) (أنظر جدول 2-2)

$$H = \text{الرطوبة النسبية}$$

$$u_2 = \text{سرعة الرياح على ارتفاع 2 متر}$$

جدول 2-2 قيم أنقوت للإشعاع قصير الموجة في نهاية الغلاف الجوي (جم. كالوري/سم²/يوم) كدالة في

الشهر والسنة وخط العرض {9}

السنة	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	خط العرض (درجة)
3540	0	0	0	136	605	944	1077	903	518	55	0	0	90 ش
3660	0	0	17	219	600	930	1060	875	518	143	3	0	80
4850	55	113	258	494	714	892	983	866	687	424	234	86	60
6750	318	397	528	719	843	941	1001	930	847	663	538	38	40
8070	599	666	740	856	887	912	947	912	914	821	795	631	20
8540	829	873	866	891	820	792	803	803	876	878	963	844	الاستواء
8070	978	986	892	820	680	588	580	608	737	832	1020	970	20
670	1033	994	817	648	453	333	308	358	515	686	963	998	40
4850	1013	920	648	403	187	77	50	95	240	459	802	947	60
3660	1094	917	459	113	0	0	0	0	9	181	649	981	80
3540	1110	932	447	30	0	0	0	0	0	92	656	995	90 ج

وقد عدل مونتيث Monteith {22} طريقة بنمان بإلحاق تحكم فسيولوجي (أو ما يسمى بالمقاومة السطحية) لمعادلة بنمان للبخار. إذ أدخل مصطلح تهوية ليأخذ في الاعتبار الاحتكاك الديناميكي الهوائي للبخار السطحي. وتشير المعادلة 2-24 إلى معادلة مونتيث وبنمان.

$$E_T = \frac{\Delta H + \frac{\rho_a c_p}{\lambda \rho_w} (e_s - e)}{\Delta + \lambda \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad 2-24$$

حيث:

$$E_T = \text{معدل البخر}$$

$$\rho_a = \text{كثافة الهواء}$$

$$c_p = \text{الحرارة النوعية للهواء عند ضغط ثابت}$$

$$\rho_w = \text{كثافة الماء}$$

$$\lambda = \text{الحرارة الكامنة لبخر الماء}$$

$$r_a = \text{مقاومة ديناميكية هوائية}$$

$$r_s = \text{المقاومة الفسيولوجية الكلية}$$

$$e_s = \text{ضغط البخار المشبع}$$

$$e = \text{ضغط البخار}$$

عند $r_s = 0$ صفر (الموازنة لسطح رطب) فإن معظم الفرق بين المعادلتين يقع في حد التهوية.

ويمكن استخدام بياني معادلة بنمان لتقدير البخر من سطح الماء الحر والتي تغني عن الحسابات المطولة المطلوبة (انظر شكل م-2 في الرقعات)، كما ويمكن استخدام برنامج حاسوب ليؤدي نفس الغرض. وفي هذا الشأن يمكن الركون إلى الكتب المتخصصة في الهيدرولوجيا.

مثال 2-2

استخدم بياني معادلة بنمان nomogram لحل معادلتيه للتكهن بالنتج اليومي المتوقع من نباتات حقلية على خط عرض 40 درجة شمال في أبريل تحت الظروف التالية:

درجة حرارة الهواء الوسطية 20 درجة مئوية

الرطوبة المتوسطة 70 %

تغطية السماء 60 % سحب

السرعة النسبية u_2 2.5 متر/ث

نسبة النتج المتوقع للبخر المتوقع 0.7

الحل

المعطيات: تغطية السماء = 0.6 سحب، $t = 20$ م°، $h = 0.7$ ، $u_2 = 2.5$ م/ث، $n = D \div 1 - \text{تغطية السماء بالسحب} = 1 - 0.6 = 0.4$ ، $h = 0.7$

- من النوميوجراف (شكل م-2) لدرجة حرارة $t = 20$ م° وقيمة $\frac{n}{D} = 0.4$ جد $E_1 = -2.3$ ملم/يوم
- ولدرجة حرارة $t = 20$ م° ومن الجداول لخط عرض 40° شمال وفي أبريل، جد معامل اقنوت: $R_A = 847$ جم كالوري/سم لتر/يوم
- ولقيم $n = D \div 0.4$ يمكن إيجاد $E_2 = 3.7$ ملم/يوم
- لدرجة حرارة $t = 20$ م°، $h = 0.4$ ، $D \div n = 0.7$ جد: $E_3 = 1.3$ ملم/يوم
- لدرجة حرارة $t = 20$ م°، ورطوبة $h = 0.7$ ، وسرعة $u_2 = 2.5$ م/ث جد: $E_4 = 1.1$ ملم/يوم
- جد E_o من المعادلة:

$$E_o = E_1 + E_2 + E_3 + E_4 = -2.3 + 3.7 + 1.3 + 1.1 = 3.6 \text{ mm/day}$$

$$E_{\text{trans}} = 0.7 E_o = 0.7 \times 3.6 = 2.5 \text{ mm/day.}$$

مثال 3-2

احسب فاقد الماء السنوي من حوض خزان مساحته 5 كم² عندما تكون سرعة الرياح 10.3 كم/ساعة و $e = 11$ ملم زئبق، و $e_s = 14.2$ ملم زئبق.

الحل

$$1. \text{ المعطيات: } A = 5 \text{ كم}^2 = 5 \times 10^6 \text{ م}^2, u_2 = 10.3 \text{ كم/ساعة} = (60 \times 60) \div (1000 \times 10.3) \\ = 2.86 \text{ م/ث}, e_s = 1.36 \times 14.2 = 19.3 \text{ مليبار}, e = 1.36 \times 11 = 15 \text{ مليبار}, d = 19.3 - 15 = 4.3 \text{ مليبار}$$

باستعمال معادلة هاريك:

$$E_o = 0.291A^{-0.05}u_2(e_s - e) = 0.291 \times (5 \times 10^6)^{-0.05} \times 2.86 \times 4.3 = 1.66 \text{ mm/day}$$

بافتراض معدل فقد ثابت خلال السنة:

$$\text{فاقد البحر } E_o \text{ لسنة} = 365 \times 1.66 = 606 \text{ ملم} = 0.606 \text{ م}$$

$$\text{جملة فاقد المياه من البحيرة خلال السنة} = \text{مساحة البحيرة} \times \text{البحر في السنة} = 10 \times 10^6 \times 0.606 = 3.03 \text{ مليون م}^2$$

مثال 4-2

مستتقع مساحته 39 كم^2 ودرجة الحرارة الوسطية الجافة خلال شهر يوليو $t = 28.6^\circ \text{م}$ ودرجة الحرارة الوسطية الرطبة $t_w = 23.8^\circ \text{م}$ ، والسرعة الوسطية للرياح 2.1 م/ث . احسب ارتفاع المياه المتبخرة وحجم الفواقد المائية في هذا المستتقع.

الحل

من جدول قيم بخار الإشباع e_s المقابلة لدرجة حرارة الهواء الجاف $t = 28.6^\circ \text{م}$
 $e_s = 29.34 = \text{ملم زئبق} = 29.34 \div 25.4 = 1.155 \text{ بوصة زئبق}$
من المعادلة:

$$e_w - e = \gamma(t - t_w)$$

ولدرجة الحرارة الرطبة $t_w = 23.8^\circ \text{م}$ ، و $\gamma = 0.485$ ، e_w المقابلة $22.1 = \text{ملم زئبق} = 25.4 \div 22.1 = 0.87 \text{ بوصة زئبق}$

$$22.1 - e = 0.485(28.6 - 23.8) = 2.33$$

$$e = 22.1 - 2.33 = 19.772 \text{ mm Hg} = 19.772 / 25.4 = 0.778 \text{ in Hg}$$

$$1 \text{ ياردة} = 0.9144 \text{ م}$$

$$\text{السرعة } v = 2.1 \text{ م/ث} = (3600 \times 2.1) \div (1760 \times 0.9144) = 4.7 \text{ ميل/ساعة}$$

باستخدام قانون ماير، وأخذ $C = 15$:

$$E = C(e_s - e) \left(1 + \frac{v}{10}\right)$$

$$E = 15(1.155 - 0.778) \left(1 + \frac{4.7}{10}\right) = 8.3 \text{ in} = 211 \text{ mm}$$

$$\text{كمية الفواقد بالبحر} = 10 \times 39 \times 0.211 = 8.23 \times 10^6 \text{ م}^3$$

مثال 2-5

بركة مساحتها 9 هكتار تقع في حوض ساكب مساحته 440 هكتار. البركة في تربة طينية بحيث أن السريان الجوفي منعدم والسريان الداخل محدود لأن الطبغرافيا تحول السريان حول البركة إلى داخل مجرى الحوض. احسب البخر من البركة حسب المعلومات المبينة بالجدول أدناه:

الشهر	عدد الأيام، n	المطر، P، بوصة	Q _{in} ، قدم ³ /ث	Q _o ، قدم ³ /ث	التغير في الارتفاع d، قدم
6 يونيو	30.0	2.13	0.44	0.092	2.1
7 يوليو	31.0	0.67	0.1	0.018	0.06 -
8 أغسطس	31.0	1.24	0.22	0.041	0.73

الحل

معادلة موازنة المياه للتغيير في الخزن (ds)

$$P + Q_i - E - Q_o = \frac{ds}{dt}$$

$$\frac{P \times A_p}{12} = \text{مدخل المطر للهكتار في البركة}$$

$$\frac{Q_{in} \times 24 \times 3600}{43560} = \text{الجريان الداخل بالهكتار. قدم لليوم}$$

$$\frac{Q_o \times 24 \times 3600}{43560} = \text{الجريان الخارج بالهكتار. قدم لليوم}$$

وللشهر اضرب في عدد أيام الشهر كما مبين في الجدول التالي:

الشهر	أيام الشهر	P _h هكتار قدم/شهر	Q _i هكتار قدم/شهر	Q _o	Δs هكتار قدم	E هكتار قدم	E _p بوصة/يوم
6	30	1.6	26.18	5.47	18.9	3.41	0.15 = 3.81
7	31	0.50	6.15	1.11	-0.54	6.08	0.26 = 6.6
8	31	0.93	13.53	2.52	6.57	5.37	0.23 = 5.8

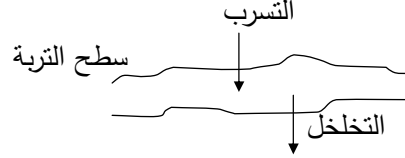
$$\Delta S = dS/dt = A.d = 9xd, E_p = E_p \times 12 / (30 \times 9)$$

$$E_p = P_{\pi} + Q_m - Q_o - dS/dt$$

$$E_p = 1.6 + 26.18 - 5.47 - 18.9 + 0.5 + 6.15 - 1.11 + 0.54 + 0.93 + 13.53 - 2.52 - 6.57 =$$

4-2-4 التسلب والتخلخل Infiltration

يعنى التسلب تحرك الماء عبر سطح التربة إلى داخلها. ويؤثر التسلب على الدفق السطحي والنباتات ونداوة التربة والبخر والنواحي الزراعية والبيئية. ومن العوامل المؤثرة على التسلب {3،4،29،30}: النفاذ السطحي خلال التربة، والنقل داخل التربة، والسعة التخزينية للتربة (الحقلية)¹³، وخواص الطبقة النفاذية¹⁴، وخواص السائل المتخلل¹⁵.



شكل 4-2 التسلب والتخلخل

تعتبر سعة التسلب (f-Capacity) عن أقصى معدل يحدث عنده التخلخل عند سطح التربة في مدة زمنية محددة، ويقاس بالسنتيمتر على الساعة أو ما يماثلها من الوحدات. عموماً يبدأ التخلخل بمعدل عال في تربة الطفل (الطفال) الرملية Sandy-loam ليقل بعد مدة من الزمن بمعدل مستقر. ولمعدل سعة التسلب أهمية كبيرة في الزراعة¹⁶، والمحافظة على التربة والمياه الجوفية والتحكم في الفيضان¹⁷، وفي المحافظة على المياه السطحية¹⁸ {23،30}. وتبين معادلة هورتون 2-25 طريقة حسابية لتقدير منحني سعة التسلب.

$$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt} \quad 2-25$$

حيث:

$$f = \text{سعة التخلخل (التسلب) للزمن } t$$

$$k = \text{معدل تناقص سعة التسلب (ثابت)}$$

$$f_o = \text{سعة التسلب الابتدائية}$$

$$f_c = \text{سعة التسلب النهائية}$$

$$e = \text{أساس الخوارزم الطبيعي}$$

ويتكامل معادلة هورتون تنتج المعادلة 2-26.

$$F = \int_0^t f dt = f_c t + \left(\frac{f_o - f_c}{k} \right) (1 - e^{-kt}) \quad 2-26$$

حيث:

$$F = \text{معدل التخلخل الكلي للزمن } t$$

¹³ تعتمد على مسامية التربة وعمق طبقات التربة ومحتوى النداءة الموجود وتركيز المواد العضوية والنشاط الحيوي وتغلغل جذور النبات والمواد الغروية المنتفخة

¹⁴ المسامات، والنفاذية، وطبيعة التربة، وخواص الانتفاخ، وتركيز المواد العضوية، والنباتات

¹⁵ العكر، وكمية الطين، والمواد الغروية، ونوع وكمية الأملاح بالتربة، ودرجة الحرارة، واللزوجة

¹⁶ يحتاج إلى مقدار كبير من سعة التسلب للسماح بسهولة دخول الأمطار ومياه الري، غير أنه ليس بالكبير إلى المدى الذي تناسب فيه المياه بسرعة متجاوزة منطقة جذور النباتات

¹⁷ يجب أن يكون مقدار سعة التسلب عالي جداً لمنع تعرية التربة، أو لزيادة المياه الجوفية، ولزيادة الصرف من التربة

¹⁸ يحتاج إلى أقل معيار من سعة التسلب للحصول على أكبر انسياب سطحي يساعد في ملء الخزانات السطحية

وعند الزمن $t =$ ما لانهاية

$$F_c = \frac{(f_o - f_c)}{k_f} \quad 2-27$$

مثال 2-6

جد معادلة منحنى سعة التسرب إذا كانت قيمة $F_c = 2.8$ سم، $f_o = 9.8$ سم/ساعة، $f_c = 0.55$ سم/ساعة. ثم جد قيمة سعة التسرب عند الزمن 30 دقيقة.

الحل

1- المعطيات: $F_c = 2.8$ سم، $f_o = 9.8$ سم/ساعة، $f_c = 0.55$ سم/ساعة، $t = 30$ دقيقة.

2- جد قيمة معدل التناقص لسعة التسرب:

$$k_f = (f_o - f_c) / F_c = (9.8 - 0.55) / 2.8 = 3.3$$

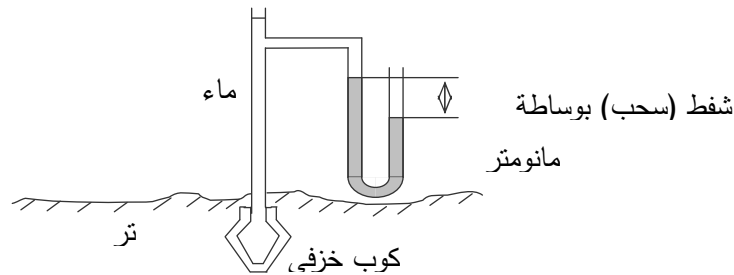
3- استخدم معادلة هورتون لتقدير منحنى سعة التسرب: $f = f_c + (f_o - f_c) e^{-k_f t}$
 $f = 0.55 + (9.8 - 0.55) e^{-3.3t} = 0.55 + 9.25 e^{-3.3t}$

4- جد قيمة سعة التسرب عند الزمن 20 دقيقة، $t = 03$ دقيقة = $60 \div 30 = 0.5$ ساعة

$$\text{وعليه: } f = 0.55 + e^{0.5 \times 3.3} (9.25) = 2.33 \text{ سم/ساعة}$$

قياس التسرب: تقوم أجهزة مقياس التسرب بتقدير مقادير للنوع أكثر منها للكم. ويفيد المقياس في تقدير أثر استخدام الأرض والميل، والغطاء العشبي. كما يفيد في منع تعرية التربة، وتقليل الفيضان، وتقدير المخزون الجوفي. ومن أهم الطرق المتبعة لقياس التسرب التالي {3،4}:

أجهزة مقياس التسرب Infiltrometers: تستخدم في منطقة جابية صغيرة أو لإجراء التجارب. ويبين شكل 2-5 رسم تخطيطي لمقياس تسرب بسيط يمكنه قياس توتر النداءة والتربة من درجة التشبع إلى توتر يبلغ 1 جو. يوضع الجهاز في حالة اتزان مع التربة وعندما تتخفف نداءة التربة (أدنى درجة التشبع) ينساب الماء من الكوب مما يولد ضغط سالب يظهر على المانومتر. ويمكن تقسيم أجهزة مقياس التسرب إلى: مقارنات المطر Rainfall Stimulators التي تقوم بقياس المياه بطريقة تسمح بمقارنتها مع الأمطار الطبيعية، ومقياس الفيضان Flooding Type الذي يسمح بالحصول على فاقد سمت ثابت، وتحليل الهيدروجراف Hydrograph Analysis لتقدير قياس التغير في الأمطار؛ وتضم تأثير عدة عوامل عملية (مثل: معدل الدفع، والميلان، والتربة، والغطاء النباتي، والمخزون، وزمن الجريان). وتستخدم هذه الطريقة أحد أو عدة صيغ أساسية مثل: علاقة زمن الهطلان والدفع، وعلاقة الزمن والتكثيف، وعلاقة متوسط التسرب وغيرها من المعادلات {4}.



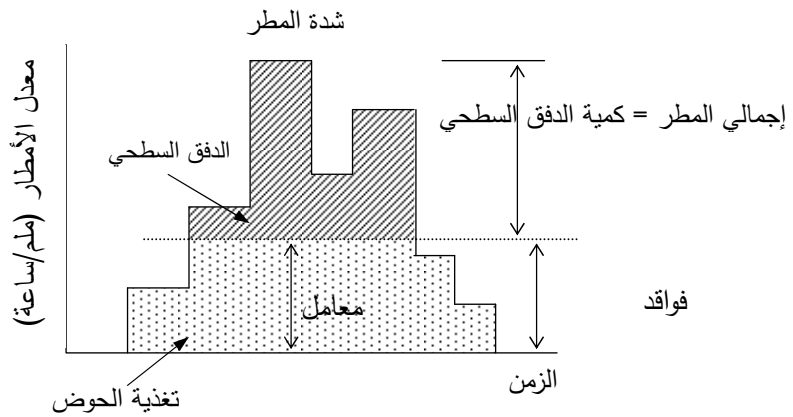
شكل 2-5 جهاز قياس التسرب

يمكن تقدير سعة التسرب من منحنياتها، أو باستخدام أجهزة مقياس التسرب، أو بتحليل الهيدروجراف للمنطقة، أو بتحليل منحنى الكتلة؛ كما يمكن استخدام دليل افتراضي وتقدير المعدل. وفي مثل هذه الطرق التقديرية يستخدم معدل بدلاً عن سعة التسرب باختيار قيم من أعاصير طبيعية فوق منطقة صرف حقيقية. ويمكن إيجاد علاقة بين المعدل والعوامل المؤثرة عندما توجد قيم لحالات مختلفة للمنطقة مثل: قراءة أجهزة مقياس التسرب الحلقية، ونسج التربة، والغطاء النباتي، وفصل السنة، وطبغرافية المنطقة، والمطر السابق، وشدة العاصفة. وبالنسبة لعاصفة معينة (في منطقة لها خواص معلومة) يمكن اختيار قيمة تصميمية للمعدل لإيجاد المطر الصافي. ومن أهم المعدلات المستخدمة لتقدير التسرب (كمعدل متوسط أثناء مدة الزوبعة والأمطار): طريقة متوسط التسرب، وطريقة فاي، وطريقة دبليو، وطريقة النسبة المثوية للانسياب السطحي.

طريقة متوسط التسرب f_{av} method: هذه الطريقة من أكثر الطرق تفصيلاً وأقربها عقلانية ومنطقاً. ويعرّف متوسط التسرب بأنه: متوسط معدل التخلخل في فترة إمداد مستمر للتخلخل والتسرب. وقد تحتوي الأعاصير على عدة فترات مطرية، ومن ثم يوجد المطر الكلي لكل منها على حدة. و تماثل طريقة متوسط التسرب طريقة سعة التسرب، غير أنها أقل دقة.

معامل (مؤشر) فاي ϕ -index: معامل فاي هو معدل هطلان الأمطار (سم/ساعة) الذي يكون بعده حجم هطلان الأمطار مساوياً لحجم الانسياب السطحي الناتج (سيل الأمطار). ويعبر دليل فاي عن متوسط معدل التسرب، ويوجد من منحنى الزمن وشدة الأمطار. ولتحديد دليل فاي لزوبعة مطرية يتم حساب كمية الدفق السطحي من الهيدروجراف، ثم يوجد الفرق بين هذه الكمية والمطر الكلي المسجل، ثم يقسم الفاقد بالتساوي عبر الزوبعة. ومن الجدير بالذكر أن قيمة دليل فاي المحسوبة لزوبعة معينة لا تسرى لغيرها ما لم تؤخذ في الحسبان عوامل المنطقة الأخرى بالإضافة للدفق السطحي {4،19}.

لحساب قيمة معامل فاي ترسم بيانياً العلاقة بين كثافة التساقط المتوسطة مع الزمن لحوض التساقط، وتعين الكثافة المطلوبة بطريقة المحاولة والخطأ بعد تحديد حجم الجريان السطحي الناتج من التساقط بحيث يتساوى حجم التساقط الزائد مع حجم الجريان السطحي.



شكل 2-6 معامل فاي

مثال 2-7

جد مقدار دليل فاي للحوض الساكب لإحداث انسياب سطحي مقداره 19.5 ملم، إذا علم أن قيمة المطر الكلي لموقع ما تساوي 44 ملم حسب التقسيم المبين في الجدول التالي:

شدة الأمطار (ملم/ساعة)	الزمن (ساعة)
0	0
4	1
21	2
9	3
6	4
4	5

الحل

1- المعطيات: تغير شدة الأمطار مع الزمن، ومعدل الانسياب سطحي = 21 ملم.

2- أرسم شدة الأمطار مع الزمن كما مبين على شكل "حل المثال".

3- جد دليل فاي باستخدام المعادلة:

معدل الأمطار الأعلى من فاي = معدل الأمطار الأدنى من فاي = معدل الانسياب السطحي

$$21 = (\phi - 6)1 + (\phi - 9)1 + (\phi - 21)1$$

ومن ثم يمكن إيجاد دليل فاي لساوي: $\phi = 5$ ملم/ساعة.

معامل دبليو W-index: هو عبارة عن متوسط التخلخل في زمن هطلان الأمطار الذي تزيد فيه شدة الأمطار عن معدل سعة التسرب. وعادة يكون معيار دبليو أقل من معامل فاي بمقدار متوسط الماء المحجوز والخزن في المناطق المنخفضة، وعندما تشتد الرطوبة تصل سعة التسرب إلي أقل قيمة لها، وعندما يقل معدل الحجز يتساوى مقدار فاي ومعامل دبليو تقريباً، وحينئذٍ يسمى مقدار دبليو بمقدار دبليو الأقل (الأدنى). ويستخدم هذا المعيار خاصة في بحوث أقصى فيضان. ويمكن إيجاد دليل دبليو من المعادلة 2-28.

$$W = \frac{F}{t_f} = \frac{P - Q - S}{t_f} \quad 2-28$$

حيث:

W = دليل دبليو

F = التسرب الكلي

t_f = الزمن الكلي الذي تكون فيه شدة الأمطار أكبر من W

P = المطر الكلي

Q = الدفق السطحي

S = المخزون السطحي الفعال.

دليل دبليو الأدنى: W_{min} Index ويصلح هذا الدليل عند الظروف شديدة البلل وعند وصول سعة التسرب إلى أدنى معدل ثابت لها، أي عندما يتساوى دليل دبليو ودليل فاي. ويستخدم دليل دبليو الأدنى عادة لقياس أقصى فيضان. إن كمية الأمطار الممتصة بالتربة والتي تتساق كدفق سطحي تعتمد على درجة بلل التربة في بداية الأمطار وسعة الخزن ومحتوى الندى الأولي للتربة {4،19}.

(د) دليل التساقط: Antecedent Precipitation Index يفيد هذا الدليل في تقدير الدفق السطحي المتوقع لمنطقة جابية لها سجلات مكتملة {4}. ويفترض في هذا الدليل نقصان محتوى ندى التربة بمعدل يتناسب مع الكمية المخزونة في التربة كما مبين في المعادلة 2-29.

$$I_t = I_0 * k^t$$

2-29

حيث:

$$I_t = \text{قيمة الدليل المخفضة بعد } t \text{ يوم (ملم)}$$

$$I_0 = \text{قيمة الدليل الأولية (ملم)}$$

$$k = \text{ثابت يتراوح بين 0.85 إلى 0.98 وعادة تؤخذ قيمته لتساوي 0.92 .}$$

$$t = \text{الزمن (يوم).}$$

مثال 8-2

قيمة دليل التساقط API لمحطة ما بلغ 42 ملم في الأول من أغسطس، وسقط مقدار 46 ملم من المطر في الخامس من أغسطس، كما سقط 28 ملم مطر في السابع منه و34 ملم في اليوم الثامن من أغسطس. جد قيمة دليل السقوط API ليوم 12 أغسطس علماً بأن k تساوي 0.92. احسب مقدار الدليل بافتراض عدم هطول أمطار في نفس الفترة.

الحل

1. بما أن $I_t = I_0 k^t$ وبفرض $t = 1$ ينتج: $I_1 = I_0 k$. الذي يعني أنه لأي يوم تساوي قيمة الدليل تلك القيمة في اليوم السابق مضروبة في معامل k . ومن ثم إذا هطلت أمطار في أي يوم تضاف قيمة هذه الأمطار للدليل.

2. من البيانات المعطاة:

في اليوم الأول من أغسطس $I_1 = 42$ ملم

- مباشرة في اليوم الخامس من أغسطس $I_5 = 42(0.92)^4 = 30.1$ mm
 - في اليوم الخامس من أغسطس ينبغي إضافة المطر الذي هطل $I_5 = 46 + 30.1 = 76.1$ ملم
 - مباشرة في اليوم السابع من أغسطس $I_7 = 76.1(0.92)^2 = 64.4$ mm
 - في اليوم السابع من أغسطس ينبغي إضافة المطر الذي هطل $I_7 = 28 + 64.4 = 92.4$ ملم
 - مباشرة في اليوم الثامن من أغسطس $I_8 = 92.4(0.92)^1 = 85$ mm
 - في اليوم الثامن من أغسطس ينبغي إضافة المطر الذي هطل $I_8 = 34 + 85 = 119$ ملم
 - في اليوم الثاني عشر من أغسطس $I_{12} = 119(0.92)^4 = 85.3$ mm
3. في حالة عدم هطول أمطار: $I_{12} = 42(0.92)^{11} = 1.7$ mm

الفصل الثالث المياه الجوفية Groundwater

1-3 مقدمة

تمثل المياه الجوفية ذلك الجزء من المياه المحجوز في الخزان الجوفي المسامي، والناتج من تسرب وتخلخل مياه الأمطار إلى التربة والطبقات السفلي. ومن المصادر المهمة للمياه الجوفية: تسرب مياه الأمطار أو المياه السطحية إلى المخزون الجوفي، والتغذية الصناعية لزيادة المخزون الجوفي، والتسرب من الخزانات وشبكات المياه وأحواض التحليل وغيرها من المنشآت، وتسرب مياه الري والبحيرات أو الآبار المثقوبة التي تستخدم للتخلص من الفضلات السائلة والمياه العادمة. ومن أهم العوامل المؤثرة على زيادة المخزون الجوفي: خواص الماء (مثل: الكثافة، واللزوجة) وخواص الوسط الذي تتساقط من خلاله المياه (مثل: المسامية، والنفذية) والشروط الحدودية. ومن الطبيعي الاعتماد على المياه الجوفية لاسيما وتمثل مصدر مياه جيد خاصة من النواحي البيكتريولوجية، كما ويقل تأثير التغيرات الموسمية على كمياتها. تتواجد المياه الجوفية في المكونات الجيولوجية التي لها خاصية النفاذية permeability وتعرف بالطبقات الحاملة للمياه aquifers ولها مكونات تسمح بحركة محسوسة للمياه من خلالها. ويمكن تقسيم الماء الجوفي طبقاً لمصادره إلى {30}:

- 1) ماء جوي Meteoric water وهذا يتعلق بالمياه في الغلاف الجوي.
- 2) ماء وليد (صهير) Juvenile water ويعبر عن مياه صهيرية تخرج إلى سطح الأرض مع مقذوفات البراكين.
- 3) ماء متجدد Rejuvenated water ويعبر عن الماء المستخرج مؤقتاً من الدورة الطبيعية (بفعل التجوية) ثم عاد إليها (بوساطة التحول والانضغاط).
- 4) ماء حبيس Connate water عند حدوث الانخفاض العظيم في قشرة الأرض تمتلئ مسامات الصخور الرسوبية بالماء المالح. وعند رفع الصخور تخرج المياه العذبة لتحل محل الماء المالح. وعادة تزداد ملحية الماء الحبيس أكثر من مياه البحار نسبة لإذابة مواد معدنية أخرى عبر الحقب الزمنية الطويلة.

كما يمكن تقسيم المياه الجوفية على حسب فتحات الصخور على النحو التالي {30}:

- (أ) مياه مسامية Pore water حيث أن المسامات فيها عبارة عن فتحات في الصخور الرسوبية والمواد الحبيبية الأخرى. وهذه المسامات في حجم شعيرات مرتبطة مع بعضها مما يسمح معه بتطبيق قانون دارسي عليها.
- (ii) ماء شقوق (أو ماء صدعي) Fissure or fault water وتحدث التشققات والتصدعات في الصخور الرسوبية الكثيفة التبلور. ويمكن أن يكون للتشققات الرئيسة حجم أكبر من الشعيرات أما التشققات الفرعية فيكون لها حجم الشعيرات. ويمكن أحياناً تطبيق قانون دارسي عليها.
- (iii) ماء فتحات كبيرة أنبوبية أو متكهفة Large tubular or cavernous openings water يختص بالفتحات الكبيرة الحجر الجيري (وتسمى المياه متكهفة أو كارست: منطقة أحجار جيرية ذات مجار جوفية) وأحياناً في الصخور البركانية؛ وعادة يكون دفق الماء مضطرباً.

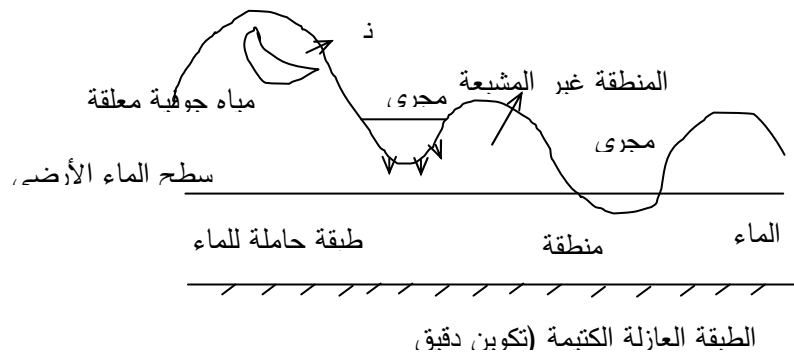
يمكن تقسيم الخزانات الجوفية إلى: مسامية ومتشقة وكارست (جيرية). ومن أمثلة الخزانات الجوفية المسامية Pore aquifers الخزانات في الرمل والحصى. ومن خواص هذه الخزانات وجود مسامات صغيرة بها، لتتساقط

المياه خلالها بسرعات تتراوح بين بضع سنتيمترات في اليوم إلى بضع أمتار في اليوم، وعادة تكون أقل من 40 م/يوم.

أما الخزانات الجوفية المتشققة Fissured aquifers فتختص بمجموعة من تشققات وتصدعات وأنابيب طبيعية ناتجة من جراء عوامل ميكانيكية على الصخور أو انكماشها أثناء عمليات تبريد الصخور البركانية. وتتراوح سرعة الماء فيها بين متر على اليوم إلى 8 كيلومتر/يوم.

تتكون الخزانات الجوفية الكارست (الجيرية) Karstic aquifers في الحجر الجيري والدلوميت حيث تقوم المياه بعمل كهوف عند إذابتها للصخور، وعامة تعلو فيها سرعات الماء التي ربما وصلت إلى 30 كيلومتر/يوم. تضم مناطق تواجد المياه الجوفية التالي {30}:

- تكوين دقيق المسام Aquiclude: تكوين غير نفاذ يمكن أن يمتص الماء لكنه لا يسمح بتمريره بكميات وافرة تغذي نهر أو بئر تغذية محسوسة (طين صلصال).
 - تكوين غير منفذ (كتيم) Aquifuge: تكوين ليس به مسامات متصلة ومن ثم لا يمكنه امتصاص أو توصيل الماء (حجر القرانيت الصلب).
 - منطقة التهوية (المياه المعلقة، غير المشبعة) Aeration zone, zone of suspended water, unsaturated zone: هذه المنطقة قريبة من سطح الأرض حيث أن المسامات ممتلئة جزئياً بالماء وجزئياً بالهواء؛ وتسمى المياه في هذه المنطقة بالمياه المعلقة (أو مياه رطوبة التربة) soil moisture.
 - منطقة التشبع saturation zone: هذه المنطقة توجد تحت منطقة المياه المعلقة حيث كل المسامات ممتلئة بالمياه وتسمى المياه في هذه المنطقة بالمياه الأرضية أو الجوفية.
 - سطح المياه الجوفية: مياه أرضية حرة؛ مياه غير ارتوازية: هو السطح الذي يفصل بين منطقة التهوية ومنطقة التشبع. والضغط على هذا السطح جوي عندما تكون كتلة المياه الأرضية غير محصورة بتكوين غير منفذ في أعلاها ويسمى أيضاً بالسطح غير الارتوازي.
- يوضح الشكل 1-3 المناطق المختلفة المذكورة.

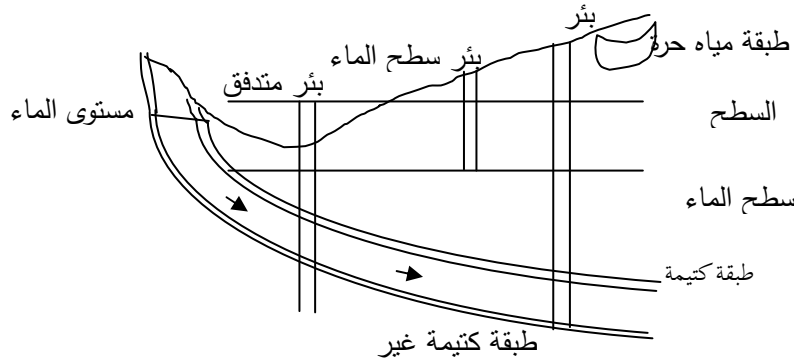


شكل 1-3 مناطق تواجد المياه المختلفة

أنواع الطبقات الحاملة للمياه:

- طبقة حاملة للمياه غير المحجوزة (طبقة المياه الحرة) unconfined aquifer: هي التي يمثل فيها سطح الماء الجوفي أعلى منطقة التشبع وتسمى أيضاً بالطبقة الحاملة للمياه الحرة أو مستوى الماء الجوفي phreatic surface أو الطبقة غير الارتوازية.
- طبقة المياه الحبيسة (المحصورة) confined aquifer: تحدث عندما تكون المياه الجوفية محصورة بين طبقتين كثمتين تحت ضغط أكبر من الضغط الجوي وتسمى أيضاً بالطبقة الارتوازية أو طبقة الضغط.
- طبقة المياه الحرة المعلقة perched aquifer: نوع خاص من الطبقة الحاملة للمياه غير المحصورة وتحدث عندما يفصل جزء من المياه الجوفية بطبقة كثيمة على مساحة صغيرة بمنطقة التهوية فوق جسم المياه الأرضية.

ويوضح الشكل 2-3 أنواع الطبقات الحاملة للماء.



شكل 2-3 أنواع الطبقات الحاملة

2-3 استكشاف المياه الجوفية Ground water exploration

من الأنسب وضع موازنة للماء الجوفي الحاضر والمستقبل لدراسة احتمال استخراج المياه الجوفية. وفي حالة الظروف الثابتة فإن مجموع كل الماء الداخل يساوي كل الخارج، وهذا ما يعرف بميزانية الماء الجوفي. وتعطى هذه الموازنة تقديرات عن احتمالات استخراج الماء الجوفي. أما الموازنة المستقبلية فيؤخذ فيها ميزانية الماء الجوفي الجديدة (المستقبلية) أكبر من (أو على الأقل مساوية) للموازنة الحاضرة. وتعمل ميزانية الماء الجوفي لمنطقة معينة ذات حدود جغرافية معلومة ولمدة معينة من الزمن (ربما عام) للتخلص من التغيرات الموسمية. وعليه يمكن تعريف ميزانية الماء بالمعادلة 1-3.

$$\text{الداخل} = \text{الخارج} + \text{الزيادة في المخزون} \quad 1-3$$

$$f + i + r + a = o + q + p + s \quad 3-2$$

حيث:

f = التغذية الطبيعية: وتعني الأمطار ناقص النتح والانسياب السطحي والتسرب.

i = انسياب الماء الجوفي عبر حدود المنطقة قيد الذكر.

r = إضافة وازدياد للماء الجوفي بسبب دخول مياه سطحية من أنهار وقتي وخنادق، وهذه تحدث عندما يكون منسوب الماء الجوفي (أو السميت البيزومتري) أقل من منسوب الماء السطحي.

a = التغذية الاصطناعية (مثل محطات التغذية: تسطيح الأرض، البرك، القني، آبار التغذية) أو من فاقد الري.

o = الماء الجوفي الخارج من حدود المنطقة.

$q =$ إنتاج أو استخراج الماء الجوفي بوساطة الآبار أو قني الصرف.
 $s =$ الزيادة في المخزون.

وتمثل هذه الموازنة الوضع الراهن (الحاضر). أما الفرق بين معادلتين من هذا القبيل للحالة الراهنة والمستقبلية فيعطي الموازنة المستقبلية.

3-3 انسياب الماء الجوفي

استخدم دارسي في عام 1856م قاعدة هيزن وبواسيلي Hazen-Poiseuille لانسياب المائع خلال الأنابيب الشعيرية لسريان الماء عبر الوسط النفاذي والذي يشير إلى تناسب السريان خطياً مع فاقد السم $d\phi$ ، وعكسياً مع خط السريان dl كما موضح في المعادلة 3-3.

$$v = k \cdot i$$

3-3

حيث:

$v =$ سرعة انسياب الماء (= السرعة النسبية)

$i =$ الميل الهيدروليكي (ميل التدرج السائلي، أو ميل السم المقاس في اتجاه سريان الماء) $= \frac{d\phi}{dl}$

$k =$ عامل التناسب (معامل النفاذية، أو التوصيلية الهيدروليكية) (له أبعاد السرعة)

$l =$ المسافة في اتجاه خط الانسياب

$\phi =$ السم الممكن.

يطبق قانون دارسي على السريان الرقائقي فقط، وسريان المياه الجوفية رقائقي (طبعي). أما معدل السريان لحوض الماء الجوفي فيوجد من المعادلة 3-4.

$$Q = v \cdot A$$

3-4

حيث:

$Q =$ معدل سريان الماء

$A =$ مساحة حوض الماء الجوفي العمودية على اتجاه سرعة دفق الماء فيه.

غالباً تكون السرعة الحقيقية للماء عبر المسامات (السرعة المسامية) أكبر من السرعة النسبية، وذلك نسبة لأن مسار الماء خلال الوسط المسامي لا يتبع خطاً مستقيماً. ويمكن إيجاد السرعة الحقيقية بين المسامات من المعادلة 3-5.

$$\bar{v} = \frac{v}{n_e}$$

3-5

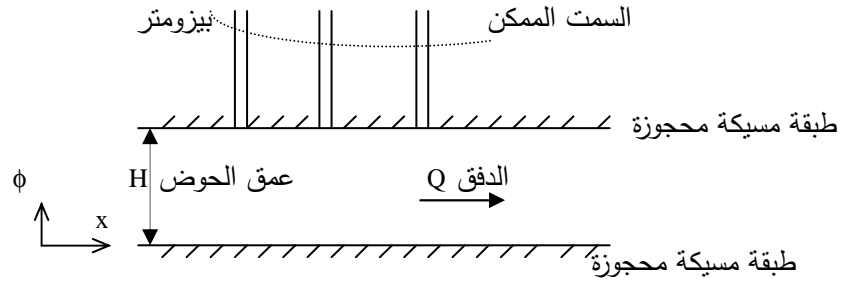
حيث:

$\bar{v} =$ متوسط السرعة المسامية (أو السرعة الحقيقية) (م/ث)

$v =$ السرعة النسبية (م/ث)

$n_e =$ المسامية الفعالة (لا بعدي)

دفق الماء في الحوض الجوفي المحجوز Confined Aquifer :



شكل 3-3-3-3 دفع الماء في الحوض الجوفي المحجوز

يمكن إيجاد سرعة دفع الماء خلال حوض الماء الجوفي المحجوز باستخدام قاعدة دارسي كما مبين في المعادلة 6-3.

$$v = -k \frac{d\phi}{dx} \quad 3-6$$

حيث:

v = السرعة النسبية في اتجاه x (م)

k = معامل نفاذية الحوض (م/ث)

ϕ = السمت المتوقع (م)

x = المسافة في اتجاه خط الانسياب (م)

ويقدر دفع الماء q خلال عرض حوض الماء الجوفي من المعادلة 7-3.

$$q = -kH \cdot \frac{d\phi}{dx} \quad 3-7$$

حيث:

q = معدل الانسياب في حوض الماء الجوفي على وحدة عرض الحوض (م³/ث/م)

H = عمق حوض الماء الجوفي (م)

ويتعلق هذا الانسياب بحالتين لاستقرار الدفع على النحو التالي:

(أ) الانسياب في حالة الاستقرار Steady flow state: في حالة استقرار الدفع تتلاشى المشتقة الأولى لمعدل السريان كما مبين في المعادلة 8-3.

$$\frac{dq}{dx} = 0 \quad 3-8$$

ويمفاضلة المعادلة 7-3 بالنسبة إلى x وتعويضها في المعادلة 8-3 تنتج المعادلة 9-3.

$$\frac{dq}{dx} = -kH \frac{d^2\phi}{dx^2} = 0 \quad 3-9$$

أو:

$$\frac{d^2\phi}{dx^2} = 0 \quad 3-10$$

ويمكن حل المعادلة التفاضلية 3-10 لتعطي المعادلة 3-11.

$$\phi = bx + a \quad 3-11$$

حيث:

ϕ = السمتم أعلى مستوى إسناد مناسب

a و b = ثوابت التكامل.

وبافتراض أن ϕ = صفر عند x = صفر ومن قانون دارسي $\frac{d\phi}{dx} = -\frac{v}{k}$ تنتج المعادلة 3-12.

$$\phi = -\frac{v \cdot x}{k} \quad 3-12$$

مما يشير إلى تناقص السمتم تناقصاً خطياً في الاتجاه الموجب للمسافة x مع معدل انسياب الماء.

إن الحل التحليلي لمعادلات انسياب وحيد البعد One-dimensional flow غير ممكن في حوض ماء جوفي غير محجوز، نسبة لأن منسوب المياه الجوفية يمثل الحد الأعلى، ولأن خط الانسياب يحكمه توزيعه. وعليه تستخدم افتراضات ديبوت Dupuit للحصول على حل تقريبي. وتتضمن افتراضات ديبوت التالي:

• تتناسب سرعة انسياب الماء عبر الحوض مع مماس الميل الهيدروليكي (أي أن $\frac{d\phi}{dl} = \frac{dh}{dx}$ بالنسبة لقيم $d\phi$ الضئيلة).

• ينساب الدفق أفقياً عند أي نقطة غير أنه ينتظم في الاتجاه الرأسي (عدا بالقرب من نقاط السحب).

وتبين المعادلة 3-13 طريقة تقدير الانسياب بافتراضات ديبوت وباستخدام معادلة دارسي.

$$q = -kh \frac{dh}{dx} \quad 3-13$$

ويتكامل المعادلة 3-13 للحدود $h = h_0$ عندما تكون $x =$ صفر، تنتج المعادلة 3-14، مشيرة إلى أن منسوب المياه الجوفية له شكل قطع متكافئ.

$$q = \frac{k(h_0^2 - h^2)}{2x} \quad 3-14$$

(ب) الانسياب في الحالة غير المستقرة Unsteady flow أما بالنسبة للحالة غير المستقرة في حوض الماء الجوفي فيستخدم معامل الخزن (S) لإيجاد معادلة عامة تبين انسياب الماء الجوفي. ويعادل هذا المقدار (حوض ماء جوفي غير محجوز) الإنتاج النسبي للحوض. ويعرف بحجم الماء الذي يتدفق من أو يرد إلى مخزون الطبقة الحاملة للماء لوحدة مساحة سطحه ووحدة تغير السمتم عمودياً على مساحته. أما بالنسبة لحوض الماء الجوفي المحجوز فيمثل معامل التخزين مقياس إنضغاطية الحوض والماء {3،4}. وعليه يمكن صياغة معادلة عامة توضحها المعادلة 3-15.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{kH} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-15$$

حيث:

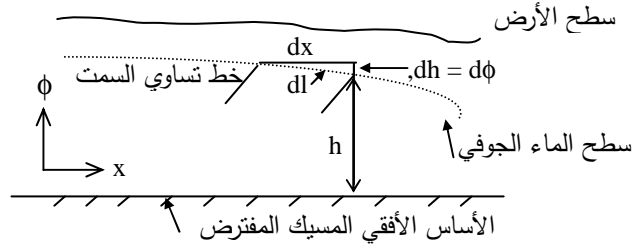
H = عمق حوض الماء الجوفي المحجوز

S = معامل الخزن

وتكون المعادلة المماثلة لحوض الماء الجوفي غير المحجوز معادلة لاختيائية، غير أن المعادلة 3-15 يمكن تطبيقها عندما تقل التغيرات في العمق المتشبع {3,4,19,30}.

أما بالنسبة لانسياب الماء المستقر عبر حوض ماء جوفي له سطح ماء جوفي Phreatic Surface يمكن إيجادها باستخدام معادلة دارسي واعتبار فرضيات ديبوت كما موضح في المعادلة 3-16.

$$q = -kh \frac{dh}{dx} \quad 3-16$$



شكل 3-4 حوض ماء جوفي له سطح ماء جوفي

$$q = -\frac{1}{2} k \frac{dh^2}{dx}$$

ينتج تفاضل المعادلة 3-16 بالنسبة إلى x المعادلة 3-17.

$$\frac{dq}{dx} = -\frac{k}{2} \frac{d^2(h^2)}{dx^2} \quad 3-17$$

وبتعويض معادلة الاستمرارية تنتج المعادلة 3-18.

$$\frac{dq}{dx} = 0 \quad 3-18$$

$$\frac{d^2 h^2}{dx^2} = 0 \quad 3-19$$

أما في حالة تغذية الحوض الجوفي بأمطار تهطل على سطح الأرض بافتراض أن معدل التسرب الكلي للمياه للحوض الجوفي تساوى N تنتج المعادلة 3-20.

$$\frac{d^2 h^2}{dx^2} = -\frac{2N}{k} \quad 3-20$$

حيث:

N = معدل التسرب الكلي للمياه الناتجة من الأمطار.

بتكامل المعادلة 3-20 تنتج

$$\frac{dh^2}{dx} = -\frac{2N}{k} x + a$$

وبالتكامل الثنائي للمعادلة 3-20 تنتج المعادلة 3-21.

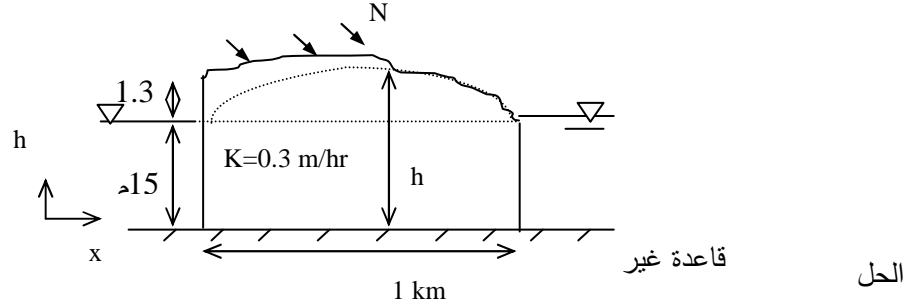
$$h^2 = -\frac{Nx^2}{k} + ax + b \quad 3-21$$

حيث:

a و b = ثوابت التكامل.

مثال 1-3

أوضح مقياس المطر في منطقة معينة أن متوسط هطول الأمطار السنوي يعادل 450 ملم تتسرب منها إلى جوف الأرض 85 بالمائة. توجد قناتان تفصلهما قطعة أرض عرضها 1 كيلومتر ذات نفاذية تصل إلى 0.3 متر/ساعة، وإحدى القناتين أعلى من الثانية بحوالي 1.3 متر (أنظر الشكل). وأشارت الدراسات الهيدروجيولوجية إلى تكون حوض ماء جوفي تحت قطعة الأرض يصل متوسط عمقه إلى 15 متر. جد معدل الدفق الخارج من كل قناة إلى الخزان الجوفي.



المعطيات: التسرب 85% = N من متوسط الأمطار السنوي، متوسط الأمطار السنوي = 450 ملم، شروط الحدود كما يلي: $x = 0$ ، $h = 16.3$ م، $x = 1000$ م، $h = 15$ م، $k = 0.3$ م/ساعة، $H = 15$ م. جد معدل

التسرب الكلي للمياه الناتجة من الأمطار

$$N = 85 \times 0.45 \div 100 = 0.383 = 1.05 \times 10^{-3} \text{ m/d}$$

جد معامل النفاذية $k = 0.3$ م/ساعة = $24 \times 0.3 = 7.2$ م/يوم.

عوض شروط الحدود من الخطوة 1 أعلاه لإيجاد قيم ثوابت التكامل في المعادلة:

$$h^2 = -Nx^2/k + ax + b$$

$$0.146 = a \text{ و } 265.7 = b$$

$$h^2 = -Nx^2/k + 0.146x + 265.7 \text{ وعليه:}$$

$$5. \text{ جد الانسياب من المعادلة } q = -kh(dh/dx)$$

$$\text{ومن المعادلة في الخطوة 4 أعلاه جد: } dh^2/dx = 2h(dh/dx) = -2Nx/k + 0.146$$

$$\text{وعليه فإن معدل الانسياب يساوي في صورته العامة } q = Nx - 0.058k$$

$$6- \text{ جد معدل الانسياب عند } x = 1000 \text{ م ليساوي:}$$

$$q = 1.05 \times 10^{-3} \times 1000 - 0.058 \times 7.2 = 0.63 \text{ م}^3/\text{يوم}$$

$$7- \text{ جد معدل الانسياب عند } x = 0 \text{ صفر،}$$

$$q = -0.058 \times 7.2 = -0.42 \text{ م}^3/\text{يوم}$$

8- من النتائج المبينة في الخطوات السابقة يتضح أن هناك دفق من الخزان الجوفي إلى كلتا القناتين بمعدل

انسياب يصل إلى 0.63 م³/يوم للقناة الأقل ارتفاعاً، ويبلغ مقدار 0.42 م³/يوم للقناة ذات الارتفاع

الأعلى.

3-4 الينابيع

الينبوع: عين الماء (ج) ينابيع {12}. نَبَعُ الماء وَنَبَعٌ وَنَبْعٌ ، نَبْعاً وَنُبُوعاً: تَفْجَرُ . وقيل خرج من العين، ولذلك سميت العين ينبوعاً. والينبوع الجدول الكثير الماء، وكذلك العين، ومنه قوله تعالى {وقالوا لن نؤمن لك حتى

تفجر لنا من الأرض ينبوعاً} الإسراء: 90، والجمع الينابيع {20}.

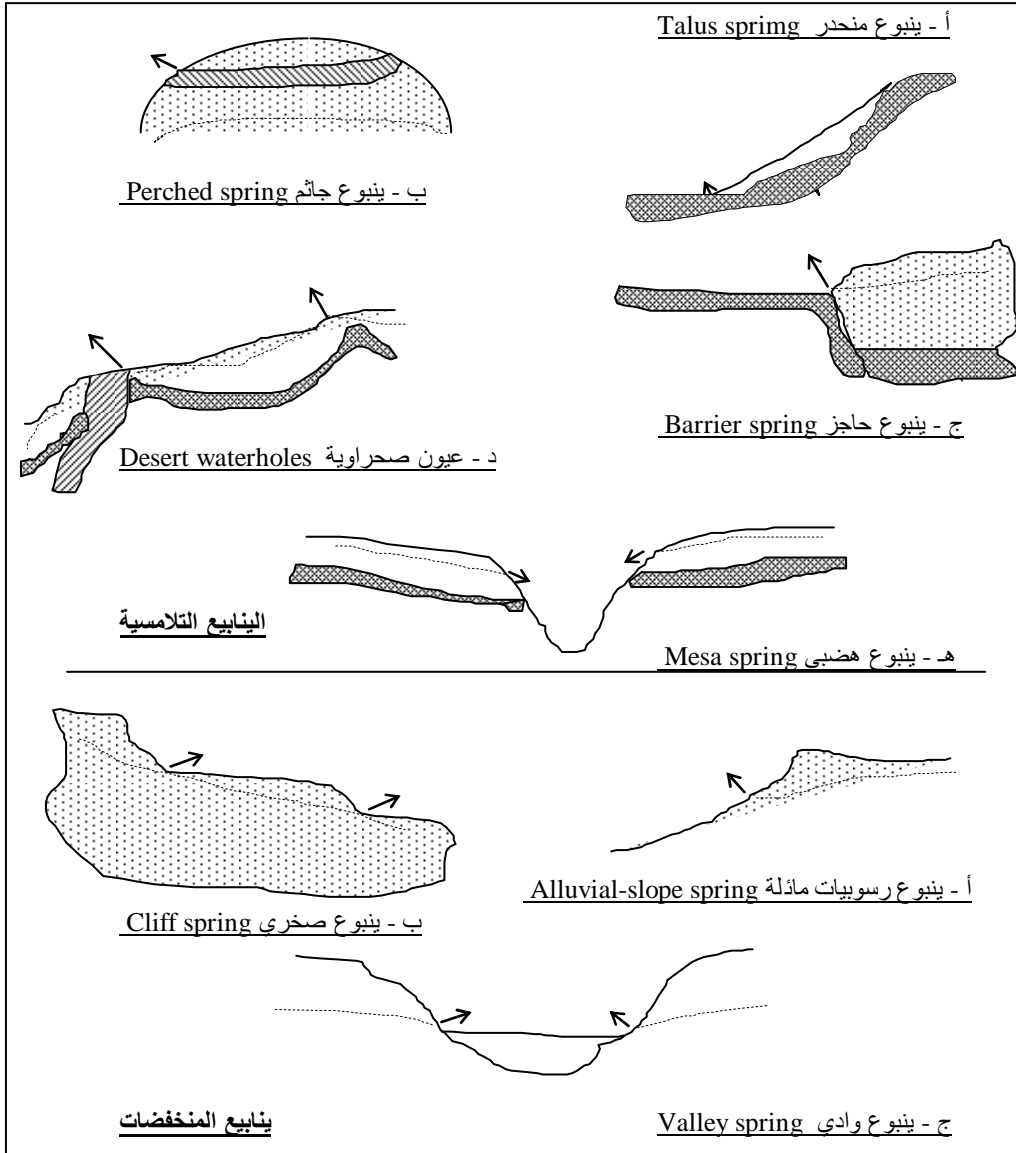
الينبوع هو دفق مركز للماء الجوفي المنساب فوق سطح الأرض في شكل تيار من الماء. ويمكن تقسيم الينابيع إلى ينابيع تحت الجاذبية وينابيع لا تخضع للجاذبية. وهذه الأخيرة تنتج بفعل الحرارة وغازات تحت أرضية. كما يمكن تقسيم الينابيع على أنها: دائمة (إذا كان الدفق منها طيلة أيام السنة) ومؤقتة أو منقطعة (إذا كان دفقها غير مستمر)، و دورية (إذا كان دفقها على فترات ليست لها علاقة بحدوث التساقط). ويمكن تقسيم الينابيع أيضاً طبقاً لنوع الطبقة الحاملة للمياه. وربما انبثقت الينابيع عند اقتراب قعر الطبقة غير المسامية من السطح لتنتج الخزانات الضحلة، أو عندما يتقاطع السطح ومنسوب الماء الجوفي في حالة الخزانات الجوفية العميقة، وعلى هذا الأساس يمكن تقسيم الينابيع إلى الأقسام التالية (أنظر شكل 3-5):

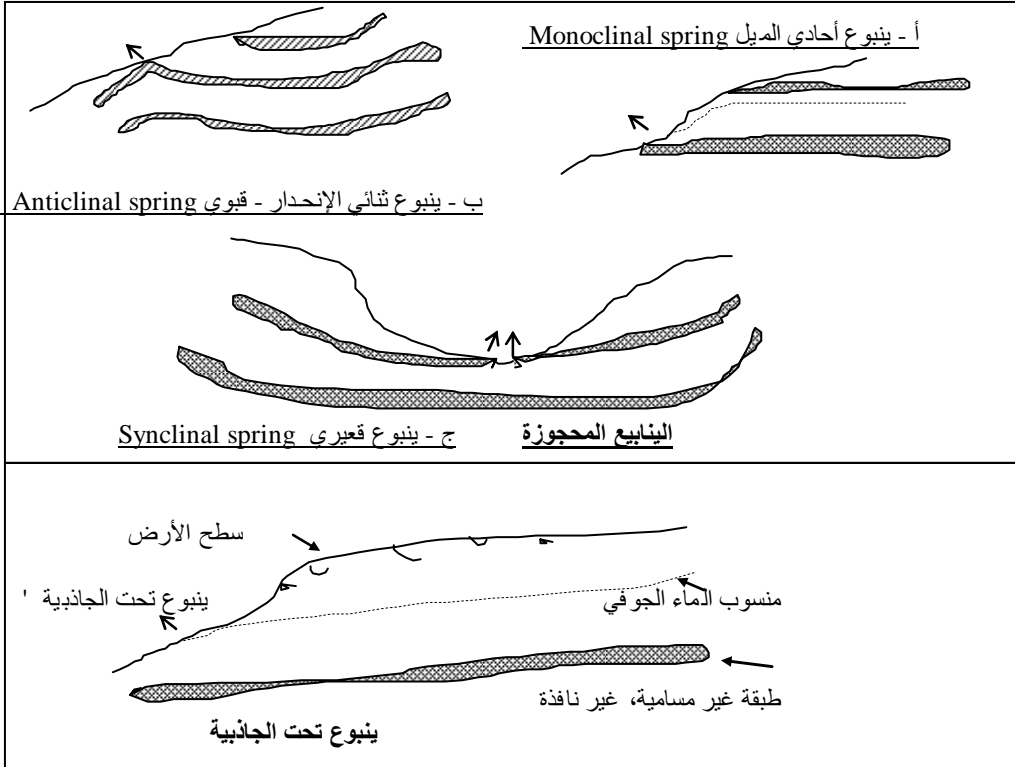
- الينابيع التلامسية Contact springs: ومنشأ هذه الينابيع من التكوينات المسامية الضحلة ومعظمها صغير، ومنها: الينابيع الانحدارية (Talus springs)، والينابيع الجائمة (Perched springs)، والينابيع الميسة (Mesa, euesta springs)، والينابيع العازلة (Barrier springs)، والينابيع الصحراوية (Desert springs).
- الينابيع من التكوينات الرسوبية السمكية (ينابيع المنخفضات Water-table, Depression springs): عادة لا تكون مثل هذه الينابيع كبيرة، وتتكون كلما تقاطع منسوب الماء الجوفي مع سطح الأرض، وتكويناتها عادة سمكية للدرجة التي لا تتأثر فيها حركة الماء بالمواد غير المسامية الواقعة تحتها. ومن هذه الأنواع: ينابيع المنخفضات، والينابيع الرسوبية المائلة (Alluvial-slope)، والينابيع المنحدرة (Cliff).
- الينابيع المحجوزة: هذه ينابيع كبيرة قد تتواجد من الخزانات الجوفية المحجوزة عند تقاطع التكوينات النفاذية الواقعة بين طبقتين شبه مساميتين مع سطح الأرض. وبعض هذه الينابيع ارتوازي.
- الينابيع الصدعية الأنبوبية Tubular & fracture springs: تتكون هذه الينابيع في التشققات والمجاري الذوبانية في الصخور غير المسامية أو شبه المسامية. ومما يجدر ذكره أن معظم الينابيع الكبيرة من هذا النوع.

أما من وجهة النظر الجيولوجية فيمكن تقسيم الينابيع إلى التالي {30}:

- ينابيع منسوب الماء الجوفي Water table (Emergency) springs: عادة تتفجر هذه الينابيع من الطبقات الرسوبية، والترسبات المنزقة أو الركامية، أو الترسبات المروحية، أو الكتبان الرملية، أو الرماد البركاني، أو الحجر الجيري أو من كتل مختلطة. ويمكن أن تتواجد الينابيع في المجاري والوديان وحواف الجرف، ودكة الجرف المنحدر، أو على الحدود بين الطبقات الناعمة والخشنة، أو أدنى ميل الرسوبيات المروحية والمخروطية. ويتحكم في نظام الينبوع تقاطع منسوب الماء الجوفي مع طبغرافية السطح، وذلك تماشياً مع التغير في ارتفاع منسوب الماء الجوفي. وتتفجر هذه الينابيع في أي منطقة منخفضة تصل تحت منسوب الماء الجوفي، أو عندما تدفع التربة الناعمة الماء لسطح الأرض.
- الينابيع الفياضة Overflow springs: عند هذه الينابيع تفيض المياه في أقل نقطة، ويمكن أن تتواجد في الصخور والصخور المضغوطة.
- ينابيع التلامس Contact springs: هي من أكثر الينابيع تواجداً عندما تقوم الطبقة السفلية غير المسامية بطرد الماء خارجاً لسطح الأرض؛ ومنها: الينبوع الجائم (عندما تقع طبقة مسامية فوق طبقة غير مسامية في قمة جبل)، أو الينبوع الانحداري، والمنزلق، والركامي.

• الينابيع العازلة Barrier springs : يمكن أن تكون بسبب قفل وانسداد الخزان الجوفي مثلاً عند القطع الناتج من السدود الصخرية، أو جسم شبه بركاني، أو تصدع، أو غيره من العوامل المؤثرة.





ينابيع الصدوع Fissure springs: تحدث بسبب الصدوع في الصخور النفاذية القابلة للتصدع أو لأي ظاهرة أخرى. وتتواجد هذه الينابيع في الصخور النارية، أو في الجسيمات البلوتونية (نايس - صخر غرانيتي متحول)، أو في الحجر الجيري والدولوميت (كربونات الكالسيوم والمغنيسيوم البلورية).

• الينابيع الحارة والمعدنية Thermal & mineral springs: تتبع أهمية هذه الينابيع منظور طبي وإعلامي أكثر منه هندسي. ففي الينابيع الحارة تكون درجة الحرارة أعلى من المعدل الطبيعي. ومصدر هذه الحرارة ربما كان من أصل بركاني، أو منصهر، أو من إنتاج الماء الوليد (مياه صهيرية تخرج إلى سطح الأرض مع مقذوفات البراكين)، أو من التغيرات الحرارية الداخلية للأرض، أو ميل جيولوجي حراري. وكثيراً ما تحتوي المياه الحرارية على معادن وعناصر مثل: البورون، والفلور، ومواد مشعة ناجمة من الصخور التي تمر عليها. وربما ارتفعت هذه المياه الحارة طبيعياً إلى سطح التربة بسبب خفتها مقارنة بالماء البارد وبسبب احتوائها على غازات وأبخرة.

الينابيع والسرف Springs & Seeps: سرفُ الماء ما ذهب منه في غير سقي ولا نفع {20}.

تمثل الينابيع والسرف ظهور المياه الجوفية إلى سطح الأرض في شكل بقع رطبة في سفوح الجبال، أو على ضفاف الأنهار عبر فتحات مسامية في الأرض، أو عبر مفاصل وشقوق في الصخور الصلدة. ويوجد نوعان من الينابيع: الينابيع تحت الجاذبية (ينابيع منخفضة، وتلامسية، ويناابيع شقوق) والينابيع الارتوازية:

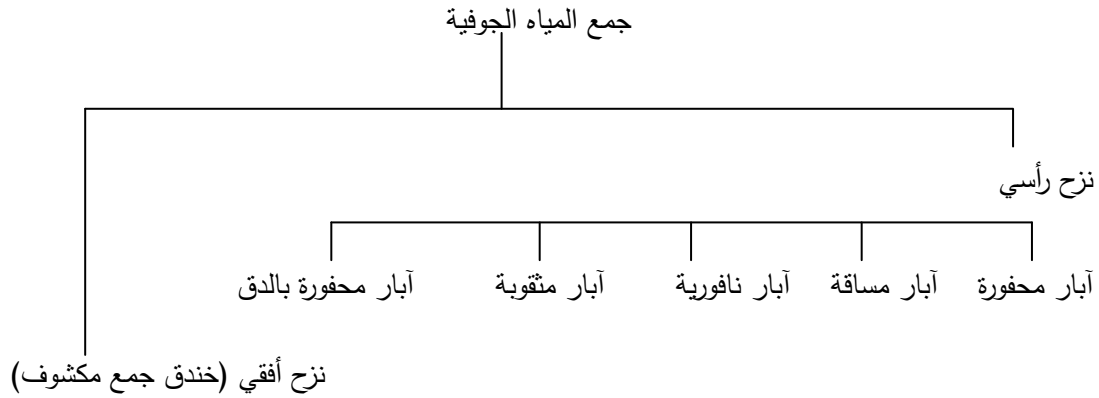
(أ) الينابيع تحت الجاذبية Gravity springs: (أنظر شكل 3-5)، ومنها:

أ-1 ينابيع المنخفضات Depression springs: تتكون هذه الينابيع عندما يهبط سطح الأرض ويلامس منسوب المياه الجوفية في تربة مسامية. ويعلو مردود الينبوع بارتفاع المنسوب الجوفي، غير أن كمية المياه المتاحة تتغير موسمياً. وربما لا يصلح مثل هذا الينبوع للاستخدام لمياه الشرب لاسيما وربما نصب معينه سريعاً.

أ-2 ينبوع تلامس تحت الجاذبية Gravity contact spring: تتكون هذه الينابيع عندما يمنع سريان المياه الجوفية بطبقة غير مسامية، مما يرفع المياه إلى سطح الأرض. وعادة يكون لهذا الينبوع دفق جيد طوال العام ونوعية جيدة من المياه.

أ-3 ينبوع الصدوع أو الينبوع الأنبوبي Fracture & tubular springs: تتكون هذه الينابيع عندما ينساب الماء عبر الشقوق أو التصدعات في الصخور. عادة يكون الدفق في نقطة واحدة مما يسهل معه المحافظة علي الينبوع وحمايته. وعادة تعطي هذه الينابيع مياه جيدة.

أ-4 الينبوع الارتوازي: يتكون الينبوع الارتوازي عند حصر الماء الجوفي بين طبقتين غير مساميتين تحت الضغط. ومن هذا النوع: ينبوع الصدوع الارتوازي Artesian fissure spring (يتكون من مياه تحت الضغط لتصل المياه الجوفية عبر الصدع. عادة للينبوع مردود جيد ويشكل مصدر ممتاز للماء)، وينبوع الانسياب الارتوازي Artesian flow spring (يتكون عندما يخرج الماء المحجوز في منطقة منخفضة في سفوح الجبال، وله مياه ممتازة).



شكل 3-6 جمع المياه الجوفية

5-3 الآبار

تؤخذ المياه من الخزان الجوفي بواسطة الآبار. والبئر عبارة عن حفرة داخل الأرض تتصل بالخزان الجوفي، وتنزح منها المياه يدوياً أو باستخدام المضخات. ويمكن تقسيم الآبار طبقاً لطريقة إنشائها إلى: آبار محفورة، وآبار مساقاة، وآبار منقوبة، وآبار نافورية. وتتكون البئر أساساً من خمسة أجزاء تضم: عمود إدارة (Shaft)، وغلاف (Casing)، وساحب (Intake)، ورأس البئر، وجهاز رفع الماء. يمثل عمود الإدارة الحفرة الداخلة من سطح الأرض إلى داخل التربة (أو إلى داخل الخزان الجوفي)، وفائدته السماح بسهولة الدخول إلى المياه الجوفية. وتختلف طريقة وضع عمود الإدارة باختلاف نوع البئر. ويقوم الغلاف بتبطين جوانب عمود الإدارة ومنعه من الانهيار، كما ويعمل لحجز الماء الجوفي وفصله من أي ماء ملوث خارجي. ويُنشأ الغلاف من الخرسانة أو المعدن، أما بالنسبة للآبار المحفورة فيمكن استخدام الطوب أو الحجارة. وعادة يُركب الغلاف بعد غمر (أو أثناء غمر) عمود الإدارة. أما الساحب فيمثل الجزء السفلي من الغلاف ويكون مخزماً أو من مواد مسامية. وفي كلا الحالتين فإنه يظل داخل الخزان الجوفي ويسمح بدخول الماء الجوفي إلى الغلاف. أما رأس البئر فهو عبارة عن بناء خرساني في الغلاف (أو حوله) على سطح التربة، ومهمته إعطاء قاعدة لنظام رفع الماء، ولمنع الملوثات من الدخول، ولصد الناس والحيوانات من الوقوع في البئر، ولتصريف أي ماء سطحي. وعادة يتم بناؤه في ثل ترابي أعلى السطح الأصلي للأرض بما يربو على 15 إلى 20 سم لصرف المياه المهذرة بعيداً عن البئر. أما نظام رفع الماء فيمكن أن يكون مضخة، أو مرفاع، أو طاحونة هوائية، أو أي طريقة أخرى لنزح الماء من البئر.

الآبار المحفورة Hand dug wells: هذه الآبار أكثر شيوعاً لرخص ثمنها وسهولة إنشائها وصيانتها. وعادة يكون قطرها بين 1 إلى 1.3 متر، وفي الغالب لا يزيد عمقها عن عشرة أمتار. ويتم حفرها يدوياً باستخدام معول ومجرفة، وينزح تراب الحفر بجذبه بواسطة جردل (أو أي إناء مناسب) إلى أعلى سطح الأرض. من الأفضل أن يعمل على تبطين البئر بالخرسانة، ويعمل الغلاف إما بغمر عمود الإدارة و بناء الغلاف في موضعه، أو بناء الغلاف في شكل مقاطع على سطح الأرض، وكلما حُفر مقطع من التربة يوضع مقطع من الغلاف داخلها. وعادة تستخدم كلتا الطريقتين لتبطين البئر، حيث تستعمل الطريقة الأولى حتى يصل الحفر إلى مستوى الماء الجوفي، ثم يلجأ إلى الطريقة الأخرى لغمر البئر في الخزان الجوفي ويطلق عليها عمل القيسون (Caissoning).

كما يستخدم الطوب والحجارة لتبطين البئر، غير أنه يصعب عمل وصلات غير نافذة للماء. ويصمم الساحب لمثل هذه البئر ليواكب طبيعة الخزان. وعادة تعمل مقاطع الغلاف داخل الخزان من خرسانة مسامية لتسمح بنفاذ الماء إلى داخل البئر؛ غير أنه يلجأ إلى الخرسانة العادية للمقاطع السفلي إذا كان الخزان الجوفي من رمال ناعمة، لكي لا تغلق بهذه الرمال، ويترك قطر عمود الإدارة مفتوح ويبطن بطبقات من حصى منتقى لا يسمح بسهولة نفاذ الماء. وبعد وضع الغلاف في موضعه يتم إنشاء رأس البئر من التلة حول حافة البئر. وعادة يوضع معه ساتر خرساني لأصرف المياه السطحية. وعند وضع مضخة في البئر يعمل لرأس البئر غطاء خرساني به فتحة للمضخة وغرفة تفتيش للمراقبة.

الآبار المساقة (الآبار الأنبوبية) Driven wells: هذه من أسهل الآبار إنشاءً، إذ يتم إدخال مقاطع من أنابيب في رأس مصفاة مدببة تسمى رأس البئر، إلى أن تصل إلى الخزان الجوفي. وعادة يكون قطر رأس البئر والأنابيب 30 إلى 35 ملم، ويتم إدخال البئر إلى عمق لا يتجاوز 8 أمتار. ويعمل رأس البئر كمدخل للبئر، كما تخدم الأنابيب كغطاء لها. أما عملية إدخال الأنابيب إلى باطن الأرض فيمكن أن تتم باستخدام غطاء منساق يربط في الطرف الأعلى من الأنبوب وتتوالى عليه الطرقات من مطرقة ثقيلة (Sledge hammer)، أو باستخدام أنبوب منساق يركب على أنبوب البئر، أو باستخدام قضيب منساق يدفع على رأس البئر أو غيرها من الطرق. ومن أكثر أنواع رأس البئر استخداماً أنبوب مخرم محاط بمصفاة وغلاف من نحاس أصفر مخرم، أو أنبوب فولاذي مخدد بدون غطاء. وبعد إدخال رأس البئر داخل الخزان تزال التربة من حول الأنبوب لعمق لا يقل عن 2.5 متراً، ثم تُوضع مونة سائلة في الحيز حول الأنبوب، وعندما تتماسك المونة السائلة يلحم السطح لتقادي أي تلوث، ولتنشيط الأنبوب في موضعه. ثم يتم بناء كومة ورصيف خرساني، ويمكن إضافة مضخة عند قمة الأنبوب.

الآبار النافورية Jetted wells: يتم حفر الآبار النافورية بضخ ماء عبر أنبوب حزم مثبت في وضع رأسي ومزود بجهاز قطع معين. ويتم تدوير الأنبوب يدوياً مما يتيح سهولة ولوج الأنبوب داخل الأرض. ويضاف أنبوب آخر في نهاية الأول إلى أن تصل البئر إلى الخزان الجوفي. ويمكن غمر أنبوب قطره 38 ملم إلى عمق 60 متراً، كما وقد استخدمت أنابيب أخرى قطرها 250 إلى 380 ملم إلى أعماق 100 متراً. وتحتاج هذه الأنابيب الأخرى إلى مضخات أكبر وكميات أكبر من الماء. وعند الوصول إلى الخزان يمكن جذب الأنبوب من الحفرة، وفي حالة تفضيل استخدام الأنبوب كغلاف يمكن إزالة جهاز القطع واستبداله بمصفاة. وبعد إتمام عملية إنزال الأنبوب تضغط المسافة بين أنبوب البئر وعمود الإدارة بطين أو خرسانة. ثم تبنى تلة خرسانية ورصيف أو ساتر للصراف، ثم توضع المضخة. وتستخدم هذه الطريقة في التربة المتفككة التي يمكن وضعها في حالة عالقة وإزالتها بفيض من الماء. غير أن هذه الطريقة لا تصلح للأرض الصخرية أو الطين المتماسك.

الآبار المتقوية (Augered or tube wells): تحفر هذه الآبار يدوياً بمنقاب دوار يلج إلى باطن الأرض ليمتلئ بالتراب، ثم يخرج ليفرغ ثم تعاد العملية. وعندما يصل إلى الخزان الجوفي يسحب المنقاب ثم ينزل غلاف البئر ومصفاة البئر في عمود الإدارة. أما في حالة التربة الرخوة أو التربة الرملية فينزل الغلاف أثناء تعميق البئر بطريقة مناسبة. ثم يملأ الفراغ بين الغلاف وعمود الإدارة الترابي بمونة خرسانية لعمق حوالي 3 أمتار. ثم تبنى تلة ورأس البئر الخرساني أو ساتر للصراف ثم توضع المضخة. عادة يكون قطر الآبار المتقوية في حدود 50 إلى 200 ملم ولا يتجاوز عمقها 15 متراً. وقد حفرت آبار أعمق وأكثر اتساعاً باستخدام مصدر طاقة ونوع معين من أجهزة التنقيب.

الآبار المحفورة بالدق (Cable tool wells (Percussion drilled wells): تحفر هذه الآبار بمعدات أكثر تعقيداً وأعلى ثمناً، حيث تستخدم أجهزة ومعدات وسيارات للحفر وتجهز البئر بصورة جيدة.

يبين جدول 3-1 محاسن ومساوئ بعض الآبار. كما يبين جدول 3-2 مقارنة بين أنواع الآبار.

جدول 3-1 محاسن ومساوئ الآبار

نوع البئر	المحاسن	المساوئ
الآبار المحفورة	* المواد متاحة وسهلة * طرق الإنشاء تقليدية * يمكن أن تعمل كمستودع خزن * يمكن أن تستخدم فيها أنواع مختلفة من روافع الماء	* طريقة الحفر صعبة * العمق محدود * تتأثر بالتغير في منسوب الماء الجوفي * لا تصلح للأراضي الصخرية أو الجلمودية الكبيرة
الآبار المساقاة	* سهولة الإنشاء * لا تتأثر بالتغير في منسوب الماء الجوفي	* تحتاج إلى رأس بئر خاص * العمق محدود * لا تصلح للأراضي الصخرية أو الطينية الجلمودية أو الحصى الخشن
الآبار النافورية	* يمكن تعميق الحفر * تزداد فرصة إيجاد الماء الجوفي * لا تتأثر بالتغيرات في منسوب الماء الجوفي	* التكلفة متوسطة إلى عالية * تحتاج إلى أجهزة متخصصة * تحتاج إلى عمالة ماهرة * لا تصلح للأراضي الصخرية أو الجلمودية
الآبار المتقوية	* سهولة التشييد عند وجود الأجهزة والخبرة * لا تتأثر بالتغير في منسوب الماء الجوفي	* تحتاج إلى أجهزة معينة ومهارة * لا تصلح للأراضي الصخرية أو جلمودية أكبر من المثقاب
الآبار المحفورة بالدق	* تصلح لجميع أنواع التربة * يمكن تعميق الحفر * تزداد فرصة النفاذ إلى الماء الجوفي وإيجاده * لا تتأثر بالتغير في منسوب الماء الجوفي	* ثمن الجهاز باهظ * تحتاج إلى عمال ذوي خبرة للتشغيل والصيانة * يصعب حمل الأجهزة إلى مناطق معزولة وبعيدة

جدول 2-3 مقارنة بين أنواع الآبار {30}

المنشط	نوع البئر			
	أبار محفورة	أبار مساقاة	أبار نافورية	أبار مثقوبة
طريقة إدخال عمود الإدارة	تحفر التربة بواسطة معول ومجرفة، وترفع للخارج بالجرذل والحيل	ترسل رأس البئر والأنبوب الفولاذي إلى داخل التربة	يرفع الأنبوب إلى داخل الأرض بنافورة من الماء وحركة المثقاب الدائرية	يدور المثقاب ويمتلئ بالتربة ثم ترفع وتفرغ خارج الحفرة بمضخة
القطر المتوسط	10-1 م	50-30 ملم	100-30 ملم	200-50 ملم
العمق	20-6 م	أكبر من 8م	أكبر من 15 م	30-15م وربما أكبر
مواد الغلاف	أسمنت، رمل، حصي، ماء (للخرسانة)	أنبوب فولاذي	أنبوب فولاذي	أنبوب فولاذي أو خرساني
الساحب	مقاطع خرسانة مسامية، تبطين القعر بالحصي	نوع معين من رأس البئر	مصفاة بئر	مصفاة بئر أو أنبوب مخرم
العمالة الماهرة المطلوبة	قليلة	قليلة	متوسطة	متوسطة
ماء خارجي للإشياء	لا يوجد	لا يوجد	يوجد	لا يوجد
التكلفة	متوسطة	قليلة	قليلة إلى متوسطة	متوسطة إلى عالية
الاحتياج إلى مهارة إنشائية خاصة	لا توجد	لا توجد	توجد	لا توجد
الاحتياج إلى أجهزة متقدمة	لا توجد	لا توجد	توجد	لا توجد
احتمال عملها كمستودع خزن	نعم	لا	لا	لا
تشغيل أنواع مختلفة من روافع الماء	نعم	لا	لا	لا
التأثر بالتغيرات في منسوب الماء الجوفي	نعم	لا	لا	لا
التربة التي لا تصلح فيها البئر	الصخور الصماء والجلودية	الصخور الصماء، الطين الثقيل الجلود، الحصى الخشن	الصخور الصماء، الصماء، الجلود	الصخور الصماء، الجلود أكبر من المثقاب

3-6 إنتاجية البئر

تتأثر إنتاجية البئر بعدة عوامل منها: هبوط منسوب المياه الجوفية داخل حوضها، وأبعاد الحوض وإنتاجيته النوعية، والمخزون الجوفي، والمنقولية، وطبيعة الانسياب (مستقر أو غير مستقر)، وعمق البئر، وإنشاء البئر وطرق تشييدها وخواصها ونوعها {30،4،3}. وهناك عدة نظريات لتقدير إنتاجية البئر واستمراريتها وتغذية الخزان الجوفي طبقاً لنوع الانسياب الجوفي (مستقر وغير مستقر)، ونوع الحوض الجوفي (محجوز وغير محجوز) ويمثل جدول 3-3 إنتاجية تقديرية متوقعة للبئر طبقاً لقطرها.

جدول 3-3 تقدير إنتاجية البئر {30}

الإنتاجية المتوقعة (م ³ /يوم)	قطر البئر (سم)
أقل من 500	15
400 إلى 1000	20
800 إلى 2000	25
2000 إلى 3500	30
3000 إلى 5000	35
5000 إلى 7000	40
6500 إلى 10000	50
8500 إلى 17000	60

7-3 الدفق المستقر في خزان محجوز confined aquifer (دفق قطري radial flow)

انخفاض منسوب الماء الجوفي draw down (S) عبارة عن المسافة التي يهبط إليها مستوى (سطح) الماء الجوفي. ويقاس من السطح البيزومتري الهادي undisturbed قبل الضخ. ويمثل تغير الهبوط مع المساحة من البئر بمخروط الانخفاض cone of depression . وبافتراض الدفق المستقر من البئر Q_0 ومن قانون دارسي يمكن كتابة المعادلة 3-22.

$$Q = vA = -k \frac{dS}{dr} \cdot 2\pi rH \quad 3-22$$

حيث:

$$Q = \text{الدفق}$$

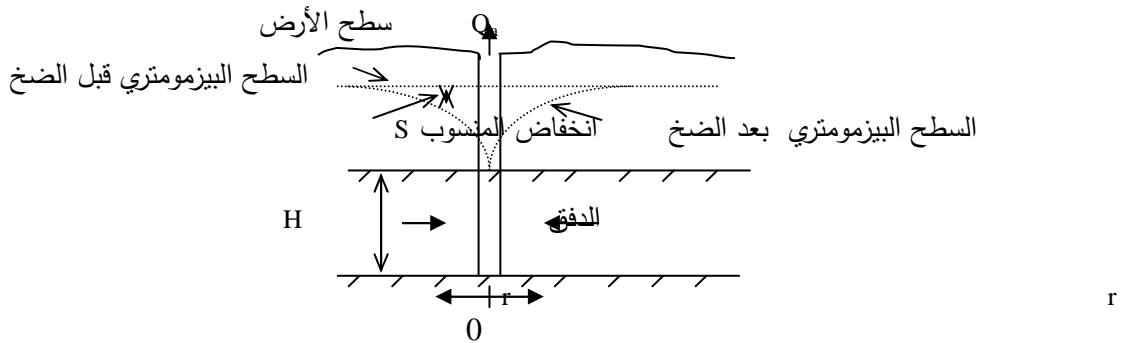
$$v = \text{سرعة الإنسياب}$$

$$A = \text{المساحة}$$

$$k = \text{معامل نفاذية الحوض}$$

$$r = \text{الاتجاه القطري}$$

$$S = \text{انخفاض المنسوب}$$



شكل 7-3 الضخ من بئر في الخزان الجوفي المحجوز

غير أن معادلة الإستمرارية توضح أن Q تساوي $Q_0 = \text{ثابت}$

$$Q = Q_0 = \text{Constant} \quad 3-23$$

وبالتالي بجمع المعادلتين 22-3 و 23-3 تنتج المعادلة 24-3

$$dS = -\frac{Q_0}{2\pi kH} \frac{dr}{r} \quad 3-24$$

ويتكامل المعادلة 24-3

$$\int_{S_1}^{S_2} ds = -\frac{Q_0}{2\pi kH} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r} \quad 3-25$$

تنتج المعادلة 26-3 أو معادلة ثايم Theim's equation (أو معادلة الاتزان)

$$S_1 - S_2 = \frac{Q_0}{2\pi kH} \text{Ln} \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad 3-26$$

ومعادلة ثايم قائمة على الافتراضات التالية:

- الطبقة الحاملة للمياه متجانسة وموحدة الخواص وممتدة إلى ما لا نهاية.
- البئر يخترق سمك الطبقة الحاملة للماء ويصرف ماء منها.
- عامل المنقولية ثابت في كل مكان ولا يعتمد على الزمن.
- الضخ يتم بمعدل ثابت لفترة بحيث يمكن افتراض حالة مستقرة.
- خطوط السريان نصف قطرية (أفقية).
- السريان رقائقي (طبقي).

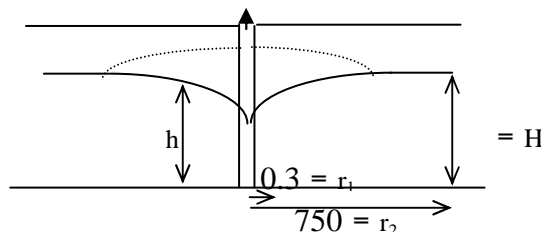
تبين المعادلة 26-3 أن S تزداد إلى ما لا نهاية بتغير r. غير أن أقصى مقدار للهبوط S هو S_1 ، وعليه نظرياً، لا يمكن حدوث دفق مستقر تحت هذه الظروف. وهذه المعادلة يمكن استخدامها لتقويم نفاذية الحوض لقياسات حول بئر الضخ على النحو المبين في المعادلة 27-3

$$k = \frac{Q}{2\pi H(S_1 - S_2)} \text{Ln} \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad 3-27$$

مثال 2-3

حفرت بئر إلى القاعدة المسيكة في مركز جزيرة دائرية قطرها 1.5 كيلومتر في بحيرة كبيرة. تتغلغل البئر كلية في خزان الحجر الرملي الذي يبلغ سمكه 18 متراً والذي تحت طبقة طين مسيكة. نفاذية الحجر الرملي تساوي 15 متر في اليوم. جد الدفق المستقر إذا كان انخفاض المنسوب للسطح البيزومتري لا يجب أن يتجاوز 2 متر في البئر التي قطرها 0.3 متر.

الحل



$$r_2 = \frac{1 \times 1500}{2} = 750 \text{m}, k = 15 \text{m/d}, H = 15 \text{m}, r_1 = 0.3 \text{m}$$

استخدم المعادلة

$$Q_o = \frac{2\pi kH}{\ln \frac{r_2}{r_1}} (S_2 - S_1) = \frac{2\pi \times 15 \times 18 \times 2}{\ln \frac{750}{0.3}} = 434 \text{ m}^3/\text{d}$$

المنقولية Transmissivity أو الموصلية الهيدروليكية Hydraulic Conductivity

تعني المنقولية لحوض جوفي معدل نقل ماء ذي لزوجة كينماتيكية سائدة عبر طبقة حاملة للماء عرضها وحدة العرض للحوض تحت وحدة الميل الهيدروليكي (وحدة فاقد سمت) والحوض ممتد على كل الارتفاع المشبع. ويمكن إيجاد المنقولية من المعادلة 3-28

$$T = kH = \frac{Q}{2\pi(S_1 - S_2)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad 3-28$$

حيث:

$$T = \text{المنقولية (م}^2/\text{يوم)}$$

$$H = \text{السمك المشبع للحوض الجوفي}$$

ويتكامل المعادلة 3-24 إلى ما لا نهاية تنتج المعادلة 3-29

$$S = -\frac{Q_o}{2\pi kH} \ln r + c \quad 3-29$$

عند $S = 0$ فإن $r = R$ ومن ثم تنتج المعادلة 3-30

$$S = \frac{Q_o}{2\pi kH} \ln \frac{R}{r} \quad 3-30$$

مثال 3-3

بئر تغور تماماً في حوض جوفي وقطرها الخارجي 0.3 متر لينساب منها الماء بمعدل ثابت 5 متر مكعب في الدقيقة من حوض منقوليته 100 متر مربع في الساعة. يتصل الحوض ببحيرة تبعد عنه حوالي 1.5 كيلومتر وليس له مورد إمداد آخر. كم يبلغ انخفاض المنسوب على سطح البئر (يمكن تقدير R_0 لتساوي ضعف المسافة بين الحوض والبحيرة).

الحل

$$-1 \text{ المعطيات } Q_o = 5 \text{ m}^3/\text{min} = 5/60 = 0.083 \text{ m}^3/\text{s}, T = 100 \text{ m}^2/\text{hr} = 100/3600 = 0.028 \text{ m}^2/\text{s}, D = 0.3 \text{ m}, r = 0.15 \text{ m} = D/2$$

$$R_0 = 2L = 2 \times 1500 = 3000 \text{ m}$$

-2 باستخدام معادلة

$$S = \frac{Q_o}{2\pi kH} \ln \frac{R_o}{r} = \frac{Q_o}{2\pi T} \ln \frac{R_o}{r}$$
$$S_o = \frac{0.083}{2\pi \times 0.028} \ln \frac{3000}{0.15} = 4.67 \text{ m}$$

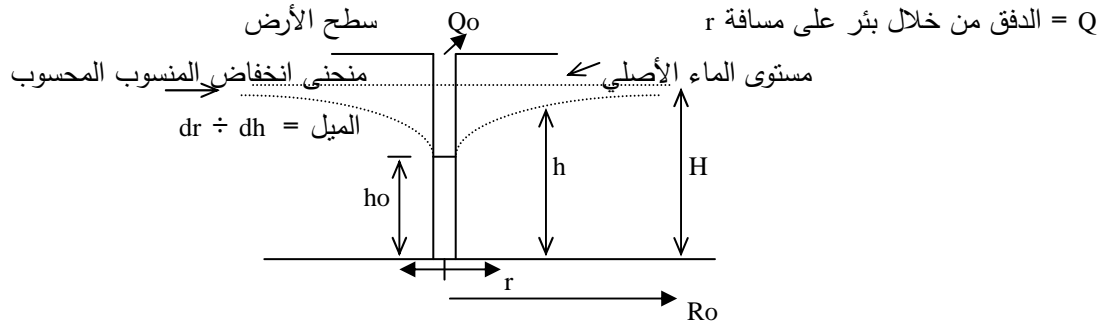
3-8 السريان المستقر في الحوض الجوفي غير المحجوز Unconfined aquifer

يمكن تقدير معدل الضخ الثابت من بئر متغلغلة في الخزان الجوفي غير المحجوز باستخدام افتراضات ديبوا

Dupuit على النحو المبين في المعادلة 3-31

$$Q = 2\pi r h \cdot k \frac{dh}{dr} \quad 3-31$$

حيث:



شكل 8-3 السريان المستقر في الحوض الجوفي غير المحجوز

وباستخدام معادلة الاستمرارية

$$Q = Q_0 = \text{Constant}$$

يمكن تكامل المعادلة 3-31، عند $h = H$ ، وعند $r = R$ ، وعند $h = h_0$ ، وعند $r = r_0$

$$\int_{r_0}^R \frac{Q_0}{2\pi k r} dr = \int_{h_0}^H h dh \quad 3-32$$

$$Q_0 = \frac{\pi k (H^2 - h_0^2)}{\ln \frac{R}{r_0}} \quad 3-33$$

مثال 4-3

بئر أنبوبية تتغلغل كلية في حوض جوفي غير محجوز. جد الانسياب من البئر تحت الظروف التالية:

قطر البئر = 30 سم

انخفاض المنسوب = 2 متر

الطول الفعال للمصفاة تحت ظروف انخفاض المنسوب أعلاه = 12 متر

معامل نفاذية الحوض = 0.06 سم/ث

نصف قطر انخفاض المنسوب الصفري R_0 (نصف القطر المؤثر) = 350 متر

الحل

$$(1) \text{ المعطيات } k = 0.06 \times 10^{-2} \text{ m/s}, R = 350 \text{ m}, h_0 = 12 \text{ m}, r_0 = 30/2 = 15 \text{ cm} = 0.15 \text{ m}$$

$$(2) \text{ جد انخفاض المنسوب } S = H - h_0 = H - 12 = 2$$

$$\therefore H = 14 \text{ m}$$

(3) جد السريان باستخدام المعادلة

$$Q_0 = \frac{\pi k (H^2 - h_0^2)}{\ln \frac{R}{r_0}} = \frac{\pi \times 0.06 \times 10^{-2} (14^2 - 12^2)}{\ln \frac{350}{0.15}} = 0.013 \text{ m}^3/\text{s} = 12.6 \text{ L/s}$$

مثال 5-3

بئر جاذبية قطرها 50 سم. عمق الماء في البئر 30 متر قبل بداية الضخ. وعند إجراء الضخ بمعدل 2100 لتر

في الدقيقة، انخفاض المنسوب في بئر تبعد عنها 10 متر بلغ 3 متر؛ وبلغ في بئر أخرى تبعد عنها 20 متر

حوالي 1.5 متر. جد:

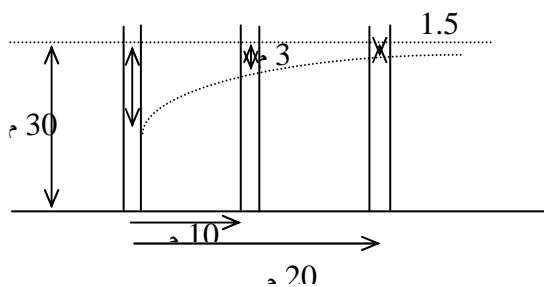
(أ) نصف قطر انخفاض المنسوب الصفري zero draw down

(ب) معامل النفاذية

(ج) انخفاض المنسوب في البئر

الحل

استخدم المعادلة



$$Q_o = \frac{\pi k (H^2 - h_0^2)}{\text{Ln} \frac{R}{r_o}}$$

$$r = 10 \text{ m}, h = 30 - 3 = 27 \text{ m}$$

$$r = 20 \text{ m}, h = 30 - 1.5 = 28.5 \text{ m}$$

$$\therefore \left[\frac{\pi k (H^2 - h_0^2)}{\text{Ln} \frac{R}{r_o}} \right]_{\text{1st well}} = \left[\frac{\pi k (H^2 - h_0^2)}{\text{Ln} \frac{R}{r_o}} \right]_{\text{2nd well}}$$

$$\left[\frac{(30^2 - 27^2)}{\text{Ln} \frac{R}{10}} \right] = \left[\frac{(30^2 - 28.5^2)}{\text{Ln} \frac{R}{20}} \right]$$

ومنها: $R = 41.5$ متر

جد معامل النفاذية من المعادلة لبيانات البئر التي تبعد 10 متر $H = 30$ م، $h = 27$ م، $r = 10$ م، $R = 41.5$ م،

$Q = 2100$ لتر/دقيقة = 2.1 م³/دقيقة = 3024 م³/يوم

$$k = \frac{Q \text{Ln} \frac{R}{r_o}}{\pi (H^2 - h_0^2)} = \frac{3024 \text{Ln} \frac{41.5}{10}}{\pi (30^2 - 27^2)} = 8 \text{ m/d}$$

لإيجاد عمق الماء في البئر استخدم المعادلة:

$$h_0^2 = H^2 - \frac{Q}{\pi k} \text{Ln} \frac{R}{r} = 30^2 - \frac{3024}{\pi \times 8} \text{Ln} \frac{41.5}{0.25} = 615$$

ومنها: $h = 24.8$ متر

الانخفاض في المنسوب = $30 - 24.8 = 5.2$ متر

9-3 السريان المستقر في الحوض الجوفي غير المحجوز مع وجود أمطار

عند وجود أمطار ومن قانون دارسي يمكن كتابة المعادلة 3-34

$$Q = 2\pi r h k \frac{dh}{dr} \quad 3.34$$

ومن معادلة الاستمرارية نكتب المعادلة 3-35

$$\frac{dQ}{dr} = -2\pi r N \quad 3.35$$

حيث:

$N =$ التسرب الإجمالي

ويتكامل المعادلة 3-35 تنتج المعادلة 3-36

$$\int_{Q_0}^Q dQ = -2\pi Nr = \int_{r=r_0}^r \approx 0 \cdot r dr \quad 3-36$$

$$Q = Q_0 - \pi r^2 N \quad 3.37$$

وبتعويض المعادلة 3-37 في المعادلة 3-34

$$Q_0 - \pi r^2 N = 2\pi r h \cdot k \frac{dh}{dr} \quad 3-38$$

$$h dh = \left(Q_0 - \pi r^2 N \right) \frac{dr}{2\pi r k} \quad 3-39$$

$$\int_r^R h dh = \int_r^R \frac{Q_0}{2\pi k} \frac{dr}{r} - \int_r^R \frac{N}{2k} r dr \quad 3-40$$

$$H^2 - h^2 = \frac{Q_0}{\pi k} \ln \frac{R}{r} - \frac{N}{2k} (R^2 - r^2) \quad 3.41$$

عند

$$R = r, Q = 0$$

ومن المعادلة 3-36 تنتج المعادلة 3-42.

$$Q = \pi R^2 N \quad 3.42$$

ومن ثم فإن الدفع الكلي من البئر يساوي التغذية داخل الدائرة المحددة بنصف قطر التأثير radius of influence كما وأن نصف قطر التأثير دالة في ضخ البئر ومعدل التغذية.

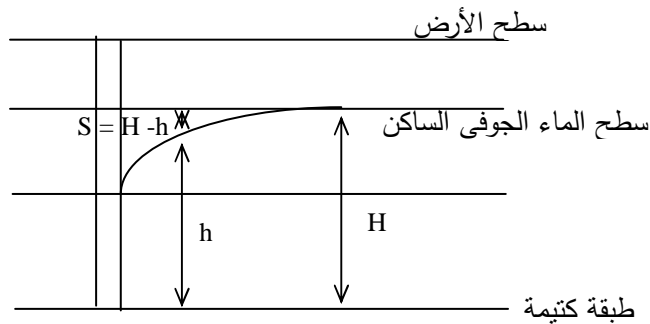
10-3 السريان غير المستقر

لاعتبار السريان غير المستقر يدخل مصطلح جديد يسمى معامل الخزن الذي يعرف بحجم الماء الذي يتدفق من أو يرد إلى مخزون الطبقة الحاملة للماء لوحدة مساحة سطحه ووحدة تغيير السمت عمودياً على مساحته.

(أ) طبقة المياه الحرة

في حالة طبقة المياه الحرة unconfined aquifer فإن معامل الخزن في هذه الحالة عبارة عن النسبة بين حجم المياه الذي يمكن تصريفه بالراحة (الجاذبية الأرضية) عندما يهبط منسوب المياه الجوفية بمقدار وحدة واحدة مقسوماً على الحجم الكلي وتسمى هذه الكمية الدرار النوعي specific yield, S_x . معادلة السريان غير المستقر في طبقة المياه الحرة عند استنباطها ستكون غير خطية وتفاضلية من الدرجة الثانية التي لا يوجد لها حل رياضي مضبوط؛ غير أنه يمكن حلها عددياً أو إجراء بعض التعديلات التقريبية لتحويلها لمعادلة خطية.

(ب) طبقة المياه الحبيسة:



شكل 3-9 السريان غير المستقر في طبقة المياه الحبيسة

في حالة طبقة المياه الحبيسة confined aquifer السريان نصف قطري (له بعدين). ومن بقاء أو حفظ الكتلة:

نتاج السريان الداخل = التغير في الخزن = السريان الداخل - السريان الخارج 3-43

$$44-3 \quad -\frac{\partial u}{\partial x} \delta x b \delta y \delta t = x \text{ ناتج السريان الداخل في اتجاه } x$$

$$45-3 \quad -\frac{\partial v}{\partial y} \delta y b \delta x \delta t = y \text{ ناتج السريان الداخل في اتجاه } y$$

$$446-3 \quad S \delta h \delta x \delta y = \text{التغير في الخزن}$$

$$-\frac{\partial u}{\partial x} \delta x b \delta y \delta t - \frac{\partial v}{\partial y} \delta y b \delta x \delta t = S \delta h \delta x \delta y \quad 3-47$$

بقسمة الجانبين على $S \delta h \delta x \delta y$ تنتج المعادلة 3-48.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{S}{b} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-48$$

من قانون دارسي $v = -k \frac{\partial h}{\partial y}$ و $u = -k \frac{\partial h}{\partial x}$ و $w = -k \frac{\partial h}{\partial z}$ وبوضع القيم المنجزة:

$$\vec{v} = -k \bar{v} h \quad 3-49$$

بأخذ حاصل ضرب النقطة للجانبين تنتج المعادلة 3-50

$$\vec{v} \bar{v} = -k \bar{v} \bar{v} h = -k \bar{v}^2 h \quad 3-50$$

بالمحاور الكارتيزية

$$\vec{v} \bar{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad 3-51$$

لكن

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-52$$

ومن ثم

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = + \frac{S}{kb} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-53$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = + \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-54$$

وبالمحاور القطبية

$$\bar{V}^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \quad 3-55$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-56$$

المعادلتين 3-54 و 3-56 تم استنباطهما بوساطة Thies زيز لسريان غير مستقر لطبقة مياه حبيسة بسمك منتظم. ولتحويل هذه المعادلات بدلالة الهبوط S بدلاً عن السمات البزومتري h يتم تعويض $(h = H - S)$ لأن $S = H - h$ مع ملاحظة أن H ثابتة حيث تصير المعادلة

$$\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial S}{\partial t} \quad 3-57$$

$$\frac{\partial^2 S}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial S}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial S}{\partial t} \quad 3-58$$

حل المعادلة 3-58 أي عندما توضع S بدلالة t, r عندما يتم الضخ بمعدل ثابت هو

$$S = \frac{q_w}{4\pi T} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\alpha}}{\alpha} d\alpha \quad 3-59$$

حيث α توجد من المعادلة 3-60

$$\alpha = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad 3-60$$

حيث:

$t =$ الزمن منذ بداية الضخ

التكامل المحدد للمعادلة 3-60 يمكن الحصول عليه بالمتواليات الآتية وتسمى دالة البئر $W(\alpha)$

$$\int_0^{\infty} \frac{e^{-\alpha}}{\alpha} d\alpha = W(\alpha) \quad 3-61$$

$$W(\alpha) = -0.5772 - m\alpha + \alpha - \frac{\alpha^2}{2 \times 2!} + \frac{\alpha^3}{3 \times 3!} - \frac{\alpha^4}{4 \times 4!} \dots \quad 3-62$$

قيم دالة البئر $W(\alpha)$ موجودة بجداول معروفة والمعادلة 3-59 تبسط كالتالي:

$$S = \frac{q_w}{4\pi T} W(\alpha) \quad 3-63$$

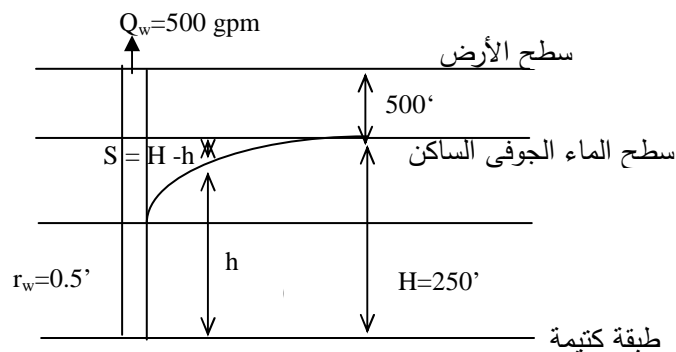
جدول 3-4 قيم $W(\alpha)$ للقيم المختلفة للمقدار α

9	8	7	6	5	4	3	2	1	α
0.000012	0.000038	0.00012	0.00036	0.00114	0.0038	0.013	0.049	0.219	X1
0.26	0.31	0.37	0.45	0.56	0.7	0.91	1.22	1.82	X10 ⁻¹
1.92	2.03	2.15	2.3	2.48	2.68	2.96	3.35	4.04	X10 ⁻²
4.14	4.16	4.39	4.54	4.73	4.95	5.23	5.64	6.33	X10 ⁻³
6.44	6.55	6.69	6.84	7.02	7.25	7.53	7.94	8.63	X10 ⁻⁴
8.74	8.86	8.99	9.14	9.33	9.55	9.84	10.24	10.95	X10 ⁻⁵
11.04	11.16	11.29	11.45	11.63	11.85	12.14	12.55	13.24	X10 ⁻⁶
13.34	13.46	13.6	13.75	13.93	14.15	14.44	14.85	15.54	X10 ⁻⁷
15.65	15.76	15.9	16.05	16.23	16.46	16.74	17.15	17.84	X10 ⁻⁸
17.95	18.07	18.2	18.35	18.54	18.76	19.05	19.45	20.15	X10 ⁻⁹
20.25	20.37	20.5	20.66	20.84	21.06	21.35	21.76	22.45	X10 ⁻¹⁰
22.55	22.67	22.81	22.96	23.14	23.36	23.65	24.06	24.75	X10 ⁻¹¹
24.86	24.97	25.11	25.26	25.44	25.66	25.95	26.36	27.05	X10 ⁻¹²
27.16	27.28	27.41	27.56	27.75	27.97	28.26	28.66	29.36	X10 ⁻¹³
29.46	29.58	29.71	29.87	30.05	30.27	30.56	30.97	31.66	X10 ⁻¹⁴
31.76	31.88	32.02	32.17	32.35	32.58	32.86	33.27	33.96	X10 ⁻¹⁵

مثال 3-6

بئر عمقها 250 قدم خطت في طبقة حاملة للمياه لها عامل منقولية 10000 جالون في اليوم لعرض قدم، ومعامل خزن $S = 0.01$. معدل الضخ للبئر مقدر له 500 جالون في الدقيقة وقطرها 12 بوصة. إذا كان منسوب المياه الساكن 50 قدم تحت مستوى الأرض قدر ارتفاع (سمت) الضخ عند نهاية سنة وسنتين وثلاث سنوات.

الحل



$$S = \frac{q_w}{4\pi T} W(\alpha), \quad \alpha = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$$\text{gal/day} = 0.134 \text{ ft}^3/\text{day}$$

$$\alpha_1 = \frac{\left(\frac{1}{2}\right)^2 \times 10^{-2}}{4 \times 10^4 \times 0.134 \times 365}$$

(t = days أيام)

$$\alpha_1 = 1.28 \times 10^{-9}$$

$$\alpha_2 = \frac{\alpha_1}{2} = 6.4 \times 10^{-10}$$

$$\alpha_3 = \frac{\alpha_1}{3} = 4.26 \times 10^{-10}$$

من الجدول

$$W(\alpha_1) = 19.95, \quad W(\alpha_2) = 20.6, \quad W(\alpha_3) = 21.0$$

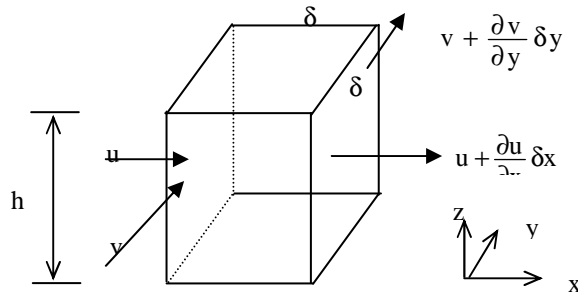
$$S = \frac{500 \times 60 \times 24}{4\pi \times 10^4} W(\alpha) = 5.74 W(\alpha)$$

السمت	السنة الأولى
$S_1 = 5.74 \times 19.95 = 114.5 \text{ ft} = 164.5 \text{ ft}$	
$S_2 = 5.74 \times 20.6 = 118.0 \text{ ft} = 168.0 \text{ ft}$	
$S_3 = 5.75 \times 21.0 = 120.5 \text{ ft} = 170.5 \text{ ft}$	

ارتفاع - سمت الضخ - Pumping Lift

يضاف لكل من S_1 ، S_2 و S_3 50 ft كما أعلاه.

(ج) طبقة المياه الحرة (مرة أخرى): Unconfined Aquifer



شكل 10-3 المعادلة غير المتوازنة لطبقة المياه الحرة

المعادلة غير المتوازنة لطبقة المياه الحرة

ناتج السريان الداخل = التغيير في الخزن

ناتج السريان الداخل في اتجاه X و Y كما يلي

$$uh\delta y\delta t - \left(u + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x\right) \left(h + \frac{\partial h}{\partial x} \delta x\right) \delta y\delta t \quad (X) \quad 3-64$$

$$vh\delta x\delta t - \left(v + \frac{\partial v}{\partial y} \delta y\right) \left(h + \frac{\partial h}{\partial y} \delta y\right) \delta x\delta t \quad (Y) \quad 3-65$$

$$uh\delta y\delta t - uh\delta y\delta t - u \frac{\partial h}{\partial x} \delta x\delta y\delta t - h \frac{\partial u}{\partial x} \delta x\delta y\delta t - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} \delta x\delta x\delta y\delta t \quad 3-66$$

$$vh\delta x\delta t - v\delta x\delta t - v\frac{\partial h}{\partial y}\delta y\delta x\delta t - h\frac{\partial v}{\partial y}\delta y\delta x\delta t - \frac{\partial v}{\partial y}\frac{\partial h}{\partial y}\delta y\delta y\delta x\delta t \quad 3-67$$

التغيير في الخزن = $S\delta h\delta x\delta y$

اقسم الجانبين على $\delta x\delta y\delta t$

$$-u\frac{\partial h}{\partial x} - h\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial h}{\partial x}\delta x - v\frac{\partial h}{\partial y} - h\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial y}\frac{\partial h}{\partial y}\delta y = S\frac{\delta h}{\delta t} \quad 3-68$$

في النهاية عندما تقترب كل من δx و δy للصفر

$$\delta x \rightarrow 0 \text{ \& } \delta y \rightarrow 0$$

لتصير المعادلة

$$-u\frac{\partial h}{\partial x} - h\frac{\partial u}{\partial x} - v\frac{\partial h}{\partial y} - h\frac{\partial v}{\partial y} = S\frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-69$$

$$u = -k\frac{\partial h}{\partial x} \text{ و } v = -k\frac{\partial h}{\partial y} \text{ من قانون دارسي}$$

بالتعويض في المعادلة 69-3

$$K\left[\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2 + h\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2 + h\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right] = S\frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-70$$

$$\therefore h\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right) + \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2 = \frac{S}{k}\frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-71$$

$$h\bar{v}^2 h + (\bar{v}h)^2 = \frac{S}{k}\frac{\partial h}{\partial t} \quad 3-72$$

$$h\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{h}{r}\frac{\partial h}{\partial r} + \left(\frac{\partial h}{\partial r}\right)^2 = \frac{S}{k}\frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{بالقطبي} \quad 3-73$$

(ج - 1) تعديل المياه غير المتوازنة: Modified non-equilibrium formula

المعادلة غير المتكاملة تمكن من تحديد الثابتين (ثابتا التشكيل أو الشكل S & T Formation constants) عن طريق الضخ الاختباري - إذا S - T (الثابتين) معروفين. يمكن حساب الهبوط S لمعدل ضخ معطى للبئر

$$S = \frac{q_w}{4\pi T} W(\alpha) \quad 3-74$$

$$\alpha = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad 3-75$$

بسبب الصعوبة في التطبيق الرياضي على معادلتني عدم التوازن 74-3 و 75-3 استنبط عدد من الباحثين طرق لإيجاد ثابتي التشكيل S و T مثل طريقة سيز وطريقة جاكوب.

(أ) طريقة Theis سيز:

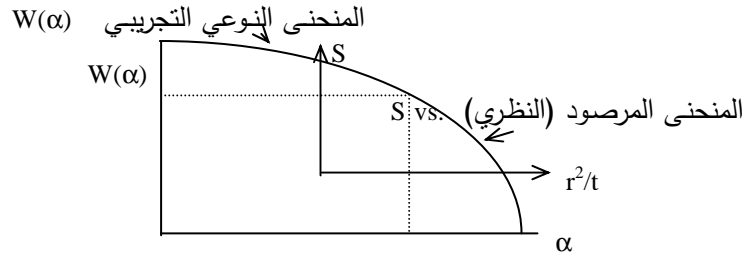
لتحويل المعادلتين 74-3 و 75-3 إلى الوحدات المستعملة بالحقل عملياً (gal/min) q و (gal/day/ft) T
1 gal = 0.134 ft³

$$S = \frac{114.6}{T} q_w W(\alpha) \quad 3-76$$

$$\alpha = \frac{1.87r^2 S}{Tt} \quad 3-77$$

للحصول على ثابتي التشكيل S و T من الضخ الإختباري (الهبوط مقابل الزمن) اقترح سيز الطريقة Theis الطريقة البيانية التالية:

- يجهز رسم (α) مقابل $W(\alpha)$ في ورق Log Log يسمى المنحنى النوعي (Type curve) -



شكل 11-3 علاقة α مع $W(\alpha)$

- يرسم في ورق آخر مماثل لوغريتمي المحورين Log Log قيم الهبوط S مقابل لقيمة $\left(\frac{r^2}{t}\right)$ ويسمى بالمنحنى المرصود (Observed curve)
- يوضع المنحنى المرصود فوق المنحنى النوعي (الأول يرسم في ورق عادي والثاني يرسم في ورق شفاف) مع وزن الإحداثيات لتكون متوازية إلى أن يتم تطابق القيم في المنحنيين بأكبر قدر (بالتجربة)
- تحدد نقط اختبارية في منطقة التطابق وتؤخذ قيم الإحداثيات من كلا المنحنيين $\frac{r^2}{t}$ و S و α و $W(\alpha)$ ومن ثم تحدد قيم S و T من المعادلتين 76-3 و 77-3

(ب) طريقة Jacob جاكوب (طريقة سيز المعدلة): (Jacob method (Modified Theis Method)

باعتبار المتوالية التي تعرف $W(\alpha)$

$$W(\alpha) = -0.5772 - \ln \alpha + \alpha - \frac{\alpha^2}{2 \times 2!} + \frac{\alpha^3}{3 \times 3!} + \dots \quad 3-78$$

$$W(\alpha) = -0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} + \frac{r^2 S}{4Tt} - \left(\frac{r^2 S}{4Tt}\right)^2 \times \frac{1}{2 \times 2!} + \dots \quad 3-79$$

لقيم صغيرة لـ α أي r صغيرة و t كبيرة دلت Jacob أنه يمكن إهمال أي معامل بعد المعامل الثاني في المتوالية لتصبح المعادلة كما مبين في المعادلة 3-80 إلى 3-85.

$$W(\alpha) = -0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \quad 3-80$$

$$S = \frac{q_w}{4\pi T} W(\alpha) = \frac{q_w}{4\pi T} \left[-0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \right] \quad 3-81$$

$$S = \frac{q_w}{4\pi T} \left[\ln \frac{4Tt}{r^2 S} - 0.5772 \right] \quad 3-82$$

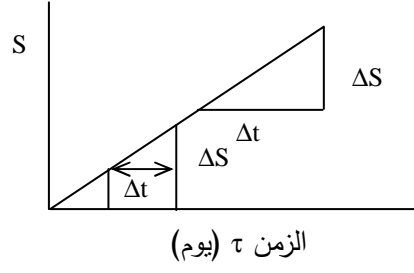
$$S = \frac{2.3q_w}{4\pi T} \left[\text{Log} \frac{4Tt}{r^2 S} - \frac{0.5772}{2.3} \right] \quad 3-83$$

$$S = \frac{2.3q_w}{4\pi T} \text{Log} \frac{4Tt}{1.783r^2 S} \quad 3-84$$

$$\therefore S = \frac{2.3q_w}{4\pi T} \text{Log} \frac{2.25Tt}{r^2 S} \quad 3-85$$

لتجنب الأخطاء الكبيرة بسبب التقريب فتحظر القيم الأقل من $\alpha = 0.01$

وبين الشكل 12-3 علاقة S مع الزمن t ومنه يمكن إيجاد



شكل 12-3 علاقة S مع الزمن t

انحدار الخط المستقيم $a = \frac{\Delta S}{\Delta t}$

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = \frac{2.3q_w}{4\pi T} = a \quad 3-86$$

باستعمال وحدات الحقل العملية

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = \frac{2.3q_w}{4\pi T} \times 24 \times 60 \quad 3-87$$

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = \frac{264q_w}{T} = a \quad 3-88$$

$$T = \frac{264}{\Delta S} q_w \quad 3-89$$

حيث التغيير في ΔS الهبوط لدورة لوغريتمية $\Delta t =$

عندما تكون $S = 0$ $t = t_0$

$$\therefore 0 = \text{Log} \frac{2.25Tt_0}{r^2 S} \quad 3-90$$

$$\therefore S = \frac{2.25Tt_0}{r^2} \quad 3-91$$

بوححدات الحقل العملية

$$S = \frac{2.25 \times 0.134 T t_0}{r^2} \quad 3-92$$

$$S = \frac{0.3 T t_0}{r^2} \quad 3-93$$

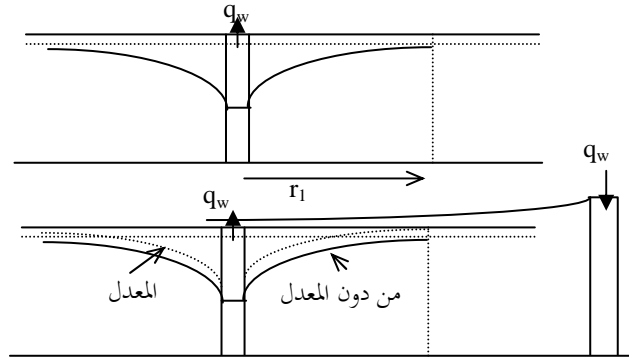
11-3 تدفق الآبار بالقرب من حدود الطبقة الحاملة للمياه: Well flow near aquifer boundaries

بالرغم من أن حدود الطبقة الحاملة للمياه ليست نهائية، إلا أن تطبيق المعادلة غير المتوازنة لبئر بالقرب من طبقة حاملة للمياه تأتي بنتائج بها أخطاء لكنها ليست ذات أثر كبير. وما لم يكن موقع البئر بالقرب من نهاية حدود الطبقة الحاملة للمياه فالتدفق النصف قطري المفترض يمكن استعماله بدون أخطاء كبيرة.

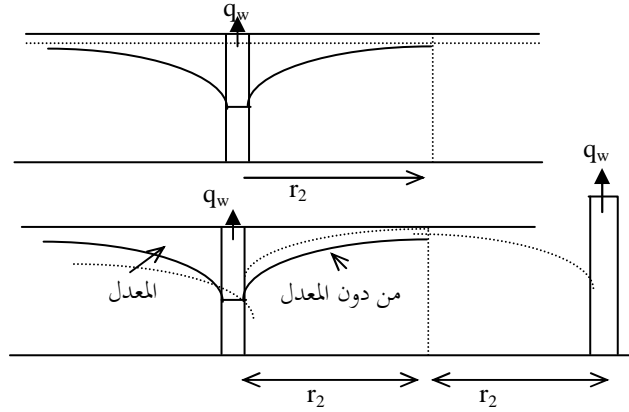
يمكن تبسيط حل شكل الحدود في تدفق الآبار باستعمال طريقة الصور الذهنية الخيالية Method of images (الصورة لبئر خيالي ليعكس نظام تدفق هيدروليكي مساوياً لآثار حدود معلومة في نظام تدفق (حالتان):

(أ) بئر بالقرب من مجرى ذي منسوب ثابت

(ب) بئر بالقرب من حدود كتمية



شكل 13-3 بئر بالقرب من مجرى ذي منسوب ثابت



شكل 41-3 بئر بالقرب من حدود كتمية

مثال 7-3

(أ) اشرح بالرسومات والمعادلات كل من طريقة سيز وجاكوب لحل المعادلة غير المتوازنة لطبقة المياه الحرة. ووضح كيف تحصل على ثابتي التشكل S و T للسريان غير المستقر في التوازن الهيدروليكي للآبار.

(ب) عمق بئر 300 قدم خطط في طبقة حاملة للمياه لها عامل منقولية 10^4 gpd/ft و معامل تخزين $S = 0.01$ ؛ معدل الضخ المقدر للبئر 400 جالون في الدقيقة gpm وقطره 12 بوصة إذا كان منسوب المياه الساكن 70 قدم تحت مستوى الأرض قدر ارتفاع (سمت) الضخ بعد 4 سنوات

الحل

$$S = \frac{q_w}{4\pi T} W(\alpha), \quad \alpha = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$$\alpha_4 = \frac{\left(\frac{1}{2} \times 10^{-2}\right)}{4 \times 10^4 \times 4 \times 365 \times 0.134} = 3.195 \times 10^{-10}$$

$$W(\alpha) = 21.29$$

$$S = \frac{400 \times 60 \times 24}{4 \times 3.14 \times 10^4} \times 21.29 = 97.64 \text{ ft}$$

$$167.64 \text{ ft} = 70 + 97.64 = \text{سمت الضخ}$$

Well log سجل البئر 12-3

السُّجْلُ: الكتاب يدون فيه ما يراد حفظه (ج) سِجَلَاتُ {12}.

يعبر سجل البئر عن تدوين كامل لحفر البئر معطياً البيانات الأساسية للبئر والتي يمكن استخدامها كمرجع مستقبلاً، ولتساعد في تصميم آبار جديدة. كما ويعطي سجل البئر الخواص الفيزيائية للبئر، وطبقات التربة الموجودة أثناء الإنشاء، ومردود (إنتاجية) البئر، ومواصفات البئر.

الفصل الرابع الجريان السطحي Surface Runoff

1-4 مقدمة

يرمز للماء الذي لا يتسرب إلى داخل الأرض بالماء السطحي، ويظهر مباشرة في شكل سريان سطحي فوق تربة غير مسامية مشبعة. ثم لا تلبث المياه أن تتجمع في شكل بحيرات أو خزانات كبيرة وأنهار، أو قد تظهر من المياه الجوفية على سطح الأرض في شكل ينبوع وغدير. وبعد انسياب المياه على السطح تحمل معها ملوثات كثيرة ربما أضرت بصحة الإنسان وحيواناته مما يحتم معالجتها وإزالتها من الماء.

البحر: الماء الكثير، ملحاً كان أو عذباً، وهو خلاف البر، سمي بذلك لعمقه واتساعه. وقد غلب على الملح حتى قل في العذب، (ج) أبحر وبحور وبحار. وماء بحر: ملح، قل أو كثر. وقيل: إنما سمي البحر بحراً لسعته وانبساطه. ومنه قولهم إن فلان لبحر أي واسع المعروف. وكل نهر عظيم بحر. قال الأزهري: كل نهر لا ينقطع ماؤه مثل دجلة والنيل، وما أشبههما من الأنهار العذبة الكبار، فهو بحر. وأما البحر الكبير الذي هو مغيض هذه الأنهار فلا يكون ماؤه إلا ملحاً أجاباً، ولا يكون ماؤه إلا راكداً، وأما الأنهار العذبة فماؤها جار، وسميت هذه الأنهار بحاراً لأنها مشفوقة من الأرض شقاً. ويسمى الفرس الواسع الجري بحراً، ومنه قول النبي صلى الله عليه وسلم في "مندوب" فرس أبي طلحة وقد ركبته عرياً: "إني وجدته بحراً" أي واسع الجري. والبحر والاستبحار: الانبساط والسعة. وسمي البحر بحراً لاستبحاره وهو انبساطه وسعته. ويقال: إنما سمي البحر بحراً لأنه شق في الأرض شقاً وجعل ذلك الشق لمائه قراراً. والبحر في كلام العرب: الشق. وفي حديث عبد المطلب: وحفر زمزم ثم بحرها بحراً أي شقها ووسعها حتى لا تنزف {20}.

الأنهار والروافد: النَّهْرُ والنَّهْرُ: واحد الأنهار، وفي المحكم: النَّهْرُ والنَّهْرُ من مجاري المياه، والجمع أنهارٌ ونُهُرٌ ونَهْوَرٌ. وفي الحديث: نهران مؤمنان ونهران كافران، فالمؤمنان النيل والفرات، والكافران دجلة ونهر بلخ. ونَهَرَ الماء إذا جرى في الأرض وجعل لنفسه نهراً. ونَهَرْتُ النهر: حفرت. ونَهَرَ النهر ينهره نهراً: أجره. واستنهر النهر إذا أخذ لمجره موضعاً مكيناً {20}. الرافد: ما يمد النهر بالماء من قناة أو نهير {12}. والرافدان: دجلة والفرات {12}.

تتكون الأنهار والروافد من الدفق والجريان السطحي لمياه الأمطار، أو من الجليد والصقيع الذائب في المناطق الباردة، أو ربما كان مصدرها من الينابيع. وتختلف كمية ونوع مياه الأنهار طبقاً لعدة عوامل مختلفة تتعلق بالظروف المناخية والديمغرافية والجغرافية والجيولوجية والهيدروجيولوجية بالمنطقة. وربما قلت مياه الأنهار في زمن التحاريق مما يجعل الناس المعتمدين عليها يواجهون ظروفاً صعبة. هذا بالإضافة إلى أن الأنهار عرضة للتلوث بالفضلات والمخلفات الإنسانية والحيوانية والزراعية والصناعية والتربة، مما يحتم العمل على معالجتها قبل استخدامها. كما وتحتاج مياه الأنهار إلى منشأة لأخذ الماء (Intake) ونظام ضخ مناسب. ومن المعروف أن الأنهار والروافد عادة لها تغيرات موسمية كبيرة مما يؤثر كثيراً على موضع منشأة مأخذ الماء ونوع المياه عبرها. ففي موسم الأمطار تكثر المياه غير أن حدوث أي فيضان قد يهشم منشأة مأخذ الماء، مما يجب معه العمل على تفادي هذه المشكلة. ويقل دفق الماء في موسم التحاريق (الجفاف)؛ بل ربما جف النهر تماماً مما يتحتم معه التفكير في مصدر آخر للماء. وتكثر في الأنهار السريعة الجريان مشاكل النحر والهدام، مما يجب معه تصميم منشأة أخذ الماء ووضع التخطيط المناسب لكل حالة.

ومن أمثلة الأنهار نهر النيل الذي يعد ثاني أكبر أنهار العالم حيث يبلغ طوله من أقصى نقطة عند منبعه من بحيرة تتجانياً إلى البحر الأبيض المتوسط حوالي 4000 ميلاً ولا يفوقه طولاً إلا نهر المسيسيبي الذي يبلغ طوله نحو 4200 ميلاً. وتصل مساحة حوضه ما يقرب من مليونين وتسعمائة ألف كيلومتر مربع {35}. غير أن هناك عدة أنهار تفوق نهر النيل في التصريف السنوي إذ يبلغ متوسط الدفق السنوي له 84 مليار مقاسة في أسوان متوسط الفترة من 1912 م إلى 1957 {31}، ويتذبذب الإيراد الفعلي للنيل يومياً وفصلياً من عام لآخر، فقد وصل هذا الإيراد في 1878 إلى 1879 إلى نحو 137 مليار وفي الأعوام 1913 إلى 1914 انخفض إلى 45.5 مليار. يبدأ نهر النيل في البحيرات الاستوائية وتغذيه مجموعة حوض بحيرة فكتوريا ومجموعة نهر سمايكي. تقع بحيرة فكتوريا في وسط الهضبة الاستوائية ويبلغ مساحة حوضها حوالي 67 ألف كيلومتر مربع ويصل متوسط عمقها إلى 40 متراً ويبلغ متوسط المطر في حوضها 1190 ملم. ونصيب البحيرة من مجموع الأمطار لا يتجاوز 8 بالمائة بسبب التسرب والبحر. ويختلف مستوى البحيرة بسبب التغيرات السطحية، واختلاف عوامل المناخ من ضغط ورياح، وظاهرة المد والجزر. ويبلغ التدفق السنوي لنهر الأمازون في أمريكا اللاتينية 2500 مليار، ونهر الكونغو 1250 مليار. ويمثل متوسط الدفق السنوي لنهر النيل حوالي 6% من كمية المطر الكلي الهاطل في حوض النيل. ويوجد تغير كبير في تصريف المياه في النهر حيث نجد أن أكثر من 80% من الدفق المتوسط يحدث خلال الشهور من أغسطس إلى أكتوبر، و 20% منه يحدث في بقية الأشهر التسعة الباقية من العام. وتشارك روافد النهر بنسب مختلفة من مجموع الدفق السنوي الكلي حيث يسهم النيل الأزرق بحوالي 59% و 14% لنهر سوبات و 13% لنهر عطبرة و 14% لبحر الجبل. ويتضح من هذه النسب أن 85% من الإيراد السنوي للنهر يأتي من الهضبة الإثيوبية، و 15% من شرق أفريقيا. وخلال موسم الفيضان تتغير نسب المشاركة من الروافد على النحو التالي: 68% النيل الأزرق، و 22% عطبرة، و 5% سوبات، و 5% بحر الجبل {24}. وتقدر نسب مشاركة روافد نهر النيل كما في الجدول (4-1).

جدول 4-1 نسب مشاركة روافد نهر النيل {24،25،30}

الرافد	النسبة المئوية المتوسطة	النسبة المئوية أثناء موسم الفيضان
النيل الأزرق	59	68
سوبات	14	22
عطبرة	13	5
بحر الجبل	14	5

ويعني هذا أنه خلال موسم الفيضان إن 59% من المياه تأتي من المرتفعات الإثيوبية، و 5% من شرق أفريقيا. أما خلال موسم التحريك فتأتي 60% من المياه من الهضبة الإثيوبية، و 20% من شرق أفريقيا. وتتسبب التقديرات المتعددة للنيل الأبيض مقارنة مع النيل الأزرق إلى البحر الكبير للمياه في منطقة السدود ولصياح المياه في المنطقة حوله لعدم وجود ضفاف عالية على جانبيه {26،30}. وللنيل الأبيض دفق مستقر نسبياً عند مقارنته بالنيل الأزرق، مما يستدعي معه القيام بالتخزين لمياه النيل الأزرق لأغراض الزراعة وغيرها. كما تقوم منطقة السدود بحجز الطمي في النيل الأبيض الشيء الذي يقلل من درجة تركيز المواد الصلبة في مياهه. وتوجد أعلى كمية من المواد الصلبة في مياه النيل الأزرق إذ تتراوح قيمة المواد الصلبة العالقة أثناء الفيضان بين 1600 إلى

5400 ملجم/لتر، منها حوالي 45% رمل و 15% غرين و طمي و 40% طين. ويؤثر الطمي كثيراً على عمل وأداء الخزانات والسدود و قني الري. ونسبة لزيادة الرقعة الزراعية في دول حوض النيل كان لابد من عمل منشآت ضبط وتخزين لتقي باحتياجات الزراعة المروية أثناء فترات الجفاف والتحاريق. ومن ثم إنشاء خزانات وقناطر على نهر النيل حيث أنشئت القناطر الخيرية في عام 1863 وسميت في عام 1939 بقناطر الدلتا، وتم بناء خزان أسوان في عام 1904م لتخزين مليار واحد من الماء، ثم تمت تعليته في عامي 1912م و 1938م ليمسح بتخزين ثلاثة مليار وتمت تعليته ثانية في عام 1933 ليخزن 5 مليار. وأنشئت في نفس الفترة قناطر إسنا وأسيوط وزفتي، وشيدت في الفترة من 1927 إلى 1930 قناطر نجع حمادي. وتم إنشاء خزان جبل أولياء في عام 1937م على النيل الأبيض بتخزين كلي 2.5 مليار من المياه. وفي عام 1925م تم إنشاء خزان سنار لتخزين 0.8 مليار م³ لري مشروع الجزيرة والمناقل ومشاريع الضخ في مجرى النيل وروافده.

وقد أتاحت اتفاقية مياه النيل بين مصر والسودان الموقعة في عام 1929م زيادة حصة السودان من أربعة مليار (كحق مكتسب) إلى 18.5 مليار {25}. وعليه تم الشروع في يناير من عام 1960م في بناء خزان خشم القربة على نهر عطبرة لتخزين 1.3 مليار ليتم إنجاز العمل فيه في عام 1966م. وخزان الروصيرص على النيل الأزرق لتخزين ثلاثة مليار ثم ليرتفع إلى 7.6 مليار بعد زيادة حقلية الخزان بحوالي 10 متر {24،30}. وعند تقدير تصرف النهر لاتفاقية 1959 فقد أخذت متوسط الإيراد للنهر عند أسوان في الفترة 1912 إلى 1957 حيث وصل إلى 84 مليار من الأمتار المكعبة ومن ثم أصبح الاتفاق على النحو التالي:

متوسط الإيراد السنوي عند أسوان = 84 مليار متر مكعب

متوسط الفواقد عند الخزان بالبخر والتسرب = 10

حصة مصر قبل بناء السد العالي = 48

حصة السودان قبل بناء السد العالي = 4

ومن ثم فالجزء المتلقي بعد تنظيم النهر بوساطة السد العالي = 22

ما يخص مصر من هذا المقدار = 7.5

ما يخص السودان من المتبقي = 14.5

وعليه يصبح إجمالي حصة مصر 55.5 مليار متر مكعب، وحصة السودان 18.5 مليار متر مكعب من المياه.

يمثل الانسياب السطحي ذلك الجزء من السقيط أو أي دفق آخر يظهر كنهز أو دفق على سطح الأرض في شكل دائم أو متقطع. وهو عبارة عن الدفق المجمع من المنطقة الجابية Water Shed (أو الحوض الساكب - هي عبارة عن حاجز يفصل منطقتي تجفيف (تجميع للمياه) عن بعضها البعض) أو منطقة التجفيف Drainage Basin ليظهر في نهاية المنطقة، خاصة ذلك الدفق الأولى والذي لم يتأثر بتحويل المجري بأعمال من صنع الإنسان أو بالتخزين أو أي أعمال أخرى أنشئت في مجرى النهر أو في المنطقة الجابية {3،30}.

يمكن تقسيم الانسياب على حسب مصدره إلى {3،19،29،30}:

(1) انسياب سطحي: ويمثل الانسياب السطحي جزء الانسياب المتدفق فوق سطح الأرض بوساطة قني أو

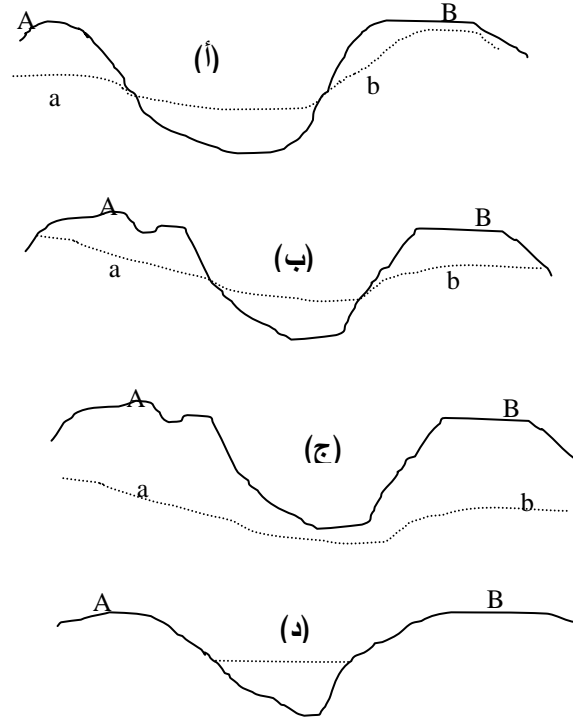
أنهار أو خيران أو أودية أو شعاب ليصل إلى مخرج الحوض الساكب.

(2) انسياب تحت السطحي: ويمثل هذا القسم الجزء من الأمطار المتسربة إلى التربة والمتحركة أفقياً ليمثل

المياه الجوفية الضحلة.

(3) **انسياب جوفي:** ويمثل هذا النوع من الانسياب ذلك الجزء الناتج من جراء تخلخل المياه المتسربة إلى داخل الأرض مكونة المياه الجوفية.

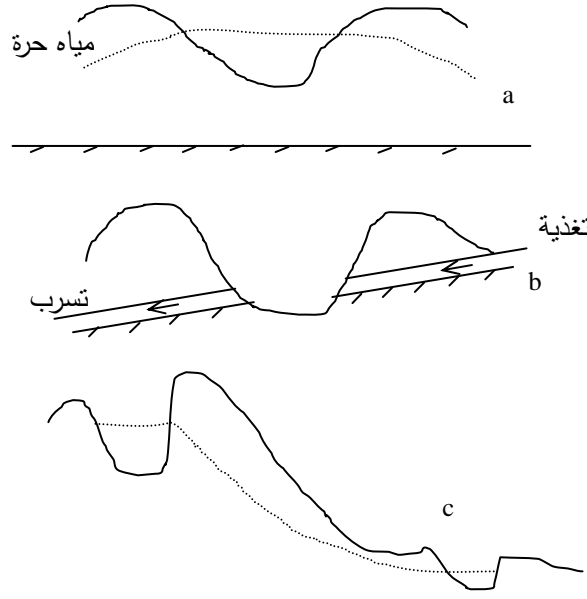
ولأسباب عملية عند تحليل الانسياب السطحي يمكن تقسيم القيمة الكلية لانسياب الأنهار إلى انسياب مباشر Direct Flow وانسياب قاعدي Base Flow . أما الانسياب المباشر فيمثل الانسياب الداخل للنهر مباشرة بعد هطول الأمطار أو ذوبان الجليد، والانسياب القاعدي يمثل الانسياب الحقيقي. وهناك عدة عوامل تؤثر على الانسياب السطحي منها عوامل تتعلق بالمناخ (مثل: الأمطار والتبخر، ودرجة الحرارة، والرياح، والضغط الجوي، والإشعاع الشمسي، والرياح، والرطوبة) وعوامل طبيعية (مثل خواص الحوض الساكب، وخواص المجرى). ويمثل الحوض الساكب المساحة التي تغذي النهر أو البحيرة. وينقسم لحوضين: سطحي وجوفي. وقد يتطابقا أو يختلفا حسب ما موضح بالأشكال 1-4 (أ، ب، ج، د). ففي شكل (أ) الجريان السطحي AB متطابق مع الجوفي ab (أي أن السطحي يتغذى من الجوفي). وفي شكل (ب) السطحي أكبر من الجوفي (أي أن السطحي يتغذى جزئياً من الجوفي). وفي شكل (ج) الجوفي أكبر من السطحي (أي أن هناك تغذية أكبر للسطحي). أما في شكل (د) فالجوفي بعيد (أي أن هناك تغذية قليلة أو منعدمة للسطحي).



شكل 1-4 الجريان السطحي والجوفي

2-4 العوامل المؤثرة على الجريان السطحي

الجريان السطحي هو حركة الماء تحت تأثير الجاذبية الأرضية في مجاري سطحية محددة. ولأنه عنصر مهم في الدورة الهيدرولوجية فإنه يحظى باهتمام كامل من حيث رصد بيانات قياساته وتحليلها للاستفادة منها في دراسات المشاريع الهندسية الاقتصادية. ويتأثر الجريان السطحي بكميات الهطل وتوزيعه وكذلك البخر ومقداره. وللمياه الجوفية أهميتها خاصة في فترة الجفاف حيث يتغذى الجريان السطحي من المياه الحرة أو الارتوازية باستمرار أو موسمياً؛ وأحياناً يفقد الجريان السطحي بعض مياهه باستمرار أو موسمياً كما مبين بالشكل 2-4 والذي تمثل فيه (a) سطح المياه الجوفية تحت مجرى النهر؛ (b) طبقة حاملة للمياه مائلة بجانب يغذي بجانب يسرب؛ و (c) وجود مجريين متوازيين أحدهما أعلى من الآخر ويتغذى السفلي من العلوي.



شكل 2-4 الجريان السطحي والجوفي

3-4 قياس الانسياب السطحي

يعول على قياس الجريان ومناسيبه من أجل عدة أغراض من أهمها:

- المساعدة في الملاحة.
- رصد الفيضانات والتحذير المبكر منها.
- إيجاد علاقة بين كمية الجريان والمنسوب.
- رصد التغيرات في المجاري المائية.
- لأغراض الإنشاءات الهندسية والهيدروليكية.

ومن ثم ينبغي اختيار موقع محطة القياس بعناية فائقة للحصول على البيانات المهمة والمفيدة لأغراض جمعها ولحماية المحطات.

توجد عدة طرق لقياس دفع المياه السطحية مثل: طريقة السرعة، والمساحة، وإنشاءات قياس الانسياب (مثل: الهدارات والخزانات)، والقياس الكيماوي، والقياس بالتموجات فوق الصوتية وغيرها من الطرق العملية. أما

طريقة السرعة والمساحة Velocity-area method فتصلح لأحواض الأنهار المتوسطة والكبيرة. وتقاس سرعة الماء بمقياس التيار (بتحديد سرعات لعدة نقاط تحسب منها السرعة المتوسطة للنهر)، ثم تقدر مساحة مقطع النهر. وتصلح إنشاءات قياس الانسياب (إنشاءات التحكم) للأنهار الصغيرة والجدول نسبة لكبر تكاليفها. وتستخدم في هذه الأنظمة الهدارات Weirs والقنوات المعنقة Flumes والبرايخ Culvert. وتستخدم في تقدير الدفق وسرعته عدة معادلات وصيغ مثل: صيغة شيزي-ماننق، والصيغة العقلية، وغيرها من المعادلات التجريبية {3،4}. ومن أبسط الطرق المستخدمة لتقدير السرعة المتوسطة V_{av} في مقطع الجريان طريقة السرعة السطحية V_s بوساطة عوامة طافية فوق سطح الجريان كما مبين في المعادلة 4-1.

$$V_s = 1.2 V_{av}$$

4.1

حيث:

V_{av} = السرعة المتوسطة في مقطع الجريان

V_s = السرعة السطحية

مقياس المنسوب المائي اليدوي Manual water stage gauge: من أبسط أنواع مقاييس المنسوب المائية اليدوية مقياس الشاخص staff gauge وهو عبارة عن شاخص مدرج مغمور في الماء يثبت على دعامة جسر أو رصيف، أو دعامة في المجرى المائي. ويمكن استخدام عدة شواخص لقياس جميع المناسيب المتوقعة في المجرى المائي.

مقياس المنسوب المائي المسجل Recording water stage gauge: يستخدم مقياس المنسوب المائي المسجل حال وجود تغيرات سريعة ومطرودة في المنسوب مما يتطلب معه أخذ عدة قراءات عبر فترات زمنية متقاربة لتسجيل المناسيب. وتقوم فكرة المقياس المسجل على عوامة طافية فوق سطح الماء في بئر قياس وضع لهذا الغرض. وتتصل العوامة بقلم تسجيل يجري على ورق بياني مثبت على أسطوانة تدور ميكانيكياً أو كهربائياً بمعدل ثابت على فترات طويلة. ويفيد الحاسوب كثيراً في هذا الأمر.

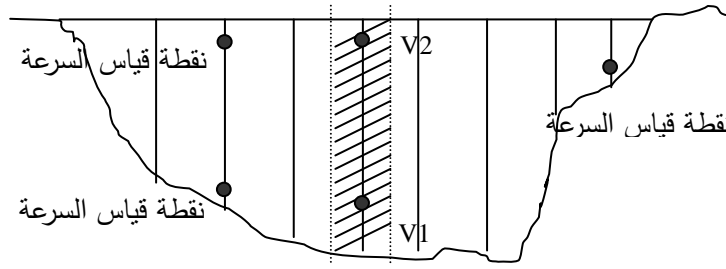
مقياس التيار Current meter: يستخدم لقياس السرعة عبر مقطع الجريان بغرض تحديد وحساب التصرف المار بالمجرى المائي. ومن أنواع مقياس التيار مقياس برايس Price current meter ، والذي يتكون من كؤوس مخروطية الشكل مثبتة على عجلة تدور حول محور رأسي. وللمقياس مجموعة من الريش الخلفية ليحتفظ باتجاهه في مواجهة الدفق، ومزود بنقل توازن ليظل رأسياً ما أمكن. يؤدي الدوران الكامل للكؤوس إلى إغلاق دائرة كهربية متصلة بسماعة تحدث دقات متقطعة أو تسجل آلياً. عند قياس السرعة في المياه العميقة يعلق المقياس بوساطة كيبل بين شاطئ المجرى المائي، أو ينزل المقياس معلقاً من قارب طاف على الماء. أما في المياه الضحلة فيثبت المقياس على قضيب رأسي يحمله الفني المسئول عن القياسات. ويمكن اتباع الخطوات التالية عند القياس:

- يقسم مقطع الجريان بخطوط رأسية إلى شرائح (20 أو 30 شريحة) حسب عرض مقطع الجريان (انظر شكل 4-3).
- ينزل المقياس حتى يستقر ثقل التوازن على القاع على خط رأسي لتحديد العمق عند هذا الخط.
- تقاس السرعات في عدد كاف من النقاط عبر مقطع الجريان.
- تقاس السرعة خلال زمن مناسب لدقة القياس.
- تحسب السرعة المتوسطة على خط رأسي لتساوي متوسط قيمتي السرعة عند ارتفاعين من القعر ($0.2y$) و ($0.8y$). (انظر المعادلة 4-2).

$$v_{av} = \frac{v_{0.2depth} + v_{0.8depth}}{2} \quad 4-2$$

يمكن أيضاً أخذ السرعة المتوسطة على خط رأسي في الأماكن الضحلة مساوية للسرعة عند نقطة على ارتفاع (0.4y) من القاع.

- تضرب السرعة المتوسطة على كل رأسي في المساحة المحصورة بين خطين رأسيين ينصفان المسافة بين هذا الرأسين وبين الرأسين المجاورين له من الناحيتين للحصول على كمية التصريف المار خلال المسافة (المساحة المظللة × السرعة المتوسطة).
- يحسب التصريف الكلي بجمع التصريفات المارة خلال الأجزاء المختلفة.



شكل 3-4 طريقة قياس التصريف باستخدام مقياس التيار

نسبة الانسياب السطحي المئوية Runoff percentage method: تحسب هذه الطريقة المطر الصافي أو إمداد الدفق السطحي (أو الانسياب السطحي المباشر) وتعطى النتيجة كمطر إجمالي، كما وقد يستخدم أحياناً كنسبة مئوية. وفي أحيان أخرى تتغير النسبة المئوية بمعدل هطلان الأمطار وغيرها من العوامل المؤثرة.

4-4 التدفق السطحي ومصطلحاته

(أ) التدفق Discharge

$$Q = AV \quad 4-3$$

حيث:

$$V = \text{السرعة (م/ث)}$$

$$Q = \text{الدفق (م}^3\text{/ث)}$$

$$(i) \text{ التدفق الوسطي اليومي (قياس 24 ساعة) } Q_d$$

$$Q_d = \frac{\sum_{i=1}^{24} Q_i}{24} \quad 4-4$$

$$(ii) \text{ التدفق الوسطي الشهري } Q_m : \text{اعتماداً على التدفق الوسطي اليومي}$$

$$Q_m = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n} \quad 4-5$$

حيث:

$$n = \text{عدد أيام الشهر}$$

$$Q_i = \text{التدفق الوسطي اليومي خلال الشهر } i \text{ (ويحسب خلال عدد كبير من السنين)}$$

$$(iii) \text{ التدفق الوسطي السنوي } Q_y : \text{اعتماداً على التدفق الوسطي الشهري}$$

$$Q_y = \frac{\sum_{i=1}^{12} Q_i}{12} \quad 4-6$$

حيث:

Q_i = التدفق الوسطي الشهري لكل شهر

(ب) تغيير معدل التدفق السنوي:

معدل التدفق السنوي هو التدفق الوسطي السنوي Q_o (م³/ث) (أو المتوسط السنوي لحجم الجريان W_o (م³) أو متوسط عمق الجريان (ملم) Y_o) دون تغيير لعدد من السنين (25 سنة مثلاً) لكنه عادة لا يمكن أن يظل ثابتاً بسبب المتغيرات المستمرة بفعل الإنسان (مثل: بناء سدود) أو طبيعية (مثل: إزالة غابات، أو زيادة هطل .. الخ).

(ج) معامل الجريان M_o :-

عبارة عن كمية المياه M_o (لتر/ث) التي تسيل من كيلومتر مربع واحد من مساحة حوض الجريان السطحي

$$M_o = \frac{Q_o \times 10^3}{A} \quad 4-7$$

حيث:

Q_o = معدل التدفق السنوي (م³/ث)

A = مساحة الحوض الساكب (كلم²)

(د) حجم الجريان W :-

كمية المياه الجارية من حوض سطحي W (م³/سنة) خلال سنة كاملة

$$W = Q T \quad 4-8$$

حيث:

Q = التدفق الوسطي السنوي

T = عدد الثواني في السنة (86400 = عدد الثواني في اليوم)

(هـ) عمق الجريان السطحي: H (ملم/سنة)

عمق المياه لحوض حجم جريانه W (م³) ومساحته A (كلم²)

$$H = \frac{W \times 10^3}{A \times 10^6} = \frac{W}{A \times 10^3} \quad 4-9$$

(و) عامل الجريان α :-

عبارة عن عدد غير بعدي وهو نسبة عمق الجريان السطحي H (ملم) خلال فترة زمنية معينة لكمية الهطل X

(ملم) لنفس الفترة

$$\alpha = \frac{H}{X} \quad 4-10$$

تصريف الذروة Peak discharge: عند التصميم الهندسي يحتاج إلى معرفة تصريف الذروة (قمة التصريف) الذي يمكن أن تتحمله المنشآت المائية (مثل السدود، والقناطر، والخزانات، والمطافح Spillways، وقني الفيضان، وقني التصريف تحت الجسور، ونظم الصرف والري في المدن والمطارات وغيرها). وهناك عدة طرق لتقدير تصريف الذروة والفيضان؛ ويعتمد استخدام أي من هذه الطرق على درجة الدقة المطلوبة، وأهمية المشروع، وحجم منطقة التصريف ونوعها، وحجم البيانات المتاحة ودقتها وجودتها. كما ويحتاج أحياناً إلى معرفة توزيع

الزمن لأقصى فيضان. وتعتمد قيمة العاصفة التصميمية (أو الدفق التصميمي Design flow) على فترة الرجوع والتي لها علاقة بأهمية المنشأة وعمرها الافتراضي. ومن هذه الطرق {29،30}:

- التقديرات العقلية: تستخدم للانسياب السطحي والأمطار التي يستفاد منها عند تصميم شبكات الصرف لمناطق معينة وتغيراتها مع الزمن أو إلحاق مصارف لها مستقبلاً.
- المعادلات الافتراضية (تجريبية): وهذه حسابات يمكن استخدامها عند التصميم للمناطق الجابية. وتختلف هذه المعادلات فيما بينها اختلافاً بيناً، ولذا لا بد من فهم محدداتها ومجالات تطبيقها قبل اختيارها والعمل بها، غير أنه يمكن استخدامها للتحقيق من تقديرات الطرق العقلية أو الإحصائية. ومن هذه المعادلات: المعادلة العقلية، ومعادلة بيركلي-زيقلر. وتوجد معادلات أخرى مثل طريقة شاو Chow، والهيدروجراف الوحدي، والطرق الإحصائية.
- التحليل الإحصائي: يعتمد على البيانات المشاهدة لفترة مناسبة من الزمن. وهنا يجب التأكد من الحصول على بيانات جيدة وبالجم الذي يؤهل الاعتماد عليها والعمل بها للتكهن باحتمال تردد أو إمكانية حدوث الدفق التصميمي في الفترة الزمنية المتوقعة.
- تراكم المعلومات الإحصائية المتاحة عبر مقارنتها بخبرات بيانية في منطقة مجاورة أو مناطق مماثلة بها معلومات لعدة سنوات، أو عبر استنتاج إحصائي لقيم أخرى.
- العمل على استخدام أي معلومات هيدرولوجية للحصول على قيم تصميم مأمون وذات جدوى اقتصادية وذلك لتلافي إمكانية حدوث أي انهيار هندسي للمنشأة مما يترتب عليه خسائر في الأرواح أو المنشآت أو الممتلكات أو غيره.
- استخدام النماذج الهيدروليكية.

الطريقة العقلية (المنطقية) طريقة زمن التركيز The Rational method, Time of Concentration method: يسمى الجزء من الانسياب السطحي المتدفق (عبر سطح الأرض) للمجرى المائي بالدفق فوق الأرض. ومن الأهمية معرفة حجم هذا الدفق خاصة للتصريف لمناطق صغيرة (مثل المطارات ومباني البلديات) ومن مناطق عريضة للمصارف. ويمكن إيجاد تصريف الذروة بهذه الطريقة من الصيغة العقلية الخاصة بعلاقة الأمطار وانسياب الذروة كما موضح في المعادلة 4-11.

$$Q = 27.78 C I A$$

4-11

حيث:

$$Q = \text{تقدير تصريف الذروة المتوقع حدوثه عقب أمطار غزيرة في منطقة جابية (لتر/ث)}$$

$$C = \text{معامل عقلي للانسياب السطحي (وتقدر من خواص الحوض الساكب)}$$

$$I = \text{كثافة انهمار المطر rainfall intensity (سم/ ساعة)}$$

$$A = \text{مساحة منطقة التصريف الجابية (هكتار) وتوجد من خارطة المنطقة أو من المساحة، وعادة تكون أقل من 40 هكتاراً وربما 80 هكتاراً كأعلى قيمة.}$$

$$Q = 2.78 C I A$$

4-12

وفي المعادلة 4-12 يقدر الدفق Q بالمترب المكعب على الثانية وتقدر المساحة A بالكيلومتر المربع.

وتفترض الصيغة العقلية التالي {3،4،20،29،30}:

- إن معدل الانسياب (الناتج من أي كثافة انهيار مطر) يصل أقصاه عندما تستمر كثافة انهيار المطر لمدة تساوي أو تفوق زمن التجميع (زمن تركيز الحوض الساكب).
- أقصى معدل انسياب (ناتج من كثافة انهيار أمطار لها فترة هطلان تساوي أو تفوق زمن التجميع) هو عبارة عن نسبة بسيطة من شدة الأمطار. أي أن هناك علاقة خطية بين (Q) و (I) بحيث أن $Q = 0$ عند $I = 0$.
- يماثل تردد انسياب الذروة كثافة انهيار الأمطار لزمن التجميع.
- تماثل العلاقة بين انسياب الذروة ومقاس مساحة الجابية تلك العلاقة بين فترة الهطلان وكثافة انهيار الأمطار.
- يماثل معامل الانسياب للزوايح ذات التردد المختلف.
- يتساوى معامل الانسياب لكل الزوايح في منطقة الجابية.

ويستمر تصريف الذروة المتوقع حدوثه عقب أمطار غزيرة في منطقة جابية لفترة تسمى زمن تركيز الجابية. ويقصد بهذا الزمن: الزمن اللازم لأول قطرة تهطل من الأمطار في أقصى جزء من المنطقة الجابية لتنتقل إلى منطقة الخروج. وهذه الطريقة يقال بأنها اقترحت بواسطة مهندس إيرلندي في عام 1851م يسمى توماس مولفاني Thomas J. Mulvany. ويتكون زمن التركيز من جزأين يمثلان: زمن الدخول (أو الزمن المطلوب لدخول الانسياب السطحي إلى المجرور - المصرف)، وزمن الدفق داخل نظام المجاري. ويعتمد زمن الدخول على ميلان السطح ومداه، وطبيعة السطح، والغطاء عليه، والأمطار والعوامل المؤثرة عليها، وسعة التخلخل والتخزين في المناطق المنخفضة. وعامة فكلما زادت شدة الأمطار كلما قل زمن الدخول. ويتراوح زمن الدخول المستخدم بين 5 إلى 30 دقيقة، وعادة تستخدم مقادير 5 إلى 15 دقيقة في المناطق الحضرية. وفي المناطق المزدهمة بالسكان وفي وجود الرصيف وتغطية السطح بمواد غير مسامية (مما يسمح بانسياب كل الدفق إلى المصرف عبر فتحات متقاربة من بعضها البعض) يؤخذ زمن الدخول ليساوي 5 دقائق ويبين الجدول 4-2 تقديرات لزمن الدخول لبعض المناطق.

جدول 4-2 تقديرات زمن الدخول لبعض المناطق

المنطقة	زمن الدخول (دقيقة)
مناطق مزدهمة، أسطح مرصوفة	5
مناطق متقدمة قليلة الميلان	10 إلى 15
مناطق سكنية، وطرق عريضة	20 إلى 30

ويمكن استخدام المعادلة 4-13 لحساب زمن الدخول.

$$4-13$$

$$t_c^{2.14} = \frac{2.19L.n}{\sqrt{S}}$$

t_c = زمن الدخول (دقيقة)

L = المسافة لأقصى منطقة دخول ($L \geq 365$)

n = معامل الحجز ويوازي معامل الاحتكاك. ويبين الجدول 4-3 بعض قيم n .

S = الميل المطلق (م/م)

جدول 3-4 قيم معامل الحجز

n	نوع السطح
0.02	سطح غير مسامي
0.1	تربة خالية لمساء مغطوة
0.2	أسطح خالية، متوسطة الخشونة
0.2	عشب ضعيف ومحاصيل زراعية
0.4	عشب أو حشائش متوسطة
0.6	أراضي أخشاب، وأشجار طارحة للأوراق
0.8	أراضي أخشاب، وأشجار طارحة للأوراق، وأوساخ عميقة
0.8	أراضي الأخشاب الصنوبرية

أما زمن الدفق داخل المصرف فيمكن تقديره من الخواص الهيدروليكية للمصرف. ويمكن إيجاد كثافة انهمار المطر (شدة المطر) من المعادلة 4-14.

$$i = \frac{cT^m}{(t+d)^n} \quad 4-14$$

حيث:

i = شدة المطر

d, n = ثابت (d أكبر من صفر و n أقل من أو تساوي 1)

T = احتمال تواتر الحدوث (سنة)

m = معامل ثابت

C = معامل الانسياب السطحي

عادة يكون معامل الانسياب السطحي أقل من الوحدة، ويصل إلى الوحدة في منطقة الصرف غير المسامية عند استمرار الزوبعة والأمطار لمدة طويلة {14،30}. كما وقد يزيد مقدار المعامل عن الوحدة، مثلاً عندما يذوب الجليد والثلج المتراكم بوساطة الشمس، أو بالأمطار أو بالضباب. وفي الغالب تستخدم مقادير متوسطة لمعامل الانسياب السطحي كما مبين في جدول 4-4، والتي تسري لعواصف قليلة الحدوث وذات تردد من 5 إلى 10 سنوات.

ومن الطرق التجريبية الأخرى لمعرفة أقصى دفق معادلة بيركلى-زيغلر Burkly-Ziegler formula:

$$Q = 0.7CIA[S/A]^{0.25} \quad 4-15$$

حيث:

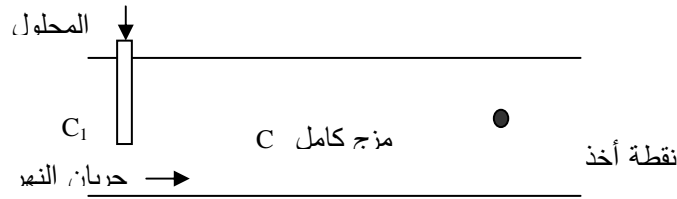
C = معامل الانسياب السطحي

I = كثافة انهمار المطر

A = مساحة منطقة التصريف الجابية

S = الميل المتوسط للأرض.

أما قياس التخفيف أو القياس الكيماوي فهو مناسب للجداول ذات الانسياب القليل الاضطراب، وحيث لا تلائم الأعماق والانسياب جهاز قياس التيار، وعندما تكون إنشاءات القياس باهظة الثمن. وتستخدم المواد الكيماوية لسهولة قياس المادة المستخدمة، وعدم وجودها في المجرى المائي، كما وأنها لا تفقد بالاتحاد الكيماوي مع مواد أخرى موجودة في المجرى المائي. ومن الطرق الكيماوية المستخدمة: سرعة الملح Salt Velocity، وتخفيف الملح Salt Dilution، وحقن المواد المشعة الإستشفافية Radioactive Tracers {4،19،29،30}. تبنى طريقة سرعة الملح على مبدأ أن إدخال الملح للنهر سيؤدي إلى زيادة الموصلية الكهربائية. وهذه الطريقة مضمّنة وتحتاج إلى عمالة ماهرة. أما في طريقة تخفيف الملح فيضاف محلول مركز من الملح (مثل ثنائي كرومات الصوديوم) بمعدل ثابت ومعلوم؛ وتحتاج الطريقة لعمالة ماهرة.



شكل 4-4 طريقة تخفيف الملح

بافتراض قطع خشن فيه دفق مضطرب (أنظر شكل 4-4) يمكن كتابة المعادلة 4-16.

$$C = C_1 + C_2$$

4-16

حيث:

C = وزن الملح المحلول بمياه النهر في الثانية (حجم الماء في الثانية).

C_1 = وزن محلول المركز المضاف في الثانية.

C_2 = وزن الملح المار عبر نقطة أخذ العينة في الثانية.

أما في طريقة المواد الاستشفافية الإشعاعية فتحقن المادة بجرعة C_t في النهر الذي ينساب بمعدل q_t . وتؤخذ عينات من نقطة أدنى اتجاه التيار وبعد توازن الجرعات تصل الجرعة إلى C_e . ومن ثم يوجد الدفق q من المعادلة 4-17.

$$q = \left(\frac{C_t}{C_e} - 1 \right) q_t$$

4-17

ومن المهم المزج الكامل للمادة في دفق النهر؛ والقياس الصحيح لدرجة التركيز الأولية والنهائية. ومن عيوب هذه الطريقة التكلفة الباهظة، وتوخي الحذر المطلوب لتلافي أي مخاطر من التعرض للإشعاع.

أ) طريقة الحقن ذو المعدل الثابت Constant rate injection method: في هذه الطريقة يحقن محلول (عبر مقطع النهر) يحتوي على عنصر استشفاف من نظير مشع بمعدل معلوم وثابت. ثم يتم قياس عنصر الاستشفاف في نقطة أدنى النهر لضمان المزج الكامل لها مع ماء النهر {27،30}. ويفرض أن دفق النهر ثابت أثناء القياس ويفرض عدم وجود فقد لعنصر الاستشفاف بين الحقن والقياس وأن المزج كامل، فيمكن استخدام المعادلة 4-18.

جدول 4-4 معامل الانسياب السطحي {14،30}

معامل الانسياب السطحي	وصف المنطقة
0.95 إلى 0.7	أعمال حرة مناطق مركز المدن
0.7 إلى 0.5	مناطق مجاورة
0.5 إلى 0.3	مناطق سكنية منفردة
0.6 إلى 0.4	مناطق سكنية لمجموعة منفصلة
0.75 إلى 0.6	مناطق سكنية لمجموعة متصلة
0.4 إلى 0.25	مناطق سكنية بالضواحي
0.7 إلى 0.5	مناطق الشقق السكنية
0.8 إلى 0.5	صناعية مناطق الصناعات الخفيفة
0.9 إلى 0.6	مناطق الصناعات الثقيلة
0.25 إلى 0.1	حدائق عامة، ومقابر
0.4 إلى 0.2	ملاعب
0.4 إلى 0.2	مناطق ساحات السكك الحديدية
0.3 إلى 0.1	مناطق غير مطورة وغير محسنة
0.95 إلى 0.7	الشوارع مسفلتة
0.95 إلى 0.8	خرسانة
0.85 إلى 0.7	طوب
0.95 إلى 0.75	ممشى وممرات
0.95 إلى 0.75	أسطح
0.1 إلى 0.05	حدائق، وتربة رملية مسطحة، 2%
0.15 إلى 0.1	متوسطة، 2 إلى 7 %
0.2 إلى 0.15	منحدرة، 7 %
0.17 إلى 0.13	حدائق، تربة ثقيلة heavy soil مسطحة، 2%
0.22 إلى 0.18	متوسطة، 2 إلى 7 %
0.35 إلى 0.25	منحدرة، 7 %

$$QC_b + qC_i = (Q + q)C_m$$

4-18

حيث:

$$Q = \text{دفق النهر}$$

$$C_b = \text{درجة تركيز عنصر الاستشفاف في النهر عند بداية الحقن}$$

$$q = \text{معدل دفق عنصر الاستشفاف المحقون للجدول}$$

$$C_i = \text{درجة تركيز عنصر الاستشفاف المحقون (الداخل للجدول)}$$

$$C_m = \text{درجة تركيز عنصر الاستشفاف عند نقطة القياس (عند الاتزان)}$$

ب) طريقة الحقن اللحظي Instantaneous injection method: في هذه الطريقة يحقن عنصر الاستشفاف لحظياً عبر موقع النهر. ويتم متابعة تركيز عنصر الاستشفاف أدنى النهر بعد ضمان المزج الكامل ويفرض نفس الشروط المذكورة لطريقة الحقن الثابت فإن اتزان عنصر الاستشفاف يمكن صياغته بالمعادلة 4-19.

$$A_0 = \int_0^{\infty} Q \cdot C \cdot dt \quad 4-19$$

حيث:

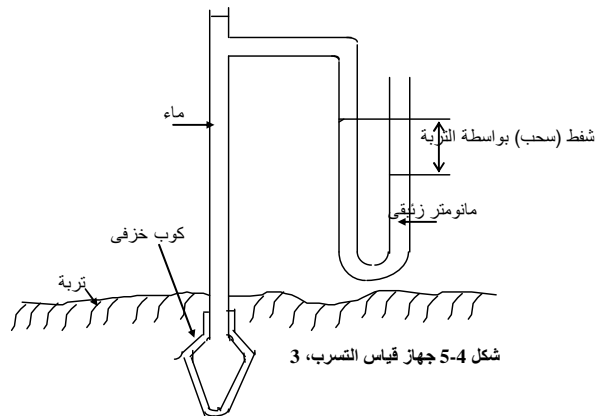
A_0 = كمية عنصر الاستشفاف المحقون

Q = دفق النهر

C = درجة تركيز عنصر الاستشفاف

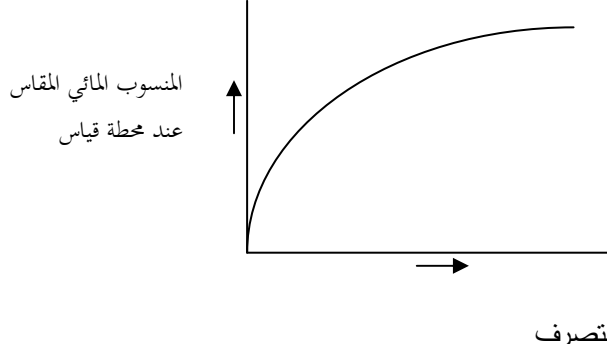
وبعد المزج الكامل فإن قيمة حد التكامل تظل ثابتة لنقط مختلفة مفاصة عبر مقطع النهر. ويمكن أخذ قراءات مختلفة لتحديد قيمة حد التكامل بالرسم. ومن أمثلة عناصر الاستشفاف المستخدمة البروم (^{82}Br) والصدويوم (^{24}Na) والتريتيوم. وتستخدم طرق عنصر الاستشفاف عند العجز عن استخدام الطرق التقليدية الأخرى لقياس الدفق، أو لصعوبتها، أو عدم فعاليتها، أو لوجود دفق مضطرب وتركيز عالٍ من المواد مما يشكل مخاطر لأجهزة قياس التيار. ومن عيوب هذه الطريقة التكاليف العالية، كما ويحتاج إلى أخذ الحيطة والحذر لتجنب مخاطر التعرض للإشعاع {3،4،29،30}.

ويعتمد قياس الدفق السطحي بالتموجات فوق السمعية على الآثار المترتبة على مرور الموجات فوق السمعية عبر الماء، وأثر درجة الحرارة، والانعكاسات العشوائية، وأثر سطح الماء. وتتضمن هذه الطريقة نقل إشارة من جهاز إرسال التموجات فوق السمعية إلى جهاز استقبال يبعد عنها بمسافة أعلى النهر. حيث تضغط التموجات فوق السمعية المتحركة أعلى النهر كما وتوهن التموجات المرتدة. ويمكن تسجيل مقدار هذا الأثر ومقارنته مع سرعة الماء {4،19،30}.



5-4 تقدير معدل الانسياب

يعتمد في تقدير معدل الانسياب من البيانات وقراءات أجهزة القياس على تدرج (منحنى) التعديل (أو منحنى المعايرة) Rating Curve للمحطة قيد الذكر (انظر شكل 4-5). ويستخدم هذا المنحنى لإيجاد تقدير لمعدل الانسياب بين قراءتين {4،10}. ويمثل منحنى التعديل رسم بياني لمنسوب ارتفاع الماء (المرحلة) لمجرى النهر في قطاع معين والتصريف الموازي على هذا القطاع {30}.

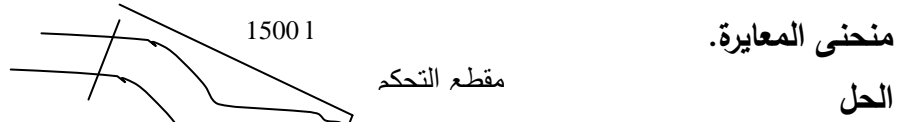


شكل 5-4 منحنى المعايرة (منحنى القياس) لمحطة قياس معينة

تعزى التغيرات التي قد تظهر على المنحنى إلى خزن المجرى، وتغيرات ميل السطح.
 أ) خزن المجرى: كلما زادت ارتفاعات سطح النهر كلما خزن الماء مؤقتاً في مجرى النهر.

مثال 1-4

أشار المقياس إلى ارتفاع على معدل 0.3 متر على الساعة أثناء قياس دفق 90 متر مكعب في الثانية؛ بافتراض أن هذه الزيادة في الارتفاع بالمجرى تسري لمقطع في النهر طوله 1500 متر بين موقع القياس ومقطع التحكم. إذا كان العرض المتوسط للمقطع 80 متر، جد معدل تغير الخزن، وقياس الدفق الذي يمكن رسمه على



منحنى المعايرة.

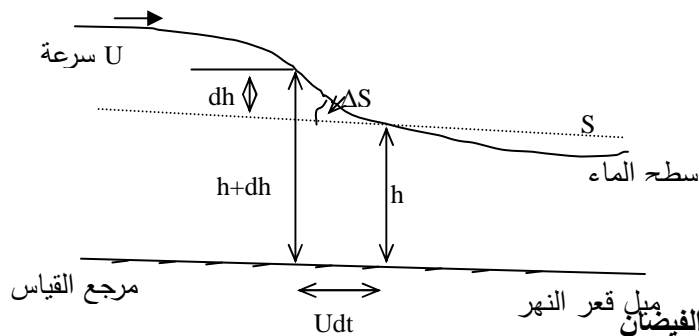
الحل

معدل تغير الخزن $dS = \text{السرعة} \times \text{مساحة المقطع} \times \text{العرض المتوسط}$

$$dS = 0.3 \text{ m/hr} \times 1500 \text{ m} \times 80 \text{ m} = 36000 \text{ m}^3/\text{hr} = 10 \text{ m}^3/\text{s}$$

قياس الدفق الذي يمكن رسمه على منحنى المعايرة $(dS - Q) = 90 - 10 = 80$ متر مكعب على الثانية

(ب) تغير ميل السطح الذي يحدث عندما تتحرك موجة فيضان عبر المجرى (انظر شكل 4-6).



شكل 6-4 موجة الفيضان

إن موجة الفيضان المارة أدنى نهر قليل الميل قد تغير ميل الطاقة بقدر مناسب يجعل القياسات تختلف عن المعدل، وهذا الاختلاف طبيعي بسبب تغير الجريان وله صلة بسرعة موجة الفيضان ومعدل تغير ارتفاع جهاز القياس. ويمكن إجراء تعديل دون الحاجة إلى جهاز قياس مساعد. والمعادلة التي تحكم هذه العلاقة مبنية على معادلة ماننج وموضحة في المعادلة 4-20.

$$\frac{Q_a}{Q} = \sqrt{\left(1 + \frac{1}{US} \frac{dh}{dt}\right)} \quad 4-20$$

حيث:

Q_a = الدفق الحقيقي (المقاس)، م³/ث

Q = دفق حالة الاستقرار (الدفق من منحنى المعايرة)، م³/ث

S = ميل حالة الاستقرار (ميل الطاقة في زمن القياس)، م/م

U = سرعة الموجة، م/ث

$\frac{dh}{dt}$ = التغير في الارتفاع حال القياس (عندما يكون موجباً يعني علو، وعندما يكون سالباً يعني هبوط)، م/ث

وعبر مقطع المجرى المنتظم نسبياً وتحت ظروف الفيضان فإن السرعة U تعادل تقريباً 1.3 أضعاف سرعة الماء المتوسطة (المعادلة 4-21).

$$U = 1.3 \frac{Q_a}{A} \quad 4-21$$

حيث:

A = مساحة المقطع

ويتعويض المعادلة 4-21 في المعادلة 4-20 تنتج المعادلة 4-22

$$\frac{Q_a}{Q} = \sqrt{\left(1 + \frac{A}{1.3Q_a S} \frac{dh}{dt}\right)} \quad 4-22$$

طريقة بوير Boyer لتعديل منحنى المعايرة

(أ) يرسم منحنى المعايرة كخط وسيط عبر القيم غير المصلحة للارتفاع والدفق

(ب) يقدر الدفق Q من الخط الوسيط

(ج) يوجد لكل قياس (محطة) قيمة $\frac{1}{US}$ من المعادلة

$$\frac{Q_a}{Q_{estimated}} = \sqrt{\left(1 + \frac{dh}{dt} \frac{1}{US}\right)} \quad 4-23$$

على النحو التالي:

$$\frac{1}{US} = \left[\left(\frac{Q_a}{Q_{estimated}} \right)^2 - 1 \right] / \left(\frac{dh}{dt} \right) \quad 4-24$$

لقيم Q_a و dh و dt وقيم $Q_{estimated}$ الموجودة في الخطوة ج

(د) ترسم القيم المقدرة لكل من $\frac{1}{US}$ في الخطوة ج مع الارتفاع.

(هـ) توجد القيم الجديدة لكل من $\frac{1}{US}$ للارتفاع (المرسوم في الخطوة د).

(و) تستخدم المعادلة

$$\frac{Q_a}{Q} = \sqrt{1 + \frac{dh}{US}} \quad 4-25$$

للقيم الجديدة $\frac{1}{US}$ لإيجاد Q.

(ز) ترسم القيم الجديدة للدفق Q مع الارتفاع كمنحنى مصحح لحالة مستقرة.

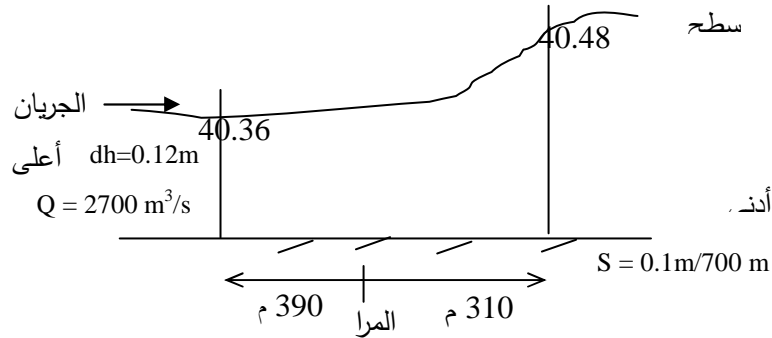
مثال 4-4

قياس جريان نهر خلال الفيضان أبان أن $Q_a = 2700$ متر مكعب في الثانية. وأثناء القياس الذي استمر لساعتين زاد ارتفاع المقياس من 40.48 متر إلى 40.36 متر. قراءات المستوى على سطح الماء على مسافة 390 متر و 310 متر أعلى اتجاه التيار وأدناه من موقع المراقبة اختلفت بحوالي 100 مليمتراً. عرض النهر 400 متر، ومتوسط عمقه 3.5 متر أثناء لحظة القياسات. جد إحداثيات النقطة التي ينبغي وضعها للقياسات في منحنى المعايرة.

الحل

المعطيات: العرض = 400 م، العمق = 3.5 م، dt = 2 ساعة

$$dh = 40.48 - 40.36 = 0.12 \text{ m}$$



$$\text{المساحة} = \text{العمق} \times \text{العرض} = 400 \times 3.5 = 1400 \text{ م}^2$$

$$\text{السرعة المتوسطة للماء } v = \frac{Q_a}{A} = \frac{2700}{1400} = 1.93 \text{ م/ث}$$

$$\text{جد سرعة موجة الفيض من المعادلة: } U = 1.3 \frac{Q_a}{A} = 1.3 \times 1.93 = 2.51 \text{ م/ث}$$

$$\frac{dh}{dt} = \frac{0.12 \text{ m}}{2 \times 3600 \text{ s}} = 1.67 \times 10^{-5} \text{ م/ث}$$

$$\text{الميل} = \frac{700}{0.1} = 10 \times 1.43 = 14.3 \text{ م}^4$$

جد الجريان المعدل من المعادلة:

$$Q_{\text{corrected}} = \frac{Q_a}{\sqrt{1 + \frac{A}{US} \frac{dh}{dt}}} = \frac{2700}{\sqrt{1 + \frac{1.67 \times 10^{-5}}{2.53 \times 1.43 \times 10^{-4}}}} = 2639 \text{ م}^3/\text{ث}$$

$$\text{جد الارتفاع المتوسط للمقياس} = \frac{40.36 + 40.48}{2} = 40.42 \text{ متر}$$

ومن ثم تصحيح الإحداثيات على منحنى المعايرة (2639، 40.42)

4-6 امتداد منحنى المعايرة

لا توجد طريقة مثلى لامتداد منحنى المعايرة لما بعد أعلى قيمة مقاسة للدفق، غير أن هناك عدة طرق لمحاولة امتداد منحنى المعايرة منها: إلباس معادلة للمنحنى، وطريقة استيفن، وطريقة الميل والمساحة.

(أ) إلباس معادلة للمنحنى

غالباً يفترض معادلة لمنحنى المعايرة في شكل المعادلة 4-26

$$Q = k (h - a)^x$$

حيث:

$$Q = \text{الدفق أو الجريان}$$

$$h = \text{ارتفاع المقياس، أو المحطة}$$

$x, k =$ ثابت يستنبط من ملاحظة جزء من المنحنى عند رسم Q مع $(h - a)$ على ورقة شبه لوغريتمية بعد محاولة إيجاد عدة قيم للثابت a حتى ينتج خط مستقيم.

$a =$ الارتفاع بين الصفر على المقياس، والارتفاع للدفق المساوي للصفر.

ولثلاث نقاط على المعايرة المشاهدة حيث {18}

$$Q_2 = \sqrt{Q_1 Q_3} \quad 4-27$$

فإن:

$$a = \frac{h_1 h_3 - h_2^2}{h_3 + h_1 - 2h_2} \quad 4-28$$

(ب) طريقة استيفن Steven's method

تعتمد هذه الطريقة على معادلة جيزي 4-29

$$Q = AC\sqrt{r_H} \cdot S \quad 4-29$$

حيث:

$$Q = \text{الدفق}$$

$$A = \text{المساحة المقطعية}$$

$$C = \text{معامل جيزي للخشونة}$$

$$r_H = \text{نصف القطر الهيدروليكي}$$

$$S = \text{ميل خط الطاقة}$$

وبافتراض أن $C\sqrt{S}$ ثابتة للمحطة وأن العمق المتوسط D يحل محل r_H فتصبح المعادلة 4-29 كما تبين المعادلة 4-30

$$Q = kA\sqrt{D} \quad 4-30$$

ويرسم قيم معلومة لكل من $A\sqrt{D}$ و Q (أقرب إلى خط مستقيم) يمكن امتدادها.

ومن الاعتراضات على هذه الطريقة أن قيم $C\sqrt{S}$ غير ثابتة، كما ويمكن مشاهدة عدم استمرارية مفاجئة في رحلة امتلاء الرصيف.

(ج) طريقة الميل والمساحة Slope-area method

تعتمد هذه الطريقة على معادلة ماننج كما في المعادلة 4-31

$$Q = \frac{Ar \frac{2}{3} S^{\frac{1}{2}}}{n}$$

4-31

7-4 تغير الدفق

غالباً تستخدم طرق التحليل الإحصائي لدراسة التغيرات في معدل الانسياب مثل: منحني استدامة الانسياب، ومنحني انسياب الكتلة، والهيدروجراف {3،4،29،30}. ويحكم على مدى دقة المنحني وتمثيله للعلاقة بين المنسوب المائي المقاس عند محطة قياس معينة والتصرف المار بمقدار تشتت القراءات على جانبي المنحني وكلما قل هذا التشتت كلما زادت دقة المنحني للقراءات. وقد يعزى عدم انتظام المنحني في بعض أجزائه لعدم انتظام مقطع المجرى المائي عند محطة القياس، أو حدوث نحر أو ترسيب في المجرى وغيره من العوامل المؤثرة.

منحني استدامة الانسياب Flow Duration Curve: يبين هذا المنحني (لنقطة محددة على النهر) جزء الزمن الذي يساوي فيه الانسياب - أو يزيد عن - قيمة محددة. ومن المفهوم الإحصائي فإن منحني استدامة الانسياب يمثل منحني تكراري تجمعي لمتواليات زمنية مستمرة تبين الاستدامة النسبية لعدة قيم. ويعتمد ميلان المنحني (بصورة كبرى) على فترة المراقبة المدرجة في التحليل. وقد ينتج من متوسط البيانات اليومي منحني أكثر ميلاً من البيانات السنوية (ذلك لأن البيانات السنوية لها قابلية التجمع) وتدمج التغيرات في الفترة اليومية القصيرة للبيانات.

منحني انسياب الكتلة (مخطط ريل) Flow mass curve (Ripple diagram, S-curve): (أنظر شكل 7-4) يمثل هذا المنحني رسم بياني لقيم تجمعية لمقادير هيدرولوجية مثل: رسم الانسياب بالنسبة للزمن (أو البيانات). ويمكن تمثيل هذا المنحني بالمعادلة 4-32.

$$V = \int_{t_1}^{t_2} Q_t dt \approx \sum_{t=t_1}^{t_2} Q_t \Delta t \quad 4-32$$

حيث:

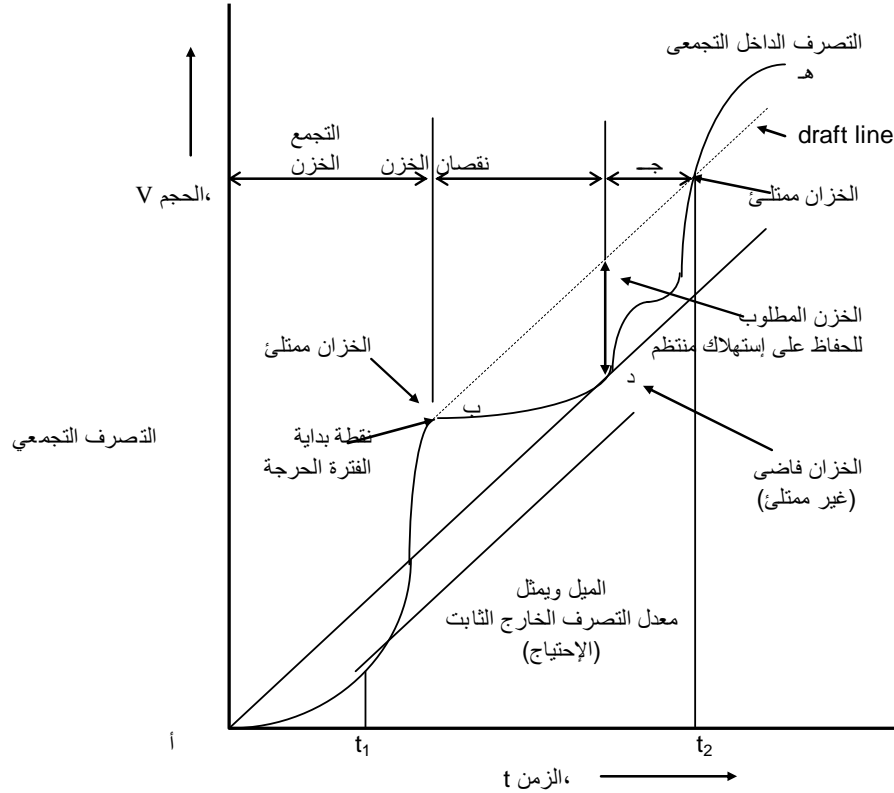
$V =$ حجم الانسياب

$Q =$ التصرف كدالة في الزمن t ، حيث يتغير من الزمن t_1 للزمن t_2

يمثل منحني الانسياب أسلوب لدراسة أثر الخزن في نظام المجرى المائي وإيجاد تصرفه المنتظم. وفي هذا المنحني يمثل الإحداث الصادي (لأي نقطة فيه) كمية المياه الكلية المناسبة عبر محطة معينة في النهر. ويمثل الإحداث السيني لنفس النقطة في المنحني الفترة الزمنية. وإيجاد سعة الخزان (المطلوب للحفاظ على تصرف منتظم في المجرى المائي) يرسم خط مماسي (Draft line) لنقطة بداية الفترة الحرجة على منحني الكتلة. ويساوي ميل هذا الخط التصرف المنتظم المنضبط. وتمثل أقصى مسافة (في اتجاه الإحداث الصادي) بين هذا الخط ومنحني الكتلة سعة التخزين المطلوبة للحفاظ على هذا المعدل. ويمثل الإحداث الصادي بين الخط المماسي ومنحني الكتلة (لأي زمن) قياس الماء في الخزان لهذا الزمن. ويبين شكل 7-4 المعلومات المهمة التالية {3،4،8،29،30}:

- من النقطة (أ) إلى النقطة (ب) يفوق معدل التصرف الداخل معدل الاستهلاك، وعليه يمتلئ الخزان ويفيض.
- عند النقطة (ب) يساوي معدل التصرف الداخل معدل الاستهلاك، وعليه يمتلئ الخزان غير أنه لا يفيض.

- من النقطة (ب) إلى النقطة (د) يفوق معدل الاستهلاك معدل التصريف الداخل، ويزداد مقدار هبوط منسوب الماء بالخزان.
- في النقطة (د) يساوى معدل الاستهلاك معدل التصريف الداخل، ويصل هبوط مستوى الماء إلى أقصاه.
- من النقطة (د) إلى النقطة (ج) يزيد معدل التصريف الداخل عن معدل الاستهلاك، كما يقل هبوط منسوب الماء.
- في النقطة (ج) يمتلئ الخزان مرة أخرى.
- من النقطة (ج) إلى النقطة (هـ) فإن الظروف تماثل تلك من النقطة (أ) إلى النقطة (ب).
- أعلى مسافات رأسية بين النقاط (ب) و (ج) و (ب) و (د) و (ج) والتي تحدث عند النقطة (د) تمثل الخزن المطلوب للحفاظ على معدل استهلاك منتظم أثناء انخفاض التصريف من (ب) إلى (د). وأن أكبر قيمة لكل فترة السجلات هي أدنى حجم للخزان يمكنه أن يحافظ على انتظام معدل الاستهلاك.



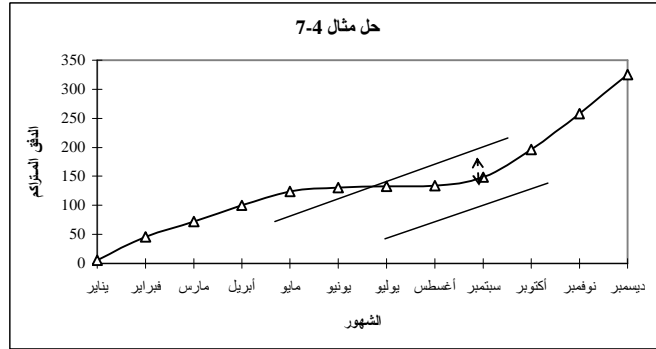
شكل 7-4 منحني ريل

مثال 5-4

صمم مستودع مائي لتجميع كميات المياه الهاطلة في الحوض الساكب المجاور له، ولتنظيم الإمداد بمتوسط دفق منتظم يعادل 230 متراً مكعباً على الدقيقة. ويوضح الجدول التالي سجلات دفق المجرى المائي الشهرية مقدرة بالمتر المكعب. جد مقدار الخزن اللازم لمواكبة الاستهلاك المنتظم بافتراض عدم فقدان للماء.

الشهر	حجم الماء (مليون متر مكعب)	الشهر	حجم الماء (مليون متر مكعب)
يناير	6	فبراير	40
مارس	26	إبريل	28
مايو	24	يونيو	7
يوليو	2	أغسطس	1
سبتمبر	15	أكتوبر	47
نوفمبر	62	ديسمبر	67

	Accum. Q	Wat. Vol.
يناير	6	6
فبراير	46	40
مارس	72	26
أبريل	100	28
مايو	124	24
يونيو	131	7
يوليو	133	2
أغسطس	134	1
سبتمبر	149	15
أكتوبر	196	47
نوفمبر	258	62
ديسمبر	325	67



الحل

1- المعطيات: الاستهلاك المنتظم 230 م³/دقيقة، وبيانات دفق الماء الشهرية.

2- جد الدفق التراكمي الكلي كما موضح في الجدول التالي:

الشهر	حجم الماء (مليون متر مكعب)	الدفق التراكمي (مليون متر مكعب)
يناير	6	6
فبراير	40	46
مارس	26	72
إبريل	28	100
مايو	24	124
يونيو	7	131
يوليو	2	133
أغسطس	1	134
سبتمبر	15	149
أكتوبر	47	196
نوفمبر	62	258
ديسمبر	67	325

3- ارسم منحنى دفق الكتلة (مخطط ريل) للبيانات برسم قيم الدفق التراكمي كمتغير بالنسبة للزمن.

4- جد قيمة معدل الاستهلاك المنتظم السنوي (لشهر ديسمبر) =

$$230 \text{ م}^3/\text{دقيقة} \times 60 \text{ (دقيقة/ ساعة)} \times 24 \text{ (ساعة/ يوم)} \times 365 \text{ (يوم/ سنة)} = 10 \times 120.89 \text{ م}^6/\text{سنة}.$$

5- ارسم خط السحب المنتظم من نقطة الأصل إلى النقطة (أ) على منحنى دفق الكتلة.

6- ارسم خطأ موازياً لخط السحب من النقطة التي يكون فيها الخزان ممتلئاً (ب)، ثم جد قيمة أقل تخزين

$$\text{مطلوب للمستودع لمواكبة الاستهلاك} = 10 \times 20 \text{ م}^6.$$

الفصل الخامس

القياسات المائية

1-5 المناسيب

- تصمم المنشآت المائية اعتماداً على البيانات المرصودة للمناسيب والجريان السطحي.
- (أ) المنسوب: هو ارتفاع سطح الماء فوق سطح إسناد أفقي ذي ارتفاع ثابت يسمى صفر مركز القياس.
- (ب) صفر مركز القياس: هو المنسوب على ارتفاع لا يقل عن 0.5 متراً فوق المنسوب الصفري للمراقبة.
- (ج) صفر المراقبة: هو المنسوب الذي يقاس منسوب الماء بالنسبة له عند المراقبة.
- وتقاس المناسيب بأنواع مختلفة من الأجهزة.

2-5 أنواع أجهزة قياس المنسوب

- أ. أجهزة بسيطة: عبارة عن رخامات (مساطر) تثبت على الجسور أو المنشآت، أو أوتاد.
- ب. أجهزة سلكية بثقل: للضفاف ذات الانحدار الشديد.
- ج. أجهزة قياس وتسجيل: عبارة عن آلة تسجيل المناسيب لها عوامة ويتم التسجيل بارتفاعها وانخفاضها.
- د. القياس عن بعد: ويستعمل في الأماكن البعيدة التي يصعب الوصول إليها وبها أجهزة خاصة ترسل البيانات إلى مركز المراقبة (ربما تبعد مسافة 300 كلم).

3-5 قياس الأعماق

يحدد مساحة المقطع والتدفق. والعمق هو المسافة من سطح الماء إلى قاع المجرى. وعادة يتم بعمل مجسات بقامة أو عن طريق التسجيل المستمر للمقطع بواسطة مسجل.

4-5 قياس السرعة

تقاس سرعة المياه الجارية بعدة طرق أهمها عداد السرعة current meter (البرامة المائية). ويتألف عداد السرعة من محور تثبت عليه عدة كؤوس أو زعانف تدار تحت تأثير كهربائي، وتحول الدورات إلى نبضات يسجلها عداد. وعادة يتبع العداد موصل (cable) أفقي على عرض المجرى وتقل لمقاومة التيار ليبقى العداد ثابتاً ومواجهاً للتيار. وحالياً هناك عدة أنواع لعدادات السرعة وكلها تحتاج لمعايرة من وقت لآخر لضمان دقة القياسات. ويتم المعايرة بواسطة عربة يثبت عليها العداد وتتحرك العربة بسرعة معلومة على قضيب بينما يكون العداد مغموراً في ماء ساكن. وتسجل عدد الدورات وترسم العلاقة بين سرعة العربة (وهي المقابلة لسرعة التيار عند استعمال العداد في القياسات للمياه المتحركة)، وعدد الدورات N، والعلاقة تمثلها المعادلة 1-5.

$$v = a + bN$$

5-1

حيث:

$$V = \text{السرعة (م/ث)}$$

$$a \text{ و } b = \text{ثوابت العداد}$$

$$N = \text{عدد الدورات في الثانية (دورة في الثانية، rps)}$$

عادة يحصل على السرعة المتوسطة بأحد الطرق الآتية (على عمق المجرى الأساسي): من قياسات السرعة والمساحة، أو العلاقة بين المنسوب والتدفق

(أ) **قياس التدفق:** يحسب التدفق (من قياسات السرعة والمساحة) برسم مقطع المجرى ويقسم لقطاعات جزئية رأسياً وبعد حساب السرعات المتوسطة على كل مقطع عمودي يتم الحصول على التدفق بالمعادلة 5-2.

$$Q = KV_1 A_0 + \frac{V_1 + V_2}{2} A_1 + \frac{V_2 + V_3}{2} A_2 + \frac{V_3 + V_4}{2} A_3 + \frac{V_{n-1} + V_n}{2} A_{n-1} + KV_n A_n \quad 5-2$$

حيث:

$$V_n \dots V_1 = \text{السرعات المتوسطة على القطاعات العمودية}$$

$$K = \text{عامل تجريبي} = 0.7 \text{ للجسور قليلة الإنحدار، } 0.8 \text{ شديدة الإنحدار، } 0.9 \text{ للمساء}$$

(ب) **العلاقة بين المنسوب والتدفق:** العلاقة هي $Q = f(H)$ وتسمى منحنى التدفق ويرسم من بيانات رصد التدفق والمنسوب كذلك يمكن رسم منحنى $A = f(H)$ ومنحنى $V = f(H)$. يمكن التعبير عن العلاقة $Q = f(H)$ بالمعادلة 3-5.

$$Q = a(H + H_0)^m \quad 5-3$$

حيث:

$$H_0 = \text{المنسوب عند } Q \text{ تساوي صفر}$$

$$m, a = \text{ثوابت (لتحديد } H_0 \text{ يتم تحديد المنحنى } Q = f(H))$$

لإيجاد a و m تحول العلاقة 3-5 إلى لوغاريتمية كما في المعادلة 4-5.

$$\text{Log } Q = \text{Log } a + m \text{Log}(H + H_0) \quad 5-4$$

وبعد رسم المنحنى يمكن حساب Q عند أي منسوب كما يمكن استعمال العلاقة 5-5.

$$Q = A \cdot V = AC\sqrt{RS} \quad 5-5$$

$$\text{وللخط المستقيم } y = a + bx$$

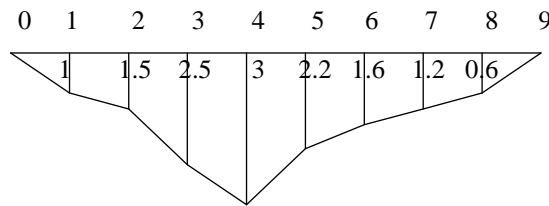
$$b = \frac{n \sum xy - \sum x \sum y}{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \quad 5-6$$

$$a = \frac{\sum y - b \sum x}{n} \quad 5-7$$

حيث:

$$n = \text{عدد مرات القياس}$$

$$x, y = \text{القيم التجريبية للقياس}$$



مثال 1-5

عُيِّرَ عداد سرعة في حوض معايرة فأعطت تجارب المعايرة القيم المبينة بالجدول (1). استعمل هذا العداد لقياس السرعة في مجرى كما مبين في الجدول (2). أحسب التدفق المار عبر مقطع المجرى، والسرعة المتوسطة للمجرى.

جدول (1)

عدد اللفات، لفة/ث	سرعة العربة، م/ث
2	0.2
3	0.4
4	0.6
5	0.8
6	1.0

جدول (2)

رقم العمود	البعد عن الشاطئ، م	العمق الحسابي، م	عمق قياس السرعة بواسطة العداد	زمن القياس، ثانية	عدد اللفات
0	0	0	0	-	-
1	1.0	1.0	0.6	18	40
2	2.0	1.5	0.3	12	40
			1.2	16	40
3	3.0	2.5	0.5	18	60
			2.0	21	60
4	4.0	3.0	0.6	15	60
			2.4	18	60
5	5.0	2.2	0.44	17	60
			1.76	22	60
6	6.0	1.6	0.32	18	60
			1.28	24	60
7	7.0	1.2	0.24	16	40
			0.96	20	40
8	8.0	0.6	0.36	20	40
9	9.0	0	-	-	-

الحل

$$V = a + bn$$

من الجدول (1):

$$N = X = 5, \Sigma X = 20$$

$$\Sigma X^2 = 90, (\Sigma X)^2 = 400$$

$$\Sigma Y = 3, \Sigma XY = 14$$

$$\Sigma X = 2 + 3 + 4 + 5 + 6 = 20$$

$$\Sigma X^2 = 4 + 9 + 16 + 25 + 36 = 90$$

$$(\Sigma X)^2 = 20^2 = 400$$

$$\Sigma Y = 0.2 + 0.4 + 0.6 + 0.8 + 1.0 = 3$$

$$\Sigma XY = (2 \times 0.2) + (3 \times 0.4) + (4 \times 0.6) + (5 \times 0.8) + (6 \times 1.0)$$

$$\Sigma XY = 0.4 + 1.2 + 2.4 + 4.0 + 6 = 14$$

$$b = \frac{n \Sigma xy - \Sigma x \Sigma y}{n \Sigma x^2 - (\Sigma x)^2} = \frac{5 \times 14 - 20 \times 3}{5 \times 90 - 400} = \frac{70 - 60}{450 - 400} = \frac{10}{50} = 0.2$$

$$a = \frac{\Sigma y - b \Sigma x}{n} = \frac{3 - 0.2 \times 20}{5} = \frac{3 - 4}{5} = \frac{-1}{5} = -0.2$$

$$\therefore V = a + bn$$

$$V = -0.2 + 0.2 N$$

باستعمال البيانات من الجدول (2) يتم الحساب كما بالجدول الأخير

$$\frac{Q}{A} = \bar{V}$$

$$\bar{V} = \frac{5.3}{13.6} = \underline{\underline{0.39}} \text{ m/sec}$$

رقم العمود	عدد اللفات	السرعة	السرعة المتوسطة على العمود	السرعة المتوسطة بين العمودين	المساحة بين العمودين	التدفق الجزئي
0	-	-	-	-	-	-
1	2.22	0.24	0.24	0.24	0.5	0.084
2	3.33	0.466	0.383	0.31	1.25	0.3875
	2.50	0.300				
3	3.33	0.466	0.42	0.4	2.0	0.80
	2.86	0.372				
4	4.0	0.60	0.533	0.48	2.75	1.32
	3.33	0.466				
5	3.53	0.506	0.43	0.48	2.6	1.248
	2.73	0.346				
6	3.33	0.466	0.383	0.41	1.9	0.779
	2.5	0.30				
7	2.5	0.30	0.25	0.32	1.4	0.448
	2.0	0.20				
8	2.0	0.20	0.20	0.23	0.9	0.207
9	-	-	-	0.20	0.3	0.03
					13.6	5.3
					المساحة A	حجم التدفق ΣQ

$$Q = \underline{5.3} \text{ m}^3/\text{sec}$$

$$A = \underline{13.6} \text{ m}^2$$

5-5 حساب التدفقات الأعظمية

تصمم المنشآت المائية اعتماداً على ما يسمى بالتدفق الأعظمي، وهو أعلى تدفق يمكن أن تتعرض له المنشأة خلال عمرها الافتراضي ولها أربعة مراتب

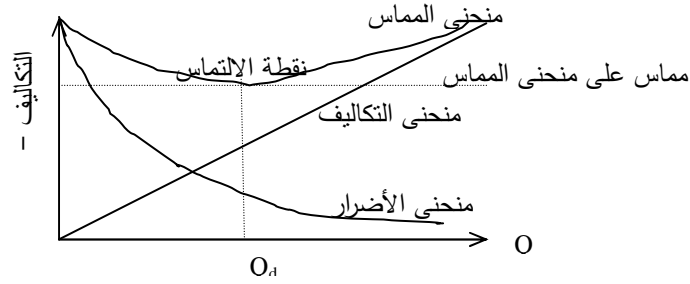
المرتببة	الأولى I	الثانية II	الثالثة III	الرابعة IV
$T/100 = P_m \%$	0.01	0.1	0.5	1
T	10000	1000	200	100

5-6 طرق حساب الفيضانات

(I) التدفق الأعظمي التصميمي المثالي: (أنظر شكل 5-1)

يشمل حساب الفيضانات تحديد زمن موجة الفيضان وشدتها اعتماداً على بيانات التدفق المرصودة. وبينت الدراسات أن أكبر تدفق ينشأ بسبب العواصف التي تساوي مدتها زمن التركيز أو تزيد عليه (فيما تبقى العوامل الأخرى ثابتة). يعني التصميم على أساس تدفق أعظمي كبير زيادة كبيرة في التكلفة؛ كما يعني التصميم على تدفق أعظمي صغير تقليل التكلفة والذي تصاحبه أضرار (ربما انهيار المنشأة). وللحصول على التدفق الأعظمي التصميمي المثالي يمكن عمل التالي (أنظر شكل 5-1):

- يرسم منحنى التكاليف مقابلاً للتدفقات الأعظمية
- يرسم في نفس الشكل منحنى الأضرار مقابلاً للتدفقات الأعظمية
- تجمع قيم المنحنيين برسم ما يسمى بمنحنى المماس
- يرسم مماس أفقي على منحنى المماس
- يسقط عمودي من نقطة التقاء المماس مع منحنى المماس إلى محور التدفق Q للحصول على Q_d وهي نقطة التدفق الأعظمي التصميمي المثالي (يقلل التكلفة والأضرار).



شكل 5-1 التدفق الأعظمي التصميمي المثالي

(II) الطرق التجريبية:

بعد دراسة لتدفقات الفيضانات لعدد كبير من أنهر العالم استنبط فولر العلاقة الممثلة في المعادلة 5-8.

$$Q_T = \bar{Q}[1 + 0.8 \text{Log} T] \quad 5-8$$

حيث:

Q_T = التدفق الأعظمي المحتمل حدوثه خلال T من السنين القادمة

\bar{Q} = التدفق المتوسط الأعظمي السنوي خلال فترة الرصد t سنة مضت

(III) الطرق الإحصائية:

يجمع بيانات تدفقات أعظمية من مختلف أنحاء العالم وضعت عدة طرق لحساب الفيضان الأعظمي المحتمل حدوثه خلال عدد من السنين

(a) كامبل وضع العلاقة 5-9.

$$F(X) = e^{-e^{-\alpha(\bar{X} - X_0)}} \quad 5-9$$

حيث:

α و X_0 ثابتين يحددان من المنحنى النظري المطابق للمنحنى التجريبي

وترتبط α و X_0 و a بالعلاقة 5-10.

$$\frac{1}{\alpha} = 0.78a; \quad X_0 = \bar{X} - 0.45a \quad 5-10$$

جدول (1-5) جدول هيوزن

مقدار التردد بالمائة											C_s'
0.0001	0.001	0.01	0.1	1	5	20	50	80	95	99	0
2.62	2.59	2.53	2.39	2.08	1.64	0.92	0	0.92-	1.64-	2.108-	0.2
3.00	2.94	2.83	2.66	2.25	1.72	0.89	0.05-	0.93-	1.56-	1.91-	0.4
3.44	3.35	3.18	2.95	2.42	1.97	0.87	0.09-	0.93-	1.47-	1.75-	0.6
3.92	3.80	3.59	3.24	2.58	1.85	0.85	0.13-	0.92-	1.38-	1.59-	0.8
4.43	4.27	4.00	3.55	2.75	1.90	0.83	0.17-	0.91-	1.30-	1.44-	1.0
4.95	4.75	4.42	3.85	2.92	1.95	0.80	0.21-	0.89-	1.21-	1.30-	1.2
5.50	5.25	4.89	4.15	3.09	1.99	0.77	0.25-	0.86-	1.12-	1.17-	1.4
6.05	5.75	5.25	4.45	3.25	2.03	0.73	0.29-	0.83-	1.03-	1.06-	1.6
6.65	6.25	5.67	4.75	3.40	2.07	0.69	0.32-	0.80-	0.95-	0.96-	1.8
7.20	6.75	6.08	5.05	3.54	2.10	0.64	0.35-	0.76-	0.87-	0.87-	2.0
7.80	7.25	6.50	5.35	3.67	2.13	0.58	0.37-	0.71-	0.79-	0.80-	

(b) فوستر وهيوزن وضعا طريقة تعتمد على ثلاثة جداول تدل على مقدار التردد بعد معرفة معامل الانعراج Coefficient of skewness وتصحيحها.

معامل الانعراج المصححة C_s' حسب المعادلة 5-11.

$$C_s' = F \cdot C_s \quad 5-11$$

حيث:

C_s و C_s' = معامل الانعراج ومعامل الانعراج المصححة على التوالي

F = معامل التصحيح

معامل التصحيح (للاستعمال في جداول فوستر وهيوزن)

في فوستر I:

$$F = 1 + \frac{6}{N} \quad 5-12$$

في فوستر III وهيوزن:

$$F = 1 + \frac{8.5}{N} \quad 5-13$$

حيث:

N = عدد التدفقات الأعظمية السنوية.

جدول (2-5) فوستر I

مقدار التردد بالمائة										C _s '
0.01	0.1	1	5	20	50	80	95	99		
3.70	3.09	2.32	1.64	0.84	0	0.84-	1.64-	2.32-	0	
4.20	3.39	2.48	1.71	0.83	0.03-	0.85-	1.59-	2.18-	0.2	
4.72	3.72	2.64	1.76	0.82	0.06-	0.85-	1.53-	2.05-	0.4	
5.30	4.08	2.80	1.81	0.81	0.09-	0.85-	1.47-	1.92-	0.6	
6.00	4.48	2.97	1.86	0.79	0.12-	0.85-	1.41-	1.80-	0.8	
6.74	4.92	3.15	1.90	0.76	0.15-	0.84-	1.34-	1.68-	1.0	
7.66	5.40	3.33	1.94	0.74	0.18-	0.83-	1.28-	1.56-	1.2	
8.66	5.91	3.50	1.98	0.71	0.20-	0.82-	1.22-	1.46-	1.4	
9.79	6.48	3.69	2.01	0.67	0.23-	0.81-	1.16-	1.36-	1.6	
11.00	7.09	3.88	2.03	0.64	0.25-	0.79-	1.10-	1.27-	1.8	
12.60	7.78	4.07	2.05	0.61	0.27-	0.77-	1.05-	1.19-	2.0	
14.30	8.54	4.27	2.07	0.57	0.29-	0.75-	0.99-	1.11-	2.2	
-	5.35	4.48	2.08	0.53	0.31-	0.73-	0.94-	1.03-	2.4	
-	10.15	4.68	2.09	0.49	0.32-	0.71-	0.89-	0.97-	2.6	
-	11.20	4.89	2.09	0.45	0.33-	0.68-	0.84-	0.91-	2.8	
-	12.30	5.11	2.08	0.41	0.34-	0.66-	0.79-	0.84-	3.0	
-	13.50	5.35	2.06	0.37	0.35-	0.64-	0.74-	0.78-	3.2	
-	-	5.58	2.04	0.32	0.36-	0.61-	0.69-	0.73-	3.4	
-	-	5.80	2.02	0.28	0.36-	0.58-	0.65-	0.67-	3.6	
-	-	6.10	1.98	0.23	0.36-	0.55-	0.61	0.62-	3.8	
-	-	6.50	1.95	0.19	0.36-	0.52-	0.56	0.58-	4.0	
-	-	7.30	1.79	0.10	0.35-	0.45-	0.47-	0.48-	4.5	
-	-	8.20	1.60	0.00	0.34-	0.39-	0.40-	0.90-	5.0	

جدول (3-5) فوستر III

مقدار التردد بالمائة											C _s '
0.0001	0.001	0.01	0.1	1	5	20	50	80	95	99	
4.76	4.27	3.73	3.09	2.33	1.64	0.84	0	0.89-	1.64-	2.33-	0
5.48	4.84	4.16	3.38	2.48	1.69	0.83	0.03-	0.85-	1.58-	2.18-	0.2
6.24	5.42	4.60	3.67	2.62	1.74	0.82	0.06-	0.85-	1.51-	2.03-	0.4
7.02	6.01	5.04	3.96	2.77	1.79	0.80	0.09-	0.86-	1.45-	1.88-	0.6
7.82	6.61	5.48	4.25	2.90	1.83	0.78	0.13-	0.86-	1.38-	1.74-	0.8
8.63	7.22	5.92	4.54	3.03	1.87	0.76	0.16-	0.86-	1.31-	1.59-	1.0
9.45	7.85	6.37	4.82	3.15	1.90	0.74	0.19-	0.85-	1.25-	1.45-	1.2
10.28	8.50	6.82	5.11	3.28	1.93	0.71	0.22-	0.84-	1.18-	1.32-	1.4
11.21	9.17	7.28	5.39	3.40	1.96	0.68	0.25-	0.82-	1.11-	1.19-	1.6
11.96	9.84	7.75	5.66	3.50	1.98	0.61	0.28-	0.80-	1.03-	1.03-	1.8
12.81	10.51	8.21	5.91	3.60	2.00	0.61	0.31-	0.78-	0.95-	0.99-	2.0
-	-	8.21	6.20	3.70	2.01	0.58	0.33-	0.75-	0.89-	0.90-	2.2
-	-	-	6.47	3.78	2.01	0.54	0.35-	0.71-	0.82-	0.83-	2.4
-	-	-	6.73	3.87	2.01	0.51	0.37-	0.68-	0.82-	0.77-	2.6
-	-	-	6.99	3.95	2.02	0.47	0.38-	0.65-	0.71-	0.71-	2.8
-	-	-	7.25	4.02	2.02	0.42	0.40-	0.62-	0.66-	0.67-	3.0

مثال 2-5

احسب الفيضان الأعظمي الذي يمكن حدوثه في نهر خلال 5، و 20، و 100، و 1000 سنة مستخدماً جداول فوستر I وفوستر III، وعلاقة فوللر، علماً بأن قيم التدفقات الأعظمية السنوية المقاسة في النهر كما بالجدول التالي:

السنة	74	75	76	77	78	79	80	81	82
m ³ /sec	18.5	22.0	35.1	19.2	28.2	51.0	16.5	18.3	13.2
83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
70.8	65.0	30.1	27.0	21.1	32.7	18.2	24.1	22.4	31.6

الحل

المتوسط الحسابي لقيم التدفق الأعظمي (n = 19)

$$\bar{X} = \bar{Q} = \frac{\sum X_i}{n} = \frac{565}{19} = \underline{\underline{29.7}} \text{ m}^3/\text{sec}$$

الانحراف المعياري القياسي $\sigma = \sqrt{S}$ Standard Deviation

$$\sigma = \sqrt{S} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} = \underline{\underline{16}}$$

معامل التغير Coefficient of Variation C_v

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} = \frac{\sigma}{\bar{Q}} = \frac{16}{29.7} = 0.54$$

معامل الانعراج Coefficient of skewness C_s

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^{N^n} \left[\left(\frac{X_i}{\bar{X}} \right) - 1 \right]^3}{(n_N - 1) C_v^3} = \underline{\underline{1.47}}$$

لاستعمال من جدول فوستر I معامل التصحيح F

$$F = 1 + \frac{6}{N} = 1 + \frac{6}{20} = 1.3$$

$$C'_s = F \cdot C_s = 1.3 \times 1.5 = \underline{\underline{1.95}}$$

لاستعمال من جدول فوستر III معامل التصحيح F

$$F = 1 + \frac{8.5}{N} = 1 + \frac{8.5}{20} = 1.425$$

$$C'_s = 1.425 \times 1.5 = \underline{\underline{2.14}}$$

من جدول فوستر I قيم التردد المقابلة لـ $C_s = 1.94$ كما بالجدول أدناه:

التردد P		20	5	1	0.1
I	$C'_s = 1.94$ $C_v = 0.54$	0.62	2.04	4.01	7.56
II	$I \times C_v$	0.33	1.10	2.17	4.08
III	$II + 1.0$	1.33	2.10	3.17	5.08
IV	$III \times \bar{X} = Q$	39.5	62.4	94.2	150.9
V	زمن التكرار	5	20	100	1000
التردد P		20	5	1	0.1
I	$C'_s = 2.13$ $C_v = 0.54$	0.59	2.01	3.66	6.11
II	$I \times C_v$	0.32	1.09	1.98	3.3
III	$II + 1.0$	1.32	2.09	2.98	4.3
IV	$III \times \bar{X} = Q$	39.2	62.1	88.5	127.7
V	زمن التكرار	5	20	100	1000

من الجدول قيم التدفقات الأعظمية في السطر IV، م/3،، محتمة الحدوث خلال الفترات في السطر V، باتباع نفس الطريقة بالنسبة لجدول فوستر III قيم التردد المقابلة لقيم $C_s = 2.3$ كما بالجدول أعلاه. علاقة فوللر:

$$Q_T = \bar{Q} (1 + 0.8 \log T)$$

$$\bar{Q} = 29.7 \text{ m}^3/\text{sec}, \quad t = 19$$

$$T = 5, 20, 100, 1000$$

$$Q_5 = 29.7(1 + 0.8 \log 5) = 46.3 \text{ m}^3/\text{sec}$$

$$Q_{20} = 29.7 \times 2.0408 = 60.6 \text{ m}^3/\text{sec}$$

$$Q_{100} = 29.7 \times 2.6 = 77.2 \text{ m}^3/\text{sec}$$

$$Q_{1000} = 29.7 \times 3.4 = 101.0 \text{ m}^3/\text{sec}$$

استخدام معامل توزيع بيرسون III Persson's Coefficient type III

عند توفر بيانات لفترة 20 إلى 30 سنة يمكن استخدام معامل توزيع بيرسون III لحساب التدفقات الأعظمية بضمان معين $P_m\%$ حسب المعادلة 5-14.

$$Q_p = \bar{Q} K_p \quad 5-14$$

حيث:

$$K_p = \text{قيم منحني التوزيع ثنائي الحد الموافق لقيمة الضمان } P_m\%$$

للحصول على التدفقات الأعظمية لفترات تكرار محددة $T = \frac{100}{P_m}$ ورسم منحني الضمان التجريبي والنظري تتبع

الخطوات التالية:

1. ترتب التدفقات تنازلياً أكبرها $m = 1$ وأصغرها $n = m$ ($n =$ عدد العناصر).

2. بحسب الاحتمال التجريبي بإحدى العلاقات التالية:

$$P_m = \frac{m-0.3}{n+0.4} \times 100 \quad (C = 2 C_v) \quad 5-15a$$

$$P_m = \frac{m-0.5}{n} \times 100 \quad (C_s > 2 C_v) \quad 5-15b$$

$$P_m = \frac{m-0.4}{n+0.2} \times 100 \quad (C_s < 2 C_v) \quad 5-15c$$

$$P_m = \frac{m}{n+1} \times 100 \quad 5-15d$$

3. يرسم منحى الضمان التجريبي على ورق خاص لتحويل منحى التوزيع لمستقيم يُحدد، وتُحدد قيم التدفقات ذات الضمانات الصغيرة

$$4. \text{ تحسب القيم } \bar{X}, C_v, \text{ و } C_s \text{ بفرض قيمة إلى } \frac{C_s}{C_v}, \text{ عادة } C_s \geq 2C_v$$

5. من جدول قيمة انحراف ترتيب منحى التوزيع ثنائي الحد عن الترتيب الوسطي $\phi(P, C_s) = \frac{K_p - 1}{C_v}$

$$\text{ودخولاً بقيمة } C_s \text{ تقرأ قيمة } \phi = \frac{K_p - 1}{C_v}$$

6. تحسب قيمة K_p لكل ضمان من العلاقة 5-16.

$$K_p = 1 + \phi C_v \quad 5-16$$

7. تحسب التدفقات الأعظمية بالضمانات المختلفة من العلاقة 5-17.

$$Q_p = \bar{Q} K_p \quad 5-17$$

8. يرسم منحى الضمان النظري مع رسم الضمان التجريبي.

9. يكون اختبار قيمة C_s صحيحاً إذا تطابقت قيم المنحنى النظري مع التجريبي، وإلا تؤخذ قيمة أخرى لقيمة C_s

عند تصميم منشأة من المرتبة الأولى I ($P_m = 0.01\%$) يجب إضافة قيمة تصحيح ΔQ_p لتلافي أخطاء تخفيض قيمة التدفق الأعظمي لقصر فترة المراقبة، وتحسب بالعلاقة 5-18.

$$\Delta Q_p = \frac{a E_p}{\sqrt{n}} \times Q_p \quad 5-18$$

حيث:

$$a = \text{عامل تتراوح قيمته بين } 0.7 - 1.5$$

$E_p =$ قيمة تعبر عن درجة تغيير التدفقات الأعظمية كما مبين بالجدول 5-4.

جدول 5-4 درجة تغيير التدفقات الأعظمية

معامل التغيير	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2
$E_p = 0.01\%$	0.25	0.45	0.64	0.8	0.97	1.12	1.26	1.4	1.56	1.71	1.89	2.06

تؤخذ قيم ΔQ_p بما لا يزيد عن 20% من قيمة Q_p وفي هذه الحالة $Q'_p =$ التدفق الأعظمي المصحح ويحسب من المعادلة 5-19.

$$Q'_p = Q_p + \Delta Q_p \quad 5-19$$

إذا كان هناك تدفق أعظمي وحيد معلوم تاريخياً أنه أكبر تدفق أعظمي خلال N سنة و $N > n$ تحسب قيم \bar{Q} و C_v من المعادلتين 5-20 و 5-21.

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \left(Q_N + \frac{N-1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \right) \quad 5-20$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left[\left(\frac{Q_N}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_i}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 \right]} \quad 5-21$$

حيث:

$$\bar{Q} = \text{التدفق الأعظمي المتوسط خلال } N \text{ سنة}$$

N = الفترة الزمنية التي لم يزد خلالها التدفق عن Q_N

$$\text{مجموع التدفقات الأعظمية خلال } n \text{ سنة} = \sum_{i=1}^n Q_i$$

إذا كان Q_N ضمن السلسلة المستمرة ومعلوم أنه الأعظمي طول N سنة فإن قيم \bar{Q} و C_v تحسب من المعادلة 5-22.

$$\bar{Q} = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n Q_i \right) \quad 5-22$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left(\frac{Q_N}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_i}{\bar{Q}} - 1 \right)^2} \quad 5-23$$

في حالة وجود أكثر من تدفق أعظمي واحد في السنة والتي تشمل كل التدفقات التي تساوي أو تزيد عن أصغر تدفق سنوي أعظمي في السلسلة، خطوات الحل كما هي إلا أن T تحسب كما في المعادلة 5-24.

$$T = \frac{100n}{mP_m} \quad 5-24$$

حيث:

m = عدد التدفقات الأعظمية خلال n سنة.

كما يمكن استعمال هذه المعادلة لزيادة عناصر السلسلة التي عددها أقل من 15 سنة.

5-7 حساب التدفقات الأعظمية عند عدم توفر القياسات باستخدام المعادلات التجريبية

(أ) علاقة سكولوفسكي: وهي سلسلة من المعادلات:

$$Q_{\max} = \frac{0.28(H_t - H_o)\alpha A}{t_s} f \delta + Q' \quad 5-25$$

حيث:

H_t = كمية الأمطار الناتجة عن هطول استمراريته T ، ملم

H_o = الضياعات المطرية، ملم

α = معامل الجريان

A = مساحة الحوض الساكب (كلم²)

t_s = زمن صعود المخطط المائي = زمن التركيز

f = معامل شكل المخطط المائي

δ = معامل تخفيض تجمع الماء في البحيرات والمستنقعات

Q' = المياه الجوفية قبل الهطول

$$T = \mu t_s \quad 5-25a$$

$$\mu = (t_s + 1)^{0.2} \quad 5-25b$$

$$H = H_t = i.t \quad 5-25c$$

حيث:

t = شدة العاصفة

T = استمرارية العاصفة (دقيقة)

$$\alpha = Q_N \frac{0.28HA}{t_s} f \quad 5-25d$$

حيث:

Q_N = التدفق الأعظمي المعروف في المنطقة المدروسة

$$f = \frac{12}{4 + 3\gamma} \quad 5-26a$$

حيث:

γ = نسبة صعود المخطط المائي إلى زمن هبوطه = 2 للأنهار الصغيرة فيما هي 2.5 إلى 3 للأنهار المتوسطة، و 4 للأنهار الكبيرة.

$$\delta = 1 - 0.7 \log (1 + \alpha_o + 0.2\beta_o) \quad 5-26b$$

حيث:

α_o = معامل البحيرات = نسبة مساحة البحيرات لمساحة الحوض الكلية.

β_o = معامل المستنقعات

$$Q' = \frac{M_o A}{1000} \quad 5-26c$$

M_o = معامل الجريان السنوي $L/sec.1 km^2$

Q' تعتبر صغيرة جداً مقارنة مع التدفق الأعظمي وعادة تهمل

$$t_c = \frac{L}{3.6V} \text{ hr} \quad 5-26d$$

L = طول المجرى من المنبع إلى المقطع km

V = السرعة الأعظمية m/sec المتوسطة للمقطع

5-8 الطريقة المنطقية (علاقة شدة التدفق الجوية)

أكثر المعادلات شيوعاً لحساب التدفق الأعظمي للأنهار بأحواض ساكنة صغيرة $A \leq 50 km^2$

$$Q_p = 16.7 i_{t,p} \alpha \cdot \delta \cdot A \quad 5-27$$

حيث:

A, δ, α = كما عرفت سابقاً

Q_p = التدفق الأعظمي بضمان $P\%$

$i_{t,p}$ = شدة الهطل الأعظمية المتوسطة من هطول زمنه يساوي زمن تركيز الحوض الساكن بضمان $P\%$

(ملم/دقيقة)

للحصول على $i_{t,p}$

1- تحدد القيمة الأعظمية السنوية للهطل للفترات $t = 5, 10, 20, \dots, 1440 \text{ min}$ بالإضافة للقيمة السنوية الأعظمية

للهطل اليومي h_{day} من مقياس أمطار عادي مع ملاحظة أن $h_{1440} \geq h_{day}$

2- ترتب القيم الأعظمية السنوية H_t لكل فترة هطل تنازلياً، وبحسب الضمان التجريبي لكل قيمة

3- يرسم منحني الضمان التجريبي لقيمة الهطل $H_t = f_1(P)$ وبعده منحني الضمان التجريبي لشدة الهطل

$$i_t = \frac{H_t}{t} = f_2(P) \quad 5-28$$

من هذه المنحنيات وحسب قيمة $P\%$ المطلوبة تحدد شدة الهطل المقابلة لكل فترة هطول ويرسم المنحني

عند ثابت $P = \text{Const}$ $i = f_3(t)$

تسمى هذه المنحنيات بمنحنيات تخفيض الهطل وهي الأساس لحساب شدة الهطل لفترة الهطول (t=tc) حيث tc = زمن التركيز لذات الضمان P%.

مثال 3-5

يبين الجدول التدفقات الأعظمية السنوية لنهر

81	80	79	78	77	76	75	74	73	72	71	19 70	السنة
18.3	16.5	51.0	28.2	19.2	35.1	27.0	18. 5	-	-	-	-	q m ³ /sec
	92	91	90	89	88	87	86	85	84	83	82	السنة
	31.6	22.4	24.1	18.2	32.7	21.1	27. 0	30. 1	65. 0	70. 8	13. 2	q m ³ /sec

المطلوب:

- 1- رسم منحنى الضمان النظري ومقارنته بقيم الضمان التجريبي
- 2- تحديد التدفق الأعظمي التصميمي لمنشأة مائية من المرتبة الأولى I

الحل

ترتيب عناصر السلسلة تنازلياً (كما مبين بالجدول)

الرقم المسلسل	العام	التدفق التنازلي	$k = \frac{X_i}{\bar{X}}$	k - 1	(k - 1) ²	$P_m \% = \frac{m-0.3}{n+0.4} \times 100$
1	1983	70.8	2.384	1.384	1.915	3.6
2	1984	65.0	2.189	1.189	1.414	8.8
3	1979	51.0	1.717	0.717	0.514	13.9
4	1976	35.1	1.182	0.182	0.033	19.1
5	1988	32.7	1.101	0.101	0.010	24.2
6	1992	31.6	1.064	0.064	0.0041	29.4
7	1985	30.1	1.013	0.013	0.0002	34.5
8	1978	28.2	0.949	0.051-	0.0025	39.7
9	1986	27.0	0.909	0.091-	0.0083	44.8
10	1990	24.1	0.811	0.189-	0.0357	50.0
11	1991	22.4	0.754	0.246-	0.0605	55.2
12	1975	22.0	0.741	0.259-	0.0671	60.3
13	1987	21.1	0.710	0.296-	0.0841	65.5
14	1977	19.2	0.646	0.354-	0.1250	70.6
15	1974	18.5	0.623	0.377-	0.1420	75.8
16	1981	18.3	0.616	0.384-	0.1470	81.0
17	1989	18.2	0.613	0.387-	0.1500	86.0
18	1980	16.5	0.556	0.444-	0.1970	91.0
19	1982	13.2	0.444	0.556-	0.3100	96.0
Σ		565.0			5.2196	

يحسب الضمان التجريبي من المعادلة

$$P_m = \frac{m-0.3}{n+0.4}$$

تحسب الثابت

$$\bar{X} = \bar{Q}, \sigma, C_v$$

$$\bar{Q} = \frac{\sum Q}{N} = 29.7 \text{ m}^3/\text{sec}$$

$$\sigma = \sqrt{S} = \sqrt{\frac{\bar{X}^2 \sum (k-1)^2}{n-1}} = 16$$

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} = \sqrt{\frac{\sum (k-1)^2}{n-1}} = 0.54$$

$$\sigma = \sqrt{S} = \sqrt{\frac{\bar{X}^2 \sum (k-1)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{29.7^2 \times 5.2196}{18}}$$

$$\sigma = 15.99 \approx 16$$

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} = \frac{16}{29.7} = 0.538 \approx 0.54$$

بافتراض أن

$$C_s = 3.5 C_v$$

$$C_s = 3.5 \times 0.54 = 1.9$$

ينظم الجدول التالي باتباع الخطوات واستعمال جدول قيمة انحراف ترتيب منحنى التوزيع ثنائي الحد لإيجاد قيمة

ϕ ثم C_v ، ثم k_p ثم $k_p \bar{Q} = Q$ وترسم قيم $P\%$ النظرية والتجريبية مع قيم Q على ورق الاحتمالات (إذا وجد

التطابق تكون C_s صحيحة)

من الجدول التدفق التصميمي للمنشأة من المرتبة الأولى (I) $P = 0.01\%$ هو $Q_{0.01} = 157.7 \text{ m}^3/\text{sec}$

لتلافي حدوث أخطاء تضاف قيمة التصحيح ΔQ_p إلى Q

$$\Delta Q_p = \frac{\alpha E_p}{\sqrt{n}} Q_p, \quad \alpha = 1.5 \quad 5-29$$

من جدول معامل التغيير مع $E_{P0.01}\%$ $C_v = 0.54$

$$E_p = 1.03 \quad n = 19$$

$$\Delta Q_p = \frac{1.5 \times 1.03}{\sqrt{19}} \times 157.7 = 55.88 \text{ m}^3/\text{sec}$$

بما أن أكبر من 20% من التدفق الأعظمي Q_p عليه تؤخذ 20% من Q_p ليصير

$$Q = 157.7 + 157.7 \times 0.2 = 157.7 + 31.54 = 189.24 \text{ m}^3/\text{sec}$$

95	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	1	0.1	0.01	P% للضمان
-	-	-	-	-	-	-	0.22	0.63	1.31	1.99	3.55	5.77	7.98	ϕ
0.98	0.92	0.79	0.64	0.48	0.29	0.07								$M_p = \phi C_v$
-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.34	0.71	1.07	1.92	3.12	4.31	$K_p = 1 + M_p$
0.53	0.50	0.43	0.35	0.26	0.16	0.04								$Q = \frac{Q}{k_p \bar{Q}}$
0.47	0.50	0.57	0.65	0.74	0.84	0.96	1.12	1.34	1.71	2.07	2.92	4.12	5.31	
13.9 6	14.9	16.9	19.3	21.9 8	24.9	28.5	33.3	39.8	50.8	61.5	86.7	122. 4	157. 7	

2-9 الإحصاء والاحتمالات

(أ) الإحصاء Statistics جميع البيانات ومعالجتها

(ب) الاحتمال Probability احتمال الحدوث اعتماداً على معطيات إحصائية

• متحولات إفرادية عشوائية variables مستمرة تابعة للزمن - درجات الحرارة continuous

إفرادية عشوائية غير مستمرة (تغيير في مجال محدد) عدد أيام الهطل في الشهر discrete

عرض البيانات: تستخدم أطر عرض البيانات للمقارنة واستنتاج قانون ما. وتضم طرق العرض: الجداول والمستطيلات والاعمدة والخط المنكسر (الخط البياني) والخط المنحني والدائرة (اللوحة الدائرة) والطريقة التصويرية.

التوزيعات التكرارية Frequency distribution: الفيضانات الاعظمية لمجرى مائي Q (متر مكعب على الثانية) خلال سنة كانت كما يلي: 17، 20، 19، 19، 20، 15، 18، 12، 15، 14، 18، 15، 17، 20، 19، 14، 20، 11، 13، 15، 15، 18.

Σx_i	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	الفيضانات x_i
$\Sigma f_i = 22$	4	3	3	2	0	5	2	1	1	1	التكرار f_i

= المدى range

$$\text{range} = x_{\max} - x_{\min} = 20 - 11 = 9$$

عدد الفئات عادة (5 إلى 15) خذ 10

$$\text{طول الفئة} = \text{المدى} \div \text{عدد الفئات} = 9 \div 10 \approx 1$$

مثال 4-5

التدفقات الاعظمية السنوية لمجرى كما مبينة على الجدول التالي:

جدول التدفقات الأعظمية

29	30	32	39	38	38	44	28	33	35
31	37	19	42	34	25	33	31	35	37
40	32	26	30	33	39	44	45	26	31
31	34	36	41	36	27	30	31	32	37
40	39	31	34	25	30	38	43	35	38

حدود الفئة	الحدود الفعلية	مراكز الفئات	التكرارات f_i	التكرار النسبي %	التكرار المتجمع
45 - 49	44.5 - 49.5	47	3	0.06	3
40 - 44	39.5 - 44.5	42	7	0.14	10
35 - 39	34.5 - 39.5	37	14	0.28	24
30 - 34	29.5 - 34.5	32	19	0.38	43
25 - 29	24.5 - 29.5	27	7	0.14	50
			$\Sigma f_i = 50$	$\Sigma P_i = 1.0$	

لإنشاء التوزيع التكراري

$$(1) \text{ عدد الفئات بالتقريب } \approx \sqrt{50} = \sqrt{N} \approx 7$$

عادة (5 - 15) نأخذ 5 للسهولة

(2) المدى: $\text{Range} = 49_{(\text{max})} - 25_{(\text{min})} = 24$

(3) طول الفئة Class interval = المدى ÷ عدد الفئات = $24 \div 5 \approx 5$

بالترتيب التنازلي الحد الأكبر = 49

الحد الأعلى للفئة الأولى = Class limit = 49

الحد الأعلى الفعلي للفئة الأولى = $49 + 0.5 = 49.5$

الحد الأدنى الفعلي للفئة الأولى = $49.5 - 5$ (طول الفئة) = 44.5

الحد الأدنى للفئة الأولى = $44.5 + 0.5 = 45$

الفئة الأولى الحدين الحدين الفعليين

44.5 - 49.5 45 - 49

مركز الفئة = $\bar{X}_i = \frac{49+45}{2} = 47$

التكرار النسبي = تكرار الفئة ÷ المجموع الكلي للتكرارات = للفئة 49 - 45

التوزيع التكراري النسبي $\frac{f_i}{N} = \frac{3}{50} = 0.06 = 6\%$

Cumulative Frequency Distribution التوزيع التكراري المتجمع

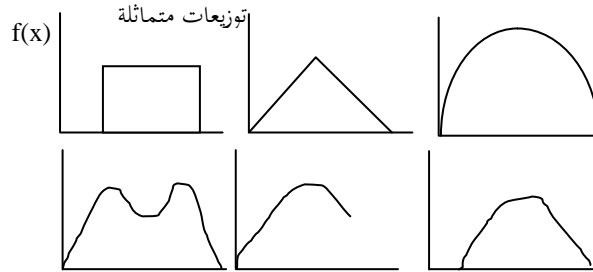
القياسات التي تساوي أو تزيد على قيمة معينة

عدد السنين التي تكون فيها $X \geq 35$ ← التكرار للتجاوز (من الجدول)

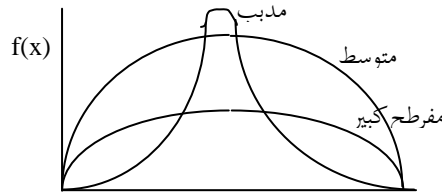
$3 + 7 + 14 = 24 \text{ yr}$

معامل توزيع الاحتمالات للتجاوز = قيم منحنى الاستمرار للتجاوز ÷ عدد عناصر السلسلة 30-5

مثلاً $0.48 = 25 \div 12 = 50 \div 24$



توزيعات ملتوية



شكل 5-2 أشكال التوزيعات التكرارية

Averages & Measures of Central Tendency النزعة المركزية ومقاييسها:

النزعة المركزية تصف البيانات عددياً ومقاييسها تعين موقع التوزيع التكراري

(أ) المتوسط الحسابي: Arithmetic Mean هو مجموع المشاهدات مقسوماً على عددها {37}.

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{N} \quad 5-31$$

عدد البيانات = N

$$\bar{X} = \frac{X_1 f_1 + X_2 f_2 + \dots + X_k f_k}{f_1 + f_2 + \dots + f_k} = \frac{\sum X_i f_i}{N} \quad 5-32$$

حيث:

مركز الفئات = X_1, X_2, \dots, X_k

عدد الفئات = k

التكرارات المقابلة = f_1, f_2, \dots, f_k

$$\bar{X} = \frac{N_1 \bar{X}_1 + N_2 \bar{X}_2}{N_1 + N_2} \quad 5-33$$

$$\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}) = 0 \text{ معلومة}$$

مجموعتين

$\bar{X}_1 = N_1$ المتوسط الحسابي لمجموعة عددها

$\bar{X}_2 = N_2$ المتوسط الحسابي لمجموعة عددها

لأكثر من مجموعتين: هو مقياس للنزعة المركزية داخل مجموعة بيانات مرتبة حسب قيمها، وهو القيمة النموذجية أو الممثلة لمجموعة من البيانات {37}.

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^N N_i X_i}{\sum N_i} \quad 5-34$$

حيث:

عدد مجموع القيم = N

المتوسط الهندسي: Geometric Mean العدد المقابل للوغاريتم الوسط الحسابي للوغاريتمات المشاهدات.

$$G = \sqrt[N]{X_1 \cdot X_2 \cdot \dots \cdot X_N} \quad 5-35$$

$$G = \sqrt[N]{X_1^{f_1} \cdot X_2^{f_2} \cdot \dots \cdot X_N^{f_N}} \quad 5-36$$

$$N = \sum_{i=1}^k f_i \quad 5-37$$

المتوسط التربيعي: Root Mean Square

$$\bar{X}^2 = \frac{\sum X^2}{N} \quad 5-38$$

$$\bar{X}^2 = \frac{\sum_{i=1}^k X_i^2 \cdot f_i}{N} \quad 5-39$$

الوسيط: Median: في أعداد مرتبة تصاعدياً أو تنازلياً الوسيط هو الأوسط إذا الأعداد فردية – ومتوسط العددين الأوسطين إذا الأعداد زوجية. (هو القيمة التي تقسم المشاهدات إلى قسمين متساويين).

الموال: Mode: القيمة التي يكون تكرارها أكبر من تكرار القيم المجاورة لها. (القيمة الأكثر شيوعاً، أو القيمة التي تتكرر أكثر من غيرها).

مقاييس التشتت: Dispersion or Variation: توضح مدى اختلاف البيانات أو مجال التغيير بعد حذف البيانات الشاذة

(أ) الانحراف المتوسط: Mean Deviation (MD) هو الوسط الحسابي للقيم المطلقة لانحرافات كل مشاهدة عن وسطها الحسابي.

$$MD = \frac{\sum |X_i - \bar{X}|}{N} \quad 5-40$$

$$MD = \frac{\sum |X_i - \bar{X}| f_i}{N} \quad 5-41 \quad \text{التوزيع التكراري}$$

(ب) التباين: Variance (S) هو انحراف المشاهدات عن وسطها الحسابي.

$$S = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N-1} \quad 5-42$$

$$S = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 f_i}{N-1} \quad 5-43 \quad \text{التوزيع التكراري}$$

(ج) الانحراف المعياري القياسي: Standard Deviation (σ) هو الجذر التربيعي الموجب للتباين، أو هو الجذر التربيعي لمتوسط مربعات انحرافات مجموعة من القيم عن وسطها الحسابي.

$$\sigma = \sqrt{S} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N-1}} \quad 5-44$$

$$\sigma = \sqrt{S} = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2 f_i}{N-1}} \quad 5-45 \quad \text{التوزيع التكراري}$$

(د) معامل التغيير: Coefficient of Variation (C_v)

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} \quad 5-46$$

أو يمكن التعبير عنه كنسبة مئوية في المعادلة 5-47.

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} \times 100 \quad 5-47$$

(هـ) معامل الانعراج: Coefficient of Skewness (C_s)

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{X_i}{\bar{X}} \right) - 1 \right]^3}{(N-1)C_v^3} \quad 5-48$$

إذا كان التوزيع متماثلاً $C_s = 0$ ، فإما أن يكون انعراج يميني وفيه $C_s > 0$ ، أو يكون الانعراج مساوياً $C_s < 0$

مثال 5-5

البيانات في الجدول متوسط تدفقات نبع (باللتر في الثانية) خلال أشهر السنة لمدة أربعين عاماً

70.2	71.9	67.2	60.4	60.1
65.2	64.1	62.3	61.8	61.0
64.5	63.7	63.1	62.8	61.9
65.7	64.4	65.2	64.1	63.6
64.3	66.3	67.4	68.2	69.1
66.5	69.4	69.3	67.5	68.3
71.6	71.3	68.2	70.5	70.2
64.7	64.9	67.3	68.3	66.2

- (أ) رتب البيانات في توزيع تكراري مناسب
(ب) احسب التكرار النسبي، والتكرار النسبي المئوي
(ج) ارسم المدرج والمضلع التكراريين، والمضلع التكراري المتجمع
(د) احسب الوسيط والمتوسط الحسابي من البيانات الأولية
(هـ) احسب المنوال التقريبي لهذا التوزيع
(و) احسب التباين، والانحراف المتوسط، والانحراف المعياري، ومعامل التغير، ومعامل الانعراج من التوزيع التكراري.

الحل

رقم الفئة	حدود الفئات	الحدود الفعلية للفئات	التكرار	مركز الفئات	التكرار النسبي	التكرار النسبي المئوي	التكرار المتجمع
1	70.0 – 71.9	69.95 – 71.95	6	70.95	0.15	15	6
2	68.0 – 69.9	67.95 – 69.95	7	68.95	0.175	17.5	13
3	66.0 – 67.9	65.95 – 67.95	7	66.95	0.175	17.5	20
4	64.0 – 65.9	64.0 – 65.95	10	64.95	0.25	25	30
5	62.0 – 63.9	61.95 – 63.95	5	62.95	0.125	12.5	35
6	60.0 – 61.9	59.95 – 61.95	5	60.95	0.125	12.5	40
Σ			40		1.000	100.0	

$$(أ) \text{ عدد الفئات } k = \sqrt{N} = \sqrt{40} \approx 6$$

$$\text{المدى} = 71.9 - 60.1 \approx 11.8$$

$$\text{طول الفئة} = \text{المدى} \div \text{عدد الفئات} = 11.8 \div 6 \approx 2$$

$$\text{الحد الأعلى للفئة الأولى} = 71.9 + 0.05 = 71.95$$

$$\text{الحد الأعلى للفئة الأولى} = 71.9$$

$$\text{الحد الأدنى الفعلي للفئة الأولى} = 71.95 - 2 = 69.95$$

$$\text{الحد الأدنى للفئة الأولى} = 69.95 + 0.5 = 70.0$$

$$\text{حدود الفئات} \quad 70 - 71.9 \quad \text{اطرح } 2 \quad 68 - 69.9$$

$$\text{الحدود الفعلية} \quad 69.95 - 71.95 \quad \text{اطرح } 2$$

الباقي كما بالجدول

$$(ب) \text{ الوسيط (زوجي)} = \frac{65.7 + 66.2}{2} = 65.95$$

$$(د) \text{ المتوسط الحسابي} = \frac{\Sigma X}{N} = \frac{2641.8}{40} = 66.05$$

البيانات حسب قيمتها المتزايدة

63.1	62.8	62.3	61.9	61.8	61.0	60.4	60.1
64.7	64.5	64.4	64.3	64.1	64.1	63.7	63.6
67.2	66.5	66.3	66.2	65.7	65.2	65.2	64.9
69.1	68.3	68.3	68.2	68.2	67.4	67.4	67.3
71.9	71.6	71.3	70.5	70.2	69.4	69.4	69.3

(هـ) المنوال (ارجع إلى ج) الفئة الرابعة بالتقريب 64.95

(و) التباين S

$$S = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^2}{N-1} = \underline{10.22}$$

$$\underline{2.7} = \frac{\sum |x_i - \bar{X}|}{N} = \text{MD الانحراف المتوسط}$$

$$\underline{3.2} = \sqrt{S} = \sigma \text{ الانحراف المعياري}$$

$$0.0484 = \frac{3.2}{64.95} = \frac{\sigma}{\bar{X}} = C_v \text{ معامل التغير}$$

$$C_v = \underline{4.84} \%$$

$$\frac{\sum \left[\left(\frac{x_i}{\bar{X}} \right) - 1 \right]^3}{(N-1)C_v^3} = C_s \text{ معامل الانعراج}$$

$$C_s = \underline{0.087}$$

Probability: الاحتمال:

(أ) الحادثة: Event هي كل أمر حقيقة يمكن من نتيجة التجربة حدوثها أو عدم حدوثها.
 (ب) احتمال الحادثة: عند مقارنة الحوادث ببعضها رقمياً تربط برقم معين (اختبار احتمال حدوث الحادثة المؤكدة كوحدة قياس).

(ج) الحادثة المؤكدة: هي التي ستحدث من نتيجة التجربة بكل تأكيد (ويعرض لها واحد صحيح)

(د) الحوادث الممكنة: هي التي ستحدث من نتيجة التجربة باحتمال يقدر بجزء أقل من واحد صحيح.

القوانين الرياضية لنظرية الاحتمالات الإحصائية خاصة بالظواهر العشوائية والمتغيرات العشوائية الهيدروليكية محتمل من نتيجة التجربة أن هذه القيمة أو تلك بدون معرفة النتيجة مسبقاً - إذا كان من الممكن تحديد إمكانية حدوث هذه المتغيرات العشوائية فإنها تعتبر منفصلة (غير مستمرة مثل عدد أيام فيضان النهر خلال عام - عدد أيام Q تكون أقل أو أكثر من قيمة معلومة عدد مرات جفاف النهر في الصيف - عدد أيام الهطول في الشهر ... الخ) - وتكون غير منفصلة (مستمرة مع بعضها لزمان أو مسافة محددتين مثل تغيير أعماق النهر على طولها، وتغيير التدفق مع الزمن، وتغيير درجات الحرارة مع الزمن).

الاحتمال P يعرف

$$P = \frac{\text{عدد الحالات المناسبة}}{\text{عدد الحالات الممكنة}} = \frac{m}{n} \quad 5-49$$

$$\text{احتمال ظهور الرقم (3) عند رمي الزهر (X=3) هو } P(X=3) = \frac{1}{6}$$

احتمال ظهور رقم أقل من أو مساوٍ إلى (3)

$$P(X \leq 3) = \frac{3}{6}$$

القيم العشوائية المستمرة المتصلة إمكانية حدوثها لا نهائية $X < x$ (احتمال عدم التجاوز)

القيم العشوائية المنفصلة $P_i = X_i$

القيم العشوائية المستمرة تابع لعامل توزيع القيمة العشوائية x على نحو

$$F(x) = P(X < x)$$

ويُعتبر معامل التوزيع $F(x)$ صفة عامة للمتغيرات العشوائية المنفصلة والمتصلة

$$F(x_2) < F(x_1) \quad \text{أ) عندما } x_2 > x_1 \text{ فإن}$$

$$F(-\infty) = 0 \quad \text{ب) عندما } x = -\infty \text{ فإن}$$

$$F(+\infty) = +1 \quad \text{ج) عندما } x = +\infty \text{ فإن}$$

يوضع معامل التوزيع بشكل متناقص لقيم x ويتم الحصول على معامل ضمان القيمة العشوائية (P_m) (احتمال

التجاوز) $P_m = P(X > x)$ بحيث

$$P_m + F(x) = 1 \rightarrow \text{أو} \rightarrow P_m = 1 - F(x)$$

يمكن تعريف الاحتمال بالمعادلة 5-50.

$$P(X_i) = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{h(x_i)}{n} \quad 5-50$$

حيث:

$P(X_i)$ = نسبة التكرار المطلق إلى المجموع الكلي لعدد العناصر

هذا التعريف صحيح عندما يكون عدد العناصر بالسلسلة لا نهائي، وعندما يكون عرض المجال ΔX صغيراً جداً. وفي هذه الحالة يتحول مضع التكرار إلى منحنى توزيع الاحتمال التفاضلي أو كثافة الاحتمال الذي كتب بالمعادلة 5-51.

$$f(x) = \frac{h(x_i)}{n} \quad 5-51$$

بتكامل معامل كثافة الاحتمال $f(x)$ يحصل على معامل توزيع الاحتمال $F(x) = P(X < x)$

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx \quad 5-52$$

إن معامل التوزيع $F(x)$ هو المساحة تحت منحنى التوزيع الواقعة يسار المقطع x

$$\text{بتكامل } F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx \text{ تساوي واحد}$$

$$\int_{-\infty}^x f(x) dx = 1.0 \quad 5-53$$

معامل كثافة الاحتمال: يستخدم معامل كثافة الاحتمال لإيجاد وصف احتمالي للقيم الآتية للمتحول العشوائي. والتوزيع الطبيعي (الغوسي) Normal Gaussian Distribution . من أهم التوزيعات الاحتمالية المستمرة ويوصف بالمعادلة 5-54.

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}} \quad 5-54$$

حيث:

$$-\infty < x < \infty$$

ويعطي احتمال الحادثة x بين a و b :

$$P(a \leq x \leq b) = \int_a^b f(x) dx \quad 5-55$$

المعامل $f(x)$ منحنياً يشبه الجرس متمائل حول الخط العمودي على النقطة $x = \bar{x}$ ويقارب الصفر عندما $x \rightarrow \pm\infty$ وله نقطتا انعطاف متناظرتان بالنسبة للمستقيم $x = \bar{x}$ فصلاهما $\bar{x} \pm \sigma$
حيث:

\bar{x} تعين مركز التوزيع

σ تعين انحرافه المعياري

(أ) إذا تحركت \bar{x} (المتوسط الحسابي) إلى اليمين أو اليسار ينتقل مركز التوزيع معها مع بقاء شكل المنحنى كما هو .

(ب) إذا تغيرت قيمة σ مع \bar{x} ثابتة يتناقص تشتت المنحنى حول المركز مع تناقص σ .

(ت) عندما تتغير قيمتا \bar{x} و σ يتغير مركز التوزيع ويتباعد منحناه حول المركز

ميزات التوزيع الطبيعي

- متمائل حول العمودي على \bar{x} على شكل جرس وله قمة واحدة (منوال واحد)
- يتقارب طرفاه للصفر عند $x \rightarrow \pm\infty$
- المساحة تحت منحناه تساوي 1.0

ويعرف التوزيع الطبيعي المعياري بأنه التوزيع الطبيعي الذي يكون متوسطه الحسابي $\bar{x} = 0$ وانحرافه المعياري $\sigma = 1$ وتعطى معامل كثافته الاحتمالي بالعلاقة 5-56.

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{x^2}{2}} \quad 5-56$$

الظاهرة الطبيعية ذات المتحول العشوائي X الغائصة للتوزيع الطبيعي ذي المتوسط الحسابي \bar{x} والانحراف المعياري σ فالمتغير Z

$$Z = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} \quad 5-57$$

حيث:

Z = المتغير القياسي Standard Variable (لا بعدي)

يخضع لقانون التوزيع الطبيعي ومعامل كثافة احتماله تعطي بالمعادلة 5-58.

$$\phi(Z) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{Z^2}{2}} \quad 5-58$$

المساحة المحصورة تحت التوزيع الطبيعي ضمن أي مجال لقيم X ترتبط بقيمتي $\sigma - \bar{x}$ ولا يمكن وضع جداول لجميع قيم \bar{x} و σ لذلك يحول التوزيع الطبيعي لتوزيع معياري والذي يعطى معامل كثافته الاحتمالي بالمعادلة 5-59.

$$\phi(Z) = \frac{e^{-\frac{Z^2}{2}}}{\sqrt{2\pi}} \quad 5-59$$

حيث:

$$-\infty < Z < \infty$$

وكل قيمة من قيم Z تقابلها قيمة من قيم $\phi(Z)$ (الجدول الأول)

لأهمية التوزيع الطبيعي المعياري تحسب التكاملات في المعادلة 5-60.

$$\int_{-\infty}^Z \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{2Z^2}{2}} dZ \quad 5-60$$

وتمثل هذه التكاملات مساحة السطح المحصور بين المنحنى المرسوم $\phi(Z)$ ومحور الفواصل والجدول 5-5 يمثل مساحة السطح تحت منحنى التوزيع الطبيعي المعياري لقيم Z (إلى 0)

الجدول 5-6 مساحة السطح تحت منحنى التوزيع الطبيعي المعياري لقيم Z

0.09	0.08	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	Z
0.5359	0.5319	0.5279	0.5239	0.5199	0.5160	0.5120	0.5080	0.5040	0.5000	0.0
0.5753	0.5714	0.5675	0.5636	0.5596	0.5557	0.5517	0.5478	0.5438	0.5398	0.1
0.6141	0.6103	0.6064	0.6026	0.5987	0.5948	0.5910	0.5871	0.5832	0.5793	0.2
0.6517	0.6480	0.6443	0.6406	0.6368	0.6331	0.6293	0.6255	0.6217	0.6179	0.3
0.6879	0.6844	0.6808	0.6772	0.6736	0.6700	0.6664	0.6628	0.6591	0.6554	0.4
0.7224	0.7190	0.7157	0.7123	0.7088	0.7054	0.7019	0.6985	0.6950	0.6915	0.5
0.7549	0.7517	0.7486	0.7454	0.7422	0.7389	0.7357	0.7324	0.7291	0.7257	0.6
0.7852	0.7823	0.7794	0.7764	0.7734	0.7704	0.7673	0.7642	0.7611	0.7880	0.7
0.8133	0.8106	0.8078	0.8051	0.8023	0.7995	0.7967	0.7939	0.7910	0.7881	0.8
0.8389	0.8365	0.8340	0.8315	0.8289	0.8264	0.8238	0.8212	0.8186	0.8159	0.9
0.8621	0.8599	0.8577	0.8554	0.8531	0.8508	0.8485	0.8461	0.8438	0.8413	1.0
0.8830	0.8810	0.8790	0.8770	0.8749	0.8729	0.8708	0.8686	0.8665	0.8643	1.1
0.9015	0.8997	0.8980	0.8962	0.8944	0.8925	0.8907	0.8888	0.8869	0.8849	1.2
0.9177	0.9162	0.9147	0.9131	0.9115	0.9099	0.9082	0.9066	0.9019	0.9032	1.3
0.9319	0.9306	0.9292	0.9279	0.9265	0.9251	0.9236	0.9222	0.9207	0.9192	1.4
0.9441	0.9429	0.9418	0.9406	0.9394	0.9382	0.9370	0.9357	0.9345	0.9332	1.5
0.9545	0.9535	0.9525	0.9515	0.9505	0.9495	0.9484	0.9474	0.9463	0.9452	1.6
0.9633	0.9625	0.9616	0.9608	0.9599	0.9591	0.9582	0.9573	0.9564	0.9554	1.7
0.9706	0.9699	0.9693	0.9686	0.9678	0.9671	0.9664	0.9656	0.9649	0.9641	1.8
0.9767	0.9764	0.9756	0.9750	0.9744	0.9738	0.9732	0.9726	0.9719	0.9713	1.9
0.9817	0.9812	0.9808	0.9803	0.9798	0.9793	0.9788	0.9783	0.9778	0.9772	2.0
0.9857	0.9854	0.9850	0.9846	0.9842	0.9838	0.9834	0.9830	0.9826	0.9821	2.1
0.9890	0.9887	0.9884	0.9881	0.9878	0.9875	0.9871	0.9868	0.9864	0.9861	2.2
0.9916	0.9913	0.9911	0.9909	0.9906	0.9904	0.9901	0.9898	0.9896	0.9893	2.3
0.9936	0.9934	0.9932	0.9931	0.9929	0.9927	0.9925	0.9922	0.9920	0.9918	2.4
0.9952	0.9951	0.9949	0.9948	0.9946	0.9945	0.9943	0.9941	0.9940	0.9938	2.5
0.9964	0.9963	0.9962	0.9961	0.9960	0.9959	0.9957	0.9956	0.9955	0.9953	2.6
0.9974	0.9973	0.9972	0.9971	0.9970	0.9969	0.9968	0.9967	0.9966	0.9965	2.7
0.9981	0.9980	0.9979	0.9979	0.9978	0.9977	0.9977	0.9976	0.9975	0.9974	2.8
0.9986	0.9986	0.9985	0.9985	0.9984	0.9984	0.9983	0.9982	0.9972	0.9981	2.9
0.9990	0.9990	0.9989	0.9989	0.9989	0.9988	0.9988	0.9987	0.9987	0.9987	3.0
0.9993	0.9993	0.9992	0.9992	0.9992	0.9992	0.9991	0.9991	0.9991	0.9990	3.1
0.9995	0.9995	0.9995	0.9994	0.9994	0.9994	0.9994	0.9994	0.9993	0.9993	3.2
0.9997	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996	0.9995	0.9995	0.9995	3.3
0.9998	0.9997	0.9997	0.9997	0.999	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	3.4

4.417	3.891	3.291	3.090	2.576	2.326	1.960	1.645	1.282	Z
0.99999	0.9999	0.9995	0.999	0.995	0.99	0.975	0.95	0.90	F(Z)
5	5								
0.00001	0.0001	0.001	0.002	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20	Z(1-F(Z))

والجدول 5-6 يعطي مساحة السطح تحت منحنى التوزيع الطبيعي المعياري لقيم $3.49 \geq Z \geq 0$

مثال 5-6

يبلغ متوسط التدفق الأعظمي X خلال عدد كبير من السنين لمجرى مائي طبيعي $\bar{x} = 14$ متر مكعب في الثانية والانحراف القياسي للتدفقات $\sigma = 6.4$ وتبين في الدراسة الإحصائية أن البيانات تخضع للتوزيع النظامي. احسب الاحتمال $P(x > 30)$ خلال سنة قادمة.

الحل

$$Z = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} = \frac{30 - 14}{6.4}$$

$$Z = 2.5$$

من الجدول 5-6 مقابل قيمة $Z = 2.5$ المساحة = 0.9938

$$P(x > 30) = 1 - 0.9938 = 0.0062$$

مثال 5-7

بلغ متوسط الهطل المطري لعدد من السنين في محطة رصد جوي (\bar{x}) 950.5 ملم والانحراف المعياري $\sigma=110$. وبما أن البيانات تخضع للتوزيع النظامي، جد احتمال أن تبلغ كمية الهطل المطر فيها 120 ملم أو تزيد عنها

خلال سنة ما قادمة أي $P(x \geq 1220)$

الحل

$$Z = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} = \frac{1220 - 950.5}{110}$$

$$Z = 2.45$$

من الجدول 5-6 مقابل قيمة $Z = 2.45$ المساحة = 0.9929

$$P(x \geq 1220) = 1 - P(x < 1220)$$

$$\therefore P(x \geq 1220) = 1 - 0.9929 = \underline{0.0071}$$

مثال 5-8

يبلغ متوسط ارتفاع الهطل لشهر خلال عدد كبير من السنين $\bar{x} = 70$ mm في إحدى محطات الإرشاد الجوي بانحراف معياري $\sigma = 5$ احسب الاحتمالات التالية

$$P(x > 79), \quad P(68 < x < 74), \quad P(x, 62)$$

الحل

$$Z = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

$$P(x < 62)$$

$$Z = \frac{62 - 70}{5} = -\frac{8}{5} = -1.6$$

من الجدول 5-6 مساحة السطح المقابل لقيمة $P(Z < -1.6) = 0.9452 - 1 = 0.0548$ (الجدول)

$$74 = x \downarrow$$

$$\frac{x - \bar{x}}{\sigma} = \frac{74 - 70}{5} = \frac{4}{5} = 0.8$$

$$P(Z < 0.8) = 0.7881$$

$$P(x > 68)$$

$$68 = x \downarrow$$

$$\frac{x - \bar{x}}{\sigma} = \frac{68 - 70}{5} = -\frac{2}{5} = -0.4$$

$$P(Z > -0.4)$$

$$79 = x \downarrow$$

$$Z = \frac{79 - 70}{5} = \frac{9}{5} = 1.8$$

$$P(x > 79) = 1 - 0.9641 = \underline{0.0359}$$

$$P(68 < x < 74) = 0.7881 - 0.3446 = \underline{0.4435}$$

معامل توزيع بيبوسن Poisson's Distribution Type III

الشكل يبين منحنى التوزيع ثنائي الحد عندما $C_s > 0$ يعطى معامل كثافة الاحتمال حسب توزيع بيبوسن III حسب المعادلة 5-61.

$$f(x) = y_0 e^{-\frac{x}{d}} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\frac{a}{d}} \quad 5-61$$

حيث:

$a =$ المسافة من بداية المنحنى حتى المنوال

= d نصف قطر عدم التماثل
 = y₀ قيمة المنوال

$$a + d = \frac{2\beta_2}{\beta_3} \quad 5-62$$

$$\beta_2 = C_v^2 M_x^3 \quad 5-63$$

$$M_x = \bar{x} = \sum_{i=1}^N x_i \cdot P_i \quad 5-64$$

حيث:

P_i = احتمال القيمة x_i ومنه

$$a + d = \frac{2C_v^4 M_x^4}{c_s c_v^3 M_x^3} = \frac{2C_v M_x}{C_s} \quad 5-65$$

ومن الشكل $a + d = M_x - M_{\min}$

$$M_x - M_{\min} = \frac{2C_v M_x}{C_s} \quad 5-66$$

$$C_s = \frac{2C_v M_x}{M_x - M_{\min}} = \frac{2C_v}{\frac{M_x}{M_x} - \frac{M_{\min}}{M_x}} = \frac{2C_v}{1 - \frac{M_{\min}}{M_x}} \quad 5-67$$

$$1 - \frac{M_{\min}}{M_x} = 1 - k_{\min}, \quad k_{\min} = \frac{M_{\min}}{M_x} \quad 5-68$$

$$\therefore C_s = \frac{2C_v}{1 - k_{\min}} \quad 5-69$$

يمكن ملاحظة ثلاث حالات للقيمة الصغرى X_{\min}

- | | | |
|-------------------|-------------------|-------------------|
| 1) $X_{\min} = 0$ | 2) $X_{\min} > 0$ | 3) $X_{\min} < 0$ |
| 1) $C_s = 2C_v$ | 2) $C_s > 2C_v$ | 3) $C_s < 2C_v$ |

الحالة الثالثة غير ممكنة - عليه توزيع بيرسون III يستخدم عندما $C_s \geq 2C_v$

معامل بيرسون III محدد من جهة القيم الدنيا وغير محدد من جهة القيم العظمى عندما $\infty \rightarrow x$ المنحنى يصبح مقارباً لمحور الفواصل ويستند على 3 قيم تحليلية (C_s, C_v, \bar{x}) أما عندما $X_{\min} = 0$ يصبح توزيعاً ثنائي الحد $C_s = 2C_v$

الجدول الأول يعطي قيمة انحراف قيم منحنى التوزيع ثنائي الحد عن القيمة الوسطى

$$\frac{k_p - 1}{C_v} = \phi(P_s C_s) \quad 5-70$$

والجدول الثاني يعطي قيمة الانحراف النسبي عن القيمة الوسطى لمنحنى التوزيع عند $C_v = 1.0$ والانعراج اليساري ($C_s < 0$)

توزيع غاما ثلاثي الحد (معامل توزيع كريتسكي منكبل)

هو أعم من التوزيع السابق؛ ويستخدم عند أي علاقة بين C_s, C_v

يستبدل المتحول X بمتحول جديد Z

$$Z = b X^2 \quad 5-71$$

حيث:

C, b = ثوابت دالة

معامل كثافة الاحتمال لتوزيع غاما يوجد من المعادلة 5-72.

$$\Gamma(z) = \frac{a^a z^{a-1} e^{-z}}{\Gamma(a)} \quad 5-72$$

حيث:

$$\frac{1}{C_v^2} = \text{ثابت} = a$$

$$\Gamma(a) = \text{دالة غاما}$$

$$\Gamma(a) = \int_0^{\infty} Z^{a-1} e^{-Z} dZ \quad 5-73$$

عندما $C_s = 2C_v$ يتطابق منحنى بيرسون III مع التوزيع ثلاثي الحد (توزيع غاما)

الاحتمالات التجريبية:

الاحتمال التجريبي

$$P_m (\%) = \frac{m}{n} \quad 5-74$$

حيث:

$$m = \text{ترتيب تنازلي للقيم العشوائية } n + x$$

عندما يكون عدد القيم محدوداً (لا يزيد عن مائة عنصر) العلاقة غير صحيحة خاصة للقيم الطرفية للحصول على تطابق جيد بين الاحتمالات التجريبية والاحتمالات النظرية تستخدم العلاقات المبينة في المعادلات 5-75 إلى 5-77.

$$75-5 \quad P_m = \frac{m-0.3}{n+0.4} \times 100 \quad C_s = 2C_v \text{ عندما (a)}$$

$$76-5 \quad P_m = \frac{m-0.4}{n+0.2} \times 100 \quad C_s < 2C_v \text{ عندما (b)}$$

$$77-5 \quad P_m = \frac{m-0.5}{n} \times 100 \quad C_s > 2C_v \text{ عندما (c)}$$

عند حساب المواصفات الهيدرولوجية الحسابية يمكن استخدام العلاقة 5-78.

$$P_m = \frac{m}{n+1} \times 100 \quad 5-78$$

وعندما تتألف السلسلة من عنصر واحد فإن كل العلاقات السابقة تعطي نفس الاحتمال وهو 50% or $\frac{1}{2}$

دقة حساب مقاييس التوزيع الحسابي:

لاستخدام مقاييس التوزيع يلزم تحديد - المتوسط السالب \bar{x} ، ومعامل التغير C_v ، ومعامل الانعراج C_s لأن المعلومات المتوفرة في قياسات الهيدرولوجيا محدودة ونظرياً مطلوب عدد لا نهائي. لذلك تستخدم القيم التقريبية وتحسب درجة دقة لهذه القيم استناداً على طول السلسلة المتوفرة

دقة المتوسط الحسابي $\sigma_{\bar{x}}$

$$\sigma_{\bar{x}} = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} \times 100 \quad 5-79$$

دقة معامل التغير σ_{C_v}

$$\sigma_{C_v} = \pm \sqrt{\frac{1+C_v^2}{2n}} \times 100 \quad 5-80$$

دقة معامل الانعراج σ_{C_s}

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} \times \frac{100}{C_s} \quad 5-81$$

حيث:

n = عدد عناصر السلسلة

إذا كانت قيمة الدقة $\geq (10 - 15\%)$ (أقل أو تساوي) - تعتبر العناصر كافية

عندما تكون $C_v = (0.2 - 1.0)$ ودرجة الدقة 15%

عدد عناصر \bar{x} المتوسط الحسابي 20 - 100

عدد عناصر C_v معامل التغيير 23 - 45

عدد عناصر C_s معامل الانعراج 350 - 3000

لذلك تحدد إلى \bar{x} و C_v فقط أما C_s يتم بالعلاقة مع C_v بالتجربة.

التطبيقات في الهيدرولوجيا:

للظواهر الهيدرولوجية ثابت زمني يمكن الكشف عن انحرافها عنه بدراسة ثلاث خواص هي: الاتجاه، والدورية، والثبات

الاتجاه: يعبر عن تزايد أو تناقص منتظم للمتوسط الحسابي. ويستخدم في هذه الحالة المتوسط الحسابي المتحرك لتقويم السلسلة الزمنية

لسلسلة زمنية $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ باختيار فئة عددها $n \approx 5$ يمكن إيجاد \bar{x} المتحركة في

$$\frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n}, \frac{x_2 + x_3 + \dots + x_n}{n}, \frac{x_3 + x_4 + \dots + x_n}{n} \quad 5-82$$

تعطى قيم جديدة للسلسلة

الدورية: هي تغييرات دورية خلال فترات زمنية متساوية تقريباً

الثبات: حدوث ظاهرة مرتين بنفس الشدة تسمى زمن العودة. إذا حدثت ظاهرة X قيمتها أكبر من أو تساوي x مرة واحدة خلال سنة T سنة، فإن الاحتمال حسب المعادلة 5-83.

$$P(X \geq x) = \frac{1}{T} \quad 5-83$$

الفصل السادس

المنحنى المائي الزمني (المخطط المائي أو الهيدروجراف) Hydrograph

1-6 مقدمة

المنحنى المائي الزمني أو الهيدروجراف عبارة عن رسم بياني لتغير حجم الانسياب (أو المرحلة، أو الانسياب، أو التصريف، أو السرعة، أو أي خاصية من خواص انسياب الماء) مع الزمن. ومن العوامل المؤثرة في المنحنى الزمني: عوامل ضبط البيانات، والمنشآت، والمتغيرات الصناعية على المجرى، وضخ الماء الجوفي، وتغير نوعية النباتات، ونشأة المدن والمناطق السكنية في حوض التساقط للمجرى. كما تؤثر على المنحنى المائي الزمني: شكل حوض التساقط ومساحته، وتوزيع الأمطار على الحوض، وتغير كثافة التساقط عبر الزمن، وخواص التساقط بالإضافة إلى خواص التربة. ويمكن أن يمثل هيدروجراف {3،4،29،30} الانسياب القاعدي Base Flow بالتقريب بالمعادلة 1-6.

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad 6-1$$

حيث:

$$Q_t = \text{التصريف عند نهاية الزمن } t$$

$$Q_0 = \text{التصريف في بداية الفترة}$$

$$\alpha = \text{معامل حوض الماء الجوفي}$$

$$e = \text{قاعدة الخوارزميات الطبيعية.}$$

من فوائد المنحنى المائي الزمني التالي:

- (أ) معرفة الخواص الهيدرولوجية للمجرى المائي
- (ب) تحديد كمية الماء المتاح للاستعمال والخرن في مشروعاتها
- (ج) تحديد التصريف المحتمل، وقيمه الدنيا والعليا، وأوقات حدوثه
- (د) التكهن بأخطار الفيضانات والإنذار المبكر لها
- (هـ) المساعدة في الاختيار الأمثل لتصميم المنشآت الهيدروليكية على المجرى وفروعه.

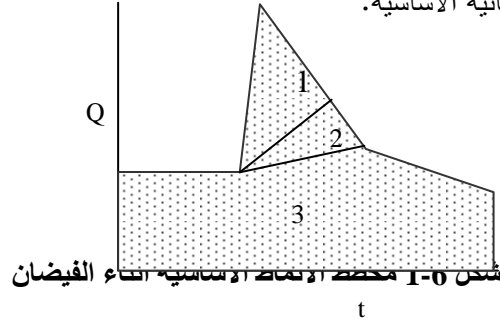
غالباً يستخدم هيدروجراف الوحدة (المنحنى المائي الزمني للانسياب المباشر) Unit Hydrograph الناتج من هطلان واحد مليمتراً من أمطار فعالة منتظمة الحدوث عبر مساحة الحوض الساكب وبمعدل منتظم طيلة فترة زمنية (أو فترة هطلان) محددة {3،4،19،29،30}. ويمثل هيدروجراف الوحدة الانسياب السطحي الناتج من واحد مليمتراً من أمطار زائدة عن التسرب وأي فقد آخر حادث في وحدة الزمن {15}. ويمكن أن يستخدم هذا الهيدروجراف لحساب انسياب الذروة، ومعدلات التصريف السطحي الأخرى من أمطار مرصودة {4،10،29،30}.

الشكل العام للمخطط المائي لأي نهر في منطقة سهلية خلال فترة فيضانه تعكس ثلاثة أنماط اعتماداً على

التغذية الجوفية والسطحية (أنظر شكل 1-6):

أ. سطحي من المنحدرات بسبب زيادة حادة

- ب. انتقالي من التربة (الغابات والحضر والمستنقعات) يضاف للسطحي
ت. جوفي من المستويات المائية الأساسية.



مثال 1-6

- يبلغ معدل الانسياب في مجرى مائي يقوم بتصريف حوض ساكب 3950 م³/دقيقة بعد مضي عشرة أيام غير مطيرة، كما ويبلغ معدل الانسياب فيه 1190 م³/دقيقة بعد مضي شهر من غير هطلان أمطار.
أ) جد معادلة المنحنى المائي الزمني للانسياب القاعدي.
ب) جد مقدار معدل الانسياب بعد مضي فترة شهرين، وفترة خمسة أشهر بالمجرى المائي.

الحل

- 1- المعطيات: قيم معدل الانسياب Q_t و Q_a بعد مضي ثمانية أيام وشهر، $3950 = Q_{10}$ ، $1190 = Q_{30}$ م³/دقيقة

- 2- جد معادلة هيدروجراف الانسياب القاعدي باستخدام المعادلة: $Q_t = Q_0 * e^{-\alpha t}$
عوض القيم المعطاة في المعادلة كما موضح أدناه في المعادلتين 1 و 2.

$$(1) \quad e^{-10\alpha \times} = Q_0 \quad 3950$$

$$(2) \quad e^{-30\alpha \times} Q_0 = 1190$$

- بقسمة المعادلتين 1 و 2 يمكن إيجاد قيمة معامل الحوض α ليساوي: $0.06 = a$

- 3- عوض في إحدى المعادلتين 1 أو 2 لإيجاد قيمة التصرف الابتدائي Q_0 كالآتي:

$$Q_0 = (60 \div 3950) \div e^{0.06 \times 10} = 120 \text{ م}^3/\text{ث}$$

- 4- تصبح معادلة هيدروجراف الانسياب القاعدي: $Q_t = 120 * e^{-0.06 * t}$

- 5- جد مقدار معدل الدفق بعد مضي فترة ثلاثة أشهر بالمجرى المائي بالتعويض في معادلة هيدروجراف

- الانسياب القاعدي التي تم الحصول عليها في الخطوة 4 أعلاه: $Q_t = 120 * e^{-0.06 * t}$

$$Q_{90} = 120 \div e^{0.06 \times 90} = 0.54 \text{ م}^3/\text{ث}$$

- 6- بتكرار الخطوة 5 أعلاه يمكن إيجاد معدل الدفق بعد مضي فترة خمسة أشهر بالمجرى المائي:

$$Q_{150} = 120 \div e^{0.06 \times 150} = 0.015 \text{ م}^3/\text{ث}$$

2-6 أنواع المنحنى المائي للتصرف {28}

- أهم أنواع المنحنى المائي للتصرف التالي:

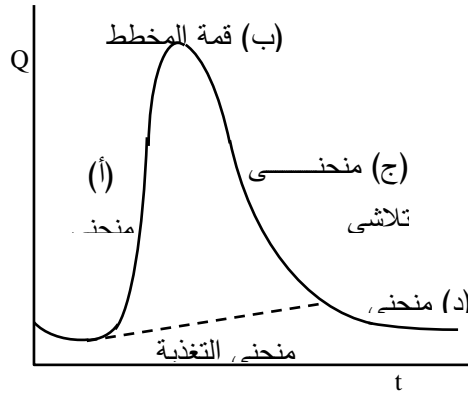
- (أ) المنحنى البسيط: له ذروة واحدة وناتج عن فترة تساقط واحدة غير مسبقة أو متبوعة بتساقط آخر بزمان كاف.

(ب) منحني مركب: له أكثر من ذروة ناتجة من حدوث أكثر من فترة تساقط متتابعة على حوض المجرى، أو أحواض فرعية خاصة بفروع أو روافد للمجرى تصب فيه. يمثل الهيدروجراف توزيع التدفق الكلي في النهر على محطة القياس المعطاة.

6-3 أقسام المخطط المائي

يأخذ المخطط المائي النموذجي الناتج من عاصفة مطرية شكل جرس كما موضح على الشكل 6-2:

- (أ) منحني التركيز: زيادة التدفق بعد بداية العاصفة إلى القمة.
 (ب) قمة المخطط: قيمة التدفق الأعظمي (يمكن أن تكون مفرطحة) خلال مدة تساوي الفرق بين مدة العاصفة المطرية وزمن التركيز (عدة قمم).
 (ج) منحني تلاشي الفيضان: من نقطة تناقص التدفق يعبر عن الجريان السطحي بعد توقف الهطل.
 (د) منحني التخفيف: يمثل التدفق الناتج عن التغذية الجوفية بعد توقف الجريان السطحي من لحظة الذروة للمطر والفرق بين الذروتين يسمى زمن تجاوب الحوض الساكب.



شكل 6-2 أقسام المخطط المائي

6-4 تحليل المخطط المائي

تحليل هيدروجراف الجريان الكلي هو فصل مركبة التغذية الجوفية المحددة بالعلاقة مع المياه السطحية. ويتحليل عدد كبير من المخططات المائية توصل بوبوف لمعيار تحديد نمط الجريان الجوفي باتجاه الأنهار خلال فترة الفيضان. وهو عبارة عن تناسب بين التصاريح الجوفية المميزة. تنقسم التصاريح الجوفية إلى:

- أ. Q_s التغذية الجوفية قبل ارتفاع منسوب النهر
 ب. Q_f التغذية الجوفية خلال فترة الفيضان
 ج. Q_e التغذية الجوفية عندما يتلاشى الفيضان

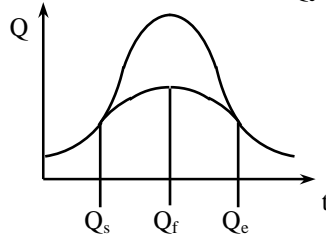
6-5 فصل التدفق الأساس Base Flow Separation

حدد بوبوف أربعة أنماط للجريان الجوفي باتجاه الأنهار (أنظر شكل 6-3):

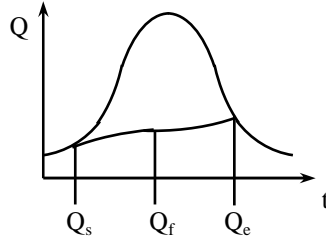
- أ. يتساير هيدروجراف المياه الجوفية مع المياه السطحية. العلاقة للتصاريح: $Q_e > Q_s > Q_f < 0$
 ب. ازدياد تدريجي بتصريف المياه الجوفية يبلغ مداه عند نهاية الفيضان. العلاقة للتصاريح: $Q_s < Q_f < Q_e$
 ج. تتغذى المناطق المجاورة للنهر من مياه الفيضان. العلاقة للتصاريح: $Q_e > Q_s < 0$

د. تتغذى المناطق المجاورة للنهر من مياه الفيضان جزئياً أو تنقص التغذية الجوفية جزئياً أثناء الفيضان.

$$Q_e > Q_s > Q_f > 0$$

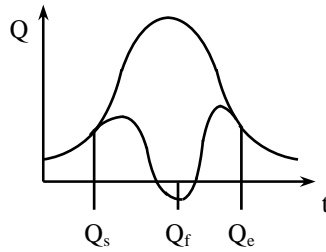


(أ)



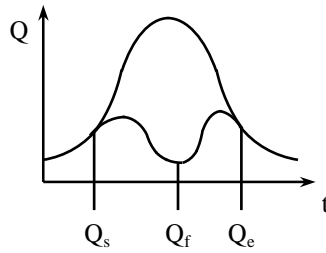
(ب)

يناسب الأنهار
السهلية



(ج)

يناسب بعض الأنهار
السهلية المتوسطة



(د)

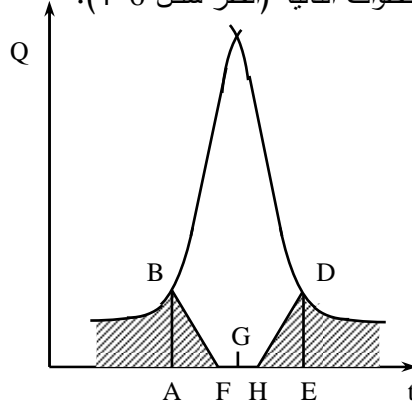
شكال 3-6 أنماط التغذية الجوفية

المخطط المائي للأنهار الجبلية

تؤخذ أكبر قيمة تدفق وسطي شهري للمياه الجوفية خلال السنة ويوصل بخط مستقيم من بداية الفيضان إلى نهايته. وللفيضانات المطرية الصغيرة يوصل خط مستقيم بانحدار 10 % من بداية الفيضان لنهايته.

المخطط المائي للأنهار السهلية

عندما يلاحظ تغيير كبير في مناسيب الأنهار المتوسطة والكبيرة للمخطط المائي للحالة (ج) يناسب مثل هذه الحالة للأنهار خلاف تلك استنبط كوديلين طريقة أخرى مفترضاً أن الفيضان يبدأ في وقت واحد في كل الحوض الساكب ويرسم المخطط المائي حسب الخطوات التالية (انظر شكل 6-4).



شكل 6-4 - مخطط المائي للأنهار السهلية

- ينشأ عمودي من B بداية الفيضان إلى A نهاية التغذية الجوفية.
- النقطة F تحدد توقف جريان المياه الجوفية من أعلي الحوض والخط BF يمثل التناقص.
- بانتهاؤ الفيضان يبدأ تحرك المياه الجوفية مرة أخرى النقطة G ويكون زمن العودة عند النقطة H ليزداد إلى D.
- يعزل الخط DE التغذية الجوفية بعد انتهاء الفيضان وتسمى النقطة D بداية تدفق (التحاريق) أو (الحضيض).

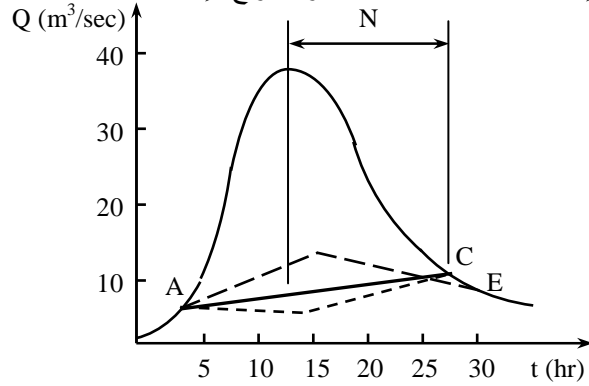
ملحوظة: كل هذه الطرق تقريبية وعموماً يقسم الجريان في المجرى إلى مركبتين: الجريان السطحي والتغذية الجوفية بأحد الطرق الثلاث التالية:

- خط أفقي مستقيم يبدأ من بداية الفيضان A وينتهي مع نهايته AC. هذه الطريقة سهلة وقليلة الدقة وتعطي زمن قاعدة طويل.
 - الخط ABC عند تناقص التغذية الجوفية بسبب ارتفاع مياه النهر
 - الخط AE عند زيادة التغذية الجوفية من النهر
- $N =$ الزمن من القمة إلى نهاية الفيضان (يوم) وتدل على ميل سطح الحوض ومساحته وخواصه الهيدرولوجية ويمكن إيجاده من المعادلة 6-2.

$$N = b.A^{0.2}$$

حيث:

$A =$ مساحة الحوض الساكب (إذا كانت المساحة بالكيلومتر المربع فإن الثابت $b = 0.8$ ، وإن كانت المساحة بالميل المربع فإن $b = 1$)



شكلا 5-6 تحليلا.

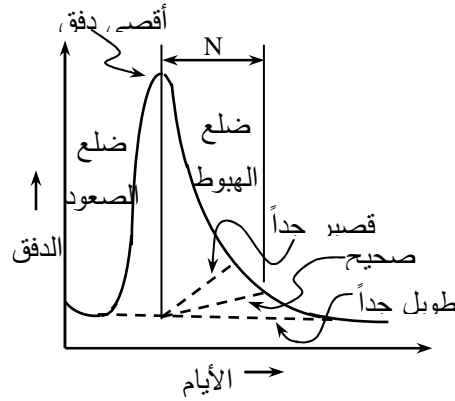
فصل الدفق الأساس يجرى بطريقة عشوائية بأي من الطرق التالية:

(أ) الطريقة الأولى:

من أبسط الطرق للقيام بفصل الدفق الأساس هي رسم خط مستقيم من نقطة الارتفاع إلى نقطة عشوائية في الجزء الأسفل من قطاع (ضلع) الهبوط recession limb في الهيدروجراف. وتختار هذه النقطة العشوائية بحيث أن خط فصل الدفق الأساس لا يكون طويلاً جداً، وفي الناحية الأخرى، لا يصبح الدفق الأساس عالياً جداً. كما يمكن أيضاً اختيار هذه النقطة كنقطة بداية للجزء المتوافق من منحنى الهبوط للماء الجوفي ليمائل ضلع الهبوط. وهذه النقطة تقدر للزمن N بالأيام بعد أقصى دفق من المعادلة 2-6.

26-

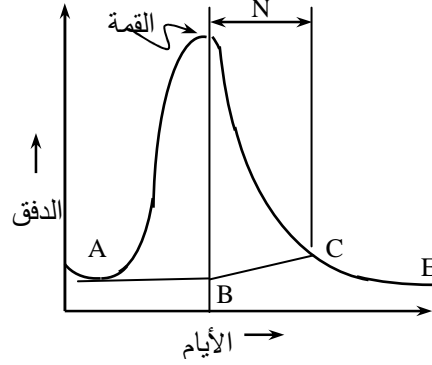
$$N = bA^{0.2}$$



.....

(ب) الطريقة الثانية:

يمتد الهبوط الموجود قبل الزوبعة المطيرة إلى نقطة أدنى قمة الهيدروجراف AB. ومن هذه النقطة يرسم خط مستقيم إلى الهيدروجراف للنقطة C التي تبعد N أيام بعد القمة.



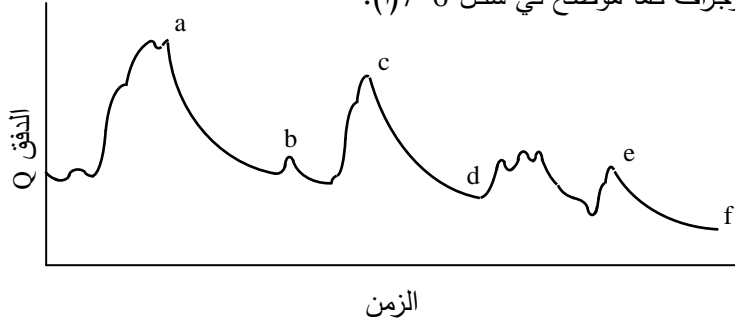
والتعليل خلف هذه الطريقة هو أنه كلما ارتفع النهر فهناك دفق منه للضفاف؛ ومن ثم فإن الدفق الأساس ينبغي أن يقل إلى أن تهبط الارتفاعات في النهر ويعود خزن الضفة إلى المجرى النهري.

(ج) الطريقة الثالثة:

يستخدم الخط AC لربط نقطة الارتفاع إلى أيام N للهيدروجراف بعد أقصى ارتفاع.

(د) الطريقة الرابعة:

1. يرسم الهيدروجراف كما موضح في شكل 7-6 (أ).

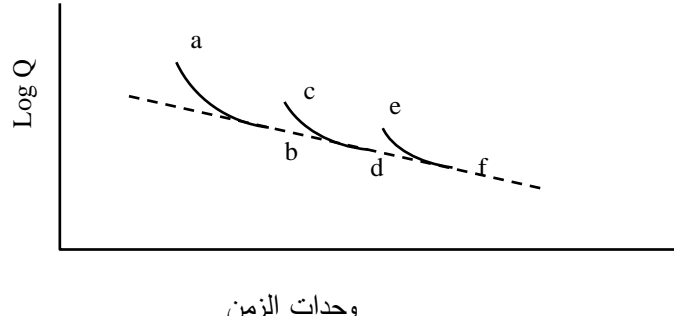


شكلا، 7-6 (أ) طريقة فصل، الدفقة،

2. يطرح من أجزاء الهيدروجراف المستمرة تلك الأجزاء التي تضم منحنيات الهبوط والتي تضيف إلى الدفق الأساس فقط.

3. ترسم النقاط الواردة في (2) لورقة رسم شبه لوغريتمي $\log Q$ في المحور الرأسي والزمن t في المحور الأفقي.

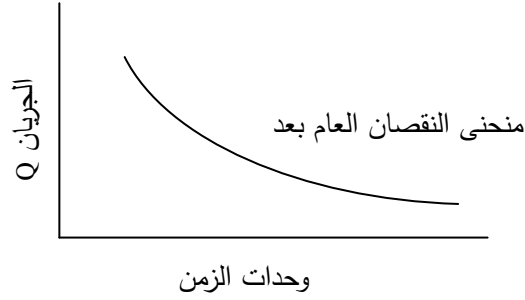
4. ينشأ منحنى مماس للأجزاء السفلى كما في الرسم 7-6 (ب).



شكل 7-6 (ب) طريقة فصل الدفق الأساس

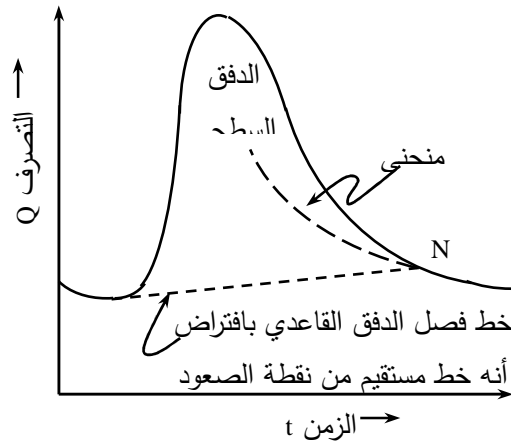
(ترسم منحنيات الهبوط بحيث أن أجزاءها السفلى، حيث الجريان يمثل دفق أساس فقط، تكون مماسة لخط مشترك).

5. يحول للهيدروجراف منحنى المماس المنشأ إلى أعلى مرحلة ممكنة إلى التدرج الخطي للمقياس الرأسي ويطلق عليه منحنى النقصان الرئيس master depletion curve لمحطة القياس المعينة.



شكل 7-6 (ج) طريقة فصل الدفق

6. يستخدم المماس المنشأ للهيدروجراف لفترة العاصفة المعينة وتوصل نقط التباعد إلى نقطة الارتفاع المفاجئ. ويمثل الخط المستقيم الناتج الخط الأساس للهيدروجراف للجريان السطحي.



شكل 7-6 (د) طريقة فصل الدفق

6-6 زمن التركيز

المدة اللازمة لوصول الهطل على الحوض الساكب لتصل مخرج الحوض t_c

$$t_c = T - t_r \quad 6-3$$

حيث:

T = زمن القاعدة (الزمن من بداية ونهاية الفيضان)

استناداً على علاقة شيزي لسرعة الجريان حدد سوكولافكس t_c ساعة بالعلاقة:

$$t_c = \frac{1.4L}{S^{1/3} Q_p^{1/4}} \quad 6-4$$

حيث:

L = طول المجرى (كيلومتر)

S = انحدار المجرى (%)

Q_p = التصريف باحتمال P (متر مكعب على الثانية)

ومن العلاقة t_c يوم

$$t_c = \frac{L^{1.15}}{7700 H^{0.38}} \quad 6-5$$

حيث:

L = الطول من أبعد نقطة في الحوض إلى مخرجه

H = الفرق في الارتفاع بين النقطتين بعد طرح المساقط (قدم)

ومن علاقة حياندوني t_c ساعة لمساحة حوض A (كيلومتر مربع) وطول مجراه L (كيلومتر) وارتفاعه الوسطى

H (متر) ومنسوب مخرج الحوض H_0 (متر)

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H} - H_0} \quad 6-6$$

ومن علاقة الكيف t_c ساعة تعطى بالمعادلة 6-7.

$$t_c = \frac{L}{3.6v} \quad 6-7$$

حيث السرعة مرتبطة بالانحدار S

ولانحدار $S > 4\%$ تصبح السرعة $v = BS^{1/9} Q_p^{1/3}$

ولانحدار $S < 4\%$ تصبح السرعة $v = AS^{1/3} Q_p^{1/4}$

حيث:

$$B = \text{عامل خشونة المجرى} = 0.14$$

7-6 هيدروجراف الوحدة (وحدة المخطط المائي) Unit Hydrograph

يعرف هيدروجراف الوحدة لحوض تصريف على أنه "هيدروجراف الجريان المباشر الناتج من مطر مؤثر مقداره 1 ملم مستمر بانتظام عبر مساحة حوض بمعدل منتظم خلال فترة زمنية معينة أو فترة". أو هو مخطط مائي لنهر هطلت على كامل مساحة حوضه الساكب عاصفة مطرية منعزلة ومنتظمة شدتها تساوي وحدة الطول ومدتها تساوي وحدة الزمن. يمثل هيدروجراف الوحدة الجريان السطحي الناتج من تساقط سمكه 1 ملم كزيادة من التسرب وغيره من الفوائد في وحدة الزمن. ويستخدم هذا الهيدروجراف لحساب أقصى دفق ولمعدلات الجريان

السطحي الأخرى من الأمطار المرصودة. ويختلف شكل المخطط المائي الواحد من موقع لآخر على مجرى النهر ويمثل الجريان السطحي فقط. يعتبر العالم الأمريكي شيرمان 1932م أول من استنبط هذه الطريقة لحساب التدفق وافترض:

- أن كل العواصف المطرية الواحدة (المتساوية المدة) في الحوض الواحد مهما كانت غزارتها تسبب جرياناً سطحياً له نفس المدة.
 - تتناسب قيم المخطط المائي الواحد لنهر مع قيم المخطط المائي له.
- تفترض نظرية هيدروجراف الوحدة التالي:
1. المطر المؤثر يوزع بانتظام خلال فترته؛ أو عبر فترة زمنية محددة.
 2. المطر المؤثر موزع بانتظام خلال كل مساحة حوض التصريف.
 3. الأساس أو الفترة الزمنية للهيدروجراف للدفق المباشر من جراء مطر مؤثر ثابتة لوحدة الزمن.
 4. الإحداثيات الرأسية لهيدروجرافات الدفق السطحي لزمان أساس مشترك تتناسب طردياً مع قيمة الدفق المباشر الكلي ممثلة بكل هيدروجراف.
 5. لحوض تصريف معين، يمثل هيدروجراف الجريان من فترة زمنية معطاة للمطر كل الخواص الفيزيائية مجتمعة للحوض.

طريقة رسم وحدة المخطط المائي

1. تختار عاصفة مطرية منعزلة ومنظمة وشاملة من سجلات التدفق عند محطة القياس.
2. يرسم المخطط المائي للتدفقات قبل العاصفة إلى ما بعد نهاية الفيضان بفترة كافية.
3. يحدد منحنى التغذية الجوفية وتحدد القاعدة الزمنية للجريان السطحي.
4. تحسب التغذية الجوفية وتطرح من المخطط المائي ليكون الناتج الجريان السطحي فقط.
5. تحسب المساحة المحصورة بين المخطط المائي ومنحنى التغذية الجوفية باستعمال قاعدة سمسن

Simson's rule كما موضحة في المعادلة 6-8.

$$A = \frac{\Delta x}{3} [y_0 + 4(y_1 + y_3 + \dots) + 2(y_2 + y_4 + \dots) + y_n]$$

حيث:

Δx = الفترة الزمنية المختارة

y_0, y_n = التدفقات عند بداية ونهاية الفيضان على الترتيب.

Y_1, y_3 = التدفقات الفردية.

Y_4, y_6 = التدفقات الزوجية.

6. يوجد الحجم الناتج من السريان من الرسم. (حجم السريان السطحي ÷ مساحة الحوض = عمق الجريان

(السطحي)

7. ينتج عن قسمة الجريان السطحي على العمق قيم وحدة المخطط المائي للعاصفة.

عادة تظهر بعض الأخطاء التي تعزى لافتراضات أن: العاصفة المطرية منتظمة وشاملة؛ وأن العاصفة ثابتة لا تتحرك لأي اتجاه؛ وأن العاصفة منعزلة.

مثال 6-2

هطلت عاصفة مطرية متجانسة ومنتظمة وشاملة ومنعزلة مدتها ساعة واحدة فوق حوض ساكب مساحته 198 كيلومتر مربع. وأجريت القياسات للتدفق في موقع القياس عند مدخل الحوض على المجرى الرئيس فسجلت قيم التدفق المبينة في الجدول التالي بالمتر المكعب في الثانية. تنتشر في منطقة الحوض الساكب صخور نفوذية حاملة للماء ومنسوب المياه الجوفية الحر أعلى من منسوب الماء في النهر.

1. ارسم المخطط المائي للنهر عند موقع القياس.
2. احسب حجم الخزن الصافي الذي يمكن أن ينتج عن هذه العاصفة المطرية خلف سد يقع عند موقع قياس التدفق.
3. احسب وارسم المخطط المائي لوحدة أمطار مدتها تساوي مدة العاصفة المطرية وشدتها سم واحد.
4. احسب وارسم وحدة مخطط مائي لوحدة أمطار مدتها ضعف مدة العاصفة المطرية السابقة.
5. احسب زمن التركيز لهذا الحوض الساكب.

Q (م ³ /ث)	t (ساعة)
8	0
8	1
12	2
30	3
51	4
74	5
99	6
127	7
153	8
143	9
131	10
117	11
103	12
99	13
75	14
62	15
50	16
40	17
32	18
26	19
24	20
22	21
20	22

الحل

1. ارسم المخطط المائي في ورقة الرسم البياني.
2. تفصل التغذية الجوفية برسم خط مستقيم بانحدار 10% من النقطة y_0 (بداية الفيضان الساعة الواحدة) بافتراض أن التغذية الجوفية تزيد بعد الهطل. وتحسب التغذية الجوفية Q' وقيم الجريان السطحي Q'' من الرسم (كما موضح بالجدول). وتوجد المساحة A من قاعدة سمسن باختيار الفترة الزمنية لتساوي ساعة واحدة $y_n = 0$ و $y_0 = 0$ صفر ومن ثم:

$$A = \frac{\Delta x}{3} [y_0 + 4(y_1 + y_3 + \dots) + 2(y_2 + y_4 + \dots) + y_n]$$

$$A = \frac{1}{3} [0 + 4(3 + 40 + 86 + 138 + 114 + 84 + 54 + 27 + 7) + 2(20 + 62 + 113 + 17 + 99 + 69 + 40 + 16) + 0] = 1101.33$$

$$A = \frac{\text{Simson's area}}{\text{scale}} = \frac{1101.33}{10} = 110.1 \text{ cm}^2$$

السم المربع = 10 م³/ث × 1 ساعة = 10 م³/ث × 3600 ث = 36000 م³ = الحجم للسم المربع
حجم الخزن الصافي = المساحة الكلية × حجم المربع = 110.133 × 36000 = 3960000 م³

$$H = \text{عمق طبقة المياه في المجرى} = \frac{\text{الحجم}}{\text{مساحة الحوض}}$$

$$H = 10 \times 3.96 \div 10 \times 198 = 0.022 \text{ م} = 2.2 \text{ سم}$$

بقسمة "Q على العمق توجد قيم وحدة المخطط المائي Q₁ وترسم مع الرسم البياني (انظر الجدول)

Q ₂ 2÷(Q ₁ +Q' ₁) =	الوحدة ساعة Q' ₁	الوحدة Q ₁	السطحي Q''	الجوفي Q'	المخطط العام Q (م ³ /ث)	t (ساعة)
0	0	0	0	8	8	0
0	0	0	0	8	8	1
0.75	0	1.5	3	9	12	2
5.75	1.5	10	20	10	30	3
15	10	20	40	11	51	4
25.5	20	31	62	12	74	5
37	31	43	86	13	99	6
49.75	43	56.5	113	14	127	7
62.75	56.5	69	138	15	153	8
66.25	69	63.5	127	16	143	9
60.25	63.5	57	114	17	131	10
53.25	57	49.5	99	18	117	11
45.75	49.5	42	84	19	103	12
38.25	42	34.5	69	20	99	13
30.75	34.5	27	54	21	99	14
23.5	27	20	40	22	75	15
16.75	20	13.5	27	23	62	16
10.75	13.5	8	16	24	50	17
5.75	8	3.5	7	25	40	18
1.75	3.5	0	0	26	32	19
0	0	0	0	26	26	20
0	0	0	0	24	24	21
0	0	0	0	22	22	22
0	0	0	0	20	20	

4. ضعف مدة العاصفة t_r = 2 ساعة في العمود Q₁' تنزل قيم Q₁ بفرق ساعة واحدة؛ وهي قيم عاصفة

أخرى مدتها ساعة متأخرة عن الأولى بساعة واحدة. ومن ثم يتحصل على قيم مخطط مائي لعاصفة مدتها

$$\text{ساعتان } Q_2 = \frac{Q_1 + Q'_1}{2}$$

5. زمن القاعدة (الرسم) T = 18 ساعة، مدة العاصفة t_r = 1 ساعة؛ زمن التركيز للحوض t_c = T - t_r =

$$18 - 1 = 17 \text{ ساعة}$$

مثال 2-6

احسب هيدروجراف الوحدة لساعة لمنطقة معينة لها مساحة تصريف 70 كيلومتر مربع. والجريان من قمة واحدة لتساقط 20 ملم كما ممثل في الجدول التالي:

الزمن (ساعة)	الجريان المقاس (م ³ /ث)
0	0
1	3.8
2	11.2
3	12.3
4	11.1
5	8.2
6	5.2
7	3.6
8	3.2
9	2.8
10	2.6
11	2.3
12	2.2
13	2.1
14	2.0
15	1.9
16	1.8
17	1.7
18	1.6
19	1.5
20	1.4
21	0

الحل

النهر جاف مباشرة قبل وبعد الزوبعة المطرية، ومن ثم لا يوجد جريان أساس ليفصل. متوسط الجريان المقياس Q_{av} من البيانات المعطاة:

$$Q_{av} = \frac{82.5}{21} = 3.93 \text{ m}^3 / \text{s}$$

الجريان الكلي = متوسط الجريان المقاس \times الزمن

$$Q_T = Q_{av} \cdot t = 3.93 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \times 21 \text{ h} \times 3600 \frac{\text{s}}{\text{h}} = 297000 \text{ m}^3$$

سمك الجريان = الجريان الكلي \div المساحة

$$\text{runoff depth} = \frac{297000}{70 \times 10^6} = 4.24 \times 10^{-3} \text{ m} = 4.24 \text{ mm}$$

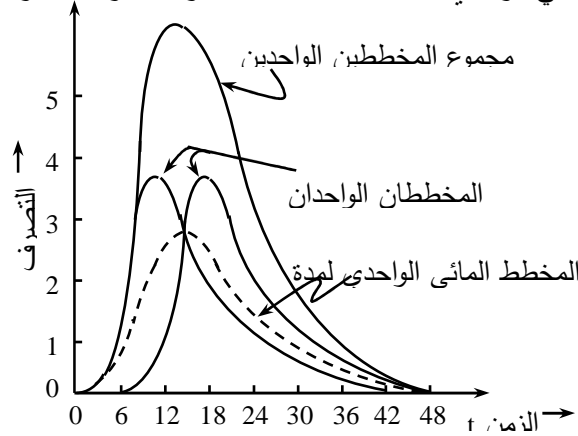
ومن ثم يقسم الجريان المقاس في الجدول بالمقدار 4.24 للحصول على هيدروجراف الوحدة.
الدفق المتوسط: $Q_{av} = 82.5 \div 21 = 3.93$ م³/ث

الزمن (ساعة)	الدفق المقاس (م ³ /ث)	هيدروجراف الوحدة (م ³ /ث)
0	0	0
1	3.8	0.9
2	11.2	2.64
3	12.3	2.9
4	11.1	2.62
5	8.2	1.93
6	5.2	1.23
7	3.6	0.85
8	3.2	0.75
9	2.8	0.66
10	2.6	0.61
11	2.3	0.54
12	2.2	0.52
13	2.1	0.5
14	2.0	0.47
15	1.9	0.45
16	1.8	0.42
17	1.7	0.4
18	1.6	0.4
19	1.5	0.35
20	1.4	0.33
21	0	0
	$\Sigma Q = 82.5$	

8-6 هيدروجرافات الوحدة لعدة فترات

تحويل هيدروجراف الوحدة ذي الفترة القصيرة إلى آخر ذي فترة طويلة

أولاً: طريقة الجمع: لإيجاد وحدة مخطط لعاصفة مطرية مدتها t_2 من وحدة مخطط مائي لعاصفة مطرية مدتها t_1 بحيث: $t_2 = n \cdot t_1$ ، حيث: n عدد صحيح. كما موضح في شكل 6-8 المعطى وحدة مخطط مائي لعاصفة مطرية مدتها t ساعة. يرسم المخطط المائي لعاصفة مطرية مدتها $2t$ ساعة يرسم المخطط لمدة t ساعات مرتين متتاليتين بفارق زمني t ساعات (كأن العاصفة الثانية تبدأ فور نهاية الأولى) ثم تجمع قيم المنحنيين للحصول على مخطط مائي لعاصفة مطرية مدتها $2t$ ساعة وشدتها ضعف الشدة الواحدية ويقسمة المخطط الناتج على 2 يكون الناتج قيم المخطط المائي الواحد لعاصفة مدتها $2t$ ساعة وشدتها وحدة الطول.



شكل 6-8 جمع المخططات المائية

ثانياً: طريقة المنحنى S: المنحنى S عبارة عن مخطط مائي ناتج عن مطر فعلي مستمر شدته ثابتة لمدة طويلة تساوي معدل الهطل المطري في زمن التوازن ويرسم المنحنى بجمع سلسلة من المخططات المائية الواحدية التي تفصل بينها فترات زمنية متساوية تساوي كل فترة منها مدة الهطل. لإيجاد مخطط مائي واحد لعاصفة مطرية أكبر أو أصغر بعدد غير صحيح من مدة عاصفة مطرية لها وحدة مخطط مائي معلوم يتبع الآتي:

- 1- يرسم المنحنى المعلوم S لوحدة مخطط مائي لها عاصفة مدتها t_1
- 2- تسحب قيم المنحنى S بمدة قدرها t_2 للحصول على منحنى S'
- 3- تطرح قيم S' من قيم S وترسم بالشكل
- 4- تضرب قيم $(S-S')$ بـ $\frac{t_1}{t_2}$ ليتم الحصول على مخطط واحد لعاصفة مطرية مدتها t_2

مثال:

يبين الجدول قيم تدفقات وحدة المخطط المائي لعاصفة مطرية مدتها $t_1 = 4$ ساعات احسب وارسم وحدة مخطط مائي لها صفة مدتها $t_2 = 3$ ساعات

	t (hr)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	ساعة
unit hydrograph	4hr	0	6	36	66	91	106	93	79	68	58	49	4 hr وحدة مخطط
	t (hr)	11	1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	t (hr)
unit hydrograph	4hr	41	34	27	23	17	13	9	6	3	1.5	0	4 hr وحدة مخطط

الحل

لحساب قيم S تحرك قيمة المخطط المعطى بزمن 4 ساعات (مدة العاصفة) لعدة مرات

$$\text{عدد المرات} = \frac{\text{زمن القاعدة}}{\text{مدة العاصفة}} = 5 = 4 \div 21 =$$

المجموع Σ قيم المنحنى S	(5)	(4)	(3)	(2)	(1)	Q	C
0					1	0	0
6					2	6	1
36					3	36	2
66					4	66	3
91				1	0	91	4
112				2	6	106	5
129				3	36	93	6
145				4	66	79	7
159			1	0	91	68	8
170			2	6	106	58	9
178			3	36	93	49	10
186			4	66	79	41	11
193		1	0	91	68	34	12
197		2	6	106	58	27	13
201		3	36	93	49	23	14
203		4	66	79	41	17	15
206	1	0	91	68	34	13	16
206	2	6	106	58	27	9	17
207	3	36	93	49	23	6	18
206	4	66	79	41	17	3	19
207	0	91	68	34	13	1.5	20
206	6	106	58	27	9	0	21

عدد المرات = 5

تجمع قيم المنحنى عند كل قياس ليتم الحصول على قيم المنحنى S كما موضح بالجدول

لحساب قيم S' - تحرك قيم S بمقدار مدة مخطط الوحدة المطلوب (3 ساعات) كما بالجدول الثاني عمود (4)

تطرح قيم S' من S ليتم الحصول على S - S' عمود (5)

$$\text{يضرب } \left(\frac{4}{3}\right) \frac{t_1}{t_2} \times (S - S') \text{ عمود (6)}$$

يتم الحصول على قيم وحدة المخطط المائي لها صفة مطرية مدتها 3 ساعات كما بالجدول وكما موضح بالرسم البياني

وحدة مخطط 3 hr $(S-S') \times \frac{4}{3}$	قيم S - S'	قيم S'	قيم S	وحدة مخطط 4 hr	t hr
0	0	1	0	0	0
8	6	2	6	6	1
48	36	3	36	36	2
88	66	0	66	66	3
113	85	6	91	91	4
101	76	36	112	106	5
84	63	66	129	93	6
72	54	91	145	79	7
63	47	112	159	68	8
55	41	129	170	58	9
44	33	145	178	49	10
36	27	159	186	41	11
31	23	170	193	34	12
25.3	19	178	197	27	13
20	15	186	201	23	14
13.3	10	193	203	17	15
12	9	197	206	13	16
6.6	5	201	206	9	17
5.3	4	203	207	6	18
0	0	206	206	3	19
1.3	1	206	207	1.5	20
-	1-	207	206	0	21

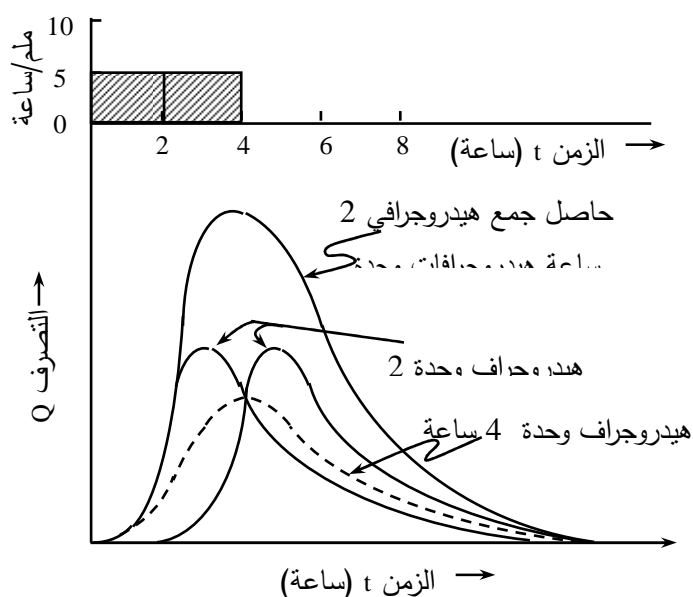
مثال 3-6

بافتراض هيدروجراف وحدة t_1 ساعة، جد هيدروجراف وحدة t_2 ساعة بحيث t_2 ضعف t_1 .

الحل

1. يفترض فترة مطر إجمالي t_1 مباشرة تابعة للفترة الأولى (سوف تعمل هذه على إيجاد هيدروجراف وحدة مطابق غير أنه مزاح نحو اليمين في محور الزمن t_1 ساعة).
2. تجمع بيانياً هيدروجرافات الفترتين t_1 ساعة (يحصل على هيدروجراف يمثل الجريان من مطر $2t_1$ ساعة غير أن شدته نصف تلك للمذكور في البند 1 أعلاه).
3. يستنبط هيدروجراف الوحدة $2t_1$ ساعة بقسمة الإحداثيات الرأسية للبند 2 أعلاه بمقدار 2 (أنظر

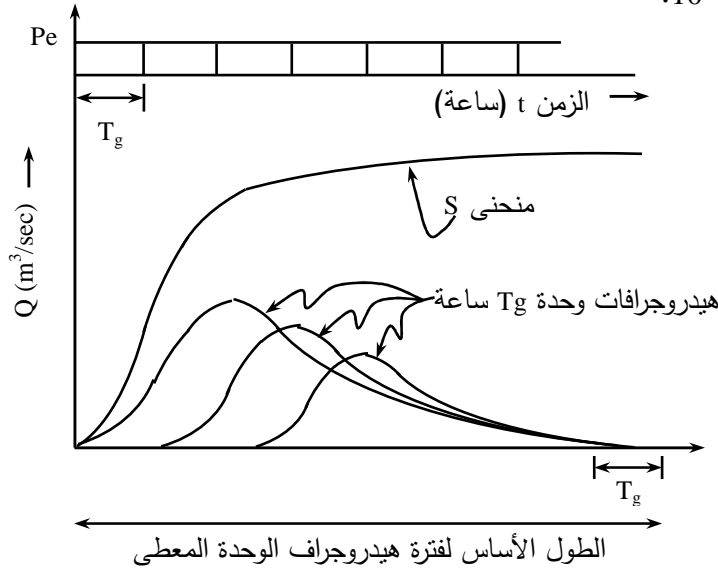
شكل 6-9)



شكل 6-9 تحويل هيدروجراف الوحدة لفترة

تحويل هيدروجراف الوحدة المعطى إلى آخر ذي فترة أقصر، أو فترة ليست مضاعفات فترة محددة

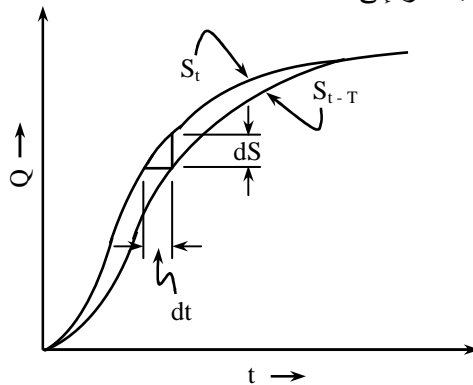
يمكن الحصول على هذا الهيدروجراف بطريقة منحنى المعايرة (منحنى الأس). ومنحنى الأس هو هيدروجراف نتج من زيادة أمطار مستمرة لوحدة واحدة في ساعة. ومن ثم فإذا أضيفت أعداد كبيرة من هيدروجرافات الوحدة للفترة T_g المطيرة المعطاة على أن يزاح كل واحد يتأخر T_g ساعة من هيدروجراف وحدة متقدم ينتج منحنى الأس كما مبين في شكل 6-10.



شكل 6-10 تحويل هيدروجراف الوحدة المعطى لفترة

9-6 هيدروجراف الوحدة اللحظي IUH Instantaneous

إذا أصبحت فترة التساقط الفعال صغيرة جداً، يطلق على هيدروجراف الوحدة هيدروجراف الوحدة اللحظي IUH والذي يمثل $u(o, t)$ أو $u(t)$. بمعنى آخر بالنسبة لهيدروجراف الوحدة اللحظي فإن التساقط الفعال يسري على حوض التصريف في زمن صفر. بالنظر إلى الشكل 6-11.



شكل 6-11 هيدروجراف الوحدة اللحظي

(1) جد منحنى الأس لهيدروجراف وحدة في زمن T ساعة ومن هيدروجراف الوحدة لأي زمن آخر t ، برسم منحنيين S زمن t ساعة على بعد T ساعة من بعضهما البعض هذه تمثل بالمعادلة 6-9.

$$6-9 \quad U(T, t) = \frac{t}{T} (S_t - S_{t-T})$$

حيث:

$u(T, t) =$ الإحداثي الرأسى إلى T ساعة هيدروجراف وحدة مستتب من تلك t ساعة هيدروجراف وحدة وكلما تناقصت T باستمرار إلى صفر لتصل إلى dt فإن الجزء الأيمن من المعادلة يقترب من استنباط منحني S كما موضح في المعادلة 6-10.

$$6-10 \quad u(0) = \frac{dS_t}{dt}$$

أي أن الإحداثي الرأسى لهيدروجراف الوحدة اللحظي على أي زمن يعطى بالقيمة $\frac{dS_t}{dt}$ للزمن t. وبما أن هيدروجراف الوحدة اللحظي لا يعتمد على الزمن فمن ثم يمثل علاقة بيانية لتكامل كافة معاملات منطقة الهطول التي تضم الطول والشكل وظروف الميل التي تحكم أثر منطقة الهطول للتساقط.

10-6 الهيدروجراف الاصطناعي Synthetic UH

في هذه الطريقة وجدت علاقة تحليلية بين ثلاثة معاملات هيدروجراف وحدة تتعلق: بأقصى دفق، وزمن تأخر Lag time من بداية المطر إلى أقصى دفق، وزمن الأساس الكلي. كما تتعلق العلاقة بثلاثة خواص للحوض تضم: حجم مساحة الحوض، وميل منحني المساحة والارتفاع للحوض، وعدد أكبر المجاري المائية للحوض. من منحنيات العلاقة الناتجة، يمكن تقدير معاملات هيدروجراف الوحدة الثلاثة للمساحة غير المقاسة عند معرفة خواص الحوض الثلاثي.

وفي دراسة لأحواض في منطقة جبال الأبلانش وجد سندر Synder أن زمن التأخر basin Lag للحوض (بالساعة) هو دالة في شكل وحجم الحوض كما مبين في المعادلة 6-11.

$$6-11 \quad t_p = C_t (L_{ca})^{0.3}$$

حيث:

$t_p =$ زمن تأخر الحوض (ساعة)

$C_t =$ معامل يعتمد على خواص وحدات حوض التصريف، ويتغير من 1.8 إلى 2.2 للأميال (وحوالي 1.4 إلى 1.7 للكيلومترات)

$L =$ المسافة العامة للنهر من نقطة المخرج إلى التقسيم

$L_{ca} =$ مسافة النهر من نقطة المخرج إلى النقطة المعاكسة لمركز الحوض

أقصى دفق (لوحدة المساحة) لهيدروجراف الوحدة في المعادلة 6-12.

$$6-12 \quad q_p = \frac{C_p \cdot A}{t_p}$$

حيث:

$q_p =$ أقصى دفق

$A =$ مساحة التصريف

$C_p =$ 360 إلى 440 للمساحة بالأميال المربعة و q_p في القدم المكعب على الثانية

$=$ 0.15 إلى 0.19 للمساحة بالكيلومترات المربعة و q_p بالمتر المكعب في الثانية لجريان 1 ملم.

وقد تبنى سندر زمن الأساس لهيدروجراف الوحدة كما في المعادلة 6-13.

$$36-1 \quad T = 3 + 3 \frac{t_p}{24}$$

حيث:

$$T = \text{زمن الأساس لهيدرولوجراف الوحدة (يوم)}$$

$$t_p = \text{تأخر الحوض (ساعة)}$$

والمعادلات تمثل الثلاث معاملات المهمة لإنشاء هيدرولوجراف الوحدة لفترة t_r والذي أخذه سنذر ليمثل 6-14.

$$t_r = 0.18 t_p \quad 6-14$$

حيث:

$$t_r = \text{زمن مطر الوحدة (زمن هيدرولوجراف الوحدة)}$$

ولأي فترة t_R استخدم سنذر تأخر معدل حسب المعادلة 6-15.

$$t_{pR} = t_p + \frac{t_R - t_r}{4} \quad 6-15$$

$$t_{pR} = \text{تأخر الحوض لزوية فترتها } t_R$$

الفصل السابع تمرير الفيضان Flood Routing

1-7 مقدمة

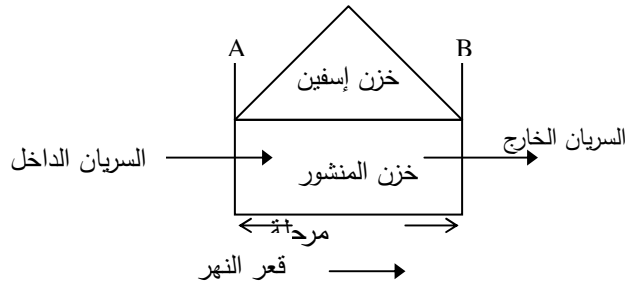
فاض الماء والدمع وغيرهما يفيض قَيْضاً، وقَيْوضاً، بالضم والكسر، وقَيْوضَةً وقَيْوضَاناً، بالتحريك، أي كَثُرَ حتى سال كالوادي. وفي الحديث "ويفيض المال" أي يكثر. من فاض الماء. وفاض صدره بالسر، إذ امتلأ وباح به، ولم يطق كتفه، وكذلك النهر بمائه والإناء بما فيه. وأرض ذات فيوض، أي فيها مياه تفيض، أي تسيل حتى تعلو {38}.

الفيضان يعبر عن انسياب عالي نسبياً يعلو الضفاف الطبيعية أو الاصطناعية على أي مسافة في الجدول {19،29}. ومرحلة الفيضان تمثل ارتفاع المقياس الذي يعلو فيه الدفق الجسور الطبيعية (الضفاف) للنهر وتبدأ مؤثرة ومدمرة. ويمكن قياس الفيضان مقارنة بالارتفاع، والمساحة Inundated Area، وانسياب الذروة، وحجم التصريف. يقاس ارتفاع الفيضان بالمقاييس (من نوع التسجيل أو النوع غير التسجيلي) مثل الشاخص. ويقاس انسياب الفيضان بمقاييس التيار، وبطرق غير مباشرة مثل ميل المساحة، والتقليص، والبرابخ، وخزانات الفيض، والجسور (الردميات) (الطرق الهيدروليكية)، والبيانات الهيدرولوجية، والطرق التجريبية. ويقاس حجم الفيضان بالحساب للخزان، وللانسياب اليومي وغيرها. وتمرير الفيضان Flood routing عبارة عن طريقة لإيجاد التغيرات في الانسياب مع الزمن في أي نقطة في المجرى المائي، وذلك باعتبار البيانات المماثلة لنقطة في الجدول. أي أنها طريقة توضح كيفية نقصان مقدار موجة الفيضان وإطالة الزمن باستخدام الخزن في مرحلة بين نقطتين {9}

2-7 معادلة الخزن

يمكن إيجاد الخزن لمرحلة ما بالآتي:

- عمل مسح طبغرافي وهيدرولوجي مفصل لمرحلة النهر والأرض الواقعة على شاطئ بحيرة. ومن ثم يمكن إيجاد سعة الخزن للمجري لارتفاعات مختلفة.
- استخدام سجلات الارتفاعات السابقة لأمواج الفيضان على نقطتين، ومن ثم استنباط سعة الخزن للمرحلة. والخزن في المرحلة للنهر يمكن تقسيمه إلى خزن منشور prism storage، وخزن إسفين wedge (انظر شكل 1-7).



شكل 1-7 الخزن

3-7 طرق تمرير الفيضان

ومن أمثلة طرق تمرير الفيضان ما يلي:

أ) علاقة الانسياب والخزن غير المتغير Invariable Discharge-Storage Relationship ومنها طريقة Puls وهذه الطريقة تفترض علاقة بين الانسياب والخزن غير المتغير، وتتجاهل الميل المتغير الحادث أثناء مرور موجة فيضان {19}. وعليه ولفترة زمنية فإن قانون الاستمرارية يملئ المعادلة 1-7:

الانسياب الداخل - الانسياب الخارج = التغير في الخزن 1-7

$$I - D = \frac{\Delta S}{\Delta t}$$

7-2

حيث:

I = الانسياب الداخل للمرحلة.

D = الانسياب الخارج من المرحلة.

$\frac{\Delta S}{\Delta t}$ = معدل التغير في خزن المرحلة بالنسبة للزمن. وتسمى Δt زمن الفيضان Routing Period ويعني بها الفترة الزمنية التي يمثل فيها الإحداثيات الرأسية للهيدروجراف المستخدم في تقدير الفيضان {19}. ويتبع أسلوب حسابي معين لإيجاد الفيضان.

أو بعرضها في فترات زمنية محددة كما في المعادلة 3-7.

7-3

$$0.5 (I_1 + I_2)\Delta t - 0.5 (D_1 + D_2)\Delta t = S_2 - S_1$$

حيث ترمز الأرقام السفلية إلى الكميات لبداية الفترة ونهايتها.

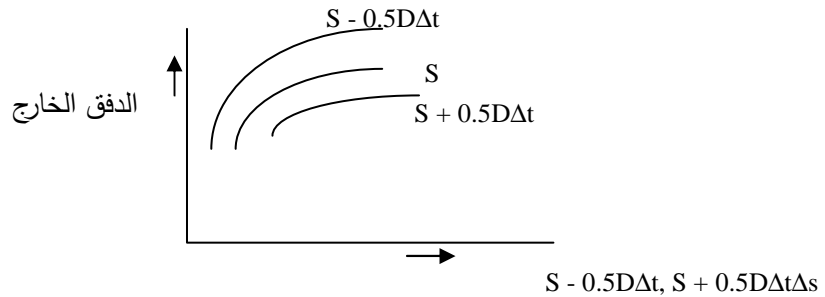
وافترض الانسياب الوسيط ليساوي المتوسط في بداية الفترة ونهايتها مناسب إذا كانت الفترة تساوي أو تقل عن زمن السير عبر المرحلة، وعند عدم وجود تغيرات فجائية غير الانسياب عبر الفترة. وبترتيب المعادلة 2-6

بحيث أن كل القيم المعلومة تقع في الجانب الأيسر تنتج المعادلة 4-7.

7-4

$$0.5 (I_1 + I_2)\Delta t + S_1 - 0.5 D_1\Delta t = S_2 + 0.5 D_2\Delta t$$

ويوجد الاستتباع (التمرير) Routing بتعويض القيم المعلومة في المعادلة للحصول على $(S_2 + 0.5 D_2\Delta t)$ ومن ثم يحصل على D_2 من العلاقة بين D_2 و $(S_2 + 0.5 D_2\Delta t)$. ويمثل الرسم 1-6 منحنى الخزن المتحصل عليه من مقاطع الوادي أو من الخريط الطبغرافية التفصيلية.



شكل 2-7 منحنيات لطريقة بلز عند معرفة قيمة Δt

ويمثل الشكل 2-7 أيضاً منحنيات $S + 0.5 D\Delta t$ و $S - 0.5 D\Delta t$ التي يتحصل عليها على الترتيب بالطرح أو الإضافة إلى الإحداثيات السينية لمنحنى لخزن نصف قيمة $D\Delta t$. وفي بداية فترة الاستتباع فإن القيم المعلومة هي الدفق الداخل للفترة 1 و2 والدفق الخارج للفترة 1، والمطلوب إيجاد الدفق الخارج للفترة 2.

حساب طريقة بلز

(6)	(5)	(4)	(3)	(2)	(1)
$S + 0.5 D \Delta t$	$S - 0.5 D \Delta t$	D	$(I_1 + I_2)/2$	I	فترة الاستتباع (يوم)
عمود 3 + عمود 5	-	y_1	-	x_1	1
		y_2	$(x_1 + x_2)/2$	x_2	2
		y_3		x_3	3

وبالنظر إلى حساب الاستتباع في الجدول يمكن تلخيص خطوات الاستتباع على النحو التالي:

- تحسب قيمة $(I_1 + I_2)/2$ كما في العمود 3.
- من منحنى $S - 0.5 D \Delta t$ نقرأ قيم $S_1 - 0.5 D_1 \Delta t$ المناظرة لقيم D_1 المعطاة... الخ.
- تحسب $S_2 + 0.5 D_2 \Delta t$ في العمود السادس بجمع القيم في العمود الثالث إلى تلك التي في العمود الخامس.
- من منحنى $S + 0.5 D \Delta t$ نقرأ قيم D_2 المناظرة لتلك في $S_2 + 0.5 D_2 \Delta t$.
- توجد $S_1 - 0.5 D_1 \Delta t$ أو حقيقة $S_2 - 0.5 D_2 \Delta t$ لفترة الاستتباع القادمة بطرح D_2 من $S_2 + 0.5 D_2 \Delta t$ أو بقراءتها من منحنى $S - 0.5 D \Delta t$ لقيم D_2 .
- ولإيجاد D_3 لفترة 3 تكرر الخطوات أعلاه وهكذا.

(ب) **نظرية المعامل Coefficient Method** تفترض هذه النظرية أن الخزن يتناسب طردياً مع التصريف

الخارج كما في المعادلة 5-7.

$$7-5 \quad S_2 - S_1 = k (D_2 - D_1)$$

ومن المعادلة 4-7 تستنتج المعادلة 6-7

$$7-6 \quad 0.5 (I_1 + I_2) \Delta t - 0.5 (D_1 + D_2) \Delta t = k (D_2 - D_1)$$

أو

$$7-7 \quad D_2 = D_1 + C (I_1 - D_1) + 0.5C (I_2 - I_1)$$

حيث:

$$7-8 \quad C = \frac{\Delta t}{k + 0.5 \Delta t}$$

$k =$ ثابت التناسب = مقلوب ميل منحنى الخزن.

(ج) **علاقة الانسياب والخزن المتغير:** وهنا يحسب التغير في الانسياب والخزن. وتستخدم طرق مثل:

ج-1) طريقة مسكنج Muskingum وتضم النظرية مفهوم خزن الإسفين والمنشور والتي يمثل فيها الخزن كدالة

في التصريف الداخل والانسياب على حسب المعادلة 7-9.

$$7-9 \quad S = K[XI + (1 - X)D]$$

حيث:

$$S = \text{الخزن (م}^3)$$

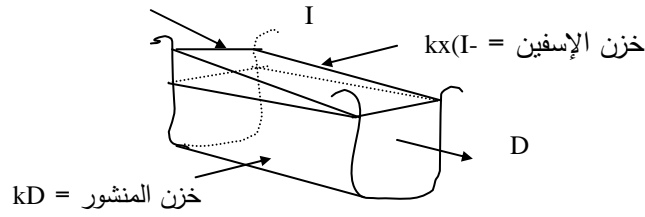
$K =$ معامل = ثابت الخزن (ث) = ميل علاقة الخزن والدفق الموزون.

$X =$ ثابت لمرحلة معينة من النهر (لا بعدي). عادة يكون بين صفر و 0.5

$I =$ معدل الانسياب الداخل (م³/ث)

$D =$ معدل الانسياب الداخل الخارج (م³/ث)

وتستخدم سجلات الانسياب لحساب K و X .



شكل 3-7 علاقة الانسياب والخزن المتغير

باستخدام الرموز أعلاه يمكن إعادة كتابة المعادلة 7-9 على النحو المبين في المعادلة 7-10.

$$7-10 \quad S_2 - S_1 = k [X(I_2 - I_1) + (1 - X)(D_2 - D_1)]$$

وباتحاد المعادلة 7-9 مع المعادلة 7-10 وتبسيطها تنتج المعادلة 7-11.

$$7-11 \quad D_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 D_1$$

حيث:

$$7-12 \quad C_0 = \frac{\Delta t - 2kX}{2k(1-X) + \Delta t}$$

$$7-13 \quad C_1 = \frac{\Delta t + 2kX}{2k(1-X) + \Delta t}$$

$$7-14 \quad C_2 = \frac{2k(1-X) - \Delta t}{2k(1-X) + \Delta t}$$

وبتعديل جبري يمكن إعادة كتابة المعادلة 7-11 كما في المعادلة 7-15.

$$D_2 = D_1 + C_0' (I_1 - D_1) + C_1' (I_2 - I_1)$$

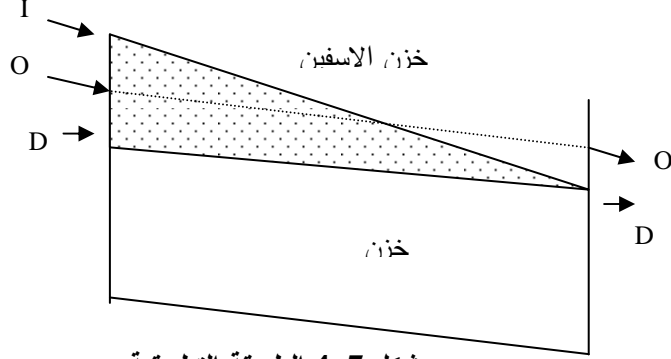
$$7-16 \quad C_0' = \frac{\Delta t}{k(1-X) + 0.5\Delta t}$$

$$7-17 \quad C_1' = \frac{0.5\Delta t - kX}{k(1-X) + 0.5\Delta t}$$

ولتسهيل الاستتباع يمكن رسم منحنيات لكلٍ من I_1 و I_2 كدالة في الدفق الخارج بأخذ k و X كمعاملات. يحتاج إلى سجلات الانسياب لحساب k و X . ويقدر حجم الخزن باستخدام المعادلة وهيدروجراف الدفق الداخل والخارج أو من جداول. وبالبدا من زمن يتساوى فيه تقريباً الدفق والدفق الخارج يمكن تقدير الدفق الداخل المحلي من التساقط أو الأنهار المجاورة ليضاف إلى الدفق الداخل المقاس للحصول على الدفق الكلي للمرحلة. ويقارن الدفق الداخل الكلي مع الدفق الخارج للتأكد من توازنهما. وتختار فترة زمنية Δt بين قيم متتالية للدفق أكبر من $2kX$ لتجنب الحصول على قيم سالبة للمعامل C_0 . إن الخزن في المرحلة هو الفرق بين الدفق الداخل المتراكم والدفق الخارج المتراكم، يفترض معامل X ويحسب الدفق الموزون. تستخدم لقيم X تلك القيم المقدرة عن طريق التجربة والخطأ لحين يبين رسم الدفق الموزون مع الخزن منحنى قيم واحدة، أو بمعنى آخر منحنى لا يكون حلقة ومن ثم فإن ميل الخط يساوي k .

ج-2) طريقة القيمة التطبيقية The working value method

هي مفهوم مفيد لتقويم خزن الإسفين وتضم دفق تطبيقي تقديري والذي يمثل دفق مستقر يمكنه من تحقيق خزن يساوي ذلك الناتج من الدفق الداخل الحقيقي I والدفق الخارج D.



شكل 4-7 الطريقة التطبيقية

يبين شكل 4-7 الانسياب التطبيقي O. ومن الملاحظ أن خزن الإسفين الذي مثل سابقاً $kx(I - D)$ أيضاً يساوي

$$k(O - D) \quad \text{19-7 المعادلة}$$

$$O = XI + (I - X) D \quad \text{7-19}$$

والدفق الخارج من استنباع الفترات 1 و 2 يعطى من المعادلة 19-7 كما في المعادلة 20-7

$$D_1 = O_1 - \frac{X}{1-X} (I_1 - O_1) \quad \text{7-20}$$

$$D_2 = O_2 - \frac{X}{1-X} (I_2 - O_2) \quad \text{7-21}$$

وبجمع المعادلات السابقة مع المعادلة 2-7 تنتج المعادلة 22-7

$$S_2 - S_1 = \frac{1}{2} \Delta t \frac{1}{1-X} (I_1 + I_2) - \frac{1}{2} \Delta t \frac{1}{1-X} (O_1 + O_2) \quad \text{7-22}$$

ومنها

$$S_1(1-X) + \frac{1}{2} \Delta t (I_1 + I_2) - \frac{1}{2} \Delta t O_1 = S_2(1-X) + \frac{1}{2} \Delta t O_2 \quad \text{7-23}$$

وبوضع

$$S_1(1-X) + \frac{1}{2} \Delta t O_1 = R_1 \quad \text{7-24}$$

$$S_2(1-X) + \frac{1}{2} \Delta t O_2 = R_2 \quad \text{7-25}$$

$$\therefore R_2 = R_1 + \frac{1}{2} \Delta t (I_1 + I_2) - \Delta t O_1 \quad \text{7-26}$$

حيث R_1 و R_2 تسمى القيم التطبيقية وتمثل أساس الخزن. وباتحاد معادلة 19-7 مع معادلة 8-7 وبحلها إلى S

تنتج المعادلة 27-7

$$S = KO \quad \text{6-27}$$

ولفترات استنباع 1 و 2 تعطى المعادلات 28-7 و 29-7.

$$S_1 = K_1 O_1 \quad \text{7-28}$$

$$S_2 = K_2 O_2 \quad \text{7-29}$$

وتستخدم الطريقة المتبعة في نظرية مسكنج لإيجاد فترة الاستنباع k و X. وإذا كان k ثابت يصبح

$$k_1 = k_2 = k$$

أما إذا كان k متغيراً فيمكن إيجاد قيمة k_1 و k_2 من علاقتهما بالانسياب الخارج.

ويعرف قيمة I_1 و I_2 و D_1 فيمكن إجراء الاستنتاج رياضياً باستخدام المعادلات السالفة لإيجاد قيم O_1 و S_1 و R_1 و O_2 و R_2 بفرض قيمة D_2 عندما يكون k_2 متغيراً ثم توجد قيمة D_2 من علاقتها بهذه المتغيرات والتي ينبغي أن تساوي قيمة D_2 المفترضة. وإذا اقتضى الحال يمكن فرض قيمة أخرى إلى D_2 ثم تعاد الحسابات. غير أن طريقة الاستنتاج يمكن تبسيطها باستخدام خطوة الرسم البياني بواسطة جهاز الانزلاق الآلي مستخدماً مسطرة منزلقة خاصة.

ج-3) الطريقة المتأخرة Lag method

تعتمد هذه الطريقة على طرق تجريبية للاستنتاج بإزاحة الزمن للدفق الخارج المتوسط. وفي بعض الحالات تنتج هذه الطرق هيدروجرافات أو قيم لانسياب الفيضان متقاربة. ومن هذه الطرق الطريقة المتأخرة للمتوسط المتعاقب successive average lag method والطريقة المتأخرة للمتوسط المتقدم progressive average lag method.

1) طريقة المتوسط المتعاقب Successive Average Method

تضم افتراضات هذه الطريقة:

- تتغير كل من علاقة الانسياب والخرن (ومن ثم شكل هيدروجراف الفيضان) تغيراً منتظماً عبر المجرى.
- الانسياب المتوسط على فترات الاستنتاج 1 و 2 في نقطة بالمجرى، أو قيمة $\frac{1}{2}(I_1 + I_2)$ يمكن خبرتها على نفس النقطة أدنى النهر على الفترة 2، وهذه العلاقات بين الانسياب على نقطتين تسري لكل فترات الاستنتاج لحقبة زمنية متساوية.
- يعكس أي تغير في شكل الهيدروجراف بين نقطتين الأثر التراكمي لكل خواص الخزان بمرحلة المجرى. ومن ثم يمكن تكرار عملية الاستنتاج لأي عدد من المراحل المطلوبة لإيجاد تغير شكل الهيدروجراف من جراء الاستنتاج عبر خزن المجرى. وتختار فترات الاستنتاج بحيث أن هيدروجراف الدفق الداخل خلال الحقبة بالضرورة يكون خطأ مستقيماً.

2) الطريقة المتأخرة للمتوسط المتقدم The Progressive Average lag Method

يؤخذ المتوسط لدفقين أو أكثر وتؤخر قيمة الوسيط بزمن مسير موجة الفيضان لإيجاد الدفق وزمن حدوث قيمة واحدة من هيدروجراف الدفق الخارج. وتكرر العملية لقيم أخرى من الدفق الخارج إلى حين الحصول على هيدروجراف الدفق الخارج. ويعطى وزن متساوي لكل قيمة دفق داخل عند استنباط الدفق الخارج وطول الفترة التي يوجد المتوسط لقيم الدفق الداخل لها للحصول على الدفق الخارج دون أن تتعلق بزمن مسير موجة الفيضان. وعند التطبيق توجد طول فترة الدفق الداخل بالخطأ والتجربة حتى الحصول على اتفاق مقبول بين القيم المحسوبة والمشاهدة لأقصى دفق خارج. وعادة يكون هذا الطول مساوياً ثلاثة أرباع إلى ضعف زمن المسير travel time.

د) الطرق البيانية Graphical Methods

تضم هذه الطرق النظرية البسيطة لمسكنج ونظرية القيمة التطبيقية

د-1) طريقة مسكنج البسيطة (معادلة الخزن) Simplified Muskingum Method

بافتراض $X = 0$ فإن

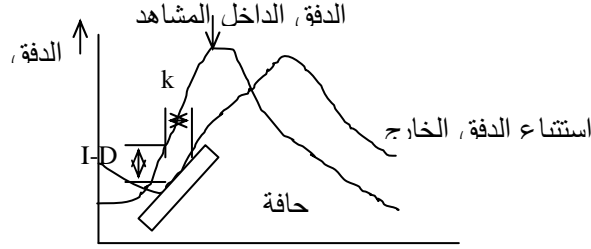
7-30

$$\frac{ds}{dt} = k \frac{dD}{dt}$$

ويجمع المعادلتين 1-7 و 30-7 تنتج المعادلة 7-31.

$$\frac{I-D}{k} = \frac{dD}{dt}$$

وتمثل المعادلة الأساس لطريقة الإستتباع البيانية البسيطة. وبمعرفة هيدروجراف الدفق الداخل والقطاع الابتدائي لهيدروجراف الدفق الخارج يمكن مد هيدروجراف الدفق الخارج بوضع حافة مستقيمة كما موضح في الرسم 5-7.



شكل 5-7 طريقة الإستتباع البيانية البسيطة

لا تستخدم فترة استتباع ومن الملاحظ أن قيمة k ليس من الضرورة أن تكون ثابتة غير أنها يمكن التعبير عنها كدالة في D . ومن ثم فإن هذه الطريقة مناسبة للإستتباع خلال خزان ليس به أبواب لرسم منحنى k (علاقة $\frac{ds}{dD}$ مع D) ويمكن إيجاد k بعكس طريقة الإستتباع المذكورة أعلاه. يمكن مد خط مستقيم مكون لميل هيدروجراف الدفق الخارج على أي زمن t إلى قيمة دفق تساوي الدفق الداخل لذلك الزمن. ويبين فرق الزمن بين الدفق الداخل وهذا الامتداد قيمة k . وعندما توحد قيمة k لعدد من النقاط المختارة في الأضلاع الصاعدة والهابطة لسلسلة من الحوادث التاريخية يمكن استنباط العلاقة بين k و D بسهولة.

(د-2) طريقة القيمة التطبيقية Working-Value method

المعادلات التي تضم القيمة التطبيقية R يمكن حلها بيانياً باستخدام ذراع منزلق، يوضع على ميل مساوي $\frac{1}{\Delta t}$.

ويحصل على منحنى تطبيقي للعلاقة بين $(R - O)$ مع O عن طريق الحسابات المستخدمة العلاقات التالية:

$$O = IX + (1 - X) D \quad 27-3$$

$$S = KO \quad 37-3$$

$$R = S(1 - X) + \frac{1}{2} \Delta t O \quad 347-$$

والتي تمثل علاقات عامة للمعادلات الأنفة الذكر.

الفصل الثامن

تمارين عامة ومراجع

8-1 تمارين نظرية وعملية

8-1-1 تمارين نظرية

- (1) ما معنى الهيدرولوجيا؟ وما فوائدها العملية والتطبيقية؟
- (2) أذكر أهم العوامل المؤثرة على المناخ والطقس في منطقة معينة؟
- (3) ما فائدة قياس درجة الحرارة من وجهة النظر الهيدرولوجية؟
- (4) بين حدوث الرياح؟
- (5) بين كيفية تحديد كل من مناطق الضغط المنخفض والمرتفع مقارنة باتجاه الرياح.
- (6) كيف يمكن قياس شدة الرياح واتجاهها؟ وضح إجابتك بالرسومات المناسبة.
- (7) تحدث بإسهاب عن التالي: الرطوبة، والرطوبة النسبية، وضغط بخار الماء.
- (8) كيف تقاس درجة الرطوبة؟ وما الاختلافات البينة بين طرق القياس؟
- (9) كيف يقاس الإشعاع الشمسي؟
- (10) كيف تتكون السحب؟
- (11) ما أسباب تكثيف بخار الماء في الهواء؟
- (12) عدد خمسة عوامل تؤثر على البخر.
- (13) صف الجهاز النموذجي الموصي به في هيئة الإحصاء العالمية لقياس البخر.
- (14) ما أثر المياه الجوفية على البخر؟
- (15) إذا كانت هناك كتلة هواء عند نقطة تحت منحني بخار الإشباع لها درجة حرارة مئوية t ° وضغط بخار e صف حالة الكتلة إذا أخذت كل من المسارات التالية:
 - امتصت مياه زيادة دون تغيير في درجة الحرارة
 - انخفضت درجة حرارتها دون تغيير في الرطوبة.
 - زيادة في الرطوبة وانخفاض في درجة الحرارة. دعم إجابتك بالرسم.
- (16) أذكر أهم أنواع التساقط موضحاً الفرق بين الأنواع المختلفة.
- (17) ما العوامل المؤثرة على قياس التساقط؟
- (18) أذكر أنواع أجهزة قياس المطر.
- (19) ما مصادر الخطأ المتوقعة عند تسجيل قراءات المطر في محطات الأرصاد الهيدرولوجية؟
- (20) ما الفرق بين طريقة المتوسط الحسابي وطريقة مضلع ثايسن وطريقة خطوط الأمطار المتساوية لحساب الأمطار؟ وما أوجه تميز أو قصور كل طريقة؟
- (21) كيف يمكن تقدير بيانات التساقط المفقودة في محطة ما مقارنة بالبيانات الموجودة للمحطات المجاورة؟ ما أوجه القصور في هذه الطريقة؟
- (22) ما العلاقة بين شدة الأمطار وفترة هطولها وترددتها؟
- (23) ما الفرق بين البخر والنتح؟ وما فائدة قياس كل منهما؟
- (24) ما العوامل المؤثرة على بخر الماء من المسطحات المائية ومن التربة؟

- (25) أي من الطرق التالية تفضل لتقدير كمية البخر: استخدام كفة البخر؛ أم ميزانية الماء، أم انتقال الكتلة، أم ميزانية الطاقة، أم بنمان؟ ولماذا؟
- (26) ما الافتراضات الأساسية في نظرية بنمان لتقدير كمية البخر؟
- (27) ما الفرق بين التسرب والتخلخل؟
- (28) أذكر أهم ثلاثة عوامل مؤثرة على تسرب الماء داخل التربة.
- (29) كيف يمكن قياس تسرب الماء داخل التربة؟ وما فوائد قياس التسرب؟
- (30) أي الدلائل التالية تفضل لتقدير التسرب: دليل فاي أم دبليو أم التساقط؟ ولماذا؟
- (30) أذكر أهم العوامل المؤثرة على سريان الماء الجوفي داخل حوض الماء الجوفي المحجوز.
- (31) ما افتراضات ديبيوا؟ وكيف تستخدم؟
- (32) ما الفرق بين انسياب الماء في الحالة المستقرة وانسيابه في الحالة غير المستقرة داخل حوض الماء الجوفي؟
- (34) كيف تختلف إنتاجية آبار الماء فيما بينها؟
- (35) عرف ما يلي: الانسياب السطحي، الانسياب تحت السطحي، الحوض الساكب، الانسياب القاعدي، المواد المشعة الاستشفافية.
- (36) ما أفضل الطرق لقياس الانسياب السطحي؟
- (37) ما الافتراضات في الصيغة العقلانية لإيجاد الدفق السطحي؟
- (38) اكتب بإيجاز عن التالي:
- استخدام منحنى المعايرة لدراسة التغيرات في معدل الدفق السطحي.
 - منحنى ريل لتقدير الخزن في المجرى المائي.
 - هيدروجراف الوحدة.
- (39) ما أهم أنواع أجهزة قياس المنسوب؟
- (40) ما العلاقة بين المنسوب والتدفق؟
- (41) كيف تحسب التدفقات الاعظمية عند توفر القياسات أو عند عدم توفرها؟
- (42) عرف التالي: الإحصاء، والاحتمال، والتوزيع التكراري.
- (43) اكتب باختصار عن التالي: المتوسط الحسابي، والمتوسط التريبيعي، والوسيط، والمنوال، والانحراف، والتباين، والتشتت، ومعامل الانعراج.
- (44) ما الفرق بين الحادثة المؤكدة والممكنة؟
- (45) اكتب باختصار عن معاملات التوزيع.
- (46) ما فائدة المنحنى المائي الزمني؟
- (47) اكتب عن أقسام المخطط المائي وطرق تحليله.
- (48) ما أهم الطرق المستخدمة لفصل الدفق الأساس في المخطط المائي.
- (49) عرف التالي: هيدروجراف الوحدة، مخطط الوحدة اللحظي، والمخطط المائي الاصطناعي.
- (50) ما أهم طرق تمرير الفيضان؟

8-1-2 تمارين عملية

- 1) عند قياس سرعة الرياح في محطة رصد هيدرولوجية لارتفاعين 4 و 10 متر تم الحصول على القيم الآتية 2.4 و 3 متر/ثانية على الترتيب. جد سرعة الرياح لارتفاع مترين.
- 2) كتلة من الهواء على درجة حرارة 25.3 هـ مئوية، ورطوبة نسبية 75%. جد ضغط البخار المتشبع، وضغط البخار الحقيقي، والعجز في التشبع، ونقطة الندى. ما الفرق في الاجابة إذا تغيرت درجة الحرارة إلى 28 هـ مئوية، والرطوبة النسبية إلى 70%.
- 3) جبل ارتفاعه 3000 متر ودرجة حرارة الهواء الجاف الصاعد 15.54 درجة مئوية. يحدث التكاثف على ارتفاع 1300 متر. احسب هبوط الضغط والتشبع. جد درجة حرارة الهواء عندما يصل قمة الجبل ودرجة حرارته عندما يعود مرة أخرى لأسفله.
- 4) جد متوسط الأمطار بمنطقة معينة على حسب بيانات الأمطار المقدرة في أربع محطات قياس هيدرولوجية والمدرجة في الجدول التالي:

المحطة	كمية الأمطار (ملم)
أ	312
ب	454
ج	443
د	304

- 4) وجد أن متوسط الأمطار بمنطقة معينة يعادل 386 ملم على حسب البيانات التالية للأمطار المقدرة في أربع محطات رصد هيدرولوجية:

رقم المحطة	مقدار الأمطار (ملم)
أ	333
ب	391
ج	362
د	ص

- جد متوسط الأمطار في المحطة (د) مستخدماً طريقة المتوسط الحسابي لتقدير المطر.
- 5) حصل على بيانات الأمطار التالية من سجلات محطات قياس الرصد الهيدرولوجية (أ)، (ب)، (ج)، (د) 16.9 و 18.5 و 23.5 و 17.8 ملم على الترتيب. وقد اختيرت طريقة مضلع ثايسن لحساب متوسط الأمطار. ووجد أن مساحة كل من المضلعات المحيطة بكل محطة على النحو التالي: 23.5 و 18.3 و 30.5 و 36.5 كيلومتر مربع للمحطات (أ)، (ب)، (ج)، (د) على الترتيب. جد مقدار متوسط الأمطار بالمنطقة.

6) توجد في منطقة معينة 6 محطات رصد هيدرولوجية لقياس الأمطار وأشارت السجلات بها إلى أن متوسط الأمطار الهاطلة بالمنطقة حسب البيانات المدونة في الجدول التالي. وعند استخدام طريقة ثايسن لحساب المتوسط أوضح رسم المضلعات إلى المساحة المبينة بالجدول.

رقم المحطة	متوسط الأمطار (مم)	مساحة مضلع ثايسن المحيط بالمحطة (كلم ²)
أ	52	21.8
ب	33	43.6
ج	28	19.6
د	-	54.5
هـ	55	10.9
و	36	28.3

إذا وجد أن متوسط الأمطار بالمنطقة يساوي 43.6 ملم، جد متوسط الأمطار في المحطة (د).

8) باستعمال طريقة ثايسن على مساحة قدرها 900 ميل مربع رصدت القراءات والمساحات بثمان محطات على النحو التالي:

المحطة	الهطل المرصود (بوصة)	مساحة مضلع ثايسن المحيط بالمحطة (ميل ²)
1	1.0	9
2	2.25	171
3	3.0	162
4	4.05	171
5	2.35	27
6	4.5	135
7	7.5	117
8	6.75	108

جد متوسط الهطل مع المساحة.

9) جد متوسط الأمطار للبيانات التالية باستخدام طريقة خطوط الأمطار المتساوية، علماً بأن المساحات بين الخطوط المتساوية كما موضحة في الجدول التالي:

خط المطر المتساوي (سم)	المساحة بين الخطوط (كلم مربع)
8	10
9	20
10	90
11	100
12	50
13	20
14	

(7) جد متوسط الأمطار للبيانات المبينة في الجدول التالي باستخدام طريقة خطوط الأمطار المتساوية، علماً بأن المساحة بين كل خطين من خطوط الأمطار المتساوية كما مبينة في الجدول التالي:

خط المطر المتساوي (سم)	المساحة بين الخطوط (كلم مربع A)
10	12.1
11	41.5
12	51.9
13	66.6
14	13.8
15	21.6
16	

(8) فقد سجل أمطار من محطة رصد هايدروليكية (م) في أحد الأيام العاصفة. ووجدت تقديرات الأمطار في ثلاث محطات (م1) و (م2) و (م3) محيطية بالمحطة م تساوي 23 و 49 و 34 ملم على الترتيب. علماً بأن التساقط السنوي العادي في المحطات (م) و (م1) و (م2) و (م3) يساوي 610 و 802 و 689 و 542 ملم على الترتيب. جد قيمة التساقط أثناء الزوبعة في المحطة م.

(9) أربع محطات رصد جوي في منطقة متشابهة الظروف رصدت منها البيانات التالية

المحطة	1	2	3	4
متوسط الهطل السنوي	250	1270	1155	1060
الهطل الحالي	740	؟	770	850

اكمل السجل.

(10) وجدت قيمة المطر الكلى الهاطل في منطقة معينة تساوي 115 ملم مقسمة حسب ما موضح في الجدول التالي:

الزمن (ساعة)	شدة الأمطار (ملم/ساعة)
صفر	صفر
1	10
2	18
3	20
4	30
5	15
6	10
7	8
8	4

جد مقدار فاي للمنطقة الجابية لحدوث انسياب سطحي تبلغ قيمته 61 ملم.

(7) دليل التساقط لمحطة رصد هايدرولوجية يساوي 55 ملم في اليوم الأول من أغسطس. ويبين الجدول التالي الأمطار التي هطلت على الفترة المبينة:

التاريخ	كمية الأمطار الساقطة (ملم)
5 أغسطس	80
7 أغسطس	66
12 أغسطس	27

(أ) جد دليل التساقط ليوم 19 أغسطس.

(ب) أحسب دليل التساقط ليوم 19 أغسطس بافتراض عدم سقوط أمطار بالمنطقة. (الثابت $k = 0.9$)

15) وجد أن دليل التساقط لمحطة رصد هيدرولوجية يساوي 5.5 سم في اليوم الأول من يوليو. وبيّن الجدول التالي الأمطار التي هطلت على مدى أسبوع:

التاريخ	كمية الأمطار الساقطة (سم)
4 يوليو	6.5
6 يوليو	5.5
8 يوليو	3.5

أ) جد دليل التساقط ليوم 18 يوليو.

ب) جد دليل التساقط ليوم 18 يوليو بافتراض عدم سقوط أمطار بالمنطقة. (الثابت $k = 0.92$).

16) احسب كمية المياه المتبخرة من سطح بركة خلال شهر فبراير إذا كانت القيمة الوسيطة لدرجة الحرارة العظمى لمياه سطح البحيرة خلال هذه الفترة 20 درجة مئوية، ودرجة حرارة الهواء الجاف على ارتفاع 2 متر فوق سطح البحيرة 23 درجة مئوية والرطوبة 17 درجة مئوية والسرعة الوسيطة للرياح 1.5 متر على الثانية على نفس الارتفاع علماً بأنه لم يحدث تجمد.

17) أشار مقياس المطر في منطقة معينة إلى أن متوسط هطول الأمطار السنوي يساوي 590 ملم. يتسرب 80 بالمائة من هذه الأمطار إلى جوف الأرض. توجد قناتان تفصلهما قطعة أرض عرضها 1 كيلومتر ذات نفاذية تصل إلى 0.4 متر/ساعة، وإحدى القناتين أعلى من الثانية بحوالي 1.3 متر. أوضحت دراسات المسح الجيولوجي الذي أجري بالمنطقة إلى تكون حوض ماء جوفي تحت قطعة الأرض يصل متوسط عمقه إلى 15 متر. جد معدل الدفق الخارج من كل قناة إلى الخزان الجوفي.

18) أنشأ مستودع مائي للقيام بتجميع كميات المياه الهاطلة في المنطقة الجابية المجاورة، ولتنظيم الإمداد بمعدل دفق منتظم يساوي 8000 متر مكعباً على الساعة. وأشارت سجلات دفق المجرى المائي إلى البيانات الشهرية التالية مقدرة بالمتر المكعب:

الشهر	حجم الماء (مليون متر مكعب)
يناير	7
فبراير	21
مارس	15
أبريل	14
مايو	10
يونيو	5
يوليو	1
أغسطس	1
سبتمبر	4
أكتوبر	14
نوفمبر	26
ديسمبر	32

جد مقدار التخزين الذي نيط به تنظيم الاستهلاك بافتراض عدم وجود فقدان وهدر للماء.

(7) معدل الدفق في مجرى مائي يقوم بتصريف مياه حوض ساكب يبلغ 44 متر مكعب في الثانية بعد مضي خمسة أيام دون هطول أمطار، كما ويبلغ معدل دفته نصف هذه الكمية بعد مضي 20 يوم من غير هطول أمطار. جد:

(أ) معادلة هيدروجراف الانسياب القاعدي.

(ب) مقدار معدل الدفق بعد مضي فترة خمسة أشهر بالمجرى المائي.

(8) جد مقدار الماء المندفق من بئر قطرها 30 سم تصل إلى نهاية حوض ماء جوفي غير محجوز يبعد عن السطح بمقدار 20 متر، ونفاذيته 3 متر/ساعة. علما بأن مستوى هبوط الماء عند البئر 2.4 متر ونصف القطر الذي يتلاشى عنده مستوى هبوط الماء الجوفي 380 متر.

(9) بئر قطرها 30 سم تتعمق حوض ماء جوفي، وعمق الماء بها 15 متر. وجد أن مستوى هبوط الماء في بئرين للمراقبة يبعدان 40 و 90 متر من البئر 1.3 و 0.7 متر على الترتيب عندما كان ضخ الماء بمعدل 3000 لتر في الدقيقة. جد معامل نفاذية الحوض ومستوى هبوط الماء في البئر بعد الضخ.

2-8 المراجع والمصادر

- (1) Raudkivi, A. J., Hydrology - an Advanced Introduction to Hydrological Processes and Modeling, Pergamon Press, Oxford, 1979.
- (2) Linsely, R. K.; Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H., Applied Hydrology, Tata McGraw-Hill Pub. Co., New Delhi, 1983.
- (3) عصام محمد عبد الماجد، الهندسة البيئية، دار المستقبل للطباعة والنشر، عمان، الأردن، 1995.
- (4) عصام محمد عبد الماجد، التلوث المخاطر والحلول، المنظمة العربية للتربية والثقافة والعلوم (حائز على جائزة)، القباضة الأصلية، تونس، تحت الطبع.
- (5) عصام محمد عبد الماجد وبشير محمد الحسن، إمدادات المياه بالسودان، دار جامعة الخرطوم للنشر، المجلس القومي للبحوث، الخرطوم، السودان، 1986.
- (6) Rowe, D. R. and Abdel-Magid, I. M., Handbook of Wastewater Reclamation and Reuse, CRC Press\Lewis Publishers, Boca Raton, 1995.
- (7) Raju, B. S., Water Supply and Wastewater Engineering, Tata McGraw - Hill Publishing Co. Ltd., New Delhi, 1995
- (8) Wisler, C. O. and Brater, E. F., Hydrology, John Wiley and Sons, New York, 2nd Ed., 1959.
- (9) Wilson, E. M., Engineering Hydrology, 4th Ed., Macmillan Education, London, 1990.
- (10) Hammer, M. J. and MacKichan, K. A., Hydrology and Quality of Water Resources, John Wiley and sons, New York, 1981.
- (11) Wilson, E. M., Engineering Hydrology, 3rd Ed., Macmillan Education, Hong Kong, 1987.
- (12) مجمع اللغة العربية، المعجم الوجيز، طبعة خاصة بوزارة التربية والتعليم، جمهورية مصر العربية، الهيئة العامة لشؤون المطابع الأميرية، 1995.
- (13) Paison, M. L., The Water Cycle with Emphasis on Recycling, Seminar held at the College of Engineering, Civil Eng. Dept., Sultan Qaboos University on 4th March 1996, Muscat, Sultanate of Oman.
- (14) DePaz, M., The Properties and Structure of Water, International Center of Hydrology, Padova University, 1972.
- (15) Fried, J. J., Groundwater Pollution, Padova University, Instituto di Idrauliga, 1977.
- (16) Serra, L., Precipitation, Padova, International Center for hydrology Dino Tonini, 1977.
- (17) Viessman, W., Lewis G. L. and Knapp, J. W., Introduction to Hydrology, 3rd Edi., Harper and Row, Publishers, New York, 1989.
- (18) Linsely, R. K., Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H., Hydrology for Engineers, McGraw Hill Book Co., New York, 3rd Ed. 1982.
- (19) Ven Te Chow, Ed., Handbook of Applied Hydrology: A Compendium of Water Resources Technology, McGraw Hill Book Co., New York, 1964.
- (20) ابن منظور، لسان العرب، مكتب تحقيق التراث، دار إحياء التراث العربي، مؤسسة التاريخ العربي، بيروت، لبنان، الطبعة الثانية، 1993.
- (21) Penman, H. L., Natural Evaporation from Open Water, Bare soil and Grass, Proc. Roy. Soc.- Ser. A., 1948, 193, 120-145
- (22) Monteith, J. L., Evaporation and Environment, Symp. Soc. Exp. Biol., 19, 1965, 205-234.
- (23) Horton, R. E., A Simplified Method of Determining the Constants in the Infiltration Capacity Equation, Trans. Am. Geophys. Union, XXIII, Part II 1942 p. 575 - 577
- (24) Ibrahim, A. M., Likely Irrigated Agriculture of 2000 AD, (Unpublished report)
- (25) Permanent Joint Technical Commission for Nile waters: Agreement between the republic of the Sudan and United Arab Republic for the Full Utilization of the Nile waters
- (26) Soghayroon El Zein, An approach to water conservation: Projects for reduction of losses in some tributaries of the Nile, Sudan Energy Society J., No. 21 (1974) 1-16
- (27) Payne, B. R., Isotope hydrology, Padova University of Technology, Dino Tonini, 1976
- (28) محمد عبد الرحمن الجنائني وفاروق الفتياي، الهيدرولوجيا ومبادئ هندسة الري، شركة منشورات دار الراتب الجامعية، بيروت، لبنان، 1985.

- (29) عصام محمد عبد الماجد، مذكرات محاضرات الهيدرولوجيا، جامعة الإمارات العربية المتحدة، العين، 1990 (غير منشورة).
- (30) عصام محمد عبد الماجد والطاهر محمد الدرييري، الماء، الدار السودانية للكتب، الخرطوم، 2001، الطبعة الثانية.
- (31) نزيه أسعد يونان، هندسة الري، الجزء الأول، الطبعة الخامسة، جامعة الإسكندرية، 1987.
- (32) علي محمد الأسعد ومحمد دريد علاء الدين، الهيدرولوجيا، الجمهورية العربية السورية، جامعة تشرين، كلية الهندسة المدنية، 1997 – 1998.
- (33) Richard H. McQuen, Hydrologic Analysis and Design. Second edition, New Jersey, 1989.
- (34) Shaw E.M., Hydrology in Practice, Cornwall, 1989.
- (35) عمر الأمين الشايب، وزين العابدين عبد المقصود، والطيب علي عبد الرحمن، ونصر الدين بدوي، جغرافية حوض النيل والتنمية الاقتصادية في السودان، وزارة التربية والتعليم العام، الصف الثالث الثانوي، 1998، الخرطوم، الطبعة الخامسة عشر.
- (36) WHO, Water supply, sanitation and hygiene links to health: Facts and figures, www.who.int/phe, 2001.
- (37) أبو القاسم عبد القادر صالح، وأحمد الشيخ حمد، وسليمان يحيى محمد عبد الله، وعبد الوهاب عبد الله محمد، وعلي عبد الله الحاكم، وعفاف عبد الرحيم محمد، وعصام محمد عبد الماجد، المرشد في إعداد البحوث والدراسات العلمية، مركز البحث العلمي والعلاقات الخارجية بجامعة السودان للعلوم والتكنولوجيا، سلسلة الأوراق العلمية رقم 1، 2001.
- (38) محب الدين أبي الفيض السيد محمد مرتضى الحسيني الواسطي الزبيدي الحنفي، تاج العروس من جواهر القاموس، دار الفكر للطباعة والنشر والتوزيع، لبنان، بيروت، 1994

المرفقات

مرفق م-1 ضغط بخار الماء المشبع بدلالة الحرارة

(ملم زئبق)									درجة الحرارة (منوية)
0.9	0.8	0.7	0.6	0.4	0.3	0.2	0.1	0	
								2.15	10-°
2.17	2.19	2.21	2.22	2.26	2.27	2.29	2.3	2.32	9-°
2.34	2.36	2.38	2.4	2.43	2.45	2.47	2.49	2.51	8-°
2.53	2.55	2.57	2.59	2.63	2.65	2.67	2.69	2.71	7-°
2.73	2.75	2.77	2.8	2.84	2.86	2.89	2.91	2.93	6-°
2.95	2.97	2.99	3.01	3.06	3.09	3.11	3.14	3.16	5-°
3.18	3.22	3.24	3.27	3.32	3.34	3.37	3.39	3.41	4-°
3.44	3.46	3.49	3.52	3.57	3.59	3.62	3.64	3.67	3-°
3.7	3.73	3.76	3.79	3.85	3.88	3.91	3.94	3.97	2-°
4	4.03	4.05	4.08	4.14	4.17	4.2	4.23	4.26	1-°
4.29	4.33	4.36	4.4	4.46	4.49	4.52	4.55	4.58	0-°
4.89	4.86	4.82	4.78	4.71	4.69	4.65	4.62	4.58	0
5.25	5.21	5.18	5.14	5.07	5.03	5	4.96	4.92	1
5.64	5.6	5.57	5.53	5.44	5.4	5.37	5.33	5.29	2
6.06	6.01	5.97	5.93	5.84	5.8	5.76	5.72	5.68	3
6.49	6.45	6.4	6.36	6.27	6.23	6.18	6.14	6.1	4
6.96	6.91	6.86	6.82	6.72	6.68	6.54	6.58	6.54	5
7.46	7.41	7.36	7.31	7.2	7.16	7.11	7.06	7.01	6
7.98	7.93	7.88	7.82	7.72	7.67	7.61	7.56	7.51	7
8.54	8.48	8.43	8.37	8.26	8.21	8.15	8.1	8.04	8
9.14	9.08	9.02	8.96	8.84	8.78	8.73	8.67	8.61	9
9.77	9.71	9.65	9.58	9.46	9.39	9.33	9.26	9.2	10
10.45	10.38	10.31	10.24	10.1	10.03	9.97	9.9	9.84	11
11.15	11.08	11	10.93	10.79	10.72	10.66	10.58	10.52	12
11.91	11.83	11.76	11.68	11.53	11.75	11.38	11.3	11.23	13
12.7	12.62	12.54	12.46	12.96	12.22	12.14	12.06	11.98	14
13.54	13.45	13.37	13.28	13.11	13.03	12.95	12.86	12.78	15
14.44	14.35	14.26	14.17	13.99	13.9	13.8	13.71	13.63	16
15.38	15.27	15.17	15.09	14.9	14.8	14.71	14.62	14.53	17
16.36	16.26	16.16	16.06	15.96	15.76	15.66	15.56	15.46	18
17.43	17.32	17.21	17.1	16.9	16.79	16.68	16.57	16.46	19
18.54	18.43	18.31	18.2	17.97	17.86	17.75	17.64	17.53	20
19.7	19.58	19.46	19.35	19.11	19	18.88	18.77	18.65	21
20.93	20.8	20.69	20.58	20.31	20.19	20.06	19.94	19.82	22
22.23	22.1	21.97	21.84	21.58	21.45	21.32	21.19	21.05	23
23.6	23.45	23.31	23.19	22.91	22.76	22.63	22.5	22.27	24
25.08	24.94	24.79	24.64	24.35	24.2	24.03	23.9	23.75	25
26.6	26.46	26.32	26.18	25.89	25.74	25.6	25.45	25.31	26
28.16	28	27.85	27.69	27.37	27.21	27.05	26.9	26.74	27
29.85	29.68	29.51	29.34	29	28.83	28.66	28.49	28.32	28
31.64	31.46	31.28	31.1	30.74	30.56	30.38	30.2	30.03	29
33.52	33.33	33.14	32.95	32.57	32.38	32.19	32	31.82	30

ضغط بخار الماء المشبع بدلالة الحرارة

مرفق م-1

(ملم زئبق)

ضغط البخار المشبع

درجة الحرارة
(مئوية)

0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1	0	درجة الحرارة (مئوية)
									2.15	-10
2.17	2.19	2.21	2.22	2.24	2.26	2.27	2.29	2.3	2.32	-9
2.34	2.36	2.38	2.4	2.41	2.43	2.45	2.47	2.49	2.51	-8
2.53	2.55	2.57	2.59	2.61	2.63	2.65	2.67	2.69	2.71	-7
2.73	2.75	2.77	2.8	2.82	2.84	2.86	2.89	2.91	2.93	-6
2.95	2.97	2.99	3.01	3.04	3.06	3.09	3.11	3.14	3.16	-5
3.18	3.22	3.24	3.27	3.29	3.32	3.34	3.37	3.39	3.41	-4
3.44	3.46	3.49	3.52	3.54	3.57	3.59	3.62	3.64	3.67	-3
3.7	3.73	3.76	3.79	3.82	3.85	3.88	3.91	3.94	3.97	-2
4	4.03	4.05	4.08	4.11	4.14	4.17	4.2	4.23	4.26	-1
4.29	4.33	4.36	4.4	4.43	4.46	4.49	4.52	4.55	4.58	0
4.89	4.86	4.82	4.78	4.75	4.71	4.69	4.65	4.62	4.58	0
5.25	5.21	5.18	5.14	5.11	5.07	5.03	5	4.96	4.92	1
5.64	5.6	5.57	5.53	5.48	5.44	5.4	5.37	5.33	5.29	2
6.06	6.01	5.97	5.93	5.89	5.84	5.8	5.76	5.72	5.68	3
6.49	6.45	6.4	6.36	6.31	6.27	6.23	6.18	6.14	6.1	4
6.96	6.91	6.86	6.82	6.77	6.72	6.68	6.54	6.58	6.54	5
7.46	7.41	7.36	7.31	7.25	7.2	7.16	7.11	7.06	7.01	6
7.98	7.93	7.88	7.82	7.77	7.72	7.67	7.61	7.56	7.51	7
8.54	8.48	8.43	8.37	8.32	8.26	8.21	8.15	8.1	8.04	8
9.14	9.08	9.02	8.96	8.9	8.84	8.78	8.73	8.67	8.61	9
9.77	9.71	9.65	9.58	9.52	9.46	9.39	9.33	9.26	9.2	10
10.45	10.38	10.31	10.24	10.17	10.1	10.03	9.97	9.9	9.84	11
11.15	11.08	11	10.93	10.86	10.79	10.72	10.66	10.58	10.52	12
11.91	11.83	11.76	11.68	11.6	11.53	11.45	11.38	11.3	11.23	13
12.7	12.62	12.54	12.46	12.38	12.3	12.22	12.14	12.06	11.98	14
13.54	13.45	13.37	13.28	13.2	13.11	13.03	12.95	12.86	12.78	15
14.44	14.35	14.26	14.17	14.08	13.99	13.9	13.8	13.71	13.63	16
15.38	15.27	15.17	15.09	14.99	14.9	14.8	14.71	14.62	14.53	17
16.36	16.26	16.16	16.06	15.96	15.96	15.76	15.66	15.56	15.46	18
17.43	17.32	17.21	17.1	17	16.9	16.79	16.68	16.57	16.46	19
18.54	18.43	18.31	18.2	18.08	17.97	17.86	17.75	17.64	17.53	20
19.7	19.58	19.46	19.35	19.23	19.11	19	18.88	18.77	18.65	21
20.93	20.8	20.69	20.58	20.43	20.31	20.19	20.06	19.94	19.82	22
22.23	22.1	21.97	21.84	21.71	21.58	21.45	21.32	21.19	21.05	23
23.6	23.45	23.31	23.19	23.05	22.91	22.76	22.63	22.5	22.27	24
25.08	24.94	24.79	24.64	24.49	24.35	24.2	24.03	23.9	23.75	25
26.6	26.46	26.32	26.18	26.03	25.89	25.74	25.6	25.45	25.31	26
28.16	28	27.85	27.69	27.53	27.37	27.21	27.05	26.9	26.74	27
29.85	29.68	29.51	29.34	29.17	29	28.83	28.66	28.49	28.32	28
31.64	31.46	31.28	31.1	30.92	30.74	30.56	30.38	30.2	30.03	29
33.52	33.33	33.14	32.95	32.76	32.57	32.38	32.19	32	31.82	30

NOMOGRAM FOR DETERMINING EVAPORATION E_0 FROM A FREE WATER SURFACE ACCORDING TO THE FORMULA OF PENMAN

$$E_0 = \frac{\Delta H + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} = E_1(t, \frac{n}{D}) + E_2(t, R_A, \frac{n}{D}) + E_3(t, \frac{n}{D}, h) + E_4(t, u_2, h)$$

