

The logo of Umm Al-Qura University is a large, faint watermark in the background. It is a circular emblem. The outer ring contains the university's name in Arabic 'جامعة أم القرى' at the top and 'Umm Al-Qura University' at the bottom. The inner circle features a stylized yellow oil lamp with radiating lines, symbolizing knowledge and enlightenment.

علم المياه السطحية
- هيدرولوجيا -
الجزء العملي





منشورات جامعة دمشق
كلية العلوم

علم المياه السطحية

– هيدرولوجيا –

الجزء العملي

الدكتور

سليم كمال حميد

أستاذ مساعد في قسم الجيولوجيا

1434-1433 هـ

2011-2012 م

جامعة دمشق



الفهرس

13	مقدمة
التطبيقات العملية لفصل الحوض الهيدرولوجي	
15	أولاً - المعاملات المورفومترية للحوض الهيدرولوجي
21	ثانياً - المنحني الهيسومري
24	ثالثاً - المستطيل المكافئ
26	رابعاً - الشبكة الهيدروغرافية
28	خامساً - قوانين هورتون Horton
30	1 - نسبة التفرع R_c
31	2 - نسبة متوسط أطوال الروافد النهرية R_l
32	3 - نسبة مساحات حوضيات الروافد النهرية R_s
35	تمارين الحوض الهيدرولوجي
35	التمرين الأول
37	التمرين الثاني
التطبيقات العملية لفصل الهطولات	
41	أولاً - كمية الهطولات
41	1- فرز نتائج تسجيل مُسجل الأمطار " البلوفيوغراف "
45	2- تحليل معطيات الهطولات المطرية
45	1) تحليل التوزع الأفقي (المساحي) للهطول
46	أ - طريقة مضلعات تيسن
48	ب - طريقة خطوط تساوي الهطولات
51	ج- طريقة المحورين المتعامدين
54	2) تحليل التوزع الزمني لمعطيات الهطول
54	الطريقة التراكمية المضاعفة

58	تمارين كمية الهطولات
58	1 - تمرين فرز نتائج تسجيل مُسجل الأمطار " البلوفيوغراف "
60	2 - تمارين تحليل التوزيع الأفقي (المساحي) للهطول
60	(1) تمرين طريقة مضاعفات تيسن
61	(2) تمارين طريقة خطوط تساوي الهطولات
61	التمرين الأول
62	التمرين الثاني
63	(3) تمرين طريقة المحورين المتعامدين
64	3 - تمرين تحليل التوزيع الزمني لمعطيات الهطول : الطريقة التراكمية المضاعفة
65	ثانياً - شدة الهطولات
65	1- الهيئوغرامات المنضدة (المتراكبة)
67	2- الهيئوغرامات المُصنفة
71	3- منحنيات شدة الهطول - ومدته : $I_{mm/h} - D$ منحنيات
75	4- منحنى الشدات العظمى للهطول - ومدتها: منحنى $I_{mm/h} \max - D$
76	1 - إنشاء المنحنيات $I_{mm/h} - D - F$:
77	2 - حساب الأمطار التي تستمر لفترات زمنية مطلوبة ومن أجل زمن عودة مُعطى
79	تمارين شدة الهطولات
79	1 - تمرين طريقتي الهيئوغرامات المنضدة و الهيئوغرامات المُصنفة
80	2 - تمرين منحنيات : - شدة الهطول - ومدته : $I_{mm/h} - D$ - الشدات العظمى للهطول - ومدتها : $I_{mm/h} \max - D$
81	3 - تمرين قانون الإمطار
	التطبيقات العملية لفصل الرشح
85	أولاً - طريقة استخدام المرشحات " أسطوانة الرشح المزدوجة "
88	1 - قياس مُعدل هبوط منسوب المياه h_m داخل الأسطوانة مع الزمن t_{jour}

90	2 - قياس كميات المياه التي يجب إضافتها إلى هاتين الأسطوانتين إما يدوياً باستخدام جهاز نستروف شكل (آ) أو آلياً باستخدام مُرشح مونتر شكل (ب)، وذلك من أجل الحفاظ على ارتفاع ثابت للمياه داخل هذا المرشح (10- 15 سم) لمدة زمنية مُحددة لا تقل عن أربع ساعات.
96	ثانياً - طريقة هورنر - لويد (تحليل المنحنيات المائية للجريان السطحي الناتج من هطول العاصفة المطرية فوق الأحواض الهيدرولوجية الصغيرة)
100	ثالثاً - طريقة تقدير مؤشر التغذية الجوفية $\emptyset_{mm/h}$
104	رابعاً - طريقة حساب القدرة الظاهرية لامتناس التربة للمياه C_{am}
107	- تمارين الرش
107	1 - تمارين استخدام المرشحات
107	التمرين الأول : طريقة تقدير مُعدل هبوط منسوب المياه h_m داخل الأسطوانة مع الزمن t_{jour}
109	التمرين الثاني: طريقة تقدير كميات المياه التي يجب إضافتها إلى الأسطوانتين باستخدام جهاز نستروف
111	2- تمرين طريقتي : هورنر - لويد (تحليل المنحنيات المائية للجريان السطحي الناتج من هطول العاصفة المطرية فوق الأحواض الهيدرولوجية الصغيرة)، و مؤشر التغذية الجوفية $\emptyset_{mm/h}$
112	3- تمارين طريقة حساب القدرة الظاهرية لامتناس التربة للمياه C_{am}
112	التمرين الأول
114	التمرين الثاني
التطبيقات العملية لفصل الحطة الهيدرومترية	
118	أولاً - قياس تصريف المجرى المائي باستخدام المروحة الهيدرومترية المعروفة باسم طريقة (السرعة - المساحة)
118	1 - طريقة خطوط مُساويات سرعة مياه المجرى في المقطع الشاقولي المتعامد مع خطوط التيار أي مع ضفتي المجرى

123	2 - قياس تصريف المجرى المائي بطريقة القطوع المكافئة
125	3- قياس تصريف المجرى المائي بطريقة الخطوط الرأسية المستقلة
128	ثانياً - قياس تصريف المجرى باستخدام الطريقة الكيميائية
129	البعد اللازم من أجل رفع العينات
129	خطوات حساب تصريف المجرى المائي بطريقة الحقن الآلي بمادة كيميائية تتوفر فيها شروط إمكانية استخدامها
133	تمارين الخطة الهيدرومترية
133	أولاً - تمارين المروحة الهيدرومترية
133	1- تمرين طريقة خطوط مُتساويات سرعة مياه المجرى في المقطع الشاقولي المتعامد مع خطوط التيار أي مع ضفتي المجرى
134	2 - تمرين طريقة القطوع المكافئة
136	ثانياً - تمرين الطريقة الكيميائية
التطبيقات العملية لفصل المعايير	
139	الطريقة اللوغاريتمية لتمديد
142	الخطوات المتبعة لتمديد منحنى المعايرة حسب الطريقة اللوغاريتمية
145	تمرين المعايرة
145	تمرين الطريقة اللوغاريتمية لتمديد منحنى معايرة
التطبيقات العملية لفصل المنحنيات المائية والاستجابة الهيدرولوجية للحوض	
147	أولاً - فصل مركبات الجريان في المنحنيات المائية
147	1- طريقة باريتز
149	2- طريقة الخط المستقيم
151	3- طريقة طول القاعدة الثابت
152	4- طريقة الميل المتغير
155	تمرين فصل مركبات الجريان في المنحنيات المائية
157	ثانياً - الاستجابة الهيدرولوجية للحوض

157	1- منحنيات تساوي أزمنة الجريان
161	2- مخططات المساحة - الزمن $w(t)$ $w(t) = \Delta s_i / S = f(T_{c,i}, \Delta t)$
162	3- مخططات تركيز الجريان - زمن التركيز $W(t)$ $W(t) = I_{n,i} \Delta t_{mm/h} * \Delta s_i / S = f(T_{c,i}, \Delta t)$
163	1) في حالة الهطولات المنتظمة على كامل مساحة الحوض ويتألف الهيتوغرام من شدة مطرية واحدة والتي استمرت فيه لفترة زمنية واحدة فقط $1\Delta t$
165	2) في حالة الهطولات المتجانسة على كامل مساحة الحوض ولكن بعدة شدات مختلفة فيما بينها (ثلاث شدات مثلاً) واستمرت بالتالي للفترة الزمنية: $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$
169	3) في حالة الهطولات غير المتجانسة على كامل مساحة الحوض ومكونة من عدة هيتوغرامات (ولتكن أربعة مثلاً) مختلفة فيما بينها بقيم شداتها، واستمرت كذلك لثلاث فترات زمنية $1\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t$
171	تمرين الاستجابة الهيدرولوجية للحوض
التطبيقات العملية لفصل منحنى وحدة التصريف السطحي	
179	أولاً - حساب منحنى وحدة التصريف السطحي
179	1- طريقة المنحنيات المائية التي يتم اختيارها
183	2- طريقة مخططات " تركيز الجريان - الزمن " $W(t)$: $W(t) = I_{n,i} \Delta t_{mm/h} * \Delta s_i / S = f(T_{c,i}, \Delta t)$
190	3- طريقة منحنى التصريف السطحي التركيبي المعتمدة على مجموعتين متوازيتين من الخزانات الخطية (وذلك عند عدم توفر أية معطيات تتعلق بتصريف الحوض المدروس)
192	4- إعادة حساب منحنى وحدة التصريف السطحي من أجل فترات زمنية مختلفة باستخدام " مفهوم المنحنى التجميعي "
195	تمارين حساب منحنى وحدة التصريف السطحي
195	التمرين الأول : تمرين طريقة المنحنيات المائية التي يتم اختيارها
198	التمرين الثاني : تمرين طريقة مخططات " تركيز الجريان - الزمن " $W(t)$

198	ثانياً - حساب المنحني المائي الكلي الناتج عن أية زخة مطرية مُحرضة للحوض "زخة مُتجانسة أو غير مُتجانسة"
198	آ - الزخة المطرية المُسجلة كانت عبارة عن هطولات مُتجانسة على كامل مساحة الحوض ولكن بعدة شدات مختلفة فيما بينها (ثلاث شدات مثلاً) واستمرت بالتالي للفترات الزمنية الثلاث $1\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t$
200	ب - الزخة المطرية المُسجلة كانت عبارة عن هطولات غير مُتجانسة على كامل مساحة الحوض ومكونة من عدة هيتوغرامات (ولتكن أربعة مثلاً) مختلفة فيما بينها بقيمة شداتها الثلاث، والتي استمرت طبعاً لثلاث فترات زمنية $1\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t$
203	تمارين حساب المنحني المائي الكلي الناتج عن زخة مطرية مُتجانسة أو غير مُتجانسة على كامل مساحة الحوض "أي ناتجة عن هطولات مكونة من هيتوغرام واحد أو من عدة هيتوغرامات ولكن بعدة شدات مختلفة فيما بينها واستمرت لثلاث فترات Δt " $1\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, 4$
203	التمرين الأول
210	التمرين الثاني
التطبيقات العملية لفصل التحليل الإحصائي للمعطيات الهيدرولوجي	
215	أولاً- المُجانسة من الدرجة الأولى " الاختبارات الهيدرولوجية "
215	1- اختبار Wilcoxon
218	2- اختبار Mann-Whitney
223	تمارين المُجانسة من الدرجة الأولى " الاختبارات الهيدرولوجية "
223	1- تمرين اختبار Wilcoxon
224	2- تمرين اختبار Mann-Whitney
225	ثانياً - المُجانسة من الدرجة الثانية "إطالة مدة قياس سلسلة مُعطيات هيدرولوجية "
225	1- حساب قيمة كل من المتوسط والتباين لمُعطيات المخططين
227	2- حساب قيمة معامل الارتباط $n r_{xy}$ (بحيث الدليل xy على يمين الرمز r يدل على

	المتغير في المحطات المُعالجة ، وعلى اليسار n يدل على المدة التي ستعتمد قياساتها
228	3- رسم مستقيم التمديد وتحديد إحداثيات قيم المتغير المُقاسة حقلياً، وذلك بغية إجراء تدقيق بياني لمدى الارتباط بين هذه القيم
230	4- تقدير القيم الجديدة المعممة (التي تُغطي كامل المدة) للمتوسط $\hat{y}$ ، وللمربع الانحراف المعياري $\hat{\sigma}_y$ ، لمعطيات المحطة Y وذلك بمساعدة مُعطيات المحطة X
233	5- تقدير القيمة الجديدة لمعامل الارتباط
234	6- حساب الفعالية النسبية E للتمديد
234	7- حساب عدد السنوات الفعلية أو الحقيقية التي تم اكتسابها للتمديد من مُعطيات المحطة Y
235	8- حساب مجال الثقة من أجل $I.C. = 95\%$ ، والدقة الموافقة بالـ $\%$ لقيمة المتوسط السنوي لمُعطيات المحطة Y (سلسلة مُعطيات المدة n ، وسلسلة المُعطيات المُطولة لـ N سنة) ، ولمُعطيات المحطة المرجعية X (سلسلة مُعطيات المدة N)
235	1) في العينة التي يكون فيها: $(n > 30)$ عدد القيم المدروسة
237	2) في العينة التي يكون فيها $(n < 30)$ عدد القيم المدروسة
241	تمرين المجانسة من الدرجة الثانية" إطالة مدة قياس سلسلة مُعطيات هيدرولوجية "
245	المصطلحات
253	المراجع العربية والأجنبية



مقدمة

يُعد الجزء العملي من كتاب علم المياه السطحية (الهيدرولوجيا) دليلاً توضيحياً يتضمن العديد من الفقرات الضرورية واللازمة لشرح بعض الأفكار التي تعذر الإسهاب في تفصيلها ضمن متن الجزء النظري وذلك نظراً للحجم المسموح به تبعاً لعدد الساعات النظرية المخصصة لتدريس هذا المقرر، وكذلك للعديد من التطبيقات العملية التي تُساعد بشكل كبير على فهم القضايا العلمية التي تم عرضها في فصول هذا المقرر.

وقد عملت جاهداً على تقديم العرض المبسط لتنفيذ التطبيقات العملية، وذلك من خلال التسلسل المنطقي للخطوات اللازمة لحل هذه التطبيقات، مع ذكر للعلاقات الرياضية والتجريبية التي سيستخدمها الطالب.

وتُعد التطبيقات العملية التي سيؤديها الطالب في هذا الجزء من المقرر بمثابة التطبيقات المباشرة لمعظم مفردات المنهاج النظري لهذا المقرر، مما سينعكس بالتأكيد على ترسيخ المعلومة النظرية من ناحية، وعلى فهم الهدف الذي يرمي إليه كل تطبيق من ناحية أخرى.

راجياً من الله أن أكون قد وفقت في اختيار التطبيقات العملية التي تتضمن توضيحاً لكل الأفكار العلمية التي أردتها أن تكون عوناً لكل من يهتم بهذا المجال من التخصص سواء أكان طالباً في المرحلة الجامعية الأولى أو في مرحلة الدراسات العليا أو حتى لمن يُريد تعميق معارفه من المُختصين في علم المياه السطحية.

وأخيراً أتقدم بالشكر الجزيل إلى الأساتذة الأفاضل والزلاء الأعزاء الذين ساهموا في التقويم العلمي لهذا الكتاب :

- الأستاذ الدكتور ياسر المحمد عضو الهيئة التدريسية في جامعة دمشق
- الأستاذ الدكتور أحمد محمد عضو الهيئة التدريسية في جامعة تشرين
- الأستاذ المساعد الدكتور بشار ريشة عضو الهيئة التدريسية في جامعة دمشق

المؤلف

الدكتور سليم كمال حميد



التطبيقات العملية لفصل الحوض الهيدرولوجي

وجدنا أن لتضاريس الحوض الهيدرولوجي تأثيراً كبيراً على جريانه، ذلك أن الكثير من المعاملات الهيدروميترولوجية (الهاتل المطري ، الحرارة ..) يتغير مع الارتفاع الطبغرافي ومع مورفولوجية الحوض. ومن أجل الفهم الجيد لهذا التأثير لابد من دراسة :

- المعاملات المورفومترية للحوض الهيدرولوجي.
- المنحني الهيسومتري.
- المستطيل المكافئ.
- الشبكة الهيدروغرافية
- قوانين هورتون Horton : نسبة كل تفرع وأطوال روافد الشبكة الهيدروغرافية ومساحات حوضات هذه الروافد.

أولاً - المعاملات المورفومترية للحوض الهيدرولوجي

لدراسة المعاملات المورفومترية للحوض لابد أولاً من دراسة عامة لكل المعطيات المتوفرة للمسألة المطروحة وذلك من خلال تحديد كل من :

1- المسافة الرأسية بين الخطوط الكونتورية، والارتفاع الطبغرافي لمصب الحوض ولأعلى نقطة على فاصله المائي.

2- مساحة الحوض بالكم² وذلك إما :

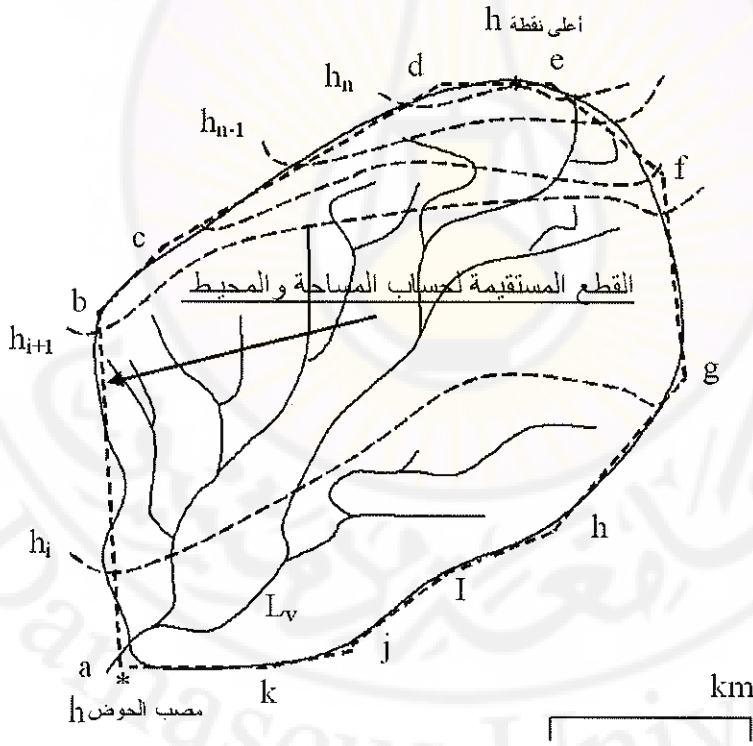
1) باستخدام جهاز قارئ المساحات Planimetre.

2) أو بشكل تقريبي من خلال استخدام شبكة تربيعة لوحدة مساحة مقياس الرسم.

(3) أو من خلال تقسيم سطح الحوض إلى مجموعة من المثلثات يُمكن حساب مساحتها بسهولة وذلك بعد تحويل محيط الحوض المنحني الشكل، إلى مجموعة من القطع المستقيمة التي تنطبق قدر الإمكان على محيط الحوض، آخذةً بعين الاعتبار تساوي مجموع المساحات المهمة من سطح المحيط مع تلك التي تم إضافتها إلى سطحه.

3- محيط الحوض الهيدرولوجي : وذلك تبعاً لإحدى الطريقتين التي تم شرحهما:

- (1) إما بالقياس المباشر لطول المحيط بالاستعانة بسلك رفيع ثم تحويل طوله إلى طول حقيقي من خلال استخدام مقياس الرسم الخطي.
- (2) أو من خلال حساب مجموع أطوال القطع المستقيمة التي تم رسمها على محيط الحوض لتحويلها حسب مقياس الرسم إلى طول حقيقي الشكل (1).



الشكل (1) القطع المستقيمة التي تم رسمها على محيط الحوض

4-معامل تراص الحوض وذلك إما :

1) باستخدام العلاقة :

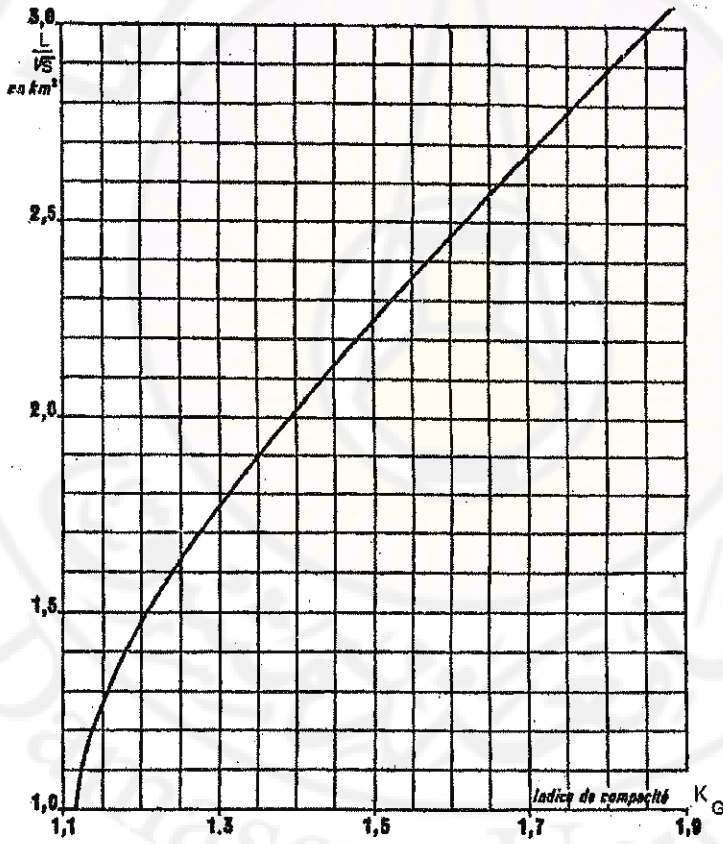
$$K_G = 0.282 P / S^{0.5}$$

حيث :

P : طول محيط الحوض بالكم.

S : مساحة الحوض بالكم²

2) أو باستخدام العلاقة البيانية التي تُبين تغيرات كل من $L_T / \sqrt{S}$ و K_G الشكل (2) وذلك بهدف تجنب الحسابات الرقمية :



الشكل (2) العلاقة البيانية التي تبين تغيرات كل من $L_T / \sqrt{S}$ و K_G

بحيث يتم تحديد قيمة النسبة $L_r / \sqrt{S}$ بعد حسابها، للتقاطع مع المنحني البياني، ومن ثم يتم تحديد قيمة معامل التراص K_G ولكن بشكل أقل دقة.

5 - متوسط ارتفاع الحوض : والذي يُمكن استنتاجه :

(1) إما مباشرة من المنحني الهيسوميتري.

(2) أو من الخريطة الطبغرافية واستخدام العلاقة :

$$H_{moy} = \Sigma (h_i * S_i / \Sigma S_i)$$

أو العلاقة :

$$H_{moy} = \Sigma (h_i * S_i \%)$$

حيث :

H_{moy} : متوسط ارتفاع الحوض بالمتر.

S_i : المساحة المحددة بين خطي التسوية بالكم².

h_i : متوسط ارتفاع خطي التسوية المحددين للمساحة المعنية بالمتر.

$S_i \%$: النسبة المئوية للمساحات الجزئية المحاطة بخطوط التسوية، وكأننا نُجري عملية تنقيط لمتوسطات ارتفاع خطي التسوية المحددة للمساحات الجزئية بالنسبة المئوية لهذه المساحات من المساحة الكلية للحوض.

يُستخدم هذا المعامل عند تقدير قيم بعض المعاملات الهيدرولوجية، أو من أجل وضع النماذج الهيدرولوجية.

وذلك بعد أن تُنشئ الجدول التالي :

H m	S _i كم2	S _i %	h _i متر	h _i * S _i %
h _i - h _{المصب}			[h _{المصب} - h _i] / 2	
h _i - h _{i+1}			[h _i - h _{i+1}] / 2	
0				
h _{n-1} - h _n				
h _n - h _{أعلى نقطة}			[h _n - h _{أعلى نقطة}] / 2	
				Σ =

6-معامل ميل هورتون I_p : والذي يُمكن حسابه انطلاقاً من المعطيات الطبوغرافية ومن العلاقة :

$$I_p = (1 / \sqrt{L_r}) * \sum_{i=1}^n [d_i * s_i \%]^{0.5}$$

حيث :

L_r : طول الستطيل المكافئ بالمتر.

d_i : المسافة الشاقولية بين خطي الارتفاع المتتاليين بالمتر.

$s_i \%$: النسبة المئوية للمساحة المحددة بين الارتفاعات المتتالية $(h_i - h_{i-1})$.

وذلك بعد تنظيم الجدول التالي :

H m	d _i بالمتر	s _i %	d _i *s _i %	(d _i *s _i %) ^{0.5}
h _i - h _{المصب}				
h _i - h _{i+1}				
0				
h _{n-1} - h _n				
h _n - h _{أعلى نقطة}				
				Σ =

بحيث تُمثل كل من $[h_i - h_{\text{المصب}}]$ ارتفاع مصب الخوض - وأول خط تسوية يليه، وكذلك $[h_n - h]$ أعلى نقطة - وأعلى نقطة على الفاصل المائي.

7 - معامل الميل العام I_g : وذلك من العلاقة :

$$I_g = \Delta / L_r$$

حيث :

L_r : طول المستطيل المكافئ بالمتري.

Δ : هي فرق الارتفاع بين :

$$\Delta = H_{95} - H_5$$

وذلك بالاستعانة بالرسم البياني للمنحنى الهيسوميتري .

8 - معامل فرق الارتفاع النوعي D_s : وذلك باستخدام العلاقة :

$$D_s = I_g * S^{0.5}$$

وبناءً على قيمة مُعامل فرق الارتفاع D_s يُمكن، وبحسب تقسيمات الـ

ORSTOM ، تحديد نمط تضاريس هذا الخوض الجدول (1) :

الجدول (1) تصنيف التضاريس حسب الـ O.R.S.T.O.M

$D_s < 10 \text{ m}$	تضاريس بسيطة جداً	R1
$10 < D_s < 25 \text{ m}$	تضاريس بسيطة	R2
$25 < D_s < 50 \text{ m}$	تضاريس نوعاً ما بسيطة	R3
$50 < D_s < 100 \text{ m}$	تضاريس معتدلة	R4
$100 < D_s < 250 \text{ m}$	تضاريس نوعاً ما قاسية	R5
$250 < D_s < 500 \text{ m}$	تضاريس قاسية	R6
$D_s > 500 \text{ m}$	تضاريس قاسية جداً	R7

ثانياً - المنحني الهيسومتري :

يُمثل هذا المنحني كما وجدنا، توزع سطح الحوض الهيدرولوجي تبعاً لارتفاعه الطبغرافي، ويُساعد بتحديد نسبة مساحة الحوض التي تتمتع بارتفاع معين وذلك بهدف تحديد بعض المعاملات الجيوهندسية الأخرى التي تساعد بدورها في دراسة سلوكية الحوض الهيدرولوجي نفسه من ناحية ومن ناحية أخرى في مقارنة الأحواض الهيدرولوجية فيما بينها. ويتم تنفيذ هذا المنحني من خلال إسقاط النسب المئوية للمساحات الجزئية لسطح الحوض التي توجد فوق (أو تحت) ارتفاع معين على محور السينات، في حين تقابلها على محور العيّنات قيم هذه الارتفاعات.

ولتوضيح مراحل تنفيذ هذا المنحني نفترض أنه لدينا الحوض الهيدرولوجي الشكل (1)، حيث يحتوي على خطوط تساوي الارتفاعات الطبوغرافية بمسافة شاقولية محددة وعلى ارتفاع كل من أعالي الحوض ومخرج جريانه أي مصبه، وطبعاً على المقياس الأفقي الذي تم على أساسه رسم هذا الحوض.

- ولرسم المنحني الهيسومتري تتبع الخطوات التالية :

1- تُحسب المساحات الجزئية للقطاعات التي تتميز بارتفاع معين :

مساحة القطاع A ذات الارتفاع المحدد بين h_n - أعلى نقطة h

مساحة القطاع B ذات الارتفاع المحدد بين $h_n - h_{n-1}$

مساحة القطاع C ذات الارتفاع المحدد بين $0-0$

مساحة القطاع D ذات الارتفاع المحدد بين $0-0$

مساحة القطاع E ذات الارتفاع المحدد بين $h_{i+1} - h_i$

مساحة القطاع F ذات الارتفاع المحدد بين المصب $h_i - h$

2- تُحسب النسب المئوية لمساحة كل قطاع على حدة بالنسبة للمساحة الكلية

للحوض.

على محور الترتيب قيمة الارتفاع H_m	المساحة الجزئية S_i كم ²	مساحة القطاع الأكبر من ارتفاع مُعِين كم ²	تمثيل القطاع الذي يكون فيه الارتفاع $> H_m$	على محور الفواصل نسبة $S_i\%$ من السطح الكلي كم ²
$h > A > h_{n-1}$	A	A		$S_A \%$
$h_n > B > h_{n-1}$	B	A+B		$S_{A+B} \%$
$> C >$	C	A+B+C		$S_{A+B+C} \%$
$> D >$	D	A+B+C+D		$S_{A+B+C+D} \%$
$> E >$	E	A+B+C+D+E		$S_{A+B+C+D+E} \%$
$h_i > F > h_{\text{المصب}}$	F	A+B+C+D+E+F		$S_{A+B+C+D+E+F} \%$ على أساس أن: $\sum S_i \% = 100\%$

الشكل (3) كيفية حساب نسب المساحات الجزئية التي تكون فيها قيمة الارتفاع أكبر من قيمة معينة.

3- حساب المجموع التكاملي للنسب المئوية لمساحة القطاعات المتزايدة بارتفاعها الطبغرافي تباعاً ، والتي تقع فوق (أو تحت) ارتفاع معين ، كما هو موضح في الشكل (3).

4- ننشئ الجدول الذي يُبين نسب المساحات الجزئية التراكمية الأكبر من ارتفاع محدد:

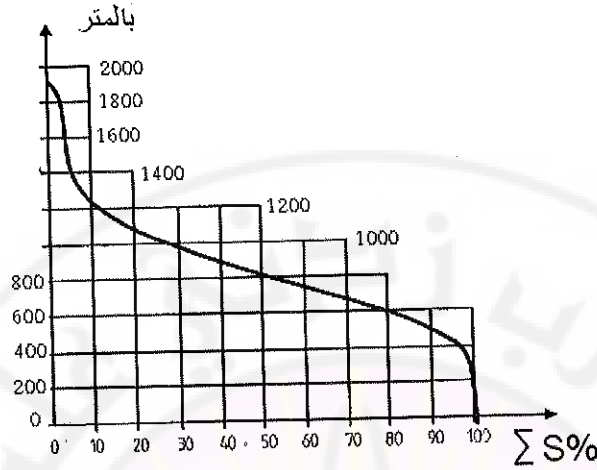
القطاع	حدود الارتفاع الطبغرافي م	الارتفاع الطبغرافي الأدنى للقطاع المعني م	مساحة كل قطاع كم 2	% لمساحة كل القطاع	$\sum S_i\%$ النسب المئوية التكاملية لمساحة القطاعات المتناقصة بالارتفاع الطبغرافي من أعالي الحوض باتجاه مصبه كم 2
A	$h_n - \text{أعلى نقطة } h$	h_n	S_A	$S_A\%$	$S_A\%$
B	$h_n - h_{n-1}$	h_{n-1}	S_B	$S_B\%$	$S_{A+B}\%$
C	0	0	S_C	$S_C\%$	$S_{A+B+C}\%$
D	0	0	S_D	$S_D\%$	$S_{A+B+C+D}\%$
E	$h_{i+1} - h_i$	h_i	S_E	$S_E\%$	$S_{A+B+C+D+E}\%$
F	$h_i - h_{\text{المصب}}$	$h_{\text{المصب}}$	S_F	$S_F\%$	$S_{A+B+C+D+E+F}\% = 100\%$

أو الجدول الذي يُعطي نسب المساحات الجزئية التراكمية الأقل من ارتفاع محدد:

القطاع	حدود الارتفاع الطبغرافي م	الارتفاع الطبغرافي الأعلى للقطاع المعني م	مساحة كل قطاع كم 2	% لمساحة كل القطاع	$\sum S_i\%$ النسب المئوية التكاملية لمساحة القطاعات المتناقصة بالارتفاع الطبغرافي من أعالي الحوض باتجاه مصبه كم 2
F	$h_i - h_{\text{المصب}}$	h_i	S_F	$S_F\%$	$S_F\%$
E	$h_{i+1} - h_i$	h_{i+1}	S_E	$S_E\%$	$S_{F+E}\%$
D	0	0	S_D	$S_D\%$	$S_{F+E+D}\%$
C	0	0	S_C	$S_C\%$	$S_{F+E+D+C}\%$
B	$h_n - h_{n-1}$	h_n	S_B	$S_B\%$	$S_{F+E+D+C+B}\%$
A	$h - \text{أعلى نقطة } h$	$h_{\text{أعلى نقطة } h}$	S_A	$S_A\%$	$S_{F+E+D+C+B+A}\% = 100\%$

5- نضع على محور الفواصل النسب المئوية التكاملية لمساحة القطاعات المتناقصة بالارتفاع الطبغرافي تباعاً، وعلى محور الترتيب الحد السفلي للارتفاع الطبغرافي المقابل لهذه النسب المئوية (وذلك حسب الجدول الثاني)، لنحصل على المنحني الهيسوميتري ذي الشكل العام التالي (الشكل 4) :

Hm الارتفاع الطبغرافي



الشكل (4) منحنى الارتفاعات الطبغرافية للمساحات الجزئية التكاملية للحوض ذات الارتفاعات الأعلى من قيمة محددة

كما يُمكن استخدام معطيات الاحتمال الثاني لنحصل على المنحنى الهيسومتري للمساحات الجزئية التكاملية للحوض ذات الارتفاعات الأقل من قيمة محددة ، وعندها سيأخذ المنحنى شكلاً آخر.

ثالثاً - المستطيل المكافئ :

يُساعد مفهوم المستطيل المكافئ بمساحته لمساحة الحوض كما وجدنا، في تسهيل عملية مقارنة الأحواض الهيدرولوجية فيما بينها من حيث تأثيرها على جريانها. ويتلخص هذا المفهوم بتحويل محيط الحوض المدروس إلى مستطيل، وخطوط تساوي ارتفاعاته إلى خطوط موازية لعرض هذا المستطيل. ومن الطبيعي أن يكون مصب هذا الحوض على العرض السفلي له.

فإذا فرضنا أن طول المستطيل المكافئ بمساحته مساحة الحوض يساوي L_r وأن عرضه يساوي h_r نجد أنه يُمكن رسم هذا المستطيل المكافئ وذلك من خلال حساب أطواله باستخدام العلاقات التالية :

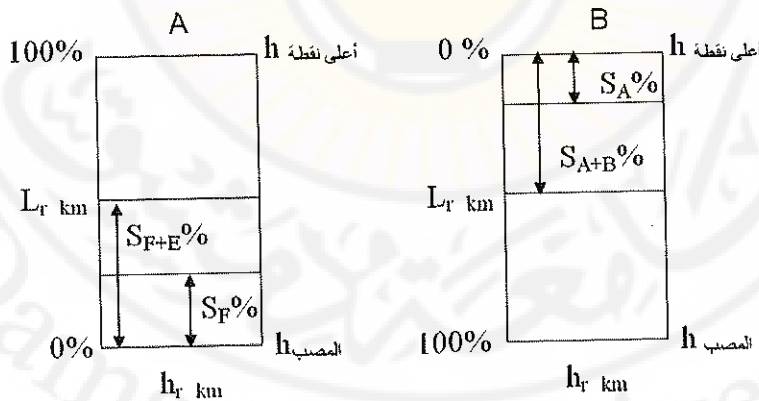
$$L_r = (K_G * S^{0.5} / 1.12) [1 + \sqrt{1 - (1.12 / K_G)^2}]$$

$$h_r = (K_G * S^{0.5} / 1.12) [1 - \sqrt{1 - (1.12 / K_G)^2}]$$

وكنا وجدنا أنه من الممكن استنتاج طول المستطيل المكافئ بمساحته لمساحة الحوض بيانياً أيضاً وذلك بعد تحديد كل من مساحة الحوض ومُعامل تراسه، وذلك من خلال استخدام العلاقة البيانية نصف اللوغاريتمية بين كل من النسبة $L_r / \sqrt{S}$ على محور الترتيب، وقيم مُعامل التراس K_G على محور الفواصل، حيث إنه بمجرد حساب المُعامل K_G يُمكن تقاطع قيمته مع المنحني البياني لتحديد قيمة النسبة $L_r / \sqrt{S}$ ، ولكون مساحة الحوض مُعطاة يُمكن تحديد قيمة L_r طول المستطيل المكافئ.

- أما من أجل رسم خطوط تساوي الارتفاعات الطبغرافية على المستطيل المكافئ فيُمكن ذلك من خلال إسقاط النسب المثوية التكاملية لمساحة القطاعات المتزايدة بالارتفاع الطبغرافي تباعاً مبتدئين من أعلى نقطة في الحوض أو من أخفض نقطة فيه، ليأخذ المستطيل المكافئ بمساحته مساحة الحوض الشكل النهائي التالي (الشكل 5).

وذلك حسب الجدول الأول A ، أو حسب الجدول الثاني B :



الشكل (5) المستطيل المكافئ

رابعاً - الشبكة الهيدروغرافية :

1-الطول الكلي L_v للمجرى المائي الرئيسي للحوض بالكم : وذلك باستخدام علاقة Hack 1957 بين طول المجرى المائي L_v وبين مساحة الحوض الهيدرولوجي S والتي صيغتها :

$$L_v \approx 1.4 S^{0.6}$$

حيث

L_v : طول المجرى المائي الرئيسي كم.

S : مساحة الحوض الهيدرولوجي كم² المحددة داخل الفاصل المائي له.

2 - شكل الشبكة الهيدروغرافية : وذلك من خلال دراسة شكلها العام ومراتب روافدها وكذلك أطوال وعدد هذه الروافد.

3 - كثافة التصريف D_d : تُحسب من العلاقة :

$$D_d = \Sigma L_{vi} / S$$

حيث:

D_d : كثافة التصريف كم / كم².

ΣL_{vi} : الطوال الكلي للمجرى المائي كم .

S : مساحة الحوض الهيدرولوجي كم² .

والتي تتغير عملياً من 3 إلى 4 في الأقاليم التي لم يطرأ أي تعديل على جريانها. وذلك بالاستعانة بالجدول الذي يُعطي عدد روافد كل مرتبة ومتوسط أطوالها.

4 - ثابت استقرار المجاري المائية C_s : تُحسب من العلاقة :

$$C_s = 1 / D_d$$

ويُمثل هذا الثابت فيزيائياً، سطح الحوض اللازم أو الضروري للمحافظة على ثبات الشروط الهيدرولوجية وذلك من أجل وحدة الشبكة الهيدروغرافية (مقطع في الشبكة

الهيدروغرافية). ويرتبط هذا السطح بالتأكيد وبشكل مباشر بنفوذية سطح الحوض، وبشدة واستمرارية الهطول المطري، وكذلك عميل السطح الطبغرافي للحوض وبحشونته.

5 - كثافة الشبكة الهيدروغرافية D_r : والتي تُعرف أيضاً باسم تردد المجرى المائي وتُحسب من العلاقة :

$$D_r = \Sigma N_i / S$$

حيث :

D_r : كثافة الشبكة الهيدروغرافية كم².

ΣN_i : العدد الكلي للمجري المائية.

S : مساحة الحوض الهيدرولوجي كم².

6 - ثابت المطابقة a بين كل من كثافة التصريف وكثافة الشبكة الهيدروغرافية :
يُمكن حسابه من العلاقة :

$$D_r = a D_d^2$$

7 - مُعامل السيلية (أو الاضطراب) C_t : تُحسب من العلاقة :

$$C_t = D_d / F_1$$

حيث :

F_1 : هي تردد الروافد الأولية أو كثافتها ويُساوي عدد الروافد الأولية على مساحة الحوض أي :

$$F_1 = N_1 / S$$

8 - متوسط طول الجريان فوق السطحي L_0 ولكن بدلالة ميل المجرى المائي الرئيسي R_α : يُحسب من العلاقة :

$$L_o = (1 / 2 D_r) * (1 - R_\alpha / I_p)^{0.5}$$

بحيث :

R_α : ميل المجرى المائي الرئيسي.

I_p : ميل سطح الأرض.

خامساً - قوانين هورتون Horton :

قبل الحديث عن قوانين هورتون Horton " نسب كل من تفرع R_c وأطوال الروافد من المرتبة R_i أو نسبة مساحة حوضاتها R_s "، لا بد من شرح مُبسط لعملية رسم كل التفرعات الدقيقة حتى الشعرية، للشبكة الهيدروغرافية في الحوض المدرّس،

وبناءً على كثافتها وكيفية تفرعها يُمكن حساب هذه النسب. ومن الطبيعي أن تكون دقة قيم هذه النسب على قدر دقة العمل الحقلية وذلك بدءاً من معالجة الصور الفضائية وحتى تثبيت المعلومات على المخطط النهائي.

حيث يجب أن يتمتع الهيدرولوجي المُكلف بهذه الدراسة بمقدرة عالية على التعامل مع الصور الفضائية وبالتالي على استعمال الستيرسكوب بالشكل الذي يُعطي أفضل النتائج بحيث لا تتجاوز نسبة الخطأ فيها 5% وحتى 10% للحالات الحقلية المعقدة .

ويُفضل، عند تنفيذ هذه المهمة، اتباع الخطوات المتسلسلة التالية :

1 (البحث قبل كل شيء عن الروافد الأولية، وذلك لأن الروافد ذات الرتب العليا تكون غالباً واضحة المعالم ولا توجد أية صعوبة في تحديدها. حيث إن ملاحظة أو إهمال أي رافد أولي نتيجة تفرعه الشعري عن رافد آخر، سيؤدي بالتأثير إلى أخطاء في عددها الإجمالي وفي عملية التصنيف، أي يؤثر بشكل مباشر على نسب كل من تفرعها وأطوالها، وعلى كل المعاملات المورفولوجية.

2) يجب أن يتم التدقيق الحقلي لهذه النتائج إن أمكن ذلك، قبل عملية تثبيتها بالرسم على المخطط النهائي، مما يؤكد موثوقية التفسير الستريوسكوبي من ناحية، وتصحيح النتائج واعتماد الحالات الأكثر صواباً من ناحية أخرى. وعملية التدقيق الحقلي هذه تتم وفق اختيار عشوائي لرافد أو لرافدين أوليين يقعان في جزء من منطقة الدراسة تتراوح مساحتها بحدود العشرة كيلومترات مربعة، والتأكد من تطابقها مع ما تم الحصول عليه ستريوسكوبياً.

3) يجب الأخذ بعين الاعتبار كل التفرعات الشعرية الدقيقة لهذه الروافد الأولية حتى لا ينعكس إهمالها على أطوالها عند حساب نسب الأطوال.

4) يجب الانتباه وبجذر شديد إلى الإحداثيات الصحيحة لمسارات هذه الروافد، وبالأخص عند التقاء عدة روافد في نقطة واحدة مع رافد ذو رتبة أعلى، حيث إن أي خطأ يتم ارتكابه يؤدي إلى عدم الوضوح في عملية التصنيف.

ومن الطبيعي في نهاية العملية أن يتم الرسم على ورق خاص شفاف ومقاوم وبنفس حجم المخططات المعدة للدراسة، ليُصار فيما بعد إلى عملية تثبيتها بشكل نهائي. ومن ثم نبدأ بالدراسة التفصيلية لهذه الشبكة الهيدروغرافية وحساب مختلف المعاملات الجيوهندسية والمورفومترية المطلوبة، ومنها نسب تفرع وأطوال روافد الرتبة 1.

وإذا فرضنا أنه نتيجة لدراسة الشبكة الهيدروغرافية ولتصنيف روافد تبعاً لطريقة Schumm، كانت لدينا المعطيات التالية :

الطول الكلي للروافد L_i	عدد الروافد N_i	مرتبة الرافد i
L_{i1}	N_{i1}	1
L_{i2}	N_{i2}	2
L_{i3}	N_{i3}	3
L_{i4}	N_{i4}	4
L_{i5}	N_{i5}	5

نجد أنه من الممكن حساب قوانين هورتون R_c و R_l و R_s حيث نجد:

1 - نسبة التفرع R_c :

لنذكر أولاً بقانون عدد الروافد النهرية ذات المرتبة i :

$$N_i = R_c^{I-1}$$

ومنه :

$$\text{Log } N_i = (I-i) \log R_c$$

حيث :

N_i : عدد روافد المرتبة i .

I : مرتبة المجرى المائي الرئيسي.

R_c : نسبة التفرع وتساوي N_i / N_{i-1} . ومن هذا التعريف نستنتج بأنه يُمكن الحصول على عدة قيم للنسبة R_c في الحوض المدروس والتي يجب أن تكون مُتقاربة فيما بينها.

إلا أنه يُمكن كما وجدنا في الجزء النظري حساب متوسط قيمة نسبة التفرع R_c من خلال حساب ميل المستقيم الذي يتوسط مجموعة المعطيات $[N_i, i]$ التي يتم إسقاطها ضمن الاحداثيات نصف اللوغاريتمية، بحيث تكون قيم N_i على محور الترتيب اللوغاريتمي، وقيم مراتب الروافد i على محور الفواصل الميلليمترى، لنحصل بذلك حسب قانون عدد الروافد لهورتون على مستقيم مُعادلته العامة لها الشكل التالي :

$$\log N_i = a * i + b$$

بحيث تكون a هي ميل المستقيم والذي يُساوي $\log R_c$ ، وبالتالي يُمكن الحصول على متوسط قيمة R_c للحوض المدروس أي :

$$a = \log R_c$$

ومنه تُحسب قيمة R_c :

$$R_c = 10^a$$

2 - نسبة متوسط أطوال الروافد النهرية R_1 :

لحساب نسبة الأطوال R_1 وذلك باستخدام العلاقة نصف اللوغارتمية، نُذكر كذلك بقانون متوسط أطوال الروافد النهرية ذات المرتبة i :

$$\bar{L}_i = \bar{L}_1 R_1^{i-1}$$

و بالتالي:

$$\log \bar{L}_i = (i-1) \log R_1 + \log \bar{L}_1$$

حيث :

$\bar{L}_i$: متوسط أطوال روافد المرتبة i .

R_1 : نسبة الأطوال، وهي النسبة بين أطوال روافد المرتبة المُعطاة إلى روافد المرتبة الأدنى منها، ومن خلال تعريف مفهوم نسبة الأطوال :

$$R_1 = L_i / L_{i-1}$$

نستنتج أنه يُمكن الحصول على عدة قيم للنسبة R_1 في الحوض المدروس والتي يجب أن تكون مُتقاربة فيما بينها.

ولحساب متوسط قيمة النسبة R_1 ، فإنه يُمكن من خلال حساب ميل المستقيم الذي يتوسط مجموعة المعطيات $[\bar{L}_i , i]$ التي يتم إسقاطها أيضاً ضمن الاحداثيات نصف اللوغارتمية، بحيث يكون متوسط أطوال الروافد L_i على محور الترتيب اللوغارتمي،

بينما تكون قيم مرتبة الروافد i على محور الفواصل الميليمتري، لنحصل بذلك حسب قانون متوسط أطوال الروافد لهورتون، على مستقيم مُعادلته العامة لها أيضاً الشكل التالي :

$$\log \bar{l}_i = a' * i + b'$$

بحيث تكون a' هي ميل المستقيم والذي يُساوي $\log R_I$ ، وبالتالي يُمكن الحصول على متوسط قيمة R_I للحوض المدروس أي :

$$a' = \log R_I$$

ومنه تُحسب أيضاً قيمة R_I :

$$R_I = 10^{a'}$$

3 - نسبة مساحات حوضات الروافد النهرية R_S :

بالطريقة نفسها يتم حساب متوسط قيمة نسبة المساحات R_S ، وذلك من خلال حساب ميل المستقيم الذي يتوسط مجموعة المعطيات $[\bar{S}_i , i]$ التي يتم إسقاطها أيضاً ضمن الإحداثيات نصف اللوغاريتمية، بحيث يكون متوسط المساحات $\bar{S}_i$ على محور الترتيب اللوغاريتمي، بينما تكون قيم مرتبة الروافد i ، على محور الفواصل الميليمتري، لنحصل بذلك حسب قانون متوسط مساحات حوضات الروافد لهورتون على مستقيم مُعادلته العامة لها أيضاً الشكل التالي :

$$\log \bar{S}_i = a'' * i + b''$$

بحيث تكون a'' هي ميل المستقيم والذي يُساوي $\log R_S$ ، وبالتالي يُمكن الحصول على متوسط قيمة R_S للحوض المدروس أي :

$$a'' = \log R_S$$

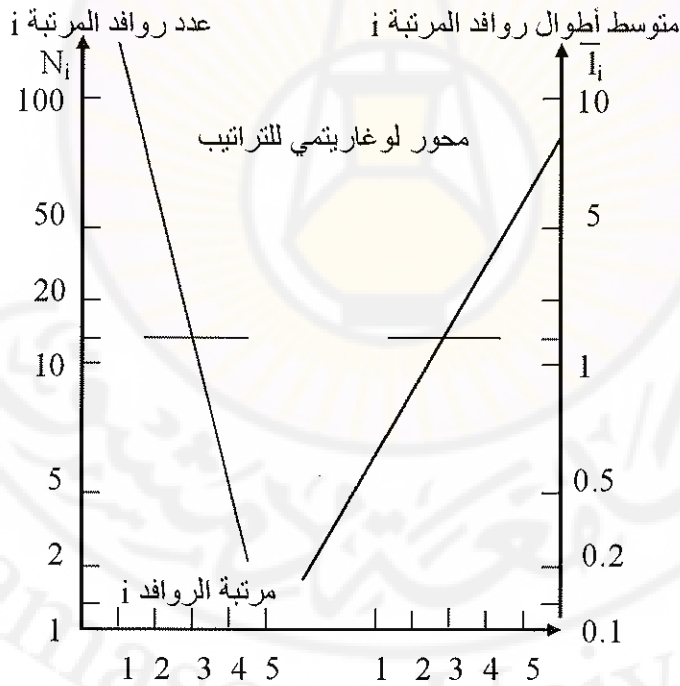
ومنه تُحسب أيضاً قيمة R_S

$$R_S = 10^{-a''}$$

وذلك بعد تنظيم الجدول التالي :

مرتبة الرافد i	عدد روافد المرتبة i N_i	أطوال روافد المرتبة i كم L_i	متوسط طول الروافد L_i كم	مساحة حوضات الروافد S_i كم ²	متوسط المساحة الحوضات الروافد S_i كم ²
1					
2					

ومن ثم يمكن حساب المعاملات المورفومترية للحوض الهيدرولوجي المطلوبة:
قيمة كل من نسبة التفرع R_C ونسبة متوسط الأطوال R_L والمساحات R_S لروافد
المرتبة i ، من ميول المستقيمات التي نحصل عليها الشكل (6)





تمارين الحوض الهيدرولوجي

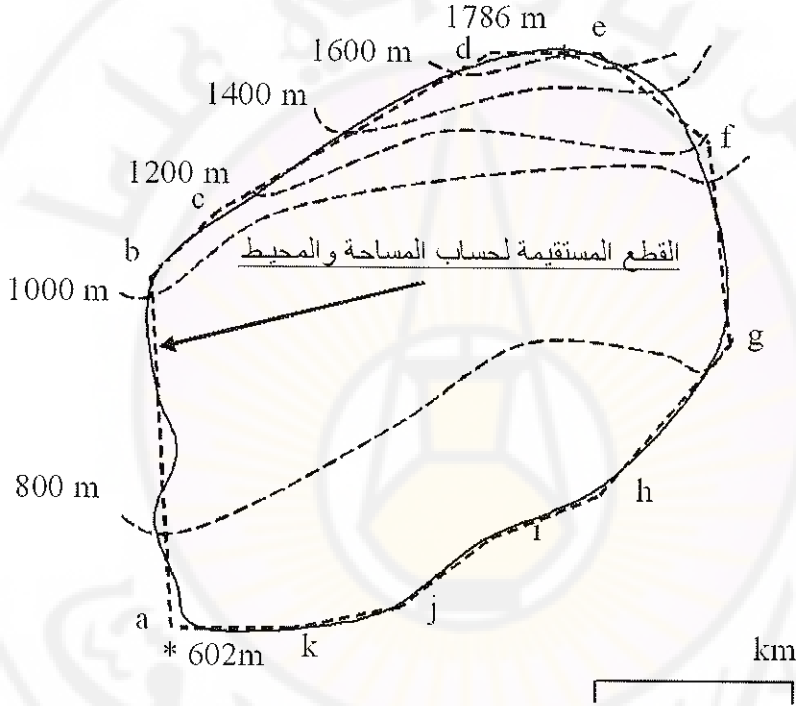
1 - التمرين الأول :

- المعاملات المورفومترية للحوض الهيدرولوجي

- المنحني الهيسومتري **Courbe hypsometrique**

- والمستطيل المكافئ **Le rectangle e'quivalent**

لدينا الحوض الهيدرولوجي التالي :



الحوض الهيدرولوجي المدروس

ذو المعطيات المورفومترية التالية :

1 - طول محيط الحوض يساوي 87 km

2- المسافة الشاقولية بين خطوط التسوية تساوي 200 m

3- الارتفاع الطبغرافي لأعالي الحوض يساوي 1780 m

4- الارتفاع الطبغرافي لمصب الحوض يساوي 592 m

5 - مساحة القطاعات ذات الارتفاعات الطبغرافية التالية :

القطاع	الارتفاعات الطبغرافية	مساحة القطاع كم2
A	1786 - 1600 m	0.8
B	1400 - 1600 m	5
C	1200 - 1400 m	17.2
D	1000 - 1200 m	35
E	800 - 1000 m	239.8
F	602 - 800 m	139.2

المطلوب :

1 - اسرح كيفية حساب طول محيط الحوض في حال كان لدينا مقياس الرسم الدقيق.

2- ارسم المنحني الهيسومتري.

3- ارسم المستطيل المكافئ بمساحته مساحة الحوض.

4- احسب كلاً من :

- متوسط ارتفاع الحوض.

- مُعامل الميل I_p لهورتون.

- مُعامل الميل العام I_G .

- مُعامل فرق الارتفاع النوعي D_s .

مُحددًا تبعاً لقيمة D_s ، نمط تضاريس هذا الحوض حسب تقسيمات الـ

ORSTOM وذلك حسب الجدول التالي :

تصنيف التضاريس حسب الـ O.R.S.T.O.M

$D_s < 10 \text{ m}$	تضاريس بسيطة جداً	R1
$10 < D_s < 25 \text{ m}$	تضاريس بسيطة	R2
$25 < D_s < 50 \text{ m}$	تضاريس بسيطة نوعاً ما	R3
$50 < D_s < 100 \text{ m}$	تضاريس معتدلة	R4
$100 < D_s < 250 \text{ m}$	تضاريس قاسية نوعاً ما	R5
$250 < D_s < 500 \text{ m}$	تضاريس قاسية	R6
$D_s > 500 \text{ m}$	تضاريس قاسية جداً	R7

2 - التمرين الثاني :

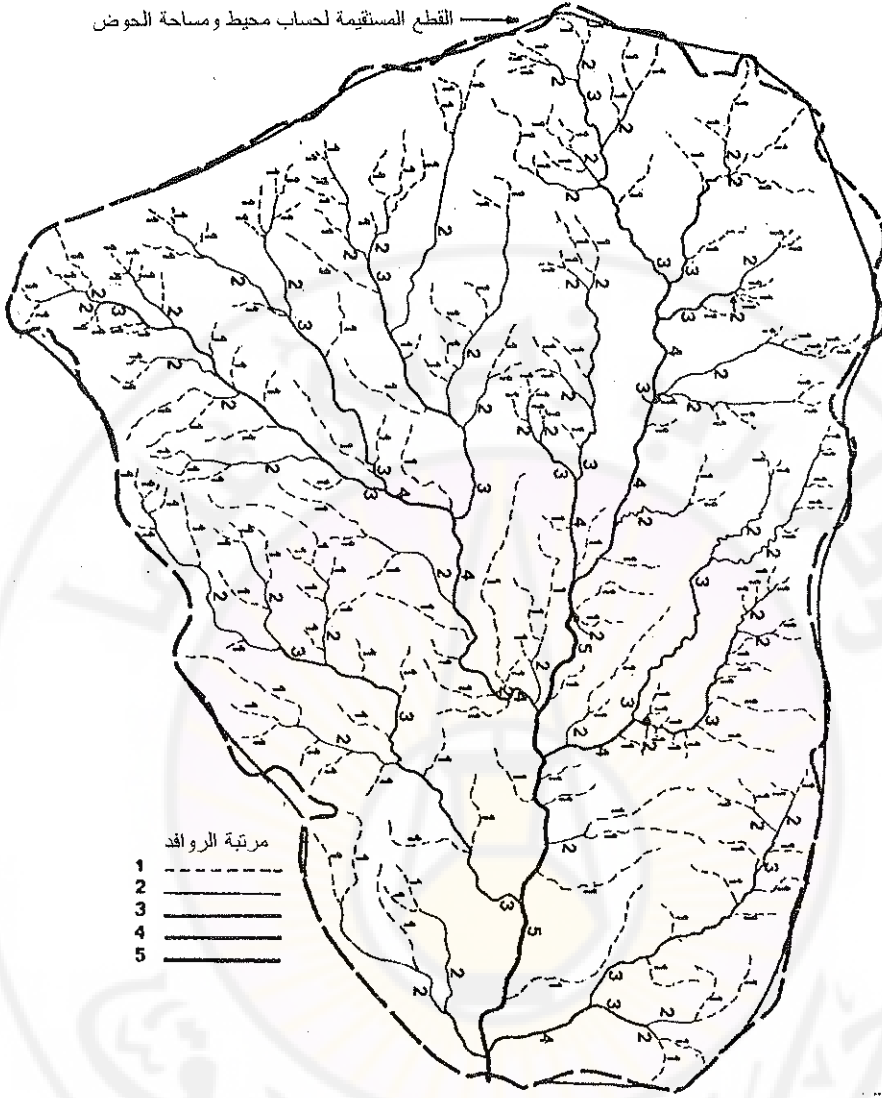
ليكن لدينا أحد الأحواض الهيدرولوجية التشادية والتي تم رسم فاصله المائي وشبكته الهيدروغرافية انطلاقاً من دراسة الصور الفضائية باستخدام الستريوسكوب، وبمقياس رسم 1 / 50.000.

تتميز تربة سطحه بنفوذية ضعيفة، ويخضع هذا الحوض للمناخ الاستوائي ولمعدل سنوي للهطول قيمته 835 مم.

ونتيجةً لدراسة المنحني الهيسومثري الذي أنجز بناءً على دراسة الخريطة الطبغرافية لهذا الحوض عن طريق قارئ المساحات تم الحصول على معطيات الجدول التالي :

الارتفاع الطبغرافي للخطوط الكنتورية م	السطح التراكمي الأقل من الارتفاع المقابل كم ²	الارتفاع الطبغرافي للخطوط الكنتورية م	السطح التراكمي الأقل من الارتفاع المقابل كم ²
475	0	550	55.90
480	0.50	560	63.30
490	3.42	570	70.10
500	8.90	580	73.60
510	14.40	590	71.85
520	19.75	600	73.95
530	30.75	760	74.00
540	46.65		

القطع المستقيمة لحساب محيط ومساحة الحوض



مقياس الرسم : 1/50000

الحوض الهيدرولوجي التشادي المدروس

المطلوب :

1- دراسة معطيات الجدول المعطى وتحديد كل من :

المسافة الرأسية بين الخطوط الكونتورية، والارتفاع الطبغرافي لمصب الحوض ولأعلى نقطة على فاصله المائي.

2- تحديد مساحة الحوض بالكم.²

3- حساب الطول الكلي للمجرى المائي الرئيسي L_v للحوض المدروس بالكم بشكل تقريبي.

4- التأكد من أن طول محيط الحوض يُساوي 34.2 كم، وذلك تبعاً لإحدى الطريقتين التي تم شرحهما سابقاً.

5- حساب معامل تراص الحوض.

6- رسم المنحني الهيسوم تري.

7- حساب متوسط ارتفاع الحوض.

8- استنتاج طول المستطيل المكافئ بمساحته لمساحة الحوض بشكل بياني من خلال تحديد كل من مساحة الحوض ومعامل تراصه.

9- رسم المستطيل المكافئ بمساحته لمساحة الحوض.

10- حساب معامل الميل I_p هورتون انطلافاً من معطيات الجدول المُعطى.

11 - حساب معامل الميل العام I_g .

12 - حساب معامل فرق الارتفاع النوعي D_s مُحددًا تبعاً لقيمة D_s ، نمط تضاريس هذا الحوض حسب تقسيمات الـ ORSTOM.

13- نتيجة لتصنيف روافد الحوض المدروس تبعاً لطريقة Schumm كانت لدينا المعطيات التالية:

المرتبة الروافد i	عدد الروافد N_i	الطول الكلي للروافد L_i
1	214	131.5
2	51	47.5
3	15	31.5
4	5	11.2
5	1	6

- يُطلب حساب كل من: كثافة التصريف، وثابت استقرار المجاري المائية C_s ، وكثافة الشبكة الهيدروغرافية D_r ، وثابت المطابقة a بين كل من كثافة التصريف وكثافة الشبكة الهيدروغرافية، ومعامل السيلية (أو الاضطراب) C_t ، ومتوسط طول الجريان فوق السطحي L_0 ولكن بدلالة ميل المجرى المائي الرئيسي R_a .

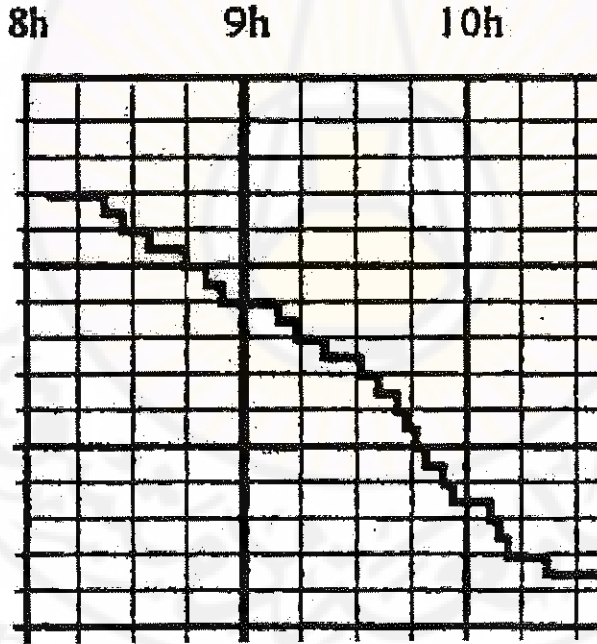
14- حساب المعاملات المورفومترية للحوض الهيدرولوجي: قيمة كل من نسبة التفرع R_c ونسبة أطوال R_l روافد المرتبة i ، باستخدام العلاقة نصف اللوغارتمية.

التطبيقات العملية لفصل الهطولات

أولاً - كمية الهطولات

1- فرز نتائج تسجيل مُسجل الأمطار البليوفيوغراف :

تُفرز نتائج تسجيل البليوفيوغراف عادةً من أجل رسم منحنيات كل من: البليوفيوغرام والهيوغرام، وذلك بهدف دراسة هذه المعطيات بمختلف الطرق التي تمت مناقشتها في هذا الفصل، ولفهم عملية فرز النتائج نأخذ التوضيح التالي :
ليكن لدينا جزء من تسجيل مطري مُسجل أمطار ذي سطح مُستقبل مساحته 400 سم² (الشكل 7)



الشكل (7) جزء من التسجيل المطري

والمطلوب :

1 - فرز نتائج التسجيل المطري المعطى.

2 - رسم منحنيات كل من :

آ - البلوفيوغرام pluviogramme

ب - الهيوغرام hyetogramme

لتنفيذ ذلك نتبع الخطوات التالية لتنظيم الجدول أدناه :

I	II	III	IV	V
زمن التسجيل من الساعة إلى الساعة Δt	عدد الانسكابات	كمية الهطول المطري مم خلال كل Δt P_{mm}	كمية الهطول المطري مم التراكمية $\sum P_{mm}$	الشدة المطرية مم / سا $I_{mm/h}$
$t_1 - t_2$				I_1
$t_2 - t_3$				I_1
$t_3 - t_4$				I_2
$t_4 - t_5$				I_2
$t_5 - t_6$				I_3
$T_6 - t_7$				I_4

1) تُسجل في الحقل الأول الفترات الزمنية التي تمت خلالها الانسكابات، ويُفضل

اعتماد الفترات الزمنية كل 15 دقيقة $\Delta t = 15_{min}$.

2) تُسجل في الحقل الثاني عدد هذه الانسكابات، بحيث يُمثل كل انسكاب كمية من

الهطول المطري تُعادل 0.5 مم، في حالة السطح المستقل ذي المساحة 400 سم².

3) تُسجل في الحقل الثالث كمية الهطول المطري P_{mm} .

4) في الحقل الرابع نحسب كمية الهطول المطري التراكمية $\sum P_{mm}$.

5) وفي الحقل الخامس نحسب شدة الهطول المطري مم / سا

ملاحظة : بداية الحل تكون على الشكل التالي

الشدّة المطرية مم/سا	كمية الهطول المطري مم التراكمية	كمية الهطول المطري مم خلال كل Δt	عدد الانسكابات	زمن التسجيل من الساعة إلى الساعة Δt
0	0	0	0	8h00 - 8h15
4	1	1	2	8h15 - 8h30
4	2	1	2	8h30 - 8h45
4	3	1	2	8h45 - 9h00
4	4	1	2	9h00 - 9h15
4	5	1	2	9h15 - 9h30
8	7	2	4	9h30 - 9h45
8	9	2	4	9h45 - 10h00
6	10.5	1.5	3	10h00 - 10h15
2	11	0.5	1	10h15 - 10h30

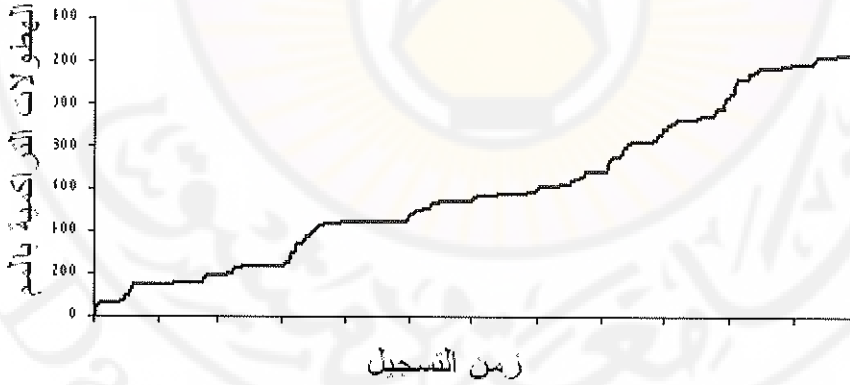
(6) ثم يُنظم الجدول التالي من أجل تحديد الفترات الزمنية المتماثلة فيما بينها من حيث
تغير شدات الهطول المطري خلالها :

1	2	3	4
زمن التسجيل من الساعة إلى الساعة Δt	كمية الهطول المطري مم خلال كل Δt	كمية الهطول المطري مم خلال Δt التراكمية $\sum P_{mm}$	الشدّة المطرية مم/سا
$t_1 - t_3$			I_1
$t_3 - t_5$			I_2
$t_5 - t_6$			I_3

ملاحظة : بداية الحل تكون على الشكل التالي:

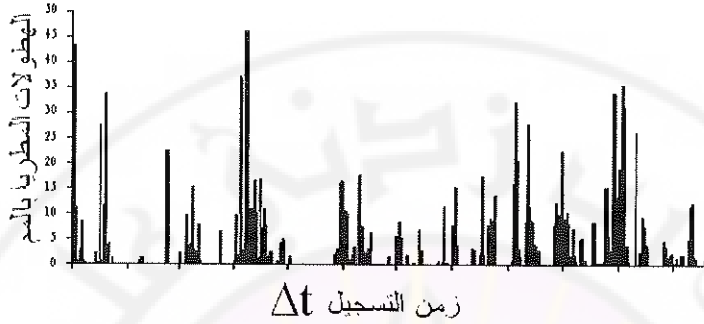
زمن التسجيل من الساعة إلى الساعة Δt		كمية الهطول المطري مم خلال كل Δt	كمية الهطول المطري مم خلال Δt التراكمية $\sum P_{mm}$	الشدة المطرية مم/سا
8h00	8h15	0	0	0
8h15	9h30	5	5	4
9h30	10h00	4	9	8
10h00	10h15	1.5	10.5	6
10h15	10h30	0.5	11	2

7) ثم يتم إسقاط زمن التسجيل Δt (في الحقل الأول) على محور الفواصل وكمية الهطولات التراكمية $\sum P_{mm}$ (في الحقل الثالث) على محور الترتيب لنحصل على منحنى البلوفيوغرام كما في الشكل (8):



الشكل (8) منحنى تغيرات كمية الأمطار التكاملية المعروف باسم البلوفيوغرام

8) أو يتم إسقاط زمن التسجيل Δt (في الحقل الأول) على محور الفواصل وكمية الهطولات P_{mm} خلال Δt (في الحقل الثاني) على محور الترتيب لنحصل على المنحني المعروف باسم الهيتوغرام hyetogram كما في الشكل (9).



الشكل (9) الهيتوغرام hyetogram

2- تحليل معطيات الهطولات المطرية:

وجدنا أنه من بين الطرق التي تُعالج معطيات الهطول هنالك :

- التحليل النقطي لمعطيات الهطول.
- تحليل التوزيع الأفقي للهطول.
- تحليل التوزيع الزمني للهطول.

ولسهولة تطبيق التحليل النقطي لمعطيات الهطول سنعالج في الجزء العملي فقط طريقتي التحليل الأفقي (المساحي) والزمني لها وذلك لتوضيح طريقة حل تمارينها.

1- تحليل التوزيع الأفقي (المساحي) للهطول :

من بين طرائق التحليل المساحي للهطول لدينا :

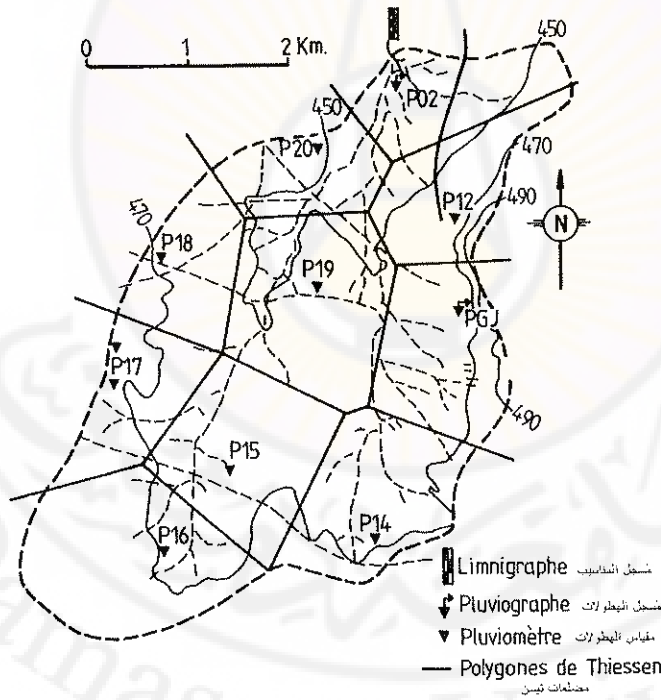
- أ- طريقة مضلعات تيسن : methode des poligone de Thiessen
- ب- طريقة خطوط تساوي الهطولات : methode des isohyetes - isovaleurs
- ج- طريقة المحورين المتعامدين : methode des deux axes

آ- طريقة مضلعات تيسن

تتلخص طريقة العمل في هذه الطريقة، بعد إسقاط المحطات المطرية حسب إحداثياتها بالخطوات التالية (الشكل 10):

1) نصل بدايةً بين كل محطتين متجاورتين بخط مستقيم، لنحصل على عدد من المثلثات تكون المحطات المطرية على رؤوسها.

2) نقيم محاور أضلاع هذه المثلثات، لتلتقي محاور أضلاع كل مثلث في نقطة تقع داخله أو خارجه، مُقسمةً بذلك كامل مساحة الحوض إلى مضلعات متفاوتة بمساحتها، تتركز في كل منها محطة مطرية واحدة معينة بمساحتها.



الشكل (10) طريقة شبكة مضلعات تيسن لتحديد متوسط كمية الهطول

3) نحسب مساحة هذه المضلعات كل على حدة S_i ليصار فيما بعد إلى التعبير عن هذه المساحات كنسبة مئوية من مجموع المساحة الكلية للحوض الهيدرولوجي المدروس % S_i .

رقم الخطة	كمية المطول في هذه الخطة P_i مم	مساحة المضلع الذي يُحيط بها S_i كم ²	النسب المئوية لمساحة كل مضلع % S_i	كمية المطول بعد التثقييل $P_i * S_i \%$	كمية المطول المكافئة المنتظمة فوق مساحة الحوض حسب مضلعات تيسن $P_{mm} = \sum P_i * S_i \%$
1					
2					

4) نحسب كميات المطول بعد تثقييل كل منها بالمساحة الجزئية $P_i * S_i$ ، وذلك من خلال مُضاعفتها بمساحة المضلع المحيط بها.

5) نحسب فيما بعد كمية المطول المكافئ المنتظمة فوق مساحة الحوض من خلال القيم التي تم تثقييلها.

$$P_m = \sum_{i=1}^n (P_i * S_i) / S$$

أو :

$$P_m = \sum_{i=1}^n P_i * S_i \%$$

بحيث :

P_m : الكمية المكافئة للمطول.

P_i : كمية الهاطل في المقياس i .

S_i : مساحة المضلع المحيط بالمقياس i .

% S_i : النسبة المئوية لمساحة المضلع المحيط بالمقياس i .

S : المساحة الكلية.

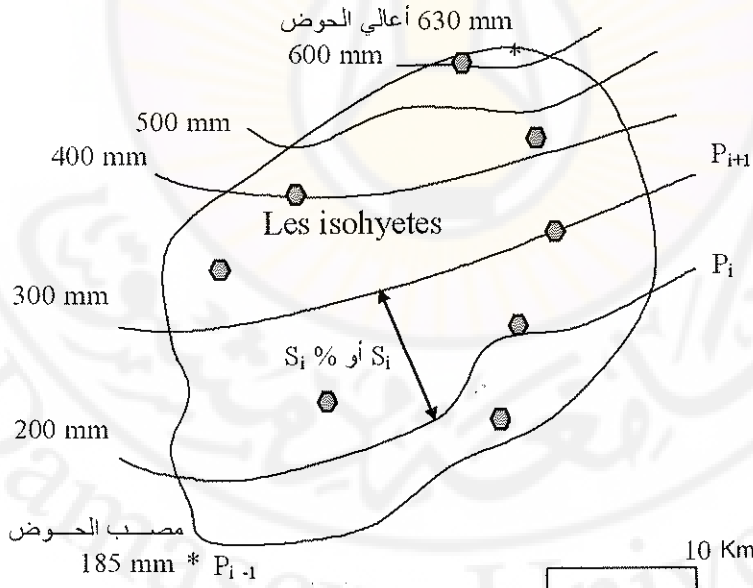
n : عدد المضلعات، أو المحطات.

تُعد نتائج طريقة مُضلعات تيسن أكثر دقة من نتائج الطريقة السابقة، إلا أنها مع ذلك، لا تأخذ بعين الاعتبار تأثير السطح الطبوغرافي لمنطقة الحوض الهيدرولوجي على نتائج هذه الطريقة. يمكن تطبيق طريقة مضلعات تيسن في الأحواض التي تتراوح مساحتها بين (500 كم² و 5000 كم²).

ب - طريقة خطوط تساوي الهطولات :

تتلخص خطوات تنفيذ هذه الطريقة على الشكل التالي :

- 1 (يتم إسقاط المحطات المطرية حسب إحداثياتها ضمن مساحة الحوض المدروس.
- 2 (يتم وصل القيم المتساوية فيما بينها لنحصل بذلك على خريطة خطوط تساوي القيم المطرية أو ما يُعرف باسم Les isohyets (الشكل 11).



الشكل (11) خطوط تساوي كمية الهطول Les isohyets

3) تُقاس مساحات النطاقات S_i المحصورة بين كل خطين متتاليين لتساويات قيم الهطول، ثم تضرب مساحة كل نطاق من هذه النطاقات بمتوسط قيمة خطي تساوي قيم الهطولات المطرية (متوسط قيم الهطول للخطين المتتاليين P_i و P_{i+1} المحددين لمساحة هذا النطاق).

4) يتم تثقيب هذه القيم المطرية بالمساحات التي تعنيها $P_i * S_i$.

5) يتم جمع نتائج الفقرة السابقة 4، أي قيم الهطولات التي تم تثقيبها بمساحة النطاقات المشكلة من خطوط تساوي المطر، ليقسم المجموع فيما بعد على المساحة الكلية $\sum S_i = S$ للحوض المدروس، وبذلك نحصل على الكمية المكافئة المنتظمة للهطول للحوض المدروس.

$$P_m = \sum_{i=1}^n P_i * \frac{S_i}{\sum S_i}$$

ويُمكن أن تُؤخذ النسب المئوية لمساحة هذه النطاقات $S_i \%$ بالنسبة للمساحة الكلية للحوض، وذلك باستخدام العلاقة التالية :

$$P_m = \sum_{i=1}^n P_i * S_i \%$$

ويُمكن أيضاً حساب المجموع التكاملي للنسب المئوية لمساحة القطاعات التي تكون كمية الهطولات فيها أكبر من قيمة محددة (الشكل 12)، وذلك للحصول على جدول تُلخص فيه النتائج .

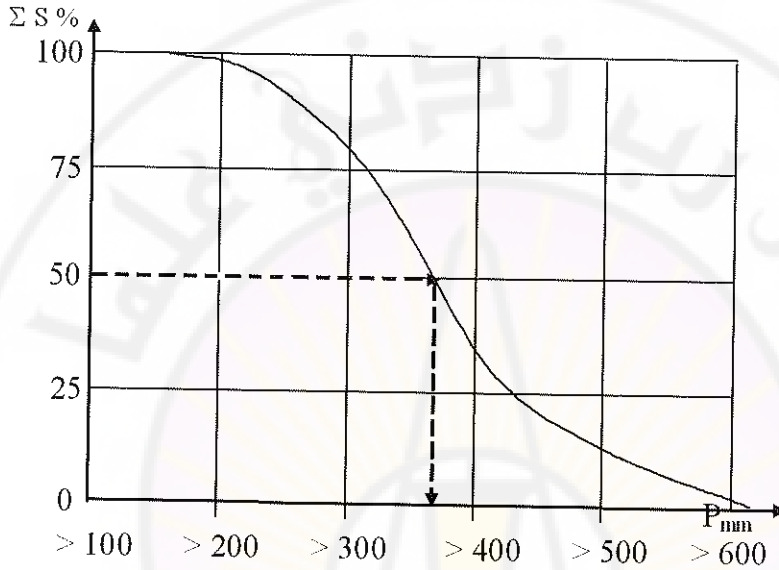
قيمة الهطول P_{mm} للقطاع S_i	المساحة الجزئية S_i كم ²	مساحة القطاع الذي يكون فيه الهطول $> P_{mm}$	تمثيل القطاع الذي يكون فيه الهطول $> P_{mm}$	نسبة Si% من المسطح الكلية ٢
$630 > A > 600$	A	A		$S_A \%$
$600 > B > 500$	B	A+B		$S_{A+B} \%$
$500 > C > 400$	C	A+B+C		$S_{A+B+C} \%$
$400 > D > 300$	D	A+B+C+ D		$S_{A+B+C+D} \%$
$300 > E > 200$	E	A+B+C+ D+E		$S_{A+B+C+D+E} \%$
$200 > F > 185$	F	A+B+C+ D+E+F		$S_{A+B+C+D+E+F} \%$ على أساس أن: $\Sigma Si \% = 100\%$

الشكل (12) توضيح كيفية حساب نسب المساحات الجزئية التي تكون فيها كمية الهطول أكبر من قيمة معينة.

6) يتم حساب النسب المئوية التراكمية للمساحات التي تكون فيها الهطولات أكبر من قيمة مُحددة، وذلك كما في الجدول التالي :

القطاع	قيمة الهطولات P_{mm}	القيمة الدنيا للخطوط P_{mm}	مساحة القطاع Km^2	النسبة المئوية لمساحة كل القطاع	النسب المئوية التكميلية لمساحة القطاعات المتناقصة بالارتفاع الطبغرافي تباعا Km^2
A	630 - 600	600	S_A	$S_A\%$	$S_A\%$
B	600 - 500	500	S_B	$S_B\%$	$S_{A+B}\%$
C	500 - 400	400	S_C	$S_C\%$	$S_{A+B+C}\%$
D	400 - 300	300	S_D	$S_D\%$	$S_{A+B+C+D}\%$
E	300 - 200	200	S_E	$S_E\%$	$S_{A+B+C+D+E}\%$
F	200 - 185	185	S_F	$S_F\%$	$S_{A+B+C+D+E+F}\% = 100\%$

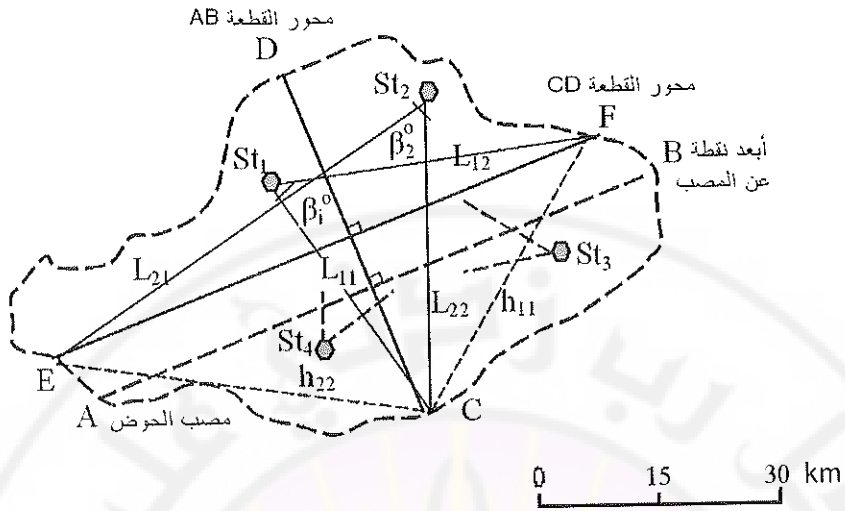
ومن خلال الشكل (13) الذي يبين تغيرات قيم الهطول مع النسب المئوية لمساحات الحوض يمكننا معرفة متوسط كمية الهطول P_m التي تسقط على أية نسبة من مساحة الحوض المدروس.



الشكل (13) تغيرات قيم الهطول مع النسب المئوية لمساحة القطاعات في الحوض

ج- طريقة المحورين المتعامدين :

تسمح هذه الطريقة بحساب قيمة متوسط الهطول على كامل مساحة الحوض، مع الأخذ بعين الاعتبار بُعد محطات القياس عن مركز ثقل الحوض (الشكل 14). لنفرض أن لدينا في الشكل مساحة الحوض الهيدرولوجي بمقياس رسم مُعين وبمحطات قياس الأمطار الأربعة التالية : St_1, St_2, St_3, St_4



الشكل (14) طريقة المحورين المتعامدين

تتلخص عملية حساب المتوسط بهذه الطريقة من خلال اتباع الخطوات التالية :

(1) نصل بين النقطتين، A مصب الخوض و B أبعد نقطة موجودة في أعالي الخوض وعلى فاصله المائي.

(2) نُنشئ محور القطعة AB ونُسميه المحور الأول CD

(3) ننشئ محور القطعة CD ونُسميه المحور الثاني EF .

تتقاطع هذه المحاور مع الفاصل المائي للخوض بالنقاط C, D, E, F, وتقع نقطة التقائهما تقريباً في مركز ثقل الخوض، ونقسم بذلك مساحة الخوض إلى أربعة أجزاء.

(4) نصل كل محطة قياس بنقطتي تقاطع المحورين مع الفاصل المائي والموجودتين في الجزء المقابل للجزء الذي تقع فيه المحطة المعنية، وبذلك يصبح لدينا مثلثات في كل منها:

- ضلعان L_{i1} , L_{i2} يُشكلان الزاوية الرأسية β_i والتي تكون موقع كل محطة.

- وقاعدة h_i هي الضلع المقابل للزاوية الرأسية والناتج من تقاطع المحورين المتعامدين مع الفاصل المائي.

(5) يُنظم الجدول التالي لتسهيل حساب قيمة متوسط الهطول :

1	2	3	4	5	6
رقم المحطة	كمية الهطول P_{mm}	h_i km	L_{i1}, L_{i2} km	$\cos \beta_i$ بالدرجات ($^\circ$)	β_i بالدرجات ($^\circ$)
1					
2					

1 - نُسجل في الحقل الأول رقم تسلسل المحطة المطرية.

2 - نُسجل في الحقل الثاني كمية الهطول المسجلة في كل محطة.

3 - نُسجل في الحقل الثالث طول قاعدة المثلث h_i المقابل للزاوية الرأسية β_i بالكم.

4 - نُسجل في الحقل الرابع طول ضلعي الزاوية الرأسية L_{i1}, L_{i2} بالكم.

5 - نُسجل في الحقل الخامس قيمة $\cos \beta_i$ وذلك بعد حسابها من العلاقة :

$$\cos \beta_i = (L_{i1}^2 + L_{i2}^2 - h_i^2) / 2 L_{i1} * L_{i2}$$

6 - نُسجل في الحقل السادس قيمة الزاوية الرأسية β_i بالدرجات .

(6) وبناءً على هذه المعطيات يتم حساب قيمة معامل التثقيل P للمحطات المطرية

n ، وذلك بعد حسابها من العلاقة :

$$P = \beta_i / \sum_{i=1}^n \beta_i$$

(7) ثم يتم حساب قيمة المتوسط السنوي للهطول بالمم وذلك من العلاقة التالية :

$$P_{mm} = \sum_{i=1}^n P P_i$$

2 - تحليل التوزيع الزمني لمعطيات الهطول :

من بين طرائق التحليل المساحي للهطول لدينا :

- طريقة الكتلة البسيطة.
- الطريقة التراكمية المضاعفة.
- طريقة المجموع التراكمي لمعدلات عدد من معطيات الأجهزة المطلوب تدقيقها، بالمقارنة مع مجموعة معدلات أجهزة مرجعية موثقة.
- سنعالج في الجزء العملي طريقة الكتلة التراكمية المضاعفة :
- الطريقة التراكمية المضاعفة :

تُساعد هذه الطريقة في الكشف عن الحالات التي يكون فيها قد تم ارتكاب خطأ ما يتعلق بمعطيات إحدى محطات القياس (قد يتعلق هذا الخطأ بجهاز القياس مثلاً، أو بالمكلفين بمتابعة النتائج وصيانة الأجهزة) تغيير في نمط أنبوب معايرة كمية الهطول، أو في نمط ورق التسجيل الميليمتري، أو تغيير مكان المحطة لسبب ما).

وتتم هذه الطريقة من خلال إيجاد العلاقة البيانية لكميات الهطول التراكمية بين كل من محطتي القياس A , B في الحوض المدروس، مع التأكيد على ضرورة احترام التسلسل الزمني لقياس معطيات المحطتين.

ولنفرض أن لدينا معطيات هطول لمحطتين مطريتين A , B تم تسجيلها في نفس الفترة الزمنية والممتدة مثلاً لخمس عشرة سنة.

وتتلخص خطوات حل هذا التمرين في التالي وذلك بعد تنظيم الجدول الذي يتضمن

الحقول التالية :

1	2	3	4	5	6	7
سنة القياس	P_A mm	P_B mm	ΣP_A mm	ΣP_B mm	P_A المصحح	ΣP_A المصحح

1) يُسجل في الحقل الأول سنة القياس

2) يُسجل في الحقل الثاني وأمام كل سنة قياس المعدل السنوي للهطول في المحطة A

3) يُسجل في الحقل الثالث وأمام كل سنة قياس المعدل السنوي للهطول في المحطة B

4) يُسجل في الحقل الرابع المجموع التراكمي للمعدل السنوي للهطول في المحطة A

5) يُسجل في الحقل الخامس المجموع التراكمي للمعدل السنوي للهطول في المحطة B

يُترك الحقلان السادس والسابع من أجل تسجيل المعدل السنوي المصحح والمجموع التراكمي للمعدل السنوي المصحح.

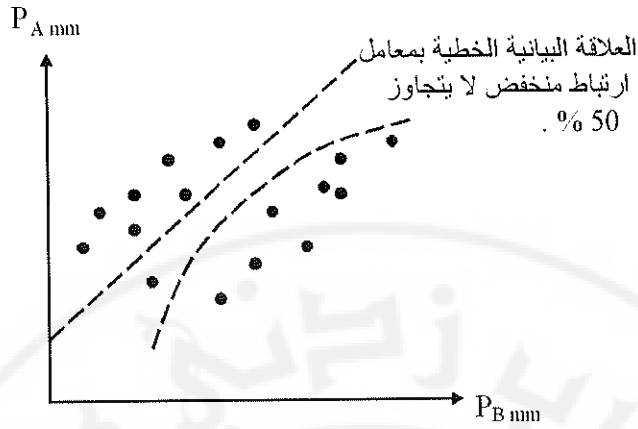
لذلك وللتأكد أولاً من احتمال إمكانية وجود خلل في القياسات، تُسقط في

شبكة الإحداثيات المتعامدة، المعدلات السنوية لكل من المحطتين A , B

- ففي حال لم يكن هنالك أي خطأ مُرتكب في قياس معطيات أي محطة من المحطتين A,B، ستكون العلاقة البيانية عبارة عن علاقة خطية ممتازة وبمعامل ارتباط قريب من الواحد.

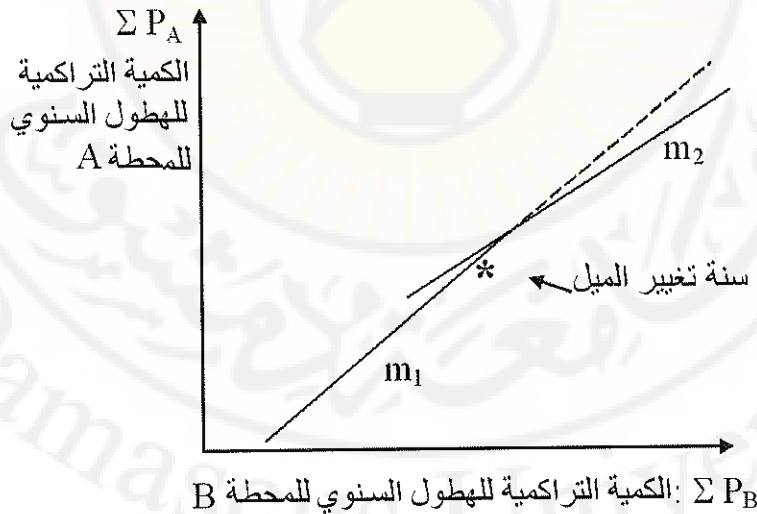
أما في حال كان هنالك أخطاء قد تم ارتكابها في معطيات إحدى المحطتين، فإن ذلك سوف يبدو واضحاً بشكل كبير إما :

- على كيفية توزع المعدلات السنوية لمعطيات المحطتين حول المستقيم الذي يتوسطها، وعلى القيمة الضعيفة لمعامل ارتباط هذه المعطيات مع بعضها، كما هو واضح في الشكل (15) :



الشكل (15) العلاقة البيانية بين المعدلات السنوية لمعطيات المحطتين ، حيث تُمثل هذه الإحداثيات قيم هطولات المحطتين في كل سنة من سنوات القياس المشتركة

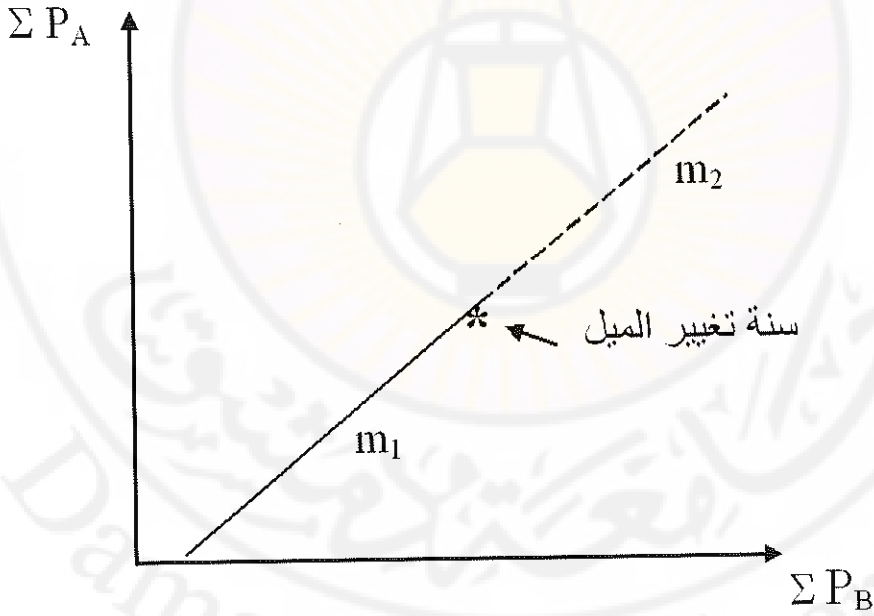
- أو على استقامة العلاقة الخطية بين الكميات التراكمية للمعدلات السنوية لمعطيات المحطتين (طريقة الكتلة المضاعفة) ، حيث تتم دراسة العلاقة بين الكميات التراكمية للمعدلات السنوية لمعطيات المحطتين ، والتي ستُظهر بالضرورة ، وجود انكسار أو أكثر في استقامة هذه العلاقة (الشكل 16)



الشكل (16) طريقة منحنى الكتلة المضاعفة قبل التصحيح.

وبالتالي فمن السهولة يمكن تحديد السنة التي حدث فيها هذا الخطأ (أي الانكسار)، الذي أدى إلى التغيير في الميل العام للمستقيم .

وبالتالي فمن الواضح أن معطيات المخطط المراد اختبارها هي غير دقيقة ويجب تصحيحها، ويتم ذلك طبعاً بدءاً من تاريخ انحراف أو انكسار الخط المستقيم ، ويتم هذا التصحيح من خلال مضاعفة هذه المعطيات بالنسبة m_1 / m_2 حيث m_1 هي ميل جزء المنحني الصحيح، و m_2 هي ميل جزء المنحني غير الصحيح. فإذا استقامت النتائج الجديدة مع مجمل المعطيات فهذا يعني أن معطيات السلسلة المعدة للاختبار أصبحت متجانسة فيما بينها، أما في حال وجود أي انكسارات جديدة، فهذا يستدعي بالضرورة معاودة التصحيح وبنفس الكيفية ولكن هذه المرة على النتائج المصححة، وذلك حتى تمام استقامتها (شكل 17).



الشكل (17) طريقة منحني الكتلة المضاعفة بعد التصحيح

تمارين كمية الهطولات

1 - تمرين فرز نتائج تسجيل مُسجل الأمطار "البلوفيوغراف":

لدينا التسجيل المطري لمُسجل أمطار ذي سطح مُستقبل مساحته 400 سم²

والمطلوب :

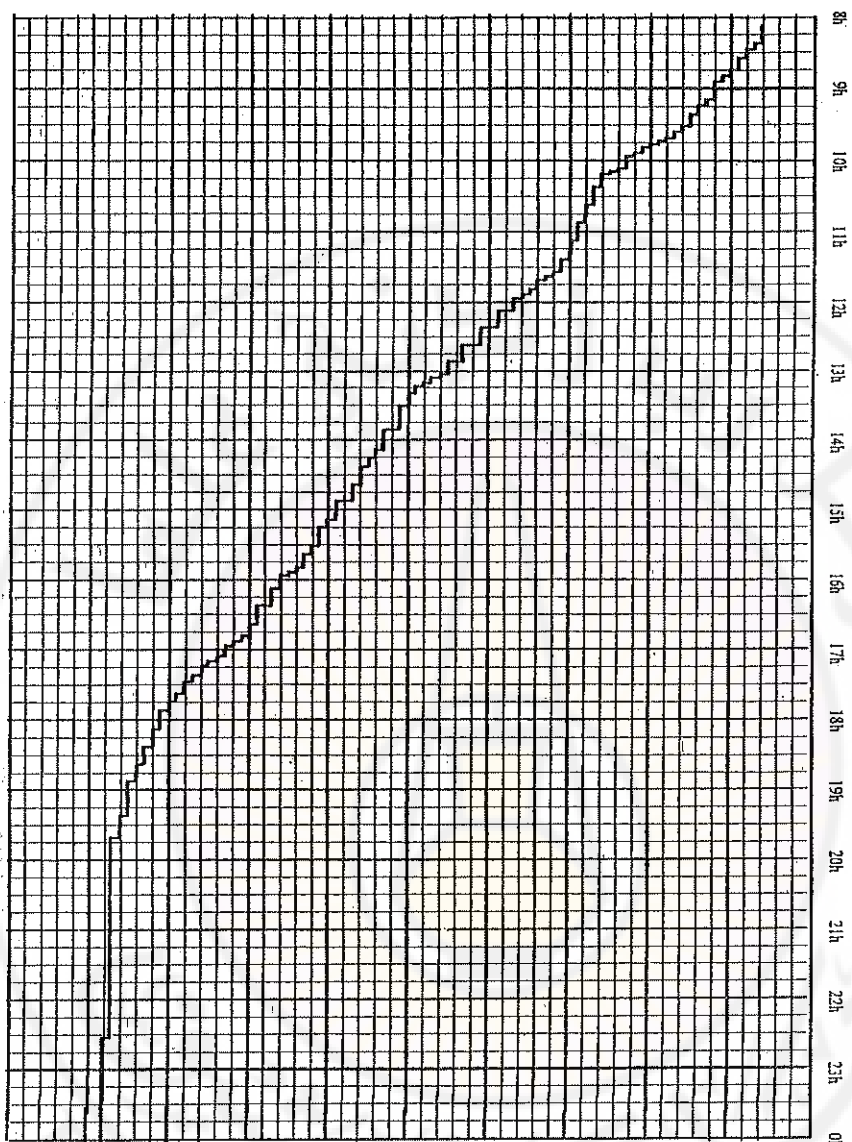
1 - فرز نتائج التسجيل المطري المُعطى.

2 - رسم منحنيات كل من :

آ - البلوفيوغرام pluviogramme

ب - الهيوغرام hyetogramme

BAGUE 2000 cm² : UN TRAIT FORT tous les millimètres de pluie. BAGUE 400 cm² : UN TRAIT FIN tous les millimètres de pluie



التسجيل المطري المطلوب فرز مُعطياته

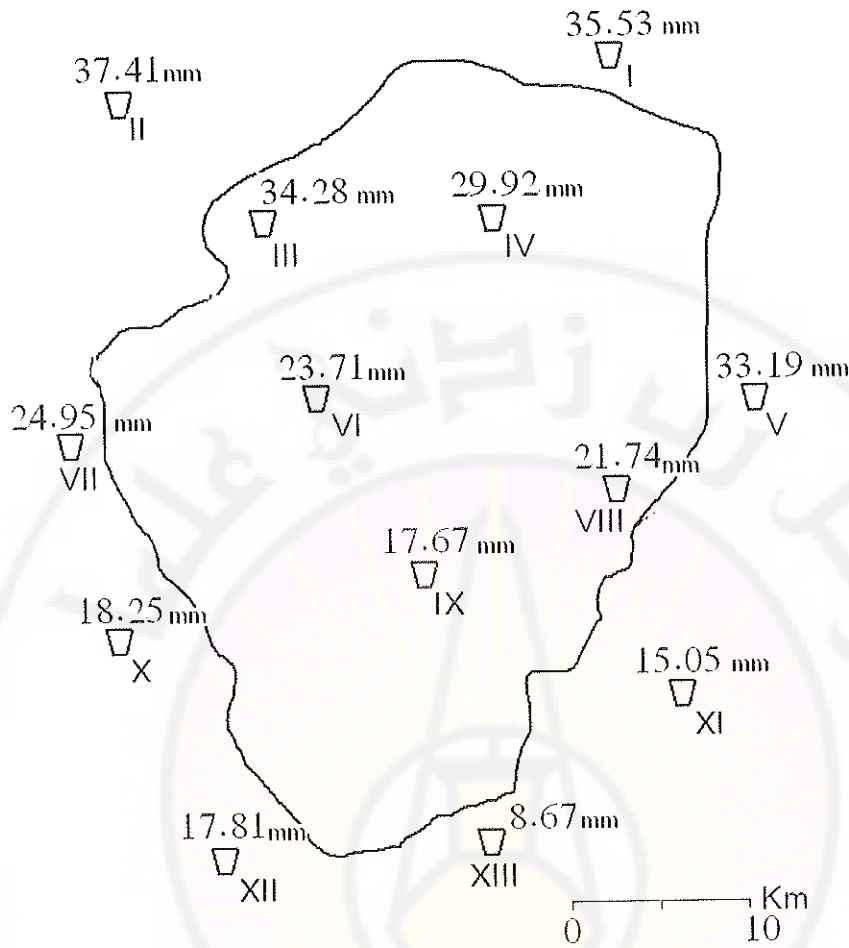
2 - تمارين تحليل التوزيع الأفقي (المساحي) للهطول

1 - تمرين طريقة مضلعات تيسن :

لدينا الحوض الهيدرولوجي التالي والمزود بأجهزة القياس المطري الموزعة وفق الشكل الموضح أدناه مع كمية الهطول المطري السنوي لكل منها:

والمطلوب :

احسب متوسط المعدل السنوي على كامل مساحة الحوض وفق طريقة مضلعات تيسن.



كمية الهطول المطري السنوي لثلاث عشرة محطة مطرية بالمم

2 - تمارين طريقة خطوط تساوي الهطولات :

1) التمرين الأول :

لدينا الحوض الهيدرولوجي المزود بأجهزة القياس المطري والموزعة بشكل متجانس على كامل مساحة الحوض، مع كمية الهطول المطري السنوي لكل منها، والتي مكنت من رسم خطوط تساوي الهطول وبالتالي الحصول على المعطيات المدونة في الجدول التالي :

القطاع	قيمة الهطولات P_{mm}	القيمة الدنيا للشطولات P_{mm}	مساحة القطاع Km^2
A	600 - 700	> 600	4.99
B	700 - 800	> 700	6.65
C	800 - 900	> 800	2.65
D	900 - 1000	> 900	0.87
E	1000 - 1100	> 1000	0.1
F	1100 - 1200	> 1100	0.14
G	1200 - 1300	> 1200	0.1
H	1300 - 1400	> 1300	0.03

والمطلوب

احسب متوسط المعدل السنوي P_{mm} على كامل مساحة الحوض وفق طريقة خطوط تساوي الهطولات.

(2) التمرين الثاني :

لدينا الحوض الهيدرولوجي المزود بأجهزة القياس المطري والموزعة بشكل متجانس على كامل مساحة الحوض، مع كمية الهطول المطري السنوي لكل منها، والتي مكنت من رسم خطوط تساوي الهطول وبالتالي الحصول على المعطيات المدونة في الجدول التالي :

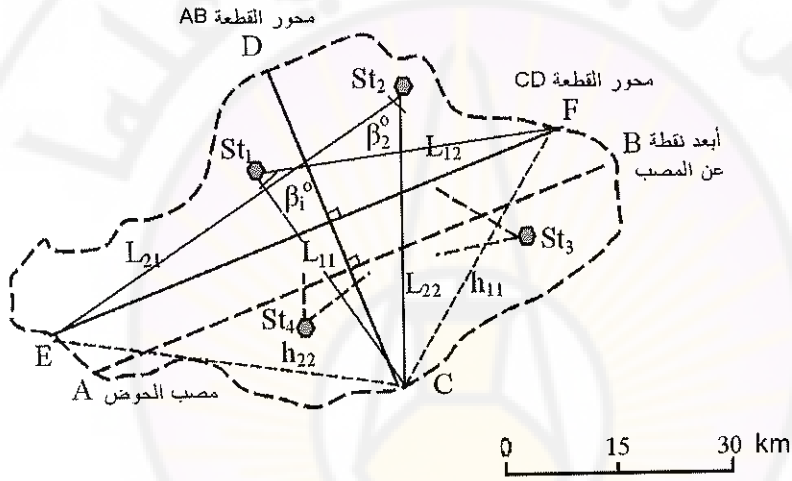
القطاع	قيمة الهطولات P_{mm}	القيمة الدنيا للشطولات P_{mm}	مساحة القطاع Km^2
A	2300 - 2400	> 2300	1.5
B	2200 - 2300	> 2200	12.5
C	2100 - 2200	> 2100	29
D	2000 - 2100	> 2000	42
E	1900 - 2000	> 1900	45
F	1800 - 1900	> 1800	15
G	1700 - 1800	> 1700	9
H	1600 - 1700	> 1600	2

والمطلوب :

احسب متوسط المعدل السنوي P_{mm} على كامل مساحة الحوض وفق طريقة خطوط تساوي المطولات.

3- تمرين طريقة المحورين المتعامدين :

لدينا الحوض الهيدرولوجي المزود بأجهزة قياس الهطل المطري الموزعة وفق الشكل الموضح التالي:



الحوض الهيدرولوجي المطلوب دراسته

مع كمية الهطول السنوي لكل منها ونتائج القياس المبينة في الجدول التالي :

1	2	3	4	5	6
رقم المحطة	كمية الهطول P_{mm}	h_i km	L_{i1}, L_{i2} km	$\cos \beta_i$ بالدرجات ($^\circ$)	β_i بالدرجات ($^\circ$)
1	1500	46	60, 60		
2	1000	47	40, 49		
3	900	47	60, 81		
4	800	48	59, 68		

والمطلوب :

احسب متوسط المعدل السنوي على كامل مساحة الحوض وفق طريقة المحورين المتعامدين.

3 - تمرين تحليل التوزيع الزمني لمعطيات الهطول :

تمرين الطريقة التراكمية المضاعفة

لنفرض أننا نريد اختبار دقة معطيات محطة قياس مطرية A تبعد 40 كم عن شمال محطة القياس المرجعية B ، وذلك بسبب تناوب ثلاثة فنيين مشرفين عليها استمر عمل كل منهم على الشكل التالي :

- الفني الأول : من 1946 - 1949

- الفني الثاني : من 1950 - 1952

- الفني الثالث : من 1953 - 1960

علماً بأن مدة القياس الخمس عشرة سنة لهذه المحطة تقع تماماً ضمن فترة القياس التي استمرت بها المحطة المرجعية B والتي استمرت من سنة 1895 - 1965.

سنة القياس	P _B mm المرجعية	P _A mm للاختبار	سنة القياس	P _B mm المرجعية	P _A mm للاختبار
1960	800	869	1952	820	953
1959	549	596	1951	841	882
1958	858	994	1950	732	945
1957	540	643	1949	459	694
1956	657	736	1948	522	875
1955	677	734	1947	540	849
1954	702	699	1946	511	791
1953	393	546			

والمطلوب :

- 1 - ارسم ضمن شبكة الإحداثيات المتعامدة، المعدلات السنوية لكل من المخططين A و B، مع مراعاة التسلسل الزمني للقياس في المخططين .
 - 2 - ارسم ضمن شبكة الإحداثيات المتعامدة الكميات التراكمية للمعدلات السنوية لمعطيات المخططين (طريقة الكتلة المضاعفة)، وحدد تاريخ انكسار العلاقة الخطية بين المعطيات .
 - 3 - احسب معامل التصحيح وذلك من خلال تحديد النسبة m_1 / m_2 حيث m_1 هي ميل جزء المنحني الصحيح و m_2 هي ميل جزء المنحني غير الصحيح. فإذا استقامت النتائج الجديدة مع مجمل المعطيات فهذا يعني أن معطيات السلسلة المُعدة للاختبار أصبحت متجانسة فيما بينها، أما في حال وجود أي انكسارات جديدة، فهذا يستدعي بالضرورة معاودة التصحيح وبنفس الكيفية ولكن هذه المرة على النتائج المصححة، وذلك حتى تمام استقامتها.
- جدول المعطيات المطرية لمخطتي القياس المطريتين، المحطة المرجعية B والمراد اختبار معطياتها A

ثانياً شدة الهطولات

1- الهيتوغرامات المنضدة (المتراكبة)

تعتمد هذه الطريقة على عملية تنضيد أو تراكب الهيتوغرامات فوق بعضها مع الأخذ بعين الاعتبار تطابق التسلسل الزمني لها، ثم حساب قيمة المتوسط الحسابي لقيم شداتها، ولكن بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية لكل محطة قياس مطري، ثم نطبق نفس المنهجية المتبعة في الحالات السابقة من حيث مضاعفة النتائج بالنسبة المعتمدة أي $P_{m*tr, gri} / P_{m* gri}$.

فإذا فرضنا أنه لدينا نفس حالة توفر مقياس أمطار وحيد وعدة مُسجلات مطرية أي :

$\Delta t = \text{min}$	الشدة المطرية مم / سا				
	I_{tr1}	I_{gr1}	I_{gr2}	I_{gr3}	I_{grn}
18h00 18h04	×	×	×	×	×
18h04 18h07	×	×	×	×	×
18h07 18h11	×	×	×	×	×
×	×	×	×	×	×
×	×	×	×	×	×
المساحات الجزئية	S_{tr1}	S_{gr1}	S_{gr2}	S_{gr3}	S_{grn}

فمن الممكن أن يكون لكل محطة مطرية (مقياس أو مسجل) بداية ونهاية للتسجيل مختلفة عن الأخرى. وللحصول على الهيتوغرام المنضد نتبع الخطوات التالية :

1) يُعاد ترتيب الفترات الزمنية في الحقل الأول وتقسيمها إلى فترات جزئية بشكل يمكنها استيعاب كل الفترات الزمنية Δt ، البدايات والنهايات والبيئية.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Δt min	الشدة قبل التنقيط بالمساحات الجزئية			الشدة بعد التنقيط بالمساحات الجزئية			الهيتوغرام المركب Σ	الهيتوغرام المنضد المطلوب $\Sigma * \text{النسبة}$
	I_{tr1}	I_{gr1}	I_{gr2}	$I_{tr1} * S\%_{tr1}$	$I_{gr1} * S\%_{gr1}$	$I_{gr1} * S\%_{gr2}$		

2) يُسجل في كل من الحقول الثانية والثالثة والرابعة قيم الشدات الفعلية الموافقة لكل فترة زمنية ولكل محطة قياس مُعطاة.

3) تُسجل في كل من الحقول الخامسة والسادسة والسابعة قيم الشدات الفعلية الموافقة لكل فترة زمنية ولكل محطة قياس مُعطاة ولكن بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية التابعة لكل محطة مطرية.

4) يُسجل في الحقل الثامن مجموع قيم الشدات المطرية التي تم تثقيلها للمحطات المطرية جميعها والتي تم تسجيلها في الحقول الخامسة والسادسة والسابعة ، لنحصل بذلك على الهيتوغرام المركب.

5) يُسجل في الحقل التاسع جداء قيم الشدات للهيتوغرام المركب في الحقل الثامن بالنسبة المعتمدة كما في الحالات السابقة أي : $P_{m*tr, gri} / P_{m* gri}$ ، لنحصل بذلك على الهيتوغرام المنضد المطلوب.

2- الهيتوغرامات المُصنفة

تستند فكرة هذه الطريقة على أن عملية التثقيل تتم على الفترات الزمنية Δt التي استمرت بها الشدات المطرية، وليس على الشدات المطرية نفسها كما في الطرق السابقة ، وذلك بالاعتماد على فرضية أن لكل من :

- والهاتل المطري ذي الشدة I ، والمؤثرة على النطاق S كم² فقط من مساحة الحوض، والمستمرة مدة $T = \Delta t_1$.

- الهاتل المطري المتميز بنفس الشدة I ، والمؤثرة على كامل مساحة الحوض S ، والمستمرة مدة من الزمن تُساوي : $\Delta t_2 = T * s / S$.

نفس التأثير على جريان هذا الحوض.

وبالتالي فإن هذه الطريقة، لن يتم تطبيقها على الهيتوغرامات الطبيعية، وإنما يتم تطبيقها على ما يُعرف بالهيتوغرامات المُصنفة (أي تلك التي يتم ترتيبها تنازلياً)، حيث إن ترتيب تسلسل هذه الهيتوغرامات لن يتم على التتابع الزمني لهطول أمطارها، وإنما يتم على قيم شداته.

فإذا فرضنا أنه لدينا نفس حالة توفر مقياس أمطار وحيد وعدة مُسجلات مطرية أي :

	الشدة المطرية مم / سا		
$\Delta t = \text{min}$	$I_{tr 1}$	I_{gr1}	I_{gr2}
18h00 18h04	×	×	×
18h04 18h07	×	×	×
18h07 18h11	×	×	×
×	×	×	×
×	×	×	×
المساحات الجزئية	$S_{tr 1}$	S_{gr1}	S_{gr2}

ولإيجاد الهيتوغرام المُنصف نتبع الخطوات التالية :

1 (يتم ترتيب قيم الشدة المطرية في هيتوغرامات الأجهزة المتوفرة بشكل تنازلي لكل جهاز على حدة، ويُقابلها طبعاً مُدد هطولها ولكن بشكل تراكمي :

I مقياس المطول		II مسجل المطول		III مسجل المطول	
$I_{\text{mm/h}}$ تنازلياً	$\Delta t_I = \text{min}$ تراكمياً	$I_{\text{mm/h}}$ تنازلياً	$\Delta t_{II} = \text{min}$ تراكمياً	$I_{\text{mm/h}}$ تنازلياً	$\Delta t_{III} = \text{min}$ تراكمياً
$I_1 \text{ mm/h}$	$\Delta t_{I1} = \text{min}$	×	$\Delta t_{I1} = \text{min}$	×	×
$I_2 \text{ mm/h}$	$\Delta t_{2'I} = \Delta t_{2I} + \Delta t_{1I}$	×	$\Delta t_{2'II} = \Delta t_{2II} + \Delta t_{1II}$	×	×
×	$\Delta t_{3'I} = \Delta t_{3I} + \Delta t_{2'I}$	×	$\Delta t_{3'II} = \Delta t_{3II} + \Delta t_{2'II}$	×	×
×	$\Delta t_{4'I} = \Delta t_{4I} + \Delta t_{3'I}$	×	$\Delta t_{4'II} = \Delta t_{4II} + \Delta t_{3'II}$	×	×
×	$\Delta t_{5'I} = \Delta t_{5I} + \Delta t_{4'I}$	×	$\Delta t_{5'II} = \Delta t_{5II} + \Delta t_{4'II}$	×	×

بحيث تكون $\Delta t_1 = \text{min}$ مثلاً المجموع التراكمي لعدد الدقائق التي تكون الشدة خلالها مُساوية أو أكبر من $I_1 \text{ mm/h}$ ، وكذلك $\Delta t_{2'}$ تكون بمثابة المجموع التراكمي لعدد

الدقائق ($\Delta t_2 + \Delta t_1$) التي تكون الشدة خلالها تساوي أو أكبر من الشدة $I_2 \text{ mm/h}$ مع العلم طبعاً أن :

$$I_1 \text{ mm/h} > I_2 \text{ mm/h}$$

وذلك لكون ترتيب قيم الشدات كان بشكل تنازلي.

2) ثم يُعاد ترتيب قيم شدات هيتوغرامات الأجهزة المتوفرة جميعها، وكأنها تنتمي لمجموعة مُعطيات واحدة، مع وضع الفترات الزمنية Δt_i وحسب تسلسلها الزمني، مُقابل كل قيمة من قيم الشدات المطربة التي تم ترتيبها، في حقل الفترات الزمنية للجهاز الذي تنتمي إليه هذه الشدات :

$I_{\text{mm/h}}$ تنازلياً لكل القيم	الفترات الزمنية Δt_i التراكمية - دقيقة		
	I مقياس المطول	II المسجل الأول	III المسجل الثاني
$\times$ القيمة الأكبر	Δt_{1I}		
$\times$	$\Delta t_{2'I} = \Delta t_{2I} + \Delta t_{1I}$		
$\times$	$\underline{X}$	Δt_{1II}	
$\times$	$\Delta t_{3'I} = \Delta t_{3I} + \Delta t_{2'I}$	$\underline{X}$	
$\times$	$\underline{X}$	$\Delta t_{2'II} = \Delta t_{2II} + \Delta t_{1II}$	
$\times$	$\Delta t_{4'I} = \Delta t_{4I} + \Delta t_{3'I}$	$\underline{X}$	
$\times$	$\underline{X}$	$\underline{X}$	Δt_{1III}
$\times$	$\underline{X}$	$\Delta t_{3'II} = \Delta t_{3II} + \Delta t_{2'II}$	$\underline{X}$
$\times$	$\underline{X}$	$\underline{X}$	$\Delta t_{2'III} = \Delta t_{2III} + \Delta t_{1III}$
$\times$ القيمة الأصغر	$\underline{X}$	$\underline{X}$	$\Delta t_{3'III} = \Delta t_{3III} + \Delta t_{2'III}$
المساحات الجزئية	S_{trI}	S_{grII}	S_{grIII}

3) ثم يتم إملاء الفراغ X في معطيات الفترات الزمنية Δt_i التراكمية (في حقول الأجهزة المختلفة) بالقيم $\Delta t'_i$ والمساوية للقيم Δt_i التي تعلق كلاً منها :

I mm/h تنازلياً	الفترات الزمنية Δt التراكمية - دقيقة		
	لمقياس المطول I	للمُسجل الأول II	للمُسجل الثاني III
$\times$ القيمة الأكبر	Δt_{1I}		
$\times$	$\Delta t'_{2I} = \Delta t_{2I} + \Delta t_{1I}$		
$\times$	$\Delta t'_{2I}$	Δt_{1II}	
$\times$	$\Delta t'_{3I} = \Delta t_{3I} + \Delta t'_{2I}$	Δt_{1II}	
$\times$	$\Delta t'_{3I}$	$\Delta t'_{2II} = \Delta t_{2II} + \Delta t_{1II}$	
$\times$	$\Delta t'_{4I} = \Delta t_{4I} + \Delta t'_{3I}$	$\Delta t'_{2II}$	
$\times$	$\Delta t'_{4I}$	$\Delta t'_{2II}$	Δt_{1III}
$\times$	$\Delta t'_{4I}$	$\Delta t'_{3II} = \Delta t_{3II} + \Delta t'_{2II}$	Δt_{1III}
$\times$	$\Delta t'_{4I}$	$\Delta t'_{3II}$	$\Delta t'_{2III} = \Delta t_{2III} + \Delta t_{1III}$
$\times$ القيمة الأصغر	$\Delta t'_{4I}$	$\Delta t'_{3II}$	$\Delta t'_{3III} = \Delta t_{3III} + \Delta t'_{2III}$
المساحات الجزئية	S_{trI}	S_{grII}	S_{grIII}

فنحصل بذلك على هيتوغرام ذات قيم شدات تنازلية يُقابلها قيم مُتزايدة للفترات الزمنية لكل الأجهزة المتوفرة .

4 (ثم يتم تثقيف الفترات الزمنية التراكمية لهذه الأجهزة، المقابلة لقيم الشدات المطرية وذلك بالمساحات الجزئية العائدة لكل جهاز، ومن ثم مضاعفة هذه القيم بالنسبة $P_{m*tr, gri} / P_{m* gri}$ أي :

$$I_{classe} = [(\Delta t_{tr} * S_{tr} \% + \sum_{i=1}^n \Delta t_{gri} * S_{gri} \%)] * P_{m*tr, gri} / P_{m* gri} \text{ mm/h}$$

وبذلك نحصل على الهيتوغرام المصنف، أي ذي الشدات المرتبة تنازلياً ، وذي الفترات الزمنية التراكمية والمُثقلة بالمساحات الجزئية التابعة لكل جهاز.

3- منحنيات شدة الهطول - ومدته : منحنيات $I_{mm/h} - D$

لتوضيح طريقة حساب الشدات من أجل مجال زميني D محدد، نفرض أن لدينا معطيات لكميات الهطول وفترات زمنية تمت مُعالجتها من مُعطيات مُسجل الأمطار لكل فترة زمنية مقدارها 5 دقائق، نعمل على رسم منحنى تغيرات شدة الهطول I mm/h مع مدة الهطول من خلال اتباع الخطوات التالية :

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
تسلسل زمن التسجيل	P_{mm}	P_{mm} 30 min	I mm/h 30 min	P_{mm} 60 min	$I_{mm/h}$ 60 min	P_{mm} 90 min	I mm/h 90 min	P_{mm} 120 min	I mm/h 120 min

- 1 (تُرتب في الحقل الأول تسلسل المجال الزمني الذي رُفعت بناءً عليه المعطيات المطرية T_{min} ويبدأ من الزمن صفر وحتى آخر لحظة رُفعت فيها كمية الهطول.
- 2 (تُسجل في الحقل الثاني كميات الهطول المُقاسة حسب تسلسلها الزمني P_{mm} .
- 3 (تُسجل في الحقل الثالث مجموع المعطيات المطرية بخطوة زمنية مقدارها

$\Delta t = 30 \text{ min}$ ، أي تُسجل بمجاميع الهطولات $P_{\text{mm}} 30 \text{ min}$ أمام اللحظات الزمنية الموافقة وذلك على الشكل التالي:

أمام الزمن	تُسجل مجموع P_{mm} للأزمة	$P_{\text{mm}} 30 \text{ min}$	$I_{\text{mm/h}} 30 \text{ min}$
$t = 30 \text{ min}$	5,10,15,20,25,30	$P_1 30 \text{ mm}$	$I_1 30 \text{ mm}$
$t = 35 \text{ min}$	10,15,20,25,30,35	$P_2 30 \text{ mm}$	$I_2 30 \text{ mm}$
$t = 40 \text{ min}$	15,20,25,30,35,40	$P_3 30 \text{ mm}$	$I_3 30 \text{ mm}$
$t = 45 \text{ min}$	20,25,30,35,40,45	$P_4 30 \text{ mm}$	$I_4 30 \text{ mm}$

أي بإبعاد أول زمن من حزمة القياسات التي أُعتمد مجموعها بأول مرة ، وإضافة معطيات الزمن التالي للحزمة وهكذا في كل مرة حتى نهاية مدة التسجيل لنحصل بالتالي على قيم $P_i 30 \text{ mm}$ حتى نهاية المعطيات.

4 (نحسب شدة الهطول المقابل للمجال الزمني $\Delta t = 30 \text{ min}$ ، لنحصل كذلك على القيم $I_i 30 \text{ mm}$ ، ونسجل قيمها في الحقل الرابع.

5 (نُحدد قيمة شدة الهطول العظمى ضمن هذا المجال الزمني $I_{\text{max}} \text{ mm/h } 30 \text{ mm}$.

6 (تُسجل في الحقل الخامس مجموع المعطيات المطرية بخطوة زمنية مقدارها

$\Delta t = 60 \text{ min}$ ، أي نسجل مجموع الهطولات $P_{\text{mm}} 60 \text{ min}$ أمام اللحظات الزمنية الموافقة وذلك على الشكل التالي:

أمام الزمن:	نسجل مجموع P_{mm} للأزمة:	$P_{\text{mm}} 60 \text{ min}$	$I_{\text{mm/h}} 60 \text{ min}$
$t = 60 \text{ min}$	5,10,15,-,-,55,60	$P_1 60 \text{ mm}$	$I_1 60 \text{ mm}$
$t = 65 \text{ min}$	10,15,20,-,-,60,65	$P_2 60 \text{ mm}$	$I_2 60 \text{ mm}$
$t = 70 \text{ min}$	15,20,25,-,-,65,70	$P_3 60 \text{ mm}$	$I_3 60 \text{ mm}$
$t = 75 \text{ min}$	20,25,30,-,-,70,75	$P_4 60 \text{ mm}$	$I_4, 60 \text{ mm}$

وكذلك بإبعاد أول زمن من حزمة القياسات التي أُعْتُمِدَ مجموعها في أول مرة وإضافة معطيات الزمن التالي للحزمة وهكذا في كل مرة حتى نهاية مدة التسجيل لنحصل بالتالي على قيم P_i 60 mm، حتى نهاية المعطيات.

7 (نحسب شدة الهطول المقابل للمجال الزمني $\Delta t = 60$ min ، لنحصل كذلك على القيم I_i 60 mm ، ونسجل قيمها في الحقل السادس.

8 (نُحدد قيمة شدة الهطول العظمى ضمن هذا المجال الزمني I_{max} , 60 mm, mm/h

9) نُسجل في الحقل السابع مجموع المعطيات المطرية بخطوة زمنية مقدارها

$\Delta t = 90$ min ، أي نُسجل مجموع الهطولات P_{mm} 90 min أمام اللحظات الزمنية الموافقة وذلك على الشكل التالي :

أمام الزمن	نسجل مجموع P_{mm} للأزمنة:	P_{mm} , 90min	I_m m/h 90 min
$t = 90$ min	5,10,15,-,-,85,90	P_1 , 90 mm	I_1 , 90 mm
$t = 95$ min	15,20,25,-,-,90,95	P_2 , 90 mm	I_2 , 90 mm
$t = 100$ min	20,25,30,-,-,95,100	P_3 , 90 mm	I_3 , 90 mm

10 (نحسب شدة الهطول المقابل للمجال الزمني $\Delta t = 90$ min ، لنحصل كذلك على القيم (I_i 90 mm)، ونسجل قيمها في الحقل الثامن.

11 (نُحدد قيمة شدة الهطول العظمى ضمن هذا المجال الزمني:

$$I_{max} \text{ mm/h } 90 \text{ mm}$$

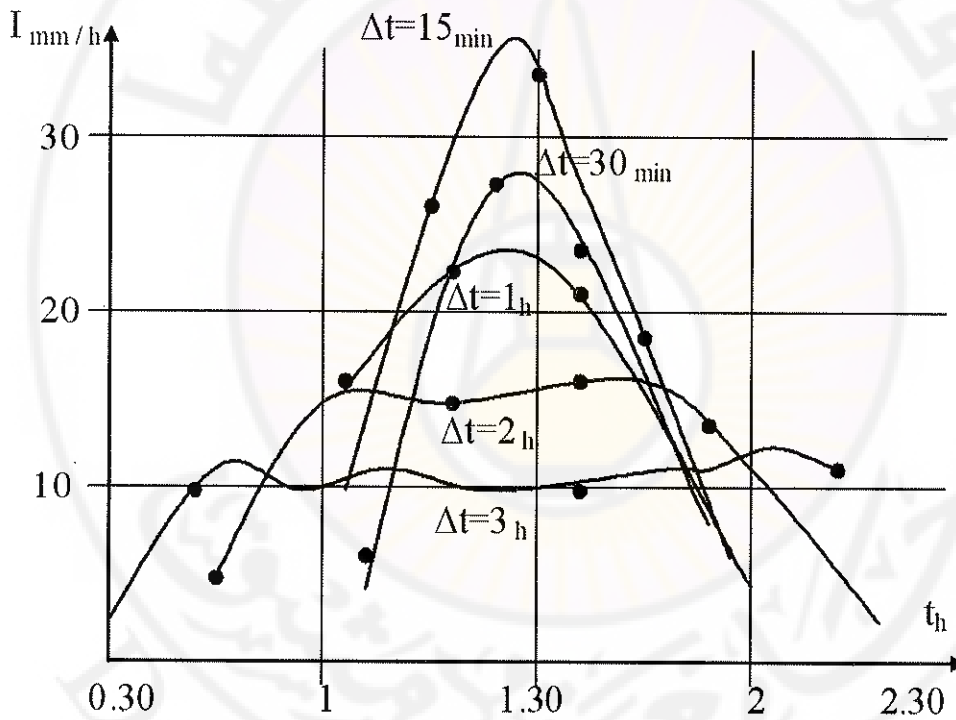
وبنفس الآلية يتم تحديد قيمة شدة الهطول العظمى:

$$I_{max} \text{ mm/h } 120 \text{ mm}$$

ثم يُنظم جدول يحتوي على قيم الشدات العظمى التي تم تحديدها خلال كل الفترات الزمنية:

المجال الزمني المدروس Δt min	قيم شدة الهطول العظمى
$\Delta t = 30$ min	$I_{\max}$ mm/h 30 mm
$\Delta t = 60$ min	$I_{\max}$ mm/h 60 mm
$\Delta t = 90$ min	$I_{\max}$ mm/h 90 mm
$\Delta t = 120$ min	$I_{\max}$ mm/h 120 mm

- ثم يتم رسم تغيرات شدة الهطول مع الفاصلة الزمنية الموافقة لها بدءاً من 15 دقيقة وحتى آخر شريحة زمنية مدتها ثلاث ساعات في المثال (الشكل 18).

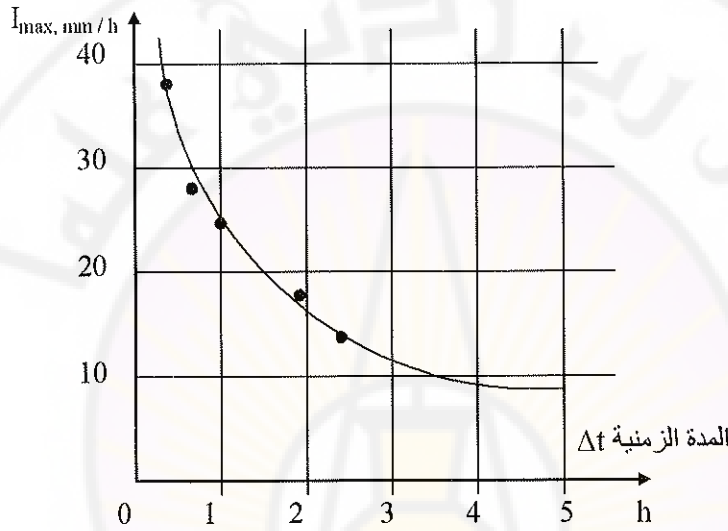


الشكل (18) تغيرات شدة الهطول مع الفاصلة الزمنية

منحنيات $I_{\max} - D$

4- منحنى الشدات العظمى للهطول - ومدتها: منحنى $I_{\max} - D$

يُمكن رسم العلاقة بين تغيرات الشدات العظمى وبين المدة الزمنية التي استغرقها هذا الهطول من خلال نتائج الجدول الذي يجمع الشدات العظمى $I_{\max, \text{ mm / h}}$ لكل الفترات الزمنية التي تم اختيارها Δt ، ويظهر جلياً أن هنالك تناسباً عكسياً بين زيادة المجال الزمني وشدّة الهطول الشكل (19) :



الشكل (19) تغيرات شدات الهطول العظمى مع الفاصلة الزمنية
منحنيات $I_{\max} - D$

وجدنا أن الدراسة التحليلية للأمطار تسمح بتحديد قانونين عامين للأمطار (لكميتها)
يُمكن التعبير عنهما بالشكل التالي :
- إما لأنه من أجل نفس تردد الظهور، أي نفس زمن العودة، تكون شدة أي هطول كبيرة بقدر ما تكون مدة هطوله قصيرة.
- أو لأنه من أجل مدة هطول متساوية، وكنتيجة طبيعية أيضاً، سيكون الهطول أكثر شدة بقدر ما سيكون تردد ظهوره صغيراً .
وبالتالي اعتماداً على هذه القوانين نجد أنه يُمكن :

1 - إنشاء المنحنيات D - F - $I_{mm/h}$:

والتي تعتمد بشكل رئيسي على تحليل الهطولات المطرية المسجلة ولفترات زمنية طويلة. ويمكن لهذه المنحنيات أن تُنشأ إما تحليلياً أو إحصائياً شكل (20). مع التنويه، كما ذكرنا، بأنه تم استبدال مفهوم التردد أو التكرار بمفهوم زمن العودة. ولإنشاء هذه المنحنيات نعمل على :

1 - تحديد الفترات الزمنية Δt التي سيتم بناءً عليها تحديد إما كمية الأمطار المتساقطة أو شداتها ، ويمكن لقيم Δt أن تكون مُساوية إما لكل : 10 ، أو 15 ، أو 30 دقيقة، أو ساعة مثلاً والتي توضع على محور الفواصل بالدقائق ، في حين نضع مقابل هذه الفترات الزمنية Δt ، على محور الترتيب إما : كميات الهطول بالمم، أو شداتها والتي يُمكن أن تكون إما مم / سا، أو مم / د، أو بوحدة الشدة النوعية ل / ثا / هكتار.

أما بالنسبة لزمن العودة، $T = 1 / FD$ فهو يُساوي حسب مفهوم تردد التجاوز

$$T = N / i - 0.5$$

حيث N طول سلسلة المعطيات، i ترتيب القيمة ضمن سلسلة المعطيات والتي يُحسب تردد ظهورها. ويمكننا أيضاً، وهذا ما يُفضل تنفيذه، إجراء المطابقة لقانون أو لأكثر من القوانين الإحصائية بهدف تحديد أزمدة العودة لكل فترة زمنية Δt للتأكد.

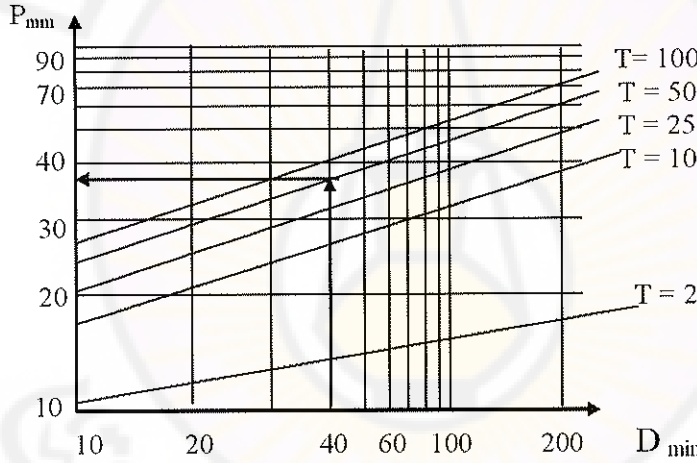
2- حساب قيم ترددات ظهور (أزمدة العودة) إما لكميات الهطول أو للشدات المطرية الموجودة على محور الترتيب، وذلك من أجل كل Δt موجودة على محور الفواصل (ويتم ذلك طبعاً بعد ترتيب قيم هذه الكميات أو الشدات بشكل يُعطي ترددات التجاوز $\equiv$ أزمدة العودة) أي بشكل تنازلي كما سنرى في المعالجة الإحصائية).

3 - تحميل قيم هذه الترددات أو أزمدة العودة ، ضمن الإحداثيات المتعامدة وذلك تبعاً لإحداثياتها :

(1) إما ضمن الإحداثيات P_{mm} , D

(2) أو ضمن الإحداثيات $I_{mm/h}$, D

4 - رسم خطوط تساوي ترددات التجاوز أو أزمدة العودة التي يتم اختيارها :
 $T = 2-10-25-50-100$ سنة مثلاً وذلك تبعاً لهدف الدراسة ، والتي تُمثل
 منحنيات كمية الهطول - مدته - تكرار ظهوره F , D , P_{mm} ، في حالة
 الإحداثيات $(\Delta t , P_{mm})$ الشكل (20)، والتي يُمكن أن تُحدد من خلالها كمية
 الأمطار، التي من الممكن أن تستمر بهطول لفترة زمنية مُحددة ، ولتكن $\Delta t = 40$
 دقيقة مثلاً ، والتي يتكرر ظهورها بعد أي فاصل زمني، أو زمن عودة محدد، وليكن T
 $= 50$ سنة مثلاً فنجدها ، حسب المنحنيات تُساوي $P = 38_{mm}$.



الشكل (20) منحنيات كمية الهطول بالم - مدته - تكرار ظهوره T سنة، منحنيات $P_{mm} - D - F$

2 - حساب الأمطار التي تستمر لفترات زمنية مطلوبة ومن أجل زمن عودة

مُعطى:

وذلك بالاعتماد على كميات الأمطار التي تستمر لفترات محددة مسبقاً شريطة
 أن تكون من أجل نفس زمن العودة طبعاً. حيث يُمكن حساب الأمطار التي تستمر
 لفترات 10 و 30 دقيقة ومن أجل زمن عودة مُعطى، وذلك بالاعتماد على كميات

الأمطار التي تستمر لفترات 5 و 15 و 60 دقيقة ومن أجل نفس زمن العودة طبعاً، وذلك من العلاقة :

$$P_{10 \text{ min}; T_{\text{ans}}} = 0.41 P_{5 \text{ min}; T_{\text{ans}}} + 0.59 P_{15 \text{ min}; T_{\text{ans}}}$$

$$P_{30 \text{ min}; T_{\text{ans}}} = 0.51 P_{15 \text{ min}; T_{\text{ans}}} + 0.49 P_{60 \text{ min}; T_{\text{ans}}}$$

أما من أجل تحديد كمية الأمطار التي لها نفس مدة الهطول ولكن ذات تردد أو زمن عودة يختلف عن 2 و 100 سنة، يُمكن استخدام العلاقة التالية :

$$P_{\Delta t \text{ min}; T_{\text{ans}}} = a P_{\Delta t \text{ min}; 2 \text{ ans}} + b P_{\Delta t \text{ min}; 100 \text{ ans}}$$

حيث : P_{mm} كمية الهطول بالملم، Δt فترة استمرار الهطول، T زمن العودة، أما a, b فهما عبارة عن ثوابت تتعلق بزمن العودة حسب الجدول (2) :

الجدول (2) قيمة كل من a, b حسب زمن العودة

T_{ans}	a	b
5	0.674	0.278
10	0.496	0.449
25	0.293	0.669
50	0.146	0.836

وكما وجدنا فمن أجل التحويل من كمية الهطول إلى الشدة العظمى نستخدم العلاقة :

$$I_{\text{max}} = (P_{\Delta t \text{ mm}} * 60_{\text{ min}}) / \Delta t_{\text{ min}}$$

تمارين شدة الهطولات

1 - تمرين طريقي

الهيتوغرامات المنضدة و الهيتوغرامات المصنفة

لتكن لدينا التسجيلات المطرية في كل من :

1 - البليوفيو متر I_{tr} ، والبليفيو غرافات I_{gr1} و I_{gr2}

I_{tr1}					
$\Delta t = \text{min}$	$I_{mm/h}$	$\Delta t = \text{min}$	$I_{mm/h}$	$\Delta t = \text{min}$	$I_{mm/h}$
18h17-18h19	60	18h25-18h28	150	18h34-18h41	30
18h19-18h20	90	18h28-18h30	180	18h41-18h43	15
18h20-18h22	120	18h30-18h32	105	18h43-18h47	8
18h22-18h23	150	18h32-18h33	90	18h47-19h03	2
18h23-18h25	180	18h33-18h34	60		
I_{gr1}					
18h23-18h30	111	18h45-18h47	45	18h51-18h55	2
18h30-18h36	100	18h47-18h51	7	18h55-19h30	1
18h36-18h45	60				
I_{gr2}					
18h18-18h23	78	18h24-18h28	15	18h29-18h32	7
18h23-18h24	30	18h28-18h29	10	18h32-19h04	1

فإذا علمت أن :

- المساحات الجزئية لهذه المحطات المطرية كانت على الشكل التالي :

$$S I_{tr1} = 0.05$$

$$S I_{gr1} = 0.60$$

$$S I_{gr2} = 0.35$$

- والنسبة المعتمدة كانت : $P_{m*tr, gri} / P_{m* gri} = 0.965$

فالمطلوب :

1 - ارسم الهيتوغرام المنضد.

2 - ارسم الهيتوغرام المصنف.

2 - تمرين المنحنيات :

- شدة الهطول - ومدته : $I_{mm/h} - D$

- الشدات العظمى للهطول - ومدتها : $I_{mm/h} \text{ max} - D$

لتكن لدينا نتائج فرز معطيات التسجيل المطري التالي والذي استمر لمدة 150 دقيقة:

Δt	P_{mm}	Δt	P_{mm}	Δt	P_{mm}
0	0	55	3.1	110	2.2
5	0.2	60	6.6	115	1.5
10	3.4	65	3.6	120	0.9
15	1	70	3.9	125	0.9
20	0.4	75	3.6	130	1.2
25	1.9	80	5.4	135	0.3
30	4.8	85	7.6	140	0.1
35	5	90	5.1	145	0.2
40	5	95	4.4	150	0.1
45	5.1	100	2.5		
50	1.6	105	2.5		

والمطلوب :

1 - ارسم منحنيات تغير الشدات المطرية لكل من الفترات الزمنية التالية :

$$\Delta t = 30, 60, 90, 120$$

2 - ارسم منحنى تغير الشدات العظمى لنفس الفترات الزمنية المحددة بالطلب الأول

3- تمرين قانون الإمطار :

لنفرض أن المطلوب تحديد كمية الأمطار التي يُمكن أن يستمر هطولها لمدة 30 دقيقة ويتكرر ظهورها مرة كل 25 سنة في منطقة ما، وذلك انطلاقاً من المعطيات التالية:

$$P_{15 \text{ min} ; 2 \text{ ans}} = 25.9 \text{ mm}$$

$$P_{60 \text{ min} ; 2 \text{ ns}} = 47 \text{ mm}$$

$$P_{15 \text{ min} ; 100 \text{ ans}} = 47.2 \text{ mm}$$

$$P_{60 \text{ min} ; 100 \text{ ans}} = 96.5 \text{ mm}$$

إذاً المطلوب تحديده هو:

$$P_{\Delta t \text{ min} ; T \text{ ans}} = P_{30 \text{ min} ; 25 \text{ ans}} = ? \text{ mm}$$

- الحل : طالما أن المطلوب هو قيمة المساواة الثالثة :

$$P_{\Delta t \text{ min} ; T \text{ ans}} = a P_{\Delta t \text{ min} ; 2 \text{ ans}} + b P_{\Delta t \text{ min} ; 100 \text{ ans}}$$

حيث بالتبديل نجد:

$$P_{30 \text{ min} ; 25 \text{ ans}} = a P_{30 \text{ min} ; 2 \text{ ans}} + b P_{30 \text{ min} ; 100 \text{ ans}}$$

أي التي تُمكن من تحديد كمية الأمطار التي لها مدة الهطول 30 دقيقة نفسها ولكن ذات تردد أو زمن عودة يختلف عن 2 و 100 سنة (عن 25 سنة)، لذلك لابد أولاً من تحديد مكونات المعادلة أعلاه، أي كل من :

1) الثوابت a , b

2) الحدين :

$$P_{30 \text{ min} ; 2 \text{ ans}}$$

$$P_{30 \text{ min} ; 100 \text{ ans}}$$

أولاً - لتحديد الثوابت a.b نجد في الجدول وتبعاً لقيمة زمن العودة المحدد بالطلب T حيث :

$$T = 25 \text{ Ans}$$

أنه مقابل $T = 25 \text{ Ans}$ فإن قيمة هذه الثوابت هي تبعاً:

$$a = 0.923$$

$$b = 0.669$$

ثانياً - لتحديد قيمة الحدين :

$$P_{30 \text{ min} ; 2 \text{ ans}}$$

$$P_{30 \text{ min} ; 100 \text{ ans}}$$

ذكرنا أن كميات الأمطار التي تستمر لفترات 10 و 30 دقيقة ومن أجل زمن عودة مُعطى ($T = 25 \text{ ans}$)، يُمكن حسابها بالاعتماد على كميات الأمطار التي تستمر لفترات 5 و 15 و 60 دقيقة ومن أجل نفس زمن العودة طبعاً، أي ($T=25 \text{ ans}$) :

وذلك من خلال تطبيق العلاقة نفسها التي تُمكن من حساب كمية الأمطار التي تستمر 30 دقيقة وذلك بالاستعانة بتلك التي تستمر 15 و 60 دقيقة ولها زمن العودة نفسه، أي $T = 25 \text{ ans}$ ، والعلاقة هي :

$$P_{30 \text{ min} ; T \text{ ans}} = 0.51 P_{15 \text{ min} ; T} + 0.49 P_{60 \text{ min} ; T \text{ ans}}$$

فنجد :

$$- \text{ من أجل } P_{30 \text{ min} ; 2 \text{ ans}} :$$

$$P_{30 \text{ min} ; 2 \text{ ans}} = 0.51 * 425.9 + 0.49 * 47$$

$$P_{30 \text{ min} ; 2 \text{ ans}} = 36.24 \text{ mm}$$

- وكذلك من أجل $P_{30 \text{ min ; } 100 \text{ ans}}$:

$$P_{30 \text{ min ; } 100 \text{ ans}} = 0.51 * 47.2 + 0.49 * 96.5$$

$$P_{30 \text{ min ; } 100 \text{ ans}} = 71.36 \text{ mm}$$

وبعد تحديد قيم كل من :

$$P_{30 \text{ min ; } 2 \text{ ans}} = 36.24 \text{ mm}$$

$$P_{30 \text{ min ; } 100 \text{ ans}} = 71.36 \text{ mm}$$

$$a = 0.923$$

$$b = 0.669$$

نُطبق العلاقة الأخيرة :

$$P_{30 \text{ min ; } 25 \text{ ans}} = a P_{30 \text{ min ; } 2 \text{ ans}} + b P_{30 \text{ min ; } 100 \text{ ans}}$$

فنجد :

$$P_{30 \text{ min ; } 25 \text{ ans}} = 0.923 * 36.24 + 0.669 * 71.36$$

$$P_{30 \text{ min ; } 25 \text{ ans}} = 58.36 \text{ mm}$$

وهي كمية الأمطار التي تستمر بالهطول لمدة 30 دقيقة ويُمكن أن يتكرر ظهورها مرة كل 25 سنة وهي المطلوبة.

طبعاً لا يتم اللجوء إلى هذه العلاقات إلا عندما يتعذر الحصول على قيم العديد من القياسات المطرية ولعدة سنوات، والتي تحتاجها هذه المنحنيات، ومع ذلك فلا بد من الحذر والحيلة الشديدين عند استخدامها، مسبوقاً طبعاً بالدراسة المستفيضة لهيدرولوجية المنطقة المدروسة.



التطبيقات العملية لفصل

الرشح

وجدنا أن هنالك عدة طرائق لتقدير معدل الرشح أو طاقة الرشح وهي:

- 1) طريقة استخدام المرشحات.
- 2) طريقة هورنر - لويد (تحليل المنحنيات المائية للجريان السطحي الناتج من هطول العاصفة المطرية الطبيعية فوق الأحواض الهيدرولوجية الصغيرة).
- 3) طريقة تقدير مؤشر التغذية الجوفية mm/h .
- 4) طريقة حساب القدرة الظاهرية لامتصاص التربة للمياه C_{am} .

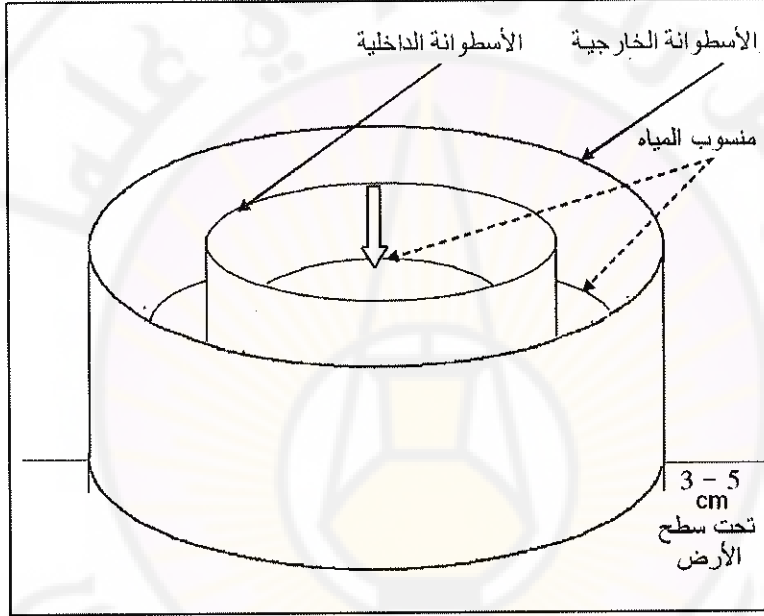
وبما أن طريقة استخدام المرشحات هي من التطبيقات العملية التي يؤديها عادةً طلاب السنة الثالثة في قسم الجيولوجيا خلال معسكر المسح الجيولوجي الصيفي، وذلك ضمن برنامج المسح الهيدروجيولوجي المُخصص لطلاب فرع الهيدروجيولوجيا، سنعمل في الجزء العملي من الكتاب على التوسع في تفصيل الإمكانيات العملية التي يُمكن أن يتم فيها تنفيذ هذه الطريقة.

أولاً - طريقة استخدام المرشحات :

تأتي سهولة هذه الأجهزة من كونها تتخطى التأثيرات الناتجة من تغيرات ظروف منطقة الدراسة من حيث: اختلاف ميولها أو تنوع غطاءها النباتي أو حتى اختلاف النشاط الزراعي في أرجائها المختلفة هذا من ناحية، ولما لنتائجها من فائدة تساعد في: حماية التربة من الانجراف المائي، ودراسة احتمالية تخفيف أخطار الفيضانات، وتحديد إمكانية تخزين المياه السطحية جوفياً أو تحت سطح الأرض، أو حل المشاكل الأخرى التي لا يمكن حلها بواسطة تحليل المنحنى المائي من ناحية أخرى.

ومع ذلك تتميز نتائج المرشحات بكون فائدتها كيفية أكثر منها كمية، إذ من المعروف حتى الآن أنه لا يمكن استخدام نتائجها في حساب قيمة الجريان السطحي

الناتج من عاصفة مطرية. ومن بين المرشحات التي نتعرف على تطبيقاتها العملية لدينا أسطوانة الرش المزدوجة، والتي تُعد من أكثر أنواع المرشحات انتشاراً، وهي عبارة عن أسطوانتين معدنيتين مصنوعتين من معدن الزنك أو الحديد المُغلفن، وبسماكة لا تتجاوز 2 مم، مختلفتين في أطوال أفطارهما، والتي لا تتجاوز بشكل عام 100 سم، ومتساويتين بارتفاعهما والذي يكون بحدود 40 سم (الشكل 21).



الشكل (21) أسطوانة الرش المزدوجة

– خطوات تنفيذ هذه الطريقة :

لا بد قبل تنفيذ هذه الطريقة، من اختيار المواقع المناسبة لغرز هذه المرشحات وذلك من حيث ميل سطح الأرض، وسماكة التربة المعرضة للتعرية أو للفلاحة، وسماكة التربة الزراعية، وكذلك النسبة المئوية التي تمثلها من المساحة الإجمالية ضمن الحوض المدروس. ومن ثم تتبع الخطوات التالية :

- 1 (إزالة التربة السطحية المُرّة أو الزراعية، وذلك حتى الوصول إلى التربة المُمثلة للنطاق غير المُشبع. والمحافظة على التربة الناعمة التي نحصل عليها وذلك بهدف تأمين عملية ردم الحفرة التي حول الأسطوانتين.
- 2 (القيام بعملية غرز هاتين الاسطوانتين ضمن الرقعة التي تم تنظيفها، وذلك من خلال طرق حوافها العلوية بمطرقة تُساعد على غرز حوافها السفلية المصقولة كشفرة السكين بعمق يتراوح من 3 - 5 سم كما في الشكل المُوضح أعلاه.
- 3 (ردم حواف الحفرة الخارجية المُحيطة بالأسطوانتين باستخدام التربة الناعمة التي تم الاحتفاظ بها أثناء تنظيف (قشط) التربة الزراعية السطحية، مع عملية رصها تبعاً قدر الإمكان لكي تؤدي الدور المُتوقع منها.
- 4 (تثبيت مقياس متري معدني تدريجاته بالسنتيمتر وأجزائه، على الوجه الداخلي للأسطوانة الداخلية فقط، وذلك بهدف مراقبة تغير مناسيب سطح المياه التي سيتم صبها لاحقاً ضمن الأسطوانتين. وتكليف أحد الفنيين أو الطلاب، بمراقبته وتحديد المناسيب الموافقة للفترات الزمنية التي يتم تسجيل مدتها.
- 5 (تحضير مقياس زمني دقيق وتكليف من يتولى بتفعيله عند إعطاء لحظة البدء من ناحية، ومراقبته المستمرة بهدف الإيعاز إلى مراقب المناسيب في اللحظات الواجب قراءتها عندها وذلك تبعاً للفترات الزمنية المُحددة.
- 6 (وضع طبقة رقيقة من الحصى العدسية الحجم بهدف التقليل من النتائج السلبية التي تحدث على سطح الأرض ضمن الأسطوانة الداخلية من جراء صب المياه فيها.
- 7 (تحضير عدة غالونات بلاستيكية مملوءة بالمياه (سعة كل منها لا يقل عن 20 لتراً)، ليُصار إلى عملية صب شبه آنية، بهدف إملاء الحوض الداخلي للأسطوانتين، والبدء بالتجربة وبأخذ القياسات. بمجرد استقرار سطح المياه في الاسطوانة الداخلية. ويتم تعيين معدل الرش في هذه الطريقة من خلال :

1 - القياس المستمر لمعدل هبوط منسوب المياه h_m داخل الأسطوانة مع الزمن t_{jour} ، وذلك باستخدام العلاقة من خلال تنظيم النتائج وفق الجدول التالي :

الزمن t_0 بالدقيقة	dt	المنسوب h_0 بالستيمتر	dh	$v = dh/dt$	$v * h$
t_1	$t_1 - t_0$	h_1	$h_1 - h_0$		
t_2	$t_2 - t_1$	h_2	$h_2 - h_1$		
t_3	$t_3 - t_2$	h_3	$h_3 - h_2$		

ومن ثم حساب مُعدل الرش $f(t)$ من خلال تطبيق العلاقة الخطية لشيستاكوف والتي صيغتها:

$$v * h = (1 - \mu) f(t) * h + f(t) \mu (h_0 + h_c)$$

حيث :

v : سرعة هبوط منسوب المياه في الأسطوانة الداخلية.

h : هبوط منسوب المياه داخل الأسطوانة الداخلية ويقاس بالأمتار.

μ : ثابت تتراوح قيمته بين 10 - 20 %.

h_0 : الارتفاع الأولي لمنسوب المياه داخل الأسطوانة الداخلية ويقاس بالأمتار.

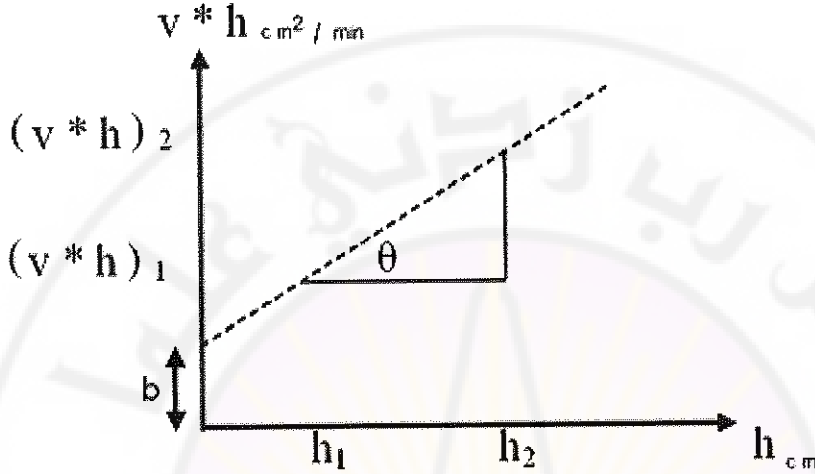
h_c : الارتفاع الشعري ويقاس بالأمتار، وتؤخذ قيمته من جداول خاصة تبعاً لطبيعة التربة، أو يتم تقدير قيمته من خلال استخدام بعض العلاقات التجريبية المستندة لدراسات بادوف وشيستاكوف.

والتي تأخذ شكل العلاقة الخطية (الشكل 22) للتابع $v * h = f(h)$ الشكل التالي :

$$v * h = a * h + b$$

حيث :

a : ميل المستقيم الذي يتوسط نتائج القياس والتي يتم إسقاطها ضمن الإحداثيات المتعامدة :



الشكل (22) العلاقة الخطية للنابع $v \cdot h = f(h)$

بحيث تكون قيمة كل من الميل a والثابت b في المعادلة الخطية على الشكل التالي :

$$a = (1 - \mu) f_{(t)}$$

$$b = f_{(t)} \mu (h_o + h_c)$$

إلا أن ميل المستقيم a يُمكن حسابه بيانياً وتحديد قيمته من النسبة :

$$a = (v \cdot h)_2 - (v \cdot h)_1 / h_2 - h_1$$

وبما أنه يُمكن كتابة المساواة :

$$[(v \cdot h)_2 - (v \cdot h)_1] / h_2 - h_1 = (1 - \mu) f_{(t)}$$

وبعد حساب قيمة الميل بيانياً، وتقدير قيمة المعامل μ (ولتكن مثلاً 0.10)، نجد أنه من الممكن حساب قيمة مُعامل الرشح $f_{(t)}$ بالمتري / يوم، وهو المطلوب.

كما يُمكن تقدير قيمة الارتفاع الشعري وذلك إما :

- من خلال العلاقة التجريبية التالية :

$$h_c = 0.4 / f_{(t)}^{0.5}$$

وذلك بعد حساب قيمة $f_{(t)}$.

- أو من خلال المساواة :

$$b = f_{(t)} \mu (h_o + h_c)$$

حيث :

b : تُقرأ من تقاطع المستقيم مع محور الترتيب $h * v$.

$f_{(t)}$: قيمة تم حسابها.

μ : يتم تقديرها.

h_o : الارتفاع الأولي لمنسوب المياه ضمن الأسطوانة الداخلية لحظة البدء بالتجربة.

2 - أو القياس المُستمر لكميات المياه التي يجب إضافتها إلى هاتين الأسطوانتين

إما يدوياً باستخدام جهاز نستروف شكل (آ) أو آلياً باستخدام مُرشح مونتز

شكل (ب) ، وذلك من أجل الحفاظ على ارتفاع ثابت للمياه داخل هذا المرشح

(10- 15 سم) لمدة زمنية مُحددة لا تقل عن أربع ساعات.

ومن ثم حساب معدل الرش $f_{(t)}$ من خلال تطبيق علاقة نستروف التي صيغتها:

$$f_{(t)} = [Q * Z_f] / S (h_c + h + Z_f)$$

حيث :

$f_{(t)}$: معدل الرش ويُقاس بالتر / يوم.

Q : التصريف الثابت اللازم إضافته للحفاظ على ثبات منسوب المياه في الأسطوانة

الداخلية لمدة أربع ساعات على الأقل، ويُقاس بالم³ / يوم.

Z_f : عمق جبهة المياه الراشحة نتيجة التجربة الحقلية، ويتم تحديدها من خلال تقاطع بروفيلات الرطوبة الوزنية للنطاق غير المشبع قبل وبعد التجربة الحقلية وبعدها ويُقاس بالمتراً.

S : مساحة السطح الراشح (الأسطوانة الداخلية) ويُقاس بالم².

h_c : الارتفاع الشعري في التربة المدروسة، تؤخذ قيمته من جداول خاصة تبعاً لطبيعة النطاق غير المشبع ويُقدر بالأمتار.

h : ارتفاع عمود الماء ضمن الأسطوانة الداخلية ويُقاس بالأمتار.

إذاً تختلف آلية تطبيق هذه الطريقة عن سابقتها فقط من حيث قياس كمية المياه التي يجب إضافتها إلى الأسطوانتين باستخدام جهاز نستروف بسعة 6 لترات والتدرجات بالسنتيلتر (الشكل 23)، وذلك خلال فترات زمنية مُتتابة. وتستمر عملية إضافة هذه الكميات حتى ثبات المنسوب لمدة لا تقل عن أربع ساعات. ولتنفيذ هذه الطريقة تتبع الخطوات التالية :

1 - دراسة ليتولوجية النطاق غير المشبع للمنطقة المدروسة وذلك من خلال تحديد شبكة تربيعة تُغطي كامل المنطقة بهدف إجراء عدة سبور في هذا النطاق باستخدام أداة بسيطة (الشكل 24)، تمكنا من رفع عينات من التربة على أعماق محددة، تُحفظ في عبوات من الألمنيوم المعدة لذلك الشكل (25)، ليُصار إلى دراسة رطوبتها الوزنية مخبرياً، ومن ثم رسم منحنيات التحليل الحي التكاملية لهذه العينات.



الشكل (23) جهاز نستروف



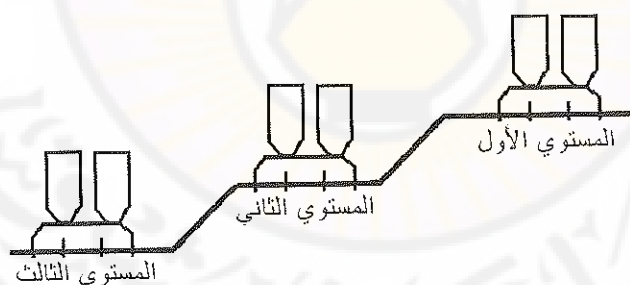
الشكل (24) أداة لرفع عينات التربة



الشكل (25) عبوات من الألمنيوم لحفظ عينات التربة

2- تقسيم المساحة المدروسة على شكل قطاعات ليتولوجية مُتماثلة التركيب الجي قدر الإمكان.

3- تقسيم المقاطع الشاقولية في هذه القطاعات إلى مُستوياتها الليتولوجية المُتماثلة قدر الإمكان (الشكل 26).



الشكل (26) شكل توضيحي لمستويات التربة في المقاطع الشاقولية

4- اختيار أنسب الأماكن المُثَملة لهذه القطاعات من حيث سهولة تنفيذ التجربة فيها (عمق منسوب المياه الجوفية فيها، وإمكانية الوصول إليها سواءً للفنيين أو للآليات التي تحمل خزان مياه التغذية وأدوات الحفر 0000 إلخ).

5- في كل موقع يتم اختياره لتنفيذ التجربة، يتم حفر خندق كبير (وذلك عن طريق الآليات الهندسية) وجعله على شكل مُدرج عريض، يُحدّد ارتفاع درجاته المستويات الليتولوجية التي يتألف منها المقطع الشاقولي كما في الشكل (27).



الشكل (27) موقع تنفيذ التجربة

6- على سطح كل من هذه المستويات يتم غرز الأسطوانتين بالطريقة نفسها التي تم شرحها، مع وضع طبقة رقيقة من الحصى الناعمة (العدسية الحجم) داخلهما، ويتم تثبيت جهاز نستروف بمساعدة منصب مُعد لذلك كما في الشكل (28).



الشكل (28) وضعية جهاز نستروف أثناء تنفيذ التجربة

7- يتم بالقرب من كل من هذه الأسطوانات، رفع عينات من التربة بمساعدة الأداة البسيطة التي تم ذكرها، وذلك بهدف تحديد الرطوبة الوزنية للتربة على أعماق مختلفة من مقطع المحتوى المائي قبل بدء التجربة وبعد الانتهاء منها مباشرةً، وذلك لتحديد عمق جبهة المياه الراشحة نتيجة التجربة الحقلية، والذي يتم تحديده من خلال تقاطع هذه المقاطع (للرطوبة الوزنية للنطاق غير المشبع) ويُقاس بالمتر.

8- يتم تنظيم النتائج وفق الجدول التالي :

التاريخ	الساعة	الدقيقة	dt min	منسوب المياه	dh	التصريف ل / د
	t ₀			h ₀ cm		dh / dt
	t ₁	t ₁ - t ₀		h ₁	h ₁ - h ₀	
	t ₂	t ₂ - t ₁		h ₂	h ₂ - h ₁	
	t ₃	t ₃ - t ₂		h ₃	h ₃ - h ₂	

9- بعد تحديد عمق جبهة المياه الراشحة Z_f ، والارتفاع الشعري في التربة المدروسة h_c ، وحساب التصريف Q ل / د ، يُمكن تطبيق علاقة نستروف:

$$f(t) = [Q * Z_f] / S (h_c + h + Z_f)$$

لنحصل على قيمة $f(t)$ المطلوبة.

ملاحظة :

يُمكن الحصول بشكل تقريبي على قيمة مُعامل الرشح من خلال النسبة :

$$f(t) = Q / S$$

ثانياً- طريقة هورنر - لويد (تحليل المنحنيات المائية للجريان السطحي الناتج من هطول العاصفة المطرية الطبيعية فوق الأحواض الهيدرولوجية الصغيرة).

يمكن تلخيص مراحل تطبيق طريقة هورنر - لويد على الشكل التالي :

1) يتم أولاً فرز معطيات التسجيل المطري للعاصفة المطرية وفق الجدول التالي :

1	2	3	4	5
ساعة التسجيل من - إلى	المطول التراكمي $\sum P_{mm}$	Δt_{min}	المطول خلال Δt_{min} P_{mm}	الشدة خلال Δt_{min} $I_{mm/h}$

حيث تُسجل فيه المعطيات والنتائج التالية :

- 1 - تُسجل في الحقل الأول معطيات التسجيل المطري على شكل فترات زمنية.
- 2 - تُسجل في الحقل الثاني كمية المطول التراكمية.
- 3 - تُحسب في الحقل الثالث مدة كل فترة Δt_{min} زمنية بالدقيقة.
- 4 - تُحسب في الحقل الرابع كمية المطول المطري P_{mm} في كل فترة زمنية Δt_{min}
- 5 - ثم تُحسب في الحقل الخامس الشدة المطرية $I_{mm/h}$ لكل Δt_h وذلك من العلاقة :

$$I_{mm/h} = P_{mm} / (\Delta t_{min} / 60)$$

2) ثم نرسم على ورقة ميليمترية (الشكل 29) تغيرات شدة المطول المطري $I_{mm/h}$ التي تم حسابها في الحقل الخامس مع الزمن، إضافة إلى تغيرات قيم التصريف أو الجريان السطحي الناتج من هذا المطول، مع الانتباه إلى تطابق محوري الزمن للمتغيرين.

وفي حال كان لدينا أكثر من ذروة للهيئوغرام وبالتالي للهيدروغراف الناتج، نعمل على إعادة رسم (أي ترميم) شكل المنحني المائي كما تم شرحه في الجزء النظري.

3) تُحسب مساحات السطوح الواقعة تحت المنحني المائي I,II,III إلى الوحدات المناسبة، وتحول إلى ما يكافئها حسب مساحة الحوض الهيدرولوجي

المدرّوس إلى ما يعرف بطبقة الجريان مقدرة بالمـم. (أو بحجوم الجريان المتدفق من مصب الحوض). ولتكن L_I, L_{II}, L_{III} .

(4) تُحسب كذلك كميات الهطولات الثلاث الموافقة لنفس الفترات الزمنية، والمحروضة لهذه النهوضات. ولتكن P_I, P_{II}, P_{III} .

(5) تُحسب كمية الرش التراكمي F_{mm} وذلك عن طريق طرح كمية الجريان من كمية الهطول لكل فترة من فترات فائض المطر، (تقدر هذه الكميات بسماكة طبقة مائية بالمـم). [عرّفنا فترة فائض المطر أو فترة المطر الصافي، بأنها الفترة التي تكون فيها شدة الهطول المطري أكبر من طاقة الرش في منطقة الدراسة].

$$F_{I\ mm} = P_{u\ I\ mm} - L_{r\ I\ mm}$$

$$F_{II\ mm} = P_{u\ II\ mm} - L_{r\ II\ mm}$$

$$F_{III\ mm} = P_{u\ III\ mm} - L_{r\ III\ mm}$$

مع التنويه بأن قيم كمية الرش التراكمي F_{mm} هي قيم مُبالغ فيها لكونها تشمل قيم الاعتراض السطحي والمياه المخزونة ضمن الحفر والمنخفضات البينية الصغيرة، والتي من الصعوبة بمكان معرفة قيمتها،

(5) نحسب متوسط الفترة الزمنية التي تخص كل فترة رش على حدة، وذلك حسب اقتراح هورتون بأن متوسط الفترة الزمنية التي يحدث خلالها الرش المتبقي فوق كامل مساحة الحوض يُعادل ثلث الفترة الزمنية الممتدة ما بين بداية كل فترة هطول فائض المطر وحتى نهاية انحسار النهوض الناتج عنها، أي نهاية الجريان السطحي T_I, T_{II}, T_{III} ، إذاً :

$$\Delta t_{I\ min} = T_{I\ min} / 3$$

$$\Delta t_{II\ min} = T_{II\ min} / 3$$

$$\Delta t_{III\ min} = T_{III\ min} / 3$$

وبالتالي فإن معدل الرش f خلال كل فترة من فترات فائض المطر يساوي :

$$f = F / \Delta t$$

على أن تُحسب كما ذكرنا في الجزء النظري قيم معدلات الرش لكل فترة من هذه الفترات بالم / سا أي :

$$f_{mm/h} = F_{mm} / \Delta t_h = F_{mm} / (\Delta t_{min} / 60)$$

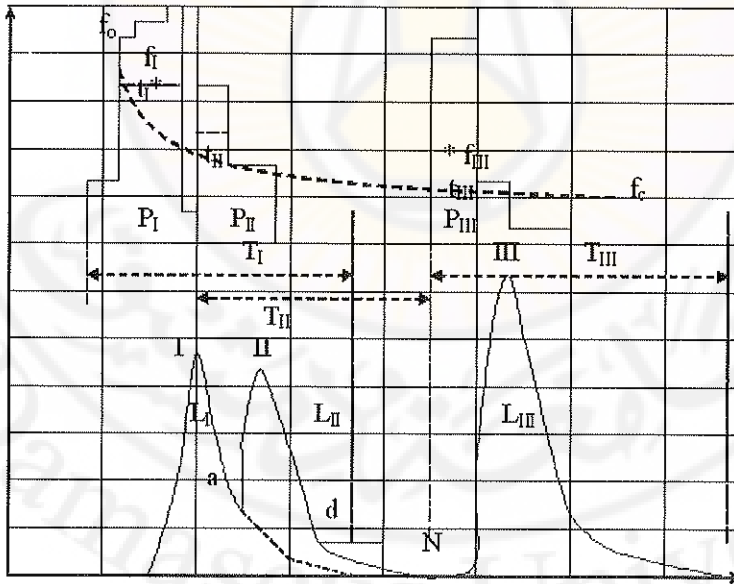
(6) نحسب قيم معدلات الرش f_I, f_{II}, f_{III} وذلك اعتباراً من قيم الرش التراكمي (F_I, F_{II}, F_{III}) لفترات فائض المطر الثلاث (المطر الصافي) وذلك بتقسيم كل قيمة منها على متوسط طول الفترة الزمنية t التي تمت خلالها عمليات الرش فوق كامل مساحة الحوض المدرس أي :

$$f_{I\ mm/h} = F_{I\ mm} / \Delta t_{I\ h} = F_{I\ mm} / (\Delta t_{I\ min} / 60)$$

$$f_{II\ mm/h} = F_{II\ mm} / \Delta t_{II\ h} = F_{II\ mm} / (\Delta t_{II\ min} / 60)$$

$$f_{III\ mm/h} = F_{III\ mm} / \Delta t_{III\ h} = F_{III\ mm} / (\Delta t_{III\ min} / 60)$$

تكون قيم كل من مُعدل الرش وطاقة الرش مُتساوية فوق كامل مساحة الحوض لحظة نهاية فترة فائض المطر، ولكن سرعان ما تنقلص هذه المساحة بدءاً من حدود الفاصل المائي للحوض الهيدرولوجي وباتجاه المجرى الرئيسي .



الشكل (29) شرح طريقة هورنر - لويد لإيجاد منحنى الرش

وللحصول على منحنى معدل الرشح نعمل على تحديد هذه القيم (قيم معدل الرشح) عند منتصف فترة الرشح لكل فترة من فترات فائض المطر العائدة لها :

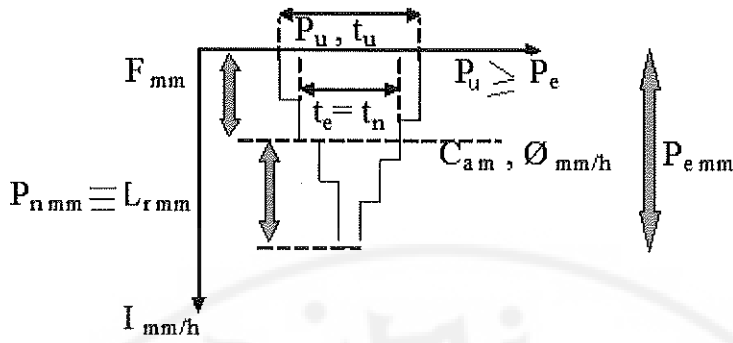
$$t_I / 2 , t_{II} / 2 , t_{III} / 2$$

ثم نصل فيما بينها، فنحصل بذلك على منحنى معدل الرشح f كما هو مبين في الشكل السابق، ويُعد هذا المنحنى بأنه منحني نموذجي لطاقة الرشح، لكونه يبدأ بقيمة عالية f_0 تُعرف بمعدل الرشح الأولي أو الابتدائي أو الأقصى، والذي يعزى إلى الظروف الحقلية من ناحية ومن ناحية أخرى إلى كبر حجم مخزون الاحتجاز السطحي والمشمول أصلاً في كمية الرشح في هذه الفترة، لينخفض معدل الرشح بسرعة وبدرجة كبيرة، مع استمرار العاصفة المطرية، وليقترب في نهايتها إلى قيمة تقريباً ثابتة وهي f_c والتي تعرف باسم معدل الرشح النهائي أو الثابت وتقترب قيمتها بشكل كبير من قيمة الناقلية المائية للتربة المشبعة، وبالأخص في الأحواض الكبيرة. وتختلف طبعاً قيمة الفرق بين f_0 و f_c من حوض إلى آخر وذلك اعتماداً على كمية المخزون والاحتجاز السطحي وعلى ليتولوجية المنطقة وتركيبها البنيائي. (البنية التركيبية للتربة). وتصل قيمة معدل الرشح إلى القيمة f_c تقريباً بعد مدة تتراوح بين ساعة إلى ثلاث ساعات.

ثالثاً- طريقة تقدير مؤشر التغذية الجوفية ϕ mm/h.

تُستخدم هذه الطريقة من أجل الحصول على تقريب سريع للجريان السطحي المحتمل حدوثه في الأحواض الهيدرولوجية الكبيرة، وذلك من أجل بعض العواصف المطرية المتميزة.

وكنا قد وجدنا أن الفرق بين كمية المطول التراكمي وبين كمية الجريان التراكمي يُساوي ما يُعرف بالرشح التراكمي أو بالتغذية الجوفية والتي يُمكن أن يُعبر عنها بمفهوم مؤشر الرشح أو مؤشر التغذية الجوفية (الشكل 30).



الشكل (30) تمثيل لمؤشر الرشح

أو مؤشر التغذية Ø mm/h

ويمكن تعريف مؤشر الرشح Ø mm/h بأنه الشدة المتوسطة للهطول الذي إذا ما تم تجاوزها، فإن حجم الهطول يُساوي عندها حجم الجريان السطحي، أو يُعرف بشكل آخر بأنه الشدة المتوسطة للهطول الذي إذا ما تم تجاوزها فإن كل ما يزيد من الهطول المطري سيتواجد في مصب الخوض على شكل جريان سطحي .

و إذا اعتبرنا أن كمية الرشح التراكمي F_{mm} هي كمية المياه الكلية التي رشت داخل التربة، أي كمية التغذية الجوفية التي اكتسبها الخوض الهيدرولوجي ، عندها يمكن حساب مؤشر الرشح Ø باستخدام المعادلة التالية :

$$\text{Ø mm/h} = F_{mm} / t_{ph}$$

حيث:

Ø mm/h : معدل أو مؤشر الرشح

F_{mm} : الرشح التراكمي أو تغذية الخوض

t_{ph} : الفترة الزمنية الكلية للهطول

- وبما أن كمية المخزون الأولي I_a (المخزون السطحي والمياه المعترضة) محسوبة أصلاً ضمن الرشح التراكمي أو تغذية الخوض، لذلك تم اقتراح فصل هذا المخزون I_a mm ،

من الرش الحقيقي أو الفعلي أي $F_{mm} - I_{a\ mm}$ ، وذلك للحصول على مؤشر آخر يعرف بمؤشر الرش المعدل $W_{mm/h}$.

- وكذلك لصعوبة تحديد قيمة المخزون الأولي، تم استبدال فترة الهطول t_p من خلال التعويض الجزئي بالزمن الأقصر t_f أي فترة الرش لكل ذروة هطول. أي نأخذ t_f بدلاً من t_p وبذلك نكون قد حاولنا الوصول إلى قيمة أقل من متوسط الرش الحقيقي أو الفعلي ولكن بأقل خطأ ممكن. وبالتالي فإن مؤشر الرش المعدل $W_{mm/h}$ يُساوي:

$$W_{mm/h} = (F_{mm} - I_{a\ mm}) / t_f h$$

حيث:

$W_{mm/h}$: معدل الرش المصحح.

F_{mm} : الرش التراكمي أو تغذية الحوض.

$t_f h$: الفترة الزمنية التي استغرقها الرش.

$I_{a\ mm}$: المخزون الأولي.

و من المفيد ذكره أننا نجد، في نهاية فترة هطول مطرية طويلة، أن قيمة معدل الرش المصحح $W_{mm/h}$ تقترب من قيمة معدل الرش الأصغري

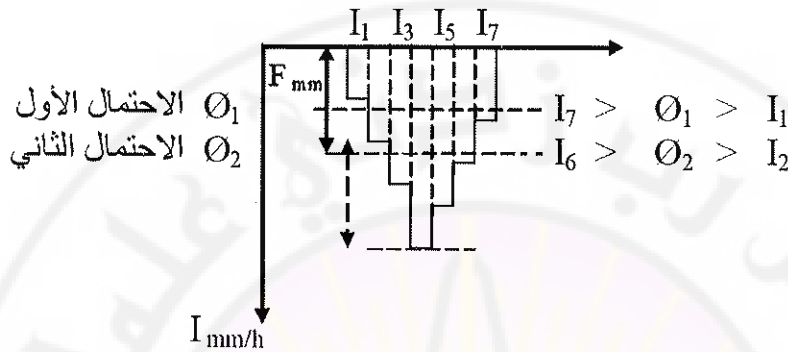
$W - \min_{mm/h}$ والتي بدورها تقترب من معدل الرش النهائي أو الثابت f_c

وفي الحقيقة فإن تقييم عملية الرش في الأحواض الهيدرولوجية الكبيرة تكون أقل دقة، حيث لا يتحقق في معظم الأحيان توفر كل المعلومات اللازمة لاستنتاج منحني الرش، وبالتالي يُمكن اعتبار مؤشر الرش $\emptyset_{mm/h}$ بمثابة وسيلة للتكهن فقط بخصائص الرش الناتجة من عاصفة مطرية.

ولشرح طريقة حساب مؤشر الرش ، نفرض أن لدينا المخطط البياني لتغير شدة الهطول مع الزمن لعاصفة مطرية، تم معرفة كل من الكمية الكلية للهطول P_{tot} وطبقة

الجريان L_T الناتجة عنها، (أي كمية فائض المطر أو الهطول الصافي). ويُطلب حساب قيمة $\bar{\Phi}$ mm/h.

لنفرض أن الهيتوغرام المعطى (تغير الشدة المطرية مع الزمن) يُظهر كما في الشكل (31) عدة شدات مطرية مع فتراتها الزمنية :



الشكل (31) طريقة حساب مؤشر الرشح $\bar{\Phi}$ mm/h

بحيث كانت وفق تسلسلها الزمني:

$$I_1, t_1 - I_2, t_2 - I_3, t_3 - I_4, t_4 - I_5, t_5 - I_6, t_6 - I_7, t_7$$

- ولحساب قيمة $\bar{\Phi}$ mm/h نفترض بدايةً احتمال وقوعها بين أدنى قيمتين من قيم الشدات المطرية، لذلك نرتب قيمها بشكل متزايد حسب الاحتمال:

$$I_4, t_4 > I_5, t_5 > I_3, t_3 > I_6, t_6 > I_2, t_2 > I_7, t_7 > I_1, t_1$$

أي نفترض أن قيمتها تقع بين أصغر قيمتين أي الأولى والسابعة:

$$I_7 \text{ mm/h} > \bar{\Phi} \text{ mm/h} > I_1 \text{ mm/h}$$

ويتم حساب قيمتها مع الأخذ بعين الاعتبار بالفترات الزمنية (بالساعات)

لكل شدة مطرية تزيد قيمتها عن القيمة المفترضة للمعدل $\bar{\Phi}$ mm/h ، فإذا كانت قيمة طبقة الجريان أو المطر الصافي معروفة، من فصل مركبات الجريان طبعاً، نجد بالنسبة للاحتمال الأول :

$$L_r \text{ ou } P_{n \text{ mm}} = \sum_{i=2}^7 (I_{i \text{ mm/h}} - \emptyset_1) * t_i \text{ heur}$$

يُمكن حساب قيمة $\emptyset_1 \text{ mm/h}$ لكونها المجهول الوحيد في المساواة.
في حال حققت هذه القيمة المتراجحة أعلاه تُعتمد قيمتها، أو يُعاد الحساب في حال كانت قيمتها خارج حدود المتراجحة، وتبعاً للقيمة المحسوبة يتم اختيار قيمتين جديدتين للشدات المطرية أكبر أو أصغر من القيمتين السابقتين أي :

$$I_{6 \text{ mm/h}} > \emptyset_2 \text{ mm/h} > I_{2 \text{ mm/h}}$$

وكذلك يتم الحساب على أساس :

$$L_r \text{ ou } P_{n \text{ mm}} = \sum_{i=3}^6 (I_{i \text{ mm/h}} - \emptyset_1) * t_i \text{ heur}$$

وهكذا حتى تتحقق المتراجحة فننعمد عند ذلك قيمة معدل الرشح الناتجة.
وبعد تحديد قيمتها على المخطط، يمكن بسهولة تحديد زمن الهطول الفعال أو الهطول الصافي.

رابعاً – طريقة حساب القدرة الظاهرية لامتناسص التربة للمياه C_{am} :

لتحديد كمية الرشح الناتج عن أية عاصفة مطرية، نعمل على تحديد قيمة C_{am} وذلك من خلال دراسة الهيتوغرام (تغيرات شدة الهطول مع الزمن) حيث نجد أن :

$$C_{am \text{ mm/h}} = (P_e - P_n) / t_e$$

والتي يُمكن تحديدها أيضاً من خلال العلاقة التجريبية التي يتم وضعها مُسبقاً للحوض الهيدرولوجي المُراد التنبؤ بحجم جريانه المُباشر، وذلك بالاعتماد فقط على كل من معطيات الهيتوغرام الكلي وعلى منحنى وحدة التصريف السطحي لهذا الحوض. وتتعلق هذه العلاقات عادةً بكل الخصائص الجيومورفولوجية والترشيحية للحوض المدروس

وبالتالي برد فعله الهيدرولوجي تجاه أي تحريض مطري، وتأخذ هذه العلاقات الشكل العام التالي :

$$\text{Log } C_{a \text{ m}} = b \pm a (t + c) \text{ mm/h}$$

بحيث :

a,b,c : ثوابت تتعلق بظروف الحوض المدروس (c بالدقيقة).

t : بالدقيقة وتُحدد بُعد مركز ثقل هذه الذروة عن بداية الهطول.

وبالتالي يُمكن من خلال هذه العلاقات التجريبية، تحديد قيمة $C_{a \text{ m}}$ عند كل ذروة هطول تبعاً للفترة الزمنية t بالدقائق التي تُبعد كل ذروة عن بدء الهطول، وبتحويل قيمة $C_{a \text{ m}}$ إلى المم، عند كل ذروة هطول، ومعرفة قيمة المطر الفعال $P_e \text{ mm}$ يُمكن تحديد كمية الهطول الصافي (والمُكافئة لطبقة الجريان I_r) بالمم إذا أردنا وذلك من العلاقة :

$$P_n \text{ mm} = P_e \text{ mm} - C_{a \text{ m}} \text{ mm}$$

ملاحظة : وجدنا أن $C_{a \text{ m}}$ تُعطى بالمم / سا :

$$C_{a \text{ m}} = (P_e - P_n) / t_e \text{ mm/h}$$

وذلك عندما تكون t_e مُعطاة بالساعة، إلا أنه غالباً ما تُعطى t_e بالدقائق عندها تُصبح العلاقة على الشكل التالي :

$$C_{a \text{ m}} = [(P_e - P_n) / t_e] * 60 \text{ mm/h}$$

أما لحساب متوسط كمية المياه بالمم التي امتصتها التربة خلال t_e دقيقة، فنجد أنها تُساوي :

$$C_{a \text{ m}} \text{ mm} = C_{a \text{ m}} \text{ mm/h} * t_e \text{ min} / 60 \text{ min}$$



تمارين الرش

1 - تمارين استخدام المرشحات :

- التمرين الأول :

طريقة تقدير مُعدل هبوط منسوب المياه h_m داخل الأسطوانة مع الزمن t :
ليكن لدينا القياسات الحقلية التالية :

الزمن $t_0 = 0_{\min}$	المنسوب h cm	تتمة الزمن $t_0 = 0_{\min}$	المنسوب h cm
0	$h_0 = 34.5$	10	28.5
05	33.8	15	26.9
1	33.2	20	25
1.5	33	25	23.5
2	32.5	30	22.1
2.5	32.2	40	19.5
3	31.8	50	17.2
3.5	31.5	60	15.3
4	31	75	12.2
4.5	30.9	90	9.5
5	30.6	105	7.5
6	30.3	120	5.2
7	30	140	2.5
8	29.4	150	0
9	29		

والمطلوب :

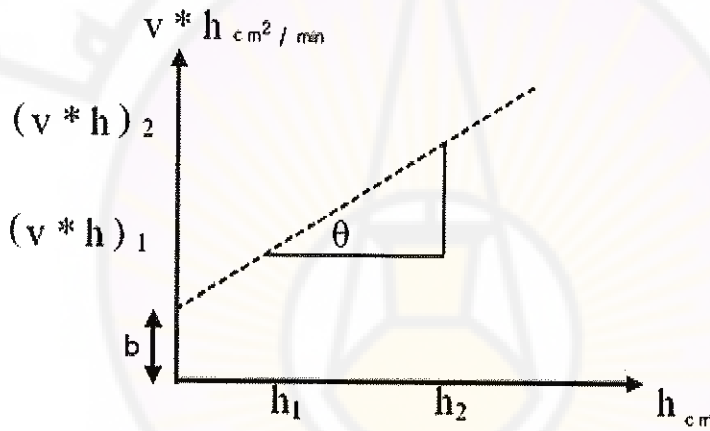
حساب قيمة كل من مُعدل الرش والارتفاع الشعري h_c .

خطوات الحل :

1- حساب بيانات الجدول التالي :

الزمن t_0 بالدقيقة	dt	المنسوب h_0 بالسنتيمتر	dh	$v = dh/dt$	$v * h$
t_1	$t_1 - t_0$	h_1	$h_1 - h_0$		
t_2	$t_2 - t_1$	h_2	$h_2 - h_1$		
t_3	$t_3 - t_2$	h_3	$h_3 - h_2$		

2- رسم العلاقة البيانية $v * h = f(h)$ وذلك ضمن الإحداثيات المتعامدة التالية :



3- حساب ميل المستقيم الناتج a وذلك من العلاقة :

$$a = [(v * h)_2 - (v * h)_1] / h_2 - h_1$$

4- حساب قيمة مُعدل الرش $f(t)$ بالتر / يوم، وذلك بعد حساب قيمة الميل وتقدير قيمة μ بـ 10% باستخدام العلاقة :

$$a = (1 - \mu) f(t)$$

وبعد حساب قيمة الميل بيانياً، وتقدير قيمة المُعامل μ (ولتكن مثلاً 0.10)، نجد أنه من المُمكن حساب قيمة مُعامل الرش $f(t)$ بالتر / يوم.

5 - حساب قيمة الارتفاع الشعري من العلاقة:

$$h_c = 0.4 / f_{(t)}^{0.5}$$

وهو المطلوب.

- التمرين الثاني :

تمرين طريقة تقدير كميات المياه التي يجب إضافتها إلى الأسطوانتين باستخدام جهاز

نستروف :

لحساب قيمة مُعامل الرش على سطح مستو يقع على عمق 1m من سطح الأرض، تم استخدام اثنين من جهاز نستروف سعة الواحد منهما 6 لترات والتدرجات بالاستيلتر وبقطر داخلي للأسطوانة الخارجية 0.42m وللأسطوانة الداخلية 0.21m ، ودونت نتائج القياسات الحقلية في الجدول التالي :

الساعة	الدقيقة	منسوب مياه الأسطوانة الداخلية	منسوب مياه الأسطوانة الخارجية
t_o		h_o	h_o
$t_o = 10h\ 30$		$h_o = 0.1m$	$h_o = 0.1m$
10h 45		0.7	0.7
11h 00		1.2	1.2
11h 15		1.5	1.6
11h 30		1.9	2
11h 45		2.3	2.4
12h 00		2.7	2.8
12h 15		3.2	3.2
12h 45		4.3 $\equiv$ 0.0	3.9
13h 15		1.0	4.6
13h 45		2	4.5 $\equiv$ 0.0
14h 15		3.1	0.8
14h 45		4.2	1.6
15h 15		5.3 $\equiv$ 0.0	2.4
16h 15		2.2	4

فإذا علمت أن الارتفاع الشعري للطبقة المدروسة تساوي 0.5 m.
وأن بروفيلات الرطوبة الوزنية لعينات النطاق غير المشبع التي تُفُذت قبل التجربة الحقلية
وبعدها دلت على أنها تقع على عمق 1.3 m متر.

يُطلب :

حساب قيمة مُعامل الرشح $f(t)$ بالمتر/ اليوم حسب طريقة نستروف، ثم مقارنة النتيجة
مع القيمة التقريبية التي نحصل عليها من النسبة $f(t) = Q / S$.

خطوات الحل :

1 - حساب بيانات الجدول التالي :

التصريف ل / د dh / dt	dh	منسوب مياه الأسطوانة الداخلية h_o	dt_{min}	الدقيقة	الساعة
				t_o	
		$h_o = 0.1_m$		$t_o = 10h 30$	
0.04	0.6	0.7	15	10h 45	
		1.2		11h 00	
		1.5		11h 15	
		1.9		11h 30	
		2.3		11h 45	
		2.7		12h 00	
		3.2		12h 15	
		$4.3 \equiv 0.0$		12h 45	
		1.0		13h 15	
		2		13h 45	
		3.1		14h 15	
		4.2		14h 45	
		$5.3 \equiv 0.0$		15h 15	
		2.2		16h 15	

2 - حساب مساحة سطح الأسطوانة الداخلية S_{m2} (لأن الأسطوانة الخارجية للمراقبة فقط).

3 - تحويل قيمة التصريف من ل / د إلى م³ / يوم

4 - حساب قيمة معامل الرش باستخدام :
- علاقة نستروف :

$$f(t) = [Q * Z_f] / S (h_c + h + Z_f)$$

- والنسبة :

$$f(t) = Q / S$$

حيث :

$f(t)$: معدل الرش ويُقاس بالمتري/ يوم.

Q : التصريف الثابت اللازم إضافته للحفاظ على ثبات منسوب المياه في الأسطوانة الداخلية لمدة أربع ساعات على الأقل، ويُقاس بالم³ / يوم.

Z_f : عمق جبهة المياه الراشحة نتيجة التجربة الحقلية، ويتم تحديدها من خلال تقاطع بروفيلات الرطوبة الوزنية للنطاق غير المشبع قبل التجربة الحقلية وبعدها ويُقاس بالمتري.
 S : مساحة السطح الراشح (الأسطوانة الداخلية) وتُقاس بالم².

h_c : الارتفاع الشعري في التربة المدروسة، تؤخذ قيمته من جداول خاصة تبعاً لطبيعة النطاق غير المشبع وتُقدر بالأمتار.

h : ارتفاع عمود الماء الثابت ضمن الأسطوانة الداخلية ويُقاس بالأمتار.
ثم تُنارن النتائج وهو المطلوب.

2 - تمرين تطبيقي : هورنر - لويد، ومؤشر التغذية الجوفية $\emptyset_{mm/h}$

لدينا الهيتوغرام التالي لعاصفة مطرية استمرت بالمطول من الساعة 5h45 وحتى 7h45 وعلى شكل ثلاث زخات مطرية مستقلة عن بعضها:

المطول P _{mm}	الساعة	المطول P _{mm}	الساعة	المطول P _{mm}	الساعة
الزخة A		الزخة B		الزخة C	
5h45'	0	6h25'	13.5	7h09.5'	25
5h50'	1.5	6h30.5'	16.5	7h14.5'	27
5h54.5'	4	6h38'	19	7h21.5'	29
5h58.5'	7.5	7h02'	19	7h28.5'	29.8
6h00'	10			7h33.5'	30.5
6h05'	12.5			7h44.5'	31
6h20'	12.5				

والمطلوب :

1 - ارسم منحني معدل الرش الناتج إذا علمت أن طبقات الجريان I_r كانت تباعاً :

$$LA = 4 \text{ mm} , LB = 1.5 \text{ mm} , LC = 6 \text{ mm}$$

2 - تأكد من قيمة مؤشر الرش أو مُعامل التغذية الجوفية $\emptyset \text{ mm/h}$ لكل ذروة مستقلة للعاصفة المطرية.

3- تمارين طريقة حساب القدرة الظاهرية لامتناس التربة للمياه C_{am} :

- التمرين الأول :

لدينا الهيتوغرام التالي والمُسجل في حوض هيدرولوجي مساحته 3.63 km^2 والمؤدي إلى حدوث فيضان مُحَرَّض:

الزمن دقيقة	الشدة mm/h	الزمن دقيقة	الشدة mm/h
5h - 5h 5'	16	5h 55' - 6h	45
5h 5' - 5h 15'	10	6h - 6h 5'	39
5h 15' - 5h 20'	14	6h 5' - 6h 20'	12
5h 20' - 5h 25'	24	6h 20' - 6h 26'	36
5h 25' - 5h 30'	38	6h 26' - 6h 30'	8
5h 30' - 5h 35'	78	6h 30' - 6h 50'	6
5h 35' - 5h 40'	56	6h 50' - 7h	22
5h 40' - 5h 50'	28	7h - 7h 10'	7
5h 50' - 5h 55'	35	7h 10' - 7h 45'	3

والمطلوب :

حساب قيمة الرشح الكلي إذا علمت أن العلاقة التجريبية التي تبين قيم $C_{a m}$ لهذا الحوض كانت :

$$\text{Log } C_{a m} = 1.86 - 0.0052 (t + 10) \text{ mm/h}$$

بحيث :

t : بالدقيقة وتُحدد بُعد مركز ثقل كل ذروة مستقلة في هذه العاصفة عن بداية الهطول.

ملاحظة : لحل التمرين تتبع الخطوات التالية :

- 1 - نرسم الهيئوغرام المُعطى.
- 2 - نحدد عدد الذرى المُتشكلة من هذه العاصفة المطرية.
- 3 - نحدد قيم t_1, t_2, t_3, t_4 بالدقائق والتي تُمثل البُعد الزمني لكل ذروة على حدة بالنسبة لبداية الهطول المطري.
- 4 - نحسب قيم $C_{a m}$ المُقابلة لكل من قيم t_i التي تم حسابها.
- 5 - يتم تحديد شدة كل ذروة على حدة ليتم فيما بعد حساب قيم $C_{a m}$
- 6 - يُنظم الجدول التالي:

عدد الذرى	الزمن دقيقة	شدة الهطول مم / سا	كمية الهطول مم	$C_{a m}$ مم / سا	$C_{a m}$ مم
1	5h 30' - 5h 35'				
	5h 35' - 5h 40'				
2	5h 50' - 5h 55'				
	5h 50' - 6h				
	6h - 6h 05'				
3	6h 20' - 6h 26'				
4	6h 50' - 7h				
					Σ

ثم يتم حساب ΣC_{am} بالمم وهو المطلوب.

- التمرين الثاني :

نتيجة لتفريغ مُعطيات التسجيل المطري لإحدى المحطات المطرية حصلنا على المُعطيات التالية :

المطول Pe mm	الزمن ساعة
5	$t_0h - 1h$
20	$1h - 3h$
84	$3h - 5h$
35	$5h - 7h$
15	$7h - 9h$
4	$9h - 11h$

فإذا علمت أن :

I_c تُساوي 6 mm/h

- العلاقة التجريبية التي تُحدد قيم C_{am} لهذا الحوض كانت :

$$\text{Log } C_{am} = 3.16 - 1.05 (t + 60) \text{ mm/h}$$

بحيث :

t : بالدقيقة وتُحدد بُعد مركز ثقل كل ذروة مستقلة في هذه العاصفة عن بداية المطول.

يُطلب :

حساب قيمة الرشح الكلي.

خطوات حل التمرين :

- 1 - رسم هيتوغرام الهاطل المطري المُعطى بخطوة زمنية مقدارها ساعة واحدة.
- 2 - نحدد عدد الذرى (الشدات المطرية مم / سا) المُتشكلة من هذه العاصفة المطرية.

3 - نحدد قيم t_i بالدقائق والتي تُمثل البُعد الزمني لكل ذروة (شدة) على حدة بالنسبة لبداية الهطول المطري.

4 - نحسب قيم $C_{a m}$ المُقابلة لكل من قيم t_i التي تم حسابها مم / سا.

5 - يُنظم الجدول التالي ومن ثم يتم حساب $\Sigma C_{a m}$ بالمم وهو المطلوب.

عدد الذرى	الزمن ساعة	الهطول $P_{e mm}$	شدة الهطول $I_{mm/h}$	t_i دقيقة	$C_{a m}$ mm/h
-	$t_0 h - 1h$	5		-	-
1	1h - 2h	20			$C_{a m 1}$
	2h - 3h				$C_{a m 2}$
2	3h - 4h	84			$C_{a m 3}$
	4h - 5h				$C_{a m 4}$
3	5h - 6h	35			$C_{a m 5}$
	6h - 7h				$C_{a m 6}$
4	7h - 8h	15			$C_{a m 7}$
	8h - 9h				$C_{a m 8}$
-	9h - 10h	2		-	-
-	10h - 11h	2		-	-
					$\Sigma C_{a m mm}$



التطبيقات العملية لفصل

المحطة الهيدرومترية

عرفنا تصريف النهر بأنه حجم أو كمية المياه التي تتدفق من خلال المقطع المائي، المحدد الأبعاد والمتعامد مع جهة حركة مياه المجرى المدروس وذلك خلال واحدة الزمن، أو بمعنى آخر هو المعدل الحجمي لتدفق مياه المجرى المائي من خلال مقاطع المعايرة، أي من مصب الخوض. وعليه يُمكن أن يُعبر عن التصريف بالعلاقة التالية :

$$Q = S * V_m$$

حيث :

Q : تصريف المجرى المائي، ويقدر بالم³ / ثا، أو باللتر / ثا.

S : مساحة سطح المقطع المائي العمودي على متوسط السرعة م²

V_m : السرعة المتوسطة لجران مياه المجرى المائي ويُقدر بالم / ثا.

وبما أن مساحة المقطع هي جداء عرض المجرى المائي L ويُقدر بالمتر، بمتوسط عمق المجرى المائي عند المقطع المدروس h_m ويقدر بالمتر. إذا تُصبح العلاقة على الشكل التالي :

$$Q = L * h_m * V_m$$

وكنا قد جدنا في الجزء النظري أن هنالك العديد من الطرق المختلفة التي تُستخدم في قياس تصريف المجرى المائي .

وسُنحاول في الجزء العملي التدريب فقط على حل التمارين التي يتم فيها:

أولاً - قياس تصريف المجرى المائي باستخدام المروحة الهيدرومترية
المعروفة باسم طريقة (السرعة - المساحة) :

وجدنا أنه من الممكن أن تُستخدم المروحة المائية في قياس تصريف المجرى المائي وفقاً لعدة طرق، وذلك تبعاً لظروف المجرى المائي الحقلية حيث لدينا :

1 - طريقة خطوط مُتساويات سرعة مياه المجرى في المقطع الشاقولي المتعامد مع خطوط التيار أي مع ضفتي المجرى.

2 - طريقة القُطوع المكافئة.

3 - طريقة الخطوط الرأسية المستقلة.

1 - طريقة خطوط مُتساويات سرعة مياه المجرى في المقطع الشاقولي المتعامد مع خطوط التيار أي مع ضفتي المجرى:

يمكن توضيح طريقة حل تمرين قياس تصريف المجرى المائي، اعتماداً على هذه الطريقة من خلال اتباع الخطوات التالية :

1) على ورقة ميليمترية يتم رسم المقطع العرضي للمجرى المائي مبيناً عليه البعد بين الضفتين X من ناحية وبين المحاور الرأسية من ناحية أخرى X_i وذلك بالنسبة لإحدى الضفتين، وكذلك إحداثيات نقاط قياس السرعات بواسطة المروحة المائية لكل محور من المحاور الرأسية كما هو موضح بالشكل (32):



الشكل (32) المقطع العرضي للمجرى المائي وإحداثيات قياس السرعات

طبعاً في حال لم تُعطى أعماق نقاط قياس السرعات، يُمكن تحديدها من خلال

الجدول (3) :

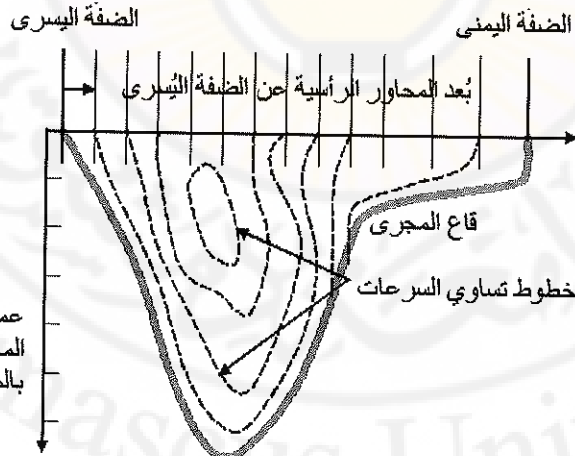
الجدول (3) أعماق نقاط قياس السرعات، ومتوسط السرعة في القطاع الرأسي

متوسط السرعة في القطاع الرأسي	أعماق نقاط القياس	عدد نقاط القياس	عمق القطاع الرأسي من
$V=V_{0.6}$	0.6 من العمق الكلي.	نقطة واحدة	30 - 60 cm
$V=1/2(V_{0.2}+V_{0.8})$	0.2 و 0.8 من العمق الكلي.	نقطتان	60 - 300 cm
$V=1/4(V_{0.2}+2V_{0.6}+V_{0.8})$	0.2 و 0.6 و 0.8 من العمق الكلي.	ثلاث نقاط	300 - 600 cm
$V=1/10(V_S+3V_{0.2}+2V_{0.6}+3V_{0.8}+V_B)$	- نقطة على السطح. 0.2 و 0.6 و 0.8 من العمق الكلي. - نقطة على القاع.	خمس نقاط	أكثر من 600 cm

(2) تُسجل قيم السرعات V حسب أعماق قياسها وذلك بالنسبة لكل المحاور الرأسية.

(3) يتم الوصل بين قيم السرعات V المتساوية فيما بينها في المقطع العرضي للمجرى

المائي، لنحصل بذلك على خطوط تساوي السرعات كما في الشكل (33) :



الشكل (33) خطوط تساوي السرعات لمياه المجرى المائي في مقطعه العرضي

4) تُحسب السرعة المتوسطة V_m على كل خط رأسي كما وجدنا في الجدول الذي يُحدد عدد نقاط قياس سرعة تدفق مياه المجرى لكل محور رأسي.

5) تُحسب مساحة الشرائح S_i المحيطة بكل خط رأسي كما تم شرحه في الجزء النظري.

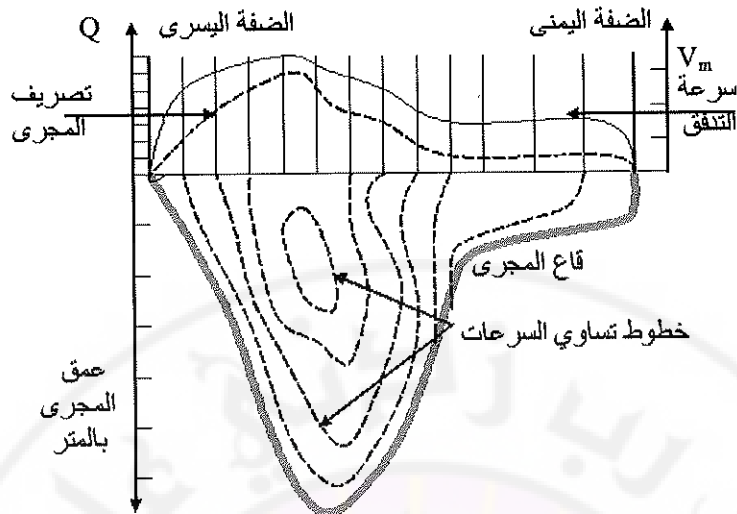
6) تُحسب قيم التصاريق q_i المارة بكل شريحة من هذه الشرائح وذلك من خلال مضاعفة قيم السرعات المتوسطة لكل خط رأسي (نتائج الفقرة 4) بمساحة الشرائح المحيطة بها (نتائج الفقرة 5).

7) تُجمع نتائج تصاريق الشرائح ، والتي تمثل بمحملها التصريف الكلي $Q_{m^3/s}$ لمقطع الجريان (نتائج الفقرة 6)، لنحدد بذلك قيمة التصريف الكلي المار عبر المقطع المدروس. إذاً يُنظم الجدول التالي لسهولة تنفيذ العمل :

رقم المحور الرأسي	بعده عن الضفة اليسرى X_i	مساحة الشرائح المحيطة بكل خط رأسي S_i	السرعة المتوسطة على كل خط رأسي V_m	قيم التصاريق المارة بكل شريحة $q_i = S_i * V_m$	التصريف الكلي المار عبر المقطع $Q = \sum q_i$
1					
2					

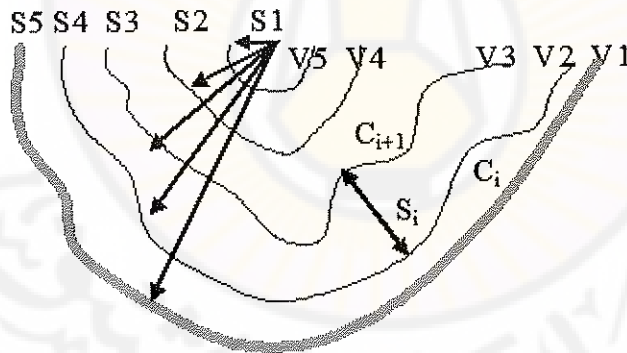
8) يُسقط المقطع العرضي للمجرى المائي المدروس على نفس الورقة الميلليمترية.

9) توزع قيم التصاريق الجزئية والسرعة المتوسطة لكل قطاع رأسي أو شريحة رأسية لدراسة تغيراتها على امتداد عرض المجرى كما هو موضح في الشكل (34).



الشكل (34) توزيع قيم التصريف الجزئية والسرعة المتوسطة لكل قطاع رأسي

- (10) تحسب مساحات النطاقات S_i المحصورة بين خطي تساوي سرعات :
 C_i و C_{i+1} كل على حدة كما هو مبين في الشكل (35):



الشكل (35) مساحة النطاقات S_i المحصورة بين خطي تساوي السرعات

- (11) ينظم جدول يتضمن قيم سرعة خطوط تساوي السرعات وعلى تكامل مساحات النطاقات التي تقع فوق كل منها.

ولنفرض أنه كان لدينا خمسة خطوط تساوي سرعات التيار المائي بالمجرى وهي على التوالي وابتداءً من سطح مياه المجرى المائي: 1.5 ، 1.3 ، 0.9 ، 0.5 ، 0.2 م/ثا. وعليه نجد أن :

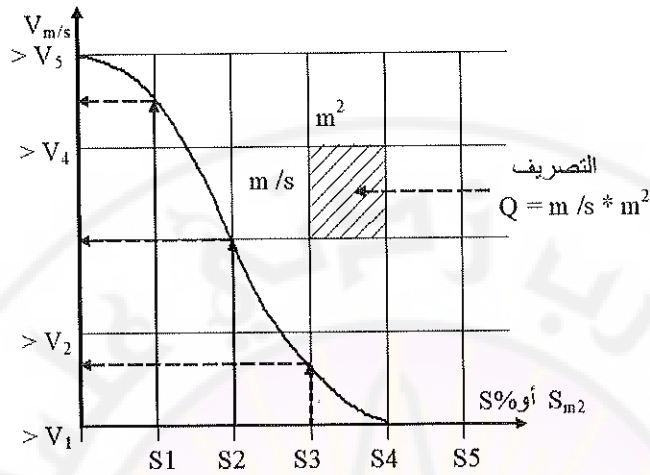
- السطح S_1 هو السطح المقابل للسرعات الأكبر من السرعة $v_1 = 1.5 \text{ m/s}$
 - السطح S_2 هو السطح المقابل للسرعات الأكبر من السرعة $v_2 = 1.3 \text{ m/s}$
 - السطح S_3 هو السطح المقابل للسرعات الأكبر من السرعة $v_3 = 0.9 \text{ m/s}$
 - السطح S_4 هو السطح المقابل للسرعات الأكبر من السرعة $v_4 = 0.5 \text{ m/s}$
 - السطح S_5 هو السطح المقابل للسرعات الأكبر من السرعة $v_5 = 0.2 \text{ m/s}$
- ومن الطبيعي أن يكون $S_1 < S_2 < S_3 < S_4 < S_5$.

ويُمكن حساب مساحة النطاقات المتشكلة من خطوط تساوي السرعات على شكل نسب مئوية للسطوح المتراكمة (الشكل 35) لنحصل على جدول تُلخص فيه النتائج :

قيم سرعة خطوط تساوي السرعات $V_{m/s}$	مساحة الشريحة S_i التي تكون السرعة فيها $> V_{m/s}$	نسبة $S_i\%$ من السطح الكلي Km^2
> 1.5	S_1	$S_1 \%$
> 1.3	S_2	$S_2 \%$
> 0.9	S_3	$S_3 \%$
> 0.5	S_4	$S_4 \%$
> 0.2	S_5	$S_5 \%$ على أساس أن: $\Sigma S_i \% = S_5$

12) يُرسم بناءً على هذا الجدول ، المنحني الذي يُبين تغيرات تكامل المساحات الجزئية S_1, S_2, S_3, S_4, S_5 تبعاً لسرعات خطوط متساوية قيمها $V_{m/s}$ (والمحددة لهذه المساحات). ويتكامل السطح المُحدد من قبل هذا المنحني، لتحديد قيمة التصريف

الكلبي للمقطع المائي المدروس كما هو موضح في الشكل (36) وتعرف هذه الطريقة بطريقة متساويات السرعة.



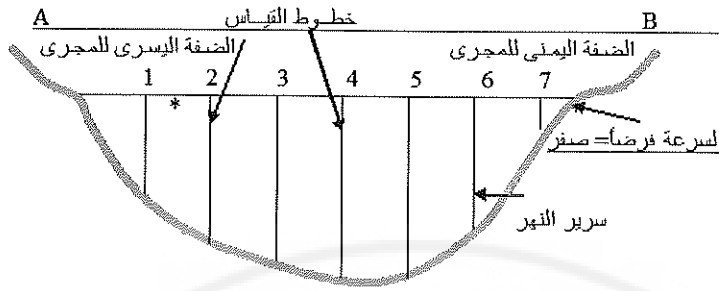
الشكل (36) السطح المقابل للسرعات الأكبر من قيمة محددة.

بحيث تكون وحدة القياس بمثابة الشكل الرابعي المثلث، طوله يساوي تدريجية وحدة السرعة م / ثا، وعرضه يساوي تدريجية وحدة المساحة م²، وبالتالي فإن جدائهما يحقق معادلة الاستمرارية ويساوي التصريف م³ / ثا.

2 - قياس تصريف المجرى المائي بطريقة القطوع المكافئة :

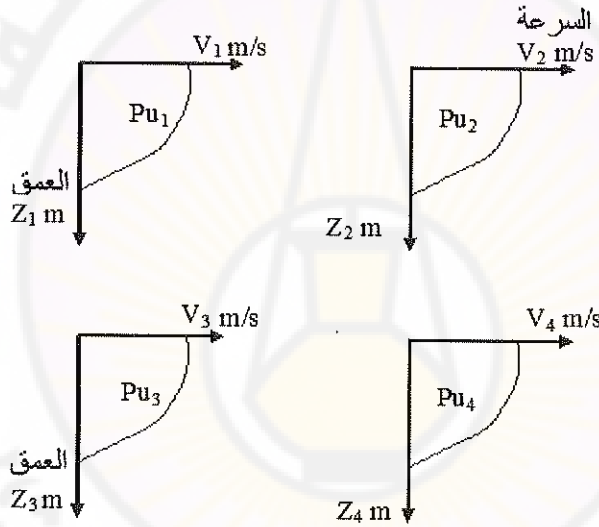
يمكن تنفيذ هذه الطريقة باتباع الخطوات التالية :

- 1) على ورقة ميليمترية يتم تحديد المقطع العرضي للمجرى المائي المراد تنفيذ القياسات فيه.
- 2) تحدد الأبعاد الأفقية لإحداثيات الخطوط الرأسية التي سيتم فيها وعلى أعماق مختلفة قياس سرعة التيار المائي.
- 3) تحدد الأعماق التي سينفذ فيها قياس السرعات بالنسبة لكل خط رأسي، وذلك باستخدام الجهاز المصمم لذلك (الشكل 37):



الشكل (37) تحديد خطوط القياس من أجل طريقة القطوع المكافئة.

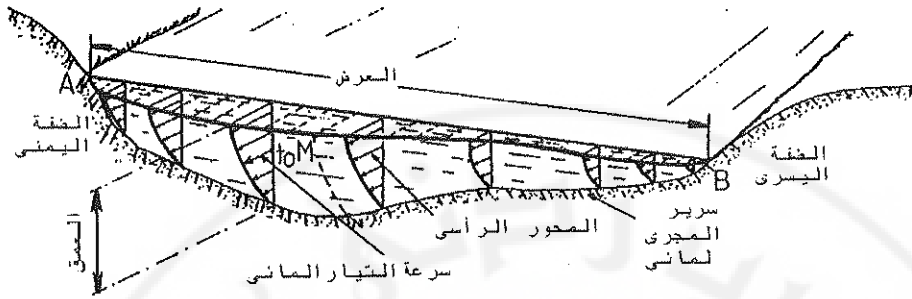
4) يرسم لكل خط رأسي (1 ، 2 ، 3 ، 000) منحني السرعات وتغيراتها مع العمق، والذي يُسمى تجاوزاً بالقطع المكافئ للسرعات (الشكل 38) :



الشكل (38) القطوع المكافئة التي تعطي ما يُعرف بتصريف الوحدة.

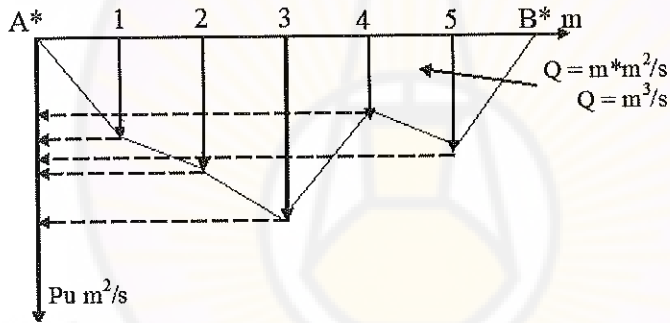
5) يُعطي تكامل السطوح المحصورة في هذه الأشكال المسماة بالقطوع المكافئة ما يُعرف بتصريف الوحدة لمقطع المجرى المائي على خط من الخطوط الرأسية ويرمز له بالرمز (Pu) ويعبر عنه بـ (m^2/s) ، ومن الطبيعي أن يكون عدد تصريف الوحدة في المقطع المائي مساوياً لعدد الخطوط الرأسية التي تم تمثيلها مسبقاً.

ويُمكن توضيح وضعية القطوع المكافئة ضمن المقطع العرضي للمجرى كما هو موضح في الشكل (39) :



الشكل (39) وضعية القطوع المكافئة بالنسبة للمقطع العرضي .

(6) ثم يرسم منحني تغير قيم تصارييف الوحدة Pu بالنسبة لإحداثيات الخطوط الرأسية التي تتبع لها على امتداد عرض المجرى المائي كما هو موضح في الشكل (40).



الشكل (40) طريقة حساب التصريف من خلال القطوع المكافئة

(7) ومن تكامل المساحة المحصورة تحت منحنى القطع المكافئ الناتج من تصريف الوحدة نحصل على التصريف الكلي معبراً عنه طبعاً بـ $(m^3 / \text{ث})$.

3- قياس تصريف المجرى المائي بطريقة الخطوط الرأسية المستقلة:

تطبق هذه الطريقة في المناطق التي تحدث فيها فيضانات تستمر من ثلاث إلى خمس ساعات فقط ثم ينتهي بعد ذلك كل شيء (أي لا يتبقى أي جريان مائي بالمجرى).

وَيُمْكِن تَلْخِيصُ خُطُواتِ حُلِّ هَذا التَّمْرِينِ عَلى الشَّكْلِ التَّالِي :

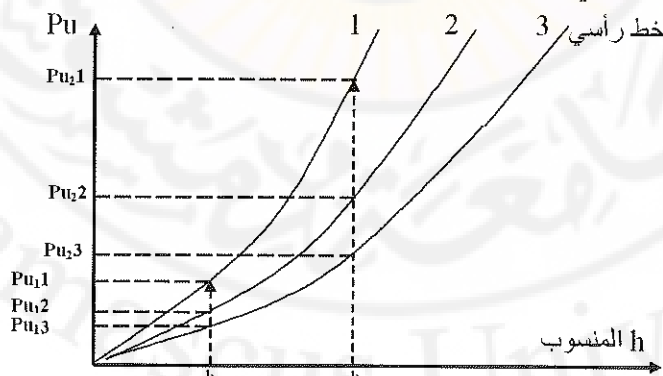
1) نتبع نفس خطوات الطريقة السابقة من حيث رسم المقطع العرضي للمجرى المائي على ورقة ميليمترية مع وضع إحداثيات المحاور الرأسية وتحديد بُعدها بالنسبة لإحدى الضفتين، وكذلك تحديد أعماق نقاط قياس سرعة تدفق المياه التي تم قياسها في كل من المحاور الرأسية المعطاة.

2) ثم نرسم لكل محور رأسي مستقل منحني السرعات وتغيراتها مع العمق، والذي تمت تسميته تجاوزاً بالمقطع المكافئ للسرعات، مع التأكيد على ضرورة تسجيل منسوب المجرى المائي في كل مرة يتم فيها حساب مساحة القطوع المكافئة.

3) تُحسب قيم القطوع المكافئة هذه، والتي تم تعريفها بتصريف الوحدة Pu لمقطع المجرى المائي على كل خط من الخطوط الرأسية، ومن الطبيعي أن يكون عدد تصريف الوحدة في المقطع المائي مساوياً لعدد الخطوط الرأسية التي تم تحديدها مسبقاً.

4) يُنظم جدول يحتوي على قيم تصريف الوحدة Pu مع المنسوب الموافق لها أثناء القياس، وذلك بالنسبة لكل محور رأسي مستقل.

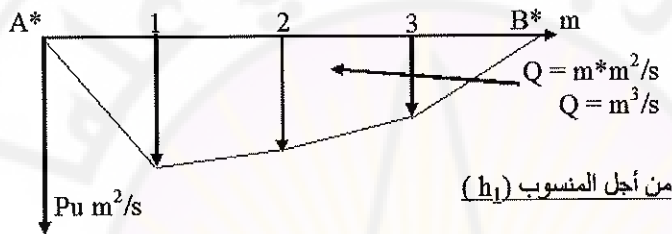
5) ثم يرسم من أجل كل خط رأسي، المنحني الذي يُبين تغيرات قيم تصريف الوحدة Pu تبعاً لمنسوب مياه المجرى الموافق له (الشكل 41)، وذلك ضمن المعطيات المتوفرة لكل خط رأسي. طبعاً هنا يُمكن تمديد العلاقة بين قيم كل من تصريف الوحدة Pu ومناسيب المجرى المائي الموافقة لها لكل خط من الخطوط التي تم تحديدها مسبقاً.



الشكل (41) حساب تصريف الوحدة لكل خط رأسي تبعاً لمنسوب محدد للمجرى المائي

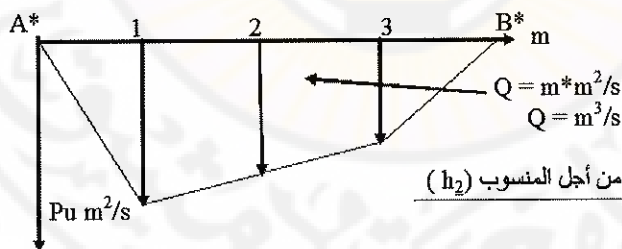
وإذا أردنا معرفة تصريف المجرى المائي من أجل أي ارتفاع مُعطى أو مُتوقع حدوثه لمنسوب مياهه، نبحث عن قيم تصاريف الوحدة الموافقة لكل خط رأسي على حده بالنسبة لهذا المنسوب، فنحصل من أجل h_1 مثلاً على Pu_1 و Pu_2 و Pu_3 حسب الشكل (41).

(6) ثم نتمم طريقة القطع المكافئ بتكامل المساحة المحصورة بين منحنى منسوب المجرى المائي وبين Pu_1 و Pu_2 و Pu_3 للمنسوب h_1 كما في الشكل (42):



الشكل (42) حساب التصريف في طريقة القطع المكافئ تبعاً للمنسوب h_1

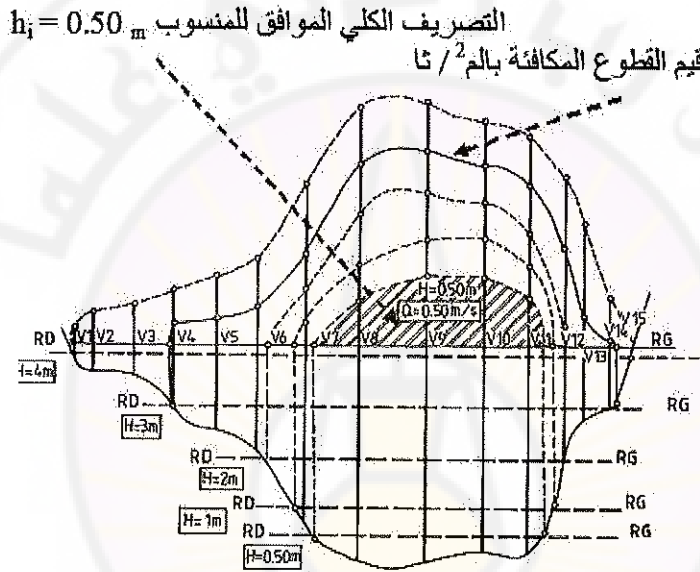
وكذلك من أجل المنسوب h_2 نتبع نفس الطريقة، أي نبحث عن قيم Pu الموافقة لكل خط رأسي من أجل المنسوب h_2 ونتمم طريقة القطع المكافئ للسرعات وهكذا . كما في الشكل (43).



الشكل (43) حساب التصريف في طريقة القطع المكافئ تبعاً للمنسوب h_2

وهكذا يُمكن حساب كمية التصريف لأي منسوب للمجرى المائي مقروء من المقياس الليميمتري، أو مُتوقع حدوثه.

ويمكن إعداد مخطط بياني لهذا المجرى المائي يبين فيه مقطع قعر المجرى المائي من جهة، وخطوطاً أو منحنيات تصل بين قيم P_u المقاسة من أجل كل منسوب من مناسيب مياهه من جهة ثانية. بحيث يُمثل تكامل السطح المحصور بين كل من هذه المنحنيات وسطح المجرى المائي قيمة التصريف الكلي لهذا المجرى من أجل المنسوب المُقابل لكل من هذه المنحنيات (الشكل 44).



الشكل (44) المخطط البياني لحساب تصريف المجرى المائي المُقابل لمنسوب مُعين في طريقة الخطوط الرأسية المُستقلة

ثانياً – قياس تصريف المجرى باستخدام الطريقة الكيميائية:

تُستخدم هذه الطريقة (طريقة تخفيف تركيز مشعر ما) غالباً في الأقاليم الجبلية، حيث تكثر المجاري والمسيلات المائية الصغيرة جداً، والتي يجب أن تتميز بجريان ضعيف إلى متوسط، وبحركة مضطربة تؤمن عملية مزج جيدة للمشعر المستخدم، بحيث تتمكن في هذه الطريقة من حساب قيمة تصريف المجرى المائي على طول القطعة المائية، التي يتم اختيارها بشكل مُتقن.

- البعد اللازم من أجل رفع العينات :

ويمكن تحديد البعد اللازم لنقطة رفع العينات المائية (L) من المعادلة التالية :

$$L = 0.13 C_z * \frac{(0.7C_z + b C_z)}{g} * \frac{b^2}{h_m}$$

حيث:

L البعد بين نقطتي حقن المُشعر ورفع العينات المائية للتحليل الكيميائي.
C_z معامل شيزي للخشونة.

b متوسط عرض قمة قطاع القياس الكيميائي في النهر بالأمتار.
g تسارع الجاذبية الأرضية.

h_m متوسط عمق المجرى المائي على طول قطاع القياس.
وبشكل عام هنالك طريقتان لإضافة المحلول إلى مياه النهر وهما :

— طريقة الضخ المستمر، أو طريقة Dumas.

— طريقة الحقن الآلي أو المتكامل.

— خطوات حساب تصريف المجرى المائي بطريقة الحقن الآلي بمادة كيميائية تتوفر فيها شروط إمكانية استخدامها:

ولنفرض أن عملية الحقن تمت بمادة كيميائية وزنها X كغ ، وذلك ضمن حجم من المياه إجمالي مكافئ لهذا الوزن أي بـ X لتر مياه أيضاً.

وتم رفع عينات مائية من نقطتي مراقبة تبعدان عن نقطة الحقن مسافة مُحددة في المسألة، وبفاصل زمني واحد Δt (وغالباً ما يكون Δt يساوي ساعة).

ومن الطبيعي أن يُعطى في المسألة تركيز العينات المرفوعة بوحدة تساوي جزءاً من البليون ppp ، وحساب :

— تصريف هذا المجرى المائي في أية نقطة تم رفع وتحليل العينات المائية فيها .

— نسبة ضياع هذه المادة في المجرى المائي.

- سرعة الجرى المائي في القطعة النهرية التي تمت فيها هذه الطريقة، لذلك نتبع الخطوات التالية :

1) يتم تنظيم جدول يحتوي على الحقول التالية :

تركيز العينات التي يتم رفعها في نقاط المراقبة				الزمن بالساعة	
عند نقطة المراقبة الثانية		عند نقطة المراقبة الأولى		زمن وصول العينة إلى نقطة المراقبة بالساعة T	توقيت زمن التجربة من لحظة البدء وحتى النهاية بالساعة
جداء تركيز العينة وزمن وصولها $C_i * T$	تركيز العينة المرفوعة لحظة وصولها C_i	جداء تركيز العينة وزمن وصولها $C_i * T$	تركيز العينة المرفوعة لحظة وصولها C_i		
				صفر	ساعة البدء
$\sum (C_i * T)$	$\sum C_i$	$\sum (C_i * T)$	$\sum C_i$		

2) نستخدم العلاقة التي تُعطي تصريف الجرى المائي عند أية نقطة تم رفع العينات فيها وتحليلها :

$$Q = V * C_0 / \left(\sum_{i=1}^n C_i \right) * \Delta t$$

ولكون تركيز العينات المرفوعة مُعطاة بالجزء من البليون ، لا بد من حساب تركيز المحلول المحقون والذي حجمه X لتر مياه ويحتوي X كغ مادة منحلة ، وذلك بوحدة جزء من البليون PPP ، أي نحسب الجداء $V * C_0$ بهذه الوحدة . وذلك بتحويل حجم المحلول V المُعطى إلى م³، وكذلك بتحويل وزن المادة المنحلة إلى جزء من

البيون. أما قيمة المجموع $\sum C_i$ ، فيؤخذ من جدول الحسابات عند نهاية ظهور التركيز في نقطة المراقبة. أما الفاصل الزمني Δt ، فهو الفاصل الزمني بين رفع عينة مائية للتحليل وأخرى، وهو موضح في جدول المعطيات، ولكن لابد من الانتباه إلى واحدة الزمن التي يجب استخدامها كي تتوافق مع وحدة التصريف.

(3) من أجل حساب نسبة ضياع أو فقدان المادة التي تم حقنها في المجرى، يُمكن حسابها بسهولة، عند مقارنة مجموع تركيز المادة المنحلة $\sum C_i$ عند نقطتي المراقبة، وحساب نسبة الخسارة.

(4) أما من أجل حساب متوسط سرعة تدفق مياه المجرى المائي، فنجد

$$V_m = L / \Delta t_L$$

حيث :

L : هي المسافة بين نقطتي المراقبة.

Δt_L : هنا هي الفرق بين زمني وصول كامل المادة المحقونة إلى نقطتي المراقبة، فيُمكن حسابها بسهولة، وذلك من خلال حساب الزمن الذي استغرقته المادة المنحلة لقطع المسافة المُعطاة أصلاً بين نقطتي المراقبة.

ويُمكن ذلك من خلال حساب الزمن اللازم لكي تصل كامل المادة التي تم حقنها كمحلول إلى أية نقطة مراقبة، وذلك كما وجدنا في الجزء النظري :
فمن أجل نقطة المراقبة الأولى نجد :

$$t_1 = \sum_{i=1}^n C_i * T_i / \sum_{i=1}^n C_i$$

$$t_2 = \sum_{i=1}^n C_i * T_i / \sum_{i=1}^n C_i$$

حيث يُمكن الحصول على مُعطيات هاتين العلاقتين من جدول الحساب، ومن ثم
نحسب علاقة السرعة المتوسطة حيث L معلومة، و $\Delta t_L = t_1 - t_2$.



تمارين المحطة الهيدرومترية

أولاً - تمارين المروحة الهيدرومترية

1 - تمرين طريقة خطوط تساوي سرعة مياه المجرى في المقطع الشاقولي المتعامد مع خطوط التيار أي مع ضفتي المجرى:

لحساب قيمة التصريف الكلي لمجرى مائي عرضه 10 أمتار تم قياس سرعة مياه هذا المجرى المائي، وذلك وفق تسعة محاور رأسية تم اختيارها تبعاً للأبعاد التي تم تحديدها بالنسبة للضفة اليسرى لهذا المجرى. علماً بأن أعماق نقاط قياس السرعات تم تحديدها وفق قاعدة عمق كل محور رأسي على حدة. سجلت نتائج هذه القياسات في الجدول التالي :

السرعات المسجلة اعتباراً من السطح	بُعد المحور عن الضفة اليسرى بالمتر	العمق الكلي للمحور بالمتر	رقم المحور الرأسي
0.2 m/s	0.05	0.5	I
0.2 – 0.4 m/s	1.5	1.75	II
1 – 0.5 m/s	2.5	3	III
0.8 – 0.4 m/s	3.5	2.8	IV
0.6 – 0.24 m/s	4.5	1.38	V
0.5 – 0.24 m/s	6	1.25	VI
0.36 – 0.24 m/s	7	1.3	VII
0.3 – 0.2 m/s	8	1.2	VIII
0.25 – 0.18 m/s	9	0.75	IX

والمطلوب :

1 - ارسم خطوط تساوي سرعات مياه المجرى ضمن هذا المقطع المائي.

- 2 - ارسم منحني تغير السرعات المتوسطة تبعاً لبعدها عن الضفة اليسرى.
- 3 - ارسم منحني تغيرات المساحات الجزئية التي تحتوي كل منها على محور رأسي مُحدد.
- 4 - ارسم منحني تغير قيم التصريف الجزئية التي تم حسابها في كل محور رأسي.
- 5 - احسب قيمة التصريف الكلي للمجرى المائي.
- 2 - تمرين طريقة القطوع المكافئة:

لحساب قيمة التصريف الكلي لمجرى مائي عرضه 7 أمتار وذلك حسب طريقة القطوع المكافئة، يتم قياس سرعة مياه هذا المجرى المائي وفق سبعة محاور رأسية تم اختيارها تبعاً للأبعاد التي تم تحديدها بالنسبة للضفة اليسرى لهذا المجرى، علماً بأن سرعة مياه المجرى قد تم قياسها على سطح المجرى المائي وعلى عمق 30 سم من كل محور رأسي. نتائج هذه القياسات سجلت في الجدول التالي :

السرعات المُسجلة على عمق 0.3 m	السرعات المُسجلة على سطح المجرى	بُعد المحور عن الضفة اليسرى m	العمق الكلي للمحور m	رقم المحور الرأسي
0.28 m/s	0.28 m/s	0.97	0.48	I
0.17 m/s	0.32 m/s	1.97	0.71	II
0.30 m/s	0.40 m/s	2.97	0.71	III
-	0.24 m/s	3.97	0.54	IV
0.34 m/s	0.37 m/s	4.97	0.66	V
0.34 m/s	0.38 m/s	5.97	0.50	VI
-	0.248 m/s	6.97	0.27	VII

والمطلوب :

- 1 - ارسم مقطع المجرى المائي مُبيناً فيه مواقع المحاور الرأسية وأعماقها، وذلك بمقياس رسم أفقي $2\text{cm} \equiv 0.97\text{m}$ وبمقياس رسم شاقولي $1\text{cm} \equiv 0.1\text{m}$

- 2 - ارسم القطوع المكافئة لتغير سرعات المحاور الرأسية مع العمق وذلك بمقياس رسم أفقي $1\text{cm} \equiv 0.05\text{ m/s}$ وبمقياس رسم شاقولي $1\text{cm} \equiv 0.1\text{ m}$
- 3 - احسب وحدة قياس مساحة القطوع المكافئة وحدد وحدتها.
- 4 - احسب مساحة سطوح القطوع المكافئة P_u وعرفها، إذا علمت أن قارئ المساحات قد حدد لكل من هذه القطوع المكافئة واحداثيات المساحة المعطاة في الجدول التالي.
- 5 - أسقط على مقطع المجرى المائي المبين فيه مواقع المحاور الرأسية، تغيرات قيم P_u وذلك بمقياس رسم شاقولي $2\text{cm} \equiv 0.1\text{ m}^2/\text{s}$
- 6 - ارسم مقطع المجرى المائي مبيناً فيه مواقع المحاور الرأسية وتغيرات قيم P_u وذلك بمقياس رسم أفقي $2\text{cm} \equiv 0.97\text{m}$ ، وبمقياس رسم شاقولي $2\text{cm} \equiv 0.1\text{ m}^2/\text{s}$
- 7 - احسب وحدة قياس مساحة السطح المحدد بمنحني تغيرات قيم P_u مع عرض المجرى المائي وحدد وحدتها.
- 8 - احسب قيمة التصريف الكلي للمجرى المائي إذا علمت أن قارئ المساحات قد سجل 36.4 وحدة قياس المساحة.

رقم المحور الرأسي	نتائج قارئ المساحات وحدة قياس المساحة	P_u m^2/s
I	20.4	
II	26.2	
III	40.7	
IV	14.6	
V	38.7	
VI	27.5	
VII	7.2	

ثانياً - تمرين الطريقة الكيميائية

تم في الساعة التاسعة من صباح أحد الأيام، استخدام طريقة الحقن الآلي لمياه أحد المجاري النهرية بصبغة وزنها 20 كغ (تم حلها في 20 لتراً من مياه المجرى نفسه)، ثم تم رفع عينات من مياه المجرى المائي على فترات زمنية قدرها ساعة واحدة، وذلك عند نقطتي مراقبة A و B تقعان في جهة مصب المجرى طبعاً، وتبعدان تبعاً مسافة قدرها 8 و 16 كم. وتم قياس تركيز المادة المحقونة في العينات المرفوعة، وجدولت نتائج التحليل في الجدول التالي :

الزمن ساعة	تركيز المادة في A بالـ ppp	تركيز المادة في B بالـ ppp	- تنمة - الزمن ساعة	تركيز المادة في A بالـ ppp	تركيز المادة في B بالـ ppp
9	-	-	16	3	6
10	-	-	17	1	5
11	2	-	18	-	3
12	6	-	19	-	3
13	12	1	20	-	2
14	8	6	21	-	1
15	7	8	22	-	-

والمطلوب حساب :

- 1 - تصريف مياه المجرى عند نقطة المراقبة الأولى A.
- 2 - تصريف مياه المجرى عند نقطة المراقبة الأولى B.
- 3 - نسبة فقدان الصبغة التي تم حقنها بين نقطتي المراقبة.
- 4 - السرعة المتوسطة لمياه المجرى المائي.

ملاحظة:

1- إن حل 20 كغ من الصبغة المستعملة ضمن 20 لتراً من مياه الجرى يعني أن المحلول الناتج تركيزه 20 كغ / 20 لتراً، ولتحويل هذا التركيز إلى ppm / m^3 ، تتم مُضاعفة الـ 20 كغ صبغة بـ 10^9 ، وتقسم الـ 20 لتراً من مياه الجرى على 10^3

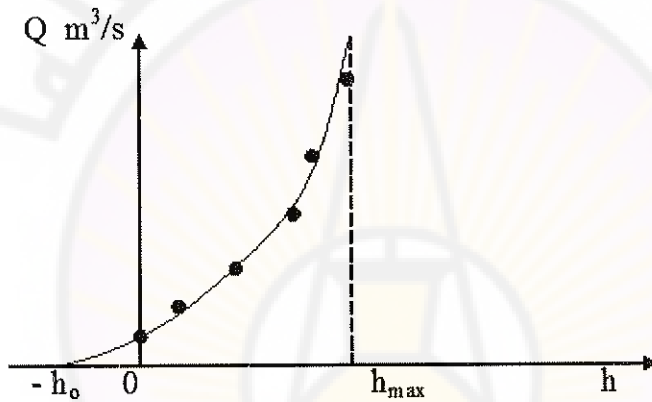
2- يجب تحويل الفترة الزمنية التي تفصل بين رفع العينات Δt من ساعة إلى ثانية لتمكن من حساب قيمة التصريف بالم³ / ثانية.



التطبيقات العملية لفصل المعايرة

– الطريقة اللوغاريتمية لتمديد منحنيات المعايرة

وجدنا أن الشكل العام للعلاقة التي تُبين تغيرات قيم تصريف المجرى المائي تبعاً لتغيرات منسوبه يأخذ شكل القطع المكافئ الوحيد وذلك في المقاطع العرضية للقطع النهرية النظامية والتميزة بجريان متماثل ومستمر الشكل (45).



الشكل (45) للعلاقة الناعية $Q = f(h)$ للقطاعات النهرية النظامية جداً والثابتة.

ومن الطبيعي أن يقبل هذا الشكل الأسّي الصيغة الرياضية العامة التالية :

$$Q = a (h - h_0)^n$$

حيث :

h : ارتفاع المنسوب الموافق للتصريف Q .

h_0 : ارتفاع المنسوب الموافق للتصريف الصفري Q_0 للمجرى الماروس

a, n : ثوابت تابعة لمخطة القياس (التميزة بسرير مجرى مائي ثابت، ومقطع عرضي

نظامي) .

ولاستنتاج علاقة منحنى المعايرة هذه والمميزة لمحنة القياس المختارة، أي المحطة التي تم فيها قياس كل من مناسيب وتصاريف المجرى المائي ضمن هامش يسمح إحصائياً بإقامة العلاقة المحددة لتغيرهما، لا بد من تحديد ثوابت هذه المعادلة :

a, n, h_0 ، وذلك بهدف تحديد قيم التصاريف العالية التي يُمكن الحصول عليها من أجل مناسيب عالية في المجرى المائي لم يتم قياسها حقلياً، وذلك من خلال اتباع الخطوات التالية :

(1) لتحديد قيمة h_0 ، والتي تُمثل الفرق بين صفر جهاز قياس المناسيب ومنسوب مياه المجرى المائي الذي تكون قيمة التصريف عنده تُساوي الصفر (أي حركة معدومة)، نجد أنه من خلال إسقاط القيم المقاسة لكل من مناسيب وتصاريف المجرى المائي على شبكة الإحداثيات الميليمترية كما في الشكل أعلاه، يُمكن تحديد قيمة (h_0) وذلك من خلال رسم المنحنى الانسيابي لمجموعة الإحداثيات وتمديده حتى يتقاطع مع محور المناسيب.

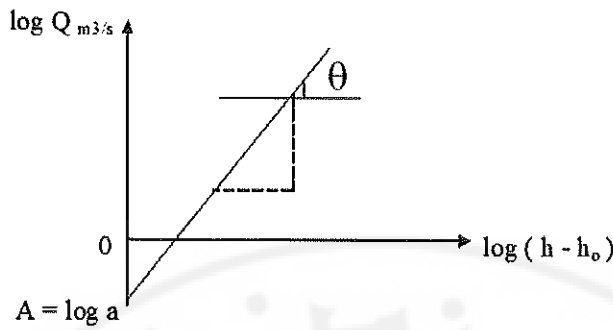
(2) أما لتحديد كل من الثوابت a, n ، فنجد أنه بأخذ لوغاريتم هذه العلاقة نحصل على العلاقة اللوغاريتمية التالية :

$$\log Q = \log a + n \log (h + h_0)$$

وهي علاقة خطية لها الشكل العام التالي :

$$Y = A + n x$$

حيث إن إسقاط القيم التي يتم قياسها حقلياً لكل من $[\log (h + h_0), \log Q]$ ، وذلك بعد تحديد قيمة h_0 كما وجدنا، يؤدي إلى الحصول على علاقة خطية ممتازة كما في الشكل (46) وخصوصاً عندما يتم تحديد القيمة الصحيحة لـ h_0 .



الشكل (46) العلاقة الخطية

وهذا يؤكد أن العلاقة بين قيم كل من مناسيب وتصاريح الجرى المائي هي علاقة أسية، والتي يمكن تحديدها بسهولة بهدف الحصول على قيم تقديرية لتصاريح كبيرة، موافقة لمناسيب أكبر من تلك الموجودة على منحني المعايرة ومن هذه العلاقة الخطية يمكن طبعاً وبسهولة تحديد ثوابت العلاقة اللوغاريتمية.

فمن العلاقة اللوغاريتمية أعلاه :

$$\log Q = \log a + n \log (h + h_0)$$

$$Y = A + n x$$

ومن شكلها العام:

نجد أن :

$A = \log a$ ، وهي نقطة تقاطع المستقيم مع المحور $\log Q$ ، يمكن تحديدها ، وبالتالي حساب a من :

$$a = 10^A$$

n = ميل المستقيم في الإحداثيات اللوغاريتمية، يمكن حسابه بسهولة وذلك من :

$$n = \tan \theta = \log Q / \log (h + h_0)$$

والتي يتم استنتاجها من مستقيم المعايرة اللوغاريتمي.

(3) تُكتب الصيغة العامة لمعادلة المعايرة ذات الشكل :

$$Q = a (h - h_0)^n$$

حيث أصبحت كل من h_0 ، و a ، و n عبارة عن قيم معلومة، ولكون قيمة h_0 سالبة، أي أنها تقع تحت صفر جهاز قياس المناسيب، فإن معادلة المعايرة تأخذ الشكل التالي :

$$Q = a (h + h_0)^n$$

4) ثم تُحسب قيم التصارييف العالية المتوقع الحصول عليها مُقابل قيم عالية لمنسوب المجرى المائي التي لم تتم مُراقبتها حقلياً، وذلك إما من خلال العلاقة الأسية للتمديد مباشرة، أو من خلال تقاطع قيم هذه المناسيب مع مستقيم المعايرة اللوغاريتمية بعد تمديده طبعاً.

إذاً لتمديد منحنى معايرة المعطيات الهيدرومترية حسب الطريقة اللوغاريتمية نتبع الخطوات التالية:

1) يتم رسم المنحني $Q = f(h)$ الذي يُبين تغيرات قيم التصريف مع تغيرات قيم المناسيب وذلك على ورقة ميلليمترية.

2) يتم تحديد قيمة h_0 والتي تمثل الفرق بين صفر جهاز قياس المناسيب ومنسوب مياه المجرى المائي الذي تكون قيمة التصريف عنده تُساوي الصفر.

3) يتم رسم العلاقة الخطية لتغيرات كل من القيم المُقاسة : $[(h + h_0), Q]$ ، وذلك ضمن شبكة الإحداثيات اللوغاريتمية :

4) تُحسب قيم ثوابت معادلة المعايرة a ، n وذلك من العلاقة الخطية :

$$\log Q = \log a + n \log (h - h_0)$$

حيث :

$\log a = A$: وهي نقطة تقاطع المستقيم مع المحور $\log Q$ وبالتالي نحسب a من

$$a = 10^A$$

n = ميل المستقيم في الإحداثيات اللوغاريتمية وبالتالي :

$$n = \tan \Theta = \log Q / \log (h + h_0)$$

5) تُكتب الصيغة العامة لمعادلة المعايرة ذات الشكل :

$$Q = a (h + h_o)^n$$

6) ثم تُحسب قيم التصارييف العالية المتوقع الحصول عليها مُقابل قيم عالية لمنسوب المجرى المائي التي لم تتم مُراقبتها حقلياً، وذلك إما من خلال العلاقة الأسية للتمديد مُباشرة، أو من خلال تقاطع قيم هذه المناسيب مع مستقيم المعايرة اللوغاريتمي بعد تمديده طبعاً.



تمرين المعايرة

تمرين الطريقة اللوغاريتمية لتمديد منحني المعايرة

لدينا المعطيات الهيدرومترية التي تم قياسها في المحطة القائمة على المقطع العرضي للمجرى المائي المتميز بجريانه المتماثل والمستمر :

التصريف - م ³ /ثا	المنسوب - متر	التصريف - م ³ /ثا	المنسوب - متر
54.5	1.36	9.8	0.0
61.0	1.51	15.9	0.49
71.0	1.55	23.1	0.78
82.5	1.76	29.8	0.88
93.2	1.86	31.8	1.03
105.1	1.92	40.2	1.2
113.4	2.1	46.2	1.28
		49.8	1.34

والمطلوب :

- 1 - ارسم على ورقة ميلليمترية منحني التصريف $Q = f(h)$
 - 2 - حدد قيمة h_0
 - 3 - ارسم العلاقة الخطية لتغيرات كل من القيم المقاسة : $[(h + h_0, Q)]$ ، وذلك ضمن شبكة الإحداثيات اللوغاريتمية .
 - 4 - احسب قيم ثوابت معادلة المعايرة a, n وذلك من العلاقة الخطية :
- $$\log Q = \log a + n \log (h - h_0)$$
- 5 - استنتج الصيغة العامة لمعادلة المعايرة ذات الشكل :
- $$Q = a (h - h_0)^n$$
- 6 - استنتج بعض قيم التصارييف العالية المتوقع الحصول عليها مقابل قيم عالية لمنسوب المجرى المائي التي لم تتم مراقبتها حقلياً، وذلك :
 - من خلال تطبيق العلاقة الأسية للتمديد مباشرة.
 - من خلال تقاطع قيم هذه المناسيب مع مستقيم المعايرة اللوغاريتمي بعد تمديده.



التطبيقات العملية لفصل المنحنيات المائية والاستجابة الهيدرولوجية للحوض :

فصل مركبات الجريان في المنحنيات المائية

ذكرنا في الجزء النظري أنه بالإضافة إلى الطريقة النصف اللوغارتمية، هنالك عدة طرائق لفصل مركبات الجريان في الحوض الهيدرولوجي نذكر منها :

- طريقة باريتز.

- طريقة الخط المستقيم.

- طريقة طول القاعدة الثابت.

- طريقة الميل المتغير.

أولاً - طريقة باريتز:

سنقدم شرحاً مفصلاً لطريقة باريتز فقط لعملية فصل مركبات الجريان حيث يمكن تلخيص خطوات هذه الطريقة بالنقاط التالية:

1 (على ورقة نصف لوغارتمية يتم رسم هيدروغرام المجرى المائي بحيث تكون :

- قيم التصريف على المحور اللوغارتي.

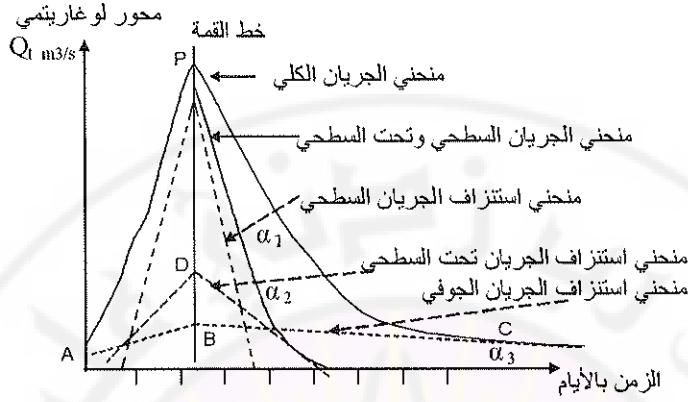
- زمن قياس التصريف على المحور الميليمتري.

2 (يتم تحديد نقطة انكسار منحنى الاستنزاف، الدالة على زمن انتهاء كل من الجريان السطحي وتحت السطحي.

3 (يتم رسم خط القمة وذلك من خلال الإسقاط الشاقولي لذروة الهيدروغراف P حتى تقاطعه مع محور الزمن.

4 (يتم رسم المستقيم المماس للجزء الأخير من منحنى الاستنزاف α_3 والممثل لمنحنى استنزاف الجريان الجوفي للهيدروغراف، وتمدده حتى تقاطعه مع خط القمة في النقطة B.

5 (يتم وصل النقطة B مع بداية نهوض الهيدروغراف A، لنحصل على المنحني ABC والممثل لمنحني المركبة الجوفية للهيدروغراف المدرس الشكل (47).



الشكل (47) فصل مركبات الجريان حسب طريقة باريتز

6 (يتم تحديد قيم التصارييف المقابلة لقيم الأزمنة وتقاطعاتها مع المنحني ABC ، والتي تُمثل قيم تصارييف المركبة الجوفية.

7 (يُنظم جدول يحتوي على المعطيات التالية :

- 1° - نضع في الحقل الأول ساعة تسجيل قياس تصريف الهيدروغراف الكلي t .
- 2° - نُسجل في الحقل الثاني قيم تصريف الهيدروغراف الكلي Q م³/ثا .
- 3° - نُسجل في الحقل الثالث قيم تصريف منحني المركبة الجوفية q_3 التي تتم قراءتها من تقاطع قيم t مع هذا المنحني.

4° - نُسجل في الحقل الرابع قيم تصريف الهيدروغراف السطحي وتحت السطحي

وذلك من خلال العملية التالية : $Q - q_3$

5° - يتم رسم قيم الهيدروغراف الثاني الممثل للمركبتين السطحية وتحت السطحية .

8° - يتم رسم المستقيم المماس للجزء الأخير من منحني الاستنزاف α_2 والممثل لمنحني استنزاف الجريان تحت السطحي، ونمده حتى تقاطعه مع خط القمة في النقطة D.

9- يتم وصل النقطة D مع بداية نهوض الهيدروغراف الثاني ، لنحصل على المنحني الممثل لمركبة الجريان تحت السطحي q_2 .

10- نُسجل في الحقل الخامس قيم تصريف هيدروغراف المركبة تحت السطحية q_2

11- نُسجل في الحقل السادس قيم تصريف هيدروغراف المركبة السطحية وذلك من خلال العملية التالية : $q_3 - q_2$

t	Q	q_3	$Q - q_3$	q_2	$q_3 - q_2$

12- يتم رسم قيم هيدروغراف المركبة السطحية وذلك من خلال إسقاط القيم $q_3 - q_2$ ، وبذلك يكون قد تم فصل الهيدروغراف الكلي إلى منحنيات مركباته الثلاث السطحية وتحت السطحية والجوفية.

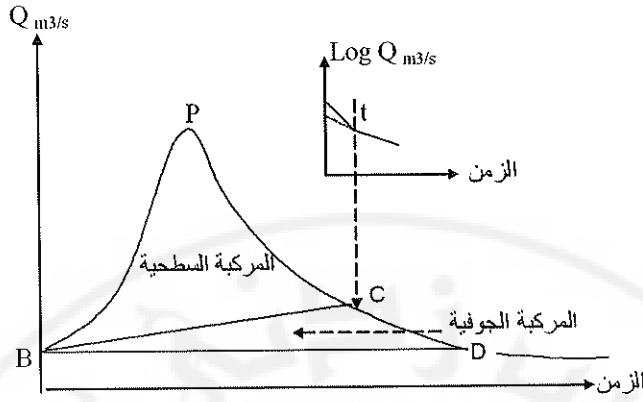
ثانياً - طريقة الخط المستقيم:

تعد من أسهل الطرائق الثلاث ولتنفيذها نتبع الخطوات التالية :

1 - على ورقة نصف لوغاريتمية يتم رسم هيدروغرام الجرى المائي بحيث تكون :

- قيم التصريف على المحور اللوغاري.

- زمن قياس التصريف على المحور المليميترى كما هو موضح في الشكل (48):



الشكل (48) فصل مركبات الجريان حسب طريقة الخط المستقيم

- 2 - يتم تحديد نقطة انكسار منحنى الاستتراف C، والدالة على زمن انتهاء كل من الجريان السطحي وتحت السطحي.
- 3 - يتم وصل النقطة C مع بداية الجريان السطحي B وذلك بخط مستقيم يفصل المركبة السطحية المباشرة عن الجوفية.
- 4 - يتم وصل بداية الجريان السطحي B بخط مستقيم موازي لمحور الزمن حتى يتقاطع مع منحنى الانحسار في النقطة D، لفصل بذلك المركبة الجوفية الإضافية عن المركبة الجوفية الأساس. وبالتالي يُمكن، اعتماداً على هذه المستقيمات، حساب قيم المركبتين بسهولة، وذلك عن طريق تنظيم الجدول التالي :

زمن قياس التصريف الكلي t_i	قيمة التصريف الكلي (الهيدروغراف) Q_i	قيمة تصريف المركبة الجوفية المستقيم B C q_i	قيمة تصريف المركبة السطحية المباشرة $Q_i - q_i$

ثالثاً- طريقة طول القاعدة الثابت :

تعد هذه الطريقة الأفضل لتحليل منحنى التصريف لكونها تعطي نتائج جيدة للفيضانات المختلفة. ولتطبيق هذه الطريقة نتبع الخطوات التالية:

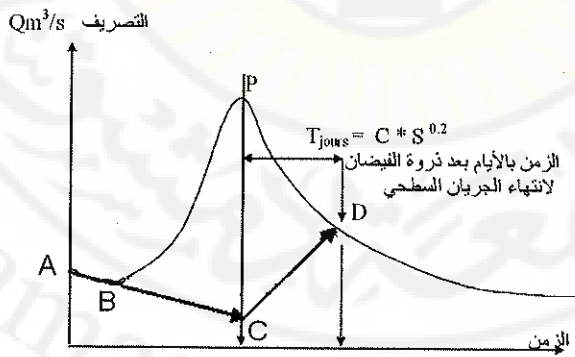
- 1- نرسم خط القمة والذي يُعرف بأنه الشاقل النازل من ذروة منحنى التصريف.
- 2- نحدد الفترة الزمنية بالأيام :

$$T_{\text{jours}} = 1.25 (S)^{0.2}$$

والتي تمتد من زمن الذروة وحتى اللحظة D (على الهيدروغراف الكلي) كما في الشكل (49)، مُحددةً بذلك زمن انتهاء الجريان السطحي (المباشر)، والتي تقع بالضرورة على الجزء الهابط وبعد خط القمة PC.

- 3 - نرسم مماس الجزء الهابط قبل بدء هوض الهيدروغراف الكلي (قبل هوض الجريان السطحي) أي المماس للجزء AB، ونُمدده حتى التقاطع مع خط القمة في النقطة C.
- 4 - نصل لحظة انتهاء الجريان السطحي، أي النقطة D، مع تقاطع المماس في النقطة C.

بذلك نكون قد فصلنا المركبة الجوفية و التي تقع أسفل الخطوط الواصلة بين ABCD عن المركبة السطحية المباشرة و المحددة ضمن المنحنى BPDC.



الشكل (49) فصل مركبات الجريان حسب طريقة طول القاعدة الثابت

حيث:

T_{jours} : الفترة الزمنية بالأيام بعد حدوث ذروة الفيضان.

S : مساحة الحوض الهيدرولوجي بال كم²

C : ثابت ويساوي 1.25 أو 0.852

0.2 = هي قوة تم اختيارها كقيمة عشوائية، حيث إنها تعتمد على الخصائص المميزة للحوض الهيدرولوجي : كالغطاء النباتي، وميل وكثافة الشبكة الهيدروغرافية، وخشونة سطح الحوض . ومع ذلك يُمكن لهذه القيمة أن تُعطي نتائج مقبولة إلى حد ما. و يجب الانتباه بأن لا تكون قيمة T كبيرة جداً أو صغيرة جداً أي قريبة من حدود المعقول.

رابعاً- طريقة الميل المتغير

لتنفيذ هذه الطريقة نتبع الخطوات التالية :

1) نسقط خط القمة اعتباراً من ذروة الفيضان PC شكل (50).

2) نمدد الخط الممثل لانحسار قيم التصارييف والذي يسبق بداية الجريان السطحي أي الخط AB كما هو موضح في الشكل، نمدده حتى يتقاطع مع خط القمة في النقطة C.

3) من نقطة الانقلاب أو الانعطاف K نرسم الشاقول الموازي لخط القمة، حيث يُمكن تعريف مفهوم نقطة الانقلاب أو الانعطاف حسب "هورتون"، بأنها اللحظة الزمنية التي تقع على الجزء الهابط من المنحني المائي والتي اعتباراً منها يبدأ المنحني بتغيير ميله، ليصبح مقعراً نحو الأعلى كما هو موضح في الشكل من خلال المماس المرسوم على المنحني.

4) نمدد مماس المنحني الواقع خلف النقطة D ليتقاطع مع النقطة I على الشاقول الممتد من نقطة الانعطاف K والتي تم شرحها سابقاً.

5) (نصل بين النقطتين IC).

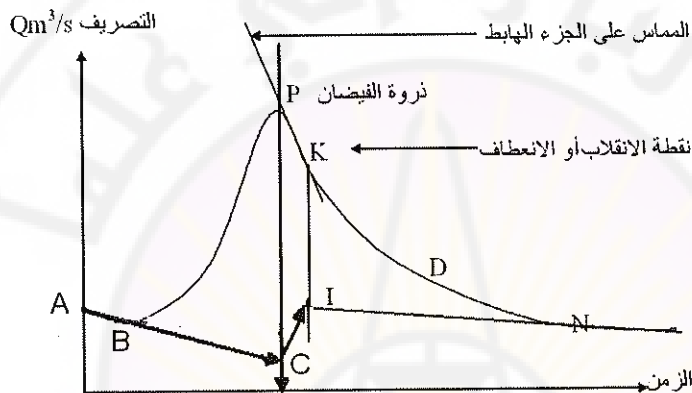
و بذلك نكون قد فصلنا المركبة الجوفية و التي تقع أسفل الخطوط الواصلة بين

ABCIN عن المركبة السطحية المباشرة و المحددة ضمن المنحي BPN.

كما هو موضح في الشكل (طريقة الميل المتغير).

ويمكن أن نلاحظ نتيجة لذلك أن ذروة المركبة الجوفية تقع تحت نقطة الانقلاب أي

تلي ذروة الفيضان P.



الشكل (50) فصل مركبات الجريان حسب طريقة الميل المتغير



تمرين فصل مركبات الجريان في المنحنيات المائية

نتيجة لأعمال رصد مستمرة لأحد الأنهار تم تسجيل تصارييف أحد الفيضانات بالم³/ثا في الجدول التالي :

اليوم	تصارييف شهر				اليوم	تصارييف شهر			
	III	IV	V	VI		III	IV	V	VI
1		396	129	26.6	17	25.7	620	43.9	-
2		458	119	25.7	18	26.2	526	42.6	-
3		602	110	25.1	19	26.2	464	41.1	-
4		797	100	24.5	20	26.4	396	40	-
5		905	92.6	23.8	21	26.9	342	38.6	-
6		931	87	23.1	22	27.6	298	37	-
7		937	80	22.6	23	32.3	267	35.4	-
8		950	73.4	22.4	24	52	237	34	-
9		1020	68.2	-	25	73.8	215	33.2	-
10		1190	64.3	-	26	91.6	192	31.8	-
11		1300	60.9	-	27	104	174	30.7	-
12		1310	58.6	-	28	127	160	29.5	-
13		1280	54.2	-	29	176	148	28.7	-
14		1080	50.4	-	30	224	138	28.1	-
15	25.9	905	46.9	-	31	346	-	27.1	-
16	25.9	766	44.4	-	-	-	-	-	-

والمطلوب :

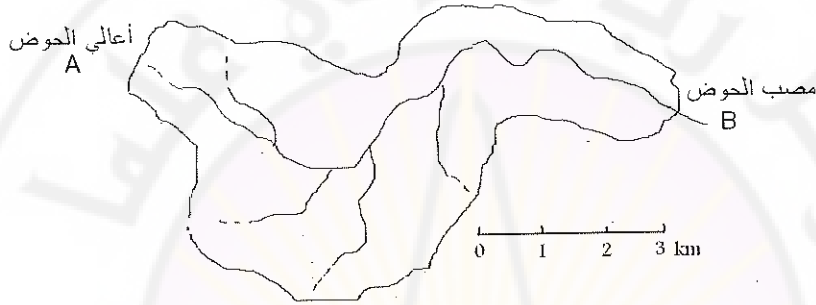
- 1 - فصل مركبات الجريان حسب طريقة باريتز، مع حساب كمياتها.
- 2 - فصل مركبات الجريان حسب الطرائق الثلاث : الخط المستقيم وطول القاعدة الثابت والميل المتغير، ولكن بدون حساب كميات هذه المركبات.



التطبيقات العملية لفصل المنحنيات المائية والاستجابة الهيدرولوجية للحوض :
الاستجابة الهيدرولوجية للحوض

أولاً - منحنيات تساوي أزمنة الجريان

لرسم منحنيات تساوي أزمنة التركيز أو أزمنة جريان الحوض الهيدرولوجي الموضح في الشكل (51):



الشكل (51) الحوض الهيدرولوجي المطلوب
رسم منحنيات تساوي أزمنة تركيز جريانه

تتبع الخطوات التالية :

(1) قياس طول المجرى الرئيسي L_v من أعلى نقطة له على الفاصل المائي وحتى المحطة الهيدرومترية عند مصب الحوض.

(2) حساب ميل المجرى المائي الرئيسي $R_{v \text{ moy } H \text{ max}}$ والذي يُساوي :

$$R_{v \text{ moy } H \text{ max}} = \Delta H_{\text{max}} / L_v$$

حيث ΔH_{max} هي فرق الارتفاع بين أعلى نقطة على المجرى الرئيسي ومصب الحوض

(3) حساب النسبة :

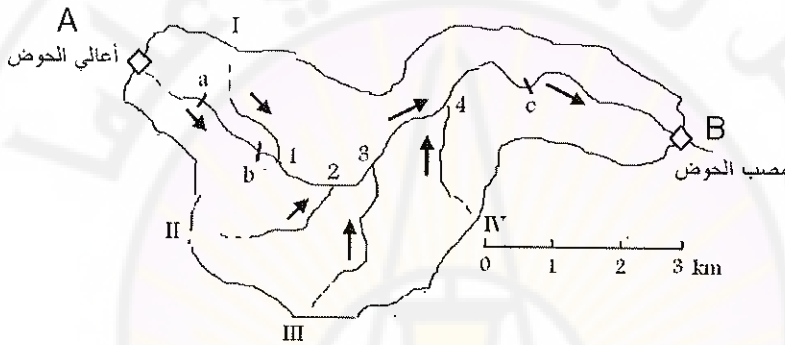
$$L_v / \sqrt{R_{v \text{ moy } H \text{ max}}}$$

4) حساب زمن التركيز T_{cv} من أبعد نقطة على الفاصل المائي وحتى مصب الحوض وذلك باستخدام إحدى العلاقات التي تم شرحها.

5) بما أن لقيمة T_{cv} علاقة مباشرة مع النسبة $L_v / \sqrt{R_v \text{ moy } H_{\max}}$ يُمكن اعتبار أن :

$$L_v / \sqrt{R_v \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{cv}$$

6) تحديد عدة قطع نهريّة L_v على طول المجرى المائي الرئيسي وذلك اعتباراً من أعالي الحوض : A - a , A - b , A - c الشكل (52).



الشكل (52) تحديد القطع والروافد النهرية على المجرى المائي

7) حساب أطوال القطع النهرية L_v A - a , L_v A - b , L_v A - c بالكم.

8) حساب ميل هذه القطع النهرية :

$$\begin{aligned} & L_v \text{ A - a} / \sqrt{R_v \text{ A - a moy } H_{\max}} \\ & L_v \text{ A - b} / \sqrt{R_v \text{ A - b moy } H_{\max}} \\ & L_v \text{ A - c} / \sqrt{R_v \text{ A - c moy } H_{\max}} \end{aligned}$$

حيث :

$R_v \text{ A a,b,c moy } H_{\max} = \Delta H_{\max} / L_v \text{ A a,b,c}$ ميل القطع النهرية على طول المجرى المائي الرئيسي، بحيث ΔH هي فرق الارتفاع بين أعلى نقطة على المجرى الرئيسي A والمقطع المدروس a,b,c.

9) بما أن لقيمة $T_{cv'}$ علاقة مباشرة مع النسبة $L_{v'} / \sqrt{R_{v'} \text{ moy } H_{\max}}$ يُمكن اعتبار أن :

$$L_{v'} / \sqrt{R_{v'} \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{cv'}$$

10) ترقيم الروافد النهرية L_I على الشكل التالي:

$$I - 1, II - 2, III - 3, IV - 4$$

11) حساب أطوال الروافد النهرية التي تم ترقيمها بالكم:

$$L_{I \ I-1}, L_{I \ II-2}, L_{I \ III-3}, L_{I \ IV-4}$$

12) حساب ميول هذه الروافد:

$$\begin{aligned} & L_{I \ I-1} / \sqrt{R_{I \ I-1} \text{ moy } H_{\max}} \\ & L_{I \ II-2} / \sqrt{R_{I \ II-2} \text{ moy } H_{\max}} \\ & L_{I \ III-3} / \sqrt{R_{I \ III-3} \text{ moy } H_{\max}} \\ & L_{I \ IV-4} / \sqrt{R_{I \ IV-4} \text{ moy } H_{\max}} \end{aligned}$$

حيث :

$R_{I,II,III,IV} \text{ moy } H_{\max} = \Delta H_{\max} / L_{I,II,III,IV}$ ميل الروافد النهرية، بحيث $\Delta H_{\max}$ هي فرق الارتفاع بين أعلى نقطة للرافد على الفاصل المائي للحوض وبين مصباتها على المجرى المائي.

13) بما أن لقيمة T_{ci} علاقة مباشرة مع النسبة $L_I / \sqrt{R_I \text{ moy } H_{\max}}$ يُمكن اعتبار أن :

$$L_I / \sqrt{R_I \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{ci}$$

ومقارنة النسب:

$$\begin{aligned} & L_v / \sqrt{R_v \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{cv} \\ & L_{v'} / \sqrt{R_{v'} \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{cv'} \end{aligned}$$

يمكن تحديد قيم أزمنة تركيز جريان المياه في القطع النهرية $T_{cv'}$ التي تم تحديدها لكونها القيم المجهولة الوحيدة حيث نحد:

$$T_{cv'} = T_{cv} * [L_{v'} / \sqrt{R_{v'} \text{ moy H max}}] / [L_v / \sqrt{R_v \text{ moy H max}}]$$

وكذلك بمقارنة النسب :

$$L_v / \sqrt{R_v \text{ moy H max}} \equiv T_{cv}$$

$$L_I / \sqrt{R_I \text{ moy H max}} \equiv T_{ci}$$

يُمكن تحديد قيم أزمنة تركيز جريان المياه في الروافد النهرية T_{ci} التي تم ترقيمها لكونها أيضاً القيم المجهولة الوحيدة حيث نجد :

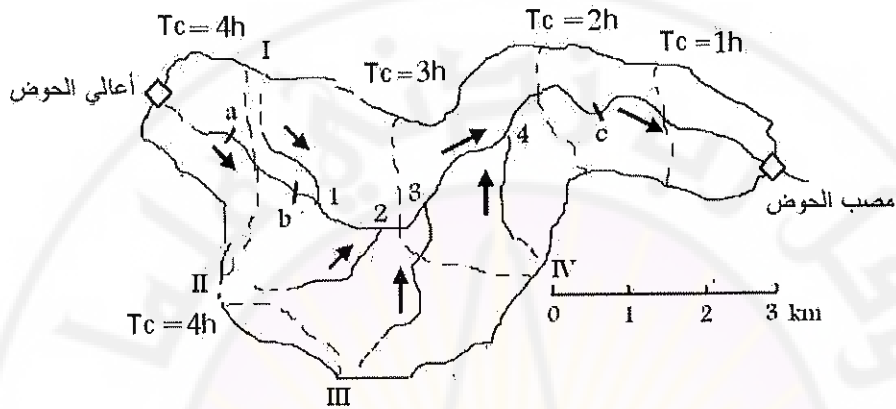
$$T_{ci} = T_{cv} * [L_i / \sqrt{R_i \text{ moy H max}}] / [L_v / \sqrt{R_v \text{ moy H max}}]$$

إذا المطلوب تنظيم نتائج هذه العمليات وفق الجدول التالي :

الجرى الرئيسي L_v والقطع النهرية $L_{v'}$ والروافد L_I	فرق الارتفاع بالمتر ΔH_m	الطول بالكم L_{km}	الميل R_{moy} $=$ $\Delta H_{max} / L_{km}$	النسبة $\frac{L_{km}}{\sqrt{R_{moy}}}$	T_{cv} ساعة	$T_{cv'}$ ساعة	T_{ci} ساعة
L_v							
$L_{v'} A-a$							
$L_{v'} A-b$							
$L_{v'} A-c$							
$L_{I I-1}$							
$L_{I II-2}$							
$L_{I III-3}$							
$L_{I IV-4}$							

14 (إسقاط جميع قيم أزمنة الجريان T_{cv} ، $T_{cv'}$ ، T_{ci} التي تم حسابها وذلك بحسب إحداثياتها على الحوض.

15) رسم خطوط تساوي أزمنة الجريان بخطوة زمنية مُحددة ولتكن ساعة مثلاً، على كامل مساحة الحوض وذلك بالاستعانة بالمعطيات الطبوغرافية للحوض كما ذكرنا شكل (53).



الشكل (53) رسم منحنيات تساوي أزمنة تركيز الجريان

وبذلك نحصل على منحنيات تساوي التركيز أو جريان مياه الحوض الهيدرولوجي.

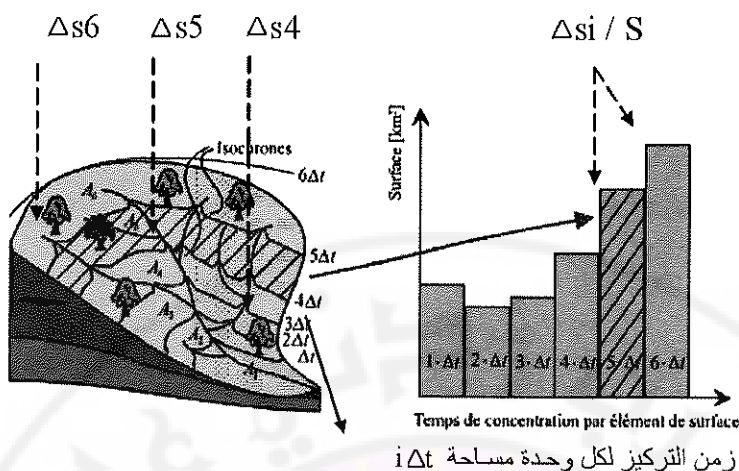
ثانياً - مخططات المساحة - الزمن : $w(t)$

$$\underline{w(t) = \Delta si / S = f(T_c, i_{\Delta t})}$$

بعد رسم منحنيات تساوي أزمنة التركيز أو أزمنة جريان الحوض

الهيدرولوجي، يُمكن إنجاز مخططات المساحة - الزمن : $\Delta si / S = f(T_c, i_{\Delta t})$

الشكل (54)، وذلك باتباع الخطوات التالية:



الشكل (54) منحنيات تساوي أزمنة التركيز أو أزمنة الجريان

ومخطط : المساحة - زمن التركيز : $\Delta s_i / S = f(T_c, i\Delta t)$

- 1) حساب المساحة الكلية لسطح الحوض المدروس S بالكم².
- 2) حساب المساحات الجزئية Δs_i بالكم² المحددة بمخطوط تساوي أزمنة الجريان التي تم شرحها في التمرين السابق وذلك باستخدام إحدى الطرق التي تم شرحها سابقاً (قارئ المساحات.... إلخ).
- 3) حساب نسب المساحات الجزئية على مساحة الحوض $\Delta s_i / S$ ، والتي تُعد بمثابة نسبة المساحات المساهمة في تركيز الجريان للجزء المحدد بمخطوط تساوي زمن التركيز.
- 4) رسم المخطط البياني $\Delta s_i / S = f(T_c, i\Delta t)$ الذي يوضح العلاقة بين أزمنة جريان المياه في الحوض والمساحات الجزئية المساهمة في هذا الجريان.

ثالثاً - مخططات تركيز الجريان - زمن التركيز : $W(t)$

$$W(t) = I_n i\Delta t \text{ mm/h} * \Delta s_i / S = f(T_c, i\Delta t)$$

لإنشاء هذه المخططات لابد من إنجاز المراحل المتعلقة بتمرين مخططات المساحة - الزمن السابق الذي تم من خلاله حساب نسب المساحات الجزئية على مساحة

الحوض $\Delta si / S$ ، والتي تُعد بمثابة نسبة المساحات المساهمة في تركيز الجريان للجزء المحدد بخطوط تساوي زمن التركيز.

ومن تعريف مخططات تركيز الجريان كما وجدنا في الجزء النظري من الكتاب أنها عبارة عن جداء مكونات "مخططات المساحة - زمن التركيز":

$$\Delta si / S = f (T_c, i\Delta t)$$

بمتوسط شدة الهطول الصافي

$$I_n \text{ mm / h}$$

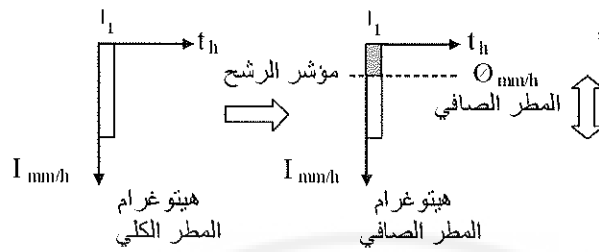
لذلك لابد من حساب متوسط شدة المطر الصافي $I_n \text{ mm / h}$ التي حُسبت خلال الفترة الزمنية $i\Delta t$ باللم / س، ليتم مضاعفتها بالمساحات الجزئية $\Delta si / S$ التي هطلت عليها هذه الأمطار

وهنا يُمكن أن تكون لدينا عدة حالات بالنسبة لحساب المطر الصافي $I_n \text{ mm / h}$ المعني بالمساحات الجزئية.

1 - الهطولات منتظمة على كامل مساحة الحوض ويتألف الهيتوغرام من شدة مطرية واحدة استمرت فيه لفترة زمنية واحدة فقط $1\Delta t$

للحصول على "مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز" الناتج، تتبع الخطوات التالية:

1 - تحديد كمية المطر الصافي $I_n, 1\Delta t, \text{ mm / h}$ من المطر الكلي $I_t, 1\Delta t, \text{ mm / h}$ الذي تم تسجيله في المحطة المطرية والذي له الدور الفعال في تشكيل الجريان المباشر كما رأينا في الجزء النظري من الكتاب، وذلك وفق إحدى الطرق التي تم شرحها في التمارين السابقة (الشكل 55).



الشكل (55) تحديد كمية المطر الصافي من الهطولات المتجانسة على كامل مساحة الحوض والمتمثلة بشدة مطرية واحدة

2- مضاعفة نسب المساحات الجزئية على مساحة الحوض $\Delta si / S$ التي تم حسابها في التمرين السابق، بقيمة الهطول الصافي ذو الشدة المنتظمة على كامل مساحة الحوض والمستمر لفترة زمنية واحدة $I_{n,1\Delta t, mm/h}$ أي الجداء :

$$I_{n,1\Delta t, mm/h} * \Delta si / S$$

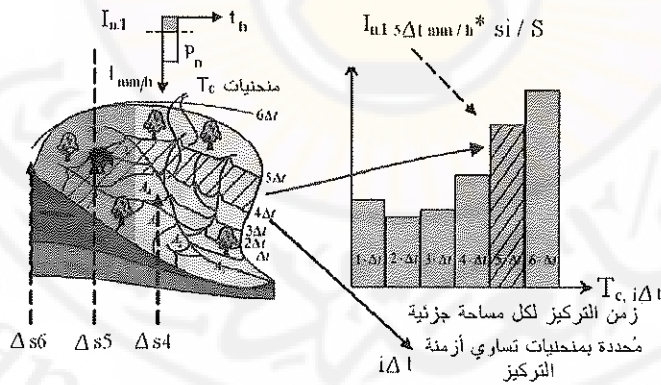
وذلك تباعاً لكل خطوة زمنية تفصل بين منحنيات تساوي أزمنة التركيز :

$$T_{c,1\Delta t}, T_{c,2\Delta t}, T_{c,3\Delta t}, T_{c,4\Delta t}, T_{c,5\Delta t}, T_{c,6\Delta t}$$

3 - رسم مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز

$$I_{n,1\Delta t, mm/h} * \Delta si / S = f(T_{c,1\Delta t})$$

ضمن الإحداثيات المتعامدة كما في الشكل (56):



شكل (56) منحنيات تساوي أزمنة التركيز أو أزمنة الجريان

ومخطط : تركيز الجريان - زمن التركيز

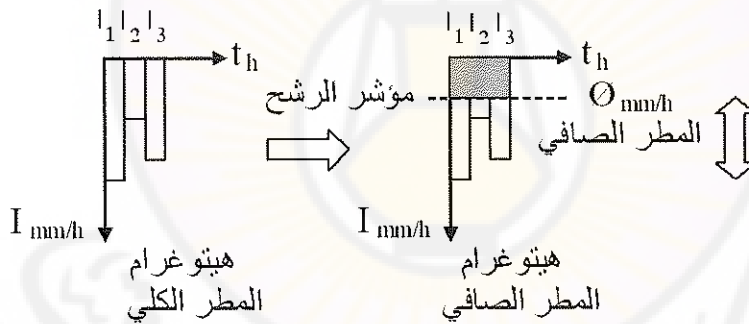
$$I_{n,i\Delta t, mm/h} * \Delta si / S = f(T_{c,i\Delta t})$$

وبذلك نحصل على مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز وهو المطلوب.

ملاحظة: في حال كانت قيمة شدة الهطول الصافي تساوي واحد ميليمتر $I_{n, mm/h} = 1 \text{ mm/h}$ ، عندها سيكون هذا المخطط الأداة التي سيستخدمها الموديل الهيدرولوجي في الحصول على ما يُعرف بمنحني وحدة التصريف السطحي (المباشر) كما سنجد في الفصل القادم.

2 - الهطولات مُتجانسة على كامل مساحة الحوض ولكن بعدة شدات مختلفة فيما بينها (ثلاث شدات مثلاً) واستمرت بالتالي للفترات الزمنية: $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$ ، عندها نتبع الخطوات التالية :

1- تحديد شدات الهطولات الصافية I_{ni} في الفترات الزمنية الثلاث $i\Delta t$ أي ببساطة حساب هيتوغرام المطر الصافي كما في الشكل (57) (من خلال دراستها بإحدى الطرق التي تم ذكرها في فصل الرشح).



الشكل (57) تحديد كمية المطر الصافي من الهطولات المتجانسة على كامل مساحة الحوض والمتمثلة بعدة شدات مختلفة

2- حساب "مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز" الأول الناتج من شدة المطر الصافي الأولى في هيتوغرام المطر الصافي الذي تم حسابه في الفقرة أعلاه وذلك من خلال مُضاعفة شدة المطر الصافي الأولى $I_{n1, 1\Delta t, mm/h}$ بنسب المساحات الجزئية على مساحة الحوض $\Delta si / S$ التي تم حسابها في التمرين السابق، أي الجداء :

$$I_{n1, 1\Delta t, \text{mm/h}} * \Delta s_i / S$$

وذلك تبعاً لكل خطوة زمنية تفصل بين منحنيات تساوي أزمنة التركيز :

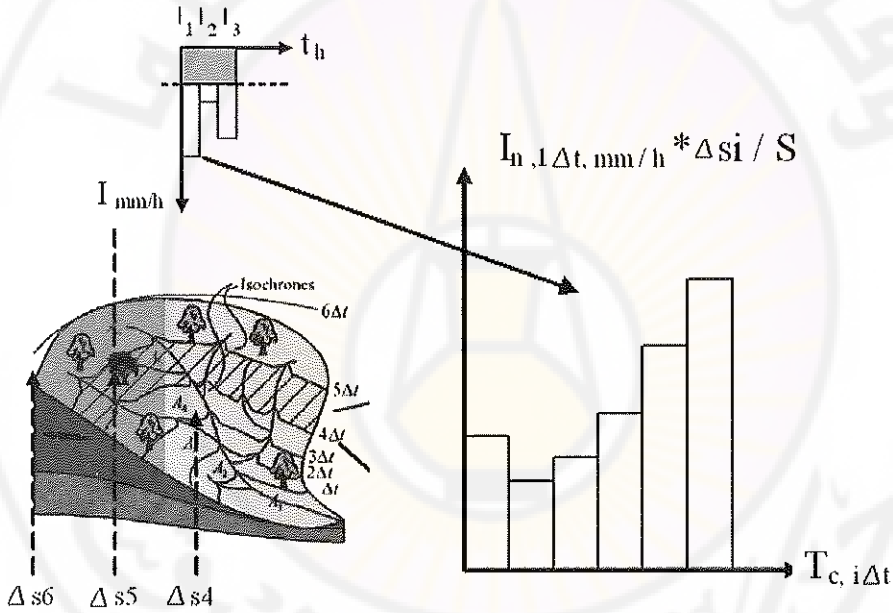
$$T_{c, 1\Delta t}, T_{c, 2\Delta t}, T_{c, 3\Delta t}, T_{c, 4\Delta t}, T_{c, 5\Delta t}, T_{c, 6\Delta t}$$

كما وجدنا سابقاً.

3 - رسم مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز

$$I_{n, 1\Delta t, \text{mm/h}} * \Delta s_i / S = f(T_{c, 1\Delta t})$$

ضمن الإحداثيات المتعامدة كما في الشكل (58 - أ) :

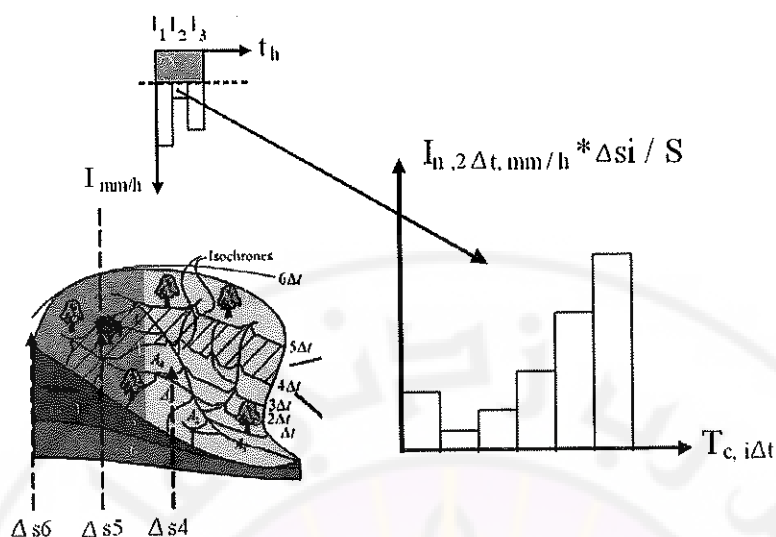


الشكل (58 - أ) مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز من أجل الشدة $I_{n, 1\Delta t}$

4 - رسم مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز

$$I_{n, 2\Delta t, \text{mm/h}} * \Delta s_i / S = f(T_{c, 1\Delta t})$$

ضمن الإحداثيات المتعامدة كما في الشكل (58 - ب) :

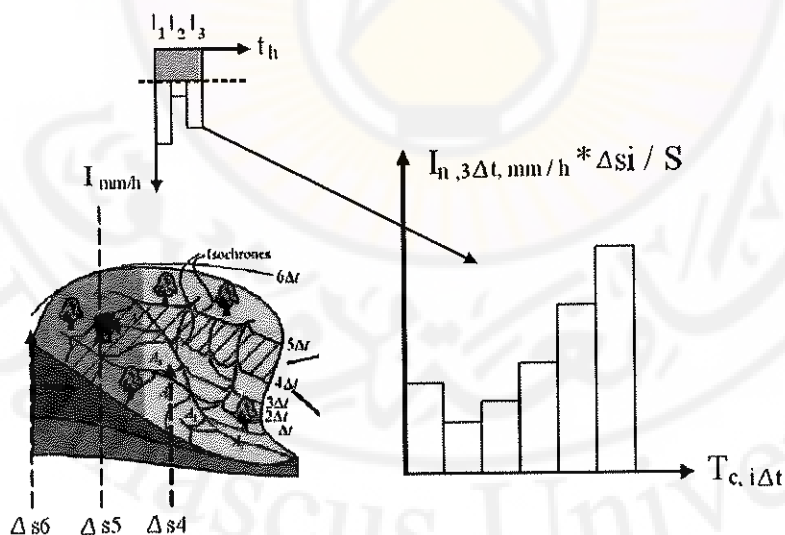


الشكل (58 - ب) مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز من أجل الشدة $I_{n, 2\Delta t}$

5- رسم مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز

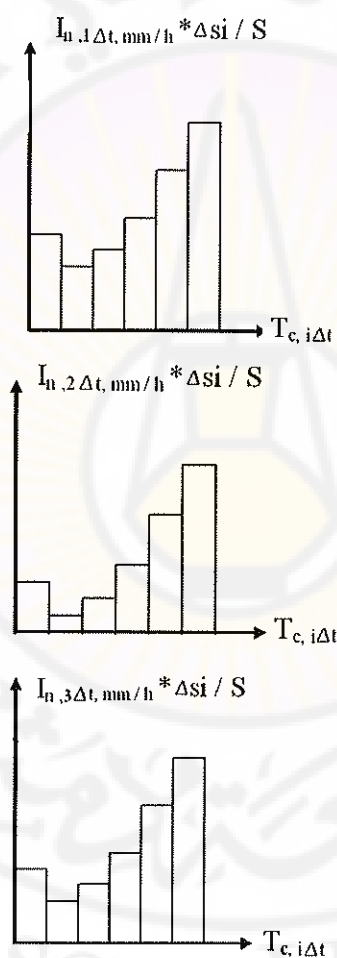
$$I_{n, 2\Delta t, \text{ mm/h}} * \Delta si / S = f(T_{c, 1\Delta t})$$

ضمن الإحداثيات المتعامدة كما في الشكل (58 - ج):



الشكل (58 - ج) مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز من أجل الشدة $I_{n, 3\Delta t}$

6 - حساب " مُخطط تركيز الجريان - الزمن " الكلي الناتج عن هذه الشدات وذلك استناداً إلى مبدأ تجميع قيم إحدائياتها وذلك بعد تنضيدها فوق بعضها البعض، لنحصل بذلك على " مُخطط تركيز الجريان - الزمن " الكلي والمُمثل للحوض المدروس والناتج عن هذه الشدات المنتظمة على كامل مساحة الحوض والمُختلفة فيما بينها خلال فترات الهطول الثلاث Δt_1 , Δt_2 , Δt_3 كما في الشكل (58 - د) :



الشكل (58 - د) حساب مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز الناتج استناداً إلى مبدأ تجميع قيم الإحدائيات

3 - الهطولات غير متجانسة على كامل مساحة الخوض ومُكوَّنة من عدة هيتوغرامات (ولتكن أربعة مثلاً) مختلفة فيما بينها بقيم شداتها، واستمرت كذلك لثلاث فترات زمنية $1\Delta t$, $2\Delta t$, $3\Delta t$ ، عندها تتبع الخطوات التالية :

1 - رسم هيتوغرام الهطولات الكلية المسجلة في المحطات المطرية الأربعة لنحصل بذلك على أربع هيتوغرامات مُتماثلة بفتراها الزمنية الثلاث ولكنها مُختلفة فيما بينها بالشدات المطرية سواءً بالنسبة للفترات الزمنية الثلاث أو لكل فترة من هذه الفترات.

2 - حساب متوسط شدات المطر الكلي $I_{ti\ m}$ لكل فترة زمنية من الفترات الثلاث $i\Delta t$ وذلك بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية $[*S_i \ %]$ المعنية بكل من هذه الهيتوغرامات الأربعة (كما وجدنا في فصل الهطولات) :

- متوسط شدة المطر الكلي الأولى للفترة الزمنية الأولى وهيتوغرامات المطر الصافي الأربعة بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية التي يُغطيها كل هيتوغرام :

$$I_{t1\ m, 1\Delta t, mm/h} = \sum_{i=1}^4 I_{ti, 1\Delta t, mm/h} * S_i \ %$$

- - متوسط شدة المطر الكلي الثانية للفترة الزمنية الثانية وهيتوغرامات المطر الصافي الأربعة بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية التي يُغطيها كل هيتوغرام :

$$I_{t2\ m, 2\Delta t, mm/h} = \sum_{i=1}^4 I_{ti, 2\Delta t, mm/h} * S_i \ %$$

- متوسط شدة المطر الكلي الثالثة للفترة الزمنية الثالثة وهيتوغرامات المطر الصافي الأربعة بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية التي يُغطيها كل هيتوغرام :

$$I_{t3\ m, 3\Delta t, mm/h} = \sum_{i=1}^4 I_{ti, 3\Delta t, mm/h} * S_i \ %$$

3 - رسم الهيتوغرام المتوسط للهطولات الكلية المثقلة بالمساحات الجزئية وذلك بفتراته الزمنية الثلاث.

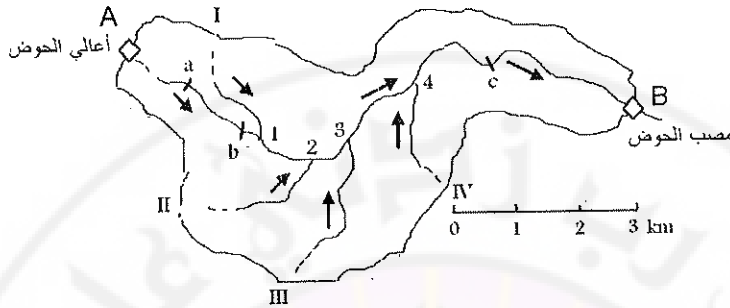
4 - حساب شدة الهطولات الصافية I_{ni} للفترات الزمنية الثلاث $i\Delta t$ في الهيتوغرام المتوسط ، أي ببساطة حساب هيتوغرام المطر الصافي الناتج (من خلال دراسته بإحدى الطرائق التي تم ذكرها في فصل الرشح)، كما وجدنا في الفقرة الأولى من الحالة الثانية.

5 - ثم نتبع الفقرات 2 - 3 - 4 - 5 - 6 من الحالة الثانية نفسها من أجل حساب

" مُخطط تركيز الجريان - الزمن " الكلي الناتج عن هذه الشدات وذلك استناداً إلى مبدأ تجميع قيم إحداثياتها وذلك بعد تنضيدها فوق بعضها.

تمرين الاستجابة الهيدرولوجية للحوض

لنفرض أن لدينا الحوض الهيدرولوجي الموضح في الشكل التالي:



تم تسجيل المنحني المائي الكلي الناتج عند المصب نتيجة هطولات مطرية غير متجانسة على كامل مساحة الحوض ومكونة من ثلاث هيتوغرامات ذات أربع شدات مطرية مختلفة فيما بينها، فإذا علمت أن مُعطيات التمرين كانت على الشكل التالي :

1 - مساحة الحوض 19.5 km^2

2 - زمن تركيز الحوض T_{cv} تم الحصول عليه قياساً ويُساوي 4.9 ساعة

3 - أطوال المجرى الرئيسي والقطع النهرية والروافد النهرية، وارتفاعاتها الطبوغرافية مدونة في الجدول التالي :

المجرى الرئيسي L_v والقطع النهرية L_v والروافد L_I	فرق الارتفاع بالمتر ΔH_m	الطول بالكم L_{km}	الميل R_{moy} = $\Delta H_{max} / L_{km}$	النسبة $\frac{L_{km}}{\sqrt{R_{moy}}}$	T_{cv} ساعة	$T_{cv'}$ ساعة	T_{ci} ساعة
$L_v A-B$	21.0	9.75	0.0022				
$L_v A-a$	5.0	1.75					
$L_v A-b$	10.0	2.90					
$L_v A-c$	19.5	7.75					
$L_{I I-1}$	12.5	3.55					
$L_{I II-2}$	14.0	4.25					
$L_{I III-3}$	15.5	5.00					
$L_{I IV-4}$	17.5	8.05					

4 - جدول شذات الهطول في الهيتوغرامات الثلاثة والمساحات الجزئية التي تخصها:

الساعة	شدة الهطول بالمم / سا في الهيتوغرامات المسجلة		
	I	II	III
15h- 16h	2	4	3.2
16h - 17h	4	4	4
17h - 18h	6	4.9	6
18h - 19h	20	4	3
المساحة الجزئية كم ²	7.5	6.5	5.5

5 - جدول تصارييف المنحني المائي الناتج :

الساعة	Q _{m3/s}	الساعة	Q _{m3/s}	الساعة	Q _{m3/s}
14	0.20	28	2.33	42	0.71
15	0.20	29	2.09	43	0.66
16	0.31	30	1.85	44	0.62
17	0.52	31	1.71	45	0.58
18	1.13	32	1.57	46	0.56
19	2.14	33	1.43	47	0.53
20	3.25	34	1.32	48	0.52
21	4.18	35	1.21	49	0.52
22	4.37	36	1.08	50	0.51
23	4.28	37	0.96	51	0.50
24	3.79	38	0.88	-	-
25	3.20	39	0.82	-	-
26	2.81	40	0.77	-	-
27	2.62	41	0.75	-	-

6- حجم المركبة السطحية نتيجة فصل مركبات الجريان بالطريقة نصف اللوغاريتمية

$$156060 \text{ m}^3$$

والمطلوب حساب ورسم :

(1) منحنيات تساوي أزمنة الجريان $w(t)$

(2) مخططات المساحة - الزمن: $w(t) = \Delta si / S = f(T_c, i\Delta t)$

(3) مخططات تركيز الجريان - زمن التركيز $W(t)$

$$W(t) = I_n i\Delta t \text{ mm/h} * \Delta si / S = f(T_c, i\Delta t)$$

خطوات الحل :

أولاً - منحنيات تساوي أزمنة الجريان:

لرسم منحنيات تساوي الزمن نتبع الخطوات التالية:

(1) حساب البيانات المطلوب تحديدها في جدول أطوال المجرى الرئيسي والقطع النهرية والروافد النهرية وارتفاعاتها الطبوغرافية، وذلك بمقارنة النسب :

$$L_v / \sqrt{R_v \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{cv}$$

$$L_{v'} / \sqrt{R_{v'} \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{cv'}$$

لتحديد قيم أزمنة تركيز جريان المياه في القطع النهرية التي تم تحديدها $T_{cv'}$ لكونها القيم المجهولة الوحيدة حيث نجد:

$$T_{cv'} = T_{cv} * [L_{v'} / \sqrt{R_{v'} \text{ moy } H_{\max}}] / L_v / \sqrt{R_v \text{ moy } H_{\max}}$$

وكذلك بمقارنة النسب :

$$L_v / \sqrt{R_v \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{cv}$$

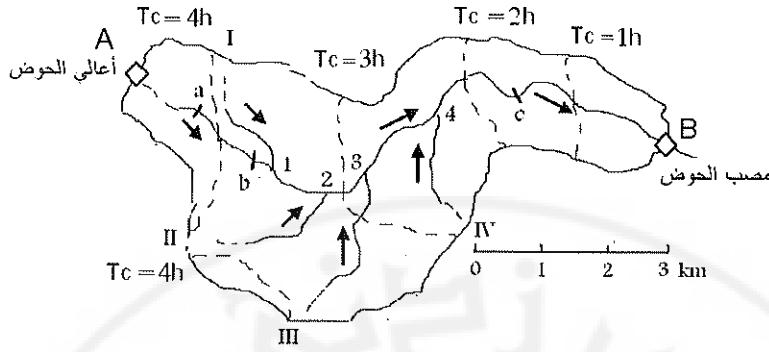
$$L_i / \sqrt{R_i \text{ moy } H_{\max}} \equiv T_{ci}$$

لتحديد قيم أزمنة تركيز جريان المياه في الروافد النهرية التي تم ترقيمها T_{ci} لكونها أيضاً القيم المجهولة الوحيدة حيث نجد :

$$T_{ci} = T_{cv} * [L_i / \sqrt{R_i \text{ moy } H_{\max}}] / L_v / \sqrt{R_v \text{ moy } H_{\max}}$$

(2) يتم إسقاط قيم أزمنة التركيز التي حصلنا عليها لنتمكن من رسم منحنيات تساوي

أزمنة الجريان بخطوة زمنية مُحددة ولتكن 1 ساعة لنحصل بذلك على المنحنيات الموضحة في الشكل التالي :



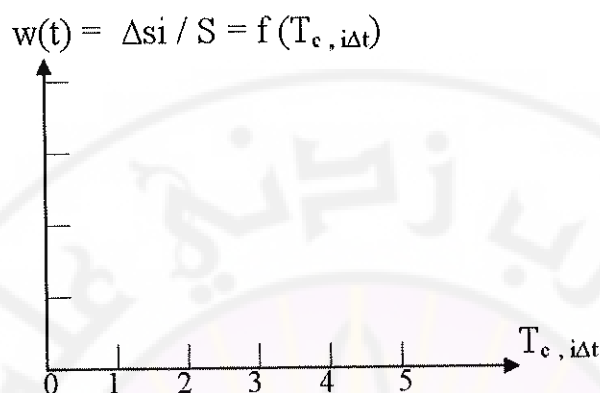
وهو المطلوب.

ثانياً - مخططات المساحة - الزمن $w(t) = \Delta si / S = f(T_{c,i\Delta t})$:

لرسم هذه المخططات نجد أنه من الضروري حساب المساحات الجزئية Δsi من سطح الحوض والمحددة من قبل منحنيات تساوي أزمنة الجريان وذلك إما باستخدام طريقة الشبكة التربيعية أو باستخدام جهاز قارئ المساحات، فإذا كانت القيم التي حصلنا عليها تُساوي:

زمن التركيز $T_{c,i\Delta t}$ ساعة	Δsi km ²	$w = \Delta si / S$
1	1.76	
2	1.95	
3	4.49	
4	7.4	
> 4	3.9	
	$\Sigma=19.5$	

يتم حساب النسب $\Delta si / S$ وذلك لرسم المخطط المطلوب على شكل هيستوغرامات:



وهو المخطط المطلوب.

ثالثاً - مخططات تركيز الجريان - زمن التركيز $W(t)$:

$$W(t) = I_n i \Delta t \text{ mm / h} * \Delta si / S = f(T_{c, i \Delta t})$$

لرسم هذه المخططات نجد أنه بعد حساب $w = \Delta si / S$ ، يجب حساب قيم : $I_n i \Delta t \text{ mm / h}$ أي حساب :

$$I_n 1 \Delta t \text{ mm / h}$$

$$I_n 2 \Delta t \text{ mm / h}$$

$$I_n 3 \Delta t \text{ mm / h}$$

$$I_n 4 \Delta t \text{ mm / h}$$

وذلك من الهيتوغرامات الثلاث المختلفة فيما بينها بشداتها الأربعة لذلك تتبع الخطوات التالية :

1) يتم رسم الهيتوغرامات المسجلة الثلاثة.

2) يتم حساب متوسط شدات الهيتوغرامات المسجلة ولكل فترة من الفترات الزمنية الأربعة $i\Delta t$ على حدة ، وذلك بتثقيلها بالمساحات الجزئية المعنية بكل هيتوغرام بالطريقة نفسها التي تم العمل فيها في فصل الهيتوغرام المتوسط ، أي باستخدام العلاقة :

$$I_{m \Delta t i} = \sum_{i=1}^n I_{gri} * S_{gri} \% \quad \text{mm/h}$$

لنحصل على هيتوغرام متوسط يُظهر أربع شدات مطرية متوسطة تُمثل شدات الهيتوغرامات المسجلة الثلاثة.

3) يتم رسم الهيتوغرام المتوسط بقيم شداته الجديدة.

4) يتم العمل على حساب المطر الصافي الناتج من هذا الهيتوغرام لنتتمكن من حساب مخططات تركيز الجريان - زمن التركيز الناتج عن شدات المطر الصافي الأربعة الناتجة من هذا الهيتوغرام المتوسط. ولذلك نتبع الخطوات التالية:

1 - نعمل على حساب مُعدل التغذية الجوفية $\emptyset \text{ mm/h}$ ، وذلك باستخدام العلاقة التي تم تطبيقها في فصل الرشح :

$$P_{n \text{ mm}} = \sum_{i=1}^4 (I_{i \text{ mm/h}} - \emptyset_{\text{mm/h}}) * t_i \text{ hour}$$

بحيث $t_i \text{ hour}$ تُساوي 1 ساعة.

وبما أن :

$$L_r \equiv P_{n \text{ mm}}$$

يُمكن كتابة العلاقة :

$$L_{r \text{ mm}} = \sum_{i=1}^4 (I_{i \text{ mm/h}} - \emptyset_{\text{mm/h}}) * t_i \text{ hour}$$

التي تحتوي على مجهولين

ولكون قيمة L_r يُمكن الحصول عليها من خلال فصل مركبات المنحني المائي الكلي الذي تم تسجيله عند مصب الحوض وحساب حجم المركبة السطحية ، ليصار إلى تقسيمها على مساحة الحوض وبالتالي الحصول على قيمة L_r ، ومن ثم تحديد قيمة معامل التغذية الجوفية $\emptyset$ mm/h وحساب قيمة شدات المطر الصافي في الهيتوغرام المتوسط.

2 - يتم رسم مُعطيات تصارييف الهيتوغرام المُسجل على ورقة نصف لوغاريتمية لفصل المركبة السطحية وتحديد حجمها V_r (ولتكن قيمتها كما ورد في التمرين تُساوي 156060 m^3).

3 - نحسب قيمة طبقة الجريان L_r

$$L_r = V_r \text{ m}^3 / S \text{ m}^2$$

4 - نحسب قيمة $\emptyset$ mm/h.

5 - نحدد قيمة $\emptyset$ mm/h على الهيتوغرام المتوسط ثم يتم حساب قيم شدات المطر الصافي من خلال طرح قيمة معامل التغذية الجوفية من قيم الشدات المتوسطة التي تم حسابها:

$$I_{n1} \Delta t \text{ mm / h} = I_{m1} \Delta t \text{ mm / h} - \emptyset \text{ mm/h}$$

$$I_{n2} \Delta t \text{ mm / h} = I_{m2} \Delta t \text{ mm / h} - \emptyset \text{ mm/h}$$

$$I_{n3} \Delta t \text{ mm / h} = I_{m3} \Delta t \text{ mm / h} - \emptyset \text{ mm/h}$$

$$I_{n4} \Delta t \text{ mm / h} = I_{m4} \Delta t \text{ mm / h} - \emptyset \text{ mm/h}$$

6 - ثم يتم حساب مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز:

$$W(t) = I_{ni} \Delta t \text{ mm / h} * \Delta s_i / S = f(T_c, i, \Delta t)$$

وذلك من خلال حساب المخططات الناتجة من الشدات المطرية الصافية الأربعة وهي :

$$W(t) = I_{n1} \Delta t \text{ mm / h} * \Delta s_i / S = f(T_c, i, \Delta t)$$

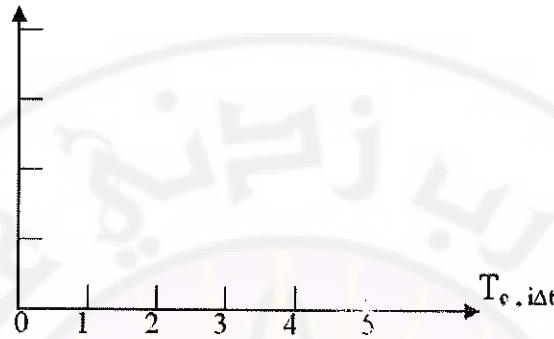
$$W(t) = I_{n2} \Delta t \text{ mm / h} * \Delta s_i / S = f(T_c, i, \Delta t)$$

$$W(t) = I_{n3} \Delta t \text{ mm / h} * \Delta s_i / S = f(T_c, i, \Delta t)$$

$$W(t) = I_{n4} \Delta t \text{ mm / h} * \Delta s_i / S = f(T_c, i, \Delta t)$$

7- رسم المخططات الأربعة الناتجة التي تأخذ أيضاً شكل الهيستوغرامات التالي :

$$W(t) = I_{ni} \Delta t \text{ mm/h} * \Delta si / S = f(T_c, i \Delta t)$$



8- يتم تنضيد المخططات الأربعة التي حصلنا عليها فوق بعضها ومن ثم نعمل على جمع إحداثيات كل فترة زمنية على حدة ومن ثم يتم رسم الإحداثيات الجديدة وتغيراتها مع زمن التركيز لنحصل على مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز: $W(t) = I_{ni} \Delta t$ $\Delta si / S = f(T_c, i \Delta t)$ المطلوب.

التطبيقات العملية لفصل منحني وحدة التصريف السطحي

أولاً - حساب منحني الوحدة

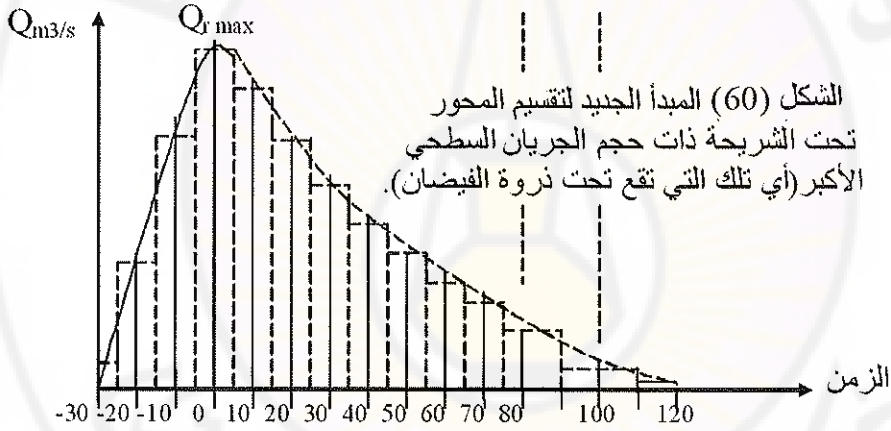
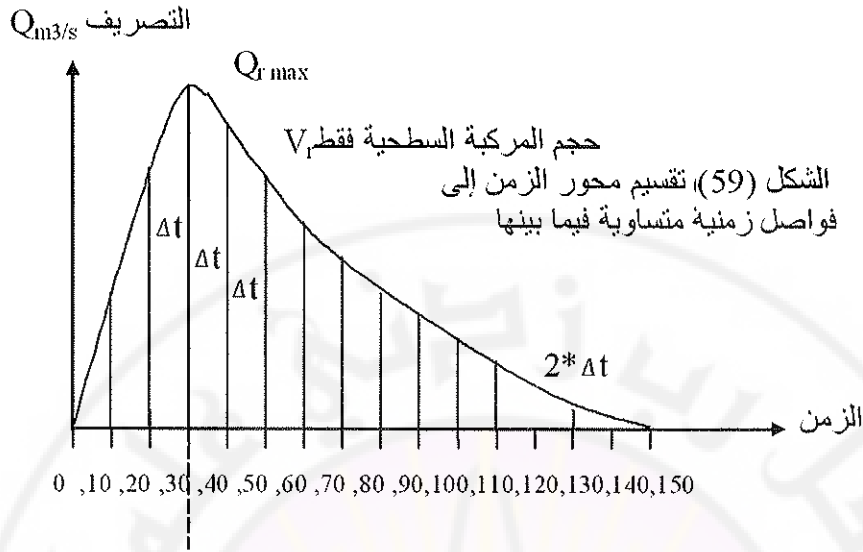
1- طريقة المنحنيات المائية التي يتم اختيارها :

بعد أن يتم انتقاء منحنيات التصريف العادية المحققة للشروط التي تسمح لها هطولات الوحدة بأن تكون منحنيات وحدة، وذلك من خلال دراسة المميزات المختلفة التي تم ذكرها (أي اختيار منحنيات التصريف النموذجية)، تتبع الخطوات التالية :

1) فصل المركبات السطحية لهذه المنحنيات النموذجية المختارة، وفق إحدى الطرق التي تم شرحها ويُفضل استخدام الطريقة نصف اللوغاريتمية.

2) رسم تغيرات قيم مركبة الجريان السطحي مع الزمن، وذلك من خلال تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها باستثناء الجزء الأخير من منحنى الانحسار حيث يُمكن مضاعفة الفاصلة الزمنية مرة أو لمرتين وذلك تبعاً لتناقص ميله مع الأفق، أي $(2 * \Delta t)$ وحتى $(4 * \Delta t)$ الشكل (59)

3) إعادة تقسيم محور الزمن بشرط أن تُحافظ على مدة الفاصلة الزمنية، وأن يكون مبدأ التقسيم الجديد للمحور واقعاً تحت الشريحة ذات حجم الجريان السطحي الأكبر (أي تلك التي تقع تحت ذروة الفيضان) الشكل (60)، مع إعطاء فواصل زمنية متزايدة $(+\Delta t)$ على يمين القيمة المركزية (الذروة)، وفواصل زمنية متناقصة $(-\Delta t)$ على يسارها، وذلك حتى نهاية السطح الواقع تحت منحنى التصريف السطحي وعلى طرفي القيمة المركزية.



4 (حساب حجم شرائح الجريان السطحي، أي لكل شريحة زمنية تم تقسيمها على طرفي شريحة مركز ثقل المنحنى المائي (0) وذلك حتى نهاية السطح الممتد تحت منحنى التصريف السطحي الشكل (60)).

5 (تنظيم قيم الفقرة الثالثة في جدول على الشكل التالي :

رقم الفيضان	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
(Δt)	-30	-20	-10	0	+10	+20	..	+120
1	V_1	V_2	V_3	V_4	V_5	V_6	V_7	V_{14}

6) حساب حجم الجريان السطحي الكلي بالم.3

7) حساب قيمة طبقة الجريان السطحي L_r للحوض المدروس ، وذلك من خلال تقسيم حجم الجريان السطحي V_r بالم 3 على مساحة الحوض S بالم 2 ، أي حساب النسبة :

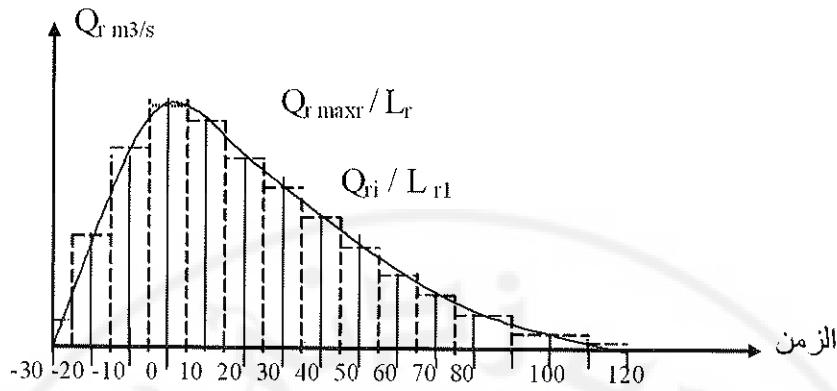
$$L_r = V_r / S$$

8) إعادة حساب حجوم الشرائح الزمنية وذلك من خلال تقسيم قيمها السابقة V_i على قيمة طبقة الجريان السطحي L_r للحوض المدروس ، أي بحساب النسب :

$$V_{ir} / L_r$$

9) وضع القيم الجديدة تحت الشرائح الزمنية المناسبة ، وبذلك نكون قد حولنا حجوم هذه الشرائح إلى حجوم وحدة ، وذلك من خلال إرجاع قيم V_r لكل شريحة على طبقة الجريان السطحي L_r للفيضان المدروس ، كما هو موضح في الشكل (61) ، وذلك مع افتراض أن الشريحة ذات الفاصلة الزمنية $\Delta t = 30$ هي الشريحة المركزية ، أي التي تقع تحت ذروة الفيضان.

رقم الفيضان	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
(Δt)	-30	- 20	-10	0	+10	+20	..	+110
1	$\frac{V_1}{lr_1}$	$\frac{V_2}{lr_1}$	$\frac{V_3}{lr_1}$	$\frac{V_4}{lr_1}$	$\frac{V_5}{lr_1}$	$\frac{V_6}{lr_1}$	$\frac{V_{..}}{lr_1}$	$\frac{V_{13}}{lr_1}$
ذو lr_1								



الشكل (61) إعادة حساب حجوم الشرائح الزمنية بتقسيم قيمها السابقة على قيمة طبقة الجريان السطحي L_r للحوض المدروس .

10 (إجراء العملية نفسها بالنسبة لكل الفيضانات التي تم انتقاؤها ، مع الأخذ بعين الاعتبار أن إرجاع قيم V_r للشرائح الزمنية لكل فيضان يتم حسب طبقة جريانه السطحي الخاص به ($L_{r1}, L_{r2}, L_{r3}, L_{r4}, L_{r5}, \dots$) .

11 (ترتيب النتائج النهائية لكل الفيضانات في جدول واحد مع مراعاة ضرورة وضع الشرائح المركزية تحت بعضها كما في الجدول التالي، وبذلك يُصبح لدينا عدد من فيضانات الوحدة للحوض المدروس، بفواصل زمنية متساوية، ولكل من هذه الفواصل عدة قيم من الجريان السطحي التي تم إرجاعها لطبقة جريانها أي إرجاعها إلى واحدة الطول، إلى المليمتر الواحد.

12 (استنتاج قيمة الجريان السطحي الوسط لكل شريحة على حدة (وذلك بعد ترتيب القيم بشكل متناقص طبعاً لكل شريحة).

13 (رسم معطيات الفقرة 11 لنحصل على ما يُعرف بمنحني وحدة التصريف السطحي الوسط أو النموذجي للحوض، والذي يُمثل منحني وحدة التصريف السطحي النموذجي المطلوب تحديده للحوض المدروس.

رقم الفيضان	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)										
(Δt)	-50	-40	-30	-20	-10	0	+10	+20	...	110	+120
1 ذات lr_1			$\frac{V_1}{Lr_1}$	$\frac{V_2}{Lr_1}$	$\frac{V_3}{Lr_1}$	$\frac{V_{x4}}{Lr_1}$	$\frac{V_5}{Lr_1}$	$\frac{V_6}{Lr_1}$	$\frac{V_{..}}{Lr_1}$	$\frac{V_{13}}{Lr_1}$	$\frac{V_{14}}{Lr_1}$
2 ذات lr_2		$\frac{V_1}{Lr_2}$	$\frac{V_2}{Lr_2}$	$\frac{V_3}{Lr_2}$	$\frac{V_4}{Lr_2}$	$\frac{V_{x5}}{Lr_2}$	$\frac{V_6}{Lr_2}$	$\frac{V_7}{Lr_2}$	$\frac{V_{..}}{Lr_2}$	$\frac{V_{14}}{Lr_2}$	
3 ذات lr_3	$\frac{V_1}{Lr_3}$	$\frac{V_2}{Lr_3}$	$\frac{V_3}{Lr_3}$	$\frac{V_4}{Lr_3}$	$\frac{V_5}{Lr_3}$	$\frac{V_{x6}}{Lr_3}$	$\frac{V_7}{Lr_3}$	$\frac{V_8}{Lr_3}$	$\frac{V_{..}}{Lr_3}$	$\frac{V_{15}}{Lr_3}$	$\frac{V_{16}}{Lr_3}$
4 ذات lr_4		$\frac{V_1}{Lr_4}$	$\frac{V_2}{Lr_4}$	$\frac{V_3}{Lr_4}$	$\frac{V_4}{Lr_4}$	$\frac{V_{x5}}{Lr_4}$	$\frac{V_6}{Lr_4}$	$\frac{V_7}{Lr_4}$	$\frac{V_{..}}{Lr_4}$		
5 ذات lr_5	$\frac{V_1}{Lr_5}$	$\frac{V_2}{Lr_5}$	$\frac{V_3}{Lr_5}$	$\frac{V_4}{Lr_5}$	$\frac{V_5}{Lr_5}$	$\frac{V_{x6}}{Lr_5}$	$\frac{V_7}{Lr_5}$	$\frac{V_8}{Lr_5}$	$\frac{V_{..}}{Lr_5}$	$\frac{V_{15}}{Lr_5}$	
منحني التصريف الوسط											

2- طريقة مخططات " تركيز الجريان - الزمن " $W(t)$:

$$W(t) = I_{n, i\Delta t, mm/h} * \Delta si / S = f(T_c, i\Delta t)$$

ذكرنا في تمرين مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز :

أنه في حال كانت قيمة شدة الهطول الصافي $I_{n, i\Delta t, mm/h}$ تساوي ميليمتراً واحداً، عندها سيكون مخطط تركيز الجريان الناتج بمثابة الأداة التي سيستخدمها الموديل الهيدرولوجي في الحصول على ما يُعرف بمنحني وحدة التصريف السطحي وبوحدة قياس تُساوي : $mm/h * mm$ أو mm^3/s .

وكنا رمزنا لقيم الجداء $[I_{n, i\Delta t, mm/h} * \Delta si / S]$ لكل T_c في مخطط " تركيز الجريان - الزمن " بالرمز $Wi(t)$.

فإذا اعتبرنا أن مخطط تركيز الجريان $W_i(t)$ الناتج عن هذا الهطول الصافي والمتجانس على كامل مساحة الحوض وبقيمة تساوي 1 مم، كان بمثابة تصريف وارد إلى الخزان الخطي، فإننا سنحصل على منحني مائي خارج من الخزان يُعرف بمنحني وحدة التصريف السطحي $Q_{UW_i}(\Delta t)$ وبوحدة قياس تساوي مم / سا من أجل كل مم هطول صافٍ أيضاً أي :

$$Q_{UW_i} = W_i(t) = \text{mm} / \text{h} * 1 \text{ mm}$$

أما من أجل المنحنيات المائية الناتجة من هطول صافٍ أكبر من مم واحد، والمكون من شدة واحدة أو من عدة شدات متتالية ومختلفة فيما بينها، يُمكن للخزان الذي ترد إليه مخططات تركيز الجريان الناتجة من هذه الهطولات كمخزون وارد، أن يُعالجه باستخدام مُعامل يُعرف بثابت الخزان الخطي θ ، ثم يُخرجه على شكل منحني وحدة جريان سطحي، يتم تحديد إحداثيات تصريفه $Q_{UW_i}(\Delta t)$ بوحدة $1 \text{ mm} * \Delta t / \text{mm}$ أي بالمليمتري خلال فترة زمنية Δt ومن أجل ميليتر واحد من الهطول المطري الصافي، أو بوحدة $\text{mm} * \text{m}^3/\text{s}$ أي بالتر المكعب في الثانية ومن أجل ميليتر واحد من الهطول المطري الصافي وذلك باستخدام علاقة مسكنجم المطبقة في حساب انتقال الفيضانات عبر المجرى المائي للحوض، والتي صيغتها :

$$Q_{UW_i}(\Delta t) = C_1 * W_i + C_2 * W_{i-1} + C_3 * Q_{UW_{i-1}}$$

- خطوات الحل :

يُمكن حساب إحداثيات منحني وحدة التصريف السطحي $Q_{UW_i}(\Delta t)$ (بوحدة $\text{mm} / \text{h} * \text{mm}$ أو بوحدة $\text{mm} * \text{m}^3/\text{s}$)، من المنحنيات المائية المسجلة في المحطة الهيدرومترية عند مصب الحوض (دون الحاجة إلى تحليل الهطولات المطرية المحرصة لها)، وذلك حسب طريقة "مخططات تركيز الجريان - زمن التركيز"، من خلال اتباع الخطوات التالية وذلك بالنسبة لكل منحني من المنحنيات المائية المعطاة.

1 (رسم مخطط المساحة - الزمن : $\Delta si / S = f (T_{c, i\Delta t})$ ، وذلك بعد إنجاز منحنيات تساوي أزمنة التركيز أو أزمنة جريان الحوض الهيدرولوجي، وحسب الفقرات 1 - 2 - 3 - 4 - من تمرين مخططات المساحة - الزمن.

2 (رسم مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز من أجل هطول صافٍ مُتجانس على كامل مساحة الحوض بقيمة 1 مم / ساء، وذلك من خلال مُضاعفة هذا الهطول بإحداثيات مُخطط المساحة - الزمن الذي حصلنا عليه في الفقرة الأولى لنحصل على المخطط أي:

$$Wi(t) = I_{n, i\Delta t, mm/h} * \Delta si / S = f (T_{c, i\Delta t})$$

وبوحدة قياس $mm/h * 1 mm$ ، ميليمتر في الساعة من أجل ميليمتر واحد من الهطول الصافي

"وكما ذكرنا فإن المخطط الناتج بهذه المواصفات سيكون الأداة التي يستخدمها الموديل الهيدرولوجي في الحصول على ما يُعرف بمنحني وحدة التصريف السطحي ذي الإحداثيات التالية :

$$Q_{UWi} (\Delta t) = C_1 * W_i + C_2 * W_{i-1} + C_3 * Q_{UWi-1}$$

حيث :

$Q_{UWi} (\Delta t)$: قيم تصارييف منحني الوحدة المُحدد بهذه الطريقة.

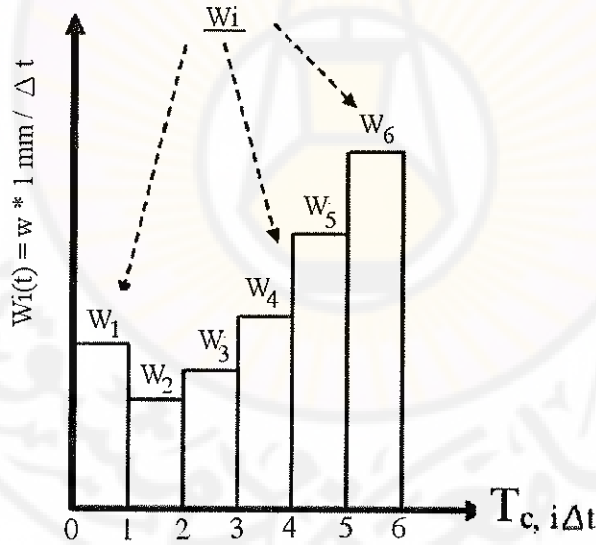
W_i : إحداثيات مخطط تركيز الجريان $W_i(t)$. علماً بأن لكل من $Q_{UWi} (\Delta t)$ و W_i وحدة القياس نفسها وهي : $mm/h * 1 mm$.

C_1, C_2, C_3 : هي ثوابت تتعلق قيمها بكل من Δt ، وبثابت الخزان ∂ الذي له وحدة الزمن (ساعة مثلاً).

وذلك من خلال تنظيم الجدول التالي:

$T_{c, i\Delta t}$ بالساعة	Δs_i Km^2	$w_i = \Delta s_i / S$	$W_i(t) = w_i * I_{n, 1 mm / h}$ $\underline{W_i(t)} = w_i * 1 mm / \Delta t$
0.0 - 1.0	Δs_1	w_1	W_1
1.0 - 2.0	Δs_2	w_2	W_2
2.0 - 3.0	Δs_3	w_3	W_3
3.0 - 4.0	Δs_4	w_4	W_4
4.0 - 5.0	Δs_5	w_5	W_5
> 5	Δs_6	w_6	W_6
Σ	S_{km2} مساحة الحوض	1	1

وبالتالي تأخذ مُعطيات الحقل الأخير الشكل (62) :



الشكل (62) مخطط "تركيز الجريان - الزمن $W(t)$ "

$$\underline{W_i(t)} = w * 1 mm / \Delta t$$

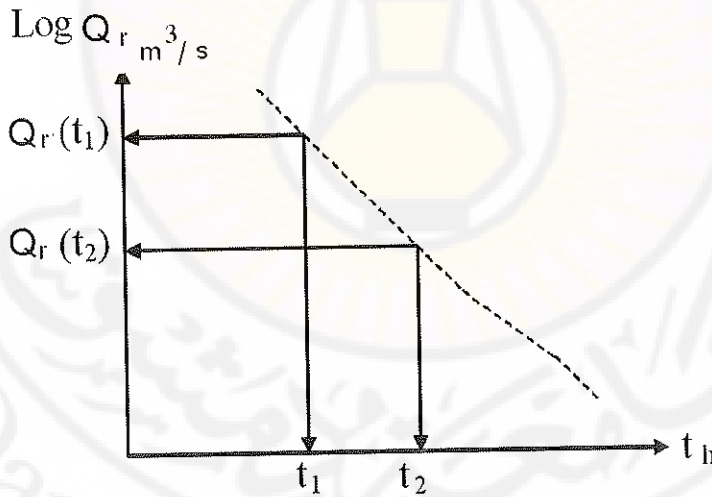
3 (رسم هيدروغراف الجرى المائي المُسجل في المحطة الهيدرومترية والمُعطى في المسألة.

4 (فصل مركبات الجريان لهذا الهيدروغراف المرسوم وفق الطريقة نصف اللوغاريتمية.

5 (حساب قيم تصارييف المركبة السطحية بعد فصلها حسب الطريقة التي تم شرحها سابقاً.

6 (إسقاط قيم تصارييف المركبة السطحية ضمن شبكة تربيعة نصف لوغاريتمية بحيث تكون قيم التصارييف على محور التراتيب اللوغاريتمي وأزمنة تسجيلها على محور الفواصل الميليمتري.

7 (حساب ميل العلاقة الخطية نصف اللوغاريتمية ، التي تبين تغيرات قيم كل من :
- تصارييف الجزء الهابط من منحنى التصريف المسجل عند المصب ، ومن بعد الذروة بقليل على محور التراتيب اللوغاريتمي (الشكل 63) (أي تصارييف منحنى الاستنزاف وذلك لتشبيه العملية وكأنها عملية تفريغ لحتويات الخزان الخطي).
- وزمن قياس هذه التصارييف على محور الفواصل الميليمتري.



الشكل (63) حساب قيمة الميل

أي من العلاقة البسيطة التالية :

$$\partial = (t_2 - t_1) / 2.3 \log (Q_{r(t_1)} / Q_{r(t_2)})$$

بحيث :

$$t_2 > t_1$$

∂ : في هذه المعادلة هي ثابت الخزان الخطي ووحدته هي الزمن (ساعة مثلاً) والذي

يُستخدم بحساب الثوابت : C_1, C_2, C_3

8 (حساب قيم الثوابت : C_1, C_2, C_3 : التي تتعلق قيمها بكل من Δt ، وبثابت

الخزان ∂ الذي له وحدة الزمن كما ذكرنا حيث إن :

$$C_1 = C_2 = (0.5 * \Delta t) / \partial + 0.5 * \Delta t$$

$$C_3 = (\partial - 0.5 * \Delta t) / \partial + 0.5 * \Delta t$$

بحيث يجب التحقق من أن :

$$C_1 + C_2 + C_3 = 1$$

9 (تطبيق العلاقة :

$$Q_{UW_i}(\Delta t) = C_1 * W_i + C_2 * W_{i-1} + C_3 * Q_{UW_{i-1}}$$

التي تُعطي قيم تصارييف منحنى وحدة التصريف السطحي بالمم / سا * لكل 1 مم من الهطول الصافي حيث :

$Q_{UW_i}(\Delta t)$: قيم تصارييف منحنى الوحدة المحدد بهذه الطريقة.

W_i : إحداثيات مخطط تركيز الجريان $W_i(t)$.

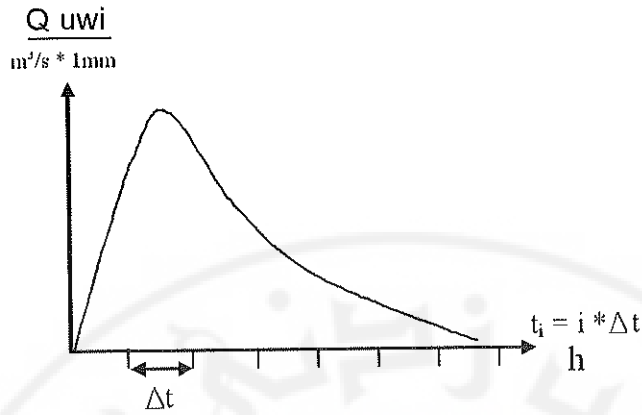
وذلك بتنظيم الجدول المبين أدناه.

10 (رسم نتائج الحقل الأخير Q_{UW_I} في الجدول التالي بوحدة mm^3 / s مع

المعطيات الزمنية في الحقل الأول لنحصل على قيم إحداثيات منحنى ، وحدة التصريف

السطحي الذي تم حسابه وفق طريقة مخطط تركيز الجريان - زمن تركيز الموصول مع

خزان خطي وهو المطلوب الشكل (64).



الشكل (64) احداثيات منحنى وحدة التصريف السطحي حسب مخطط تركيز الجريان - زمن التركيز
الموصول مع خزان خطي

I	II	III	IV	V
تقسيم معلوم	قيم معلومة	تُحسب	تصاريف منحنى وحدة التصريف السطحي بالمم / سا * لكل 1 مم من المطول الصافي	تحويل إلى م³/ثا * 1 مم
$t_i = i * \Delta t_h$	$\frac{W_i}{\text{mm} / h}$	$C_1 * W_i + C_2 * W_{i-1}$	$Q_{UW i}$ mm / h	$\frac{Q_{UW i}}{\text{m}^3 / \text{s} * \text{mm}}$
0	0	0	0	0
1	W_1	$C_1 * W_1 + C_2 * 0 = A$	$Q_{UW 1} = C_1 * W_1 + C_2 * 0 + C_3 * 0$	$Q_{UW 1}$ m³ / s * mm
2	W_2	$C_1 * W_2 + C_2 * W_1 = B$	$Q_{UW 2} = C_1 * W_2 + C_2 * W_1 + C_3 * A$	$Q_{UW 2}$ m³ / s * mm
3	W_3	$C_1 * W_3 + C_2 * W_2 = C$	$Q_{UW 3} = C_1 * W_3 + C_2 * W_2 + C_3 * B$	$Q_{UW 3}$ m³ / s * mm
4	W_4	$C_1 * W_4 + C_2 * W_3 = D$	$Q_{UW 4} = C_1 * W_4 + C_2 * W_3 + C_3 * C$	$Q_{UW 4}$ m³ / s * mm
5	W_5	$C_1 * W_5 + C_2 * W_4 = E$	$Q_{UW 5} = C_1 * W_5 + C_2 * W_4 + C_3 * D$	$Q_{UW 5}$ m³ / s * mm
6	W_6	$C_1 * W_6 + C_2 * W_5 = F$	$Q_{UW 6} = C_1 * W_6 + C_2 * W_5 + C_3 * E$	$Q_{UW 6}$ m³ / s * mm
.	0	$C_1 * 0 + C_2 * W_6 = G$	$Q_{UW 7} = C_1 * 0 + C_2 * W_6 + C_3 * F$	$Q_{UW 7}$ m³ / s * mm
.	-	-	$Q_{UW 8} = C_3 * G = I$	$Q_{UW 8}$
.			$Q_{UW 9} = C_3 * I = II$	$Q_{UW 9}$
.			$Q_{UW 10} = C_3 * II = III$	$Q_{UW 10}$
.			$Q_{UW 11} = C_3 * III = IV$	$Q_{UW 11}$

مع العلم أن كلاً من: A-B-C-D-E-F-G و I,II,III,IV,V,VI,VII, VIII,IX,X هي قيم لنتائج معلومة طبعاً	$Q_{UW\ 12} = C_3 * IV = V$	$Q_{UW\ 12}$
	$Q_{UW\ 13} = C_3 * V = VI$	$Q_{UW\ 13}$
	$Q_{UW\ 14} = C_3 * VI = VII$	$Q_{UW\ 14}$
	$Q_{UW\ 15} = C_3 * VII = VIII$	$Q_{UW\ 15}$
	$Q_{UW\ 16} = C_3 * VIII = IX$	$Q_{UW\ 16}$
	$Q_{UW\ 17} = C_3 * IX = X$	$Q_{UW\ 17}$
	-	
	$\sum \approx 1$ للمراقبة	

حيث يتم تحويل وحدة القياس من $mm / h * mm$ إلى $mm^3 / s * mm$ باستخدام العلاقة التالية بحيث S مساحة الحوض بالكم²:

$$Q_{UWi}(\Delta t) [m^3/s * mm] = Q_{UWi}(\Delta t) [mm / h * mm] * S_{km2} * / 3.6$$

3 - طريقة منحنى التصريف السطحي التركيبي المعتمدة على مجموعتين متوازيتين من الخزانات الخطية (وذلك عند عدم توفر أية مُعطيات تتعلق بتصريف الحوض المدرس) :

قد نحتاج في بعض الأحيان إلى دراسة مجرى مائي يفتقر مُطلقاً لأية مُعطيات هيدرومترية، وذلك نظراً لعدم إقامة المحطات اللازمة لقياس هذه المعطيات، لذلك غالباً ما تتم الاستعانة إما بمنحنيات وحدة لأحواض مُشابهة تماماً للحوض المدرس ، أو بمنحنيات الوحدة التي يتم تركيبها صناعياً وذلك من خلال إيجاد العلاقة الوثيقة التي تربط بين المميزات العامة للحوض المدرس وبين منحنياته المائية، وهناك العديد من الطرق التجريبية نذكر منها طريقة منحنى وحدة التصريف السطحي التركيبي المعتمدة على مجموعتين متوازيتين من الخزانات الخطية :

تُطبق هذه الطريقة في الأحواض التي لا تتجاوز المساحات الكتية فيها 5% من سطحها الإجمالي ومن أجل الهطولات التي تُساوي مُدتها

$$\Delta t \leq 1.5 h$$

تعتمد هذه الطريقة على موديل مؤلف من مجموعتين متوازيتين من الخزانات الخطية المتتابة، حيث تفترض أن تصريف المياه من المساحات الكتيمية (أي المياه السريعة) يتم عبر المجموعة الأولى من الخزانات، في حين أن تصريف المياه الأقل سرعةً (أي التي تصل متأخرةً) يتم عبر المجموعة الثانية من الخزانات.

ولتطبيق هذه الطريقة يجب تحديد بعض مميزات الحوض من أجل حساب ثوابت العلاقة التجريبية، لذلك نتبع الخطوات التالية:

1) حساب قيمة الثابت ∂_1 التي تعتمد على ميل المجرى المائي الرئيسي:

$$\partial_1 = 0.731 (L_v / \sqrt{R_{moy} H_{max}})^{0.218}$$

حيث:

L_v : طول المجرى المائي الرئيسي بالكم.

$R_{moy} H_{max}$: ميل المجرى المائي الرئيسي والذي يُساوي $\Delta H_{max} / L_v$

ΔH_{max} : فرق الارتفاع الطبغرافي بين أعلى المجرى المائي وأدناه.

2) حساب قيمة الثابت ∂_2 المعتمد على قيمة الثابت الأول ∂_1

$$\partial_2 = 3.04 \partial_1^{1.29}$$

3) حساب قيمة الثابت C المعتمد أيضاً على ميل المجرى المائي الرئيسي

$$C = 2.41 (L_v / \sqrt{R_{moy} H_{max}})^{-0.508}$$

4) حساب إحداثيات تصريف منحنى الوحدة التركيبي للحوض المدروس من أجل

شدة هطول صافٍ تُساوي $I_n = 1 \text{ mm}/\Delta t$:

وذلك بتطبيق العلاقة التالية:

$$Q_{U\partial i}(\Delta t) \approx [(C * t / \partial_1^2) * e^{-t/\partial_1} + (1 - C) * (t / \partial_2^2) * e^{-(t/\partial_2)}] * (S / 3.6) \quad (3.6)$$

علماء بأن وحدة قياس مساحة الحوض بالكم² و $Q_{U\partial i}(\Delta t)$ بالـ m^3/s :

5 (حساب منحنى التصريف المتوقع حدوثه من أجل أي هطول صافٍ، والذي يتم بمضاعفة إحداثيات منحنى الوحدة الناتج عن شدة هذا الهطول أي :

$$Q_{ri}(\Delta t) = Q_{U\theta i}(\Delta t) * I_{n\text{ mm}/\Delta t}$$

لتكون وحدة قياسه بالتالي: $\text{mm} * \text{m}^3/\text{s}$ ، m^3 في الثانية من أجل كل 1 مم أيضاً.

4- إعادة حساب منحنى وحدة التصريف السطحي من أجل فترات زمنية مختلفة باستخدام مفهوم " المنحنى التجميعي "

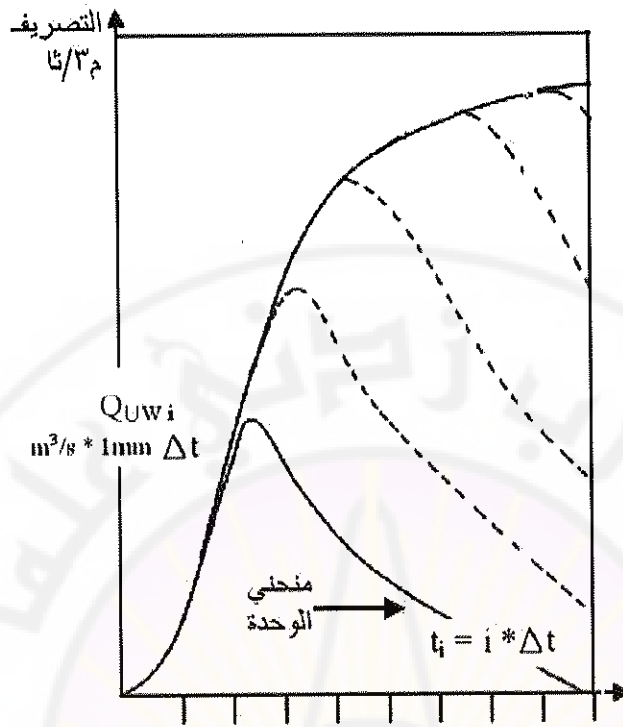
ليكن لدينا منحنى وحدة التصريف السطحي الذي تم حسابه من أجل فترة زمنية Δt والمطلوب إعادة حسابه من أجل الفترة الزمنية $\Delta t'$ المماثلة للفترة الزمنية التي تم فيها حساب الهيتوغرام المسجل في الحوض المدروس أو في حوض هيدرولوجي آخر مشابه له.

ولذلك تتبع الخطوات التالية :

1 (رسم منحنى الوحدة النموذجي الإجمالي للحوض وبفاصل زمني للهطول Δt .

$$Q_{ri} = Q_{UW1}(\Delta t) * I_{ni, i\Delta t, \text{mm}/h}$$

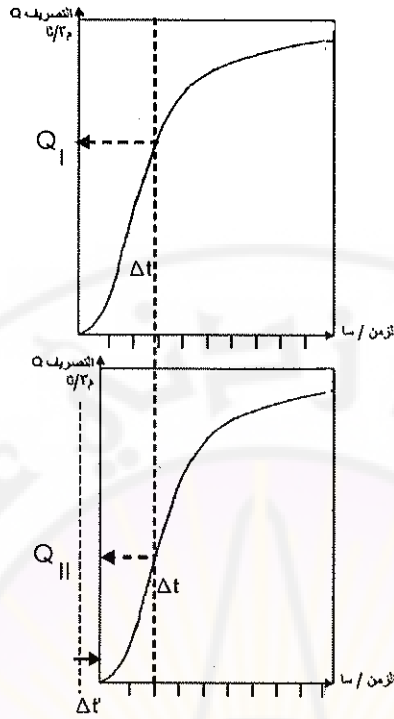
2 (استنتاج " المنحنى التجميعي " وهو المنحنى الزمني للتصريف السطحي الناتج عن هطولات متتالية بصورة مستمرة ينتج عن كل منها تصريف سطحي مقداره الواحدة وزمن كل هطلة هو Δt الشكل (65).



الشكل (65) المنحني التجميعي الناتج عن هطولات متتالية زمن كل هطلة Δt

3 (رسم المنحني التجميعي الناتج على ورقة ميليمترية.

4 (رسم منحني تجميعي مُماثل له وعلى الورقة الميليمترية نفسها وتحت مباشرة، ولكن بحيث يكون مُتأخراً عن المنحني الأول بفاصل زمني مقداره Δt (الشكل 66).



الشكل (66) المنحني التجميعي بوضعية متأخرة عن سابقه بفواصل زمني مقداره $\Delta t'$

5) طرح إحداثيات المنحني الثاني من إحداثيات المنحني الأول أي :

$$[Q_{iI}(\Delta t) - Q_{iII}(\Delta t')]$$

6) مضاعفة إحداثيات المنحني الأخير بالنسبة بين Δt و $\Delta t'$.

$$Q_{UW2}(\Delta t') = [Q_{iI} - Q_{iII}] * \Delta t / \Delta t'$$

لنحصل على منحني وحدة التصريف السطحي للحوض المدروس ولكن من أجل الفترات الزمنية $\Delta t'$ المماثلة لفترات تسجيل شدات الهطول المُعد للدراسة.

7) عندها يُمكن حساب منحني التصريف الناتج عن الهطولات المُسجلة، وذلك بتطبيق العلاقة :

$$Q_{ri} = Q_{UW2}(\Delta t') * I_{ni, i\Delta t', \text{ mm / h}}$$

تمارين حساب منحني الوحدة

التمرين الأول :

تمرين طريقة المنحنيات المائية التي يتم اختيارها :

لحساب منحني وحدة التصريف السطحي (المنحني النموذجي) لحوض هيدرولوجي مساحته 16.6 km^2 ، تم اختيار الفيضانين A و B من بين عدة فيضانات تم رصدها لهذا الهدف، وقد تم تسجيل قيم تصاريتهما في الجدول التالي :

فيضان A				فيضان B			
الزمن ساعة	$Q_{\text{m}^3/\text{s}}$	الزمن ساعة	$Q_{\text{m}^3/\text{s}}$	الزمن ساعة	$Q_{\text{m}^3/\text{s}}$	الزمن ساعة	$Q_{\text{m}^3/\text{s}}$
18.40	0	20.20	14	23.40	0	1.30	10
18.50	15	20.30	9	23.50	10	1.40	9
19	33	20.40	6	24	25	1.50	6.5
19.10	53	20.50	5	24.10	42	2	5.5
19.20	70	21	4	24.20	56	2.10	4.4
19.30	85	21.10	3	24.30	70	2.20	3.5
19.40	70	21.20	2.5	24.40	70	2.30	3
19.50	50	21.30	1.5	24.50	55	2.40	2
20	32	21.40	1	1	41	2.50	2
20.10	20	21.50	0	1.10	30	3	1.5
				1.20	21	3.10	0

والمطلوب :

استنتاج ورسم منحني وحدة التصريف السطحي الوسط.

خطوات الحل :

1 - رسم هيدروغرام كل فيضان مائي على حدة.

2- فصل المركبات السطحية لهذه الفيضانات المختارة، وفق إحدى الطرق التي تم شرحها ويُفضل استخدام الطريقة نصف اللوغاريتمية.

3- رسم تغيرات قيم مركبة الجريان السطحي مع الزمن، وذلك من خلال تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها.

4- إعادة تقسيم محور الزمن بشرط أن تُحافظ على مدة الفاصلة الزمنية، وأن يكون مبدأ التقسيم الجديد للمحور واقعاً تحت الشريحة ذات حجم الجريان السطحي الأكبر (أي تلك التي تقع تحت ذروة الفيضان)، مع إعطاء فواصل زمنية مُتزايدة ($+\Delta t$) على يمين القيمة المركزية (الذروة)، وفواصل زمنية مُتناقصة ($-\Delta t$) على يسارها ، وذلك حتى نهاية السطح الواقع تحت منحنى التصريف السطحي وعلى طرفي القيمة المركزية.

5 - حساب حجم شرائح الجريان السطحي، أي لكل شريحة زمنية تم تقسيمها على طرفي شريحة مركز ثقل المنحنى المائي (0) وذلك حتى نهاية السطح الممتد تحت منحنى التصريف السطحي.

6- تنظيم قيم الفقرة الخامسة في جدول خاص بها.

7 - حساب حجم الجريان السطحي الكلي بالم³.

8 - حساب قيمة طبقة الجريان السطحي $L_{r1,2}$ للحوض المدروس، وذلك من خلال تقسيم حجم الجريان السطحي V_r بالم³ على مساحة الحوض S بالم²، أي حساب النسبة :

$$L_{r1}=V_{r1} / S$$

$$L_{r2}=V_{r2} / S$$

9- إعادة حساب أحجام الشرائح الزمنية وذلك من خلال تقسيم قيمها السابقة V_{ri} على قيمة طبقة الجريان السطحي $L_{r1,2}$ للحوض المدروس ، أي بحساب النسب :

$$V_{ri} / L_{r1}$$

$$V_{ri} / L_{r2}$$

10 - وضع القيم الجديدة تحت الشرائح الزمنية المناسبة، وبذلك نكون قد حولنا أحجام هذه الشرائح إلى أحجام وحدة، وذلك من خلال إرجاع قيم V_r لكل شريحة إلى طبقة الجريان السطحي L_r للفيضان المدروس.

11 - ترتيب النتائج النهائية للفيضانين في جدول واحد مع مراعاة ضرورة وضع الشرائح المركزية تحت بعضها في جدول.

12 - استنتاج قيمة الجريان السطحي الوسط لكل شريحة على حدة (وذلك بعد أخذ وسطي القيمتين في كل شريحة زمنية).

13 - رسم معطيات الفقرة 12 لنحصل على ما يُعرف بمنحني وحدة التصريف السطحي الوسط أو النموذجي للحوض، والذي يُمثل بمنحني وحدة التصريف السطحي النموذجي المطلوب تحديده للحوض المدروس، وهو المطلوب.

التمرين الثاني :

تمرين طريقة مخططات " تركيز الجريان - الزمن " $W(t)$

$$W(t) = I_{n, i\Delta t, mm/h} * \Delta si / S = f(T_c, i\Delta t)$$

لنأخذ التمرين السابق نفسه ونطبق عملية حساب منحني وحدة التصريف السطحي حسب طريقة مخطط " تركيز الجريان - زمن التركيز".

ثانياً - حساب المنحني المائي الكلي الناتج عن أية زخة مطرية مُحرضة للحوض :

زخة مُتجانسة أو غير مُتجانسة

يُمكن من خلال منحني الوحدة النموذجي الإجمالي (الوسط) والذي تم الحصول عليه سواءً أكان من خلال تطبيق :

- طريقة المنحنيات المائية التي يتم انتقاؤها

- أو من خلال طريقة "مخططات تركيز الجريان - الزمن"

أن يتم حساب المنحني المائي الكلي الناتج عن أية زخة مطرية مُحرضة للحوض، وذلك من خلال مُعالجة الهطولات الكلية المُحرضة للحوض، بهدف حساب هطولاتها الصافية ومن ثم استخدام منحني الوحدة النموذجي الذي تم تحديده في التمارين السابقة، لتحديد قيم تصريف المنحني المائي الإجمالي.

- طريقة العمل : لنفرض أن :

1 - الزخة المطرية المُسجلة كانت عبارة عن هطولات مُتجانسة على كامل مساحة الحوض ولكن بعدة شدات مختلفة فيما بينها (ثلاث شدات مثلاً) واستمرت بالتالي للفترات الزمنية الثلاث $1\Delta t$, $2\Delta t$, $3\Delta t$ عندها نتبع الخطوات التالية :

1 (حساب هيتوغرام المطر الصافي بفتراته الزمنية الثلاث : $1\Delta t$, $2\Delta t$, $3\Delta t$ كما تم شرحه سابقاً.

2) حساب منحنيات التصريف السطحية الثلاثة Q_{ri} الناتجة عن شدات هيتوغرام المطر الصافي بفتراته الثلاث $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$ ، وذلك من خلال مُضاعفة شدات المطر الصافي $I_{ni} \text{ mm/h}$ الثلاث تباعاً، بإحداثيات منحنى الوحدة الوسط النموذجي $Q_{UW1}(\Delta t) = \text{mm}/\Delta t * 1\text{mm}$ الذي تم استنتاجه وفق إحدى الطريقتين السابقتين : " المنحنيات المائية المختارة " أو " مخطط تركيز الجريان - الزمن " :

$$Q_{r1} = Q_{UW1}(\Delta t) * I_{n1, 1\Delta t, \text{mm/h}} \\ = \text{mm}/\Delta t * 1\text{mm}) * I_{n1, 1\Delta t, \text{mm/h}}$$

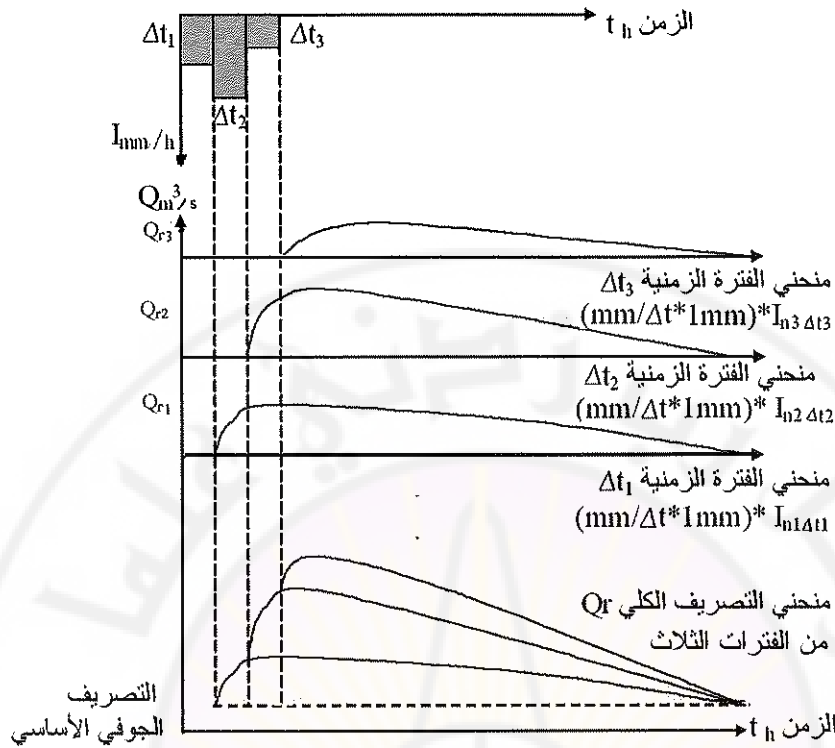
وكذلك :

$$Q_{r2} = Q_{UW1}(\Delta t) * I_{n2, 2\Delta t, \text{mm/h}} \\ = \text{mm}/\Delta t * 1\text{mm}) * I_{n2, 2\Delta t, \text{mm/h}}$$

وأيضاً :

$$Q_{r3} = Q_{UW1}(\Delta t) * I_{n3, 3\Delta t, \text{mm/h}} \\ = \text{mm}/\Delta t * 1\text{mm}) * I_{n3, 3\Delta t, \text{mm/h}}$$

3) حساب منحنى التصريف السطحي الكلي الناتج عن هذه الشدات وذلك استناداً إلى مبدأ جمع الآثار الخطي الشكل (67) حيث نعمل على تنضيد المنحنيات الثلاثة الناتجة لدينا، مع مُراعاة إزاحة مبدأ المنحنى الثاني الذي يقع تحت المنحنى الأول بمقدار الفترة الزمنية التي تفصل الشدة التي أنتجت عن الشدة التي أنتجت المنحنى الأول الذي يعلوه، وكذلك إزاحة مبدأ المنحنى الثالث الذي يقع تحت المنحنى الثاني بمقدار الفترة الزمنية التي تفصل الشدة التي أنتجت عن الشدة التي أنتجت المنحنى الثاني الذي يعلوه وهكذا لو كان لدينا أكثر من ثلاث شدات متتالية، لنحصل بذلك على منحنى التصريف السطحي الناتج عن هذه الشدات التي لها فترة هطول مدتها Δt .



الشكل (67) تنضيد المنحنيات الناتجة من شدات الهيتوغرام المتوسط الثلاثة ، مع مراعاة إزاحة مبدأ المنحني التالي بمقدار الفترة الزمنية Δt_i التي تفصل الشدة التي أنتجت عن الشدة التي أنتجت المنحني الذي يعلوه وهكذا

2 - الزخة المطرية المسجلة كانت عبارة عن هطولات غير مُتجانسة على كامل مساحة الحوض ومكونة من عدة هيتوغرامات (ولتكن أربعة مثلاً) مختلفة فيما بينها بقيم شداتها الثلاث، والتي استمرت طبعاً لثلاث فترات زمنية $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$ ، عندها نتبع الخطوات التالية :

1 (رسم هيتوغرام الهطولات الكلية المسجلة في المحطات المطرية الأربعة لنحصل بذلك على أربع هيتوغرامات مُتماثلة بفتراتها الزمنية الثلاث ولكنها مُختلفة فيما بينها بالشدات المطرية سواءً بالنسبة للفترات الزمنية الثلاث أو لكل فترة من هذه الفترات .

2 (حساب متوسط شدات المطر الكلي $I_{ti m}$ لكل فترة زمنية من الفترات الثلاث

$i\Delta t$ وذلك بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية $[\% S_i]$ المعنية بكل من هذه الهيتوغرامات الأربعة (كما وجدنا في فصل الهطولات):

- متوسط شدة المطر الكلي الأولى للفترة الزمنية الأولى وهيتوغرامات المطر الصافي الأربعة بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية التي يُغطيها كل هيتوغرام :

$$I_{t1\ m, 1\Delta t, mm/h} = \sum_{i=1}^4 I_{ti, 1\Delta t, mm/h} * S_i \%$$

- متوسط شدة المطر الكلي الثانية للفترة الزمنية الثانية وهيتوغرامات المطر الصافي الأربعة بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية التي يُغطيها كل هيتوغرام :

$$I_{t2\ m, 2\Delta t, mm/h} = \sum_{i=1}^4 I_{ti, 2\Delta t, mm/h} * S_i \%$$

- متوسط شدة المطر الكلي الثالثة للفترة الزمنية الثالثة وهيتوغرامات المطر الصافي الأربعة بعد تثقيلها بالمساحات الجزئية التي يُغطيها كل هيتوغرام :

$$I_{t3\ m, 3\Delta t, mm/h} = \sum_{i=1}^4 I_{ti, 3\Delta t, mm/h} * S_i \%$$

3 (رسم الهيتوغرام المتوسط للهطولات الكلية المُثقلة بالمساحات الجزئية وذلك بفترة الزمنية الثلاث.

4 (حساب شدات الهطولات الصافية I_{ni} للفترة الزمنية الثلاث $i\Delta t$ في اليتوغرام المتوسط ، أي ببساطة حساب هيتوغرام المطر الصافي الناتج (من خلال دراسته بإحدى الطرق التي تم ذكرها في فصل الشرح

5 (حساب منحنيات التصاريح السطحية الثلاثة Q_{ri} الناتجة عن شدات كل فترة من الفترات الزمنية في هيتوغرام المطر الصافي $I_{ni\ mm/h}$ ، وذلك من خلال مُضاعفة

شداته المطرية $I_{ni} \text{ mm / h}$ * الثلاث ، بإحداثيات منحنى الوحدة الوسط النموذجي
 $Q_{UW1} (\Delta t) = \text{mm}/\Delta t * 1 \text{ mm}$ الذي تم استنتاجه وفق إحدى الطريقتين
 السابقتين : " المنحنيات المائية المختارة " أو " مخطط تركيز الجريان - الزمن " :

$$Q_{r1} = Q_{UW1} (\Delta t) * I_{n1, 1\Delta t, \text{ mm / h}}$$

$$= (\text{mm}/\Delta t * 1 \text{ mm}) * I_{n1, 1\Delta t, \text{ mm / h}}$$

وكذلك :

$$Q_{r2} = Q_{UW1} (\Delta t) * I_{n2, 2\Delta t, \text{ mm / h}}$$

$$= (\text{mm}/\Delta t * 1 \text{ mm}) * I_{n2, 2\Delta t, \text{ mm / h}}$$

$$Q_{r3} = Q_{UW1} (\Delta t) * I_{n3, 3\Delta t, \text{ mm / h}}$$

$$= (\text{mm}/\Delta t * 1 \text{ mm}) * I_{n3, 3\Delta t, \text{ mm / h}}$$

ليتم بعد ذلك حساب منحنى التصريف السطحي الكلي الناتج عن هذه الشدات
 أيضاً على مبدأ جمع الآثار الخطي كما تم شرحه في الفقرة السابقة تماماً.

- ثم نعمل على حساب المنحنى المائي الكلي الناتج من هذه الزخة المطرية وذلك
 بإضافة التصريف الأساسي للمركبة الجوفية والتي كانت تُغذي المجرى المائي قبيل هطول
 الزخة المحرصة.

تمارين حساب المنحنى المائي الكلي الناتج عن زخة مطرية مُتجانسة أو غير مُتجانسة على كامل مساحة الحوض "أي ناتجة عن هطولات مكونة من هيتوغرام واحد أو من عدة هيتوغرامات ولكن بعدة شدات مختلفة فيما بينها واستمرت لثلاث فترات $1\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, 4\Delta t,$ التمرين الأول :

لحساب المنحنى المائي الكلي المتوقع حدوثه نتيجة للزخة المطرية التي تم تسجيلها في الحوض الهيدرولوجي ذي المساحة 3.63km^2 والتميز:

1. بمنحنى وحدة التصريف السطحي الإجمالي Q_u (المنحنى النموذجي) والذي تم تحديده من خلال دراسة مُستفيضة للعديد من المنحنيات المائية التي تم اختيارها بعناية، وُبيّنت حجوم شرائحه الزمنية V_{r1mm} في الجدول التالي:

Q_u	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
Δt	-40	-30	-20	-10	0	+10	+20	+30
$V_{r1mm \Delta t}$	0	0.05	0.20	0.55	0.88	0.77	0.63	0.50
Q_u	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
Δt	+40	+50	+1h	+10	+20	+30	+40	+50
$V_{r1mm \Delta t}$	0.038	0.31	0.26	0.22	0.17	0.14	0.12	0.10
Q_u	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
Δt	+2h	+10	+20	+30	+40	+50	+3h	+10
$V_{r1mm \Delta t}$	0.08	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.015	0.01

2) وبعلاقة تجريبية تبين تغيرات $C_{a m}$ مع الزمن t بالدقيقة والذي يفصل ذروة كل من شداته المطرية عن بدء الهطول كما وجدنا في تمرين حساب القدرة الظاهرية لامتصاص التربة للمياه:

$$\log C_{a m} = 1.86 - 0.0052 (t + 10) \text{ mm/h}$$

تم تسجيل كل من :

1) تغيرات شدات الهطول مع الزمن (الهيتوغرام) مم / سا والتي كانت تُساوي:

الزمن دقيقة	الشدّة mm/h	الزمن دقيقة	الشدّة mm/h
5h – 5h 5'	16	5h 55' – 6h	45
5h 5' – 5h 15'	10	6h – 6h 5'	39
5h 15' – 5h 20'	14	6h 5' – 6h 20'	12
5h 20' – 5h 25'	24	6h 20' – 6h 26'	36
5h 25' – 5h 30'	38	6h 26' – 6h 30'	8
5h 30' – 5h 35'	78	6h 30' – 6h 50'	6
5h 35' – 5h 40'	56	6h 50' – 7h	22
5h 40' – 5h 50'	28	7h – 7h 10'	7
5h 50' – 5h 55'	35	7h 10' – 7h 45'	3

ملاحظة (1) :

"تعد الهطولات المُحرّضة لهذا المنحني المائي الكلي هطولات مُتجانسة على كامل مساحة الحوض طالما أنّها لم تُسجل سوى هيتوغرام واحد مكون من عدة شدات".

2) تغيرات تصريف المركبة الجوفية والتي تميزت بقيم مُتزايدة بشكل مُنتظم :

من $0.10 \text{ m}^3/\text{s}$ إلى $0.40 \text{ m}^3/\text{s}$

وذلك منذ لحظة بداية الفيضان وحتى لحظة انتهائه.

والمطلوب :

حساب المنحني المائي الكلي المُتوقع حدوثه نتيجة لهذه الزخة المطرية المُتجانسة

وذلك بالاستعانة بمنحني وحدة التصريف المُميز للحوض المدروس.

خطوات الحل :

1) ذكرنا في تمرين حساب القدرة الظاهرية لامتنصاص التربة للمياه C_{am} بأنها تساوي:

$$C_{am} \text{ mm/h} = (P_e - P_n) / t_e$$

والتي تم حسابها في الوقت نفسه باستخدام العلاقة التجريبية المُعطاة:

$$\text{Log } C_{am} = 1.86 - 0.0052 (t + 10) \text{ mm/h}$$

وحصلنا حينها على المُعطيات المدونة في الجدول التالي:

عدد الذرى	الزمن دقيقة	الفصل الزمني للذرا عن t_0 دقيقة	كمية الهطول P_e mm	C_{am} mm	وبالتالي يتم حساب $P_n = P_e - C_{am}$
1	5h 30' - 5h 35'	$t_0 - t_1$			$\Sigma P_n = lr1$
	5h 35' - 5h 40'				
2	5h 50' - 5h 55'	$t_2 - t_0$			$\Sigma P_n = lr2$
	5h 50' - 6h				
	6h - 6h 05'				
3	6h 20' - 6h 26'	$t_3 - t_0$			$\Sigma P_n = lr3$
4	6h 50' - 7h	$t_4 - t_0$			$\Sigma P_n = lr4$
					$_{i=1} \Sigma^4 lri = lr$

ملاحظة (2):

"وجدنا أن C_{am} تُعطى بالم / سا :

$$C_{am} = (P_e - P_n) / t_e \text{ mm/h}$$

وذلك عندما تكون t_e مُعطاة بالساعة، إلا أنه غالباً ما تُعطى t_e بالدقائق عندها تُصبح العلاقة على الشكل التالي :

$$C_{am} = [(P_e - P_n) / t_e] * 60 \text{ mm/h}$$

أما لحساب متوسط كمية المياه بالملم والتي امتصتها التربة خلال t_e دقيقة، فنجد أنها تُساوي :

$$C_{am\ mm} = C_{am\ mm/h} * t_{e\ min} / 60\ min$$

وبجمع قيم P_n في الحقل الأخير من الجدول نحصل على قيمة طبقة الجريان السطحي لهذا الحوض I_r بالملم.

ملاحظة (3):

"نفترض أن المطولات كانت قد سجلت أكثر من هيتوغرام واحد (كما كان الحال في تمرين " مخططات تركيز الجريان - زمن التركيز $W(t)$ ")، ولكل هيتوغرام مساحته الجزئية التي يُغطيها، عندها يجب بدايةً استنتاج الهيتوغرام المتوسط بالطريقة التي تم شرحها بالتفصيل في أكثر من تمرين ، ومن ثم حساب قيمة طبقة الجريان I_r بالملم".

(2) يتم ترتيب الشرائح الزمنية $\Delta t = 0, 10, 20, 30, 40\ min$ بشكل مُتزايد منذ بداية هوض الفيضان وحتى نهايته.

(3) يتم إعادة حساب حجوم الجريان للشرائح الزمنية $V_{r1mm\ \Delta t_i}$ لمنحني الوحدة Q_u المميز للحوض، وذلك من خلال مُضاعفتها بطبقات الجريان $I_{r1}, I_{r2}, I_{r3}, I_{r4}$ التي تم حسابها في الفقرة 1 ، لنحصل على منحنيات تصارييف سطحية جديدة $Q_{r\ I_{ri}}$ تابعة لقيم I_{ri} :

$$Q_{r\ I_{r1}}, Q_{r\ I_{r2}}, Q_{r\ I_{r3}}, Q_{r\ I_{r4}}$$

حجوم جريان الشرائح الزمنية فيها تُساوي تبعاً:

$$I_{r1} * V_{r1mm\ \Delta t_i}$$

$$I_{r2} * V_{r1mm\ \Delta t_i}$$

$$I_{r3} * V_{r1mm\ \Delta t_i}$$

$$I_{r4} * V_{r1mm\ \Delta t_i}$$

4) يتم ترتيب هذه القيم في الجدول تحت الشرائح الزمنية مع الانتباه إلى ضرورة أن:

تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)						
Qu	0	10	20	30	40	50
$Q_{r\ lr1}$	0	$0.05*lr1$	$0.20*lr1$	$0.55*lr1$	$0.88*lr1$	$0.77*lr1$
$Q_{r\ lr2}$			0	$0.05*lr2$	$0.20*lr2$	$0.55*lr2$
$Q_{r\ lr3}$						0
$Q_{r\ lr4}$						
$Q_{r\ lr1,2,3,4}$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$
Q_{base}						
Q_{global}						
تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)						
Qu	60	70	80	90	100	110
$Q_{r\ lr1}$	$0.63*lr1$	$0.50*lr1$	$0.38*lr1$	$0.31*lr1$	$0.26*lr1$	$0.22*lr1$
$Q_{r\ lr2}$	$0.88*lr2$	$0.77*lr2$	$0.63*lr2$	$0.50*lr2$	$0.38*lr2$	$0.31*lr2$
$Q_{r\ lr3}$	$0.05*lr3$	$0.20*lr3$	$0.55*lr3$	$0.88*lr3$	$0.77*lr3$	$0.63*lr3$
$Q_{r\ lr4}$			0	$0.05*lr4$	$0.20*lr4$	$0.55*lr4$
$Q_{r\ lr1,2,3,4}$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$
Q_{base}						
Q_{global}						

- نبدأ بتسجيل إحداثيات منحنى التصريف $Q_{r\ lr1}$ من بداية الشريحة الزمنية الأولى 0_{min} على أساس أن تُشكل $t1$ بداية الهاطل المطري وذلك بغض النظر عن ساعة هطولها.

- نبدأ بتسجيل إحداثيات منحنى التصريف $Q_{r\ lr2}$ من بداية الشريحة الزمنية التي تبعد فترة زمنية تُساوي $t_2 - t_1$ والمُمثل للفاصل الزمني بين ذروة الشدة المطرية التي أعطت $Q_{i\ lr2}$ وتلك التي أعطت $Q_{r\ lr1}$.

- نبدأ بتسجيل إحداثيات منحنى التصريف $Q_{r\ lr3}$ من بداية الشريحة الزمنية التي تبعد فترة زمنية تُساوي $t_3 - t_2$ والمُمثل للفاصل الزمني بين ذروة الشدة المطرية التي أعطت $Q_{r\ lr2}$ وتلك التي أعطت $Q_{r\ lr1}$.

- نبدأ بتسجيل إحداثيات منحنى التصريف $Q_{r\text{Ir}4}$ من بداية الشريحة الزمنية التي تبعد فترة زمنية تُساوي $t_4 - t_3$ والمثل للفاصل الزمني بين ذروة الشدة المطرية التي أعطت $Q_{r\text{Ir}3}$ وتلك التي أعطت $Q_{r\text{Ir}4}$.

(5) ثم نحسب إحداثيات منحنى التصريف السطحي الناتج $Q_{r\text{Ir}1,2,3,4}$ وذلك من خلال جمع أحجام التصاريف السطحية للشرائح الزمنية لمنحنيات التصريف السطحي $V_{r\text{Ir}1,2,3,4} \Delta t_i$ والواقعة تحت كل شريحة زمنية على حدة.

$$t_2 - t_1$$

(6) يتم تسجيل قيم أحجام جريان المركبة الجوفية Q_{base} المُعطاة في التمرين والتي تتغير قيمها بشكل متزايد منتظم مع تقدم الشرائح الزمنية من :

$$\text{من } 0.10 \text{ m}^3/\text{s} \text{ إلى } 0.40 \text{ m}^3/\text{s}$$

(7) يتم جمع أحجام تصاريف المنحنيين لكل شريحة زمنية على حدة:

- التصريف السطحي الناتج $Q_{r\text{Ir}1,2,3,4}$

- تصريف المركبة الجوفية Q_{base}

(8) يُرسم على ورقة ميليمترية المنحنى المائي الناتج لنحصل بذلك على المنحنى المائي الكلي Q_{global} المُتوقع حدوثه نتيجة للزخعة المطرية المُتجانسة التي تم تسجيلها في الحوض الهيدرولوجي ذي المساحة 3.63 km^2 وهو المطلوب.

(9) التأكد من دقة نتائج هذه الطريقة وذلك من خلال مُقارنة المنحنى المائي Q_{global} الذي تم حسابه مع المنحنى المائي Q_{observe} الذي يُمثل رد الفعل الهيدرولوجي للحوض تجاه الهيتوغرام المدروس والذي تم رصده وتسجيله عند مصب الحوض. فإذا علمت أن تصاريف المنحنى المسجل عند المصب كانت وفق الجدول التالي:

التصريف m ³ /s	الزمن - دقيقة	التصريف m ³ /s	الزمن - دقيقة
2.50	7h 30'	0.10	5h
2.25	7h 40'	0.10	5h 30'
2.00	7h 50'	0.30	5h 40'
1.80	8h	1.20	5h 50'
1.40	8h 20'	2.70	6h
1.10	8h 40'	3.45	6h 10'
0.85	9h	4.00	6h 20'
0.68	9h 20'	4.50	6h 30'
0.52	9h 40'	4.40	6h 40'
0.46	10h	3.70	6h 50'
0.42	10h 30'	3.20	7h
0.40	11h	2.96	7h 10'
-	-	2.72	7h 20'

فارسم على الورقة الميليمترية نفسها وبالمقياس نفسه تغيرات قيم تصارييف المنحني المائي الذي تم تسجيله عند المصب ولاحظ مدى التطابق بين كل من المنحنيين :

Q_{global} و $Q_{observe}$

التمرين الثاني :

بهدف حساب المنحني المائي الكلي المتوقع حدوثه نتيجة للزخة المطرية التي تم تسجيلها في الحوض الهيدرولوجي المتميز:

1) بمنحني وحدة التصريف السطحي الإجمالي Q_u (المنحني النموذجي) والذي تم تحديده من خلال دراسة مُستفيضة للعديد من المنحنيات المائية التي تم اختيارها بعناية، وُبيّن حجّوم شرائحه الزمنية $V_{r_{Imm}}$ في الجدول التالي:

Q_u	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
Δt	2	2.30'	3	3.30'	4	4.30'	5	5.30'
$V_{r_{Imm} \Delta t_i}$	0	0.06	0.18	0.36	0.49	0.55	0.51	0.46
Q_u	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
Δt	6	6.30'	7	7.30'	8	8.30'	9	9.30'
$V_{r_{Imm} \Delta t_i}$	0.039	0.32	0.26	0.20	0.14	0.10	0.07	0.04
Q_u	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
Δt	10	10.30'	11	11.30'	12	12.30'	13	13.30'
$V_{r_{Imm} \Delta t_i}$	0.02	0						
Q_u	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)							
Δt	14	14.30'	15	15.30'	16	16.30'		
$V_{r_{Imm} \Delta t_i}$								

2) وبعلاقة تجريبية تبين تغيرات C_{a_m} مع الزمن t بالدقيقة والذي يفصل ذروة كل من شداته المطرية عن بدء الهطول كما وجدنا في تمرين حساب القدرة الظاهرية لامتصاص التربة للمياه:

$$\text{Log } C_{a_m} = 3.16 - 1.05 (t + 60) \text{ mm/h}$$

تم تسجيل كل من :

1) تغيرات شدات الهطول مع الزمن (الهيتوغرام) مم / سا والتي أعطت مُعالجتها في التمرين الثاني من طريقة حساب القدرة الظاهرية لامتصاص التربة للمياه C_{am} ، والتي يُمكن منها حساب قيم المطر الصافي كما هو مُوضح في الجدول التالي:

عدد الذرى	الزمن ساعة	الهطول Pe _{mm}	C _{a m} mm	P _n = Pe - C _{a m}
-	t _o h - 1h	5		-
1	1h - 2h	10	C _{a m 1} > Pe	P _n = 0
	2h - 3h	10	C _{a m 2}	P _{n 1} = lr1
2	3h - 4h	42	C _{a m 3}	P _{n 2} = lr2
	4h - 5h	42	C _{a m 4}	P _{n 3} = lr3
3	5h - 6h	17.5	C _{a m 5}	P _{n 4} = lr4
	6h - 7h	17.5	C _{a m 6}	P _{n 5} = lr5
4	7h - 8h	7.5	C _{a m 7}	P _{n 6} = lr6
	8h - 9h	7.5	C _{a m 8}	P _{n 7} = lr7
-	9h - 10h	2		-
-	10h - 11h	2		-
				Σ P _n

2) تغيرات تصارييف المركبة الجوفية والتي تميزت بقيم مُتزايدة بشكل مُنتظم :

من 0.10 m³/s إلى 0.40 m³/s

وذلك منذ لحظة بداية الفيضان وحتى لحظة انتهائه.

والمطلوب :

حساب المنحني المائي الكلي المُتوقع حدوثه نتيجة لهذه الزخمة المطرية المُتجانسة وذلك بالاستعانة بمنحني وحدة التصريف المُميز للحوض المدروس.

خطوات الحل :

1) نلاحظ وجود سبع طبقات الجريان السطحي ناتجة عن الشدات الساعية السبعة التي تم حسابها بعد تحديد قيم C_{a m} .

2) يتم إعادة حساب حجوم جريان الشرائح الزمنية V_{r1mm Δti} لمنحني الوحدة Qu

المميز للحوض، وذلك من خلال مُضاعفتها بطبقات الجريان :
 $lr1, lr2, lr3, lr4, lr5, lr6, lr7$ التي تم حسابها في الفقرة 1، لنحصل على
 منحنيات تصارييف سطحية جديدة $Qr_{lr i}$ تابعة لقيم $lr i$:

$$Qr_{lr1}, Qr_{lr2}, Qr_{lr3}, Qr_{lr4}, Qr_{lr5}, Qr_{lr6}, Qr_{lr7}$$

حجوم جريان الشرائح الزمنية فيها تُساوي تبعاً:

$$lr1 * Vr_{1mm \Delta t i}$$

$$lr2 * Vr_{1mm \Delta t i}$$

$$lr3 * Vr_{1mm \Delta t i}$$

$$lr4 * Vr_{1mm \Delta t i}$$

$$lr5 * Vr_{1mm \Delta t i}$$

$$lr6 * Vr_{1mm \Delta t i}$$

$$lr7 * Vr_{1mm \Delta t i}$$

(3) يتم ترتيب هذه القيم في الجدول تحت الشرائح الزمنية مع الانتباه إلى ضرورة البدء
 بتسجيل إحداثيات منحنى التصريف $Qr_{lr i}$ من بداية الشريحة الزمنية الموافقة لها t_i :

Qu	تقسيم محور الزمن إلى فواصل زمنية متساوية فيما بينها (Δt)					
Δt	2	2.30'	3	3.30'	4	4.30'
Qr_{lr1}	0	$0.06*lr1$	$0.18*lr1$	$0.36*lr1$	$0.49*lr1$	$0.55*lr1$
Qr_{lr2}			0	$0.06*lr2$	$0.18*lr2$	$0.36*lr2$
Qr_{lr3}					0	$0.06*lr3$
Qr_{lr4}						
Qr_{lr5}						
Qr_{lr6}						
Qr_{lr7}						
$Q_{r1,2,3,4,5,6,7}$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$	$\Sigma =$
Q_{base}						
Q_{global}						

4) يتم تسجيل قيم حجوم جريان المركبة الجوفية Q_{base} المُعطاة في التمرين والتي تتغير قيمها بشكل متزايد ومنتظم مع تقدم الشرائح الزمنية :

من $0.10 \text{ m}^3/\text{s}$ إلى $0.40 \text{ m}^3/\text{s}$

5) يتم جمع حجوم تصارييف المنحنيين لكل شريحة زمنية على حدة:

- التصريف السطحي الناتج $Q_{rlr1,2,3,4,5,6,7}$

- تصريف المركبة الجوفية Q_{base}

6) ارسـم على ورقة ميليمترية المنحني المائي الناتج لنحصل بذلك على المنحني المائي الكلي Q_{global} المتوقع حدوثه نتيجة للزخعة المطرية المتجانسة التي تم تسجيلها في الحوض الهيدرولوجي المدروس وهو المطلوب.



التطبيقات العملية لفصل

التحليل الإحصائي للمُعطيات الهيدرولوجية

أولاً – المُجانسة من الدرجة الأولى: "الاختبارات الهيدرولوجية"

وجدنا أن هنالك العديد من الاختبارات التي تهدف إلى تدقيق المعطيات الهيدرولوجية:

- منها ما يعتمد على التحليل الزمني لهذه المعطيات وتحديد توقيت الخلل إن وجد، وإعادة تصحيحه مثل الطريقة التراكمية المضاعفة وطريقة المجموع التراكمي لمعدلات مُعطيات عدد من المحطات المتجاورة مناخياً كما وجدنا في فصل الهطولات.
- ومنها ما يعتمد على التحليل الإحصائي لمُعطياتها، وذلك بهدف التحقق من انتمائها للمجموعة الأم نفسها أو لمجموعة دخيلة عليها. وسنقدم في هذا الجزء من الكتاب الخطوات العملية التي يجب اتباعها لفهم بعض الاختبارات الإحصائية التي يمكن تطبيقها في مجال الهيدرولوجيا، ونذكر منها : اختبار Wilcoxon ، واختبار Whitne - Mann.

1- اختبار Wilcoxon

لا يعتمد اختبار Wilcoxon على سلسلة قيم المتغير في العينة، وإنما يعتمد على سلسلة تراتيبها ضمن المجموعة ككل. وتستند فكرة هذا الاختبار على المبدأ التالي:

عندما تنتمي كل معطيات عينة ما إلى نفس المجموعة الإحصائية الأم، فمن المنطقي أن تنتمي معطيات أي جزء مقتطع من هذه العينة إلى نفس المجموعة الأم. وهذا بدوره يؤكد بالضرورة تجانس معطيات العينة المدروسة فيما بينها.

لنفرض أن لدينا سلسلة معطيات لكميات هطول استمرت N سنة. ويُراد التحقق من انتماء هذه المعطيات لنفس المجموعة الأم وفق اختبار Wilcoxon، لذلك نتبع الخطوات التالية :

نرتب الجدول التالي :

I	II	III	IV	V	VI
N	N _X	N _Y	N'	R	Y أو X

بحيث :

1 (نسجل في الحقل الأول قيم المتغير الموجود في سلسلة المعطيات N المراد دراستها، وبحسب تسلسل قياسها الزمني.

2 (نقسم هذه المعطيات قبل ترتيبها إلى عينتين X و Y وبأطوال متساوية أو مختلفة فيما بينها. ولنفرض أن أطوالها كانت تبعاً N_X و N_Y بحيث كانت :

$$N = N_X + N_Y$$

$$N_X \leq N_Y$$

فنضعهما في الحقلين المتجاورين الثاني والثالث.

3 (نضع في الحقل الرابع السلسلة N' والتي تُمثل قيم المتغير الموجود في سلسلة المعطيات الأولى N ولكن بعد ترتيب قيمها بشكل متزايد، وبغض النظر عن أي سواء أكانت عينة تنتمي للعينة الأقصر N_X أم للعينة الأطول N_Y .

4 (نسجل في الحقل الخامس R والتي تُمثل أرقام تسلسل قيم المتغير في السلسلة N' المرتبة بشكل متزايد.

5 (في الحقل السادس نسجل ومقابل كل قيمة من قيم السلسلة N'، رمز العينة التي تنتمي إليها X أو Y.

6 (نحسب أحد الحدين :

W_X والذي يُمثل مجموع تراتيب القيم المنتمة للسلسلة X.

أو W_Y والذي يُمثل مجموع تراتيب القيم المنتمة للسلسلة Y.

وذلك حسب ورودها في السلسلة N^1 أي :

$$W_X = \sum R_X$$

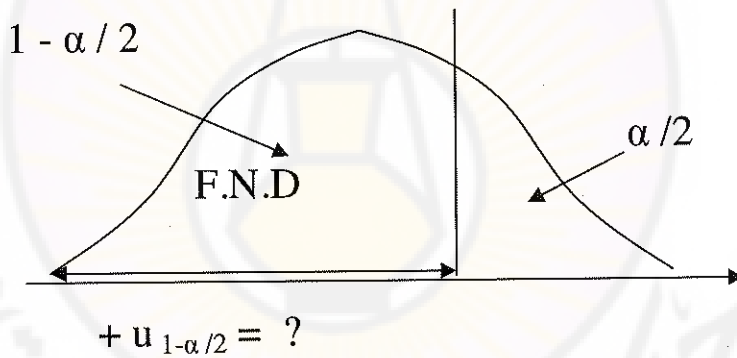
$$W_Y = \sum R_Y$$

7) نحسب الحدين ($W_{\max}$) و ($W_{\min}$) بحيث:

$$W_{\min} = \frac{(N_X + N_Y + 1) * N_X - 1}{2} - u_{1-\alpha/2} \sqrt{\frac{N_X N_Y (N_X + N_Y + 1)}{12}}$$

$$W_{\max} = (N_X + N_Y + 1) N_X - W_{\min}$$

بحيث تكون القيمة ($u_{1-\alpha/2}$) عبارة عن المتغير المعياري الذي يُستخرج من جدول غاوص لترددات عدم التجاوز F.N.D. وعلى أساس عتبة الثقة $\alpha = 5\%$ ، والتي يُمكن تمثيل مجالها كما في الشكل (68):



الشكل (68) مجال عتبة الثقة α لترددات عدم التجاوز F.N.D.

والتي يتم حساب لقيمة تبعاً قيمة عتبة الثقة المُعطاة $\alpha = 5\%$ ، ليتم فيما بعد استخراج قيمتها من جدول غاوص لتردد الـ F.N.D. فنجد :

$$u_{1-\alpha/2} = u_{1-0.05/2} = u_{0.975}$$

$$u_{1-\alpha/2} = u_{0.975}$$

ومن جدول غاوص ، وبناءً على هذه القيمة نجد أن :

$$u = 1.96$$

وبالتالي يُمكن حساب الحدين $W_{\min}$ أو $W_{\max}$.

وفي حال تحققت إحدى المتراجحتين:

$$W_{\min} < W_X = \sum R_X < W_{\max}$$

$$W_{\min} < W_Y = \sum R_Y < W_{\max}$$

تكون عندها مُعطيات العينة منتمية لنفس المجموعة الأم، أي أن معطياتها متجانسة فيما بينها وهو المطلوب.

2- اختبار Mann-Whitney

لا يعتمد هذا الاختبار كما في الاختبار السابق على سلسلة قيم المتغير في العينة، وإنما يعتمد على دراسة سلسلة الأرقام التي يدل كل منها، على عدد القيم في العينة الأخرى التي تكون أكبر من القيمة المعنية بالرقم المدون إلى جانبها. أي بتعبير آخر، عدد قيم العينة الأخرى التي تتجاوز قيمها القيمة المعنية بالرقم.

لنفرض أيضاً أن لدينا سلسلة معطيات لكميات هطول استمرت N سنة. ويراد التحقق من انتمائها للمجموعة الإحصائية نفسها وبالتالي من تجانس معطياتها، لذلك نتبع الخطوات التالية وذلك من أجل ترتيب الجدول :

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
N	N'	$R_{N'}$	العينة X طولها N_X	R_{X_i}	العينة Y طولها N_Y	R_{Y_j}	العينة X المرتبة N'_X	$R_{\sum Y > X_i}$	العينة Y المرتبة N'_Y	$R_{\sum X > Y_i}$

1 (نسجل في الحقل الأول قيم المتغير الموجود في سلسلة المعطيات N المراد دراستها، وبحسب تسلسلها الزمني.

2 (نرتب هذه القيم في الحقل الثاني بشكل متزايد لنحصل على السلسلة N' .

3 (نسجل في الحقل الثالث R_N أرقام تسلسل قيم المتغير في السلسلة N' المرتبة بشكل متزايد.

4 (نقسم معطيات السلسلة N (قبل ترتيبها طبعاً) إلى عيتين X و Y وبأطوال مختلفة، ولنفرض أن أطوالها كانت تبعاً N_X, N_Y بحيث كانت :

$$N = N_X + N_Y$$

$$N_X \leq N_Y$$

ونضعهما في الحقلين المتجاورين : الرابع والسادس.

5 (نسجل في الحقل الخامس الأرقام R_{X_i} ، والتي تمثل أرقام ورود كل قيمة من قيم العينة X ذات الطول N_X ، ضمن السلسلة N' ذات الأرقام $R_{N'}$ المرتبة في الحقل الثالث.

6 (نسجل في الحقل السابع الأرقام R_{Y_i} ، والتي تمثل أرقام ورود كل قيمة من قيم العينة Y ذات الطول N_Y ، ضمن السلسلة N' ذات الأرقام $R_{N'}$ المرتبة في الحقل الثالث.

7 (نرتب في الحقل الثامن قيم السلسلة X ولكن بعد ترتيبها بشكل متزايد ونُسميها العينة N'_X .

8 (نرتب في الحقل العاشر قيم السلسلة Y ولكن بعد ترتيبها بشكل متزايد ونُسميها العينة N'_Y .

9) في الحقل التاسع، ومقابل كل قيمة من قيم X_i في العينة N'_X ، نسجل القيم $R_{\Sigma Y > X_i}$ والتي يدل كل منها على مجموع عدد قيم المتغير Y_i الموجودة في العينة N'_Y والتي تكون أكبر من القيمة X_i المُقابلة للرقم المعني (أي التي تتجاوزها).

10) في الحقل الحادي عشر، ومقابل كل قيمة من قيم Y_i في العينة N'_Y ، نسجل القيم $R_{\Sigma X > Y_i}$ والتي تدل كل منها على مجموع عدد قيم المتغير X_i الموجودة في العينة N'_X والتي تكون أكبر من القيمة Y_i المُقابلة للرقم المعني (أي التي تتجاوزها).

11) نحسب الحدين S و K بحيث :

$$S = N_X * N_Y - K$$

$$K = L - [N_X (N_X + 1)] / 2$$

$$L_X = \sum_{i=1}^{N_X} R_{X_i}$$

$$L_Y = \sum_{i=1}^{N_Y} R_{Y_i}$$

ويُعرف:

S : بأنه مجموع عدد قيم العينة الثانية N_Y التي تجاوز كل منها قيمة من قيم العينة الأولى N_X أي الموجودة في الحقل التاسع.

K : بأنه مجموع عدد قيم العينة الأولى N_X التي تجاوز كل منها قيمة من قيم العينة الثانية N_Y أي الموجودة في الحقل الحادي عشر.

L_X : بأنه مجموع تراتيب القيم التابعة للسلسلة X وذلك حسب ورودها في السلسلة المرتبة N' .

L_Y : بأنه مجموع تراتيب القيم التابعة للسلسلة Y وذلك حسب ورودها في السلسلة المرتبة N' .

12) عندما يكون عدد قيم كل من العينة المدروسة N والعينتين الجزئيتين N_X و N_Y على الشكل التالي:

$$N > 20$$

$$N_X > 3$$

$$N_Y > 3$$

فإن توزع قيم كل من S, K يتم وفق قانون التوزيع الطبيعي ، لذلك نحسب قيم كل من المتوسط والانحراف المعياري والمتغير المعياري له حيث :

- المتوسط:

$$\bar{K} = \bar{S} = (N_X * N_Y) / 2$$

- الانحراف المعياري:

$$S_K = S_S = [(N_X * N_Y) / 12] [N_X + N_Y + 1]$$

- المتغير المعياري: يُمكن انطلاقاً من عدد قيم التجاوز أن نحسب قيمة المتغير المعياري وذلك على الشكل التالي، مع التنويه إلى ضرورة أخذ القيمة المطلقة له:

$$u_{cX} = (S - \bar{S}) / S_S$$

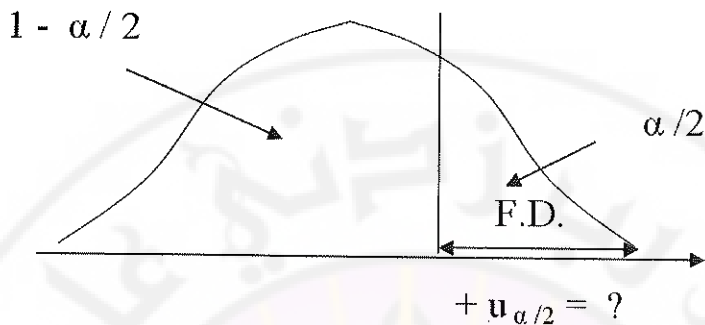
$$u_{cY} = (K - \bar{K}) / S_K$$

طبعا :

المتوسطات $\bar{K} = \bar{S}$ متساوية. وكذلك الانحرافات المعيارية $S_K = S_S$ متساوية أيضاً.

13) نستخرج قيمة المتغير المعياري $(u_{\alpha/2})$ من جدول غاوص لترددات التجاوز F.D. ، وذلك لكون كل من S, K هي مجموع القيم المتجاوزة كما تم شرحه، وذلك على أساس عتبة الثقة : $\alpha = 10\%$. فنجد أن : $u_{\alpha/2} = 1.64$.

بحيث تُعرف القيمة $u_{\alpha/2}$ بأنها المتغير المعياري الذي يُستخرج من جدول غاوص لترددات التجاوز F. D.، على أساس عتبة الثقة : $\alpha = 10\%$ ، كما هو مُوضح في الشكل (69) :



الشكل (69) مجال عتبة الثقة α لترددات التجاوز F.D.

والتي يتم حساب قيمتها تبعاً لقيمة عتبة الثقة المُعطاة $\alpha = 10\%$ ، ليتم فيما بعد استخراج قيمتها من جدول غاوص لتردد التجاوز F. D. فنجد :

$$u_{\alpha/2} = u_{0.10/2} = u_{0.05}$$

$$u_{\alpha/2} = u_{0.05}$$

ومن جدول غاوص، وبناءً على هذه القيمة نجد أن :

$$u = 1.64$$

ففي حال تحققت إحدى المتراجحتين :

$$u_{Cy} < u_{\alpha/2}$$

$$u_{Cx} < u_{\alpha/2}$$

تكون عندها معطيات العينة المدروسة منتمية للمجموعة الأم نفسها، وبالتالي معطياتها متجانسة فيما بينها.

تمارين المُجانسة من الدرجة الأولى : " الاختبارات الهيدرولوجية "

1- تمرين اختبار Wilcoxon

لتكن لدينا كميات الهطولات السنوية التالية :

السنة	P _{mm}	السنة	P _{mm}	السنة	P _{mm}
1	641.2	15	780.2	29	340.7
2	659.1	16	685.1	30	819.5
3	1176.9	17	500.9	31	319.6
4	557.1	18	1030.3	32	618.8
5	367.5	19	898.7	33	720.7
6	410.5	20	1085.4	34	712.2
7	1014.8	21	588.7	35	458.5
8	582.1	22	953.8	36	570.3
9	827.3	23	801.7	37	758.5
10	530.4	24	709.8	38	550.5
11	1125.3	25	519.8	39	522.2
12	659	26	1006	40	416.1
13	787.7	27	838.5		
14	641.8	28	826		

والمطلوب : التحقق من انتماء هذه المعطيات لنفس المجموعة الأم وفق اختبار
Wilcoxon

2- تمرين اختبار Mann-Whitney

لتكن لدينا كميات الهطولات السنوية التالية :

السنة	P _{mm}	السنة	P _{mm}	السنة	P _{mm}
1	641.2	15	780.2	29	340.7
2	659.1	16	685.1	30	819.5
3	1176.9	17	500.9	31	319.6
4	557.1	18	1030.3	32	618.8
5	367.5	19	898.7	33	720.7
6	410.5	20	1085.4	34	712.2
7	1014.8	21	588.7	35	458.5
8	582.1	22	953.8	36	570.3
9	827.3	23	801.7	37	758.5
10	530.4	24	709.8	38	550.5
11	1125.3	25	519.8	39	522.2
12	659	26	1006	40	416.1
13	787.7	27	838.5		
14	641.8	28	826		

والمطلوب : التحقق من انتمائها للمجموعة الإحصائية نفسها وبالتالي من تجانس معطياتها وفق اختبار Mann-Whitney

ثانياً - المجانسة من الدرجة الثانية : "إطالة مدة قياس سلسلة مُعطيات هيدرولوجية"

الهدف من هذه الفقرة هو :

- أ - التدرب على عملية تمديد محطة القياس Y التي تمتد تسجيلاتها لفترة زمنية قصيرة، وذلك بالاستعانة بمعطيات المحطة المرجعية X التي تتميز:
- بسلسلة مُعطيات تمتد لفترة زمنية أطول (تتضمن بالطبع الفترة الأولى).
 - بوقوعها ضمن الإقليم المناخي نفسه، والمعطيات مدونة في الجدول التالي.
- ب - تقدير قيمة المعلومات التي تم اكتسابها من خلال تقدير المعدلات السنوية للهطولات المفقودة في المحطة Y .
- ولفهم مراحل هذه الإطالة لابد من شرح الخطوات التي يجب اتباعها والعلاقات التي تستخدم فيها :

- 1- حساب قيمة كل من المتوسط والتباين لمُعطيات الخطتين :
- لحساب قيمة المتوسط نستخدم العلاقة :

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

- لحساب التباين نستخدم العلاقة :

$$nS_x^2 = \frac{n \sum x^2 - (\sum x)^2}{n(n-1)}$$

وكذلك طبعاً :

$$nS_y^2 = \frac{n \sum y^2 - (\sum y)^2}{n(n-1)}$$

حيث : $\sum$ هنا هي عبارة عن مجموع قيم المتغير من السنة الأولى إلى السنة n .
ويمكن حساب التباين لقيم أحد المتغيرين وليكن X مثلاً خلال مدة القياس وذلك من العلاقة التي تُعرّف مفهوم قيمة التباين بأنه مجموع مُربعات الانحراف القياسات عن متوسطها، مقسوماً على $n-1$ ، حيث n يُعبر عنها بالصيغة التالية :

$${}_nS^2_x = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}_n)^2}{n - 1}$$

والتي يُمكن كتابتها كذلك بالشكل التالي :

$${}_nS^2_x = \frac{\sum_{i=1}^n X_i^2}{n - 1} - \bar{X}^2$$

ويمكن أن يأخذ التباين الرمز s^2 :

$$s^2 = \text{رمز التباين للعينة.}$$

$$\sigma^2 = \text{رمز التباين للمجتمع الإحصائي.}$$

- أما عند احتواء المتوسط الحسابي على جزء عشري غير منته، فهناك صيغة أخرى لتجنب الأخطاء الممكن الوقوع فيها أثناء الحساب وهي تأخذ الشكل التالي :

$${}_nS^2_x = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i^2 - n \bar{X}^2)}{n - 1}$$

ملاحظة :

- بالنسبة لمقام المعادلة نُذكر هنا بأنه بالنسبة للعينة الصغيرة أي $n < 30$ فإن المقام يكون $n - 1$ ، أما عندما يكون عدد المتغير في العينة $n > 30$ فإن مقام المعادلة يُساوي n^2 (أو n ؟) والتي يُمكن كتابتها أيضاً على الشكل التالي :

$$nS_x^2 = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}{n(n-1)}$$

2- حساب قيمة معامل الارتباط r_{xy} (بحيث الدليل xy على يمين الرمز r يدل على المتغير في المحطات المعالجة ، وعلى اليسار n يدل على المدة التي ستعتمد قياساتها).

وهناك إكسبكتان لحساب هذا المعامل :

1) في حال عدم معرفة قيمة الانحراف المعياري S_x ، S_y ، نستخدم المساواة التالية، وذلك بعد تحديد قيم كل من ميل المستقيم a والمدة المشتركة n التي تم خلالها قياس قيم المتغيرين x_i ، y_i :

$$n r_{xy}^2 = a \frac{n \sum xy - \sum x \sum y}{n \sum y^2 - (\sum y)^2}$$

2) أما في حال معرفة قيم كل من الانحراف المعياري S_x ، S_y ، وميل مستقيم التمديد a والذي يُساوي كما وجدنا القيمة:

$$a = n r_{xy} \frac{n S_y}{n S_x}$$

ف نجد أن مُعامل الارتباط يُساوي :

$$n r_{xy} = a \frac{n S_y}{n S_x}$$

3- رسم مستقيم التمديد وتحديد إحداثيات قيم المتغير المُقاسة حَقلياً، وذلك بغية إجراء تدقيق بياني لمعرفة مدى الارتباط بين هذه القيم.

ولرسم مستقيم التمديد لا بد من حساب قيم كل من a , b :

آ- بالنسبة لقيمة a فهناك إكّانيتان :

1) في حال عدم معرفة قيمة الانحراف المعياري، فإننا نستخدم المساواة :

$$a = \frac{n (\sum x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sum (x - \bar{x})^2}$$

ومنه:

$$a = \frac{n \sum x y - \sum x \sum y}{n \sum x^2 - (\sum x)^2}$$

2) أما في حال معرفة قيم كل من الانحراف المعياري S_x , S_y ، ومُعامل الارتباط

$n r_{xy}$ ، بين قيم x_i , y_i ، فإننا نستخدم عندها المساواة التالية :

$$a = n r_{xy} \frac{n S_y}{n S_x}$$

ملاحظة :

يُمكن استنتاج المساواة الأخيرة من مُعادلة تمديد أو إطالة مدة القياس في سلسلة المُعطيات غير المُكتملة (كما سنجد ذلك لاحقاً) التي صيغتها:

$$y_{xi} = \bar{y}_n + n r_{xy} \frac{n S_y}{n S_x} (X_i - \bar{X}_n)$$

والتي يُمكن أن تأخذ كذلك الشكل التالي :

$$y = b + ax$$

بحيث يُساوي فيها الميل a :

$$a = n r_{xy} \frac{n S_y}{n S_x}$$

n : هي المدة المشتركة في قياس المتغيرين معاً.

ب - أما قيمة b فتساوي :

$$b = \frac{\sum y \sum x^2 - \sum x \sum xy}{n \sum x^2 - (\sum x)^2}$$

وبعد تحديد قيمة كل من a, b يُمكن رسم مستقيم التمديد:

$$\hat{y}_i = a x_i + b$$

ليتم بواسطتها تقدير قيم المتغير $\hat{y}_i$ في سلسلة المُعطيات التي يُراد إطالتها.

- ثم يتم إسقاط قيم المتغيرات y , x المُقاسة حقيقياً ويُدرس بشكل بياني مدى الارتباط بين هذه القياسات.

- ويُمكن استخدام العلاقة :

$$y_{xi} = \bar{y}_n + n r_{xy} \frac{n S_y}{n S_x} * (X_i - \bar{X}_n)$$

بحيث :

X_i : قيم المتغير X في السلسلة الأطول X والمقابلة زمنياً للقيم y_i المراد تقديرها لكل سنة من سنوات التمديد.

$\bar{X}_n$, $\bar{Y}_n$: متوسط القيم السنوية المسجلة في المخطتين ، في نفس الفترة الزمنية المشتركة n .

r_{xy} : قيمة معامل الارتباط بين قيم كل من X , Y المسجلة خلال الفترة المشتركة n .

S_x , S_y : الانحراف المعياري لقيم كل من X , Y وقيم الفترة المشتركة n . غالباً ما تُعد هذه المعادلة قليلة الاستخدام في المجالات التطبيقية.

4- تقدير القيم الجديدة المعممة (التي تُغطي كامل المدة) للمتوسط $\bar{y}$ ، ولربيع الانحراف المعياري σ_y ، لمعطيات المحطة Y وذلك بمساعدة مُعطيات المحطة X . لذلك نستخدم العلاقات التالية :

$$\bar{y} = \bar{y}_n + r_{xy} * \frac{S_y}{S_x} * (\bar{X}_N - \bar{X}_n)$$

- مع ملاحظة : أن هذه المعادلة تُستخدم عادةً عندما يُطلب تقدير قيمة لمتوسط المخطول في المحطة التي يُراد تمديدها بثقة عالية مثلاً.

$$\sigma_y^2 = S_y^2 + r_{xy}^2 * \frac{S_y^2}{S_x^2} * (NS_x^2 - nS_x^2)$$

بحيث :

$\bar{y}_n$: التقدير الأولي لمتوسط قيم y_i للمدة المشتركة فقط n .

$\bar{X}_N$: متوسط قيم X_i لكامل المدة N .

$\bar{X}_n$: متوسط قيم X_i للمدة المشتركة n فقط .

nS_x ، nS_y : الانحراف المعياري لقيم كل من x, y وذلك لقيم الفترة المشتركة n .
 $n r_{xy}$: قيمة معامل الارتباط بين قيم كل من x, y المسجلة خلال الفترة المشتركة.

nS_y^2 : قيمة التباين الأولى لقيم y_i والمقدرة للمدة المشتركة n .
 nS_x^2 ، nS_y^2 : قيمة التباين المقدرة لقيم x_i لكل من المدة الكلية والمشاركة.
 $n r_{xy}^2$: مربع قيمة معامل الارتباط بين قيم كل من x_i, y_i المسجلة خلال الفترة المشتركة.

ملاحظات 1:

- غالباً ما تكون القيمة التقديرية الجديدة لقيمة المتوسط $\bar{y}$ واضحة وبدون أي لبس أو غموض، في حين أن القيمة التقديرية للتباين σ_y^2 تحتاج لبعض التدقيق.
- من المفترض أن تُساوي قيمة التباين الجديدة σ_y^2 التي حصلنا عليها من العلاقة الأخيرة، القيمة التي ستُعطيها العلاقة التي تُعرّف بالمفهوم الحقيقي للتباين وذلك لبيانات السلسلة المركبة من مجموع القيم y_i (أي من القيم المُقاسة بالفترة المشتركة n)، وكذلك من القيم y_{xi} التي تم تقديرها للفترة الممتدة n' (أي خلال كامل المدة N) والتي تأخذ الصيغة التالية :

$$nS_y^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_N)^2}{N - 1}$$

بحيث N : عدد سنوات القياس لكامل المدة الطويلة.

- إلا أن الدراسة البيانية لتوزيع كل من القيم المُقاسة في الفترة n ، والقيم المقدرة للفترة n' حول مستقيم التمديد (x, y) ، والمرسوم بناءً على حسابات القيم y_i من

المعادلة الأولى، تُبين أن تبعر القيم المقدرة يكون أضعف من تبعر القيم المقاسة حقلياً، مما يؤكد أن قيمة التباين σ_y^2 هي بالتأكيد أقل من قيمة nS_y^2 .

- وُجد، من خلال الدراسة التفصيلية للقيم الجديدة (التي تم تقديرها) لكل من قيم المتوسط والتباين، أن القيمة التقديرية للمتوسط $\bar{y}$ تكون أكثر دقة من القيمة الجديدة للتباين σ_y^2 والتي تكون عادةً مشوبة بأخطاء متناسبة عكساً مع مُعامل الارتباط .

- ملاحظات 2 :

هنالك قاعدة عامة تُحدد أية قيمة للتباين : σ_y^2 أو nS_y^2 يُمكن اعتمادها، حيث نجد بالاعتماد على قيم كل منها أنه :

- إذا كانت القيمة الجديدة للتباين σ_y^2 أكبر من القيمة المحسوبة للمدة المشتركة nS_y^2 وهذا غالباً ما يحدث فإننا نحتفظ بالقيمة الأكبر أي بالقيمة σ_y^2

- أما إذا كانت قيمة التباين المحسوبة للمدة المشتركة nS_y^2 أكبر من القيمة الجديدة σ_y^2 ، وهذا نادراً ما يحدث، فإننا نحتفظ بالقيمة الأكبر طبعاً أي بالقيمة nS_y^2 ، إلا إذا كانت قيمة معامل الارتباط r_{xy}^2 للفترة المشتركة أكبر من 0.95 عندها نحتفظ بالقيمة σ_y^2 ولو كانت هي القيمة الأصغر.

- عندما يكون معامل الارتباط للفترة المشتركة $r_{xy}^2 = 1$ ، فمن الطبيعي أن تكون القيمة σ_y^2 هي بالضرورة أفضل تقديراً مقارنة بقيمة nS_y^2 ، ذلك لأنها ستُعطي القيمة نفسها فيما لو حُسبت من قيم مُقاسة فعلياً في المدة الكلية N ، مع العلم بعدم وجود أساس نظري لهذا الافتراض وإنما فقط من خلال التطبيقات التجريبية التي تكفي لقبوله في كل الدراسات الهيدرولوجية.

5- تقدير القيمة الجديدة لمعامل الارتباط .

وذلك باستخدام العلاقة :

$$\hat{R}_{x,y} = n r_{xy} \frac{n S_y * N S_x}{n S_x * \hat{\sigma}_y}$$

بحيث :

$n r_{xy}$: القيمة الأولى لمعامل الارتباط بين قيم كل من x, y المسجلة خلال الفترة المشتركة.

$n S_x, n S_y$: الانحراف المعياري لقيم كل من x, y وذلك لقيم الفترة المشتركة.

$N S_x$, الانحراف المعياري لقيم x لكامل المدة.

$\hat{\sigma}_y$: القيمة التخمينية للانحراف المعياري والتي حُدثت سابقاً.

- ملاحظة :

1) نجد أنه لعدم توفر الاختبار القادر على الحكم على المدلول النسبي لكل من $\hat{R}$ و $n r_{xy}$ ، فمن الضروري تطبيقاً، أن نكون أكثر حذراً مما هو عليه الحال بالنسبة لقيمة التباين، وسنحتفظ في الاستعمالات اللاحقة بقيمة مُعامل الارتباط التجريبي المحسوب على أساس $n r_{xy}$.

2) ويمكن تخمين قيمة جديدة لمعامل الارتباط $\hat{R}_{x,y}$ وذلك بالاعتماد على ميل مستقيم التمديد a كما وجدنا، ولكن باستخدام القيمة $N S_x$ بدلاً من القيمة $n S_x$ ، وذلك حسب المعادلة رقم (6) التالية :

$$\hat{R}_{x,y} = a \frac{N S_x}{n S_y}$$

ومن الطبيعي أن تكون الفائدة من عملية التمديد لسلسلة المعطيات Y، على قدر من الأهمية كلما كان معامل الارتباط r_{xy} كبيراً.

6- حساب الفعالية النسبية E للتمديد.

نستخدم العلاقة

$$E = 1 + \left(1 - \frac{n}{N}\right) \left[\frac{1 - (n-2)r^2}{n-3} \right]$$

بحيث:

E : الفعالية النسبية لقيم $\bar{y}_n$ و $\hat{\bar{y}}$ والمُحددة من خلال النسبة بين قيمة تباين المتوسط $\hat{\bar{y}}$ وتباين المتوسط $\bar{y}_n$.
مع العلم أن قيمة معامل الارتباط r هي دوماً موجبة، وأن قيمة n لا يُمكن أن تكون أقل من 3 ، وعليه فإن قيمة الفعالية النسبية E تتراوح دوماً بين الواحد والنسبة

: n / N

$$\text{أي } [1 \leq E \leq n/N , \quad 3 \leq n , \quad 0 < r]$$

7- حساب عدد السنوات الفعلية أو الحقيقية التي تم اكتسابها للتمديد من مُعطيات الخطوة Y:

يُفضل الاستعاضة عن الفعالية النسبية E بما يُعرف بالمكسب الحقيقي للمعلومات وذلك بالتعبير عنها من خلال رقم السنوات (الوهمية) N' المطابق لسنوات الإطالة التي خضعت لها السلسلة Y.

مع العلم أن N' تتغير:

- من n (أي بدون أي مكسب ومُعامل ارتباط يُساوي الصفر بين y و x).

- إلى N (أي بمكسب أعظمي وتمعامل ارتباط نموذجي $r = 1$) وبالتالي بعلاقة خطية بين y و x . ويُعبّر عن N' عندئذ بالشكل التالي :

$$N' = \frac{n}{E}$$

المكسب الحقيقي

8- حساب مجال الثقة من أجل $I.C. = 95\%$ ، والدقة الموافقة بالـ % لقيمة المتوسط السنوي لمعطيات الخطة Y (سلسلة مُعطيات المدة n ، وسلسلة المُعطيات المَطلوَة لـ N' سنة) ، ولَمُعْطِيات الخطة المرجعية X (سلسلة مُعطيات المدة N) ، ومقارنة النتائج التي نحصل عليها.

لإمكانية تقويم المكسب الذي حصلنا عليه من خلال هذه الإطالة الزمنية، يكفي هنا قبول مجال الثقة $I.C. = 0.95$ مثلاً، وبالنسبة للعينة ذات التوزيع الطبيعي طبعاً، (أي تلك التي تتبع لقانون غاوص) نجد أنه :

1) في العينة التي يكون فيها: $n > 30$ عدد القيم المدروسة

يتبع التقدير الجديد لقيمة كل من المتوسط $\bar{y}$ والتباين $\hat{\sigma}_y^2$ لقانون غاوص، وبالتالي يُمكن حساب مجال الثقة $I.C. = 0.95$:

- للقيمة الجديدة للمتوسط $\bar{y}$:

$$I.C. \bar{y} = \pm t_{(1-\alpha)/2} \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}}$$

- للقيمة الجديدة للتباين، أو للانحراف المعياري $\hat{\sigma}_y$:

$$I.C. \hat{\sigma} = \pm t_{(1-\alpha)/2} \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{2n}}$$

- ملاحظات :

1 - بالنسبة لقيمة الانحراف المعياري $\hat{\sigma}$ المستخدمة في هذه المساواة، يجب التنويه بضرورة اعتماد القيمة الأكبر من قيم nS_y أو $\hat{\sigma}_y$ ، ولكن مع الأخذ بعين الاعتبار بقيمة مُعامل الارتباط $n r_{xy}$ كما تم شرحه سابقاً.

2 - بالنسبة للمتغير المعياري $t = u$ فهو يُستخرج في هذه الحالة من جدول قانون غاوص على أساس أن قيمة المتغير المعياري $t_{(1-\alpha)/2}$ ، هي قيمة المتغير المعياري $u_{1-\alpha/2}$ التي تُستخرج من جدول غاوص لترددات F.N.D.، بحيث إن عتبة الثقة $\alpha = 0.95$. أي أن الاحتمال كان :

$$Pr (t_{(1-\alpha)/2})$$

فإذا كان مجال الثقة المحدد مسبقاً ($IC = \alpha = 0.95$) نجد أن :

$$Pr_t = (1 - 0.95) / 2 = 0.025$$

$$Pr_t = 0.025$$

ومن جدول غاوص لترددات عدم التجاوز نستخرج قيمة u المقابلة لقيمة FND :

$$t = u = - 1.96$$

u	0	1	...	...	6	7
-2.1	0.01786	FND	FND	FND	↑	
-2		0.02222		FND		Pr
-1.9	←				0.025	

- وعليه فإن حدود المجال الذي تقع ضمنه القيم الجديدة ومجال ثقة I.C. 95% يُساوي للمتوسط :

$$\hat{y} \pm \bar{I.C}_{\hat{y}}$$

وللتباين :

$$\hat{\sigma}_y + I.C. \cdot \hat{\sigma}$$

- وبالتالي يُمكن تحديد النسبة المئوية لدقة تقدير هذه القيم.

- ملاحظات :

1- يُمكن تحديد الدقة التي تم بها حساب قيمة المتوسط $\bar{y}_n$ ومقارنتها بتلك التي تم بها حساب القيمة الجديدة للمتوسط $\bar{y}$.

2- يُمكن دراسة إمكانية تضييق مجال الثقة على كل من $\hat{\sigma}_y$ ، $\bar{y}$ ، وذلك باستبدال قيمة n بالقيمة N' في العلاقات الأخيرة نفسها بحيث $N > N' > n$ ، أي بالانتقال من العينة y بقيمتها المقاسة خلال الفترة الزمنية المشتركة n ، إلى نفس العينة ولكن بقيم المدة المطولة إلى N' سنة.

(2) أما في العينة التي يكون فيها ($n < 30$) عدد القيم المدروسة) :

فنجد أن التقدير الجديد لقيمة المتوسط يتبع هنا لقانون Student مع درجات حرية تساوي $N-1$ ، أما الانحراف المعياري والتباين فهما يتبعان لقانون χ^2 (أو بيرسون) مع درجات حرية مساوية أيضاً لـ $N-1$ ، حيث N العدد الكلي لسنوات القياس، وبالتالي يُمكن حساب مجال الثقة $I.C. = 0.95$:

- للقيمة الجديدة للمتوسط $\bar{y}$:

$$I.C. \bar{y} = \pm t_{(1-\alpha)/2} \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}}$$

إلا أن t هنا متغير معياري يُؤخذ من جدول Student وذلك من أجل :

- الاحتمال $P_r t = (1-\alpha) / 2$ ، وكذلك درجة الحرية $v = N - 1$

وبالتالي فمن أجل استخراج قيمة $t_{(1-\alpha)/2}$ ، نحسب بدايةً احتمالها وذلك تبعاً لمجال الثقة المحدد مسبقاً $I.C. = \alpha = 0.95$ ، ومنه :

$$P_{rt} = (1 - 0.95) / 2 = 0.025$$

ثم نبحث في متن جدول Student عن قيمة المتغير المعياري t وذلك مقابل تقاطع قيم كل من :

- درجة الحرية $v = N - 1$ الذي تم حسابه اعتماداً على العدد الكلي للعينة المدروسة N .

- والتردد التجريبي P_{rt} الذي تم حسابه اعتماداً على مجال الثقة المعطى : $I.C. = \alpha$ أيضاً.

$v \backslash P$	$P_{rt} = (1-\alpha) / 2$	P	P	P	P	P	0.025
1	t						↓
2							↓
.....			t				↓
20	-----	-----	-----	-----	-----	→	t

- للقيمة الجديدة للتباين $\hat{\sigma}^2$ أو للانحراف المعياري $\hat{\sigma}_y$:

فإنه يتبع لقانون χ^2 مع درجات حرية تساوي $v = N - 1$:

$$\frac{n * \hat{\sigma}}{\chi^2_1} \leq \hat{\sigma}^2 \leq \frac{n * \hat{\sigma}}{\chi^2_2}$$

إذاً يجب بدايةً استخراج قيم كل من χ^2_1 و χ^2_2 من الجدول الذي يحتوي على قيمها وذلك تبعاً لقيم كل من :

- درجة الحرية التي تتبع أصلاً للعدد الكلي للعينة N : أي $v = N - 1$.

- واحتمالاتها حيث :

$$\Pr [\chi^2 \leq \chi^2_1] = \Pr [\chi^2 \leq \chi^2_2] = 1 - (\alpha / 2)$$

والتي تتبع أيضاً لمجال الثقة المعطى $IC = \alpha = 0.95$
 - بالنسبة لدرجة الحرية v ، وعلى فرض أن العدد الكلي للعينة كان $N = 21$ ، فإن:

$$v = N - 1 = 20$$

- بالنسبة للاحتمالات ، وعلى فرض أن $IC = \alpha = 0.95$ فإن قيمة :
 $Pr(\chi^2_1) - 1$

$$Pr(\chi^2_1) = (1 - \alpha) / 2 = (1 - 0.95) / 2 = 0.025$$

$$Pr(\chi^2_2) - 2$$

والتي تُعدّ المتممة لقيمة $Pr(\chi^2_1)$ أي :

$$Pr(\chi^2_2) = 1 - P(\chi^2_1)$$

$$Pr(\chi^2_2) = 1 - 0.025$$

$$Pr(\chi^2_2) = 0.975$$

وانطلاقاً من قيم كل من :

$$v = 20$$

$$Pr(\chi^2_1) = 0.025$$

$$Pr(\chi^2_2) = 0.975$$

نجد في جدول قيم χ^2 :

جدول قيم χ^2

$v \backslash P$	0.990	0.975	0.950	0.900	0.100	0.050	0.025
18	χ^2	↓					↓
19		↓		χ^2			↓
20	=====→	9.59	-----→				34.17
21							

القيم التالية :

$$\chi^2_1 = 34.17 \text{ و } \chi^2_2 = 9.59$$

ثم يُبدل هذه القيم بالمترابحة الأخيرة لتحديد المجال الذي يُمكن أن تتواجد ضمنه القيمة الحقيقية للتباين ومجال الثقة I.C.= 0.95 :

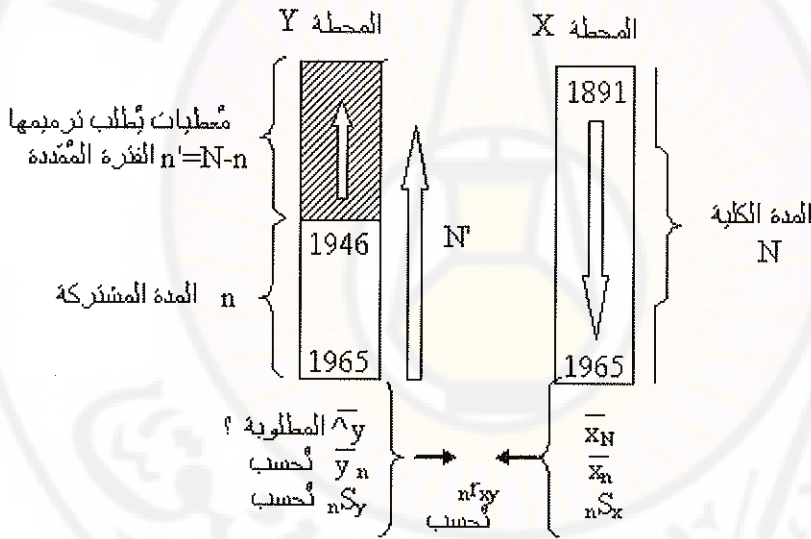
$$\frac{n \cdot \hat{\sigma}^2}{\chi^2_1} \leq \sigma^2 \leq \frac{n \cdot \hat{\sigma}^2}{\chi^2_2}$$

وبالتالي يُمكن تحديد حدود المجال الذي تقع ضمنه القيم الجديدة وبمجال ثقة : 95% I.C. ، سواءً للمتوسط أو للتباين (أو الانحراف المعياري)، مع ملاحظة أن المجال الذي تم تحديده بالنسبة لقيمة التباين هو في معظم الأحيان مجال غير متناظر.

تمرين المجانسة من الدرجة الثانية " إطالة مدة قياس سلسلة مُعطيات هيدرولوجية "

لتكن لدينا المُعطيات التالية :

- 1 - محطة مطرية مرجعية X ، قدمت سلسلة المُعطيات x_i والمكونة من مجموعة القياسات x_i ، واستمرت القياسات فيها مدة N سنة ($1891 - 1965 = N$).
- 2 - محطة مطرية Y ، قدمت سلسلة المُعطيات y_i ، والمكونة من مجموعة القياسات المطرية y_i ، واستمرت القياسات فيها مدة n سنة ($1946 - 1965 = n$).



مع العلم أن المحطة Y تقع جنوب المحطة المرجعية X وتبعد عنها مسافة 18 كم، وأن مُعطيات كل من هاتين المحطتين تخضع لقانون التوزيع الطبيعي. وقد تم التأكد من تجانس هذه المعطيات تبعاً للاختبارات الإحصائية التي تم شرحها سابقاً، وبالتالي من الممكن التنبؤ بأن العلاقة التي تربط هذه المعطيات فيما بينها هي علاقة خطية.

والهدف من هذا التطبيق العملي طبعاً هو :

- 1) التدريب على عملية تمديد محطة القياس Y التي تمتد تسجيلاتها 20 سنة فقط، وذلك بالاستعانة بمعطيات المحطة المرجعية X التي تتميز بسلسلة مُعطيات امتدت 75 سنة، وبوقوعها ضمن الإقليم المناخي نفسه، وهذه المعطيات مدونة في الجدول التالي.
- 2) تقدير قيمة المعلومات التي تم اكتسابها من خلال تقدير المعدلات السنوية للهطولات المفقودة في المحطة Y

جدول المُعطيات بالمم

السنة	المحطة المرجعية X	المحطة Y	السنة - تنمة -	المحطة المرجعية X	المحطة Y
1946	511	810	1956	657	886
1947	540	793	1957	540	776
1948	522	737	1958	858	1288
1949	459	639	1959	549	948
1950	732	1169	1960	800	1059
1951	841	1002	1961	625	872
1952	820	1248	1962	568	970
1953	393	522	1963	659	1059
1954	702	1044	1964	548	762
1955	677	1140	1965	817	1499

الجدول يُعطي قيم المعدلات السنوية للهطولات المطرية بالمم وذلك لمدة القياس المشتركة 20 سنة والممتدة ما بين 1946 – 1965.

ولكي يتمكن الطالب من تنفيذ خطوات التمديد بسهولة أعطي أجوبة بعض العمليات الحسابية مثل:

$$\sum_{1}^n x^2 = 8573110 \quad \sum_{1}^n x = 12818$$

$$\sum_{1}^n y^2 = 19543239 \quad \sum_{1}^n y = 19223$$

$$\sum_{1}^n xy = 12861707$$

$$\bar{X}_n = 667_{\text{mm}} \quad nS_x^2 = 18541$$

والمطلوب:

1- حساب قيمة كل من المتوسط والتباين لمعطيات:

1) كل من المخططين X و Y وذلك خلال المدة المشتركة (20 سنة).

2) المحطة X وذلك خلال كامل المدة (75 سنة).

2 معامل الارتباط r_{xy} (الدليل xy على يمين الرمز r يدل على المتغير في المحطات المعالجة، وعلى اليسار n يدل على المدة التي سَتُعْتَمَد قياساتها).

3- رسم مستقيم التمديد وتحديد إحداثيات قيم المتغير المُقاسَة حَقْلِيًّا، وذلك بغية إجراء تدقيق بياني لمدى الارتباط بين هذه القيم.

4- تقدير القيم الجديدة المُعممة (التي تُغطي كامل المدة) للمتوسط $\bar{y}$ ، وللمربع الانحراف المعياري $\hat{\sigma}_y$ ، لمعطيات المحطة Y وذلك بمساعدة مُعطيات المحطة X.

5- تقدير القيمة الجديدة لمعامل الارتباط.

6- حساب الفعالية النسبية E للتمديد.

7- حساب عدد السنوات الفعلية أو الحقيقية التي تم اكتسابها للتمديد من مُعطيات
المحطة Y:

8- حساب مجال الثقة من أجل $I.C. = 95\%$ ، والدقة الموافقة بالـ % لقيمة
المتوسط السنوي لمعطيات المحطة Y (سلسلة مُعطيات المدة n ، وسلسلة المُعطيات
المُطولة لـ N سنة) ، ولُمعطيات المحطة المرجعية X (سلسلة مُعطيات المدة N) ،
وقارن النتائج التي تحصل عليها.

انتهى بعون الله

المصطلحات العلمية

A	
Atmometre de Livingston	مقياس ليفينغستون
Analyse statistique des donnees hydrologiques	التحليل الإحصائي للمعطيات الهيدرولوجية
B	
Bassin versant	الحوض الهيدرولوجي
Bac colorado	حوض كولورادو
Bacs d'evaporation	أحواض البخر
Bacs flottants	الأحواض العائمة
C	
Capacite apparente moyenne d'absorption	متوسط القدرة الظاهرية على الامتصاص
Capacite d'absorption	طاقة الرش أو قدرة التربة على الامتصاص
Capteurs	المحابس المائية
Charge	الضغط الكلي
Coefficient d'abattement ou de reduction	معامل وهن أو ضعف الهطول المطري
Coefficient de torrentialite	معامل السيلية (أو الاضطراب)
Courbes huteur - surface - Frequence	منحنيات كميات الهطول - والمساحة - والتردد
Courbes huteur - surface - duree	منحنيات كميات الهطول - ومدته - والمساحات الجزئية
Courbe hypsometrique	المنحني الهيسومتري
Courbe de tarissement	منحني الاستنزاف
Courbes intensite - duree	منحنيات شدة الهطول - ومدته
Courbes intensite - duree	منحني الشدات العظمى للهطول - ومدتها

Courbes: intensite- Duree – Frequence	منحنيات شدة الهطول – مدته – وتكراره
D	
^De'bacle	زوال السد المؤقت المُعترض لمسير مياه المجرى المائي
Debit	التصريف
Densite de drainage	كثافة التصريف
Devresoire	طريقة استخدام قنوات التحكم أو الهدارات
Droite de regression	معادلة التمديد أو مستقيم التمديد
E	
Ecart- type	الانحراف المعياري
Echelle limnimetrique	المقياس الليميمتري
Ecoulement	الجريان
Ecoulement Critique	الجريان الحرج
Ecoulement fluvial	الجريان النهري
Ecoulement torrentiel	الجريان السيلي
Ecoulement de surface	الجريان السطحي
Ecoulement de subsurface	الجريان تحت السطحي
Ecoulement de retour	الجريان العائد أو الراجع
^Embacle	تشكل سد مؤقت يعترض مسير مياه المجرى المائي
Endoreisme	الانحباس المائي
Evaporation	البخر
Evaporation-Potentielle	البخر الكامن
Evaporimetres ou atmometres	مقاييس البخر
Evaporometre de Piche	مقياس بيش
Evapotranspiration	البخر الكلي أو المركب
Evapotranspiration- Potentielle	البخر الكلي الكامن

Evapotranspiration- reelle	البخر الكلي الفعلي
Exutoire	المصب
Flotteurs	العوامات
Forme du bassin	شكل الحوض
Fonction de <u>d</u> istribution F(x)	تابع توزيع العينة (f.d.)
Fonction de production	تابع التكوين
Fonction de transfert	تابع التحويل
onction de <u>d</u> ensite de probabillite	تابع كثافة الاحتمالية (f.d.p)
Fonction de production	معامل الإنتاجية
Frequence des oueds elementaie	تردد الروافد الأولية أو كثافتها
Front d'humidification	جبهة الترطيب
G	
Glaciaire	النظام الجليدي
Glacio - nival	نظام المجاري المائية التي تُغذيها كل من الثلوج والجليديات
Glacio – nival	النظام الجليدي الثلجي
H	
Hyetogramme moyenne	الهيتو غرام المتوسط
Hyetogrammes classes	الهيتو غرامات المُصنفة
Hydrographe - hydrogrammes	المنحنيات المائية
Hydrogramme unitaire	منحني وحدة التصريف السطحي
Humectation	ترطيب
I	
Infiltration	الرشح
Idice de pente	معامل ميل
Isochrones	منحنيات تساوي أزمنة الجريان
Intensite horaire	شدة الهطول الساعية

Intensite moyenne	شدة الهطول المتوسطة
Infiltrimeters	طريقة استخدام المرشحات
Intervalle interquartile	المجال الربيعي
Intensite	شدة الهطول المطري
J	
Jaugeages	المعايرة
L	
Longueur du bassin	طول الحوض
Laltitude mediane	الارتفاع المتوسط
Lois du nombre d'affluents d'ordre i	قانون عدد الروافد النهرية ذات المرتبة i
Longueurs moyennes des oueds d'ordre i	قانون متوسط أطوال الروافد النهرية ذات المرتبة i
Lois de pluviosite	قانون الإمطار
Loi de Gauss - Normale	قانون توزيع طبيعي قانون غوص
Limnigraphe a flotteur	مسجلات مناسبة تعتمد على العوامات
Limnigraphes a mesure de pression hydrostatique	مسجلات مناسبة تعتمد على قياس الضغط الهيدروستاتيكي تحت سطح المياه.
Limnigraphes	مسجلات المناسبة المائية
Lame de ruissellement	طبقة الجريان السطحي
Limnigraphes	مسجلات المناسبة
M	
Moyenne arithmetique	المتوسط الحسابي
Methode des poligone de Thiessen	طريقة مضلعات ثيسن
Methode des isohyetes - isovaleurs	طريقة خطوط تساوي الهطولات
Methode des deux axes	طريقة المحورين المتعامدين
Methode de simple mass	طريقة الكتلة البسيطة
Methode des doubles cumuls	الطريقة التراكمية المضاعفة

Moyenne de l intensite	متوسط شدة الهطول
Methode de paraboles	طريقة القطوع المكافئة
Methode des verticals independants	طريقة الخطوط الرأسية المستقلة
Methode electromanetique	الطريقة الكهرمغناطيسية
Moyenne	المتوسط
Mediane	الأوسط
Methode acoustique ou ultrasosique	
Methode chimiques	الطريقة الكيميائية
Mobilite des materiaux	الحركية
Methode colorimetrique	الطريقة الكولوريمترية
N	
Nivo – pluvial meridional	النظام الثلجي المطري الجنوبي
Nival de transition	النظام الثلجي الانتقالي
Nivo – pluvial jurassien	النظام الثلجي المطري الجوراسي
Nivo - prealpin	النظام الثلجي المطري الألبى
Nivo - glaciaire	النظام الثلجي الجليدي
Nivo - alpin	النظام الثلجي الألبى
Nival meridional	النظام الثلجي الجنوبي
Nivo – glaciaire	نظام المجاري المائية التي تُغذيها الجليديات
Nivo – pluvial	نظام المجاري المائية التي تُغذيها الأمطار
P	
Pente du fond	ميل قعر سرير المجرى
Precipitations	الأمطار
Precipitations convectives	أمطار تيارات الحمل (النقل الحراري)
Precipitations orographiques	أمطار التضاريس
Precipitations frontales ou de type cyclonique	أمطار الجبهات أو من نمط الأعاصير
Pluviometre	جهاز لقياس كمية الهطولات المطرية

Pluviographe	جهاز لقياس كمية وشدة الهطولات المطرية
Percolation	التسرب
Pluie nette	المطر الصافي أو فائض المطر
Potentiel d'infiltration a saturation	الرشح الكامن للتربة المشبعة
Pertes d'eau	الفاقد المائي
Pitotmeter	أنبوب بيتوت والبيتومتر
Pitotmeter	أنبوب بيتوت المعدل أو البيتومتر
Population	المجموعة الاحتمالية الأم
Pluie nette	المطر الصافي
Pluvial superieur	النظام المطري الأعلى
Pluvial inferieur	النظام المطري الأدنى
Pluvial jurassien	النظام المطري الجوراسي
Pluvio – nival meridional	النظام المطري الثلجي الجنوبي
Pluvial meridional	النظام المطري الجنوبي
Polygone de frequencc	مضلع الترددات (أي شكل كثير الزوايا)
Probabilite au non depassement) F(x	احتمالية عدم التجاوز
Pluie brute	الهطولات المطرية
Pluvio – nival	نظام المجاري المائية التي تُغذيها كل من الأمطار والثلوج
R	
Regimes hydrologiques	الأنظمة الهيدرولوجية
Relief du basin	ضاريس الحوض
Rectangle equivalent	المستطيل المكافئ
Reseau hydrografique	الشبكة الهيدروغرافية
Rapport de confluence	نسبة التفرع
Rayon Hydraulique	نصف القطر الهيدروليكي

Rugosite	الخشونة
Regime transitoire	النظام الانتقالي
Reponses hydrologiques	رد الفعل الهيدرولوجي للحوض
Reponses hydrologiques, ou Comportement hydrologique	رد الفعل الهيدرولوجي للحوض، أو سلوكيته الهيدرولوجية :
Regim mixte	النظام المختلط
Regim complexe	النظام المركب (المعقد)
Regim nival	النظام الثلجي
Regim pluvial pur (ou ocianique)	النظام المطري المحيطي
Regim pluvial tropical	النظام المطري الاستوائي
Regim simple	النظام البسيط
Regim glaciaire	النظام الجليدي
S	
Surface du bassin	سطح الحوض
Station hydrometriques	المحطات الهيدرومترية
Sections caracteristiques	المقاطع المائية المميزة في المحطة الهيدرومترية
Subsaharienne	الصحراوية
Subcritique	الجريان النهري أو الجريان تحت الحرج
Supercritique	الجريان السيلي أو الجريان فوق الحرج
Subsaharienne	الأقاليم الصحراوية
Section de l echelle	مقطع المقياس الليميترية
Section de control	مقطع المراقبة
Section de jaugeages	مقاطع المعايرة
Surface mouillee	مساحة السطح المبلل
T	
Transpiration	النتح

Temps de retour	زمن العودة
Temps de submersion	زمن الغمر
Temps de base	زمن الأساس أو فترة الجريان
Temps de reponse	زمن التجاوب
Temps de reponse	زمن التجاوب
Temps de concentration	زمن التركيز T_c
V	
Variance	التباين
Volume de ruissellement	حجم الجريان السطحي
Z	
Zone de transmission	نطاق النقل
Zone d'humidification	نطاق الترطيب
Zone saturee	نطاق الإشباع
Zone saturee	النطاق المشبع

- المراجع العربية :

- 1 - السلاوي، م. (1989) : هيدرولوجية - المياه السطحية. الدار الجماهيرية للنشر والتوزيع والإعلان.
- 2 - الشبلاق، م. والنجار، م. (2008) : الهيدرولوجيا. كتاب جامعي، كلية الهندسة المدنية جامعة دمشق .

- المراجع الأجنبية :

- 3 - Dubreuil, P. (1974) : Initiation a l'Analyse Hydrologique, Masson et Cie ed Paris.
- 4- Musy, A. (2005) Hydrologie Generale.
<http://echo.epfl.ch/e--drologie.html>.
- 5- Roche M. (1963) : Hydrologie de surface, Gauthier-Villars ed. Paris
- 6- Roche, M., (1967) : Recherche d'un hydrogramme standard. Cah. O.R.S.T.O.M. et hydrol. Vol. IV, no 1,
- 7- Sari ahmed, A., (2002) , Univerversite de Bab Ezzouar Alger : Initiation a L'hydrologie de surface, ed. Distribution HOUMA.

اللجنة العلمية :

جامعة دمشق

الأستاذ الدكتور : ياسر المحمد

جامعة تشرين

الأستاذ الدكتور : أحمد محمد

جامعة دمشق

الأستاذ المساعد الدكتور : بشار ريشة

المدقق اللغوي :

الدكتورة : منى الحمد

حقوق الطبع والترجمة والنشر محفوظة

لمديرية الكتب والمطبوعات



