

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEURE ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

DEPARTEMENT : HYDRAULIQUE

MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

**EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME D'INGENIEUR D'ETAT
EN HYDRAULIQUE**

المركز الوطني للمصادر التعليمية
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

THEME

**NOTION DE BASE ET CONCEPTS UTILES
POUR LA COMPREHENSION DE LA
MODELISATION SYNTHETIQUE DES REGIMES
DES CRUES DES BASSINS VERSANTS AU
SENS DES MODELES Q d F**

Proposé par :

Mr N.NEBBACHE

Réalisé par :

Mr Mourad BENNOUR

Promotion 2001.

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEURE ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

DEPARTEMENT : HYDRAULIQUE

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME D'INGENIEUR D'ETAT
EN HYDRAULIQUE

THEME

**NOTION DE BASE ET CONCEPTS UTILES
POUR LA COMPREHENSION DE LA
MODELISATION SYNTHETIQUE DES REGIMES
DES CRUES DES BASSINS VERSANTS AU**

Proposé par :

Mr N.NEBBACHE

Réalisé par :

Mr Mourad BENNOUR

Promotion 2001.

RÉSUMÉ :

L'objectif de ce travail est de développer un modèle fréquentiel capable de rendre compte du régime des crues d'un bassin versant. L'approche retenue est l'analyse débit - durée - fréquence (QdF) car elle intègre indirectement l'évolution des débits avec le temps. Le modèle proposé permet pour un bassin donné, de calculer ses courbes QdF à l'aide d'un minimum de paramètres. Ce modèle est appelé «convergent», en raison de la convergence observée des différentes distributions vers de faibles périodes de retour.

Mots clefs :

Régime hydrologique, crue, analyse fréquentielle, approche débit - durée - fréquence, modèle convergent.

ملخص:

المصنف من هذا العمل هو تطوير النموذج التواتري القادر على جعل نظام الفيضانات لحوض التدفق، الطريقة المنتهية هي التحليل، التدفق-الزمن-التواتر (QdF) لأنها تدمج بطريقة غير مباشرة تطور التدفق مع الزمن. النموذج المطروح يسمح لحوض معين، بحساب منحنياته (QdF) بمساعدة أقل عدد ممكن من الوسائط. هذا النموذج يسمى "متقارب" بسبب التقارب الملحوظ على مختلف التوزيعات اتجاه دوائر ضعيفة.

كلمات مفتاح:

نظام هيدرولوجي، فيضان، تحليل تواتري، مقارنة تدفق-زمن-تواتر، نموذج متقارب.

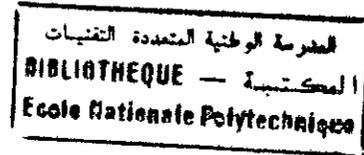
ABSTRACT:

The aim of this work is to develop a statistical model describing the flood regime of catchment. We adopted an approach based on the flow-duration-frequency (QdF) analysis, which takes into account the temporal variability of floods. The proposed model makes it possible to calculate QdF curves of a basin, using a minimum of parameters. This model is called « converging » model, because of the observed convergence of distributions, forwards small return periods.

Key words:

Flow regime, flood frequencial analysis, flow-duration-frequency approach, converging model.

SOMMAIRE



Introduction	
Objectif de la thèse	01
Chapitre 1	
Caractéristiques physiques du bassin versant	03
1-1. Situation géographique de la région d'étude	03
1-2. Caractéristiques physiographique	06
1-2.1. Lithologie du bassin versant de l'oued Mellah	06
1-2.2. Couvert végétal du bassin versant de l'oued Mellah	08
1-2.3. Les pentes	10
1-3. Caractéristiques morphométrique du bassin versant	12
1-3.1. Caractéristiques de disposition sur plan	12
1-3.2. Caractéristiques de forme	12
1-3.3. Les caractéristiques de dénivelée	14
1-3.4. Indices de pente	17
1-3.5. Caractéristiques du réseau hydrographique	19
Chapitre 2	
Présentation, collecte et analyse des données	26
2-1. Les données	26
2-2. Critique et homogénéisation des données pluviométrique	26
2-3. Test d'homogénéité	27
2-4. Constitution d'un fichier de crues	27
2-5. Sélection des crues bien observées	28
2-5.1. Caractéristiques des crues sélectionnées	29

Chapitre 3

Description du régime hydrologique : Introduction à l'approche Débit-Durée-Fréquence 33

3-1. La notion de régime hydrologique	34
3-1.1. Définition du régime hydrologique	34
3-1.2. Régimes et échelles temporelles	34
3-1.3. L'information de base : la chronique du débit	35
3-2. Variations saisonnières des débits interannuels : le choix du pas de temps	37
3-2.1. Le cas du pas de temps mensuel : les régimes de Pardé	38
3-2.2. Variation interannuels au pas de temps journalier	39
3-2.3. Exemple montrant l'importance du choix du pas de temps	41
3-2.4. Commentaire sur les différentes « durées » de l'analyse	43
3-3. Analyse du régime des crues : Introduction à l'approche Débit-Durée-Fréquence	44
3-3.1. Echantillonnage des valeurs maximales	44
3-3.2. La prise en compte de la date de crue	45
3-3.3. Les limites de l'analyse fréquentielle des pointes de crue	47
3-3.4. Analyse des durées de crues : Définition de la durée de SOCOSE	49
3-3.5. L'analyse combinée pointe-volume des crues	52
3-3.5. L'approche Débit-Durée-Fréquence	52

Chapitre 4

Echantillonnage par valeurs supérieures à un seuil 56

4-1. Elément théorique sur la modélisation des valeurs supérieures à un seuil	57
4-1.1. Etude du processus d'occurrence : le modèle du renouvellement	57
4-1.2. Etude de la distribution fréquentielle des débits maximaux	62
4-2. Outils et tests aidant au choix des paramètres d'échantillonnage	64
4-2.1. Les critères d'indépendance <i>COEF1</i> et <i>COEF2</i>	64
4-2.2. Etude du nombre moyen d'événements sélectionnés par an en fonction du seuil <i>S</i>	65
4-2.3. Test vérifiant si l'indice de dispersion I_1 est égale à 1	67
4-2.4. Test vérifiant la stationnarité du processus de Poisson	67
4-2.5. Outil développé	68
4-3. Résultats obtenus	70
4-3.1. Bassin disponible et critique des données	70
4-3.2. Influence du nombre d'événements sélectionnés μ_{objectif}	71
4-3.3. Echantillonnage utilisant les critères d'indépendance <i>COEF1</i> et <i>COEF2</i>	72

Chapitre 5	74
Modélisation débit-durée-fréquence : le modèle local convergent	74
5-1. Les différentes étapes de l'approche débit-durée- fréquence	75
5-1.1. Echantillonnage « multi-durées »	75
5-1.2. Objectif : Une modélisation « continue »	75
5-2. Présentation du modèle QdF convergent	77
5-2.1. Hypothèses et formulation du modèle	77
5-2.2. Ajustement des paramètres du modèle	80
5-2.3. Validation du modèle	83
5-2.4. Signification et propriété du paramètre Δ	84
 Conclusion générale	 86
 Bibliographie	 87
 Annexes	 89
Annexe 1	89
Annexe 2	93

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail :

A toi, fleur de mes rêves, fruit de mes pensées : **Maman**

A toute ma petite famille, je voudrais dire :

Mon Père qui m'a toujours pousser à sombrer dans les folies des livres ;

Mon Frère qui n'a cessé d'être soucieux pour moi ;

Ma Sœur qui n'a jamais porter une grande importance à ce que je faisais.

A toute ma grande famille, je ne citerais sûrement pas les Noms car ils n'en finissent pas.

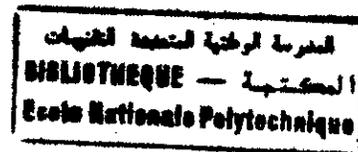
A la mémoire de **Amar** et **Moh** qui nous ont quittés.

Bref, à tous ceux que j'aime car ils m'aiment tout simplement ;

A tous ceux qui m'aiment parce qu'ils ne sont pas nombreux ;

A tous ceux qui ne m'aiment pas car ça leur fera des pieds.

REMERCIEMENTS



Au moment de terminer ce modeste travail, il m'est agréable d'exprimer mes plus vifs remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire, en particulier :

Mr NEBBACHE, N. qui a été le fondateur de ce mémoire en m'aidant à acquérir le bon sujet pour mon projet de fin d'études, et en se mettant à ma disposition chaque fois que j'en avais besoin.

Mr JAVELLE, P. docteur de l'Institut National Polytechnique de GRENOBLE, pour son dévouement et ses précieux conseils passés durant plusieurs heures sur le web, il s'est personnellement impliqué dans mon travail. J'ai grâce à lui bénéficié de toute une base de données.

Mme ABDA, L. de L'ANRH(chef de département hydrométrie), Mr HAMID, Mr BELAID et Mr EL HADI, qui ont été ma porte de secours lors de plusieurs visites, leurs orientations et précieux conseils ont été pour moi une source d'enrichissement.

Ainsi que tous les employés du département hydrologie de L'ANRH pour leur disponibilité. Il ne peut y avoir de soutenance sans jury, je les remercie pour le temps qu'ils m'ont consacré.

Melle BENMAMER, S. (notre chef de département) pour tout le temps passé qu'elle nous a permis, au centre de calcul.

Il n'est pas possible de citer toutes les personnes qui ont fait que ces cinq années de dur labeur sont passées en éclair. En voici quelques unes, que les oubliés me pardonnent :

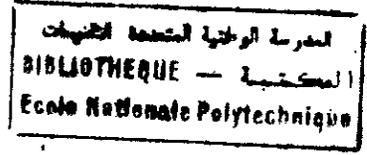
Sayeh, Mourad, Abdenour, Mohamed, Fateh, Lahssen et laïd, mes différents compagnons de chemin lors de ces 3 dernières années, unis dans la même « galère » ; Hmida le binôme que j'avais souhaité et qu'a failli devenir fou suite à ma présence trop collante.

A tout le personnel de la bibliothèque qui a exhaussé tous nos caprices ; Noura notre secrétaire bien aimée et Saïd(Mc gayver).

Hakim, Zalabou et ... toutes les personnes qui nous ont pris en stop à fin d'amoinrir le chemin de l'école.

Amina, Kahina, Fella, Fee et Been pour leur philosophie de la vie ; Faycel, Nassim et ses confrères qui ont rédigé quelques uns de mes chapitres ; Nabil qui m'a permis de naviguer sur Internet pendant plusieurs heures, sans que je ne paye le moindre sou et tous les autres pour m'avoir pardonné de les avoir oublier.

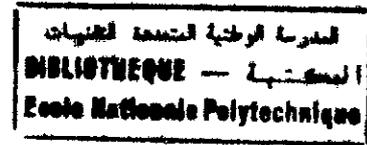
Zéralda et les amis que j'ai m'ont permis de m'aérer l'esprit. je pense à Nassim pour les nombreux jours passés à la plage et les nombreuses nuits délirantes ; Walid qui ne se lassait jamais d'entendre mes problèmes ; Hmida qui s'inquiétait tout le temps pour mon projet et qui a peut être délaissé le sien.



A Tahar pour m'avoir nourri de tous les outils de travail.

Et pour terminer, une mention spéciale pour tous les enseignants qui m'ont permis d'être là aujourd'hui.

Oh ! merci Maman pour avoir supporté mes sautes d'humeur, et corrigé mes phautes d'aorthografes.



Introduction

Objectif de la thèse

Cette thèse s'intéresse à un concept relativement nouveau en hydrologie : le modèle synthétique, très différent des modèles déterministes ou des modèles conceptuels beaucoup plus classiques, les modèles synthétiques ont pour ambition de fournir une information qui soit à la fois représentative du régime hydrologique, à la portée des gestionnaires des bassins versants, et faciles à déterminer.

L'objectif de ce travail est de développer un modèle fréquentiel capable de rendre compte du régime des crues d'un bassin versant. L'approche retenue est l'analyse débit - durée - fréquence (QdF) car elle intègre indirectement l'évolution des débits avec le temps de façon analogue à l'approche intensité - durée - fréquence (IdF) pour les pluies.

Le modèle proposé permet pour un bassin donné, de calculer ses courbes QdF à l'aide d'un minimum de paramètres. Ce modèle est appelé modèle « convergent », en raison de la convergence observée des différentes distributions vers les faibles périodes de retour.

Il nous a semblé nécessaire d'introduire à travers cette étude différents chapitres pour que leur définition et leur choix puissent être mieux perçus.

Dans un premier lieu, le chapitre 1 nous donnera une idée générale sur le site étudié, puis au chapitre 2 on regroupera tout ce qui est, présentation, collecte et analyse des données observées.

Par la suite lorsque l'on cherche à caractériser un régime hydrologique, et en particulier celui des crues, il faut dans un premier temps définir les variables pertinentes : débit de pointe, forme et durée. Le chapitre 3 présente l'approche adoptée : l'analyse débit - durée - fréquence. Comme nous le verrons plus en détail, cette approche fréquentielle permet de prendre en compte une notion essentielle dans le régime : **la durée**, contrairement à une analyse fréquentielle classique effectuée uniquement sur les débits de pointe de crue.

Le chapitre 4 revient sur un outil de base de l'analyse fréquentielle : **l'échantillonnage**. La méthode par sélection de valeurs supérieures à un seuil est adoptée. Des outils de traitements sont développés, intégrant notamment des tests statistiques utiles pour la suite du travail.

Le chapitre 5 est le cœur de cette thèse. Il présente le modèle débit - durée - fréquence.

En résumé à partir des lois théoriques relatives aux observations et extrapolations, on peut déduire les courbes débit(Q) – durée(d) – fréquence(F) d'un bassin versant, le choix de deux

descripteurs du régime locale qui renseignent sur la fonction de transfert(Δ) qui n'est autre que la durée caractéristique de la crue du bassin versant et sur la fonction de production(Q_{IXA10}) qui correspond au débit instantané maximal annuel de période de retour de 10 ans, permettent de rendre adimensionnel le faisceau de courbes QdF précédent. A partir de ce dernier faisceau, il est possible de transférer sur un site quelconque, dont les descripteurs Δ et Q_{IXA10} sont connus, des quantiles de crues pour toute durée et toute fréquence.

Finalement des résultats, conclusions et recommandations sont tirés dans une conclusion générale.

CHAPTER 1

Chapitre 1

Caractéristiques physiques du bassin versant

1-1. Situation géographique de la région d'étude

Situé dans l'est Algérien, le bassin versant de l'Oued Mellah (figure N°1) appartient à l'ensemble des sous bassins de l'Oued Seybouse dont il constitue sa limite Est sur 50 Km.

Se trouvant à 42 Km environ de la cote méditerranéenne, il occupe une superficie de 556 Km².

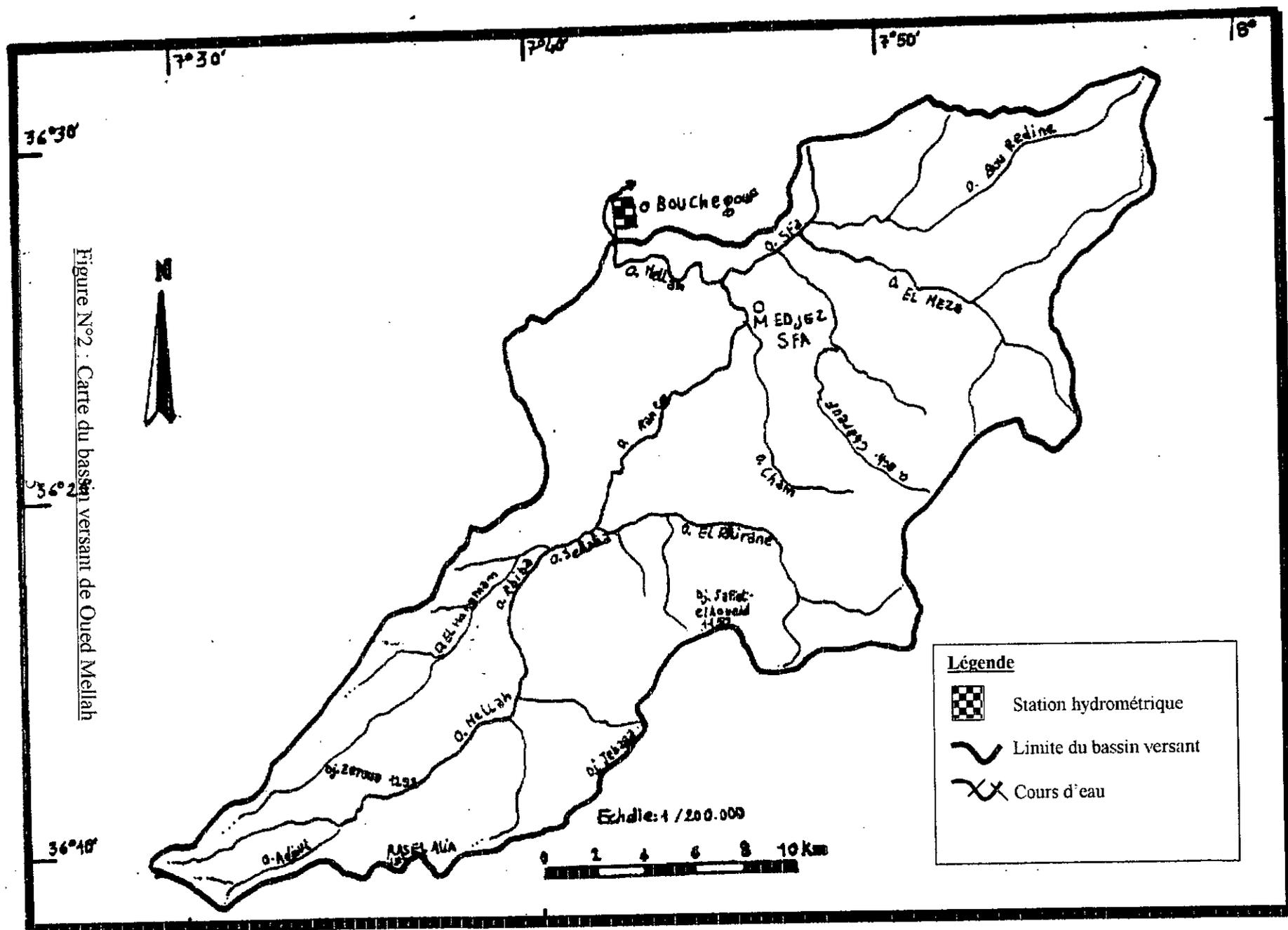
D'orientation sud ouest-nord-est, il s'étend vers le sud-ouest sur une distance de 57 Km, sa dimension est-ouest entre Guelma et Souk Ahras est de 20 Km.

En outre, comme l'indique la figure N°2, il est délimité par les longitudes (7°97'-7°59' Est) et l'altitude (36°08'-36°31' Nord).

En forme de couloir, ce bassin constitue une zone topographiquement très hétérogène caractérisée par une succession d'anticlinaux de direction Sud Est-Nord Est, ou le relief présente une dissymétrie générale.

Dans ce bassin, nous pouvons distinguer en allant au Sud vers le Nord trois zones bien distinctes :

- Une zone montagneuse constituée par djebel Zeroua (1292), djebel Bou-Aichoun (1099m), djebel El Kouz (1050m) et djebel Safiet El Aoueid (1150m). Ses principaux affluents sont Oued Adjoul et Oued Rbiba qui forment Oued Mellah qui après sa confluence avec Oued Rbiba prend le nom de Oued Sekaka.
- Une zone plus basse, caractérisée par une succession de plaines et collines, cette zone ne possède que Oued El Rhirane et ses affluents qui réunis avec Oued Sekaka forment Oued Ranem qui n'est autre que Oued Mellah.
- Une autre zone montagneuse constituée par djebel El Matlek (840m) et djebel El Maza (1263m), ses principaux affluents sont Oued Bou-Redine et El Maza qui forment Oued Mellah en aval.



Source A.N.R.H

1-2. caractéristiques physiographiques

1-2.1. Lithologie du bassin versant de l'Oued Mellah

L'étude lithologique (figure N°3) a été menée à partir des cartes et notices géologique au 50.000^{ème} de Guelma, Bouchgouf, Abdi et Souk-Ahras.

La lithologie explique en grande partie la structure morphologique, le couvert végétal et l'occupation du sol, elle joue un rôle fondamental dans les processus érosifs.

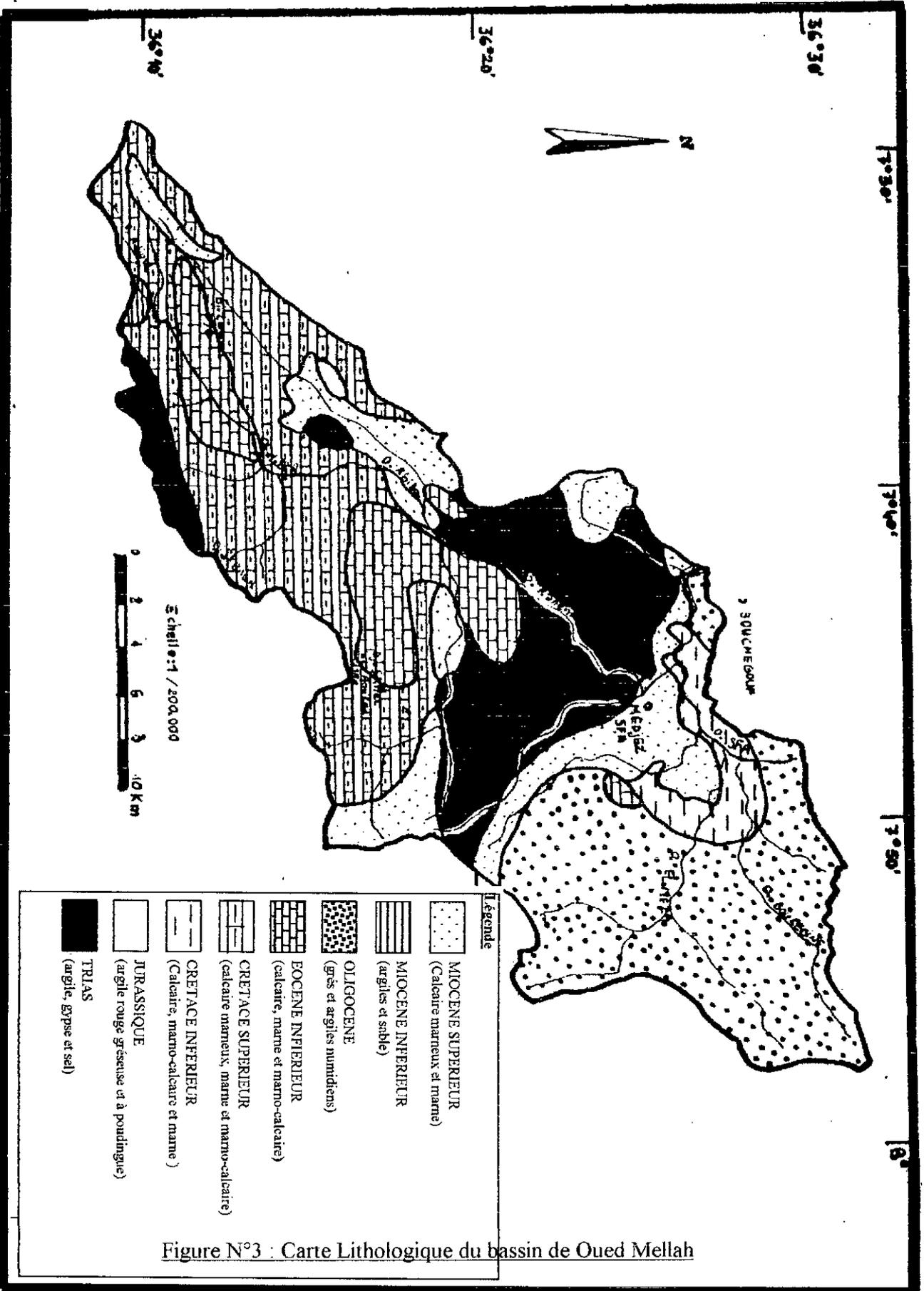
Le bassin citée est constituée de plusieurs formations à savoir :

- Des argiles à gypse et de sel formant le massif triasique du Nord qui joue un rôle assez important de part son extension et sa teneur en sol
- Les argiles rouges gréseuses et à poudingues du jurassique
- Des calcaires et marno-calcaire, calcaire marneux et argile constituant le crétacé supérieur, le crétacé inférieur et l'Eocène inférieur
- Les calcaires à turritelles et calcaires bitumeux à numinilites de l'éocène inférieur
- Des grès et des argiles numidiens de l'Oligocène
- Des calcaires marneux, des marnes et des argiles du Mipliocène

calculée par planimétrage de la carte lithologique au 200.000^{ème} , la distribution de ces formations est résumée dans le tableau ci dessous .

il ressort de l'examen de ce tableau que les formations dominantes sont à composantes marneuses et argileuses, très peu résistantes à l'érosion.

Source A.N.R.H



Epoque	Lithologie	Superficie (Km ²)	Superficie (%)
Trias	Argiles, Gypse et Sel	94.00	17.00
Jurassique	Argiles rouges gréseuses et a poudingues	3.34	0.60
Crétacé inférieur	Calcaire, marno-calcaire Et marne	25.02	4.50
Crétacé supérieur	Calcaire marneux, marne et marno-calcaire	169.58	30.50
Eocène inférieur	Calcaires marneux à silex Calcaires à turritelles Calcaires bitumeux à numinilites Les marnes et marno-calcaire Noires	55.60	10.00
Oligocène	Grès et argiles numidiens	139.00	25.00
Miocène inférieur	Argiles, sable	5.56	01.00
Miocène supérieur	Calcaire marneux et marnes	63.38	11.40

Tableau N° 1 : Répartition des formatons lithologiques

1-2.2. Couvert végétal du bassin versant de l'Oued Mellah

Le couvert végétal a une influence mécanique sur l'écoulement. La résistance à l'écoulement et à l'érosion est d'autant plus grande que le couvert est plus dense.

Pour le bassin de l'Oued Mellah (figure N°4) le couvert végétal se reparti comme suit :

- Sur les zones montagneuses et les pentes des collines ou les grès de Numidie constituent un sol forestier Par excellence se sont développées de forêts basses et de broussailles hautes à végétation d'Alfa, d'Armoise blanche ou sparte.
- Le long des versants, sur les sols argileux et marno-calcaire s'est développée une couverture végétal arboricole composée essentiellement d'oliviers et de lentisques.
- Le long des oueds et dans les marais asséchés se disposent en forme de galeries des espèces comme la bruyère arborescente (*FRAXUMUS AUGUSTI FOLIA*), le laurier rose (*LAURUS NOBILIS*) et le Tamaris (*TAMARIX SP*) qui ont trouvé un milieu propice à leur développement.

En résumé, ce qui ressort de cet aperçu, est que notre bassin versant est relativement boisé, presque 50% de sa surface est couverte de forêts.

Source : B.NIEDER (1985)

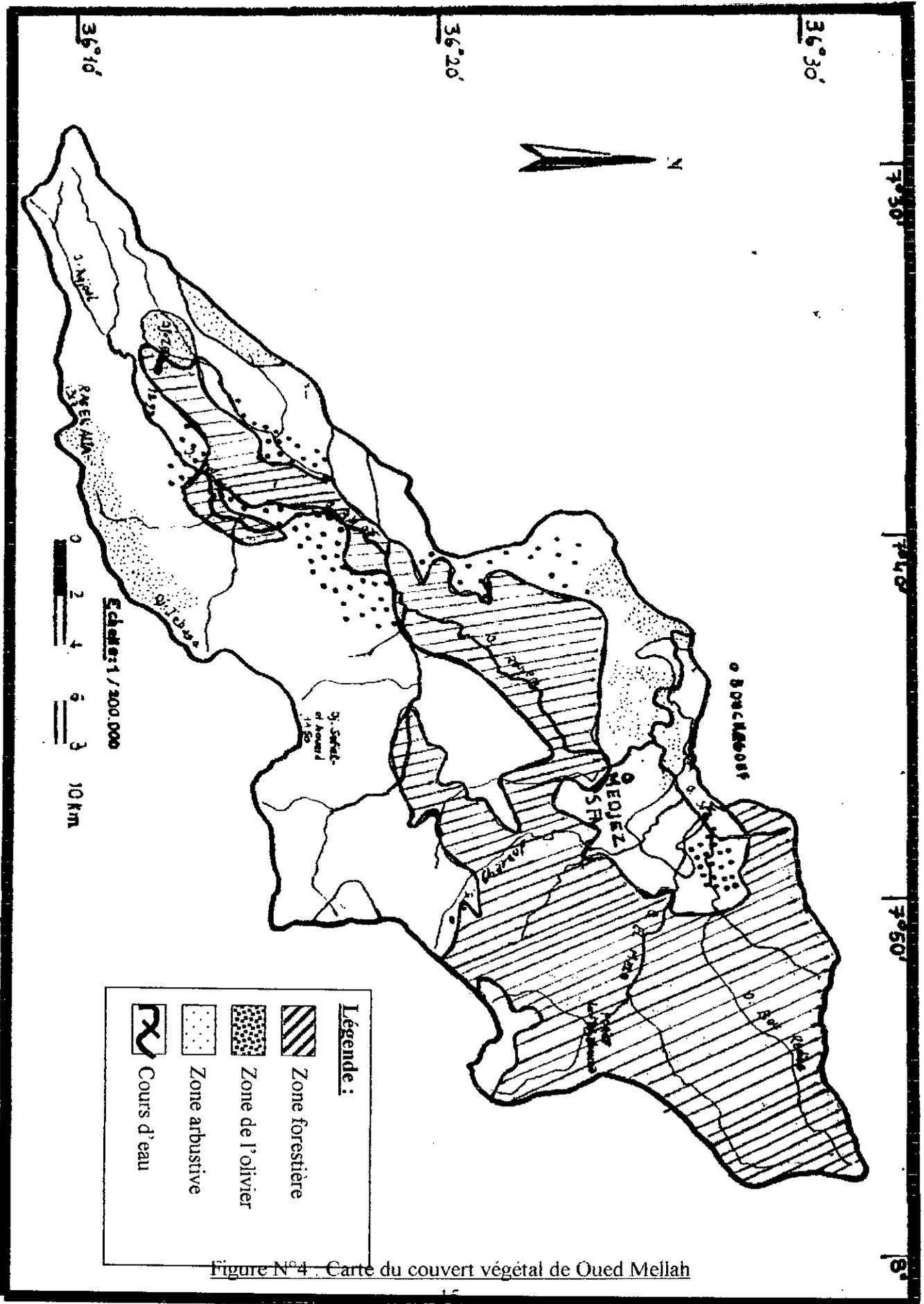
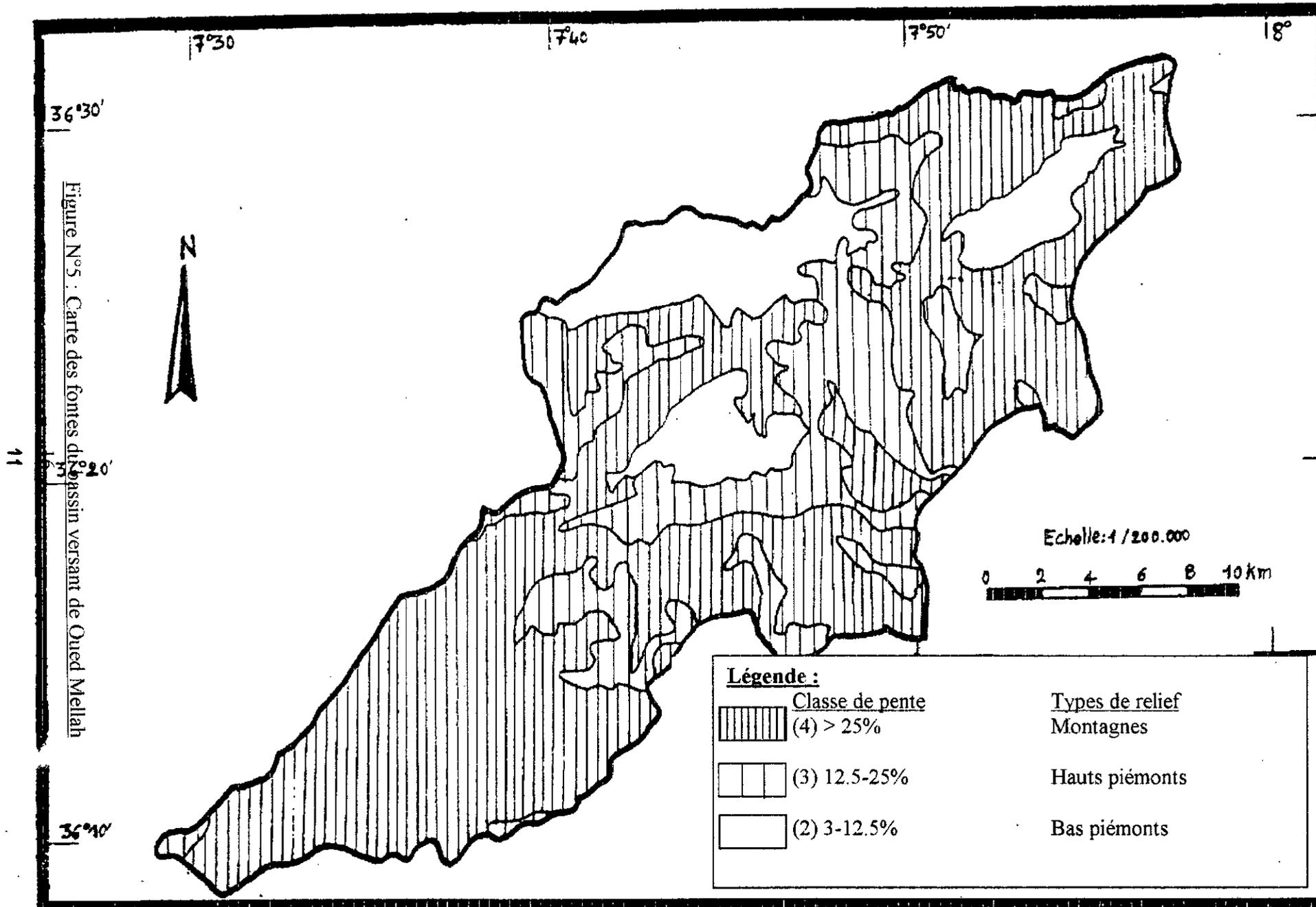


Figure N°4. Carte du couvert végétal de Oued Mellah

1-2.3. Les pentes

la pente représente une des principales caractéristiques physique du bassin en liaison avec l'érosion.

La carte des pentes représentées sur la figure N°5 a été tirée d'une étude d'inventaire des terres de la wilaya de Guelma. L'examen de cette carte montre que l'Oued Mellah présente en général un relief très accentué, les fortes pentes présentent un relief de montagne (classe 4) apparaissent dans les parties Sud et Nord du bassin, cependant dans les parties Sud et Nord du bassin, cependant dans la partie intermédiaire de collines abruptes et disséquées contrastent par leur rigidité avec des collines plus douces (classe 2) formant ainsi des zones de hauts et bas piémonts.



Source : B.N.E.D.E.R (1985)

Conclusion

L'examen des cartes physio-graphiques (lithologie, couvert végétal et pentes) nous permet de constater la sensibilité du bassin versant de Oued Mellah à l'érosion.

En effet, si on excepte la zone montagneuse Nord à prédominance gréseuse sur la quelle s'est développé une couverture végétale relativement protectrice, on peut dire que l'ensemble du bassin est soumis à une érosion intense.

Les fortes pertes dans le secteur sud dont les formations dominantes à, composantes marneuses en plus des collines disséquées dans la partie intermédiaire ou dominant les ravines favorisent une érosion active.

1-3. Caractéristiques morphométrique du bassin versant

L'utilisation des différents types de paramètres morphométriques a pour but la quantification des facteurs caractéristiques du milieu physique d'un bassin versant a fin de trouver les causes de variation du régime hydrologique d'un bassin à un autre.

1-3.1. caractéristiques de disposition sur plan

a. surface

La surface du bassin versant à été déterminée par la méthode graphomécanique utilisant un planimètre, la surface obtenue est 556 Km^2 .

b. périmètre

L'utilisation d'un curvimètre a relevé un contour du bassin versant de 130Km.

1-3.2. caractéristiques de forme

Elles englobent les paramètres purement géométriques du bassin. On peut les représenter par :

a. coefficient de compacité de gravellus

Il est défini comme étant le rapport du périmètre stylisé du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même superficie. Plus ce coefficient s'approche de 1, plus la forme du bassin

versant sera ramassée, plus le temps de concentration sera court.

$$K_C = P \div 2\sqrt{\pi A} = 0.28P \div \sqrt{A} \quad (\text{Roche 1963})$$

avec K_c : coefficient de compacité de Gravelius

P : périmètre du bassin versant en (Km)

A : superficie du bassin versant en (Km^2)

Pour $P=130\text{Km}$

$$A=556 \text{ Km}^2$$

nous avons obtenu : $K_c=1.602$

D'après cette valeur, nous déduisons que notre bassin versant possède une forme allongée.

b. le rectangle équivalent

Ce paramètre introduit par M. Roche permet la comparaison facile des bassins versants entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement en substituant le bassin versant à un rectangle dont la surface et le périmètre sont égaux à ceux du bassin versant. Les dimensions du rectangle équivalent sont obtenues, comme suit :

$$\text{La longueur} \quad L_R = K_c \sqrt{A} \div 1.128 \left[1 + \sqrt{1 - (1.128 \div K_c)^2} \right]$$

$$\text{La largeur} \quad I_R = K_c \sqrt{A} \div 1.128 \left[1 - \sqrt{1 - (1.128 \div K_c)^2} \right]$$

D'ou L_R : longueur du rectangle équivalent en (Km)

I_r : largeur du rectangle équivalent en (Km)

K_c : coefficient de compacité

A : superficie du bassin versant en (Km^2)

Les résultats sont pour le bassin de l'Oued Mellah : $L_R = 54.04 \text{ Km}$; $I_R = 10.29 \text{ Km}$

c. quotient des composants

C'est le rapport de la longueur du rectangle équivalent à sa largeur $c = L_R / I_R$

$$c = 5.25$$

L'observation des dimensions du rectangle équivalent et du quotient des composants confirment l'allongement du bassin versant; il est cinq fois plus long que large. Il est à noter qu'un ruissellement dans un bassin versant allongé met plus de temps pour arriver à l'exutoire, que le temps que met un ruissellement dans un bassin rétréci.

1-3.3. les caractéristiques de dénivelée

Il est aisé de comprendre que le relief a une forte influence sur l'hydrogramme, c'est un facteur essentiel pour déterminer l'aptitude des terrains au ruissellement.

On caractérise souvent le relief par :

a. la courbe hypsométrique

C'est une interprétation graphique du relief d'un bassin versant, elle s'établit en planimétant les surfaces comprises entre deux courbes de niveau successives.

Sur une carte topographique au 200.000^{ème}, nous avons obtenu la répartition altimétrique des surfaces suivantes :

TABLEAU N° 2 : répartition des surfaces en fonction des altitudes

Altitudes (Km)	Altitudes moyennes (Km ²)	Surfaces Partielles (Km ²)	Surfaces Partielles a _i %	Surfaces Cumulées (Km ²)	Surfaces Cumulées a _i %
1317 – 1200	1.258	4.50	0.81	4.50	0.31
1200 – 1100	1.150	28.50	5.13	33.00	5.94
1100 – 1000	1.050	35.50	6.38	68.50	12.32
1000 – 900	0.950	41.00	7.37	109.50	19.69
900 – 800	0.850	44.00	7.91	153.50	27.60
800 – 700	0.750	62.00	11.55	215.50	38.75
700 – 600	0.650	75.80	13.63	291.30	52.38
600 - 500	0.550	98.50	17.72	389.80	70.10
500 - 400	0.450	56.00	10.07	445.80	80.17
400 - 300	0.350	48.00	8.64	493.80	88.90
300 - 200	0.250	44.00	7.92	537.80	96.73
200 - 95	0.147	18.20	3.27	556.00	100.00
total		556.00	100.00		

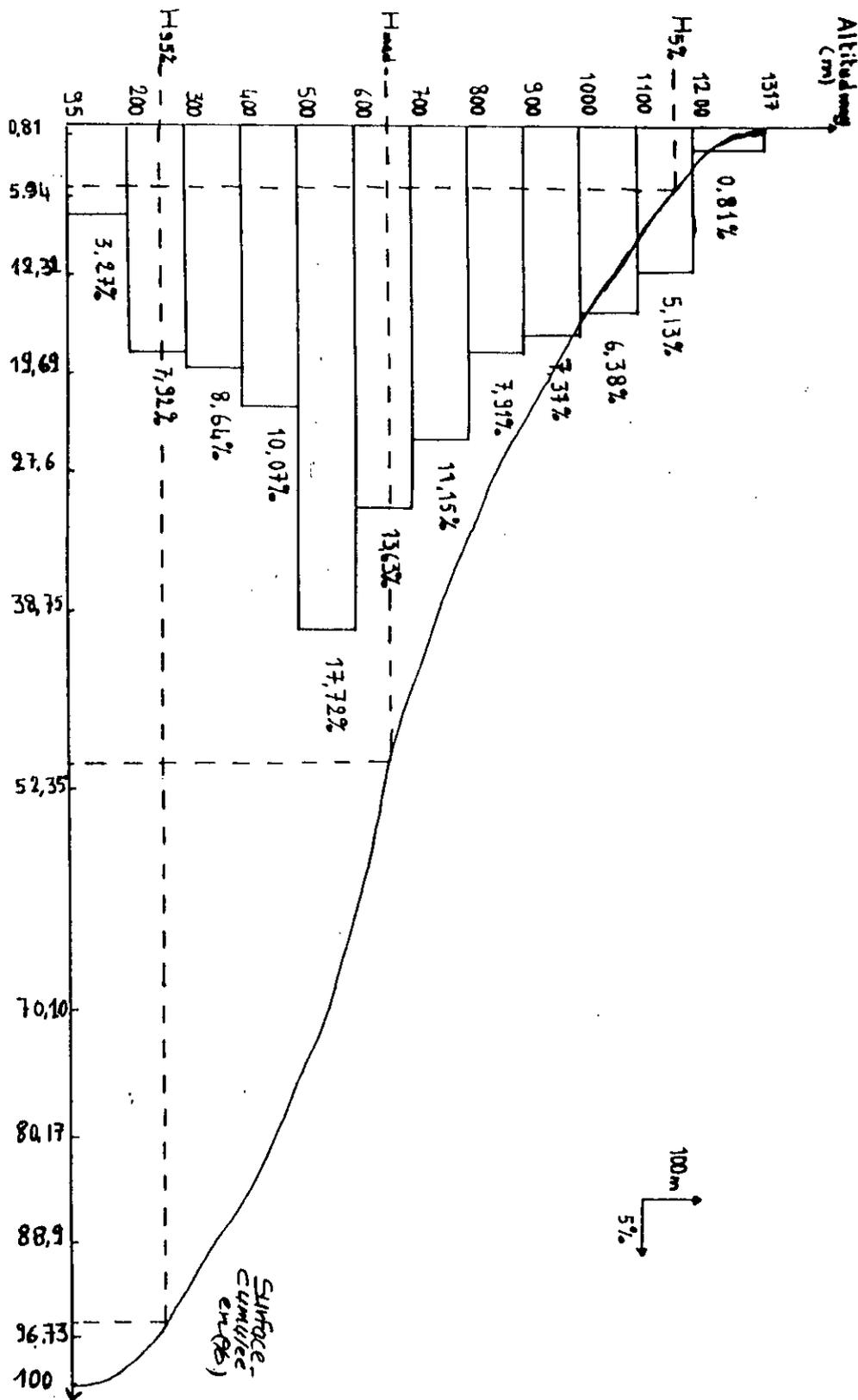


Fig. N°7 : Courbe hypsométrique et histogramme des fréquences

Figure N° 6 : Courbe hypsométrique et histogramme des fréquences

- la courbe hypsométrique obtenue (figure N° 6) présente une forme générale régulière dont les zones de pente forte sont confirmées par l'histogramme des fréquences altimétriques.

Les deux cassures au extrémités de la courbe présentent : celle de la base (95 m – 200 m) la plaine ou pénéplaine et celle de l'amont les hautes altitudes de la tranche (1000 et 1317m) qui correspond à un plateau mais les superficies relatives à ces deux types relief sont réduites.

b. les altitudes

A partir de la courbe hypsométrique nous avons obtenu les altitudes suivantes :

- **Altitude minimale**

elle présente le point le plus bas du bassin versant, dans le cas présent elle est de 95m à la station hydrométrique de BOUCHEGOUF .

$$H_{\min} = 95 \text{ m}$$

- **Altitude maximale**

elle présente le point le plus haut du bassin versant qui est 1317 m dans le djebel RAS EL ALIA.

$$H_{\max} = 1317 \text{ m}$$

- **Altitude médiane**

elle correspond à 50 % de la surface située au dessous de cette altitude.

$$H_{\text{med}} = 660 \text{ m}$$

- **Altitude moyenne**

c'est le rapport de la somme de la surface élémentaire par l'altitude moyenne correspondante et la surface totale du bassin versant.

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^n (a_i * e_i)}{A}$$

A: surface du Bassin versant en (Km²)

e_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau voisines en (m)

a_i : surface partielle comprise entre deux courbes de niveau en (Km²)

on aura :

$$H_{\text{moy}} = 643.31 \text{ m}$$

- **la dénivelée**

c'est la différence entre l'altitude qui correspond à 5 % et celle à 95 %

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad \text{avec} \quad H_{5\%} = 1170 \text{ m}; \quad H_{95\%} = 260 \text{ m}$$

On aura donc : **D = 910m**

1-3.4.Indices de pente

Leurs but est de caractériser l'inclinaison d'un bassin versant et de permettre des comparaisons et des classifications. La pente joue un rôle essentiel sur le régime d'écoulement.

a. Indice de pente global « I_g »

C'est le rapport de dénivelée du bassin à la longueur du rectangle équivalent, cet indice a l'avantage d'être simple.

$$I_g = D/L$$

D : dénivelée en (m)

L : longueur du rectangle équivalent en (Km)

On a : **$I_g = 16.84 \text{ m/Km}$**

b. Indice de pente de Roche « I_p »

Appelé aussi indice de susceptibilité au ruissellement, il a l'avantage de tenir compte de la distribution des pentes.

$$I_p = 1/\sqrt{L} \sum_{i=1}^n \left[\sqrt{B_i (a_i - a_{i-1})} \right]$$

Avec :

L : longueur du rectangle équivalent en (m)

B_i : fraction en pourcentage de la surface totale entre a_{i-1} et a_i

On peut voir sur le Tableau N°3 ci dessous les paramètres de calcul de l'indice de pente de Roche, qui nous permettent de trouver ce résultat.

$$\text{On a :} \quad \sum_{i=1}^n \left[\sqrt{B_i (a_i - a_{i-1})} \right] = 35.42$$

D'où :

$$I_p = 0.15 = 15\%$$

Altitude Ai (m)	Altitude_moyenne ei (Km)	(ai-ai-1) (m)	Bi (%)	Bi (ai-ai-1)
95 – 200	0.147	105	0.0327	3.43
200 - 300	0.250	100	0.0792	7.92
300 - 400	0.350	100	0.0864	8.64
400 - 500	0.450	100	0.1007	10.07
500 - 600	0.550	100	0.1772	17.72
600 - 700	0.650	100	0.1363	13.63
700 - 800	0.750	100	0.1115	11.15
800 - 900	0.850	100	0.0791	7.91
900 - 1000	0.950	100	0.0737	7.37
1000 - 1100	1.050	100	0.0638	6.38
1100 - 1200	1.150	100	0.0513	5.13
1200 - 1317	1.258	117	0.0810	9.47

Tableau N°3 : paramètres de calcul de l'indice de pente de Roche

c. la dénivelée spécifique

c'est le produit de l'indice de pente globale par la racine carrée de la surface du bassin versant.

$$D_s = I_g \sqrt{A}$$

I_g : indice de pente globale

A : surface du bassin versant en (Km)

On a :

$$D_s = 397.08$$

D'après la classification de l'O.R.S.T.O.M (office des recherches scientifiques des travaux d'outre mer) ci-dessous, le bassin versant de l'oued Mellah fait partie de la classe R6 représentant un relief fort.

R1	Relief très faible	<	Dénivelée spécifique(Ds)	10m
R2	Relief faible	10m	Ds	25m
R3	Relief assez faible	25m	Ds	50m
R4	Relief modéré	50m	Ds	100m
R5	Relief assez fort	100m	Ds	250m
R6	Relief fort	250m	Ds	500m
R7	Relief très fort	500m	Ds	>

Tableau N°4 : Classification du Relief d'après l'O.R.S.T.O.M

1-3.5. Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique nous renseigne sur le mode de drainage d'un bassin versant et son aptitude au ruissellement.

a. hiérarchisation du réseau hydrographique

Elle est établie selon la classification de Strahler qui dit :

- Tout cours d'eau dépourvu d'affluent est d'ordre 1.
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $n+1$.
- Tout cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

On peut voir d'après le tableau ci-dessous, la morphométrie de l'oued Mellah

X	N_x	L_x	$\overline{L_x}$
7	1	9.5	9.50
6	2	29.0	14.50
5	10	60.0	6.00
4	32	95.0	2.97
3	154	184.0	1.19
2	773	570.0	0.74
1	3490	1990	0.37
Total		2237.5	

Tableau N°5 : Morphométrie de l'oued Mellah

Avec :

X : Ordre du cours d'eau

N_x : Nombre de cours d'eau d'ordre X

L_x : Longueur totale des cours d'eau de chaque ordre

$\overline{L_x}$: longueur moyenne des cours d'eau de chaque ordre

b. Application des lois de Horton

- **Rapport de confluence**

C'est le rapport du nombre des thalwegs d'ordre n à celui des thalwegs d'ordre n+1 soit :

$$R_c = N_n / N_{n+1}$$

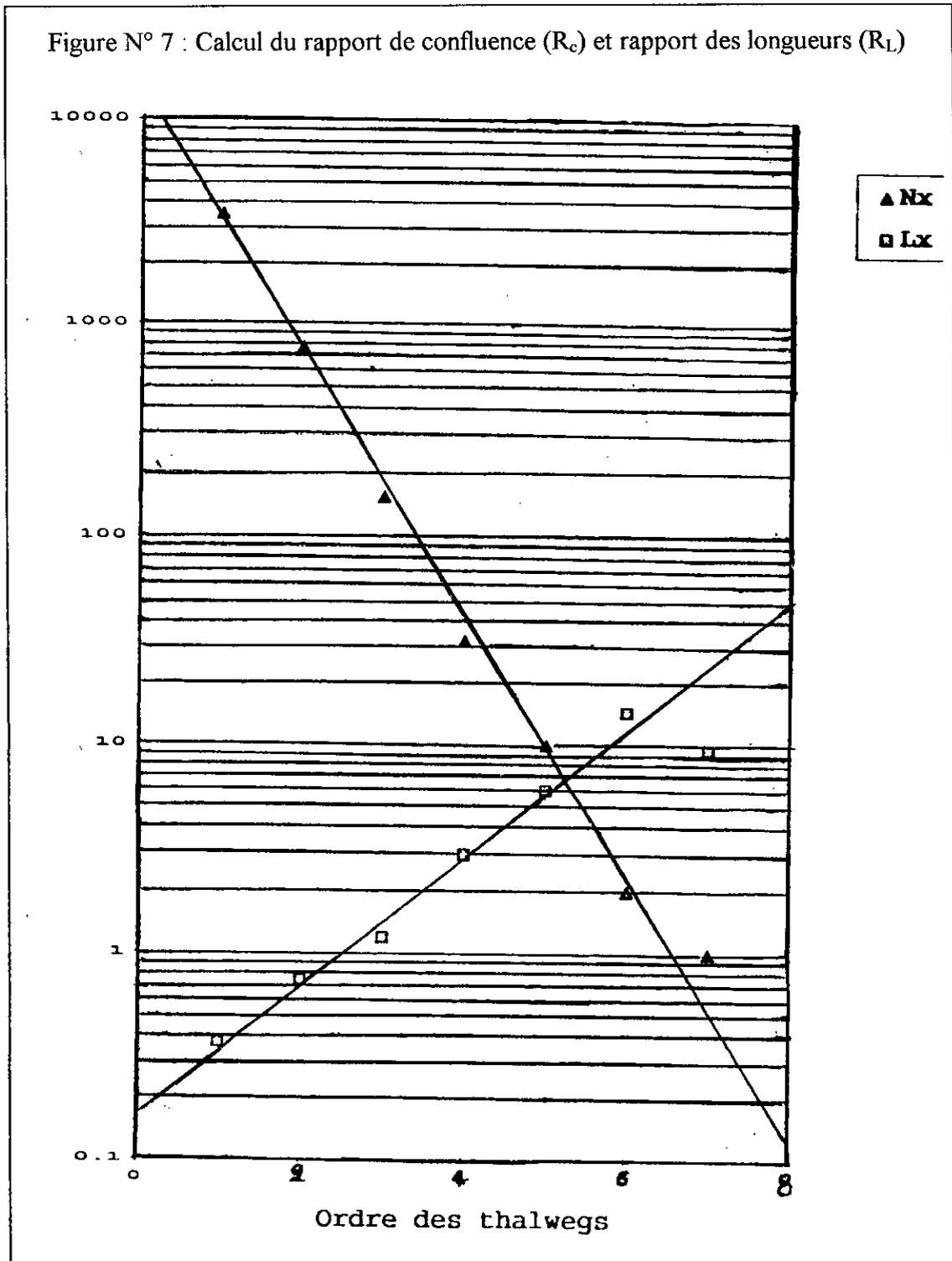
Plus ce rapport est grand, plus le bassin est torrentiel.

Graphiquement, R_c est la pente de la droite passant par l'ensemble des points d'abscisse l'ordre, d'ordonnées le nombre des thalwegs tracées sur papier semi-logarithmique.

Nous avons obtenu pour le bassin étudié (voir figure N°7) :

$$R_c = 4.35$$

Figure N° 7 : Calcul du rapport de confluence (R_c) et rapport des longueurs (R_L)



- **Rapport de longueur**

C'est le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre n+1 par celle des thalwegs d'ordre n.

$$R_L = \bar{L}_x / \bar{L}_{x-1}$$

Ce rapport est la droite obtenue en reposant les points d'abscisse l'ordre des thalwegs et d'ordonnées sa longueur moyenne. Cette droite est tracée sur un papier semi-logarithmique (voir figure N°7).

Nous avons obtenu, pour l'oued Mellah

$$R_L = 1.98$$

D'après les deux valeurs obtenues ultérieurement, nous déduisons que le réseau hydrographique du bassin de l'oued Mellah est hétérogène.

c. Caractéristiques du chevelu hydrographique

- **Densité de drainage**

C'est le rapport de la longueur totale L du chevelu à la surface du bassin versant.

$$D_d = \sum L / A$$

Pour :

$$L = 2237.5$$

$$A = 556 \text{ Km}^2$$

On obtient :

$$D_d = 4 \text{ Km/ Km}^2$$

La valeur obtenue traduit une densité de drainage importante, expliquant un réseau dense.

- **Fréquence des thalwegs d'ordre 1**

$$F_1 = N_1 / A$$

Où :

N_1 : Nombre des thalwegs d'ordre 1

A : Surface du bassin versant en Km^2

Pour,

$$N_1 = 3490$$

$$A = 556 \text{ Km}^2$$

On a :

$$F_1 = 6.28$$

- **Coefficient de torrentialité**

Ce paramètre représente la sensibilité d'un bassin versant à l'écoulement, il tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires et de la densité de drainage.

Il exprime l'importance de l'érosion et du transport solide.

$$C_T = D_d * F_1$$

Nous avons :

$$C_T = 25.12$$

Cette valeur implique que notre bassin versant présente un écoulement torrentiel.

- **Temps de concentration**

C'est le temps que fait la goutte d'eau la plus éloignée hydrologiquement pour arriver à l'exutoire.

$$T_c = (4\sqrt{A} + 1.5L) / (0.8\sqrt{(H_{\text{moy}} - H_{\text{min}})}) \quad (\text{formule élaborée par l'ANRH})$$

Avec :

A : Surface du bassin versant en (Km²)

L : Longueur du thalwegs principal en (Km)

H_{moy} : Altitude moyenne en (m)

H_{min} : Altitude minimale en (m)

On obtient :

$$T_c = 9.28 \text{ h}$$

Ce résultat détermine un ruissellement assez lent dû à la forme allongée du bassin versant.

On peut utiliser une autre formule, par exemple celle de Passini (1940) :

$$T_c = 0.108 * \left[AL \right]^{1/3} \left[I \right]^{1/2}$$

Avec :

A : l'aire du bassin versant (Km²)

L : longueur du plus long thalweg en (m)

I : pente moyenne en (m/m)

On obtient :

$$T_c = 8.61 \text{ h}$$

Conclusion

Avec une superficie de 556 Km² et un périmètre de 130 Km, le bassin versant de l'oued Mellah correspond à un bassin allongé (**Kc=1.6**) caractérisé par un relief prononcé (**Ds=397**) et un terrain accidenté constaté par les indices de pente.

Par ailleurs, ce bassin versant présente un réseau hydrographique dense avec une forte rébufurcation et un drainage important (**Dd=4 Km/ Km²**); il se caractérise aussi par un écoulement torrentiel (**CT=25.12**) avec un temps de concentration assez long (**Tc=9.28**).

D'après ces paramètres, nous pouvons conclure que le bassin versant étudié présente une forte aptitude de ses terrains à l'érosion.

Nous avons grouper toutes les caractéristiques morphométriques du bassin versant du Mellah dans le tableau ci-dessous.

Paramètres	Définition	Unité	Grandeur
A	Surface du bassin versant	Km ²	556.00
P	Périmètre du bassin versant	Km	130.00
LR	Longueur du rectangle équivalent	Km	54.04
Ir	Largeur du rectangle équivalent	Km	10.29
Kc	Coefficient de compacité	Sans unité	1.60
C	Quotient des composants	Sans unité	5.25
Hmin	Altitude minimale	M	95.00
Hmax	Altitude maximale	M	1317.00
Hmoy	Altitude moyenne	M	643.31
Hmed	Altitude médiane	M	660.00
D	Dénivelée du bassin versant	M	910.00
Ig	Indice de pente globale	M/Km	16.84
Ip	Indice de pente de Roche	Sans unité	0.15
Ds	Dénivelée spécifique	M	397.08
L	Longueur du plus long Thalweg	Km	53.00
Rc	Rapport de confluence	Sans unité	4.35
RL	Rapport de longueur	Sans unité	1.98
Dd	Densité de drainage	Km/ Km ²	4.00
F1	Fréquence des Thalwegs d'ordre 1	Sans unité	6.28
CT	Coefficient de torrentialité	Sans unité	25.12
Tc	Temps de concentration	heure	9.28

Tableau N°6 : Caractéristiques morphométriques du bassin versant du Mellah

CHAPTER 2

Chapitre 2

Présentation, collecte et analyse des données

Pour pouvoir acquérir les données hydrologiques nécessaires à notre étude, il nous a fallu consulter et saisir les fichiers des données hydropluviométriques : pluie maximale journalière, et débit journalier.

Les données hydrométrique ainsi que pluviométriques de base de cette étude sont extraites de l'annuaire de l'agence nationale des ressource hydrauliques d'Alger (A.N.R.H).

2-1 les données

Les données sont un facteur déterminant dans une étude hydrologique, vue le fait que cette discipline n'est à présent basée que sur la statistique, donc autant que la série de données est longue et complète autant que les caractéristiques statistiques de celle-ci sont plus fiables.

Le réseau hydrographique existant à l'intérieur du bassin étudié est au nombre de cinq stations dont deux ont été écartées, la première (14-05-07) parce qu'elle a cessé de fonctionner, la seconde (14-05-04) en raison de la mauvaise qualité de ses données.

A cette effet, nous nous sommes contenté des données relatives aux trois stations qui restent, voir tableau ci dessous.

station	code	Coordonnées géographiques Système Lambert		Altitudes (m)	Durée de fonctionnement (années)
		X	Y		
BOUCHGOUF	14-05-01	949.20	362.49	800	53
HAMMAM N'BAILS	14-05-03	943.70	347.50	1050	46
MECHROHA	14-05-02	961.50	351.85	748	35

Tableau N°1 : données des stations

2- 2 critique et homogénéisation des données pluviométrique

Les séries de données disponibles sont souvent entachées d'erreurs d'observation dû soit à un mauvais entretien des appareils soit à une mauvaise exploitation. Donc souvent, on est induit

en erreur car visiblement la série apparaît bonne, mais en réalité elle est hétérogène. De ce fait, la critique des séries pluviométriques s'avère nécessaire.

2- 3 test d'homogénéité

Pour contrôler l'homogénéité de nos séries d'observation des séries de pluies moyennes annuelles des différentes stations, nous avons utilisé le test de **wilcoxon** ; test non paramétrique qui consiste à scinder l'échantillon d'origine en deux sous échantillons X et Y de taille N1 et N2 respectivement tel que N2 est supérieur à N1 et d'attribuer un rang à chacune des valeurs du sous échantillon X.

D'après le test de wilcoxon si la valeur Wx (somme des rangs du sous échantillon x) est comprise entre deux bornes Wmin et Wmax ($W_{min} < W_x < W_{max}$) données par les formules suivantes :

$$W_{max} = (N_1 + N_2 + 1) N_1 - W_{min}$$

$$W_{min} = ((N_1 + N_2 + 1) N_1 - 1) / 2 - 1.96(N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1) / 12)^{1/2}$$

Alors, les deux échantillons X et Y constituent une série homogène avec une probabilité de 95% le test appliqué aux séries de pluie observées au niveau des trois stations, nous avons obtenu les résultats représentés dans le tableau ci-joint :

station	N1	N2	Wx	Wmin	Wmax	test
14-05-01	150	258	30019	28423.46	32926.54	homogène
14-05-03	100	221	15175	14590.15	17609.85	homogène
14-05-02	100	217	16530	14413.19	17386.80	homogène

Tableau N°2 : résultats du test de wilcoxon

Il est clair d'après la condition d'égalité de wilcoxon que les échantillons de pluie forment des séries homogènes. De ce fait, aucune correction ne s'impose.

2- 4 constitution d'un fichier de crues

En raison de leur effet destructif, les crues sont considérées comme les épisodes les plus dramatiques de l'hydrologie, ce sont de brusque montées des eaux jusqu'à un maximum qui se maintient durant un laps de temps court, suivie d'une descente de plus en plus lente jusqu'à retrouver la situation initiale avant l'arrivée du phénomène.

Si l'on porte sur des axes de coordonnées en abscisse le temps et en ordonnée les différents débits correspondants qui transitent par la section de la rivière, on obtient une figure triangulaire appelée hydrogramme de crue.

- caractéristiques de l'hydrogramme de crue

a - forme : voir figure A

- la partie correspondante à la montée de la crue est appelée courbe de concentration
- la zone entourant le maximum est appelée pointe de l'hydrogramme
- la partie correspondante à la descente est appelée courbe de décrue
- la partie la plus plate de la courbe où le débit décroît plus lentement est appelée courbe de tarissement.

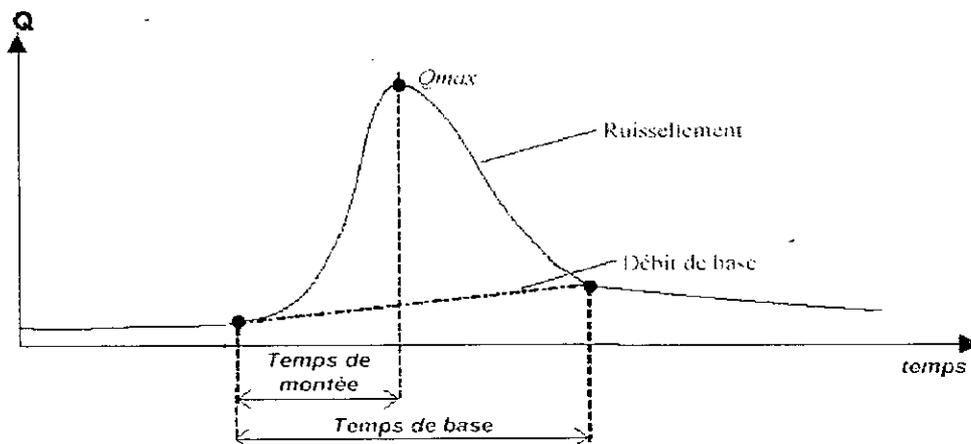


Figure A : Caractéristiques de l'hydrogramme de crue

B - les temps :

- temps de montée : temps écoulé entre le début de l'arrivée à l'exutoire du « ruissellement » et le maximum de l'hydrogramme
- temps de base : c'est la durée pendant laquelle se produit le ruissellement superficiel.

2-5 sélection des crues bien observées

Une crue est dite bien observée si le nombre de mesures permet un tracé adéquat de son hydrogramme et de son turbidigramme qui généralement épouse l'allure de l'hydrogramme.

Pour notre étude, nous avons choisie la station de BOUCHEGOUF(14-05-01) compte tenu de sa situation par rapport à l'ensemble du bassin et la bonne qualité de ses données, nous avons effectué un dépouillement de tous les fichiers de crues observées durant la période d'étude ce

qui nous a permis de sélectionner 10 crues possédant des observations caractérisant les différentes saisons de l'année(voir tableau 3).

Année	N° de crue	automne	hiver	printemps
1951	(1)	(1)	(2)	-
	(2)			
1952	(3)	(4)	-	(3)
	(4)			
1953	(5)	(6)	(5)	-
	(6)			
1954	(7)	-	(7)	-
1969	(8)	-	(8)	-
1972	(9)	-	-	(9)
1979	(10)	-	-	(10)

Tableau N° 3 : Répartition des crues sélectionnées pour la période 1951/1952 – 1978/1979

2-5 -1 caractéristiques des crues sélectionnées

Le tableau N°4 rassemble les différentes caractéristiques des crues sélectionnées tel que :

Qmin : débit minimum de la crue

Qmax : débit maximum de la crue

Qmoy : débit moyen de la crue

δ : écart - type, c'est la racine carrée de la variance qui s'exprime par :

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{N}}$$

tq : \bar{X} est la moyenne, elle s'exprime $\bar{X} = \sum_{i=1}^n \frac{X_i}{N}$

X_i sont les observations

N est le nombre d'observation

N° de crue	Date de la crue	Qmin (m ³ /s)	Qmax (m ³ /s)	Qmoy (m ³ /s)	δ	NPT
1	05/10/1951	5.020	610.000	133.828	159.998	48
2	29/12/1951	4.136	590.000	106.954	129.235	94
3	27/04/1952	7.850	327.600	45.536	69.308	67
4	05/12/1952	1.626	458.000	97.702	124.962	123
5	10/03/1953	3.580	365.000	101.960	98.580	86
6	04/11/1953	11.820	440.500	124.260	99.230	112
7	28/03/1954	6.506	570.000	87.520	123.955	58
8	24/12/1969	15.300	573.333	105.670	131.860	88
9	10/04/1972	3.320	312.000	110.110	111.260	37
10	15/04/1979	2.556	386.960	146.53	89.520	155

Tableau N°4 : caractéristiques des crues sélectionné

Après examen des crues observées à la station de Bouchegouf, nous avons remarqué qu'elles ont pour principales caractéristiques :

- le caractère complexe : les hydrogrammes de crues correspondants à cette région sont complexes avec des maxima en pointes et présence de fluctuations journalières de l'écoulement
- les montées très subites avec un temps relativement court
- les décrues sont très lentes et peuvent durer plusieurs heures pour arriver à leur niveau de base
- les plus fort débits de crue ont été enregistrés durant les saisons d'hiver et d'automne.

on peu voir sur la figure B quelques exemples de crue.

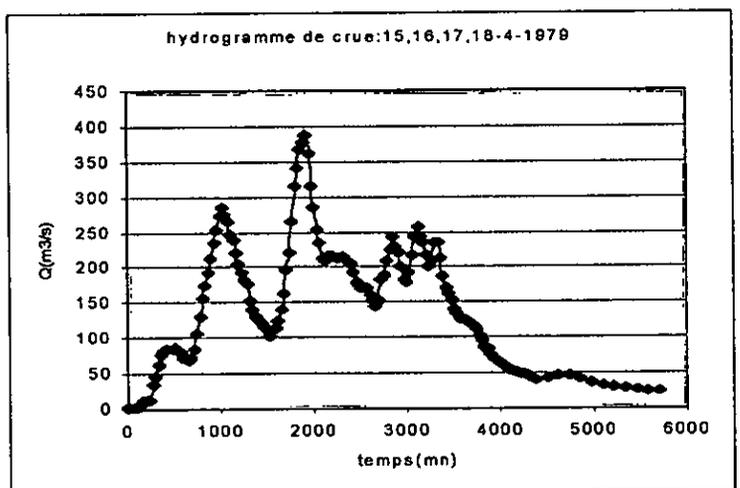
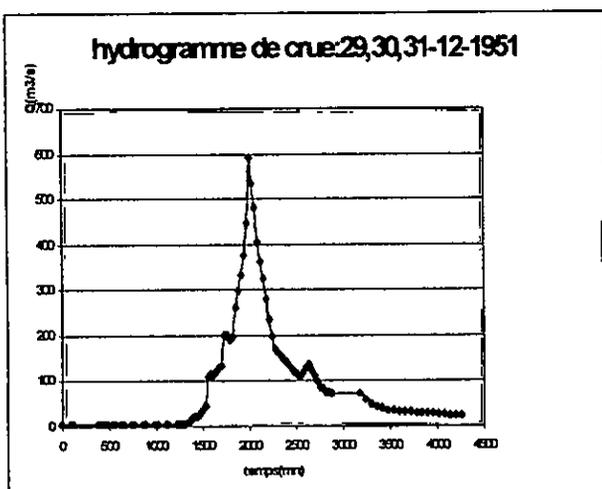
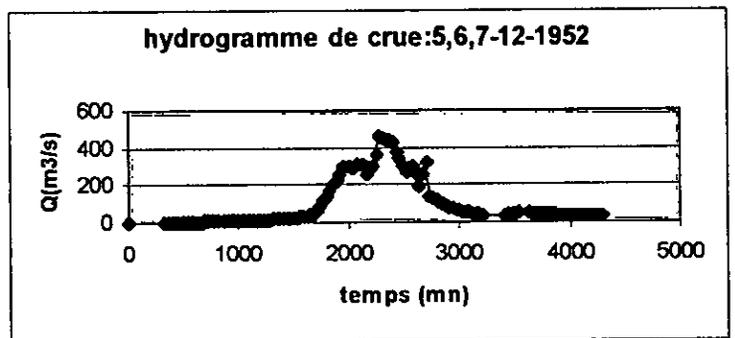
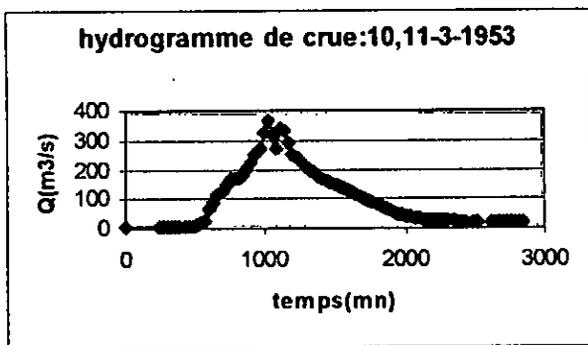
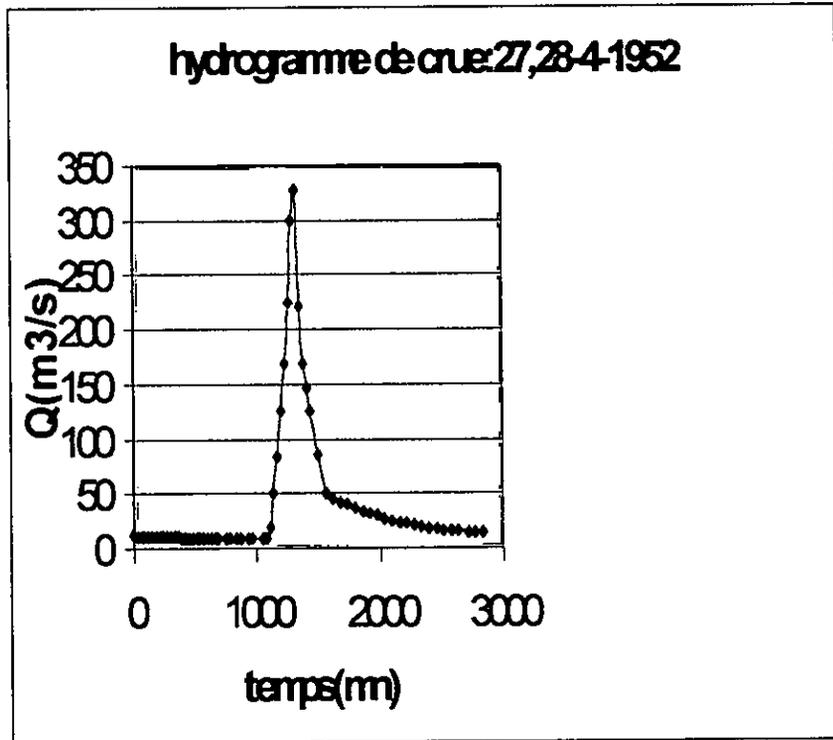


Figure B: Exemples de crue.

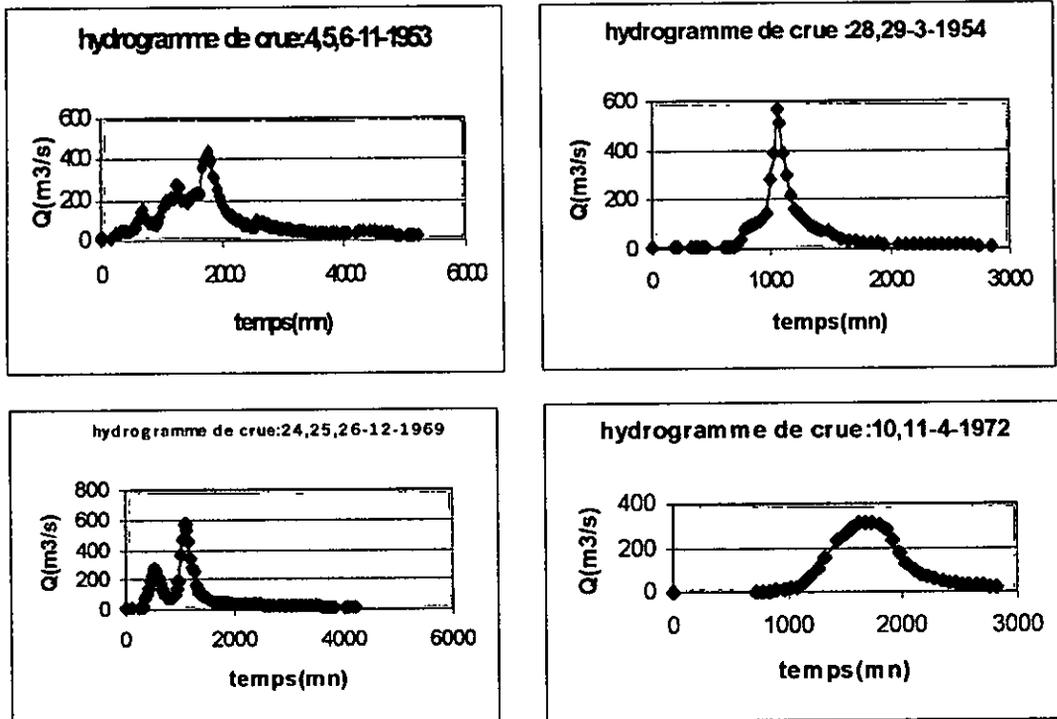


Figure B : exemples de crue.

CHAPTER 3

Chapitre 3

Description du régime hydrologique :

Introduction à l'approche débit- durée- fréquence

L'objectif de ce chapitre est de montrer comment décrire le régime hydrologique en général, et celui des crues en particulier.

Nous tentons donc, dans la première partie de ce chapitre de donner un cadre général à la suite de ce travail, en définissant ce qu'est le régime hydrologique, ainsi que les notions qui y sont rattachées, telles que les échelles temporelles.

La seconde partie illustre à partir d'exemples comment la durée est définie dans la plus part des analyses du régime. Cette notion de durée porte sur le pas de temps de la chronique de débit étudiée, ainsi que sur la durée de regroupement des différentes observations.

La troisième partie s'intéresse plus précisément à l'études des crues et présente l'approche débit-durée-fréquence. En terme de régime, mais aussi de façon beaucoup plus pragmatique, pour ce qui concerne la prévention des inondations, les durées des crues, et donc les volumes écoulés, sont aussi importants à connaître que les débits de pointe. En réponse à ce besoin l'approche débit durée fréquence intègre la notion de durée dans l'analyse fréquentielle. Cette approche est adoptée dans la suite de la thèse et sera développée en détail par la suite.

3-1. la notion de régime hydrologique

3-1.1. définition du régime hydrologique

Etymologiquement, le mot régime a la même racine que le verbe régir : du latin regimen qui signifie action de diriger. Ainsi, LAROUSSE définit tout d'abord le régime de la façon suivante : « forme de gouvernement d'un Etat ». concernant le régime hydrologique, il précise : « caractère de l'écoulement des eaux d'un cours d'eau pendant une année ». de façon très générale, l'étude du régime hydrologique consiste donc à trouver des règles régissant la variabilité temporelle des écoulements.

Un projet du programme National de recherche en Hydrologie du CNRS- LYON s'est récemment penché sur la notion de régime et s'est efforcé de rassembler un maximum de points de vue autour de concepts communs (Oberlin, 1999). Les réflexions suivantes ont tiré leur inspiration de ces travaux.

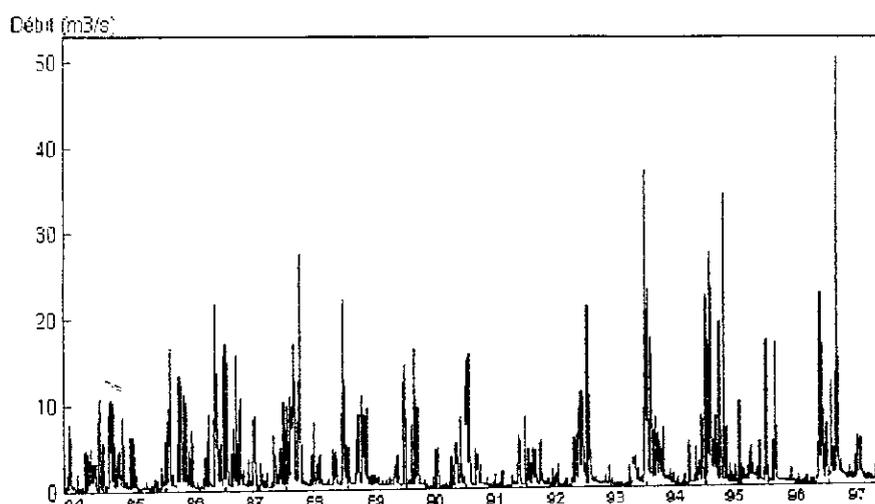
3-1.2. Régimes et échelles temporelles

A l'origine des écoulements se trouvent les phénomènes physiques qui les provoquent. Il s'agit des précipitations (pluie, neige), de la fusion commandée par l'énergie du soleil, des évaporations et des évapotranspirations également dues à l'ensoleillement, mais aussi des phénomènes de stockage et de transfert dans les réservoirs souterrains. Il faut donc s'attendre à ce que ces différents phénomènes physiques imposent leurs rythmes aux variations des écoulements (Grésillon, 1999).

Les durées sur lesquelles chacun de ces rythmes est observable varient considérablement d'un phénomène physique à un autre. Ainsi, selon les cas, ces durées peuvent être de l'ordre :

- **de quelques heures à quelques jours** : pour des variations brutales du débit, lors des crues provoquées par de fortes pluies sur des petits bassins ;
- **du cycle diurne** : pour la fonte (le jour) et le gel (la nuit) responsables des fluctuations de débit sur des rivières glacières ;
- **du mois** : pour des crues lentes provoquées par des précipitations sur des grands bassins ou bien dues à la fonte nivale ;
- **de la saison** : pour les variations liées aux évaporations et évapotranspirations qui agissent sur les niveaux des nappes et indirectement sur les écoulements en rivière (réservoir sol...);
- **de l'année ou davantage**, s'il s'agit d'évolutions d'origine anthropique ou lié à des variations climatiques.

Un des problèmes rencontrés dans la description du régime hydrologique est lié au fait que les différentes échelles temporelles évoquées ci dessus se superposent, ce qui rend difficile l'interprétation brute des débits observés. Par exemple, la figure 1-1 montre l'évolution du débit instantané de la Nied Allemande à Faulquemont (département de la Moselle, France) sur la période 1984-1997. Certes, on distingue des périodes plus ou moins régulières de hautes et basses eaux. On apprend que la plus forte crue observée atteint les 50 m³/s, mais ces observations semblent noyées dans un bruit dont la logique nous échappe.



Séquence du 27/04/1984 17h25 au 29/11/1997 7h49.

Figure 1-1 Variation du débit de la Nied Allemande à Faulquemont, sur la période 1984-1997, département de la Moselle, ($S= 187 \text{ km}^2$)

Par conséquent, la caractérisation du régime hydrologique passe nécessairement par une synthèse de la variabilité observée. Cette synthèse doit se faire en fonction de l'échelle temporelle des événements que l'on cherche à caractériser. On ne procède pas de la même façon si l'on désire étudier le régime des crues, des étiages ou encore celui des variations saisonnières du débit.

3-1.3. L'information de base : la chronique de débit

la chronique de débit constitue l'information de base pour caractériser les variations des écoulements. Il convient donc avant toute chose de bien définir ce que représentent ces débits. Comme nous le verrons, les chroniques enregistrées sont en fait presque toujours des chroniques de hauteur qui sont ensuite converties en débit grâce à ce qu'on appelle la courbe de tarage.

3-1.3.1. La courbe de tarage

La courbe de tarage donne pour une section d'une rivière la relation entre la hauteur du niveau de l'eau relevée sur une échelle limnimétrique et le débit. Le débit est un volume par unité de temps. Cependant, dans le cas d'une rivière, il n'est bien sûr pas possible de mesurer directement les volumes écoulés. par contre, on peut mesurer la vitesse de l'écoulement en différents points de la section de la rivière. Le débit est alors obtenu en intégrant ces vitesses sur toute la section. Le débit calculé est quasi instantané, puisque les vitesses ont été calculées sur de courts instants, durant lesquels les grandeurs mesurées sont supposées constantes. selon la taille de la rivière, différentes techniques existent pour mesurer les vitesses : moulinet, traceur chimique, courantomètre, effet doppler, etc. La courbe de tarage est obtenue en regroupant sur un même graphe les mesures de débit instantané effectuées pour différentes hauteurs.

La courbe de tarage permet de ramener la mesure du débit à celle de la hauteur, beaucoup plus simple à obtenir. Les gestionnaires de chaque station de jaugeage doivent définir la courbe de tarage avec le plus grand soin, afin de limiter au maximum les incertitudes de mesure. En effet, les problèmes posés sont les suivants :

- problème de la stabilité dans le temps de la courbe de tarage : si la section d'écoulement est modifiée ou si les conditions d'écoulement sont échangées en aval de la station (nouveau pont, embâcles, etc.), la relation entre la hauteur et le débit se trouve elle aussi modifiée (si l'écoulement est fluvial, ce qui est le plus fréquent) ;
- problème d'hystérésis : la relation entre le débit et la hauteur n'est pas forcément la même selon que l'on est en crue ou en décrue ;
- problème de l'extrapolation : lors de très fortes crues, le plus souvent il n'est pas possible d'effectuer une mesure du débit correspondant à la hauteur relevée. Le calcul du débit est alors effectué en extrapolant le courbe de tarage, ce qui a pour conséquence une augmentation des incertitudes.

3-1.3.2. Les chroniques de débit instantané

Dans la pratique, les chroniques enregistrées sont des chroniques de hauteurs, appelées limnigrammes, qui sont ensuite converties en chronique de débit instantané grâce à la courbe de tarage. Selon les méthodes d'enregistrement utilisées, le pas de temps entre deux mesures peut être constant ou variable. Dans le cas d'un pas de temps constant, une mesure de la hauteur, et donc du débit, est prise à intervalle régulier, par exemple 24h (figure 1-2, graphique de droite). Pour le pas de temps variables, l'intervalle entre deux mesures s'adapte à l'écoulement réellement observé noté $Q(t)$: si les variations de l'écoulement sont lentes, le pas de temps augmente, si les variations sont rapides, le pas de temps diminue. En principe, les points remarquables tels les maxima sont toujours relevés dans ce cas (figure 1-3, graphique de gauche).

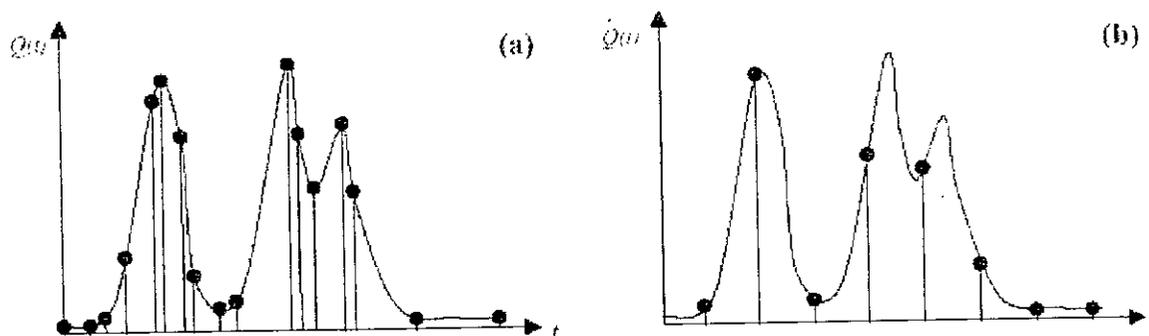


Figure 1-2 : chronique de débit instantané à pas de temps variable (a) et à pas de temps constant (b)

L'intérêt des mesures au pas de temps variable est d'obtenir une quantité d'information optimale, au regard de rapidité des variations mesurées. Comme le montre le graphique de droite de la figure 1-2, les chroniques au pas de temps constant peuvent amener à une perte d'information importante si le pas de temps est trop grand par rapport à la dynamique de l'écoulement réellement observé $Q(t)$. dans le cas inverse, on peut aussi avoir surabondance d'information si le pas de temps est trop fin, il suffit alors de compacter la chronique en supprimant les points redondants.

3-1.3.3. Les chroniques de débit moyen

pour diverses applications, il est plus pratique de travailler sur des chroniques non plus de

débit instantané, mais de débit moyen sur un pas de temps choisi. Lorsqu'une chronique de débit instantané est disponible, les débits instantanés sont **interpolés linéairement** entre les différentes valeurs de débit mesurées à pas de temps constant ou variable, permettant de calculer par la méthode des trapèzes le volume écoulé entre chaque instant. En divisant les volumes obtenus par la durée sur laquelle ils ont été calculés, on obtient une chronique de débit moyen sur cette durée (figure 1-3).

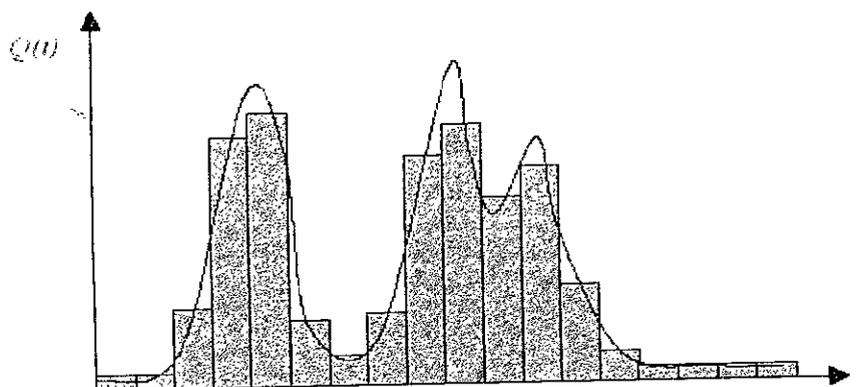


Figure 1-3 : Chronique de débit moyen à pas de temps constant

Il convient donc des maintenant de bien distinguer :

- le pas de temps d'acquisition des débits instantanés(constant ou variable, cf.§1.3.2.) ;
- la durée des intervalles de temps, toujours constants entre lesquels sont calculés les volumes écoulés, puis ensuite, les débits moyens.

Cette seconde durée étant en général la durée séparant deux valeurs de débit moyen, elle est aussi appelée pas de temps, mais elle ne doit pas être confondue avec le pas de temps d'acquisition des débits instantanés.

Dans certains cas, il peut arriver que l'on ne prenne qu'une mesure du débit instantané, avec un pas de temps constant Δt (par exemple tous les jours à midi), et que l'on considère que cette mesure obtenue à l'instant t est une approximation du débit moyen sur l'intervalle $[t-\Delta t ; t+\Delta t]$. Cette façon de faire suppose en fait que le débit varie **linéairement** sur l'intervalle $[t-\Delta t ; t+\Delta t]$. Si cette hypothèse n'est pas assez bien respectée, l'estimation des débits moyens peut comporter de grosses erreurs.

Pour des raisons pratiques et historiques, les chroniques de débit le plus souvent disponibles sont celles des débits moyens journaliers. Selon les applications, les pas de temps horaires, mensuels ou annuels peuvent aussi trouver leur utilité. Par contre, les chroniques de débit instantané à pas de temps variable restent peu utilisées, malgré leur intérêt. Le choix du pas de temps est déterminant pour toute la suite de l'analyse de la chronique. Le paragraphe suivant traite de ce point pour l'exemple des variations interannuelles des débits.

3-2. Variation saisonnières des débits interannuels : le choix du pas de temps

Traditionnellement, l'étude du régime hydrologique fait référence aux régimes définis par Pardé(1955). Il s'agit de l'étude des variations saisonnières des débits moyens interannuels

pris au pas de temps mensuel. Mais pourquoi choisir ce pas de temps plutôt qu'un autre ? Quelle est l'influence du pas de temps sur le phénomène observé ?

3-2.1. Le cas du pas de temps mensuel : les régimes de Pardé

la représentation initiée par Pardé(1955) consiste à porter sur un graphique les moyennes interannuelles des 12 débits mensuels. Cette description peut être complétée par des quantiles exprimant aussi la variabilité interannuelle des débits (figure 1-4).

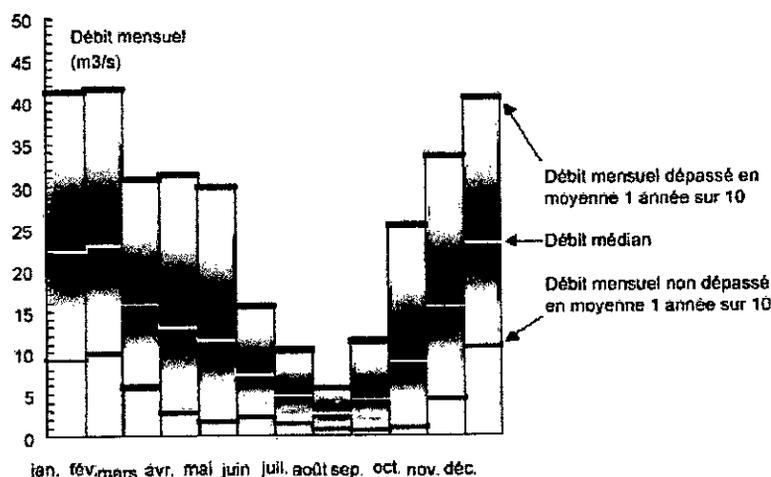


Figure 1-5 : Représentation des variations saisonnières du débit mensuel, cas de Seuille à Voiteur (sauquet, 2000a)

Sur la base de cette description des débits mensuels, la classification de Pardé (1955) s'intéresse à la répartition des apports mensuels au cours de l'année ainsi qu'à l'origine des écoulements (neige, pluie, glacier). Trois principaux types de régimes sont distingués : les régimes simples, les régimes complexes originels, les régimes complexes changeants.

- Les régimes simples sont caractérisés par une seule provenance des écoulements. On distingue deux saisons hydrologiques : une pour les hautes eaux et une pour les basses eaux. Les quatre principaux régimes simples sont :
 - le régime glaciaire ;
 - le régime nival ;
 - le régime pluvial océanique ;
 - le régime pluvial tropical .
- Les régimes complexes originels sont des compositions de régimes simples. Plusieurs modes d'approvisionnements sont recensés (par exemple pluie et neige), impliquant plusieurs saisons de hautes et basses eaux.
- Les régimes complexes changeant concernent les grands fleuves, traversant plusieurs climats, et alimentés par des affluents caractérisés par différents régimes simples et complexes originels. Dans ce cas le régime du fleuve peut-être « changeant » d'amont en aval.

La description de Pardé a été beaucoup reprise de par le monde. Elle a été affinée lorsque les bassins étudiés étaient assez homogènes, comme par exemple en Suisse (Weingartner et

Aschwanden, 1992), ou bien généralisée pour les besoins d'une description mondiale (Beckinsale, 1962). En Europe du Nord, une classification du régime des variations des débits mensuels inspirée des mêmes principes a aussi été élaborée (Tollan, 1975 ; Krasovskaia et Gottschalk, 1992 ; Krasovskaia, 1997). Les régimes y sont définis de façon objective, en fonction de la date d'occurrence des trois plus forts débits mensuels moyens interannuels (max1, max2 et max3, classé par ordre décroissant) et des deux plus faibles débits mensuels moyens interannuels (mini1 et mini2). Huit régimes ont ainsi été définis. Cette classification a été étendue à l'Europe, portant le nombre de régimes à 13 .

Ainsi, comme nous venons de le voir, lorsque l'on parle de régime hydrologique, la littérature fait largement écho aux régimes définis par Pardé, basés sur l'évolution des débits mensuels. Ce type de représentation donne une information sur les variations lentes du débit, qui correspondent pour une part importante à la réponse des réservoirs souterrains face au cycle des saisons : recharge lors des saisons humides, vidange lors des saisons sèches. De ce fait, les différents types de régimes hydrologiques identifiés reflètent largement les régimes climatiques auxquels ces bassins sont soumis.

Mais le pas de temps mensuel est-il le plus adéquat, ou bien est-il simplement choisi par convention ? Etudie-t-on le même phénomène si l'on change de pas de temps ? Les paragraphes suivants tentent d'apporter des réponses à ces questions.

3-2.2. Variation interannuelles au pas de temps journalier

Le type d'analyse décrit ci-dessus existe pour d'autres pas de temps que le mensuel. A titre d'exemple, nous présentons deux approches relatives au pas de temps journalier, utilisée aux **Etats-Unis**, l'autre en **France** par EDF-DTG.

Aux Etats-Unis, l'USGS effectue les analyses suivantes sur les débits moyens journaliers. Chaque jour, des cartes indiquent comment se situe la valeur du débit moyen journalier par rapport aux débits mesurés le même jour les années précédentes. Un minimum de 30 années de mesure est considéré. Un code de couleur indique si le débit mesuré dépasse 0, 10, 25, 75, 90 ou 100% des débits mesurés le même jour des années précédentes (figure 1-5). Ces cartes sont disponibles sur Internet (<http://water.usgs.gov/dwc/>), avec la possibilité de voir en animation leur évolution jour après jour.

Pour décrire les variations saisonnières du débit, EDF-DTG (Duband, 1992) représente les informations suivantes, sur un même graphe (figure 1-6) :

- Courbes des valeurs journalières non-dépassés dans 10, 25, 50, 75 et 90% des cas, durant toute la période d'observation.
- Pour chaque mois, la valeur dépassée en moyenne une année sur 10 par le débit moyen journalier le plus fort du mois.
- Pour chaque mois, les crues au cours des quelles le débit moyen journalier a dépassé la valeur journalière décennale du mois (valeur précédente).

Wednesday, September 5, 2001 17:20GMT

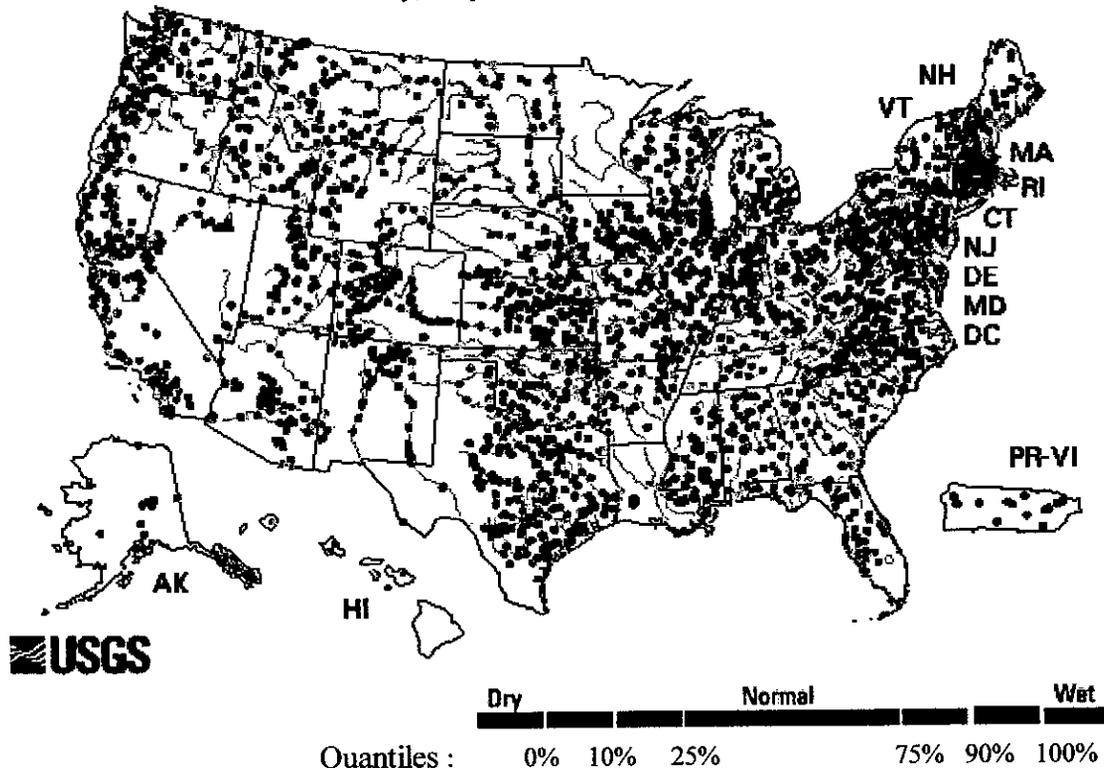


Figure 1-5 : situation des débits moyens journaliers mesurés le 05 septembre 2001 aux Etats-Unis par l'USGS, par rapport aux « normales saisonnières »

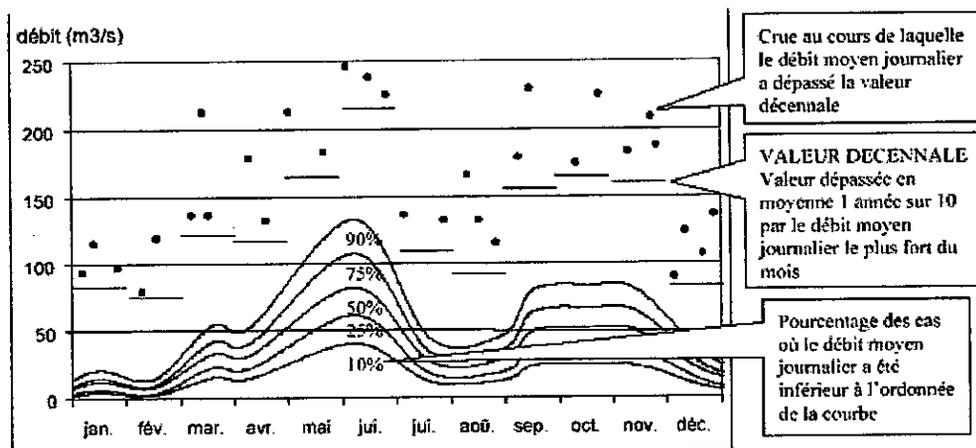


Figure 1-6 : répartition des débits moyens journaliers suivant l'époque de l'année. Exemple, repris d'après Duband (1992)

Cette représentation associe donc des débits journaliers et leurs quantiles a chaque date mais aussi des grandeurs « hybrides » que sont le débit moyen journalier le plus fort du mois, ses quantiles et ses valeurs remarquables.

On associe donc ici un pas de temps journalier (pour la mesure du débit et son analyse fréquentiel chaque jour) et le pas de temps mensuel pour l'analyse fréquentielle des débits

journaliers regroupés mois par mois. Evidemment d'autres combinaisons sont possibles (débits journaliers regroupés saisons par saisons, années par années, etc.).

3-2.3. Exemple montrant l'importance du choix du pas de temps

Les exemples ci-dessus montrent qu'il est possible d'étudier les variations saisonnières des débits à différents pas de temps : mensuel au paragraphe 2.1, journalier au paragraphe 2.2.

La question posée est donc la suivante : pourquoi étudier un pas de temps plutôt qu'un autre ? Il est a priori aussi légitime de s'intéresser aux variations des débits journaliers qu'à celles des débits mensuels. Dans ce cas, le phénomène étudié n'est pas le même, selon le pas de temps que l'on considère. Comme nous l'avons noté au paragraphe 1.2., si l'on étudie les crues sur des petits bassins versants (phénomènes observables sur quelques jours, selon les bassins), le pas de temps journaliers est plus adapté que le pas de temps mensuel. En revanche, si l'on étudie la réponse des réservoirs de ces petits bassins face au cycle des saisons, le pas de temps mensuel semble plus adéquat. En revanche sur des bassins de grande taille, le pas de temps mensuel peut être adapté pour l'étude des crues.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous nous sommes intéressés aux variations saisonnières du débit de la Rivière Nouvelle au Québec (1140 km²). Soumise à un régime climatique très contrasté, avec des températures variant entre -40° en hiver et +30° en été.

La figure 1-8 donne le résultat des calculs réalisés. La chronique disponible de 30 années de débit moyen journalier a servi à construire d'autre chronique de débit moyen, mais à des pas de temps Δt supérieurs. Quatre pas de temps ont ainsi été étudié : $\Delta t = 1, 7, 30$ et 90 jours. Nous avons ensuite calculé pour les quatre chroniques obtenues les débits interannuels dépassés en moyenne 1 année sur 10, 5 années sur 10 (débit médian) et 9 années sur 10. ces débits correspondent respectivement aux quantiles 90%, 50%, et 10% pour chaque pas de temps.

Les résultats montrent que pour tous les pas de temps (sauf peut-être 90 jours), on observe la même évolution saisonnière des débits : deux saisons de hautes eaux, une au printemps suivie d'une autre moins marquée en automne et deux saisons de basses eaux durant les mois d'hiver et d'été. Cette évolution des débits s'explique évidemment par le contexte climatique dans lequel se trouve cette rivière :

- L'hiver très rude durant lequel le froid fait que tous les apports pluviométriques sont stockés sous forme de neige ;
- Le printemps durant lequel tous ces apports stockés sont libérés sous l'effet du réchauffement ;
- L'été où les nappes alimentent les écoulements ;
- Puis enfin, l'automne lors duquel l'augmentation des écoulements s'explique par un regain de l'activité pluviométrique, qui contrairement à l'hiver, n'est pas encore stockée sous forme de neige.

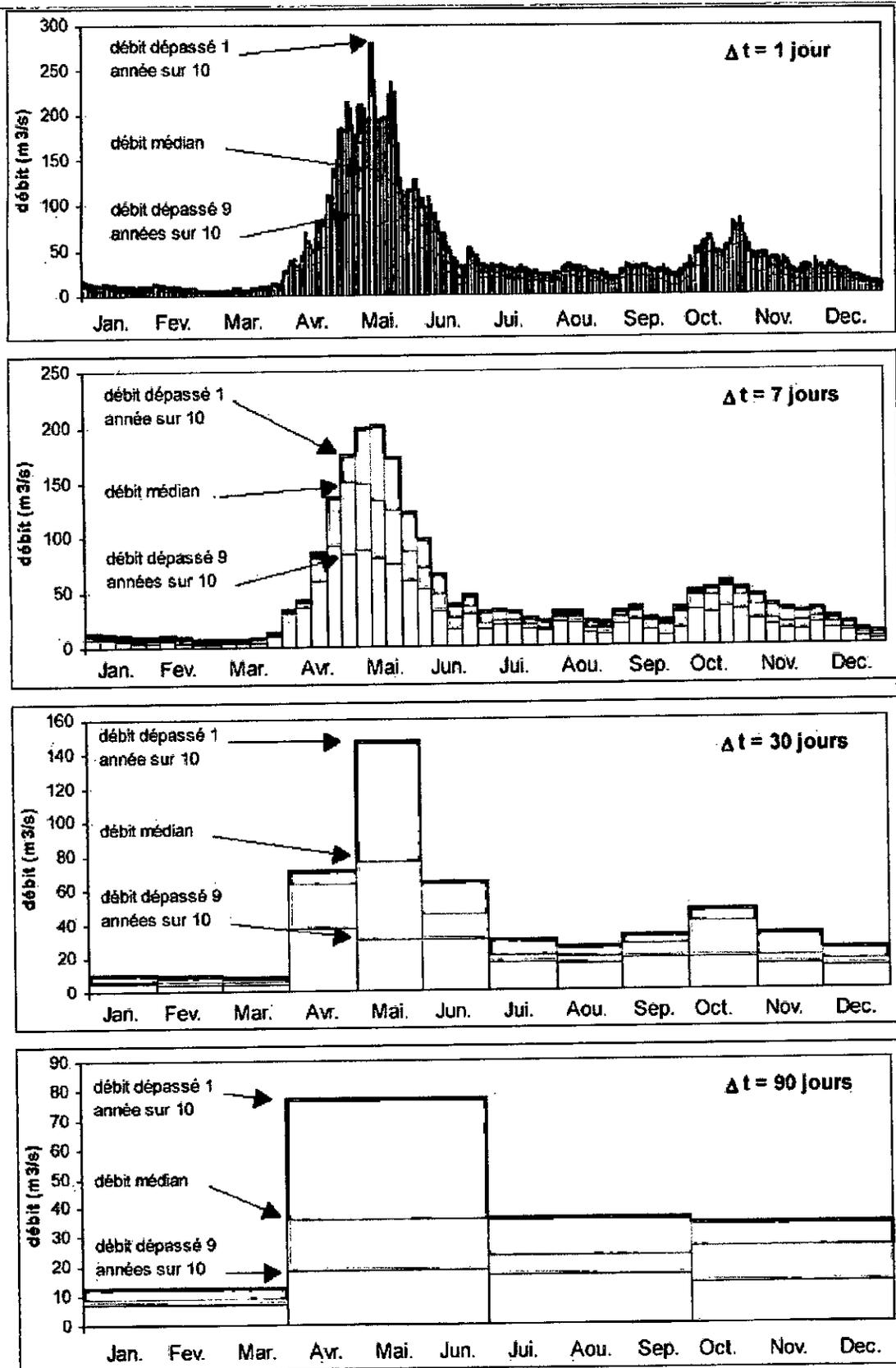


figure 1-7 Evolution des variations saisonnières du débit moyen en fonction de son pas de temps Δt . exemple de la Rivière Nouvelle au Québec (1140km²), sur la période de 1965 - 1974

Concernant les différences entre les pas de temps, on observe naturellement que plus le pas de temps augmente, plus la variabilité saisonnières des débits est lissée. Le pas de temps de 90 jours nous empêche d'observer la saison de hautes eaux en automne. Mais cette constatation ne signifie pas qu'inversement, la diminution du pas de temps amène forcément une augmentation de l'information pertinente. Selon le problème étudié, les variations supplémentaires qui apparaissent au pas de temps de 1 jour par rapport à 7 jours ne sont pas nécessairement significatives. On observe par exemple deux pointes distinctes en mai qui n'ont pas forcément de sens. En particulier, le débit journalier de $140\text{m}^3/\text{s}$ est jugé anormalement bas le jour correspondant à la plus forte de ces pointes, puisque dépassé en moyenne plus de 9 années sur 10. puis seulement trois jours plus tard, ce même débit est jugé tout à fait « de saison », car proche du débit médian. Cette remarque invite à s'interroger par exemple sur la pertinence des informations sur la carte présentée figure 1-5 : les mêmes débits relevés simplement 3 jours plus tard peuvent donner dans certains cas des cartes complémentaires différentes !

3-2.4. Commentaire sur les différentes « durées » de l'analyse

Ces remarques, associées à celle que nous ont suggérées la figure 1-5 et la figure 1-6 permettent de distinguer plusieurs « durées » dont le s rôles doivent être distingués :

- Tout d'abord, la **durée de l'année** : c'est elle qui rythme l'ensemble des mécanismes climatiques et hydrologiques, au travers du cycle des saisons établi par le temps que met la terre à faire le tour du soleil. Cette durée permet de définir la date et sert aussi d'unité pour exprimer la période de retour d'un événement, notion que nous expliciterons plus loin. La variabilité à laquelle nous nous intéressons pratiquement toujours est une variabilité interannuelle : on compare l'événement (ou les événements) de l'année n à celui (ou ceux) de toutes les autres années. Implicitement ou explicitement, l'année est presque toujours une durée de référence.
- Le pas de temps sur lequel la grandeur est moyennée (ici le débit, cf. §1.3.) : instantané, horaire, journalier, mensuel, etc. selon la taille du bassin ce pas de temps peut prendre diverses significations :
 - Pour de très petits bassins le pas de temps instantané est nécessaire pour étudier les crues. Le pas de temps mensuel donne plutôt une information sur l'interaction entre pluie, évapotranspiration et capacité du sol à stocker ou à restituer l'eau .
 - Pour des bassins de grande taille, le pas de temps journalier a la signification d'un débit instantané, le pas de temps mensuel peut dans certains cas correspondre à celui d'une crue. Il faut éventuellement passer à un pas de temps plus important pour décrire les interactions entre précipitation, évaporations et réservoirs sols.

Ce « pas de temps » dépend de la « dynamique » du phénomène étudié. Il mérite de toute façon une approche moins empirique que celle consistant à le choisir arbitrairement.

- La durée pendant laquelle sont regroupées les mesures prises au pas de temps précédant pour :
 - i. sélectionner des valeurs caractéristiques de chaque regroupement (selon les cas : moyenne, maximum ou minimum observé sur chaque intervalle) ;

- ii. regrouper année par année (valeurs interannuelles) au sein d'un même échantillon les valeurs caractéristiques ci-dessus. On obtient ainsi un échantillon pour chaque intervalle défini par la durée de regroupement sur une année. Par exemple, on obtient respectivement 365, 12 et 1 échantillon(s), suivant la durée de regroupement (1jour, 1mois, 1 an) ;
- iii. réaliser une analyse statistique sur chaque échantillon ci-dessus (selon les cas, simple moyenne, calcul des quantiles expérimentaux, ou encore ajustement d'une loi statistique).

La durée de regroupement permet de réaliser un échantillonnage saisonnalisé.

Parmi les approches présentées, le pas de temps et la durée de regroupement peuvent être égaux ou bien différents. Pour les approches dérivées de celle de Pardé (figure 1-4), ceux –ci sont tous deux égaux à 1 mois. De même pour la figure 1-7, pas de temps et durée de regroupement varient tous deux de 1 jour à 3 mois.

Par contre, pour l'exemple de la figure 1-6, la durée de regroupement est le jour d'abord, le mois ensuite, alors que le pas de temps reste journalier. De même, dans l'analyse fréquentielle des crues présentée plus en détail par la suite, on a l'habitude de considérer que le pas de temps journalier ou instantané, et une durée de regroupement soit annuelle, soit de un ou quelques mois(par exemple le printemps). Pour les étiages l'analyse est similaire, toutefois le pas de temps journalier est souvent remplacé par un pas de temps plus long. Le regroupement est le plus souvent simplement annuel.

Ces différents exemples illustrent le fait qu'en général il ne doit pas y avoir identité entre pas de temps de mesure du débit et durée de regroupement pour l'analyse fréquentielle. Cette dernière durée jouant un rôle essentiel sur l'analyse de la variabilité, elle mérite une attention particulière.

3-3. Analyse du régime des crues : introduction à l'approche débit-durée- fréquence

Comme nous l'avons vu au paragraphe2, la représentation saisonnière des débits interannuels (pas de temps et durée de regroupement de l'ordre de la saison) informe sur les variations lentes des écoulements. Elle n'est pas adapté à l'étude des crues, même si l'on descend au pas de temps journalier. Le but de ce paragraphe est de présenter une méthode pour décrire le régime des crues de façon complète, notamment en prenant en compte une notion essentielle pour les crues : **la durée**.

3-3.1. Echantillonnage des valeurs maximales

Afin d'étudier le régime des crues en particulier, il faut extraire uniquement les événements qui nous intéressent. En analyse fréquentielle des crues, trois phases principales sont généralement distinguées :

- La définition de la variable d'intérêt : **le débit de pointe**, c'est à dire la plus forte valeur de débit atteinte pendant la crue. Selon le type de chronique analysée il faut bien préciser de quel débit il s'agit : débit de pointe instantané, horaire, journalier,...
- L'**échantillonnage**, qui consiste à sélectionner les plus forts débits de pointes observées ;

- L'ajustement d'une loi de probabilité, permettant de définir la fréquence théorique de chaque événement, souvent exprimée en terme de période de retour T.

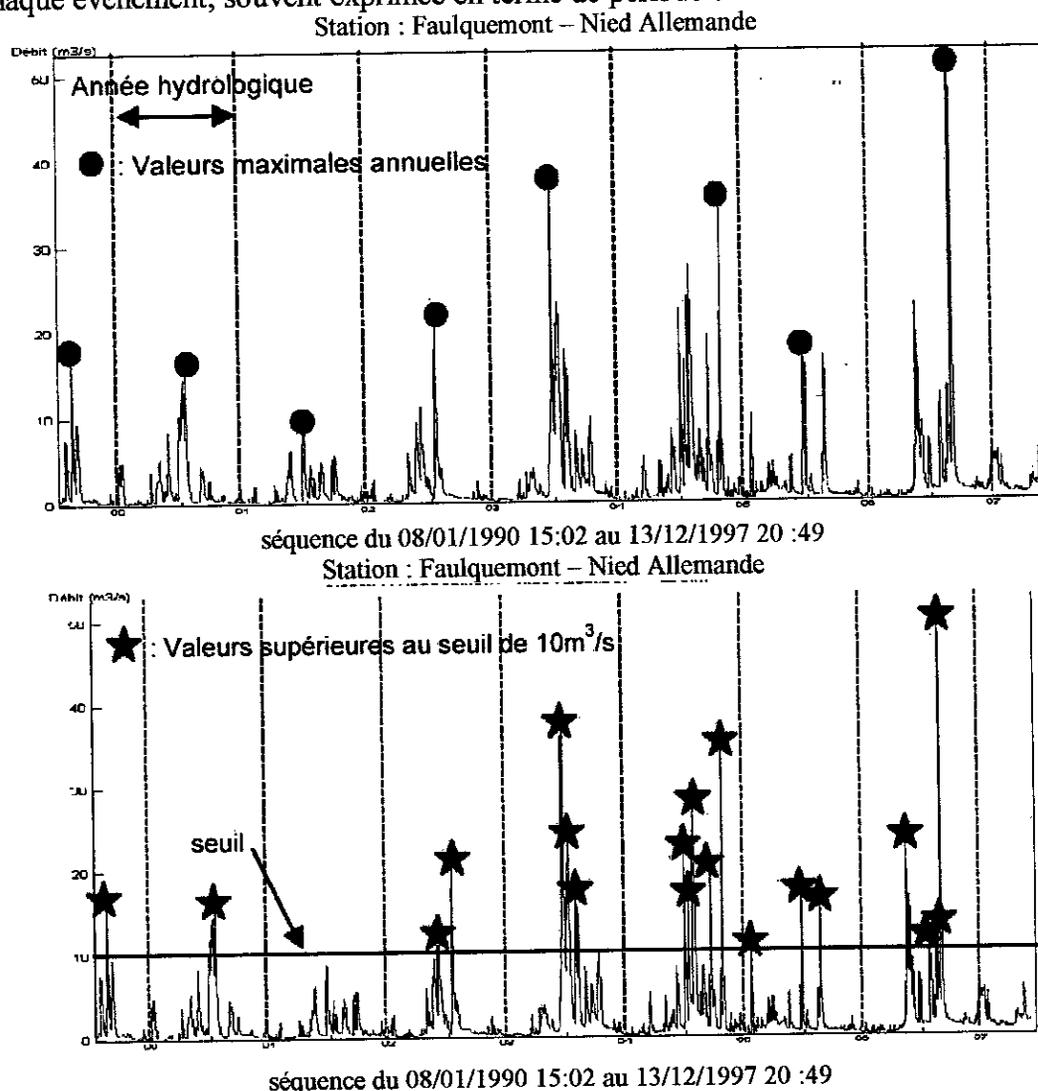


Figure 1-8 : comparaison d'un échantillonnage par maximum annuel et d'un échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil effectué sur une chronique de débit instantané. Exemple de la Niede Allemande à Faulquemont (187km²)

On distingue deux méthodes d'échantillonnage : la méthode du maximum annuel et celle des valeurs supérieures à un seuil. Dans le premier cas, l'échantillon est composé du plus fort débit de chaque année hydrologique. Dans le second, l'échantillon est composé du plus fort débit de chaque événement, un événement commençant lorsque le débit passe au-dessus du seuil fixé, et s'arrêtant lorsqu'il repasse au-dessous. La figure 1-8 illustre ces deux méthodes pour l'exemple de Nied Allemande déjà présenté.

3-3.2. La prise en compte de la date de crues

Avant de nous intéresser à l'analyse fréquentielle des débits échantillonnés, ce paragraphe présenté différentes méthodes pour prendre en compte une information importante sur le régime : la date d'apparition de chaque crue. En couplant cette information avec les

conditions climatiques régnant sur le bassin aux mêmes dates, on a ainsi une idée sur l'origine des crues (fonte nivale au printemps, orages en automne, etc.).

Une méthode simple est de diviser l'année en un nombre de classe (par exemple 12 ou 24) et de compter le pourcentage d'événement ayant lieu dans chaque. La figure 1-9 montre la répartition du nombre de crues sélectionnés par mois, par la méthode sup-seuil, pour les deux exemples présentés figure 1-12 (Nied Allemande et Jarbon). Dans les deux cas, le seuil a été fixé de façon à sélectionner deux valeurs par an en moyenne, ce qui signifie que la pointe de la plus petite crue sélectionnée a une période de retour de 6mois.

Avec une forme de représentation équivalente, il est aussi possible d'illustrer la moyenne et l'écart type des valeurs observées.

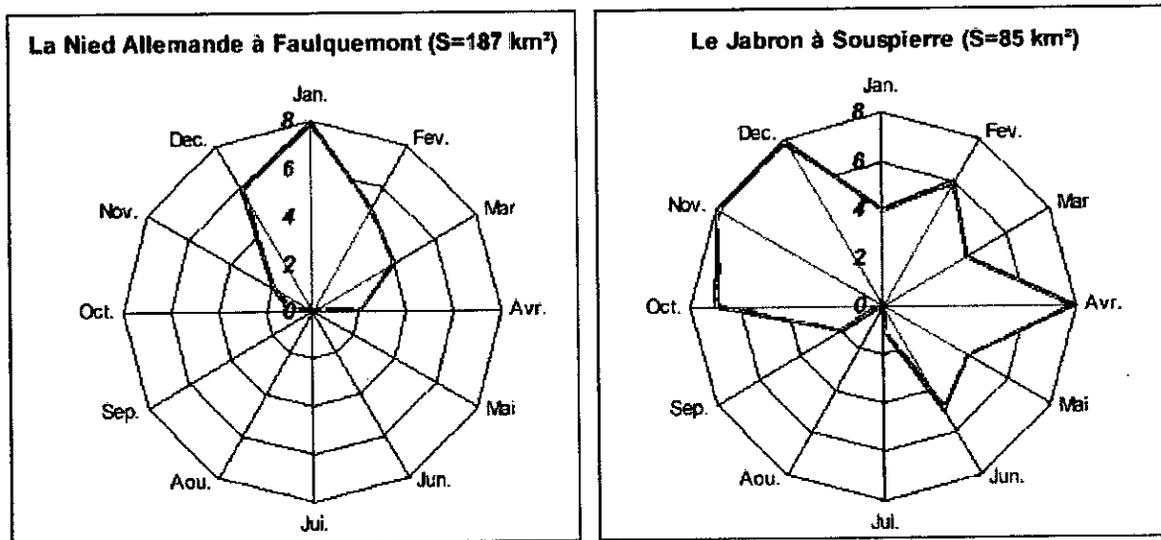


Figure 1-9 : Nombre d'événements sélectionnés par mois par la méthode sup-seuil.

Pour la Nied Allemande, on constate que les crues apparaissent principalement autour des mois de janvier et décembre. Au contraire, pour le Jarbon, les crues sont beaucoup plus dispersées dans le temps, entre octobre et juin.

Une autre approche voisine de celle décrite ci-dessus consiste à utiliser les « statistiques circulaires ». L'idée est de représenter la date de chaque crues (sélectionnée par la méthode « sup-seuil » ou « maxi-annuel » par un angle θ :

$$\theta_i = j_i \left(\frac{2\pi}{365} \right) \quad (1-1)$$

avec : j_i le numéro du jour de la crue i , compris entre 1 et 365

Chaque date de crue peut être représentée par un vecteur unité, faisant un angle θ avec l'axe des abscisses. Il est alors possible de calculer le vecteur correspondant à la date moyenne des crues observées, noté V . Ses coordonnées x_{moy} et y_{moy} sont exprimées par :

$$x_{moy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\theta_i) \quad ; \quad y_{moy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin(\theta_i) \quad (1-2)$$

L'angle formé par ce vecteur et l'axe des x correspond à la date moyenne d'occurrence des crues :

$$\theta_{moy} = \tan^{-1} \left(\frac{y_{moy}}{x_{moy}} \right) \quad (1-3)$$

La longueur de ce vecteur est une mesure de la « saisonnalité » des crues. Si cette valeur est proche de 1, cela signifie que toutes les crues se produisent toujours à la même date. Au contraire, si cette valeur est proche de zéro, cela signifie que les crues se produisent tout au long de l'année.

$$\| \vec{V} \| = (x_{moy}^2 + y_{moy}^2)^{1/2} \quad (1-4)$$

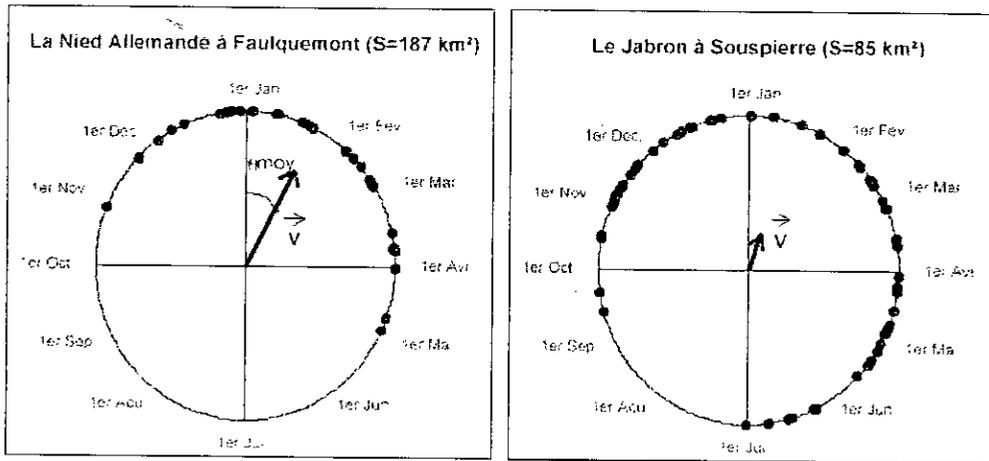


Figure 1-10 : statistiques circulaires sur la date des pointes de crues sélectionnées par la méthode sup-seuil.

La figure 1-10 permet de comparer les date d'apparition des crues pour les deux exemples étudiés. En particulier, la taille du vecteur V indique que les crues de la Nied Allemande ont un caractère saisonnier très marqué. A l'inverse, dans le cas du Jarbon, la petite taille du vecteur indique que le caractère saisonnier n'est pas net, l'orientation du vecteur n'est donc pas très significative. Nous touchons là à la principale limite de cette représentation. Elle ne fait pas la distinction entre un bassin pour lequel les crues n'ont pas de caractère saisonnier et un bassin pour lequel il y a deux saisons très marquées, mais à l'opposées l'une de l'autre. Dans ce cas, l'analyse fréquentielle doit être menée individuellement sur chacune des saisons.

L'avantage de cette représentation est d'être facilement cartographiée : chaque bassin est représenté par une flèche indiquant la date moyenne d'apparition des crues. La Figure 1-11 montre un exemple de carte pour le Royaume-Uni (institute of hydrology, 1999). Les crues étudiées ont été sélectionnées par valeurs supérieures à un seuil de façon à avoir trois crues en moyenne par an. On voit sur cet exemple que la date d'apparition des crues dépend de la localisation géographique des bassins.

3-3.3. Les limites de l'analyse fréquentielle des pointes de crues

La Figure 1-12 montre le résultat d'une analyse fréquentielle réalisée sur les débits de pointe instantanés, échantillonnés par la méthode des valeurs supérieures à un seuil. Dans les deux cas, le seuil a été fixé de façon à sélectionner en moyenne deux valeurs par an.

Nous reviendrons dans le détail au chapitre 4 cette technique d'échantillonnage. Deux bassins sont présentés : la Nied Allemande à Faulquemont, déjà présenté et située dans le département de la Moselle, et le Jarbon à Souspierre, dans la Drôme. A première vue, les distributions obtenues sur ces deux bassins semblent très similaires. Par exemple, dans les deux cas, on trouve un débit de pointe décennal proche de $40\text{m}^3/\text{s}$.

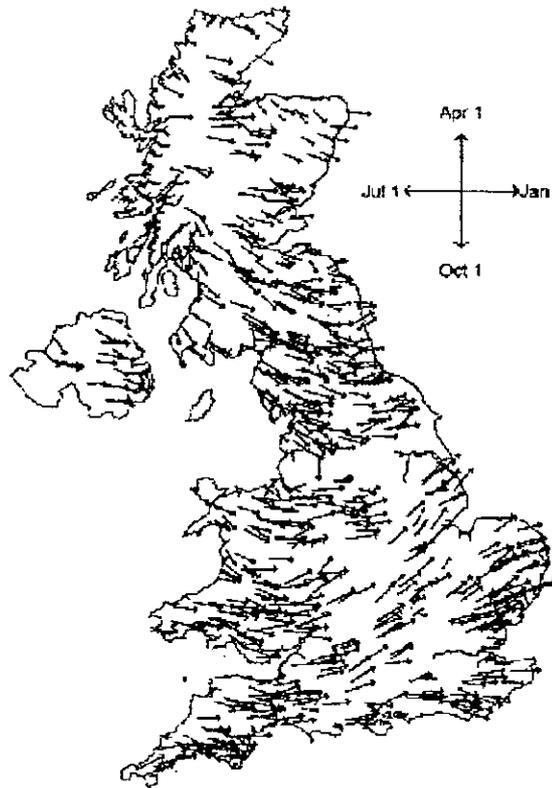


Figure 1-11 : cartographie de la date moyenne d'apparition des crues au Royaume-Uni (Institute of hydrology, 1999)

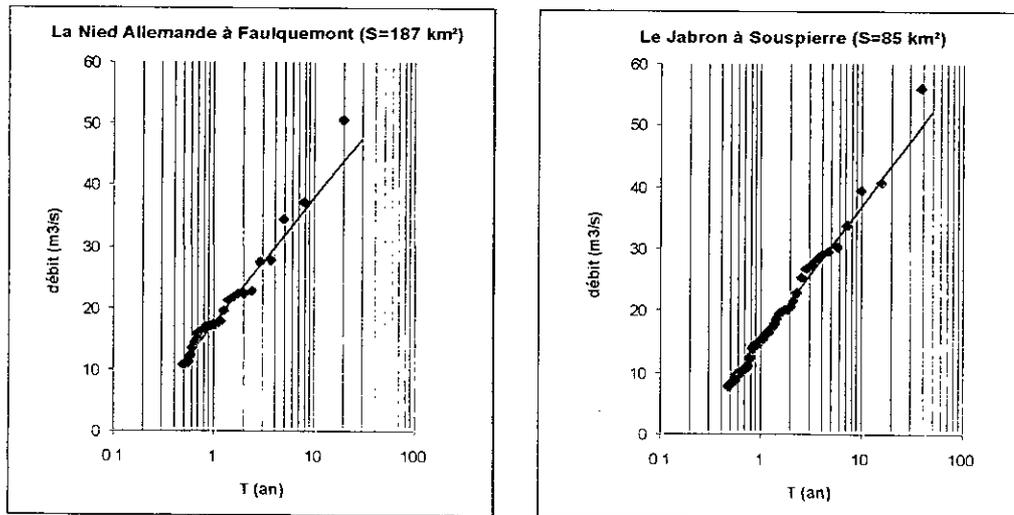


Figure 1-12 : Distribution des débits de pointe instantanés sélectionnés par la méthode seuil.

Comme le montre la figure 1-13, bien que les pointes de crues observées sur ces deux bassins soient comparables, leur dynamique est complètement différente. Dans le cas de Nied Allemande, les crues observées sont très lentes et très volumiques, avec une durée de l'ordre de la semaine. Pour le Jabron, les crues sont très rapides, peu volumiques, et ne durent que quelques heures. En terme d'aménagement, les mesures de prévention contre les inondations doivent tenir compte de cet aspect. Par conséquent, la simple étude fréquentielle des pointes de crues observées n'apporte qu'une information incomplète, ne tenant pas compte de la durée des crues.

Les paragraphes suivants proposent différentes approches pour prendre en compte cette notion de « dynamique » des crues.

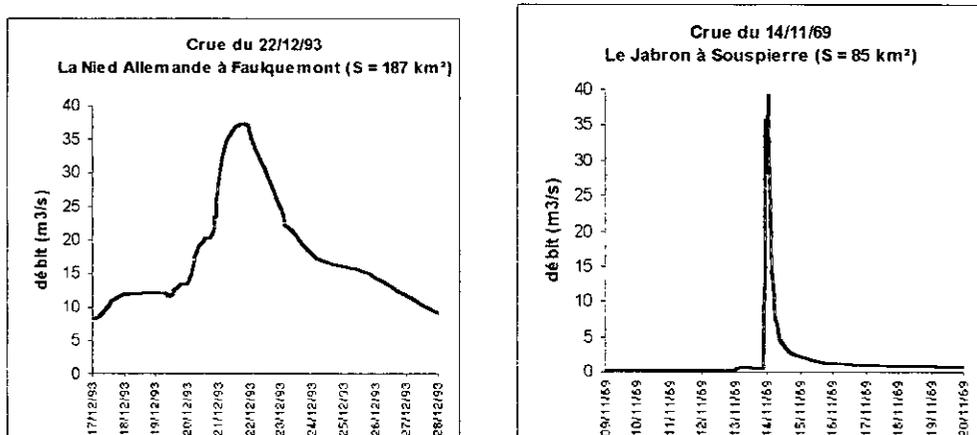


Figure 1-13 : Comparaison des hydrogrammes instantanés des crues dont le débit de pointe est proche de la valeur décennale

3-3.4. Analyse des durées de crue : définition de la durée de SOCOSE

3-3.4.1. Durées relatives à un seul événement de crue

Comme nous venons de le voir, la notion de durée est indispensable dans la description du régime des crues. C'est pourquoi de nombreuses durées ont été définies par les hydrologues. Les définitions suivantes sont issues de Roche(1963).

Les temps caractéristiques définis ci-dessous (figure 1-14) sont tous relatifs à un événement de crue. Ce sont des ordres de grandeurs, plutôt que des valeurs calculables avec précision. En effet, leur définition fait référence à une représentation très simplifiée de la transformation pluie- débit (en particulier les écoulements sont supposés être majoritairement des "ruissellements").

Temps de réponse : le temps de réponse est l'intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace de la pointe de l'hydrogramme.

Temps de montée : il s'agit de la durée écoulée entre le début de l'arrivée à l'exutoire du « ruissellement » et le maximum de l'hydrogramme .

Temps de base : le temps de base (ou durée de « ruissellement ») est la longueur sur l'abscisse de la base de l'hydrogramme de ruissellement.

Temps de concentration : le temps de concentration est la durée que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin hydrauliquement la plus éloignée de l'exutoire. On peut l'estimer en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie efficace et la fin du ruissellement.

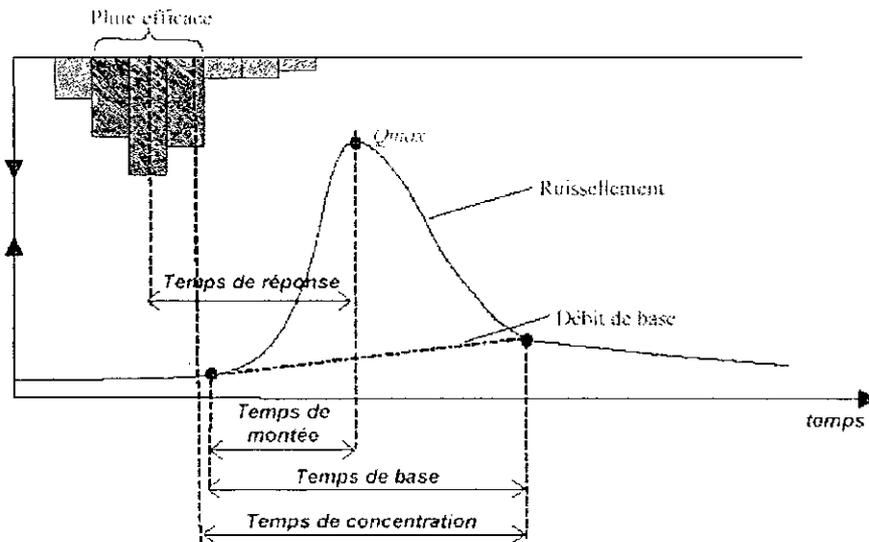


Figure 1- 14 : Définition des durées caractéristiques relatives à un hydrogramme de crue

3-3.4.2. Durée caractéristique de crue d'un bassin : la durée de Socose

Il s'agit maintenant de définir une durée caractérisant non plus un seul événement comme cela a été présenté ci-dessus, mais la **dynamique de crue**, caractéristique de l'ensemble des événements possibles. Pour ce faire, le Cemagref (CTGREF, 1980) propose dans un premier temps de calculer pour chaque hydrogramme de crue, la durée t_s pendant laquelle le débit dépasse la moitié du débit de pointe Q_s (figure 1-15).

L'intérêt de la définition de cette durée t_s est de reposer sur un critère objectif et reproductible pour chaque hydrologue, à l'inverse des durées précédentes (§3.4.1) qui nécessitent un choix subjectifs du débit et de la fin de la crue.

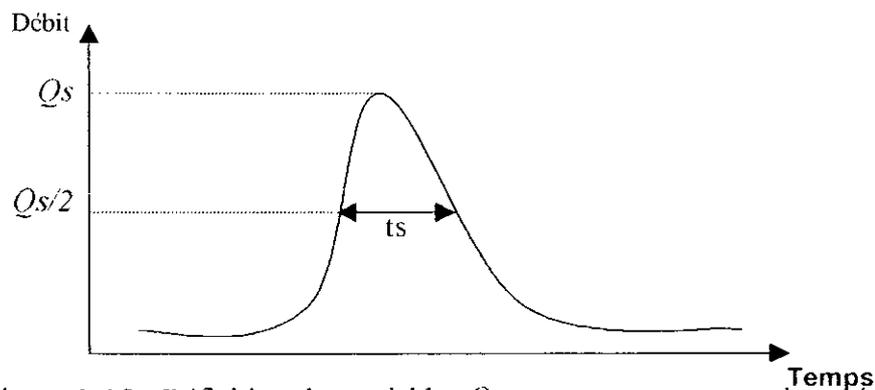


Figure 1-15 : Définition des variables Q_s et t_s pour une crue observée

Pour déterminer une durée caractéristique de crue relative non plus à une crue observée, mais au bassin étudié, la méthode Socose (CTGREF,1980) propose de représenter sur un même graphe l'ensemble des couples (Q_s , t_s) obtenus pour les N plus fortes crues observées. La méthode consiste à définir plusieurs classes de Q_s , puis pour chaque classe, à calculer la durée d_s (médiane des valeurs de t_s dans la classe), et ensuite à tracer une courbe reliant ces différentes valeurs médianes. Enfin, la valeurs de la durée D, appelée durée de Socose, est lue sur cette courbe, pour un débit Q_s égal au débit instantané décennal, noté Q_{IXA10} .

La Figure 1-16 montre le calcul de la durée D pour les deux bassins précédemment étudiés, à savoir la Nied Allemande et le Jabron. comme le laissait présager l'étude des deux hydrogrammes de crues présentés Figure1-13, les durées D calculées sont très différentes, puisque l'on trouve respectivement pour ces deux bassins 2.5 jours (60 heures) et 0.2 jour (5 heures).

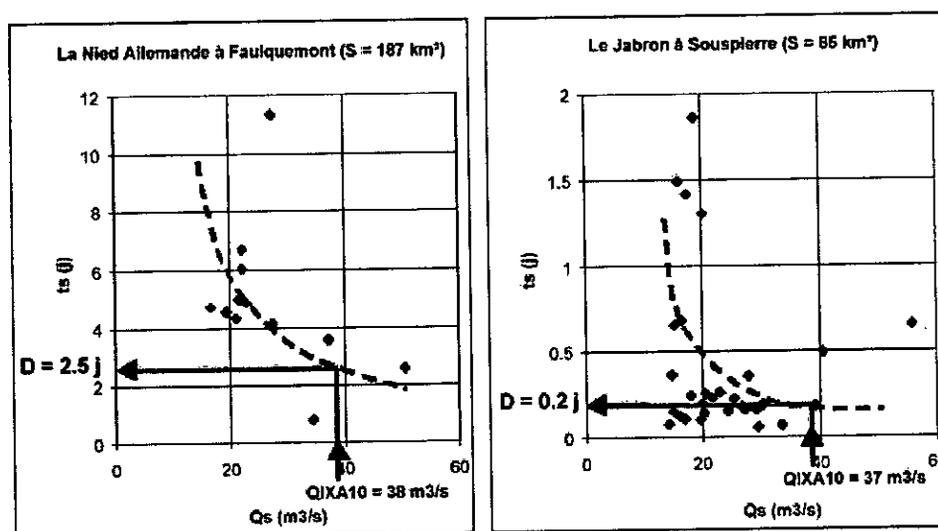


Figure 1-16 : Calcul de la durée caractéristique D de socose

Si la détermination des couples (Q_s , t_s)est rigoureuse et ne pose pas de problème(Figure 1-15), le calcul de la durée D à partir des nuages de points obtenus peut paraître délicat, voire hasardeux (Figure 1-16). Il est vrai que le résultat obtenu contient une part de subjectivité, notamment dans le choix des classes pour tracer la courbe reliant les différentes médianes. de plus, la dispersion des points autour de la courbe ainsi obtenue appelle à la prudence, quant à la valeur de D obtenue. Sa détermination contient donc une part d'incertitude mêlée à un brin d'expertise. Dans la pratique, l'idée est de se concentrer principalement sur les crues proches de la crue décennale, ce qui fait que souvent, on ne tient finalement compte que de ces quelques crues pour déterminer la valeur de D.

Cependant, la durée D de Socose a l'avantage de définir une valeur relative au bassin versant étudié, simple à calculer, au regard d'autres méthodes existantes, mettant par exemple en œuvre la théorie de l'hydrogramme unitaire. La valeur obtenue est à prendre comme un ordre de grandeur , donnant un bon indicateur de la durée des crues observées sur le bassin. Dans l'exemple traité ci-dessus, la durée D nous indique clairement que les deux bassins ont des dynamiques de crues très différentes. Ceci nous conduit donc à considérer cette durée

caractéristique comme une grandeur intéressante, tout en gardant à l'esprit qu'il s'agit bien d'un ordre de grandeur.

3-3.5. L'analyse combinée pointe-volume des crues

Pour palier au problème rencontré au paragraphe 3.3 à savoir la non-prise en compte de la durée des crues par l'analyse fréquentielle des débits de pointe, certains auteurs ont décidé de caractériser les crues par leur pointe, mais aussi leur durée et leur volume (Figure 1-17).

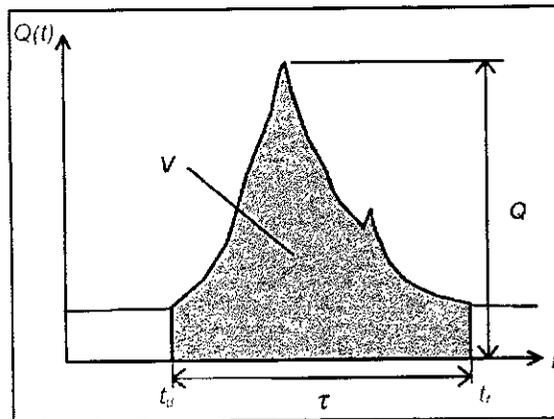


Figure 1-17 : Définition de Q , V et t pour une crue

Pour chaque crue observée, on doit définir sa date de début et de fin (t_d et t_f). il est possible de définir la pointe de la crue (Q), la durée (t), et le volume écoulé (V). Q , t , v sont alors considérés comme des variables aléatoires. L'analyse statistique consiste à étudier deux à deux les variables ci-dessus, au moyen de lois à deux variables. Par exemple (une loi de Gumbel à deux variables.)

Cependant, la méthode d'échantillonnage invite à la prudence. Tout d'abord, la définition des dates de début et de fin de crue (t_d et t_f) contient une part de subjectivité, et ne peut être faite de façon automatique. D'autre part, la méthode d'échantillonnage utilisée par les auteurs est celle du maximum annuel. Se pose alors la question suivante : doit-on sélectionner les crues ayant les plus fortes pointes, celles ayant duré le plus longtemps, ou celles ayant le plus fort volume ? En effet, il peut arriver que certaines années, ces trois conditions soient remplies par des événements différents.

3-3.6. L'approche débit- durée- fréquence

l'analyse débit-durée-fréquence, dite QdF, est une analyse fréquentielle des débits similaires à l'analyse en intensité-durée-fréquence (IdF) pour les pluies. Si l'on dispose d'une chronique de débit instantané, on peut caractériser chaque crue observée par son débit de pointe instantané (Q_{max}), mais aussi par le volume maximal qui s'est écoulé sur une certaine durée d . En divisant ce volume maximale par d , on obtient le débit moyen maximal que nous noterons V_d , en référence au volume et à la durée qui ont servi à son calcul. D'après les notations définies par Oberlin (1992), V_d est appelé VCXd (débit moyen(volume))

caractéristique sur une durée continu d , maximal dans la saison). Si l'on fait de nouveau le lien avec l'approche intensité- durée- fréquence, la différence entre le volume et le débit moyen est la même qu'entre la hauteur de précipitation et l'intensité.

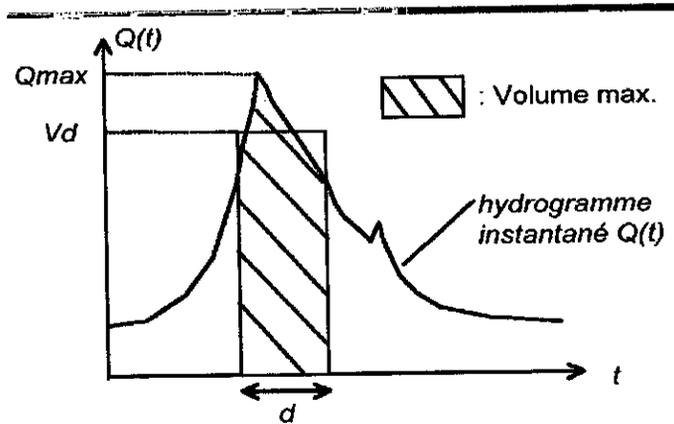


Figure 1-18 : Définition des caractéristiques de crue

Afin d'échantillonner les débits Vd sur l'ensemble de la chronique, une méthode pratique est de faire passer une moyenne mobile de largeur d sur la chronique de débit instantané, puis de sélectionner les valeurs maximales de cette nouvelle chronique, comme pour n'importe quelle autre chronique de débit. La Figure 1-19 donne un exemple de transformation d'une chronique de débits instantanés, en une chronique de débits moyens sur 1 jour et 5 jours.

Remarque

Les chroniques obtenues Figure 1-19 sont un peu différentes des chroniques de débits moyens décrites au paragraphe 1.3.3. il s'agit ici de moyennes glissantes, ce qui signifie que d'une part, deux points voisins de la courbe utilisent des données communes, et d'autre part, que la durée entre deux points de la chronique n'est pas forcément constante, tout comme la chronique de débit instantané traitée (cf.§1.3.2.).

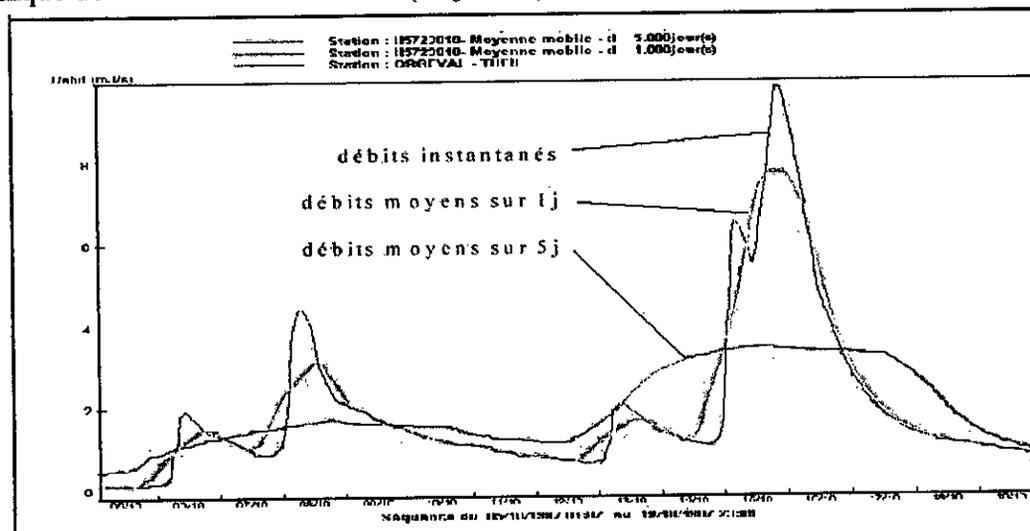


Figure 1-19 : Transformation de la chronique de débit instantané en débit moyen par moyennes mobiles

Les chroniques de débits instantanés de la Nied allemande et du Jarbon précédemment analysées (Figure 1-12) ont donc été moyennées pour des durées de 1, 2 et 5 jours.

La figure 1-20 donne le résultat de l'analyse fréquentielle effectuée sur ces nouvelles chroniques. Pour chacune des durées considérées, on obtient une nouvelle distribution de débits moyens, $d=0$ correspondant à la distribution des débits instantanés (chronique initiale). L'ensemble de ces courbes est appelé courbes débit- durée- fréquence.

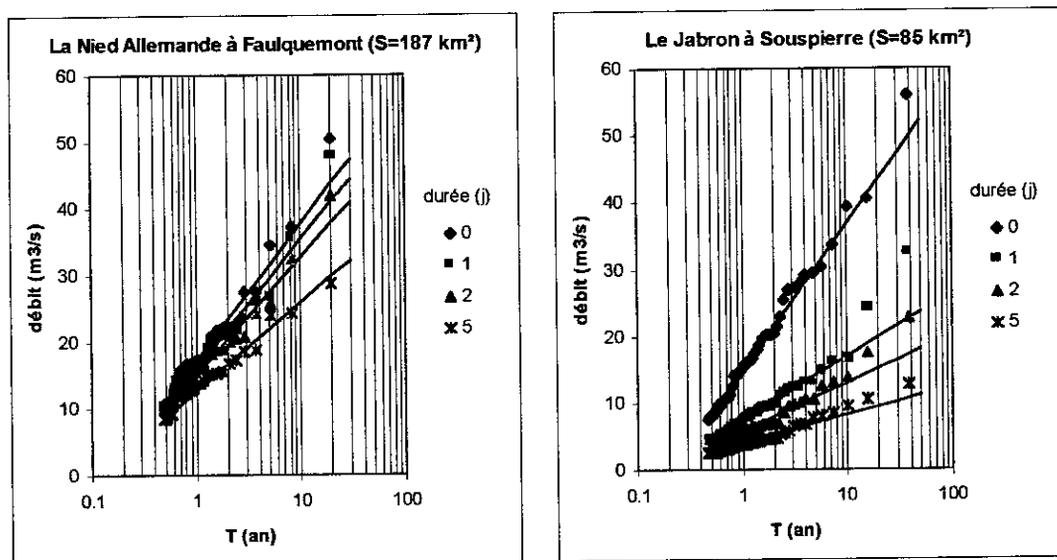


Figure 1-20 : courbes débits- durée- fréquence des débits moyens sur d

Contrairement à la figure 1-12, on observe maintenant une grande différence entre les faisceaux de distributions relatifs aux bassins. Celui de la Nied Allemande est bien plus resserré. En effet, sur ce bassin, les crues étant beaucoup plus volumineuses (figure 1-13), la distribution des débits moyens sur 5 jours est au-dessus de celle du Jarbon.

L'analyse débit- durée- fréquence permet donc de rendre compte de la dynamique des crues. Le fait de décrire la variabilité des débits moyens pour différentes durées fait écho au paragraphe 2.3. où nous avons étudié l'influence du pas de temps dans l'étude des variations saisonnières des débits moyens interannuels. Ici aussi, le choix des durées étudiées est important. Si l'on souhaite étudier le régime des crues, il ne faut pas que le pas de temps choisis dépassent la durée des crues observées. Il est possible de faire l'analyse sur de plus longues durées. Dans ce cas, la variabilité observée ne sera plus due aux crues, mais à des variations à plus long terme du débit.

Conclusion du chapitre 3

Il existe différentes formes de représentation des régimes hydrologiques. Chacune à sa manière constitue une synthèse de la variabilité observée des écoulements. Nous adopterons donc la définition simple suivante :

Décrire le régime hydrologique d'une rivière c'est décrire la variabilité temporelle de ses écoulements.

Cette conception du régime hydrologique repose sur la volonté de lui donner un contenu précis et d'éviter de faire rentrer dans l'analyse des régimes toutes l'hydrologie de surface. Dans ce contexte, les recherches d'explications de cette variabilité temporelle constituent des commentaires, mais ne font pas partie de sa définition.

Comme nous l'avons noté, la notion de régime est liée à celle d'échelle temporelles. Dans ce cadre, le choix du pas de temps ainsi que celui de la durée de regroupement définis au paragraphe 2.4. sont particulièrement importants. Ils permettent de se concentrer sur une échelle temporelle et sur un phénomène particuliers (crues par exemple, pour ce qui concerne la suite de travail).

Concernant le régime des crues, l'approche débit- durée- fréquence nous paraît bien adaptée. En effet, elle est capable de prendre en compte la durée, notion indispensable lorsque l'on parle de crues. Elle considère donc des « pas de temps variables ». en ce qui concerne les durées de regroupement de l'analyse fréquentielle, notre approche sera celle de la méthode de l'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil, qui considère des durées de regroupement variables. Nous allons donc dans la suite étudier cette approche plus en détail.

CHAPTER 4

chapitre 4

échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil

Le chapitre précédent a servi d'introduction à l'approche « débit-durée-fréquence » (QdF) et a permis à l'aide de deux exemples de montrer son intérêt : la prise en compte de la notion de durée dans l'analyse fréquentielle des crues. Avant d'entrer plus dans le détail de cette approche, ce qui sera fait au chapitre 5, ce chapitre propose de passer quelques instants sur la première étape de toute analyse fréquentielle : **l'échantillonnage**. En effet, la qualité des résultats ultérieurs dépend en premier lieu du soin apporté à cette première étape qui renvoie aux remarques faites au chapitre 3 sur les choix des pas de temps et des durées de regroupement. Il nous paraît donc essentiel d'en dire quelques mots comme cela a été rapidement présenté au chapitre 3. il existe en hydrologie deux principales méthodes d'échantillonnage des valeurs extrêmes : celle des valeurs maximales annuelle, et celle des valeurs supérieures à un seuil. Ce chapitre s'intéresse à la seconde, et explique pourquoi.

Tout d'abord, nous présentons quelques **éléments théoriques** sur la modélisation statistique des valeurs supérieures à un seuil.

Puis, nous indiquons une série d'**outils et de teste statistique** aidant au choix des paramètres d'échantillonnage.

Enfin, nous essayerons de présenter les **résultats obtenus** sur notre bassin du Mellah, nous nous intéressons entre autre à la sensibilité des résultats en fonction des paramètres d'échantillonnage.

4.1. Eléments théoriques sur la modélisation des valeurs supérieures à un seuil

L'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil consiste à sélectionner la valeur maximale de chaque événement commençant et finissant lorsque le débit passe au-dessous puis au-dessus d'un seuil fixé (figure 1-8, chapitre précédent). L'intérêt de cette méthode, par rapport à un échantillonnage par valeurs maximales annuelles, est une estimation plus précise des quantiles de crue, Lang (1995) montre à partir de simulations de Monte-Carlo que l'erreur quadratique entre les quantiles estimés et théoriques est deux à trois fois plus importante lorsqu'on effectue un échantillonnage par maxima-annuels, pour des échantillons de même taille. En contre partie, l'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil s'avère plus délicat à mettre en œuvre, notamment parce que l'échantillon obtenu dépend du choix des paramètres d'échantillonnage. Il s'agit du seuil choisi, mais aussi d'autres paramètres nécessaires pour garantir l'indépendance des événements successifs, et qui seront présentés par la suite. Une fois l'échantillonnage constitué, une autre difficulté liée à la modélisation des valeurs supérieures à un seuil, est due au fait que l'étude statistique doit être faite dans deux domaines :

- l'étude du *processus d'occurrence* , c'est à dire des dates d'apparition des événements supérieurs au seuil
- l'étude de la distribution fréquentielle des débits sélectionnés.

Ce n'est que par la combinaison de ces deux lois que l'on peut finalement estimer un quantile de crue en fonction de sa période de retour.

4-1.1. Etude du processus d'occurrence : le modèle du renouvellement

nous définissons à partir d'un exemple illustré (figure 2-1) les variables aléatoires servant à définir un processus d'occurrence par la méthode du renouvellement . le graphique du haut représente une série d'événements supérieurs ou égaux au seuil S . une façon de caractériser les dates d'apparitions des événements de cette série est de représenter en fonction de t , le nombre d'événements survenus entre 0 et t . ce nombre d'événements, noté m_t est représenté par la courbe en escalier sur le graphique du bas de la figure 2-1. si maintenant on considère que la série de valeurs supérieures à un seuil étudiée sur cet exemple est la réalisation d'un tirage aléatoire, m_t est alors aussi une variable aléatoire, et la courbe en escalier représente une de ses réalisations possibles.

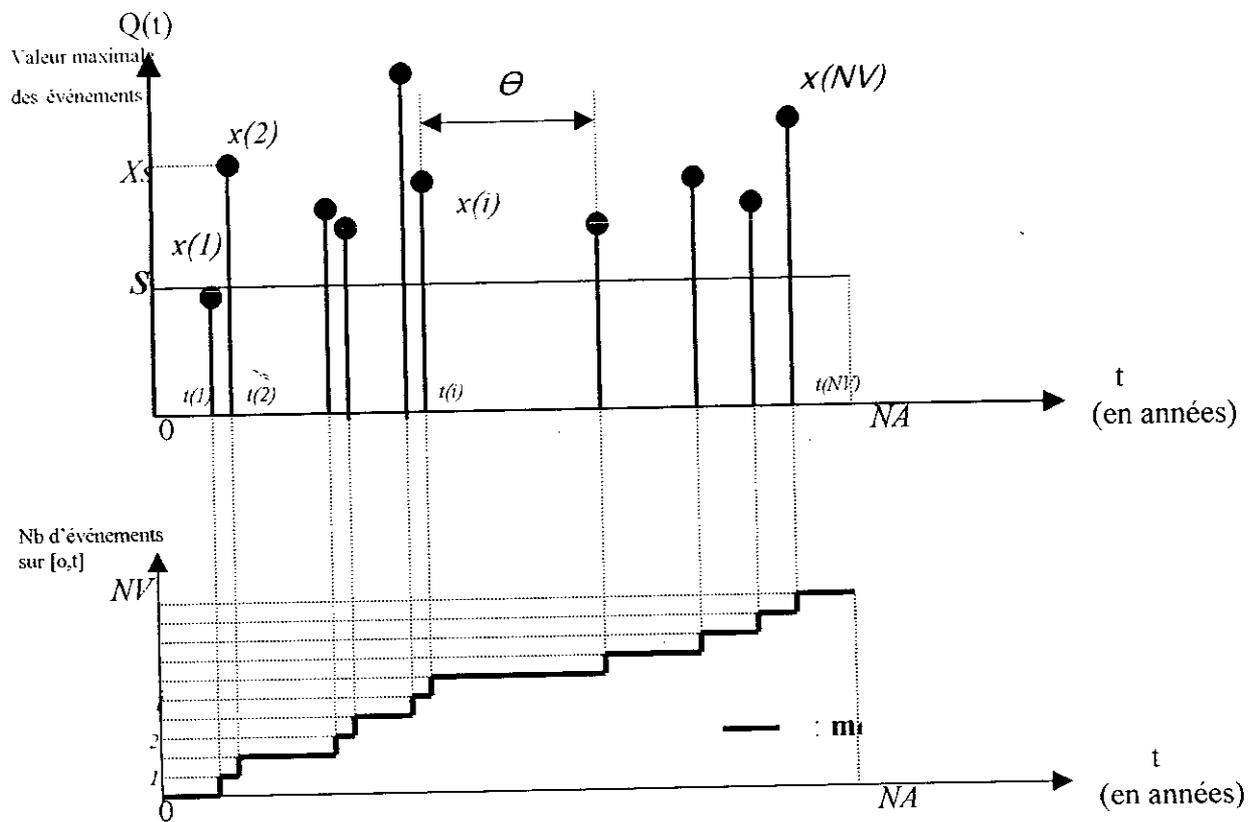


Figure 2-1 : définition de la variable aléatoire m_t décrivant le processus d'occurrence

Dans ces conditions, la méthode du renouvellement consiste à déterminer la loi régissant la variable aléatoire m_t .

Notons $W_k[0, t]$, la probabilité que m_t soit égal à k , c'est à dire que l'on ait k événements sur l'intervalle $[0, t]$. notre but est donc de définir la loi $W_k [0, t]$.

$$W_k[0, t] = \text{prob} (m_t = k) \tag{2-1}$$

On note $N(t)$, le nombre moyen d'événements sur $[0, t]$:

$$N(t) = E(m_t) = \sum_{k=1}^{+\infty} k \cdot w_k[0, t] \tag{2-2}$$

Deux notions vont nous permettre de caractériser le processus d'occurrence. il s'agit de son intensité notée $\mu(t)$:

$$\mu(t) = \frac{dN(t)}{dt} \tag{2-3}$$

ainsi que de l'indice de dispersion It :

$$I = \frac{Var(m)}{E(m)} = \frac{Var(m)}{N(t)} \quad (2-4)$$

Graphiquement, $\mu(t)$ correspond à la pente de la courbe $N(t)$, le nombre moyen d'événements sur $[0, t]$. $Var(m)$ indique l'écart quadratique moyen entre la courbe moyenne $N(t)$ et les réalisations de m .

Si maintenant, on suppose qu'il y a homogénéité des événements dans le temps, c'est à dire que $W_k[0, t] = W_k[t', t'+t]$, quel que soit t' , alors, le processus est dit **stationnaire**, c'est à dire qu'il ne dépend pas de t . dans ce cas, l'intensité $\mu(t)$ est constante : $\mu(t) = \mu$. Par conséquent, $N(t)$ est représentée par une droite d'équation $N(t) = \mu t$.

Cas de la loi de poisson

Une loi largement utilisée pour décrire un processus stationnaire est **la loi de poisson**. la probabilité que l'on ait k événements sur un intervalle quelconque de largeur t , $W_k(t)$ (cette notation signifie que l'origine de l'intervalle n'a plus d'importance), est donnée par :

$$W_k(t) = \exp(-\mu t) \cdot \frac{\mu(t)^k}{k!} \quad (2-5)$$

La moyenne et la variance de cette loi sont toutes deux égales à μt . par conséquent l'indice de dispersion I est constant et égal à 1.

Les hypothèses vérifiées par cette loi sont :

- i. Homogénéité dans le temps des événements : $W_k[0, t] = W_k[t', t'+t]$
- ii. La probabilité d'avoir un événement pendant une courte durée dt est très faible, de même ordre que dt : $W_1[0, dt] = \mu \cdot dt$
- iii. $\sum_{k=2}^{\infty} W_k [0, dt]$, la probabilité d'avoir plus d'un événement pendant dt , est négligeable devant dt
- iv. indépendance successive des événements

un seul paramètre doit être ajusté sur l'échantillon : μ . En prenant l'année comme unité de temps, ce paramètre est estimé en divisant NV , le nombre de valeurs sélectionnées, par NA , le nombre total d'années d'observation :

$$\hat{\mu} = \frac{NV}{NA} \quad (2-6)$$

nous présenterons dans la suite des tests statistiques permettant de savoir si la loi de Poisson ainsi ajustée donne une description acceptable ou pas de l'échantillon étudié.

Signification de l'indice de dispersion

L'indice de dispersion permet de caractériser la façon dont les événements sont regroupés. Par exemple, si l'on considère l'indice de dispersion relatif à l'année ($t=1$ an), l'indice de dispersion expérimental est obtenu en comptant chaque année le nombre d'événement qui sont apparus, puis en calculant leur variance et leur moyenne. comme nous venons de le voir, dans le cas d'un processus d'occurrence régi par une loi de Poisson, l'indice de dispersion est de 1. Si maintenant, pour le même nombre d'événements ceux-ci surviennent par « grappes », cela implique que la variance du nombre d'événement sur 1 an est plus importante que dans le cas précédent : certaines années, il n'y aura aucun événement, et d'autres, ils seront trop regroupés. dans ce cas, l'indice de dispersion est donc supérieur à 1. Si maintenant, les événements arrivent plus régulièrement que dans un processus de poisson, cela signifie qu'on a chaque année pratiquement le même nombre d'événements. dans ce cas la variance est plus faible que pour Poisson, et donc l'indice de dispersion inférieur à 1.

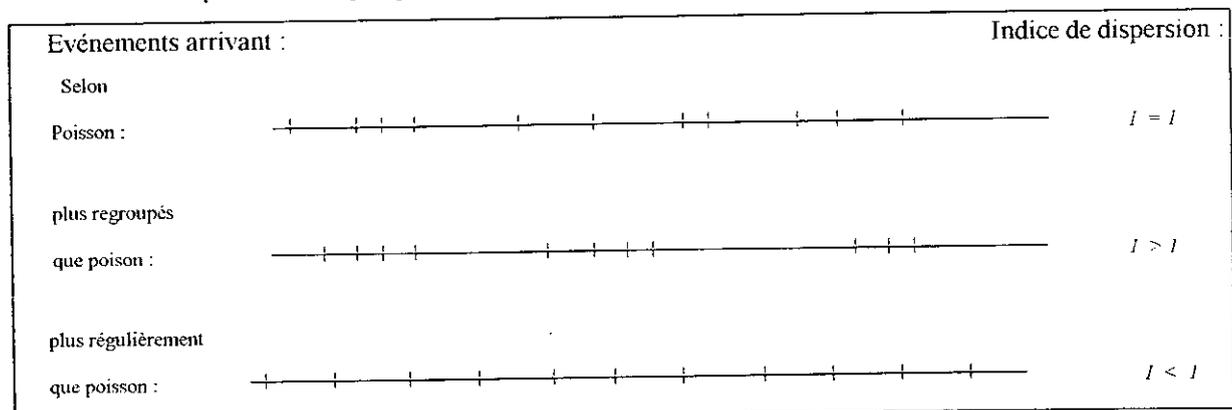


Figure2-2 :signification de l'indice de dispersion, d'après le flood Estimation Handbook (institute of hydrology, 1999)

lorsque l'indice de dispersion est significativement différent de 1, une alternative à la loi de Poisson est d'utiliser une loi binomiale négative ($I>1$) ou une loi binomiale ($I<1$).

la notion de période de retour

L'intérêt du modèle de renouvellement est de pouvoir calculer la période de retour d'un événement supérieur au seuil S . En effet, la durée entre deux événements successifs supérieurs

à S (Figure 2-1) est une variable aléatoire notée θ . On peut définir sa densité de probabilité $h(y)$ et sa fonction de répartition $H(y)$ donnant la probabilité que θ soit inférieur à y :

$$h(y) \cdot dy = \text{prob}(y < \theta < y+dy) \quad (2-7)$$

$$H(y) = \int_0^y h(y) \cdot dy = \text{Prob}(\theta < y) \quad (2-8)$$

Dans ces conditions, $T(S)$, la période de retour d'un événement supérieur à S , qu'il faudrait en toute rigueur appeler **période moyenne de retour**, est l'espérance de θ .

$$T(S) = E(\theta) = \int_0^{+\infty} y \cdot h(y) dy \quad (2-9)$$

La connaissance du processus d'occurrence d'écrit par $W_k[0, t]$ nous permet de calculer la période de retour définie ci-dessus. En effet, la probabilité pour que θ soit supérieur à y est égale à la probabilité qu'il n'y ait aucun événement sur l'intervalle $[t', t'+y]$, t' étant la date du premier des deux événements espacés de la durée θ (figure 2-1) :

$$\text{Prob}(\theta > y) = W_0[t', t'+y] \quad (2-10)$$

En combinant la relation ci-dessus avec (2-8), on obtient :

$$\text{Prob}(\theta < y) = H(y) = 1 - W_0[t', t'+y] \quad (2-11)$$

Dans le cas du processus de Poisson, l'hypothèse d'homogénéité (i) indique que :

$$W_0[t', t'+y] = W_0[0, y] = W_0(y) \quad (2-12)$$

Sachant grâce à la relation (2-5) que $W_0(y) = \exp(-\mu y)$, on démontre finalement que la probabilité pour que θ soit inférieur à y suit une loi exponentielle simple :

$$H(y) = \text{prob}(\theta < y) = 1 - \exp(-\mu \cdot y) \quad (2-13)$$

En dérivant $H(y)$ par rapport à y pour obtenir $h(y)$ et en l'intégrant dans l'équation (2-9), on obtient l'expression de la période de retour d'un événement supérieur à S :

$$T(S) = 1/\mu \quad (2-14)$$

Ce résultat peut paraître évident, et il est souvent supposé comme acquis. Cependant, comme nous venons de le voir, il suppose que le processus soit décrit par une loi de poisson.

4-1.2. étude de la distribution fréquentielle des débits maximaux

la période de retour définie au paragraphe précédent est donc relative au seuil fixé (Figure 2-1). ainsi, plus on augmente le seuil, plus on estime la période de retour d'événements rares. dans le cas limite où le seuil est égal à la plus forte valeur de la chronique, un seul événement est sélectionné et sa période de retour est estimée par NA , le nombre d'année d'observation.

Cette manière de faire pose deux problèmes. l'augmentation du seuil a aussi pour effet de diminuer la taille de l'échantillon servant à caler la loi $W_k(t)$. de ce fait l'estimation de la période de retour devient de plus en plus imprécise. D'autre part, il n'est pas possible d'extrapoler l'estimation de $T(S)$ à des événements supérieurs à la plus forte valeur observée sur la chronique.

Ces deux problèmes sont résolus par l'ajustement d'une deuxième loi statistique, cette fois-ci décrivant la distribution fréquentielle des débits. La variable aléatoire étudiée est alors notée X_s (figure 2-1) et correspond au débit maximal atteint par l'événement. Elle est décrite par sa fonction de répartition $G(x)$:

$$G(x) = \text{prob}(X_s < x) \quad (2-15)$$

Ainsi, il devient possible d'extrapoler la distribution fréquentielle des débits, et en y associant la méthode du renouvellement (loi $W_k(t)$), d'obtenir une estimation de la période de retour $T(x)$ quel que soit x . lorsque $W_k[0,t]$ est décrit par la loi de Poisson, on a alors la relation suivante entre la période moyenne de retour $T(x)$ et $G(x)$

$$G(x) = 1 - (1 / \mu \cdot T(x)) \quad (2-16)$$

avec μ le nombre moyen d'événements par un. En particulier, on retrouve la relation (2-14) en écrivant que la probabilité que X_s soit inférieur au seuil S est nulle.

Nous avons regroupé dans l'annexe 1 quelques rappels relatifs aux lois de distributions des débits et aux différentes méthodes d'ajustement. Il existe dans la littérature un grand nombre

de lois. Cependant, dans le cas des valeurs supérieures à un seuil, les deux lois les plus souvent utilisées sont la loi exponentielle (à 2 paramètres) et la loi de Pareto Généralisée (à 3 paramètres). En effet, cela est expliqué en annexe 1, il y a équivalence entre le binôme Poisson/loi Exponentielle ajusté sur un échantillon de valeurs supérieures à un seuil et une loi de Gumbel (2 paramètres) ajustée sur un échantillon de valeur maximales annuelles.

De même il y a équivalence entre le binôme Poisson/Pareto et la loi *GEV* (Generalized Extreme Values, 3 paramètres).

Concernant le choix d'une loi plutôt qu'une autre, il faut savoir que la plupart donnent des résultats comparables pour des périodes de retour inférieures à 20 ans. Par contre, pour des fréquences plus rares, leurs résultats divergent sensiblement. A moins de disposer de très longues séries, il est donc difficile de départager les lois entre elles, surtout si l'on tient compte de l'erreur d'échantillonnage. Il peut en effet arriver que sur un enregistrement de 10 années de mesures, on soit tombé par chance sur une crue centennale. Dans ce cas, la fréquence expérimentale de cette crue sera largement sous-estimée. Il est donc déconseillé de chercher une loi avec un grand nombre de paramètre pour pouvoir venir s'ajuster sur cette valeur exceptionnelle.

Dans la suite de ce travail, compte tenu de la taille des chroniques qui seront étudiées, nous ajusterons simplement une loi exponentielle (2 paramètres) sur l'échantillon des valeurs supérieures à un seuil, de ce fait, les quantiles correspondants ne seront calculés que pour des périodes de retour inférieures à 20 ans, c'est à dire sans utiliser d'extrapolation.

Nous donnons ici l'expression de la fonction de répartition $G(x)$ des valeurs supérieures au seuil S pour la loi exponentielle. on pourra se reporter à l'annexe 1 pour plus de précisions

$$G(x) = 1 - \exp[-(x - s) / a] \quad (2-17)$$

Où S est le seuil et a le paramètre d'échelle, souvent appelé en France GRADEX (**GRAD**ient des valeurs **Extrêmes**) mise au point à la division technique générale du service de la production hydraulique d'E.D.F. en 1966.

Pour un échantillon de NV valeurs classées par ordre croissant : $x(1) < x(2) < \dots < x(NV)$, les paramètres de la loi peuvent être estimés par la méthode des moments :

$$\begin{cases} \hat{S} = x(1) \\ \hat{a} = \frac{1}{NV} \sum_{j=1}^{NV} x(j) - x(1) \end{cases} \quad (2-18)$$

Si maintenant, on associe le modèle de renouvellement (loi de Poisson), on peut exprimer x en fonction de sa période moyenne de retour T , en résolvant l'égalité entre (2-16) et (2-17) :

$$x(T) = x_0 + a \cdot \ln(T); \quad \text{avec : } x_0 = S + a \cdot \ln(\mu) \quad (2-19)$$

dans ces conditions, trois paramètres doivent être estimés à partir de l'échantillon : x_0 (appelé paramètre de position) et a pour la loi exponentielle, et μ relatif à la loi de Poisson :

$$\begin{cases} \hat{\mu} = \frac{NV}{NA} \\ \hat{a} = \frac{1}{NV} \sum_{j=1}^{NV} x(j) - x(1) \\ \hat{x}_0 = x(1) + \hat{a} \cdot \ln(\hat{\mu}) \end{cases} \quad (2-20)$$

avec : NV , le nombre de valeurs échantillonnées et NA , le nombre d'années d'observation.

Comme nous l'avons vu, le modèle ci-dessus implique que l'on fasse l'hypothèse d'un processus d'occurrence décrit par une loi de Poisson. L'objet du paragraphe suivant est donc de proposer quelques tests afin de déterminer si l'échantillon étudié satisfait ou non cette hypothèse.

4-2. Outils et tests aidant au choix des paramètres d'échantillonnage

Nous présentons dans ce paragraphe les outils et tests utiles dans l'étude des valeurs supérieures à un seuil. Leur application sera détaillée dans le paragraphe suivant, présentant les résultats obtenus.

4-2.1. les critères d'indépendance COEF1 et COEF2

la difficulté de l'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil est que selon le choix du seuil S , il se peut que des valeurs non indépendantes soient sélectionnées. Par exemple, pour l'événement de crue présenté Figure 2-3, le choix du seuil S_1 conduit à sélectionner deux valeurs non-indépendantes, au lieu d'une seule avec le seuil S_2 .

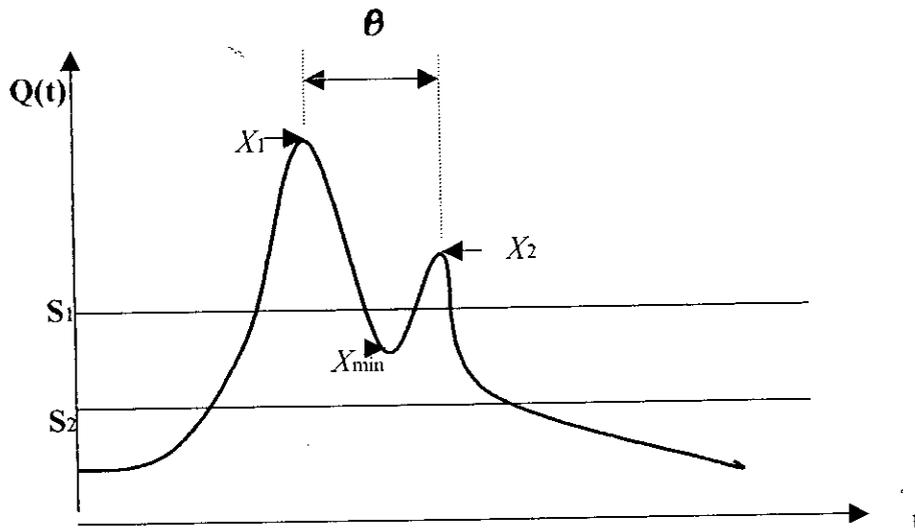


Figure 2-3 : exemple de la valeurs supérieures à un seuil non-indépendantes X_1 et X_2 .

Pour palier à ce problème, des critères d'indépendances peuvent être rajoutés. Soit un critère de redescente noté $COEF1$ faisant intervenir X_{min} , le débit minimal atteint entre les valeurs X_1 et X_2 , soit un critère sur le temps θ écoulé entre deux valeurs sélectionnées successives noté $COEF2$. ainsi, la valeur X_2 sera rejetée si :

$$X_{min} > COEF1 \cdot X_1 \quad \text{ou} \quad \theta < COEF2 \quad (2-21)$$

Dans la pratique, le choix $COEF1$ et $COEF2$ dépend de la forme des crues observées et peut parfois demander une certaine expérience.

Lang et *al.* (1997) ont fait une synthèse des tests aidant au choix des paramètre d'échantillonnage, à savoir: le seuil S et les $COEF1$ et $COEF2$.

4-2.2. étude du nombre moyen d'événements sélectionnés par an en fonction du seuil S

La figure 2-4 montre l'évolution généralement observée de μ en fonction du seuil S .

Quatre domaines sont distingués :

1. Un seuil très faible, inférieur au plus faible débit observé sur la chronique conduit au cas limite où aucune valeur n'est sélectionnée.
2. Lorsque le seuil augmente, le nombre d'événements sélectionnés augmente lui aussi.
3. Après avoir atteint un maximum, le nombre d'événements sélectionnés diminue avec le seuil.
4. Lorsque le seuil appliqué est supérieur au maximum de la chronique étudiée, plus aucun événement n'est sélectionné.

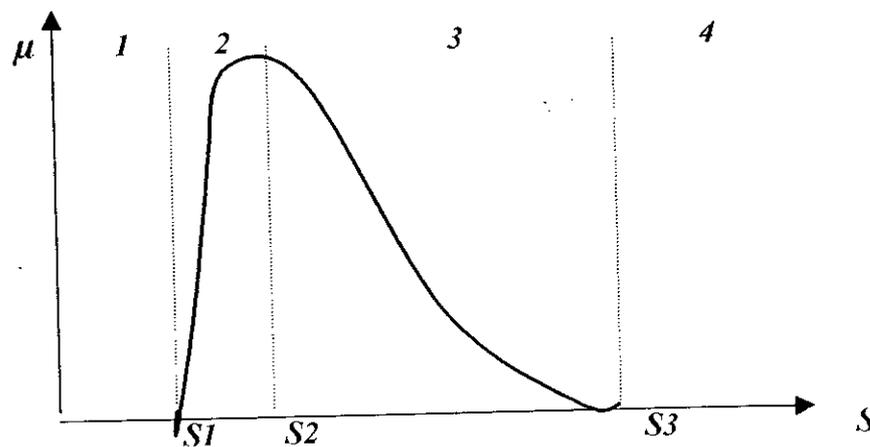


Figure 2-4 : nombre moyen d'événements sélectionnés par an en fonction du seuil S

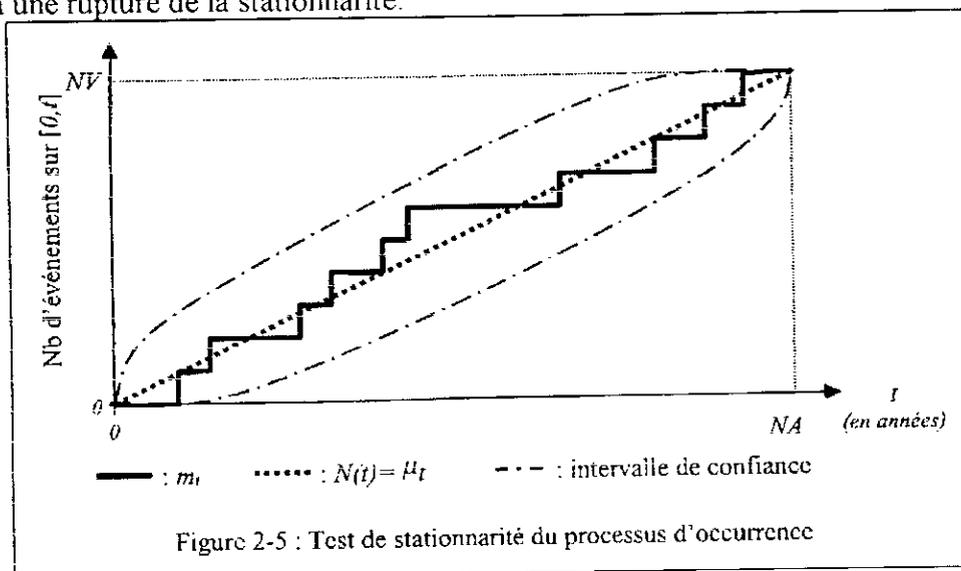
Le seuil doit être choisi dans le domaine 3 en cherchant un compromis entre les deux cas extrêmes S_2 et S_3 . un seuil trop proche de S_2 conduit à la sélection de beaucoup de valeurs mais généralement liées (crues à plusieurs pointes), un seuil trop proche de S_3 conduit à la sélection de valeurs indépendantes, mais d'un nombre trop faible. Dans la pratique, μ dépend du bassin étudié. S'il s'agit d'un bassin rapide comportant de nombreuses crues indépendantes chaque année, on pourra prendre un μ élevé. Dans la littérature, des valeurs de μ comprises entre 2 et 5 sont généralement conseillées. Cunnane (1973) montre qu'il faut prendre un nombre minimum d'événement ($\mu > 1.65$ dans le cas d'une loi de Poisson) pour que l'échantillonnage par valeur supérieures à un seuil reste préférable à l'échantillonnage par valeur maximale annuelle.

4-2.3. test vérifiant si l'indice de dispersion I_1 est égal à 1

si le processus d'occurrence est modélisé par une loi de Poisson, alors l'indice de dispersion doit être égale à 1. pour ce test, on calcule $I_1 = 1$, c'est à dire l'indice de dispersion expérimental calculé sur une base annuelle. Chaque année, on relève le nombre d'événements supérieurs à S , puis on calcule la variance ainsi obtenu. Cunnane a défini l'intervalle de confiance autour de 1 dans lequel doit se situer la valeur expérimentale de I_1 . par exemple, l'intervalle de confiance de 90% signifie que si la valeur de I_1 sort des bornes, on a 10% de chance de se tromper en affirmant que l'hypothèse de la loi de Poisson n'est pas respectée. En effectuant ce test pour différents seuils, on peut ainsi connaître les valeurs de S pour lequel l'hypothèse de la loi de Poisson est acceptable.

4-2.4 test vérifiant la stationnarité du processus de poisson

Un test pour étudier la stationnarité du processus d'occurrence modélisé par la loi de Poisson a été proposé par Lang (1995). Si l'on fait référence à la figure 2-1 présentée en début de chapitre, on teste si à partir des données expérimentales, on peut faire l'hypothèse que $\mu(t)$ est une constante, calculée par la relation (2-6). Le test repose sur le calcul de l'intervalle de confiance autour de la droite théorique $N(t) = \mu t$ dans lequel doit se situer la courbe expérimentale. Par exemple, l'intervalle de confiance à 90% signifie que l'on a 10% de chance de se tromper en affirmant que si un point sort de l'ellipse, alors **autour de ce point**, il y a une rupture de la stationnarité.



4-2.4. Outils développés

A fin de faciliter les calculs, nous avons automatisé les opérations qui pouvaient l'être. Ainsi, nous avons programmé une chaîne de traitement reprenant les éléments présentés ci-dessus, en partant d'outils développés par Lang (1995).

Le principal ajout, par rapport à la chaîne de traitement de Lang est qu'il n'est plus nécessaire que l'utilisateur fixe le seuil. Il lui suffit d'indiquer le nombre moyen d'événements par an qu'il souhaite obtenir, $\mu_{objectif}$, et le programme trouve par itérations successives le seuil $S_{objectif}$ correspondant à son souhait. Cette procédure est résumée Figure 2-6. Dix seuils différents sont d'abord définis, compris entre les valeurs minimales et maximales de la chronique. Pour chacun des dix seuils, un échantillonnage est réalisé, respectant les critères d'indépendance $COEF1$ et $COEF2$, et permettant de calculer le nombre moyen de crues sélectionnées par an. Deux nouveaux seuils S_1 et S_2 sont alors identifiés conduisant respectivement à un μ juste inférieur et juste supérieur à $\mu_{objectif}$. A fin d'être sûr que nous situons bien sur la partie 3 de la courbe $\mu(S)$ (Figure 2-4), S_1 et S_2 sont déterminés en considérant les différents seuils par ordre décroissant. A fin d'affiner la détermination du seuil, une seconde itération est effectuée : 10 nouveaux seuils sont testés, compris entre S_1 et S_2 , et de la même façon, on retient le seuil conduisant à un μ le plus proche de $\mu_{objectif}$. Il peut arriver que le μ atteignable (figure 2-4) soit inférieur à $\mu_{objectif}$. Dans ce cas, le seuil sélectionné correspond à ce μ maximal atteignable, et l'utilisateur en est informé.

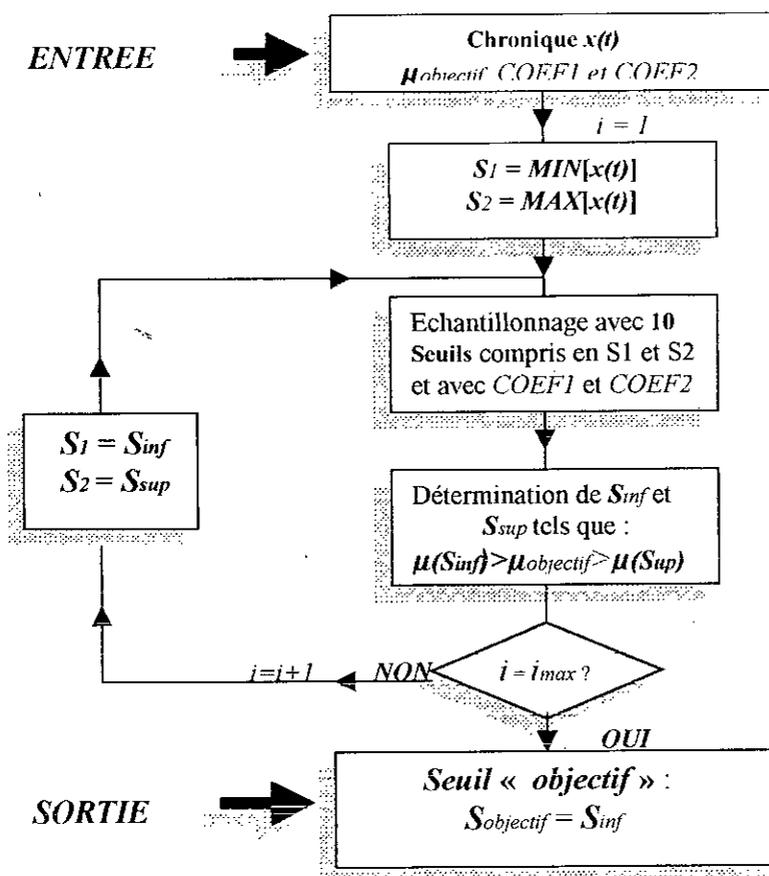


Figure 2-6 : Détermination du seuil $S_{objectif}$ tel qu'en échantillonnant avec $S_{objectif}$, $COEF1$ et $COEF2$ on obtient un nombre moyen de valeur $\mu_{objectif}$ conforme à celui demandé par l'utilisateur

Il reste maintenant à déterminer les paramètres $\mu_{objectif}$, $COEF1$ et $COEF2$ tels que l'échantillonnage soit jugé satisfaisant. Cette procédure résumée figure 2-7 et n'a, dans un premier temps, pas été entièrement automatisée. En effet, il faut d'une part chercher à respecter les tests statistiques sur l'indice de dispersion et sur la stationnarité du processus de Poisson, et d'autre part vérifier visuellement sur la chronique que les valeurs sélectionnées ne sont pas aberrant. En particulier, les valeurs sélectionnées ne doivent pas être liées, c'est à dire relatives au même événement de crue. D'autre part, il faut s'assurer que des événements pourtant indépendants n'ont pas été ignorés, ceci à cause de coefficients $COEF1$ et $COEF2$ trop sévères. Dans la pratique, on choisit de fixer le paramètre $\mu_{objectif}$ puis de tester différentes valeurs de $COEF1$ et $COEF2$ jusqu'à ce que l'échantillonnage paraisse satisfaisant, du point de vue des deux critères énoncés ci-dessus : tests statistiques satisfaisants et visualisation de la chronique avec les valeurs sélectionnées.

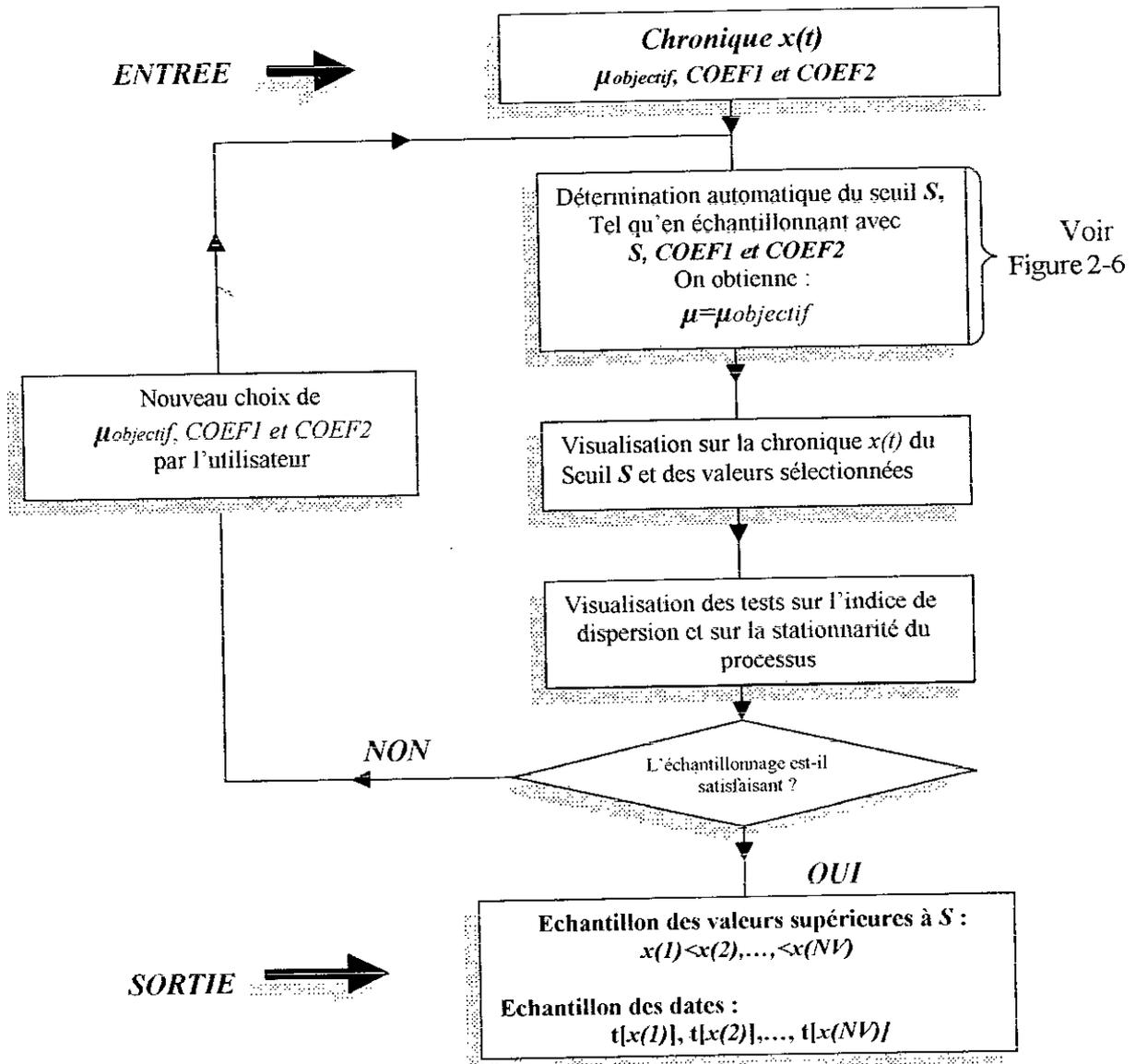


Figure 2-7 : Procédure « semi-automatique » pour l'échantillonnage d'une chronique $x(t)$ à Partir des paramètres $\mu_{objectif}$, COEF1 et COEF2

4-3. Résultats obtenus

4-3.1. Bassin disponible et critiques des données

4-3-2 Influence du nombre d'événements sélectionnés $\mu_{objectif}$

Nous avons tout d'abord choisi de ne pas utiliser de critères d'indépendance $COEF1$ et $COEF2$, et de voir dans ces conditions l'influence du nombre d'événements sélectionnés. Pour ce faire, la procédure présentée Figure 2-7 a été appliquée en laissant $COEF1$ à 1 et $COEF2$ à 0, puis en fixant successivement $\mu_{objectif}$ à 1,2 et 3. Comme cela a été expliqué au paragraphe précédent, cette procédure détermine par itérations le seuil S permettant d'obtenir le nombre d'événement défini par $\mu_{objectif}$.

L'application de la procédure avec un $\mu_{objectif}$ de 1,2 et 3 pour l'oued Mellah indique qu'il faut choisir respectivement un seuil de 95.2, 196 et 214 m^3/s .

Nous avons effectué les deux tests statistiques présentés au paragraphe précédent. Les Figures suivantes montrent les résultats obtenus pour exemple de la station de BOUCHEGOUF de Oued Mellah.

Sur la Figure 2-8 le test sur l'indice de dispersion a été réalisé pour différents seuils, alors que pour la Figure 2-9, seul le seuil répondant à un $\mu_{objectif}$ de 2 a été étudié.

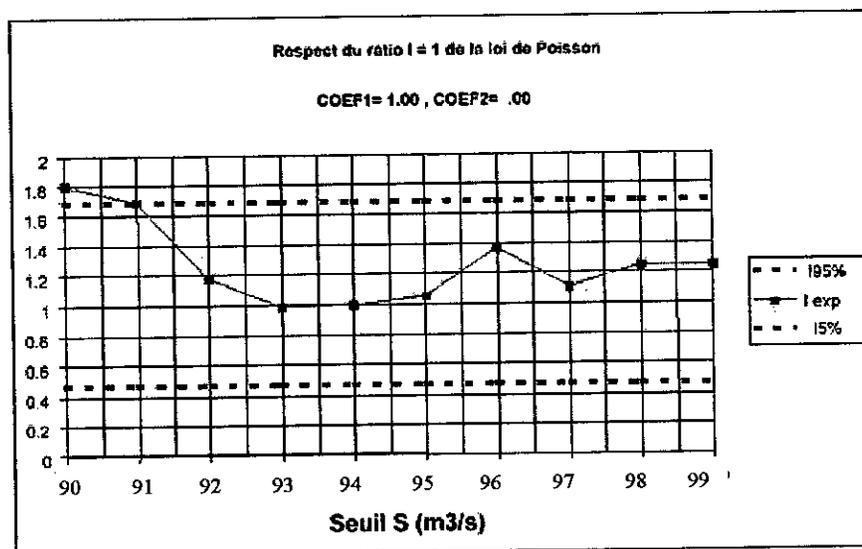


Figure 2-8 : Test sur l'indice de dispersion en fonction de la valeur du seuil. Exemple de l'oued Mellah

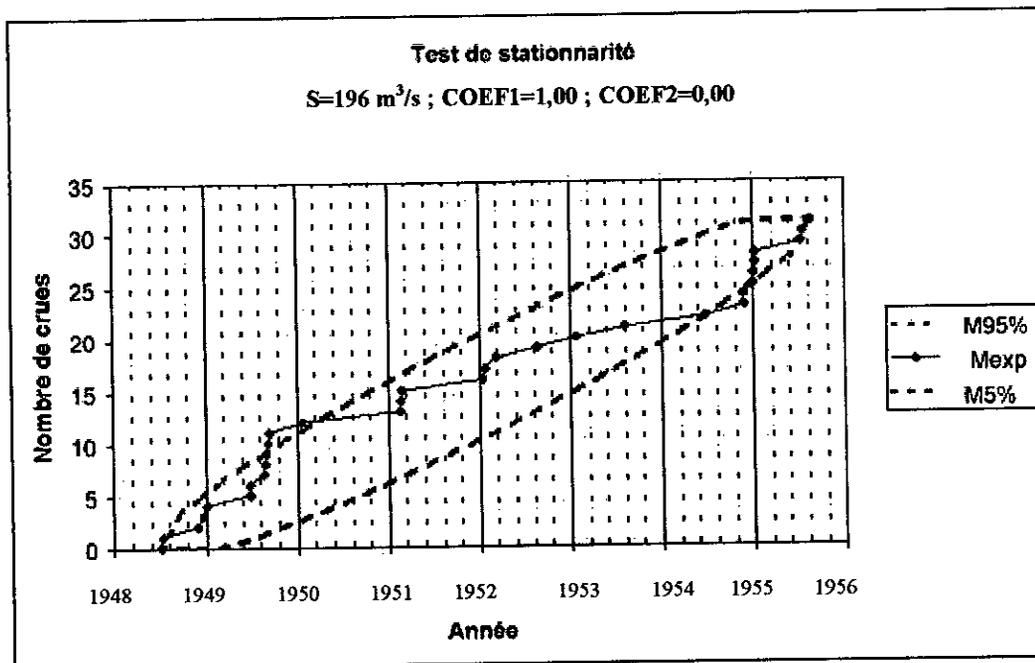


Figure 2-9: Test de stationnarité du processus de Poisson, exemple de l'oued Mellah

Pour le seuil retenu ($S=95.2 \text{ m}^3/\text{s}$), le test sur l'indice de dispersion est acceptable. Par contre, celui sur la stationnarité indique un problème en 1949 et 1955. Nous reviendrons sur cet exemple.

4-3.3. Echantillonnage utilisant les critères d'indépendance COEF1 et COEF2

Les résultats présentés au paragraphe précédent montrent qu'il est préférable d'imposer des critères garantissant l'indépendance des événements sélectionnés (COEF1 et COEF2 définis au §2.1).

Dans la suite de l'étude, nous avons donc fixé μ_{objectif} à 2, puis déterminer manuellement les valeurs de COEF1 et COEF2 optimales, selon la procédure définie Figure 2-7. Les valeurs de ces coefficients ont donc été déterminées de façons à respecter les deux tests statistiques (dispersion et stationnarité) mais aussi en veillant à ce que des événements jugés « visuellement » indépendante ne soient pas ignorés (cf. §2.5)

La valeur de 2 pour μ_{objectif} est motivée par le fait que ce niveau est assez élevé pour que la méthode sup-seuil soit préférable à la méthode des max-annuels, tout en restant suffisamment bas pour ne pas avoir trop de valeurs liées.

Nous avons retenu les coefficients, COEF1 et COEF2 respectivement de 0.1 et 5.

Si l'on revient à l'exemple de l'oued Mellah, la Figure 2-10 montre que le test de stationnarité est maintenant respecté.

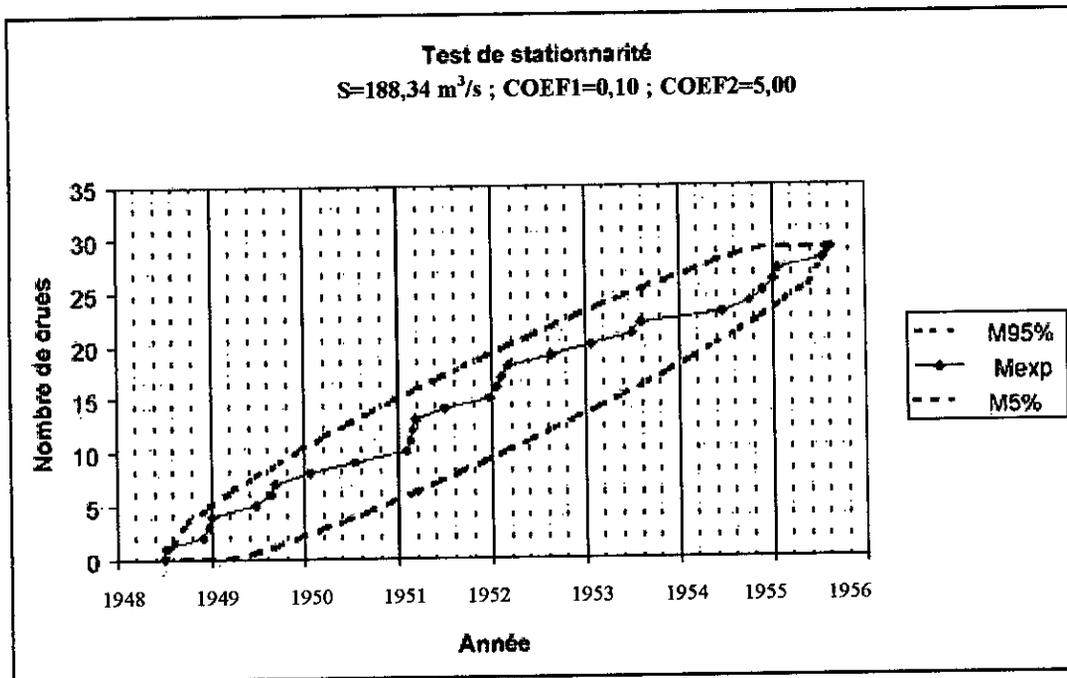


Figure 2-10 : Test de la stationnarité du processus de Poisson, Exemple de l'oued Mellah

Conclusion :

Ce chapitre a permis de présenter la modélisation des valeurs supérieures à un seuil. En particulier, nous avons montré qu'un tel modèle comprend deux parties : la modélisation du processus d'occurrence des événements (les dates) ainsi que celle des valeurs atteintes (distribution des débits). La combinaison de ces deux lois permet ensuite d'estimer les quantiles en fonction de leur période de retour. Dans notre cas, le modèle de dépassement constitué du binôme « Loi de Poisson/Loi exponentielle » a été détaillé, ainsi que deux tests permettant de vérifier si l'indice de dispersion et la stationnarité observés sur l'échantillon étaient conformes aux hypothèses de la loi de Poisson.

Des outils de traitement ont été développés permettant d'effectuer un échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil de façon simple et rapide. Ces outils ont permis d'étudier en détail le bassin du Mellah. Cette étude a montré l'intérêt de l'utilisation de critère d'indépendance. En effet, sans ces critères, de nombreuses valeurs relatives aux même événements de crue sont sélectionnées et viennent fausser les résultats.

A condition d'utiliser des critères d'indépendance définis pour chaque bassin, l'étude montre que les hypothèses de la loi de Poisson sont bien vérifiées, même si dans certains cas, les tests statistiques sont mis en défaut, notamment celui sur la stationnarité. Ces tests ne sont qu'une indication. Leur non-respect n'implique pas systématiquement le rejet de la loi de Poisson.

Néanmoins, je dois dire qu'un manque considérable de données nous a totalement faussés, on n'a pas pu faire des études comparatives sur plusieurs bassins ou stations à fin de cerner au mieux le problème.

CHAPTERS

Chapitre 5

Modélisation débit- durée- fréquence : le modèle local convergent

Après avoir étudié au chapitre précédant la méthode d'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil, nous allons maintenant nous intéresser dans le détail à l'approche débit-durée-fréquence brièvement introduite au chapitre 3.

Ce chapitre présente **les différentes étapes de l'approche débit-durée-fréquence** et en particulier la première d'entre elle : l'échantillonnage « multi-durées ».

Les valeurs obtenues sont ensuite modélisées afin de déterminer les quantiles de débits moyens sur une durée d , pour une période de retour T . Nous appellerons le modèle construit **modèle Qdf convergent** en raison de la convergence observée des distributions des débits pour différentes durées.

Ne disposant pas de données relatives à plusieurs bassins, nous nous sommes contentés dans ce présent chapitre à une étude purement théorique.

La **validation de ce modèle** est effectuée sur un bassin, hélas dont on dispose que d'une seule station.

5-1. Les différentes étapes de l'approche débit- durée- fréquence

5-1.1. Echantillonnage « multi-durées »

Comme pour toute analyse fréquentielle, la première étape de l'approche débit-durée-fréquence est l'échantillonnage. Ce paragraphe détaille la méthodologie adoptée.

Pour chaque durée d étudiée, une moyenne mobile de durée d est calculée sur une chronique de débit instantané au pas de temps variable $Q(t)$ (c.f. chap. 3, §1.3.2). les valeurs supérieures à un seuil de cette nouvelle chronique sont obtenues selon la méthodologie présentée au chapitre 4 (figure 2-6), permettant une détermination automatique du seuil. Pour le cas particulier où $d = 0$, la chronique initiale de débit instantané n'est pas transformée, et est directement échantillonnée. Il faut donc connaître pour chaque durée d étudiée : μ_{objectif} le nombre moyen d'événement par an que l'on souhaite sélectionner ; $COEF1$ et $COEF2$ les critères d'indépendances. En sortie, on obtiendra pour les N durées d_i étudiées NV_i valeurs échantillonnées notées $v_{di}(j)$. comme nous l'avons vu, il faut veiller pour chaque échantillon, à l'indépendance des valeurs sélectionnées et au respect des hypothèses liées à la loi de Poisson. Finalement, les quantiles $V_d(T)$ sont le résultat de l'ajustement du modèle de dépassement (chapitre4) sur ces échantillons. La figure 3-1 illustre la méthodologie proposée pour un échantillonnage « multi-durée».

Un point essentiel de l'analyse concerne le choix des durées d étudiées. Si l'on veut que les débits moyens échantillonnés soient relatifs à des événements de crue, il faut que les durées d ne dépasse pas la durée des crues. En effet, au-delà on étudie des variations à plus long terme du débit, mais qui ne sont plus liées aux crues (voir au chapitre 3, le §1.2).

La Figure 3-2 présente des résultats obtenus pour le bassin versant du Oued Melah (556km²).

5-1.2. Objectif : une modélisation « continue »

A l'issue de l'échantillonnage « multi-durées » présenté ci-dessus, les distributions $V_d(T)$ donnent donc une description continue en T , grâce à l'ajustement d'une loi statistique (graphiques de gauche, Figure 3-2), mais discrète en d (graphiques de droite, même figure).

Dans ces conditions, l'objectif de la modélisation débit-durée-fréquence est de fournir une formulation continue en fonction de d et T , permettant de décrire les quantiles pour toute période de retour T et toute durée d . Ces quantiles seront alors notés $V(d, T)$, par opposition aux quantiles $V_d(T)$, définis uniquement pour les durées d étudiée.

* Variable discrète en indice : variable continue entre parenthèses. Ces notations seront conservées par la suite.

Outre la consolidation des données entre-elles, l'intérêt d'une telle modélisation est de fournir une synthèse de la variabilité temporelle des débits. Ainsi, les paramètres capables de décrire la forme des courbes débit-durée-fréquence, refléteront le régime des hautes eaux auquel est soumis la rivière étudiée.

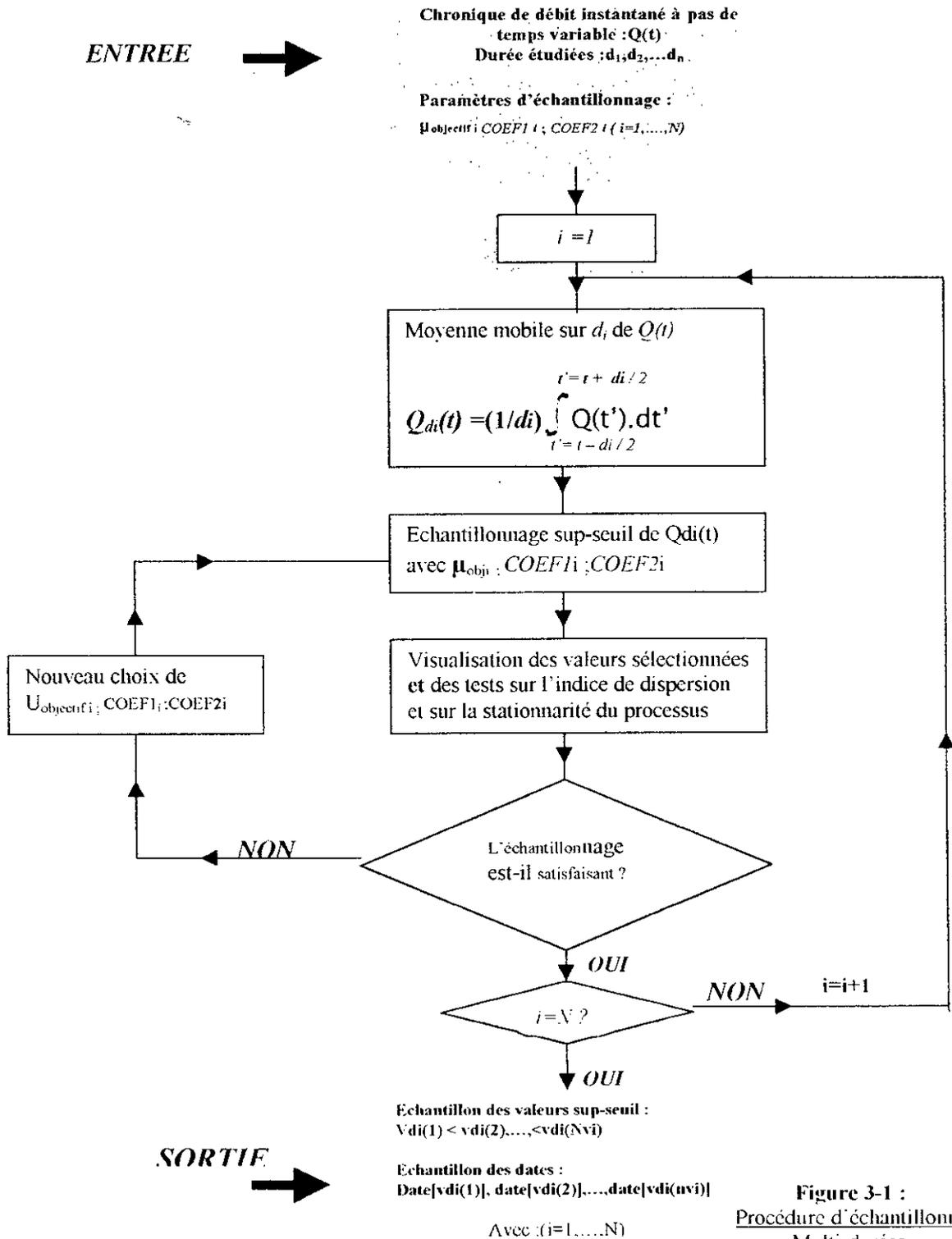
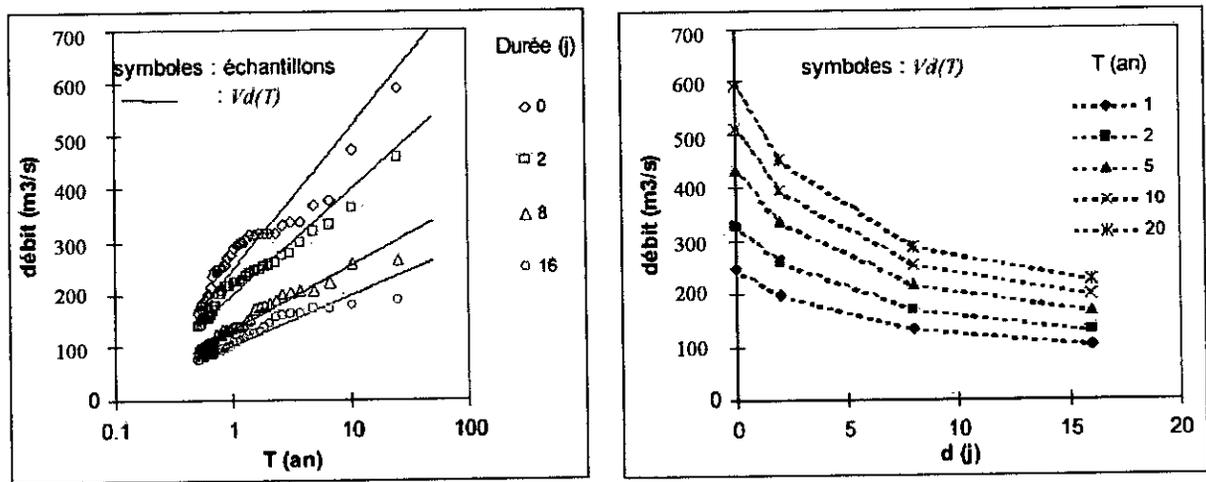


Figure 3-1 :
 Procédure d'échantillonnage
 « Multi-durées »



Oued Mellah (556 Km²)

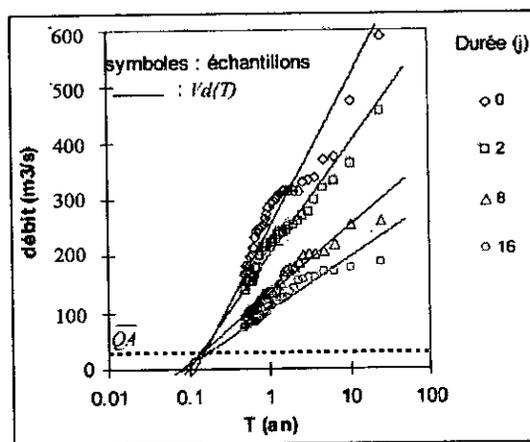
Figure 3-2 : Représentation des quantiles $V_d(T)$ en fonction de T (graphique de gauche) et en fonction de d (graphique de droite)

5-2. Présentation du modèle QdF convergent

5-2.1. Hypothèses et formulation du modèle

L'idée est de mettre en avant des propriétés structurantes permettant de faire des hypothèses simplificatrices. La Figure 3-3 reprend les exemples de courbes débit-durée-fréquence déjà présentés Figure 3-2, mais cette fois en prolongeant volontairement les ajustements vers les faibles période de retour. Ceci fait apparaître une propriété observée sur le bassin de Mellah : **les distributions semblent converger vers un même point.**

Nous avons choisi de faire l'hypothèse que cette convergence observée est parfaitement vérifiée, donnant ainsi son nom à la nouvelle approche développée : le modèle QdF convergent. Comme nous le verrons, cette hypothèse simplificatrice vient de réduire le nombre de paramètres du modèle.



Oued Mellah (556 Km²)

Figure 3-3 : Propriété observée de convergence du faisceau des courbes débit – durée – fréquence

Les hypothèses de base du modèle convergent sont les suivantes :

Hypothèse1 : Convergence des courbes QdF en fonction de T

La convergence des différentes distributions de débits est schématisée Figure 3-4. Cette figure fait le choix de la loi exponentielle.

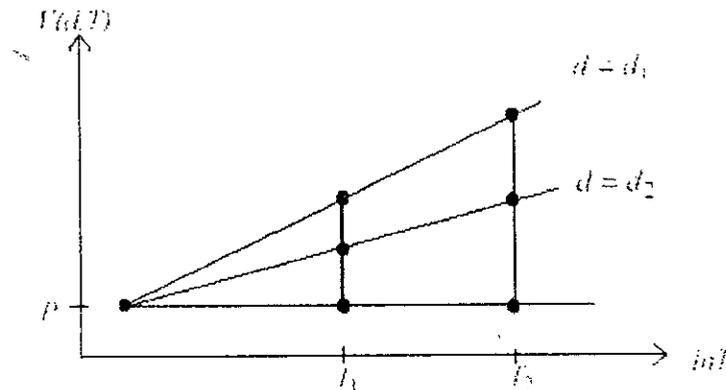


Figure 3-4 : hypothèse 1 : convergence des distributions exponentielles des débits

Hypothèse2 : Forme hyperbolique des courbes QdF en fonction de d

La seconde hypothèse concerne l'évolution des quantiles $V(d, T)$ en fonction de d . on admet que celle-ci est donné par une forme hyperbolique, conduisant à définir les fonctions $V(0, T)$, $L(T)$ et $\Delta(T)$:

$$V(d, T) = \frac{V(0, T) - L(T)}{1 + d/\Delta(T)} + L(T) \quad (3-4)$$

Comme l'illustre la Figure 3-5, $V(0, T)$ est la valeur de $V(d, T)$ quand $d = 0$, $L(T)$: la limite de $V(d, T)$ quand d tend vers l'infini et $\Delta(T)$, une fonction de la dimension d'une durée décrivant la courbure de l'hyperbole relative à la période de retour T .

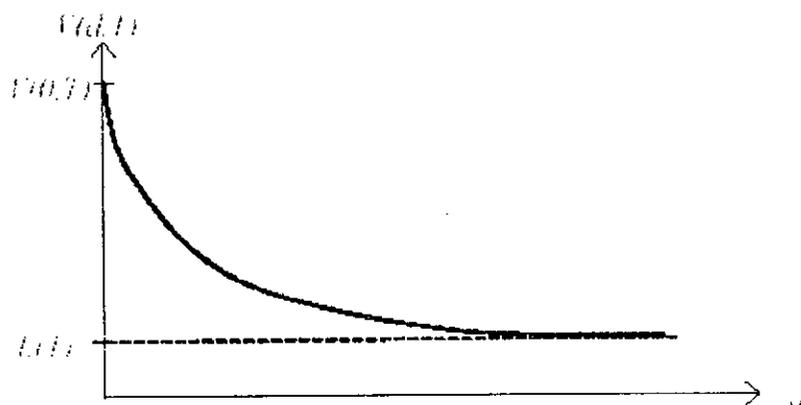


Figure 3-5 : hypothèse2 : Forme hyperbolique des courbes QdF en fonction de d.

Formulation du modèle

En adoptant l'hypothèse de convergence (hypothèse1), la formulation (3-1) du modèle est simplifiée. P étant l'ordonnée du point de convergence, la Figure 3-4 indique que les rapports suivants ne dépendent pas de T :

$$\frac{V(d_1, T_1) - P}{V(d_2, T_1) - P} = \frac{V(d_1, T_2) - P}{V(d_2, T_2) - P} \quad (3-2)$$

L'application directe de cette égalité des rapports est la suivante. Si d_1 est une durée d quelconque et que d_2 est une constante, que nous prendrons égale à zéro pour simplifier la suite des calculs, alors le rapport ci-dessous n'est plus fonction que de d .

$$\frac{V(d, T) - P}{V(d = 0, T) - P} = f(d) \quad (3-3)$$

D'autre part, l'équation (3-5) peut se mettre sous la forme :

$$\frac{V(d, T) - L(T)}{V(0, T) - L(T)} = \frac{1}{1 + d/\Delta(T)} \quad (3-4)$$

En comparant(3-3) et (3-4), on obtient par identification :

$$L(T) = P = \text{cste} \quad (3-5)$$

$$\Delta(T) = \Delta = \text{cste} \quad (3-6)$$

finalement, on obtient :

$$V(d, T) = \frac{V(0, T) - P}{1 + d/\Delta} + P \quad (3-7)$$

$V(0, T)$ est le quantile du débit de pointe ($d = 0$); P est l'ordonnée du point de convergence des distributions et Δ est un paramètre décrivant la courbure des hyperboles. La significations de ce dernier paramètre est évoquée au paragraphe 5- 2.4.

L'adoption de l'hypothèse de convergence des distributions a donc permis de simplifier l'équation générale du modèle (3-1) : les fonctions $L(T)$ et $\Delta(T)$ sont des constantes.

Si maintenant, on choisit de travailler avec la loi exponentielle pour décrire $V(0, T)$, on obtient :

$$V(d, T) = \frac{a(0) \cdot \ln(T) + x_0(0) - P}{1 + d/\Delta} + P \quad (3-8)$$

Dans ce cas, le modèle contient donc quatre paramètres : Δ et P précédemment présentés, ainsi que $a(0)$ et $x_0(0)$, respectivement le gradex et le paramètre de position de la distribution exponentielle du débit de pointe. Le paragraphe suivant explique comment ces paramètres sont ajustés sur les valeurs observées.

5-2.2. Ajustement des paramètres du modèle

5-2.2.1. Choix de l'ordonnée du point de convergence

Plusieurs possibilités s'offrent à nous, quant à la détermination de la valeur de P , l'ordonnée du point de convergence des distributions.

La première est de considérer P comme un paramètre du modèle, au même titre que Δ et les paramètres décrivant le quantile $V(0, T)$. Dans ce cas, P doit être ajusté.

Une deuxième possibilité consiste à fixer la valeur de P . pour cela, on peut s'intéresser à la signification de ce paramètre. En effet, d'après (3-7), on a :

$$P = \lim_{d \rightarrow \infty} (V(d, T)) \quad (3-9)$$

Si l'on revient au mode de calcul de la variable Vd , celle-ci a été obtenue en effectuant une moyenne mobile sur la chronique $Q(t)$ (cf chapitre 3, Figure 1-19). En moyennant sur une durée de plus en plus grande, les valeurs maximales sélectionnées deviennent de plus en plus faibles, jusqu'à atteindre une valeur limite. En raisonnant sur une chronique de longueur infinie, cette valeur limite tend nécessairement vers la moyenne de la chronique. Ainsi, on peut imposer à P la valeur du débit moyen interannuel de la chronique étudiée, noté \overline{QA} .

$$P = \overline{QA} \quad (3-10)$$

Nous avons calculé la valeur du débit moyen interannuel pour le bassin étudié. la valeur obtenue est de $33 \text{ m}^3/\text{s}$. la Figure 3-3, représente cette valeurs par une ligne pointillée horizontale. On constate que celle-ci est proche de la convergence « observée ».

5-2.2.2. Méthode simplifiée

Une fois les propriétés du modèle admise, à savoir la convergence des distributions n fonction de T et la forme hyperbolique de $V(d, T)$ en fonction de d , un allègement de démarche ci-dessus est possible (Meunier1999, 2001). L'équation (3-7) peut se mettre sous la forme suivante :

$$V(0, T) = [V(d, T) - P] [1 + d / \Delta] \quad (3-11)$$

Elle signifie que chaque distribution $V(d,T)$ peut être ramenée à la distribution $V(d=0,T)$, connaissant Δ et P . Le principe est donc de transformer chaque valeur $v_d(j)$ de l'échantillon en une valeur notée $x_d(j)$:

$$x_{di}(j) = [v_{di}(j) - P] \cdot [1 + d / \delta] \quad (3-12)$$

La valeur de P étant fixée ($P=0$ ou $P=\overline{QA}$), ces distributions transformées ne dépendent que de δ . D'après l'équation (3-11), dans le cas où $\delta=\Delta$, les distributions expérimentales $x_d(j)$ doivent se confondre. Le principe est donc de faire varier δ et de déterminer la valeur δ_{opt} pour laquelle l'écart entre les valeurs échantillonnées transformées $x_d(j)$ est minimal. Un estimateur du paramètre Δ est donné par la valeur δ_{opt} . A fin de déterminer l'écart entre les distributions expérimentales $x_d(j)$, on calcule d'abord une distribution « moyenne », notée $x_{moy}(j)$:

$$x_{moy}(j) = (1 / N) \sum_{i=1}^N x_{di}(j) \quad (3-13)$$

puis un critère ε rend compte de l'écart entre les différentes distributions $x_d(j)$.

$$\varepsilon = \frac{1}{NV} \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{NV} \sum_{i=1}^N \left[\frac{x_{di}(j) - x_{moy}(j)}{x_{moy}(j)} \right]^2 \quad (3-14)$$

Avec NV : le nombre de valeurs dans chaque échantillon, N le nombre de durée d_i étudiées. Le cas où ε est égal à Zéro correspond à l'identité de toutes les distributions $x_d(j)$. La valeur optimale de Δ est donc obtenue en minimisant ε . Dans le calcul de ε , les écarts calculés sont divisés par $x_{moy}(j)$, ceci afin de donner autant de poids aux faibles et fortes valeurs des échantillons.

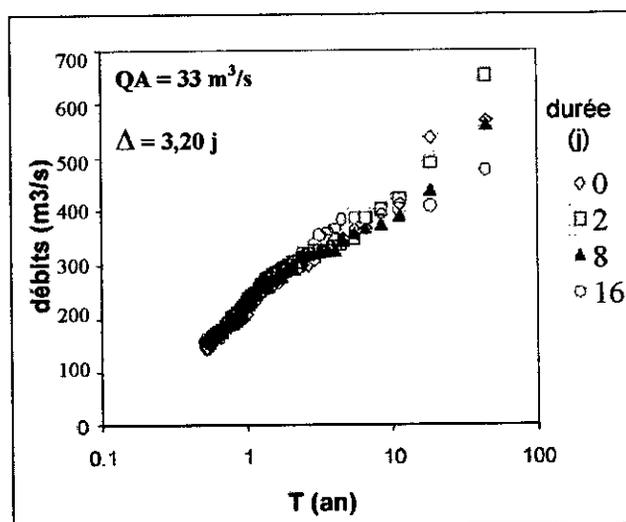


Figure 3-6 : Optimisation de Δ en minimisant l'écart entre les échantillons transformés $x_d(j)$, Exemple avec $P = \overline{QA}$ (bassin : Mellah)

La figure 3-6 donne un exemple d'optimisation de Δ pour l'exemple de l'oued Mellah, déjà présenté. La dernière étape consiste à calculer les paramètres de la distribution $V(d=0, T)$. Ceux-ci sont ajustés à partir de la distribution expérimental $x_{moy}(j)$. Si on choisit de travailler avec la loi exponentielle, la méthode des moments donne :

$$a(0) = \frac{1}{NV} \sum_{j=1}^{j=NV} x_{moy}(j) - x_{moy}(1) \tag{3-15}$$

$$x_0(0) = x_{moy}(1) + a(0) \ln \left(\frac{NV}{NA} \right) \tag{3-16}$$

Le résultat de cet ajustement est présenté Figure 3-7. Les paramètres $a(0)$, $x_0(0)$ et Δ étant maintenant estimés, il est maintenant possible de calculer les quantiles $V(d, T)$ grâce à la formule (3-8).

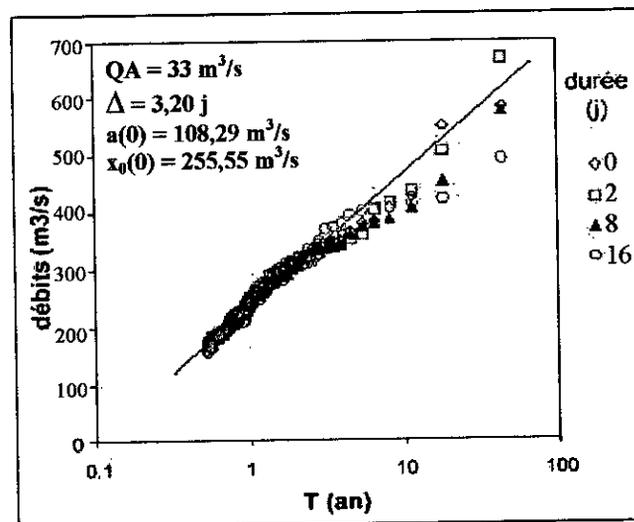


Figure 3-7 : Ajustement de la distribution $V(d=0, T)$ à partir de la distribution expérimentale $x_{moy}(j)$, exemple avec $P = \overline{QA}$. (bassin : oued Mellah)

Par la suite, nous opterons pour cette méthode simplifiée, qui admet d'emblée les deux hypothèses du modèle. Son intérêt est qu'elle est facilement transposable pour ajuster d'autres types de loi statistique. En effet, l'ajustement de Δ ne dépend d'aucun choix préalable quant à la loi statistique utilisée. Il est réalisé directement à l'aide des valeurs échantillonnées $v_d(j)$. C'est qu'une fois la valeur de Δ déterminée que le choix de la loi est effectué (la méthode a ici été présentée pour l'ajustement d'une loi exponentielle).

5-2.3. Validation du modèle :

L'ajustement du modèle convergent, décrit ci-dessus a été appliqué à l'exemple déjà traité. Nous avons considéré les deux cas : l'ordonnée du point de convergence fixé à Zéro, puis à \overline{QA} . La figure 3-8 compare les résultats obtenus en ajustant le modèle avec $P=0$ et $P=\overline{QA}$. On constate que dans les deux cas, les quantiles observés $V_d(T)$ sont bien décrits par les quantiles $V(d,T)$.

Le choix de l'ordonnée de convergence semble avoir peu d'incidence sur les résultats. Simplement, comme le montre le Tableau 3-1, les paramètres du modèle sont légèrement différents. En particulier, lorsqu'on fixe $P=0$, la durée Δ est plus grande. Cela s'explique Figure 3-5 : si l'on ramène l'asymptote des courbes à Zéro, le paramètre Δ augmente de façon à ce que l'hyperbole décrite garde la même forme.

		$P(m^3/s)$	$x_0(0)(m^3/s)$	$a(0)(m^3/s)$	$\Delta(jour)$
OUED	$P=0$	0.00	250.82	97.23	4.51
MELLAH	$P=\overline{QA}$	33.00	255.55	108.29	3.20

Tableau 3-1 : Paramètres du modèle convergent en fixant $P=0$ et $P=\overline{QA}$

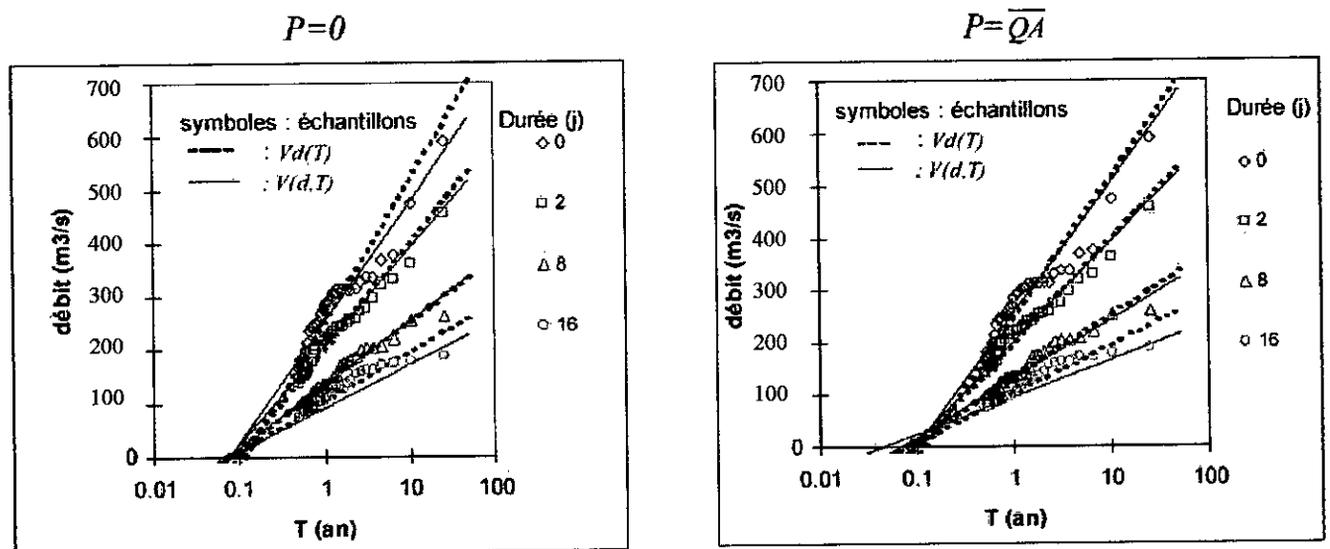


Figure 3-8 : Comparaison du modèle convergent ajusté avec $P=0$ et $P=\overline{QA}$ *
(bassin : Oued Mellah)

*) $V_d(T)$ correspond à l'ajustement réalisé pour une seule durée, $V(d,T)$ à l'ajustement du model convergent

5-2.4. Signification et propriété du paramètre Δ

Le paramètre Δ donne la forme des hyperboles définissant les quantiles $V_d(T)$ pour T fixé. Si Δ est faible, les hyperboles sont très incurvées. Inversement, si Δ est fort, les hyperboles sont très aplaties. Or, comme le schématise la Figure 3-9, la forme des hyperboles est liée à celle des crues observées. En effet plus l'ensemble des crues étudiées est rapide, plus la différence entre les débits de pointe et les débits maximaux moyens sur une durée d (par exemple 1 jour, sur la Figure 3-9) est grande. Ce point avait été déjà souligné au chapitre 3, §3.5, à l'aide d'un exemple. Cette différence entre les débits de pointes et les débits moyens se traduit pour les courbes QdF (en fonction de d , pour T fixé) par une plus ou moins forte courbure. Par conséquent un bassin caractérisé par des crues rapide a des courbes QdF très incurvés. Inversement, s'il est caractérisé par des crues lentes, ses courbes QdF sont plus aplaties. Le paramètre Δ servant à décrire la forme des hyperboles (3-7), sa valeur nous renseigne donc sur la dynamique des crues étudiées. Δ , qui a la dimension d'un temps, peut donc être considéré comme une durée caractéristique de crue du bassin étudié.

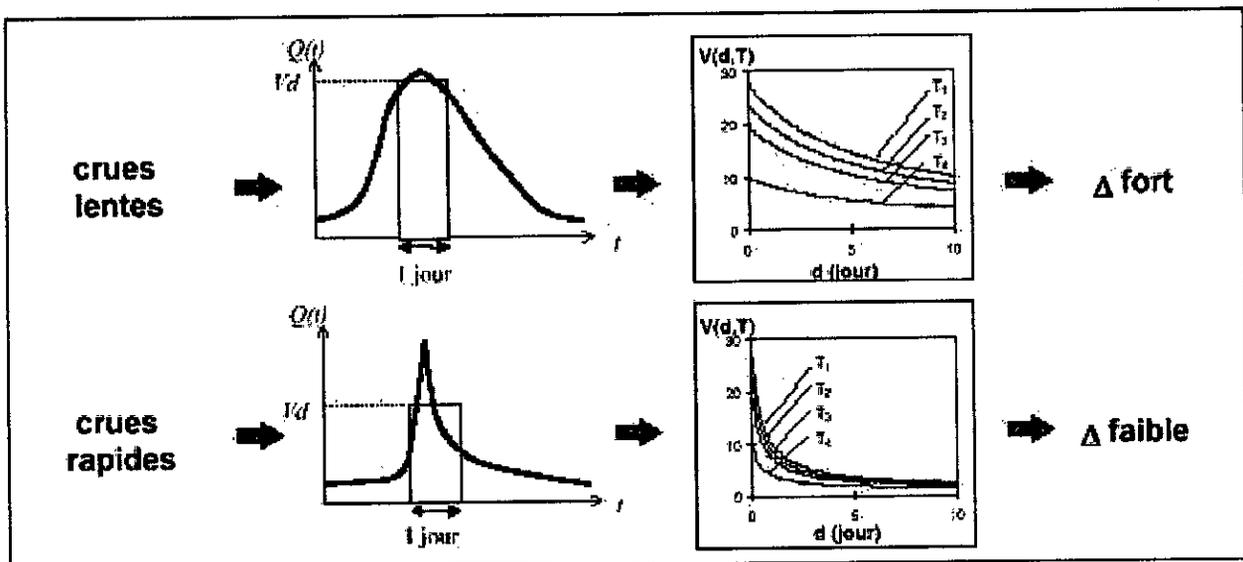


Figure 3-9 : Signification du paramètre Δ

Conclusion

Ce chapitre est entré dans le détail de l'approche débit- durée- fréquence et a présenté une modélisation des courbes obtenues : le modèle convergent. Tirant parti de propriétés observées, ce modèle fait deux hypothèses : d'une part, pour différentes durées fixées, les distributions des débits en fonction de la période de retour convergent vers un même point, et d'autre part, pour une période de retour fixée, les courbes débit- durée- fréquence sont données par une fonction de d . La formulation fait intervenir un nouveau paramètre, de la dimension d'un temps : la durée Δ . Cette durée ajustée définit la concavité des hyperboles. Elle témoigne de la plus ou moins grande rapidité de l'ensemble des crues observées sur un même bassin.

L'extension du modèle convergent au bassin montre que les hypothèses du modèle sont pratiquement toujours bien vérifiées. Deux cas ont été testés pour le choix de P , l'ordonnée du point de convergence : $P=0$ et $P=QA$, le module interannuel. Les résultats obtenus sont équivalents, ce qui nous fait préférer la formulation avec $P=0$, plus simple.

CONCLUSION

Conclusion générale

L'objectif principal de ce travail a été de développer un modèle fréquentiel capable de rendre compte du régime des crues d'un bassin. Comme nous l'avons souligné en introduction, ce type d'information est par exemple utile dans le cadre de la prévention des risques liés aux inondations (connaissance de l'aléa).

Le régime de crues est décrit par une analyse en débit, durée et fréquence. Nous avons cherché à modéliser les courbes débit-durée-fréquence obtenues, à l'aide d'un minimum de paramètres. Des propriétés d'invariance d'échelle sur les différentes distributions observées permettent la formulation simple et facilement ajustable d'un modèle que nous avons appelé « **modèle QdF local convergent** ». une tentative d'interprétation, assez simple, a été faite. En supposant que les hydrogrammes de crue se déduisent les uns des autres par affinité, la propriété observée sur les distributions est expliquée.

Parmi les paramètres du modèle proposé se trouve la durée Δ cette durée est ajustée au même titre que les autres paramètres. Nous avons montré qu'elle avait un sens physique bien précis : elle informe sur la plus ou moins grande durée de l'ensemble des crues observées et est ajustée de façon automatique sur l'ensemble de la chronique étudiée. Nous avons ainsi défini un paramètre décrivant la dynamique des crues, et calculable de façon entièrement objective, contrairement à certaines caractéristiques difficiles à évaluer.

Hélas, pour nous, le manque de données considérable, nous a pas permis de testé ce modèle local convergent sur un nombre supérieur à un bassin, ou encore mieux à une station !!!

SIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

Bobée, B. (1999). « Estimation des événements extrêmes de crue par analyse fréquentielle : une revue critique. » la Houille blanche, 7/8 : 100-105.
<http://www.shf.asso.fr>.

Charef, N. (1998). PFE « Etude et conception d'un barrage sur l'oued Bouzina :W. Batna. » **ENP**

Cunnane, C. (1973). « A particular comparaison of annual maxima and partial duration series methods of flood frequency prediction. » journal of Hydrology, 18 : 257-271
<http://www.elsevier.com>

Djilali, N et Itathine, N. (1997). PFE « Méthodologie de quantification des apports solides à partir des débits versant de l'oued Mellah. » **U.S.T.H.B.**

Duband, D. (1992). Cours d'hydrologie approfondie. Ecole nationale supérieure d'Hydraulique et de mécanique de GRENOBLE

Duband, D. (1989). « Séminaire sur la conduite des études de barrages. » Alger le 25-26-27 septembre 1989.

Galéa, G. et Javelle, P. (2000a). Modèles débit- durée- fréquence de crue en Guadeloupe, Rapport d'étude, protocole cemagref- Lyon, DIREN Guadeloupe et Météo- France, cemagref- Lyon :25p+annexes.

Galéa, G. et Javelle, P. et Chaput, N. (2000b). « un modèle débit- durée- fréquence pour caractériser le régime d'étiage d'un bassin versant. » revue des sciences de l'eau, 13/4 : 411-430.
<http://www.rse.quebec.ca/fr/tdem.htm>

Galéa, G. et Prudhomme, C. (1997). « Notions de base et concepts utile pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes des crue des bassins versants au sens des modèles QDF. » Revue des sciences de l'eau, 1 : 83-101.

Ghachi, A. (1986) « Le bassin de la Seybouse : hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie. » Alger ; OPU, 508p.

Gharbi, S et Tirane, M. (1998). PFE « Etude de la variable des caractéristiques statistiques des pluies extrêmes au Nord Algérien. » **ENP.**

Grehys, G. d. r. e. h. s. (1996). « Presentation and review of some methods for regional flood frequency analysis. » journal of hydrology, 186 : 63-84.

Grésillon, J. M. (1999). « dimensions temporelles des régimes. » Note de travail dans le cadre du projet « régime » du Programme National de Recherche en Hydrologie (n°97-PNRH-23) : 11p.

Hubert, P., Javelle, P., Bendjoudi, H., Lang, M., Schertzer, D. et Tchiguirinskaïa, I. (2000). « deux modélisations invariantes d'échelle des courbes QDF. »
<http://www.cig.enscm.fr>

Javelle, P., Galéa, G. et Grésillon, J.M. (2000). « l'approche débit- durée- fréquence : historique et avancées. » Revue des sciences de l'eau, **13/3** : 303-321.

Javelle, P., Grésillon, J.M. et Galéa, G. (1999). « Modélisation des courbes débit- durée- fréquence en crue et invariance d'échelle. » Compte rendus de l'Académie des sciences de la terre et des planètes, **329** : 39-44.
<http://www.elsevier.fr>

Lang, M. (1995). Les chroniques en hydrologie : Modélisation comparée par un système de gestion de base de données relationnel et orienté objet ; Traitements de bases et intervalles de confiance des quantiles de crues ; Techniques d'échantillonnage par la méthode du renouvellement, Université Joseph Fourier : 296p.

Lang, M., Rasmussen, P., Oberlin, G. et Bobée, B. (1997). « Echantillonnage par valeurs supérieures à un seuil : modélisation des occurrences par la méthode de renouvellement / Over-threshold sampling : Modelling of occurrences by renevval processes (en français et en anglais). » Revue des sciences de l'eau, **10/3** :279-320.

Larras, J. (1972). Prévision et Prédétermination des étiage et des crues. collection du B.C.E.O.M, Eyrolles, 139-147.

Oberlin, G. (1992). « Normalisation des variables dans les modèles hydrologiques descriptifs. » Informations techniques du Cemagref, n°85, note 4 : 8p.

Oberlin, G. et hubert, P. (1999). « Refondation du concept de régime hydrologiques. » XXIIe assemblée Générale de l'Union Géophysique Internationale, Birmingham, 18-30 juillet 1999, 269-277.

Ouarda, T. B. M. J., Lang, M., Bobée, B., Bernier, J. et Bois, P. (1999). « Synthèse de modèles régionaux d'estimation de crue utilisée en France et au Québec. » Revue des sciences de l'eau, **12(1)** : 155-182.

Reminieras, G. (1972). « l'hydrologie de l'ingénieur. » Paris, Eyrolles, 433p.

Roche, M. (1963). « Hydrologie de surface. », O.R.S.T.O.M. , Gautiers-villards , Paris. 430p.

Roche, M. (1988). Guide de prévision de crue, PP 2-53, tome1.

Sauquet, E., Gottschalk, L. et Leblois, E. (2000a). « Mapping average annual runoff : A hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme. » hydrological sciences journal, décembre 2000, **45(6)** : PP 799-816, **accepté**.
<http://www.cig.enscm.fr>

Sauquet, E., Krasovskaia, I. et Leblois, E. (2000b). « Mapping mean monthly runoff pattern using EOF analysis. » hydrology and earth system sciences, **4(1)** : 79-93.

Yue, S., Ouarda, T. B. M. J., Bobée, B., Legendre, P. et Bruneau, P. (1999). « the Gumbel mixed model for flood frequency analysis. » Journal of hydrology, **226** : 88-100.

ANNEXE

ANNEXE I

**RAPPELS SUR LES LOIS DE DISTRIBUTIONS ET COMPARAISON ENTRE
VALEURS SUPERIEURES A UN SEUIL ET MAXIMALES ANNUELLES**

L'ajustement d'une distribution théorique sur un échantillon de valeurs maximales (supérieures à un seuil ou maximales annuelles) consiste à considérer l'échantillon comme un sous ensemble d'une population infinie. Le but recherché est d'estimer le plus précisément possible les caractéristiques de cette population. Selon les notations adoptées, nous noterons les fonctions relatives aux valeurs supérieures à un seuil avec un indice s , et celles relatives aux maxima-annuelles avec un indice x . Lorsqu'il n'y a pas d'indice, la formulation peut s'appliquer indifféremment aux deux cas.

Définitions

Sur cette population, une **fonction de répartition** $F(x)$ est définie. Cette fonction exprime la probabilité de tirer au hasard une valeur X inférieure ou égale à x :

$$F(x) = \text{Prob}(X \leq x) \quad (\text{A-1})$$

La fonction de répartition $F(x)$ de la population peut être estimée par la **fonction de répartition expérimentale** $F_{\text{exp}}(x)$ (ou encore fréquence expérimentale), calculée à partir de l'échantillon. Si les N valeurs x_i sont classées par ordre croissant, la fonction de répartition empirique est donnée par:

$$F_{\text{exp}}(x_i) = \frac{i-a}{N-b} \quad (\text{A-2})$$

où a et b dépendent des lois de probabilité ajustées. De très nombreuses valeurs sont conseillées dans la littérature. En général, a est compris entre 0 et 0.5 , et b entre 0 et 1 .

La période de retour $T(x)$ représente la durée moyenne entre deux événements successifs, supérieures ou égaux à la valeur x . **La notion «d'événements successifs» n'est pas la même selon que l'on considère des valeurs maximales annuelles, ou des valeurs supérieures à un seuil.** Aussi, il faut bien faire la différence entre les périodes de retour $T_x(x)$, relative aux valeurs maximales annuelles, et $T_s(x)$, relatives aux valeurs supérieures à un seuil:

$T_s(x)$ est la durée moyenne entre des crues dépassant le débit x .

$T_x(x)$ est la durée moyenne entre les années contenant une ou plusieurs crues dépassant le débit x .

Dans le cas des valeurs maximales annuelles, la période de retour $T_x(x)$ est reliée à la fonction de répartition $F_x(x)$ par la relation suivante:

$$F_x(x) = 1 - 1/T_x(x) \quad (\text{A-3})$$

Dans le cas des valeurs supérieures à un seuil, la relation entre la période de retour $T_s(x)$ et la fonction de répartition $G_s(x)$ dépend du processus d'occurrence des événements. Si le processus d'occurrence est décrit par une loi de Poisson, on a alors la relation suivante

$$G_s(x) = 1 - 1 / (\mu \cdot T_s(x)) \quad (\text{A-4})$$

avec μ le nombre moyen d'événements par an.

De nombreuses lois sont proposées dans la littérature (Bobée et Aslikar, 1993). Le

Tableau A-1 donne des exemples de lois souvent utilisées dans la littérature, pour la description des valeurs maximales annuelles ou supérieures à un seuil. Il en existent bien d'autres, comme par exemple la loi Log Pearson III officiellement conseillée aux Etats Unis, ou bien la loi Logistique Généralisée, récemment recommandée en Angleterre par le Flood Estimation Handbook (1999).

Equivalence entre les valeurs supérieures à un seuil et maximales annuelles

Lorsque le processus des valeurs supérieures à un seuil suit une loi de Poisson il existe relation entre les distributions des valeurs maximales annuelles et des valeurs supérieures à un seuil. Cette relation est donnée par :

$$F_x(x) = \exp\{-\mu[1 - G_s(x)]\} \quad (\text{A-5})$$

ce qui, en terme de période de retour, donne :

$$1/T_x = 1 - \exp(-1/T_s) \quad (\text{A-6})$$

Pour les lois présentées dans le Tableau A-1 on peut alors montrer qu'une distribution de valeurs supérieures à un seuil décrite par une loi exponentielle est équivalente à une distribution de valeurs maximales annuelles décrite par une loi de Gumbel.

Type d'échantillonnage	Type de loi	Fonction de répartition	Quantile
Maxi annuel	Gumbel	$F_x(x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x-x_0}{a}\right)\right]$	$x(T_s) = x_0 - a \ln(-\ln(1-1/T_s))$
	Generalised Extreme Values (GEV)	$F_x(x) = \exp\left[-\left(1-k\frac{x-x_0}{a}\right)^{1/k}\right]$ ($k \neq 0$)	$x(T_s) = x_0 + \frac{a}{k} \left[1 - (-\ln(1-1/T_s))^k\right]$
Sup-seuil	Exponentielle	$G_s(x) = 1 - \exp\left[-\frac{x-x_0}{a}\right]$	$x(T_s) = (x_0 + a \ln \mu) + a \ln T_s$
	Pareto généralisé	$G_s(x) = 1 - \left(1 - k\frac{x-x_0}{a}\right)^{1/k}$ ($k \neq 0$)	$x(T_s) = x_0 + \frac{a}{k} \left[1 - \frac{1}{(\mu T_s)^k}\right]$ Avec μ : nb moyen de crues par an

Tableau A- 1 :Lois à 2 et 3 paramètres utilisées dans l'étude des valeurs maximales annuelles et des valeurs supérieures à un seuil

Les paramètres x_0 , a et k sont souvent appelés paramètres de position, d'échelle et de forme.

Les lois de Gumbel (2 paramètres) et GEV (3 paramètres) sont utilisées pour décrire des valeurs maximales annuelles. De même, la loi exponentielle et la loi de Pareto Généralisée sont souvent utilisées pour décrire des valeurs supérieures à un seuil, pour lesquelles le processus d'occurrence est supposé suivre une loi de Poisson.

Dans la pratique, on a l'habitude de représenter les quantiles $x(T)$ issus de ces lois sur une échelle appropriée, en fonction de la période de retour. Pour la loi de Gumbel, on travaillera en fonction de la variable réduite $u = -\ln(-\ln(1-1/T_x))$ de façon à ce que les quantiles théoriques soient représentés par une droite. Pour la loi exponentielle, on tracera les quantiles en fonction de $\ln(T_x)$, pour la même raison.

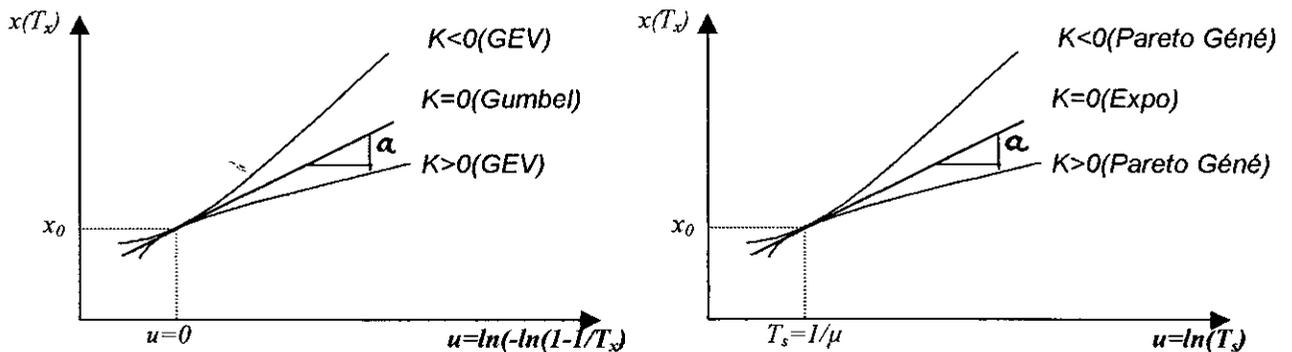


Figure A-i: Représentation des quantiles $x(T)$ en fonction de leur période de retour

La loi de Gumbel est un cas limite de la loi GEV, lorsque k tend vers 0. De même, la loi exponentielle est un cas limite de la loi de Pareto généralisée lorsque k tend vers 0. En France, pour la loi de Gumbel et la loi exponentielle, le paramètre d'échelle α est souvent appelé gradex (gradient des valeurs exponentielles).

Ajustement des paramètres

Considérons une loi de probabilité dont la densité $f(x)$ est définie par p paramètres a_1, \dots, a_p . Le but est de déterminer les paramètres a_1, \dots, a_p de façon à ce que les caractéristiques statistiques de la population décrite par $f(x)$ se rapprochent le plus possible des caractéristiques statistiques observées sur l'échantillon. Deux principales méthodes existent pour ajuster une loi de probabilité sur un échantillon: la méthode des moments et celle du maximum de vraisemblance. A cela, il faut rajouter une variante de la méthode des moments : la méthode des moments pondérés.

Méthode des moments

On écrit que les p premiers moments de la loi $f(x)$ sont égaux aux p premiers moments empiriques calculés sur l'échantillon. On obtient ainsi un système de p équations à p inconnues. Les p inconnues sont les p paramètres a_k que l'on peut ainsi déterminer.

Les moments relatifs à la population s'écrivent:

Moment non centré d'ordre J (ou espérance mathématique):

$$\mu_1 = E(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} x f(x) dx$$

Moment centré d'ordre k ($k=2,3, \dots, p$):

$$\mu_k = E[(X - \mu_0)^k] = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - \mu_0)^k f(x) dx \tag{A-7}$$

Les moments empiriques (non biaisés) estimés à partir de l'échantillon s'écrivent:

Moment non centré d'ordre 1 (moyenne):

$$m_1 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

Moment centré d'ordre 2 (variance):

$$m_2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad (\text{A-8})$$

Moment centré d'ordre 3:

$$m_k = \frac{1}{(N-1)(N-2)} \sum_{i=1}^N (x_i - m_1)^k$$

Finalement, les p paramètres de la loi $f(x)$ sont déterminés en écrivant l'égalité entre les moments théoriques μ_k et les moment expérimentaux m_k ($k=1, \dots, p$).

Méthode des moments pondérés

Une variante de la méthode des moments consiste à raisonner non plus sur les moments, mais sur les moments pondérés définis par Greenwood (1979). Cette méthode a été mise au point par Hosking (1985).

De manière générale, les moments pondérés relatifs à la population s'écrivent:

$$M(i, j, k) = E[X^i F^j (1-F)^k] = \int_0^1 x(F)^i F^j (1-F)^k dF \quad (\text{A-9})$$

Le cas où $j=k=0$ correspond à la définition des moments traditionnels. Dans la méthode, on fixe $i=1$ et $k=0$, les moments pondérés sont alors plus simplement définis par:

$$\beta_j = \int_0^1 x(F)^1 F^j dF \quad (\text{A-10})$$

Les moments pondéré empiriques débiaisés, se calculent de la façon suivante (Landwehr et al., 1979):

$$b_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(i-1)(i-2)\dots(i-j)}{(N-1)(N-2)\dots(N-j)} x_i \quad (\text{A-11})$$

De la même façon que précédemment, on cherchera à égaler les moments pondérés théoriques β_j et expérimentaux b_j .

Méthode du maximum de vraisemblance:

Le principe de la méthode du maximum de vraisemblance est de maximiser la probabilité pour que Si l'on tire N variables dans la population, on obtienne l'échantillon observé. Si les variables aléatoires sont indépendantes, la probabilité pour que les N tirages donnent l'échantillon des valeurs x_i est donnée par:

$$V = \prod_{i=1}^N f(x = x_i) dx \quad (\text{A-12})$$

Cette probabilité est fonction de p paramètres a_k que nous cherchons à déterminer. Elle est maximisée en écrivant que sa dérivée par rapport à chacun des p paramètres a_k est égale à zéro. On obtient donc p équations à p , dont les p inconnues sont les paramètres a_k .

ANNEXE 2

Description du fichier 14-05-01

Ce fichier comporte les données des débits moyens journaliers (m^3/s) de l'année 1948 à 1993 ainsi que l'édition de débits de crues (m^3/s) de l'année 1948 à 1981.

Pour les données de débits moyens journaliers, ils sont composées de deux blocs :

Le premier bloc : constitué par des débits moyens journaliers en m^3/s dont le nombre des valeurs soit 365 ou 366 selon le nombre des jours de l'année hydrologique qui débute de Septembre à Août de l'année après.

Le deuxième bloc : est formé par quatre lignes et 12 colonnes :

- La première ligne donne les débits minima journaliers (m^3/s)
- La deuxième ligne donne les débits maxima journaliers (m^3/s)
- La troisième ligne donne les débits moyens journaliers (m^3/s)
- La quatrième ligne donne les apports journaliers (m^3/s)

Et pour les débits de crues, c'est des enregistrements de crues à pas de temps variable.

Vous pouvez voir ci-suite deux exemples du fichier étudier.

DEBITS MOYENS JOURNALIERS (m³/s)

STATION : BOUCHEGOUF
 OUED : MELLAH
 CODE : 140501
 ANNEE : 1948

	SEP	OCT	NOV	DEC	JANV	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	ANNEE
1	0.17	0.22	1.07	1.16	5.99	5.50	4.57	10.29	2.46	0.98	0.63	0.42	
2	0.17	0.22	24.58	1.07	5.17	28.01	4.72	12.28	2.46	0.91	0.49	0.42	
3	0.17	0.22	31.13	0.98	4.42	14.36	5.52	18.87	2.70	0.91	0.49	0.42	
4	0.17	0.22	3.59	0.98	4.08	10.73	7.76	10.52	2.46	0.91	0.49	0.35	
5	0.17	0.22	1.92	0.91	47.11	11.72	10.40	10.00	2.46	0.84	0.49	0.28	
6	0.17	0.22	1.53	0.84	66.42	13.01	24.65	8.45	2.46	0.84	0.49	0.42	
7	0.17	0.22	1.25	0.77	36.84	12.95	19.04	7.25	2.35	0.77	0.42	0.35	
8	0.17	2.49	1.16	0.70	65.01	11.99	13.61	6.51	2.24	0.77	0.42	0.35	
9	0.17	9.84	1.07	0.56	42.70	11.81	14.59	5.83	2.14	0.70	0.35	0.28	
10	0.17	3.28	0.96	0.49	14.07	12.07	12.62	5.50	2.03	0.63	0.35	0.28	
11	0.17	0.56	23.18	0.49	11.16	12.09	10.66	5.17	1.92	0.63	0.35	0.22	
12	0.17	0.56	17.80	0.49	11.55	12.48	10.10	4.87	2.03	0.63	0.35	0.22	
13	0.17	0.79	6.20	1.07	49.44	13.02	55.10	4.57	1.92	0.63	0.35	0.22	
14	0.17	1.03	3.99	9.01	97.83	10.72	55.57	4.42	1.92	0.63	0.28	0.22	
15	0.17	0.76	2.82	3.55	99.04	10.45	16.92	4.28	1.92	0.63	0.28	0.22	
16	0.17	0.77	2.35	2.03	133.31	10.32	12.70	4.28	2.82	0.63	0.28	0.22	
17	0.17	0.63	1.82	1.72	63.61	10.07	11.38	3.71	2.24	0.63	0.28	0.22	
18	0.17	0.56	1.72	4.89	26.50	9.25	10.48	3.06	2.14	0.63	0.28	0.22	
19	0.17	0.49	1.82	5.49	19.26	7.25	10.39	2.94	2.14	0.63	0.28	0.22	
20	0.17	0.42	1.92	2.82	14.62	7.85	12.65	2.94	2.24	0.63	0.28	0.22	
21	0.17	0.35	1.82	2.14	12.70	6.68	26.37	2.70	2.24	0.63	0.28	0.22	
22	0.17	0.35	1.63	1.82	11.16	8.21	20.44	2.46	2.03	0.63	0.28	0.22	
23	0.17	0.35	1.43	1.63	10.72	9.23	14.62	2.46	1.82	0.49	0.28	0.22	
24	0.17	0.28	1.34	2.61	10.37	7.25	12.26	2.46	1.72	0.49	0.28	0.22	
25	0.17	0.28	1.16	8.21	10.25	5.99	12.70	3.75	1.43	0.49	0.28	0.22	
26	0.17	0.28	1.07	7.94	9.75	5.33	10.94	4.42	1.34	0.49	0.28	0.22	
27	0.17	0.28	0.98	4.10	8.65	5.02	10.49	3.99	1.25	0.49	0.28	0.22	
28	0.17	0.22	0.98	14.77	7.85	4.87	12.97	3.06	1.16	0.49	0.49	0.22	
29	0.17	0.22	0.91	22.39	6.85		10.47	2.70	0.98	0.49	0.49	0.22	
30	0.17	0.22	0.77	10.63	6.16		10.44	2.46	0.91	0.63	0.49	0.22	
31		0.22		8.09	5.83		10.00		1.07		0.49	0.22	
Q-MIN.	0.17	0.22	0.77	0.49	3.85	4.87	4.57	2.46	0.91	0.49	0.28	0.22	0.17
Q-MAX.	0.17	202.00	202.00	51.93	274.00	57.80	126.00	51.93	2.82	0.98	0.63	0.42	274.00
Q-MOY.	0.17	0.86	4.80	4.01	29.63	10.29	15.33	5.54	1.97	0.66	0.37	0.26	6.16
APPORT	0.43	2.31	12.44	10.74	79.35	24.90	41.05	14.36	5.27	1.71	0.99	0.71	194.27

720	3.450	840	3.190	960	2.940	1080	2.700	1200	2.580	1320
2.460										
	CRUE DU : 11/11/1948				PAS DE TEMPS :			30 NPT : 44		
0	2.820	30	3.060	60	3.320	90	3.580	120	3.994	150
3.994										
180	4.136	210	4.136	240	3.994	300	3.994	330	3.852	450
3.852										
480	4.278	510	4.420	540	10.295	570	10.329	600	10.375	630
10.329										
660	10.295	690	10.307	720	10.318	750	10.329	780	10.341	810
10.386										
840	10.375	870	10.375	900	10.364	930	10.364	960	10.352	990
10.352										
1020	12.260	1050	19.680	1080	34.460	1110	42.300	1140	53.000	1170
65.000										
1200	75.000	1230	89.650	1260	105.000	1290	93.800	1320	82.900	1350
72.500										
1380	62.600	1410	47.650							
	CRUE DU : 12/11/1948				PAS DE TEMPS :			30 NPT : 48		
0	50.860	30	46.580	60	42.300	90	39.360	120	36.420	150
33.480										
180	31.000	210	29.500	240	28.000	270	26.500	300	24.550	330
23.650										
360	22.750	390	21.850	420	20.950	450	19.680	480	18.840	510
18.000										
540	17.160	570	16.320	600	15.580	630	14.940	660	14.300	690
13.660										
720	12.700	750	12.040	780	11.380	810	10.940	840	10.500	870
10.477										
900	10.454	930	10.443	960	10.432	990	10.420	1020	10.409	1050
10.398										
1080	10.386	1110	10.352	1140	10.318	1170	10.284	1200	10.261	1230
10.239										
1260	10.200	1290	10.067	1320	9.750	1350	9.500	1380	9.250	1410
9.050										