



Populaire et Démocratique Algérienne République
Ministère de l'Enseignement Supérieure de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des sciences de la terre et l'univers
Département de Géologie



Mémoire de projet de fin d'études pour l'obtention du diplôme Master

Option : Risques géologiques

**Estimation du débit de pointe par la méthode rationnelle .
Application au bassin versant de l'oued Khemis.**

Soutenu le : 12/10/2023

Présenté Par :

Housseynes Bekiri

Devant les membres du Jury :

| | | | |
|-----------------|-----|-----------|-------------|
| Mr. RABEH. B | MCB | Président | Univ Oran 2 |
| Mme. BAKHTI. A | MCB | Encadreur | Univ Oran 2 |
| Mme. Belkhir. K | MAA | Examineur | Univ Oran 2 |

2022/2023

Remerciement

L'élaboration de ce mémoire de fin d'études est le fruit de cinq années d'études. Ce travail n'aurait pu voir le jour sans la collaboration de nombreuses personnes qu'il nous est agréable de remercier.

Nous remercions Allah le tout puissant pour la volonté, la santé et la patience qu'il nous données durant toutes ces années d'études.

Nous tenons tout d'abord à remercier mes très chers parents, qui ont toujours été là pour nous.

Nous remercions mon encadreur Madame BAKHTI. A, pour nous avoir fait confiance, merci pour votre aide inestimable, vos précieux conseils avisés m'ont été très utiles pour améliorer et développer mon esprit critique et scientifique. Ainsi que pour votre disponibilité, patience et généreux conseils tant scientifiques qu'humains qui nous'ont été d'une grande valeur.

Merci.

Table des matières

Chapitre I Généralités

| | |
|-----------------------------------------------------------------------|----|
| I.1-Introduction générale | 1 |
| I.1-2 SYNTHESE SUR LES METHODES D'ETUDE DES CRUES | 1 |
| Principe de base | 1 |
| I.2- Historique des méthode d'étude | 3 |
| I.3- intérêt des méthodes d'étude des crues: | 3 |
| I.4- méthodologie | 4 |
| -Estimation du débit maximum d'une crue..... | 4 |
| I.4.1- Méthodes basées sur l'historique des crues | 4 |
| I.4.2- Les méthodes probabilistes..... | 5 |
| I.4.2.1- La méthode du GRADEX..... | 5 |
| I.4.2.2- Les méthodes reposant sur l'association d'un générateur..... | 6 |
| 1- Stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit | 6 |
| 2- Formules et méthodes empiriques et semi empiriques | 7 |
| 3.1- La méthode rationnelle | 7 |
| 3.2- Formule d'Iskowski (1886)..... | 8 |
| 3.3 Formule de Turraza | 8 |
| 3.4- Formule de Sokolovsky (1968)..... | 8 |
| 3.5 -Formule de Possenti | 9 |
| 3.6 Formule de Mallet-Gauthier..... | 10 |
| 3.7 Formule de Giandotti..... | 10 |
| Conclusion | 11 |

Chapitre II

Application de la méthode d'étude

| | |
|-------------------------------------------------------|----|
| II.1. Introduction | 13 |
| II.2. Situation géographique..... | 13 |
| II.3. Etude des caractéristiques morphométriques..... | 14 |
| II.3.1. Caractéristiques géométriques | 15 |
| II.3.1.1. Superficie..... | 15 |
| II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius (Kc)..... | 15 |
| II.4. Etude de relief..... | 17 |
| II.4.3. Indices de pente..... | 19 |
| II.5. Réseau hydrographique | 21 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------|----|
| II.5.1. Classification topologique | 22 |
| II.5.2. Densité hydrographique..... | 23 |
| II.5.3. Densité de drainage | 23 |
| II.5.4. Rapport de confluence Rc..... | 24 |
| II.5.5. Rapport des longueurs (RL)..... | 25 |
| II.5.6. Coefficient de torrencialité..... | 25 |
| II.5.8. Profil longitudinal de l'Oued Khemis | 26 |
| II. 6. Géologie du bassin versant de l'oued Khemis | 27 |
| II.6.1. Cadre géologique | 27 |
| II.6.2 Série litho-stratigraphique | 28 |
| II.6.2.1. Primaire | 29 |
| II.6.2.2 Secondaire | 29 |
| 6.2.3 Plio-Quaternaire..... | 31 |
| II.6.3. Analyse structurale..... | 32 |
| II.6.3.1. Principales phases tectoniques | 32 |
| II.6.3.2 Unités structurales | 32 |
| II.7. Conclusion..... | 33 |
| II-2 Mise en oeuvre de la méthode..... | 34 |
| Méthode à appliquer : la méthode pseudo-empirique de la formule rationnelle | 36 |
| ☐Méthode à appliquer : ajustement statistique d'une série de données | 38 |
| CONCLUSION GENERALE..... | 39 |

Résumé :

L'évaluation des ressources en eau de surface se concentre souvent sur les débits moyens annuels et le bilan hydrique, mais les données extrêmes, comme les étiages et les crues, sont souvent négligées malgré leur importance cruciale pour la conception des projets. Cette étude examine les fluctuations des débits fluviaux, en utilisant des analyses statistiques des débits et des précipitations ainsi que les caractéristiques des bassins versants pour déterminer les débits maximum et minimum. L'objectif est d'explorer diverses formules empiriques pour estimer les débits maximaux et mieux prévoir les crues extrêmes, afin de rationaliser la conception des infrastructures de contrôle des crues.

Les résultats montrent une variabilité significative des estimations des débits de pointe selon les méthodes et formules utilisées, nécessitant un choix méthodologique adapté en fonction de l'application et des données disponibles. Les méthodes statistiques peuvent être inadéquates pour des séries de données courtes, les méthodes régionales dépendent des caractéristiques des bassins versants et peuvent produire des résultats incohérents pour des bassins non homogènes, et les méthodes rationnelles présentent des défis avec de multiples variables et hypothèses. Chaque méthode a un domaine de validité spécifique : les méthodes statistiques pour les bassins avec de longues séries de données, les méthodes régionales pour les grands bassins et longues périodes de retour, et les méthodes rationnelles pour les petits bassins versants.

Les mots clés : Débits extrêmes ; Étiages ; Crues ; Analyse statistique ; Bassins versants

Chapitre I Généralités

1.1-Introduction générale

Pour l'évaluation des ressources en eau de surface d'un pays ou d'une région, on donne généralement à la détermination des débits moyens annuels et à l'étude du bilan une très grande importance, et c'est tout à fait normal, mais, on passe parfois sous silence la méthodologie d'étude des données extrêmes: étiages et crues, et c'est regrettable, car ces données extrêmes peuvent jouer un très grand rôle dans la conception des projets d'aménagement.

Dans la plupart des cas, il est nécessaire de connaître les modalités de remplissage d'un réservoir artificiel en cas d'étiage et il existe des barrages pour lesquels l'ouvrage qui évacue la crue du projet coûte plus cher que le reste de l'aménagement, ce qui impose une analyse correcte de la crue exceptionnelle. Au niveau de la planification de l'aménagement des ressources en eau, les données concernant les étiages peuvent imposer des priorités absolues :

exploitation intégrée des ressources en eaux souterraines et superficielles, priorité en zones arides à l'aménagement de certains grands fleuves dont les apports restent suffisants même en cas de déficits hydriques exceptionnels. Les crues exceptionnelles lorsqu'elles sont particulièrement destructrices peuvent transformer les règles d'aménagement de toutes les zones basses (Rodier, 1981).

Dans ce cadre, cette étude porte sur les crues et les étiages, c'est à dire l'augmentation et l'abaissement de débit des cours d'eau, et son origine à partir de l'étude des pluies et des débits, ainsi que la détermination du débit maximum et minimum par une analyse statistique de la série des débits enregistrés et des données de précipitations accompagnée de l'étude des caractéristiques du bassin versant.

De ce fait, ce travail vise à explorer différentes formules empiriques de détermination de débit maximum pour estimer les probabilités de crues extrêmes et étayer rationnellement le dimensionnement d'évacuateurs de crue.

1.1-2 SYNTHÈSE SUR LES MÉTHODES D'ÉTUDE DES CRUES

Principe de base

Les inondations constituent le type de catastrophe naturelle le plus courant et se produisent lorsqu'un excès d'eau inonde des terres normalement sèches. Les inondations sont souvent causées par de fortes pluies, une fonte rapide des neiges ou une onde de tempête provoquée par un cyclone tropical ou un tsunami dans les zones côtières.

Les inondations peuvent provoquer des dégâts considérables, entraînant des pertes de vies humaines et des dommages aux biens personnels et aux infrastructures essentielles de santé publique. De 1998 à 2017, les inondations ont touché plus de deux milliards de personnes dans le monde. Les personnes vivant dans des plaines inondables ou dans des bâtiments qui ne sont pas résistants aux inondations, ou celles qui ne disposent pas de systèmes d'alerte et de sensibilisation aux inondations, sont les plus exposées aux inondations.

Il existe 3 types courants d'inondations :

Les crues soudaines sont causées par des pluies intenses et abondantes qui font rapidement monter les niveaux d'eau et peuvent faire déborder les rivières, les ruisseaux, les canaux ou les routes.

Les crues des rivières sont causées par des pluies continues ou la fonte des neiges qui accélèrent le cours de la rivière au-delà de sa capacité de charge.

Les inondations côtières sont causées par de violentes tempêtes associées aux cyclones tropicaux et aux tsunamis.

Entre 80 et 90 % de toutes les catastrophes naturelles documentées au cours des dix dernières années étaient le résultat d'inondations, de sécheresses, de cyclones tropicaux, de vagues de chaleur extrêmes et de violentes tempêtes. La fréquence et l'intensité des inondations augmentent également, et la fréquence et l'intensité des fortes précipitations devraient se maintenir en raison du changement climatique.

Selon le CNFSH (2000), en général, on distingue deux types de crues : les crues fluviales et les crues torrentielles même si le passage de l'une à l'autre se fait de façon continue.

Les crues fluviales, souvent saisonnières, affectent les cours d'eau importants aux vastes bassins versants en général la montée des eaux y est lente. Les crues torrentielles ou rapides, subites, brutales, soudaines ou encore éclair affectent n'importe quelle partie du réseau hydrographique ; elles sont souvent dues à des pluies de caractère convectif très violentes et localisées elles sont caractérisées par une évolution très rapide, la montée des eaux étant très brutale. Cependant, certains hydrologues désignent par « la crue » l'épisode complet de crue et décrue jusqu'au retour à un régime non influencé. La crue est simple, si elle présente une seule pointe. Elle est dite complexe si elle présente plusieurs pointes comme le montre **Figure 1.1**.

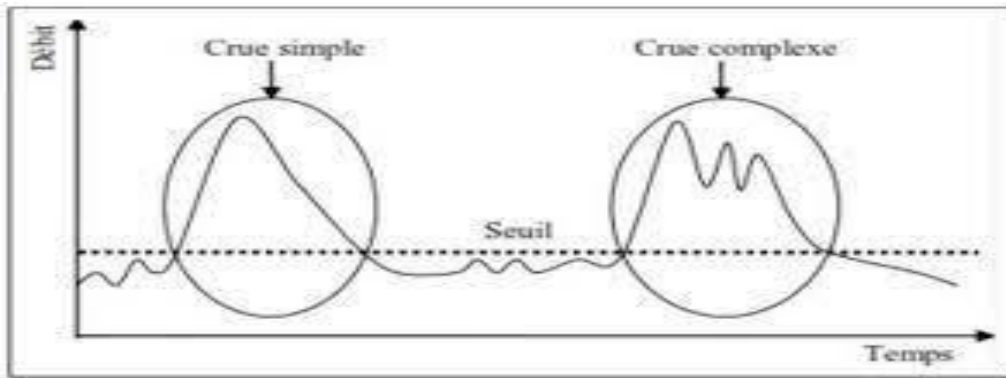


Figure 1.1: Crue simple et crue complexe.

1.2- Historique des méthodes d'étude :

Les premières réflexions de cette méthode sont apparues dans le 19^{ème} siècle (1850) .ou Mulvany a publié dans la revue des ingénieurs de génie civil d'Irlande, le concept général de cette méthode , Il mentionnait en particulier : «Ce qui est fondamental, c'est le temps mis par une crue pour atteindre son débit maximal , sous une pluie d'intensité constante. Ce temps est le temps mis par une goutte tombant sur le point le plus éloigné de l'exutoire du bassin versant pour atteindre celui-ci. [...]. Ce temps doit dépendre de l'étendue, de la forme, de la pente de la surface du bassin versant. Il importe donc d'établir des relations entre ces facteurs et le temps recherché. Ceci permettra d'établir la durée minimale d'une averse permettant la contribution de l'ensemble du bassin versant, et le débit correspondant» [1]. En 1889, un autre ingénieur , américain Kuichling (1889) a consolidé le concept de cette méthode par son application en milieu urbain ,en mentionnant : «J 'ai été impressionné par le fait que pendant les épisodes pluvieux, les débits aux exutoires des réseaux d'assainissement de Rochester (NY) semblent croître et décroître en liaison avec l'intensité de la pluie en différents endroits. Toutefois, une certaine durée est nécessaire pour qu'une baisse de l'intensité de la pluie se traduise par une baisse des débits à l'exutoire. Il y a donc une relation entre ces débits et ces pluies, mais aussi avec l'étendue du bassin versant drainé et le temps nécessaire aux crues pour apparaître et se maintenir. Ainsi, les niveaux de pluie pris en compte dans le dimensionnement des émissaires principaux doivent correspondre au temps nécessité pour la concentration de l'ensemble des eaux de ruissellement du bassin versant.»[1]

1.3- intérêt des méthodes d'étude des crues:

Les méthodes d'étude des crues sont cruciales pour plusieurs raisons :

1. Gestion des risques : Elles permettent de comprendre comment les crues se développent, ce qui est essentiel pour la gestion des risques. En comprenant les causes potentielles des crues, on peut mettre en place des mesures de prévention et d'atténuation.

2. Planification urbaine : Les études de crues aident à orienter la planification urbaine. Elles déterminent les zones à risque et aident à décider où construire des infrastructures essentielles, comme les digues, les barrages et les canaux de dérivation.

3. Alerte précoce : En surveillant les niveaux d'eau et les prévisions météorologiques, les méthodes d'étude des crues permettent d'émettre des alertes précoces aux populations exposées, réduisant ainsi les pertes humaines.

4. Gestion des ressources en eau : Comprendre les crues est essentiel pour la gestion des ressources en eau. Les données sur les crues aident à gérer les réservoirs d'eau, à planifier la distribution d'eau et à gérer les conflits liés à l'eau entre différentes régions.

5. Protection de l'environnement : Les crues peuvent avoir un impact sur les écosystèmes aquatiques. En étudiant les crues, on peut mieux comprendre leur impact sur la faune et la flore et mettre en place des mesures pour minimiser les dommages environnementaux.

6. Prévision des crues futures : Les méthodes d'étude des crues permettent de développer des modèles de prévision des crues futures, ce qui est essentiel pour une planification à long terme et pour la réponse aux situations d'urgence.

En résumé, les méthodes d'étude des crues sont essentielles pour la sécurité publique, la planification urbaine, la gestion des ressources en eau et la protection de l'environnement. Elles contribuent à réduire les risques liés aux crues et à minimiser leurs conséquences.

1.4- méthodologie :

-Estimation du débit maximum d'une crue

Le choix du débit maximum d'une crue peut résulter soit d'une étude de conséquences soit il est fixé et ne doit pas dépasser, cela dépend de l'utilisateur. Plusieurs méthodes sont utilisées, le choix est très grand et très difficile où certains pays ont même normalisés la méthode d'estimation. Ces méthodes peuvent être classées en trois groupes :

1.4.1- Méthodes basées sur l'historique des crues :

Cette méthode très ancienne repose sur l'idée qu'on ne verra jamais pire que ce qu'on a déjà vu dans un passé suffisamment répandu. Elle est toujours utilisée lorsqu'on ne dispose pas d'observations sur le débit maximum enregistré lors d'une crue exceptionnelle et où actuellement, on a la tendance à l'oublier. L'information déduite des crues historiques est précieuse et constitue une banque de données très importante. Elle peut être définie comme l'étude des crues anciennes antérieures à leur mesure directe par des techniques modernes, dont le but est de définir des crues des périodes historiques en vue de compléter les données existantes, de les comparer avec d'autres méthodes et d'améliorer le degré de précision des valeurs résultant de l'application des méthodes d'extrapolation statistiques.

I.4.2- Les méthodes probabilistes

Que l'on peut ranger en :

- Méthodes à échantillonnage fixé comme la méthode maximum annuelle qui est simple et très répandue dans le monde et qui reste très insuffisante pour des échantillons de taille inférieure à 30.
- Méthodes hydrométéorologiques comme les méthodes de Gradex mes valable pour des bassins versants limités ($S \leq 20\,000 \text{ km}^2$) et homogènes.
- Méthodes stochastiques très utilisées pour simuler des variables complexes par la modélisation statistique du processus à l'échelle journalière et mensuelle. Cependant, elles contrôlent très mal les incertitudes (Masson, 1991)
- Méthodes du type renouvellement dont le principe est de probabiliser d'une part les débits de toutes les crues qui dépassent un certain seuil critique et d'autre part l'occurrence d'apparition dans le temps de ces crues pour recomposer par la suite ces deux aléas afin d'obtenir le risque annuel de dépassement d'un certain débit. L'avantage de cette méthode est de prendre en considération l'aspect temporel du processus et mieux analyser l'information (Masson, 1991).

I.4.2.1- La méthode du GRADEX :

La méthode du Gradex, développée par EDF pour la sécurité des grands barrages, est utilisée couramment en France pour l'estimation des débits de fréquences rare et exceptionnelle. La méthode utilise l'information pluviométrique pour extrapoler la distribution de fréquence des débits.

La méthode part du principe que lorsque le débit dépasse une certaine valeur, le sol est saturé. Cette valeur, nommée débit seuil (ou point pivot), peut varier du débit décennal au débit cinquantennal, selon les sols et les caractéristiques du bassin versant. Ainsi, pendant le temps de base de ruissellement D (assimilé à la durée caractéristique), tout accroissement de pluie induit le même accroissement en débit.

La formulation est la suivante, pour les débits instantanés :

$$Q_p(T) = Q_p(T_0) + \left[(u(T) - u(T_0)) * G_p * R_m * S / (3,6D) \right]$$

Avec u variable réduite de Gumbel :

$$u = -\ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]$$

Avec :

Qp(T) : valeur «instantanée» du débit recherché en m³/s (Q100),

Qp(T0) : valeur «instantanée» du débit du seuil d'extrapolation en m³/s,

D : temps de base de l'hydrogramme de ruissellement ou temps de concentration du bassin versant en heures (assimilé à la durée caractéristique),

Gp : Gradex des pluies pour la durée caractéristique,

Gq : Gradex des débits moyens sur la durée caractéristique au seuil d'extrapolation,

Rm : coefficient de forme (rapport débit instantané/débit moyen sur durée D),

T : période de retour en années,

T0 : période de retour du seuil d'extrapolation (point pivot),

S : superficie du bassin versant (km²)

Le Gradex des pluies est le coefficient directeur de la droite d'ajustement de l'échantillon pluviométrique à une loi de Gumbel. Il est déterminé à partir des courbes intensité- fréquence des postes pluviométriques, ceci pour diverses durées de pluie.

Les calculs sont réalisés pour des pluies moyennes et donc pour des débits moyens sur la durée D, caractéristique du bassin versant. Les débits instantanés peuvent être calculés grâce à un coefficient, appelé coefficient de forme, qui correspond au rapport moyen entre le débit maximum instantané et le débit maximum moyen sur la durée D.

1.4.2.2- Les méthodes reposant sur l'association d'un générateur

1-Stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit :

Ce type d'approche est fréquemment utilisé dans le cadre de l'estimation des débits et des lames écoulées pour des fréquences rares dans le cas où peu de données pluie-débit sont disponibles. Il s'agit en fait de générer stochastiquement des chroniques de pluie

simulées. A partir d'une chronique de pluies observées de 10 ans par exemple, on peut générer des chroniques de pluies simulées de 100 ou 1000 ans. Ces chroniques de pluies simulées sont ensuite transformées en chroniques de débits simulés au moyen d'un modèle pluie-débit.

2-Formules et méthodes empiriques et semi empiriques

Ces formules sont nombreuses, elles sont basées sur l'expérimentation ou sur certaines informations propres à certaines régions pour lesquelles elles ont été déterminées. Ces formules empiriques sont à prendre avec précaution dans le sens où si elles sont valables dans une région, elles ne le sont pas dans d'autres et donnent souvent des valeurs sous-estimées ou surestimées.

3.1- La méthode rationnelle

Le concept de la méthode ou formule rationnelle doit son origine à un ingénieur irlandais

Mulvanay responsable de drainage agricole au siècle dernier (1850). Malgré de nombreuses hypothèses simplificatrices, c'est probablement de loin la formule la plus connue et la plus utilisée essentiellement à cause de sa simplicité. Sa conception est cependant fondée sur une loi physique extrêmement simplifiée : la lame d'eau écoulée est proportionnelle au volume précipité sur l'ensemble du bassin. Le coefficient de proportionnalité appelé coefficient de ruissellement est constant. Le volume de pluie précipite sur le bassin pendant une durée correspondant au temps de concentration du bassin. La méthode rationnelle suppose également que le temps de montée est égal au temps de concentration. Son expression est la suivante :

$$Q = u \cdot a \cdot i \cdot S$$

α : Coefficient de ruissellement (ou coefficient d'écoulement) du bassin versant qui dépend de l'état du sol et de sa couverture végétale

i : Intensité de la pluie pour une durée choisie en fonction du temps de concentration T_c

S : Superficie du bassin versant

u : Coefficient qui est fonction des unités choisies.

Avec S en ha, i en mm/h et $u=0.0028$ on obtient Q en m^3/s .

3.2- Formule d'Iskowski (1886)

Cette formule donne le débit maximum de crue (Q), en fonction de la pluviométrie annuelle Du bassin, elle exprime par la formule suivante :

$$Q_{\max} = n . m . \bar{P} . A$$

Où

Q max : débits maximums en m³/s

P : Précipitation moyenne interannuelle en mm

A : surface du bassin versant en km²

n : coefficient caractérisant la morphologie du bassin et le type de sol.

m : coefficient caractérisant la morphologie du bassin

3.3 Formule de Turraza :

Cette formule est un peu plus élaborée que les autres formules utilisant les précipitations car Elle fait appel également au temps de concentration (tc) du bassin, i.e. le temps requis pour qu'une goutte d'eau tombée au point le plus en amont du bassin arrive jusqu'à l'exutoire. Elle peut s'exprimer ainsi (EMI,1999). Cette formule ne tenant pas la fréquence.

$$Q_{\max} \% = \frac{C.S.I_{tc}}{3,6}$$

Où

S : superficie du bassin versant (Km²).

Tc : temps de concentration.tc

It : intensité moyenne maximale de la précipitation pendant une durée égale au temps de concentration en (mm/h).

C : coefficient de ruissellement de la crue.

3.4- Formule de Sokolovsky (1968) :

La crue est considérée comme un débit max généré par une averse (une pluie) de courte durée correspondant au temps de concentration. Le temps démonté de la crue est donc pris égal au temps de concentration. (Bennis, 2004)

$$Q_{\text{maxp}\%} = \frac{0.28 \cdot (P_{\text{ct}} - H_0) \cdot \alpha \cdot F \cdot S}{T_c}$$

Avec :

F : Coefficient de forme de la crue : $F = 12 / (4 + 3 \cdot \gamma)$

| | |
|------------------------------------------------|--------------------------|
| Pour $1 < S < 50 \text{ Km}^2$ | $\gamma = 2$ |
| Pour un bassin boisé avec un sol peu perméable | $2 \leq \gamma \leq 2.5$ |
| Pour un bassin boisé | $3 \leq \gamma \leq 4$ |

Tableau I.1 : Valeur de γ en fonction de bassin versant.

S : Superficie du bassin [Km^2].

T_c : temps de concentration[h]

P_{ct} : pluie fréquentielle de courte durée correspondant au temps de concentration.

H₀ : C'est la perte d'eau initiale. Au nord de l'Algérie $H_0 = 7 \text{ mm}$

α : Coefficient de ruissellement de la crue pour une période donnée.

$$\alpha_p = \frac{\sqrt{X_p} - \sqrt{H_0}}{\sqrt{X_p} + \sqrt{H_0}}$$

Avec :

X_p : précipitation de fréquence donnée qui correspond au temps de concentration. 0,28 coefficient de changement d'unité.

3.5 -Formule de Possenti :

Il s'agit d'une formule déterminée spécialement pour les torrents des Alpes. Elle donne le Débit maximum en fonction de la précipitation maximum en 24 heures. Son expression est donnée par (EMI,1999) :

On a :

$$Q_{p\%} = \frac{\mu * P_{\max j\%} * S}{L_p}$$

Avec

Q_{p%} : débit de pointe en m³/s

S : superficie du bassin versant (Km²).

P_{maxj%} : Pluie maximale journalière correspondante à la période de retour donnée (mm).

μ : Coefficient compris entre (700 – 800).

L_p : Longueur du cours d'eau principal (Km).

3.6 Formule de Mallet-Gauthier :

L'énoncé de la formule de Maillet et Gauthier pour l'estimation de la crue de période de retour T (Coutagne, 1951) est :

$$Q_{\max\%} = 2k \text{Log}(1 + AP) \cdot \frac{S}{\sqrt{L_p}} \cdot \sqrt{1 + 4 \text{Log}T - \text{Log}S}$$

S : superficie du bassin versant (Km²).

L_p : longueur du talweg principal (Km).

A : coefficient régional pris égal à 20.

K : constante comprise entre 1-3.

P : précipitation moyenne interannuelle en m.

T : période de retour en années.

3.7 Formule de Giandotti :

La méthode de Giandotti s'inspire des lois de ruissellement basées sur les caractéristiques Morphométriques du bassin versant ainsi que le temps de concentration. Cette formule Donnée de résultats satisfaisants, particulièrement pour les bassins typiquement

montagneux. (Bennis, 2004)

$$Q_{\max \%} = \frac{170.S.(H_{\text{moy}} - H_{\text{min}})^{1/2}}{4(S)^{1/2} + 1.5L} . P_{tc}$$

Qmax (%) : débit maximum de crue en m³/s de même fréquence que celle de la pluie de courte Durée.

S : superficie du bassin versant (km²).

L : longueur du talweg principal (km).

Hmoy, Hmin : altitudes moyennes et minimales (en m).

Ptc : pluies de courte durée (m).

Conclusion :

Dans ce chapitre, nous avons présenté une synthèse bibliographique concernant les différentes méthodes d'estimation de débit dans les bassins versant ou ont finalement décider d'utiliser les trois méthodes :

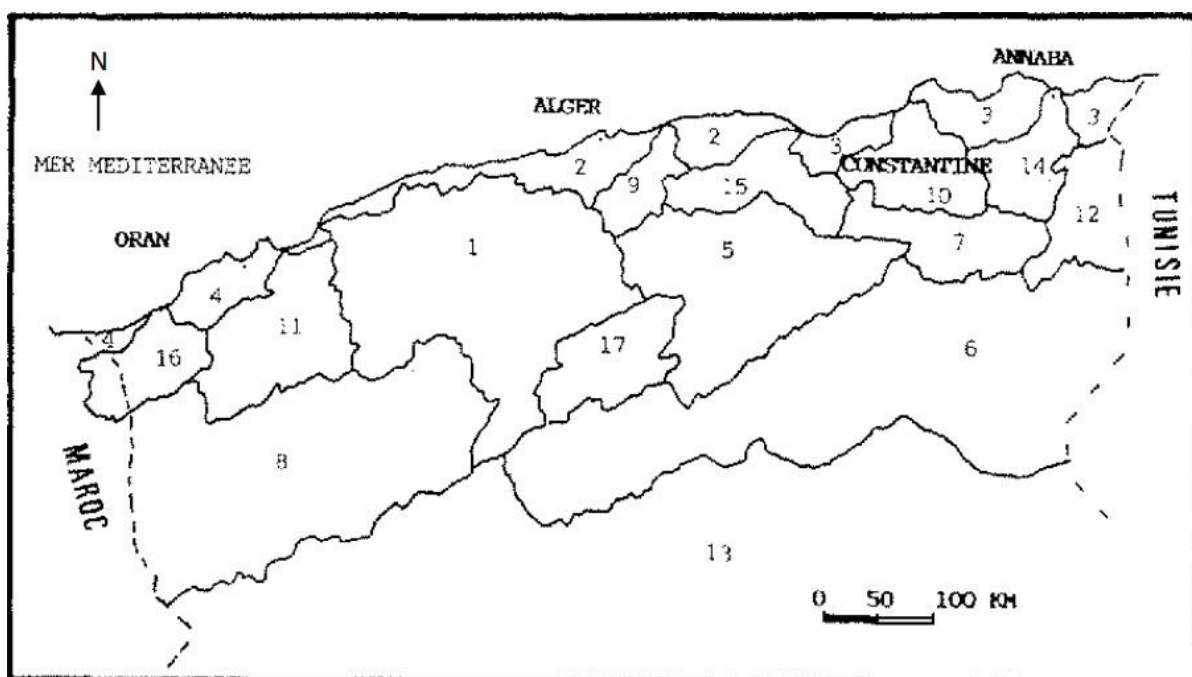
- Rationnelle (empirique)
- Statistique : la loi de Gumbel
- Régionale.

Chapitre II

Application de la méthode d'étude

II.1. Introduction

Nous présentons dans ce chapitre les principales caractéristiques, géographiques, morphométriques et géologiques de la zone d'étude représentée par le bassin versant de l'oued Khemis. Ce bassin appartenant au bassin de la Tafna situé au Nord-Ouest algérien sous le code 16 selon la répartition hydrographique de l'ANRH.



1 Chelif – 2 Côtiers algérois – 3 Côtiers constantinois – 4 Côtiers oranais – 5 Chott Hodna – 6 Chott Melhrir – 7 Hauts plateaux constantinois – 8 Hauts plateaux oranais – 9 Isser – 10 Kebir Rhumel – 11 Macta – 12 Medjerdah – 13 Sahara – 14 Seybousse – 15 Soummam – 16 Tafna – 17 Zahrez.

Figure II.1 : Bassin versant de la Tafna selon le découpage de l'A.N.R.H

II.2. Situation géographique

La zone d'étude (Oued Khemis) appartient au bassin versant de la Tafna, qui est situé dans l'extrême Nord-ouest de l'Algérie et qui s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen d'une superficie de 7245 km². Globalement, la Tafna peut être fractionnée en trois grandes parties : • Partie orientale avec deux principaux affluents à savoir : l'oued Isser et l'oued Sikkak, • Partie occidentale comprenant trois Oueds : la Haute Tafna (oued Sebdou et oued Khemis) et l'oued Mouilah, • Partie septentrionale: c'est la basse Tafna qui débute du village Tafna jusqu'à l'embouchure de la Tafna sur la mer (plage de Rechgoune). Les principaux affluents de cette partie sont les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun. Les plaines du bassin de la Tafna

s'étendent jusqu'au pied des monts de Tlemcen devant les massifs des Traras et du Tessala, ces plaines sont entourées de massifs de haute altitude qui dépeignent une structure régulière centrée sur le terrain mésozoïque et cénozoïque (Borsali, 2016) Le bassin versant de l'oued Khemis objet de notre étude est un affluent de la haute Tafna. Il prend sa source à une altitude de 1700m, aux environs du Djebel Dehar Azouj et coule à 650m d'altitude au niveau du barrage Beni Bahdel. Il possède une superficie de 350km², ce bassin est limité : • Au Nord, par Sidi Medjahed et la plaine de Maghnia, • Au Sud, par Sidi Djilali et Tenouchfi (1841m), • À l'Est par les djebels : El Rhar (1523m), djebel Herhour, Nif el Ogab (1467m) et Guarn Zahra (1292m). • À l'Ouest, par le Horst de Rhar-Roubane (1014m) et Ras-Asfour (1532m) (fig.II.2)

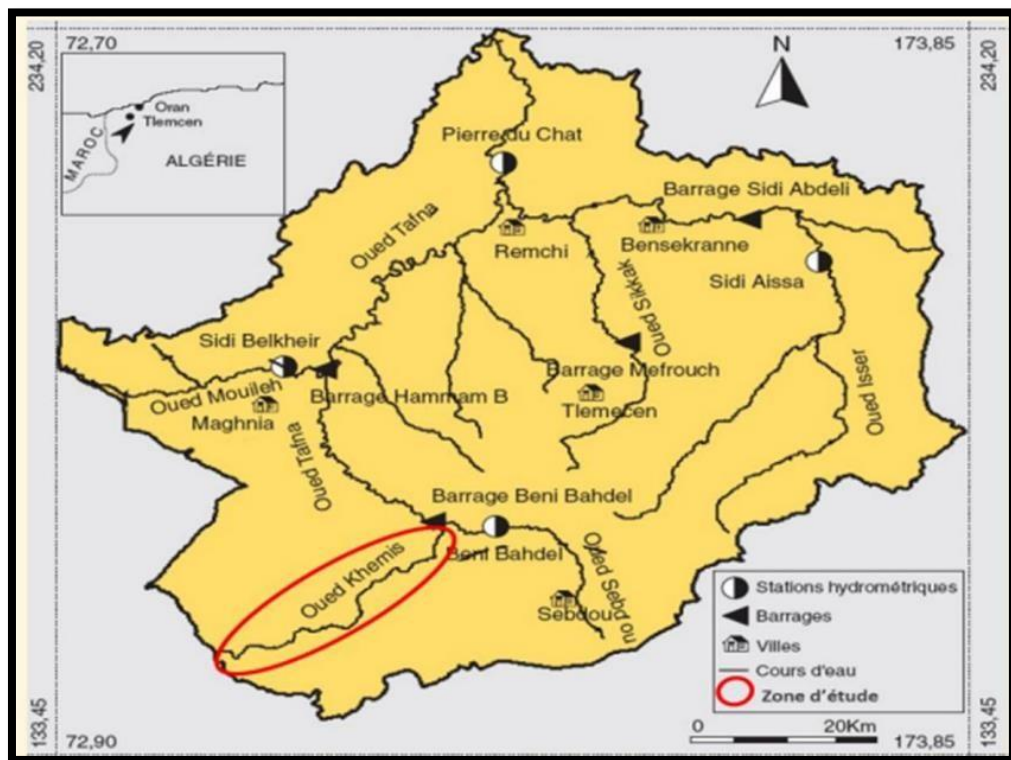


Figure II.2 : Situation de la zone d'étude

II.3. Etude des caractéristiques morphométriques

Le déversement naturel de l'eau dans un bassin versant est déterminé à la fois par les caractéristiques climatiques et physiques du bassin versant. Cette partie de l'étude montre les principaux paramètres qui agissent sur la variation du régime hydrologique : la forme, le relief, la densité de drainage, la fréquence d'écoulement de l'eau, allongement, etc... Nous nous sommes basés dans cette partie d'étude sur les résultats trouvés par plusieurs auteurs : Seladji (2000), Bouanani (2004), Borsali (2016) et Bougara (2022).

II.3.1. Caractéristiques géométriques

II.3.1.1. Superficie

La surface est la portion du plan délimitée par la ligne de crête, qui peut être mesurée par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent, par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux, par des techniques de digitalisation et est généralement exprimée en km². La surface du bassin versant de l'oued Khemis est de 350 km². II.3.1.2. Périmètre Le périmètre est la longueur, généralement exprimée en km, de la ligne de contour du bassin, sa mesure est faite à l'aide d'un curvimètre. Le périmètre du bassin versant de l'oued Khemis est de 93 km. II.3.2. Caractéristiques de forme Ce sont les caractéristiques purement géométriques du bassin qui peuvent être obtenues grâce au seul concours de relevés topographiques. Le but de leur utilisation est de quantifier les facteurs caractéristiques physiques d'un bassin versant.

II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius (Kc)

L'indice de compacité (KC), appelé aussi indice de forme, renseigne sur la forme du bassin versant, il est égal au rapport entre le périmètre (P) du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (S) (Roche, 1963) in (Khedim, 2021). Il est exprimé par la formule suivante :

$$KC = 0,28 P/\sqrt{S}$$

avec :

Kc : Coefficient de compacité de Gravelius.

P : Périmètre du bassin versant (km), S : Surface du bassin versant (km²).

Dans le cas de notre bassin : S= 350 km² ,P = 93 km,

$$KC = 0,28 * 93/\sqrt{350}$$

$$Kc= 1,39$$

Plus cet indice sera proche de 1, plus le bassin aura une forme ramassée et plus le temps de concentration des eaux sera court. Afin de définir des classes de compacité ou de forme. Karimou Barké et al., 2017, ont retenu cinq valeurs de KC (Tab. II.1)



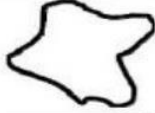

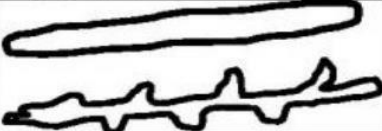
| Forme | Valeurs de l'indice | Définition | Schéma stylisé |
|---------------------------------|---------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|
| Circulaire | 1 à 1,03 | Cuvettes ayant la forme de cercle |  |
| Ovoïde | 1,03 à 1,3 | Cuvettes ovoïdes |  |
| Amiboïde | 1,3 à 1,4 | Cuvettes caractérisées par une association de plages irrégulières, lobées, d'aspect amiboïde, à contours nets, très contrastés |  |
| Étirée | 1,4 à 1,7 | Cuvettes allongées |  |
| Très étirée à tendance amiboïde | > 1,7 | Cuvettes plus étirées que les précédentes. Elles présentent souvent des fragments amiboïdes c'est-à-dire des contours lobés |  |

Tableau II.1 : Classes de formes de cuvette suivant les valeurs de l'indice de Gravelius (Karimou Barké et Al., 2017).

II.3.2.2. Rectangle équivalent

C'est une transformation purement géométrique du bassin versant en un rectangle de dimensions L et l Cela permet de comparer les bassins versants entre eux du point de vue de l'écoulement (fig.II.3).

- Longueur du rectangle équivalent

$$L = \frac{Kc\sqrt{S}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc}\right)^2} \right]$$

L=36,96 km.

- Largeur du rectangle équivalent

$$l = \frac{Kc\sqrt{S}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc}\right)^2} \right]$$

l=9,47 km.

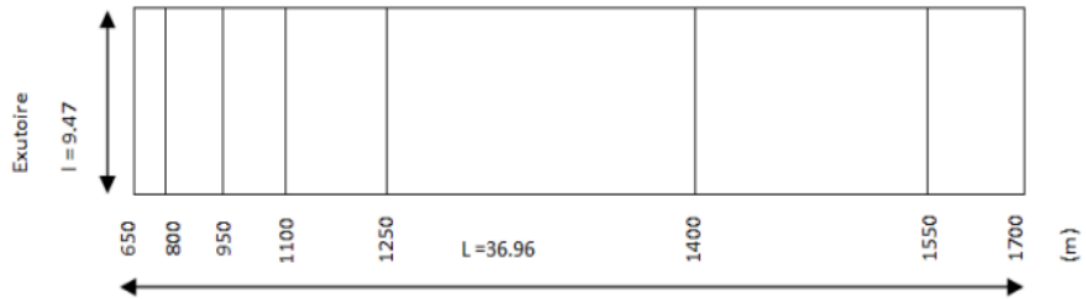


Figure II.3 : Représentation graphique du rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Khemis (Borsali, 2016).

II.4. Etude de relief :

De nombreux paramètres hydrométéorologiques varient selon l'altitude (précipitations, température, etc.) et la morphologie du bassin, il est donc aisé d'imaginer l'impact du relief sur l'écoulement. La pente affecte également le débit. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants : II.4.1. Courbe hypsométrique La courbe hypsométrique donne une vision synthétique de la pente du bassin et donc des reliefs. Cette courbe montre la répartition de la superficie du bassin selon l'altitude. Les données du tableau II.2, permettent d'établir la courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Khemis et le diagramme des fréquences altimétriques pour le même bassin. Tableau II.2 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Khemis.

| Tranches d'Altitudes (m) | Altitudes (%) | Surface partielle | | Surface cumulée | |
|--------------------------|---------------|-------------------|-------|-----------------|-------|
| | | Km ² | % | Km ² | % |
| 1700-1550 | 100 | 28,3 | 8,08 | 28,3 | 8,08 |
| 1550-1400 | 85,74 | 98 | 28 | 126,3 | 36,08 |
| 1400-1250 | 71,45 | 134 | 38,28 | 260,3 | 74,36 |
| 1250-1100 | 57,16 | 29,6 | 8,45 | 289,9 | 82,81 |
| 1100-950 | 42,87 | 26,5 | 7,57 | 316,4 | 90,38 |
| 950-800 | 28,58 | 25,2 | 7,2 | 341,6 | 97,58 |
| 800-650 | 14,29 | 8,4 | 2,4 | 350 | 100 |

La courbe hypsométrique reflète l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin. Dans notre étude, la courbe hypsométrique indique une concavité vers le bas, cette dernière témoignant d'un fort potentiel d'érosion (fig.II.4). On remarque que presque 74,36% de la surface du bassin se trouve entre les tranches d'altitude 1400-1250, mais entre 1250-650, elle

n'est que de 25,62%, on peut conclure la présence de pentes assez fortes au niveau des basses altitudes indiquant la présence de plaine.

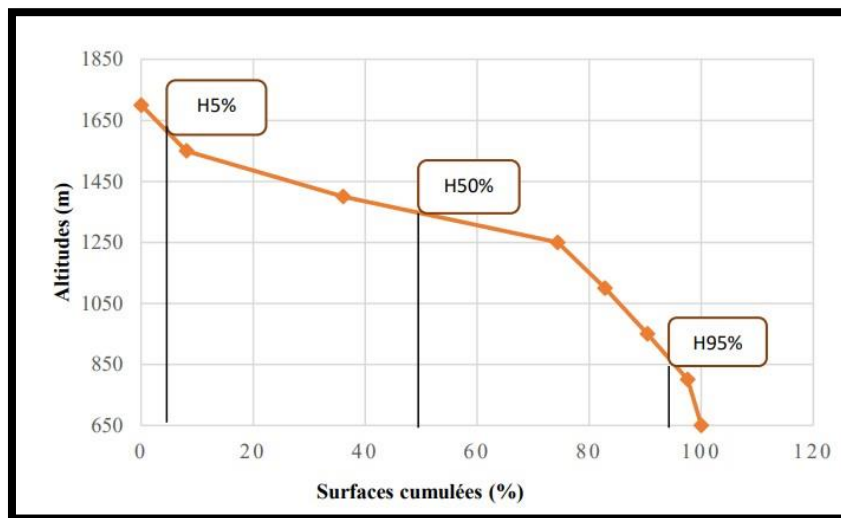


Figure II.4 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Khemis.

L'histogramme des fréquences altimétriques (fig.II.5) montre que l'altitude la plus fréquente est entre la tranche [1250 – 1400 m], elle correspond au maximum du diagramme des fréquences altimétriques égal 38.28%.

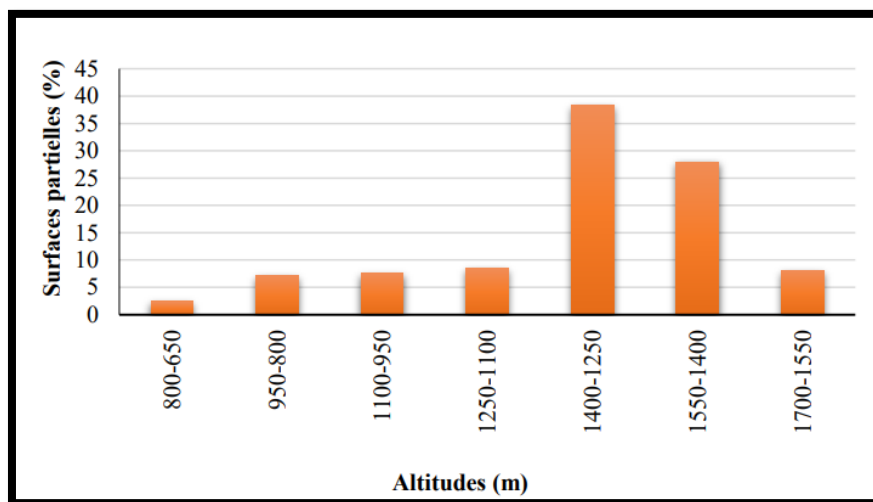


Figure II.5 : Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Khemis.

II.4.2. Altitudes caractéristiques La courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'oued Khemis (figures II.4 et II.5) nous permettent de déterminer les altitudes caractéristiques suivantes :

- Altitude maximale (Hmax)

Elle correspond au haut du bassin versant et elle vaut 1700m.

- Altitude minimale (Hmin)

Elle correspond au point le plus bas exutoire au confluent du bassin versant et elle vaut 650m.

- Altitude moyenne (Hmoy)

On l'obtient à partir de la relation suivante : $H_{moy} = \frac{\sum H_i \cdot a_i}{S}$

avec :

- Hmoy : Altitude moyenne du bassin (m),
- ai : Aire comprise entre deux courbes de niveau (km²),
- Hi : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m),
- S : Superficie totale du bassin versant (km²).

Le calcul selon le tableau II.3, donne une valeur de Hmoy = 1309,05 m.

- Altitude médiane (Hméd) Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière. On peut la retirer de la courbe hypsométrique, et elle se présente par la valeur 1350m.

Tableau II.3 : Altitude moyenne par rapport à une classe d'altitude donnée.

| Altitude moyenne (m) | Hi | Ai | Hi×ai |
|----------------------|------|------|---------|
| 1700-1550 | 1625 | 28,3 | 45987,5 |
| 1550-1400 | 1475 | 98 | 144550 |
| 1400-1250 | 1325 | 134 | 177550 |
| 1250-1100 | 1175 | 29,6 | 34780 |
| 1100-950 | 1025 | 26,5 | 27162,5 |
| 950-800 | 875 | 25,2 | 22050 |
| 800-650 | 725 | 8,4 | 6090 |

II.4.3. Indices de pente

Ces indices ont pour but de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications.

•Indice de pente de Roche (Ip)

Cet indice est calculé à partir du rectangle équivalent. Ceci est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chaque élément pondéré par la surface intéressée,

$$\text{soit : } I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n \sqrt{a_i} \cdot d_i \quad (\text{Eq.II.5})$$

avec :

- I_p : Indice de pente (m/km),
- L : Longueur du rectangle équivalent (m),
- a_i : Fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau,
- d_i : Distance entre 2 courbes de niveau successives appelée aussi dénivelée (m),
- Donc: $I_p = 2.89 \text{ m/km}$.

Indice de pente global (Ig)

- La détermination de l'indice de pente global exige la connaissance de la dénivelée D : $D = H_5 \% - H_{95} \%$

Il s'exprime de la façon suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_5\% - H_{95}\%}{L}$$

avec :

- I_g : Indice de pente global de Roche (m/km),
- D : Dénivelée, tirée de la courbe hypsométrique,
- L : Altitude exprimée en (m),
- H : Longueur du rectangle équivalent,

Donc :

$$I_g = 19,3 \text{ m/km} = 0,019$$

Dénivelée spécifique (Ds)

Elle est le produit de l'indice de pente global (I_g) par la racine carrée de la superficie du bassin versant. La D_s étant supérieure à 100 m, le relief du bassin versant est fort.

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

avec :

- I_g : Indice de pente global de Roche (m/km),
- S : Superficie totale du bassin versant (km²).

Donc:

- $D_s = 361,07$ m. Selon la classification de l'OROSTOM, le bassin de Khemis appartient à la classe de relief fort. La valeur élevée de D_s indique l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

Tableau II.4: Classification du relief selon la dénivelée spécifique (O.R.S.T.O.M)

| | $D_s(m)$ | Type de relief |
|----------------------|-------------------------------------------|-----------------------|
| R₁ | $D_s < 10$ | Relief très faible |
| R₂ | $10 < D_s < 25$ | Relief faible |
| R₃ | $25 < D_s < 50$ | Relief assez faible |
| R₄ | $50 < D_s < 100$ | Relief modéré |
| R₅ | $100 < D_s < 250$ | Relief assez fort |
| R₆ | $250 < D_s < 500$ | Relief fort |
| R₇ | $500 < D_s$ | Relief très fort |

II.5. Réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique se définit comme une série des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Sa disposition est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux, qui ont affecté la région au cours des temps géologiques (Seladji, 2000) in (Bekherrez et Kadri, 2017). Les paramètres importants qui déterminent le régime hydrologique d'un cours d'eau sont : la densité de drainage, les rapports de confluence et des longueurs.

L'oued Khemis est un affluent rive gauche de l'oued Tafna, il court au fond d'une vallée encaissée, il est alimenté essentiellement par des sources qui lui assurent un écoulement permanent (fig.II.6). Il prend naissance à une altitude de 1700m par la rencontre de 3 Oueds :

- Le premier d'Ouled Belkassem.
- Le second englobant les oueds Tadet et Mazer.

- Et le dernier qui réunit : O.Tadert, O.Tirheza, O.Boulefane et O.Chadli (même cours d'eau permanent), un autre cours d'eau celui de O. Laames Madhel (temporaire) est lié à ce troisième oued.

Le bassin versant objet de l'étude représente la partie amont la plus élevée de la Tafna dont l'altitude plafonne à 1700m. Il est caractérisé par la présence de reliefs très contrastés et des pentes très fortes favorisant l'accentuation de son potentiel érosif (Bouanani, 2004). L'oued Khemis coule en grande partie dans une vallée étroite, au versant abrupte de direction SSW–NNE alimentant le barrage de Beni- Bahdel.

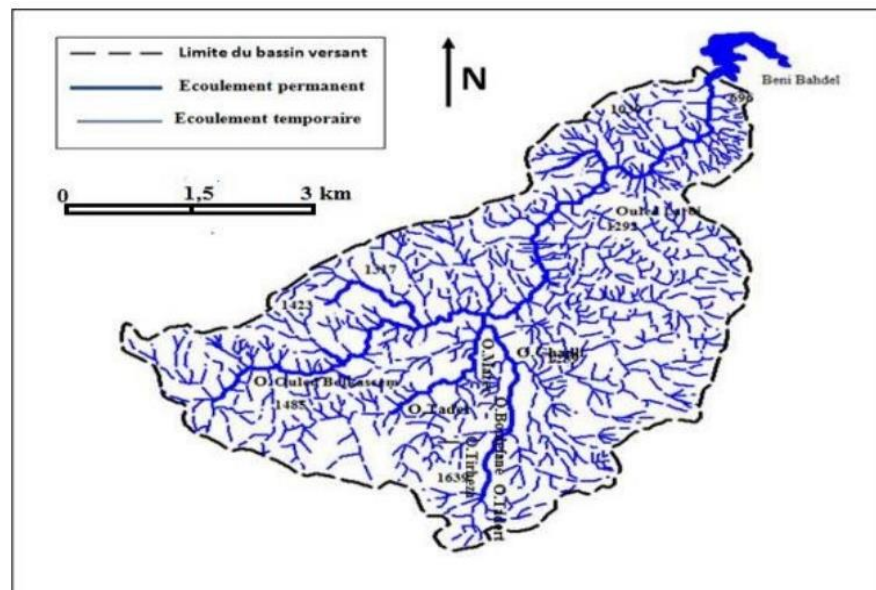


Figure II.6 : Réseau hydrographique du bassin versant d'oued Khemis (Borsali, 2016)

II.5.1. Classification topologique

Ordre des cours d'eau Pour bien décrire le réseau hydrographique, on procède par une classification des cours d'eau. Cette classification est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau (oued principal et affluents).

Il existe plusieurs types de classifications des tronçons des cours d'eau, dont la classification de Strahler (1957), qui est la plus utilisée et elle se base sur les règles suivantes :

- Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre 1.
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $(n + 1)$.

- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

Il existe d'autres classifications de ce type comme celle de Horton (1945) qui est parfois utilisée dans le même but.

Tableau II.5. Classification des cours d'eau suivant les ordres et rapports caractéristiques (Bourbaba, 2015).

| Ordre | Nombre | Rapport de confluence | Longueur (km) | Longueur moyenne (m) | Rapport des longueurs |
|--------------|--------|-----------------------|---------------|----------------------|-----------------------|
| 1 | 1905 | 3,21 | 571 | 0,3 | / |
| 2 | 593 | 6,44 | 290,5 | 0,49 | 1,63 |
| 3 | 92 | 4,84 | 152 | 1,65 | 3,36 |
| 4 | 19 | 3,8 | 54 | 2,84 | 1,72 |
| 5 | 05 | 5 | 37 | 7,4 | 2,61 |
| 6 | 01 | / | 23,5 | 23,5 | 3,18 |
| Total | 2615 | - | 1128 | - | - |

II.5.2. Densité hydrographique :

C'est le rapport entre le nombre de cours d'eau (N) et la surface (S), Elle est calculée par la formule :

$$F_s = N/S \text{ (Eq.II.8)}$$

avec :

- F_s : Densité hydrographique (km⁻²),
- N : Nombre de thalwegs (N = 2615),
- S : Surface du bassin (km²). Dans le cas de notre bassin, la valeur de $F_s = 7.47$, ce qui correspond en moyenne au nombre de cours d'eau par Km².

II.5.3. Densité de drainage :

La densité de drainage, introduite par Horton, correspond au rapport de la longueur total des thalwegs par la surface du bassin versant. $D_d = \sum L_i/S$

Où :

- Dd: Densité de drainage (km/km²),
- Li : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque ordre (km),
- S : Surface du bassin (km²).

Dans le cas de notre bassin versant la densité de drainage vaut 3.22 km /km² .

La valeur élevée de la densité de drainage indique la présence d'une pente forte favorisant des crues rapides, on peut dire que le bassin de Khemis est bien drainé.

II.5.4. Rapport de confluence Rc :

C'est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il est défini par le rapport du nombre de thalwegs d'ordre n par celui d'ordre (n+1) :

$$Rc = N(x)/N(x+1)$$

Il est préférable d'estimer la valeur moyenne des rapports de confluence par la méthode graphique (fig.II.7), sur un papier semi-log où, on porte :

- En ordonnées logarithmique, le nombre de thalwegs,
- En abscisse arithmétique l'ordre des thalwegs.

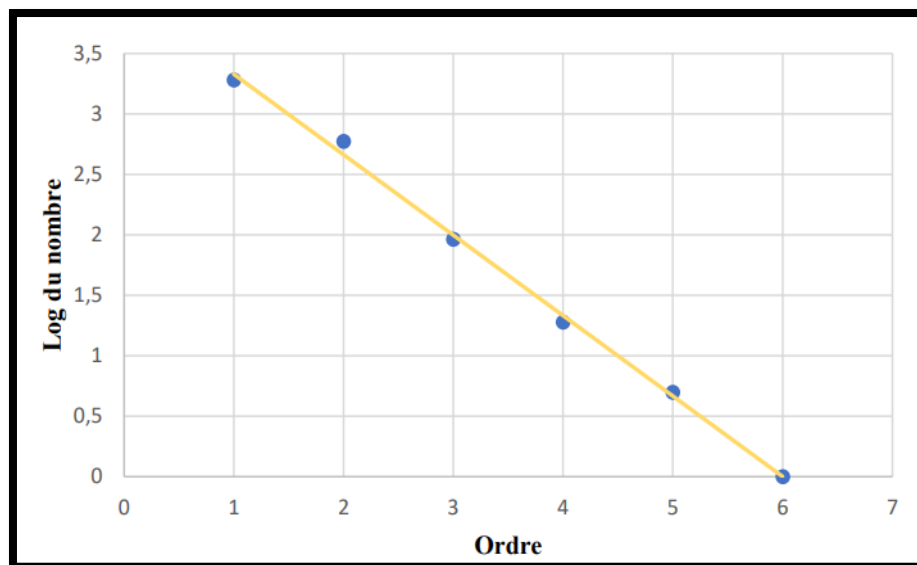


Figure II.7 : Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.

On obtient une droite d'équation :

$$\log N = ax + b \quad Rc : \text{Rapport de confluence moyen} = \log^{-1} a,$$

avec a : pente de la droite Pour le bassin de l'oued Khemis : $R_c = 2,29$. Le réseau est bien organisé, le nombre de cours d'eau d'ordre successifs forme une progression géométrique d'ordre inverse.

II.5.5. Rapport des longueurs (RL)

Le rapport de longueur est défini par :

$$RL = L(x+1)/L$$

La longueur moyenne de thalwegs d'ordres successifs croissants forme une série géométrique directe (fig.II.8).



Figure. II.8 : Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre. RL : Rapport de longueur moyen = $\log^{-1} a$, avec a la pente de la droite.

Pour le bassin de l'oued Khemis : $RL = 1,38$.

II.5.6. Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

$$CT = Dd \times Fi$$

avec :

- Dd : Densité de drainage,

- F_i : Fréquence des thalwegs élémentaires $F_i = N_i / S_{CT} = 17,52$.

La valeur élevée du coefficient de torrentialité correspond au chevelu hydrographique issu d'un secteur montagneux et pluvieux (Bouanani, 2004).

II.5.7. Temps de concentration des eaux (T_c)

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti :

$$T_c = 4 \cdot \sqrt{S + 1.5L} / 0,8 \sqrt{H_{moy} - H_{min}}$$

avec :

- T_c : Temps de concentration (heure),
- S : Superficie du bassin (km²),
- L : Longueur du thalweg principal (km),
- H_{moy} : Altitude moyenne (m),
- H_{min} : Altitude minimale (m).
- Donc,

$$T_c = 6.61 \text{ heures.}$$

II.5.8. Profil longitudinal de l'Oued Khemis

Nous avons l'habitude d'exprimer graphiquement la variation de hauteur au fond d'un cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire. Cette représentation devient intéressante lorsque les cours d'eau secondaires du bassin versant sont représentés, qui sont alors aisément comparés entre eux et au cours d'eau principal. Noter qu'un graphisme différent est souvent utilisé lorsque les affluents sont en rive gauche ou droite de la rivière sur laquelle ils se trouvent. Le profil en long d'un cours d'eau permet de définir sa pente moyenne.

D'une longueur de 31km, le cours d'eau principal de l'oued Khemis présente des variations de pente importantes depuis oued Tadert jusqu'à Beni-Bahdel (fig.II.9).

Pour le premier tronçon entre oued Tadert et oued Boulefane existe une pente forte de 4.29%, elle diminue pour atteindre 3% entre oued Boulefane et Si Larbi.

La pente s'atténue encore entre Si Larbi et Khemis où, une rupture de pente de 2.31% est observée et elle passe à 2.14% à Khemis, Pour le dernier tronçon la pente est faible où elle atteint une valeur de 1.67% à Beni Bahdel.

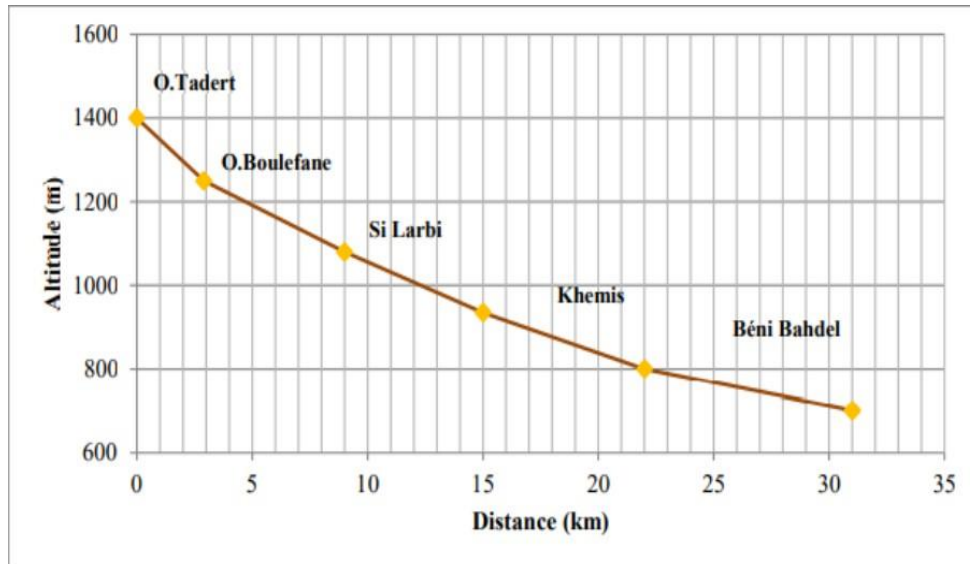


Figure. II.9 : Profil en long du cours d'eau principal (Borsali, 2016).

II. 6. Géologie du bassin versant de l'oued Khemis

II.6.1. Cadre géologique

La région d'étude constitue une zone de passage entre le Tell au Nord et les hautes plaines au Sud. Elle se trouve dans un massif montagneux qui forme la terminaison occidentale des monts de Tlemcen et qui s'élève graduellement du Nord vers le Sud, ce sont les monts de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988) (fig.II.10).

Les monts de Rhar-Roubane sont bordés par la plaine de Maghnia au Nord, la plaine des Angad d'Oujda et le plateau de Djorf-Ouazazen à l'Ouest, la plaine de Magoura au Sud et enfin la partie occidentale des monts de Tlemcen à l'Est (Mekahli, 1988).

Lucas (1942), divise les monts de Rhar-Roubane du Nord vers le Sud en 4 unités géographiques (fig. II.11) :

- Les monts du Kef.
- La région de Ras Asfour qui comprend du Nord vers le Sud : le talus des Beni-Bousaid, la barrière et le plateau de Ras-Asfour.
- La chaîne du Ténouchfi.
- Le massif de Raourai.

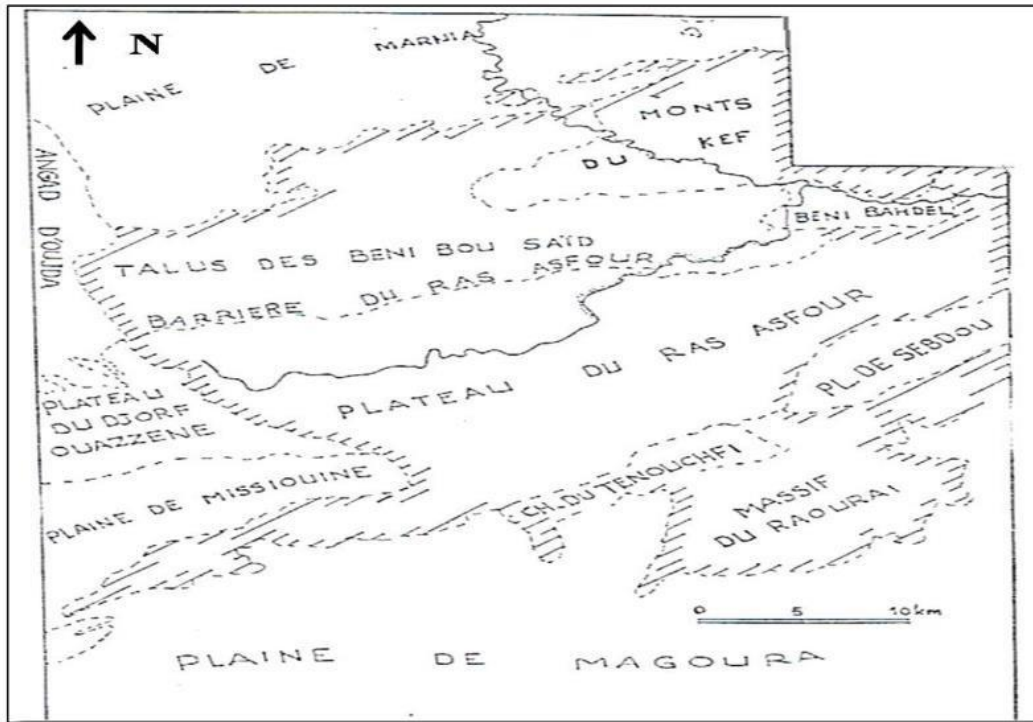


Figure II.10 : Cadre géologique de la zone d'étude (Lucas, 1942)

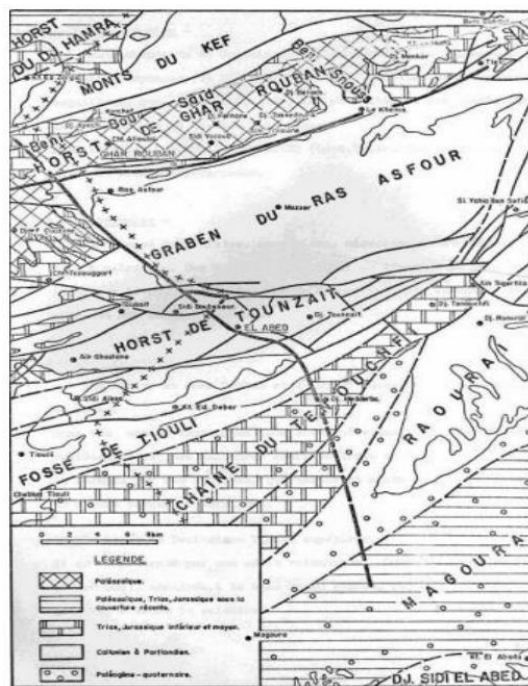


Figure II.11 : Situation des principales zones de la région de Rhar-Roubane (Lucas, 1952)

II.6.2 Série litho-stratigraphique

La série stratigraphique des monts de Rhar-Roubane est constituée essentiellement de terrains secondaires qui se reposent sur les terrains primaires, Nous avons une prépondérance d'une série épaisse du Jurassique qui va du Lias au Kimméridgien (fig.II.12).

II.6.2.1. Primaire

Représenté par des formations schisto-quartziques d'âge silurien et dévonien qui forment les noyaux des plissements.

- **a.Silurien**

C'est une formation schisteuse reconnue à Djorf Fermane, et Djorf Ouazzen.

- **b.Dévonien**

Il s'agit d'une formation schisteuse puissante avec des intercalations calcaires et gréseuses.

- **c. Phase éruptive**

Il s'agit de la phase qui donne naissance au granite des Beni-Snous (micro granite de Rhar-Roubane), les roches sont profondément érodées, il se forme de belles plateformes connues sous le nom de pénéplaines post-hercyniennes sur lesquelles vient se déposer le Trias et le Jurassique (Gadiri, 1995).

II.6.2.2 Secondaire

- a. Trias**

Il est localisé essentiellement au Nord de la zone d'étude dans la région de Beni Bahdel, constitué par des argiles plus ou moins dolomitiques s'accompagnant parfois d'un léger métamorphisme (Seladji, 2000).

- b. Jurassique**

- b.1. Jurassique inférieur et moyen**

Les assises du Jurassique inférieur sont discontinues ou lacunaires. Les premiers niveaux continus appartiennent au Bathonien dans le Horst de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988).

- La série du Jurassique débute par le Lias, le Démorien inférieur affleure dans la partie médiane de Rhar-Roubane au Djorf Tissedoura, il s'agit d'une formation calcaire (Ciszak, 1993).
- Au niveau de la frontière algéro-marocaine, les premiers dépôts liasiques (Carixien Domerien) indiquent une sédimentation détritique. Ces dépôts sont surmontés par des marno-calcaires et des calcaires à Brachiopodes et spicules, de Spongiaires indiquant l'ouverture de la région vers la mer franche au cours du Toarcien (Mekahli, 1988).
- Dans la zone de Tenouchfi, le Dogger est très épais, le Toarcien et le Jurassique moyen présentent des faciès de vasière relativement profonde (domaine «pré tellien », Lucas, 1952), le Toarcien est représenté par des couches rouges ou violacées.
- Pendant l'Aalénien et Bajocien se sont déposées des dolomies dans le secteur occidental : Degléne. • Le Bathonien correspond à des calcaires gris parfois dolomités après une lacune du Bathonien supérieur, l'enfoncement du milieu se poursuit au début du Callovien avec des argiles gréseuses.

b.2. Jurassique supérieur

b.2.1. Argiles de Saïda

Elles correspondent à des dépôts argileux et marneux avec des niveaux gréseux à la base, la formation est attribuée au Callovo-Oxfordien.

b.2.2. Grès de Boumediene

Sont constitués essentiellement de grès, avec des passées argileuses pouvant atteindre 500m, on les trouve dans le secteur de Khemis.

b.2.3. Calcaire de Zarifat

Surmontant les grès de Boumediene dans la région du Khemis, dégagée par l'oued Otmane à 600 m en amont d'Ouled Arbi (Benest, 1985).

Il s'agit d'une alternance de minces lits marneux à rares passées gréseux légèrement micacées et de calcaires argileux sombres. Cet ensemble affleure juste au-dessous de la grande falaise dolomitique inférieure de la vallée de Khemis. Ils sont d'âges Kimméridgien.

b.2.4. Dolomies de Tlemcen

Il s'agit des dolomies cristallines grises, cette série est bien exposée sur le versant occidental du Djebel Kossilet, grâce à l'entaille réalisée par l'oued Khemis, on peut admettre qu'elle débute à environ 100 m au-dessus du substratum des calcaire de Zarifet (Benest, 1985).

b.2.5. Calcaires de Stah

Epais de 29m, cette unité dans laquelle s'intercalent des niveaux marno-calcaires peu compacts débute par des calcaires et s'achève par des dolomies.

b.2.6. Marno-calcaires de Raourai

Du Kimméridgien moyen- Tithonique. Il s'agit de marnes grises, blanchâtres en surface intercalées de nombreux lits et bancs de calcaires marneux durs. Cette formation est limitée au sommet par les calcaires de Lato et dolomies de Terni.

b.2.7. Calcaire de lato et dolomies de Terni

Ils sont du Kimméridgien supérieur (Portlandien). La grande falaise sommitale qui surplombe les gorges de l'oued Khemis en amont du village du même nom, correspond à la deuxième masse dolomitique (Lucas, 1942), c'est-à-dire à l'ensemble formé par les calcaires de Lato et les dolomies de Terni (Benest, 1985).

b.2.8. Marno-calcaire de Hariga

Il s'agit d'une alternance de marnes et de marno-calcaires qui forment les 30 premiers mètres, visibles jusqu'au sommet de Djebel Kossilet (Benest, 1985).

6.2.3 Plio-Quaternaire

Représenté par des sédiments continentaux d'âges comparables bien que de natures variables. Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérométriques et hétérogènes, on y rencontre les faciès suivants :

- Les travertins : de puissants dépôts de sources disposés en masses et s'avancent en hautes falaises, ils sont jaunes, friables riches en débris végétaux.
- Le complexe de sédiments plio-villafranchiens : la bordure des massifs secondaires est soulignée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés et remaniés d'épaisseurs très variables mais toujours assez faibles.
- Des marnes rouges avec peu ou pas de galets plus ou moins tufeuses.
- Des anciennes alluvions allant des marnes alluvionnaires verdâtres aux galets en passant par les limons et les graviers. Nous ne trouvons que de petites terrasses sur les côtés de l'oued Khemis ou les paysans cultivent.
- Les limons, sables et graviers récents : les limons sont jaunes en général avec des couches rougeâtres, les galets se trouvent surtout en lits à la base des limons.



Figure II.12 : Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest & Bensalah, 1999)

II.6.3. Analyse structurale

II.6.3.1. Principales phases tectoniques

Une étude réalisée par (Elmi, 1973), explique les mouvements tectoniques dans la région de Rhar –Roubane.

a. Les découpages de la région en grands panneaux allongés WSW-ENE pas des failles liées aux structures Hercyniennes.

b. Une phase de serrage donne des plis à grand rayon de courbure.

c. La compression provoque deux décrochements :

□□ Accident NNE : senestre.

□□ Accident WNW-ESE : dextre.

d. Une nouvelle phase de serrage intervient sur un pays modelé par l'érosion.

□□ Dans les monts de Rhar-Roubane, elle accuse des différences entre zones stables et secteurs plissés.

II.6.3.2 Unités structurales

Les monts de Rhar –Roubane et leur prolongement vers l'Est forment un ensemble de relief grossièrement orienté SW-NE (fig.II.13) c'est le haut pays oranais (G.B.M. Flamand, 1911)

le plus souvent on a des alignements N 70 déviés par des accidents transversaux N 110-140 et N 20.

Ils représentent la continuité occidentale des monts de Tlemcen où la limite semble être masquée par la transversale de la Tafna (Elmi, 1970-1983) qui correspond au pli croiseur de Tenouchfi (Lucas, 1952) et qui joue essentiellement en décrochement senestre, le panneau occidental est caractérisé par l'existence du Horst de Rhar-Rouban orienté N 70, qui vient se noyer à proximité du barrage de Beni-Bahdel (Mekahli, 1988).

On distingue comme grandes unités structurales orientées WSW-ENE :

- L'Anticlinal du Djebel Hamra-Bouhlou.
- Le Synclinal de l'Azaira.
- La zone Anticlinal du Djebel Tmalouft.
- Le Synclinal du Djebel Ouinane.
- Le Horst de Rhar-Roubane (direction WSW-ENE essentiellement de terrains primaires).
- Un Vaste plateau du Ras- Asfour affecté de failles dans sa partie méridionale.
- La Zone haute de Tenouchfi.

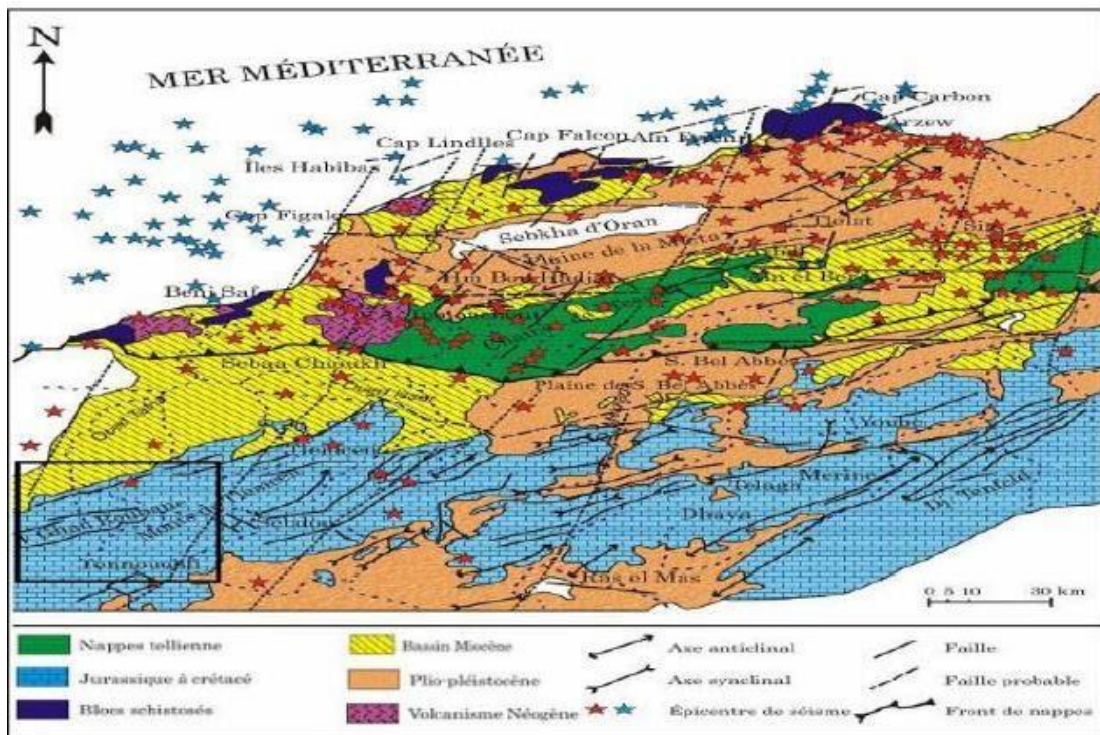


Figure II.13 : Carte structurale de l'Oranie Nord –Occidentale (Thomas, 1985).

II.7. Conclusion

Nous avons présenté dans ce chapitre les principales caractéristiques, géographiques, morphométriques et géologiques de la zone d'étude représentée par le bassin versant de l'oued Khemis. Ces caractéristiques sont présentées dans le tableau récapitulatif (tab.II.6) suivant :

Tableau. II.6 : Principaux paramètres physiques du bassin versant de l'oued Khemis.

| Caractéristiques | Unité | Valeurs |
|----------------------------------------------------|--------------------|---------|
| Surface (S) | km ² | 350 |
| Périmètre (P) | km | 93 |
| Indice de compacité de Gravelius (K _c) | ∟ | 1,39 |
| Longueur du rectangle équivalent (L) | km | 36,96 |
| Largeur du rectangle équivalent (l) | km | 9,47 |
| Altitude minimale (H _{min}) | m | 650 |
| Altitude maximale (H _{max}) | m | 1700 |
| Altitude moyenne (H _{moy}) | m | 1309,05 |
| Altitude médiane (H _{méd}) | m | 1350 |
| Dénivelée spécifique (D _s) | m | 361,07 |
| Indice de pente de Roche (I _p) | - | 2,89 |
| Indice de pente global (I _g) | - | 0,019 |
| Densité de drainage (D _d) | km/km ² | 3,22 |
| Fréquence des cours d'eau (F _s) | Km ² | 7,47 |
| Rapport de confluence (R _c) | - | 2,29 |
| Rapport des longueurs (R _L) | - | 1,38 |
| Coefficient de torrentialité (C _t) | - | 17,52 |
| Temps de concentration (T _c) | Heure | 6,61 |

II-2 Mise en oeuvre de la méthode

Dans le but de l'application des méthodes rationnelle. Nous avons procédé tout d'abord à l'identification des épisodes extrêmes des données des débits de la station de Béni-Bahdel durant la période [1976-2004].

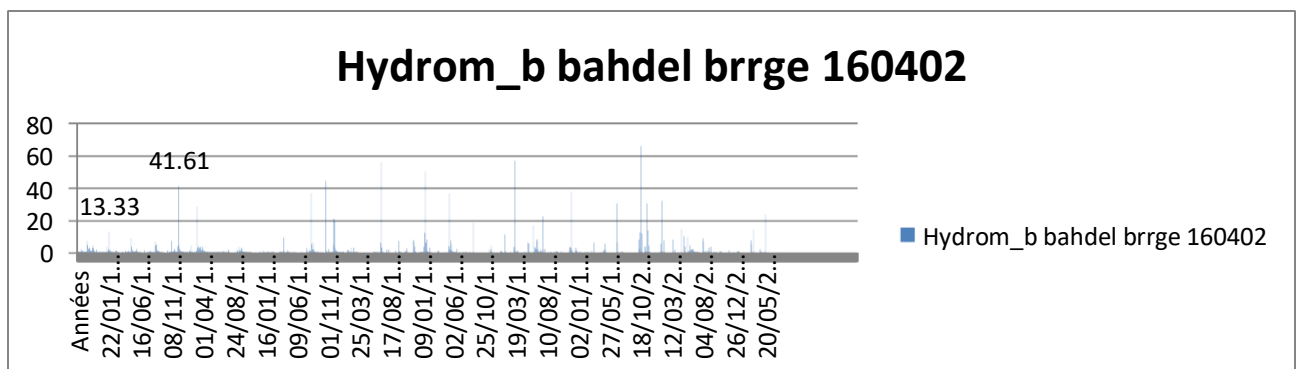


Figure. Répartition des évènements extrêmes dans le bassin étudié

Démarche et résultats

Etape 1 : Calcul du débit annuel à partir des caractéristiques physiographiques des bassins versants étudiés et de l'équation (1). On a donc pour le bassin de la Mentue à Yvonand : $2.33Q$

0,560,630,660.560.630,662.3332.330,00560,00560,167910526,7m/s QELALTAQ ---=...=..

Etape 2 : Calcul des débits pour les différents temps de retour (5, 20, 50 et 100 ans) en utilisant le débit de pointe annuel $Q_{2,33}$ estimé précédemment et la courbe de croissance établie pour la région donnée du bassin considéré (cf. figure 1-énoncé). Ici la Mentue est classée dans la région « Plateau » et on a :

- Q5=3552.331,2926,734,4m/s
- Q10=320202.331,7526,746,7m/s
- Q20=350502.332,0426,754,4m/s
- Q100= 31001002.332,2626,760,3m/s

Démarche et résultats

Etape 1 : Préparation de la série de données des débits de pointe.

- Trier les valeurs dans l'ordre croissant.
- Attribuer un rang à chaque valeur.

Etape 2 : Calcul de la fréquence empirique pour chaque rang (Hazen, équation (12)).

Etape 3 : Calcul de la variable réduite « u » du Gumbel (équation (11)).

Etape 4 : Représentation graphique des couples (u_i, x_i) de la série à ajuster (figure 1)

Etape 5 : Ajustement d'une relation linéaire de type $qx+u$ aux couples (u_i, x_i) (figure 1) et en déduire les deux paramètres a et b). Avec un ajustement de type graphique (à l'oeil), on a alors une estimation des paramètres a et b :

$$a = 25.5 \text{ et } b = 7.98$$

Etape 6 : Utilisation du modèle statistique pour estimer des débits de pointe de différents temps de retour T. Par exemple pour T=100 ans, on suit les étapes suivantes :

- Calcul de la fréquence de non-dépassement d'après la relation

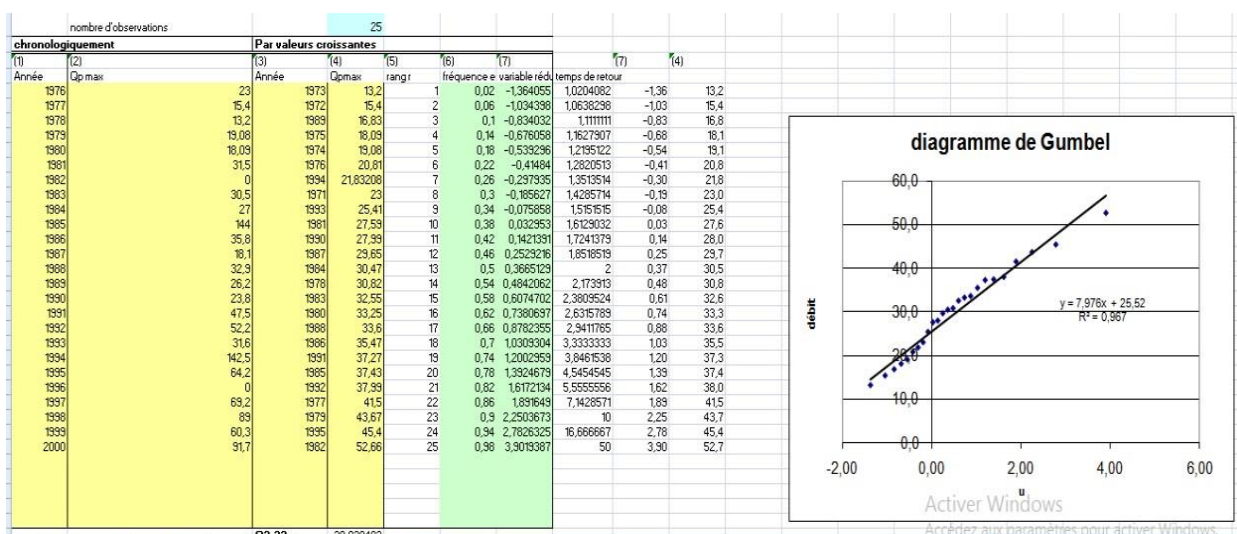


Figure 12 explication des débits par la méthode de Gumbel

| | | | | | | |
|-------------------------------------|-----------------|------|------|------|------|-------------|
| période de retour T= | T | 100 | 50 | 20 | 5 | 2,33 |
| probabilité de non dépassement de Q | F(Qp(T)) | 0,99 | 0,98 | 0,95 | 0,8 | 0,570815451 |
| variable réduite de Gumbel | u | 4,6 | 3,9 | 3,0 | 1,5 | 0,6 |
| Qp pour période de retour T | Qp[statistique] | 62,2 | 56,6 | 49,2 | 37,5 | 30,1 |

Figure 13 calcul des temps de retour

Méthode de « l'indice de crue

Le débit associé à un temps de retour de 2.33 ans (temps de retour de l'espérance mathématique d'une variable aléatoire distribuée selon une loi de Gumbel), noté généralement Q , peut-être régionalisée à l'intérieur d'un espace défini, à l'aide d'une relation de type empirique ou statistique (souvent fonction de la surface), qui permet d'estimer la valeur moyenne du débit annuel de temps de retour de 2,33 ans en tous points de cet espace par interpolation. Le passage de cette valeur moyenne à un débit moyen ou maximal de crue de temps de retour différent s'effectue à l'aide d'autres relations, validées sur la même zone. 233.

Pour la Suisse Occidentale, Niggli et al, 2000 proposent une formule de détermination du $Q_{2,33}$, dépendant de la surface du bassin considéré et d'un paramètre régional K . Elle se présente sous la forme suivante :

Estimation des débits de pointe de temps de retour 2.33, 5, 20, 50, 100 ans par la méthode rationnelle

Méthode à appliquer : la méthode pseudo-empirique de la formule rationnelle

Le concept de la méthode rationnelle doit son origine à un ingénieur irlandais Mulvaney responsable de drainage agricole au siècle dernier (1850). Malgré de nombreuses hypothèses simplificatrices, c'est probablement de loin la formule la plus connue et la plus utilisée essentiellement à cause de sa simplicité, mais aussi du fait que les séries de pluies sont souvent plus longues que celles des débits.

Le débit de pointe est calculé en fonction des caractéristiques physiographiques des bassins versants et de l'intensité des précipitations (estimée à partir des courbes IDF) selon l'expression suivante :

L'application de cette méthode nécessite l'identification des différents coefficients qui la caractérisent, à savoir, le coefficient de ruissellement Cr , le temps de concentration tc , l'intensité moyenne maximale de la pluie i .

L'estimation du coefficient de ruissellement : Il existe des tableaux de valeurs expérimentales de ce coefficient suivant le type de sol, sa couverture végétale et la pente du bassin. Si le bassin est caractérisé par des couvertures ou des pentes très différentes il est alors nécessaire de procéder à la détermination d'un nouveau coefficient de ruissellement moyen à l'aide d'une moyenne pondérée par les surfaces.

Estimation du temps de concentration : A défaut de mesures, le temps de concentration t peut être estimé par des formules empiriques, nous en retiendrons deux :

Formule de Ventura : $t_c = 3.76$

(4)

Formule de Passini : $t_c = 8.64 \frac{L}{L^2 I}$

(5)

t_c : Temps de concentration [min],

A : surface du bassin versant [km^2],

I : pente moyenne du bassin [%];

L : longueur du bassin [km].

Estimation de l'intensité moyenne maximale des précipitations : les méthodes et les formulations mathématiques pour estimer l'intensité critique pour un temps de retour T donné sont multiples. Rappelons qu'une hypothèse de la méthode rationnelle est que la durée de la pluie est égale au temps de concentration (t_c). Citons, à titre d'exemple :

⇒ L'utilisation d'abaques (courbes IDF pré-établies à une station donnée) ;

Démarche et résultats

Etape 1 : Estimation du coefficient de ruissellement moyen, pondéré par les surfaces. Pour le bassin de la Mentue, ce calcul est facilement réalisé à partir :

□ Des caractéristiques du bassin versant (surface et % occupation du sol – Tableau 2-énoncé).

$A = 105 \text{ km}^2$ dont $P(\text{forêt}) = 28,2 \%$, $P(\text{près}) = 66,8 \%$ et $P(\text{Urbain}) = 4,92 \%$.

□ Des valeurs caractéristiques des coefficients de ruissellement pour différents types d'occupation du sol, et différentes pentes (d'après figure 2 –énoncé) :

$I = 12,2 \%$ d'où : $Cr(\text{forêts}) = 0,075$; $Cr(\text{près}) = 0,15$ et $Cr(\text{Urbain}) = 0,9$

□ Et ainsi : $28,20,07566,80,154,920,90,1728,266,84,92Cr = 0,9$

Etape 2 : Estimation du temps de concentration d'après l'équation (4) ou (5) (ici on prend la formule (4) de Ventura).

$t_c = 3.76 \sqrt{A} = 12,2 \text{ min}$

Etape 3 : Estimation de l'intensité critique de pluie pour T et de durée $t = t_c$ d'après l'équation (6) ou (7) ou encore d'après les courbes IDF pré-établies à la station représentative du bassin (Tableau 3-énoncé). Ici on prend la formule (6) et les données des coefficients a, b de la formule IDF du tableau 4 –énoncé.

Pour la Mentue :

| | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|
| T [ans] | 100 | 50 | 20 | 5 | 2.33 |
| a | 894 | 784 | 660 | 503 | 414 |
| b | 0.72 | 0.71 | 0.70 | 0.70 | 0.71 |

Etape 4 : Estimation des débits de pointe pour les différents temps de retour T d'après la formule rationnelle, i.e. l'équation. **Estimation des débits de pointe de temps de retour 2.33, 5, 20, 50, 100 ans par la méthode statistique (nécessite une longues séries de débits)**

Méthode à appliquer : ajustement statistique d'une série de données

L'analyse fréquentielle d'une longue série de débits maximaux permet de déterminer le temps de retour d'une valeur particulière. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en oeuvre d'un **modèle fréquentiel**, qui est une équation décrivant (modélisant) le comportement statistique d'un processus. Ces modèles décrivent la **probabilité d'apparition** d'un événement de valeur donnée. C'est du choix du modèle fréquentiel (et plus particulièrement de son type) que dépendra la validité des résultats de l'analyse fréquentielle.

Un modèle fréquentiel très souvent utilisé pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes est la distribution statistique de Gumbel (loi double exponentielle, ou loi de Gumbel). La fonction de répartition de la loi de Gumbel $F(x)$ s'exprime de la manière suivante

L'avantage d'utiliser la variable réduite est que l'expression d'un quantile est alors linéaire ().
 $qqbuax+=$

En conséquence, dès lors que les points de la série à ajuster peuvent être reportés dans un système d'axes $ux-$, il est possible d'ajuster une droite qui passe le mieux par ces points et d'en déduire les deux paramètres a et b de la loi. Il existe différentes méthodes d'ajustement : méthode graphique (ajustement à l'oeil ou à l'aide d'une régression statistique), méthode des moments ect.

En pratique il s'agit essentiellement d'estimer la probabilité de non dépassement $F(x_i)$ qu'il convient d'attribuer à chaque valeur x_i . Il existe de nombreuses formules d'estimation de la fonction de répartition à l'aide de la fréquence empirique. Elles reposent toutes sur un tri de la série par valeurs croissantes permettant d'associer à chaque valeur son rang r . Des simulations ont montré que pour la loi de Gumbel, il faut utiliser la fréquence empirique de Hazen :

CONCLUSION GENERALE

Il y a une grande variabilité des débits de pointes estimés selon les différentes méthodes et formules. Il faut choisir la méthode selon son domaine d'utilisation et en considération avec des valeurs observées si elles sont disponibles. Dans cette étude les séries observées sont assez longues pour nous aider à déceler certaines tendances.

Il faut se rappeler les remarques suivantes :

1) On a uniquement des estimations grossières vues les nombreuses sources d'incertitude.

□ **Méthode statistique** : L'ajustement de Gumbel n'est pas forcément le plus approprié (il y a d'autres types possibles d'ajustements dans le Polycopié Hydrologie Fréquentielle pu dans l'annexe du cours Hydrologie Appliquée). Si l'ajustement est réalisé sur des séries trop courtes, cela peut conduire à des estimations loin de la réalité...

□ **Méthode régionale** : Cette méthode implique le calcul des débits uniquement en fonction des caractéristiques des bassins versants. Si les bassins à étudier ne sont pas homogènes (caractéristiques prédominantes non prises en compte dans les paramètres de régionalisation), l'utilisation d'une formule régionale donnera forcément des Q_p très différents des estimations obtenues par la méthode régionale.

□ **Méthode rationnelle** : Une des limites de cette méthode est le problème posé par les multiples formules et abaques nécessaires pour estimer le temps de concentration, le coefficient de ruissellement et l'intensité des précipitations. Un autre problème classique de cette méthode est l'hypothèse sur les temps de retour : $T(\text{pluie})=T(\text{débit})$. Enfin, l'estimation du coefficient de ruissellement peut être délicate. De plus rappelons que le Cr n'est pas égale dans l'espace ni dans le temps ni pour des temps de retour différents.

2) Domaine de validité des méthodes :

□ **Méthode statistique** : appropriée pour les bassins versants avec de longues séries de débit ;

□ **Méthode régionale** : appropriée pour des bassins versants $> 10 \text{ km}^2$ et souvent plus approprié pour les grands temps de retour;

□ **Méthode rationnelle** : appropriée pour les petits bassins versants $< 3 \text{ km}^2$.