

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**

**MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA  
RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

**Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed**



**Faculté des Sciences de la terre et l'univers**

**MÉMOIRE**

**En vue de l'obtention du diplôme de master**

**Spécialité: hydro système et ressource en eau**

**Thème**

**CARACTERISTIQUES HYDROMORPHOLOGIQUES DU BASSIN  
VERSANT DE L'OUED DEFFA ET RISQUE D'INONDATIONS. EL  
BAYADH, ALGERIE**

**Présenté par :**

**BOUFENIK Mansoura**

**BOUFENIK Hasnia**

Soutenu le 04 novembre devant la commission d'examen :

**Mm Ablaoui Halima** Président

**Mr Foukrache Mohamed** Encadreur

**Mr Boursali Toufik** Examineur

Oran.2020

### *Remerciements :*

*On tient à exprimer notre profonde gratitude envers notre DIEU, pour sa clémence et pour m'avoir donné le courage, la volonté ; l'espoir et surtout la santé pour réaliser ce mémoire.*

*Nos plus remerciements s'adressent à notre promoteur Dr.FOUKRACHE pour son assistance précieuse, ses conseils judicieux et de son encadrement pour la réalisation de ce mémoire.*

*Nos remerciements très sincèrement à monsieur LAARAJ NOUR pour leurs aides et qui nous donne les informations et les données pour compléter notre travail.*

*Nous remercions très sincèrement à M.m ABLAOUI HALIMA pour accepter la présidence de ce jury.*

*Merci à M.r BOURSALI TOUFIK qui a bien voulu d'examiner ce travail et faire partie de ce jury de ce mémoire.*

*Nous n'oublions pas de présenter nos chaleureux remerciements à tous mes enseignants du départements de la faculté des sciences de la terre :Universités d'Oran 2 . auxquels nous dois beaucoup pour nos formations .*

## *Dédicace*

*Je dédie ce modeste travail :*

*A mes très chers parents **ABED EL KADER** et **FATMA** : pour leur amour, leur patience et leur confiance, le dieu leurs accorde une longue vie.*

*A mon oncle abbes (allah yarhamk)*

*A mon frère :lahcen*

*A mes sœurs :chaimaa ,maoiza ,dalale .*

*A mes grandes parentes.*

*A mon fiancé amine*

*A toute la famille boufenik et dennaka*

*A mes chers amis :mansoura ,zineb ,chaimaa,keltouma ,fatiha :*

## *Dédicace*

*Je dédie ce modeste travail :*

*A mes chères parent : el Habib et Fatima.*

*A qui je dois ma réussite, aux personnes les plus chères dans ce monde, à ma mère et mon père, pour leur amour, confiance et leur soutien tout au long de ces années d'étude.*

*A mon oncle Abbas (allah yarhamk)*

*A mes chères frères : Omrane, Ibrahim et Abed El kader.*

*A mes chères sœurs : Hadjira, djihad et Manel*

*A mes grands-parents et à toutes les familles Boufenik*

*A ma cousine : Meriem pour leur aide et leur conseil*

*A mes chères amis : Hasnia, Zizou, chouchou, Keltouma, Chaimaa, asmaa, et  
Amina.*

## **Résumé**

A l'échelle du bilan hydrique sur l'ensemble du bassin versant de l'oued Deffa , on peut admettre que les pertes en eau par évapotranspiration sont sensiblement égalisées par les apports comme le montre la répartition saisonnière des précipitations.

L'étude du régime hydrologique a permis de déterminer les débits de pointe des crues de fréquences caractéristiques à l'entrée d'oued d'effa en utilisant la méthode de GRADEX et les formules empiriques appropriées.

Mot clé : El Bayadh-Oued Deffa-Inondation –bassin versant- Crue-Débit.

Chapitre I : considération général

I.1 Introduction .....	02
I.2. Cadre régionale .....	02
I.3. cadre géographique. ....	03
I.4. cadre géologique. ....	03
I.5. Cadre climatique. ....	05
I.5 .1 Introduction.....	05
I.5.2 Précipitation.....	06
I.5.3 La température .....	08
I.5.4 L'évaporation.....	11
I.5.5. caractéristique du climat.....	12
I.6. Conclusion .....	19

Chapitre II : caractéristiques morphométriques

I. Introduction.....	21
I .1 Caractéristiques morpho métriques.....	21
I.1.1 Surface, périmètre, et talweg principal.....	21
I.1.2 Caractéristique de forme.....	22
a. Indice de compacité de GRAVELUS .....	22
b. Le coefficient d'allongement.....	22
c. La largeur moyenne.....	22
I.1.3. Le rectangle équivalent .....	22
I.1.4. Les reliefs .....	23
I.1.5. Caractéristique des altitudes (hypsométrie).....	24
I.1.6. Courbe hypsométrique.....	26
I.1.7. Les caractéristiques des altitudes .....	27
a. L'altitude médiane .....	27

# TABLE DE MATIERE

---

b. Les altitudes maximales et minimales .....	27
c. L'altitude moyenne.....	27
I.1.7.Les indices de la pente .....	28
a. Réalisation de la carte des pentes.....	28
b. La pente moyenne du bassin versant .....	28
c. Calcul du temps de concentration .....	29
d. Vitesse moyenne de ruissellement .....	32
e. Indice de pente roche .....	32
f. Indice de pente globale.....	33
I.2.Caractéristique du réseau hydrographique .....	34
I.2.1.La densité de drainage. ....	35
I.2.2 Le rapport de confluence .....	35
I.2.3.La fréquence des cours d'eau .....	36
I.2.4. Coefficient de torrentialité .....	36
I.2.5.Conclusion .....	37
Chapitre : risque d'inondation au niveau de l'oued deffa	
I .Introduction .....	39
I .1La crue .....	39
I .2Inondation .....	40
I .2.1Les grands types d'inondation .....	40
a. Inondation des plaines.....	40
b. les inondations et le ruissellement des eaux pluviales.....	41
c. Inondation torrentielle et inondation torrentielle rapide.....	42
d. inondation causée par la remontée de nappe des eaux souterraines.....	43
e. Inondation submersible marine.....	43
f. Inondation de barrage de protection.....	43
I .2.2Les causes et origines des inondations .....	44

## TABLE DE MATIERE

---

a. Causes d'origine naturelle.....	44
b. Causes d'origine humaine directe.....	44
c. Causes d'origine humaine indirecte.....	44
I .2.3Les inondations en Algérie.....	44
I .2.3.1 Historique des inondations de la ville d'El Bayadh.....	47
I .2.3.2Inondations d'El Bayadh-1er octobre 2011.....	48
I.3 Modélisation hydrologique .....	50
I.3.1 Introduction .....	50
I.3.2Données d'entrées.....	50
I.3. 3 Calcul des débits de pointe.....	50
I.3.3.1 calcul des débits de pointe par la méthode de GRADEX.....	50
I .3.3.2Ajustements par la loi de Gumbel.....	50
I.3. 4 Principe de la méthode.....	51
I.3. 5 Méthode à appliquer .....	52
a. Méthode des moments.....	52
b. Méthode de GRADEX.....	56
c. Calcul des débits des crues par les formules usuelles.....	56
c.1.Méthode rationnelle.....	56
c.2Formule de Mac math.....	58
c.3Formules de Mallet et Gauthier.....	59
c.4Formule de Fuller II.....	59
c.5Formules de Hazan _Lazarevic.....	60
I.3. 6Application de la méthodologie .....	61
I.3. 6.1Le début de point.....	61
a. Méthode de GRADEX .....	61
I.3. 6.2Estimation du débit de référence.....	64
I.3. 6.3calcul de la lame d'eau ruisselée et du volume pour la fréquence 10 ans.....	66
a. Méthode rationnelle .....	68
b. Méthode de mac math .....	68
c. Méthode de mallet et Gauthier .....	69
d. Méthode de fuller II.....	69



## TABLE DE MATIERE

---

e. Méthode de Hazan-Lazarevic.....	69
f. Synthèse et conclusion .....	70
I.3. Conclusion .....	70
Conclusion générale.....	71

# **Chapitre I**

## **Considération général**

## I.1.Introduction général :

L'eau peut être une source bénéfique comme elle peut être une source de problèmes. Elle présente des situations de paradoxe, d'une part de pénuries et d'une autre part d'inondations. Ce dernier cas constitue un risque majeur sur le territoire national et dans le monde entier.

Les risques d'inondations sont dus à l'interaction complexe de plusieurs facteurs, c'est le résultat de la concordance de paramètres topographiques, géologiques, hydrologiques et météorologiques. Cependant, elles ne sont pas toujours procréées par des événements exceptionnels car elles peuvent avoir lieu suite à des épisodes météorologiques ordinaire en étant favorisées par l'intervention d'autres paramètres tel que: l'urbanisation anarchique, l'aménagement des territoires et le manque d'entretien des cours d'eau.

L'étude que nous avons menée est scindée en trois chapitres bien distincts :

- le premier chapitre a été consacré à la présentation de la zone d'étude et nous informe sur sa localisation, le climat dominant, la géologie du terrain ainsi que la situation actuelle de l'Oued.
- le deuxième chapitre traite l'étude hydrologique du bassin versant.
- le troisième chapitre définit le phénomène d'inondations et leurs types en citant les plus grandes inondations d'Algérie. Elle traite les différentes méthodes et les formules utilisée pour calcul du débit de crue.

## I.2.Cadre Régional:

La wilaya d'El Bayadh est limitée au Nord par les Wilayas de Saida et Tiaret, à l'Est et au Sud Est par Laghouat, Ghardaïa et Adrar ; à l'Ouest par Sidi Bel Abbas, et au Sud-Ouest par Naâma et Bechar. Occupant une superficie de 71 697 km<sup>2</sup>, soit 3% du territoire national, elle s'étend du Chott Echergui à l'Erg Occidental et y est dominée par les monts du djebel Amour de la chaîne Atlas Saharien. Cette Wilaya est constituée de 03 zones distinctes qui sont :

**La zone des Hautes Plaines (8778 km<sup>2</sup>)** : composées de 06 communes. Cette zone se caractérise par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations, la gelée (40 à 60 jour) et la présence de vents chauds (sirocco) avec des périodes sèches. Sur le plan bioclimatique, cette zone fait partie de l'étage aride frais.

**La Zone de l'Atlas Saharien (11846 km<sup>2</sup>)** : composé de 13 communes. Elle présente une situation bioclimatique (semi-aride froid) et bénéficie de l'apport en eau et alluvions provenant des sommets et versants des reliefs montagneux. Les précipitations sont relativement plus importantes par rapport aux autres zones.

**La Zone Pré- Saharienne (51073 km<sup>2</sup>)** : constituée de trois communes, est la partie la plus désavantagée. Elle représente la superficie la plus importante de la Wilaya soit 71 % de la Superficie **totale (Larbi Abid)**.

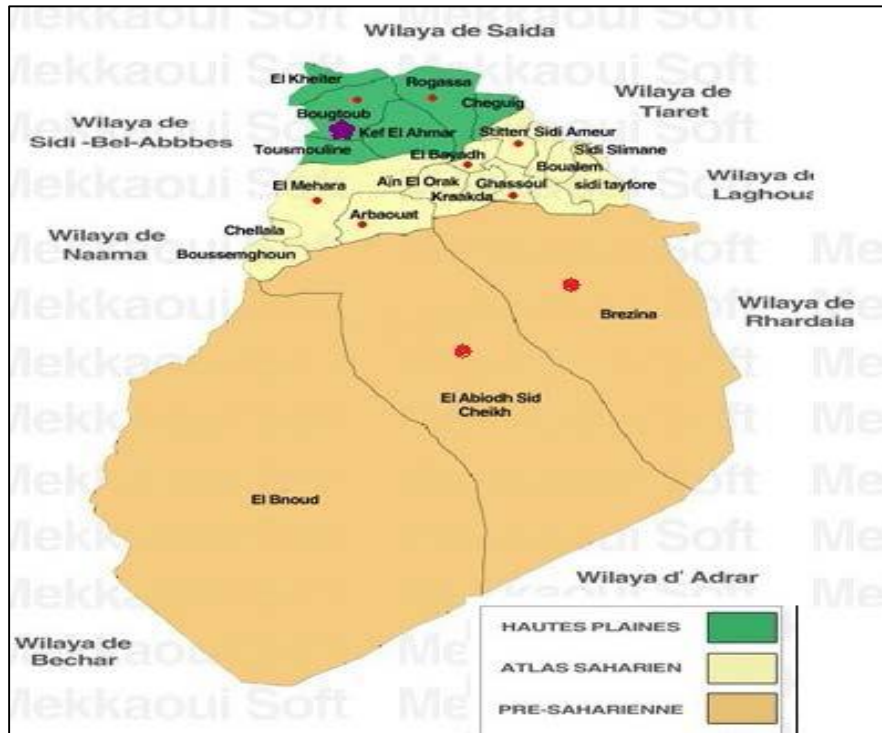


Figure 1 : les limites géo-administrative de la Wilaya d'El Bayadh.

### I.3.Cadre géographique :

Géographiquement, la Wilaya est comprise entre les parallèles 30° 42'et 34° 28' de l'altitude Nord et entre les méridiens de longitude 0° 24' à l'Ouest fuseau 30 et 2° 16' à l'Est fuseau 31.

Elle s'étend sur une superficie de 71 697 km<sup>2</sup>, soit 3 % du territoire national. Elle s'étend du Chott Echergui à l'Erg Occidental et est dominée par les trois monts du djebel Amour de la chaîne Atlas Saharien, le Boudergua 1873 mètres, majestueux par sa masse avec ses vestiges du poste optique, El Ouastani 1878 mètres et le grand Ksel avec 2008 mètres (**Andi, 2013**).

### I.4.Cadre Géologique :

La feuille d'El Bayadh couvre une partie de plus typique de l'atlas saharien entre la Région occidentale des grands affleurements jurassique et celle plus orientale ou dominant les Terrains crétaqués. Nous nous contentons de décrire que les terrains mésozoïques constituant l'ossature de l'assise géologique centrée sur le bassin considéré.

### A. Le Trias

Il est localisé généralement au cœur des anticlinaux en contact anormal, sous forme de diapirs ou des éjections le long des accidents tectoniques. Il est présent au flanc nord de Dj. Aissa et à l'extrémité NE de Dj. Gantara.

### B. Le Jurassique

- Lias: les dépôts sont observés dans la partie occidentale de la Wilaya, au niveau du Djebel Souiga et Melah. Les terrains sont représentés par des dolomies et des calcaires (300 m, d'épaisseur).

- Dogger: il affleure dans la même région, constitué de dolomies cristallines très dures Ayant une puissance de 300 m.

- Malm:

- Callovo-oxfordien: formé principalement par des grès de teinte grise très durs, à intercalations d'argile et de calcaire, la puissance varie de 800 à 1500 m.

- Kimméridgien : il est composé de deux faisceaux :

- Un faisceau inférieur constitué par des argiles gréseuses verdâtres à petits bancs de calcaire, la puissance varie de 125 à 200 m.

- Un faisceau supérieur constitué d'une alternance de bancs de grès avec des argiles gris verdâtre de 600 à 650 m d'épaisseur.

### C. Infra Crétacé

Il s'agit de 500 à 600m de grès compris entre les calcaires kimméridgiens et les premiers bancs marneux attribués aux Crétacé inférieur (Cornet, 1952).

### D. Crétacé

Cet âge est bien développé dans la région:

- Valanginien-Hauterivien : il est marqué par deux faisceaux:

- Faisceau inférieur : formée d'argile verte à petits bancs de calcaire gris et Jaunâtre

- Faisceau supérieur: représenté par une alternance de grès et d'argiles à petits bancs de calcaire.

- Barrémien - Aptien: ils sont composés de grès alternant avec des argiles de couleur rouge brun.

- Cénomaniens : cet étage comprend deux formations :

- La formation inférieure est caractérisée par une sédimentation de grès verdâtres et gris brunâtre, à intercalation d'argile.

- La formation supérieure est représentée par des bancs de gypses de 0.1 à 2.5m d'épaisseur.
- Turonien: les terrains sont représentés par une assise de calcaire pélitomorphe, massif et dur, de 30 à 120 m d'épaisseur.

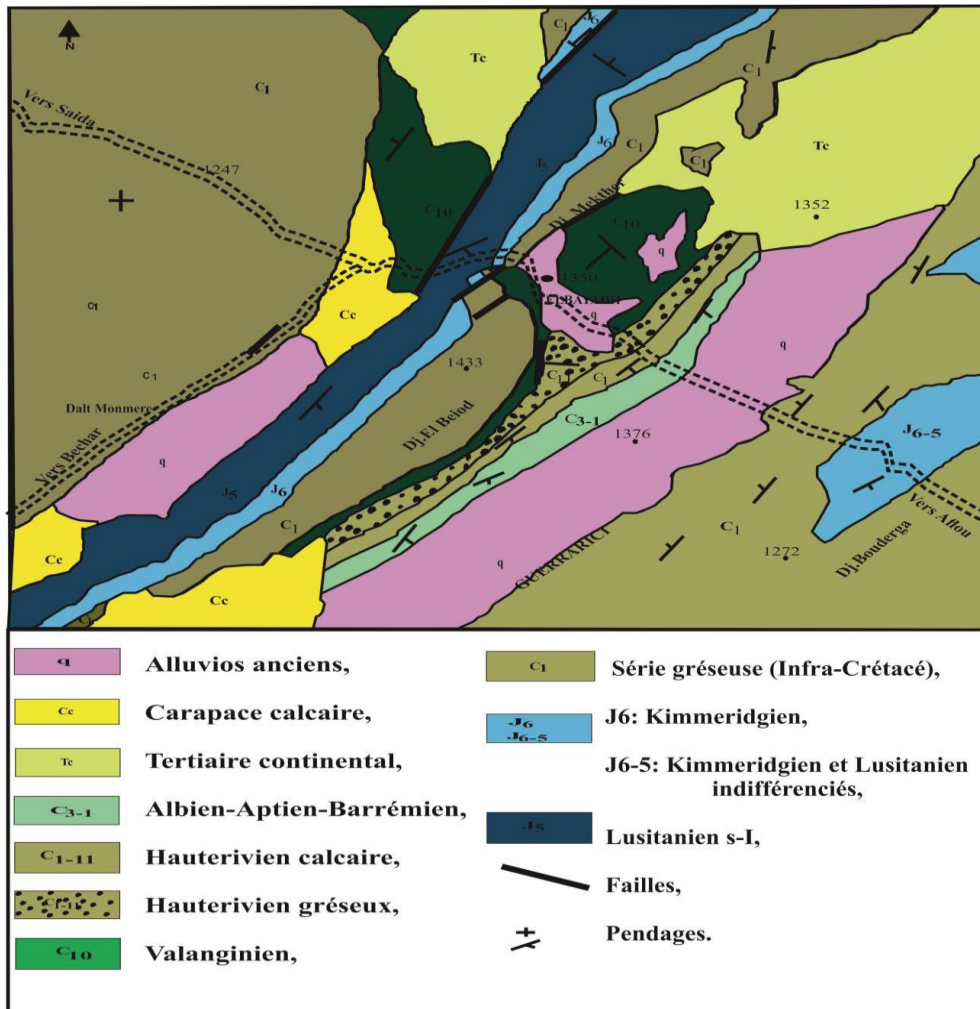


Figure 2 : Extrait de la carte géologique d'El Bayadh au 1/200.000 (Cornet, 1952, modifié).

### I.5.Cadre climatique :

#### I.5.1.Introduction :

L'une des majeures causes de la dégradation et de la détérioration de l'état de la steppe notamment de la région d'El Bayadh, c'est bien la sécheresse. Ce phénomène est dû aux variations de deux principaux facteurs climatiques, d'une part aux températures élevées et d'autre part, à une faible pluviométrie (Le Houerou, 1995). Le climat méditerranéen est caractérisé dans son ensemble par l'alternance de deux saisons bien distinctes : l'une chaude et sèche caractérisant la période estivale et l'autre, pluvieuse et relativement froide durant les

saisons Automne et Hiver. Le climat des zones Steppiques est de type méditerranéen se caractérisant particulièrement par des précipitations plus faibles et présentant une grande variabilité inter mensuelle et interannuelle à des régimes thermiques relativement homogènes et très contrastés de type continental (Pouget, 1980).

Nous avons pris en considération les données climatiques de la station d’El Bayadh dont les caractéristiques sont les suivantes :

- Altitude 1341 m
- Longitude 1°00 E
- Latitude 33°40

La station d’El Bayadh	Code	X (km)	Y (km)	Période d’observation
	81202	342 ,2	59 ,1	1980-2012

Tableau 1 : Identification de la station pluviométrique (la direction des ressources en eau de la Wilaya d’El Bayadh).

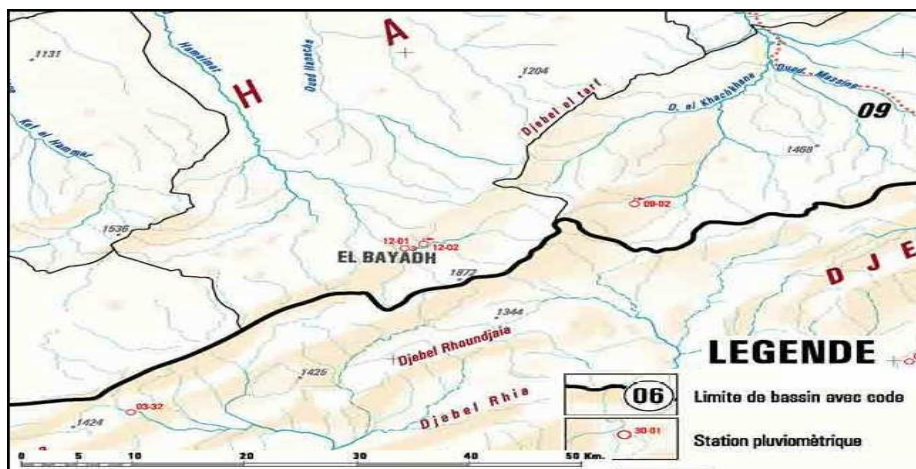


Figure 3 : Localisation de la station pluviométrique d’El Bayadh (La direction des ressources en eau d’El Bayadh).

**I.5.2 précipitation :**

Les précipitations caractérisent la balance climatique d’une région, par leur intensité, leur fréquence et leur irrégularité. Les pluies ont une influence importante sur le modèle de la région (Damagnez, 1975).

### A) Analyse des précipitations mensuelles :

Le tableau suivant représente les précipitations moyennes mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.

Mois	SEPT	OCT	NOV	DEC	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
Précipitation (mm)	26,0	34,9	25,4	23,0	22,8	19,2	30,2	25,7	21,6	16,9	4,6	13,1

Tableau 2 : Précipitations moyennes mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012

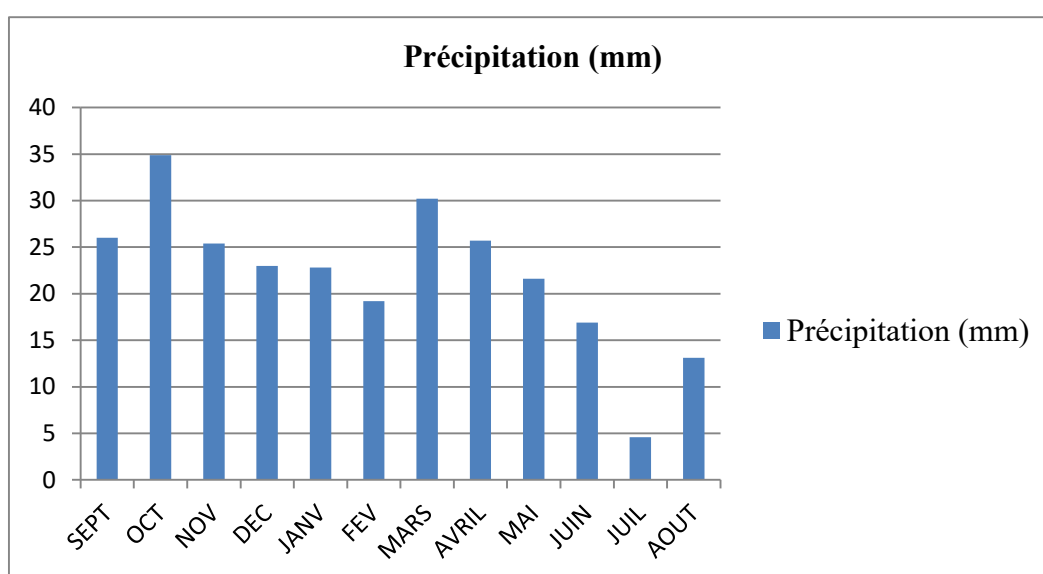


Figure 4 : Précipitations moyennes mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.

Nous pouvons remarquer que le mois le plus pluvieux est octobre avec 34,9 mm par contre le mois de juillet a enregistré la plus faible valeur de 4,6 mm.

- le mois le plus pluvieux : octobre
- Pluie minimale : juillet
- Pluie maximale : 34,9 mm
- le mois le plus sec : 4,6 mm



### B) Analyse des précipitations saisonnières :

La variation saisonnière des précipitations est résumée dans le tableau N°03 ; elle est obtenue à partir des valeurs moyennes mensuelles de lame d'eau enregistrée à la station d'El Bayadh afin de quantifier la part moyenne de chaque saison.

Saison	Précipitation (mm)	Précipitation(%)
Automne	86 ,3	32,76%
Hiver	65	24 ,68%
Printemps	77 ,5	29,42%
Été	34,6	13 ,14%

Tableau 3 : la répartition saisonnière des pluies dans la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.

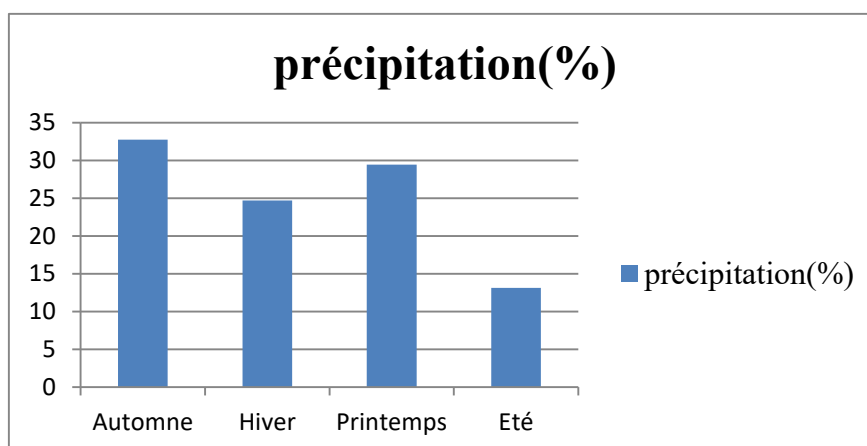


Figure 5: la répartition saisonnière des précipitations dans la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.

Ceci permet de caractériser le climat de la région par un indice saisonnier de type APHE. Ainsi, cette répartition des précipitations traduit une nomenclature d'apport en eau contribuant à la régularisation des écoulements superficiels et souterrains à l'abri des pertes en eau par les phénomènes d'évapotranspiration.

### I.5.3 La température :

La température est une grandeur intensive, qui peut être mesurée de deux façons différentes :

- A l'échelle atomique, elle est liée à l'énergie cinétique moyenne des constituants de la matière.

- Au niveau macroscopique, certaines propriétés des corps dépendant de la température (volume massique, résistivité électrique, etc...) peuvent être choisies pour construire des échelles de température (Cira.2007).

**A) Analyse des températures moyennes annuelles :**

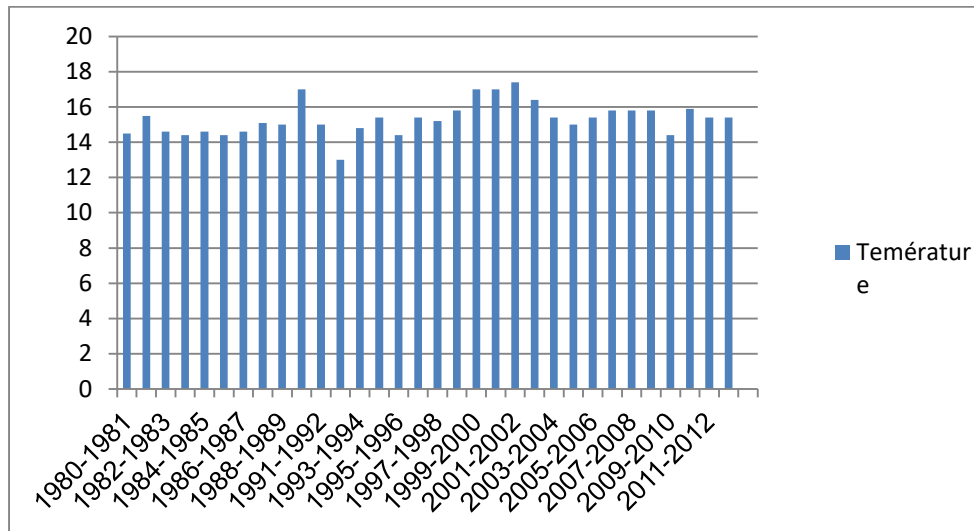


Figure 6 : Températures moyennes annuelles de la station d’El Bayadh durant la période 1980-2012.

On remarque que la température moyenne annuelle maximale est de 17,72 C° elle est enregistrée pendant l’année 2000/2001, tandis que la température moyenne annuelle minimale est de 13,26C° obtenue durant l’année 1991/1992.

**B) Analyse des températures moyennes mensuelles**

Le tableau ci-dessous représente les températures moyennes mensuelles de la station d’El Bayadh durant la période 1890-2012.

Mois	SEPT	OCT	NOV	DEC	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
Précipitation (mm)	22,4	16,03	9,83	5,8	4,73	6,58	10,06	13,12	17,96	24,06	27,8	27,14

Tableau 4 : Températures moyennes mensuelles de la station d’El Bayadh durant la période 1980-2012.

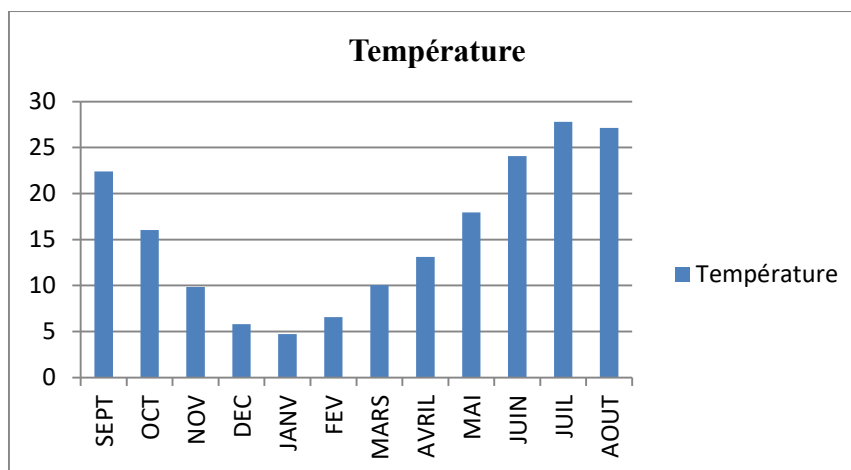


Figure 7 : Température moyenne mensuelle de la station d’El Bayadh durant la période 1980-2012

On remarque que la température moyenne mensuelle maximale est de 27.8 C° elle est enregistrée au mois de juillet, tandis que la température moyenne mensuelle minimale est de 4.73C° obtenue au mois de janvier.

**C) Analyse des températures moyennes mensuelles maxima et minima :**

Les moyennes mensuelles des températures maxima Tmax(C°)

Les moyennes mensuelles des températures minima Tmin(C°)

Les moyennes mensuelles et annuelles des températures moyennes Tmoy (C°)

mois	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOT
Tmax (C°)	27,81	21,82	14,53	16,00	9,96	11,61	15,6	18,83	24,48	30,36	34,94	33,93
Tmin (C°)	15,57	10,65	4,93	1,77	1,26	1,43	4,30	6,78	11,54	16,73	20,79	20,16
Tmoy (C°)	21,69	16,24	9,73	8,89	5,61	6,52	9,95	12,81	18,01	23,55	27,87	27,05

Tableau 5 : Les différentes températures mensuelles dans la station d’El Bayadh durant la période 1991-2012.

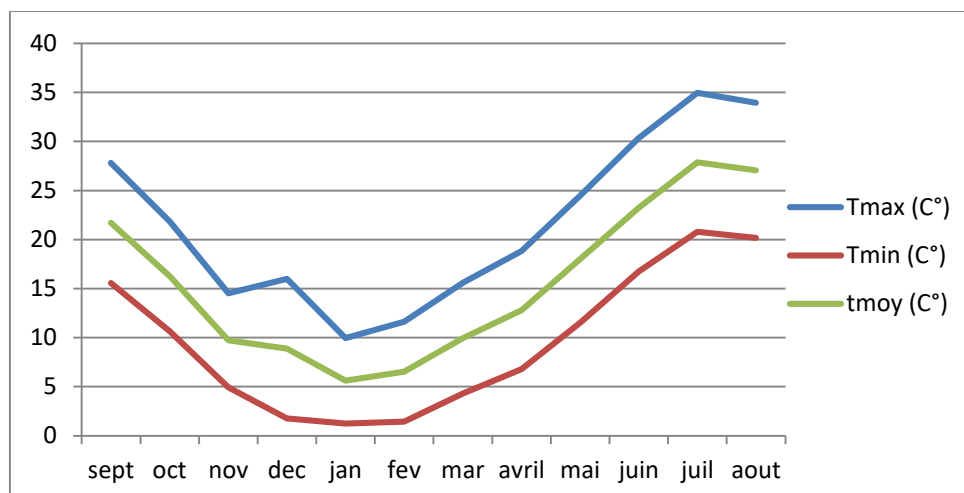


Figure 8 : Variation des différentes températures mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.

On remarque que les températures moyennes mensuelles maximales sont comprises entre 9,96 C° en janvier et 34,95 C° en juillet. Les moyennes mensuelles minimales varient entre 1,26 C° en février et 20,79 C° en juillet. Quant aux températures moyennes entre le maxima et minima observés, nous notons un minimum au mois de janvier de 5,61 C° et un maximum de 27,87 C° en juillet.

#### I.5.4 L'évaporation :

Le tableau suivant représente les moyennes mensuelles de l'évaporation d'El Bayadh durant la période 1991-2000.

Mois	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOT	moy
Evaporation (mm)	268,1	176,0	102,7	73,1	71,3	104,3	139,1	197,2	263,2	335,1	452,5	427,6	248,79

Tableau 6 : l'évaporation moyenne mensuelle de la station d'El Bayadh durant la période 1991-2000.

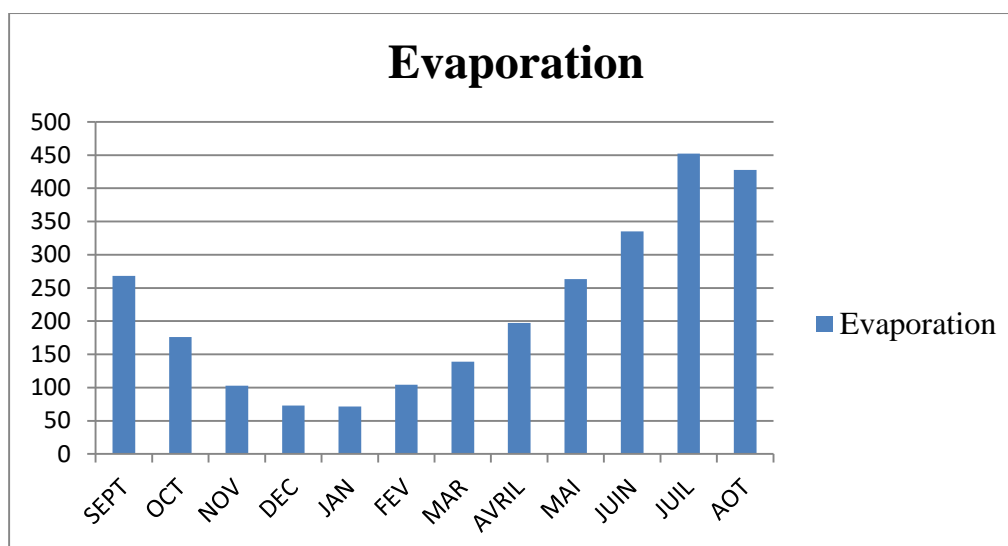


Figure 9 : l'évaporation moyenne mensuelle de la station d'El Bayadh durant la période 1991-2000.

On remarque que l'évaporation moyenne mensuelle laisse apparaître un maximum d'évaporation aux mois de juin-juillet-aout avec des valeurs comprises entre 355,1 mm et 452,5 mm. Les minimas d'évaporation sont enregistrés aux mois de décembre et janvier avec des valeurs inférieures à 74 mm.

### I.5.5 Caractéristiques du climat :

#### A) Méthode de bagnouls et gausсен :

Le diagramme pluvio-thermique de gausсен et bagnouls est une méthode graphique permettant de visualiser en parallèle la distribution des précipitations et des températures.

	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
P(mm)	26	34,9	25,4	23,0	22,8	19,2	30,2	25,7	21,6	16,9	4,6	13,1
T (C°)	22,04	16,03	9,83	5,8	4,73	6,58	10,06	13,12	17,96	24,06	27,8	27,14
2T (C°)	44,08	32,06	19,66	11,6	9,46	13,16	20,12	26,24	35,92	48,12	55,6	54,28

Tableau 7 : les moyennes mensuelles des précipitations et des températures à la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.

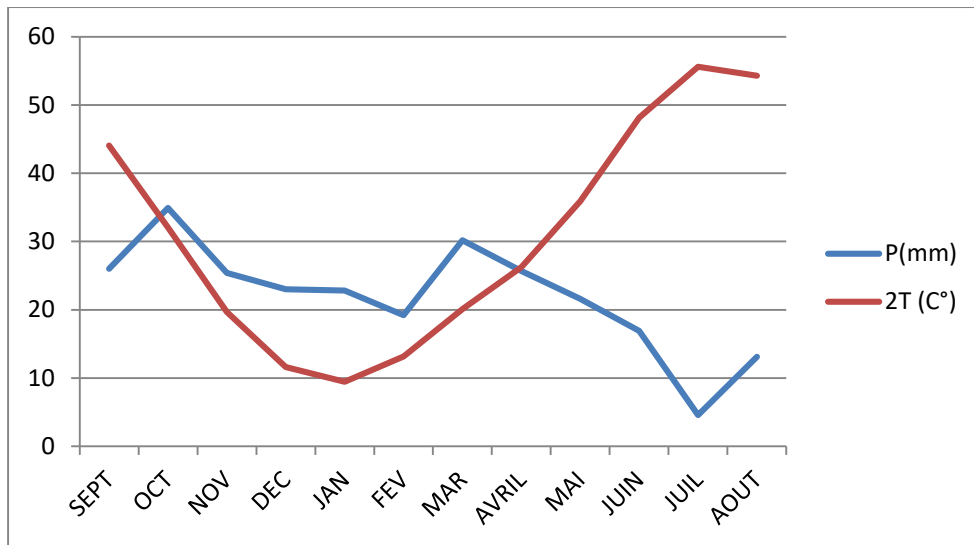


Figure 10: Diagramme ombrothermique de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.

L'examen des données relatives au diagramme ombrothermique de la station d'El Bayadh montre qu'on a une période sèche pour le mois de septembre, et du mois d'avril jusqu'au mois d'Aout. Tandis que la période humide s'étale du mois d'octobre jusqu'au mois de mars.

**B) Les indices climatiques :**

**B.1.Indice DEMARTONNE:**

Il est donné par la relation :

$$I=P/(T+10)$$

Avec :

I : indice d'aridité de DEMARTONNE ;

P : précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : Températures moyennes annuelles (C°) ;

Suivants les valeurs de(I) ; DE MARTONNE a établi la classification suivante :

$I < 5$	Climat hyper aride
$5 < I < 7.5$	Climat désertique
$7.5 < I < 10$	Climat steppique
$10 < I < 20$	Climat semi-aride
$20 < I < 30$	Climat tempéré

Le tableau ci-dessous montre la précipitation moyenne annuelle et la température moyenne annuelle, et l'indice d'aridité calculé pour la station d'El Bayadh pour la période 1980-2012. Nous remarquons à travers les valeurs obtenues de l'indice d'aridité que la région appartient au climat semi –aride, ce qui est conforme à ce qui est connu pour la zone d'étude considérée.

Le tableau ci-après résume les résultats de calcul de l'indice d'aridité.

Zoned'étude	Température	précipitations	Indiced'aridité	Type de climat
El bayadh	15.43C°	263.44mm	10.63	Semi-aride

Tableau 8 : Résultats du calcul de l'indice d'aridité pour la zone d'étude.

## B.2 Indice d'aridité mensuel(i) :

$$I=12*p/(t+10)$$

On aura :

mois	Sept	oct	Nov	déc	Jan	fev	mar	Avr	mai	Jui	Juil	Aout
P(mm)	26	34.9	25.9	23.00	22.8	19 .2	30.2	25.7	21.6	16.9	4.6	13.1
T(c°)	22.04	16.03	9.83	5.80	4.73	6.58	10.06	13.12	17.96	24.06	27.80	27.14
I	9.74	16.09	15.37	17.47	18.57	13.90	18.07	13.34	9 .27	5.95	1.46	4.23

Tableau 9 : Valeurs de l'indice d'aridité mensuel de DEMARTONNE.

### On peut conclure :

Quatre périodes distinctes apparaissent au niveau de la zone d'étude :

1<sup>er</sup> : pour les mois (septembre, mai) on a un climat steppique.

2<sup>ème</sup> : pour les mois de (octobre, novembre, décembre, janvier, février , mars, avril) le climat est semi-aride.

3<sup>ème</sup> : en juin le climat est de type désertique.

4<sup>ème</sup> : les mois de (juillet, aout) on a un régime hyperaride.

On remarque que les indices d'aridité mensuel (i) vérifiant la relation suivants  $10 < I < 20$  donc on a une région caractérisée par un climat semi-aride.

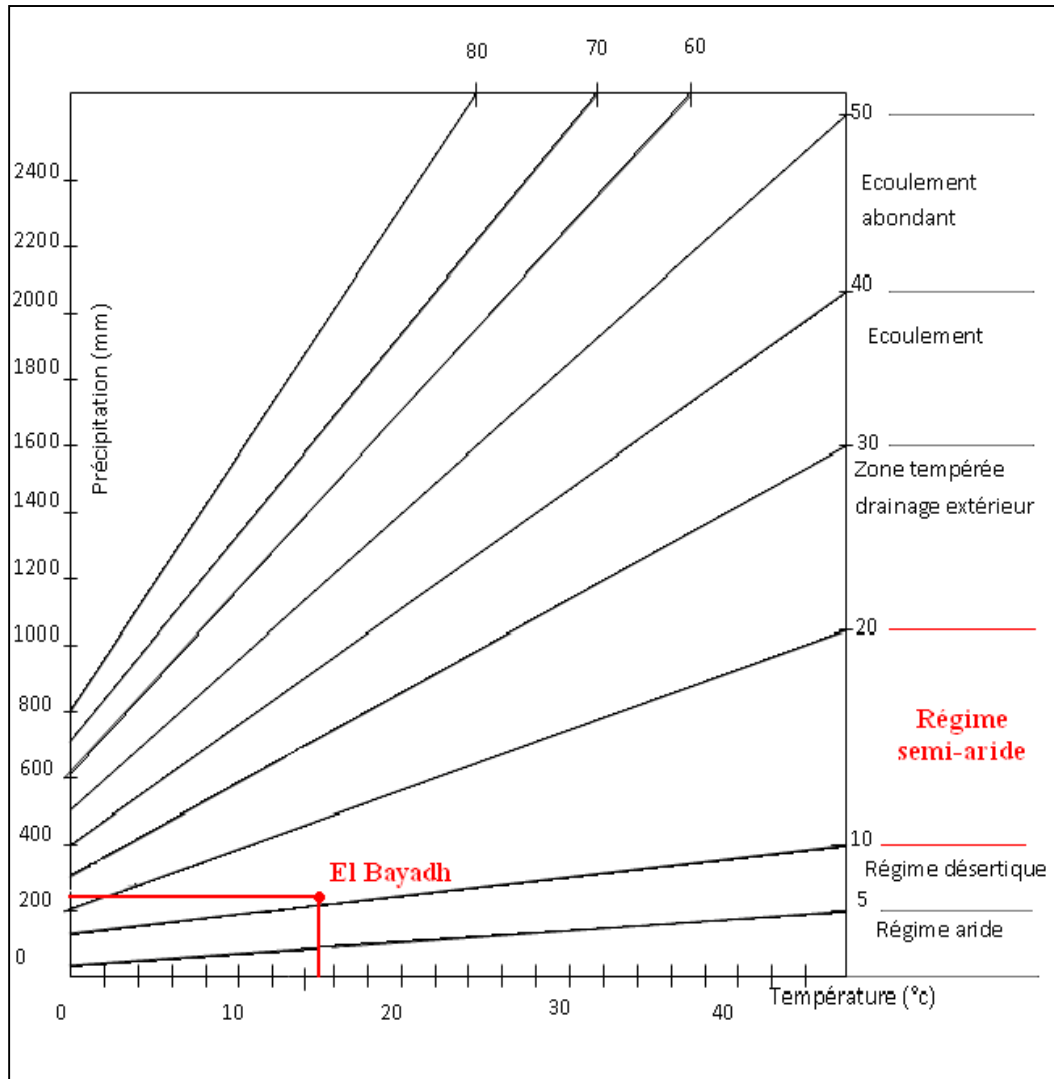


Figure 11 : Abaque de l'indice d'aridité annuel de DE MARTONNE

### B.3 Indice de Moral

#### Indice annuel (IA)

$$(IA) = P/T^2 - 10T + 200$$

$$= 263.44 / (15.43)^2 - (10 * 15.43) + 200 = 0.93$$

$$(IA) = 0.93$$

**Remarque :** On peut dire que l'aridité est un phénomène Climatique impliquant une pluviométrie faible, dans les régions dites aride et semi-aride, les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle (ETP), l'aridité étant une notion spatiale, une région peut être qualifiée d'aridité et non une période donc l'aridification est le changement graduel ou brutal du climat conduisant à la dite situation.



**B .3 Indice d'EMBERGER :**

L'indice d'EMBERGER est donné par la formule suivante :

$$Q = \frac{p}{\left(\frac{M+m}{2}\right) * (M-m)} * 1000$$

Où :

Q : l'indice d'EMBERGER ;

P : précipitation moyenne annuelle en (mm) ;

M : moyenne des températures maxima du mois le plus chaud en (K°) ;

m : moyenne des températures minima du mois le plus froid en (K°) ;

On a  $M=34.95\text{ C}^\circ=307.95$  et  $m=1.26\text{ C}^\circ=274.26\text{K}^\circ$

On trouve  $Q=26.86$ .

L'utilisation de l'abaque de l'indice d'EMBERGER confirme que notre région jouit d'un climat semi-aride.

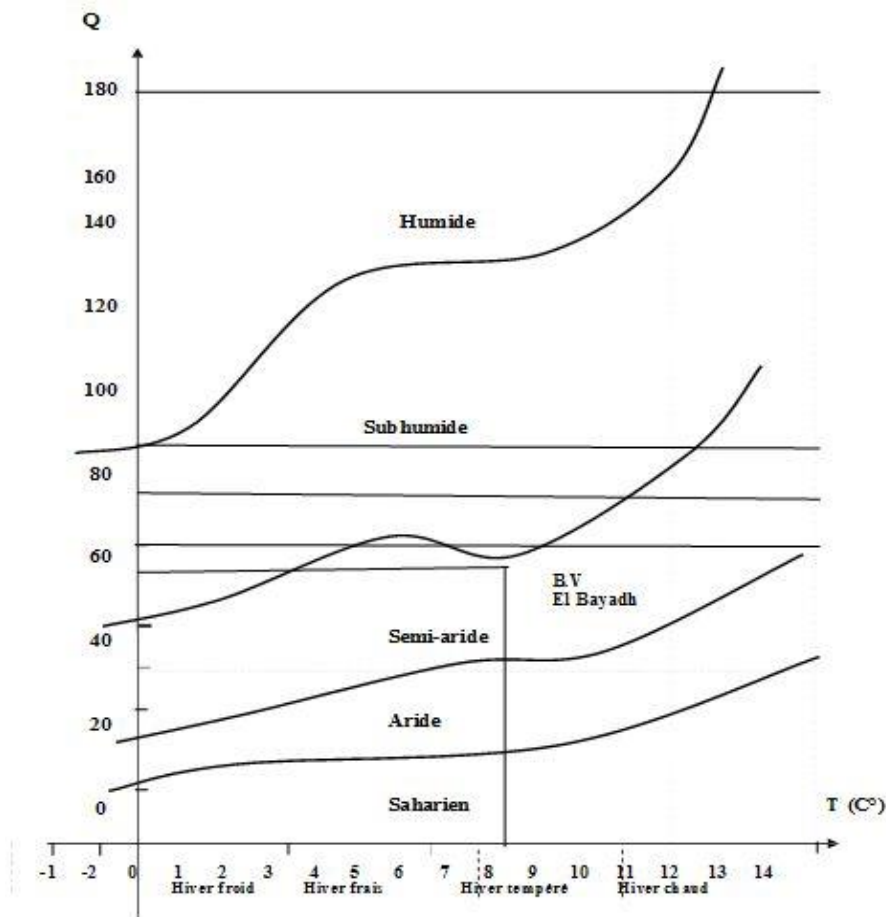


Figure 12: Abaque de Climat gramme pluviométrique d'EMBERGER

### Estimation de l'évapotranspiration :

On distingue :

- **L'évapotranspiration potentielle ETP**

Pour son estimation, THORNTHWAITE à établi une équation qui se base sur la température moyenne mensuelle qui s'écrit comme suit :

$$ETP(m) = 16 * \left[ \frac{10 * T(m)}{I} \right]^a$$

ETP (m): l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (mm) ;

T(m): la température moyenne annuelle(°C) ;

I : la somme des indices thermiques mensuels (i) de l'année ;

**Formule approchée de a :**

$$A = 1.6 * (I/100) + 0.5$$

$$I = \sum_{m=1}^{12} i(m)$$

$$i(m) = [T(m)/5]^{1.514}$$

On trouve : I = 73.05 et a = 1.67

Le tableau suivant résume le calcul de l'ETP (mm) pour chaque mois au niveau de la zone d'étude.

MOIS	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
T (C°)	22.04	16.03	9.83	5.8	4.73	6.58	10.06	13.12	17.96	24.06	27.8	27.14
I(C°)	9.45	5.84	2.78	1.25	0.92	1.52	2.88	4.31	6.93	10.79	13.43	12.95
ETP(MM)	101.17	59.45	26.27	10.88	7.74	13.43	27.30	42.54	71.87	117.12	149.08	143.22

Tableau 10 : Valeur de l'ETP mensuel d'après la méthode de THORNTWAITE.

- **L'évapotranspiration réelle(ETR) :**

**Méthode de turc :**

$$ETR = P / (0.9 + (P^2 / L^2))^{1/2}$$

ETR : est l'évapotranspiration réelle en (mm) ;

P : est hauteur de précipitation annuelle en (mm) ;

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3 ;$$

T = la température moyenne annuelle en C° ;

Pour notre zone d'étude, P = 263.44 mm, T = 15.43 C°, on trouve L = 869.43

On trouve donc un ETR = 264.54 mm/an

**I.6.Conclusion :**

L'analyse des paramètres climatiques, du bassin versant d'Oued Deffa nous a permis de tirer les conclusions suivantes :

La combinaison entre la température et la précipitation, par le biais des calcul du degré d'aridité, a montré que le bassin versant d'Oued Deffa est globalement sous un climat semi-aride .cette caractéristique climatique fait de l'eau une ressource très sollicitée et mal répartie tant dans le temps que dans l'espace.

Néanmoins, on peut admettre qu'à l'échelle du bilan hydrique au niveau du secteur considéré, que les pertes en eau par évapotranspiration sont sensiblement égalisées par les apports comme le montre la répartition saisonnière des précipitations.

# **Chapitre II**

## **Caractéristiques morpho métriques**

## I. Introduction :

Oued Deffa situé sur 33°.40 de latitude Nord, 1° de longitude Est et d'altitude moyenne de 1310 mètres et vue la situation géographique de la région d'El Bayadh (à 270 Km du littorale) l'action de la Méditerranée se trouve estompée pendant que s'affirment les influences sahariennes. Cette position en latitude constitue un facteur essentiel commandant la climatologie de notre secteur étudié ; car elle coïncide :

- avec la limite méridionale occupée par le front polaire : un courant du Sud – Ouest se développe quand l'isobare (1025) se situe au niveau des hauts plateaux. La température sera anormalement élevée et l'on pourra voir des précipitations de longue durée surtout en Automne et en Printemps.

-avec l'air de stationnement du front Méditerranéen II : il se localise généralement sur des crêtes de l'Atlas, entre l'air méditerranéen et l'aire saharien. Il a une orientation W – E et on le rencontre principalement en Hiver et au début du printemps.

La présence de systèmes perturbés qui en découle entraînera une augmentation du volume des précipitations qui seront relativement plus élevées à El Bayadh que sur les hauts plateaux.

-L'étude des phénomènes météorologiques et des caractéristiques climatologiques, permet la visualisation du régime climatique et de prévenir les phénomènes extrêmes.

### I.1.Caractéristiques morpho métriques :

#### I.1.1Surface, périmètre, et talweg principal

Les caractéristiques morpho métrique du bassin versant ont des conséquences directes sur le comportement hydrologique de celui-ci. Ces caractéristique peuvent être calculées automatiquement à l'aide du logiciel« arc gis».

Superficie du bassin versant (km)	131.50
Périmètre du bassin (km)	63.50
Longueur du talweg principal (km)	13.70

**I.1.2 Caractéristique de forme :****a. Indice de compacité de GRAVELUS :**

L'indice de forme  $K_c$ , appelé indice de compacité de Gravelus, est un paramètre indicateur de la forme du bassin versant, il enseigne aussi sur la vitesse de concentration des débits, la puissance des crues et l'importance de l'activité de l'érosion du sol.

$$K_c = 0.28 * P / (S)^{1/2}$$

Avec :

P : périmètre du bassin versant ;

S : surface du bassin versant ;

On trouve :  $K_c=1.55$

D'après ce résultat la forme du bassin versant est très allongée.

**b. Le coefficient d'allongement est obtenu à partir de la relation :**

$$C_a = (L^2/S)=1.42$$

Avec :

L : longueur du talweg principal (Km) ;

S : surface du bassin versant ;

D'après ce résultat le bassin est de forme proche de cercle.

**c. La largeur moyenne est obtenue à partir de la relation :**

$$B_{moy}=(S/L)=9.60\text{Km}$$

**I.1.3. Le rectangle équivalent :**

On suppose que l'écoulement sur un bassin versant donnée est le même que sur un rectangle de même superficie, ayant le même indice de Gravelius, la même répartition hypsométrique, la même distribution des sols et de la végétation et la même densité de drainage.

Le rectangle équivalent est caractérisé par la longueur « L » et la largeur « l » définies

Respectivement par les formules suivantes :

La longueur :

$$L = \frac{Kc \cdot \sqrt{S}}{1.128} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.128}{Kc} \right)^2} \right]$$

La largeur :

$$l = \frac{Kc \cdot \sqrt{S}}{1.128} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.128}{Kc} \right)^2} \right]$$

Avec :

L : la longueur exprimé en Km ;

l : la largeur exprimé en Km ;

Kc : indice de compacité ;

S : la superficie du bassin versant :

La Longueur du rectangle L(Km)	La largeur du rectangle (Km)
26.56	4.95

Tableau 11 : longueur et largeur du rectangle équivalent du bassin versant d'Oued Deffa.

#### I.1.4. Les reliefs :

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitation, températures, etc.) et la morphologie du bassin versant ; en outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement, le relief se détermine lui aussi au moyen d'indice ou de caractéristique suivant :

- ✓ La courbe hypsométrique.
- ✓ Les altitudes caractéristiques.
- ✓ L'indice de pente globale (Ig).
- ✓ Pente moyenne (Im).



**I.1.5. Caractéristique des altitudes (hypsométrie):**

- **La carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Deffa :**

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin.

Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude, elle est obtenue en délimitant des tranches d'altitude du bassin par des courbes de niveau d'équidistances choisies.

Dans la carte hypsométrique, les tranches d'altitude sont équidistances de 50 m.

Elle est basée sur le modèle numérique du terrain (MNT).

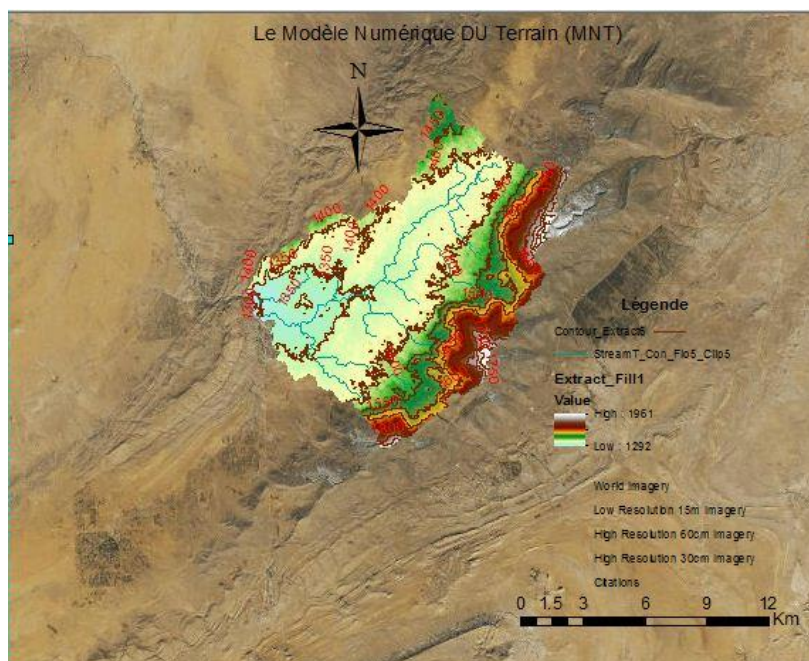


Figure 13 : Le modèle numérique du terrain (MNT) du bassin versant d'Oued Deffa

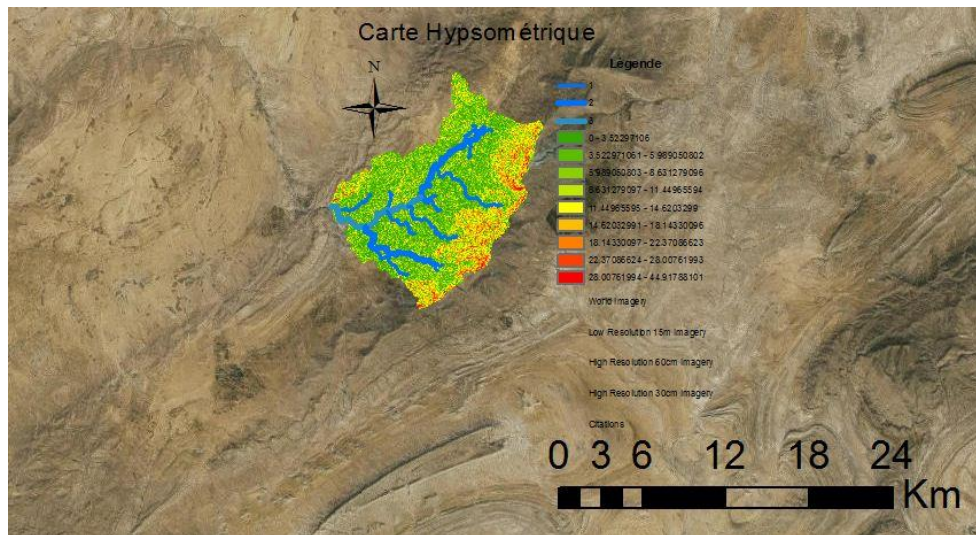


Figure 14: Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Deffa

Le tableau suivant résume une analyse statistique entre les tranches d'altitude qui constituent la carte hypsométrique du bassin versant.

Classe hypsométrique	Altitude ( m )	Surface partielle (Km <sup>2</sup> )	Surface partielle (%)	Surface cumulée ( % )	Hi moy ( m )	si*Hi (km <sup>2</sup> *m)
	1961			0		
1961-1807	1807	16.98	21.91	12.91	1318	22380
1807-1716	1716	42.46	32.29	45.20	1372	58255
1716-1635	1635	29.30	22.29	67.49	1413	41401
1635-1560	1560	14.15	10.76	78.25	1466	10737
1560-1495	1495	9.45	7.18	85.43	1528	14435
1495-1436	1436	7.19	5.47	90.90	1598	11486
1436-1390	1390	5.23	3.97	94.87	1676	8763
1390-1354	1354	4.66	3.55	98.42	1761	8209
1354-1282	1282	2.07	1.57	100	1884	3900

Tableau 12 : Résultats hypsométrique du bassin versant de l'Oued Deffa

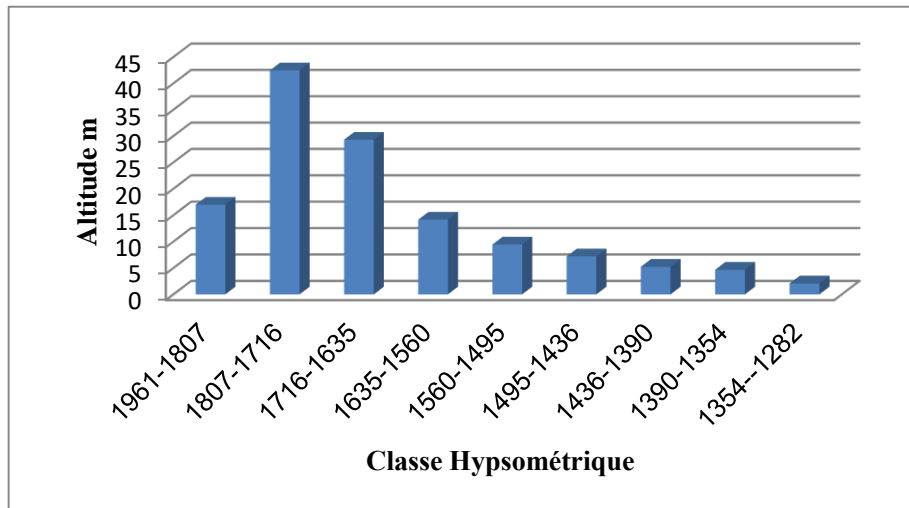


Figure 15: Histogramme de fréquence des classes d'altitudes en fonction de la superficie.

### I.1.6. Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique est une représentation graphique de la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude.

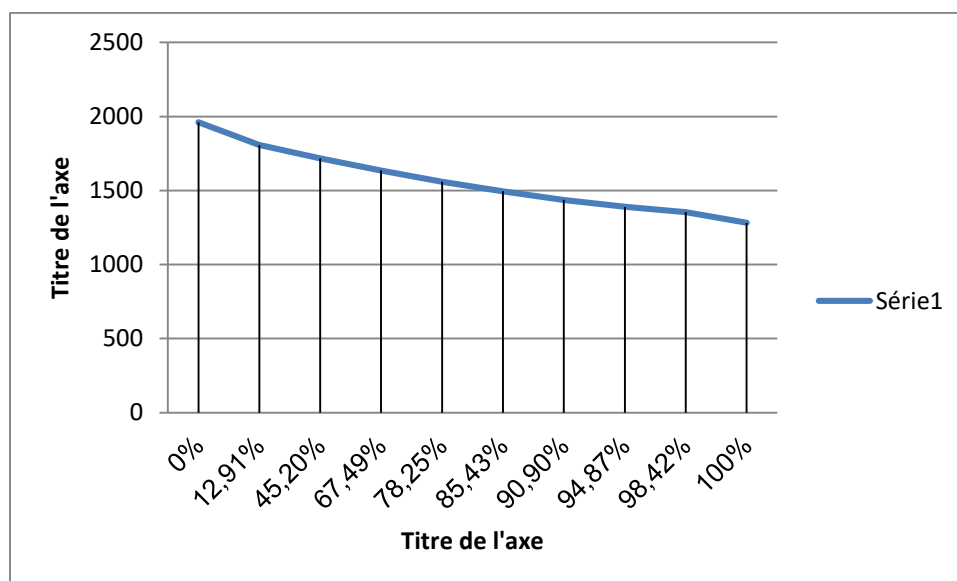


Figure 16 : courbe hypsométrique.

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin ,alors la forme du bassin est aplaté dans une nappe synclinale.

**I.1.7. Les caractéristiques des altitudes :****a) l'altitude la plus fréquente :**

Elle correspond au maximum de l'histogramme des fréquences altimétriques c'est en d'autres terme l'altitude de la plus grande surface élémentaire comprise entre deux courbes de niveau successives. Pour notre cas l'altitude est de l'ordre de 1354 m avec une superficie de 42.46 Km<sup>2</sup>.

**a. L'altitude médiane :**

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin versant sur la courbe hypsométrique, cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne, dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une régularité l'altitude médiane dans d'oued d'effa est égale à 1662 m.

**b. les altitudes maximales et minimales :**

Elles sont obtenues directement à partir de la carte topographique ou encore à partir du modèle numérique du terrain. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas Généralement à l'exutoire. Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que la température, la précipitation et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent dans le calcul de la pente.

Altitude max=1961m et altitude min=1282m

**c. l'altitude moyenne :**

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{moy} = \sum (A_i * H_i) / A$$

$$H_i = (H_1 + n + H_n) / 2$$

$$H_{moy} = 1442m$$

Avec :

**H<sub>moy</sub>** : altitude moyenne du bassin (m) ;

**A<sub>i</sub>** : aire comprise entre deux courbes de niveau(Km<sup>2</sup>) ;

**H<sub>i</sub>** : altitude moyenne entre deux courbe de niveau (m) ;

**A** : superficie totale du bassin versant(Km<sup>2</sup>) ;

L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est parfois utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques ou dans la mise en œuvre de modèle hydrologique.

### **I.1.7. Les indices de la pente :**

Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct donc sur le temps de concentration T<sub>c</sub> et influence directement le débit de pointe lors d'une averse. La méthode proposée par Carlier et Leclerc consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante : L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permette des comparaisons et des classifications.

#### **a. Réalisation de la carte des pentes :**

A partir de la carte des pentes, on peut déduire que les pentes au bassin versant d'Oued Deffa sont en majorité très faible entre 0% à 3.49%, modérées entre 11.45% à 44.91%.

#### **b. La pente moyenne du bassin versant :**

Est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin versant .elle donne une bonne indication sur le parcours du ruissellement direct donc sur le temps de concentration et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

Elle est donnée par la formule suivante :

$$I_{moy} = (H1 - H2)/L$$

$$I_{moy} = 0.05m/$$

Avec :

**Imoy** : pente moyenne du bassin ;

**H1** : altitude maximale du cours d'eau principale (m) ;

**H2** : altitude minimale du court d'eau principale (m) ;

**L** : longueur totale du thalweg principale(m) ;

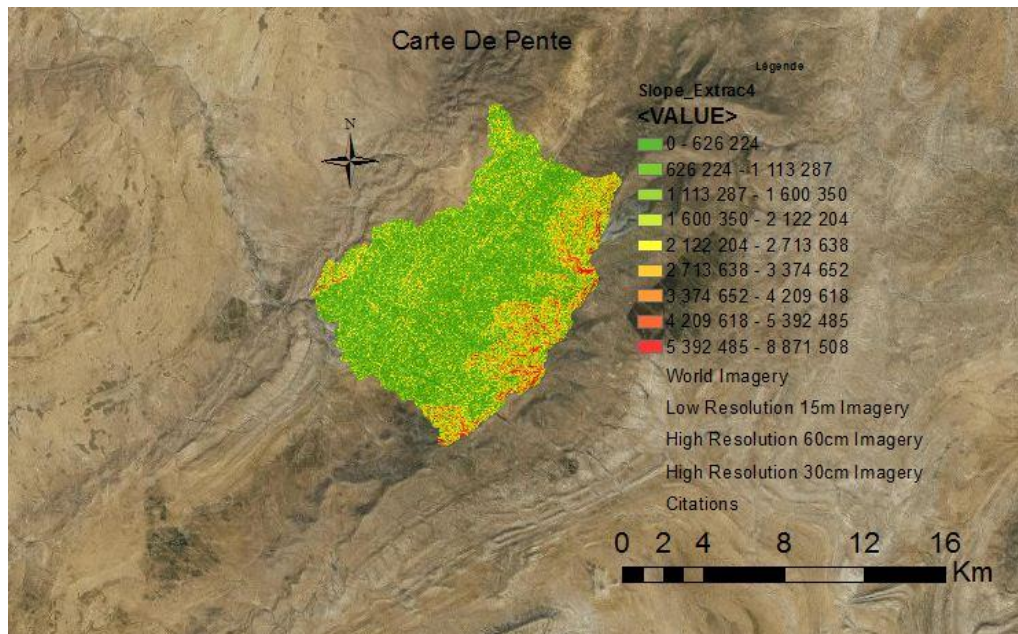


Figure 17 : Carte de pente du bassin versant d'Oued Deffa

### c. Calcul du temps de concentration :

Le temps de concentration  $T_c$ , c'est le temps mis par la dernière goutte de pluie et la plus éloignée pour atteindre l'exutoire.

Il est composé de trois termes différents :

**Th** : Temps d'humectation c'est le temps nécessaire à l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant qu'elle ne se ruisselle.

**Tr** : Temps de ruissellement ou d'écoulement, c'est le temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface ou dans les premiers horizons du sol jusqu'à un système de collecte (cours d'eau naturel, collecteur).

**Ta** : Temps d'acheminement c'est le temps mis par l'eau pour se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire.

Donc le temps de concentration **Tc** est égal au maximum de la somme de ces trois termes.

$$T_c = \max \left[ \sum (T_h + T_r + T_a) \right]$$

Son calcul se fait par les formules empiriques suivantes :

- **Formule de GIANDOTTI :**

$$T_c = \frac{4. \sqrt{S} + 1.5. L}{0.8 \sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

Avec :

S : surface du bassin versant en km<sup>2</sup> ;

L : longueur du talweg principal en km ;

H<sub>moy</sub>, H<sub>min</sub> : respectivement la hauteur moyenne et minimale du bassin versant en m ;

On trouve :

T<sub>c</sub>=6.56 heures

- **Formule de CALIFORNIA :**

$$T_c = [(0.87. L^3)/(H_{max} - H_{min})]^{0.386}$$

Avec :

L : longueur du talweg principal en Km ;

H<sub>max</sub>, H<sub>min</sub> : respectivement la hauteur maximale et minimale du bassin versant en m ;

On trouve :

T<sub>c</sub>=1.58 heures

- **Formule de KIPPICH :**

$$T_c = 0.6615 \cdot L^{0.77} \cdot I_{moy}^{0.385}$$

Avec :

L : longueur du talweg principal en Km ;

I<sub>moy</sub> : pente moyenne du bassin versant ;

On trouve :

T<sub>c</sub>=1.57 heure

- **Formule de VENTURE :**

$$T_c = 0.1272 \cdot (S/I_{moy})^{1/2}$$

Avec :

S : surface du bassin versant en Km<sup>2</sup> ;

I<sub>moy</sub> : pente moyenne du bassin versant ;

On trouve :

T<sub>c</sub>=6.52 heures

Les résultats de différentes méthodes sont présents dans le tableau suivant :

Formule	T <sub>c</sub> (huer)
GIANDOTTI	6.56
CALIFORNIA	1.58
KIRPICH	1.57
VENTURA	6.52

Tableau 13: temps de concentration

On opte pour une valeur moyenne du temps de concentration soit :

T<sub>c</sub>=4 heures



**d. Vitesse moyenne de ruissellement :**

$$V_r = L/T_c$$

Avec :

L : longueur du talweg principal en Km ;

T<sub>c</sub> : Temps de concentration en heure ;

On trouve : 3.38 Km/h

**e. Indice de pente roche :**

Le calcul de l'indice de pente I<sub>r</sub> de Roche nécessite:

- le rectangle équivalent.

- la courbe hypsométrique.

I<sub>r</sub> est exprimé par la moyenne de la racine carrée des pentes, mesurées sur le rectangle équivalent et pondérées par les surfaces.

L'indice de pente peut être calculé à partir de la répartition hypsométrique (pourcentage de la superficie entre les courbes de niveau).

$$I_r = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum \sqrt{a_i \cdot d_i}$$

L : Longueur équivalente ;

a<sub>i</sub> : est le pourcentage de la superficie entre les courbes de niveau ;

d<sub>i</sub> : est la distance entre les courbes de niveau appelée aussi dénivelée ;

Le tableau suivant résume les données statistiques qui ont servi à calculer l'indice I<sub>r</sub> :

Classe hypsométrique	Altitude m	Surface partielle%	Dénivelée Hi-Hi-1(d) m	$[s_i * (H_i - H_{i-1})]^{1/2}$
/	1961	/	/	/
1961-1807	1807	21.91	154	44.59
1807-1716	1716	32.29	91	54.21

1716-1635	1635	22.29	81	42.49
1635-1560	1560	10.76	75	28.41
1560-1495	1495	7.18	65	21.60
1495-1436	1436	5.47	59	17.96
1436-1390	1390	3.97	46	13.51
1390-1354	1354	3.55	36	11.30
1354-1282	1282	1.57	72	10.63

Tableau 14 : résume les données hypsométriques qui ont servi à calculer l'indice Ir

$$I_r = 1/(L)^{\frac{1}{2}} \sum (a_i \cdot d_i)^{\frac{1}{2}} = 1/(26560)^{\frac{1}{2}} * (244.71)^{\frac{1}{2}} = 0.10\%$$

**f. Indice de pente globale :**

Cet indice, très facile à calculer, est le plus couramment utilisé.

$$I_g = \frac{D}{L}$$

Avec :

D : h5 % - h95 %, définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique(m) ;

L : est la longueur du rectangle équivalent (km) ;

$$I_g = \frac{1890.50 - 1355.25}{26560} = 0.020$$

**Dénivelée spécifique :**

L'indice  $I_g$  décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique  $D_s$  ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale  $I_g$  en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à  $\sqrt{s}$  :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{s} = 0.020 \cdot \sqrt{131.50} = 229.4 \text{ m}$$

BV	Ig	Ds-m	Dénivelle	Classe	Description
Oued Deffa	0.020	229.4	100<Ds<250	R <sup>5</sup>	Relief assez fort

Tableau 15: Classification de relief selon la méthode de LORSTOM à partir du Ds.

### I.6.8. Caractéristique du réseau hydrographique :

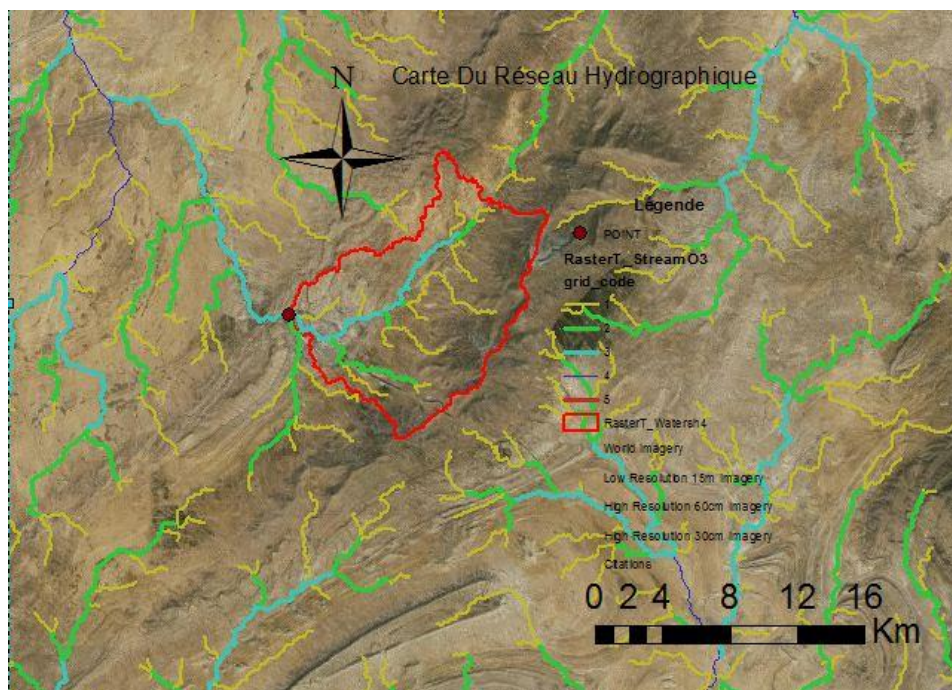


Figure 18 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Deffa.

Le réseau hydrographique est constitué d'un ensemble de chenaux qui drainent les eaux de Surface vers l'exutoire du bassin versant. L'étude du chevelu hydrographique est utile dans la comparaison des bassins entre eux. Dans certains cas il est suffisant d'étudier le talweg principal et de l'utiliser dans la comparaison.

Le réseau hydrographique est caractérisé par trois éléments : sa hiérarchisation, son Développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

**I.2.1. La densité de drainage :**

$$Dd = (\sum Li / S) \text{ En km/km}^2.$$

Avec :

Dd : densité de drainage (Km/Km<sup>2</sup>) ;

Li : la longueur affluent d'ordre i (Km) ;

S : la superficie du bassin versant (Km<sup>2</sup>) ;

$$Dd = (133.61 / 131.15) = 1.016 \text{ Km/Km}^2$$

Cette valeur montre que le bassin versant présente dans son ensemble une formation géologique perméable, dont l'écoulement est plutôt limité et centralisé et que l'infiltration est prédominante.

**I.2.2 Le rapport de confluence :**

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage.

$$Rc = Ni / Ni+1$$

Avec :

Rc : rapport de confluence des cours d'eau ;

Ni : nombre des cours d'eau d'ordre i ;

Ni+1 : nombre des cours d'eau d'ordre suivant ;

$$Rc1 = 2.61, Rc2 = 6, Rc3 = 0.23$$

$$Rc = 2.97$$

Selon STERHLER (1964), le Rc varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence.

**I.2.3. La fréquence des cours d'eau :**

Elle représente le rapport des nombres des cours d'eau d'ordre 1 à la surface du bassin versant.

$$F = \frac{\sum Ni}{S}$$

Avec :

F : la fréquence du cours d'eau Km<sup>2</sup> ;

Ni : nombre des cours d'eau ;

S : la superficie du bassin versant(Km<sup>2</sup>) ;

$$F=(164/131.5)=1.25\text{Km}^2$$

D'après cette valeur on remarque que le bassin versant présente une fréquence plus au moins faible, ce qui traduit que le réseau hydrographique présente une hiérarchisation moyenne, à substratum perméable et relief peu accidenté.

**I.2.4. Coefficient de torrentialité :**

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la fréquence des thalwegs élémentaire et la densité de drainage.

$$Ct = Dd. F = 1.016.1.25 = 1.27\text{Km}/\text{Km}^4$$

Ct pour le bassin d'Oued Deffa traduit que le bassin ne présente pas des caractéristiques morphométriques adaptées à l'écoulement, étant donné qu'il est centré sur des formations perméables générant une infiltration importante.

Le tableau suivant résume les données statistiques qui ont servi à calculer l'indice Rc :

Ordre des thalwegs	Nombre des thalwegs	Longueur des thalwegs en Km	Fréquence des thalwegs	Coefficient de torrentialité Rc
1	96	69.53	F1=0.73	
2	36	41.36	F2=0.27	2.67
3	6	5.89	F3=0.045	6
4	26	16.84	F4=0.20	0.23

Tableau 16 : chevelu hydrographique du bassin versant de l'Oued Deffa

**I.2.5.Conclusion :**

Nous avons été amenés à extraire le bassin versant en question, et à déduire ses caractéristiques géomorphologiques et hydrométriques, à partir d'un modèle numérique de terrain.

Les résultats obtenus à partir de cet exemple montrent les capacités des systèmes d'informations géographiques et les modèles numériques de terrain dans le calcul des paramètres qui influencent sur les écoulements des eaux de surface.

L'évaluation de ces paramètres qui interviennent dans le comportement hydrologique du bassin versant d'Oued Deffa nous a permis d'obtenir les résultats suivants :

Le bassin versant d'Oued Deffa présente une forme allongée, un relief fort, le réseau hydrographique présente une hiérarchisation moyenne, une formation dans son ensemble perméable ainsi qu'un temps de concentration de ruissellement faible.

Ces caractéristiques offrent ainsi aux eaux superficielles le temps de s'infiltrer. Ceci est en faveur d'une recharge élevée des réserves en eau souterrains par les apports des précipitations.

# **Chapitre III**

## **Risque d'inondation au niveau de l'Oued Deffa**

**I .Introduction :**

Dans cette partie nous allons préciser le sens d'inondation et citer les plus grandes inondations d'Algérie.

Les crues et les inondations sont plus fréquentes que les séismes et les glissements de Terrains. Ces phénomènes provoquent des catastrophes et occasionnent d'importants dégâts humains et matériels. Ces crues, variables dans le temps et dans l'espace, sont violentes, parfois rapides et soudaines et surtout imprévisibles.

**I .1La crue :**

La crue correspond à l'augmentation de la quantité d'eau qui s'écoule dans la rivière (débit) et peut concerner l'ensemble du lit majeur de la rivière. L'importance de l'inondation dépend de trois paramètres : la hauteur d'eau, la vitesse du courant et la durée de la crue.

Ces paramètres sont conditionnés par les précipitations, l'état du bassin versant et les caractéristiques du cours d'eau (profondeur, largeur de la vallée, etc.). Ces caractéristiques naturelles peuvent être aggravées par la présence d'activités humaines. (1)

La notion de crue est liée à celle de temps de concentration des eaux pluviales sur un bassin.

Il est relativement aisé d'imaginer la genèse d'une crue à partir de la pluie. Sur une surface Réduite, la fraction de la pluie qui n'a pas été interceptée et ne s'est pas infiltrée, ruisselle sur le terrain. Cette eau de ruissellement chemine sur le sol par des voies diverses, une partie s'infiltré éventuellement et le reste rejoint le réseau hydrographique.

Une multitude de filets d'eau courent ainsi sur le sol, chacun n'obéissant apparemment qu'à son propre caprice; ces filets se rejoignent, se subdivisent, se mélangent et parviennent à un collecteur plus important. La course erratique du filet d'eau est en réalité soumise à des lois physiques très strictes mais la complexité de leur application dans la nature est telle, chaque brin d'herbe, chaque caillou ayant une action personnelle sur l'écoulement, que seul le résultat final est accessible à une observation quantitative utile. Les caprices du parcours ont battu les cartes et on se trouve devant un fait statistique.

Au cours de ce brassage, chaque écoulement élémentaire, pris à un instant donné, dépend de la nature physique du bassin à cet emplacement et des conditions de l'averse. Il est donc Naturel que l'influence des caractéristiques du terrain se manifeste également de façon statistique sur le ruissellement (principalement: capacité apparente moyenne d'infiltration, pente, couverture végétale). (M. ROCHE ,1963)

**I .2Inondation :**

L'inondation est une submersion, rapide ou lente, d'une zone habituellement hors d'eau. Le risque d'inondation est la conséquence de deux composantes : l'eau qui peut sortir de son lit



habituel d'écoulement et l'homme qui s'installe dans l'espace alluvial pour y implanter toutes sortes de constructions, d'équipements et d'activités. On distingue trois types d'inondation.(1)

### I.2.1 Les grands types d'inondation :

En fonction de l'événement créateur de la catastrophe, On peut distinguer plusieurs types d'inondation : inondations de plaine, par remonte de nappe, par crues torrentielles, par ruissellement en secteur urbain ou rural, inondation par rupture d'une digue et inondations marines.

Dans les quatre premiers cas, le phénomène générateur est la pluie et l'inondation engagera à partir des fleuves et des rivières ; la classification consiste donc à distinguer les inondations provoquées par des crues à cinématique lente (inondations de plaine, remontée de nappe) de celles générées par des crues à cinématique rapide (crues torrentielles, ruissellement). Tandis que dans les deux derniers cas ; le premier c'est les circonstances locales qui jouent pour faire d'une inondation sur un événement particulier et le deuxième c'est l'action de la mer qui est le facteur principal déterminant la survenance des désordres. [Ledoux 2006]

- a. **Inondation des plaines:** il s'agit parfois d'une inondation progressive d'une voie plaine navigable sur une très longue période. Cette montée en eau est progressive, ce qui permet la protection générale des personnes contre la gravité des inondations et l'assurance rapide des biens et des personnes susceptibles d'être affectées.

Le type d'inondation écrasante est les plaines inondables: le débordement d'un ruisseau à l'extérieur du lit simple habituel envahit son lit principal. Parfois, elle peut être précédée ou suivie d'une élévation marquée du niveau de l'eau et des inondations des sous-sols.

Et ce type d'inondation se caractérise par une augmentation et une montée de l'eau en général plus d'une journée, la durée d'immersion qui peut atteindre quelques jours, rarement quelques semaines, les dommages causés par l'impact de ces inondations sont principalement dus à la durée d'immersion et la hauteur d'eau, la période d'alerte à se produire à partir de ces inondations restent plus d'un jour.

- b. **les inondations et le ruissellement des eaux pluviales:** à la suite de plusieurs changements et réservoirs qui ont été développés et loués afin de parer aux risques de catastrophes liées aux inondations et aux développements d'origine humaine tels que l'urbanisation, les routes pavées, les pratiques agricoles, et dans ce cas, il s'agit de L'infiltration et le déversement d'eau sont moins attendus et moins probables, donc la plénitude, et pour cela, saturer les réseaux d'égouts avec un débit d'eau et un débit d'inondation adéquats, peut provoquer un ruissellement dans les rues.

Plus généralement, le terme inondation peut désigner la détérioration de la forme structurelle, la perturbation des structures de protection, les grands et petits barrages et les estuaires des rivières, ces impacts de domaine et structurels sont tous causés par des inondations, des marées hautes, des tempêtes et diverses autres catastrophes.

Lorsqu'il dépasse le pourcentage de matériaux en vrac tels que le gravier, les faisceaux de terre, etc. 50% dans la rivière. Ensuite, il produit quelque chose appelé lave torrentielle. Ces masses

Aqueuses peuvent avoir un impact plus profond et plus de dégâts en raison des fortes inondations, en raison de leur intensité, de leur vitesse de déplacement et de la masse de matériaux qu'elles peuvent transporter et de leur énorme courant.

Parmi les facteurs qui provoquent les inondations, on trouve l'inondation de la pluie: le ruissellement des eaux pluviales dans les zones urbaines très résistantes à l'eau; le ruissellement et l'érosion et la dégradation des terres dans les zones rurales, qui ont conduit à l'activation des égouts secs. Un phénomène local intense et rapide est l'accumulation d'eau aux points bas, qui peut faire stagner l'eau dans le sous-sol pendant plusieurs jours. De plus, le flux de pluie peut revitaliser les petites rivières temporaires. Plusieurs dommages graves peuvent résulter de la violence et de la collision de l'eau des rivières qui se précipitent, formant des inondations partielles. La durée de l'immersion et de l'érosion est forte, le temps pour les alarmes courtes est inférieur à celui s'étendant sur moins d'une heure ou égal à aujourd'hui, et il ne suffit pas que les résidents évacuent leur lieu de résidence, et pire, parfois, il s'étend Moins de quelques heures.

Le type d'inondation suivant se forme en raison de l'écoulement des eaux de pluie: fuite d'eau du sol due à des aménagements tels que des bâtiments, des routes et des parkings. Elle augmente l'intensité des fuites d'eau dans le sol et entraîne une augmentation du ruissellement, ce qui conduit à la saturation du réseau de traitement des eaux de pluie, ce qui entraîne également plus de débits ou moins important et souvent rapide dans les rues. Lorsque ce dernier ruissellement se produit en milieu urbain, on atteint la formation d'inondations, ce qu'on appelle le phénomène de ruissellement en milieu urbain.

Les inondations de ruissellement de surface, est une inondation qui peut se produire principalement dans les zones urbaines lorsque l'érosion des fuites d'eau vers le sol, et l'extension de l'infrastructure avec les outils nécessaires pour la protection, la capacité de passer l'eau et de concevoir d'énormes cours d'eau pour traiter le flux de "pluies torrentielles" telles que les droits dans les tempêtes orage ou parce que la capacité des systèmes de drainage ou la clairance du sol est insuffisante.



Figure 19 : Inondation par ruissellement des eaux pluviales. (El Bayadh 2011).

**c. Inondation torrentielle et inondation torrentielle rapide:**

Après les fortes pluies et le débit des rivières, les rivières, alimentées par l'eau qui coule dans la vallée, accélèrent le débit. Cette inondation est souvent soudaine et violente, entraînant sur son chemin des sédiments, des arbres déracinés et du bois mort, entraînant une grave érosion de la structure de la route.

Ces inondations sont appelées fortes crues torrentielles : se sont formées et se sont formées à la suite d'une accélération de la circulation du courant fort après les fortes pluies, et l'accumulation d'éléments solides transportés par l'eau. Ce type d'inondation enregistre la montée rapide de l'eau, les débits élevés, la vitesse et la courte durée. Les dégâts principalement causés par la violence et la force du courant sont rapidement déchirés par son érosion, et la période d'alerte pour cette inondation reste très courte presque moins d'un jour.

**d. inondation causée par la remontée de nappe des eaux souterraines:**

Les inondations par écoulement indirect. Le niveau d'eau en surface est exposé à l'érosion et interfère avec les différents réseaux d'égouts sous ses formes dégradées.

Il est difficile de prévoir l'occurrence de ce type d'écoulement, et la carte n'est généralement pas marquée indiquant l'emplacement, la cause, la taille et la durée de l'inondation, sauf dans les zones sensibles. L'inondation de la rivière empêche l'évacuation de l'eau et crée ainsi un flux inversé. L'eau peut stagner pendant plusieurs semaines.

Inondations de ce type est une inondation provoquées par des eaux souterraines élevées: dans ce cas, après les précipitations. Des quantités importantes de fortes pluies régulièrement sur une longue période, condensant et augmentant le niveau de l'eau et inondant le ruisseau principal. Ce

fut le cas des crues de la somme en 2001 avec des crues importantes au fil du temps. Ici aussi, l'eau monte très lentement et la stagnation fait couler l'eau.

**e. Inondation submersible marine:**

Ces inondations surviennent après le passage de la zone de basse pression associée aux vents marins. Par conséquent, l'eau pénètre dans le sol plus facilement que d'habitude. Cette situation se produit souvent lors de violentes tempêtes.

Les inondations causées par les inondations marines sont une inondation temporaire de la zone côtière par la mer dans des conditions météorologiques extrêmes et des marées, lorsque les sous-marins inondent généralement les terres en dessous du niveau le plus élevé de la mer. Mais parfois, ils atteignent également des altitudes plus élevées si les projections d'eau marine traversent les structures de protection au sommet des cordes côtières. Il y a: des collets sédimentaires tels que la plage, les dunes de sable et le gravier, ont été déchirés après une forte érosion.

**f. Inondation de barrage de protection :**

Il est considéré comme une inondation violente et brutale, ce qui le rend difficile à connaître et à prévoir. Cette inondation se caractérise par l'invasion de l'eau courante par la vitesse de la vallée protégée, la destruction de bâtiments et le creusement du sol derrière la pénétration. L'eau peut stagner pendant plusieurs jours. Il peut devenir nécessaire de pomper et de réserver de l'eau dans des sources ou de briser une barrière volontaire pour permettre à l'eau de retourner au lit.

Le barrage est une structure industrielle ou naturelle, créée et formée à travers le fond du cours d'eau, et parmi de ses tâches est de maintenir l'écoulement de l'eau. Un barrage est une structure de protection contre les inondations, dont une partie a été construite au moins au-dessus du niveau naturel du terrain, et vise à contenir un flux d'eau transversal afin de protéger les zones naturellement inondées. Les barrages ont différentes missions et fonctions: Organiser les voies navigables pour éviter les inondations et réduire les inondations, et maintenir le niveau minimum d'eau pendant la sécheresse, et les barrages sont chargés de plusieurs tâches et fonctions multiples, notamment: irrigation des cultures, alimentation en eau urbaine, production d'énergie électrique et tourisme et loisirs.(2)

**I.2.2 Les causes et origines des inondations :**

Elles sont causées par plusieurs facteurs, dont on cite : [5]

**a. Causes d'origine naturelle :**

Elles correspondent aux phénomènes météorologiques et climatiques tels que : pluies exceptionnelles, orages violents, pluies torrentielles, fonte des neiges,...etc.

**b. Causes d'origine humaine directe :**

Elles consistent dans la modification du système fluvial des cours d'eau ou de leurs caractéristiques morphologiques (largeur, longueur, pente, etc.) par la construction d'ouvrages hydrauliques, le drainage, l'irrigation, la dégradation des sols et l'agriculture intensive (accélère le ruissellement et limite l'infiltration).

**c. Causes d'origine humaine indirecte :**

Elles sont liées à la pollution et le réchauffement climatique qui ont modifié les conditions climatiques du monde entier. L'émission de gaz à effet de serre provoque la fonte des glaciers des pôles (nord et sud), ceci entraîne la montée du niveau des océans et des cours d'eau ainsi que la procréation de cyclones d'intensité importante

**I.2.3 Les inondations en Algérie :**

L'Algérie est l'un des pays les plus confrontés aux phénomènes de crues et des inondations qui se manifestent de façon catastrophiques telles que les inondations de Mars 1973 sur l'Est Algérien, de Janvier 1992 sur le centre Algérien, de Janvier 1999 sur l'Ouest du Sahara Algérienne, d'Octobre 2000 à Sidi Bel Abbes et de novembre 2001 sur la cote Algéroise (inondation de Bab El Oued). Ces événements sont imprévisibles dans le temps et dans l'espace et ils constituent une contrainte majeure pour le développement économique et social. (Oufella, 2005).

Les précipitations se caractérisent en Algérie par une très forte irrégularité tant interannuelle que saisonnière entraînent ainsi des étiages extrêmement sévères des cours d'eau et des fortes crues et des inondations engendrant des dégâts humains et matériels considérables. La genèse des crues et leurs impacts sur l'environnement se varient d'une région à une autre en fonction des conditions géographiques, climatiques et d'occupation des sols qui les caractérisent (Merabet, 2008).

Lieu	Date	Bilan des dégâts
Mostaganem	Novembre 1927	3000 morts, échelle de gravité : 05.
Azazga(tizi ousou)	12/10/1971	40 décès, des centaines d'habitations détruites.
Tizi Ouzou	28-31/03/1974	52 décès dans la wilaya, 18000 sinistrés, dégâts estimés à 27 millions de DA.
El-Eulma (sétif)	01/09/1980	44 décès.
A annaba (centre-ville)	11/11/1982	26 décès, 9500 sinistrées, dégâts

		matériels importants.
Skikda	30/01-04/02/1984	174 maisons démolies, 500 familles sinistrées, terrains agricoles fortement endommagés.
Skikda	28-30/12/1984	11 décès. Immersion de 400 hectares, dégâts évalués alors à 50 millions DA
Jijel	29/1/2/1984	29 décès, 11000 sinistrés.
Sidi Be Abbas	04/10/1986	01 décès, 200 familles sans abri .
Oued Rhiou	20/10/1993	22 décès, 14 blessés
Bordj Bou Arréridj	23/09/1994	16 décès, dégâts (10 millions DA) .
Annaba	23-30/04/1996	5 décès .
Alger (Babel Oued)	09-11/11/2001	Plus de 700 décès, 115 disparus, des milliers de blessés, dégâts (30 milliards de DA).
Skikda	17/11/2004	Plus de 100 familles sans abri, 219 familles sinistrés, établissements scolaires fermées (3 lycées, 6 collèges d'enseignements moyens et 4 écoles fondamentales) .
Sud (régions d'Illizi, Adrar et Tamenrasset)	06-09/03/2005	3 décès, 9 disparus et 70 évacués par hélicoptères, routes, agriculture et infrastructures endommagées, plusieurs villages inondés.
Tindouf	09-11/02/2006	50 à 60% d'infrastructures détruites aux camps des réfugiés sahraouis (12200 familles sans abri).
Bechar	18/10/2007	2 morts emportés par les eaux.
Ghardaia	01/10/2008	Plus de 34 décès et 50 blessés, maisons effondrées sur leurs habitants, des dizaines de véhicules emportés par les eaux ,

		arbres arrachés, poteaux électriques ensevelies, dégâts aux surfaces agricoles et au cheptel ovin, plus de 1000 maisons inondées dont 600 sont endommagées.
Bechar	09/10/2008	8 morts, dégâts matériels importants, la plus grande inondation depuis 1959.

Tableau 17: Les inondations en Algérie (D. KHALIFA .2015).

I.2.3.1 Historique des inondations de la ville d'El Bayadh

Daïra	Commune	Historique (date des inondations pour la plus longue période possible)	Lieu dit (quartiers zones ou secteurs touchés)	Nature des dégâts		
				Humains (Morts et blessés) (Nombre)	Sinistrés (Nombre)	matériels
El Bayadh	El Bayadh	03-04/1990	Oued Deffa centre ville	/	06	/
El Bayadh	El Bayadh	13-14-15/03/1991	Oued Deffa	/	214	/
El Bayadh	El Bayadh	18/10/1991	Oued Deffa	12 Blessés	09	/
El Bayadh	El Bayadh	1/6/1993	Oued Deffa	03 Morts	20	/
El Bayadh	El Bayadh	22-23/09/1994	Oued Deffa	/	04	/
El Bayadh	El Bayadh	27/02/1995	Oued Deffa	/	12	/
El Bayadh	El Bayadh	09/04/1997	Oued Deffa	01 Mort	/	/
El Bayadh	El Bayadh	23/10/2000	Oued Deffa	/	/	/
El Bayadh	El Bayadh	29/03/2004 16-17/04/2004	Oued Deffa	02 Morts /	/	01 Véhicule 02 Véhicules 01 Véhicule
El Bayadh	El Bayadh	22/04/2004	Oued Deffa	/	25	02 Camions
El Bayadh	El Bayadh	29/04/2004	Oued Deffa	01 Blessée	39	01 Véhicule
El Bayadh	El Bayadh	23/05/2004	Oued Deffa	/	20	/
El Bayadh	El Bayadh	22,23 et 24.04.2011	Oued Deffaa	Non communiquée	Non communiquée	/
El Bayadh	El Bayadh	01 au 02.10.2011	Oued Deffaa	13 morts	400	

Tableau 18 : Historique des inondations de 1994 à 2011.



**I.2.3.2. Inondations d'El Bayadh-1er octobre 2011 :**

**Vue globale de la zone inondée (en rouge) détectée sur les images multispectrales d'Alsatsat-2A prises après les inondations**

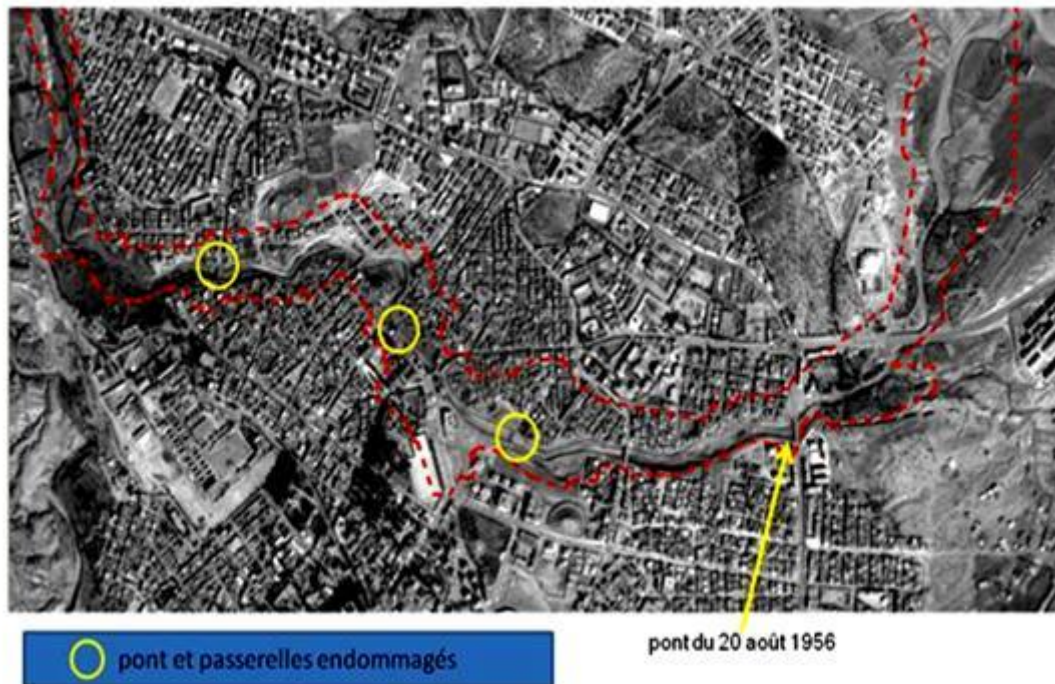


Figure 20 : vue globale de la zone inondée(en rouge).

L'Agence Spatiale Algérienne (ASAL), ressort de ces analyses d'images, les éléments d'informations suivants:

1– la surface inondée dans les 02 rives de l'oued Defaa, a touché plus de 23 hectares sur un périmètre de 4,5 Km.

2– un (01) pont situé dans la partie Ouest de la ville a été sérieusement endommagé et 02 passerelles ont été emportées.

Aussi, l'analyse des images satellites a montré que les eaux de la crue de l'Oued Defaa du 1er octobre 2011, chargées d'apport solide et de débris charriés par cet Oued, ont débordé sur la rive droite à l'entrée de la ville (en amont : entrée Est de la ville), à quelques centaines de mètres à l'Est du pont du 20 août 1956, reliant El Bayadh à l'aéroport.(3)



Figure 21 : Inondations d'El Bayadh-1er octobre 2011

### **I.3 Modélisation hydrologique :**

#### **I.3.1 Introduction :**

L'objectif de cette étude est de déterminer les débits de points des crues de fréquences caractéristiques à l'entrée d'Oued Deffa. Nous utiliserons la méthode de GRADEX, et les formules empiriques.

Cette étude a deux sous objectifs :

Estimer les débits de points (QP) à l'exutoire du bassin versant étudié pour des périodes de retour allant de 10 à 100 ans.

Estimer les volumes des crues.

La méthode de GRADEX utilise l'information hydrométéorologique c'est-à-dire la pluie génératrice des écoulements. Ainsi on dispose de deux échantillons : un échantillon de pluie qui n'a pas de temps fin et de débit journaliers complétés par quelque hydrogramme de crue n'a pas de temps de fin également. (Jacque Miquel, 2004-2005) ; C'est la méthode de référence pour les bassins versants de quelques dizaines à plusieurs milliers de kilomètres carrés recevant des pluies relativement homogènes du point de vue spatial.

Pour ces bassins, le phénomène prépondérant dans la genèse des crues est la transformation de la pluie météorique en ruissellement direct de surface.

Cette méthode est basée sur le processus physique global.

#### **I.3.2 Données d'entrées :**

Pour les besoins de l'étude, on a une série de pluies journalières maximales enregistrés à la section d'El Bayadh à une analyse fréquentielle par la méthode d'ajustements statistique en utilisant la loi de GUMBEL.

#### **I.3.3 Calcul des débits de pointe :**

##### **I.3.3.1. calcul des débits de pointe par la méthode de GRADEX :**

Nous avons soumis les pluies journalières maximales enregistrés à la station d'El Bayadh à une analyse fréquentielle par la méthode d'ajustement statistique en utilisant la loi de GUMBEL.

##### **I.3.3.2. Ajustements par la loi de GUMBEL :**

La loi de GUMBEL est souvent utilisée pour ajuster les séries de pluie maximal correspondent. Dans ce cas le caractère exponentiel de cette distribution est décrit par la pente de la droite d'ajustements des pluies ou des débits observés.

La pente de cette droite est le gradient de cette distribution exponentielle ; d'où le nom de la méthode GRADEX.

Le calcul de GRADEX de pluies journalières observées consiste donc à procéder à l'ajustement des valeurs.

De pluies maximales annuelles selon une distribution de GUMBEL pour en déduire une estimation du paramètre  $b$  de la droite d'ajustement.

$$Y = aU + B$$

Avec :  $U$  : variable réduite de Gumbel.

#### I.3. 4 Principe de la méthode :

Le modèle appliqué est la fréquentielle qui est très souvent utilisée pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes est la distribution statistique de Gumbel (loi double exponentielle).

La fonction de la répartition de la loi de Gumbel  $F(x)$  s'exprime de la manière suivante :

$$F(x) = \exp\left(-\frac{\exp(-(-x - a))}{b}\right) \dots \dots \dots (1)$$

Avec : la variable réduite suivante :

$$U = \frac{x - a}{b} \dots \dots \dots (2)$$

Où  $a$  et  $b$  sont les paramètres du modèle de Gumbel :

La distribution s'écrit alors de la manière suivante :

$$F(x) = \exp(-\exp(-U)) \dots \dots \dots (3)$$

$$\text{Et } U = -\ln(-\ln(F(x))) \dots \dots \dots (4)$$

L'avantage d'utiliser la variable réduite est que l'expression d'un quantile est alors linéaire :

$$Y = aU + b$$

En conséquence, dès lors que les points de la série à ajuster peuvent être reportés dans un système d'axes  $Y-U$ , il est possible d'ajuster une droite qui passe le mieux par ces points représentatifs et d'introduire les deux paramètres  $a$  et  $b$  de la loi.

L'estimation des paramètres  $a$  et  $b$  de l'ajustement peut se faire graphiquement (ajustement à l'œil ou à l'aide d'une régression statistique), ou selon une méthode mathématique comme celle des moments.

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 Hazan.

$$F(X(R)) = \frac{R - 0.5}{N} \dots \dots \dots (5)$$

Avec :  $R$  : est le rang dans la série de données classées par valeurs croissantes.

$N$  : est le nombre d'échantillons ;

$X(R)$  : la valeur de rang  $R$  ;

Rappelons encore que le temps de retour  $T$  d'un événement défini comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement soit :

$$T = \left( \frac{1}{F(X)} \right)$$

À l'aide de l'ajustement, il est alors possible d'estimer la pluie ou le débit de pointe pour un temps de retour donné.

### I.3.5 Méthode à appliquer :

#### a. Méthode des moments :

La méthode des moments consiste à évaluer les moments des échantillons avec les moments théoriques de la loi. Par la méthode des moments les paramètres  $a$  et  $b$  sont calculés d'après les formules :

$$a = \left[ \frac{(6)^{1/2}}{\pi} \right] * \sigma$$

$$b = X_a * y$$

Avec  $X$  : la moyenne de l'échantillon.

$\sigma$  : Écart type des valeurs composant l'échantillon.

$Y$  : 0.5772 (constante d'Euler).

$$P_{jmax} = aU + b$$

On trouve : graphiquement

$a$  ; le GRADEX c'est la pente de droite.

$b$  ; c'est l'ordonnée à l'origine (mode), paramètre de position.

Avec ;  $U$  : variable réduite.

### a.1 La démarche pour l'analyse fréquentielle de la série de l'ajustement de l'échantillon

La préparation de la série de donnée comporte :

- Triage des valeurs dans l'ordre croissant.
- L'attribution du range à chaque valeurs R.
- Le calcul de la fréquence empirique pour chaque range  $F(x)$  (Hazan, équation (5)).
- Le calcul de la variable réduite «U» du GUMBEL (équation (4)).
- La représentation graphique des couples (U, Pjmax) de l'échantillon à ajuster.
- L'ajustement de la relation linéaire de type (Pjmax = aU +b) aux couples (Ui,Pjmax ).
- En utilisant le logiciel Excel pour représenter la droite de régression et pour déterminer

Les coefficients de la droite de GUMBEL a et b.

- L'estimation des paramètres a et b. la pente a de cette droite n'est autre que le gradient exponentielle des pluies ou des débits (ou GRADEX).

Dans le tableau ci-dessous nous avons réuni les pluies maximales journalières.

Années	sept	oct	nov	déc	Jan	Fev	Mar	Avr	mai	Jui	Juil	aut	T/An	Pmaxj
80/81	21.7	6.5	74.1	29.9	2.3	20.2	16	34.5	00	20	00	25.8	251	24
81/82	34.8	3	0.2	8.2	64.5	50.7	31	49.2	38.1	10.2	4.2	1.7	295.8	33.8
82/83	9	39.7	77.8	12.1	0	8.6	3.4	3.4	34.9	8.2	5.5	7.1	209.7	18.1
83/84	6.5	8.2	4.7	8.3	31.9	10	28.8	1.3	28.2	15	2.3	10.4	155.6	14.8
84/85	6.9	23.4	36.2	9	20.8	12.4	19.4	0.4	35.8	4.4	2	19	189.7	53.8
85/86	50.8	30.7	24.5	50.4	17.2	19.3	87.5	14.5	30.2	6.9	4.9	8	344.9	26.7
86/87	43.9	51.1	24.8	18.3	18.1	27.6	29.9	12.5	8.3	28.6	11.4	4.5	279	19.8
87/88	4	19.1	37.6	25	32.3	26.3	18.3	8.1	10.2	25.6	2.3	11.6	220.4	36.4
88/89	9	37.1	13.8	10.7	14	3.9	36.7	30.3	1.2	50.1	5.6	25.5	237.9	20.7
89/90	14.6	32.2	18.5	14.5	67.7	0.2	20	47.1	54.7	14.7	3.3	11.4	298.9	28.9
90/91	4.9	12.2	17.1	28.8	9.8	33.8	109.3	35.9	33.2	9.3	3.1	15	312.4	51.5
91/92	24	109.3	3.2	30.5	20.6	14.6	55.3	28.2	61.1	6.6	14.1	11.8	379.3	42.8
92/93	22.2	0.5	10.9	9.4	2.7	20.6	47.5	13.4	23.9	51.4	11.5	21.3	235.3	18.8
93/94	13.1	13.9	34.9	11	18.9	25.2	21.9	2.7	1.1	6.7	1.7	6.7	157.8	22.6
94/95	64.8	52.7	14.6	2.9	10.6	20.3	44.1	29.3	5.6	35.4	1.2	24.5	306	28.5
95/96	22.7	19.5	4.9	51.3	33.9	38.7	85.1	40.3	2.3	86.2	3.9	3	391.8	38.5
96/97	63.5	0.9	0	34.7	61.3	0.6	2.8	55.1	10.2	0	4.5	43.2	276.8	26
97/98	50	37.7	27.3	44.2	9.9	6.8	5.8	16.7	47.3	5.2	0.9	3.1	254.9	24.2
98/99	4.7	6.3	2.2	6.4	85.7	27.5	32	2.6	0	0.3	0.2	5.3	173.2	70.4
99/00	24.9	5.6	16.8	70.4	0	0	4.1	5.7	8.3	5.5	12.4	11	164.7	24.5
00/01	24.5	22.6	22.9	7.2	20.5	8.4	3.7	8.1	4.4	0.5	0.7	18.5	142	22

01/02	2.4	8.4	6.1	15	0	5.9	16.3	38.6	3.5	0	0.5	16.1	112.8	53
02/03	10.3	19.7	46.2	12.6	21	19.2	2.8	17	9.9	21.9	0.4	10.1	191.1	38.4
03/04	4	89.5	69.6	31.5	7.5	16.3	48.6	43.3	55.7	17.4	4.1	10.3	397.8	32.5
04/05	6.5	7.5	19.5	17.4	5.4	9.1	14.6	1.2	2.6	24.5	13.2	15.6	137.1	43.5
05/06	65.4	79.9	44.4	17.4	59.3	54.1	3.2	18.3	49.1	8.7	1.1	4	404.9	45.8
06/07	11.8	0.1	27.3	43.9	1.7	9.7	13.2	49.8	13.2	0	16.5	14.8	202	32.1
07/08	12.6	18.1	8.2	4.7	8.4	18.5	20.4	0.5	30.3	25.6	3.3	9.9	160.5	31.5
08/09	33.4	192.8	26.4	48.8	45.9	27.2	59	27.6	2.1	4.3	6.4	10.5	484.4	47.4
09/10	97.2	0	17.1	9.7	22.1	49.6	20.1	22.2	49.3	9.5	0.7	25	322.5	34.1
10/11	34.8	52.8	7.9	17.9	10	12.8	17.8	129.5	35.3	33.7	5.3	13.6	371.4	54.7
11/12	32.51	115.82	73.42	33.28	6.09	17.26	47.24	36.07	0.51	3.81	0.51	2.04	368.56	110

Tableau 19 : la série pluviométrique de la station d'El Bayadh durant la période (1980-2012).

Caractéristique	Valeurs
La somme des Pjmax, en (mm)	1170 mm
La moyenne des Pjmax, en (mm)	3657 mm
L'écart type	1845 mm
Coefficient de variation	0.50

Tableau 20 : la caractéristique de la série pluviométrique avec un nombre d'observation N=32.

### a.2 Choix de la loi d'ajustement :

L'ajustement des pluies maximales journalières sera traité par logiciel «Hyfran plus».

Les résultats obtenus sont résumés au tableau suivant.

Nombre de données N	32
Minimum	14.800
Maximum	110
Moyenne	36.566
Ecart type	18.747
Médiane	32.300
Coefficient de variation Cv	0.51270
Coefficient d'asymétrie Cs	2.1440
Coefficient d'aplatissement CK	7.9700

Tableau 21 : Caractéristique de l'échantillon.

Range	Pjmax	Fréquence	Variable réduite
1	14.8	0.02	-1.36
3	18.8	0.08	-0.93
4	19.8	0.11	-0.79
5	20.7	0.14	-0.68
7	22.6	0.20	-0.48
8	24	0.23	-0.39
9	24.2	0.27	-0.26
10	24.5	0.30	-0.19
12	26.7	0.36	-0.02
13	28.5	0.39	0.06
11	26	0.33	0.10
14	28.9	0.42	0.14
15	31.5	0.45	0.23
16	32.1	0.48	0.31
17	32.5	0.52	0.42
18	33.8	0.55	0.51
6	22	0.17	0.57
19	34.1	0.58	0.61
20	36.4	0.61	0.70
21	38.4	0.64	0.81
22	38.5	0.67	0.92
23	42.8	0.70	1.03
2	18.1	0.05	1.1
24	43.5	0.73	1.16
25	45.8	0.77	1.34
26	47.7	0.80	1.50
27	51.5	0.83	1.68
28	53	0.86	1.89
29	53.8	0.89	2.15
30	54.7	0.92	2.48
31	70.4	0.95	2.97



32	110	0.98	3.90
----	-----	------	------

Tableau 22 : Pjmax, F(x) et la variation réduite U de la de GUMBEL.

Les méthodes utilisées pour le calcul des débits de point sont :

**b. Méthode de GRADEX :**

La méthode de GRADEX se base essentiellement sur :

L'ajustement de la loi de GUMBEL des pluies maximales journalières et la détermination de la Pjmax (T) pour « T » allant de 2 à 1000 ans.

**c. Calcul des débits des crues par les formules usuelles :**

Les méthodes de calcul recensées en utilisant différents formules empiriques tiennent compte de deux facteurs essentiels :

- La taille du bassin versant, par le biais de sa surface et /ou de sa longueur.
- Le gradient topographique du bassin versant, par le biais de sa pente ou de sa dénivelée.
- Les débits retenus sont ceux calculs par ces formules dont les limites de validités dépendent essentiellement de la taille des bassins.

**c.1.Méthode rationnelle :**

La méthode rationnelle est également utilisée pour le calcul des débits de points pour différents fréquences.

Cette méthode repose sur le principe suivant :

Le débit à l'exutoire d'un bassin versant soumise à une averse homogène dans le temps et dans l'espace d'intensité I, atteint son maximum lorsque la durée de l'averse est égale au temps de concentration de bassin.

Le débit maximal est donné par la formule :

$$Qp(T) = Cr * I(Tc * T) * S$$

Avec :

Qp (T) : débit en m<sup>3</sup>/s.

Cr : coefficient de ruissellement.

S : surface du bassin versant en m<sup>2</sup>.

I (Tc.T) : intensité moyenne maximale correspondent au temps de concentration et de la période de retour T soit :

$$I(Tc.T) = P(Tc.T)/Tc$$

P(Tc.T) : la pluie instantanée annuelle en mm, de période de retour T années ; pour un temps de retour T donné la relation établie par Montana s'écrit comme suite :

$$I(Tc.T) = a(T)/(Tc)^b$$

Avec :

I : Intensité de pluie exprimée par en mm/h.

Tc : temps exprimée en heurs.

T : période de retour exprimée en ans.

«a» et «b» : paramètres de Montana.

Les valeurs des coefficients de Montana «a» et «b» l'exposant climatique peut être calculé en reportant sur papier log -log l'intensité moyenne maximale de l'averse moyenne du bassin versant en fonction du temps.

Il représente la pente de la droite .pour l'Algérie souvent, il est lu sur la carte de Body (ANRH) **b=0.75.**

Données fournie par l'ANRH.

S'obtient d'après la formule d'homogénéisation des coefficients de surfaces élémentaires relatives à différentes zones de chaque bassin versant :

$$Cr = c1 * A1 + c2 * A2 + \dots \dots \dots cn * \frac{An}{A1} + A2 \dots \dots \dots An$$

Ou : A1, A2, An : sont les surfaces élémentaires classifiées d'après la texture du sol et la topographie.

C1, C2, Cn : sont les coefficients de ruissellement correspondent aux surface élémentaires.

Les valeurs sont tirées à partir du tableau suivant ci-après.

Cette méthode va permettre de déterminer de débits de pointes pour des fréquences inferieurs ou égales à la centennale.

Coefficients de ruissellements Cr				
Topographie et végétation		Texture du sol		
		Sablonneux	Argile et silt	Argile compact
Boisé				
Plat	pen0-5%	0.10	0.30	0.40
Valonneux	pen5-10%	0.25	0.30	0.50
Montagneux	pen10-30%	0.30	0.50	0.60
Déboisée et friches				

Plat	pen te0-5%	0.10	0.30	0.40
Valonneux	pen te5-10%	0.16	0.40	0.55
Montagneux	pen te10-30%	0.22	0.52	0.60
<b>Cultures drainées</b>				
Plat	pen te0-5%	0.30	0.50	0.60
Valonneux	pen te5-10%	0.40	0.60	0.70
Montagneux	pen te10-30%	0.52	0.72	0.82

Tableau 23 : les valeurs des coefficients des ruissellements selon la nature du sol.

Le coefficient de ruissellement retenu pour le bassin versant oscille autour de 0.20.

La durée de la pluie considérée pour chaque bassin versant sera égale à son temps de concentration.

### c.2 Formule de Mac math :

$$Q(T) = K * P * A^{0.58} * I^{0.42}$$

Ou :

Q(T) : débit de pointe, en m<sup>3</sup>/s pour une période de retour T en années.

P : pluie maximale, sur 24h en m de période de retour T années.

A : la superficie du bassin versant en m<sup>2</sup>.

I : pente moyenne du bassin versant.

K : coefficient d'expression dépendent du couvert végétal et de la topographie du bassin versant.

Nature de la surface	Valeur de K
Bv de grands dimensions et couvert végétation	0.11
Superficie cultivées et terrains vagues des zones suburbaines	0.22
Terrain non aménagées, non rocheux de pente moyenne zones peu densément peuplées faubourgs non pavées.	0.32
Petites cités, les raines non aménagées rocheux à fort pente	0.43

Tableau 24 : les valeurs de k.

Pour les cas de bassin versant étudiées, k sera pris égale à 0.32.

### c.3 Formules de Mallet et Gauthier :

$$Q(T) = 2k * \log(1 + a * Hm) \left(\frac{A}{L^2}\right) (1 + 4\log T - \log A)^{1/2}$$

Avec :

Q(T) : débit de point en m<sup>3</sup>/s pour une période de retour T.

L : longueur de talwegs (km).

A : est la superficie du bassin versant en km<sup>2</sup>.

Hm : hauteur moyenne de la précipitation en m.

Les paramètres a et k varient selon la région géographique ou le bassin est situé, et de sa pluviométrie annuelle.

### c.4 Formule de Fuller II :

$$Q(T) = \left(4 * \frac{N}{300}\right) (1 + a \log T) \left(A^{0.8} + \frac{8}{3} A^{0.5}\right)$$

Avec :

Q(T) : débit de point en m<sup>3</sup>/s pour une période de retour T.

A : est la superficie du bassin versant en km<sup>2</sup>.

T : la période de retour.

a : coefficient qui varie entre 0.7 et 1.7 et pouvant dépasser 2 dans la région arides.

Nous adaptent une valeur a=1.7

N : coefficient régional pris égal à 80 en plaine, 85 en région accidentée et 100 en montagne.

Nous prenons N=85.

### c.5 Formules de Hazan \_Lazarevic :

Cette formule permet d'évaluer le débit de point de crue millénaire.

$$Q_{1000} = a * S^b$$

Q<sub>1000</sub> : débit pour la période de retour T=1000 an ; m<sup>3</sup>/s.

S : surface du bassin versant km<sup>2</sup>.

Les valeurs des paramètres «a» et «b» dépendent de la situation géographique de la zone et de sa pluviométrie annuelle.

Zone géographique	Relation	Pluviométrie (mm)
	$Q_{1000} = a * S^b$	

	A	B	
RIF central	15.55	0.776	1000_1300
RIF occidental	9.78	0.793	800_1000
RIF oriental	7.58	0.808	600_800
Haut atlas saharien	9.38	0.742	200_400
Moyen atlas	14.94	0.636	700_900
Moyen atlas	13.51	0.613	500_700
Moyen atlas (karst)	13.41	0.587	400_700

Tableau 25 : les valeurs des paramètres «a» et «b».

**d. Synthèses des méthodes simples de régionalisations de : monsieur Marc Barbet, ing. M.Sc.A Hydro-Québec.**

En nous basant sur la géographie et la pluviométrie de la zone d'étude, nous prenons les coefficients s'en approchant le plus : a=9.38 ; b=0.742.

$$QT = Q1000 * (1 + a \log T)/(1 + a \log 1000)$$

QT : débit de pointe en m<sup>3</sup>/s.

a : coefficient régional variant de 2à3, on prend a=2.

**I.3. 6Application de la méthodologie :**

Nous rappelons que les résultats du temps de concentration obtenu par les différentes méthodes mises en œuvre sont les suivantes :

Formule	Tc (heur)
GIANDOTTI	6.56
CALIFORNIA	1.58
KIRPICH	1.57
VENTURA	6.52

Tableau 26 : les résultats de différentes méthodes de temps de concentration.

On opte une valeur moyenne du temps de concentration équivalente de l'ordre de : Tc=4heurs.

**I.3. 6.1Le débit de point :**

**a. Méthode de GRADEX :**

L'ajustement et la détermination des  $P_{jmax}(T)$  pour  $T$  de 2 à 1000 ans et la détermination du GRADEX journalier  $G_p(24)$ .

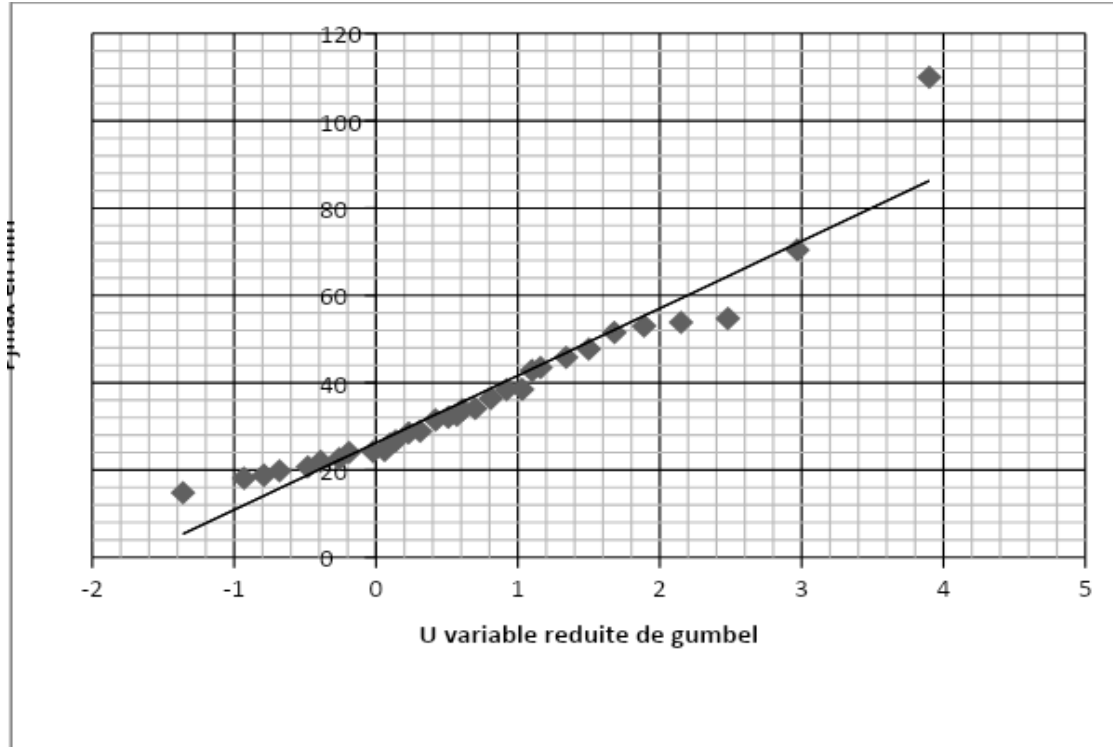
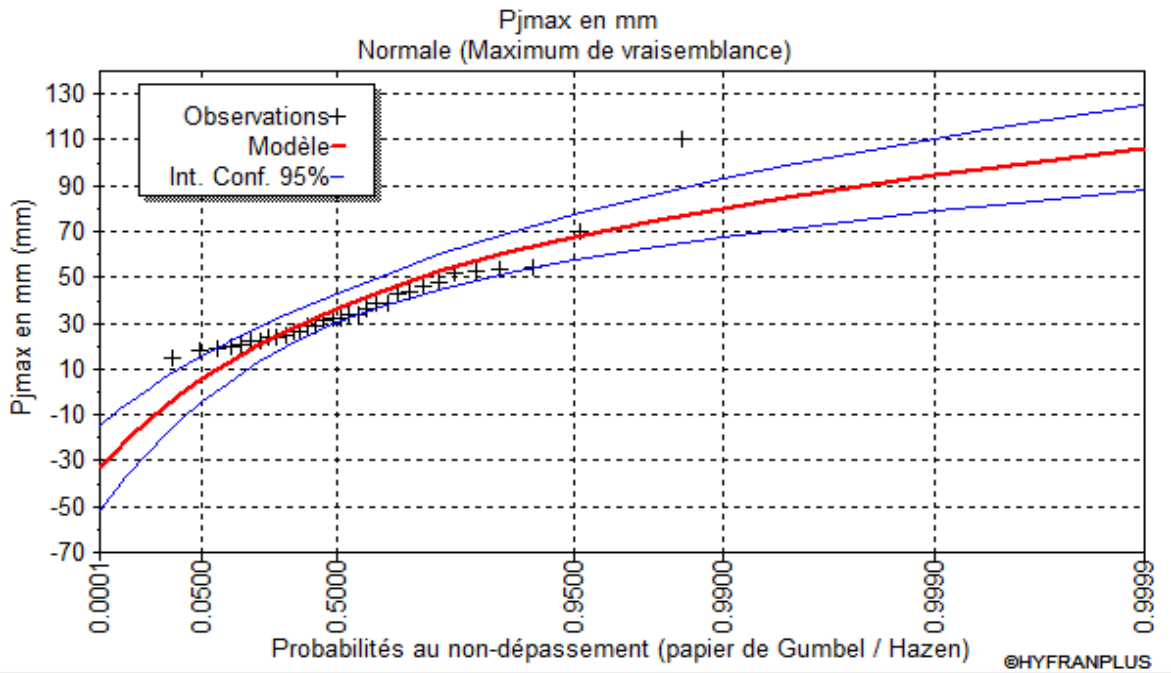


Figure 22 : Ajustement par la loi de Gumbel des  $P_{jmax}$  de la station d'El Bayadh.



On trouve : graphiquement

$a=15.38$  c'est le GRADEX

$b=26.23$  c'est l'ordonnée à l'origine (mode), paramètre de position

L'équation devient :  $y=15.38U+26.23$

Le graphique d'ajustement permet d'aboutir aux résultats suivant, dans les quels sont regroupés.

Le GRADEX et les pluies maximales journalières pour différentes périodes de retour.

Avec :

$u(t) = -\text{Ln}(-\text{Ln}(\frac{1}{T}))$  Est la variable de gumbel

T	U(T)	PJ max (mm)
2	0.37	32.11
5	1.50	48.79
10	2.25	59.86
20	2.97	70.48
50	3.90	84.21
100	4.60	94.54
1000	6.91	128.64

Tableau 27 : les pluies maximales journalières pour différentes période de retour.

Station	GRADEX	Gp(24)
El Bayadh	15.38	73.29

Tableau 28: le GRADEX journalier pour la station pluviométrique d'El Bayadh

Le passage des valeurs journalières aux valeurs en 24h se fait en fait en majorant les valeurs journalières de 15% pour tenir compte de la coulissante de la pluie dont on multiple les valeurs journalières par un coefficient égal à 1.15.

T	Pj max	P(24)
2	32.11	36.93
5	48.79	56.11
10	59.86	68.84
20	70.48	81.05
50	84.21	96.84
100	94.54	108.72
1000	128.64	147.94

Tableau N°29 : Passage de pluies journalières ou pluies en 24 heures.

Comme on a  $P_{jmax}$  pour les différentes périodes de retour, et avec  $b=0.75$ , et pour un temps de concentration de  $T_c$  de 4 heures. On peut calculer le coefficient de Montana «a» comme suit :

$I(T_c, T)$  : intensité moyenne maximale, correspondant au temps de concentration  $T_c$  et à la période de retour  $T$ , soit :

$$I(T_c, T) = P(T_c, T) / T_c$$

Ainsi nous obtenons les valeurs rassemblées au tableau ci-dessous.

T	P(24)mm	I(Tc.T) mm /h
2	36.93	9.23
5	56.11	14.03
10	68.84	17.21
20	81.05	20.26
50	96.84	24.21
100	108.72	27.18
1000	147.94	36.99

Tableau 30: résultat de calcul des intensités moyennes.

$P(T_c, T)$  : Pluie instantanée annuelle de période de retour  $T$  en mm. Ou

$$I(T_c, T) = a(T) * (t)^{-b}$$

T (ans)	2	5	10	20	50	100	1000
a (T)	3.26	4.96	6.08	7.16	8.56	9.61	13.08

Tableau 31 : paramètres «a» de Montana par période de retour

### I.3. 6.2 Estimation du débit de référence :

La méthode du GRADEX repose sur le fait qu'au-delà d'une certaine fréquence dite de référence  $T$  (Généralement comprise entre la fréquence décennale et vingtennale, selon la perméabilité des sols).

L'essentiel de la pluie tombée ruisselle, autrement dit, tout complément de pluie engendre.

Un supplément d'écoulement égale volume. Pour le cas du bassin versant objets de la présente étude, nous avons considéré comme fréquence la référence la fréquence décennale  $T=10$  ans.

Le débit de référence  $Q_p(T=10 \text{ ans})$  calculé par la formule empirique de Caquot :

$$Q_p(T = 10 \text{ ans}) = k^{1/U} * I^{v/U} * c^{1/U} * S^{w/U}$$

Avec :

$Q_p(T=10 \text{ ans})$  : débit de référence de la fréquence décennale.



C=est le coefficient de ruissellement pris égal à 20%.

S : surface du bassin versant en ha.

I : pente moyenne du talweg.

Les coefficients d'expressions (k, U,V, et W) sont calculés par les formules suivantes :

$$k = 0.5^b * \left(\frac{a}{6.6}\right);$$

$$U = (1+0.287*b);$$

$$V = (-0.41*b);$$

$$W = (0.95+0.505*b);$$

Les valeurs des paramètres a et b sont obtenus par la formule de Montana :

$$I(TC, T) = a(T) / (TC)^b$$

I : intensité de pluie exprimée en mm/h.

T : période de retour exprimé en ans.

Tc : temps exprimé en heures.

La formule devient alors par période de retour (10 ans) comme suit :

$$Qp = (T = 10 \text{ ans}) 1.110 * I^{0.158} * C^{1.09} * S^{0.75}$$

On trouve :  $Qp(T=10 \text{ ans}) = 147 m^3/s$

On va calculer le coefficient d'allongement et le coefficient d'influence, pour corriger le débit de référence calculée par la formule empirique de Caquot.

Coefficient d'allongement M :

$$M = L/(S)^{1/2}$$

Avec :

L : longueur du talweg en hm.

S : surface du bassin versant en ha.

On trouve :  $M=1.20$

Coefficient d'influence m :

$$m = \left(\frac{M}{2}\right)^{0.7*b}$$

On trouve :  $m=0.77$

En effet le débit calculé la méthode du GRADEX est corrigé par un coefficient d'influence m.

Et devient :  $Qp(T=10 \text{ ans}) = 113.19 m^3/s$

**I.3. 6.3calcul de la lame d'eau ruisselée et du volume pour la fréquence 10 ans.**

Le volume V (T=10 ans) correspondant au débit de référence (T=10 ans) peut être calculé par multiplication du débit de pointe de référence fois le temps concentration.

$$V(T=10 \text{ ans})=Q_p(T=10 \text{ ans}) * T_C$$

La lame d'eau ruisselée de référence R(T=10 ans) est déduite du volume de référence (T=10 ans) en divisant ce dernier par la surface du bassin versant.

Bassin versant	$Q_p(T=10 \text{ ans}) \text{ m}^3/\text{s}$	$V(T=10 \text{ ans}) \text{ mm}^3/\text{s}$	$R(T=10 \text{ ans}) \text{ mm}$
Oued d'effa	113.19	$1.63 \text{ mm}^3$	12.40

Tableau 32 : les valeurs de  $Q_p$ , V et R pour de retour de 10 ans

#### a. Calcul des lames d'eau ruisselées et des débits de pointe pour différentes fréquences

Le principe de base sur lequel on s'est basé pour le calcul de débit de pointe.

Si le bassin versant confédéré est soumise à un épisode pluvieux dont la durée coïncide avec le temps de concentration du bassin. D'autre part on considère qu'une pluie d'une période de retour T engendre une crue de même période de retour.

Par conséquent, nous allons considérer que le bassin versant étudié est soumis à une pluie d'une durée équivalent au temps de concentration.

Le passage des pluies en 24heurs  $p(24)$  aux pluies sur le temps de concentration  $p(T_c)$  pour chaque fréquence se fait en utilisant la formule suivante :

$$P(T_c) = P(24) * \left(\frac{T_c}{24}\right)^{(t-b)}$$

Ou b est le coefficient de Montana.

b	T	P(Tc)
0.75	10	44
0.75	20	51.8
0.75	50	61.88
0.75	100	69.44
0.75	1000	94.53
0.75	1000	94.53

Tableau 33 : pluies par le temps de concentration du bassin versant oued d'effa.

Par conséquent, les lames d'eaux ruisselées  $L_r(T, T_c)$  au bassin étudié, sur le temps de concentration et pour différents périodes de retour, sont obtenues en utilisant l'équation suivants :

$$R(T, T_c) = R(T = 10 \text{ ans}) + G_p(T_c) * [U(T) - U(T_r)]$$

$$U(T) = -\text{Ln}\left(\text{Ln}\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) \text{ est la variable de Gumbel.}$$

R(T=10ans) est la lame d'eau ruisselée de référence.

Gp(Tc) est le GRADEX sur le temps de concentration calculé à partir du GRADEX en 24heurs par la formule suivante :

$$Gp(Tc) = Gp(24) * (Tc/24)^{(1-b)}$$

T	B	Gp(Tc)
10	0.75	46.83
20	0.75	46.83
50	0.75	46.83
100	0.75	46.83
1000	0.75	46.83

Tableau 34 : les valeurs de Gp(Tc) pour les différents périodes de retour.

### I.3. 6.4 Calcul du débit de pointe :

On peut déduire le volume de la crue en multipliant la lame d'eau par la surface total du bassin versant considéré, et on calcule le débit de pointe par le rapporte du volume par le temps de concentration du bassin versant.

T	R(T, Tc) mm	V(T, TC) Mm <sup>3</sup>	Q(Tc) m3/s
10	12.40	1.63	113.19
20	46.12	6.07	421.52
50	55.95	7.36	511
100	45.18	5.94	412.5
1000	120.58	15.86	1101.39

Tableau 35: résultats de calcul de R(T,Tc) ,Qp(T), et V(T,Tc).

#### a. Méthode rationnelle :

La méthode rationnelle est également utilisée pour le calcul des débits de pointes pour différents fréquences. Cette méthode repose sur le principe suivant : le débit à l'exutoire d'un bassin versant soumis à une averse homogène dans le temps et dans l'espace d'intensité «I» atteint son maximum lorsque la durée de l'averse est égale au temps de concentration du bassin.

Le débit maximal est donné par la formule :

$$Qp(T) = Cr * I(Tc, T) * S$$

Avec :

$Qp(T)$  : débit en  $m^3/s$ .

$Cr$  : coefficient de ruissellement.

$S$  : surface du bassin versant en  $m^2$ .

$I(Tc, T)$  : pluie instantanée annuelle en mm, de période de retour tannées.

T	P(Tc) mm	I (Tc, T) mm/h	Q max $m^3/S$
10	44	17.21	125.73
20	51.80	20.26	148
50	61.88	24.21	176.89
100	69.47	27.18	198.57
1000	94.53	36.99	270.23

Tableau 36 : Résultats de calcul de  $Qp(T)$

**b. Méthode de mac math :**

T	Q max $m^3/s$
10	320.28
20	377.09
50	450.55
100	505.83
1000	688 .30

Tableau 37 : Valeurs de  $Q(t)$  pour les différentes périodes de retour.

**c. Méthode de mallet et Gauthier :**

T	Q max $m^3/s$
10	102.36
20	246.35
50	342.33
100	414.95
1000	656.16

Tableau 38: les valeurs de  $Q(T)$  pour les différentes périodes de retour.

**d. Méthode de fuller II :**

$$Q(t) = \left(4 * \frac{N}{300}\right)(1 + a \log T) \left(A^{0.8} + \frac{8}{3}A^{0.5}\right)$$

T	Q max m <sup>3</sup> /s
10	245.23
20	291.71
50	353.15
100	400
1000	554

Tableau 39 Valeurs de Q(T) pour les différentes périodes de retour.

**e. Méthode de Hazan-Lazarevic :**

T	Qmax m <sup>3</sup> /s
10	150.13
20	180.26
50	220.08
100	250.21
1000	350.3

Tableau 40 : les valeurs de Q(T) pour les différentes périodes de retour.

**f. synthèse et conclusion :**

Nous avons résumées les résultats obtenus par les différentes méthodes mises en œuvre au tableau ci-dessous.

T	GRADEX	rationnelle	Mac math	Gauthier	Fuller II	Hazan	Qmoyenne m <sup>3</sup> /s
10	113.19	125.73	320.28	102.36	245.23	150.13	176.15
20	421.52	148	377.09	246.35	291.71	180.26	277.49
50	511	176.89	450.55	342.33	353.15	220.08	342.33
100	412.5	198.57	505.83	414.95	400	250.21	363.68
1000	1101.39	270.23	688.30	656.16	554	350.3	603.40

Tableau 41 : Résultats obtenus par les différentes méthodes utilisées et les valeurs Qt retenus.

**I.3. 7 Conclusion :**

Le calcul des débits de pointes des différentes de retour a nécessité un ensemble d'étapes enchainées qu'il fallait suivre, en utilisant différentes méthodes empiriques.

Ces débits de pointe seront introduits en amont du tronçon choisi d'Oued d'effa pour la modélisation hydraulique.

Ainsi, tout projet hydraulique doit impérativement tenir compte en premier lieu du bassin versant urbanisé d'oued d'effa et plus particulièrement du comportement hydrologique du cours d'eau principal. Celui-ci peut faire l'objet d'un aménagement en fonction des débits de pointe et la genèse des crues qui en découlent ; ce qui permettra de maîtriser les risques liés aux inondations et se protéger contre les crues exceptionnelles.

## **Conclusion générale**

A l'échelle du bilan hydrique sur l'ensemble du bassin versant de l'oued Edeffa, on peut admettre que les pertes en eau par évapotranspiration sont sensiblement équilibrées par les apports comme le montre la répartition saisonnière des précipitations.

Le bassin versant est centré sur des terrains perméables à relief peu accidenté où le développement du réseau hydrographique présente une hiérarchisation moyenne. Ces caractéristiques morpho métriques non adaptées à la structure géologique génèrent un écoulement limité et centralisé et une infiltration conséquente en faveur d'une recharge élevée des réserves en eau souterraine par les apports nettes des précipitations.

Toutefois, la forme allongée du bassin et le relief fort concourent à un temps de concentration de ruissellement faible privilégiant un laminage des crues non exceptionnelles.

L'étude du régime hydrologique a permis de déterminer les débits de pointe des crues de fréquences caractéristiques à l'entrée d'oued d'effa en utilisant la méthode de GRADEX et les formules empiriques appropriées.

Dans ce contexte, le calcul des débits de pointe des différentes périodes de retour a nécessité un ensemble d'étapes enchaînées mises en œuvre utilisant différentes méthodes empiriques. Ces débits de pointe pourront ainsi être introduits en amont du tronçon choisi d'Oued d'effa pour une éventuelle modélisation hydraulique et la réalisation de modèle mathématique de simulation. Ces modèles permettent de simuler les débits de la crue, les hauteurs d'eau et l'étendue des inondations afin d'estimer les dommages que pourrait subir la population tout au long du lit de la rivière.

Ainsi, tout projet hydraulique doit impérativement tenir compte en premier lieu du bassin versant urbanisé de l'oued d'Effa et plus particulièrement du comportement hydrologique de son cours d'eau principal. Celui-ci peut faire l'objet d'un aménagement en fonction des débits de pointe et la genèse des crues qui en découlent ; ce qui permettra de maîtriser les risques liés aux inondations et se protéger contre les crues exceptionnelles. Ils permettent également de tester la pertinence de projets d'aménagements hydrauliques contre les inondations.

### REFERENCES BIBLIOGRAPHIES :

**Andi .(2013)** la Wilaya D'El Bayadh

**Chabane R. , Labbaoui T(2016)** étude de protection contre les inondations de la ville d'el bayadh (oued deffa) ; *mém .Univer.Bedjia*.Algérie.pp86 .

**Cira 2007**, cours Mesures de temperatures par Cira 2007.«Contre les inondations», mémoire de magister, université de djilali liabes-sidi bel abbés.

**Cornet A. (1952)**- Atlas saharien Sud-Oranais. *Publ. XIX. Congr. Géol. Inter. Alger, mongo.*

**Damagnez, (1975)** Economie de l'eau en zone aride : utilisation des eaux de surface. Options Méditer., 28 : 35 – 41.

**Djebali, K. (2015)**. «Contribution à l'étude de l'aléa " inondations": Genèse et prédiction Cas de la vallée d'El-Abadia (w.Ain Defla)».

**Le Houerou, (1995)** Bioclimatologie et biogéographie des steppes aride du Nord de l'Afrique- Diversité biologique, développement durable et désertisation. Options méditerranéennes.

**Ledoux Bruno (2006)** : « la gestion du risque inondation », Edition TEC et D

**Merabet A .(2008)**, étude de la protection de la ville de sidi bel abbés

**Oufella. T (2005)**, contribution à la cartographie des zones vulnérables aux inondations application de la méthode inondabilité ; cas de la ville de sidi bel abbés, revue semestrielle scientifique et technique, journal de l'eau et de l'environnement – ensh blida-

**Pouget, (1980)** Les relations sol-végétation dans les steppes sud algéroises. *Trav. Et. Doc.* ORSTOM, Paris, 555 p.

**Pr. Larabi Abid** ,la couverture sanitaire de la wilaya d'el bayadh.

**ROCHE. M. (1963)**. « Hydrologie de surface».

1. <https://www.ecologiquesolidaire.gouv.fr/sites/default/files/Dossier%20d%27in%20formation%20inondation%20v1-2.pdf>
2. <https://www.catnature.info/les-types-des-inondations/>
3. [https://asal.dz/?page\\_id=1239](https://asal.dz/?page_id=1239)



## Liste des figures

- Figure 1 : les limites géo-administrative de la Wilaya d'El Bayadh.p 3
- Figure 2 : Extrait de la carte géologique d'El Bayadh au 1/200.000 (Cornet, 1952, modifié).p 5
- Figure 3 : Localisation de la station pluviométrique d'El Bayadh (La direction des ressources en eau d'El Bayadh.p 6
- Figure 4 : Précipitations moyennes mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.p 7
- Figure 5: la répartition saisonnière des précipitations dans la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.p 8
- Figure 6 : Températures moyennes annuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.p 9
- Figure 7 : Température moyenne mensuelle de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.p 10
- Figure 8 : Variation des différentes températures mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.p 11
- Figure 9 : l'évaporation moyenne mensuelle de la station d'El Bayadh durant la période1991-2000.p 12
- Figure 10: Diagramme ombrothermique de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012. p13
- Figure 11 : Abaque de l'indice d'aridité annuel de DE MARTONNE.p 15
- Figure 12: Abaque de Climat gramme pluviométrique d'EMBERGER. p 17
- Figure 13 : Le modèle numérique du terrain (MNT) du bassin versant d'Oued Deffa.p24
- Figure 14: Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Deffa.p24
- Figure 15: Histogramme de fréquence des classes d'altitudes en fonction de la superficie.p25
- Figure 16 : courbe hypsométrique.p26
- Figure 17 : Carte de pente du bassin versant d'Oued Deffa.p29
- Figure 18 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Deffa.p34
- Figure 19 : Inondation par ruissellement des eaux pluviales. (El Bayadh 2011).p42
- Figure 20 : vu globale de la zone inondée(en rouge).p48
- Figure 21 : Inondations d'El Bayadh-1er octobre 2011.p49
- Figure 22 : Ajustement par la loi de Gumbel des Pjmax de la station d'El Bayadh.p61

## Liste des Tableaux

- Tableau 1 : Identification de la station pluviométrique (la direction des ressources en eau de la Wilaya d'El Bayadh).p6
- Tableau 2 : Précipitations moyennes mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012 .p7
- Tableau 3 : la répartition saisonnière des pluies dans la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.p8
- Tableau 4 : Températures moyennes mensuelles de la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012. p 9
- Tableau 5 : Les différentes températures mensuelles dans la station d'El Bayadh durant la période 1991-2012.p 10
- Tableau 6 : l'évaporation moyenne mensuelle de la station d'El Bayadh durant la période 1991-2000.p11
- Tableau 7 : les moyennes mensuelles des précipitations et des températures à la station d'El Bayadh durant la période 1980-2012.p12
- Tableau 8 : Résultats du calcul de l'indice d'aridité pour la zone d'étude. p 14
- Tableau 9 : Valeurs de l'indice d'aridité mensuel de DEMARTONNE. p14
- Tableau 10 : Valeur de l'ETP mensuel d'après la méthode de THORNTWAITE.p 18
- Tableau 11 : longueur et largeur du rectangle équivalent du bassin versant d'Oued Deffa.p 23
- Tableau 12 : Résultats hypsométrique du bassin versant de l'Oued Deffa.p 25
- Tableau 13: temps de concentration .p31
- Tableau 14 : résumé les données hypsométriques qui ont servi à calculer l'indice Ir.p32
- Tableau 15: Classification de relief selon la méthode de LORSTOM à partir du Ds.p33
- Tableau 16 :chevelu hydrographique du bassin versant de l'Oued Deffa.p36
- Tableau 17: Les inondations en Algérie (D. KHALIFA .2015).p46
- Tableau 18 : Historique des inondations de 1994 à 2011.p47
- Tableau 19 : la série pluviométrique de la station d'El Bayadh durant la période (1980-2012).p54
- Tableau 20 : la caractéristique de la série pluviométrique avec un nombre d'observation N=32. p54
- Tableau 21 : Caractéristique de l'échantillon. p54
- Tableau 22 : Pjmax, F(x) et la variation réduite U de la de GUMBEL. p56
- Tableau 23 : les valeurs des coefficients des ruissellements selon la nature du sol. p58
- Tableau 24 : les valeurs de k. p58
- Tableau 25 : les valeurs des paramètres «a» et «b». p60
- Tableau 26 : les résultats de différentes méthodes de temps de concentration. p60
- Tableau 27 : les pluies maximales journalières pour différentes période de retour. p62
- Tableau 28: le GRADEX journalier pour la station pluviométrique d'El Bayadh p62
- Tableau 29 : Passage de pluies journalières ou pluies en 24 heures. p62
- Tableau 30: résultat de calcul des intensités moyennes. p63

- Tableau 31 : paramètres «a» de Montana par période de retour. p63
- Tableau 32 : les valeurs de  $Q_p$ ,  $V$  et  $R$  pour de retour de 10 ans. p65
- Tableau 33 : pluies par le temps de concentration du bassin versant oued d'effa. p65
- Tableau 34 : les valeurs de  $G_p(T_c)$  pour les différents périodes de retour. p66
- Tableau 35: résultats de calcul de  $R(T, T_c)$ ,  $Q_p(T)$ , et  $V(T, T_c)$ . p66
- Tableau 36 : Résultats de calcul de  $Q_p(T)$ . p67
- Tableau 37 : Valeurs de  $Q(t)$  pour les différentes périodes de retour. p67
- Tableau 38: les valeurs de  $Q(T)$  pour les différentes périodes de retour. p67
- Tableau 39 Valeurs de  $Q(T)$  pour les différentes périodes de retour. p68
- Tableau 40 : les valeurs de  $Q(T)$  pour les différentes périodes de retour. p68
- Tableau 41 : Résultats obtenus par les différentes méthodes utilisées et les valeurs  $Q_t$  retenus. p68